

# JEOFİZİK

CİLT 16, SAYI 2 / TEMMUZ 2012 VOL. 16, NO. 2 / JULY 2012

**Ofset Bağımlı Önkeşirim Dekonvolüsyonu**  
Recep GÜNEY, Hakan KARSLI, Derman DONDURUR

**Offset-Dependent Predictive Deconvolution**  
Recep GÜNEY, Hakan KARSLI, Derman DONDURUR

**Neden Jeofizik Mühendisliği- Etütleri Zemin Etütlerinde Zorunlu Olmalı**  
Ali KEÇELİ

**Why Geophysical Engineering Studies In Soil Studies Must Be Mandatory**  
Ali KEÇELİ

**Orta Karadeniz Sırtının Tektonik ve Kabuk Yapısının Gravite Verileri Yardımıyla Belirlerlenmesi**  
Nafiz MADEN, Derman DONDURUR

**Determination of Tectonic and Crustal Structure of Mid-Black Sea Ridge Using Gravity Data**  
Nafiz MADEN, Derman DONDURUR

**Sismoloji'de CBS Uygulamaları**  
Selda ALTUNCU POYRAZ, Doğan KALAFAT

**Applications of GIS in Seismology**  
Selda ALTUNCU POYRAZ, Doğan KALAFAT

**Sismik Riski Yüksek Olan İzmir-Karaburun'un Güneyinde Yapılmış Mikrogravite ve GPS Çalışmaları**  
Oya PAMUKÇU, Tolga GÖNENÇ, Ayça Yurdakul, Muzaffer KAHVECİ

**Microgravity and GPS Studies In The South Of İzmir-Karaburun, A Highly Seismic-Risky Area**  
Oya PAMUKÇU, Tolga GÖNENÇ, Ayça Yurdakul, Muzaffer KAHVECİ

**Mühendislik Ana Kayasının Belirlenmesine Yönelik Jeofizik Yöntemlerin Bütünleşik Yorumu: İzmir Yeni Kent Merkezi Uygulamaları**  
Mustafa AKGÜN, Tolga GÖNENÇ, Oya PAMUKÇU, Şenol ÖZYALIN, Özkan C. ÖZDAĞ

**Interpretation Of Integrated Geophysical Methods For The Determination Of Engineering Bedrock: İzmir New City Center Application**  
Mustafa AKGÜN, Tolga GÖNENÇ, Oya PAMUKÇU, Şenol ÖZYALIN, Özkan C. ÖZDAĞ



**TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI**

**THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE**





**EDİTÖR / EDITOR-CHIEF**

AYDIN, Ali

University of Pamukkale, Department of Geophysical Engineering, Denizli TR-20070, Turkey.  
Phone: +90 (258) 296 3370; +90 (505) 549 7667;  
Fax: +90 (258) 296 3382; E-mail: aaydin@pau.edu.tr

**ONUR EDİTÖRLERİ / HONORARY EDITORS**

ALPTEKİN, Ömer (İstanbul-Türkiye)  
ÇORUH, Cahit (Florida-USA)  
ERCAN, Ahmet (İstanbul-Türkiye)  
GÜLÜNAY, Necati (Kahire-Mısır)  
İLKİŞİK, Metin (İstanbul-Türkiye)  
YILMAZ, Özdoğan (İstanbul-Türkiye)

**KONU EDİTÖRLERİ / SUBJECT EDITORS**

BAYRAK, Yusuf (Trabzon-Türkiye)  
DONDURUR, Derman (İzmir-Türkiye)  
KARSLI, Hakan (Trabzon-Türkiye)  
KADIOĞLU, Selma (Ankara-Türkiye)

**EDİTÖR LİSTESİ / EDITORIAL BOARD**

AKÇIĞ, Zafer (İzmir-Türkiye)  
ALTINOK, Yıldız (İstanbul-Türkiye)  
BAŞOKUR, Ahmet T. (Ankara-Türkiye)  
ÇAĞLAR, İlyas (İstanbul-Türkiye)  
DEMİRBAĞ, Emin (İstanbul-Türkiye)  
CHRISTOPHER C. Sorlien (Colorado-USA)  
ERGÜN, Mustafa (İzmir-Türkiye)  
EYİDOĞAN, Haluk (İstanbul-Türkiye)  
GELİŞLİ, Kenan (Trabzon-Türkiye)  
GÜNEY, Aysun (İstanbul-Türkiye)  
KADİROV, Fahrettin (Bakü-Azerbaycan)  
KARA, İbrahim (İstanbul-Türkiye)  
MASINI, Nicola (Potenza-İtalya)  
OKYAR, Mahmut (Isparta-Türkiye)  
ORBAY, Naci (İstanbul-Türkiye)  
ÖZTÜRK, Kurultay (İstanbul Türkiye)  
PINAR, Rahmi (İzmir Türkiye)  
SAATÇILAR, Ruhi (İstanbul-Türkiye)  
TÜRKELLİ, Niyazi (İstanbul Türkiye)

English Editor: ERGÜN, Mustafa (İzmir-Türkiye)

Turkish Editor: AYDIN, Ali (Denizli-Türkiye)

**YAYIMCI BİLGİLERİ / PRODUCTION INFORMATION**

TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası  
The Chamber of Geophysical Engineers of Türkiye

**SAHİBİ / OWNER: DEMİRBAŞ, Şevket**

(TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Başkanı)  
Head of The Chamber of Geophysical Engineers of Türkiye)

**YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE COMMITTEE**

DEMİRBAŞ, Şevket  
ÇELİK, İmam  
SAL, Zafer  
KESER, Ertan  
CANDANSAYAR, M. Emin  
KAYA, Cemal  
ÖZTÜRK, Fikri

**TEKNİK KOORDİNATÖR / TECHNICAL COORDINATOR**

DUMAN, Gökhan

**YAZIŞMA ADRESİ / CORRESPONDENCE ADDRESS**

Jeofizik / The Turkish Journal of Geophysics,  
Milli Müdafaa Cad. No: 10/7 06650 Kızılay-Ankara/TÜRKİYE  
Telefon: +90 312 418 8269 Faks: +90 312 418 8364  
http://dergi.jeofizik.org.tr • jfmo@jeofizik.org.tr

**DİZGİ-BASKI / PRINTING**

Hermes Tanıtım Ofset Baskı Hizmetleri Ltd. Şti.  
Büyük Sanayi 1. Cad. No: 105 İskitler-ANKARA  
Tel: 0.312 384 34 32 Fax: 0.312 341 01 98



# JEOFİZİK

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI SÜRELİ YAYIN  
JOURNAL OF THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TURKEY

CİLT 16, SAYI 2 / TEMMUZ 2012 VOL. 16, NO. 2 / JULY 2012

ISSN: 0259-1472

## İçindekiler / contents

**3 Ofset Bağımlı Önkestirim Dekonvolüsyonu***Offset-Dependent Predictive Deconvolution*

R. Güney, H. Karşı, D. Dondurur

**15 Neden Jeofizik Mühendisliği Etütleri Zemin Etütlerinde Zorunlu Olmalı***Why Geophysical Engineering Studies in Soil Studies must be Mandatory*

A. Keçeli

**29 Orta Karadeniz Sırtının Tektonik ve Kabuk Yapısının Gravite Verileri Yardımıyla Belirlenmesi***Determination of Tectonic and Crustal Structure of Mid-Black Sea Ridge Using Gravity Data*

N. Maden, D. Dondurur

**47 Sismoloji'de CBS Uygulamaları***Applications of GIS in Seismology*

S. Altuncu Poyraz, D. Kalafat

**59 Sismik Riski Yüksek Olan İzmir-Karaburun'un Güneyinde Yapılmış Mikrogravite ve GPS Çalışmaları***Microgravity and GPS Studies in the south of İzmir-Karaburun, a Highly Seismic-Risky Area*

O. Pamukçu, T. Gönenç, A. Yurdakul, M. Kahveci

**67 Mühendislik Ana Kayasının Belirlenmesine Yönelik Jeofizik Yöntemlerin Bütünleşik Yorumu: İzmir Yeni Kent Merkezi Uygulamaları***Interpretation Of Integrated Geophysical Methods For The Determination Of Engineering Bedrock: İzmir New City Center Application*

M. Akgün, T. Gönenç, O. Pamukçu, Ş. Özyalın, Ö. C. Özdağ

**Yılda iki kez Ocak ve Temmuz aylarında yayımlanır.***Published twice a year in February and July.*

# editörden

Saygıdeğer Meslektaşım,

Jeofizik camiamız içinde mesleki araştırma ve yenilikleri, siz değerli meslektaşlarımıza iletmeyi amaç edinmiş olan Jeofizik Dergi'mizin yeni bir sayısını sizlere ulaştırmanın sevincini yayın kurulu adına sizlerle paylaşmak istiyorum.

Mühendislik disiplinleri içinde en eski dergilerden birisi olan ve Türk Jeofizik Derneği tarafından ilk kez çıkartılan Jeofizik Dergisi, siz değerli meslektaşlarımız ve araştırmacılarımızın katkıları ile hak ettiği yere kısa zamanda ulaşacaktır.

Önceki sayılarımızda olduğu gibi dergimizde uygulamalı jeofizik, sismoloji, yer fiziği, arkeojeofizik, çevre jeofiziği, zemin etüdü, yeraltı suyu gibi bir çok jeofizik bilim dallarına ait özgün çalışmalara yer verilecektir. Mesleğimiz için çok önemli olan bu yayın organımızın seçkinliği ve amacını bir kez daha vurgulamak istiyor, sizlerin değerli desteklerini beklediğimizi belirtmek istiyorum.

Dergimizin yayın sürecinde yardım ve destek sağlayacak olan editörler listemizdeki mesleğimizin duayenlerine en derin saygı ve şükranlarımı sunuyorum. Bu sayının ortaya konmasında gerek makale ve gerekse hakemlik konusunda dergimize destek veren araştırmacılarımıza yapmış oldukları katkılardan dolayı çok teşekkür ediyor, bundan sonra da makaleleriniz ve hakemlik konusunda vereceğiniz destekleri bekliyor, saygı ve şükranlarımı sunuyorum.

Yayın Kurulu a.

**Doç. Dr. Ali AYDIN**

*Editör / Editor-Chief*



# OFSET BAĞIMLI ÖNKESTİRİM DEKONVOLÜSYONU

## Offset-Dependent Predictive Deconvolution

Recep GÜNEY<sup>1,a</sup>, Hakan KARSLI<sup>1,b</sup>, Derman DONDURUR<sup>2,c</sup>

<sup>1</sup>Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Müh., Trabzon, TÜRKİYE

<sup>2</sup>Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknoloji Enstitüsü, Bakü Bulvarı No:100, Inciraltı İzmir, TÜRKİYE

(<sup>a</sup>rguney@ktu.edu.tr, <sup>b</sup>hkarsli@ktu.edu.tr, <sup>c</sup>derman.dondurur@deu.edu.tr)

### ÖZET

Sismik veri-işlem akışının değişmez bir aşaması olan dekonvolüsyon işlemi matematiksel olarak bir ters çözüm işlemidir ve yaygın olarak sismik verilerin zamansal ayrımlılığını arttırmak için kullanılır. Önkestirim dekonvolüsyonu sismik sinyaldeki yankılanmaları, salınımları, kısa yollu ve hatta uzun yollu tekrarlıları sönmölemek için yaygın olarak kullanılan istatistiksel bir dekonvolüsyon türüdür. Önkestirim dekonvolüsyonunun uygulanabilirliği ve performansı iki önemli parametre olan kestirim uzaklığı ve operatör uzunluğuna bağlıdır. Her iki parametre de sismik sinyalin özilişkisi analiz edilerek belirlenir. Genel olarak kestirim uzaklığı çıkış sinyalinin zamansal ayrımlılığını kontrol eden parametredir. Küçük seçilirse zamansal ayrımlılık artar, ancak bu durumda birincil yansımalar zarar verebilir ve dolayısıyla Sinyal/Gürültü oranı azalır. Operatör uzunluğu ise önkestirim dekonvolüsyonu ile süzülecek kısmı ve performansı kontrol eden parametredir. Bununla birlikte, geleneksel ofset boyunca sabit parametre yaklaşımı ile istenilen süzgeçleme sağlanamaz. Bu çalışmada önkestirim dekonvolüsyonun iki önemli parametresinin belirlenmesinde karşılaşılan problemlerin çözümüne yönelik yeni yaklaşım geliştirilmiştir. Yaklaşımın dayandığı temel düşüncüyü, ön veri işlem aşamalarından geçmiş bir atış kaydının özilişkisi üzerinde birincil yansıma olayları arasındaki zaman

farklarının uzak alıcılara doğru azalması ve kaynak dalgacığının periyodunun genişlemesi oluşturmaktadır. Bu yaklaşımın detaylı analizleri yapay ve gerçek veriler üzerinde yapılmış ve neden-sonuç ilişkilerine göre önkestirim dekonvolüsyonun uygulanabilirliği ve performansı tartışılmıştır. Buna göre, uygulamada operatör boyu uzak ofsetlere doğru kısaltılırken, kestirim uzaklığı ise artırılmıştır. Sonuç olarak, uzaklık bağımlı değişken parametrelerin kullanımının sabit parametrelere göre performansı artırdığı gözlenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Kestirim uzaklığı, operatör uzunluğu, Sinyal/Gürültü oranı, ayrımlılık.

### ABSTRACT

Deconvolution a fundamental stage of seismic data processing is an inverse process as a mathematical inverse process and it is generally used to improve temporal resolution of seismic section. Predictive deconvolution is a statistical type of the deconvolution which is commonly used to attenuate reverberation, short path and also long path multiples in seismic data. The applicability and the performance of predictive deconvolution are based on two significant parameters, prediction distance and operator length. Both parameters are determined by analyzing the autocorrelation of seismic signal. Prediction distance is the parameter which controls the temporal resolution of input signal. If it is shorter, temporal



resolution increases. However, it might damage primary reflections and therefore, Signal/ Noise (S/N) ratio can decrease. Operator length is the parameter which controls the performance and part to be filtered with predictive deconvolution. On the other hand, the traditional approach which is the acceptance of these parameters as constant cannot provide desired filtering. A new approach has been developed to solve the problems encountered in the determination of the two significant parameters of predictive deconvolution in this study. The basic concept arises from the observations that time differences between the primaries decrease and the period of source waveform increases along offset. Detailed analysis of this approach was done on synthetic and real data and the applicability and the performance of predictive deconvolution were discussed in terms of cause and effect relations. Therefore, prediction distance was increased, while the operator length was shortened towards the far offsets. It was observed that the use of the offset dependent parameters increased the performance of the deconvolution process with respect to those obtained from constant parameter deconvolution.

**Keywords:** Prediction distance, operator length, S/N ratio, resolution.

## GİRİŞ

Dekonvolüsyon kavramı yansıma sismolojisinde eski bir kavramdır. 1950 yılında Massachusetts Institute of Technology (MIT)'de lisansüstü öğrencisi olan Enders ROBINSON, yine MIT çalışanları olan Nobert WIENER, Norman LEVINSON ve iktisatçı Paul SAMUELSON bir yansıma kaydının 'konvolüsyon modeli' olduğunu keşfederek dekonvolüsyon çalışmalarını başlatmışlardır.

İlk yıllardan günümüze dekonvolüsyonla ilgili farklı disiplinleri içine alan birçok alanda sayısız makale yayınlanmıştır. Çoğu çalışma, kaynak dalgacığının karışık fazlı ve/veya yansıma katsayısı fonksiyonunun spektrumunun düz olduğu (bütün frekanslarda eş genlik seviyesi) varsayımına dayanan basit konvolüsyon modellerini esas almıştır. Düz olmayan yansıma katsayısı fonksiyonunun spektrumu ise halen daha gelişigüzdür, fakat yüksek frekans bakımından zengindir ve düşük frekans içeriği zayıftır. Marschall ve Knecht (1986) yansıtıcı düzeltilmiş dekonvolüsyon (reflectivity-corrected deconvolution) önermişler ve ters çözüm işlemlerine eklemişlerdir. Carrion (1986) tekrarlıların bastırılması için tabaka silme tekniğini ortaya atmış ve Carrion ve Braga

(1990) ardışık iz dekonvolüsyonunu geliştirmişlerdir. Jensen ve diğ. (1988) yansıma katsayıları serisinin düz olmadığı durumları gidermişlerdir. Ulrych ve Matsouka (1991) önkestirim dekonvolüsyon çıkışının karakterini vermişlerdir. Porsani ve Ursin (1998) karışık faz dekonvolüsyonu tasarlamışlardır.

Çeşitli amaçlarla kullanılan birçok dekonvolüsyon türü mevcuttur. Önkestirim dekonvolüsyonu bunlardan sadece biridir. Robinson (1966) tarafından tanımlanan önkestirim dekonvolüsyonunun, tekrarlıların sönümlenmesi için kullanışlı bir araç olduğunu ifade etmiş ve daha sonra bu düşünce Peacock ve Treitel (1969) çalışmaları tarafından desteklenmiştir. Önkestirim dekonvolüsyonu istenilen çıkış dalgacığının kontrolünü sağlar ve böylece ayrımlılık derecesini belirler. Bu nedenle uygulamada tekrarlı yansımalar gibi periyodik olayların sönümlenmesinde yaygın olarak kullanılır. Gibson ve Larner (1984) önkestirim dekonvolüsyonunun karışık fazlı kaynak dalgacıklarına çözüm olabileceğini göstermiştir. Ulrych ve Matsouka (1991) minimum fazlı olmayan kaynak dalgacıklarının yinelemeli bir yöntemle faz düzeltilmesi (phase correction) yöntemi ile karşılaştırarak kestirim uzaklığı parametresinin dalgacığın periyoduna eşit olması gerektiğini belirtmiştir. Porsani ve Ursin (2007) çok kanallı önkestirim dekonvolüsyonu yöntemini kullanarak tekrarlı yansımaların daha iyi bastırılabilceğini göstermişlerdir.

Yansıma sismolojisinde etkin olarak kullanılan önkestirim dekonvolüsyonu zamanda ayrımlılığı artırarak daha kolay yorumlanabilir sismik kesitler üretmektedir. Ancak yanlış uygulanacak bir önkestirim dekonvolüsyonu işlemi sismik veride yansımalarla ait bilgileri de sönümleyebilir. Önkestirim dekonvolüsyonu kaydın öz ilişkisinden kestirilen parametreler (kestirim uzaklığı ve operatör uzunluğu) ile tasarlanan süzgeç yardımıyla gerçekleştirilmektedir. Ayrıca özilişki fonksiyonundan belirlenen en yakın ikinci olay özilişki analizinde çok önemlidir. Bu nedenle özilişki fonksiyonunun iyi analiz edilebilmesi adına atış kayıtları olabildiğince gürültülerden arındırılması gerekir. Birtakım ön veri-işlem adımları (istenmeyen izlerin ve alanların atılması, bant geçişli ve/veya f-k süzgeci) uygulanan bir atış kaydının öz ilişkisinden belirlenen bu parametreler çıkışın ayrımlılığını ve dekonvolüsyon işleminin performansını etkilemektedir.

Bu çalışma ön kestirim dekonvolüsyonunda kullanılan kestirim uzaklığı ve operatör uzunluğu parametrelerinin belirlenmesi üzerine odaklanmıştır.



Geleneksel uygulamalarda bu iki parametre atış kayıtlarının öz ilişki fonksiyonları üzerinde sabit değerler olarak belirlenmektedir. Ancak çok iyi bilinmektedir ki, birincil yansıma ve tekrarlıların özilişki fonksiyonları uzaklığa bağlı olarak değişkenlik göstermektedir. Bu nedenle bu çalışmada ilk olarak önkestirim dekonvolüsyon uygulamasında kullanılan iki önemli parametrenin belirlenmesindeki geleneksel yaklaşımlar değerlendirilmiş ve ortaya çıkan sorunlar irdelenmiştir. Daha sonra bu iki parametrenin uzaklığa bağlı olarak değişkenliği göz önüne alınarak yapılan parametre kestirimlerinin sonuçlar üzerinde nasıl etki ettiği detaylı olarak incelenmiştir.

## YÖNTEM

Dekonvolüsyon sismik dalgacığı sıkıştırır, hayalet yansımaları ve tekrarlı yansımaları önemli oranda zayıflatır (Dondurur, 2009). Önkestirim dekonvolüsyonu istatistiksel bir yöntemdir. Yani, yansıma katsayısı serisinin gelişigüzel olduğu varsayılarak, sismik sinyalin özilişkisinin başlangıç kısmının kaynak dalgacığının özilişkisine eşit olduğu kabul edilir. Böylece özilişki fonksiyonu kullanılarak kaynak dalgacığı ve sismik sinyalin hata bileşenleri (yankılanma, salınım ve tekrarlılar) kestirilir.

Özilişkiden kestirilen ve kaynak dalgacığı ile hata bileşenini içeren (Şekil.1a) özilişki noktaları ile konvole edildiğinde kestirilen hatayı (Şekil.1b) verecek bir kestirim süzgeci ( $a_0, a_1, a_2, \dots, a_{n-1}$ ) tasarlanır (Denklem 1).

$$\begin{bmatrix} \beta r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & \beta r_0 & r_1 & \dots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & \beta r_0 & \dots & r_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \dots & \beta r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_a \\ r_{a+1} \\ r_{a+2} \\ \vdots \\ r_{a+n-1} \end{bmatrix} \quad (1)$$

Burada,  $r_i$ : sismik sinyalin özilişki noktaları,  $\beta$ : yüzde önbeyazlatma katsayısı ( $\beta = 1 + \epsilon$ ),  $a_i$ : süzgeç katsayılarını temsil etmektedir.

Kestirilen bilgi sismik verideki tekrarlı yansımaları verirken,  $(f_i = 1, \underbrace{0, \dots, 0}_{\alpha-1 \text{ ADET}}, -a_0, -a_1, -a_2, \dots, -a_{n-1})$  şeklinde

düzenlenen kestirim hata süzgeci ise birincil yansıma serisinin elde edileceği dekonvolüsyon operatörüdür (Yılmaz, 2001).

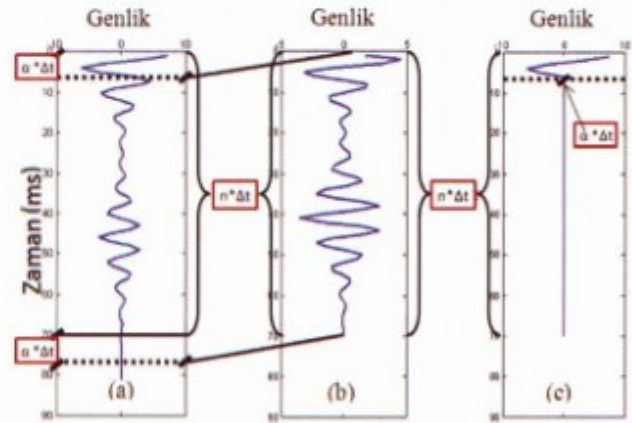
Denklem (1)'e bakıldığında sağlıklı bir sonucun elde edilebilmesi için özilişki matrisinin bozuk yapılı

olmaması gerekir. Bu durumu ortadan kaldırmak için girişin özilişkisine önbeyazlatma uygulanır. Önbeyazlatma sadece dekonvolüsyon operatörü çözümündeki sayısal kararsızlığın önüne geçmek için kullanılır. Pratikte  $0.1 \leq \epsilon \leq 1$  önbeyazlatma standarttır (Yılmaz, 2001). Bu çalışmadaki tüm dekonvolüsyon uygulamalarında  $0.1$  önbeyazlatma uygulanmıştır. Buna göre, önkestirim dekonvolüsyon işlemi aşağıdaki gibi gerçekleştirilir.

$$g_i = x_i * f_i \quad (2)$$

Burada,  $g_i$ : çıkışı,  $x_i$ : giriş sinyalini ve  $f_i$ : kestirim hata süzgeci katsayılarını temsil etmektedir. Denklem (2) ye göre süzgeç, giriş sinyali ile konvole edilerek gerçekte istenen çıkış (Şekil 1c) elde edilmeye çalışılır.

Şekil 1a özilişki fonksiyonu ve Şekil 1b kestirilen hata bileşenini veya süzgeç tasarımında istenen çıkışı yani denklem 1' in sağ tarafını temsil etmektedir, önkestirim dekonvolüsyon sonucunda mevcut çıkış (Şekil 1c) elde edilir. Kestirilen hata bileşeni içerisinde yaklaşık 20ms ye kadar kaynak dalgacığının salınımı devam etmektedir ve 25-60ms aralığında tekrarlı yansıma kestirilmiştir. Bu durumda düzenlenen kestirim hata süzgeci ile hem kaynak dalgacığının fazla salınımları hem de tekrarlı genlikleri söğrülabilir.



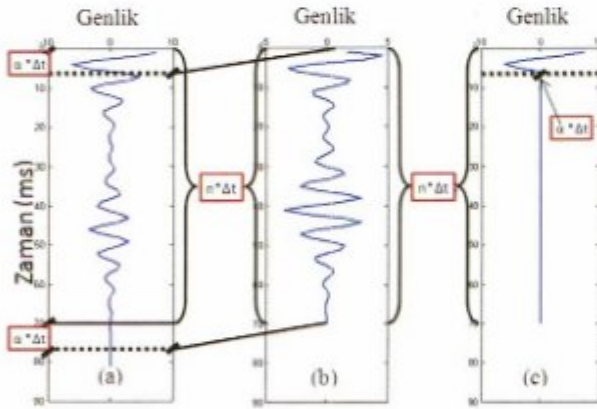
Şekil 1. Özilişki fonksiyonu kullanılarak kestirim süzgecinin tasarlanması ve önkestirim dekonvolüsyon çıkışı (Güney ve diğ., 2010). Özilişki (a), Kestirilen hata (b) ve istenen önkestirim dekonvolüsyon çıkışı.

Figure 1. Prediction filter design with using autocorrelation function and predictive deconvolution output (Güney et al., 2010). Autocorrelation (a), prediction error (b) and desired predictive deconvolution output.

Dekonvolüsyon işlemi genellikle yığmadan önce atış veya Ortak Derinlik Noktası (ODN) gruplarına uygulanırken yığma sonrasında da uygulamak mümkündür. Ancak yığmadan önce uygulanan dekonvolüsyon işlemi daha sağlıklı bir hız analizi yapılmasını sağlayacaktır. Ayrıca dekonvolüsyon sonrası oluşan gürültülerin de yığma işlemi ile sönmüldüğü düşünülürse, yığma öncesi dekonvolüsyonun daha avantajlı olduğu açıktır. Yapılan uygulamalar da bu görüşü destekleyecek niteliktedir.

### Kestirim Uzaklığı (a)

Önkestirim dekonvolüsyonunda ayrımlılığı kontrol eden kestirim uzaklığı; özilişkide kaynak dalgacığını temsil eden ve minimum salınma sahip olması istenen uzaklık parametresidir. Kestirim uzaklığı ne kadar küçük seçilirse ayrımlılık o kadar yüksek olacaktır. Bununla birlikte, yüksek frekanslı gürültü içeriği de artabilir ve birincil yansımalarla ait en büyük genlikli olaylar sönmünebilir. Böylece S/G oranı azalabilir. Bu nedenle kestirim uzaklığı belirlenirken ayrımlılık ile birlikte S/G oranı da göz önünde bulundurulmalıdır.



Şekil 2. Temsili özilişki fonksiyonu.

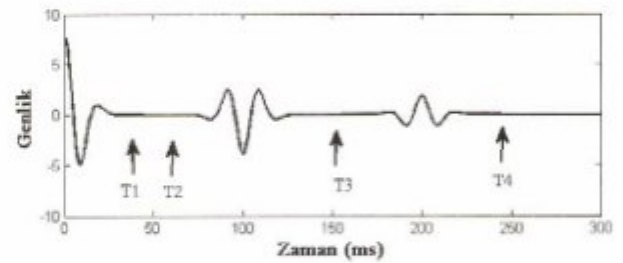
Figure 2. Representative autocorrelation.

Bazı araştırmacılar kestirim uzaklığını özilişki fonksiyonunun 1. veya 2. sıfır kesim noktası olarak tanımlamışlardır. Fakat özilişki fonksiyonu, büyük genlikli ve küçük periyotlu sığ yansımaların etkisi altındadır. Bu nedenle ön veri işlem ve genlik kazancı uygulanmış verinin özilişkisinde kestirim yapmak en doğru olanıdır. Uzak alıcılara doğru genlik ve frekans soğrulması da göz önüne alınmalıdır. Böylelikle atış kaydı boyunca 1. veya 2. kesim noktası uzak alıcılara doğru artacaktır.

### Operatör Uzunluğu (n)

Operatör uzunluğu süzgecin performansını (kestirim uzaklığına bağlı olarak) kontrol eder ve özilişkiden kestirilen hata bileşeninden daha büyük seçildiğinde performansı artmaktadır. Bir seviyeden sonra süzgeç performansında bir iyileşme olmamakla beraber işlem hacmi de artmaktadır. Fakat gerçekte özilişkinin tahmin edilebilen kısmının, ilk geçiş bölgesinden sonraki en yakın birincil yansıma nedeniyle sınırlı olduğu düşünüldüğünde kestirilebilecek olan operatör uzunluğu da sınırlıdır.

Şekil 3' de ilk geçici bölge (sıfıra yakınsayan ilk geçiş bölgesi) kaynak dalgacığı temsil eder ve operatör uzunluğu bundan küçük seçilemez ( $T_1$ ). Fakat süzgecin etkinliği artırılmak istenirse operatör uzunluğu daha büyük seçilebilir ( $T_2$ ). Eğer özilişki fonksiyonundan belirlenen tekrarlı yansıma (a) varsa, bu tekrarlı yansıma da kaynak dalgacığının salınımı olarak düşünülerek operatör uzunluğunun içine dâhil edilir ( $T_3$ ). Eğer birden fazla tekrarlı yansıma (a ve b) belirlenirse bunlar da sönmünebilir ( $T_4$ ). Kısaca özilişki fonksiyonundan kestirilen ve sismik sinyalde istenmeyen bütün olaylar önkestirim dekonvolüsyonu ile süzülür. Burada dikkat edilmesi gereken husus, kestirilen olayın birincil yansıma olmaması gerekir.



Şekil 3. Özilişki fonksiyonu ve operatör uzunluğu (Güney, 2011).

Figure 3. Autocorrelation function and operator length (Güney, 2011).

### Özilişki Analizi ve Parametre Seçimi

Kabul edilen varsayımlara göre, kendini birden fazla tekrarlayan kaynak dalgacığının bulunduğu bir sinyalin özilişkisinde, bu kaynak dalgacığının birden fazla temsili vardır. Bunlar birbirleri arasındaki zaman farklarına göre özilişki fonksiyonunda sıralanırlar (Şekil 4).

Özilişki fonksiyonunun sıfıra yakınsayan ilk geçiş bölgesi kaynak dalgacığının minimum faz eşdeğeridir. Sonraki ilk olay ise sinyaldeki en yakın iki olay arasındaki zaman farkı hakkında bilgi vermektedir



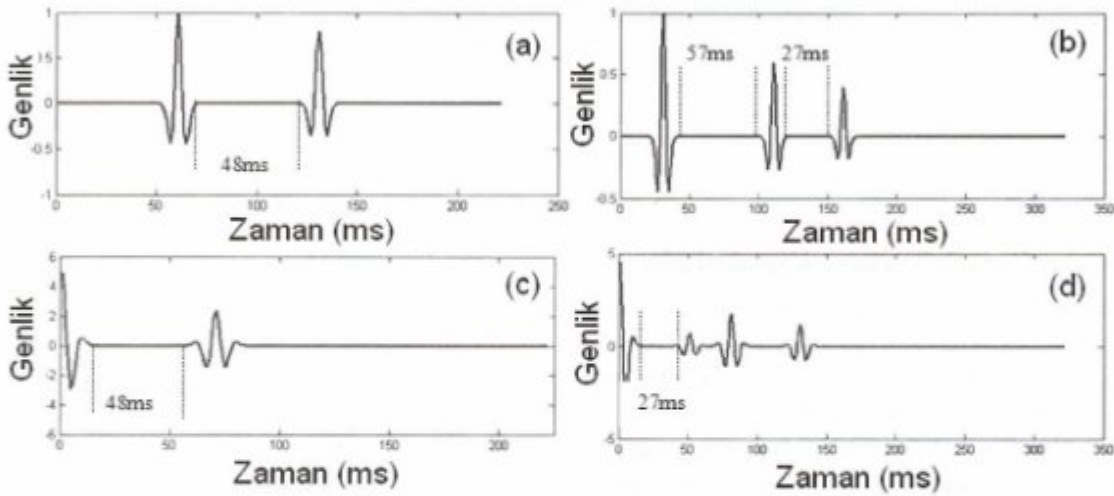
(Şekil 4). En yakın ikinci olayın karakteri ise atış kaydının özilişki fonksiyonu incelenerek belirlenebilir. Eğer en yakın olay bir tekrarlı yansıma ise atış kaydının özilişkisinde uzak alıcılara doğru düz bir karakter sergileyecektir, çünkü tekrarlı yansımaların hızları aynıdır. Eğer en yakın olay birincil yansıma ise uzak alıcılara doğru zaman farkı azalan bir karakter sergileyecektir (Şekil 5). Çünkü derinlikle hızın arttığı varsayımı kabul ediliyorsa iki birincil yansıma arasındaki zaman farkı uzak alıcılara doğru azalacaktır. Böylelikle atış kaydının özilişkisinde ikinci en yakın olayın karakteri belirlenir ve önkestirim dekonvolüsyonu işlemi ile sönümlenebilir.

Bu çalışmada; önkestirim dekonvolüsyonunda daha etkin şekilde parametre seçimi yapılabilmesi için;

1) Geleneksel dekonvolüsyon işleminde tüm izler için sabit parametre seçimi uzak alıcılara göre mi yoksa yakın alıcılara göre mi seçilmelidir?

2) Kestirim uzaklığı için 1. veya 2. kesim noktası özellikle derin yansımaların genliklerini korumak için yeterli midir?

sorularına cevap aranmaktadır.

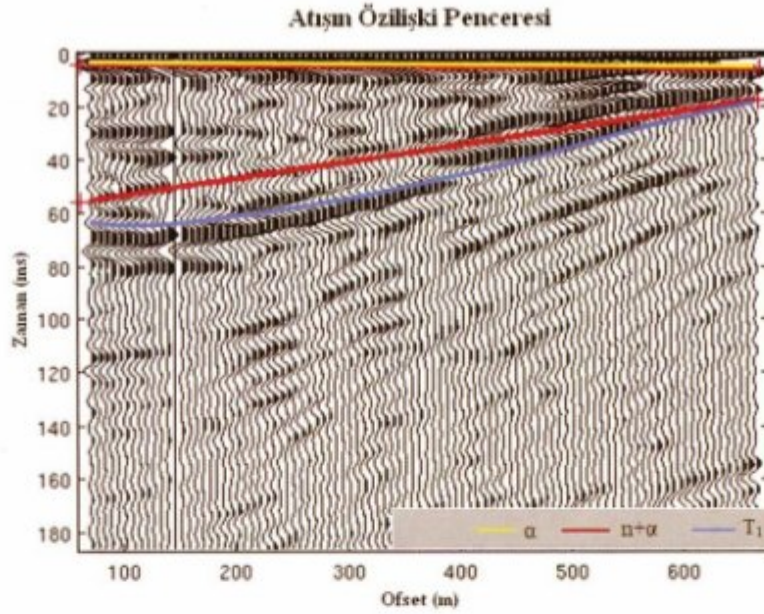


Şekil 4. (a) İki yansımali sinyal, (b) üç yansımali sinyal (c) iki yansımali sinyalin özilişkisi, (d) üç yansımali sinyalin özilişkisi (Güney, 2011).

Figure 4. (a) Signal with two reflection, (b) signal with three reflection, (c) autocorrelation of signal with two reflection, (d) autocorrelation of signal with three reflection (Güney, 2011).

Şekil 5 gerçek bir atış kaydının özilişkisini göstermektedir. Özilişki fonksiyonunda yaklaşık 30ms civarında düz bir olay ve yaklaşık 65ms civarında uzak alıcılara doğru zaman farkı azalan bir olay gözlenmektedir. İlk olay tekrarlı yansıma ikinci olay birincil yansıma olarak değerlendirilirse; birincil yansımaya zarar vermemek için operatör uzunluğunu en uzak alıcılara göre değerlendirmek gerekir. Bu durumda kestirim uzaklığı ve operatör uzunluğu

$(N+\alpha)$  toplamı 20ms den küçük olmak zorundadır (Şekil 6). Eğer yakın alıcılar temel alınarak daha büyük seçilirse uzak alıcılardaki birincil yansıma genlikleri sönümlenecektir (Şekil 7). Bunun yanında toplam operatör uzunluğu  $(N+\alpha) < T_1$  olarak ayarlanmalıdır ki birincil yansımalar zarar görmesin.



Şekil 5. Gerçek bir atış kaydının özilişki fonksiyonu ve ofset boyunca kestirim uzaklığı ( $\alpha$ ) ve operatör uzunluğu ( $n$ ) parametrelerinin belirlenmesi.

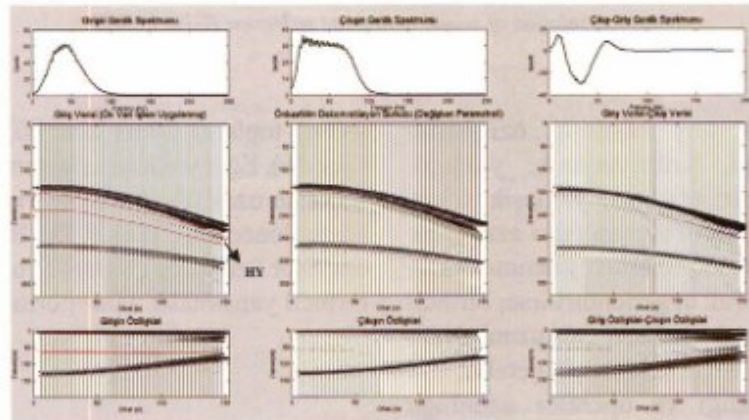
Figure 5. Autocorrelation function of a real shot record and determining of prediction distance ( $\alpha$ ) and operator length ( $n$ ) parameters.

### Yapay ve Gerçek Verilere Uygulamalar

Yukarıdaki soruların cevaplanabilmesi için, sabit parametre seçimi anlayışından uzaklaşılarak uzaklık bağımlı parametre seçimi geliştirilmiştir. Bu kapsamda her bir sinyal için değişken kestirim uzaklığı ve operatör uzunluğu belirlenmiştir. Kestirim uzaklığı uzak alıcılara doğru artmakta ve operatör uzunluğu da uzak alıcılara doğru azalmaktadır (Şekil 5 ve Şekil 8).

Ön veri işlem adımları yapılmış ve iki adet birincil yansıma ile hayalet yansıma içeren bir atış verisi için

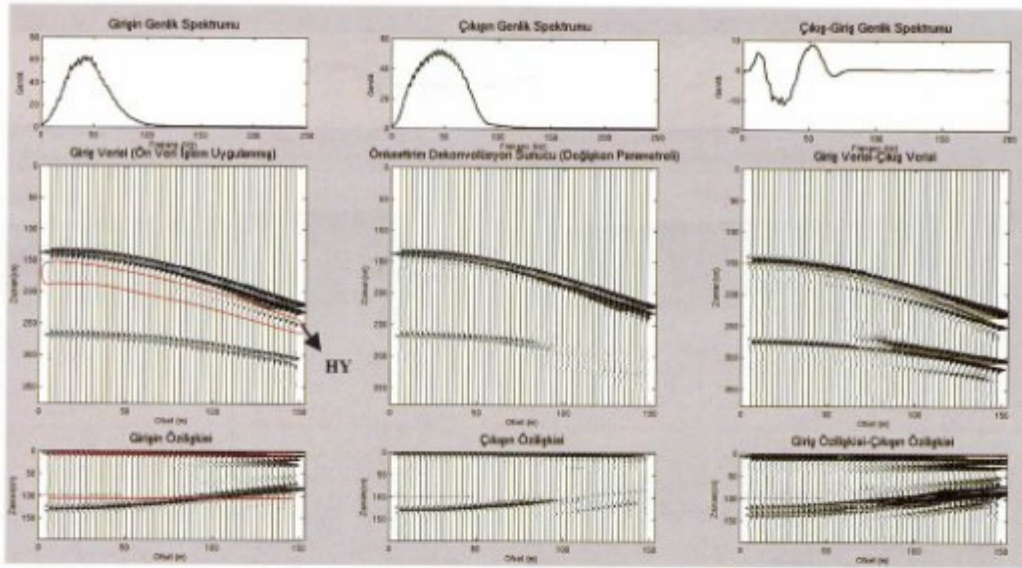
uzak alıcılara göre (Şekil 6), yakın alıcılara göre (Şekil 7) ve değişken parametreler (Şekil 8) ile önkestirim dekonvolüsyonu uygulanmıştır. Yakın alıcılara göre parametre seçimi yapıldığında uzak alıcılardaki birincil yansıma genlikleri sönümlenmiştir (Şekil 7). Uzak alıcılara göre parametre seçimi yapıldığında birincil yansımalar zarar görmemiştir fakat yakın alıcılardaki süzgeç performansı düşmüştür (Şekil 6). Değişken parametre seçiminde ise yakın alıcılardaki süzgeç performansı artırılarak birincil yansımalar zarar verilmemiştir (Şekil 8).



Şekil 6. Hayalet yansıma içeren bir atış verisi ve uzaktaki kanallar temel alınarak belirlenen parametreler ile önkestirim dekonvolüsyon uygulaması (HY: Hayalet Yansıma).

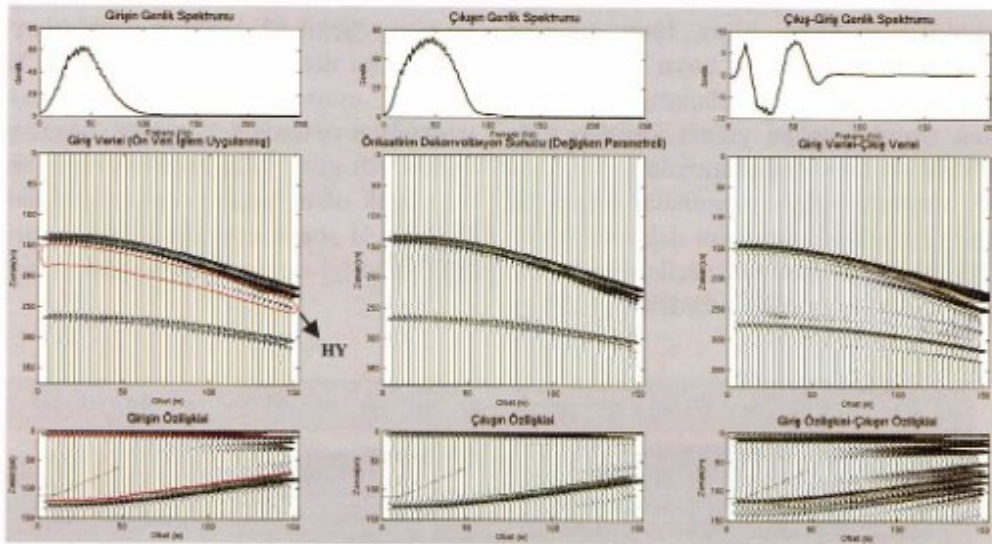
Figure 6. A shot gather including ghost and predictive deconvolution application with determined parameters based on far offsets (HY: Ghost).





Şekil 7. Hayalet yansıma içeren bir atış verisi ve yakınlardaki kanallar temel alınarak belirlenen parametreler ile önkestirim dekonvolüsyon uygulaması.

Figure 7. A shot gather including ghost and predictive deconvolution application with determined parameters based on near offsets.



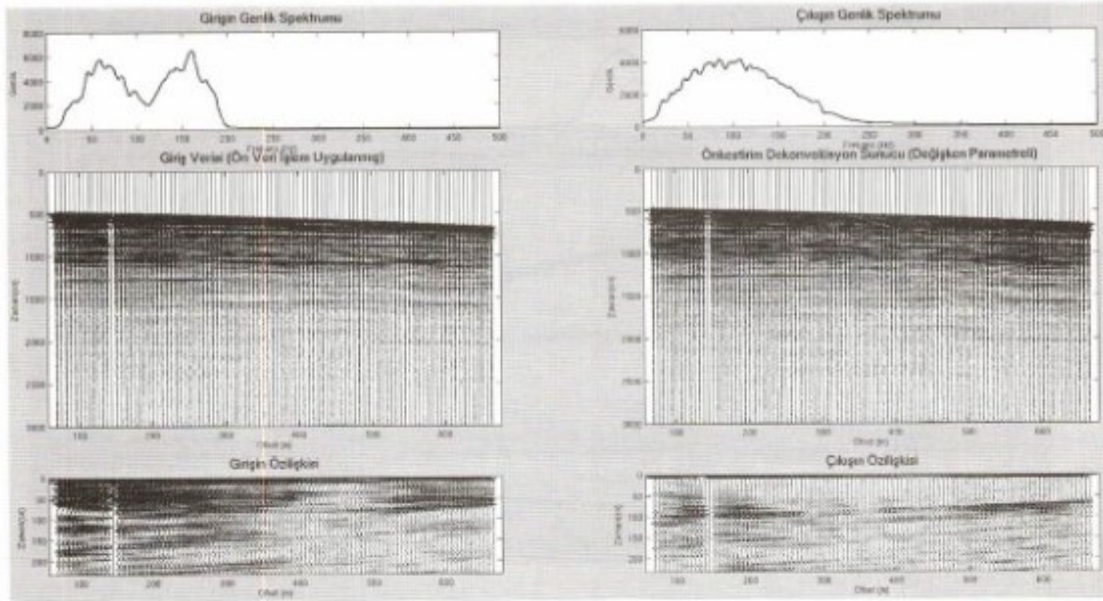
Şekil 8. Hayalet yansıma içeren bir atış verisi ve değişken parametreler ile önkestirim dekonvolüsyon uygulaması.

Figure 8. A shot gather including ghost and predictive deconvolution application with variable parameters.

Ofset bağımlı önkestirim dekonvolüsyonunun etkisini görmek için yığma kesitlerini incelemek gerekir. Bu kapsamda Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Sismik Ekibi tarafından Seferihisar açıklarında 2 hat üzerinde toplanan sismik verilerden 1. hat için 4 farklı önkestirim dekonvolüsyonu 2. hat için ise 2 farklı önkestirim dekonvolüsyonu uygulanmıştır. Her iki hat için de ProMAX veri işlem programı üzerinden,

aynı parametreler kullanılarak yığma kesitleri elde edilmiştir. Değişken parametre seçimi ile önkestirim dekonvolüsyon uygulaması için ayrıca Matlab' da yazılan program kullanılmıştır.

Şekil 9'da 1. hattın herhangi bir atışı için ofset bağımlı önkestirim dekonvolüsyonunun göstermektedir. Çıkışın özilişkisine bakıldığında, kestirilen en yakın yansıma olayına kadar olan salınımlar ve tekrarlılar sönümlenmiştir.

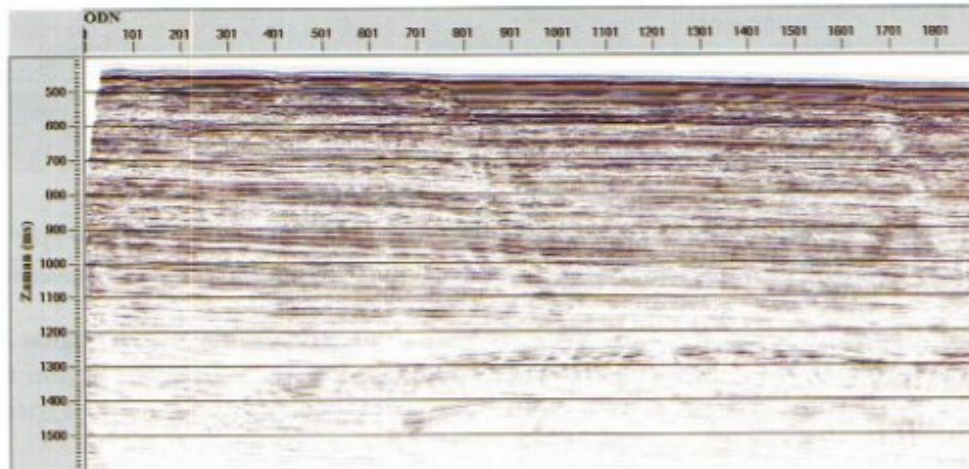


Şekil 9. Hat 1 den bir atış verisi için offset bağımlı önkestim dekonvolüsyonu.

