

1970

OSMANGAZI ÜNİVERSİTESİ
16-17 Kasım 2000, Eskişehir

AKTİF TEKTONİK ARAŞTIRMA GRUBU

Dördüncü Toplantısı

ATAG-4

MAKALELER

Editörler

Erhan ALTUNEL

Aykut BARKA

Serdar AKYÜZ

Ahmet ORHAN

Ekim 2001 - ESKİŞEHİR

ÖNSÖZ

15-16 Kasım 2000 tarihlerinde Osmangazi Üniversitesi'nde düzenlenen Aktif Tektonik Araştırma Grubu' (ATAG) nun 4. toplantısında sunulan bildirilerden yayınlanmak üzere gönderilen 11 makale bu kitapta toplanmıştır. ATAG toplantısının düzenlenmesinde desteklerini esirgemeyen Osmangazi Üniversitesi Rektörlüğü'ne, toplantının düzenlenmesinde görev alanlara ve bu kitabın ortaya çıkmasına makaleleri ile katkı sağlayan meslektaşlarımıza teşekkür ederiz. Ayrıca, bu kitabın hazırlanmasında özverili katkılarından dolayı Araş. Gör. Volkan KARABACAK' a ve kitapta yer alan makaleleri değerlendirmede yardımcı olan meslektaşlarımıza teşekkürlerimizi sunarız. Geleneksel hale gelen ATAG yıllık toplantılarının ülkemizde aktif tektonik konusunda var olan boşlukları doldurmaya önemli katkılar sağladığı inancıyla Ankara Üniversitesi'nde düzenlenecek 5. toplantının düzenleme kuruluna başarılar dileriz.

E. Altunel, A. Barka, S. Akyüz ve A. Orhan

Altınova (Hersek deltası güneyi-Yalova) Dolayının Neotektonik Özellikleri Ergun Gökten.....	1
Hersek Deltası'nda Paleosismolojik Çalışmalar Aykut Barka, Özgür Kozacı, Erhan Altunel, Emre Evren, Scott Lindvall, Charlie Brankman ve Gordon Seitz.....	16
Yalova-Karamürsel Arasının Kuvaterner Stratigrafisi ve Bu Alanda Eski Bir Tsunaminin İzleri Ş. Can Genç ve Okan Tüysüz.....	27
12 Kasım 1999 Düzce Depremi Kaynak-Yırtılma Mekanizması T.Serkan Irmak, M.Fırat Özer ve Özer Kenar.....	39
Gemlik Fay Zonu'nun Paleosismik Aktivitesi G.Uçarkuş, A.Barka ve S. Akyüz.....	49
Marmaris – Fethiye Körfezi Açıklarının Çok Kanallı Yansıma Sismiği Verisi İle İncelenmesi Neslihan Ocakoğlu, Emin Demirbağ ve İsmail Kuşçu.....	60
Çukurova ve çevresinin deprem tehlikesi Ergin Ulutaş ve M.Fırat Özer.....	68
06 Haziran 2000 Orta (Çankırı) Depremi (Ml=5.9) Ve 22 Ağustos 2000 Uruş-Güdül (Ankara) Depremi (Ml=4.8) Ramazan Demirtaş, Yıldız İravul, Cenk Erkmen, Belgin Baran, Müjdat Yaman, Mehmet Baykal ve Tuğbay Kılıç.....	100
Sönümlü SVD Algoritmasını Kullanarak İzmit Körfezi Gravite Anomalisinin Yorumu Bülent Oruç ve Ayhan Keskinsezer.....	124
Sismik Dalgaların Heterojen Ortamlarda Bir Boyutlu Simulasyonunu İçin Önerilen Kapalı Sonlu Farklar Şeması ve Serbest Yüzey Koşullarının İncelenmesi Zekeriya Altaç Bilge G. Siyahi.....	137
Trakya Havzası Hamitabat-10 Kuyusu ve Civarının Gravite Verileri ile Korelasyonu ve Değerlendirilmesi M. Mücella Canbay ve Ahmet Cem Yoğurtçuoğlu.....	148

Altınova (Hersek deltası güneyi-Yalova) Dolayının Neotektonik Özellikleri

Ergun Gökten

Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Müh. Böl., Ankara

ÖZET

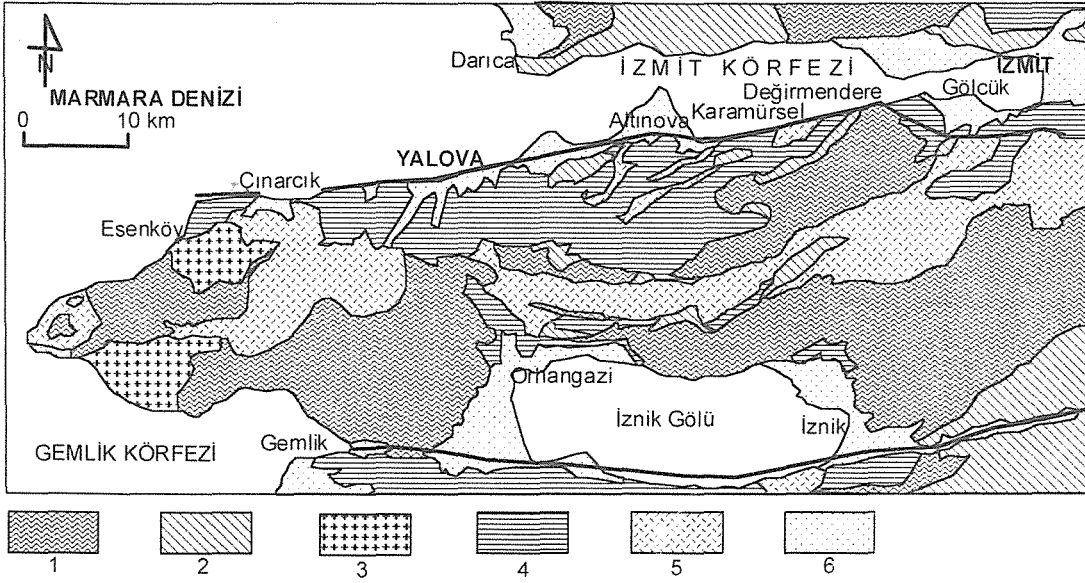
Marmara denizinin güney kıyılarında yer alan Hersek deltasının güneyindeki Altınova ilçesi dolaylarında yüzeyleyen en yaşlı birim Triyas yaşlı metakumtaşı ve şist ardışımından oluşan Taşköprü formasyonudur. Bunların üzerinde açısız uymazlıkla Geç Kretase yaşlı pelajik kireçtaşı ve şeyl ardalanmasından oluşan Bakacak formasyonu yer alır. Bunların üzerine ise yine açısız uymazlıkla kumtaşı, killi kireçtaşı ve silttaşı ardalanmasından oluşan Eosen yaşlı İncebel formasyonu gelir. Bu birim üst seviyelerine doğru volkanik karakterlidir. Bu birimlerin üzerinde yörede geniş yayımlı olan Pliyosen yaşlı kumtaşlarından meydana gelen Yalakdere formasyonu bulunur. Yörede Neotektonik birimler deniz taraçaları, kıyı ovasını meydana getiren alüvyonlar ve alüvyon yelpazeleridir. Deniz taraçaları 60 m ye kadar çeşitli yüksekliklerde bulunurlar. Bunların eğim atımlı normal faylarla etkilenmişlerdir. Altınova güneyinde Yalakdere formasyonunu etkilemiş olan eğim atımlı normal fay aynı zamanda kıyı ovasıyla güneydeki yükselimin sınırını oluşturur. Bu faylar Marmara denizi içerisinde yer alan Kuzey Anadolu Fayı ana kolunun etki alanında yer alırlar. Armutlu yarımadasının kuzeye bakan kesiminin basamaklanmasına yol açarak Marmara denizinin oluşumunu kontrol etmişlerdir.

ABSTRACT

The oldest rock unit exposing in the south of Hersek delta in the southern coast of Marmara sea is the Taşköprü Formation which is composed of the alternation of metasandstone and metaschists in the vicinity of Altınova province. Bakacak Formation of Late Cretaceous composing of pelagic limestone and shales set on the top of Taşköprü Formation unconformably. İncebel Formation of Eocene age covers the former units with an angular unconformity and consists of the alternation of clayey limestone and siltstones. This formation shows volcanogenic character toward the top of the sequence. On the top of these units, widely exposed Yalakdere formation of the Pliocene sandstones take place in the region. The neotectonic lithostratigraphic units of the region are alluvial sediments, alluvial fan sediments and marine terraces. The marine terraces expose in the topographic elevations up to the 60 m above sea level. These have been affected by dip-slip normal faults. The dip-slip normal fault outcropping in the south of Altınova forms the boundary between the coastal plain and the highland in the south. These faults are in the stress field of the main strand of the North Anatolian Fault Zone, and controlled the development of the sea of Marmara by their step like character in the north faced side of Armutlu peninsula.

1. GİRİŞ

Armutlu yarımadası üzerinde ve Marmara denizi güney kıyısında ve büyük bir bölümü ile Hersek deltası üzerinde kurulu bulunan Altınova ilçesi (Şekil 1) ile yakın dolayında Marmara denizi'nin oluşumuyla da bağlantılı önemli neotektonik özellikler sergilenmektedir.

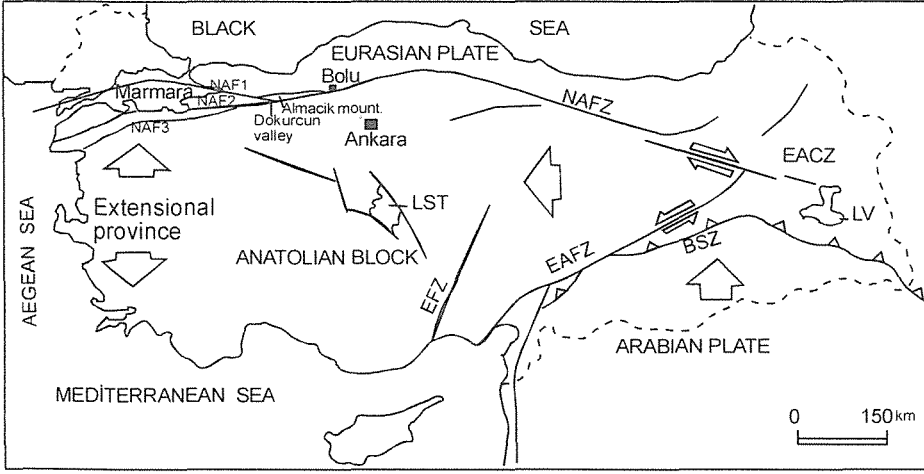


Şekil 1: Armutlu yarımadasının basitleştirilmiş jeoloji haritası: 1-Kısmen metamorfik Paleozoyik yaşlı birimler, 2-Mesozoyik birimleri, 3-İntrüfiz kayalar, 4-Tersiyer yaşlı birimler, 5-Miyosen volkanikleri, 6-Alüvyon.

Altınova ilçesinde İzmit-Yalova karayolunun kuzeyinde kalan bölümde Hersek deltasının meydana getirdiği kıyı ovasındaki alüvyal tortullar, güneyde ise genellikle yükselen topoğrafya üzerinde ana kayalar yüzeyler. İzmit gölü kuzeyindeki yüksek alanlardan doğan Yalacdere Altınova ilçesi içerisinden geçerek Hersek deltasından denize dökülmekte ve özellikle yakın jeolojik zamanlar boyunca taşıdığı alüvyonlarla bu deltayı oluşturmuş bulunmaktadır. Kıyı ovasının güneyindeki alanda Paleozoyik'ten Genç Tersiyer'e kadar uzanan yaş aralığında meydana gelmiş kaya birimleri yüzeyler. Bu kaya birimleri güneyde İzmit gölünün kuzeyindeki yüksek alandan başlayarak Marmara denizi kıyılarına kadar Altınova dolaylarında başlıca dört topoğrafik seviyede gruplanmış halde bulunurlar. Güneyde en yüksek kesimlerde Paleozoyik yaşlı birimler yüzeyler. Tektonik kontrolla meydana getirilmiş bulunan ikinci topoğrafik seviyede Mesozoyik yaşlı kaya birimleri mostra verirler. Üçüncü topoğrafik seviye Pliyosen düzlüğünü temsil eder ve tüm bölge için bir referans seviyesi durumundadır. Bölgede yaygın olan Yalacdere Formasyonu bu Pliyosen düzlüğünün litolojik temsilcisidir. Bundan sonraki topoğrafik düzey kıyı ovası seviyesidir. Bu iki seviyenin arasında ise Kuvaterner'de bugünkünden daha yüksekte bulunan deniz seviyesinin izleri durumundaki deniz taraçalarından oluşan bir ara topoğrafik seviye daha, özellikle Altınova dolaylarında görülür.

Bölge ülkemizin deprem risk potansiyeli en yüksek yerlerinden birisidir. Sapanca gölünün güneydoğusunda Dokurcun vadisinin batı çıkışında üç kola ayrılan ve bölgedeki sismik

etkinliğin nedeni olan Kuzey Anadolu Fayı'nın bir kolu Marmara Denizi güney kıyılarına paralel olarak batıya doğru Marmara denizi içerisinde uzanır (Şekil 2).



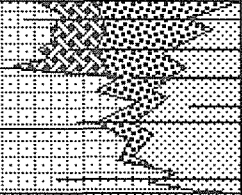
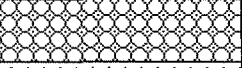
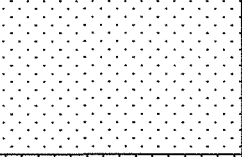
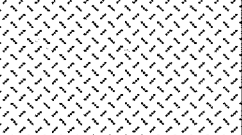
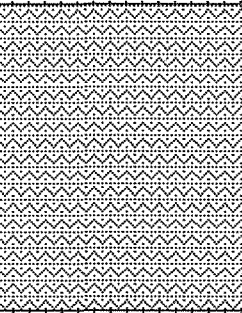
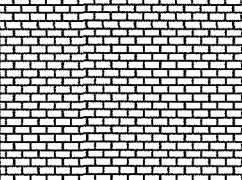
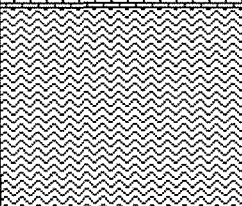
Şekil 2: Türkiye'nin önemli neotektonik yapıları: Marmara bölgesindeki KAF kolları.

Bu kol da Değirmendere'den sonra yine ikiye çatallanmakta ve kuzey kol Marmara Denizi içerisindeki yaklaşık doğu batı uzun eksenli üç derin çukurun içerinden geçerek Ganosdağı güney eteklerine paralel olarak Gelibolu yarımadasını kesip Saros körfezine girmektedir. İkinci kol İznik gölünün güneyinden ve Kapıdağ yarımadasının güneyinden geçerek Biga yarımadasına yönelmektedir. Üçüncü kol ise Bursa, Ulubat ve Manyas gölleri üzerinden Biga yarımadasının güneyine ve Ege denizine uzanmaktadır.

İnceleme alanında önceki yıllarda gerçekleştirilmiş çok sayıda jeolojik çalışma bulunmaktadır. Bunlar arasında Akartuna (1968), Erendil ve diğ. (1991) ve Bargu ve Sakıncı (1990) bu bölgedeki stratigrafiyi belirlemişlerdir. Emre ve diğ. (1999) ise 17 Ağustos depreminden sonra hemen tüm Yalova bölgesini kapsayan bir arazi kullanım haritası çalışmasını gerçekleştirmişlerdir. Bu makalenin ilgili olduğu Marmara denizi'nin açılma kinematiki ile çalışmalar arasında Şengör ve diğ. (1985), Crampin ve Evans (1986), Barka ve Kadinsky-Cade (1988), Wong ve diğ. (1990, 1995) ve Görür (1996) yer almaktadır. Altınova ve yakın yöresinin neotektonik özelliklerinin incelenmesini konu eden bu makalede daha önceki yayın ve raporlarda kullanılmış olan kaya-stratigrafi birimlerinin adları değiştirilmeden alınmış ve iç yapıları hakkındaki bilgiler ise haritalama sırasındaki arazi gözlem ve mikroskopik çalışmalardan verilmişlerdir.

2. ARMUTLU YARIMADASINDAKİ BÖLGESEL JEOLojİ

Bu bölgede en yaşlı litoloji birimi Pamukova metamorfileri olarak adlandırılan Paleozoyik yaşlı kayalardır. Bu kayalar güneydeki yüksek alanlarda yüzeyler Altınova yakın dolayında görülmezler. Pamukova metamorfileri üzerinde açılı uymazlıkla Triyas yaşlı metakumtaşı metaşist ardalanmasından oluşan Taşköprü Formasyonu yer alır (Şekil 3).

YAŞ	FORM.	KAL. m	SEMBOL	AÇIKLAMA
KUVATERNER		20		Qpt: Güncel plaj, kum, çakıl
		20		Qb: Lagün kıyısı bataklık çökeli, kumlu, siltli
		20		Qal: Alüvyon yelp. bağlantısız çakıl, kum
				Qat: Alüvyon, çakıl, kum, silt, kil
				Qtr2: Deniz taraçası, az yüksekte denizel fosilli kum az çakıl
				Qtr1: 60-100 m yüksekte denizel fos. kum az çakıl
Pliosen		20		Polijenik, gevşek bağlantılı konglomera. Yüksek yerleri ince bir örtü halinde kaplıyor
				Açılı uyumsuz
PLYOSEN	YALAKDERE	50		Sarı çoğu zaman gevşek bazan sıkı dokulu ince orta kumtaşı. Kuvars egemen bileşen, çimento karbonat kısmen kil. Yer yer yanıl devamsız görsel kireçtaşı seviyeleri
				Açılı uyumsuz
EOSEN	SARISU	45		Mavi gri renkli çok sert vitrik-kristal tuf ve kuvvetli tüfitik kumtaşı ardalanması.
ÜST PALEOSEN-ALT	İNCEBEL	200		Sarı volkanik bileşenli konglomeratik kumtaşı, karbonat çimentolu ince kumtaşı, mikritik kireçtaşı ve beyaz gri silttaşı-kiltası ardalanması.
				Aweolina cf. illerdensis, Nummulites sp., Discocyclina sp., Assilina sp. Globigerina sp.
				Açılı uyumsuz
ÜST KRETASE	BAKAÇAK	85		İnce taneli karbonat çimentolu kumtaşı, silttaşı, mikritik kireçtaşı ardalanması.
				Globotruncana tricarinata (Que.), Globotruncana cf. fornicata (Plummer), Globotruncana sp., Globigerina sp.
				Açılı uyumsuz
TRİYAS	TAŞKÖPRÜ	125		Metakumtaşı ve şist ardalanması. Kalın kırmızı sert kuvars kumtaşı seviyeleri. Metakumtaşı ve şistlerde belirgin şistozite.

Şekil 3: İnceleme alanındaki istiflenmeyi gösteren dikme kesit.

Oldukça büyük stratigrafik kalınlıklara ulaşan bu birim içerisinde yer alan sert kırmızı metakumtaşı seviyeleri yörede taşocağı olarak işletilir ve alınan malzeme başlıca yol yapımlarında kullanılır. Altınova ilçesi yakın yöresinde bu birimin üzerinde yine aşıl uymazlıkla Kampaniyen yaşlı derin deniz karakterli pelajik kireçtaşı, şeyl ve silttaşı arıalanmasından oluşan Bakacak Formasyonu bulunur. Gerçekte yörede bu birimin Triyas yaşlı Taşköprü Formasyonu ile ilişkisi tektoniktir. Yalnızca batıda Tavşanlı beldesinin ortasından geçen dere vadisinin doğu yamaçlarında bu birimin çok kaba bileşenlerden meydana gelen ve bir moloz akması ürünü halinde bulunan taban konglomerası görülür. Bakacak Formasyonu üzerine aşıl uymazlıkla Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı kumtaşı, killi kireçtaşı ve silttaşı arıalanmasından oluşan İncebel Formasyonu gelir. Bu birim üst seviyelerine doğru dereceli olarak volkanik kökenli birimlere geçer. Volkanik birimler bölgedeki çalışmalarda Sarısu Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Emre ve diğ. 1999'dan). Bunlar katmanlı yapılarıyla bir su içi çökelmeyi ifade eden tuf ve tüfitik kumtaşlarıdır. Bunların üzerinde yer alan birim bölgede geniş alanlarda yayılımlı olan Pliyosen yaşlı kumtaşlarından meydana gelen Yalakdere Formasyonudur. Bu birimin üzerinde olasılıkla Pliyo-Kuvaterner yaşlı ve ancak Pliyosen düzlüğü topoğrafik seviyesini ince bir örtü halinde kaplayan gevşek polijenik konglomeralar yer alırlar. Bölgedeki en genç litoloji birimleri ise çoğunlukla bağlantısız malzemeler halinde bulunan ve kıyı ovasını kaplayan denizel taraça depoları ve alüvyal oluşuklardır.

3. ALTINOVA DOLAYININ JEOLJİSİ

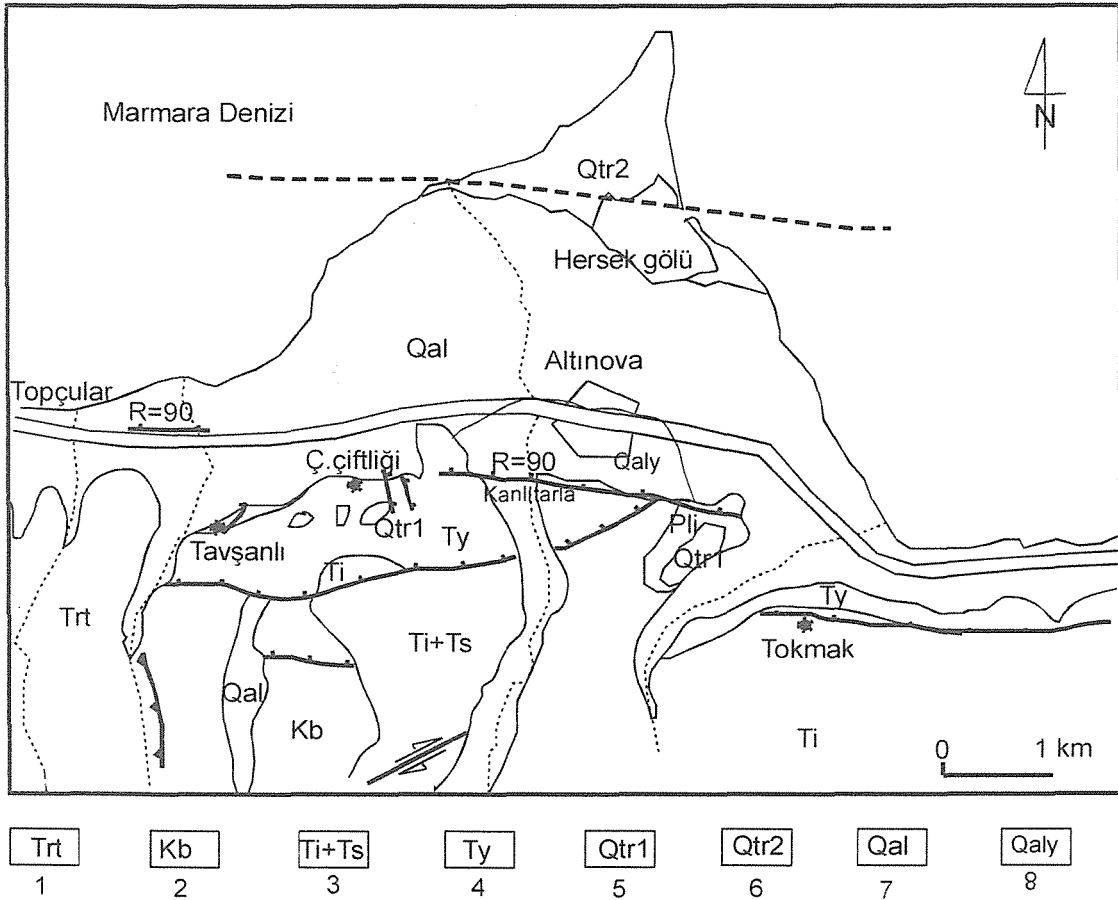
Altınova ilçesi ve yakın dolayında Triyas yaşlı Taşköprü Formasyonu, Geç Kretase yaşlı Bakacak Formasyonu, Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı İncebel Formasyonu, Pliyosen yaşlı Yalakdere Formasyonu ile Pliyo-Kuvaterner ve Kuvaterner'e ait birimler yüzeyler (Şekil 4).

Taşköprü Formasyonu (Tr):

İnceleme alanının güneybatısında vadi içlerinde mostra veren bu birimin tabanı görülmez. Başlıca metakumtaşı ve şist arıalanmasından meydana gelen görünür kalınlığı 125 m olan bu istif zaman zaman kalın kalın ve kırmızı rengin egemen olduğu sert katmanlardan oluşan kuvars kumtaşı veya metakuvarsit seviyeleri katılır. Kumtaşı ve şistlerde belirgin şistozite görülür.

Bakacak Formasyonu (Kb):

Altınova ilçesinin güneybatısında Tavşanlı beldesi dolayında yüzeyler. Triyas yaşlı Taşköprü Formasyonu üzerinde açısız uymazlıkla yer alır. Kumtaşı, mikritik kireçtaşı ve silttaşı araldanmasından oluşan filiş tipi bir sedimantasyonla temsil edilir. İnceleme alanında 85 m lik bir kalınlık sergilerler. Mikritik kireçtaşlarındaki Globotruncana tricarinata, Globotruncana cf. fornicata, Globigerina sp. gibi fosiller Geç Kretase yaşına işaret ederler.



Şekil 4: Altınova dolayının jeoloji haritası: 1-Taşköprü Fm, Triyas; 2-Bakacak Fm. Geç Kretase; 3-İncebel ve Sarısu Fm. Eosen; 4-Yalakdere Fm. Pliyosen, 5-Birinci deniz taraçası, 6-İkinci deniz taraçası, 7-Alüvyon, 8-Alüvyon yelpazesi.

İncebel Formasyonu (Ti):

İnceleme alanında 200 m stratigrafik kalınlık sergileyen bu birim giderek derinleşen denizel bir ortamın çökel kaya ürünleridir. Birim Geç Kretase yaşlı Bakacak Formasyonu üzerinde açısız uymazlıkla yer almaktaysa da gerçekte birimin tabanı inceleme alanı içerisinde tam olarak görülmez. önceki kaya birimleriyle ilişkiler faylıdır. Alt düzeylerinde 15-20 cm kalınlıklarda katmanlı açık kahverenkli ,orta-kaba çakıllı kumtaşları ile bunlarla araldanan gri-beyaz renkli kiltası ve silttaşlarıyla temsil edilir. Kumtaşları kuvars tanelerinin bolluğuyla

karakterize edilir. Bunun yanında koyu renkli minerallerinde fazlalığı volkanik bir kaynaktan beslenmeyi ifade eder. Alterasyonun yoğun olduğu yüzeye yakın seviyelerde gevşek taze kısımlarında sert kaya karakterindedirler. Çimento karbonattan ibaret olup bazı seviyelerinde Nummulites sp. fosilleri içerirler. Bunun yanında başka lokalitelerde belirlenen diğer bazı fosiller bu birimin yaşının Üst Paleosen-Alt Eosen olduğunu gösterir (Şekil 3). İncebel Formasyonu stratigrafik olarak daha üst seviyelerinde ince taneli kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve şeyl aralanmalarıyla karakterize edilir. 5-15 cm arasında katmanlı olan bu kayaçlarda kumtaşları karbonat çimentoludur, taneler kuvars opak mineral ve plajiyoklaz minerallerinden ve volkanik kayaç parçalarından oluşurlar. İçlerinde bulunan Alveolina cf. illerdensis Nummulites sp., Discocyclina sp. ve Assilina sp. gibi fosiller birimin bu seviyelerinin yaşının Üst Paleosen-Alt Eosen olduğunu gösterir. Birimin bu seviyeleri Altınova ilçesi'nin güneybatısında Kanlıtarla mevkiinden güneye doğru giden yolun üzerinde ve buradaki vadinin doğu yamaçlarında ormanlık arazide yüzeylerler. Birim üst seviyelere doğru kumtaşı şeyl aralanması şeklinde devam eder. Mikroskopik incelemede kumtaşlarının kuvvetli tüfitik karakterde oldukları görülür. Bileşenler çoğunluğu bakımından volkanik kökenlidirler. Kuvars, plajiyoklaz ve karbonat tanelerin yanında çok bol volkanik kayaç parçası içerirler. Karbonat ve demiroksit çimentolu orta-kaba kumtaşı niteliğindeki bu kayaçlarla ardalı olan şeyller ise mikroskopik incelemede mikritik pelajik kireçtaşı karakteri sergilerler. İçlerinde Globorotalia sp. ve Globigerina sp. fosilleri bulunur.

Sarısu Formasyonu (Ts):

Bu formasyon İncebel Formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alır. İncebel Formasyonunun üst seviyelerine doğru volkanik katkı önce artar daha sonra tümüyle bir su altı birincil volkanik ürün halinde olan vitrik-kristal tuf ve litik tuf aralanması haline dönüşür. Bu litolojik farklılanma nedeniyle Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı İncebel Formasyonu üzerindeki bu stratigrafik seviyeler daha önceki çalışmalarda da Sarısu adıyla ayrı bir formasyon olarak adlandırılmıştır. Bunlar 5-20 cm kalınlıklarda katmanlı mavimsi gri renkli çok sert volkanik kayaçlardır. Mikroskopik incelemelerinde kayacın çoğunlukla taze volkanik camdan ve bunun yanında da fenokristaller halinde plajiyoklaz, opak mineral, az kuvars ve volkanik kayaç parçalarından oluştuğu görülür. Bu birimin de yaşı oransal stratigrafik durumu bakımından Üst Paleosen-Alt Eosen olarak alınmıştır. Bu birim batıdaki Çavuşçiftliği köyünün güney kesimlerinde yüzeyler (Şekil 4).

Yalakdere Formasyonu (Ty):

Armutlu yarımadasında oldukça geniş alanlarda görülen bu birim Altınova, Çavuşçiftliği ve Tokmakköy'de kıyı ovasının güneyinde kalan orta yükseklikteki kesimlerde yüzeyleyir. Bu birim karakteristik olarak sarı renkli 10-20 cm kalınlıklardaki çoğunlukla gevşek dokulu, bazan da çok sert karasal kökenli kumtaşlarından meydana gelir. Bunlar ince çakıllı seviyelerle ardalanırlar ve çapraz katmanlanmalar akarsu kökenine işaret ederler. Çavuşçiftliği köyünün doğusunda ve İzmit-Yalova karayolunun hemen güneyinde bu birime ait bir kesiti görmek mümkündür. Burada 22 m kalınlığında bir kesitte altta çakıllı üstte ise kumlu ve siltli akarsu çökeliş modeli mostra vermektedir. Buna karşılık ortamsal özellik nedeniyle bu birime ait seviyeler düşey ve yanal yönde sık sık nitelik değiştirirler. Mikroskopik incelemede bu kumtaşlarında egemen bileşenin kuvars olduğu görülür, çimento ise çoğunlukla kil az miktarda da karbonattan oluşmaktadır. Bu formasyon içerisinde yer yer yanal devamsız ince depolanmalar halinde içlerinde mollusk fosilleri bulunan gölgesel kireçtaşları da bulunmaktadır.

Yalakdere Formasyonuna ait kumtaşları Altınova ilçesinin güneyinde ve batıda Çavuşçiftliği köyünün güney kesimlerinde de görülür. Bu formasyonun stratigrafik olarak en üst seviyeleri niteliğinde olan kumlu siltli seviyeler ile kireç konkresyonlu gevşek kumtaşları da Altınova'nın doğusunda Tokmakköy dolayında kıyı ovasından itibaren güneye doğru yükselen arazi kesiminde bazı yerlerde alüvyal yelpaze çökelleri altından yüzeyleyirler.

Pliyo-Kuvaterner Konglomeralar:

Bu birim inceleme alanında Altınova ilçesinin güneyinde yüksek düzlükleri ince bir örtü halinde kaplar. Bunlar polijenik çakıllı gevşek konglomeralar ile bunlarla arakatkılı kumtaşlarından oluşurlar.

Kuvaterner yaşlı litolojiler:

a)Deniz Taraçası (Qtr1): Deniz seviyesinden 40-55 m yüksekte yer alan kumlu, çeşitli güncel Lamellibranchia ve Gastropoda kabuklarını veya fosillerini içeren asılı depolardır. Gevşek dokulu kum depoları kıyı fasiyesini temsil ederler ve denizin çok yakın geçmişteki seviyesine işaret ederler. Kıyı ovasının güneyinde yumuşak yükseltilerin 40-50 m yükseklikte bulunan tepelerin üstlerini yatay bir örtü şeklinde kaplarlar. En yaygın olarak Çavuşçiftliği köyü merkezi kısmında kuzey-güney yönünde uzamış tepe üstlerini kaplarlar. Bu kısımda en kalın

yerinde 5 m yi geçmezler. Burada bu topoğrafik seviyedeki deniz taraçaları Yalakdere Formasyonu'nun sarı gevşek-orta sıkı kumtaşları üzerinde yer alırlar.

Bu topoğrafik ve stratigrafik seviye deniz taraçaları doğudaki Tokmakköy dolayında da yüzeylerler. Buradaki deniz taraçası Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı İncebel Formasyonu üzerinde yer alır. Ostrea yığışımından meydana gelen bu taraçalar bile faylanmayla iki kademede bulunmaktadır. Üst seviye denizden 20 m yüksekte ve 5-6 m kalınlığındadır.

b)Deniz taraçası (Qtr2): Deniz seviyesinden 1-2 m yüksekte bulunan denizel kumlu tortullardır. Gevşek dokulu olup içlerinde bol miktarda sığ denizel Lamellibranchia ve Gastropoda kabukları bulunur. Tokmakköy'de kıyından yaklaşık 600 m içeride İzmit-Yalova karayolunun güneyinde 13 m kotunda yapılan sondajda 11 m derinlikte bu kumlu depolara ulaşılmaktadır. Altınova ilçesinde İzmit-Yalova karayolunun hemen yanında açılan kuzey-güney doğrultulu hendeklerde de yüzeyden bir m derinde yine denizel çakıllı kum depolanmalarının hafifçe güneye doğru eğimli düzgün seviyelerine rastlanmaktadır. Bu da eski deniz kıyısının bugünkünden daha kara içine sokulmuş durumda bulunduğunu gösterir. Buradaki periyodik kıyı ilerlemesi ve gerilemesi olaylarının nedeni genç tektonik hareketlerdir. Bu taraça depolarının üstleri 15-20 m kalınlıklara ulaşan ve kıyı ovasını kaplayan alüvyon yelpazesi ve alüvyon karakterinde tortullarla kaplıdır. Yüksek yerlerden kaynaklanan bu malzemelerin kuzeye doğru kıyı ovası üzerine taşınmaları sırasında kıyı ovasının genişlediği yerlerde plaj kesimine kadar ulaşmaları mümkün olmamıştır. Bu şekilde Altınova ilçesinin Hersek deltası üzerinde yer alan kesiminde kıyından 400-500 m içeri kadar bu önceki deniz seviyesine ait delta fasiyesindeki kumlu depolar yüzeydedir ve burada üzerlerinde daha genç alüvyal tortul bulunmamaktadır. Hersek deltasının kuzeybatısında kıyıda yer alan Hersek köyü tümüyle bu kumlu çakıllı genç denizel depolar üzerinde yer almaktadır. Burada yapılan kanal kazılarında iki m derinliğe kadar 20-50 cm kalınlıklardaki kumlu çakıllı denizel seviyelerin ardalandığı görülmektedir. Kimi seviyeler bol mollusk kabuğu içerir. Bu bölgede yapılan derin sondajlarda bu kumlu çakıllı seviyelerin altında 100 m den daha kalın gri delta killeri kesilmektedir.

c)Alüvyon Yelpazesi (Qaly): Bunlar yüksek yerlerden türeyen kaba alüvyal malzemenin arazinin oransal olarak düzleşmeye başladığı yerlerden itibaren ovaya doğru yelpaze tarzında yayılarak depolanmasıyla oluşan, çoğunlukla da dere vadilerinin ovaya açıldığı yerlerde gelişen tortullardır. Ovaya doğru daha ince taneli akarsu kökenli tortullara derecelenirler.

Kaba çakıllı kumlu siltlidirler. Tokmakköy merkezi kesiminin kuzeyindeki az eğimli yamaçlar en çok 15 m kalınlığa ulaşan alüvyon yelpazesi tortullarıyla kaplıdır (Şekil 4). Altınova ilçesinde de özellikle güneydeki İncebel ve Yalakdere Formasyonlarından beslenen az kalın alüvyon yelpaze depoları bulunmaktadır. Denizel taraça depolarıyla alüvyal yelpaze depolarının ilişkilerini incelemek amacıyla Altınova ilçesinin içerisinde ve İzmit-Yalova karayolunun hemen kuzeyinde kuzey-güney doğrultusunda açılan 40 m uzunluğunda ve 3.00 m derinliğinde bir hendekte denizel çakıllı kum seviyelerinin karmaşık düzenlenmeli çakıllı yelpaze depolarıyla parmaklandığı saptanmıştır. Bu kesimde denizel çakıllı kum merceklerinin içerisinde tarihi dönemlere ait kiremit parçaları bulunmaktadır. Bu da Hersek deltasının bin yıllarla ifade edilebilen bir sürede meydana getirilmiş olduğunu belgelemektedir.

d) Alüvyon (Qal): Kıyı ovasını kaplayan ve en kalın yerinde 25-30 m dolayında beklenebilecek kumlu, siltli az killi ve çakıllı gevşek tortullardır. Tokmakköy mevkiinde Kaytazdere, Altınova mevkiinde ise Yalakdere taşıdıkları malzemelerle dere vadilerini ve kıyı ovasını kaplayan alüvyonları meydana getirmişlerdir.

e) Lagün kıyısı bataklık çökelleri (Qb): Bunlar Hersek deltası kuzeyindeki Hersek gölünün kıyılarında yer alan ve özellikle de Tuzla mevkiinde görülebilecek olan sazlıklarla kaplı kesimlerdeki kumlu, siltli çökellerdir. Benzer çökeller ve bataklık alanları gölün tüm çevresi boyunca sözkonusudur.

f) Plaj çökelleri (Qpl): Çavuşçiftliği, Altınova, Tokmakköy ve Hersek köyü sahalarının kıyı kesiminde bulunan ve sürekli hareket halinde bulunan kumlu çakıllı depolanmalardır. Kıyı çizgisinden bazan 30 m kadar içeriye kadar yayılmaktadırlar.

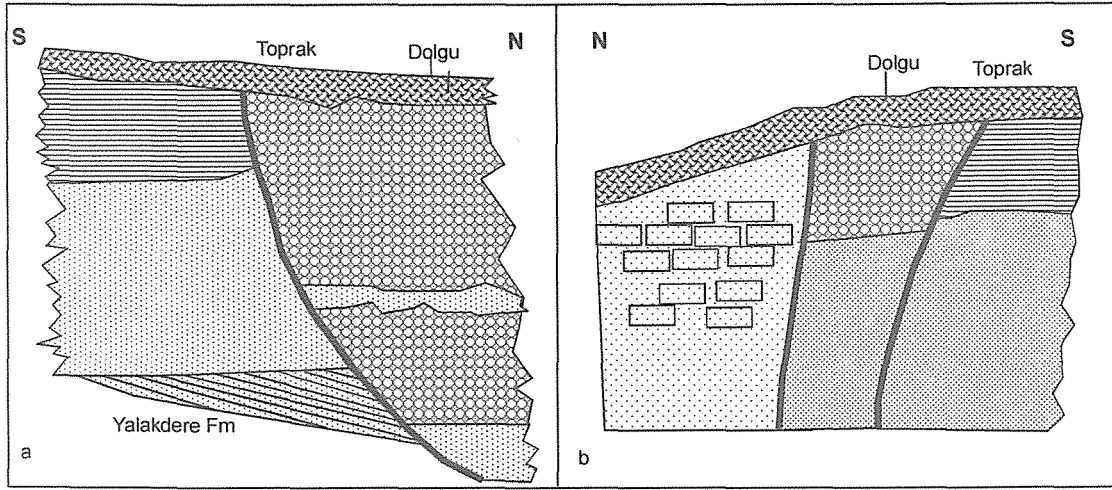
4. YAPISAL JEOLJİ

Bölgenin en önemli tektonik unsuru Kuzey Anadolu Fayı'dır. 17 Ağustos 1999 Gölcük-Arifiye depreminde meydana gelen yüzey kırığı büyük bir olasılıkla Hersek deltasını kuzey kısmından keserek deniz içerisinde Çınarcık açıklarına kadar ilerlemiştir (Gökten ve diğ. 1999 a, b; Çemen ve diğ. 2000). Bu tarihten önceki depremlere ait bazı jeolojik verilere Hersek gölünün batı kısmında rastlanmaktadır. 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasında ve bazı önceki çalışmalarda Kuzey Anadolu Fayı ana kolunun Armutlu yarımadasını kıyı ovası ile

topografik yükselimin sınırından kestiği şeklinde gösterilmiştir (Şekil 1). Buna karşılık arazi çalışmalarında kıyı ovasını sınırlayan fayların eğim atımlı normal faylar oldukları görülmüştür. Üst Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı oluşukları etkileyen bu fayların aktif oldukları ve esas olarak daha kuzeyde yer alan Kuzey Anadolu Fayı anayapısının etkisiyle meydana gelmiş oldukları açıktır. Bu yüzden geçmiş depremleri oluşturan yüzey kırıklarının da hep deniz içerisinde yer almış oldukları buna karşılık deniz kıyısının da yakın jeolojik geçmişte bugünkünden daha güneyde ve kara içerisinde yer aldığı düşünülmelidir. Bu şekilde Armutlu yarımadası kuzeyindeki kıyı ovalarının Kuzey Anadolu Fayı'na bağlı eğim atımlı normal fay niteliğindeki ikincil yapılar yoluyla meydana getirilmiş olduğu belirtilebilir. Önce de değinildiği gibi ovadaki hendek kazılarında belirlenen denizel çakıllı kum seviyelerinin hafifçe güneye eğimli olmaları (Tilting) kıyı ovasını sınırlayan fayların eğim atımlı normal karakterde olduklarının dolaylı göstergesidir. Bu durumun başka bir ifadesi bundan sonra meydana gelebilecek depremlere ait yüzey kırıklarının yine Marmara denizi içerisinde yer alacak olmalarıdır. Bu duruma ait en önemli üç örnekten birisi Altınova ilçesi güneybatısında Kanlıtarla mevkiinde yol üzerinde görülebilir (Şekil 4). Burada Pliyosen yaşlı Yalakdere Formasyonu kumtaşlarını etkileyen N 55 E, 50 NW durumlu fay düzleminde görülen 90 derecelik yanyatım bu fayın eğim atımlı normal fay olduğunu gösterir. Bu noktanın güneyinde Yalakdere Formasyonu ile Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı İncebel Formasyonu'nun sınırı da faylıdır. Bu da tavan bloğu kuzeyde yer alan normal bir faydır ve Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşturduğu gerilme alanı ile ilgilidir. İkinci örnek Çavuşçiftliği köyünün doğusunda İzmit-Yalova karayolunun üzerinde yer almaktadır. Burada yol kotunun 25 m üzerinde bulunan yarmada Yalakdere Formasyonu kumtaşları mostra verir. Yarmanın önü N 70 E durumlu bir normal fayla kontrol edilmektedir. Üçüncü örnek ise Tokmakköy muhtarlık binasının bulunduğu düzlük alanı kuzeyden sınırlayan normal faydır. Burada direk olarak fay düzlemi görülememekteyse de 40-50 m kotunda asılı kalmış bulunan deniz taraçaları ile kıyı ovasını sınırlayan sarplık fayın varlığını kanıtlamaktadır. Eosen kireçtaşlarında R=90 veya R=65 E yanyatımları fayların eğim atımlı ve sağ yanal doğrultu atım bileşenli verev normal faylar olduğunu göstermektedir.

Bölgedeki yapısal unsurlarla ilgili bir diğer önemli gözlem noktası da batıdaki Tavşanlı beldesine ait arazi kesiminde bulunmaktadır. Burada Topçular iskelesinin 500 m kadar doğusunda İzmit-Yalova karayolunun hemen kuzeyinde kalan noktada denizin eski kıyısına ait izler ve buradaki olasılıkla antik bir limana ait bir duvarı kesmiş olan normal fay

görülmektedir (Şekil 5) . Fay doğu-batı doğrultulu olup kuzeye 70 derecelik bir eğime sahiptir ve fay çiziklerinde ölçülen yanyatım 90 derecedir.



Şekil 5: Tavşanlı beldesi kuzeyindeki kıyıya yakın faylanma. A-Yarmanın doğu kesiti; b-Yarmanın batı kesiti, kuzeyde fayla kesilmiş antik duvar.

5. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

1999 Gölcük-Arifıye ve Düzce bölgesi depremlerinde ortaya çıkan yüzey kırığının özellikleri KAF'ın bu bölgedeki kinematik karakterini belirginleştirdiği bu konuda çalışanlar tarafından bilinmektedir. Fay İzmit körfezine Başiskele mevkiinden girdikten sonra önce Gölcük'te karaya çıkmış, Değirmendere ve Karamürsel'de kıyıya çok yakın geliştikten sonra Yalova veya Çınarcık açıklarına kadar devam etmişti (Gökten vd., 1999a). Yüzey kırığının Karamürsel'den sonra kuzeybatıya yönelerek Marmara denizinin doğudaki birinci çukurluğu yamaçlarına kadar ilerlemiş olması da ihtimal dahilindeydi. Kuzey Anadolu Fayı çalışmaya başladığı tarihten bu güne kadar yaklaşık aynı hat üzerinde yeniden kırılmalarla hareket etmiş gözükürse de birbirini izleyen depremler zonun farklı hatları üzerinde de meydana gelebilmiştir. Buna Bolu güneyi örnek olarak verilebilir. Burada 1944 depreminden önceki faylanmaların daha güneydeki kollar üzerinde gelişmiş olduğuna dair veriler bulunmaktadır (Gökten vd., 1997). Bu durum havzanın bir çek-ayır havza karakterinde kuzey-güney doğrultusunda giderek genişleyerek gelişmesini de sağlamıştır. 1999 Düzce-Arifıye depreminde Adapazarı ovasının batısından itibaren yüzey kırığının özellikle güneyinde yer alan kesimde faydan oldukça uzak bir mesafeye kadar uzanan basamaklar halinde eğim atımlı normal faylanmalar meydana gelmiştir. Adapazarında Toyota fabrikası güneyinde, Gölcük'te Donanma Komutanlığı alanı içerisinde, Değirmendere'de, Ulaşlı'da ve batıda Yalova kıyı

alanında bu normal faylanmalar çok belirgin şekilde gelişmişlerdir. Bazı kesimlerde bu faylar üzerindeki toplam eğim atım bir metreyi geçmiştir. Altınova ilçesi güneyinde bir fay sarplığı niteliğinde olan kesimlerde eğim atımlı bir normal fayın mostrası açık olarak görülmektedir. Ayrıca Armutlu yarımadasının güneyinde en yüksek topografik kottan başlayarak Marmara denizine doğru arazinin basamaklar şeklinde alçalması da açıktır. Kıyı ovasını sınırlayan bu eğim atımlı faylanma doğuya doğru Kaytazdere, Tokmakköy de ve Karamürsel Değirmendere arasında Eosen, Miyosen volkanik, Geç Kretase ve Paleozoyik yaşlı kayalarda kıyadaki sarplığı meydana getirecek şekilde görülmektedir. Özellikle kalın katmanlı detritik sedimanter kayalarda gelişen eğim atımlı normal faylanmalar Değirmendere-Karamürsel arasında katman düzlemlerinde gelişmiş durumdadırlar. Kıyayı sınırlayan bu tür faylanmalar Altınova'nın batısında Çınarcık, Kocadere ve Esenköyde de görülürler. Her yerde fay çiziklerinin yan yatımı 90 derece veya buna çok yakındır. Bu şekilde Marmara denizi'nin Orta Miyosen sonlarında (Geç Serravaliyen) KAF kontrollü oluşmaya başlaması (Görür ve diğ., 1997) sonrasında orta kesiminin bu tür normal faylanmalarla sürekli alçaltılmış olması olasıdır. Bu faylanmalarda normal olarak aktif blok tavan bloğu olmuştur. Marmara denizinin oluşumunda Ege graben sisteminin yol açtığı kuzey-güney doğrultulu çekmenin de etkili olduğu (Şengör ve diğ., 1985) ileri sürülürse de inceleme konusu olan nokta Ege graben sistemi domlaşma ekseninden oldukça uzakta bulunmaktadır. Bu yüzden Marmara denizi'nin kuzey-güney doğrultusunda genişlemesinin ana nedeni Kuzey Anadolu Fayı'nın deniz içerisinde kuzeye doğru çizdiği kavis nedeniyle bu kavisin güneyinde ortaya çıkan transtansiyonel karakterli gerilme alanı ile daha çok ilgili olmalıdır (cf: Gökten ve diğ., 1999 a) . Bu şekilde Marmara denizi kıyılarının bir çok yerinde daha önce de saptanmış olduğu gibi (Erol ve Nuttal, 1972; Erol ve İnal, 1980; Şentürk ve Karaköse, 1987; Sakınç ve Bargu, 1989) Altınova civarında deniz seviyesinden 60 m yüksekliğe kadar bulunabilen denizel taraçalar Marmara denizi orta kısmının eğim atımlı normal faylanmalarla alçaltılmış olduğunu ve en ilginç yönünün de Kuvaterner'de deniz seviyesinin de tavan bloklarının alçalmasına paralel olarak devamlı düşmüş olduğudur. Bu şekillenme de Görür (1996)'ün de değindiği gibi etkili unsur Kuzey Anadolu Fayıdır. Sakınç ve Bargu (1989) kıyı ovasını sınırlayan fayın KAF'm ana kolu olduğu varsayımıyla bu ve buna paralel faylarda güney blokların yükselerek batıya hareket ettiğini ve Tirenien yaşlı deniz taraçalarının aslında yükselerek 60-70 m ye çıktıklarını ve bu durumun Tirenien'in gerçek deniz seviyesini belirtmediğini ileri sürmüşlerdir. Anadolu levhacığının ancak izostasik bir yansıma ile (izostasic rebound) başarabileceği bu gelişmenin izlerini Anadolu'yu çevreleyen diğer deniz kıyılarında da görmek gerekirdi. Armutlu yarımadasının kuzeyinde kıyı ovasını sınırlayan doğu batı

doğrultulu hat üzerinde fay zonları boyunca yükselen volkaniklerin neden olduğu iki kutuplu manyetik anomali (Kayıran, 2001:sözlü görüşme) bu fayların eğim atımlı normal faylar olduğunu ayrıca ortaya koymakta ve bu fayların Miyosen'den beri var olduklarını, Pliyosen'de Kuzey Anadolu Fayı'nın belirmesiyle bu kesimde transtansiyonel yapısal ürünlerin meydana gelişlerini kolaylaştırdığını göstermektedir.

6. DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna M. 1968. Armutlu yarımadasının jeolojisi. İÜFF Monografi,20, 120 s.
- Bargu S. ve Sakınç M. 1990. İzmit körfezi ile İznik gölü arasında kalan bölgenin jeolojisi ve yapısal özellikleri. İ.Ü.Müh. Fak. Yerbilimleri Derg. 7, 1-2, 45-
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7-3, 663-684.
- Crampin S. and Evans R. 1986. Neotectonics of the Marmara Sea region of Turkey. J. Geol. Soc. London, 143, 343-346.
- Çemen İ. Gökten E. Varol B. Kılıç R. Özaksoy V. Erkmén C. and Pınar A. 2000. Turkish earthquakes reveal dynamics of fracturing along a major strike-slip fault zone: EOS, 81/28, 309
- Emre Ö. Duman T.Y. Keçer M. Ateş Ş. Erkal T. Durmaz S. Karakaya F ve Osmañcelebiođlu R. 1999. Yalova ve çevresinin arazi kullanım potansiyeli ve 17 Ağustos 1999 depremi sonrası olası yerleşme alanları.: MTA Jeoloji Etüdleri Dairesi Raporu, 52 s. Ankara.
- Erendil M. Göncüoğlu MC. Tekeli O. Aksay A. Kuşçu İ. Ürgün BM. ve Temren A. 1991. Armutlu yarımadasının jeolojisi. MTA Derleme Rap No. 9165.
- Erol O. ve Nuttal C.P. 1972. Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları: Coğrafya Araştırmaları Derg. 5-6, 27-91.
- Erol O. ve İnal A. 1980. Çanakkale yöresi Karacaviran köyü çevresindeki Kuvaterner depoları ve denizel fosilleri: Jeomorfoloji Derg., 9, 1-35.
- Gökten E. Özaksoy V. ve Demirtaş R. 1997. Kuzey Anadolu Fay Zonu Abant-İsmetpaşa kesiminin bazı neotektonik özellikleri: Aktif Tektonik Ar. Gr. 1. Top., Makaleler, 68-77, İTÜ, İstanbul.
- Gökten E. Çemen İ. Özaksoy V. and Erkmén C. 1999 a. The mechanism of the 17 August 1999 İzmit-Adapazarı earthquake, NW Turkey. Int. Con. On the Earthquake hazard and risk in the Mediterranean region. Proc. 23-36, Cyprus.

- Gökten E. Varol B. Çemen İ. Kılıç R. Ateş A. Kayabalı K. Özaksoy V. Koçbay A. Candansayar E. Orhan A. ve Erkmen C. 1999 b. 17 Ağustos 1999 İzmit-Adapazarı depreminde hasarı meydana getiren jeolojik faktörler. ATAG 3. Aktif Tek. Ar. Gr. 3. Top. Cumhuriyet Üniv. Bildiri özl. Sivas.
- Görür N. 1996. Türkiye'yi çevreleyen denizler: Jeolojik sorunları ve Mineral kaynak Potansiyelleri: TÜBİTAK, Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Prog. 74 s, İstanbul
- Görür N. Çağatay M.N. Sakıncı M. Sümengen M. Şentürk K. Yaltrak C. and Tchapylyga A. 1996. Origin of the sea of Marmara as deduced from the Neogene to Quaternary palaeogeographical evolution of its frame: Marine Geology,
- Şengör A.M.C. and Dewey J.F. 1985. Post Oligocene tectonic evolution of the Aegean and neighbouring regions: relations to the North Anatolian Transform fault. E.İzdar and E.Nakoman (Eds). Sixth Colloquium on the Geology of the Aegean Region, Piri Reis Int. Contr. Ser. Publ., 639-646.
- Şentürk K. ve Karaköse C. 1987. Çanakkale boğazı ve dolayının jeolojisi: MTA Derleme Rap. No. 9333.
- Wong H.K. Uluğ A. Özel E. and Lüdmann T. 1990. Neotectonic structure of the sea of Marmara. Mitt. Geol.-Paleontol. Inst. Univ. Hamburg, Degens Mem. 69, 99-116.
- Wong H.K. Lüdmann T. Uluğ A. and Görür N. 1995. The sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime: Tectonophysics, 244, 231-250.

Hersek Deltası'nda Paleosismolojik Çalışmalar

Aykut Barka¹, Özgür Kozacı¹, Erhan Altunel², Emre Evren¹, Scott Lindvall³,

Charlie Brankman³ ve Gordon Seitz⁴

1 İ.T.Ü Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul

2 Osmangazi Üniversitesi, Eskişehir

3 William Lettis & Associates

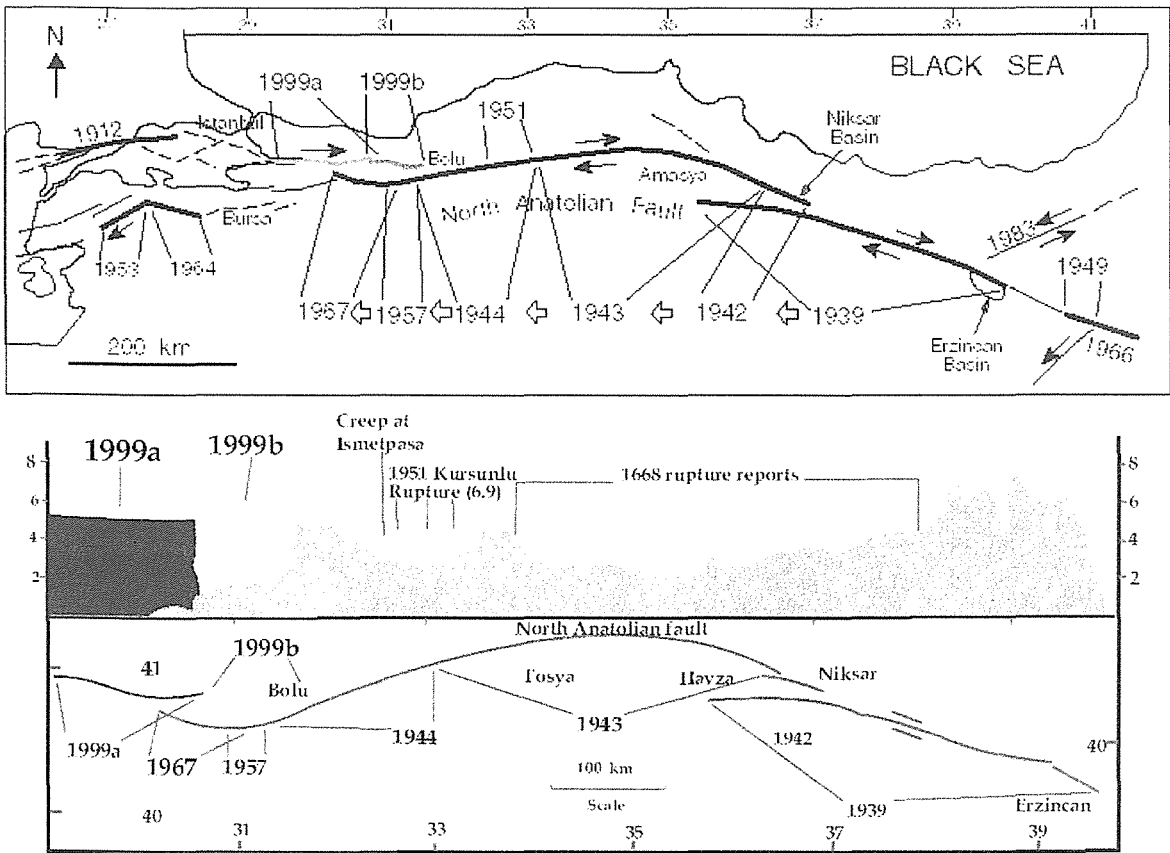
4 Lawrence Livermore National Laboratory

ÖZET

17 Ağustos 1999 İzmit depremi (M=7.4) yüzey kırığının batıda nerede sona erdiğinin iyi bilinmesi Kuzey Anadolu Fay zonunun Marmara Denizi içindeki kolu üzerinde meydana gelecek depremlerin belirlenmesi açısından önem taşımaktadır. Depremin hemen ardından yapılan arazi çalışmaları, telesismik dönüşümler ve kuvvetli yer sarsıntısı verileri ana kırığın Hersek Deltası'nın hemen doğusunda Karamürsel havzası içinde sonlandığını göstermektedir. Ancak, arazi verileri, jeodezi ve interferometri modelleri yüzey kırığının Hersek Burnu batısında Yalova segmenti üzerinde yaklaşık olarak 10 kilometre daha devam ettiğini göstermektedir. Kuzey Anadolu Fay zonunun Hersek Burnu'nu kestiğine ait jeomorfolojik ve jeolojik veriler mevcuttur. Ayrıca, Hersek yarımadasının hemen doğusundan ve batısından alınan batimetri verilerinde deniz içinde bulunan yüksekliklerin güneyde Yalova segmenti tarafından sınırlandırıldığı görülmektedir. Bu bölgedeki tarihsel depremlerin (örneğin 1509, 1766, 1754, 1894) hangilerinin Kuzey Anadolu Fay zonunun bu segmenti üzerinde meydana geldiğinin anlaşılması gelecek depremlerin belirlenmesi açısından büyük önem taşımaktadır. Yalova segmentinin Hersek yarımadasını kestiği yeri belirlemek ve üzerindeki en son aktivitenin ne zaman olduğunu ortaya koymak amacıyla hava fotoğrafları analiz edilmiş, detaylı harita çalışmaları yapılmış ve fay üzerinde kazılar yapılmıştır. Kazılarda görülen faylanmaların yaşlarını belirlemeye yönelik analizler devam etmekte olup elde edilen tuğla ve çömlek parçaları gibi tarihi kalıntılar fayın son bin yıl içerisinde birkaç defa hareket ettiğini destekler niteliktedir.

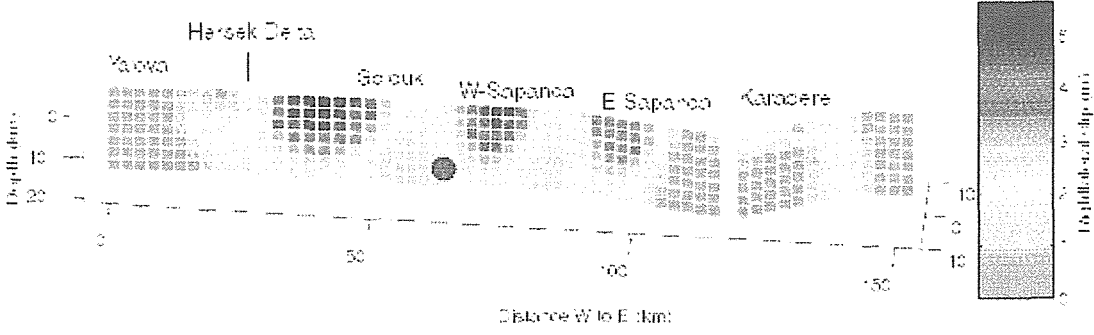
1. GİRİŞ

17 Ağustos 1999'da Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde, 20. yüzyılda batıya doğru göç eden büyük depremlerin yedincisi ($M_s=7.4$) meydana gelmiştir. Bu büyük depremler serisi 1939 Erzincan depremi ile başlayıp fayın 1000 kilometrelik bölümü üzerinde maksimum 7.5 metreye varan yer değiştirmelerle batıya doğru devam etmiştir (Şekil 1). Depremlerin oluş aralıkları 3 ay ile 32 yıl arasında değişmektedir.

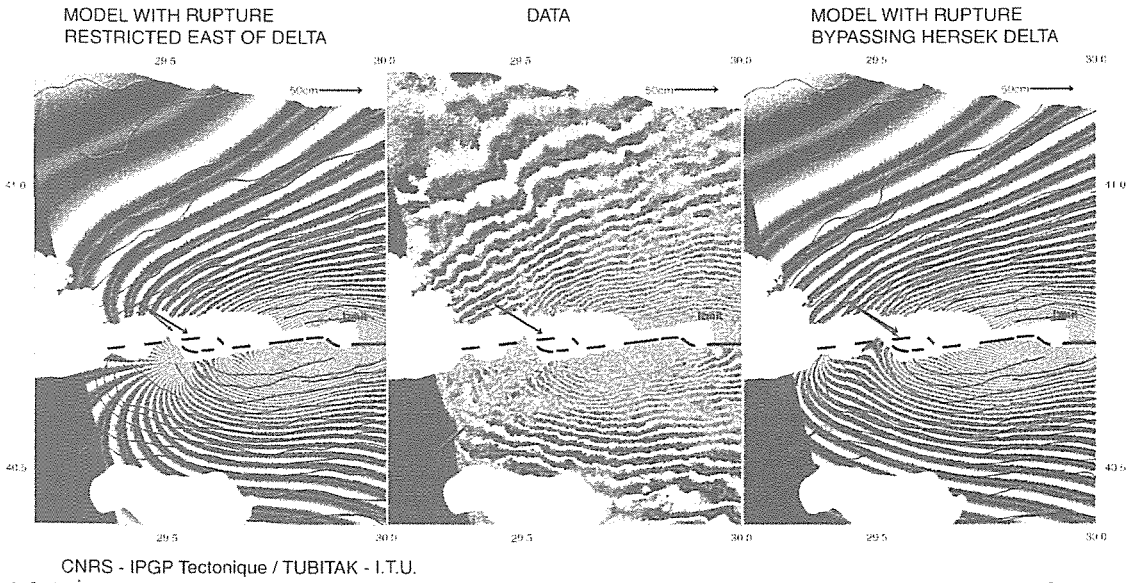


Şekil 1 Geçtiğimiz yüzyıl içinde Kuzey Anadolu Fayı üzerinde meydana gelen büyük depremlerin dağılımı.

17 Ağustos depreminde meydana gelen yüzey kırıkları Hersek-Yalova, Gölcük-Karamürsel, İzmit-Sapanca, Sapanca-Akyazı ve Karadere olmak üzere 5 segmentten oluşmaktadır. Hersek segmenti K80D doğrultuya sahip olup 1999 depremi yüzey kırığının batı ucunda yer alan büyük bir delta düzlüğünü kesmektedir (Witter ve diğ. 2000). 1999 depreminde delta üzerinde önemli bir yüzey kırığı meydana gelmemiş, 5-10 santimetrelik küçük yüzey çatlakları oluşmuştur. Ancak GPS verilerine göre Hersek Deltasının 10 kilometre batısında, derinde 60 santimetrelik yerdeğiştirme olduğu görülmüştür (Şekil 2) (Reilinger ve diğ., 1999).



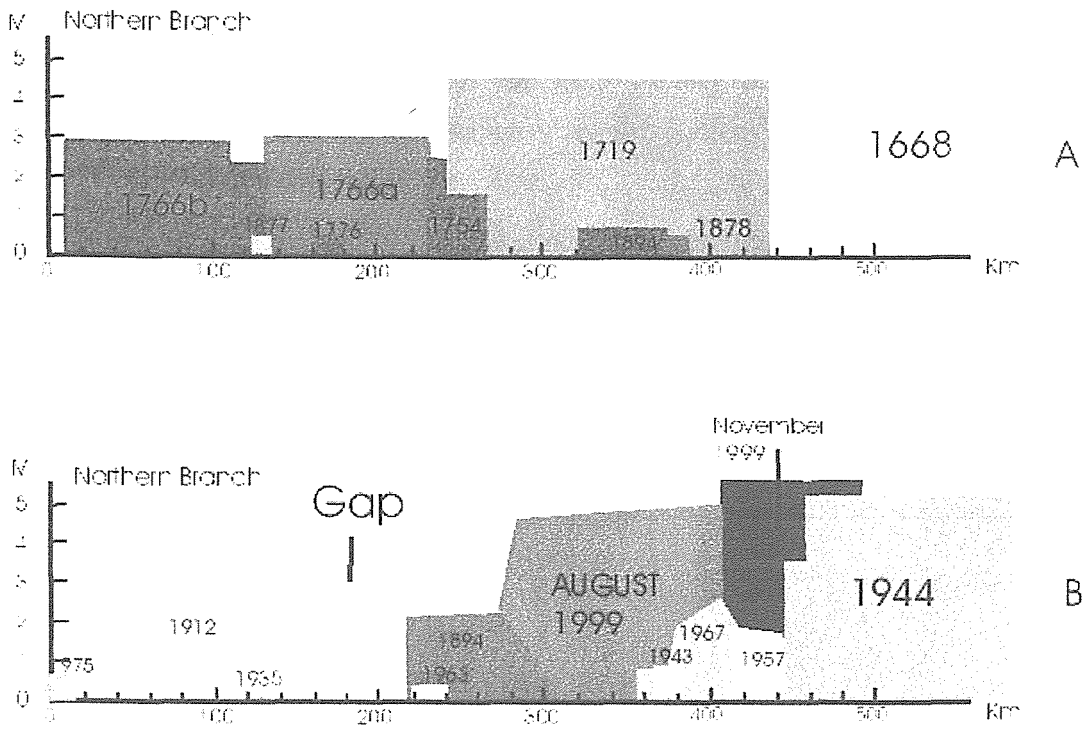
Şekil 2 GPS verilerine göre Hersek Deltasının 10 kilometre batısında, derinde 60 santimetrelik yerdeğiştirme olduğu görülmüştür.



