

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos

2008

Cilt 51 Sayı 2

ISSN 1016-9164

August

2008

Volume 51 Number 2



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

ÇAĞLAN Dündar	Başkan / President
ATIL Hakkı	İkinci Başkan / Vice President
ERCAN Sami	Yazman / Secretary
KURTOĞLU Çetin	Sayman / Treasurer
ALAN Hüseyin	Mesleki Uygulamalar Üyesi / Member of Professional Activities
ULUŞAHİN Adem	Yayın Üyesi / Member of Publication
YENER Ali Burak	Sosyal İlişkiler Üyesi / Member of Social Affairs

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey

Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / Editors	Yardımcı Editör / Assistant Editor
Cemal TUNOĞLU, Hacettepe Üniversitesi tunay@hacettepe.edu.tr	İbrahim Kadri ERTEKİN, Hacettepe Üniversitesi iertekin@hacettepe.edu.tr
Kadir DİRİK, Hacettepe Üniversitesi kdirik@hacettepe.edu.tr	İngilizce Editörü / English Editor Margaret SÖNMEZ

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

ALTINER Demir (Ankara, Türkiye)	OKAY Aral (İstanbul, Türkiye)
BAYHAN Hasan (Ankara, Türkiye)	PAKTUNÇ Doğan (Ontario, Kanada)
BESBELLİ Berk (Ankara, Türkiye)	ROBERTSON Alastair (Edinburg, UK)
BOZKURT Erdin (Ankara, Türkiye)	SAKINÇ Mehmet (İstanbul, Türkiye)
DEMİREL İsmail Hakkı (Ankara, Türkiye)	SATIR Muharrem (Tübingen, Almanya)
GENÇ Yurdal (Ankara, Türkiye)	ŞEN Şevket (Paris, Fransa)
GÖKÇE Ahmet (Sivas, Türkiye)	TATAR Orhan (Sivas, Türkiye)
GÖKTEN Ergun (Ankara, Türkiye)	TEKİN U. Kağan (Ankara, Türkiye)
GÖNCÜOĞLU M. Cemal (Ankara, Türkiye)	TEMEL Abidin (Ankara, Türkiye)
GÜLEÇ Nilgün (Ankara, Türkiye)	TÜYSÜZ Okan (İstanbul, Türkiye)
HELVACI Cahit (İzmir, Türkiye)	ÜNLÜ Taner (Ankara, Türkiye)
KARAKAYA Muazzez Çelik (Konya, Türkiye)	ÜNLÜGENÇ Ulvi Can (Adana, Türkiye)
KARAYİĞİT Ali İhsan (Ankara, Türkiye)	USTAÖMER Timur (İstanbul, Türkiye)
KELLING Gilbert (Staffordshire, UK)	VASELLI Orlando (Florans, İtalya)
MAMEDOV Musa (Baku, Azerbaycan)	WALASZCZYK Ireneusz (Warszawa, Polonya)
NOKAMAN M. Eran (İzmir, Türkiye)	YALÇIN Hüseyin (Sivas, Türkiye)
NAZİK Atike (Adana, Türkiye)	YAVUZ Fuat (İstanbul, Türkiye)
ÖZER Sacit (İzmir, Türkiye)	YILMAZ İsmail Ömer (Ankara, Türkiye)
PIPIK Radovan Kyska (B. Bystrica, Slovakya)	YİĞİTBAŞ Erdinç (Çanakkale, Türkiye)
	YÜRÜR M. Tekin (Ankara, Türkiye)

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenışehir, 06410 Ankara
Tel: (312) 434 36 01
Faks: (312) 434 23 88
E-posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of TURKEY
PO Box 464 Yenışehir, TR-06410 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Fax: +90 312 434 23 88
E-mail: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Yayın Türü	: Yerel Süreli Yayın
Baskı (Printed by)	: Mattek Matbaacılık Bas. Yay. Tan. San. Tic. Ltd. Şti. G.M.K. Bulvarı 83/23 Maltepe/Ankara Tel: 0.312 229 15 02
Baskı Tarihi	: 21. 10. 2008
Baskı Adedi	: 3000

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2008 Cilt 51 Sayı 2
August 2008 Volume 51 Number 2

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

ÖNSÖZ.....	59
AKYOL N., DEMİR O., DANIŞMAN M.A., ÇEKEN U. Stokastik Kuvvetli Yer Hareketi Simülasyonu ile Gediz Grabeninde Zemin Davranışlarının İncelenmesi <i>Investigation of Soil Behaviour in the Gediz Graben by Stochastic Strong Ground Motion Simulation.....</i>	63
EREL L.T., ZABCI C., AKYÜZ S.H., ÇAĞATAY N. Antik Perinthos (Marmara Ereğlisi) Kentinin 15. Yüzyıla Kadar Gerçekleşen Tarihsel Depremleri <i>Historical Earthquakes of Ancient Perinthos (Marmara Ereğlisi) until the 15th Century.....</i>	77
SÖZBİLİR H., UZEL B., SÜMER Ö., İNÇİ U., ERSOY E.Y., ÖZKAYMAK Ç., KOÇER T., DEMİRTAŞ R. D-B Uzanımlı İzmir Fayı ile KD-Uzanımlı Seferihisar Fayı'nın Birlikte Çalıştığına Dair Veriler: İzmir Körfezi'ni Oluşturan Aktif Faylarda Kinematik ve Paleosismolojik Çalışmalar, Batı Anadolu <i>Evidence for a kinematically linked E-W trending İzmir Fault and NE-trending Seferihisar Fault: Kinematic and paleoseismological studies carried out on active faults forming the İzmir Bay, Western Anatolia.....</i>	91

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM
Veri tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBİM Database

TÜRKİYE JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

Türkiye Jeoloji Bülteni'ne 2007 Yılında sunularak sonuçlandırılan makalelerin değerlendirilmesine Yazı İnceleme Kurulu dışında katkıda bulunanlar.

Followings are the names of the contributors in addition to the Editorial Board for reviewing of the papers submitted to the Geological Bulletin of Turkey and evaluated in 2007

ATABEY Eşref (Ankara, Türkiye)
BAYARI Serdar (Ankara, Türkiye)
BAYHAN Emel (Ankara, Türkiye)
BUKET Ersen (Ankara, Türkiye)
ÇELİK Muazzez (Konya, Türkiye)
ERGİN Mustafa (Ankara, Türkiye)
IŞIK Veysel (Ankara, Türkiye)
KADIOĞLU Yusuf Kaan (Ankara, Türkiye)
KAYA Tanju (İzmir, Türkiye)
ÖZGENÇ İsmet (İzmir, Türkiye)
SÜZEN Lütfü (Ankara, Türkiye)
TÜRKMENOĞLU Asuman (Ankara, Türkiye)
VAROL Baki (Ankara, Türkiye)

ÖNSÖZ

Türkiye Jeoloji Bülteni'nin bu özel sayısı, Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG) 10. toplantısında sunulan bildirilerin makalelerinden seçilmiştir. Bu toplantı Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü tarafından organize edilmiş ve TÜBİTAK tarafından desteklenmiştir. Prof. Dr. Aykut BARKA önderliğinde kurulmuş olan ATAG ilk yıllık toplantısını 1997 yılında İstanbul Teknik Üniversitesi'nde gerçekleştirmiştir. İzleyen toplantılar farklı üniversite, kurum ve kuruluş tarafından organize edilmiş ve 10. toplantı 2-4 Kasım 2006 tarihlerinde Dokuz Eylül Üniversitesi-Seferihisar Öğrenci Eğitim ve Dinlenme Kampı'nda 250 kişilik bir katılımla gerçekleştirilmiştir.

ATAG-10 toplantısının açılış konferanslarında, İTÜ-Ayrasya Yer Bilimleri Enstitüsü öğretim üyesi Sayın Prof. Dr. A.M. Celal Şengör ve İTÜ-Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi Sayın Prof. Dr. Tuncay Taymaz tarafından, sırasıyla, Doğu Anadolu'nun Aktif Tektoniği ve Ege Denizi'nin sismotektoniği konulu sunumlar yapılmıştır. Bu konferansların ardından sunulan 64 bildiri; Aktif fay haritalama, segmentasyon ve yüzey kırığı araştırmaları, Kuvaterner Jeolojisi/Jeomorfolojisi, Paleosismoloji, Arkeosismoloji, Sismoloji/Sismotektonik, Aktif tektonikte kullanılan jeofizik yöntemler, Aktif havza gelişimi ve modellenmesi, Güncel gerilme analizleri ve modelleme, Risk analizi ve modelleme, Aktif tektonik ile ilgili mühendislik çalışmaları içeren aktif tektoniğin değişik konularında yapılmıştır. Bu bildirilerden 4 tanesi (Özkaymak ve Sözbilir, 2008; Pamukçu ve Yurdakul, 2008; Polat ve diğ., 2008; Uzel ve Sözbilir, 2008) Tübitak-Turkish Journal of Earth Sciences dergisinde

yayınlanmıştır. Türkiye Jeoloji bülteni'ne yayınlanmak üzere gönderilen 6 makaleden 3 tanesi hakem değerlendirmeleri sonucu kabul edilmiştir.

Akyol vd. Gediz Grabenini dolduran alüvyonlarda zemin davranışını incelemişlerdir. Yazarlar, Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt Şebekesi, İzmir (IZM) ve Bomova (BRN) istasyonlarına ait mikro ve orta büyüklükteki ivme kayıtlarını kullanarak, istasyonların üzerinde buldukları yerel jeolojik koşullara ait, zemin büyütmesi ve doğal rezonans frekansını belirlemiştir. Elde edilen bu bilgiler ışığında, Çeyrek Dalga Boyu Yaklaşımı Metodu için girdi verisi olarak kullanılarak, graben dolgu biriminin yaratacağı zemin büyütme değerleri hesaplanmıştır. Bu büyütme değerleri kullanılarak, Gediz Grabeni üzerinde olması muhtemel, moment büyüklüğü $M_w=7.0$ olan bir depremin graben dolgu birimi üzerinde, farklı uzaklık ve periyotlardaki yapılarla etkileşiminin ne olacağı, pik ivme ve spektral ivme değerleri hesaplanarak modellenmiştir. Yazarlara göre; Gediz Grabeninde oluşacak $M_w=7.0$ moment büyüklüğü ve 10 km derinliğindeki olası bir depremin üreteceği maksimum pik ivme değeri 0.42 g'dir. Depremin merkez üstünde, 0.3 sn periyodundaki yapılara etkiyecek maksimum yatay ivme yükü, 1.2 g'dir. Yazarlar, Gediz Grabeni için elde edilen spektral ivme değerlerinin, odak uzaklığı 10 ve 30 km olan depremler için 0.3 sn ve 100 km için 0.5 sn periyotta en büyük değerlerine ulaştığını saptamışlardır.

Antik Perinthos (Marmara Ereğlisi) kentinin 15. yüzyıla kadar gerçekleşen tarihsel depremlerini inceleyen Erel vd; Marmara Denizi'nde Antik Çağdaki üç büyük limanın

Byzantion (İstanbul), Perinthos (Marmara Ereğlisi) ve Kyzikos'tun (Belkıs), sırasıyla, haliç ve tombolo tipi liman kentleri şeklinde geliştiğini belirtmektedirler. Byzantion, kuruluşundan günümüze kadar değişik gelişme süreçlerinde varlığını korurken, Perinthos sönükleşerek yerini Marmara Ereğlisi kasabasına bırakmış, Kyzikos ise terk edilerek arkeologların ilgi odağı haline gelen Belkıs harabelerine dönüşmüştür. Araştırmacılara göre, Flandriyen transgresyonu sonrasında oluşan limanlı kıyılardaki Perinthos ve Kyzikos Antik kentleri Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun etki alanında kalarak, sayısız depremlerle sarsılmıştır.

KAF'ın kuzey kolu Perinthos'un hemen güney açığından geçerken, buna bağlı depremler, tektonik yükselme ve tsunamilerin yanı sıra, kıyı heyelanları, sel baskınları kentin kuruluş ve gelişiminde etkili olan doğal etkenlerdir. Araştırmacılara göre, kent yaşamını asıl zorlayan, depremlerle birlikte oluşan tektonik yükselmedir. Yükselmeye gençleşen akarsuların liman alanına yığıldıkları malzeme artmış, doğal olarak limanlar sığlaşmış ve Kuzey Marmara'da İstanbul ve Silivri limanlarının rakabeti Perinthos antik kentinin 16. yüzyılda sönükleşmesine neden olmuştur. Araştırmacılar, Perinthos antik kentinin etkileyen fay segmentinin veya segmentlerinin bilinmediğini belirtmektedir.

Sözbilir vd. İzmir Körfezi'ni oluşturan aktif faylarda kinematik ve paleosismolojik çalışmalar yaparak, İzmir İç Körfezi'nin oluşumunda önemli rol oynayan D-B uzanımlı İzmir Fayı ve Karşıyaka Fayı ile KD-uzanımlı Seferihisar Fayı'nın belirli bölümlerini 1/25000 ölçeğinde haritalamış ve bu faylar ile İzmir Körfezi'nin oluşumu arasındaki ilişkiye ait veriler saptamıştır. Araştırmacılara göre İzmir Fayı

kuzeye eğimli ve oblik atım bileşenli normal fay niteliğindedir. Körfezin kuzey kenarı, İzmir Fayı'nın antitetiği olan D-B uzanımlı ve güneye eğimli oblik atımlı normal fay niteliğindeki Karşıyaka Fayı ile sınırlıdır. Araştırmacılar, İzmir Fayı'na yaklaşık dik gelişen ve Sığacık Körfezi'nden Seferihisar ve Yelki-Güzelbahçe ilçesine kadar haritalanabilen Seferihisar Fayı'nın, Urla Havzasının doğu kenarını oluşturduğunu ve Seferihisar Fayı'nın Sığacık Körfezi ile Yelki köyü arasındaki bölümünün K20°D uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay zonu şeklinde geliştiğini savunmaktadır. Araştırmacılara göre, fayın Yelki-Güzelbahçe arasındaki 5 km uzunluğundaki kesimi K50°D doğrultusunda uzanır ve Güzelbahçe'den itibaren kuzeydoğuya doğru İzmir Fayı'na değişir. Bu kesimde jeolojik ve jeomorfolojik yöntemler kullanılarak fayın Holosen döneminde kullandığı iz üzerinde yapılan paleosismolojik çalışmalarda oblik atımlı normal faylanmaya ait yapısal veriler saptanmıştır. Araştırmacılara göre, bu veriler Seferihisar Fayının Yelki ilçesinden itibaren oluşan fay doğrultusundaki değişim nedeniyle doğrultu atımlı fay karakterinden eğim atımlı normal faya dönüştüğünü ve Güzelbahçe ilçesinden itibaren D-B uzanımlı İzmir Fayına dönüştüğünü göstermektedir. Yapılan kinematik analiz çalışmalarının sonuçlarına göre, araştırmacılar, İzmir Körfezi çevresindeki normal ve doğrultu atımlı fayların belirli dönemlerde birlikte çalıştığını ve bu dönemlerde K-G yönlü açılma ve D-B yönlü sıkışma kuvvetleri ile simgelenen transtansiyonel bir tektonik ortamın geliştiğini belirtmektedir.

Özel sayıya gönderilen makaleler Doğan Kalafat (Boğaziçi Üniversitesi), Emin Ulugergerli (Çanakkale Onsekiz mart Üniversitesi), Erhan Altunel (Eskişehir

Osmangazi Üniversitesi), Eser Durukal (Boğaziçi Üniversitesi), Eşref Yalçınkaya (İstanbul Üniversitesi), Halil Gürsoy (Cumhuriyet Üniversitesi), Hasan sözbilir (Dokuz Eylül Üniversitesi) ve Serdar Akyüz (İstanbul Teknik Üniversitesi) tarafından değerlendirilmiştir. Özel sayı editörleri dergi editörü Kadir Dirik'e yardımlarından dolayı teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Özkaymak, Ç. ve Sözbilir, H., 2008. Stratigraphic, and Structural Evidence for Fault Reactivation: the Active Manisa Fault Zone, West Anatolia. Turkish Journal of Earth Sciences (baskıda).
- Pamukçu, O. ve Yurdakul, A., 2008. Isostatic Compensation in the Western Anatolia with Estimate of the Effective Elastic Thickness. Turkish Journal of Earth Sciences (baskıda).
- Polat, O., Gök, E. ve Yılmaz D. 2008., Earthquake Hazard of the Aegean Extension Region (W. Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences (baskıda).
- Uzel, B. ve Sözbilir, H., 2008. A first record of a strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası basin. Turkish Journal of Earth Sciences (baskıda).

Özel Sayı Editörleri

Hasan Sözbilir
Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir, Türkiye

Serdar Akyüz
İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul, Türkiye

Erhan Altunel
Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Eskişehir, Türkiye

Halil Gürsoy
Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, Türkiye



Stokastik Kuvvetli Yer Hareketi Simülasyonu ile Gediz Grabeninde Zemin Davranışlarının İncelenmesi

Investigation of Soil Behaviour in the Gediz Graben by Stochastic Strong Ground Motion Simulation

Nihal AKYOL¹, Oğuz DEMİR¹, M. Ali DANIŞMAN¹, Ulubey ÇEKEN²

¹ Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 5160, Kaynaklar kampüsü, Buca, İzmir.

² Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi, 06530 Lodumlu, Ankara
e-mail: nihal.akyol@deu.edu.tr

ÖZ

Tektonik yapısı ve depremselliği ile dünya üzerindeki aktif kıtasal bölgelerden biri olan Batı Anadolu'daki, kaynak, ortam ve zemin parametrelerinin belirlenmesi oluşacak büyük bir depremin tanımlaması ve meydana getireceği hasarın ölçeklenmesi açısından önemlidir. Bu çalışmada, Gediz Grabeni dolgu birimi zemin davranışını incelenmiştir. İlk olarak, Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt Şebekesi, İzmir (IZM) ve Bornova (BRN) istasyonlarına ait mikro ve orta büyüklükteki ivme kayıtları kullanılarak, istasyonların üzerinde buldukları yerel jeolojik koşullara ait, zemin büyütmesi ve doğal rezonans frekansı belirlenmiştir. Daha sonra, Gediz grabeni için, derinliğin fonksiyonu olarak, ortalama bir hız ve bölgesel sönüm parametresi tanımlamak amacıyla, bölgeye ait detay jeoloji haritaları, jeolojik ve stratigrafik kesitler, sismik yansıma, gravite, rezistivite, hidrojeoloji, sondaj ve kuyu logu çalışmaları incelenmiştir. Elde edilen bilgiler, Çeyrek Dalga Boyu Yaklaşımı Metodu için girdi verisi olarak kullanılarak, graben dolgu biriminin yaratacağı zemin büyütme değerleri hesaplanmıştır. Bu büyütme değerleri kullanılarak, Gediz Grabeni üzerinde olması muhtemel, moment büyüklüğü $M_w=7.0$ olan bir depremin graben dolgu birimi üzerinde, farklı uzaklık ve periyotlardaki yapılarla etkileşiminin ne olacağı, pik ivme ve spektral ivme değerleri hesaplanarak, modellenmiştir. Elde edilen sonuçlara göre; Gediz Grabeninde oluşacak $M_w=7.0$ moment büyüklüğü ve 10 km derinliğindeki olası bir depremin üreteceği maksimum pik ivme değeri 0.42 g'dir. Depremin merkez üstünde, 0.3 sn periyodundaki yapılara etkileyecek maksimum yatay ivme yükü, 1.2 g'dir. Ayrıca, Gediz Grabeni için elde edilen spektral ivme değerlerinin, odak uzaklığı 10 ve 30 km olan depremler için 0.3 sn ve 100 km için 0.5 sn periyot değerlerinde en büyük olduğunu görmekteyiz.

Anahtar Sözcükler: Kuvvetli yer hareketi, Stokastik simülasyon, Zemin büyütmesi, Gediz Grabeni, Batı Anadolu.

ABSTRACT

Determination of source, path and site characteristics in the Western Anatolia Region, which is one of the most seismically and tectonically active continental regions in the world, is a very important issue in the sense of scaling the seismic hazard of a possible large earthquake. For that reason, the soil behavior of the sedimentary fills of the Gediz Graben in the region was investigated. At first, site amplifications and natural resonance frequencies of the two sites (IZM/İzmir and BRN/Bornova stations) in Izmir were determined using micro and moderate sized earthquake data from two accelerometers operated by the Turkish National Strong Motion Network. After that, the detailed geology, stratigraphy, seismic reflection, gravity, resistivity, hydrogeology, water supply and well-logging studies in the graben were examined in order to obtain vertical distributions of average velocity and regional (anelastic) attenuation values for the sedimentary fill of the Gediz Graben. The Estimated vertical velocity and anelastic attenuation distributions were used as input parameters for the Quarter-Wavelength Approximation in order to determine an average site amplification function. Utilizing these amplification values, the Peak Ground Acceleration (PGA) and Spectral Acceleration (5% damped spectral acceleration, SA) values of a hypothetical earthquake, with $M_w=7.0$ and hypocentral depth=10 km, were simulated in order to see the interaction between structures and this event, at different distances on the sedimentary fill of the Gediz Graben. The results implied that an obtained maximum PGA value is 0.42 g and the maximum horizontal SA value is 1.2 g at 0.3 sec at the epicentral location of the hypothetical earthquake. Dominant periods are 0.3 sec for hypocentral distances of 10-30 km and 0.5 sec for the hypocentral distance of 100 km in the Gediz Graben.

Key Words: *Strong Ground Motion, Stochastic simulation, Site amplification, Gediz Graben, Western Anatolia.*

GİRİŞ

Anadolu levhasının batıya hareketinin Ege ve Batı Anadolu’ da K-G yönlü bir gerilme ile karşılandığı görüşü günümüzde yaygınca kabul görmektedir. Bölgedeki ~K-G açılma rejiminin oluşum yaşı ve nedeni halen tartışılmakta olan bir konudur. Batı Anadolu’nun deprem etkinliğine ve bölgedeki tektonik yapıların işlevlerine farklı araştırmacılar tarafından, değişik tektonik deformasyon modelleri önerilmiş ve Anadolu-Ege plakacılıkları arası yapısal ilişkiler oldukça

farklı biçimlerde yorumlanmıştır. Bozkurt (2001)’a göre; batı Anadolu’daki D-B uzanımlı grabenler ~ 4-5 Ma ya da olasılıkla daha geç oluşmuş yapısal birimlerdir. Ege bölgesinin kuzey-güney yönlü bir gerilme içinde biçim değiştirmesinin en açık verisi olan bu D-B doğrultulu grabenler, Ege de jeolojik ve morfolojik en egemen unsurlardır. Bölgede sismik aktivite yaklaşık D-B gidişli zonlar boyunca yoğunlaşmıştır. Bunlar grabenleri çevreleyen fay zonlarına karşılık gelmektedir ve

sismik aktivite normal fayların hareketleriyle bağlantılıdır.

Bölgede yer alan ana graben yapılarından biri olan, Gediz grabeni, ~D-B genel uzanımında ve ~150 km uzunluğundaki normal fay sistemine bağlı olarak şekillenmiştir (Emre, 1996). Son yıllarda yapılan çalışmalarda, grabenin düşük açılı normal fay denetiminde geliştiği anlaşılmış ve graben çökellerinin temeli niteliğindeki Menderes Masifi'nin bir metamorfik çekirdek kompleksi olduğu önerilmiştir. (örn: Bozkurt ve Park, 1994; Seyitoğlu ve Scott, 1996; Emre ve Sözbilir, 1997; Koçyiğit ve diğ., 1999; Yılmaz ve diğ., 2000). Jeolojik gözlemler; Gediz grabeni Neojen dolgu birimi kalınlığının 1.3-1.5 km olduğunu (Bozkurt ve Sözbilir, 2004) önermektedir. Grabeni dik kesen gravite kesitlerine dayalı modelleme çalışmaları ise 0.5-2.0 km arasında değişmekte olan bir kalınlık (Sarı ve Şalk, 2006) önermektedir.

Beklenen yer hareketinin depremin büyüklüğüne ve kaynaktan olan uzaklığına bağlı olarak elde edilmesi sismik risk çalışmalarına temel teşkil etmektedir. Deprem kaynağının özellikleri, deprem dalgalarının gözlem noktasına gelinceye kadar geçtiği ortamın fiziksel parametreleri, gözlem noktasındaki sığ yer yapısının fiziksel ve jeolojik özellikleri bir deprem kaydını oluşturan temel öğelerdir. Bir bölgede var olan sismik riskin ortaya çıkartılması bu üç önemli olayın detaylı olarak incelenmesine bağlıdır. Deprem kaydını etkileyen bu üç ana faktör, bize; deprem, depremi önceden belirleme ve deprem hasarlarını en aza indirme çalışmalarında önemli bilgiler sağlar. Bu faktörlerden birinin elde edilmesi veya davranışının incelenmesi için, diğer faktörlerin

bilinmesi gerekmektedir. Çünkü bu faktörler, birbirleri ile etkileşim içerisindeyler.

Zemin büyütmesi sığ yer yapısının yer hareketi spektrumuna etkisinin belirlenmesi açısından önemlidir. Ayrıca mikrobölgeleme ve zonlama çalışmaları için gerekli bir parametredir. Sediment dolgu havza tabanı ile yani pekleşmemiş birim ile anakaya arasındaki arayüzeydeki, keskin hız süreksizliği nedeniyle oluşan empedans kontrastı dönüşmüş fazların ve tekrarlı yansımaların oluşumuna neden olmaktadır. Ayrıca, bu arayüzeyin hapsedtiği cisim dalgaları yüzey dalgalarının oluşumuna neden olmaktadır. Yatay olarak tabakalanmış sediment birim kalınlığındaki yerel değişimler, düşük geliş açılı ve uzun periyodlu yüzey dalgaları üretmekte ve bu da yer hareketinin frekans içeriğini değiştirmekte ve genlik ve süresini artırmaktadır. Tekarlı yansımalar, dönüşmüş fazlar, genlik ve süre artışı, tüm bunlar havza geometrisinden kaynaklanan karmaşık dalga yayılım modelinin sonuçlarıdır. Bu tip bölgeler sahip oldukları farklı hareket potansiyelleri ile, özellikle; köprü, geniş yol, boru hattı gibi havza boyunca uzanan mühendislik yapılar açısından ağır hasar kaynağı olabilecek riskli bölgelerdir. Bu nedenle pek çok araştırmacı, yer hareketi kaydı bulunmayan, sediment havzalarındaki zemin büyütme üzerinde çalışmaktadır (örn: Yalçınkaya ve Alptekin, 2005a, 2005b). Elde edilen sonuçlar göstermektedir ki, sediment dolgu birimin anakayaya kadar olan kalınlığı hesaba katılmadan sadece üstteki birimler gözönünde bulundurularak yapılan hesaplamalar hatalı sonuçlar vermektedir (Street ve diğ., 1997; Bard ve Ghavez-Garcia, 1993; Toro ve diğ., 1992; Hermann ve Akıncı, 1999; Akıncı ve Akyol, 2000).