Figure 9. Offset dependent predictive deconvolution for a shot gather from line 1.

İlk hattın atış verilerine sırasıyla 7ms, 10ms, 12ms kestirim uzaklıkları ve 43ms, 40ms, 38ms operatör uzunlukları ile toplam operatör boyu 50ms olan önkestim dekonvolüsyonları uygulanmıştır ve bir de dekonvolüsyon uygulanmadan yığma kesitleri elde edilmiştir. Sabit parametre sonuçları karşılaştırıldığında 1200-1500ms arasında kalan yansımalar 12ms lik kestirim uzaklığına sahip önkestim dekonvolüsyon sonucunda (Şekil 13) daha iyi seçilebilmektedir. Ayrıca sıkı birimlerdeki ayrımlılığında daha iyi olduğu

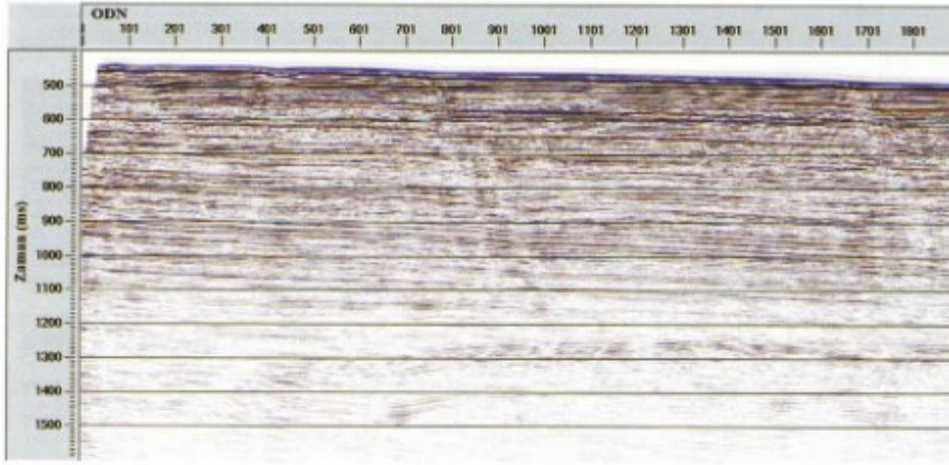
söylenabilir. İkinci kesim noktası olan 7ms (Şekil 11) ve 10ms (Şekil 12) kestirim uzaklıkları ile uygulanan önkestim dekonvolüsyon sonuçları hem S/G oranı hem de ayrımlılık bakımından 12ms lik kestirim uzaklığına ve hatta dekonvolüsyonsuz yığma kesitine (Şekil 10) göre daha kötü sonuçlar vermiştir. Buna ek olarak offset bağımlı önkestim dekonvolüsyonu (Şekil 14) sonucunun da 12ms kestirim uzaklığına göre daha iyi sonuç verdiği görülmektedir.



Şekil 10. Dekonvolüsyonsuz yığma kesiti (hat 1).

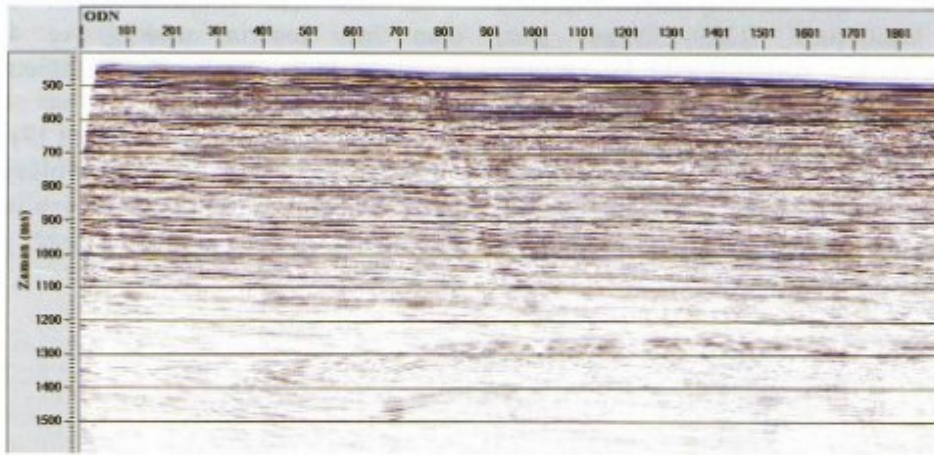
Figure 10. Stack section without deconvolution (line 1).





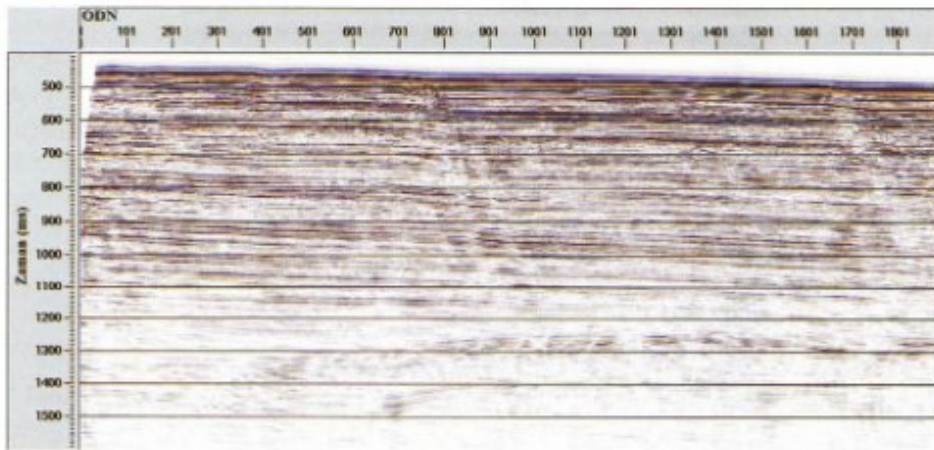
Şekil 11. Kestirim uzaklığı  $\alpha=7ms$ , operatör uzunluğu  $n=43ms$  ile uygulanan önkestirim dekonvolüsyonu sonucu elde edilen yığma kesiti (hat 1).

Figure 11. Predictive deconvolution output with prediction distance  $\alpha=7ms$ , operator length  $n=43ms$  (line 1).



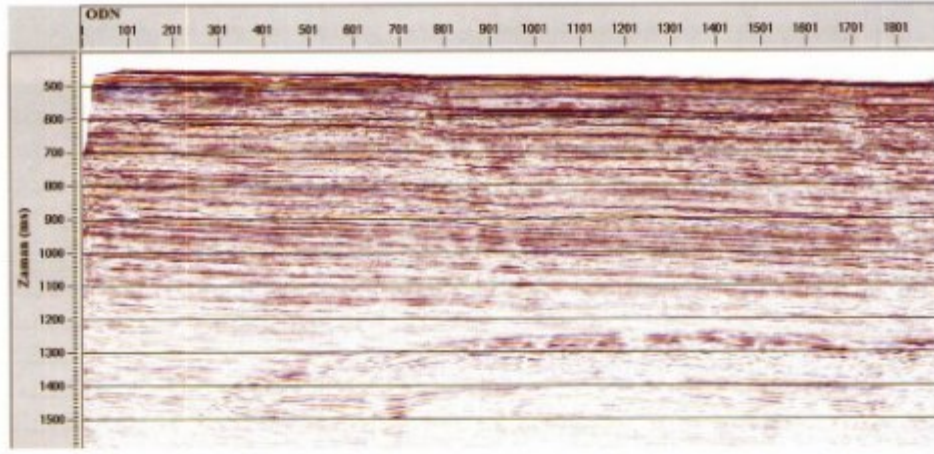
Şekil 12. Kestirim uzaklığı  $\alpha=10ms$ , operatör uzunluğu  $n=40ms$  ile uygulanan önkestirim dekonvolüsyonu sonucu elde edilen yığma kesiti (hat 1).

Figure 12. Predictive deconvolution output with prediction distance  $\alpha=10ms$ , operator length  $n=40ms$  (line 1).



Şekil 13. Kestirim uzaklığı  $\alpha=12ms$ , operatör uzunluğu  $n=38ms$  ile uygulanan önkestirim dekonvolüsyonu sonucu elde edilen yığma kesiti (hat 1).

Figure 13. Predictive deconvolution output with prediction distance  $\alpha=12ms$ , operator length  $n=38ms$  (line 1).



Şekil 14. Kestirim uzaklığı ve Operatör uzunluğunun değişken seçilerek uygulanan önkestirim dekonvolüsyonu sonucu elde edilen yığma kesiti (Hat 1).

Figure 14. Predictive deconvolution output with prediction distance and operator length are variable.

Şekil 15’de tüm sonuçların daha iyi karşılaştırılması için yığma kesitlerinin 1220-1500ms arası gösterilmektedir. Açıkça görülmektedir ki, kestirim uzaklığı arttıkça (7,10 ve 12ms) genlikler daha iyi korunabilmektedir. 7ms ve 10ms kestirim uzaklığı ile uygulanan önkestirim dekonvolüsyonu, özellikle, derin yansımaların ayrırlılığını arttıramadığı gibi genlik kaybına neden olmuştur. Bunun yanında ofset bağımlı parametre seçimi ile en iyi S/G oranının sağlandığı görülmektedir.

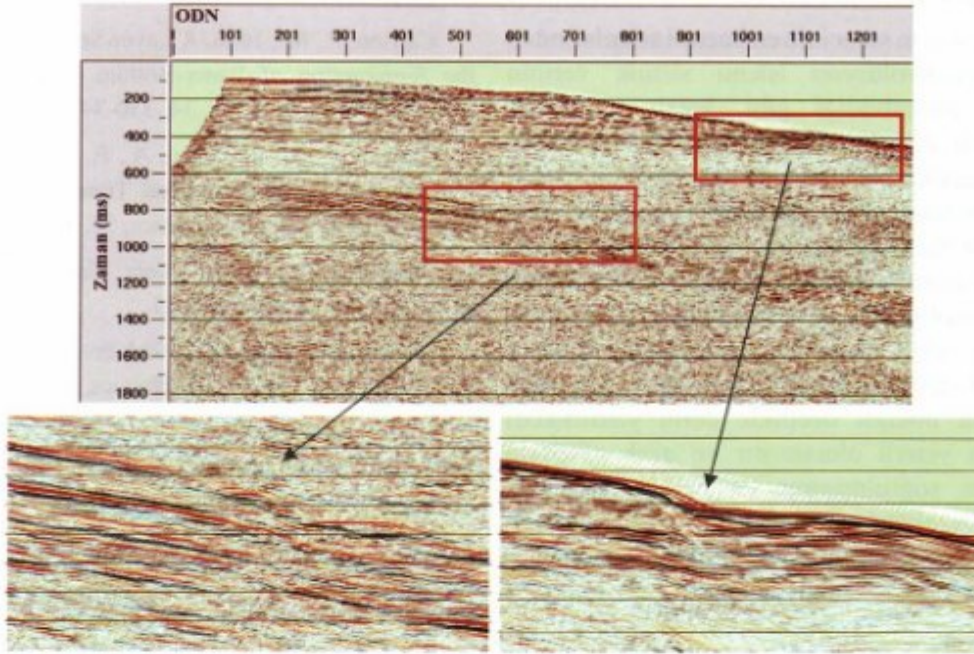
2. hat için yalnızca ikinci kesim noktası olan 7ms kestirim uzaklığı ve 43ms operatör uzunluğu kullanılarak sabit parametrelili önkestirim dekonvolüsyonu (Şekil 16) ve ofset bağımlı önkestirim dekonvolüsyonu (Şekil 17) uygulanmıştır. Ofset bağımlı önkestirim dekonvolüsyon sonucunda özellikle derin yansımalarla ait genliklerin daha iyi korunduğu ve bunun yanında sık yansımalarla ilgili ayrırlılığın arttığı da söylenebilir.



Şekil 15. (a) Dekonvolüsyonsuz, (b)  $\alpha=7ms$  ve  $n=43ms$ , (c)  $\alpha=10ms$  ve  $n=40ms$ , (d)  $\alpha=12ms$ ,  $n=38ms$ , (e) ofset bağımlı önkestirim dekonvolüsyonu sonucu elde edilen yığma kesitleri (1220-1500ms).

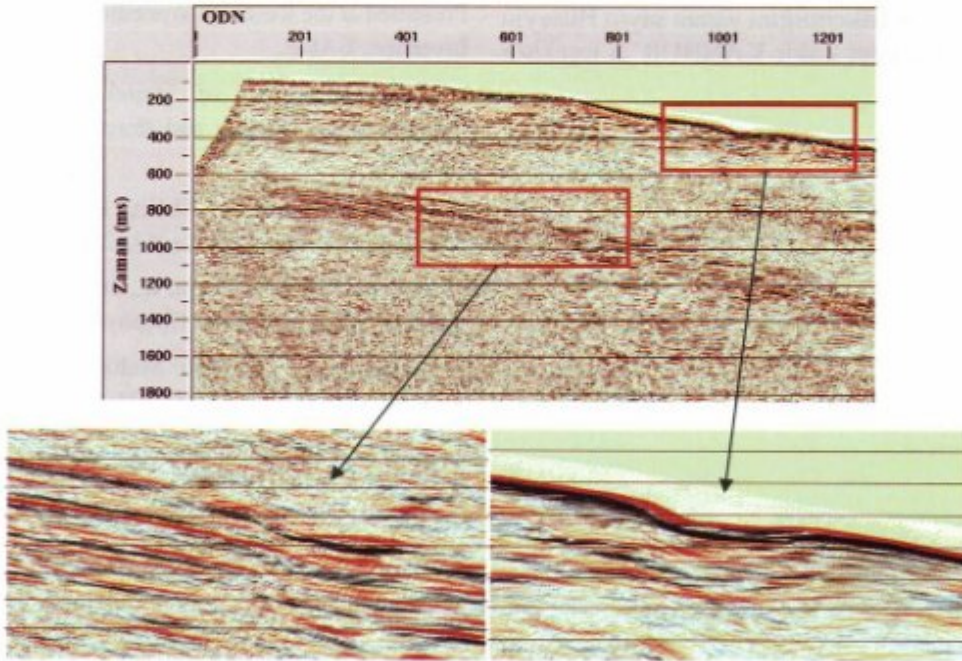
Figure 15. (a) Without deconvolution, (b)  $\alpha=7ms$  ve  $n=43ms$ , (c)  $\alpha=10ms$  ve  $n=40ms$ , (d)  $\alpha=12ms$ ,  $n=38ms$ , (e) offset dependent predictive deconvolution outputs (1220-1500ms).





Şekil 16. Kestirim uzaklığı  $\alpha=7\text{ms}$ , Operatör uzunluğu  $n=43\text{ms}$  ile uygulanan önkestirim dekonvolüsyonu sonucu elde edilen yığma kesiti (hat 2).

Figure 16. Predictive deconvolution output with prediction distance  $\alpha=7\text{ms}$ , operator length  $n=43\text{ms}$  (line 2).



Şekil 17. Kestirim uzaklığı ve Operatör uzunluğunun değişken seçilerek uygulanan önkestirim dekonvolüsyonu sonucu elde edilen yığma kesiti (hat 2).

Figure 17. Predictive deconvolution output with variable prediction distance and operator length (line 2).

## SONUÇLAR

Sismik veri işlem sürecinin en önemli adımlarından biri olan dekonvolüsyon işlemi sismik verinin ayrımlılığını arttırılabildiği gibi, hatalı parametre seçimine bağlı olarak veri kalitesini de bozabilir. Önkestirim dekonvolüsyonunda en önemli aşama parametre seçimidir. Bu aşamada verinin ön veri işlem aşamalarından geçmiş olması ve derin yansıma genliklerinin arttırılması daha iyi özilişki analizi sağlar. Özilişki analizinde uzak ofsetlere doğru zaman farkı gözlenerek en yakın ikinci olayın karakteri belirlenir. Yapılan uygulamalarda; kestirim uzaklığı için 1. veya 2. sıfır kesim noktası özellikle derin yansımaları korumak için yeterli olmamıştır ve uzak ofsetlere doğru frekans soğrulmasının da hesaba katılması ile artması gerekmektedir. Operatör uzunluğunun ise yakın ofsetlerde daha büyük seçildiğinde süzgeç performansını arttırdığı gözlenmiştir.

## Katkı Belirtme

Verileri sağlayan Dokuz Eylül Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü Sismik Ekibi ve Koca Piri Reis Gemisi Personeline teşekkür ederiz. Bu çalışma 19. Uluslararası Jeofizik Kongresi ve Sergisi'nde 'Önkestirim Dekonvolüsyonunda Etkin Parametre Seçimi' başlığı altında sunulmuştur. Yazarlar, makalenin hakemliğini yapan sayın Hüseyin TUR ve sayın Mehmet Zakir KANBUR'a teşekkür eder.

## Kaynaklar

- Carrión, P., M., 1986. A Layer-Stripping Technique for the Suppression of Water-Bottom Multiple Reflections, *Geophysical Prospecting*, 34, 330-342.
- Carrión, P., M. ve Braga, A., P., 1990. Iterative Trace Deconvolution and Noncausal Transform for Processing Band-Limited Data, *Geophysics*, 55, 1549-1557.
- Dondurur, D., 2009. Deniz Sismiğinde Veri İşlem, JFMO Eğitim Yayınları No:11.
- Gibson, B. ve Larner, K., 1984. Predictive Deconvolution and Zero Phase Source, *Geophysics*, 49, 4, 379-397.
- Güney, R., Karlı, H. ve Dondurur, D., 2010 Önkestirim Dekonvolüsyonunda Etkin Parametre Seçimi, 19. Uluslararası Jeofizik Kongresi ve Sergisi.
- Güney, R., 2011. Önkestirim Dekonvolüsyonunda Parametre Seçimi ve Uygulamaları, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 391992.
- Jensen, O., G. Ulrych, T., J., Todeschuk, J., P., Leaney, W., S. ve Walker, C., 1988. Blueness Compensation in Deconvolution for the Reflectivity Sequences, 58. Annual International Conference, SEG, Expanded Abstracts, 939-942.
- Marschall, R., ve Knecht, M., 1986. Reflectivity-Corrected Deconvolution and its Influence on Inversion, Presented at the Research Workshop on Deconvolution and Inversion, EAGE.
- Peacock, K. L. ve Treitel, S., 1969. Predictive Deconvolution: Theory and Practice, *Geophysics*, 34, 2, 155-169.
- Porsani, M., J. ve Ursin, B., 1998. Mixed-Phase Deconvolution, *Geophysics*, 63, 2, 637-647.
- Porsani, M., J. ve Ursin, B., 2007. Direct multichannel predictive deconvolution, *Geophysics*, 72 2 11-27.
- Robinson, E., A., 1966. Multichannel z-transform and Minimum Delay, *Geophysics*, 31, 3 482-500.
- Yılmaz, O., 2001. Seismic Data Analysis, Investigations in Geophysics SEG, Volume 1, 159-270.



# NEDEN JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ETÜTLERİ ZEMİN ETÜTLERİNDE ZORUNLU OLMALI

## Why Geophysical Engineering Studies in Soil Studies must be Mandatory

Ali KEÇELİ

*Salacak Mh., Bestekar.Selahattin Pınar Sk., Deniz Apt., No:130/8, Üsküdar, İstanbul, TÜRKİYE  
(keceliali\_jfz@yahoo.com.tr)*

### ÖZET

Bu makalede, zemin özellikleri ve çeşitli hasar türleri arasındaki ilişkiye bağlı deprem hasar sınıflaması yapılmıştır. Bundan başka, potansiyel deprem hasarlı alanların sismik ışın yolları kullanarak şematik modeli elde edilmiştir. Tabankaya topoğrafyası deprem şiddetini ve titreşim müddetini 2-3 kat artırabilmekte veya azaltabilmektedir. Tabankaya topoğrafyasına bağlı ağır deprem hasarlarının dağılımı belirli yerlerde ve deprem merkezinden uzakta meydana gelebilmektedir. Tabankaya topoğrafyasının saptanması ancak jeofizik mühendisliği etüdü ile mümkündür. Eğer ağır hasar potansiyel alanlar jeofizik mühendisliği uygulamaları ile önceden belirlenirse, büyük depreme kadar endişe ile beklemek gerekmez. Jeofizik mühendisliği etütsüz zemin etütleri eksik ve sakıncalıdır. Böyle bir durumda, sorumlular hakkında yasal sorular oluşabilir. Ayrıca, sismik kayma dalga hızı ve sismik sinyal spektrumundan elde edilecek rezonans frekansının saptanması sadece jeofizik mühendisliği uygulamaları ile mümkün olabileceği gösterilmiştir. Bu sebepten, mikrobölgeleme ve parsel bazındaki zemin etütlerinde jeofizik mühendisliği etütleri zorunludur.

**Anahtar Kelimeler:** Deprem ağır hasarları, Tabankaya etkisi, sismik dalga yayılım yolu, deprem hasar sınıflaması, zemin etütlerinde yasal sorumluluk.

### ABSTRACT

In this article, an earthquake damage classification depending on the relationships between soil properties and various damage types has been made. Besides, schematic modelling of the area with potential earthquake damage has been obtained by using seismic ray paths. Bedrock topography can increase or decrease the earthquake amplification and the duration of shaking by 2-3 times at the surface. The distribution of heavy earthquake damages depending on the bedrock topography may occur at specific locations and far from the epicenter. The determination of the bedrock topography is possible only by geophysical engineering studies. We need not wait with anxious until the next major earthquake if heavy damage potential areas are defined before by geophysical engineering studies. Soil studies without geophysical engineering studies are incomplete and inconvenient. Such a case, legal problems about responsible can create. Also, it has been shown that determination of resonance frequency to be obtained from seismic shear wave velocity and seismic signal spectrum can be possible only by geophysical engineering. Therefore, geophysical engineering studies for microzonation soil studies and parcel soil studies are indispensable.

**Key Words:** Earthquake heavy damages, bedrock effect, seismic wave propagation paths, earthquake damage classification, legal responsibility in soil studies.



## 1. GİRİŞ

Depremlerde yerleşim merkezlerinde aynı özellikteki zemin üzerine aynı malzeme, aynı proje ile ve aynı kişiler tarafından inşa edilmiş olsalar bile bazı binaların ağır hasarlı veya orta hasarlı, yanındaki veya civarındaki binalarda hiçbir hasarın olmadığı görülür. Deprem ağır hasarlarının dağılım biçimlerinin gelişigüzel olmasında dikkat çekici bu özellik deprem tehlikesi azaltma çalışmaları amacıyla bir çok araştırmacı tarafından jeoteknik, jeolojik ve jeofizik yönleriyle araştırılmıştır. 1985 Mexico City depreminde, deprem merkez üstünden 350 km uzaktaki şehrin tam merkezinde ağır hasar kuşağının meydana gelmesi, sismik dalga yayıldığı tabankaya kireçtaşı ortasında düşük hızlı bir seviyede kanallı olan ardışık yansımaların meydana gelmesi ve şehir merkezinin altında derin bir kanyonun varlığı derin etütler içeren jeofizik yöntemlerle saptanarak açıklanabilmektedir (Alvarez 1990). 1995 Kobe depremindeki ağır hasar bölgeleri, ancak, sismik ölçümlerle saptanabilen tabankaya kırılmalarının deprem dalgalarının yayılım yolunu etkilemesi ile yeryüzünde oluşan odaklanmaların neden olması ile açıklanmıştır (Motosaka et al. 1997). 1994 Northridge depreminde de benzeri durumun dikkat çekici bu ve benzeri özellikler üzerine Jeolojik Araştırma Kurumu olan ABD Geological Survey (USGS) tarafından deprem tehlikesi azaltma çalışmalarında, özetle, ağır hasar mevkilerinin yer içi heterojen jeolojik özelliklerinin sismik dalgaların yayılım yollarını etkilemesiyle oluşan zemin sarsıntı genliğini, ivmesini ve müddetini büyütmekten kaynaklandığını tespit etmişlerdir. Bu araştırmacıların bulgularıyla ağır hasar mevkilerini önceden belirlemek için büyük bir deprem beklemeye gerek olmadığı sonucuna varmışlardır (URL-1, Schuster et al. 1990; Jozef et al. 2000, EUROCODE-8).

17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminde Adapazarı ili şehir merkezindeki ağır hasar mevkilerinin nedenini Japon bilim adamları jeofizik uygulamalarla şehir merkezi altında gevşek alüvyon içinde tespit ettikleri çok sarp derin bir tabankaya köşesinin bulunması ile açıklamışlardır (URL-2).

1999 Körfez depreminde Kocaeli Büyükşehir Belediyesi sınırlarında jeolojik sınıflamaya göre yerleşime uygun ve jeoteknik sınıflamaya göre  $Z_2$  olarak tanımlanan bölgelerin belirli mevkilerinde ağır hasarların yoğun olması, yerleşime uygun olmayan ve  $Z_4$  olarak tanımlanan bölgelerde hasar olmaması durumuna açıklık getirmek amacıyla,

belediye tarafından söz konusu belirsizliklerin Jeofizik Mühendisliği yöntemleriyle daha detaylı incelenmesi gerekli görülmüştür. (Cevher ve diğ. 2002) ve (Demirtaş ve diğ. 2003) çalışmalarına göre, Kocaeli Büyükşehir Belediyesi zemin ve deprem şube müdürlüğü ve Maden Tetkik Arama MTA uygulamaları ortak sonucuna göre İzmit ili içindeki 1999 deprem ağır hasarları;

- a- Çoğunlukla GK doğrultulu tali fayların sahile yakın kesimlerindeki 35-40 m derinliklerdeki lokal gömülü vadilerin oluşturduğu sismik dalga yayılmalarının yeryüzünde odaklanmasıyla,
- b- Vadilerin yanal değişimlerine yakın mevkilerde yüzey (Rayleigh) dalgalarının gelişmesiyle,
- c- Kırık kırık mevkilerinde sismik enerji boşalmasıyla meydana gelmiş olduğu,
- d- Zemin sıvılaşması nedeniyle hasar oluşmadığı,

1999 Kocaeli depreminde Avcılar ve Küçük çekmece bölgesinde göl kenarındaki  $Z_4$  sınıfındaki bataklık zeminde yapılmış tek ve çok katlı binalarda hasar olmamış, fakat  $Z_2$  olarak tanımlanan mevkilerde ağır hasar oluşmuştur. Söz konusu Deprem ağır hasar dağılımını jeolojik ve jeoteknik zemin sınıflamalarıyla açıklamak mümkün değildir. Keza, İzmir (Seferihisar) ve Saros Körfezi depremlerinin İstanbul'un diğer bölgelerine göre 1999 depremi Avcılar ağır hasar bölgesinde daha fazla hissedilmesi, ancak URL-1'deki deprem tehlikesi azaltma çalışma sonuçları ile açıklanabilir.

Deprem hasarı inşaat kalitesine ve inşaat zeminine gelen deprem dalgasının büyüklüğüne bağlı, tek başına olmayan, ortak bir olgudur. Halbuki, depremin momenti veya büyüklüğü kontrolümüz dışında olmasına rağmen, herhangi bir deprem olmadan önce, deprem enerjisinin yoğunluğunun zeminde nasıl dağılacakını ve zemin özelliklerini belirlemek ve ona göre inşaat kalitesini sağlamak kontrolümüz dahilindedir. Deprem ağır hasar dağılımını jeolojik ve jeoteknik zemin sınıflamalarıyla açıklamanın mümkün olmamasında çok disiplinli olan deprem zemin etütlerinin uygulamaları içinde önemli bir zemin etüdü eksikliğinin olduğu anlaşılmaktadır. Bu nedenle, bu makalenin amacı, eksik zemin etüdü uygulamalarından kaynaklanan deprem hasarlarının sorumlularının tespitinde hukuki sorunların doğabileceğini ve zemin etütlerinde jeofizik mühendisliği etütlerinin zorunlu olmak zorunda olduğunu göstermektir.



## 2. ZEMİN ÖZELLİĞİ SINIFLAMASINA UYAN DEPREM HASARLARI SINIFLAMASI

Potansiyel deprem ağır hasar mevkilerinin davranışını etkileyen başlıca zemin özellikleri sınıflaması son yıllarda aşağıdaki gibi düzenlenmektedir:

### 1. Zemin Özelliği ( 30 metre derinliğe kadar):

- a- Zeminin sıklığı
- b- Yeraltısuyu
- c- Zemin sıvılaşması
- d- Rezonans (frekans spektrumu)

### 2. Havzanın yapısına bağlı sismik dalgaların yayılım yolu:

- e- Heyelan
- f- Gömülü Tabankaya ve Topoğrafyası (100 metre derinliğe kadar):
  - i. Yüzey dalgaların oluşması
  - ii. Sismik dalgaların odaklanması
  - iii. Sismik ardışık yansımaların meydana gelmesi

Yukarıdaki zemin özellikleri sınıflamasına uygun veya paralel deprem hasarları sınıflaması yapılabilirse daha sağlıklı deprem hasarlarını azaltma zemin etütleri ve deprem hasarlarını değerlendirme çalışmaları

yapılmış olacaktır. Bu amaçla aşağıda zemin hasar ilişkisini gösteren örnekler verilmiştir.

Deprem zemin etütlerinde, genelde, 1. şıktaki sığ derinlikteki zemin özellikleri saptanmaktadır. Şekil 1. 1999 Körfez depreminde sığ derinlikli zemin özelliğine bağlı meydana gelmiş deprem hasarlarından çarpıcı örnekleri göstermektedir. Üç farklı yerel ve üç farklı hasar örneğinde; Şekil 1a zemin sıklığı gevşek olan alüvyon zeminin deformasyonu nedeni ile bina dengesini kaybederek yan yatmış, Şekil 1b de görüldüğü gibi alüvyon zeminin içinde suya doymun kum cebinin sıvılaşması ile taşıma gücünü kaybetmesi sonucu bina zemin içine gömülmüştür. Şekil 1c deprem esnasında zemin ve binanın hakim (öz) titreşim periyotlarının eşit veya yakın olması durumunda oluşan rezonans etkisiyle (bina titreşim genliğinin büyümesi) meydana gelen Kocaeli Üniversitesi deprem hasarını göstermektedir. Deprem rezonans frekansı hasarı deprem esnasında zemin-yapı etkileşimi sonucu, yapının titreşim genliğinin katlanarak büyümesi nedeni ile hasar oluşması olarak tanımlanabilir. Bir inşaatta rezonans etkisinin belirtisi herhangi bir şeyin kuvvetli sarsılmasında, silkelenmesinde yıpranmasına, zayıf ve gevşek olan kısımların düşmesine veya dökülmesine benzetilebilir.

Yukarıdaki Zemin Sınıflaması 1. şıkkına göre sığ zemin özelliklerinden kaynaklanan Şekil 1'deki deprem ağır hasarında bina katlarında ezilme veya tabakalaşma meydana gelmediği görülmektedir.



(a)



(b)



(c)

Şekil 1. Deprem hasar örnekleri; (a) zemin deformasyonu(a): (URL-3), (b) Zemin sıvılaşması (URL-3) ve (c) zemin ve bina arasında rezonans etkisi (Basın, 1999).

Figure 1. Examples for earthquake damages; (a) soil deformation (URL-3), (b) soil liquefaction (URL-3) and (c) Resonance effect between soil and building (Press, 1999).



Şekil 2 ve 3 Şekil 1’deki hasar türlerinden farklı ağır hasar örneklerini göstermektedir. Şekil 1’deki hasar türlerini sığ zemin özellikleri ile açıklamak mümkündür. Ancak, Şekil 2 ve 3’deki ağır hasar çeşitlerini sığ zemin özellikleri ile açıklamak mümkün değildir. Şekil 2 ve 3’deki yıkımla sonuçlanmış ağır hasarlar yetersiz inşaat kalitesi veya bu makalenin konusu olan zemin sınıflaması 2. şıkında belirtilen deprem dalgalarının yayılım özelliği sebebiyle meydana gelmiş olabilir. Yukarıda verilen büyük deprem örneklerinde açıklandığı gibi, bir yerde binaların bir veya birkaçında ağır hasar olurken, aynı zemin özelliğine ve aynı kalitede inşaatı sahip yerlerdeki diğer binalarda ağır hasar görülmemektedir. Bu çeşit deprem hasarı, ancak deprem enerji yoğunluğunun yeryüzüne farklı yoğunluklarda gelmesi ile açıklanabilir. Çünkü: sismik enerji yoğunluğunun az olduğu yerlerde hafif,

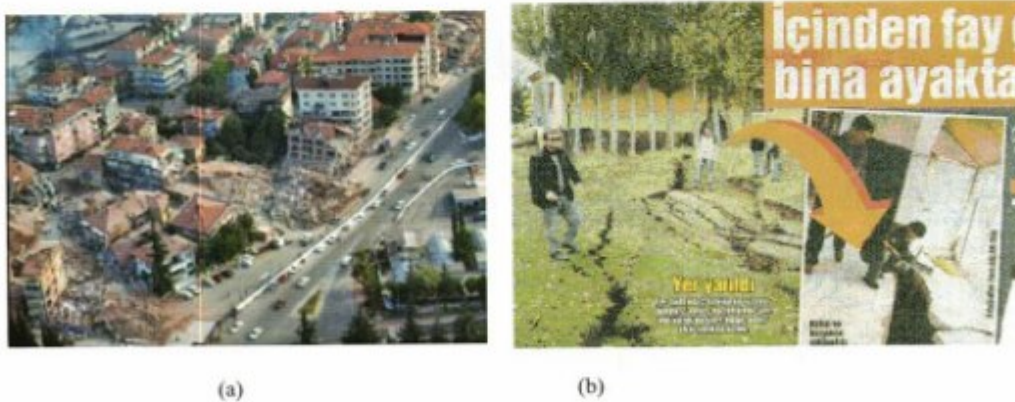
sismik enerji yoğunluğunun çok olduğu yerlerde yapı deprem yükünün tasarımında öngörülenden farklı olması nedeni ile ağır hasarlar meydana gelmesi doğal bir sonuçtur. Demek ki, her ağır hasar durumunu sadece yetersiz inşaat kalitesine bağlamak doğru olmamaktadır. Deprem ağır hasarları dağılımı rastgele görünen bir yerde veya deprem merkezinden uzakta bir yerlerde de oluşabilmektedir. Aslında ağır hasarların dağılımı rastgele olmamaktadır. Yurtdışı araştırma örneklerinde belirtildiği ve Şekil 2-3’deki jeolojik kesitler üzerinde şematik modellemelerde gösterildiği üzere; deprem ağır hasarlarını, dolayısıyla aynı zamanda can kayıpları daha ziyade havzanın yapısını oluşturan tabankayanın özelliğine ve topografyasına bağlı sismik dalgaların yayılım yollarının özelliği etkilemektedir (Alvarez 1990, Motosaka et al. 1997, URL-1, Schuster et al. 1990).



Şekil 2. Sınırlı mevkilerde meydana gelmiş deprem ağır hasar örnekleri (a): (URL-3), (b): (URL-3).

Figure 2. Examples for earthquake heavy damages occurred at specific locations (a): (URL-3), (b): (URL-3).

Şekil 3a Sınırlı bir mevkide meydana gelmiş deprem ağır hasarı ve Şekil 3b Depremde oluşan fay üzerinde hasarsız bina örneğini göstermektedir.



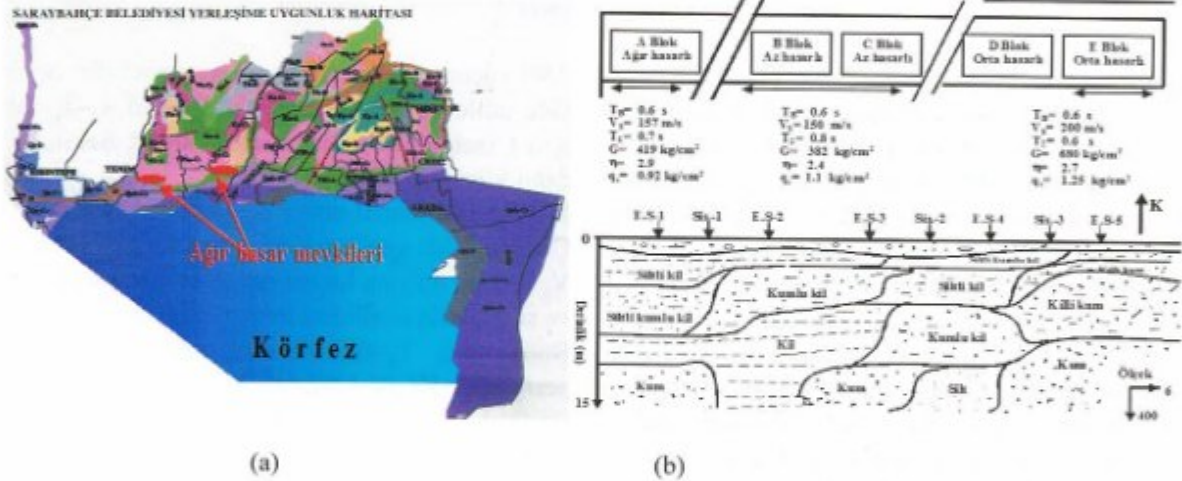
Şekil 3. (a) Sınırlı mevkide deprem ağır hasarı (URL-3) ve (b) Depremde oluşan fay üzerinde hasarsız bina (basın, 2011).

Figure 3. (a) Example for earthquake heavy damage at specific location (URL-3), (b) Building without damage on the fault (press, 2011).



Şekil 4a 1999 Körfez Depreminde Kocaeli Yahya Kaptan Belediyesi sınırları içindeki ağır hasar dağılımını göstermektedir. Her ne kadar Özçep F., ve diğ., 2007, analiz sonucu İzmit, Yahya Kaptan Mh. ve körfez bölgesini (mor renkli) zemin sıvılaşması riskli bölge olarak haritalamış ise de 1999 depreminde anılan bölgelerde zemin sıvılaşmasının olmadığı keza mor renkli körfez bölgesindeki tek ve çok katlı binalarda da hasar oluşmadığı tespit edilmiştir. Şekil 4b Değirmendere Belediye Bölgesinde bir kooperatif blokları hasar dağılımını göstermektedir. 2000 yılında rapor yazımı Zemin Müh. San. Tic. Ltd. Şti.,'ne ait olmak üzere ölçülerini alıp değerlendirme ve yorumunu yapmış olduğum bir çalışmadır. Sismik kırılma ölçüleri 12 kanallı Geometrics cihazı ile blokların doğrultusuna paralel profillerde 3 noktada, 5 metre jeofon aralığında alınmıştır. Jeoelektrik görünür öz direnç düşey derinlik sondajı aynı profiller üzerinde

beş noktada Schlumberger elektrod diziliminde akım elektrodları aralığı 60 metre olarak yapılmıştır. Şekil 4b'deki E.S. 1.-5. beş adet elektrik sondaj ve Sis. 1.-3. üç adet sismik kırılma ölçülerinin alındığı noktaları göstermektedir. Şekil 4b'de  $V_s$ : kayma dalgası hızını,  $T_B$ : Bina etkin periyodu,  $T_z$ : Zemin etkin periyodu,  $G$ : Kayma modülü,  $\eta$ : Zemin büyütme faktörü,  $q_z$ : Müsaade edilebilir taşıma kapasitesini temsil etmektedir. Sismik ve elektrik sondaj verilerinin ortak değerlendirme ve yorumu Şekil 4b deki gibi sonuçlanmıştır. Bloklar aynı doğrultuda, proje, inşaat kalitesi aynı ve zemin de hemen hemen aynı fakat blokların hasar derecesi çok farklı olarak URL-1 de belirtildiği gibi olmuştur. Bloklardan biri ağır hasarlı iken (kolonlar kırılmış donatı bükülerek açığı çıkmış), bir diğeri hasarsız olabilmektedir. Bu tür benzeri örnekler çoğaltılabilir.



Şekil 4. (a) İzmit'te ağır hasar mevkileri (Mor renkli bölge yerleşime uygun olmayan ve  $Z_s$  olarak sınıflandırılan alan) (Cevher ve diğ., 2002), (b) Aynı zemin, aynı inşaat ve farklı hasarı (Aktaş, 2000).

Figure 4. (a) Heavy damages locations in İzmit (violet region: soil classified as not to fit and as  $Z_s$ ) (Cevher ve diğ., 2002), (b) The same soil, the same construction and different damages (Aktaş, 2000).

Yukarıda verilen zemin özellikleri ile çeşitli hasar türleri arasındaki ilişkiye bağlı olarak deprem hasarları sınıflaması, zemin sınıflamasına paralel olarak Zemin-deprem hasarı sınıflaması aşağıdaki gibi yapılabilir:

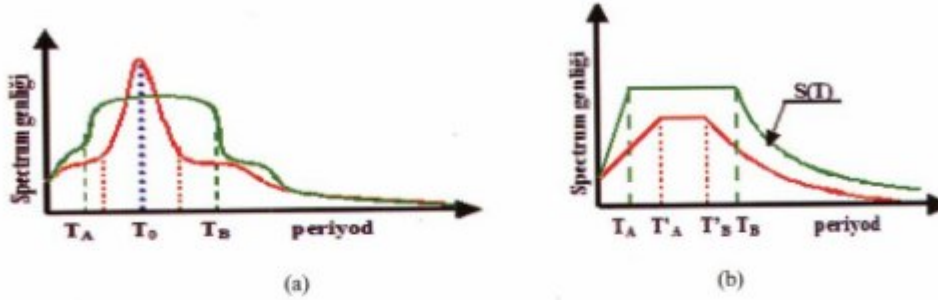
- 1- Gevşek zemin deformasyon hasarı,
- 2- Sıvılaşan zemin deformasyon hasarı,
- 3- Zemin ve yapının Rezonansa girme hasarı,
- 4- Sismik dalga yayılma yoluna bağlı hasar
- 5- İnşaat kalitesine bağlı hasar

Zemin- deprem hasarı sınıflamasındaki 1. ve 2. zemin özellikleri sığ derinlikli etütlerle belirlenebilen etüt türü olup zemin etüdü ile ilgili yerbilimcilerin ortak konusunu teşkil etmektedir. Deprem hasarlarını azaltmada zemin etütlerinin olmazsa olmazı olan zemin etkin veya rezonans frekansı ve sismik dalga yayılma yolları konuları jeofizik mühendisliği bilim alanı olup 3. ve 4. sıktaki hasarların oluşumlarını meslek dışındaki ilgililer için aşağıdaki gibi açıklanabilir.

### 3. ZEMİN VE YAPININ REZONANS FREKANSI (FREKANS SPEKTRUMU) AÇIKLAMASI

Zemin ve yapı arasındaki rezonans frekansı depremin zemin etkin frekansı olup sismik kayıtların spektrumlarından saptanır. Frekans ile ters orantılı

olan zemin etkin periyodu,  $T_0$ , sismik kayma dalgası hızından ( $V_s$ ), saptanabilmekle beraber, Şekil 5.(a) mikrotremör veya ivme kayıtlarının sinyal spektrumlarının  $T_0$  değeri aynı, fakat spektrum karakteristik periyodları ( $T_A-T_B$ ) değerlerinin farklı olabileceğini göstermektedir.



Şekil 5. (a) Spectrum genliğinin karakteristik periyodlarını ( $T_0$ ,  $T_A-T_B$ ) göstermektedir, (b) Spektrum katsayısının  $S(T)$  değişimini göstermektedir.

Figure 5. (a) Shows the characteristic periods ( $T_0$ ,  $T_A-T_B$ ) of the amplitude spectrum, (b) Shows the variation of the spectrum coefficient  $S(T)$ .

$T_0$ , katman kalınlığı,  $h$ , cinsinden ( $T_0 = \sum [4h_i/V_{si}]$ ,  $i=1, 2, 3$ ) bağıntısı ile tanımlanır.  $T_0$ ,  $h$  değeri  $h \geq 50$  metre olarak sabit değerde tutularak  $V_s$  değişimine bağlı olarak elde edilir.  $h$  değerinin bu değerlerde tutulmasının nedeni en büyük periyod ve genliğe sahip olan keza en çok hasar yapan Rayleigh dalgası (yüzey dalgası) 50 metre derinliklerde tamamen etkinliğini yitirmesindendir. Şekil 5.'den anlaşılacağı üzere, sadece  $T_0$  değerinden  $T_A-T_B$  tahmini hatalı zemin sınıflaması verebilmektedir. Hatalı zemin sınıflaması ise, zemin sınıfı farkından dolayı, deprem yükleri farklı hesaplanmasını sonuçlandırır. Bu da, deprem hasarı bağlamında sakıncalı bir durumdur. Örneğin;  $V_s$  'den elde edilen zemin etkin periyodu  $T_0=0.5$  sn ise, karakteristik periyodların  $T_A-T_B = 0.15-0.60$  veya  $0.20-$

$0.90$  seçiminde hatalı kararlar verilebilir. Spektrum elde edilemediği durumlarda  $T_0$ ' dan  $T_A-T_B$  tahmini için Çizelge 1.'den yararlanılabilir. Şekil 5b.'deki daha küçük aralıklı ( $T_A-T_B$ ) 'nin temsil ettiği zemin ( $T_A-T_B$ ) 'nin temsil ettiği zeminden daha sıkı olduğu Çizelge 1.'de görülmektedir.  $V_p$  sıkışma dalgası hızının  $V_s$  kayma dalgası hızına oranı da daha küçük olduğu ve sıkı zemin özelliğini temsil ettiği de görülmektedir. Buna göre,  $T_0=0.5$  sn elde edilecek karakteristik periyodlar  $[V_p/V_s] \approx 2.5-3$  ise;  $T_A-T_B = 0.15 - 0.60$ ,  $[V_p/V_s] \geq 3$  ise;  $T_A-T_B = 0.20 - 0.90$  olarak tahmin edilebilir. Islak ve suya doymuş zeminlerde sadece  $V_s$  sınıflamasına karşın  $V_p$  bilgisini de içerdiğinden hız oranı sınıflaması daha sağlıklı sınıflama olmaktadır.

Çizelge 1. Sismik hız oranı ile karakteristik periyodların tahmini.

Table 1. Estimation of the characteristic periods by means of seismic velocity ratio.

| Deprem yönetmeliğine göre |           | Zemin Özelliğine göre |  | Sismik Hızlara Göre |             |
|---------------------------|-----------|-----------------------|--|---------------------|-------------|
| Yerel Zemin Sınıfı        | $T_A-T_B$ | Yerel zemin sınıfı    |  | $V_p/V_s$           | $V_s(m/sn)$ |
| Z1                        | 0.10-0.30 | Çok sıkı-sert         |  | 1.5-2               | >700        |
| Z2                        | 0.15-0.40 | Sıkı-katı             |  | 2-2.5               | 400-700     |
| Z3                        | 0.15-0.60 | Orta-sıkı-bozuşmuş    |  | 2.5-3               | 200-400     |
| Z4                        | 0.20-0.90 | Gevşek-yumuşak        |  | 3-10                | 200<        |



Standart Penetrasyon testi (SPT) N vuruş sayısı ve ( $V_s$ ) arasındaki deneysel bağıntıları ile dolaylı yoldan elde edilen  $T_0$  değerlerinden  $T_A$  ve  $T_B$  tahmini daha çok hatalı zemin sınıflamasına sebep olabilmektedir. (SPT) N değerlerinden  $T_0$  saptamanın diğer önemli hatalı yanı: 15-20 metre derinliğe kadar yapılan (SPT) N değerlerinden  $T_0$  saptamanın tartışmasız hatalı olacağı aşikardır.

Bu nedenle, yeriçi derinliklerinin  $V_p$  ve  $V_s$  sismik hızlarının ve spektrumlarının dolayısıyla karakteristik periyotların ancak jeofizik mühendisliği uygulamalarıyla saptanabildiğinden mikrobölgeleme ve parsel bazında deprem zemin etütlerinde jeofizik mühendisliği zemin etütleri zorunlu olmak zorundadır.

