

# ATAG - 5

AKTİF TEKTONİK ARAŞTIRMA GRUBU  
BEŞİNCİ TOPLANTISI

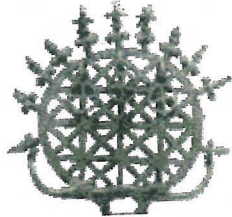


TÜBİTAK

**MAKALELER**



**EDİTÖR  
ERGUN GÖKTEN**



**ANKARA ÜNİVERSİTESİ  
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ BÖLÜMÜ  
15-16 KASIM 2001  
ANKARA**

## ÖNSÖZ

Ülkemizde 1999 yılında yaşanan ve büyük can ve mal kaybına yol açan depremler, 1997 yılında bir grup İTÜ öğretim üyesinin öncülüğünde oluşturulan “Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG)” nun ve bu kapsamda yapılmaya başlanan yıllık bilimsel toplantıların ne denli isabetli ve gerekli bir girişim olduğunun kanıtı olmuştur. ATAG toplantıları 1997 yılından beri katılımcıların özverili ilgileri ile düzenli olarak sürdürülebilmektedir. İlk ikisi İstanbul Teknik Üniversitesinde, üçüncüsü Cumhuriyet Üniversitesinde ve dördüncüsü de Osmangazi Üniversitesinde yapılan toplantıların bildiri özetleri ile bildirilerin tam metinlerini içeren kitaplar basılmıştır. Bu toplantıların beşincisi 2001 yılında Ankara Üniversitesi’nde gerçekleştirilmiştir. Bu toplantıda üniversitelerde ve değişik kuruluşlarda çalışan araştırmacılar tarafından 30 adet bildiri sunulmuş ve iki de çağrılı konuşma yapılmıştır. Bu kitapta toplantıda sunulmuş olan bildirilerden altı tanesinin tam metinleri yer almaktadır. Toplantının gerçekleşmesine katkı koyan katılımcılara ve düzenlenmesine yardımcı olan Ankara Üniversitesine, Tübitak’a ve MTA Genel Müdürlüğüne teşekkür ederiz.

Düzenleme Kurulu

## DÜZENLEME KURULU

**Prof.Dr.Ergun GÖKTEN**  
**Prof.Dr.Baki VAROL**  
**Doç.Dr.Gürol SEYİTOĞLU**  
**Dr.Ömer EMRE**  
**Dr.Volkan ÖZAKSOY**  
**Araş.Gör.Özden İLER**

## BİLİMSEL KURUL

**Prof.Dr.Aykut BARKA, İTÜ**  
**Prof.Dr.Haluk EYİDOĞAN, İTÜ**  
**Prof.Dr.Ali KOÇYİĞİT, ODTÜ**  
**Prof.Dr.Okan TÜYSÜZ, İTÜ**  
**Prof.Dr.Ergun GÖKTEN Ankara Üniversitesi**  
**Doç.Dr.Orhan TATAR, Cumhuriyet Üniversitesi**  
**Doç.Dr.Semih ERGİNTAV, TÜBİTAK**  
**Doç.Dr.Halil GÜRİSOY, Cumhuriyet Üniversitesi**  
**Doç.Dr.Haluk TEMİZ, Cumhuriyet Üniversitesi**  
**Doç.Dr.Erhan ALTUNEL, Osmangazi Üniversitesi**  
**Doç.Dr.Erdin BOZKURT, ODTÜ**  
**Y.Doç.Dr.Serdar AKYÜZ, İTÜ**  
**Dr.Fuat ŞAROĞLU, TPAO**  
**Dr.Ömer EMRE, MTA**

## DÜZENLEME KURULU SEKRETERLİĞİ

**Prof.Dr.Ergun GÖKTEN**  
**Dr.Volkan ÖZAKSOY**  
**Araş.Gör.Özden İLERİ**

## ATAG5

**Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi**  
**Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Tandoğan, ANKARA**

## İÇİNDEKİLER

<b>Denizli ve yakın civarında deprem üreten diri faylar ve Gökpınar sulama barajının depremsellik açısından irdelenmesi</b> <i>Earthquake-generating faults in and around Denizli and evaluation of seismicity of Gökpınar Dam</i> Ramazan DEMİRTAŞ Cenk ERKMEN Müjdat YAMAN.....	1
<b>İzmit Körfezi Kuzeyindeki Fayların Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Yapısal İlişkileri</b> <i>The structural relationships between the faults in the north of İzmit gulf and the North Anatolian Fault Zone</i> Ergun GÖKTEN, Baki VAROL ve Volkan ÖZAKSOY.....	12
<b>Eskişehir fay zonunun İnönü-Dodurga çevresinde neotektonik özellikleri</b> <i>Neotectonic features of Eskişehir fault zone around İnönü-Dodurga</i> Fatma TOKAY ve Erhan ALTUNEL .....	27
<b>Yeraltısuyu Seviye Değişimleri İle Depremler Arasındaki İlişkinin Araştırılması:</b> <b>Eskişehir Civarındaki Gözlemler</b> <i>Relationship Between Earthquake and Groundwater Level Changes: Observations From the Eskişehir Vicinity</i> Galip YÜCE, Uğur KURAN ve Selçuk GÖRDÜK.....	45
<b>Deterministik Yaklaşımla Türkiye'nin Sismik Tehlike Analizi</b> <i>Seismic Hazard Analysis For Turkey Using The Deterministic Approach</i> Müge AKIN ve Kamil KAYABALI.....	74
<b>Ihlara Vadisi Civarındaki Traverten Oluşumları ve Tektonik Önemleri</b> <i>Travertine Formation Around of Ihlara Valley and Tectonic Importance</i> Volkan KARABACAK ve Erhan ALTUNEL.....	89

## **Denizli ve yakın civarında deprem üreten diri faylar ve Gökpınar sulama barajının depremsellik açısından irdelenmesi**

### *Earthquake-generating faults in and around Denizli and evaluation of seismicity of Gökpınar Dam*

Ramazan DEMİRTAŞ Cenk ERKMEN Müjdat YAMAN  
Afet İşleri Gen. Müd., Deprem Araştırma Dairesi, Aktif Tektonik Grubu  
(e-mail: demirtas@deprem.gov.tr, iravul@deprem.gov.tr)

**ÖZ:** Denizli civarında Nisan – Ekim 2000 tarihleri arasında olmuş depremleri muhtemelen Denizli havzasının yakın KD'sunda geçen Honaz-Kaleköy-Özerlik-Sarayköy arasından uzanan fay; Honaz-Karakova arasında uzanan fay; Honaz-Pamukkale-Karahayıt arasında uzanan Pamukkale fayı üretmiştir. Babadağ Fayı ile Honaz Fayı, Menderes Çöküntüsünün oluşmaya başladığı anda gelişmiş faylar olup, üzerinde önemli deprem yaratabilecek izler bulundurmamaktadır. Bu durum da Denizli'de deprem üreten diri fayların havzanın kuzeyine yani Denizli K-KD'suna doğru göç etmiş olduğunu ortaya koymaktadır.

Denizli ve yakın civarında gevşek ve pekişmemiş kiltası, çakıltası ve kumtaşından oluşan Asartepe formasyonu yüzeylemektedir. Organize Sanayi ve İzmir yolu çıkışında ve özellikle Çürüksu ve Menderes nehirlerinin aktığı kesimlerde yeraltı su seviyesi yüzeye çok yakındır. Bu durum, Denizli'de olabilecek büyük bir depremde kuvvetli-yer hareketinin kat kat büyütülebileceğini ve sıvılaşma ya da yamaç-zemin yenilmeleri benzeri ciddi zemin problemlerinin olabileceğini göstermektedir. Diğer yandan Honaz-Akhan köyü arasında önemli heyelanların olabileceği alanlar bulunmaktadır.

Babadağ Fayı, Honaz Fayı, Kaleköy Fayı, Karakova Fayı ve Pamukkale Fayı halen yapımı devam eden Gökpınar barajının bulunduğu bölgede kesilmektedir. Bu bölgede baraj yapımı nedeniyle açılan yarmalarda binlerce eğim atımlı normal faylanmalar bulunmaktadır. Bu faylanmalar, arazinin çok fazla parçalanmasına ve zayıflatılmasına neden olmuş ve morfolojiyi belirginleştirmiştir.

Diğer yandan barajın yapıldığı alanda hem tektoniğin etkili olması hem de aşınım-depolanmanın hızlı olması nedeniyle oldukça kalın gevşek-pekişmemiş Asartepe formasyonuna ait kiltası, kumtaşı ve çakıltıları bulunmaktadır.

Bu civardaki fayların görünen toplam eğim atımlarının en azından 500 metreden daha fazla olduğu dikkate alındığında kalın bir alüvyon örtü yer almaktadır. Sadece baraj aksının bulunduğu yerde toplam eğim atım, 110 m – 150 m arasında değişmektedir (Babadağ ve Honaz fayı dikkate alındığında toplam atım 1250 m'den daha fazladır). Bu nedenle baraj aksı ile dolusavak arasında yer alan Oluk Tepe, bir horst görünümünde hem KD'ya hem de GB'ya eğimli birçok küçük ölçekli normal faylardan oluşmaktadır. Bu faylardaki toplam atım 150 m civarında olup, bu nedenle Oluk Tepe'de yüzeyleyen çakıl serisinin devamının (en azından görünen 50 m'lik bölüm) baraj aksının altında yer aldığı düşünülmektedir. Bir başka deyişle Oluk Tepe ile Gözlek Tepe arasında kalan bölüm bir graben oluşturmaktadır.

Baraj aksının sadece sol yakasında heyelanın olduğu belirtilmekte ancak baraj gövdesinin hemen yakın doğusunda ve sulama kanallarının bulunduğu güzergah boyunca da önemli sayılabilecek heyelanlı alanlar bulunmaktadır. Nitekim barajdan sulama amacıyla yapılmış

kanaletlerin beton bloklarında, zemin yenilmeleri nedeniyle şu anda ciddi kırılmalar-  
oturmalar ve göçmeler gözlenmiştir.

Baraj alanının beş fayın kesişme bölgesi olması; bu fayların görünen eğim atımlarının 500  
metreden fazla olması; bu tektonik etki nedeniyle oldukça kalın gevşek alüvyal çökelin (baraj  
gövdesinin hemen bitişiğinde 50 metreden daha kalın çakıl yüzeylemektedir) hem de  
gövdenin arkasında geniş bir heyelanlı alanın bulunması ve deprem tehlikesi ve riskinin  
yüksek olması nedeniyle barajın su sızdırmazlığının ciddi şekilde araştırılması gerektiğini  
ortaya koymaktadır.

### **Şubat – Ekim 2000 Depremlerini Üreten Faylar**

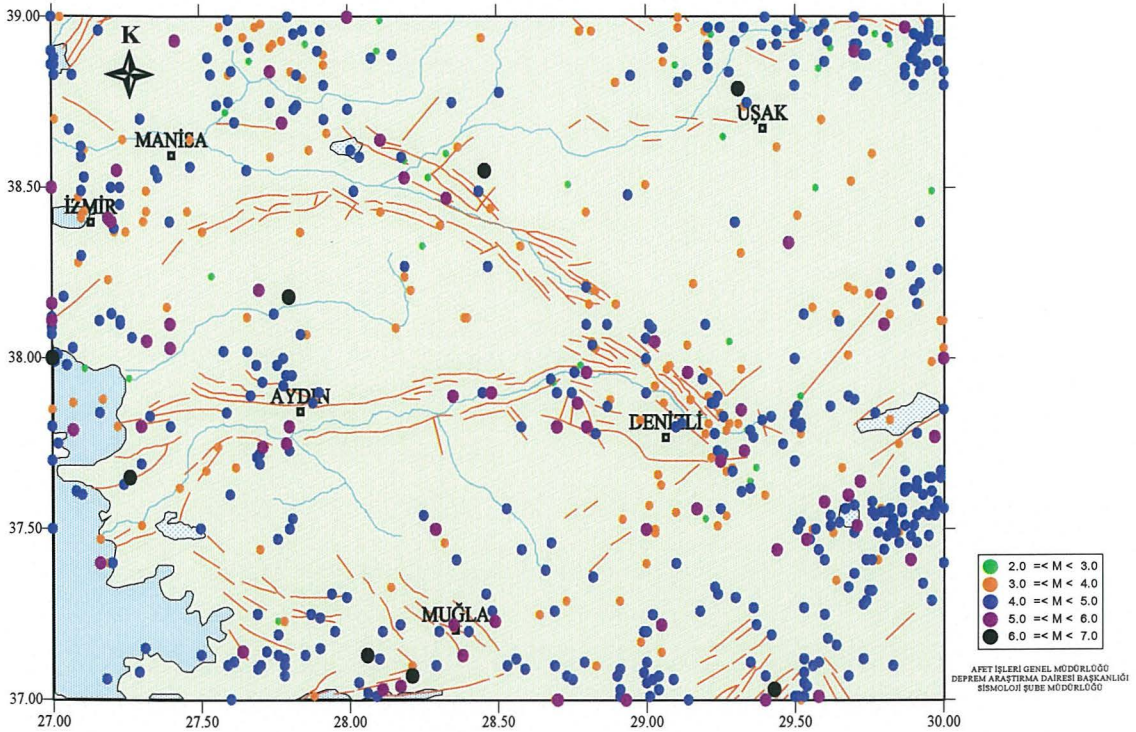
Ege Çöküntü Sistemi'nde 1900-2000 yılları arasında 33 adet hasar yapıcı deprem meydana  
gelmiştir (çizelge 1-Şekil 1). Bu depremler, çöküntü ve yükselimleri sınırlayan normal atımlı  
faylar boyunca olmuştur. Bu depremlerin büyük çoğunluğu, Büyük Menderes Çöküntüsü'nün  
doğu ucu ile Simav çöküntüsü boyunca yoğunlaşmıştır. Bölge, çok karışık tektonik görünüm  
sunması nedeniyle sürekli depremlerle karşı karşıya kalmış ve yakın gelecekte de deprem  
oluşturma potansiyeli yüksek olan bir bölgeyi temsil etmektedir.

### **Çizelge 1. Ege Çöküntü Sistemi'nde 1900-2000 yılları arasında olmuş hasar yapıcı depremler.**

1	20.09.1899	6.9	Menderes Vadisi
2	18.12.1901	5.9	Ayvalık
3	11.08.1904	6.2	Samos
4	03.10.1914	7.0	Burdur
5	18.11.1919	6.9	Soma
6	26.09.1921	5.9	Argithani
7	20.11.1924	6.0	Altıntaş
8	07.08.1925	6.0	Dinar
9	31.03.1928	6.5	Torbali
10	02.05.1928	6.2	Emet
11	19.07.1933	5.8	Çal
12	22.09.1939	6.5	Dikili
13	15.11.1942	6.2	Bigadiç
14	25.06.1944	6.0	Şaphane
15	21.02.1946	5.7	Argithani
16	23.07.1949	6.6	Khios
17	02.05.1953	5.6	Karaburun
18	16.07.1955	6.7	Söke
19	20.02.1956	6.1	Söğüt
20	14.09.1962	4.5	Balıkesir
21	11.03.1963	5.6	Buldan
22	22.11.1963	4.6	Tefenni
23	13.06.1965	5.6	Honaz

24	25.03.1969	6.1	Demirci
25	28.03.1969	6.5	Alaşehir
26	06.04.1969	5.8	Karaburun
27	28.03.1970	7.1	Gediz
28	23.02.1971	5.6	İvrindi
29	12.05.1971	6.2	Burdur
30	26.04.1972	4.9	Lesvos
31	01.02.1974	5.5	İzmir
32	19.08.1976	5.0	Denizli
33	01.10.1995	5.9	Dinar

Birbirlerine bağlantılı çöküntü ve yükselimlerden oluşan Ege Çöküntü Sistemi'nde 1900-2000 yılları arasında olmuş hasar-yapıcı depremlerin yer-zaman dağılımları incelendiğinde; depremlerin birbirlerine yakın fay segmanlarında oluştuğu göze çarpar. Bu yakın fay segmanlarında olan depremler (örneğin 1969 Demirci, 1970 Gediz depremleri), zaman olarak birbirlerine çok yakındırlar. Bu bölgedeki depremler, genellikle birer çiftler şeklinde oluşmaktadır. Bir segmanda oluşan deprem (örneğin 1969 Alaşehir, 1970 Gediz depremleri), komşu segmandaki bir depremi tetikleme rolü üstlenmektedir.



**Şekil 1. 1900 – 2000 yılları arasında Denizli ve yakın civarında  $M = 2$  ve daha büyük depremlerin dış-merkez dağılımları.**

Bir başka deyişle, hasar yapıcı depremlerin tekrarlanma aralıklarındaki farklılıklar, bazen bağımsız bir deprem tarafından alt bir segmanın kırılması; bir segmandaki depremin, diğer

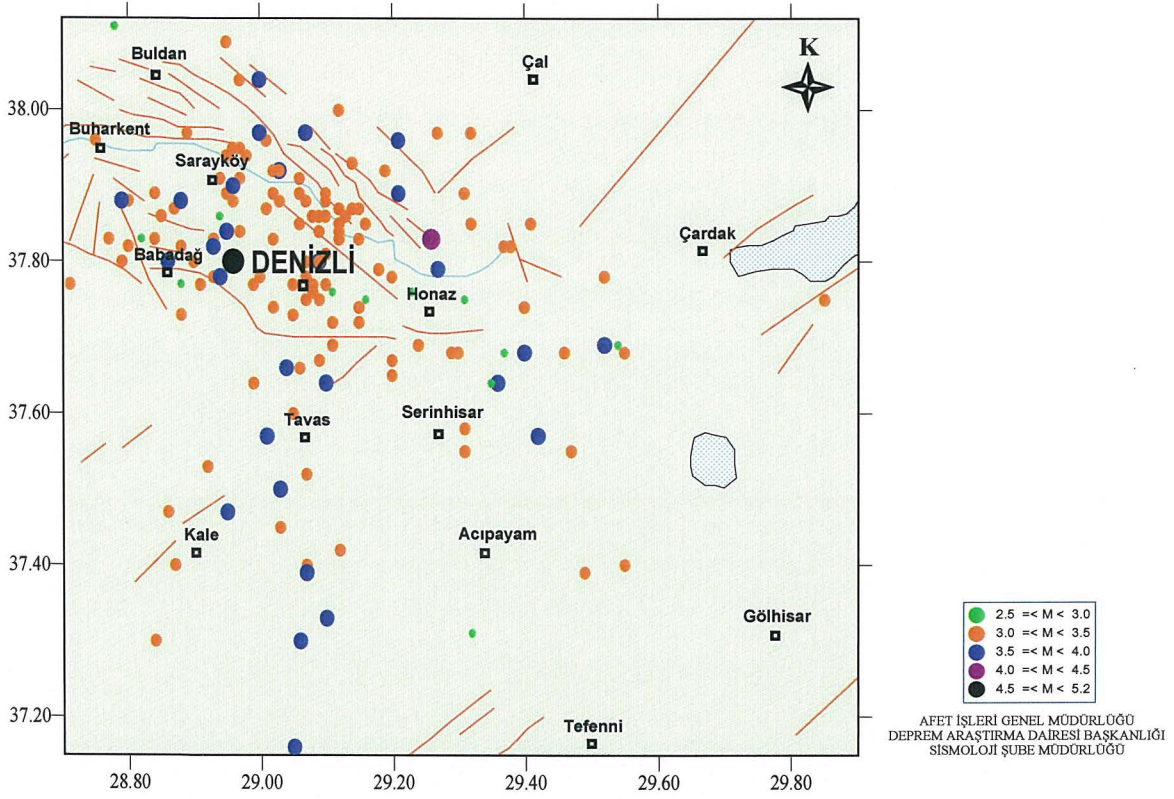
komşu segmandaki bir kaymayı tetiklemesi (örneğin 1963 Buldan, 1965 Honaz depremleri) ve ileriki zamanlarda bağımsız olarak bir deprem meydana gelmesi; ya da segmanların bağımsız fakat segmanlarda olan depremlerin zaman olarak birbirlerine oldukça yakın olması (örneğin 1969 Demirci, 1969 Alaşehir depremleri) gibi deprem oluşum şekilleri Ege Çöküntü Sistemi'ndeki depremlerin tipik özelliğidir.

1900-2000 yılları arasında Ege Çöküntü Sistemi'nde olmuş hasar yapıcı depremlerin yer-zaman dağılımları; 1900-1910 yılları arasında sakin bir dönem olduğunu; 1910-1930 yılları arasında deprem sayısında oldukça fazla bir artışın olduğunu; 1930-1960 yılları arasında tekrar sakin bir döneme geçildiğini; 1960-1975 yılları arasında tekrar oldukça yoğun bir sismik etkinliğin olduğunu ve 1975-2000 arasında tekrar sakin bir dönem yaşandığı görünmektedir.

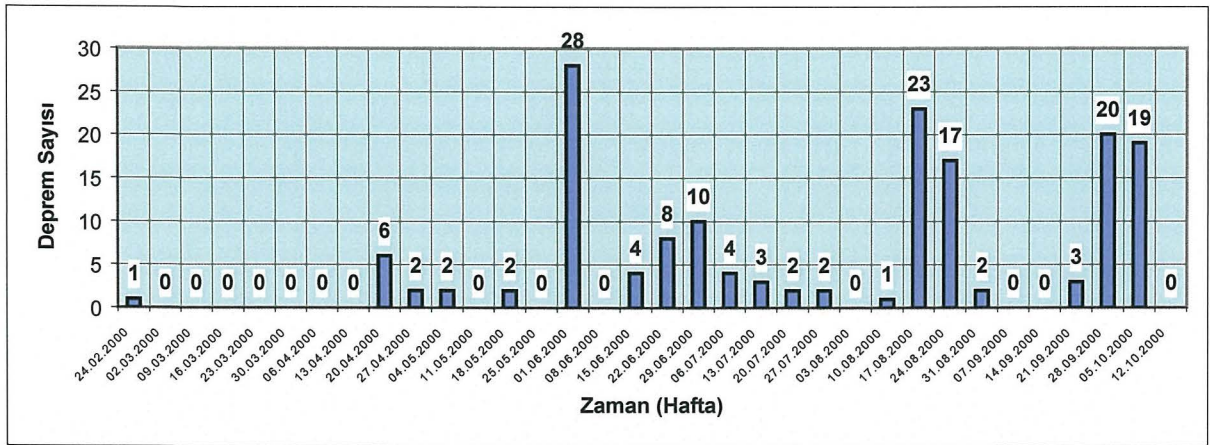
Bu dağılım, 1975 yılından itibaren sismik olarak çok sakin bir döneme girildiğini ve yeniden bir sismik etkinlik artışının yüksek olduğuna işaret etmektedir. Bu dönemde Ege Çöküntü Sistemi'nde olan tek deprem 1 Ekim 1995 tarihindeki 5.9 büyüklüğündeki Dinar depremidir.

Sarayköy-Babadağ (Denizli) arasında sismik etkinlik 21.04.2000 tarihinde  $M=5.2$ 'lik bir depremle başlamış ve 03 - 06.2000 tarihleri arasında 40 kadar deprem meydana gelmiş, 07 ve 08. aylarda yoğun bir sismik etkinlik devam etmiştir (Şekil 2, 3 ve 4). Son dört aylık bir dönem içinde Denizli yakın civarında büyüklükleri 3.0 ile 4.0 arasında değişen 120 deprem meydana gelmiştir.

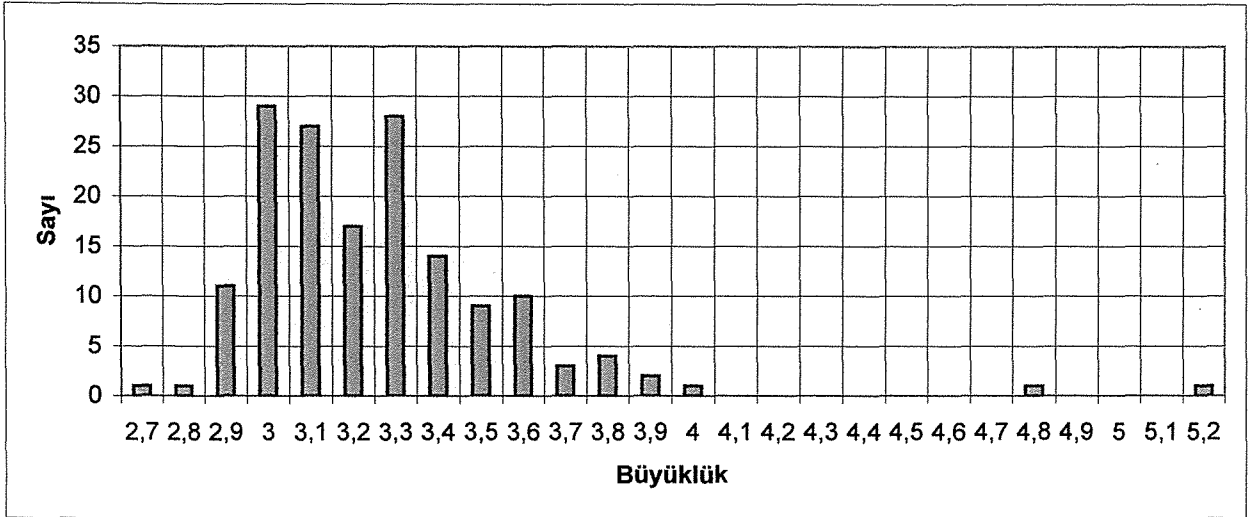




Şekil 2. Şubat 2000 – Ekim 10 tarihleri arasında Denizli ve yakın civarında olmuş büyüklüğü 2.7 ve daha büyük depremlerin dış-merkez dağılımları



Şekil 3. Şubat 2000 – Ekim 2000 arasında Denizli ve yakın civarında olmuş depremlerin deprem sayısı – zaman ilişkisi



*Şekil 4. Şubat 2000 – Ekim 2000 arasında Denizli ve yakın civarında olmuş depremlerin deprem sayısı – büyüklük ilişkisi*

Bilindiği gibi Ege Çöküntü Sistemi'nde olmuş hasar yapıcı depremlerin çoğundan önce öncü depremler meydana gelmiştir. Örneğin 1970 Gediz, 1971 Burdur ve 1995 Dinar gibi depremlerden önce öncü şoklar olmuştur. Diğer yandan öncü depremlerin ana şoktan önceki görünüm zamanı olacak olası depremin büyüklüğüne yani deprem kırık uzunluğuna bağlı olarak değişmektedir. Örneğin 1 Ekim 1995 Dinar depremi ana şokundan 1 ay önce öncü depremler olmaya başlamış ve 1 hafta önce büyüklükleri 4.0'ın üzerinde olan belirgin öncü şoklar hergün olmuştur. Ana şoktan 1 gün önce kırılma yani kopma noktasına gelindiğinde 1 günlük suskunluk dönemi yaşanmıştır. Büyüklüğü 5.9 olan Dinar depreminde yaklaşık 10 km uzunluğunda bir yırtılma olmuştur (Demirtaş vd. 1996). Bir başka deyişle yırtılan kırık uzunluğu 10 km olduğu için, haberci şeklinde öncü şokların görünümü ana şoktan 1 ay önce olmuştur. Aynı kuralı Denizli depremlerine uygulayacak olursak; iki olasılık sözkonusu olabilir:

(1) Babadağ ile Sarayköy arasında yırtılması olası olan fay yaklaşık 30 km uzunluğunda görünmektedir. Bu durum, haberci öncü şokların ana şoktan birkaç yıl önce (en az 1 ya da 2 yıl önce) görünebileceğini göstermektedir.

(2) Babadağ ile Sarayköy arasında uzanan fay boyunca görünen sismik etkinlik, bu faya komşu diğer bir faydaki depreme işaret edebilir. Bir başka deyişle herkes depremi Denizli'de beklerken deprem bu faya komşu olan Karova-Milas Fayı, Muğla-Yatağan Fayı, Gölhisar-

Çameli Fayı ya da Büyük Menderes Çöküntüsü'nün batı ucunda olma olasılığı sözkonusu olabilir.

Bu sismik davranış şekline " Gözleme Modeli (Doughnut pattern) " adı verilmektedir. Bu modele uygun dünyanın değişik bölgelerinde büyük depremler olmuştur. Bu modele uygun olarak Türkiye'de bazı büyük depremler olmuştur. Örneğin 17 Ağustos 1999 depreminden yaklaşık 3 ay önce Bursa civarında yoğun bir sismik etkinlik olmuştur. Ancak bu tür etkinlik " deprem fırtınası " olarak yorumlanmış ve bu tür fırtınaların oluşum özellikleri henüz bilinmediği için, fayı rahatlattığı şeklinde değerlendirmeler yapılmıştır. Bu fırtınadan yaklaşık 3 ay sonra 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi depremi meydana gelmiştir. Bu nedenle bu tür sismik etkinlikler, o bölgenin karakteristik özellikleri deyip basit yaklaşımlarda bulunmak doğru gözükmemektedir. Genellikle fay, en zayıf olduğu noktadan yırtılırken, deprem olacak fay bölgesi kilitlenmekte ve deprem oluncaya kadar çok sakin bir dönem geçirmektedir.

(3) Yukarıda çizelge 1 'de görüldüğü gibi Denizli civarını içeren Büyük Menderes Çöküntüsü'nde en büyük deprem ( $M=6.9$ ) 1899 yılında olmuştur. Bu civarda yaklaşık 100 yıldır bu büyüklükte bir deprem olmamıştır. Diğer taraftan 1900-2000 yılları arasında olmuş hasar-yapıcı deprem tarihleri incelendiğinde bölgede birbirine çok yakın tarihlerde depremlerin olduğu görülmektedir. Yani Denizli civarında olabilecek olası bir deprem, yakın civarda başka bir fayı tetikleyebilir ve birbirine zaman olarak çok yakın depremler meydana gelebilir.

Kısaca, sadece Denizli civarında sismik örüntünün kurulması ve bir ay gibi kısa bir süre izlenmesi yetmez. Bu bölge ve yakın civarının yakından en azından birkaç yıl izlenmesi gerekmektedir. Ayrıca bölgedeki ilgili kamu kurum ve üniversitelerle işbirliği yapılarak, deprem habercisi olabilecek olaylar gerekli yerlere bildirilmesi büyük önem taşımaktadır. En azından bölgedeki DSİ tarafından açılmış su kuyularındaki su seviyesi değişimleri, anormal hayvan davranışları, civarda bulunan kaplıca sularının ısı ve gaz değişimleri yakından izlenmesi gerekmektedir. Bilindiği gibi 1975 Haicheng (Çin) depremi ( $M_s=7.3$ ) bu tür değişiklikler yakından izlenerek önceden kestirilebilmiştir.

### **Denizli Civarında Diri Faylar**

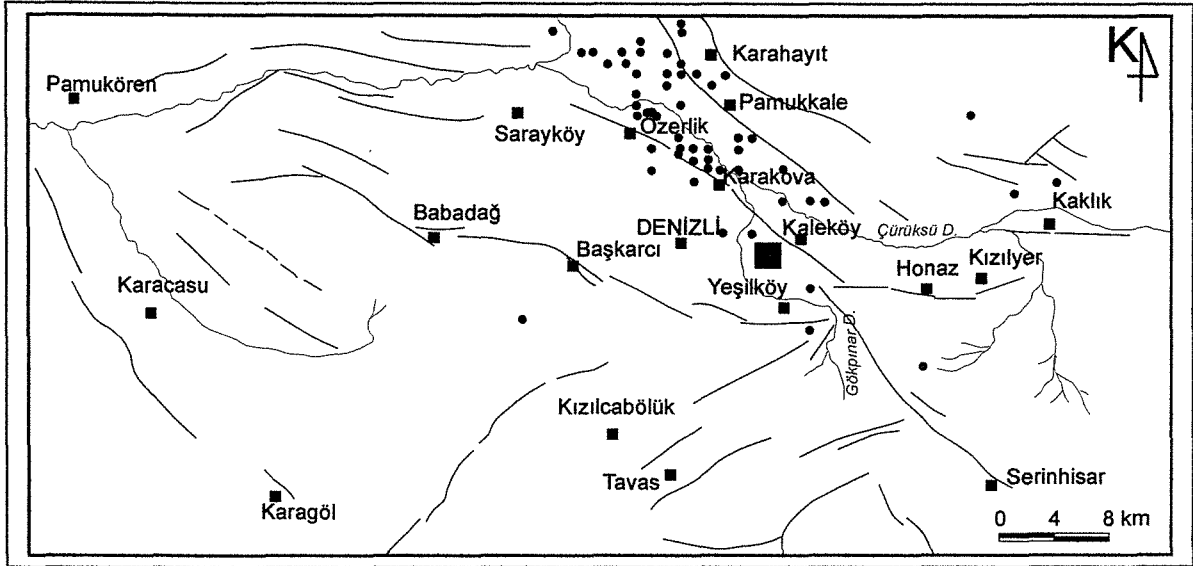
- 1- Bayındırlık ve İskan Müdürlüğü hizmet binasının altından geçen ve pekişmemiş çakıtaşı, kumtaşı ve kiltaşından oluşan Pliyo-Kuvaterner yaşlı Asartepe

Formasyonunu kesen eğim atımlı normal fay gözlenmiştir. Yarmanın alt kesimlerinden yeryüzüne kadar olan yüzeylerde fay doğrultusu K 55–70B 30 – 50 KD arasında değişmektedir. Kesit yüzeyinde gözlenen eğim atım 2.50 ile 5.50m arasında değişmektedir. Fay düzlemi boyunca 10 cm kalınlığında fay kili yer almaktadır. Bu fayın diri olup olmadığı, aşağıda verilen iki ayrı diri fay tanımına göre değerlendirildiğinde:

- (A) Türkiye’de Pliyosen (5 milyon yıl öncesi) ve Kuvaterner (1.8 milyon yıl öncesi) yaşlı birimleri kesen her fay, diri fay olarak kabul edilir.
- (B) Nuclear Reactory Commission (ABD) göre ise (1) son 35 bin yıl içinde en az bir kere hareket etmiş veya son 500 bin yıl içinde belirli aralıklarla tekrarlayarak hareket etmiş faylar, (2) fay ile doğrudan ilgisi olan aletsel olarak belirlenmiş deprem üreten faylar, (3) 1 ve 2 nolu özelliklere sahip ve biri hareket ettiğinde diğeri de hareket edebileceği olasılığının olduğu faylar diri fay olarak kabul edilir. (A) da tanımlanan kriterler dikkate alındığında; fay, Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimleri kesmesi nedeniyle diri fay olarak nitelendirilebilir. (B) de tanımlanan kriterler dikkate alındığında ise;
- i- Fayın kestiği Asartepe Formasyonu’nun alt sınırı 5 milyon yıl öncesi kabul edilirse, üst sınırının yaşı 1 ya da 2 milyon yıl öncesine kadar uzanmış olabilir. Faydaki 5 metrelik atım yeryüzünde morfolojide bir diklik oluşturması gerekir. Ancak üst kesimde bir fay dikliği gözlenmemektedir. Bu durum, faylanmadan sonra bu atımı tamamen silecek önemli derecede bir aşımın geliştiğini göstermektedir. Bu da fayın Holosen öncesi bir dönemde Pleyistosen ? (1.8 milyon – 10 bin yıl öncesi) çalışmış olabileceğini göstermektedir.
- ii- Fay, en üst kesimde birkaç bin yıl öncesi – günümüz arasını kapsayan dönemde gelişmiş toprak seviyesini kesmemektedir.
- iii- Fay, uzunluğu birkaç yüz metre uzunluğunda olup ana fay zonu oluşmadan hemen önce bölgede egemen olan tektonik gerilmeler sonucu meydana gelmiş yerel ölçekte gelişmiş yüzlerce faydan birisidir. Nitekim Bayındırlık binasının tam karşısında birkaç yüzmetre uzakta DSİ’nin açmış olduğu kum ocaklarında; Bayındırlık binasının arkasında Tuğla Ocakları, Eskihsar yolu boyunca yer alan yol yarmaları ve tüm Denizli civarında yerel ölçekte benzer birçok fay bulunmaktadır.
- iv- Bu sonuçlar, Bayındırlık Binasının altından geçen fayın (B) de belirtilen kriterlere göre deprem üreten diri fay olmadığını gösterir. Üstelik bu faylar, Menderes

çöküntüsünün açılımlıyla ilgili olan yerel ölçekte küçük faylar olup, esas deprem üreten faylar, Denizli K-KD'suna doğru göç etmiştir.

- 2- Denizli civarında Nisan – Ekim 2000 tarihleri arasında olmuş depremleri muhtemelen Denizli havzasının yakın KD'sunda geçen Honaz-Kaleköy-Özerlik-Sarayköy arasından uzanan fay; Honaz-Karakova arasında uzanan fay; Honaz-Pamukkale-Karahayıt arasında uzanan Pamukkale fayı üretmiştir.



**Şekil.** Gökpınar barajı ve baraj yakınında kesişen diri faylar (Babadağ fayı, Honaz fayı, Kaleköy fayı ve Karakova fayı). : Gökpınar barajı. (Kumsar vd. 2000'den alınmıştır. Yayınlanmamış)

- 3- Babadağ Fayı ile Honaz Fayı, Menderes Çöküntüsünün oluşmaya başladığı anda gelişmiş faylar olup, üzerinde önemli deprem yaratabilecek izler bulundurmamaktadır. Bu durum da Denizli'de deprem üreten diri fayların havzanın kuzeyine yani Denizli K-KD'suna doğru göç etmiş olduğunu ortaya koymaktadır.
- 4- Denizli ve yakın civarında gevşek ve pekişmemiş kiltası, çakiltası ve kumtaşından oluşan Asartepe formasyonu yüzeylenmektedir. Organize Sanayi ve İzmir yolu çıkışında ve özellikle Çürüksu ve Menderes nehirlerinin aktığı kesimlerde yeraltı su seviyesi yüzeye çok yakındır. Bu durum, Denizli'de olabilecek büyük bir depremde kuvvetli-yer hareketinin kat kat büyütülebileceğini ve sıvılaşma ya da yamaç-zemin yenilmeleri benzeri ciddi zemin problemlerinin olabileceğini göstermektedir. Diğer yandan Honaz-Akhan köyü arasında önemli heyelanların olabileceği alanlar bulunmaktadır.

## Gökpınar Barajı

1. Babadağ Fayı, Honaz Fayı, Kaleköy Fayı, Karakova Fayı ve Pamukkale Fayı halen yapımı devam eden Gökpınar barajının bulunduğu bölgede kesişmektedir. Bu bölgede baraj yapımı nedeniyle açılan yarmalarda binlerce eğim atımlı normal faylanmalar bulunmaktadır. Bu faylanmalar, arazinin çok fazla parçalanmasına ve zayıflatılmasına neden olmuş ve morfolojiyi belirginleştirmiştir.
2. Diğer yandan barajın yapıldığı alanda hem tektoniğin etkili olması hem de aşınım-depolanmanın hızlı olması nedeniyle oldukça kalın gevşek-pekişmemiş Asartepe formasyonuna ait kilitaşı, kumtaşı ve çakıllar bulunmaktadır.
3. Bu civardaki fayların görünen toplam eğim atımlarının en azından 500 metreden daha fazla olduğu dikkate alındığında kalın bir alüvyon örtü yer almaktadır. Sadece baraj aksının bulunduğu yerde toplam eğim atım, 110 m – 150 m arasında değişmektedir (Babadağ ve Honaz fayı dikkate alındığında toplam atım 1250 m'den daha fazladır). Bu nedenle baraj aksı ile dolusavak arasında yer alan Oluk Tepe, kesitinizde gösterildiği gibi KD'ya eğimli tek yöne bakan faylardan ibaret olmayıp, bir horst görünümünde hem KD'ya hem de GB'ya eğimli birçok küçük ölçekli normal faylardan oluşmaktadır. Bu nedenle bu faylardaki toplam atım 150 m civarında olup, Oluk Tepe'de yüzeyleyen çakıl serisinin devamı (en azından görünen 50 m'lik bölüm) baraj aksının altında yer alması gerekmektedir. Bir başka deyişle Oluk Tepe ile Gözlek Tepe arasında kalan bölüm bir graben oluşturmaktadır.
4. Baraj aksının sadece sol yakasında heyelanın olduğu belirtilmekte ancak baraj gövdesinin hemen yakın doğusunda ve sulama kanallarının bulunduğu güzergah boyunca da önemli sayılabilecek heyelanlı alanlar bulunmaktadır. Nitekim barajdan sulama amacıyla yapılmış kanaletlerin beton bloklarında, zemin yenilmeleri nedeniyle şu anda ciddi kırılmalar-oturmalar ve göçmeler gözlenmiştir.

## Tartışma ve Sonuçlar

Denizli civarında Nisan – Ekim 2000 tarihleri arasında olmuş depremler muhtemelen Denizli havzasının yakın KD'sunda geçen Honaz-Kaleköy-Özerlik-Sarayköy arasından uzanan fay;

Honaz-Karakova arasında uzanan fay; Honaz-Pamukkale-Karahayıt arasında uzanan Pamukkale fayı üretmiştir.

Baraj alanının beş fayın kesişme bölgesi olması; bu fayların görünen eğim atımlarının 500 metreden fazla olması; bu tektonik etki nedeniyle oldukça kalın gevşek alüvyal çökelin (baraj gövdesinin hemen bitişiğinde 50 metreden daha kalın çakıl yüzeylemektedir) hem de gövdenin arkasında geniş bir heyelanlı alanın bulunması ve deprem tehlikesi ve riskinin yüksek olması nedeniyle barajın su sızdırmazlığının ciddi şekilde araştırılması gerektiğini ortaya koymaktadır.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Demirtaş, R., Karakısa, S., Yatman, A., Baran, B., Zünbül, S., İravul, Y., Altın, N., Bağcı, G. ve Yılmaz, Y. 1996.** 1 Ekim 1995 Dinar Depremi. 11, 44-58.
- Demirtaş, R. 1996.** 14 Ağustos 1996 Salhançayı (Çorum-Amasya) depremi, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Haber Bülteni, 96/3, 13-16.
- Demirtaş, R. ve Yılmaz, R. 1996.** Türkiye'nin Sismotektoniği: sismisitedeki uzun-sürelili değişim ve güncel sismisiteyi esas alarak deprem tahminine bir yaklaşım. BİB. Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi yayınları, 91 s., Ankara.
- Demirtaş, R. 1998.** 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depremi; sıvılaşma ve hendek çalışması. TMMOB, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 53, 40-47.
- Demirtaş, R. ve Erkmen, C. 2000.** Deprem ve Jeoloji. TMMOB, Jeoloji Mühendisleri Odası yayını, 52, Ankara.
- Demirtaş, R., İravul, Y., Erkmen, C., Baran, B., Yaman, M., Baykal, M. ve Kılıç, T. 2000.** 06 Haziran 2000 Orta (Çankırı) depremi. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Haber Bülteni, Sayı 2000/1-2, 6-15, Ankara.
- Ketin, İ. 1969.** Kuzey Anadolu Fayı hakkında. Bull.Min.Res.Exp.Ins., 72, 1-27, Ankara.
- Şengör, A.M.C and Yılmaz, Y. 1981.** Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tokay, M. 1973.** Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede-İlgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler. Symposium on the North Anatolian Fault and earthquake belt, March 29-31, 12-29, 1972.

