

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ DERGİSİ

Journal of Geological Engineering

Cilt - Volume 35

Sayı - Number 2

ISSN 1016 - 9172

Aralık / December 2011



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

EDİTÖR

Tamer TOPAL
Orta Doğu Teknik Üniversitesi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü
06800, Ankara
Tel : 0 312 210 26 90
Faks: 0 312 210 57 50
E-Posta: topal@metu.edu.tr

TEKNİK EDİTÖR

Yavuz KAYA
Orta Doğu Teknik Üniversitesi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
Hatay Sokak No: 21 Kocatepe / Ankara
Tel : 0 312 434 36 01
Fax : 0 312 434 23 88
E-Posta : jmo@jmo.org.tr

Baskı : Mattek Matbaacılık Bas.
Yay. Tan. San. Tic. Ltd. Şti.
Adakale Sokak No:32/27
Kızılay/Ankara
Tel: 0 312 433 23 10

Yayın Kurulu / Editorial Board

Erhan ALTUNEL (Osman Gazi Üniversitesi)
Can AYDAY (Anadolu Üniversitesi)
Serdar BAYARI (Hacettepe Üniversitesi)
Zeki ÇAMUR (Orta Doğu Teknik Üniversitesi)
Hasan ÇETİN (Çukurova Üniversitesi)
Vedat DOYURAN (Orta Doğu Teknik Üniversitesi)
Mehmet EKMEKÇİ (Hacettepe Üniversitesi)
Nusret EMEKLİ (İller Bankası)
Yavuz ERGİNTAV (Karayolları Genel Müdürlüğü)
Candan GÖKÇEOĞLU (Hacettepe Üniversitesi)
Reyhan Kara GÜLBAY (Karadeniz Teknik Üniversitesi)
Nilgün GÜLEÇ (Orta Doğu Teknik Üniversitesi)
Fikret KAÇAROĞLU (Muğla Üniversitesi)
Remzi KARAGÜZEL (İstanbul Teknik Üniversitesi)
Nurkan KARAHANOĞLU (Orta Doğu Teknik Üniversitesi)
Muazzez Çelik KARAKAYA (Selçuk Üniversitesi)
K. Erçin KASAPOĞLU (Hacettepe Üniversitesi)
Recep KILIÇ (Ankara Üniversitesi)
Mehmet Yalçın KOCA (Dokuz Eylül Üniversitesi)
Ayhan KOÇBAY (Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü)
Halil KUMSAR (Pamukkale Üniversitesi)
İlkay KUŞÇU (Muğla Üniversitesi)
Mahmut MUTLUTÜRK (Süleyman Demirel Üniversitesi)
Cengiz SOYLU (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı)
Mehmet Lütfi SÜZEN (Orta Doğu Teknik Üniversitesi)
Şakir ŞİMŞEK (Hacettepe Üniversitesi)
Atiye TUĞRUL (İstanbul Üniversitesi)
Necdet TÜRK (Dokuz Eylül Üniversitesi)
Asuman TÜRKMEÑOĞLU (Orta Doğu Teknik Üniversitesi)
Taner ÜNLÜ (Ankara Üniversitesi)
Namık YALÇIN (İstanbul Üniversitesi)
Ali Bahadır YAVUZ (Dokuz Eylül Üniversitesi)
Hasan YAZICIGİL (Orta Doğu Teknik Üniversitesi)
Işık YILMAZ (Cumhuriyet Üniversitesi)
Erdoğan YÜZER (İstanbul Teknik Üniversitesi)

Jeoloji Mühendisliği Dergisi makale ve dizin özleri
SCOPUS, ULAKBİM, GeoREF, Geobase/Geo Abstracts ve EBSCO
uluslararası indeksleri tarafından taranmaktadır.

*Journal of Geological Engineering is indexed and abstracted by
SCOPUS, ULAKBİM, GeoREF, Geobase/Geo Abstracts and EBSCO*

Jeoloji Mühendisleri Odası Chamber of Geological Engineers Yönetim Kurulu / Executive Board

Dündar ÇAĞLAN	Başkan / President
Hüseyin ALAN	İkinci Başkan / Vice President
Çetin KURTOĞLU	Yazman / Secretary
Hakkı ATIL	Sayman / Treasurer
Aliye YILMAZ GÜLER	Mesleki Uygulamalar Üyesi / Member of Professional Activities
Özcan DUMANLILAR	Yayın Üyesi / Member of Publication
Necdet ARDA	Sosyal İlişkiler Üyesi / Member of Social Affairs

Jeoloji Mühendisliği Dergisi JMO yayını olup para ile satılmaz.

İçindekiler / Contents

Araştırma Makaleleri / Research Articles

93- Nihat DİPOVA, Bülent CANGİR

Antalya İli Yerleşim Alanının Depremselliğinin Araştırılması

Investigation of Seismicity of Antalya City Metropolitan Area

115- Ömer ÜNDÜL, Atiye TUĞRUL, İ. Halil ZARİF

Ayrışma Özelliklerinin Elektriksel Özdirenç Tomografisi (EÖT) Yöntemi Yardımı İle Karşılaştırılması

Comparison of Weathering Properties by the Help of Electrical Resistivity Tomography Technique (ERT)

133- Selçuk ALEMDAĞ, Ayberk KAYA, Zülfü GÜROCAK, Serhat DAĞ

Farklı Ayrışma Derecesine Sahip Kaya Kütlelerinin Kazılabilirlik Özellikleri: Gümüşhane Granitoyidi Örneği, Gümüşhane, KD Türkiye

Excavatability Properties of Rock Masses Having Different Weathering Degrees: An Example of Gümüşhane Granitoid, Gümüşhane, NE Turkey

151- M. Yalçın KOCA, Hasan SÖZBİLİR, Bora UZEL

Sarıgöl Fay Zonu Boyunca Meydana Gelen Deformasyonların Nedenleri Üzerine Bir Araştırma

An Investigation on the Causes of Deformations Formed Along the Sarıgöl Fault Zone

175- Çağlar ÖZKAYMAK, Hasan SÖZBİLİR, Erdin BOZKURT, Kadir DİRİK, Tamer TOPAL,

Hüseyin ALAN, Dündar ÇAĞLAN

23 Ekim 2011 Tabanlı-Van Depreminin Sismik Jeomorfolojisi ve Doğu Anadolu'daki Aktif Tektonik Yapılarla Olan İlişkisi

Seismic Geomorphology of October 23, 2011 Tabanlı-Van Earthquake and Its Relation to Active Tectonics of East Anatolia

Antalya İli Yerleşim Alanının Depremselliğinin Araştırılması

Investigation of Seismicity of Antalya City Metropolitan Area

Nihat DİPOVA, Bülent CANGİR

Akdeniz Üniversitesi, İnşaat Mühendisliği Bölümü, ANTALYA

Geliş (received) : 28 Mart (March) 2011

Düzeltilme (revised) : 26 Temmuz (July) 2011

Kabul (accepted) : 7 Eylül (September) 2011

ÖZ

Antalya'nın nüfusu iç göçlerle yüksek oranda artmakta, buna ek olarak da her yıl milyonlarca gezgin Antalya'yı ziyaret etmektedir. Antalya il merkezi 2. derece deprem bölgesi içindedir. Sismik etkinliğin yoğun olduğu batı kesimler ise 1. ve 2. derece deprem bölgesinde yer almaktadır. Bunlara yapı kalitesinin yetersizliği ve zayıf zeminlerin bulunması da eklendiğinde Antalya'nın depremselliği ilgi konusu olmaktadır. Bu çalışmada, Antalya il merkezinin depremselliğinin incelenmesi amacıyla Antalya çevresindeki sismotektonik bölgelerde 1900 - 2010 yılları arasında gerçekleşen depremler dikkate alınarak, istatistiksel yöntemlerle tehlike analizi gerçekleştirilmiştir. Antalya il merkezi "Isparta Açısı"nın iç kesiminde yer almakta ve bu tektonik yapının bileşenleri olan fayların neden oldukları depremlerden etkilenmektedir. Antalya çevresindeki sismotektonik bölgeler için "a" parametresi 5.61 – 6.77 arasında, "b" parametresi ise 0.86 – 1.06 arasında değişmektedir. Antalya'yı merkez kabul eden 100 km yarıçaplı dairesel alan içinde 5 büyüklüğünde bir depremin 10 yıl içinde meydana gelme olasılığı % 71'dir. En az 6.5 büyüklüğündeki bir depremin 50 yıl içinde % 15 olasılıkla meydana gelebileceği anlaşılmaktadır. Azalım ilişkileri uygulanarak Antalya ilinde ana kayada gerçekleşebilecek en büyük yatay yer ivmesinin 0.1g civarında olacağı tahmin edilmiştir. Yumuşak zeminler için büyütme sonucunda ise bu değer daha büyük değerlere ulaşabilecektir. Antalya'daki zayıf zeminli bölgeler için büyütme ve sıvılaşma hesaplarının, başka bir çalışmada ayrıntılı olarak çalışılması gereği ortaya çıkmıştır. Antalya'da mevcut yapıların depreme karşı dayanıklılıklarının incelenmesine dönük bir çalışma başlatılmadan önce, zeminlerin depremsellik davranışları ile ilgili tüm bilgilerin bir mikro-bölgelendirme çalışması hâlinde tamamlanmış olması gerekmektedir.

Anahtar Kelimeler: Antalya, Azalım ilişkisi, Depremsellik, En büyük yatay yer ivmesi, Sismotektonik.

ABSTRACT

Population of Antalya is growing rapidly due to internal immigration. Moreover, millions of tourists are visiting Antalya every year. Antalya city center lies in the second degree earthquake zone of Turkey. Western part of Antalya, where seismic activity is more intense, lies in the first and second degree zones.

N.Dipova

E-Posta: ndipova@akdeniz.edu.tr

Taking into account the poor construction quality and the weak ground conditions, seismicity of Antalya becomes point of interest. In this study, to investigate the seismicity of Antalya city center, a seismic hazard analysis was carried out considering earthquakes occurred between 1900 - 2010 in the seismotectonic zones around Antalya, using statistical techniques. Antalya city center is located in the central part of "Isparta angle" and affected by earthquakes which are the products of components of this tectonic structure. "a" parameters lie in the range between 5.61 – 6.77, and "b" parameters in 0.86 – 1.06 for the seismotectonic zones around Antalya. For a circle having radius of 100 km and the centre is located in Antalya city center, probability of occurrence of an earthquake having magnitude 5 or more is 71 %. It is understood that probability of an earthquake having magnitude 6.5 or more is 15 % in 50 years. Applying attenuation relationships, the greatest horizontal ground acceleration is estimated as 0.1g. For soft soils it is obvious that this value will reach a higher value due to ground amplification. It is clear that in a different study, magnification and liquefaction studies should be studied for the weak soils. Before starting an investigation for safety of buildings against earthquake, a micro-zonation study related to dynamic behaviour of all the Antalya soils should be completed.

Key Words: Antalya, Attenuation, Seismicity, Peak horizontal ground acceleration, Seismotectonic.

GİRİŞ

Antalya 2010 yılında yapılan genel nüfus sayımına göre 1.978.330 il ve 1.001.318 merkez nüfusu ile nüfus büyüklüğü olarak bütün iller arasında 7. sıradadır. Nüfusun en fazla arttığı 1990 - 2000 döneminde Antalya, ortalama yıllık nüfus artış hızı binde 41.8 ile Türkiye’de birinci sıradadır. Buna ek olarak Türkiye'nin en çok turist alan ve iç göç çeken ilidir. Sadece havayolu ile bir yıl içinde Antalya’ya gelen turist sayısı 9 milyonun üzerindedir. Antalya ve yakın çevresi, 1996’da kabul edilen ve 1998’de yürürlüğe giren Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası’nda, sismik etkinliğin yoğun olduğu batı kesimlerde 1. ve 2., sismik etkinliğin az olduğu doğu kesimlerde ise 3. ve 4. derece deprem bölgeleri içerisinde yer almaktadır. Antalya il merkezi daha önce 4. derece deprem bölgesi’nde yer alırken 1998 haritasında 2. dereceye alınmıştır. Antalya’da bulunan turizm yatırımlarının önemli bir bölümü deprem kaynaklarına yakın alanlarda ve zayıf zeminler üzerine inşa edilmiştir. Özellikle 2000

yılı öncesindeki yapıların inşaat kalitesinin yetersizliği de eklendiğinde Antalya’nın depremselliği uzun zamandır önemli bir tartışma konusu haline gelmiştir.

Bir yörenin deprem tehlikesinin belirlenmesi için gerekli en önemli unsurlar; depremlerin tarihi, oluş sıklığı, konumu, kaynak parametreleri, yörenin jeolojik ve tektonik yapısıdır. Deprem tehlike çalışmalarında deterministik ve olasılıksal yaklaşımlar kullanılır. Deterministik yaklaşımın ilk aşamasında proje sahasını etkileyebilecek deprem kaynaklarında daha önce meydana gelmiş en büyük depremler belirlenir. İkinci aşamada ise, proje sahasının bulunduğu bölgenin karakteristiklerine en uygun azalım ilişkisi seçilerek, bu depremlerin proje sahasında ana kayada oluşturacağı en büyük yer ivmesi hesaplanır (Reiter, 1990; Kayabalı, 1995; Yeats vd., 1997). Olasılık esaslı sismik tehlike analizi ise, sismik kaynakların geometrisindeki, ilgilenilen sahaya uzaklıklarındaki, sönüm ilişkilerindeki ve beklenen depremlerin

büyükliklerindeki belirsizlik durumlarını hesaba katarak, belirli bir aşılma olasılığına sahip yer hareketi parametrelerinin tahmin edilebilmesini sağlamak amacıyla Cornell (1968) tarafından geliştirilmiştir. Olasılıksal sismik tehlike analizi; deprem kaynaklarının tanımlanması, deprem kaynaklarına ait tekrarlama parametrelerinin belirlenmesi, değişik zaman ve büyüklük aralıkları için olasılık hesabının yapılması ve azalım ilişkileri uygulanarak ivmelerin hesaplanması olmak üzere dört aşamadan oluşmaktadır. Bu bilgilere zemin büyütmesi ve sıvılaşma potansiyeli gibi yerel zemin koşullarının etkileri de eklendiğinde, imar alanlarındaki zeminlerin depremsellik davranışı hakkında önemli bilgiler elde edilmiştir. Yeni imar alanlarının planlanması ve mevcut yapıların depreme karşı

dayanıklılıklarının incelenmesine dönük çalışmalar başlatılmadan önce zeminlerin depremsellik davranışları ile ilgili tüm bilgilerin bir mikro-bölgelendirme çalışması halinde tamamlanmış olması gerekmektedir.

Bu çalışma, Antalya il merkezinin (Şekil 1) depremselliğinin incelenmesi amacıyla yapılmıştır. Bu amaçla; Antalya'yı etkileyebilecek bir depremin 100 km yarıçapında bir alan içinde meydana geleceği kabul edilmiş ve bu alan içine giren sismotektonik bölgeler inceleme alanları olarak seçilmiştir. Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi veri tabanından Antalya çevresindeki sismotektonik bölgelere ait ve 1900 - 2010 yılları arasında gerçekleşen depremler dikkate alınarak istatistiksel yöntemler kullanılıp deprem tehlike analizleri gerçekleştirilmiştir.



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the study area.

JEOLOJİ

Antalya bölgesi Batı Toroslar'ın güney kenarında bulunmaktadır. Antalya'nın topoğrafik yapısı dar kıyı düzlükleri ve bunların gerisinde yüksek sıradağlardan oluşmaktadır. Güneybatı Akdeniz bölgesinin önemli sıradağlarının uzantıları Antalya Ovası'na kadar girmektedir. Konyaaltı Kumsalı'nın 1 km gerisinde yükselti 600 metreye, 20 km gerisinde ise 2500 metreye ulaşmaktadır. Antalya kentinin doğusunda Aksu ve Yamansaz düzlükleri, batısında ise, Boğaçay'ın oluşturduğu alüvyonal düzlükler yer almaktadır. Antalya'da deniz derinliği, kıyından 2 - 5 deniz mili uzaklığa kadar 0 - 200 metre arasında tatlı bir eğimle değişmekte olup, 200 metreden sonra eğim dikleşmekte ve körfez ortalarına doğru derinlik 1000 - 2000 metreye ulaşmaktadır.

Bölgenin hâkim kaya birimleri otokton ve allokton olarak iki gruba ayrılabilir. Platform tipi karbonat çökellerden oluşan Anamas-Akseki görelî otoktonu (Kambriyen-Eosen) ve Beydağları görelî otoktonu (Jura-Miyosen), allokton birimlerin yerleşeceği ve genç otokton birimlerin çökeleceği ana kaya görevi görürler. Genç otokton birimler ise kumtaşı, çakıtaşı, kireçtaşı ve kiltaşından oluşan Antalya Miyosen havzası çökelleri, Üst Miyosen-Pliyosen havzası çökelleri ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı tufa (traverten) dir. Antalya napları bölgenin allokton birimlerini oluşturur (Şekil 2) (Akay vd., 1985).

İnceleme alanının tektonik yapısı, Miyosen sonrasında gelişen dönme (rotasyon) hareketlerinin etkisi altında gelişmiştir. Blumenthal (1963) tarafından "İsparta Açısı" olarak adlandırılan ve Antalya Körfezi'nin geometrisine uyan coğrafi yapı, Toroslar'ı oluşturan Mesozoyik karbonat ekseninin Neotektonik dönemde bükülmesi ile oluşmuştur.

Isparta Açısı doğuda Akşehir Fayı, batıda ise Fethiye-Burdur Fay Zonu ile sınırlanmaktadır. K-G uzanımlı Eğirdir-Kovada Grabeni Isparta Açısı'nı iki farklı simetrik bölgeye ayırır. Batıda Eğirdir-Kovada simetri hattına paralel gelişmiş K-G doğrultulu fay sistemleri Yağmurlu vd. (1997) tarafından "Antalya Fay Zonu" olarak, Glover ve Robertson (1998) tarafından ise "Kemer çizgiselliği" olarak tanımlanmıştır. Doğu kanat ise Kırkkavak Fayı, Aksu Bindirmesi ve açılma rejimine bağlı gelişmiş normal faylar ile karakterize edilmektedir (Şekil 3).

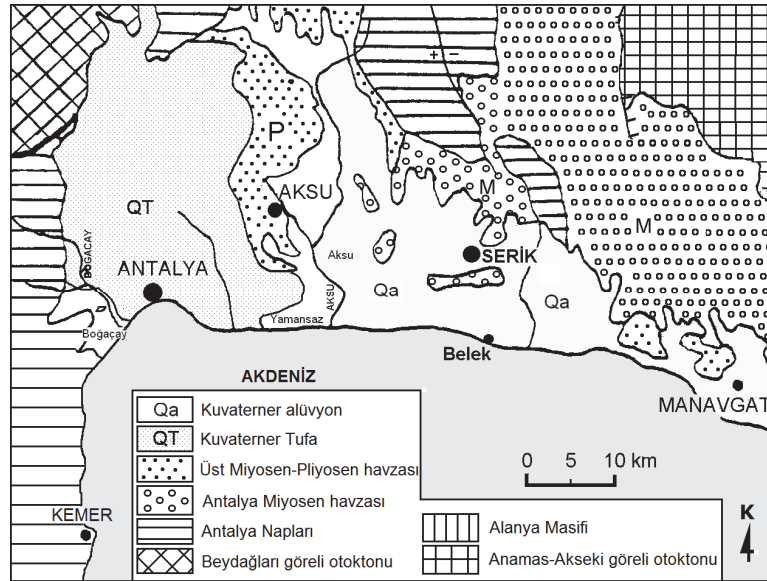
SİSMOTEKTONİK BÖLGELER

Sismik tehlike analizinin en önemli aşamalarından birisi sismotektonik bölgelerin (STB) tanımlanmasıdır. Bu çalışma kapsamında sismotektonik bölgeler belirlenirken Erdik vd. (1999)'un Türkiye geneli için gerçekleştirdikleri çalışma temel alınmıştır (Şekil 4). Erdik vd. (1999)'da tanımlanan Bölge 11 (zone 11) bu çalışmada 3 ayrı bölgeye ayrılarak (Antalya, Aksu, Finike) ayrıntılı bir biçimde çalışılmıştır. Bölge 11'in batısında bulunan 10 ve 12 numaralı bölgeler çalışma alanının 100 km yakınında bulunduğundan, Fethiye-Burdur STB olarak birleştirilerek tek bir sismotektonik bölge olarak değerlendirilmiştir.

Antalya çevresinde bulunan ve deprem üreten fay kaynakları: (1) Fethiye-Burdur Fay Zonu (2) Helenik-Kıbrıs Fayı'nın Finike açıklarında uzanan bölümü (3) Kıbrıs Yayı'nın devamı kabul edilen Kırkkavak Fayı ve Aksu Fayı boyunca uzanan fay zonu (4) Kemer-Isparta ve Kemer-Korkuteli uzanımlı deprem aktivitelerinin birleşiminden oluşan Antalya Zonu'dur. Büyük depremler genellikle Fethiye-Burdur Fay Zonu ve Helenik-Kıbrıs Yayı

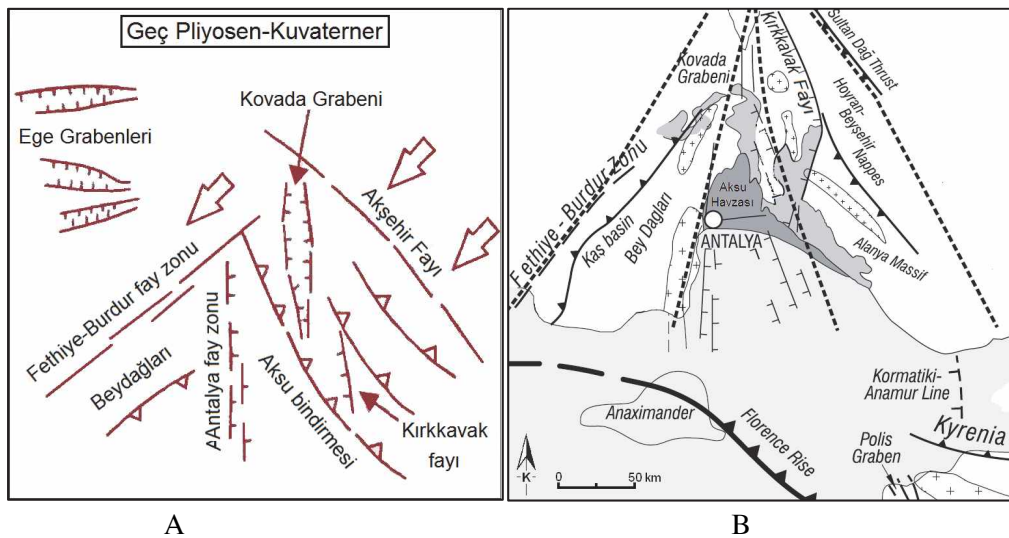
boyunca yoğunlaşmaktadır. Bununla birlikte Antalya Körfezi içerisinde ve Antalya imar alanını da içine alan karasal bölgede yoğun mikro deprem etkinliği gözlenmektedir. Antalya

yerleşim alanının bir bölümü Antalya ve bir bölümü ise Aksu sismotektonik bölgeleri içinde yer almaktadır.



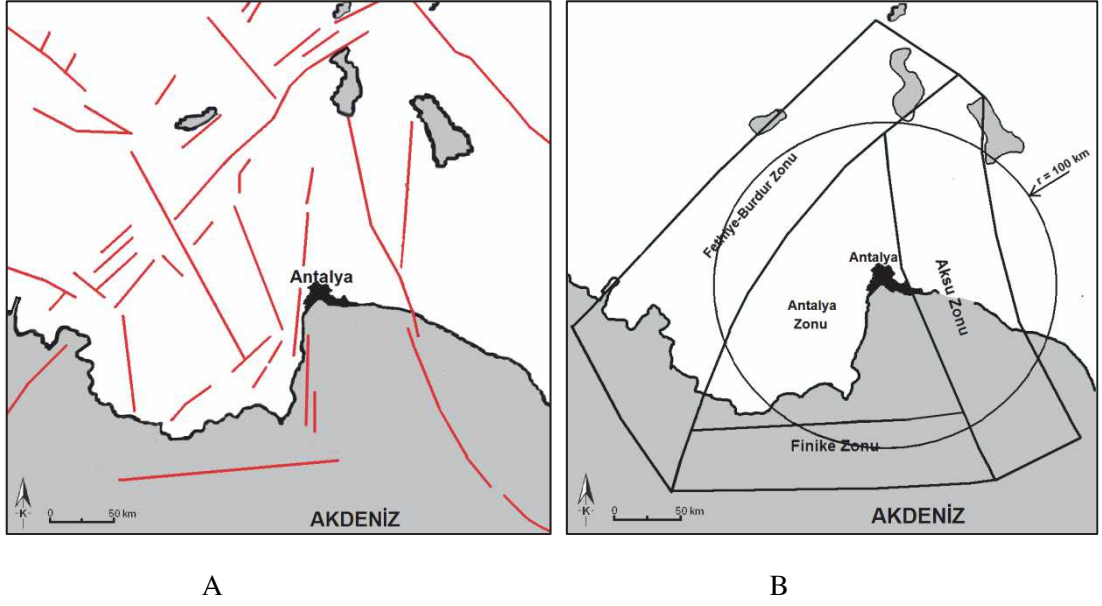
Şekil 2. Antalya ve civarının jeoloji haritası (Akay vd., 1985).

Figure 2. Geology map of Antalya and its vicinity (Akay et al., 1985).



Şekil 3. Bölgenin ana neotektonik yapıları: a) Yağmurlu ve Şentürk (2005), b) Glover ve Robertson (1998)'a göre.

Figure 3. Main neotectonic structures of the area according to: a) Yağmurlu and Şentürk (2005), b) Glover and Robertson (1998).



Şekil 4. a) Antalya yöresinde aktif ve potansiyel aktif fay zonları (Erdik vd., 1999'den değiştirilerek), b) çalışmada baz alınan sismotektonik bölgeler.

Figure 4. a) Active and potential fault zones in Antalya region (modified from Erdik et al., 1999), b) Seismotectonic zones considered in this study.

Fethiye-Burdur STB

Fethiye-Burdur Fay Zonu, Burdur ve Fethiye arasında yaklaşık 300 km boyunca uzanmakta olup, büyük depremler üretme potansiyeline sahiptir. Bu fay zonu, normal atım bileşeni olan sol-yanal doğrultulu atımlı bir fay olup, bazı araştırmacılar tarafından (Dumont vd., 1979; Şaroğlu vd., 1987) Helenik yayın doğu kanadını oluşturan Plini-Strabo sistemini KD'ye devamı olarak kabul edilmektedir. Fay zonu boyunca küçük ve orta büyüklükteki deprem aktivitesi yoğundur (Örneğin; 1914 yılında $M_s = 6.9$, 1957 yılında $M_s = 7.1$).

Finike-Burdur STB

Teke Yarımadası'nın güneyinde, Finike ile Anaximander denizaltı dağlarının arasında

çizgisel bir deprem aktivitesi dikkat çekmektedir. Bu bölgede Finike Çukuru olarak adlandırılan ve 3064 m derinliği ile Akdeniz'in en derin bölgelerinden biri olan bir çukurluk bulunmaktadır (IOC, 1981). Finike Çukurluğu'nda 2000 m'nin üzerinde Pliyosen-Kuvaterner çökeli bulunduğu dikkate alınırsa (Aksu vd., 2009), çukurluğun gerçek taban seviyesinin -5000 m'yi bulacağı ortaya çıkmaktadır. Glover ve Robertson (1998), bu kesimdeki tektonik aktivitenin Strabo Hendeği ve Florence Yükseltisi ile bağlantılı olabileceğini ifade etmiş ancak kesin bir tanımlama yapmamışlardır. Zitter vd. (2003) Finike Çukuru'nun Mesinyen sonrasında Helenik yay oluşumu ile bağlantılı olarak, tansiyon ve yanal atım fazları ile geliştiğini ifade etmişlerdir. Ten Veen vd. (2004) Finike Çukuru'nun sol atımlı fay bileşeni olan normal faylanma ile geliştiğini

ve Pliny Hendeği'nin devamı niteliğinde olduğunu belirtmiştir. Aksu vd. (2009) ise Anadolu ve Afrika plakaları arasındaki sıkışma rejimine bağlı olarak kuzeyden ve güneyden bindirmeler nedeniyle bölgede çökme oluştuğunu belirtmiştir. Mekanizma hakkında tam bir görüş birliği olmasa da bölgede önemli bir tektonik hareketlilik ve deprem etkinliği bulunduğu açıktır. Bu bilgiler ışığında Antalya zonunun güney kesiminde Finike STB adı altında bir sismotektonik bölge tanımlanmıştır. Bu bölge içinde 1926 yılında 6.8 büyüklüğünde sığ (10 km) bir deprem olmuştur.

Aksu STB

Bu sismotektonik bölge Beyşehir-Eğirdir Gölleri'nden başlayıp İskenderun Körfezi'ne kadar uzanan bir fay zonu olan Kıbrıs Yayı'nın kuzey batı kesimidir. Bu bölgenin en büyük yapılarından biri olan sağ yanal doğrultu atımlı Kırkkavak Fayı (Dumont ve Kerey, 1975), Isparta Açısı'nın doğusunda Eğirdir-Kovada Grabeni'ne paralel olarak gelişmiştir. Diğer bir tektonik yapı olan ve Aksu Bindirmesi olarak bilinen (Poisson vd., 2003) ters fay sistemi Isparta ile Serik arasında KB yönünde yaklaşık olarak 200 km'lik uzanım gösterir. Anadolu'nun batıya kaçışı ile KD-GB doğrultulu sıkışma rejiminde gelişen Aksu Bindirmesi, Üst Pliyosen'de yerini KD-GB doğrultulu açılma rejimine bırakmıştır (Glover ve Robertson, 1998). Son yüzyıl içinde Aksu Fay Zonu üzerinde büyüklüğü 5.0 ve üzeri depremler meydana gelmesi Aksu Fay Zonu'nda, aktivitenin günümüzde de devam ettiği şeklinde yorumlanmıştır (Yağmurlu ve Şentürk 2005).

Antalya Fay Zonu STB

Koçyiğit (1984), Şenel (1997), ve Glover ve Robertson (1998) Antalya Körfezi'nin batısını

blok faylanma ile açıklamaktadır. Yeni tektonik dönemde Isparta Büklümü'ndeki çekme rejimine bağlanan bu blok faylanmanın körfez içinde de devam ettiği sismik araştırmalarda belirlenmiştir (Özhan, 2004). Glover ve Robertson (1998) bu oluşumu Kemer Çizgiselliği olarak adlandırmıştır. Ana çizgilerde birbirine paralel gelişmiş ve K-G doğrultusunda kademeli (en-echelon) uzanım gösteren normal fay sistemlerinde yapılu bu fay zonu Yağmurlu vd. (1997) tarafından "Antalya Fay Zonu" olarak tanımlanmış ve Isparta-Antalya arasında yer alan hiper alkalın volkanik çıkış merkezlerinin bu fay sistemleri üzerinde yer aldığı ifade edilmiştir. Termesos ve Phaselis kalıntılardaki sütunlarda blok dönmeleri olduğu için, her iki antik kentin de Antalya Fay Zonu'nda oluşan tarihsel depremlerden yıkıldığı tahmin edilmektedir. 200 km uzunluğunda ve 50 km genişliğinde dar bir kuşakta gözlenen volkanik kayalar Yağmurlu vd. (1997) tarafından Antalya Fay Zonu ile ilintilenmiştir. Antalya zonu içinde Kemer-Korkuteli ve Elmalı-Acıpayam uzanımlı iki deprem etkinliği daha bulunmaktadır. Literatürde ayrıntılı bir çalışma bulunmaması ve uzanımlar arası mesafelerin kısa olması nedeniyle, bu üç etkinlik, ayrı ayrı kaynaklar olarak tanımlamak yerine birleştirilerek bir alansal kaynak olarak değerlendirilmiştir.

ANTALYA VE ÇEVRESİNİN DEPREM ETKİNLİĞİ

Antalya ve çevresinin deprem etkinliği tarihsel dönem (1900 öncesi) ve aletsel dönem (1900 sonrası) olmak üzere ayrı ayrı incelenecektir. Bölgedeki 1900 yılı öncesinde meydana gelmiş tarihsel büyük depremler hakkındaki bilgiler Ambraseys ve Finkel (1995) ile Duggan (2011)'in çalışmalarında aşağıdaki şekilde verilmektedir.

1459 Antalya Depremi: Leonardo Da Vinci'nin yazılarında Antalya ve Rodos'ta denizi yaran bir deprem olduğu ve 3 saatten fazla süren bu olay nedeniyle deniz tabanının çıplak kaldığı sonrasında da büyük dalgalar (tsunami) oluştuğu belirtilmektedir.

1743 Antalya Depremi: Marsilya Ticaret Odası'nın arşivlerinden alınan bilgilere göre, 6 - 20 Mayıs 1743 tarihleri arasında Antalya'da etkili olabilecek derecede büyük bir deprem olmuş, limanın bir süre suyu çekilmiş, çok sayıda ev yıkılmış ve Fransız Konsolosluğu'nun üzerine sur duvarından kopan kayalar düşerek evi tahrip etmiştir. Deprem sonucu birçok köyün yok olduğu ve Sıçan Adası'nın batısında yer alan dağın tamamen suya gömüldüğü rapor edilmiştir.

1851 Fethiye Depremi: Merkez üssü Rodos ile Fethiye arasındaki denizaltı grabeninde bulunduğu tahmin edilen 1851 depreminde Fethiye ve Rodos sarsılmıştır. Fethiye, Muğla ve Rodos kıyılarında küçük boyutlu bir tsunami oluştuğu belirtilmiştir.

Antalya çevresindeki tarihsel büyük depremlere ait izlere arkeolojik kayıtlarda da rastlanmaktadır. Termessos, Rhodiapolis, Perge, Side, Selge ve Faselis gibi antik kentlerde işlenmiş büyük taş bloklardan yapılmış tapınak ve tiyatrolar gibi devasa yapıların yıkılması, yangınlar, zararlı gazların ortaya çıkması, su sistemlerinin çökmesi, tsunami dalgaları ve bazı yerleşim yerlerinin denize gömülmesi gibi olaylar, Duggan (2011) tarafından depremlerin etkisi olarak yorumlanmıştır. Deprem tehditlerine karşı bölgedeki yapıların inşasında çeşitli yapısal önlemler geliştirilmiştir. Ahşaptan, kiremitten ve tuğladan oluşan hatıl bunlardan en yaygın olmasına rağmen hatıllı yapılarda da yıkılmaların gözlenmesi deprem büyüklükleri hakkında ipuçları vermektedir.

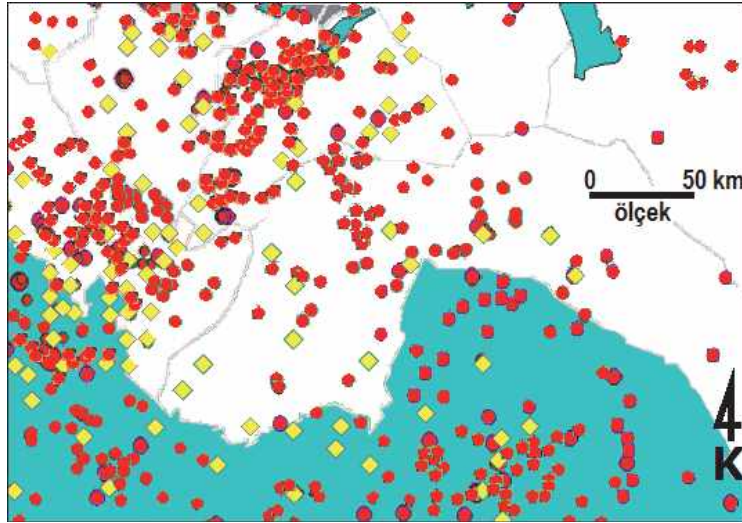
1900 yılı sonrası aletsel dönem depremleri Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi kayıtlarından derlenmiştir. Bu dönemde Antalya'yı merkez alan 100 km yarıçaplı dairesel alan içinde 6.4'ün üzeri büyüklüğe sahip bir deprem kaydedilmemiştir. Ancak Antalya'yı etkisi altına alan Fethiye-Burdur sismotektonik bölgesinde can ve mal kaybına neden olan depremler olmuştur (Çizelge 1). Şekil 5'te Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi kayıtlarından derlenen aletsel döneme ait (1900-2010) ve Tan vd. (2008) tarafından tarihsel depremlerin şiddet verilerinden türetilerek elde edilen $M > 4$ depremler gösterilmektedir. Büyüklüğü 4.0 ve altında olan depremlerin genellikle hasara neden olmaması ve sadece bu büyüklüğün üzerindeki depremler için moment büyüklüğünün hesaplanabilir olması nedeniyle, analizlerde $M > 4$ depremler değerlendirmeye alınmıştır.

Bölgedeki deprem etkinliğini belirlemek amacıyla depremlerin zaman içindeki dağılımları incelenerek, Antalya civarındaki sismotektonik bölgeler için, yıllara ve deprem büyüklüklerine göre deprem sayılarının dağılım grafikleri hazırlanmıştır (Şekil 6). Şekil 6 incelendiğinde bölgede gözlenen deprem sayısının 1960'tan sonra arttığı gözlenmektedir. Ancak bunun sismik hareketlilikte bir artıştan mı yoksa sismik ölçüm ağının gelişmesinden mi kaynaklandığını anlamak zordur. Büyüklüğü 6'dan fazla olan deprem sayısı Fethiye-Burdur Zonu'nda 5 iken, bu sayı Antalya'ya 100 km yakınlıkta bir dairesel alan için 2 adettir. Çizelge 2'de ise, depremler büyüklüklerine göre sıralanmıştır. İncelenen sismotektonik bölgelerde en sık meydana gelen depremlerin $3 < M < 3.9$ aralığında yoğunlaştığı görülmektedir.

Çizelge 1. Aletsel dönemde Antalya yakınlarında oluşan büyük depremler ($M > 5.5$).

Table 1. Earthquakes ($M > 5.5$) occurred around Antalya in the instrumental period.

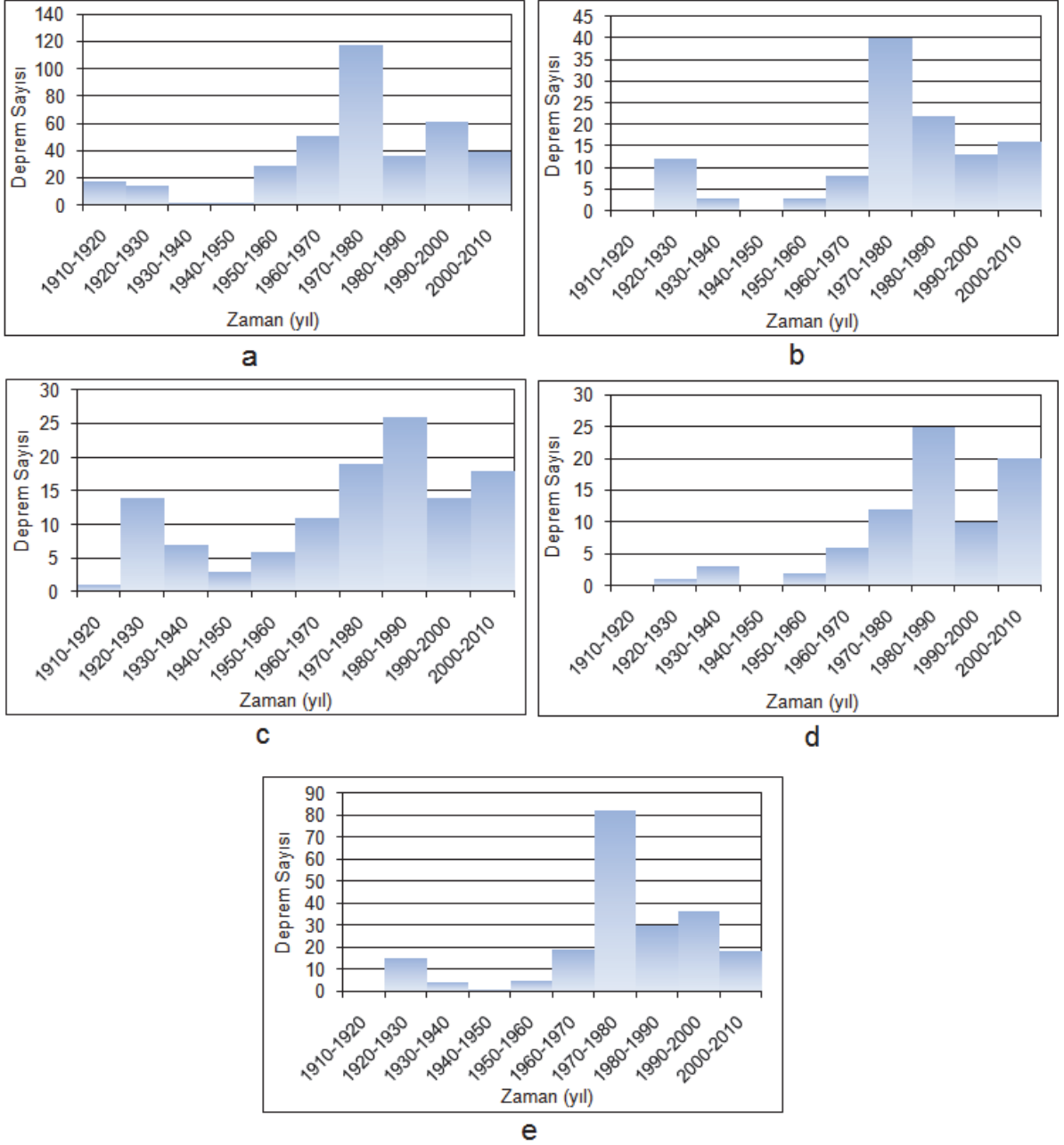
Sismotektonik Bölge	Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklik	Büyüklik M_w
Fethiye-Burdur	25.04.1957	36.42	28.68	80	7.1 (M_s)	6.7
	03.10.1914	38	30	14	6.9 (M_s)	6.6
	24.04.1957	36.43	28.63	80	6.8 (M_s)	6.5
	23.05.1961	36.7	28.49	70	6.3 (M_s)	6.2
	01.10.1995	38.11	30.05	5	6.2 (M_s)	6.1
	01.03.1926	37.15	29.61	5	6.1 (M_s)	6.0
Finike	18.03.1926	35.99	30.13	10	6.8 (M_s)	6.5
	05.06.1927	36	31	0	6.2 (M_s)	6.1
	30.04.1911	36	30	180	6.1 (M_s)	6.0
Antalya	30.04.1975	36.19	30.74	61	5.6 (M_b)	5.9
	12.05.1971	37.56	30.09	15	5.9 (M_s)	5.8
Aksu	28.05.1979	36.46	31.72	111	5.8 (M_b)	6.0
	11.09.1930	37.39	31.18	80	5.9 (M_w)	5.9



Şekil 5. Bölgede meydana gelmiş $M \geq 4$ depremlerin episantr dağılımı; sarı kareler tarihsel dönem depremlerini (Tan vd., 2008), kırmızı daireler ise aletsel dönem depremlerini (Kaynak: Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi) simgelemektedir.

Figure 5. Epicenter distribution of $M \geq 4$ earthquakes occurred in the region; yellow squares symbolize historical period earthquakes (Tan et al., 2008), red circles symbolize instrumental period earthquakes (Source: Boğaziçi University Kandilli Observatory).

Dipova ve Cangir



Şekil 6. Antalya ve çevresinde 20. yüzyılda oluşan depremlerin ($M \geq 4$) zamana göre değişimi: a) Fethiye-Burdur STB, b) Antalya STB, c) Finike STB, d) Aksu STB, e) Antalya 100 km

Figure 6. Distribution of earthquakes, ($M \geq 4$) in time, occurred in 20th century in Antalya and its vicinity: a) Fethiye-Burdur STB, b) Antalya STB, c) Finike STB, d) Aksu STB, e) Antalya 100 km.

Çizelge 2. Aletsel dönemde Antalya civarında oluşan deprem büyüklükleri ve sayıları.

Table 2. Magnitudes and numbers of earthquakes occurred around Antalya in the instrumental period.

Deprem Büyüklükleri	Deprem Sayısı				
	Fethiye-Burdur S.T.B	Finike S.T.B	Antalya S.T.B	Aksu S.T.B	Antalya 100 km
2.0 - 2.9	1847	49	150	105	226
3.0 - 3.9	4225	486	642	529	1105
4.0 - 4.9	331	88	104	70	186
5.0 - 5.9	31	28	13	9	22
6.0 - 6.9	5	3	-	-	2
7.0 - 9.9	1	-	-	-	-
Toplam	6440	654	909	713	1541

Sismik tehlike analizlerinde her bir sismotektonik bölgede oluşabilecek en büyük deprem büyüklüğünün belirlenmesi oldukça önemlidir. Bu, genellikle bir sismotektonik bölgede gözlenen en büyük değere ve uzman görüşüne bağlı olarak belirlenmektedir. Ancak aletsel ölçüm yapılan 1900 - 2010 zaman aralığında bir sismik boşluk yaşanması veya bölgede deprem tekrarlanma aralıklarının fazla olması durumunda deprem büyüklük tahminleri gerçeği yansıtmayacaktır. Demirtaş ve Yılmaz (1996) yaptıkları çalışmada, Aksu sismotektonik bölgesi olarak adlandırılan bölge için bir sismik boşluk uyarısında bulunmaktadır. Son 100 yıl içinde bu bölgede sadece bir adet yıkıcı deprem gözlenmiştir. Bununla birlikte 712 adet küçük deprem oluşmuştur. Koçyiğit vd. (1997) ile Glover ve Robertson (1998), Aksu bölgesinde günümüzde sıkışma rejiminin (bindirme) yerini açılma (tansiyon) rejimine bıraktığını ifade etmektedir. Schwartz ve Coppersmith (1984), bir fay segmentinde maksimum yer değiştirmelerden hareketle deprem büyüklüklerini hesaplamışlar ve buna “karakteristik deprem” adını vermişlerdir. Bu yolla kısa dönem sismik kayıtlara girmeyen büyüklükler de elde

edilebilmektedir. Ancak bölgede geçmişte daha büyük bir deprem olduğunu kanıtlayan paleosismik bir veri de bulunmamaktadır. Deprem kayıt tarihçesinin yeterince eski olmadığı veya deprem kayıtlarında bazı eksikliklerin söz konusu olduğu durumlar için en büyük deprem değerinin 0.5 birim kadar artırılabilceği ifade edilmektedir (Kayabalı, 1995; Yeats vd., 1997; Garcia-Mayordomo vd., 2004). Bu nedenlerden ötürü deprem tehlike hesaplamalarında aletsel dönem verilerinin analizinden ortaya çıkan büyüklükler 0.5 birim artırılarak kullanılmıştır.

DEPREM TEHLİKE HESABI

Büyüklük-Frekans Bağıntısı

Deprem yinelenme ilişkilerini belirlemek için Gutenberg ve Richter (1944) tarafından önerilen ampirik büyüklük-frekans bağıntısı aşağıda verilmektedir. Bu doğrusal tekrarlamalı ilişkisi, küçük ve orta büyüklükteki depremlerin sıklığının tahmininde yeterli olmakla birlikte, büyük ($M \geq 7$) depremlerin oluş sıklığını abartmaktadır (Yüçemen, 2008).

$$\log N(M) = a - bM \quad (1)$$

Burada N, verilen bir bölge ve periyot için, büyüklüğü M'ye eşit veya daha büyük olan depremlerin sayısını, *a* ve *b* ise regresyon katsayılarını göstermektedir. "*a*" parametresi gözlem dönemine ve inceleme alanı genişliğine, "*b*" parametresi ise deprem oluşumunun fiziği ile tektoniğine bağlı olarak değerler almaktadır. Aynı zamanda "*a*" parametresi sismik aktivite düzeyini, "*b*" parametresi ise eğrinin eğimini ifade etmektedir.

Diğer büyüklük ölçeklerine göre (M_b , M_d , M_L ve M_s) daha güvenilir olması bakımından ve depremleri tek bir büyüklük birimi ile ifade etme amacıyla, bu çalışmada moment büyüklüğünün (M_w) kullanılmasına karar verilmiş ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi veri tabanındaki M_w büyüklükleri kullanılmıştır. Antalya için büyüklük-frekans ilişkisi büyüklük aralığı $\Delta M = 0.1$ alınarak en küçük kareler yöntemiyle incelenmiştir. Bölgede 1900 - 2010 yılları arasında meydana gelen depremlere ait büyüklüklerin oluş sıklıklarının geçmişe dayalı kuralını ortaya koyan bu ilişki, sismotektonik kaynak bölgeleri için çalışılmış ve her bir sismotektonik bölge için ilişkiler Şekil 7'deki grafiklerde, "*a*" ve "*b*" parametreleri ise Çizelge 3'de verilmiştir.

Deprem Olasılığı Tahminleri

Herhangi bir M veya daha fazla büyüklüğe sahip bir depremin; herhangi bir yıl içinde meydana gelebilme olasılığına, o büyüklüğe ait 'Yıllık Risk' denir. Lomnitz (1966) deprem olasılığı hesaplarında Poisson Modeli'ni

kullanmıştır. Bu modele göre belirli bir T periyodunda büyüklüğü verilen bir M değerinden daha büyük bir ya da daha fazla depremin meydana gelme olasılığı eşitlik 2'deki gibi hesaplanır:

$$R(M) = 1 - e^{-n(M)T} \quad (2)$$

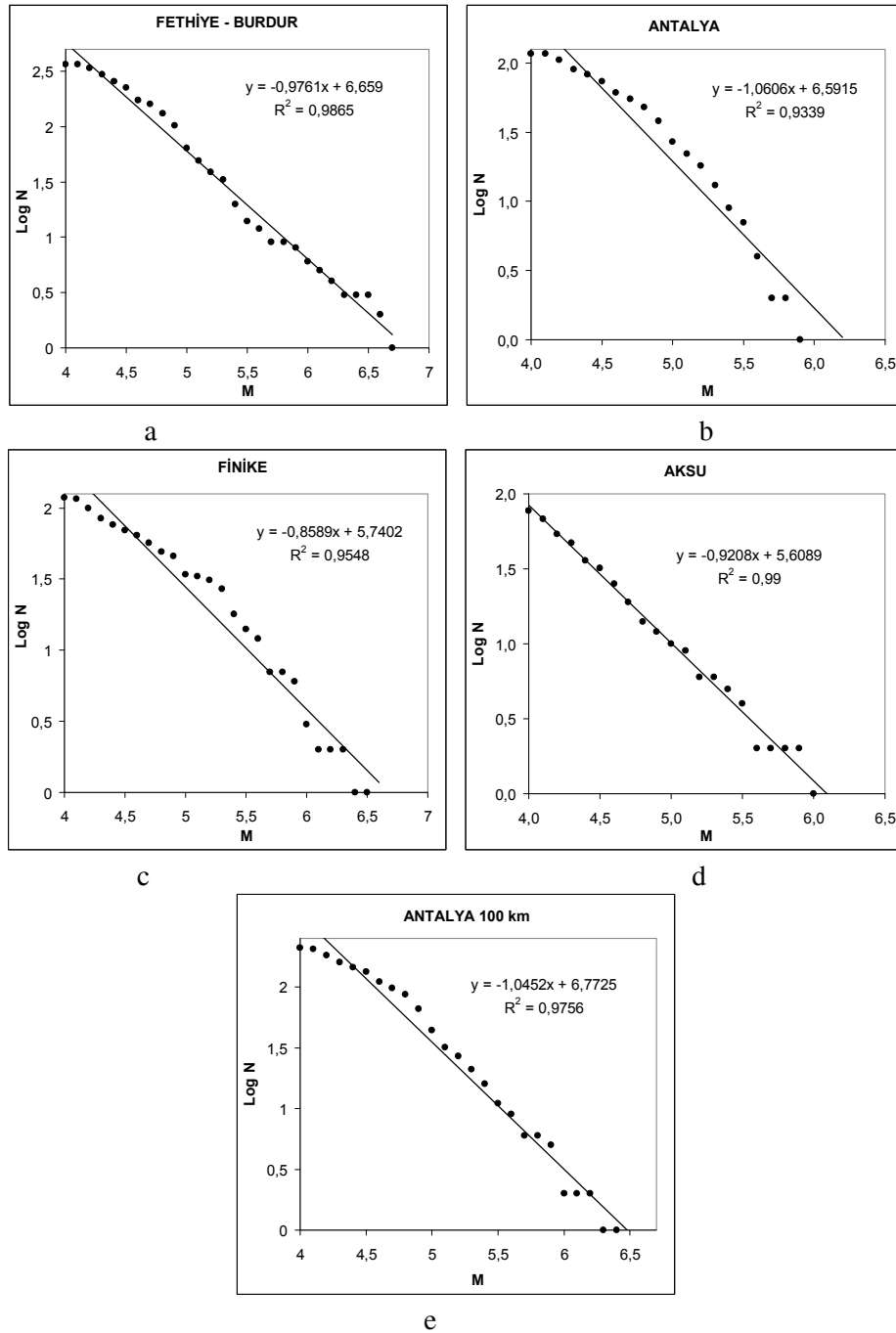
Burada; R(M) : Yıllık Risk

n(M) : Yılda deprem olma sayısı

T : Gelecekte göz önüne alınacak periyot

Antalya ve çevresi için büyüklük-frekans ilişkisinden elde edilen a-b sismotektonik parametreleri kullanılarak bölgede oluşan $M_w > 4$ büyüklüğündeki depremler göz önüne alınarak, bölgede 1900 – 2010 yılları arasında oluşan depremlerin geri dönüş periyotları ve 110 yıllık bir gözlem aralığı için verilen herhangi bir M büyüklüğündeki bir depremin T yıl içinde oluşma riski hesaplanmıştır. Depremlerin büyüklük değerleriyle geri dönüş periyotları arasındaki ilişki Çizelge 4'te gösterilmiştir.

Elde edilen verilere göre Antalya'yı merkez kabul eden 100 km yarıçaplı dairesel alan içinde 4 ve daha küçük bir depremin 1 yıl içinde meydana gelme olasılığı % 100'dür. 5 büyüklüğünde bir depremin 10 yıl içinde meydana gelme olasılığı %71'dir. En az 6.5 büyüklüğündeki bir depremin 30 yıl içinde %9, 50 yıl içinde ise %15 olasılıkla meydana gelebileceği görülmektedir. Tüm sismotektonik bölgeler için olasılık hesap sonuçları Çizelge 4'te sunulmaktadır.



Şekil 7. Deprem büyüklüğü-frekans ilişkisi: a) Fethiye-Burdur Zonu, b) Antalya zonu, c) Finike zonu, d) Aksu Zonu, e) Antalya 100 km.

Figure 7. Earthquake magnitude – frequency relationship: a) Fethiye-Burdur Zone, b) Antalya zone, c) Finike zone, d) Aksu Zone, e) Antalya 100 km.

Dipova ve Cangir

Çizelge 3. Antalya ve civarındaki sismotektonik bölgelerin a ve b parametreleri.Table 3. a and b parameters of the seismotectonic zones around Antalya.

SİSMOTEKTONİK BÖLGE	a	b	$M_w(\min) - M_w(\max)$
Fethiye-Burdur	6.65	0.98	4.0-6.7
Antalya	6.59	1.06	4.0-5.9
Finike	5.74	0.86	4.0-6.5
Aksu	5.61	0.92	4.0-6.0
Antalya 100 km	6.77	1.05	4.0-6.4

Çizelge 4. Antalya çevresindeki sismotektonik bölgeler için depremlerin büyüklükleri, aşılma olasılıkları ve geri dönüş periyotları arasındaki ilişki.

Table 4. Relationships among earthquake magnitude, probability of exceedance and return periods for seismotectonic zones around Antalya.

Fethiye - Burdur STB											
M	Zaman (Yıl)										Tekarlanma periyodu (Yıl)
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
4.00	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	0.46
4.50	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	1.43
5.00	90%	99%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	4.41
5.50	52%	77%	89%	95%	97%	99%	99%	100%	100%	100%	13.64
6.00	21%	38%	51%	61%	69%	76%	81%	85%	88%	91%	42.15
6.50	7%	14%	21%	26%	32%	37%	42%	46%	50%	54%	130.27
7.00	2%	5%	7%	9%	12%	14%	16%	18%	20%	22%	402.56
7.20	2%	3%	5%	6%	8%	9%	10%	12%	13%	15%	632.17
Finike STB											
M	Zaman (Yıl)										Tekarlanma periyodu (Yıl)
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
4.00	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	1.09
4.50	97%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	2.94
5.00	72%	92%	98%	99%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	7.91
5.50	37%	61%	76%	85%	90%	94%	96%	98%	99%	99%	21.29
6.00	16%	29%	41%	50%	58%	65%	71%	75%	79%	83%	57.29
6.50	6%	12%	18%	23%	28%	32%	36%	40%	44%	48%	154.21
7.00	2%	5%	7%	9%	11%	13%	16%	18%	19%	21%	415.06

Çizelge 4. (devamı)

Table 4. (cont'd.)

Antalya STB											
M	Zaman (Yıl)										Tekarlanma periyodu (Yıl)
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
4.00	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	1.20
4.50	91%	99%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	4.06
5.00	52%	77%	89%	95%	97%	99%	99%	100%	100%	100%	13.77
5.50	19%	35%	47%	58%	66%	72%	78%	82%	85%	88%	46.66
6.00	6%	12%	17%	22%	27%	32%	36%	40%	43%	47%	158.09
6.40	2%	5%	7%	9%	11%	13%	15%	17%	19%	21%	419.68
Aksu STB											
M	Zaman (Yıl)										Tekarlanma periyodu (Yıl)
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
4.00	97%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	2.74
4.50	72%	92%	98%	99%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	7.90
5.00	36%	58%	73%	83%	89%	93%	95%	97%	98%	99%	22.77
5.50	14%	26%	37%	46%	53%	60%	66%	70%	75%	78%	65.67
6.00	5%	10%	15%	19%	23%	27%	31%	34%	38%	41%	189.41
6.50	2%	4%	5%	7%	9%	10%	12%	14%	15%	17%	546.26
Antalya 100 km											
M	Zaman (Yıl)										Tekarlanma periyodu (Yıl)
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	
4.00	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	0.72
4.50	98%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	2.40
5.00	71%	92%	98%	99%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	8.03
5.50	31%	52%	67%	77%	84%	89%	93%	95%	96%	98%	26.90
6.00	11%	20%	28%	36%	43%	49%	54%	59%	63%	67%	90.12
6.50	3%	6%	9%	12%	15%	18%	21%	23%	26%	28%	301.85
6.90	1%	2%	4%	5%	6%	7%	8%	10%	11%	12%	793.96

Çizelge 4'te verilen hesaplar 50 yılda %10 aşılma olasılığı ve 475 yıllık tekerrür süresi için tekrarlandığında Antalya çevresindeki kaynak bölgelerinde beklenecek en büyük deprem büyüklükleri sırasıyla Fethiye-Burdur S.T.B.

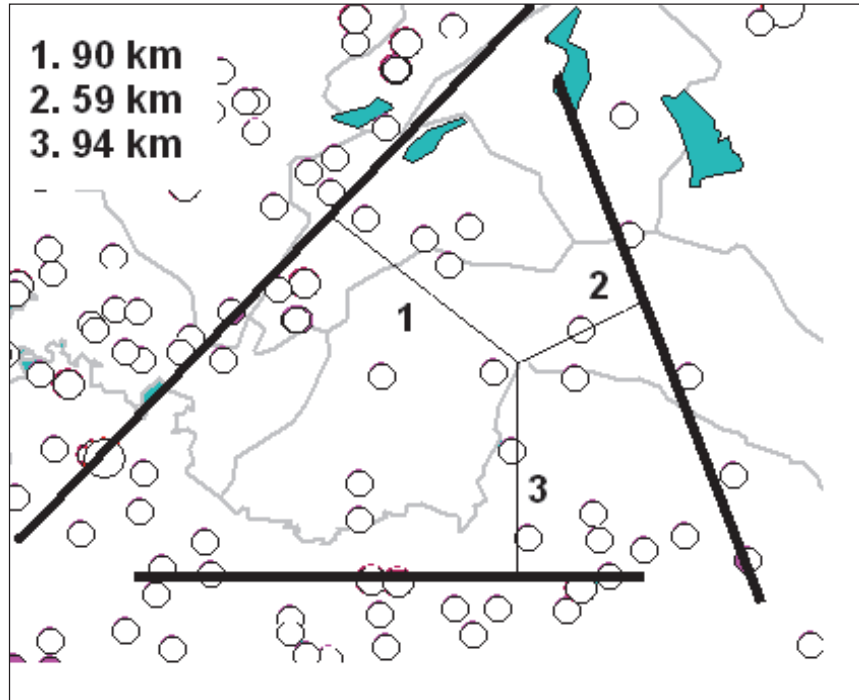
için $M = 7.2$, Finike STB için $M = 7.0$, Antalya STB için $M = 6.5$ ve Aksu STB için $M = 6.4$ olarak tahmin edilmiştir.

Deprem İvmesi ve Azalım İlişkileri

Deprem ivmesi deprem hasarlarını etkileyen en önemli parametrelerden birisidir. Deprem dalgaları yayılım yönlerinde kat ettikleri ortamların yapısal, jeolojik ve fiziksel özelliklerinden de etkilenirler ve bu sırada başlangıçta ortaya çıkan ivme de değişikliğe uğrar. Deprem ivmesi, azalım ilişkilerinde, maksimum yer ivmesi, büyüklük (M), uzaklık (R) ve yerel zemin koşullarına bağlı eşitliklerle verilmektedir. Azalım ilişkilerinde kullanılan uzaklık parametresi (R), odak noktasına, merkez üstüne, fay yüzeyine ve fay uzantısına olan uzaklık olarak alınmaktadır.

Bu çalışmada azalım ilişkisi hesaplamalarında Ulusay vd. (2004) ve Kalkan ve Gülkan (2004)'e ait eşitlikler kullanılmıştır.

Bu azalım ilişkileri, Türkiye deprem verileri esas alınarak geliştirildiği için tercih edilmiştir. Komşu sismotektonik bölgelerdeki en büyük deprem büyüklükleri deprem kaynağına olan en kısa mesafe kullanılarak Antalya merkezine taşınmıştır (Şekil 8). Deprem derinlikleri alınırken bugüne kadar meydana gelmiş depremler içerisinde yüzeye en yakın deprem dikkate alınmıştır. Antalya şehir merkezinin içinde bulunduğu bölgedeki büyük depremler de nokta kaynak kabul edilerek Antalya merkezine taşınmıştır (Çizelge 5). Elde edilen azaltılmış ivmeler kaya zemin için olup, elde edilen bu ivme değerinin yumuşak zeminler için büyütme hesabı yapılarak yüzeye taşınması gerekecektir.



Şekil 8. Yerleşim alanının çizgisel deprem kaynaklarına uzaklıkları.

Figure 8. Distances of line earthquake sources to the metropolitan area.

Çizelge 5. Antalya yöresinde kaydedilen büyük depremlerin Antalya merkezinde oluşturacağı tahmini en büyük yer ivmesi (PGA) değerleri; a) Nokta kaynak, b) Çizgisel kaynak.

Table 5. Estimated peak ground acceleration (PGA) values from the great earthquakes around Antalya; a) Point source, b) Line source.

a)

Tarih	Derinlik (km)	Büyüklik (M_w)	Uzaklık (km)	R (km)	PGA (Ulusay vd. 2004)	PGA (Kalkan ve Gülkan 2004)
12.05.1971	15	5.8	84	85	0.0233 g	0.025 g
11.09.1930	80	5.9	72	108	0.0154 g	0.031 g
30.04.1975	61	5.9	77	98	0.0189 g	0.029 g
30.04.1911	180	6	116	214	0.0016 g	0.021 g
28.05.1979	111	6	104	152	0.0063 g	0.023 g
01.03.1926	5	6	101	101	0.0191 g	0.024 g
05.06.1927	0	6.1	105	105	0.0189 g	0.025 g
01.10.1995	5	6.1	147	147	0.0075 g	0.018 g
23.05.1961	70	6.2	195	207	0.0022 g	0.015 g
18.03.1926	10	6.5	112	112	0.0214 g	0.028 g
24.04.1957	80	6.5	187	203	0.0030 g	0.018 g
03.10.1914	14	6.6	136	137	0.0136 g	0.025 g
25.04.1957	80	6.7	187	203	0.0034 g	0.020 g
26.03.1965	11	5.2	26	28	0.0523 g	0.046 g
11.03.1991	113	5.4	27	116	0.0089 g	0.052 g
02.02.1951	20	5.4	11	23	0.0681 g	0.103 g

b)

STB	Büyüklik (M_w)	R (km)	PGA (Ulusay vd. 2004)	PGA (Kalkan ve Gülkan 2004)
Fethiye-Burdur	7.2	90	0.0581 g	0.045 g
Aksu	6.4	54	0.0767 g	0.054 g
Finike	7.0	94	0.0461 g	0.041 g

Çizelge 5'te sunulan sonuçlara göre Antalya şehir merkezinde ana kayada hissedilecek en büyük yatay yer ivmesinin 0.1 g civarında olacağı anlaşılmaktadır. Ulusay vd. (2004)'ün Türkiye geneli için üretmiş oldukları eş ivme

haritasında ve Yıldırım (2008) tarafından topoğrafik faktörleri de hesaba katarak hazırlanan eş ivme haritasında da Antalya merkez için 0.1g civarında en büyük yer ivmesi öngörülmektedir. Deniz ve Yüçemen (2005)

çalışmasında, Antalya merkez için 0.24g gibi yüksek bir ivme verilmektedir. Ancak, bu değer yüksek oluşunun 475 yıllık tekerrür süresi için ve farklı bir sismotektonik bölgelemeye dayalı olarak hesaplanmış olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.

TARTIŞMA

Çizelge 5'te sunulan değerler ana kaya için olup yerel zemin koşulları hesaba katılmamıştır. Deprem hasarları yerel zemin koşullarından da etkilenmektedir. Bu etkiler genel olarak büyütme, sıvılaşma, taşıma gücü kaybı ve aşırı yer değiştirmeler nedeni ile oluşabilecek olumsuzluklardır. Bu nedenle imar alanlarında temel zeminini oluşturan jeolojik birimlerin olası bir deprem sırasında göstereceği davranışın da incelenmesi gerekmektedir.

Oluşan bir depremden sonra deprem dalgaları odaktan yayılırken, yol üzerindeki sert birimlerden göreceli olarak daha yumuşak birimlere geçen dalgaların genlikleri büyür. Dolayısı ile ivme de büyür. Bir önceki bölümde elde edilen taşınmış ivme değerlerinden, Antalya

imar alanı içindeki kaya olmayan zeminler için büyütme hesabı yapılarak nihai ivme değerlerinin elde edilmesi gerekecektir. Bu işlemler için tüm imar alanını temsil edecek düzeyde zemin özellikleri bilgilerine ihtiyaç duyulmaktadır. Bu aşamada, iki ayrı nokta için örnek hesaplar yapılarak konu tartışılmaya çalışılacaktır. Antalya'nın batı kesiminde bulunan Konyaaltı yumuşak kili doğu kesiminde bulunan Lara gevşek kumunda birer temsili nokta seçilerek arazi SPT-N değerlerinden görgül yolla kayma dalgası hızları belirlenmiş ve bu değerler görgül büyütme hesaplarında kullanılmıştır. Çizelge 6'da görüleceği gibi büyütme sonucu zemin yüzeyinde oluşan ivme önemli oranda artmaktadır. Hesaplanan yöntemlere göre farklılıklar olmasına rağmen büyütme sonrası ivmenin 0.3g değerlerine kadar çıkabileceği anlaşılmaktadır. Bu sonuç Antalya'nın mevcut deprem bölgeleri haritasında 2. bölgede bulunması ile uyumludur. Tüm araziye temsil edecek zemin verileri elde edildiğinde daha ayrıntılı bir şekilde analiz edilerek, zemin ivme ve zemin büyütme haritaları yapılacaktır.

Çizelge 6. Örnek olarak alınan 2 nokta için hesaplanan kayma dalgası hızına bağlı zemin büyütmesi (A) ilişkileri.

Table 6. Ground amplification (A) relationships based on shear wave velocity calculated for 2 sample locations.

Yöntem	Konyaaltı Yumuşak kili ($V_s = 192$ m/s)		Lara Gevşek Kumu ($V_s = 158$ m/s)	
	A	PGA (g)	A	PGA (g)
Midorikawa (1987) $A = 68 * V_s^{-0.6}$	2.9	0.29	3.23	0.32
Joyner and Fumal (1984) $A = 23 * V_s^{-0.45}$	2.16	0.22	2.34	0.23
Borcherdt vd. (1991) $A = 600 / V_s$	3.13	0.31	3.75	0.38

Dikkate alınması gereken diğer bir yerel zemin koşulu etkisi ise sıvılaşmadır. Özellikle, kil bulunmayan kum ve silt ve bazen çakıl tabakaları sıvılaşma potansiyeline sahiptirler. Antalya yerleşim alanının batı kesiminde bulunan Lara-Yamansaz bölgesi, kıyı kumulları ve bunun gerisindeki suya doygun kum, silt ve turbadan oluşmaktadır. Bölge Aksu fay zonuna ortalama 20 km uzaklıktadır. Bu bağlamda bölge zeminlerinin sıvılaşma potansiyelinin araştırılması gerekmektedir.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

1) Antalya il merkezinin depremselliğinin incelenmesi amacıyla Antalya çevresinde sismotektonik bölgeler tanımlanmış ve bu bölgeler içinde 1900 - 2010 yılları arasında gerçekleşen depremler dikkate alınarak, istatistiksel yöntemlerle tehlike analizi gerçekleştirilmiştir. Antalya il merkezi "Isparta Açısı"nın iç kesiminde yer almakta ve bu tektonik yapının bileşenleri olan fayların deprem etkinliklerinden etkilenmektedir. Antalya çevresinde bulunan deprem üreten fay kaynakları, (1) Fethiye-Burdur fay zonu, (2) Helenik-Kıbrıs Fayı'nın Finike açıklarında uzanan bölümü, (3) Kıbrıs Yayı'nın devamı kabul edilen Kırkkavak Fayı ve Aksu Fayı boyunca uzanan fay zonu, (4) Kemer - Isparta ve Kemer-Korkuteli uzanımlı deprem aktivitelerinin birleşiminden oluşan Antalya zonu'dur.

2) Antalya il merkezi 2. derece deprem bölgesi içindedir. İl geneli düşünüldüğünde sismik etkinliğin yoğun olduğu batı kesimler 1. ve 2., sismik etkinliğin az olduğu doğu kesimler ise 3. ve 4. derece deprem bölgeleri içerisinde yer almaktadır. Büyüklüğü 6'dan büyük olan deprem sayısı Antalya merkezden 100 km yarıçaplı bir

dairesel alan için 2 adettir. En sık meydana gelen depremlerin $3 < M < 3.9$ aralığında yoğunlaştığı görülmektedir.

3) Antalya çevresindeki sismotektonik bölgeler için "a" parametresi 5.61 – 6.77 arasında, "b" parametresi ise 0.86 – 1.06 arasında değişmektedir.

4) Antalya'yı merkez kabul eden 100 km yarıçaplı dairesel alan içinde 4 ve daha küçük bir depremin 1 yıl içinde meydana gelme olasılığı %100'dür. 5 büyüklüğünde bir depremin 10 yıl içinde meydana gelme olasılığı %71'dir. En az 6.5 büyüklüğündeki bir depremin 50 yıl içinde %15 olasılıkla meydana gelebileceği tahmin edilmiştir.

5) Antalya'yı etkileyebilecek depremlerin büyüklükleri ve kaynaktan uzaklıklar dikkate alınarak azalım ilişkileri uygulandığında, Antalya ilinde ana kayada hissedilecek en büyük yatay deprem ivmesi 0.1g civarında beklenmektedir. Bu değer, iki ayrı zayıf zemin profili için örnek olarak ampirik yöntemlerle büyütme hesabına tabi tutulduğunda 0.3g değerine kadar büyüdüğü görülmüştür. Antalya zayıf zeminleri içinde, sıvılaşma potansiyeline sahip olabilecek zemin türleri de bulunmaktadır.

6) Bu çalışmadan elde edilen bilgiler ışığında ve Antalya imar alanında tüm araziye temsil edecek düzeyde zemin verileri elde edildiğinde, zemin büyütme ve sıvılaşma potansiyeli haritaları hazırlanmalıdır. Antalya'da mevcut yapıların depreme karşı dayanıklılıklarının incelenmesine dönük bir çalışma başlatılmadan önce, zeminlerin depremsellik davranışları ile ilgili tüm bilgilerin bir mikro-bölgelendirme çalışması halinde tamamlanmış olması gerekmektedir.

TEŞEKKÜR

Yazarlar taslağı inceleyip değerli önerilerde bulunan Prof. Dr. Reşat Ulusay'a (Hacettepe Üniversitesi) ve tartışmaları ile katkılarını esirgemeyen Doç. Dr. Nihat S. Işık'a (Gazi Üniversitesi) teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Akay, E., Uysal S., Poisson, A., Cravatte, J., Muller, C., 1985. Antalya neojen havzasının stratigrafisi. TJK Bülteni, 28, 105-119.
- Aksu, A. E., Hall, J., Yaltrak, C., 2009. Miocene-recent evolution of Anaximander Mountains and Finike Basin at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 258 (1-4), 24-47.
- Ambraseys, N.N., Finkel, C.F., 1995. The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, a Historical Review. Eren Yayıncılık, İstanbul, 1500-1800.
- Blumenthal, M.M., 1963. Le systeme structural du Taurus sud Anatolies. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, In: Livre a Memoire de Professor P. Fallot. Mem. Soc. Geol. Fr. 1, 2, 611-662.
- Borcherdt, R.D., Wentworth, C.M., Janssen, A., Fumal, T., Gibbs, J., 1991. Methodology for predictive GIS mapping of special study zones for strong ground shaking in the San Francisco Bay region. Proc. 4th International Conference On Seismic Zonation, 3, 545-552.
- Cornell, C. A., 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58, 1583-1606.
- Demirtaş, R., Yılmaz, R., 1996. Türkiye'nin Sismotektoniği. Bayındırlık ve İskân Bakanlığı Yayınları, Ankara, 915 s.
- Deniz, A., Yüçemen, M.S., 2005. Antalya yöresi için deprem tehlikesinin stokastik yöntemler ile tahmini. Antalya Yöresinin İnşaat Mühendisliği Sorunları Kongresi, 22-25 Eylül 2005, Antalya
- Duggan, P.M.T., 2011. Antalya'nın Gizli Tarihi, 2300 Yıl İçerisinde Bölgede Yaşanan Depremlerin ve Vebaların Kronolojisi. Odin Yayıncılık, İstanbul.
- Dumont, J.F., Kerey, E., 1975. Kırkkavak fayı: Batı Toroslar ile Köprüçay baseni sınırında kuzey-güney doğrultu atımlı fay. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 18 (1), 59-62.
- Dumont, J. F., Uysal, Ş., Şimşek, S., Karamanderesi, H., Letouzey, J., 1979. Güney batı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu. *MTA Enstitüsü Dergisi*, 92, 7-17.
- Erdik, M., Biro, Y., Onur, T., Sesetyan, K., Birgören, G., 1999. Assessment of earthquake hazard in Turkey and neighboring regions - GSHAP, *Annali di Geofisica*, 42, 6.
- Garcia-Mayordomo, J., Faccioli, E., Paolucci, R., 2004. Comparative study of the seismic hazard assessments in european national seismic codes. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 2, 51-73.
- Glover, C., Robertson, A.H.F., 1998. Neogen intersection of the Aegean and Cyprus arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics* 298, 103-132.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34, 185-188.
- IOC International Oceanographic Commission, 1981. International bathymetric chart of the Mediterranean (1:1.000.000 scale). Head Department of Navigation and Oceanography, Leningrad, USSR.
- Joyner, W.B., Fumal, T.E., 1984. Use of measured shearwave velocity for predicting geologic and

- site effects on strong ground motion. Proceedings of 8th World Conference on Earthquake Engineering, 2, 777-783.
- Kalkan, E., Gülkan, P., 2004. Site-dependent spectra derived from ground motion records in Turkey, Earthquake Spectra, Volume 20, Number 4, November 2004.
- Kayabalı, K., 1995. Sismik tehlike analizi: Teori ve uygulama, Jeoloji Mühendisliği, 46, 28-43.
- Koçyiğit, A., 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 27, 1-16.
- Koçyiğit, A., Akyol, E., Bozkurt, B., Beyhan, A., 1997. Antalya Körfezi karasal çöküntüsünün neotektonik özellikleri, depremselliği ve daha önceki denizaltı çalışmaları ile karşılaştırılması. Tübitak Proje No: YDABÇAG-437/G
- Lomnitz, C., 1966. Statistical prediction of earthquakes. Reviews of Geophysics, 4, 377-393.
- Midorikawa, S., 1987. Prediction of isoseismal map in the Kanto plain due to hypothetical earthquake. Journal of Structural Engineering, 33 (B), 43-48.
- Özhan, G., 2004. Antalya Körfezi jeolojik ve tektonik özellikleri. Antalya'nın Jeolojisi ve Doğal Afet Konferansları, 2-3 Aralık 2004, Antalya.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M., Şentürk, M., 2003. New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey). Geol. J. 38: 257-282.
- Reiter, L., 1990. Earthquake hazard analysis. Columbia University Press, New York, 245 p.
- Schwartz, D. P., Coppersmith, K. J., 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from Wasatch and San Andreas fault zones. Journal of Geophysical Research, 89, 5681-5698.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., 1987. Türkiye'nin aktif fayları ve depremsellikleri. MTA Rapor no: 8174, 394 s (yayınlanmamış).
- Şenel, M., 1997. 1:100.000 Türkiye Jeoloji Haritası, Antalya L11 Paftası. MTA Yayınları, Ankara.
- Tan, O., Tapırdamaz, M.C., Yörük, A., 2008. The earthquake catalogues for Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 17, 405-418.
- Ten Veen, J.H., Woodside, J., Zitter, T.A.C., Dumont, J., Mascle, J., Volkonskaia, A., 2004. Neotectonic evolution of the Anaximander Mountains at the junction of the Hellenic and Cyprus arcs. Tectonophysics. 391 (1-4), 35-65.
- Ulusay, R., Tuncay., E., Sönmez, H., Gökçeoğlu, C., 2004. An attenuation relationship based on Turkish strong motion data and isoacceleration map of Turkey. Engineering Geology, 74, 265-291
- Yağmurlu, F., Savaşın, Y., Ergun, M., 1997. Relation of alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of Isparta Angle, SW-Turkey. The Journal of Geology, 105, 717-728.
- Yağmurlu, F., Şentürk, M., 2005. Güneybatı Anadolu'nun güncel tektonik yapısı. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu V, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 02-03 Haziran 2005, 55-61, İstanbul.
- Yeats, R.S., Sieh, K., Allen, C.R., 1997. The geology of earthquakes. Oxford University Press.
- Yıldırım, Ç., 2008. Türkiye için topoğrafik etkiyi de içeren eş ivme haritasının geliştirilmesi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Yüksek lisans tezi.
- Yücemen, M. S., 2008. Deprem tehlikesinin tahmininde olasılıksal yöntemler (14. Bölüm), binalar için deprem mühendisliği temel ilkeleri. (Editörler: Erdem Canbay, Uğur Ersoy, Güney

Dipova ve Cangir

Özcebe, Haluk Sucuoğlu, S. Tanvir Wasti)
Bizim Büro Basımevi, Ankara.

Zitter, T., Woodside, J., Mascle, J., 2003. The Anaximander Mountains: a clue to the tectonics of southwest Anatolia. *Geological Journal* 38, 375–394

Ayrışma Özelliklerinin Elektriksel Özdirenç Tomografisi (EÖT) Yöntemi Yardımı İle Karşılaştırılması

Comparison of Weathering Properties by the Help of Electrical Resistivity Tomography Technique (ERT)

Ömer ÜNDÜL, Atiye TUĞRUL, İ. Halil ZARİF

İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Avcılar, İSTANBUL

Geliş (received) : 11 Mayıs (May) 2011

Düzelme (revised) : 21 Haziran (June) 2011

Kabul (accepted) : 21 Haziran (June) 2011

ÖZ

Kayaçların ayrışma dereceleri ve derinlikleri, mühendislik çalışmalarının maliyetini, etkinliğini ve devamlılığını etkileyen önemli jeo-mühendislik özelliklerdendir. Ayrışma özellikleri temel, sevi tünel vb. çalışmaların ön araştırmaları sırasında belirlenmelidir. Ayrışmanın tek türlü olmamasından ve yönlere göre farklılık göstermesinden dolayı, yeraltının gerçeğe en yakın şekilde tanımlanabilmesi için fazla sayıda sondaja ihtiyaç duyulmaktadır. Pek çok çalışmada, sondaja göre daha geniş alanların, daha hızlı ve daha az masraflı olarak tanımlanabilmesi ve bu alanlar hakkında bilgi toplanabilmesi için Elektriksel Özdirenç Tomografisi (EÖT) Yöntemi kullanılmaktadır. Bu özellikleri nedeniyle EÖT Yöntemi'nin, Bursa bölgesinde yüzeylenen piroksenit ve dunitlerin ayrışma özelliklerinin tespitinde kullanılabilirliği araştırılmıştır. EÖT çalışmaları üç hat boyunca gerçekleştirilmiştir. Bunlardan iki tanesi dunitlerin bir tanesi ise piroksenitlerin üzerindedir. Çalışma alanında yapılan yüzey gözlemleri sonucunda, dunitlerin ayrışmamış seviyeden, tamamen ayrışmış seviyeye kadar; piroksenitlerin ise az ayrışmış seviyeden, tamamen ayrışmış seviyeye kadar olduğu saptanmış, bu ayrışma seviyeleri üzerinde seçilen kesit güzergâhlarında yapılan EÖT ölçümleri ile yüzey gözlem sonuçları ve laboratuvar verileri karşılaştırılmıştır. EÖT çalışmaları sırasında, Wenner dizilimleri ile dipol-dipol dizilimleri denenmiştir. Elde edilen veriler 2B ters çözüme tabi tutularak elektriksel yapı modelleri oluşturulmuştur. Bu modeller, dunit ve piroksenitlerin mühendislik özelliklerinin ayrışmaya bağlı değişimleri ile birlikte değerlendirilmiştir. Yapılan değerlendirmeler sonucunda, Wenner diziliminin, özellikle dunitlerin ayrışma özelliklerinin belirlenmesinde, kullanılabilir sonuçlar verdiği ortaya konmuştur.

Anahtar Kelimeler: Ayrışma, Dunit, Elektriksel özdirenç tomografisi (EÖT), Orhaneli, Piroksenit.

ABSTRACT

Weathering grades and their depths are some of the most important geo-engineering properties determining the cost, efficiency and sustainability of the engineering projects. Weathering properties of the rocks should be clearly defined during the preliminary surveys of the studies on foundations, slopes etc. As weathering properties are heterogeneous and anisotropic more boreholes are needed to increase the accuracy of the interpretations of the subsurface. Electrical Resistivity Tomography (ERT) technique is used for different purposes to obtain faster and more economical data from wider area than drilling. Due to such specialities of ERT, the technique was used for determining the weathering properties of the pyroxenites and dunites outcropping in Bursa region. ERT studies were carried out in three lines. Two- of the lines were on the dunites and the other line on the pyroxenite. Dunites in this study were observed from unweathered to completely weathered stages, and the pyroxenites were observed from slightly to completely weathered stages. During ERT studies both dipole-dipole and Wenner configurations were deployed. According to the data obtained, inversion model sections were generated. These sections were evaluated regarding the changes in engineering properties of the dunites and pyroxenites. According to the evaluations, it is concluded that Wenner configuration especially for the dunites represents better resistivity distributions for the weathering properties.

Key Words: *Weathering, Dunite, Electrical resistivity tomography (ERT), Orhaneli, Pyroxenite.*

GİRİŞ

Ayrışma, kaya malzemesinin ve dolayısıyla kaya kütlelerinin jeo-mühendislik özelliklerinde önemli değişimlere neden olmaktadır. Bu nedenle, ayrışma derecesi ve ayrışma derinliklerinin belirlenmesi, pek çok mühendislik çalışmasının güvenilirliğinde ve devamlılığında önemli rol oynamaktadır. Ayrışma derecelerinin belirlenmesi için çeşitli yöntemler, farklı araştırmacılar tarafından uygulanmıştır (Kılıç, 1999; Tuğrul ve Zarif, 2000; Orhan vd., 2006; Ceryan, 2008; Gökçeoğlu vd., 2009; Diamantis vd., 2009; Kılıç vd., 2010).

EÖT Yöntemi, yüzeye yakın derinliklerde, mühendislik problemlerinin, çeşitli jeolojik ve çevresel problemlerin çözümü için kullanılmaktadır (Griffiths ve Barker, 1993; Dahlin ve Owen, 1998; Beauvais vd., 2004; Drahor vd., 2006). Bunun yanısıra, elektriksel iletkenliğin kristalli kayaların ayrışmasıyla

önemli derecede farklılaştığı, taze seviyelerde yüksek değerler elde edildiği, ayrışmanın artmasıyla bu değerlerin düştüğü ifade edilmektedir (Giao vd., 2008). Ayrıca, EÖT kullanımındaki gelişmeler, yeraltındaki kütlelerin 2 ve 3 boyutlu dağılımlarının güvenli ve hızlı bir şekilde belirlenmesini sağlamaktadır (Loke ve Barker, 1996; Barker vd., 2001; Chandra vd., 2010). Bu nedenlerden dolayı, ayrışma özelliklerinin daha geniş alanlardaki değişimlerinin daha hızlı belirlenmesine yönelik olarak jeoelektrik çalışmaların gerçekleştirilebileceği düşünülmüş ve Bursa-Orhaneli bölgesindeki piroksenitlerin ve dunitlerin ayrışma özellikleri EÖT Yöntemi ile tespit edilmeye çalışılmıştır. EÖT çalışmalarının yanısıra, arazi gözlemleri ve laboratuvar çalışmaları sonrasında dunit ve piroksenitlere ait ayrışma dereceleri tespit edilmiştir. Ayrışma derecelerinin tespitinde, ANON (1995) tarafından önerilmiş olan altı dereceli ayrışma sınıflaması dikkate alınmıştır. Buna göre, saha

çalışmalarında dunitler ayrışmamış seviyeden tamamen ayrışmış seviyeye, piroksenitler ise az ayrışmış seviyeden tamamen ayrışmış seviyeye kadar tanımlanabilmiştir. Her iki kaya grubu için laboratuvarında, ince kesitler üzerinde petrografik incelemeler ile fiziksel özelliklerin belirlenmesine yönelik deneyler, tek eksenli sıkışma dayanımı, ultrasonik dalga hızları ve suda dağılmaya karşı dayanım deneyleri yapılmıştır. Çalışmanın son aşamasında ise, EÖT Yöntemi ile elde edilen kesitler, birlikte değerlendirilmek üzere, arazi ve laboratuvar verileri yardımıyla belirlenen ayrışma dereceleri ile karşılaştırılmıştır.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

Çalışma alanı ve çevresinde Paleozoyik yaşlı temeli oluşturan metamorfik kayaçlar ile bunları bindirmelerle üzerleyen Mesozoyik (Üst Kretase) dönemine ait birimler gözlenmektedir. Bu birimler; Senozoyik (Miyosen-Pliyosen) yaşlı karasal çökeller tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Bölgedeki yüksek debili nehirler hafif engebeli arazilerde alüvyon birikintileri oluşturmuştur. Özellikle ayrışma etkisi ile serbestlenen irili ufaklı bloklar yamaç molozlarını oluşturmaktadır. Bu çalışma, Orhaneli ofiyoliti olarak adlandırılan (Emre,

1986) Üst Kretase-Paleosen yaşlı kayaçlar üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Arazi gözlemleri ile araziden alınan örnekler üzerinde yapılan petrografik çalışmaların ışığında; ofiyolit istifinde dunit, harzburjit, lertzolit, piroksenit ve bunların çeşitli derecelerde serpantinleşmiş seviyeleri ile serpantin ve diyorit türü kayaçlar olduğu belirlenmiştir. Orhaneli Ofiyoliti Miyosen-Pliyosen yaşlı çakıltaşı kumtaşı, siltaşı, marn ve kiltaşlarından oluşan Burmu formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Özkoçak, 1969; Emre, 1986).

İNCELENEN KAYAÇLARIN PETROGRAFIK VE LİTOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Arazi çalışmalarından elde edilen örneklerden, dunitlere ait 82 ve piroksenitlere ait 37 ince kesit hazırlanmıştır. Petrografik incelemelere göre dunitler %90'dan fazla olivin minerali içermekte olup, ortopiroksenlerin ve/veya klinopiroksenlerin oranı %5-9 arasında değişmektedir. Kromit ve magnetit minerallerine de nadiren rastlanmaktadır. İncelenen diğer kaya grubu olan piroksenitler ise %60'tan fazla piroksen minerali içermektedir. Olivin mineralleri %40'tan daha az oranda bulunmaktadır. Bunların yanında nadir olarak kromit mineralleri de gözlenmiştir (Çizelge 1).

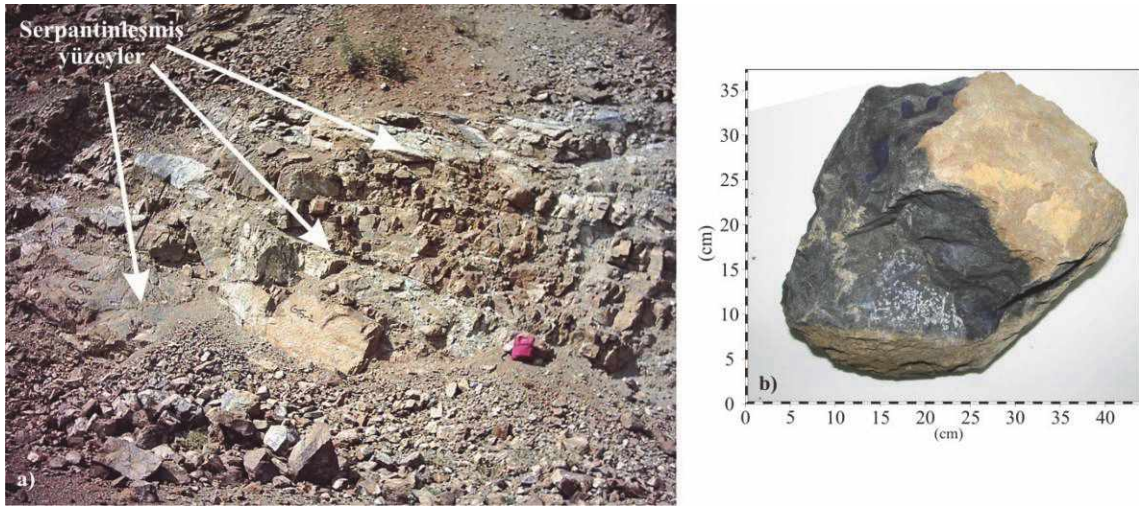
Çizelge 1. İncelenen kayaçların petrografik özellikleri

Table 1. Petrographical properties of the investigated rocks

Kayaç ismi	Mineralojik bileşim	Ayrışma ile gelişen mineraller
Dunit	%90'dan fazla olivin. %5-9 arası ortopiroksen ve/veya klinopiroksen	Serpantin, brusit, iddingsit, demiroksit, kil mineralleri, nadiren karbonat
Piroksenit	%60'tan fazla piroksen mineralleri ve %40'tan az olivin mineralleri	Serpantin, kil mineralleri, klorit, talk ve demir oksit

Orhaneli Ofiyoliti içerisindeki dunitler genelde; alacalı koyu yeşil, kahverengi ve siyahımsı, yer yer çok çatlaklı, çatlaklı ve ender olarak masif şekilde gözlenmektedir. Taze yüzeyleri boyunca siyaha yakın çok koyu yeşil ve siyah renklindedir. Ayrışma dereceleri arttıkça yüzeyleri farklı tonda kahverengiye dönüşmekte,

çekirdek taşları ise mat siyah renkte gözlenmektedir. Ayrışma derecesinin artmasıyla siyah mat kesim kaybolmakta ve demir oksitçe zenginleşen kahverengi bölge, kayacın tüm rengini oluşturmaktadır (Şekil 1). Ayrışma derecesinin artmasıyla kayaç tamamen serpantinleşmektedir.



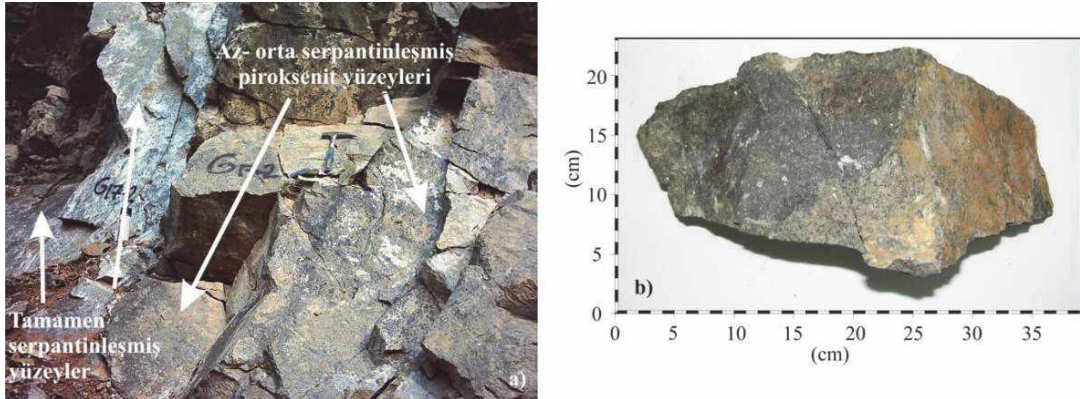
Şekil 1. Dunitlerin çevresinde serpantinleşme ve demir oksitleşme oluşumu: (a) serpantinleşmiş yüzeylerin görünümü, (b) dunitin çevresinde gelişen demir oksitleşme ve serpantinleşmenin görünümü.

Figure 1. Serpentinization and iron oxide formation around the dunite: (a) view of serpentinized surfaces, (b) view of iron oxide formation and serpentinization around the dunite.

Dunitlerin süreksizlik aralığı taze-az ayrılmış seviyelerde ortalama 95.6 cm iken ileri derecede ayrılmış seviyelerde 17.4 cm'ye kadar düşmektedir (Ündül, 2007). Dunit bileşimli kayalarda, özellikle süreksizlik yüzeyleri boyunca serpantinleşme ve değişik seviyelerde asbestleşme, serisitleşme, killeşme, talklaşma, karbonatlaşma ve kloritleşme saptanmıştır.

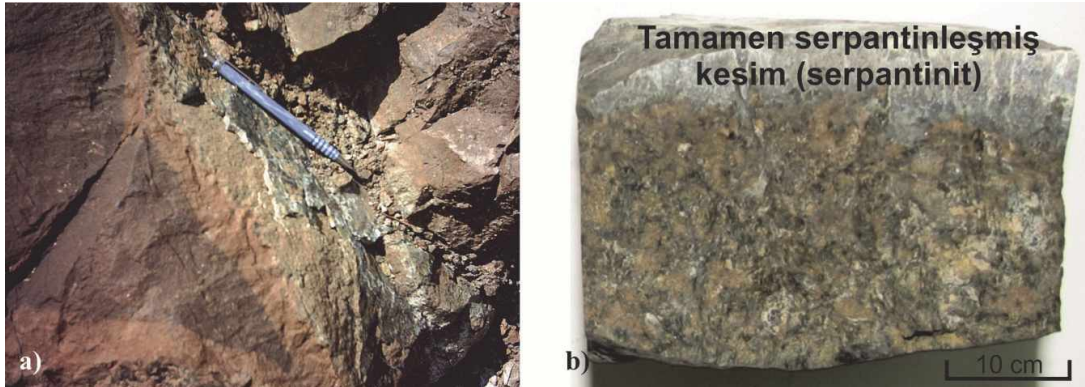
Orhaneli Ofiyoliti içindeki piroksenitler, arazi çalışmalarında, yeşilden siyahımsı yeşile kadar olan renklerde gözlenmiştir. Ayrışma

etkilerinin düşük olduğu yüzeylerde piroksen mineralleri kolayca ayırt edilebilmektedir. Ayrışma derecesinin artmasıyla, yeşil tonları daha açık bir hâl almakta ve parlak bir görünüm kazanmaktadır. İlerleyen ayrışma derecelerinde kayaç tamamen serpantinleşmektedir (Şekil 2). Dunitlerden farklı olarak, kayaç yüzeyindeki serpantinleşerek kayganlaşan kısım tamamen pürüzsüz olup, daha kalın ve daha kaygandır. Serpantinleşme, kayaç içine doğru daha fazla nüfuz etmiştir (Şekil 3).



Şekil 2. Farklı derecede ayrılmış piroksenitler: (a) piroksenitlerde gelişen farklı derecelerdeki serpantinleşmeler (b) orta-az ayrılmış piroksenit üzerinde gelişen demir oksitleşme ve serpantinleşme.

Figure 2. The pyroxenites with different weathering grades: (a) serpentinization with varying grades on pyroxenites (b) iron oxide formation and serpentinization on moderately-slightly weathered pyroxenite.



Şekil 3. İncelenen kayalarda gelişen serpantinleşmiş yüzeylerin görünümü: (a) dunitlerin etrafında gelişen serpantin kılıfı (b) piroksenitin çevresinde gelişen serpantinleşme.

Figure 3. A view of serpentinization on the studied rocks: (a) serpentine crust around dunite (b) serpentinization on pyroxenite.

Piroksenitlerin süreksizlik aralığı az ayrılmış seviyede 83.5 cm iken ileri derecede ayrılmış kesimlerde 16.2 cm'ye kadar düşmektedir (Ündül, 2007). Piroksenitlerin süreksizlikleri boyunca genel olarak serpantinleşme, kloritleşme ve talklaşma gözlenmiştir. Arazi gözlemleri sırasında süreksizlik özellikleri, ISRM (1981) tarafından önerilen yöntemlere uygun olarak belirlenmiştir.

Her iki kaya grubunda da süreksizlik (çatlak) ara uzaklığının ve iki süreksizlik duvarı (süreksizlik açıklığı) arasındaki mesafenin ayrışma ile arttığı gözlenmiştir. Süreksizlikler, kil parçacıkları ile çeşitli boyutlarda serpantin parçaları ile dolmuştur (Çizelge 2). İncelenen kayaların petrografik ve litolojik özellikleri Ündül (2007) ile Ündül ve Tuğrul (2010) tarafından ayrıntılı olarak tanımlanmıştır.

Ündül, Tuğrul ve Zarif

Çizelge 2. Dunit ve piroksenitlerin süreksizlik özellikleri.

Table 2. Discontinuity properties of the dunite and pyroxenite.