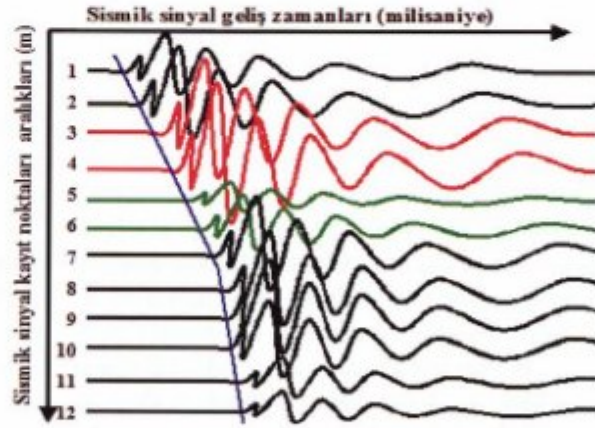
#### 4. DEPREM DALGASI YAYILIM YOLLARI HASARLARININ AÇIKLAMASI

Deprem büyüklüğü veya enerji yoğunluğunun başka bir deyişle deprem dalgası genliğinin zayıf olduğu zeminlerde deprem hasarının olmayacağı da bir gerçektir. Bu bağlamda deprem dalgası farklı enerji yoğunluğu oluşmasına sebep olan sismik dalga yayılım yolları önem arz etmektedir. Yukarıda açıklanan deprem ağır hasarlarının araştırma örneklerinde doğanın söylediği bir kural vardır. Esasında zemine bağlı deprem hasarını en aza indirmek için zemin ve

inşaat temel etütleri nasıl yapılacağını bize doğanın kendisi göstermektedir. Doğanın cevabı tartışmasız kural olması gereken en doğru cevaptır. Doğanın cevabı olan kuralı sismik zemin etütlerinde sıkça karşılaşılan kayıt örnekleriyle açıklamak mümkündür. Örneğin; Şekil 6a yerleşim bölgelerinde asfalt, beton, sert ve küçük alanlarda 100 metre derinliklere kadar sismik zemin etütlerinde başarılı olan MASW yöntemi jeofon serilimini göstermektedir. Şekil 6b aynı sismik cihaz ve kaynağı kullanan farklı olarak ayaklı jeofon ile sismik kırılma seriliminden elde edilebilen kayıt örneğini göstermektedir. Şekil 6b'de yapay oluşturulan sismik kayıt örneğinde görüldüğü gibi, çok kanallı bir sismik zemin etütünde, yeryüzünde yapay bir sismik kayanaktan oluşturulması ile yer içi derinliklerinde yayılan sismik dalgaların kırılma ve yansıması sonucu yeryüzündeki jeofonlara geri gelen sinyallerin genlikleri bazı kanallarda büyük ve bazı kanallarda küçük (kırmızı genlikli sinyal genliği büyük, yeşillerin küçük) olabilmektedir. Sismik sinyallerin kayıt cihazının kanallarına farklı genliklerde gelmeleri etüt edilen zeminin yeryüzünde yeriçi jeolojik yapısal özelliklerine bağlı olarak farklı enerji yoğunlukları oluşturduğu örnek şekillerle (Telford ve diğ. 2004, Şekil 4-35.) tarafından açıklanmıştır. Sismik enerji kaynağının deprem olması durumunda Telford'un verdiği örnek şekiller üzerinde sismik enerji yoğunluğunun çok büyük olduğu mevkilerde deprem ağır hasarlarının oluşabileceği (Keçeli 2009, Şekil 20-22.) tarafından verilmiştir.



(a)



(b)

Şekil 6. (a) Sismik etüt uygulamasında jeofonların serilim profili (URL-4), (b) Çok kanallı sismik kayıtların farklı genlikli kanallarını gösteren yapay oluşturulan kayıt örneği.

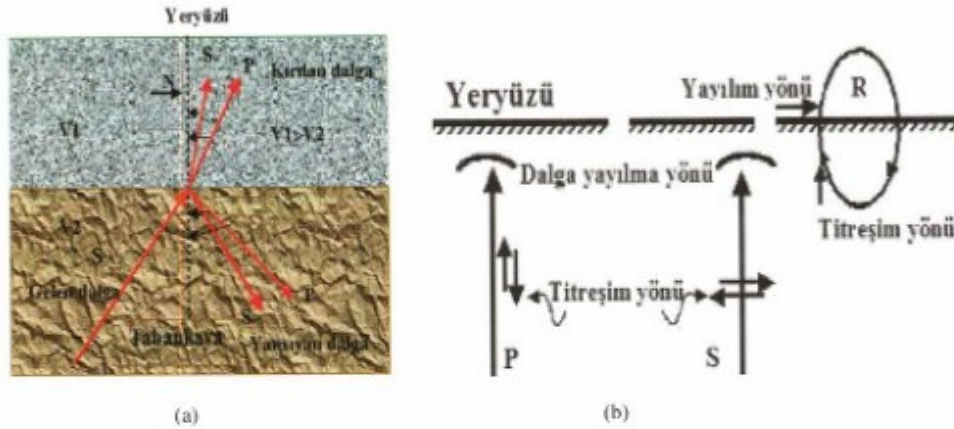
Figure 6. (a) A geophone array profile for seismic study application (URL-4), (b) An artificial example for multi-channel seismic recording with different amplitude.

Sismik sinyallerin kayıt cihazının kanallarına bağlı jeofonlara farklı genlik veya enerji yoğunlukları ile gelmesi doğal bir olaydır. Şekil 6a'daki jeofonlar yerinde bina olmuş olsaydı, deprem esnasında da zeminin yeryüzünde farklı mevkilerine yeriçi jeolojik yapısal özelliklerine bağlı olarak, her bir binaya farklı genlikli sismik enerji gelmesi de doğal bir olaydır. Zeminin yeryüzünde farklı enerji yoğunluğu dağılımı oluşumu aşağıdaki gibi açıklamak mümkündür.

Bilindiği gibi, sismik dalgaların yeriçinde yayılımları optik yasasına göre olmaktadır. Deprem dalgası veya sismik dalga iki farklı jeolojik özellikte

veya  $V_1$  ve  $V_2$  gibi farklı sismik hıza sahip ortamın ortak sınırına geldiğinde, Şekil 7a' da görüldüğü gibi, normale geliş açısına bağlı olarak, yansıma ve kırılmaya uğrar.

Şekil 7b kırılan ve yansıyan sismik dalga türlerinin yayılma yönü ve titreşim yönlerini göstermektedir. Optik kuralı tabankaya topoğrafyası ortak sınırına uygulandığında tabankaya topoğrafyasına bağlı ağır hasarların oluşumuna bilimsel bir yanıt aşağıdaki gibi deprem dalgası sismik ışını ile şematik modeli elde edilebilir.



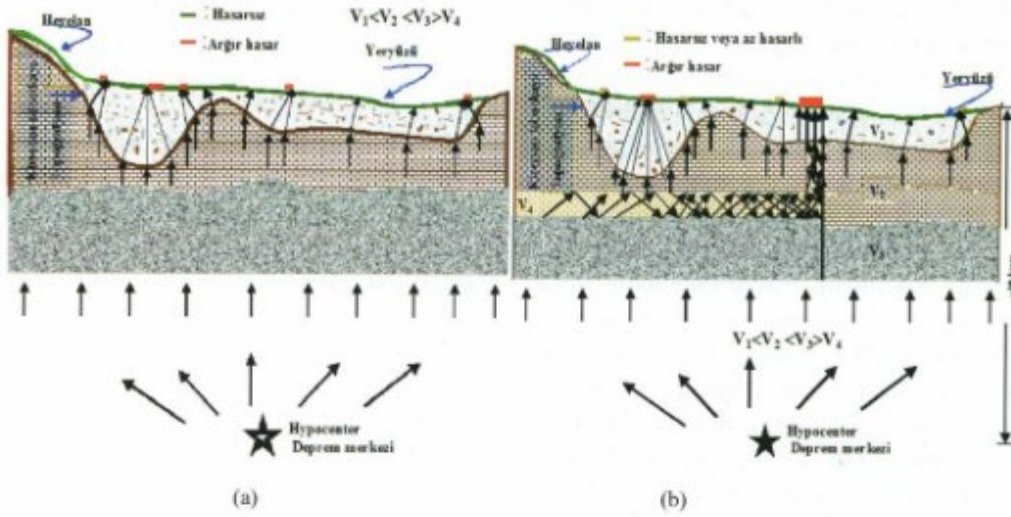
Şekil 7. (a) Sismik dalganın farklı ortam sınırında yansıma ve kırılması, (b) P: ilk gelen, S: ikinci gelen ve R: yüzey dalgalarının yayılma ve titreşim yönleri.

Figure 7. (a) Seismic reflection and refraction of waves in different media border, (b) Direction of propagation and vibration for P the first wave, S second wave and R surface wave.

Şekil 8a Jeolojik etütle yerleşime uygun ve jeoteknik etütle  $Z_2$  olarak sınıflandırılmış oldukça sıkı alüvyon zemin altında gömülü bir vadi veya senklinal olması halinde vadi sınırının, örneğin, kireçtaşı tabankaya topoğrafyasının farklı noktalarında deprem dalgalarının kırılarak yeryüzünde odaklanmasını ve ağır hasar mevkisinin oluşumunu göstermektedir. Şekil 8a'de görülen odaklanma veya odaklanmama (focusing effect or defocusing) mevkileri deprem dalgasının tabankaya topoğrafya sınırına geliş açısına

bağlı olarak değişir. Şekil 8b Tabankayası kireçtaşı veya başka bir kaya ortamının içinde etrafına göre düşük hızlı yeryüzüne irtibatlı zayıf kırıklı veya bozmuş bir bölgenin bulunması halinde ardışık yansımalarla artan sismik enerji yeryüzüne boşaldığı mevkide ağır hasarlara sebep olabilen büyük genlikli ve daha uzun müddetli sarsıntı meydana gelişini göstermektedir.



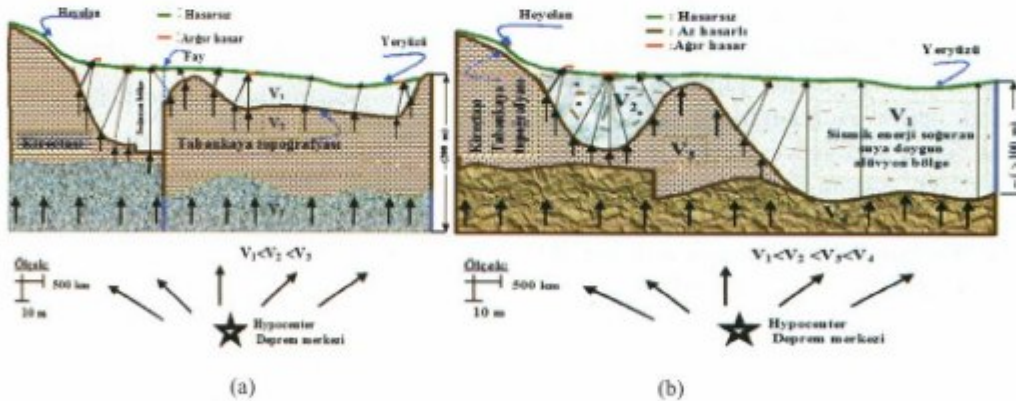


Şekil 8. Şematik jeolojik kesit; (a) Gömülü vadi tabankaya topoğrafyası tarafından sismik dalga odaklanmasının oluşumu, (b) Deprem dalgalarının küçük hızlı ara ortam içinde ardışık yansıma ve kırılmalarla kanalize olmalarının etkisi.

Figure 8. Schematic geologic cross-section; (a) for the earthquake waves focus produced by bed-rock topography of embedded valley, (b) for channeling effect produced by multiple-reflections and refractions of the earthquake waves in the sandwich medium.

Şekil 9a Depremlerde fayın yakınında veya üzerinde yapılmış inşaatlarda, bazen, hasar olmamasını fayın üzerinde o mevkisinde sismik enerji yoğunluğunun hasarlı mevkilere göre daha az olmasından kaynaklanacağını şematik olarak açıklamaktadır. Ancak hasarsızlık durumu deprem dalgalarının fay mevkisindeki tabankaya topoğrafyasına geliş açılarına göre değişebilir. Şekil 9b Yeraltı suyuyla doymu oldukça gevşek alüvyon zemin altında derin ve düzgün tabankaya topoğrafyasının da olması durumunda deprem dalgalarının yeryüzüne soğurularak ve yayıflayarak gelmesini göstermektedir. Yeraltı suyuyla

doymu gevşek alüvyon ortamlarında yıkıcı deprem dalgası olan ve sıvı ortamda yayılamayan kayma dalgası hızı ve genliği çok küçük ve yüzey dalgası periyodu çok büyük olacağından yeryüzünde hasar oluşturabilecek yeterince sismik enerji yoğunluğu oluşamaz. Bu nedenle, Şekil 4a'da görülen Jeolojik etütlerle yerleşime uygun olmayan ve jeoteknik etütlerle Z<sub>4</sub> olarak sınıflandırılmış bölgede 1999 Körfez Depreminde Şekil 8b'deki jeolojik yapıya sahip olduğu jeofizik etüde dayanarak tahmin edilen İzmit körfez bölgesinde hasar olmamıştır, (Demirtaş ve diğ., 2003), (Cevher ve diğ. 2002).



Şekil 9. Şematik jeolojik kesit; (a) Deprem esnasında fay üzerinde sismik enerji yoğunluğunun civarından daha az olması, (b) Yeraltı suyuyla doymu gevşek zeminde sismik enerji soğurulması oluşumu.

Figure 9. Schematic geologic cross-section; (a) for producing less than around of seismic energy density on the fault during the earthquake, (b) for producing absorption of seismic energy in loose saturated soil.



Şekil 8 ve 9'den anlaşılabileceği üzere, mikrobölgeleme etütlerinde sismik dalgaların yayılım yollarına bağlı potansiyel ağır hasar mevkilerini tahmin edebilmek için kesinlikle yeraltı jeolojik yapısı ve özellikle tabankaya topoğrafyası ile mekanik özelliğinin en az 100 metre derinlikte ve yeraltısını seviyesinin haritalanması ve saptanacak potansiyel ağır hasar mevkilerinin imar planlarında sakıncalı olarak yer alması şarttır. Bu bakımdan, mikrobölgeleme veya parsel etütlerinde 15-20 metre derinlikli etütler ancak mühendislik yapısı yüküne bağlı oluşacak aktif derinlik sınırlarında zemin oturması ve zemin sıvılaşması saptaması için yeterli olabilir. Deprem dalgalarının odaklanmasının ve ardışık yansımalarının sebep olabileceği potansiyel ağır hasar mevkilerini belirlemek için yeterli değildir. Sadece 15-20 metre derinlikli etütlerle yetinmek deprem riskli bölgeler için günü kurtarma etütleri olup eksik ve sakıncalıdır. Örneğin; ağır hasarların meydana gelmesinde önemli faktörlerden biri olan ve P ve S dalgalarından çok büyük genlik ve periyoda sahip yüzey dalgası etkin derinliği 30-40 metre derinliklere kadar inebilmektedir. Bu nedenle, zemin etütlerinde 30 metre derinliğe kadar olan zemin birimlerinin sınıflamasının sismik kayma dalgası hızı yüzey dalgasına yakın olan öncelikle yüzey dalgası hızıyla yapılması ABD Deprem Hasarları Azaltma Ulusal Programı (National Earthquake Hazards Reduction Program, (NEHRP)) koşulu ve AB standardı olmuştur.

Mikrobölgeleme etütleri potansiyel ağır hasar mevkileri belirtilen koşullarda yapılmamış bölgelerde ada veya parsel bazında zemin ve temel etütleri yapmak sakıncalıdır. Bu bakımdan, ada veya parsel bazında zemin ve temel etütlerinde söz konusu etkileri dikkate almayan raporlar eksik ve sakıncalıdır. Çünkü olası bir ağır hasar mevkisinde zemin ve temel etüdü raporunun dayanağı yoktur. Söz konusu dayanağı olmayan zemin etüdü yapan mühendise yasal sorumluluk getirir. Açıklandığı üzere, deprem ağır hasarlarına sebep olabilecek gömülü potansiyel tabankaya topoğrafyasının saptanması ancak jeofizik mühendisliği etütleriyle mümkündür. Jeofizik Mühendisliği etütlerinin diğer bir avantajı yerinin iki ve üç boyutlu tomografisinin elde edilebilmesidir.

## 5. DEPREM ZEMİN ETÜDÜ YAPAN MÜHENDİSLİK BİLİM VE GÖREV ALANLARI

3. 4. bölümlerdeki teknik açıklamaya dayanarak 2. bölümdeki zemin-deprem hasarı sınıflamasındaki potansiyel hasar mevkilerinin zemin özelliklerini saptaması gereken mühendislik bilim dalları ve görev alanları aşağıdaki gibi olması gerekmektedir :

- 1- Gevşek zemin özelliği: Jeoloji, jeoteknik ve jeofizik mühendisi
- 2- Zemin sıvılaşma özelliği: Jeoloji, jeoteknik ve jeofizik mühendisi,
- 3- Zemin ve yapı rezonans frekansı (frekans spektrumu): jeofizik mühendisi,
- 4- Deprem dalgası yayılım yolu veya Sismik enerji yoğunluğu: jeofizik mühendisi
- 5- İnşaat kalitesi: İnşaat mühendisi

Yukarıdaki 3. şıktaki zemin rezonans frekansı (*frekans spektrumu*) ve 4. şıktaki deprem dalgası yayılım yolu veya Sismik enerji yoğunluğunu kontrol eden 100 metre civarında derinliklerdeki gömülü tabankaya topoğrafyası ancak ve sadece jeofizik mühendisliği etütleriyle saptanabildiği için ifade edildiği şekilde görev dağılımı yapılması zorunlu olmaktadır.

## 6. JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ZEMİN ETÜTLERİ

Jeofizik mühendisliği zemin etütlerinin mikrobölgeleme ve parsel bazındaki zemin etütlerinde zorunlu olmasına daha ayrıntılı bakmak gerekirse;

### 6.1. Mikrobölgeleme Bazında Etütlerde Saptanması Önemli Öncelikler

- 1- Sismik dalga enerji odaklanmalarının ve sismik dalga kapanlarının oluşabileceği potansiyel mevkilerin en az 100 metre derinliğe kadar tabankaya özelliği ve topoğrafyası ve yanal değişimlerin saptanması,
- 2- Deprem dalgalarının farklı yayılım özelliklerinin yeryüzünde deprem şiddetini 2-3 kat artırabilmesi nedeniyle potansiyel mevkilerin yapı projelendirilmesinde beklenen sığ derinliklerin deprem büyütmesi yanında sözkonusu büyütmenin ayrıca göz önüne alınmasının önerilmesi,



- 3- Kaya zeminin aşırı kırıklı, bozuşmuş ve erime boşluklu mevkileri ağır hasara sebep olabileceğinden önlemleri alanlardaki gibi yapı projesine önem verilmesi ve gerektiğinde zemin iyileştirmesinin önerilmesi,
- 4- Eğimli yamaçlarda heyelan olasılığı irdelenmesi
- 5- Potansiyel zemin sıvılaşması ve potansiyel heyelan analizlerin yapılması
- 6- Sismik yüzey dalgaların (Rayleigh wave) oluşabileceği mevkilerin önceden belirlenmesi
- 7- Yeraltı suyu seviyesinin saptanması,
- 8- Zemin etki periyodunun ve karakteristik periyodlarının saptanması,
- 9- Yerel zeminin statik ve dinamik parametrelerin saptanması
- 10- Yeriçi üç boyutlu sismik hız modelinin elde edilmesi,
- 11- Zemin taşıma kapasitesi, zemin oturması ve yatakkatsayısı saptanması olarak sıralanabilir.
- 12- Diğer uygulamalarla birlikte kullanıldığında yeriçinin aydınlatılmasının otokontrolunun sağlanması olarak sıralanabilir.

## 6. 2. Parsel Bazında Zemin Etütlerinde Jeofizik Etütler

- 1- Jeolojik yapısal özelliklere bağlı oluşabilecek potansiyel ağır hasar mevkilerinin mevcut olup olmadığı analizinin en az 100 metre derinliklere kadar mekanik sondajlarla belirlenmesinin pratik olarak mümkün olmaması ve belirlenmemiş mikrobölgeleme zemin etütleri analizinin parsel bazında tamamlanmasının hayati önem taşıması,
- 2- Parsel bazında zemin etütlerinde dünya standardına paralel olarak 30 metre derinliğe kadar olan zemin birimlerinin sınıflamasının öncelikle sismik kayma dalgası hızıyla yapılması,
- 3- Büyük genlikli ve büyük periyotlu yüzey dalgalarının oluşum mevkilerinin deprem öncesi belirlenebilmesi,
- 4- Deprem etkisinde olan zemin sarsıntısı dinamik bir hareket olduğundan, dinamik parametrelerinin bilinmesini gerektirmesi,

- 5- Geleneksel numune almak için uygun olmayan veya numunelerin doğal özelliklerinin korunamadığı mevkilerde yeraltı özelliklerinin belirlenememesi durumlarında, Jeofizik yöntemler hasarsız çalıştığından yer altı verileri elde etmek mümkün olması,
- 6- Mekanik sondaj yapılamayan zor topoğrafik satırlı yerlerde küçük taşınabilir ekipmanlar kullandığından jeofizik sondajlarının yapılabilmesi,
- 7- Yamaç yakınındaki alüvyon içinde kaya bloklarına sondajın isabet edip etmemesi durumlarında zemin özelliklerinin sağlıklı saptanamamasının jeofizik etütle sağlanabilmesi,
- 8- Çoğu durumlarda doğrudan noktasal numune alma saha koşullarını sağlıklı tanımlamak için yeterli olmaması,
- 9- Jeofizik etütte yeraltı jeolojik yapısının üç boyutlu tomoğrafisi elde edilebilmesi, noktasal veriden ziyade hacimsal veri sağlanması,
- 10- Yeraltını daha iyi aydınlatabilecek isabetli sondaj noktasının belirlenmesi için sondaja yön vermesi,
- 11- Kalitatif verilerden ziyade kantitatif veriler sağlanması,
- 12- Sondaj kuyuları arası özellik değişimlerinin izlenmesi,
- 13- Jeofizik mühendisliği etütlerinin önemli finansman ve zaman kazancı sağlanması, (mekanik sondaja göre %50 daha ekonomik olması)
- 14- Her türlü ortamda kullanılabilecek bir jeofizik yöntemin olması,
- 15- Yeraltı birimlerin yapısal özellikleri; Katman sayısı, kalınlıkları, eğimleri, gömülü yanal değişimler-faylar kırıklar, tabankaya topoğrafyası, yer altı kesiti, yer altı haritası ve 2-3 boyutlu modeli elde edilebilmesi,
- 16- Hidrojeofizik; Yeraltı suyu seviyesinin, suya doygunluğun, kirliliğin, tuzlu su girişimlerinin ve su kaçaklarının saptanması ve haritalanması,
- 17- Potansiyel heyelan alanlarının önceden tahmin edilebilmesi,

- 18- Zemin sıvılaşması analizinin sismik ve elektrik etütü yapılabilmesi,
- 19- Yüksekliğine bakılmaksızın okul, hastane ve köprü gibi bina önem katsayısı yüksek yapılarda zeminin spektral ivme katsayılarının ivme ölçümlerinin spektrumundan saptanması,
- 20- Jeofizik etütler hasarsız etüt türü olduğundan çevreye zarar vermemesi,
- 21- Kayaların hafredilebilmeleri, sökülebilirlikleri için gerekli iş makinası seçiminin sismik hızlarla saptanması,
- 22- Yeriçi birimlerin iletkenliklerinin saptanması,
- 23- Zemin iyileştirme kontrolünün yapılabilmesi,
- 24- Yoğunluk, zeminin müsaade edilebilir taşıma kapasitesi, zemin oturması ve yatak katsayısı parametrelerinin sismik hızlardan da saptanabilmesi,
- 25- Diğer uygulamalarla birlikte kullanıldığında yeriçinin aydınlatılmasının otokontrolünün sağlanması olarak sıralanabilir.

## 7. DEPREM HASARI SORUMLULARININ TESPİTİNDE YASAL SORUNLAR

1999 depremi hasarı tespit çalışmalarında genelde hasarlı yapılar az, orta ve ağır hasarlı olarak derecelendirildi. Bu derecelendirmelerde sadece inşaat kalitesi dikkate alındı, fakat deprem hasarının deprem-zemin-yapı üçlüsü arasındaki ortak ilişkiyi belirleyen zemin etüdü eksikliğinden de kaynaklanabileceği dikkate alınmadı. Tedbiri alınmayan deprem afet olmadığından deprem hasarlarını azaltma amaçlı tedbirler yanında hasarın sorumlularının tespitinde yeni yasal düzenlemeler yapılmaktadır. Bu bakımdan, gerek deprem zemin etüdü ve gerek deprem hasarı tespit çalışması yapan yerbilimci mühendislerin ciddi yasal sorunlarla karşılaşmamaları için zemin etüdü raporlarını bilimin gereğine göre hazırlamaları önem arz etmektedir.

Zemin-depremhasarısınıflamasının3.ve4.şıklarına uyan deprem ağır hasarlarının dağılım biçimlerinin rastgele gibi görünmesi ve sebep olabilecek sığ zemin özellikleri ile açıklanamaması nedeniyle deprem ağır hasarlarının sebebi ülkemizde genellikle doğrudan inşaatın kalitesine bağlanmaktadır. Dolayısıyla, insanı deprem değil bina öldürür denilmektedir. Bu

sanki insanı insan öldürmez, insanı silah öldürür demek gibi birşeydir. Şüphesizki, her iki olayda da insanı insan öldürür. İnsanı, kalitesiz inşaat yapan veya eksik ve sakıncalı zemin etüdü yapan insan veya her ikisi birlikte öldürmektedir.

Herhangi bir depremde sismik dalgalarının odaklanması veya zemin rezonans frekansı sebebi ile bir yerde binaların bir veya birkaçında ağır hasar olurken, aynı zemin özelliğine ve aynı kalitede inşata sahip yerlerdeki bloklardan diğerlerinde ağır hasar görülmemesi durumunda, yanlış sorumlular bulunacak ve masum kişiler cezalandırılabilir. Belkide hasarsız kalabilen daha kötü kalitede yapılmış olan binaları yapan sorumlular yerine daha dürüstce yapılmış, ama, zemin etüdü eksik yapılmış olması sebebiyle ağır hasarlı olan binaları yapanlar masum iken suçlu durumuna düşecektir.

Zemin-deprem hasarı sınıflamasından da anlaşılacağı üzere deprem hasar türleri daha çok zemin özelliğine bağlı olduğu görülmektedir. Bütün yapılan zemin etüdü raporlarının denetiminden sorumlular hukuki ve yasal sorumlulukta öncelikli sorumlular olmalıdır. Deprem hasarlarının sorumluların tespitinde:

- 1- Zemin-deprem hasarı görev alanları sınıflamasının 1. ve 2. şıklarına uyan deprem hasarlarında sorumlu, doğrudan zemin etüdünü yapan mühendisin olacağı aşikardır.
- 2- Mikrobölgeleme etütleri imar planları ile ilgili geniş alan etütleri olduğundan Mikrobölgeleme Etütleri'nden kaynaklanan hasarlardan yukarıda belirtilen nitelikte jeofizik mühendisliği etütlerinin yapılmasını sağlamayan ilgili belediyeler sorumlu olması gerekir.
- 3- Ada ve parsel bazındaki hasarların nedeni 3. ve 4. şıkların eksikliğinden etüdü yapan mühendis ve yapı denetim kurumu sorumlu olması gerekir.
- 4- Ada ve parsel bazındaki hasarların nedeni 3. ve 4. şıkların hatalı etüdünden kaynaklanıyorsa etüdü yapan jeofizik mühendisi ve yapı denetim kurumu sorumlu olması gerekir.

Deprem potansiyel mevkilerinin belirlenmesinde olduğu gibi deprem hasarlarının sorumlularının belirlenmesinde de jeofizik mühendisliği etütlerinin zorunlu olması tartışmasızdır.



## 8. SONUÇLAR

Bu makalede varılan sonuçlar özetle aşağıdaki gibi sıralanabilir:

- 1- Çeşitli hasar örneklerine dayanarak deprem hasarları sınıflaması yapılmıştır.
- 2- Zemin-yapı arasındaki rezonans frekansı ve spektrum karakteristik periyodları  $T_A$ - $T_B$  sadece jeofizik mühendisliği etütleri ile saptanabilmektedir.
- 3- Deprem ağır hasar alanlarının sınırlı mevkilerde nasıl oluştuğu veya oluşmadığı sismik ışın yoluyla şematik modelleme ile açıklanabilmektedir.
- 4- Deprem dalgası yayılım yollarının sebep olabileceği potansiyel ağır hasar mevkilerinin önceden tespiti ancak jeofizik etütlerle mümkündür.
- 5- Jeofizik Mühendisliği zemin etütlerini içermeyen zemin etüdü raporları eksik ve sakıncalı olduğu sonuca varılmıştır.
- 7- Eksik ve sakıncalı zemin etütlerinden kaynaklanan hasarların sorumlularının tespitine teknik açıklama getirilmiştir.

Keza çok disiplinli olan deprem hasarlarını azaltma amaçlı mikrobölgeleme ve parsel bazındaki zemin etütleri raporlarının, zemin-deprem hasarı görev alanları sınıflamasına göre, jeoloji, jeofizik ve inşaat (jeoteknik) mühendisliği ortak etüt raporu olarak hazırlanması bilimsel ve teknolojik zorunluk olmaktadır.

Sonuç olarak, açıklamalardan ve örneklemelerden anlaşılmaktadır ki, bir büyük deprem olmadan da, depremin ağır hasarlar verebileceği yerlerin önceden tespit edilebileceği jeofizik mühendisliği günümüz bilim ve teknolojisi ile mümkündür. Bu nedenle, ilgili yönetmeliklerin günümüz bilim ve teknolojisine göre yeniden düzenlenmesi ve uygulanması zorunlu olmaktadır.

## 9. YARARLANILAN KAYNAKLAR

Aktaş E., 2000, Gölcük, Değirmender Mh., "Özgün Kent Sitesi Zemin Etüt Raporu": ZEMİN Müh. San. Tic. Ltd. Şti., Kocaeli.

Alvarez R.,1990, Stucture of the Basin of Mexico City and Its Relation to Destruction in the Earthquake of 1985: Geotechnical and Evironmental Geophysics Vol III. pp(263-279).

Cevher M., Avdan F. ve Keçeli A., 2002, İzmit Büyükşehir Belediyesi Bölgesinde Hasar dağılımı. Dünya İnşaat, yıl:19, Sayı:2002-06.

Demirbaş Ş., Şenel H., Özmenek G. ve Endiş H., 2003, İzmit Büyükşehir Belediyesi Jeofizik Zemin Etüdü Gravite Yöntemi Uygulaması Raporu: M.T.A. JEOFİZİK ETÜTLERİ DAİRESİ.

EUROCODE-8, Design of Structures for Earthquake Resistance, Part 1: General Rules.

Jozef V., Viktor J., 2000, Engineering Geological Zoning and Seismic Microzoning: Department of Applied and Environmental Geophysics, Faculty of Natural Sciences, Comenius University,

Kaya Ş., Saroğlu E., Musaoğlu N. , Depremin neden olduğu ağır hasarın şehir alanına etkisinin uzaktan algılama verileri ile belirlenmesi : [www.hkmo.org.tr/resimler/ekler/FSYD\\_159\\_ek.pdf](http://www.hkmo.org.tr/resimler/ekler/FSYD_159_ek.pdf)

Keçeli, A. D. 2009. Uygulamalı Jeofizik (Applied Geophysics), TMMOB Jeofizik Müh. Odası Eğitim yayınları No:9, s.479.

Motosaka M., and Nagana M., 1997, Analysis of Amplification Characteristics of Ground Motions in the Heavily Damaged Belt Zone During the 1995 Hyogo-Ken Nanbu (kobe) Earthquake: Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 26,377-393.

Özcep F., Aşçı M., Alpaslan N., Yas T., Gündoğdu D., 2007, Statik ve Dinamik (deprem) Etkiler Altında Zemin Davranışı: kocaeli 2007.kocaeli.edu.tr/.../deprem... zemin.../statik\_ve\_dinamik (...)

Schuster G., Benz H., Murphy M., Hill J., Sikorski C., and Tsay C., 1990, Prediction of Seismic Ground Amplification By Forward Modelling Techniques, Geotechnical and Environmental Geophysics Vol.:III, Geotechnical, p.:1-23.

URL-1: The Local Effects of Strong Ground Shaking: <http://pubs.usgs.gov/of/1996/ofr-96-0263/>

URL-2: Hiroyuki G. and Sumio S., 1999, Numerical Simulation of Strong Motion Around Adapazarı Basin During the 1999 Kocaeli Earthquake, TURKEY. [www.iitk.ac.in/nicee/wcee/.../13\\_720.pdf](http://www.iitk.ac.in/nicee/wcee/.../13_720.pdf)

URL-3: İzmit Earthquake: A Report of the Turkey - US Geotechnical ...

[nisee.berkeley.edu/turkey/report.html](http://nisee.berkeley.edu/turkey/report.html)

(URL-4) Technos Inc., 2000, Surface Geophysical Methods. [www.technos-inc.com/pdf/surface Techn.](http://www.technos-inc.com/pdf/surface_Techn.pdf)





# ORTA KARADENİZ SIRTININ TEKTONİK VE KABUK YAPISININ GRAVİTE VERİLERİ YARDIMIYLA BELİRLENMESİ

## Determination of Tectonic and Crustal Structure of Mid-Black Sea Ridge Using Gravity Data

Nafiz MADEN<sup>1,a</sup> ve Derman DONDURUR<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 29100, Bağlarbaşı, Gümüşhane. TÜRKİYE (\*nmden@gumushane.edu.tr)

<sup>2</sup>Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Bakü Bulvarı, No: 100, 35340, Inciraltı, İzmir. TÜRKİYE

### ÖZET

Orta Karadeniz sırtını içeren çalışma alanının gravite anomali haritasında, Sinop ve Doğu Karadeniz havzalarında negatif, Archangelsky Sırtı üzerinde pozitif gravite anomalisi gözlenmektedir. Sinop ve Doğu Karadeniz havzasında gravite anomali değerleri sırasıyla 50 ve 30 mGal civarında iken, Archangelsky Sırtı üzerinde ise 100 mGal civarındadır.

Bölgenin tektonik yapısını belirlemek için Bouguer gravite verisinin tam yatay türevleri hesaplanmış ve en büyük yatay türev genlikleri haritalanmıştır. 3.00-6.50 mGal/km arasındaki yatay türev değerlerini gösteren çizgisellikler Archangelsky Sırtı'nı Sinop ve Doğu Karadeniz havzalarından ayıran KB-GD yönlü ana tektonik yapıyı ortaya koymuştur. Sırtın her iki kanadında, sırta paralel uzanan ve orta büyüklükteki yatay türev değerleri ile ifade edilen paralel çizgisellikler ise, Doğu Karadeniz havzası içine doğru tortul birimleri etkileyen birbirlerine paralel normal faylarla ayrılan bloklar olarak yorumlanmıştır. Özellikle düşey ikinci türev haritasında birbirine paralel KB-GD yönlü iki pozitif anomalinin Archangelsky Sırtı boyunca uzandığı gözlenmiş ve daha düşük genliğe sahip kuzeydeki uzunlamasına anomali, sırtın ikincil yükselimi olarak yorumlanmıştır.

Güç spektrumu yöntemiyle çalışma alanında Moho derinliği 29.5 km, Conrad süreksizliğinin derinliği 11.2 km ve tortul katmanın derinliği ise

4.2 km olarak hesaplanmıştır. Ayrıca, 3B ters çözüm işlemi sonucunda Sinop havzasında Kretase yaşlı tortul temelin derinliğinin 4 km'ye kadar ulaştığı anlaşılmış, Archangelsky sırtı üzerinde yaklaşık 1 km kalınlığında tortul birikimin varlığı tespit edilmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Gravite, ters çözüm, güç spektrumu, kabuk yapısı, Karadeniz

### ABSTRACT

Gravity anomaly map of the study area, which includes Turkish Margin of the central Black Sea, shows a negative gravity anomaly in the Sinop and Eastern Black Sea sub-basin and a positive gravity anomaly over the Archangelsky Ridge. The amplitudes of these anomalies are approximately 50, 30 and 100 mGal along the Sinop and Eastern Black Sea sub-basins and over Archangelsky Ridge, respectively.

Full horizontal derivatives of the Bouguer anomaly map have been computed in order to determine tectonic structure of the study area, and the maximal amplitudes of horizontal derivatives have been mapped. The linearities with horizontal derivative amplitudes in between 3.00-6.50 mGal/km indicate the major tectonic structure in NW-SE direction separating Archangelsky Ridge from Sinop and Eastern Black Sea sub-basins. There are also parallel linearities running along the both flanks of the ridge represented by medium-magnitude horizontal derivative amplitudes. These linearities are



dönüşümü yardımıyla gravite verilerinin güç spektrumu değerleri ile havza içerisindeki yoğunluk değişimleri belirlenmiş ve sismik verilerle birlikte değerlendirilmiştir. Gravite verilerinden havza taban geometrisini belirlemeye yönelik ters çözüm işlemi de gerçekleştirilmiştir.

### KARADENİZ'İN TEKTONİK YAPISI

Karadeniz, kuzeye dalan Tetis Okyanusu'nun arkasında gelişen, Mesozoyik-Erken Senozoyik yaşlı bir yay-ardı (back-arc) havzadır (Okay vd. 1994; Nikishin vd. 2003; Spadini vd. 1996; Finetti vd. 1988; Robinson vd. 1996). Günümüzde Alp-Himalaya sistemi tarafından kontrol edilen karmaşık bir sıkışma tektoniği etkisi altında olmasına karşın, oluşumunda açılma tektoniği rol oynamıştır (Finetti vd. 1988; Robinson vd. 1996; Spadini vd. 1996). Bu sıkışma tektoniği yapıları, batıda Balkanidler, güneyde Pontidler, kuzeyde Kırım Yayla dağları ve doğuda ise Kafkaslar ile ifade edilir.

Karadeniz, kıtasal Orta Karadeniz Sırtı (OKS) ile birbirinden ayrılan iki ana açılma havzasına sahiptir ve bu havzalar Batı ve Doğu Karadeniz Havzaları (sırasıyla BKB ve DKB) olarak isimlendirilir (Şekil 1c). Her iki havzanın farklı açılma tarihlerine ve kinematiğine sahip olduğu düşünülmekte olup (Okay vd. 1994; Spadini vd. 1996), konu halen tartışmalıdır ve Karadeniz havzalarının oluşumuna dair birçok hipotez ortaya atılmıştır. Finetti vd. (1988)'e göre, BKB ve DKB Geç Kretase döneminde Pontid yayının güneye sürüklenmesi ve OKS'nin saat yönünde dönmesi sonucu eş zamanlı olarak açılmıştır. Buna karşın, BKB'nin Erken Kretase döneminde kuzeye dalan Neotetis'in gerisinde oluşmuş bir yay-ardı havza olduğu öne sürülmüştür (Hsü vd. 1977; Görür 1988). Okay vd. (1994)'e göre, İstanbul zonu adı verilen bloğun kuzey Karadeniz kıtasal alanından yay-ardı açılması sonucu Albion-Senomaniyen döneminde ayrılarak güneye sürüklenmesi sonucu BKB açılmıştır. Sürüklenme doğuda Batı Kırım Fayı ve batıda ise Batı Karadeniz Fayı boyunca olmuştur. Aynı dönemde OKS'nin kuzeydoğudaki Shatsky Sırtı'ndan ayrılarak saatin ters yönünde dönmesi ile DKB açılmıştır. Robinson vd. (1995, 1996) ise, Geç Barremiyan-Albiyan döneminde Pontidler'in yay-ardı riftleşmesi sonucu BKB'nin açıldığını öne sürmüşlerdir. Buna göre DKB daha gençtir ve Geç Paleosen-Erken Eosen döneminde Shatsky Sırtı'nın saatin tersi yönünde dönmesi sonucu açılmıştır. Buna karşın Okay ve Şahintürk (1997) Shatsky Sırtı'nın saatin tersi yönünde dönmesi ile ilgili Kafkaslar'da

herhangi bir kısalmanın olmamasını öne sürerek farklı bir model öne sürmüşlerdir. Buna göre, BKB Barremiyan-Albiyan döneminde Pontid yayının gerisinde bir yay-ardı havza olarak açılmıştır. DKB'nin açılması ise Eosen döneminde gerçekleşmiştir. Kazmin (1997), Meredith ve Egan (2002) ise, BKB ve DKB'nin Eosen döneminde eş zamanlı açıldığını, açılmanın güneye sürüklenen Pontidler ve OKS'nin saat yönündeki dönmesi sonucu olduğunu ileri sürmüşlerdir.

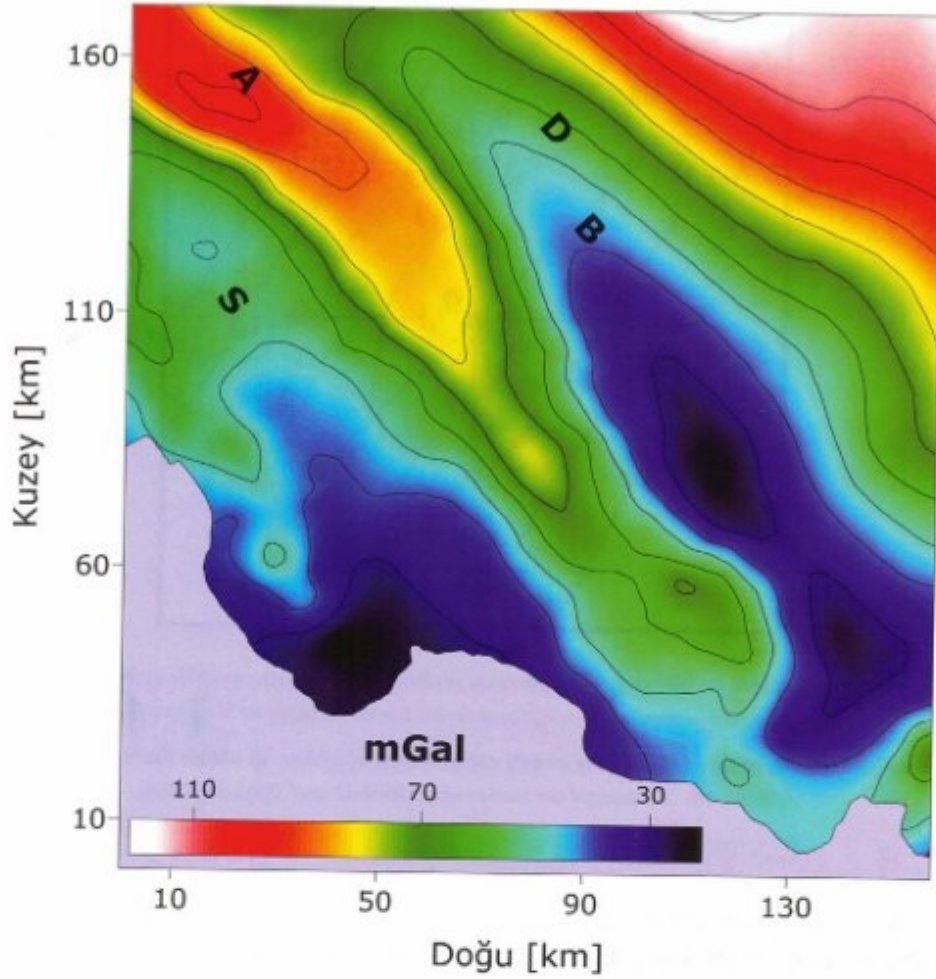
OKS kuzeyde Andrusov Sırtı ve güneyde Archangelsky Sırtı olarak ikiye ayrılır. Güneye doğru Andrusov Sırtı yok olurken, Archangelsky Sırtı belirgin hale gelmeye başlar. Meredith ve Egan (2002), OKS'nin her iki kanadında yarı graben yapısı oluşturan ana açılma faylarının varlığını ortaya koymuşlardır. BKB okyanusal veya yarı-okyanusal bir kabuğa sahiptir ve orta kısmında sediment kalınlığı 19 km civarındadır. DKB ise incelmış bir kıtasal kabuğa sahiptir ve havzada sediment kalınlığı 12 km civarındadır (Meredith ve Egan 2002). OKS'da sediment kalınlığı ise yaklaşık 5-6 km'dir (Nikishin vd. 2003).

Sinop Havzası, temel ile uyumlu uzanan Pliyosen ve Kuvaterner sedimentleri ile doludur (Meredith ve Egan 2002). Rangin vd. (2002), Sinop Havzasının, Kuzey Anadolu Fayı'nın son dönem hareketlerinin bir yan etkisi sonucu oluştuğunu öne sürmüşlerdir. Yüksek ayrımlı sismik verilerin yorumuna dayanarak, Dondurur ve Çifçi (2007) Orta Karadeniz üst ve orta kıtasal yamacının tektonik durumunun Archangelsky Sırtı tarafından kontrol edildiğini işaret etmişlerdir. Buna göre, sırtın üst kısmı ve üst sediment birimleri küçük ölçekli graben yapıları oluşturan normal faylar tarafından etkilenmiştir. Ayrıca Dondurur ve Çifçi (2007), sırtın kuzey kısmında orta yamaç üzerinde ikinci bir yükselim daha oluşturduğunu öne sürmüşlerdir.

### GRAVİTE VERİSİ VE TEKTONİK YAPININ BELİRLENMESİ

Çalışma alanının gravite anomali haritası (Şekil 3) incelendiğinde Sinop ve Doğu Karadeniz havzalarında gravite düşüşleri ile Archangelsky Sırtı üzerinde gravite yükselimleri gözlenmektedir. Çalışma alanının KD ucunda pozitif yönde artan toplam 140 mGal genliğinde gravite anomali bulunmaktadır. Sinop ve Doğu Karadeniz havzalarında görülen gravite düşüşlerinin 5-6 km kalınlığındaki tortul birikimlerden ileri geldiği düşünülmektedir.





Şekil 3. Çalışma alanının gravite anomali haritası. Kontur aralığı 10 mGal'dir.

Figure 3. The gravity anomaly map of the study area. Contour interval is 10 mGal.

Gravite verileri yardımıyla tektonik yapının belirlenmesine yönelik olarak tam yatay türev haritası oldukça sık kullanılmaktadır (Cordell ve Grauch 1982, 1985; Blakely ve Simpson 1986; Maden 2005; Maden vd. 2009). Tam yatay türev yöntemi yanal yoğunluk değişimlerinin bulunduğu yerlerde maksimum değerler vermektedir. Cordell ve Grauch (1982, 1985) en büyük tam yatay türevlerin yerlerini tespit etmek için bir yöntem önermişlerdir. Bu yöntemde ilk olarak, gravite verilerinin tam yatay türev değerleri hesaplanmakta, daha sonra tam yatay türevlerin genlikleri haritalanmaktadır. Gravite anomalilerinin tam yatay türevlerinin genliği,

$$h(x, y) = \left[ \left( \frac{\partial g_z(x, y)}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial g_z(x, y)}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (1)$$

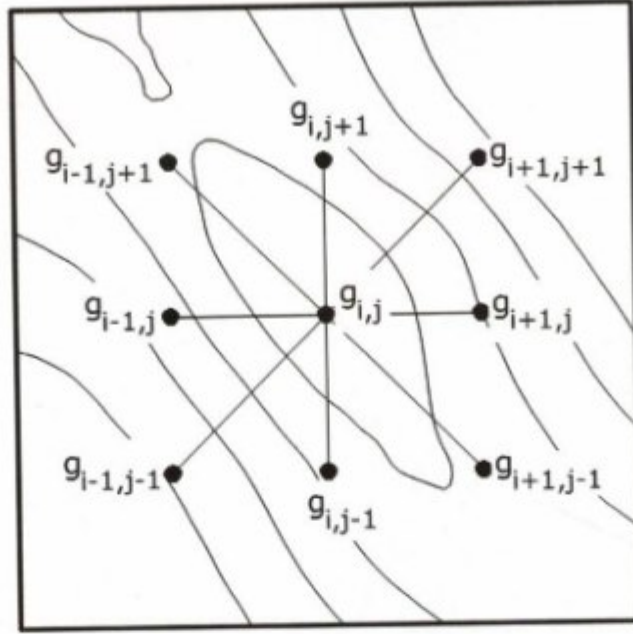
denklemleri ile hesaplanmaktadır. Bu denklemde parantez içerisinde görülen x- ve y- yönündeki yatay türevler sonlu farklar yöntemi kullanılarak kolayca hesaplanabilmektedir (Blakely 1995). En son adımda, yatay türev haritası gridlere ayrılır ve her bir grid köşe değeri,  $g_{ij}$  en yakınındaki diğer 8 grid köşe değeri ile karşılaştırılır (Şekil 4). Bu karşılaştırma işleminde, aşağıdaki koşulların var olup olmadığı araştırılır:

$$g_{i-1,j} < g_{i,j} > g_{i+1,j}$$

$$g_{i,j-1} < g_{i,j} > g_{i,j+1}$$

$$g_{i+1,j-1} < g_{i,j} > g_{i-1,j+1}$$

$$g_{i-1,j-1} < g_{i,j} > g_{i+1,j+1}$$



Şekil 4. Yatay türev haritası üzerinde en yüksek genlik değerinin yerlerinin bulunması amacı ile grid köşe değeri 'nin etrafındaki diğer grid köşe değerleri ile karşılaştırılması işlemi (Blakely ve Simpson 1986).