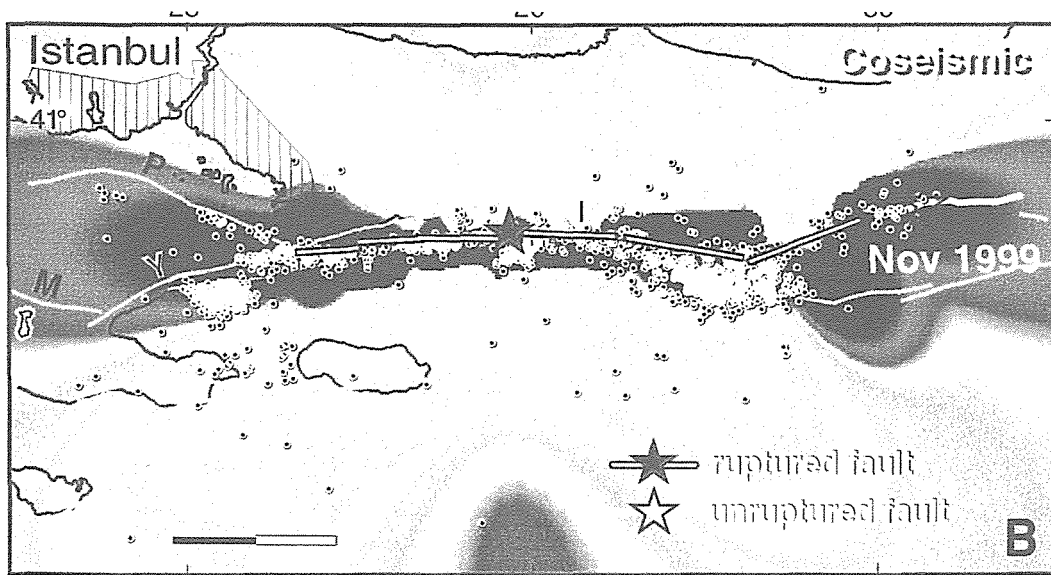
CNRS - IPGP Tectonique / TUBITAK - I.T.U.

Şekil 3 İnterferometri verileri ise deltanın altında 1 kilometre derinlikte 1 metreye varan yerdeğiştirme olduğunu desteklemektedir (Meyer ve diğerleri 2000).

Yine interferometri verileri ise deltanın altında 1 kilometre derinlikte 1 metreye varan yerdeğiştirme olduğunu desteklemektedir (Şekil 3) (Meyer ve diğ. 2000). Tarihsel kayıtlar incelendiğinde de Hersek Deltasının, Kuzey Anadolu Fayı'nda 1509'dan günümüze meydana gelen depremlerde hasara maruz kaldığı bilinmektedir. Şekil 4'te 1700'lü yıllarda ve 20. yüzyılda meydana gelen depremlere ait yerdeğiştirme bütçesi görülmektedir (Hubert ve diğ. 2000'den uyarlanmıştır). Yapılan Coulomb modellemeleri (Şekil 5) 1999 depreminin Marmara Denizi içindeki segmentlerde gerilimi arttırdığını göstermektedir (Parsons ve diğ. 2000). Tüm bu veriler ışığında Marmara Denizi'nde beklenen büyük deprem hakkında daha fazla bilgi sahibi olmak açısından ve Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi'ne girmeden karayı kestiği son noktanın Hersek Deltası oluşu, buradaki paleosismoloji çalışmalarını daha da önemli kılmaktadır.



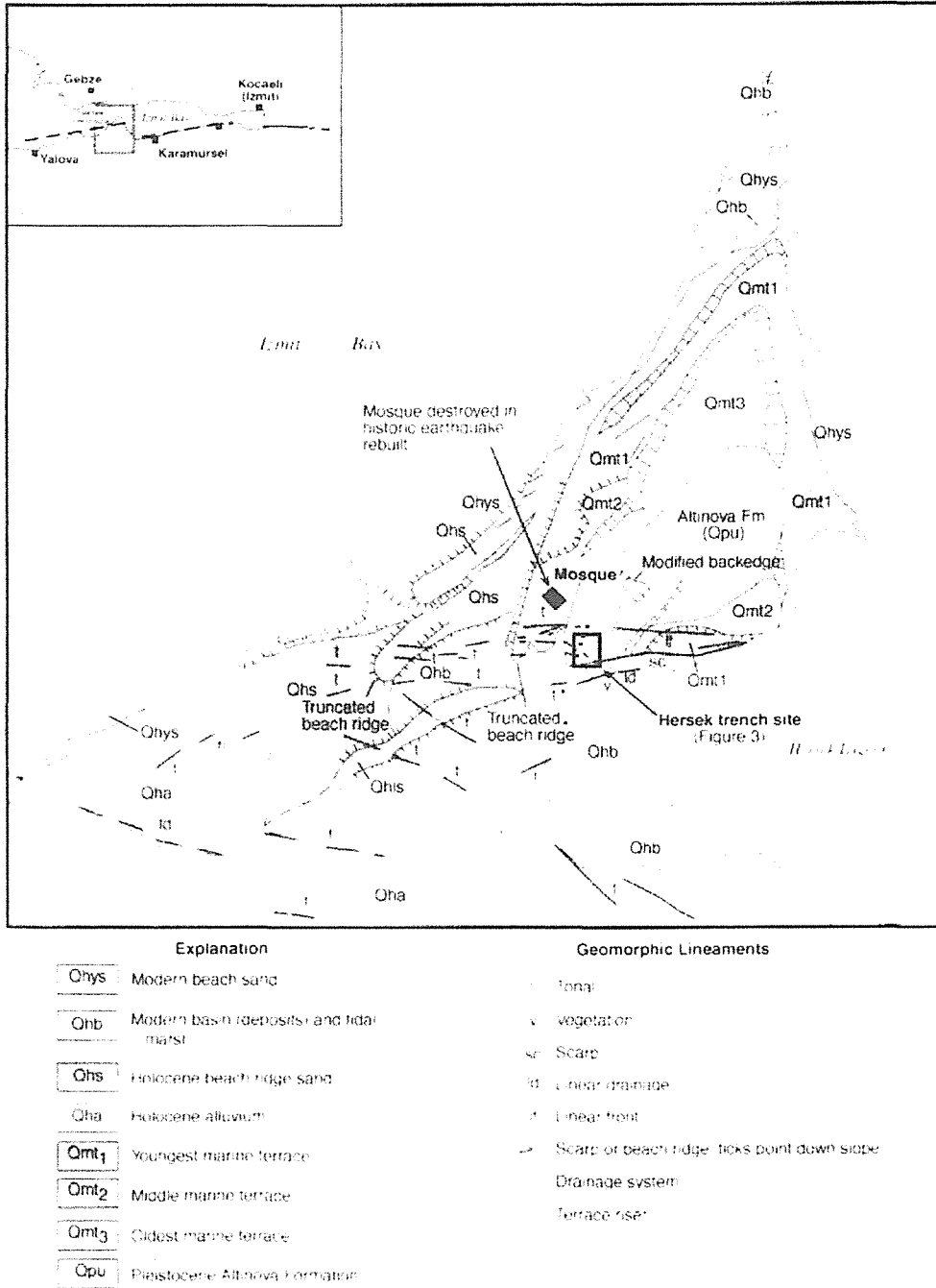
Şekil 4 1700'lü yıllarda ve 20. yüzyılda meydana gelen depremlere ait yerdeğiştirme bütçesi (Hubert ve diğerleri 2000'den uyarlanmıştır).



Şekil 5 1999 İzmit depreminin Coulomb modeli. Marmara Denizi içindeki segmentlerde gerilimin arttığı görülmektedir (Parsons ve diğerleri 2000).

2. JEOLojİ ve JEOMORFOLOJİ

Çalışma alanını oluşturan Hersek Deltası basit bir delta olmayıp, son 6000 yıllık delta çökelleri, Üst Pleistosen sığ denizel teras çökelleri ve Holosen plaj çökellerinden oluşmaktadır (Şekil 6).



Şekil 6 Çalışma alanının jeolojik haritası (Witter ve diğerleri 2000).

Delta sivri ucu kuzeye bakan bir üçgen görünümünde olup kuzeydoğusunda bir lagün bulunmaktadır. Güncel çökme ortamı ise daha çok kuzeybatıdadır. Yapılan kazı çalışmaları deltanın altında geniş yayılımı bulunan bir kil tabakasının varlığını ortaya koymuştur. Delta üzerinde bulunan Hersek Köyü deltanın kuzeyinde bulunan yükselti üzerine kurulmuştur. Bu yükselti deltanın kuzeyinde bulunan askeri üs içerisinde 28 metre yüksekliğe ulaşmaktadır. Bu tepe Altınova'nın güneydoğusunda da gözlenen yaklaşık 200.000 yıl yaşındaki deniz teras çökellerinden oluşmuştur. Bu tepe fay tarafından körfezin ortasında oluşturulmuş ilginç bir morfoloji oluşturmaktadır.

Delta üzerinde doğu-batı doğrultu fay göstergesi olan topografik çizgisellikleri oluşturan şevler, çizgisel çöküntü alanları ve kesilerek ötelenmiş kum sırtları izlenebilmektedir. Bunlara ek olarak Hersek lagününün geometrisi ve konumu güneydeki Gölcük-Karamürsel fay segmenti ve kuzeydeki Hersek-Yalova segmenti arasındaki bir pull-apart havzaya karşılık gelmesi açısından uyumludur. Tüm bu kriterler gözönüne alınarak fay kazısı yapmak için lagünün kuzey doğusunu sınırlayan fay şevi seçilmiştir. Güneye bakan bu şev yaklaşık doğu-batı uzanlı olup tonal çizgisellikler, çizgisel çöküntüler ve kesilmiş kum sırtları ile aynı hizadadır.

3. PALEOSİSMOLOJİK KAZILAR

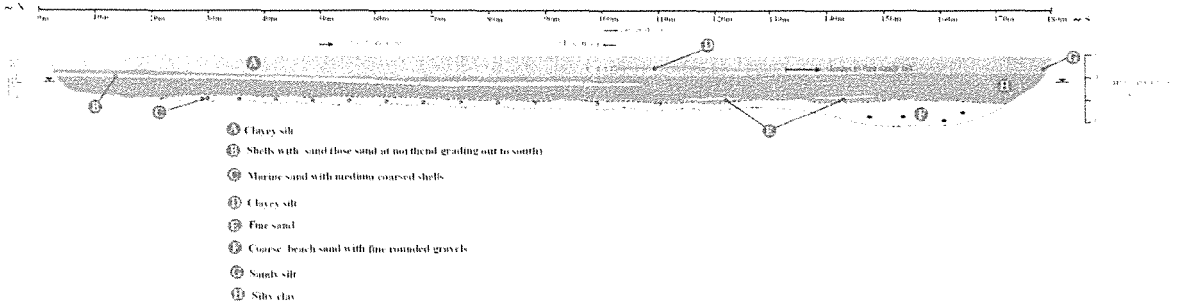
Hersek Deltası üzerinde toplam uzunluğu yaklaşık 760 metreyi bulan 17 fay kazısı ve araştırma çukurları açılmıştır. Bunlara ek olarak yaklaşık 1 kilometre uzunluğunda bir sismik yansıma profili alınmıştır (Şekil 7).

Kazı çalışmalarına lagünün kuzeyinde Hersekzade Ahmet Paşa Camiinin güneyinde bulunan 1999 kazılarının bulunduğu yerde başlanmıştır. Yapılan ek kazılarda 1999'da gözlenen tarihi kalıntılara ek olarak yeni bir buluntuya rastlanılmamıştır.

Bu kazıları takiben güncel delta çökellerinin bulunduğu delta düzlüğü üzerinde kazılar yapılmıştır. Bu kazılarda oldukça plastik kil ve bunun arasında kum, silt mercceklerinden oluşan tekdüze bir stratigrafi izlenmiştir. Açığa çıkarılan birimlerde herhangi bir deformasyon gözlenememiştir (Şekil 8).

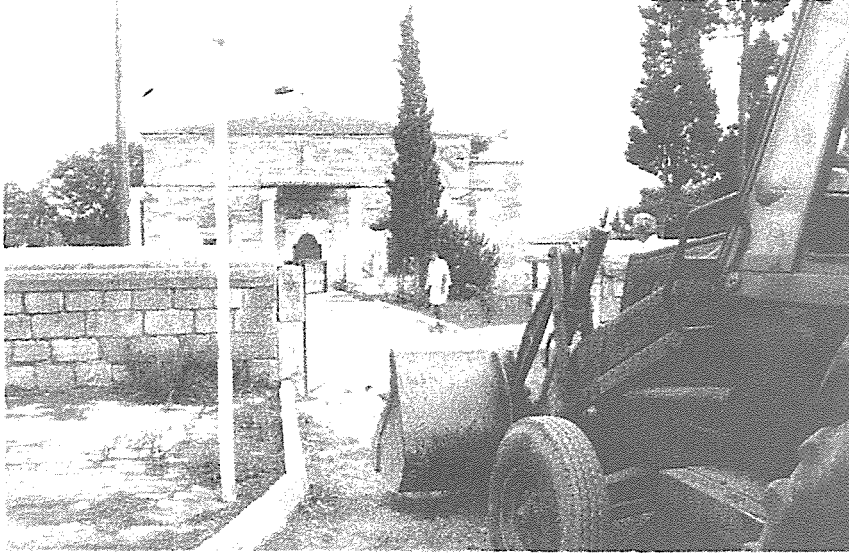


Şekil 7 Çalışma alanında yapılan fay kazıları ve jeofizik profilin hava fotoğrafı üzerinde gösterimi.



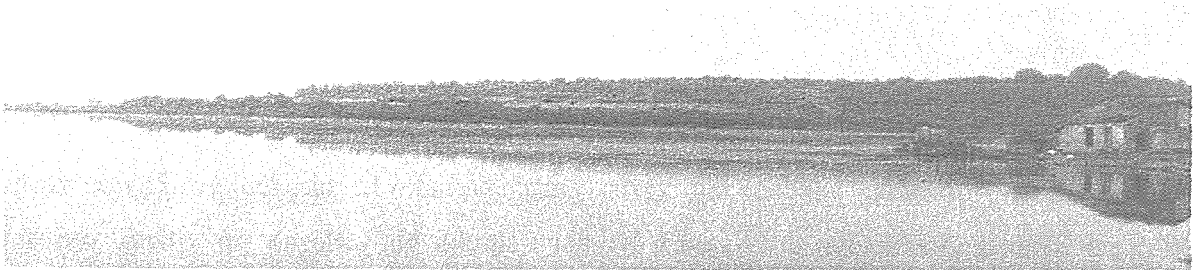
Şekil 8 Delta düzlüğünde yapılan fay kazılarında T5'in logu.

Hersek Köyü içerisinde bulunan 1508 yapımlı Hersekzade Ahmet Paşa Camiinin 1999 depremi dahil tarihsel depremlerden oldukça yoğun bir şekilde etkilendiği bilinmektedir (Şekil 9). Camii ve civarında yapılan gözlemlerde camii üzerindeki ve bahçe duvarlarındaki eski hasarların aynı doğrultu üzerinde olduğu görülmüştür. Ancak yapılan kazı sonrasında burada da herhangi bir faya rastlanılmamıştır.



Şekil 9 Hersekzade Ahmet Paşa Camii

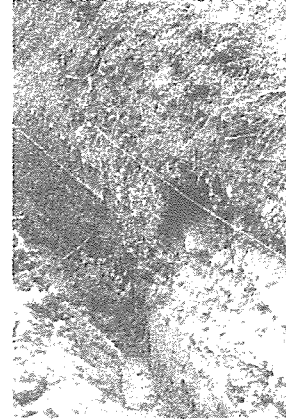
Fay kazısı yapmak üzere seçilen diğer bir alan ise deltanın kuzeyindeki askeri alan içerisinde bulunup, lagünün kuzey doğusunu sınırlayan fay şevidir (Şekil 10). Bu şev güneye bakmakta ve yaklaşık doğu-batı uzanımlı olup hava fotoğraflarında gözlenen renk çizgisellikleri, çizgisel çöküntüler ve kesilmiş kum sırtları ile aynı doğrultu üzerindedir. Yapılan kazı yeri seçimi çalışmaları sırasında arazide bir çatlak gözlemlenmiştir (Şekil 11). Bu yapıyı dik olarak kesecek şekilde kuzey-güney uzanımlı T12 fay kazısı yapılmıştır (Şekil 12). Bu kazıda en üstte toprak örtüsü tarafından örtülmüş kum, siltli kum çimentosu ile kötü-orta tutturulmuş yoğun kavkı yığışlı tabakaların masif kil, kum mercerleri ve yer yer kaba çakıllı bloklularla temel kaya özelliği gösteren birim ile karşı karşıya geldiği görülmektedir (Şekil 13). Bu iki birim 6 ile 7. metre arasında fay zonu ile karşı karşıya gelmiştir. Fay zonu K70D doğrultulu olup fay düzlemi yaklaşık diktir. Kum, siltli kum çimentosu ile kötü-orta tutturulmuş yoğun kavkı yığışlı tabakalar güneye doğru eğimlidir.



Şekil 10 Üzerinde fay kazısı yapılan fay şevinin görünümü. Bakış DGD-BKB

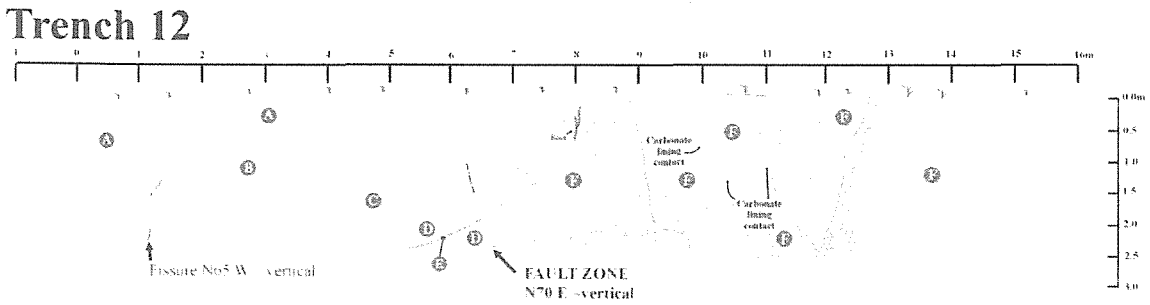
T12 kazısına paralel olarak yapılan T16 kazısında (Şekil 14) ise yine toprak tabakası tarafından üzerlenen siltli kum ve çakıl boyutundaki kavkı parçaları, iyi boylanmış siltli kum,

yer yer kavkı bazen de kömür parçaları içeren tabakalardan oluşmuştur. Ayrıca kum, siltli kum cepleri içeren masif kil birimi ve çeşitli kavkı, çömlek parçaları içeren birim de yine kazı içinde gözlenen stratigrafiyi oluşturur. Kazının yedinci metresinde fay zonu gözlenmektedir. Kazıda ortaya çıkan stratigrafi daha çok sıkışmalı bir rejim yapısını göstermektedir. Kazının güneyinde bulunan tabakalar kuzeye eğimlendirilmiş olup buna karşılık gelen tabakalar kıvrımlanmış bir yapı sunmaktadırlar (Şekil 15). Kazının kuzeyinde ise içerisinde çömlek parçaları da içeren bir dolgu bulunmaktadır.



Şekil 11 Arazi çalışmaları sırasında yüzeyde gözlemlenen çatlak.

Şekil 13 T12 kazısında gözlemlenen fay zonu.

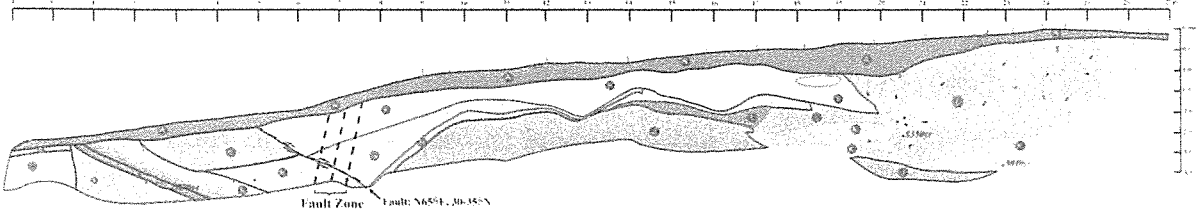


Şekil 12 T12 fay kazısı logu.

Hersek Deltası üzerinde yapılan fay kazısı çalışmalarında karşılaşılan en büyük zorluk, bölgenin stratejik öneminden dolayı tarih boyunca sürekli bir yerleşim yeri olarak yerleşime kullanılması sonucu yüzeysel stratigrafinin insan tarafından oldukça işlenmiş olmasıdır. Özellikle 1999 kazıları tamamen yıkım seviyelerinde oluşmuş bir alanda yapıldığından herhangi bir deformasyonun tektonik mi ya da insan sebebiyle mi olduğunun anlaşılması oldukça güç olmuştur. Benzer şekilde, alanın sürekli işlenmiş ve düzeltilmiş olması da

morfolojik çalışmaları güçleştirmiştir. Delta düzlüğünde yapılan kazı çalışmalarında ise sığ yeraltı suyu ve oldukça plastik kil kazıların çok kısa bir sürede çökmesine ve fazla derine inilememesine sebep olmuştur.

Trench 16



Şekil 14 T16 fay kazısı logu.



Şekil 15 T16 fay kazısının görünümü. Bakış K-G

4. SONUÇLAR

Hersek Deltası üzerinde Kuzey Anadolu Fay zonunun geometrisi ve tarihsel deprem aktivitesi hakkında daha detaylı bilgi edinebilmesi amacı ile toplam uzunluğu yaklaşık 760 m olan 17 fay kazısı yapılmıştır. Yapılan bu çalışmalar sırası ile 1999 çalışmalarının olduğu alanda, delta düzlüğünde ve lagünün kuzeyini sınırlayan tepenin güneyindeki fay şevi üzerinde gerçekleştirilmiştir. 1999 çalışmalarının yapıldığı alanda bu çalışmalara ek olarak farklı bir bulguya rastlanılmamış ve delta düzlüğünde herhangi bir deformasyon gözlemlenmemiştir. Ancak fay şevi üzerinde yapılan kazıda K70D doğrultulu bir fay zonu ortaya çıkmış ve bu zonun Kuzey Anadolu Fayı' na karşılık geldiği düşünülmektedir. Stratigrafi içerisinde yeterli karbon numunesi bulunamadığından dolayı fay üzerinde meydana gelen depremler ve tekrarlanma aralığı hakkında detaylı bilgi edinilememiştir. Bu sebeple Hersek Deltası üzerindeki paleosismoloji çalışmaları devam ettirilecek ve VLF, dendrokronoloji, sayısal arazi modellemesi gibi diğer araştırma teknikleri de denenecektir.

5. REFERANSLAR

- Barka A., Akyüz S., Altunel E., Sunal G., Çakır Z., Dikbaş A., Yerli B., Rockwell T., Dolan J., Hartleb R., Dawson T., Fumal T., Langridge R., Stenner H., Christofferson S., Tucker A., Armijo R., Meyer B., Chabaliier J. B., Lettis W., Page W., Bachhuber J., (2000). The August 17, 1999 İzmit earthquake, M=7.4, Eastern Marmara region, Turkey: study of surface rupture and slip distribution. The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: Preliminary results 2000 s:15-30.
- Hubert F., Barka A. A., Jacques E., Nalbant S., Meyer B., Armijo R., Tapponnier P., King G.C.P., (2000). Seismic hazard in the Marmara Sea following the 17 August 1999 İzmit earthquake, Nature, 404, 269-272.
- Parsons T., Barka A., Toda S., Stein R. S., Dieterich J. H., (2000). Influence of the 17 August 1999 İzmit Earthquake on Seismic Hazards in Istanbul, The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: Preliminary results 2000 s:295-310.
- Reilenger, R., Barka, A., Burgmann, R., Belge, A., Ergintav, S., Gürkan, O., McClusky, S., Meteris, H., Toksöz, N., Türkezer, A., Yalçın, N., and Yıldız, H., (1999). Coseismic Slip for the August 17, 1999 M=7.4 Earthquake from surface faulting and GPS measurements, Amer. Geophys. Un. Fall Meeting Supp., 80, F649.
- Witter R. C., Lettis W. R., Bachhuber J., Barka A., Evren E., Çakır Z., Page W. D., Hengesh J., Seitz G., (2000). Paleoseismic Trenching Study Across the Yalova Segment of the North Anatolian Fault, Hersek Peninsula, Turkey. The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: Preliminary results 2000 s:329-330.

Yalova-Karamürsel Arasının Kuvaterner Stratigrafisi ve Bu Alanda Eski Bir Tsunaminin İzleri

Quaternary stratigraphy and the evidences for an ancient tsunami between Karamürsel and Yalova

Ş. Can Genç¹ ve Okan Tüysüz²

1 İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Bölümü 80626 Maslak-Istanbul – scangenc@itu.edu.tr

2 Avrasya Yerbilimleri Enst. 80626 Maslak-Istanbul – tuysuz@itu.edu.tr

ÖZET

Yalova-Karamürsel arasında yeralan çalışma alanı kuzeyde Laledere deltası, güneyden de Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzey kolunun (Armutlu fayı) denetlediği D-B uzanımlı Taşköprü yükselimi ile sınırlanır. Bu alanda yeralan kaya-stratigrafi birimleri; Pliyosen ve öncesi bir temel ve Pleistosen-Kuvaterner yaşlı bir örtü birimi olarak ayırdedilebilir. Temel, Triyas kumtaşları, Neojen gölsel kırıntılı istifi, Pliyosen yaşlı karasal çökellerinden oluşmaktadır. Örtü ise Tirenien yaşlı karasal-denizel oluşuklar, yamaç molozu ve Laledere deltasını oluşturan güncel çökellerdir.

Örtü birimleri 5 farklı ünite tanımlanmıştır. Ünite I denizel kil, kum ve çakıllı kumlardan oluşur. Ünite II denize kavuşan bir akarsu sisteminde depolanmış çakıl ve kumlarla temsil edilir. Ünite III Akdeniz kökenli fosiller içeren ince kumlar ve yeşil, plastik bir kilden oluşmaktadır. İnceleme alanının en üst birimi olan Ünite IV kahverengi-sarımsı kil, killi siltli ince kum ve sahil kumu ile temsil edilir. Killer ve siltli kumlar içerisinde karasal gastropodlar, tuğla ve kömür kırıntıları bulunması bu birimlerin tarihsel dönemlerde gelişmiş karasal çökeller olduğunu işaret etmektedir. Ünite V, Armutlu fayının önünde depolanmış fay önu döküntüsü (yamaç molozu) niteliğindedir.

Tsunami çökelleri Taşköprü köyünün doğusunda, yamaç molozu içinde ince bir zon halinde yer almaktadır. Yamaç molozu genellikle kırmızı renkli kaba çakıltaşından oluşurken 15-20 cm kalınlıktaki bu zon siyah, ince taneli kum, silt ve çamurlarla temsil olunmakta ve bolca denizel kavkı fosilleri, memeli kemik ve dişleri, bitki, kömür parçaları ve tuğla-kiremit kırıntılarını kapsamaktadır. Tsunami belirteci olan bu zon günümüzdeki sahil çizgisinden 1km kadar içeride ve 20m kotunda yer almaktadır. Bu verilere göre tsunami derecesi 2'ye, bu da kabaca 6.9 veya daha büyük bir depreme karşılık gelmektedir.

ABSTRACT

The study area located between Yalova and Karamürsel is delimited by the Laledere delta to the north, and by the E-W trending Taşköprü high to the south which is controlled by the northern branch of the North Anatolian Fault (the Armutlu fault). The rock-stratigraphy units of this region may be divided into the two groups of rocks: a pre-Pliocene basement, and a Pleistocene-Quaternary cover. The basement is represented by the Triassic sandstones, Neogene lacustrine sediments, and Pliocene continental deposits.. The cover rocks comprise the Tyrrhenian marine and continental sediments, slope-waste of the Armutlu fault, and recent sedimentary infill of the Laledere delta.

The cover rocks are differentiated into the five different units. Unit I is represented by uncemented marine clay, sand and pebbles. Unit II consists of pebbles and sands deposited in a fluvial system draining into the beach environment. Unit III consists of fine sands and green colored plastic clays with Mediterranean fauna. Unit IV is formed from the yellowish-brownish clay, clayey and silty fine sands deposited in a shore environment. Unit IV includes the gastropoda fossils, coal and brick clasts indicating that this unit deposited during the historical times. Unit V is the slope waste deposited on the footwall of the Armutlu fault.

The tsunami sediments are represented by a thin zone in the slope waste. Their thickness is about 15 to 20cm. In contrast to the coarse grained the slope waste deposits, the tsunami sediments are composed mainly of dark colored, fine sand, silt and muds including abundant marine pelecypoda fossils, mammal bones and teeth, plant remnants and brick pieces. This zone indicating the tsunami is located one km inward from the recent shoreline and at the 20m above from the sea level. In the light of the data obtained from this study, it is possible to estimate that the tsunami degree as 2, corresponding to the earthquake with the $M=6.9$ or higher.

1. GİRİŞ

Bu çalışmada Yalova-Karamürsel arasındaki alanda yer alan Tirenien ve Kuvaterner kayaları araştırılmış ve stratigrafileri ortaya konmuştur. Söz konusu birimler bazı alanlarda tipik mostralara vermekte, bazı kesimlerde de tümüyle örtülüdür. Örtülü alanlarda 3-4m derinlikte kazılan araştırma çukurları ve yer yer derinliği 50m'yi bulan araştırma sondajlarından elde edilen veriler, mostrada gözlenen stratigrafi ile denştirilmiş ve bu birimlerin genel stratigrafik dizilimi belirlenmiştir. Bu araştırmalar sırasında umulmadık şekilde eski bir tsunaminin izlerine de rastlanılmıştır.

1999 Kocaeli depreminin ardından İzmit körfezinde tsunami olup olmadığı değişik platformlarda tartışılmış ve konuya bu açıdan yaklaşan araştırmalar yapılmıştır. Bu araştırmalardan birinin ilk sonuçlarına göre İzmit körfezinde, bu depremle birlikte tsunaminin olduğu belirlenmiştir (Yalçın, 1999). Araştırmacı, Yarımca, Körfez ve Yalıkent arasındaki

kıyılarda İzmit tsunamisinin 2.52m mertebesine tırmandığını belirtmektedir. Yalçiner (1999), Ambraseys (1962)'in çalışmasına atfen, Marmara'da son 1000 yılda 11 tsunami olayının meydana gelmiş olduğunu, 1999 Kocaeli depremi ile de 12. tsunami geliştiğini öne sürmektedir. Bu çalışmada elde edilen veriler, Marmara denizinde oldukça eski tarihlerde de tsunaminin oluştuğuna işaret eder niteliktedir. Aşağıda, bizi bu düşünceye sevkeden veriler ve bölgenin jeolojik özellikleri kısaca tanıtılmaktadır.

2. JEOLJİK DURUM

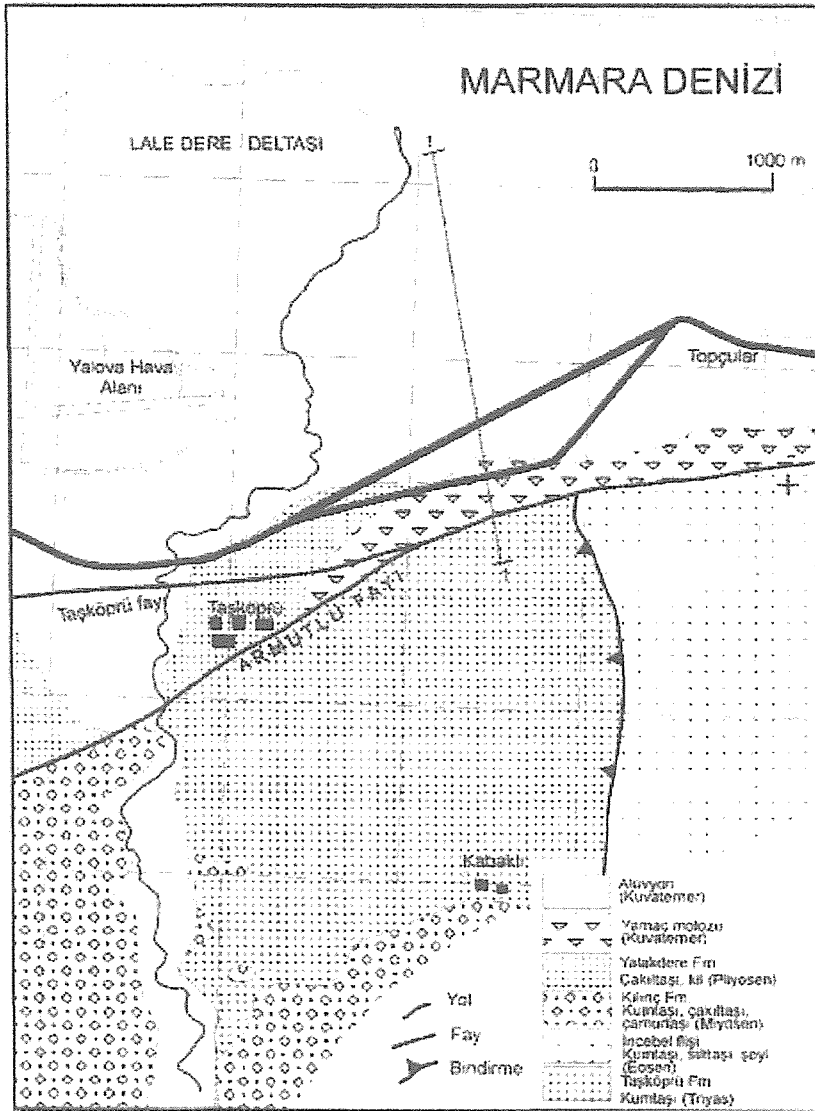
İnceleme alanı Armutlu yarımadasının kuzeye bakan sahilinde, Yalova ile Karamürsel arasında yer almaktadır. Bu alanda kuzeyden güneye doğru morfolojik karakterleriyle birbirinden farklı 2 kesim mevcuttur. Bunlardan ilki, inceleme alanının güneydeki doğal sınırını oluşturan D-B gidişli tepeler dizisidir. Diğeri ise bu yüksek alandan dikçe bir şev ile ayrılan düzlük bir bölgedir. Kuzey Anadolu Fayının kuzey kolu bu kesimde "Armutlu Fayı" olarak bilinir ve D-B uzanımlı sırtlar ile düz alanı birbirinden ayırır. Sırtlar genellikle Triyas, Eosen ve Miyosen yaşlı kayalar mostra vermektedir. Düzlük alan ise tepelerin aksine oldukça genç kaya birimleri ile temsil olunmaktadır. Bunlar, Pliyosen, Pleistosen çökel kayaları ve günümüzdeki Kılıç deresinin (kuzeyde Laledere adını almaktadır) deltasını (Laledere deltası) meydana getiren Kuvaterner yaşlı güncel çökel kayalar ile Armutlu fayı boyunca gelişmiş olan yamaç molozudur (Şekil 1).

Taşköprü Formasyonu (Triyas)

Kırmızı ve bordo renkleriyle tanınan bu istif genellikle kumtaşı ve silttaşlarından oluşur. Akartuna (1968) tarafından, İzmit Körfezi kuzeyinde Kocaeli Yarımadasında yüzeyleyen ve Triyas yaşında olduğu bilinen kumtaşlarına benzetilerek bu birime dahil edilmiştir. Birimden bugüne kadar fosil bulunmamıştır. Kumtaşları Armutlu fayına yakın kesimler dışında az çatlaklı ve masiftir. Rejyonel eğimler genellikle batıya doğrudur. Ancak Taşköprü fayına bitişik kesimlerde kuzeye doğru eğimlenmekte ve sıkça devrik ve yatık şekilde kıvrımlanmaktadır.

İncebel Flişi ve Kızderbent volkaniti (Orta Eosen)

Kumtaşı, silttaşı, şeyl araldanmasından oluşan, ve yer yer kalın, yeşil renkli tuf ve andezitik lav seviyeleri içeren volkano-tortul topluluğun çökel kesimleri İncebel flişi (Göncüoğlu vd,



Şekil 1. Laledere deltası ve yakın dolayının jeoloji haritası (1-1'şekil3'deki enine kesit yerini göstermektedir).

1987), lav ve piroklastik egemen kesimleri ise Kızderbent volkaniti (Genç, 1993) olarak tanımlanmıştır. Eosen fişi Triyas kumtaşlarının doğusunda yüzeyler, Triyas kumtaşları ile olan ilişkisi olasılıkla ters faylıdır (Şekil 1). Eosen çökelleri haki yeşil rengi, nispeten daha ince tabakalı oluşu ve silttaşı-marn ve kiltası seviyeleri içermesi ile Triyas kumtaşlarından kolaylıkla ayırdedilebilir özelliktedir.

Kılınç Formasyonu (Ü. Miyosen)

Kılınç formasyonu başlıca çakıtaşı, kumtaşı, marn ve killerden oluşur. Birimin tabanı Taşköprü-Kılınç yolunun Kabaklı sapağındaki mıcır ocağında net bir şekilde görülmektedir.

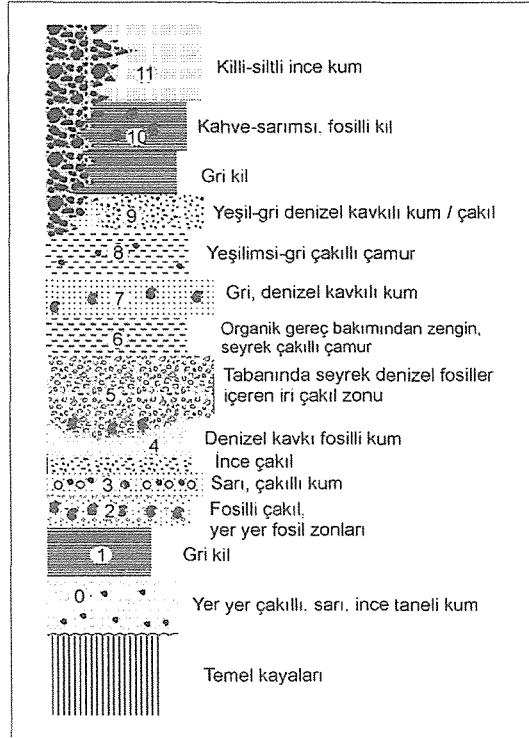
Burada Miyosen istifi Triyas birimleri üzerinde bariz bir açısız diskordansla oturur. İstifin altında birkaç metrelik bir taban çakıltısı vardır. Yuvarlak taneli, tane destekli, yer yer çapraz tabakalanma gösteren zayıf tutturulmuş bu birim alttaki birimlerden çakıllar içermektedir. Üste doğru tane boyu hızla incelik ve istif önce kumtaşlarına daha sonra da çamurtaşı, marn ve kilttaşlarına geçer. Bu birimin killi seviyeleri yoğun yüzeysel ayrışmaya uğramış, killeri şişerek akmış ya da kötü arazi topoğrafyası gelişimine neden olmuştur.

Yalakdere formasyonu (Ü. Miyosen-Pliyosen)

Yalakdere formasyonu (Bargu ve Sakınç, 1989) Armutlu fayı kuzeyinde, Taşköprü ilçesi yakın civarında bulunur. Birim genellikle gevşek tutturulmuş veya tutturulmamış ince taneli konglomera ve kil arıalanması ile temsil olunur ve Armutlu Fayı'nın kuzeyinde kalan kesimde düşük açılarla kuzeye eğimli konumdadır. Konglomeradaki çakıllar 0.1-2 cm arası büyüklükte, iyi yuvarlanmış, kötü boylanmış kuvars, gri kumtaşı, çamurtaşı, andezit ve apilit kökenlidir. Kil seviyeleri ince, yanal devamlılığı olmayan kalış mercekleri içerir. Kil seviyelerinde yer yer ince lamelibranş kavkı parçaları yer alır. Arıalanmalı olan konglomera ve kil tabakalarının kalınlığı 0.2-0.9 metre arasındadır. Bu birimin Taşköprü çevresindeki minimum kalınlığı 30 metredir. Birim Bargu ve Sakınç'ın (1989) verilerine göre Üst Miyosen-Pliyosen yaşındadır. Yalakdere formasyonu üstte, Laledere deltasını oluşturan Pleistosen ve Holosen çökelleri ile örtülür.

Kuvaterner çökelleri

Laledere deltasını oluşturan Pleistosen ve Holosen birimlerinin genelleştirilmiş bir stratigrafi kesiti Şekil 2'de verilmiştir. Buna göre deltayı oluşturan formasyonlar litolojileri, çökeldikleri ortamlar ve fosil içerikleri gibi özellikleri dikkate alınarak beş üniteye ayrılmıştır. Bu formasyonlardan alınan örneklerin paleontolojik değerlendirmeleri henüz sonuçlandırılmadığından aşağıda birimlerin yaşları bölgede daha önce yapılmış araştırmalara



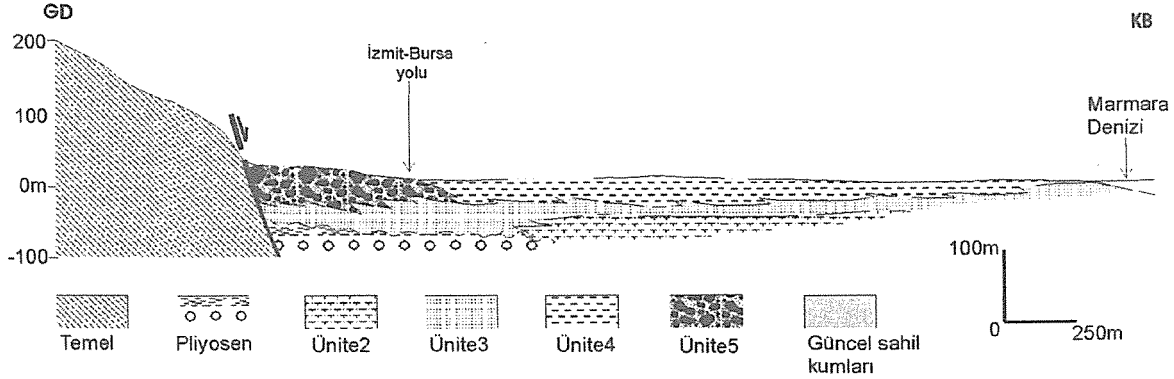
Şekil 2. Laledere deltası ve dolayındaki Kuvaterner birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (0, 1, 2, 3 ve 4: Ünite I, 5, 6: Ünite II, 7, 8, 9: Ünite III, 10, 11: Ünite IV ve kesitin sol üstündeki çakıllar da Ünite V'e karşılık gelmektedir).

ve stratigrafiye dayanılarak verilmiştir. İnceleme alanında Taşköprü ilçesinde, Çay deresi içinde, Yalova-Karamürsel karayolu üzerindeki yol yarmalarında ve Topçular iskelesinin hemen doğusunda gözlenen çeşitli mostralarda bu birimlerin özellikleri incelenmiş, bunun yanı sıra çeşitli araştırmalar sırasında açılan araştırma çukurları ve sondajlarla da birimlerin yanıl ve düşey yayılımları ortaya konmuştur.

Altınova formasyonu (Üst Pleistosen)

Altınova formasyonu bu alanda Tirenien taraçaları olarak bilinen istifdir (Chaput, 1957; Akartuna, 1968; Sakıncı ve Bargu, 1989). Birim denizel kum, kil, çamurtaşı, karasal çakıltası ve kumtaşı litolojilerinden oluşur. İnceleme alanında Taşköprü ilçesinde, Çay deresinin Akkim fabrikasının arkasındaki kesiminde, Yalova-Karamürsel karayolu üzerindeki yol yarmalarında ve Topçular iskelesinin hemen doğusunda gözlenen çeşitli mostralarda izlenmektedir. Altınova formasyonu içerisinde birbirinden farklılıklar sergileyen 5 ayrı ünite ayırdedilmiştir (Şekil 2, 3). Bunlardan en altta bulunan Ünite I'in tabanı inceleme alanında görülmemişse de daha önceki çalışmalarda birimin kendisinden yaşlı kayalar üzerine açılal diskordan olarak geldiği belirtilmiştir (Sakıncı ve Bargu, 1989). Bu birimin en iyi mostrası

Topçular iskelesinin hemen doğusundaki karayolu yarmasında görülür. Bunun yanı sıra Yalova-Karamürsel karayolunun güneyinde Çay Dere vadisi içerisinde ve Taşköprü ilçesinde birimin mostraları bulunmaktadır.



Şekil 3. İnceleme alanının jeoloji enine kesiti (Kesit yeri şekil 1'de işaretlenmiştir).

Ünite I in görülür en alt birimi sarı renkli, yer yer çakıllı ince taneli kumlardır (Şekil 2). İçerisinde pek yaygın olmamakla birlikte denizel bivalv kavkuları içeren bu kötü tutturulmuş, dağınık, belirsiz tabakalı birimin üzerinde gri-kahverengi bir kil seviyesi bulunur. Yüzeydeki kurumuş dış kesimleri kolay dökülen bir görünüm arzeden bu birim deşildiğinde taze yüzeylerinde varv benzeri yapılar sunan kartonumsu bir görünümle karşılaşılmaktadır. Birim milimetrik bantlar halinde birbiri ile ardalanarak kahverengi ve beyaz seviyeler içermektedir. Bu seviyeler içerisinde mikro ölçekte devrik kıvrımlara, çapraz laminalara ve listrik büyüme faylarına rastlanır.

İstifin daha üstünde yer alan birim midye kabukları içeren çakıllardan oluşur. Kötü boylanmalı, yuvarlak taneli bu birim içerisinde zaman zaman tümü ile fosil kavkularından oluşan seviyeler vardır. Bu fosilli zonlar içerisinde ise oldukça iyi çimentolanmış kesimler mevcuttur. İstifin üstüne doğru önce sarımsı renkli çakıllı kumlar, daha sonra ince bir çakıl seviyesini takiben içerisinde yine denizel fosiller bulunduran iyi boylanmış kumlar bulunmaktadır. Ünite I içerisinde tanımlanan birimlerin ortak özelliği hemen hemen tümünün denizel fosiller içermesidir. Bu fosiller zaman zaman yığınlar/banklar oluşturacak kadar artmaktadır. Tanıtılan bu istif gerek litolojisi gerekse fosil içeriği açısından daha önce de bölgede çalışan çeşitli araştırmacılar tarafından tanıtılmış olan Tirenien taraça çökelleri ile kıyaslanabilir (Chaput, 1936; Erinç, 1956; Göney, 1964; Akartuna, 1968; Bargu ve Sakıncı,

1989; Sakinç ve Bargu, 1989; Paluska vd., 1989, Sakinç vd., 1999). Akdeniz faunasını işaretleyen bu seviyelere U/Th yöntemi ile 130.000 yıl yaş verilmiştir (Paluska vd., 1989).

Topçular iskelesinin doğusundaki yol yarmasında görülen Ünite II erozyonel bir tabanla Ünite I üzerine oturan çakıltaşları ile başlar. Tabanında denizel kavkılar içeren bu çakıltaşları kötü boylanmalı, yuvarlak taneli, tane destekli bir yapıdadır. Tabakalanma içermezler. Genel olarak kanal geometrisine sahiptirler. Çakıllarının başlıcaları yukarıda tanımlanan Triyas kumtaşları, Eosen kumtaşları ve volkanitlerdir. Tanelerinde Triyas birimlerinin egemenliği yüzünden birimde genel olarak bordo renk hakimdir. Bu çakıltaşı seviyesinin üzerinde ise yer yer siyah renkli organik madde açısından zengin çamurlar bulunur. Ünite II aşınma ve taşınma islevlerinin egemen olduğu bir dönemin ürünü olup olasılıkla denize kavuşan bir akarsu çökelişini işaret etmektedir. Bu nedenle Ünite II nin deniz seviyesinin düştüğü bir glasiyal evreyi temsil ettiği bir diğer deyişle 15-40.000 yıla karşılık geldiği düşünülebilir.

Ünite III gri renkli, bol denizel kavkı içeren kumlarla başlar. İyi boylanmış, ince taneli bu kumlar içerisinde bol miktarda iyi korunmuş bivalv fosilleri bulunur (Şekil 2). Üste doğru yeşilimsi gri renkli çakıllı çamurları takiben yine yeşilimsi gri renkli kum ve çakıllara geçilir. İçerisinde Pecten ve Ostrea gibi denizel kavkılarının da bulunduğu bu seviye üstte yeşilimsi gri renkli plastik killerle sona erer. Ünite III, içerisindeki fosillerin de belirttiği gibi denizel bir birimdir. Bu fosillerin Akdeniz kökenli olması deniz seviyesinin bu birimin çökeldiği dönemde yükselmiş olduğunu ve Akdeniz ile Karadeniz'in bağlantılı olduğunu ifade eder. Bu dönem ise Marmara Denizi içerisi ve çevresindeki jeolojik çalışmalara göre 7.000 yıldan daha gençtir (Meriç, 1995; Wong et al, 1995).

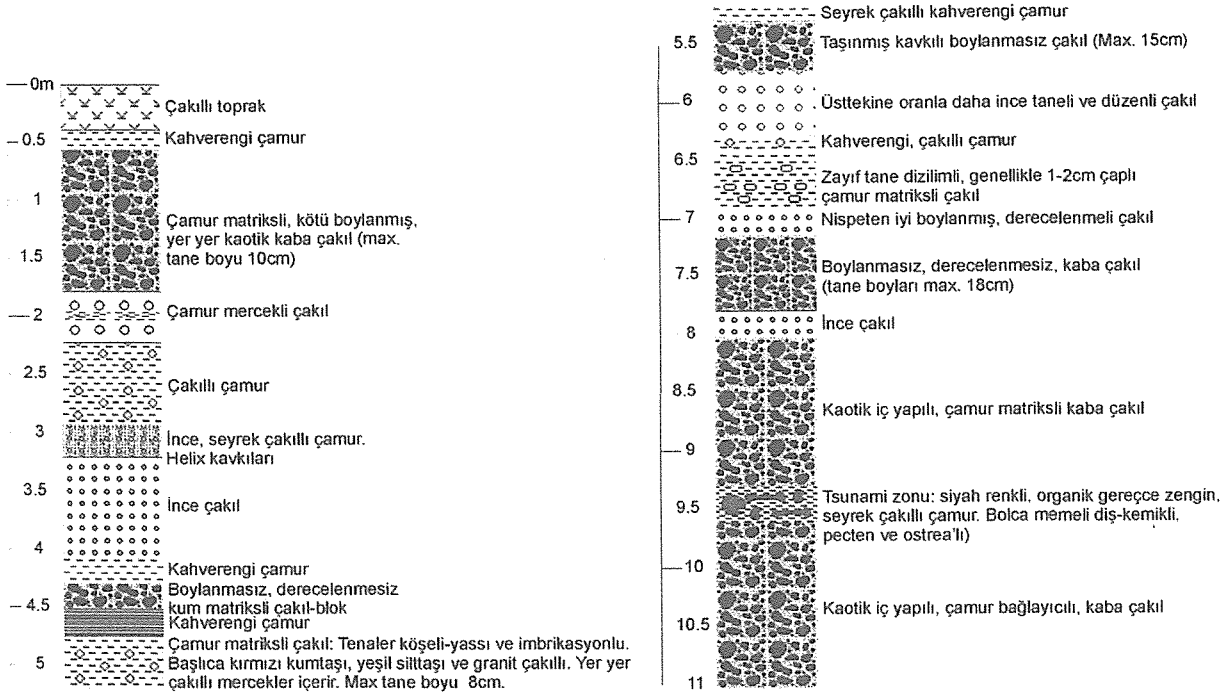
Altınova formasyonunun en üst birimi olan Ünite IV çökelleri kahverengimsi, sarımsı renkli killer ve killi siltli ince kumlar ve sahil kumlarından oluşur (Şekil 2). Killer ve siltli kumlar içerisinde karasal Gastropod fosilleri, tuğla ve kömür kırıkları bulunması bu birimlerin tarihsel dönemlerde gelişmiş karasal çökeller olduğunu işaret etmektedir. Bunların daha üstünde ise bitkisel toprak bulunmaktadır. Sahil kumları ise sadece Marmara Denizi kıyılarında izlenen güncel kıyı kumlarıdır.

Ünite V olarak adlanan birim Armutlu fayının önünde yer alan yamaç molozları ile temsil edilmektedir (Şekil 2). Kaba, çok kötü boylanmış ve köşeli çakıllardan ve bunlarla yer yer

girik çamurlardan oluşan bu birimin egemen malzemesi Triyas kumtaşlarından derlenmiştir. Bu nedenle kırmızı-bordo renk bu birim için tipiktir. Yamaç molozlarının geometrisi ile litolojik ve sedimenter özellikleri bu birimin bir fay önü döküntüsü olduğunu açıkça göstermektedir. Bir başka ifadeyle, Ünite V Armutlu fayı denetiminde gelişmiş bir istifdir. Ünite V e ait yamaç molozları inceleme alanında Yalova-Karamürsel yolunun kuzeyini kaplarlar. Buradan güneye doğru bir miktar daha izlenen yamaç molozları Ünite IV çökelleri ile ve güncel toprakla örtülerek kaybolurlar. Ancak bu alanda yapılan sondajlarda ve araştırma çukurlarında bu birimin Ünite III ün üst seviyeleri ve Ünite IV ile girik oldukları açıklıkla görülmektedir (Şekil 2).

Tsunami verileri

Şekil 4’de Ünite V in ölçülü bir stratigrafi kesiti görülmektedir. Bu kesitin görülür alta yakın kesiminde izlenen, Şekil 1’de yeri işaretlenmiş olan alanda ince bir seviye oldukça ilginçtir. 15-20cm kalınlıkta olan bu seviye alttan ve üstten aynı tür moloz birimi ile sınırlıdır ve başlıca gri ince kum-silt, koyu gri-siyah bir kil ve çamurdan oluşur. İlginç olan özelliği, bu zon içinde oldukça bol denizel kavkı fosilleri (midye kabuğu vs) ve memeli kemikleri ile dişlerinin birlikte bulunmasıdır. Paleontolojik bilgilerimize göre bu iki farklı tür canlı kalıntılarının birlikte bulunmaları olağan bir durum değildir ve bu durum çok ani gelişmiş doğal bir afeti işaret etmektedir. Armutlu Yarımadasının kuzey kıyısındaki dağların eteğine kadar ulaşan ani bir deniz ilerlemesini işaret eden bu seviyenin olası bir karşılığına ise Marmara denizi sahiline 20 m uzaklıktaki bir lokasyonda açılan bir çukurda rastlanmıştır. Burada deniz seviyesinden yaklaşık 50 cm yukarıda üzeri 110 cm lik kil ile kaplı Ünite IV ün alt seviyesini oluşturan killer içerisinde taş dizilerek yapılmış arnavut kaldırımı şeklinde bir yola rastlanmıştır (Şekil 5). Olasılıkla tarihi bir evrede sahile ulaşan bu yol yine bir deprem sonucunda çökmüş olmalıdır. Henüz yaş verilmemiş olmakla birlikte bu iki veri Lale Dere deltasının tarihinde çok önemli bir (veya daha çok) depremin ve bunun sonucunda meydana gelen bir çökme/deniz kabarmasının işaretçisi olarak değerlendirilmektedir. Çalışma alanı batısında Çınarcık dolaylarında da benzeri verilerin bulunduğu duyum ve ihbarları alınmıştır. Buna göre, bu çalışmanın işaret ettiği tsunaminin en azından Çınarcık’a kadar devam ettiği öne sürülebilir.



Şekil 4. Ünite V'in ölçülü stratigrafi kesiti.

Wilson vd (1962)' ye göre, tsunaminin etkilediği alan bir elips olarak alındığında,

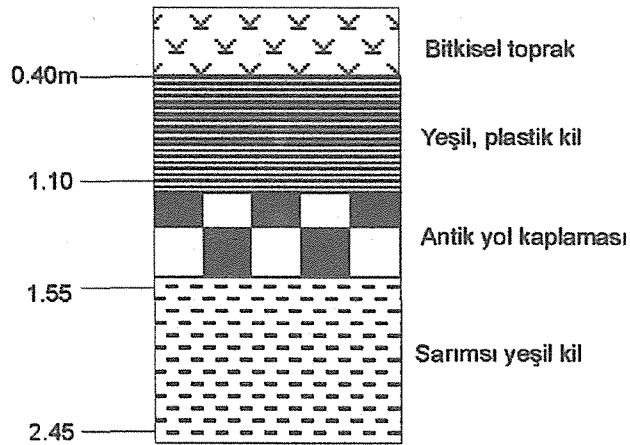
$$\text{Log } S = 2M / 3 - 2,93$$

$$\text{Log } A = M - 4 \text{ olmaktadır.}$$

S = Elipsin uzun eksenini (veya fay segmentinin uzunluğu), M= tsunamiyi yaratan depremin magnitudü ve A= Elipsin alanı'dır. Kaba bir yaklaşım olarak, bu formül ile hesaplamalar yapıldığında deprem magnitudü en az 6.9 olarak belirlenmektedir. Tsunami derecesinin tahmininde ise Monge ve Mendoza (1993)'nın çizelgesinden (Tablo 1) yararlanılmıştır. Laledere dolaylarından elde edilen veriler bu çizelgeye uygulandığında tsunami derecesinin 2 olabileceği görülmektedir.

ODTÜ ve Güney California Üniversiteleri işbirliğiyle yapılan güncel araştırmalarda ortaya konan tsunami senaryolarına göre Marmara denizinde 4m ve daha yüksek tsunami dalgalarının oluşabileceği ve bunların 5 dk içerisinde karaya ulaşabileceği anlaşılmaktadır. Bu senaryolar ve körfez yöresinde 1999 depreminin ardından yapılan gözlemlerde belirlenen tsunami verileri günümüzde Marmara denizinde tsunami oluştuğunu, bu çalışmada ortaya

konan veriler de geçmişte de tsunami olayının gerçekleşmiş olduğunu açık bir şekilde ortaya koymaktadır.



Şekil 5. Ünite V içinde açılan araştırma çukuru log'u.

Tablo 1. Tsunamilerin şiddetlerine göre derecelendirilmesi (Monge and Mendoza, 1993'ten)

Tsunami derecesi	Dalga yüksekliği (m)	Suyun ulaştığı max yükseklik	Gelişen tahribat
0	1-2	1-1.5	Tahribat yok
1	2-5	1-3	Evler sele maruz kalır, botlar uzun mesafeler sürüklenir ve tahrip olur
2	5-10	4-6	İnsanlar, evler ve gemiler sel etkisiyle sürüklenir
3	10-20	8-12	Tahribat alanı kıyı boyunca 400 km kadar devam eder
4	>30	16-24	Tahribat alanı kıyı boyunca 500 km den daha fazladır

3. KAYNAKLAR

Akartuna, M., 1968, Armutlu yarımadasının jeolojisi, İÜ Fen Fak. Monografileri, 20, 105s.

Bargu, S. Sakıncı, M., 1989, İznik körfezi-İznik gölü arasında kalan bölgenin jeolojisi ve yapısal özellikleri, İÜ Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, 6, 45-76.

Chaput, E., 1936. Voyages d'études géologiques et géomorphologiques en Turquie. Paris (Türkiyede Jeolojik ve jeomorfojenik tetkik seyahatleri). Çev. A. Tanoğlu, İst. Üniv. Ed. Fak. Yayl., 11, 1947.

Chaput, E., 1957, Etudes sur les terrasses marines du littoral de la mer de Marmara, I. Les terrasses de Yalova, Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Dijon, 18, 129-136.

Eriş, S., 1956. Yalova civarında bahri Pleyistosen depoları ve taraçaları. Türk Coğrafya Dergisi., 15-16, 188-190.

Genç, Ş.C., 1993, İznik – İnegöl (Bursa) arasındaki tektonik birliklerin jeolojik ve petrolojik incelenmesi, İTÜ Fenbilimleri Enst. Doktora Tezi, 522s.

- Göncüoğlu, M.C., Erendil, M., Tekeli, O., Aksay, A., Kuşçu, İ., Ürgün, B.M., 1987, Geology of the Armutlu peninsula, Guidebook for the field excursion along western Anatolia, Turkey, MTA, 1-19.
- Göney, S., 1964. Karamürsel civarında Pleyistosen'e ait bazı eski kıyı izleri. İst. Üniv. Coğr. Enst. Dergisi, 14, 200-208.
- Meriç, E., 1995, İzmit körfezi (Hersek burnu-Kara burun) Kuvaterner'inin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri. In: İzmit körfezi Kuvaterner istifi, E. Meriç (Ed.), 251-259.
- Monge, J. and Mendoza, J., 1993, Study of the effects of tsunami on the coastal cities of the region of Tarapaca, North Chile. Tectonophysics, 218, 237-246.
- Paluska, A., Poetsch, S., Barga, S., 1989. Tectonics, paleoseismic activity and recent deformation mechanism in the Sapanca-Abant region (NW Turkey, North Anatolian Fault Zone). Turkish German Earthquake Research Project. Earth Research Institute, Ankara, Turkey, Univ. Of Kiel, West Germany, 18-33.
- Sakıncı, M. ve Barga, S., 1989, İzmit körfezi güneyindeki geç Pleistosen çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri, Türkiye Jeoloji Bülteni, 32, 51- 64.
- Sakıncı, M., Yalıtırak, C., Oktay, F.Y., 1999. Paleogeographical evolution of the Thrace Neogene basin and the Tethys-Paratethys relations at northwestern Turkey (Thrace). Paleos, 153, 17-40.
- Yalçın, A. C., 1999, 1999 İzmit tsunamisi, Bilim ve Teknik, TÜBİTAK, 383, 34-39.
- Wilson, B.W., Webb, L.M., Hendrickson, J.A., 1962, The nature of tsunami, their generation and dispersion in water of finite depth. Nesco Techn. Rep. SNS 7-2.
- Wong, H.K., Lüdmann, T., Uluğ, A., Görür, N., 1995, The sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. Tectonophysics, 244, 231-250.

12 Kasım 1999 Düzce Depremi Kaynak-Yırtılma Mekanizması

T.Serkan Irmak, M.Fırat Özer ve Özer Kenar

Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Kocaeli, Türkiye

ÖZET

12 Kasım 1999 Düzce depreminin kaynak-yırtılma mekanizmasının belirlenmesinde, IRIS sismograf ağına bağlı 17 istasyonda kaydedilen telesismik cisim dalgası (düşey P dalgası) kullanılmıştır. Kikuchi ve Kanamori (1991) yöntemi kullanılarak toplam kaynak için elde edilen kaynak parametreleri; doğrultu, eğim, atım = 258°, 65°, 180°, sismik moment = 4.61×10^{19} [Nm] ($M_w \approx 7.1$), kaynak süresi de 13 [sn] ve toplam fay alanı da 45×15 [km²] olarak bulunmuştur. Ortalama yerdeğiştirme 2.1 [m] civarında, gerilim düşümü değerinin ise 8 [MPa] olarak hesaplanmıştır. Bulunan fay mekanizması, Kuzey Anadolu Fayı'nın bölgedeki durumuna uygun olarak, bir miktar eğim atıma sahip sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma göstermektedir. Cisim dalgalarının ters çözümü sonucunda, yırtılmanın odaktan, Doğu ve Batı istikametinde, çift yönlü olarak hemen hemen simetrik denilebilecek bir şekilde ilerlediği ve odaktan olmak üzere, yaklaşık 25 km batıya ve 20 km de doğuya doğru ilerlediği görülmüştür. En büyük moment boşalımı ve yerdeğiştirmelerin hiposantr civarında olduğu görülmüştür. Çalışma sonucunda bölgedeki sismojenik zonun kalınlığının 15 km civarında olduğu bulunmuştur.

ABSTRACT

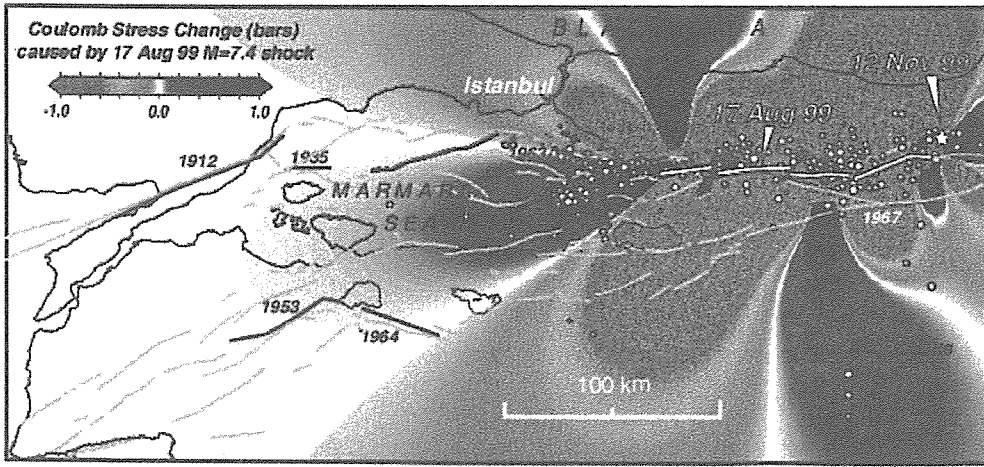
Teleseismic body waves recorded at IRIS broadband seismograph network have been analysed to investigate the source-rupture process of the 12 November 1999 Duzce earthquake. The source parameters that were obtained by using the method of Kikuchi and Kanamori (1991) for the total source surface as given below; (strike, dip, slip) = (258°, 65°, 180°), seismic moment = 4.61×10^{19} [Nm] ($M_w \approx 7.1$), the source duration = 13 [s], the fault area = 45×15 [km²], the average dislocation = 2.1 [m], the stress drop = 8 [MPa]. The focal mechanism which has oblique component is consistent with general characteristic of the North Anatolian Fault in the region. Rupture had propagated bilaterally from hypocenter to westward and eastward, about 25 km and about 20 km, respectively. Our result suggest that the most of moment release and the largest dislocations took place around hypocenter. Additionally, the depth of seismogenic zone in the region has been found around 15 km from waveform analysis.

1. GİRİŞ

12 Kasım 1999'da, Afrika ve Arap levhalarının hareketi ile batıya doğru kaçan Anadolu levhasının kuzey sınırını oluşturan Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'ın batı kesiminde, 17 Ağustos Kocaeli deprem kırığının doğu ucunda büyük bir deprem, Düzce depremi meydana gelmiştir. Kuzey Anadolu Fayının kollara ayrıldığı bu bölge, Türkiye'nin sürekli olarak deprem üreten bölgelerinden birisidir. Bölgede aletsel dönem içerisinde, 1943 Hendek ($M_s=6.6$), 1944

Gerede-Bolu ($M_s=7.2$), 1957 Abant-Bolu ($M_s=7.1$) ve 1967 Mudurnu ($M_s=6.8$) depremleri meydana gelmiştir.

Bir depremden sonra değişen gerilme alanlarının, gelecekte oluşabilecek bir depremi geciktirdiği veya çabuklaştırdığı bilinmektedir (Harris, 1998). Stein ve diğ., (1996) Kuzey Anadolu fayı üzerinde oluşan depremlerden sonra oluşan gerilme alanlarının bir sonraki depremi nasıl etkilediğini göstermişlerdir. 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden çok kısa bir süre sonra, Kocaeli deprem kırığının doğu ucunda, 12 Kasım 1999'da $M_w=7.1$ 'lik (USGS) Düzce depreminin meydana gelmesi, KAF üzerindeki deprem göç olayına yeni bir halka eklemiştir (Şekil 1).



Şekil 1. 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden sonra gerilim alanlarında meydana gelen değişme (http://quake.wr.usgs.gov/research/geology/turkey/images/111299_izmit.jpg, adresinden alınmıştır.).

12 Kasım 1999 Düzce depremi sonucunda oluşan yüzey kırığı, Düzce fayı boyunca yaklaşık 45 km izlenmiş, yatay yerdeğiştirmeler 1 m ile 4.90 m arasında, düşey yerdeğiştirmeler ise maksimum 3.5 m olarak ölçülmüştür (Akyüz ve diğ., 2000).