Birbirlerine göre çeşitli avantaj ve dezavantajları olan pek çok yöntem, zemin etkisinin belirlenmesi amacıyla kullanılmaktadır. Bunlardan en yaygın olarak kullanılanı Standart Spektral Oran Yöntemi olup, bu yöntemde zemin etkisi belirlenecek istasyon kayıtları, sağlam zemin üzerinde bulunan ve zemin etkisi taşımadığı düşünülen ve aynı kaynak için elde edilmiş referans istasyonu kaydına bölünür. Referans olarak değerlendirilecek bir istasyon bulunmadığı durumlarda, Standart Spektral Oran Yöntemine alternatif olarak, Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi kullanılmaktadır. Bu yöntemde, düşey bileşenin yerel zemin koşullarından etkilenmediği kabulü ile, yatay ve düşey bileşenler arasındaki spektral oran, zemin etkisinin belirlenmesi amacıyla kullanılmaktadır. Pek çok araştırmacı yöntemin zeminin hakim titreşim periyodunu belirlemede başarılı olduğu ve Standart Spektral Oran Yöntemine göre daha küçük büyütme değerleri verdiği konusunda fikir birliği içerisinde (örn: Nakamura, 1989; Lachet ve diğ., 1996; Field ve Jacob, 1995; Lachet ve Bard, 1994).

Batı Anadolu’da, K-G açma rejimi etkisi altında oluşan B-D uzanımlı ana graben yapılarından biri olan, Gediz Grabeni dolgu birimi üzerinde zemin davranışının incelenmesi amacıyla, ilk olarak, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Deprem Araştırma Dairesi tarafından işletilmekte olan Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt Şebekesine bağlı, İzmir’de bulunan, iki deprem istasyonundan elde edilen mikro ve orta büyüklükteki depremlerin ivme kayıtları kullanılarak, Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi yardımıyla, istasyonların buldukları yerel zemin koşulları hakkında bilgi edinilmeye çalışılmıştır.

Verilen bir magnitüd ve uzaklık için yer hareketinin modellenmesi, sismik risk çalışmalarının temel girdisidir. Bu modelleme genellikle, azalım ilişkileri olarak tanımlanıp, yer hareketini büyüklük ve uzaklığın fonksiyonu olarak ifade etmektedir. Yer hareketi azalım ilişkileri iki şekilde hesaplanmaktadır: 1) Yer hareketi verilerini kullanarak, uzaklığa bağlı genlik azalımından en uygun eğriyi geçirerek, ampirik olarak; 2) Kaynak, ortam ve zemin özelliklerini tanımlayıp sentetik yer hareketleri üreterek, teorik olarak. İlgilenilen bölge için yeterli sayıda yer hareketi kaydı bulunmayışı nedeniyle grafiksel eğriler veya eşitlikler şeklinde zemine ait azalım ilişkileri, teorik modellemeler ile belirlenmektedir.

Gediz Grabeni dolgu birimi için, teorik yer hareketi modellemesi yapabilmek amacıyla, Devlet Su İşleri (DSİ) tarafından, gediz grabeni üzerinde açılan 60 adet kuyu verisi ve Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından, Alaşehir’de açılmış olan bir derin sondaj verisi ve ayrıca, bölgeye ait detay jeoloji haritaları, jeolojik ve stratigrafik kesitler, sismik yansıma, gravite, rezistivite, hidrojeoloji ve kuyu logu çalışmaları kullanılarak, yüzeye yakın dolgu birimin stratigrafisi ve buna bağlı olarak düşey sismik hız dağılımı belirlenmiştir. Tüm bu verilerden elde edilen parametreler kullanılarak, Gediz Grabeni dolgu birimi üzerinde olası $M=7.0$ büyüklüğündeki bir depremin neden olabileceği zemin davranışının ne olacağı, kuvvetli yer hareketi simülasyonu ile tespit edilmiştir. Bu amaçla, ilk olarak Çeyrek Dalga Boyu yaklaşımı (Joyner ve diğ., 1981) ile zemin büyütme değerleri hesaplanmıştır. Daha sonra, elde edilen bu büyütme değerleri kullanılarak, uzaklığın fonksiyonu olarak, maksimum ivme ve periyoda

bağlı spektral ivme değerleri modellenmiştir. Bu modelleme için, Boore (1996) tarafından derlenen, SMSIM (Stochastic Model- Strong Motion- Simulation) isimli ve bir seri fortran programını içeren bilgisayar kodu kullanılmıştır. Yöntem, ivme spektrumu karesinin integralinden RMS ivme değerlerini elde etmek için, Parseval teoreminin kullanılması esasına dayanmaktadır (Hanks ve McGuire, 1981).

YÖNTEMLER

Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi

Gediz Grabeni havza geometrisi içinde hapsolan deprem dalgası fazlarının neden olduğu zemin büyütme etkisi, bölgede bulunan ivme kayıtları ve Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi (Nakamura, 1989) kullanılarak elde edilmiştir. Bu amaçla, Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt Şebekesi verilerinden yararlanılmıştır. Her ikisinde yumuşak zemin üzerine kurulu, BRN kodlu Bornova ve İZM kodlu İzmir istasyonları tarafından kaydedilmiş odak uzaklıkları 1°'den küçük olan ivme kayıtları kullanılarak, istasyonlara ait zemin büyütmelerinin belirlenmesine çalışılmıştır. Öncelikli amacımız Gediz Grabeni kuvvetli yer hareketi verilerini kullanmak iken, Gediz Grabeninde bulunan pek çok istasyonun analog olması nedeniyle ancak BRN ve İZM istasyonları için bu çalışma gerçekleştirilebilmiştir. Bu çalışmada kullanılan BRN ve İZM istasyonları ivme verilerine ait bilgiler, sırasıyla, Çizelge 1 ve 2'de verilmektedir.

Çizelge 1. Bornova (BRN) istasyonu tarafından kaydedilen ve bu çalışmada kullanılan depremlere ait parametreler.

Table 1. Parameters of the events recorded by BRN stations and used in this study.

No	Tarih	Saat	Enlem	Boylam	Magnitüd (Md)
BRN01	29/04/97	17:43:54	38.71	27.24	3.4
BRN02	29/05/97	16:53:35	37.90	27.26	3.8
BRN03	09/07/98	17:37:02	38.08	26.68	5.1
BRN04	25/08/98	10:58:01	38.17	27.47	3.4
BRN05	10/01/99	08:34:56	38.87	26.72	3.6
BRN06	22/01/99	16:05:21	38.51	27.14	3.2
BRN07	26/06/99	23:00:19	37.99	26.53	3.7
BRN08	24/07/99	16:07:04	39.30	27.89	4.3
BRN09	25/07/99	06:57:54	39.29	27.85	4.4
BRN10	26/09/99	06:39:11	39.02	27.92	4.1
BRN11	10/02/00	01:47:46	38.35	27.56	3.5
BRN12	15/02/00	18:57:48	38.60	26.79	4.0
BRN13	08/09/00	05:47:22	39.34	27.64	4.6
BRN14	22/06/01	11:55:16	39.35	27.73	5.0
BRN15	23/06/01	12:18:58	39.32	27.77	3.9

Çizelge 2. İzmir (IZM) istasyonu tarafından kaydedilen ve bu çalışmada kullanılan depremlere ait parametreler.

Table 2. Parameters of the events recorded by IZM stations and used in this study.

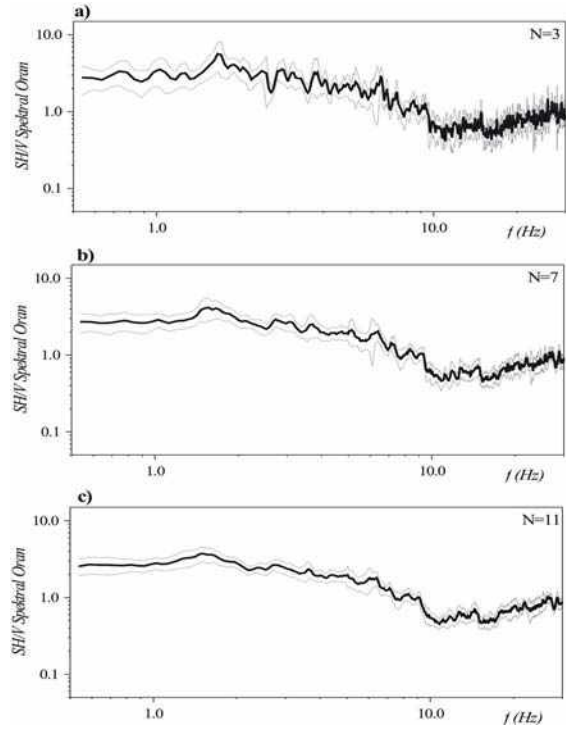
No	Tarih	Saat	Enlem	Boylam	Magnitüd (Md)
IZM01	16/02/77	07:32:29	38.41	27.19	5.3
IZM02	24/05/94	02:18:34	38.67	26.60	5.0
IZM03	09/01/95	17:38:29	38.67	27.06	4.0
IZM04	12/01/95	00:21:28	38.53	27.11	4.3
IZM05	01/02/95	19:57:35	38.44	27.32	3.7
IZM06	30/01/96	17:36:10	38.50	27.00	4.5
IZM07	20/02/96	02:53:06	38.25	27.13	4.0
IZM08	02/04/96	07:59:21	37.78	26.64	4.9
IZM09	20/05/96	09:09:10	38.25	26.48	4.0
IZM10	26/07/96	21:20:52	38.30	27.62	3.3

İlk olarak, SH ve düşey bileşenlerde S dalga fazı 7 sn'lik pencere aralığında seçilmiş ve fazların hızlı Fourier dönüşümleri (FFT) alınarak

genlik spektrumları elde edilmiştir. Süreksizlikten kaynaklanan spektral bozuklukları gidermek için, veri FFT öncesi veri, 0.1 sn'lik bir periyoda sahip kosinüs fonksiyonu ile törpülenmiştir. Kosinüs fonksiyonu ile törpülenmiş, S-dalgasının yatay (SH) ve düşey bileşenli ivme spektrumları oranlanmadan önce 7-boylu yuvarlatma operatörü ile yuvarlatılmıştır. Yumuşak bir zemin tabakasında kaydedilen mikro-tremor kayıtlarının yatay ve düşey bileşenleri spektral oranının, zeminin doğal periyot ve büyütme özelliklerini verdiği ilk defa Nakamura (1989) tarafından ortaya atılmıştır. Bu nedenle yöntem, Nakamura Yöntemi olarak da anılmaktadır. Yöntemin deprem kayıtlarına uygulanması, Lermo ve Chavez-Garcia (1994) tarafından verilmiştir. Son yıllarda yapılan çalışmalar, Nakamura Yöntemi ile elde edilen spektral oranlar ile zemin hakim periyotlarının hesaplanmasında gerçekçi sonuçlar elde edildiğini göstermiştir (Lermo ve Chavez-Garcia, 1994; Drawinski ve diğ., 1996; Akyol ve diğ., 2002). Nakamura Yöntemi ile elde edilen spektral oranların sadece üst tabakalardaki zeminin Poisson oranına bağlı olmasından dolayı, zemin büyütmeleri için uygun sonuçlar vermediği ortaya atılmıştır (Lachet ve Bard, 1994). Ancak yöntem, mikrobölgeleme çalışmalarında mikrotremor kayıtlarının analizinde özellikle zemin hakim periyotlarının belirlenmesinde pratik olması açısından yaygın olarak kullanılmaktadır. Ayrıca genel bir fikir elde edebilmek için zemin büyütmesi hesaplarında da geniş olarak faydalanılmaktadır.

Yöntemin özünde kısaca; her istasyonda kaydedilmiş deprem verilerinin yatay ve düşey bileşenlerine ait spektrumlarının oranı sağlam veya sert zeminde 1 değerine yaklaşırken, yumuşak veya kötü zeminde belli frekanslarda

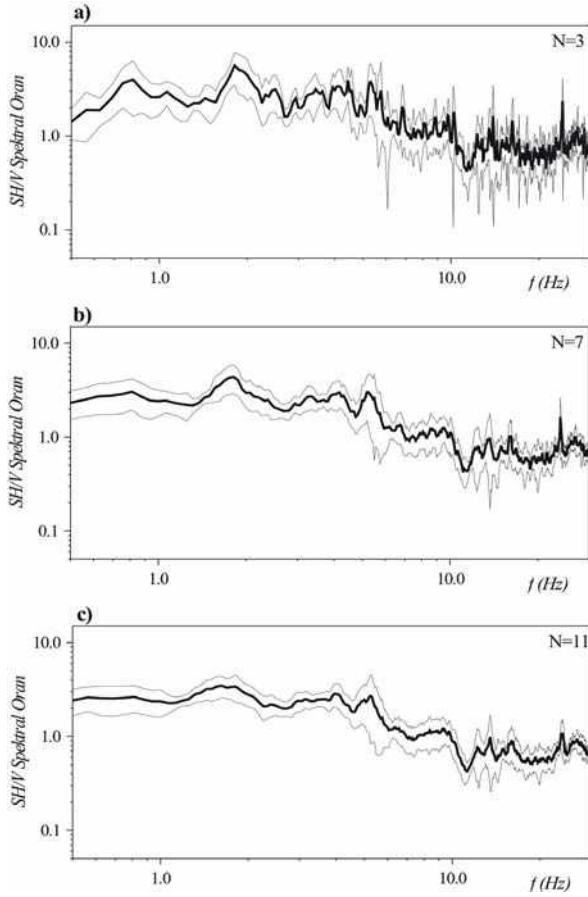
(genellikle düşük frekanslarda) pikler vererek, genlik büyütmesini (amplifikasyonu) vermektedir. Nakamura'nın bu tekniği birçok yazar tarafından mikro-deprem verilerini yorumlamak için başarıyla kullanılmıştır (örn: Castro ve diğ., 1997; Akyol ve diğ., 2002).



Şekil 1. BRN istasyonu için %90 güvenlik sınırı (açık çizgiler) ile, Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi kullanılarak elde edilen zemin büyütmeleri (koyu çizgiler). a) 3, b)7 ve c) 11-boylu (N değerleri) yuvarlatma işleçleri kullanılarak elde edilen sonuçlar.

Figure 1. The average site amplification (dark lines) and with 90% confidence intervals (light lines) from horizontal to vertical spectral ratio estimates for BRN stations. The results obtained by utilizing running average operator lengths (N values) of a) 3, b) 7 and c) 11.

Bu çalışmada, yuvarlatma işleç boyunun sonuca etkisini görmek amacıyla; BRN ve IZM istasyonlarının kaydedilen verilere 3, 7 ve 11-boylu yuvarlatma işleçleri kullanılarak spektral yuvarlatma uygulanmıştır. 3, 7 ve 11-boylu kayan ortalama işleci uygulanmış spektrumlardan elde edilen yatay/düşey spektral oran sonuçları,



Şekil 2. IZM istasyonu için %90 güvenlik sınırı (açık çizgiler) ile, Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi kullanılarak elde edilen zemin büyütme oranları (koyu çizgiler). a) 3, b) 7 ve c) 11-boylu (N değerleri) yuvarlatma işlemleri kullanılarak elde edilen sonuçlar.

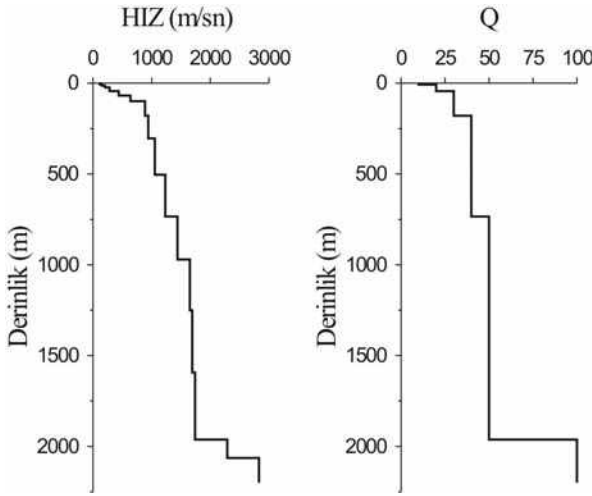
Figure 2. The average site amplification (dark lines) and with 90% confidence intervals (light lines) from horizontal to vertical spectral ratio estimates for IZM stations. The results obtained by utilizing running average operator lengths (N values) of a) 3, b) 7 and c) 11.

BRN ve IZM istasyonları için sırasıyla Şekil 1 ve 2'de verilmektedir. Bu şekillerde koyu renkli çizgiler Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi ile elde edilen ortalama zemin büyütme oranları ve açık renkli çizgiler ise ortalama

değer için, F-testi kullanılarak elde edilen, %90 güvenlik sınırlarını ifade etmektedir.

Kuvvetli Yer Hareketi Simülasyonu

Gediz Grabeninde bulunan, ulusal kuvvetli yer hareketi kayıt şebekesine bağlı istasyonların pek çoğunun analog kayıtçılardan oluşması ve sadece İzmir ve Bornova istasyonlarına ait sayısal verinin zemin büyütme oranlarının değerlendirilmesi açısından yeterli olması nedeni ile, bölgede gerçekleştirilmiş olan diğer jeolojik/jeofizik çalışmalar incelenmiştir. Derinliğin fonksiyonu olarak, hız ve buna bağlı olarak bölgesel sönüm parametresini tanımlamak için, bölgeye ait bazı detay jeoloji haritaları, jeolojik ve stratigrafik kesitler, sismik yansıma, gravite, rezistivite, hidrojeoloji ve kuyu logu çalışmaları incelenmiştir. Bölgede DSİ tarafından yapılmış pek çok su amaçlı etüd raporları ve sondaj kuyusu litoloji bilgileri bulunmaktadır. DSİ'nin, Gediz grabeni üzerinde 1992-2000 yılları arasında açtığı, derinlikleri 69-290 m arasında değişen 60 adet kuyu litoloji bilgileri ve ayrıca TPAO tarafından Alaşehir'de açılmış olan 2000 m derinliğindeki petrol kuyusu hız bilgileri de kullanılarak, graben dolgu birimi hız yapısı modellenmeye çalışılmıştır (Şekil 3). Graben dolgu birimi için tanımladığımız, derinliğin fonksiyonu olarak değişmekte olan, ortalama hız ve bölgesel sönüm yapısıyla, çeyrek dalga boyu yaklaşımı (Joyner ve diğ., 1981) kullanılarak, zeminin frekansa bağlı büyütme fonksiyonu hesaplanmıştır (Şekil 4).

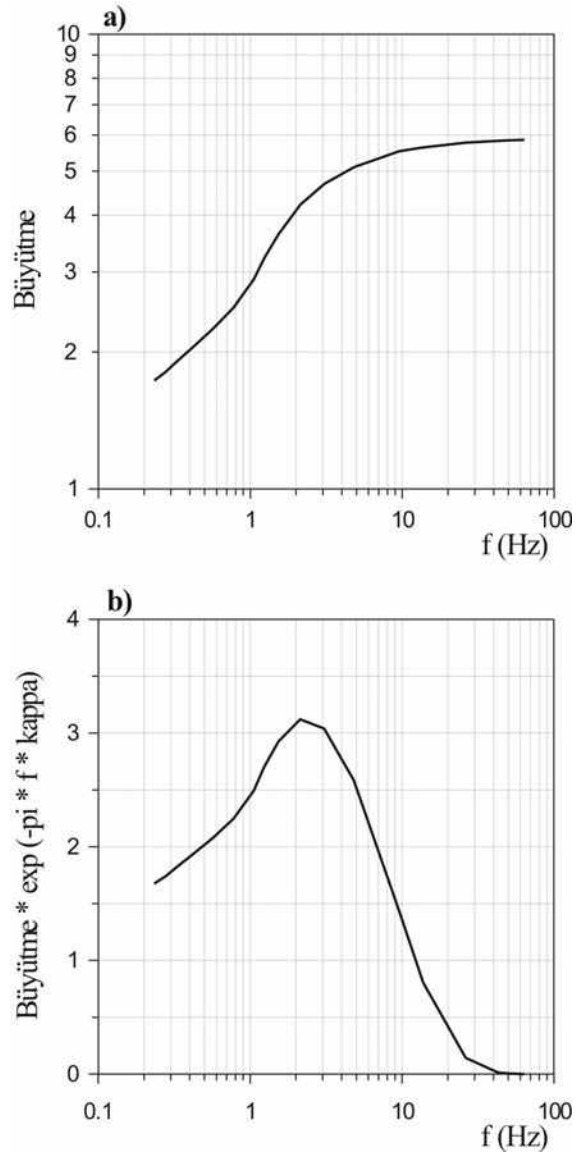


Şekil 3. Gediz Grabeni için derinliğin fonksiyonu olarak, ortalama hız ve bölgesel sönüm (Q -anelastik sönüm) değerleri.

Figure 3. The average vertical distributions of velocity and regional attenuation (Q -anelastic attenuation) values for the Gediz Graben.

Bu yaklaşımda, basitçe tanımlayacak olursak; verilen bir frekans için büyütme değeri; çeyrek dalga boyuna karşılık gelen derinlikteki sismik empedansın, kaynak derinliğindeki sismik empedansa oranının kareköküdür.

Yöntem sismik hız değişimindeki süreksizliklere karşı duyarlı olmayıp, tekrarlı yansımalar ve dönüşmüş fazların neden olduğu pikler üretmez. Bu nedenle yuvarlatılmış bir büyütme fonksiyonu elde edilir. Şekil 4a'da yerel sönüm parametresi etkisi olmaksızın ulaşılan büyütme değerleri, Şekil 4b'de ise, yerel sönüm parametresinin büyütme değeri üzerindeki etkisi görülmektedir. Yüksek frekanslardaki eğimin karakterize ettiği, yerel sönüm parametresi olarak; İzmir ve Bornova istasyonlarına ait ivme kayıtlarından elde ettiğimiz, $\kappa=0.04$ değeri kullanılmıştır.



Şekil 4. Gediz Grabeni için, Çeyrek Dalga Boyu yaklaşımı kullanılarak elde edilen ortalama zemin büyütme değerleri, a) yerel sönüm parametresi etkisi olmaksızın, b) yerel sönüm etkisi ($\kappa=0.04$) ile birlikte.

Figure 4. Average site amplification for the Gediz Graben from the Quarter-Wavelength Approximation: a) with and b) without near-surface attenuation ($\kappa=0.04$) effect.

Zemin büyütme değerlerinin eldesinden sonra bölge için olası kuvvetli yer hareketlerinin yaratacağı, zeminin pik ivme değerleri ve inşaat mühendisliği açısından, yapı tasarımı için gerekli

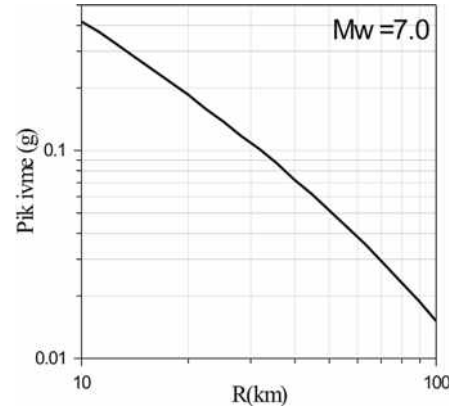
spektral ivme değerleri, stokastik kuvvetli yer hareketi simülasyonu (Boore, 1996) çalışmaları ile elde edilmiştir. Simülasyon için, Boore (1996) tarafından derlenen, SMSIM (Stochastic Model-Strong Motion- Simulation) isimli, pik ivme (PGA), ve spektral ivme (tepki spektrumu) hesaplayan ve Random Vibration Teori (RVT) ile verilen uzaklık ve magnitüd için hesap yapan programlar zinciri kullanılmıştır. Metod, zaman ortamındaki rastgele üretilmiş sismograma, kaynak, zemin ve ortam ile ilgili terimlerin eklenmesi ilkesi ile hem zaman ve hem de frekans ortamını kullanır. Yöntemin başarısı pik ve rms ivme değerlerini tahmin edebilmesi ve kaynak modeli olarak farklı frekans ortamı ölçekleme modellerini kullanılabilmesidir. Hanks ve McGuire (1981) ivme spektrumu karesinin integralinden rms ivme değerlerini elde etmek için Parseval teoremini kullanmışlar, RVT sonuçları ile PGA değerlerini ilişkilendirmişlerdir.

Bu çalışmada kullanılan stokastik modelleme parametreleri Çizelge 3’de verilmektedir.

Çizelge 3. Kuvvetli yer hareketi simülasyonu için kullanılan parametreler.

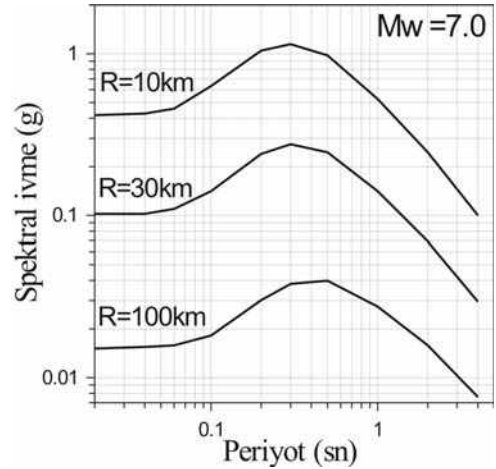
Table 3. Parameters used for stochastic strong ground motion simulation.

STOKASTİK MODEL PARAMETRELERİ	
KAYNAK PARAMETRELERİ (Brune nokta kaynak modeli)	
Kaynaktaki yoğunluk: $\rho = 2,8 \text{ gr/cm}^3$	
Kaynaktaki S dalga hızı: $\beta = 3.60 \text{ km/sec}$	
Büyüklik: $M_w = 7.0$	
Stres düşümü: $\Delta \sigma = 100 \text{ bars}$	
ORTAMA AİT PARAMETRELER	
Anelastik sönüm: $Q(f) = 220f^{0.52}$ (Cong ve Mitchell, 1999) Geometrik yayılma katsayısı = $1/r$	
ZEMİN İLE İLGİLİ PARAMETRELER	
S dalgası bileşenleri ayrılma faktörü = 0.71	
Yayınım örüntüsü katsayısı = 0.55	
Serbest yüzey büyütme faktörü = 2.0	
Yerel sönüm parametresi: $\kappa = 0.04$	



Şekil 5. $M_w=7.0$ büyüklüğündeki ve 10 km derinliğindeki olası bir depremin, Gediz Grabeni dolgu birimi üzerinde yaratacağı, odak uzaklığına bağlı pik ivme değerleri.