Figure 4. The comparison process of the grid nodes of and its eight nearest neighbors to obtain the location of maximum amplitude values on the horizontal derivative map (Blakely and Simpson, 1986).

Her sağlanan koşul için maksimum yatay eksen değeri ve bu noktadaki maksimum yatay türev değeri bulunur. Örneğin, eğer  $g_{i-1,j-1} < g_{i,j} > g_{i+1,j+1}$  şartı sağlanıyor ise, bu durumda maksimum yatay eksen değeri  $x_{\max} = -\frac{bd}{2a}$  ile verilir. Burada  $d$  iki grid noktası arasındaki mesafe,  $a = 0.5 (g_{i-1,j-1} - g_{ij} + g_{i+1,j+1})$ ,  $b = 0.5 (g_{i-1,j-1} - g_{i+1,j+1})$  bağıntıları ile verilmektedir. Bu noktadaki en büyük yatay türev değeri ise,

$$g_{\max} = aX_{\max}^2 + bX_{\max} + g_{i,j} \quad (2)$$

denklemleri kullanılarak belirlenebilir.

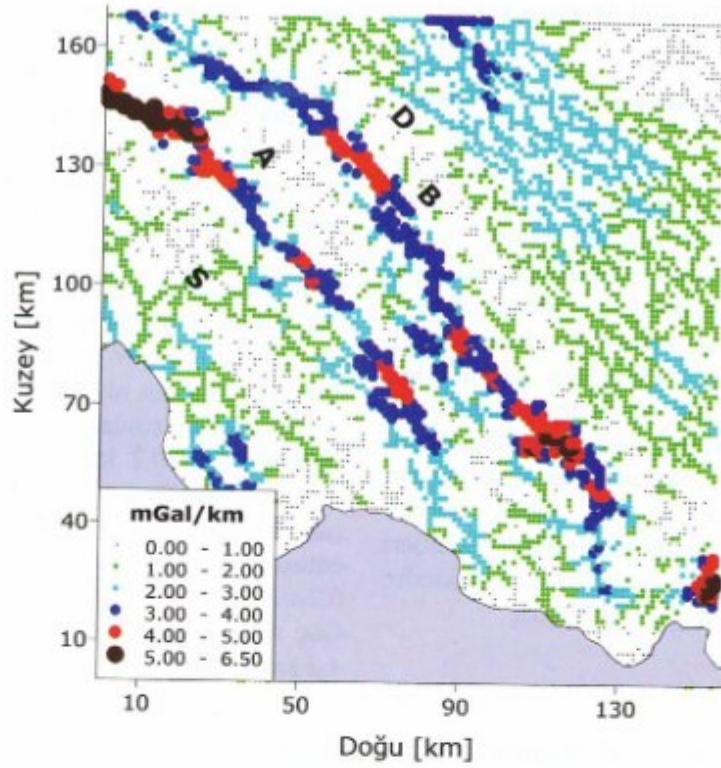
Çalışma alanının tektonik yapısını belirlemek amacıyla Bouguer gravite verisinin tam yatay türevleri hesaplanmış ve en büyük yatay türev genlikleri haritalanmıştır (Şekil 5). En büyük yatay türev haritasında gözlemlenen iki adet yay şekilli KB-GD yönlü çizgisellikler ana tektonik yapıya karşılık gelmekte ve Archangelsky Sırtı'nı Sinop ve Doğu Karadeniz havzalarından ayırmaktadır.

Yüzeye yakın jeolojik yapıların etkilerini belirlemek amacıyla düşey ikinci türev değerleri Bouguer gravite verisinden Laplace denklemi kullanılarak,

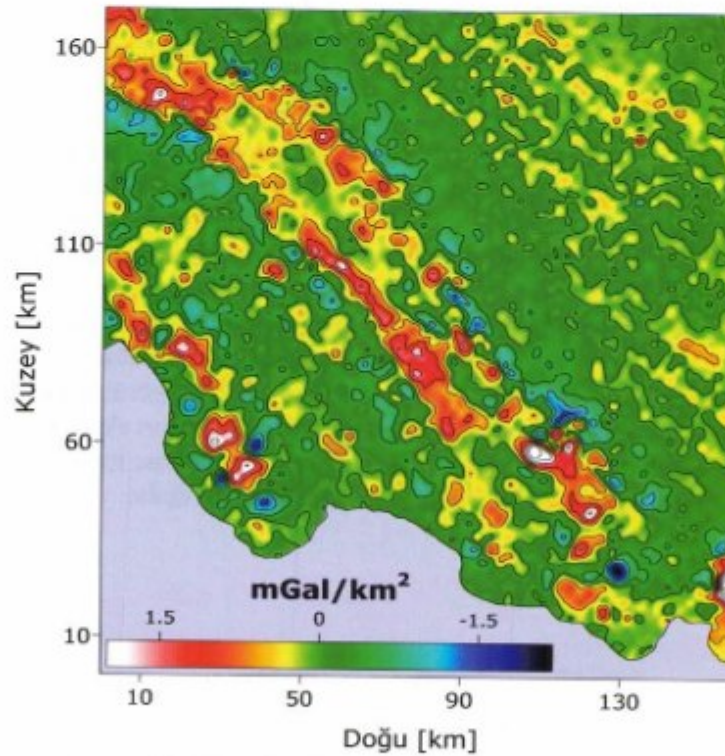
$$\frac{\partial^2 g_z(x,y)}{\partial z^2} = -\left( \frac{\partial^2 g_z(x,y)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g_z(x,y)}{\partial y^2} \right) \quad (3)$$

bağıntısıyla hesaplanabilir. Bu denklemde parantez içindeki kısmi türevler  $x$ - ve  $y$ - yönündeki yatay ikinci türev değerleri olup sonlu farklar yöntemiyle hesaplanmaktadır. Çalışma alanının düşey ikinci türev haritası Şekil 6' da verilmektedir. Düşey ikinci türev haritasında yüzeye yakın jeolojik yapıların etkisinin daha belirgin şekilde ortaya çıktığı görülmektedir. Elde edilen değerler Archangelsky sırtına paralel olarak uzanmaktadır. Düşey ikinci türev değerleri sırt üzerinde yüksek genlikli pozitif, tortul birimler üzerinde negatif anomaliler vermektedir. Ayrıca tortul birimler içerisinde yer alan faylar daha düşük genlikli pozitif anomaliler vermektedir (Şekil 6).





**Şekil 5.** Çalışma alanının gravite anomali haritasından sonlu farklar yöntemiyle elde edilmiş en yüksek tam yatay türev değerleri.  
**Figure 5.** The maximum full horizontal gradient values computed with finite differences method applied to gravity anomaly data of the study area.



**Şekil 6.** Çalışma alanının gravite anomali haritasından elde edilmiş düşey ikinci türev haritası. Kontur aralığı 0.5 mGal/km²'dir.  
**Figure 6.** The second derivative map of the region determined from gravity anomaly data of the study area. Contour interval is 0.5 mGal/km².

## KABUK YAPISININ BELİRLENMESİ

Spector ve Grant (1970) güç spektrumu verilerinin eğimine bağlı olarak anomali kaynağının üst yüzey derinliğini belirlemek amacıyla bir yöntem önermişlerdir. Bu yöntem frekans ortamında anomalinin spektrumu ile kaynağın derinliği arasında bir ilişki sunmaktadır. Treitel vd. (1971) bu yöntemi gravite verilerinden jeolojik yapıları haritalamak için kullanmıştır. Güç spektrumu yöntemi gravite verilerine uygulandığında kabuk içindeki değişik yoğunluklara sahip ara yüzeylerin derinlikleri belirlenebilmektedir (Maden vd. 2009; Maden 2010). Güç spektrumu verileri frekansa karşı logaritmik çizildiğinde artan frekans değerleriyle eğimi azalan doğru parçaları vermektedir. En küçük kareler yöntemiyle belirlenebilen bu doğruların eğimleri anomali kaynağının üst yüzey derinliğini vermektedir. Potansiyel alan verilerinin güç spektrumu,

$$P(k) = Ck^{\beta} \exp^{-2h\beta} \quad (3)$$

bağıntısıyla hesaplanabilir. Bu denklemde  $\beta$  ölçek faktörünü,  $h$  anomali kaynağının üst yüzey derinliğini,  $k$ , 2-boyutlu radyal dalga sayısını ve  $C$ , bir sabit sayıyı göstermektedir (Maus ve Dimri 1996). Anomali kaynağının üst yüzey derinliği güç spektrumu eğrilerinin alçak ve yüksek frekanslı parçalarına en küçük kareler yöntemi uygulanarak belirlenir. Anomali kaynağının derinliği güç spektrumu eğrisi üzerinden,

$$Z_i = \frac{\ln S(w_{i+1}) - \ln S(w_i)}{2(w_{i+1} - w_i)} \quad (4)$$

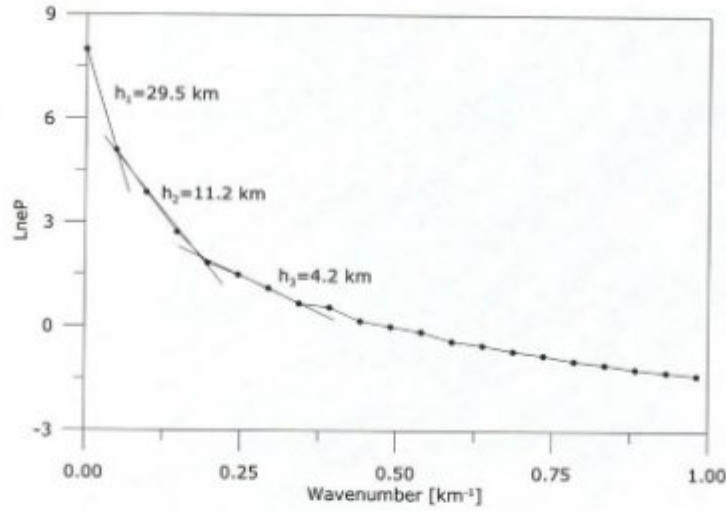
bağıntısıyla hesaplanabilir. Burada  $S(w)$ , potansiyel alan verisinin güç spektrumunu,  $w$ , açısal frekansı ve  $Z$  derinliği göstermektedir (Cianciara ve Marcak 1976).

Çalışma alanının gravite anomalisi 2B Fourier dönüşümü yöntemiyle frekans ortamına aktararak güç spektrumu değerleri hesaplanmış ve Şekil 7'de verilmiştir. Bu grafikte 3 farklı eğime sahip frekans

bölgesi gözlenmektedir. Bu bölgelere en küçük kareler yöntemiyle doğru parçaları yaklaştırılmıştır. Bu doğruların eğimleri kullanılarak kabuk içerisinde farklı anomali kaynaklarının derinlikleri belirlenebilmektedir. Şekil 7'de görülen doğru parçaları üzerindeki değerler değişik yoğunluk farklarına karşılık gelen ara yüzey derinliklerini vermektedir. 0-0.05  $\text{km}^{-1}$  dalga sayıları arasında görülen bölge Moho süreksizliği gibi derin kaynaklarla ilişkilidir. Güç spektrumu eğrisinin düşük dalga sayılı bölgesine en küçük kareler yöntemi uygulanarak Moho derinliği 29.5 km olarak tespit edilmiştir. Üst kabuk ile alt kabuk arasındaki yoğunluk farkı güç spektrumu eğrisinin 0.05-0.2  $\text{km}^{-1}$  dalga sayılı ara bölgesine karşılık gelmektedir. Conrad süreksizliğinin derinliği çalışma alanı içinde yaklaşık 11.2 km olarak tespit edilmiştir. Tortul katman ile ilişkili olan üçüncü bölge 0.2-0.35  $\text{km}^{-1}$  dalga sayıları arasında yer almaktadır. Güç spektrumu eğrisinden tortul katmanın derinliği 4.2 km olarak tespit edilmiştir.

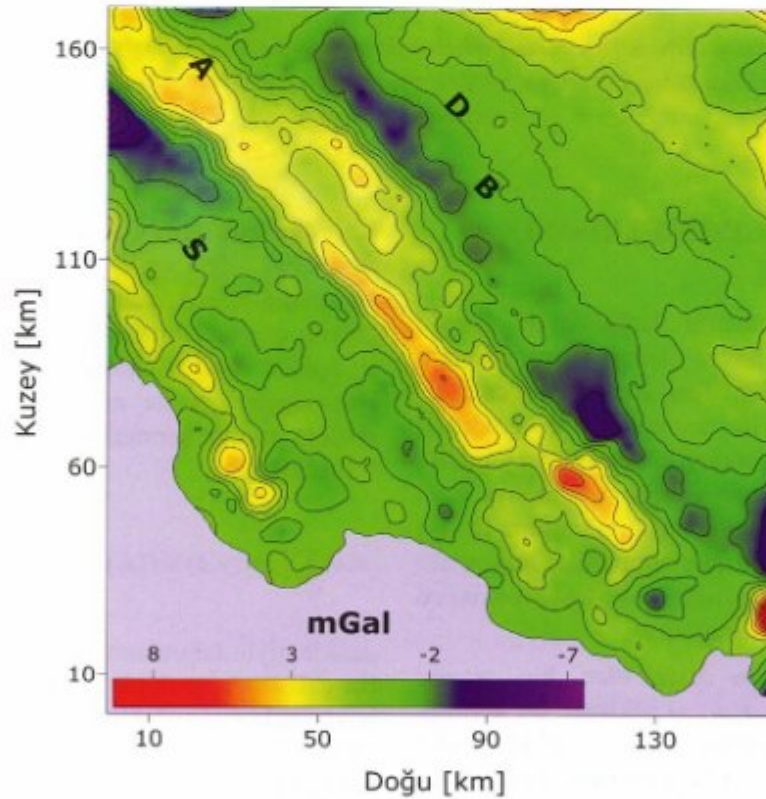
Güç spektrumu eğrisi incelendiğinde 0.2  $\text{km}^{-1}$  dalga sayısından daha yüksek dalga sayılı olayların tortul tabaka ile ilgili olduğu görülmektedir. Tortul tabakanın etkisini görmek için 0.2  $\text{km}^{-1}$  kesme frekansı kullanılarak yüksek geçişli süzgeç kullanılmıştır (Şekil 8). Yüksek geçişli süzgeç haritasında toplam 17 mGal'lik anomali genliği gözlenmekte olup Archangelsky Sırtı üzerinde pozitif, Sinop çukuru ve Doğu Karadeniz havzası içinde negatif gravite anomalileri gözlenmektedir. Pozitif ve negatif gravite anomalileri birbirlerine paralel uzanmakta olup bölgenin tektonik yapısıyla yakından ilişkilidir. Yüksek geçişli rezidüel gravite anomalisinin tam yatay türevleri sonlu farklar yöntemiyle hesaplanmış ve gölgelendirilmiş rölyef haritası çalışma alanında yapılmış sismik yansıma kesitiyle birlikte Şekil 9'da verilmiştir. Sismik yansıma kaydında belirlenen fayların tam yatay türev haritasında çok iyi bir şekilde temsil edildiği görülmektedir. Sinop havzası içinde yer alan faylar, sırt eksenini belirleyen faylar ve Doğu Karadeniz havzası içinde görülen faylar birbirleriyle uyum içerisindedir.





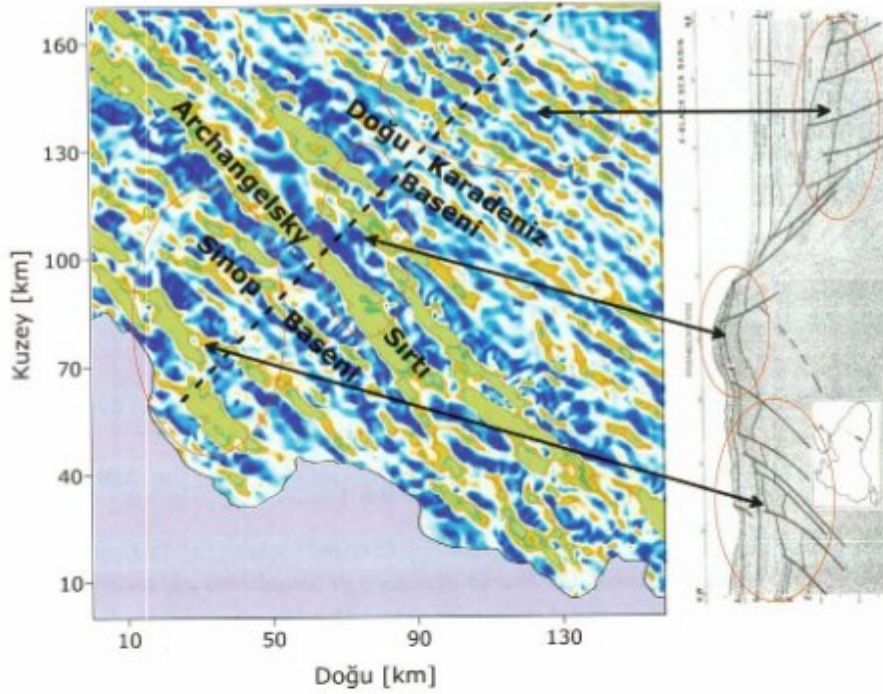
**Şekil 7.** Çalışma alanının gravite anomali verisinden 2B Fourier dönüşümü ile hesaplanmış güç spektrumu eğrisi. Doğru parçaları üzerindeki değerler kabuk içindeki düşey yönde yoğunluk değişimlerine karşılık gelen ara yüzeylerin derinliklerini göstermektedir.  $h_1$  Moho derinliğini,  $h_2$  Conrad süreksizliğini ve  $h_3$  tortul temelin derinliğini göstermektedir.

**Figure 7.** The power spectrum curve computed with 2D Fourier transform method applied to the gravity anomaly data. The values over the linear segments are the depths to various interfaces formed by crustal density contrasts.  $h_1$  represents the Moho depth;  $h_2$  and  $h_3$  represent the Conrad and sedimentary basement depths, respectively.



**Şekil 8.** Gravite anomali verisine yüksek geçişli süzgeç uygulandıktan sonra elde edilen rezidüel gravite anomalisi. Süzgeçleme işleminde kesme dalga sayısı  $0.2 \text{ km}^{-1}$  olarak alınmıştır. Kontur aralığı  $1 \text{ mGal}$ 'dir.

**Figure 8.** The residual gravity anomaly map calculated with a high pass filtering of the gravity data. The cut off wave number is  $0.2 \text{ km}^{-1}$ . The contour interval is  $1 \text{ mGal}$ .



**Şekil 9.** Rezidüel gravite anomalisi kullanılarak elde edilmiş gölgelendirilmiş tam yatay türev haritası ve Orta Karadeniz sırtından alınmış sismik yansıma kesiti. Sismik yansıma kesiti Finetti vd. (1988)'den alınmıştır. Kesikli çizgi sismik yansıma verisinin doğrultusunu göstermektedir.

**Figure 9.** The shaded relief map of the full horizontal derivative data estimated from residual gravity map and a seismic reflection cross-section of the Mid Black Sea Ridge. The seismic profile is from Finetti et al. (1988). The dashed line locates the direction of the seismic cross-section.

## HAVZA TABAN GEOMETRİSİNİN BELİRLENMESİ

3B ters çözüm yöntemi kullanılarak gravite verisinden bölgenin havza taban geometrisinin belirlenmesi mümkündür. Ters çözüm yöntemi bir jeolojik modelin gravite anomalisi ile gözlenen gravite alanı arasındaki farkı en küçük kareler yöntemi ile en küçük yaparak yapıya ilişkin geometrik veya fiziksel parametrelerin saptanması işlemidir. En iyi uyum gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasındaki farkların karesinin toplamı olan amaç fonksiyonunun en küçük olması durumunda sağlanır.

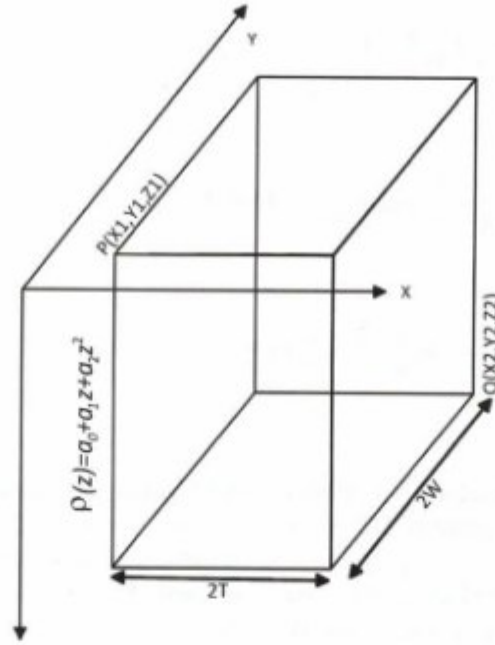
Uzaysal koordinatları  $x, y, z$  olan bir gravite anomalisi  $\Delta g f(x, y, z, a_1, a_2, a_3, \dots)$  şeklinde bir analitik fonksiyonla tanımlanabilir. Bu fonksiyondaki  $a_1, a_2, a_3, \dots$  katsayıları gravite anomalisi hesaplanan jeolojik modelin yoğunluklarını göstermektedir.

Koordinatları  $(x, y, z)$  olan noktalarda gözlem gravite anomalisi  $\Delta g(x, y, z)$  bilinmektedir. Ters çözüm yöntemi  $f(x, y, z, a_1, a_2, a_3, \dots)$  fonksiyonu ile tanımlanan gravite anomalisini iyi bir şekilde verecek en uygun  $a_1, a_2, a_3, \dots$  yoğunluk değerlerini bulmaya çalışır. Hesaplanan gravite anomalisi  $f(x, y, z, a_1, a_2, a_3, \dots)$ 'yi gözlem gravite anomalisi  $\Delta g(x, y, z)$ 'ye benzeştirecek F fonksiyonu,

$$F = \sum_{x, y, z} [g(x, y, z) - f(x, y, z, a_1, a_2, a_3, \dots)] \quad (5)$$

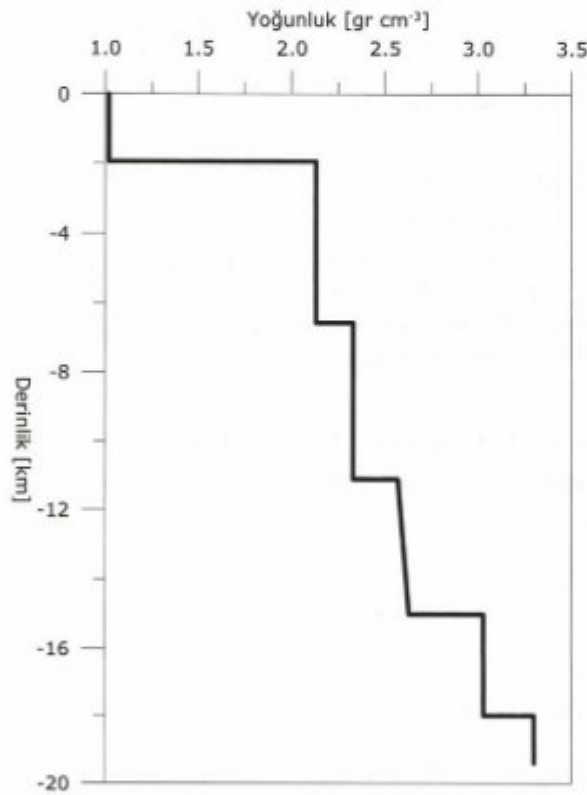
denklemleriyle tanımlanır (Radhakrishna Murty 1998). Bu çalışmada jeolojik model oluşturulurken değişik boyutlarda prizmalar kullanılmıştır.  $r(z) = a_0 + a_1 z + a_2 z^2$  şeklinde ikinci dereceden yoğunluk işlevine sahip 2T genişliğinde ve 2W enindeki prizmatik bir modelin (Şekil 10) gravite anomalisi,





Şekil 10. Değişken yoğunluklu basit prizmatik modelin gösterimi.

Figure 10. Simple prismatic model with variable density model.



Şekil 11. Karadeniz havzası kabuk yapısının yoğunluk-derinlik grafiği (Starostenko vd. 2004).

Figure 11. The density versus depth graph of the Black sea crustal structure (Starostenko et al. 2004).

$$\begin{aligned}
\Delta g(x, y) = & Ga_0 \left[ z \arctan \frac{XY}{zR} + \frac{x}{2} \ln \frac{R-Y}{R+Y} + \frac{Y}{2} \ln \frac{R-X}{R+X} \right]_{x=x_1}^{x_2} \bigg|_{y=y_1}^{y_2} \bigg|_{z=z_1}^{z_2} + \\
& Ga_1 \left[ \frac{z^2}{2} \arctan \frac{XY}{zR} - \frac{X^2}{2} \arctan \frac{Yz}{XR} + \frac{Y^2}{2} \arctan \frac{Xz}{YR} + XY \ln(2R+2z) \right]_{x=x_1}^{x_2} \bigg|_{y=y_1}^{y_2} \bigg|_{z=z_1}^{z_2} + \\
& Ga_2 \left[ \frac{z^3}{3} \arctan \frac{XY}{zR} - \frac{X^3}{3} \ln \frac{R-Y}{R+Y} - \frac{Y^3}{3} \ln \frac{R-X}{R+X} + \frac{2}{3} XYR \right]_{x=x_1}^{x_2} \bigg|_{y=y_1}^{y_2} \bigg|_{z=z_1}^{z_2}
\end{aligned} \quad (6)$$

bağıntısı ile hesaplanmaktadır (Bhaskara vd. 1990). Bu bağıntıda  $G$ , evrensel çekim sabitini;  $XI=x+T$ ,  $X2=x-T$ ,  $YI=y+W$ ,  $Y2=y-W$ , ve  $R=\sqrt{X^2+Y^2+Z^2}$ ;  $z$ , derinliği;  $a_0$ , yüzeydeki yoğunluk farkını,  $a_1$  ve  $a_2$  ise ikinci derece denklemin sabitlerini göstermektedir. Jeolojik modelde kullanılan prizmaların taban derinliklerinin başlangıç kestirimleri için ikinci dereceden yoğunluk işlevinin sadece ilk terimi hesaba katıldığında,

$$z(i, j) = \frac{g_{\text{gen}}(i, j)}{2\pi G a_0} \quad (7)$$

bağıntısı kullanılabilir (Bott 1960; Bhaskara Rao 1986).

Çalışma alanının havza taban geometrisini çıkarmak için ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Doğu Karadeniz havzasının yoğunluk modeli Çizelge 1'de verilmiş ve Şekil 11'de grafik olarak çizilmiştir. Ters çözüm işlemi rezidüel gravite değerleri üzerinde gerçekleştirilmiş olup başlangıç

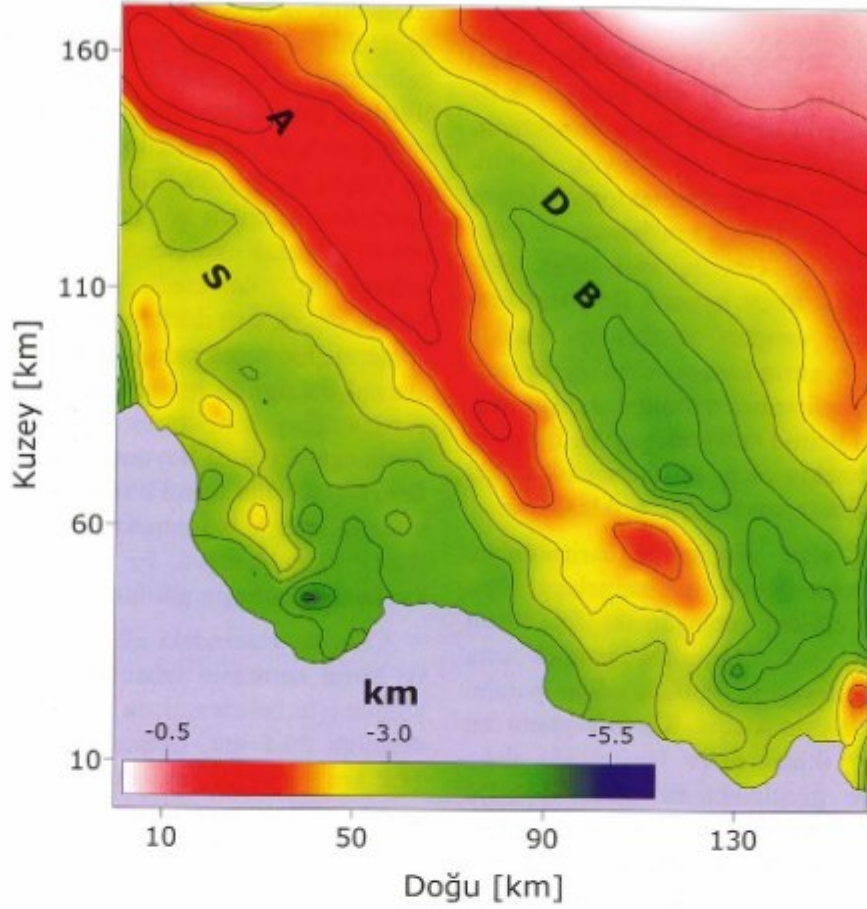
derinlikleri (7) denklemi yardımıyla belirlenmiştir. Gözlem gravite değerleri ile hesaplanan gravite değerleri arasında en iyi uyumu veren son yineleme sonucu elde edilen ters çözüm değerleri tortul temel derinliği olarak alınmıştır. Yapılan ters çözüm işlemi sonucunda Sinop havzasında tortul temelin derinliği 4.1 km, Doğu Karadeniz havzasında ise 4.9 km olarak tespit edilmiştir (Şekil 12). Archangelsky sırtı üzerinde yerleşen tortulların taban derinliği 0.5-1.5 km arasında değişmektedir. Su derinliğinin 500 m olduğu düşünülürse sırt üzerindeki tortulların toplam kalınlığı 1 km civarında olacaktır. Orta Karadeniz sırtı üzerinde yapılmış sismik yansıma verilerinden elde edilen taban yapısı ile (Şekil 13; Robinson vd., 1995; Cloetingh vd., 2003) ters çözüm sonucu elde edilen değerler karşılaştırıldığında birbirleriyle uyumlu değerlerin elde edildiği anlaşılmaktadır. Ayrıca sismik yansıma verilerinde çalışma alanı içindeki taban topoğrafyasının şekillenmesinde etkili olan fayların sınırları da çok iyi bir şekilde gravite verileriyle ortaya konulmaktadır.

**Çizelge 1.** Karadeniz havzasının 3-B yoğunluk modeline ait değişkenler (Starostenko vd. 2004).

**Table 1.** The 3D density model variables of the Black Sea basin (Starostenko et al., 2004).

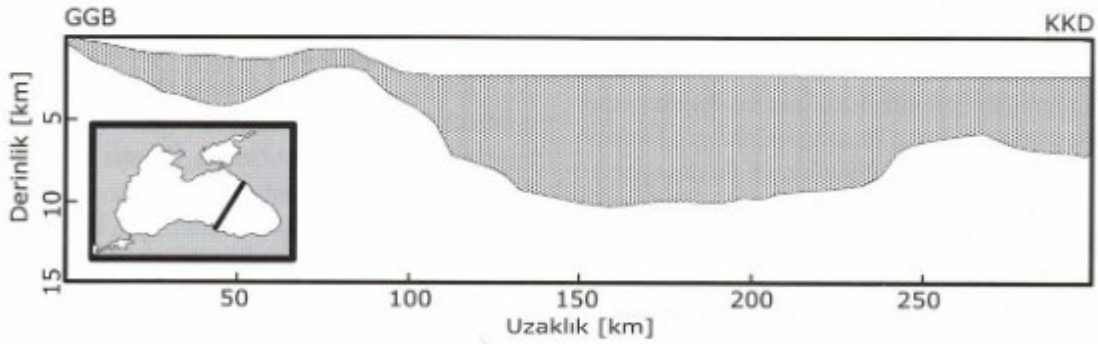
| Tabaka                                  | Yaş                    | Kalınlık [km] | Ortalama Hız [km/sn] | Ortalama Yoğunluk [gr/cm <sup>3</sup> ] |
|-----------------------------------------|------------------------|---------------|----------------------|-----------------------------------------|
| Su                                      |                        | 0-2           | 1.5                  | 1.02                                    |
| Pekişmemiş tortullar                    | Pliosen - Kuvaterner   | 1-2           | 1.8-2.7              | 2.15                                    |
| Yarı pekişmiş tortullar (Maykop Serisi) | Oligosen - Alt Miyosen | 0-6           | 3.0-4.0              | 2.35                                    |
| Pekişmiş tortullar                      | Paleosen - Eosen       | 2-8           | 4.5-5.0              | 2.6-2.65                                |





**Şekil 12.** Çalışma alanının gravite anomali verisinden ters çözüm yöntemiyle elde edilmiş çalışma alanının havza taban derinliği haritası. Kontur aralığı 0.5 km'dir.

**Figure 12.** The basement depth map of the study area determined from gravity anomaly data with gravity inversion method. The contour interval is 0.5 km.



**Şekil 13.** Sismik yansıma verileriyle belirlenmiş Orta Karadeniz sırtının temel topoğrafyası (Robinson vd., 1995; Cloetingh vd., 2003).

**Figure 13.** The basement depth topography of the Mid Black Sea Ridge obtained from seismic reflection data (Robinson et al., 1995; Cloetingh et al., 2003).



## TARTIŞMA

Bouguer gravite verisinin en büyük yatay türevlerinin genlikleri (Şekil 5) çok belirgin KB-GD yönlü çizgiselliklerin varlığını işaret etmektedir. 3-6.50 mGal/km arasındaki en büyük genlik değerlerinin, bölgedeki en belirgin tektonik bileşen olan Archangelsky Sırtı'nın sınırlarına karşılık geldiği düşünülmektedir. Gravite verisinden elde edilen en büyük yatay türev haritası ile sırtın orta ve kuzey kısımlarının sınırları oldukça iyi şekilde çizilebilmesine karşın, sırtın karaya yakın olan güney ucundaki kanatlarını belirlemek mümkün olamamıştır. Bu bölge, sırtın Orta Pontid volkanik yayı ile birleşim alanına karşılık gelmekte olup, bu durum olasılıkla karada gravite verisinin olmamasıyla açıklanabilir.

Şekil 5'de yer alan çizgisellik haritasından, çalışma alanının tektoniğinin Archangelsky Sırtı tarafından kontrol edildiği anlaşılmaktadır. Sırtın her iki kanadında, sırt uzanımına paralel orta genlikte yatay türev değerleri ile ifade edilen paralel çizgisellikler de gözlenmektedir. KB-GD yönlü bu çizgisellikler düşey ikinci türev haritasında daha da belirgin şekilde görülmektedir (Şekil 6). Bu çizgisellikler Doğu Karadeniz havzası içine doğru tortul birimleri etkileyen birbirlerine paralel normal faylar olarak yorumlanmıştır. Bu faylar birçok araştırmacı tarafından sismik kesitlerde ve havza modellemesi sonucu elde edilen tektonik kesitlerde gösterilmiştir (Meredith ve Egan 2002; Rangin vd. 2002; Finetti vd. 1988; Cloetingh vd. 2003; Robinson vd. 1995; Robinson vd. 1996; Dondurur ve Çifçi 2007). Doğu Karadeniz havzasının kıyısı bölgesinde Pontid sıkışma tektoniği izleri belirgin iken, daha kuzey kısımlarda Karadeniz'in açılma tektoniğinin izlerini ifade eden normal faylanmalar mevcuttur (Meredith ve Egan 2002; Robinson vd. 1995; Finetti vd. 1988). Bouguer gravite verisinin en büyük yatay türev haritasında gözlenen bu çizgisellikler, Meredith ve Egan (2002) tarafından önerilen ve Archangelsky Sırtı'nın her iki kanadını sınırlayan açılma tektoniği ile ilintili normal faylar olarak yorumlanmıştır. Bu faylar, özellikle sırtın kuzey sınırı boyunca oldukça belirgin olup birbirine paralel şekilde uzanmakta ve açılma tektoniği bloklarını birbirinden ayırmaktadır.

Ayrıca Şekil 6'da verilen düşey ikinci türev haritası ve Şekil 8'de verilen rezidüel gravite anomali haritasında, pozitif ve negatif anomalilerin birbirlerine paralel uzanmakta olduğu görülmektedir. Özellikle ikinci türev haritasında bu durum çok daha belirgin olup, birbirine paralel KB-GD yönlü iki pozitif anomalinin Archangelsky Sırtı boyunca uzandığı

izlenebilir. Kuzeydeki daha düşük genlikli pozitif anomaliler küçük dalga boylu kapanımlardan meydana gelmektedir. Bu ikincil kapanımlar, Archangelsky Sırtı'nın kuzey kanadına doğru ikincil bir yükselim yaptığına işaret etmektedir. Bu yükselimi, Dondurur ve Çifçi (2007, p.39, Fig. 2) tarafından sismik veri üzerinde gösterilen ve "ikincil yükselim (secondary uplift)" olarak isimlendirilen yükselime karşılık geldiği düşünülmektedir. Dondurur ve Çifçi (2007) bu yükselimi, sırtı dik kesen bir sismik kesit üzerinde göstermişler, ancak paralel hatların yokluğu nedeniyle alansal dağılımını haritalayamamışlardır. Şekil 6'da verilen düşey ikinci türev haritasında bu yükselimin, Archangelsky Sırtı boyunca uzandığı görülmektedir. İkincil yükselim tortul birim içerisinde yaklaşık 200 m derinliklerde bulunmakta olup, etkisi ancak düşey ikinci türev haritası ve rezidüel gravite anomali haritasında belirgin şekilde gözlenmektedir.

Çalışma alanındaki alt ve üst kabuk derinlikleri ve tortul katmanın taban derinliği, güç spektrumu yöntemiyle belirlenmiştir. Buna göre bölgede Moho derinliği 29.5 km, Conrad süreksizliğinin derinliği 11.2 km ve tortul katmanın derinliği 4.2 km olarak tespit edilmiştir. Çalışma alanında Archangelsky Sırtı altındaki kabuk kalınlığının, Starostenko vd. (2004) tarafından 29-33 km arasında değiştiği öne sürülmüş, Archangelsky Sırtı civarında ise kabuk kalınlığının 32 km ve kabuğun kıtasal tip olduğu belirtilmiştir. Buryanov vd. (1997) ise Archangelsky Sırtı altında kabuk kalınlığının orta havza civarında 29 km olduğunu ve güneye doğru derinleşerek 33 km'ye ulaştığına işaret etmişlerdir. Bu çalışmada güç spektrumu yöntemiyle belirlenen kabuk kalınlığı değerinin, literatürde öne sürülen bu değerlerle uyum içerisinde olduğu görülmektedir. Ayrıca elde edilen derinlik değerleri, Balavadze vd. (1975), Bulanzhe vd. (1975), Sollogub (1986), Chekunov vd. (1992) tarafından Karadeniz havzası için ve Maden (2012) tarafından Orta Pontidler'in kuzeyi için belirlenen değerlerle uyum içerisinde. Diğer yandan çalışma alanında güç spektrumu yöntemiyle belirlenen tortul temelin derinliği ise Nikishin vd. (2003) tarafından belirlenen değerlerle benzerlik göstermektedir.

Karadeniz havzasında su derinliği 2 km'yi geçmektedir. Bu çalışmada su yoğunluğu 1.02 gr/cm<sup>3</sup> olarak alınmıştır (Boguslavsky vd. 1980). Karadeniz havzasındaki tortul tabakalar çok kanallı sismik yansıma çalışmaları yapılarak belirlenmiştir. Bu çalışmalara göre Karadeniz havzası içinde üç ana tortul birikim ortaya konulmuştur (Tugolesov vd. 1985; Belousov ve Volvovsky 1989). İlk tortul



tabaka 1-2 km kalınlıklı, sismik hızı 1.8-2.7 km/sn ve ortalama yoğunluğu 2.15 gr/cm<sup>3</sup> olan ve bütün Karadeniz tabanını kaplayan üst Miyosen-Pliyosen-Kuvaterner sedimentleridir. İkinci tortul birikim 3-5 km kalınlıklı, sismik hızı 3.0 km/sn'den fazla ve ortalama yoğunluğu 2.35 gr/cm<sup>3</sup> olan Alt Miyosen sedimentlerine karşılık geldiği düşünülen Maykop serisi birikimlerdir. Üçüncü ve en yaşlı tortul birikim ise 2-8 km kalınlıklı, sismik hızı 4.5-5.0 km/sn, ortalama yoğunluğu 2.6-2.65 gr/cm<sup>3</sup> olan Paleosen-Eosen yer yer Mesozoyik yaşlı pekişmiş tortul birikimlerdir. Tortul birimler altında yer alan granitik kabuğun ortalama yoğunluğu 2.72 gr/cm<sup>3</sup>, bazaltik kabuğun yoğunluğu ise 3.04 gr/cm<sup>3</sup> olarak alınmıştır.

Doğu Karadeniz havzası içinde tortul temelin derinliği hızlı bir şekilde artmakta ve tortul katmanın derinliği 10 km'ye kadar inmektedir (Starostenko vd. 2004). Çalışma alanı içerisinde Archangelsky Sırtı'nın hemen KD kısmındaki Doğu Karadeniz havzasında tortul katmanın derinliği 5 km civarındadır (Şekil 12). Birçok araştırmacı tarafından Karadeniz'in açılma dönemi öncesi temel yapısının Kretase yaşlı olduğu öne sürülmüştür (Meredith ve Egan 2002; Starostenko vd. 2004; Finetti vd., 1988; Robinson vd. 1995; Robinson vd. 1996). Bu nedenle, bu çalışmada ters çözüm ile hesaplanan ve havza tabanına karşılık gelen temel birimin, Karadeniz'in açılma dönemi öncesi stratigrafisini ifade eden Kretase yaşlı temele karşılık geldiği öngörülmüştür. Buryanov vd. (1997), tüm Karadeniz'in gravite verisinin analizine dayanarak, Archangelsky Sırtı üzerinde Kretase yaşlı temelin derinliğini 1 km'den az olarak vermişler, Sinop havzasında ise bu derinliğin 4 km'yi aştığını öne sürmüşlerdir. Bu çalışmada elde edilen Kretase yaşlı temel derinliği, bu değerlerle uyum içerisinde.

Elde edilen taban derinliği sonuçları güç spektrumu değerleriyle de çok iyi bir uyum göstermektedir. Güç spektrum yöntemiyle belirlenen değerler ile ters çözüm sonucu elde edilen değerler arasında ortalama 500 m fark tespit edilmiştir. Benzer şekilde ters çözüm ve güç spektrumu yöntemiyle elde edilen değerlerin, sismik yansıma verilerinden (Cloetingh vd. 2003; Shillington vd. 2008) elde edilen değerlerle de uyum içinde oldu görülmektedir.

## SONUÇLAR

Yapılan analizlerden aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır:

- 1- Çalışma alanındaki ana tektonik birimler KB-GD yönünde uzanmaktadır. Sonlu farklar yöntemiyle bölgenin gravite anomali verisinden hesaplanan tam yatay türev çizgisellik haritasında gözlemlenen KB-GD yönlü çizgisellikler bu ana tektonik yapılarla ve Archangelsky Sırtı'nı sınırlayan normal fay bloklarına karşılık gelmektedir.
- 2- Yüzeye yakın jeolojik yapıların etkisini daha baskın şekilde ortaya çıkarmak için hesaplanan düşey ikinci türev haritasındaki pozitif ve negatif anomaliler, sıkı tektonik yapının oluşumunda etkili olan KB-GD yönlü ana tektonik hatları, sırtın kuzeyindeki ikincil yükselimi ve uzanımını daha belirgin şekilde ortaya koymuştur.
- 3- Güç spektrumu yöntemiyle çalışma alanında ortalama Moho derinliği 29.5 km, Conrad süreksizliğinin derinliği 11.2 km olarak tespit edilmiştir. Tortul temelin derinliği ise 4.2 km olarak belirlenmiştir. Yapılan ters çözüm işlemi sonucunda Sinop havzasında Kretase yaşlı temelin derinliği 4.1 km'ye kadar ulaşmaktadır.

Archangelsky sırtı üzerinde yaklaşık 1 km kalınlığında tortul birikim tespit edilmiştir.

## TEŞEKKÜR

Görüş ve önerileri ile makalenin şekillenmesine verdikleri destekleri sebebiyle Jeofizik Dergisi Editörü Doç. Dr. Ali AYDIN'a; makale içeriğinin geliştirilmesine yapıcı önerileri ile katkı koyan Prof. Dr. Coşkun SARI'ya ve isim bildirmeyen hakeme teşekkür ederiz.



## KAYNAKLAR

- Balavadze, B.K., ve Mindeli, P.Sh. 1964, Structure of the earth's crust of the Black Sea basin according to geophysical data, Seismic Researches, No. 6, Results of Researches on the IGY Program (in Russian), pp. 66-76, Izd. Nauka, Moscow.
- Balavadze, B.K., Belokurov, V.S., Garkalenko, I.K., Malovitsky, Yu.P., Mindeli, P.Sh., Moskalenko, V.N., Neprochnov, Yu.P., Neprochnova, A.F., Starshinova, E.A. ve Chekunov, A.V. 1975, Physical properties of rocks Black Sea basin. In: Bulanzhe, Yu.D., Muratov, M.V., Subbotin, S.I., Balavadze, B.K. (Eds.), The Earth's Crust and the Black Sea Basin Evolution. Nauka, Moscow, pp. 254-269 (in Russian).
- Belousov, V.V., Volvovsky, B.S., Arkhipov, I.V., Buryanova, B.V., Evsyukov, Y.D., Goncharov, V.P., Gordienko, V.V., Ismagilov, D.E., Kislov, G.K., Kogan, L.I., Kondyurin, A.V., Kozlov, V.N., Lebedev, L.I., Lokholatnikov, V.M., Malovitsky, Y.E., Moskalenko, V.N., Neprochnov, Y.R., Otisty, B.K., Rusakov, O.M., Shimkus, K.M., Shlezinger, A.E., Sochelnikov, V.V., Sollogub, V.B., Solovyev, V.D., Starostenko, V.I., Starovoitov, A.F., Terekhov, A.A., Volvovsky, I.S., Zhigunov, A.S. ve Zolotarev, V.G. 1988, Structure and evolution of the earth's crust and upper mantle of the Black Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 30(117-118): 109-196.
- Bhaskara Rao, D. 1986, Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast, *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.* 84, 1, 207-212.
- Bhaskara Rao, D., Prakash, M.J. ve Ramesh Babu, N. 1990, 3D and 2-1/2D modelling of gravity anomalies with variable density contrast, *Geop. Prosp.* 38, 4, 411-422.
- Blakely, R.J. ve Simpson, R.W. 1986, Approximate edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51, 1494-1498.
- Blakely, R.J. 1995, Potential theory and its applications. Cambridge University Press, New York.
- Boguslavsky, S.G., Efimov, V.V. ve Cheresov, L.V. 1980, Combined Oceanographic Studies of the Black Sea. Naukova Dumka, Kiev (in Russian).
- Bott, M.H.P. 1960, The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 3, 63-67.
- Bulanzhe, Yu.D., Muratov, M.V., Subbotin, S.I. ve Balavadze, B.K. (Eds.) 1975, The Earth's Crust and the Black Sea Basin Evolution. Nauka, Moscow, 358 pp. (in Russian).
- Buryanov, V.B., Mankovsky, A.A. ve Solovev, V.D. 1996, The nature of gravity highs at the western border of the Black Sea (Burgas synclinorium). *Geophysical Journal* 16, 139-151.
- Buryanov, V.B., Makarenko, I.B. ve Starostenko, V.I. 1997, Thickness and structure of the crust of the Black Sea Basin According to Gravity Modeling Data, *Geophys. J.* 16, 603-623.
- Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orovetsky, Y.P. ve Starostenko, V.I. 1998, The geological origin of the Sinop tectonic junction in the South Black Sea region, *Geophys. J.* 17, 583-602.
- Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orovetsky, Yu.P. ve Starostenko, V.I. 1999a, Geology of the Crimea-Caucasus gravity zone. *Geophysical Journal* 18, 1139-1152.
- Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., V. Legostaeva, O.V., Orovetsky, Yu.P. ve Starostenko, V.I. 1999b, The geological nature of the Radialnaya and Gubkinskaya gravity anomalies in the Western Black Sea region. *Geophysical Journal* 19, 153-168.
- Chekunov, A.V., Starostenko, V.I., Kozlenko, V.G. ve Koyfman, L.I. 1992, Contemporary views on geologic structure and evolution of the Black Sea basin. Problems of the Black Sea Intern. Oceanographic Commission, Sevastopol, pp. 197-208.
- Cianciara, B. ve Marçak, H. 1976, Interpretation of gravity anomalies by means of local power spectra. *Geophysical Prospecting* 24, 273-286.
- Cloetingh, S., Spadini, G., Van Wees, J.D. ve Beekman, F. 2003, Thermo-mechanical modelling of Black Sea Basin (de)formation, *Sedimentary Geology* 156, 169-184.
- Cordell, L. ve Grauch, V.J.S. 1982, Reconciliation of the discrete and integral Fourier transforms. *Geophysics* 47, 237-243.
- Cordell, L. ve Grauch, V.J.S. 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the Saint Juan Basin, New Mexico. In: William J. Hinze, (Ed.), The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. SEG, Tulsa, OK, pp. 181-197.
- Dondurur, D. ve Çifçi, G. 2007, Acoustic Structure and Recent Sediment Transport Processes on the Continental Slope of Yeşilirmak River Fan, Eastern Black Sea, *Marine Geology* 237, 37-53.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. ve Xuan, Z. 1988, Geophysical study of the Black Sea, *Bolletino Di Geofisica Teorica Ed Applicata* 30, 197-324.