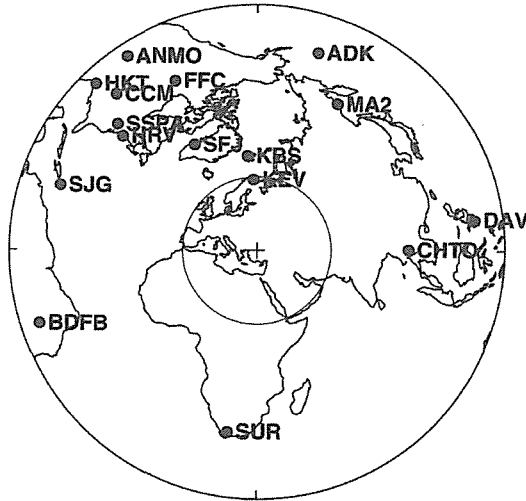
Bu çalışmada, telesismik cisim dalgalarının (P dalgası) tersçözümü yapılarak kaynak parametrelerinin elde edilmesinin yanısıra, yırtılmanın ve moment boşalımının nasıl geliştiği, Kikuchi ve Kanamori (1991) metodu kullanılarak elde edilmeye çalışılmıştır.

2. 12 KASIM 1999 DÜZCE DEPREMİ

Bu çalışmada IRIS-DMC'den elde edilen telesismik cisim dalgaları kullanılmıştır. Kayıtları kullanılan 17 istasyonun, episantr noktasına göre, yerküre üzerindeki azimutal dağılımları Şekil 2'de, istasyon parametreleri ise Çizelge 1'de sunulmuştur.

Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından verilen episantr tanımlaması ve Jeffreys-Bullen seyahat-zaman tabloları kullanılarak, telesismik veriler, P varışından 10 sn öncesinden başlayarak toplam 2 dk uzunluğunda pencerelemiştir. Veriler 0.01 – 0.5 Hz aralığında band-pass filtreden süzülerek, 0.5 sn örnekleme aralığı ile yerdeğiştirmeye çevrilmiştir.

Bu işlemlerden sonra, nokta kaynak yaklaşımı ile, gözlemsel ve yapay dalga şekillerinin karşılaştırılması ile faylanma mekanizması elde edilmiştir. Yapay sismogramlar hesaplanırken, kaynak civarı kabuk yapısı modeli için Gürbüz ve diğ., (2000) modeli (Çizelge 2), alıcı civarındaki kabuk yapısı için ise standart Jeffrey-Bullen modeli kullanılmıştır. Frekans bağımsız soğurma operatörü için ise $t_p^*=1$ sn ve $t_s^*=4$ sn kullanılmıştır. Fay çözümünden doğrultu, eğim ve atım değerleri sırasıyla, 258° , 65° , 180° olarak bulunmuştur.



Şekil 2. Tersçözümde kullanılan istasyonların episantr (+ ile gösterilen nokta) noktasına göre yerküre üzerindeki azimutal dağılımları. İç ve dış çemberler sırasıyla 29° ve 100° 'lik episantr uzaklıklarını göstermektedir.

Çizelge 1. İstasyon Parametreleri

İstasyon	Faz	Azimut(°)	Ters Azimut(°)	Episantr Uzaklığı Δ (°)	Ağırlık*
ADK	P	16.9	-20.8	84.4	1.00
ANMO	P	-33.6	30.7	95.1	1.00
BDFB	P	-108.8	48.0	92.2	1.00
CCM	P	-41.8	39.8	85.4	1.00
CHTO	P	89.5	-52.9	61.3	1.00
DAV	P	81.8	-48.9	88.7	1.00
DWPF	P	-54.6	44.3	87.3	1.00
FFC	P	-25.7	34.5	76.7	1.00
HKT	P	-43.8	37.2	94.1	1.00
KBS	P	-5.8	156.5	38.9	1.00
KEV	P	-3.0	173.4	29.0	0.10
MA2	P	28.7	-45.4	68.2	1.00
SFJ	P	-30.4	78.1	50.0	1.00
SJG	P	-71.5	48.9	83.8	1.00
SSPA	P	-47.6	47.3	76.4	1.00
SUR	P	-170.8	8.2	73.6	1.00

*Herbir istasyon için çözüme katkısını belirleyen ağırlık katsayısı

Çizelge 2. Kaynak bölgesi için kullanılan hız modeli (Gürbüz ve diğ., 2000).

Vp(km/s)	D (km)
3.00	4.8
5.30	4.7
5.90	3.0
6.20	4.5
6.50	7.0
7.30	5.0
7.90	-

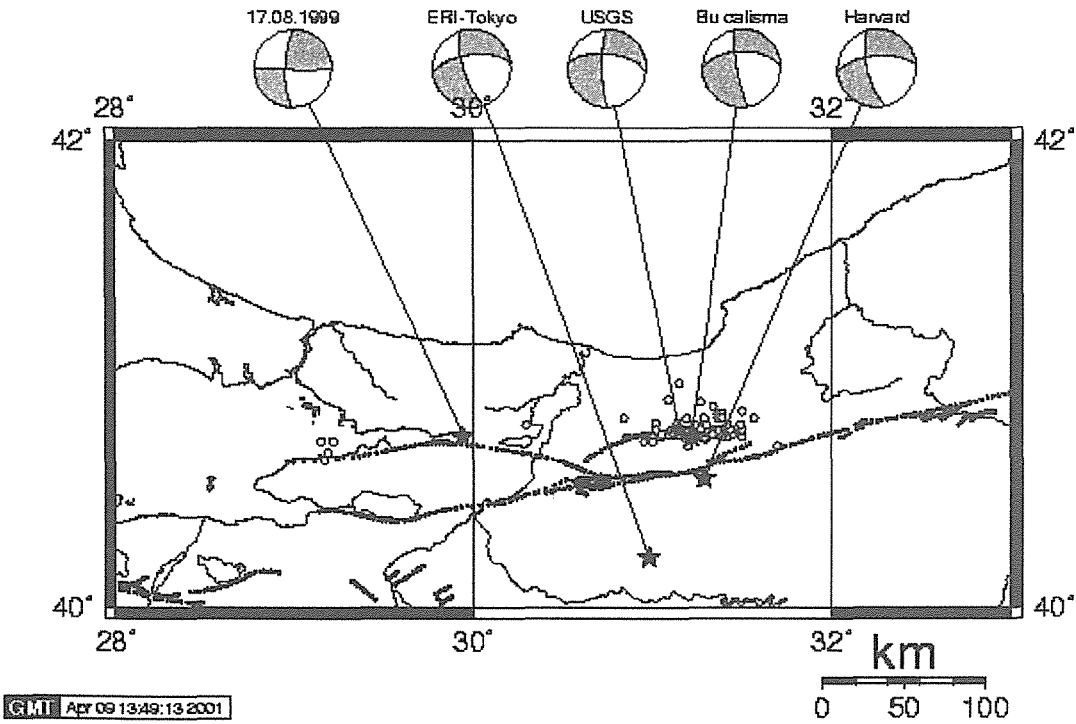
Faylanma mekanizması belirlendikten sonra, bu mekanizmayı sabit tutarak, fay düzlemi, doğrultusu boyunca 10 km aralıklarla 10 grid noktasına, eğimi boyunca da 3 km aralıklarla 5 grid noktasına bölünmüştür. Fay düzlemi gridlere bölündükten sonra, iteratif dekonvolüsyonla, sismik momentleri, başlangıç zamanları ve konumları bilinmeyen alt olay serileri belirlenmeye çalışılmıştır.

3. SONUÇLAR

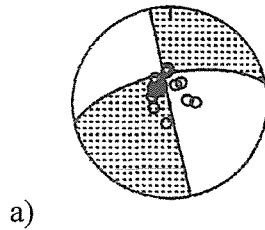
Düzce depremi için elde edilen sonuçlar Şekil 4'de verilmiştir. Şekil 4a toplam moment boşalımı için mekanizmayı göstermektedir. Bulunan mekanizma çözümünün, uluslararası sismoloji merkezlerinin Düzce depremi için vermiş olduğu sonuçlar ile uyum içerisinde olduğu görülmektedir (Şekil 3). Şekil 4b moment miktarı (moment-rate) fonksiyonunu göstermektedir. Bu fonksiyon üzerinde 20.sn civarında gözlenen moment boşalımının iyi modellenemeyen yekabuğu modelinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Şekil 4c ise moment boşalımının uzaysal dağılımını göstermektedir. Moment boşalımının çok büyük bir kısmı, içmerkezi çevreleyen 20 km lik bir alanda meydana gelmiştir. Yapay ve gözlemsel

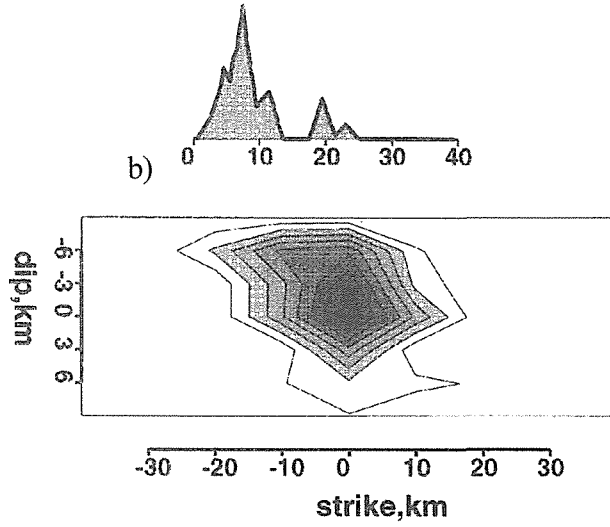
sismogramlar arasındaki uyum ise şekil 5’de verilmiştir. Dalgaşekilleri uyumunun genelde tüm istasyonlarda iyi olduğu görülmektedir.

Toplam kaynak parametreleri çizelge 3’de sunulmuştur. Buna göre, toplam kaynak 45 km boyunda ve 15 km genişliğinde bir alandan oluşturmaktadır. Kaynak boyu, odaktan doğu ve batıya doğru, sırasıyla yaklaşık 25 ve 20 km civarındadır. Tersçözüm sonucuna göre kaynak zamanı 13 saniye olarak bulunmuştur. Tüm kaynak alanı yüzeyi boyunca ortalama gerilme düşümü değeri yaklaşık 8 MPa, tüm fay yüzeyi boyunca meydana gelen ortalama yerdeğiştirme miktarı ise, 2.1 m. olarak hesaplanmıştır.

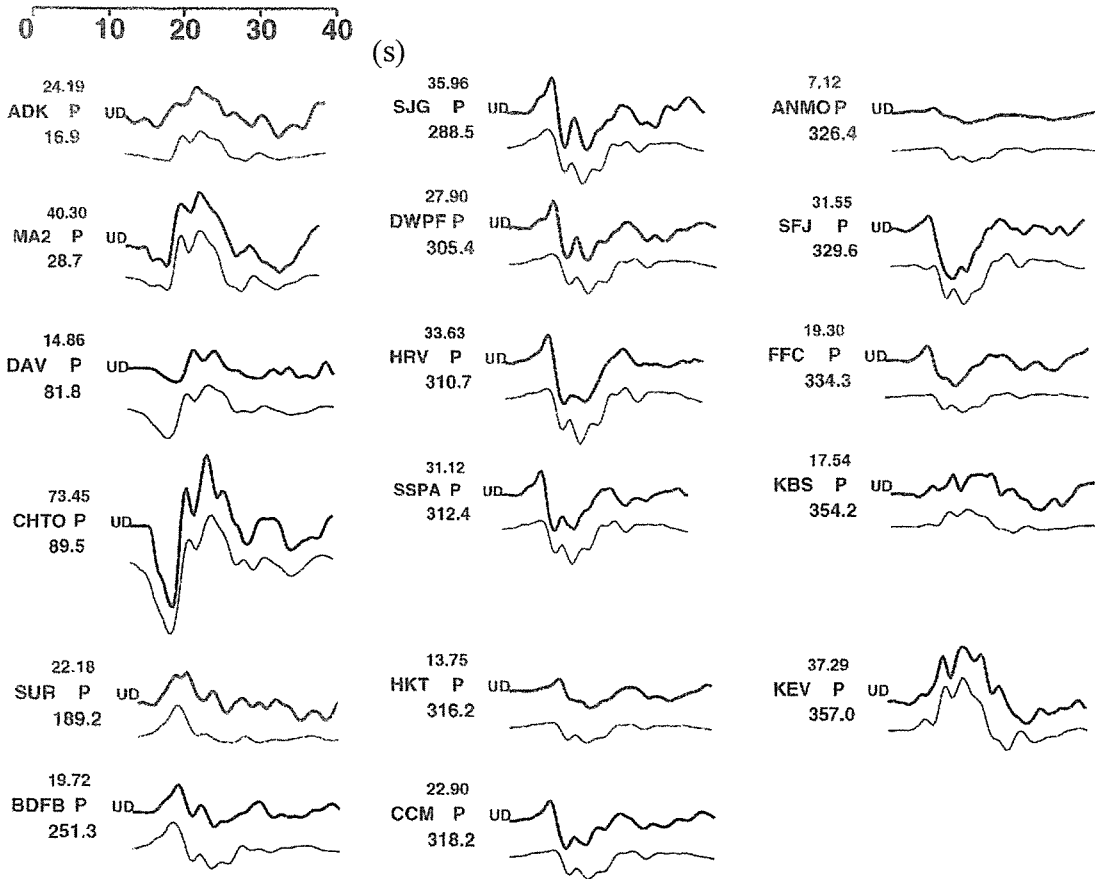


Şekil 3. 12 Kasım 1999 Düzce depreminin meydana geldiği bölgenin fay ve artçıdeprem haritası. Artçı depremler için, 12.11.1999–14.11.1999 arasındaki dönem içerisinde meydana gelen ve $M \geq 3.0$ depremler kullanılmıştır. HarvardUSGS, ERI ve bu çalışmada bulunan faylanma mekanizması çözümleri görülmektedir





(a) Toplam moment boşalımı için faylanma mekanizması.
 (b) Moment miktarı (Moment-rate) fonksiyonu.
 (c) Moment boşalımının uzaysal dağılımı.



Şekil 5. Gözlemsel sismogramlar (üsttekiler) ile yapay sismogramların (alttakiler) karşılaştırılması. Şeklin stündeki zaman penceresi tersçözümde kullanılan zaman penceresinin uzunluğunu göstermektedir. İstasyon odunun üzerindeki rakam, (peak-to-peak) en büyük genlik değerini, altındaki rakam istasyonun azimutunu göstermektedir. P: P Dalgası, UD: Düşey bileşen (Up-Down). İstasyonlar azimutlarına göre sıralanmışlardır.

Çizelge 3. Tersçözüm sonucu toplam faylanma alanı için belirlenen kaynak parametreleri.

Oluş zamanı = 16:57:20.31 (UTC)
Episantr koordinatları = 40.77K, 32.14D
(eğim, doğrultu, atım) = (257.80°, 65.20°, 180°)
Sismik moment = 4.61×10^{19} [Nm] ($M_w = 7.04$)
Kaynak süresi = 13 [s]
Odak derinliği $H = 9$ [km]
Centroid derinliği $H_c = 8$ [km]
Fay alanı $S = 45 \times 15$ [km ²]
Fay yüzeyi boyunca ortalama yerdeğiştirme $D = M_0/\mu S = 2.1$ [m]
Fay yüzeyi boyunca ortalama gerilme düşümü
$\Delta\sigma = 2.5M_0/S^{1.5} = 8$ [MPa]

4. TARTIŞMA

Sadece uzak-alan verilerin kullanılması ile yapılan çalışmalarda, kaynağın kesin boyutlarını belirlemek oldukça zordur. Ancak moment boşalımının doğrultusu yırtılmanın başlaması, gelişimi ve sona ermesi ve kaynak boyutu hakkında önemli bilgiler vermektedir. Bu çalışmada bulunan moment boşalımının uzaysal dağılımı, yırtılmanın simetrik sayılabilecek bir şekilde çiftyönlü olarak ilerlediğini göstermiştir. Bu artçı deprem etkinliği (Şekil 3) ve yeryüzünde gözlenen yerdeğişmelerin dağılımı ile de desteklenmektedir. Bununla birlikte moment boşalımının 15 km den daha derinlerde hemen hemen hiç gözlenmemesi bölgedeki sismojenik zonun derinliğinin 15 km civarında olduğunu göstermektedir. Artçı deprem etkinliği ile kaynak boyu tanımlanacak olursa, Şekil 1'den de görüleceği gibi, kaynak boyunun yaklaşık 75-80 km olduğu görülmektedir. Oysa bulduğumuz sonuç, Wells ve Coppersmith (1994) tarafından doğrultu-atımlı faylanmalar için geliştirilen M_w -yüzey kırığı ilişkisi ve Scholz ve diğ (1986) tarafından doğrultu-atımlı faylanma için geliştirilen sismik moment-yırtılma boyu ilişkisi ile uyumludur. Artçı deprem etkinliğinin geniş bir alana yayılmasında, ana şokun bölgede var olan bir çok zayıf fayı etkilemesi, kırılan asperitinin bölgedeki gerilme birikiminin büyük bir artçı depremle boşalmasına gerek kalmayacak şekilde azaltması gibi nedenler sayılabilir. Artçı deprem etkinliği-kaynak boyu arasındaki ilişkiyi incelerken, Kocaeli depremini gözardı edilmemeli, gözlenen artçı deprem etkinliğinde Kocaeli depreminin de etkisi bulunduğu unutulmamalıdır.

Simetrik ve çiftyönlü yırtılma ile karakterize edilen Düzce depremi yırtılma mekanizmasının yavaşlık değeri ise Furumoto ve Nakanishi (1983) bağıntısı kullanılarak hesaplanmıştır. Yavaşlık, Furumoto ve Nakanishi (1983) ve Ekström ve Engdahl (1989) tarafından geliştirilen ve aşağıda verilen deneysel bağıntı ile hesaplanabilmektedir.

$$\text{Yavaşlık (Slowness)} = M_0 / \tau^3$$

Burada M_0 , sismik moment; τ , ise kaynak süresidir.

Sığ ve normal olan depremler için $0.25-1 \times 10^{16}$ [Nm/s³] arasında değişen bu değer, Düzce depremi için 2.09×10^{16} [Nm/s³] olarak bulunmuştur. Ancak çift yönlü yırtılmada kaynak süresinin, tek yönlü yırtılmadakinin yarısı olduğu düşünülürse (Furumoto ve Nakanishi, 1983) bu iki katlık farkın normal olduğu ve Düzce depremi için yavaşlık derecesinin normal depremler için verilen değerler içerisinde kaldığı görülmektedir.

Düzce depremi için hesaplanan gerilme düşümü değeri, 8 MPa, levha sınırları boyunca veya onlara paralel hatlarda veya dönüşüm faylar üzerinde meydana gelen depremler (interplate) için belirlenen gerilim düşümü değerinin oldukça üzerindedir (Kanamori ve Anderson, 1975). Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonu üzerinde meydana gelen depremlerdeki saha gözlemleri ile deneysel ilişkiler öneren Ezen (1981)'de de KAF üzerinde meydana gelen depremlerin yüksek gerilme düşümü değerlerine sahip oldukları görülmektedir. Gerilme düşümü değerinin yüksek çıkması, kaynak süresinin kısa olmasından kaynaklanmaktadır.

Düzce depreminden sonra, Kocaeli depremindeki gibi, gözlenen büyük artçı deprem sayısında azlık bulunmaktadır. En büyük artçı deprem $M_D=5.4$ (Kandilli Rasathanesi) büyüklüğündedir. Ma ve Kanamori (1991), yüksek gerilme düşümüne sahip olaylarda enerjinin çok büyük bir kısmının anaşok ile boşaldığını ve büyük artçı deprem sayısının az olduğunu söylemiştir. Yüksek gerilme düşümüne sahip Düzce depreminden sonra, beklenen 6 büyüklüğündeki artçıdepremin oluşmaması bu görüş ile açıklanabilmektedir. Benzer durum Kocaeli depreminde de görülmüştür.

17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden sonra yırtılmanın doğuya doğru ilerlemesi nedeniyle bu depremi izleyecek ikinci bir depremin Düzce civarında olabileceği bazı araştırmacılar tarafından da öngörülmüştür. Şekil 1'de verilen ve 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden sonra oluşturulan gerilim değişimi haritasından da anlaşılacağı gibi Düzce depremi, Kocaeli depreminin tetikleme sonucu oluşmuş ve Kocaeli depremi ile doğuya iletilen gerilmelerin bir kısmı Düzce depremi ile boşalmıştır. Düzce depremi, 6 Haziran 2000 Çankırı depremini tetiklemiştir. Büyük doğrultu-atımlı faylanmalar, bu örnekte de görüldüğü gibi, sismik tehlike açısından oldukça önemli faylardır ve bu faylar üzerinde meydana gelen depremler büyük kayıplara yol açmaktadır. Kocaeli ve Düzce depremleri ile bölgede var olduğu söylenen

sismik boşluğun doğu kısmı dolmuştur. İmren ve diğ., (2001)'e göre, KAF Marmara denizi içerisinde uzunlukları 80 ve 65 km olan iki parçaya ayrılmaktadır. KAF, Tekirdağ açıklarından itibaren Ganos fayı boyunca tekrar genel karakteristiğine dönüş yapmaktadır. Fay boyu ile deprem magnitudü arasındaki kesin ilişki bilinmektedir. KAF'ın Doğu Marmara kısmının oldukça karmaşık bir yapıda olması bu bölgede meydana gelebilecek büyük bir deprem olasılığını azaltmaktadır. Ancak KAF'ın Batı Marmara kesimi ve daha önce 1912 Şarköy-Müreftede depremini üreten Ganos fayı, gerek uzunluğu, gerekse uzunca bir süredir deprem üretmemiş olması nedeni ile bizce önemini kazanmıştır. Ganos fayı üzerinde veya Marmara fayının batısında meydana gelebilecek bir depremin yayının doğrultusunda bulunan İstanbul, olası bir Marmara depreminden etkilendiğinden daha çok etkilenecektir. Bu fayın aletsel olarak sürekli izlenmesi sismik tehlike çalışmalarına yarar sağlayacaktır.

5. KAYNAKLAR

- Akyüz, S., E., Altunel, A., Barka, R., Hartleb, G., Sunal ve O., B., Uslu, 1999, 12 Kasım 1999 Düzce Depremi, *Aktif Tektonik Grubu 3. Toplantısı Makaleler Kitapçığı*, 115-120.
- Ekström, G., E. R. Engdahl, 1989, Earthquake source parameters and stress distribution in the Adak Island region of the Central Aleutian Islands, Alaska, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, 15499-15519.
- Furumoto, M., I. Nakanishi, 1983, Source times and scaling relations of large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, 2191-2198
- Gürbüz, C., M., Aktar, H., Eyidoğan, A., Cisternas, H., Haessler, A., Barka., M., Ergin, N., Türkelli, O., Polat, S., B., Üçer, S., Kuleli, S., Barış, B., Kaypak, T., Bekler, E., Zor, F., Biçmen, A., Yorük, 2000, The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment, *Tectonophysics*, Vol.316, 1-17.
- Harris, A., R., 1998, Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, 24347-24358.
- İmren, C., X. Le Pichon, C. Rangin, E. Demirbağ, B. Ecevitoglu, N. Görür, The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multi-channel seismic and multi-beam bathymetry data, *Earth and Planetary Science Letters*, 186, 143-158

- Kanamori, H., D. L. Anderson, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 65, 1073-1095.
- Kikuchi, M., H., Kanamori, 1991, Inversion of complex body waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 81, 2335-2350.
- Ma, K. -F. H. Kanamori, 1991, Aftershock sequence of the 3 December 1988 Pasadena earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.81, 2310-2319.
- Scholz, C. H., C. A. Aviles, S. G. Wesnousky, 1986, Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 76, 65-70.
- Stein, R. S., A. A. Barka, J. H. Dieterich, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, Vol. 128, 594-604.
- Wells, D., L., K. J. Coppersmith, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 84, 974-1002.

Gemlik Fay Zonu'nun Paleosismik Aktivitesi Paleoseismic Activity of the Gemlik Fault Zone

G.Uçarkuş¹, A.Barka¹ ve S. Akyüz²

1 İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, 80626, Maslak, İstanbul

2 İTÜ Maden Fakültesi, Genel Jeoloji ABD, 80626, Maslak, İstanbul

ÖZET

Kuzey Anadolu Fayı, Bolu batısında çatallanarak üç kola ayrılır. Bu kollardan orta kol olarak adlandırılan kesim, Geyve'den başlayarak Mekece, İznik Gölü güneyi, Gemlik ve Gemlik Körfezi güneybatısı, Bandırma körfezi ve Biga yarımadasında Çan-Bayramiç üzerinden Ege denizine devam eder. Orta kol Kuzey Anadolu fay zonunun Bolu batısında çatallanan kuzeydeki koluna oranla daha düşük bir hareket hızına sahiptir. GPS ölçümlerine göre kuzey kol üzerindeki hareket 20 ± 3 mm/yıl iken bu değer orta kol için 1-2 mm/yıl'dır. Orta kolun düşük hızı bu koldaki deprem tekrarlanma aralığıyla doğrudan ilişkilidir. Bu çalışmada orta kolun İznik Gölü ile Gemlik Körfezi arasındaki bölümünü oluşturan Gemlik Fay Zonu'na ait segmentlerin aktivitesi, bu segmentlerin deprem tekrarlanma aralığının ne kadar olduğu ve yıkıcı depremler üretip üretmediği, morfolotektonik ve paleosismoloji disiplinlerinin ışığı altında tartışılmıştır.

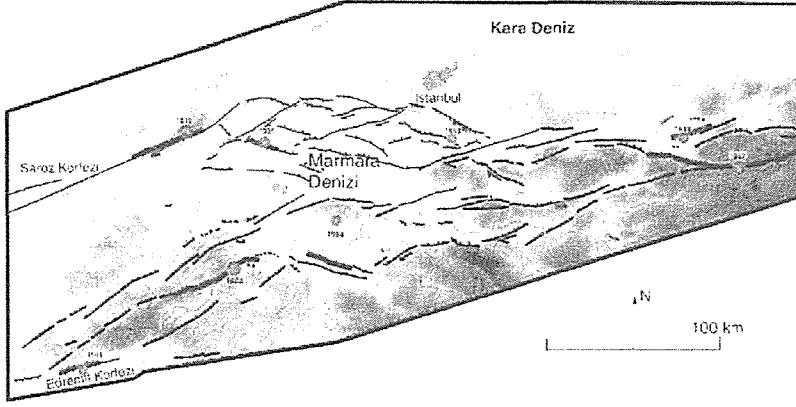
ABSTRACT

The North Anatolian Fault splays into three strands in west of Bolu. The middle strand extends along Geyve, Mekece, south of Iznik Lake, Gulf of Gemlik, Bandırma bay and crosses the Biga Peninsula by Çan-Bayramiç to the Aegean Sea. The Gemlik fault zone comprises the segments of the middle strand which extend between Iznik lake and Gulf of Gemlik. The slip rate of the middle strand is less than the northern strand of the North Anatolian fault in the west of Bolu. According to the GPS measurements, slip rate on the middle strand is 1-2mm/yr while it is 20 ± 3 mm/yr on the northern strand. The slow slip rate of the middle strand is related directly with the recurrence interval of the earthquakes on this strand. In this paper, the activity of the segments of Gemlik fault zone, the recurrence interval on this strand and the existence of destructive earthquakes are discussed in the light of morphotectonic and paleoseismology disciplines.

1. GİRİŞ

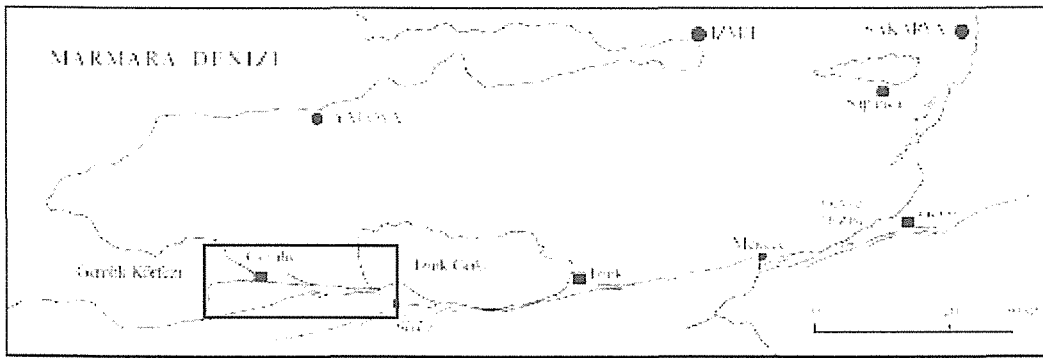
Ülkemizin en önemli neotektonik yapılarından biri olan Kuzey Anadolu Fay Zonu, doğu uzanımında dar bir deformasyon zonu sergilerken, batıda çatallanarak kuzey, orta ve güney olarak adlandırılan üç kola ayrılır (Şekil 1). Kuzey kol Sapanca Gölü, Armutlu yarımadası kuzeyi, Marmara Denizi kuzeyi boyunca devam edip Saros Körfezi'ne kadar uzanır. Orta kol Geyve, İznik, Gemlik, Bandırma ve Bayramiç hattını takip eder. Güney kol ise, Yenişehir,

Bursa, Manyas, Gönen ve Pazarköy boyunca yer almaktadır. Bu çalışmanın konusunu oluşturan Gemlik Fay Zonu orta kolun İznik Gölü ile Gemlik Körfezi arasında kalan segmentlerini kapsamaktadır (Şekil 2).



Şekil 1 Marmara Denizi ve çevresinde Kuzey Anadolu fayına ait kolların dağılımı (Barka ve Kandinsky-Cade, 1988).

Kuzey kol üzerinde 1939'dan beri çeşitli aralıklarla, doğudan batıya doğru büyük magnitüdümlü depremler göçü olmasına rağmen orta kol üzerinde baktığımızda yakın geçmişte büyük deprem meydana gelmemiştir. Bu durum KAF sisteminin batıdaki bu kolunda neden büyük deprem olmadığı sorusunu gündeme getirmektedir. GPS ölçümlerine göre, orta kol kuzey kol ile karşılaştırıldığında daha yavaş bir hareket hızı göstermektedir (kuzey kol 20 ± 3 mm/yıl, orta kol 1-2 mm/yıl). Bu değerler orta kolda büyük bir deprem olabilmesi için daha uzun bir zaman diliminin geçmesi gerektiğini ortaya koymaktadır. Tarihsel kayıtlara göre Gemlik ve İznik'te hasara neden olan tarihsel depremler meydana gelmiştir.



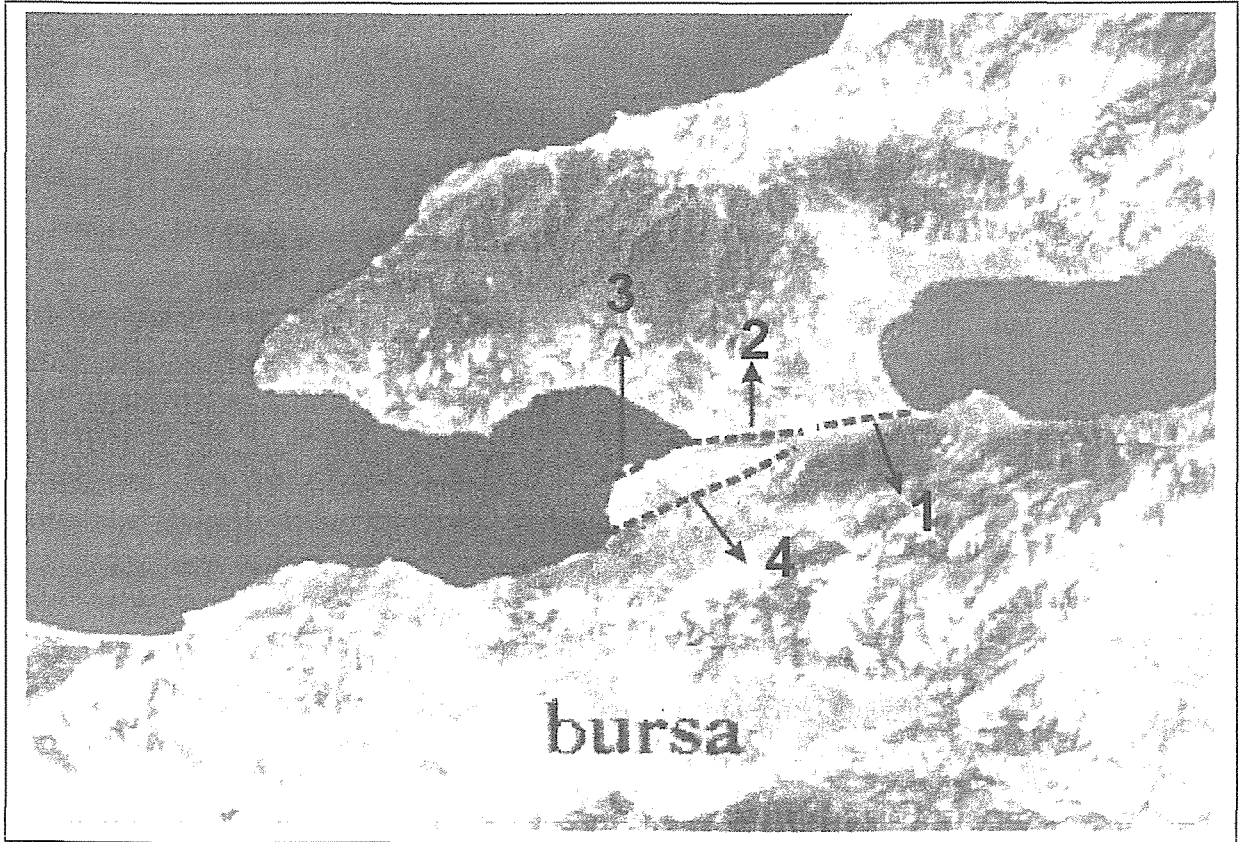
Şekil 2 Orta kolun Geyve ile Gemlik Körfezi arasındaki segmentasyonu. Dikdörtgen içindeki alan Gemlik fay zonuna ait segmentleri göstermektedir.

Orta kol İznik Gölü ve Gemlik Körfezi arasında birkaç segmentten oluşmaktadır (Şekil 3). Gemlik fay zonunu oluşturan bu segmentler doğudan batıya doğru, İznik gölü ile Karsak arasında kalan Karsak segmenti, Karsak ile Gemlik körfezi arasında uzanan Gemlik segmenti,

Gemlik doğusunda GB'ya çatallanan ve Engürücük-Gençali Köyü hattından geçen Gençali fayı, ve Gemlik güneybatısında yer alan Tuzla burnu mevkiinde B-GB uzanımlı bir çizgisellik sunan Kayapınar fayıdır. Bu çalışmada bu segmentlerin morfolojik ve paleosismolojik bazı özellikleri ortaya konulacaktır.

2. MORFOTEKTONİK VERİLER

Kuzey Anadolu Fayı'nın orta kolu üzerinde faylanmaya bağlı olarak gelişen morfolojik özellikler belli alanlarda belirgin olarak tanımlanmış olsalar da fay zonunun kuzey kolunda görülen morfolojik özelliklerden daha az belirgin ve süreksizdirler. Kuzey Anadolu Fay zonunun bu kolu üzerindeki hareket hızı düşük olduğundan (GPS verilerine göre 1-2 mm/yıl) aşınma daha etkin olmakta, dolayısıyla fayın morfolojisi üzerindeki etkisi muhtemelen silinmektedir. Öte yandan orta kol kendi içinde de farklı morfolojik belirginlikler sergiler. Örneğin bu kolun Geyve-İznik gölü arasındaki morfolojisinde sağ-yanal doğrultu-atım özelliğini gösterir ötelenmiş dereler ve alüvyal yelpazeler görmek mümkündür. Gemlik Fay Zonu'nda bu tip morfolojik yapılar pek fazla görülmez.



Şekil 3. Gemlik Fay Zonu'na ait segmentlerin dağılımı. (1) Karsak segmenti, (2) Gemlik segmenti, (3) Kayapınar fayı, (4) Gençali fayı.

Gemlik Fay Zonu'nun Karsak segmenti, İznik Gölü güneybatısı ile Karsak arasında 10 km boyunca belirgin bir şev morfolojisi sergiler. Bu şev yaklaşık D-B doğrultusunda olup düşey bir bileşene sahiptir (Şekil 4). Şev yüksekliği genellikle 0.5-2.5 m arasında değişirken, İznik Gölü'nün güneybatısında Mamure (Gölyaka)'de 4-5 m yi bulmaktadır. Akharem' in 300-400 m doğusunda ise sağ yanal ötelenmiş bir dere bulunmaktadır.



Şekil 4. Karsak segmenti boyunca görülen düşey atımlı fay şevleri. Resimde görülen şev Akharem doğusunda yer almaktadır.

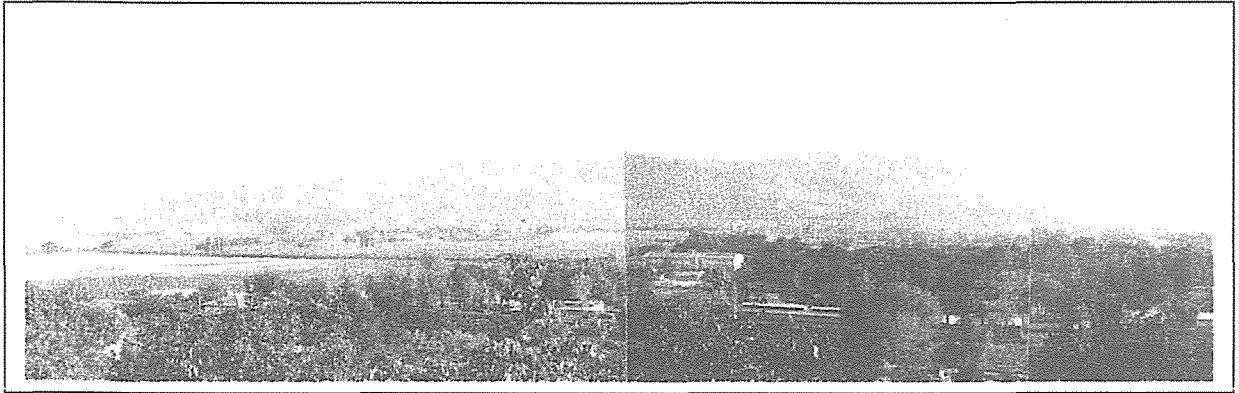
Karsak' tan Gemlik' e doğru topoğrafya daha engebeli bir hal almaktadır. Bu alanda Karsak Boğazı adı verilen dar bir geçit iki engebeli topoğrafyayı birbirinden ayırır. İznik Gölü' nden çıkan Karsak deresi de bu boğazı takip ederek Gemlik Körfezi'ne ulaşır. Gemlik segmenti, bu boğazın güneyindeki yüksek topoğrafyayı takiben Gemlik Körfezi'ne doğru uzanmaktadır. Bu yüksek topoğrafyayı temsil eden tepelerde yer yer teraslar görülmektedir. Karsak yol ayrımının hemen batısında topoğrafyanın kademe yaptığı alanlarda görülen bu teraslar muhtemelen fay ile ilişkilidir.

Gemlik' in güneybatısında yer alan Tuzla burnu mevkiinde B-GB uzanımlı çizgiselliğin fay kontrolünde geliştiği düşünülmektedir ve bu faya Kayapınar Fayı adı verilmiştir. Kamışlık mevki, Afyon Tepe ve Çömlek Tepe'nin kuzeyini sınırlayan bu çizgisellik boyunca kuzey blok güney bloğa göre daha aşağıdadır (Şekil 5). Bu çizgiselliğin hemen güneyinde, Çimtaş Fabrikası'nın doğu kenarı boyunca kuzeye giden yol yarmalarında genişliği yaklaşık 150 m olan bir zon içinde küçük ölçekte yanal atımlı faylar, bindirmeler, kıvrımlar ve normal faylar

görülmektedir. Yüzeide çok belirgin fay morfolojisi sunan bu çizgisellik ve yarmalarda gözlenen deformasyonların bu çizgiselliğe yakınlığı gözönüne alındığında Kamışlık mevki, Afyon Tepe ve Çömlek Tepe'nin kuzeyini sınırlayan G-GB uzanımlı çizgiselliğin Kayapınar fayı kontrolünde geliştiği düşünülebilir.



Şekil 5. Afyon Tepe ve Çömlek Tepe'nin kuzeyini sınırlayan çizgisellik (Ok ile gösterilmiştir).



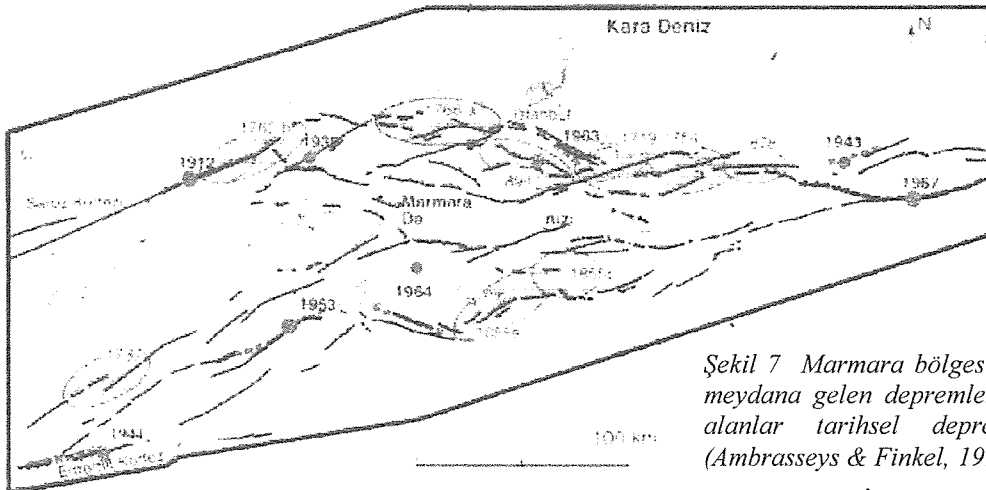
Şekil 6 Gençali fayına kuzeyden bakış. Fayı örten yayvan alüvyal yelpazeler de görülmekte.

Diğer bir aktif fay segmenti ise yaklaşık 20 km uzunluğundaki Gençali fayıdır. Gemlik'in 8 km doğusunda, Karsak civarında, Gemlik fayından güneybatıya doğru ayrılır. K65-80D gidişli bu fay, Adliye kuzeyi, Engürücük güneyi ve Gençali köyünden geçerek Şükrükaya mevkiinden denize girer. Karsak civarında faya ait morfolojik veriler arazide belirgin olmasa

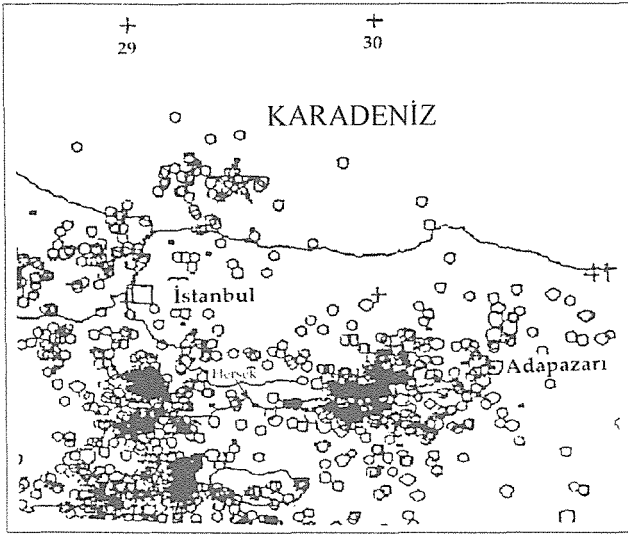
da hava fotoğraflarından fayın izini belirlemek mümkündür. Fay morfolojisinin en belirgin olduğu Gençali civarında açık bir fay şevi görülmesine de kuzeye akan bazı küçük dere vadilerinde sağ yanal ötelenmeler görülür. Ayrıca Gençali fayı boyunca yayvan alüvyal yelpazeler de görülmektedir (Şekil 6). Fayın aktivitesi oldukça düşük olduğundan bu yayvan yelpazeler fayın çizgiselliğini örtmüştür. Bölgedeki morfolojiyi belirgin bir şekilde denetlemesi, orta koldaki hareketin bu kesimde Kayapınar fayından çok Gençali fayı tarafından karşılandığını göstermektedir.

3. TARİHSEL DEPREMLER ve SİSMOLOJİ

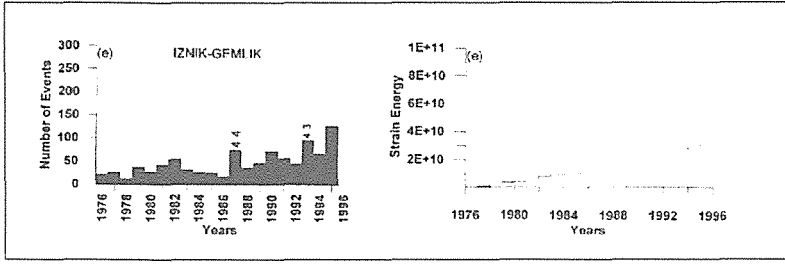
Gemlik fay zonuna ait segmentlerin deprem aktivitesi incelendiğinde yakın geçmişte herhangi bir yıkıcı depremin meydana gelmediği görülmektedir (Şekil 7). Tarihsel deprem kayıtlarına göre Kios (Gemlik) ve Nicea (İznik) antik kentlerinde hasara neden olan depremler meydana gelmiştir. Fakat bu depremlerin, Kuzey Anadolu fay zonunun, Marmara bölgesindeki hangi segmentinde meydana geldiği kesin olarak bilinmemektedir. Ambraseys ve Finkel (1991)'e göre, M.S. 128 depremi Kuzey Anadolu fay zonunun Gemlik – İznik kolu üzerinde meydana gelmiştir ve bu depremin magnitüdü 7 civarındadır. Ambraseys ve Finkel (1991) Kuzey Anadolu fay zonunun Gemlik-İznik kolu üzerinde magnitüdü 6 civarında dört depreme daha işaret etmektedir ancak bu depremlerin hangi segmentler üzerinde olduklarını belirtmemişlerdir. 1900-1976 yılları arasındaki döneme bakıldığında, Gemlik çevresinde küçük depremler dışında iki adet orta büyüklükte deprem olduğu görülür. 1976 sonrasında ise Marmara bölgesinde Marnet projesi başladıktan sonra bu alanda küçük magnitüdü depremlerin kayıtları başlamış ve meydana gelen depremlerin dışmerkez (epicenter) lokasyonları daha hassas bir şekilde belirlenmiştir (Şekil 8). Geyve-Gemlik kolunun bazı alanlarında sürekli mikro deprem aktivitesi kaydedilse de bu dönem içinde makro bir deprem kaydı yoktur.



Şekil 7 Marmara bölgesinde son 300 yılda meydana gelen depremlerin dağılımı. Elips alanlar tarihsel depremleri gösteriyor (Ambraseys & Finkel, 1991).



Şekil 8 Marmara Denizi doğusunda 1976-1995 yılları arasında meydana gelen $M > 0$ bütün depremler (Kandilli Rasarhanesi kayıtları). Altta ise Gemlik-İznik çevresinde 1976-1995 yılları arasında meydana gelen depremlerin zaman sayı dağılımı verilmiştir (Üçer vd., 1990).

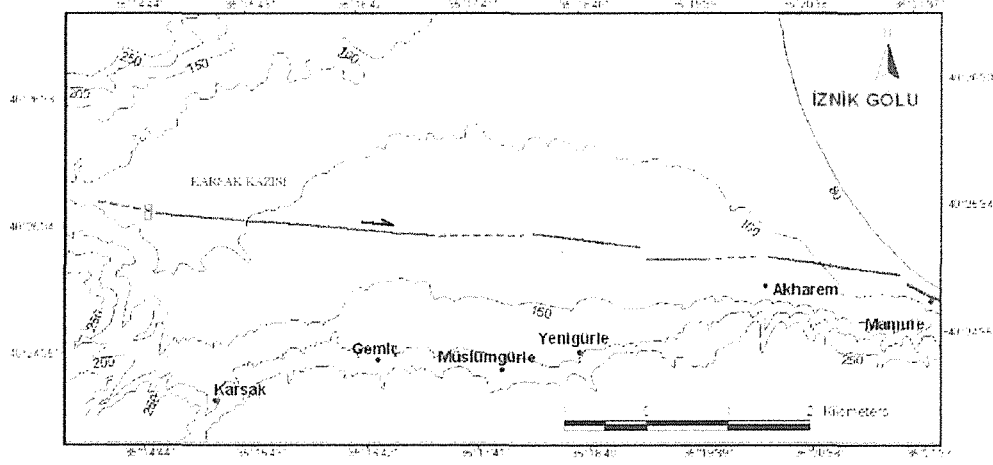


4. FAY KAZILARI

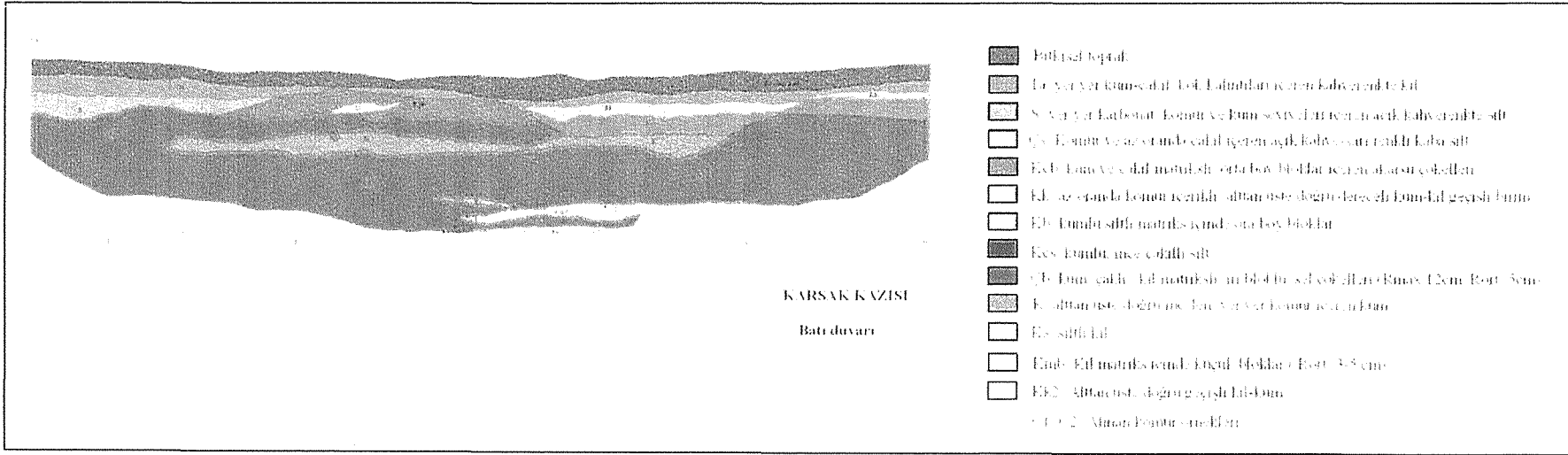
Orta kol üzerinde son 12 yıldır farklı gruplar tarafından bir çok paleosismik kazılar yapılmıştır (Yoshioka ve Kuşçu, 1994; İkedo vd., 1990; Honkura ve Işıkara, 1991; Emre vd., 2001). Bu kazıları yapmaktaki amaç bu kol üzerinde gerçekleşmiş tarihsel depremleri ortaya çıkarmak, tarihsel depremlerin büyüklüğü hakkında fikir edinmek ve orta kol için yaklaşık bir deprem tekrarlanma aralığı saptamaktır. Bu çalışmada da aynı amaçlar doğrultusunda Gemlik Fay Zonu'nun bir-iki segmentinde paleosismik kazılar(trench) yapılmıştır. Bunlardan ilki Karsak segmenti üzerinde, Karsak köyü'nün 2,5 km kuzeybatısında açılmıştır (Şekil 7). Bu kazının uzunluğu 25 m, derinliği 3.70 m dir. Kazı içindeki stratigrafi genel olarak akarsu çökellerinden oluşmaktadır (Şekil 9). Batı duvarının kuzeyinde bir kanal yapısı görülür. Üst seviyelerdeki ince taneli çökellerin altında kum-çakıl-kil matriksli iri bloklu düzensiz çökeller görülür. Birim, düzensiz ve iri bloklu içeriğiyle yüksek enerjili bir ortamı ifade eder. Bu da bu alanda bir sellenme dönemi meydana gelmiş olabileceğini gösterir. Kazı içerisinde genel stratigrafiyi kesen bir deformasyon izine rastlanmamıştır, deformasyon zonu muhtemelen kalın sel çökelleri tarafından örtülmüştür.

Diğer bir kazı Kayapınar fayı üzerinde yapılmış ve Afyon tepe ile Çömlek tepe kuzeyini sınırlayan çizgiselliği kesicek şekilde açılmıştır. Fay kazısının (Kazı-1) toplam uzunluğu yaklaşık 38 m dir (Şekil 11). Güneyden itibaren yaklaşık 7 m boyunca yüzey ile 0.5 m arasında değişen derinliklerde ana kayada gidilmiş, 22.m den sonra derinlik artmış ve yüzeyden yaklaşık 3.15 m derinliğe kadar inilmiştir. Bu noktadan sonra derinliğin artması kuzeye doğru yaklaşık 30° eğimli bir yüzey boyunca olmuştur. Açılan hendeğin kuzey ucunda derinlik 3.15 m dir. Bu kısımda yüzeyden itibaren yaklaşık 80 cm yol dolgusudur, bu yol dolgusunun altında kalınlığı kuzeye doğru artan yaklaşık 80-85 cm daha eski dolgu malzemesi vardır (muhtemelen çevredeki fabrikalar yapılırken doldurulmuştur). Dolgu malzemesinin altında ise, güneyde eğimli yüzey ile kontak halinde kumlu-siltli toprak bulunmaktadır ancak bu birimin kalınlığı kuzeye doğru incelerek kayıp olmaktadır. En altta bulunan kırmızımsı renkli kolluvial birimin kalınlığı kuzeye doğru azalarak devam eder ve bu birim kaybolur. Hendeğin kuzeyinde 1. dolgu malzemesinin altında kalınlığı yaklaşık 50 cm olan bataklık çamuru ve onun da altında yaklaşık 25-30 cm kalınlığında kırmızı renkli çamur bulunur. Bu birimin altında kıyı kumu bulunmaktadır ve yüzeyden yaklaşık 2.7 m derinliktedir. Kıyı kumunun hemen üzerinde bulunan kırmızı renkli çamur bol miktarda organik madde içermektedir ve bu seviyeden alınan örneklerde yapılan C¹⁴ yaş analizleri sonuçları bu birimin günümüzden 2800-3300 yıl önce çökeldiğini göstermektedir. Hendek duvarında doğal olarak bulunan birimleri kesen herhangi bir kırığa rastlanmamıştır. Kuzeye eğimli yüzey üzerinde de taze görünümlü fay çizikleri gibi yapılar görülmemiştir.

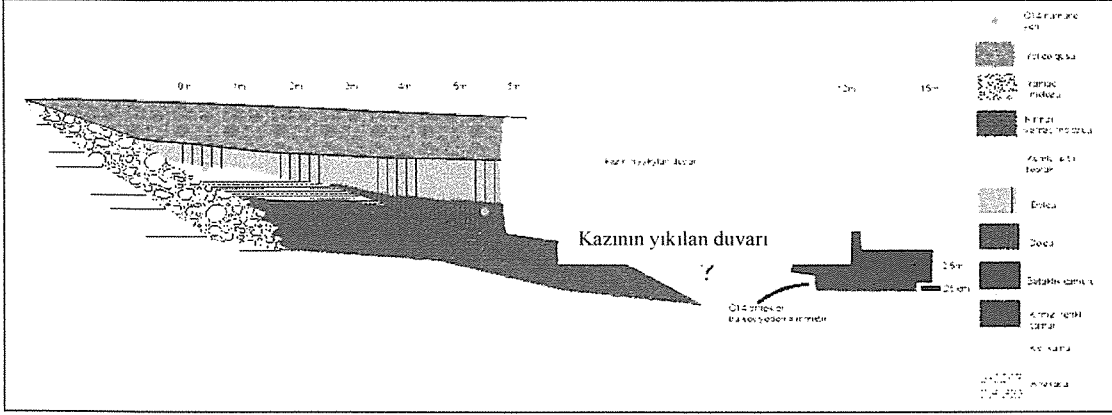
Bunların dışında Kayapınar fayının doğuya doğru devam eden çizgisel hattı üzerinde iki tane de deneysel kazı yapılmıştır. Ata mahallesi içerisinde yapılan bu kazılardan Kazı-2 de en üstte yaklaşık 50 cm kalınlığında dolgu ve onun altında 1.5 m boyunca çanak çömlek parçaları içeren ikinci bir dolgu malzemesi kesilmiştir. Bu ikinci malzemenin tarihsel bir dolgu olduğu sanılmaktadır (~ 1500-2000 yıl). Bu birim içinde herhangi bir faylanma belirtisine rastlanmamıştır. Kazı-3 te ise yaklaşık 3 m derine inilmiş üstten alta şu birimler kesilmiştir; en üstte dolgu, onun altında 50-70 cm doğal toprak, daha altta Kazı-2 de rastlanan çanak çömlek parçaları içeren birim ve onun altında iki farklı kil tabası vardır. Bu kil tabakalarının bataklık çökelleri olduğu sonucuna varılmıştır. Bu dizilimin içinde herhangi bir faya veya deprem ile ilgili deformasyona rastlanmamıştır.



Şekil 9. Karsak kazısının Karsak segmenti üzerindeki yeri gösterilmektedir.



Şekil 10. Karsak kazısı batı duvarı kesiti.



Şekil 11. Kazı-1'in batı duvarı

5. SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun orta kolu üzerinde faylanmaya bağlı olarak gelişen morfolojik özellikler belli alanlarda belirgin olarak tanımlanmış olsalar da fay zonunun kuzey kolunda görülen morfolojik özelliklerden daha az belirgin ve süreksizdirler. Nitekim Gemlik Fay Zonu, yer yer belirgin bir fay morfolojisi sergilerken bazen de bu morfolojik iz izlenememektedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bu kolu üzerindeki hareket hızı düşük olduğundan (GPS verilerine göre 1-2 mm/yıl) aşınma daha etkin olmakta, dolayısıyla fayın morfolojisi üzerindeki etkisi muhtemelen silinmektedir. Bazen de düşük hareket hızına karşılık çökeltim hızının fazla olmasıyla birlikte alüvyal yelpazeler fay morfolojisini örtmektedir. Bu örnek Gençali fayı üzerinde açıkça görülmektedir. Karsak segmenti boyunca ise yüksekliği 0,5-2,5 m arasında değişen fay şevi morfolojisi net bir biçimde gözlenebilmektedir. Karsak boğazı boyunca yüksek tepeleri takip eden Gemlik segmentinin morfolojik izi yer yer kaybolmaktadır. Tuzla burnu güneyinde Afyon ve Çömlek tepelerinin kuzeyini sınırlayan Kayapınar fayı ise düşey bir morfoloji sergiler.

Bu çalışmanın amacı doğrultusunda Karsak segmenti ve Kayapınar fayı üzerinde kazı çalışmaları yapılmıştır. Ancak bu kazılarda daha önceki bir depremi ifade edebilecek herhangi bir deformasyon izine rastlanmamıştır. Buna göre bu zon üzerinde yapılacak kazı çalışmalarından önce daha uygun bir kazı yeri için jeofizik yöntemlerin uygulanması ve de kazıların daha derin (iki ya da üç kademeli olarak) açılması önerilebilir. Gemlik Fay Zonu üzerindeki kazı çalışmaları halen devam etmektedir.

6. DEĞİNİLEN BELGELER

- Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F., 1991, Long term seismicity of Istanbul and of the Marmara region: Engin. Seis. Earthq. Engin. Report 91/8, Imperial College.
- Barka, A.A., 1993, Kuzey Anadolu Fayının Sapanca-İzmit ve Geyve-İzmit kolları üzerinde paleosismik araştırmalar, Proje No: YBAG-4/7551, 85p.
- Barka, A.A. ve Kuşçu, İ.,1996, Extents of the North Anatolian fault in the İzmit, Gemlik ve Bandırma bays. Turkish J. Marine Sci., 2, 93-106.
- Barka, A., 1997, Neotectonics of the Marmara region. Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project. Eds: C. Schindler, M. Pfister, 55-87.
- Honkura, Y. ve Işıkara, A.M., 1991, Multidisciplinary research on fault activity in the western part of the North Anatolian Fault Zone, Tectonophysics, 193, p. 347-357.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y. and Herece, E., 1989, Late Holocene activity of the North Anatolian fault zone in the Orhangazi plain, Northwestern Turkey, in: Multidisciplinary research on fault activity in the western part of the North Anatolian fault zone, edited by: Y. Honkura and A. Işıkara, 16-30.
- Üçer, S. B., 1990, Marmara Bölgesi'nin deprem etkinliği ve Aktif tektonikle ilişkisi , Doktora tezi
- Yoshioka, T. ve Kuşçu, İ, 1994, Late Holocene faulting events on the İzmit-Mekece fault in the western part of the North Anatolian fault zone, Turkey, Bulletin of the Geological Survey of Japan, Vol.45(11), 677-685.

Marmaris – Fethiye Körfezi Açıklarının Çok Kanallı Yansıma Sismiği Verisi İle İncelenmesi

Neslihan Ocakoğlu¹, Emin Demirbağ¹ ve İsmail Kuşçu²

1 İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Müh. Böl, 80626 Maslak İSTANBUL

2 M.T.A. Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06620, ANKARA

ÖZET

Bu çalışmada, Marmaris Körfezi ve Marmaris-Fethiye açıklarında 1996 yılında toplanan çok kanallı yansıma sismiği verilerinden proses edilmiş 3 hat üzerinde, körfezin yapısal unsurlarının incelenmesi amaçlanmıştır. Sismik göç işlemi uygulanmış kesitler üzerinde, körfez içerisinde kuzeyden güneye doğru delta geçişleri ile basamaklanarak derinleşen düzgün deniz tabanı, körfez açıklarında hızla yaklaşık –3000 metre derinliğe ulaşır ve morfolojisi temeldeki yükseltiler tarafından control edilen karmaşık bir hal alır. Bu görüntü, Helen yayı çevresinde çokça izlenen denizaltı dağlarına karşılık gelebilir. Kara jeolojisi dikkate alınarak yapılan sismik stratigrafik yorumlamada körfez içerisindeki hatlarda altta muhtemelen Likya Naplarından oluşan temel ve temelde oluşan havzada yatay tabakalanmış havza dolgusu göze çarpar. İstifin en üstünde ise altındaki tüm çökelleri örten paralel tabakalı genç sedimentler yer alır. Söz konusu genç çökeller, Marmaris-Fethiye açıklarına doğru temeldeki yükseltilerde daha ince olarak gözlenirken, düzlüklerde nispeten daha kalın ve içinde yer yer sıkışmalı yapıları barındıran bir istif olarak karşımıza çıkar. Kesitlerde, yer yer deniz tabanını dahi etkilemiş olduğu görülen faylar belirlenmiştir.

ABSTRACT

The structural features of the Gulf of Marmaris and offshore Marmaris-Fethiye have been investigated by means of multi-channel seismic reflection data, which were collected in 1996, and after processed in the İTÜ. On the time migrated seismic sections, the sea bottom of the Gulf of Marmaris are gradually steeping by progressing delta fronts from north to south. A slope appears on the shelf break and sea bottom surface sharply deepening to –3000 m offshore Fethiye. In this area, sea bottom gains a very complex morphology controlled by the ridges of the basement. This view may be compatible with seamount morphology around Hellenic Arc. Seismic stratigraphic interpretation in light of onland geology shows Lycian Nappes forming the basement, and deposits with parallel reflection configuration in a basin on top of the basement. Parallel-layered uppermost sediments appear to cover all previous deposits. These particular sediments are seen thinner over the ridges of the basement offshore Marmaris-Fethiye, while they appear as partly folded and relatively thicker on the shelf areas. Some faults, which cut the sea bottom, are observed in the sections.

1. GİRİŞ

Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK), Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı kapsamında İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) ve Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) işbirliğinde 1996 yılında Ege Denizi körfezlerinde toplanan çok kanallı sismik yansıma verilerinin değerlendirilmesinde Marmaris-Fethiye Körfezinde toplanan veriler bu çalışmada incelenmiştir. Çalışmada veri-işlem aşamalarından geçirilerek yorumlanmış sismik kesitlerin lokasyonları ve bölgenin jeolojisi Şekil 1.'de verilmiştir. Körfez içerisindeki K-G ve D-B hatlar ile Fethiye açıklarındaki KB-GD yönelimli sismik hattaki yapısal unsurlar ve bu unsurların kara jeolojisi ile ilişkileri araştırılmıştır.

Çalışma alanı Batı Toroslar'ın batı ucunun bir kısmını ve Ege Denizi ile Akdeniz'in birleşim alanını kapsar (Şekil 1). Batı Toroslar'daki naplı yapılar Philipson (1915)'ten beri bilinmektedir. Bölgede stratigrafik olarak Likya napları olarak tanımlanan Orta Triyas-Üst Kretase zaman aralığında oluşmuş allohton konumlu kaya birimleri ki bölgede Bodrum Napı, Gülbahar Napı ve Marmaris ofiyolit Napı ile temsil edilir; Orta Eosen'de gelişmiş paraallohton konumlu kırıntılı kayaçlar, Orta?-Üst Miyosen'de gelişmiş volkanikler ve volkano-tortul kayaçlar ile Pliyo-Kuvaterner'de gelişmiş kaya birimleri yer alır (Şenel, 1997).

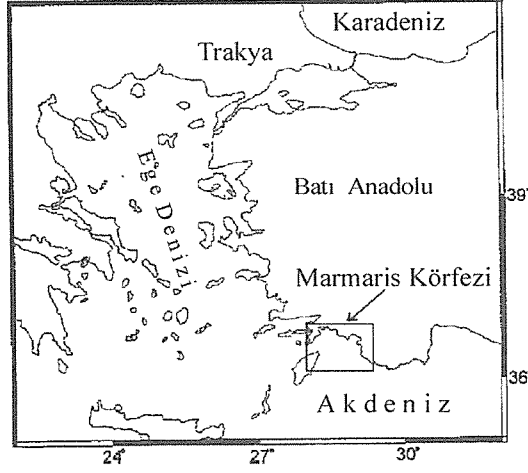
Bu çalışmada sismik kesitlerde Neojen yaşlı jeolojik birimler, diskordans seviyeleri ve bu yapıları kesen fay sistemleri belirlenerek kara jeolojisi ve tektoniği ile ilişkilendirilmiştir.

2. ÇOK KANALLI SİSMİK YANSIMA VERİSİ TOPLAMA ve İŞLEME AŞAMASI

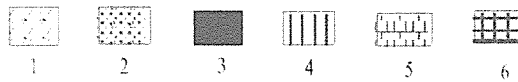
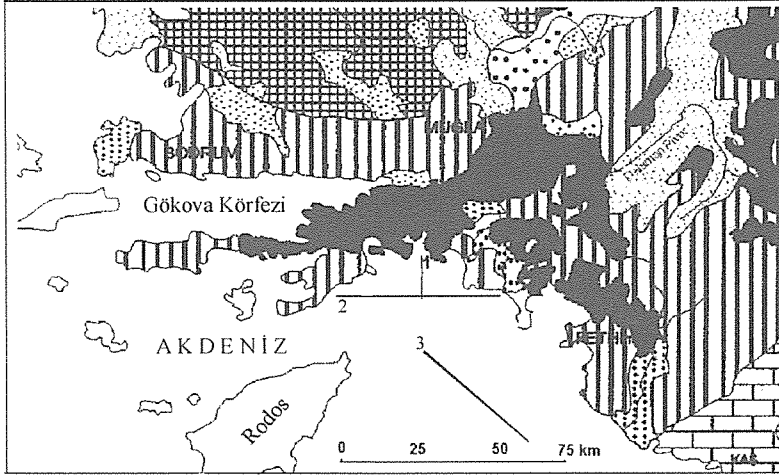
Çalışma alanında veri-işlem aşamasından geçirilen sismik yansıma verileri toplam uzunluğu 150 km olan K-G, D-B ve KB-GD yönelimli üç hat üzerinde 1996 yılında MTA Sismik 1 gemisi ile toplanmıştır. Veri toplama parametreleri: Kaynak ve alıcı: Hava tabancası kaynağı (10×210 cubic inch GI atış sistemi) ve 120 ve 96 kanallı alıcı kullanılmıştır. Ofset: 150 m yakın ofset, 1337.5 m maksimum ofset 96 kanal için 1637.5 m maksimum ofset 120 kanal için, atış Aralığı: 50 m, alıcı Aralığı: 12.5 m, kayıt uzunluğu: 5 ve 7 saniye, örnekleme aralığı: 2 milisaniye, katlama sayısı: 12 ve 15.