## İzmit Körfezi Kuzeyindeki Fayların Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Yapısal İlişkileri

*The structural relationships between the faults in the north of İzmit gulf and the North Anatolian Fault Zone*

Ergun GÖKTEN<sup>1</sup>, Baki VAROL<sup>1</sup> ve Volkan ÖZAKSOY<sup>1</sup>  
*Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği. Bölümü.*

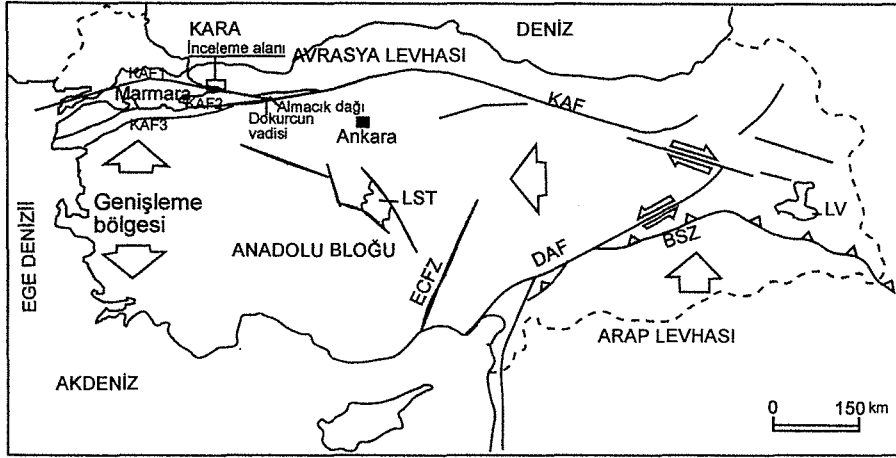
**ÖZ:** İzmit ili sınırları içerisinde temel kayaçlarını etkilemiş fayların Kuzey Anadolu Fayı gerilme alanı içerisindeki durumları ile bunların neotektonik özelliklerinin bulunup bulunmadığı önemlidir. Bu makalede bu faylardan bir kısmının özellikleri konu edilmektedir. İlin doğu kesiminde Triyas yaşlı çakıltası ve kumtaşlarıyla bunların üzerinde açılı uyumsuz olarak yer alan Geç Kretase yaşlı marl ve kireçtaşları yüzeyler. En genç birimler ise kıyı kesimi ile İzmit körfezi ile Sapanca gölü arasındaki graben alanını dolduran alüvyal tortullardır. Bu oluşuklarda KAF'nın 1999 ve daha önceki depremlerinde yol açtığı morfolotektonik özellikler görülmekle birlikte İzmit körfezi kuzeyindeki yüksek alanda fayların neotektonik etkinliklerini belirleyecek genç oluşuklar bulunmazlar. Bu nedenle ana kayaları etkileyen fayların bir takımının neotektonik karakterlerinin bulunup bulunmadığı ancak bunların kinematik özelliklerinin incelenmesiyle mümkündür. Bu incelemede kuzeydoğu-güneybatı ve kuzeybatı-güneydoğu uzanımına sahip fayların doğrultu atımlı, eğim atımlı ters fay ve verev atımlı normal fay karakterinde oldukları ve bunların KAF'nın oluşturduğu gerilme sistemiyle uyum içerisinde olmadıkları belirlenmiştir. Buna karşılık bu fayları kesen ve doğu-batı uzanımına sahip eğim atımlı fayların genç ve körfezin oluşumuna yol açan eğim atımlı normal fay takımının elemanı durumunda olmaları olasıdır. Kıyı kesimini kaplayan alüvyal malzemenin bir kısmının dolgu niteliğinde olması bunlarda doğu-batı doğrultulu bir normal faylanmanın izinin bulunmasını zorlaştırır. Buna karşılık ilin yüksek kesiminde yer alan kalenin duvarlarında önceki depremlerin eseri olabilecek düşey atımlar bulunmaktadır ve bunlar doğu-batı uzanımlıdır. Bir çek-ayır alan niteliğinde olan Marmara denizinin oluşumunda eğim atımlı normal faylanmaların rolü büyüktür.

**ABSTRACT :** The situation of the faults affecting the basement rocks in the vicinity of İzmit city in the stress field of the North Anatolian Fault Zone is important in terms of their seismic potential. In this paper the neotectonic properties of the some of these faults have examined. The Triassic aged conglomerate and sandstones, and the marl and limestones of Cretaceous overlying them are exposed in the east of İzmit. The youngest rock units are the alluvial sediments deposited in the coastal line and the graben extending from the İzmit Gulf to the Sapanca lake. However some morphotectonic features caused by the neotectonic activity of the North Anatolian Fault in these young basin-fill sediments, no any young sedimentary occurrences seen in the northern highland area of the İzmit Gulf which can show the neotectonic activity of these faults. Thus it is only possible to find out the netoectonic characters of these faults by interpreting their stands in terms of trends and the kinematic properties referring to the the stress field of the North Anatolian Fault Zone. It has been delineated that the faults extending in NE-SW and NW-SE trends in the investigated area were dip-slip reverse and oblique-slip normal faults and were not in accordance with the stress field of the North Anatolian Fault Zone. But it is possible that the the dip-slip normal faults cutting these and extending parallel to the coastal line, to be young and belong to the fault set responsible from the forming of the İzmit gulf. Some part of the alluvial sediments in the İzmit coasts is coast-filling material and this makes the tracing of a normal faulting features parallel to the coastal line difficult. Despite this, some dip-slip normal offsets in the



walls of the castle in east-west trend locating in the northern highland parts of İzmit which may have been caused by the former earthquakes, can be observed. The role of the normal faults have significant importance in forming of the Marmara sea in a pull-apart character.

**GİRİŞ:** Kocaeli ilinin doğu bölümünde (Şekil 1) Kuzey Anadolu Fayı'nın gerilme alanı içerisinde bulunmaları bakımından bu fayla kökensel ilişkili olup olmadıklarının belirlenmesi gereken faylar bulunmaktadır. Yöre deprenselliği bakımından durumları kritik



Şekil 1: İnceleme alanının bulduru haritası.

olan bu faylar önceki çeşitli çalışmalarda yapılan jeoloji haritalarında gösterilmiş olmalarına karşın türleri ve etkinliklerinin değerlendirilmesi hakkında bilgiler eksiktir. Bu nedenle İzmit'in doğu kesiminde ve körfezin kuzeyinde kalan arazideki faylar bu çalışmada incelenmişlerdir. Kocaeli yarımadasında önceki yıllarda yapılmış çok sayıda jeolojik inceleme bulunmaktadır. Bunlar başlıca bölgenin stratigrafisi ile jeolojik gelişimini ele alan çalışmalardır. Bunlar arasında Abdüsselamoğlu (1963), Baykal ve Kaya (1963, 1965, 1966), Kaya (1971,1978), Önalın (1981) Kocaeli yarımadasının İstanbul kesimi Paleozoyik yaşlı kayalarında araştırmalarda bulunmuşlardır. Kocaeli yarımadasının daha doğu kesimlerinin stratigrafisi ve jeolojik özellikleriyle ilgili çalışmalar arasında ise Altınlı (1951, 1973), Altınlı ve diğ. (1970), Erguvanlı (1947, 1949), Hass (1968), Ketin (1959), Paeckelmann ( 1925), Yalçınlar (1949), Yurttaş-Özdemir (1971) ve Seymen (1995) sayılabilir. Bu çalışmaların yanısıra İzmit körfezinin genç tortullarıyla ve körfezin tektonik gelişimi ile ilgili makaleler de bulunmaktadır (örg: Ediger ve Ergin, 1995; Koral ve Eryılmaz, 1995; Çuvaş, 2001).

## BÖLGESEL JEOLJİ

İnceleme alanı Türkiye Jeolojisinde İstanbul Paleozoyik'i olarak adlandırılan ve batıda Trakya bölgesinde Yıldız dağlarından başlayarak doğuda Kocaeli yarımadasını içerisine alarak Zonguldak dolaylarına kadar uzanan bir kesimde yer almaktadır (Şekil 1). Özellikle İstanbul çevresinde Paleozoyik yaşlı kayalar temeli oluştururlar. Kocaeli yarımadasının İzmit kesiminde ise bu formasyonların üzerine Triyas yaşlı birimler gelir ve Triyas bu bölgeye özel olmak üzere Kocaeli Triyas'ı olarak adlandırılır. İstanbul bölgesinde yaygın olan Paleozoyik yaşlı kayalar başlıca kumtaşı, kilitaşı ile bunların hafif metamorfik etkiye uğramış formları ve kireçtaşlarından meydana gelir. Kocaeli Triyas'ı ise alt düzeylerinde karakteristik olarak kırmızı renkli konglomera ve kumtaşlarıyla, üst seviyelere doğru ise kireçtaşlarıyla temsil edilir. Bölgede Triyas üzerinde Geç Kretase yaşlı birimler yer alırlar. Bunlar kumtaşı, marn ve kireçtaşı ardalanmalarıyla tuf, aglomera gibi parçalı volkanik malzemeden meydana gelirler. Bunların üzerinde yer alan Tersiyer yaşlı birimler ise kısmen kireçtaşı kısmen da filiş fasiyesindeki bir sedimantasyonla temsil edilirler. Kocaeli yarımadasında Paleozoyik sonunda yerleşmiş derinlik kayaları ile genç Tersiyer yaşlı volkanik etkinliğe ait ürünler de yüzeyler.


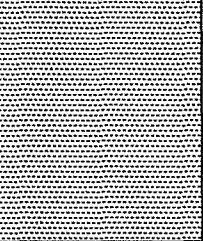



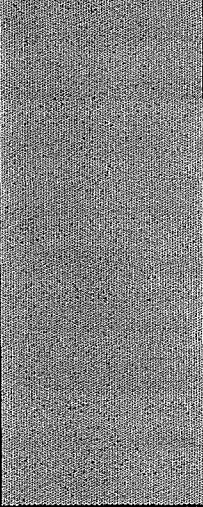
## İNCELEME ALANININ STRATİGRAFİSİ

İnceleme alanında Triyas, Kretase yaşlı kaya-stratigrafi birimleriyle kıyı ovasını kaplayan aüvyonlar yüzeylenir. Bu birimler daha önce adlandıkları şekilde şunlardır (Şekil 2):

### **İzmit Formasyonu (Tri):**

İzmit kentinin doğu kesiminde Topçular, Çukurbağ, Veliahmet, Hacıhasan, Akçakoca, Turgut, Gültepe ve Zabitan mahallelerinde yüzeyler (Şekil 3). Tabanları inceleme alanında görülmez. Üzerlerine ise açılı uyumsuz olarak Geç Kretase yaşlı Peksimet Formasyonu litolojileri gelir. Toplam olarak 830 m görünür kalınlık sergilerler. Bu birimin doğu-kuzeydoğu-batı,kuzeybatı doğrultusuna sahip olan katmanları kuzeybatıya doğru eğimlidirler. Bu nedenle birimin alt seviyeleri ve tanbanı körfez içerisinde güncel tortullar altında bulunmaktadır. Birim görünen en alt seviyelerinde çok kalın katmanlı, bej renkli konglomeratik kaba kumtaşlarıyla başlar. Üste doğru konglomera arakatıklarıyla devam eder. Çukurbağ mahallesi Tevfik Fikret caddesi kuzey girişinde orta düzeyleri görülen birim yine

kalın katmanlı, çakıl seviyeli, çapraz katmanlanmalı kaba kumtaşlarıyla temsil edilir.

YAŞ	FORM.	KALINLIK m	SEMBOL	AÇIKLAMALAR
KUVAT.		80		Alüvyon: Bağlantısız çakıl, kum, silt ten oluşan depolar. Diskordans
TERSİYER	KORUCU			Kumtaşı, marn ve killi kireçtaşı ardalanması. Bu çalışmada incelenen alanın kuzey kesimlerinde yüzeylemektedir. Diskordans
KRETASE	PEKSİMET	200		-Beyaz, sert, kalın katmanlı kireçtaşı. -Konglomera, kumtaşı, kireçtaşı ardalanması.
		50		-Kalın katmanlı sarımsı sert kumtaşları -Bej renkli marnlar
		40		-Kaba çakıllı taban konglomerası. Diskordans
T R I Y A S	I Z M I T	830		-Kırmızı kumtaşı, silttaşı, orta-kaba taneli, türbiditik etkili. -20-30 cm katmanlı kaba kırmızı kumtaşı. -Kırmızı renkli konglomera kumtaşı ardalanması. -Büyük çört çakıllı gri konglomeratik kumtaşı. -Kalın katmanlı, çakıl seviyeli, çapraz katmanlanmalı çok yönlü çatlaklı kumtaşı. -Bej, pembe renkli kaba çakıl seviyeli kumtaşı. -Konglomera. Kalın katmanlı, bej renkli, laminasyonlu konglomeratik kaba kumtaşı.

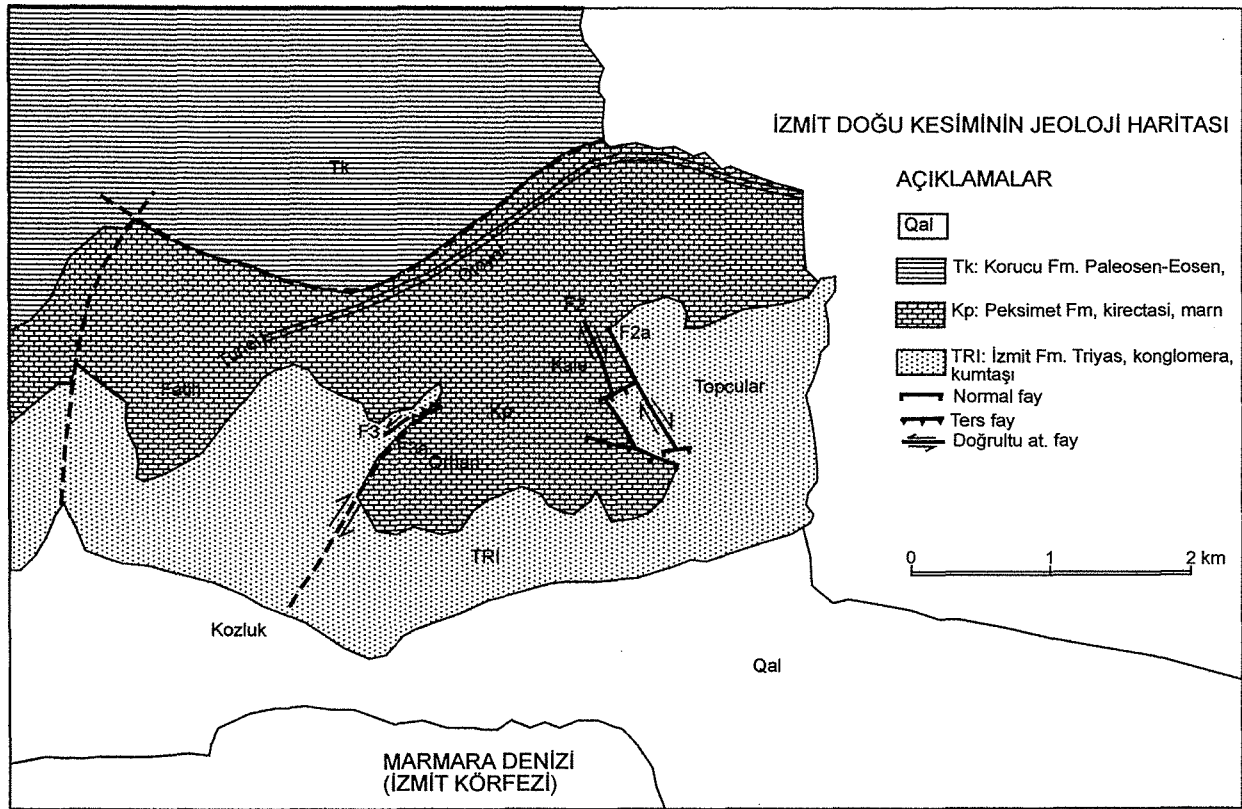
Şekil 2: İzmit-Bahçesaray belediyesi imar alanı içerisindeki stratigrafik istiflenmeyi gösteren dikme kesit.

Kayaçlar değişik yönlü çatlaklarla katedilmiş durumdadır. Daha üst seviyelere doğru gri konglomeratik kumtaşları büyük çört çakılları

içererek egemen olurlar. Formasyonun Taşocağı sokağından kuzeye doğru vadi içerisinde yüzeyleyen üst kesimlerinde kırmızı, bej renkli kumtaşlarından ibarettir. Bunlar orta-kaba taneli hafif türbiditik etkiye sahip 20-30 cm kalınlıklarda katmanlar halinde bulunurlar. Bazı katmanlar üst seviyelerinde konvolüt laminasyon özelliği gösterirler.

### Peksimet Formasyonu (Kp):

Geç Kretase yaşındaki bu birim inceleme alanında İzmit Formasyonu üzerine açılmal uymazlıkla oturur. Üstünde ise incelenen alanın dışında ve kuzeyinde Paleosen-Eosen yaşlı Korucu Formasyonu yine açılmal uymazlıkla yer alır. Formasyonun adı ve yaşına ait bilgiler önceki çalışmalara dayanmaktadır. Formasyon İzmit Formasyonu üzerine ince bir taban konglomerası ile gelir. Bu konglomera yuvarlak ve köşeli olmak üzere büyük çakıllar içerir. Bunlar arasında tabandaki Triyas'dan koparlarak aktarılmış kırmızı renkli kumtaşı ve silttaşı



Şekil 3. İzmit doğu kesiminin jeoloji haritası.

parçaları bulunur. Taban konglomerası üzerine bej renkli killi kireçtaşı veya marn olarak adlandırılabilen toplam 35 m kalınlığında bir seviye gelir. Bu seviye 30-100 cm kalınlıklarda katmanlardan meydana gelir ve karakteristik şekilde makaslama çatlaklarıyla katedilmişlerdir. Katmanlar yaklaşık doğu-batı doğrultulu olup kuzeye doğru 15-30 derece arasında eğimlidirler. Bu seviyenin üzerinde beyazımsı sarı renkli 30 cm kalınlığındaki katmanlardan oluşan sert kumtaşları yer alır. Bunlarda daha üst seviyelerde beyaz renkli sert kireçtaşlarına geçerler. Formasyon inceleme alanında toplam olarak 300 m bir kalınlık sergiler. Birimin üst seviyeleri inceleme alanının kuzeyinde geniş bir alanda yüzeyler.

### **Korucu Formasyonu (Tk):**

Bu birim Geç Kretase yaşlı Peksimet Formasyonu üzerinde açısız uymazlıkla yer alır. İncelenen alanın kuzey kesimlerinde yüzeyleyen bu birim başlıca kumtaşı, marn ve killi kireçtaşı ardalanmasından meydana gelir. Önceki çalışmalara göre alanda 400 m bir kalınlığa sahip olan birim filiş türü bir sedimantasyon türüdür.

### **Alüvyon (Qal)**

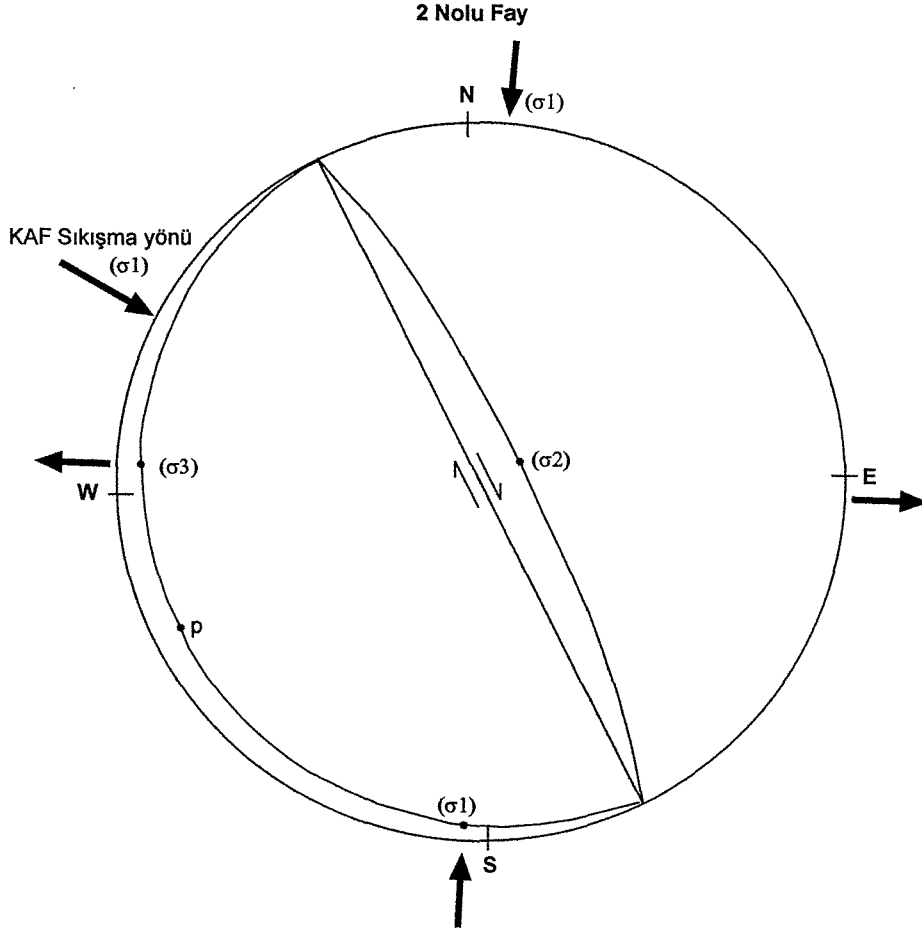
Kıyı düzlüğünü kaplayan ve oluşturan çoğunlukla kohezyonsuz çakıl, kum, silt ve kil karışımından oluşan malzemedir. Kalınlığı hakkında kesin bir şey söylemek güçtür. Ancak 100 m ye ulaşabileceği söylenebilir. Körfez sonu ile Sapanca gölü arasında uzanan kesimde bu birim bataklık türü çökelleri de içerebilecek şekilde daha büyük kalınlıklara ulaşabilir. Kent içerisinde bu zeminin özellikleri ancak sondajlarla denetlenmiştir. 4 m ye kadar ulaşan dolgu malzemesinin altında çakıllı siltli denizel kavkılı kumlar, blok, çakıl kum karışımlarından oluşan seviyeler bulunmaktadır.

## **YAPISAL JEOLJİ**

Bu çalışmanın temel amacı stratigrafi bölümünde konu edilen formasyonlar içerisinde daha önceki çalışmalarda belirtilmiş olan fayların varlıkları ve niteliklerinin saptanması ile bunların sismik etkinliklerinin bulunup bulunmayacağını irdelenmesidir. Bahçesaray belediyesi sınırları içerisindeki faylardan 2 ve 3 numara ile belirtilmiş olanlar bu incelemenin kapsamında yer almışlardır. Faylar Paleotektonik dönem ürünü olan kaya-stratigrafi birimlerini kesmekte ve neotektonik döneme ait herhangi bir kaya birimiyle temasta bulunmamaktadırlar. Bu nedenle bunların kesin yaşları ve neotektonik kökenli oldukları gözlemle anlaşılabilir bir husus değildir. Bu çalışmada sözkonusu fayların önce varlıkları araştırılmış, daha sonra bunların türleri belirlenerek kinematik analizleri yapılmıştır. Daha sonra da fayların Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun oluşturduğu güncel gerilme alanı içerisindeki durumları irdelenmiştir. Faylar ve özellikleri şunlardır:

## 2 Nolu Fay:

Bahçesaray belediyesi imar alanının doğusunda Şehitlik Korusu Parkı'nın ve eski kale kalıntısının hemen doğusunda mostra verir (Şekil 3). Fay kalenin kuzeydoğu burcu hizasında görülür ve muhtemelen kuzeye uzanır fakat bu kesimde mostrası görülmez. Buna karşılık fay kale duvarına paralel şekilde N 25 W doğrultulu olarak güneydoğuya uzanırken daha genç bir fay tarafından kesilir ve sağ yanal olarak ötelenir ve daha sonra yine güneydoğuya doğru Kaymaz sokak dolayına kadar izlenir, burada yeniden genç bir fay tarafından kesilerek kaybolur. Bu fay önceki çalışmalarda verilen haritada güneybatı bolğu alçalmış (Tavan Bloğu) bir eğim atımlı normal fay olarak gösterilmiştir. Bu durum bugünkü morfolojiyle uyuşmamaktadır. Bunun yanında bu fayın özelliği nedeniyle hemen doğuda yer alan derin vadi bu faydan kaynaklanan bir morfolojik unsur da değildir. Bu fay mostrasında N25 W, 80 E durumunu gösterir. Üzerinde açıkça görülebilen fay çiziklerinin yan yatımları  $0^0$  dir. Bunun anlamı fayın doğrultu atımlı bir fay olduğudur. Yine fay düzlemi üzerinde görülen fay kertikleri hareketin sağ yanal olduğunu göstermektedir. Özetle bu bir sağ yanal doğrultu atımlı faydır. Eğim atım bileşeninin bulunmaması fayın jeofizik çalışmalar sırasında ölçülen sismik kesitlerde görünmesini engellemektedir. Triyas ve Geç Kretase birimlerini etkilemiş olan bu fayın Geç Kretase'den sonra oluştuğu söylenebilir. Uzanımının Kretase yaşlı birimin katmanlarına yaklaşık verrev durumda bulunması bu fayın Geç Kretase sonrasındaki deformasyon fazı ile ilişkili olduğunu ve bir yırtılma fayı karakterinde olduğunu gösterir. Oluşumu daha genç bir evrede de meydana gelmiş olabilirse de büyük bir olasılıkla Paleotektonik dönemin bir ürünüdür. Fayın kinematik analizinde Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşturduğu güncel gerilme alanına uyumsuz olması Paleotektonik karakterini ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun ikincil bir yapısı olmadığını açıklar (Şekil 4). Yörede meydana gelen sismik etkinliğin dışmerkezleri hernekadar bütün Kocaeli yarımadası üzerine yayılmış görünürse de incelediğimiz 2 nolu fayın bu etkinlikte bir sorumluluğu bulunduğunu söyleyebilmek çok güçtür.

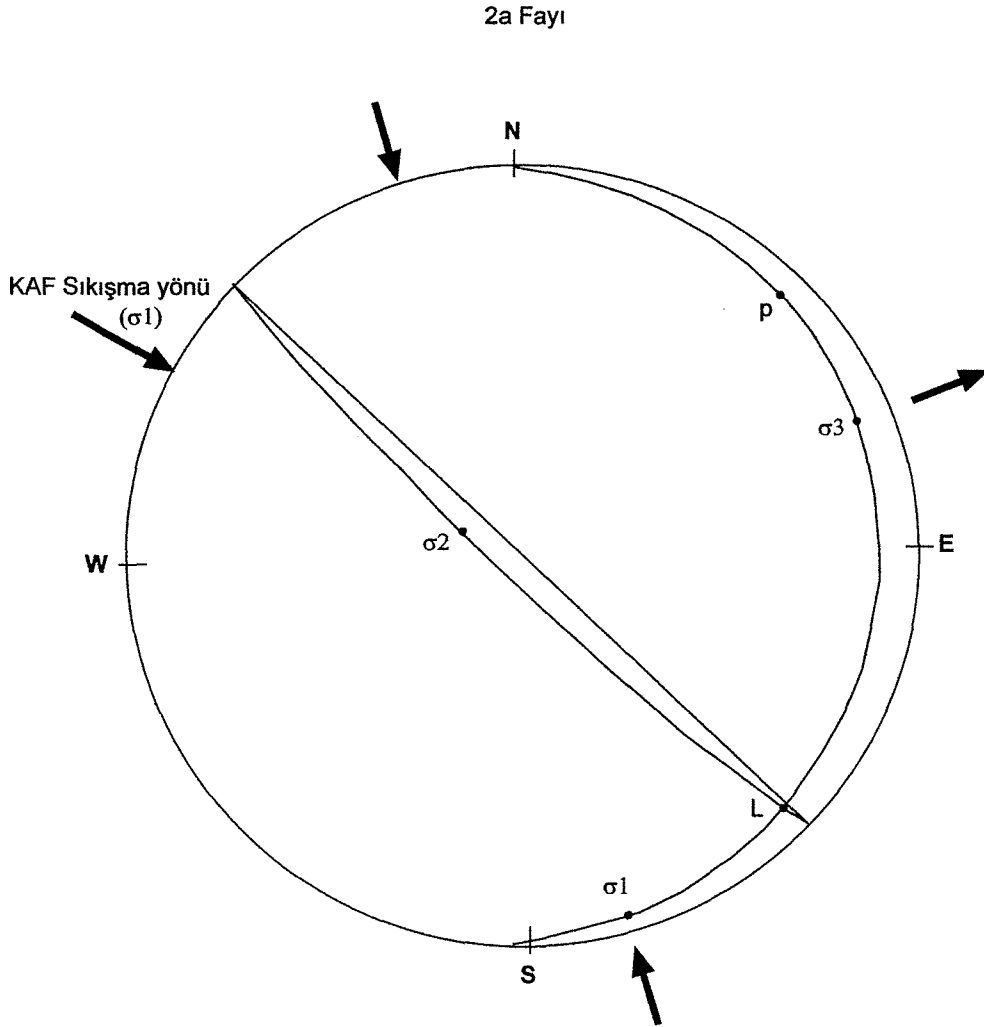


Şekil 4: 2 numaralı fayda gerilme ilişkisini gösteren stereografik diyagram (Wulff neti, Alt yarıküre izdüşümü).

### 2a Nolu Fay:

Bu fay önceki çalışmalarda bulunmamaktadır. 2 nolu faya paralel uzanan bu fay birimlerdeki seperasyondan sorumludur. Fay tam vadi içerisinde yer alır ve vadi muhtemelen fayın oluşturduğu zayıflık zonu yüzünden gelişmiştir. Yaklaşık olarak N 25-45 W doğrultusunda uzanan bu fayın mostrası 28 Haziran Korniş sokağın kuzey ucunda vadinin doğu yamacında görülür. Fay düzlemi burada N 45 W, 85 SW durumundadır. Fay düzlemi üzerindeki çiziklerin yan yatımları  $8^{\circ}$  S dir. Bu durumda fayın doğrultu atımı egemen bir fay olduğu ve küçük miktarda bir eğim bileşenine sahip olduğu anlaşılmaktadır. Fay kertiklerinin durumu tam açık olmamakla birlikte seperasyona göre fayın sol yanal olması gerekmektedir (Şekil 3). Buna karşın  $8^{\circ}$  güney yanyatımı fayın kuzey kesiminde doğudaki bloğun yükselmiş olmasını gerektirirken jeofizik incelemede fayın varlığı belirlenebilmekte buna karşılık doğu

blok alçalmış görülmektedir. Bu veriye göre de fayı sağ yanal olması olasılığı bulunmaktadır. Fayın 2 nolu fayla aynı deformasyon dönemine ait olduğu varsayımıyla yapılan kinematik analizde (Şekil 5) bu fayın da Kuzey Anadolu Fay Zonunun bir elemanı olmadığı görülmektedir ki güneydoğu uzanımında bir normal fayla kesilmiş olması da Paleotektonik dönem ürünü olduğunu açıklamaktadır. Fayın sol yanal karakterli olması durumunda ise gerilme alanına göre zayıf da olsa Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bir elemanı olma olasılığı bulunabilir. Jeofizik incelemede fayın vadi içerisinde kalan kesiminde dar bir kesme zonuna sahip olduğu söylenebilir.



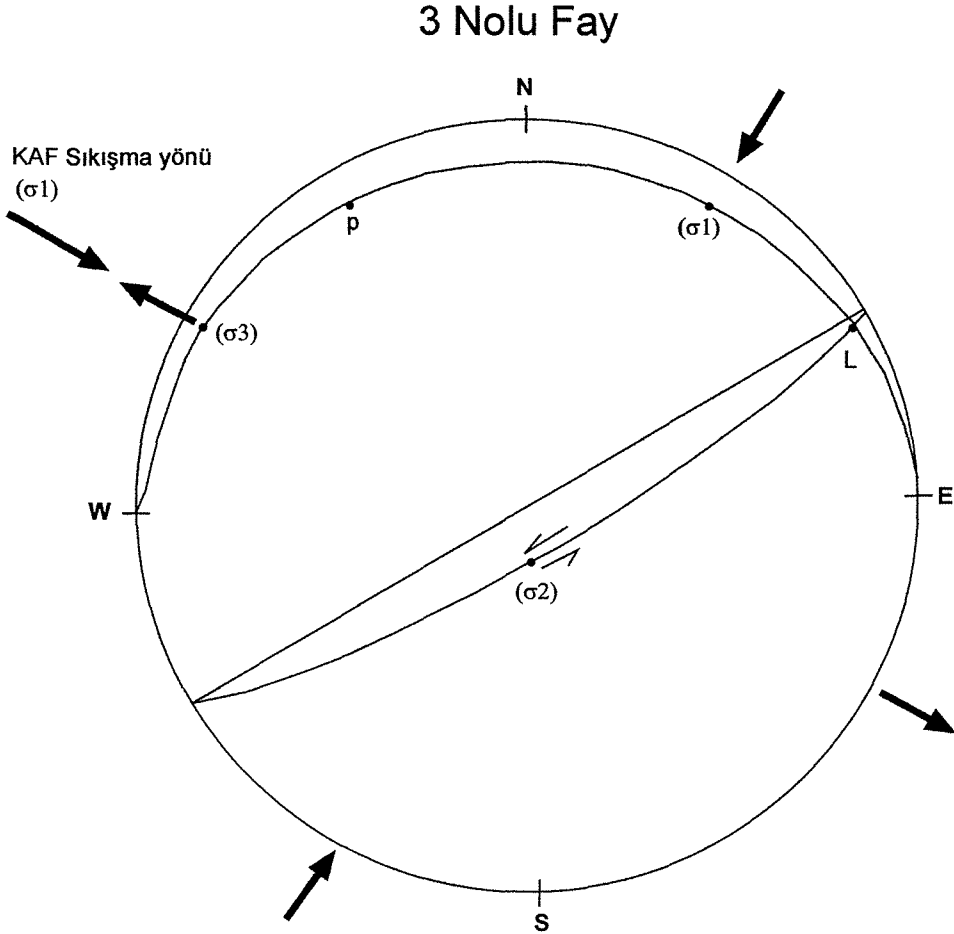
Şekil 5: 2a numaralı fayda gerilme düzenini gösteren stereografik diyagram (Wulff neti, Alt yarıküre izdüşümü).

### 3 Nolu Fay:

Bu fay Turgut mahallesinden kuzeydoğuya doğru Orhan Mahallesine uzanır (Şekil 3). Vadi içerisinde yer alan bu fay aslında bir fay zonu halindedir ve zon karmaşık bir



yapılanmaya sahiptir. Fay zonu ve mostraları en iyi Cami Arkası Sokağın kuzeydoğu ucunda yer alan büyük Çınar ağaçlarının bulunduğu hafriyat alanında görülür. Yalnızca bu alandaki işlemler faylara ait somut verilerin ortadan kaybolmasına neden olabilecektir. 3 nolu fay hafriyat alanının batı yamacında ve Triyas yaşlı bej renkli kaba kumtaşlarında mostra verir. N 65 E, 85 SE durumlu olan fay düzlemindeki fay çizikleri (Slickenlines)  $6^{\circ}$  NE yanyatımına sahiptirler. Bu şekilde fayın doğrultu atımı egemen bir fay olduğu ve küçük bir eğim bileşenine sahip olduğu anlaşılmaktadır. Fay sol yanal karakterdedir ve kinematik analizinde Kuzey Anadolu Fay Zonu'un oluşturduğu gerilme alanına uymamaktadır (Şekil 6). Bu nedenle fayın Paleotektonik kökenli olduğu ve yaşının Kretase'den genç olduğu söylenebilir. Fayın önemli bir zayıflık zonu oluştursa da doğrultusunun Kuzey Anadolu Fayı'nın kompresif gerilme doğrultusuna dik olması yüzünden bu fay zonundaki hareketler sırasında uyarılmayacağı görülür.



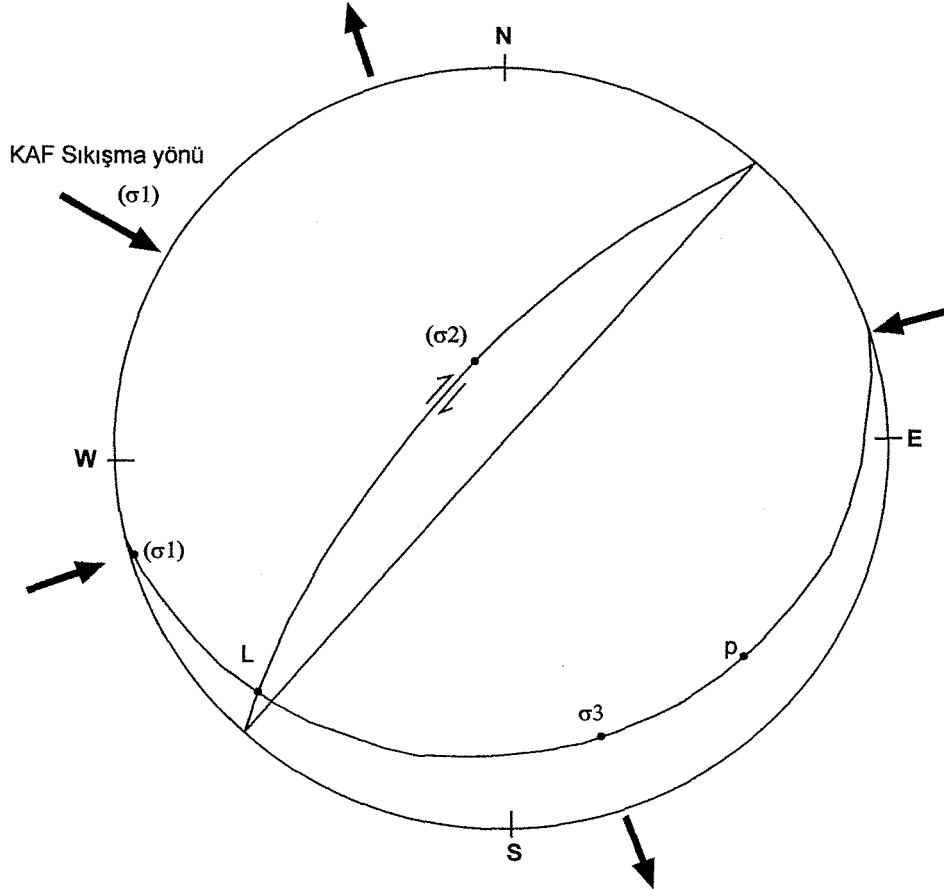
Şekil 6: 3 numaralı fayda gerilme düzenini gösteren stereografik diyagram (Wulff neti, alt yarıküre izdüşümü)

### **3a Nolu Fay:**

Bu fay daha önceki çalışmada batı bloğu alçalmış (Tavan bloğu) eğim atımlı normal fayın olarak gösterilmiş olan faydır. Hafriyat alanının doğu yamacında Kretase yaşlı kireçtaşları içerisinde mostra verir. Bu fay N43 E, 80 NW durumlu sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Kretase yaşlı kireçtaşlarının dokanağında hemen hemen doğrultu atıma yakın bişir miktarda seperasyon sağ yanal seperasyon meydana getirmiştir (Şekil 3). Fay hafriyat alanının kuzey ucunda bir büyük açılı ters faya dönüşür ve bu şekilde Triyas yaşlı kırmızı kumtaşları Kretase yaşlı kireçtaşları üzerine itilir. Bu fay Kretase yaşlı kireçtaşlarında gelişmiş bulunan kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı kıvrım eksenleriyle yine bunlara paralel uzanan bindirme faylarını keser. Bu şekilde kökensel olarak bu fayın Kretase sonundaki deformasyon fazıyla ilgili bir yırtılma fayı olduğu anlaşılır. Stratigrafiyi etkilemesi bakımından 2 nolu faydan daha sonra oluştuğu fakat yine de Paleotektonik dönemin bir yapısı olduğu bellidir. Fay kuzeydoğuya doğru vadi tabanındaki uzanımında belirsizleşir ve bu kesimde yapılan sismik kesitlerde de görülmez. Hafriyat alanının güney kenarında ise N 30 E doğrultusuna dönerek vadi içerisinde uzanır fakat herhangi bir mostrası görülmez ancak vadi tabanı muhtemelen bu fayın geçtiği yerdir. Gerek yapılan sondajlarda gerekse sismik kesitlerde fayın farkedilememesinin nedeni ya tümüyle doğrultu atımlı olmasından veya fayın güneybatıya uzanımında belirsizleşmiş olmasından kaynaklanabilir. Fay düzlemi verilerine göre yapılan kinematik analizde (Şekil 7) bu fayın da Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun oluşturduğu gerilme alanına uymadığı dolayısıyla bu alanda uyarılmasının sözkonusu olmadığı anlaşılır.

Bu zonda 3a fayının uzanımına paralel olarak uzanan oldukça düşük eğimli normal faylanmalar da fay düzlemleri ve üzerlerindeki çiziklerle açıkça görülür. Bunlar zonun bu kısmını dikkat edilmesi gereken bir genişçe zon haline getirir. Bu fayların yanyatımları  $90^0$

### 3a Nolu Fay



dir. Dolayısıyla eğim atımlı normal fay niteliğindedirler ve Kretase sonundaki deformasyon evresinin en geç ürünleri niteliğini taşırlar.

Şekil 7: 3a numaralı fayda gerilme düzenini gösteren stereografik diyagram (Wulff neti, alt yarıküre izdüşümü)

### Genç Faylar:

Bunlar yukarıda özellikleri ve kinematik analizleri sunulan ve bir komresyon gerilmesinin deformasyon ürünleri olan doğrultu atımlı fayları kesen ve olasılıkla çok genç yaşlı olan faylardır. Bunlar batı-kuzeybatı-doğu-güneydoğu uzanımlarıyla İzmit körfezini meydana getiren ve Sapanca gölüne doğru uzanan grabenin uzanımına yaklaşık paraleldirler. Bu yüzden grabenin oluşumuyla ilgili olmaları olasıdır. Bu faylardan en önemlisi Tevfik

Fikret Caddesi kuzeyinde dik yamaçta mostra verir. Fay N 70 W uzanımına sahip olup  $80^{\circ}$  ile güneybatıya eğimlidir. Tümüyle eğim atımlı normal bir faydır. Bu uzanımdaki faylarda kendi başlarına sismik bir üretkenliğe sahip değildirler. Bu fay önceki çalışmalarda yoktur. Bunun yanında Şehitler Korusu mevkiindeki kalenin incelenmesinde kale duvarlarının ve burçlarının depremler sırasında oluşmuş olabilecek yaklaşık doğu-batı veya kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu küçük atımlı normal faylardan etkilendikleri ve bu şekilde hasara uğradıkları izlenimi edinilmektedir.