- Goncharov, V.P., Neprochnov, Yu.P., Neprochnova, A.F. 1972, Floor Relief and Deep Structure of the Black Sea Depression. Nauka, Moscow. 157 pp., in Russian.
- Görür, N. 1988, Timing of Opening of the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 147, 247-262.
- Hsü, K.J., Nacev, I.K. ve Vuchev, V.T. 1977, Geologic evolution of Bulgaria in the light of plate tectonics, *Tectonophysics* 40, 245-256.
- Kazmin, V. 1997, Mesozoic to Cenozoic history of the back-arc basins in the Black Sea-Caucasus region, Cambridge Arctic Shelf Program, No: N656. Cambridge.
- Maden, N. 2005, Doğu Pontid Orojenik Kuşağının Yapı Stillerinin ve Kabuk Yapısının Jeofizik Yöntemlerle İncelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, TÜRKİYE.
- Maden, N., Gelişli, K., Eyüboğlu, Y. ve Bektaş, O. 2009, Determination of Tectonic And Crustal Structure of The Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey), *Pure and Applied Geophysics* 166, 1987-2006.
- Maden, N. 2010, Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in Erciyes stratovolcano (Central TURKEY), *Pure and Applied Geophysics* 167, 349-358.
- Maden, N. 2012, Two-dimensional geothermal modeling along the Central Pontides magmatic arc (Northern Turkey), *Survey in Geophysics*, 33, 275-292.
- Maus, S. ve Dimri, V. 1996, Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields. *Geophysical Journal International* 124, 113-120.
- Mindeli, P.Sh., Neprochnov, Yu.P. ve Pataraya, E.I. 1965, Determination of 'granitic layer' absence in the Black Sea depression from both DSS and seismological data, *Izv. AN SSSR, ser. geol.* 2, 7-15 (in Russian).
- Meredith, D.J. ve Egan, S.S. 2002, The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2-D and 3-D tectonic modeling, *Tectonophysics* 350, 157-179.
- Neprochnov, Y.R., Neprochnova, A.E ve Mirlin, Y.G. 1974, Deep structure of the Black Sea basin. In: D.A. Ross ve E.T. Egens (Editors), *The Black Sea -- Geology, Chemistry and Biology*. Am. Assoc. Pet. Geol., Mere. 20, 35-49.
- Neprochnov, Y.P. ve Ross, D.A. 1978, Black Sea geophysical framework, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 42, Part 2*, edited by J. L. Usher ve P. Supko, pp. 1043-1055.
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. ve Brunet, M. 2003, The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling, *Sedimentary Geol.* 156, 149-168.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C. ve Görür, N. 1994, Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions, *Geology* 22, 267-270.
- Okay, A.I. ve Şahintürk, Ö. 1997, Geology of the Eastern Pontides, In: Robinson, A.G. (ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, AAPG Memoir 68, 19-38.
- Radhakrishna Murthy, I.V. 1998, Gravity and magnetic interpretation in exploration geophysics, *Geol. Soc. India*, p. 363 Mem. No. 40.
- Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitoglu, B. ve Görür, N. 2002, Deep structure of the mid Black Sea high (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS Cruise), *Marine Geology* 182, 265-278.
- Robinson, A.G., Spadini, G., Cloetingh, S. ve Rudat, J. 1995, Stratigraphic Evolution of the Black Sea: Inferences from Basin Modeling, *Marine and Petroleum Geology* 12, 821-835.
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., ve Wiles, R.L.F. 1996, Petroleum geology of the Black Sea, *Mar. and Pet. Geol.* 13, 195-223.
- Ross, D.A. 1978, Summary of results of Black Sea drilling. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 42. Government Printing Office, Washington, US. Pt. 2, pp. 1149-1178.
- Sandwell, D. T., ve Smith, W. H. F. 2009, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.*, 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008.
- Shillington, D.J., White, N., Minshall, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A. ve Scott, C.L., 2008, Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: a test of depth-dependent stretching models, *Earth Planet. Sci. Lett.* 265, 360-378.
- Sollogub, V.B. 1986, *The Lithosphere of the Ukraine*. Naukova Dumka, Kiev (in Russian).
- Spadini, G., Robinson, A.G. ve Cloetingh, S.A.P.L. 1996, Western versus eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation, *Tectonophysics* 266, 139-154.
- Spector, A., ve Grant, F.S. 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293-302.

Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V. ve Sava, C. 2004, Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin, *Tectonophysics* 381, 211 –233.

Tugolesov, T.A., Gorshkov, A.S., Meisner, L.B., Solov'ev, V.V. ve Khakhalev, E.M. 1985, *Tectonics of the Meso-Cenozoic Deposits of the Black Sea Basin*. Nauka, Moscow (in Russian).

Treitel, S., Clement, W.G. ve Kaul, R.K. 1971, The spectral determination of depths to buried magnetic basement rocks. *Geophysical Journal International* 24, 415–428.

Tüysüz, O., 1998, Karadeniz, İn: N. Görür (Editor), *Türkiye Denizleri'nin ve Çevre Alanlarının Jeolojisi*, TÜBİTAK, İstanbul.



## SİSMOLOJİ'DE CBS UYGULAMALARI

### Applications of GIS in Seismology

Selda ALTUNCU POYRAZ<sup>1,a</sup>, Doğan KALAFAT<sup>1,b</sup>

<sup>1</sup>Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi.

(<sup>a</sup>selda.altuncu@boun.edu.tr; <sup>b</sup>kalafato@boun.edu.tr)

#### ÖZET

Türkiye ve çevresi genç ve aktif bir tektonik kuşak üzerinde yer almaktadır. Devam eden sürekli ve yoğun deformasyon sonucu bölgede farklı topoğrafik, kabuk ve orojenik özellikler gözlenmektedir. Türkiye'nin sismotektonik yapısının daha detaylı çalışılabilmesi, can ve mal kaybına neden olabilecek depremlerin özelliklerinin daha iyi anlaşılabilmesi için bölgenin sismotektonik özelliklerini ortaya koyan detaylı veri tabanının bir bütün olarak oluşturulması önem kazanmaktadır. Coğrafi bilgi sistemleri (CBS) kullanılarak Türkiye ve civarında meydana gelen depremlerin lokasyonları, depremlere ait mekanizma çözümleri, bölgedeki tarihsel depremler, deprem kayıt cihazları dağılımı gibi verilerin bütünleştirilmesi ile doğru ve güvenilir bilgiye hızlı ulaşım mümkün olmaktadır. Bu çalışmada Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nde (UDİM) kullanılan verilerin (istasyon özellikleri, deprem lokasyonları, fay düzlemi çözümleri, tarihsel depremler) Coğrafi Bilgi Sistemlerine (CBS) aktarılması ile bir veri bankası oluşturulması ve bu veriden kolay ve hızlı analiz, sorgulama ve görselleştirmelerin yapılması hedeflenmiştir. Bir deprem sonrasında acilen ihtiyaç duyulan tüm bilgiler CBS ortamında oluşturulan veri tabanı ile çok kısa zamanda hazırlanabilecek ve hızlı bir şekilde paylaşımı sağlanacaktır.

**Anahtar Kelimeler:** Coğrafi bilgi sistemleri, Aletsel depremler, Veri tabanı, Tarihsel depremler, Fay düzlemi çözümleri

#### ABSTRACT

Turkey and the surroundings are located on a young and active tectonic belt. Different crustal, orogenic and topographical features are observed in the region as a result of the ongoing and intense deformation. In order to study the sismotectonic structure of Turkey in more detail and better understand the mechanisms of earthquakes causing loss of life and property, it is essential to establish a complete database encompassing the entire sismotectonic features of the region. With the use of GIS, it is possible to rapidly access the correct and reliable information by combining data from the distribution of earthquake recording instruments, earthquake locations, earthquake mechanism solutions and historical earthquakes that occurred in Turkey and its surroundings. The target of this research is to transfer the data (station properties, earthquake locations, fault plane solutions, historical earthquakes) used in National Earthquake Monitoring Center (NEMC) into the GIS format and establish a complete database enabling easy and rapid data query, analysis and visualisation. All the information that is urgently required following an earthquake will be prepared in a very short time and rapidly shared via this database created in GIS environment.

**Key Words:** Geographic information system, Instrumental earthquakes, Database, Historical earthquakes, Fault plane solutions

## 1. GİRİŞ

Türkiye’de yerbilimleri ile uğraşan disiplinlerde farklı özellikteki verilerin bir arada kullanılarak bu verilerin düzenlenip depolanması, görselleştirilmesi, analizi ve raporlanması konularındaki başarısından dolayı Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) uygulamaları 2000’li yıllardan sonra artış göstermeye başlamıştır. CBS kullanımı sadece harita üretme ile sınırlı kalmayıp farklı ihtiyaçlara cevap veren yazılımların adapte edilmesine olanak sağladığından yerbilimlerindeki kullanım alanlarının çeşitliliği sayılamayacak kadar artmaktadır. Türkiye’de CBS üzerine yapılan ilk sismolojik çalışmalardan biri olan ‘İnternet Üzerinden Deprem Bilgi Sistemi’ konulu yüksek lisans tezinde CBS kullanımının günümüzdekine oranla çok daha kısıtlı olan imkânları ile internet üzerinden deprem bilgilerine ulaşılması amacıyla CBS uygulamaları için arayüz programı geliştirilmiştir (Garagon 2002). ‘‘İstanbul için Deprem Senaryolarının Hazırlanmasında Coğrafi Bilgi Sistemlerinin Kullanımı’’ konulu çalışmada CBS ArcView kullanımı ile İstanbul’da oluşacak bir depremde kırılabilir farklı faylar için hissedilecek deprem şiddeti hesaplanmıştır (Tüysüz 2002). ‘‘Coğrafi Bilgi Sistemleri Kullanılarak Deprem Verilerinin İncelenmesi’’ konulu çalışmada Türkiye’de meydana gelen depremler ve Marmara Bölgesi’nde meydana gelen depremlerin mekanizma çözümleri için veri tabanı oluşturma denemesi yapılmıştır (Berberoğlu 2009).

Bilgiden en verimli şekilde yararlanabilme, özellikle doğal afetler sonucunda veri eksikliğinden kaynaklanan sorunların giderilmesi, bilgi sistemleri ile mümkündür. CBS, bilgiye hızlı ve sağlıklı ulaşımı sağlar, verimliliği artırır, iş gücü ve zaman kaybını önler. Bir CBS için harcanan zaman, emek ve maliyetin % 80’ini veri toplama, % 15’ini veri depolama, işleme ve analiz, % 5’ini ise görselleştirme oluşturmaktadır. Bir CBS’ nin adımları olan veri toplama, işleme, analiz, sorgulama ve görselleştirmeler ile bunların kullanıcıya sunulması bir bütün olarak ele alınmalıdır. Sismoloji çalışmalarında CBS’nin kullanılmasının birçok avantajı bulunmaktadır. Bunlardan bazıları şu şekildedir;

1. Veri tabanının genişletilebilmesi,
2. Başka veri tabanları ile bağlantı kurabilmesi,
3. Var olan verilerden yeni bilgi üretilebilmesi,
4. Kısa sürede rapor, tablo ve harita üretilebilmesi,
5. Eklenen yeni bilgilere göre yeniden analiz ve sorgulama yapılabilmesi,

6. Geleceğe yönelik senaryo ve simülasyonların yapılabilmesi,
7. Görsel bilgi üretebilmesi,
8. İlişkisel verilerin kullanılabilmesidir (Berberoğlu 2009).

Böyle bir sistemin kurulması araştırmada, bilimsel çalışmada ve karar verme aşamasında doğru ve güvenilir bilgiye çabuk ulaşılabilmesi açısından son derece önemlidir.

Bu çalışmada aşağıda belirtilen verilere ait bir veri tabanı oluşturularak Coğrafi Bilgi Sistemlerine (CBS) aktarılması hedeflenmiştir. Bu amaçla coğrafi bilgi sistemi yazılımı olan ArcGIS 10 yazılımı kullanılmıştır.

- a. Tarihsel depremlere ait deprem parametreleri (Oluş zamanı, enlem, boylam ve büyüklük),
- b. Ulusal Deprem İzleme Merkezi’ne (UDİM) ait deprem istasyonları,
- c. Aletsel döneme ait deprem lokasyon bilgileri
- d. 1938-2008 yılları arasında meydana gelen genel olarak büyüklüğü  $M \geq 4.0$  olan toplam 738 adet depremin faylanma-kaynak parametreleri
- e. 2009 yılından itibaren meydana gelen büyüklüğü  $M \geq 3.5$  olan kaynak parametreleri hesaplanmış toplam 88 adet deprem.

Oluşturulan veri bankası kullanılarak veriler arasındaki ilişkilerden analiz, sorgulama ve görselleştirmelerin yapılması amaçlanmıştır. Böyle bir veri tabanını içeren Coğrafi Bilgi Sisteminin yeteneklerini ve sağladığı kolay kullanım imkânını gösteren değişik sorgulama ve analizler yapılmış, haritalar üretilmiş, sonuçlar ve katkıları değerlendirilmiştir. Ayrıca 23 Ekim 2011 günü yerel saat ile 13.41’de Van – Erciş’te meydana gelen  $M_w = 7.2$  büyüklüğünde ki deprem CBS’in Sismoloji’deki kullanımına örnek olması açısından incelenmiştir.

## 2. KULLANILAN YÖNTEMLER VE MATERYALLER

Çalışma kapsamında Ulusal Deprem İzleme Merkezi’ne ait var olan veri tabanının ArcGis yazılımı ile oluşturulmasının yanı sıra 2008-2012 yılları arasında  $M_w > 3.4$  olan depremlerin moment tensör ters çözüm yöntemi ile odak mekanizması çözümleri yapılmıştır. Bu nedenle kullanılan yöntemler kısmında moment tensör ters çözüm yöntemi ve Arcgis yazılımından bahsedilecektir.



## 2.1. Moment Tensör Ters Çözümü

Çalışmada kullanılan yöntem, 1993 yılından bu yana Kaliforniya Üniversitesi, Berkeley Sismoloji Laboratuvarında kullanılmaktadır (Dreger 2002). Yöntem, geniş bantlı sismik verileri kullanarak yakın alan ve bölgesel sismik olayların kaynaklarını belirlemeye yönelik olarak tasarlanmıştır.

Nokta kaynak olarak nitelenebilecek sismik kaynak (kuvvet çifti) için, zamana bağlı moment tensör elemanları ve bunlara karşılık gelen Green fonksiyonları kullanılarak herhangi bir  $t$  anındaki yer değiştirme,

$$U_n(x,t) = M_{ij}(z,t) \cdot G_{nij}(x,z,t) \quad (1)$$

Burada,

$U_n$  :  $n$  inci istasyonda gözlenen yer değiştirme,

$G_{nij}$  :  $n$  inci istasyon için kuvvet çiftine ilişkin Green fonksiyonları,

$M_{ij}$  : kuvvet çiftinin şiddetini tanımlayan skalar sismik moment,

$x$  : kaynak ile istasyon arası uzaklık,

$z$  : kaynak derinliği ve

$ij$  : coğrafik koordinatlardır.

Verilen eşitlikte  $U$  (yer değiştirme) ölçülen veriye,  $G$  ise varsayılan kabuk yapısına tanımlayan yapay veriye karşılık gelir. Dolayısı ile bu ikisi arasında en iyi uyumu sağlayan moment tensör bileşenlerini belirlemek yöntemin özünü oluşturur. Uygulanan yöntemde gerçek veri ile yapay veri arasındaki en iyi uyumun varyans düşümünün en yüksek olduğu değerde gerçekleştirildiği varsayılmıştır. Yapılan uygulamada işlem adımları özet olarak aşağıdaki gibi sıralanabilir.

- Üç bileşen hız verilerini yer değiştirmeye dönüştür.
- Verilen kabuk modeli için yapay sismogramı üret.
- Yapay veriyi gerçek veriye yakınsatacak en iyi kaynak biçimini belirle.

## 2.2. Arcgis

Bu çalışmada kullanılan bir CBS yazılım olan ArcGIS, vektör ve raster kökenli coğrafi veri tabanlarından geometrik ve geometrik olmayan verinin sorgulanmasına olanak veren coğrafi bilgi sistemi yazılımıdır. Yazılım, coğrafi veri tabanlarına tüm kullanıcılar tarafından erişim imkânı ve değişik formatlardaki (dxf, dgn, dbf, txt, tif, bmp, vb.) verilerin kolayca seçilmesi ve görüntülenmesine olanak sağlar.

Bu çalışmada depremler ile ilgili veriler Arcgis veri tabanında birleştirilerek CBS yardımı ile sorgulama ve analizler yapılmak suretiyle sistemin faydaları sunulmuştur. Çalışmada haritalar, tablolar ve metinler gibi değişik tip veri kaynakları manipülasyon işlemlerinden geçirilerek kullanıma hazırlanmıştır. Türkiye sayısal yükseklik modeli, il sınırları, göller, nehirler, faylar, deprem kayıt cihazları, 1900-2011 yılları arasındaki depremler, tarihsel depremler ve Türkiye mekanizma kataloğu ( $M > 3,5$ ) verileri ayrı katmanlar halinde depolanmıştır. İlgili dosyalar ve dokümanlar, ArcGIS fonksiyonları yardımı ile grafik verilerle ilişkilendirilmiştir. Bukatmanlarkullanılarak, verilerin analizi, sorgulanması, veriler arası ilişkilerin irdelenmesi, sistem yardımı ile mevcut verilerden yeni verilerin türetilmesi ve sonuçların alınması ile sistem avantajları sunulmuştur.

Çalışmada, deprem verilerine ait bir veri tabanı ve analiz fonksiyonları içeren bir CBS kurulmuştur. Oluşturulan sistemde deprem ve deprem ile ilişkili birçok bilgi çeşidi aynı ortamda birleştirilmiştir. Bir bilgiden ilgili diğer bilgiye geçiş, analiz yapma ve sonuçlandırmada zamandan kazanç, bilgi kargaşasının giderilmesi, yorumlama kolaylığı gibi faydalar sağlanmıştır.

## 2.3. Kullanılan Veriler

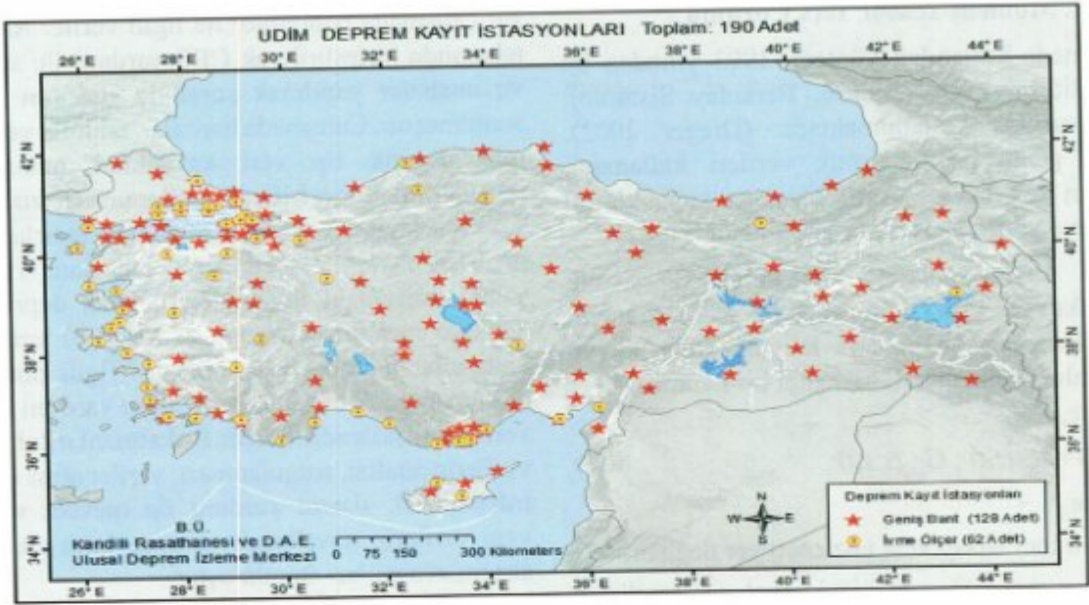
### 2.3.1. Ulusal Deprem İzleme Merkezi Deprem İstasyonları (190 adet)

Çalışma kapsamında oluşturulan veri tabanını UDİM tarafından kurulan deprem kayıt cihazlarının koordinat ve kuruluş bilgileri, arazi çalışmaları, jeoloji, teknik özellik bilgilerini içermektedir (Şekil 1). Oluşturulan veri tabanı kullanılarak hazırlanan haritalar UDİM bültenlerinde ve UDİM web sayfasında kullanılmaya başlanmıştır.

<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/> linkinden Arcgis yazılımı kullanılarak hazırlanan deprem istasyonlarının haritası görülebilir.

Ulusal Deprem İzleme Merkezi'nde aylık bültenler hazırlanıp web sayfasında yayınlanmaktadır. Arcgis yazılımı kullanılarak hazırlanan haritalar aylık bültenlerde kullanılmaya başlanmıştır. Örnek olarak 2011 Mayıs ayı için hazırlanan bülten verilmiştir. Aşağıdaki linkle ulaşılacak olan pdf dokümanındaki sismisite haritaları çalışma kapsamında hazırlanan veri tabanı kullanılarak elde edilmiştir.

[http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/bulten/2011/MAYIS\\_2011.pdf](http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/bulten/2011/MAYIS_2011.pdf)



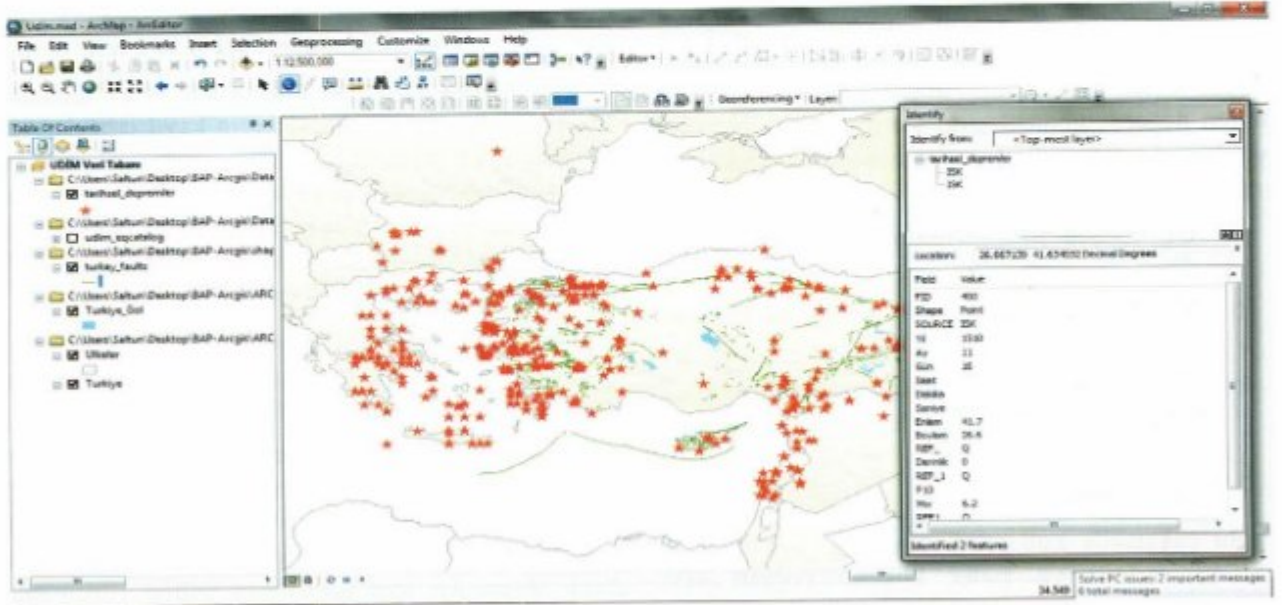
Şekil 1. Arcgis yazılımı kullanılarak elde edilen UDİM deprem istasyonlarını gösteren harita.

Figure 1. Overview map of seismic instruments operated by KOERI-NEMC using the Arcgis software package.

### 2.3.2. Tarihsel dönem deprem etkinliği (BC 2100-1900);

Tarihsel deprem veri tabanı oluşturulurken tarihsel döneme ait 1061 adet deprem verisi kullanılmıştır. Tarihsel katalog hazırlanırken Soysal vd., 1981'den yararlanılmıştır. Katalog verisi Arcgis programı

kullanılarak harita üzerine çizilmiştir (Şekil 2). Her bir tarihsel veriye ait bilgiler (oluş zamanı, büyüklüğü, yeri, etkilediği alanlar vb.) Arcgis veri tabanında tutulmaktadır. Depremin üzerine tıklamak suretiyle o depreme ait parametreler görülebilmekte ve gerekli sorgulama ve raporlama işlemleri kolaylıkla yapılabilmektedir.



Şekil 2. Türkiye tarihsel deprem kataloğu (Soysal vd., 1981). Tanımlama (identify) butonu seçilip depremin üzerine gelindiği zaman o depreme ait parametreler görülmektedir (Yıl, ay, enlem, boylam vb.).

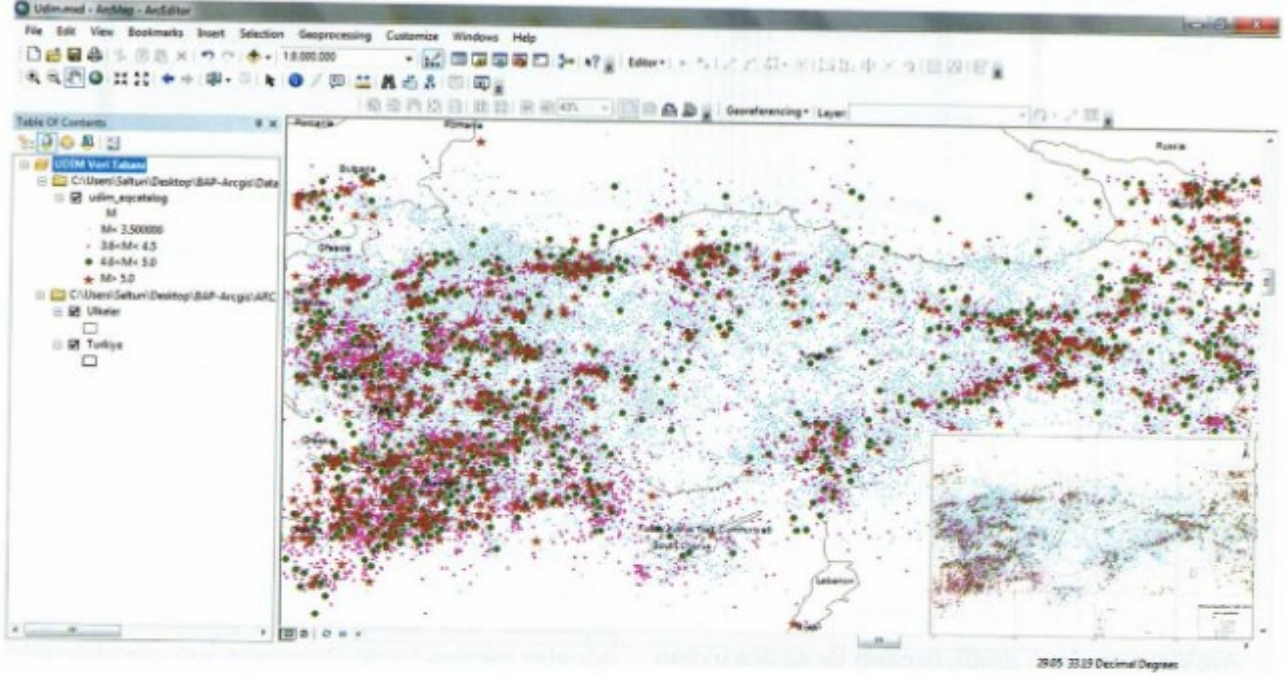
Figure 2. An example to demonstrate the distribution of historical earthquakes in Turkey (1900-2011) with the reported historical catalogue data (Soysal vd., 1981). The rectangular area (top and right) denotes the corresponding distribution of earthquake parameters (origin time, location, etc.) by selecting "identify" option.



### 2.3.3. Aletsel dönem deprem etkinliği (1900-2011);

Türkiye'ye ait sayısal yükseklik modeli ve coğrafi veriler (il sınırları, göller, nehirler, vb.) İşlem Firması'nın ArcGIS eğitim araçlarından kullanılmıştır. Fay verileri MTA'dan elde edilmiştir. 1900-2011 yılları

arasında çözümlenmiş ve çözümü güvenilir 108489 adet deprem verisi ( $1,0 \leq M \leq 8,0$ ) kullanılmıştır (Şekil 3). Bu veri tabanı sürekli güncel tutulmak kaydıyla olası bir depremde istenilen bölgedeki sismisite haritaları kolaylıkla elde edilebilmektedir.



Şekil 3. UDİM tarafından oluşturulan Türkiye aletsel dönem deprem etkinliği'nin (1900-2011) Arcgis yazılımı ile görüntülenmesi.

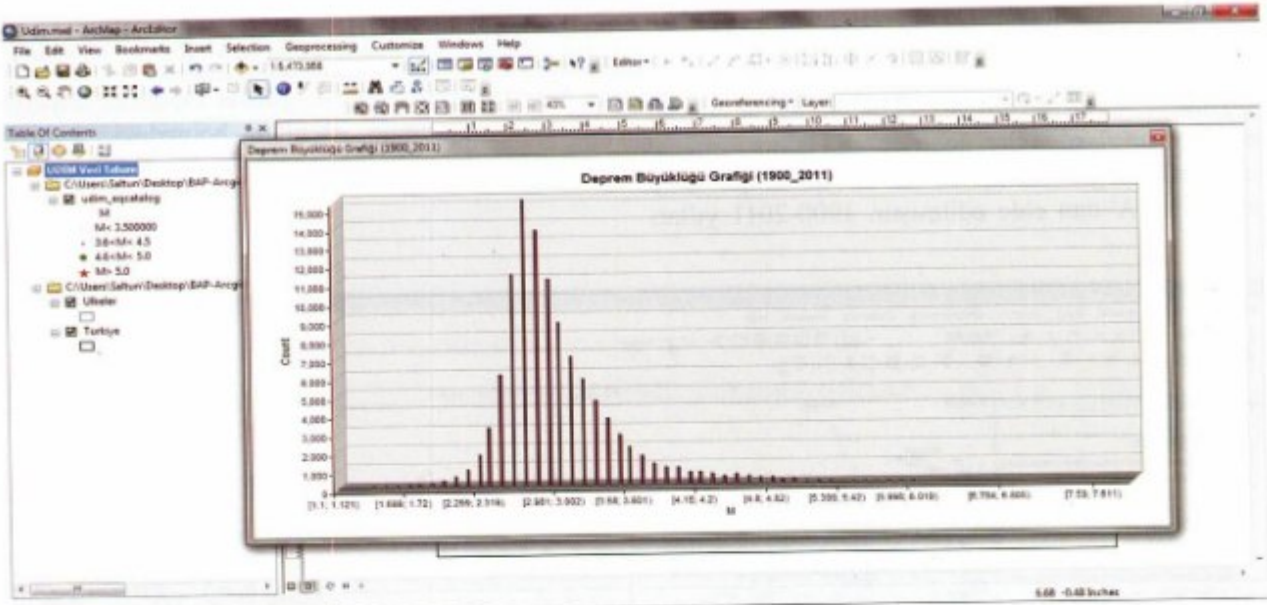
Figure 3. Displaying instrumental period of earthquake activity (1900-2011) created by NEMC using Arcgis software.

### 2.3.4. Faylanma Kaynak Parametreleri

1938-2008 yılları arasında meydana gelen genel olarak büyüklüğü  $M \geq 4.0$  olan toplam 738 adet depremin faylanma-kaynak parametreleri veri tabanına girilmiştir. Veri tabanı oluşturulurken Kalafat vd., (2009) hazırlamış olduğu faylanma-kaynak parametreleri kataloğundan yararlanılmıştır. 2009-2012 tarihleri arasında meydana gelen  $M > 3.0$ 'den büyük toplam 88 adet depremin mekanizma çözümleri çalışma kapsamında çözülmüştür. Toplam 826 adet depremin odak mekanizması çözümleri ArcScene programı ile görüntülenmiştir (Şekil 6).

### 2.4. Yazılım

Çalışmada vektörel veri görüntüleme, sorgulama için ArcGis yazılımı, mekanizma çözümleri için zSacWin EQ Processing (Yılmaz 2002), mekanizma çözümlerinin haritalanması için ArcScene ve 3DfocalMech (Labay ve Haeussler, 2007) programı kullanılmıştır.



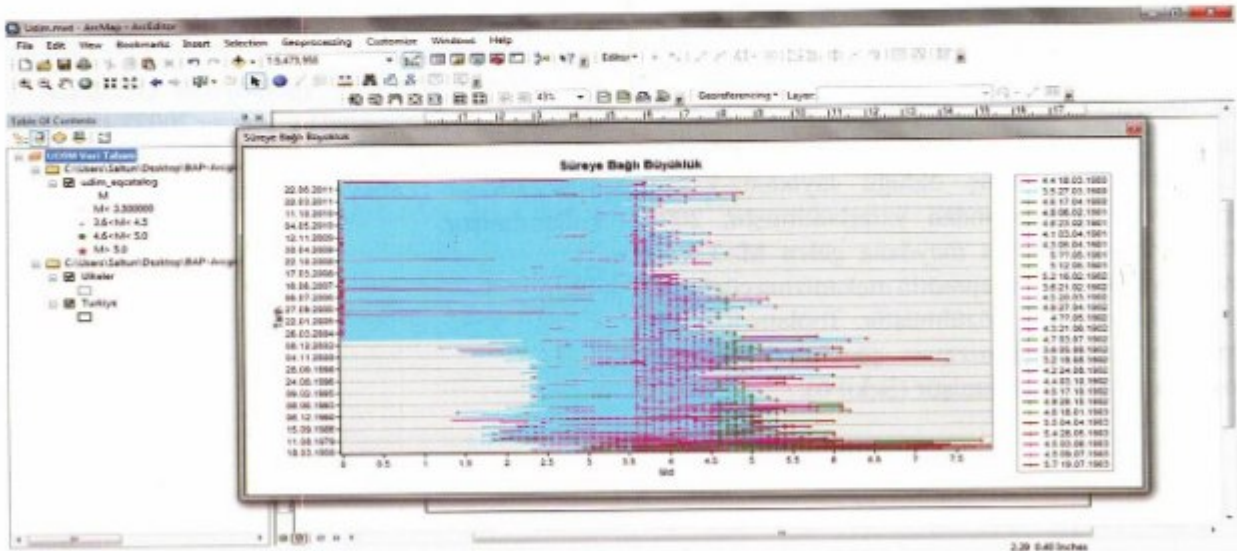
Şekil 4. 1900-2011 yılları arasında ( $1.0 < M < 8.0$ ) meydana gelen depremlerin büyüklük-sayı grafiği.  
Figure 4. Frequency-magnitude distribution of earthquakes ( $1.0 < M < 8.0$ ) that occurred between 1900-2011.

### 3. BİLİMSEL BULGULAR VE SONUÇLAR

#### 3.1. Grafikleme ve Raporlama

ArcView yazılımı, grafik özelliği ile amaca uygun değişik grafik gösterim tipleri kullanarak katman bilgilerinin tamamı ya da belli ölçütlere göre grafikleme imkânı sunar. ArcView, grafikleme özelliği ile verileri görsel olarak da inceleme imkânı yaratır. Şekil 4'de

1900-2011 yılları arasında Türkiye'de meydana gelen depremler kullanılarak hangi büyüklükte kaç deprem olduğu görülebilir. Şekil 5'e baktığımız zaman süreye bağlı büyüklüklerin 2003 yılından sonra büyük depremler için kullanılmadığı görülmektedir. 2003 yılından itibaren büyük depremler için yerel büyüklük ( $M_L$ ) hesaplanmaya başlanmıştır. Eldeki veri tabanı kullanılarak haritalama, raporlama, sorgulama işlemlerinin tek bir program kullanılarak yapılması zaman açısından fayda sağlamaktadır.



Şekil 5. 1900-2011 yılları arasında ( $1.0 < M < 8.0$ ) meydana gelen depremlerin MD-tarih grafiği.  
Figure 5. MD-time distributions of earthquakes which occurred from 1900-2011 with magnitude range in 1.0 to 8.0.



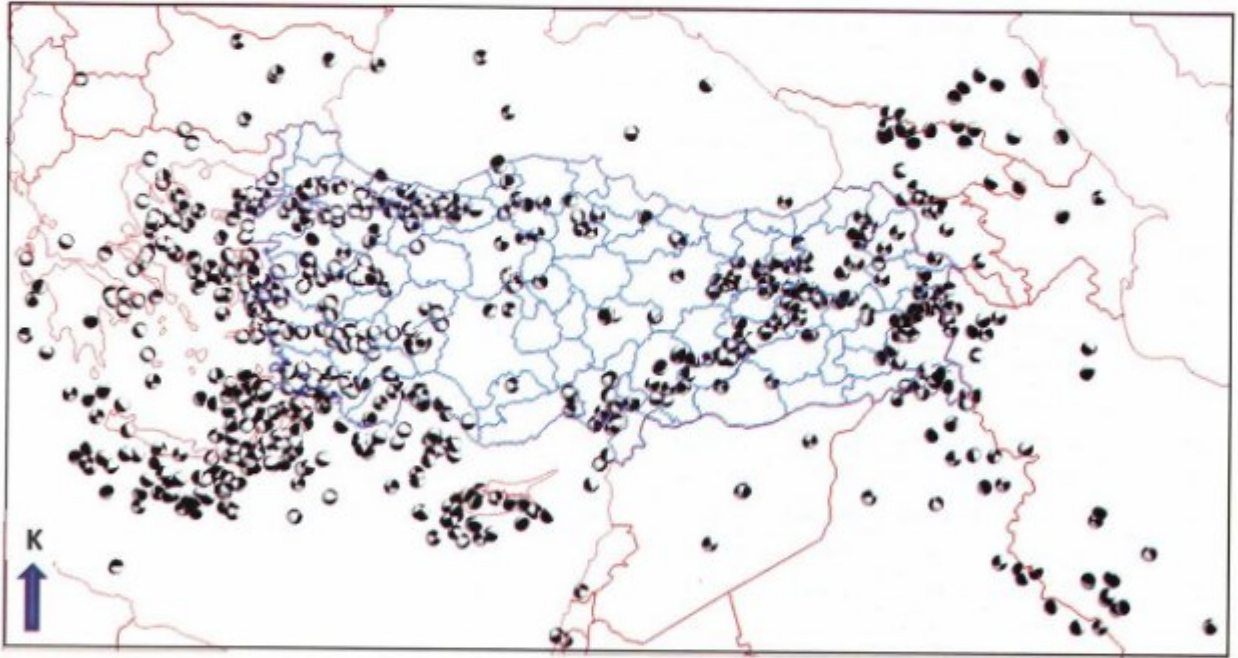
ArcView yazılımının raporlama özelliği ile her katman için sorgulamayı isteğe göre sınırlandırarak veya katmana ait tüm özelliklerin raporu zaman kaybı olmadan elde edilebilir. Sismoloji açısından bakıldığında zaman meydana gelen depremlerin oluş zamanına, büyüklüğüne, derinliği göre ve kurulan istasyonların tiplerine vb. özelliklerine göre sınıflanması ve haritalaması yapılan işin güvenilirliğini ve hızını artırmaktadır. Türkiye ve civarında meydana gelecek olan büyük bir depremin UDİM tarafından hızlı bir şekilde çözülmesinin yanısıra bölge ile ilgili üretilebilecek raporların ArcView yazılımı kullanılarak hızlı bir şekilde oluşturulması önem arz etmektedir.

### 3.2. Odak Mekanizması Parametrelerinin ArcScene ile görüntülenmesi

Kalafat vd., (2009) tarafından 1938-2008 yılları arası genel olarak büyüklüğü  $M \geq 4.0$  olan toplam 738 adet depremin faylanma-kaynak parametreleri

katalogu hazırlanmıştır. Katalogda bulunan toplam 738 adet deprem ve bu çalışmada çözülen 88 adet deprem birleştirilerek yeni bir katalog oluşturulmuştur.

Tablo 1.'de 2009-2012 tarihleri arasında meydana gelen  $M > 3.0$ 'den büyük toplam 88 adet depremin mekanizma çözümleri görülmektedir. Toplam 826 adet depremin odak mekanizması çözümlerinin 3 boyutlu görüntülenmesi için 3DfocalMech yazılımı kullanılmıştır (Şekil 6). 3D Focal Mechanism (3DFM) yazılımı Labay and Hacussler (2007) tarafından geliştirilmiştir. Sismoloji'de odak mekanizması çözümlerini göstermek için çeşitli programlar mevcuttur (GMT, vb.). Arcgis için geliştirilen 3DfocalMech programı ile mekanizma çözümlerinin 3 boyutlu görüntülenmesi mümkün olmaktadır. Bu da araştırmacıların çalışmalarına hem görsel hem de tektonik yorum açısından katkı sağlamaktadır.



Şekil 6. 826 adet depremin odak mekanizması çözümlerinin 3DFM-ArcScene yazılımı ile görüntülenmesi

Figure 6. Displaying of focal mechanism solutions for 826 earthquakes using the 3DFM-ArcScene software package.