Sismik veriler İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Nezihî Canitez Veri-İşlem Laboratuvarında DISCO/FOCUS 4.2 yazılım paketi kullanılarak işlenmiştir. Veriler

aşağıdaki işlem adımlarından geçirilmiştir: a) Verilerin SEG-D formatından DISCO/FOCUS sistem formatına dönüştürülmesi, b) Atış-alıcı konumlarının in-line geometri ile hesaplanması, c) Atış-alıcı statik düzeltmesi, d) Sismik izlerin ayıklanması, e) Atış verilerinden doğrudan ve kırılma dalgalarının atılması, f) Atış verilerinde genlik analizi, g) CDP düzenine geçiş (12 ve



(a)



- | | |
|--------------------------------|----------------------------|
| 1- Pliyo-Kuvaterner sedimanlar | 2- Miyosen Antalya Havzası |
| 3- Marmaris Ofiyolit Napları | 4- Likya Napları |
| 5- Beydağları Otoktonu | 6- Menderes Masifi |

(b)

Şekil 1. Çalışma alanı. (a) Yerbulduru haritası (GMT’de çizilmiştir),
(b) Bölgenin jeolojisi (Şenel; 1997) ve hatların lokasyonları.

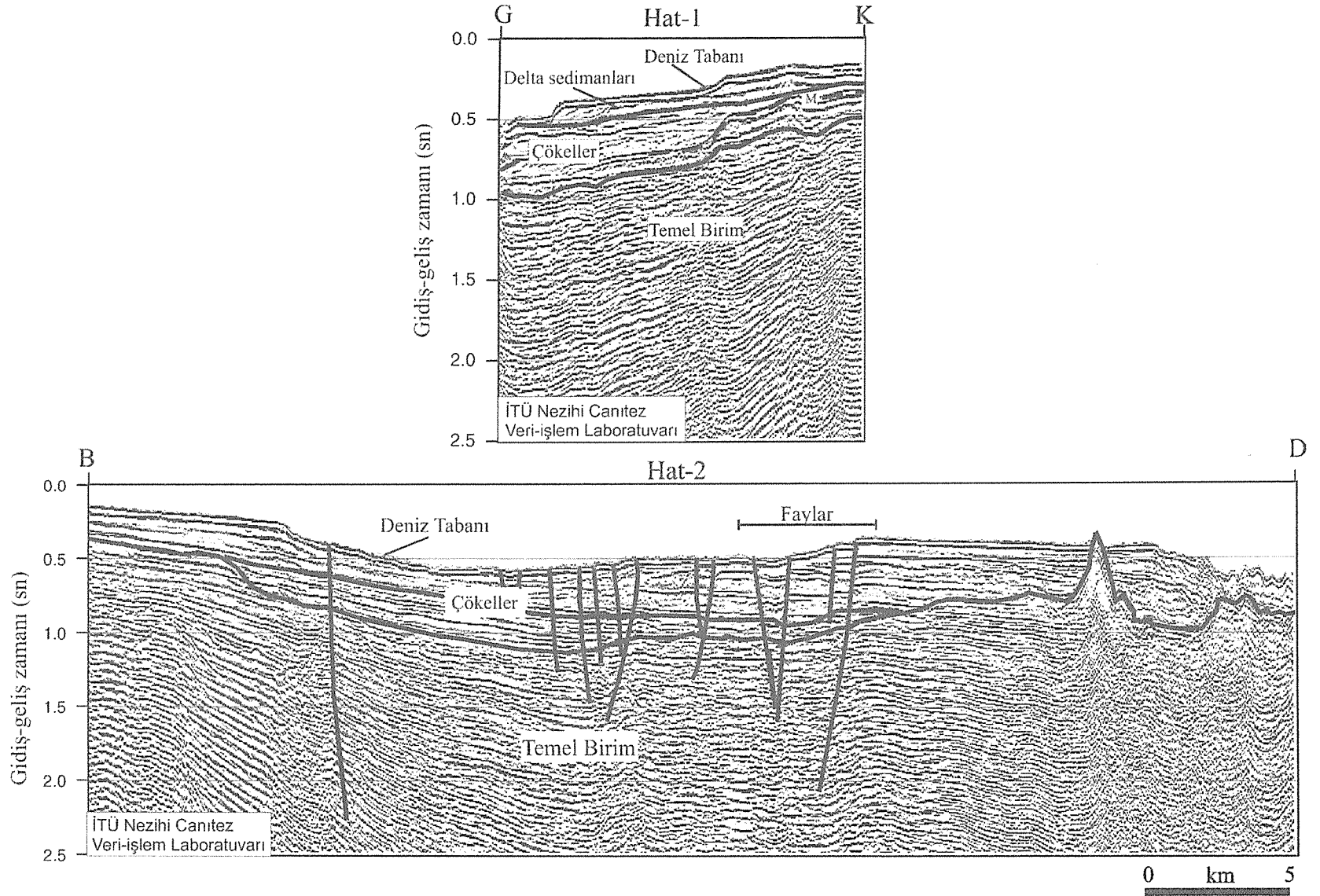
14 katlamalı veri eldesi), h)Yığma hız analizi, i)Açılım kayması (NMO) düzeltmesi, j)Bozulmuş dalga şekillerinin kesilip atılması, k)Yığma işlemi, l)Trapezoidal (5-10-75-80 Hz) bant geçişli filtreleme, m)Yığma sonrası zaman ortamı sonlu farklar yöntemi ile migrasyon işlemi ve zaman ortamı Omega-X sonlu farklar migrasyonu n)Otomatik genlik kontrolü (AGC).

Şekil 2’de Hat-1 ve Hat-2 sismik kesiti ve yorumu; Şekil 3’de ise Hat-3 sismik kesiti ve yorumu görülmektedir.

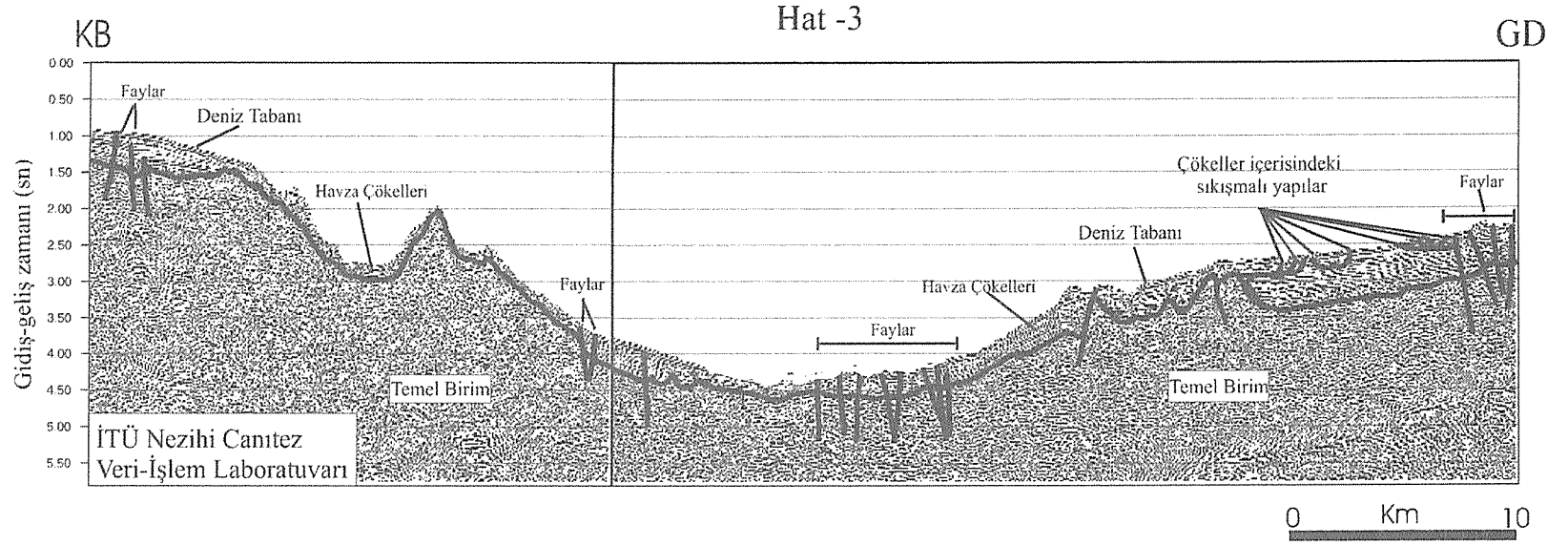
3. SİSMİK YANSIMA VERİLERİNE GÖRE MARMARİS FETHİYE KÖRFEZLERİNDE YAPISAL UNSURLAR

Marmaris Körfezi içerisinde alınmış K-G ve D-B gidişli sismik kesitler Şekil 2’de gösterilmiştir. Buna göre K-G gidişli 1 no’lu sismik kesitte deniz tabanı şekillenmesi, bu alanda bulunan delta çökelleri tarafından kontrol edilmektedir. Söz konusu deltalara ait foreset-topset geçişleri ile deniz tabanı -120 metrelere kadar basamaklanarak derinleşir. Kesitlerde, iki çökel istif ayırtlanmıştır. Bunlardan altta bulunanı, kara jeolojisi ile ilişkilendirilerek, Güneybatı Anadolu’da yaygın olarak bulunan Likya Napları olarak yorumlanmış ve temel olarak adlandırılmıştır. Hat-2’nin doğu kesiminde ondüasyonlu bir deniz tabanı ile karmaşık yansıma şekillenmesine sahip çökel ve temel birimler görülür. Temel topoğrafyasında muhtemelen volkanik sokukumlara karşılık gelebilecek yansımalar görülmektedir. Hat-2’de doğuya doğru bir havza izlenir. Temeldeki çökel istifin kalınlığı 650 m ile bu havzalar içerisinde maksimum değerlerine ulaşır. Kara jeolojisi dikkate alınarak söz konusu genç istif Pliyo-Kuvaterner olarak yaşlandırılmıştır. Havza doğudan ve batıdan muhtemelen K-G istikametli fay sistemleri tarafından sınırlandırılmıştır. Düşey atım bileşeninin oldukça az olduğu gözlenen söz konusu fayların etkileri deniz tabanına kadar izlenir (Ocakoğlu ve diğ., 2000).

Şekil 3’de ise Fethiye açıklarından alınan KB-GD yönelimli sismik kesitte deniz tabanı morfolojisi -3000 metrelere kadar derinleşerek karmaşık bir şekil almaktadır. Özellikle kesitin batısında görülen deniz tabanındaki yükselimler, bölgenin güneyinde Hellen yayı üzerinde yapılmış olan sismik çalışmalarda izlenen deniz tabanı şekillenmesi ile (Chaumillion ve diğ., 1997) benzerlik göstermektedir. Chamumillion ve diğ., (1997)’ne göre deniz dağları olarak isimlendirilen bu yükselimler Hellen yayının kuzeydoğu uzanımı ile ilişkilendirilebilir



Şekil 2. Hat-1 ve Hat-2'nin yorumlanmış zaman ortami migrasyonlu sismik kesitleri (Ocakoglu ve diğ., 2000).



Şekil 3. Hat-3'ün yorumlanmış zaman ortamı migrasyonlu sismik kesiti.

(Pliny-Strabo Fay Zonu). Bu fay zonunun karadaki uzantısında ise sol yönlü doğrultu atımlı Fethiye-Burdur fay zonu olarak takip edilmiştir (Şaroğlu ve diğ., 1987; Price ve Scott, 1994).

Hat-3'de oldukça deforme olmuş temel üzerinde doğuda yer yer içerisinde güncel sıkışmalı yapılar barındıran yatay tabakalanmış sediman çökeller havza içerisine doğru incelenerek özellikle temelin yükseldiği bölgelerde batıda temele yaslanarak sonlanmaktadır. Doğudaki ve batıdaki düzlüklerde ve havza içerisindeki fay sistemlerinin büyük bir kısmı temeli ve güncel çökelleri keserek deniz tabanına ulaşmaktadır. Bu faylar bölgenin genel tektonik yapısı altında muhtemelen doğrultu atımlı bir fay sistemi karakterindedir.

4. SONUÇLAR

Bu çalışmada sunulan çok kanallı yansıma sismine ait kesitlerle Marmaris Körfezi ve Marmaris-Fethiye açıklarının yapısal unsurları sismik yansıma şekillenmelerine göre tanımlanmıştır. Bölgede genel anlamda iki birim ayırtlanmıştır. Bunlardan altta olan muhtemelen Likya Naplarına ait karmaşık yansıma şekillenmesine sahip temel birimler ve onun üzerinde yatay tabakalanmış muhtemelen Pliyo-Kuvaterner yaşlı sediman çökeller görülmektedir. Ayrıca Körfez içerisinde ilerlemiş delta önü yapılar basamaklanmalar şeklinde deniz tabanında tanımlanmıştır. Kesitlerde görülen fay sistemleri körfez içerisinde muhtemel K-G gidişli olup deniz tabanına kadar ulaşmış süreksizliklerdir. Bu yapılar körfez açıklarına doğru Hat-3'de izlenebilmekle birlikte karakteristiğini değiştirmektedir. Öncelikle Hellen yayı ile Fethiye-Burdur fay zonu arasında bulunan ve bu iki sisteme hemen hemen dik lokasyonda alınmış olan bu kesitte deniz tabanı ve temeldeki karmaşık yapılanma, Chamumillion ve diğ., (1997)'nin Hellen yayı civarında belirledikleri Plino-Strabo fay zonunun muhtemelen Fethiye Körfezindeki devamı olarak yorumlanmıştır. Bu fayın karada da Fethiye-Burdur fay zonu olarak devam etmesi olasıdır.

Bununla birlikte bölgede Hellen yayının kuzeydoğu uzantısı ve karadaki Fethiye-Burdur fay zonu ile olası bağlantısının ortaya çıkarılması açısından detay batimetrik veriye öncelikle ihtiyaç duyulmaktadır. Ayrıca, bölgedeki sismik veriye ek olarak daha yoğun bir sismik veri grubu ile bu sorulara ait cevapların aranması gerekmektedir. Zira Ege Denizi ile Akdeniz'in birleşim yeri olarak bilinen böyle önemli bir bölgenin detay çalışılması, bölgenin genel tektoniğinin aydınlatılmasında önemli bir rol oynayacaktır.

5. TEŞEKKÜR

Bu çalışma TÜBİTAK Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı (Koordinatör: Prof. Dr. Naci Görür) kapsamında gerçekleştirilmiştir. Sismik veri toplama aşamasındaki özverili çalışmalarından dolayı MTA Sismik-1 Araştırma Gemisi personeline teşekkürlerimizi sunarız. Haritalama işlemlerinde Generic Mapping Tools (Wessel ve Smith, 1995) program paketi kullanılmıştır.

6. DEĞİNİLEN BELGELER

- Chaumillon, E., Mascle, J., 1997, From foreland to forearc domains: New multichannel seismic reflection survey of the Mediterranean ridge accretionary complex (Eastern Mediterranean), *Marine Geology*, 138, 237-259..
- Ocakoglu, N., Demirbağ, E., etc., 2000, First Results from the Multichannel Seismic Reflection Study in the Gulf of Marmaris, EAGE Malta 2000 (Geology and Petroleum Geology of the Mediterranean and Circum-Mediterranean Basins Conference, Malta (Extended Abstract).
- Şaroğlu, F., Boray, A., and Emre, O. (1987). Active faults of Turkey, *Mineral Res. Explor. Inst. Turkey. Unpubl. Report*, 8643, 344 pp.
- Şenel, M., 1997, 1:250 000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritaları, No:1 Marmaris, Paftası, MTA, Ankara.
- Philippson, A., 1915, *Reisen und Forschungen in Westlichen Kleinasien*. Pet. H., 167.
- Price, S., and Scott, B., (1994). Fault-block rotations at the edge of a zone of continental extension, southwest Turkey, *J. Struct. Geol.*, 16, 381-392.
- Wessel, P., and W. H. F., Smith, 1995, New version of the Generic Mapping Tools, *EOS, Trans., AU*, 76(33), 329.

Çukurova ve çevresinin deprem tehlikesi

Earthquake hazard of Çukurova region

Ergin Ulutaş ve M.Fırat Özer

Kocaeli Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 41100 Kocaeli

ÖZET

Tarihte Kilikya Bölgesi olarak adlandırılan Çukurova ve çevresinin (35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 37.0° D) deprem tehlikesi araştırılarak saptanmaya çalışılmıştır. Bölgenin deprem etkinliği araştırılarak, sismik tehlike hakkında yorumlar yapılmıştır. Çalışmada tarihsel (0-1900) ve aletsel (1900-1999) döneme ait deprem verileri kullanılmıştır. Deprem verileri USGS (United States of Geological Survey) ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi veri kütüklerinden alınmıştır. Deprem istatistiğinin temel bağıntısı olan magnitüd-frekans bağıntısı $\text{Log}N=6.06-0.94M$ olarak bulunmuş, magnitüd-frekans ilişkisinden yararlanarak 100 yıl için 10'ar yıllık periyotlarda sismik tehlike ve ortalama oluş sayıları saptanan depremlerin tekrarlanma periyotları hesaplanmıştır.

Bölgede aletsel döneme ait deprem verileri Gumbel Uç Değerler Dağılımı esas alınarak incelenmiş ve sismik tehlike değerleri hesaplanmıştır. $M=6.3$ olan bir depremin tekrarlaması için dönüş periyodu yaklaşık 61 yıl olarak bulunmuştur. Depremlerin Poisson ve gerçek dağılımları hesaplanmış birbirleriyle karşılaştırılmıştır.

Bölgede Markov Modeli uygulanarak deprem oluşumları incelenmiştir. Markov modelinin uygulanmasında 1900-1909 yılları arasında oluşan aletsel dönem depremleri kullanılmıştır. Deprem verileri Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi veri kütüklerinden alınmıştır. İnceleme alanı önce bütünüyle sonra tektonik özellikler dikkate alınarak Batı(35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 36.0° D) ve Doğu(35.5° - 38.0° K- 36.0° - 37.0° D) olmak üzere iki alt bölgeye ayrılarak ele alınmıştır. Depremlerin olma ve olmama olasılıkları magnitüdlere geçiş olasılık matrisleri ile elde edilmiştir. Sonuçlardan bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda, gelecekteki zaman aralıklarında depremin olmama olasılığı yüksek olarak bulunmuştur.

İncelenen Bölgedeki Şiddeti VIII ve daha büyük olan depremler belirlenmiş ve bu depremlere özellikle bölgesel çalışmalarda iyi sonuç veren Weibull Modeli Adana ve Ceyhan için uygulanmıştır. Weibull dağılım fonksiyonları; birikimli olasılık, güvenilirlik ve yoğunluk fonksiyonları hesaplanmıştır. Bu dağılıma göre $I_0 \geq VIII$ olan depremlerin ortalama tekrarlanma periyodu 76.06 yıl ve standart sapması 26.59 yıl olarak bulunmuştur.

Anahtar Kelimeler: Çukurova Bölgesi, Depremsellik, Deprem Tehlikesi, Gumbel, Poisson, Markov ve Weibull Modelleri.

ABSTRACT

Earthquake hazard of Çukurova Region (35.5°-38.0°N and 34.5°-37.0°E) that was called Klikya Region in history has been determined. Historical earthquake records (0-1900) and instrumental earthquake records (1900-1999) have been processed in the study. The data used in seismic hazard analysis have been obtained from the catalogs of USGS (United States Geological Survey) and Boğaziçi University Kandilli Obseatory. The magnitude-frequency relation has been obtained as $\text{Log}N=6.06-0.94M$. Occurrence and reoccurrence of earthquakes have also been obtained for 100 years by 10 years time intervals as a function of M. Seismic hazard parameters have been determined by using Gumbel Extreme Value Distribution. Poisson and real distribution of earthquakes has been determined in the region.

Earthquake hazard has been determined by using Markov Model for the earthquake occurrences. Earthquake occurrences have been used between 1900-1999. The data used in this study have been obtained by Kandilli Obseatory. Çukurova region has been divided into two adjacent subregions due to tectonic features from west to east such as A(35.5°-38.0°N and 34.5°-36.0°E), B(35.5°-38.0°N and 36.0°-37.0°E). Occurrence and nonoccurrence probabilities of earthquakes have been determined from transition matrices of magnitudes. According to the results, if there is an earthquake in previvious time interval, the probability of the nonoccurrences of earthquakes is high in the region for the next time intervals.

Weibull Distribution Function has been made the probabilistic treatments of earthquake occurrence for Adana and Ceyhan, taking into account earthquakes of VIII or greater intensities. This function has been chosen because of its success in local regions. In according to this function, the recurrence time and standart deviation of earthquakes which are greater than VIII intensities have been determined as 76.06 and 26.59, respectively. Weibull distribution functions have been determined. These are cumulative, reliability and density functions.

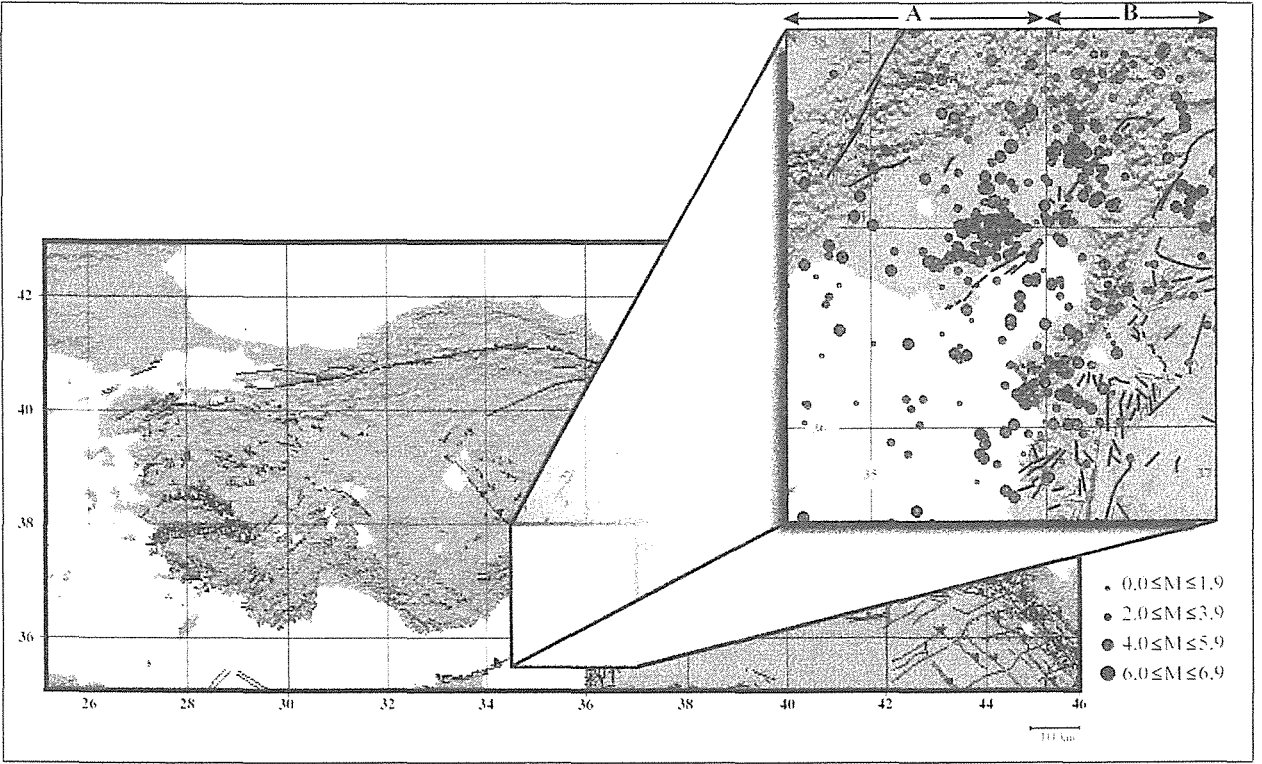
Key Words: Çukurova Region, Seismicity, Earthquake hazard, Gumbel, Poisson, Markov and Weibull Models.

1. GİRİŞ

Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde yer alan ve bu kuşağın belki de en karmaşık ve aktif bölgesini oluşturan ülkemizin hemen her bölgesi birbirinden farklı tektonik yapısı ile açık bir yerbilimleri laboratuvarı gibidir. Çukurova ve civarı doğusundaki Doğu Anadolu dönüşüm fayı, güneyindeki yitim ve yine doğusundaki bindirme ile yitim arasındaki geçiş bölgesini oluşturması nedeniyle oldukça karmaşık bir tektonik yapı ve yüksek bir deprem etkinliği göstermektedir.

Tüm bu özelliklerle birlikte Çukurova Türkiye sanayinin önemli merkezlerinden birisidir. Hem yüksek nüfus yoğunluğu hemde büyük sanayi yapılarının bulunduğu bir bölge olması nedeniyle bölgenin deprenselliğinin ve deprem özelliklerinin olabildiğince doğru ve ayrıntılı

belirlenmesi gerekmektedir. Bu çalışmalar bölgeyi etkileyen depremlerin nedenini oluşturan aktif tektonizmanın ayrıntılı olarak ortaya konulması, aktif fayların aktiflik dereceleri ve bunların karakteristik depremlerinin belirlenmesi, bu depremlerin tekrarlılıklarının, olası etkilerinin ve bu etkilerin dağılımının ortaya konulması, zemin davranışlarının ve bunun için zemin özelliklerinin ayrıntılı olarak belirlenmesi, olası şiddet, hız, ivme dağılımları, azalım ilişkileri vb özelliklerin belirlenmesi gerekir.



Şekil 1. İnceleme alanı yer bulduru haritası.

Bu çalışmaların bir kısmı günümüzde yapılabilecek doğrudan gözlem veya daha önce oluşmuş depremlerin istatistiğine dayanır. Deprem istatistikleri bir bölgede oluşabilecek depremin yeri, büyüklüğü ve zamanını tam olarak vermek anlamında bir kestirim verememekte ise de incelenen bölgede oluşabilecek deprem büyüklüğü, sıklığı ve yeri anlamında yaklaşık değerler verebilmektedir. Yani bu bilgilerde dayalı olarak sözkonusu bölgede hangi büyüklüklerde deprem bekleyeceğimizi, bunların kabaca kaçar yılda tekrarlayabileceği ve bunların hangi faylarca üretilebileceğini söyleyebiliriz. Bu bilgiler sözkonusu bölgedeki yapılaşmada nelere dikkat etmemiz gerektiği ve ilgili büyüklüklerin değişim aralığının ne olması gerektiğini bize vermektedir. Bu da depreme hazırlanmak adına depremi ne kadar önemseyip önemsemeyeceğimizin göstergesi olacaktır.

Bu çalışmada 1999 yılından ulaşılabildiği kadar geçmişe gidilerek aletsel ve tarihsel dönem deprem verilerinden bölgenin depremselliği ve deprem tehlikesi belirlenmeye çalışılmıştır. Bu amaçla; koordinatları $35.5^{\circ} - 38.0^{\circ}K$ ve $34.5^{\circ} - 37.0^{\circ}D$ ile sınırlı alan (Şekil 1.) içerisinde oluşan depremleri uzay ve zaman dağılımları incelenmiş, bölgeye ait magnitüd-frekans ilişkisi belirlenerek depremlerin tekrarlılıkları ve sismik tehlike, Gumbel, Poisson, Markov ve Weibull deprem oluşum modelleri kullanılarak bölgeye ait sismik tehlike hesaplanmıştır.

Magnitüd-frekans ilişkisinden yararlanılarak yapılan sismik tehlike çalışmaları Gutenberg ve Richter (1944) 'in deprem magnitüdü ile oluş sayıları arasındaki ilişkiyi bulmalarıyla başlamıştır. Sadece her yılda oluşan en şiddetli depremi esas alan sismik tehlike yöntemi ise Gumbel (1958) tarafından verilmiştir. Poisson Modelinin uygulayıcıları arasında Cornell (1968), Caputo (1974), Shah (1975), Bath (1979) gösterilebilir. Çalışmada kullanılan Markov yöntemini deprem oluşumlarına ilk olarak Hagiwara (1975) uygulamıştır. Yöntemi ülkemizde ise Altınok (1988) Kuzey Anadolu Fay Zonu'na ve Bağcı (1996) Batı Anadolu'ya uygulamışlardır. Çalışmada uygulanan diğer bir istatistiksel yöntem Weibull Dağılım Çözümlemesidir. Bu yöntemi ilk olarak Hagiwara (1974) ve Rikitake (1975) deprem oluşumu için, Fischer ve Chou (1975) deprem riskinin saptanmasında kullanmışlardır. Ülkemizde ise yöntemi, Işıkara (1984) İstanbul'a ve Kolçak ve diğ (1987) Kuzey Anadolu Fay Zonu'na uygulamışlardır.

2. ÇUKUROVA BÖLGESİNİN TEKTONİĞİ ve DEPREM ETKİNLİĞİ

2.1. Bölgenin Tektoniği

Bölge tektonik özellikler açısından oldukça karmaşık bir yerdedir. Güneyde, Afrika Levhasının kuzeye doğru hareketi sonucu oluşan yitimin bir parçası olan Kıbrıs yayı, doğuda Kızıl Deniz'deki açılma nedeniyle Arap Levhasının kuzey doğuya doğru saat yelkovanının tersi yöndeki hareketi nedeniyle Afrika ve Anadolu Levhaları ile Arap Levhası arasında oluşan Levant Kırık Kuşağının ülkemiz sınırları içerisindeki uzantısı olan Doğu Anadolu Fay Kuşağı ve levhaların bu hareketlerine bağlı olarak gelişen diğer faylar. Bölgedeki tektonik hareket Doğu Anadolu Fayı gibi yalın bir yanal (sol yönlü) yerdeğiştirme değil, Akdeniz içerisindeki yitimin Güneydoğu Anadolu'daki bindirmeye dönüşümün geçiş bölgesinde yer alması nedeniyle tam olarak açıklanması güç olan etkin kuvvetler doğurmaktadır. Böylece hem Güneydoğu Anadolu'nun hem de Doğu Torosların tektonik özelliklerini taşımaktadır.

Bölge de gözlenen en önemli diğer tektonik yapılar; batıda Ecemiş Fayı, Yumurtalık Bindirmesi, Narlıören Fayı, Çiçekli-Savrun Fayı ve Göksu Fayı'dır. Bölgenin topografyasını, bölgedeki fayları ve bölgedeki depremlerin episantır dağılımını gösteren harita Şekil 2'de görülmektedir.

Yumurtalık-Misis Fayı

Kozlu (1987)'ya göre Yumurtalık Bindirmesi inceleme alanı içinde KD-GB doğrultusunda İskenderun Baseni ile Misis-Andırın Basenini ayırarak şekilde gelişmiştir. Fayın bindirme karakterine dönüşüm yaşı Üst Pliyosen öncesidir. Bu fay Üst Pliyosen sonrası bölgede etkin olan gerilmeli tektonikle tekrar aktivite kazanmıştır.

Narlıören Fayı

Ters fay karakterinde olup Yumurtalık Fayı'na paralel olarak uzanmaktadır. İnceleme alanının güneydoğusunda Ayvalık Köyü'nün batısından başlayarak Narlıören, Kurtpınar, Sarımaz köyleri boyunca devam eder.

Çiçekli Savrun Fayı

Kozlu (1987)'ya göre bu fayın başlangıç yaşı Alt Miyosen veya hemen öncesi olup hala aktiftir. Bu tektonik hat, Üst Eosen-Alt Oligosen esnasında muhtemelen sürüklenim hattında olup, daha sonra doğrultu atımlı fay sistemine dönüşmüş ve sonrasındaki hareketi Misis-Andırın Baseni'nin bugünkü konumunu almasına neden olmuştur. Fay zonunu genellikle KD-KB doğrultulu oblik (eğim atımlı normal, çok az sol doğrultu atım bileşenine sahip) faylar oluşturmaktadır.

Göksu Fayı

Orta Eosenin hemen sonrası harekete geçen bu fay KD-GB doğrultusunda genellikle sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterindedir. Bu faya dar açı ile birleşen birçok tali fay vardır (Kozlu, 1987).

Güneydoğu Anadolu'da kuzey-güney yönlü sıkışma tektoniği ile oluşmuş egemen doğu-batı gidişli sürüklenim ve bindirme yapıları bölge ve yakın çevresinde KD-GB yönlü olarak doğrultu atımlı fay zonlarına dönüşmüş ve Toros kuşağına Göksu Fayı ile bağlanmıştır. Söz konusu bu tektonik hatlar Göksu Fayı zonundan başlamak üzere güneydoğu yönünde gençleşmektedir. Üst Eosen tektoniği ile yükselerek aşınma alanı durumuna gelmiş Adana ve

İskenderun bölgesi, Alt Langiyende yine sıkışmalı tektonik rejimle ‘doğrultu atımlı fay basenleri’ olarak açılmıştır (Kozlu, 1987).

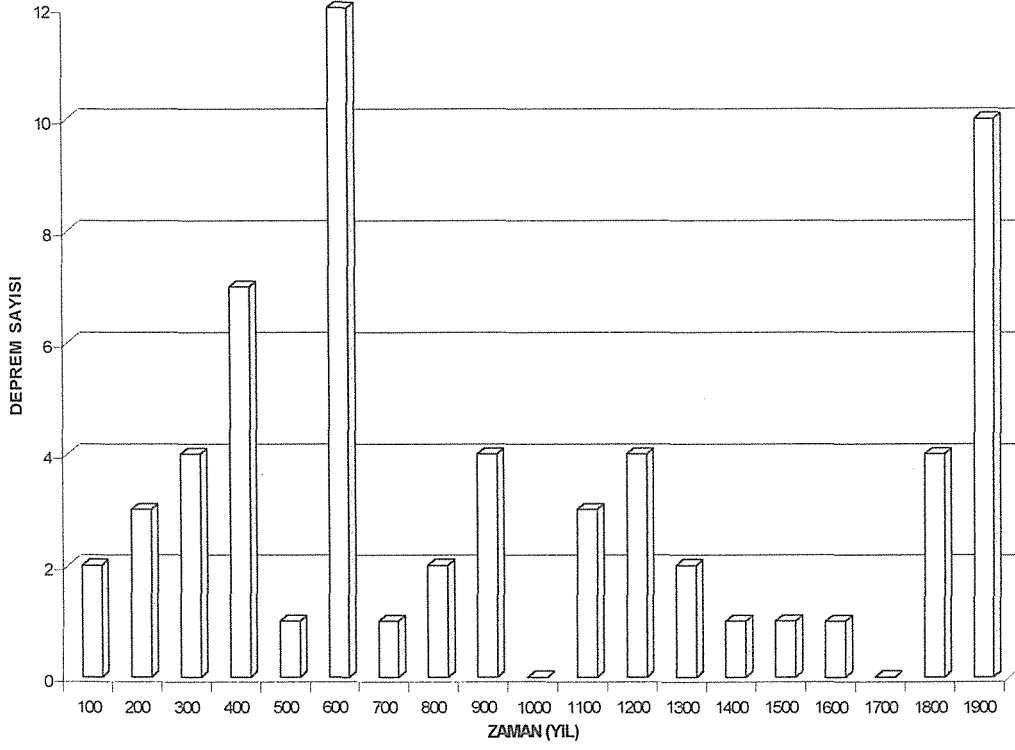
2.2. Bölgenin Deprem Etkinliği

Bölge genel olarak Türkiye’nin en aktif deprem bölgelerinden birisidir. Bölge yukarıda açıklanan levhaların göreceli hareketleri sonucu çok sayıda deprem ile sarsılmıştır. Ulaşabildiğimiz en eski deprem bilgisi yeri Ceyhan-Tarsus olarak verilen, MS 14.05.290 tarihinde oluşan VII şiddetinde bir depremdir. Aletsel döneme kadar yaklaşık 1600 yıl içerisinde bölgede oluşan şiddeti VI ve daha büyük olan depremlerin saptanabilenlerinin sayısı 57 kadardır. Aletsel döneme gelindiğinde deprem sayısında önemli bir artış gözlenmektedir. Bu dönemde (1999 yılına kadar) oluşan depremlerin magnitüdüleri 4 ve daha büyük olanlarının sayısı 83 dür. Bunların dışmerkez dağılımları Şekil 1’de görüldüğü gibidir.

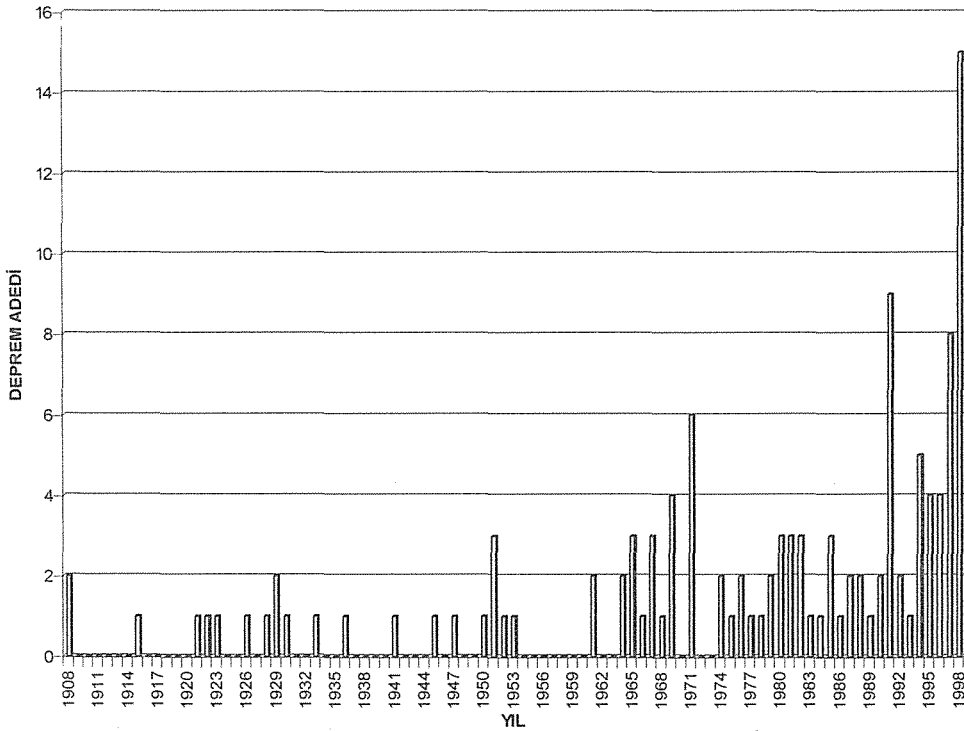
Dışmerkez koordinatları günümüzden önceki yıllara gidildikçe artan miktarlarda hatalar içermektedir. Özellikle tarihsel dönem depremleri tarihsel kayıtlardan yararlanılarak değerlendirildikleri için dışmerkezleri gözlenen enbüyük şiddete göre verildiğinden deprem odağının yeryüzüne izdüşümü olmaktan uzaktır. Bu nedenle büyük hatalar içerebilmektedir. Ancak, gözlemsel dışmerkezler bu özellikleri ile bölgede depremden ençok etkilenen yerleşim alanlarını göstermesi açısından önemlidir. Yani tarihsel kayıtlara göre depremden çok sayıda ve ençok etkilenen yerleşim alanları gelecekte de en çok etkileneceklerdir. Aletsel dönem depremlerinin yerlerinin doğruluğu bölgenin var olan aktif faylarının aktiflik derecelerinin ve bunların karakteristik depremlerinin saptanması açısından önemlidir. Bölgenin depremsellik haritasına bu açıdan bakıldığında, bölgede yer alan en aktif fay olan Doğu Anadolu Fay Kuşağı kadar ova içerisinde yer alan Kozan, Göksu, Misis ve Yumurtalık Faylarının da etkin olduğunu ve 1998 depreminde de yaşandığı gibi büyük depremler üretebildikleri söylenebilir.

Depremlerin zaman dağılımları, tekrarlılıklarının ve oluş sayılarının genel değişimini verirler. Şekil 2’de tarihsel dönem depremlerinin 100’er yıllık aralıklarla, Şekil 3’de aletsel dönem depremlerinin yıllara göre deprem oluş sayılarının dağılımı verilmiştir. Çizimlerde yine tarihsel dönem için VI ve daha büyük, aletsel dönem için 4 ve daha büyük magnitüdü depremler yer almaktadır. Yani magnitüd sınırlaması yapılmamıştır. Her iki çizimden de görüldüğü gibi bölgede oluşan deprem sayısı günümüze gelindikçe artmaktadır. Bu da her iki dönemde de bölgenin deprem dizisinin tam olarak gözlenemediğini, yani verilerimizin önemli

ölçüde eksik olduğunu ortaya koymaktadır. Deprem dizisinin eksikliği yapılan tamamlılık çözümlemesinde de açık olarak gözlenmiştir (Ulutaş, 1999).



Şekil 2. Çukurova bölgesi tarihsel dönem (0-1900) depremlerin zaman dağılım tekrarlılıkları ve oluş sayıları.



Şekil 3. Çukurova bölgesi aletsel dönem (1900-1999) depremlerin zaman dağılım tekrarlılıkları ve oluş sayıları.

3. BÖLGENİN MAGNİTÜD-FREKANS İLİŞKİSİ

Magnitüdün fonksiyonu olarak depremlerin oluş frekansı incelendiğinde, genellikle doğrusal bir ilişki gözlenir. Depremlerin magnitüdü ile oluş sayıları arasında ilk defa Gutenberg ve Richter (1944) tarafından verilen;

$$\text{Log}N_c = a - bM \quad (1)$$

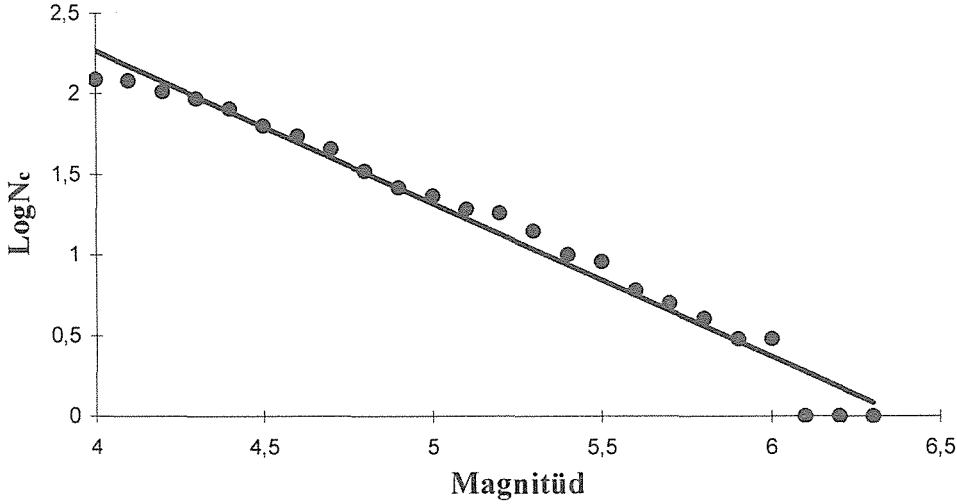
bağıntısı bir bölgenin deprem etkinliğini yansıtmak için kullanılan en önemli bağıntılardan biridir. Burada N_c , depremlerin birikimli oluş sayılarını ve M 'de magnitüd değerlerini ifade etmektedir. a ve b ise sabit katsayılardır. a katsayısı gözlem süresine, çalışılan alanın büyüklüğüne ve sismik aktivitenin seviyesine bağlıdır. b katsayısı ise deprem oluşumunun fiziği ile ilgilidir ve daha karardır. Düşük bir b değeri yüksek bir gerilmeyle, büyük bir b değeri düşük bir gerilme ile ilgilidir. Ard sarsıntılar büyük b değeri gösterirler. Çünkü mevcut tektonik gerilme ana şok ile boşalmıştır. a ve b değerleri değişik yöntemlerle hesaplanabilir. Bu çalışmada enküçük kareler yöntemi ile hesaplanmışlardır. Hesaplamalarda aletsel dönemde oluşan $M \geq 4$ olan depremler kullanılmış, magnitüd adımlaması $\Delta M = 0.1$ alınmıştır (Çizelge 1). Bölgenin magnitüd-frekans ilişkisi

$$\text{Log}N_c = 6.06 - 0.94M \quad (2)$$

olarak hesaplanmıştır. Depremlerin oluş sayılarının logaritmik çizimleri ve magnitüd frekans ilişkisi ise Şekil 4' de görülmektedir. Şekil 5'den de görüldüğü gibi yaklaşık 4.4 ve 6.0 magnitüdüleri arasında frekans dağılımının hemen hemen doğrusal olduğu ve bu sınırlar dışında doğrusallıktan önemli ölçüde saptığı gözlenmektedir. Özellikle büyük magnitüdüli depremlerin sayısı bölgenin deprem dizisinin oldukça eksik olduğunu açıkça göstermektedir.

Çizelge 1. Çukurova bölgesinde 1990-1999 yılları arasında oluşan depremlerin frekans dağılımları.

Sınıf (M)	Frekans(N)	Sınıf (M)	Frekans(N)
4.0	2	5.2	4
4.1	17	5.3	4
4.2	10	5.4	1
4.3	13	5.5	3
4.4	17	5.6	1
4.5	9	5.7	1
4.6	9	5.8	1
4.7	12	5.9	0
4.8	6	6.0	2
4.9	4	6.1	0
5.0	4	6.2	0
5.1	1	6.3	1



Şekil 4. Çukurova bölgesine ait aletsel dönem (1900-1999) magnitüd-frekans ilişkisi.

4. SİSMİK TEHLİKE

Sismik tehlike ve sismik risk çoğu zaman karıştırılan kavramlardır. Sismik tehlike, belirli bir bölgede ileride oluşması olası sismik faaliyetin olasılık yöntemleriyle belirlenmesidir. Sismik risk ise belirli bir bölgede ileride oluşması olası sismik faaliyetin neden olacağı hasarın olasılık yöntemleriyle belirlenmesi ile bulunur.

Birikimli frekans $N_c(M)$ ile normal frekans $N(M)$ arasındaki integral bağıntısı
$$N_c(M) = \int_M^{\infty} 10^{a-bM} dM \quad (3)$$

den

$$N_c(M) = \frac{10^{a-bM}}{b \ln 10} \quad (4)$$

$$a = \text{Log}N_c(M) + \text{Log}(b \ln 10) + bM \quad (5)$$

$$a' = a - \text{Log}(b \ln 10) \quad (6)$$

$$N(M) = 10^{a'-bM} \quad (7)$$

şeklinde yazarak, çalışılan zaman periyodu T 'ye bölünmesiyle;

$$\frac{N(M)}{T} = \frac{10^{a'-bM}}{T} \quad (8)$$

elde edilir. Her iki tarafın logaritması alınarak aradaki işlem yapıldığında aşağıdaki sonuca ulaşılmıştır.

$$N(M) = 10^{a'-bM-\text{Log}T} \quad (9)$$

Elde edilen bu denklemden,

$$a_1 = a - \text{Log}T$$

$$(10)$$

$$a_1' = a' - \text{Log}T$$

$$(11)$$

elde edilir. Bu denklemin Gutenberg-Richter ifadesinde yerine yerleştirilmesiyle;

$$N(M) = 10^{a_1' - bM}$$

$$(12)$$

elde edilir.

Böylece incelenen zaman aralığı içinde magnitüdüleri bilinen depremlerin, kendisine eşit veya kendisinden büyük olan depremler için yıllık ortalama sismik tehlike hesaplanabilir.

Depremlerin belirli zaman dilimleri içerisinde tekrar olma tehlikesi ve ortalama oluş sayıları belirlenen depremlerin tekrarlama aralıkları sırasıyla aşağıdaki denklemlerle hesaplanabilir.

Burada T^* belirlenen gelecek zaman dilimini göstermektedir.

$$R(M) = 1 - \exp[-N(M)T^*]$$

$$(13)$$

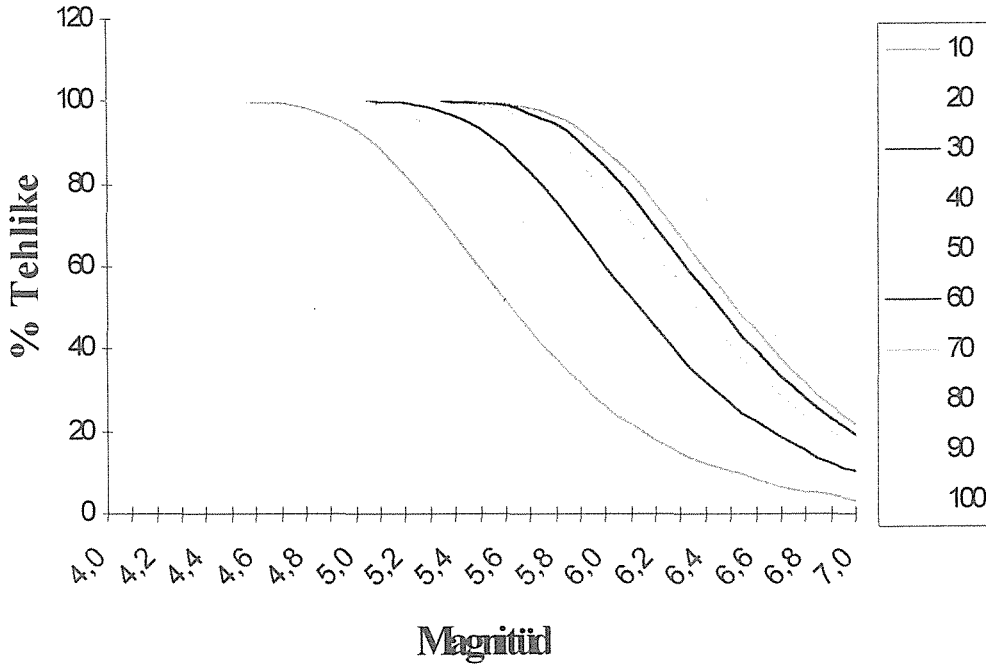
$$Q(M) = \frac{1}{N(M)}$$

$$(14)$$

Çizelge 2' de bölgemizde 1908-1999 yılları arasında $M \geq 4$ kullanılarak elde edilen sismik tehlike degerleri ve Şekil 5'de de % sismik tehlike değerleri görölmektedir.

Çizelge 2. Çukurova bölgesi için depremlerin tekrarlılıkları ve sismik tehlike

M	N(M)	% SİSMİK TEHLİKE										Q(M)	
		YILLAR											
		10	20	30	40	50	60	70	80	90	100		
4,0	1,013	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	0,99
4,5	0,343	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	2,91
5,0	0,116	93,1	99,5	100	100	100	100	100	100	100	100	100	8,60
5,5	0,039	59,6	83,7	93,4	97,3	98,9	99,6	99,8	99,9	100	100	100	25,37
6,0	0,013	26,5	45,9	60,2	70,8	78,5	84,2	88,4	91,5	93,7	95,4	95,4	74,88
6,5	0,005	9,9	18,8	26,8	34,1	40,6	46,5	51,8	56,5	60,8	64,7	64,7	221,0
7,0	0,002	3,5	6,8	10,0	13,2	16,2	19,1	21,9	24,6	27,2	29,7	29,7	652,2



Şekil 5. Çukurova bölgesine için 10-100 yıllar için belirlenen % sismik tehlike.

4.1. Gumbel Yöntemiyle Sismik Tehlike

Bu yöntem her bir yılda oluşan en büyük magnitüdü depremi esas almaktadır. Bu nedenle bu yönteme “yıllık enbüyükler yöntemi” de denir. Bir bölgede oluşan enbüyük magnitüdü depremin tekrarlama sayıları için Poisson dağılımı kabul edilmektedir. Bu dağılımın fonksiyonu üstel olarak Gumbel (1958) tarafından aşağıdaki gibi verilmiştir.

$$G(M) = e^{-\alpha e^{-\beta M}} \quad (15)$$

Burada α ve β bölgenin depremselliğine bağlı regresyon katsayıları, M deprem magnitüdüdür.

$$N = \alpha e^{-\beta M} \quad (16)$$

$$G(M) = e^{-N} \quad (17)$$

$$N = -\ln G(M) \quad (18)$$

$$a = \text{Log} \alpha \quad (19)$$

$$b = \beta \text{Log} e \quad (20)$$

Gumbel Yönteminin İnceleme Alanına Uygulanması

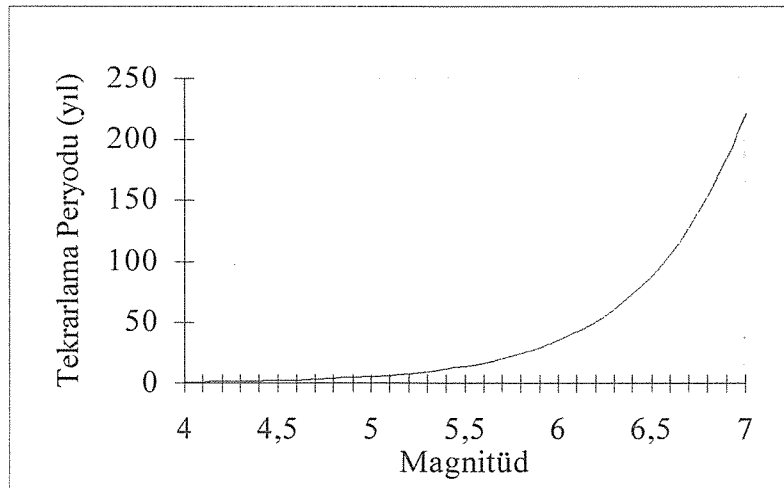
Bu yöntem bölgede 1908-1999 yılları arasında oluşan depremlerin her yıla ait enbüyük magnitüdü depremlere uygulanmıştır. Depremin olmadığı yıllar için enbüyük deprem büyüklüğü olarak hesaplamaya katılan en küçük magnitüd değeri olan 4 alınmıştır. Bu şekilde bölge için hesaplanan dağılım fonksiyonu

$$G(M) = e^{-1922.46e^{-1.85M}} \quad (21)$$

olarak belirlenmiştir. Depremlerin tekrarlama aralıkları $\Delta M=0.5$ için hesaplanmış, elde edilen sonuçlar Çizelge 3'de verilmiş, Şekil 6 'de grafiklenmiştir. Şekil 7, $\Delta M=0.1$ için yapılan hesaplamalara göre çizilmiştir.

Çizelge 3. Çukurova Bölgesinde 1900-1999 yılları arasında oluşan depremlerin yıllık enbüyük magnitüd değerlerinden yararlanarak hesaplanan depremlerin yıllık ortalama oluş sayıları, tekrarlama periyodu ve sismik tehlikesi.

M	N(M)	Q(M)	R(M)
4.0	1.1635	0.8595	0.6876
4.5	0.4608	2.1702	0.3692
5.0	0.1825	5.4797	0.1668
5.5	0.0723	13.8361	0.0697
6.0	0.0286	34.9362	0.0282
6.5	0.0113	88.2139	0.0113
7.0	0.0045	222.7399	0.0045



Şekil 6. Çukurova bölgesinde oluşan depremlerin yıllık enbüyük magnitüd değerlerinden yararlanılarak hesaplanan tekrarlama periyodları.

4.2. Deprem Oluşumu İçin Poisson Modeli

Poisson modelinde gelecekteki olayların geçmişteki olaylardan istatistiki olarak bağımsız olduğu düşünülür. Buna göre δt zaman aralığında M magnitüdünden büyük N tane depremin olma olasılığı;

$$P(N, \delta t) = e^{-\lambda \delta t} \frac{(\lambda \delta t)^N}{N!} \quad (22)$$

bağıntısı ile verilir. Burada λ , birim zaman süresinde oluşan deprem sayısıdır. $\delta t = 1$ için Poisson dağılımı;

$$P(N, 1) = e^{-\lambda} \frac{\lambda^N}{N!} \quad (23)$$

şeklini alır. Gerçek dağılım ise;

$$G(N) = \frac{N_i}{\sum N_i} \quad (24)$$

ile verilir. Burada N_i , i sayıdaki depremin gözlem periyodu boyunca oluş sayısıdır.

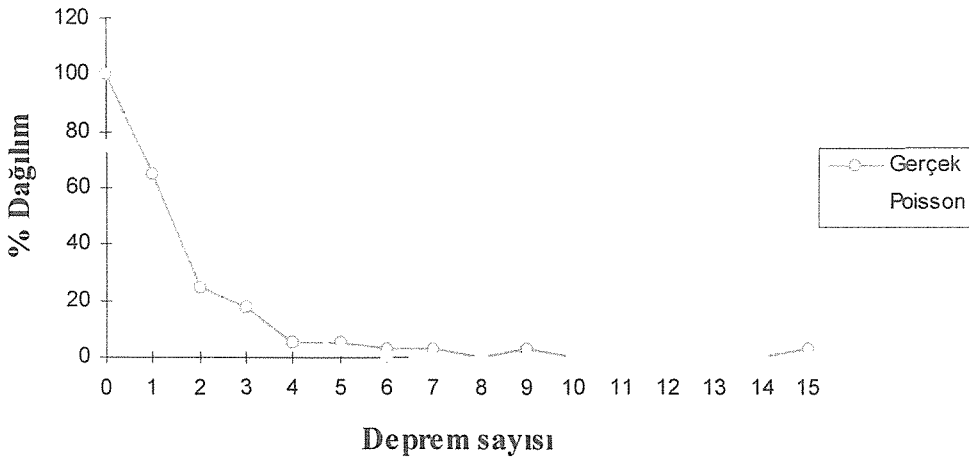
Poisson Modelinin İnceleme Alanına Uygulanması

Bu model bölgede 1908-1999 yılları arasında oluşan depremlerin her yıla ait enbüyük magnitüdü depremlere uygulanmıştır. Bölgede oluşan toplam deprem sayısı gözlem periyoduna bölüldüğünde birim zamana ($\delta t = 1$) düşen deprem sayısı $\lambda = 1.34$ olarak bulunmuştur. Bu sayıyı gözlem periyodunda oluşan her bir deprem sayısı için (22) bağıntısında kullanarak Poisson Dağılımı bulunmuştur (Çizelge 4).

Bölgede gözlem periyodunda oluşan her bir deprem sayısının ($i=0,1,2,\dots,n$) toplam deprem sayısına bölünmesiyle (24) bağıntısı kullanılarak gerçek dağılım bulunmuştur (Çizelge 4). Bölgede oluşan veriler kullanıldığında bulunan Poisson ve gerçek dağılım arasında çok büyük bir fark görülmemiştir (Şekil 7). Buna göre poisson modelinin yerel çalışmalarda yetersiz kaldığı söylenebilir.

Çizelge 4. Çukurova bölgesinde 1908-1999 yılları arasında deprem oluşma sayıları ile bu depremlerin Poisson ve gerçek dağılımları.

I	Gerçek			Poisson	
	Ni	Pr	%Pr	Pr	% Pr
0	40	0,4396	100,0000	0,2617	74,5902
1	26	0,2857	65,0001	0,3508	100,0000
2	10	0,1099	25,0000	0,1176	33,5165
3	7	0,0769	17,5000	0,1051	29,9561
4	2	0,0220	5,0000	0,0352	10,0402
5	2	0,0220	5,0000	0,0094	2,6921
6	1	0,0110	2,5000	0,0021	0,6015
7	1	0,0110	2,5000	0,0004	0,1152
8	0	0	0	0	0
9	1	0,0110	2,5000	1,01E-05	0,0029
10	0	0	0	0	0
11	0	0	0	0	0
12	0	0	0	0	0
13	0	0	0	0	0
14	0	0	0	0	0
15	1	0,0110	2,5000	1,64E-11	4,66E-09



Şekil 7. Çukurova bölgesinde 1908-1999 yılları arasında oluşan depremlerin % Poisson ve gerçek dağılımlar

4.3. Deprem Oluşumu İçin Markov Modeli

Modelin temel özelliği, Poisson modelinin aksine olayların zaman ve uzay boyutlarına bağımlı olmasıdır. Hagiwara (1975) modeli şekil değiştirme enerjisinin açığa çıkma mekanizmasında; Kremidjian ve Anagnos (1980) ile Grivas ve diğ. (1980)'de deprem oluşumuyla ilgili olarak kullanmışlardır. Olayların sıralanışlarındaki bağımlılık özelliğinden

dolayı, başka bir deyişle, olayların kendinden öncekilere bağımlı olmaları nedeniyle Markov modelinin belirli alanlarda ve aynı yapısal süreksizlikteki bölgelerde uygulanması yararlıdır. Markov modeli Reid tarafından önerilen elastik yenileme kuramına uymaktadır. Reid'in sığ depremlerin oluşumunu açıklayabilen bu kuramı kısaca şöyle özetlenebilir: Yer kabuğunda meydana gelen hareketler kayalarda gerilmelere neden olur. Kayalar ancak belirli bir gerilmeye kadar dayanır ve sonra kırılırlar. Depremler bu kırılmalar nedeniyle oluşurlar ve kayalarda birikmiş olan gerilmelerin tümünün veya bir bölümünün giderilmesini sağlarlar. Geçmiş depremlerde bu gerilmelerin ne oranda giderildiği daha sonraki depremlerin oluş zamanlarını ve şiddetlerini etkileyecektir. Buna göre de gelecekteki deprem olayları geçmiş depremlere bağımlı olacaktır.

Markov modeli istatistiksel bir modeldir. Bu modelin depremlere uygulanmasından önce modeli tanımlayıcı rasgele süreç, stokastik süreç, Markovien özellik, Markov zincirleri gibi kavramları açıklamak yararlı olacaktır.

Rasgele süreç

Rasgele süreç tekrarlanabilen bir gözlem dizisidir. Stokastik süreç ise bir gözlem dizisi içerisinde bir t zamanına bağlı olarak $\{X_t\}$ rasgele değişkenler kümesi olarak tanımlanır. Örneğin her bir yıl sonunda meydana gelen deprem sayısı X_t ile tanımlanırsa beş yıl sonunda stokastik bir süreç $\{X_1, X_2, X_3, X_4, X_5\}$ ile gösterilir; sayısal olarak ilk yıl sonunda 20, ikinci yıl sonunda 35 depremin v.b. olduğu gözlenirse bu süreç $\{20, 35, 41, 57, 38\}$ şeklinde yazılır.

Rasgele değişkenlerin her bir değeri "durum (state)" olarak adlandırılır. $\{S\}$, X_t 'nin tüm olası değerleri için örnek uzayını tanımlar. S tam sayılı ayırık değerleri içerirse $\{X_t\}$ "ayırık durumlu stokastik süreç" adını alır. S , sürekli değerlerle tanımlanırsa, X_t , "sürekli değerli stokastik süreç" olarak sınıflandırılır. S sürekli değerli olduğu zaman iki veya daha fazla boyut ile tanımlanabilir. Örneğin durum uzayı belirtilirken sadece 5.0 magnitüdü depremlerin t zamanında oluşma sayısı gibi.

Stokastik süreç grupları belirlendikten sonra küme içinde bulunan rasgele değişkenler arasında bağımlılık ilişkileri, uygun olasılık dağılımları saptanarak açıklanır. Bu işlem

yapıldığı zaman süreç iyi tanımlanmış olur. Stokastik süreç iyi tanımlanırsa, analitik olarak model kurulabilir (Halaç, 1991).

Markovien özellik

Mevcut durum verilerek bir sonraki durumun koşullu olasılığı daha önceki durumlardan bağımsızdır.

Ayrık durumlu ve ayrık parametrelili stokastik süreçler için mevcut durum ($x_t=x_t$) ve mevcut duruma göre öncelikli olan durumlar $x_0=x_0, x_1=x_1, \dots, x_{t-1}=x_{t-1}$ verilerek bir sonraki durumun koşullu olasılığına özdeşir ve $t=0, 1, \dots$ değerlerini alarak Markovien özellik;

$$P(X_{t+1} = x_{t+1} | X_0 = x_0, X_1 = x_1, \dots, X_t = x_t) = P(X_{t+1} = x_{t+1} | X_t = x_t) \quad (25)$$

olarak yazılır. Bu ifadede büyük harfler rasgele değişkeni, küçük harfler ise rasgele değişkenin alacağı değeri gösterir.

a ve b rasgele değişkeninin değişim aralığı, t_k durumun bir önce gerçekleştiği zaman içindeki nokta, t_{k+1} durumun onu takiben gerçekleştiği nokta ve $t_0 < t_1 < \dots < t_k < t_{k+1}$ olmak üzere gerçek değerli ve sürekli parametrelili süreç için matematik ifade;

$$P(a < x_{t_{k+1}} \leq b | x_{t_0} = x_0, x_{t_1} = x_1, \dots, x_{t_k} = x_k) = P(a < x_{t_{k+1}} \leq b | x_{t_k} = x_k) \quad (26)$$

yazılır.

Birinci derece Markov zincirleri,

- Olaylar seti sonlu (durum uzayı (S_1, S_2, \dots, S_m)),
- Gelecek olayın olasılığı yalnız bir önceki olaya bağlı,
- Zaman içinde olasılıkları sabit olan fizik veya ekonomik süreçlerin modellerini kurmakta kullanılabilirler.

Her bir olaya durum adı verilir. Dolayısıyla olay sayısı kadar durum bulunacaktır.

Her bir denemede veya her bir anda yeni bir sonuç ortaya çıkar ve süreç "adım adımdır" denilir. Bu işlem istenildiği kadar tekrarlanabilir. Bir adım bir zaman dönemini belirler veya diğer olası olaylarla sonuçlanacak olan diğer koşulları tanımlar. (n) simgesi, adım sayılarını veya zaman dilimlerini göstermek üzere, şimdiki durumu ($n=0$), bir sonraki olası olay ($n=1$),

daha sonraki olay ($n=2$) şeklinde tanımlanır. Bir durumdan diğer duruma geçme olasılığı ise geçiş matrisi (P) ile verilir.

Geçiş matrisinin aşağıdaki koşulları sağlaması gerekir;

a) Her bir eleman olasılıktır ve 0 ile 1 arasında bulunmalıdır ($0 \leq P_{ij} \leq 1$). Olasılıkların negatif olamayacağı ve 1'den büyük olamayacağı açıktır.

b) Her bir satırın elemanları toplamı 1'dir. Geçiş matrisinin, bir satırdaki elemanları olası olayların gerçekleşme olasılıklarından doğan sonuçları vermesi nedeni ile olasılıklar toplamının 1 olması gerektiği açıktır.

Geçiş matrisi genel bir gösterim ile;

$$\sum_{j=1}^m P_{ij} = 1 \quad (i = 1, 2, \dots, m) \quad (27)$$

olmak üzere,

$$P = [P_{ij}] = \begin{matrix} & \begin{matrix} S_1 & S_2 & \dots & S_n \end{matrix} \\ \begin{matrix} S_1 \\ S_2 \\ \dots \\ S_m \end{matrix} & \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & \dots & P_{1m} \\ P_{21} & P_{22} & \dots & P_{2m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ P_{m1} & P_{m2} & \dots & P_{mm} \end{bmatrix} \end{matrix} \quad (28)$$

yazılır.

Yazılan geçiş matrisi $n=0$, yani ilk adımda şu andaki sürecin yapısal özelliklerini yansıtmakta olduğu ve verilen bir durum için sürecin alabileceği bütün durumları her bir satırın verdiği anlaşılmalıdır. Zira matrisin ($1 \times m$) boyutlu vektörleri geçiş matrisini göstermektedir. (4) denkleminde bakıldığında matrisin sütunlarında yer alan $S_1, S_2, S_3, \dots, S_n$ durumlarına matrisin satırındaki $S_1, S_2, S_3, \dots, S_m$ durumundan geçme olasılıklarını P_{mn} değerleri verir. Herbir satır V_i olasılık vektörü olarak tanımlanır ve P_{mn} geçiş matrisi için aşağıdaki iki koşul gerçekleşir.

a) Matrisin her bir elemanı olasılık olmalıdır.

b) Vektör elemanlarının toplamı 1'e eşittir.