Figure 5. Peak Ground Acceleration versus the hypocentral distance, for a hypothetical event with $M_w=7.0$ and depth=10 km, in the Gediz Graben.



Şekil 6. $M_w=7.0$ büyüklüğündeki ve 10 km derinliğindeki olası bir depremin, Gediz Grabeni dolgu birimi üzerinde, R=10, 30 ve 100 km’lik odak uzaklıklarında yaratacağı spektral ivme değerleri (%5 sönümlü).

Figure 6. 5%-damped Spectral Acceleration values, for a hypothetical event with $M_w=7.0$, depth=10 km, R=10, 30 and 100km, in the Gediz Graben.

Bölgede, 7.0 moment büyüklüğündeki ve 10 km derinliğindeki olası bir deprem için, tüm bu tanımlanan parametreler girdi verisi olarak

kullanılarak, zemine ait pik ivme ve spektral ivme değerleri, faylanma türü belirtilmeyen, dairesel yırtılmaya sahip nokta kaynak modeli için hesaplanmıştır. Odak uzaklığının fonksiyonu olarak elde edilen pik ivme değerleri Şekil 5’de ve periyoda bağlı spektral ivme değerleri ise Şekil 6’da verilmektedir. Şekil 6’da, 10, 30 ve 100 km’lik odak uzaklıkları için elde edilen spektral ivme değerleri görülmektedir.

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Oluşum yaşı ve nedeni hala tartışma konusu olan, Batı Anadolu’daki K-G açılma tektoniği denetiminde, bölgede bir dizi ~D-B uzanımlı graben yapıları gelişmiştir. Devam eden çekme gerilmeleri ile Gediz Grabenin güney kenarını boydan boya sınırlandıran düşük açılı sıyrılmaya/ayrılma fayı sistemin ana yapısal unsurudur. Erken Miyosen sonu veya orta Miyosende oluştuğu ve böylece Gediz grabeninin oluşum sürecinin başladığı düşünülmektedir. Tektonik açıdan oldukça aktif olan bölgede, deprem aktivitesinin çokluğu da kaçınılmaz bir gerçektir. Bölgede olması muhtemel büyük bir depremin çok önemli boyutlarda hasara neden olacağı açıktır. Bu çalışmada, Gediz Grabeni dolgu birimi zemin büyütme değerlerine ve zemin-yapı etkileşimi ile ilgili, pik ivme ve spektral ivme değerlerine ulaşılmıştır.

İlk olarak, Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt Şebekesi kapsamında İzmir’e kurulmuş olan İzmir (IZM) ve Bornova (BRN) istasyonlarına ait mikro ve orta büyüklükteki ivme kayıtlarına, Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi uygulanarak, istasyonların üzerinde buldukları yerel jeolojik koşullara ait, zemin büyütmesi ve zemin hakim titreşim periyodu belirlenmiştir. Şekil 1b ve 2b’de 7-boylu

yuvarlatma işleği ile yuvarlatılmış spektrumlara yöntemin uygulanması ile elde edilmiş sonuçlara baktığımızda, BRN istasyonu zemininin yer hareketini 1.3-1.7 Hz arasında yaklaşık 4 kat ve IZM istasyonu zemininin ise 1.8 Hz’de 4.5 kat büyüttüğünü görmekteyiz.

Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi öncesi uygulanan veri-işlem basamaklarından biri olan spektral yuvarlatma etkisinin araştırılması amacıyla farklı uzunluktaki kayan ortalama işleçleri kullanılmıştır. S-dalga fazının, SH ve düşey bileşen spektrumları oranlanmadan önce, her bir spektrum sırasıyla 3, 7 ve 11-boylu kayan ortalama işleği ile yuvarlatılmış ve her bir farklı işleç boyu uzunluğu için yöntem uygulanmıştır. BRN istasyonu için üç farklı yuvarlatma derecesine sahip spektrumların oranlanması ile elde edilen ortalama zemin büyütme değerleri, %90 güvenlik sınırları ile birlikte Şekil 1’de görülmektedir. 3, 7 ve 11-boylu yuvarlatmalar sonucu elde edilen Yatay/Düşey Spektral Oran Yöntemi sonuçlarını karşılaştırdığımızda; zemin büyütme değeri sırasıyla 5.5, 4 ve 3.5 olmaktadır. Aynı biçimde 3, 7 ve 11-yuvarlatmalar sonucu, IZM istasyonu için elde edilen zemin büyütme değerleri (Şekil 2) ise; 5.7, 4.5 ve 3.5 olmaktadır. Her iki istasyon için elde edilen zemin büyütme değerlerine baktığımızda; zemin büyütme değerlerinin, yuvarlatma işleç boyu arttıkça, azaldığını görmekteyiz. Elde edilen sonuçlar; yuvarlatma işleç boyu seçiminin önemini ve farklı yöntemler kullanılarak aynı parametrelerin eldesi ile sonuçların karşılaştırılması gerektiğini vurgulamaktadır.

Elde edilen maksimum büyütme değerleri, zeminlere ait doğal rezonans frekansını başka bir deyişle zemin hakim titreşim periyodunu belirlemektedir. BRN istasyonu için

bu değer 1.3-1.7 Hz arasında değişmekte iken, IZM istasyonu için 1.8 Hz'de pik büyütmeye değeri ile saptanmaktadır.

Sonuç olarak; İzmir ilinde bulunan bu iki kuvvetli yer hareketi kayıtçısının üzerinde bulunduğu zeminler yer hareketini ortalama 3.5-4.5 kat büyütmemektedir. Elde edilen bu sonuçlar, özellikle deprem açısından riskli ve mühendislik açıdan kötü zemin koşulları için gerçekleştirilen risk değerlendirmelerinde, yerel zemin koşullarına ait parametrelerin dikkatle irdelenmesi gerektiğini bir kez daha vurgulamaktadır. Bu tip bölgeler için yapılacak risk analizi, yapı dizayn ve zonlama çalışmaları kesinlikle bu parametreler dikkate alınarak gerçekleştirilmelidir.

Gediz Grabeni dolgu birimi için, Çeyrek Dalga Boyu yaklaşımı ile elde ettiğimiz ortalama büyütmeye değerlerine baktığımızda (Şekil 4), dolgu birim üzerinde büyütmenin 2.5-3 Hz frekansı için 3 değeri ile maksimumlandığını görmekteyiz. Bu frekans, zemin hakim titreşim periyodu (ya da doğal salınım frekansı) olarak tanımlanmaktadır. Başka bir deyişle, Gediz Grabeni dolgu birimi, yer hareketinin 2.5-3 Hz frekanslı bileşenlerini 3 kat büyütürken yüzeye ve yüzey üzerindeki yapıya iletmemektedir.

Beklenen yer hareketinin depremin büyüklüğüne ve kaynaktan olan uzaklığına bağlı olarak elde edilmesi sismik risk çalışmalarına temel teşkil etmektedir. Bu çalışmada, Gediz Grabeni için, Çeyrek Dalga Boyu Yaklaşımı ile elde edilen zemin büyütme fonksiyonları girdi verisi olarak kullanılarak, bölge için olası $M_w=7.0$ büyüklüğündeki bir depremin yaratabileceği spektral ivme değerleri, kuvvetli yer hareketi simülasyonu (SMSIM algoritması;

Boore, 1996) ile tespit edilmiştir. Şekil 5'e baktığımızda, Gediz Grabeninde oluşacak $M_w=7.0$ moment büyüklüğündeki depremin üreteceği maksimum pik ivme değeri 0.42 g'dir. Üç farklı odak uzaklığı için elde ettiğimiz (10, 30 ve 100 km), spektral ivme değerlerini incelediğimizde (Şekil 6) ise, odak uzaklığı 10 ve 30 km için, 0.3 sn periyodunda maksimumlanma görüyoruz. $M_w=7.0$ büyüklüğünde olası bir depremde, depremin merkez üstünde (derinlik 10km), 0.3 sn periyodundaki yapılara etkiyecek maksimum yatay ivme yükü, 1.2 g'dir. Depremin odak uzaklığı 30 km ise sözkonusu yatay ivme yükü, yine 0.3 sn için, 0.28 g dir. Depremin odağı 100 km uzakta ise, 0.5 sn periyodunda maksimum spektral ivme değeri 0.04 g'dir. Şekil 6'da görüldüğü gibi, odak uzaklığı 100 km olan, $M_w=7.0$ büyüklüğündeki bir deprem, en fazla, periyodu 5 sn olan yapıları etkileyecektir.

Gediz Grabeni için ulaşılan, zemin büyütmesi ve spektral ivme değerlerinin büyüklüğü, depreme dayanıklı yapı tasarımında ve buna yönelik sismik risk haritalarının hazırlanmasında, bölgesel ve yerel boyutlardaki zemin özelliklerinin ve pekleşmemiş dolgu malzemesi kalınlığının dikkate alınması gerektiğini bir kez daha vurgulamaktadır. Bu nedenledir ki, sediment dolgu havzalar üzerindeki yerleşim yerleri ve sanayi bölgeleri için, daha gerçekçi ve fiziksel parametreleri içeren yer hareketi tahminleri acil olarak gerekmektedir. Bunun için, ilk olarak, zeminlerin dolgu kalınlığı gözönünde bulundurulacak modellenmesi ve risk çalışmalarına temel teşkil eden sismik hız ve bölgesel sönüm parametrelerinin derinlikle değişimlerinin belirlenmesi gerekmektedir.

Yalnızca Gediz Grabeni için değil, ülkemizde bulunan pek çok havza üzerine kurulmuş yerleşim ve sanayi bölgeleri ve mühendislik açıdan kötü zemin koşulları için, risk çalışmalarının temel girdi verileri olarak, kaynak, hız ve sönüm parametreleri ve zemin büyütmelerinin ayrı ayrı incelenmesi gerekmektedir. Maalesef ülkemizde pek çok riskli bölgede henüz yeterince detay çalışma yapılmış değildir. Sağlıklı bir şekilde tespit edilecek bu veriler ile, yerel bazda deprem riski hakkında bilgi sahibi olunup, bunların doğrultusunda yerleşim planı ve yapı tasarımı yapılabilir. Tüm bunların yapılabilmesi için öncelikle bölgenin iyi bir sabit istasyon ağına ivedilikle ihtiyacı bulunmaktadır. Amaç, can ve mal güvenliğini bilimsel veriler doğrultusunda maksimum seviyeye taşımak olmalıdır.

EXTENDED ABSTRACT

Determination of source, path and site characteristics in the Western Anatolia Region, which is one of the most seismically and tectonically active continental regions in the world, is a very important issue in sense of scaling the seismic hazard of a possible large earthquake. The Western Anatolia Region, which has active tectonism, is one of the most important regions of Turkey with its high population and industrial potential. For that reason, a possible large earthquake would be destructive for the region. Because of increasing exposure and vulnerability to the effects of earthquakes, seismic hazard assessment is a very important issue in seismology, especially in tectonically active areas. The major purpose of this study is to estimate an average site-specific seismic risk

of the sedimentary fill of the Gediz Graben in the Western Anatolia Region.

In this study, firstly, site amplifications and natural resonance frequencies of two sites (IZM/Izmir and BRN/Bornova stations) in Izmir were estimated, by using micro and moderate sized earthquake data from two accelerometers operated by the Turkish National Strong Motion Network (General Directorate of Disaster Affairs - Earthquake Research Department). H/V ratio estimates had revealed that the obtained average site amplification for these two sites is about 3.5-4.5. The natural frequencies of the BRN and IZM sites are 1.3-1.7Hz and 1.8 Hz, respectively.

Since these two sites in Izmir can not characterize the whole of the Gediz Graben, the vertical distributions of average velocity and regional (anelastic) attenuation values for the sedimentary fill of the Gediz Graben were estimated, using information from some detailed geology, stratigraphy, seismic reflection, gravity, resistivity, hydrogeology, water supply and well-logging studies. Average site amplification values versus the frequency were estimated by using obtained vertical velocity and anelastic attenuation distributions as the input parameters for a Quarter-Wavelength Approximation. Obtained site amplification values were used to calculate the Peak Ground Acceleration (PGA) and Spectral Acceleration (5% damped spectral acceleration, SA) of a hypothetical earthquake with $M_w=7.0$ and hypocentral depth=10 km. An obtained maximum PGA value is 0.42 g and the maximum horizontal SA value is 1.2 g at 0.3 sec at the epicentral location of the hypothetical earthquake. Dominant periods are 0.3 sec for hypocentral distances of 10-30 km and 0.5 sec for

hypocentral distance of 100 km in the Gediz Graben.

The results of this study again showed that successful evaluation of seismic risk/hazard assessment depends on a good estimate of source, propagation and site characteristics for the region. Description and choice of site are absolutely necessary to avoid the damage of earthquakes. Unfortunately, in many of the risky areas in our country these parameters have not been studied in detail yet. It is now clear that priorities need to be defined everywhere in Turkey, as well as in the USA and in Europe, to prepare detailed hazard maps. One of the goals of the seismologist is to provide these maps and engineers are expected to translate the seismic hazard maps into building codes. The results of geoscientific studies will help to better understand and define how to minimize the damage of earthquakes.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi tarafından desteklenen, 02.KB.FEN.085 nolu araştırma projesi kapsamında gerçekleştirilmiş olup, 2-4 Kasım 2006 tarihinde gerçekleştirilen Aktif Tektonik Araştırma Grubu Toplantısı (ATAG-10)'nda sunulmuştur. Yazarlar makaleyi inceleyen Eşref Yalçınkaya ve Eser Durukal'a teşekkür eder. Bunun yanında, kullandığımız ivme verilerini sağlayan, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Deprem Araştırma Dairesi, Türkiye Ulusal Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt Şebekesi tüm çalışanlarına, Gediz Grabeni üzerinde, geçmişten günümüze gerçekleştirmiş oldukları tüm çalışmaların arşivlerini kullanımımıza açan, Devlet Su İşleri, Ege Bölge Müdürlüğüne ve Alaşehir'de gerçekleştirmiş oldukları derin sondaj hız

bilgilerini kullanımımıza sunan, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Arama Grubu Başkanlığı teşekkürlerimizi sunarız.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akıncı, A. ve Akyol, N., 2000. Importance of Alluvial Thickness in the Earthquake Ground Motion. Proceedings of the Third Japan-Turkey Workshop on Earthquake Eng., vol.1, 189-197.
- Akyol, N., Akıncı, A. ve Eyidoğan, H., 2002. Site Amplification of S-waves in Bursa City and Its Vicinity, Northwestern Turkey: Comparison of Different Approaches. Soil Dynamics and Earthquake Eng., 22,579-587.
- Bard, P. Y. ve Ghavez-Garcia, F. J., 1993. On the Decoupling of Surficial Sediments from Surrounding Geology at Mexico City. Bull. Seism. Soc. Am., 83, 1979-1991.
- Boore, D. M., 1996. SMSIM-Fortran Programs for Simulating Ground Motions from Earthquakes, Version 1.0. U. S. Geol. Survey, Open-file report 96-80-A.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a Synthesis. Geodinamica Acta, 14, 3-30.
- Bozkurt, E. ve Park, R. G., 1994. Southern Menderes Massif: An Incipient Metamorphic Core Complex in Western Anatolia, Turkey. J. Geol. Soc. London, 151, 213-216.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H., 2004. Tectonic Evolution of the Gediz Graben: Field Evidence for an Episodic, Two-Stage Extension in Western Turkey. Geological Magazine, 141, 63-79.
- Castro, R. R., Pacor, F. Ve Petrongaro, C., 1997. Determination of S-wave Energy Release of Earthquakes in the Region of Friuli, Italy. Geophys. J. Int., 128, 339-408.
- Cong L. ve Mitchell, J. B., 1999. Lg Coda Q and Its Relation to the Geology and Tectonics of the Middle East, Pure Appl. Geophys., 153, 563-585.
- Drawinski, M., Ding, G. ve Wen, K. L., 1996. Analysis of Spectral Ratios for Estimating Ground Motion in Deep Basins. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 843-847.
- Emre, T., 1996. Gediz Grabeni'nin Tektonik Evrimi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 39, 2, 1-18.

- Emre, T. ve Sözbilir, H., 1997. Field Evidence for Metamorphic Core Complex, Detachment Faulting and Accommodation Faults in the Gediz and Büyük Menderes Grabens (Western Turkey). *Int. Earth Sci. Colloquium on the Aegean Region, Proceedings*, 1, 73-94.
- Field, E.H. ve Jacob K., 1995. A Comparison and Test of Various Site-Response Estimation Techniques Including Three that are not Reference-Site Dependent. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1127-1143.
- Hanks, T. C. ve McGuire, R. K., 1981. The Character of High Frequency Strong Ground Motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2071-2095.
- Hermann, R. B. ve Akıncı, A., 1999. Probabilistic Seismic Hazard for the Central United States. *Seism. Soc. of Am.*, 94rd Annual Meeting, May 3-5, Seattle, Washington, USA.
- Joyner, W. B., Warrick R. E. ve Fumal, T. E., 1981. The Effects of Quaternary Alluvium on Strong Ground Motion in the Coyote Lake, California Earthquake of 1979. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1333-1349.
- Koçyiğit, A., Yusufoğlu, H. ve Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two-Stage Extension in Western Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 156, 605-616.
- Lachet, C. ve Bard, P. Y., 1994. Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of the "Nakamura's technique". *J. Phys. Earth.*, 42, 377-397.
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard. P. Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C. ve Savvaidis, A., 1996. Site Effects and Microzonation in the City of Thessaloniki (Greece)-Comparison of Different Approaches. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1692-1703.
- Lermo, J. ve Chavez-Garcia F. J. 1994., Site Effect Evaluation at Mexico City: Dominant Period and Relative Amplification from Strong Motion and Microtremor Records. *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 13, 413-423.
- Nakamura, Y., 1989. A Method for Dynamic Characteristics Estimations of Subsurface using Microtremors on the Ground Surface. *Quarterly Rept. RTRI, Jpn.*, 30, 25-33.
- Sarı, C. ve Şalk, M., 2006. Sediment thicknesses of the western Anatolia graben structures determined by 2D and 3D analysis using gravity data. *J. Asian Earth Sci.*, 26, 39-48.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.-C., 1996. The Cause of N-S Extensional Tectonics in Western Turkey: Tectonic Escape vs Back-Arc spreading vs Orogenic Collapse. *J. Geodynamics*, 22(1), 145-153.
- Street, R., Wang, Z., Woolery, E., Hunt, J. ve Harris, J., 1997. Site Effects as a Vertical Accelerometer Array Near Paducah, Kentucky. *Eng. Geology*, 46, 349-367.
- Toro, G. R., Silva, W. J., McGuire, R. K. ve Herrmann, R. B., 1992. Probabilistic Hazard Mapping of the Mississippi Embayment. *Seism. Res. Lett.*, 63, 3, 449-475.
- Yalcinkaya, E. ve Alptekin, Ö., 2005a. Contributions of the Basin Edge Induced Surface Waves to Site Effect in the Dinar Basin, Southwestern Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 931-950.
- Yalcinkaya, E. ve Alptekin Ö., 2005b. Site Effect and Its Relationship with the Intensity and Damage Observed in the June 27, 1998 Adana-Ceyhan Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 913-930.
- Yılmaz, Y., Genç, S. C., Gürer, O. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Aktunkaynak, Ş. ve Elmas, A., 2000. When did the Western Anatolian Grabens Begin to Develop? eds: Bozkurt, E., Winchester, J. A., Piper, J. D. A., *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geol. Soc. London Special Publication, 173, pp.353-384.

Makale Geliş tarihi : 15 Mart 2008

Kabul tarihi : 15 Mayıs 2008

Received : March 15, 2008

Accepted : May 15, 2008



Antik Perinthos (Marmara Ereğlisi) Kentinin 15. Yüzyıla Kadar Gerçekleşen Tarihsel Depremleri

Historical Earthquakes of Ancient Perinthos (Marmara Ereğlisi) until the 15th Century

T. Levent EREL¹, Cengiz ZABCI², H. Serdar AKYÜZ², Namık ÇAĞATAY²

¹ *İstanbul Üniversitesi, Hasan Ali Yücel Eğitim Fakültesi*

² *İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Genel Jeoloji Anabilim Dalı, 34469 Maslak/İstanbul*
(e-mail: zabci@itu.edu.tr)

ÖZ

Marmara Denizi'nde Antik Çağdaki üç büyük liman Byzantion (İstanbul), Perinthos (Marmara Ereğlisi), ve Kyzikos'tur (Belkıs). Bunlardan Byzantion haliç, Perinthos ve Kyzikos ise tombolo tipi liman kentleridir. Byzantion, kuruluşundan günümüze kadar değişik gelişme süreçlerinde varlığını korurken, Perinthos sönükleşerek yerini Marmara Ereğlisi kasabasına bırakmış, Kyzikos ise terk edilerek arkeologların ilgi odağı haline gelen Belkıs harabelerine dönüşmüştür. Flandriyen transgresyonu sonrasında oluşan limanlı kıyılardaki Perinthos ve Kyzikos Antik kentlerinin bir diğer ortak özelliği, Kuzey Anadolu Fayı'na çok yakın bölgelerde kurulmuş olmalarıdır. Perinthos, Kuzey Marmara kıyısında, İstanbul Boğazı'nın 90 km batısında yer alır. KAF'ın kuzey kolu Perinthos'un hemen güney açığından geçerken, buna bağlı depremler, tektonik yükselme ve tsunamilerin yanı sıra kıyı heyelanları, sel baskınları kentin kuruluş ve gelişiminde etkili olan doğal etkenlerdir. Bölgenin aktif deprem kuşağında olmasına rağmen İstanbul depremleri hariç, buradaki yerleşmelerle doğrudan ilgili tarihsel veri çok azdır. Kentle ilgili en eski tarihsel deprem kaydı MÖ. 427 yılının Aralık ayına aittir. MÖ. 282 yılında gerçekleşen ve bölgeyi etkileyen Gelibolu depreminin şiddeti VIII'dir. MS.90 yılında Çanakkale Boğazı'nda ve MS. 93'te üs merkezi Saros olan Gelibolu depremleri, etkileri belli olaylardır. Kent surlarının MS. II. ve III. yüzyıllarda onarıldığı göz önüne alındığında MS. 10 Kasım 117 Kapıdağ Adası, MS. 138 Çanakkale-Bandırma depremi, MS. 160 Çanakkale ve MS. 3 Mayıs 170 güney ve doğu Marmara kıyısındaki depremler kent ve surları etkilemiş olmalıdır. Bizans Çağı başında Perinthos canlılığını korumaktaydı. Şehir halkı 433 yılında ziyarete gelen imparator II. Theododius'dan su yollarını tamir etmesini istemiştir. Bu tamirat 430 yılında gerçekleşen VIII şiddetindeki İstanbul depremi sonrasında rastlar. Siyasal olayları, anıtsal yapıları, depremleri ve onarımları ile tanınan Justinianus dönemi (527-568) öncesi 478 Çanakkale ve 484 Gelibolu depremlerinin etkileri belli değildir. 6 Eylül 543, 553, 555, 557 Silivri ve 558 İstanbul depremlerinin yaraları kısa sürede sarılmıştır. Yeni adı

Herakleia olan Perinthos'un su yolları ve surları Justinanus döneminde onarılmıştır. Kent daha sonra sırasıyla 715, 740 (Marmara ve Trakya kıyıları), 760 (İstanbul ve Trakya), 860 (Marmara), 989 (Marmara), 23 Eylül 1063 veya 1064 (Bandırma, Kyzikos, İznik, Mürefte, İstanbul), 1296 (İstanbul, Marmara havzası), 1343 (Ereğli-Ganos), 14 Ekim 1344 (Gelibolu, Trakya kıyıları, İstanbul, Marmara adası), 1 Mart 1354 Gelibolu, Kuzey Marmara kıyıları, Trakya), Eylül-Kasım 1437 (İstanbul ve Gelibolu) tarihlerinde gerçekleşen depremlerden etkilenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Perinthos, Marmara Ereğlisi, tarihsel deprem

ABSTRACT

Byzantion (İstanbul), Perinthos (Marmara Ereğlisi), and Cyzikos (Belkıs) were the most important ports of the Marmara Sea in ancient times. While Byzantion was an estuary, Perinthos and Cyzikos were tombolo type ports. Although Byzantion has continued to develop since its foundation, Perinthos has lost its importance as a port in the Marmara Sea, and Cyzikos has been abandoned and turned into the Belkıs ruins. Another point shared by Perinthos and Cyzikos, which were turned into ports after the Flandrian transgression, is that they are very close to branches of the North Anatolian Fault. Perinthos is located on the northern shoreline of the Marmara Sea, 90 km west of the Bosphorus. The northern branch of the North Anatolian Fault crosses just a few km to the south of the town. Earthquakes, tectonic uplift, tsunamis, offshore landslides and floods have had natural effects on the foundation and development of this ancient city. Although Perinthos is on a seismically active area, there are insufficient historical records of faulting events with the exception of those which heavily damaged Istanbul. The oldest earthquake record is a December 427 BC event; the intensity of the Gelibolu earthquake was VIII in 282 BC; but the effects of the 90 BC Saros and 93 BC Canakkale earthquakes are unknown for Perinthos. There are historical records of repairs on the City walls in the 2nd and 3rd centuries.. The damage to these city walls might have happened after the 10 November 117 Kapıdağ Peninsula, 138 Çanakkale-Bandırma, 160 Çanakkale and 3 May 170 Marmara Sea earthquakes. Perinthos was still alive at the beginning of Byzantine era. The residents of the town asked the Emperor Theodosius the Second for the restoration of aqueducts which were damaged by the 430 Istanbul earthquake (I=VIII). While there were no significant known effects of the 478 Çanakkale and 484 Gelibolu events, damage from the 6 September 543, 553 Canakkale, 557 Silivri and 558 Istanbul ones were fixed immediately. The name of the town changed to Herakleia in this period. Aqueducts and city walls were repaired again in Justinian's times (527-568). Other earthquakes that effected the town occurred in 715, 740 (Marmara Sea and Thrace shores), 760 (Istanbul and Thrace), 860 (Marmara), 989 (Marmara), 23 September 1063/1064 (Bandırma, Cyzikos, İznik, Mürefte, Istanbul), 1296 (Istanbul, Marmara), 1343 (Ereği-Ganos), 14 October 1344 (Gelibolu, Thrace shores, Istanbul Marmara Island), 1 March 1354 (Gelibolu, Marmara northern shores, Thrace), September-November 1437 (Istanbul and Gelibolu).