**Tablo 1.** 2009-2012 tarihleri arasında Türkiye ve civarında meydana gelen toplam 88 adet depreme ait faylanma-kaynak bilgileri.**Table 1.** Faulting-source information of 88 earthquakes occurring in around Turkey between 2009-2012.

| Deprem No | Tarih      | Zaman    | Enlem   | Boylam  | Derinlik | Büyüklik | Odak Mekanizması Parametreleri |       |        | Referans     |
|-----------|------------|----------|---------|---------|----------|----------|--------------------------------|-------|--------|--------------|
|           |            |          |         |         |          |          | Doğrultu                       | Dahim | Atım   |              |
| 1         | 08.01.2009 | 12:04:01 | 41.9840 | 20.7750 | 12.0     | 4.79     | 71.5                           | 60.7  | -57.5  | Bu çalışmada |
| 2         | 08.01.2009 | 15:43:57 | 41.9840 | 20.7750 | 4.0      | 3.70     | 138.7                          | 86.8  | -38.9  | Bu çalışmada |
| 3         | 13.01.2009 | 06:12:39 | 35.4950 | 26.1900 | 30.0     | 5        | 149.5                          | 76.7  | -157.3 | Bu çalışmada |
| 4         | 17.01.2009 | 07:45:25 | 37.0920 | 36.3280 | 18.0     | 4.4      | 297.6                          | 63.8  | 144.1  | Bu çalışmada |
| 5         | 24.01.2009 | 15:58:39 | 40.7950 | 27.7600 | 12.0     | 4.3      | 114.6                          | 82.7  | -96.8  | Bu çalışmada |
| 6         | 01.02.2009 | 10:27:16 | 40.4920 | 42.3160 | 10.0     | 4.3      | 323.6                          | 88.7  | -150.0 | Bu çalışmada |
| 7         | 18.02.2009 | 09:44:06 | 43.9300 | 31.6100 | 38.0     | 4.4      | 105.1                          | 89.6  | -18.2  | Bu çalışmada |
| 8         | 20.02.2009 | 10:57:20 | 37.1540 | 44.6910 | 16.0     | 3.9      | 308.3                          | 78.5  | -117.1 | Bu çalışmada |
| 9         | 22.02.2009 | 20:25:32 | 41.1380 | 34.4490 | 18.0     | 3.6      | 358.1                          | 88.2  | -57.2  | Bu çalışmada |
| 10        | 26.02.2009 | 08:53:42 | 37.2150 | 36.9170 | 4.0      | 4.1      | 240.4                          | 76.1  | -125.3 | Bu çalışmada |
| 11        | 27.02.2009 | 20:52:46 | 34.1970 | 25.1540 | 43.6     | 4.8      | 202.0                          | 77.6  | 35.2   | Bu çalışmada |
| 12        | 01.03.2009 | 00:46:03 | 38.8670 | 25.9390 | 12.0     | 3.8      | 167.1                          | 83.5  | 11.4   | Bu çalışmada |
| 13        | 02.03.2009 | 21:46:04 | 32.0200 | 49.8900 | 18.0     | 4.8      | 105.1                          | 65.6  | 32.5   | Bu çalışmada |
| 14        | 02.03.2009 | 22:02:06 | 36.3200 | 26.2800 | 34.5     | 4.1      | 261.0                          | 89.5  | 62.3   | Bu çalışmada |
| 15        | 10.03.2009 | 13:13:03 | 37.2490 | 43.5870 | 14.0     | 4.2      | 166.2                          | 77.4  | -132.3 | Bu çalışmada |
| 16        | 15.03.2009 | 04:34:59 | 38.9300 | 24.8200 | 28.0     | 4.3      | 246.5                          | 88.5  | 134.1  | Bu çalışmada |
| 17        | 01.04.2009 | 18:08:47 | 40.8400 | 31.0600 | 4.0      | 3.8      | 198.7                          | 51.4  | -122.8 | Bu çalışmada |
| 18        | 07.04.2009 | 17:32:52 | 32.6200 | 47.9500 | 6.0      | 4.7      | 322.8                          | 58.5  | 98.5   | Bu çalışmada |
| 19        | 15.04.2009 | 22:21:36 | 40.3870 | 40.5510 | 16.0     | 4.2      | 40.6                           | 88.6  | -103.3 | Bu çalışmada |
| 20        | 16.04.2009 | 14:25:32 | 34.1600 | 25.1000 | 48.2     | 4.4      | 12.5                           | 67.9  | 112.5  | Bu çalışmada |
| 21        | 27.04.2009 | 19:03:07 | 40.7400 | 27.5500 | 8.0      | 4.3      | 136.2                          | 61.1  | -98.3  | Bu çalışmada |
| 22        | 30.04.2009 | 22:31:36 | 37.8800 | 43.0300 | 10.0     | 3.3      | 304.1                          | 78.4  | -145.7 | Bu çalışmada |
| 23        | 30.04.2009 | 22:42:25 | 37.8700 | 43.0200 | 12.0     | 3.4      | 320.6                          | 85.6  | -147.0 | Bu çalışmada |
| 24        | 01.05.2009 | 16:32:11 | 37.6500 | 43.8900 | 10.0     | 4.0      | 215.6                          | 88.7  | -96.6  | Bu çalışmada |
| 25        | 06.05.2009 | 16:23:46 | 34.6200 | 26.7900 | 14.0     | 4.1      | 305.5                          | 88.7  | -12.5  | Bu çalışmada |
| 26        | 23.05.2009 | 04:47:43 | 36.4300 | 21.7000 | 14.0     | 4.7      | 261.1                          | 84.4  | -123.6 | Bu çalışmada |
| 27        | 04.06.2009 | 13:02:14 | 36.9780 | 35.9110 | 11.7     | 4.3      | 109.0                          | 72.4  | -137.6 | Bu çalışmada |
| 28        | 19.06.2009 | 14:04:56 | 35.1230 | 28.4020 | 41.9     | 5.7      | 180.7                          | 70.0  | -111.2 | Bu çalışmada |
| 29        | 20.06.2009 | 08:28:18 | 37.6620 | 26.8140 | 12.0     | 4.7      | 112.8                          | 66.3  | -35.7  | Bu çalışmada |
| 30        | 21.06.2009 | 14:00:30 | 39.8860 | 25.6150 | 6.0      | 3.9      | 78.4                           | 86.9  | -112.5 | Bu çalışmada |
| 31        | 05.07.2009 | 23:48:24 | 38.9350 | 43.8970 | 12.0     | 4.1      | 144.2                          | 86.0  | -154.2 | Bu çalışmada |
| 32        | 12.07.2009 | 23:32:55 | 37.9460 | 29.3830 | 14.0     | 3.8      | 91.2                           | 82.2  | 148.1  | Bu çalışmada |
| 33        | 24.07.2009 | 05:48:19 | 37.5430 | 35.6890 | 8.0      | 4.9      | 160.7                          | 65.4  | -142.5 | Bu çalışmada |
| 34        | 28.07.2009 | 17:38:51 | 36.3090 | 29.8520 | 34.0     | 4.8      | 265.2                          | 66.1  | 153.2  | Bu çalışmada |
| 35        | 30.07.2009 | 07:37:50 | 39.6110 | 39.7640 | 14.0     | 4.8      | 335.8                          | 87.0  | 112.6  | Bu çalışmada |
| 36        | 01.08.2009 | 16:42:39 | 40.3610 | 28.2750 | 4.0      | 4.0      | 247.5                          | 47.7  | -93.4  | Bu çalışmada |
| 37        | 05.08.2009 | 07:49:02 | 43.4960 | 28.7660 | 18       | 5        | 257.9                          | 84.7  | 173.8  | Bu çalışmada |
| 38        | 05.08.2009 | 19:28:28 | 39.2490 | 27.7840 | 18.0     | 3.7      | 131.8                          | 85.4  | -145.6 | Bu çalışmada |
| 39        | 08.08.2009 | 13:52:38 | 40.3330 | 27.4250 | 22.0     | 4.1      | 79.5                           | 84.3  | 119.2  | Bu çalışmada |
| 40        | 08.03.2010 | 02:32:30 | 38.7950 | 40.0980 | 12.0     | 6.1      | 231.0                          | 67.6  | -2.2   | Bu çalışmada |
| 41        | 03.11.2010 | 02:51:26 | 40.4400 | 26.2900 | 17.8     | 5.3      | 348.2                          | 88.5  | 8.2    | Bu çalışmada |
| 42        | 11.11.2010 | 20:08:00 | 37.8973 | 27.3393 | 12.0     | 4.0      | 41.9                           | 67.0  | -53.9  | Bu çalışmada |



|    |            |          |         |         |      |     |        |       |        |              |
|----|------------|----------|---------|---------|------|-----|--------|-------|--------|--------------|
| 43 | 20.01.2011 | 02:09:37 | 40.7100 | 29.7640 | 18.0 | 4.3 | 72.9   | 81.2  | 112.5  | Bu çalışmada |
| 44 | 22.02.2011 | 09:08:14 | 38.9828 | 42.3053 | 5.0  | 4.6 | 60.0   | 75.0  | -15.0  | Bu çalışmada |
| 45 | 01.04.2011 | 13:29:09 | 35.788  | 26.5300 | 72   | 6.0 | 24.26  | 75.81 | 135.1  | Bu çalışmada |
| 46 | 08.05.2011 | 06:50:25 | 36.64   | 27.2130 | 13   | 5.1 | 244    | 52    | -94.0  | Bu çalışmada |
| 47 | 13.05.2011 | 22:28:29 | 40.776  | 31.5270 | 12   | 4   | 114.59 | 86.95 | 175.6  | Bu çalışmada |
| 48 | 19.05.2011 | 19:59:46 | 39.1335 | 29.1145 | 8.7  | 3.6 | 109.0  | 42.0  | -66.0  | Bu çalışmada |
| 49 | 19.05.2011 | 20:15:22 | 39.1543 | 29.1045 | 8.0  | 5.8 | 286.0  | 47.0  | -91.0  | Bu çalışmada |
| 50 | 19.05.2011 | 20:23:02 | 39.1305 | 29.0350 | 5.0  | 3.8 | 289.0  | 52.0  | -71.0  | Bu çalışmada |
| 51 | 19.05.2011 | 20:25:32 | 39.1245 | 29.0815 | 5.0  | 4.4 | 109.0  | 35.0  | -83.0  | Bu çalışmada |
| 52 | 19.05.2011 | 20:36:22 | 39.1048 | 29.0637 | 5.0  | 3.8 | 70.0   | 50.0  | -111.0 | Bu çalışmada |
| 53 | 19.05.2011 | 20:41:44 | 39.1043 | 29.1445 | 6.0  | 4.1 | 274.0  | 52.0  | -78.0  | Bu çalışmada |
| 54 | 19.05.2011 | 20:43:30 | 39.1232 | 29.0978 | 4.0  | 3.9 | 275.0  | 64.0  | -126.0 | Bu çalışmada |
| 55 | 19.05.2011 | 21:12:51 | 39.1237 | 29.0412 | 8.0  | 4.4 | 293.0  | 58.0  | -76.0  | Bu çalışmada |
| 56 | 19.05.2011 | 21:33:11 | 39.1510 | 29.1130 | 8.0  | 4.3 | 114.0  | 41.0  | -58.0  | Bu çalışmada |
| 57 | 20.05.2011 | 00:13:07 | 39.1183 | 29.1325 | 5.0  | 4.1 | 166.0  | 42.0  | -24.0  | Bu çalışmada |
| 58 | 20.05.2011 | 00:58:33 | 39.1097 | 29.0825 | 8.0  | 4.3 | 80.0   | 36.0  | -91.0  | Bu çalışmada |
| 59 | 24.05.2011 | 02:55:29 | 39.1012 | 28.9595 | 8.0  | 4   | 337.0  | 56.0  | -48.0  | Bu çalışmada |
| 60 | 27.05.2011 | 07:43:37 | 39.1295 | 29.0450 | 8.0  | 4.3 | 85.0   | 39.0  | -98.0  | Bu çalışmada |
| 61 | 28.05.2011 | 05:47:17 | 39.1163 | 29.0507 | 9.0  | 4.8 | 69.0   | 48.0  | -120.0 | Bu çalışmada |
| 62 | 28.05.2011 | 07:35:31 | 39.1185 | 29.0900 | 8.0  | 3.9 | 58.0   | 70.0  | -163.0 | Bu çalışmada |
| 63 | 28.05.2011 | 18:06:46 | 39.1028 | 29.0425 | 5.0  | 3.9 | 142.0  | 42.0  | -59.0  | Bu çalışmada |
| 64 | 29.05.2011 | 01:31:39 | 39.1258 | 29.0823 | 10.0 | 4.4 | 353.0  | 69.0  | -49.0  | Bu çalışmada |
| 65 | 04.06.2011 | 13:51:06 | 39.1285 | 29.0833 | 5.0  | 4.2 | 88.0   | 51.0  | -90.0  | Bu çalışmada |
| 66 | 05.06.2011 | 21:29:14 | 39.1643 | 29.0930 | 10.0 | 3.9 | 340.0  | 49.0  | -98.0  | Bu çalışmada |
| 67 | 15.06.2011 | 18:23:10 | 36.6330 | 28.8250 | 20.0 | 4.1 | 344.5  | 89.3  | -12.1  | Bu çalışmada |
| 68 | 23.06.2011 | 07:34:42 | 38.5780 | 39.6400 | 12   | 5.2 | 69.3   | 84.2  | 31.7   | Bu çalışmada |
| 69 | 27.06.2011 | 21:13:58 | 39.1100 | 29.0310 | 14   | 4.6 | 331.3  | 73.8  | -72.5  | Bu çalışmada |
| 70 | 25.07.2011 | 17:57:20 | 40.9070 | 27.6930 | 14.5 | 5.0 | 166.6  | 77.7  | 41.1   | Bu çalışmada |
| 71 | 22.09.2011 | 03:22:35 | 39.7105 | 38.8416 | 20   | 5.5 | 148.4  | 89.3  | -171.4 | Bu çalışmada |
| 72 | 08.10.2011 | 03:25:18 | 39.3510 | 40.6932 | 6    | 4.2 | 310.2  | 46.2  | -83.6  | Bu çalışmada |
| 73 | 23.10.2011 | 10:41:21 | 38.9220 | 43.5585 | 16   | 7.2 | 291.7  | 60.8  | 124.9  | Bu çalışmada |
| 74 | 23.10.2011 | 10:56:49 | 38.8100 | 43.4200 | 20   | 5.5 | 108.0  | 47.0  | 84.0   | Bu çalışmada |
| 75 | 23.10.2011 | 20:45:34 | 38.6300 | 43.0700 | 6    | 5.5 | 330.0  | 77.0  | 95.0   | Bu çalışmada |
| 76 | 24.10.2011 | 15:28:07 | 38.7615 | 43.2456 | 8    | 4.7 | 241.9  | 50.5  | 81.6   | Bu çalışmada |
| 77 | 25.10.2011 | 14:55:07 | 38.8400 | 43.5500 | 8    | 5.1 | 79.0   | 59.0  | 51.0   | Bu çalışmada |
| 78 | 29.10.2011 | 22:24:23 | 38.9400 | 43.5200 | 6    | 5.1 | 199.0  | 83.0  | 78.0   | Bu çalışmada |
| 79 | 06.11.2011 | 02:43:13 | 38.9273 | 43.5631 | 6    | 4.7 | 24.5   | 84.3  | 154.4  | Bu çalışmada |
| 80 | 08.11.2011 | 22:05:50 | 38.7400 | 43.0300 | 6    | 5.3 | 121.0  | 50.0  | 109.0  | Bu çalışmada |
| 81 | 09.11.2011 | 19:23:33 | 38.4500 | 43.2100 | 5    | 5.7 | 93.0   | 87.0  | -104.0 | Bu çalışmada |
| 82 | 14.11.2011 | 22:08:15 | 38.6900 | 43.0700 | 4    | 5.1 | 153.0  | 74.0  | 94.0   | Bu çalışmada |
| 83 | 30.11.2011 | 00:47:20 | 38.4700 | 43.4200 | 5    | 5.1 | 221.0  | 72.0  | 50.0   | Bu çalışmada |
| 84 | 04.12.2011 | 22:15:01 | 38.4716 | 43.2925 | 6    | 4.8 | 36.2   | 72.8  | 143.0  | Bu çalışmada |
| 85 | 27.12.2011 | 05:59:18 | 37.9005 | 27.1215 | 10   | 4.0 | 130.2  | 68.9  | -46.8  | Bu çalışmada |
| 86 | 27.12.2011 | 07:51:47 | 37.9108 | 27.0970 | 5    | 4.3 | 47.5   | 65.4  | -80.7  | Bu çalışmada |
| 87 | 27.12.2011 | 19:18:53 | 38.9627 | 43.8273 | 6    | 4.5 | 149.0  | 54.1  | 92.1   | Bu çalışmada |
| 88 | 20.01.2012 | 09:57:38 | 38.9413 | 43.6912 | 4    | 4.4 | 238.4  | 60.8  | 99.2   | Bu çalışmada |



### 3.3. Coğrafi Verilerin Sorgulanmasına

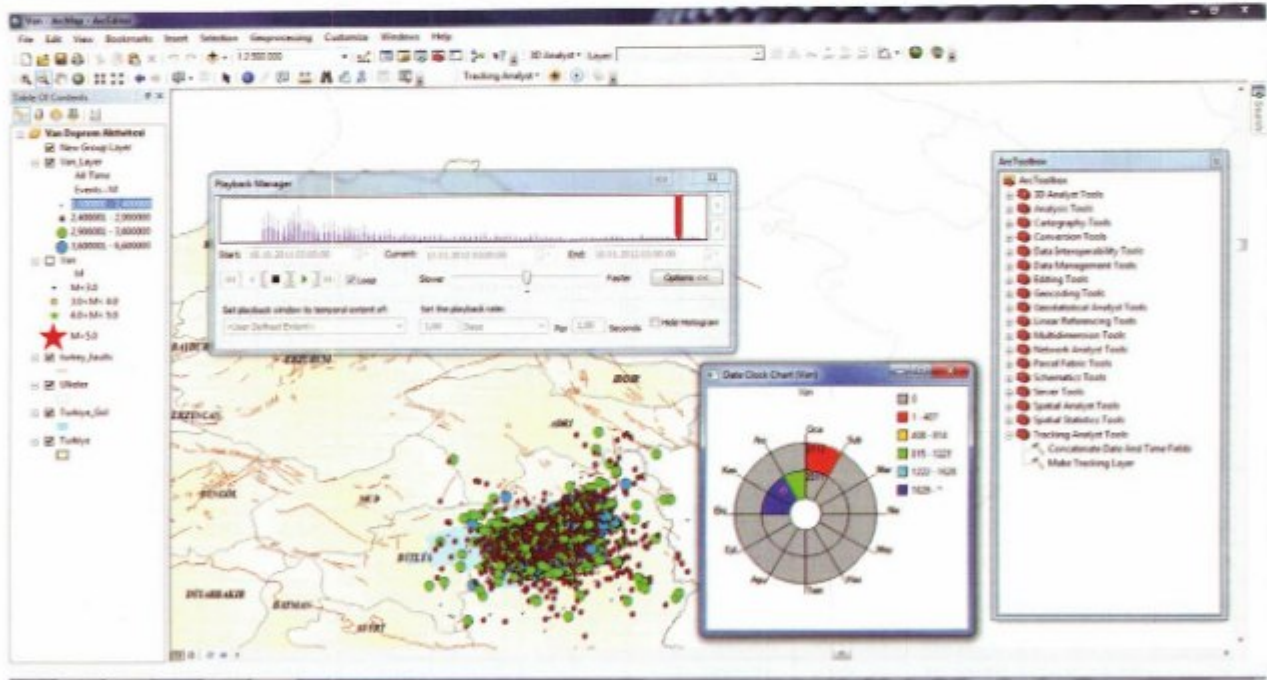
#### Örnek 23.10.2011 Van Depremi

Coğrafi Bilgi Sistemlerinde grafik ve grafik olmayan verilerin birbirleri ile bütünleşik olarak sorgulanması mümkündür. Böylece grafik verilerden sözel verilere, sözel verilerden grafik (konumsal) verilere hızlı erişim imkânınız olur. ArcMap ara yüzünde; programın bize grafik seçmek için sağladığı araçların (Select by rectangle, polygon, lasso, circle, line) kullanılması, görüntülenen grafik verilerin veri tabanındaki öznitelikleri (attributes) üzerinden mantıksal sorgulamalar yaparak grafik veriye ulaşması (Select By Attributes) ve farklı coğrafi verilerin birbirleriyle mekânsal ilişkilerinin sorgulanması (Select By Location) yapılabilmektedir.

23 Ekim 2011 günü yerel saat ile 13:41'de Van – Erciş ve civarını etkileyen  $M_w=7.2$  büyüklüğünde yıkıcı bir deprem meydana gelmiştir. Deprem Van'ın en büyük ilçesi olan Erciş ilçesi başta olmak üzere merkeze bağlı birçok köyde hasara neden olmuştur. Deprem dış merkezi Van'ın yaklaşık 24 km. kuzeyinde yer alan Tabanlı köyü civarındadır. Şekil 7'de Van depremi ve artçı dağılımının (23.10.2011-

18.01.2012) Arcgis yazılımı ile hazırlanmış haritası görülmektedir. Şekil 7'de Arcgis yazılımının iz analizi (tracking anaysist) ve uzantısı iz (track) verilerini görüntüleme, zamanı renklerle sembolize etme, interaktif playback, aksiyon vurgulama gibi özellikleri görülmektedir. Veri saati Arcgis iz analizinin (tracking anaysist) ek özelliğidir (Şekil 7). Van depremi örneğinde olduğu gibi artçı deprem yoğunluğu çok olan depremlerde oluşturulacak veri tabanı ile her türlü sorgulama, grafikleme, raporlama ve görsel bilgiler kolaylıkla elde edilebilmektedir.

23.10.2011 Van depremine ait büyüklüğü  $M_w>5.0$  olan 8 adet artçı depremin odak mekanizması çözümleri yapılmıştır (Şekil 8). Depremlere ait faylanma kaynak bilgileri Tablo 1'de verilmektedir. Meydana gelen önemli depremlerin dağılımı ve artçı depremler D-B ve KD-GB gidişli fay parçalarının deprem etkinliğine sebep olduğunu ortaya koymaktadır. Van depremi ve sonrasında meydana gelen önemli artçı depremlerin mekanizma çözümleri bölgenin sıkışma rejiminin etkisi altında bulunduğunu ve bu rejimin ürünü olan ters faylanmaların bölgenin güncel tektoniğinde etkili olduğunu göstermiştir.



Şekil 7. Van depremi ve artçı dağılımının (23.10.2011-18.01.2012) aylık ve yıllık veri saati.

Figure 7. Clock chart of monthly and annual data for Van earthquake and its aftershock distribution (23.10.2011-18.01.2012).





Şekil 8. Van deprem etkinliği için  $M_w \geq 5.0$ ' den büyük depremlerin odak mekanizması çözümleri.

Figure 8. Focal mechanism solutions for Van aftershock activity which are greater than  $M_w \geq 5.0$ .

## SONUÇLAR

Levha tektoniği teorisinin ortaya çıkmaya başladığı 1960' lı yılların başında temelleri atılmaya başlanan Coğrafi Bilgilendirme Sistemleri (CBS), gelişen teknoloji ile birlikte mekânsal verinin analizi, haritalanması ve derlenmesinde oldukça pratik ve kullanışlı bir araç haline gelmiştir. Bu nedenle CBS diğer veri işleme programlarına göre birçok üstünlüğe sahiptir; Tablo ve harita oluşturabilme, raporlama, sorgulama, aralarında ilişki kurabilme, farklı dosyaların entegrasyonu, bilgilerin konuma bağlı değerlendirilebilmesi bu üstünlüklerden bazılarıdır ve bu sayede bütünlük bir çalışma ortamında tüm verilere ulaşma imkânı sağlar. CBS'nin en önemli elemanlardan birisi de veridir. Verinin alt yapısını

oluşturmak amacı ile yapılan bu çalışmada Türkiye genelinde 1900-2011 yılları arasında meydana gelen depremlerin lokasyonları, deprem kayıt cihazları, tarihsel depremler, mekanizma çözümleri, depremlerin artçı dağılımları, ilgili görüntü dosyaları ve konu ile ilişkili yazılımları içeren bir veri tabanı oluşturulmuştur. İlgili alt yapının hazırlanması sayesinde yazılım üzerinden veri sorgulama, farklı dosyaların birbirleri ile entegrasyonu, haritalama, görselleştirme, grafikleme, raporlama gibi işlemler kolaylıkla yapılabilmekte, herhangi bir referans noktası veya Türkiye geneli adına detaylı bilgilere ulaşılabilmekte ve elde edilen bu bilgiler birbiri ile ilişkilendirilebilmektedir. Günümüzde aletsel alt yapının ve meydana gelen depremlerin sürekli değişimi doğrultusunda şekillenen yeni bilgi girdileri



programda kolaylıkla güncellenebilmekte ve ilgili veri tabanına aktarılabilir. Bu sayede Türkiye’de meydana gelebilecek büyük bir deprem sonrası bölge için gereken tüm bilgilere hızlı bir şekilde ulaşılarak gerekli raporlama işlemlerinin yapılabilmesine olanak sağlanmış olacaktır. Yapılan bu çalışmada oluşturulan deprem veri bankası ile üzerinde çalışılan sistemin kullanılabilirliği test edilmiş ve elde edilen sonuçların uygulanabilirliği sonucuna varılmıştır.

Türkiye ve civarında meydana gelen  $M > 3.4$  olan 88 adet depremin odak mekanizması çözümleri yapılarak harita üzerinde görüntülenmiştir. Yapılan bu çalışmada Arcgis yazılımının grafikleme, haritalama, sorgulama özelliklerini test etmek amacı ile 2011 Van depremi ve artçıları kullanılmıştır. Bu doğrultuda Van depremi ve  $M_w > 5.0$  olan artçı sarsıntılarının odak mekanizması çözümleri yapılmıştır. Yapılan odak mekanizması çözümleri bölgedeki hâkim olan en büyük gerilme eksenlerinin genel doğrultusunun kuzey-güney yönünde (KKB/GGD) (P) sıkışma ve doğu-batı (DKD-BGB) yönünde (T) açılma rejimi olduğunu göstermektedir. Van depremi sonrasında kırılan ve genel doğrultusu doğu-batı uzanımlı fayın kuzeydoğu-güneybatı ve kuzeybatı-güneydoğu yönelimli doğrultularında gerilme artışı ile tetiklenen bir deprem aktivitesi meydana geldiği var sayılmaktadır. Nitekim 9 Kasım 2011 Edremit-Van Depremi’nin ana deprem sonrasında tetiklenmiş olabileceği düşüncesi bu tezi doğrular niteliktedir. Van depremi Güneydoğu Anadolu’da baskın sıkışmalı tektonik rejimin ve bu rejimin ürünü olan ters faylanmaların güzel bir örneğini oluşturmuştur.

Bundan sonrası için yapılacak olan çalışmalarda Arcgis yazılımı ile Türkiye’nin aktif tektoniğini oluşturan temel fayların ve tektonik birimlerin sayısallaştırılması, ilgili veri tabanına aktarılması ve bu sayede Türkiye genelinde yapılacak olan çalışmalarda ihtiyaç duyulan bir eksikliği gidererek araştırmacıların kullanımına açılması önerilmektedir.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma B.Ü 5556 nolu proje kodu ile Boğaziçi Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu tarafından desteklenmiştir. Makaleye desteklerinden dolayı Ulusal Deprem İzleme Merkezi çalışanlarından Mustafa Çomoğlu, Dr. Ayşegül Köseoğlu ve Yavuz Güneş’e teşekkürü bir borç biliriz.

## KAYNAKLAR

Berberoğlu, A. 2009, Coğrafi Bilgi Sistemleri Kullanılarak Deprem Verilerinin İncelenmesi, Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim dalı, Yüksek Lisans Tezi.

Dreger, D. 2002, Time Domain Moment Tensor INVerse Code (TDMT\_INV) Release 1.1, [www.seismo.berkeley.edu/~dreger](http://www.seismo.berkeley.edu/~dreger).

EMSC, <http://www.emsc-csem.org/Earthquake/tensors.php>.

Garagon, A., 2002, Interactive Earthquake Information On The Internet, Yüksek Lisans Tezi, ITU Institute of Science and Technology.

Kalafat, D., Kekovalı, K., Güneş, Y., Yılmaz, M., Kara, M., Deniz, P., Berberoğlu, M. 2009, Türkiye ve çevresi Faylanma-Kaynak Parametreleri (MT) Kataloğu (1938-2008). Boğaziçi Üniversitesi Yayınları.

Keith A. Labay, K., Hauessler, P.J. 2007, 3D Visualization of Earthquake Focal Mechanism Using ArcScene, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, <http://pubs.usgs.gov/ds/2007/241/>.

Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y., 1981, Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu.

TÜBİTAK proje No: TBAG-341.

Tüysüz, O., 2003, İstanbul için Deprem Senaryolarının Hazırlanmasında Coğrafi Bilgi Sistemleri İstanbul için Deprem Senaryolarının Hazırlanmasında Coğrafi Bilgi Sistemlerinin Kullanımı, ITU, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Kuvaterner Çalıştayı IV, 164-173.

Yılmaz, M. 2002, Deprem kaynak parametrelerinin On-Line belirlenmesi, Y.lisans, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.



# SİSMİK RİSKİ YÜKSEK OLAN İZMİR-KARABURUN'UN GÜNEYİNDE YAPILMIŞ MİKROGRAVİTE VE GPS ÇALIŞMALARI

## Microgravity and GPS Studies in the south of Izmir-Karaburun, a Highly Seismic-Risky Area

Oya PAMUKÇU<sup>1,a</sup>, Tolga GÖNENÇ<sup>1</sup>, Ayça YURDAKUL<sup>1</sup>, Muzaffer KAHVECİ<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Tınaztepe Kampüsü  
Buca, İzmir, TÜRKİYE (ooya.pamukcu@deu.edu.tr)

<sup>2</sup>Türksat A.Ş. Jeodezi ve GNSS Danışmanı Konya Yolu 40.km Gölbaşı, Ankara, TÜRKİYE

### ÖZET

Batı Anadolu Bölgesi'nin güncel açılma tektoniği özelliğini taşıyan ve Türkiye'nin önemli büyük şehirlerinden biri olan İzmir'in yüksek sismik aktivitesi son yıllarda oldukça dikkat çekmektedir. Özellikle şehirdeki bu yüksek sismik aktiviteye sahip bölgelerden biri Karaburun ilçesinin güneyidir. Bu bölge önemli fay zonlarıyla sınırlıdır. Bu çalışma kapsamında, önemli sismik aktiviteye sahip bu havzada TÜBİTAK 108Y285 nolu projesi kapsamında ilk defa yapılan mikrogravite profil ölçümleri ve GPS çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

Yapılan uygulamalar sonucunda Karaburun'nun güneyindeki mikrogravite profil ölçümlerinden elde edilen Bouguer anomalisinin değişimleri saptanmış, GPS çalışmaları ile hız değişimleri ve yatay hareket izlenebilmiştir.

Çalışmanın sonucunda inceleme alanına ait Bouguer anomali değerleri ve GPS çalışmalarından elde edilen hızlara ait bulgular irdelenmiştir. Ayrıca bu sonuçlar deprem odak dağılımları ile birlikte değerlendirilmiş ve bu havzanın kendine özgü bir kinematik mekanizmasının olduğu saptanmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** Karaburun, İzmir, mikrogravite, GPS, kinematik

### ABSTRACT

Izmir, which is one of the biggest cities of Turkey and possesses the extensive tectonic feature of Western Anatolia region, is outstanding in recent years due to its high seismic activity. Particularly, the south of Karaburun is one of the regions which has high seismic activity in the city and is constrained by major fault zones. In this context, under the scope of The Scientific and Technological Research Council of Turkey (TÜBİTAK-108Y285) project, the microgravity profile measurements and GPS studies were achieved for the first time in this basin, which has an important seismic activity.

As a result of the applications, the Bouguer anomaly changes, which were obtained from microgravity profile measurements in the south of Karaburun, were detected and velocity changes and horizontal movements were monitored by GPS studies.

As a result of the study, the Bouguer anomaly values regarding the area were investigated associated with the velocity findings that were obtained from GPS studies. Moreover, these results were evaluated together with the earthquake focal distributions and thus, it was determined that this mentioned basin comprises a distinct kinematic mechanism.

**Key Words:** Karaburun, İzmir, microgravity, GPS, kinematic



## GİRİŞ

Çalışma alanı, Karaburun Yarımadası'nın güneyinde Urla Havzasını da içine alan bir bölgedir (Şekil 1a). Bölgenin doğu kenarında Yelki-Seferihisar hattı boyunca uzanan Seferihisar Fay Zonu bulunmaktadır. Sözbilir vd. (2009) tarafından yapılan çalışmada zon içindeki fayların bir kısmı eski alüvyon ile Bornova fliş zonu arasında olduğu, diğerlerinin ise eski alüvyonu kestiği ve yeni alüvyon ile dokanak yaptığı belirtilmektedir. Urla Havzası'nın batı kenarında, 11 km uzunluğunda ve 2 km genişliğindeki K-G doğrultulu Yağcılar Demircili Fay Zonu bulunmaktadır (Sözbilir vd 2009). Sözbilir vd (2009) tarafından yapılan çalışmada Seferihisar Fay Zonu ile Yağcılar-Demircili Fay Zonu çalışma alanının güneyine doğru Sığacık Körfezi içinde K-G uzanımlı Gülbahçe Fay Zonu ile KB-GD uzanımlı sol yönlü doğrultu atımlı faylarla birleştiği belirtilmektedir.

Çalışma alanı ve çevresini kapsayan ve 2005 Sığacık depremlerinde oluşan yüzey şekilleriyle ilgili gözlemler Sözbilir vd (2009) tarafından ayrıntılı olarak yapılmıştır. Bu çalışmada haritalanan faylar ile kuzeyden güneye doğru daralan 'V'şekilli bir yapının varlığı savunulmuştur. Yapılan çalışmada belirtilen V şeklinin yaklaşık dik eksenini üzerinde bulunan çalışma alanının 2 milyon yıldan beri oluşmaya devam eden genç bir havza olduğuna değinilmiştir.

Aktuğ ve Kılıçoğlu (2005; 2006) tarafından Batı Anadolu genelinde yapılan çalışmada İzmir Körfezi ve çevresindeki neotektonik rejiminin, Urla Bloğunun güneyindeki hareket ve İzmir Körfezinin kuzey kısmı ile Karaburun Yarımadası arasındaki D-B kısalma ile denetlendiği ve açılma rejiminin batıya doğru arttığı belirtilmiştir.

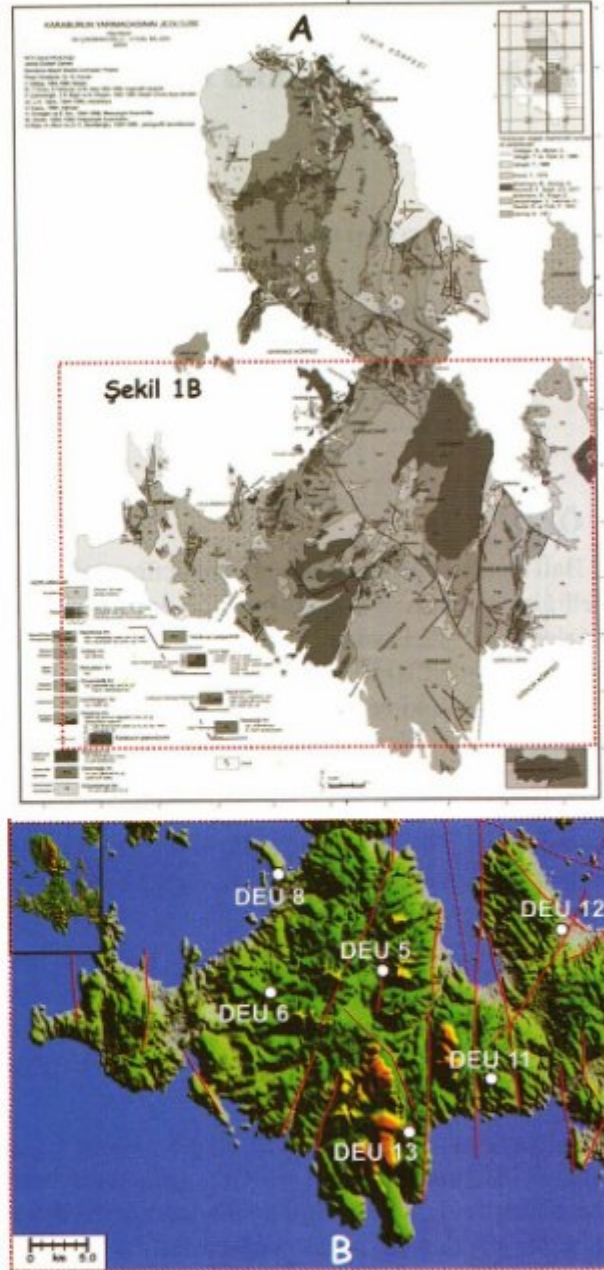
Son yıllarda İzmir ve çevresinde yapılan çalışmalarda (Akıncı vd 2000; Polat vd 2009; Gök vd 2010a, 2010b) bölgenin sismik risk taşıdığı belirtilmektedir. Yapılan çalışmalarda özellikle çalışma alanı ve çevresinde deprem aktivitesinin yüksek olduğu sunulmuştur.

Bu çalışma kapsamında son derece karmaşık bir bölgenin tektonik yapısını, kinematik hareketini ve sistemini detaylı bir şekilde incelemek amacıyla (Şekil 1a) bölgeye ait mikrogravite verileri ile GPS çalışmasına ait sonuçlar birlikte irdelenmiştir.

Uygulama kapsamında önce TÜBİTAK 108Y285 nolu proje kapsamında Karaburun'nun güneyinde mikrogravite ölçümleri yapılmıştır. Yapılan ölçümler sonucunda elde edilen gravite değerlerinden Bouguer gravite anomali haritası oluşturulmuştur.

İkinci olarak 2009-2010-2011 yıllarında İzmir ve çevresinde düzenlenen GPS kampanyası sonuçlarından (Pamukçu vd 2012) elde edilen çalışma bölgesine ait hız vektörleri haritalanmıştır.

Sonuç olarak mikrogravite ve GPS ölçümlerine ait sonuçların değerlendirilmesi sunulmuştur.



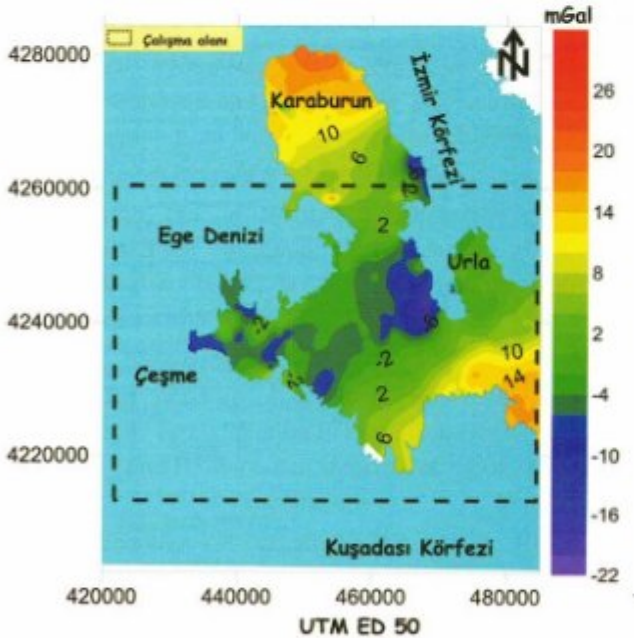
Şekil 1. a) İzmir'in batısına ait ana jeolojik yapı (Çakmakçoğlu ve Bilgin 2006) b) Çalışma alanı topoğrafyası, GPS istasyonlarının konumu ve literatürdeki olası faylar (Dewey ve Şengör 1979; Jackson ve McKenzie 1984; Şengör vd 1985; Eyidoğan ve Jackson 1985; Şengör 1987; Ambraseys 1988; Seyitoğlu ve Scott 1991; Taymaz vd 1991; Reilinger vd 1997; Ambraseys ve Jackson 1998; Bozkurt 2001; Sözbilir 2001; MTA 2011)



## UYGULAMALAR

Çalışmanın bu aşamasında Şekil 1b deki alanda mikrogravite ölçümleri yapılmıştır. Seçilen mikrogravite profillerinin bölgeye hakim olan jeolojik blokları kesmesine özen gösterilmiştir. Ölçüm aralıkları topoğrafyanın uygun olduğu koşullara göre belirlenmekle birlikte 100m-250m arasında değişmektedir. Topoğrafik eğimin arttığı ya da azaldığı yerlerde ölçümler sıklaştırılmıştır. Mikrogravite ölçümleri Scintrex CG-5 Autograv Gravimetre ile yapılmıştır. Her noktada veri kalitesine bağlı olarak en az beşer dakikalık ölçümler alınmıştır. Ölçüm esnasında arazide alınan ölçülerin trafik, rüzgâr ve yağmur gibi etkenlerden en az seviyede etkilenmesine dikkat edilmiştir. Leica 1200+ GPS cihazı kullanılarak da mikrogravite noktalarının koordinatları ve elipsoidal yükseklik değerleri elde edilmiştir.

Bölgede yapılan mikrogravite ölçüm değerlerine, öncelikle mutlak gravite değeri bilinen Dokuz Eylül Üniversitesi Tınaztepe Kampüsünde bulunan baz noktası değeri kullanılarak, baz düzeltmesi yapılmıştır. Daha sonra enlem, serbest hava ve bouguer, terrain düzeltmeleri uygulanmıştır. Yapılan düzeltmeler sonucunda da çalışma alanına ait Bouguer gravite anomalileri elde edilmiş ve haritalanmıştır. Daha sonra bu değerlere 1. trend yöntemi uygulanmış, alandaki gravite değişimi incelenmiştir (Şekil 2).



Şekil 2. İzmir güney alanına ait 1. Trend sonrası yerel değişimi gösteren Bouguer gravite anomalisi haritası

Uygulamanın ikinci aşamasında TÜBİTAK 108Y285 Projesi kapsamında 2009-2010-2011 yıllarında İzmir ve çevresinde düzenlenen GPS kampanyası verilerinden (Pamukçu vd 2010) yararlanılmıştır. Ölçümlerde Trimble cihaz setleri kullanılmıştır.

Çalışma kapsamında önce Şekil 1b deki topoğrafyaya sahip GPS gözlem istasyonlarına ait arazi ön çalışmaları yapılmış, istasyonlar oluşturulmuş ve jeolojik bilgileri toplanmıştır. Tüm proje noktalarının konumlanmasında özellikle Tuzla-Orhanlı fayı ve çevresi, Seferihisar fayı ve çevresi, İzmir fayı ve çevresi, Gülbahçe fayı ve çevresi, Karaburun ve Çeşme civarındaki aktif lokal fayların denetlediği ana kayalar seçilmiştir (Şekil 3). GPS ölçümlerinde oluşturulan istasyonların seçiminde, cihaz taşınabilirliği ve hassasiyetinin sağlanabilmesi, verilerde ikincil etki yaratabilecek ortamlardan (verici, trafo, gölet) yeterince uzak olması, sinyallerinin en sağlıklı biçimde alınabilmesi gibi konular göz önünde bulundurulmuş önemli kriterlerdir.

Bu çalışma kapsamında değerlendirilen ölçüm (istasyon) noktalarının (Şekil 1b) jeolojik özellikleri aşağıda verilmiştir.

**DEU5 istasyonu:** DEU5 lokasyonu Erken Miyosen yaşlı Kocadağ volkanitleri (Helvacı vd 2009) üzerinde kurulmuştur. Lokasyon Barbaros Köyü doğrusunda andezitik lav-breşleri üzerindedir. DEU5 lokasyonu Gülbahçe Fayı'nın batı bloğu üzerindedir.

**DEU6 istasyonu:** DEU6 lokasyonu Erken Miyosen taşlı Armağandağ volkanitleri (Helvacı vd 2009) üzerinde kurulmuştur. Lokasyon Germeyan Köyü güneydoğusundaki bazaltik andezit-volkanik breş üzerindedir (Şekil 3).



Şekil 3. DEU6 noktasına ait görüntü

**DEU8 istasyonu:** DEU8 lokasyonu Erken Miyosen yaşlı Armağandağı volkanitleri üzerinde kurulmuştur. Lokasyon Ildırı Köyü kuzeyindeki andezitik bazalt lavları üzerindedir.

**DEU11 istasyonu:** DEU11 lokasyonu Miyosen yaşlı Urla Kireçtaşı (Kaya 1979; 1981; Sözbilir vd 2009) üzerinde kurulmuştur. Lokasyon Gülbahçe Fayı'nın doğu bloğu üzerindeki yataya yakın kalın katmanlı gölge kireçtaşları üzerindedir.

**DEU12 istasyonu:** DEU12 lokasyonu Orta Miyosen yaşlı Urla volkanitleri (Helvacı vd 2009) üzerinde kurulmuştur. Lokasyon Urla-Şehitler Anıtı yolu üzerindeki trakitik andezitler üzerindedir. Lokasyon KB ve KD uzanımlı faylarla sınırlı bir bölgededir.

**DEU13 istasyonu:** DEU13 lokasyonu Mesozoyik yaşlı karstik boşluklu ve çatlaklı kireçtaşları (Erdoğan 1990a; 1990b) üzerinde kurulmuştur. Lokasyon Karaburun Yarımadasının güney ucundaki Kırandağı doğrusundadır ve Gülbahçe Fayı'nın doğu bloğu üzerindedir.

Çalışma alanı ve çevresinde seçilen GPS gözlem noktalarına ait lokasyon ve ölçüm tarihlerinin ayrıntısı Tablo 1'de verilmektedir. Ölçüm istasyonlarda oluşturulan gözlem noktalarında 2009-2010-2011 yıllarında aynı tarihlerde, her bir oturum 10 saat olacak şekilde, en az üçer günlük oturumlar gerçekleştirilmiştir.

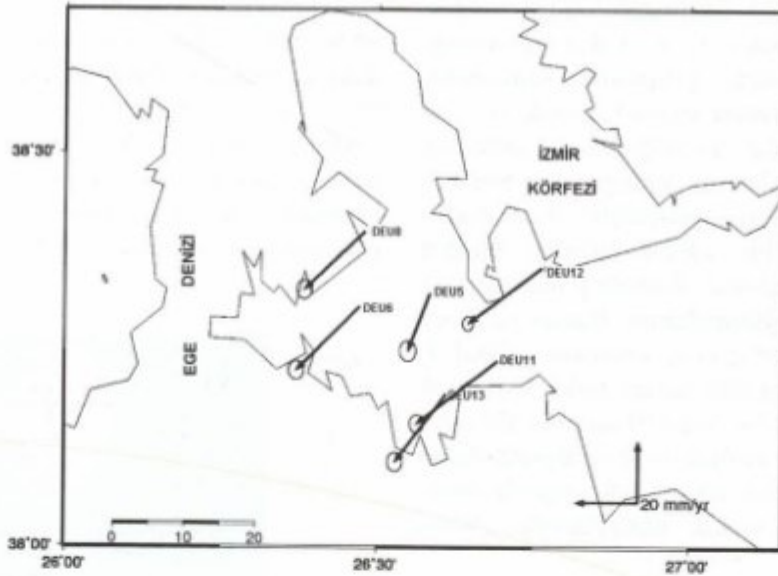
**Tablo 1.** Çalışma alanına ait GPS gözlem noktaları bilgileri

| Nokta No | Lokasyon  | Ölçü Başlangıç Tarihi |            |            |
|----------|-----------|-----------------------|------------|------------|
|          |           | 02.07.2009            | 03.07.2010 | 02.07.2011 |
| DEU5     | BARBAROS  | 02.07.2009            | 03.07.2010 | 02.07.2011 |
| DEU6     | GERMEYAN  | 02.07.2009            | 03.07.2010 | 02.07.2011 |
| DEU8     | ILDIR     | 06.07.2009            | 06.07.2010 | 08.07.2011 |
| DEU11    | DEMİRCİLİ | 02.07.2009            | 06.07.2010 | 08.07.2011 |
| DEU12    | URLA      | 02.07.2009            | 03.07.2010 | 02.07.2011 |
| DEU13    | ZEYTİNLER | 02.07.2009            | 06.07.2010 | 05.07.2011 |

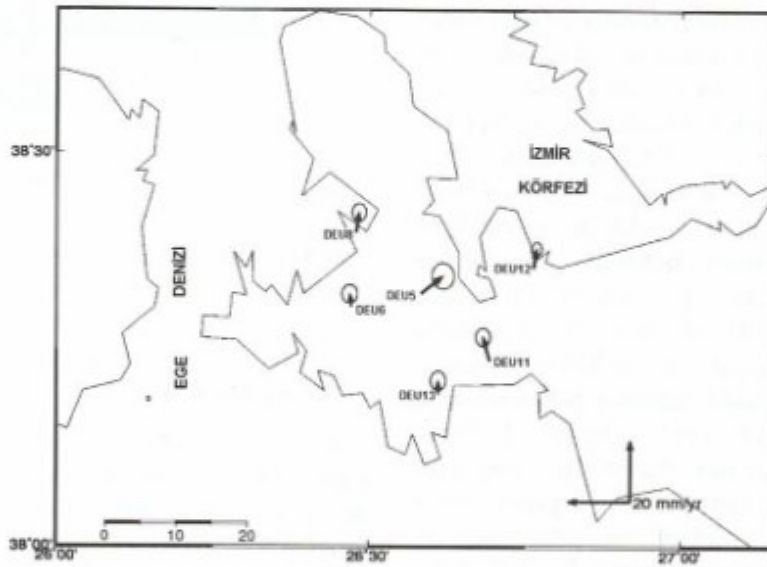
Yapılan üç yıllık izleme sonucunda GPS verilerinin değerlendirilmesi için uluslararası GNSS ağından (IGS: International GNSS Service) yararlanılmıştır. Hız vektörlerinin hesabında çalışma alanını çevreleyen uygun geometride olan 12 sabit istasyon kullanılmıştır. Bunlar ANKR, ISTA, TUBİ (Türkiye), ZECK (Rusya), NSSP (Ermenistan), NICO (Kıbrıs), MIKL (Ukrayna), GLSV (Ukrayna), BUCU (Romanya), PENC (Macaristan), WTZR (Almanya), MATE (İtalya)'dır. Ayrıca aynı kampanyalar dahilinde İzmir genelinde ölçüm yapılan diğer DEU istasyonları (Pamukçu vd 2010) değerlendirmelere dahil edilmiştir.

GAMIT-GLOBK (Herring, 1997) programı yardımıyla değerlendirilen GPS verilerinden elde edilen, çalışma alanı ve çevresindeki hız vektörleri, Şekil 4 ve Şekil 5'de sunulmaktadır.





Şekil 4. Çalışma alanındaki DEU istasyonlarının 2009, 2010 ve 2011 yıllarına ait üç yıllık kampanya istasyonlarının Avrasya levhası sabit sistemdeki hızları.



Şekil 5. DEU istasyonlarının 2009, 2010 ve 2011 yıllarına ait üç yıllık kampanya istasyonlarının Ege Bloğu sabit sistemdeki hızları.

## SONUÇ VE ÖNERİLER

Çalışma sonucunda genel olarak Karaburun'un güneyindeki havzaya ait (Şekil 1) Bouguer anomalisinin değişimleri (Şekil 2) ve kinematik yapının incelenmesi amacıyla da GPS verilerinin değerlendirilmesi ile yatay hız değişimleri (Şekil 4, Şekil 5) saptanmıştır. Ayrıca, GPS ölçüm noktalarına ait ayrıntılı jeolojik gözlemler yapılmıştır (Şekil 3).

Çalışma alanı genelinde Şekil 2'deki Bouguer gravite anomali haritası incelendiğinde Urla'nın doğusunda 2 mgal' in üzerindeki genlik değerleri batıda yaklaşık -22 mgal'e kadar azalmaktadır. Bu Bouguer anomalisinin azaldığı bölgede anomaliyi doğrulayacak yer yer topoğrafya yükselimi vardır (Şekil 1b). Ancak topoğrafyanın yüksek olmadığı kısımlarda bile bu düşük genlikli yapının devamlılığının izlenmesi bölgenin olası jeotermal havza etkisi taşıdığını düşündürmektedir.

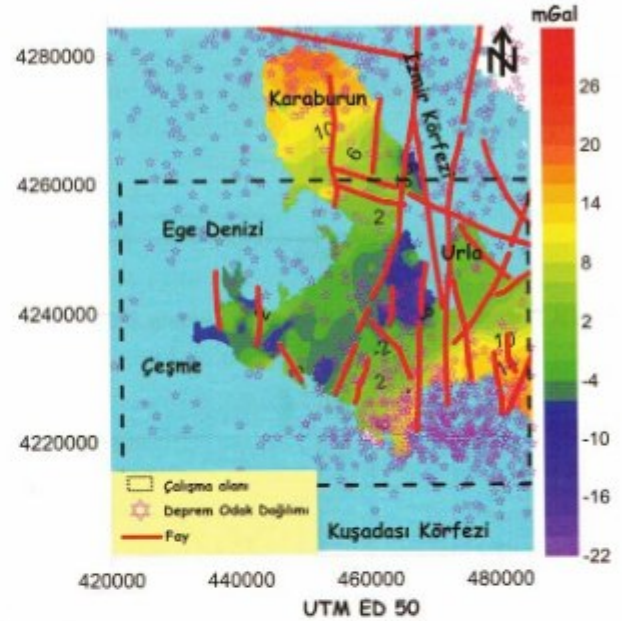
Pamukçu vd. (2012) tarafından DEU5 noktası (Şekil 1b, Şekil 4, Şekil 5) ve yakın çevresinde yapılan ayrıntılı jeofizik çalışmalar sonucunda, DEU 5 noktasının batısında yüzeyde soğuk su tutan havza, doğusundaki diğer fay bloğunda ise jeotermal doğal sıcak su çıkışlarının olduğu ve bunların jeofizik verilerdeki etkisi saptanmıştır. Bu sonuçlar ile bu çalışmadan elde edilen bulgular birlikte değerlendirildiğinde çalışma alanında jeotermal alan potansiyelinin varlığı düşünülebilir. Bunun yanı sıra düşük genlikli Bouguer gravite anomalisi (Şekil 2) ve GPS çözümlerinden elde edilen farklı kinematik özellikli kısımlar (Şekil 4, Şekil 5) için yer altı suyu etkisi ya da sismik aktivite nedeniyle yeraltında oluşan kütle kaybından ortaya çıkan yük dağılımındaki izostatik dengesizlik olarak düşünülebilir (Watts 2001).