Markov zinciri ile olasılık analizleri

Geçiş matrisi belirli bir S_1 başlama durumu verilerek n . adımdan sonra sonuçların olasılıklarını belirlemek için kullanılabilir. S_1 durumu için olasılık vektörü V_1 dir. Bu vektör, içinde bulunulan durum S_1 iken onu izleyen durumlarda olasılıkların sıra ile $S_1:P_{11}$, $S_2:P_{12}$, $S_3:P_{13}$ olduğunu belirler. Dolayısıyla $n=0$ yani başlama adımında belirli bir durumlu vektör, hemen sonra gelen $n=1$. adımda sonuçların olasılıklarını vermektedir. Mevcut veya belirli durum S_i ise n . adımda olası sonuçların olasılıklarını tanımlamak üzere V_i^n olasılık vektörünü temsil etsin. Bu durumda $n=0$ için S_1 durumunun ikinci adımdaki ($n=2$) tüm olasılıklarını V_1^2 vektörü verecektir. Bu, V_1^1 ve P nin çarpımı ile bulunur. Bu örneği genel bir simge haline getirirsek;

$$V_i^1 = V_i^0 P \quad (29)$$

ve

$$V_i^2 = V_i^1 P \quad (30)$$

olacaktır.

Yani ikinci adımda sonuçların (matris elemanları) olasılıkları, V_i^1 olasılık vektörü ile P geçiş matrisinin çarpımıdır. Benzer bir yaklaşımla aşağıdaki analizler yapılabilir.

$$V_i^3 = V_i^2 P = (V_i^1 P) P = V_i^1 P^2$$

$$V_i^4 = V_i^3 P = (V_i^2 P^2) P = V_i^2 P^3$$

.....

$$V_i^n = V_i^{n-1} P (V_i^{n-2} P) = V_i^{n-1} P^{n-1} \quad (31)$$

P^n , n . periyotta geçiş olasılıklarını verdiği göre aşağıdaki genel ifade yazılır.

$$P^n = \begin{bmatrix} V_1^n \\ V_2^n \\ \cdot \\ \cdot \\ V_m^n \end{bmatrix} \quad (32)$$

$m \times m$ boyutlu P geçiş olasılıkları matrisi ve $1 \times m$ boyutlu V^0 ($n=0$ şimdiki anda) başlama vektörü verilirse izleyen periyotlarda ($n=1, 2, \dots, n$) sürecin S_i ($i=1, 2, \dots, m$) durumlarında bulunma olasılıkları için;

$$V^1 = V^0P$$

$$V^2 = V^1P = V^0P^2$$

$$V^3 = V^2P = V^0P^3$$

.....

$$V^n = V^{n-1}P = V^0P^n \quad (33)$$

bağıntıları yazılır (Halaç, 1991).

Markov Modelinin İnceleme Alanına Uygulanması

Araştırma alanımız olan $35.5^0 - 38.0^0$ K ve $34.5^0 - 37.0^0$ D koordinatlarıyla sınırlı olan bölge tektonik özellikler açısından oldukça karmaşık bir bölgedir. Batıda Ecemiş Fayı'nın, doğuda ise Bitlis Bindirmesi ve Doğu Anadolu Fay Zon'larını kapsayan tektonik açıdan bir geçiş zonunda bulunmaktadır. Böylece hem Güneydoğu Anadolu'nun hem de Doğu Torosların tektonik özelliklerini taşımaktadır. Bu tektonik özellikler dikkate alınarak bölge Batı ($35.5^0 - 38.0^0$ K ve $34.5^0 - 36.0^0$ D) ve Doğu ($35.5^0 - 38.0^0$ K ve $34.0^0 - 37.0^0$ D) olmak üzere iki bölüme ayrılmıştır (Şekil 1). Önce bölgenin tümüne Markov modeli uygulanmış sonra ise diğer iki alt bölgeye uygulanmıştır.

Bölgede 1908-1999 yılları arasında oluşan depremler magnitüdlere göre üç gruba ayrılmıştır ($5.0 \leq M \leq 5.4$, $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve $M \geq 6.0$). Aletsel dönemde Kandilli Rasathanesinin verdiği M_d magnitüd türü kullanılmıştır. Aletsel dönem deprem verilerine Stepp(1972) tarafından önerilen tamamlılık analizi uygulanarak $1/\sqrt{T}$ uyumuna bakılıp $M \geq 5.0$ olan depremlerin 1999'dan geriye doğru 50 yıl tam olduğu görülmüştür. Geri kalan yıllar içinde $M \geq 5.0$ olan depremlerin küçük magnitüdü depremlere göre daha doğru bir biçimde kaydedileceği düşünülerek inceleme periyodunda kısıtlama yapılmadan tamam kabul edilmiştir. Bu gruplar içersinde her beş yıl için oluşan her bir depreme a, oluşmayan depreme de b denilmiştir. Sonrasında a'dan a'ya, b'den b'ye, a'dan b'ye ve b'den a'ya (28) bağıntısını kullanarak geçiş matrisi oluşturulmuştur. Bu matrise göre;

$$P = \begin{bmatrix} 1-a & a \\ b & 1-b \end{bmatrix} \quad (34)$$

olur. Burada:

(1-a), bir önceki zaman aralığında deprem olmamışsa deprem olmama olasılığı,

(a), bir önceki zaman aralığında deprem olmamışsa deprem olma olasılığı,

(1-b), bir önceki zaman aralığında olmuşsa deprem olma olasılığı,

(b), bir önceki zaman aralığında deprem olmuşsa deprem olmama olasılığını ifade eder.

İnceleme alanı bölgenin tektonik özelliklerine Batı ve Doğu olmak üzere iki alt bölgeye ayrılmış, önce tüm bölgeye sonra sırasıyla batı ve doğu bölgelerine Markov modeli uygulanmıştır. Çalışmada Markov modeli için birim zaman beş yıl alınmıştır. Bunun nedeni gözlem periyodu içerisinde her yılda $M \geq 5.0$ deprem oluşmamasıdır. Çizelge 5’de bölgenin tümüne Markov modeli uygulandığında depremlerin olma ve olmama olasılıkları, Çizelge 6’da, batı bölgesi için depremlerin olma ve olmama olasılıkları, Çizelge 7’de ise doğu bölgesi için depremlerin olma ve olmama olasılıkları gösterilmiştir. Bölgenin geneli ve bölgeyi ayırdığımız iki ayrı bölüm için 30 yıla kadar hesaplanan bu olasılıklar Şekil (8,9,10,11,12,13)’de çizilmiştir. Tüm bölgeye bakıldığında bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda gelecekteki zaman aralıklarında deprem olmama olasılığı yüksek olarak bulunmuştur.

Batı ve doğu bölgesi için bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda deprem olmama olasılığı zamanla azalmakta bir önceki zaman aralığında deprem olmadığında olmama olasılığı zamanla artmakta ve yaklaşık 10 yıl sonra her iki durum eşitlenmektedir. Yine her iki bölge için bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda deprem olma olasılıkları artmakta, bir önceki zaman aralığında deprem olmadığında olma olasılıkları azalmakta ve yaklaşık 10 yıl sonra her iki durum eşitlenmektedir.

Batı ve doğu bölgesi 0-10 yıl içerisinde karşılaştırıldığında batı bölgesi, bir önceki zaman aralığında deprem olmuşsa $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olma olasılığı doğu bölgesine göre daha düşük $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha yüksektir. Batı bölgesinde deprem olmamışsa $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olma olasılığı doğu bölgesine göre daha düşük $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha yüksektir. Bir önceki zaman aralığında deprem olsun ya da olmasın her iki durumda da $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olma olasılığı batı bölgesinde doğu bölgesine göre daha düşük $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha yüksektir. Bu durum bize $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin çoğunlukla B bölgesinde oluştuğunu, $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve $M \geq 6.0$ depremlerin batı bölgesinde oluştuğunu göstermektedir.

Bir başka açıdan bakacak olursak batı bölgesinde bir önceki zaman aralığında deprem olmamışsa yaklaşık 0-10 yıl içerisinde $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olmama olasılığı doğu bölgesine göre yüksek, $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha düşüktür. Batı bölgesinde bir

önceki zaman aralığında deprem olmuşsa yaklaşık 0-10 yıl içerisinde $5.0 \leq M \leq 5.4$ için deprem olmama olasılığı doğu bölgesine göre yüksek $5.5 \leq M \leq 5.9$ için ve $M \geq 6.0$ için daha düşüktür.

Sonuçlardan $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve $M \geq 6.0$ depremlerin Batı bölgesinde olma olasılıklarının daha fazla, $5.0 \leq M \leq 5.4$ depremlerin ise olma olasılıklarının doğu bölgesinde daha fazla oldukları anlaşılmaktadır.

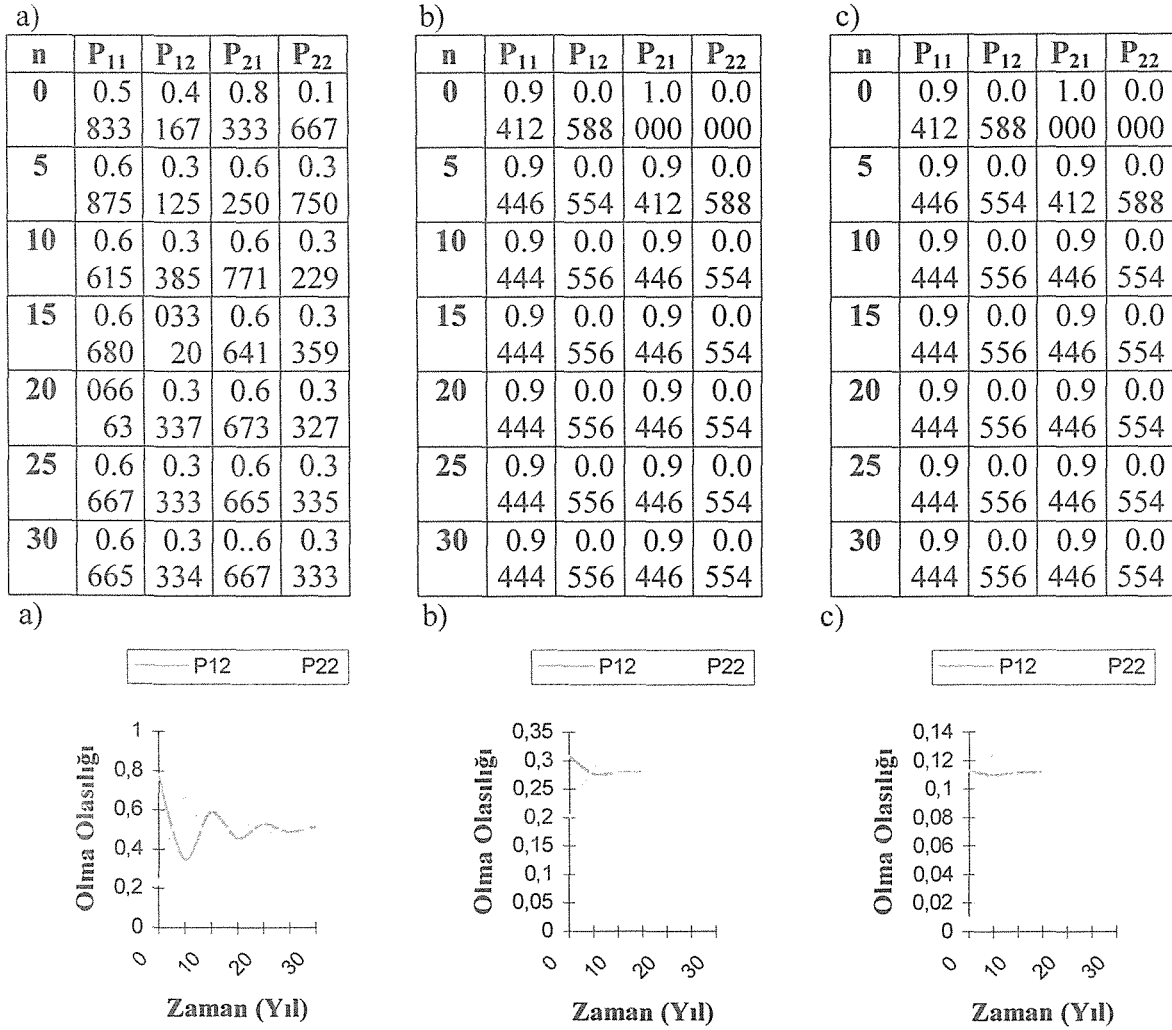
Çizelge 5. 35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma ve olmama olasılıkları.

a)					b)					c)				
N	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂	n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂	n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.2	0.7	0.7	0.2	0	0.6	0.30	0.8	0.2	0	0.8	0.1	1.0	0.0
	222	778	778	222		923	77	000	000		750	250	000	000
5	0.6	0.3	0.3	0.6	5	0.7	0.2	0.7	0.2	5	0.8	0.1	0.8	0.1
	543	457	457	543		254	746	138	862		906	094	750	250
10	0.4	0.5	0.5	0.4	10	0.7	0.2	0.7	0.2	10	0.8	0.1	0.8	0.1
	143	857	857	143		219	781	231	769		887	113	906	094
15	0.5	0.4	0.4	0.5	15	0.7	0.2	0.7	0.2	15	0.8	0.1	0.8	0.1
	476	524	524	476		223	777	221	779		889	111	887	113
20	0.4	0.5	0.5	0.4	20	0.7	0.2	0.7	0.2	20	0.8	0.1	0.8	0.1
	735	265	265	735		222	778	222	778		889	111	889	111
25	0.5	0.4	0.4	0.5	25	0.7	0.2	0.7	0.2	25	0.8	0.1	0.8	0.1
	147	853	853	147		222	778	222	778		889	111	889	111
30	0.4	0.5	0.5	0.4	30	0.7	0.2	0.7	0.2	30	0.8	0.1	0.8	0.1
	918	082	082	918		222	778	222	778		889	111	889	111

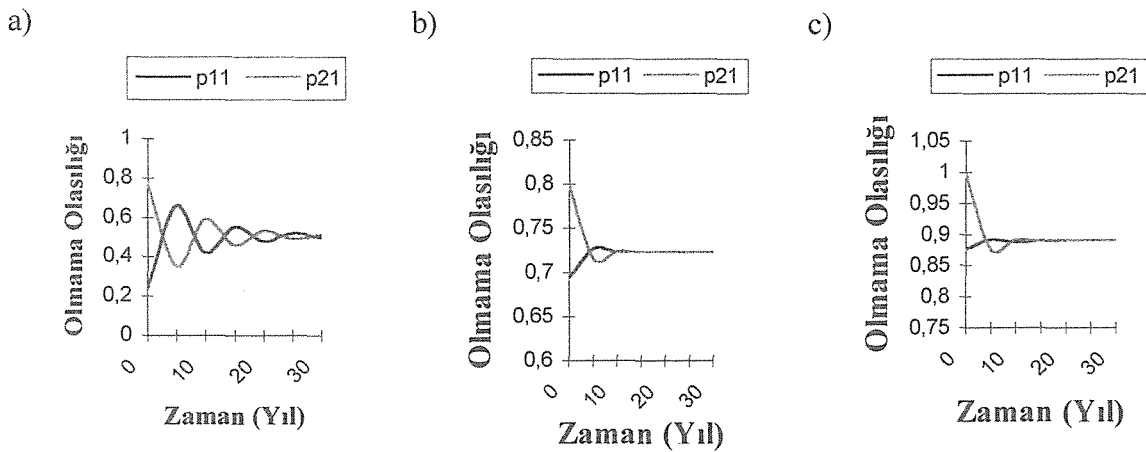
Çizelge 6. 35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 36.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma ve olmama olasılıkları (Batı Bölgesi).

a)					b)					c)				
N	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂	n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂	n	P ₁₁	P ₁₂	P ₂₁	P ₂₂
0	0.7	0.2	1.0	0.0	0	0.7	0.2	0.7	0.2	0	0.8	0.1	1.0	0.0
	333	667	000	000		143	857	500	500		750	250	000	000
5	0.8	0.1	0.7	0.2	5	0.7	0.2	0.7	0.2	5	0.8	0.1	0.8	0.1
	044	956	333	667		245	755	232	768		906	094	750	250
10	0.7	0.2	0.8	0.1	10	0.7	0.2	0.7	0.2	10	0.8	0.1	0.8	0.1
	855	145	044	956		241	759	242	758		887	113	906	094
15	0.7	0.2	0.7	0.2	15	0.7	0.2	0.7	0.2	15	0.8	0.1	0.8	0.1
	905	095	855	145		241	759	241	759		889	111	887	113
20	0.7	0.2	0.7	0.2	20	0.7	0.2	0.7	0.2	20	0.8	0.1	0.8	0.1
	892	108	905	095		241	759	241	759		889	111	889	111
25	0.7	0.2	0.7	0.2	25	0.7	0.2	0.7	0.2	25	0.8	0.1	0.8	0.1
	895	105	892	108		241	759	241	759		889	111	889	111
30	0.7	0.2	0.7	0.2	30	0.7	0.2	0.7	0.2	30	0.8	0.1	0.8	0.1
	895	105	895	105		241	759	241	759		889	111	889	111

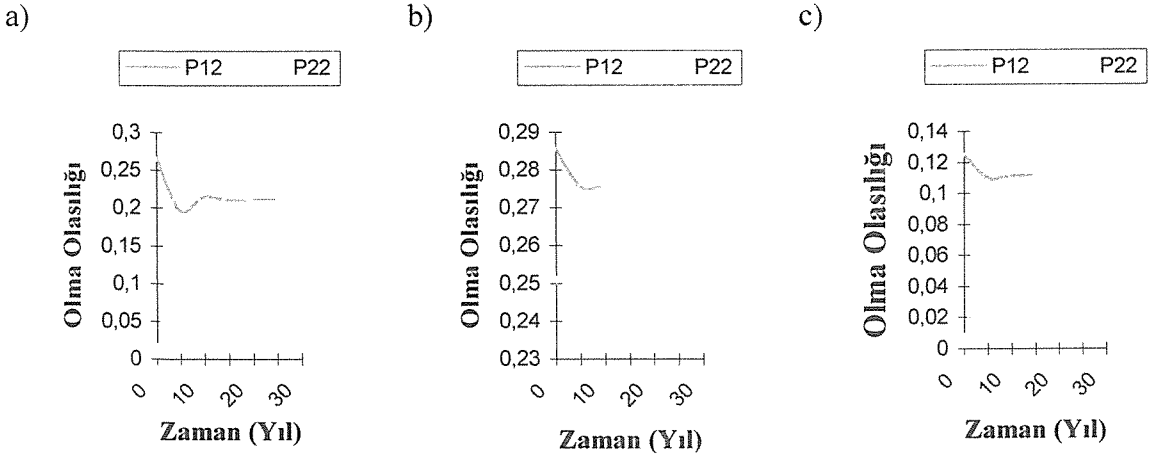
Çizelge 7. 35.5^0 - 38.0^0 K ve 36.0^0 - 37.0^0 D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma ve olmama olasılıkları (Doğu Bölgesi).



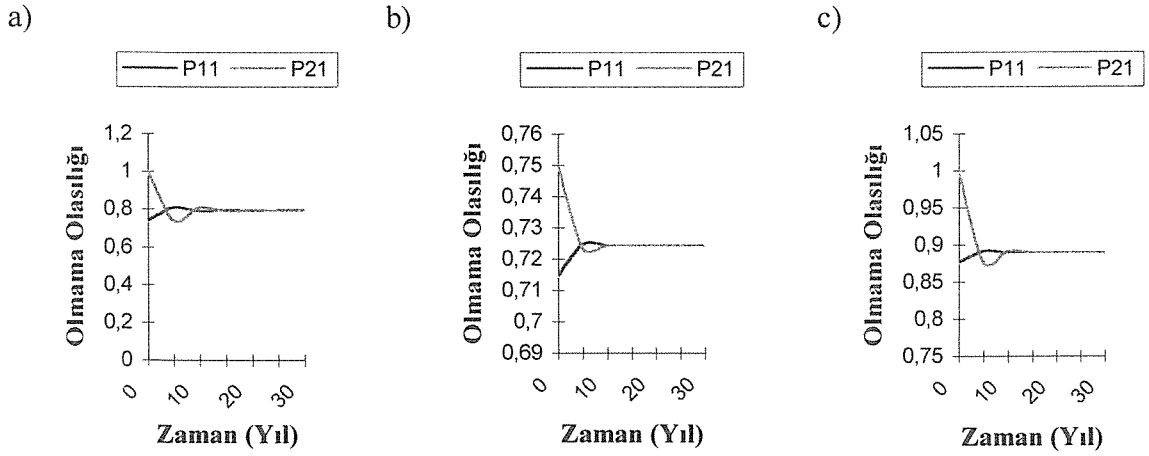
Şekil 8. 35.5^0 - 38.0^0 K ve 34.5^0 - 37.0^0 D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olmama olasılıkları.



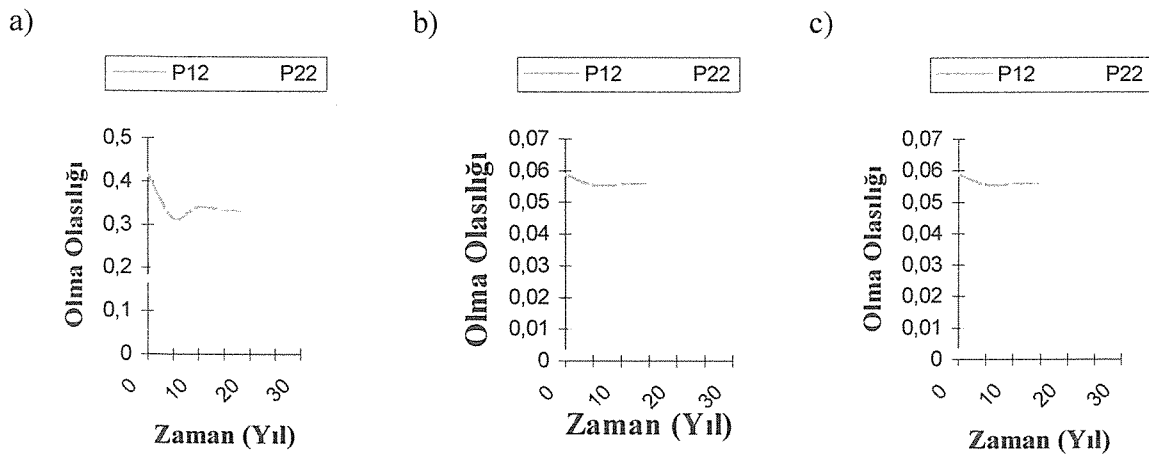
Şekil 9. 35.5^0 - 38.0^0 K ve 34.5^0 - 37.0^0 D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olmama olasılıkları.



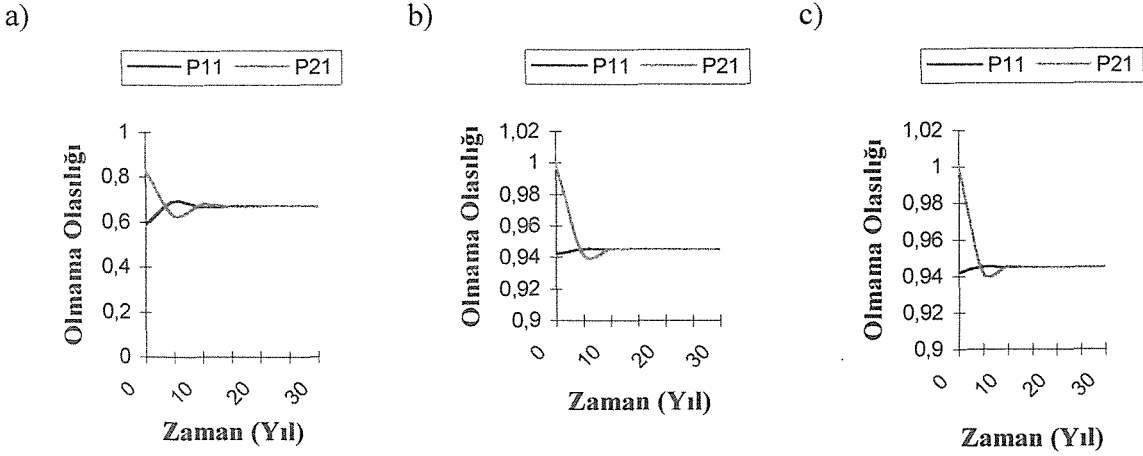
Şekil 10. 35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 36.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıkları.



Şekil 11. 35.5° - 38.0° K ve 34.5° - 36.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olmama olasılıkları.



Şekil 12. 35.5° - 38.0° K ve 36.0° - 37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıkları.



Şekil 13. 35.5° - 38.0° K ve 36.0° - 37.0° D koordinatlarında magnitüd aralıkları (a) $5.0 \leq M \leq 5.4$, (b) $5.5 \leq M \leq 5.9$ ve (c) $M \geq 6.0$ olan depremlerin olmama olasılıkları.

4.4. Deprem Oluşumu İçin Weibull Modeli

Modern teknolojideki fabrika ürünleri için bakım, onarım ve dayanıklılık problemleri son derece önemlidir. Kalite kontrolündeki en önemli problemlerden birisi bir malın ne kadar süre dayanacağını belirlemektir. Bunu belirlemek için geliştirilmiş yöntemlerden biri Weibull Dağılım Analizi'dir (Miller,1995).

Yerkabuğunun kırılma süresine olası yaklaşımımız, dayanıklılık süresine uygulanan matematiksel yaklaşıma benzetilebilir. Bir fabrika ürününün güvenilirliği, o ürünün güncel hayatta kullanılmasıyla test edildiği gibi, yerkabuğunun kırılması da yerkabuğunda zamanla oluşan deformasyon ile belirlenebilir. Deprem oluşumu yerkabuğundaki deformasyon istatistiği ile saptanabilen olası bir olay olarak düşünülebilir. Kabuksal deformasyonun zamanla doğrusal arttığını ve olasılık kuralının kabuksal kırılma zamanını kontrol ettiğini düşünülebilir. Bundan dolayı Weibull Modeli kabuğun sabit bir hızda gerildiği varsayılarak saptanır.

Weibull Dağılım Analizine göre zaman aralıklarını Δt ve t ile $t+\Delta t$ aralığını depremin olacağı zaman aralığı olarak belirlenir. Tehlike oranı $\lambda(t)$;

$$\lambda(t) = \alpha t^{\beta} \quad (35)$$

dır. Burada α ve β deprem oluş zamanlarına bağlı olarak En Küçük Kareler yöntemiyle hesaplanabilen katsayılardır. Weibull modeline göre dayanıksızlık-zaman dağılımı,

güvenilirlik fonksiyonunun zamana bağlı olarak doğrusal ilişkisi aracılığıyla kontrol edilebilir. Buna göre Weibull güvenilirlik fonksiyonu;

$$R(t) = e^{-\alpha t^\beta} \quad (36)$$

$$\ln R(t) = -\alpha t^\beta \quad (37)$$

ya da

$$\ln \left[\frac{1}{R(t)} \right] = \alpha t^\beta \quad (38)$$

elde edilir. Tekrar doğal logaritma alındığında;

$$\ln \ln \left[\frac{1}{R(t)} \right] = \ln \alpha + \beta \ln t = \ln \alpha + \beta \ln t \quad (39)$$

olarak bulunur. Buradan $y = \ln \ln \left(\frac{1}{R(t)} \right)$, $A = \ln \alpha$ ve $x = \ln t$ için

$$y = A + \beta x \quad (40)$$

denklemini elde edilir. Bu durum x ve y arasındaki doğrusal bir ilişkiyi açıklamaktadır.

Eğer n tane deprem oluşumu ve bu deprem tarihleri de t_1, t_2, \dots, t_r ve $r \leq n$ ise

$$F(t_i) = \left(\frac{i}{n+1} \right) \quad (41)$$

olarak bulunur. $R(t)=1-F(t)$ olduğundan;

$$y_i = \ln \ln \left(\frac{1}{1-F(t_i)} \right) = \ln \ln \frac{n+1}{n+1-i} \quad (42)$$

ve

$$x_i = \ln t_i \quad (43)$$

olur.

(42) ve (43) denklemleriyle oluşan x_i ve y_i değerlerine En Küçük Kareler yöntemini uygulayarak x_i ve y_i değerleri arasındaki doğrusal ilişki görülebilir.

α ve β katsayılarının elde edilmesiyle güvenilirlik ' $R(t)$ ', olasılık yoğunluk ' $f(t)$ ', birikimli deprem olasılık ' $F(t)$ ' fonksiyonları sırasıyla aşağıdaki formüllerden elde edilir.

$$R(t) = \exp\left[-\int_0^t \lambda t dt\right] = \exp\left(-\frac{\alpha t^{\beta+1}}{\beta+1}\right) \quad (44)$$

$$f(t) = -dR(t) / dt = \alpha t^{\beta} \exp\left[-\frac{\alpha t^{\beta+1}}{(\beta+1)}\right] \quad (45)$$

$$F(t)=1-R(t) \quad (46)$$

Yukarıdaki bağıntılardan yararlanarak ortalama tekraralama periyodu:

$$E[t] = \int_0^{\infty} t f(t) dt = \left(\frac{\alpha}{\beta+1}\right)^{-1/\beta+1} \Gamma\left(\frac{\beta+2}{\beta+1}\right) \quad (47)$$

ve standart sapma;

$$\sqrt{E[t^2] - E^2[t]} = E[t] \frac{\sqrt{\Gamma\left(\frac{\beta+3}{\beta+1}\right) - \Gamma^2\left(\frac{\beta+2}{\beta+1}\right)}}{\Gamma\left(\frac{\beta+2}{\beta+1}\right)} \quad (48)$$

olarak bulunur. Burada Γ , gama fonksiyonudur. Γ fonksiyonunu elde etmek için burada bu fonksiyon için geliştirilmiş Stirling asimtot serisi kullanılmıştır (Miller, 1995). Buna göre;

$$\Gamma(x+1) = \sqrt{2\pi x} (x^x) e^{-x} \left\{1 + \frac{1}{12x} + \frac{1}{288x^2} - \frac{139}{51840x^3} + \dots\right\} \quad (49)$$

olur. Burada $\left(\frac{\beta+2}{\beta+1}\right) = \frac{1}{\beta+1} + 1$ ve $\left(\frac{\beta+3}{\beta+1}\right) = \frac{2}{\beta+1} + 1$ dönüşümleri yapılarak (47) ve (48)

denklemindeki Γ fonksiyonu için (49) denklemindeki x sayısı elde edilir.

Weibull Modelinin İnceleme Alanına Uygulanması

Bu çalışmada Weibull modeli, Adana ve Ceyhan için 0-1999 yılları arasında oluşan siddeti VIII ve daha büyük olan depremlere uygulanmıştır (Çizelge 8). Weibull modeli bölgesel çalışmalarda ve büyük magnitüdü depremlerde iyi sonuç verdiği için, çalışmada bölgenin geneli yerine Adana ve Ceyhan bölgeleri seçilmiştir. Bu seçimdeki bir başka etken 27 Haziran 1998 depreminin özellikle Adana ve Ceyhan'da etkili olmasıdır. Modeldeki tarihsel depremler Ergin ve diğ. (1967) ve Soysal ve diğ. (1981) tarihsel deprem kataloglarından, aletsel depremler ise B.Ü. Kandilli Rasathanesi veri kütüklerinden elde edilmiştir. Modelin

uygulanmasında deprem verilerinin homojenliğinin sağlanması için aletsel döneme ait depremlerin magnitüdü İpek (1965) tarafından verilen magnitüd ile şiddet arasındaki;

$$I_0 = \frac{M - 1.63}{0.592} \quad (50)$$

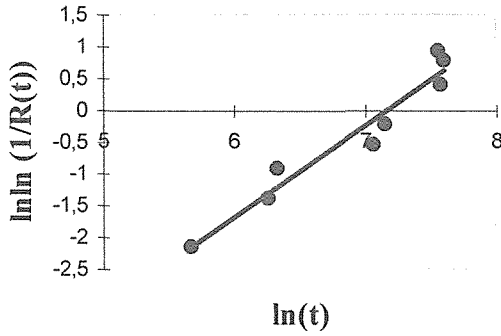
bağıntısı ile şiddete çevrilmiştir.

Çalışmada kullanılan tarihsel dönem deprem verilerine tamamlılık analizi uygulanmış ve VI şiddetli deprem verilerinin $1/\sqrt{T}$ fonksiyonu ile 1900 yılından geriye doğru 300 yıl, VII şiddetli deprem verilerinin ise 500 yıl iyi bir uyum sağladığı gözlenmiş, daha sonra $1/\sqrt{T}$ fonksiyonu ile olan uyum bozulmuştur. Bu durum tarihsel dönemde aletsel ölçüm olmadığından küçük şiddetli depremlerin kayıtlara geçmemesinden kaynaklanmaktadır. VIII ve IX şiddetli deprem verileri $1/\sqrt{T}$ fonksiyonu ile tam uyumlu olmamasına rağmen çalışmaya daha çok veri katılması açısından uyumlu kabul edilmiştir. Buradan sağlıklı bir çalışma için özellikle küçük şiddetli deprem verilerinin gerekli olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu sonuçla 1900 yılından önceki tarihi döneme ait deprem verilerinin VI şiddet için 1900 yılında geriye doğru son 300 yıl, VII şiddet için son 500 yıl, VIII ve IX şiddet için son 1900 yıl tam olduğu kabul edilmiştir (Ulutaş,1999).

Çizelge 8. Weibull modelinde çalışmaya kaynak olan deprem oluşumları.

i	T_i (yıl)
1	290
2	524
3	561
4	1114
5	1268
6	1908
7	1945
8	1998

Weibull modelini belirleyebilmek için α ve β katsayılarının saptanması gerekir. Burada (42) ve (43) eşitliklerinden yararlanıp x_i ve y_i değerleri ve bu verileri kullanarak en küçük kareler yöntemiyle α ve β katsayıları hesaplanmış, bunların x_i ($\ln(t)$) ve y_i ($\ln(\ln(1/R(t)))$)'ye göre dağılımları Şekil 14'de çizilmiştir.



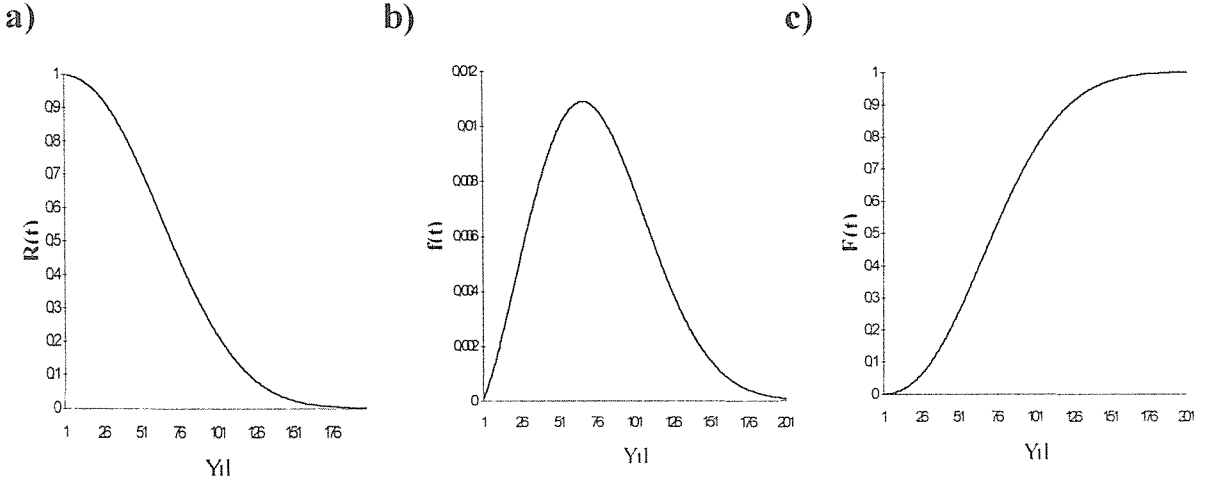
Şekil 14. Weibull modelinde $\ln \ln(1/R(t)) - \ln(t)$ dağılımı.

Şekil 6.8'deki dağılıma en uygun doğru denkleminin katsayılarından yararlanılarak $\alpha = 8.19 \cdot 10^{-5}$ ve $\beta = 1.29$ olarak bulunmuş ve bu katsayıları kullanarak (47) ve (48) bağıntılarından Adana için $I_0 \geq VIII$ depremlerin tekrarlama periyodu 76.06 yıl, standart sapması 26.59 yıl belirlenmiştir.

Bu iki tahminin yanısıra sırası ile (44), (45) ve (46) bağıntılarından sırası ile güvenilirlik, yoğunluk ve birikimli olasılık fonksiyonları zamana göre elde edilmiştir. Bu fonksiyonlar sırası ile Şekil 15 a-c'de çizilmiştir.

Güvenilirlik fonksiyonuna bakıldığında güvenilirliğin 95 yıl civarında 1/3 oranına doğru azaldığı ve daha sonra sıfıra yaklaştığı görülür. Yoğunluk fonksiyonuna bakıldığında ise 70 yıl civarında yoğunluk maksimuma ulaşmaktadır. Buradan Adana'nın 70 ile 95 yıl civarlarına kadar büyük sayılabilecek bir depreme sahne olamayacağı söylenebilir. Bu sonuçlar, Adana'da meydana gelen ve modellemede kullandığımız en son deprem olan 27 Haziran 1998 depremi dikkate alınarak değerlendirilmiştir.

Diğer taraftan birikimli olasılık fonksiyonu incelendiğinde içinde bulunduğumuz yıl içerisinde Adana'da deprem olma şansının neredeyse hiç olmadığı görülür. Bunun nedeni incelediğimiz en son depremin yaklaşık iki yıl önce olmasıdır. Fakat önümüzdeki 100 yıl içerisinde deprem olma tehlikesinin %80'e doğru ulaştığı görülebilir.



Şekil 15. Adana'da oluşması olası VIII şiddet ve daha büyük depremler için a) güvenilirlik, b) yoğunluk, c) birikimli olasılık fonksiyonları.

5. TARTIŞMALAR ve SONUÇLAR

Bölgeye ait magnitüd-frekans ilişkisi $\text{Log}N=6.06-0.94M$ olarak bulunmuştur. Bulunan b değeri (0.94) daha önce bölgede yapılan çalışmalarda bulunan b değerlerinden büyüktür. Bunun nedeni bölgede meydana gelen 27.Haziran.1998 Adana depremi ve artçı şoklarının veri grubuna dahil edilmesidir. Oysa, dünya ölçeğinde yapılan çalışmalarda bir bölgede oluşan gerilme düşümü ile b değeri ters orantılı olduğu belirlenmiştir. Yani, 27.Haziran.1998 depreminin hesaplamalara katılmasından sonra b değerinin daha küçülmesi beklenmektedir. Bu tersliğin nedeni aletsel dönem depremlerinin de $M \geq 4$ için tamam olmadıkları, oldukça eksik oldukları ile açıklanabilir. Sismik tehlike çözümlerinde en son depremden sonra tekrar $M=6.3$ büyüklüğünde bir depremin 100 yıl sonra olma olasılığı %80 bulunmuştur.

Gumbel yöntemine göre $M= 6.3$ büyüklüğünde bir depremin 61 yıl sonra tekrarlayacağı bulunmuştur.

Poisson modeline göre birim zamana düşen deprem sayısı 1.34 olarak bulunmuş, buna bağlı olarak bölgede oluşan depremlerin Poisson ve gerçek dağılımlarında büyük fark gözlenmemiştir. Bu sonuçla depremlerin uzay ve zaman içindeki oluşumlarının birbirinden bağımsız olamayacağı varsayılmış ve bunun için en uygun olan yöntem Markov modeli deprem oluşumlarına uygulanmıştır.

Tektonik özellikler dikkate alınarak inceleme alanı iki alt bölgeye ayrılmıştır. Markov modeli önce bölgenin tümüne sonra iki alt bölgeye uygulanmıştır. Tüm bölgeye bakıldığında bir önceki zaman aralığında deprem olmadığında deprem olma olasılığı düşük, bir önceki zaman aralığında deprem olduğunda gelecekteki zaman aralıklarında deprem olmama olasılığı yüksek olarak bulunmuştur. Batı ve doğu alt bölgelere Markov modeli uygulandığında $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıklarının Batı bölgesinde yüksek olduğu, $M \leq 5.0$ olan depremlerin olma olasılıklarının ise doğu bölgesinde yüksek olduğu sonucu ortaya çıkmıştır. Bu durum inceleme alanının doğu bölgesinde yer alan Doğu Anadolu Fay Zonu'nda ve Bitlis Bindirme Zonu'nda küçük magnitüdü depremlerin Batı bögesine göre daha çok ve sık olduğunu göstermektedir. Bölgenin batısında $M \geq 6.0$ olan depremlerin olma olasılıklarının yüksek olması ise bu bölgede yer alan Ecemiş, Kozan, Göksu ve Misis faylarının büyük depremler oluşturabileceğini göstermektedir. Bölgede oluşan son büyük deprem 27 Haziran 1998 Adana depremi bu bölgenin aktivitesini ortaya koymaktadır.

En son uygulanan Weibull modelinde tarihsel ve aletsel döneme ait Adana-Ceyhan yörelerinde M.S. 290, 524, 561, 1114, 1268, 1908, 1945, 1998 yıllarında oluşan, şiddetleri VIII ve daha büyük depremler kullanılmıştır. Adana'da oluşan son deprem 27 Haziran 1998 depreminden sonra aynı şiddette bir depremin tekrarlama periyodu 76.06 yıl ve standart sapması 26.59 yıl bulunmuştur. Diğer taraftan yoğunluk fonksiyonu 70 yıl civarında en yüksek seviyesine ulaşmaktadır.

Bir genelleme yapılacak olursa, Çukurova bölgesinde 1998 depremi veya daha büyük bir depremin yaklaşık 60-70 yıllık bir zaman aralığı ile %80 tekrarlanacağını söyleyebiliriz. Ancak bu sonuçların çok duyarlı oldukları söylenemez. Çünkü, tüm hesaplama sonuçları elde edilebilen deprem verisinin tamam olup olmadığına bağlıdır. Gerek yapılan tamamlılık çözümlenmeleri, gerekse bu yöntemlerin uygulanmasında ortaya çıkan sonuçlar bu eksikliği sürekli belirtmektedir. Tarihsel depremlerin eksikliği bölgeye ait tarihsel kayıtların yeniden ve daha kapsamlı olarak incelenerek kısmen azaltılabilir. Örneğin Weibull dağılımında kullanılan büyük depremlerin oluş tarihlerine bakıldığında 1268 ile 1908 arasında yaklaşık 600 yıllık bir boşluk vardır. Bu ise ya bu aralıkta oluşan depremlerin büyüklüklerinin doğru olarak saptanamamış olması ya da olduğu halde kayıtlara girmemiş olmasından kaynaklanabilir. Aletsel dönemde de deprem dizisinin tam olmayışı bölgede kurulu sismograf istasyonlarının yetersizliğinden kaynaklanmaktadır. Bu durum özellikle 1900'lü yılların başlangıcına doğru gidildikçe artmaktadır. Buna bölgenin güneyinin Akdeniz, doğusunun da

Türkiye'sınırlarının dışında kalması önemli bir olumsuz katkıdır. Çünkü, deprem kataloglarımızda deprem parametreleri hesaplanabilen depremler yer almaktadır. Bu hesaplamaları yapabilmek için yeter sayıda gözlem yapılamamış ise bu tür depremler kataloglara girmemektedir.

Tüm bu eksiklikler ve belirlenen 1908, 1945 ve 1998 depremlerine bakılırsa bölgede 6.0 ve daha büyük magnitüdü bir depremin tekrarlama aralığı burada hesaplananlardan çok daha kısa olabilir.

6. DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınok, Y., 1988. Semi-Markov Modelinin Kuzey Anadolu Fay Zonunda Deprem Riskine Uygulanması, Jeofizik, 2, 44-48, Ankara.
- Bağci, G., 1996. Earthquake Occurrences in Western Anatolia by Markov Model, Jeofizik, 10, 67-75, Ankara.
- Bath, M., 1979. Seismic Risk in Fennoscandia, Tectonophysics, 57, 285-295.
- Caputo, M., 1974. Analysis of Seismic Risk. Engineering Seismology and Earthquake Engineering, Nato Advanced Study Institutes Series, Series E: Applied Sciences, 3, Noordhoff-Leiden.
- Cornell, C.A., 1968. Engineering Seismic Risk Analysis, Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1583-1606.
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z., 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu, İTÜ Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayını, İstanbul.
- Fischer, J.A., Chou, I., 1975. Procedures and Confidence Limits for Earthquake Hazard Studies, Proceed. of the Fifth European Conf. on Earthquake Engineering, Turkey.
- Grivas, A.A., Dyvik, R. and Howland, J., 1980. An Engineering Analysis of the seismic history of New York State, Proc. Of the Seventh World Conf. on Earthquake Engineering 1, 324-331, İstanbul.
- Gumbel, E.J., 1958. Static of Extremes, Columbia University Press, N.Y.
- Gutenberg, B. And Richter, C.F., 1944. Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., 32 (3).
- Hagiwara, Y., 1974. Probability of Earthquake Occurrence as Obtained from a Weibull Distribution Analysis of Crustal Strain, Tectonophysics, Vol.23, p.313-318.

- Hagiwara, Y., 1975. A Stochastic Model of Earthquake Occurrence and the Accompanying Horizontal Land Deformation, *Tectonophysics*, 26, 91-101.
- Halaç, O., 1991. *Kantitatif Karar Verme Teknikleri*, İstanbul Üniversitesi İşletme Fakültesi, 99-150, İstanbul.
- İşikara, A.M., 1984. İstanbul İçin Deprem Olma Olasılığının Weibull Dağılımından Yararlanarak Elde Edilmesi, *Deprem Araştırma Bülteni*, 46, 5-15, Ankara.
- İpek, M., 1965. *Sismolojik Donelere Göre Türkiye’de Deprem Bölgeleri*, Deprem Yönetmeliği Toplantısına Takdim Edilen Rapor, Ankara
- Kolçak, D., Altinok, Y., Gündoğdu, O., 1987. Kuzey Anadolu Fay Zonunda Weibull Olasılık Dağılımı İle Deprem Riskinin Saptanması, *Deprem Araştırma Bülteni*, 57, Ankara.
- Kozlu, H., 1987. Misis-Andırın Dolaylarının Stratigrafisi ve Yapısal Evrimi, *Türkiye Petrol Kongresi*, 7, 104-117.
- Kremıdjian, A.S. and Anagnos, T., 1980. A homogeneous stochastic model for earthquake occurrences. Contract No. 14-08-0001-17766, Dept. of Civil Engineering, Stanford University, Stanford.
- Miller, I., 1995, *Statistical Methods for Quality*, 301-319, New Jersey.
- Rikitake, T., 1975. Statistics of ultimate strain of the earth’s crust and probability of earthquake occurrence, *Tectonophysics*, 26, 1-21.
- Shah, H.C. and Movassate, M., 1975. Seismic Risk Analysis of California State Water Project, *Proc. of Fifth European Conf. on Earthquake Engineering* 2(10), 156, İstanbul.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altinok, Y., 1981. *Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu*, Tübitak.
- Ulutaş, E., 1999. *Çukurova ve Çevresinin Deprem Tehlikesi*, Kocaeli Üniversitesi Fen. Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli

**06 Haziran 2000 Orta (Çankırı) Depremi (Ml=5.9) Ve 22 Ağustos 2000
Uruş-Güdül (Ankara) Depremi (Ml=4.8)**

*The Orta, Çankırı Earthquake Of June 06, 2000 And The Uruş-Güdül
Earthquake Of August 22, 2000*

Ramazan Demirtaş¹, Yıldız İravul², Cenk Erkmen¹, Belgin Baran²,
Müjdat Yaman¹, Mehmet Baykal² ve Tuğbay Kılıç²

1 Afet İşleri Gen. Müd., Deprem Araştırma Dairesi, Sismoloji Şb., Aktif Tektonik Grubu

2 Afet İşleri Gen. Müd., Deprem Araştırma Dairesi, Sismoloji Şb., TURKNET Grubu

ÖZET

06 Haziran 2000 tarihinde Orta ilçesinin (Çankırı) birkaç km güneybatısında orta büyüklükte (Ml=5.9) bir deprem olmuştur. Depremın aletsel dış-merkezi, 40.63K ve 33.03 koordinatları arasında saptanmıştır. Deprem, yüzeyde herhangi bir deformasyon oluşturmamıştır. Orta Fayı olarak isimlendirilen depreme neden olan fay, K70D doğrultulu olup, K50D doğrultulu Devrez Fayından genişlemeli bir bükümlü ayrılmaktadır. Bu nedenle Güldürcek barajı ile Kayıören köyü arasında Orta-Üst Miyosen yaşlı tüfler içinde açılmış yarmada K50D doğrultulu sağ yanal doğrultu atım bileşenli normal faylar (sintetik faylar), K32B doğrultulu sol yanal doğrultu atım bileşenli normal faylar (antitetik faylar) ve K80B doğrultulu tansiyon kırıkları gözlenmiştir. Depremın Orta-Kanlıca-Yuva-Dodurga-Kayıören arasında, 10.5km derinlikte, yaklaşık 10 km uzunlukta bir kırılmaya neden olduğu tahmin edilmiştir. Ayrıca Orta Fayı'nın eşlenik fayı konumunda olan Kısaç-Elden Fayının 5 km'lik bölümü boyunca artçı deprem etkinlikleri gözlenmiştir. Bu nedenle depremin dış-merkezi, Orta Fayı ile Kısaç-Elden fayının kesişim bölgesi olan Orta'nın güneybatısında Yuva civarında yer almıştır. 06 Haziran ile 13 Haziran arasında olmuş 563 artçı depremin dağılımı Orta Fayı olarak adlandırılan fayın yakın civarında dağılım göstermiştir. Depremın ana şok ve üç büyük artçı depremlerinin odak mekanizması çözümleri, normal atım bileşenli sağ yanal doğrultu atımlı faylanma vermiştir. (1) Yerel jeolojik koşullar, (2) deprem odak derinliğinin (10.5) derin olması, kuvvetli yer hareketi (%5g) süresinin (10 saniye) kısa olması ve fay tipi-dalga yayılma yönü nedeniyle depremde hasar çok hafif olmuştur. Deprem merkezine en yakın Çerkeş istasyonunda en büyük yer ivmesi KG yönünde 62.5mG, DB yönünde 63.2mG ve düşey yönde 40.2mG olarak kaydedilmiştir. Deprem dış-merkezi ve yakın civarını kapsayan çok dar bir alan için depremin şiddeti VII olarak belirlenmiştir. Depremde hasar, Orta fayının kuzeyinde, kırsal kesimde, Orta ilçesine bağlı Yuva, Kısaç, Salur, Buğuören, Elden, Dodurga, Ortabayındır, Tutmaçbayındır ve Derebayındır köylerinde gelişmiştir. Bu köylerde hasar gören yapıların çoğu çamur harçlı moloz taş duvarlı ve kerpiç duvarlı yapılarıdır.

22 Ağustos 2000 tarihinde Uruş beldesi'in (Beypazarı-Ankara) 3 km kuzeyinde küçük büyüklükte (Ml=4.8) bir deprem olmuştur. Depremde Uruş Fayı'nın hareket ettiği tahmin edilmektedir. Deprem, Uruş fayının 2 km güneyinde, 12 villa tipi konutta çatlaklara neden olmuştur.

ABSTRACT

A moderate earthquake of magnitude 5.9 (ERD) shook Orta town (Çankırı) on June 06 2000. The epicenter was located at 40.63N and 33.03E. The earthquake was named "Orta, Çankırı, earthquake". No visible surface cracks were observed on the ground. Earthquake generating fault called Orta Fault strikes N70E. This fault forms southwest extension of the N50E trending Devrez Fault. Both faults make a releasing bend near Orta. As a result of extension, N50E striking synthetic faults, which are normal faults with right lateral components; N32W striking antithetic faults, which are normal faults with left lateral components and N80W striking tensional fissures formed. It is estimated that this earthquake might have ruptured about 10 km long part of the Orta Fault extending from Orta, Kanlıca, Yuva to Dodurga under a depth of 10.5 km below the ground surface. Furthermore, a few aftershocks occurred along a 5 km long part of the Kısaç-Elden Fault, which is named in this study. Distribution of aftershocks indicates that the epicenter was located at Yuva village where Orta fault and its conjugate fault, Kısaç-Elden faults intersects each other. 563 aftershocks were recorded up to June 13. They were focused along the Orta fault. The focal plane solutions of the main shock and its three strongest aftershocks gave a right lateral strike-slip faulting with a normal component. The earthquake caused a slight damage due to (1) local geologic conditions, (2) deeper focal depth (10.5km), very short duration (10 sec.) of strong ground motion (%5g) and fault type-wave directivity. Peak ground accelerations recorded in Çerkeş (epicentral distance 35km) were 62.5 mG in N-S, 63.2 mG in E-W and 40.2 mG in vertical direction. An intensity of VII on MSK scale was registered in a very narrow band covering epicentral area. Damage was especially concentrated in rural area covering Yuva, Kısaç, Salur, Buğüören, Elden, Dodurga, Ortabayındır, Derebayındır and Tutmaçbayındır villages of Orta town. Most of heavily damaged houses were made of masonry and adobe structures with a mortar including mixture of rubble stones and muds.

A small earthquake with magnitude $M_l = 4.8$ occurred in 3 km north of Uruş town. It is estimated that the Uruş fault moved in this earthquake. 12 houses were damaged by this earthquake in Uruş town.

1. GİRİŞ

Türkiye'de geçen yüzyılda (1900-2000) 125 hasar yapıcı ($M_s \geq 5.5$) deprem olmuştur. Bu depremlerden yaklaşık 110'u 1970 yılından önce; sadece 15'i 1970 yılından sonra olmuştur. Bu depremlerden 38'si Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ); 12'si Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ); 34'ü Ege Çöküntü Sistemi (EÇS); 22'si Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi (DASB); 13'ü Helenik-Kıbrıs Yayısı (HKY); 4'ü Orta Anadolu Ova Bölgesi (OAOB) ve 2'si Karadeniz Bölgesi'nde meydana gelmiştir (Demirtaş ve Yılmaz 1996). Depremlerin yer zaman dağılımına bakıldığında özellikle 1970'li yıllardan sonra Türkiye'de belirgin bir suskunluk dönemi gözlenmektedir.

Geçen yüzyılda olmuş hasar yapıcı depremlerin ana tektonik bölgelerdeki dağılımları, KAFZ ve EÇS'deki deprem etkinliğinin çok yüksek olduğunu; buna karşın DAFZ, HKY ve

OAOB'nin sakin bir dönem geçirdiğine işaret etmektedir. Son on yılda DAFZ'nu ve OAOB'de KAFZ'den ayrılan Ezinepazarı-Kırıkkale Fayı, Almus Fayı, Merzifon-Salhaçayı Fayı, Devrez-Orta Fayı ve Ovacık Fayı gibi KD-GB doğrultulu faylar ile Tuzgözü, Ecemiş ve Sivrihisar fayları gibi bağımsız fayların deprem etkinliklerinde belirgin artışlar gözlenmektedir.

Son yıllarda Türkiye'nin bazı tektonik bölgelerinde olmuş 1 Ekim 1995 Dinar depremi, $M=5.9$, (Demirtaş vd. 1996), 14 Ağustos 1996 Salhaçayı (Çorum-Amasya.), $M=5.2$, (Demirtaş 1996), 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depremi, $M=5.9$, (Demirtaş 1998) ve 06 Haziran 2000 Orta depremi, $M=5.9$, gibi depremler, Türkiye'de birçok haritalanmamış diri fayların olduğunu göstermektedir. Bu faylardan bir kısmı, o tür bölgelerde ya Pliyosen ve/veya Kuvaterner yaşlı çökellerin bulunmamasından ya da alüvyonlar altında örtülü olmasından dolayı haritalanmamış ya da haritalanamamıştır. Ayrıca bazı eski fayların da neotektonik dönemde yeniden canlandığı gözlenmektedir. Bu nedenle bir bölgenin deprem tehlikesi ve riskinin tam olarak ortaya konabilmesi için bu tür fayların mutlaka haritalanması gerekmektedir.

Diğer taraftan, bu çalışma sismolojik örünün yetersiz olduğu durumlarda hasar yapıcı depremlerin dış-merkezlerinin belirlenmesinde 30 - 50 km'ye kadar varan hataların yapıldığı konusunda önemli bilgiler sunmaktadır. Örneğin 06 Haziran 2000 depreminin dış-merkezi Çerkeş verilmiş, halbuki bu depremin merkezinin Orta'nın 3 km güneybatısında yer alan Yuva-Dodurga köyleri civarında olduğu saptanmıştır. Bu depremin dış-merkezinin belirlenmesinde 30 km'lik bir hata yapılmıştır. Benzer şekilde 1 Ekim 1995 Dinar depremi dış-merkezi Acı Göl (35 km hata), 27 Haziran Ceyhan-Misis depremi dış-merkezi Karataş (25 km hata) olarak verilmiştir. Bu durumda, bu depremleri esas alarak bir bölgenin deprem tehlikesi ve riskinden bahsetmek ve depremleri önceden kestirmek mümkün değildir. Bu nedenle bir bölgenin deprem tehlikesi ve riskinin belirlenmesi için o bölgeye ait jeolojik-jeofizik veri tabanlarının doğru ve tam olarak oluşturulması gerekir. Bu veri tabanları oluşturulmadan hiç bir bölgenin ne deprem tehlikesinden, ne deprem riskinden, ne depremlerin önceden kestirilmesinden, ne de deprem sigortasından söz edilemez.

Bu çalışmanın amacı, 06 Haziran 2000 Orta ve 22 Ağustos 2000 Uruş-Güdül depremlerine neden olan fayın yüzeyde neden olduğu deformasyonları izlemek; depreme neden olan fayın Kuzey Anadolu Fay Zonu ya da Orta Anadolu Ova Bölgesi tektonik rejime ile olan ilişkisini

açıklamak; saha bulguları ile sismolojik bulguları denetirerek bölgenin sismisitesi ile tektoniği arasındaki ilişkiyi kurmak; hasarın az veya ağır olmasında etkili olan etkenleri ortaya koymak ve belirli bir doğrultu boyunca depremin çok uzak bölgelerde hissedilmesi ile dalga yayılma yönü arasındaki ilişkiyi ortaya çıkarmaktır. Ayrıca 06 Haziran 2000 depremine neden olan ve daha önce diri fay olduğu bilinmeyen Orta Fayı ile ilgili elde edilmiş saha ve sismolojik bulgulardan bahsedilecektir. Ayrıca bu çalışmada, bu tür bazı diri fayların ortaya çıkarılmasında sismolojik verilerin önemi üzerinde durulmaktadır.

2. ORTA CİVARININ JEOLJİSİ ve TEKTONİĞİ

Çalışma kapsamı dışında olduğu için bölgenin jeolojisi ve tektoniği konusunda kısaca bilgiler verilecektir. Litolojik birimlerin, deprem hasarının hafif ya da ağır olmasında önemli rol oynaması nedeniyle bölgede yüzeyleyen birimler kısaca irdelenecektir.

Bölgede Triyas yaşlı metomorfik kayalar temelini oluşturmaktadır. Deprem bölgesinin uzak doğusunda Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanj birimleri yer almaktadır. Deprem dış-merkezinin olduğu Orta ve yakın civarını kapsayan bölgede, Alt Miyosen yaşlı andezit, bazalt ve piroklastik kayalar; Orta Miyosen yaşlı bazalt ve andezitik kayalar; Alt-Üst Miyosen yaşlı kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşlarından oluşan karasal çökel kayalar; Pliyosen yaşlı çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşından ibaret karasal çökeller ile Kuvaterner yaşlı alüvyonlardan oluşmaktadır. Alüvyonlar, Orta civarında, Devrez Çayı ve Kısaç çayı boyunca çok sınırlı bir alanda yayılım göstermektedir (Akay ve Ateş 1999).

Deprem bölgesi, İzmir-Ankara-Erzincan yitim kuşağı (Şengör ve Yılmaz 1981) ile Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) arasındaki bir bölgede yer almaktadır. Anadolu bloğu, KAFZ ve Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca batıya doğru kaçmaktadır. Bu kaçma hareketi, batıda Yunan Makaslama Zonu tarafından engellenmektedir. Bu engelleme nedeniyle Anadolu bloğu, GB'ya doğru dönmeye zorlanmakta ve Helenik Yitim Kuşağı üzerine itilmektedir (Şengör 1981). Bu dönme ve itilme hareketi, KAFZ'den çıkan blokçuklarla sağlanmaktadır. Bu blokçukların sınırları da KD-GB doğrultulu faylarla denetlenmektedir. Devrez-Orta Fayı'nda bu tür faylardan birisini oluşturmaktadır.

3. ORTA ve CİVARININ SİSMİSİTESİ

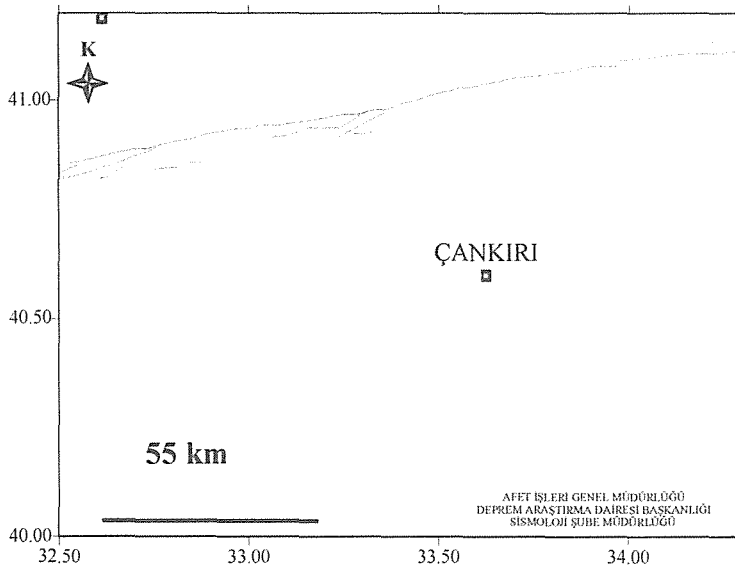
Tarihsel dönemde, 1845, 1881, 1882 ve 1883 yıllarında Orta ilçesini kapsayan Çankırı ve yakın civarını yakından etkilediği bilinen 4 hasar yapıcı deprem (Şekil 1- çizelge 1) meydana gelmiştir (Soysal vd. 1981).

Maksimum şiddeti V (MSK) olan 1845 depremi, Çankırı bölgesinde hafif hasara neden olmuştur (Pınar ve Lahn 1952). 28 Eylül 1881 depremi, Çankırı ve civarında birçok evin yıkılmasına ve 12 kişinin ölümüne neden olmuştur. Depremin maksimum şiddeti VIII (MSK) olarak verilmiştir (Pınar ve Lahn 1952). 1882 (VI) ve 1883 (VI) depremleri, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun İsmetpaşa-Kargı arasında uzanan ana hattı üzerinde meydana gelmiştir. Her iki deprem, Kastamonu, İskilip ve Çankırı civarında şiddetlice hissedilmiştir (Pınar ve Lahn 1952-Şekil 1).

Çizelge 1. 1900 yılı öncesi Çankırı ve civarında olmuş tarihsel depremler.

No	Tarih	Enlem	Boylam	Şiddet
1	1845	40.60	33.60	V
2	1881	40.60	33.60	VIII
3	1882	41.00	33.70	VI
4	1883	41.30	33.80	VI

1900-2000 yılları arasında Çankırı ve yakın civarını etkileyen 4 hasar yapıcı deprem meydana gelmiştir (Demirtaş ve Erkmn 2000). Tosya dış-merkezli ilk deprem ($M_s=6.2$), 25 Haziran

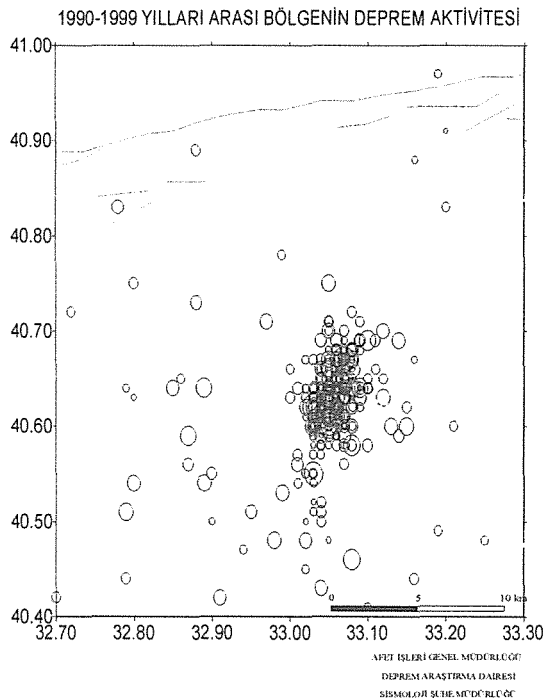


Şekil 1. Çankırı ve civarının tarihsel depremleri.

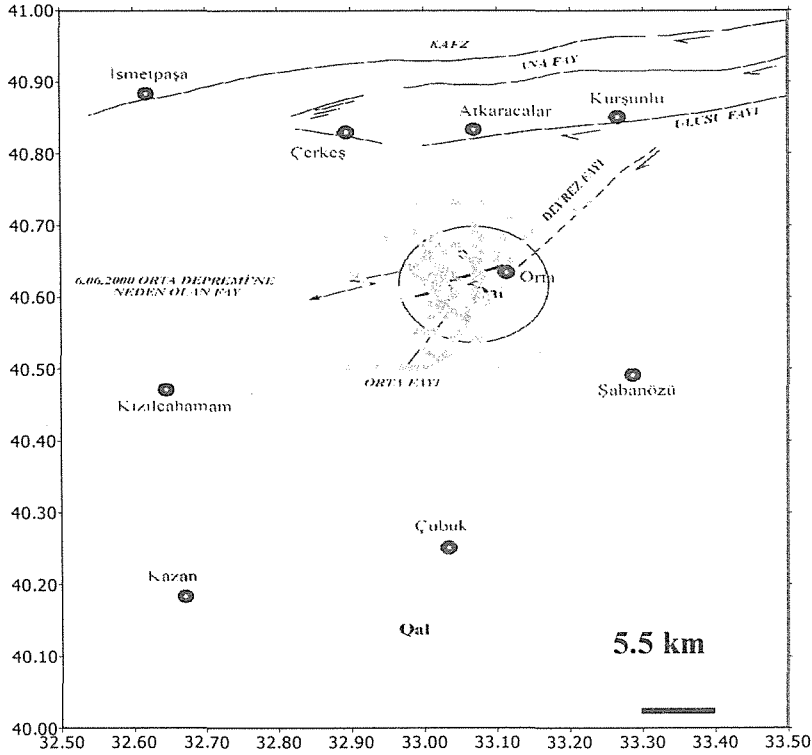
1910 tarihinde meydana gelmiştir (Ambraseys ve Finkel 1988; Demirtaş ve Yılmaz 1996; Demirtaş ve Erkmén 2000). İkinci deprem, 1 Şubat 1944 Gerede-Bolu depremi ($M_s=7.3$) olup, Bayramören (Kastamonu) ile Abant Gölü (Bolu) arasında 180 km uzunlukta bir yüzey faylanmasına neden olmuştur (Taşman 1944; Ketin 1969; Ambraseys 1970; Ambraseys 1988; Demirtaş ve Yılmaz 1996; Demirtaş ve Erkmén 2000).

Deprem, Çerkeş ve Çankırı civarında çok şiddetlice hissedilmiştir. 13 Ağustos 1951 tarihinde meydana gelen üçüncü deprem, $M_s=6.9$, Ulusu Fayı'nın (Tokay 1973) Çerkeş-Kurşunlu arasında gelişmiş ve 30-40 km uzunlukta yüzey faylanmasına neden olmuştur (Ambraseys 1988; Demirtaş ve Yılmaz 1996; Demirtaş ve Erkmén 2000). 07 Eylül 1953 tarihinde Kurşunlu dış-merkezli $M_s=6.0$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir (Ambraseys 1988). Deprem, 1951 Çerkeş-Kurşunlu deprem kırığının doğu ucunda oluşmuştur. Deprem, herhangi bir yüzey faylanmasına neden olmamıştır.