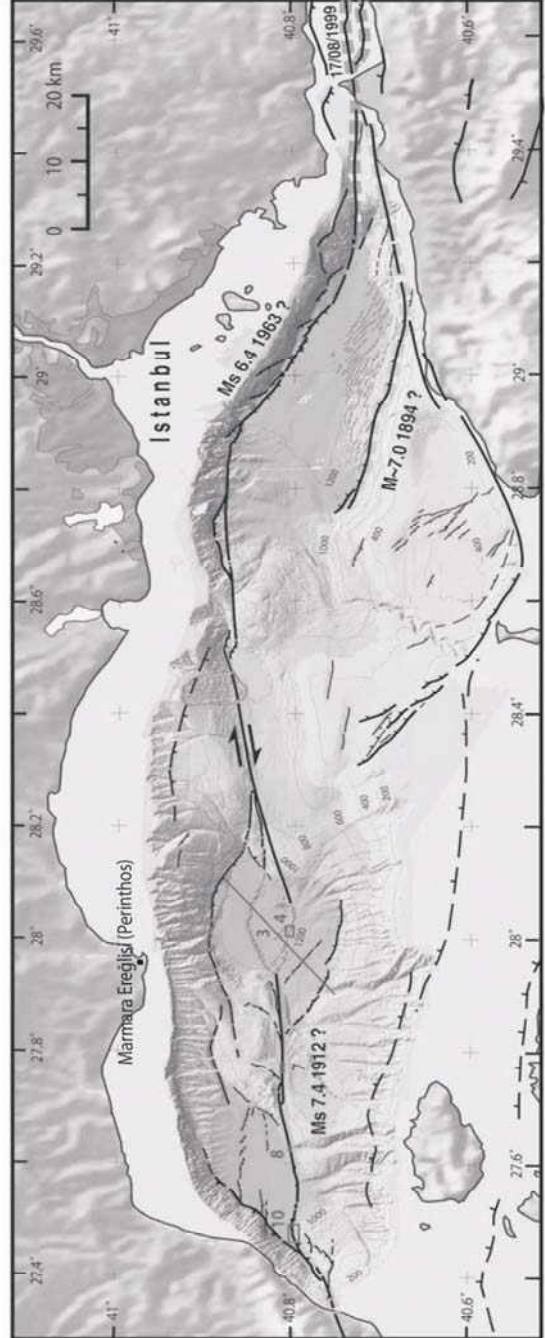
Keywords: Perinthos, Marmara Ereğlisi, historical earthquake

GİRİŞ

Marmara Denizi'nde Antik Çağdaki üç büyük liman Byzantion (İstanbul), Perinthos (Marmara Ereğlisi) ve Kyzikos'tur (Belkıs). Bunlardan Byzantion yarımadası halic, Perinthos ile Kyzikos tombolo tipi liman kentleridir. Byzantion kuruluşundan günümüze kadar değişik gelişme süreçleri geçirerek varlığını korurken Perinthos sönükleşmiş, yerini Marmara Ereğlisi kasabasına bırakmış, Kyzikos ise terk edilerek arkeolog araştırmacıların ilgi odağı haline gelen Belkıs harabelerine dönüşmüştür. Flandriyen transgresyonu sonrasında oluşan limanlı kıyılardaki Perinthos ve Kyzikos Antik kentlerinin bir diğer ortak özelliği Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun üzerinde kurulmuş olmalarıdır. KAFZ'nun kuzey kolu, Marmara Ereğlisi'nin hemen güney açığından geçerken, tarih boyunca üzerinde gerçekleşen depremler kentin gelişiminde etkin bir rol oynamıştır (Şekil 1). Gerçekleşen depremler ve tektonik yükselmenin yanı sıra deniz akıntıları, dalga aşındırması, kıyı heyelanları, sel baskınları ve tsunami zararları kentlerin varlıklarını sürdürebilmelerinde etkin olan doğal faktörlerdir. Bu çalışmada, arkeolojiden ve tarihi-coğrafya verilerinden yararlanılarak kentsel yaşamı etkileyen büyük depremlere değinilerek limanlarda değişmelere neden olan diğer doğal etkenlere yer verilecektir.

PERINTHOS ANTİK KENTİ'NİN TARİHİ-COĞRAFYASI

Perinthos, Kuzey Marmara kıyısında, İstanbul Boğazı'nın kuş uçuşu 93 km batısında yer alır. Günümüzdeki Marmara Ereğlisi ilçe merkeziyle çakışmaktadır. Kent çekirdeği doğu-



Şekil 1. Kuzey Marmara batimetrisi, Kuzey Anadolu Fayı (Armijo ve diğ. 2005) ve Marmara Ereğlisi'nin (Perinthos) yeri.

Figure 1. Bathymetry of the Northern Marmara and the geometry of the North Anatolian Fault after Armijo et al. (2005). Marmara Ereğlisi (Perinthos) is located on the map.

batı yönünde 1500 metre uzunluğunda 60 metre yüksekliğinde eski bir ada üzerinde yer alır. Ada ile kara arasındaki sığ eşik daha sonra kuzeybatı taraftan alüvyal bir tombolo ile karaya bağlanmıştır. Miyosen marn ve kumtaşı ardalanamsından oluşan yarımada (Akropol Tepe), eşğin yanı başında aniden yükselir. Bu kesimde ölü falezler üzerinde savunma surlarının kalıntıları görülür.

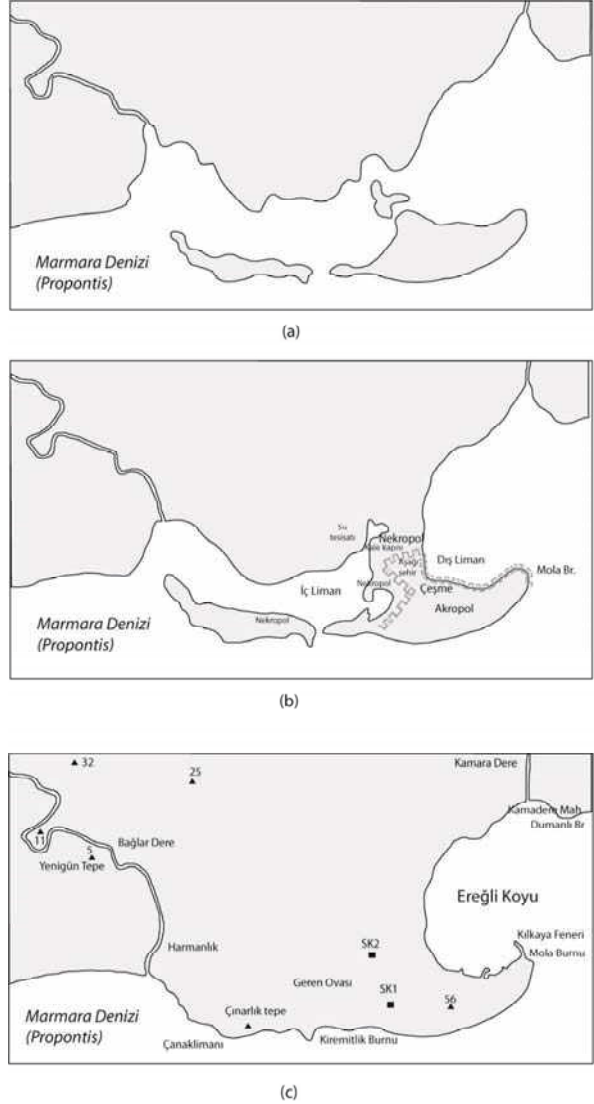
Kıyı şeridi lodos fırtınalarının dalga aşındırması ve heyelan yardımıyla koparak dökülen büyük bloklar, moloz ve tarihi duvar kalıntılarıyla beslenmesine rağmen dardır. Şelf alanı giderek artan eğimle açıktan geçen KAF çukurluğuna doğru devam eder.

Antik Perinthos, Marmara'yı Boğazlar yoluyla Ege Denizi ve Karadenize bağlayan ticaret yolu üzerindedir. Bu nedende şehir-devlet kuruluş aşamasından sonra büyük devletlerin ilgi odağında yer almıştır. Bazı dönemlerde yardımlar yapılarak imar edilmiş, bazı dönemlerde ise istilalar-yağmalar, deniz ticaret yollarının değişmesi ve rakip limanların devreye girmesi şeklinde olumsuzluklarla karşılaşmıştır.

Tarih Öncesi Ria'lı Kıyılar

Kuzey Marmara'da genç kıyı yapılarının oluşması, yakın jeolojik geçmişteki Flandriyen transgresyonu ile denizin kara içine sokulmasıyla başlamıştır. Deniz, alçak kıyı ovalarını kaplayarak körfezlere, akarsu taban ovalarını işgal ederek bunları haliçlere dönüştürmüştür. Böylelikle, yarımadalara ayrılmış körfezler, haliçler, karaya ince şerit halinde giren koylar, kıyı önünde lagün ve ada sıralarıyla kendine özgü Ria tipi kıyılar egemen olmuştur (Şekil 2). Ancak

bunu izleyen ve günümüzde de süregelen morfolojik süreçte, Flandriyen transgresyonunun geliştirdiği girintili-çıkıntılı Ria tipi kıyılar yerini fırtınalara açık, limanlamaya elverişsiz düz kıyılara bırakmıştır (Ardel, 1956).



Şekil 2. Marmara Ereğlisi'ne ait kıyı çizgisinin geç Holosen'de geçirmiş olduğu evrim; (a) Flandriyen transgresyonu sonrası (b) Roma zamanında (c) günümüz. (Erel ve Çağatay (2003'ten yeniden çizilerek alınmıştır)

Figure 2. The evolution of shorelines at the Marmara Ereğlisi (Perinthos) throughout Holocene. (a) after Flandrian transgression (b) during Roman times (c) recent, after Erel and Çağatay (2003)

Geç Kalkolitik çağda (M.Ö. 4000), Kuzey Marmara'da limanlı Ria tipi kıyılar varlığını koruyordu. Marmara Ereğlisi'nde bugünkü Geren Ovasının taban kesiminde karakteristik bir lagün mevcuttu. Bu lagün, -7.7 metreden geçen kıyı çizgisine göre doğu-batı yönünde 2.5 km uzunluk, kuzey-güney yönde yaklaşık 1 km genişlikteyken toplam kapladığı alan 2.7 km² yi buluyordu. Marmara Ereğlisi İlçe merkezinin kuruluş yeri olan yarımada, bu çağda ada durumundaydı (Erel ve Çağatay, 2003).

Bu büyük ada ile adanın batısında günümüzdeki Kiremitlik Burnu dikliği, Çınarlı Tepe ve birkaç irili-ufaklı adacıklar dizisi, Geren Lagünü'nü Marmara Denizi'nden ayırıyordu. Adalar arasındaki dar kanallar yoluyla denize bağlantı yapılmaktaydı. Lagün, doğudaki Ereğli Koyu ile şimdiki Kalekapısı mevkiinde bulunan küçük bir adanın iki yanındaki sığıklardan ilişki kuruyordu. Geç Kalkolitik çağın Marmara Ereğlisi adası ile bu küçük adacık arasında zamanla tombolo oluşturacak kıyı izleri belirlemeye başlamıştı. Ada ve çevresi, fırtınalarla kapalı kıyı yapısı, tatlı ve tuzlu su besin kaynaklarıyla yerleşime son derece uygun bir konumdaydı.

Geç Kalkolitik çağ ile Demir çağı (M.Ö. 1000) arasındaki 3 bin yılda kıyımın denize ilerlemesi diğer ifadeyle sulak alanların alüvyonla kaplanmasıdaki en önemli nedeni ilk bakışta tektonik yükselme olarak değerlendirilir. Demir Çağı ile çakışan 3 bin yıl öncesinde alanları daralmakla birlikte, genç kıyı yapılarının ve sulak alanların varlıklarını korudukları gözlenir. Dönemin kıyı çizgisi -3 metreden geçmekteydi. Marmara Ereğlisi'ndeki büyük ada, kuzeybatıdan oluşan bir tombolo ile karaya bağlanarak yarımada durumunu almıştı.

Yarımadanın batısındaki adacıkların arası, kıyı oklarıyla kapanmış veya sığlaşmıştı. En derin giriş, Bağlar Deresi'nin ağzında yer alıyordu. Kanca şeklindeki yarımada ortasındaki Geren Lagünü hem daha güvenli hem de fırtınalara daha kapalı duruma gelmişti. Lagün, 2.2 km uzunlukta, 700 metre kadar genişlikteydi. Alanının 1.1 km²'ye kadar küçülmesine rağmen, bu alan İlk çağın büyük deniz filoları için yeterliydi. Artık Helenistik çağın ünlü Perinthos liman-kentinin temellerinin atılmasına uygun denizcilik koşulları hazırdı.

Yarımadanın batısında, Geren Ağızı ile Kiremitlik Burnu arasında yer alan yaklaşık 30 metre yükseklikteki Kiremit Bayırı Tepesi nekropol olarak kullanılıyordu. Kalabalıklaşan nüfusun ihtiyacını karşılamak için M.S. 1. yüzyıl ortasında kemerli su yolu inşa edilmiştir. Günümüzdeki Cumhuriyet Meydanı'ndaki Geç Roma dönemine ait çeşmede toplanan su, buradan evlere dağılıyordu (Sayar, 2001).

Perinthos, imparatorluğun doğu donanmasının merkez üssüydü (Öztürk, 2001). Yarımadanın iki yanında yer alan doğu ve batı limanlarının kent için hayati önemi vardı. Mola Burnu'nun Ereğli Koyuna bakan dik falezleri önündeki Doğu Liman ve Dış Liman, burnunun ucuna yapılmış mendirekle güney rüzgarlarından korunuyordu. Mendireğin günümüzde kalan yıkıntıları, kısmen deniz suyu altındadır. Yarımadanın batısındaki iç limana (Geren Lagünü), kıyı seti arasındaki dar ağızlardan giriş yapılıyordu. Liman olarak kullanılan lagünün Roma Çağındaki (M.S. 2. yy) alanı 0.79 km²'dir. Eski çağlara oranla daralıp sığlaşmasına rağmen demirleme alanı, Roma donanmasını barındırmaya yetmekteydi. Lagünün doğu-batı yöndeki uzunluğu 2.3 km, genişliği ise 500-600

metreyi bulmaktaydı. Yarımadadan batıya sıralanan Kiremitlik Burnu, Çınarlık Tepe, Dereağzı Tepe, Cahilbayırı Tepe'nin etekleri ve aradaki kıyı set dolguları, limanı açık denize kapamaktaydı. Limanın bir kanalla doğudaki Ereğli Koyuna birleştirilmesi, o dönemin denizcilik sistemine göre olasıdır.

Tarihi Çağlarda Limanlar

Heredotos, Strabon, Plinius ve Ptolemaios gibi eski tarihçiler Perinthos'un konumu ve kuruluşuyla ilgili bilgiler vermişlerdir (Heredotos IV. 90; Strabon VII. 56-57). Filolojik belgeler, Perinthos'un Neolitik Dönemden beri (MÖ. 6000-5500) mevcut olduğunu ortaya koyar. MÖ. 600 yıllarında Samoslu (Sisam Adası) denizciler tarafından kolonize edilmiş, daha sonra Kuzey Marmara kıyısında önemli bir liman olarak yerini almıştır (Taşlıkhoğlu, 1961a; Strabon VIII. 331). Adı Bizans döneminde değişerek Herakleia olmuştur.

Perinthos, Pers Kralı Dareios'un ordusuyla Trakya içlerinden geçtiği M.Ö. 513-512 yıllarında (İskit Seferi), Marmara Kıyılarındaki en fazla tanınan limandı. Sefer sonrasında diğer kentlerle birlikte yaklaşık iki yüz yıl Pers denetiminde kalmıştır. M.Ö. 480'de orduyu nakletmek için İstanbul Boğazında gemiler birleştirilerek köprü kurulmuştur. Bu ilginç olayda Persler üsse ikmal yeri olarak Perinthos'tan yararlanmışlardır (Heredotos, IV. 90).

Ksenophon M.Ö. 401 yılındaki dönüş yolculuğunda Trakya'nın sert kışına yakalanmıştır. Zorluklar karşısında orduyu Perinthos'a götürüp buradan gemilerle Asya tarafına geçirmeyi düşünmüştür (Ksenophon,

VII. 2). M.Ö. 337'de kent, Deniz Birliği'ne girmiştir. Makedonya Kralı II. Philip'in kuşatmasına dayanmış, Büyük İskender'in idaresinde kentte sikke basılmıştır (Öztürk, 2001). Kent, Avrupa'dan Asya kıtasına geçiş yolunda stratejik bir kent konumunu sahipti (Bury, 1923).

Perinthos'un Ergene Havzası içlerine sokulan geniş bir etki alanı vardı. Yetiştirilen ürünler karadan limana indiriliyor, buradan Marmara Havzasındaki Frig ve Bithynia şehirlerine pazarlanıyordu (Myres, 1953).

Roma ve Bizans Dönemlerinde Perinthos Limanları

M.Ö. 46 yılında Trakya birleştirilerek doğrudan Roma'ya bağlı eyalet (Porvincia Thracia) haline getirilmiştir. Gelişmesi göz önünde bulundurulan Perinthos, yeni eyaletin idare merkezi haline gelmiştir (Akşit, 1985). Yolların kesişme noktasında yer alıyor, çağın en önemli karayolu olan "Via Egnatia" yı koruma görevi yapıyordu. M.S. 45'lerde yapılan Via Egnatia, İstanbul'u Marmara ve Kuzey Ege'den Adriyatik Denizine bağlamaktaydı.

Roma çağında iç ve dış limanlar, dış limanda mendirek, kara ve deniz surları, batı nekropolü (Kiremitlik mevki), doğu nekropolü (aşağı şehirde), anfityatro, stadion, su kemeri gibi büyük kentlere özgü sosyal yapılar mevcuttu. Ayrıca, heykeller, yazıt, sikke ve seramik kalıntıları sistemli kazılarla ortaya çıkarılmıştır. İmparator Hadriyanus'un (M.S. 117-138) eşine sunulan bir tapınağın olduğu kitabelerde kayıtlıdır (Sayar, 1998). Yerleşim alanı akropol dışına taşmış, yarımadayı karaya birleştiren tombolo üzerinde "Aşağı Şehir" ortaya çıkmıştır.

Roma dönemi tiyatrosu, kentin güney yamacında, denize bakacak biçimde inşa edilmiştir (Şekil 3). Yapı taşlarının hemen tamamı, 20. yüzyıl başında denizden taşınarak İstanbul'da kullanılmıştır (Özdoğan, 1982).



Şekil 3. Kentin güneyinde denize bakacak şekilde inşa edilmiş Roma tiyatrosunun yeri. Kalıntıların tamamı yirminci yüzyıl içerisinde sökülerek başka yerlere götürülmüştür.

Figure 3. The place of a former amphitheatre south of the city facing the Marmara Sea. The remaining parts were carried away during the 20th century

Yarışmaların, spor gösterilerinin düzenlendiği stadionlar, kalabalık kentlere özgü yapılardır. Bazılarında su oyunlarının düzenlendiği bilinmektedir. Roma stadionu M.S. II. yüzyılın ikinci yarısında Aşağı Şehir'de, iç limanın kıyısında inşa edilmiştir. Dıştan dışa 22 metre uzunluktaki yapı, Akropol Tepe'nin yamacına yaslanmış konumdadır. M.S. IV. Yüzyılda burada son spor oyunları düzenlenmiştir (Şekil 4). Bu tarihten sonra yapıyla ilgili veri yoktur. Günümüzde yıkık durumdaki yapının yamaca yaslı güney bölümü, insan tahribatına rağmen günümüzde seçilebilir durumdadır. İç limana komşu batı pisti ve tribün

bölgeleri Geren Ovası dolgusuyla örtülmüştür (Asgari, 1988).



Şekil 4. Günümüzde Geren Ovasının dolguları ile örtülmüş

ancak zamanında iç limanın kenarında yer alan kent stadyumu. *Figure 4. The location of a city stadium which was next to the inner harbour and is covered by the young deposits of Geren Plain nowadays.*

Perinthos, İmparatorluğun başşehri olan İstanbul'un denetimine girmesiyle ekonomik ve siyasi fonksiyonlarını yitirmiş, buna karşılık sahip olduğu dini ve askeri önemi artmıştır. Kent, Balkanlardan gelecek tehlikelere karşı İstanbul'u koruyacak ön savunma yer almaktaydı. Saldırıları sırasında, akropole çekilmek suretiyle savunmaya geçiliyor ve Aşağı Şehir gözden çıkarılıyordu. Akropol surları Trakya düzlüklerinden gelen istilacıların gelişmiş savaş teknikleri karşısında yetersiz kalıyordu. Bundan dolayı imparatorluğun zayıf olduğu dönemlerde birçok defa yağmalanmış, tahrip edilmiştir. Depremlerden zarar görmesine rağmen 7. yüzyıldaki Emevi donanmasının İstanbul Kuşatmasında Marmara Ereğlisi ve Silivri limanları kullanılmıştır (Heyd, 1975; Ortogorsky, 1981).

Osmanlı İmparatorluğu Döneminde Sönükleşme

Osmanlı İmparatorluğu'nun gelişme döneminde, Edirne ile İstanbul arasındaki "Rumeli Orta Kolu" olarak adlandırılan karayolu, askeri amaçlarla yoğun biçimde kullanılıyordu (Miroğlu, 1997). Bu yol, Silivri'ye kadar kıyıyı izliyor, sonra kara içine yönelerek Çorlu üzerinden Edirne'ye ulaşıyordu. Silivri canlı bir yol boyu yerleşmesiydi. Avrupa'ya sefere çıkan Osmanlı orduları Silivri menziline konaklama yapıyordu. Burada kervansaray, hanlar, köprü ve yolun bakımını yapan teşkilatlar vardı. Tekirdağ'a giden eski Via Egnatia yolu (Osmanlı Dönemi Rumeli Sol kolu) artık işlerliğini kaybetmişti. Yol üzerindeki Marmara Ereğlisi ana ulaşım ağlarından sapa kaldığından sönükleşmiş durumdaydı. İstanbul ile hava koşullarının elverdiği zamanlarda deniz yoluyla ulaşım yapıyordu. Trakya'nın dayanıklı ürünleri, tahılları, unu koydaki iskeleden İstanbul'a sevk edilmekteydi (Mantran, 1980).

PERİNTHOS KENTİNİ ETKİLEYEN TARİHSEL DEPREMLER

Bölge aktif deprem kuşağındadır. Ancak, İstanbul depremleri dışında buradaki yerleşmelerle doğrudan ilgili tarihi veri çok azdır. Büyük depremler sonrasında, stratejik önemi olan kentlerin devlet tarafından, hatta çoğu zaman imparatorluklarında katkılarıyla kısa sürede onardıkları belgelerde kayıtlıdır. Oysa, sönükleşen, ticari anlamda geri planda kalanlar bu şansa sahip değillerdi.

Oluş tarihi tartışılmakla birlikte saptanan en eski deprem M.Ö. 427 yılındadır (Çizelge 1). Hipokrat, kış dönümünü takiben gökyüzünde bir

yıldız görüldüğünden bahseder. Bu yıldızın görünmesinden yaklaşık 5-6 gün sonra ise deprem gerçekleşir. Capelle (1924), bu depremin MÖ. 427 yılında olduğunu öne sürerken, Deichgraber (1933) Perinthos'u vuran bir salgın hastalığa dayanarak MÖ. 399-5 yıllarında bu afetin gerçekleşmiş olabileceğini söyler (Guidoboni, 1994). Deprem, çalkantılar ve savaşlarla geçen Peleponnes Savaşlarının (MÖ. 431-404) beşinci yılında gerçekleşmiştir (Bury, 1923).

Diğer bir eski deprem M.Ö. 282 Gelibolu (I₀=VIII) depremidir. M.S. 90'da Filostratus'da (Çanakkale), M.S. 93'de merkez üssü Saros olan Gelibolu depremi (I=VIII) etkileri belli olmayan depremlerdir. Kent surlarının M.S. II. ve III. yüzyıllarda onarıldığı bilinmektedir (Taşlıkılıoğlu, 1961b). Düşmanların sindirildiği bu yüzyıllarda surların yıkılmasında iki neden olabilir; birinci dereceden depremler ve iktidar kavgaları. Bu yüzyıllarda 10 Kasım 117 Kapıdağ Yarımadası depremi, 138 yılı Çanakkale-Bandırma depremi (I=VIII) ve 170 yılı 3 Mayıs Güney ve Doğu Marmara kıyılarındaki deprem (I=VIII) kent ve surları etkilemiş olmalıdır (Ambraseys, 2002; Malalas, Zonaras).

Bizans Çağı başlarında Perinthos canlılığını korumaktaydı. Şehir halkı, 433 yılında ziyarete gelen imparator II. Theodosius'dan su yollarını tamir etmesini istemiştir (Sayar, 1990). Tamirat, VIII şiddetinde 430 yılı İstanbul depremi sonrasında rastlar. Bu zamanda kentin limanları henüz açık durumdaydı. 533 yılında İstanbul'dan denize açılan 500 gemilik Bizans filosu burada konakladıktan sonra yoluna devam etmiştir (Gibbon, 1994).

Çizelge 1. Perinthos antik kentini 15. yüzyıla kadar etkileyen tarihsel depremler

Table 1. Historical earthquakes of Perinthos until the 15th century

Yıl	Ay	Gün	No	Eo	M	I	Etki
-427	0	0	41.02	27.88	-	-	Perinthos
-282	0	0	40.42	26.68	-	VIII	Gelibolu
93	0	0	40.50?	26.60?	-	VIII	Saros
117	11	10	40.45?	27.90?	-	-	Kapıdağ Yarımadası
138	0	0	40.20?	27.40?	-	VIII	Çanakkale-Bandırma
170	5	3	?	?	-	VIII	Doğu ve Güney Marmara
430	0	0	?	?	-	VIII	İstanbul, Marmara
478	9	25	40.70	29.80	7.3	-	Helenopolis
484	0	0	40.50	26.60	7.2	-	Callipolis (Saros)
543	0	0	?	?	-	-	İstanbul, Kyzikos
557	12	14	40.90	28.30	6.9	-	Silivri
558	0	0	?	?	-	-	İstanbul
715	0	0	?	?	-	-	Marmara Denizi
740	10	26	40.70	28.70	7.1	-	Marmara
860/861	5	23	40.8	28.5	6.8	-	Marmara
989	10	25	40.8	28.7	7.2	-	Marmara
1063	9	23	40.8	27.4	7.4	-	Panio (Tekirdağ yakını)
1296	6	1	40.5	30.5	7.0	-	Bithynia, İstanbul
1343	10	18	40.7	27.1	7.0	-	Trakya, Ganos
1344	11	6	40.41	27.24		IX	Marmara Denizi
1354	3	1	40.32	26.51	7.4	-	Hexamili, Marmara Denizi
1437	11	27	40.11	26.21	-	-	Eceabat, Kuzey Marmara

İmparator Justinianus'un dönemi (527-565) siyasi olayları, anıtsal yapıları, depremleri ve onarımları ile tanınmıştır. Justinien öncesindeki 478 Çanakkale ile 484 Gelibolu depremlerinin sonuçları belli değildir. 543, 6 Eylül 553, 555, 557 Silivri ve 558 İstanbul (Theophanes) depremlerinin yaraları kısa sürede sarılmıştır (Ambraseys, 2002). Su yolu, surlar Justinianus zamanında onarılmıştır (Asgari, 1988; Sayar, 2001). 715 yılında Marmara, 26 Ekim 740'da Marmara ve Trakya Kıyılarında (VII) ve 760'da İstanbul ve Trakya'da gerçekleşen

depremler kenti etkilemiştir (Ambraseys, 2002; Guidoboni, 1994). 7. yüzyılda, 23 Mayıs 860 yılında Marmara Bölgesinin geneli yaklaşık $M_s=7.0$ büyüklüğündeki bir depremle sarsılmıştır (Ambraseys, 2002). 25 Ekim 989 yılında gerçekleşen Marmara depreminin büyüklüğü ise $M_s=7.2$ dir.