Düşük genlikli Bouguer anomalisi sunan bölge Gülbahçe fayının (Şekil 1) batı bloğunda yer almakta olup (Şekil 1), üç ayrı fay bloğunun etkisi altındadır (Gonenç vd. 2010, Pamukçu vd. 2011).

Şekil 4'deki Avrasya sabit çözümler ile elde edilen çalışma alanındaki tüm hız vektörleri güneybatı yönlü 2 cm/yıl olan İzmir ve çevresindeki genel sonuca uygundur. Ege bloğu sabit hız vektörleri ise (Şekil 5) ortalama kuzey yönlü 0.6 cm/yıl civarındadır. Şekil 4'de az da olsa Avrasya sabit ve Şekil 5'de Ege bloğu sabit çözümlerde DEU 5 noktasındaki hız vektörünün yönü bölgenin genelinden farklıdır. Böylece bu noktanın bulunduğu Urla'nın batısı ve çevresinde özellikle Barbaros mevkiinde farklı bir kinematik mekanizmanın olduğu sonucuna varılabilir. Bu sonuç çalışma alanı ve çevresinde yapılmış paleomanyetik çalışmalarda (Kissel vd. 1987, Zanchi vd. 1993, Westaway 1990) Urla'nın batısından doğusuna geçerken saptanan paleomanyetik değişim sınırı ile uyumludur. Hatta yapılan bu paleomanyetik çalışmalarda bu değişimin kuzeyde Edremit'e kadar uzandığı belirtilmektedir (Westaway 1990). Bu sonuç, çalışma alanının İzmir-Balıkesir transfer zonunun bir kenarını üzerinde olabileceği görüşünü desteklemektedir.

Bölgedeki deprem aktivitesi ile elde edilen bulguları birlikte irdelemek amacıyla 1970-2012 tarihleri arasında USGS'den (U.S. Geological Survey) elde edilen büyüklüğü 2 ve 6.9 arasında, odak derinliği ise 2 ile 40 km arasında değişen depremlerin dağılımları Şekil 6'da verilmiştir. Şekil 6'da görüldüğü üzere yüksek deprem aktivitesi sunan kısım, negatif-pozitif Bouguer gravite anomalisi ayrımı olan bölge sınır olmak üzere batıya doğru

yönlenebilir. Yine bu sınır, GPS çalışmasından elde edilen Şekil 4'deki Avrasya bloğu sabit çözümlerinde daha az belirgin olmasına karşın, Şekil 5'deki Ege bloğu sabit çözümlerinde daha belirgindir ve GPS vektörlerindeki farklı yönelmenin olduğu alana karşılık gelmektedir. Bu sonuçlarda yine çalışma alanında farklı kinematik özelliğe sahip yapıların olduğunu görüşünü desteklemektedir.



Şekil 6. Çalışma alanına ait Bouguer gravite değişiminin, GPS ölçüm istasyonları dağılımının ve deprem aktivitesinin birlikte görünümü

## TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın TÜBİTAK 108Y285 nolu proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda cihaz desteği veren DEU DAUM'a, 2009-2010 için Boğaziçi Üniversitesi'nden Prof.Dr. Haluk Özener'e, 2009 için TÜBİTAK MAM'a, GAMIT değerlendirmelerimizde yardımcı olan Massachusetts Institute of Technology (MIT)'den Prof.Thomas Herring'e, çalışmalara destek veren Lisans ve Yüksek Lisans öğrencilerine, Yüksek Mühendis Mehmet Çetiner'e, Danışmanımız Prof. Dr. Hasan Sözbilir'e, yayın değerlendirme aşamasında görüşlerini bildiren hakemimize ve Editör Doç.Dr Ali Aydın'a teşekkürlerimizi sunarız.



## KAYNAKLAR

- Akinci, A., Eyidoğan, H., Göktürkler, G., Akyol, N. ve Ankaya, O. 2000, İzmir ili çevresinin depremselliği ve deprem tehlikesinin incelenmesi. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı, 231-238, İzmir.
- Aktuğ, B. ve Kılıçoğlu, A. 2005, Establishing regional reference frames for determining active deformation areas in Anatolia. In: IAG-IABO-IAPSO Joint Assembly, Cairns, Australia, 22-26 September.
- Aktuğ, B. ve Kılıçoğlu, A. 2006, Recent Crustal Deformation of İzmir, Western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field, *J. Geody.*, 41, 471-484.
- Ambraseys, N.N. 1988, Engineering seismology. *Earthquake Engineering Structural Dynamics* 17, 1-105.
- Ambraseys, N.N. ve Jackson, J.A. 1998, Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int.* 133, 390-406.
- Bozkurt, E. 2001, Neotectonics of Turkey - a synthesis. *Geodin. Acta* 14, 3-30.
- Çakmakoglu, A. ve Bilgin, Z.R. 2006, Pre-Neogene stratigraphy of the Karaburun Peninsula (W of İzmir Turkey). *Mineral Res. Exp., Bull.*, 132, 33-61.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. 1979, Aegean and surrounding regions complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 84-92.
- Erdoğan, B. 1990a, İzmir-Ankara zonu ile Karaburun kuşağının tektonik ilişkisi, *MTA Dergisi* 110, 1-15.
- Erdoğan, B. 1990b, İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi, *Turkish Association of Petroleum Geologists (TPJD) Bulletin* 2, 1-20.
- Eyidoğan, H. ve Jackson, J.A. 1985, Seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-70 in western Turkey: implication for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophys. Journal of Royal Astronomical Society* 81, 569-607.
- Gök, E., Polat, O., Ceken, U., Yalcinkaya, E., Kececioğlu, M. ve Akciğ, Z. 2010a, Site Amplification at strong-ground motion stations in Metropolitan İzmir, Turkey, European Seismological Commission 32nd General Assembly (ESC-2010) on 6-10 September 2010, Montpellier-France, p243.
- Gök, E., Polat, O., Pamukçu, O., Kececioğlu, M., Sözbilir, H., Çifçi G ve Akciğ, Z. 2010b, Microseismicity Monitoring in İzmir (Western Turkey) and Surrounding Areas, European Seismological Commission 32nd General Assembly (ESC-2010) on 6-10 September 2010, Montpellier-France, p243.
- Gönenç, T., Pamukçu, O., Uyanık, O., Çakmak, O., Sındırgı, P. ve Kaftan, İ. 2010, İzmir'in güneyindeki yeni mikrogravite profil çalışmaları, Türkiye 19. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi CD, 173 pp., Ankara, Türkiye, Kasım.
- Helvacı, C., Ersoy, E., Sözbilir, H., Erkül, E. Sümer, Ö. ve Uzel, B. 2009, Geochemistry and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of Miocene volcanic rocks from The Karaburun Peninsula: implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia, *J. of Volcan. and Geot. Res.* 185, 181-202.
- Herring, T.A. 1997, GAMIT/GLOBK Kalman Filter VLBI and GPS Analysis Program; Version 4.1. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Jackson, J. ve McKenzie, D. 1984, Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal - Royal Astronomical Society*, vol. 77, no. 1, 185-264.
- Kaya, O. 1979, Ortadoğu Ege Çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği Türkiye Jeol., Bül., 22, 35-58.
- Kaya, O. 1981, Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia, *News. on Stratig.* 10, 164-191.
- Kissel, C., Laj, C., Şengör, A.M.C. ve Poisson A. 1987, Paleomagnetic evidence for rotation in opposite senses of adjacent blocks in northeastern Aegea and Western Anatolia, *Geophys. Res. Lett.*, 9, 907-910.
- MTA, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü 1/250000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Urla paftası, Ankara 2011
- Pamukçu, O., Kahveci, M., Ersay, E. Y., Yurdakul, A., Şalk, M. ve Sözbilir, H. 2010, Determination of The Kinematic Structure of İzmir and Surrounding Using Repeated GPS/GNSS Observations: Preliminary Results, 15th General Assembly of WEGENER on 14-17 September 2010, İstanbul-Turkey, p7.
- Pamukçu, O., Sözbilir, H., Ersay, E. ve Yurdakul, A. 2011, The use of microgravity modelling for understanding of the tectonic activity in İzmir, Western Anatolian region, Turkey, European Geosciences Union (EGU 2011) General Assembly Abstracts CD, 7471 pp., Vienna, Austria, April.

Pamukçu, O., Şalk, M., Akdemir, Ö., Sındırgı, P., Gönenç, T., Kaftan, İ. ve Uyanık, O. İzmir güneyindeki aktif fayların mikrogravite ve GPS yöntemleriyle araştırılması TÜBİTAK 108Y285 nolu proje sonuç raporu, Danışmanlar; Hasan Sözbilir, Muzaffer Kahveci, TÜBİTAK ÇAYDAG, 143 sayfa, (2012).

Polat O, Çeken U, Uran T, Gök E, Yılmaz, N, Beyhan M., Koç N, Arslan, B, Yılmaz D ve Utku, M. 2009, İzmirnet: a strong-motion network in metropolitan İzmir, Western Anatolia, Turkey, *Seis. Res. Lett.*, 80 (5), 831-838.

Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, W. ve Toksöz, M.N. 1997, Global positioning, system measurements of present-day crustal movements in the Arabian-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. of Geoph. Res.* 102, 9983-9999.

Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C. 1991, Late Cenozoic crustal extension basin formation in west Turkey, *Geol. Mag.*, 128, 155-166.

Sözbilir, H. 2001, Extensional tectonics and geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 10, 51-67.

Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U., Helvacı, C. ve Özkaymak, Ç. 2009, 17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, *Batı Anadolu, Türkiye Jeol. Bül.*, 52, 2, 217-238.

Şengör, A., Görür, N. ve Şaroğlu, F. 1985, Strike-Slip Faulting and Related Basin Formation In Zones of Tectonic Escape: Turkey as case study, in Bittie, K.T. and Christie-Blick, N. (eds.), strike slip formation and sedimentation, *Soc. Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication*, 37, 227-265.

Şengör, A.M.C. 1987, Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in Coward, M.P., Dewey, J.F. & Hancock, P.L., (eds.) *Continental Extensional Tectonics, Geological Society Special Publication*, No:28, 575-589.

Taymaz, T., Jackson, J., A., McKenzie, D. 1991, Active tectonics of the north and Central Aegean Sea, *Geophysical Journal of Interiour*, 106, 433-490.

Watts, A.B. 2001, *Isostasy and flexure of the lithosphere*, England. Cambridge University Press, 87-283.

Westaway, R. 1990, Block rotation in Western Turkey: 1. Observational Evidence. *J. of Geoph. Res.*, 95, 19857-19884.

Zanchi, A. ve Angelier, J. 1993, Seismotectonics of western Anatolia: Regional stress orientation from geophysical and geological data: *Tectonophysics*, v. 222, p. 259-274.



# MÜHENDİSLİK ANA KAYASININ BELİRLENMESİNE YÖNELİK JEOFİZİK YÖNTEMLERİN BÜTÜNLEŞİK YORUMU: İZMİR YENİ KENT MERKEZİ UYGULAMALARI

## Interpretation Of Integrated Geophysical Methods For The Determination Of Engineering Bedrock: İzmir New City Center Application

Mustafa AKGÜN<sup>1</sup>, Tolga GÖNENCİ<sup>1,a</sup>, Oya PAMUKÇU<sup>1</sup>, Şenol ÖZYALIN<sup>1</sup>, Özkan C. ÖZDAĞ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Tınaztepe Yerleşkesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü

Buca, İzmir, TÜRKİYE

(<sup>a</sup>tolga.gonenc@deu.edu.tr)

### ÖZET

Türkiye geçmişte depreme dayalı mal ve can kayıpları ile hatırlanmaktadır. Özellikle yakın zamanda Gölcük ve Van depremleri hatırlanabilir örneklerdir. Gölcük ve Van depremlerinden sonra sunulan raporlarda; deprem, yapı, zemin ve mühendislik anakayasası ilişkisi göz önüne alınarak inşa edilen yapıların, depremi hasarsız veya az hasarlı olarak atlattığı saptanmıştır.

Zemini oluşturan katmanların S-Hızı değerleri, yoğunlukları, kalınlıkları ve sönüm katsayıları ile mühendislik ana kayasının sıklığına bağlı olarak oluşturulan zemin modelinin iyi seçilmiş olması, yüzeydeki yatay deprem ivmesinin doğru tahminini sağlamaktadır. Zemin ve mühendislik ana kayası ile ilgili olan bu parametreler zemin transfer fonksiyonunun hesaplanmasında kullanılmaktadır. Zemin transfer fonksiyonu, mühendislik ana kayası üzerinde yer alan zeminin, deprem dalgası üzerindeki etkisini tanımlar. Eğer mühendislik anakayasası ortalama 30 metre gibi sığ bir derinlikte ise, dinamik zemin parametreleri deprem yönetmeliklerine göre hesaplanabilir. Ancak, zemin kalınlığı 30 metreden fazla ise bu yönetmelikler uygulanamaz. Bu gibi durumlarda zemin transfer fonksiyonunu tanımlamak için yerinde (In-Situ) ölçümlerin kullanılması gerekir.

Bu çalışma kapsamında İzmir Yeni Kent Merkezi olarak tanımlanan alanda mühendislik ana kayası ile zemin özelliklerini araştırmak için Mikrogravite, Çok Kanallı Yüzey Dalga Analizi (MASW-Multi Channel Analysis of Surface Waves), Öz direnç Tomografi ve Düşey Elektrik Sondaj (DES) çalışmaları ile Uzaysal Özilişki (SPAC- Spatial Autocorrelation) ölçümleri alınmıştır. Ayrıca SPAC ölçüm noktasında 90 m. derinlikli ve karotlu zemin sondaj litolojisi de vardır. Tüm çalışmalardan elde edilen sonuçlar ortak yorumlanarak İzmir Yeni Kent Merkezi'ne ait olası zemin modeli tanımlanmıştır. Bu zemin modeline göre, düşey yönde S hız değerleri sırasıyla ve ortalama olarak 150 m/sn, 450 m/sn, 300 m/sn, 500 m/sn olmak üzere 4 zemin tabakası ve 800 m/sn hıza sahip olası anakaya 300-400 m derinlikte tanımlanmıştır. Bu ana kaya olasılıkla jeolojik olarak Bornova Filişi birimidir.

**Anahtar Sözcükler:** İzmir, mühendislik anakayasası, zemin transfer fonksiyonu.

### ABSTRACT

Turkey is often recognized with earthquake-induced material loss and casualties during the past. Particularly, Gölcük and Van earthquakes caused serious material and casualties in recent years. In regard to the reports presented after Gölcük and Van

earthquakes, the buildings that were constructed by taking into account the correlation between earthquake, structure, soil and engineering bedrock proved to suffer less or no damage at all.

The S-velocities, densities, thicknesses and attenuation coefficients of the strata that form the soil and also the soil model which is formed depending upon the stiffness of the engineering bedrock should be selected properly. This provides us accurate estimation horizontal earthquake acceleration of the ground. It is well known that these parameters, which are related to soil and engineering bedrock, are used for the calculation of soil transfer function. Soil transfer function defines the effect of soil, which is located over the engineering bedrock, on an earthquake wave. In case the engineering bedrock has an average shallow depth like 30 meters, the dynamic soil parameters can be calculated in accordance with the earthquake regulations. However, if the soil thickness is more than 30 meters, these regulations are not applicable. In such cases, in-situ measurements are utilized in order to define the soil transfer function.

In this study, the engineering bedrock and soil properties should be well-defined, especially in the region called "New City Center", on which tall buildings will be constructed. Within the scope of this study; microgravity, multi-channel analysis of surface waves (MASW), vertical electrical sounding (VES) method, electrical resistance tomography (ERT) studies as well as the spatial autocorrelation (SPAC) measurements were carried out in the New City Center area in order to investigate engineering bedrock and soil properties. Furthermore, results of the 90 meter well-log lithology which is nearby the SPAC measurement point were used. The results obtained from all these studies were interpreted together, and the possible soil model was composed. According to this soil model, average S-velocity values were obtained for four soil segments (150 m/sec, 450 m/sec, 300 m/sec and 500 m/sec) and the possible bedrock at a depth of 300-400 meter (S-velocity= 800m/sec.). The basement segment, which was defined as possible bedrock, may be Bornova flysch unit.

**Key Words:** İzmir, engineering bedrock , soil transfer function.

## GİRİŞ

Deprem yapılar da oluşturduğu hasarlar, deprem dalgalarının, mühendislik ana kayası ile zemin yüzeyi arasında kalan katmanların içinden geçerken süre, frekans ve genliklerinde oluşan değişimlerden kaynaklanır. Bu değişimlere neden olan parametreler; mühendislik ana kayasının sıklığı ve derinliği ile zemini oluşturan tabakalarının S-Hızı değerleri, yoğunlukları ve tabaka kalınlıklarıdır. Bu değişimler ortalama 30 m derinlik için Eurocode 8 yönetmeliğinde tanımlanmıştır. Buna karşın zemin 30 m. den kalın ve S-Hızı değerleri 250-300 m/sn'den daha küçük ise yönetmeliklerdeki tanımlar geçersiz olmaktadır.

Bu parametrelerin araştırılıp saptanabilmesi için önce mühendislik ana kayasının araştırılması ve tanımlanması gerekir. Çalışma alanında hangi jeolojik birimin mühendislik ana kayası olabileceği ve bu katmanın sıklığı ile zemin yüzeyinden olan derinliği araştırılması gereken tanımlardır (Şekil 1). Ayrıca deprem odaklanması ve tekrarlı yansımalar etkilerinde tanımlanması için mühendislik ana kayası ile zemin arasındaki ara yüzeyinin topografyasının da araştırılması gerekir. Ayrıca zemin içinde S-Hızları ve yoğunluk farkları yüksek olan küçük ölçekli mercekli yapılar ve ince katmanlar arasında da tekrarlı yansımalar oluşabilir (Şekil 2).

Depreme dayanıklı yapı tasarımında zemin yüzeyindeki yanal yönlü deprem ivmesi ve spektrumun şekli büyük önem taşır. Zemin yüzeyindeki yanal yönlü deprem ivmesi tanımlanırken zemin transfer fonksiyon hesaplamalarının yapılması gerekir. Bu hesaplamalarda kullanılan parametreler; zemin S-Hızı değerleri, yoğunlukları, kalınlıkları ile mühendislik ana kayasının sıklığıdır. Mevcut deprem yönetmeliklerinde (NEHRP 2005; Ansal 2004) zemin tanımlanırken 30 m derinlik temel alınmaktadır. Bunun anlamı 30 m. derinlikten sonra ya mühendislik ana kayasına girildiği (S-Hızı değeri > 700 m/sn) veya bu derinlikten sonra zemin dinamik yapısının değişmediği yani S-Hızı değerlerinin değişmediğinin kabul edildiğidir (NEHRP 2005; Kramer 1996).

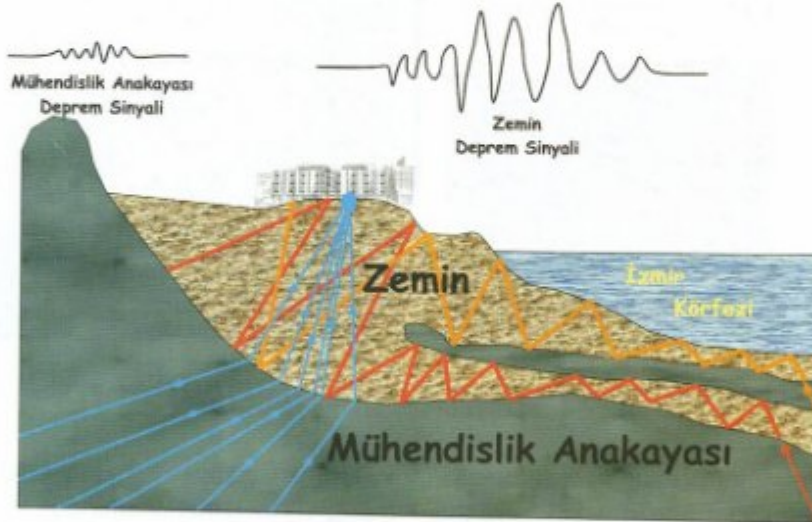




Şekil 1. Zemin ve mühendislik ana kaya tanımı.

Mühendislik ana kayası araştırmalarında, genel olarak S-Hızı değerinin  $>700$  m/sn sonraki seviyeler mühendislik ana kayası olarak tanımlanır (Şekil 1). Ayrıca, bu tanımın geçerli olabilmesi için bu seviyenin altında S-Hızı değerinin  $700$  m/sn den düşük olmaması ve bu hız değerinin artarak devam etmesi gerekir. Bu hız değerleri ortamın düşük gözenekli ve su içeriğinin çok çok az olmasını gerektirir.

Bu koşulun sağlandığı derinliğe kadar mevcut katmanların S-Hızı, kalınlık ve yoğunluk değerlerinden oluşan düşey yönlü zemin profili olarak kabul edilir (Şekil 2). Zemin ve mühendislik ana kayası ile zemin büyütmesi arasındaki ilişkisinin tam olarak kurulabilmesi için hem S-Hızı değeri  $>700$  m/sn koşulunun araştırılması hem de zemin profilini oluşturan katmanların S-Hızı değerleri ile kalınlıkları ve yoğunluklarının saptanması gerekir. Ayrıca özdirenç değişimleri ile dolaylı olarak ortamın su içeriği ve gözenek miktarı hakkında destekleyici bilgiler sağlanabilir (Tablo 1). Böylece depreme dayanıklı yapı tasarımında kullanılan zemin transfer fonksiyonu da yerinde ölçümlerle tanımlanmış olacaktır (Şekil 3) (Nath 2007).



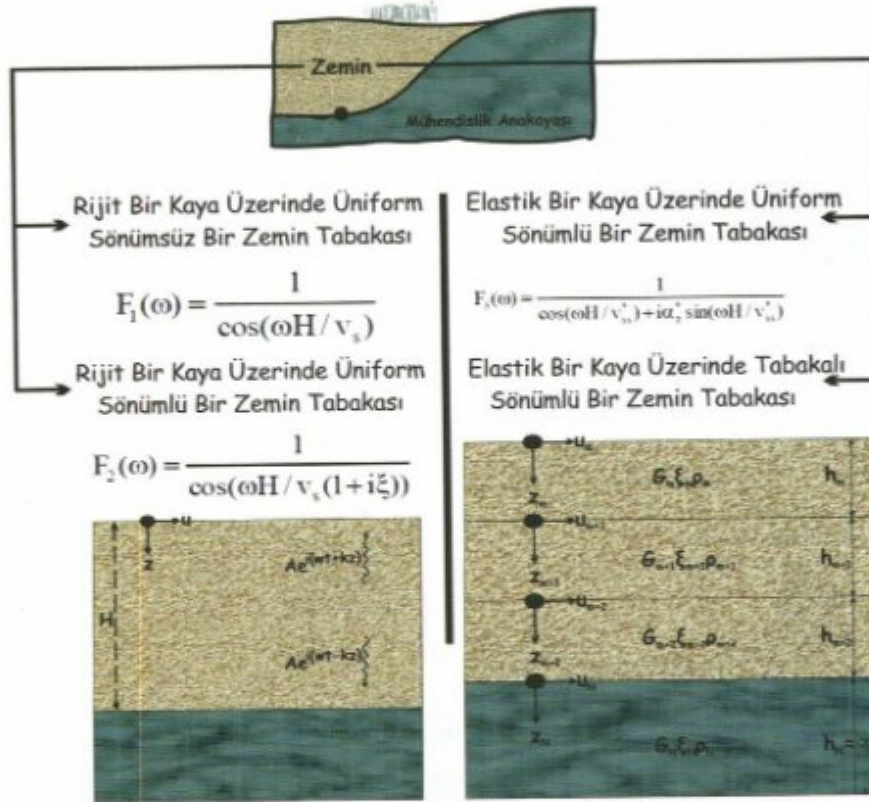
Şekil 2. İzmir Metropol Alanı için zeminde deprem dalgalarının odaklanması ve tekrarlı yansımalar (Ergin vd. 2004'ten revize edilmiştir).

Düşey yönde, mühendislik ana kayasına kadar olan S-Hız değerlerine dayalı zemin profilini tanımlamak için çalışma alanına uygun jeofizik yöntemler kullanılarak araştırmalar yapılır. Bu tür çalışmalarda mühendislik ana kayası ile S-Hız profilini doğrudan

elde etmek için aktif veya pasif kaynaklı yüzey dalgası yöntemleri (örn. MASW, ReMi), Sismik Kırılma, Sismik Yansıma ile Kuyu içi Sismik (örn. Down-Hole, Up-Hole, Cross-Hole, full wave sonic log, PS Logging...) kullanılır.

**Tablo 1.** İngiliz standartlarına (BS 1016) göre gerçek öz direnç-korozyon sınıflaması (Bozkurt ve Kurtuluş 2009)

| Gerçek Öz direnç (Ohm.m) | Korozyon       |
|--------------------------|----------------|
| <10                      | Yüksek korozif |
| 10-100                   | Orta korozif   |
| 100<                     | Düşük korozif  |

**Şekil 3.** Zemin profil tanımlama ve zemin transfer fonksiyon hesabı (Kramer 1996'dan revize edilmiştir).

Yeni yerleşim alanlarının planlanması sürecinde, mühendislik ana kayası araştırmaları, zemin ve ana kaya ilişkisinin ortaya çıkarılmasında mikrogravite yöntemi kullanılmaktadır (Issawy vd. 2010). Mikrogravite yönteminde yoğunluk ile S-Hızı değerleri arasındaki ilişkiden yararlanılarak (Keçeli 2012) elde edilen yer altı modelleri ve bu modellerden elde edilen sonuçlar, MASW ve mikrotremor ölçümlerinin sonuçları ile birlikte değerlendirilebilir. Tüm bu yöntemlerin sonuçları yoğunluk farkı ve S-Hızı farkları ile ilişkilidir. Bu nedenle mikrogravite yönteminin MASW yöntemi ve mikrotremor yöntemleri ile birlikte mühendislik

ve sismik anakaya araştırmalarında, zemin ara yüzeyi topoğrafyası tanımlamalarında ve zemin modellerinin oluşturulmasında birlikte uygulanması daha uygundur (Xu ve Butt 2006; Crice 2005; Koichi vd. 2005).

Bu çalışmada İzmir Metropol Alanı içinde yer alan ve Yeni Kent Merkezi olarak tanımlanan alanda mühendislik ana kayasını ve zemini tanımlamak için yapılan jeofizik çalışma sonuçlarına ait örnekler verilecektir. Yapılan çalışmalarda mikrogravite, MASW, mikrotremor, SPAC, öz direnç tomografi ve düşey elektrik sondaj ile down-hole kuyu içi sismik yöntemleri kullanılmıştır. Ayrıca derin amaçlı açılmış zemin sondaj logları ile de sonuçlar denetlenmiştir.



## ALAN ÇALIŞMALARI

İzmir Metropol Alanı içinde yer alan ve Yeni Kent Merkezi olarak tanımlanan çalışma alanında mühendislik ana kayası ile zeminin araştırılmasına yönelik jeofizik çalışmalar yapılmıştır (Şekil 4a ve b). Bu alanda yapılmış olan derin amaçlı zemin

sondaj logları ile genel jeolojik özelliklerine göre çalışma alanını tanımlayan olası zemin modeli Şekil 5’de tanımlanmıştır. Bu modele göre mühendislik ana kayası olasılıkla Bornova Filişi birimidir. Bu birimin üzerinde yer alan andezit birimi hem ayrışma hem de küçük ölçekli dağılımı nedeniyle mühendislik ana kayası tanımına uymamaktadır.



Şekil 4. a) Çalışma alanı genel görünümü, b) Çalışma alanı ve çevresinin morfolojisi.

Çalışma alanında toplam 39 noktada (Şekil 6) Geometrics Geode marka 24 kanallı sismometre ile yapılan MASW çalışması sonucu S-Hızı değerlerinden elde edilen 40 m seviye için S-Hızı dağılım haritası bu derinliğe kadar ve çalışma alanının büyük bir yüzdesinde mühendislik ana kayası özelliklerinin bulunmadığını göstermektedir (Şekil 7). Ayrıca bu derinliğe kadar S-Hızı değerleri ortalama 300 m/sn dir. Bu hız değerleri deprem mühendisliği açısından zemin yüzeyinde zemin büyütmesi olma olasılığını arttırmaktadır.



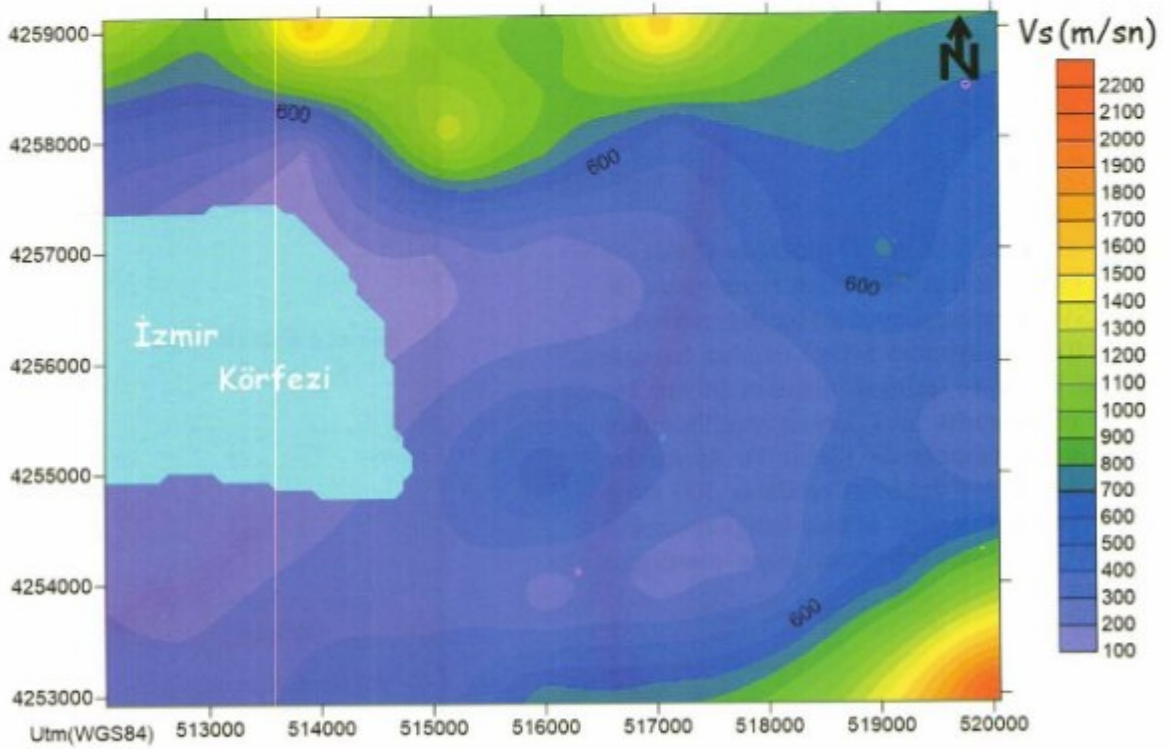
Şekil 5. Çalışma alanına ait olası zemin-mühendislik ana kayası şematik stratigrafik kesit (Uzel vd. 2012; Sözbilir vd. 2008).

Mikrotremor ölçüm çalışmaları toplam 58 noktada (Şekil 6), CMG-6TD hızölçer kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Nakamura (1989) spektral oran yöntemi ile elde edilen hakim genlik-periyot değişim

haritası Şekil 8'de verilmiştir. Kubotera ve Otsuka (1970), Teves-Costa vd. (1996) yaklaşımlarına göre hakim periyot değerlerinin 1.0s den büyük olduğu alanlarda kalın bir zemin tabakası hakimdir.

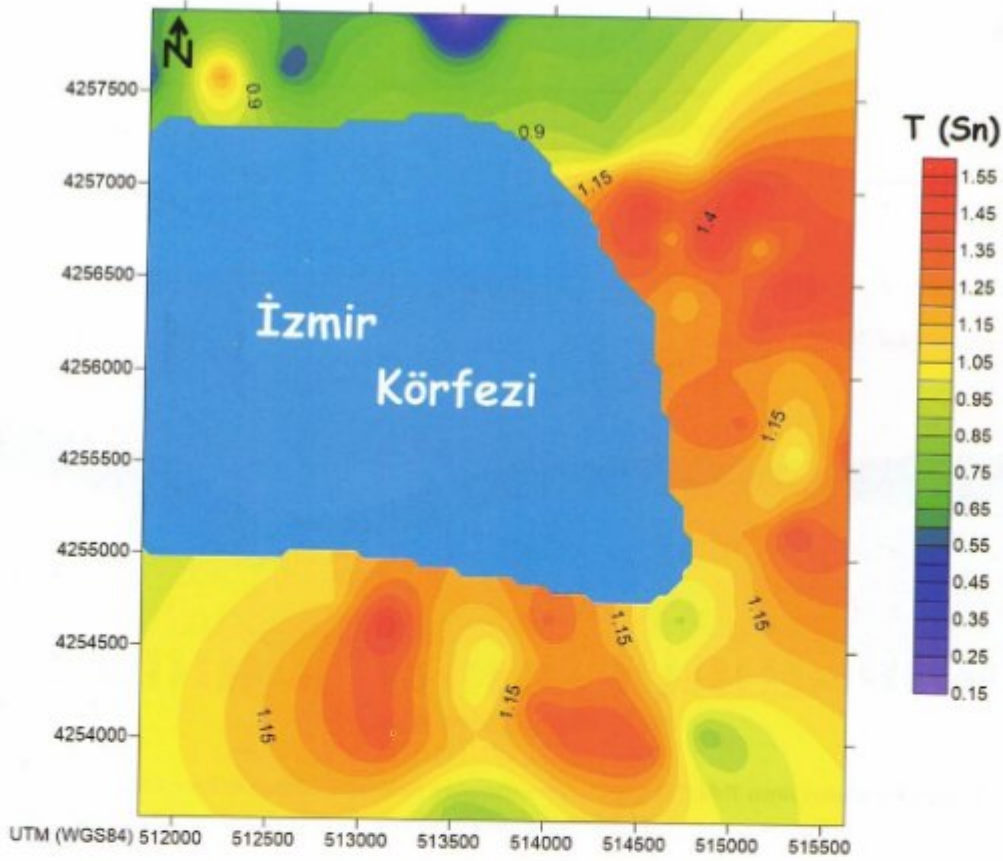


Şekil 6. Karotlu Zemin Sondajı, Mikrogravite (Grav), Mikrotremor, MASW, SPAC, Down Hole (Aşağı-Kuyu içi Sismik) ve Elektrik Tomografi (ERT) uygulama lokasyonları.



Şekil 7. Çalışma alanı S-Dalgası hızı değişimi (40 m Seviye MASW).





Şekil 8. Çalışma alanı hakim periyot dağılım haritası.

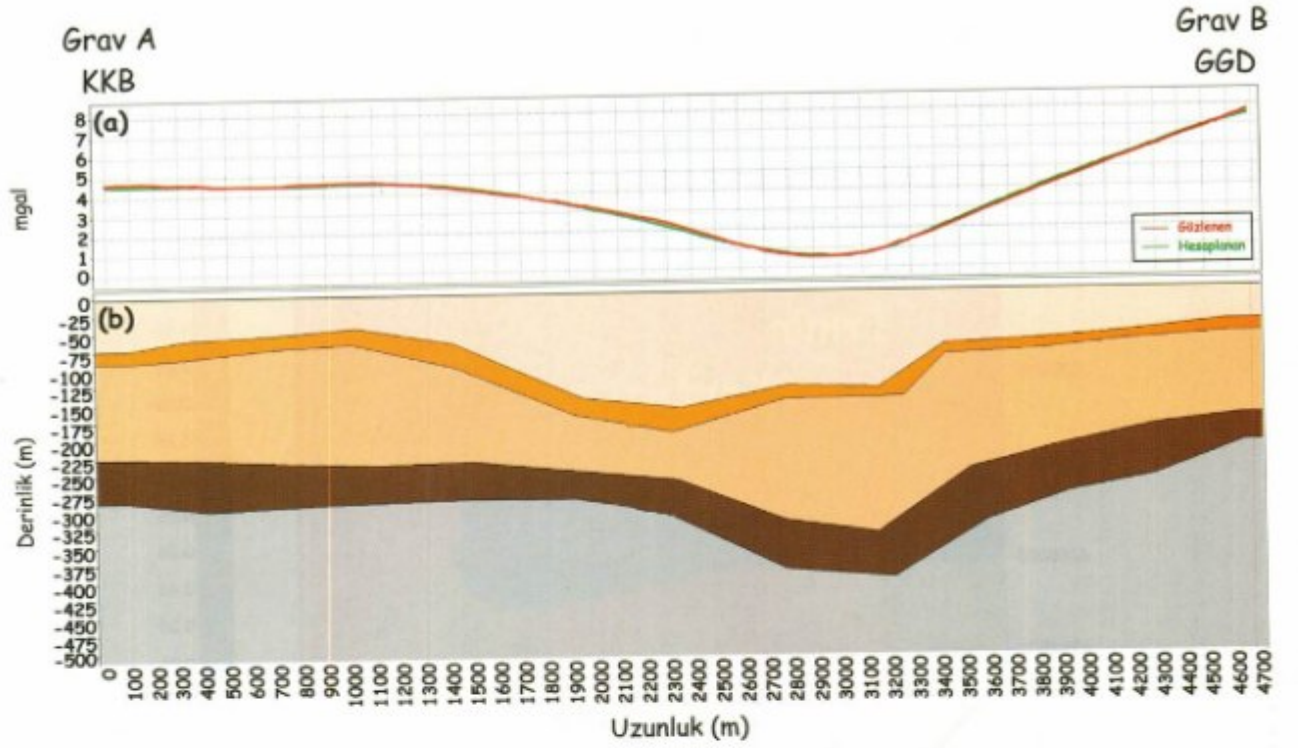
ScintrexCG-5 gravite cihazı kullanılarak yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu yönlü 4600 m'lik profil boyunca arazi ve şehirleşme koşullarına bağlı olarak yaklaşık 100-150 m. örnekleme aralığı ile gravite ölçümleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 6). Bu ölçümlerden GravA-GravB gravite profili elde edilmiştir. Bu profile beraber S-Hızı değerleri, Sondaj logları, DES sonuçları birlikte kullanılarak Keçeli (1990, 2000, 2010 ve 2012) çalışmalarında sunulmuş S-Hızı ( $V_s$ ) - yoğunluk ( $\rho$ ) ilişkileri ve genel kayaç tipleri ile zemin mühendislik parametreleri dikkate alınarak, (1) bağıntısına (Keçeli 2012) göre tanımlanmış yoğunluk (Tablo 2) değerlerinden oluşan zemin modeli Şekil 9'da verilmiştir. Zemin modelinde yoğunluk ve S-Hızı değerlerine göre 4 tabaka tanımlanmıştır (Zemin-1, Zemin-2, Zemin-3 ve Zemin- 4). Zemin-2 tabakası mühendislik ana kayası özellikleri taşımasına karşın, Zemin-3 tabakasının S-Hızı düşük olduğundan Zemin-2 tabakası mühendislik ana kayası özelliklerini taşımamaktadır. Bu modele göre, olası mühendislik ana kayası ( $V_s > 700$  m/sn) ortalama 300-400 m. derinlikten sonra başlamaktadır. Bu modeli oluşturan tabakaların ayrıntılı tanımı Tablo 2'de verilmiştir.

Bunun anlamı  $V_s > 700$  m/sn koşulu temel alındığında zemin transfer fonksiyonu hesaplamalarında bu derinliğin dikkate alınması gerekmektedir.

$$\rho = 0,44 * V_s^{0,25} \quad (1)$$

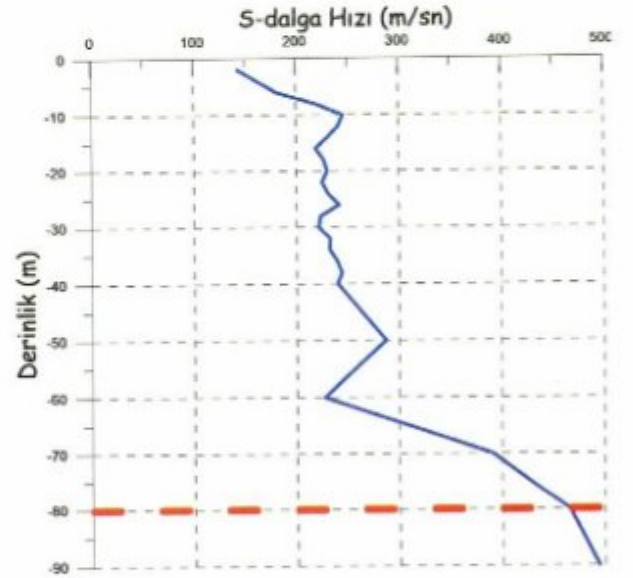
Tablo 2. Grav A-Grav B Noktaları arası Mikrogravite Model Parametreleri

| Tabaka         | S-Dalga Hızı (m/sn) | Yoğunluk (g/cm <sup>3</sup> ) |
|----------------|---------------------|-------------------------------|
| Zemin 1        | 150                 | 1.530                         |
| Zemin 2        | 400-500             | 2.020                         |
| Zemin 3        | 250-300             | 1.750                         |
| Zemin 4        | 500-600             | 2.080                         |
| Müh. Anakayası | >800                | 3.100                         |



Şekil 9. Grav A-Grav B noktaları arası Tablo2’de verilen parametrelere göre; **a)** Gözlenen ve hesaplanan mikrogravite anomalisi, **b)** Bouguer gravite model kesiti.

Kuyu içi sismik çalışma olarak Down-hole ölçüsü toplam 1 noktada yapılmıştır. Ortalama derinlik 90 m. dir. Kullanılan donanım Geostuff BHG-3 (3 bileşenli jeofon) ve enerji kaynağı olarak 100 librelik ivmeli hidrolik balyoz kullanılmıştır. Elde edilen S-Hızı-Derinlik kesiti Şekil 10’da verilmiştir. Şekil 10’da izlendiği gibi 90 m. derinlik boyunca S-Hızı değerlerindeki değişim 80 m. derinlikten sonra mühendislik ana kayası özelliği taşıdığı izlenimini vermektedir. Ancak 90 m ‘den daha derin amaçlı yapılan zemin sondaj logu (Şekil 11), SPAC (Şekil 12), Model HVSr (Şekil 13), Özdirenc DES (Şekil 14) ve Özdirenc Tomografi (Şekil 15) sonuçları mühendislik anakayasının daha derinde beklenmesi sonucunu desteklemektedir. Bu uyumsuzluğun nedeni 90 m derinlikten sonra düşük S- dalga hız zonları, düşük özdirenc değerlerinin gözlenmiş olması, zemin sondaj loglarında killi ve kumlu zeminler gözlenmesidir.



Şekil 10. Down-Hole kuyu içi sismik çalışmasından elde edilen zemin S-dalga hızı-derinlik profili.

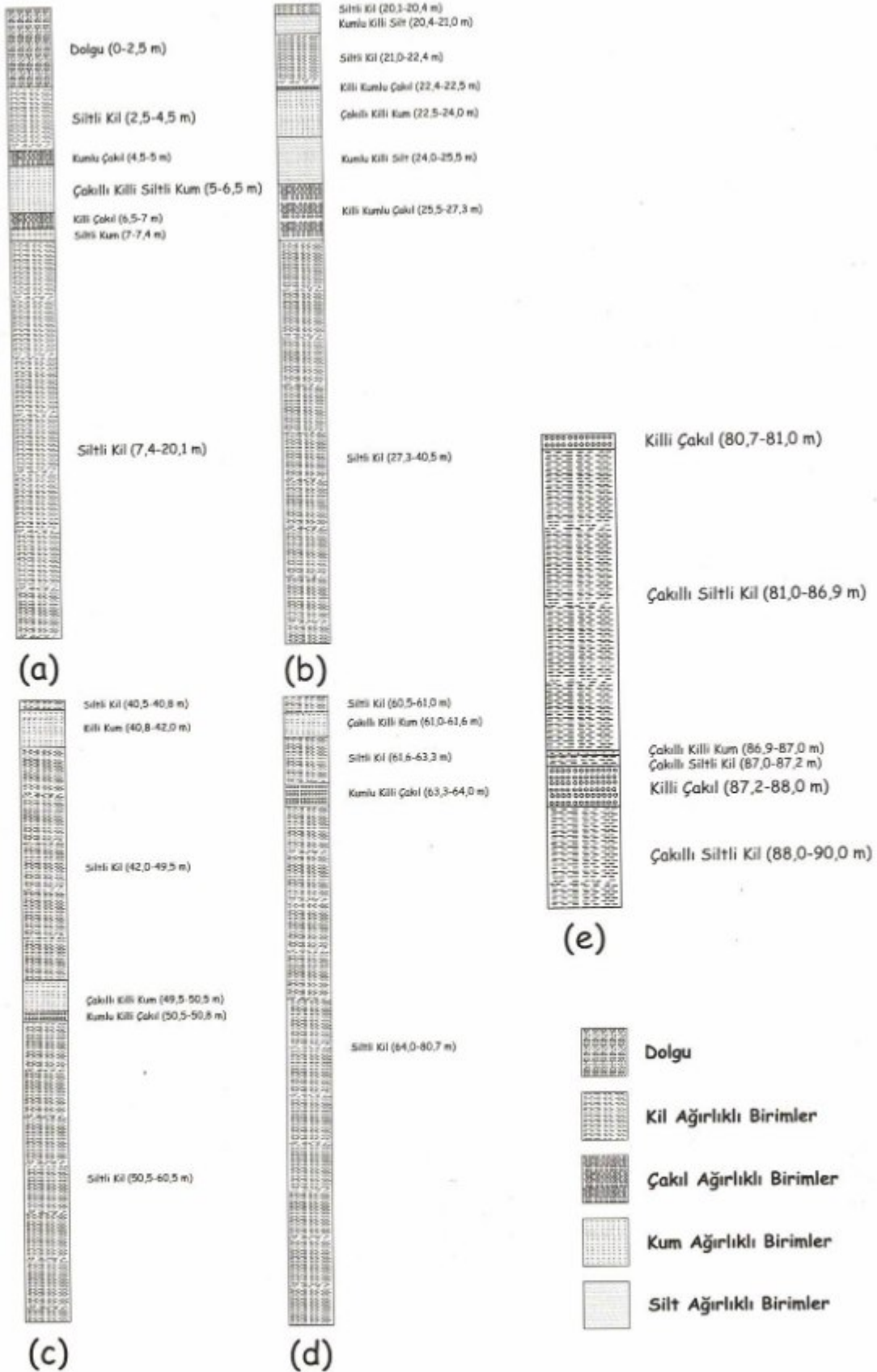


SPAC çalışması toplam 4 noktada yapılmıştır. Toplam 6 adet Güralp sistem CMG-6TD hız ölçer kullanılarak aynı noktada farklı yarıçaplı 3 çember üzerinde en az 60 dk. kayıtlar alınarak ölçümler tamamlanmıştır. Alınan SPAC verileri Geopsy V2.5.0 programı kullanılarak S-Hızı Derinlik kesitleri elde edilmiştir. Elde edilen S-Hızı-derinlik kesitlerine göre mühendislik ana kayası tanımı ( $V_s > 700$  m/sn) ortalama 350-400 m derinlikten sonra oluşmaktadır. Her bir S-Hızı-derinlik modeli kuramsal ve gözlemsel zemin transfer fonksiyonları (HVSr) karşılaştırmaları yapılarak (Herak 2008) optimize edilmiştir. Bunun için önce mikrotremor verileri Nakamura tek istasyon yöntemi (Nakamura 1989) ile değerlendirilerek, gözlemsel HVSr eğrileri elde edilmiştir. Daha sonra SPAC çalışması sonucunda elde edilen S-Hızı-Derinlik modeli kullanılarak Herak 2008 yaklaşımı ile kuramsal HVSr eğrileri elde edilmiştir. Kuramsal HVSr eğrileri iteratif yöntemler kullanılarak gözlemsel HVSr eğrilerine en uygun kuramsal HVSr eğrisi veren S-dalga-hızı-derinlik modeli elde edilmiştir. Bu çalışmada elde edilen sonuçlardan birer örnek Şekil 12 ve 13'te verilmiştir.

DES çalışması AGI SuperSting R8 IP cihazı ile çevre gürültüleri dikkate alınarak AB/2 1000 m olmak üzere tam Schlumberger Elektrot Dizilimi ile 1 nokta üzerinde tamamlanmıştır. IPI2WIN programı ile yapılan değerlendirme ve modelleme sonucu Şekil 14'te verilmiştir. Gerçek özdirenç- derinlik değişimleri

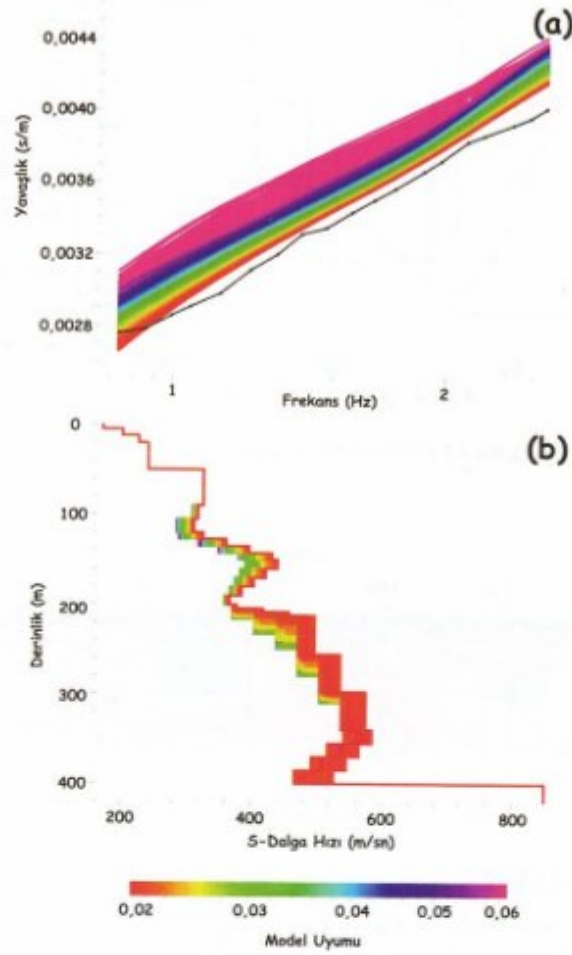
mühendislik ana kayası özelliklerinin ortalama 300 m derinlikten sonra oluştuğunu desteklemektedir. Tablo 1' de izlendiği gibi, ortamın su içeriği (korozif etki) ile özdirenç arasında ilişki ters orantılı olarak gözlenmektedir. Bunun sonucunda gerçek özdirenç değerlerinin azalması, su miktarının ve dolaylı olarak gözenek oranının artışı belirtecektir. Bunun anlamı bu özellikteki ortamın mühendislik anakayası tanımına uymayacağıdır.

Özdirenç tomografi çalışması AGI SuperSting R8 IP cihazı ile 56 kanal, 18 m elektrot aralığı, Dipol-Gradyent Elektrot Dizilimi kullanılarak ve çevre gürültüleri de dikkate alınarak 1 profil üzerinde tamamlanmıştır. Çalışma profili denize yakın olduğu için doğal olarak görünür özdirenç değerlerinin düşük olması beklenir. Ölçü almada kullanılan ekipmanın kapalı devre sistemine sahip olması ölçülen akım ve potansiyel fark değerlerinin çok küçük aralıklarda örneklenmesine izin vermektedir. Bu durum dikkate alınarak ölçüler yüksek hassasiyetle toplanmıştır. Earth-Imager 2D programı ile yapılan değerlendirme ve modelleme sonucu Şekil 15'te verilmiştir. Elde edilen özdirenç değişimlerine göre ortalama 220 m derinlik ve 980 m uzunluk boyunca özdirenç değeri baskın olarak ortalama 6-7 ohm-m civarındadır. Bu özdirenç değerleri bu derinlik boyunca mühendislik ana kaya tanımı ve özelliklerinin oluşmadığını desteklemektedir.

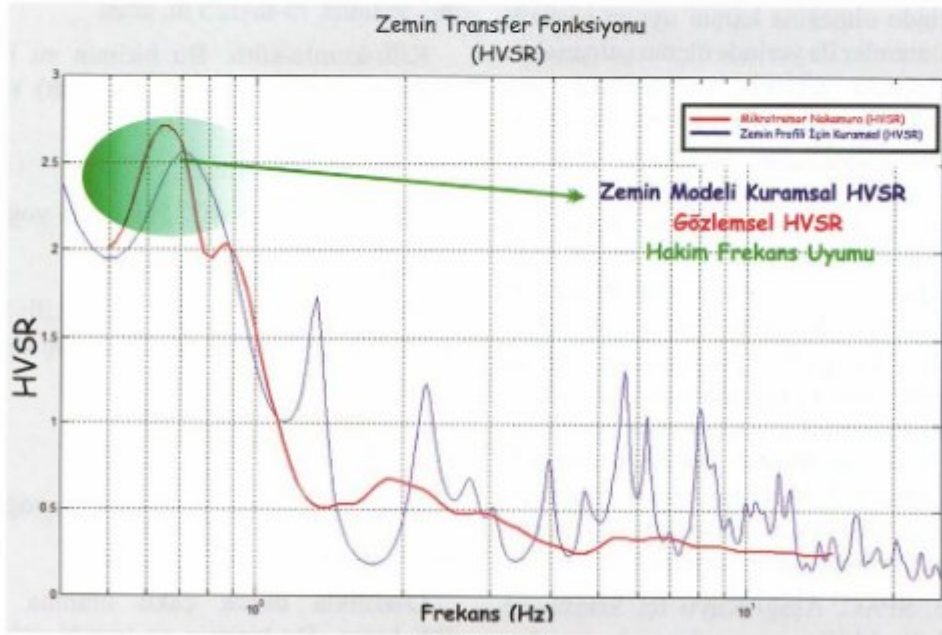


Şekil 11. Çalışma alanında yapılan ortalama 90 m derinlikte zemin sondaj logu. a) 0-20.1m, b) 20.1-40.5m, c) 40.5-60.5m, d) 60.5-80.7m, e) 80.7-90 m kolon kesit örneklenmiş birimler.

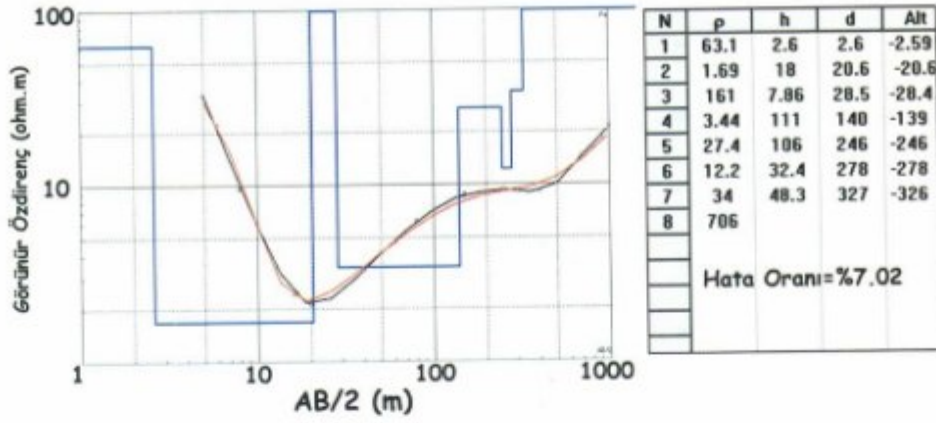




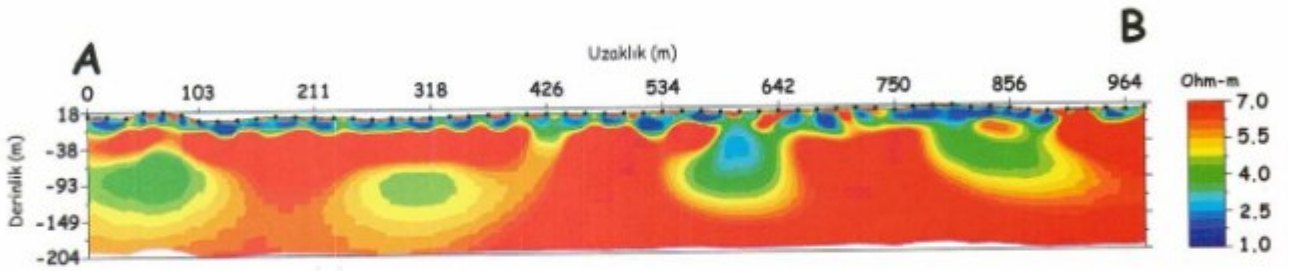
Şekil 12. SPAC-3 Noktasına ait **a)** Dispersiyon eğrisi, **b)** Vs-derinlik modeli (Başlangıç Modeli seçiminde zemin sondaj logu dikkate alınmıştır).



Şekil 13. SPAC-3 Noktasına ait Kuramsal HVSr ve gözlemsel mikrotremor HVSr karşılaştırılması.



Şekil 14. DES çalışması değerlendirme sonucu..



Şekil 15. A-B profili Öz direnç tomografi kesiti.

## SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada İzmir Metropol Alanı içinde yer alan Yeni Kent Merkezi'nde hem mühendislik ana kayasının 30 m. den derin olduğu hem de zemin içindeki S-Hızı değerlerinin yanal ve düşey yönlerde ani değişimler gösterdiği saptanmıştır. Çalışma alanı yerleşim yeri içinde olmasına karşın uygun jeofizik ekipmanlar ve yöntemler ile yerinde ölçüm çalışmaları olarak kullanıldığında zeminin mühendislik ana kayasına kadar olan dinamik özelliklerini etkileyen S-Hız değerlerine ulaşılmıştır. Öz direnç DES ve Tomografi çalışmaları sonucu elde edilen gerçek öz direnç değerleri zeminin su içeriği ve gözeneklilik (porozite) oranı yüksek ve buna bağlı olarak ince taneli yapıda olduğu sonucunu vermektedir (Tablo 1). Bu sonuç ortamın sıkışmamış ve düşük S-Hız değerlerine sahip olacağının göstergesidir. Ayrıca S-Hız değerlerinde yanal ve düşey yönlü değişimleri saptanmıştır. Bu çalışmanın sonuçları ortak bir model üzerinde Şekil 16'da verilmiştir. Şekilden izlendiği gibi hem zemin içindeki S-Hızı değişimleri ve hem de zemin-mühendislik ana kayası arasındaki ara yüzey değişimleri ayrıntılı olarak tanımlanmıştır.

Mikrogravite, SPAC, Aşağı-Kuyu İçi Sismik ve zemin sondaj logu birlikte yorumlanarak, yapılan modelleme sonucu zeminin S-Hızı ve yoğunlukları

farklı 4 tabakadan oluştuğu ve toplam zemin kalınlığının 300-400 m arasında değiştiği saptanmıştır. (Şekil 9)

### 1. Katman (Zemin 1)

S hızı = ortalama 180-200 m/sn, yoğunluk 1.53 gr/cm<sup>3</sup>, kalınlık 75 m-125 m. arası

Killi-kumlu-siltli. Bu birimin su içeriği yüksek (öz direnç değişimlerinden saptandı) ve viskoelastik yapılı.

### 2. Katman (Zemin 2)

S hızı = ortalama 400-500 m/sn, yoğunluk 2.02 gr/cm<sup>3</sup>, kalınlık 15 m- 25 m. arası

Olasılıkla çakıl oranı yüksek killi-kum-siltli. Bu birimin su içeriği yüksek (öz direnç değişimlerinden saptandı) ve viskoelastik yapılı.

### 3. Katman (Zemin 3)

S hızı = ortalama 250-300 m/sn, yoğunluk 1.75 gr/cm<sup>3</sup>, kalınlık 60 m-125m. arası

Olasılıkla düşük çakıl oranına sahip kumlu siltli birim. Bu birimin su içeriği yüksek (öz direnç değişimlerinden saptandı) ve viskoelastik özellikli.



#### 4. Katman (Zemin 4)

S hızı = ortalama 500-550 m/sn, yoğunluk 2.08 gr/cm<sup>3</sup>, kalınlık 40 m-50 m. arası

Andezit çakıllarından oluşmuş ve alterasyona uğramış birim ve su içeriği yüksek. Bu birimin jeotermal su içermesi ve alterasyona uğrama olasılığı yüksektir.

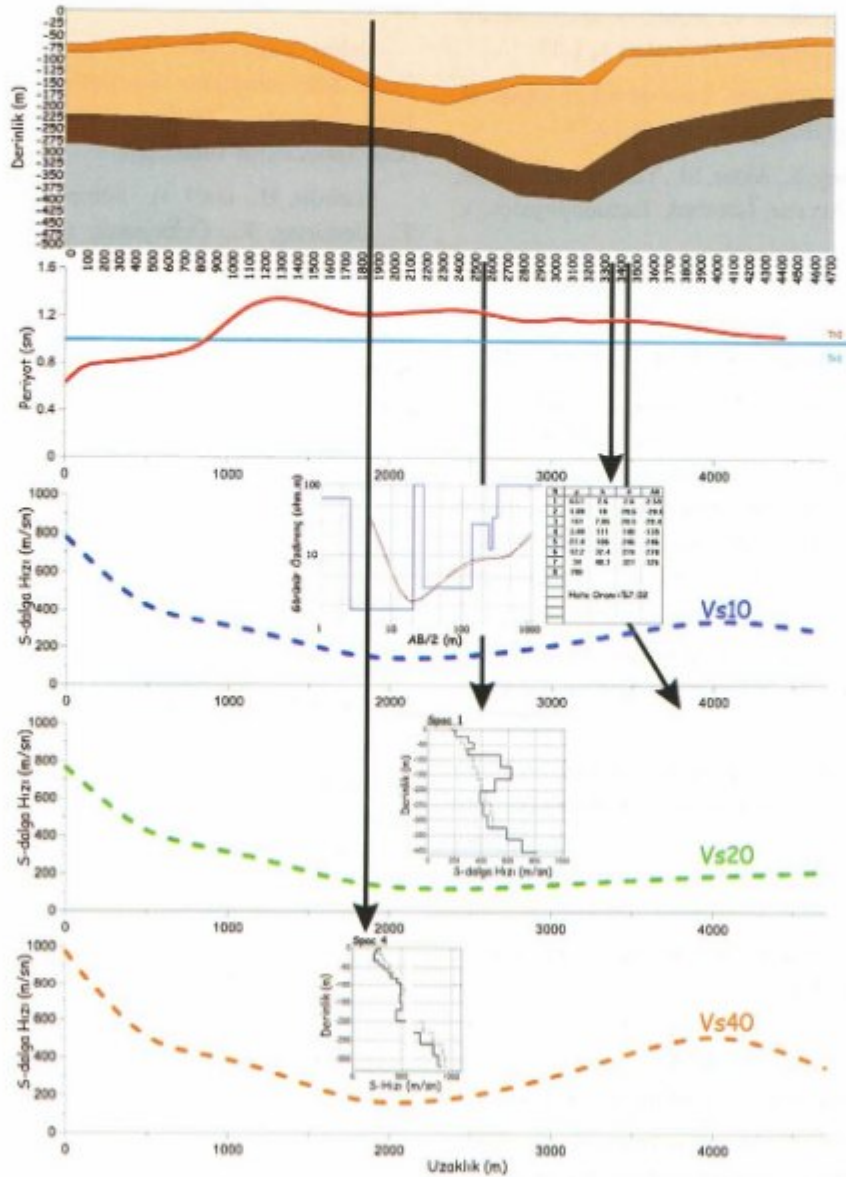
#### 5. Mühendislik Ana Kayası

S-hızı > 800 m/sn, yoğunluk 3.1 gr/cm<sup>3</sup>, yüzeyden derinlik 300-400 m.

Bu birim olasılıkla kuvarslı şist içeren Bornova Filişinden oluşmaktadır. Ayrıca jeotermal kaynaklı suları içirme olasılığında bulunmaktadır. Kuvars

içermesi nedeni ile deformasyon özelliği olarak plastik yapıda olma olasılığı vardır.

Sonuç olarak, depreme dayanıklı yapı tasarımında uygun jeofizik yöntemler kullanılarak zemin-mühendislik ana kayası ilişkisinin jeolojik yapılara uygun kurulması ve S-dalga hızı değerlerinin yerinde çalışmalarla elde edilmesi gerekmektedir. Elde edilen S-dalga hızları ve kuyu içi bilgiler doğrultusunda birimlere ait yoğunluk değerlerine ulaşılması sonucunda mikrogravite verilerinden zemine ait taban topoğrafyasının (zemin-anakaya arası ilişki) elde edilmesi, depreme dayanıklı yapı tasarımı ve yeni şehirleşme alanlarının planlanmasında oldukça önemlidir.



Şekil 16. Zemin ve mühendislik ana kayası arasındaki ilişkilerin Jeofiziksel cevapları (GravA-GravB profil doğrultusu boyunca 10, 20 ve 40 m seviyeler için S-Hızı değişimleri, SPAC S-Hızı-Derinlik değişimleri, DES sonuçları).

## TEŞEKKÜR

Bu çalışma TÜBİTAK 106G159 numaralı proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. Jeofizik Dergisinin yayın hayatına devam etmesinde emeği olan Sayın Doç. Dr. Ali AYDIN'a ve Prof. Dr. Hakan KARSLI'ya, arazi çalışmalarındaki katkılarından dolayı da Onur ILGAR'a teşekkür ederiz.

## KAYNAKLAR

- Ansal, A., 2004, Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation (Geotechnical, Geological, and Earthquake Engineering), Springer Kluwer Academic Publishers, p.139.
- Bozkurt, A. ve Kurtuluş, C., 2009, Alikahya bölgesinde birleştirilmiş jeolojik, jeofizik ve jeoteknik araştırmalarla zemin incelemesi, Uygulamalı Yerbilimleri 1, 1-17.
- Crice, D., 2005, MASW, the wave of future editorial. Journal of Engineering Geophysics, 10 (2) 77-79.
- Ergin, M., Özalaybey, S., Aktar, M., Yalçın, M.N., 2004, Site Amplification at Avcılar, İstanbul, Tectonophysics, V. 391, Pp: 335-346
- Herak, M., 2008, Model HVSAR-A Matlab® tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise, Computer and Geosciences, V.34, Pp:1514-1526.
- Issawy, E.A., Othman, A.A., Mrlina, J., Saad, A.M., Radwan, A.H., Elhafeez, T.A., Emam, M.S. 2010, Engineering and geophysical approach for construction site selection at AL-AMAL area, southeast of Cairo, Egypt. CZECH Association of Geophysicists EGRSE Journal [http://www.caag.cz/egrse/2010-2/04-10\\_2-Issawy\\_et\\_al.pdf](http://www.caag.cz/egrse/2010-2/04-10_2-Issawy_et_al.pdf).
- Keçeli, A. D., 1990, The determination of the Bearing Capacity by means of the seismic method.(in Turkish). Jeofizik 4, 83-92.
- Keçeli, A., 2000, Sismik Yöntemle Kabul edilebilir veya Emniyetli Taşıma Kapasitesi Saptanması, "The Determination of the Presumptive or Safe Bearing Capacity by means of the Seismic Method", Jeofizik Dergisi, 14, 1-2, Ankara.
- Keçeli, A. 2010, Sismik yöntem ile zemin taşıma kapasitesi ve oturmasının saptanması, Jeofizik Bülteni Sayı: 63.
- Keçeli, A. 2012, Soil parameters which can be determined with seismic velocities, Jeofizik, 16, 17-
- Koichi, H., Tsohifumi, M., Hatekeyama, H. 2005, Joint analysis of a surface wave method and micro gravity survey, Journal of Environ. Eng. Geophys. 10, 2, 175-184.
- Kramer, S., L., Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall PTR, 1996 (ISBN:0133749436,9780133749434)
- Kubotera, A. and Otsuka, M. 1970, Nature of nonvolcanic microtremor observed on the Aso- Caldera, J. Phys. Earth. 18, 115-124.
- Nakamura, Y. 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quarterly report of the Railway Technical Research Institute 30(1),25-33.
- Nath, S. K. 2007, Seismic Microzonation Framework – Principles and Applications, at the Microzonation Workshop at Indian Institute of Science, Bangalore during June 26-27, 2007. Published in the Proceedings volume, pp. 07 – 35.
- Nehrp Site Class (Vs(30m)) Amplification Factors From Site Response Simulations, Pacific Engineering and Analysis, 2005 <http://www.pacificengineering.org/AMP1and2/AMP1and2.pdf>
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., Ersoy, Y.E., Koçer, T., Demirtaş, R., Özkaymak, Ç. 2008, Evidence for a kinematically linked E-W trending İzmir Fault and NE-trending Seferihisar Fault: Kinematic and paleoseismological studies carried out on active faults forming the İzmir Bay, Western Anatolia (in Turkish). Geological Bulletin of Turkey, 51, (2) Ankara.
- Teves-Costa, P., L. Matias, L., Bard P. Y. 1996, Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, London, AGU, 15(3): 201-209.
- Uzel B, Sözbilir H and Özkaymak Ç. 2012, Neotectonic Evolution of an Actively Growing Superimposed Basin in Western Anatolia: The Inner Bay of İzmir, Turkey Turkish Journal of Earth Sciences. 21: 439-471.
- Xu, C. and Butt, S.,D. 2006, Evaluation of MASW techniques to image steeply dipping cavities in laterally inhomogeneous terrain. Journal of Applied Geophysics., 59, 2, Pp:106-116.



## AIM AND SCOPE

### THE TURKISH JOURNAL OF GEOPHYSICS

is a publication of the Chamber of Geophysical Engineers of Türkiye. It was originally established in 1987 and had been published to 2001. The Journal of Turkish Geophysics is an international English-language and Turkish journal for the publication of significant original recent research in a wide spectrum of topics in the geophysics sciences, such as applied geophysics, seismology, earthphysics, arkeogeophysics, environmental geophysics.

The journal publishes the quality papers and comprehensive review papers on hot topics of current interest, with high quality illustrations. Submitted papers should have regional implications and attract international interest as the journal aims to provide a large for geophysics disciplinary papers that would be of interest to geophysicist.

To original and review articles, we are also interested in publishing discussions of papers that have already appeared in recent issues of the journal. The journal also publishes thematic sets of papers on topical aspects of geophysics or special issues of selected papers from conferences. Short articles (6 printed pages maximum) for rapid publication reporting a significant advance in the geophysics sciences with regional impact are welcome.

The Turkish Journal of Geophysics is published every six months (January and May). There are no page charges for papers published in the journal.

**Copyright©1987** JFMO (the Chamber of Geophysical Engineers of Türkiye), Milli Müdafaa Caddesi, No:10/7 06650 Kızılay, Ankara, Turkey. It is condition of publication that manuscripts submitted to this journal have not been published and will not be simultaneously submitted or published elsewhere. By submitting a manuscript, the authors agree that the copyright for their article is transferred to the Publisher if and when an article is accepted for publication. All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form by any means, electronic, electrostatic, magnetic tape, mechanical, photocopying, recording, E-mail or otherwise, without permission in writing from JFMO.

Single photocopies of articles may be made for personal use as allowed by national copyright laws. Permission of the publisher and payment of fee are required for all other photocopying, including multiple or systematic copying for advertising or

promotional purposes, resale, and all forms of document delivery.

### INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

The Turkish Journal of Geophysics (Jeofizik) is a publication of JFMO (the Chamber of Geophysical Engineers of Türkiye), published since 1987.

#### Submission of Manuscripts

Manuscripts for publication should be submitted through our online system: <http://www.jeofizikdergisi.org> or send to [makale@jeofizik.org.tr](mailto:makale@jeofizik.org.tr) E-mail addresses. Papers should be original and comprise previously unpublished research or interpretations or syntheses of the two. Submission implies that the manuscript is not currently under consideration for publication elsewhere.

Authors are invited to nominate up to five possible referees (with their affiliations, e-mail addresses and fax numbers, if possible) in the Comments To Editor box during the submission process. Please note that those nominees might not be chosen.

#### Preparation of Manuscripts

Papers of any length are considered, provided that the length is justified. Manuscripts (abstract, text, acknowledgements, references, appendices and figure captions) should be typed on one side of the paper with wide margins (All margins should be 2.5 cm), and double-spaced throughout, and with all pages numbered. Pages of captions for figures and tables should be paginated separately. The various levels of headings used should be clearly differentiated. Major headings should be placed flush left, in bold-face type, with significant words capitalized. Secondary headings should be placed flush left, in bold-face type, with initial letters of significant words capitalized. Third-level headings are similar to the second-level headings, except that they are indented italicized. Margins should not be justified. Manuscripts must be in English or Turkish, but an extended abstract or abstract in Turkish or English, headed by a Turkish translation of the title, is also required. If the authors are residents of a non-Turkish speaking country, they may include an extended abstract in English. Translation into Turkish will be done by the Journal. Either British or American spelling is acceptable. It is recommended that authors whose native language is not English seek help from a colleague whose mother tongue is English.



**Manuscripts should generally be structured as follows:**

- 1- Title (Turkish and English)
- 2- Names of the authors and their affiliations, with the e-mail address of the corresponding author (full forenames)
- 3- Abstract (Turkish)
- 4- Abstract (English)
- 5- Key words (Turkish)
- 6- Key words (English)
- 7- Introduction
- 8- Methods, Material Studied and Descriptions
- 9- Results
- 10- Discussion and/or Conclusions
- 11- Acknowledgements
- 12- References
- 13- Appendices
- 14- Tables
- 15- Figures and captions

**Cover Page**

A cover page, separate from the main manuscript, must include the following:

- Full title
- Names of authors (full forenames should be given)
- Full postal and e-mail addresses of authors (the corresponding author should be indicated). A fax number for the corresponding author should also be given.
- Abbreviated title (less than 35 characters) for use as a "running head" at the top of the page

**ABSTRACT**

An informative "Abstract", not exceeding 300 words, should be a concise summary of the paper stating the methods used, the main results and conclusions. It should not contain citations. The manuscript should continue with an extended abstract in Turkish, headed by a Turkish translation of the title.

**Key Words**

Authors should provide 6-8 key words to assist the reader and allow cross-indexing of the paper. Plural

forms and upper-case letters should be avoided. Key words should be written in lower-case letters and be separated by commas.

**REFERENCES**

Please study this section thoroughly before preparing the final draft of your manuscript and keep in mind that correct and complete referencing is evidence of careful manuscript preparation. References should be inserted in parentheses in full. For single or dual author papers, refer to authors' names (without initials unless there are two or more references to authors with the same surname and year are cited in the manuscript) and year of publication (Kadirov 2010). For publications written by more than two authors, the name of the first author should be used, followed by "et al." (Gülünay 2001a, 2001b). Please note that no commas are to be used between name and date. Lists of references in citations should be arranged chronologically, from the earliest to the most recent, separated by semi-colons (Brett et al. 1947a, b; Rice 1958; Ercan 1991; Pınar ve Akçığ 1992; Ergun et al. 2001; Karslı 2001). Specific pages or illustrations should be cited by the author's name and year, followed by page numbers and figure numbers (if necessary) (Dondurur 2010, p. 1234, fig. 1). All references cited in the text must be listed at the end of the paper. The manuscript should be carefully checked to ensure that the spellings of authors' names and publication years are exactly the same in the text as in the reference list. References should be listed in alphabetical order. In this list, names of all authors and journal names should be given in full.

**Examples**

Klein, J.D., Biegler, T. and Horne, M.D. 1984, Mineral interfacial processes in the method of induced polarization, *Geophysics* 49, 1105-1114.

Klein, J.D. and Shuey, R.T. 1978a, Non linear impedance of mineral-electrolyte interface. Part I: Pyrite, *Geophysics* 43, 1222-1234.

Klein, J.D. and Shuey, R.T. 1978b, Non linear impedance of mineral-electrolyte interfaces. Part II: Galena, Chalcopyrite and Graphite, *Geophysics* 43, 1235-1249.

Bayrak, Y., Yılmaztürk, A. and Öztürk, S. 2002, Lateral variations of the modal (a/b) values for the different regions of the world, *Jour. of Geodynamics* 34, 653-666.



Pınar, Ö.R. and Akçığ Z. 1995, Jeofizikte Sinyal Kuramı ve Dönüşümler, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ö. Kenar, (ed). Ankara.

MacDonald, D.D. 1977, Transient Techniques in Electrochemistry, Plenum Press, New York.

Sluyters-Rehbach, M. and Sluyters, J.H. 1970, Sine wave methods in the study of electrode processes in Electroanalytical Chemistry 4, J.A. Bard, (Ed.). Marcel Dekker, New York.

Smith, D.E. 1966, AC polarography and related techniques, in Electroanalytical Chemistry 1. J.A. Bard, (ed.). Marcel Dekker, New York.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Acknowledgements must be brief and confined to persons and organizations who have made significant contributions. Use full names without titles and ranks.

## Figures

Figures will preferably be either single column or double column width when printed. The final printed page size is 21.5 cm deep by 17.0 cm wide; single column width is 81 mm. Please design your diagrams with the above dimensions in mind. For hand-drawn diagrams, lettering must be drafted sharply and neatly. The same type of lettering should be used throughout.

Illustrations should have metric-scale bars rather than magnification factors. All maps should have north, and latitude and longitude indicated. Patterns should be explained within the figure, not in the figure caption. Detailed maps or other diagrams (logs, etc.), which may require a whole page, are welcome. Foldouts (up to A3 size) can only be accepted in exceptional cases. This is possible only if justified and accepted by the reviewers and the editor. Authors wishing to have foldout illustrations should have a separate statement explaining its necessity. Landscape figures should have no lettering upside down on the final printed page. Color figures can be accepted provided that the author is prepared to pay the extra production costs.

Any computer-generated line illustrations should be in EPS format. Figures should be submitted at the final publication size. Do not use flat and fine shading, or tones. Shading should be distinct. Photographs must be black and white and sharp, and exhibit good contrast.

All illustrations must be numbered in the order in which they are discussed and referred to in the text

as **Figure 1** or **Figures 1 and 2** (if more than one figure is referred to). Each figure must have a caption that is intelligible without reference to the text and should be given both languages below the figures. Figure captions should be provided separately from the figures at the end of the manuscript and double-spaced. They should begin "**Figure 1**" etc. Composite figures should be mounted together and the parts labeled **a)**, **b)**, **c)**, etc.

## Tables

A table should not exceed the printed area of the page. Foldouts cannot be accepted. Each table must have a caption that is intelligible without reference to the text. Table captions should be provided on separate sheets at the end of the manuscript and double-spaced. They should begin "**Table 1**" etc. All tables must be numbered in the order in which they are mentioned in the text. Tables should be referred to as **Table 1** or **Tables 1 and 2** (if more than one table is referred to). All non-standard abbreviations must be identified in footnotes, for example, abbreviations for minerals and rock types.

## Page Proofs

One set of page proofs will be sent to the corresponding author to be checked for typesetting/editing errors. The author is not expected to make changes or corrections that constitute departures from the article that was accepted by the editor. If this occurs, authors must be prepared to meet the production costs. Proofs should be returned to be Editor in Chief within 4 days of receipt.

## Offprints

Twenty-five offprints of papers published in the Journal will be provided free of charge to the corresponding author. An offprint order form will be sent with the proofs.

## Copyright

Upon acceptance of an article by the Journal, the authors will be asked to transfer the copyright of the article to JFMO. This transfer will ensure the widest possible dissemination of information. The authors are responsible for obtaining permission to use any copyrighted material.

## Discussions

Discussions of papers that have already appeared in The Turkish Journal of Geophysics (Jeofizik) are welcome. They should follow the style of articles and must be no longer than four printed pages of the Journal.



## YAYIM KOŞULLARI

**JEOFİZİK** Dergisi uluslar arası dil olan İngilizce ve Türkçe olarak uygulamalı jeofizik, sismoloji, yer fiziği, arkeojeofizik, çevre jeofiziği gibi jeofizik bilim dalında geniş bir alanda orijinal olarak güncel çalışmaların yayınlandığı uluslar arası bir dergidir. Dergi kaliteli kuşe kâğıda, son teknolojinin kullanıldığı ve yüksek çözünürlükle basılır ve elektronik ortamda da yayınlanır. Dergide yayınlanan makaleler bölgesel ve uluslar arası ilgiyi içeren ve jeofizik mesleğine yönelik çalışmaları, yine jeofizik ve yerbilimleri çalışanlarına ileten bir yayın organıdır.

Orijinal ve incelemenden geçen makaleler, basım için kabul edilen makaleler kısmında elektronik ortamda okur ve araştırmacıların erişimine sunulur. Ayrıca sempozyum, çalıştay, konferans gibi etkinlikler, belirli bir konudaki çalıştaylar için özel sayı çıkarılır. Kısa makaleler (en fazla 5 sayfa) bölgesel ve güncel jeofizik konularını kapsamaları ve ilgi çekmeleri halinde hızlı basıma kabul edilecektir. Jeofizik Dergisi her altı ayda (Ocak ve Mayıs) bir basılır.

**Copyright©1987** JFMO (Türkiye Jeofizik Mühendisleri Odası), Milli Müdafaa Caddesi, No:10/7 06650 Kızılay, Ankara, Türkiye yayını olup, makale yayın sürecinde bazı yayın kurallarına uyulması gerekir. Bunlar; dergiye herhangi bir yerde yayınlanmayan makale gönderilmiş ise bu süreçte başka bir yere yayın için gönderilemez, makale yayın için başvurulmasıyla yazar/lar copyright şartlarını kabul ederler ve yayına kabul edildikten sonra tüm hakları saklı kalmak kaydı ile dergi, makale yayın hakkını kullanır. Dergide yayınlanan makalenin hiç bir parçası yeniden üretilmez, herhangi bir sisteme transfer edilemez, elektronik, elektrostatik, manyetik teyp, mekaniksel, fotokopi veya başka yollarla JFMO'dan yazılı izin alınmazdan çoğaltılamaz ve dağıtılamaz, uluslar arası Copyright kanunlarına göre makalenin bir fotokopisi kişisel kullanım için alınabilir, yayıncı izni alındıktan ve ücreti ödendikten sonra fotokopi çoğaltması, çoklu veya sistematik olarak reklam veya promosyon amaçlı çoğaltılması ve tüm doküman tipleri gerçekleştirilebilir.

JEOFİZİK dergisinde yayımlanacak yazıların aşağıda belirtilen koşullara uygun olarak hazırlanması gerekmektedir. Biçim olarak yayım koşullarına uymayan yazılar incelemeye alınmayacaktır. Yayına kabul edilen yazıların çıktıları alınarak her sayfası imzalı olarak yayın editörüne postalanmalıdır. Makale özet, abstract,

ana yazı, kaynaklar, şekil ve çizelge yazıları ayrı bölümler halinde yazılmalıdır. JEOFİZİK dergisinde yayımlanmak üzere gönderilmiş makalelerle ilgili bütün yazışmalar TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası ve dergi editörü ile yapılır. Başka yayın organlarında yayımlanmış veya yayım için gönderilmiş makaleler dergide yayınlanmayacaktır. Yazar/lar, makalenin Yayın Kurulu'na ilk gönderilişinde bir sunuş mektubu ile yazının başka bir yerde yayımlanmadığını ve bundan sonrada yayım için sunulmayacağını belirtmelidir.

### YAZIM KURALLARI

Jeofizik Dergisi; Türkiye Jeofizik Mühendisleri Odasının bir yayınıdır ve 1987 yılından beri aralıklı olarak yayınlanmaktadır.

### Makale Başvurusu

Dergi yayın ve kabul sayfası olan <http://www.jeofizikdergisi.org> sayfası kullanılarak elektronik ortamdan makale ve ekleri girilebilir veya [makale@jeofizik.org.tr](mailto:makale@jeofizik.org.tr) adresine gönderilebilir. Makalelerin orijinal ve bir bütünlük içinde daha önce hiç bir yerde yayınlanmamış olması gerekir. Yazar/lar -mümkün ise- makale konusuyla ilgili en az beş hakem önerisinde bulunabilirler, önerilen hakemlere ait E-mail, faks, adres bilgileri çalışmayla birlikte editöre sunum mektubunda yer alabilir. Konu editörleri bu hakemleri isterse, makale incelemesi için seçerler.

### Makalenin Hazırlanması

Makale uzunluğu kabul edilebilir ölçülerde "özet, abstract, metin, teşekkür, referans, ekler, tablo ve figür" kısımlarından oluşmalıdır. Sayfalarda metin her iki kenara dayalı ve sağ, sol, alt, üst boşluklar 2.5 cm olmalı, her satırı çift aralıkla verilen makalenin tümünde sayfalar sürekli artan şeklinde numaralandırılmalı, ayrıca her sayfaya numara verilmelidir. Her bir figür ve çizelge ayrı sayfalarda verilmelidir. Makale içindeki bölüm başlıkları açık bir şekilde verilmelidir. Büyük başlıklar büyük harflerle, koyu karakterle ve metinle aynı seviyede verilmelidir. İkinci başlıklar aynı karakterde olmalı fakat kelimelerin ilk harfleri büyük koyu karakterde girilmelidir. Üçüncü alt başlıklar ise ikinci başlık normunda ve normal metin karakterinde olup, italik formda verilmelidir. Makale Türkçe veya İngilizce olarak yazılmalıdır, fakat makale başlığı, geniş özet veya özet ayrıca Türkçe veya İngilizce verilmelidir. Eğer yazar Türkçe bilmiyor ise Türkçe özeti dergi



tarafından yapılacaktır. İngilizce metinler Amerikan veya İngiliz İngilizcesinin her ikisiyle de yazılabilir. Yazılar elektronik ortamda Microsoft Word yazılımı kullanılarak Times New Roman 10 punto olmak üzere, iki aralıklı ve sürekli artan satır numarası ve sayfa numarası ile verilmeli, sayfaların üst, alt, sol ve sağ yanlarında boşluklar bırakılmalıdır. Şekiller, çizelgeler ve bunlara ait yazılar yazı içerisine konulmamalı, yerleştirme ve yazılımı açısından güçlük çıkarttığı için gerekmedikçe dipnotlardan kaçınılmalıdır.

### **Makale bölümleri**

Makale bölümleri aşağıdaki sıra ile verilir;

- 1- Başlık
- 2- Tam yazar isimleri, işyeri ve mail adresleri, sorumlu yazar
- 3- Özet
- 4- Abstract
- 5- Anahtar Kelimeler
- 6- Key words
- 7- Giriş
- 8- Metotlar, Çalışma alanı, Çalışılan materyaller ve tanımlamalar
- 9- Sonuçlar
- 10- Tartışmalar ve/veya Sonuçlar
- 11- Teşekkür
- 12- Kaynaklar
- 13- Ekler
- 14- Tablolar
- 15- Figürler

### **Ön sayfa**

Ön sayfa makaleden ayrılmalı ve aşağıdaki bölümlere dikkat edilmeli;

- Tam Başlık önce Türkçe sonra İngilizce verilmelidir.
- Yazar adları kısaltma kullanılmadan tam verilmelidir.
- Tam posta ve e-mail adresleri (sorumlu yazar belirtilerek), sorumlu yazarın faks numarası verilmelidir.
- Kısa başlık (en fazla 40 karakter) olmalıdır.

### **Özet**

350 kelimeyi aşmayacak makale özeti; kullanılan yöntemler, ana sonuçlar ve tartışmaları atıf

yapmazdan yazılmalıdır. Makale daha sonra İngilizce geniş veya normal abstract şeklinde verilmelidir.

### **Anahtar Sözlükler ve Key Words**

Özet ve Abstract'tan sonra yazar/lar 6-8 arası anahtar sözcük ve Key Words vermeli, sözcükler büyük harfle ve aralarında virgül kullanılarak verilmelidir.

### **GİRİŞ**

Özet ve Abstract'tan sonra iki satır boşluk bırakılarak, giriş başlığı adı altında çalışmanın amacı ve çalışma ile ilgili literatüre bilgi verilmelidir.

### **MATERYAL METOT**

Çalışmada kullanılan materyal ve uygulanan metot anlatılmalıdır.

### **TARTIŞMA VE/VEYA SONUÇLAR**

Çalışmanın niteliğine göre, elde edilen sonuçlar Tartışma kısmında verilebileceği gibi, Sonuçlar başlığı altında da verilebilir.

### **KATKI BELİRTME**

Gerekirse kaynaklardan önce katkı belirtme ve teşekkür kısmı verilebilir, Çalışmayı destekleyen kuruluşlar, proje adı ve numarası, vb. Katkıda bulunanların isimleri unvan kullanılmadan verilmelidir.

### **KAYNAKLAR**

Yazar bu bölümü, makaleye son hali verildikten sonra yeniden çok dikkatli bir şekilde çalışmalı ve bu bölümde metin içinde atıfta bulunduğu tüm çalışmaları alfabetik sırayla verilmelidir. Metin içinde atıflar parantez içinde virgül kullanılmadan (Yazar soyadı yıl) şeklinde verilmelidir, örneğin (Kadirov 2010). Aynı yazarın, aynı yılda birden fazla yazısının kaynak olarak gösterilmesi durumunda a, b, c şeklinde bir sıralama yıl sonuna eklenmelidir. Yazı içerisinde bir yazarın birden fazla yazısını belirtmek için yıllar virgülle ayrılarak verilmelidir. Örneğin (Gülünay 2001a, 2001b). Birden çok yazarı atıf etmek için yayınların basım yılları dikkate alınmalı ve ilk çıkandan başlayarak sıralanmalı, aralarında noktalı virgül kullanılmalıdır (Brett et al. 1947a, b; Rice 1958; Ercan 1991; Pınar ve Akçığ



1992; Ergun et al. 2001; Karslı 2001). Özel sayfa, çizelge ve/veya figür atıf edilecek ise (Dondurur 2010, p. 1234, fig. 1) şeklinde verilir. (Kaynaklar listesinde alt alta düşen aynı yazar adı için çizgi kullanılmamalıdır. Birden fazla yazar olduğunda makale Türkçe ise "ve", İngilizce ise "and" sözcüğü kullanılmalıdır. Referans edilen çalışmanın yazar isimlerinin ve yılının doğru girildiği, metinde atıf edilen yazar isimlerinin kaynaklar kısmında girilenle aynı olduğu kontrol edilmelidir.

**Makalelerin kaynak verilmesinde**, yazar soyadı, adın ilk harfi, yıl, makale adı, yayınlandığı dergi, cilt no. sayfa notları sırasına uyulmalıdır. Aşağıdaki örneklerin incelenmesiyle anlatılmaya çalışılan kalıplar açıklıkla görülebilir:

Klein, J.D., Biegler, T. and Horne, M.D. 1984, Mineral interfacial processes in the method of induced polarization, *Geophysics* 49, 1105-1114.

Klein, J.D. and Shuey, R.T. 1978a, Non linear impedance of mineral-electrolyte interface. Part I: Pyrite, *Geophysics* 43, 1222-1234.

Klein, J.D. and Shuey, R.T. 1978b, Non linear impedance of mineral-electrolyte interfaces. Part II: Galena, Chalcopyrite and Graphite, *Geophysics* 43, 1235-1249.

Bayrak, Y., Yılmaztürk, A. and Öztürk, S. 2002, Lateral variations of the modal (a/b) values for the different regions of the world, *Jour. of Geodynamics* 34, 653-666.

**Kitapların kaynak verilmesinde**, yazar soyadı, adın ilk harfi, yıl, kitabın adı, yayıncı sırasına uyulmalıdır. Sayfa sayısı ise belirtilmemelidir. Kitap adının yazılımında kelimelerin ilk harfleri büyük harf olmalıdır. Tez, rapor ve benzeri yazılar için de aynı kural geçerlidir.

Pınar, Ö.R. and Akçığ Z. 1995, Jeofizikte Sinyal Kuramı ve Dönüşümler, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ö. Kenar, (ed). Ankara.

MacDonald, D.D. 1977, *Transient Techniques in Electrochemistry*, Plenum Press, New York.

Kitap içerisinde yayınlanan makalelerin kaynak gösterilmesi aşağıdaki biçimde olmalıdır.

Sluyters-Rehbach, M. and Sluyters, J.H. 1970, Sine wave methods in the study of electrode processes

in *Electroanalytical Chemistry* 4, J.A. Bard, (Ed.). Marcel Dekker, New York.

Smith, D.E. 1966, AC polarography and related techniques, in *Electroanalytical Chemistry* 1. J.A. Bard, (ed.). Marcel Dekker, New York.

Dergi, kuruluş ve yayıncı adlarında kısaltma yapılmamalıdır.

## Şekiller

Şekiller tek veya çift sütuna sığacak şekilde hazırlanmalı, tam sayfa olması durumunda genişlikler 21.5 cmx17.0 cm olmalı, tek sütundaki genişlik 81 cm olmalı. Şekil içindeki yazılar şeklin küçültülmesi durumu dikkate alınarak yeterli büyüklükte seçilmelidir. El çizimlerinin oldukça net ve düzgün çizilmesi gerekir. Aynı sitil yazı karakterinin kullanıldığı şekiller metrik ölçeklerle sunulmalıdır. Kullanılan tüm haritalarda kuzey yön bilgisi, enlem ve boylamlar gösterilmelidir. Şekil içinde verilen tanımlar ve görünüm şekilleri birlikte açıklanmalı, metin içinde tanımlanmamalıdır. Detay haritalar, jeolojik kesit stratigrafi, kuyu log kayıtları v.b. için tam sayfa kullanımı mümkündür. Daha büyük ölçekli haritalar çok gerekli (Editöre ve hakemin ortak karar alması gerekir) olmadıkça kabul edilmeyecektir. Renkli şekil basımlarında doğacak ücret farkı yazar/lardan karşılanacaktır. Bilgisayar ortamında hazırlanan şekiller EPS formatında olmalı ve şekil büyüklükleri son basım halinde sunulmalıdır. Gölge ve geçiş zonlarının kullanılacağı şekillerden kaçınılmalıdır. Fotoğraflar siyah-beyaz ve/veya çok iyi çekim kalitesinde olmalıdır. Tüm şekil ve fotoğraflar bir sıra içinde verilmeli ve metin içinde açıklanmalı, iki şekil için açıklama yazılacak ise **Şekil 1 ve 2 (Figure 1 and 2)** şeklinde yer verilmelidir. Şekil listesi ayrıca verilmeli, her bir şekile ait şekil alt yazısı makale yazım dili üstte olmak üzere Türkçe ve İngilizce olarak yazılmalıdır. Şekil listesi makale metninden sonra iki aralıkla verilmelidir. Şekil yazıları **Şekil 1** ve **Figure 1** şeklinde verilmelidir. Bileşik şekiller bir şekil içinde verildiğinde **a),b),c)**, vb. şekilde verilmelidir.

## Çizelgeler

Çizelgeler yazım alanı içinde kalmalı, metin içinde açıklanmalı ve çizelge listesi makale metninden sonra ayrıca verilmeli, her bir çizelgeye ait çizelge alt yazısı makale yazım dili üstte olmak üzere Türkçe ve İngilizce olarak yazılmalıdır.



Çizelge listesi makale metninden sonra iki aralıkla verilmelidir. Çizelge yazıları **Çizelge 1** ve **Table 1** şeklinde verilmelidir. Çizelgelerde gerekmedikçe yatay çizgi dışında çizgi kullanılmamalıdır. Tüm çizelgeler bir sıra içinde verilmeli ve metin içinde açıklanmalı, iki çizelge için açıklama yazılacak ise **Çizelge 1 ve 2 (Table 1 and 2)** şeklinde yer verilmelidir. Tüm kısaltma ve simgeler çizelge ile birlikte dipnot olarak verilmelidir.

### **SON YAYIN KABUL SÜRECİ**

Makale hakem incelemesinden sonra yayına kabul edildikten sonra, sorumlu yazara editör tarafından gönderilir, temel boyutta olmamak kaydıyla yapılacak düzeltme var ise yapılması istenir, yok ise sorumlu yazar son halinde makalenin tüm sayfaları imzalı bir şekilde dergi editörüne ve Jeofizik Mühendisleri Odası dergi yayın birimine posta yoluyla gönderir. Kapsamlı düzeltme ve değişiklikler tekrar hakem incelemesine sunulur. Basım masrafları var ise makale basıma gitmeden sorumlu yazar tarafından ödenir.

### **Örnek Makale Kopyası**

Makalenin örnek kopyası son yayın aşamasından sonra sorumlu yazarın dolduracağı form ile talep edilir. 25 adet makale kopyası, sorumlu yazara talep sonrası gönderilir.

### **Copyright**

Dergi tarafından kabul edilen makalenin yayın aşamasında sorumlu yazardan Copyright hakkını dergiye bir formla iletmesi istenir.

### **Tartışma**

Tartışma makalesine de Jeofizik Dergisi'nde yer verilir. Tartışma makalelerinin yayın aşaması normal makale süreciyle aynı olup, en fazla beş dergi sayfası ile sınırlıdır.









# TÜRKİYE ULUSLARARASI JEOFİZİK KONGRE VE SERGİSİ

THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL  
CONGRESS & EXHIBITION OF TURKEY



25 - 27 Kasım / November 2013  
Rixos Lares Hotel, Antalya

[www.igcturkey.com](http://www.igcturkey.com)