1990-1999 yılları arasında Orta ilçesi ve yakın civarında büyüklüğü 2.5 ve daha büyük 335 deprem meydana gelmiştir. Orta Fayı ile eşlenik fayı olarak düşünülen Kısaç-Elden Fayı boyunca yoğunlaşmıştır. Son on yıl içinde Orta Fayı civarında deprem etkinliğinin belirgin olarak arttığı gözlenmiştir (Şekil 2). Bu etkinlik, gelecek yıllarda Türkiye'nin herhangi bir yerinde yüksek deprem potansiyeli taşıyan diri faylar için orta ve kısa-sürelili deprem tahminine esas teşkil edebilir.



Şekil 2. 1990-2000 yılları arasında ve Orta ve yakın civarının deprem etkinliği.



Şekil 3. Orta ve yakın civarında yer alan diri faylar ve 06 Haziran 2000 Orta depreminin ana şok ve artçı depremlerin dış-merkezleri.

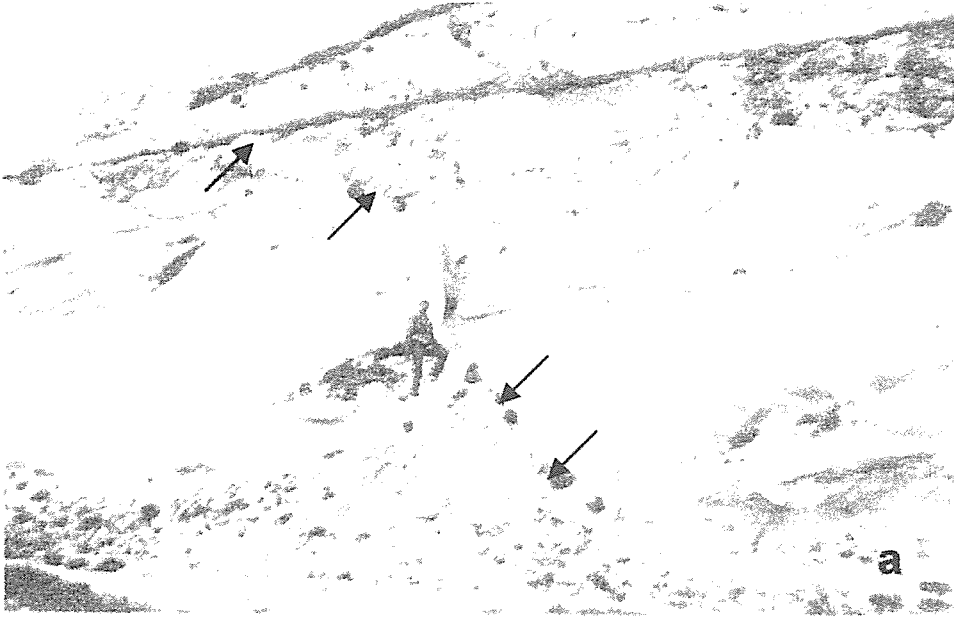
4. YÜZEY DEFORMASYONU

Deprem odak derinliğinin (10.5 km) derin olması, deprem büyüklüğünün küçük olması ($M_l=5.9$) ve kuvvetli yer hareketi süresinin kısa olması (10-15 sn) nedeniyle, deprem yüzeyde herhangi bir faylanma meydana getirmemiştir. Deprem, sarsıntıdan kaynaklanan kaya düşmesi ve akması ve yamaç yenilmeleri gibi ikincil olaylara neden olmuştur. Deprem, Dodurga, Ortabayındır, Derebayındır, Tutmaçbayındır köyleri ve Güldürcek barajının kenarlarında kaya düşmelerine ve akmalarına neden olmuştur. Güldürcek barajının vadi kenarlarında yamaç yenilmeleri gözlenmiştir. Ayrıca Güldürcek barajının toprak dolgulu gövdesi üzerinde birkaç küçük kılcal çatlaklar gelişmiştir. Ancak baraj gövdesinde herhangi bir su sızıntısı görülmemiştir.

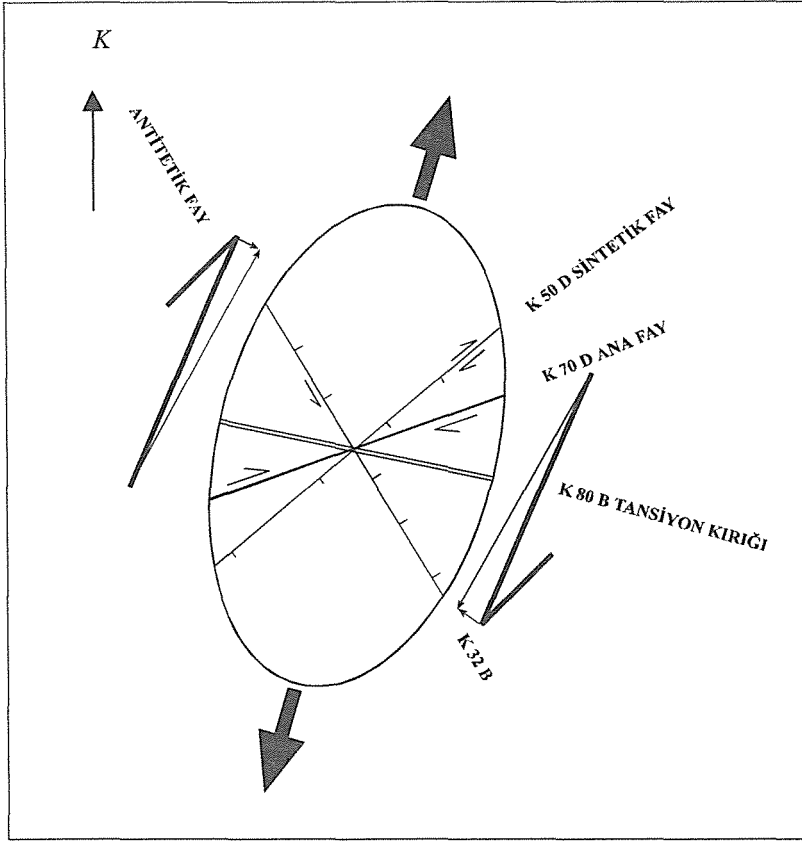
Tokay (1973), İsmetpaşa ile Ilgaz arasında uzanan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun ana hattına yarı paralel olarak uzanan güneydeki Çerkeş-Atkaracalar ve Kurşunlu arasında yer alan fayı Ulusu Fayı olarak adlandırılmıştır. İlk defa bu çalışmada Ulusu Fayı'nın ikinci tali ve KAFZ'nun üçüncü tali olarak kabul edilen ve Devrez Çayı boyunca uzanan fay Devrez Fayı

olarak isimlendirilmiştir. Fay, K50D doğrultulu olup, Orta-Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkanitler içinde uzanmaktadır. İlk defa bu çalışmada Orta Fayı olarak isimlendirilen 06 Haziran 2000 depremine neden olan fay ise Devrez Fayı'nın güneybatı ucunu oluşturmaktadır (Şekil 3). K70D doğrultulu Orta Fayı sahada çok belirgin olarak gözlenmiştir. Fay, Orta, Kanlıca, Yuva, Dodurga ve Kayıören arasında uzanmaktadır. Orta Fayının uzunluğu yaklaşık 10-15 civarındadır. Fay, Yuva ve Dodurga arasında doğrultu atımlı fayların tipik özelliği olan uzamış bir tepenin etekleri boyunca uzanmaktadır. Fay, boyunca çok tipik bir bataklık alan geliştirmiştir. K50D doğrultulu Devrez Fayı, doğrultu değiştirerek K70D doğrultulu Orta Fayına geçmektedir. Devrez Fayının Orta civarında doğrultu değiştirmesi ve sağa doğru büküm yapması nedeniyle, Orta ile Dodurga köyü arasında genişlemeli bir alan (releasing bend) geliştirmiştir. Bu genişleme nedeniyle, Güldürcek barajının gövdesi ile Kayıören köyü arasında tüfler içinde açılan yarmalarda, K50D 85GD yönelimli sağ yanal doğrultu atım bileşenli normal faylar (sintetik faylar); K32B 88KD yönelimli sol yanal doğrultu atım bileşenli normal faylar (antitetik faylar) ve K80B 80KD yönelimli tansiyon kırıkları geliştirmiştir (Şekil 4 ve 5). Ayrıca bu bölgedeki çekmeye bağlı olarak da Dodurga köyünün hemen batı yamaçlarında heyelanlar meydana gelmiştir. Bu yönelimler gerilme elipsi içine yerleştirildiğinde, fay yönelimlerinin KAFZ ile çok iyi bir uyumluluk sergiledikleri görülmektedir. Bir başka deyişle ana sıkışma ekseninin yönünün G80D ve ana gerilme ekseninin yönünün ise K10D olduğu gözlenmektedir (Şekil 5).

06 Haziran 2000 Orta depremi, 10.5 km derinliklerde, Orta fayı olarak isimlendirilen fayın 10 km'lik bölümünde geliştirmiştir. Artçı deprem dağılımlarının bu fay boyunca çizgisel bir dağılım göstermesi bu görüşümüzü desteklemektedir (Şekil 6). Ayrıca Orta Fayının eşlenik fayı konumunda olan ve Kısaç-Elden Fayı olarak isimlendirilen fay üzerinde bazı artçı deprem etkinlikleri gözlenmektedir. Bu nedenle deprem dış-merkezi Orta fayı ile Kısaç-Elden fayının kesişim bölgesi olan Yuva civarında yer almıştır (Şekil 6).



Şekil 4. Tüfler içinde gelişmiş sağ yanal doğrultu atım bileşenli normal fay (sintetik fay) ve sol yanal doğrultu atım bileşenli normal faylar (antitetik fay- Güldürcek barajı, oklar fay izini göstermektedir.)



Şekil 5. Tüfler içinde yer alan fayların yönelimlerinin basit kesme mekanizması sistemi içinde gösterimi.

5. ANAŞOK ve ARTÇI DEPREMLER

5.1. Anaşok

06 Haziran 2000 depremi ana şoku, K70D 70GD yönelimli Orta Fayı'nın 10.5 km derinliklerinde yer almıştır. Anaşok dış-merkezinin aletsel koordinatları, 40.63K ve 33.03D (DAD) olarak saptanmıştır (Şekil 6). Bu koordinatlar, Orta'nın 3 km güneybatısında Yuva ile Dodurga köyleri arasında yer almaktadır.

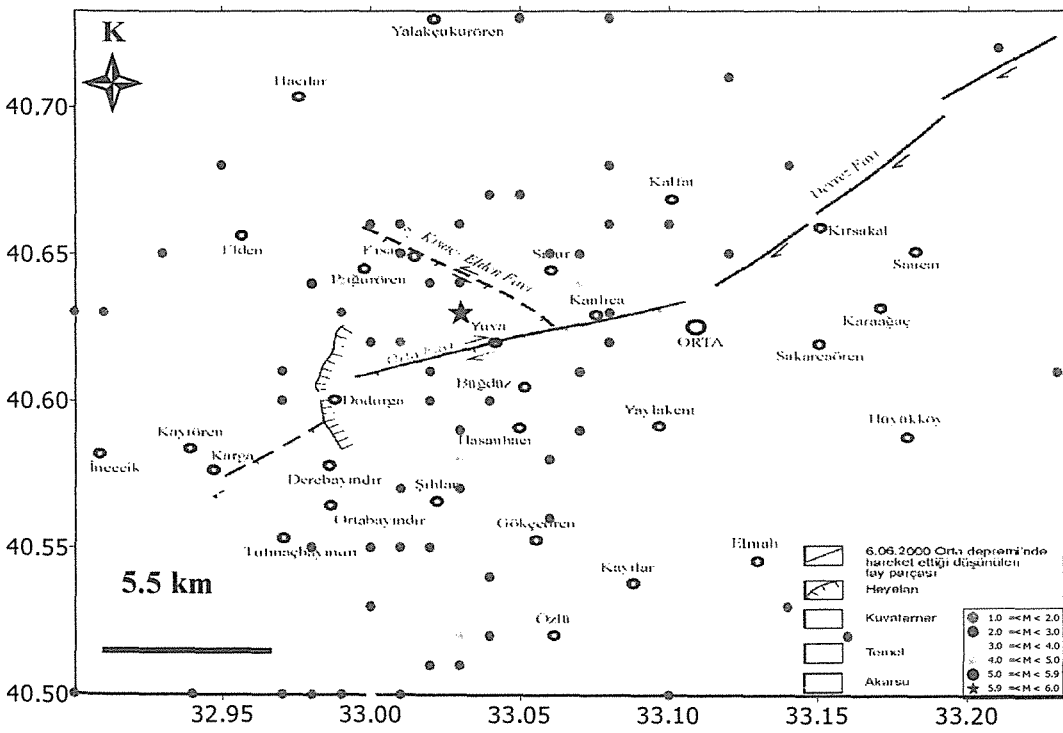
Saha verileri, deprem dış-merkezinin Orta Fayı ile Kısac-Elde Fayının kesişim alanı olan Yuva köyü yakınlarında olduğunu göstermektedir (Şekil 6). Kısaca, deprem dış-merkezi ile ilgili saha ve sismolojik veriler birbiriyle çok iyi uyumluluk göstermektedir.

5.2. Artçı Depremler

06.06.2000 ile 14.06.2000 tarihleri arasında, bir hafta içinde büyüklükleri 1.8 ile 5.0 arasında değişen toplam 563 artçı deprem meydana gelmiştir (Şekil 7). En büyük artçı deprem 09 Haziran 2000 tarihinde saat 06:14'de olmuştur. Anaşoktan itibaren büyüklükleri 4.0 ile 5.0

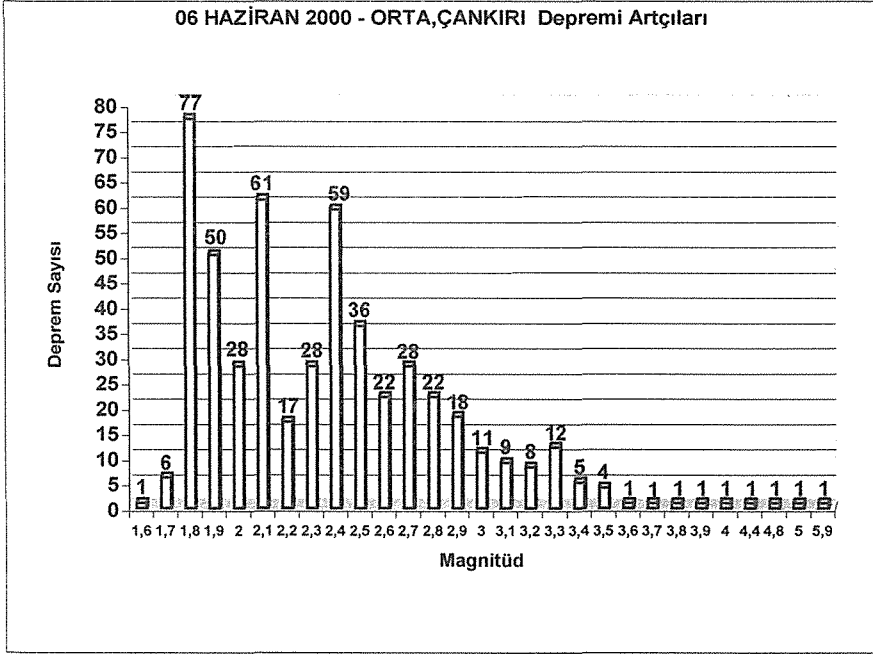
arasında olan 4 artçı deprem meydana gelmiştir. İlk artçı deprem ($M_l=4.0$), anaşoktan 18 dakika sonra saat 05:59'da; ikinci deprem ($M_l=4.4$), aynı gün saat 08:59'da; üçüncü ve dördüncü artçı depremler ($M_l=4.8$ ve $M_l=5.0$) anaşoktan üç gün sonra, 09 Haziran günü saat 00:28 ve 06:14'de olmuştur. 132 artçı depremin çözümü simplex programında yapılarak değerlendirilmiştir.

Depremlerin günlere göre dağılımları Şekil 8'de gösterilmektedir. Depremler, anaşoktan itibaren üç gün içerisinde bir azalma eğilimi göstermekle birlikte, 09 Haziran 2000 tarihinde büyüklükleri 4.8 ve 5.0 depremlerinden dolayı hafif bir artış göstermiştir.

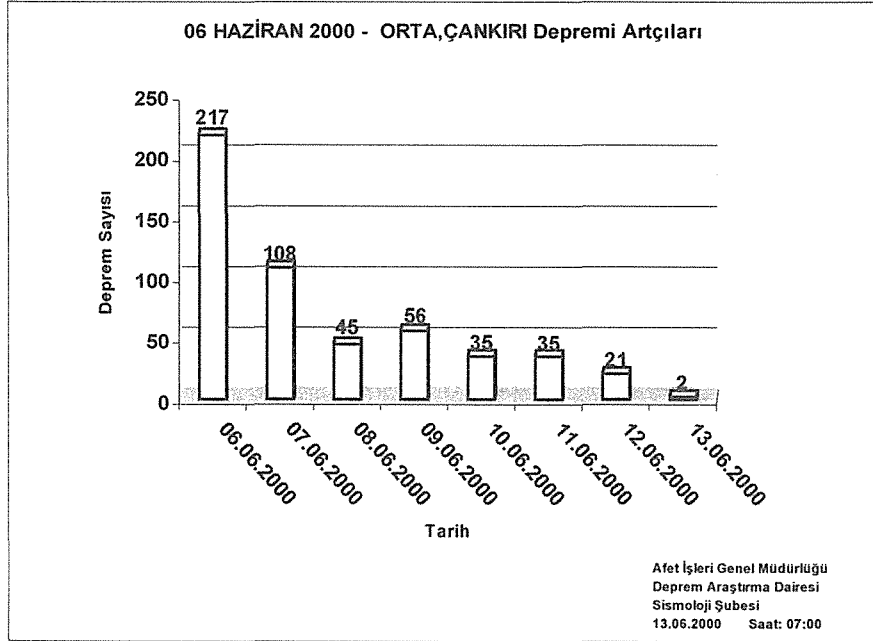


Şekil 6. 06.06.2000 - 13.06.2000 tarihleri arasında olmuş artçı depremlerin dış-merkez dağılım haritası.

Artçı depremler, Devrez Çayı'nı izleyen Devrez Fayı'nın güneybatı ucunu oluşturan Orta fayı boyunca yoğunlaşmaktadır (Şekil 6). Artçı deprem dağılımında gözlenen bazı saçılmalar, dış-merkez belirlenmesinde kullanılan kabuk modelinden kaynaklanan +/- 5 km'lik hatalardan ileri gelmektedir. Buna karşın, artçı depremler, K70D doğrultulu Orta fayı'nın yakın civarında dağılım göstermektedir.

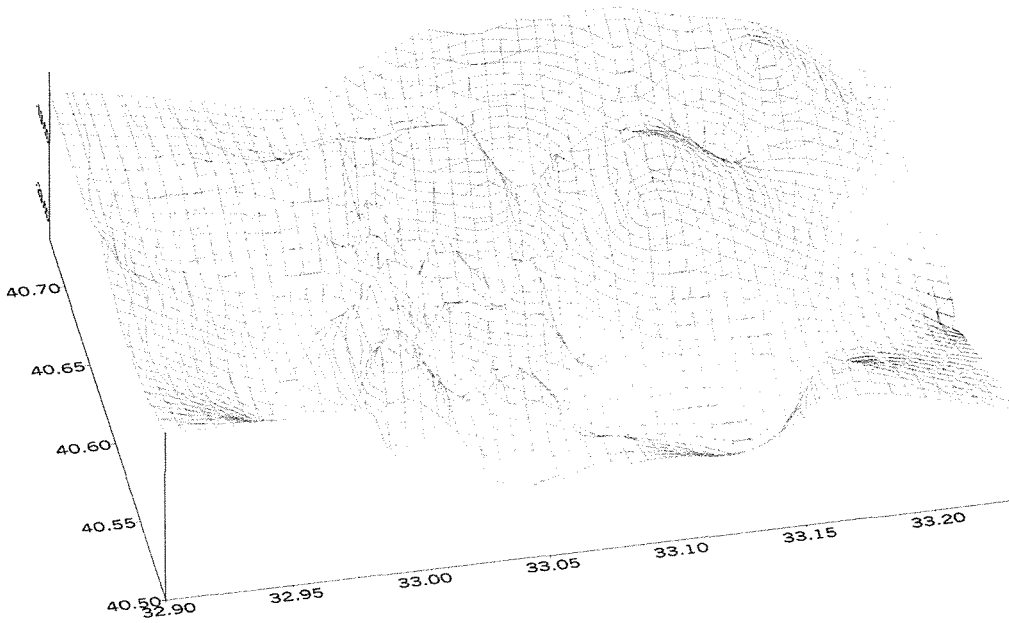
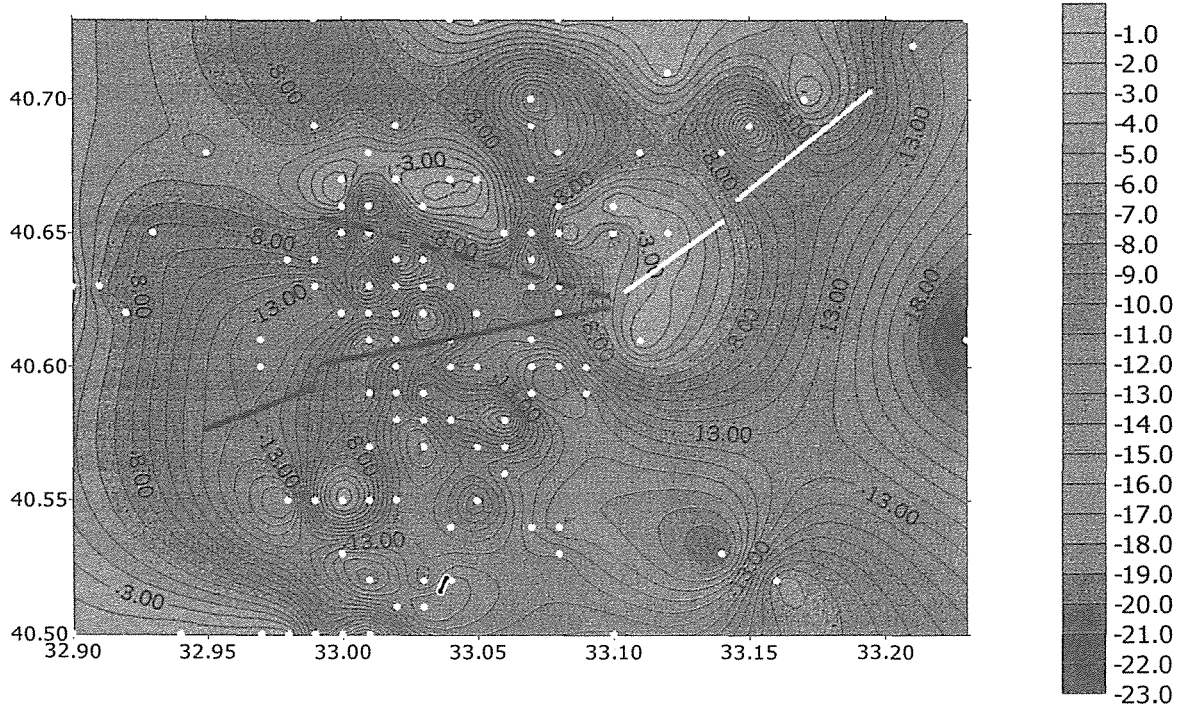


Şekil 7. 06.06.2000 - 13.06.2000 tarihleri arasında olmuş artçı depremlerin büyüklük - deprem sayısı ilişkisi.



Şekil 8. 06.06.2000 - 13.06.2000 tarihleri arasında olmuş artçı depremlerin günlük dağılımları.

Artçı depremler, Orta Fayı olarak adlandırılan fayın 10.5 km derinliklerinde 10 km'lik bölümünde dağılım göstermektedir. Bir başka deyişle bu depremde fayın 10 km'lik bölümü harekete geçmiştir. Artçı depremlerin odak derinlikleri en az 3 km ile en çok 18 km arasında değişmektedir (Şekil 9).

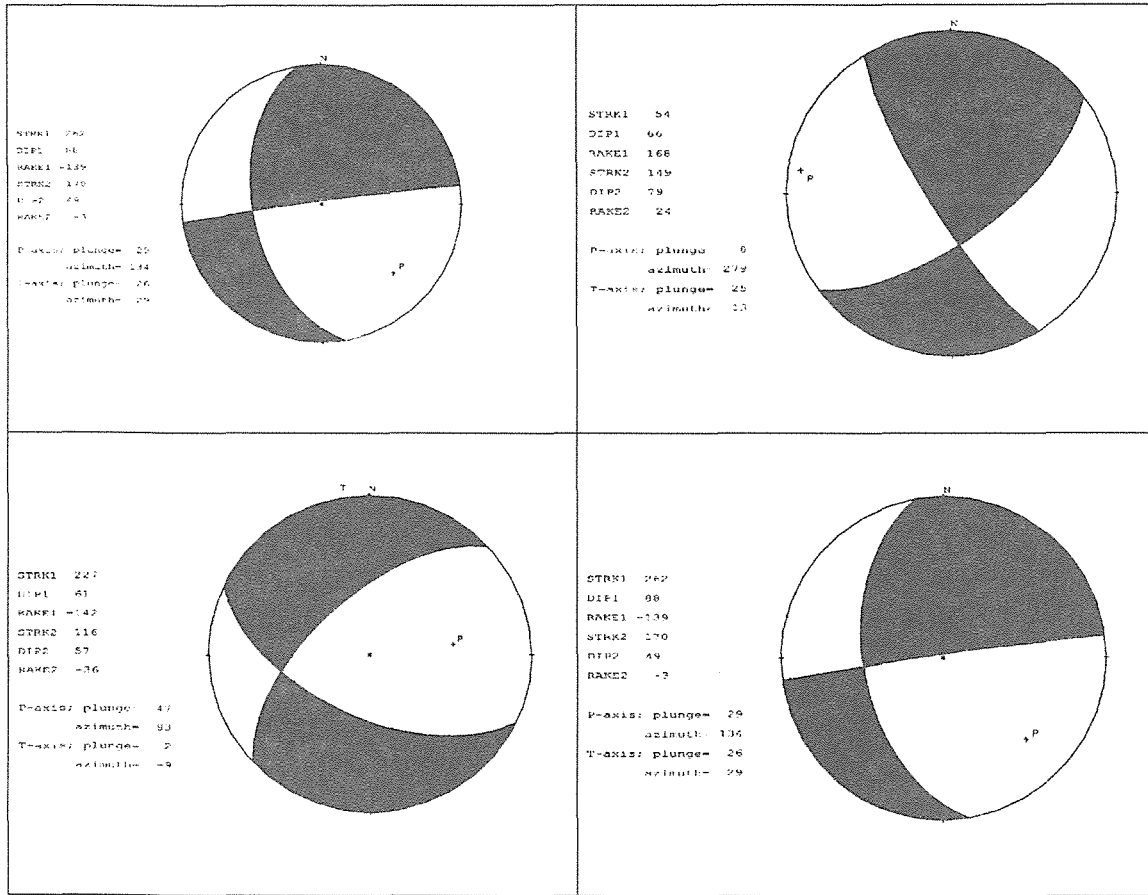


Şekil 9. 06.06.2000 - 13.06.2000 tarihleri arasında olmuş artçı depremlerin odak derinlikleri dağılımı ile deprem kırığı arasındaki ilişkiyi gösteren harita.

5. DEPREM MEKANİZMASI

Anaşokun odak mekanizması çözümü, TÜRKNET (Türkiye Telemetrik Deprem Kayıt Örtüsü) istasyonlarında kaydedilmiş P dalgasının ilk vuruşlarından elde edilen veriler ile gerçekleştirilmiş ve aşağıdaki sonuçlar bulunmuştur (Şekil 10 - çizelge 2).

Ayrıca, ana şokun odak mekanizmasını desteklemek amacıyla, 06 ve 08 Haziran 2000 tarihlerinde saat 12:16 ve 21:27'de olmuş iki artçı depremin ($M_l=3.8$, $M_l=4.8$) odak mekanizması çözümleri yapılmıştır (Şekil 10 - çizelge 2).



Şekil 10. 06 Haziran Orta depremi ana şoku ve üç büyük artçı depremin odak mekanizması çözümleri.

Anaşokun odak mekanizması çözümü normal bileşenli sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma, üç artçı depremin odak mekanizması çözümleri ise sağ yanal doğrultu atım bileşenli normal faylanma vermektedir (Şekil 10).

Anaşok çözümünde ana sıkışma ekseninin yönü K46B ve ana çekme ekseninin yönü ise K26D olarak elde edilmiştir. Bu çözümler, arazide tüfler içerisinde ölçülmüş fay düzlemi yönelimleri ve Kuzey Anadolu Fay Zonu ile iyi bir uyumluluk sergilemektedir.

Çizelge 2. Orta depreminin ana şoku ve üç büyük artçı depreminin odak mekanizması çözümü sonuçları ile ilgili parametreler.

Depremler	Anaşok 06.06.2000	Artçı deprem-1 06.06.200	Artçı deprem-2 08.06.200	Artçı deprem-3 09.06.2000
Parametreler	05:41 Ml=5.9	15:16 Ml=3.8	00:27 Ml=4.8	06:14 Ml=5.0
Koordinatları	40.63K- 33.03D	40.54K-33.07D	40.64K-32.99D	40.64K-32.98D
Derinlik	10.5 km	15.1 km	11.2 km	9.5 km
Doğrultu 1	262	54	227	246
Eğim 1	88	66	61	79
Kayma açısı 1	-139	168	-142	-143
Doğrultu 2	170	149	116	148
Eğim 2	49	79	57	54
Kayma açısı 2	-3	24	-36	-13
P eksenini dalım	29	8	47	33
P Azimut	134	279	83	114
T eksenini dalım	26	25	2	16
T Azimut	29	13	-9	13

7. SİSMİK ŞİDDET ve EN BÜYÜK YER HAREKETİ

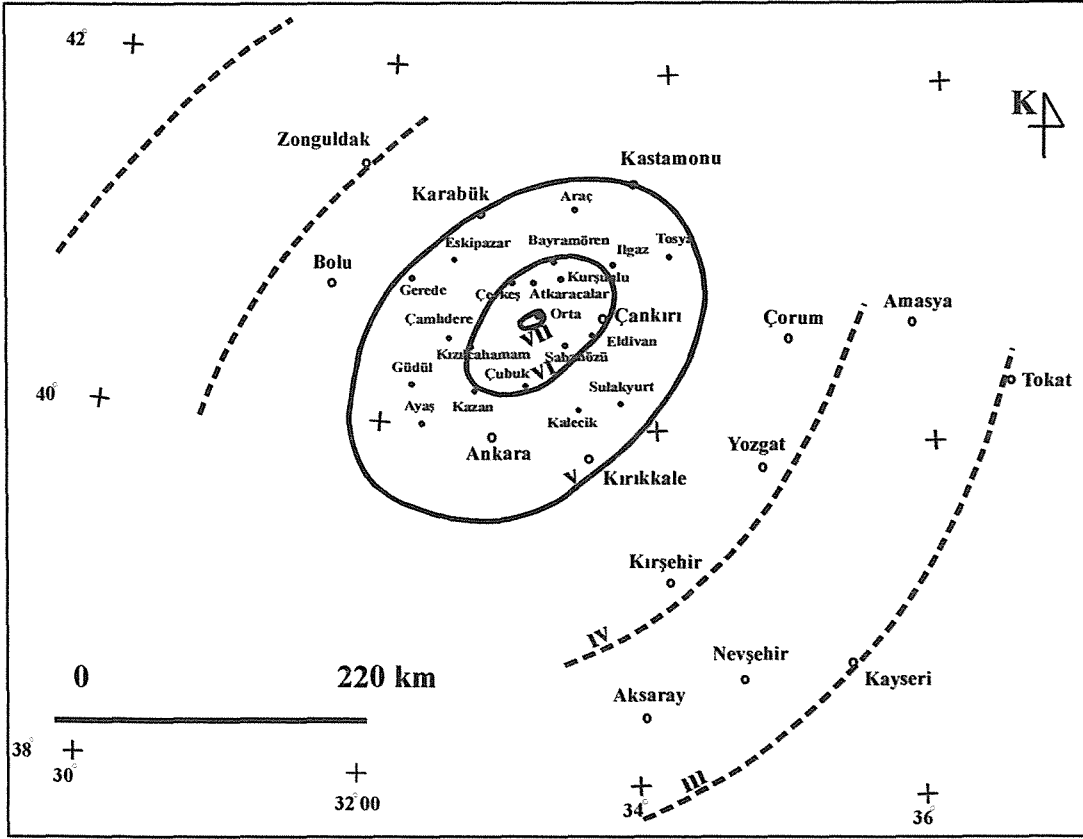
7.1. Sismik Şiddet

06 Haziran 2000 Orta depremi, yaklaşık 1000-1500 kerpiç ve moloz taşlı yapının yıkılmasına ve 2 kişinin ölmesine neden olmuştur. Deprem, kuzeyde Zonguldak'tan güneyde Aksaray'a; doğuda Doğuda Tokat'tan batıda Bolu'ya kadar çok geniş bir alanda şiddetlice hissedilmiştir (Şekil 11).

Depremde hasar, özellikle Orta fayının yakın civarında yer alan kırsal kesimde yoğunlaşmıştır. Deprem, Orta ilçesine bağlı Buğuören, Elden, Kısaç, Salur, Kanlıca, Yuva, Dodurga, Derebayındır, Ortabayındır, Tutmaçbayındır köylerinde ağır hasara neden olmuştur. Ayrıca deprem, Çubuk, Çerkeş, Şabanözü ve Ankara'da çok şiddetli bir şekilde hissedilmiştir.

Depremin maksimum şiddeti, MSK şiddet cetveline göre VII olarak belirlenmiştir (Şekil 11). VII şiddet bölgesi, Orta fayının yakın civarında yer alan kırsal kesimi içine alan çok dar bir alanı kapsamaktadır. VI şiddet bölgesi ise Kuzeyde Çerkeş, Atkaracalar ve Kurşunlu; güneyde

Çubuk; Ankara'nın kuzey kesimleri, doğuda Şabanözü ve batıda Kızılcahamam içine alan bölgeyi tanımlamaktadır (Şekil 11).



Şekil 11. 06 Haziran Orta depreminin basitleştirilmiş eş-siddet haritası.

06 Haziran 2000 Orta depremi, büyüklük olarak 1 Ekim 1995 Dinar depremi (Demirtaş vd. 1996) ve 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depremi (Demirtaş 1998) ile hemen hemen aynı olmasına rağmen, depremde hasar çok hafif olmuştur. Dinar depreminde ($M_I=5.9$) 4340 ev; Ceyhan-Misis depreminde ($M_s=6.3$, $M_I=5.9$) 1113 ev tamamen çökmüş ya da yıkılmıştır. 06 Haziran depreminde hasarının hafif ve ölü sayının çok az olmasında dört önemli etken rol oynamıştır:

1- Yerel Jeolojik koşullar Deprem dış-merkezinin olduğu Orta ve yakın civarını kapsayan bölgede, Miyosen yaşlı andezit, bazalt ve piroklastik kayalar ile kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşlarından oluşan karasal çökel kayalardan sağlam kayalar yüzeylemektedir. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar, Orta civarında, Devrez Çayı ve Kısaç çayı boyunca çok sınırlı bir alanda yayılım göstermektedir. Deprem bölgesinde hasarın çok az olmasında yerel jeolojik koşullar çok büyük rol oynamıştır. Örneğin 1 Ekim 1995 Dinar depreminde ağır derecede

hasar gören bölgeler, Dinar-Çivril fayının tavan bloğunda yer alan çöküntü alanı içinde çökelen Işıklı gölü'nün bataklık kesimlerindeki Kuvaterner yaşlı suya doymun alüvyonlar üzerindeki yerleşim alanlarında olmuştur (Demirtaş vd. 1996). Benzer şekilde 27 Haziran Ceyhan-Misis depreminde, Ceyhan Nehri'nin sellenme sonucu çökelmiş taşkın ovası düzlüklerinde kurulan yerleşim alanlarında hasar ağır derecede olmuştur (Demirtaş 1998).

2- Deprem odak derinliğinin 10.5 km derinde olması Deprem odak derinliğinin 10.5 km yerin derinliklerinde olması hasarın hafif olmasında etkili olmuştur. Bu nedenle deprem, güneyde, deprem dış-merkezinden 350 km uzaklıkta yer alan Aksaray'da çok şiddetli bir şekilde hissedilmiştir.

3- Kuvvetli yer hareketi süresinin 10-15 sn gibi oldukça kısa sürmesi Depremin kuvvetli yer-hareketi (%5 g) süresinin 10-15 saniye gibi çok kısa olması, hasarın çok az olmasında etkili olan diğer önemli bir etken olmuştur.

4- Fay tipi ve doğrultusu bir başka deyişle dalga yayılma yönü Deprem, deprem dış-merkezinin yakın batısında yer alan bazı yerleşim yerlerinde (Gerede, Kızılcahamam, Bayramören, Karabük gibi) çok az hissedilirken fay düzlemi doğrultusu boyunca bulunan çok uzak bölgelerde (Şabanözü, Çubuk, Kırıkkale, Ankara, Aksaray gibi) çok şiddetli bir şekilde hissedilmiştir. Bu şekilde deprem şiddetinin çok ya da az hissedilmesinde, dalga yayılma yönününü denetleyen fay tipi etkili olmuştur. Çünkü, deprem dış-merkezinin yakınında bulunan ve hafif derecede etkilenen birinci tip bölge fayın taban bloğunda, buna karşıt deprem dış-merkezinden uzakta bulunan ve daha çok etkilenen ikinci bölge ise fayın tavan bloğunda yer almaktadır. Bir başka deyişle depreme neden olan fay, sağ yanal doğrultu atım bileşenli normal fay karakterindedir. Fay doğrultusu, K70D olup, 70 GD'ya eğimlidir. Bu nedenle, hasar ve şiddetli derecede etkilenen yerleşim yerleri, fayın düşen GD bloğunda yer almaktadır.

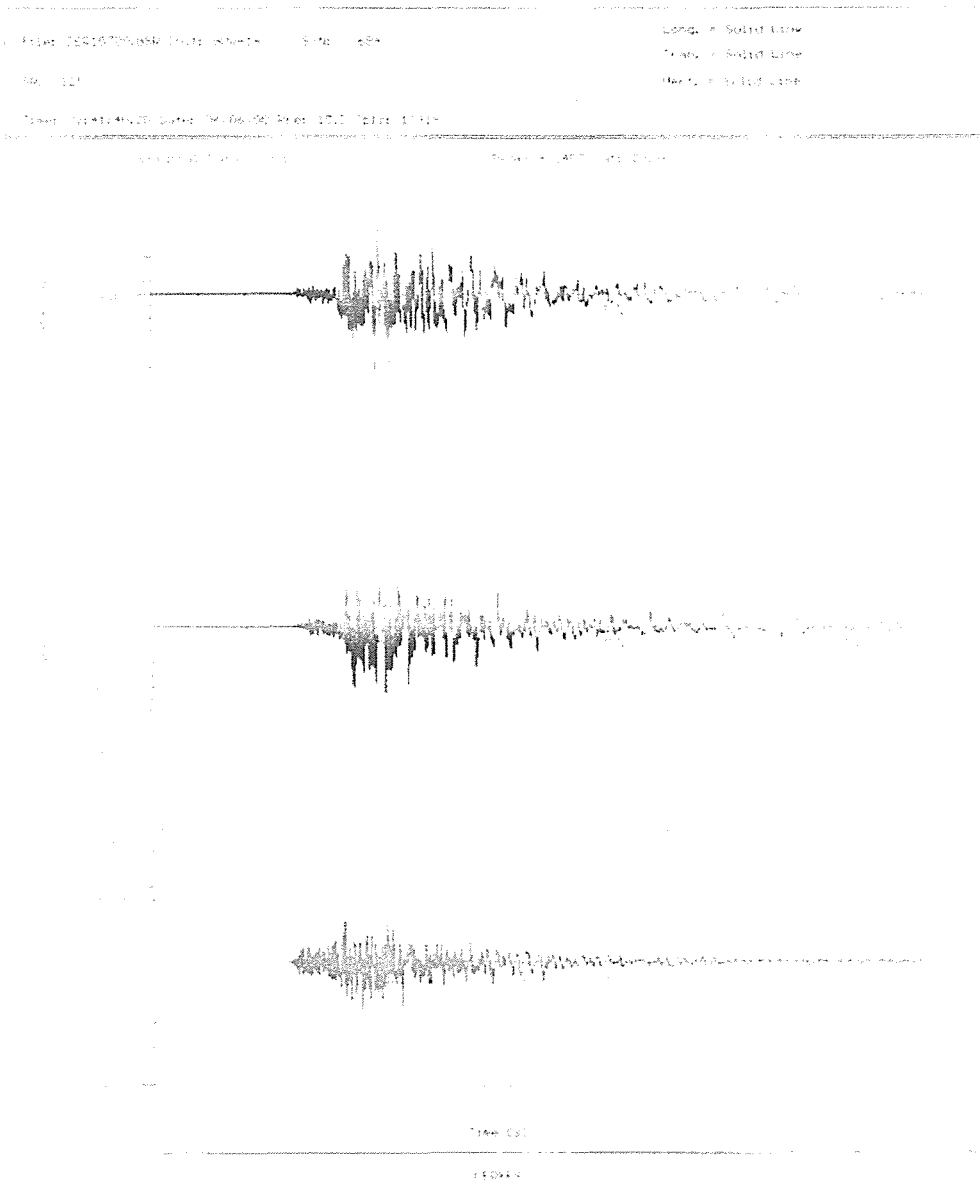
7.2. En Büyük Yer İvmesi

06 Haziran 2000 depremi, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı'nca işletilen ülke çapındaki Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt Şebekesi içinde yer alan Çerkeş, Tosya, Karabük ve Bolu istasyonlarından kaydedilmiştir.

Çizelge 3. 06 Haziran 2000 Orta depremine ait en büyük ivme değerleri.

	K-G	D-B	V
Karabük	4.7	6.5	2.8
Tosya	11.7	12.1	5.3
Bolu	5.6	6.9	3.9

Deprem merkezine en yakın Çerkeş istasyonu 35 km uzaklıkta bulunmaktadır. Çerkeş istasyonu kaydında, en büyük ivme değerleri, K-G yönde 62.5mG; D-B yönde 63.2mG ve düşey yönde 40.2mG olarak kaydedilmiştir (Şekil 12). Deprem dış-merkezine 70 km, 100 km ve 115 km uzaklıkta bulunan Karabük, Tosya ve Bolu istasyonlarında elde edilmiş en büyük ivme değerleri aşağıdaki çizelge 3' de verilmiştir.



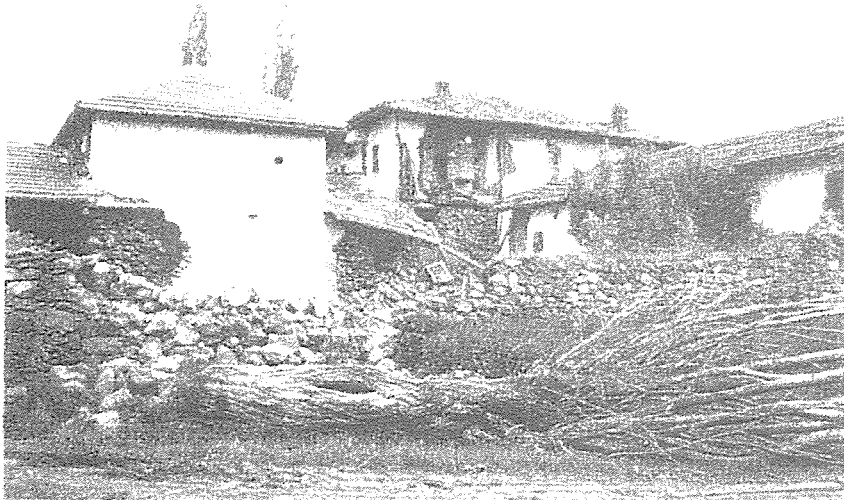
Şekil 12. 06.06.2000 (05 : 41 TS) Orta Depremi, Çerkeş ivme kaydı.

Yukarıda kaydedilen en büyük ivme değerleri, deprem hasarında etkili olan uzaklık ve yerel jeolojik koşullar (Çerkeş) ile fay tipi-dalga yayılma yönü arasındaki ilişkinin önemini kanıtlamaktadır. Örneğin 70 km uzaklıkta bulunan Karabük istasyonundaki, 110 km uzaklıkta yer alan Tosya istasyonundaki ivme değerlerinden daha küçük olarak elde edilmiştir. Çünkü her ne kadar Tosya istasyonu Karabük istasyonuna göre daha uzakta bulunmasına rağmen, Tosya istasyonu fayın düşen tavan bloğu tarafında bulunmaktadır.

Deprem hasarında kuvvetli yer-hareketi süresi oldukça etkili olduğu belirtilmişti. Depremin kuvvetli yer hareketi (%5g) süresi yaklaşık 10 sn olarak ölçülmüştür.

8. YAPISAL HASAR

Deprem, özellikle Orta fay'ının yakın civarında, Orta ilçesine bağlı Buğuören, Elden, Kısac, Salur, Kanlıca, Yuva, Dodurga, Derebayındır, Ortabayındır, Tutmaçbayındır köyleri gibi kırsal kesimde ağır hasara neden olmuştur. Bu köylerde hasar gören yapıların çoğu çamur harçlı moloz taş duvarlı ve kerpiç duvarlı yapılardır (Şekil 13). Hasar gören yapıların hemen tamamı ahır ve samanlıktır. Ahır ve samanlıkların bazılarının çökmesi sonucu birçok büyük baş hayvan ölmüştür.

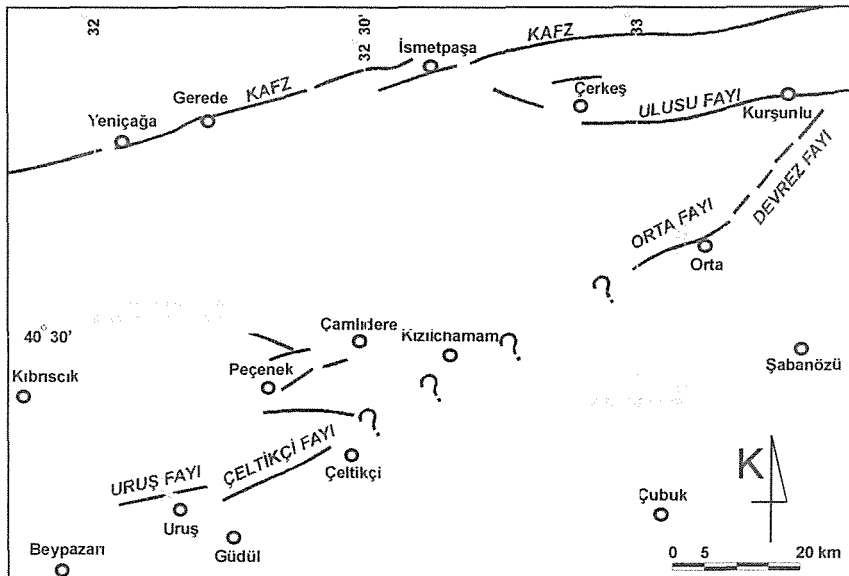


Şekil 13. Orta depreminde çamur harçlı moloz taş duvarlı ve kerpiç duvarlı yapılarda gözlenen tipik yapısal hasardan genel bir görünüm.

Çubuk'da depreme dayanaksız üç katlı bir betonarme bina çökmüştür. Şabanözü ilçesinde ve köylerinde tuğla bacalarda devrilmeler ve yıkılmalar olmuştur. Bazı yapıların duvarlarında kılcal çatlaklar gelişmiştir. Çerkeş ilçesi, depremden Ankara'ya göre daha hafif şiddette etkilenmiştir. Bu nedenle yapıların büyük bir çoğunluğunu iki katlı ahşap yapıların oluşturduğu Çerkeş'de depremin herhangi bir yapısal etkisi gözlenmemiştir. Depremin dış-merkezine yakın ve civarında, betonarme ve tuğla yığma yapılarda herhangi bir hasar gözlenmemiştir.

9. 22 AGUSTOS 2000 URUŞ-GÜDÜL (ANKARA) DEPREMI (4.8)

22 Ağustos 2000 tarihinde Uruş beldesi'in (Beypazarı-Ankara) 3 km kuzeyinde küçük büyüklükte ($M=4.8$) bir deprem olmuştur. Depremin aletsel dış-merkezi, 40.25K ve 32.13 (DAD) koordinatları arasında saptanmıştır. Depremin gözlemsel merkezi (şiddete dayanan) ise Kırkavak - Sağar ile Tahtacıörencik köyleri arasında yer almıştır (Şekil 14 ve 15).



Şekil 14. Uruş – Gündül Fayı ve Kuzey Anadolu Fay Zonu ile olan ilişkisi.

Uruş Fayı-Çeltikçi Fayı olarak isimlendirilen depreme neden olan fay, K80D doğrultulu olup, Devrez Fayı-Orta Fayı'nın (Demirtaş vd. 2000) batı devamı (???) gibi görünmektedir (Şekil 14 ve 15). Bu depremde Uruş Fayı'nın hareket ettiği tahmin edilmektedir. Uruş Fayı, Kırkavak, Sağar ve Tahtacıörencik köyleri civarında topoğrafik olarak çok belirgindir. Bu köyler civarında normal fay sarplıkları çok açık olarak gözlenmektedir. Bu özellikler, fayın

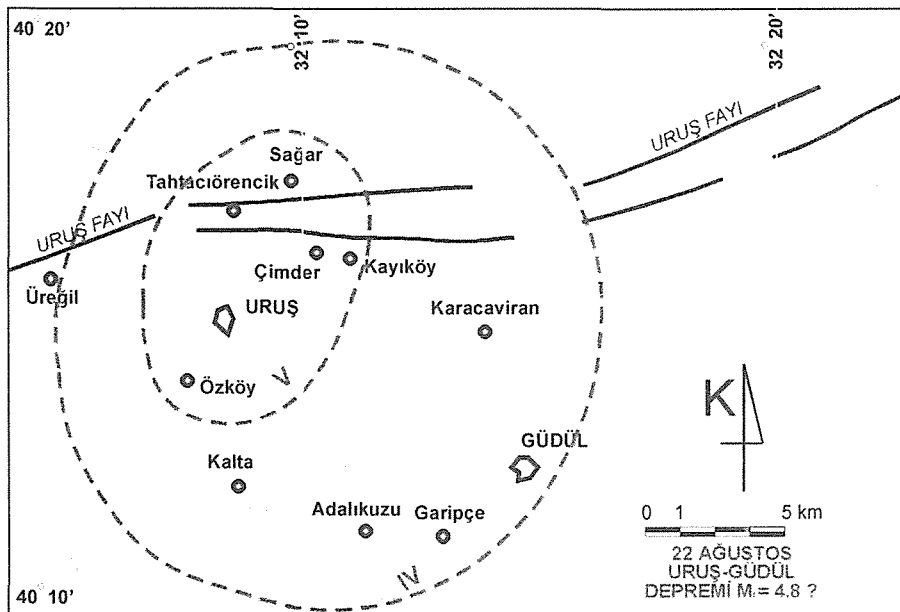
Orta Fay'na benzer şekilde sağ yanal doğrultu atım bileşenli normal atımlı fay olduğunu göstermektedir.

Deprem, yüzeyde herhangi bir deformasyon oluşturmamıştır. Deprem, Cimder (Kırkavak) - Tahtacıörencik arasında, 6.2 km derinlikte yaklaşık 1-2 km uzunlukta bir yırtılmaya neden olduğu düşünülmektedir. Deprem, Uruş'un 3 km güneydoğusunda bulunan ve jips gibi gösel birimlerden oluşan Akyar Tepe kayalıklarında kaya düşmelerine neden olmuştur. Akyar Tepe'nin hemen güneyinde dar ve derin vadi şeklinde Kirmir Çayı akmaktadır. Akyar Tepe kayalıkları, Kirmir Çayı'nın yatağını daha derin kazması sonucu gelişmiştir. Bu durum bölgenin bölgesel olarak yükseldiğine işaret etmektedir.

22 Ağustos ile 29 Ağustos arasında olmuş artçı depremler Uruş Fayı ve yakın civarında dağılım göstermiştir. En önemli artçı depremlere ait bilgiler, çizelge 4'de özetlenmiştir.

Çizelge 4. Önemli artçı-depremlerin listesi.

Tarih	Orijin (GMT) Zamanı	Enlem (K)	Boylam (D)	Derinlik km	Manyitüd MI
22.08.2000	11:48:80	40.22	32.12	1.7	3.1
22.08.2000	14:42:14	40.23	32.11	5.3	3.7
22.08.2000	16:54:42	40.28	32.08	10.2	3.8
22.08.2000	15:57:86	40.24	32.17	3.5	3.1
24.05.2000	15:05:36	40.22	32.13	10.0	3.6
25.08.2000	10:44:14	40.25	32.16	10.2	3.5



Şekil15. Uruş – Güdüll Fayı

Çizelgede artçıdeprem derinliklerinin yeryüzünün 1.7 km ile 10.2 km altında değiştiğini göstermektedir.

Bölge, Miyosen yaşlı gösel birimler ve volkanitler üzerinde kurulması nedeniyle hasar hiç olmamıştır. Deprem odak derinliği (6.2 km) yüzeye çok yakın olduğu için çok yerel ölçekte hafif hasarlar gelişmiştir. Deprem, Uruş fayının 2 km güneyinde, 12 villa tipi konutta çatlaklara neden olmuştur. Bu villalardaki hasar, yapım hatasından kaynaklanmış olup önemli hasar olarak nitelendirilmemektedir. Ayrıca, deprem Cimder (Kırkavak), Tahtacıörencik, Sağar, Kayıköy, Karacaviran, Özköy, Kalta, Adalıkuzu, Garipçe köyleri ve Güdül merkezde çok hafif ölçekte hasara neden olmuştur. Deprem, Beypazarı'nda hiç bir hasar yapmamıştır. Diğer yandan hasarın hiç olmaması, Kuvvetli yer hareketi (%5g) süresinin (2 saniye) kısa olması ve manyitüdünün çok küçük olmasından ileri gelmiştir. Deprem dış-merkezi ve yakın civarını kapsayan çok dar bir alan için depremin şiddeti V olarak belirlenmiştir.

10. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

06 Haziran 2000 Orta depremi, 10.5 km derinliklerde Orta Fayı boyunca yaklaşık 10 km'lik bir faylanmaya neden olmuştur (Şekil 3 ve 6). Deprem, yüzeyde herhangi bir faylanma meydana getirmemiştir. Depremde, Güldürcek barajı ve Tutmaçbayındır köyü civarında kaya düşmeleri ve akımlarına neden olmuştur.

Depremin dış-merkezi, Orta'nın 3 km güneybatısında, Orta Fayı ile eşlenik fayı Kısaç-Elden Fayı'nın kesişim bölgesi olan Yuva köyü civarında yer almıştır (Şekil 6). Depreme neden olan faya ait bilgiler Güldürcek barajı-Kayıören köyü arasında tüfler içinde açılmış yarmadan elde edilmiştir. Yarmada K50D 85KB yönelimli sağ yanal doğrultu atım bileşenli normal faylar (sintetik faylar); K32B 88KD yönelimli sol yanal doğrultu atım bileşenli normal faylar (antitetik faylar) ve K80B 80KD yönelimli tansiyon kırıkları gözlenmiştir (Şekil 4). Bu fay yönelimleri KAFZ ile çok iyi bir uyumluluk sergilemektedir. Bu fay yönelimlerinden ana sıkışma ekseninin yönünün G80D ve ana gerilme ekseninin yönünün ise K10D olarak saptanmıştır (Şekil 5).

K50D doğrultulu Devrez Fayı, Orta'da doğrultu değiştirerek K70D doğrultulu Orta Fayına geçmektedir. Bu iki fay, bu civarda sağa büküm yaparak genişlemeli bir büküm yapmaktadır

(Şekil 3 ve 6). Tüfler içinde ölçülmüş fay yönelimleri ve tipleri ile Dodurga'nın batısındaki K-G yönlü heyelanlar bu çekme bükümünün varlığını desteklemektedir (Şekil 6).

Ana şoktan itibaren bir hafta içinde kaydedilmiş 563 artçı deprem, özellikle Orta ve Kısaç-Elden fayları civarında yoğunlaşmıştır. Fayın güneydoğu tarafına doğru gidildikçe artçı depremlerin derinlikleri dereceli olarak artış göstermiştir (Şekil 9). Bu durum, fayın normal bileşenin daha ağırlık kazandığını ve fayın GD'ya doğru eğimlendiğini göstermektedir (Şekil 9).

Deprem hasarının hafif olmasında yerel jeolojik koşullar, odak derinliği, kuvvetli yer hareketi süresinin kısa olması ve fay tipi-dalga yayılma yönü önemli rol oynamıştır. Özellikle, fayın düşen GD bloğunda ve fay doğrultusu boyunca yer alan yerleşim yerlerinde deprem daha etkili olmuştur (Şekil 11).

06 Haziran 2000 Orta depremi, Anadolu bloğunun güneybatıya dönmesini sağlayan Kuzey Anadolu Fay Zonu'ndan (KAFZ) ayrılan KD-GB yönlü faylar boyunca önemli gerilme birikimlerinin olduğuna işaret etmektedir. Bilindiği gibi, son yıllarda Ezinepazarı-Kırıkkale Fayı, Almus Fayı, Merzifon-Salhaçayı Fayı, Ovacık Fayı gibi bu tür faylar üzerinde sismik etkinliklerde önemli artışlar gözlenmektedir. Örneğin Ezinepazarı-Kırıkkale Fayının KD ucunda 12 Şubat 1992'de $M_s=5.0$, GB ucunda 07 Şubat 2000'de $M_l=3.9$ ve 3.8 , 05 Mayıs 2000'de $M_l=4.0$; Merzifon-Salhaçayı Fayında 14 Ağustos 1996'da $M_l=5.4$ ve 5.2 'lik (Demirtaş 1996) depremler bu fayların yakın gelecekte önemli deprem potansiyellerine sahipti olduklarını göstermektedir. Diğer yandan, Anadolu bloğu batıya doğru kaçması, Anadolu bloğunun içsel yamulmasına neden olmaktadır. Bu nedenle Tuzgözü Fayı, Sivrihisar Fayı, Ecemiş Fayı ve Ovacık Fayı gibi faylarda da önemli gerilme artışları olmuştur. Gerek KAFZ'nundan ayrılan KD-GB yönlü faylar gerekse Anadolu bloğunda bulunan bağımsız fayların çok yakından gözlenmesi gerekmektedir.

22 Ağustos 2000 Uruş-Güdül depremi, derinde Uruş fayının muhtemelen 1 ya da 2 kilometrelik bölümünü yırtmıştır. Deprem sığ olması nedeniyle Uruş'da hasara neden olmuştur.

11. DEĞİNİLEN BELGELER

- Akay, E. ve Ateş Ş. 1999. Çankırı G30 1/100 000 Jeoloji Haritası.
- Ambraseys, N.N. 1970. Some characteristic features of the Anatolian fault zone: *Tectonophysics*, 9; 143-165.
- Ambraseys, N.N. 1988. Engineering Seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 17: 1-105.
- Demirtaş, R., Karakısa, S., Yatman, A., Baran, B., Zünbül, S., İravul, Y., Altın, N., Bağcı, G. ve Yılmaz, Y. 1996. 1 Ekim 1995 Dinar Depremi. *TJK Bülteni*, 11, 44-58.
- Demirtaş, R. 1996. 14 Ağustos 1996 Salhançayı (Çorum-Amasya) depremi, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Haber Bülteni, 96/3, 13-16.
- Demirtaş, R. ve Yılmaz, R. 1996. Türkiye'nin Sismotektoniği: sismisitedeki uzun-süreli değişim ve güncel sismisiteyi esas alarak deprem tahminine bir yaklaşım. BİB. Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi yayınları, 91 s., Ankara.
- Demirtaş, R. 1998. 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depremi; sıvılaşma ve hendek çalışması. TMMOB, Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 53, 40-47.
- Demirtaş, R. ve Erkmén, C. 2000. Deprem ve Jeoloji. TMMOB, Jeoloji Mühendisleri Odası yayını, 52, Ankara.
- Ketin, İ. 1969. Kuzey Anadolu Fayı hakkında. *MTA.*, 72, 1-27, Ankara.
- Pınar, N. and Lahn, E. 1952. Türkiye depremleri izahlı kataloğu. Bayındırlık ve İskan Bak., İmar Reisliği yayınları, seri 6, sayı 36.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altmok, Y. 1981. Türkiye ve civarının deprem kataloğu. TÜBİTAK, proje no: TBAG 341.
- Şengör, A.M.C and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Taşman, C. 1944. Gerede-Bolu zelzelesi hakkında rapor, DAD, AT/46.
- Tokay, M. 1973. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede-Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler. Symposium on the North Anatolian Fault and earthquake belt, March 29-31, 12-29, 1972.

Sönümlü SVD Algoritmasını Kullanarak İzmit Körfezi Gravite Anomalisinin Yorumu

Interpretation of gravity anomaly of İzmit bay graben using damped SVD algorithm

Bülent Oruç¹ ve Ayhan Keskinsezer²

1 Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü 41300 İzmit, Kocaeli

2 Sakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü Adapazarı, Sakarya

ÖZET

Potansiyel anomalilerin ters çözümü, bir yeraltı jeolojik yapısına karşılık gelen modelin oluşturulması esasına dayanır. Marquardt-Levenberg yönteminde bir başlangıç modeli ile başlatılarak yapıya ilişkin parametreler yinelemeli olarak hesaplanır. Burada tekil değer sorunun üstesinden gelmek için duyarlık matrisinin köşegenlerine bir sönüm faktörü eklenmektedir. Ancak iyi bir başlangıç modelinin seçilememesi durumunda istenen yakınsama sağlanamaz. SVD (Singular Value Decomposition-Tekil Değer Ayrışımı) yönteminde bu sorun çok küçük özdeğerlerin yok edilmesiyle giderilmektedir. Ancak bu durumda da veri içerisinde yer alan bütün bilgiler kullanılamamaktadır. Bu nedenle her iki algoritmayı birleştiren Sönümlü SVD tekniği ile bir sönüm faktörü tanımlanarak etkili bir çözüm bulunabilir.

Sönümlü SVD tekniği İzmit körfezinin gravite anomalisinin yorumunda kullanılmıştır. Başlangıç modeli olarak, bir otomatik yorum tekniği olan Euler Dekonvolüsyon yönteminden elde edilen sonuçlar dikkate alınmıştır. Modelleme ile İzmit körfezi içerisindeki graben yapısının ayrıntılı geometrisi ortaya çıkarılarak, bunun tektonik rejimi ile ilgili sonuçlar tartışılmıştır.

ABSTRACT

Inverse solution of potential anomalies based on a model corresponding to a subsurface geologic structure. According to Marquardt-Levenberg algorithm, the model parameters are calculated using iteration with an initial model. In order to eliminate the singular value problem, a damped factor is added to diagonal elements. Expected convergence cannot be carried out unless a good initial parameters can be chosen. This problem is solved eliminating eigen values near the zero with SVD algorithm. However, all of the information in data cannot be used in iterative solution. It can be obtained more efficient solution from damped SVD method defining a damped factor by combining both algorithms.

The damped SVD algorithm was used to interpret gravity anomaly of İzmit bay. Automated Euler deconvolution method was applied to determine the initial parameters for inverse solution. Carrying out detailed geometrical form of graben system, its tectonic results have been discussed.

1. GİRİŞ

İzmit Körfezi, Kuzey Anadolu Fay zonunun batı bölümünü oluşturan grabenlerden biridir. Kuzeyde Kocaeli Yarımadası ve güneyde ise Armutlu Yarımadası ile sınırlanır. Graben, denizel ve geçiş fasiyeslerini içeren bir beslenme havzası özelliği taşır.

Bu çalışma ile İzmit körfezi grabenin geometrik yapısının ortaya çıkarılması ve bunun tektonizması tartışılması amaç edinilmiştir. Bu amaçla bölgenin gravite anomalisine Euler ve sönümlü SVD (Tekil Değer Ayrışımı) teknikleri kullanılmıştır.

Euler dekonvolüsyon tekniği ilk defa Hood (1965) tarafından manyetik anomalilere uygulanmıştır. Bu teknikte Euler kısmi diferansiyel bağıntısına dayalı olarak oluşturulan doğrusal eşitlikler çözülerek anomali kaynağının konum ve derinlik bilgileri elde edilmektedir. Thompson (1982), Reid ve diğ.(1990) ve Klingele ve diğ. (1991) tarafından çeşitli süreksizliklere uygulanarak geliştirilmiştir.

Genelleştirilmiş lineer ters çözüm teorisi geliştirildiğinden bu yana yerin yapısı ile ilgili problemlerin ters çözümünde bir çok çalışmalar yapılmıştır (Parker, 1970; Breil ve diğ., 1974; Pedersen, 1977; Vingheresse, 1978; Micus ve Peeples, 1992). Gravite anomalilerinin ters çözümünde, bir yeraltı jeolojik yapısına karşılık gelen bir jeofizik modelin oluşturulması esas alınır. Jeofizik modellemede sönümlü SVD, doğrusal olmayan problemlerde kullanılmakta olup, bir başlangıç modelinden hareketle , probleme yinelemeli olarak çözüm üretmektedir.

2. EULER DEKONVOLÜSYONU

Bir kartezyen koordinat sisteminde bir $M(x, y, z)$ fonksiyonu,

$$M(tx, ty, tz) = t^n M(x, y, z) \quad (1)$$

şeklinde verilirse bu durumda n, fonksiyonun homojenite derecesi olarak tanımlanır. Böyle bir fonksiyon,

$$x \frac{\partial M}{\partial x} + y \frac{\partial M}{\partial y} + z \frac{\partial M}{\partial z} = nM \quad (2)$$

olarak, Euler bağıntısı biçiminde ifade edilebilir.

Euler dekonvolüsyon tekniği, jeolojik yapıların konum ve derinliklerinin belirlenmesinde hızlı bir yorum tekniği olarak kullanılabilir. Euler dekonvolüsyonunda anomali kaynağının derinlik ve lokasyonlarının bulunmasında bu kaynağın potansiyel alanının üç ortogonal türevi kullanılmaktadır. Bu bağıntı,

$$(x - x_0)M_x + (y - y_0)M_y + (z - z_0)M_z = nM \quad (3)$$

şeklinde tanımlanır. Burada x_0 , y_0 ve z_0 kaynak kütlelerin merkezinin veya üst sınırının bilinmeyen koordinatlarıdır. x , y ve z ise potansiyel alan (M) ve türevlerinin (M_x , M_y ve M_z) bilinen koordinatlarıdır. (3) bağıntısı yeniden düzenlenirse,

$$x_0M_x + y_0M_y + z_0M_z + nM = xM_x + yM_y + zM_z \quad (4)$$

elde edilir.

Gravite Anomalisinin Euler Dekonvolüsyonu

İdeal simetrik kütlelerin genelleştirilmiş gravite anomali bağıntısı,

$$g(x, y, z) = \frac{K}{r^N} \quad (5)$$

olarak ifade edilebilir. Burada r , kaynak merkezinin gözlem noktasına olan uzaklığıdır. Bu uzaklık, $r = [(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2]^{1/2}$ olarak tanımlanır. x_0 ve y_0 kaynağın yatay konumlarını z_0 ise derinliğini belirler. K bir sabittir. N kaynak geometrisine bağlı olarak bir “yapısal indeksi” tanımlar. (5) nolu bağıntının homojenite derecesinin $n=-N$ olduğu görülmektedir. Buna göre (4) eşitliğinde M terimi g ile yer değiştirdiğinde ve gözlem düzlemi olarak yeryüzü alındığında ($z=0$),

$$x_0g_x + y_0g_y + z_0g_z = xg_x + yg_y + Ng \quad (6)$$

bulunur. Burada g_x ve g_y gravite anomalisinin x ve y doğrultularındaki yatay türevleridir. g_z ise düşey türevi ifade eder. (6) nolu bağıntı, üç bilinmeyen (x_0 , y_0 , z_0) çözümünde en az üç adet x, y ve bunlara karşılık gelen g , g_x , g_y ve g_z değerlerinin kullanımını gerektirir. Daha fazla veri alınması durumunda ise en küçük kareler veya başka bir teknik kullanılabilir.