11 ve 13. yüzyıllar arasında kentteki İtalyan denizcilerin etkinliği görülmektedir. 1063 ve 1065 yıllarında Bandırma, Kyzikos, İznik, Mürefte ve İstanbul iki sarsıntı ile zarar

uğramıştır (Ambraseys, 2002; Guidoboni, 2005). Perinthos kenti bu tarihten sonra önemini iyice kaybettiye de, bölgeyi etkileyen depremler çevrede yer alan diğer yerleşim merkezlerinde tutulan kayıtlar sayesinde bilinmektedir.

1 Haziran 1296'da Marmara Denizi'nde gerçekleşen deprem İstanbul'u etkilediği kadar Perinthos'a da zarar vermiştir. Bu depreme ait büyük bir artçı ise 13 Haziran'da zarar görmüş binaların yıkılmasına sebep olmuştur (Ozansoy, 2001; Guidoboni, 2005). 18 Haziran 1343 yılında gerçekleşen iki büyük deprem sonrasında İstanbul ve Marmara Denizi'nin batı kesiminde yıkımlar gerçekleşmiştir. Deprem aynı zamanda günümüzdeki Ortaköy ve Gelibolu yarımadasında da hissedilmiştir. 18 Ekimde gerçekleşen ikinci depremden sonra denizde büyük dalgalar görülmüş, düşük kotta yer alan sahil şeridinden içeriye 1.8 km kadar deniz ilerlemiştir. Denizin çekilmesi sonucu geride çamur ve balık ölüleri kalmıştır (Guidoboni, 2005). 1343 sonbaharında başlayan bu deprem dizisi, 1344 yılının yazına kadar belirli aralıklarla devam etmiştir. 6 Kasım 1344 yılında gerçekleşen başka bir büyük deprem ise Trakya kıyılarını ciddi olarak etkilerken, Ganos kalesinin (günümüz Gaziköy'ü) yıkılmasına sebep olmuştur. 1 Mart 1354 tarihinde, akşam üzerine doğru meydana gelen yıkıcı bir deprem, Marmara Denizi'nin kuzey kıyılarını vurmuştur. Deprem, Madytus (Eceabat) ve Rhaedestus (Tekirdağ) arasında kalan bölgeyi şiddetli olarak etkilemiştir (Ambraseys, 2002; Guidoboni, 2005; Ozansoy, 2001). Bölgeyi etkileyen en son 15. yüzyıl depremi ise 27 Kasım 1437'de gerçekleşen Madythus (Eceabat) depremidir. Bu depremin etkileri tam olarak bilinmemektedir.

SONUÇLAR

Marmara kıyılarında Flandriyen transgresyonu sonrasında limanlaşmaya elverişli Ria tipi kıyı şekilleri oluşmuştur. Tombolo yapılarına kurulan birden fazla limanlı Perinthos (Marmara Ereğlisi) ile Kyzikos (Belkıs) antik çağda öne plana çıkan liman kentleridir. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun etki alanında olan her iki kent, sayısız depremlerle sarsılmıştır. Halkın kentleri terk etmediği, ekonominin canlı, limanların açık olduğu sürece, yıkılan yapılar onarılmıştır. Kent yaşamını asıl zorlayan, depremlerle birlikte oluşan tektonik yükselmedir. Yükselmeyle gençleşen akarsuların liman alanına yığıldıkları malzeme artmış, doğal olarak limanlar sığlaşmıştır. Kuzey Marmara'da İstanbul ve Silivri limanlarının rakabeti Perinthos antik kentinin sönükleşmesini hızlandırmıştır. 16. yüzyılda Perinthos limanı bu sönükleşme sürecinin sonunda devre dışı kalmıştır. Çizelge 1'de Perinthos antik kentini etkileyen depremler bir liste halinde verilmiştir. Ancak bu depremlerin hangi fay segmentinin veya segmentlerinin kırılması sonucu Perinthos'u etkilediği bilinmemektedir.

EXTENDED ABSTRACT

Byzantion (Istanbul), Perinthos (Marmara Ereğlisi) and Cyzikos (Belkıs) were the most important ports of the Marmara Sea in ancient times. While Byzantion has continued to develop since its foundation, Perinthos has lost its importance as a port in the Marmara Sea. Perinthos is located on the northern shoreline of the Marmara Sea, 93 km west of the Bosphorus. The ancient settlement was on the island which was linked to the main land with an alluvial tombolo. The shoreline morphology started to

change after Flandrian transgression in the northern Marmara Sea. While the sea covered the lower coastal plain surfaces, fluvial valleys were converted to estuaries. The most active branch of the North Anatolian Fault in the Marmara Sea crosses just a few km to the south of Perinthos. Earthquakes, tectonic uplift, tsunamis, offshore landslides and floods have had natural effects on the foundation and development of this ancient city. Although Perinthos is on an active seismic area, there are insufficient historical records of faulting events beside the ones which heavily damaged Istanbul. The oldest earthquake record is a December 427 BC event. Hippocrates mentions the bearing of a star at the sky just after the winter solstice. There came an earthquake 5 or 6 days after the appearance of this star. While Capelle (1924) suggests the date 427 BC, Deichgraber (1933) gives 399-5 BC as the date of the event, his argument depending on an epidemic disease at Perinthos (Guidoboni, 1994). The intensity of the Gelibolu earthquake was VIII in 282 BC. The effects of the 90 BC Saros and 93 BC Canakkale earthquakes on Perinthos are unknown. There are historical records of repair work on the City walls in the 2nd and 3rd centuries. There could be two reasons for damage to city walls; strong earthquakes and quarrels for political power. The damage to the city walls could have happened after earthquakes on 10 November 117 in the Kapıdağ Peninsula, 138 in Çanakkale-Bandırma, 160 in Çanakkale and 3 May 170 in the Marmara Sea. Perinthos was still alive at the beginning of Byzantine era. The residents of the town asked the Emperor Theodosius the Second for the restoration of aqueducts which were damaged after the 430 Istanbul earthquake (I=VIII). While there were no significant known effects of the 478 Çanakkale and 484 Gelibolu

events, damage from the 6 September 543, 553 Canakkale, 557 Silivri and 558 Istanbul ones were fixed immediately. The name of the town changed to Herakleia in this period. Aqueducts and city walls were repaired again in Justinian's times (527-568). Other earthquakes that effected the town occurred in 715, 740 (Marmara Sea and Thrace shores), 760 (Istanbul and Thrace), 860 (Marmara), 989 (Marmara), 23 September 1063/1064 (Bandırma, Cyzikos, İznik, Mürefte, İstanbul), 1296 (İstanbul, Marmara), 1343 (Ereği-Ganos), 14 October 1344 (Gelibolu, Thrace shores, İstanbul Marmara Island), 1 March 1354 (Gelibolu, Marmara northern shores, Thrace), and September-November 1437 (Istanbul and Gelibolu). Within the tectonic uplift, rivers became younger and carried more material to the harbor area of the town. This process ended with shallower harbors which became unavailable for ship hosting. This triggered the fall of Perinthos and its ports against other towns like Istanbul and Silivri. After the 16th century, Perinthos started not to be used as a port. The earthquakes that effected Perinthos can be given as a list. Nevertheless, it is hard to determine which one occurred on which particular segment of the North Anatolian Fault, because of the complexity of faulting geometry in the Sea of Marmara.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın ilk sonuçları 2-4 Kasım 2006 tarihinde gerçekleştirilen Aktif Tektonik Araştırma Grubu Toplantısı (ATAG-10)'nda sunulmuş ve ATAG-10 bilimsel kurulu tarafından değerlendirilmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akşit, O., 1985. Roma İmparatorluk Tarihi (MÖ. 27-MS. 395), İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fak. Yay., No: 2052, İstanbul
- Ambraseys, N.N., 2002. The Seismic Activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years, Bulletin of the Seismological Society of America, 92, ss.1-18
- Ardel, A., 1956. Marmara Bölgesinde Coğrafi Müşahedeler, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 4, 7, 1-16, İstanbul
- Ardel, A. ve İnandık, H., 1956. Marmara Denizi'nin teşekkül ve tekamülü, Türk Coğrafya Dergisi, Yıl XIII. 17, 1-19, Ankara
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus, G., de Lepinay, BM., Malavieille, J., Dominguez, S., Gustcher, MA., Schmidt, S., Beck, C., Çağatay, N., Cakır, Z., Imren, C., Eriş, K., Natalin, B., Ozalaybey, S., Tolun, L., Lefevre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, O., Sarıkavak, K., 2005. Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul, Geochemistry Geophysics Geosystems, 6, 29
- Asgari, N., 1988. Perinthos 1986 çalışmaları, V. Araştırma Sonuçları toplantısı, 610 Nisan 1987, TC. Kültür ve Turizm Bakanlığı Eski Eserler ve Müzeler Genel Müdürlüğü Yay., 135-146, Ankara
- Bury, J.B., 1923. A history of Greece to the Death of Alexander the Great, the Modern Library, New York
- Dernschwam, H., 1988. İstanbul ve Anadolu Seyahat Günlüğü (1553-1555), çev: Y. Önen, Kültür ve Turizm Bakanlığı Yay., No: 885, Ankara
- Erel, T.L. ve Çağatay, M.N., 2003. Kuzey Marmara'da Perinthos Herakleia (Marmara Ereğlisi) limanlarında tarihsel depremlerdeki morfolojik değişimler, Türkiye Kuvatleri Çalıştayı IV 29-30 Mayıs 2003, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul
- Galland, A., 1987. İstanbul!a ait günlük hatıralar, cilt 1 (1672), cilt 2 (1673), yayınlayan: C. Schefer, çev: N.S. Örik, Atatürk Kültür, Dil ve Tarih Yüksek Kurumu Türk Tarih Kurumu Yay., II. dizi, sayı:16, Ankara
- Gibbon, E., 1994. Bizans Roma tarihinin gerileyiş ve çöküş tarihi cilt IV, Arkeoloji ve Sanat Yay., İstanbul
- Guidoboni, E., 1994. Catalogue of Ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century, ING, Roma
- Guidoboni, E. ve Comastri, A., 2005. Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century, INGV, Roma
- Heredotos, 1973. Herodot tarihi, çev: M. Ökmen-A. Erhat, Remzi Kitabevi, İstanbul
- Heyd, W., 1975. Yakın Doğu ticaret tarihi, çev: E. Karal, Türk Tarih Kurumu yayınları, X. dizi sayı:7, Ankara
- Iohannes Malalas, Chronographia, ed. L.Dindorf, CSHB, Bonn 1831. The chronicle, trans. E.Jeffreys, M.Jeffreys, R.Scott [et al.], Sydney 1986.
- Iohannes Zonaras, Epitome historiarum libri I-XII, ed. B.G.Niebuhr, CSHB, Bonn 1844. Libri XIII-XVIII, ed. Th.Büttner-Wobst, CSHB, Bonn 1897.
- Ksenophon, 1939. Anabisi Onbinlerin Ricatı, çev: H. Örs, Remzi Kitabevi, İstanbul
- Mantran, R., 1980. 17. Yüzyılın ikinci yarısında İstanbul, II. cilt, çev: M.A. Kılıçbay –E. Özcan, Atatürk Kültür, Dil ve Tarih Yüksek Kurumu
- Miroğlu, İ., 1997. Osmanlı Yol Sistemine Dair, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Tarih Enstitüsü dergisi, Prof. Dr. Münir Aktepe'ye armağan, 15, 1995-1997, 241-252, İstanbul
- Myres, J.L., 1953. Geographical History in Greek Lands, Oxford Press, London
- Ostrogorsky, G., 1981. Bizans Devleti Tarihi, çev: F. Işıltan, Türk Tarih Kurumu Yay. X. Dizi, 7, Ankara.
- Ozansoy, E., 2001. Bizans kaynaklarına göre 1200-1453 İstanbul depremleri, Tarih boyunca Anadolu'da doğal afetler ve depremler semineri 22-23 Mayıs 2000, 1-27, İstanbul

- Özdoğan, M., 1982. Doğu Marmara ve Trakya araştırmaları, Türk Arkeoloji dergisi, sayı XXVI-1, Kültür ve Turizm Bakanlığı Eski Eserler ve Müzeler Genel Müdürlüğü Yay., 37-62, Ankara
- Öztürk, N.Ö., 2001. Marmara Ereğlisi Batı Nekropolü kurtarma kazısı, II. Müze çalışmaları ve kurtarma kazıları sempozyumu, 24-26 Nisan 2001 Denizli, TC. Kültür Bakanlığı Anıtlar ve Müzeler Genel Müdürlüğü Yay., 83-92, Ankara
- Sayar, M.H., 1990. Trakya'da epigrafi ve tarihi-coğrafya araştırmaları, VII. Araştırma Sonuçları Toplantısı, 18-23 Mayıs Ankara, TC. Kültür Bakanlığı Anıtlar ve Müzeler Genel Müdürlüğü Yay., 211-216, Ankara
- Sayar, M.H., 1998. Doğu Trakya'da epigrafi ve tarihi-coğrafya araştırmaları 1996, XV. Araştırma Sonuçları Toplantısı, TC. Kültür Bakanlığı Yay., 323-330, Ankara
- Sayar, M.H., 2001. Doğu Trakya'da epigrafi ve tarihi-coğrafya araştırmaları 1999, XVIII. Araştırma Sonuçları Toplantısı, 22-26 Mayıs 2000, İzmir, TC. Kültür Bakanlığı Yay. 289-300, Ankara
- Taşlıkhoğlu, Z., 1961a. Trakya'da Epigrafya Araştırmaları cilt I, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yay., No: 886, İstanbul
- Taşlıkhoğlu, Z., 1961b. Trakya'da Epigrafya Araştırmaları cilt II, İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yay., No: 1654, İstanbul

Makale Geliş Tarihi : 20 Mart 2008
Kabul Tarihi : 02 Haziran 2008

Received : March 20, 2008
Accepted : June 02, 2008



D-B Uzanımlı İzmir Fayı İle KD-Uzanımlı Seferihisar Fayı'nın Birlikte Çalıştığına Dair Veriler: İzmir Körfezi'ni Oluşturan Aktif Faylarda Kinematik Ve Paleosismolojik Çalışmalar, Batı Anadolu

Evidence for a kinematically linked E-W trending İzmir Fault and NE-trending Seferihisar Fault: Kinematic and paleoseismological studies carried out on active faults forming the İzmir Bay, Western Anatolia

Hasan SÖZBİLİR¹, Bora UZEL¹, Ökmen SÜMER¹, Uğur İNCİ¹, E.Yalçın ERSOY¹, Tufan KOÇER², Ramazan DEMİRTAŞ³, Çağlar ÖZKAYMAK¹

¹Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kaynaklar Yerleşkesi, Buca – İZMİR

²Alanyalı Jeoteknik, 1364 Sk. No: 2, Kutucular iş merkezi, 603, Basmane – İZMİR

³Afet İşleri Genel Müdürlüğü, ANKARA

e-mail: hasan.sozbilir@deu.edu.tr

ÖZ

Batı Anadolu'nun en batı ucundaki güncel yapılardan biri olan İzmir Körfezi; KD, KB, K-G ve D-B uzanımlı faylar tarafından denetlenen denizel bir havzadır. Körfezin güney kenarı üzerindeki Konak-Güzelbahçe bölümü İzmir Fayı ile sınırlandırılmıştır. İzmir Fayı bu kesimde yaklaşık D-B uzanımlı birbirine paralel iki ana segmentten yapıldır ve Balçova'dan Güzelbahçe'ye kadar 1/25.000 ölçeğinde haritalanmıştır. Arazi verilerine göre İzmir Fayı kuzeye eğimli ve oblik atım bileşenli normal fay niteliğindedir. Körfezin kuzey kenarı üzerindeki Bayraklı-Karşıyaka bölümü, İzmir Fayı'nın antitetiği olan Karşıyaka Fayı ile sınırlıdır. Karşıyaka Fayı bu kesimde yaklaşık D-B uzanımlı ve güneye eğimli oblik atımlı normal fay niteliğindedir.

İzmir Fayı'na yaklaşık dik gelişen ve Sığacık Körfezi'nden Seferihisar ve Yelki-Güzelbahçe ilçesine kadar haritalanabilen Seferihisar Fayı, Urla Havzasının doğu kenarını oluşturur. Seferihisar Fayı'nın Sığacık Körfezi ile Yelki köyü arasındaki bölümü K20°D uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay zonu şeklindedir. Fayın Yelki-Güzelbahçe arasındaki 5 km uzunluğundaki kesimi K50°D doğrultusunda uzanır ve Güzelbahçe'den itibaren kuzeydoğuya doğru İzmir Fayı'na değişir. Bu zonda 1/1000 ölçeğinde haritalanan fay segmentleri üzerinde açılan hendeklerde, doğrultu atımlı fayın (Seferihisar Fayı) bükülerek normal faya (İzmir Fayı) dönüştüğü saptanmıştır.

Fay zonları boyunca 9 lokasyonda yapılan fay düzlemi ölçümleri, fayları oluşturan paleostreslerin yaklaşık K-G açılma ve D-B sıkışma kuvvetleri etkisinde geliştiğini göstermektedir. Bu veriler İzmir Fayı, Seferihisar Fayı ve Karşıyaka Fayı'nın, transtansiyonel kuvvetler etkisinde, belirli dönemlerde birlikte çalışarak İzmir Körfezi'nin açılmasına katkıda bulunduğunu belirtir.

Anahtar kelimeler: Aktif Fay, Seferihisar Fayı, İzmir Fayı, Karşıyaka Fayı, İzmir Körfezi, Paleosismoloji, Fay Kinematığı.

ABSTRACT

İzmir Bay, one of the recent structures of Western Anatolia, is a marine basin controlled by NE, NW, N-S and E-W trending active faults. The southern sector of the bay is bounded by the İzmir Fault, lying between Konak and Güzelbahçe village. The İzmir Fault in this section is made up of two main segments trending approximately in an E-W direction, and is mapped on a 1/25000 scale from Balçova to Güzelbahçe Village. According to field studies, the İzmir Fault is an oblique-slip normal fault dipping to the north. The northern sector of the bay between Bayraklı and Karşıyaka districts is bounded by the Karşıyaka Fault, which is antithetic to the İzmir Fault. In this section, the Karşıyaka Fault is characterised by an oblique-slip normal fault dipping to the North.

The Seferihisar Fault, which is approximately developed and normal to the İzmir Fault, and has been mapped from Sığacık Bay to Güzelbahçe-Yelki district, forms the eastern margin of the Urla basin. The segment of the Seferihisar Fault that lies between Sığacık Bay and Yelki Village is in the form of a N20E trending right-lateral strike-slip fault. The 5 km length of the fault segment lying between Yelki and Güzelbahçe trends in a N50E direction and, beginning from Güzelbahçe village, is transformed into the İzmir Fault toward the northeast. Within the excavated trenches on the fault segments mapped on a 1/1000 scale, it is established that the strike-slip fault (Seferihisar Fault) is transformed by bending into the normal fault (the İzmir Fault).

Kinematic analysis carried out at 9 stations suggest that the paleostress forming the faults has controlled under an approximately N-S extensional direction associated with an E-W contraction. The data support that the kinematically linked İzmir Fault, Seferihisar Fault and Karşıyaka Fault contributed to the opening of İzmir Bay as a response to the transtensional forces.

Key words: Active Fault, Seferihisar Fault, İzmir Fault, Karşıyaka Fault, İzmir Bay, Paleoseismology, Fault Kinematics.

GİRİŞ

Batı Anadolu Geç Oligosen'den beri K-G doğrultusunda genişleyen bir bölge olarak kabul edilmektedir (Seyitoğlu ve Scott, 1992a). Bu genişleme graben havzalarını sınırlayan yaklaşık D-B doğrultulu düşük- ve yüksek-açılı normal fayların oluşmasını sonuçlamıştır (Bozkurt ve Park 1994; Hetzel vd., 1995; Emre 1996; Emre ve Sözbilir 1997; Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd., 2000; Bozkurt, 2000, 2001, 2003; Lips vd., 2001; Sözbilir 2001, 2002; Seyitoğlu vd., 2002; Bozkurt, 2000, 2001; Bozkurt ve Sözbilir, 2004, 2006; Işık vd., 2003; Işık, 2004). Bununla beraber, grabenlerin batısında yapılan son çalışmalar eski görüşlerle çelişen sonuçlar vermiştir ve bu çalışmalar İzmir ile Balıkesir arasında doğrultu atımlı fayların baskın olduğu aktif bir zonun (İzmir-Balıkesir Transfer Zonu - İBTZ) varlığını önermektedir (İnci vd., 2003; Sözbilir vd., 2003, 2004, 2005, 2006; Uzel ve Sözbilir, 2008). Ocakoğlu ve diğerleri (2004, 2005) zonun denizde kalan kısmında yaptıkları sismik çalışmalarda deniz dibi faylarını yorumlamıştır. Ancak bu fayların kinematik anlamda ilişkileri ve karadaki devamlılıkları halen belirsizliğini korumaktadır. 1999 yılından beri tarafımızdan karada yapılan jeolojik çalışmalar, İBTZ içinde D-B, K-G, KD- ve KB-uzanımlı fayların bölgenin güncel morfolojisini denetlediğini göstermektedir. Odak mekanizma çözümleri doğrultu atımlı fay niteliğinde olan 6 Kasım 1992 Doğanbey ($M_w=6.0$), 10 Nisan 2003 Seferihisar ($M_w=5.7$) ve 17-21 Ekim 2005 Sığacık ($M_w=5.7$, $M_w=5.7$ ve $M_w=5.2$) depremleri İBTZ'nin günümüzde diri olduğunu göstermektedir (Sözbilir vd., 2003, 2005). Söz konusu faylar Kuvaterner döneminde de çalışarak değişik boyutlardaki doğrultu-atım havzalarının

gelişmesini sonuçlamıştır (Sümer vd., 2004, 2005; Uzel ve Sözbilir, 2005, 2006, 2008). Urla, Cumaovası, Çeşme, Karaburun, Manisa ve Bigadiç çevresinde haritalanan bu havzaları sınırlayan faylar İBTZ içindeki en genç yapılarıdır (Erkül vd., 2005; Sözbilir vd., 2007; Özkaymak ve Sözbilir, 2006, 2007; Uzel ve Sözbilir, 2008). Bu yapıların bir kısmı D-B uzanımlı normal faylarla birlikte çalışarak, günümüzdeki K-G genişleme ve D-B sıkışma gerilmesini karşılamaya devam etmektedir (Sözbilir vd., 2007).

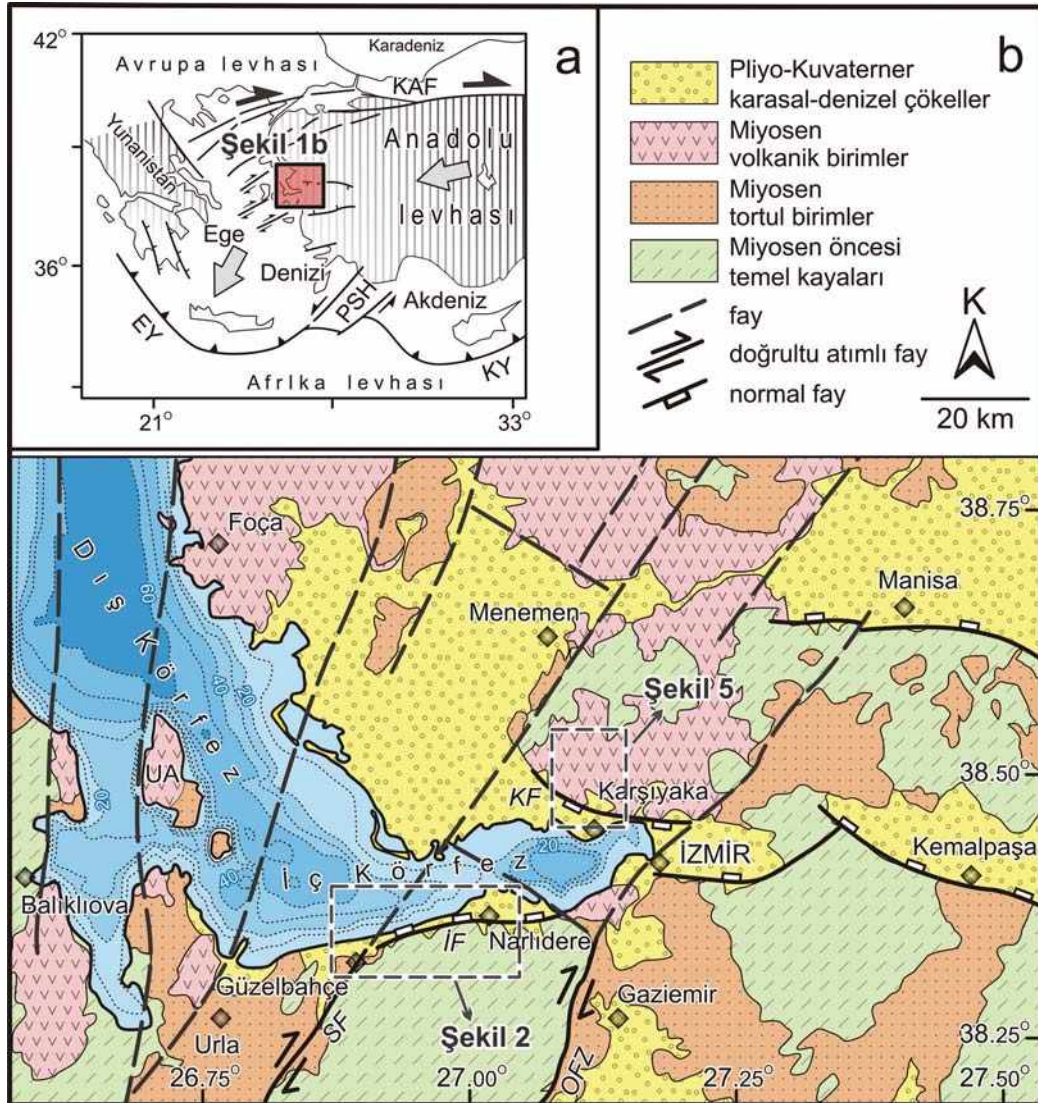
Bu çalışmada yukarıda tanımlanan zon içindeki İzmir Körfezi güneyinde kalan İzmir Fayı ve Seferihisar Fayı ile körfezin kuzeyindeki Karşıyaka Fayı arasındaki yapısal ilişkiler tartışılacaktır. Bunun için İzmir Fayı'nın Konak-Güzelbahçe arasında kalan bölümü, Karşıyaka Fayı'nın Bayraklı-Karşıyaka arasındaki bölümü ile Seferihisar Fayı'nın Yelki Köyü-Güzelbahçe arasındaki bölümleri 1/25000 ölçeğinde haritalanmıştır. Ayrıca iki fayın kesişim yeri olan Güzelbahçe çevresi 1/1000 ölçeğinde ayrıntılı haritalanmış ve Seferihisar Fayı'nın İzmir Fayı'na doğru değiştiği segment üzerinde de iki hendek açılmıştır. Her üç fay zonu içinde kalan fay düzlemlerinde kinematik analiz çalışmaları yapılmıştır. Bu ölçümler daha sonra fayların hangi yersel gerilme kuvvetleri etkisinde oluştuğunu belirlemek için Angelier paleostres analiz programında (Angelier, 1984, 1991) değerlendirilmiştir.