## SONUÇ:

Bu inceleme sonunda önceki çalışmalarda yerleri gösterilen fayların gerçekten buldukları fakat özelliklerinin gösterilenden farklı oldukları anlaşılmıştır. Bunun yanında önceki çalışmalarda yer almayan ve yöre tektoniğinde büyük öneme sahip bazı genç fayların da varlıkları ve yerleri saptanmıştır. Kuzeydoğu-güneybatı uzanımına sahip olan 2 ve 2a fayları ile kuzeydoğu-güneybatı uzanımına sahip olan 3 ve 3a fayları doğrultu atımlı faylar olup Paleotektonik dönemin ürünleridirler ve bunları oluşturan gerilmeler bugün Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşturduğu gerilme alanına uymamaktadır. Dünyada yaşlı fayların sonradan uyarıldıklarına ait örnekler bulunmaktadır fakat bu alanda incelenen faylar oluşturdukları zayıflık zonları bakımından bu gerilme alanında harekete geçirilmeye uygun yönelimde bulunmamaktadırlar. Başka bir deyişle ne kendi başlarına bir deprem üretmeleri ne de Kuzey Anadolu Fayı'nın neden olacağı bir depremde önemli duraysızlık problemleri çıkaracak potansiyel taşımamaktadırlar. Fakat oluşturdukları zayıflık zonları bakımından 3a fayının vadi içerisine rastlayan kısmında ince bir koruma alanı ile 3 ve 3a faylarının mostralarının görüldüğü hafriyat alanında önemli bir yapının projelendirilmemesine özen gösterilmesi yerinde olabilir. Bu doğrultu atımlı fayları kesen daha genç faylar ise zaten yoğun yapılaşmanın bulunduğu kesimde yer almaktadırlar. Bu faylarda kendi başlarına bir etkinliğe sahip değildirler ve kayada olmaları bakımından önemli zemin sorunları yaratacakları söylenemez. Böyle bir durum sözkonusu olsaydı 1999 depremlerinde bu kesimde kayda değer bir etkilenme farklılığı beklenebilirdi. 2 ve 2a ile 3 ve 3a faylarının güneye doğru devamlarında kıyı ovasını kaplayan alüvyonların altından geçerek Kuzey Anadolu Fayı ana koluna birleşmeleri durumu bu şekilde söz konusu olmamaktadır. Esasen İzmit körfezinin batimetri haritasında da görüleceği üzere (Şekil 7: Çuvaş, 2001'den) Kocaeli yarımadasında karada uzanan kuzeybatı ve kuzeydoğu uzanımlı faylardan hiçbirisinin körfez içerisinde devam ettiğini gösteren bir morfolojik işaret bulunmamaktadır. Körfez içerisindeki

çukurlukların kenarlarını sınırlayan kuzeybatı ve kuzeydoğu uzanımlı faylar Kuzey Anadolu Fayı ana kolunun oluşturduğu çek-ayır etkiye bağlı olarak kısa uzanımlı olarak sadece deniz içerisinde çukurlukların kenarlarını kontrol edecek şekilde gelişmiş olan faylardır. Bu çok genç yapılanmaların incelediğimiz 2, 2a, 3 ve 3a faylarıyla yaş ve kökensel ilgileri bulunmamaktadır.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüselamoğlu, Ş. 1963.** İstanbul boğazı doğusunda mostra veren Paleozoyik arazide stratigrafik ve paleontolojik yeni müşahadeler: MTA Derg., sayı 60
- Altınlı, E. 1951.** Geology of the Kayışdağ region: Rev. Fac. Sci. Üniv. İstanbul, 16, 153-188
- Altınlı, E Soytürk ve Saka. 1970.** Hereke, Tavşancıl ve Tepecik alanının jeolojisi: İst. Üniv. Fen Fak. Mec. B seri XXXV/1-2, 69-75
- Altınlı, E. 1973.** Geologic investigation of the İzmit-Hereke-Kurucaşile area: MTA Bull., 71, 1-29
- Baykal, F. ve Kaya, O. 1963.** İstanbul bölgesinde bulunan Karboniferin genel stratigrafisi: MTA Derg., 61
- Baykal, F. ve Kaya, O. 1965.** İstanbul Silüriyen'i hakkında: MTA Derg., 64
- Baykal, F. ve Kaya, O. 1966.** İstanbul boğazı kuzey kesiminin jeolojisi: T.J.K. Bült., 10, 31-44
- Çuvaş, N. 2001.** İzmit körfezi kuzeyindeki bölgenin morfotektonik özellikleri: Aktif Tek. Ar. Grubu Beşinci Top. Bildiri Öz. 30. Ankara Üniv. Müh. Fak., Ankara.
- Ediger, V. ve Ergin, M. 1995.** İzmit körfezi Kuvaterner istifinin sedimantolojisi: Ed: Engin Meriç: İzmit körfezi Kuvaterner istifi: 246
- Erguvanlı, K. 1947.** Kocaeli Triyasında yeni fosil yatakları: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 1/1, 158-163.
- Erguvanlı, K. 1949.** Hereke pudingleriyle Gebze taşlarının inşaat bakımından etüdü ve civarlarının jeolojisi: İst. Üniv. Fen Fak. Yay. 1-89.
- Hass, W. 1968.** Das Alt-Palaeozoikum von Bithynien: N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 131, 178-242
- Kaya, O. 1971.** İstanbul'un Karbonifer stratigrafisi: T.J.K.Bült. XIV, 143-199
- Kaya, O. 1978.** İstanbul Ordovisiyeni ve Silüriyeni: Yerbilimleri, Hacettepe Üniv., 4, 1-22

**Ketin, İ. 1959.** Çamlıca bölgesinin tektoniği hakkında: T.J.K. Bült.,7, 1-18

**Koral, H. Ve Eryılmaz, M. 1995.** İzmit körfezinin Tektoniği: Ed:Engin Meriç: İzmit Körfezi Kuvaterner istif: 277-283.

**Önalın, M. 1981.** İstanbul Ordovisiyen ve Silüriyen istifinin çökelme ortamları: İstanbul Yerbilimleri, 2/3-4, 161-177

**Paeckelmann, W. 1925.** Beitrage zur Kenntnis des Devons am Bosphorus, im besonderen in Bithynien: Abh. Preuss geol. L. Anst. N. F., 98, 1-152

**Seymen, İ. 1995.** İzmit körfezi ve çevresinin jeolojisi: Ed: Engin Meriç: İzmit Körfezi Kuvaterner istif: 1-22.

**Yalçınlar, İ. 1949.** İstanbul civari ve Kocaeli yarımadasının jeomorfolojisi hakkında notlar: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 2/1, 134-143.

**Yurttaş-Özdemir, Ü. 1971.** Kocaeli yarımadası Tepeköy Triyas'ı makrofaunası ve biyostratigrafisi: MTA Derg., 77

## Eskişehir fay zonunun İnönü-Dodurga çevresinde neotektonik özellikleri

### *Neotectonic features of Eskişehir fault zone around İnönü-Dodurga*

Fatma TOKAY *MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara*

Erhan ALTUNEL *Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Eskişehir*

**ÖZ:** Batı Anadolu bloğunu kuzeydoğuda Orta Anadolu bloğundan ayıran Eskişehir fay zone batıda İnegöl'den doğuda Tuz Gölü'ne kadar uzanmaktadır. Eskişehir fay zonunda 20. yüzyılda büyüklüğü 4 ve üzerinde olan çok sayıda deprem meydana gelmiştir. Bunlardan 20 Şubat 1956 Eskişehir (Çukurhisar) depremi ( $M=6.4$ ) bu yüzyılda meydana gelen en büyük depremdir. Buna karşın gerek GPS ve gerekse morfolojik bakımdan aktif özellik sunan Eskişehir fay zone içerisinde ayırtılan İnönü-Dodurga segmentinde tarihsel ve aletsel kayıtlarda önemli bir depreme rastlanmamıştır.

Sağ yönlü doğrultu atım bileşenli oblik bir fay olan İnönü-Dodurga segmenti yaklaşık BKB-DGD ve D-B doğrultusunda uzanarak morfolojide keskin bir çizgisellik oluşturur. İnönü-Dodurga segmenti, güneyinde yer alan KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fayların İnönü havzasında son bulmalarına neden olur. Rezistivite verileri, İnönü havzasını kuzeyden ve güneyden sınırlayan fayların ve gömülü fayların varlığını gösterir. Ayrıca, İnönü-Dodurga segmentinin güney kenarı boyunca asılı vadiler yer almaktadır. GPS verilerine göre hareket hızı 1-2 mm/yıl olan Eskişehir fay zone üzerindeki mevcut deprem kayıtları, jeofizik verileri ve asılı vadilerin varlığı İnönü-Dodurga segmentinin aktif olduğunu ve bu fayın güncel morfolojisinin gelişmesinde önemli rol oynadığını göstermektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Neotektonik, Eskişehir fay zone, İnönü Dodurga segmenti, Aktif fay.

**ABSTRACT:** Eskişehir fault zone which separates the western Anatolian block from the central Anatolian block extends from İnegöl to The Salt Lake. A lot of small and moderate size earthquakes ( $M \geq 4$ ) occurred on the Eskişehir fault zone in the 20th century and the 20th February 1956 Eskişehir (Çukurhisar) earthquake ( $M=6.4$ ) was the largest event in this century. However, there is no major earthquake record on the İnönü-Dodurga segment discriminate within Eskişehir fault zone, which presents active feature from the point of view whether GPS or morphologic, in the historical earthquake catalogues and instrumental period.

The İnönü-Dodurga segment which trends WNW-ESE and E-W is a oblique fault with a right lateral strike slip component and forms a sharp linear on morphology. İnönü-Dodurga segment cuts the NW-SE trending right lateral strike slip faults in the south margin of the İnönü basin. The resistivity profile revealed existance of faults and buried faults which were along both the north and south margins of the İnönü basin. In addition, hanging valleys located along south margin of İnönü-Dodurga segment. According to GPS datas, the movement speed of the Eskişehir fault zone is 1-2 mm/year. The existing earthquake records, geophysics datas and existing of hanging valleys which played an important role in the development of the current morphology of the İnönü-Dodurga segment indicate the neotectonic activity of the İnönü-Dodurga segment.

**Key Words:** Neotectonic, Eskişehir fault zone, İnönü-Dodurga segment, Active fault.

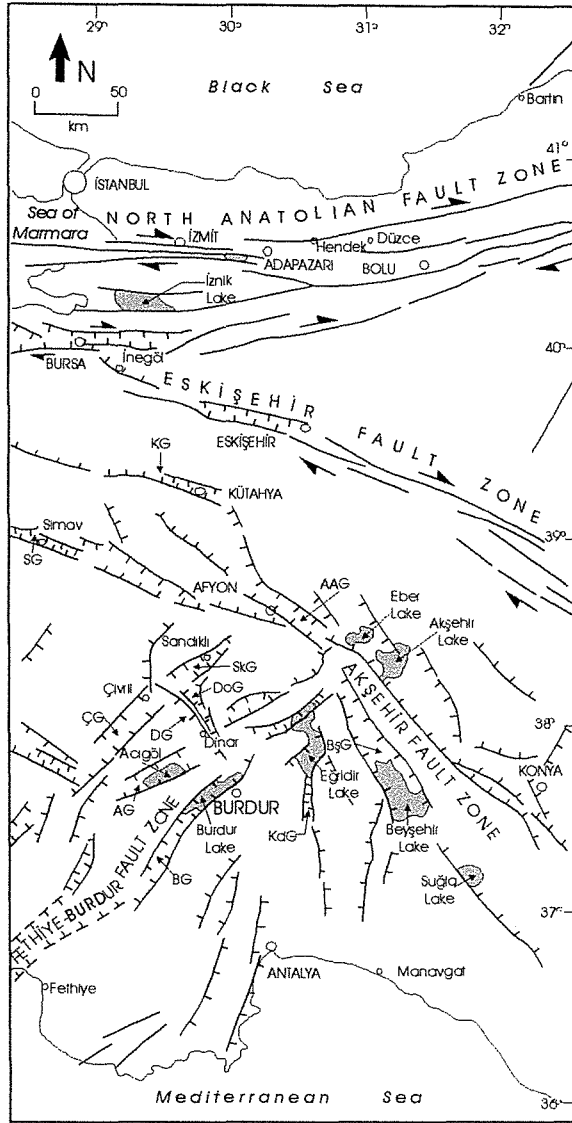
## GİRİŞ

Genel doğrultusu BKB-DGD olan Eskişehir fay zonu batıda İnegöl'den doğuda Tuz Gölü'ne kadar uzanır ve birbirini takip eden segmentlerden oluşur (Koçyiğit, 2000) (Şekil 1). Eskişehir fayı (McKenzie, 1978; Okay, 1984; Şengör vd., 1985; Barka vd., 1995) olarak adlandırılan bu zon Şaroğlu vd. (1987) tarafından Eskişehir-Bursa fay zonu olarak adlandırılmış ve batıda Uludağ'dan doğuda Kaymaz'a kadar uzandığı ileri sürülmüştür. Türkiye Diri Fay haritasında (Şaroğlu vd., 1992) da İnönü-Dodurga fay zonu, Eskişehir fay zonu ve Kaymaz fayı olarak alt bölümlere ayrılmıştır. Altunel ve Barka (1998) tüm bu alt bölümleri Eskişehir fay zonu olarak değerlendirmiştir. İnönü-Eskişehir fay zonu olarak da adlandırılan (Koçyiğit, 2000) Eskişehir fay zonunun son çalışmalarda İnegöl ile Tuz Gölü arasında uzandığı belirtilmektedir (Koçyiğit, 2000; Bozkurt, 2001).

Eskişehir fay zonu, paleotektonik dönemde Türkiye tektonik çatısının oluşumunda önemli rolü olan İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonuna paralellik sunar (Okay, 1984) ve bu zon içerisinde yer alan Anatolid-Torid platformu üzerinde gelişmiştir. Neotektonik dönemin de önemli yapılarından biri olan bu fay zonu, doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonu ile genelde normal faylarla temsil edilen Batı Anadolu açılma bölgesi arasındaki sınırı belirler (Şekil 1) (Barka vd., 1995; Altunel ve Barka, 1998). Eskişehir fay zonunun sağ yönlü doğrultu atımlı ve normal bileşenli fay zonu olduğu Şengör vd. (1985), Şaroğlu vd. (1992), Barka vd. (1995) ve Altunel ve Barka (1998) tarafından ortaya konmuştur.

Son GPS verileri, Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı'ndan oluşan iki büyük transform yapı arasında kalan Anadolu bloğunun yaklaşık 25 mm/yıl hız ile batıya doğru hareket ettiğini (Straub, 1996; Straub vd., 1997; Reilinger vd., 1997; Kahle vd., 1998; McClusky vd., 2000) ve Anadolu bloğunun alt bölümü olan Batı Anadolu'nun ise yaklaşık 30 mm/yıl hız ile güneybatıya doğru hareket ettiğini göstermektedir (Barka vd., 1995). Bu veriler





**Şekil 1.** Isparta Açısı ve yakın çevresinin başlıca yapısal öğelerini gösteren yalınlaştırılmış harita (Koçyiğit, 2000 ve Bozkurt, 2001'den alınmıştır). Yarım oklu kalın çizgiler doğrultu atımlı fayları ve ok görelî hareket yönünü gösterir. Çentikli kalın çizgiler ise normal fayları gösterir ve çizikler düşen blok tarafındadır. AG - Acıgöl Grabeni, BG - Burdur Grabeni, ÇG - Çivril Grabeni, DG - Dinar Grabeni, KG - Kütahya Grabeni, SG - Simav Grabeni, AAG - Akşehir-Afyon Grabeni, BşG - Beyşehir Grabeni, DoG - Dombayova Grabeni, KdG - Kovada Grabeni, SkG - Sandıklı Grabeni.

Batı Anadolu'nun Fethiye-Burdur fay zonu ve Eskişehir fay zonu ile Orta Anadolu'dan ayrıldığını, batı ve güneybatıya doğru hareket ettiğini ve Batı Anadolu bloğunun batıya doğru hareket hızının kuzeyden güneye doğru arttığını göstermektedir (Barka vd., 1995).

Eskişehir fay zonu, ülkemizin önemli neotektonik yapılarından biri olmasına rağmen fay zonunun neotektonik aktivitesine yönelik sınırlı sayıda çalışma vardır (Örneğin Şaroğlu

vd., 1992; Altunel ve Barka, 1998). Bu çalışmanın amacı Eskişehir fay zonunun İnönü-Dodurga arasındaki kısmının neotektonik özelliklerini ortaya koymaktır. Bu amaçla, çalışma alanının hava fotoğrafları incelenmiş, fay zonu boyunca ayrıntılı jeolojik ve jeomorfolojik gözlemler yapılmış, tarihsel ve aletsel dönemlere ait deprem kayıtları incelenmiş ve İnönü havzasında yapılan sismik kesitlerde gözden geçirilerek fay zonunun özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

## **ÇALIŞMA ALANININ STRATİGRAFİSİ**

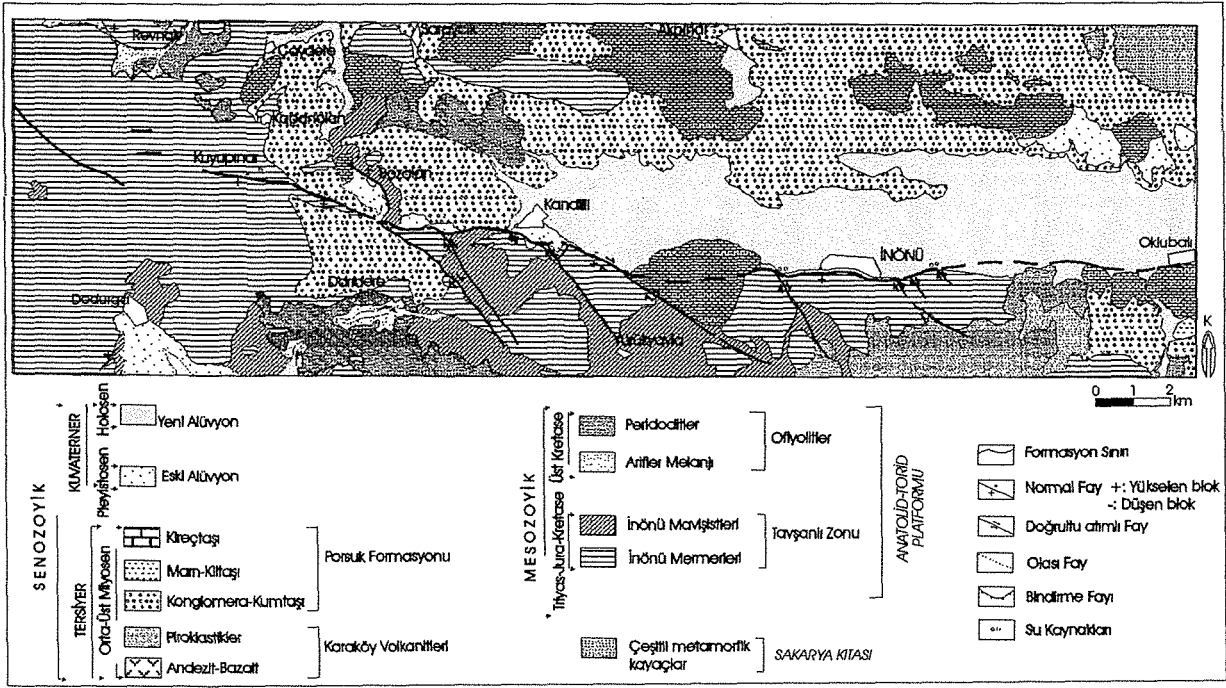
Bu çalışmanın amacı gereği, bölgenin jeolojisine ayrıntılı girmeden Eskişehir fay zonu ve yakın çevresinde yer alan birimlerin dağılımı ve özellikleri özetle verilecektir.

İnceleme alanının temelini Tavşanlı Zonu'na (Okay, 1984) ait İnönü Mermerleri (Servais,1982) ve İnönü Mavişistleri (Gözler vd.,1997) oluşturur. Bu temel üzerinde Arifler Melanjı (Küçükayman vd.,1987) ve peridotitler (Okay,1984; Gözler vd.,1997) tektonik olarak yer alır. Ayrıca çalışma alanının kuzeydoğusunda Sakarya Kıtasına ait çeşitli metamorfik kayalar küçük bir mostra halinde yüzeylebilir. Tüm bu kayaları açısız uyumsuzlukla örten Orta-Geç Miyosen yaşlı karasal istif alttan üste doğru andezitik, bazaltik lav ve piroklastiklerden oluşan Karaköy volkanitleri (Baş vd.,1983) ile girik konglomera, kumtaşı, kilitaşı, marn, ve gölsel kireçtaşlarından meydana gelen Porsuk formasyonundan (Gözler vd.,1997) oluşur. Kuvaterner yaşlı eski ve yeni alüvyonlar daha yaşlı birimleri uyumsuzlukla örterler.

### **Tavşanlı Zonu**

Anatolide-Torid platformunun en kuzey ucunu oluşturan ve İzmir-Erzincan kenet zonunun en güneyinde yer alan Tavşanlı Zonu altta İnönü Mermeri ile temsil edilir. Üste doğru yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması geçirmiş metaçört ve metaşeyl ardalanmasından oluşan metavolcano-sedimanter istif olan İnönü Mavişistlerine geçer (Okay, 1984). Tavşanlı Zonu'na ait kayaların çökme yaşının muhtemelen Paleozoyik ve Mesozoyik'in büyük bir kısmını kapsadığı metamorfizmanın ise Turoniyen-Alt Senomaniyen zaman aralığında geliştiği düşünülmektedir (Okay, 1984).

İnönü ovası güneyinde, Kovalca köyü dolaylarında ve Dodurga çevresinde geniş mostra veren İnönü Mermerleri (Şekil 2) orta-kalın katmanlı, beyaz, kirli beyaz, sarımsı, açık gri renkli ve yer yer şist arakatlıdır. İnceleme alanında tabanı görülemeyen ve 200-250 m arasında görünür kalınlığa sahip olan İnönü Mermerlerinin üzerinde keskince bir dokanlıkla uyumlu olarak İnönü Mavişistleri yer alır. Bu birim İnönü güneyinde, Esnemez ile



Şekil 2. İnönü-Dodurga dolayının jeoloji haritası (Küçükayman vd., 1987 ve Gözler vd., 1997'den değiştirilerek alınmıştır).

Yürükyayla arasında ve Dodurga güneyinde mostra verir (Şekil 2). Ofiyolitler tarafından tektonik olarak üzerlenen İnönü Mavişistlerinin inceleme alanındaki kalınlığı kesin olmamakla birlikte 700-1000 m. arasında değiştiği söylenebilir. Olasılı Alt Kretase yaşında olduğu varsayılan (Okay, 1984) mavişistlerden Mihallıçık dolayında K/Ar yöntemiyle 65 ve 82 my'lık yaşlar elde edilmiştir (Çoğulu ve Krummenacher, 1967).

### Ofiyolitler

Çalışma alanı ve yakın çevresinde görülen ofiyolitler, melanj ve peridotitlerden oluşmuştur (Gözler vd., 1997). Genelde koyu yeşil, kahverengi ve kırmızımsı renkli melanj radyolarit, çamurtaşı, kireçtaşı, metadetritik, diyabaz, serpantinit, peridotit, gabro ve büyük bir olasılıkla İnönü Mavişistlerine ait metamorfik kayaların tektonik olarak biraraya gelmesiyle oluşmuştur. İnceleme alanında görünür kalınlığı yer yer 100-150 m'ye ulaşmaktadır.

Büyük kütleler halinde gözlenen peridotitlerin % 90'a yakın bölümü harzburgit ve dunitten oluşmaktadır (Okay, 1984; Gözler vd., 1997). İnceleme alanında peridotitlerin yaygın olarak buldukları yerler; İnönü güneyi, Esnemez, Darıdere ve Çokçapınar Köyleri civarıdır (Şekil 2). Koyu yeşil, yeşil, açık yeşil gibi yeşilin değişik tonlarında renkler sunan peridotitlerin tektonik zonlarında yaygın serpantinleşmelere ve ofikalsit oluşumlarına rastlanır. Özellikle tektonik zonlarda ve nap karakterli olan peridotitlerin üst kesimlerinde

gözlenen lisvenitler; sarımsı kahverengi ve kirli sarı renklerde olup uzaktan bakıldığında renkleri ve sert morfolojileriyle farkedilebilir.

Bu birimin yaşı, Küçükayman vd. (1987) ne göre Meastrihtiyen sonu-Eosen başı arasındadır.

### **Porsuk formasyonu**

Konglomera, kumtaşı, kiltası, marn, ve gölsel kireçtaşlarından meydana gelen fluvial ve gölsel çökeller Porsuk formasyonu olarak ayırtlanmıştır (Gözler vd., 1997).

Çalışma alanında oldukça yaygın mostra veren konglomera-kumtaşı, Çaydere, Kapanalan, Bozalan köyleri doğusunda, Darıdere ve Kandilli köylerinin kuzeyinde Oklubalı köyünün güneyinde ve Akpınar köyü dolaylarında yüzeylenmektedir (Şekil 2). Malzeme aldığı kayacın cinsi ve rengi ile ilgili olarak koyu kırmızı, kahverengi, boz, sarımsı boz, gri, yeşilimsi gri renklerde görülmektedir. Konglomeralar arasında bantlar halinde kumtaşları yer alır ve birbirleriyle yanal ve düşey geçişler sunar. Genelde konglomera ve kumtaşlarının üzerinde, kireçtaşlarının alt kesimlerinde nispeten ince bir aradüzey şeklinde marn-kiltası gözlenmektedir. Yeşil, sarı, boz ve alacalı renkler göstermektedir. Marn ve kiltaları arasında da yer yer çok ince bantlar halinde kireçtaşlarını görmek mümkündür. Alttaki konglomera ve kumtaşlarıyla düşey ve yanal geçişli olarak bulunan birimin aralarında bazalt akıntıları görülmektedir (Gözler vd., 1997). Beyaz, gri, sarımsı bej renklerde olan gölsel kireçtaşları, orta-kalın ve düzgün tabakalanmalıdır. Daha çok tepelerde korunan birim seyrek çört bantlı, çoğunlukla gözenekli ve yer yer silisifiedir.

Porsuk formasyonunun yaklaşık kalınlığı 100-300 m arasında değişmektedir. Porsuk formasyonunun içerisinde yaş verecek herhangi bir fosile rastlanmamış ancak bölgesel korelasyonla yaşının Orta-Geç Miyosen olabileceği varsayılmıştır (Gözler vd., 1997).

### **Karaköy volkanitleri**

İnönü ilçesi güneyi ve güneydoğusunda tipik olarak yüzeylenen birim (Şekil 2) andezitik özellikli lav ve piroklastiklerle temsil edilir. Genellikle tabanında yaklaşık 1-10 m arasında değişen kalınlıkta Porsuk formasyonuna ait konglomera ve kumtaşlarının yer aldığı birimin kalınlığı 50-100 m arasında değişmektedir. Piroklastikler tuf arakatkılı aglomeralarla temsil edilirler. Gri-koyu gri renkli, orta-kalın katmanlı aglomeralar genelde orta boyda volkanik kayaç parçalarının tuf hamur malzemesiyle çimentolanması sonucu oluşmuştur. Andezitik-bazaltik bileşimli lavlar ise gri-koyu gri renkli, yer yer akma yapılı, üst düzeyleri gözeneklidir. Servais (1982) birimden K/Ar yöntemiyle 14,2 my'lık (Orta Miyosen) yaş elde etmiştir.

## Kuvaterner

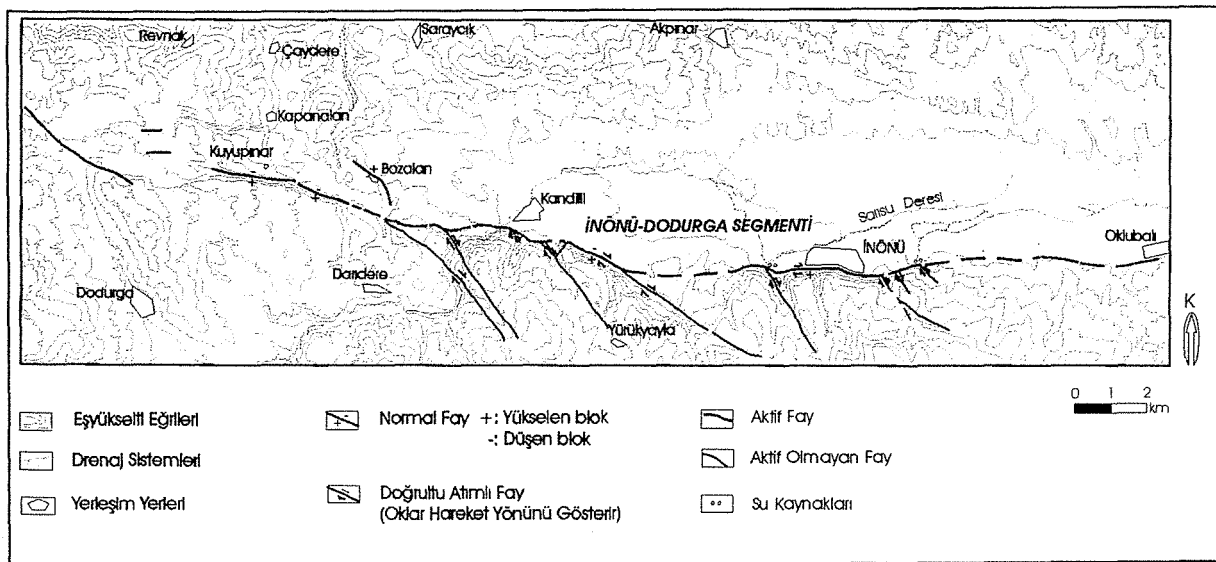
Çalışma alanında eski ve yeni alüvyon olarak adlandırılan Kuvaterner genellikle dere kıyılarındaki ve sırtlar arasındaki yüzlek çökellerle temsil edilmektedir. Temele ait tüm kayaların çakıl ve bloklarını içerir, boylanma ve derecelenme göstermezler.

Eski alüvyon, Kuvaterner öncesi tüm litolojilerin değişik türdeki blok, çakıl ve kumlarıyla çamur ve siltlerden oluşmaktadır ve renkte buna bağlı olarak değişir. Yer yer çapraz tabakalanma gösteren birim, gevşek tutturulmuş ve kalın tabakalanmalıdır. Temel kaya birimleri ve Orta-Üst Miyosen çökelleri üzerinde uyumsuz olarak bulunan formasyon yeni alüvyonla örtülmektedir. Birimin killi seviyelerinde bulunan omurgalı fosillere göre yaşı Erken Pleyistosen (Willafrankiyen) dir (Gözler vd.,1984).

Yeni alüvyon, Sarısu deresi ve diğer akarsuların getirip biriktirdiği genellikle tutturulmamış çakıl, kum, silt, kil gibi materyallerden meydana gelmektedir.

## İNÖNÜ-DODURGA ARASINDA ESKİŞEHİR FAY ZONU

Genel olarak BKB-DGD doğrultusunda uzanan Eskişehir fay zonunun doğrultusu, İnönü-Dodurga arasında D-B ile BKB-DGD arasında değişmektedir. Araştırma alanı içerisinde Dodurga kuzeyi ile Oklubalı köyü arasında uzanan, İnönü havzasını güneyden sınırlayan ve yaklaşık 33 km uzunluğundaki Eskişehir fay zonunun bu bölümü İnönü-Dodurga segmenti olarak ayırt edilmiştir (Şekil 3). İnönü-Dodurga segmentindeki neotektonik özellikleri belirlemek amacıyla jeolojik, jeomorfolojik gözlemlerden ve jeofizik verilerinden yararlanılmıştır.



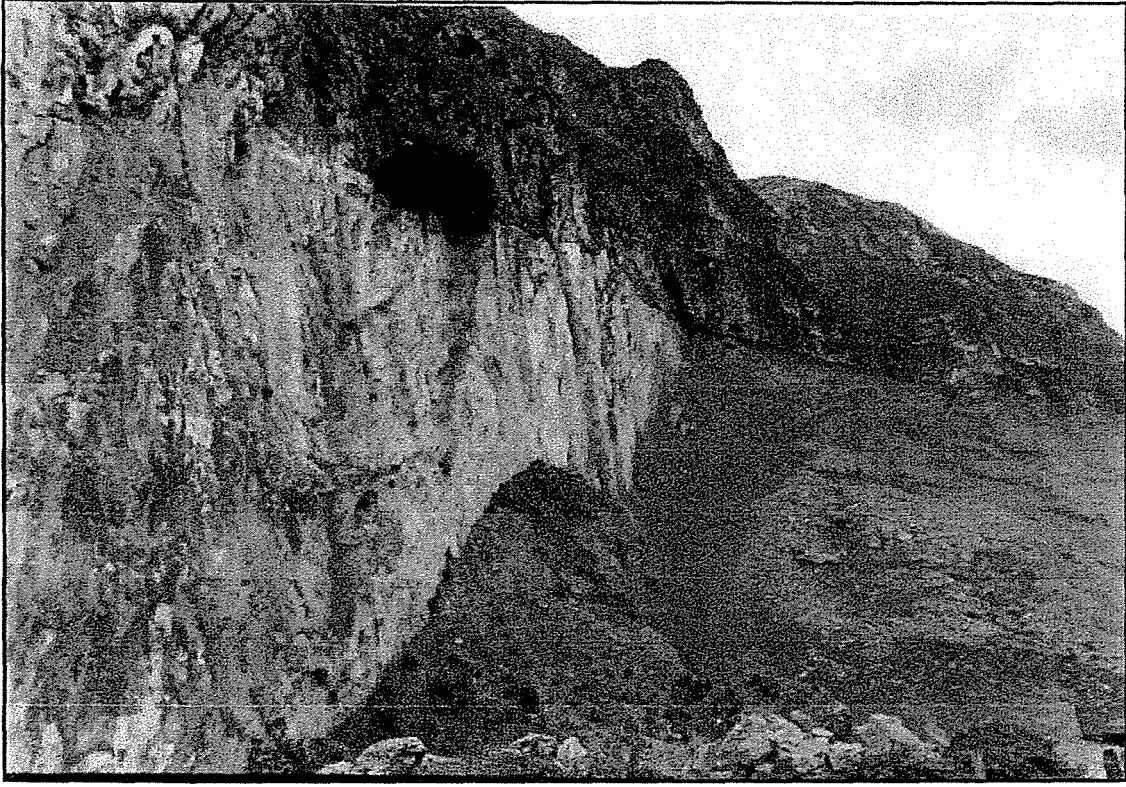
Şekil 3. İnönü-Dodurga dolayının topoğrafik ve neotektonik haritası

## Jeolojik Gözlemler

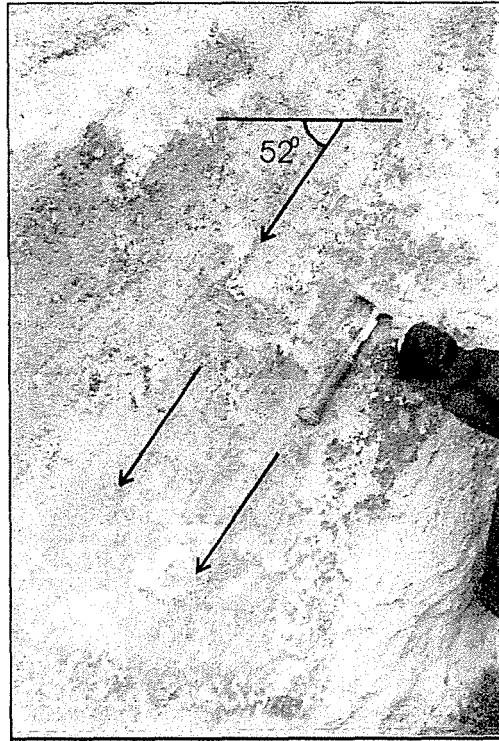
İnönü havzasının güneyinde yer alan İnönü-Dodurga segmenti, İnönü-Oklubalı köyü arasında yaklaşık D-B doğrultusunda uzanırken Kandilli ve batısında ise yaklaşık BKB-DGD doğrultuludur (Şekil 3). İnönü güneyinde gözlenen fay; yamaç molozu ve alüvyon ile Mesozoyik yaşlı mermerlerin dokanağını oluşturur. Fay düzlemleri önünde gelişen yamaç molozları, fay aynasındaki çeşitli yapısal özelliklerin korunmasını sağlamıştır. Yamaç molozların değişik amaçlarla alınması sonucu bazı kesimlerde fay aynaları yüzeye çıkmıştır (Şekil 4). Bu fay düzlemleri genel olarak K70-80B doğrultulu ve  $70-90^{\circ}$  KD'ya eğimlidir. İyi korunan fay aynalarında fay breşi gözlenmektedir. Kaymanın düşey yönde olduğunu gösteren fay çiziklerinin yanı sıra ölçüm yapılan pek çok fay düzleminde oblik hareketi gösteren fay çizikleri de oldukça belirgindir. K67D/86<sup>0</sup>KB konumlu fay aynasında sapma açısı  $52^{\circ}$  KD'ya eğimli fay çizikleri oblik hareketin varlığını göstermektedir (Şekil 5). Yine Kandilli köyü güneyinde yaklaşık KB-GD doğrultusunda uzanan, Mesozoyik yaşlı mermerler ile Kuvaterner çökelleri arasında sınır oluşturan fay düzleminde, K70B/77<sup>0</sup>KD konumlu fay aynasında  $44^{\circ}$  KD'ya eğimli fay çizikleri de oblik hareketin varlığını desteklemektedir. Kandilli güneyinde gözlenen fay aynalarında fay killeri oldukça belirgindir.

İnönü'nün doğusunda, Mesozoyik mermerleriyle faylı dokanak oluşturan Orta-Üst Miyosen çökellerinde, yaklaşık D-B doğrultulu ana fay düzlemine paralel gelişen sentetik ve yer yer de antitetik faylar gözlenir. Orta -Üst Miyosen yaşlı kireçtaşlarında ve altındaki kilttaşlarında net olarak belirlenen sentetik faylarda kuzeyinde yer alan İnönü havzasına doğru ilerleyen atımlar oldukça belirgindir. Daha doğuda yer alan Oklubalı köyü güneyi ve güneybatısında, İnönü havzasının tabanında biriken Kuvaterner çökelleri ile Orta-Üst Miyosen yaşlı birimler arasındaki sınırı oluşturan fay boyunca fay yüzeyi görülmemektedir ancak havza tabanı ile güneydeki yükseklikler arasında yaklaşık D-B doğrultusundaki ani topoğrafik farklılık, alüvyon yelpazesinde gelişen basamaklanma faylanmanın bir sonucudur. Ayrıca İnönü'nün batısında gözlenen Orta-Üst Miyosen çökellerinde yaklaşık D-B doğrultusunda gelişen basamaklanma da muhtemelen bu fayla gelişmiştir.

İnceleme alanının batı kesiminde sadece Mesozoyik mermerlerinde gözlenen fay yaklaşık 200 m yükseltisi ile ani topoğrafik farklılık sunmaktadır. K60-86B doğrultusunda  $60-85^{\circ}$  KD'ya eğimli fay düzlemleri atmosferik şartlardan dolayı oldukça aşınmıştır. İnceleme alanının kuzeyinde K87B doğrultulu iki adet antitetik fay görülür ve bu fayların kuzey blokları yaklaşık 2 m yükselmiştir. İnönü-Dodurga segmentine genel olarak bakıldığında ana fay düzlemi gerisinde, üst seviyelere doğru basamaklar şeklinde gelişmiş ve farklı eğim açalarına sahip fay düzlemleri



**Şekil 4.** Yamaç molozlarının alınmasıyla yüzeye çıkan fay aynasının görünümü.



**Şekil 5.** Fay aynasında verev atımı gösteren fay çizikleri (çekiç fay çiziklerine paraleldir).

görülmür. İnönü-Dodurga segmentinin aktivitesine bağlı olarak gelişen bu düzlemlerin doğrultusu, son olayla oluşan fay düzleminin doğrultusuna paralellik sunmaktadır.

Ayrıca inceleme alanında, K30-50B doğrultusunda, kabaca birbirine paralel uzanan sağ yanal atımlı faylar görülmür (Şekil 3). Özellikle Kandilli güneyi-Yürükyayla arasında ve İnönü'nün hemen batısında gözlenen sağ yanal atımlı faylarda doğrultuya paralel gelişen fay çizikleri ve kertikleri belirgindir. Fay yüzeylerinde makaslama sonucu, yaklaşık 2 cm kalınlıktaki bölüm şisti bir yapı kazanmış, 50-60 cm'lik kesimde ise parlak, macunumsu görünüm almış fay killeri görülmüştür. Çalışma alanında kabaca birbirine paralel uzanan bu sağ yanal atımlı fayların kuzey uçları İnönü havzasında, İnönü-Dodurga segmenti ile sonlanmaktadır. Bu sağ yanal atımlı faylara ait herhangi bir iz havza kuzeyinde gözlenmemektedir. İnceleme alanında yer alan sağ yanal atımlı faylar ile İnönü-Dodurga segmentinin kesiştiği noktalarda biri İnönü'nün batısında, diğeri de İnönü'nün doğusunda olmak üzere 2 adet sıcak su kaynağı mevcuttur (Şekil 3).