3. SÖNÜMLÜ SVD (TEKİL DEĞER AYRIŞIM) YÖNTEMİ

Gravite anomalilerinin ters çözümünde, bir yeraltı jeolojik yapısına karşılık gelen bir jeofizik modelin oluşturulması esas alınır. Burada bir başlangıç modelinden hareketle parametreler, gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasındaki farklara dayalı olarak yinelemeli bir şekilde geliştirilir. Sönümlü SVD tekniği, SVD algoritmasının Marquardt-Levenberg çözümü olarak tanımlanır. Burada amaç duyarlık matrisinin tekil değer ayrışımında Marquardt sönüm faktörü kullanılarak, tekil değer sorununun üstesinden gelmektir. Bu yöntemle hesaplanan parametrelerin başarı derecesi, parametre çözüm matrisi, korelasyon matrisi, özdeğerler ve sönüm faktörlerinin değişimi ile belirlenir.

Gözlenen bir gravite anomalisi, $g=[g_1, g_2, \dots, g_n]$ olarak verilen ayrıklaştırılmış bir veri grubu ile temsil edilir. Burada, n gözlem sayısıdır. $p^0 = [x_1^0, x_2^0, \dots; z_1^0, z_2^0, \dots]$ olarak tanımlanan başlangıç model parametrelerinden kaynaklanan model yanıtı ise g^0 olarak verilsin. Jeofizik problemde gravite anomalisi (g) ile model parametreleri p arasındaki ilişki doğrusal değildir. Doğrusal hale getirmek için g , p^0 başlangıç parametre vektörü civarında Taylor serisine açılır ve yüksek dereceli terimler ihmal edilerek,

$$g(p) = g(p^0) + J \delta_p \quad (7)$$

bulunur ve parametre artım vektörü δ_p ile hata vektörü e arasındaki ilişki

$$e = J \delta_p \quad (8)$$

olarak yazılır (Lines ve Treitel, 1984). J matrisi $g(p)$ 'nin kısmi türevlerinden oluşan bir duyarlık matrisidir. J 'nin elemanları,

$$J_{i,j} = \frac{\partial g_{i,j}}{\partial p_j} \quad i=1,2,\dots,n; j=1,2,\dots,m \quad (9)$$

şeklinde tanımlanır. Burada m bilinmeyen parametre sayısıdır. Duyarlık matrisi J , SVD tekniği kullanılarak veri özvektörlerine U ($n \times m$), özdeğerlerine W ($m \times m$) ve parametre artımlarının özvektörlerine V ($m \times m$) ayrıştırılır (Lanczos, 1961; Gloub ve Reinsch, 1970):

$$J = UWV^{-1} \quad (10)$$

U ve V ortogonal özellikte olduğundan, $U^T U = V^T V = V V^T = I$ olarak yazılır. Böylece parametre artım vektörü,

$$\delta_p = V W^{-1} U^T g \quad (11)$$

şeklinde tanımlanır. W^{-1} matrisinde singülaritelerin olması veya özdeğerlerin birisinin sıfır veya sıfıra yakın olması durumunda kötü bir sistem elde edilir. Bu durumda Jupp ve Vozoff (1975) tarafından önerilen bir yöntemle göre,

$$\delta_p = V T W^{-1} U^T g \quad (12)$$

olarak yazılabilir. Burada T, elemanları sönüm faktörleri (t_j) ile verilen bir köşegen matristir:

$$t_j = \frac{K_j}{K_j^2 + \beta^2} \quad (13)$$

Burada $K_j = W_j / W_1$ olarak tanımlanır. W_j , W'nin elemanlarını gösterir. β ise sönüm faktörüdür.

Yöntemin başarısını etkileyen en önemli faktörler başlangıç parametrelerinin ve sönüm faktörünün seçimidir. Bu çalışmada başlangıç modeli için Euler çözümleri dikkate alınmıştır. Sönüm faktörü β 'nin belirlenmesi için en iyi yöntem her iterasyonda sıfır olmayan özdeğerin gözlenmesidir. Daha sonra β parametresi,

$$\beta = W_{\min} / W_{\max} \quad (14)$$

eşitliğinden hesaplanır (Rao ve diğ., 1994). Burada W_{\min} en küçük özdeğer, W_{\max} ise en büyük özdeğerdir. (14) nolu eşitlikten bulunan sönüm faktörüne göre (12) nolu bağıntıdan parametre artım vektörü δ_p hesaplanır ve bir önceki parametrelere eklenerek yeni parametre çözümleri bulunur. Model tepkisi ile gözlenen anomali arasındaki karesel hata toplamı, bir önceki yinelemeden daha küçük ise yakınsama başarılıdır. Eğer yakınsama başarılı olamıyorsa, bu durumda (14) bağıntısındaki β için daha yüksek bir değer seçilir. Yineleme işlemi karesel hatanın, önceden seçilen bir yakınsama kriterinden daha küçük olması durumunda veya özel bir yineleme sayısı tamamlanıncaya kadar tekrarlanır.

Parametre çözüm matrisi, parametre çözümleriyle ilişkili olarak ters problem çözümünün başarısını gösteren bir matristir ve

$$\mathbf{R} = \mathbf{V} \mathbf{V}^T \quad (15)$$

olarak tanımlanır (Wiggins, 1972; Pedersen, 1977). \mathbf{R} 'nin tüm köşegen elemanlarının bir birim ve diğer elemanlarının sıfır olması durumunda, tüm parametrelerin tam olarak doğru hesaplandığı anlaşılır.

Parametrelerin birbirleriyle olan bağımlılığının bir ölçüsü korelasyon matrisi ile belirlenir. (Inman, 1975). Bu matris,

$$D = \frac{C_{i,j}}{(C_{i,j})^{1/2} (C_{i,j})^{1/2}} \quad (16)$$

olarak verilir. Burada \mathbf{C} ,

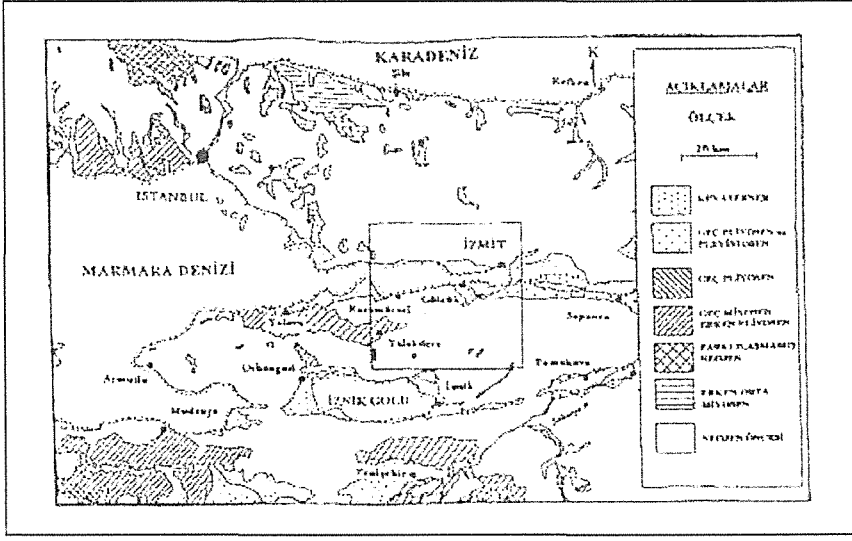
$$\mathbf{C} = \sigma^2 \frac{\mathbf{V} \mathbf{W}^2 \mathbf{V}^T}{(\mathbf{W}^2 + \beta^2 \mathbf{I})^2}$$

olarak tanımlanan kovaryans matrisidir. σ^2 her yinelemede hesaplanan n-m serbestlik derecesine sahip olan parametre varyansını gösterir. \mathbf{I} ise birim matristir.

4. İZMİT KÖRFEZİNİN JEOLojİK ve TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

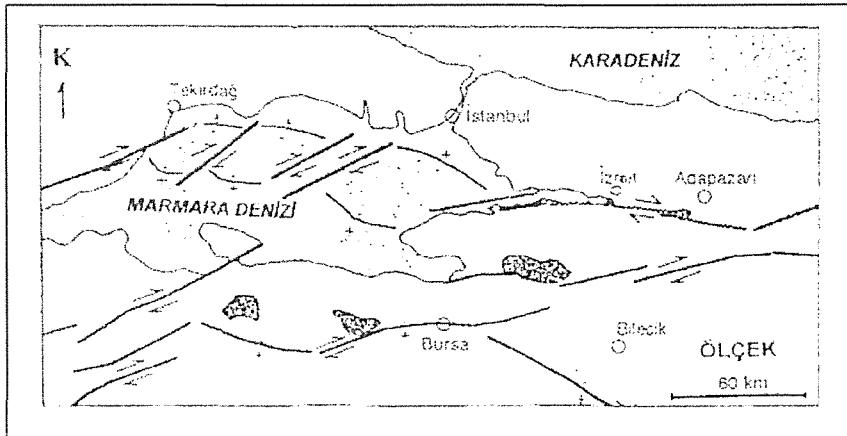
İzmit Körfezi ve civarında Neotektonik döneme ait çökme ve aşınma rejimiyle ilişkili birimler Neojen ve sonrası yaşlıdır. Bölgede Sarmasiyen ve Ponsiyende başlayan çökme geç miyosen sonları ile erken pliyosende bölgede akarsu-göl sedimantasyonuna dönüşmüştür. Erken pliyosen sonunda bölgede bir aşınma rejimi hüküm sürmektedir. Pliyosende başlayan etkili jeolojik hareketler Pleyistosen boyunca sürmüş ve Doğu-Batı doğrultulu faylar etkili olmuştur. Körfezin doğusundaki gölsel ve akarsu ortamlarına ait kırıntılı çökeller erken/orta pleyistosen yaşlıdır. Geç pleyistosende Akdeniz suları tarafından işgal edilen körfez, denizel depolanma alanı durumuna gelmiş ve denizel kaynaklı kırıntılı çökeller depolanmıştır (Sakinç

ve Bargu, 1989). Emre ve diğ. (1998) tarafından hazırlanan bölgenin jeoloji haritası Şekil 1'de görülmektedir.



Şekil 1. İzmit körfezi bölgesi jeoloji haritası ve çalışma sahası.

Kuzey Anadolu fay zonu (KAF) Marmara denizinin doğusunda üç kola ayrılmaktadır (Şekil 2). Güney kol Yenişehir ile Edremit arasındadır. Orta kol Geyve'den Gemlik körfezine oradan Bandırma'ya kadar Marmara kıyı çizgisini izler ve Edremit körfezinden Ege denizine girer. Kuzey kol ise İzmit körfezi ile Marmara denizi çukurlarının güneyinden geçerek Saroz körfezine doğru yönelir. İzmit körfezindeki havzalar, aktif zonlarda kinematik blok hareketlerine tepki olarak D-B yönlü sıkışma ve K-G yönlü gerilmeler sonucunda oluşan tektonik havzalar olarak düşünülür (Brinkmann,1976; Ketin, 1983; Barka ve Kadinsky-Cade,1988; Barka, 1992; Wong ve diğ., 1995).



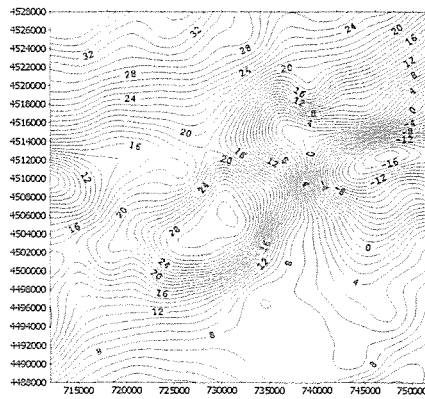
Şekil 2. Kuzey Anadolu Fayının kolları (Altunel ve diğ.,1999).

5. EULER ve SÖNÜMLÜ SVD TEKNİĞİNİN UYGULANMASI

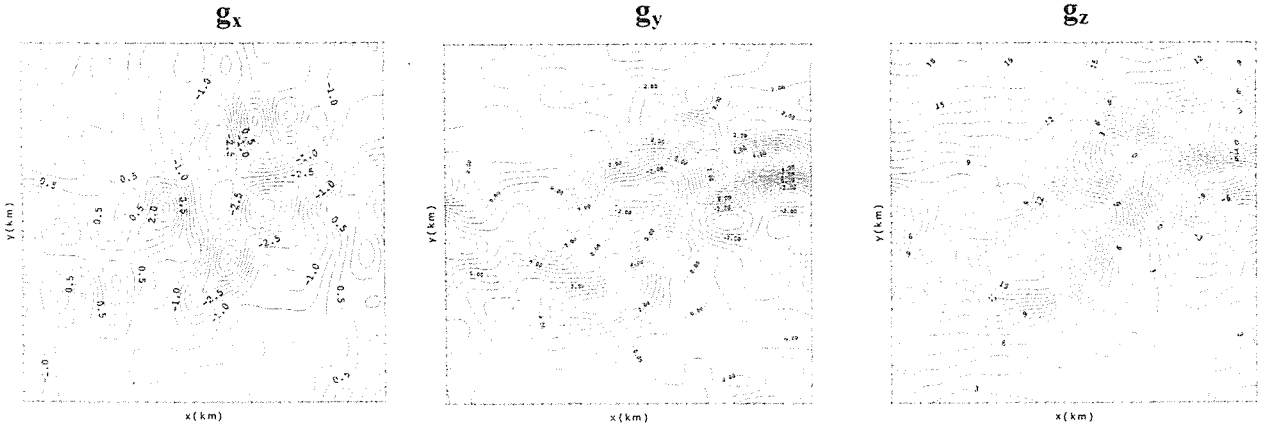
İzmit Körfezi gravite anomali haritasına üç boyutlu Euler dekonvolüsyonu ve iki boyutlu sönümlü SVD teknikleri kullanılmıştır. Şekil 3'de görülen gravite anomalisinin gridlenmiş değerlerinden x-y doğrultulu yatay (g_x ve g_y) ve düşey türev (g_z) değerleri hesaplanarak Şekil 4a, 4b ve 4c' de çizilmiştir.

Anomali ve türev haritalarında gridlenmiş değerler üzerinde 3×3 lük bir pencere kaydırılarak her defasında (6) eşitliğine göre kurulan aşırı tanımlı (9×3) lineer bağıntılar sistemi enküçük kareler yöntemiyle çözülmüştür. Burada en uygun yapısal indeks için çeşitli denemeler yapılmıştır. Her denemede çözümlerin genel karakteristiği gözlenerek en iyi çözüm kümelenmeleri sunan indeks değeri $N=1$ olarak saptanmıştır.

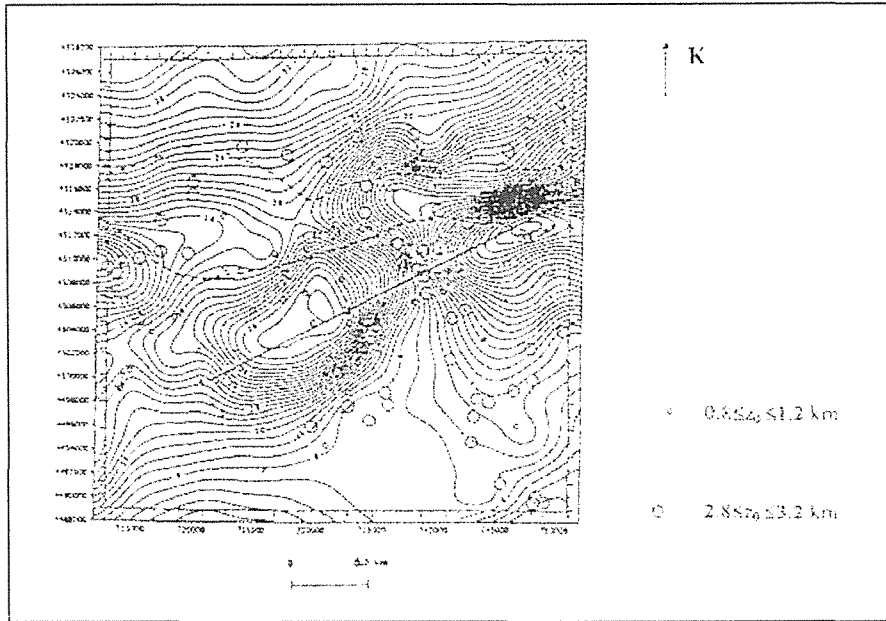
Euler çözümleriyle hesaplanan kaynak konum (x_0) ve derinlikler (z_0) Şekil 5'de işaretlenmiştir. Derinlik çözümlerindeki değişimler, farklı yarıçaplı daire sembolleri ile gösterilmiştir. Çözümlere dikkat edildiğinde, grabenin en derin kısmına karşılık gelen anomali kapanımlarının olduğu bölgelerde (körfezin uç kesimi) yaklaşık 3 km'lik çözümler bulunurken, grabenin sığlaştığı kısımlardaki kapanımlarda ise yaklaşık olarak 1 km'lik sığ derinlik çözümleri elde edilmiştir. Çalışma sahasının orta kesiminden itibaren batıya doğru bir derinlik artışı sözkonusu iken, güney batı kesimlerinde sığlaşma dikkat çekmektedir.



Şekil 3. İzmit körfezi gravite anomali haritası



Şekil 4. Gravite anomali haritasından elde edilen türev haritaları x doğrultulu yatay türev, b) y doğrultulu yatay türev c) düşey türev



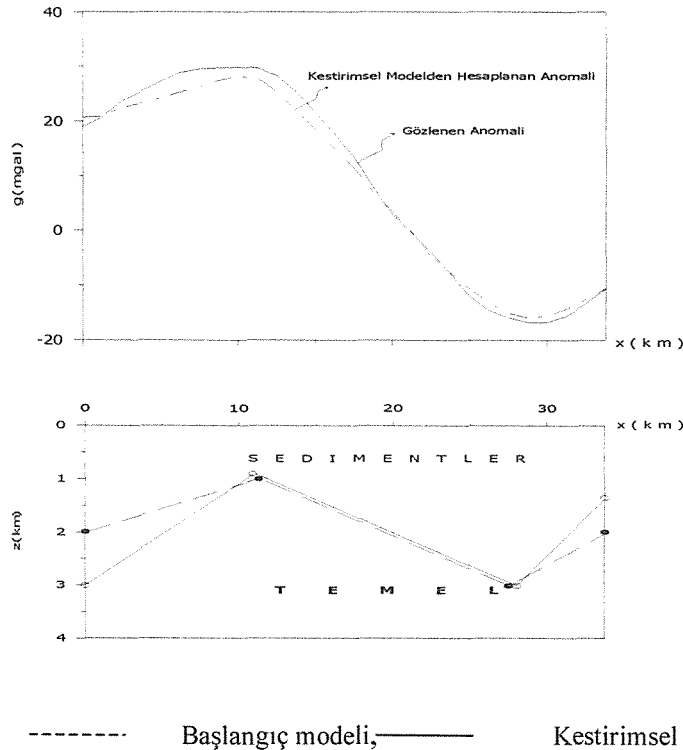
Şekil 5. İzmit Körfezi gravite anomali haritası üzerinde Euler çözümlerinin gösterilmesi ve AB kesiti

Sönümlü SVD tekniği uygulaması için, Şekil 5’de görüldüğü gibi grabeni güney batı-kuzey doğu doğrultusunda kesen ve grabenin en sığ ve en derin kısımlarından geçen bir AB kesiti alınmıştır. AB kesiti “gözlenen anomali” olarak Şekil 6’da görülmektedir.

Başlangıç parametreleri için Euler çözümlerinden bulunan sonuçlar dikkate alınmıştır. Buna göre en sığ kısmı 1 km ve en derin kısmı 3 km olan dört köşeli bir model tasarlanmıştır. Bu veriyle en iyi uyumu sağlayan model anomalisini bulabilmek için model parametrelerinde yineleme ile iyileştirmeler yapılmıştır. Yineleme işleminde modelin ilk ve son köşelerinin yatay konumları (x_1 ve x_4) hariç, diğer köşelerin parametreleri serbest değişken olarak

alınmıştır. Yoğunluk kontrastı üniform kabul edilmiştir ve temel ile sedimentlerin ortalama yoğunluğundan 0.3 gr/cm^3 olarak kullanılmıştır. Temel yapı anomali hesaplamalarında Won ve Bevis (1987) tarafından geliştirilen bir algoritma kullanılmıştır. Burada temelin Şekil 6'da Sönümlü SVD uygulamasıyla 15 yinelemeyle kestirilen modelden hesaplanan anomali ile gözlemsel anomalinin karşılaştırılması görülmektedir. Yineleme işleminde profilin başlangıç ve son kısımlarına ait köşelerdeki derinliklerde önemli bir değişim gözlenmiştir. Ancak grabenin en sığ ve en derin kesimlerinde köşe konum ve derinliklerinde belirgin bir değişim olmamıştır.

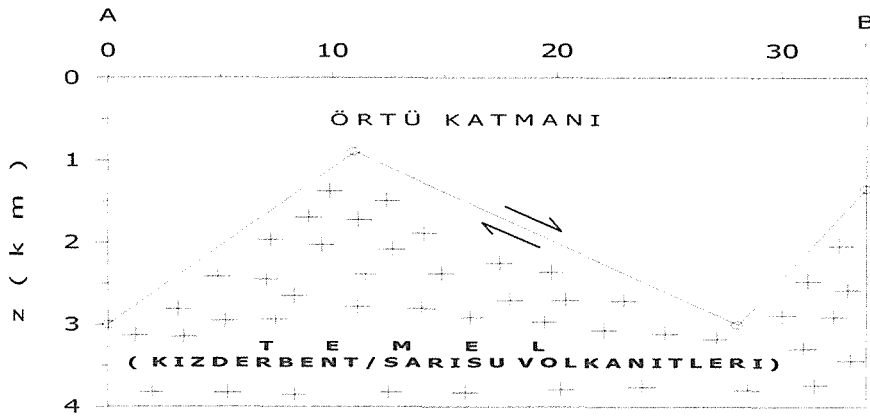
Yöntemin başarısı, sönüm faktörünün değişimi, parametre çözüm matrisi, kovaryans matrisi ve korelasyon matrisi ile belirlenmiştir (Tablo 1). Sönüm faktörünün azalımı, yinelemenin yakınsadığını ve parametre çözüm matrisinde ise matrisin köşegen elemanlarının ~ 1 olması, parametrelerin doğruya çok yakın bir şekilde çözüldüğünü gösterir. Kovaryans matrisindeki sifra yakın elemanlarla, parametrelerdeki sapmaların çok az olduğu ve böylece hesaplanan modelin ideal modele çok yakın bulunduğu anlaşılmaktadır. Korelasyon matrisi parametreleri birbiriyle olan bağımlılığının bir ölçüsüdür. Burada koyu işaretle gösterilen en yüksek değerlere göre, x_2 üzerinde z_2 'nin (veya tersi) ve z_3 'ün hesabında da z_4 'ün (veya tersi) etkisinin önem kazandığı anlaşılmaktadır.



Şekil 6. Sönümlü SVD ters çözümüne kestirilen modelden hesaplanan anomali ile gözlenen anomalinin karşılaştırılması.

Tablo 1. Sönümlü SVD ters çözüm sonuçları.

	0.9976	0.9838	Sönüm 0.8619	Faktörü .6263	0.5000	0.0524
	z_1	x_2	z_2	x_3	z_3	z_4
		Parametre	Çözüm	Matrisi		
z_1	0.8987	0.0034	-0.0031	0.0211	0.0027	-0.0021
x_2	0.0034	0.9764	0.0100	-0.0009	-0.0018	0.0043
z_2	-0.0031	0.0100	0.9106	0.0011	0.0072	0.0081
x_3	0.0211	-0.0009	0.0011	0.8891	0.0044	0.0111
z_3	0.0027	-0.0018	0.0072	0.0044	0.9645	-0.0202
z_4	-0.0021	0.0043	0.0081	0.0111	-0.0202	0.9961
			Kovaryans	Matrisi		
z_1	0.0319	-0.0067	0.0046	-0.0003	0.0033	-0.0018
x_2	-0.0067	0.0061	0.0036	0.0004	-0.0019	0.0021
z_2	0.0046	0.0036	0.0134	0.0027	0.0031	-0.0007
x_3	-0.0003	0.0004	0.0027	0.0071	0.0001	0.0047
z_3	0.0033	-0.0019	0.0031	0.0001	0.0127	-0.0012
z_4	-0.0018	0.0021	-0.0007	0.0047	-0.0012	0.0091
			Korelasyon	Matrisi		
z_1	1	0.3361	-0.0336	0.2481	-0.1391	0.2764
x_2	0.3361	1	0.5894	0	0	0
z_2	-0.0336	0.5894	1	0.0650	0.0444	0.2912
x_3	0.2481	0.1993	0.0650	1	0.1998	0.3977
z_3	-0.1391	0.0239	0.0444	0.1998	1	-0.6971
z_4	0.2764	0.3213	0.2912	0.3977	-0.6971	1



Şekil 7. Temel üzerinde etkili olan tektonizma.

6. SONUÇLAR

Bilindiği gibi çek-ayır türü tektonik yapılar, doğrultu atımlı faylarla eğim atımlı fayların işbirliğiyle oluşur. İzmit körfezinin içinde bulunduğu graben sistemi de K-G yönlü gerilmelerle, D-B yönlü sıkışmaların etkisindedir. Bu etki altında bölgenin bir çek-ayır havza karakteri göstermesi için, kuzeyden ve güneyden sağ yönlü doğrultu atımlarla sınırlı olan bu bölgede normal atımın etkili olması gerekir. Şekil 7'de temelin topoğrafyasına dikkat

edildiğinde, grabenin şekillenmesinde KD-GB doğrultulu AB profiliyle yaklaşık 40° açılı yapan normal atımlı faylanmanın etkisi görülmektedir. Jeofizik modelleme sonuçları, çek-ayır türü bir tektonik yapı olarak tanımlanan graben sisteminin bu özelliğini desteklemektedir.

7. KAYNAKLAR

- Altunel, E., Barka, A., Akyüz, S., 1999. Slip Distribution Along the 1912 Mürefte-Şarköy Earthquake, North Anatolian Fault, Western Marmara. The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: Preliminary Results, İ.T.Ü.
- Barka, A. and K. Kadinsky-Code, 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka, A., 1992. İzmit Körfezi ve Marmara Denizi'nin Tektonik Modelleri. İ.T.Ü. Maden Fakültesi Bildirileri, İstanbul.
- Barongo, J.O., 1984. Euler's Differential Equation and The Identification of the Magnetic Point-Pole Sources. *Geophysics* 49, 1549-1553.
- Breil, L.W., Keller, G.R. and Peeples, W.I., 1974. Inversion of Gravity Data for Two Dimensional Density Distribution. *J. Geophys. Res.* 79, 2017-2021.
- Brinkman, R., 1976. *Geology of Turkey*, Elsevier, Amsterdam, 158p.
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M., and Ünay, E., 1998. Neogene-Quaternary Evolution of the Eastern Marmara Region, Northwest Turkey. *Mineral Res. Expl. Bull.*, 120, 119-145, 1998.
- Gloub, G. H., and Reinsch, C., 1970. Singular Value Decomposition And Least Squares Solutions : Handbook For Automatic Computation. II, Linear Algebra, Eds. J. Wilkinson And C. Reinsch, Springer, Berlin.
- Hood, P., 1965. Gradient Measurements in Aeromagnetic Surveying. *Geophysics*, 30, 891-902.
- Inman, J.R., 1975. Resistivity Inversion with Ridge Regression. *Geophysics* 40, 798-817.
- Jupp, D.L.B. and Vozoff, K., 1975. Stable Iterative Methods for the Inversion of Geophysical data. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 42, 957-976.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, İTÜ yayınları, Kitap Yayın No:32.
- Klinge, E., Marson, I., Kahle, H., 1991. Automatic Interpretation of Gravity Gradiometric Data in Two Dimension: Vertical Gradient. *Geophysical Pros.* 39, 407-434.
- Lanczos, C., 1961. *Linear Differential Operators*. Van Nostrand, London.

- Lines, L.R. and Treitel, S. 1984. Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting* 32, 159-186.
- Micus, K.L. and Peeples, W.J., 1992. Inversion of Gravity And Magnetic Data For The Lower Surface of 2.5 Dimensional Sedimentary Basin. *Geophysical Prospecting* 40, 171-193.
- Parker, R.L., 1970. The Inverse Problem of Electrical Conductivity in Mantle. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 22, 121-128.
- Pedersen, L.B., 1977. Interpretation of The Potential Field Data: A Generalised Inverse Approach. *Geophysical Prospecting* 25, 199-230.
- Rao, B.N., Ramakrishna, P., Markandeyulu, A., 1994. Some Aspects in Inversions of Potential Field Data: A Damped Approximate Inverse Approach. *Journal of Applied Geophysics* 32, 219-233.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Milet, A.J., Somerton, I., 1990. Magnetic Interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution *Geophysics* 55, 80-91.
- Sakınç, M., Bargu, S., 1989. İzmit Körfezi Güneyindeki Geç Pleyistosen (Tireniyen) Çökel Stratigrafisi ve Bölgesel Neotektonik Özellikleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 32, 51-64, Ankara.
- Thompson, D.T., 1982. Eulph: A Technique for Making Computer Assisted Depth Estimates From Magnetic Data. *Geophysics* 47, 31-37.
- Vingheresse, J.L., 1978. Damped and Constrained Least Squares Method with Application To Gravity Interpretation. *J. Geophysics* 45, 17-28.
- Wiggins, R.A., 1972. The General Linear Inverse Problem: Implications of Surface Wave and Free Oscillations for Earth Structure. *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, 251-285.
- Won, I.J., Bevis, M. 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon; Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics* 52, 232-238.
- Wong, H. K., Lüdman, T., Uluğ, A., Görür, N., 1995. The sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics*. 244, 231-250.

Sismik Dalgaların Heterojen Ortamlarda Bir Boyutlu Simulasyonunu İçin Önerilen Kapalı Sonlu Farklar Şeması ve Serbest Yüzey Koşullarının İncelenmesi

Zekeriya Altaç ve Bilge G. Siyahi

Osmangazi Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Batı Meşelik-ESKİŞEHİR

ÖZET

Sismik dalgaların iletimi sırasında oluşan yer değiştirme, hız ve ivme değişimlerinin matematiksel tahmininde visko-elastik dalga denklemi modelinden yararlanılır. Dalga denklemlerinin çözümü sonucunda yer değiştirme, hız ve ivme bileşenlerinin yanısıra asal ve kayma gerilmelerinin bileşenlerini de hesaplamak mümkündür. Bu araştırmada dalga denkleminin çözümüne kapalı (implicit) bir yöntem önerilmesinin nedeni bariz veya açık (explicit) yöntemlerde mevcut olan matematiksel karasızlıkların sebep olduğu çok küçük zaman adımlarıyla çalışmaktan kurtararak çözüm süresini önemli ölçüde azaltmaktır. Bu suretle, iki ve üç boyutlu matematiksel modellemelerde zaman kıstasında önemli oranlarda tasarruf getirmektedir. Ayrıca serbest yüzeylerde kullanılabilecek sınır koşulları belirlenmiş ve sayısal çözümün üzerine etkileri tartışılmıştır.

1. YÖNTEM

Heterojen ortamda bir boyutlu dalga denklemi yer değiştirme bileşeni $u=u(x,t)$ için yazılırsa,

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left(G \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (1)$$

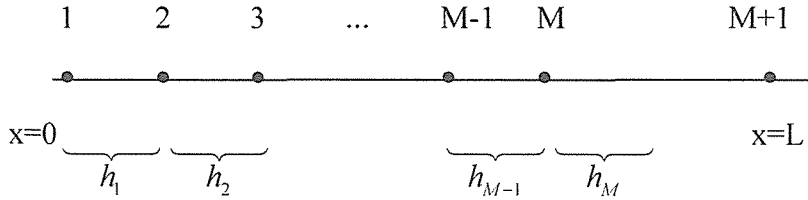
elde edilir. Burada $\rho=\rho(\xi)$, ortamın yoğunluğu (veya özgül ağırlığı) ve $G=G(x)$ kayma modülüdür.

Sismik dalgaların matematiksel ve sayısal simulasyonunda kullanılan başlangıç şartları, sismik dalgaların oluştuğu $t=0$ anına kadar yer değiştirmenin (hız veya ivme bileşenlerinin) zamanla değişmemesinden hareketle

$$u(x,0) = 0 \quad ; \quad \frac{\partial u}{\partial t}(x,0) = 0 \quad 0 \leq x \leq L \quad (2)$$

şeklinde yazılabilir. Burada $x=0$ noktası kaya zeminin yerini, L ise simülasyon derinliğini temsil etmektedir.

Dalga hareketinin inceleneceği L derinliğini (mesafesini) M parçaya (eşit olmayan) bölüme (Şekil 1).

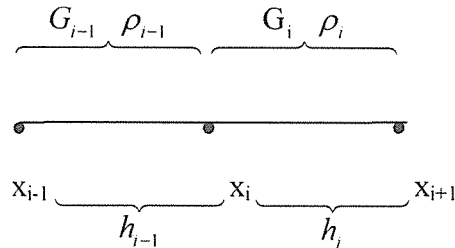


Şekil 1. Çözüm geometrisi

Şekil 1’de görülen düğüm noktaları 1’den $(M+1)$ ’e kadar numaralandırılmış ve her bir dilimin uzunluğu da h_i ($i=1(1)M$) ile gösterilmiştir. Bu geometri ve gösterim şekli için her dilimde ρ ve G ’nin farklı olabileceği (heterojen sistem) varsayılmaktadır. Diğer bir deyişle, her bir düğüm noktasında ρ ve G süreksiz olabilmektedir. Şekil 1’deki herhangi bir i nolu düğüm noktasını çevreleyen koşulları Şekil 2’de olduğu gibi genelleyelim. Düğüm noktalarının üzerinde yer değiştirme ve kayma gerilmesi sürekliliği ara yüzey koşullarımızı oluşturmaktadır:

$$G_{i-1} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_{i-1} = G_i \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_i$$

Burada $G_i=G(x_i)$ gösterimi şeklinde kısaltılmıştır. Şekil 2’de ise bunun için bir ızgara modeli gösterilmiştir.



Şekil 2. Izgara modeli

Kapalı model, genel sonlu fark denkleminin türetilmesi için i nolu düğüm noktasını çevreleyen $x_{i-1/2} \leq x \leq x_{i+1/2}$ kontrol hacmi boyunca dalga denklemini integre edilir:

$$\int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} \left\{ \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left(G \frac{\partial u}{\partial x} \right) \right\} dx \quad (3)$$

Denklem (3)'deki integral ifadesinin herhangi bir t anı için sol ve sağ taraflarını ayrı ayrı ele alalım.

$$\begin{aligned} \int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \int_{x_{i-1/2}}^{x_i} \rho_{i-1} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} dx + \int_{x_i}^{x_{i+1/2}} \rho_i \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} dx \\ &\cong \left[\frac{h_{i-1}}{2} \rho_{i-1} + \frac{h_i}{2} \rho_i \right] \left(\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right)_{x_i} = \bar{\rho}_i \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}(x_i, t) \end{aligned} \quad (4)$$

şeklinde yazılabilir. Burada, $\bar{\rho}_i = (h_{i-1}\rho_{i-1} + h_i\rho_i)/2$ dir. $\partial^2 u / \partial t^2$ ikinci dereceden zaman türevi yerine merkezi fark yaklaşımını kullanırsak,

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2}(x_i, t_n) \cong \frac{u_i^{n+1} - 2u_i^n + u_i^{n-1}}{(\Delta t)^2} + O[(\Delta t)^2] \quad (5)$$

Diğer taraftan Denklem (3)'ün sağ tarafında benzer şekilde,

$$\begin{aligned} \int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} \frac{\partial}{\partial x} \left(G \frac{\partial u}{\partial x} \right) dx &= \int_{x_{i-1/2}}^{x_i} G_{i-1} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} dx + \int_{x_i}^{x_{i+1/2}} G_i \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} dx \\ &= G_{i-1} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_{x_i} - G_{i-1} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_{x_{i-1/2}} + G_i \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_{x_{i+1/2}} - G_i \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_{x_i} \end{aligned} \quad (6)$$

Denklem (6)'daki 1. ve 4. terimler süreklilik şartından birbirini iptal eder ve $\partial u / \partial x$ türevleri yerine merkezi fark ifadeleri kullanılırsa,

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_{x_{i+1/2}} \cong \frac{u_{i+1}^{n+1} - u_i^{n+1}}{h_i} + O\left(\frac{h_i^2}{4} \right)$$

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_{x_{i-1/2}} \cong \frac{u_i^{n+1} - u_{i-1}^n}{h_{i-1}} + O\left(\frac{h_{i-1}^2}{4}\right) \quad (7)$$

Denklem (6),

$$\begin{aligned} \int_{x_{i-1/2}}^{x_{i+1/2}} \frac{\partial}{\partial x} \left(G \frac{\partial u}{\partial x} \right) dx &= G_i \left[\frac{u_{i+1}^{n+1} - u_i^{n+1}}{h_i} \right] - G_{i-1} \left[\frac{u_i^{n+1} - u_{i-1}^{n+1}}{h_{i-1}} \right] \\ &= \frac{G_i}{h_i} u_{i+1}^{n+1} - \left(\frac{G_i}{h_i} + \frac{G_{i-1}}{h_{i-1}} \right) u_i^{n+1} + \frac{G_{i-1}}{h_{i-1}} u_{i-1}^{n+1} \end{aligned} \quad (8)$$

şeklinde yazılabilir.

Denklem (4), (5) ve (8) birbirine eşitlenip düzenlendiğinde,

$$\begin{aligned} \frac{(\Delta t)^2}{\bar{\rho}_i} \frac{G_i}{h_i} u_{i+1}^{n+1} - \left[1 - \frac{(\Delta t)^2 G_i}{\bar{\rho}_i h_i} - \frac{(\Delta t)^2 G_{i-1}}{\bar{\rho}_i h_i} \right] u_i^{n+1} + \frac{(\Delta t)^2}{\bar{\rho}_i} \frac{G_{i-1}}{h_{i-1}} u_{i-1}^{n+1} \\ = u_i^{n-1} - 2u_i^n \end{aligned} \quad (9)$$

elde edilir. Denklem (9) $n \geq 1$ durumunda geçerlidir. Sınır koşullarının uygulanmasıyla beraber Denklem (9) üç-köşgenli bir lineer denklem sistemi verir. Bu denklem sisteminin çözümü $(n+1)$.ci basamak yer değiştirme değerlerini verir. Dolayısıyla her yeni zaman dilimi için çözüm elde edilmesinde lineer denklem sistemi çözmek gerekir. Denklem sisteminin çözümünde Gauss yoketme tekniği hem hızlı hem de doğru sonuç vermektedir.

Bir deprem anında sismik dalgaların simülasyonunu gerçekleştirebilmek için $t=0$ anından itibaren sismik kaynağın $x=0$ noktasında olduğunu varsayarak başlangıç şartını iki türlü tanımlamak mümkündür: sismik aktivite süresince (1) ivme veya (2) yer değiştirmenin zaman ile değişimi biliniyor. Matematiksel olarak

$$a(t) = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}(0, t) = f_1(t) \quad \text{veya} \quad u(0, t) = f_2(t) \quad (10)$$

Her iki durumda da (1) nolu düğüm noktası bir bilinmeyen olmaktan çıkmaktadır. İvmenin değişiminin bilindiği durumda yer değiştirmenin tahmini için Denklem (10)'daki ivme ifadesi aşağıdaki şekilde sonlu farklılaştırılır:

$$\frac{u_0^{n+1} - 2u_0^n + u_0^{n-1}}{(\Delta t)^2} = f_1(t_n)$$

veya

$$u_0^{n+1} = 2u_0^n - u_0^{n-1} + (\Delta t)^2 f_1(t_n), \quad n \geq 1 \quad (11)$$

Denklem (11) ile verilen ifadeyi $t=0$ anı için özelleştirmeye kalkıştığımızda, hızın değerinin sıfır olmasını aşağıdaki şekilde dikkate alınmaktadır;

$$\left. \frac{\partial u}{\partial t} \right]_{x=0} = \frac{u_0^1 - u_0^{-1}}{2(\Delta t)} = 0, \quad \Rightarrow \quad u_0^{-1} = u_0^1 \quad (12)$$

bulunur. $n=0$ durumunda Denklem (11) ve (12)'nin yardımıyla

$$u_0^1 = u_0^0 + \frac{1}{2}(\Delta t)^2 f_1(t_0) \quad (13)$$

Serbest Yüzey Sınır Koşulları:

Serbest yüzeyde $x=L$ (veya $x=x_M$) sınır koşulları

(1) Yüzeyde gerilim yok:

$$G\gamma_{xy}(L, t) = G \left. \frac{\partial u}{\partial x} \right]_{x=L} = 0 \quad (14)$$

Bu sınır koşulunda sönümlenme çok az veya hemen hemen hiç olmamakta ve harmonik dalga hareketinin olması gerekenden uzun sürmektedir; gerçekçi bir sınır koşulu değildir. Sonlu farklar modeline uyarlanması dalga denkleminin $x_{M-1/2} \leq x \leq x_M$ kontrol hacmi üzerinden integrali ile gerçekleştirilir.

$$\begin{aligned}
\int_{x_{M-1/2}}^{x_M} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} dx &= \int_{x_{M-1/2}}^{x_M} G \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} dx \\
h_{M-1} \rho_{M-1} \frac{u_M^{n+1} - 2u_M^n + u_M^{n-1}}{2(\Delta t)^2} &= G_M \left. \frac{\partial u}{\partial x} \right]_{x_M} - G_{M-1} \left. \frac{\partial u}{\partial x} \right]_{x_{M-1/2}} \\
&= G_{M-1} \left. \frac{\partial u}{\partial x} \right]_{x_{M-1/2}} = G_{M-1} \frac{u_M^{n+1} - u_{M-1}^{n+1}}{h_{M-1}}
\end{aligned} \tag{15}$$

Denklem (15)'in türetilmesinde Denklem (14) ile verilen serbest yüzey sınır şartı kullanılmıştır.

(2) Sönümlenmeli sınır koşul

(1) ile verilen sınır koşulunda yüzeyde oluşan dalgaların kolay sönümlenmemesi neticesinde gerçekte var olan sönümleme ihmal edilmektedir. Yüzeyde sönümlenmeli sınır koşulu uygulanması ile dalgaların yüzeyde bir c sönüm katsayısı kadar sönümlendiği önerilmektedir. Buna göre, serbest yüzey için

$$G \gamma_{xy}(L, t) + c \frac{\partial}{\partial t} [\gamma_{xy}(L, t)] = 0 \tag{16}$$

yazılabilir. Durum (1) deki sınır koşuluna benzer kontrol hacmi integrasyonu ile yüzey için

$$\begin{aligned}
3u_M^{n+1} - 4u_{M-1}^{n+1} + u_{M-2}^{n+1} &= \frac{P}{1+3p} (4 \{ 3u_M^n - 4u_{M-1}^n + u_{M-2}^n \} - \\
&\{ 3u_M^{n-1} - 4u_{M-1}^{n-1} + u_{M-2}^{n-1} \})
\end{aligned} \tag{17}$$

fark denklemi elde edilir. Burada $P = c_M / (2G_M \Delta t)$ dir.

(3) Yüzeyde dalga yansımalarının olmaması hali

Dalga denklemi bir düzenleme ile

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = V_s^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (18)$$

şeklinde yazılabilir. Burada $V_s = \sqrt{G / \rho}$ ile verilen kayma dalgası hızı terimidir. Herhangi bir yüzeye gelen ve bu yüzeyden ayrılan dalgalar matematiksel olarak

$$\frac{\partial u}{\partial t} \pm V_s \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (19)$$

yazılabilir. Dolayısıyla yüzeyde sadece bu koşul kullanılabilir.

2. SÖNÜMLEMELİ HAREKET DENKLEMİ

Dalga denklemi hava, su vb gibi akışkan ortamlarında ele alındığında sönümlenme ya hiç yok veya ihmal edilebilecek oranlardadır. Oysa sismik dalgaların iletiği çeşitli zemin yapılarında sismik dalgaların değişik oranlarda sönümlenmesi veya büyütülmesi söz konusudur. Bu nedenle, her farklı zemin tabakasında kayma modülü ve özgül ağırlık gibi çeşitli sönüm oranlarını içeren dalga denkleminin çözülmesi daha uygun olacaktır.

Söz konusu durumda dalga denklemi

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + c \frac{\partial^3 u}{\partial x^2 \partial t} \quad (20)$$

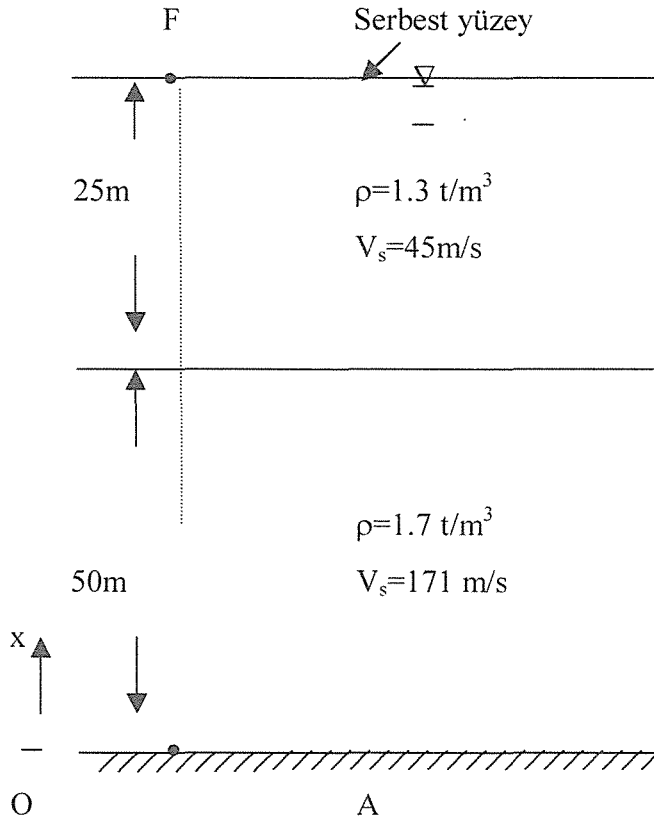
şeklinde yazılabilir. Kayma gerilmesi

$$\tau_{xy} = G \frac{\partial u}{\partial x} + c \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial t} \quad (21)$$

ile verilmektedir.

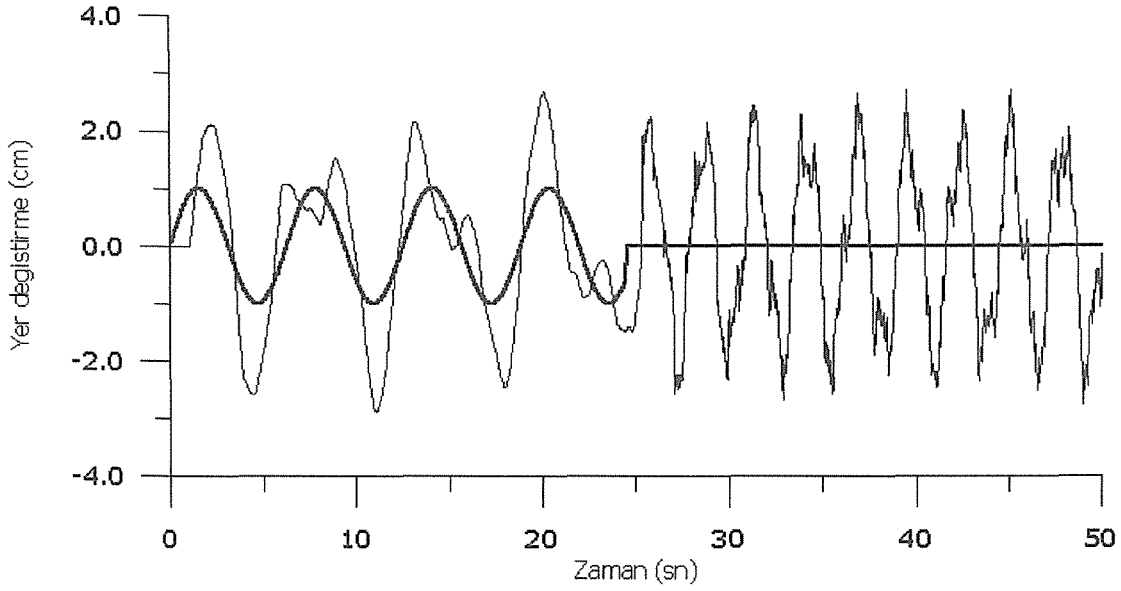
3. TARTIŞMALAR

Bir boyutlu dalga denkleminin, Denklem (1)'in, çözüm süresi bakımından kıyaslanabileceği bir test problemi hazırlanmıştır. Bu test problemi iki tabakalı bir zemin yapısından oluşmakta olup Şekil 3'de gösterilmektedir.



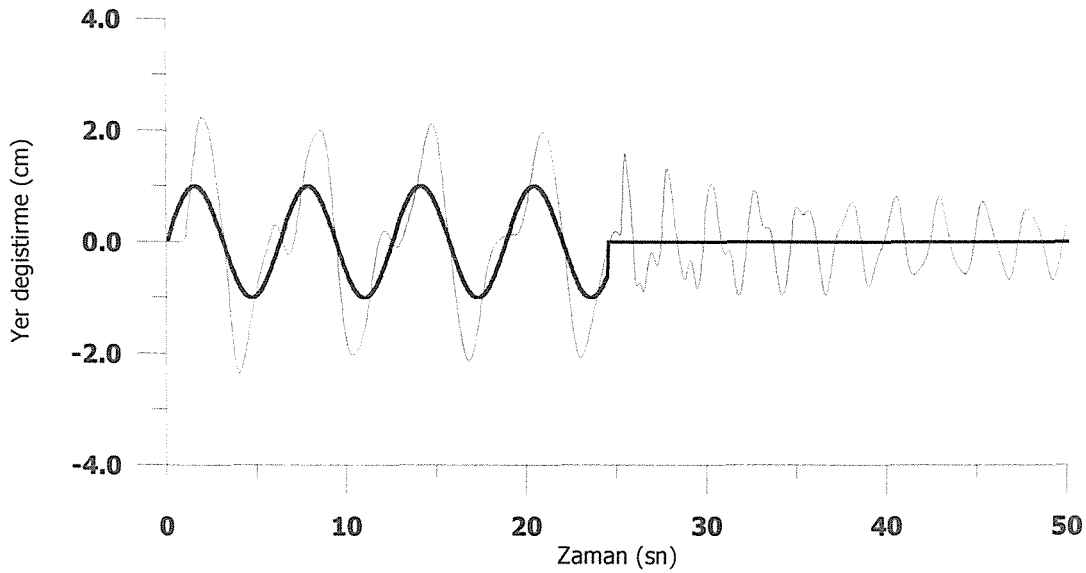
Şekil 3. Test problemi düzeneği ve verileri

Sayısal çözüm için her iki bölge 50 parçaya bölünmüştür. A noktasından 25 sn'lik bir süre için verilen sinüzoidal yer değiştirme hareketine karşılık dalga denkleminin F noktasındaki etkisi 50 sn'lik bir sürede incelenmiştir. Bariz metot ile problemin çözüm süresi seçilebilen minimum zaman dilimine ($\Delta t = 0.0003$) karşın 13.45 dakika sürerken kapalı şema ile ($\Delta t = 0.002$) 1.67 dakika sürmektedir. Kapalı şemada zaman dilimini daha büyük seçmek mümkündür; ancak zamana göre türevlerde yapılan kesme hataları bu oranda büyüyecek ve zaman adımları ile yuvarlama hatalarının da artmasına neden olacaktır.



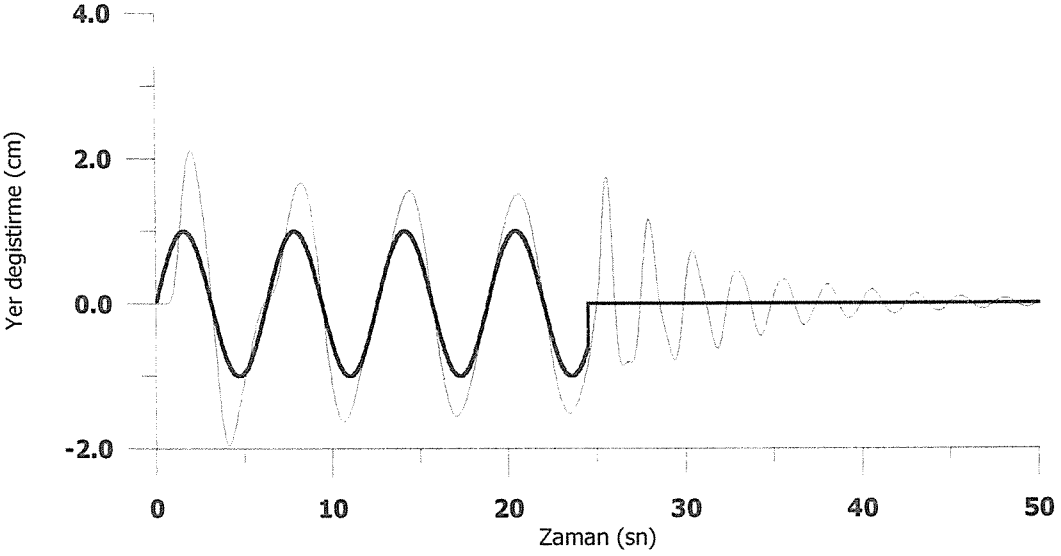
Şekil 4. Yüzeyde gerilim olmaması koşulunda F noktasında dalga tepkisi.

Şekil 4'de yüzde gerilimin olmaması sınır koşulunun fiziksel olarak sönümlenme sağlamadığı oluşan harmonik hareketi uzunca bir süre devam ettirdiği görülmektedir. İyi bir yüzey sınır koşulu olarak kullanılması önerilmemektedir.



Şekil 5. Dalga yansıma sınır koşulunun F noktasındaki dalga tepkisi

Şekil 5'de dalga yansımasının ayrılması ile elde edilen sınır koşulu bir miktar sönümlenme sağlarken harmonik hareketin büyüklüğünü önemli ölçüde azaltmakta ancak gerçek sönümlenme sağlanamaktadır.



Şekil 6. Sönümlemeli sınır koşulunda ($c=0.1$) için F noktasında dalag tepkisi

Şekil 6'da sönümlemeli sınır koşulunda c katsayısının 0.1 ile 0.2 arasında seçilmesi durumunda sönümlemenin sağlandığı ve sınır koşulunun gerçekçi olmasından dolayı çözümün daha sağlıklı olarak elde edildiği görülmektedir.

Denklem (20) ile verilen hareket denklemi benzer kontrol hacmi-kapalı şema kapsamında çözülebilir. Her toprak cinsi için uygun sönümleme katsayılarının girilmesiyle bu çalışmada tartışılan sınır şartlarında önemli iyileşmeler sağlanmaktadır.

Bir boyutta dalga denkleminin çözümü sayısal simülasyon açısından büyük bir yenilik getirmeyebilir. Ancak iki ve üç boyutlu sayısal modellemelerde sınır koşulları ve özellikle serbest yüzey koşullarının nasıl tanımlanacağı, sınır şartlarının etkilerinin incelenmesi ve modellemenin sağlıklı yapılabilmesi açısından son derece önemlidir. Aslında modellemenin en büyük handikapları (i) sınır koşulları ve (ii) simülasyon süresi şeklinde iki başlık altında toplanabilir.

Bariz yöntemlerin modellenmesi ve bilgisayar programlanması nisbeten kolay olmasına rağmen, modelleme süresine göre çözüm süresi kararlılık sebebiyle oldukça uzayabilmekte ve çok küçük zaman aralıkları ile yapılmasını zorunlu kılabilmektedir. Kapalı yöntemlerde hem modelleme boyutlarını hem de zaman dilimlerini herhangi bir sayısal kararsızlık endişesi yaşamadan birbirinden bağımsız olarak seçilebilmektedir.

Bu çalışma ile ayrıca çeşitli serbest yüzey sınır koşullarının çözüm üzerinde etkisini incelemek açısından önemli bir araç olmuştur.,

4. SONUÇ

İki ve üç boyutlu dalga denkleminin sismik dalga simülasyonunda kullanılabilmesi için dalga denklemlerinin kontrol hacmi üzerinden integre edilerek, heterojen sistemlere uygun, fark denklemleri türetilmelidir. Kapalı şema yapısının kullanılması ile çözümün doğruluğundan taviz vermeden ve açık formülasyonlu çözüme oranla çözüm (simülasyon) süresinde %80-90 oranında tasarruf sağlanabilmektedir.

Sınır şartlarının çok iyi irdelenmesi gerekir.

5. KAYNAKÇA

- Anderson. D. A., Tannehill, C. J., ve Pletcher, R. H, Computational Fluid Mechanics and Heat Transfer, Series in computational methods in mechanics and thermal sciences, Hemisphere Publishing Co, New York, 1984.
- Ames, F. W, Numerical Methods for Partial Differential Equations, Academic Press, Inc., 1977.

Trakya Havzası Hamitabat-10 Kuyusu ve Civarının Gravite Verileri ile Korelasyonu ve Değerlendirilmesi

The Correlation and Interpretation of The Hamitabat-10 Well and Its Surrounding Area Located in The Thrace Basin by Using The Gravity Data

M. Mücella Canbay ve Ahmet Cem Yoğurtçuoğlu

Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Kocaeli.

ÖZET

Bu çalışmada, Trakya Havzası içinde yer alan Hamitabat-10 kuyusu ve civarının TPAO'dan sağlanan log ölçümleri ve Bouguer gravite haritası kullanılmıştır. Birbirine yaklaşık dik konumda AA' ve BB' profilleri oluşturularak, bu iki profil üzerinde Bouguer ve artıksal belirti değerleri doğrusal içdeğerleme ile sayısal olarak hesaplanmıştır. Fourier güç spektrumu analizi artıksal belirti değerlerine uygulanarak, her bir profil için “en derin” ve “daha sığ” olmak üzere iki ayrı derinlik değeri elde edilmiştir. Tekçözümlülüğün sağlanması için bu iki derinlik değeri, yoğunluk aratımlı evrikçözüm yöntemiyle ulaşılması gereken erek değıştirgen olarak belirlenmiştir. Marquardt – Levenberg evrikçözüm algoritması kullanılarak, havzayı çevreleyen temel kayaç yoğunluğu ile havzayı dolduran çökel kayaçların yüzey ve taban yoğunlukları hesaplanmış ve seçilen gravite profillerinin 2-B modellenmesi yapılarak havzanın temel kayaç topografyası çıkartılmıştır.

ABSTRACT

In this study, the log measurements and the Bouguer gravity map provided from TPAO of the Hamitabat-10 well and its surrounding area located in the Thrace Basin have been used. Constituting AA' and BB' profiles approximately perpendicular to each other, Bouguer and the residual anomalies have been calculated numerically by the linear interpolation. Applying the Fourier power spectrum analysis to residual anomalies, two different depth values which are defined as “the deepest” and “shallower” have been obtained for each profile. For the method of inversion with density searching, those two depth values have been accepted as the target parameters for the uniqueness. The surface and the bottom densities of the sediments filled in the basin and the bedrock density surrounding the basin have been computed by using the Marquardt – Levenberg inverse algorithm, and then the bedrock topography of the basin have been determined by 2-D modeling of the selected profiles.

1. GİRİŞ

Gravite, manyetik, tellürik, doğal uçlaşma gibi doğada kendiliğinden var olan doğal potansiyel alanları kullanan jeofizik yöntemler, günümüze değin en çok kullanılan yöntemler

olmuşlardır. Bu yöntemlerde herhangi bir kaynak oluşturmak söz konusu olmadığından uygulama açısından hem hızlı hem de ucuz yöntemlerdir.

Doğal potansiyel alanlı jeofizik yöntemlerin bu iyi niteliklerinin yanı sıra istenmeyen ve hesaplamaları zorlaştıran genel bir nitelikleri daha vardır. Bu tür verilerin evrikçözümleri (inversion) sonsuz sayıdadır. Yani, doğal potansiyel alanlı bir jeofizik belirtiden (anomaly) sonsuz sayıda yer altı model dağılımı elde etmek olanaklıdır. Buna karşılık, bu doğal potansiyel alanlı belirtiyeye gerçekte tek bir yer altı model dağılımı neden olmuştur. Gözlem uzayından değiştirgen (parameter) uzayına geçişte ortaya çıkan tekçözumsuzlük (non-uniqueness) sorunlarının aşılmasında başka bir yöntemle bulunan ipuçlarından ya da önkestirimlerden yararlanılabilir.

Günümüze değin yapılan çalışmalarda gravite ve manyetik gibi doğal potansiyel alanlı verilerin dalga sayısı ortamındaki davranışları ortaya konmuştur. Tek ve iki boyutlu Fourier spektrumu ve güç spektrumu teknikleri bunlardan birkaçıdır. Elde edilen bulgulardan yararlanarak bu davranışları denetleyen derinlik ve kalınlık gibi yapı değiştirgenleri ve özellikleri saptanabilmektedir. Bu özellikler yardımıyla belirtiyeye neden olan yapının değiştirgenlerinin bulunabileceği gösterilmiştir. Bu konuyla ilgili olarak Bhattacharya (1965, 1966), Spector ve Bhattacharya (1966), Spector ve Grant (1970) örnek olarak verilebilir.

Doğal potansiyel alanlı verilerin modellenmesinde tersçözüm yöntemlerinin kullanılması, belirtiyeye neden olan yapıların çeşitli değiştirgenlerini saptamada oldukça büyük yararlar sağlamaktadır. Jeolojik yapıların özellikleri göz önünde bulundurularak, evrikçözüm yardımıyla yoğunluklar atanabilmekte, dürülümsel (iterative) yolla derinlikler saptanarak gerçek modele ulaşılabilen ve böylece yer altı yapılarının topoğrafyasında belirlenmesi olanaklı olmaktadır. Ancak doğal potansiyel alanlı verilerin çokçözümlü olma özelliğinden dolayı, belirtiyeye neden olan değiştirgenlerin saptanması birtakım güçlükleri de beraberinde getirmektedir. Bu güçlüklerin aşılmasında, Fourier güç spektrumundan yararlanarak derinlik, kalınlık ve genişlik gibi jeolojik yapıya ilişkin değiştirgenlerin önkestirimi, modelleme aşamasında tekçözümlülüğün sağlanması için büyük katkılarda bulunur.

Bir havzayı dolduran çökellerin yoğunluğu Athy (1930), Hedberg (1936), Howell ve diğ. (1966), Hughes ve Cooke (1953)'ün değindiği gibi sıkılaşıma ve diğer nedenlerden dolayı derinlikle artar. Athy (1930)'a göre, bir çökel sütun içerisinde yoğunluk farkı sığ

derinliklerde hızlı bir azalış gösterir. Bu yoğunluk farkının derinlikle değişimi bir üstel işlev (function) ile gösterilebilir. Cordell (1973), üstel yoğunluk işlevi ile iki boyutlu bir prizma için yinelemeli bir bağıntı türetmiştir. Murty ve Rao (1979), bir doğrusal işlev ile küçük bir derinlik aralığı boyunca yoğunluk farkının üstel olarak azaldığı bir yaklaşım uygulamışlardır. Poligon bir cismin kenarını pek çok segmente bölerek ve yoğunluk farkının doğrusal olarak azaldığı bir yaklaşımı kullanarak her bir segmentin katkısını hesaplamışlardır. Bhaskara Rao (1986), pek çok çökel havzada yoğunluk farkı azalımının bir kuadratik işleve yaklaştırılabileceğini ve iki boyutlu bir prizma için kapalı biçimde (closed form) belirti bağıntılarının türetilabileceğini göstermiştir. Chai ve Hinze (1988), çökel havzalarda derinlikle yoğunluk farkı azalımının

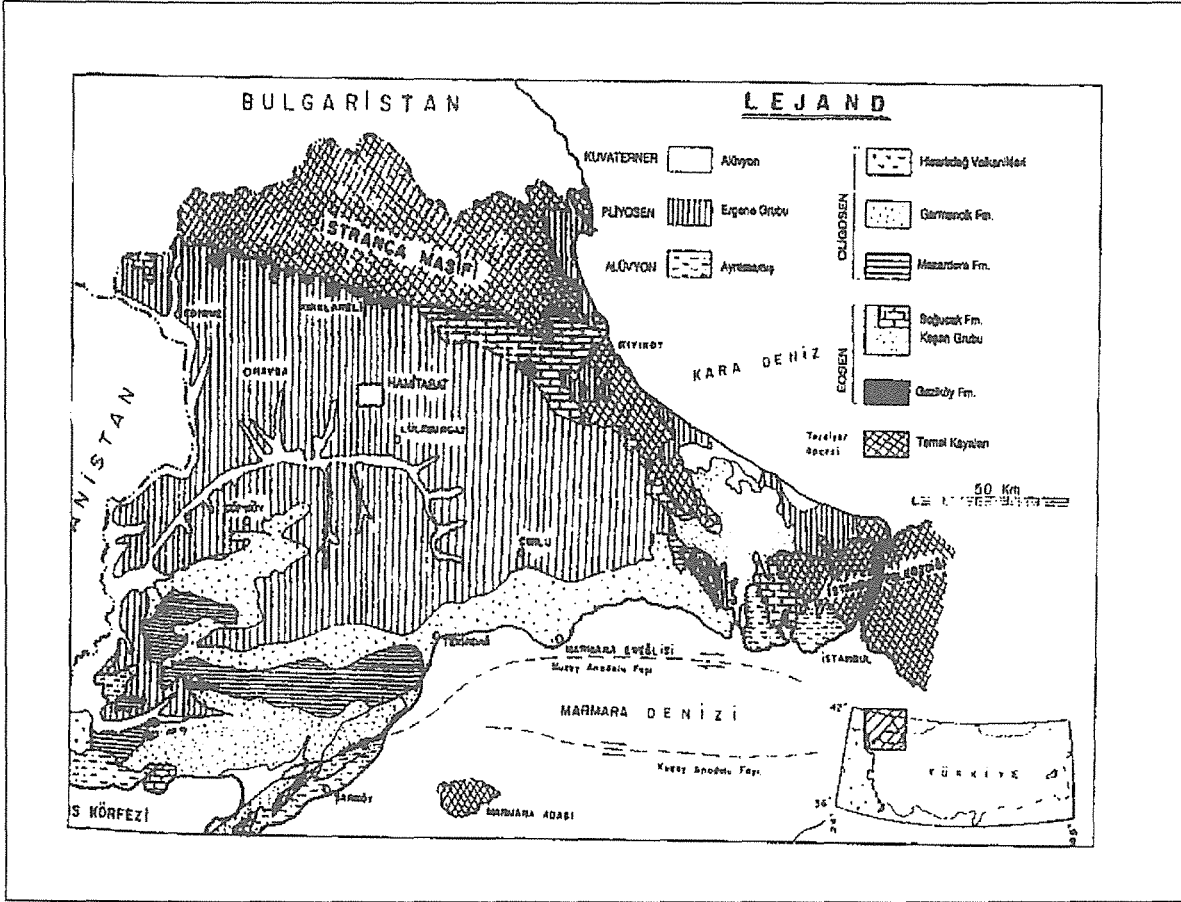
$$\Delta\rho(z) = a_0 + a_1z + a_2z^2 \quad (1)$$

bağıntısı ile ifade edilebileceğini göstermişlerdir. Bu bağıntıda yer alan a_0 , a_1 ve a_2 kuadratik yoğunluk işlevi katsayıları, verilen yoğunluk işlevi verilerinden en küçük kareler yaklaşımıyla parabolik bir eğri geçirilerek saptanır. Derinliğe bağlı yoğunluk değişimi verileri, incelenen bölgede yapılan kuyu logu çalışmalarından, sondaj verilerinden ya da o bölge için yapılan sismik çalışmalardan elde edilirler.

Bu çalışmada, Trakya Havzasında yer alan Hamitabat-10 kuyusu civarının Bouguer gravite haritasında birbirine yaklaşık dik konumda alınan AA' ve BB' kesitleri boyunca oluşturulan 25 ve 31 km. uzunluğundaki iki profil üzerinde elde edilen artıksal (residual) belirti değerlerine yoğunluk aratımlı evrikçözüm (inversion with density searching) işlemi uygulanmıştır. Tekçözümlülüğün (uniqueness) sağlanması için Fourier güç spektrumu analizinden yararlanılmıştır. Fourier güç spektrumu analizi yardımıyla her bir profil için havza yapılarının “en derin” ve “daha sığ” olmak üzere iki ayrı olası derinlik değerinin önkestirimi yapılmıştır. Bu iki olası derinlik değeri yoğunluk aratımlı evrikçözüm yöntemiyle ulaşılması gereken erek (target) değiştirgen olarak alınmıştır. Böylece, havzayı çevreleyen temel kayaç yoğunluğu ile havzayı oluşturan çökel kayaçların yüzey ve taban yoğunluk farkları bulunmuş ve seçilen gravite profillerinin iki boyutlu modellemesi yapılarak havzanın temel kayaç topoğrafyası çıkarılmıştır.

2. JEOLJİ ve TEKTONİK

Hamitabat doğalgaz üretim alanı Trakya baseni içinde yer almaktadır (Şekil – 1). Yaklaşık 3200 m. derindeki Eosen kumtaşı rezervuarından üretim yapılmaktadır. Metamorfik temelin Hamitabat'daki derinliği 4500 m. olarak tahmin edilmektedir.



Şekil –1. Trakya Havzası jeoloji haritası ve Hamitabat doğal gaz alanı (Kasar 1983).

Havzanın temelini paleozoik yaşlı metamorfikler oluşturmaktadır. Temel üzerinde sırasıyla Eosen, alt, orta, üst Oligosen ve Miyosen yaşlı çökel birimler yer almaktadır. En üstte de bunlarla diskordan plio – Kuvaterner Ergene formasyonu bulunmaktadır. Bütün bu çökel birimler kil, şeyl, marn, kumtaşı aralanmasından oluşmaktadır (Şekil – 2, Şekil – 3). Trakya havzası, kuzeyinden Istraçna, batısından Rodop ve güneyinden de Menderes masifleri ile çevrili küçük bir Tersiyer havzadır.

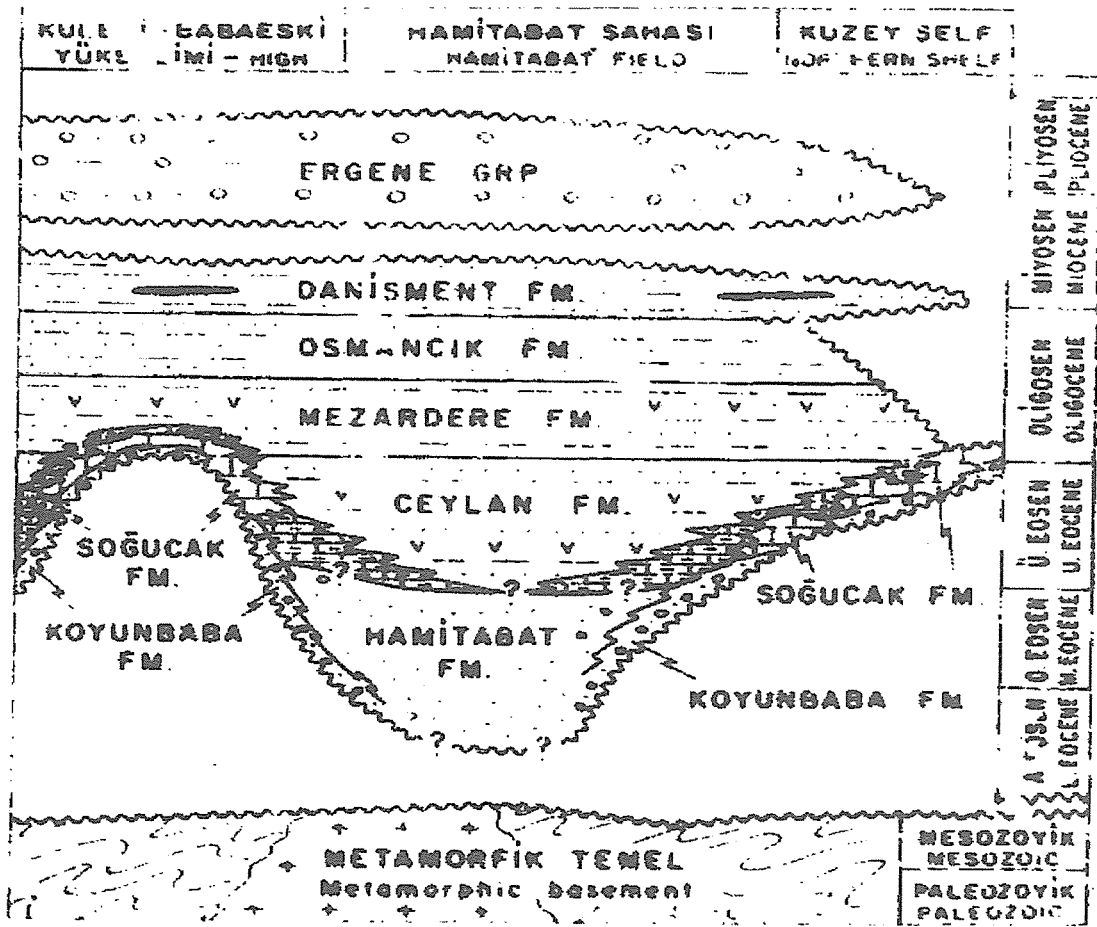
Havzanın oluşması Orta Eosen'in sonlarında başlamıştır. Daha sonra başlayan transgresyon esnasında çökелmenin karakterini hızlı bir çökme belirler. Bu sırada havzanın daha hızlı çöken orta kısımlarında kaba taneli klastiklerden oluşan kalın fliş türü çökeller çökelerken,

havzanın kenarlarında ve şelf alanlarında neritik karbonatlar ve küçük resifal fasiyeler çökelmiştir. Ayrıca havza içinde yer alan paleo yükselimler ve basamak faylar çökelmeyi etkileyen ve şekillendiren diğer etmenlerdir. Basamak faylar, havzanın dolması sırasında ve daha sonra yer yer büyüme faylarına dönüşmüştür. Ayrıca, Eosen – Alt Oligosen çökelişini etkin bir volkanizma izlemiştir. Alt oligosenin sonlarına doğru havzadaki çökeltme regresyonel bir ortama dönüşmüştür. Bu ortam Oligosen sonu Alt miyosen başlarına kadar devam etmiş, kalın gölsel ve fluvial fasiyeler gelişmiştir. Alt miyosen başlarında havza tümüyle yükselerek şiddetli bir aşınma evresine maruz kalmış, çökel örtünün büyük bir bölümü kimi yerlerde üst Eosen'e kadar aşınmıştır. Orta Miyosen başlarından itibaren havza şiddetli bir tektonizmanın etkisi altına girmiştir. Bu tektonizma sonucu, havzanın kuzey ve güney kıyılarında geniş çapta kıvrılma ve kırılmalar meydana gelmiş, özellikle güneyde Kuzey Anadolu Fayının (KAF) devamı olan bir fay zonu oluşmuştur. Daha sonraki genç, tektonik havza bugünkü görünümünü kazanmıştır. (Bürkan, 1992).

Y A Ş	K A Y A BİRİMLERİ	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	A Ç I K L A M A L A R	
PLİYOSEN	ERGENE GRUBU	100-800	0.10 0.10 0.10 0.10	Çakıllıtaşı, kumtaşı, kiltaşı	
	ALÇİTEPE FM	50-80		Kireçtaşı, marl, kiltaşı	
MİYOSEN	KIRAZLI FM	100-200		Kumtaşı, seyl, miltası	
	GAZİHANNE- DERE FM	100-200		Çakıllıtaşı, miltası, kumtaşı	
OLİGOSEN	YERİ MUHAÇIR GRUBU	OSMAN-DAMGAMENİ FM	300-500		Seyl, miltası, kumtaşı, kömür
		OSMAN ÇIK FM	300-500		Kumtaşı, miltası, seyl
	NEZARERE FM (EĞİLİMLİ)	100-300		Kumtaşı	
		300-1200		Seyl, miltası, tül	
ORTA-ÜST EÖSEN	K E Ş A N G İ R U B U	CEYLAN FM	400-1000		Seyl, kumtaşı, marl, tül
		BOĞURAK FM	50-300		Kireçtaşı, killi kireçtaşı
		NOYUNBAŞI FM	50-100		Çakıllıtaşı, kumtaşı
		HAMİTABAT FM	500-1000		Kumtaşı, seyl, çakıllıtaşı
		GAZİKÖY FM	500-1000		Seyl, miltası, kumtaşı

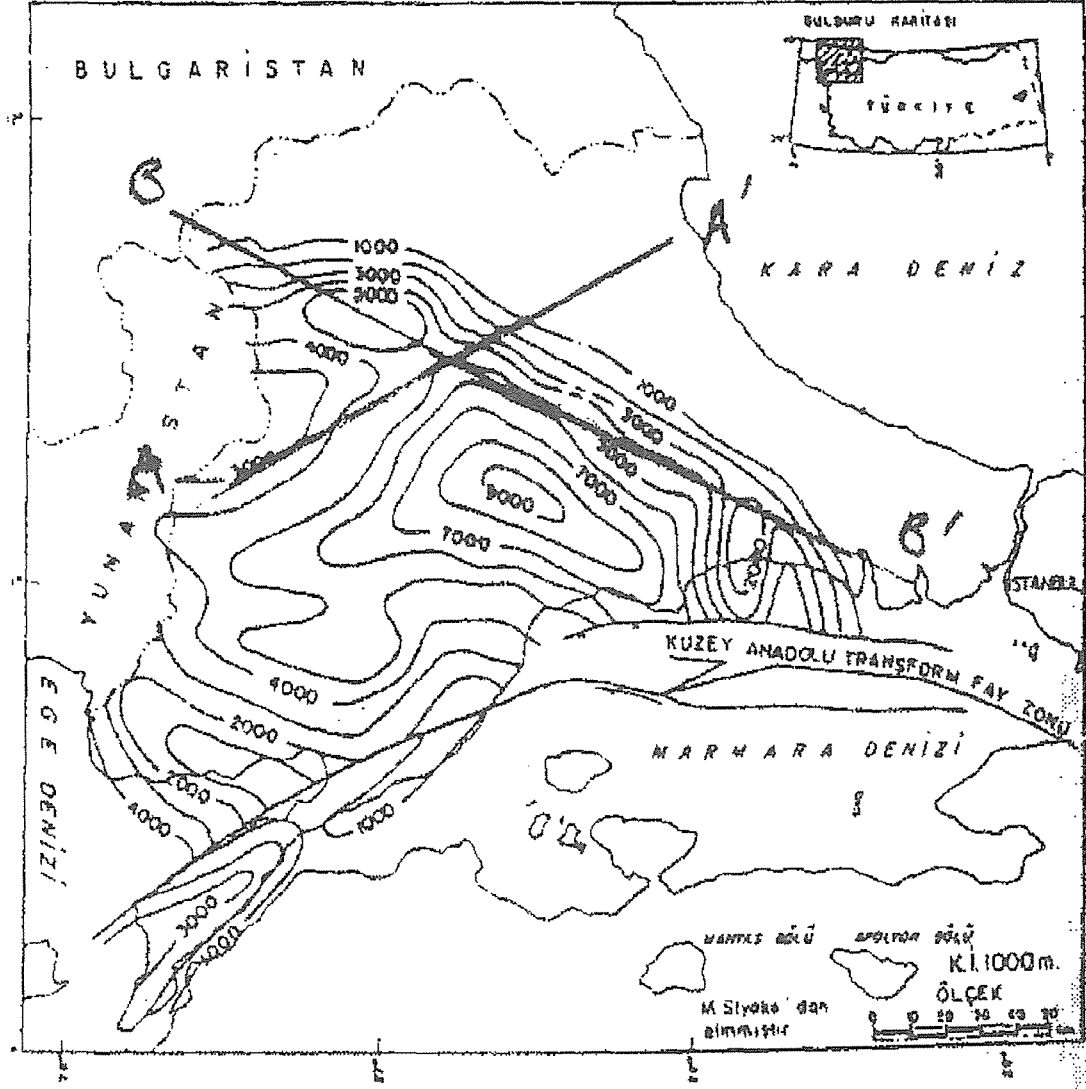
Şekil – 2. Trakya Havzasının olası ana ve hazne kayaçları (Bürkan 1992).

Trakya havzası Orta Eosen – Pliyosen yaşlı birimlerin yer aldığı bir havzadır. Miyosen ortasında havza renç türü bir faylanmanın etkisinde kalmıştır. Havzanın güney ve kuzey batısında geniş çapta kıvrılma ve kırılma hareketleri olmuştur. KAF zonunun devamı olan sağ yanal atımlı bir fay zonu oluşmuş ve bu fay zonunun oluşturduğu sıkıştırımsal (compressional) kuvvetlerle havzanın bu kesimi etkin bir biçimdeğişimine (deformation) uğramıştır. Havzadaki bazı antiklinaller (Koru Dağı, Işıklar Dağı vb.) bu şekilde oluşmuştur.



Şekil – 3. Trakya Havzası kayaç dikme kesit birimleri (Tuna ve Siyako 1983).

Yine bu tektonizma sonucu havza kenarları geniş çapta aşınımına uğramış, çökel örtü büyük ölçüde aşınmıştır. Sistemle ilgili olarak oluşan yükselim alanları önemli oranda erozyona uğramıştır. Yapılar ve faylar Üst Miyosen – Pliyosen yaşlı Ergene grubu tarafından örtülmüştür. Trakya Havzasını kateden fay zonlarının sağ yanal atımlı olduğu saptanmış, söz konusu faylar Orta Miyosende KAF'ın bir kolu olarak var olmuş, daha sonra aktivitelerini kaybetmişler ve KAF'ı güneye Marmara Denizi yönünde yer değiştirmiştir. At kuyruğu olarak tariflenen fay demetinin Kuzey'den güneye gençleşmesi söz konusu olup, Trakya fay sistemi KAF zonunun en yaşlı batı uzantısı olarak kabul edilmektedir. Şekil – 4'de Trakya havzası toplam çökel kalınlık haritası ve gravite profillerinin konumları verilmektedir.



Şekil - 4. Trakya Havzası toplam çökel kalınlık haritası ve gravite profillerinin konumları (Bürkan 1992).

3. SONDAJ VERİLERİ

Trakya Havzasında TPAO tarafından açılmış olan kuyulardan Hamitabat - 10'a ait sondaj verilerine göre kuyu 3150 m. derine ulaşmaktadır (Şekil - 5).

Şekil - 5'de sonik log ölçüm değerlerine göre formasyonların kalınlıkları, yüzeyden olan derinlikleri ve sismik hızları verilmektedir. Bu verilere göre, havzanın en kalın formasyonunu 751 m. ile Mezardere, en ince formasyonunu 19 m. ile Soğucak oluşturmaktadır. Formasyonların ara hızlarına (enterval velocity) bakıldığında, en derindeki Hamitabat formasyonuna ait ara hızın, üzerinde yer alan Soğucak formasyonunun ara hızına göre bir miktar düşük olduğu görülmektedir.

FORMASYON				Sonic log dan			Toplam Oleç Dönüşü Zamanı	
ADI	Kalınlık m.	Zaman İnci Δt ms	Ave Hızlar V m/sn	Derinlik Z m.	Ortalama Hız V m/sn	Zaman Δt ms		
630	ERGENE	580	276	2100	580	2100	276	552
1312	DANIŞMEN	682	264	2585	1262	2335	540	1080
1800	OSMANCIK	488	160	3050	1750	2500	700	1400
2551	MİZARDEDE	751	224	3355	2501	2705	924	1848
2897	CEYLAN	346	86	4025	2847	2820	1010	2020
2947	1	44	40	4400	2891	2835	1020	2040
2960	SOĞUCAK	19	3	5000	2940	2840	1024	2048
3200	HAMİTABAT	240p	50	4800	3150	2935	1074	2148
	SLB=1004m.							

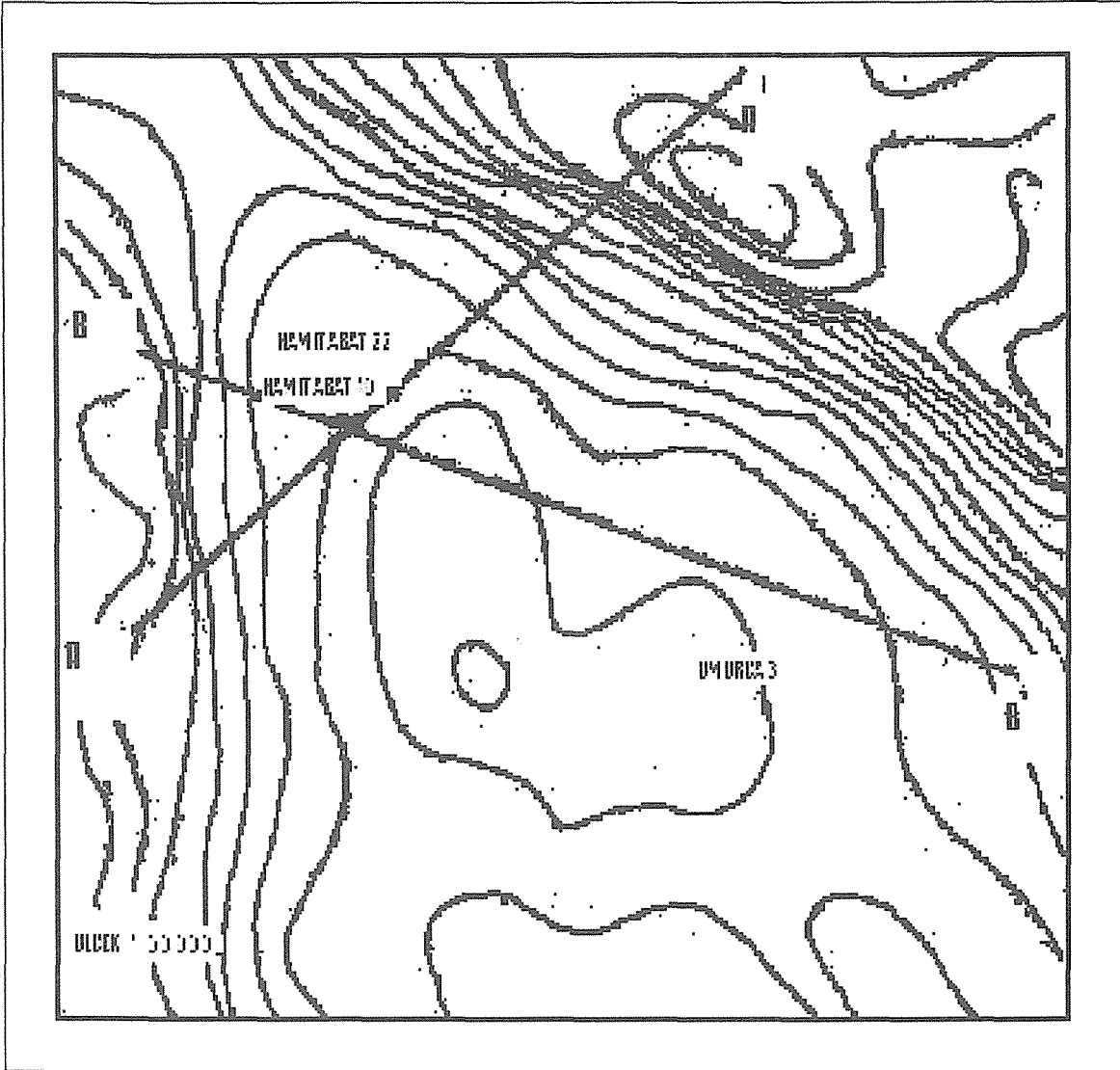
Şekil – 5. Hamitabat-10 kuyusu verileri (TPAO).

4. PROFİLLERİN SEÇİMİ ve GRAVİTE VERİLERİNİN HESAPLANMASI

Çalışmada TPAO Arama Grubu'nun hazırlamış olduğu 1/50000 ölçekli Gravite haritası kullanılmıştır (Şekil – 6). Gravite haritasından konturların uzanımları göz önüne alınarak Hamitabat-10 kuyusunu içine alan iki profil seçilmiştir.

AA' kesitine ait profil uzunluğu 25 km., BB' kesitine ait profil uzunluğu ise 31 km. olarak alınmıştır. Veriler sayısal hale getirilirken örnekleme aralığı 1 km. olarak belirlenmiştir. Kesitler oluşturulurken gravite konturlarının uzanımları göz önüne alınarak, birbirlerine yaklaşık dik konumda seçilmişlerdir. Kesitler üzerinde 1 km. aralıklı seçilen noktalarda sayısal Bouguer gravite değerleri doğrusal içdeğerleme (linear enterpolation) ile

hesaplanmıştır. Her iki profil boyunca sayısallaştırma işlemiyle elde edilen Bouguer belirti değerlerinden bölgesel yönseme (regional gradient) geçirilerek artıksal belirti değerleri hesaplanmıştır. Ayrıca, 2-B Fourier güç spektrumu analizi için çalışma alanı farklı büyüklüklerde kare dizeyler (matrix) halinde ayrılarak her bölgeye ait ortalama derinlikler elde edilmiştir.



Şekil – 6. Çalışma bölgesinin gravite haritası ve gravite profillerinin konumu.

5. GRAVİTE VERİLERİNİN MODELLENMESİ

Tanım ve Varsayımlar

Jeofiziksel anlamda evrikçözüm, değiştirgen kestirimi (estimation) amacıyla matematiksel olarak oluşturulmuş bir yer altı modelinin, bilinmeyen ve kestirimi amaçlanan bir tek ya da bir

dizi değiştirgen denetiminde birkaç dürülüm adımımda hesaplanan tepkisel belirtisinin gözlemsel bir yerey (field) belirtisine, aralarındaki salt (absolute) farklar en kk olana değin uydurulanması (fitting) işlemidir. Bu anlamda evrikzmn amacı, gözlemsel bir yerey belirtisine uydurulanmış matematiksel model tepkisinden gerçek yer altı yapısına ait değiştirgen değerlerini kestirmektir.

Bu alışmada Bhaskara Rao ve diğ. (1990)'ın çalışması temel alınmış, yoğunluk farkının artan derinlikle üstel (exponential) olarak azaldığı çökel havzalar üzerinde gravite belirtilerinin elde edildiği profiller boyunca, her bir profilin altında uzanan ortamın bir dizi 2½ boyutlu düşey prizmalardan oluştuğu varsayılarak, bu prizmaların profil boyunca sıralanan gözlem noktalarında oluşturduğu gravite tepkilerine Marquardt – Levenberg evrikzm algoritması (Levenberg 1944; Marquardt 1963; Lines ve Treitel 1984; Press ve diğ. 1986, s.523) uygulanarak, gözlemsel gravite belirtisi ile yoğunluk aratımı oluşturulan l yoğunluk bileşimiyle (combination) her bir dürülüm adımımda hesaplanan gravite belirtisi arasındaki fark, en kk kareler ltne (criterion) göre enkklenerek (minimization) ortamın bilinmeyen değiştirgenlerinin, yani değiştirgen yöneyi bileşenleri (parameter vector components) olan her bir gözlem noktası altında yer alan prizmanın alt yüzeyinin derinliği, dolayısıyla havza içinde yer alan çökellerin derinlikleri kestirilerek havza sınırları haritalanmıştır (mapping). Uygulanan yöntemde şu varsayımlar gözönüne alınmıştır:

- Havza içinde yer alan çökellerin yoğunluğu artan derinlikle birlikte artan basınç ve sıklışmadan dolayı artabileceği gibi, değişmez (constant) bir yoğunluğa da sahip olabilir. Bu durumda, kuadratik yoğunluk işlevinin a_0 katsayısı dışında kalan a_1 ve a_2 katsayılarının değeri sıfır olur.
- Çökel kayaçları vreleyen, dolayısıyla havza sınırlarını oluşturan vre kayaçların yoğunluğu her yerde çökellerin yoğunluğundan büyük olmalıdır.
- Tekzmllğn sağlanması için erek değiştirgenler olarak spektral yolla elde edilen “en derin” ve “daha sığ” olası derinlikleri, ilgili profilin altında yer alan havza yapısının salt anlamda en kk yanılığlı hesaplanmış (Fourier güç spektrumu analizinin zmsel yaklaşımı) gerçek derinlik değerleridir.
- İlgili profiller üzerinde doğrusal içdeğerleme ile elde edilen Bouguer gravite değerlerinde yer alan gürültü düzeyindeki düzensizlikleri gidermek için uygulanan “veri yuvarlatma” (smoothing of data) işlemi, verilerin zm gücünü olumsuz yönde etkilemez.

Verilerin Yuvarlatılması (Smoothing of Data)

AA' ve BB' kesitleri üzerinde sırasıyla 25 ve 31 km. uzunluğunda alınan profillerden doğrusal içdeğerleme ile sayısallaştırılarak elde edilen Bouguer belirti değerlerinde yer alan ve çözümleri olumsuz yönde etkileyen gürültü düzeyindeki birtakım düzensizlikler, bir çeşit alçak geçişli süzgeçleme (low pass filtering) işlemi uygulanarak giderilmiştir. Bu işlem için Press ve diğ. (1986, s.495)'de verilen bir bilgisayar veri yuvarlatma altyordamı (subroutine) kullanılmıştır. Buna göre ilk aşamada yuvarlatılacak verideki doğrusal yönseme (linear gradient) giderilir. Daha sonra veriye düz Fourier dönüşümü ve ardından bir pencere işlevi uygulanarak veri içindeki bozucu düzensizlikler giderilir. Son aşamada verinin ters Fourier dönüşümü alınır ve ardından ilk aşamada giderilen doğrusal yönseme yeniden veriye bindirilerek yuvarlatılmış veri elde edilir. Bu işlemde, yuvarlatmanın derecesini belirleyen değiştirgen, ortalamaya (average) giren nokta sayısıdır. Nokta sayısı arttıkça yuvarlatmanın derecesi de artmaktadır. Bu çalışmada her iki profil verisi için 6 – nokta ortalamalı değiştirgen kullanılmıştır.

1-B ve 2-B Fourier Güç Spektrumu Analizi ile Derinlik Önkestirimi

Havzayı dolduran çökel kayaçların yüzey ve taban yoğunlukları ile havzayı çevreleyen temel kayaç yoğunluğu havza derinlikleri gibi dürülmüsel (iterative) değiştirgenler olmayıp edilgen değiştirgenlerdir. Aynı zamanda, derinlik değiştirgenlerinin kestirimi, yoğunluk değiştirgenlerinin alacağı değerlere bağlı olduğundan ortaya sonsuz sayıda yoğunluk – derinlik model bileşimi çıkmaktadır. Ortaya çıkan bu çokçözümlü belirsizliği aşmanın bir yolu, Fourier güç spektrumu analizi ile derinlik önkestirimi yapmaktır.

Ele alınan bir veriye Fourier güç spektrumu analizinin uygulanması sonucunda elde edilen güç spektrumundan derinliğin nasıl saptanacağına ilişkin çalışmaların biri de Bhattacharyya (1966) tarafından yapılmıştır. Bhattacharyya, farklı doğrultu ve derinlikteki çeşitli prizmatik kütlelerin vermiş olduğu belirtilerin Fourier spektrumlarını inceleyerek, derinliğin artması yanında, prizmatik kütlelerin boyutunun da büyümesiyle elde edilen spektrum arasındaki ilişkiden yola çıkarak, bu koşullar gerçekleştiğinde spektrumun enbüyük değerinin düşük dalga sayılarına kaydığını göstermiştir. Daha sonra, belirtiye neden olan kütlelerin derinliklerinin saptanması ise Spector ve Grant (1970) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Güç spektrumu bağıntısı, r dalga boyuna bağlı olarak

$$\ln G(r) = -2hr + c \quad (2)$$

logaritmik bir doğru denklemini biçiminde elde edilir. Bu doğrunun eğimi -2h olup, buradan elde edilecek h değeri ortalama derinliği vermektedir. Güç spektrumunun doğal logaritmaları w açısal frekansa karşı çizildiğinde, h derinliği

$$h = \frac{1}{2} \frac{\ln G}{w} \quad (3)$$

bağıntısından hesaplanır (Sanver 1974, Canbay 1993). Burada

$$w = \frac{2f}{nT} \quad (4)$$

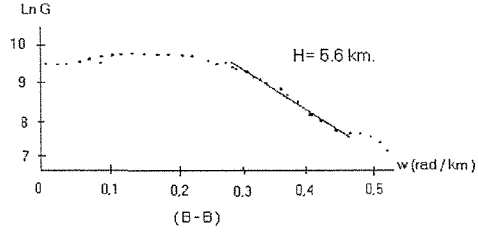
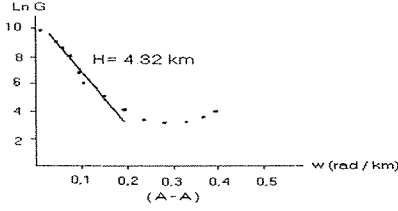
olup n, profil boyu ya da kare bölgelerin kenar uzunluğunu; T, örnekleme aralığını göstermektedir.

Belirti değerlerinin elde edildiği profil boyunca, ortamda birbirinden farklı derinliklerde iki katman arayüzeyinin yer alması durumunda, 2-B Fourier güç spektrumundan iki adet h derinliği elde edilmektedir. Logaritmik spektrum değerleri w açısal frekanslarına karşı çizildiğinde; daha düşük açısal frekanslardaki doğrunun eğimi “en derin”, daha yüksek açısal frekanslardaki doğrunun eğimi “daha sığ” olarak tanımlanan yapı derinliklerini verecektir. Buradaki “en derin” ve “daha sığ” kavramları aslında havzanın derinlik topoğrafyasında yer alan olası iki derinlik düzeyini tanımlamaktadır. “en derin” kavramıyla havza içindeki en derin katman arayüzeyinin derinliği, “daha sığ” kavramıyla en derin katman arayüzeyi üzerinde daha sığ konumda yer alan ikinci bir katman arayüzeyinin derinliği ifade edilmiştir.

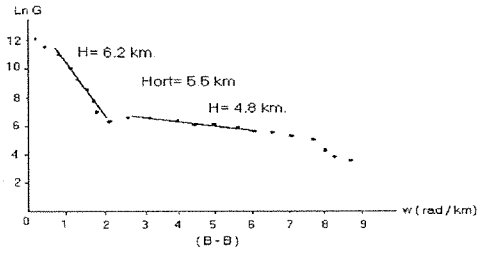
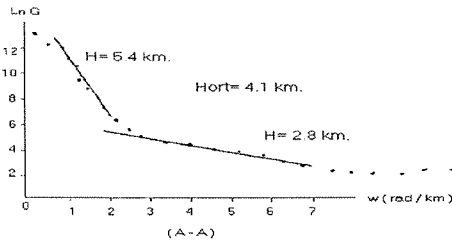
AA' ve BB' kesitlerine ait artıksal belirti değerlerine ve bölgeye ait farklı büyüklüklerdeki kare dizelere 1-B ve 2-B Fourier güç spektrumu analizi uygulanarak elde edilen logaritmik güç spektrumu – açısal frekans değişimleri Şekil – 7’de görülmektedir. Sırasıyla, AA' ve BB' kesitlerine ait “en derin” ve “daha sığ” derinlik değerleri 5.4 – 2.8 km ve 6.2 – 4.8 km olarak elde edilmiştir. “en derin” ve “daha sığ” derinlik değerlerinin ortalaması alındığında AA' kesiti için 4.1 km., BB' kesiti için 5.5 km. ortalama derinlik değerleri elde edilir. Bu değerlerin 1-B Fourier güç spektrumu analizi ile elde edilen ve sırasıyla AA' ve BB'

kesitlerine ait 4.32 km. ve 5.6 km. ortalama derinlik değerlerini yaklaşık sağladığı görülmektedir.

TEK BOYUTLU



İKİ BOYUTLU



şekil – 7. Gravite profillerinden elde edilen spektral derinlikler.

Yoğunluk Aratımlı Evrikzm Yönteminin Uygulaması

AA' ve BB' profilleri üzerinde yer alan gözlem noktalarının altındaki çökel kayaç derinlikleri bilinmeyen değiştirgenler olup dürülümsel olarak hesaplanır. N sayıdaki gözlem noktasına karşılık N sayıda bilinmeyen değiştirgen vardır. Problem bu durumuyla tam tanımlı (fully determined) bir dizgedir (system).

Başlangıç değiştirgenlerinden başlayarak ve her bir drlmde (iteration) bu değiştirgenlere uygulanan düzeltmeler sonucu, kestirilen değiştirgenlerden hesaplanan gravite değerleri ile gözlemsel gravite değerleri arasındaki farkların kareleri toplamı bir yanılığ işlevini verir. Nesnel işlev (objective function) adı verilen bu işlev, $i = 1, 2, \dots, N$ olmak üzere

$$O = \sum_{i=1}^N (G_i - C_i)^2 \quad (5)$$

bağıntısıyla hesaplanır. Burada C_i , i.gözlem noktasında model tepkisi değerini; G_i , i.gözlemsel veri değerini göstermektedir. Dürülümsel sürecin bitimini denetleyen yakınsama ölçütü (convergence criterion) için 10^{-6} değeri alınmıştır. Ardışık iki dürülüme ait nesnel işlev değeri arasındaki fark 10^{-6} değerine eşit ya da küçük ise dürülümsel süreç sona erdirilir.

θ değiştirgen yöneyi bilinmeyen ve kestirimi amaçlanan değiştirgenleri içeren bir yöney olup, $i = 1, 2, \dots, N$ olmak üzere

$$\theta = (z_1, z_2, \dots, z_N) \quad (6)$$

biçiminde gösterilir. Burada z_1, z_2, \dots, z_N ile gösterilen gözlem noktaları altındaki çökel kayaç derinlikleri olup, aynı zamanda Bhaskara Rao ve diğ. (1990)'da (6) bağıntısı ile verilen ve bu çalışmada matematiksel model tepkisi işlevi olarak kullanılan belirti bağıntısındaki $2\frac{1}{2}$ boyutlu düşey prizmaların taban derinlikleridir.

Başlangıç modeli değerlerinin elde edilmesinde Bott (1960)'ın yöntemine benzer bir yöntem kullanılmıştır. Prizmaların alt yüzeyine olan derinliklerin başlangıç kestirimi için $\Delta g_{\text{obs}}(k)$, k.gözlem noktasındaki gravite değerini; γ , gezegençekimsel değişmezi (gravitational constant) ve a_0 , kuadratik yoğunluk işlevi katsayısını göstermek üzere

$$Z(k) = \frac{\Delta g_{\text{obs}}(k)}{2\pi\gamma a_0} \quad (7)$$

bağıntısı kullanılmıştır (Bhaskara Rao ve diğ. 1990).

Gözlemsel değerlerin bilinmeyen değiştirgenlere göre kısmi türevlerinin yer aldığı Jacobian dizey (matrix) oluşturulurken, kısmi türevler sayısal yaklaşımla hesaplanmıştır. $dz = 0.1$ büyüklüğünde bir nicelik alındığında, i.gözlem noktasında gravite değeri $z_i + \frac{dz}{2}$ için Δg_1 ve $z_i - \frac{dz}{2}$ için Δg_2 olarak elde edilmiş ise, i.gözlem noktasındaki prizmanın alt yüzeyine olan z_i derinlik değiştirgenine göre sayısal yaklaşımla kısmi türevi (Bhaskara Rao 1990)

$$\frac{\partial G_i}{\partial z_i} = \frac{\Delta g_1 - \Delta g_2}{dz} \quad (8)$$

bağıntısıyla elde edilmiştir.

Marquardt – Levenberg evrikçözüm algoritmasında β sönüm etmeninin (damping factor β) seçimi değiştirgen kestirimi açısından oldukça önemlidir. β sönüm etmenine deneysel olarak (empirically) değer verilebileceği (Cooke ve Schneider 1983) gibi çözümsel olarak (analytically) da değer verilebilir (Marquardt 1970, Smith ve Shanno 1971, Yoğurtçuoğlu 2000). Bu çalışmada β sönüm etmeninin başlangıç değeri çözümsel olarak (7) bağıntısı ile verilen başlangıç modeli değerlerinden hareketle

$$\beta_{mi} = \sqrt{\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^P Z_{ij}^2} \quad (9)$$

bağıntısı ile hesaplanmıştır (Dimri 1992). Burada N, gözlemsel veri sayısını; P, bilinmeyen değiştirgen sayısını ve Z, Jacobian dizey ögesini göstermektedir. Dürülümsel süreçte β sönüm etmeni için yakınsama olması durumunda indirgeme çarpanı (decreasing multiplier) olarak 0.55 değeri, iraksama olması durumunda herhangi bir yükseltgeme çarpanı (increasing multiplier) değeri yerine (10) bağıntısı kullanılarak yeni bir β sönüm etmeni değeri atanmıştır.

Yoğunluk aratımlı evrikçözüm yöntemi, tekçözümlülüğün sağlanması amacıyla üçlü yoğunluk bileşimi ile üretilen bir evriksel modelin, model saptama ölçütüne göre enküçüklenmesi (minimization) esasına dayanır. Tekçözümlü evriksel modeli belirleyen model saptama ölçütü

$$\delta M = |H_D - Z_{max}| + \min |H_S - Z_i| = \text{enküçük!} \quad (10)$$

bağıntısı ile verilebilir. Burada H_D , spektral yöntemle hesaplanan “en derin” derinlik değerini; H_S , spektral yöntemle hesaplanan “daha sığ” derinlik değerini; Z_{max} , her bir model adımında üçlü yoğunluk bileşimiyle hesaplanan evriksel modelin enbüyük kestirimsel derinlik değerini; Z_i , her bir model adımında üçlü yoğunluk bileşimiyle hesaplanan evriksel modelin i.kestirimsel derinlik değerini göstermektedir. Üçlü yoğunluk aratım aralığı içerisinde aratılan

tüm üçlü yoğunluk bileşimli evriksel modeller içinde (10) bağıntısı ile verilen δM 'i enküçükleyen model, kestirimsel model olarak alınır. Üçlü yoğunluk bileşiminin oluşturulduğu üçlü yoğunluk aratım aralığı, gözönüne alınan herhangi bir havza modeli için

- Çökel kayaç yüzey yoğunluk aratım aralığı
- Çökel kayaç taban yoğunluk aratım aralığı
- Temel kayaç yoğunluk aratım aralığı

olmak üzere üç kategoride seçilir. Üçlü yoğunluk bileşimi, bu üç aratım aralığından seçilen birer yoğunluk değeri ile oluşturulur. Yoğunluk aratımlı evrikçözüm yöntemi ile modelleme işlemi izleyen adımlarla yapılır:

- 1.adım: Herhangi bir model adımında üçlü yoğunluk aratım aralığından seçilen üç yoğunluk değeri ile spektral yöntemle hesaplanan “en derin” derinlik değeri kullanılarak kuadratik yoğunluk işlevi verileri elde edilir. Bu verilerden en küçük kareler yaklaşımıyla (least-squares approximation) parabolik bir eğri geçirilerek a_0 , a_1 ve a_2 kuadratik yoğunluk işlevi katsayıları saptanır.
- 2.adım: a_0 , a_1 ve a_2 kuadratik yoğunluk işlevi katsayıları, Bhaskara Rao ve diğ. (1990)'da (6) ile verilen ve evrikçözüm algoritmasında matematiksel model tepkisi işlevi olarak kullanılan belirti bağıntısında yerlerine konarak Marquardt – Levenberg evrikçözüm algoritmasıyla evriksel model hesaplanır.
- 3.adım: Evriksel modelin kestirimsel derinlik değiştirgenleri (10) bağıntısına uygulanarak model saptama ölçütü δM enküçüklenmeye çalışılır. Üretilebilecek toplam model sayısı NM ise, $j = 1, 2, \dots, NM$ olmak üzere, eğer $\delta M_{j-1} > \delta M_j$ ise $\delta M_{\min} = \delta M_j$ ataması yapılarak ilgili model adımındaki enküçüklenmiş model saptama ölçütü ve buna karşılık gelen evriksel model belirlenmiş olur.

Bu adımlar üçlü yoğunluk bileşimi ile oluşturulan tüm modellere uygulanarak (10) bağıntısını enküçükleyen tekçözümlü evriksel model elde edilmiş olur.

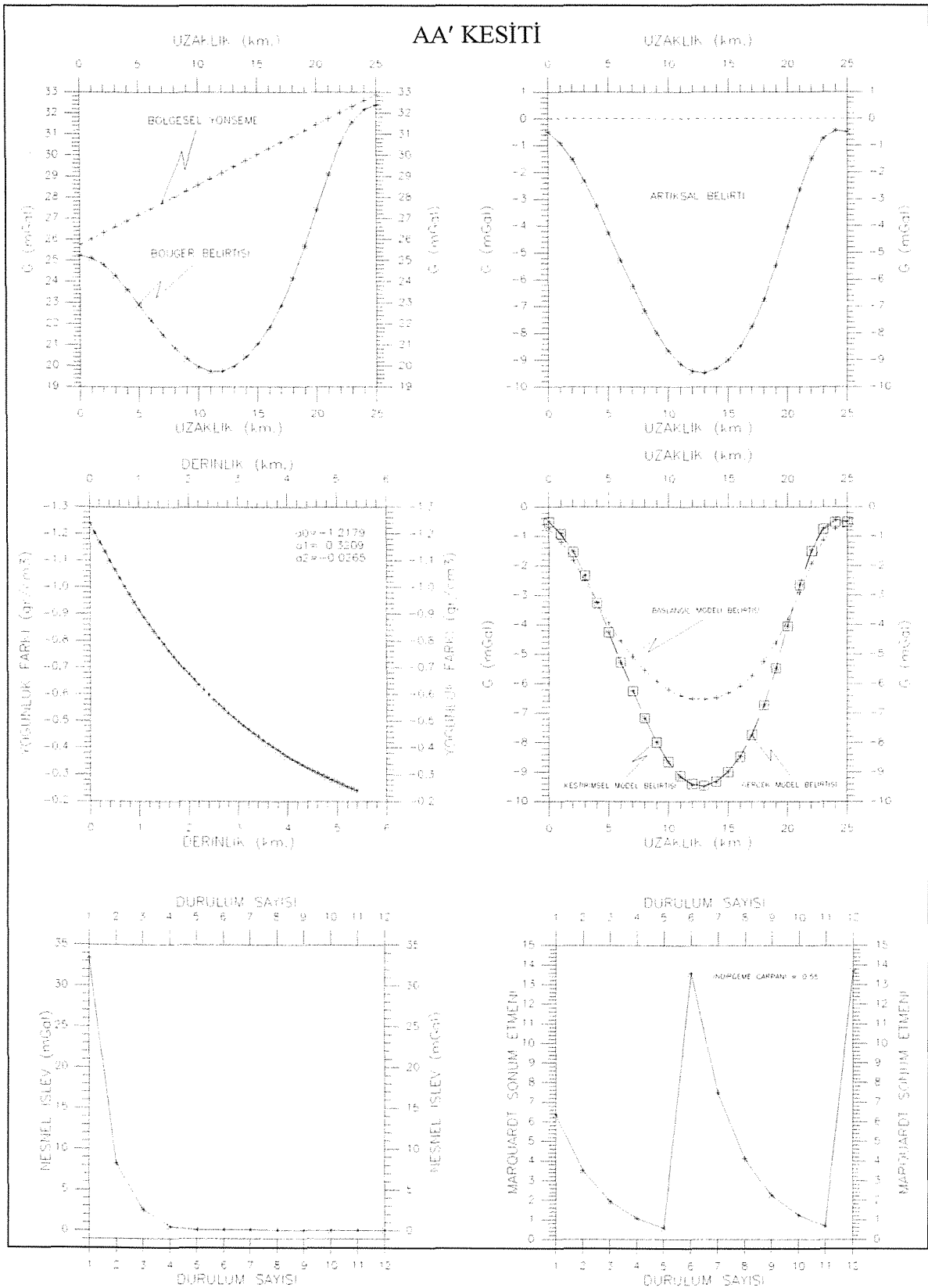
Her iki kesite ait gravite verileri için çökel kayaç yüzey yoğunluk aratım aralığı $1.50 - 1.70 \text{ gr/cm}^3$, çökel kayaç taban yoğunluk aratım aralığı $2.50 - 2.63 \text{ gr/cm}^3$, temel kayaç yoğunluk aratım aralığı $2.65 - 2.75 \text{ gr/cm}^3$, her bir model adımında yoğunluk değerlerindeki artım

miktarı 0.01 gr/cm^3 olarak alınmıştır. Her iki kesit için elde edilen modelleme sonuçları ve ilgili tanımlamalar Çizelge – 1’de, çözümsel sonuçlar ve yaklaşımlar Şekil – 8 ve Şekil – 9’da, kestirimsel havza modelleri Şekil – 10’da verilmiştir.

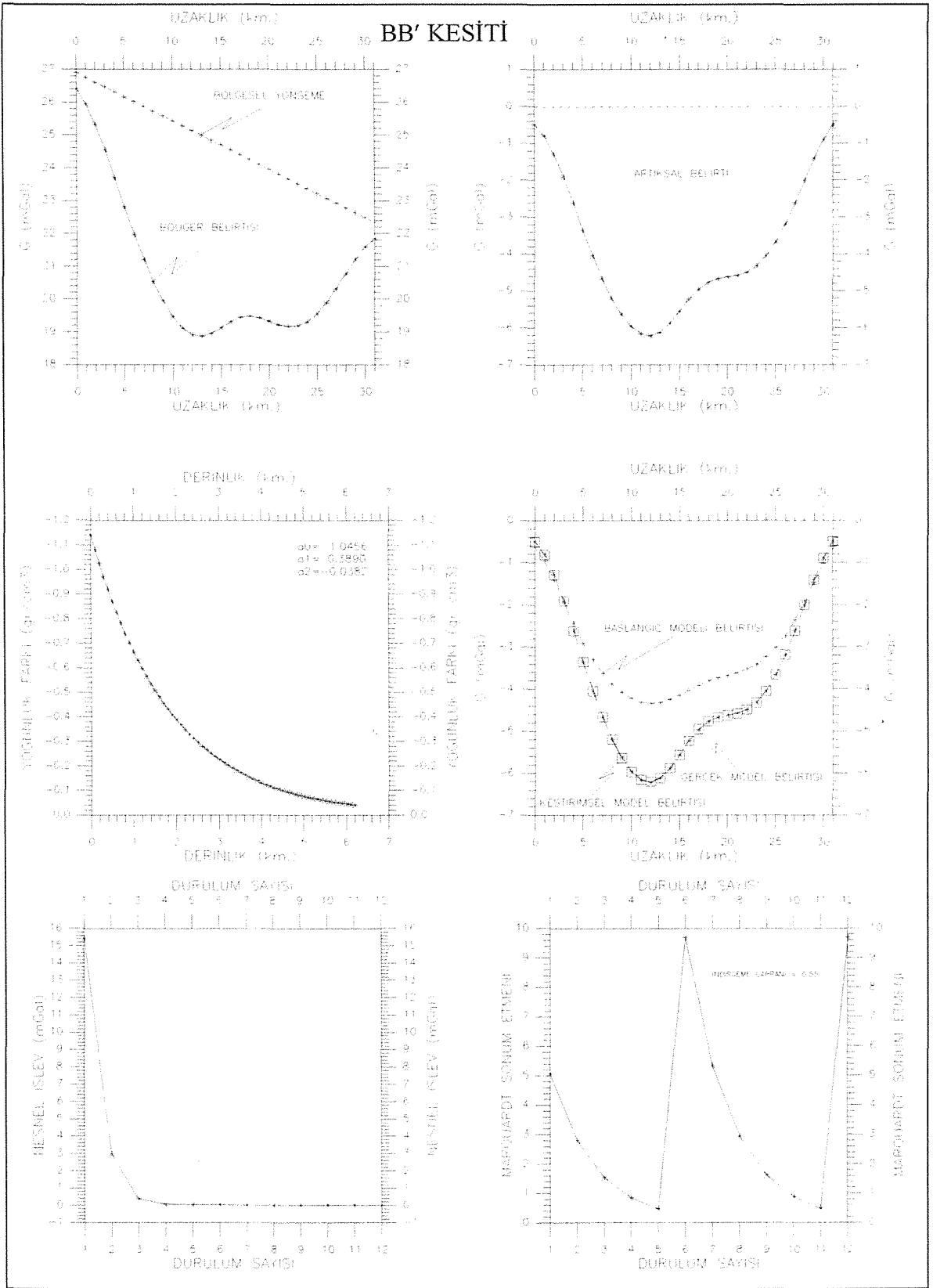
Her bir kesit için toplam 3630 modelin işlem gördüğü yoğunluk aratımlı evrikçözüm yönteminin uygulanmasıyla AA’ ve BB’ kesitleri için sırasıyla, havza yüzeyini temsil eden çökel kayaç yüzey yoğunluğunun kestirimsel değerleri 1.50 gr/cm^3 ve 1.51 gr/cm^3 , havza tabanını temsil eden çökel kayaç taban yoğunluğunun kestirimsel değerleri 2.50 gr/cm^3 ve 2.61 gr/cm^3 , havza temelini oluşturan ve metamorfikleri temsil eden temel kayaç yoğunluğunun kestirimsel değerleri 2.74 gr/cm^3 ve 2.65 gr/cm^3 olarak bulunmuştur.

Çizelge – 1. AA’ ve BB’ kesitlerine ait profillerin modelleme sonuçları.

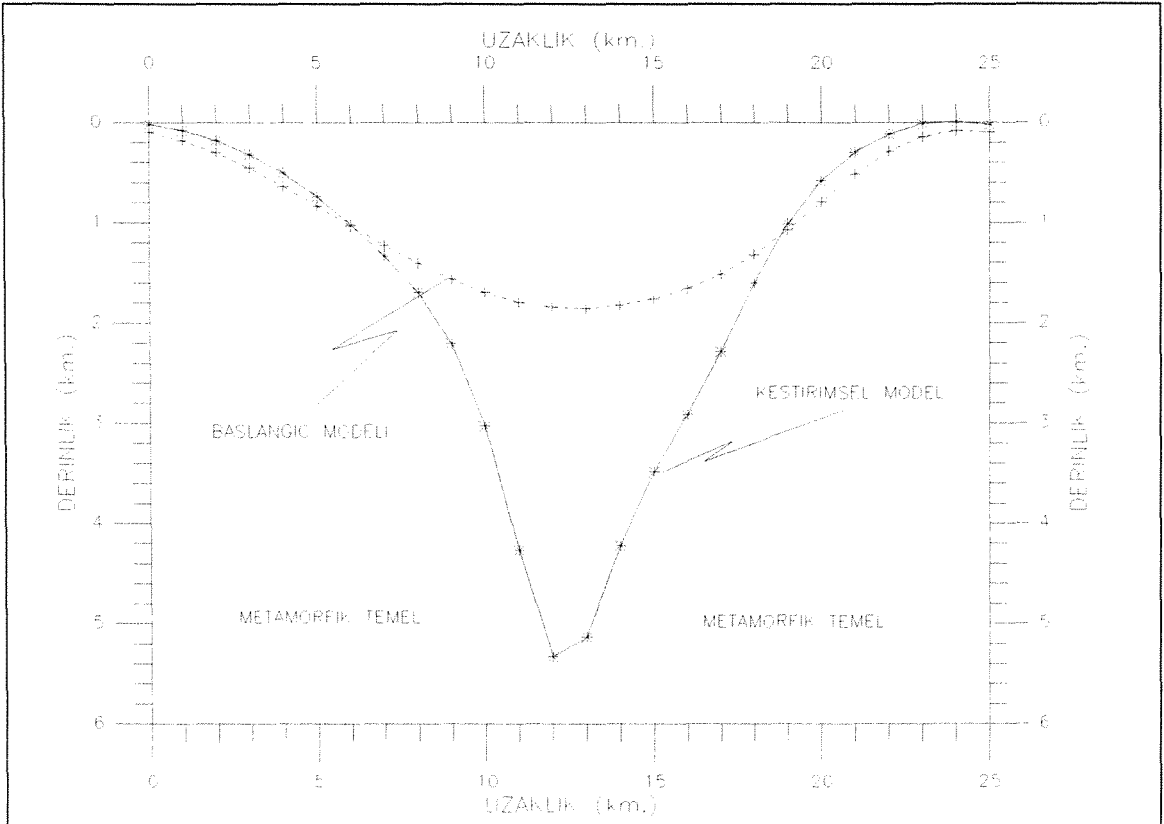
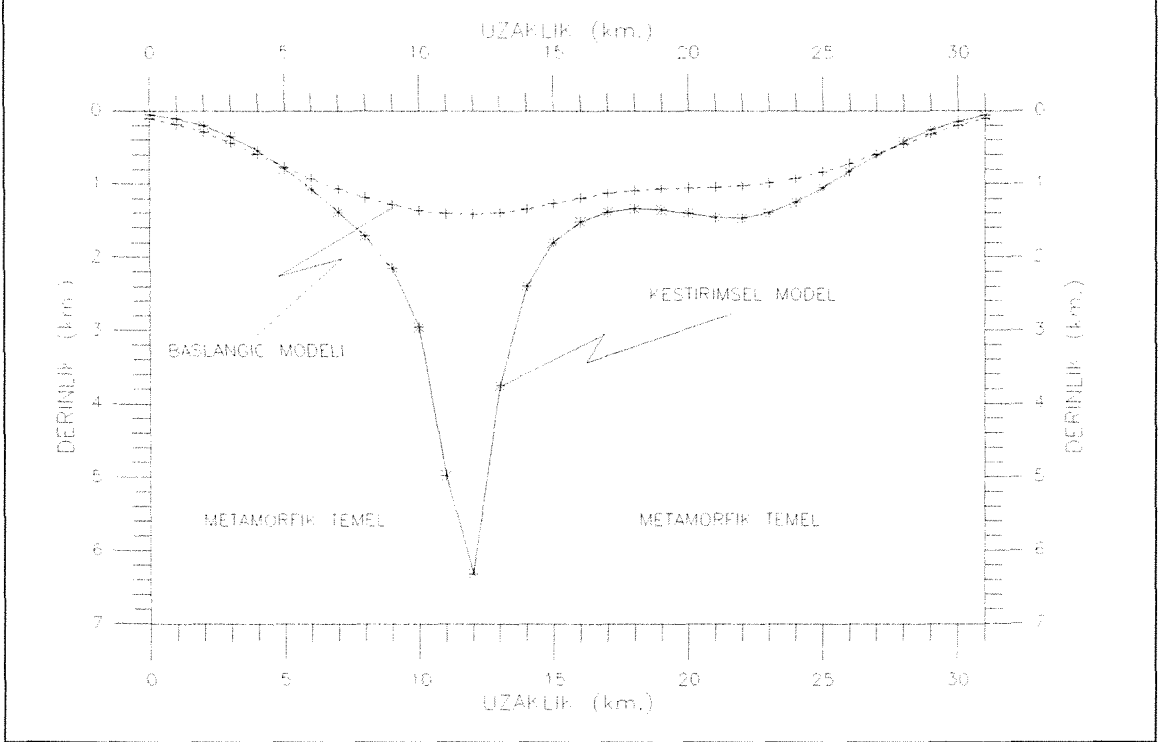
TANIMLAMALAR	AA’ KESİTİ	BB’ KESİTİ
PROFİL UZUNLUĞU (km.)	25.0	31.0
GÖZLEM SAYISI	26	32
ÖRNEKLEME ARALIĞI (km.)	1.0	1.0
“EN DERİN” VE “DAHA SIĞ” SPEKTRAL DERİNLİKLER (km.)	5.4 ve 2.8	6.2 ve 4.8
“EN DERİN” VE “DAHA SIĞ” KESTİRİMSEL DERİNLİKLER (km.)	5.3343 ve 2.914	6.3171 ve 4.9793
8M MODEL SAPTAMA ÖLÇÜTÜ (km.)	0.0483	0.2964
β SÖNÜM ETMENİ BAŞLANGIÇ DEĞERİ	11.55090182	9.220443636
NESNEL İŞLEV DEĞERİ (mGal)	0.01031504	0.0006062799
ÇÖKEL KAYAÇ YÜZEY YOĞUNLUK ARATIM ARALIĞI (gr/cm^3)	1.50 – 1.70	1.50 – 1.70
ÇÖKEL KAYAÇ TABAN YOĞUNLUK ARATIM ARALIĞI (gr/cm^3)	2.50 – 2.63	2.50 – 2.63
TEMEL KAYAÇ YOĞUNLUK ARATIM ARALIĞI (gr/cm^3)	2.65 – 2.75	2.65 – 2.75
KESTİRİMSEL ÇÖKEL KAYAÇ YÜZEY YOĞUNLUĞU (gr/cm^3)	1.50	1.51
KESTİRİMSEL ÇÖKEL KAYAÇ TABAN YOĞUNLUĞU (gr/cm^3)	2.50	2.61
KESTİRİMSEL TEMEL KAYAÇ YOĞUNLUĞU (gr/cm^3)	2.74	2.65
ÜSTEL İŞLEV KATSAYISI (α)	-0.3041	-0.5403
KUADRATİK YOĞUNLUK İŞLEVİ	$\Delta\rho(z) = -1.24e^{-0.3041z}$	$\Delta\rho(z) = -1.14e^{-0.5403z}$
KUADRATİK İŞLEVİN a_0 KATSAYISI	-1.2179	-1.0456
KUADRATİK İŞLEVİN a_1 KATSAYISI	0.3209	0.3890
KUADRATİK İŞLEVİN a_2 KATSAYISI	-0.0265	-0.0382
ÜRETİLEN TOPLAM MODEL SAYISI	3630	3630
HER BİR MODEL İÇİN ORTALAMA DÜRÜLÜM SAYISI	10 – 15	10 – 15
TOPLAM MODEL ÜRETİM SÜRESİ	01 sa. 17 dk. 08 sn.	03 sa. 08 dk. 42 sn.
KULLANILAN BİLGİSAYAR TİPİ	PENTIUM – 150 PC	PENTIUM – 150 PC



Şekil – 8. Üstsol: Bouguer belirtisi ve bölgesel yönseme, Üstsağ: Bölgesel yönseme geçirilerek elde edilen artıksal belirti, Ortasol: Kuadratik yoğunluk işlevi ve katsayıları, Ortasağ: Başlangıç, kestirimsel ve gerçek model belirtileri, Altsol: Nesnel işlev, Altsağ: Evrikközüm süreci boyunca β sönüm etmeni değişimi.



Şekil – 9. Üstsol: Bouguer belirtisi ve bölgesel yönseme, Üstsağ: Bölgesel yönseme geçirilerek elde edilen artıksal belirti, Ortasol: Kuadratik yoğunluk işlevi ve katsayıları, Ortasağ: Başlangıç, kestirimsel ve gerçek model belirtileri, Altsol: Nesnel işlev, Altsağ: Evriközüm süreci boyunca β sönüm etmeni değişimi.

AA' KESİTİ**BB' KESİTİ**

Şekil – 10. Artıksal belirti değerlerine yoğunluk aratımlı evrikközüm yöntemi uygulanarak elde edilen, Üst: AA' kesitine ait, Alt: BB' kesitine ait kestirimsel havza modelleri.

Her iki kesit için 12 dürülüm adımında elde edilen evriksel modelleme sonucu, derinlikle yoğunluk farkı değişiminin AA' ve BB' kesitleri için sırasıyla,

$$\Delta\rho(z) = -1.24e^{-0.3041z} \quad (11)$$

$$\Delta\rho(z) = -1.14e^{-0.5403z} \quad (12)$$

kuadratik yoğunluk işlevlerine uyduğu hesaplanmıştır.

Çizelge – 1’de her iki kesit için “en derin” ve “daha sığ” derinliklerin spektral ve kestirimsel değerleri incelendiğinde, erek modellerin model saptama ölçütüne göre AA' kesiti için $\delta M = 0.0483$ km. ve BB' kesiti için $\delta M = 0.2964$ km. enküçüklenme yanılıgıyla elde edildiği görülmektedir. İlk bakışta büyük gibi algılanabilecek bu yanılıgıların bu değerlerde elde edilmesinin büyük olasılıkla, artıksal gravite verilerine uygulanan veri yuvarlatma işlemi ve artıksal belirtinin elde edilmesi için Bouguer belirtisinden geçirilen bölgesel yönsemedeki ötelenme gibi iki nedeni olabilir. Dikkat edilirse Şekil – 8 ve Şekil – 9’da, Bouguer belirtisi ile bölgesel yönseme arasında, her iki belirti değerlerinin arasındaki farkın sıfır olması gereken noktalarda 0.5 mgal’lik bir fark vardır. Bu 0.5 mgal’lik fark, özellikle artıksal belirti değerlerinin sıfır olduğu noktalarda evrikçözüm işlemi sırasında ortaya çıkan “tekil dizey (singular matrix)” oluşumlarından kaçınmak için alınmıştır. Bu ötelenme değeri daha da küçük seçilebilir.

6. SONUÇLAR

Trakya Havzasında yer alan Hamitabat-10 kuyusu ve civarının Bouguer gravite haritasında birbirine yaklaşık dik konumda alınan AA' ve BB' kesitleri boyunca oluşturulan 25 ve 31 km. uzunluğundaki iki profil üzerinde elde edilen artıksal belirti değerlerine yoğunluk aratımlı evrikçözüm yöntemi uygulanarak ilgili profiller boyunca havzanın 2-B modellemesi yapılmıştır. Tekçözümlülüğün sağlanması için 1-B ve 2-B Fourier güç spektrumundan yararlanılarak “en derin” ve “daha sığ” spektral derinlikler bulunmuş ve bu derinlik değerleri ile kestirimsel olarak bulunan “en derin” ve “daha sığ” derinlik değerleri kullanılarak model saptama ölçütü enküçüklenmeye çalışılmıştır.

Model saptama ölçütünün enküçüklenerek dürülümsel olarak elde edilen erek modellerden çıkan sonuçlara göre, ilgili profiller boyunca havzayı oluşturan çökel kayaçların yüzey ve taban yoğunlukları ile havzayı çevreleyen temel kayaç yoğunlukları AA' ve BB' kesitleri için sırasıyla, 1.50 ve 1.51 gr/cm³, 2.50 ve 2.61 gr/cm³, 2.74 ve 2.65 gr/cm³ olarak kestirilmiştir. Elde edilen bu değerlerin, havzayı oluşturan çökel kayaç birimleri ve havzanın temelini oluşturan metamorfiklerle uyum sağladığı görülmektedir.

Şekil – 4'de verilen Trakya Havzası toplam çökel kalınlık haritasında profillerin yer aldığı kesimdeki çökel kalınlığı 4 – 5 km. civarında olup, havza ortasına doğru 7 – 9 km. değerlerini aşmaktadır. Spektral ve kestirimsel yöntemle bulunan ve Çizelge – 1'de verilen derinlik değerlerinin bu değerlerle de uyumlu olduğu görülmektedir.

Her bir kesit için Pentium – 150 tabanlı kişisel bir bilgisayarda üretilen toplam 3630 modelin toplam üretim süresi, Çizelge – 1'de görüldüğü gibi AA' kesiti için 1 sa. 17 dk. 8 sn. ve BB' kesiti için 3 sa. 8 dk. 42 sn. dir. Oldukça uzun bir zaman alan modelleme işlemi çok daha hızlı bilgisayarlarda daha kısa bir zamanda üretilebilir.

Çok yüksek hızlı bilgisayarlarda, üç kategoride ele alınan yoğunluk aratım aralığı daha geniş tutularak ve yoğunluk değerlerindeki artım miktarı da 0.001 gr/cm³ alınarak daha yüksek duyarlılıkla daha gerçekçi bir modelleme yapılabilir.

7. DEĞİNİLEN BELGELER

- Athy, L.F., 1930. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks, Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 14, p.1 – 24.
- Bhaskara Rao, D., 1986. Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 84, p.207 – 212.
- Bhaskara Rao, D., 1990. Analysis of gravity anomalies of sedimentary basins by an asymmetrical trapezoidal model with quadratic density function, Geophysics, 55, p.226 – 231.
- Bhaskara Rao, D., Prakash, M.J. and Ramesh Babu, N., 1990. 3D and 2½D modelling of gravity anomalies with variable density contrast, Geophysical Prospecting, 38, p.411 – 422.

- Bhattacharyya, B.K., 1965. Two dimensional harmonic analysis as a tool magnetic interpretation, *Geophysics*, 30, p.829 – 857.
- Bhattacharyya, B.K., 1966. Continuous spectrum of total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body, *Geophysics*, 31, p.97 – 121.
- Bott, M.H.P., 1960. The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 3, p.63 – 67.
- Bürkan, K., 1992. Trakya Havzası'nın organik jeokimyasal değerlendirilmesi, Türkiye 9.Petrol Kongresi Sergisi Bildiriler Kitapçığı, TMMOB Jeofizik Müh. Odası, Türkiye Petrol Jeologları Derneği ve TMMOB Petrol Müh. Odası, s.34 – 48.
- Canbay, M.M., 1993. Doğu Anadolu Bölgesi Kabuk Yapısı, İ.Ü. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi, İstanbul.
- Chai, Y. and Hinze, W.J., 1988. Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth, *Geophysics*, 53, p.837 – 845.
- Cooke, D.A. and Schneider, W.A., 1983. Generalized linear inversion reflection seismic data, *Geophysics*, 48, p.665 – 676.
- Cordell, L., 1973. Gravity analysis using an exponential density-depth function – San Jacinto Graben, California, *Geophysics*, 38, p.684 – 690.
- Dimri, V., 1992. Deconvolution and Inversion Theory: Application to Geophysical Problems, Elsevier Science Publ., p.145 – 146.
- Hedberg, H., 1936. The gravitational compaction of clays and shales, *American Journal of Science*, 31, p.241 – 287.
- Howell, L.G., Heintz, K.O. and Barry, A., 1966. The development and use of a high precision downhole gravity meter, *Geophysics*, 31, p.764 – 772.
- Hughes, D.S. and Cooke, C.E., 1953. The effect of pressure on the reduction of pore volume of consolidated sandstones, *Geophysics*, 18, p.298 – 309.
- Kasar, S., 1983. Tekirdağ-Şarköy-Keşan-Enez bölgesinin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, TPAO Arama Grubu Arş. No: 1771.
- Levenberg, K., 1944. A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares, *Quarterly Applied Mathematics*, 2, p.164 – 168.
- Lines, L.R. and Treitel, S., 1984. Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophysical Prospecting*, 32, p.159 – 186.
- Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters, *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics*, 11, p.431 – 441.

- Marquardt, D.W., 1970. Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation and non-linear estimation, *Technometrics*, 12, p.591 – 612.
- Murty, I.V.R. and Rao, D.B., 1979. Gravity anomalies of two-dimensional bodies of irregular cross-section with density contrast varying with depth, *Geophysics*, 44, p.1525 – 1530.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A. and Vetterling, W.T., 1986. Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing, Cambridge Univ. Press.
- Sanver, M., 1974. Ege bölgesi havadan manyetik haritasının iki boyutlu filtreler ve istatistik yöntemlerle analizi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi yayını, İstanbul.
- Smith, F.B. and Shanno, D.F., 1971. An improved Marquardt procedure for nonlinear regression, *Technometrics*, 13, p.63 – 75.
- Spector, A. and Bhattacharyya, B.K., 1966. Energy spectrum and autocorrelation functions of anomalies due to simple magnetic models, *Geophysical Prospecting*, 14, p.242 – 272.
- Spector, A. and Grant, F.S., 1970. Statistical methods for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35, p.293 – 302.
- Tuna, D. ve Siyako, M., 1983. Trakya Havzası kaya stratigrafi birimleri korelasyon tablosu, TPAO Arşiv No: 9283.
- Yoğurtçuoğlu, A.C., 2000. Marquardt sönüm etmeninin değiştirgen kestirimleri üzerindeki etkisi, *Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi*, c.1, no:6, s.1 – 14.