İZMİR KÖRFEZİ

Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin batısında yeralan İzmir Körfezi sığ sismik kesitlerden elde edilen verilere göre iç ve dış körfez şeklinde iki morfolojik çukurluk olarak

tanımlanır (Aksu vd., 1983, 1987, 1990). Çalışmacılara göre İzmir Körfezi, Yamanlar ve Seferihisar yükseltisi ile sınırlı olan yaklaşık 60 km uzunluğundaki D-B uzanımlı iç körfez ve kuzeydoğuda Foça-Menemen, güneybatıda Karaburun yükseltisi ile sınırlı olan yaklaşık 90 km uzunluğundaki KB-GD uzanımlı dış

körfezden oluşur (Şekil 1). Bölgedeki güncel morfolojiyi denetleyen ana yapısal hatlar, ilk kez Kaya (1979, 1981, 1982) tarafından K-G /KD-GB normal ve oblik faylar ile bu fay blokları arasındaki D-B uzanımlı normal faylar olarak tanımlanmıştır.



Şekil 1. İzmir Körfezi ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Kaya, 1979; MTA, 2002). Körfez içindeki noktalı çizgiler körfezin batimetri değerlerini göstermektedir (Sayın vd., 2006).

Figure 1. Simplified geological map of İzmir Bay and surrounding area (Kaya, 1979; MTA, 2002). Dotted lines show bathymetry values of İzmir Bay (Sayın et al. 2006).

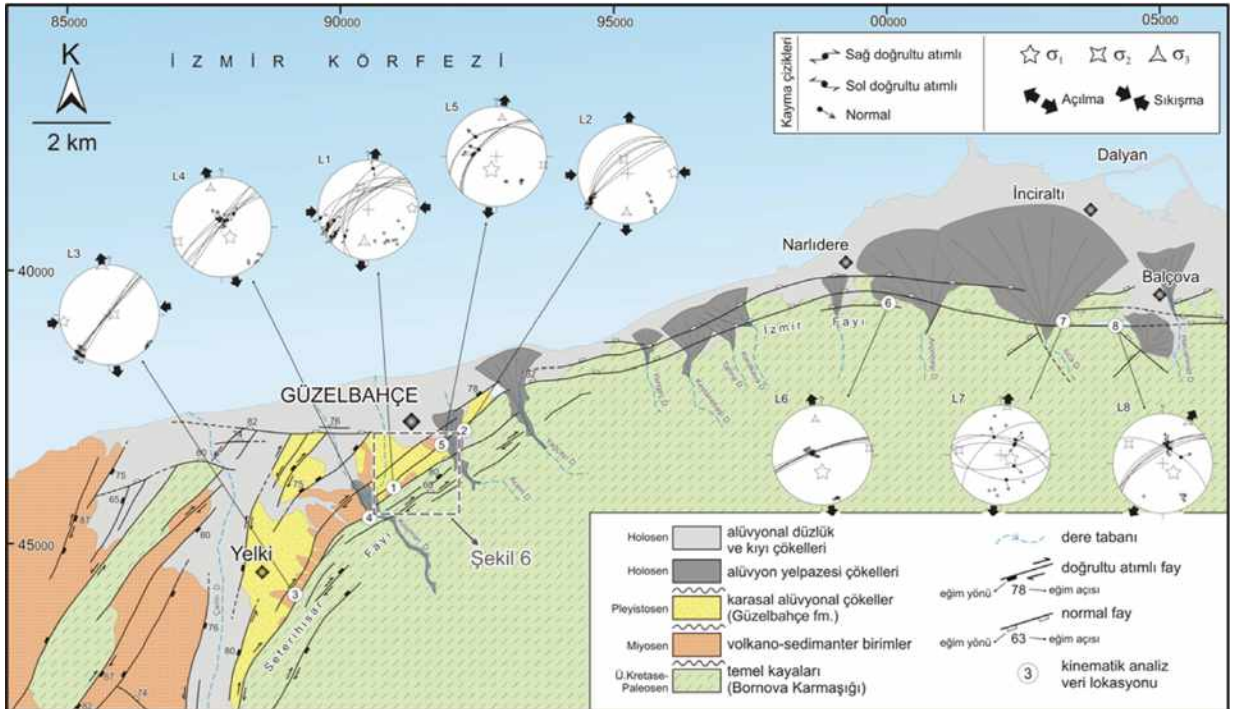
Çalışmacıya göre bu yapısal süreksizlikler Neojen öncesinden kalıtsaldır ve günümüze dek tekrar aktive olmuş “oynak çizgiler” dir. MTA'nın 2002 yılında hazırladığı 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası incelendiğinde İzmir Körfezi ve çevresinde birçok doğrultuda yapısal süreksizlikler mevcuttur. Bu süreksizliklerin bir kısmı daha sonra Emre vd. (2005) tarafından yayınlanan MTA raporu ile daha detaylı tanımlanarak aktiviteleri tartışılmıştır Ocakoğlu vd. (2004, 2005 ve 2006). İzmir Körfezi ve körfezi çevreleyen deniz alanından saptadıkları 975 m uzunluğundaki tek ve çok kanallı sismik yansıma verilerini bölgenin batimetri, topoğrafya ve sismisite verileri ile ilişkilendirerek bölgedeki su altı faylarını yorumlamıştır. Çalışmacılar elde ettikleri sismik profillerde K-G' den KD-GB' ye değişen doğrultularda ters bileşenli doğrultu atımlı faylar ve D-B uzanımlı normal faylar tanımlamıştır. Çalışmacılara göre Körfezin KB-GD gidişli dış körfez kısmı Karaburun ters fayı

ile sınırlanırken, D-B uzanan iç körfez kısmını güneyde İzmir normal fayı sınırlar.

YAPISAL VERİLER

Seferihisar Fayı

Sığacık Körfezi ile Güzelbahçe arasında uzanan Seferihisar Fayı'nın karadaki uzantısı yaklaşık 23 km olup, su altındaki uzantısı ile birlikte toplam uzunluğu 30 km civarındadır (Şekil 2 ve 3; Sözbilir vd., 2003; İnci vd., 2003; Ocakoğlu vd., 2004; 2005; Emre vd., 2005). Holosen yaşlı alüvyal yelpazeleri kesen Seferihisar Fayı, güney bölümünde K20⁰D gidişlidir. Yelki-Güzelbahçe arasındaki kuzey bölümünde ise fay K40-50⁰D gidişler göstermekte ve İzmir fayına doğru uzanmaktadır. Bu bölümde fay Üst Kretase-Paleosen yaşlı Bornova Karmaşığı'na ait kumtaşı-şeyl ve kireçtaşları, Miyosen yaşlı çakıltaşları ve Pleyistosen yaşlı Güzelbahçe formasyonunu yan yana getirmektedir. Bu



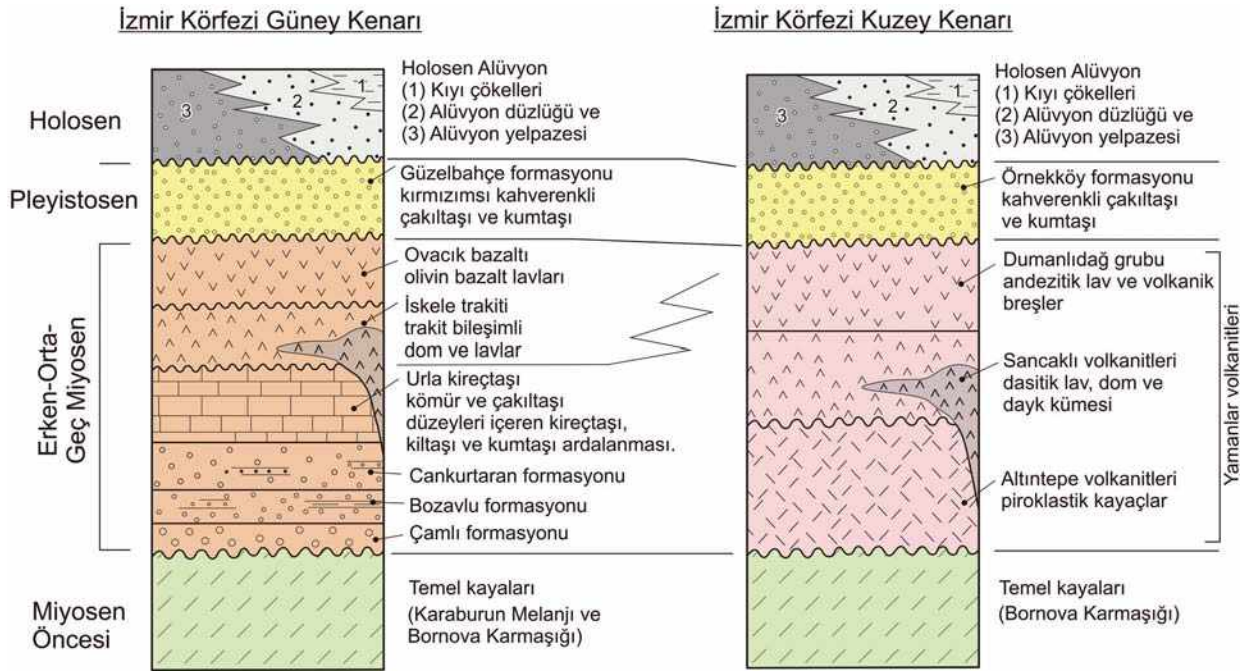
Şekil 2. İzmir Körfezi güney kenarının ayrıntılı jeoloji haritası.

Figure 2. Detailed geological map of the southern margin of İzmir Bay.

kesimde fay sağ yanal doğrultu atımlı ve eğim atımlı normal faylanma karakteri göstermektedir (Şekil 4a-c). Fay zonu boyunca üç dere yatağının 20-100 m sağ yanal olarak ötelendiğinden bahsedilmektedir (Emre vd., 2005).

Jeomorfolojik çalışmalar ve denizaltı araştırmaları bu fayın Holosen'de aktif olduğunu göstermektedir (Ocakoglu vd., 2004; 2005). Nitekim $M_w=5.7$ büyüklüğündeki 10 Nisan 2003 depremi, Seferihisar Fayı'nın aktif olduğuna işaret etmektedir. Depremin fay düzlemi çözümü

sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma vermiştir (Tan ve Taymaz 2003; Akyol vd., 2006; Zhu vd., 2006). Kaya (1979) Seferihisar Fayı'nın Üst Kretase-Paleosen yaşlı Bornova Karmaşığı ile temsil edilen bir tektonik zonda yer aldığını ve Miyosen'de aktif olduğunu belirtmektedir. Sözbilir vd. (2003) bu paleotektonik yapının Seferihisar'dan Bigadiç'e kadar olan kesiminin Üst Miyosen'de reaktivite kazandığını ve günümüzde 150 km uzunluğunda aktif bir fay zonu olduğunu ileri sürmektedir (İBTZ).



Şekil 3. Çalışma alanı ve çevresinin geliştirilmiş kolon kesitleri

Figure 3. Generalized lithostratigraphic columnar sections of the studies areas

İzmir Fayı

Yaklaşık 40 km uzunluğundaki İzmir fayı, İzmir Körfezi'nin güney sınırı boyunca yüzlek verir ve Seferihisar yükseltisini kuzeyden sınırlar (Şekil

2; Emre ve Barka, 2000). Gediz grabeninin devamı niteliğindeki fay doğuda Pınarbaşı'ndan başlar ve Üçkuyulara doğru devam eder. Burada yaklaşık D-B uzanımlı olan İzmir Fayı'na ait fay segmentleri batıya Balçova ve Narlıdere'ye doğru

devam ederek önce BKB-DGD, sonra da BGB-DKD uzanımlı olarak düşük dalgaboylu bir

kıvrımlanma ile Güzelbahçe'ye ulaşır (Şekil 4d-f).



Şekil 4. (a-c) Seferihisar Fayına ait yataya yakın fay çizikleri içeren fay düzlemleri, (d-f) İzmir Fayına ait eğim atımlı faylanmayı belirten fay düzlemleri.

Figure 4. (a-c) Fault planes of the Seferihisar Fault with nearly horizontal slickenlines, (d-f) Slickensided fault planes showing dip-slip natures of the İzmir Fault.

Fayın yükselen bloğunda Üst Kretase–Paleosen yaşlı Bornova Karmaşığı, Miyosen yaşlı volkano-sedimanter birimler; düşen bloğunda ise Kuvaterner yaşlı alüvyonel, flüviyal ve denizel girdilerin gözleendiği çökeller ile Bornova Karmaşığı'na ait kumtaşı-şeyl yüzlekleri gözlenir. Bornova Karmaşığı'nın, fayın tavan bloğunda yüzeylemesi İzmir Fayı'nın tavan bloğundaki antitetik ve sentetik faylardan kaynaklanmaktadır. İzmir Fayı'nın Balçova ile Güzelbahçe arasındaki bölümünde eksenleri yaklaşık KD doğrultusunda uzanan alüvyon yelpazeleri gelişmiştir. Bu yelpazeler İzmir Körfezi'ne doğru yelpaze delta-kıyı çökellerine geçiş gösterir.

Fayın yükselen bloğunda, KD-GB ve KB-GD gidişli faylar gözlenmiştir. Bu fay takımlarından KD doğrultulu olanlar, yüksek eğimlere ve düşük rake açılara sahiptir. KB uzanımlı hatlar ise, 20-30°'lik rake açıları ile vev atımlı fay karakterindedir.

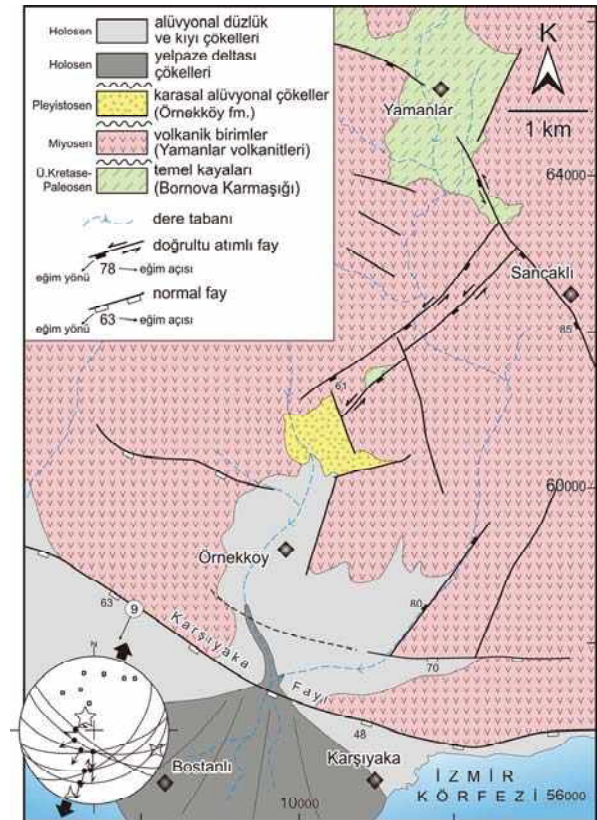
Çalışma alanında İzmir Fayı boyunca gözlenen dağ önü çizgisellikleri, alüvyal yelpazeler, ütü altı yapıları ve drenaj ağları gibi jeomorfolojik indisler İzmir Fayı'nın normal fay şeklinde Holosen'de aktif olduğunu göstermektedir (Sözbilir vd., 2004; Emre vd., 2005). Ayrıca ütü altı yapıları üzerindeki fay yüzeylerinde, ilk kez tarafımızdan yapılan kinematik analiz çalışmaları fayın oblik atım niteliği taşıdığını ispatlamaktadır.

Şekil 5. İzmir Körfezi kuzey kenarının detay jeoloji haritası.

Figure 5. Detailed geological map of the northern margin of İzmir Bay.

Karşıyaka Fayı

Karşıyaka Fayı İzmir İç körfezi'nin kuzey sınırını oluşturur (Şekil 5). Fay Bayraklı'dan Karşıyaka'ya kadar olan bölümde, önceki çalışmalarda Yamanlar volkanitleri (Akdeniz vd., 1986) olarak bilinen Altın-tepe volkanitleri, Sancaklı volkanitleri ve Dumanlıdağ Grubu'ndan oluşan (Dönmez vd., 1998) Miyosen yaşlı volkanik birimler ile Holosen çökellerini keser. Bayraklı-Karşıyaka arasında yaklaşık D-B uzanan fay, Karşıyaka-Bostanlı arasında KB-GD uzanımlıdır. Fayın yükselen bloğundaki Miyosen yaşlı volkanik birimler ve Bornova Karmaşığı'na ait birimler KD ve KB uzanımlı doğrultu atım bileşenli faylarla kesilmiştir. Karşıyaka Fayı'nın düşen bloğunun büyük bir kesimi İzmir Körfezi'nin suları altında kalmıştır.



KİNEMATİK VERİLER

Bu çalışmada Seferihisar, İzmir ve Karşıyaka Fayları'ndan elde edilen fay düzlemi verilerinin ters çözümü (inversion) ile paleostres tensörünün saptanmasını temel alan fay kinematiği analizi, Angelier (1984) tarafından geliştirilen sayısal metod ile yapılmıştır. Böylelikle bölgedeki yersel gerilme durumu hesaplanarak bölgesel anlamı yorumlanmıştır.

Kinematik analiz çalışmalarında değerlendirilmek üzere bölgedeki 9 lokasyondan toplanan 59 adet fay düzlemi verisi kullanılmıştır. 1, 2, 3 ve 4 nolu lokasyonlar Seferihisar Fayı'ndan; 5 nolu lokasyon Seferihisar Fayının İzmir Fayı ile kesiştiği alanda yapılan paleosismoloji çalışmalarından; 6, 7 ve 8 nolu lokasyonlar İzmir Fayı'ndan; 9 nolu lokasyon ise İzmir Körfezi'nin kuzey sınırı olan Karşıyaka Fayı'ndan elde edilen fay düzlemi verilerini içerir (Şekil 2, 5 ve Çizelge 1).

Çizelge 1. Fay düzlemi ölçümlerine ait kinematik analiz sonuçları

Table 1. Results of kinematic analysis obtained from the measurements of the fault planes.

Lokasyon No.	Fay türü	Ölçüm sayısı	Ana gerilme eksenleri			ϕ
			$\sigma_1(Y^\circ/D^\circ)$	$\sigma_2(Y^\circ/D^\circ)$	$\sigma_3(Y^\circ/D^\circ)$	
1	sağ yönlü doğrultu atımlı fay	10	088/13	341/52	187/35	0,509
2		06	089/07	344/65	182/24	0,432
3		06	262/08	084/82	352/00	0,644
4	eğim atımlı normal fay	06	139/68	252/09	345/20	0,268
5		06	201/67	100/04	008/23	0,265
6		06	178/62	350/28	082/04	0,150
7		06	111/73	276/17	008/04	0,104
8		06	131/67	300/22	031/04	0,271
9		07	326/73	108/13	200/10	0,280

Seferihisar Fayının Yelki ve Güzelbahçe arasındaki segmentlerinde saptanan fay düzlemleri K20-78⁰D doğrultulu ve 46-88⁰ batıya eğimlidir. 1 ile 33⁰ arasında değişen rake açıları fayın doğrultu atımlı olduğunu göstermektedir. Yelpaze eksenleri ve dere ötelenmeleri sağ yönlü hareketi desteklemektedir. Seferihisar Fayı boyunca 4 lokasyondan kinematik analiz çalışmalarında kullanılmak üzere veri toplanmıştır. Lokasyon 1' de 10 adet fay düzlemi verisi değerlendirilmiş ve yersel

gerilme durumu hesaplanmıştır. Buna göre bölgedeki en büyük, ortanca ve en küçük ana asal gerilmelerin (σ_1 , σ_2 ve σ_3 'ün) yönlem ve dalımları sırasıyla 088⁰/13⁰, 341⁰/52⁰, 187⁰/35⁰ olarak hesaplanmıştır. Bu gerilme eksenleri K-G yönlü açılma ve D-B yönlü sıkışma kuvvetleri ile ilişkilendirilmiştir (Şekil 2, Çizelge 1). 2 nolu lokasyondan elde edilen verilere göre, en büyük ana asal gerilmenin (σ_1) yönlem ve dalımı 088⁰/13⁰ olarak hesaplanmıştır. Diğer ana asal gerilmeler olan σ_2 ve σ_3 'ün konumu ise sırasıyla

341°/52° ve 187°/35° olarak bulunmuştur. Bu veriler K-G doğrultulu açılma ve D-B yönlü sıkışma kuvvetlerini işaret etmektedir. 3 nolu lokasyondan elde edilen kinematik analiz verileri Angelier ters çözüm programında değerlendirildiğinde σ_1 , σ_2 ve σ_3 ana asal gerilmelerinin yönlem ve dalımları sırası ile 262°/08°, 084°/82° ve 352°/00° olarak hesaplanmıştır. Bu veriler yaklaşık K-G doğrultulu açılma ve D-B yönlü sıkışmayı işaret etmektedir. Seferihisar Fayı'nın İzmir Fayı'na yaklaştığı ve büklüm yaptığı 4 nolu lokasyonda fay düzlemleri K35°D' dan K65°D doğrultusuna değişiklik göstermektedir. 75 ile 88° arasında eğim açılarına sahip bu düzlemlerden ölçülen rake açıları ise 60 ile 85° arasındadır ve oblik atımlı normal faylanmayı karakterize ederler. Bu lokasyondan hesaplanan en büyük ana asal gerilmenin (σ_1) yönlem ve dalımı 139°/68°, diğer ana asal gerilmeler olan σ_2 ve σ_3 ' ün konumu ise sırasıyla 252°/09° ve 345°/20°' dir.

Seferihisar Fayının İzmir Fayı'na yaklaştığı Güzelbahçe çevresinde yapılan iki adet paleosismoloji hendeğinden fay düzlemi verileri toplanmış ve kinematik analiz çalışmalarında 5 nolu lokasyon olarak değerlendirilmiştir. Saptanan fay düzlemleri yaklaşık K80°D doğrultulu ve 82-85°KB' ye eğimlidir. Burada ölçülen 75 ile 80° arasında değişen rake açıları, fay segmentlerinin oblik atımlı normal fay olduğunu göstermektedir. Bu verilerin Angelier ters çözüm analiz sonuçlarında en büyük ana asal gerilme (σ_1) düşeye yakın ve 201°/67° yönlem/dalımlıdır. σ_2 ve σ_3 ' ün konumu ise sırasıyla 100°/04° ve 008°/23° olarak hesaplanmıştır. Elde edilen veriler yersel gerilmenin yaklaşık K-G yönlü açılma kuvvetleri etkisi altında şekillendiğini gösterir (Şekil 2, Çizelge 1).