	Ayrışma Derecesi	Çatlak ara uzaklığı (cm)			Açıklık (cm)	Dolgu	Pürüzlülük
		En Düşük	En Yüksek	Ortalama			
Piroksenit	W IV	1-5	38-58	16.2	5-20	Serpantin parçaları ve kil	Düz - az dalgalı, kaygan
	W III	5-8	98-213	44.3	0.5-5	Kil, nadiren serpantin parçaları	Düz - az dalgalı, kaygan
	W II	18-27	178-327	83.5	0-0.8	Açık ve kil	Az dalgalı, nadiren kaygan
Dunit	W IV	1-5	60-72	17.4	2.5-10	Serpantin parçaları ve kil	Dalgalı, kaygan
	W III	8-12	110-204	42.1	0.5-2.5	Kil	Dalgalı, düz - kaygan
	W I - II	24-32	198-577	95.6	0-0.5	Açık	Dalgalı, pürüzlü-düz

İNCELENEN KAYAÇLARIN AYRIŞMA ÖZELLİKLERİ

Arazi çalışmaları sırasında dunit ve piroksenitlerin ayrışma profilleri ANON (1995) tarafından önerilmiş olan altı dereceli ayrışma sınıflamasına uygun olarak tanımlanmıştır. Ayrıca laboratuvar deneylerinden elde edilen sonuçlar, ayrışma dereceleri sınırlarının daha belirgin bir şekilde ortaya konmasına ve değişimlerin anlaşılmasına yardımcı olmuştur. Dunitler ayrışmamış seviyeden tamamen ayrışmış seviyeye kadar tanımlanmıştır. Piroksenitler ise yeterli taze seviyenin gözlenmemesinden dolayı, az ayrışmış seviyeden tamamen ayrışmış seviyeye kadar tanımlanmıştır. Çalışma alanının genelinde yüksek eğimli yamaçlar olmasından dolayı

toprak zonu yamaç aşağı dökülmektedir. Bu nedenle, bu ayrışma derecesi, kesin ayırtılabilecek şekilde gözlenememiş olup örnekleme yapılamamıştır.

Laboratuvar çalışmaları sırasında incelenen kayaçların, her ayrışma derecesi için, özgül ağırlık, kuru birim hacim ağırlık, su emme, etkin gözeneklilik değerleri ISRM (1981)'de belirtilen yöntemler yardımıyla belirlenmiştir. Ultrasonik dalga hızları, tek eksenli sıkışma dayanımları ve suda dağılmaya karşı duraylılık indeksi değerleri ise, ISRM (1981) tarafından önerilmiş yöntemlere uygun örnek alınabilen ayrışma seviyeleri için tayin edilmiştir. Elde edilen veriler incelendiğinde fiziksel ve mekanik özelliklerin ayrışma dereceleri ile uyumlu olarak değiştiği belirlenmiştir (Ündül, 2007; Ündül ve Tuğrul,

2010). Laboratuvar çalışmalarına ait bilgiler ve fiziko-mekanik özelliklerin ayrışma özellikleri ile ilişkileri Ündül (2007) ile Ündül ve Tuğrul (2010) tarafından ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Bu çalışmada, elektriksel yöntemlerin yorumlanmasında önemli özelliklerden olmaları nedeniyle, su emme ve etkin gözeneklilik değerleri ile süreksizlik ara uzaklığı ve açıklığı değerleri kullanılmıştır.

ELEKTRİKSEL GÖRÜNTÜLEME ÇALIŞMALARI

Jeoelektriksel yöntemler, günümüzde, mühendislik girişimlerinin ön çalışmalarında güvenilir bir şekilde, yaygın olarak kullanılmaktadır (Dahlin vd., 1999; Cavinato vd., 2006; Ganerød vd., 2006; Danielsen ve Dahlin, 2009). Yeraltındaki zeminlerin EÖT Yöntemi ile jeoteknik açıdan incelenmesi üzerine de pek çok çalışma bulunmaktadır (Cosenza vd., 2006; Gay vd., 2006; Drahor vd., 2006; Sudha vd., 2009; Danielsen ve Dahlin, 2009). Kristalli kayaçların ayrışma derecelerinin artmasıyla elektriksel iletkenliklerinde düşüşler gözlenmiş olmasından dolayı (Giao vd., 2008), kullanılabilir sonuçlar elde edilebileceği düşünülerek bu çalışmada söz konusu yöntem denenmiştir.

EÖT çalışmalarında, düşey değişimlere karşı daha hassas olan Wenner elektrot dizilimi, yatay değişimlere karşı daha duyarlı olan dipol-dipol dizilimleri kullanılmıştır. Her iki dizilim için 60 adet elektrot kullanılmış olup, dunitler üzerinde elektrot açıklıkları 0.5 m ve 2 m olan iki hat, piroksenitler üzerinde ise elektrot aralıkları 0.5 m olan bir hat boyunca ölçümler yapılmıştır. Elektrotların alıcı ve verici olarak düzenlenmesi için elektronik devre anahtarlı bir sistem kullanılmıştır.

Arazi çalışmaları ile elde edilen görünür özdirenç değerlerinden RES2DINV programı (Loke, 2000) kullanılarak andıran kesitler hazırlanmıştır. Bu kesitlerde sunulan verilerin topoğrafik koşullar gözetilerek ters çözümlenmesi yardımıyla en iyi model tepkisi ve arazi verisi ile uyumunu veren model gerçek özdirenç modeli kabul edilerek görüntülenerek sunulmuştur.

Piroksenitler Üzerinde Yapılan Elektriksel Özdirenç Çalışmaları

Çalışmanın ilk EÖT ölçümleri az ayrışmış seviyeden tamamen ayrışmış seviyeye kadar farklı ayrışma derecelerindeki piroksenitler ile serpantinleşmiş piroksenitler içeren alanda gerçekleştirilmiştir (Şekil 4). Wenner ve dipol-dipol dizilimine göre veri elde edebilmek ve yaklaşık 1.5-2.5 m derinlikten yeterli bilgi sağlayabilmek için 60 adet elektrot 0.5 m aralıkla dizilmiştir. Ölçülen gerçek özdirenç değerlerinden andıran kesitlerin çıkartılmasının ardından RES2DINV yazılımı yardımıyla elektriksel yapı modeli ortaya konmuştur.

Wenner dizilimi ile elde edilen elektriksel yapı kesitinde, en düşük özdirenç değerlerine (<236 Ω m) sahip koyu mavi bölgeler, bitkisel toprak ile ezik zonları, makaslama zonlarını ve süreksizlik dolgularını tanımlamaktadır. Bu alanlardaki su emme değerleri ve etkin gözeneklilik değerleri oldukça yüksektir. 364 Ω m'ye kadar olan, nispeten daha yüksek özdirenç değerleri, ileri derecede ve tamamen ayrışmış seviyeleri temsil etmektedir. Su emme değerleri ve etkin gözeneklilik değerlerindeki azalmalar bu alanlarda elde edilen özdirenç değerleri ile uyumludur. Orta derecede ayrışmış piroksenitler 871 Ω m'ye kadar olan özdirenç değerleri sunmaktadır. Bu seviyeye ait su emme değerleri, etkin gözeneklilik değerleri ve süreksizlik

açıklıkları oldukça düşük değerler sunmaktadır. Kesitlerdeki en yüksek özdirenç değerleri az ayrışmış seviyeleri belirtmektedir. Az ayrışmış seviyelerin su emme değerleri ve etkin gözeneklilik değerleri en düşük seviyededir. Bu az ayrışmış seviyeler, süreksizlik açıklıkları en düşük, çatlak ara uzaklıkları ise en fazla olan kesimlerdir (Çizelge 2 ve 3). Elde edilen veriler ışığında, ayrışmaya bağlı olarak gelişen kil minerallerinin, kayacın su emme değerlerini yükselttiği görülmektedir. Bu nedenle, ayrışmanın artmasıyla özdirenç değerleri düşmektedir.

Kesitte sunulan (Şekil 4) yapı modelinde, 9 m ve 20 m arasındaki yüksek özdirenç zonu, çevresi ile keskin sınırlıdır. Arazi çalışmalarında, bu sınır zonunda ezik zonlar ve makaslamalar gözlenmiştir. Bu gözlemler elektriksel yapı kesiti ile oldukça uyumludur. Ayrıca süreksizlikler boyunca ayrışma etkilerinin artmasına bağlı

olarak kaya kütlesi, düzensiz bir görünüm kazanmaktadır. Bu durum, süreksizlik bölgelerinden elde edilen farklı elektrik özdirenç değerleri ile örtüşmektedir. Bunun yanında, piroksenitlerin dış kısmından itibaren gelişen ve pek çok örnekte tamamen serpantinleşen kısımlar düşük özdirenç değerleri verirken (Şekil 4 ve 5), daha az ayrışmış kesimler yüksek özdirenç değerleri vermektedir. Piroksenitlere ait su emme değerleri, etkin gözeneklilik değerleri ve süreksizlik özelliklerinin ayrışma derecelerine göre değişimleri Çizelge 3'te sunulmuştur.

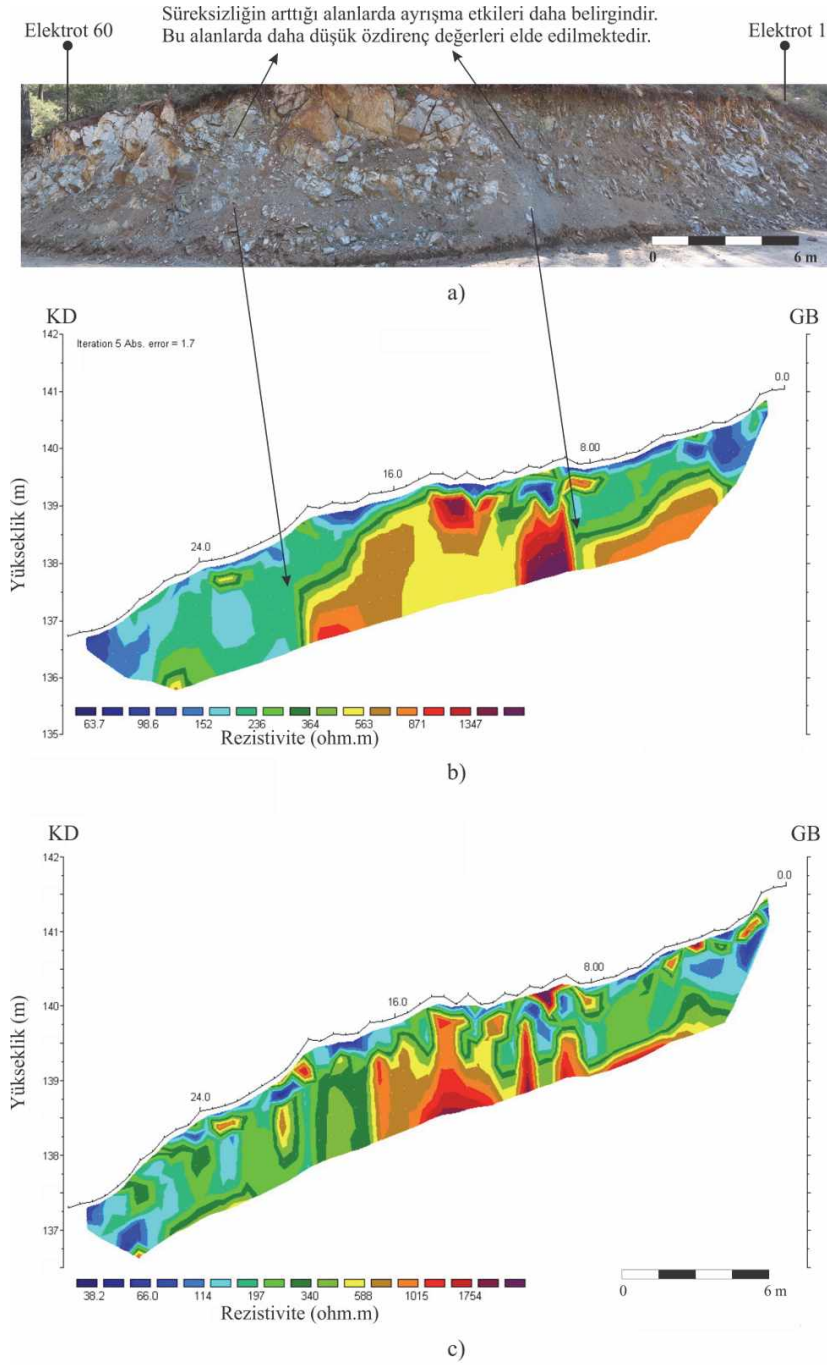
Dipol-dipol dizilimi ile elde edilen elektriksel yapı kesiti ilk bakışta Wenner dizilimi ile benzerlikler gösterse de özdirenç sınırları daha keskindir. Dikkatli incelendiğinde, yüzlek ile uyumlu olmayan yerlerin uyumlu olan yerlere göre oldukça fazla olduğu gözlenmektedir.

Çizelge 3. Piroksenitlere ait su emme ve etkin gözeneklilik değerlerinin ayrışmaya bağlı değişimi.

Table 3. The changes of water absorption and effective porosity due to weathering for the pyroxenites.

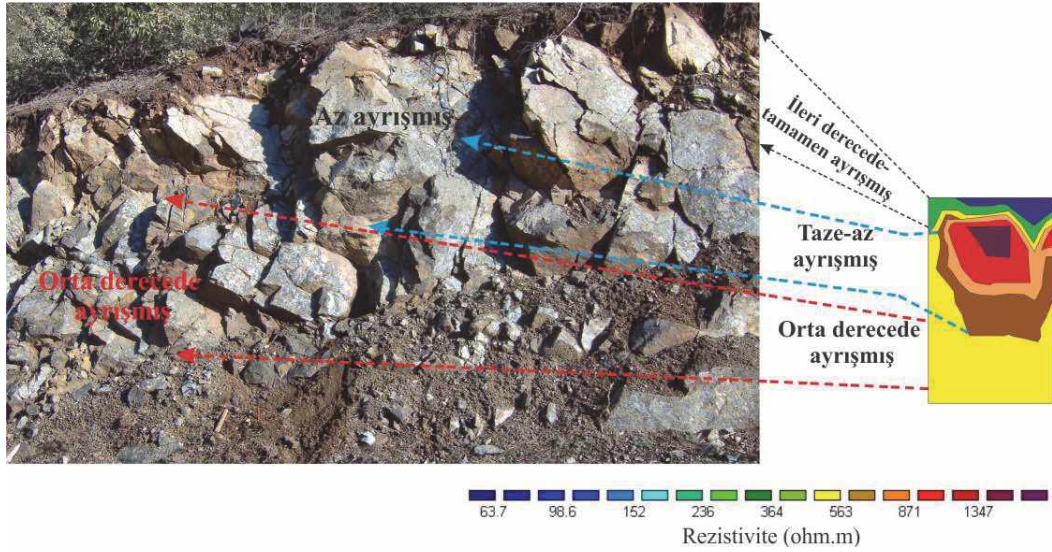
W	Piroksenit				
	Ortalama	En düşük	En yüksek	SS	
w_a (%)	V	8.13	6.37	9.81	1.16
	IV	3.56	2.11	4.79	0.82
	III	0.53	0.25	0.90	0.20
	II	0.38	0.19	0.94	0.17
	I	-	-	-	-
n_e	V	16.20	13.04	18.64	1.96
	IV	8.59	4.56	11.65	1.70
	III	1.36	0.54	2.49	0.57
	II	0.94	0.74	1.24	0.33
	I	-	-	-	-

W: Ayrışma derecesi, SS: Standart sapma, w_a :su emme, n_e : etkin gözeneklilik



Şekil 4. Piroksenitlerde yapılan öz direnç çalışması: (a) kesit güzergâhının genel görünümü (b) Wenner dizilimi ile elde edilen elektriksel yapı modeli (c) dipol-dipol dizilimi ile elde edilen elektriksel yapı modeli.

Figure 4. Resistivity survey on the pyroxenites: (a) a general view of the line (b) resistivity tomogram of Wenner configuration (c) resistivity tomogram of dipole-dipole configuration.



Şekil 5. Piroksenitlere ait ayrışma profili üzerinde özdirenç değerlerinin değişimi.

Figure 5. The changes of electrical resistivities on the weathering profile of the pyroxenites.

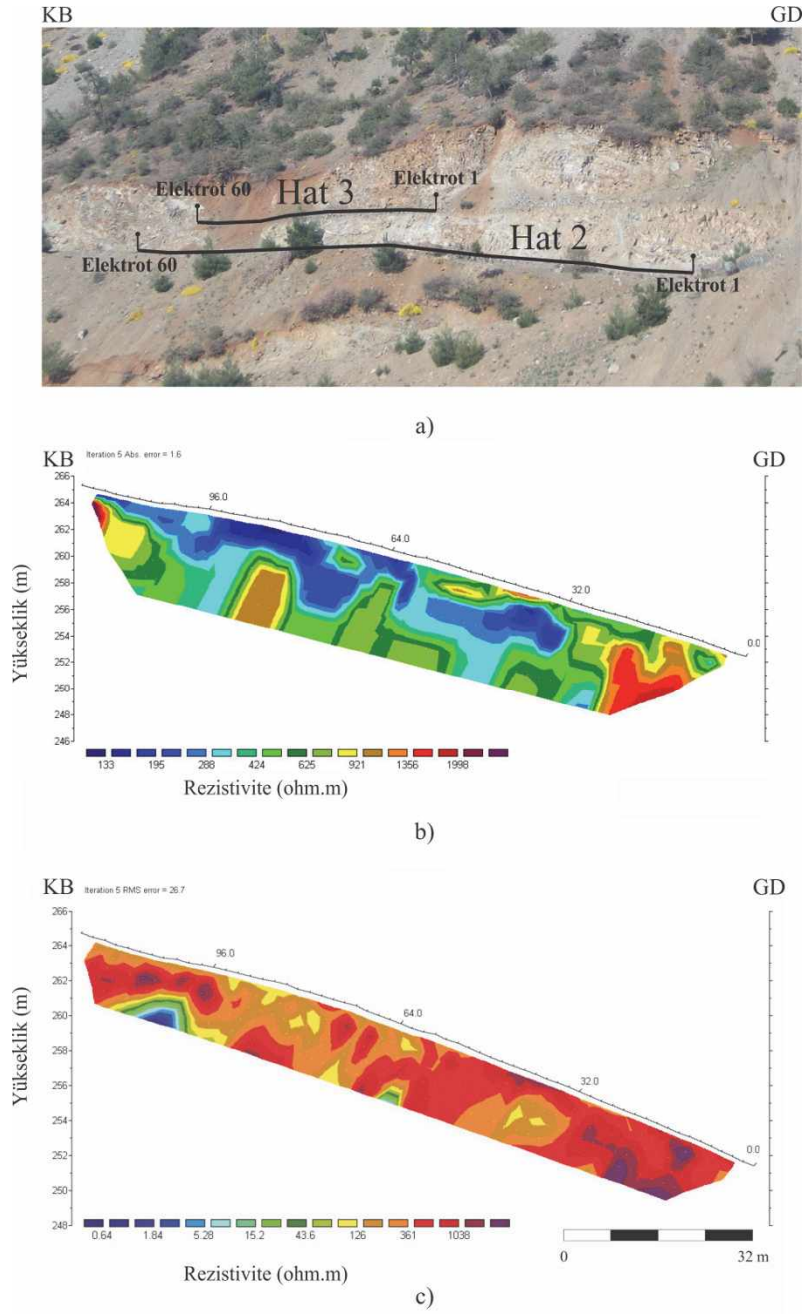
Dunitler Üzerinde Yapılan Elektriksel Özdirenç Çalışmaları

Çalışma sahasında gerçekleştirilen EÖT çalışmalarındaki ikinci ve üçüncü hatlar, dunitler üzerinde gerçekleştirilmiştir. İkinci hat olan H2 güzergâhında, 60 adet elektrot, yaklaşık 6 m derinlikten veri sağlayabilmek için 2 m aralıklarla yerleştirilmiştir. Bu güzergâhta da hem Wenner hem de dipol-dipol dizilimlerine göre ölçümler yapılmıştır.

H2 güzergâhında, 298 Ω m'nin altındaki özdirenç değerleri, ileri derecede ve tamamen ayrılmış dunitleri temsil etmektedir. Elektriksel yapı kesitinin kuzeybatı kesiminde yaklaşık 60 ile 120 metreler arasında düşük özdirenç değerleri ölçülmüştür. Bu özdirenç değerleri H2 güzergâhının hemen üzerinden başlayan ve H2 güzergâhının bir kısmını da içine alan duraysız bölgeye ait özdirenç değerleridir. Bu duraysız alandaki malzemeler tamamen ayrılmış, gevşek, tutturulmamış dunitlerden oluşmaktadır.

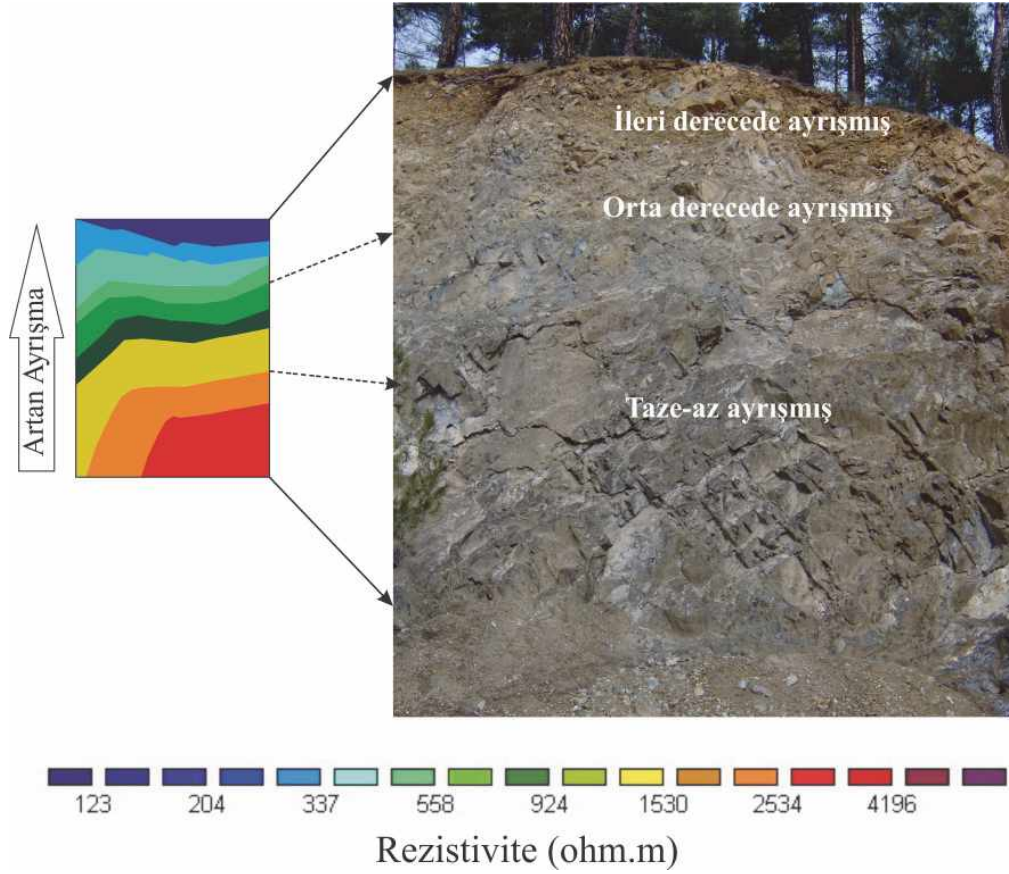
Tamamen ayrılmış dunitler en yüksek su emme ve etkin gözeneklilik değerleri vermektedir. Bu seviyede süreksizlik düzlemleri kaybolduğundan ölçüm yapılamamıştır.

Elektriksel yapı kesitinde yaklaşık 31.5 m ile 62 m arasında yüzeyden 1 - 1.5 m derinliğe kadar inen yüksek özdirençli alanlar, çekirdek taşları içeren orta derecede ayrılmış dunit bloklarını göstermektedir (Şekil 6). Daha alt kesimde ise düşük özdirençli ileri derecede ve tamamen ayrılmış dunitler duraysız alanı temsil etmektedir. Su emme ve etkin gözeneklilik değerleri oldukça yüksektir. Süreksizlikler birbirlerine yakın olup, serpantin ve kil dolgululu süreksizlik açıklıkları oldukça fazladır. Kesit güzergâhı boyunca 0 - 31.5 metreler arasında orta derecede ayrılmış dunitler ile hemen altlarındaki az ayrılmış dunitlerden dolayı yükselen özdirenç değerleri elde edilmiştir (Şekil 6 ve 7). Bu durum, taze ve az ayrılmış dunitlerin çevresinde gelişen daha fazla ayrılmış kılıf şeklinde görünen yapısı ile de uyumludur.



Şekil 6. Dunitlerde yapılan öz direnç çalışmaları: (a) Hat 2 ve Hat 3 kesit güzergahlarının genel görünümü, (b) Hat 2'ye ait Wenner dizilimi ile elde edilen elektriksel yapı modeli (c) Hat 2'ye ait dipol-dipol dizilimi ile elde edilen elektriksel yapı modeli.

Figure 6. Resistivity surveys on the dunites: (a) a general view of the lines 2 and 3, (b) resistivity tomogram of Wenner configuration for line 2, (c) resistivity tomogram of dipole-dipole configuration on line 2.



Şekil 7. Dunitlere ait ayrışma profili üzerinde özdirenç değerlerinin değişimi. Ayrışma derecesinin artmasıyla özdirenç değerleri belirgin bir biçimde azalmaktadır. Özdirenç değerleri farklı bir alandan alınmış olmasına rağmen aynı litolojinin daha iyi ayrımlanabilen farklı bir yerdeki fotoğrafı üzerinde gösterilmiştir.

Figure 7. The change of electrical resistivities on the weathering profile of the dunites. The electrical resistivities decrease significantly with increasing weathering. Even though the resistivity values belong to another location, the values are shown with another photograph where better differentiation can be made.

Bu seviyede su emme ve etkin gözeneklilik değerleri oldukça düşüktür. Dunitlere ait su emme değerleri, etkin gözeneklilik değerleri ve süreksizlik özelliklerinin ayrışma derecelerine göre değişimleri Çizelge 4'te sunulmuştur.

Dipol-dipol dizilimi ile elde edilen elektriksel yapı kesitinde ise tüm güzergâh

boyunca yüksek özdirenç değerleri neredeyse homojen bir yapının olduğunu göstermektedir. Yüzlekte gözlenen yapı hemen hemen bir boyutlu (yatay katmanlı) görünümündedir. Dipol-dipol diziliminin yanal değişimlere daha hassas olması nedeniyle bu dizilim ile elde edilen özdirenç dağılımı yeterli çözünürlükte bilgi sağlayamamıştır.

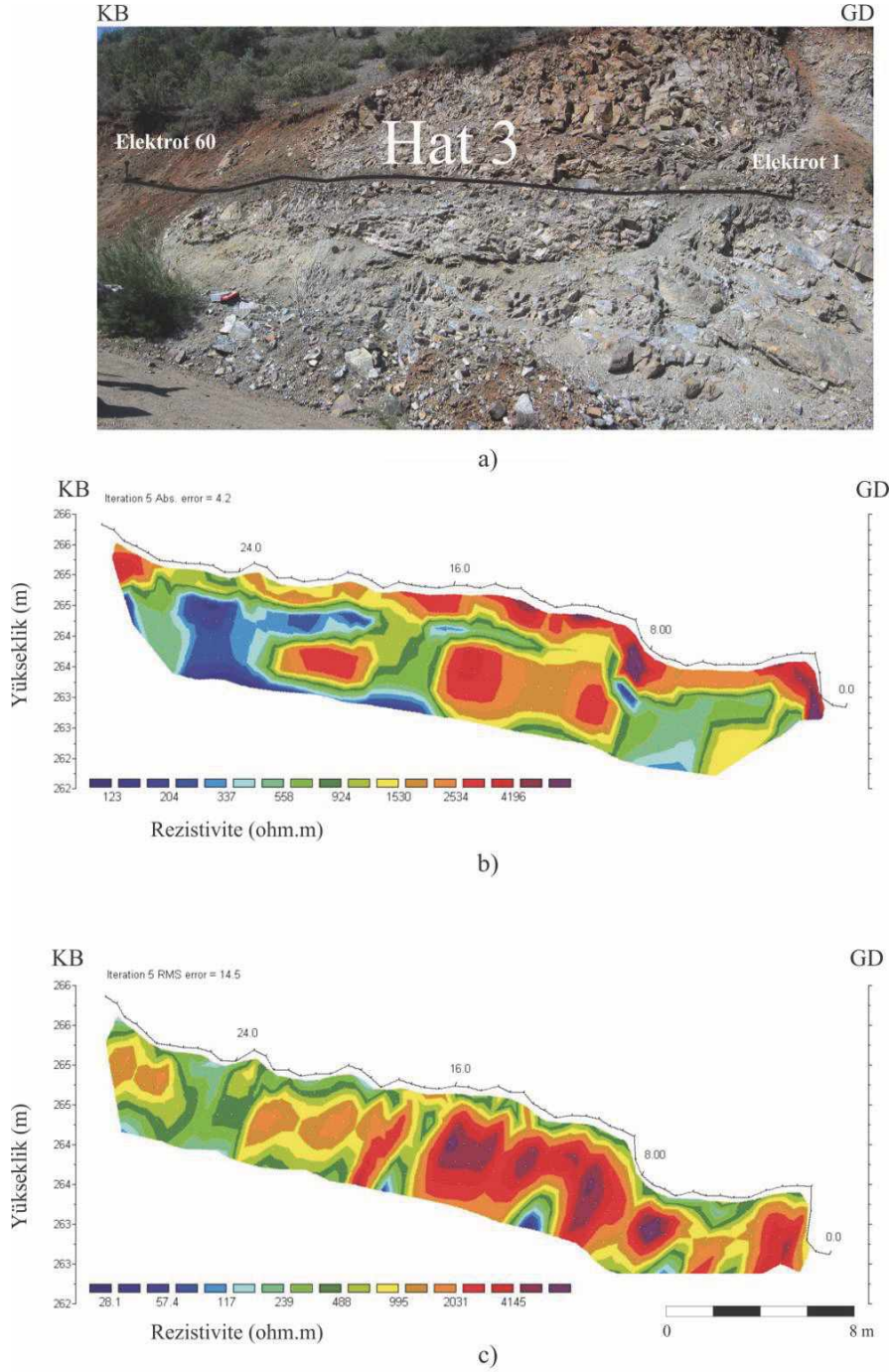
Çizelge 4. Dunitlere ait su emme ve etkin gözeneklilik değerlerinin ayrışmaya bağlı değişimi
 Table 4. The change of water absorption and effective porosity with weathering for the dunites.

W	Dunit				
	Ortalama	En düşük	En yüksek	SS	
w_a (%)	V	8.92	7.76	10.34	0.87
	IV	6.55	3.33	9.38	1.18
	III	1.26	0.54	2.39	0.48
	II	0.50	0.17	1.59	0.54
	I	0.13	0.07	0.28	0.06
n_e	V	18.39	16.02	20.86	1.74
	IV	13.89	7.24	19.79	2.61
	III	3.38	1.46	6.27	1.29
	II	1.47	0.48	4.11	1.48
	I	0.42	0.21	0.87	0.19

W: Ayrışma derecesi, SS: Standart sapma, w_a : su emme, n_e : etkin gözeneklilik

Çalışma sahasında H3 hattında gerçekleştirilen EÖT ölçümleri, H2 profilinin yaklaşık 4 m üzerindeki güzergâh boyunca gerçekleştirilmiştir. H3 hattında 60 adet elektrot 0.5 m aralıklarla yaklaşık 1.5 - 2.5 m derinlikten veri alabilecek şekilde yerleştirilmiştir. Bu hat boyunca elde edilen elektriksel yapı kesiti H2 güzergâhından elde edilen kesit ile uyumludur. H2 hattının kuzeybatı kesiminde gözlenen düşük öz direnç değerlerine sahip tamamen ayrılmış dunitlerden oluşan duraysız alanın devamı bu kesitte de gözlenmektedir. Düşük öz direnç değerlerinin olduğu bu bölge H2 kesiti ile örtüşmektedir. Kesitin orta kesimlerinde ölçülen düşük ve orta seviyeli öz direnç değerleri

tamamen ayrılmış ve ufalanmış dunitlerin bulunduğu bir kesimi temsil etmektedir. Bu süreksizlik altındaki yüksek öz direnç değerleri orta derecede ve az ayrılmış dunitleri temsil etmektedir. Bu durum arazi gözlemleri ile uyumludur. Yüzeydeki yüksek öz direnç değerleri ise yamaçtaki iri bloklardan kaynaklanmaktadır (Şekil 8). Bu alandan elde edilen düşük öz direnç değerleri, yüksek su emme ve etkin gözenekliliğe sahip seviyeler ile yakın süreksizlik ara uzaklıkları ve geniş süreksizlik açıklıkları olan alanlarla örtüşmektedir. Öz direnç değerinin yükselmesi ile su emme, etkin gözeneklilik ve süreksizlik açıklıkları azalmakta, süreksizlik ara uzaklıkları ise artmaktadır.



Şekil 8. Dunitlerde yapılan özdirenç çalışmaları: (a) Hat 3 kesit güzergâhlarının genel görünümü, (b) Hat 3'e ait Wenner dizilimi ile elde edilen elektriksel yapı modeli, (c) Hat 3'e ait dipol-dipol dizilimi ile elde edilen elektriksel yapı modeli.

Figure 8. Resistivity surveys on the dunites: (a) a general view of the line 3, (b) resistivity tomogram of Wenner configuration on line 3 (c) resistivity tomogram of dipole-dipole configuration on line 3.

Dipol-dipol diziliminden elde edilen elektriksel yapı kesitinde, duraysız bölgedeki heyelan malzemesi ile ileri derecede ve tamamen ayrılmış seviyelere ait düşük özdirençli olması gereken bölgelerde daha yüksek özdirenç değerleri görülmektedir. Bu bağlamda, profilin kuzeybatı tarafında görülen duraysız alan, bu dizilimde belirgin olarak ortaya konamamıştır. Ayrıca, elde edilen kesitin geneline bakıldığında arazide gözlenebilen yüzlek ile örtüşmediği görülmektedir.

Dunitler üzerinde yapılan EÖT ölçümlerinde, su tutma özelliği yüksek olan serpantin ve kil minerallerinin ayrışmaya bağlı olarak kayaç içerisinde göreceli bir biçimde artması, su emme ve etkin gözeneklilik değerlerini de yükseltmektedir. Bu durum, ayrışmaya bağlı olarak özdirenç değerlerindeki azalmayı açıklamaktadır.

Piroksenitlerden ve dunitlerden elde edilen özdirenç değerleri, daha önce pek çok araştırmacının da (Chandra vd., 2010; Beauvais vd., 2004; Godio vd., 2006; Giao vd., 2008; Danielsen ve Dahlin, 2009) ifade ettiği gibi taze seviyelerde yüksek, ayrılmış seviyelerde ise düşük olarak belirlenmiştir. Bu benzerlik, elde edilen elektriksel yapı kesitlerinde görülmektedir. Ancak bu çalışmada özellikle yüzeyde gözlenen yüksek özdirenç değerleri, düşen ve/veya kopan çekirdek taşları ve taze/az ayrılmış kaya parçaları ile ilgili olduğu düşünülmektedir. Granitik kayaçlara ait elektriksel yapı kesitlerinin yüzeylerinde, özdirenç değerlerinin yüksek olmasına ise demirce zengin katmanlar neden olmaktadır (Beauvais vd., 2004). Bunun yanı sıra, çalışılan kayaçların ayrışması ile gelişen demir oksitler, granitlerde olduğu gibi bir seviyede birikme şeklinde değil, mineral boyutunda dağınık bir

biçimde olduğu için, granitlerdeki gibi belirli bir seviye boyunca yüksek özdirenç vermemektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada, dunit bileşimli kayaçlar, yüzey gözlemleri ve laboratuvar verileri yardımı ile ayrılmamış seviyeden tamamen ayrılmış seviyeye kadar tanımlanmıştır. Piroksenit bileşimli kayaçlar ise yüzey gözlemleri ile taze seviyenin belirgin ve ayırt edici biçimde gözlenmemesinden dolayı az ayrılmış seviyeden tamamen ayrılmış seviyeye kadar tanımlanmıştır.

Ayrışma dereceleri yüzey gözlemleri yardımıyla tanımlanan kayaçlar üzerinde EÖT çalışmaları, yol yarmaları da dikkate alınarak, deneysel sonuçlar üretmek amacıyla gerçekleştirilmiştir. Her iki kaya grubunda da Wenner ve dipol-dipol dizilimlerinden yararlanılmıştır. Yüzey gözlemleri ile EÖT çalışmalarından elde edilen sonuçlar karşılaştırıldığında, Wenner dizilimi ile elde edilen özdirenç değerlerinin, her iki kayacın ayrışma derecelerinin belirlenmesinde daha doğru sonuçlar verdiği görülmüştür.

Piroksenitler üzerinde yapılan ölçümlerde, düşük özdirenç değerlerinin ileri derecede ve tamamen ayrılmış kesimleri tanımladığı belirlenmiştir. Nispeten daha yüksek özdirenç değerleri ise, orta derecede ayrılmış - az ayrılmış piroksenitlerin ayırt edilmesini sağlamaktadır.

Dunitler üzerinde iki hat boyunca yapılan ölçümlerden elde edilen elektriksel yapı kesitleri, incelenen alandaki yüzleklerin jeolojik yapısı ile oldukça uyumludur. Ayrıca, iki hat boyunca elde edilen kesitler birbirlerini tamamlayıcı niteliktedir. Tamamen ve ileri derecede ayrılmış

dunitler düşük özdirenç değerleri, orta derecede ayrılmış dunitler orta seviyede özdirenç değerleri, az ayrılmış ve taze dunitler ise yüksek özdirenç değerleri ile temsil edilmektedir.

Her iki kaya grubu için, düşük özdirenç değerleri elde edilen alanlarda daha yüksek su emme, etkin gözeneklilik ve süreksizlik açıklığı değerleri elde edilmiştir. Bu alanlarda süreksizlik ara uzaklıkları ise düşük seviyelerdedir. Su emme, etkin gözeneklilik, süreksizlik açıklığı değerlerinin azaldığı, süreksizliklerin ara uzaklıklarının arttığı bölgelerde ise özdirenç değerleri yükselmektedir.

Elde edilen elektriksel yapı kesitleri ayrışma özellikleri ile karşılaştırıldığında, ayrışma özelliklerinin belirlenmesinde EÖT çalışmalarının yüzey gözlemleri gözetilerek kullanılmasının, hem hızlı olması hem de daha geniş alanları kapsamasından dolayı faydalı ve güvenilir olacağı ortaya konulmuştur. Bu çalışmada kullanılan elektrot açıklıkları ve veri elde edilen derinlikler yeterlidir. Daha derin ayrışma derinlikleri için elektrot aralıklarının istenen derinliğe göre ayarlanması gereklidir. Ayrıca ölçüm yapılacak güzergâh sayılarının ve yönlerinin artırılması yararlı olacaktır. Bunun yanında, bu çalışmada elde edilen özdirenç değerlerinin sadece bu profiller için geçerli olacağı göz ardı edilmemelidir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu tarafından (Proje numarası T-394/08032004) desteklenmiştir. Yazarlar, arazide elde edilen özdirenç değerlerinden topoğrafyayı da içeren kesitlerin hazırlanmasında yardımlarını esirgemeyen Dokuz Eylül Üniversitesi Öğretim Üyesi Yrd. Doç. Dr. Şenol ÖZYALIN ile değerli yorum ve

katkılarından dolayı İstanbul Üniversitesi Öğretim üyesi Prof. Dr. Aysan GÜRER'e teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- ANON, 1995. The description and classification of weathered rocks for engineering purposes. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 28, 207-242.
- Barker, R., Rao, T.V., Thangarajan, M., 2001. Delineation of contaminant zone through electrical imaging technique. *Current Science*, 81 (3), 277-283.
- Beauvais, A., Ritz, M., Parisot, J.-C., Bantsimba, C., Dukhan, M., 2004. Combined ERT and GPR methods for investigating two-stepped lateritic weathering system. *Geoderma* 119, 121-132.
- Cavinato, G.P., Di Luzio, E., Moscatelli, M., Vallone, R., Averardi, M., Valente, A., Papale, S., 2006. The new Col di Tenda tunnel between Italy and France: integrated geological investigations and geophysical prospections for preliminary studies on the Italian side. *Engineering Geology*, 88 (1-2), 90-109.
- Ceryan, S., 2008. New chemical weathering indices for estimating the mechanical properties of rocks: A case study from the Kürtün Granodiorite, NE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 187-207.
- Chandra, S., Dewandel, B., Dutta, S., Ahmed, S., 2010. Geophysical model of geological discontinuities in a granitic aquifer: Analyzing small scale variability of electrical resistivity for groundwater occurrences. *Journal of Applied Geophysics*, 71, 137-148.
- Cosenza, P., Marmet, E., Rejiba, F., Cui, Y.J., Tabbagh, A., Charlery, Y., 2006. Correlations

- between geotechnical and electrical data: a case study at Garchy in France. *Journal of Applied Geophysics*, 60, 165–178.
- Dahlin, T., Bjelm, L., Svensson, C., 1999. Use of electrical imaging in site investigations for a railway tunnel through the Hallandsås Horst, Sweden. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 32, 163–172.
- Dahlin, T., Owen, R., 1998. Geophysical investigations of alluvial aquifers in Zimbabwe. *Proceedings of the 4th EEGS Meeting. Barcelona, 14– 17 September 1998*, 151–154.
- Danielsen, B.E., Dahlin, T., 2009. Comparison of geoelectrical imaging and tunnel documentation at the Hallandsås Tunnel, Sweden. *Engineering Geology*, 107, 118–129.
- Diamantis, K., Gartzos, E., Migiros, G., 2009. Study on uniaxial compressive strength, point load strength index, dynamic and physical properties of serpentinites from Central Greece: Test results and empirical relations. *Engineering Geology*, 108, 199–207.
- Drahor, M.G., Göktürkler, G., Berge, A.M., Kurtulmus, T.Ö., 2006. Application of electrical resistivity tomography technique for investigation of landslides: a case from Turkey. *Environmental Geology*, 50, 147–155.
- Emre, H., 1986. Orhaneli ofiyolitinin jeolojisi ve petrolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, Doktora Tezi, 165 s (yayımlanmamış).
- Ganerød, G.V., Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Holmøy, K., Nilsen, B., Braathen, A., 2006. Comparison of geophysical methods for sub-surface mapping of faults and fracture zones in a section of the Viggja road tunnel, Norway. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 65 (3), 231–243.
- Gay, D.A., Morgan, F.D., Vichabian, Y., Sogade, J.A., Reppert, P., Wharton, A.E., 2006. Investigations of andesitic volcanic debris terrains: Part 2 — Geotechnical. *Geophysics* 71, B9–B15.
- Giao, P.H., Weller, A., Hien, D.H., Adisornsupawat, K., 2008. An approach to construct the weathering profile in a hilly granitic terrain based on electrical imaging. *Journal of Applied Geophysics*, 65, 30–38.
- Godio, A., Strobbia, C., Bacco, G., 2006. Geophysical characterisation of a rockslide in an alpine region. *Engineering Geology*, 83, 273–286.
- Gökçeoğlu, C., Zorlu, K., Ceryan, S., Nefeslioglu, H.A., 2009. A comparative study on indirect determination of degree of weathering of granites from some physical and strength parameters by two soft computing techniques. *Materials Characterization*, 60, 1317-1327.
- Griffiths, D.H., Barker, R.D., 1993. Twodimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211–226.
- ISRM, 1981. *Rock Characterization, Testing and Monitoring: ISRM Suggested Methods*. Pergamon, Oxford. 211 p.
- Kılıç, R., 1999. A unified alteration index (UAI) for mafic rocks. *Environmental and Engineering Geosciences*, 4, 475–483.
- Kılıç, R., Ulamış, K., Kadioğlu, Y.K., Yurdakul, M., 2010. Bolu civarındaki metakristalin kayaçların ayrışma derecesinin incelenmesi. *Mühendislik Jeolojisi Türk Milli Komitesi Bülteni*, 30, 17-34.
- Loke, M.H., 2000. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, a practical guide to 2-D and 3-D surveys*. Unpublished short training course lecture notes, Geotomo software, Penang, Malaysia, 65 p.

- Loke, M.H., Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131–152.
- Orhan, M., Işık, N.S., Topal, T., Özer, M., 2006. Effect of weathering on the geomechanical properties of andesite, Ankara-Turkey. *Environmental Geology*, 50 (1), 85-100.
- Özkoçak, O., 1969. Etude géologique du massif ultrabasique d'Orhaneli et de sa proche bordure (Bursa - Turquie). These de Doctorat, Univ. de Paris, 181 p.
- Sudha, K., Israil, M., Mittal, S., Rai, J., 2009. Soil characterization using electrical resistivity tomography and geotechnical investigations. *Journal of Applied Geophysics*, 67, 74–79.
- Tuğrul, A., Zarif, İ.H., 2000. Engineering aspects of limestone weathering in Istanbul, Turkey. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 58 (3), 191–206.
- Ündül, Ö., 2007. Ayrışmanın Çınarcık barajı göl alanındaki (Bursa) ultramafik kayaların mühendislik özelliklerine etkisi. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, Doktora Tezi, 141 s (yayımlanmamış).
- Ündül, Ö., Tuğrul, A., 2010. Ayrışmanın dünit ve diyoritin mühendislik özelliklerine etkisi. *Mühendislik Jeolojisi Türk Milli Komitesi Bülteni*, 30, 73-94.

Farklı Ayrışma Derecesine Sahip Kaya Kütlelerinin Kazılabilirlik Özellikleri: Gümüşhane Granitoyidi Örneği, Gümüşhane, KD Türkiye

Excavatability Properties of Rock Masses Having Different Weathering Degrees: An Example of Gümüşhane Granitoid, Gümüşhane, NE Turkey

Selçuk ALEMDAĞ¹, Ayberk KAYA¹, Zülfü GÜROCAK², Serhat DAĞ¹

¹ Gümüşhane Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, GÜMÜŞHANE

² Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, ELAZIĞ

Geliş (received) : 08 Haziran (June) 2011
Düzeltilme (revised) : 24 Haziran (June) 2011
Kabul (accepted) : 28 Haziran (June) 2011

ÖZ

Kayaların kazılabilirlik özelliklerini belirlemek amacıyla yapılacak çalışmalar kazı maliyeti açısından mühendislik projelerinin uygulanabilirliğine katkı sağlamaktadır. Bu çalışmada, Gümüşhane ve yakın yöresinde yüzeylenen Erken Karbonifer yaşlı Gümüşhane Granitoyidi'nin kazılabilirlik özellikleri incelenmiştir. İlk olarak, dört farklı alan seçilmiş ve bu alanlardaki kaya kütleleri ISRM tanımlama kriterleri esas alınarak ayrışma derecelerine göre gruplandırılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda 1, 2 ve 3 numaralı alanlardaki kaya kütlelerinin orta derecede ayrışmış, 4 numaralı alandaki kaya kütlelerinin ise ileri derecede ayrışmış kaya sınıfında olduğu tespit edilmiştir. İkinci aşamada, eklemlerin mühendislik özellikleri ve kaya malzemesinin jeomekanik özellikleri belirlenmiştir. Sonraki aşamada ise kaya kütlelerinin RMR₉₉, Q ve GSI değerleri belirlenmiş ve kazılabilirlik açısından sınıflandırılmıştır. Yapılan sınıflamalara göre, orta derecede ayrışmış kaya kütleleri "sökülebilir", ileri derecede ayrışmış kaya kütleleri ise "kazılabilir" özelliktedir. İnceleme alanlarında yapılan kazı çalışmalarında orta derecede ayrışmış kaya kütlelerinin hidrolik kırıcı kullanılarak söküldüğü, ileri derecede ayrışmış kaya kütlelerinin ise kepçe kullanılarak kazıldığı tespit edilmiştir. Son aşamada ise bulunan sonuçlar ile uygulanan kazı yöntemleri karşılaştırılmıştır. Bu sonuçlara göre, Tsiambaos ve Saroglou (2009) tarafından önerilen kazı yöntemleri, yerinde yapılan kazı çalışmaları ile tamamen örtüşmektedir.

Anahtar Kelimeler: Ayrışma derecesi, Gümüşhane granitoyidi, Kazılabilirlik sınıflama sistemleri.

ABSTRACT

The studies to determine the excavatability properties of rocks contribute to the applicability of the engineering project in terms of the cost of excavation. In this study, excavatability properties of Early Carboniferous aged Gümüşhane Granitoid outcropped in the residential area of Gümüşhane were

examined. Firstly, four different areas were selected and the rock masses were grouped according to their degree of weathering based on the description criteria of ISRM. As a result of these studies, the rock masses in field-1, field-2 and field-3 were determined as moderately weathered. The weathering degree of rock mass in field-4 was highly weathered. In the second stage, properties of discontinuities and geomechanical parameters of intact rock material were determined. In the next stage, RMR_{89} , Q and GSI values of rock masses were determined and the rock masses were classified using the excavatability classification systems. Moderately and highly weathered rock masses were classified to be in ripping and digging categories, respectively. It was determined that the moderately weathered rock masses were ripped by using hydraulic breaker and the highly weathered rock masses were digged by using face shovel. In the final stage, the data obtained from these studies and the excavation works in the selected areas were compared. According to the results, the excavation methods suggested by Tsiambaos and Saroglou (2009) are completely compatible with in-situ excavation works.