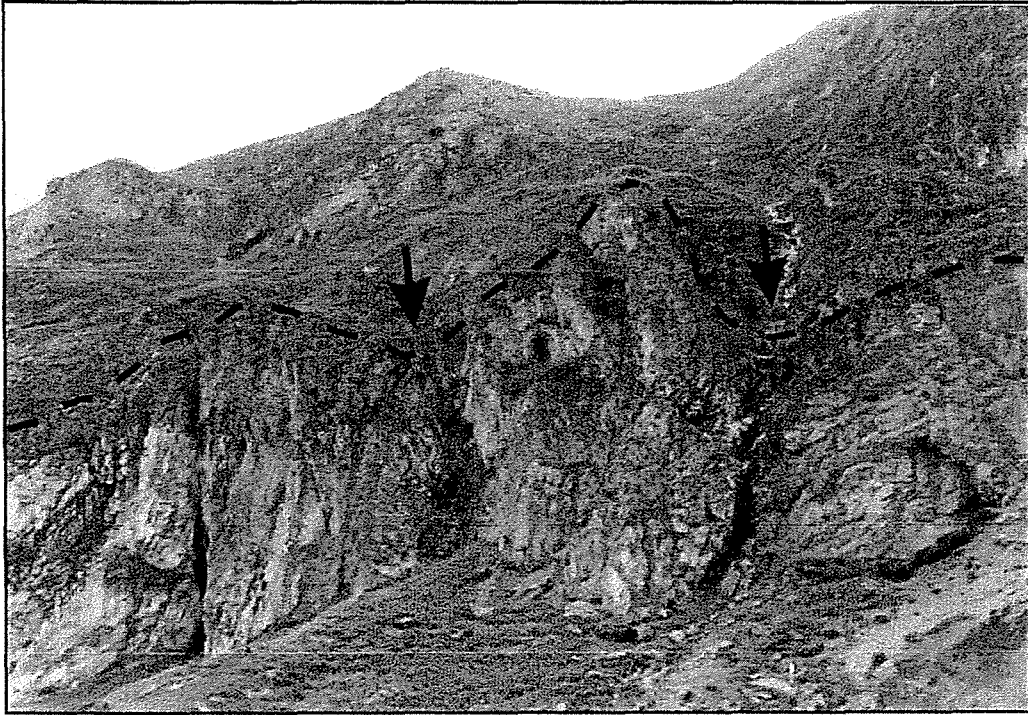
### **Jeomorfolojik ve Morfotektonik Gözlemler**

İnönü çevresinde (Şekil 3) paleotektonik dönemin yapısal izlerini taşıyan yüksek bir düzlük sistemi bulunur. Triyas'dan Üst Miyosen sonlarına kadar olan zaman aralığında yaşlandırılan çeşitli formasyonlar, uyumsuzluklar ve tektonik üniteler Pliyosen boyunca atmosferik şartlarda aşındırılmış ve düzleştirilmiştir. Bu yüzey, günümüzde Kuyupınar-İnönü-Oklubalı hattının güneyinde yükselmiş olarak bulunmasına rağmen sahanın kuzeybatı ve kuzey bölümünde kısmen daha düşük seviyelerde yer almaktadır. Pliyosen aşınım yüzeyinin Kuyupınar-Oklubalı hattında birdenbire sonlandığı görülmür. Bu hattın kuzeyinde ve ona paralel uzanan Kuvaterner çökel alanı oluşmuştur. Yaklaşık D-B uzanımlı bu çökel havzasının özellikle güney kenarı fay denetimlidir. Fayın kuzeyinde yer alan İnönü havzası içerisinde yaklaşık D-B gidişli Sarısu deresi geçmektedir. Ayrıca araştırma alanını drene eden Sarısu deresinin kabaca fay hattına oturmuş güney kolları D-B uzanımlı ana akarsuya kuzeye akışlarla birleşmektedir. Bu yan kolların oluşturduğu vadiler genç olup, gençleşme başları çok belirgin ve vadi yamaçlarında yoğun kütle hareketleri bulunmaktadır. Kandilli köyünden havzaya gelen Sarısu deresi, İnönü havzası açılmadan önce saplanmış gömük mendereslerde akmış ve Dodurga havzasını drene eden Sarısu akaçlama alanından daha yüksek bir alana saplanmış durumdadır. Burada dere düşük eğimli ve mendereslenerek aktığı alanın tektonik hareketler ile yükselmesine paralel bir yatak kazmış olmalıdır. Kandilli dolayında, Sarısu deresinin akaçlama alanının geniş olması yani derenin yükünün fazla



olmasına karşın eğimin azaldığı kesimlerde, olması gereken yelpaze oluşumunu sağlayamamıştır.

Kuyupınar-Oklubalı hattı boyunca gelişen yamaçlar fay dikliği morfolojisi sunarlar. Bu dikliklerde askıda kalmış yeraltı drenaj parçaları (mağara) bulunur. Ayrıca İnönü-Dodurga segmentinde, Mesozoyik yaşlı mermerlerde fay düzlemini dik olarak kesen, havza tabanından itibaren yaklaşık 70 m kotunda asılı vadiler gözlenmiştir (Şekil 6). Özellikle İnönü ilçesi güneyinde sayıca artış gösteren askıda kalmış, eski vadilerde gelişen geriye doğru aşınma oldukça belirgindir. Ana fay düzlemi gerisinde gözlenen eski fay yüzeylerinde de basamak oluşturmuş asılı vadiler bulunur.



Şekil 6. İnönü güneyinde, fayın taban bloğunda gelişen asılı vadiler (oklar asılı vadileri gösterir).

İnceleme alanının kuzey bölümünde ise yamaçlar az eğimli, ova tabanına geçişler güneyindeki gibi birdenbire değildir. Pliosen dönemi aşınım yüzeylerinin Kuvaterner çökelleri altına dalmakta oldukları gözlenir. Çalışma alanının kuzeydoğusunda kalan alan ise kısmen bloklanarak, kısmen de GD yönünde tiltlenerek yükselmiş durumdadır.

Günümüzde, Sarısu deresi tarafından drene edilen alan, yaklaşık D-B uzanımlı bir küvet morfolojisi sunmaktadır. Küvet morfolojisindeki bu alanın kenarları asimetrik yükselimler ile çevrelenmiş ve sadece doğu kesimi açık durumdadır (Şekil 3).

### Jeofizik Veriler

Bu bölümde, MTA Genel Müdürlüğü ve DSİ III. Bölge Müdürlüğünden sağlanan, farklı amaçlarla hazırlanmış gravite, aeromanyetik ve rezistivite verileri değerlendirilmiştir.

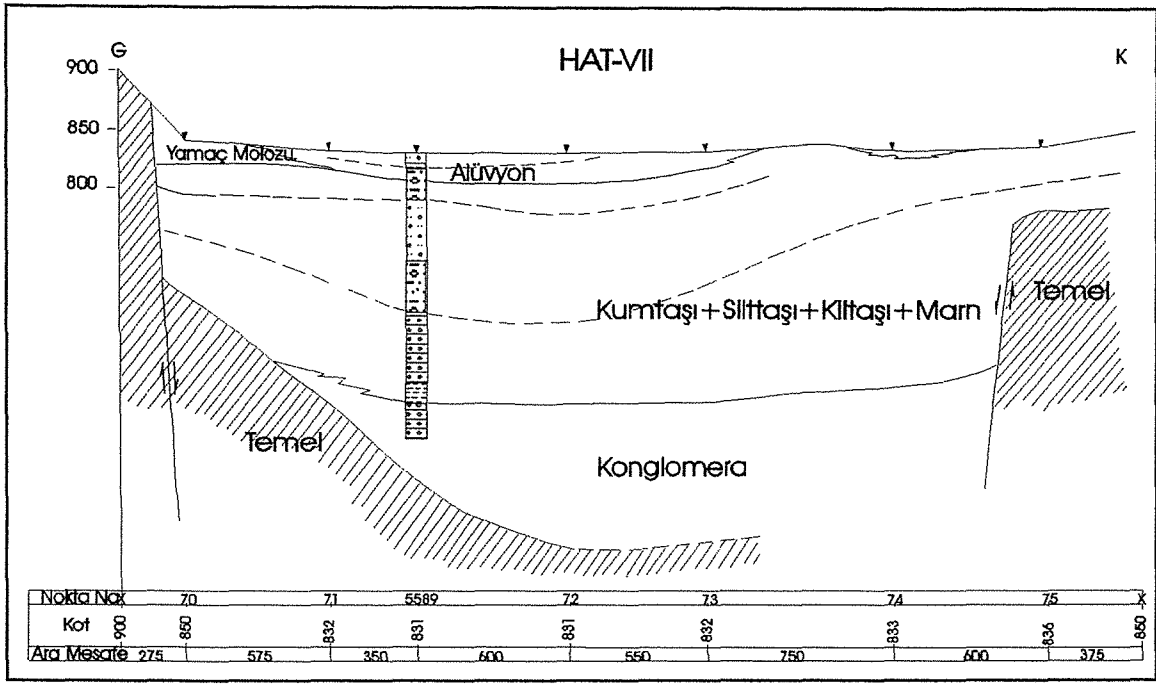
Gravite kontur haritasından düşük yoğunlukla temsil edilen alüvyon ve genç çökeller ile yoğunluğu nispeten daha yüksek kayaların birbirinden ayrımında yararlanılmıştır. Gravite kontur anomalilerine göre İnönü havzası, temelin en derin ve genç çökellerin en kalın olduğu alanı göstermektedir. Havzanın kuzey ve güneyinde gözlenen ani değer değişimleri İnönü havzasının faylarla sınırlandırılmış olabileceğini gösterir. İnönü havzasının kuzey ve güneyinde aeromanyetik kontur anomalilerinde gözlenen manyetik şiddetteki ani değer değişimleri, arazide denetlenen faylarla ve gravite verileri ile uyumluluk göstermektedir.

İnönü havzasında yapılan 5 adet yaklaşık kuzey-güney yönlü rezistivite profil çalışmalarına göre İnönü havzasında temel birimin üzerinde kalınlığı 30-100 m arasında değişen çakıltaşı yer alır. Çakıltaşı üzerinde farklı kalınlık ve dizilişlerde kumtaşı, kıltaşı, çakıltaşı ve marn görülür. Bunların toplam kalınlığı 100-250 m arasında değişmektedir. Alüvyonun kalınlığı ise ovada en fazla 40 m'dir (Mumcu, 1975). Ayrıca bu jeofizik rezistivite verilerinden, İnönü havzasında, batıda Kandilli'den doğuda Oklubalı köyüne kadar uzanan, biri güneyde diğeri kuzeyde olmak üzere yaklaşık D-B doğrultulu iki fay yorumlanmıştır (Şekil 7a,b). Kuzeyde gelişen fay gömülü konumdadır. Bu kesitlere göre İnönü havzası güney ve kuzeyden faylarla sınırlandırılmış bir graben görünümündedir.

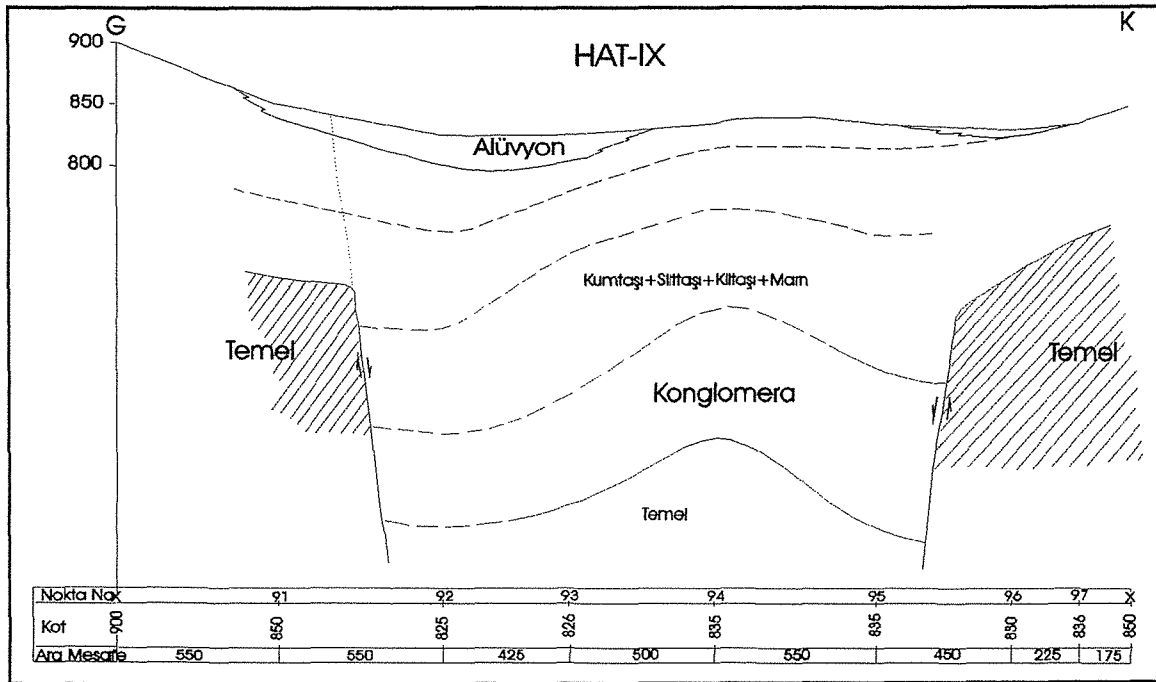
## DEPREM AKTİVİTESİ

Eskişehir fay zonu, birinci derece deprem bölgesi olan Kuzey Anadolu Fay zonu ile Ege bölgesi arasında yer alır. Deprem aktivitesi açısından önemli iki bölge arasında kalan Eskişehir fay zonu üzerinde tarihsel dönemlerde meydana gelmiş deprem kaydı bulunmamaktadır. Ancak, son yüzyıllık aletsel dönem içerisinde Bursa-Eskişehir arasında, 39.5-40.3 enlem ve 29.0-31.0 boylamları arasında magnitüdü 4 ve üzerinde 53 adet deprem meydana gelmiştir. Şekil 8'de Bursa-Eskişehir arasında, Eskişehir fay zonunda ve çevresinde görülen magnitüdü 4 ve üzerinde depremlerin dış merkez dağılımları, gözardı edilemeyecek bir deprem aktivitesini göstermektedir. Eskişehir fay zonu üzerinde son yüzyılda kayıt edilmiş en önemli deprem 20 Şubat 1956 (M=6.4) Eskişehir (Çukurhisar) depremidir.

Tarihsel ve aletsel deprem verileri ve GPS ölçümleri Eskişehir fay zonu üzerindeki hareket hızının 1-2mm/yıl mertebesinde olduğunu göstermektedir (Barka vd., 1995; Reilinger vd., 1996; Altunel ve Barka, 1998).

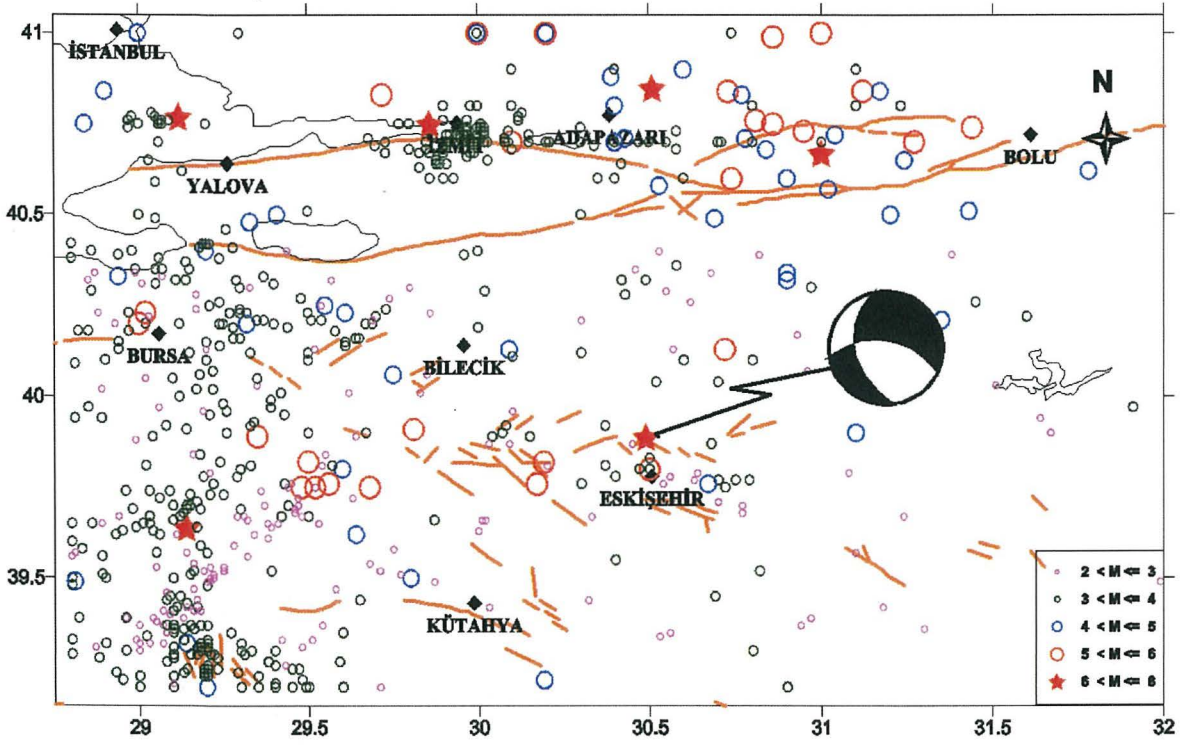


(a)



(b)

Şekil 7. İnönü havzasını kuzey ve güneyden sınırlayan fayları ve gömülü fayları gösteren rezistivite kesitleri. (a) Hat-VII Elektrik yapı kesiti, (b) Hat-IX Elektrik yapı kesiti (Mumcu, 1975).



**Şekil 8.** Bursa-Eskişehir dolayında 1900-2002 yılları arasında meydana gelen  $M \geq 2$  depremlerin dış-merkezlerinin dağılımlarını gösteren harita (deprem verileri Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Sismoloji Şube Müdürlüğü'nden, diri fay haritası Şaroğlu vd., 1992'den alınmıştır). Fay düzlemi çözümü McKenzie (1972) tarafından 20 Şubat 1956 depremi için geliştirilmiştir.

## TARTIŞMA ve VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Eskişehir fay zonu İnönü-Dodurga segmentinin neotektonik özellikleri jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalar, tarihsel deprem aktivitesi, değişik amaçlarla yapılmış jeofizik kesitlerin değerlendirilmesi ve GPS ölçüm değerleri göz önüne alınarak araştırılmıştır. Bu araştırmadan elde edilen veriler birbirini destekler nitelikte fayın İnönü havzası güneyinde yaklaşık D-B doğrultusunda, Kandilli ve batısında ise yaklaşık BKB-DGD doğrultusunda uzandığını göstermektedir. Ayrıca, jeomorfolojik ve jeofizik veriler, İnönü havzasını kuzeyde sınırlayan yaklaşık D-B doğrultusunda antitetik fayların olduğunu göstermektedir.

Sağ yönlü doğrultu atım bileşeni olan normal fay olarak bilinen Eskişehir fay zonu (Barka vd., 1995; Altunel ve Barka, 1998), İnönü-Dodurga arasında da fay düzlemlerinde  $52^{\circ}$  ve  $44^{\circ}$  KD'ya eğimli fay çizikleri sunmaktadır. Bu veriler de fay zonunun sağ yönlü doğrultu

atım bileşeni olan normal fay olduğunu desteklemektedir. Genel olarak BKB gidişli olan bu fay boyunca gelişen güncel genişleme yönü KKD'dur.

İnönü havzası güneyinde, KB-GD doğrultusunda kabaca birbirine paralel uzanan sağ yanal atımlı fayların kuzey uçları İnönü-Dodurga segmenti tarafından kesilmektedir. KB-GD uzanımlı doğrultu atımlı fayların İnönü-Dodurga fayı tarafından kesilmeleri, İnönü-Dodurga fayının bu faylardan daha genç olduğunu ortaya koymaktadır. Ayrıca bu fayların kesiştiği noktalarda, İnönü'nün batısında ve doğusunda olmak üzere sıcak su kaynakları vardır. Altunel ve Hancock (1993)'unda belirttiği gibi, kaynakların yüzeye çıktığı noktalar yeraltısuyuna yol oluşturan tektonik yapıların düğüm noktalarıdır ve kaynakların varlığı muhtemelen İnönü-Dodurga fayının aktivitesine bağlıdır.

İnönü-Dodurga segmentinde, ana fay düzlemi gerisinde basamaklar şeklinde gelişmiş ve değişik eğim açılarındaki fay düzlemlerinin varlığı ve asılı vadilerde gözlenen basamaklanma, aktif normal fay yüzeylerinde yaygın olarak görülen morfolojik yapılardır. Bu yapılar da İnönü-Dodurga fay sarplığının oluşması için fayın birden fazla hareket ettiğinin göstergeleridir.

Ayrıca morfotektonik gözlemlere ilişkin tüm veriler değerlendirildiğinde Pliyosen döneminde oluşan yelpazenin aşınım yüzeyinin daha sonraki dönemde (Pleyistosen-Holosen) yaklaşık D-B yönlü bir fay ile parçalandığını ve bu faya paralel uzanan bir çökel alanının şekillendiğini gösterir. Dodurga, Darıdere, Yürükyayla, Oklubalı güneyi Pliyosen aşınım yüzeyi, İnönü-Dodurga segmenti ile kesintiye uğratılırken kuzey çökmüş, adı geçen köylerde ise yüzeyin bloklanarak yükseldiği söylenebilir.

Eskişehir fay zonu üzerindeki deformasyon hızının (1-2mm/yıl) düşük olması büyük depremlerin tekrarlanma aralıklarının geniş olmasına neden olabilir. Eskişehir fay zonu birbirini takip eden segmentlerden oluşmuştur. Eskişehir fay zonunu oluşturan bu segmentler farklı zamanlarda aktivite gösterebilirler. İnönü-Dodurga segmenti üzerinde tarihsel ve aletsel kayıtlarda önemli bir deprem olmamasına rağmen depremlerin tekrarlanma aralıklarının geniş olması ve  $M=6.4$  olan Eskişehir (Çukurhisar) depreminin büyüklüğü göz önünde bulundurulursa deprem potansiyeline sahip İnönü-Dodurga segmentinin de 6-6.5 büyüklüğünde deprem üretebileceği söylenebilir.

## SONUÇLAR

Eskişehir fay zonu, İnönü-Dodurga arasında, İnönü-Dodurga segmenti olarak tanımlanmıştır. Genel olarak BKB-DGD doğrultusunda uzanarak bir bütünsellik sunar ve sağ

yönlü doğrultu atım bileşeni olan oblik faydır. BKB doğrultusundaki bu fay boyunca gelişen güncel genişleme yönü KKD'dur.

İnönü-Dodurga segmentinde gözlenen genç topoğrafya, ana fay düzlemi gerisinde gözlenen basamaklanma, asılı vadiler, sıcak su kaynakları ve Eskişehir fay zonunda aletsel dönemde oluşan depremler fay zonunun günümüzde aktif olduğunu göstermektedir. Üst Miyosen yaşlı çökellerdeki etkisi de göz önüne alındığında, İnönü-Dodurga segmentinin Geç Miyosen'den bu yana aktif olduğu düşünülmektedir.

### **Katkı Belirtme**

Çalışma süresince, saha ve diğer konularındaki yardımları için Dr. Neşat KONAK'a ve değerli fikirleri için Mustafa KEÇER'e teşekkür borçluyum.

### **DEĞİNİLEN BELGELER**

- Altunel, E. ve Barka, A., 1998.** Eskişehir fay zonunun İnönü-Sultandere arasında neotektonik aktivitesi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 41, 2, 41-52.
- Altunel, E. Ve Hancock, P.L., 1993.** Active fissuring faulting in Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey. In: Neotectonics and Active Faulting (edited by Stewart, I.S., Vita-Finzi, C. & Owen, L.A.) Zeitschrift Geomorphologie Supplementary Volume, 94, 285-302.
- Barka, A.; Reilinger, R.; Şaroğlu, F. ve Şengör, A.M.C., 1995.** The Isparta angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region. IESCA-1995 Proceedings (Eds: Pişkin, Ö., Ergün, M., Savaşçın, M.Y. ve Tarcan, G.), 3-17.
- Baş, H.; Akıncı, H.; Dinçel, A.; Okumuş, A.; Kıralk, K. ve Şen, M.A., 1983.** Domaniç-Tavşanlı-Gediz-Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi, MTA Raporu, 193.
- Bozkurt, E., 2001.** Neotectonics of Turkey – a synthesis. In: Geodinamica Acta, v.14, p.3-30.
- Çoğulu, E. ve Krummenacher, D., 1967.** Problemes geochronometriques dans la partie N de l'Anatolie Centrale (Turquie) : Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 47, 825-833.
- Gözler, M.Z.; Cevher, F. ve Küçükayman, A., 1984.** Eskişehir civarının jeolojisi ve sıcak su kaynakları. MTA Dergisi, 103, 40-54.
- Gözler, Z.; Cevher, F.; Ergül, E. ve Asutay, H.J., 1997.** Orta Sakarya ve güneyinin jeolojisi, MTA Raporu, 9973, Ankara.

- Kahle, H.G.; Straub, C.; Reilinger, R.; McClusky, S.; King, R.; Hurst, K.; Veis, G.; Kastens, K. and Cross, P.,1998.** The strain field in the eastern Mediterranean estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, 294, 237-252.
- Koçyiğit, A., 2000.** Güneybatı Türkiye'nin depremselliği, BADSEM 2000-Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, 24-27 Mayıs 2000, 30-39, İzmir.
- Küçükayman, A.; Genç, Ş.; Gök, L.; Kar,H. ve Ateş, M., 1987.** Bozüyük-Tavşanlı-Kütahya arasının jeolojisi. MTA Raporu, 8356, Ankara.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadaria, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealep, A., Toksöz, N. and Veis, G., 2000.** Global Positioning System Constraints on the Plate Kinematics and Dynamics in the eastern Mediterranean and the Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105, 5695-5719.
- McKenzie, D., 1972.** Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D., 1978.** Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt. The Aegean Sea and Surrounding regions. *Geophys. J. Roy. Astro. Soc.*, 55, 217-254.
- Mumcu, N.,1975.** Eskişehir ve İnönü Ovaları jeofizik rezistivite etüd raporu. DSİ III. Bölge Müdürlüğü, Eskişehir.
- Okay, A.I., 1984.** Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar. *Ketin Sempozyumu*, 83-92.
- Reilinger, R., Oral, B.; King, R.; McClusky, S.; Toksöz, N.; Barka, A.; Şahin, M.; Özyayın, D.; Kınık, İ.; Şanlı, İ.; Prilepin, M.; Balassanian, S.; Kotzev, V.; Georgiev, I.; Tealeb, A.; Melzer, Y. ve Mencin,D., 1996.** 1996 GPS measurements in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Fall Meeting 1996. G31A-08.*
- Reilinger, R.E., McClusky, S.,Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kınık, I.,Lenk, O., Sanli, I., 1997.** Global Positioning System Measurements of Present Day Crustal Movement in the Arabia-Africa- Eurasia Plate Collision Zone. *J. Geophys. Res.*, 102, 99., 83-9999
- Servais, M., 1982.** Collision et suture tethysienne en Anatolie Centrale Etude structurale et metamorphique (HP-BT) de la zone Nord Kütahya: Doktora Tezi, Paris Üniversitesi, Fransa.

- Straub, C., 1996.** Recent crustal deformation and strain accumulation in the Marmara sea region, NW Anatolia inferred from GPS measurements. Ph.D. Thesis, ETH, 122s.
- Straub, C., Kahle, H.G., Schindler, C., 1997.** GPS and geological estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, J. Geophys. Res. 102, 27587-27601.
- Şaroğlu, F.; Emre, Ö. ve Boray, A., 1987.** Türkiye'nin aktif fayları ve depremsellikleri: MTA Rap.No: 8174, Ankara.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1992.** 1:1 000 000 Türkiye diri fay haritası. MTA, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985.** Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation (edited by Biddle, K.T. & Christie-Blick, N.) Soc. Of Eco. Paleo. and Min. Spec. Publ., 37, 227-264.



## Yeraltısu Seviye Değişimleri İle Depremler Arasındaki İlişkinin Araştırılması: Eskişehir Civarındaki Gözlemler

*Relationship Between Earthquake and Groundwater Level Changes: Observations From the Eskişehir Vicinity*

Galip YÜCE<sup>1</sup>, Uğur KURAN<sup>2</sup> ve Selçuk GÖRDÜK<sup>1</sup>

*1 Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Meşelik/Eskişehir (gyuce@ogu.edu.tr)*  
*2 Jeofizik Mühendisi, Ankara*

**ÖZ:** Deprem yıkıcılığı en fazla olan doğa olayıdır. Bu da depremin zararlı etkilerini azalmaya yönelik olan depremlerin önceden kestirilmesi çalışmalarını önemli kılmaktadır. Depremlerin önceden kestirilmesi çalışmalarından yalnızca biri olan yeraltısu seviyesi ve kimyasında olan değişikliklerin araştırılması dünyada tüm hızıyla devam etmektedir. Ancak bu konuda kesin bir ilişki saptayacak doyurucu bulgulara henüz ulaşılamamıştır. Söz konusu araştırmalar için hassas ve sık zaman aralıklarıyla kuyulardaki yeraltısu seviyesinde oluşan değişiklikleri kaydedecek aletlere gereksinim vardır. Bu değişiklikleri izlemek amacıyla açılacak sondaj kuyuları yüzeysel kökenli etkilerin daha az görüldüğü deprem dalgalarına karşı daha hassas olan basınçlı akiferlerde ve mümkün ölçüde derin açılmalıdır.

Eskişehir bölgesi levha tektoniği açısından kritik bir noktada yer almaktadır. Açılma rejiminin egemen olduğu Ege-Batı Anadolu bloğu ile doğudan batıya sıkışan Orta Anadolu bloğunu birbirinden ayıran doğrultu atımlı normal bileşenli aktif fayların bulunduğu bir bölgede yer almaktadır (Altunel ve Barka, 1998). DSİ tarafından Eskişehir civarında yeraltısu seviyesinde oluşacak değişiklikleri izlemek amacıyla açılan araştırma kuyularına 19 adet elektronik limnigraf monte edilmiştir. Bu çalışmada, Limnigraf monteli 19 adet kuyudaki yeraltısu seviyelerinde oluşan değişikliklerin 17 Ağustos 1999 İzmir (M=7.4) ve 12 Kasım 1999 Düzce (M=7.2) depremleri ile olan etkileri incelenmiştir. Anılan kayıtlar incelendiğinde, Sivrihisar civarında basınçlı akiferde açılan 49863 nolu kuyudaki su seviyesinde her iki deprem sırasında yükselme olduğu, diğer kuyularda ise genellikle düşüm olduğu anlaşılmıştır. 17 Ağustos depremi öncesinde yeraltısu seviyesinde kurak döneme rağmen sürekli bir yükselme gözlenmiştir. Yeraltısu seviyesindeki bu değişikliğin akifer parametreleri ile ilişkili olup olmadığını anlamak için 49863 nolu kuyuda pompaj deneyi yeniden yapılarak, bulunan değerler başlangıçtaki değerlerle karşılaştırılmıştır. Akifer parametreleri yönünden önemli bir değişiklik olmadığı saptanmıştır.

49863 nolu kuyuda deprem sırasında gözlenen yeraltısu seviyesindeki yükselimin muhtemel açıklaması; farklı porozite ve sıkışabilirliğe sahip konglomera ve kıltaşı (yer yer kireçtaşı aralanmalı) litolojisindeki akifer-akitard/akiklüd sisteminin deprem dalgalarına karşı olan davranışından ileri geldiği şeklindedir. Sıkışma nedeniyle akışkan basıncındaki artıştan (gözenek suyu basıncındaki artış) dolayı suyun yükseldiği ve bunda etkin gözenekliliğin önemli olduğu düşünülmektedir.

Eskişehir bölgesindeki yeraltısu seviyesine ilişkin kayıtlar özellikle Sivrihisar'da basınçlı akiferde açılan 49863 nolu kuyunun İzmit ve Düzce depremlerinden etkilendiğini göstermektedir. Depremlerin meydana gelişinden uzun bir süre sonra yapılan yeni pompaj deneyinde akifer parametreleri bakımından bir değişiklik görülmemesi akiferin elastik davranış gösterdiğini ifade etmektedir. Söz konusu kuyu ile yakın civarda açılan diğer kuyuların yer aldığı akiferin ve

akitardın/akıklüdün jeomekanik özelliklerinin araştırılması ve yeterli ekipman ile düzenli şekilde yeraltısu seviye ve kimyasında oluşan değişikliklerin izlenmesi, depremlerin önceden kestirilmesi konusunda önemli veriler sunacaktır.

**ABSTRACT:** Earthquakes are the most destructive natural event for societies. Thus, earthquake prediction becomes extremely important to reduce earthquake hazards. Although, one of the most common methods for the earthquake prediction is the precursory changes on the hydrologic anomalies, satisfied result has not been obtained, yet. Researches on this method have been still going on in order to get plausibly results. For this purpose, sensitive hydrometers should have installed to measure groundwater level changes in wells. In addition, observation wells should have drilled in confined aquifers which are susceptible to seismic waves.

The Eskisehir region is situated in a critical location in view of plate tectonics. This region separates the Aegean-western Anatolian block which prevailing extensional regime from the central Anatolian block is of the strike-slip fault zone with a normal component (Altunel ve Barka, 1998). Electronic limnigraphs, installed by DSI (State Hydraulic Works) to measure seasonal groundwater fluctuations, recorded pre-seismic, co-seismic and post-seismic level changes during the 17 August Izmit ( $M=7.4$ ) and 12 November Duzce ( $M=7.2$ ) 1999 earthquakes in 19 explorer wells in the Eskisehir vicinity. Detail investigation of well records showed that groundwater level started to rise in May 1999 in the Sivrihisar well (No: 49863, drilled in confined aquifer) and suddenly (co-seismic) rose up to about 1 m while it dropped in other wells (drilled in unconfined aquifer) during the 1999 earthquakes. In order to understand whether this remarkable change in groundwater level is related with the aquifer parameters, a new pumping test was carried out and results were compared with the results of first pumping test when the well was drilled. It has been realized that there is no significant changes with respect to the aquifer parameters.

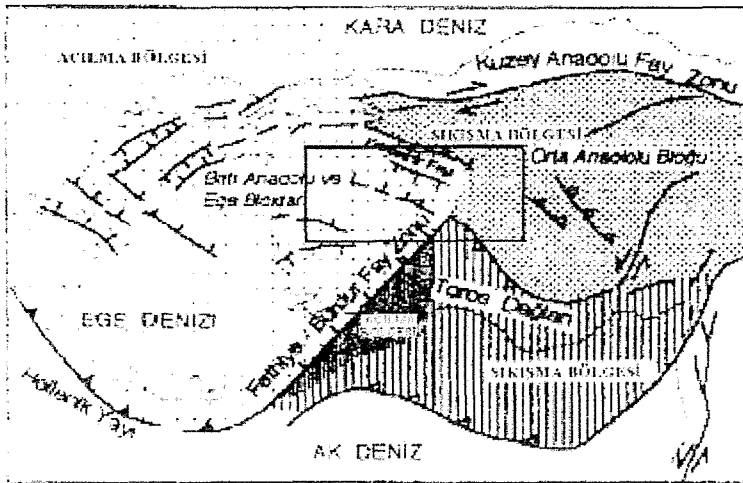
A possible explanation for the groundwater level change in the Sivrihisar well during the earthquakes is: Since the lithology of the aquifer-aquitard/aquiclude system around the well is conglomerate and claystone, respectively, they have different compressibility and porosity to response earth tidal. As a result, increase in fluid pressure due to the compressive forces compelled water upwards in direction of easier pressure front which has higher effective porosity than the bottom.

Detailed investigation of well records in the Eskisehir region indicated that groundwater level, especially in the Sivrihisar well, is affected by Izmit and Duzce earthquakes. There are no changes regarding aquifer parameters in new pumping test realized after the earthquakes took place showed that aquifer has elastic behaviour. To research geomechanical properties of the aquifer which tapped by the well no: 49863 and to take the close observation of it regarding chemical and level changes in the groundwater will contribute to enlarge our knowledge for earthquake prediction.

## GİRİŞ

Deprem kaçınılmaz bir doğa olayıdır. Buna karşın gerekli önlemlerin alınması, can ve mal yitimine yönelik risklerin azaltılması yapı ve zemin seçiminde gösterilecek titizliğin yanı sıra, önceden tahmine yönelik çalışmalarda elde edilecek başarı ile de ilişkilidir. Depremlerin önceden kestirilmesi (tahmini) konusunda hidrolojik verilerden yararlanılması ile ilgili çabalar, özellikle afeti sık ve yıkıcı bir biçimde yaşayan hemen tüm ülkelerdeki araştırmacılar ve bilim adamları tarafından yoğun bir şekilde sürdürülmektedir. Felaketi 19 Ağustos 1999 Gölcük-İzmit (M=7.4) ve 12 Kasım 1999 Düzce (M=7.2) depremleri ile bir kez daha yaşayan ülkemizde, deprem sonrasında yapılan bilimsel çalışmalar (bölgesel ölçekteki mikro-zonlama ile deprem risk analizleri, arazide yerinde yapılan ölçümler, paleo-sismolojik ve sismolojik çalışmalar v.b. gibi) önemli boyuttadır. Ancak, yapılan çalışmalar içerisinde hidrolojik verilere dayalı deprem tahmini konusu, gerek uzun süreli izlemenin zorluğu ve gerekse maliyetinin yüksekliği gibi nedenler ile yetersiz oranda kalmıştır. Ayrıca, bu konuda diğer ülkede yapılan çalışmalarda elde edilen sonuçların yeterli ve kesin olmaması da ilgiyi azaltan önemli bir etkidir.

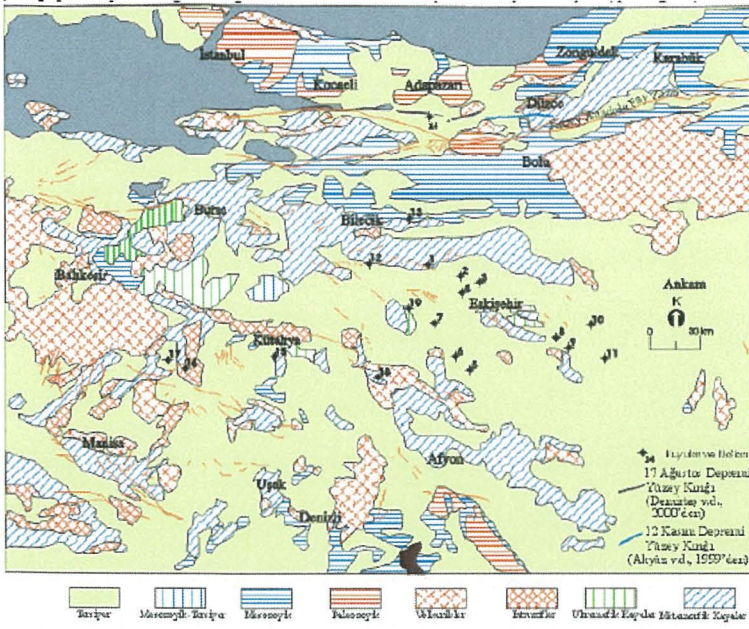
Bununla birlikte, var olan bilgileri sağlıklı bir biçimde değerlendirerek elde edilebilecek küçük bir bulgunun, depremlerin önceden tahminine yönelik çalışmalara katkı sağlayabileceği düşüncesi, bu incelemenin yapılmasındaki temel etken olmuştur.



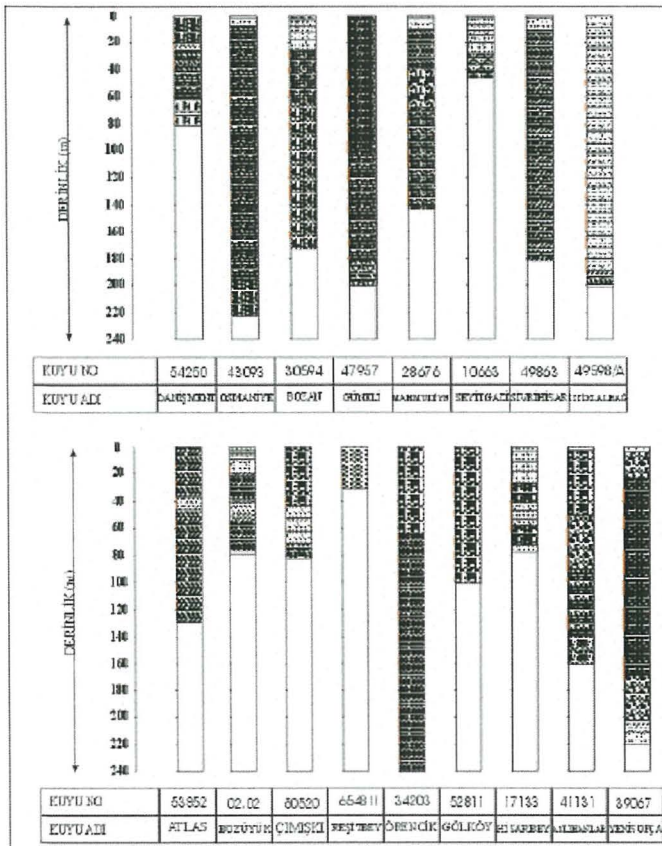
Şekil 1: Anadolu'nun Neotektonik Alt Bölümleri (Barka ve diğ., 1995)

Yeraltı seviye değişimlerine ilişkin gözlemlerin yapıldığı, Eskişehir civarı, Ege-Batı Anadolu bloğunu kuzeydoğuda Orta Anadolu bloğundan ayıran sağ yönlü doğrultu atımlı normal bileşenli Eskişehir fay zonuna sahip, aktif fayların bulunduğu bir bölgedir (Şekil 1) (Altunel ve Barka, 1998). Diğer bir deyişle saha, doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay zonu ile normal faylarla temsil edilen Ege açılma bölgesi arasında kalmaktadır. Söz konusu alanda yer alan faylardan çıkan çok sayıda sıcak sular mevcuttur (Ölmez ve Yücel, 1986).

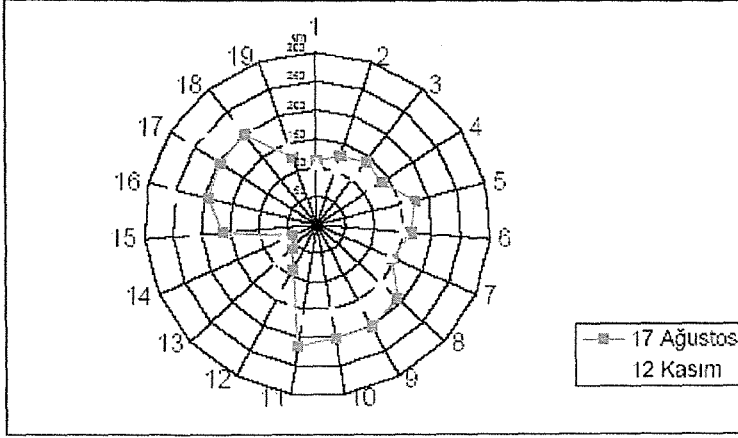
Bölgenin genel jeolojik yapısı Triyas yaşlı metamorfikler ve tektonik bindirme ile gelen ofiyolitik serilerden başlayarak Kretase yaşlı kireçtaşı ve konglomeralar ile devam eden Mesozoyik yaşlı istifin üzerinde Senozoyik yaşlı (Eosen-konglomera ve Miyosen-örtü birimleri) birimlerden oluşan bir dizilime sahiptir (Gözler v.d., 1996). Bölgede intrüzif kayalardan granit, granodiyorit yaygın şekilde gözlenmekte olup, volkanik faaliyetler sonucu bazalt, andezit, tüf, aglomera da izlenmektedir. Tektonik açıdan aktiviteye sahip bu alanda, DSİ tarafından açılan 19 adet araştırma kuyusundaki yeraltı seviye değişimleri incelenerek, 1999 depremleri öncesi, sırası ve sonrasındaki davranışları araştırılmıştır. 19 adet limnigraflı kuyunun, basitleştirilmiş jeolojik (MTA 1997'den) ve diri fay haritası ([www.sayisalgrafik.com.tr](http://www.sayisalgrafik.com.tr)) (Şaroğlu, 1992) üzerindeki konumu Şekil 2'de, loglar ise Şekil 3'te verilmiştir. Kuyuların depremlerin merkez üssüne olan uzaklıkları (Şekil 4) ve temsil ettikleri akifer birimlere ilişkin bazı parametreler (K, T ve S gibi) önceden yapılmış olan pompaj deneylerine göre değerlendirilerek, olası ilişkiler araştırılmıştır (Çizelge 1).



Şekil 2: Limnigrafılı Kuyuların Basitleştirilmiş Jeoloji ve Kırık Haritası Üzerindeki Konumları

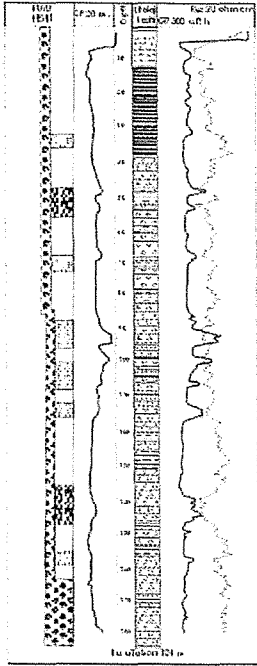


Şekil 3: Limnigrafılı Kuyulara Ait Loglar

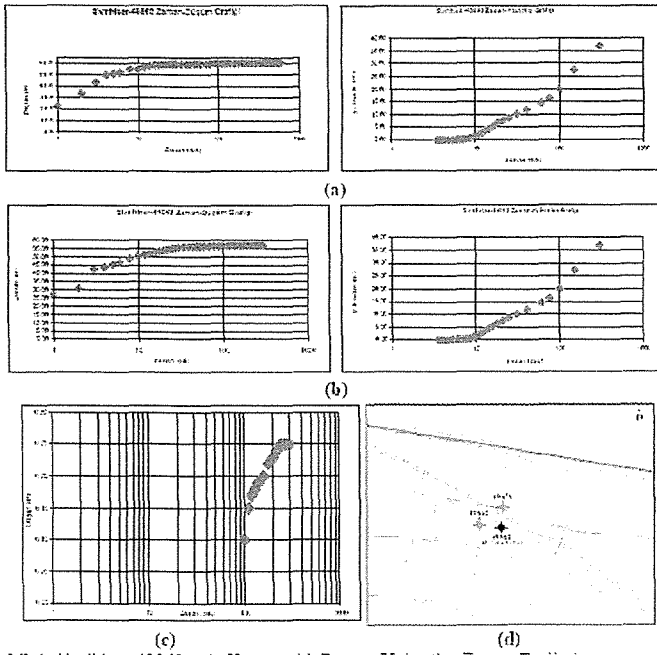


Şekil 4: Kuyuların 1999 Depremleri Merkez Üssüne Olan Uzaklıkları

Her iki deprem sırasında yeraltı su seviyesinde yükselim şeklinde tepki veren Sivrihisar-49863 (8) nolu kuyusundaki seviye değişimleri incelenmiştir. Deprem öncesi su seviyesinde yükselim trendi gösteren akiferin basınçlı olduğu bilinmektedir (Şekil 5). Deprem öncesi oluşan sıkışmanın ve deprem sırasındaki boşalmanın akifer parametreleri üzerindeki etkisini irdelemek amacıyla söz konusu kuyuda pompaj deneyi tekrarlanmıştır. Akifer parametrelerinde değişim saptanmamıştır (Şekil 6).



Şekil 5: Sivrihisar-49863 nolu Kuyuya Ait Kuyu Logu



Şekil 6: Sivrihisar-49863 nolu Kuyuya Ait Düşüm/Yükselim-Zaman Eğrileri

- a) 1996 yılına ait pompaj testi-düşü/yükselim grafiği, b) 2001 yılına ait pompaj testi-düşüm/yükselim grafiği, c) 2001 yılına ait 49859 nolu gözlem kuyusundaki zaman-düşüm grafiği, d) Kuyuların Krokisi (Demirbaş, 1991)

Türkiye’de depremlerin yeraltı seviyelerinde meydana getirdiği değişikliklere ilişkin araştırmalar yakın bir geçmişe sahiptir:

Ünlü v.d. (1998), 27.06.1998 tarihinde Adana-Ceyhan’da meydana gelen deprem ( $M=6.4$ ) sonrasında Adana-Osmaniye ve Hatay illerinde yaptıkları su kimyası ve seviye ölçüm çalışmalarında, yeraltı sularının kimyasında redoks potansiyeline ilişkin değişimlere dikkat çekmiş değişik zaman aralıklarında seviye ölçümlerinin yapılmasını önermişlerdir.

Kırmızıtaş (2000), Depremlerin yeraltı seviyelerinde meydana getirdiği değişikliklere örnekler vermiştir.

Tezcan v.d. (2000), tarafından sunulmuş ve episantrı çok uzaklarda olan farklı büyüklükteki depremlerin dahi yeraltı seviyesinde deprem öncesi ve sırasında yarattığı değişikliklere dikkat çekilmiştir.

Umutlu (2000), 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi öncesi Kuzey Anadolu fay zonunun batı kesiminde, Mudurnu Vadisinde 1984’ten beri yürütülen çoklu parametre gözlem istasyonlarında hava basıncı ve yağış miktarları etkisi dışında kalan yeraltı seviyesindeki değişimleri irdelemiş, bu çalışmaların kabuk hareketlerini ölçen tiltmetre, strainmetre ve ekstensometre ölçümleriyle birlikte incelenmesi gerektiği vurgulanmıştır.

Ünlü v.d. (2000), 17 Ağustos 1999 deprem sonrası bölgedeki sıcak ve mineralli sulara yaptığı araştırmalarda debi, sıcaklık ve kalite değişimleri olduğunu belirtmiştir.

Mutlu ve Sarıöz (2000), 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi sonrası yöre sıcak sularının kimyasal ve fiziksel özelliklerinde oluşan değişiklikleri incelenmiş, özellikle sıcak sulara debi ve sıcaklıklarında kısa süreli değişimler olduğunu belirtmişlerdir.

Aydan ve Ulusay (2000), İzmit depremi öncesinde kaplıca kaynaklarında sıcaklık ve debi artışı olduğunu, Düzce depremi sonrasında episantrı 192 km uzaklıkta bulunan Armutlu kaplıcası A2 üretim kuyusunda sıcaklık değişimine ek olarak, kuyunun artezyen yaptığını belirtmişlerdir.

Ayrıca MTA’nın ve Deprem Araştırma Dairesinin 1999 depremleri sonrasında deprem yöresindeki kuyu suları ve kaynaklarda Radon, Helyum ve Metan gazı ile diğer kimyasal parametrelerin ölçümlerinin yapıldığı bilinmektedir (Aydan ve Ulusay, 2000).



## **YERALTISU SEVİYE DEĞİŞİMLERİNİN NEDENLERİ VE DEPREMLERLE OLAN İLİŞKİSİNE YÖNELİK DEĞİŞİK ÜLKELERDE YAPILAN ÇALIŞMALARDAN ÖRNEKLER**

Yeraltısu seviye değişimlerinin oluşum nedenlerinden yalnızca birisi olan depremler dışında, uzun dönemli değişimler (eklenik yağışlar), mevsimsel değişimler (kışın donma, yazın pompaj etkisi), kısa süreli değişimler (aylık veya haftalık yoğunluktaki tüketim), buharlaşma-terleme etkisi, meteorolojik kökenli değişimler (atmosfer basıncı, yağış, rüzgar, don), gelgit, yapay etmenler (baraj, gölet vb. gibi), depremler, dış yüklemeler (demiryolundan geçen tren veya karayolundan geçen tırların etkisi), yer çöküntüleri (karstik sahalarda görülen çökmeler), güneşin ve ayın çekim etkisi (tidal effect) gibi nedenlerle oluşan değişimler vardır (Todd, 1980).

Dünyada depremler etkisi ile yeraltısu seviyesinde ve kimyasal içeriğinde oluşan değişikliklerin izlenmesinde Japonya, Çin, ABD ve Rusya başta olmak üzere önemli çalışmalar vardır. Japonya'da 14 Ocak 1978'deki Izu-Oshimo-Kinkai depremi öncesi ( $M=7.0$ ) yeraltısuyu seviyesinde (Wakita, 1981), veriminde, sıcaklığında ve radon gazı konsantrasyonunda değişimler gözlenmiş ancak bu değişimlerin olduğu noktalar ile depremin merkez üssüne uzaklığı arasında bir ilişki bulunmamaktadır. 1995 Kobe depremi sonrasında kuyulardaki yeraltısu seviyelerinde ve verimde (Hyogo-Ken-Nanbu) oluşan farklılıkların, hacimsel deformasyon değişimleri ile birebir örtüşmediğini, hacimsel deformasyon dağılımı ile sistematik oluşturmaktan çok kuyuların etrafındaki jeolojik yapı ve yersel geçirimsizlik değişikliklerinin önem kazandığı belirtilmiştir. Ayrıca suların klorür ve sülfat değerlerinde de değişiklikler kaydedilmiştir (Koizumi, v.d., 1996). Orta Japonya'daki bir maden işletmesi civarında, farklı derinliklerde açılan sondaj kuyularındaki yeraltısu seviye değişimlerinin 50 km uzaklıkta oluşan 5.8 büyüklüğündeki deprem ile olan ilişkisi incelenmiş ve bu değişimlerin poroelastik yer değiştirme modeline dayanılarak hesaplanan statik deformasyon alan hesabı ile açıklanamayacağı etkisi ile geçici süre pozitif sınır koşulu oluşturabileceği vurgulanmıştır (King v.d., 1999).

Sibson v.d., (1975), sığ depremlerde akışkan-difüzyon mekanizması nedeniyle önemli miktarda akışkanın hızla hareket edebildiğine dikkat çekerek, birbirini izleyen depremlerin odaklarından belirli uzaklıklarda en küçük sıkışma eksenine dik gelişen açılma kırık ve çatlaklarını oluşturan tektonik kesme kuvvetlerinin artması sonucu artan porozite, akışkan

basıncının düşmesine ve sürtünmenin artışı nedeniyle kesme direncindeki artış olacağını belirtmiştir. Ancak bir süre sonra kırık ve çatlakların akışkan ile dolması sonucu akışkan basıncındaki artış ve sürtünme kuvvetlerindeki azalış ile yeniden yenilme (failure) konumuna geldiğini belirterek, akışkanın mevcut kırıklar boyunca hareket edeceğini vurgulamıştır.

Grecksh, 1999 ise 5.4 büyüklüğündeki 1992, Roermond/Hollanda depremi sırasında görülen yeraltı seviyesindeki ani değişimlerin barometrik basınç ve yağış gibi meteorolojik etkiler nedeniyle akifer içindeki boşluk basıncı dağılımında oluşan heterojenliğin sismik dalgaların geçişi esnasında dengeye ulaşmaya çalışmasından kaynaklanabileceğini belirtmiştir.

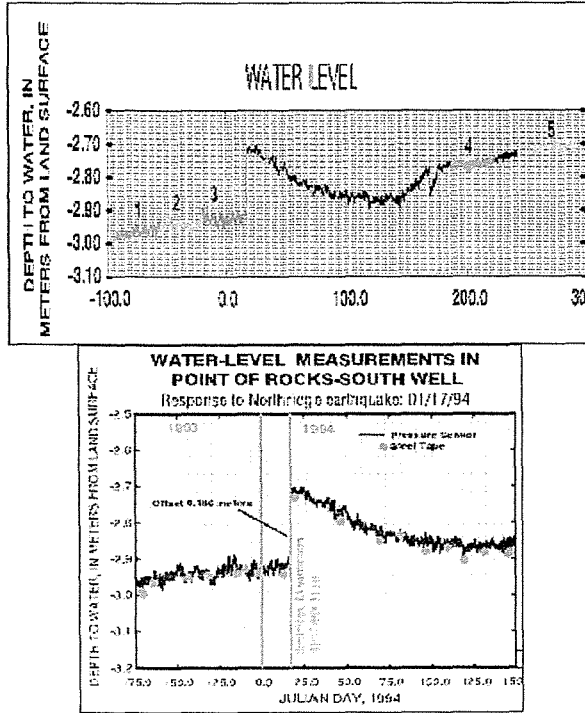
Çin'de 4 Şubat 1975 tarihinde meydana gelen ( $M=7.3$ ) Haicheng-Liaoning depremi önceden tahmin edilebilen en büyük depremler arasında yer almakta olup, yeraltı seviye ve verimlerinde olan deprem öncesi değişimler bu tahminde önemli rol oynamıştır. Ayrıca 1970-1975 yılları arasında Çin'de meydana gelen çeşitli büyüklükteki 10 adet deprem önceden saptanabilmiştir (Tabban, 1979). Haicheng depremi öncesinde yeraltı seviye değişimleri ile hayvanların davranışlarında görülen farklılıklar arasındaki ilişki araştırılmış ancak genel anlamda net bir ilişki görülmemiş ise de ana aktif fay zonlarına yaklaştıkça paralellik artmıştır (Quidang v.d., 2000). Haicheng depreminden 1 yıl sonra meydana gelen Tangshan depreminin 28 Temmuz 1976 ( $M= 7.6$ ) önceden bilinmemesi bu konuda elde edilen başarıyı gölgelemiş ve depremde 200.000'den fazla can kaybı olmuştur (Fujita Research, 1997). Bununla birlikte depremlerin önceden tahmini konusu Çin'de titizlikle sürmüştür ve yüzeysel etkilerin daha az görüleceği derinliklere ulaşan (1000 m'den derin), sayısı 100'ü aşkın sondaj kuyusu yeraltı seviye değişimlerinin de izlenebildiği aygıtlarla donatılmıştır. Benzer çalışma ABD Parkfield yakınlarındaki aktif fay zonu olan San Andreas Fay zonu civarında açılan derin sondaj kuyularına yerleştirilen (tiltmetre, ekstansiyometre, strainmeter, sıcaklık ölçer, seviye ölçer gibi) modern aygıtlarla izleme çalışmaları yapmakta ve hatta 4 km derinliğinde bir sondaj kuyusu açılması planlanmaktadır (www.usgs.gov web sayfasından, 2001).

Kishimoto, 1982 güneybatı Japonya'da deprem tahminine yönelik 1977 yılında başlayıp 3 yıl süren çalışmalara değinerek test sahası olarak seçilen Yamasaki fayı civarında gözlenen büyüklüğü 3.5 ile 4.9 arasındaki depremlerin yeraltı seviye ve klorür içeriğinde oluşturduğu değişiklikleri inceleyerek, büyüklüğü düşük olan depremlerde bile yeraltı suyu parametrelerinde değişimler olabileceğine dikkat çekmiştir.

Galloway v.d., (1998), Nevada’da meydana gelen 1994 Northridge depremi ( $M=6.7$ ) ile akiferin akışkan basıncındaki değişimleri arasındaki ilişkileri incelemesi sonucunda, deprem öncesinde yaklaşık 100 gün süre boyunca akışkan basıncındaki yükselmenin sıkışmanın sonucu olabileceği, ancak M2 ve O1 gelgit değerleri kullanılarak hacim-deformasyon ilişkisi ile hesaplanan ve ölçülen deformasyon değerleri arasındaki farklılığın poro-elastik malzemeden oluşan akiferdeki hacimsel deformasyondan ziyade deforme olabilen kırıklardaki akışkan basıncındaki değişimlerden kaynaklanabileceğini belirtmiştir.

Nishizawa v.d., 1998, Orta Japonya’daki Izu yarımadasının doğu kıyılarında 1995 yılında oluşan deprem fırtınasının yöredeki sıcak sularda oluşturduğu radon, klorür, ve sülfat değişimlerine dikkat çekmiştir.

Janssen (1998), Hindistan’ın Koyna bölgesindeki basınçlı akiferlerdeki gözenek basıncı ile lokal sismisite arasındaki ilişkileri araştırdığı çalışmasında hidrolik diffüzyon değerlerinin önemine değinerek gelgit ile meteorolojik etkilerden arındırılmış verilerin değerlendirilebileceğine dikkat çekmiştir.



Şekil 7: Deprem anında yeraltı su seviyesinde olan yükselme (8 nolu Sivrihisar-49863 kuyusuna benzer) Galloway (1994)

Amoruso (2000), Orta İtalya'da 1997 yılı baharı iile yazı arasında oluşan depremler sırasındaki sismik kayıtları, deformasyon verilerini, yeraltısu kimyasındaki değişiklikleri incelemiş, yavaş tekrarlanan yer hareketlerinde veriler arası yakın ilişkinin varlığını belirtmiştir.

Churikov v.d. (2000), Tsuhyoshi fayı boyunca yer alan tiltmetredeki değişimler yüksek hassasiyette su seviye değişimleri ile karşılaştırarak elde edilen değerlerin birbiriyle paralel olduğunu vurgulamıştır.

Kishimoto (2000), Güneybatı Japonya'daki Kuzey Kinki bölgesinde yer alan sol yönlü doğrultu atımlı Yamasaki Fayı civarında açılan 3000 m derinlikteki sondaj kuyusunda 3.7 magnitudündeki depremden 14 gün önce klor konsantrasyonunda aniden düşme saptandığını ve bunun yeraltısu seviyesinde de gözlenen durum ile uyumlu olduğunu belirtmiştir.

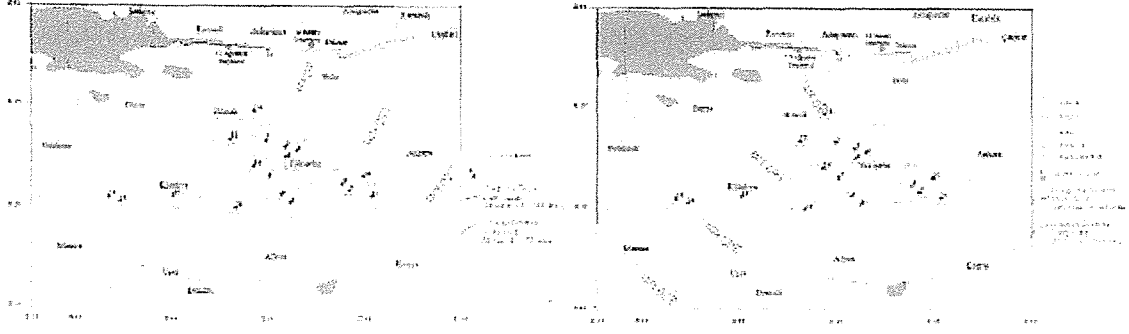
Roeloffs (2000), Parkfield California Deprem Gözlem İstasyonunda yapılan son değerlendirmeler sonucunda San Andreas Fay Zonu boyunca açılması planlanan 4 km derinliğinde bir sondaj kuyusundan önemli veriler elde edileceği ve şimdiye kadar bazı depremler öncesi kuyularda gözlenen su seviyesindeki değişimler hakkında daha ayrıntılı bilgi elde edilebileceğini vurgulamıştır. 6.1 büyüklüğündeki bir depremin episantrına 35 km uzaklıktaki 4 adet sondaj kuyusundan ikisinde deprem öncesi küçük (3-4 cm'lik) seviye yükselimleri gözlenmiş ve bu durum kuyulardaki deformasyon ölçerlerle de paralellik göstermiştir. Deprem anında ise 4 kuyuda da düşüm (3-11 cm arasında) olduğu belirtilmiştir.

Sibson (2000), depremler sonrası yeraltısuyu yükselmelerini ve fişkırmalarını kırık gelişimiyle açıklayarak fayların bir pompa-valf sistemi gibi çalıştığını vurgulamıştır.

## **1999 YILI ve SONRASI DEPREMLERİ -YERALTISU SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ**

DSİ kuruluşu tarafından araştırma amaçlı açılan kuyulardan 19 adedine yeraltısu seviyesinde oluşacak (çekim, beslenme ve diğer etkilerle) değişiklikleri izlemek amacıyla kuyu içi elektronik limnigraf monte edilmiştir. Bu limnigraf bir ağırlık sistemi ile çalışan ve suya temas ettiği anda suyun kaldırma kuvveti ile otomatik olarak seviye değişimini belleğe kaydedebilecek düzeneklerdir. Günde 6 kez okuma yaparak, ortalama değerlerini alıp maksimum ve minimum değerleri 1mm hassasiyet ile kaydetmektedir. Anılan elektronik limnigraf





Şekil 9: 17 Ağustos 1999 ve 12 Kasım 1999 Depremlerinin Merkez Üsleri ve Kuyular  
a) 17 Ağustos depremi, etki alanı ve kırığı, b) 12 Kasım depremi, etki alanı ve kırığı

### 5 nolu kuyu

Haziran 1999'dan itibaren yeraltı seviyelerinde hızlı bir düşüş izlenmekte, 17 Ağustos 1999'da 7 cm düşüm gözlenmektedir. Max-min arasındaki seviye değişimi 11 cm'dir. 12 Kasım 1999'da yeraltı seviyesinde değişiklik gözlenmemektedir.

### 6 nolu kuyu

Temmuz 1999'dan itibaren seviyede düşüm trendi görülmekte ise de 17 Ağustos 1999 ve 12 Kasım 1999 depremleri sırasında yeraltı seviyesinde bir değişiklik izlenmemektedir.

### 7 nolu kuyu

17 Ağustos 1999 ve 12 Kasım 1999 depremleri sırasında yeraltı seviyesinde bir değişiklik izlenmemektedir.

### 8 nolu kuyu (49863)

17 Ağustos 1999 depremi öncesinde 13 Mayıs'tan itibaren, toplam 50 cm civarındaki yükselimi 17 Ağustos 1999 depremi sırasında su seviyesinde 99 cm'lik ani bir yükselim izlemiştir. 12 Kasım 1999'da ise 2 cm'lik bir yükselimi 13 Kasım 1999'da 24 cm'lik bir yükselim izlemiştir.

### 9 nolu kuyu

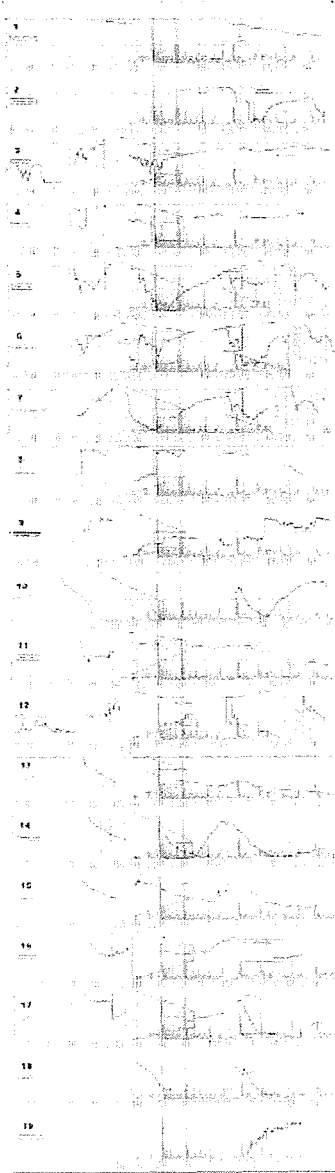
17 Ağustos 1999 depremi öncesinde 13 Mayıs'tan itibaren, toplam 22 cm civarında yükselim gözlenmekte ise de 17 Ağustos ve 12 Kasım 1999 depremleri sırasında yeraltı seviyesinde bir değişim gözlenmemiştir.

### 10 nolu kuyu

17 Ağustos 1999 depremi sırasında 20 cm düşüm gözlenmektedir. 12 Kasım 1999'da seviye ölçüsü yoktur.

### 11 nolu kuyu

17 Ağustos 1999'da 21 cm'lik bir düşüm gözlenirken, max-min arasındaki seviye değişimi 30 cm'i bulmaktadır. 12 Kasım 1999'da da 3 cm'lik bir yükselim görülmekte, max-min arasındaki seviye değişimi ise 19 cm civarındadır.



Şekil 10: Kuyulardaki Seviye Değişimleri, Depremlerin Magnitüdlerinin Zamana Bağlı Grafikleri

### **12 nolu kuyu**

17 Ağustos 1999'da seviye ölçüsü yoktur. 12 Kasım 1999'da ise yeraltı su seviyesinde bir değişim yok, ancak max-min arasındaki seviye değişimi 12 cm'dir. 5 Kasım 1999'dan itibaren seviyede 10 cm'lik bir yükselme görülmektedir.

### **13 nolu kuyu**

17 Ağustos 1999 depreminde 12 cm'lik bir düşüm gözlenmekte, max-min arasındaki değişim 42 cm'yi bulmaktadır. 13 Mayıs 1999'dan itibaren başlayan su seviyesindeki düşüm 20 Temmuz'dan itibaren 17 Ağustos 1999'a kadar artarak sürmüştür.

### **14 nolu kuyu**

17 Ağustos 1999'da seviye ölçüsü yoktur. 12 Kasım 1999'da yeraltı su seviyesinde değişim gözlenmemektedir.

### **15 nolu kuyu**

17 Ağustos 1999 depreminde 5 cm'lik düşüm gözlenmiş, max-min arasındaki seviye değişimi 7 cm'dir. 12 Kasım 1999'da değişim yoktur.

### **16 nolu kuyu**

17 Ağustos 1999'da seviye ölçüsü yok, 12 Kasım 1999'da yeraltı su seviyesinde değişiklik yoktur.

### **17 nolu kuyu**

17 Ağustos 1999'da seviye ölçüsü yok. 12 Kasım 1999'da yeraltı su seviyesinde belirgin bir değişim olmamakla birlikte, max-min arasındaki seviye değişimi 33 cm'dir. 13 Kasım 1999'da ise 50 cm'yi bulan bir düşüm dikkat çekicidir.

18 ve 19 nolu kuyular

1999 depremleri ile ilişkilendirilecek veriler yoktur.

2000 ve 2001 yıllarında meydana gelen değişik magnitüdüdeki depremlerle olan yeraltı suyu seviye değişimleri Şekil 10 üzerinde incelendiğinde (elektronik limnigraflardaki düzeltmeler şekil üzerinde belirtilmektedir):

14 Şubat 2000 (M= 5.0) depreminde yeraltı su seviyelerinde bir anomali görülmemektedir. 5, 6, 7, 10, 12 nolu kuyulardaki yeraltı su seviyelerinde Mayıs ortalarından başlayan sert düşüm 6-8-9 Haziran 2000 tarihlerindeki Orta (Çankırı) depremi (M=5,9 OD=10 km) ve artçı şokları (M=5-5.2 OD=22-20 km) ile ilişkili olabilir. 23 Ağustos 2000 tarihindeki Düzce depremi (M=5,8 OD=15 km) ile yeraltı su seviye değişimleri arasında bir ilişki görülmemiştir. 15 Aralık 2000



tarihinde meydana gelen Bolvadin depremi öncesi ( $M= 5,8$   $OD=6$  km) yalnızca 6 nolu kuyuda Aralık ayı başından itibaren düşüm olduğu gözlenmektedir (depremden 2 gün önce 30 cm düşüm ve depremden 2 gün sonra 30 cm yükselim). 23 Eylül 2000 Eskişehir depreminde ( $M=4$   $OD=11$  km) 2 ve 19 nolu kuyularda seviye değişikliği oluşturmuş gibi görünmektedir. 22 Mart 2001 Afyon depremi ( $M= 4,8$   $OD=5$  km) 1 hafta öncesinde, yalnızca 15 nolu kuyudaki su seviyesinde 50 cm'yi bulan düşüm yaratmış olabilir. 13 Mayıs 2001 Çankırı civarı deprem ( $M=3,7$   $OD=8$  km) öncesi 2, 5 ve 7 nolu kuyularda düşüm oluşturduğu görünümü vardır.

## TARTIŞMA

Yeraltısu seviye değişimleri üzerinde depremlerin etkisini sağlıklı bir şekilde değerlendirebilmek için gözlem kuyusunun derinliği, en az 1 yıllık yağış verisi, barometrik basınç değerleri, aynı bölgedeki diğer kuyulara ait bilgiler, uzun süreli seviye ölçümleri, ölçüm teknikleri, ölçüm aralığı, depremlere karşı hassasiyet, deprem esnasındaki seviye değişikliği, depremin magnitudü, depremin fokal mekanizması ve derinliği, öncü depremlere ilişkin bilgiler, kuyunun episanırdan olan azimutu ve uzaklığı, kuyudaki yeraltısu seviyesi değişimleri-zaman grafiği, yakın çevrede herhangi bir anomali vermeyen diğer kuyular, akifer türü, jeolojik ve tektonik yapı v.b. gibi bilgilere gereksinim vardır (Roeloffs, 1988).

Bu çalışmada yukarıda belirtilen verilerin büyük bir bölümü Sivrihisar-49863 nolu gözlem kuyusu için elde edilmiş ise de diğer kuyular için yağış, barometrik basınç, tektonik yapı gibi bilgilerde eksiklik vardır. Ayrıca zeminin (akifer, akitard veya akiklödün) jeomekanik ve sismik özelliklerinin bilinmesinde yarar vardır.

17 Ağustos ve 12 Kasım 1999 depremlerinin yeraltısu seviyesinde meydana getirdikleri değişikliklerin en açık şekilde izlendiği 8 nolu Sivrihisar kuyusunda (49863), 17 Ağustos öncesi görülen su seviyesindeki artış barometrik basınç ve yağış değerleri ile birlikte incelenmiştir (Şekil 10). Deprem öncesi yağışın görülmediği, eklenik yağışlara göre 1980 yılından itibaren kurak dönemin hakim olduğu (1998-1999 yılları hariç) (Şekil 11) ve barometrik basınç değerlerinde önemli bir değişimin olmadığı dikkate alındığında 17 Ağustos günü seviyede oluşan ani yükselimin deprem etkisi ile olduğu şüphesizdir. Basıncılı akiferlerde depremler esnasında tipik olarak görülen bu tepki (Roeloffs, 1988) yükselimi aynı doğrultuda yeralan ve 8 nolu kuyuya 7,5 km uzaklıktaki 9 nolu kuyuda görülmemiştir. 8 nolu kuyuda tekrarlanan pompa deneyi sonucu elde edilen veriler akifer parametrelerinde değişiklik olmadığı, fakat elde edilen değerlerin önceki

değerler ile güvenilir bir karşılaştırma yapma olanağı bulunmamaktadır. Ayrıca, söz konusu deney için geç kalındığı düşünülmektedir. Deney sırasında 500 m batıda yer alan 49859 nolu kuyunun artezyen yaptığı görülmüş ve pompa deneyi sırasında artezyen verimde azalma saptanmamıştır. Mart 2001'de artezyen yapan kuyu Ekim 2001'de 1,80 m düştüğü belirlenmiştir. Dikkat çekici bir diğer konu, 8 nolu kuyudaki su seviyesinin 1999 depremleri sonrasında uzun bir süre yüksek seviyelerde kalmıştır. Deprem esnasındaki sıkışma etkisi ile gözenek basıncındaki artış sonucu akışkanın basınç rahatlamasının olacağı yönde, yani etkin gözenekliliğe bağlı olarak yukarı doğru hareket ettiği düşünülmektedir. Eksponansiyel olarak azalması beklenen su seviyesinin eski seviyesine geri dönüşündeki gecikmede, farklı sıkışma kapasitesine ( $\alpha$ ) sahip akifer/akiklüd/akitard koşullarının rol oynadığı söylenebilir ( $\alpha_{kil} > \alpha_{kum} > \alpha_{çakıl}$ , Freeze and Cherry, 1975). L. J. Tisson tarafından verilen bağıntı da taneler arasındaki etkin gözenekliliğin seviye yükselimlerindeki önemini belirtmektedir (Karacadağ ve Şeber, 1969):

$$\Delta H / (\Delta Pa / \delta) = -1 / (1 + \alpha / me) \cdot \beta = -0,58$$

$\Delta H$ : Su seviyesindeki birim değişim

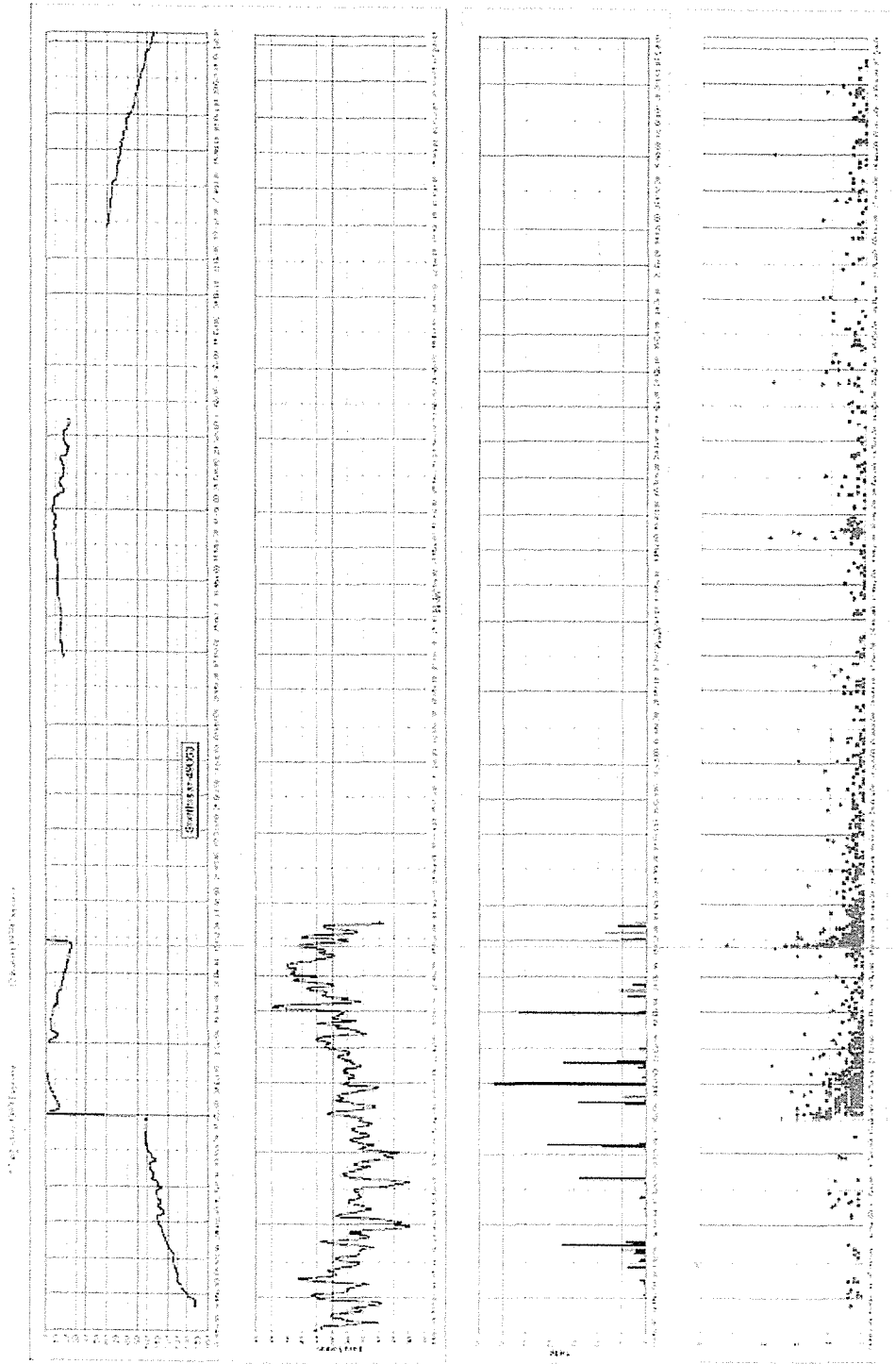
$\Delta Pa$ : Atmosfer basıncındaki birim değişimi

$\delta$ : Suyun özgül ağırlığı

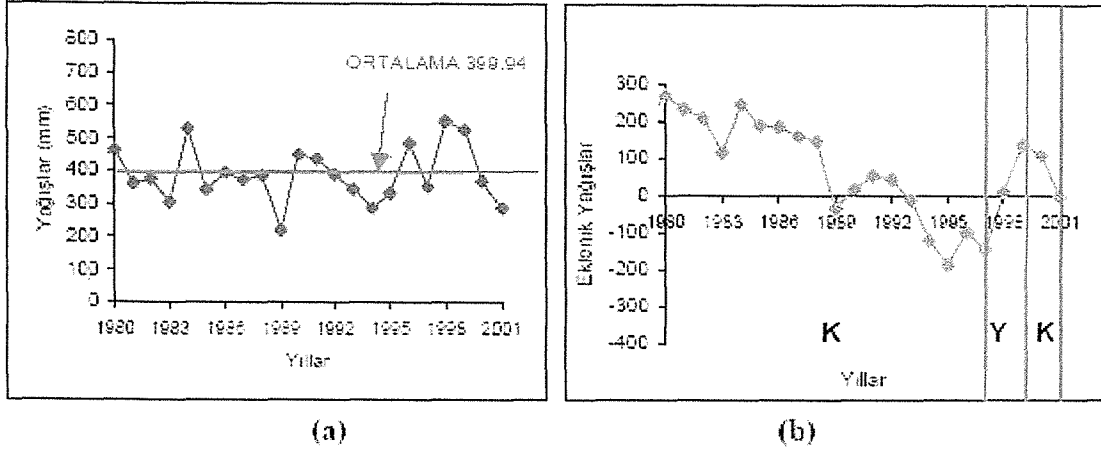
$\alpha$ : dikey doğrultudaki formasyonun sıkışabilme katsayısı,

$\beta$ : suyun sıkışabilme katsayısı (elastisite modülünün tersi)

$me$ : etkin gözeneklilik



Şekil 12: Sivrihisar-49863 Kuyusunda 17 Ağustos ve 12 Kasım 1999 Depremleri ile Su Seviye Değişimlerinin, Barometrik Basınç ve Yağış Değerleri İle Karşılaştırılması



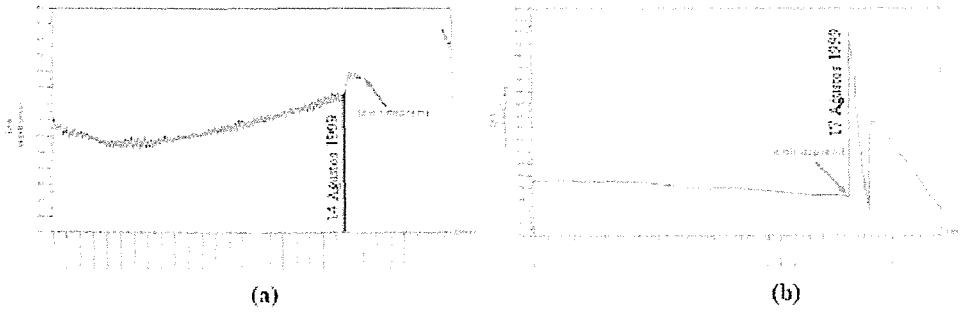
Şekil 12: Sivrihisar Kuyusuna Ait Eklenik ve Yıllık Yağışlar

a) Yıllık Yağışlar, b) Eklenik Yağışlar

Umutlu, 2000'de belirtilen Afet İşleri Genel Müdürlüğü ile Alman GFZ'nin ortaklaşa yaptığı çalışmada çok parametrelili gözlem istasyonunda gözlenen tiltmetre ve yeraltı seviyesindeki değişimler (DOK, TAB ve IGN istasyonları) (Şekil 13) önemli bilgiler vermektedir. TAB (DB) ve IGN (KG) istasyonlarındaki tiltmetrelerde 14 Ağustos 1999 tarihinde görülen sıçramalara karşın yeraltı seviyesinde değişiklik görülmemesi (Umutlu, 2000) depremlerin önceden kestirilmesi çalışmaları açısından dikkat çekicidir. Aslında Taşburun Tilt İstasyonunda kaydedilen strain (tilt) değişiminin (Şekil 14) deprem öncesi görünümünde sağ taraftaki grafik deprem öncesi kabukta oluşan önemli ölçüde elastik modüldeki azalmayı göstermektedir. Sol taraftaki eğri ise deformasyon hızındaki artışı ve güneş tutulmasının kabuktaki deformasyona etkisi izlenmektedir (Kuran, 2000a). Andezit kayalar üzerinde tek yönlü yüklerin laboratuvar şartları altında etkili olduğu konularda Şekil 15 ve Şekil 16'da açıkça görülebildiği gibi kaya elastik davranıştan plastik davranışa geçtiği anda iki önemli olay meydana gelmektedir. Bu olaylardan ilki deformasyon hızındaki büyük ölçekteki artış (grafikğin sol tarafı) ve elastik modüldeki kırılma öncesi görülen önemli azalmalardır (grafikğin sağ tarafı).

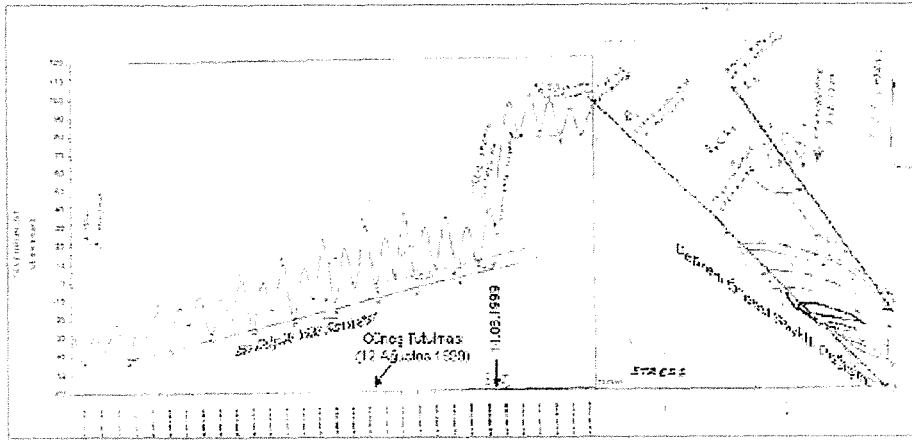
17 Ağustos 1999 depremi sırasında 8 nolu kuyu dışında 3 nolu kuyuda da seviye 3 cm yükselmiştir. 4, 10, 11, 13 ve 15 nolu kuyularda ise seviye düşümleri kaydedilmiştir. Kabuktaki deformasyonun sürekli olarak izlenmesi halinde büyüklüğü  $M=7.5$  ve  $M=8$  olan iki deprem için aynı istasyon strain adımlarını yukarıya doğru veya tam tersine aşağıya doğru elde edebilmektedir (Şekil 17). Deprem öncesi kabuktaki sıkışmaya (sayklic yüklemeler etkisi ile)

bağlı olarak maksimum kesme eksenine dik kuvvet ( $\sigma_n$ ) etkisi ile maksimum kesme eksenine boyunca kırıkta açılmalar olduğu, yüklemenin kalktığı anda ise kırık genişliğinin azaldığı (Şekil 18) (Kuran, 1980) dikkate alındığında deprem esnasında oluşan seviye düşümleri ve geri dönüşüm (initial recovery) anlamlıdır. Ayrıca mikrokırıkların deprem esnasında genişlemesi sonucu porozite artışına bağlı olarak su seviyesinde düşümler olacağı belirtilmiştir (Roeloffs, 1988).



Şekil 13: 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi Öncesi Tilt Çalışmaları (UMUTLU, 2000)

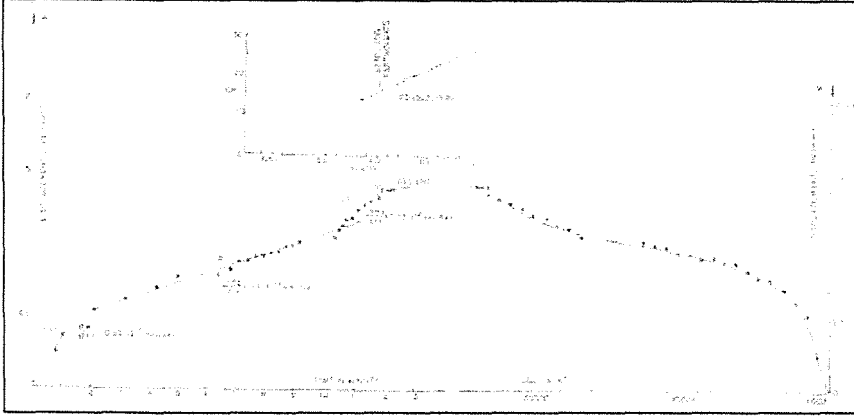
- a) Taşburun (TAB) istasyonundaki tilt değişimleri, b) Aynı istasyondaki yeraltı su seviyesi değişimleri



Şekil 14: Deprem Öncesi Andezit İçerisinde Oluşan Deformasyon-Zaman, Yük-Deformasyon Olayının Gösterilmesi

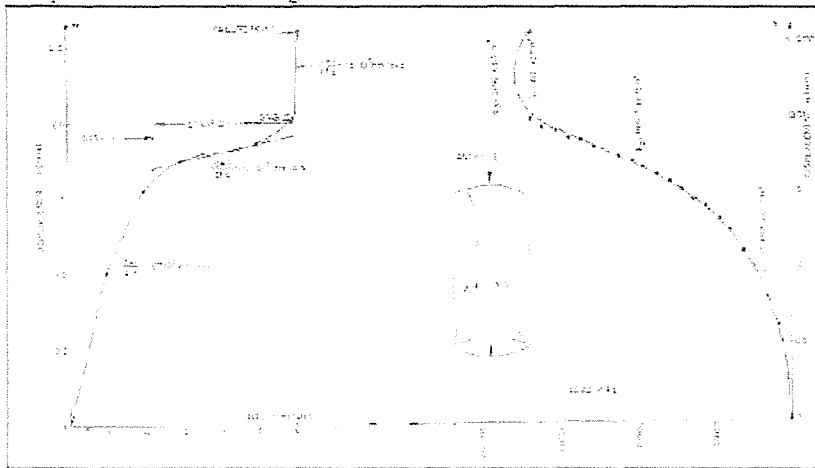
Yukarıdaki şekilde ay ve güneşin oluşturduğu devirli yükler (sayklic) güneş tutulmasından itibaren deformasyon hızındaki artış (cyclic strain softening) sol tarafta

görülmekte, sağ taraftaki grafikte deprem öncesi elastik modüldeki dikkate değer azalım görülmektedir (Kuran, 2000a, b).



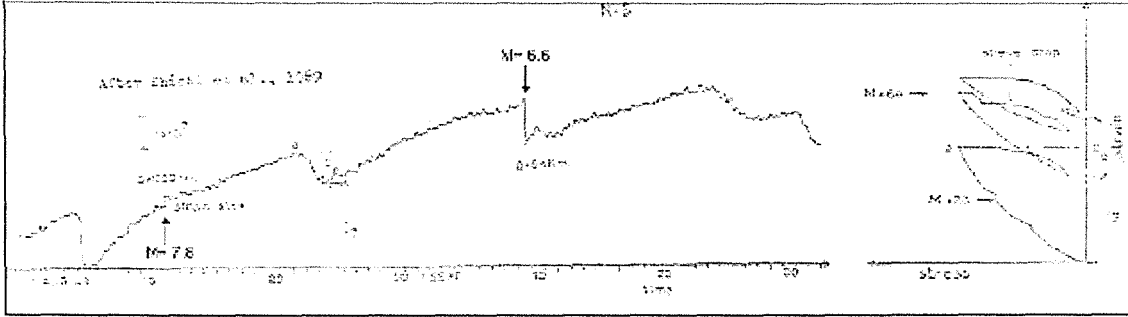
Şekil 15: Andezit kayalar üzerinde “Yer değiştirme-zaman” ve “yük-yer değiştirme” olayının tek yönlü testler sırasındaki görünümü (Kuran, 2000 ve 2001). En üstte görülen diyagram 1961 Nisanında Kaliforniya'daki deprem öncesi deformasyon hızı artışını göstermektedir. Kayanın kırılma öncesi ve deprem öncesi sonuçları son derece dikkate değerdir.

En üstte görülen diyagram 1961 Nisanında Kaliforniya'daki deprem öncesi deformasyon hızı artışını göstermektedir. Kayanın kırılma öncesi ve deprem öncesi sonuçları son derece dikkate değerdir.

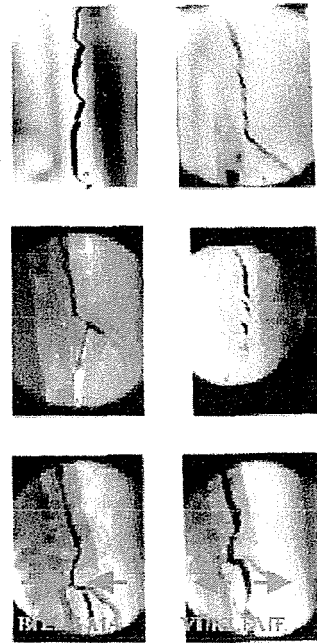


Şekil 16: Andezitler üzerinde monotonik olarak artan tek yönlü kuvvetler altındaki yer değiştirme/zaman ve kuvvet / yerdeğiştirme eğrileri görülmektedir. Sol taraftaki grafikte açıkça gözlenen 3 ayrı bölgenin varlığıdır. 1.bölgede kırıkların kapanması olayı gerçekleştiğinden deformasyon hızı çok büyük mertebelere ulaşmaktadır. 2.bölgede elastik modülü hesapladığımız doğrusal

kısmı teşkil etmekte 3. Ve en önemli bölümü ise deformasyon hızınının süratle arttığı kırılmaya giden ve depremlerin önceden bilinmesinde (Şekil 14) hayati öneme haiz kısımdır.



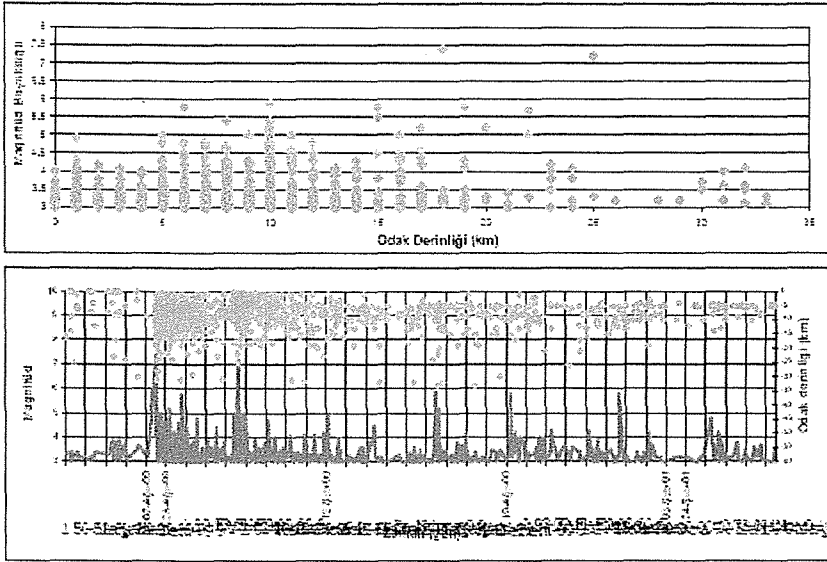
Şekil 17: Japonya'daki Inuyama İstasyonu'nda (sol taraftaki diyagram) 64-1200 km mesafelerde Oluşan iki depreme ait 'strain-step'lerin kayıtları. Grafikte görüldüğü gibi 'Kaiser effect' yani Kaiser Olayı belirgin olarak izlenmekte (sağ taraftaki diyagram) ve maksimum strain adımını 'strain-step' elastik komponente eş değer olarak elde edilmektedir (Kuran, 2001).



Fotoğraflar büyümesi 35 olan mikroskopla çekilmiştir.

Şekil 18: Kesme eksenini boyuncası süresiz kırık ilerlemesini gösteren fotoğraflar. Burada ana kırıktan gelişen mikro kırıklar izlenmektedir. En alt soldaki şekil yükün minimum olduğu ana kırık genişliğini göstermekte, en alt sağdaki şekil ise bu kırığın maksimum yükleme anında genişlediğini açıkça göstermektedir. "V" şeklinde gelişen kırık yükün maksimum değerlerinde yukarıya doğru kalktığı yük boşaltıldığında ise aşağıya doğru indiği izlenmektedir.

8 nolu kuyunun bulunduğu saha yakınında eğim atımlı gömülü olası bir fay bulunduğu yapılan bir çalışmada belirtilmektedir (Demirbaş, 1991) (Şekil 6d). Fay yakınlarında yer alan derin kuyuların deprem öncesi kabuk deformasyonlarından fazlasıyla etkilenerek yeraltı su seviyesi değişimlerine hassasiyet gösterdikleri bilinmektedir (Roeloffs, 1988). Aslında 17 Ağustos ve 12 Kasım 1999 depremleri sırasında su seviyesinde değişiklik görülmeyen kuyulardan 6, 7 ve 9 nolu kuyuların maksimum-minimum su seviyelerinde farklılıklar tespit edilmiştir. 14 nolu kuyu 12 Kasım 1999 depremi merkez üslerine en yakın kuyu olmasına karşın deprem anı su seviyesi değişimi göstermemesi sıg derinliğe (30 m) sahip olmasından ileri geldiği tahmin edilmektedir. 5 ve 6 nolu kuyuların 1999 depremleri öncesindeki iniş steplerindeki paralellik ise dikkat çekicidir. Depremlerin odak derinliği-magnitüd değişimi Şekil 19’da verilmiştir. Burada odak derinliği 0-15 km olan depremlerin yoğun olduğu ve artçı şokların 0-10 km arasında yoğunlaştığı izlenmiştir. Derin odaklı, büyük magnitüde sahip depremlerin özellikle basınçlı akiferlerde derin açılmış kuyulardaki yeraltı su seviyesi değişiminde daha etkili olduğu (Roeloffs, 2000) bu incelemede de kısmen görülmektedir (örneğin 17 Ağustos 1999 depreminde 8 nolu kuyudaki su seviyesinde gözlenen değişim gibi).



Şekil 19: Depremlerin Odak Derinliği-Magnitüd Değişimi



## SONUÇ

Depremlerin önceden tahmini çalışmalarında hidrojeolojik verilerin önemli bir yeri bulunduğu bilim dünyasının kabul ettiği bir gerçektir. Bu nedenle son yıllarda hidrolojik gözlem ve değerlendirme çalışmaları giderek artış göstermiştir. Ancak, yalnızca hidrolojik veriler yeterli olmayıp, sismik ağ (kuvvetli yer hareketlerinin ölçüldüğü), deformasyon ağı (tiltmetre, ekstansometre, dilatometre, GPS ölçümleri), arazi çalışmaları, paleosismolojik ve mikro-bölgeleme çalışmaları, elektromagnetik ağ ile jeofizik ve akustik dalga emisyonları verileri sağlanabilmelidir. Akiferin hidrolik parametrelerinin yanısıra (iletimlilik katsayısı: T, depolama katsayısı: S, geçirgenlik: k, hidrolik iletkenlik: K, etkin gözeneklilik: me, diffusivitesi: D gibi), Poisson oranları:  $\nu$  ve  $\nu$ , Skempton's katsayısı: B, Elastisite modülü: E ve Kesme modülü: G gibi jeomekanik özelliklerinin de bilinmesi gerekmektedir. Hidrolik diffüzyonun ( $D= T/S$ ) heterojen dağıldığı akifer sisteminde sismik dalgaların geçişi sırasında ani seviye değişimlerinin olması olağandır (Grecksch, 1999). Sismik dalgaların geçişi sırasında ortamın sulu veya susuz olması, sert veya yumuşak olması genlik büyütmelerine yol açan önemli etken olduğuna göre farklı derinliklerden gelen deprem dalgalarına karşı akiferlerdeki davranış farklılıklarının anlaşılması yeterli ve güvenilir ölçüde çok sayıdaki parametrenin elde edilebilmesi ile mümkün görülmektedir. Ayrıca depremler öncesi yer kabuğunda meydana gelen gerilme-sıkışma kuvvetlerinin etkisi ile yeraltı seviyelerinde kırılma (rupture) öncesi seviye düşümleri veya yükselmelerinin dikkatle izlenmesi ve irdelenmesi hayati önem taşımaktadır.

19

Yukarıdaki çalışma DSI tarafından yeraltısuyu verim ve bilançosundaki değişimleri izlemek amacıyla açılan araştırma kuyularında monteli elektronik limnigraflar tarafından kaydedilen yeraltı seviye değişimlerinin depremler ile olabilecek ilişkisini araştırmak ve verileri tartışmak amacıyla yapılmıştır. 19 adet limnigraflı kuyunun 18'inin KAFZ'nun güneyinde yer aldığı ve odak derinliği 8-22 km'ye sahip 5'ten büyük magnitudlü depremlerin genellikle kuzeyde olduğu ve kuzeyde yeralan tek kuyu konumundaki 14 nolu kuyunun derinliğinin az olması (30 m), sistematik ve sık aralıklı ölçülerin olmaması, kuyuların bir kısmının yeraltısuyu çekiminin bulunduğu alanda kalması karşılaştırmadaki temel güçlükleri oluşturmaktadır. Çalışmaların daha ciddi ve güvenilir doğrultuda olması, konunun bir proje çerçevesinde ele alınarak düzenli ve sistemli biçimde yürütülmesi ile mümkün olacaktır.

## TEŞEKKÜR

Limnigrafli kuyulardaki yeraltı su seviye değişimlerine ait verilerin sağlanmasında yardımlarını gördüğümüz DSİ III. Bölge Müdür Yardımcısı Sayın Nazmi KORKMAZ başta olmak üzere Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı suları Şube Müdürü Sayın Erkut ÇATALYÜREKLİ'ye, Başmühendis Şakir ÖZÇELİK'e ve Teknisyen Erdal ÇELİKMAN ile Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı suları Şubesi çalışanlarına teşekkür ederiz. Ayrıca destekleri için DSİ Genel Müdürlüğü Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı suları Daire Başkanlığından Şube Müdürü Sayın Hasan KIRMIZITAŞ'a teşekkür ederiz.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyüz, S., Altunel, E., Barka, A., Hartleb, R., Sunal, G., Uslu, O.B., 1999. 12 Kasım 1999 Düzce Depremi, ATAG-3 Toplantısı, Makaleler, s.115-116.
- Altunel, E., Barka, A., 1998. Eskişehir Fay Zonunun İnönü-Sultandere Arasında Neotektonik Aktivitesi, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, Cilt: 41, No: 2, p. 41-52, Ankara.
- Amoruso, A., Crescentini, L., Marelli, A., Plastino, W., Bella, F., Scarpa, R., 2000. Strain Data, Groundwater, Geochemistry and Seismic Records During a Slow Earthquake Sequence in Central Italy in 1997. AGU-Fall Meeting, F.892, San Francisco.
- Aydan, O., Ulusoy, R., 2000. Depremlerin Önceden Tahmini Mümkün mü? "Olağandışı Olaylar", Mavi Gezegen Yerbilimleri Dergisi , Sayı: 3, s.78-79, Ankara.
- Churikov, V., Hiroshi, I., 2000. Some Results of Tilt and Strain Observation by Borehole Instruments in Tono, Central Japan, AGU-Fall Meeting, F.892, San Francisco.
- Demirbaş, R., 1991. Eskişehir İli Sivrihisar İlçesi Münferit Hidrojeolojik Etüd Raporu, No: 60, DSİ III. Bölge Müdürlüğü, Eskişehir.
- Demirtaş, R., Erkmen, C., Yılmaz, R., 2000. 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi, Yüzey Faylanması, 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi Raporu, BİB, DAD, s.100-101, Ankara.
- Freeze, A.R., Cherry, J.A., 1979. Groundwater. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, p. 54-61, NJ.
- Galloway, D., Laciak, R., Roeloffs, E., 1994. Sustained Aquifer Fluid-Pressure Changes in Ash Meadows, Nevada in Response to the Northridge Earthquake. AGU-Fallmeeting 1994, Vol., 75, No: 44, USA.

- Gözler, Z.M., Cevher, F., Ergül, E., Asutay, H.J., 1996.** Orta Sakarya ve Güneyinin Jeolojisi, MTA Raporu, No: 9973, s.87, Ankara.
- Grecksch, G., 1999.** Analyses and Inter-pretation of Well Level Changes Induced by The Roermond Earthquake of April, 1992. PhD Thesis, University of Bonn, Verlag. ISBN 3-8265-6117-1, p.132.
- Janssen, J., 1998.** Investigation of Relations Between Local Seismicity and Pore Pressure in Confined Aquifers in the Koyna-Region, India, [www.usgs.gov](http://www.usgs.gov)
- Karacadağ, K., Şeber, T.A., 1969.** Yeraltısuları Hakkında Pratik Uygulamalar (G. Castany'den çeviri). DSİ Yayını, No: 638, Grup No: II, Özel No: 73, DSİ Matbaası, s. 520-524, Ankara.
- King, C.Y., Azuma, S., Igarashi, G., Ohno, M., Saito, H., Wakita, H., 1999.** Earthquake-Related Water-Level Changes at 16 Closely Clustured Wells in Tono, Central Japan. Journal of Geophysical Research, Vol. 104, No: B6, p., 13073-13082, USA.
- Kırmızıtaş, H., 2000.** Depremlerin Yeraltısuyu Seviyelerinde Meydana Getirdiği Değişiklikler, 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s., 116-117, Ankara.
- Kishimoto, Y., 2000.** On Precursory Phenomena Observed At The Yamasaki Fault, Southwest Japan, As A Test Field For Earthquake Prediction. AGU-Earthquake Prediction An International Review, Maurice Ewing Senses, 4, p.510-516, USA.
- Koizumi, N., Kano, Y., Kitagawa, Y., Sato., Takahashi, M., Nishimura, S., Nishida, R., 1996.** Groundwater Anomalies Associated With The Hyogo-Ken Nanbu Earthquake 1995, [www.aist.go.jp/GST/koizumi/jpe96.html](http://www.aist.go.jp/GST/koizumi/jpe96.html)
- Kuran, U., 1979.** Devirli Med-Cezir Kuvvetleri Sonunda Yerkabuğu İçinde Gelişen Fatigue-Kırık ilerlemesi ve Kuzey Anadolu, San Andreas Fayları Boyunca "Depremlerin Önceden Saptanması" Jeofizik, Cilt VIII, s:3, Ankara.
- Kuran, U., 1980.** S-Dalgasının Alüvyal Sahalar Üzerinde Elde Edilmesi İle İlgili Yeni Bir Yöntem ve Mühendislik Jeolojisindeki Önemi, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, Sayı: 10, s.79-99, Ankara.
- Kuran, U., 2000a.** Körfez Depremini 4 Gün Önceden Bilebilir Miydik? TMMOB Türkiye Jeofizik Mühendisleri Odası Kongresi, Marmara'da Deprem ve Jeofizik, Makale Özetleri Kitapçığı, İstanbul.

- Kuran, U., 2000b.** World-Wide Comprehensive earthquake prediction studies by the use of LEFM criteria, Earthquake Research Department, Ankara.
- Kuran, U., Mirzaoğlu, M., Gürbüz, M., Hamzaçebi, Tüzel, B., Şahinbaş, D., Yanık, K., Beyhan, M., Kaplan, M., Günerhan, K., Demirel, S., Kaya, H., Taşkiran, D., Uzunkaya, T., 2001.** Avcılar İlçesi Mikrobölgeleme Etüd Raporu, Deprem Araştırma Dairesi, Ağustos-2001, Ankara.
- MTA, 1997.** Genelleştirilmiş Jeoloji Haritası, Türkiye Maden Kaynakları ve Sorunları Sempozyumu, 50. Türkiye Jeoloji Kurultayı Sempozyumu, Ankara.
- Mutlu, H., Sarız, K., 2000.** 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi Sonrası Yöre Sıcak Sularının Kimyasal ve Fiziksel Özellikleri, ATAG-3 Toplantısı Makaleler, s,1-5, Sivas.
- Nishizawa, S., Igarashi, G., Sano, Y., Shoto, E., Tasaka, S., Sasaki, Y., 1998.** Radon, Cl- and SO<sub>4</sub>-2 Anomalies in Hot Spring Water Associated With The 1995 Earthquake Swarm off The East Coast of the IZU Peninsula, Central Japan, Applied Geochemistry, Vol. 13, pp.89-94.
- Ölmez, E., Yücel, B., 1985.** Eskişehir ve Yöresinin Jeotermal Enerji Olanakları. MTA Raporu, No: 7798, s.28, Ankara.
- Roeloffs, E., 1988.** Hydrologic Precursors to Earthquakes: A Review, Pageoph, Vol.126, No: 2-4 p, 177-209, USA.
- Roeloffs, E., 2000.** The Parkfield, California Earthquake Experiment: An Update in 2000. Current Science, Vol. 79, No: 9. pp. 1226-1236, USA.
- Quidang, D., Pu, J., Jones, M.L., Molnar, P., 2000.** A Preliminary Analysis of Reported Changes in Groundwater Anomalies, Animal Behavior Before The 4 February 1975 Haicheng Earthquake, AGU-Earthquake Prediction An International Review 2000, Maurice Ewing Series 4, p.543-565, USA.
- Sibson, H.R., 1990.** Condition for Fault-Value Behaviour Deformation, Mechanism, Rheology and Tectonics, Geological Society Special Publication, No: 54 pp.15-28.
- Sibson, R.H., 2000.** Fluid Flow Accompanying Faulting: Field Evidence an Models. AGU-Earthquake Prediction An International Review, Maurice Ewing Series 4, p.593-603, USA.
- Sibson, R.H., Moore, J.M., Rankin, A.H., 1975.** Seismic Pumping A Hydrothermal Fluid Transport Mechanism. Geological Society of London, Vol. 131, pp. 653-659, N. Ireland.

- Şaroğlu, F., 1992.** Türkiye Diri Fay Haritası. MTA , Ankara.
- Tabban, A., 1979.** Deprem ve Sorunları, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, 4., s.104-112. DSİ Matbaası, Ankara.
- Tezcan, L., Dođdu, N., ve Kırmızıtaş, H., 2000.** Sismik Aktivitelere Bağlı Yeraltısuyu Seviye Değişimleri, 53. Türkiye Jeoloji kurultayı, 21-25 Şubat 2000, Bildiri Özleri, s.164-165.
- Todd, D.K., 1976.** Groundwater Hydrology. John Wiley and Sons, Second Edition, p.218-266, New York.
- Umutlu, N., 2000.** 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi Öncesi Tilt Çalışmaları. BAD Sempozyumu 2000, s.293-303, İzmir.
- Ünlü, F., 1998.** Adana-Osmaniye-Hatay Bölgeleri 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan (M= 6.4) Depremi Sonrası Su Kimyası Çalışmaları, www.deprem.gov.tr (Yayınlanmamış).
- Ünlü, F., 2000.** Türk-Alman İşbirliği Depremlerinin Önceden Kestirilmesi (Çoklu Parametre İstasyonları) 17 Ağustos 1999 depremi Sonrası Sıcak ve Mineralli Sularda Yapılan Araştırmalar, 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi Raporu, BİB, DAD, s.79-85, Ankara.
- Wakita, H., 1981.** Precursory Changes In Groundwater Prior to The 1978 IZU-Oshima-Kinkai Earthquake, AGU- Earthquake Prediction An International Review, Maurice Ewing Series 4, p.527-532, USA.

## **Deterministik Yaklaşımla Türkiye'nin Sismik Tehlike Analizi**

### *Seismic Hazard Analysis For Turkey Using The Deterministic Approach*

Müge AKIN\* ve Kamil KAYABALI \*\*

\* *Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara*

\*\* *Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü 06100 Beşevler / Ankara*

**ÖZ:** Türkiye'deki aletsel kayıtların probabilistik sismik tehlike analizi için yetersiz olmasından dolayı bu çalışmada deterministik yaklaşımla Türkiye'nin sismik tehlike haritasının ortaya çıkarılması amaçlanmıştır. Bu kapsamda öncelikle çalışmaya esas teşkil eden model faylar, irili ufaklı aktif fayların birlikte değerlendirilip, birbirleri ile ilişkili görünenler tek bir hat şeklinde kabul edilmek suretiyle birleştirilmesi ile elde edilmiş, her bir fay hattı için Wells ve Coppersmith (1994) yaklaşımına göre maksimum magnitüd değerleri belirlenmiştir. Buna bağlı olarak altı değişik azalım ilişkisi kullanılarak bütün Türkiye için  $0.2^\circ$  aralıktaki maksimum yatay yer ivmesi değerleri, BASIC programlama dili ile yazılan TUMDES adlı model program ile hesaplatılmıştır.

Model programda farklı azalım ilişkilerine ve yüzey kırığı oranlarına göre elde edilen eş-ivme haritalarından Joyner ve Boore (1988) sönüm denkleminin uygulandığı ve yüzey kırığı oranının  $1/3$  olması durumundaki harita, Türkiye için deterministik yaklaşımla modellenen Türkiye'nin yeni sismik tehlike haritası olarak sunulmuştur. Bu haritada  $0.30g$ 'den büyük alanlar 1. derece,  $0.30$  ile  $0.20g$  arasındaki alanlar 2. derece,  $0.20$  ile  $0.10g$  arasındaki alanlar 3. derece ve  $0.10g$ 'den düşük alanlar ise 4. derece deprem bölgesi olarak önerilmiştir.

**ABSTRACT:** Because the instrumental earthquake records of Turkey are far from being satisfactory for modeling the seismic hazard using the probabilistic approach, an attempt was made in this study to accomplish it through the deterministic way. In this regard, all active faults of Turkey, small and large, were evaluated together to obtain major fault systems. Then, the procedure suggested by Wells and Coppersmith (1994) applied to those faults to obtain the maximum magnitude earthquake that they can generate. To do this, it was assumed that  $1/3$  of the total fault length would rupture to yield the maximum earthquake. Following that, six different attenuation relationships of the strong ground motion were utilized to calculate the maximum horizontal ground accelerations for the whole Turkey at  $0.2^\circ$  intervals by using TUMDES programme written in BASIC programming language.

The computed pga values were contoured and the iso-acceleration maps for each of the attenuation relationship were constructed. The iso-acceleration map based on Joyner and Boore (1988) relationship was selected as the new seismic hazard map of Turkey on which the seismic zonations were determined as following:  $pga > 0.3g$  Zone 1,  $0.3g < pga < 0.20g$  Zone 2,  $0.20g < pga < 0.10g$  Zone 3,  $pga < 0.10g$  Zone 4.

## GİRİŞ

Depremsellik açısından dünyanın en aktif kuşaklarından biri olan Alp-Himalaya kuşağı üzerindeki ülkemizde, mühendislik yapılarının projelendirilmesinde yapının etki altında kalacağı deprem yükünün doğru bir biçimde kullanılması çok önemlidir.

Türkiye’de kullanılan deprem yükünün belirteci olan yatay yer ivmesi değerleri genelde Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası (Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, 1996)’na bağlı olarak belirlenmektedir. Bu haritada Türkiye beş ayrı deprem bölgesine ayrılmış ve her bölge için sabit bir yatay yer ivme değeri belirlenmiştir. Buna göre birinci, ikinci, üçüncü, dördüncü ve beşinci derece deprem bölgeleri için sırasıyla 0.4g, 0.3g, 0.2g, 0.1g ve 0.1g den küçük yatay yer ivmesi değerleri kullanılmaktadır.

Bu yaklaşımda iki önemli sakınca vardır. Birincisi; her bir deprem bölgesi kendi içerisinde homojen kabul edilerek tüm alanlarda deprem esnasında oluşacak etkinin aynı olacağı kabul edilmekte ve bir deprem bölgesinden diğerine geçiş 0.1g gibi yüksek bir ivme değeri ile olmaktadır. İkinci husus ise kullanılmakta olan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası’nın teknik olarak birtakım eksiklik ve yanlışları içermesidir.

Bu çalışmada, Türkiye’nin bilinen aktif faylarının belirli maksimum büyüklük değerlerinin saptanması suretiyle, değişik azalım ilişkileri kullanarak Türkiye için yeni bir sismik tehlike haritasının ortaya konulması esas alınmıştır.

## Çalışmada Uygulanan Yöntem

Çalışmada kullanılan aktif fay sistemlerinin belirlenmesinde Türkiye Diri Fay Haritası (Şaroğlu vd., 1992)’ndan yararlanılmıştır. Bu kapsamda Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Bitlis Sütur Zonu gibi belirli fay kuşakları aynen ele alınırken; Büyük Menderes Grabeni, Gediz Grabeni, Karataş-Osmaniye Fay Zonu ve Erzurum Fay Zonu gibi hatlar da birbirleriyle ilişkili olan fayların birleştirilmesiyle elde edilmiştir. Bu birleştirmelerde konu ile ilgili uzmanların görüşleri de dikkate alınmıştır (Seyitoğlu, Tekeli, Şaroğlu, Demirtaş, 1999 sözlü görüşme). Aynı zamanda daha önceki çalışmalarda ele alınmayan Eskişehir Fayı, Orta Anadolu Fayı ve Tuzgölü Fayı gibi Türkiye’deki önemli fay sistemleri, Yaltırak vd. (1998) ile Koçyiğit ve Beyhan (1998)’in araştırmalarına dayalı olarak çalışmaya katılmıştır.

Ele alınan her bir fay hattı için, deterministik analizde gerekli olan maksimum deprem büyüklüğü tanımlaması yapılmıştır. Bunu yaparken Wells ve Coppersmith vd. (1994) tarafından ileri sürülen deprem büyüklüğünün, fay kırığı uzunluğunun logaritması ile doğrusal olarak

orantılı olduğu kabul edilen ve farklı fay tipleri için geliştirilmiş denklemler kullanılmıştır. Buna göre,

Doğrultu atımlı faylar için  $M_w = 5.16 + (1.12 \times \log (\text{SRL}))$  ;

Normal faylar için  $M_w = 4.86 + (1.32 \times \log (\text{SRL}))$  ;

Ters faylar için  $M_w = 5.00 + (1.22 \times \log (\text{SRL}))$  ; ilişkilerinden faydalanılmıştır.

Burada “SRL” km cinsinden yüzey kırığı uzunluğudur. Öte yandan maksimum deprem büyüklüğü tahminlerinde çoğu zaman maksimum yüzey kırığı oluştuğu varsayılır (Mark, 1977). Bu çalışmada fayların toplam uzunluğunun 1/3 uzunluğu kadar kırıldığı kabulü göz önüne alınmıştır.

Tüm fay kırık uzunlukları ve buna bağlı olarak da türetebilecekleri maksimum deprem büyüklükleri belirlendikten sonra, maksimum yatay yer ivmesi hesaplamalarına geçilmiş ve burada değişik azalım ilişkileri (sönüm denklemleri) kullanılmıştır.

Bunlar;

1. Sabetta ve Pugliese (1987) azalım ilişkisi

$$\log A = (-1.562) + 0.306 \times M - \log (R^2 + 5.8^2)^{0.5} + 0.169 \times S$$

2. Joyner ve Boore (1988) azalım ilişkisi

$$\log A = 0.43 + 0.23 \times (M-6) - \log r - 0.0027 \times r$$

3. Campbell (1988) azalım ilişkisi

$$\ln A = (-3.303) + 0.85 \times M - 1.25 \times \ln (r + 0.0872 \times e^{0.678.M}) + 0.0059 \times r$$

4. Fukushima ve Tanaka (1990) azalım ilişkisi

$$\log A = 0.41 \times M - \log_{10} (R + 0.032 \times 10^{0.41.M}) - 0.0034 \times R + 1.30$$

5. İnan vd. (1996) azalım ilişkisi

$$\log A = 0.65 \times M - 0.9 \times \log r - 0.44$$

6. Aydan vd. (1996) azalım ilişkisi

$$A = 2.8 (e^{0.9M} \times e^{-0.025r} - 1) \quad \text{şeklindedir.}$$



Formüllerde kullanılan değişkenler,  $A$  = yatay yer ivmesi ( $g$ ) ,  $M$  = Magnitüd,  $R$  = fay kırığına olan en yakın uzaklık (km) olarak alınmıştır.

Sismik tehlike analizlerinde en önemli olan noktalardan biri de tehlike analizi yapılacak bölge için uygun azalım ilişkisini seçmektir. Çünkü her azalım ilişkisi farklı özellikteki sismotektonik bölgelere aittir. Joyner ve Boore (1988) ile Campbell (1988) tarafından geliştirilmiş azalım ilişkileri, San Andreas Fayı'na ait deprem verilerinden türetilmiş olmaları ve sözkonusu fayın Türkiye'deki ana kırık sistemlerinden en önemlisi olan Kuzey Anadolu Fayı ile büyük benzerlik göstermesi nedeniyle, bu çalışma kapsamında Türkiye için uygulanacak olan deterministik sismik tehlike analizinde kullanılmıştır. Batı Anadolu ile İtalya'nın benzer tektonik özellikteki yay ardı açılma mekanizmalı havzalarda yer alması nedeniyle Sabetta ve Pugliese (1987)'e ait, İtalya ve çevresinde meydana gelmiş depremlerden türetilmiş olan azalım ilişkisi de çalışmada kullanılmıştır. Fukushima ve Tanaka (1990) tarafından geliştirilmiş azalım ilişkisi ise orta - büyük magnitüdü depremlerde uygun sonuçlar verdiği için bu çalışmada ele alınmıştır. İnan vd. (1996) ve Aydan vd. (1996) azalım ilişkileri ise Türkiye'ye ait verilerden oluşturulmuş olması itibariyle gözönünde bulundurulmuştur.

### **Çalışmada Kullanılan Model Program : TUMDES**

TUMDES adlı bilgisayar programı, Türkiye'nin deterministik yöntemle sismik tehlike analizinin ve yatay yer ivmesi değer hesabının yapılması amacıyla yazılmıştır. Program yazımında, en temel yazılım dillerinden biri olan BASIC programlama dili kullanılmıştır. Program başlıca 2 aşamadan oluşmaktadır.

- a) Veri girişi ve veriler üzerinde her türlü düzenleme ile güncellemenin yapıldığı bölüm
- b) Verilere dayalı hesaplamaların yapıldığı bölüm

Programda hesaplanan maksimum yatay yer ivmesi verileri, SURFER 6.0 programı kullanılarak konturlanmış ve eş ivme eğrileri elde edilmiştir.

Bu araştırmada hazırlanan model program TUMDES'in çalışma prensibi şu şekildedir: Öncelikle Türkiye 26-45° boylamları, 36-42° enlemleri arasında 0.2° karelej ağına bölünmüş ve

her bir nokta proje noktası olarak kabul edilmiştir. Bu işlemten sonra maksimum yatay yer ivmesinin hesaplanacağı proje noktasının çevresindeki faylara olan uzaklıklar hesaplanmıştır.

Yazılımda kullanılmak üzere belirlenen Türkiye'deki aktif fay sistemleri, ARCINFO ortamında sayısallaştırılarak bilgisayar ortamına aktarılmıştır. Bilgisayar ortamına aktarılan fay sistemleri doğru parçacıklarına ayrılarak, her doğru parçacığına ait başlangıç ve bitiş noktalarının koordinatları enlem ve boylam cinsinden belirlenmiştir.

Uzaklık hesaplamalarında, proje noktasına 10 km den daha yakın olarak belirlenen faylar 10 km olarak azalım ilişkilerinde hesaba katılmış; 250 km den daha uzak olarak belirlenen faylar ise değerlendirmeye alınmamıştır. Bunun nedeni faya 10 km den daha az veya 250 km den daha fazla olan uzaklıkların azalım ilişkilerinde kullanılması durumunda elde edilen yatay yer ivmesi değerlerinin hatalı olabileceğidir.

Hesaplanan uzaklık ve faylara ait maksimum büyüklük verileri, herbir fay için bir azalım ilişkisinde kullanılarak maksimum yatay yer ivmeleri elde edilmiştir. Bu ivme değerleri arasında en büyük olanı o nokta için kaydedilmekte ve 0.2° aralıklı tüm proje noktaları bu şekilde bir değerlendirmeye alındıktan sonra konturlama işlemi yapılmıştır. Daha sonra diğer azalım ilişkileri için de aynı işlemler tekrarlanmıştır. Tüm bu işlemler sonucunda Türkiye için farklı azalım ilişkilerine ve yüzey kırığı uzunluklarına ait sismik tehlike haritaları hazırlanmıştır.

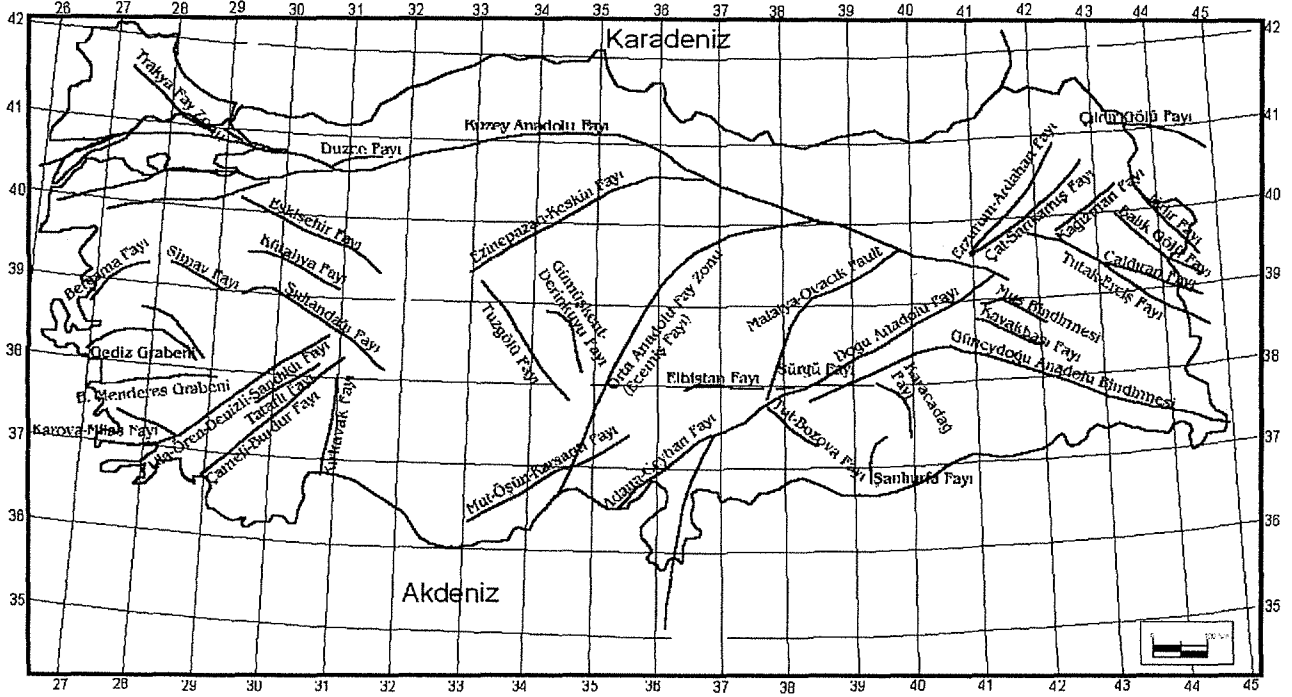
## **MODELİN TÜRKİYE'YE UYGULANMASI**

### **Modelde Kullanılan Aktif Fayların Belirlenmesi**

Hazırlanmış olan model programın Türkiye'ye uygulanabilmesi amacıyla, öncelikle Türkiye'de deprem üretebilecek aktif fay hatları belirlenmiştir. Aktif fayların ortaya konulmasında Türkiye Diri Fay Haritası'ndan (Şaroğlu vd., 1992), Yaltırak vd. (1998) ile Koçyiğit ve Beyhan (1998)'in çalışmalarından ve konu ile ilgili uzmanların görüşlerinden (Seyitoğlu, Tekeli, Şaroğlu, Demirtaş, 1999 sözlü görüşme) yararlanılmıştır.

Türkiye'nin aktif faylarının belirlenmesinin ardından birbirine yakın ve ilişkili oldukları düşünülen faylar birleştirilerek ana fay zonları çizilmiştir (Seyitoğlu, Tekeli, Şaroğlu, Demirtaş,

1999 sözlü görüşme). Buna göre bu çalışmada 40 adet aktif fay sistemi belirlenmiş ve kullanılmıştır (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışmada kullanılan model faylar.

### Aktif Faylara Ait Maksimum Magnitüdün Belirlenmesi

Çalışma kapsamında ele alınan 40 adet faya ait fay uzunlukları, ölçekli diri fay haritası üzerinden saptanmıştır. Fay uzunluklarının ölçülmesindeki amaç, o fayın türetebileceği maksimum deprem büyüklüğünün belirlenmesidir. Bu çalışmada bir fayın türetebileceği maksimum deprem ile fay kırığı uzunluğu arasındaki ilişkiden faydalanılmış ve sismik tehlike analizi için gerekli olan, bir faya ait maksimum deprem büyüklüğü Wells ve Coppersmith (1994) tarafından önerilen ilişkilerden hesaplanmıştır. Hesaplamalarda, fay kırığı uzunluğunun 1/3'ü, yüzey kırığı uzunluğu (SRL) olarak dikkate alınmıştır (Çizelge 1).

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan Türkiye'deki aktif fay sistemleri.

<b>Fayın Adı</b>	<b>Fay Uzunluğu (km)</b>	<b>Fay Tipi*</b>	<b>Fay Tipi için Referans No**</b>	<b>Maksimum magnitüd</b>
Kuzey Anadolu Fayı	1400	DA	1	8,1
Doğu Anadolu Fayı	760	DA	1	7,9
Karataş-Osmaniye Fay Zonu	170	DA	1	7,1
Güneydoğu Anadolu Bindirmesi	700	T	1	7,9
Eskişehir Fayı	200	N	3	7,3
Kütahya Fayı	150	N	1	7,1
Zeytindağ-Bergama Fay Zonu	120	DA	1	7,0
Simav Fay Zonu	85	N	4	6,8
Sultandağı Fayı	210	N	1	7,3
Gediz Grabeni (üst kolu)	120	N	1	7,0
Gediz Grabeni (alt kolu)	185	N	1	7,2
Büyük Menderes Grabeni	160	N	1	7,1
Karova-Milas Fay Zonu	90	N	1	6,8
Ula-Ören-Denizli-Sandıklı Fay Zonu	310	N	1	7,5
Tatarlı (Dinar) Fayı	100	DA	1	6,9
Çameli-Burdur Fayı	260	DA	1	7,3
Kırkkavak Fayı	80	N	2	6,7
Ezinepazarı-Keskin Fayı	380	DA	1	7,5
Tuzgölü Fayı	185	N	5	7,2
Gümüşkent-Derinkuyu Fayı	100	N	1	6,9
Orta Anadolu Fay Zonu (Ecemiş Fayı)	460	DA	1	7,6
Mut-Öşün-Karsantı Fayı	240	DA	1	7,3
Malatya-Ovacık Fayı	300	DA	1	7,4
Elbistan Fayı	70	DA	1	6,7
Sürgü Fayı	40	DA	1	6,4
Şanlıurfa Fayı	75	N	1	6,7
Karacadağ Fayı	85	N	1	6,8
Tut-Bozova Fayı	90	DA	1	6,8

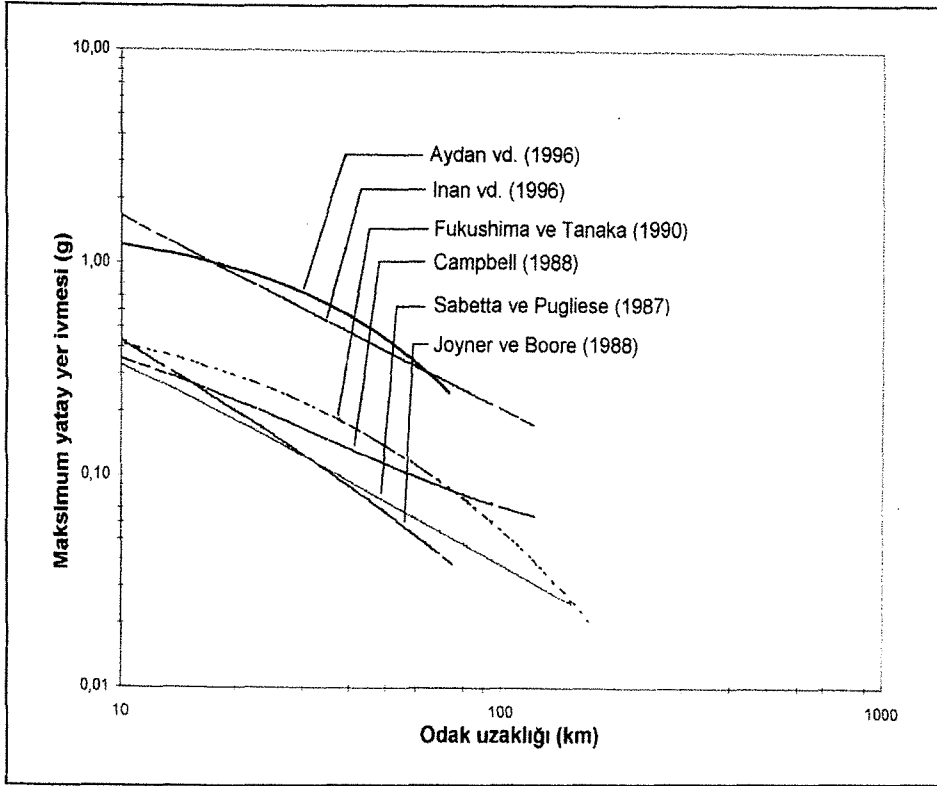
Kavakbaşı Fayı	90	T	1	6,8
Muş Bindirmesi	85	T	1	6,8
Erzurum-Ardahan arası Fay Zonu	180	DA	1	7,2
Çat-Sarıkamış arası Fay Zonu	160	DA	1	7,1
Çıldır Gölü Fayı	150	DA	1	7,1
Iğdır Fayı	130	DA	1	7,0
Balık Gölü Fayı	140	DA	1	7,0
Çaldıran Fayı	130	DA	1	7,0
Tutak-Erciş Fayı	250	DA	1	7,3
Kağızman Fayı	90	DA	1	6,8
Duzce Fayı	60	DA	1	7,5
Trakya Fay Zonu	200	N	6	7,3

\*DA: Doğrultu atımlı fay / T: Ters fay / N: Normal fay

- \*\* 1 Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşcu, İ., 1992  
2 Glover ve Robertson, 1998  
3 Şengör, 1987  
4 Seyitoğlu, 1997  
5 Çemen vd., 1999  
6 Yaltırak, 2002 (sözlü görüşme)

### Azalım İlişkilerinden Elde Edilen Sonuçların Karşılaştırılması

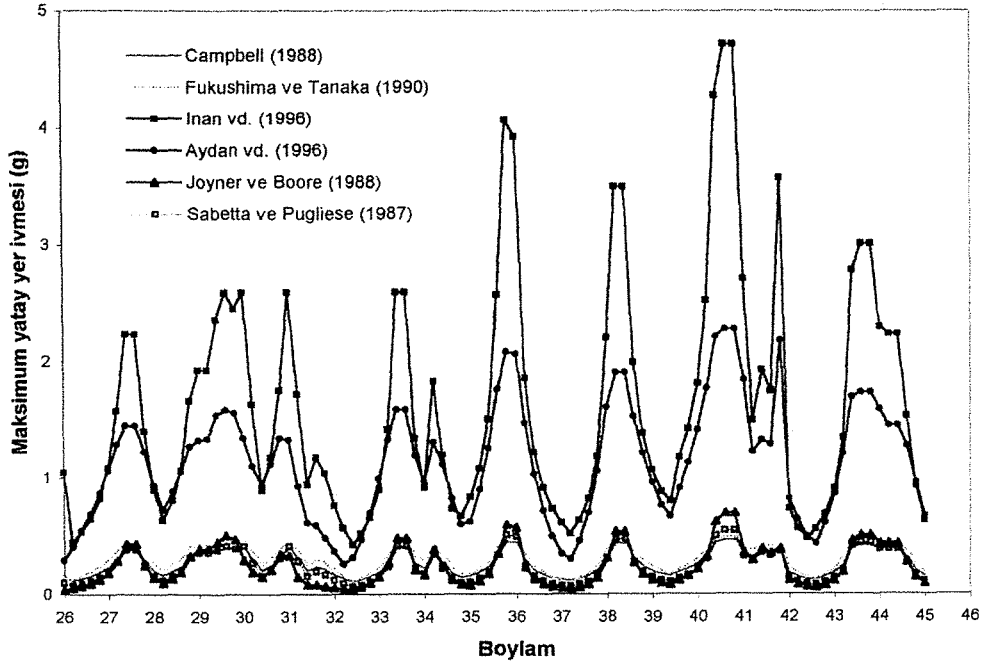
Model çalışmasının Türkiye'ye uygulanması için hazırlanmış olan programda, bulunan uzaklık ve maksimum deprem büyüklüğü verileri altı ayrı azalım ilişkisinde kullanılmış ve her azalım ilişkisi için farklı maksimum yatay yer ivmesi değerleri elde edilmiştir.  $M = 7.0$  büyüklüğü için hesaplanan maksimum yatay yer ivmesi değerlerine göre tüm azalım ilişkilerinin karşılaştırılması grafiği Şekil 2'de verilmiştir.



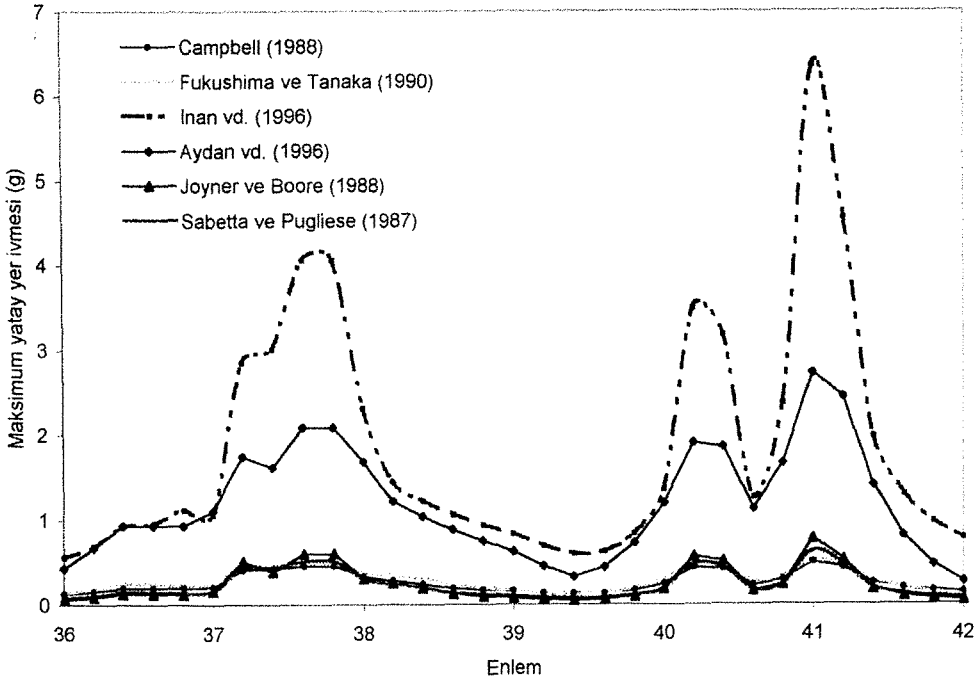
Şekil 2. Azalım ilişkileri karşılaştırmalı grafiği.

Şekil 2'deki grafik incelendiğinde uzaklığın artmasıyla ivme değerlerinin azaldığı gözlenmektedir. Diğer taraftan İnan vd. (1996) ve Aydan vd. (1996)'ya ait azalım ilişkilerinin kullanılması sonucu bulunan sonuçlarda aynı orantı söz konusu olsa da, maksimum yatay yer ivmesi değerlerinin diğer azalım ilişkilerinin kullanılmasıyla bulunan değerlerden oldukça yüksek olduğu ve bu değerlerin gerçeği yansıtmadığı görülmektedir.

Ayrıca bu değerlendirmenin yanısıra, altı azalım ilişkisinden elde edilen yatay yer ivmesi değerleri 35. boylam - D ve 39. enlem - K hatları boyunca grafiğe aktarılmıştır (Şekil 3 ve Şekil 4). Bu grafiklerde de Şekil 2'de yer verilen grafikte elde edilen yargılara varılmıştır.



Şekil 3. 39. Kuzey enlemi üzerindeki azalım ilişkisi sonuçlarının karşılaştırılması.

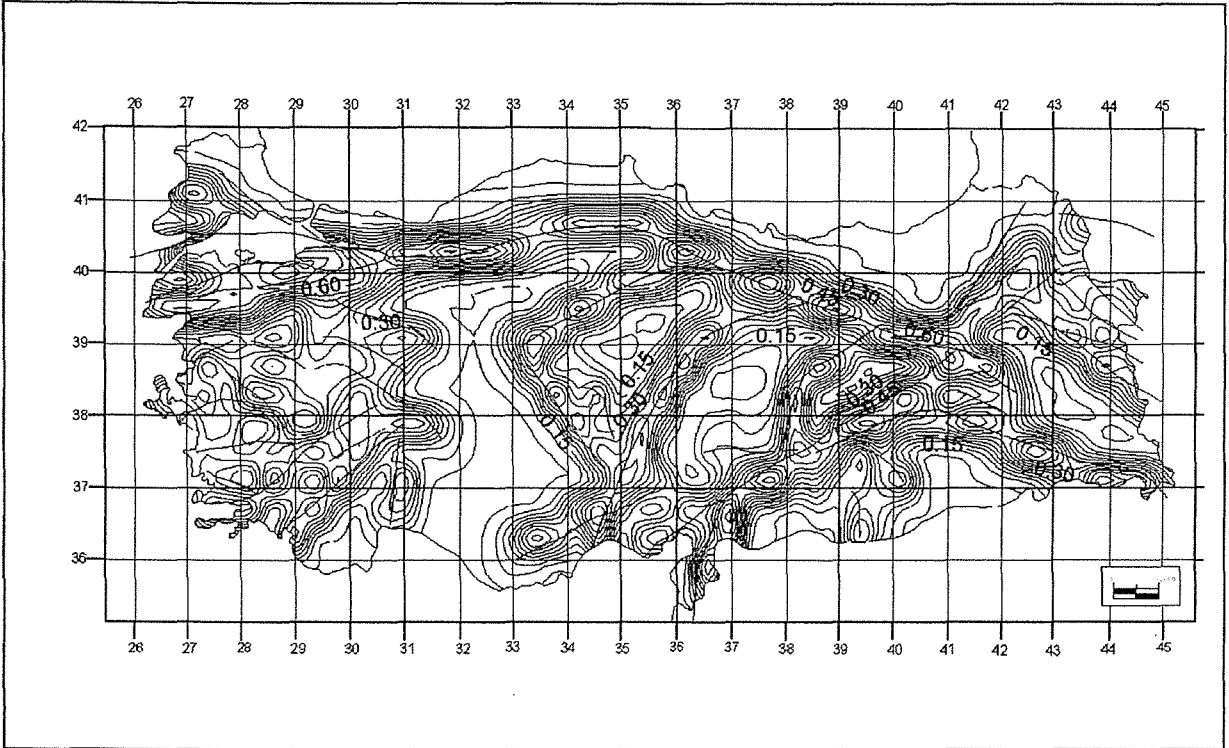


Şekil 4. 35. Doğu boylamı üzerindeki azalım ilişkisi sonuçlarının karşılaştırılması.

## Çalışma Sonucu Ortaya Konan Bulgular

Yapılan bu çalışma sonucunda, model program ile hesaplanan maksimum yatay yer ivmeleri ile Türkiye'ye ait sismik tehlike haritası hazırlanmıştır. Altı adet azalım ilişkisine ait maksimum yatay yer ivmesi değerleri incelendiğinde, en uygun değerlerin Joyner ve Boore (1988) azalım ilişkisinden elde edildiği görülmüştür. Bu nedenle sismik tehlike haritasının hazırlanması sırasında bu ilişkiye ait veriler kullanılmıştır.

Bu değerler kullanılarak elde edilen eş-ivme haritası Şekil 5'te verilmiştir. Söz konusu haritada en düşük yatay yer ivmesi değeri 0.05g, en yüksek yatay yer ivmesi değeri ise 0.70g olarak saptanmıştır.



Şekil 5. Joyner ve Boore (1988) azalım ilişkisi kullanılarak oluşturulan eş-ivme haritası.

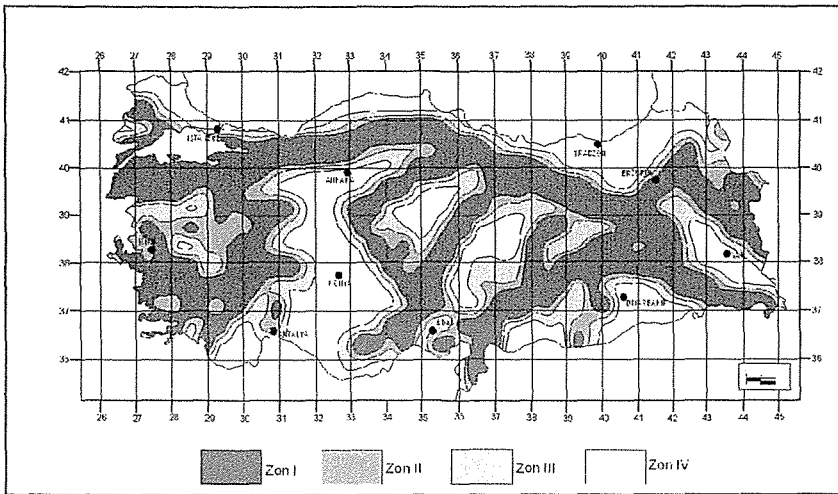
Buna göre altı adet azalım ilişkisinden elde edilen bulgular değerlendirildiğinde, Joyner ve Boore (1988) azalım ilişkisinin kullanıldığı ve yüzey kırığı oranının 1/3 olması durumunda elde edilmiş olan Şekil 5'teki eş-ivme haritasının Türkiye için kullanılmasının daha uygun olduğu sonucuna varılmış ve Türkiye'nin yeni sismik tehlike haritası olabileceği düşünülmüştür. Önerilen bu haritaya bağlı olarak maksimum yatay yer ivme değerleri kullanılmak suretiyle



Türkiye için bölgelendirme yapılmış ve Türkiye dört ayrı zona ayrılmıştır (Şekil 6). Maksimum yatay yer ivmesi değerlerine karşılık gelen deprem bölgeleri aşağıdaki şekildedir.

Maksimum yatay yer ivmesi değeri (g)	Bölgelendirme
> 0.30	1. derece (Zon 1)
0.30 – 0.20	2. derece (Zon 2)
0.20 – 0.10	3. derece (Zon 3)
< 0.10	4. derece (Zon 4)

Yukarıdaki değerlere göre 0.30g' den büyük ivme değerlerine sahip olan alanlar 1. derece deprem bölgesi içinde yer almakta olup bu kesimlerde meydana gelebilecek bir depremin etkisi oldukça fazla olacaktır. Türkiye'de Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı, Orta Anadolu Fayı ve Güneydoğu Anadolu Bindirmesi'nin bulunduğu hatlar boyunca 0.30g'den büyük değerlere rastlanmaktadır ve bu alanlar 1. derece deprem bölgesi içinde kalmaktadır. Ana kırık sistemlerinden uzaklaştıkça maksimum yatay yer ivmesi değerleri azalmakta ve bu kesimler genellikle 2. derece deprem bölgesi içerisine girmektedir. Üçüncü derece olarak belirtilen ve 0.20 – 0.10g arasındaki maksimum yatay yer ivmesi değerlerine sahip bölgeler ise yer yer Karadeniz'in iç ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nin orta kesimleridir. Dördüncü derecedeki ve 0.10g'den düşük maksimum yatay yer ivmeli bölgeler İç Anadolu'nun güney kesimlerinde, Karadeniz kıyılarında gözlenmektedir.



Şekil 6. Türkiye için önerilen sismik tehlike haritası.

## SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Deterministik yöntemi kullanarak Türkiye'nin sismik tehlike analizini ve bunun sonucunda da eş ivme haritalarının oluşturulmasını amaçlayan bu çalışmadan şu sonuçlar elde edilmiştir.

Yerli azalım ilişkisi (İnan vd., 1996 ve Aydan vd., 1996) ile hesaplanan maksimum yatay yer ivmesi değerleri çok yüksek olup, gerçekçi olmaktan uzaktır. Bunun başlıca nedeninin bu eşitliklerin hazırlanması sırasında zemin büyütme etkisinin sağlıklı bir şekilde hesaba katılmamış olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.

Azalım ilişkilerinin kullanılmasıyla yapılan hesaplamalara göre Türkiye'deki maksimum yatay yer ivmesi değerlerinin en yüksek olanları 0.6-0.7g civarında hesaplanmıştır.

Yapılan çalışmalar sonucunda Joyner ve Boore (1988) azalım ilişkisi kullanılarak hazırlanan eş - ivme haritasının Türkiye için yeni sismik tehlike (veya deprem bölgeleri) haritası olması önerilmiştir. Bu harita üzerinde maksimum yatay yer ivmesinin 0.30g'den büyük olduğu yerler I. derece; 0.3g-0.2g arasında olduğu kesimler II. derece; 0.2g-0.1g arasında olduğu kesimler III. derece ve 0.1g'den daha düşük bölümler ise IV. derece olarak sınıflandırılmıştır.

Türkiye'nin önceki sismik tehlike haritalarında Eskişehir Fayı, Tuzgölü Fayı, Ezinepazarı Fayı ve Orta Anadolu Fay Zonu (OAFZ) dikkate alınmamıştır. Bu çalışmada ortaya konan haritada bu hatlar boyunca belirgin şekilde "yeni" birinci derece deprem bölgeleri ortaya çıkmıştır. Özellikle OAFZ'nun ortaya konmasıyla Türkiye'nin en son hazırlanmış deprem bölgeleri haritasındaki IV. ve V. derece deprem bölgeleri I. derece deprem bölgesi kategorisine girmiştir. Türkiye için önerilen sismik tehlike haritasında Joyner ve Boore (1988) denklemi kullanılmış olsa da, bu denklemin Türkiye'ye ne ölçüde uygulanabileceği konusunda henüz net bir görüş olmamıştır. Bu denklemin Türkiye'ye uygulanabilmesi için sismotektonik yapıların benzerliğinin yanısıra, kabuk bileşiminin de benzer olması zorunluluğu vardır. Bu nedenle Türkiye'ye ait yeni bir azalım ilişkisinin ortaya konulmasında fayda olduğu düşünülmektedir.

Model çalışmasında kullanılan deterministik sismik tehlike analiz metodu ile çeşitli bulgular ortaya konmuş olmasına rağmen bu yöntemin sismik tehlikeyi dönüş periyodu veya yıllık aşılma olasılığı şeklinde vermemesi en büyük dezavantaj olarak görülmektedir.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Campbell, W.K., 1988,** Predicting strong ground motion in Utah, in Evaluation of Regional and Urban Earthquake Hazards and Risk in Utah, Hays and Gori, Editors, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper.
- Çemen, İ., Göncüoğlu, C.M., Dirik, K., 1999,** Structural evolution of the Tuzgölü Basin in Central Anatolia, Turkey, The Journal of Geology, Volume 107, p. 693-706.
- Fukushima, Y., Tanaka, T., 1990,** A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan, Bulletin of Seismological Society of America, 80, 757-783.
- Glover, C., Robertson, A., 1998,** Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta angle, SW Turkey, Tectonophysics, 298, 103-132.
- İnan, E., Çolakoğlu, Z., Koç, N. ve Çoruh, E., 1996,** 1976-1996 Yılları Arası İvme Kayıtları Olan Deprem Kataloğu, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Ankara, 98 sf.
- Joyner, W.B. and Boore, D.M., 1988,** Measurement, characterisation and prediction of strong ground motion: Earthquake Engineering and Soil Dynamics, 2, Recent Advances in Ground Motion Evaluation, 43-102.
- Koçyiğit, A. and Beyhan, A., 1998,** A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey, Tectonophysics, vol. 284, 317-336.
- Mark, R. K., 1977,** Application of linear statistical model of earthquake magnitude versus fault length in estimating maximum expectable earthquakes; Geology, Vol 5, p. 464-466.
- Sabetta, F. and Pugliese, A., 1987,** Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion records, Bulletin of the Seismological Society of America, 77, 1491-1513.
- Seyitoğlu, G., 1997,** The Simav Graben: An example of young E-W trending structures in the Late Cenozoic extensional system of western Turkey, Tr. J. of Earth Sciences, 6, 135-141.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Şaroğlu, F., Demirtaş, R., 1999,** Sözlü görüşme, Ankara.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşcu, İ., 1992,** Türkiye Diri Fay Haritası, MTA, Ankara.

**Şengör, A.M.C., 1987,** Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, *Tectonics*, Geological Society Special Publication, no: 28, pp. 575-589.

**Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası, 1996,** Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Ankara.

**Yaltırak, C., Alpar, B., Yüce, H., 1998,** Tectonic elements controlling the evolution of the Gulf of Saros (northeastern Aegean Sea, Turkey), *Tectonophysics*, vol. 300, 227-248.

**Yaltırak, C., 2002,** Sözlü görüşme, Ankara.

**Wells, L. D. and Coppersmith, K. J., 1994,** New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 974-1002.

## Ihlara Vadisi Civarındaki Traverten Oluşumları ve Tektonik Önemleri

### *Travertine Formation Around of Ihlara Valley and Tectonic Importance*

Volkan KARABACAK ve Erhan ALTUNEL

*Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 26480, ESKİŞEHİR*

**ÖZ :**Çok sayıda volkanik çıkış merkeziyle çevrili Ihlara Vadisi ve çevresinde kırık sistemleri boyunca yükselen sıcaksular tarafından çökeltile traverten kütleleri görülmektedir. Farklı bölgelerde yapılan çalışmalarda traverten kütlelerinin aktif faylarla olan ilişkileri ortaya konulmasına rağmen, çalışma alanında aktif fayların varlığını gösteren yeterli kanıt yoktur. Arazi verileri traverten oluşumunda önemli rol oynayan yapısal elemanların oluşum ve gelişimlerinin faylanma ile değil, bölgedeki volkanik faaliyet ile ilişkili olduğunu göstermektedir.

Bölgedeki travertenler morfolojilerine göre çatlak sırtı tipi travertenler, aşınmış traverten tabakaları ve teras tipi travertenler olmak üzere 3 farklı tipte görülmektedir. Sırt tipi travertenler yapısal elemanlar boyunca oluşup gelişirken, aşınmış traverten tabakaları ve teras tipi travertenlerin yapısal unsurlarla doğrudan ilişkisi yoktur. Sırt tipi travertenler, temel kaya olan tüflerde bulunan ancak derinlere nüfuz eden çatlakların üzerinde oluşmaktadır ve tipik bir sırt tipi travertenin bütün özelliklerini göstermektedirler. Günümüzdeki aktif travertenleri, mevcut açık çatlakları kullanarak yüzeye çıkan sıcak sular oluşturmaktadır. Ancak çatlaklar günümüzde gelişimlerini sürdürmedikleri için mevcut açıklık muhtemelen traverten tarafından tıkanacak ve sıcak sular başka çıkış yolları boyunca yüzeye çıkacaktır. Bu durum da bölgedeki kaynakların zaman içinde yer değiştirebileceğini göstermektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Traverten, volkanizma, çatlak, sıcak su.

**ABSTRACT :**Around Ihlara Valley where is surrounded with a lot of volcanic eruption centres, there are travertine masses that are deposited with hot springs emerged from fissures. Although the relationship between active faulting and travertine deposition was well-established in other tectonically active areas, there is not enough evidence to show that the travertine deposition is related to active faulting in the study area. Thus, field evidences show that the development of fractures which play an important role on travertine deposition is attributed to the volcanic activity in the study area.

There are three types of travertine morphologies in the study area; these are: (1) fissure-ridge travertines, (2) eroded-sheet travertines and (3) terraced-mound travertines. While fissure-ridge travertines are formed and developed along structural elements, eroded-sheet and terraced-mound travertines do not have any direct relation with structural elements. Fissure-ridge travertines are formed along deep-seated fractures in tuffs and show common properties of other fissure-ridge travertines. Active travertines are deposited from hot water that rises to surface along open fractures. However, since the fracture is not dilated anymore, existing gap will probably be blocked by travertine and hot water will follow

other conduits to rise up to the surface. This observation indicates that locations of hot springs may migrate in time in the study area.

Key Words: Travertine, volcanism, fissure, hot water.

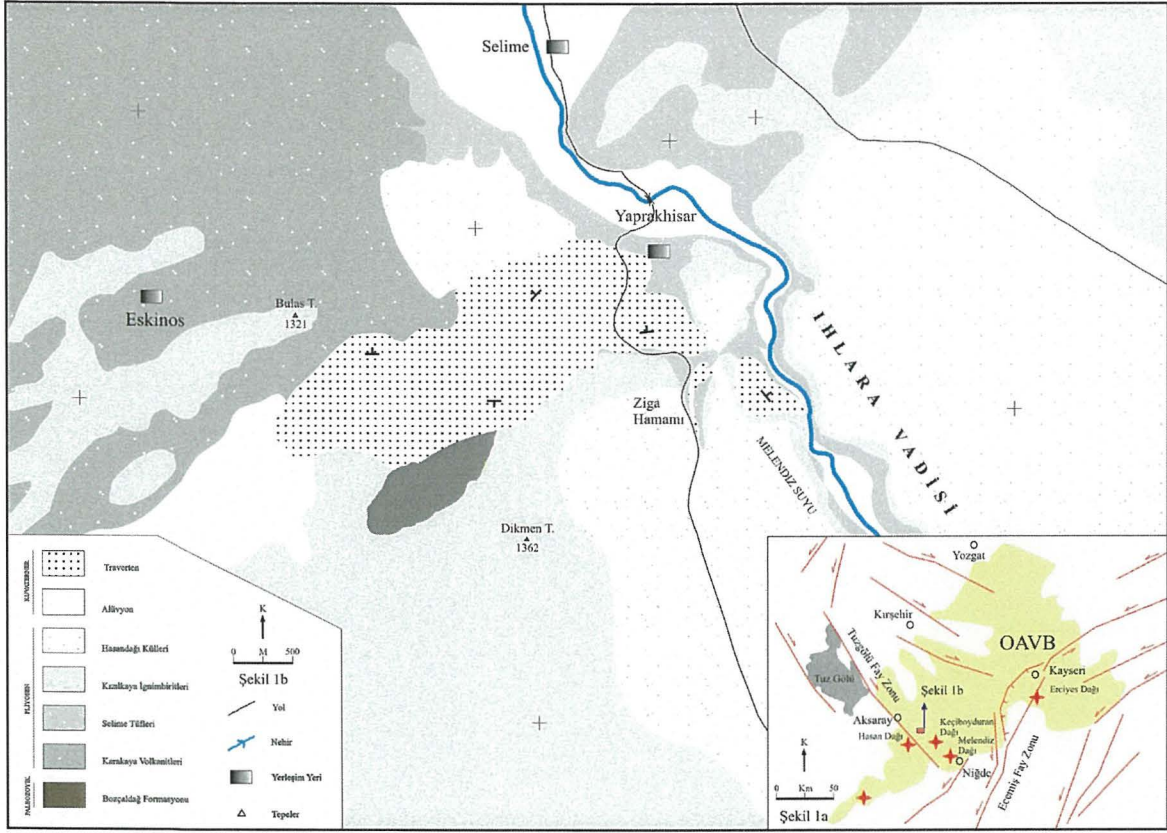
## GİRİŞ

Traverten, kaynak veya süzülen sulardan çökelen sert ve kompakt bir çeşit kireçtaşıdır (Wyatt 1986). Bu çökeltme, suyun aktığı yerlerdeki hızlı devinimi ve/veya bakteriyel aktivite ile içerisindeki karbondioksitin kaçması sonucu gerçekleşmektedir (Chafetz ve Folk 1984, Ford ve Pedley 1992).

Daha önceki çalışmalarda (Barnes ve diğ. 1978, Altunel ve Hancock 1993a-b, Altunel 1994, 1996) ortaya konulduğu gibi, traverten çökeli ile tektonik yapılar arasında çok yakın bir ilişki vardır. Çünkü, travertenler genellikle yer altı sularına su yolu oluşturan kırık ve çatlaklar civarında çökelmektedir. Ayrıca, travertenlerin morfolojileri ve içerdikleri oluşum sırasına ve sonrasına ait tektonik yapılar bölgesel tektonik hakkında önemli bilgiler vermektedirler. 1960'lı yıllardan bu yana travertenler aktif tektonik çalışmalarda kullanılmış (örneğin Scholl 1960, Barnes ve diğ. 1978, Gastil ve Bertine 1986, Martelli 1989, Altunel ve Hancock 1993a-b, 1996, 1998, Altunel 1994, 1996, 1997, Altunel ve diğ. 1995, Çakır 1998, Hancock ve diğ. 1999) ve genellikle açılma rejiminin etkin olduğu bölgelerde, varlığı bilinen aktif faylar ile traverten oluşumları arasındaki ilişkiler ele alınmıştır. Örneğin, Altunel ve Hancock (1993 a-b,), Altunel (1994), Hancock ve diğ. (1999) aktif normal fayların tavan bloklarında yer alan travertenleri incelemiş ve tavan blokta gelişen ikincil yapıların traverten oluşturan suların yüzeye çıkmasına olanak sağladığını ortaya koymuşlardır. Çakır (1998) aktif fayların sıçrama yaptığı bölgelerde gelişen ikincil yapıların travertenlere su yolu oluşturduğunu ve bu bölgelerde traverten oluştuğunu ortaya koymuştur. Dolayısıyla daha önce yapılan çalışmalarda traverten varlığının yanında aktif faylara ait veriler de bulunmaktadır.

Orta Anadolu'da, Ihlara Vadisi çevresinde de traverten kütleleri bulunmaktadır (Şekil 1). Sıcak su çıkışlarının olduğu yerlerde traverten oluşumu günümüzde de devam etmektedir. Dolayısıyla bu bölgede varlığı kanıtlanmış aktif bir fayın varlığından söz edilemez. Daha önceki çalışmalarda (örneğin, Toprak ve Göncüoğlu 1993) Keçiboyduran-Melendiz fayından bahsedilmesine rağmen, bu fay hakkında yeterli arazi verisi yoktur. Bu çalışmanın amacı, Ihlara Vadisi ve çevresinde bulunan traverten kütlelerinin oluşumu ile bölgedeki yapısal unsurlar arasındaki ilişkiyi ortaya koymaktır. Ayrıca diğer bölgelerde olduğu gibi, traverten

oluşumu faylanmaya bağlı değil ise, bölgede travertenlerin varlığını kontrol eden başka faktörler var mıdır, bu çalışma kapsamında anlaşılmaya çalışılmıştır.



**Şekil 1. a.** Orta Anadolu'daki önemli neotektonik yapılar ve OAVB sınırları içerisinde çalışma alanının konumu (Bozkurt 2001 ve Göncüoğlu ve Toprak 1992'den değiştirilerek alınmıştır). **b.** İnceleme alanının jeoloji haritası.

## Tektonik ve Jeolojik Konum

İnceleme alanı, Orta Anadolu'da uzun ekseni KD-GB doğrultusunda uzanan Orta Anadolu Volkanik Bölgesi (OAVB) içerisinde yer almaktadır (Pasquare ve diğ. 1988). Bölgede doğu-batı yönlü genişleme (kuzey güney yönlü sıkışma) rejimi hakimdir. Orta Anadolu'daki volkanik aktivite de bu rejimde gelişen oblik fayların üzerinde oluşmuştur (Şengör ve diğ. 1985, Dhont ve diğ. 1998) (Şekil 1a).

Çalışma alanı Hasandağı, Melendiz Dağı ve Keçiboyduran Dağı gibi çok sayıdaki volkanik çıkış merkezlerinden kaynaklanan volkanoklastik kayalarla kaplıdır. Melendiz Çayı bölgede yataya yakın çökelmiş volkanoklastik kayalar içinde oyduğu dik yamaçlı Ihlara Vadisi içinde akmaktadır. Daha önce yapılmış çalışmalarda (Erol 1969, Toprak ve

Göncüoğlu 1993) bu vadinin bölgedeki Keçiboyduran ve Melendiz Dağı püskürme merkezlerinin doğrultusu boyunca uzanan ve OAVB'nin genç püskürükleri altında gömülü kalan bir fay üzerinde geliştiği ileri sürülmektedir. Ancak, bu çalışma sırasında bölgeyi kaplayan tüfler içinde faylanmaya ait herhangi bir veri bulunamamıştır.

Çalışma alanındaki kayaç birimleri mermerler, değişik volkanik evrelere ait yanal ve düşey fasiyes değişimleri gösteren piroklastik birimler, nehir ve gölsel çökellerden oluşan volkanoklastik kayaçlar ve bunları üzerleyen traverten ve alüvyonlardır (Şekil 1b).

Genel olarak bol kırıklı ve çatlaklı mermer, gnays ve kuvarsitlerden oluşan temel birim Paleozoyik yaşlı Bozçaldağ Formasyonu'dur ve çalışma alanındaki sıcak ve mineralli suların akiferini oluşturmaktadır (Göçmez ve Güzel 1994, Ayhan ve Papak 1988, Seymen 1981). Temel birim üzerine kumtaşı ve çakıltası ara katkılı tüfitten oluşan Karakaya Formasyonu gelmektedir. Bölgede kuzeyden ve batıya doğru incelen bir geometri sunan Selime Tüfleri ve sütunsal bir dış görünümüne sahip Kızılkaya İgnimbiritleri de stratigrafik olarak üst üste gözlenmektedir. Göl ortamında çökelmiş yanal ve düşey geçişli Hasandağı Külleri de bunların üzerinde yatay olarak bulunmaktadır. Bu volkaniklastik istifin tümü Pliyosen yaşlıdır (Beekman 1966, Şimşek 1997). Bölgede ki kuvaterner yaşlı birimler ise tabakalı olduğu gibi kırık ve çatlak dolgusu olarak da gözlenen travertenlerdir.

### **Çalışma Alanındaki Traverten Morfolojileri**

Göçmez ve Güzel (1994)'e göre bölgede traverten oluşturan sıcak sular meteorik kökenlidir ve bu sulara akifer oluşturan birim bol kırıklı mermerlerden oluşan Bozçaldağ Formasyonu'dur. Bölgedeki genç volkanizmaya bağlı magma sokulumları ile ısınan sular, geniş alanlara yayılan kırıklar boyunca yüzeye ulaşmakta ve traverten çökeltmektedir. Travertenlerin sınıflandırılmasında kullanılan parametrelerden biri olan morfoloji göz önüne alındığında çalışma alanında çatlak sırtı, teras tipi ve aşınmış örtü tipinde 3 farklı traverten kütlesi gözlenmektedir (Şekil 2).

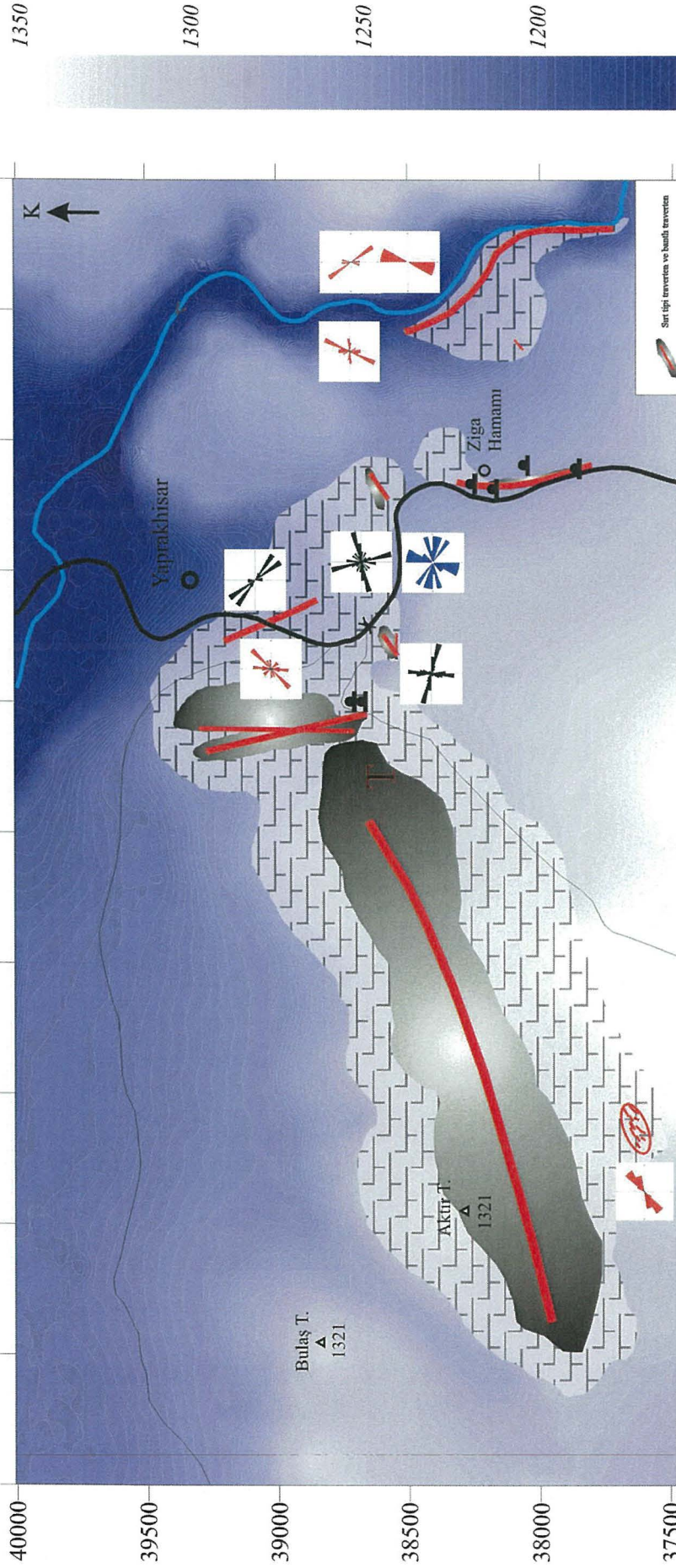
Çalışma alanında gözlenen traverten morfolojilerinden çatlak sırtı travertenler yapısal açıdan en önemli kütlelerdir. Aktif ve aktif olmayan toplam 7 adet çatlak sırtı tipi travertenin uzun eksenleri KKB-GGD ve DKD-BGB yönünde gelişmiştir (Şekil 2). Bunlar Yaprakhisar Sırtı, Yaprakhisar Yokuşu, Yaprakhisar-Ziga Eski Yol, Ziga Hamamı, Ziga-Ihlara Yokuşu, Ziga-Akdere ve Aktır Tepe çatlak sırtı travertenleridir ve uzunlukları 30 metre ile 2 km arasında değişmektedir. Morfolojileri iyi korunmuş aktif ve aktif olmayan traverten sırtlarının uzun



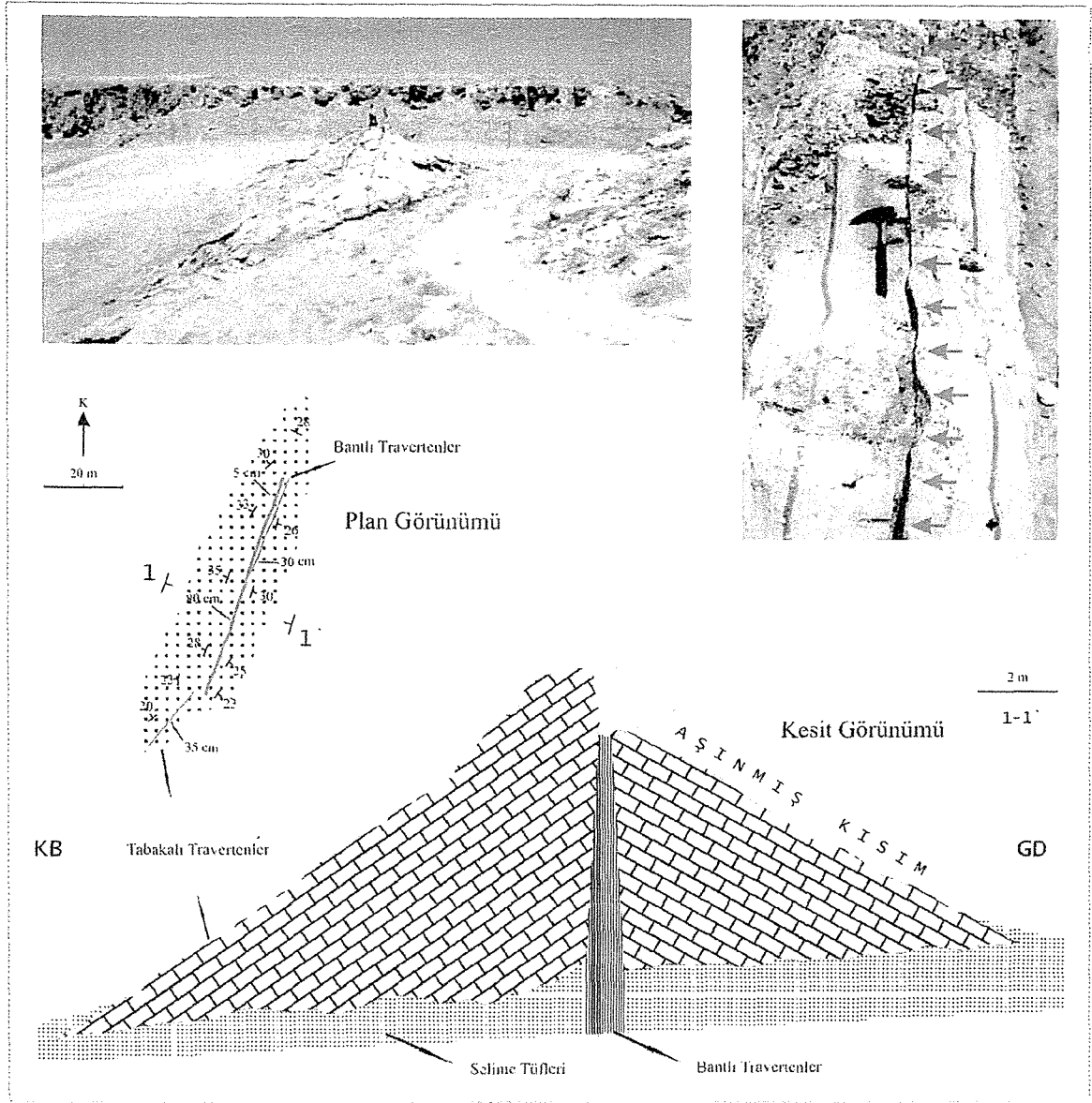
eksenleri boyunca bantlı traverten içeren merkezi çatlaklar ve bu çatlakların her iki yanında dışa eğimli tabakalı travertenler bulunmaktadır. Traverten biriktiren suyun yüzeye çıkmasını sağlayan bu merkezi çatlakların içinde sert, sıkı dokulu ve ince kristalli bantlı travertenler gelişirken, suyun yüzeyde akması sonucu daha gözenekli ve bol miktarda organik malzeme içeren tabakalı travertenler çökelmiştir (Şekil 3).

Mevcut sırt tipi traverten kütlelerinin uzun eksenleri boyunca yer alan bantlı travertenler ayrıntılı incelendiğinde, Aktır Tepe traverten sırtında kalınlık maksimum 350 cm, Yaprakhisar traverten sırtında 300 cm, Yaprakhisar-Ziga eski yol traverten sırtında 80 cm, Ziga-Akdere traverten sırtında en kalın bantlı traverten 55 cm, Yaprakhisar Yokuşu ve Ziga-Ihlara yokuşu traverten sırtlarında 10'ar cm ve Ziga Hamamı traverten sırtında 5 cm'dir. Bunun dışında bölgedeki ana kayalarda çatlak dolgusu olarak gözlenen çok sayıda bantlı traverten bulunmaktadır. Bu yapılar incelendiğinde maksimum kalınlıklarının 1-2 cm ile 6 metre arasında değiştiği görülmektedir. Aktır Tepenin güneyinde yoğunlaşan toplam 22 adet bantlı traverten 5 ile 200 cm arasında değişen kalınlıklara sahiptir. Yine Yaprakhisar Köyü içerisinde bulunan bantlı travertenin kalınlığı yer yer 135 cm'ye kadar ulaşmaktadır. Ihlara Vadisi'nin batı yamacı boyunca uzanan bantlı travertenin maksimum kalınlığı ise 6 m dir. Bunlar gibi çalışma alanı içerisinde farklı boyutlarda toplam 254 adet bantlı traverten dolgulu çatlak gözlenmiştir. Çalışma alanında 7 adet çatlak sırtı tipi travertenin merkezi çatlaklarında ve ana kayalarda belli bir doğrultu boyunca uzanan bu bantlı travertenler birkaç metre ile 2 km arasında değişen uzunluklara sahiptir ve merkezlerinde açıklık gözlenmemektedir.

Teras tipi travertenler Aktır Tepe Çatlak Sırtı'nın Kuzey Doğu ucunda gözlenir ve günümüzde oluşumu devam etmemektedir. Kırıklar boyunca yüzeye ulaşan karbonatlı suların eğimli yamaç boyunca akarken, karşılaştığı engeller üzerine traverten çökeltmesiyle oluşan tepecik ve havuz görünümlü teraslar inceleme alanı içerisinde haritalanamayacak kadar küçük bir alanda gözlenebilmektedir. Çalışma alanında aşınmış örtü travertenler Yaprakhisar Köyü ile Aktır Tepe arasında çok geniş bir yayılım göstermektedir. Çalışma alanında aşınmış ve kaynağı belli olmayan tüm tabakalı travertenler bu sınıfa dahil edilmiştir (Şekil 2).



**Şekil 2.** Çalışma alanı içerisinde farklı topografya ve jeolojik birimlerde gözlenen çatlaklara ait gül diyagramları. Siyah gül diyagramları Selime Tüfleri'ndeki dolgunuz çatlaklara, kırmızı gül diyagramları Selime Tüfleri'ndeki banth traverten dolgu çatlaklara, mavi gül diyagramları ise Kızılkaya İğnibirileri'ndeki dolgunuz çatlaklara ait ölçümleri göstermektedir.

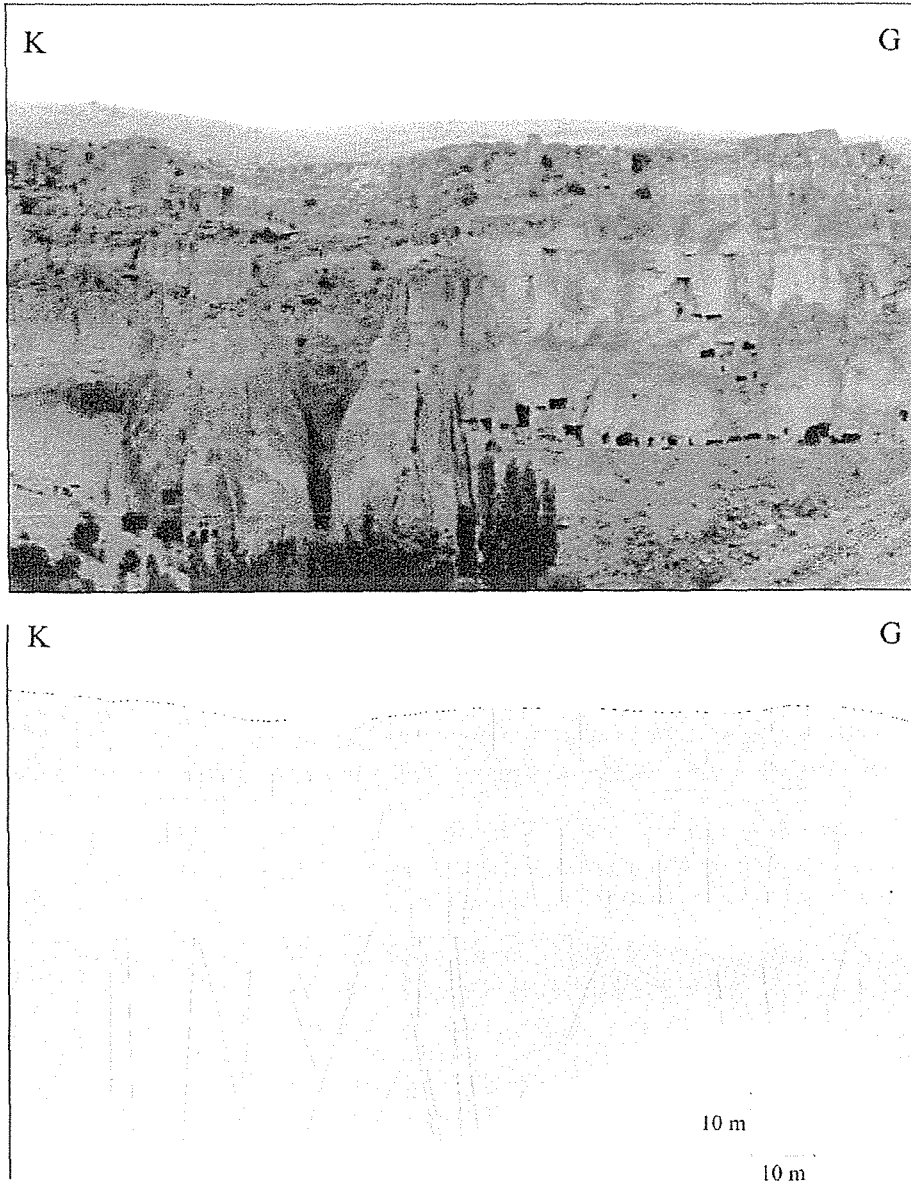


**Şekil 3.** Morfolojileri iyi korunmuş aktif ve aktif olmayan traverten sırtlarının uzun eksenleri boyunca traverten biriktiren suyun yüzeye çıkmasını sağlayan merkezi çatlaklar ve bu çatlakların her iki yanında dışarıya eğimli tabakalı travertenler bulunmaktadır. Bu merkezi çatlakların içinde sert, sıkı dokulu ve ince kristalli bantlı travertenler çatlak duvarının her iki yanında simetrik olarak bulunmaktadır.

### Kırık Sistemleri

Çalışma alanının değişik kesimlerinde farklı doğrultularda yoğunlaşmış kırık sistemleri mevcuttur (Şekil 2). Çok küçük bir alanda yüzeylenen Bozçaldağ Formasyonu bol miktarda çatlak ve kırık içermektedir. Paleozoyik yaşlı (Ayhan ve Papak 1988) metamorfik kayalardan oluşan birimde gözlenen kırıklar ölçüm alınamayacak kadar düzensizdir. Selime Tüfleri'nde gözlenen kırıklar genel olarak K-G, KKD-GGB ve BKB-DGD doğrultularında

yoğunlaşmaktadır (Şekil 4). Selime Tüfleri'nin Ihlara Vadisi'nin her iki yamacında takip edilebildiği kesimlerde kırık sistemlerinin tüflerin üst sınırından vadi içerisinde görülebilen alt sınırlarına kadar devamlılık sunduğu gözlenmektedir (Şekil 4). Arazide çatlak yapılarının yoğun olarak gözlenebildiği bir diğer birim ise stratigrafik olarak Selime Tüfleri'nin hemen üzerinde bulunan Kızılkaya İgnimbiritleri'dir. Bunlar çok küçük alanlarda dahi farklı doğrultular sunan, yer yer KKD-GGB ve KD-GB doğrultularında, genellikle dike yakın, devamlılığı olmayan çatlaklardır. Ancak, Ihlara Vadisi içerisinde yatay konumda bulunan ve devamlılığı diğerlerine göre fazla olan çatlaklar da gözlenmektedir (Şekil 4).



**Şekil 4.** Çalışma alanına tipik görüntü kazandıran formasyonlardan Kızılkaya İgnimbiritleri ve Selime Tüfleri Ihlara Vadisi'nin her iki yamacında belli bir doğrultu boyunca aynı seviyede izlenmektedir. Üstte bulunan ignimbiritler farklı doğrultularda genellikle dike yakın, devamlılığı olmayan çatlaklar içermektedir. Bunların altındaki tüfler ise derinlere nüfuz eden dike yakın çatlaklar içermektedir.

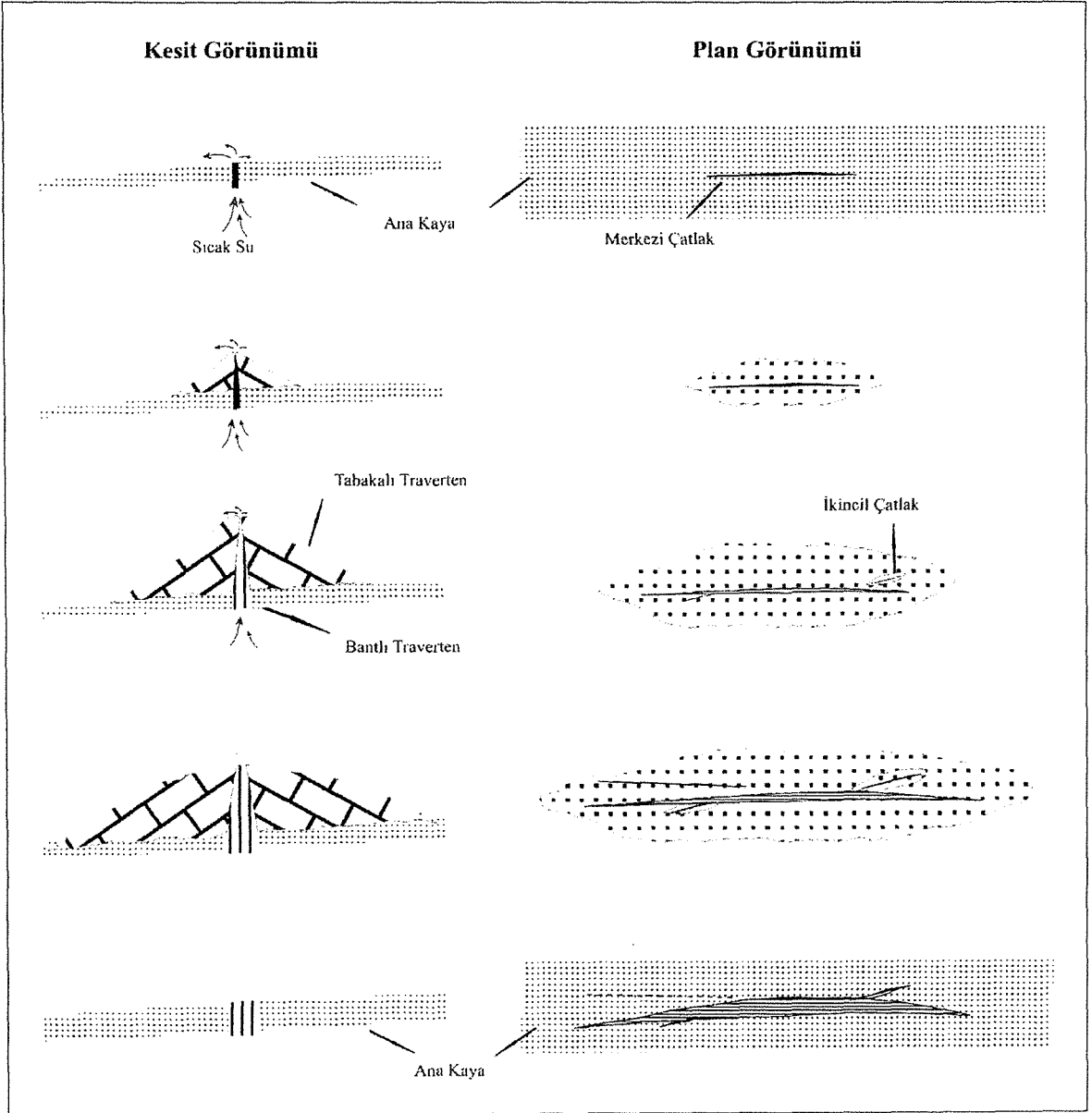
Çalışma alanında değişik yerlerde gözlenen kırık sistemlerinin çoğu dolgu malzemesi içermemektedir. Dolgu içermeyen kırık sistemleri KKD-GGB ve D-B doğrultularında yoğunlaşmaktadırlar. Selime Tüfleri'nde yoğunlaşan çatlaklar ise çoğunlukla sıcak su çıkışlarına yol sağladıklarından kalsiyum karbonatlı malzeme ile doldurulmuştur ve bunların bazılarında su çıkışı aktif olarak günümüzde de devam etmektedir. Çalışma alanının değişik kesimlerindeki bantlı traverten içeren bu çatlaklar genelde KKD-GGB doğrultusunda yoğunlaşmalarına rağmen, DKD-BGB doğrultularında çatlaklar da gözlenmektedir. Yine çalışma alanında aşınmış traverten tabakaları üzerinde KKD-GGB doğrultusunda yoğunlaşmış çatlaklar vardır.

## TARTIŞMA ve SONUÇLAR

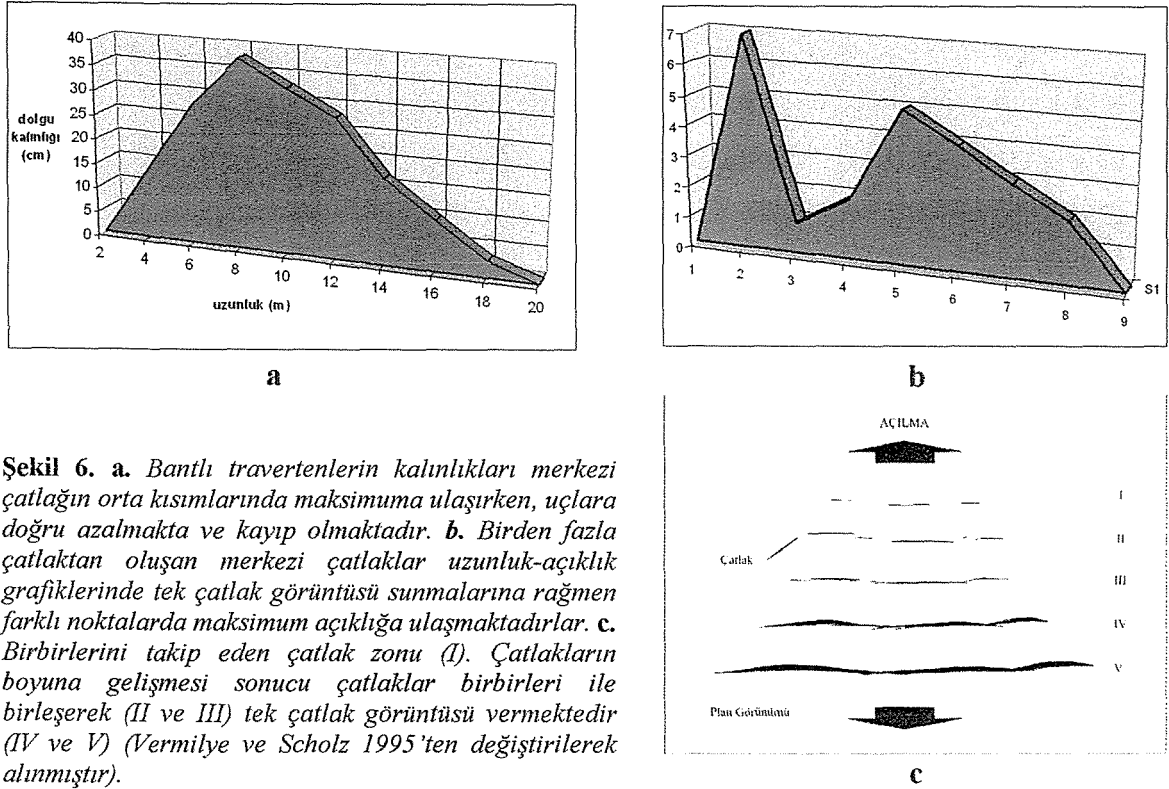
Travertenlerde gözlenen en önemli yapılar merkezi çatlaklardır. Bu kırıkları kullanan su, çatlak duvarlarına paralel bantlı traverten çökeltmektedir. Altunel (1994)'e göre bantlı travertenler ana kayada derinlere doğru aynı kalınlıkta gözlenirken traverten sırtlarının içerisinde yukarı doğru incelen bir yapı sunmaktadır. Çalışma alanında bu durum, sırtların kesit görünümünün sınırlı olması nedeniyle tam anlamıyla gözlenememektedir. Fakat merkezi çatlaklardaki bantlı travertenlerin farklı kalınlıklarda olması bantlı traverten kalınlığının derinlikle arttığı bir göstergesidir. Aktif olarak oluşumu devam eden sırtlarda yüzeyde bantlı traverten gözlenemezken, aktif olmayan traverten sırtlarının merkezlerinde değişik kalınlıklarda bantlı travertenler yüzeyde görülebilmektedir. Sırt oluşumu durduğunda traverten kütesinin tepesi dış etkenler sonucu aşınmaktadır. Aşınma devam ettiğinde ise daha kalın bantlı traverten ortaya çıkmaktadır. Zaman içerisinde tabakalı travertenler tamamen ortadan kaybolmakta ve ana kayada belli bir doğrultu boyunca uzanan bantlı travertenler yüzeyde gözlenmektedir. Şekil 5, bir sırt tipi travertenin zaman içinde oluşumu ve aşınımını kesit ve plan görünüşte şematik olarak göstermektedir. Çalışma alanında travertenlere temel kaya oluşturan birimlerde görülen değişik kalınlıklardaki bantlı travertenlerin varlığı bu şekilde açıklanabilir.

Bantların kalınlıkları çatlağın orta kısımlarında maksimuma ulaşırken, uçlara doğru azalmakta ve kayıp olmaktadır (Şekil 6a). Uzunlukları boyunca kalınlık ölçümü yapılabilen çatlakların bazılarında ise maksimum kalınlık orta kısımlarda değildir ve kalınlığın pik yaptığı farklı noktalar vardır (Şekil 6b). Bu durum muhtemelen merkezi çatlağın gelişimi ile ilgilidir. Birbirini takip eden birkaç çatlak başlangıçta ayrı çatlaklar olarak davranmaktadırlar ancak zaman içinde çatlakların boyuna gelişmesi sonucu çatlaklar birbirleri ile birleşerek tek

çatlak görüntüsü vermektedirler (Şekil 6c). Merkezi çatlak boyunca görülen farklı kalınlıklar bu şekilde açıklanabilir. Bu şekilde birden fazla çatlaktan oluşan merkezi çatlaklar uzunluk-açıklık grafiklerinde tek çatlak görüntüsü sunmalarına rağmen farklı noktalarda maksimum açıklığa ulaşmaktadırlar. Bu değerlerin her biri muhtemelen ayrı çatlaklara işaret etmektedir.



**Şekil 5.** Su çıkışının devamlılığıyla traverten çökelimi sürmektedir. Sirt oluşumu durduğunda, traverten kütlelerinin tepesi dış etkenler sonucu aşınmaktadır. Aşınma devam ettiğinde ise daha kalın banthı traverten ortaya çıkmaktadır (Altuğnel 1994'ten alınarak, basitleştirilerek yeniden çizilmiştir).

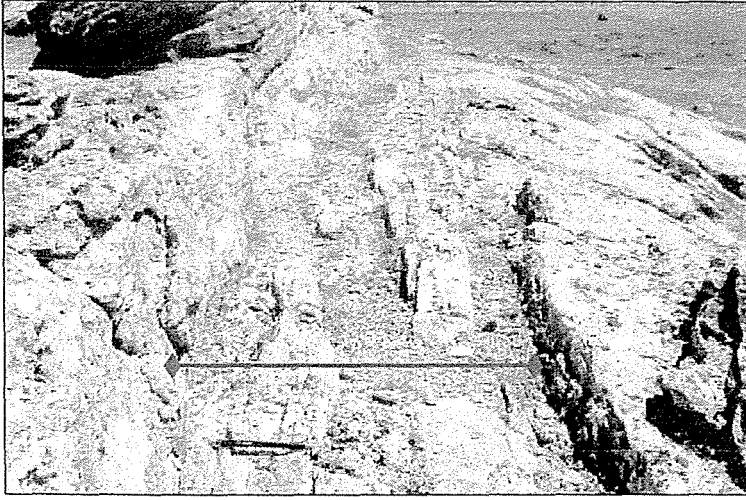


**Şekil 6. a.** Bantlı travertenlerin kalınlıkları merkezi çatlakların orta kısımlarında maksimuma ulaşırken, uçlara doğru azalmakta ve kayıp olmaktadır. **b.** Birden fazla çatlaktan oluşan merkezi çatlaklar uzunluk-çıklık grafiklerinde tek çatlak görüntüsü sunmalarına rağmen farklı noktalarda maksimum açıklığa ulaşmaktadırlar. **c.** Birbirlerini takip eden çatlak zonu (I). Çatlakların boyuna gelişmesi sonucu çatlaklar birbirleri ile birleşerek (II ve III) tek çatlak görüntüsü vermektedir (IV ve V) (Vermilye ve Scholz 1995'ten değiştirilerek alınmıştır).

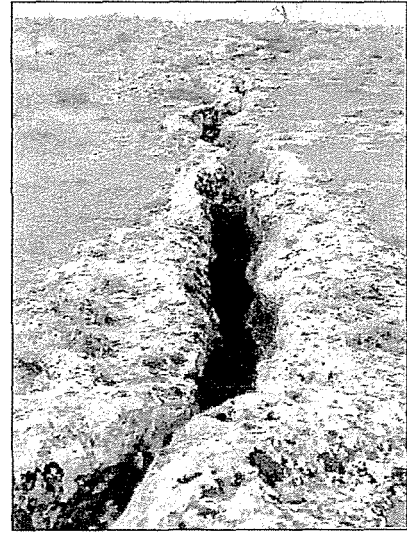
Pliyosen yaşlı tüflerde (Şimşek 1997) ve Kuvaterner yaşlı travertenlerde görülen çatlaklar neotektonik dönemde oluşmuşlardır. Ancak, bu çatlakların kökenlerinin açıklanması önem kazanmaktadır. Selime Tüfleri'nde görülen çatlaklar kendi içinde değerlendirildiğinde (Şekil 2), Dune ve Hancock (1994)'un çatlak sınıflandırmasına göre açılma çatlak ve makaslama çatlakları özelliği sunmaktadır. Kızılkaya İgnimbiritleri'nde ve aşınmış traverten tabakalarında görülen çatlaklar ise farklı doğrultularda yoğunlaşmışlardır (Şekil 2). Çalışma alanında görülen çatlaklar aynı gerilim alanı içinde oluşmuş yapılar olsa bu yapıların benzer özellik göstermeleri gerekirdi (Şekil 2). Aynı bölgede ve birbirine yakın lokasyonlarda incelenen çatlakların farklı özellikler sunması bu çatlakların muhtemelen aynı gerilim alanı içinde değil, farklı gerilimler etkisinde oluştuğunu göstermektedir.

Çalışma alanında aktif traverten oluşumu devam etmesine rağmen aktif olmayan traverten sırtları boyunca açıklık görülmemektedir (Şekil 7a). Halbuki, tektonik aktivitenin günümüzde devam ettiği yerlerde bulunan sırt tipi travertenlerin uzun eksenleri boyunca açılmalar görülmektedir (Şekil 7b). Dolayısıyla, çalışma alanındaki aktif olmayan traverten sırtlarının merkezi çatlaklarının traverten oluşumu durduktan sonra açılmadığı söylenebilir. Günümüzde su çıkışı muhtemelen mevcut açık çatlaklar boyunca gerçekleşmektedir ve çatlak açılmaya devam etmediği sürece mevcut açıklık traverten tarafından zaman içinde

tıkanacaktır. Bunun sonucu su çıkışı muhtemelen başka açık çatlaklar boyunca olacaktır. Yani mevcut sıcak su kaynakları muhtemelen yer değiştirecektir. Bu durum, çatlakların belirli bir zaman diliminde açıldığı; belirli bir zaman diliminde ise açılmadığı şeklinde yorumlanabilir. Bu da, bölgedeki kırık sistemlerinin yakın civardaki genç volkanizmayla ilişkili olabileceğini göstermektedir.



a



b

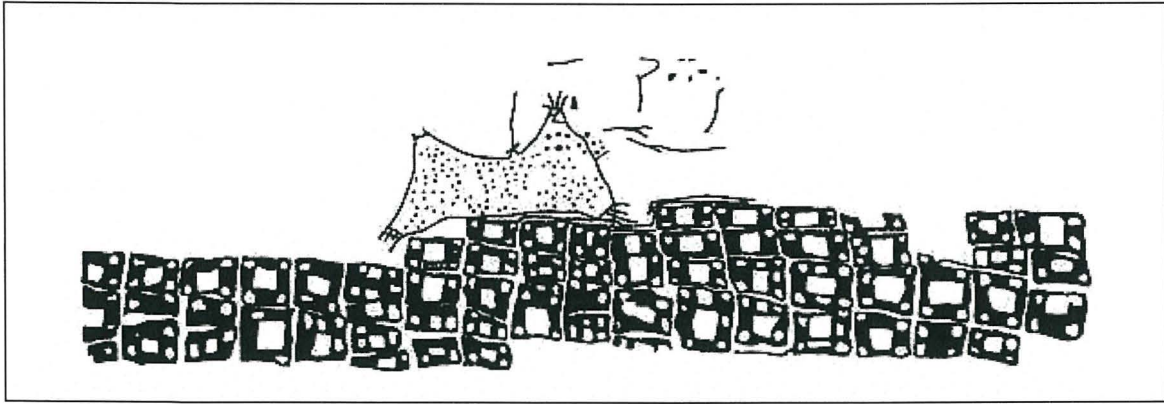
**Şekil 7. a.** Pamukkale'deki traverten sırtlarının merkezi çatlakları, bantlı traverten çökelişi durduktan sonra da bölgesel kuvvetlerle açılmaya devam etmektedir. **b.** Çalışma alanında aktif olmayan traverten sırtlarının merkezlerinde değişik kalınlıkta bantlı travertenler bulunmaktadır ve bu bantlı travertenlerin merkezi çatlakları boyunca açıklık görülmemektedir. Mavi çizgi, bantlı traverten kalınlığını göstermektedir.

Çalışma alanına en yakın volkanik faaliyet yaklaşık 15 km güneybatıda bulunan Hasandağı'dır. Orta Anadolu'da yapılan arkeolojik kazılarda ortaya çıkan duvar resimleri Hasandağı'nın günümüzden yaklaşık 8 bin yıl öncesinde aktif bir volkan olduğunu göstermektedir (Şekil 8). Ancak bu süreden sonra, yani son 8 bin yıllık süre içinde Hasandağı'nın aktif olduğuna ait herhangi bir veri yoktur, yani volkan suskun durumdadır. Bu durum ve jeolojik veriler (farklı yaşlara ait tuf seviyeleri) Hasan Dağı'nın belirli dönemlerde aktif belirli dönemlerde suskun olduğunu göstermektedir.

Yakın civardaki volkanizma muhtemelen çevrede kabuğun şişmesine ve kabukta çatlamalara neden olmaktadır. Volkanizmanın farklı zamanlardaki aktivitesine bağlı olarak muhtemelen kabukta yeni çatlaklar oluşmuş ve varolan çatlaklar daha da gelişmiştir. Volkanizmanın suskun olduğu dönemlerde ise çatlaklardaki açılma durmuş ancak traverten oluşumu volkanizmanın bir sonraki aktivitesine kadar devam etmiştir. Günümüzde sıcak su çıkışlarını

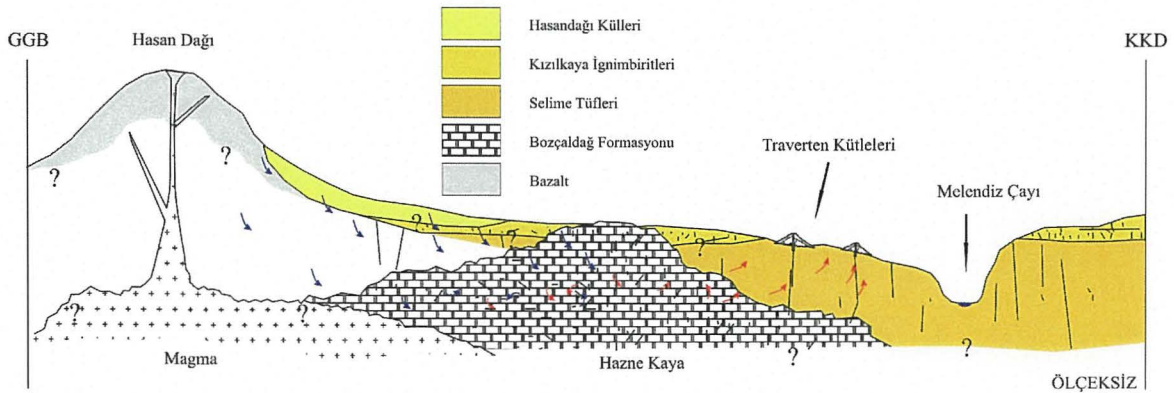


sağlayan çatlaklar muhtemelen Hasandağı volkanının son aktivitesine bağlı olarak gelişmiştir.



Şekil 8. Çatal Höyük'te bir kült odasının duvarını süsleyen manzara resmi. Ön planda yan yana ve arka arkaya evler. Arka planda Çatal Höyük'ün kuzeyindeki Hasandağı ateş ve lav püskürttüğü sırada. M. Ö. 6 bin yıl. Ankara, Anadolu Medeniyetleri Müzesi (Akurgal 1997).

Göçmez ve Güzel (1994)'e göre, bölgedeki sıcak sular meteorik kökenlidir ve bu suların hazne kayası mermerlerden oluşan Bozçaldağ Formasyonu'dur. Kızılkaya İgnimbiritleri ve Selime Tüfleri Bozçaldağ Formasyonu üzerinde örtü görevi görmektedir. Yüzeiden derinlere sızan sular, muhtemelen bölgedeki genç volkanizmaya bağlı olarak ısınmakta ve Selime Tüfleri'ndeki iyi gelişmiş ve derinlere nüfuz eden kırıkları kullanarak yüzeye çıkmaktadır. Çalışma alanındaki travertenlerin oluşumunu açıklayan muhtemel model Şekil 9'te görülmektedir.



Şekil 9. Çalışma alanındaki travertenlerin oluşumunu açıklayan model.

Sonuç olarak, Ihlara Vadisi civarında gözlenen traverten kütleleri, oluşum morfolojilerine göre çatlak sırtı tipi travertenler, aşınmış traverten tabakaları ve teras tipi travertenler olarak 3 farklı tipe ayrılmaktadır. Çatlak sırtı travertenler yapısal açıdan en önemli kütlelerdir ve ana kayada farklı doğrultularda gelişmiş kırıklar boyunca çökelmektedirler. Günümüzde açılmaya devam etmeyen bu kırık sistemleri, bunları oluşturan deformasyonun yakın çevredeki genç volkanizmaya bağlı olarak geliştiğini göstermektedir.

### **Katkı Belirtme**

Bu çalışma TÜBİTAK (101Y125 nolu projesi kapsamında) tarafından desteklenmiştir.

### **DEĞİNİLEN BELGELER**

- Akurgal, E., 1997.** Anadolu kültür tarihi, *Tübitak Yayınları*, 417 sf.
- Altunel, E. ve Hancock, P. L., 1993a.** Morphological features and tectonic setting of Quaternary travertines at Pamukkale (Western Turkey), *Geological Journal*, 28, 335-346.
- Altunel, E. ve Hancock, P. L., 1993b.** Active fissuring, faulting and travertine deposition at Pamukkale (W Turkey), *Neotectonics and Active Faulting, Zeitsch. Fur Geomorphologie Supp. Vol.*, 94, 285-302.
- Altunel, E. ve Hancock, P. L., 1996.** Structural attributes of travertine-filled extensional fissures in the Pamukkale Plateau (Western Turkey), *Int. Geol. Review*, 38, 8, 768-777.
- Altunel, E. ve Hancock, P. L., 1998.** Pamukkale bölgesinde tektonik aktivitenin traverten morfolojisi üzerindeki rolü, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu İkinci Toplantısı, İTÜ, İstanbul*.
- Altunel, E., 1994.** Active tectonics and the evolution of Quaternary travertines at Pamukkale, Western Turkey, *Ph. D. Thesis, Bristol Üniversitesi (yayınlanmamış)*, 236 sf.
- Altunel, E., 1996.** Pamukkale travertenlerinin morfolojik özellikleri, yaşları ve neotektonik önemleri, *MTA Dergisi, No 118, ayrı baskı, Ankara*.
- Altunel, E., 1997.** Pamukkale (Hierapolis)'de arkeologlar tarafından yanlış yorumlanan jeolojik yapılar: kendiliğinden oluşan kanal travertenler ve sırt tipi travertenler, *TJK, Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 49, 35-40.
- Altunel, E., Hancock, P. L. ve Smart, P., 1995.** Formation of fissure-ridge travertines and their neotectonic significance, *IESCA-1995, Güllük (Muğla)*.

- Ayhan, A. ve Papak, İ., 1988.** Aksaray-Taşpınar-Altınhisar-Çiftlik-Delihebil (Niğde) civarının jeolojisi, *MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdlere Daire Başkanlığı, Ankara, Derleme no: 2324.*
- Barnes, I., Irwin, W. P. ve White, D. E., 1978.** Global distribution of carbondioxide discharges, and major zones of seismicity, *U. S. Geological Survey, Water-Resources Investigations 78-39, Open-File Report.*
- Beekman, P. H., 1966a.** Aksaray-Gelveri-Çınarlı Bölgesi'nin jeoloji raporu, *MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdlere Daire Başkanlığı, Ankara, Derleme no: 5218*
- Bozkurt, E., 2001.** Neotectonics of Turkey – a synthesis, *Geodinamica Acta, 14, 3-30.*
- Chafetz, H. S. ve Folk, R. L., 1984.** Travertines: depositional morphology and bacterially constructed constituents, *J. Sedim. Petrol., 54, 289-316.*
- Çakır, Z., 1998.** Along-strike discontinuity of active normal faults and its influence on Quaternary travertine deposition: examples from Western Turkey, *Tr. J. of Earth Sciences, 8, 67-80.*
- Dhont, D., Chorowicz, J., Yürür, T., Froger, J. L., Köse, O. ve Gündoğdu, N., 1998.** Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 33-54.*
- Dunne, W. M. ve Hancock, P. L. H., 1994.** Palaeostress analysis of small-scale brittle structures, *In Continental Deformation, ed. P. L. Hancock, pp. 101-120, Pergamon Press, Oxford.*
- Erol, O., 1969.** Tuzgölü Havzası'nın jeolojisi ve jeomorfolojisi, *MTA, Rapor No 4220, Ankara.*
- Ford, T. D. ve Pedley, M. H., 1992.** Tufa deposits of the world, *J. speleol. Soc. Japan, 17, 46-63.*
- Gastil, G. ve Bertine, K., 1986.** Correlation between seismicity and the distribution of thermal and carbonate water in Southern and Baja California, *United States and Mexico, Geology, 14, 287-290.*
- Göçmez, G. ve Güzel, A., 1994.** Ziga-Yaprakhisar-İlisu-Ihlara-Belisırma (Aksaray) sıcak ve mineralli su kaynaklarının korunma alanları ve kirlenebilirliği, *Jeotermal Uygulamalar Sempozyumu, 225-234, Pamukkale Üniversitesi, Denizli.*
- Göncüoğlu, M. C. ve Toprak, V., 1992.** Neogene and Quaternary volcanism of Central Anatolia: a volcano-structural evaluation, *BSV, 26, 1-7.*

- Hancock, P. L., Chalmers, R. M. L., Altunel, E. ve Çakır, Z., 1999.** Travertines: using travertines in active fault studies, *Journal of Structural Geology*, 21, 903-916.
- Martelli, N. Dei S., Moratti, G. ve Sunny, F., 1989.** Analisi strutturale dei travertini Della Toscana Meridionale (Valle Dell' Albegna), *Boll. Soc. Geol. It.*, 108, 197-205.
- Pasquare, G., Poli, S., Vezzoli, I. ve Zanchi, A., 1988.** Continental arc volcanism and tectonic setting in Central Anatolia, Turkey, *Tectonophysics*, 146, 217-230.
- Scholl, D. W., 1960.** Pleistocene algal pinnacles at Searles Lake, California, *Jour. Sed. Petr.*, 30, 3, 414-431.
- Seymen, İ., 1981.** Kaman (Kırşehir) Kırşehir masifinin stratigrafisi ve metamorfizması, *TJK Bülteni*, 24, 2, 7-14.
- Şengör, A. M. C. Görür., N. ve Şaroğlu, F., 1985.** Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation* (ed. Biddle, K., T. ve Christie-Blick, N.), *Soc. of Eco. Paleo. and Min. Spec. Publ.*, 37, 227-264.
- Şimşek, Ş., 1997.** Ihlara (Kapadokya) özel çevre koruma bölgesinin jeolojisi ve bölgede yeralan termal kaynakların hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal araştırması ve korumaya ilişkin önerileri, *Aksaray Valiliği, Aksaray*.
- Toprak, V. ve Göncüoğlu, M. C., 1993.** Keçiboyduran-Melendiz Fayı ve bölgesel anlamı (Orta Anadolu), *H. Ü. YUAM Bülteni*, No 16, Ankara.
- Vermilye, J. M. ve Scholz, C. H., 1995.** Relation between vein length and aperture, *Journal of Structural Geology*, 17, 3, 423-434.
- Wyatt, A.(ed.), 1986.** Challinor's Dictionary of Geology (Sixth Edition). *University of Wales Pres, Cardiff*, 374 p.