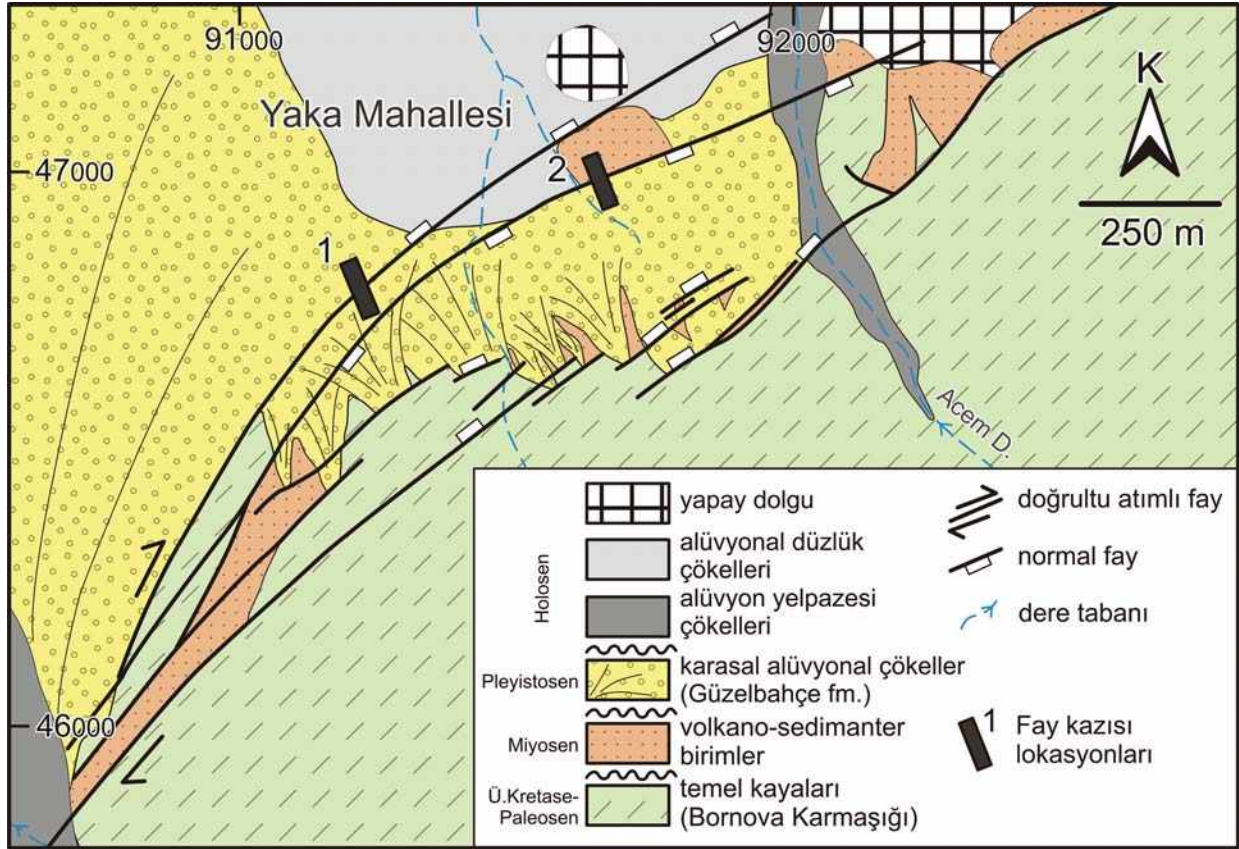
İzmir Fayına ait fay düzlemlerinin korunduğu 6, 7 ve 8 nolu lokasyonlarda yapılan kinematik çalışmalarda fayın doğrultusunun K60°B ile K5°D arasında değiştiği gözlenmektedir. Bu lokalitelerde fay düzlemleri 50 ile 82° arasında kuzeye doğru eğimlidir. Fayın doğrultusu ile fay çizdiği arasındaki açı değeri 64 ile 84° arasında değişir. Bu verilere göre İzmir Fayı oblik atımlı normal fay niteliğindedir. 6 nolu lokasyondan elde edilen verilerde düşeye yakın en büyük ana asal gerilme (σ_1) ile yataya yakın en küçük ana asal gerilme (σ_3) karakteristiktir ve yönlem/dalımları sırasıyla 178°/62° ve 082°/04° 'dir. Ortanca ana asal gerilme ise (σ_2) ise 350°/28° olarak hesaplanmıştır. Bu gerilme eksenleri yaklaşık K-G yönlü açılma kuvvetinin varlığını simgeler (Şekil 2, Çizelge 1). Doğuya doğru, İnciraltı yakınlarından alınan 6 adet fay düzlemi verisi 7 nolu lokasyon olarak değerlendirilmiştir. Bu verilere göre yaklaşık K-G doğrultulu açılma kuvvetlerine işaret eden σ_1 , σ_2 ve σ_3 gerilmelerinin yönlem ve dalımları sırasıyla 111°/73°, 276°/17°, 008°/04° olarak hesaplanmıştır. 8 nolu lokasyon Balçova civarındaki fay düzlemi verilerini içerir. Yine düşeye yakın σ_1 ve yataya yakın σ_3 değerleri ile karakterize olan analiz sonuçlarında bu değerler 131°/67° ve 031°/04°; diğer ana asal gerilme σ_2 ise 300°/22° olarak hesaplanmıştır. Bu sonuçlar KD-GB yönlü açılma kuvvetlerini işaret eder.

Körfezin kuzey sınır fayı olan Karşıyaka Fayı'na ait fay düzlemleri Karşıyaka, Örnekköy ve Bostanlı çevresinde D-B ile K70°B arasındaki doğrultulara sahiptir. Fay düzlemleri ise 48 ile 71° arasında güneye eğimlidir. Fay düzlemlerindeki fay çizikleri ile fayın doğrultusu arasında kalan açı Karşıyaka Fayı'nın oblik atımlı normal fay karakterinde olduğunu göstermektedir. Karşıyaka Fayı'nın bu kesiminden elde edilen analiz sonuçlarında

(lokasyon-9) düşeye yakın en büyük ana asal gerilme (σ_1) ile yataya yakın σ_3 değeri karakteristiktir ve yönlem/dalımları sırasıyla $326^\circ/73^\circ$ ve $200^\circ/10^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Diğer ana asal gerilme olan σ_2 'de yine yataya yakın ve $108^\circ/13^\circ$ yönlem/dalım açısına sahiptir. Bu veriler İzmir Körfezi'nin kuzeyinde KKD-GGB doğrultulu açılma kuvvetlerinin varlığını işaret etmektedir (Şekil 5, Çizelge1).

PALEOSİMOLOJİK VERİLER

İnceleme alanı içerisinde uzanan ve morfolojik ve jeolojik verilere göre fayın Holosen döneminde kullandığı iz olarak belirlenen hatlar boyunca paleosismolojik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Paleosismolojik çalışmalar kapsamında, İzmir Fayı ile Seferihisar Fayının kesiştiği alan 1/10000 ölçeğinde haritalanarak, bu bölgede 2 adet hendek açılmıştır (Şekil 6).



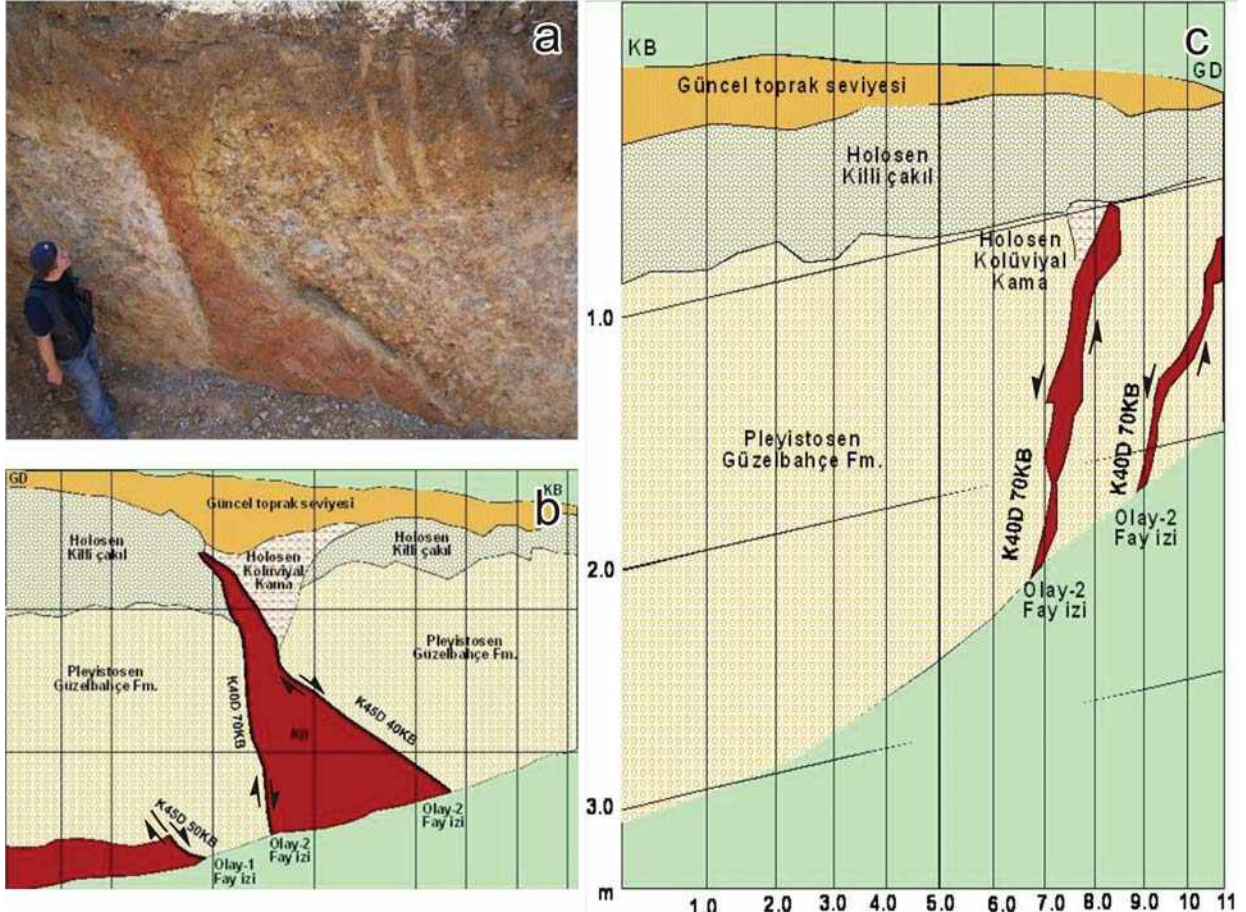
Şekil 6. Yelki-Güzelbahçe arasında kalan alanın detay jeoloji haritası

Figure 6. Detailed geological map of the area between Yelki and Güzelbahçe villages

Hendek-1

Hendek-1, inceleme alanının güneybatısında, Yaka Mahallesi'ne ait villaların 100 m KD'sunda yapılmıştır (Şekil 6). Bu kesimde fay izi morfolojik olarak çok belirgindir. Fay izi

boyunca eğimde belirgin bir kırılma gözlenmektedir. Kazı Pleyistosen yaşlı Güzelbahçe formasyonuna ait birimler içerisinde açılmıştır (Şekil 7).



Şekil 7. Hendek-2'ye ait hendek duvarlarının arazi fotoğrafları ve kesitleri. a ve b batı duvar, c doğu duvara ait görüntülerdir.

Figure 7. Field photos and cross-sections of the Hendek-2 walls. Photo-section a and b belong to the western wall, while Photo-section c belong to the eastern wall of trench-2.

Hendek-1'e ait hendeğin derinliği 3.10 m, genişliği 3.60 m ve uzunluğu 11 m'dir. Fay kazısı duvarlarında üç ayrı birim ayırt edilmiştir. En altta Pleyistosen yaşlı Güzelbahçe formasyonuna ait killi çakıltaşları, üzerinde uyumsuz olarak

gelen Holosen yaşlı killi çakıl seviyesi ve en üstte ise güncel toprak seviyesi yer almaktadır (Şekil 7a).

Hendek-1'e ait duvarlarda iki olay saptanmıştır. Olay-1 simgesi ile gösterilen fay izi,

GB duvarın tabanında gözlenmiştir. Güzelbahçe formasyonu içerisinde kılavuz seviye olarak yer alan kahverenkli kiltası seviyesi deformasyona uğrayarak 1.5 m düşey olarak yer değiştirmiştir (Şekil 7b). Olay-2 olarak gösterilen ikinci fay izi boyunca kahverenkli kiltası seviyesi Güzelbahçe formasyonuna ait killi çakıltaşları içerisinde güncel toprak seviyesinin altına kadar yukarı getirilmiştir (Şekil 7c). Fay, Güzelbahçe formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alan Holosen yaşlı killi çakıl seviyesini de keserek güncel toprak seviyesinin altında sona ermiştir. Fay düzlemi üzerindeki fay çizikleri oblik atımlı normal faylanmayı belgelemektedir. Bu düşey atıma bağlı olarak fay izinin üst kesiminde kolüviyal bir kama oluşmuştur (Şekil 7c). Fayın doğrultusu K40-45⁰D, eğim açısı ise KB' ya 40-70⁰ olarak ölçülmüştür.

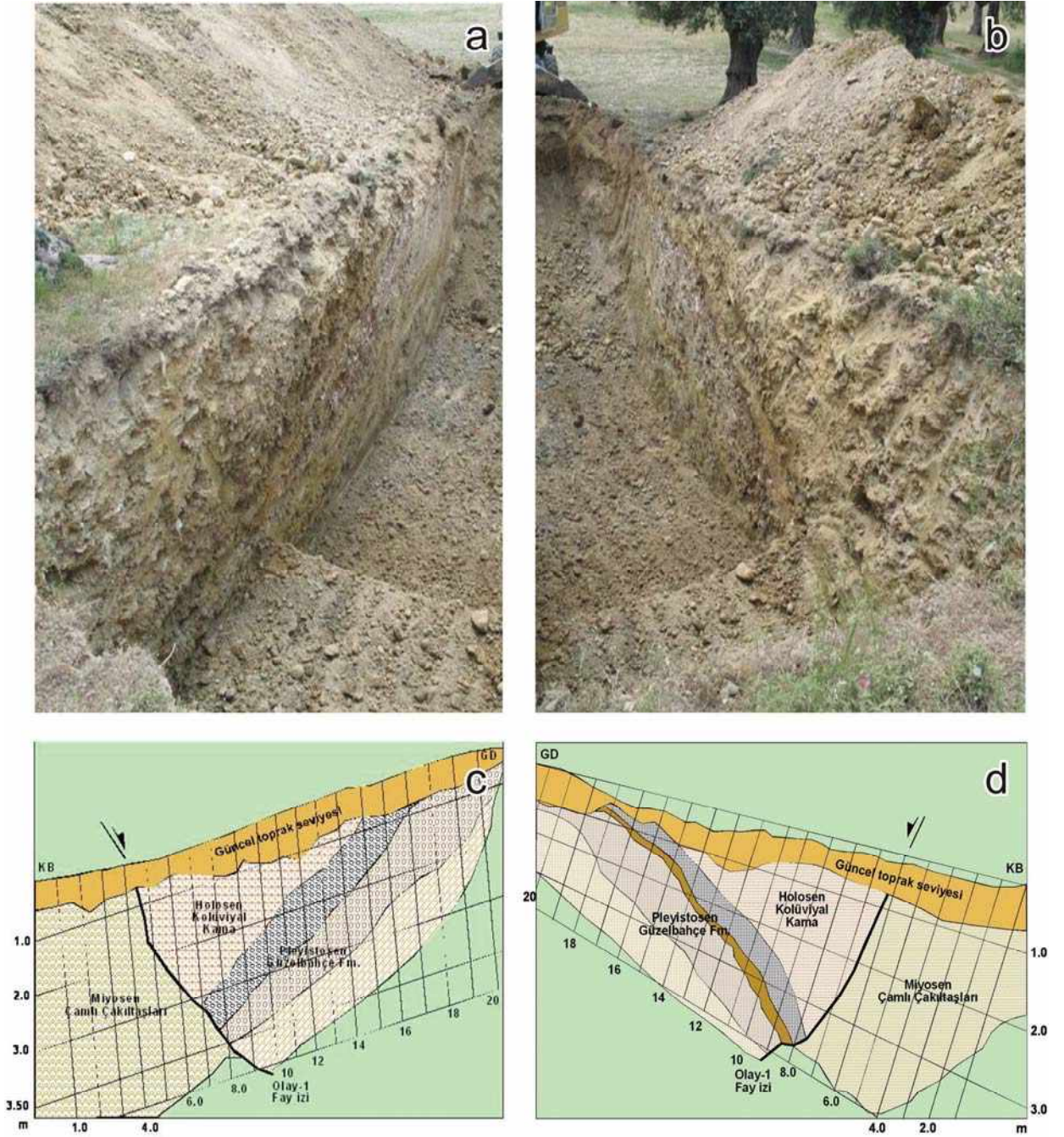
Hendek-2

Hendek-2, Pleyistosen yaşlı Güzelbahçe Formasyonu içerisinde yer alan Miyosen yaşlı Çamlı formasyonundan yapılmıştır (Şekil 6). Tepeciğin güney kenarı GD ye eğimli bir fay şevi ile sınırlıdır. Ancak bu kesimde fay yön değiştirerek K60D gidişi kazanmaktadır. Fay boyunca Miyosen yaşlı Çamlı formasyonu ile Pleyistosen yaşlı Güzelbahçe Formasyonu yan yana gelmektedir. Fay bu kesimde eğim atımlı normal faylanma karakteri sunmaktadır.

Fay kazısına ait hendeğin derinliği 3.50-4.0 m, genişliği 3.50 m ve uzunluğu 20 m'dir.

Hendek duvarlarında dört ayrı birim ayırt edilmiştir (Şekil 8). Hendek duvarlarının en tabanında ve fayın kuzey bloğunda Miyosen yaşlı Çamlı formasyonuna ait bloklu killi çakıltaşları, üzerinde ve fayın güney bloğunda uyumsuz olarak Pleyistosen yaşlı Güzelbahçe formasyonuna ait birimler, üzerinde Holosen yaşlı kolüviyal kama çökelleri ve en üstte her iki bloğu örten güncel toprak seviyesi yer almaktadır (Şekil 8a ve b).

Hendek duvarlarında sadece bir olay saptanmıştır. Olay-1 olarak simgelenen fay izi hendeğin her iki duvarında da belirgin olarak gözlenmektedir (Şekil 8c ve d). Bu faylanma olayı Güzelbahçe formasyonuna ait birimler çökeldikten sonra meydana gelmiştir. Bu faylanmaya bağlı olarak Güzelbahçe formasyonuna ait çökel tabakaları eğimlenmiştir. Bu eğimlenme olayında en az 2 metrelik bir eğim atımlı normal faylanmanın geliştiğine işaret etmektedir (Şekil 8c ve d). Bu faylanma sonucu gelişen fay sarplığı, suskunluk döneminde, aşınarak fayın tavan bloğunda kalın bir kolüviyal kamanın oluşumuna yol açmıştır. Kolüviyal kamanının üzerini örten Holosen yaşlı çökellerde herhangi bir kesilme gözlenmemiştir. Bu durum olay-1 olarak gösterilen faylanma olayının Holosen öncesi dönemde meydana geldiğine işaret etmektedir. Ayrıca bu olay, Seferihisar Fayının baskın olarak sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma karakteri göstermesine karşın, fay geometrisine bağlı olarak yer yer eğim atımlı normal faylanma karakteri sergilediğini göstermektedir.



Şekil 8. Hendek-1'e ait hendek duvarlarının arazi fotoğrafları ve kesitleri. (a) ve (c) doğu duvar, (b) ve (d) batı duvara ait görüntülerdir.

Figure 8. Field photos and cross-sections of the Hendek-1 walls. Photo-section a and c belong to the western wall, while Photo-section b-d belong to the eastern wall of trench-1.

TARTIŞMA

Batı Anadolu genişleme bölgesi (West Anatolian Extensional Province, Şengör vd., 1985) sismik yönden dünyanın en aktif ve K-G doğrultusunda hızla genişleyen bir bölgesidir (Jackson ve McKenzie, 1988; Reilinger vd., 1997). Bölge Miyosen'den beri; Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Ege Hendeği'nin kontrolünde gelişen hareketler sonucunda parçalanarak şekil değiştirmektedir (Le Pichon ve Angelier, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1985). Bu deformasyonun en belirgin verileri D-B, KD-GB ve KB-GD doğrultulu kıta içi çöküntü alanlarıdır (Şengör vd. 1985; Şengör, 1987; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Yılmaz vd. 2000; Bozkurt, 2001; Sözbilir, 2001). Değişik doğrultulu bu çöküntü alanlarıyla ilgili olarak yapılan birçok yerbilimsel çalışma vardır (Arpat ve Bingöl, 1969; Koçyiğit, 1984; Sözbilir ve Emre, 1991; Paton, 1992; Hetzel vd., 1995; Cohen vd. 1995; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1992a ve b, 1996; Emre ve Sözbilir, 1997; Yusufoglu vd., 1998; Koçyiğit vd., 1999; Yılmaz vd. 2000; Bozkurt, 2000, 2001; Sözbilir, 2001, 2002; Utku ve Sözbilir, 2003; Bozkurt ve Sözbilir, 2003). Bu çalışmalardan ortaya çıkan en önemli sorunlar, çöküntülerin sınırlarını oluşturan fayların oluşum yaşı, türü ve deprem üretme potansiyelleridir. Bilinen ilk çalışmalar, Hancock ve Barka (1987) ve Angelier vd. (1981)'nin Batı Türkiye'deki aktif normal fayların kinematik belirteçleri üzerine yaptıkları çalışmalarıdır. Paton (1992) güneybatı Türkiye'deki aktif normal fayların jeomorfolojik belirteçlerini ortaya koymuştur. Hakyemez vd. (1999) Gediz ve Büyük Menderes grabenlerindeki Kuvaterner çökellerini fasiyeslerine ayırarak incelemişlerdir. Barka vd. (2000) Batı Anadolu'nun günümüzde İzmir merkezli bir transform/sırt/transform

tipindeki üçlü eklem şeklinde deforme olduğunu iddia etmektedir.

Son yıllarda elde edilen GPS verilerine göre; İzmir ve çevresindeki yer kabuğu, KD doğrultulu bir eksen boyunca, GB'ye doğru hareket etmektedir (Reilinger vd., 1997). Bu hareketin yaklaşık eksenini üzerinde bulunan İzmir Körfezi, oluşumu günümüzde devam eden sığ denizel bir havza niteliğindedir. Yapılan GPS çalışmaları Gülbahçe Fayı batısındaki Karaburun yarımadasının Geç Miyosen'den beri saat ibresi yönünde rotasyona uğradığını göstermektedir (Kissel vd., 1987; Orbay vd., 2000; Tapırdamaz, 2005). Bunun yanında İzmir'in kuzey ve doğusunda ise saat ibresi tersi yönünde rotasyon olduğu belirtilmektedir (İşseven, 2001). GPS ölçümleri İzmir Körfezi ve çevresindeki bölgenin K-G genişleme ve D-B sıkışma kuvvetleri etkisinde şekil değiştirdiğini göstermektedir (Aktuğ ve Kılıçoğlu, 2006). Son yıllarda meydana gelen depremler de Batı Anadolu'da K-G uzanımlı açılmanın yanı sıra D-B sıkışmanın da olduğunu göstermektedir (Zhu vd., 2006; Akyol vd., 2006; Aktar vd., 2007).

İzmir Körfezi ve çevresindeki kara kısmında, bugüne kadar yapılan çalışmalarda, Batı Anadolu ölçeğinde gözlenen değişik doğrultulu (D-B, K-G ve KD-GB) fayların varlığı tesbit edilmiştir (Kaya, 1981; Genç vd., 2001; Emre vd., 2005). Bu fayların karadaki gidişleri, bugünkü çalışmalar ışığında ortaya çıkarılmış bulunmaktadır. Fakat fayların türü ve mekanizması konusunda bir fikir birliği yoktur ve özellikle, sözkonusu fayların İzmir Körfezindeki nitelikleri konusunda yapılmış bir çalışma bulunmamaktadır. Dolayısıyla, İzmir Körfezi'nin oluşum şekli, körfezi oluşturan fayların nitelikleri ve bu fayların deprem üretme potansiyelleri konusundaki bilgiler de çok kısıtlıdır. Son

Jeolojik çalışmalar (Sözbilir vd., 2003a; 2003b) Gümüldür-İzmir'den Bigadiç (Balıkesir)'e kadar KD-doğrultusunda uzanan, 150 km uzunluğunda diri bir fay zonunun varlığını ortaya koymuştur. İzmir güneyindeki Seferihisar yükseltisi, Kemalpaşa güneyindeki Nif Dağı ve Manisa güneyindeki Spil Dağı bu zonun içinde kalmaktadır. İBTZ'nin değişik zamanlarda aktif olduğuna dair çalışmalar bulunmaktadır. Okay vd. (1996) Bornova Karmaşığı'na ait fliş çökeliiminin Kretase sonunda İBTZ boyunca gelişen bir transform fay zonu içinde oluştuğunu belirtir. Kaya (1979) bu zon içinde KD-doğrultusunda uzanan bölgeyi Akhisar çöküntüsü olarak tanımlar ve bu çöküntüyü sınırlayan yapısal hatların Miyosen öncesinden kalıtsal normal faylar olduğunu iddia eder. Ring vd. (1999) Kiklad metamorfik çekirdek kompleksi ile Menderes Masifi'ni birbirinden ayıran ve Miyosen'de her iki metamorfik kompleksteki farklı kabuk genişlemesini kontrol eden sol yönlü bir transform fay zonunun olması gerektiğinden bahseder. Bu zon D-B doğrultulu Gediz, Küçük Menderes ve Büyük Menderes grabenlerinin batı sınırını oluşturur ve olasılıkla grabenlerin oluşumları sırasında da K-G doğrultulu genişleme tektoniğinin gelişmesine katkıda bulunmuştur (Sözbilir vd., 2004; Sözbilir, 2005). Zonun içinde kalan Kuvaterner havzaların çoğu K-KD doğrultulu doğrultu atımlı faylarla sınırlandırılmıştır ve bu nedenle Kuvaterner havzaları romb graben veya pull-apart havzalar niteliğindedir (Uzel ve Sözbilir, 2005; 2006; 2007; 2008). Aletsel dönemde Batı Anadolu'da elde edilen deprem kayıtlarında episantrların KD-doğrultulu hatlar boyunca dizilmesi, bu zonun günümüzde de aktif olduğunu göstermektedir (Sözbilir vd., 2003, 2005).

Bu çalışmada Körfez güneyinde tarihsel-aletsel dönemde deprem ürettiği kabul edilen KD

uzanımlı Seferihisar Fayı ile ve D-B uzanımlı İzmir Fayı arasında saptanan geometrik ilişkiler, normal faylar ile doğrultu atımlı fayların İzmir Körfezi'nin oluşumunda önemli rol oynadığını göstermektedir. Bunun yanında tarafımızdan jeolojik, jeomorfolojik ve paleosismolojik kriterler kullanılarak saptanan bu fay segmentleri üzerinde Drahor vd. (2007) tarafından yapılan tümleşik jeofizik araştırmalarda faylanmaya ait herhangi bir veri bulunamamıştır. Bu durum iki nedenden kaynaklanabilir: (1) Bölgede faylanma verilerini belgeleyen jeolojik, jeomorfolojik ve paleosismolojik kriterler tanımlanamamıştır veya (2) tümleşik jeofizik veriler hatalı yorumlanmıştır.

SONUÇLAR

Bu çalışmada İzmir İç Körfezi'nin oluşumunda önemli rol oynayan D-B uzanımlı İzmir Fayı ve Karşıyaka Fayı ile KD-uzanımlı Seferihisar Fayı'nın belirli bölümleri 1/25000 ölçeğinde haritalanmıştır. Haritalama çalışmaları sırasında yapılan kinematik analiz çalışmaları ve paleosismolojik çalışmalardan elde edilen sonuçlar aşağıdaki şekilde özetlenebilir:

1- Karşıyaka Fayı İzmir Körfezi'ni kuzeyden sınırlar. Balçova, Karşıyaka ve Örnekköy çevresinde oblik atımlı normal fay karakterinde ve yaklaşık DB uzanımlı olan fayın taban bloğunda çok sayıda sentetik faylar ile KD ve KB uzanımlı ve doğrultu atım bileşenli makaslama fayları haritalanmıştır.