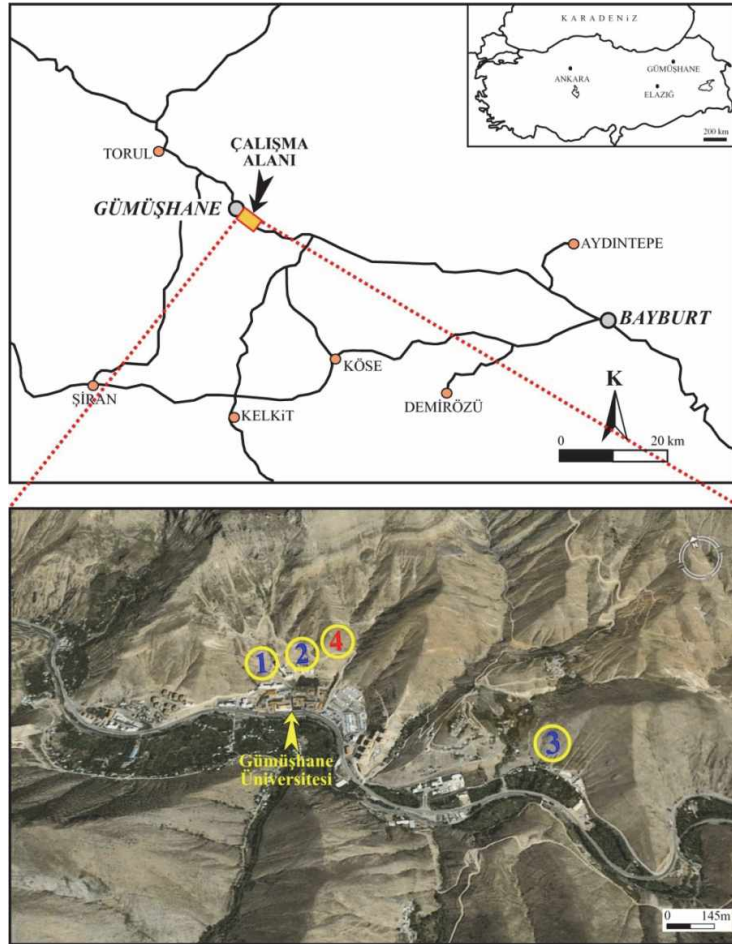
Key Words: Degree of weathering, Gümüşhane granitoid, Excavatability classification systems.

GİRİŞ

Kazılabilirlik, kayaçların buldukları yerden kazı ekipmanları ile ne ölçüde koparılabilirliklerinin, sökülebilirlik ise kayaların ripperli dozer ile ne ölçüde sökülerek parçalanabileceğinin göreceli ifadesidir (Ceylanoğlu vd., 2007). Gürocak vd. (2008) kayaçların kazılabilirliğinde ayrıştırma, kaya malzemesinin dayanımı ve süreksizlik aralığının etken rol oynadığını vurgulamıştır. Mühendislik yapılarının inşa edileceği kaya kütlelerinde uygulanacak kazı yönteminin ve kazıda kullanılacak ekipmanın gerçekçi bir şekilde belirlenmesi kazı maliyetini en aza indirmektedir (Kaya vd., 2011). Bu nedenle, kaya kütlelerinin kazılabilirliği konusunda birçok araştırmacı (Franklin vd., 1971; Atkinson, 1971; Bailey, 1975; Weaver, 1975; Kirsten, 1982; Abdullatif ve Cruden, 1983; Scoble ve Müftüoğlu, 1984; Singh vd., 1986; Smith, 1986; Bozdağ, 1988; Paşamehmetoğlu vd., 1988; Karpuz, 1990; Pettifer ve Fookes, 1994; Tsiambaos ve

Saroglou, 2009) kaya kütle ve malzeme özelliklerinin girdi parametresi olarak kullanıldığı görgül kazılabilirlik ve sökülebilirlik sınıflamaları önermişlerdir.

Bu çalışmada, Gümüşhane ve yakın yöresinde geniş bir yayılım gösteren Erken Karbonifer yaşlı Gümüşhane Granitoyidi'nin kazılabilirlik özellikleri araştırılmıştır. Gümüşhane Üniversitesi yerleşkesinde ve Akçakale Köyü mevkinde yüzeylenen Gümüşhane Granitoyidi'nin belirlenen dört farklı lokasyondaki (Şekil 1) kaya kütle ve malzeme özellikleri araştırılmış ve bu kaya kütleleri Franklin vd. (1971), Kirsten (1982), Abdullatif ve Cruden (1983), Pettifer ve Fookes (1994), ve Tsiambaos ve Saroglou (2009) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemlerine göre sınıflandırılmıştır. Kazılabilirlik sınıflama sistemlerine göre belirlenen kazı yöntemlerinin, arazide yapılan kazı yöntemleriyle benzerlik gösterip göstermediği araştırılmıştır.



Şekil 1. Çalışma alanına ait yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the study area.

MATERYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanlarındaki Gümüşhane Granitoidi'nin kaya kütle ve malzeme özelliklerini belirlemek amacıyla arazi ve laboratuvar çalışmaları yapılmıştır. Arazi çalışmaları kapsamında kaya kütleleri ISRM (1981) tanımlama ölçütlerine uygun olarak ayrışma derecesine göre sınıflandırılmıştır. Sınıflandırılan kaya kütlelerinin içerdiği eklemlerin mühendislik özellikleri ise ISRM

(1981) tarafından önerilen hat etüdü yöntemi ile belirlenmiştir (Şekil 2).

Ayrıca, orta ve ileri derecede ayrılmış kaya kütlelerinde yapılan kazılar sırasında sağlam durumda olan kaya blokları seçilmiş ve çalışmanın amacına uygun olacak şekilde bu bloklardan hazırlanan örnekler üzerinde ISRM (1981, 1985) tarafından önerilen yöntemlere göre tek eksenli basınç ve nokta yükleme deneyleri yapılmıştır.



Şekil 2. 2 Numaralı alandaki kaya şevinde yapılan hat etüdü çalışması.

Figure 2. Scanline survey on the rock slope face at location-2.

ÇALIŞMA ALANININ VE ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

Çalışma alanı, Doğu Pontid Tektonik Birliği'nin (Ketin, 1966) güney zonunda yer almaktadır. Doğu Pontidler'in Liyas öncesi temeli, iki farklı yaştaki kaya topluluğu tarafından temsil edilmektedir. Pulur Metamorfileri olarak da bilinen Erken Karbonifer yaşlı metamorfite, kıtasal kökenli kayalardan okyanusal kökenli olanlara kadar çok geniş bir aralıkta değişen metamorfik kayaçlar içermektedir. Kurtoğlu Metamorfileri bu kayaçların daha kuzeyde yüzeyleyen eşleniği durumundadır (Topuz vd., 2007). Paleozoyik temel içerisinde yer alan ikinci büyük kaya topluluğunu ise kıtasal kabuk kökenli, granodiyorit ve granit yanında dasitik-riyolitik porfirler de içeren Erken-Geç Karbonifer yaşlı Köse ve Gümüşhane Granitoyidi gibi magmatik kütleler oluşturmaktadır. Bu çalışmanın da

konusunu oluşturan Gümüşhane Granitoyidi, güney sınırı boyunca Kurtoğlu Metamorfileri'ni kesmekte ve uyumsuz olarak çoğunlukla volkano-klastiklerden meydana gelen Erken Jura yaşlı Şenköy formasyonu tarafından örtülmektedir (Kandemir, 2004). İnceleme alanlarında yüzeylenen Gümüşhane Granitoyidi yer yer tamamen ayrılmış olup, yoğun eklemler içermektedir. Eklemler, pembe rengi ve ayrılmış görünümüyle arazide kolayca ayırt edilebilir özelliktedir (Şekil 2).

ÇALIŞMA ALANINDAKİ KAYA KÜTLELERİNİN AYRIŞMA DERECESESİ

Kaya kütlelerinin yüzey ve yüzeye yakın kesimlerinde ayrışma, daha derinlerde ise hidrotermal suların etkisi ile alterasyon gelişebilir. ISRM (1981) tarafından önerilen ayrışma derecesi sınıflaması arazi çalışması sırasında kolaylıkla belirlenebilen görsel bir sınıflamadır

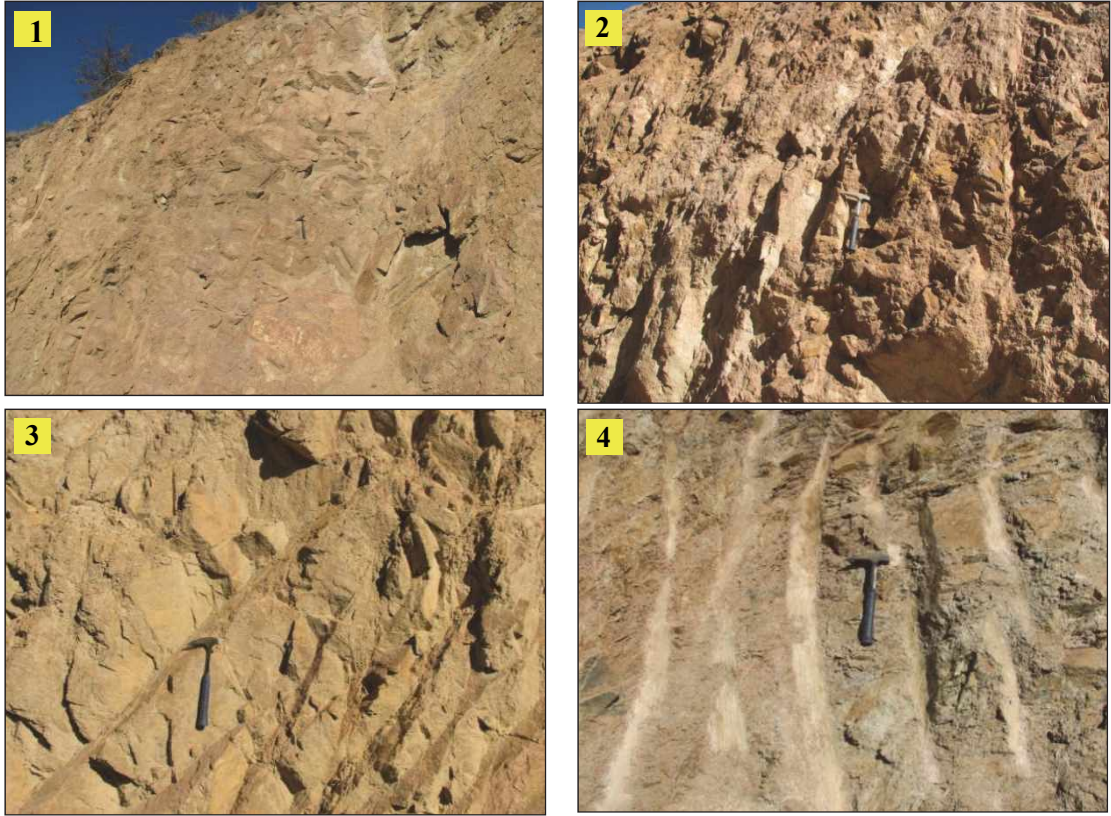
(Çizelge 1). Bu sınıflamaya göre çalışma alanındaki kaya kütlelerinin orta (1, 2 ve 3

numaralı alanlar) ve ileri (4 numaralı alan) derecede ayrışma gösterdiği belirlenmiştir (Şekil 3).

Çizelge 1. Çalışma alanındaki kaya kütlelerinin ISRM (1981) tarafından önerilen ayrışma derecesi tanımlama ölçütlerine göre değerlendirilmesi.

Table 1. Evaluation of the rock masses in the study area according to criteria of ISRM (1981) degree of weathering description.

Tanımlama Ölçütü	Ayrışma Derecesi	Tanım	Çalışma Alanı
Kayanın ayrıştığına ilişkin gözle ayırt edilebilir bir belirti olmamakla birlikte, ana eklem yüzeylerinde önemsiz bir renk değişimi gözlelenebilir.	I	Ayrışmamış (Taze)	
Kaya malzemesi ve eklem yüzeylerinde renk değişimi gözlenir. Ayrışma nedeni ile tüm kayacın rengi değişmiş ve kaya taze halinden daha zayıf olabilir.	II	Az Ayrışmış	
Kayanın yarısından daha az bir kısmı toprak zemine dönüşerek ayrışmış ve/veya parçalanmıştır. Kaya; taze ya da renk değişimine uğramış olup, sürekli bir kütle veya çekirdek taşı halindedir.	III	Orta Derecede Ayrışmış	1, 2, 3
Kayanın yarısından daha fazla bir kısmı toprak zemine dönüşerek ayrışmış veya parçalanmıştır. Kaya; taze ya da renk değişimine uğramış olup ya bir eklem kütle ya da çekirdek taşı halindedir.	IV	İleri Derecede Ayrışmış	4
Kayanın tümü toprak zemine dönüşerek ayrışmış veya parçalanmıştır. Ancak orijinal kaya kütlelerinin yapısı halen korunmaktadır.	V	Tamamen Ayrışmış	
Kayanın tümü toprak zemine dönüşmüştür. Kaya kütlelerinin yapısı ve dokusu kaybolmuştur. Hacim olarak büyük bir değişiklik olmamakla birlikte zemin taşınmamıştır.	VI	Artık Zemin	



Şekil 3. Orta (1, 2, 3) ve ileri (4) derecede ayrılmış kaya kütlelerinin arazideki görünümü.

Figure 3. Field view of the moderately (1, 2, 3) and highly (4) weathered rock masses.

KAYA MALZEMESİNE AİT MEKANİK ÖZELLİKLER

Arazi çalışmaları kapsamında orta ve ileri derecede ayrılmış granitoidlerden derlenen granit bloklarından laboratuvarında örnekler hazırlanmış ve bu örnekler üzerinde ISRM (1981, 1985) tarafından önerilen yöntemlere göre tek eksenli basınç ve nokta yükleme deneyleri gerçekleştirilmiştir. Bu deneylere ait sonuçların istatistiksel değerlendirmesi Çizelge 2'de verilmiştir.

Yapılan değerlendirmeler sonucunda; orta derecede ayrılmış granit örneklerinin tek eksenli basınç dayanımı değerleri 29.14 - 58.11 MPa arasında, nokta yükü dayanım indeksi değerleri ise 1.96 - 4.36 MPa arasında değişmektedir. İleri derecede ayrılmış granit örneklerine ait tek eksenli basınç dayanımı değerlerinin 22.36 - 33.63 MPa arasında, nokta yükü dayanım indeksi değerlerinin ise 0.76 - 1.73 MPa arasında değiştiği tespit edilmiştir.

Çizelge 2. Granit örneklerine ait mekanik özelliklerin istatistiksel olarak değerlendirilmesi.

Table 2. Statistical evaluation of the mechanical properties of the granite samples.

Mekanik Özellikler	Orta Derecede Ayrışmış Granit	İleri Derecede Ayrışmış Granit
	<i>Nokta Yüğü Dayanım İndeksi ($I_{S(50)}$ - MPa)</i>	
Deney sayısı	24	7
En az	1.96	0.76
En Çok	4.36	1.73
Ortalama	2.54	1.17
Standart Sapma	± 0.56	± 0.36
	<i>Tek Eksenli Basınç Dayanımı (σ - MPa)</i>	
Deney sayısı	13	11
En az	29.14	22.36
En Çok	58.11	33.63
Ortalama	42.54	27.45
Standart Sapma	± 9.65	± 3.93

EKLEMLERİN MÜHENDİSLİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanlarındaki kaya kütlelerinin içerdiği eklemlerin mühendislik özellikleri ISRM (1981) tanımlama ölçütlerine göre belirlenmiştir. Orta ve ileri derecede ayrışmış granitoidlerdeki eklemlerin özelliklerini belirlemek için kaya özelliğini tam olarak kaybetmemiş yerler belirlenerek buralarda ölçümler yapılmıştır. Kaya kütlelerindeki şev aynalarında birbirine dik yönde ölçümler yapılarak eklem sıklığı (λ) değerleri belirlenmiştir. Kaya kütlelerinde sistematik eklemlerin yanı sıra düzensiz eklemlerin de gelişmiş olması nedeniyle Kaya Kalite Göstergesi'ni (RQD) belirlemek için Priest ve Hudson (1976) tarafından önerilen eklem sıklığı (λ) değerinin kullanıldığı 1 numaralı eşitlikten yararlanılmıştır.

$$RQD = 100e^{-0.1\lambda} (0.1\lambda + 1) \quad (1)$$

Burada; RQD: Kaya Kalite Göstergesi, λ : 1 metredeki eklem sayısıdır.

Kaya kütlelerine ait Hacimsel Eklem Sayısı'nın (J_v) belirlenmesinde Palmström (2005) tarafından önerilen 2 numaralı eşitlikten faydalanılmıştır.

$$J_v = \frac{110 - RQD}{2.5} \quad (2)$$

Burada; RQD: Kaya Kalite Göstergesi, J_v : 1 m³'lük kaya bloğundaki eklem sayısıdır.

İnceleme alanındaki kaya kütlelerine ait RQD, J_v değerleri ve eklemlerin mühendislik özellikleri Çizelge 3'te sunulmuştur.

Alemdağ, Kaya, Gürocak ve Dağ

Çizelge 3. İncelenen kaya kütlelerine ait RQD, Jv değerleri ve eklemlerin mühendislik özellikleri.

Table 3. RQD, Jv values and engineering properties of discontinuities in the studied rock masses.

Özellikler	Orta Derecede Ayrışmış Granitoyid	İleri Derecede Ayrışmış Granitoyid
Eklem sıklığı (λ)	11	14
RQD (%)	70	59
Hacimsel eklem sayısı (Jv, eklem/m ³)	16	20
Eklem takım sayısı	4	4
Eklem aralığı (m)	0.38	0.22
Eklem devamlılığı (m)	0.85	0.44
Eklem yüzeylerinin dalgalılığı ve pürüzlülüğü	Dalgalı pürüzlü	Dalgalı pürüzlü
Eklem açıklığı (mm)	1-8 mm (Ort.: 2.6 mm)	1-5 mm (Ort.: 1.5 mm)
Eklem dolgusunun türü	Kalsit dolgulu	Kil ve kayaç parçaları ile dolgulu
Eklem yüzeyinin ayrışma derecesi	Orta derecede ayrışmış	İleri derecede ayrışmış
Eklem yüzeylerindeki su durumu	Eklem yüzeyleri kuru	Eklem yüzeylerinde damlama mevcut

Orta derecede ayrışmış granitoyidlerdeki eklemlerin orta derecede aralıklı, çok düşük devamlı, dalgalı pürüzlü, orta derecede geniş ve kalsit dolgulu olduğu, ileri derecede ayrışmış granitoyidlerdeki eklemlerin ise orta derecede aralıklı, çok düşük devamlı, dalgalı pürüzlü, açık ve kil-kayaç parçaları ile dolgulu olduğu belirlenmiştir. Orta ve ileri derecede ayrışmış granitoyidlere ait ortalama RQD değerleri sırasıyla %70 ve 59, hacimsel eklem sayısı değerleri ise 16 ve 20 eklem/m³'tür.

KAYA KÜTLELERİNİN KAYA KÜTLE SINIFLAMA SİSTEMLERİNE GÖRE DEĞERLENDİRİLMESİ

Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen veriler yardımıyla kaya kütleleri RMR₈₉ (Bieniawski, 1989) ve Q (Barton vd., 1994) kaya kütle sınıflama sistemlerine göre sınıflandırılmış ve GSI (Sönmez ve Ulusay, 2002) değerleri belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlara ait ortalama değerler Çizelge 4'te sunulmuştur.

Çizelge 4. İncelenen kaya kütlelerinin RMR₈₉, Q ve GSI sistemlerine göre değerlendirilmesi.

Table 4. Evaluation of the studied rock masses according to RMR₈₉, Q and GSI systems.

Kaya Kütle Sınıflama Sistemleri	Orta Derecede Ayrışmış Granitoid	İleri Derecede Ayrışmış Granitoid
Temel RMR ₈₉	55.4 Orta kaya	37.1 Zayıf kaya
Q	1.87 Zayıf kaya	0.26 Çok zayıf kaya
GSI	39 Bloklu/Örselenmiş	28 Bloklu/Örselenmiş

RMR₈₉, Q ve GSI kaya kütle sınıflama sistemlerine göre orta derecede ayrışmış granitoidler sırasıyla “Orta kaya”, “Zayıf kaya” ve “Bloklu/Örselenmiş”, ileri derecede ayrışmış granitoidler ise sırasıyla “Zayıf kaya”, “Çok zayıf kaya” ve “Bloklu/Örselenmiş” sınıfındadır.

KAYA KÜTLELERİNİN KAZILABİLİRLİK SINIFLAMA SİSTEMLERİNE GÖRE DEĞERLENDİRİLMESİ

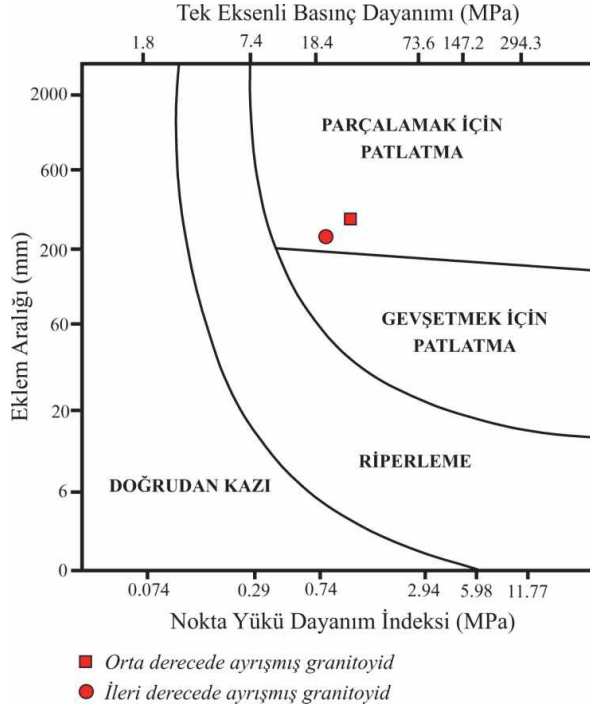
İnceleme alanlarındaki kaya kütlelerinin kazılabilirliğinin değerlendirilmesinde Franklin vd. (1971), Kirsten (1982), Abdullatif ve Cruden (1983), Pettifer ve Fookes (1994) ve Tsiambaos ve Saroglou (2009) tarafından önerilen sınıflama sistemlerinden yararlanılmıştır.

Franklin vd. (1971) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sisteminde kazı sınıfını belirlemek için girdi parametresi olarak eklem aralığı ve tek eksenli basınç dayanımı (σ) veya nokta yükü dayanım indeksi ($I_{s(50)}$) değerleri kullanılmaktadır. Franklin vd. (1971) tarafından önerilen sınıflandırmaya göre orta ve ileri derecede ayrışmış granitoidler “Parçalamak için patlatma” sınıfındadır (Şekil 4).

Kirsten (1982) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sisteminde kazı sınıfını belirlemek için, kaya malzemesinin tek eksenli basınç dayanımı (M_s , MPa), Göreceli Yer Yapı Sayısı (J_s , kaya malzemesi için 1 alınır), RQD, Eklem Takım Sayısı (J_n), Eklem Pürüzlülük Sayısı (J_r) ve Eklem Yüzeyi Alterasyon Sayısı (J_a) kullanılmaktadır. Kayaçların bu jeomekanik özelliklerinden yararlanılarak Kazılabilirlik İndeksi (N) değerleri belirlenmiş ve kaya kütleleri kazılabilirlik açısından değerlendirilmiştir. Kazılabilirlik İndeksi değeri 3 numaralı eşitlikten belirlenmiştir.

$$N = M_s \left[\frac{RQD}{J_n} \right] J_s \left[\frac{J_r}{J_a} \right] \quad (3)$$

Kirsten (1982) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sisteminde kullanılan girdi parametrelerine ait değerler ve tanımlamalar Çizelge 5’te verilmiştir. Önerilen sınıflandırmaya göre orta derecede ayrışmış granitoidler “Çok zor sökülebilir”, ileri derecede ayrışmış granitoidler ise “Zor sökülebilir” sınıfındadır. (Çizelge 6).



Şekil 4. İncelenen kaya kütlelerinin Franklin vd. (1971) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemine göre değerlendirilmesi.

Figure 4. Evaluation of the studied rock masses according to excavatability classification system suggested by Franklin et al. (1971).

Çizelge 5. Kirsten (1982) tarafından önerilen kazılabilirlik indeksinin (N) belirlenmesinde kullanılan girdi parametreleri.

Table 5. The parameters used in excavatability index (N) suggested by Kirsten (1982).

	Orta Derecede Ayrıışmış Granitoyid	İleri Derecede Ayrıışmış Granitoyid
Kaya kalite göstergesi (%RQD)	70	59
Eklem takım sayısı (J_n)	15	15
Eklem pürüzlülük sayısı (J_r)	3	2
Eklem yüzeyi alterasyon sayısı (J_a)	0.75	3
Tek eksenli basınç dayanımı (M_s , MPa)	42.54	27.45
Göreceli yer yapı sayısı (J_s)	1	1
Blok boyutu (RQD/J_n)	4.67	3.93
Bloklar arası kayma direnci (J_r/J_a)	4	0.67
Kazılabilirlik İndeksi (N)	794.65	72.28

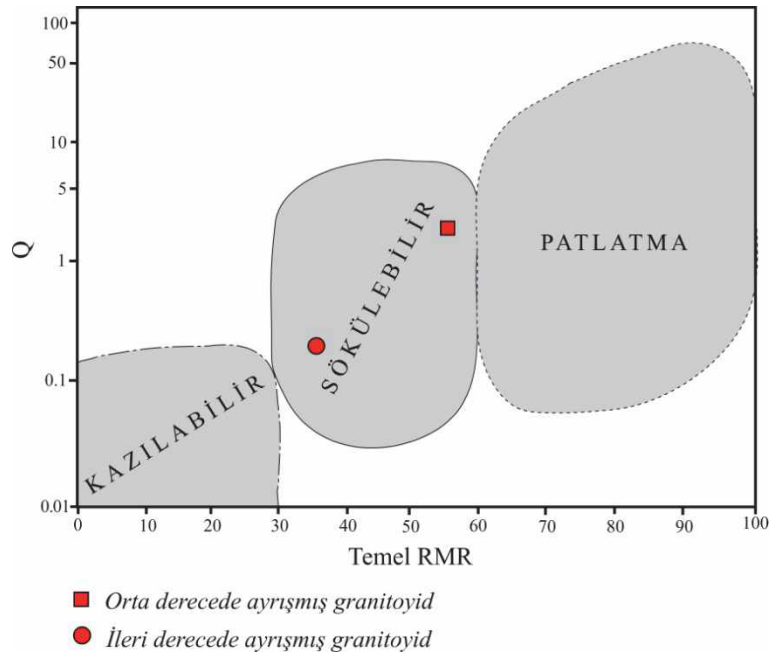
Çizelge 6. İncelenen kaya kütlelerinin Kirsten (1982) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemine göre değerlendirilmesi.

Table 6. Evaluation of the studied rock masses according to excavatability classification system suggested by Kirsten (1982).

Kazılabilirlik derecesi	Toplam puan	Orta Derecede Ayrışmış Granitoyid	İleri Derecede Ayrışmış Granitoyid
Patlatma	$N > 10000$		
Oldukça zor sökülebilir / patlatma	$1000 < N < 1000$		
Çok zor sökülebilir	$100 < N < 1000$	794.65	
Zor sökülebilir	$10 < N < 100$		72.28
Kolay sökülebilir	$1 < N < 10$		

Abdullatif ve Cruden (1983) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sisteminde kazı sınıfını belirlemek için temel RMR_{89} ve Q değerleri kullanılmaktadır. Bu sınıflandırma

sistemine göre inceleme alanlarındaki orta ve ileri derecede ayrışmış granitoyidler “Sökülebilir” özelliktedir (Şekil 5).



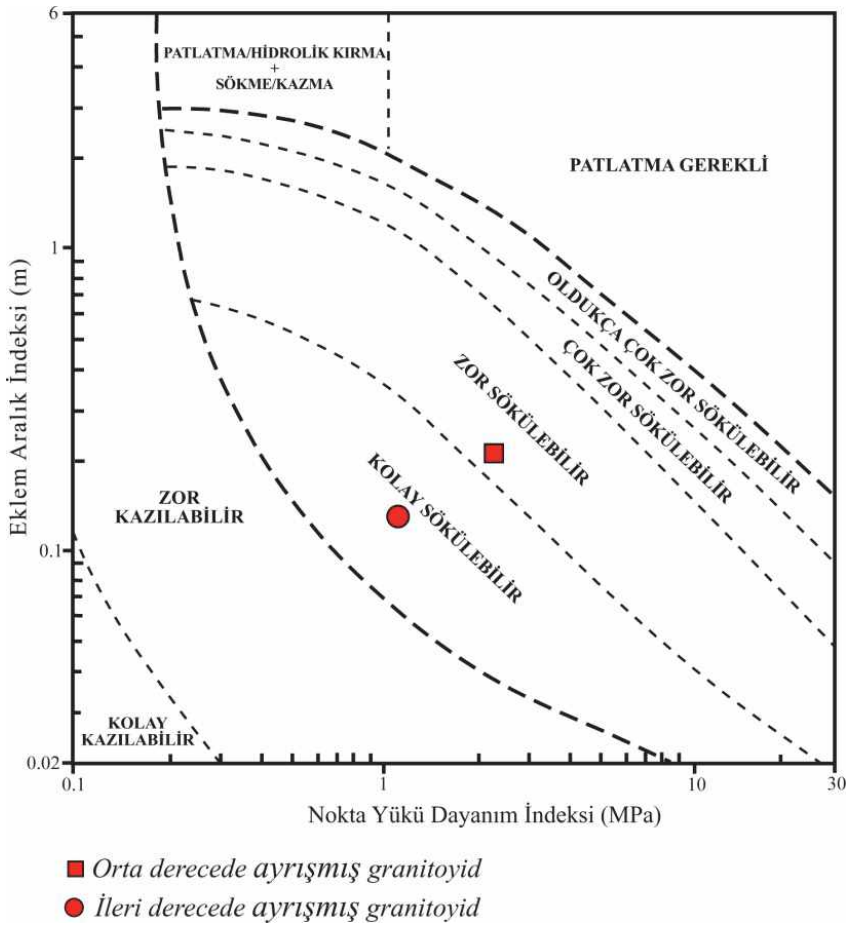
Şekil 5. İncelenen kaya kütlelerinin Abdullatif ve Cruden (1983) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemine göre değerlendirilmesi.

Figure 5. Evaluation of the studied rock masses according to excavatability classification system suggested by Abdullatif and Cruden (1983).

Pettifer ve Fookes (1994) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sisteminde girdi parametresi olarak eklem aralık indeksi (I_f) ve nokta yükü dayanım indeksi ($I_{s(50)}$) değerleri kullanılmaktadır. Eklem aralık indeksi (I_f), hacimsel çatlak sayısından (J_v) yararlanılarak, 4 numaralı eşitlikten belirlenmiştir.

$$I_f = \frac{3}{J_v} \quad (4)$$

Pettifer ve Fookes (1994) tarafından önerilen sınıflandırmaya göre orta derecede ayrıışmış granitoyidler “Zor sökülebilir”, ileri derecede ayrıışmış granitoyidler ise “Kolay sökülebilir” kaya sınıfındadır (Şekil 6).

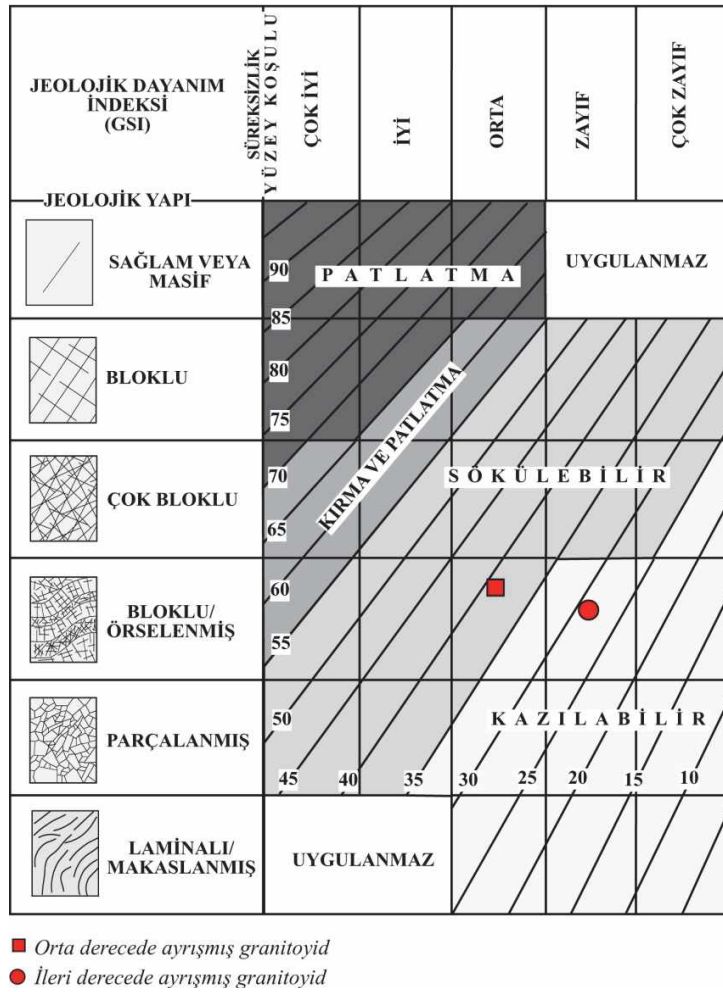


Şekil 6. İncelenen kaya kütlelerinin Pettifer ve Fookes (1994) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemine göre değerlendirilmesi.

Figure 6. Evaluation of the studied rock masses according to excavatability classification system suggested by Pettifer and Fookes (1994).

Tsiambaos ve Saroglou (2009) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sisteminde girdi parametresi olarak Jeolojik Dayanım İndeksi (GSI) ve Nokta Yüklü Dayanım İndeksi ($I_{s(50)}$) değerleri kullanılmakta olup, $I_{s(50)} \geq 3$ MPa ve $I_{s(50)} < 3$ MPa koşuluna göre kaya kütlelerini kazılabilirlik açısından değerlendirmek için iki farklı GSI abağı kullanılmıştır. Orta ve ileri

derecede ayrılmış granitoidlerin kazı sınıfını belirlemek için $I_{s(50)} < 3$ MPa koşuluna göre önerilmiş GSI abağından yararlanılmıştır. Tsiambaos ve Saroglou (2009) tarafından önerilen sınıflandırmaya göre orta derecede ayrılmış granitoidler “Sökülebilir”, ileri derecede ayrılmış granitoidler ise “Kazılabilir” kaya sınıfındadır (Şekil 7).



Şekil 7. İncelenen kaya kütlelerinin Tsiambaos ve Saroglou (2009) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemine göre değerlendirilmesi ($I_{s(50)} < 3$ MPa).

Figure 7. Evaluation of the studied rock masses according to excavatability classification system suggested by Tsiambaos and Saroglou (2009) ($I_{s(50)} < 3$ MPa).

ÖNERİLEN KAZI YÖNTEMLERİ İLE ARAZİDE UYGULANAN YÖNTEMLERİN KARŞILAŞTIRILMASI

Orta ve ileri derecede ayrışmış granitoidler, kazılabilirlik sınıflama sistemlerine göre belirlenen kazı yöntemlerinin uygulanabilirliğini belirlemek için inceleme alanlarında yapılan kazı çalışmalarıyla karşılaştırılmışlardır. Kazı

çalışmalarında orta derecede ayrışmış kaya kütleleri hidrolik kırıcı kullanılarak sökülmüş (Şekil 8a), ileri derecede ayrışmış kaya kütleleri ise kepçe kullanılarak kazılmıştır (Şekil 8b). Yapılan analizler sonucunda, sadece Tsiambaos ve Saroglou (2009) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemiyle belirlenen kazı yöntemlerinin arazide uygulanan kazı yöntemleriyle birebir örtüştüğü belirlenmiştir.



Şekil 8. (a) 1 numaralı alandaki orta derecede, ve (b) 4 numaralı alandaki ileri derecede ayrışmış kaya kütlelerinde yapılan kazı çalışmaları.

Figure 8. (a) In-situ excavation works on the (a) moderately weathered rock masses at location-1 and (b) highly weathered rock masses at location-4.

SONUÇLAR

Bu çalışmada, Gümüşhane iline bağlı Akçakale köyü mevkinde ve Gümüşhane Üniversitesi yerleşkesinde seçilen dört farklı alanda yüzeylenen orta ve ileri derecede ayrılmış Gümüşhane Granitoidi'nin kazılabilirlik özellikleri araştırılmıştır. Bu amaçla, uygulamada yaygın olarak kullanılan kazılabilirlik sınıflama sistemleri kullanılarak kaya kütleleri sınıflandırılmış ve bulunan sonuçlar, yerinde yapılan kazı yöntemleriyle karşılaştırılmıştır. Yapılan çalışmalardan elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmuştur.

- 1) Franklin vd. (1971) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemine göre orta ve ileri derecede ayrılmış granitoidler "Parçalamak için patlatma" sınıfındadır.
- 2) Kirsten (1982) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemine göre orta derecede ayrılmış granitoidler "Çok zor sökülebilir", ileri derecede ayrılmış granitoidler ise "Zor sökülebilir" sınıfına girmektedir.
- 3) Abdullatif ve Cruden (1983) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemine göre orta ve ileri derecede ayrılmış granitoidlerin "Sökülebilir" özellikte olduğu belirlenmiştir.
- 4) Pettifer ve Fookes (1994) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemine göre orta derecede ayrılmış granitoidlerin "Zor sökülebilir", ileri derecede ayrılmış granitoidlerin ise "Kolay sökülebilir" sınıfına girdiği saptanmıştır.
- 5) Tsiambaos ve Saroglou (2009) tarafından önerilen kazılabilirlik sınıflama sistemine göre orta derecede ayrılmış granitoidler "Sökülebilir", ileri derecede ayrılmış granitoidler ise "Kazılabilir" kaya sınıfındadır.

6) İnceleme alanında yapılan kazı çalışmalarında orta derecede ayrılmış granitoidlerin hidrolik kırıcı kullanılarak söküldüğü, ileri derecede ayrılmış kaya kütlelerinin ise kepçe kullanılarak kazıldığı tespit edilmiştir.

7) Orta derecede ayrılmış granitoidler için Kirsten (1982), Pettifer ve Fookes (1994), Abdullatif ve Cruden (2009) tarafından önerilen kazı sınıflarının uygulanan kazı yöntemleri ile tam olarak örtüştüğü, ileri derecede ayrılmış granitoidler için ise uyuşmadığı belirlenmiştir.

8) Orta ve ileri derecede ayrılmış granitoidler için Tsiambaos ve Saroglou (2009) tarafından önerilen kazı sınıfı arazide uygulanan kazı yöntemleri ile tamamen örtüşmektedir.

9) Yapılan değerlendirmeler sonucunda, yüzey kazılarında kazı sınıfını belirlemede en iyi sonuç veren parametrelerin Jeolojik Dayanım İndeksi (GSI), Nokta Yüku Dayanım İndeksi ($I_{s(50)}$) ve kaya kütlelerinin Ayrışma Derecesi (W) olduğu sonucuna varılmıştır.

10) İncelenen kazılabilirlik sınıflama sistemleri içinde yalnızca Tsiambaos ve Saroglou (2009) tarafından önerilen sınıflama sisteminin yüzey kazılarında uygulanabilir özellikte olduğu belirlenmiştir.

KAYNAKLAR

- Abdullatif, O.M., Cruden, D.M., 1983. The relationship between rock mass quality and ease of excavation. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 28, 183-187.
- Atkinson, T., 1971. Selection of open-pit excavating and loading equipment. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, 80, A101-129.

- Bailey, A.D., 1975. Rock types and seismic velocities versus rippability. Highway Geology Symposium, Proceedings, 26, 135-142.
- Barton, N., Grimstad, E., 1994. The Q-System following twenty years of application in NTM support selection. 43rd Geomechanic Colloquy, Felsbau, Salzburg, 6 (94), 428-436.
- Bieniawski, Z.T., 1989. Engineering Rock Mass Classifications. Wiley, New York, 238 p.
- Bozdağ, T., 1988. Indirect rippability assessment of coal measure rocks. Orta Doğu Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Yüksek Lisans Tezi, 86 s (yayımlanmamış).
- Ceylanoğlu, A., Gül, Y., Akın A., 2007. Kazılabilirlik ve riperebilirlik sınıflama sistemlerinin incelenmesi ve yeni bir sınıflama sisteminin önerilmesi. Madencilik Dergisi, 46 (2), 13-26.
- Franklin, J.A., Broch, E., Walton, G., 1971. Logging the mechanical character of rock. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, 80, A1-9.
- Gürocak, Z., Alemdağ, S., Zaman, M.M., 2008. Rock slope stability and excavatability assessment of rocks at the Kapıkaya dam site, Turkey. Engineering Geology, 96, 17-27.
- ISRM (International Society for Rock Mechanics), 1981. Rock Characterization, Testing and Monitoring. International Society of Rock Mechanics Suggested Methods, Pergamon Press, Oxford, 211 p.
- ISRM (International Society for Rock Mechanics), 1985. Suggested method for determining point load strength. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts, 22 (2), 53-60.
- Kandemir, R., 2004. Gümüşhane ve yakın yöresindeki Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'nun çökel özellikleri ve birikim koşulları. Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, Doktora Tezi, 272 s (yayımlanmamış).
- Karpuz, C., 1990. A classification system for excavation of surface coal measures. Mining Science and Technology, 11, 157-163.
- Kaya, A., Bulut, F., Alemdağ, S., 2011. Applicability of excavatability classification systems in underground excavations: A case study. Scientific Research and Essays, 6 (25), 5331-5341.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 66, 20-34.
- Kirsten, H.A.D., 1982. A classification system for excavation in natural materials. The Civil Engineering in South Africa, 24, 293-308.
- Palmström, A., 2005. Measurements of and correlations between block size and rock quality designation (RQD). Tunnels and Underground Space Technology, 20, 362-377.
- Paşamehmetoğlu, A.G., Karpuz, C., Müftüoğlu, Y., Özgenoğlu, A., Bilgin, A., Ceylanoğlu, A., Bozdağ, T., Toper, Z., Dinçer, T., 1988. TKİ dekapaj ihale panoları için makina parkı seçimi, maliyet analizi ve birim maliyetin (TL/m³) saptanması, Jeoteknik ve performans verilerinin değerlendirilmesi, kazılabilirlik sınıflama sisteminin önerilmesi. Nihai Rapor, ODTÜ, Cilt 1, 150 s (yayımlanmamış).
- Pettifer, G.S., Fookes, P.G., 1994. A revision of the graphical method for assessing the excavatability of rock. Quarterly Journal of Engineering Geology, 27, 145-164.
- Priest, S.D., Hudson, J.A., 1976. Discontinuity spacing in rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts, 13, 135-148.
- Scoble, M.J., Müftüoğlu, Y.V., 1984. Derivation of a

- diggability index for surface mine equipment selection. *Mining Science and Technology*, 1, 305-322.
- Singh, R.N., Denby, B., Eğretli, İ., Pathan, A.G., 1986. Assessment of ground rippability in opencast mining operations. *University of Nottingham Mining Department Magazine*, 38, 21-34.
- Smith, H.J., 1986. Estimating rippability of rock mass classification. *The 27th U.S. Symposium on Rock Mechanics, Proceedings, University of Alabama*, 443-448.
- Sönmez, H., Ulusay, R., 2002. A discussion on the Hoek-Brown failure criterion and suggested modifications to the criterion verified by slope stability case studies. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi*, 26, 77-99.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Dokuz, A., Meyer, H.P., 2007. Variscan amphibolite-facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex, Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 861–873.
- Tsiambaos, G., Saroglou, H., 2009. Excavatability assessment of rock masses using the Geological Strength Index (GSI). *Bulletin of Engineering Geology and the Environmental*, 69 (1),13-27.
- Weaver, J.M., 1975. Geological factors significant in the assessment of rippability. *The Civil Engineering in South Africa*, 17 (12), 313-3

Alemdağ, Kaya, Gürocak ve Dağ

Sarıgöl Fay Zonu Boyunca Meydana Gelen Deformasyonların Nedenleri Üzerine Bir Araştırma

An Investigation on the Causes of Deformations Formed Along the Sarıgöl Fault Zone

M. Yalçın KOCA, Hasan SÖZBİLİR, Bora UZEL

Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Buca, İZMİR

Geliş (received) : 10 Mayıs (May) 2011

Düzeltilme (revised) : 05 Temmuz (July) 2011

Kabul (accepted) : 06 Temmuz (July) 2011

ÖZ

Bu çalışmada, Sarıgöl Fay Zonu boyunca gözlenen yüzey deformasyonları incelenmiştir. Sarıgöl kasabası, Gediz Grabeni'nin güneydoğu ucunda yer alır. Çalışma alanında yüzlek veren birimler, alttan üste doğru, Menderes Masifi'ne ait metamorfik kayalar, Pliyo–Pleistosen yaşlı Asartepe formasyonu ve Holosen yaşlı alüvyonlardır. Asartepe formasyonu zayıf çimentolanmış kırıntılı kayalardan oluşmaktadır ve metamorfik kayaları uyumsuzlukla örtmektedir. Haritalanan faylar, Sarıgöl alanını üç bloğa ayırır. Sarıgöl yerleşim alanını kat eden faylardan biri (Sarıgöl Fayı) kanallarda, asfalt yolda ve evlerin duvarlarında deformasyonlara neden olmuştur. 2000 yılında Sarıgöl Fayı'nın yüzey deformasyonu boyunca meydana gelen düşey yer değiştirme miktarları 20 – 45 cm olarak ölçülmüştür. 2010 yılında aynı hatta ölçülen yer değiştirme miktarları 1.00 – 1.25 m'dir. Çalışmada, on yıllık dönem içinde meydana gelmiş olan 60 – 85 cm'lik ilave oturmaların nedenleri araştırılmıştır. Listrik-normal büyüme fayı olarak tanımlanan Sarıgöl Fayı'nın düşen bloğu üzerinde gelişen fay cebinde, zemin tabakaları fayın konveks şekilli aynasına doğru eğimlidir. Bu cepte, yüzeyden itibaren 9.0 – 11.5 m derinliğinde, geçirimsiz özellikte, CH-tipi killer ve bu kil seviyesinin üzerinde de silt ve kum tabakaları yer almaktadır. Fayın aynası ve geçirimsiz kil tabakası üzerinde yer alan üçgende, aşırı yağışlar sonrasında yüzey suları birikmektedir. Listrik faya doğru eğim kazanmış kumlu zeminlerin yağışlar sonrasında su ve eğimin etkisi ile borulararak fay açıklığından kaçtığı tahmin edilmektedir. Açıklık oluşumu, konveks fay yüzeyinde düşen fay bloğunun dönme hareketiyle açıklanmıştır. Diğer taraftan, su seviyesi düşümü her metrede yaklaşık 1 ton/m²'lik fazladan bir gerilme oluşturmuş ve normal konsolide olmuş killi zeminler yeniden konsolidasyona uğramıştır. 2000 – 2010 yılları arası kuraklık problemi ve aşırı su çekimine bağlı olarak yeraltı seviyesinin düşümüyle gelişen alansal oturmalar (sübsidans) ve sismik aktiviteyle fay bölgesi boyunca meydana gelen düşey yer değiştirmeler, bu çalışmada ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Gediz grabeni, Güncel deformasyon, Listrik normal fay, Mühendislik jeolojisi, Sarıgöl.

ABSTRACT

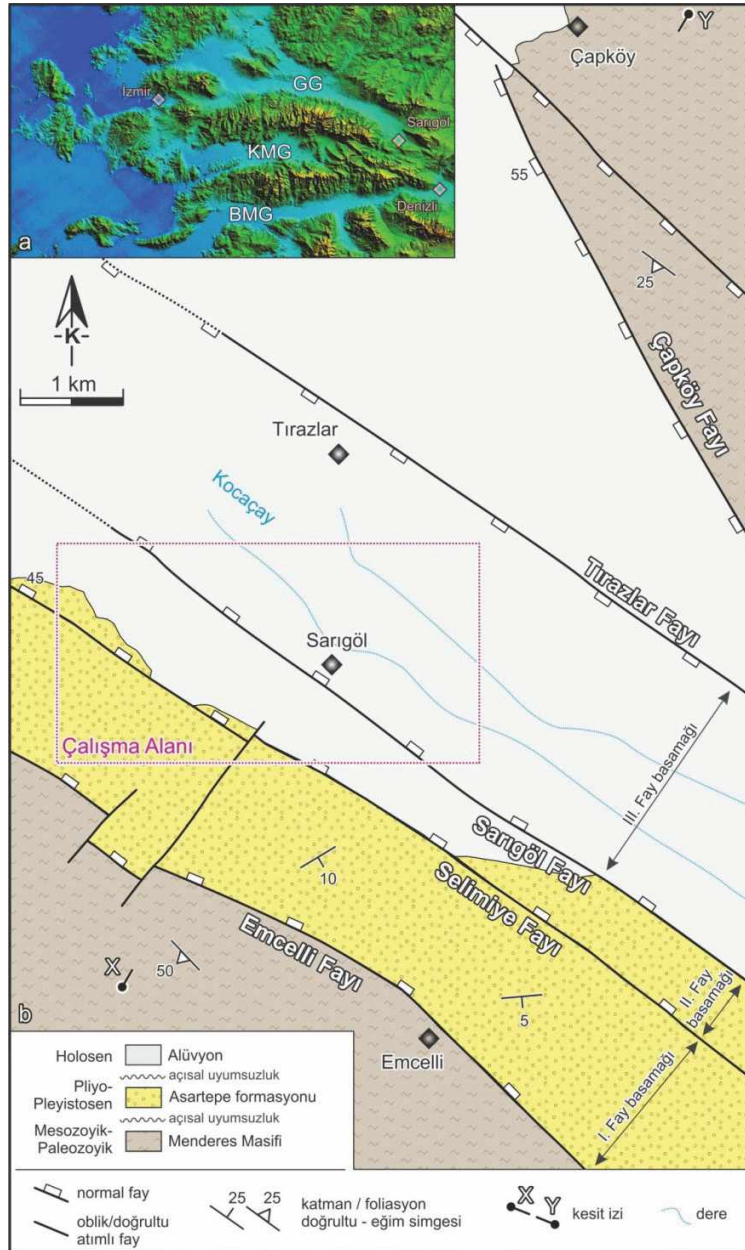
In this study, causes of surface deformations observed along the Sarigöl fault zone have been investigated. Sarigöl Town is located at the southeastern end of the Gediz Graben. The rocks exposed in the study area, from bottom to top, are metamorphic rocks of Menderes Massif, Plio-Pleistocene aged Asartepe formation and Holocene alluvium. The Asartepe formation is made up of weakly cemented clastic rocks and unconformably overlies the metamorphic rocks. The mapped faults divide the Sarigöl area into 3 different blocks. One of the fault passing throughout Sarigöl municipality exhibits current deformational patterns on irrigational channels, asphalt roads and cracks on the walls of several houses. The amount of vertical displacement of surface rupture along the fault is about 20-45 cm in the year of 2000. On the other hand, the amount of displacement measured on the same profile in 2010 is 1.00 – 1.25 m. In this study causes for the additional vertical displacements of 60 – 85 cm which occurred in ten years were investigated in detail. Sarigöl fault is defined as “Listric normal growth fault” in this study. Soil beds in the hanging wall fault pocket are sloped towards the concave-up fault surface. In this pocket, an impermeable CH-type clay level at a depth of 9.0 - 11.5 m from the ground surface is located, and this level is overlaid by the silty and sandy soil beds. Surface water are accumulated in the area of triangular shape which is located on the clay level in front of the fault plane. It is estimated that sandy soils, which back-tilted toward listric fault, have been eroded from the open space of fault by the piping under the effect of water and back-tilting after the raining. Formation of the open space in the fault is explained by the rotational movement on the hanging wall of the fault. In addition, subsidence developed on the hanging wall of the fault due to the problem caused by decrease of the water level and drought in the years between 2000 and 2010 were computed. An extra load of 1.0 t/m² per meter of the decreasing water level was formed and the normally consolidated soil layers were overconsolidated. Amount of vertical displacement on the surface ruptures along the Sarigöl fault depending on both seismic activity in the region and overconsolidation was investigated in detail.

Key Words: *Gediz graben, Recent deformation, Listric normal fault, Engineering geology, Sarigöl.*

GİRİŞ

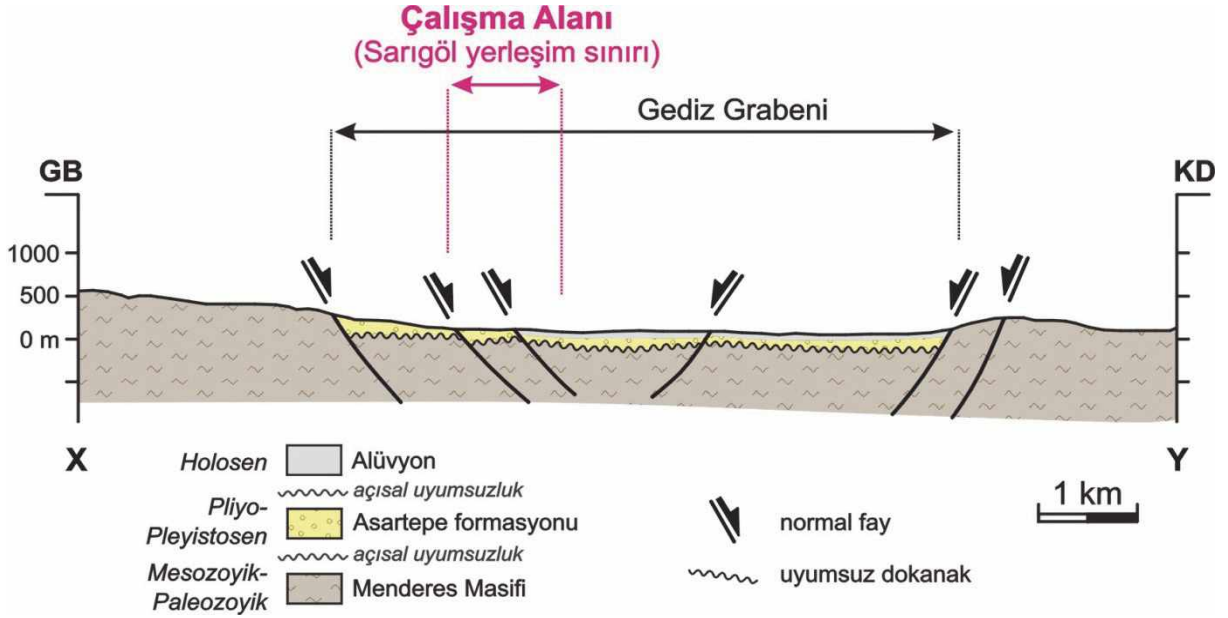
Gediz Grabeni'nin doğusunda yer alan Sarigöl kasabası, güneyden Emcelli, Selimiye ve Sarigöl fayları, kuzeyden ise Tırazlar ve Çapköy fayları ile sınırlanmış bir alan üzerinde bulunmaktadır (Şekil 1). Sarigöl Fay Zonu'nu oluşturan bu faylardan birçoğu aktiftir ve yüzey deformasyonları kasaba sınırları içinde açıkça gözlenebilmektedir.

En güneyde, kuzeybatı – güneydoğu uzanımlı ve Asartepe formasyonu ile Menderes Masifi'ne ait kayalar arasındaki dokanağı temsil eden Emcelli Fayı, birinci fay basamağının güney sınırını oluştururken; ikinci fay basamağını güneyden Selimiye Fayı, kuzeyden ise Sarigöl Fayı sınırlar. Sarigöl yerleşim alanının kuzeydoğusundaki üçüncü fay basamağı, Sarigöl ve Tırazlar fayları arasında Gediz Grabeni'nin devamı şeklindeki graben içinde yer almaktadır (Şekil 1 ve 2).



Şekil 1. (a) Çalışma alanının Batı Anadolu Grabenleri içerisindeki yeri (GG: Gediz Grabeni, KMG: Küçük Menderes Grabeni, BMG: Büyük Menderes Grabeni), (b) Sarıgöl yöresinde gelişmiş graben fayları ve bu fayların oluşturduğu I, II ve III- numaralı fay basamakları (Koca vd., 2000).

Figure 1. (a) Location of study area in West Anatolian Grabens GG: Gediz Graben, KMG: Küçük Menderes Graben, BMG: Büyük Menderes Graben). (b) Graben faults in the Sarıgöl settlement area and Ist, 2nd, and 3rd fault steps formed by their faults (Koca vd., 2000).



Şekil 2. Çalışma alanından geçen enine jeolojik kesit (kesit hattı için Şekil 1'e bakınız).

Figure 2. Geological cross-section of study area (see Figure 1 for location of the cross section).

Grabenin her iki kanadındaki faylara bağlı olarak deformasyonlar tarihsel dönem içerisinde süregelmiştir (Temiz vd., 1998). Sarıgöl ilçesindeki konutlarda gelişen deformasyonlar (yüzey deformasyonları ve bina hasarları), 06.08.1996 tarihinde etüt edilerek 26.08.1996 tarihli jeolojik etüt raporu Afet İşleri Genel Müdürlüğü (AİGM) tarafından düzenlenmiştir (Şekiller 3–5). Raporda, bir konutta ağır, çok sayıda konutta değişik hasarlar ve bahçe duvarlarında yıkılma şeklinde deformasyonların geliştiği belirtilerek olayın genel hayatı etkilemediği ifade edilmiştir. Belediye sınırları içerisinde yer alan alanlar 16 – 17.04.2008 tarihlerinde de etüt edilmiş ve 22.04.2008 tarihli jeolojik etüt raporu aynı kurum tarafından düzenlenmiştir. Raporda, beldede meydana gelen olayların tektonik krip özelliği taşıdığı, yapı ve zemin deformasyonlarının 7269 sayılı yasa

kapsamında değerlendirilebilecek bir afet niteliğinde olduğu belirtilmiştir. Raporda kullanılan “tektonik krip” terimi, depreme bağlı olarak gelişen kütle hareketini vurgulamaktadır.

Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı tarafından düzenlenen raporda, bölgedeki hendek ve yüzey araştırmaları sonucunda Sarıgöl Fayı üzerinde krip türü (sismik aktiviteye bağlı olmaksızın) bir hareketin geliştiği sonucuna ulaşıldığı belirtilmiştir. Sarıgöl ilçesi, merkez mahallelerinde, AİGM tarafından yürütülen jeolojik çalışmaların sonucu olarak 14.08.2008 tarihli jeolojik etüt raporu hazırlanmıştır. Etüt raporunda, 94 binanın (85 konut, 9 iş yeri) “tektonik krip” afetine maruz olduğu ve nakli gerektiği belirtilmiştir. Bu raporda tektonik krip tanımı, depreme bağlı olarak gelişen kütle hareketi anlamında kullanılmamıştır.



Şekil 3. Sarıgöl Fayı boyunca gözlenen yüzey deformasyonları.

Figure 3. Surface deformations observed along the Sarıgöl fault.



Şekil 4. Sarıgöl Fayı'nın düşen bloğu üzerinde yer alan ağır hasarlı beton bir binanın görünümü.

Figure 4. A view of the heavily damaged concrete building located on the hanging wall of the Sarıgöl fault.

22.04.2008 ve 14.08.2008 tarihlerinde hazırlanan jeolojik etüt raporlarında, Sarıgöl Fayı boyunca meydana gelen hareketler farklı şekillerde tanımlanmışlardır. 22.04.2008 tarihli raporda “tektonik krip” olayı depreme bağlı, sismik bir etki sonucu oluşan afet olarak

tanımlanırken, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı teknik elemanlarınca hazırlanan 14.08.2008 tarihli raporda ise güncel deformasyonlar fay üzerinde sismik aktiviteye bağlı olmaksızın meydana gelmiş krip olarak tanımlanmıştır.



Şekil 5. Yoğun yağışların olduğu dönemlerde, fayın düşen bloğu üzerinde borulanma nedeni ile meydana gelen çukur.

Figure 5. In the periods of heavy rains, the vertical hole occurred in the hanging wall of the fault due to piping.

Sarıgöl Fay Zonu ile ilgili AİGM tarafından hazırlanan 18.08.2008 tarihli raporda fay zonu “Afete Maruz Bölge” kararı alınmıştır. Yüze deformasyonlarından dolayı hasar görmüş 94 binayı içerecek şekilde bu zon “Yerleşime Uygun Olmayan Alan” olarak önceki çalışmalarda belirlenmiştir. Özel şahıs ve kurumlar tarafından yaptırılan iki önemli çalışma bu saha için mevcuttur. 2000 yılı ağustos ayında, Koca vd. (2000) tarafından, Sarıgöl ilçesi yerleşim alanının jeolojik ve jeoteknik özelliklerinin belirlenmesi ve ilçenin yerleşime uygunluk açısından değerlendirilmesini hedefleyen “Manisa İli, Sarıgöl İlçesi Yerleşim Alanına Ait Jeoteknik Etüt Raporu” adlı çalışma yapılmıştır. Bu çalışmada, 25 farklı noktada derinlikleri 10 – 28 m arasında değişen karotlu zemin sondajları yaptırılmış, yerinde (in-situ) ve laboratuvarda yapılan deneylerden elde edilen sonuçlar dikkate alınarak statik ve dinamik şartlarda mevcut zeminler üzerindeki yapılaşmaların güvenlik sınırları belirlenmiştir (Koca ve Kıncal, 2001).

İlçede gözlenen fayların etki alanları, yapılaşmaların güvenlik sınırları, işyeri ve konutlarda sismik aktiviteye bağlı gelişen yüzey deformasyonları ve yeraltı durumu dikkate alınarak inceleme alanı yerleşime uygunluk açısından sınıflandırılmıştır.

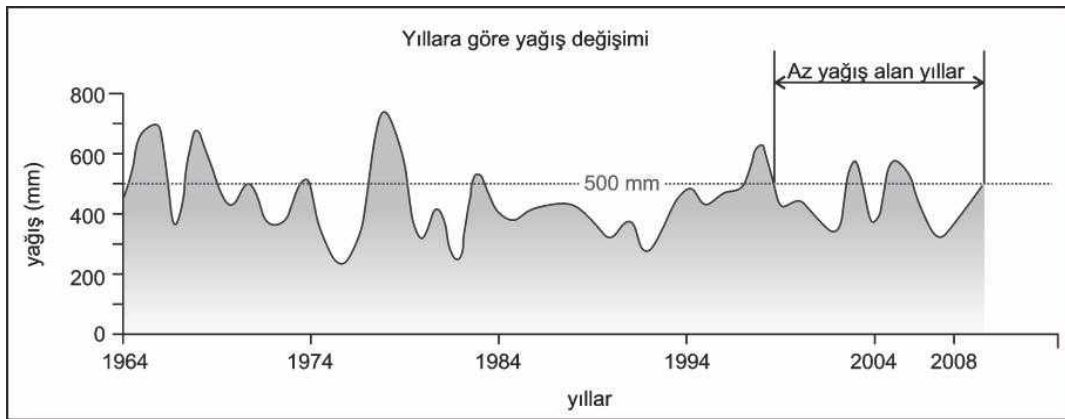
2010 yılı haziran ayında, özel şahıslar tarafından, Sarıgöl ilçesindeki güncel yüzey deformasyonlarını kapsayan ve Sarıgöl Fayı boyunca uzanan alanın, Emcelli Fayı'nın güneybatıda kalan kısmının ve yeni yerleşim alanının “İmar Planı ve Revizyonuna Esas Jeolojik ve Jeoteknik Etüt Raporu” hazırlanmıştır. Bu raporda, 18.08.2008 tarihinde AİGM tarafından onaylanarak afete maruz bölge ilan edilen, Sarıgöl Belediyesi İmar Planı sınırları içerisinde yer alan yüzey deformasyonlarını kapsayacak şekilde tampon bölge oluşturulan 4.23 hektarlık alanın, yeniden yerleşime uygunluk değerlendirilmesi yapılmış ve tampon bölge genişliği belirlenmiştir.

2000 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi tarafından yapılan araştırmalar (Koca vd., 2000) Sarıgöl Fayı boyunca oluşan deformasyon yapıları üzerindeki düşey yer değiştirme miktarının 20 – 45 cm kadar olduğunu göstermiştir. Aynı hatta 2010 yılı itibarıyla ölçülen yer değiştirme miktarları 1.00 – 1.25 m'dir. 2000 yılındaki yer değiştirme miktarının dikkate alınması durumunda; 60 – 85 cm'lik ilave düşey yer değiştirmelerin 10 yıllık bir dönemde oluştuğu ortaya çıkmaktadır. Ayrıca, fay bölgesi üzerindeki mülklerin sahipleri ile yapılan görüşmelerde bu kişiler; yoğun yağışların olduğu dönemlerde “yer altından gürültülü sesler geliyor” şeklinde ifadelerde bulunmuşlardır. Yoğun yağışların olduğu dönemlerde, fayın düşen bloğu üzerinde, 3 - 4 noktada ve derinliği 2 – 3 metreyi bulan düşey çukurlar oluşmuştur (Şekil 5). Sel sularının saatlerce fay hattı

üzerindeki bu çukurluklara aktığı yöresel yayın organlarında belirtilmiştir (Sarıgöl Gazetesi, 2010). Bu durum yöre halkı tarafından “sel sularını fay yuttu” şeklinde ifade edilmektedir.

Bu çalışma kapsamında, Sarıgöl kasabası içinden geçen Sarıgöl Fay Zonu boyunca gözlenen yüzey deformasyonlarının nedenlerinin belirlenmesi için aşağıda sıralanan çalışmalar yapılmıştır:

a) Sarıgöl'de yıllık toplam yağış ve sıcaklık ortalamaları değerlendirilmiştir. Buna göre, 1964 ve 2010 yılları arasındaki yağış değişimi Şekil 6'da ve sıcaklık değişimi ise Şekil 7'de görülmektedir. 1996 ile 2004 yılları arasında önemli bir kuraklığın yaşandığı, aynı dönemde yağışların da oldukça azaldığı anlaşılmaktadır.



Şekil 6. Yıllara göre yıllık toplam yağışın değişimi.

Figure 6. The variation of annual precipitation according to the years.

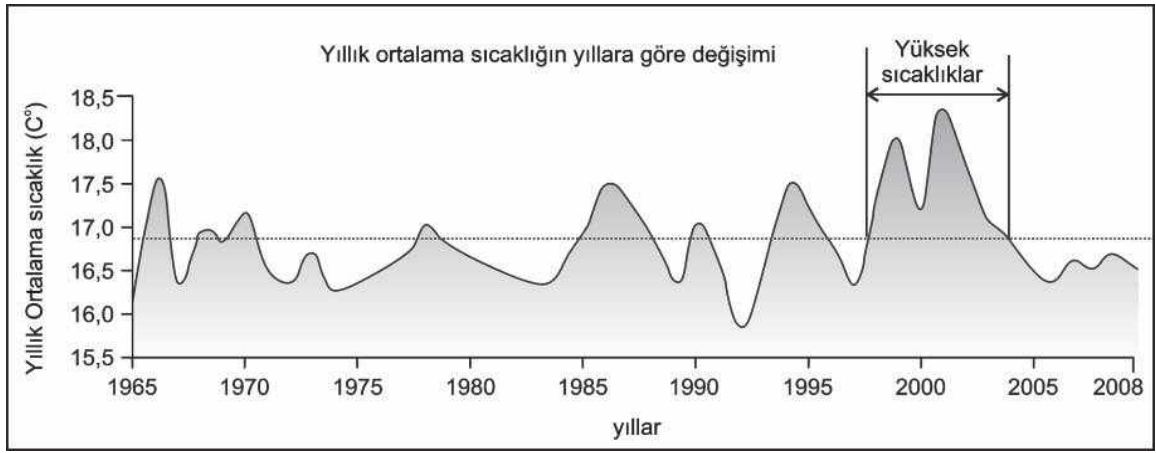
b) Yeraltı su seviyesinin düşüşüne bağlı olarak kil katmanlarında on yıllık dönemde meydana gelen aşırı konsolidasyon olayı ve sonucunda oluşan alansal oturmalar hesaplanmıştır.

c) Yüzeiden itibaren 3.5 m derinlikte, iki silt tabakası (ML) arasında yer alan, kalınlığı 2 m olan kumlarda (SP) borulanma sorununun oluşabileceğinin tespiti yapılmış ve bu sorun “fay cebi” adı verilen jeoteknik modelle çözülmüştür. Yoğun yağışların olduğu dönemlerde fay cebinin

bir tünük akifer gibi çalıştığı ve borulanma olayının bu mekanizmayla bağlantılı olduğu açıklanmıştır.

d) Sarıgöl Fayı'nın düşen bloğu üzerinde meydana gelen toplam yer değiştirme miktarı yukarıdaki olaylarla ve sismik aktiviteye bağlı gelişen hareketlerle ilişkilendirilerek açıklanmıştır. Ayrıca, Dokuz Eylül Üniversitesi tarafından 2000 yılında yapılan sondajlara ait

kütükler (loglar) ile laboratuvar deney sonuçları (Koca vd., 2000) bu çalışmada dikkate alınmış ve jeolojik kesitler yeniden yorumlanarak on yıllık süreç içinde gelişen olaylara yeni bir bakış açısı getirilmiştir. Bu kapsamda, Sarıgöl Fayı'nın tanımı yeniden yapılmış ve fayın düşen bloğu üzerinde gerek sismik aktiviteye gerekse yeraltı suyu düşümlerine bağlı olarak meydana gelen alansal oturmalar "fay cebi" modeli ile açıklanmıştır.



Şekil 7. Yıllara göre yıllık ortalama sıcaklığın değişimi.

Figure 7. The variation of annual mean temperature according to the years.

YÖNTEM

Değişik nedenlerle su düzeylerinin düşmesi durumunda, efektif gerilme toplam gerilmeye yaklaşacak şekilde büyüyerek konsolidasyona neden olur. Su seviyesinin on yıl içinde yaklaşık 20 metre düşmesi, zemin katmanlarının ağırlıklarının artmasına neden olmuş ve iki farklı derinlikte yer alan killi zemin seviyelerini aşırı konsolidasyona uğratmıştır. Yeraltı su seviyesi düşümüne bağlı olarak killi zeminlerin oturma miktarları hesaplanmıştır. Bu hesaplamalarda, Koca vd. (2000) tarafından yapılan

konsolidasyon deneylerinin sonuçları kullanılmıştır. Oturma miktarlarıyla, fayın düşen bloğu üzerinde, on yıllık dönemde gerçekleşen ek düşey yer değiştirme miktarları karşılaştırılmıştır. İlave düşey yer değiştirmelerin, sadece hesaplanan oturma değerleriyle karşılanıp karşılanmayacağı veya ne kadarının karşılandığı belirlenmiştir. Sarıgöl Fayı'nın düşen bloğu üzerinde 9 – 11 m derinlikte, geçirimsiz kil katmanı üzerinde yer alan, üçgen şekilli ve kısa kenarı fay düzlemine

yaslanmış bir fay cebinin oluştuğu, bu cebin yoğun yağışlar sonrasında yüzey suları ile belli bir doygunluğa eriştiği varsayılmıştır.

Bu çalışmada, siltli ve kumlu siltli zeminlerin statik elastisite modülü, düzeltilmiş SPT-N₃₀ değerleri kullanılarak Bowles (1998) tarafından önerilen aşağıdaki formüle göre hesaplanmıştır:

$$E_s = 300 (SPT-N'_{30} + 6) \quad (1)$$

Kayma modülünün (G_s) hesaplanmasında ise, Tokimatsu (1988) tarafından önerilen aşağıdaki formül kullanılmıştır:

$$G_s = \frac{E_s}{2(1 + \nu)} \quad (2)$$

burada “ ν ” Poisson oranıdır ve siltli zeminler için bu çalışmada 0.30 olarak alınmıştır. Killerde bu değer 0.30 – 0.45 arasında değişmektedir (Wroth ve Wood, 1978).

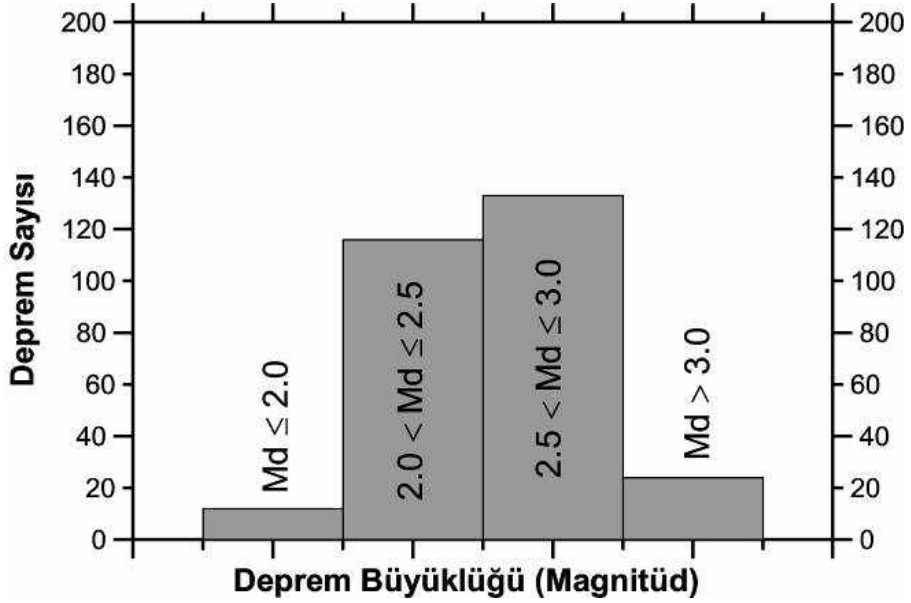
SK-11 sondajının 13.0 ve 13.7 metreleri arasından (I numaralı kil katmanı) Shellby tüpü kullanılarak konsolidasyon deneyi için örselenmemiş zemin örneği alınmıştır. Örnek, deney halkasının içerisine mümkün olduğunca örselenmeden yerleştirilmiştir. Deneyde kullanılan konsolidasyon aleti, ASTM D 2435-96 standartlarına göre imal edilmiş, belirli yükler altında zeminde meydana gelen düşey yer değiştirmeleri ölçen, zeminin sıkışma indisi (C_c), sıkışma sayısı (a_v) ve hacimsel sıkışma katsayısı (m_v) gibi parametreleri belirlemede kullanılan bir cihazdır. Konsolidasyon deney aleti 5 cm çapında, 2 cm yüksekliğinde deney halkası, üst

ve alt kısımlarına konulan poroz taşlar ve konsolidasyon hücresinden oluşmaktadır.

DEPREM ETKİNLİĞİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Sarıgöl ve yöresinde yer alan faylar kuzeydoğuya doğru eğimlidirler. Fayların doğrultuları genellikle vadiye paraleldir. Vadiye paralel çok sayıda fayla grabenin tabanı kademeli olarak çökmüştür. Bu faylar güneybatıdan kuzeydoğuya doğru (grabenin ortasına) doğru gençleşirler. 1881’den 2011 yılına kadar Gediz Grabeni üzerinde 40’tan fazla hasar verici deprem ($M_w > 5.5$) meydana gelmiştir (Koeri, 2011). Bunlardan en bilineni 1969 Alaşehir depremidir. 6.5 büyüklüğündeki deprem 30 km uzaklıktaki Sarıgöl ilçesinde de etkili olmuştur. Arpat ve Bingöl (1970) fayın yüzey deformasyonları üzerinde 3 – 13 cm düşey atım ölçmüşlerdir. 01.03.2000 ve 01.04.2011 tarihleri arasında Sarıgöl yöresinde hasar verici deprem olmamasına karşın 285 adet mikro deprem kaydedilmiştir (Koeri, 2011). Bu depremlerin büyük bir bölümü son beş yılda meydana gelmiştir. Depremlerin büyüklüklerine göre dağılımları Şekil 8’de verilmiştir.

Bu depremlerin 228 tanesi Alaşehir–Sarıgöl–Buldun arasında uzanan normal faylar boyunca meydana gelmiştir. Sarıgöl’de son on yıl içerisindeki en büyük depremin büyüklüğü 3.7 olup 14.7.2009 tarihinde meydana gelmiştir. Bu depremlerin odak derinlikleri 3 – 16 km arasında değişmektedir. Şekil 9’daki sismotektonik harita üzerinde 11 yıllık dönem içinde meydana gelmiş depremlerin dış merkezleri ile mevcut graben faylarının konumları arasındaki ilişkiler görülmektedir.



Şekil 8. Sarıgöl ve yakın yöresinde (Enlem: 38–38.5, Boylam: 28.5–29) 01.03.2000 ve 01.04.2011 tarihleri arasında meydana gelen depremlerin frekans dağılımı.

Figure 8. Histogram of the frequency distribution of earthquakes occurred in the Sarıgöl and its vicinity between 01.03.2000 and 01.04.2011.

Sismotektonik aktivitenin en yoğun olduğu bölge Sarıgöl Fayı'nın güneydoğusudur (Şekil 9). I, II ve III numaralı fay basamakları üzerinde (Emcelli, Selimiye ve Sarıgöl faylarını kapsayan alan) ve Sarıgöl yerleşim alanı sınırları içinde (fayın yerleşim alanı içerisindeki uzunluğu 3 km'dir) meydana gelen deprem sayısı 64 olarak belirlenmiştir. $1.7 < M_w < 3.7$ arasında büyüklüğe sahip, dış merkezleri Sarıgöl Fay Zonu üzerinde yer alan küçük depremlerin, hangi faydan kaynaklandığı bilinmemektedir.

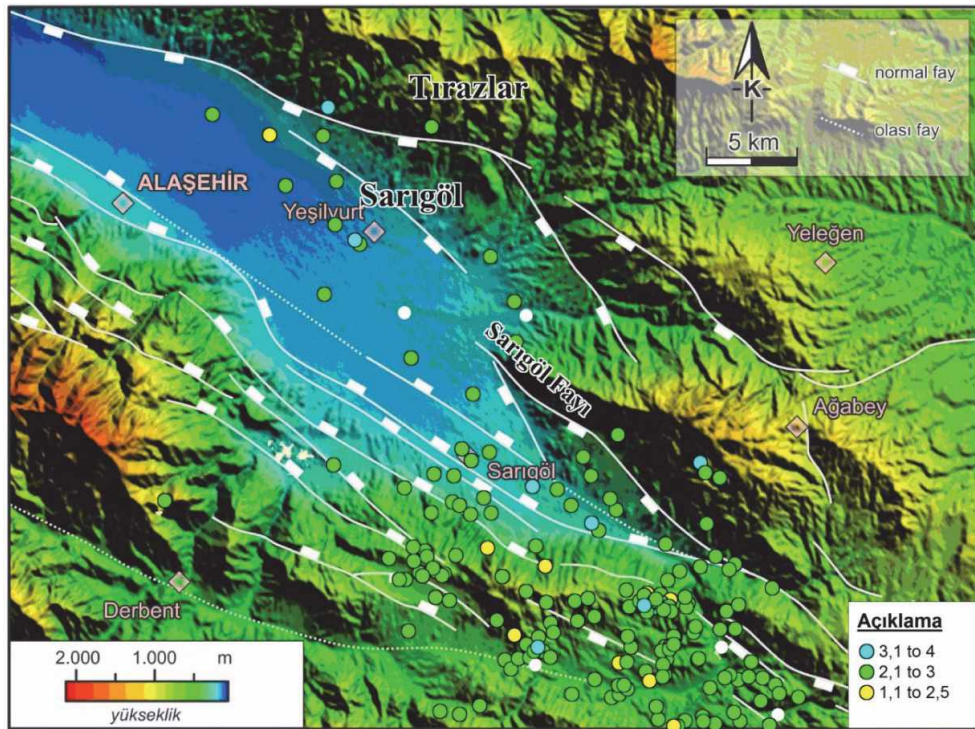
MÜHENDİSLİK JEOLJİSİ

Asartep formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelen Kuvaterner yaşlı alüvyonların kalınlığı Sarıgöl ve yöresinde 0 – 40 metre arasında değişmektedir (Şekil 1). Alüvyon

kalınlığı, graben tabanının ortasına doğru artarak 40 metreye ulaşmaktadır. Birime ait litolojik veriler 25 noktada açılmış sondajlara ait loglardan elde edilmiştir (Şekil 10). Sondajlardan elde edilen zemin profilleri değerlendirildiğinde; Sarıgöl ve Emcelli fay zonları arasında kalan alanda zemin grubunun, genellikle düşük plastisiteli siltlerden (ML) oluştuğu anlaşılmaktadır (Şekil 10). Sarıgöl Fayı'nın kuzeyinde kalan alanlardaki baskın zemin grupları killi-siltli kumlardır. Sarıgöl yerleşim alanının zemini genel hatlarıyla derine doğru belli başlı dört farklı seviyeden oluşmaktadır (Şekil 11). Sarıgöl Fayı'nın düşen bloğu üzerinde yer alan zemin profilinin 9.0 – 11.5 metre derinlikten sonraki kesiminde siltlerle ardalanmalı plastik kil zonlarının (II ve IV numaralı zemin katmanları) varlığı dikkat çekmektedir (Şekil 11). Sarıgöl Fayı'nın taban

bloğunda yer alan zeminlerin penetrasyon dirençleri, tavan bloğundakilere (düşen blok) göre daha yüksek değerlerdedir. SK-19'da yüzeyden 0 – 2 m derinlikte yer alan nispeten düşük penetrasyon dirençlerine sahip (SPT-

$N_{30}'=13$) zon hariç, tüm zemin seviyelerinde SPT- N'_{30} değerleri 38 – 50 aralığında elde edilmiştir.

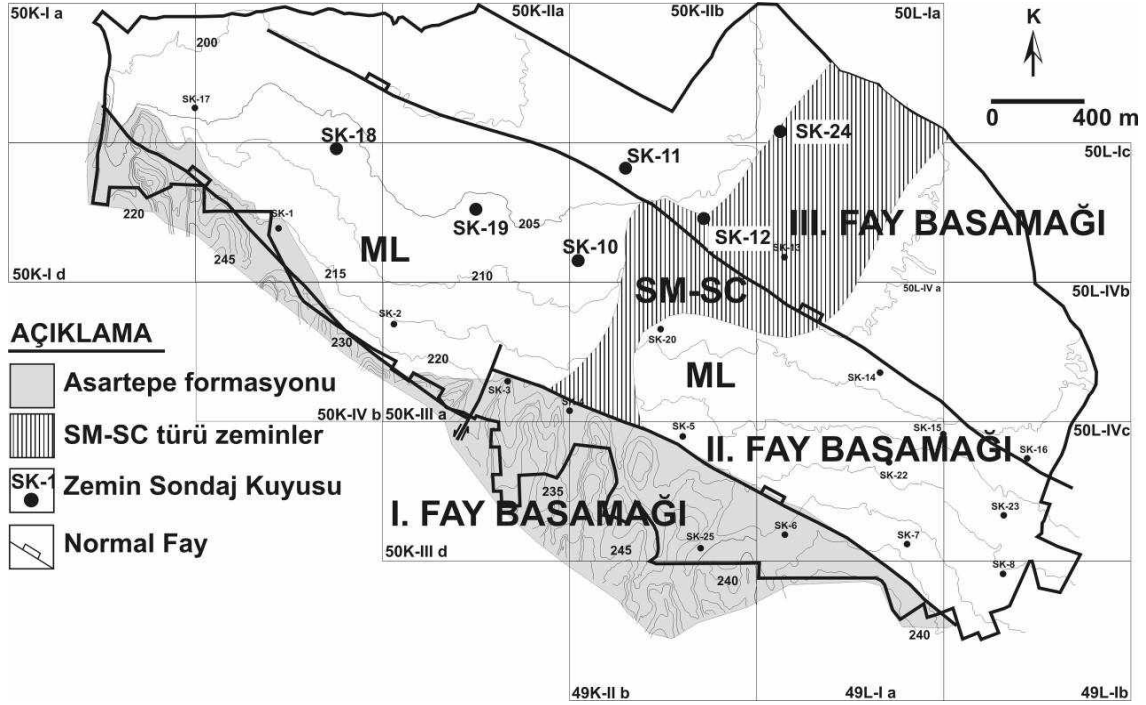


Şekil 9. 2000–2011 yılları arasında meydana gelmiş küçük depremlerin dış merkezlerinin Sarıgöl fay zonu boyunca dağılımları (www.deprem.gov.tr verileri kullanılmıştır).

Figure 9. Epicenter distribution of the small earthquakes occurred in the Sarıgöl fault zone between the years 2000 and 2011 (data used from www.deprem.gov.tr).

Sarıgöl Fayı'nın düşen bloğu üzerinde açılmış olan SK-11, SK-12 ve SK-24 numaralı sondajlara ait zemin profillerine bakıldığında; SK-11'den SK-12'ye doğru zemin profilinin en üst kesiminde, SK-11'de 3.5 m kalınlıkta ve yanal yönde devamsız "yumuşak siltler" yer almaktadır. Yumuşak siltlerin jeoteknik özelliklerine bakıldığında ($Dr = \%30$, $\gamma_n = 17.1$ kN/m³, $\omega_n = 0.26$, $\phi = 27^\circ$, $Es = 42$ kg/cm², $Gs =$

16 kg/cm²); bu tür zeminlerin gözenekli, düşük yoğunluklu, kayma dayanımı düşük, sıkışabilir zeminler olduğu anlaşılmaktadır. Yumuşak siltler 2 m kalınlığa sahip kötü derecelenmiş kumlar (SP) üzerinde yer alırlar ve çok düşük kayma ve deformasyon modülüne sahiptirler ($Gs=16$ kg/cm², $Es=42$ kg/cm²). Kumlu zemin zonu Sarıgöl Fayı'nın tavan bloğunda faya doğru eğimlidir (Şekil 12).



Şekil 10. Sarıgöl fay zonu üzerindeki baskın zemin tipleri ve önceden açılmış sondajların lokasyonları.

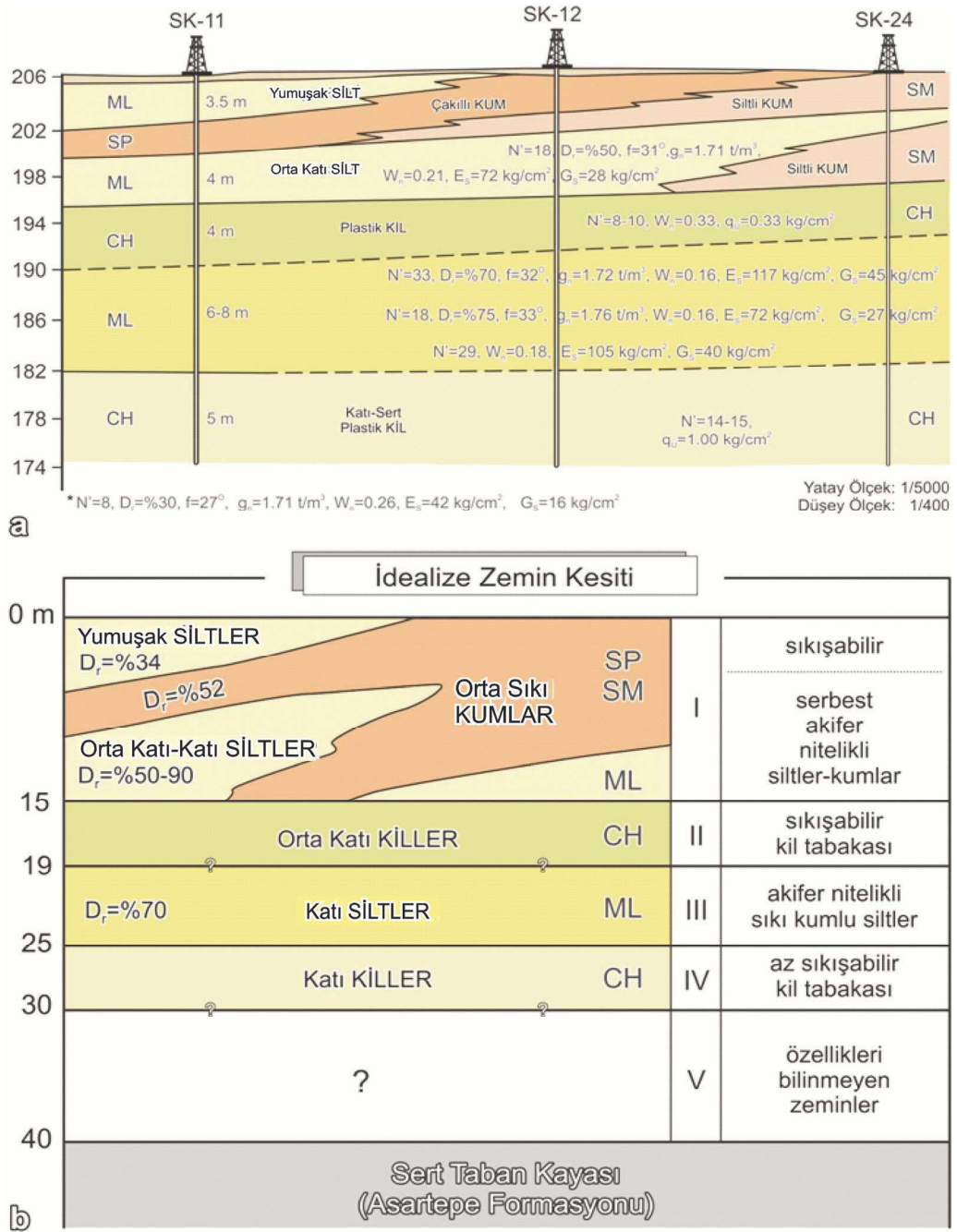
Figure 10. Dominant soil types on the Sarıgöl fault zone and locations of the boreholes drilled beforehand.

Orta katı killerin üzerinde yer alan siltli zeminler kapilarite etkisiyle yüksek doygunluk derecelerine erişebilir. Toplam 13 metrelik siltli zonun 7.5 metreden sonraki kesimi nispeten daha yüksek kayma modülüne sahip “orta sıkı-sıkı siltlerden ($G_s=28 \text{ kg/cm}^2$, $E_s=72 \text{ kg/cm}^2$) oluşmaktadır (Şekil 11).

II numaralı zonu, düşük penetrasyon direncine sahip ($SPT-N'_{30} = 8-10$), plastik özellikte, yaklaşık sıkışma dayanımı 0.5 kg/cm^2 olan CH-türü killer oluşturur. SK-11 ve SK-24 numaralı sondajlarda 4 metre kalınlıkta kil kesilmiştir. SK-11’de 11.5 metrede, SK-24’te ise 9 metrede kile girilmiştir. Düşük plastisiteli siltler içerisinde yanal yönde kamalanan II

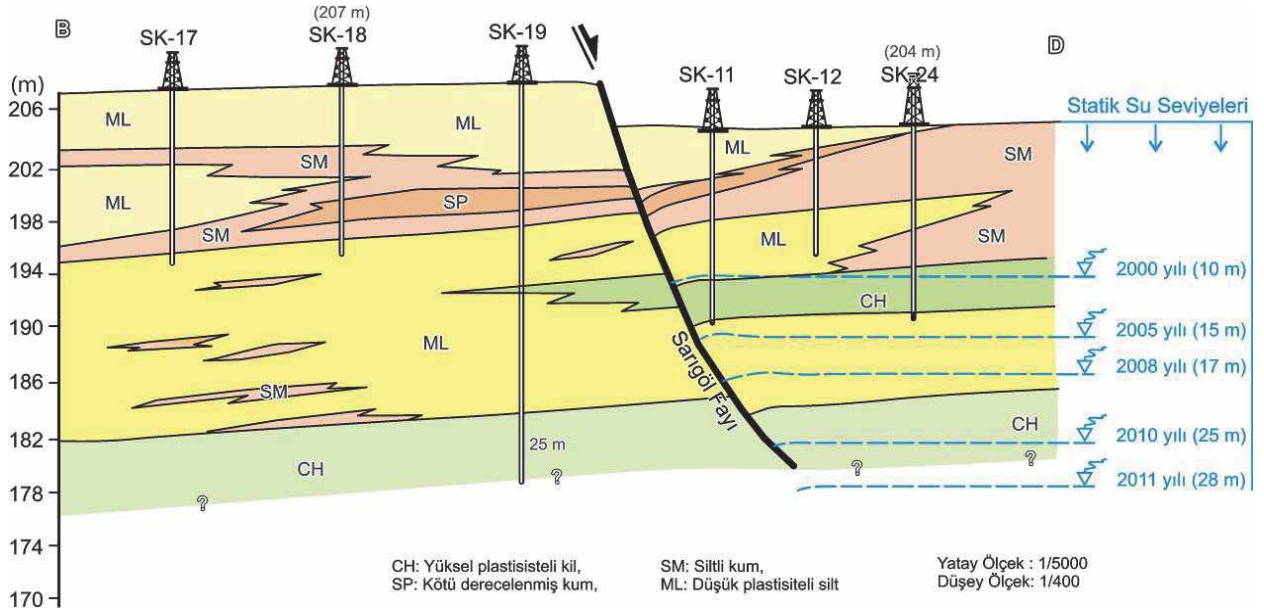
numaralı plastik kil zonu Sarıgöl fayı’nın yükselen bloğu üzerinde yer alan sondajlarda kesilmemiştir (Şekil 12).

III numaralı zonu düşük plastisiteli siltler oluşturur. Genellikle katı zemin özelliğine sahip olan bu zonda ölçülen penetrasyon direnci değerleri $SPT-N'_{30} = 18 - 33$ arasında, kayma modülü değerleri ise $27 \text{ kg/cm}^2 < G_s < 46 \text{ kg/cm}^2$ dolaylarındadır. Bu özellikleri nedeniyle, III numaralı zonu oluşturan düşük plastisiteli siltler ya sıkışabilir zemin özelliğine sahip değildir ya da oturmanın büyük bir bölümünü tamamlamış durumdadır.



Şekil 11. (a) Sarıgöl Fayı'nın düşen bloğu üzerinde açılmış olan sondaj profilleri, (b) Sondaj profillerden elde edilen zeminlerin jeoteknik özellikleri.

Figure 11. (a) Geotechnical descriptions of the soils drilled in the hanging wall of the Sarıgöl fault, (b) the geotechnical properties of the soils obtained from the drillings.



Şekil 12. Sondaj verilerinden yararlanılarak elde edilen jeoteknik kesit.

Figure 12. Geotechnical cross-section obtained by using the borehole data.

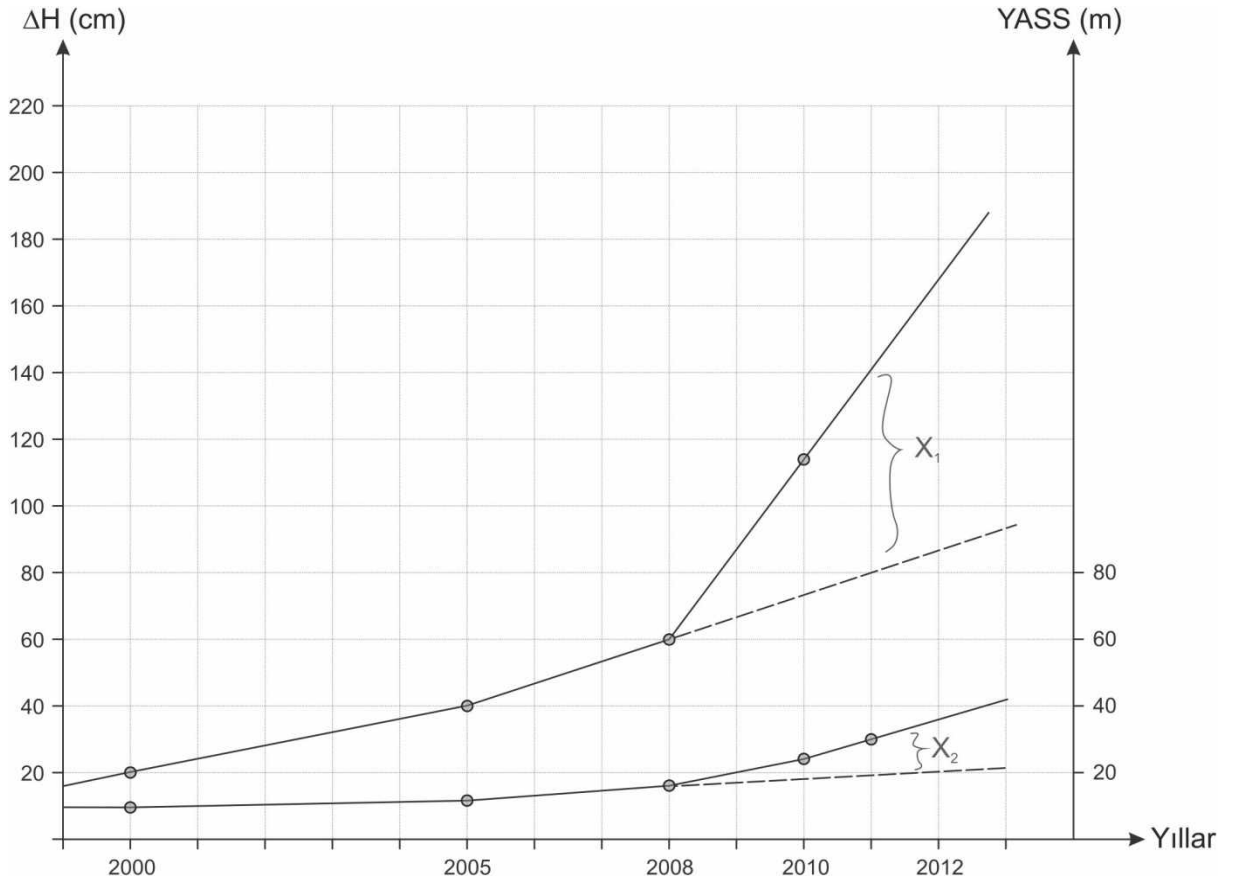
25 – 30 metre arasında yer alan IV numaralı zonu plastik özellikteki katı killer oluşturur. CH-türü bu killerin penetrasyon dirençleri $SPT-N'_{30} = 14 - 15$ civarında, sıkışma dayanımları ise $q_U = 1,0 \text{ kg/cm}^2$ 'dir. Bu zon az sıkışabilir kil özelliğindedir.

ON YILLIK DÖNEM İÇİN MEYDANA GELEN YERALTI SUYU DEĞİŞİMLERİ VE OTURMA MİKTARLARI

On yıllık dönem içindeki yeraltı suyu değişimlerine bakıldığı zaman (Şekil 13), 2008 yılından sonra yeraltı suyu seviyesinde hızlı bir düşüş gözlenir.

Bu durum, bölgede, 2008 yılından sonra meydana gelen kuraklık ve aşırı su çekimi ile açıklanabilir.

Koca vd. (2000) tarafından arazide yapılan gözlemler, Sarıgöl Fayı boyunca oluşan deformasyon yapıları üzerindeki yer değiştirme miktarının 20 – 45 cm kadar olduğunu göstermiştir. Bugün itibariyle ölçülen yer değiştirme miktarları 1.00 – 1.25 m civarındadır (Şekil 13). Bu değerlendirmede, yüzeyde yer alan killi, kumlu siltler (ML) ve iki plastik kil zonu arasında kalan, nispeten yüksek penetrasyon dirençlerine sahip diğer killi, kumlu siltlerin (ML) oturmalarını tamamladığı varsayılmıştır (Şekil 13 ve 14).



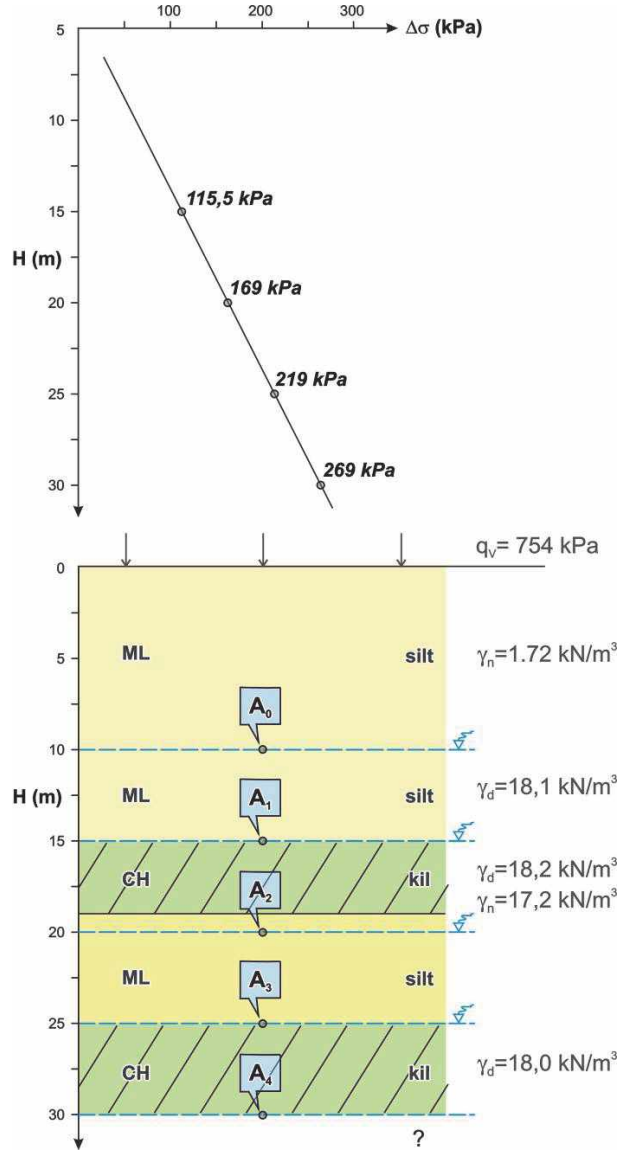
Şekil 13. Yıllara göre meydana gelen oturma miktarları ve yeraltı su seviyesi değişimleri [X_1 : Su seviyesinin düşümü nedeniyle meydana gelen oturmalar (alansal oturmalar), X_2 : Aşırı kuraklık nedeniyle meydana gelen yeraltı su seviyesindeki düşümler].

Figure 13. The values of settlements and changes of the groundwater levels according to the years [X_1 : Settlements (subsidence) occurred due to the decrease of the groundwater level. X_2 : The decrease of the groundwater level due to over drought].

YERALTI SU SEVİYESİ DÜŞÜMLERİNE BAĞLI OLARAK GELİŞEN GERİLME ARTIŞLARI

Sarıgöl yerleşim alanında 3 - 4 katı geçen bina sayısı son derece sınırlıdır. Yapılardan zemine aktarılan düşey uniform yüklerin ortalama olarak $q_v = 75$ kPa mertebesinde olduğu tahmin edilmiştir ($q_v = 0,75$ kg/cm²). Bu yükler

temel genişlikleri ile orantılı olan alanlarda zemine aktarıldığından, derinlerdeki zemin tabakalarında belli bir gerilme artışı oluşturmalarına rağmen bir konsolidasyona neden olmazlar. Zeminlerin oturmasına neden olan esas etkenler, ya zemin tabakalarındaki yeraltı su seviyesinin ya da bölgede derin bir akiferin piezometrik su seviyesinin düşmesidir (Şekil 13).



Şekil 14. Yeraltı su seviyesinin düşümüne bağlı olarak meydana gelen gerilme artışları.

Figure 14. Stress increments due to the decrease of the groundwater level.

Zeminin herhangi bir noktasındaki toplam gerilme, buraya etkiyen suyun piezometrik su basıncı kadar eksik gerçekleşir. Bu durumda efektif gerilmeler etkili olur ($s' = s - u$). Su seviyesinin bir şekilde düşürülmesi ile efektif

gerilmeler toplam gerilmelere yaklaşarak büyür. Zemin tabakalarının ağırlığının artmasına bağlı olarak efektif birim hacim ağırlığı (γ') söz konusudur. Oluşan ek yük, zeminlerin konsolidasyon sürecini hızlandırır. Buna göre:

Su seviyesi 15'inci metrede ise (5 metre düşüm);

$$s_A = 17.1 * 10 + (18.1 - 10) * 5 = 171 + 40.5 = 211.5 \text{ kPa (Şekil 13 ve 14).}$$

$$s_{A1} = 211.5 + 75 = 286.5 \text{ kPa (Su seviyesi 10 metredeyken } A_1 \text{ seviyesindeki gerilme artışı)}$$

$$Ds_{A1} = 286.5 - 171 = \underline{115.5 \text{ kPa}} \text{ (} A_1 \text{ noktasındaki gerilme artışı)}$$

$$s_{A0} = 17.1 * 10 = 171 \text{ kN/m}^2 = \underline{171 \text{ kPa}} \text{ (Şekil 13 ve 14).}$$

$$s_{A2} = 17.1 * 10 + (18.1 - 10) * 5 + 4 * (18 - 10) + (18.2 - 10) * 1$$

$$= 171 + 40.5 + 32 + 8.2 = 251.7 \text{ kPa (Su seviyesi 10 metredeyken } A_2 \text{ noktasındaki gerilme)}$$

Su seviyesi A_2 noktasının altına inmiş olması durumunda;

$$s_{A1} = 17.1 * 15 + 17.2 * 4 + 17.1 * 1 = 256.5 + 68.8 + 17.1 = 342.4 \text{ kPa}$$

$$s_{A1} = 342.4 + 75 = 417.4 \text{ kPa (Şekil 13 ve 14)}$$

$$Ds_{A2} = 417.4 - 251.7 = \underline{165.7 \text{ kPa}} \text{ (} A_2 \text{ noktasındaki gerilme artışı)}$$

$$s_{A3} = 251.7 + (18.1 - 10) * 5 = 251.7 + 40.5 = 292.2 \text{ kPa (Su seviyesi 10 metredeyken } A_3 \text{ noktasındaki gerilme).}$$

Su seviyesi A_2 noktasının altına inmiş olması durumunda;

$$s_{A3} = 342.4 + 18.2 * 5 = 436.6 + 75 = 511.6 \text{ kPa (Şekil 13 ve 14)}$$

$$Ds_{A2} = 511.6 - 292.2 = \underline{219.4 \text{ kPa}} \text{ (} A_3 \text{ noktasındaki gerilme artışı)}$$

$$s_{A3} = 292.2 + (18 - 10) * 5 = 332.2 \text{ kPa}$$

Su seviyesi A_3 noktasının altına inmiş olması durumunda;

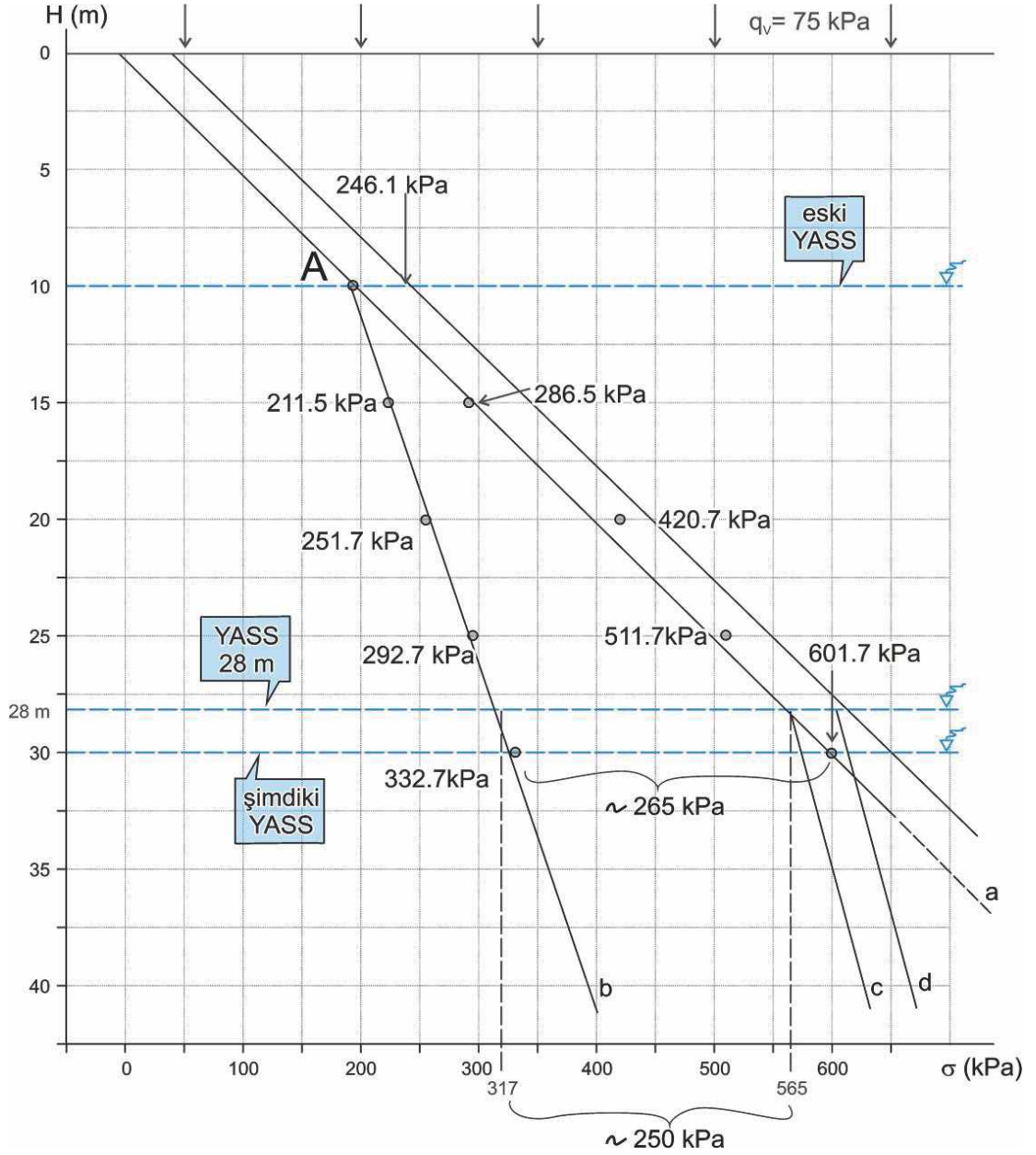
$$s_{A3} = 436.6 + 18 * 5 = 526.6 + 75 = 601.6 \text{ kPa (Şekil 13 ve 14)}$$

$$Ds_{A3} = 601.6 - 332.2 = \underline{269.4 \text{ kPa}} \text{ olarak elde edilir (} A_4 \text{ noktasındaki gerilme artışı).}$$

Toplam gerilmeler, tabakaların kendi ağırlıklarından kaynaklanan, yeraltısuyunun yüzdürücü etkisinin yok varsayıldığı gerilme durumu olarak tanımlanabilir (Şekil 15). Toplam gerilmeler a-çizgisiyle temsil edilirken, b-çizgisi yeraltı su seviyesi (yüzdürücü) 10 metredeyken oluşan aktif gerilmeleri, c- çizgisi 2011-Ocak ayı itibariyle yeraltı su seviyesi 28 metredeyken oluşan aktif gerilmeleri, d-çizgisi üst yapıdan kaynaklanan 75 kPa'lık bir ek yükün sonucunda oluşan son durumu gösterir (Şekil 15). Su seviyesinin 10 ve 30 m seviyelerinde olması durumunda 265 kPa'lık gerilme artışı meydana gelmektedir (Şekil 15).

Piezometrik düzeydeki 20 m'lik düşümlerin oluşturacağı 265 kPa mertebesindeki gerilmeler, yaklaşık olarak 18 - 19 katlı bir yapının zemine

aktaracağı yüklere eşdeğerdir. Bu boyuttaki gerilmelerin de, tüm alanda sıkışabilir zemin kesitinde etkili olacağı açıktır. Sarıgöl esnaf çarşısı ve Yukarı Koçaklılar Caddesi üzerinde yer alan iş yerlerine ait kaldırımlarda yapılan güncel ölçümlerde, düşey yer değiştirme miktarı 1.00 - 1.25 m olarak belirlenmiştir. 2000 yılındaki yer değiştirme miktarının 40 cm olarak kabul edilmesi durumunda; 60 - 85 cm'lik ilave oturmaların [100-40 = 60 cm ve/veya 125-40 = 85 cm] son 10 yıllık süre içinde (2001-2010 yılları arasında) olduğu ortaya çıkmaktadır (Şekil 14). 2000 yılından itibaren aşırı su çekimi, yıllık sıcaklıkların önceki dönemlere göre artması (2004-2008 yılları arasında yıllık yağış miktarı çok düşük gerçekleşmiştir) ve yeraltı su seviyesindeki ani düşümler zemin tabakalarının ağırlıklarının artmasına neden olmuştur.



Şekil 15. Konsolidasyona neden olan farklı derinliklerdeki etkili gerilme artışları: (a) Toplam gerilmeler, (b ve c) Efektif gerilmeler.

Figure 15. Effective stress increments at different depths causing consolidation: (a) Total stresses, (b and c) Effective stresses.

Sarıgöl Fayı'nın Düşen Bloğu Üzerinde Yeraltı su Seviyesi Düşümlerine Bağlı Gelişen Alansal Oturmalar

Zemin tabakalarının ağırlıklarındaki artışlar, 2010 yılı itibariyle (Yeraltı su Seviyesi (YASS): 30 m) 265 kPa'ya ($\Delta\sigma = 2-4 \text{ kg/cm}^2$ aralığında) erişmiştir (Şekil 15). Ağırlık artışları zeminde gerilme artışlarına neden olmakta ve bunun sonucunda oturmalar meydana gelmektedir. I ve II numaralı plastik kil zonları (CH) sıkışabilir zemin özelliğinde olduklarından, bu seviyeler su seviyesi düşümlerine koştut olarak konsolidasyona uğramışlardır. Konsolidasyon deneyi sonucunda, hacimsel sıkışma sayısı $m_v = 0.0189 \text{ cm}^2/\text{kg}$ ve konsolidasyon katsayısı ise $c_v = 0.305 \text{ cm}^2/\text{dak}$ olarak belirlenmiştir. Konsolidasyon katsayısı ve hacimsel sıkışma sayısı değerleri dikkate alındığında; killer "orta sıkışabilirlikte" ($0.02 \text{ cm}^2/\text{kg} < m_v < 0.005 \text{ cm}^2/\text{kg}$) kohezyonlu zemin olarak sınıflandırılmıştır. CH-I: 4.0 m ve CH-II: 5 m olduğundan, toplam sıkışabilir kil tabakası kalınlığı 9.0 m olarak elde edilir. Gerilme artışı $\Delta\sigma = 265 \text{ kPa}$ için toplam oturma miktarı Eşitlik 1 gereğince 45 cm olarak hesaplanmıştır.

$$\Delta H_c = H_o \times m_v \times \Delta\sigma \quad (3)$$

$$\Delta H_c = 900 * 0.0189 * 2.65$$

$$\Delta H_c = 45 \text{ cm}$$

Boyutsuz zaman faktörü " T_v " aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$T_v = \frac{c_v \times t}{H_{dr}^2} \quad (4)$$

Burada, c_v : konsolidasyon katsayısı, t : başlangıçtan itibaren geçen zaman (sn, dak...vs), H_{dr} : drenaj yolu uzunluğudur (cm). Drenaj yolu

uzunluğu (H_{dr}), kil tabakasının her iki tarafının belirli bir geçirimsizliğe sahip olduğu varsayıldığından, hesaplamalarda " $H/2$ " olarak alınmıştır. Nihai konsolidasyon oturmasına karşılık gelen zaman da Eşitlik 3'ten hesaplanmıştır.

$$t_{90} = \frac{T_{v_{90}}}{c_v} \times H_{dr}^2 \quad (5)$$

burada, $T_{v_{90}} = 0.848$ olarak, farklı konsolidasyon yüzdelerine karşılık gelen " $T_v - \text{Zaman}$ " faktörleri tablosundan (Aytekin, 2000) elde edilmiştir. Böylece, Eşitlik 5'ten

$$t_{90} = \frac{0.848 * 450^2}{0.305} = 563016.4 \text{ dakika}$$

elde edilir. Bu değer, yaklaşık 391 güne (13 aya) karşılık gelmektedir. Yeraltı su seviyesi 30 metreye düştükten sonraki 13 aylık dönemin sonunda, oturmaların % 90'ının tamamlanmış olduğu ortaya çıkmaktadır.

FAY CEBİ OLUŞUMU VE ÖNEMİ

SK-24'te, 9. metrenin altında kesilen CH-türü killer, SK-11'de 11.5 metreden sonra yer almaktadır (Şekil 13). Bu zon, fay önünde geçirimsiz bir perde görevi yapmakta ve aşırı yağışlar sonrasında üzerinde yer alan zemin katmanlarını suya doymun halde tutabilmektedir. Yüzeyden itibaren, özellikle ilk 5.5 m'lik zonun suya doymun koşullarda meydana getirebileceği mühendislik problemi, yüksek penetrasyon direncine sahip sıkı kumlarda ($D_r = \%52$) su nedeniyle oluşan boşluk suyunun daneler arasında meydana getireceği gevşemeye bağlı borulanmadır (piping). Suya doymun koşullarda, suyun etkisiyle gevşek zemin özelliğine geçen bu zon, SK-11 ile SK-12 arasındaki şerit boyunca (Şekil 13) yüzey deformasyonları oluşturabilecek niteliktedir. Suya doymun hale gelmiş kumlu zonda, karbonat içeriği yüksek zemin

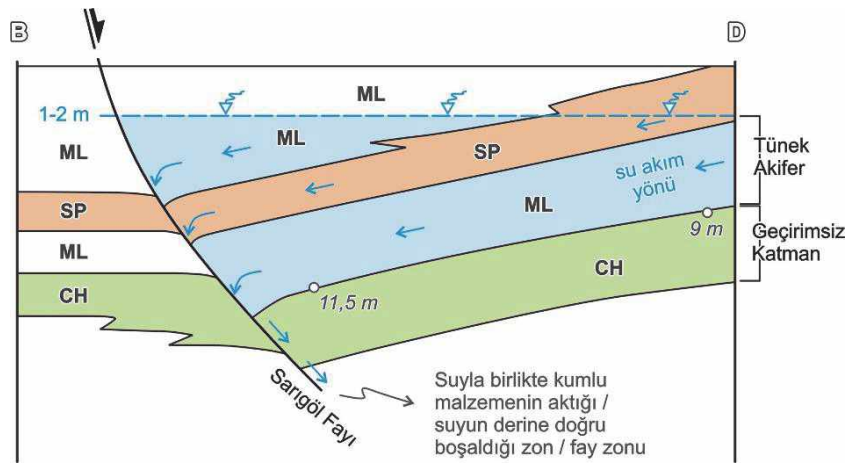
kesitlerinde, erimeye bağlı olarak boşluk oluşumları da gözlenebilecektir.

Fay yüzeyi ile birlikte SK-24'te 9. metrenin altında yeralan CH-plastik kil zonu (I numaralı kil zonu) yandan ve alttan geçirimsiz bir cep oluşturmaktadır (Şekil 16). Zemin katmanlarının eğim yönlerinin fayın aynasına doğru olması, bu cepte suyun birikmesini olanaklı hale getirmektedir. Zemin katmanlarının Şekil 16'daki gibi yerleşimi, özellikle yoğun yağışlar sonrasında yüzeyden itibaren 9 – 10 m kalınlığındaki siltli-kumlu zonu "tünek akifer" şekline dönüştürmektedir. Yoğun yağışlar sırasında zemin belli bir doygunluğa erişmekte, kurak mevsimlerde ise doğal su içeriğinde kalmaktadır. Zemin, suyunu Sarıgöl Fayı'nın iç bükey yüzeyi boyunca kil tabakasının altına boşaltmaktadır. Suyun boşalabileceği tek nokta fay aynası ile kil tabakası arasındaki faylanma etkisi ile oluşmuş örselenmiş zondur (Şekil 16). Yoğun yağışların olduğu dönemlerde, fayın düşen bloğu üzerindeki 3 - 4 noktada oluşan ve derinlikleri 2 – 3 metreyi bulan düşey çukurlar,

suya doymun koşullardaki kumlu zemin tabakasının borulanması sonucu fayın kayma yüzeyi boyunca akmasıyla oluşmaktadır.

Sarıgöl Fayı boyunca, özellikle fayın düşen bloğu üzerinde deformasyonların daha yoğun olarak gözlenmesinin nedenlerinden biri de, yukarıda bahsedilen "cep oluşumunun" gerçekleşmesidir. Zemin katmanlarının faya doğru eğim kazanması ve bu zona doğru eğilerek deforme olması faylanmanın etkisiyledir. Bu nedenle, cep oluşumuna bu çalışmada "fay cebi" adı verilmiştir.

Şekil 16'da, fay cebinde olduğu düşünülen tünek akifer ve yeraltısuyu akım yönleri gösterilmiştir. Zemin tabakalarının eğim yönünden dolayı, suyun hareket yönünün fay aynasına doğru olması ve tünek akiferde biriken suyun konik fay yüzeyi boyunca geçirimsiz kil tabakasının altına doğru ilerlemesi de oluşturulan jeolojik modelde görülmektedir.



Şekil 16. Fay cebinde oluşan tünek akifer ve jeolojik modeli (ölçeksiz).

Figure 16. Perched aquifer formed in the fault pocket and its geological model (not to scale).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışmada, karotlu zemin sondajlarından elde edilen veriler doğrultusunda, Sarıgöl Fayı listrik normal fay olarak tanımlanmıştır. Sarıgöl – Alaşehir hattında pek çok noktada listrik fay oluşumu gözlenebilmektedir. Önceden de Alaşehir yöresindeki faylar için listrik normal fay tanımı yapılmıştır (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Temiz vd. 1998). Bu çalışmada, diğer araştırmacıların öngördüğünden farklı olarak, Sarıgöl Fayı'nın kayma yüzeyi boyunca, fayın eğim yönünde zemin katmanlarının uçlarının döndüğü belirlenmiştir. Fay üzerindeki mikro deprem aktivitesi ($M_w < 4.0$), fay düzlemi üzerinde santimetre mertebesinde hareketin devam ettiğinin göstergesidir.

2010 yılında Sarıgöl Fayı boyunca oluşan deformasyon yapıları üzerinde ölçülen toplam yer değiştirme miktarı 1.00 – 1.25 metredir. 10 yıllık dönemde, belediyenin su kuyularında yapılan ölçümlerde, yeraltı su seviyesinin 10 metreden 30 metreye düştüğü belirlenmiştir. Yeraltı su seviyesinin düşümüne bağlı olarak zemin tabakalarının ağırlıkları artmıştır. 20 metreye ulaşan düşümler, efektif gerilmelerde 265 kPa'ya varan önemli artışlar meydana getirmiştir. Bu ağırlık artışları, iki farklı derinlikte yer alan sıkışabilir zemin katmanlarının aşırı konsolidasyonuna neden olmuş ve toplam 45 cm'ye varan oturmalar meydana gelmiştir. 2000 yılı öncesinde Sarıgöl fayı boyunca meydana gelen 20 – 45 cm'lik yer değiştirmeler de dikkate alındığında, toplam oturma miktarının en fazla 90 cm (45 cm + 45 cm) mertebesinde gerçekleşmesi gerekirdi. 2010 yılında ölçülen oturma miktarı bu değerden 10 – 35 cm (ortalama 22.5 cm) daha fazladır. Beklenenden fazla olarak, ilave 22.5 cm'lik

oturmaların nedeninin; olasılıkla, sismik aktiviteye bağlı olarak Sarıgöl Fayı boyunca meydana gelen, fayın eğiminin ve eğri (konveks) kayma yüzeyinin kontrol ettiği yer değiştirmeler olduğu düşünülebilir. Bu durumun belgelenebilmesi için fay zonu boyunca farklı bloklarda gelişen deformasyonların hassas ölçüm yapabilen aletlerle izlenmesi gerekmektedir.

2000 - 2010 yılları arasında, Sarıgöl ve yöresinde meydana gelen depremlerin sayısı 285'tir. Bunların tamamı $M_w < 4.0$ büyüklüğündeki küçük depremlerdir. Fayın düşen bloğu üzerinde yer alan yaklaşık 30 m kalınlığındaki zemin tabakalarının ağırlıklarının yeraltı su seviyesinin 20 m düşümüne bağlı olarak 265 kPa mertebesinde bir gerilme artışı (1 metrede yaklaşık 1 ton/m²) oluşturması, fay yüzeyi boyunca kayan bloğun rotasyonel hareketini kolaylaştırabileceğini de düşündürmektedir.

Yeraltı su seviyesindeki düşümler nedeniyle, yeni yeraltı su seviyeleri, alanın önemli bir kesiminde, sıkışabilir zemin tabakasının altına inmiş durumdadır. Bu koşulda da efektif gerilmeler toplam gerilmelere yaklaştığından, konsolidasyona neden olan yüklerin artma olasılığı oldukça azalmıştır. Ancak, bu yaklaşım üstte yer alan sıkışabilirliği yüksek (30 m'lik zon içerisinde yer alan kil seviyeleri) zemin tabakaları için geçerlidir. t_{90} değeri 391 gün ve/veya 13 ay olarak hesaplanmıştır. Yeraltı su seviyesi 30 metreye düştükten sonraki 13 aylık dönemin sonunda, konsolidasyon oturmalarının % 90'ının tamamlanmış olduğu sonucuna varılmıştır. Su seviyesi düşümlerine bağlı olarak zemin kesitinde herhangi bir konsolidasyon oturmasının gerçekleşmeyeceği ve oturmaların, Şubat 2011 itibarıyla tamamlandığı ortaya çıkmaktadır. Grabenin en derin olduğu ve zemin kesiti kalınlığının 40 metreye ulaştığı yer, Sarıgöl ve

Tırazlar fayları arasında, Tırazlar Köyü'ne yakın olan bölgedir. Diğer taraftan, Sarıgöl Fayı'nın düşen bloğuna yakın kesimlerde zemin kesitinin kalınlığı, taban topoğrafyasının eğimine bağlı olarak 33 – 34 m seviyelerindedir (Şekil 1). Su seviyesi düzeyinin daha da düşmesi, altta yer alan 3 – 4 m kalınlığındaki zonda, varsa, sıkışmış kil tabakalarında efektif gerilme artışlarına bağlı kayda değer konsolidasyon oturmaları meydana getirmeyecektir. Derinlere gidildikçe hem jeolojik örtü kalınlığı artmakta hem de Asartepe formasyonu'na ait sert çakıltaşı katmanlarına yaklaşılmaktadır. Bu duruma bağlı olarak, Asartepe formasyonu ile zemin kesitinin tabanı arasında bir killi zemin ara seviyesi varsa da, bu seviye zaten sıkışmasını çok önceden tamamlamış olmalıdır.

Grabenin en derin noktasında (Tırazlar Köyü'ne yakın kesimlerde), 40 m kalınlığındaki alüvyon zemin kesiti içerisindeki son 10 m'lik kesimde (30. ve 40. metreler arası) ara düzey şeklinde sıkışabilir zemin seviyesinin yer alması nedeniyle, muhtemel kil tabakasının kalınlığına bağlı olarak çok düşük mertebelerde (< 20 cm) oturmalar gerçekleşebilir. Sarıgöl yerleşim alanının düşük mertebelerdeki bu oturmalardan etkileneceği düşünülmektedir.

Sarıgöl Fayı'nın yükselen bloğunda yeraltı su seviyesi düşümlerine bağlı olarak kayda değer konsolidasyon oturmaları gerçekleşmemiştir. Fayın yükselen bloğunda yer alan SK-19 sondajında CH-I kil katmanı (4 m) kesilmemiştir. Sondajda sadece katı kil özelliğindeki CH-II kil katmanı kesilmiştir. Ayrıca, Emcelli ve Sarıgöl fayları arasındaki zemin kesiti, Sarıgöl ilçe merkezinde yer alan zemin kesitine göre daha incedir. Zemin yüzeyinden itibaren CH-II kil katmanına SK-19'da 23. metrede girilmiştir. Bu nedenle, yeraltı su seviyesinin 10 metreden 23 metreye düşmesi ağırlık artışlarına neden olmuş fakat, derinlik boyunca kil katmanı olmaması nedeniyle herhangi bir sıkışma gerçekleşmemiştir. SPT-N'₃₀ değerlerinin 14 - 15

ve tek eksenli sıkışma dayanımının 1.0 kg/cm² olması nedeniyle CH-II kilinin kıvamı katıserttir. Bu nedenle, az sıkışabilir kil özelliği göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Sarıgöl Belediyesi'nin sağladığı maddi katkılarla gerçekleştirilmiştir. Yazarlar, arazi çalışmaları sırasında sağladığı olanaklar nedeniyle Sarıgöl Belediye Başkanlığı'na teşekkür eder.

KAYNAKLAR

- Arpat, E., Bingöl, E., 1970. Ege Bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler. Maden Tetkik ve Arama Estitüsü Dergisi, 73, 1-9.
- ASTM D 2435-96, 2003. Standart test method for one-dimensional consolidation properties of soils. Annual Book of ASTM Standards: 04.08, West Conshocken, 238-247.
- Aytekin, M., 2000. Deneysel Zemin Mekaniği. Akademi Yayınevi, Trabzon, 264 s.
- Bowles, J. E., 1998. Foundation Analysis and Design (2nd edition). McGraw-Hill, New York, 1175 p.
- Koca, M. Y., Kıncal, C., 2001. The geotechnical properties of the Sarıgöl province (Manisa, Turkey). 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Isparta, Turkey, 21-25 May, Proceedings, 463-480. <http://www.koeri.boun.edu.tr/> Kandilli Deprem Araştırma ve Gözlem Enstitüsü (KOERI), 2011. Boğaziçi Üniversitesi, Elektronik belge.
- Koca, M. Y., Sözbilir, H., Özer, S. ve Kıncal, C., 2000. Manisa ili Sarıgöl ilçesi yerleşim alanına ait jeolojik etüt raporu. Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Araştırma Raporu.

- Sarıgöl Gazetesi, 2010. Aylık bağımsız gazete. Sarıgöl, 154-155, s. 9.
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C., 1991. Late Cenozoic crustal extension basin formation in West Turkey. Geological Magazine, 128, 155-166.
- Temiz, H., Gürsoy, H., Tatar, O., 1998. Kinematic of late Pliocene-Quaternary normal faulting in the southeastern end of the Gediz Graben, Western Anatolia, Turkey. International Geology Review, 40, 638-646.
- Tokimatsu, K., 1988. Penetration test for dynamic problems. Penetration Testing. ISOPT-1, De Ruyter (Ed.), Balkema, Rotterdam, 117-136.
- Wroth, C. P., Wood, D. M., 1978. The correlation of index properties with some basic engineering properties of soils. Canadian Geotechnical Journal, 15 (2), 137-145.

23 Ekim 2011 Tabanlı-Van Depreminin Sismik Jeomorfolojisi ve Doğu Anadolu'daki Aktif Tektonik Yapılarla Olan İlişkisi

Seismic Geomorphology of October 23, 2011 Tabanlı-Van Earthquake and Its Relation to Active Tectonics of East Anatolia

Çağlar ÖZKAYMAK¹, Hasan SÖZBİLİR¹, Erdin BOZKURT², Kadir DİRİK³, Tamer TOPAL², Hüseyin ALAN⁴, Dündar ÇAĞLAN⁴

¹*Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Buca, İZMİR*

²*Ortadoğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, ANKARA*

³*Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, ANKARA*

⁴*TMMOB, Jeoloji Mühendisleri Odası, Kocatepe, ANKARA*

Geliş (received) : 30 Aralık (December) 2011

Düzeltilme (revised) : 11 Ocak (January) 2012

Kabul (accepted) : 12 Ocak (January) 2012

ÖZ

Bu çalışma, 23 Ekim 2011 tarihinde meydana gelen Tabanlı-Van ($M = 7.2$) depreminin bölgenin aktif tektoniği içerisindeki konumunu açıklamayı amaçlamaktadır. Bu bağlamda Tabanlı-Van depreminden sonra arazi çalışmaları yapılmış, depremle ilişkili deformasyon yapıları incelenmiş ve arazi gözlemlerinden elde edilen veriler ile Van ili ve çevresiyle ilgili olarak daha önce yapılmış aktif tektonik çalışmaları karşılaştırılarak değerlendirilmeye gidilmiştir. Deprem sırasında veya hemen sonrasında yeryüzünde/yeryüzüne yakın kesimlerde meydana gelen deformasyonlar (sismik jeomorfolojik belirteçler) iki ana sınıfta toplanmıştır: (1) tektonik gerilmelere bağlı sismotektonik yüzey deformasyonları ve (2) sismik sarsılma ve yerçekimiyle ilgili sismogravitasyonel yüzey deformasyonları. Sismotektonik yüzey deformasyonları, Van Gölü ile Erçek Gölü arasında 10 km genişliğindeki kuşak boyunca gözlenir. Bu yapılar, genel uzanımları $K50-70^{\circ}D$ olan senklinal ve antiklinal geometrili çöküntü ve sırtlar şeklindedir ve genellikle Bardakçı ile Topaktaş köyleri arasındaki asfalt yollarda gelişmiştir. Sismogravitasyonel yüzey deformasyonları yanal yayılma, oturma ve kütle hareketleri şeklinde gelişmiştir. Bu yapılar, Van Gölü doğu kenarı boyunca yüzlek veren eski Van Gölü çökelleri ve güncel alüvyonlarda yaygın olarak gelişmiştir. Tabanlı-Van depremi nedeniyle gelişen sismotektonik yüzey deformasyonlarının yanısıra, deformasyon kuşağı içerisinde ters faylanmalar da gözlenmiştir. Bu lokasyonlarda Üst Pliyosen-Pleyistosen birimleri $K50-70^{\circ}D$ doğrultulu ve $45-50^{\circ}$ kuzeybatıya eğimli sol yanal bileşenli ters faylarla kesilip ötelenmektedir. Benzer aktif fay hatları önceki çalışmalarda (Özkaymak, 2003), Van il merkezinin kuzeyinde yer alan Beyüzümü köyü kuzeyinde, Yüzüncü Yıl Üniversitesi Zeve Kampüsü girişinde ve Aşit köyü güneyinde haritalanmıştır. Birbirinden bağımsız olarak haritalanan bu fay segmentleri birlikte

değerlendirildiğinde, Çitören ile Beyüzümü köyleri arasında, yaklaşık 10 km genişliğinde, ortalama K50-70°D doğrultulu ve 47° kuzeybatıya eğimli, birbirine paralel en az beş fay segmenti içeren aktif bir bindirme zonunun varlığı ortaya çıkar. Söz konusu fayların kinematik verileri 23 Ekim 2011 Tabanlı-Van depremini oluşturan ters fayın odak mekanizma çözümüyle uyumludur. Dolayısıyla, Pleyistosen-Holosen birimlerini kesen fay zonunun, 23 ekim Tabanlı-Van depreminde yeniden aktif hale geçerek yeni fay kolları oluşturduğu anlaşılmaktadır. Deprem sırasında oluşan fay koluna ait sıkışma kökenli yüzey deformasyonlarının belirgin bir yüzey kırığı oluşturacak şekilde gelişmemiş olması, yeni oluşan fayın geometrisi nedeniyle henüz yüzeye ulaşmadığı ve dolayısıyla gömülü fay niteliği taşıdığını göstermektedir. Jeolojik haritalama ve kinematik analiz verilerine göre, KKB-GGD eksenli sıkışma kuvvetleri etkisinde şekil değiştiren bölge; Tabanlı-Van depremini oluşturan DKD-BGB doğrultulu bindirme fay zonunun yanı sıra, KD-GB uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı faylar, KB-GD uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı faylar ve yaklaşık K-G doğrultulu normal faylarla simgelenen aktif tektonik bir yapıya sahiptir. Van ilinin deprenselliği söz konusu aktif fay mekanizması içinde değerlendirilmelidir.

Anahtar Kelimeler: Aktif tektonik, Doğu Anadolu, Gömülü bindirme, Sismik jeomorfoloji, Tabanlı-Van depremi.

ABSTRACT

This study aims to explore the origin and location of the October 23, 2011 Tabanlı-Van earthquake within active tectonic framework of Van city and its surroundings. Field-based studies have been done just after the Tabanlı-Van earthquake, and then geometry and type of observed deformational structures were evaluated and integrated with the results of previous active tectonic studies in the region. The observed structures can, based on seismic geomorphological indicators, be grouped into two main categories: (1) seismotectonic landforms related to tectonic stress, and (2) seismogravitational landforms related to seismic shaking and earth's gravity. Seismotectonic landforms are common within a 10-km-long deformation zone located between Van Lake and Erçek Lake. These occurs as N50-70°E trending synclines and anticlines, most commonly in the area between Bardakçı and Topaktaş villages. Seismogravitational landforms are common in water-saturated sediments of Lake Van, particularly along its eastern margin; they are mostly liquefaction-induced features and are expressed in the form of lateral spreading, ground subsidence, and mass movement. Reverse fault planes deforming and displacing Upper Pliocene-Pleistocene sediments form the other group of common structures in the region. They trend in N50-70°E direction and dip at 45-50° to the north; they are oblique structures with sinistral strike-slip components. Similar active faults were mapped by Özkaymak (2003) at three locations to the north of Van city center: north of Beyüzümü village, near the main gate of the Yüzüncü Yıl University Zeve Campus and southern part of the Aşit village. Evaluation of previously mapped fault segments and recent observations in the deformation zone are consistent with an approximately 10 km wide active thrust fault zone that comprises, at least, five N50-70°E striking and north-dipping (ca. 47°) fault segments. Kinematics of these faults is consistent with fault plane solutions of 23 October, 2011 Tabanlı-Van earthquake. We suggest that newly formed and/or reactivated fault segments in this fault zone were the source of the 23 October, 2011 Tabanlı-Van earthquake. The absence of surface rupture(s) is attributed to the geometry of a blind thrust. According to geological mapping and kinematic analyses, the active tectonics of the region

is the manifestation of, in addition to ENE-WSW-striking thrust faulting, NNW-SSE-directed compression as expressed by NE-SW-trending sinistral strike-slip faulting, NW-SE-trending dextral strike-slip faulting and N-S-trending normal faulting.

Key Words: *Active tectonics, East Anatolia, Blind thrust, Seismic geomorphology, Tabanlı-Van earthquake.*

GİRİŞ

23 Ekim 2011 günü saat 13.41’de dış merkezi Van il merkezi ile Van Gölü’nün doğu kıyısı arasında olan (Tabanlı Köyü) 7.2 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Bu depremin artçı sarsıntıları sürerken 09 Kasım 2011 saat 21.23’te dış merkezi Edremit ilçesi olan 5.6 büyüklüğünde bir deprem daha meydana gelmiştir. Her iki deprem sonucunda 644 kişi hayatını kaybetmiş, 17.005 bina yıkılmış-ağır hasar görmüştür (AFAD, 2011). Ulusal-uluslararası sismoloji istasyonlarına göre Tabanlı-Van depremi, 70 km uzunluğundaki K70D/35° KB konumlu ters-bindirme fayı üzerinde yaklaşık 16 km derinlikte 2 metrelik bir yerdeğiştirme nedeniyle oluşan kırılma sonucu gelişmiştir. Bu çalışmada, 2011 Tabanlı-Van depreminden sonra yapılan arazi çalışmaları ışığında, depremde oluşan deformasyon yapıları tanıtılarak sınıflandırılacak ve bu yapıların bölgenin aktif tektoniği içindeki konumu tartışılacaktır.

VAN GÖLÜ VE ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

Van Gölü Havzası’nda Paleozoyik-Güncel zaman aralığında oluşmuş kaya toplulukları ve alüvyonlar yüzlek vermektedir. Genel olarak havzanın güneyinde Bitlis Masifi’ne ait metamorfik kayalar, batısı ve kuzeyinde genç Nemrut ve Süphan volkanlarının ürünleri olan volkanik ve volkanoklastik kayalar, havzanın doğusunda ise Yüksekova Karmaşığı’na ait

volkanik kayalar ve ofiyolit bileşenleri, Tersiyer yaşlı denizel ve karasal kırıntılar ile genç-güncel akarsu ve gölsel kırıntılar ile karbonatlar yüzulemektedir (Şekil 1a). Van Gölü’nü güneyden sınırlayan Bitlis Masifi (Ketin, 1947; Ternek, 1953; Göncüoğlu ve Turhan, 1984; Helvacı ve Griffin, 1984; Yılmaz vd., 1981, 1993, 1998; Ustaömer vd., 2009; Oberhänsli vd., 2010) yaklaşık D-B doğrultulu ana bindirme fayı boyunca gölün doğusunda çok geniş bir alanda yüzeylenen Üst Kretase-Paleosen Yüksekova Karmaşığı’na ait ofiyolitik melanj (Aksoy, 1988; Acarlar vd., 1991; Yılmaz vd., 1993; Parlak vd., 2000, 2001) birimleri tarafından üstlenir. Bölgede yüzeyleyen Paleosen-Orta Miyosen yaşlı denizel kaya birimleri Neotetis okyanusu güney kolunun son ürünlerini oluşturur. Bu kaya toplulukları Geç Miyosen-Holosen yaşlı karasal birimler tarafından açısız diskordansla örtülmektedir.

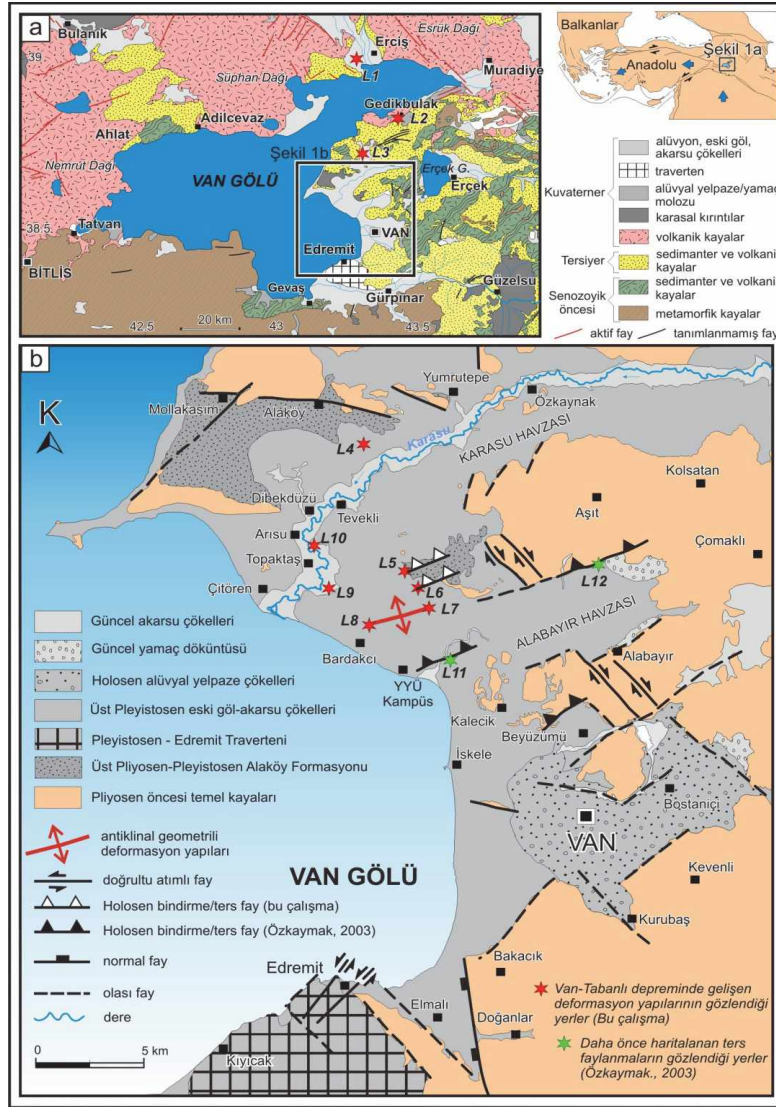
Doğu Anadolu’da kıta-kıta çarpışmasına ilişkin sıkışma tektoniğine bağlı olarak gelişen volkanik aktivite Geç Miyosen döneminde başlamış ve tarihsel süreç içerisinde neredeyse hiç kesilmeden günümüze kadar sürmüştür (Güner, 1984; Yılmaz, 1990; Aydar vd., 2003; Karaoğlu vd., 2005; Ersoy vd., 2006; Özdemir vd., 2006, 2011). Tatvan’dan başlayarak KD’ya doğru Ahlat, Adilcevaz, Erciş ve Muradiye hattı boyunca yer alan Nemrut, Süphan, Tendürek ve Ağrı Dağları gerek kendi içinde gerekse mekansal olarak ardalanan farklı volkanik ve volkanoklastik ürünler vermişlerdir.

Van Gölü'ndeki su seviyesinin son buzul dönemi sonrası (Geç Pleyistosen) yükselimi ve çekilmesi süreci ile bu sürenin hemen öncesinde ve sonrasında oluşan çökeller, Üst Pleyistosen oluşukları kapsamında değerlendirilir. Bunlar eski göl-akarsu çökelleri ve eski yelpaze çökelleridir. Üst Pleyistosen oluşukları daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örter (Özkaymak, 2003). Pomza arakatlı göl çökelleri, marn, kumtaşı ve kiltası ardalanmasından, akarsu çökelleri ise pekişmemiş kumlu-çakıllı ve killi-siltli düzeylerden oluşur. Kumlu-çakıllı düzeyler ve taşkın ovası çökelleri Alabayır (Everek, Bizinok) düzlüğünde ve Van-Edremit arasındaki bölgede gözlenir (Şekil 1b). Bunlar eski kıyı ve eski göl tabanı çökelleri ile bunlara karışan akarsu çökellerini içerir. Van Gölü'ndeki su seviyesi yükseldiğinde gölsel birimler çökelmiş; su seviyesinin düşmesiyle açığa çıkan alanlarda ise akarsu çökelleri göl çökellerinin üzerine birikmişlerdir. Göl seviyesindeki yükselme ve düşmenin tekrarlanmasına bağlı olarak göl ve akarsu çökelleri iç içe gelişmişlerdir (Özkaymak, 2003).

Holosen çökelleri, yamaç döküntüsü, yelpaze çökelleri, göl ve akarsu çökellerini kapsar. Göl-akarsu çökelleri Van Gölü çevresinde düşük eğimli veya yataya yakın konumlu, az pekişmiş veya pekişmemiş çakıl, kum, kil, volkanik tuf ve pomza arakatlı gölsel çökellerdir. Bu çökeller delta, fan delta ve çoğunlukla göl kıyı ortamını temsil eden tortul oluşuklarını kapsar. Bu birimler göl kenarından karaya doğru akarsu ortamı çökelleriyle geçişlidir (Özkaymak, 2003).

BÖLGENİN SİSMOTEKTONİK YAPISI

Doğu Anadolu'da, neotektonik rejim başlangıcının günümüzden yaklaşık 10-14 milyon yıl önceki zaman aralığını kapsayan, Serravaliyen (Miyosen) katının son dönemlerinde olduğu ileri sürülmektedir (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1983; Dewey vd., 1986; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Yılmaz vd., 1987; Koçyiğit vd., 2001). Bu araştırmalarda, Doğu Anadolu'daki neotektonik rejimin, yaklaşık 12 milyon yıl önce Avrasya ile Arap plakalarının çarpışması sonucu Neotetis okyanus tabanının tamamen yok olması ile geliştiği anlatılmaktadır. Bilindiği gibi, kıta-kıta çarpışmasının olduğu bu bölgede, jeolojik bir yapı olarak Bitlis Kenet Kuşağı yer alır. Bu kuşak daha doğuda İran sınırlarına kadar uzanır. Bazı araştırmalarda, Geç Miyosen sonu ile Erken Pliyosen sonu arasındaki dönemde, sıkışma-kısalma ile temsil edilen tektonik rejimin, ancak Bitlis Kenet Kuşağı boyunca etkin olabileceğinden söz edilmektedir (Koçyiğit vd., 2001). Erken Pliyosen'in sonlarında sağ yönlü Kuzey Anadolu Fayı, sol yönlü Doğu Anadolu Fayı ve ikisi arasında daha sonra Afrika okyanusal litosferine doğru kaçmaya başlayan Anadolu Plakacığı olmak üzere başlıca üç ana yapının meydana geldiği bilinmektedir (Hempton, 1987; Koçyiğit ve Beyhan, 1998). Koçyiğit vd. (2001) daha yeni olan bu görüş doğrultusunda, sıkışmalı-daralmalı tektonik rejimin yerini, geç Pliyosen'de sıkıştırımlı-genişlemeli türdeki neotektonik rejime bıraktığını belirtmektedir. Çarpışmayı takiben gelişen yeni bir tektonik rejim ile eşzamanlı olarak magmatik aktivite de başlatmıştır. Doğu Anadolu'da neotektonik dönem boyunca, bölgesel bir yayılım gösteren Batı-Doğu doğrultulu kıvrımlar, bindirmeler ve eşlenik doğrultu-atımlı faylar etkin olmaya başlamışlar. Ayrıca, volkanların çıkışlarını denetleyen K-G yönlü açılma çatlakları da bölgede gelişmiştir.



Şekil 1. (a) Van Gölü Havzası ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (MTA, 2002'den değiştirilmiştir), (b) Van Gölü Havzası doğu kenarının genç tektonik haritası (Özkaymak, 2003; Özkaymak vd. 2004a, b'den sadeleştirilmiştir). Bardakçı köyü çevresindeki Pliyo-Kuvaterner-Holosen sedimanter istiflerinde gözlenen ters faylar ve 23 Ekim 2011 Tabanlı-Van depremi sırasında asfalt yollarda gelişmiş olan antikalinal geometri ile sıkışma yapılarının Van ve Erçek Gölleri arasında yer alan DKD-BGB uzanımlı bir zon boyunca gelişmiş olduğuna dikkat ediniz.

Figure 1. (a) Simplified geological map of the Van Gölü Basin and surrounding area (modified from MTA, 2002), (b) Active tectonic map of the eastern margin of the Van Gölü Basin (simplified from Özkaymak, 2003; Özkaymak et al., 2004a, b). Note that the reverse faults observed in Plio-Quaternary-Holocene sedimentary sequences around Bardakçı Village and compressional anticline structures formed in asphalt roads during the October 23, 2011 Tabanlı-Van earthquake are observed in a ENE-WSW trending zone between Lake Van and Erçek.

Çarpışma sonrası kıta-kıta birleşmesini takip eden bu dönemdeki etkin deformasyon, kabuk kısılması ve kalınlaşması dolayısıyla da bölgenin yükselmesine neden olmuştur (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Yılmaz vd., 1987). Bu nedenle, Doğu Anadolu-İran Platosu günümüzde 2000 metreye kadar yükselmiştir (Koçyiğit vd., 2001). Çarpışmaya bağlı olarak bölgede etkin olan K-G yönlü kısılma ile kalınlaşan kabuk, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu transform faylarının oluşmasına, sonrasında da D-B açılmalarla sıkışma tektoniğine uyum sağlamıştır (Yılmaz vd., 1987).

Arap Plakası'nın Avrasya Plakası ile çarpışarak kenet oluşturduğu, Bitlis Bindirme Kuşağı'nın hemen kuzeyinde bulunan Van Gölü Havzası, aynı zamanda Kuzey Anadolu Fayı'nın Doğu Anadolu Fayı ile kesiştiği Karlıova üçlü Eklemleri ve Zagros Fay Zonu arasında yer almaktadır. Karlıova üçlü Eklemleri ile Zagros Fay Zonu arasındaki bu ara bölgenin, davranış şekli açısından Kuzey Anadolu Fayı'nın devamı niteliğindeki Çaldıran Fayı gibi yine sağ yönlü doğrultu atımlı faylardan oluşan (Ketin, 1977) bir geçiş fay zonu içerisinde bulunması, bölgenin jeodinamiğine ayrı bir önem kazandırmaktadır (Köse ve Özkaymak, 2002). Tamamı aktif olan bu yapıların Van Gölü Havzası'nda içinde olduğu bölgede tarihsel dönemden günümüze değin önemli bir sismik hareketliliğe kaynaklık ettiği (Ergin vd., 1967; Soysal vd., 1981; Ambraseys, 1988; Guidoboni vd., 1994; Ambraseys ve Finkel 1995; Tan vd., 2008), aletsel ve tarihsel dönem deprem kataloglarında ve bazı tarihsel kayıtlarda, bölgedeki şehirlerin büyük depremlerden etkilendikleri ve büyük yıkımların gerçekleştiğine dair bilgiler vardır.

Bölgenin Depremselliği

Tarihsel dönem

Van Gölü Havzası ve yakın yöresinde tarihsel dönemde meydana gelen depremler, Ergin vd. (1967), Soysal vd. (1981), Ambraseys ve Finkel (1995) ve Tan vd. (2008) tarafından hazırlanan tarihsel deprem katalogları taranarak elde edilmiş ve Çizelge 1'de sunulmuştur. Şekil 2 ise, bölgede meydana gelen tarihsel dönem depremlerin kataloglarda verilen dış merkez (episantr) noktalarını göstermektedir. Bu kataloglara göre Van Bölgesi 1101 ile 1900 yılları arasında V-X şiddet aralığında çok sayıda depremden etkilenmiştir. 1101, 1894 ve 1900 Van depremleri ile birlikte, 1111 yılında IX şiddetinde ve 17. yüzyılın başlarında meydana gelen ve bir deprem dizisi şeklinde 4-5 yıl sürdüğü bildirilen VII-VIII şiddetlerindeki depremlerin dış merkezi Van şehir merkezi olarak verilmektedir (Çizelge 1; Şekil 2, Lokasyon d1). Bu depremler hakkında ayrıntılı bilgiye ulaşmak mümkün olmamıştır. Bununla beraber, Ahlat, Adilcevaz, Tatvan ve Nemrut bölgelerinde meydana gelen depremlerin Van bölgesinde de etkili olduğu kaynaklarda belirtilmektedir (Çizelge 1; Şekil 2, Lokasyon d2, d3, d4, d5). Bu depremlerden 1439 ve 1441 yıllarında meydana gelenler Van Gölü güneybatısında yer alan Nemrut Krateri'nin volkanik aktiviteleriyle ilişkilendirilmektedir. Bu tarihlerde de Nemrut Krateri'nden lav akışının gerçekleştiği bilinmektedir (Oswalt, 1912; Karaoğlu vd., 2005). Ayrıca, Van şehir merkezinin güneydoğusunda Güzelsu (Hoşap) ve çevresinde 16. ve 17. yüzyılda meydana gelen VI ve VIII şiddetlerindeki depremlerin Van ve Erciş şehirlerinde de hasara neden oldukları bilinmektedir (Çizelge 1; Şekil 2, Lokasyon d6, d8, d10). 1648 (bazı yayımlarda 1646 olarak verilir; Ambraseys ve Finkel, 1995) yılında

meydana gelen depremin Van'dan Gevaş, Hoşap ve Albag'a kadar uzanan büyük bir alanda köyleri yıktığı söylenmektedir (Ambraseys ve Finkel, 1995). Artçı sarsıntılar üç ay kadar sürdüğü belirtilen bu depremin toprak kaymalarını da

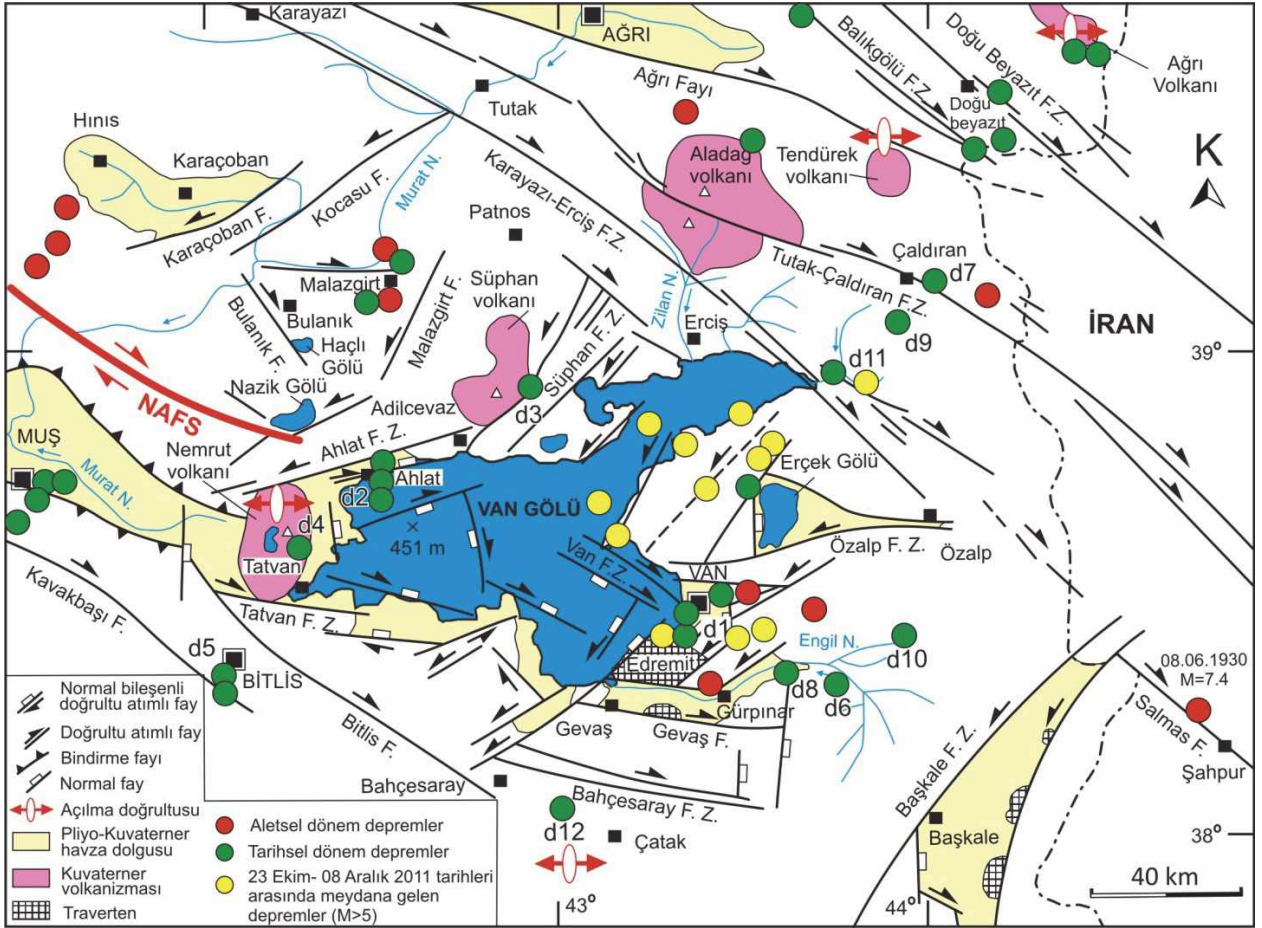
tetiklediği vurgulanmıştır. Van Gölü'nün kuzeydoğusunda ise 1647 ve 1696 yıllarında meydana gelen yıkıcı depremlerin şiddetleri IX olarak verilmektedir (Çizelge 1; Şekil 2, Lokasyon d7 ve d9).

Çizelge1. Van Gölü Havzası'nda kayıt edilen tarihsel dönem deprem listesi. Açıklama bölümünde parantez içerisinde verilen rakamlar aşağıda listelenen kaynakları göstermektedir: (1)– Ergin vd., 1967; (2)– Soysal vd., 1981; (3)– Ambraseys ve Finkel, 1995; (4)– Tan vd., 2008. Kısaltmalar, L– Lokasyon, I– Şiddet, M– Büyüklük, (Tarihsel dönem depremlerin lokasyonları için Şekil 2'ye bakınız).

Table 1. List of recorded historical earthquakes on the Van Gölü Basin. The numbers given in brackets in explanation section refer to references listed below: (1)–Ergin et al., 1967; (2)–Soysal et al., 1981; (3)–Ambraseys and Finkel, 1995; (4)– Tan et al., 2008. Abbreviations, L– Location, I– Intensity M– Magnitude, (See Figure 2 for locations of the historical earthquakes).

L	Tarih	Enlem	Boylam	M	I	Açıklama – Etkilenen Bölgeler (ve Kaynakça)
d1	1101	38.47	43.3		VI	Van (1)
d1	1111	38.5	43.4	6.6	IX	Van (1, 2, 4)
d2	1208	38.7	42.5	6.5	–	Ahlat, Van, Bitlis, Muş (4)
d2	1245	38.74	42.5	5	VII	Ahlat, Van, Bitlis, Muş (1, 2, 4)
d2	1275	38.8	42.5	6.8	–	Ahlat, Van (4)
d3	1276	38.9	42.9	5	VIII	Ahlat, Erciş, Van (1, 2, 4)
d3	1282	38.9	42.9	5	–	Ahlat, Erciş (2, 4)
d4	1439	38.6	42.3	?	VI	Van, Bitlis, Muş, Nemrut Bölgesi (1, 2, 4)
d5	1441	38.35	42.1	5	VIII	Van, Bitlis, Muş, Nemrut Bölgesi (1, 2, 4)
d6	1646	38.3	43.7	5	VI	Van (3, 4)
d7	1647	39.15	44	?	IX	Van, Tebriz, Muş, Bitlis (2, 4)
d8	1648	38.3	43.5	6.8	VIII	Hoşap, Van (2, 3, 4)
–	1685	?	?	?	VI	Van (2)
–	1692	?	?	?	?	Van, Aras Çukuru (2)
d9	1696	39.1	43.9	7.1	IX	Van (4)
d1	1701	38.5	43.4	5	VIII	Van (1, 2, 3)
d1	1701	38.5	43.4	5	VII	Van (2, 3, 4)
d1	1704	38.5	43.4	5	VII	Van (1, 2, 3, 4)
d10	1715	38.4	43.9	6.7	VIII	Van, Erciş (1, 2, 3, 4)
d11	1791	39	43.7	?	VI	Van, Tebriz ve Erzurum (1)
d12	1871	38	43	6.9	VII	Van (1, 2, 4)
d1	1881	38.5	43.3	7.3	X	Van, Bitlis, Muş Nemrut bölgesi (2,4)
d1	1894	38.47	43.3	–	V	Van (2)
d1	1900	38.47	43.3	5.2	VI	Van (2)

Özkaymak, Sözbilir, Bozkurt, Dirik, Topal, Alan ve Çağlan



Şekil 2. Van Gölü Havzası ve yakın çevresinin sismotektonik haritası bölgede meydana gelen aletsel ve tarihsel dönem depremlerin dışmerkezleri göstermektedir (Koçyiğit vd., 2001 ve Koçyiğit, 2002'den değiştirilmiştir). NAFS– Kuzey Anadolu Fay Sistemi. (Bölgede etkili olan ve özellikle Van şehrinde hasar yapan tarihsel dönem depremlerin dışmerkezleri harita üzerinde yeşil dolgunlu daireler ile gösterilmiş ve d1-d11 arasında numaralandırılmıştır. Depremlerin etki alanı ve şiddet değerleri için Çizelge 1'e bakınız). (Ergin vd., 1967; Soysal vd., 1981; Ambraseys ve Finkel, 1995; Tan vd., 2008).

Figure 2. Seismotectonic map of the Van Gölü Basin and surrounding area showing the epicentres of both instrumental and historical earthquakes (modified from Koçyiğit et al., 2001 and Koçyiğit, 2002). Abbreviation, NAFS– North Anatolian Fault System. (Epicentres of historical earthquakes that affected the region and specifically damaged the city of Van are shown by the green-filled circles and numbered between d1-d11. See Table 1 for the locality affected and Intensity values of the earthquakes). (Ergin et al., 1967; Soysal et al., 1981; Ambraseys and Finkel, 1995; Tan et al., 2008).

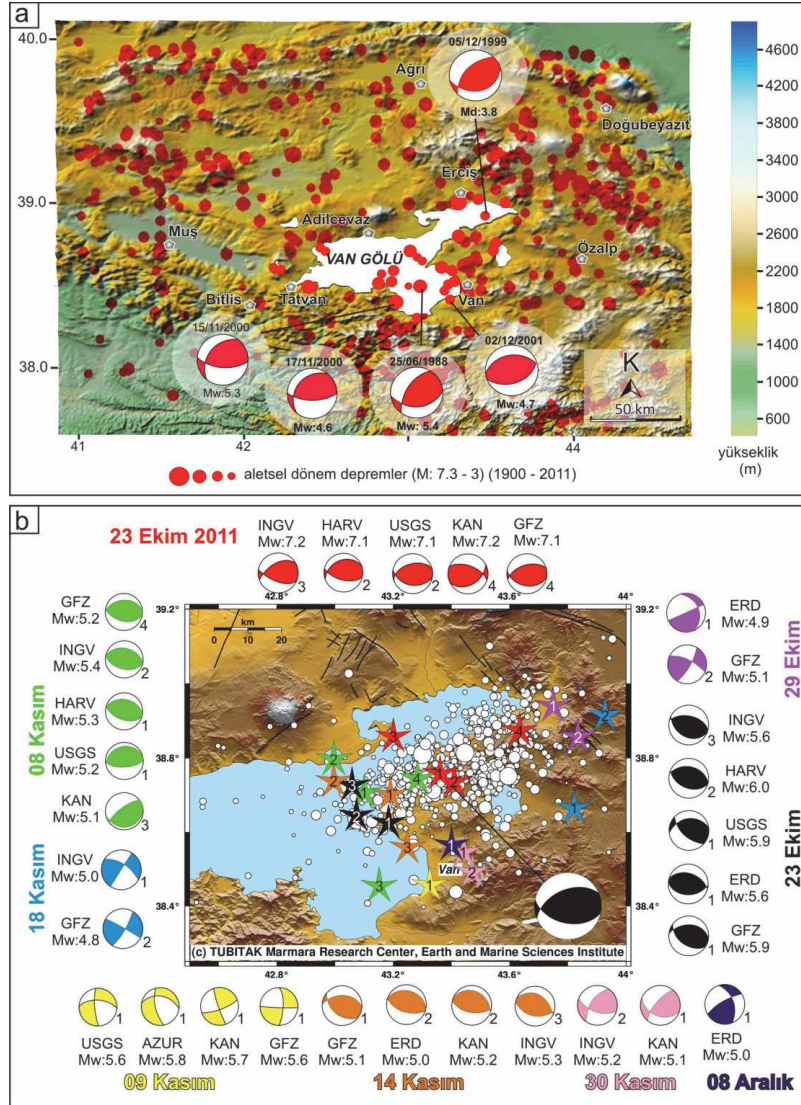
Aletsel dönem

Aletsel dönem kayıtlarına göre Van Gölü Havzası ve yakın civarında büyüklüğü 3 ile 7.3 arasında değişen çok sayıda deprem meydana gelmiştir (Şekil 3). Van Gölü'nün kuzeydoğusunda sağ yönlü doğrultu atımlı Çaldıran Fayı 1976'da $M_s:7.5$ (KANDİLLİ, 2004) büyüklüğünde bir deprem üreterek 55 km uzunluğunda bir yüzey kırığı oluşturmuştur. Deprem, bölgede aletsel dönemde meydana gelen en büyük sismik aktiviteyi temsil eder. Van şehir merkezi ve yakın çevresinde ise 1988, 1999, 2000, 2001 ve 2003 yıllarında meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümleri genellikle eğim atımlı ters faylanmaya işaret etmektedir (REDPUMA, 2003; KANDİLLİ, 2011; EMSC, 2011; USGS, 2011; TÜBİTAK, 2011). 25 Haziran 1988 yılında Van şehir merkezinin batısında Van Gölü içerisinde meydana gelen 5.4 büyüklüğündeki depreme ait odak mekanizması çözümlenmesi, sol yanal bileşenli ters faylanmaya işaret etmektedir (KANDİLLİ, 2011). 5 Aralık 1999 tarihinde Erciş güneyinde ve yine Van Gölü içerisinde meydana gelen küçük ölçekli bir depremin ($M_d: 3.8$) odak mekanizması çözümlenmesi, 1988 yılında meydana gelen depreme benzer şekilde, KD uzanımlı ve sol yanal bileşene sahip ters faylanmaya işaret etmektedir (TÜBİTAK, 2011). 2000 yılı Kasım ayında, Gevaş ve yakın yöresinde yoğunlaşan depremler belirli bir hat boyunca meydana gelmiştir. Edremit ilçesi yakınlarında 02.12.2001 tarihinde meydana gelen depremin büyüklüğü REDPUMA (2003) tarafından $M_w:4.7$ olarak belirlenirken, KANDİLLİ (2011) verilerine göre, 4.5 olarak açıklanmıştır. Bu depremin odak mekanizması çözümlenmesine bakıldığında hareketin tümüyle bindirme bileşenli olduğu anlaşılır (Şekil 3a). Edremit yakınlarında meydana gelen bu depremi oluşturan bindirme bileşenli düzlemin

doğrultusunun, bölgede sıkça rastlanan bindirme faylarının doğrultusuna yakın olduğu görülmektedir (Özkaymak vd., 2004a). 18 km derinlikte meydana gelen deprem (REDPUMA, 2003) bölgede can ve mal kaybına neden olmamış, fakat gevşek zemin üzerine kurulu bazı binalarda orta şiddette hasarlar meydana getirmiştir. Gevaş ilçesi yakınlarında 15.11.2000 tarihinde meydana gelen depremin büyüklüğü REDPUMA (2003) tarafından $M_w:5.3$ olarak belirlenirken, KANDİLLİ (2011) tarafından 5.7 olarak açıklanmıştır. Bu depremin odak mekanizması çözümlenmesine bakıldığında, bölgedeki hareketin bindirme bileşeni baskın, doğrultu atımlı olduğu görülmektedir (Şekil 3a). 27 km derinlikte meydana gelen deprem (REDPUMA, 2003) bölgede can ve mal kaybına neden olmamış, fakat gevşek zemin üzerine kurulu bazı binalarda çatlak şeklinde hasarlar meydana gelmiştir. 17.11.2000 tarihinde Gevaş ilçesi yakınlarında meydana gelen ve 15.11.2000 tarihli depremin artçısı olduğu düşünülen $M_w: 4.6$ (REDPUMA, 2003; KANDİLLİ, 2011) büyüklüğündeki deprem ana depremin yaklaşık 8 km güneyinde meydana gelmiştir (Özkaymak vd., 2004a). 18 km derinlikte meydana gelen bu depremin hareket mekanizmasının da ana depreme yaklaşık aynı olduğu görülmektedir (Şekil 3a).

23.10.2011 tarihinde meydana gelen $M_w: 7.2$ büyüklüğündeki depremden sonra, odak merkezi farklı olan 29 Ekim, 8, 9, 14, 18 ve 30 Kasım ve 8 Aralık 2011 tarihlerinde büyüklükleri 4.8 ile 5.9 arasında değişen çok sayıda deprem olmuştur (Şekil 3b). Odak mekanizma çözümleri Ekim-Kasım 2011 depremlerinin baskın olarak bindirme faylarından kaynaklandığını göstermektedir (Şekil 3b). Deprem dış merkezi (episantr) dağılımlarına bakıldığında depremlerin genel olarak Van Gölü doğu kıyısı boyunca yoğunlaştığı görülmektedir.

Özkaymak, Sözbilir, Bozkurt, Dirik, Topal, Alan ve Çağlan



Şekil 3. (a) Van Gölü Havzası ve yakın çevresinde kayıt edilen aletsel dönem depremleri ve son yıllarda meydana gelen bazı depremlerin odak mekanizma çözümlerini gösteren sayısal yükseklik haritası (REDPUMA, 2003; KANDİLLİ, 2011; USGS, 2011; TÜBİTAK, 2011; EMSC, 2011), (b) 23 Ekim 2011 Tabanlı-Van (anaşok) ve sonrasında meydana gelen artçı depremlerin dağılımı (TÜBİTAK, 2011). 23 Ekim 2011 ve sonrasında meydana gelen orta şiddetli depremlerin (Mw>5) farklı rasathane kaynaklarına göre odak mekanizma çözümleri ve dışmerkez dağılımları (EMSC, 2011).

Figure 3. (a) Digital elevation map showing the instrumental earthquakes and focal mechanism solutions of some recent earthquakes recorded in the Van Gölü Basin and surrounding area. (REDPUMA, 2003; KANDİLLİ, 2011; USGS, 2011; TÜBİTAK, 2011; EMSC, 2011), (b) Epicentre distributions of the October 23, 2011 Tabanlı-Van earthquake (main shock) and following aftershocks (TÜBİTAK, 2011). Epicentre distributions and focal mechanism solutions of the October 23, 2011 Tabanlı-Van earthquake and following moderate earthquakes (Mw > 5) according to the different sources of observatories (EMSC, 2011).

23.10.2011 TABANLI -VAN DEPREMİ SONRASINDA GELİŞEN YÜZEY DEFORMASYONLARI

Yapılan arazi çalışmalarında, Erciş ile Van arasında kalan bölgede Tabanlı-Van depremi sırasında gelişmiş olan yüzey deformasyonları incelenmiştir. Bu deformasyonların lokasyonları Şekil 1b'de gösterilmiştir. Meydana gelen deformasyonların büyük bir bölümü deprem sırasında gelişen sismik sarsılma ve yerçekimi kuvvetiyle ilişkilidir. Bunların yanında bölgedeki gerilme dağılımına bağlı olarak gelişen sıkışma kökenli yüzey deformasyonları da gözlenmiştir. Gözlenen yüzey deformasyonları Tabanlı-Van depreminin sismik jeomorfolojik göstergeleri olarak değerlendirilebilir. Sismik jeomorfoloji deprem sırasında veya hemen sonrasında yeryüzünde/yeryüzüne yakın kesimlerde

meydana gelen değişimleri/deformasyonları ve bu deformasyonların nedenlerini inceler (bkz. Dramis ve Blumetti, 2005). Bu tür oluşumların sismik şok sırasında geliştiği kabul edilmektedir (Audemard ve De Santis, 1991). Van depremiyle ilişkili olarak gelişen yüzey şekilleri sismotektonik ve sismo-gravitasyonal olmak üzere iki ana sınıf altında incelenmiştir (Şekil 4). Sismotektonik yüzey şekilleri tektonik gerilmelere bağlı olarak gelişen yüzey kırığı ve çatlağı, yükselme-çökme ve uzunlamasına sırtlar şeklindeki yüzey deformasyonlarıdır. Sismo-gravitasyonal yüzey şekilleri ise kütle hareketleri, yanal yayılma ve sıvılaşma şeklindeki deformasyonlardır. Bu yapıların tanınması ve haritalanması bir bölgenin sismik risk analizinin ortaya çıkarılmasında çok önemlidir (Dramis ve Blumetti, 2005).



Şekil 4. 23 Ekim 2011 Tabanlı-Van depremi sırasında gelişen yüzey deformasyonlarının sınıflaması.

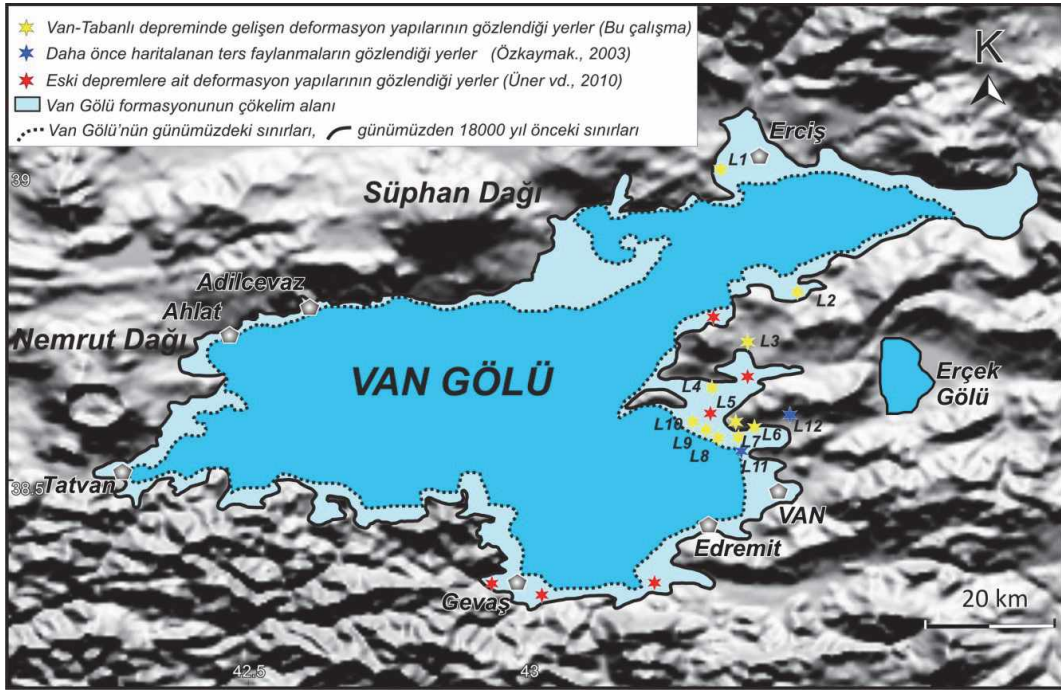
Figure 4. Classification of surface deformations formed during the October 23, 2011 Tabanlı-Van earthquake.

Günümüzde 1646 metrede olan Van Gölü'nün su seviyesinin son buzul döneminde (yaklaşık 18 bin yıl önce, Geç Pleistosen) yaklaşık 72 m daha yukarıda, 1718 m kotlarına kadar ulaştığı bilinmektedir (Şekil 5, Özkaymak, 2003; Üner, 2003). Göl seviyesindeki yükselme

ve çekilme süreci içinde oluşan çökeller, Üst Pleistosen oluşukları kapsamında toplanmıştır. Van Gölü formasyonu olarak tanımlanan bu tortullar eski göl, göl-akarsu ve yelpaze çökellerinden oluşur. Üner vd. (2010) tarafından 23 Ekim 2011 Van depreminden önce yapılan

çalışmalarda, Van Gölü doğu kıyısı boyunca Van Gölü formasyonu içerisinde eski depremlere ait deformasyon yapıları tanımlanmıştır (Şekil 5). Burada dikkat çeken önemli bir konu 23 Ekim 2011 Van depremi sırasında oluşan deformasyon yapılarının lokasyonları ile Üner vd. (2010)'nin eski depremlere ait olduğunu düşündükleri deformasyon yapılarını gözlemledikleri alanların önemli oranda çakıştığıdır. Bu verilere göre, hem eski depremlere ve hem de son depreme ait deformasyon yapıları Van Gölü'nün

eski çökellerinde gelişmiştir. Eski deformasyon yapılarıyla son depremde oluşan deformasyon yapıları arasındaki fark, eski deformasyon yapılarının Van ilinin hem kuzeyinde ve hem de güneyinde gelişmesi, yeni deformasyon yapılarının ise sadece Van ilinin kuzeyinde gözlenmesidir. Bu durum, Van Gölü kıyısı boyunca gözlenen son deformasyonların önemli bir bölümünün muhtemelen henüz suyunu kaybetmemiş genç tortullarda geliştiğini göstermektedir (Şekil 5).



Şekil 5. Van Gölü doğu kıyısı boyunca Van Gölü formasyonundaki eski depremlere işaret eden deformasyon yapıları (sismitler) ile Tabanlı–Van depremi sırasında gelişmiş olan deformasyon yapılarının gözlemlendiği lokasyonları gösteren kabartı haritası (eski depremlere ait deformasyon yapılarının yerleri Üner vd., 2010'dan alınmıştır). Tüm deformasyon yapılarının Van Gölü'nün günümüzden 18000 yıl önceki çökelleri içinde geliştiğine dikkat ediniz.

Figure 5. Relief map showing the locations of the soft sediment deformation structures (seismites) observed in the Van Gölü formation indicating historical earthquakes along the eastern coast of the Lake Van and deformation structures formed during the October 23, 2011 Tabanlı-Van earthquake (Location of deformation structures indicating historical earthquakes are based on the outcomes given in Üner et al., 2010). Note that all the deformation structures developed in sediments of the Van Gölü formation which was deposited 18000 years ago.

Sismo-Gravitasyonel Yüzey Şekilleri

Tabanlı-Van depremi sırasında gelişmiş olan sismo-gravitasyonel yüzey şekilleri, özellikle Erciş ile Van arasında birbirinden bağımsız lokasyonlarda geliştikleri saptanmıştır (Şekil 1). Erçiş batısında İnönü Mahallesi-Çelebibağ çevresinde saptanan yüzey deformasyonları 250 m uzunluğunda ve 50 m genişliğindeki zon boyunca gözlenir (Şekil 6). Yol boyunca gelişen yüzey deformasyonları (UTM-0353057/4319076 koordinatları) bu alanda D-B uzanımlı gelişmiştir. Burada gözlenen çatlaklar, güneye eğimlidir ve normal fay geometrisine uygun olacak şekilde güney blokları 50 cm düşmüştür. Yaklaşık 50 m uzunluğundaki bu zon, batıya doğru kavis yapacak şekilde güneybatıya doğru döner ve 200–250 m uzunluğundaki $K40^{\circ}$ – 50° D doğrultulu bir deformasyon zonuyla birleşir. Zon içinde güneybatıya doğru eğimli, normal fay geometrilili ve birbiriyle bağlantılı çok sayıda yüzey deformasyonu bulunur. Deformasyon zonu içinde kalan bloklar kuzeybatıya doğru eğimlidir ve kuzeybatıdan güneydoğuya doğru blok eğimlerinde artış (geriye doğru çarpılma; ‘*back tilting*’) gözlenir (Şekil 7a, b). Deformasyon zonu güneye doğru önce K–G doğrultusuna, daha sonra D–B doğrultusuna dönüş gösterir. Bu özellikleriyle deformasyon zonu, bir bütün olarak güneydoğuya doğru eğimli ve geniş kavisli, yanal yayılma yapıları da içeren listrik bir geometri sunar. Bu alanda yeraltısuyunun da yüksek olması nedeniyle, yüzey deformasyonunun yanal yayılma ve oturma şeklinde gerçekleştiği söylenebilir.

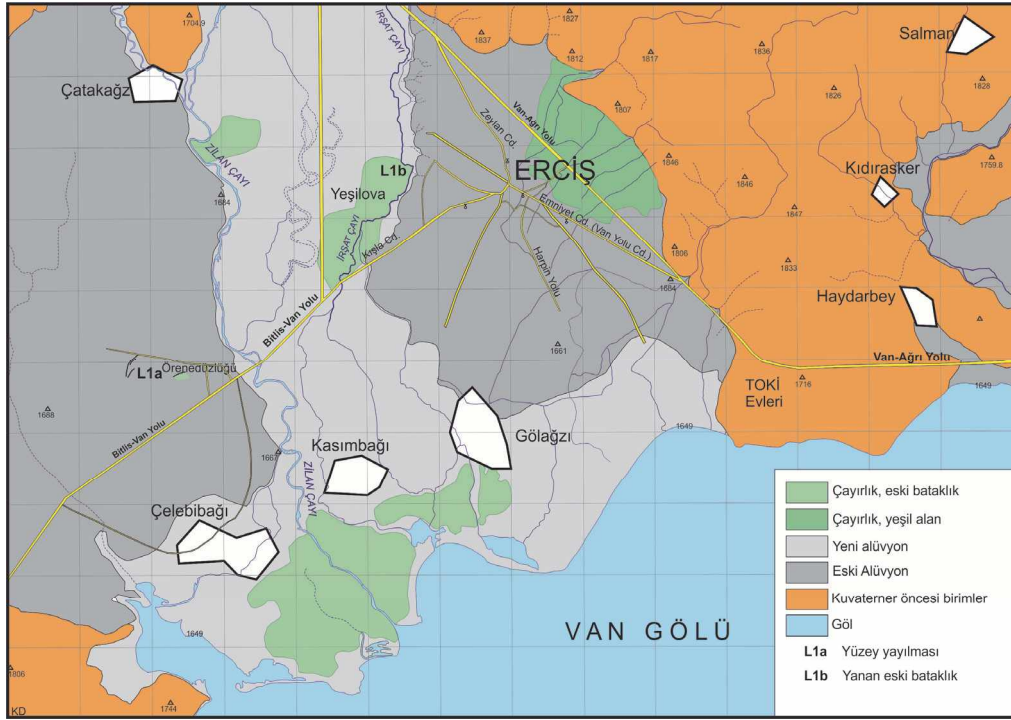
Benzer heyelan yapıları Gedikbudak ve Göllü çevresinde de saptanmıştır. Gedikbudak heyelanı $K70^{\circ}$ D uzanımlıdır ve Van-Erciş karayolunda deformasyona neden olmuştur (Şekil 7c). Göllü çevresindeki heyelan ise $K50^{\circ}$ B

uzanımlı ve KD’ye eğimli listrik bir geometriye sahiptir. Alaköy çevresinde 50 metre çaplı sıvılaşmaya bağlı dairesel bir çöküntü alanı gözlenir (Şekil 7d). Burada sıçramalı bir yapıya sahip olan kavisli çatlaklar boyunca normal fay geometrilili açılmaların yanı sıra, ters fay geometrilili sıkışma yapıları da gelişmiştir (Şekil 7e). Açılmalı yapılar boyunca yer yer kum fişkirmaları olan değişik boyutlu sıvılaşmalar gözlenir.

Benzer heyelanlar ve sıvılaşma yapıları Topaktaş-Arisu-Dibekdüzü köylerinin de içinde olduğu Karasu Çayı taşkın ovası boyunca geniş düzlük alanda yaygın olarak gelişmiştir (UTM-0347348/427349 koordinatları). Yanal yayılma yapıları özellikle menderesli derelerin uç çubuğu ve taşkın düzlüğü bölümlerinde gelişmiştir. Birbirine paralel çatlaklar şeklindeki yanal yayılmaların genel uzanımları K–G ve $K20^{\circ}$ – 60° B arasında değişmektedir (Şekil 7f).

Karasu Çayı’nın Karasu ve Topaktaş mevki bölgesi (bakınız Şekil 1b) karakteristik sıvılaşma yapıları için tip alan niteliğindedir (Şekil 8a,b). Suyu doygun zeminde sıvılaşma yapıları K–G ve $K20$ – 60° B doğrultulu zonlar boyunca dizilmiştir. Sıvılaşan malzeme koyu gri renkli orta-kaba kum boyutundadır (Şekil 8c, d). Şekil 8b’de görülen kum volkanı üzerindeki koyu gri renkli kaba kum seviyesi, alttaki açık gri renkli orta boy taneli kumların üzerinde yer almaktadır. Bu durum, alandaki ivme değerleri ile ilişkili olarak birbirini takip eden birden fazla sıvılaşmanın meydana geldiğini göstermektedir. Sıvılaşan malzeme, belirli kum konisi oluşturacak şekilde geliştiği gibi, çok sayıda kum konisinden oluşan birleşik bir kum volkanı veya belirli uzanımdaki bir çatlak boyunca çıkan kum yükseltisi veya kum yelpazesi şeklinde de görülmektedir (Şekil 8d-f).

Özkaymak, Sözbilir, Bozkurt, Dirik, Topal, Alan ve Çağlan



Şekil 6. Erciş yerleşim alanını ve Çelebibağ Mevki'inde gözlenen heyelan/yanal yayılımın yerini gösteren jeolojik harita.

Figure 6. The geological map showing the locations of the landslide/lateral spreading observed in Çelebibağ Site and the city of Erciş.

Bu yapılar sismik olayın belirli bir büyüklüğün üstüne çıktığı durumlarda gelişir (bkz. Moretti vd., 1999). Örneğin, sıvılaşma ve kum volkanları ile dayklarının oluşması en az 5.0 büyüklüğündeki bir depremi işaret eder (bkz. Atkinson, 1984; Rodriguez-Pascua vd., 2000). Kum volkanlarının bir hat boyunca uzanması, tabanda bir kum tabakasının olduğunu ve bu tabakadan belirli bir doğrultuda kum daykı şeklinde bir oluşumun geliştiğini göstermektedir. Bu gözlem, yapıların geliştiği alanın taşkın ovası olma özelliğiyle oldukça uyumludur.

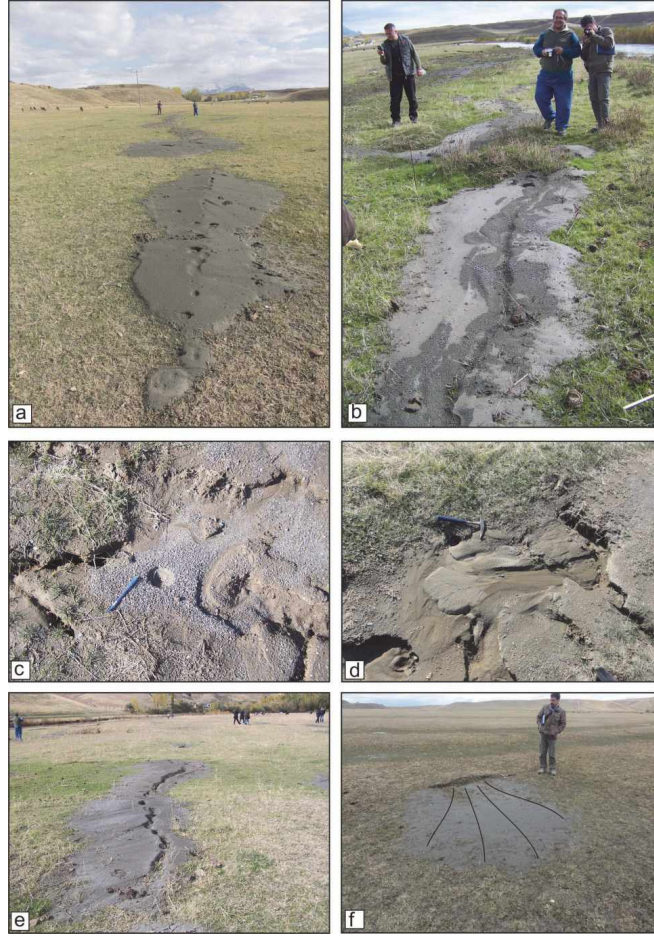
Oturma yapıları Erciş ilçesindeki hasar görmüş binaların temelleri etrafında gözlenmiştir. Deprem odak noktasının Tabanlı merkezli olduğu düşünüldüğünde, yüzeydeki

graviteye bağlı deformasyonlar Bardakçı-Gedikbulak arasındaki $K30^{\circ}-40^{\circ}D$ doğrultulu bir zon boyunca gözlenmektedir. Bunun yanında depreme neden olan fayın tavan bloğu üzerinde $K50^{\circ}-60^{\circ}D$ uzanımlı genç çöküntü alanları (*crestal graben*) da bulunmaktadır. Bunlardan en büyüğü Karasu Havzası'dır. Karasu Havzası Erçek ve Van Gölleri arasında uzanan 2–4 km genişliğinde ve 30 km uzunluğunda Pleyistosen-Holosen yaşlı dar bir çöküntüdür (bkz. Şekil 1b). Van depreminde Karasu havzasının güneybatı ucundaki Çitören, Topaktaş, Arısu, Dibekdüzü ve Tevekli köylerinde heyelan, yanal yayılma ve sıvılaşma gibi zemin deformasyon yapılarıyla birlikte önemli ölçüde yıkım olmuş ve çok sayıda insan hayatını kaybetmiştir.



Şekil 7. (a, b) Çelebibağ Mevkii kuzeyinde gelişen heyelan/yanal yayılmayı gösteren arazi fotoğrafları. Çatlaklar arasında kalan blokların çatlak yüzeylerine ters yönde eğimlendiğine (geriye doğru çarpılma) dikkat ediniz, (c) Gedikbulak Köyü çevresinde gelişen yanal yayılmayı gösteren arazi fotoğrafı, (d) Göllü ve Alaköy çevresinde gelişen yanal yayılma yapılarına ait arazi fotoğrafları. Fotoğrafta gelişen dairesel çatlaklar yüzeye çıkamayan sıvılaştırma yapısının varlığına işaret eder, (e) Yanal yönde devamsız ters fay geometrisi sunan yüzey deformasyonları, (f) Topaktaş Köyü civarında gözlenen yanal yayılma yapıları

Figure 7. (a, b) Field views of the landslide/lateral spreading observed on the North of the Çelebibağ Site. Note that the blocks in between the cracks are tilted towards the reverse direction to the crack surface (backward tilting), (c) Field view of the lateral spreading observed around Gedikbulak Village, (d) Field view showing the lateral spreading structures observed around Göllü and Alaköy. Radial cracks in the picture indicates the presence of the subsurface liquefaction processes, (e) The surface deformations that exhibits laterally discontinuous reverse fault geometry, (f) Lateral spreading observed in the vicinity of Topaktaş Village.



Şekil 8. Topaktaş, Arısu, Dibekdüzü ve Alaköy çevresinde gelişen sıvılaşma yapılarına ait arazi fotoğrafları. (a) Çizgisel çıkış merkezli kum konilerinin onlarca metre belli doğrultularda uzanım sunduğunu göstermektedir, (b) Çizgisel çıkış merkezli bir kum konisi, orta ve kaba kum boyutunda malzemeden oluşmaktadır. Kum vulkanı üzerindeki koyu gri renkli seviyeler kaba kumlardan oluşmaktadır. Altındaki açık gri renkli seviyeler ise orta kum boyutundadır, (c) Alaköy civarında gözlenen sıvılaşmış kaba kum boyutundaki malzemeyi göstermektedir, (d) Alaköy güneydoğusunda meydana gelen heyelan sonucu açılan yarıktan yükselerek sıvılaşan malzemenin yüzeyde oluşturduğu bir yelpazesi, (e) Çizgisel çıkış merkezli tipik bir kum konisi, (f) Kırık zonundan çıkan sıvılaşmış malzemenin oluşturduğu kum yelpazesi. Bölgede gözlenen normal fay geometrilili deformasyon ve sıvılaşma yapıları bölgede gelişen yanıl yayılma ve sıvılaşmanın değişik doğrultulu oturma yapılarıyla sonuçlandığını göstermektedir.

Figure 8. Photographs of the liquefaction features around Topaktaş, Arısu, Dibekdüzü and Alaköy. (a) Linear sand boils following the cracks in similar direction for tens of metres. (b) A sand boil with a linear discharge center consists of medium to coarse sand. Dark gray levels on the sand volcano are comprised of coarse sand, whereas the underlying layer is medium sand, (c) Liquefied coarse sand around Alaköy, (d) A fan consists of liquefied sand rising from the landslide crack on the southeastern part of Alaköy, (e) A typically linear sand boil, (f) A sandy fan comprised of liquefied particles rising from the fissure zone. Deformation types of a normal fault geometry and liquefaction features observed in the region indicate that lateral spreading and liquefaction in the region processed as a result of discrete settlement in different direction.

Sismo-Tektonik Yüzey Şekilleri

Tabanlı-Van depreminde tektonik gerilmelere bağlı olarak bazı yapıların yükselmesi ve çökmelerine bağlı olarak uzunlamasına sırtlar şeklinde gelişmişlerdir. Yükselme-çökme yapılarının özellikleri bazı asfalt yollarda, yol kenarındaki kaldırım taşlarında ve beton temeller üzerinde gözlenmiştir (Şekil 9). Bu yapılara yakın yerlerde yoldaki asfaltta $K30^{\circ}$ - 50° D uzanımlı antiklinal geometrilili sırtlar gelişmiştir. Önemli bir bölümü asimetrik olan yapılar, güneye doğru tektonik taşınmayı yansıtacak bir geometriye sahiptir.

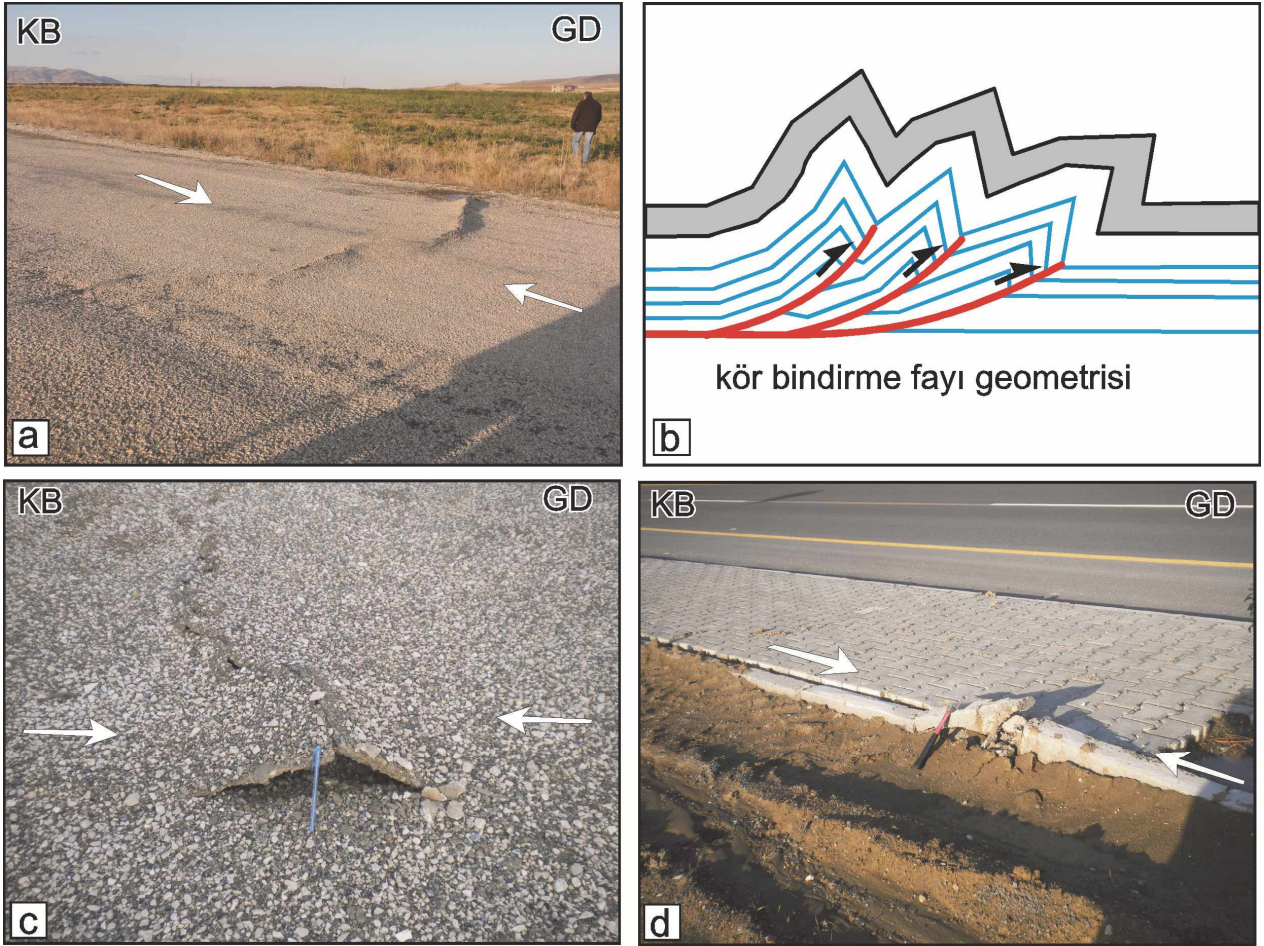
Deprem sırasında oluşan fay koluna ait sıkışma kökenli yüzey deformasyonları belirgin bir yüzey kırığı oluşturacak şekilde gelişmemiştir (Şekil 9). Bu tür yapılar özellikle Van-Erciş yolu üzerinde saptanmıştır. Bu kesimlerde yolun kenarındaki kaldırım taşlarında KKB-GGD doğrultulu sıkışma kuvvetleri nedeniyle DKD-BGB eksenli ve asimetrik kanatlı antiklinal geometrilili deformasyonlar gelişmiştir. Bu tür deformasyonlar, muhtemelen henüz yüzeye ulaşmamış bindirme fayına ait kolların varlığını göstermektedir.

Ayrıca, aynı zon içinde Pliyo-Kuvaterner ve Üst Pleyistosen-Holosen birimlerini kesen ters/bindirme fay hatları da saptanmıştır. Benzer aktif fay hatları Özkaymak (2003) tarafından yapılan çalışmada, Van il merkezi kuzeyinde

yer alan Beyüzümü Köyü kuzeyinde, 100.Yıl Üniversitesi Kampüs girişinde ve Alabayır Havzası kuzeyinde haritalanmıştır (Şekil 1b).

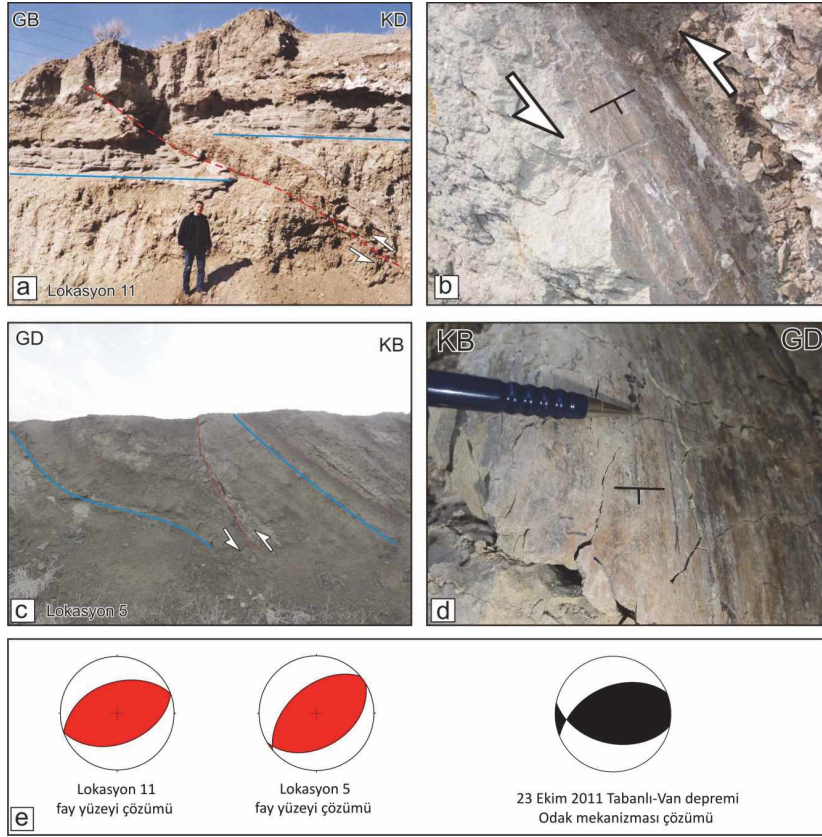
Söz konusu aktif fay segmentleri Pleyistosen-Holosen birimlerinin yeterli yüzlekler vermemesinden dolayı, arazide ancak 1 ile 3 km uzunluğundaki segmentler şeklinde izlenebilmektedir. Bu ters faylardan bir tanesi 100. Yıl Üniversitesi kampüs girişinde yüzelenir (Şekil 10a, b). Benzin istasyonu nedeniyle tahrip edilen bu yüzlekte Üst Pleyistosen birimler ile Holosen birimleri arasındaki açısız uyumsuzluk net olarak gözlenmekte ve birimler $K70^{\circ}$ D doğrultulu ve 45° kuzeybatıya eğimli ters bir fay tarafından kesilip ötelenmektedir (Özkaymak ve Köse, 2002; Köse ve Özkaymak, 2002; Özkaymak, 2003; Özkaymak vd., 2004a, b).

Benzer ters faylanmaya ait arazi yüzlekleri Eski Hastane temelinin atıldığı alanda da yer alır (Şekil 10c, d). Bu lokasyonda (UTM-0351391/4274413 koordinatları) Üst Pliyosen-Pleyistosen birimleri $K50^{\circ}$ D doğrultulu ve 51° kuzeybatıya eğimli sol yanal bileşenli ters bir fayla kesilmektedir. Her iki fay düzlemi üzerinde yapılan fay yüzeyi ölçümlerine göre, faylar üzerinde meydana gelen hareketler ters faylanmaya işaret etmektedir (Şekil 10e). Bu sonuç 23 Ekim 2011'de meydana gelen ana şokun odak mekanizması çözümü ile benzerlik göstermektedir (Şekil 3b).



Şekil 9. 23 Ekim 2011 Van depremi sırasında gelişmiş olan antiklinal geometrili sıkışma yapıları. (a) Arazi fotoğrafı asfalt yola dik gelişmiş sırt şeklindeki sıkışmayı, (b) Kör bindirme fayının geometrisini, (c) yol kenarındaki kaldırımda sıkışma nedeniyle gelişen kabarma ve kırılmayı, (d) Eski hastane temelinde gelişmiş olan yanal sıçramalı antiklinal geometrili deformasyonu göstermektedir.

Şekil 9. *Compressional anticline structures formed during the October 23, 2011 Tabanlı-Van earthquake, (a) Photograph showing the ridge-shaped compressional folds formed perpendicular to the asphalt road, (b) The geometry of a blind thrust, (c) The fold and failure due to compression in the roadside banquette, (d) The anticline deformation with lateral step-over in an ex-hospital ground.*



Şekil 10. (a) YYÜ Zeve Kampüsü girişinde Geç Pleyistosen-Holosen birimlerini deforme eden ters fayın (L11, bkz. Şekil 1b) uzak ve (b) kayma yüzeyini gösteren yakın arazi görüntüleri. Uzak fotoğrafta Üst Pleyistosen ile Holosen birimleri arasındaki uyumsuzluk yüzeyi (mavi yatay çizgi) ters fay tarafından yaklaşık 90 cm ötelenmektedir. Yakın görüntüde, fay düzlemi üzerindeki fay çizikleri fayın eğim atım hareketini göstermektedir, (c) Pliyo-Kuvaterner birimlerini deforme eden ters fayın (L5, bkz. Şekil 1b) uzak ve (d) kayma yüzeyini gösteren yakın arazi görüntüleri. Uzak fotoğraf Üst Pliyosen–Pleyistosen katmanlarının ters bir fayla kesilerek ötelendiğini, yakın fotoğraf fay düzlemi üzerinde eğim atımı belgeleyen fay çiziklerini göstermektedir, (e) a ve b’de verilen fayların fay yüzeyi çözümleri ters faylanma mekanizmasına işaret etmektedir. Araziye ölçülen kinematik verilerin analizleri 23 Ekim 2011 depreminin odak mekanizma çözümleri ile benzerlik göstermektedir.

Figure 10. (a) Long shot field view of the reverse fault deforming Upper Pliocene-Pleistocene sediments near the main gate of the Yüzüncü Yıl University Zeve Campus (L11, see Figure 1b for location) and (b) Close-up view of the slickensides on the slip surfaces. In long shot, the unconformity surface between Upper Pleistocene and Holocene sediments (blue horizontal line) is offset approximately 90 cm by reverse faulting. In close-up view, the fault-striae data indicates the dip-slip faulting. (c) Long shot field view of the reverse fault deforming Plio-Quaternary sediments (L5, see Figure 1b for location) and (d) Close-up view of the slickensides on the slip surfaces. In long shot view, Upper Pliocene–Pleistocene sedimentary layers are cut and displaced by reverse faulting. Close-up view shows the fault striae set which proves the dip-slip sense of the faulting, (e) Fault plane solutions of both two faulting indicate the reverse fault mechanism. Field study kinematic analyses data are in harmony with the focal mechanisms solutions of the October 23, 2011 Tabanlı-Van earthquake.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

23 Ekim 2011 Tabanlı-Van ve 09 Kasım 2011 Edremit-Van depremleri Doğu Anadolu'da yaklaşık 10 Milyon yıldan beri devam eden K–G doğrultulu sıkışma rejimine bağlı olarak gelişen yapılar üzerinde meydana gelmiştir. Özkaymak (2003) ve Alan vd., (2011) tarafından bölgede haritalanan faylar ve son depremde meydana gelen yüzey deformasyonları birlikte ele alındığında, Çitören ile Beyüzümü köyleri arasında, yaklaşık 10 km genişliğinde, ortalama $K50^{\circ}$ – 70° D doğrultulu ve kuzeybatıya 47° eğimli, birbirine paralel en az beş fay segmenti içeren aktif bir bindirme zonunun varlığı ortaya çıkmaktadır (Şekil 1b). Bölgede önceden haritalanan ve bu çalışmada saptanan Holosen yaşlı fayların kinematik verileri 23 Ekim Van depremini oluşturan fayın odak mekanizma çözümüyle uyumludur.

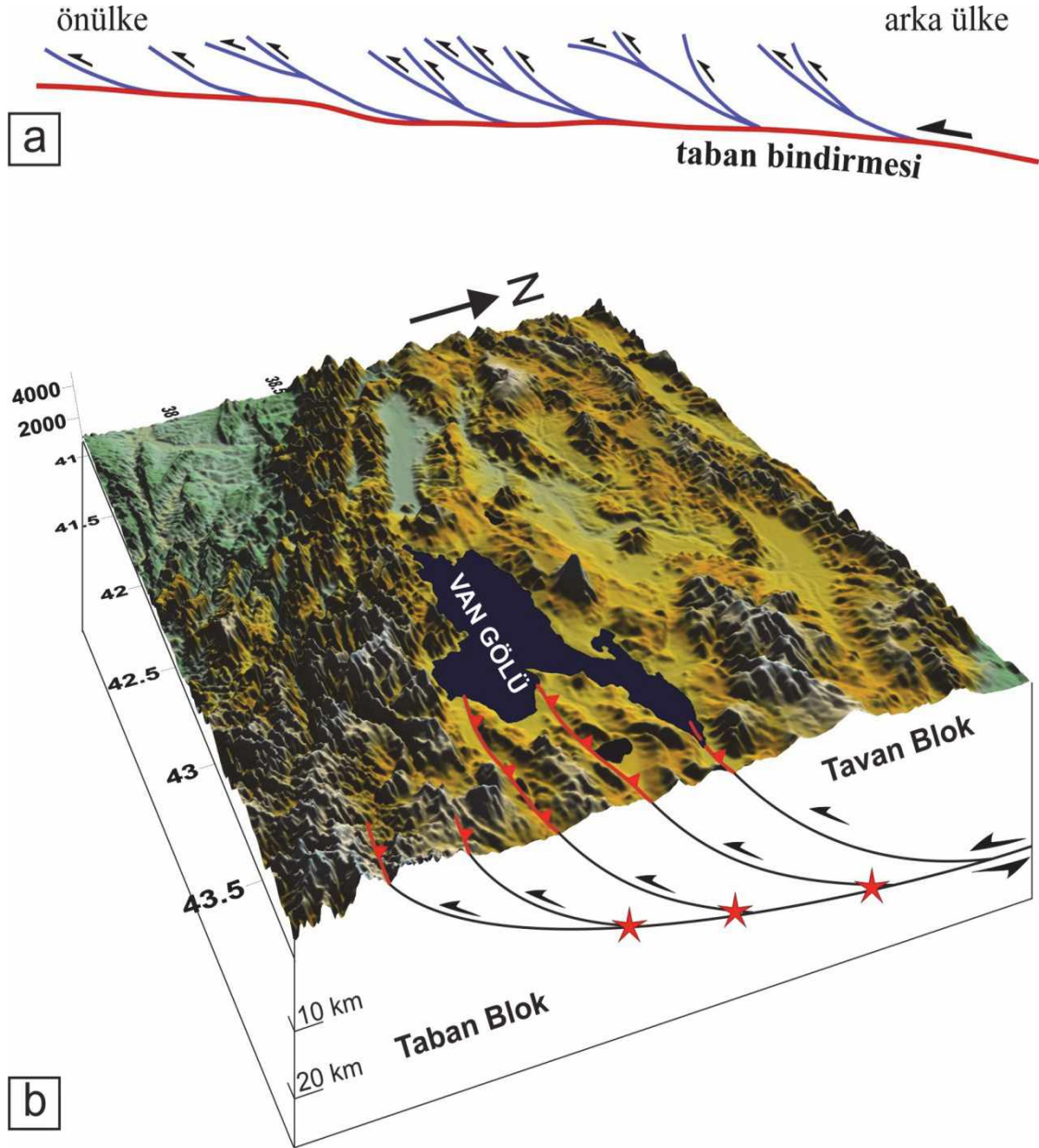
Tabanlı-Van depreminde gelişen sismotektonik yüzey şekillerinin tamamı söz konusu zon içerisinde kalmaktadır. Bu nedenle, Van depreminde Pleyistosen–Holosen birimlerini kesen fay zonunun yeniden aktif hale geçerek yeni fay kolları oluşturduğu anlaşılmaktadır. Deprem sırasında oluşan fay koluna ait sıkışma kökenli yüzey deformasyonlarının belirgin bir yüzey kırığı oluşturacak şekilde gelişmemiş olması, yeni oluşan fayın geometrisi nedeniyle henüz yüzeye ulaşmadığını ve dolayısıyla gömülü fay niteliği taşıdığını göstermektedir. Teorik olarak, en yüksek gerilme eksenine dik olacak şekilde gelişmeye başlayan bindirme fayları bir ana sıyrıma (dekolman) yüzeyi üzerinde tektonik taşınma yönünde fay kolları oluşturacak şekilde ilerler (Şekil 11a).

Sıkışmanın devam etmesi durumunda, oluşan fay kolları yeryüzünü kestikten sonra, tektonik taşınma yönünde yeni fay kolları

oluşturur ve yeryüzüne doğru ilerlemeye başlar. Bu tür gömülü fay zonları boyunca depremler meydana geldikçe, yeryüzünde kabarmalar ve çöküntüler oluşturacak şekilde yüzey deformasyonları gelişir (Şekil 11b). Fay zonu bu tür deformasyon yapılarına bakılarak haritalanabilir. Söz konusu fay kolları, ana bindirme fayı üzerinde önülke tarafına doğru ilerleyerek yeni depremlerin oluşmasına neden olabilir. Bazen bindirme fay düzlemi üzerindeki düzensizlikler de (fay düzleminin eğim yönünde farklı açılara sahip fay bloğu rampası içermesi) yeryüzünde belli doğrultuda kabarma (antiklinal) ve çöküntülere (senklinal) neden olabilir. Bu tür yapıların doğru tanımlanması, ayrıntılı Genç Tektonik, özellikle Kuvaterner jeolojisi ve jeomorfolojisi haritalarının (1/25.000, 1/5000 ölçeğinde) hazırlanmasına bağlıdır. Bu tür haritalar olmadan diri fayların geçtiği bölgelerin yapılaşmaya açılması ciddi oranda can ve mal kayıplarına yol açabilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, doğal olayları anlamaya yönelik yerbilimsel çalışmaların üst düzeyde yürütüldüğü ülkemizde, yerleşime uygun yaşamsal alanların, bilimi yeterince dikkate almayanlar tarafından hatalı olarak seçilmesi nedeniyle kaybettiğimiz insanlarımıza adanmıştır. Yazarlar, Van depremi sonrasında yapılan arazi çalışmalarına maddi destek sağlayan TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası'na, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dekanlığı'na ve bu makaleyi inceleyerek bilimsel ve teknik katkılarda bulunan değerli hakemlere çok teşekkür ederler.



Şekil 11. (a) Ana bir dekolman yüzeyi üzerinde önülke tarafına doğru ilerleyen fay kolları, (b) 23 Ekim 2011 Tabanlı-Van depremine neden olan olası faylanma mekanizmasının blok diyagramı.

Figure 11. (a) Progressive fault splays towards the foreland on the primary detachment surface, (b) Block diagram showing the potential faulting mechanism caused the October 23, 2011 Tabanlı-Van earthquake.

KAYNAKLAR

- Acarlar, M., Bilgin, Z. A., Erkal, T., Güner, E., Şen, A. M., Umut, M., Elibol, E., Gedik, İ., Hakyemez, Y., Uğuz, M.F., 1991. Van Gölü Doğu ve Kuzeyinin jeolojisi. M.T.A. Raporu, No: 9469 (yayımlanmamış).
- AFAD, 2011. T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı web sitesi, http://www.afad.gov.tr/haber/haber_detay.asp?haberID=578
- Aksoy, E., 1988. Van İli Doğu-Kuzeydoğu Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği (Doktora Tezi, yayınlanmamış). F.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Elazığ.
- Alan, H., Bozkurt, E., Çağlan, D., Dirik, K., Özkaymak, Ç., Sözbilir, H., Topal, T., 2011. Van depremleri (Tabanlı-Edremit) raporu, Jeoloji Mühendisleri Odası, Yayın No. 10.
- Ambraseys, N. N., 1988. Engineering seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 17, 1–105.
- Ambraseys, N. N., Finkel, C. F., 1995. The seismicity of Turkey and adjacent Areas: A historical review, 1500–1800. İstanbul: Eren publishing and booktrade.
- Atkinson, G., 1984. Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthquake Spectra*, 1, 107–123.
- Audemard, F. A., De Santis, F., 1991. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 44, 5-16.
- Aydar, E., Gourgau, A., Ulusoy, İ., Digonnet, F., Labazuy, P., Şen, E., Bayhan, H., Kurttaş, Y., Tolluoğlu, Ü., 2003. Morphological analysis of active Mount Nemrut stratovolcano, eastern Turkey: evidences and possible impact areas of future eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 123, 301–312.
- AZUR, 2011. Nice Üniversitesi, GeoAzur Laboratuvarı web sayfası, <https://geoazur.oca.eu/>, Geosciences Azur (University of Nice, France).
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F., Şengör, A. M. C., 1986. Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia-A Young Collision Zone. *Geological Society Special Publication*, 19, 3-37.
- Dramis, F., Blumetti, A. M., 2005. Some considerations concerning seismic geomorphology and paleoseismology. *Tectonophysics*, 408, 177-191.
- EMSC, 2011. Avrupa Ortadoğu Sismoloji merkezi web sayfası, <http://www.emsc-csem.org/>; EMSC: European-Mediterranean Seismological Centre.
- ERD, 2011. Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi web sayfası, <http://www.deprem.gov.tr/>
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z., 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (MS. 11-1964). İstanbul: İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü yayınları, No 28.
- Ersoy, O., Chinga, G., Aydar, E., Gourgau, A., Çubukcu, H. E, Ulusoy, İ., 2006. Texture discrimination of volcanic ashes from different fragmentation mechanisms: A case study, Mount

- Nemrut stratovolcano, eastern Turkey. *Computers & Geosciences*, 32, 936-946.
- GFZ, 2011. Almanya Yerbilimleri Araştırma Merkezi web sayfası, <http://www.gfz-potsdam.de/portal/gfz/home>; German Research centre for Geoscience.
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., 1984. Geology of the Bitlis metamorphic belt. In: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C. (eds), *Geology of Taurus Belt*. MTA Yayınları, 237-244.
- Guidoboni, E., Comastri, A., Triana, G., 1994. *Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century*. Italy: Istituto Nazionale di Geofisica.
- Güner, Y., 1984. Nemrut yanardağının jeolojisi, jeomorfolojisi ve volkanizmanın evrimi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 12, 23–65.
- HARV, 2011. Harvard Üniversitesi CMT Kataloğu web sayfası, <http://www.seismology.harvard.edu/>; HARV: Harvard Seismology Group Harvard University.
- Helvacı, C., Griffin, W. L., 1984. Rb-Sr geochronology of the Bitlis Massif, Avnik (Bingöl) area, S.E. Turkey. In: Dixon, J.E. ve Robertson, A.H.F. (eds), *The Geological Evolution of eastern Mediterranean*. Geological Society, London, Special Publications 17, 403-413.
- Hempton M. R., 1987. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red sea. *Tectonics*, 6, 687-705.
- INGV, 2011. İtalya Ulusal deprem izleme merkezi web sayfası, <http://ring.gm.ingv.it/>; Instuto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy.
- KANDİLLİ, 2004. Türkiye’de 1900 – 2004 yılları arasında can kaybı ve hasara neden olmuş önemli depremler. B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü web sayfası, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/Depremler/tLarge2.htm>
- KANDİLLİ, 2011. B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü web sayfası, <http://www.koeri.boun.edu.tr/>.
- Karaoğlu, Ö., Özdemir, Y., Tolluoğlu, Ü., Karabıyıköğlu, Ö., Köse, O., Froger, J. L., 2005. Stratigraphy of the volcanic products Around Nemrut caldera: implications for reconstruction of the caldera formation. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 123–143.
- Ketin, İ., 1947. Kurzer Bericht über die letzten Erdbeben in der Türkei. *Geol. Rdsch.*, Bd. 35
- Ketin, İ., 1977. Van Gölü ile İran Sınırı Arasındaki Bölgede Yapılan Jeoloji Gözlemlerinin Sonuçları Hakkında Kısa bir Açıklama. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 20-2, 79-85.
- Koçyiğit A., Beyhan A., 1998. A New Intracontinental Transcurrent Structure: The Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, 284, 317-336.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anotolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: İmplication for Transition From Thrusting to Strike-Slip Faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- Koçyiğit, 2002. Doğu Anadolu’nun neotektonik özellikleri ve depremselliği. *Doğu Anadolu Jeoloji Çalıştay – 2002 (DAJEO-2002) bildirileri kitabı*, s. 2-4.

- Köse, O., Özkaymak, Ç., 2002. Van Şehri Kuzeyi Genç Göl Çökellerinde Aktif Tektonik Bulgular. ATAG-6 (Aktif Tektonik Araştırma Grubu Altıncı Toplantısı), 21-22 Kasım 2002, Bildiri Özleri Kitabı, s.64-65, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O., Canas, J.A., 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, 304, 369–383
- MTA, 2002. 1:500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Van paftası. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Oberhänsli, R., Candan, O., Bousquet, R., Rimmel, G., Okay, A.I., Goff, J., 2010. Alpine high pressure evolution of the eastern Bitlis complex, SE Turkey. In: *Geological Society, London, Special Publications* 340, 461-483
- Oswalt, F., 1912. *Armenian. Handbuch der regionalen Geologie. H. 10. Heidelberg.*
- Özdemir, Y., Karaoğlu, Ö., Tolluoğlu, Ü., Güleç, N. 2006. Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): the most recent postcollisional volcanism in Turkey. *Chemical Geology* 226, 189-211.
- Özdemir, Y., Blundy, J., Güleç, N. (2011) The importance of fractional crystallization and magma mixing in controlling chemical differentiation at Süphan stratovolcano, eastern Anatolia, Turkey. *Contribution of Mineral Petrology*, 162, 573–597.
- Özkaymak, Ç., Köse O., 2002. Van İli ve yakın civarı aktif tektoniğine yönelik bulgular. 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 11-15 Mart 2002, Bildiri Özleri Kitabı, s.226, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, Ankara.
- Özkaymak, Ç., 2003. Van Şehri ve Yakın Çevresinin Aktif Tektonik Özellikleri. Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (Yüksek Lisans Tezi, basılmamış), 76 s.
- Özkaymak, Ç., Yürür, T., Köse., 2004a. An example of intercontinental active collisional tectonics in the Eastern Mediterranean region (Van, Eastern Turkey). *Fifth International Symposium on Eastern Mediterranean Geology (5th ISEMG)*, s153-156. 14-20 Nisan 2004, Selanik, Yunanistan.
- Özkaymak Ç., Sağlam A., Köse O., 2004b. Van Gölü Doğusu Aktif Tektonik Özellikleri (Doğu Anadolu, Türkiye). *ATAG-7 Makaleler Kitabı*, 54-60.
- Parlak, O., Delaloye, M., Kozlu, H., Höck, V., Çelik, Ö.F., 2000. Geochemistry and tectonic setting of the Yüksekova ophiolite from the South-East Anatolian Orogenic Belt. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA-2000)*, 25-29 Eylül, s. 240.
- Parlak, O., Delaloye, M., Kozlu, H., Höck, V., Çelik, Ö.F., 2001. Examination of an oceanic crust generation in island arc tectonic setting: evidence from the Yüksekova ophiolite. *4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, 21-25 Mayıs 2001, Isparta Turkey, s. 62.
- REDPUMA, 2003. İsviçre Sismoloji Merkezi web sayfası, http://seismo.ethz.ch/moment_tensor, Swiss Seismological Service in Zurich, Switzerland.
- Rodriguez-Pascua, M. A., Calvo, J. P., De Vicente, G., Gómez-Gras, D., 2000. Soft sediment deformation structures interpreted as seismites in

- lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135, 117-135.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y., 1981. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (2100 B.C.–1900 A.D.). TÜBİTAK raporu, No. TBAG-341.
- Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri. MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Şengör A. M. C., Kidd W. S. F., 1979. Post-collisional Tectonics of the Turkish Iranian Plateau and a Comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından bir Yaklaşım. Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi, no. 1, İstanbul.
- Tan, O., Tapırdamaz, M.C., Yörük, A., 2008. The Earthquakes Catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 17, 405–418.
- Ternek, Z., 1953. Van Gölü Güneydoğu Bölgesinin Jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 4. (2), 1-27.
- TUBİTAK, 2011. Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Marmara Araştırma Merkezi web sayfası <http://www.mam.gov.tr/>.
- USGS, 2011. Amerika Birleşik Devletleri Jeolojik Araştırma Dairesi web sayfası, <http://www.usgs.gov/>; USGS: United States Geological Survey.
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T., Collins, A.S., Robertson, A. H. F., 2009. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: Magmatism along the developing northern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473, 99-112.
- Üner, S., 2003. Van Gölü Dogusu (Beyüzümü – Göllü Dolayı), Pliyo – Kuvaterner Yaslı Karasal Çökellerin Sedimantolojisi (yüksek lisans tezi, basılmamış). Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Van. 78.
- Üner, S., Yeşilova, Ç., Yakupoğlu, T., Üner, T. 2010. Pekışmemiş sedimanlarda depremlerle oluşan deformasyon yapıları (sismitler): Van Gölü Havzası, Doğu Anadolu. *Yerbilimleri*, 31, 53–66.
- Yılmaz, Y., Dilek, Y., Işık, H., 1981. Gevaş (Van) Ofiyolitinin Jeolojisi ve Sinkinematik bir Makaslama Zonu. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 24, 37-44.
- Yılmaz Y., Şaroğlu F., Güner Y., 1987. Initiation of the Neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics*, 134, 177-199.
- Yılmaz, Y., 1990. Comparison of Young Volcanic Associations of Western and Eastern Anatolia Formed Under a Compressional Regime: a Review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69-87.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., 1993. Ophiolitic and Metamorphic Assemblages of Southeast Anatolia and Their Significance in the Geological Evolution of the Orogenic Belt. *Tectonics*, 12 (5), 1280-1297.
- Yılmaz, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F., 1998. Geology of the Quaternary Volcanic Centres of the East Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, 173-210.

Özkaymak, Sözbilir, Bozkurt, Dirik, Topal, Alan ve Çağlan

YAYIN AMAÇLARI VE KURALLARI, YAYINA KABUL İLKELERİ

AMAC

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ DERGİSİ

• İnsan ile Yerküre arasındaki etkileşimlere ilişkin bilgi ve deneyimleri doğal çevreyi de gözleterek daha güvenli ve rahat bir yaşam ortamı sağlamak amacı ile insanlığın hizmetine sunmayı hedefleyen Jeoloji Mühendisliği mesleğinin, günlük yaşamdaki yerini ve önemini daha etkin bir şekilde yansıtmak,

• Bu alanda ulusal ve uluslararası gelişmeleri Jeoloji Mühendisleri'nin bilgisine sunmak,

• Konu ile doğrudan veya dolaylı etkinliklerde bulunan biliminsanları, araştırmacılar, mühendisler ve diğer uygulayıcılar arasındaki bilgi ve deneyim paylaşımını güçlendirecek ve hızlandıracak, kolay erişilebilen, geniş katılımlı bir tartışma ortamı sağlamak ve bunları yayma olanağı yaratmak,

• Türkiye'nin toplumsal ve ekonomik kalkınmasını yakından ilgilendiren jeolojiye ilişkin sorunların daha etkin bir şekilde çözüme kavuşturulması açısından büyük önem taşıyan kurumlararası işbirliğinin başlatılmasına ve geliştirilmesine katkıda bulunmak,

• Türkçe'nin Jeoloji Mühendisliği alanında bilim dili olarak geliştirilmesini ve yabancı sözcüklerden arındırılmasını özendirme amaçlarına sahiptir.

KAPSAM VE NİTELİK

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ DERGİSİ, ulusal ve uluslararası platformlarda, yerbilimlerinin uygulamaya yönelik alanlarında çalışmalar yapan herkesin katkısına açıktır. Bu çerçevede;

- İnsanların yaşamını etkileyen jeolojik süreçler ile mühendislik yapıları ve bunlara ilişkin sorunlar ve çözümler
- Jeolojik kaynakların yönetimi ve ekonomik açıdan değerlendirilmesi
- Doğal ve yapay kirlenmeler ve ekosisteme etkileri
- Jeolojik anıtların korunması
- Jeolojik sorunların çözümüne katkıda bulunan arazi ve laboratuvar yöntemlerinin ve tekniklerinin geliştirilmesi

ile ilgili kuramsal ve uygulamalı çalışmaları kapsayan ürünler, Yayın Kurulu'nun değerlendirmesinden geçtikten sonra Jeoloji Mühendisliği Dergisi'nde yayımlanır.

Jeolojinin uygulama alanlarına ilişkin her türlü çalışma Jeoloji Mühendisliği Dergisi'nin yayım amaçlarına uygundur. Bununla birlikte, çalışmaya konu olan sorunun kullanılan teknik ne olursa olsun, bilimsel yöntemlerle ele alınması ve jeolojinin uygulama alanlarına ilişkin olması aranan temel nitelikler arasındadır. Çalışmanın daha önce Türkçe yayımlanmamış olması gerekmektedir. Jeoloji Mühendisliği Dergisi'nde, yeni yapısıyla beş tür yazı yayımlanacaktır:

1- ELEŞTİREL İNCELEME (Review Paper): Editörün daveti üzerine veya bilgisi dahilinde hazırlanan, Jeoloji Mühendisliği'nin herhangi bir alanında halen kullanılmakta olan teknik, yöntem ve yaklaşımları günümüz teknolojik gelişmeleri ve kendi deneyimleri ışığında inceleyen, bu açıdan öneriler geliştiren yazıdır. Yazı uzunluğu konuya bağlı olarak değişebilir. Yayın Kurulu incelemesi zorunluluğu yoktur.

2- ARAŞTIRMA MAKALESİ (Research Article): Özgün bir çalışmanın sunulduğu yazıdır. Kuramsal temel, yeterli miktarda ve nitelikte veriye dayalı bulgu ve sonuçların ayrıntılarıyla

değerlendirildiği bölümleri içermelidir. Yazının toplam uzunluğu 6000 sözcük eşdeğerini (10 JMD sayfası) aşmamalıdır. En az iki Yayın Kurulu üyesi tarafından incelendikten sonra yayımlanır.

3- TEKNİK NOT (Technical Note): Herhangi bir süreci veya tekniği, kuramsal temel, yeterli veri ve ayrıntılı değerlendirmeye dayanmadan sunan ve amacı, bu süreci veya teknikleri kullanabilecek yerbilimcilere duyurmak olan özgün yazıdır. Yazının uzunluğu 5000 sözcük eşdeğerini (5 JMD sayfası) aşmamalıdır. En az iki Yayın Kurulu üyesi tarafından incelendikten sonra yayımlanır.

4- ARAŞTIRMA NOTU (Research Note): Henüz tamamlanmamış, eksik veri ve bulgularla yüzeysel değerlendirmelere dayalı, kendi içinde tutarlı, özgün, deneysel, uygulamalı veya kuramsal araştırmaların ön sonuçlarının veya bulgularının sunulduğu yazıdır. Amaç, okuyucuya güncel bir konuya ilişkin bir çalışmanın ön bulgu ve sonuçlarını duyurarak konu üzerinde tartışma ortamı yaratmak, konunun gelişmesine diğer araştırmacıların katkılarını sağlamaktır. Yazı uzunluğu 5000 sözcük eşdeğerini (5 JMD sayfası) aşmamalıdır. En az iki Yayın Kurulu üyesi tarafından incelendikten sonra yayımlanır.

5- GÖRÜŞ-YORUM ve YANITLAR (View, Comment and Reply): Dergide yayımlanan yazılar hakkında her türlü görüş, yorum ve bunlara ilişkin yanıtları içerir. Editörün uygun gördüğü uzunlukta yayımlanır.

YAZILARIN DEĞERLENDİRİLMESİ VE YAYINA KABUL İLKELERİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ DERGİSİ Editörlüğü'ne 2 satır aralığında 12 punto harflerle yazılmış ve 1 nüsha halinde *.doc veya *.docx formatında hazırlanarak e-posta ile gönderilen yazılar, öncelikle içerik, sunum, yayım kuralları, vd. yönlerden Editörlük tarafından incelenir ve daha sonra değerlendirilmek üzere en az iki Yayın Kurulu üyesine ve/veya Kurul dışından seçilecek uzmanlara gönderilir. Yayın Kurulu üyelerinden gelecek görüşler doğrultusunda yazının doğrudan, az veya önemli ölçüde düzeltilmesi koşuluyla yayımlanmasına veya reddine Editörce karar verilir ve sonuç yazarlara bildirilir.

Yayın Kurulu üyelerinin birbiriyle çelişen görüş bildirmeleri durumunda, Editör'ün bir karara varabilmesi için yazı, üçüncü bir Yayın Kurulu üyesine veya yazı konusundaki uzmana gönderilir. Yayın Kurulu üyeleri gerekli görürlerse yazıları düzeltilmiş haliyle tekrar görüp değerlendirebilirler.

Yazarlar, Yayın Kurulu üyelerinin ve Editör'ün yaptığı eleştiri, öneri ve düzeltmeler arasında katılmadıkları hususlar olduğunda bunları ayrı bir sayfada gerekçeleriyle birlikte açıklamalıdır.

Gönderilen yazılar, JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ DERGİSİ'nde yayımlansın veya yayımlanmasın yazarlara iade edilmez.

YAZIM DİLİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ DERGİSİ'nde yayım dili olarak "Türkçe" ve "İngilizce" kullanılmaktadır. Derginin oldukça geniş bir yurt dışı aboneliği ve sürümü olduğu için, Türkçe makalelerin, kabulden sonra "Genişletilmiş bir İngilizce Özeti"nin yazılması gerekmektedir. Dergide; ayrıca yazıların başlıkları, özetleri ve tüm çizelgeler ile şekillerin açıklamaları Türkçe ve İngilizce olarak iki dilde birlikte verilmelidir.

YAZIM KURALLARI

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ DERGİSİ'nde yayımlanması kabul edilen yazıların basım öncesi dizgi işlemleri Editörlükçe yazarlara gönderilecek olan "*Makale Yazım Formatı*"na göre yazarlar tarafından yapılır. Zaman tasarrufu, ekonomiklik ve yazıların son şeklinin yazarlar tarafından da kontrolünü sağlamak açısından tercih edilen bu yöntemde, yazarlar yazılarını baskıya girecek şekilde bilgisayarda formata uygun bir şekilde dize eder ve bırakılan boşluklara da şekil ve çizelgeleri yerleştirerek (camera-ready uygulamasına benzer şekilde) basım aşamasına getirerek Editörlüğe gönderirler.

Metin Bölümü

- 1- *Metin*: A4 boyutunda (29.7 x 21 cm) kağıtların üzerine bilgisayarda, 1.5 satır aralıklı, 10 punto ve Times New Roman yazı karakteri ile yazılmalıdır. Sayfa kenarlarında 3'er cm boşluk bırakılmalı ve sayfalar numaralandırılmalıdır.
- 2- *Başlık*: konuyu en iyi şekilde belirtecek ve 12 kelimeyi geçmeyecek şekilde kısa seçilmeli ve Türkçe başlığın (tamamı büyük harflerle ve koyu yazılmış) yanısıra, İngilizcesi (İtalik ve normal büyük harflerle) de yazılmalıdır. Eğer yazı İngilizce yazılmış ise, önce İngilizce sonra Türkçe başlık verilmelidir.
- 3- *Öz*: yazının başlangıcında 200 kelimeyi geçmeyecek şekilde hazırlanmış Öz/Abstract (Türkçe ve İngilizce) bulunmalıdır. Bu bölüm, yayının diğer bölümlerinden ayrı olarak yayımlanabilecek düzende yazılmış, yazının tümünü en kısa, ancak öz biçimde yansıtır nitelikte (özellikle çalışmanın amacını ve sonuçlarını yansıtarak) olmalıdır. Yazı Türkçe yazılmışsa Abstract'ın, İngilizce yazılmışsa Öz'ün başlığı ve metin kısmı italik karakterle yazılmalıdır. Ayrıca, Öz ve Abstract bölümlerinin altında bir satır boşluk bırakılarak *Anahtar Kelimeler ve Key Words* (en az 2, en çok 6 kelime alfabetik sıraya göre) verilmelidir. Eğer yazı İngilizce hazırlanmış ise, önce Abstract sonra Öz verilmelidir.
- 4- Yazının genel olarak aşağıda belirtilen düzene göre sunulmasına özen gösterilmelidir:
 - a) Başlık (Türkçe ve İngilizce)
 - b) Yazar ad(lar)ı ve adres(ler)i (yazar adları koyu karakterle ve soyadları büyük harflerle, adresler normal italik karakterlerle)
 - c) Öz (anahtar kelimeler eklenerek)
 - d) Abstract (key words eklenerek)
 - e) Giriş (amaç, kapsam, çalışma yöntemleri, vd.)
 - f) Metin bölümü (yöntemler, çalışılan malzeme, saha tanımlamaları, vd.)
 - g) Tartışmalar
 - h) Sonuçlar ve Öneriler
 - i) Katkı belirtme (gerekiyor ise)
 - j) Kaynaklar

- 5- Metin içinde ana bölüm başlıkları dışında en fazla üç alt başlık oluşturulmalı ve başlıklara numara verilmemelidir. Bunların yazım şekli aşağıdaki gibi olmalıdır:

ÖZ

ABSTRACT

GİRİŞ

ANA BAŞLIK

Birinci Derece Alt Başlık

İkinci derece alt başlık

Üçüncü derece alt başlık

TARTIŞMALAR

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

KATKI BELİRTME

KAYNAKLAR

- 6- Metrik sistem veya SI birimleri (kPa, kN/m³ vb.) kullanılmalıdır.
- 7- Gerek metin içinde ve çizelgelerde, gerekse şekillerde rakamların ondalık bölümlerinin ayrılması için nokta kullanılmalıdır (3.1 gibi).

Kaynaklar

- a) Metin içinde kaynaklara değinme yapılırken aşağıdaki örneklerde olduğu gibi, bibliyografya araştırmacı soyadı ve tarih sırasıyla verilir.
....Ford (1986) tarafından....
....bazı araştırmacılar (Williams, 1987; Gunn, 1990; Saraç ve Tarcan, 1995)

- b) Birden fazla sayıda yazarlı yayınlara metin içinde değinilirken ilk soyadı belirtilmeli, diğer yazarlar için vd. İbaresini kullanılmamalıdır.
....Doyuran vd. (1995)....
....Smart vd. (1971)....
- c) Ulaşılamayan bir yayına metin içinde değinme yapılırken bu kaynakla birlikte alıntının yapıldığı kaynak da aşağıdaki şekilde belirtilmelidir. Ancak Kaynaklar Dizisinde sadece alıntının yapıldığı kaynak belirtilmelidir.
....Dreybrodt (1981; Schuster and White, 1971)....
- d) Kişisel görüşmelere metin içinde soyadı ve tarih belirtilerek değinilmeli, ayrıca "Kaynaklar Dizini"nde de yer verilmelidir. (Soyadı, Adı, Tarih, Kişisel görüşme. Görüşülen kişinin/kişilerin adres(ler)i)
- e) Kaynaklar, yazar soyadları esas alınarak alfabetik sırayla verilmeli ve metin içinde değinilen tüm kaynaklar, "Kaynaklar Dizini"nde eksiksiz olarak belirtilmelidir. Kaynakların yazılmasında aşağıdaki örneklerde belirtilen düzen esas alınmalıdır:

Sürelî yayımlar ve bildiriler

Yarbaşı, N., Kalkan, E., 2009. Geotechnical mapping for alluvial fan deposits controlled by active faults: a case study in the Erzurum, NE Turkey. *Environmental Geology*, 58 (4), 701-714.

[Yazar ad(lar)ı, Tarih. Makalenin Başlığı. Sürelî Yayımların Adı (kısaltılmamış), Cilt No. (Sayı No.), Sayfa No.]

Altındağ, R., Şengün, N., Güney, A., Mutlutürk, M., Karagüzel, R., Onargan, T., 2006. The integrity loss of physicomaterial properties of building stones when subjected to recurrent cycles of freeze-thaw (F-T) process. *Fracture and Failure of Natural Building Stones-Applications in the Restoration of Ancient Monuments* (Editors: Stavros and Kourkoulis), 363-372.

[Yazar ad(lar)ı, Tarih. Bildirinin Başlığı. Sempozyum veya Kongrenin Adı, Editörler, Basımevi, Cilt No. (birden fazla ciltten oluşuyorsa), Düzenlendiği Yerin Adı, Sayfa No.]

Kitaplar

Palmer, C.M., 1996. *Principles of Contaminant Hydrogeology* (2nd Edition). Lewis Publishers, New York, 235 p.

Ketin, İ., Canitez, N., 1972. *Yapısal Jeoloji*. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı:869,520 s.

[Yazar ad(lar)ı, Tarih. Kitabın Adı (ilk harfleri büyük). Yayınevi, Basıldığı Şehrin Adı, Sayfa Sayısı.]

Raporlar ve Tezler

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji ve rezerv ön raporu. MTA Derleme No:6234, 17 s (yayımlanmamış).

Akın, M., 2008. Eskipazar (Karabük) travertenlerinin bozunmasının araştırılması. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Doktora Tezi, 263 s (yayımlanmamış).

[Yazar ad(lar)ı, Tarih. Raporun veya Tezin Başlığı. Kuruluşun veya Üniversitenin Adı, Arşiv No. (varsa), Sayfa Sayısı (yayımlanıp, yayımlanmadığı)]

NOT: Tüm kaynaklarda ilk satırdan sonraki satırlar 0.7 cm içeriden başlanarak yazılmalıdır.

Eşitlikler ve Formüller

- a) Eşitlikler elle yazılmamalı ve bilgisayardan yararlanılmalıdır. Eşitliklerde, yaygın olarak kullanılan uluslararası simgelere yer verilmesine özen gösterilmelidir.
- b) Her eşitliğe sırayla numara verilmeli, numaralar parantez içinde eşitliğin hizasında ve sayfanın sağ kenarında belirtilmelidir.
- c) Eşitliklerde kullanılacak alt ve üst indisler belirgin şekilde ve daha küçük karakterlerle yazılmalıdır (I_d , x^2 gibi).
- d) Eşitliklerdeki sembollerin açıklamaları eşitliğin hemen altındaki ilk paragrafta verilmelidir.
- e) Karekök işareti yerine parantezle birlikte üst indis olarak 0.5 kullanılmalıdır ($\sigma_{\text{maks}} = \sigma_c^{0.5}$ gibi).

- f) Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" simgesi kullanılmalıdır. Çarpma işareti olarak genellikle herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak zorunlu hallerde "*" işareti tercih edilmelidir ($y=5 * 10^{-3}$ gibi).
- g) Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca^{++} veya CO^{-} gibi ifadeler yerine Ca^{2+} ve CO_3^{2-} kullanılmalıdır.
- h) İzotop numaraları, ^{18}O şeklinde verilmelidir.

Çizelgeler

- a) Yazarlar, derginin boyutlarını dikkate alarak, çizelgeleri sınırlamalı ve gerekiyorsa metinde kullanılanlara oranla daha küçük karakterlerle yazmalıdır. Bu amaçla çizelgeler tek sütuna (7.5 cm) veya çift sütuna (16 cm) yerleştirilebilecek şekilde hazırlanmalıdır. Tam sayfaya yerleştirilmesi zorunlu olan büyük çizelgelerin en fazla (16 x 21) cm boyutlarında olması gerekir. Bu boyutlardan daha büyük ve katlanacak çizelgeler kabul edilmez.
- b) Çizelgelerin hemen altında gerekli durumlarda açıklayıcı dipnotlara veya kısaltmalara ilişkin açıklamalara yer verilmelidir.
- c) Çizelgelerin başlıkları, kısa ve öz olarak seçilmeli, hem Türkçe (normal karakterle ve ilk harfi büyük diğerleri küçük harfle) hem de İngilizce (ilk harfi büyük diğerleri küçük İtalik harflerle) "Çizelgeler Dizini" başlığı altında ayrı bir sayfaya yazılmalıdır. İngilizce olarak hazırlanmış yazılarda önce İngilizce sonra Türkçe çizelge başlığı verilmelidir.
- d) Çizelgelerde kolonsal ayrımı gösteren düşey çizgiler yer almamalı, sadece çizelgenin üst ve alt sınırları ve gerek görülen diğer bölümleri için yatay çizgiler kullanılmalıdır.
- e) Her çizelge, sıralı olarak ayrı bir sayfada olmalı ve çizelge başlıkları çizelgenin üzerine yazılmalıdır.

Şekiller (Çizim, fotoğraf ve levhalar)

- a) Şekiller, uygun bir bilgisayar yazılımı kullanılarak hazırlanmalı, değerlendirmeyi kolaylaştıracak biçimde yüksek kalitede, metin sonunda verilmelidir. Ancak bu durum, elektronik dosya boyutunu fazla büyütmemelidir.
- b) Tüm çizim ve fotoğraflar şekil olarak değerlendirilip numaralandırılmalıdır. Şekil altı yazıları "Şekiller Dizini" başlığı altında hem Türkçe (normal karakterle ve ilk harfi büyük diğerleri küçük harflerle) hem de İngilizce (ilk harfi büyük diğerleri küçük İtalik harflerle) ayrı bir sayfada verilmelidir. Yazı İngilizce olarak hazırlanmışsa, şekil altı yazıları önce İngilizce sonra Türkçe verilmelidir.
- c) Her şekil, ayrı bir sayfada yer alacak biçimde sıraya dizilerek "Şekiller Dizini" sayfasıyla birlikte çizelgelerden sonra sunulmalıdır.
- d) Şekiller, ya tek sütuna (7.5 cm), ya da çift sütuna (en fazla 16 cm) yerleştirilebilecek boyutta hazırlanmalıdır. Tam sayfaya yerleştirilmesi zorunluluğu olan büyük şekillerin, şekil altı açıklamalarına da yer kalacak biçimde, en fazla (16 x 21 cm) boyutlarında olması gerekir. Belirtilen bu boyutlardan daha büyük ve katlanacak boyuttaki şekiller kabul edilmez.
- e) Harita, kesit ve planlarda sayısal ölçek yerine çubuk (bar) türü ölçek kullanılmalıdır.
- f) Şekiller yukarıda belirtilen boyutlarda hazırlanırken, şekil üzerindeki açıklamaların (karakterlerin) okunabilir boyutlarda olmasına özen gösterilmelidir.
- g) Fotoğraflar, şekiller için yukarıda belirtilen boyutlarda basılmış olmalıdır. Fotoğrafların üzerinde gösterilecek olan simgeler okunaklı olmalıdır. Özellikle koyu tonların egemen olduğu bölgelerde simgelerin beyaz renk ile gösterilmesi tavsiye edilir. Yaygın olarak kullanılan uluslararası simgelerin kullanılmasına özen gösterilmelidir.

Ek Açıklamalar ve Dipnotlar

- a) Ana metnin içine alındığında okuyucunun dikkatinin dağılmasına yol açabilecek, hatırlatma niteliğindeki bilgiler, yazının sonundaki "Ek Açıklamalar" başlığı altına konulabilir (İstatistik bilgilerin verilmesinde, formüllerin çıkarımının gösterilmesinde, bilgisayar programlarının verilmesinde, vb. konularda bu yol izlenebilir).
- b) Dipnotlar, yerleştirme ve yazılma açısından güçlükler nedeniyle olduğundan, çok gerekli durumlar dışında kullanılmamalıdır. Eğer dipnot kullanılırsa, yıldız (*) işareti ile gösterilmeli ve mümkün olduğunca kısa tutulmalıdır. Dipnotta eğer değinme yapılırsa bibliyografik bilgiler dipnotta değil, "Kaynaklar Dizini"nde verilmelidir.

YAZILARIN GÖNDERİLMESİ

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ DERGİSİ'nin "Yayın Amaçları ve Kuralları, Yayına Kabul İlkeleri"nde belirtilen ilkelere uygun olarak elektronik ortamda hazırlanmış yazılar, e-posta ile gönderilmelidir.

E-posta adresi: topal@metu.edu.tr

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ DERGİSİ EDİTÖRLÜĞÜ TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

Hatay Sokak No: 21 Kocatepe/Ankara
Tel : (312) 432 30 85 / (312) 434 36 01
Faks : (312) 434 23 88
E-posta : topal@metu.edu.tr

AYRI BASKILAR

Dergide yayımlanması kabul edilen yazıların ayrı baskısından on adet yazarına veya birden fazla yazarlı yazılarda yayım için başvuruyu yapan yazara olanaklar çerçevesinde ücretsiz olarak gönderilir. Ondan fazla ayrı baskı talebinde bulunulması halinde, Jeoloji Mühendisleri Odası Yönetim Kurulu tarafından belirlenen ücret, her ayrı baskı için yazarlar tarafından ödenir.