2- İzmir Fayı, Batı Anadolu genişleme bölgesinin batı ucunda yer alan İzmir Körfezi'ni güneyden sınırlar. İzmir Fayı yaklaşık 40 km uzunlukta, 500 m genişlikte, baskın olarak D-B uzanımlı, oblik atım bileşeni olan bir normal faydır. Balçova jeotermal sistemi bu fay zonu

üzerinde yer alır. Fay zonu içerisinde yer alan en güneydeki segment, ana fayı oluşturur. Bu ana fayın önündeki tavan bloğunda, yanal yönde devamsız antitetik ve sentetik faylar; fayın Balçova-Narlidere arasındaki taban bloğunda ise KD ve KB uzunumlu ve doğrultu atım bileşenli makaslama fayları haritalanmıştır.

3- Sığacık Körfezi ile Güzebahçe arasında uzanan Seferihisar Fayı'nın karadaki uzantısı yaklaşık 23 km olup, su altındaki uzantısı ile birlikte toplam uzunluğu 30 km civarındadır. Seferihisar Fayı, güney bölümünde K20⁰D gidişli olup, Üst Kretase yaşlı Bornova Karmaşığına ait filişleri ve alüvyal çökelleri kesmektedir. Seferihisar Fayı ile İzmir Fayı'nın Yelki Köyü ile Güzelbahçe arasında kalan birleşim yerine ait fay segmentleri ortalama K50D uzunumludur. Ortalama 500 m genişliğindeki fay zonu boyunca 10 adet fay segmenti haritalanmıştır. Bu fay segmentleri GD'den KB'ye doğru Bornova Karmaşığı içinde, Bornova Karmaşığı ile Çamlı çakıltası arasında, Bornova Karmaşığı ile Güzelbahçe formasyonu arasında, Çamlı ve Güzelbahçe Formasyonu içinde ve kuvaterner birimleri ile Holosen birimleri kesen segmentler şeklindedir.

4- Fayın eğim atımlı normal fay karakterine dönmeye başladığı Güzelbahçe doğusundaki segmentlerinde 1/1000 ölçekli jeolojik haritalama ve kinematik analiz çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar jeomorfolojik yöntemlerle desteklenerek fayın Holosen döneminde kullandığı iz üzerinde paleosismolojik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Paleosismolojik çalışmalar kapsamında, inceleme alanında 2 adet hendek açılmıştır. Her iki fay kazısında da oblik atımlı normal faylanmaya ait yapısal veriler saptanmıştır. Bu veriler Seferihisar Fayının Yelki ilçesinden itibaren oluşan fay doğrultusundaki

değişim nedeniyle doğrultu atımlı fay karakterinden eğim atımlı normal faya dönüştüğünü ve Güzelbahçe ilçesinden itibaren D-B uzunumlu İzmir Fayına dönüştüğünü göstermektedir.

5- Tüm bu veriler İzmir Körfezi çevresindeki normal ve doğrultu atımlı fayların belirli dönemlerde birlikte çalıştığını ve bu dönemlerde transtansiyonel bir tektonik ortamın geliştiğini ispatlamaktadır. Yapılan kinematik analiz çalışmalarının sonuçlarına göre bu transtansiyonel ortam, K-G yönlü açılma ve D-B yönlü sıkışma kuvvetleri ile simgelenir. Fayların hangi dönemlerde çalıştığını ortaya çıkarmak için fayların kestiği Holosen birimler yaşlandırılmalıdır.

EXTENDED ABSTRACT

Western Anatolia is dominantly characterized by approximately E-W-trending graben-forming high-angle normal faults (e.g., Koçyiğit et al. 1999; Koçyiğit et al. 2000; Bozkurt & Sözbilir 2004). However, there are some studies revealing the presence of a number of NE-trending strike-slip faults deforming the western Anatolia crust onshore (Kaya 1981; Genç et al. 2001; Kaya et al. 2004; Erkül et al. 2005; Uzel & Sözbilir 2006, 2008; Kaya et al. 2007) and offshore (Ocakoglu et al. 2004, 2005). İzmir Bay and the surrounding area is located at the NE-trending strike-slip dominated zone of weakness known as the İzmir-Balıkesir Transfer Zone, forming the western end of the west Anatolian extensional province. İzmir Bay is a marine basin controlled by NE, NW, N-S and E-W trending active faults. The southern sector of the bay is bounded by the İzmir Fault, lying between Konak and Güzelbahçe village. The İzmir Fault in this section is made up of two main segments trending approximately in an E-W

direction, and is mapped on a 1/25000 scale from Balçova to Güzelbahçe Village. According to field studies, the İzmir Fault is an oblique-slip normal fault dipping to the north. The northern sector of the bay between Bayraklı and Karşıyaka district is bounded by the Karşıyaka Fault which is antithetic to the İzmir Fault. The Karşıyaka Fault in this section is characterised by an oblique-slip normal fault dipping to the North.

The Seferihisar Fault lying between Sığacık Bay and Güzelbahçe district is approximately 30 km long on the land and under the sea (Inci et al. 2003; Ocakoğlu et al. 2004, 2005; Emre et al. 2005). Off-shore seismological studies suggest that the fault was/is active during the Holocene (Ocakoğlu et al. 2004, 2005). Moreover, an intermediate-magnitude ($M_w = 5.7$) earthquake that struck on April 10, 2003 supports the recent activity of the Seferihisar fault. The fault plane solution of this earthquake yielded dextral strike-slip movement (Tan and Taymaz 2003). Morphological, geological and seismological evidence suggests that the northern segment of the Seferihisar-Yelki fault has been activated during the Holocene. The fault trends N20E at the southern part where it cuts the Upper Cretaceous Bornova Flysch and Quaternary Alluvium. Towards the north, between Çamlıköy and Güzelbahçe villages, the strike of the fault changes to N40-50E and it gets connected with the İzmir Fault. The Seferihisar-Yelki fault juxtaposes a Miocene conglomerate and the Pleistocene Güzelbahçe Formation, and cuts the Quaternary Alluvium. The fault is a dextral strike-slip fault with oblique-slip movement. Recent activity of the fault is evidenced by an s-shaped bend and by the dextral offset of drainage systems up to 100 m (Emre et al. 2005). The 5 km long fault segment lying between Yelki and Güzelbahçe trends in a N50E direction and,

beginning from Güzelbahçe village, is transformed into the İzmir Fault toward the east. Within the excavated trenches on the fault segments mapped on a 1/1000 scale, it is established that the strike-slip fault (Seferihisar Fault) is transformed by bending into the normal fault (İzmir Fault).

Trench 1 is located in the southwest, 100 m to the NE of Yaka district. Three different units have been distinguished in the walls of the trench. These are, at the bottom, clayey conglomerates of the Pleistocene Güzelbahçe formation, unconformably overlying Holocene clayey pebble horizon and, in the uppermost part, a recent soil horizon. Two separate events have been obtained in the walls of the Trench-1. A fault trace, indicated as "Event-1", occurs in the bottom of the SW-wall. A brownish claystone horizon, as a marker horizon, was deformed and ruptured vertically up to 1.5 m.

A second fault trace, indicated as "Event 2", has raised up the brownish claystone horizon to just under the recent soil horizon. The fault cuts the Holocene clayey pebble horizon that unconformably overlies the Güzelbahçe formation, but terminates under the recent soil horizon. A colluvial wedge was formed in the upper parts of the fault trace, related to the dip-slip motions. Event-2 indicates that the Seferihisar fault zone can create earthquakes large enough to form surface ruptures.

Trench-2 was performed in the southwestern part of a hill, along which the Miocene Çamlı conglomerate is exposed. The southern edge of the hill is limited by the Seferihisar fault zone. In this locality the strike of the fault is N60E. The fault zone juxtaposes the Miocene Çamlı conglomerate and the Güzelbahçe formation. The

fault is normal in character in this location. Four units have been distinguished in the trench-walls. At the bottom of the trench-walls, blocky-clayey conglomerates of the Miocene Çamlı conglomerate crop out and are overlain by the Pleistocene Güzelbahçe formation and Holocene colluvial wedge deposits. A recent soil horizon exists in the uppermost part. Only one event has been obtained in the trench-wall: A fault trace, indicated as "Event-1" can be clearly followed in both walls. This faulting event occurred after the deposition of the Güzelbahçe formation. The beds of the Güzelbahçe formation were back-tilted due to faulting. The tilting resulted in a 2 m dislocation of the beds of the Güzelbahçe formation and, hence, indicates that normal faulting with a 2 m dip-slip was developed.

Kinematic analysis carried out at 9 stations suggest that the paleostress forming the faults has controlled under an approximately N-S extensional direction associated with an E-W contraction. The data support that the kinematically linked İzmir Fault, Seferihisar Fault and Karşıyaka Fault contributed to the opening of İzmir Bay through the power of the transtensional forces.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Dokuz Eylül Üniversitesi DEÜ-AFS-0922.01.01.13 ve DEÜ-BAP 04.KB.FEN.042 projeleri kapsamında desteklenmiştir. Çalışmanın ilk sonuçları 2-4 Kasım 2006 tarihinde gerçekleştirilen Aktif Tektonik Araştırma Grubu Toplantısı (ATAG-10)'nda sunulmuş ve ATAG-10 bilimsel kurulu tarafından değerlendirilmiştir. Yazarlar, hendek çalışmalarını sırasındaki maddi katkılarından dolayı Alanyalı Jeoteknik Şirketi'ne teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akdeniz, N., Konak, N., Öztürk, Z., ve Çakır, M.H., 1986. İzmir-Manisa dolayının jeolojisi: MTA Rapor No: 7929 (yayımlanmamış).
- Aksu, A.E. ve Piper, D.J.W., 1983. Progradation of the Late Quaternary Gediz Delta, Turkey. *Marine Geology*, 54, 1-25.
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W. ve Konuk, T., 1987. Quaternary growth patterns of Büyük Menderes and Küçük Menderes deltas, western Turkey. *Sedimentary Geology*, 52, 227-250.
- Aksu, A.E., Konuk, T., Uluğ, A., Duman, M. ve Piper, D.J.W., 1990. Quaternary tectonic and sedimentary history of eastern Aegean Sea shelf area. *Jeofizik*, 4, 3-36.
- Aktar, M., Karabulut, H., Ozalaybey, S. ve Childs, D. 2007. A conjugate strike-slip fault system within the extensional tectonics of Western Turkey. *Geophysical Journal International*, 171 (3), 1363-1375.
- Aktuğ, B. ve Kılıçoğlu, B., 2006. Recent crustal deformation of İzmir, Western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field. *Journal of Geodynamics*, 41, 471-484.
- Akyol, N., Zhu, L., Mitchell, B.J., Sözbilir, H. ve Kekovalı K., 2006. Crustal structure and local seismicity in western Anatolia. *Geophysical Journal International*, 166 (3), 1259-1269.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Kahraman, H., Poisson, A., Şimşek, Ş. ve Uysal, S., 1981. Analysis of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolian since Late Miocene. *Tectonophysics*, 75, 1-9.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 80, 5835-5848.
- Angelier, J., 1991. Inversion of field data in fault tectonics to obtain regional stress. III: A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103, 363-76.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969. Ege Bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler. *MTA Dergisi*, 73, 1-9.

- Barka, A., Akyüz, H.S, Cohen H.A. ve Watchorn, F., 2000. Tectonic evolution of the Nixsar and Taşova-Erbaa pull-apart basins, North Anatolian Fault Zone: their significance for the motion of the Anatolian Block. *Tectonophysics*, 322, 243-64.
- Bozkurt, E., 2000. Timing of extension on the Büyük Menderes graben, western Turkey, and its tectonic implications. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A. (eds.) *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*. Geological Society, London, Special Publications, 173, 385-403.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E., 2003. Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.
- Bozkurt, E. ve Park, R.G., 1994. Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Journal of Geological Society*, 151, 213-216.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir H., 2003. Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 6, 1-17.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H., 2004. Tectonic evolution of the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two extension in western Turkey. *Geological Magazine*, 141, 63-79.
- Bozkurt, E. ve Sözbilir, H., 2006. Evolution of large-scale Normal faults: Insights from the Active Manisa fault, Southwest Turkey. *Geodinamica Acta*, 19 (6), 427-453.
- Cohen, H. A., Dart, C., Akyüz, H. S. ve Barka, A., 1995. Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey. *Journal of the Geological Society*, London, 152, 629-638.
- Dönmez, M., Türkecan, A., Akçay, A.E., Hakyemez, Y. ve Sevin, D., 1998. İzmir ve kuzeyinin jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrografik ve kimyasal özellikleri. MTA Rapor No: 10181 (yayınlanmamış).
- Drahor, M.G., Berge, M.A., Kurtulmuş, T.Ö., Güngör, T., Utku, M. ve Göktürkler, G., 2007. İzmir-Güzelbahçe’de yapılan tümleşik jeofizik araştırmalar ve paleosismolojik hendek çalışmalarının sonuçları. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 11. Toplantısı, Bildiri Özleri, s 53.
- Emre, T. 1996. Gediz Grabeni’ nin tektonik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 39 (2),1-18.
- Emre, Ö. ve Barka, A., 2000. Active faults between Gediz graben and Aegean Sea (İzmir region). *Batı-Anadolu’nun Depremselliği Sempozyumu, Dokuz Eylül Üniversitesi Yayınları, Bildiri Kitabı*, 131-132.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F., 2005. İzmir çevresinin diri fayları ve deprem potansiyelleri. MTA Rapor No:107, 80 s (yayınlanmamış).
- Emre, T. ve Sözbilir, H., 1997. Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes Grabens (Western Turkey), In: Ö. Pişkin, M. Ergün, M.Y. Savaşçın, G. Tarcan (eds.), *IESCA Proceedings*, 73-94.
- Erkül, F., Helvacı, C. ve Sözbilir, H., 2005. Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadiç borate basin and tectonic implications for western Turkey. *Geological Journal*, 40, 1-16.
- Genç, C.Ş., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M. ve Yılmaz, Y., 2001. The Çubukludağ graben, south of İzmir: its tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 14, 45-55.
- Hakyemez, Y.H., Erkal, T. ve Göktaş, F., 1999. Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18, 549-554.
- Hancock, P.L. ve Barka, A., 1987. Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9, 573-584.
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C. ve Troesch, M., 1995. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of Geological Society*, 152, 639-654.
- Işık, V. 2004. Kuzey Menderes Masifinde Simav Makaslama Zonunun mikrotektonik özellikleri, Batı Anadolu, Türkiye. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 47 (2), 49-91.

- Işık, V., Seyitoğlu, G. ve Çemen, İ., 2003. Ductile-brittle transition along the Alasehir shear zone and its structural relationship with the Simav detachment, Menderes massif, western Turkey. *Tectonophysics*, 374, 1-18.
- İnci, U., Koçyiğit, A., Bozkurt, E. ve Arpalıyığıt, İ., 2003. Soma ve Kırkağaç Grabenlerinin Kuvaterner jeolojisi, Batı Anadolu. *Türkiye Kuvaterner Çalıştay IV, Bildiriler Kitabı*, 84-100.
- İşseven, T., 2001. Batı Anadolu'nun neotektonik rejiminin paleomanyetik çalışmalarla incelenmesi. *Doktora Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü*, 194 s.
- Jackson, J. ve McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 93 (1), 45-73.
- Kaya, O., 1979. Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27 (1), 1-7.
- Kaya, O., 1981. Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia. *Newsletters on Stratigraphy*, 10, 164-191.
- Kaya, O., 1982. Tersiyer sırt yitmesi: Doğu Ege bölgelerinin yapısı ve magmatizmi için olası bir mekanizma; Erol, O. ve Oygür, V. (ed.), *Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli. Türkiye Jeoloji Kongresi*, 59-72.
- Kaya, O., Ünay, E., Saraç, G., Eichhorn, S., Hassenrück, S., Knappe, A., Pekdeğer, A. ve Mayda, S., 2004. Halitpaşa transpressive zone: implications for an Early Pliocene compressional phase in central western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 1-13.
- Kaya, O., Ünay, E., Gökteş, F. ve Saraç, G., 2007. Early Miocene stratigraphy of Central West Anatolia, Turkey: implications for the tectonic evolution of the Eastern Aegean area. *Geological Journal*, 42, 85-109.
- Kissel, C., Laj, C., Şengör, A. M. C. ve Poisson, A., 1987. Paleomagnetic Evidence for Rotation in Opposite Senses of Adjacent Blocks in Northeastern Aegea and Western Anatolia, *Geophysical Research Letters*, 14 (9), 907-910.
- Koçyiğit, A., 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27, 1-16.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. ve Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 605-616.
- Koçyiğit, A., Ünay, E. ve Saraç, G., 2000. Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west central Anatolia and the Isparta Angle: a key study in the Akşehir-Afyon graben, Turkey; In: E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper, (eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society of London, Special Publication*, 173, 405-421.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J., 1979. The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Lips, A. L. W., Cassard, D., Sözbilir, H. ve Yılmaz, H., 2001. Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 89, 781-792.
- MTA 2002. 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, No:7, MTA Yayınları.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ E. ve Kuşçu İ., 2004. Neotectonic structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics*, 391, 67-83.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., 2005. Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (western Turkey): Evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology*, 219, 155-171.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., 2006. İzmir Körfezi ve çevresinin aktif fayları ve deprenselliği (Batı Anadolu). *Yerbilimleri Dergisi*, 27 (1), 23-40.

- Okay, A., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Metzger, R. ve Akyüz, H.S., 1996. Paleo-and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geological and geochronological Constraints: Yin, A. ve Harrison, T.M. (eds.), Tectonic Evolution of Asia, 420-441.
- Orbay, N., Sanver, M., Hisarlı, M., İşseven, T. ve Özçep, F., 2000. Karaburun Yarımadasının Paleomagnetizması ve Tektonik Evrimi. Batı Anadolu' nun Depremsellik Sempozyumu Kitabı, 59-67.
- Özkaymak, Ç. ve Sözbilir, H., 2006. Aktif Manisa fayının batı bölümünün jeolojik özellikleri; deprem üreten faylarda reaktivasyon. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı, Bildiri Özleri Kitabı, 68-70.
- Özkaymak Ç. ve Sözbilir H., 2007. Aktif Manisa Fayında Reaktivasyona İşaret Eden Stratigrafik Ve Jeomorfolojik Kriterler. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 30. Yıl Sempozyumu, Bildiri Özleri Kitabı, 177-178.
- Paton, S., 1992, Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. Journal of the Geological Society, London, 149, 1031-1044.
- Reilinger, R.E., McClusky, S., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O. ve Sanlı, I., 1997. Global positioning system measurements of present day crustal movement in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. Journal of Geophysical Research, 102, 9983-9999.
- Ring, U., Susanne, L. ve Matthias, B., 1999. Structural analysis of a complex nappe sequence and late orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. Journal of Structural Geology, 21, 1575-1601.
- Sayın, E., Paız, İ. ve Eronat, C., 2006. Investigation of Water Masses in İzmir Bay, Western Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 15, 343-372.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. Geological Magazine, 128, 155-166.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1992a. The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications. Geological Magazine, 129, 239-242.
- Seyitoğlu, G., ve Scott, B.C., 1992b. Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 54, 157-176.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1996. The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. Geological Journal, 31, 1-12.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. ve Işık, V., 2002. The role of the flexural rotation /rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey. Geological Magazine, 139, 15-26.
- Sözbilir, H., 2001. Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: Field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 10, 51-67.
- Sözbilir, H., 2002. Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. Geodinamica Acta, 15, 277-288.
- Sözbilir, H., 2005. Oligo-Miocene molasse sedimentation during the Lycian orogenic collapse: Sedimentological, stratigraphical and structural evidences from the Lycian Molasse Basin, SW Turkey. Geodinamica Acta, 18 (3-4), 255-282.
- Sözbilir, H. ve Emre, T., 1991. Neogene stratigraphy and structure of the northern rim of the Büyük Menderes graben. International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, Proceedings, 2, 314-322.
- Sözbilir, H., Erkül, F. ve Sümer, Ö., 2003a. Gümlüdur (İzmir) ve Bigadiç (Balıkesir) Arasında Uzanan Miyosen Sonrası Yaşlı KD-Doğrultulu Accommodation Zonuna ait Saha Verileri, Batı Anadolu. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, 85-86.
- Sözbilir, H., İnci, U., Erkül, F. ve Sümer, Ö., 2003b. An Active Intermittent transform zone accommodating N-S Extension in Western Anatolia and its relation to the North Anatolian Fault System, International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems: Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology, and Field Training Course in Paleoseismology, 31 August to 12 September 2003, Poster Session P:2/2, Ankara.

- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Saygılı, A., Ramazanoğlu, İ ve E. Uysal, 2004. İzmir Fayı'nın jeolojik ve jeomorfolojik parametreleri, Aktif Tektonik Araştırma Grubu 8. Toplantısı, Bildiri Özetleri Kitabı, s. 22.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U. ve Helvacı, C., 2005. İzmir'deki deprem dizilerinin nedeni, faylardaki çökek yapısı, Cumhuriyet, Bilim Teknik, Deprem Araştırmaları, 3.12.2005, Sayı 976, 18-19.
- Sözbilir, H. Koçer, T. Demirtaş, R., Uzel, B., Ersoy, Y., Akgün, M. ve Özkaymak, Ç., 2006. Seferihisar-Yelki fay zonunda plaeosismolojik çalışmalar: doğrultu atımlı fay zonlarında eğim atımlı aktif normal faylanmaya ait veriler. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı, Bildiri Özleri Kitabı, 76-77.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Özkaymak, Ç., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U. ve Helvacı, C., 2007. Batı Anadolu'da İzmir-Balıkesir transfer zonu içinde kalan aktif doğrultu-atımlı faylarla sınırlı havzaların jeolojik özellikleri. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 11. Çalıştayı, Bildiri Özleri Kitabı, s. 42.
- Sümer, Ö., Sözbilir, H. ve İnci, U., 2004. Urla Havzası'nın Kuvaterner jeolojisi ve havzayı sınırlayan doğrultu atımlı fayların Batı Anadolu'nun aktif tektoniğindeki önemi. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 8. Toplantısı, Bildiri Özleri Kitabı, 22-23.
- Sümer, Ö., Sözbilir, H., İnci, U. ve Erkül, F., 2005. Cross-cut relationship between NE- and E-trending faults in western Anatolia: an example from the Quaternary Urla basin. International Symposium on the Geodynamics of Eastern Mediterranean, 15-18 June 2005, İstanbul, Abstracts, p. 132.
- Şengör, A.M.C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting. In: examples from western Turkey, Coward, M.P., Dewey, J.F. and Hancock, P. (ed.), Continental extensional tectonics. Geological Society of London, Special Publication, 28, 575-589.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- 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: Biddle, K. & Christie-Blick, N. (eds.), Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, 37, 227-264.
- Tan, O. ve Taymaz, T., 2003. Seismotectonics of Karaburun Peninsula and Kuşadası Gulf: Source parameters of April 2, 1996 Kuşadası Gulf and April 10, 2003 Seferihisar (İzmir) earthquakes. International Workshop on the NAFZ, EAFZ and DSF Systems: Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology and Field Training Course in Paleoseismology, Middle East Technical University (METU), Ankara, Turkey.
- Tapırdamaz, M. C., 2005. Türkiye'nin Paleomanyetik Veri Kataloğu. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 9. Toplantısı, Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, 22-24 Eylül 2005, Sivas.
- Utku, M. ve Sözbilir, H., 2003. Aydın-Nazilli fayının paleosismolojik ön bulguları, Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı, 4, 121-129.
- Uzel, B. ve Sözbilir, H., 2005. First record of Quaternary pull-apart basin in western Anatolia: the Cumaovası basin, İzmir-Turkey, International Earth Sciences Colloquium on the Aegen Regions (IESCA), Dokuz Eylül University, 4-7 October 2005, İzmir, Turkey.
- Uzel, B. ve Sözbilir, H., 2006. Batı Anadolu'da normal faylar ve doğrultu atımlı fayların birlikte işlediği havzalara bir örnek: Cumaovası çek-ayır havzası, İzmir. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı, Bildiri Özleri Kitabı, s. 93.
- Uzel, B. ve Sözbilir, H., 2007. Cumaovası Çek-Ayır Havzasında Transpresyondan Transtensiyona Yersel Gerilme Terslenmesine Dair Veriler, Batı Anadolu. Çukurova Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 30. Yıl Jeoloji Sempozyumu, Bildiri Özleri Kitabı, 175-176.

- Uzel, B. ve Sözbilir, H., 2008. A First record of strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası basin as an example. Turkish Journal of Earth Sciences [in press].
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. ve Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop?. In: Bozkurt, E. Winchester, J.A. & Piper J.A.D. (eds.) Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society, London, Special Publications 173, 131-162.
- Yusufoğlu, H., Koçyiğit, A. ve Bozkurt, E., 1998. Palaeo- and Neo-tectonic characteristics of the Gediz Graben, west Anatolia, Turkey. Third International Turkish Geology Symposium, 3, 190.
- Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, B.J. ve Sözbilir H., 2006. Seismotectonics of western Turkey from high resolutions and moment tensor determinations. Geophysical Research Letters, 33 (7), L07316.

Makale Geliş Tarihi : 01 Mart 2008

Kabul Tarihi : 21 Mayıs 2008

Received : *March 01, 2008*

Accepted : *May 21, 2008*

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2008 Cilt 51 Sayı 2
August 2008 Volume 51 Number 2

İÇİNDEKİLER CONTENTS

ÖNSÖZ.....	59
AKYOL N., DEMİR O., DANIŞMAN M.A., ÇEKEN U. Stokastik Kuvvetli Yer Hareketi Simülasyonu ile Gediz Grabeninde Zemin Davranışlarının İncelenmesi <i>Investigation of Soil Behaviour in the Gediz Graben by Stochastic Strong Ground Motion Simulation.....</i>	63
EREL L.T., ZABCI C., AKYÜZ S.H., ÇAĞATAY N. Antik Perinthos (Marmara Ereğlisi) Kentinin 15. Yüzyıla Kadar Gerçekleşen Tarihsel Depremleri <i>Historical Earthquakes of Ancient Perinthos (Marmara Ereğlisi) until the 15th Century.....</i>	77
SÖZBİLİR H., UZEL B., SÜMER Ö., İNCİ U., ERSOY E.Y., ÖZKAYMAK Ç., KOÇER T., DEMİRTAŞ R. D-B Uzanımlı İzmir Fayı ile KD-Uzanımlı Seferihisar Fayı'nın Birlikte Çalıştığına Dair Veriler: İzmir Körfezi'ni Oluşturan Aktif Faylarda Kinematik ve Paleosismolojik Çalışmalar, Batı Anadolu <i>Evidence for a kinematically linked E-W trending İzmir Fault and NE-trending Seferihisar Fault: Kinematic and paleoseismological studies carried out on active faults forming the İzmir Bay, Western Anatolia.....</i>	91

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM Veri tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBİM Database

Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenisehir, 06410 Ankara
Tel: (312) 434 36 01
Faks: (312) 434 23 88
E-posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464 Yenisehir, TR-06410 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Fax: +90 312 434 23 88
E-Mail: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr