

JEOFİZİK

CİLT 5, SAYI 2 / EYLÜL 1991

VOL. 5, NO. 2 / SEPTEMBER 1991

Aşağıya ve Yukarı Giden Dalga Alanlarının Median
Süzgeçleri ile Birbirinden Ayrılması
Aybige AKINCI ve A. Güngör TAKTAK

Tahran'da Jeoelektromanyetik Derinlik Sondajı
D. Metin İLKİŞİK ve Asemaneh REZABAKHSH

Manyetik Verilerin Hızlı ve Otomatik Yorumunda
Werner Tekniği ve Yatay Türevleri
İbrahim AYDIN

Marmara Denizi Gravite ve Manyetik Verilerinin
Fourier Analizleriyle Değerlendirilmesi
Fatih M. ADATEPE

Batı Anadolu Deprem Riskinin Semi-Markov Model
ile Değerlendirilmesi
Yıldız ALTINOK

Separation of Up and Downgoing Wavefields by
Median Filtering
Aybige AKINCI and A. Güngör TAKTAK

Geoelectromagnetic Depth Sounding at Tehran
O. Metin İLKİŞİK and Asemaneh REZABAKHSH

Horizontal Derivatives and Werner Technique in
Fast and Automatic Interpretation of Magnetic Data
İbrahim AYDIN

Interpretation of Gravity and Magnetic Data of the
Marmara Sea Using Fourier Transforms
Fatih M. ADATEPE

Evaluation of Earthquake Risk in West Anatolia by
Semi-Markov Model
Yıldız ALTINOK



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE

Vakıfaltın alın. Kredi kartınızla ödeyin.



Geçmişten gelen birikimini geleceğe aktaran VakıfBank, müşterilerinin ihtiyaçlarına karşı son derece duyarlı... Bunun en güzel örneklerinden biri de VakıfBank altınları ve VakıfBank kredi kartları.

VakıfBank, yakınlarınıza vereceğiniz değerli bir hediye için veya yatırım amacıyla yararlanabileceğiniz Mimar Sinan, Maşallah, Vakıf ve GAP altınlarını sunuyor. Üstelik VakıfBank kredi kartı sahipleri bu dört çeşit altını nakit ödmeden kredi kartları ile alabiliyorlar.

VakıfBank kredi kartı sahibi olmanın avantajları bununla kalmıyor. VakıfBank tarafından sunulan MasterCard/EuroCard ve VISA kredi kartları ile Türkiye'de ve dünyada kolay yaşıyor. Bu kredi kartları ile 10 milyonu aşkın işletmede imzanız para yerine geçiyor. Nakit gerektiğinde ise yine tüm dünyada 50.000'den fazla banka şubesinden ve 40.000'i aşkın VISA Otomatik Para Çekme Makinesi'nden nakit avans çekebiliyorsunuz.

VakıfBank, size her gün daha da mükemmel bir banka sunmak için çalışıyor. VakıfBank altınları ve kredi kartları da bu konudaki çabamızın bir örneği.

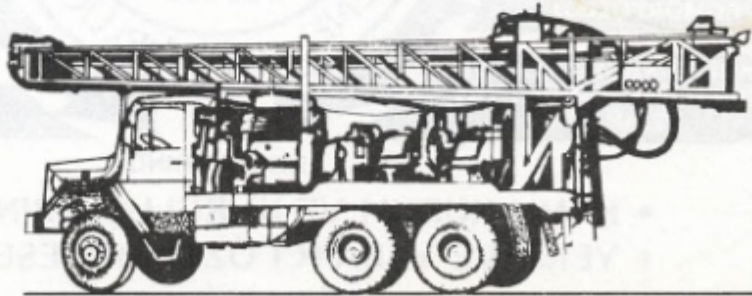
VakıfBank

21. Yüzyıl Bankacılığı



Drilling and Seismic Services

ÇANKAYA CADDESİ NO: 23/2, 06700 ANKARA
Tel: 436 34 63

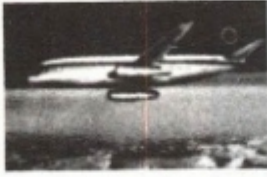


ajans iletim 300503

Madeni hayatınıza katan banka ETİBANK



"Bor Üretir.."



"Alüminyum Üretir.."



"Krom Üretir.."



"Etiğer Üretir.."



"Bakır Üretir.."



"Kükürt Üretir.."

ETİBANK ÜRÜNLERİ

Alümin	Ulsak	Antimon
Alüminyum Hidrat	Boraks	Bokan
Alüminyum Sülfat	Pentahidrat	Zincere
Alüminyum Külçe	Borik Asit	Karğıt
Alüminyum Profil	Sodyum Perborat	Bent
Alüminyum Levha	Krom	Gazlaştırma Perit
Alüminyum Folyo	Fenolren	Erişir İzole
Slater Sakı	Fenolalümin	Erişir Paro
Bakır Perit	Şaht Konsantrasi	Mermer Fosfat
Kokamant	Mançet	Lükas
Tavak	Ona	

Yarım yüzyıldır ülkemizin
madenlerini güneşiğine
çıkarak dünyaya ulaştıran
Etibank, tasarruflarınızı
kârlı yatırımlara dönüştüren,
size daha çok kazandıran
bankadır.



ETİBANK
"güçlü kuruluş, güçlü bankacılık"

MADEN TETKİK VE ARAMA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

JEOLOJİ VE JEOTEKNİK

SONDAJ

HİDROJEOLOJİ

ANALİZ VE TEKNOLOJİ

JEOFİZİK

YÖNTEM GELİŞTİRME

UZAKTAN ALGILAMA

PROJE VE FİZİBİLİTE

JEOTERMAL

TOPOGRAFYA

JEOMORFOLOJİ

PAZAR ETÜDÜ

MADEN ENDÜSTRİYEL VE
ENERJİ HAMMADDE ETÜT
VE ARAMA

MÜŞAVİRLİK

KONULARINDA

- KAMU KURUM VE KURULUŞLARININ
 - YERLİ VE YABANCI ÖZEL MÜTEŞEBBİSLERİN
- HİZMETİNDEDİR

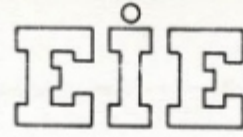
GENEL MÜDÜRLÜK

Tel: (4)-287 34 30

Telex: 42741 - mta tr

Fax: (4) - 287 91 88

Adres: MTA 06520, ANKARA



MÜHENDİSLİK JEOFİZİĞİNDE UZMAN KURULUŞ
ELEKTRİK İŞLERİ ETÜT İDARESİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

BÜYÜK BARAJ PROJELERİNİN BARAJ YERİ, REZERVUARI, SANTRAL YERİ, ÇEVİRME TÜNELİ, ENERJİ TÜNELİ VE BENZERİ TÜM MÜHENDİSLİK YAPILARININ ZEMİN JEOFİZİK ARAŞTIRMALARI...

ÜCRET KARŞILIĞI VEYA ÖZEL PROTOKOLLERLE OTOYOL, DEMİRYOLU, TUNEL GÜZERGAHLARI, FABRİKA, TURİSTİK TESİS, YENİ YERLEŞİM ALANI, ÇOK KATLI BİNA, HAVA LİMANI, TERMİK VE NÜKLEER ENERJİ SANTRALLERİNİN ZEMİN ARAŞTIRMALARINDA YÜKSEK TEKNOLOJİ ÜRÜNÜ JEOFİZİK CİHAZLARLA UZMAN VE DENEYİMLİ MÜHENDİSLİK HİZMETLERİ...

DEPREMSELLİK VE DEPREM RİSKİ ARAŞTIRMALARI...

Cominco  **Madencilik**
Sanayi Anonim Şirketi

A Subsidiary of Cominco Resources Int. Ltd.

MADEN ARAMA ve İŞLETME

FARABI SOKAK 3/3 06680 ÇANKAYA-ANKARA-TURKEY

Tel : 9(4) 168 48 41 + 42

Fax : 9(4) 168 48 43

*Garanti'den
doğaya küçük bir
teşekkür...*

*Garanti Bankası, yurtiçi ve
yurtdışı Visa kredi kartlarından
sağlanan kaynağın bir bölümüyle;
kredi kartı sahiplerine hiçbir külfet
yüklemeden, doğal yaşamın
korunmasına destek oluyor.
Doğal Hayatı Koruma Derneği'nin,
ulusal ve uluslararası kuruluşlarla
işbirliği* içinde gerçekleştirdiği
ülkemize yönelik proje ve*

*etkinliklere katkıda bulunuyor.
Ve bu yaklaşımı yeni Visa kredi
kartının tasarımına da yansıtıyor.
Kart sahiplerine yeni Visa'larını
kısa zamanda ulaştırıyor.
Çocuklarımıza, gençlerimize,
onlardan ödünç aldığımız dünyayı
tertemiz bırakabilmek için:
Garanti'den doğaya küçük bir
teşekkür...*



 **GARANTİ BANKASI**

Doğal Hayatı Koruma Derneği'nin ülkemizde yürüttüğü başlıca projeler: "Menderes Deltası ve Bafa Gölü Koruma Projesi", "Gökçe Deltası Çevresel Kalkınma Projesi", "Kızırmak Deltası Koruma Projesi", "Türk Soğanlı Bitkilerinin Yerli Üretim Projesi", "Kıyı Yönetimi Projesi" ve "Önemli Kaş Alanları Projesi". Doğal Hayatı Koruma Derneği tüm bu projelerini Türkiye'de T.C. Çevre Bakanlığı, merkezi ve genel idari birimler, üniversiteler ve çeşitli sponsor kuruluşlar; yurtdışında "Dünya Doğay Koruma Vakfı" (WWF), "Uluslararası Kuşları Koruma Konseyi" (ICBP), "Tour Du Valat Biyoloji Merkezi" (Station Biologique Tour Du Valat), "Hayvan ve Bitki Koruma Derneği" (FFPS), "Kızırmak Kuşları Koruma Derneği" (RSPB) başta olmak üzere bir çok kurum ve kuruluşla işbirliği içinde yürütmektedir.



JEOFİZİK

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI SÜRELİ YAYINI
JOURNAL OF THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

Adına Sahibi ve Sorumlu
Yazı İşleri Müdürü
Osman DEMİRAĞ

YÖNETİM KURULU Executive Committee

Osman DEMİRAĞ
M. Ali AK
Mehmet ALTINTAŞ
T. Fikret AKSU
Cemil KAVUKÇU
A. Uğur GÖNÜLALAN
İmam ÇELİK

YAYIN KURULU Publication Committee

A. Tuğrul BAŞOKUR
Nuran ERGİN
Sinan KAVUKÇU
Gönül KILIÇ
Arzu SEVİNÇ
E. Uğur ULUGERGERLİ

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

Mithatpaşa Cad. 45/15 P.K. 255
Kızılay - ANKARA - TÜRKİYE
Tel : (4) 435 13 79 Fax : (4) 432 10 85

BASILDIĞI YER KOZAN Ofset Matbaacılık

Tic. ve San. Ltd. Şti.
Tel: (9-4) 341 14 27 • Fax: 341 28 60

DİZGİ

ARTI Ltd. Şti.
Tel : 417 06 87 Fax : 425 08 37 - Ankara

YILDA İKİ KEZ MART VE EYLÜL AYLARINDA YAYINLANIR.

Published Twice a Year
in March and September

CİLT 5, SAYI 2/EYLÜL 1991 VOL. 5, NO. 2/SEPTEMBER 1991

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

AŞAĞIYA VE YUKARI GİDEN DALGA
ALANLARININ MEDIAN SÜZGEÇLERİ
İLE BİRBİRİNDEN AYRILMASI 85

Separation of Up and Downgoing Wavefields by
Median Filtering

Aybike AKINCI ve A. Güngör TAKTAK

TAHRAN'DA JEOELEKTROMANYETİK
DERİNLİK SONDAJİ 99

Geoelectromagnetic Depth Sounding at Tehran

O. Metin İLKIŞIK ve Asamaneh REZABAKHSH

MANYETİK VERİLERİN HIZLI VE OTOMATİK
YORUMUNDA WERNER TEKNİĞİ VE
YATAY TÜREVLERİ 111

Horizontal Derivatives and Werner Technique in
Fast and Automatic Interpretation of Magnetic
Data

İbrahim AYDIN

MARMARA DENİZİ GRAVİTE VE MANYETİK
VERİLERİNİN FOURIER ANALİZLERİYLE
DEĞERLENDİRİLMESİ 127

Interpretation of Gravity and Magnetic Data of the
Marmara Sea Using Fourier Transforms

Fatih M. ADATEPE

BATI ANADOLU DEPREM RİSKİNİN
SEMI-MARKOW MODEL İLE
DEĞERLENDİRİLMESİ 135

Evaluation of Earthquake Risk in West Anatolia by
Semi-Markov Model

Yıldız ALTINOK

ODA ÜYELERİ 142

AŞAĞIYA VE YUKARI GİDEN DALGA ALANLARININ MEDIAN SÜZGEÇLERİ İLE BİRBİRİNDEN AYRILMASI

Separation of Up and Downgoing Wavefields by Median Filtering

Aybige AKINCI* ve A. Güngör TAKTAK*

ÖZET

Düşey sismik profillemeye (VSP), yeryüzünde yaratılan bir sinyalin, kuyu içerisinde farklı derinliklere yerleştirilmiş jeofonlar tarafından kaydedildiği, bir sismik ölçme tekniğidir. Yeryüzünde yapılan sismik araştırmalarda kullanılan jeofonların yerleştirildiği doğrultu ile VSP'de kullanılan jeofon yerleşim doğrultusu arasında 90°'lik fark vardır. Böylece kuyu içine yerleştirilmiş olan jeofon, kayıt esnasında hem aşağıya, hemde yukarıya giden dalga modlarını birlikte kaydeder. VSP çalışmalarında özellikle yukarıya giden dalga modları yüzey dalga modlarında da kaydedilir. Dolayısı ile bu olay, VSP yansıma kesitlerini yüzey yansıma kesitleri ile karşılaştırma olanağını ortaya çıkarttığından çok önemlidir. Ancak VSP verilerinde yukarıya giden dalga modları aşağıya giden dalga modları tarafından örtüldüğünden, yorumlarının yapılabilmesi oldukça güçtür. Bu nedenle yukarıya giden dalga modlarının diğerlerinden ayrılması, VSP veri işlem uygulamasının en önemli bölümüdür.

VSP'de aşağıya ve yukarıya giden dalga modlarını birbirinden ayırmak için, genellikle frekans dalga sayısı ortamında hız süzgeçleri kullanılır. Hız, belirli yönü ve büyüklüğü olan vektörel bir değişken olduğundan, yukarıya ve aşağıya giden dalgalar, frekans ortamında karşıt bölgelerde yer alırlar. Böylece seçilen bölgeye ağırlık verilerek ters Fourier dönüşümü, yalnızca istenen dalga modlarının görüntülenmesini sağlar.

Aşağıya ve yukarıya giden dalga modlarının ayrılması için hız süzgeçlerinden başka birde median süzgeçlerinden yararlanılır. Median süzgeçleri süzgeç işlemlerindeki değerlerin büyükten küçüğe doğru sıralanması sonucunda oluşan dizinin orta değerinin seçilmesi ile oluşturulur. Seçilen değerler işleme girecek verideki hareketli bir pencereden alınır. Bu işlem sismik veri işleminde doğrusal olayları artırmak ve gürültüleri söndürmek için kullanılır. Median süzgeçlerinin önemli bir özelliği de doğrusal bir işleç olmasıdır. Bundan dolayı VSP'de okunan ilk verilerin zamanları, dolayısı ile genlik bilgileri geciktirilebilir. Median süzgeçlerinin verilen bir izdeki iğnecikleri ortadan kaldıran ve daha öncede bahsedildiği gibi doğrusal olayları artıran bir özelliğe sahip olması, onu VSP'deki dalga modlarının seçiminde kullanılmasını olanaklı hale getirir.

Bu çalışmada oluşturulan sıfır açılımlı yapay VSP verisi üzerine çeşitli uzunlukta median süzgeçleri uygulanmıştır. Sonuçta median süzgeçlerinin hız süzgeçlerinden daha ekonomik daha etkili ve daha hızlı bir şekilde çalıştığı gözlenmiştir.

ABSTRACT

A vertical seismic profile (VSP) is a measurement procedure in which a seismic signal generated at surface of the earth is recorded by geophones secured at various depths to the wall of drilled well. The direction that geophones are deployed during the data acquisition thus differs by 90° degrees relative to the lateral geophone placement used when recording seismic reflection data at the earth's surface. The analysis of upgoing wave fields in VSP data is particularly important since these events are recorded in conventional seismic measurement. However, in VSP data downgoing wave field is always dominant so that any interpretation involving primary reflections is difficult from a raw VSP data set. Therefore separation of wave fields becomes necessary if the analysis of upgoing primary wave fields is the goal.

The most common and well established method to the removal of selected wave fields is the velocity filtering in the frequency wave (f-k) domain. Velocity is a vector, and direction and magnitude of it are different for different wave modes and hence up and downgoing waves will be in opposite quadrant in the f-k domain. Weighting of the selected quadrant and taking the inverse transform yield the desired result.

Median filters operate by selecting the middle value of ascending ordered sequence of numbers. A median extracted and placed on output trace at the middle of the window. Median filters enhance the linear events and remove the spikes from a given sequence.

The other important mathematical property of a median filter is that median filtering is a nonlinear process. As noted previously, median filters enhance the linear events and remove the spikes from a given sequence. This property of median filtering makes possible removing the selected mode of wave fields on VSP data. Median filters at various lengths have been applied on calculated synthetic zero offset VSP data through this study. Consequently, it can easily be observed that median filters have more effective, faster and more economic system than velocity filters.

* Dokuz Eylül Üniversitesi, Müh. Mim. Fak., Jeofizik Müh. Bölümü, Bornova, İzmir

GİRİŞ

Kaydedilmiş sismik izlerdeki bazı olayları gözlenebilir hale getirmek, yani istenmeyen olayları ortadan kaldırmak sismik veri işlemin amaçlarından biridir. Median süzgeçleri de aynı amaçla, özellikle VSP'de süreksizliklerin korunması ve gürültülerin yuvarlatılması temeline göre geliştirilmiştir.

İlk kez Rabiner ve diğ. (1975) ve Joyant (1976) median süzgeçlerinin sayısal gürültü gidermede ne şekilde kullanılabileceğini tanımlamıştır. Çeşitli işlemler için median süzgeçlerinin algoritmaları Huang ve diğ. (1979) ve Evans (1981) tarafından verilmiştir. Bednar (1983), sismik veri işleminde median süzgeçlerinin bir kaç uygulamasını başarılı bir şekilde ortaya koymuştur. Hardage (1983) VSP'de median süzgeçlerinin önemini ve gözlenmek istenen olayların gözlenebilir bir duruma getirilmesinde bu yöntemin ne gibi üstünlükleri olduğunu vermiştir.

Eğer N tane istatistiksel veri, küçükten büyüğe doğru sıralanmış ise dizideki median değeri $(N + 1)/2$ bağıntısını sağlayan veri örneğidir. Buradaki N veri sayısı tek olduğunda median değeri düzenlenmiş veri grubunun ortasındaki değeridir. Buna karşın N çift ise median değeri düzenlenmiş veri grubunun ortasındaki iki terimin ortalamasına eşittir. Median süzgeçleri bir tür veri yuvarlatma işlemi yaparlar. Örneğin;

$$X_1, X_2, X_3, X_4, X_5$$

şeklindeki bir veri grubu küçükten büyüğe doğru sıralandığında;

$$X_3, X_2, X_4, X_1, X_5$$

şeklini alsın. Böylece yeni düzenlenmiş dizideki median değeri X_3 olacaktır.

$$(X_1, X_2, X_3, X_4, X_5) \rightarrow \text{Median süzgeci} \rightarrow X_3$$

Bu örnek doğrusal bir işlem olmayan median süzgecinin önemli bir özelliğini gösterir. Süzgeç çıktısı X_3 , ne giriş verisi ile evrıştırilen süzgeç katsayılarının doğrusal bir kombinasyonu ne de giriş veri vektörünün frekans spektrumunu ile bir süzgeç spektrumunun çarpımı şeklinde tanımlanmaktadır. Eğer bir kaç doğrusal işlev $a(t)$, $b(t)$, $c(t)$,... bir giriş veri vektörü $x(t)$ 'ye uygulanırsa, aşağıdaki gibi evrışim işleminin değişme özelliği kullanılarak,

$$y(t) = a(t) * x(t) * b(t) * c(t)$$

veya

$$y(t) = b(t) * a(t) * x(t) * c(t)$$

şeklinde yazılabilir. Ancak, doğrusal olmayan matematiksel bir işlev veriyi uygulandırsa, bu işlemin uygulandığı dizide her basamakta aynı başarı ile elde edilemez. Örneğin $\emptyset$ doğrusal olmayan bir işlev ise;

$$y(t) = \emptyset(t) * a(t) * x(t)$$

ile

$$y(t) = a(t) * \emptyset(t) * x(t)$$

işlemleri aynı sonucu vermez. Bu nedenle, ççim iki ayrı VSP veri grubu median süzgeçleri ile işleme alınıp karşılaştırılmak isteniyorsa, süzgeçlemedeki aynı doğrusal işlemler her iki aynı olay için de aynı şekilde kullanılmalıdır. Aksi takdirde doğrusal olmayan süzgeç etkileri ortaya çıkar ve sonuçta yanlış yorumlara gidilebilir.

Median süzgeçlerinin özellikle VSP verilerinde kullanılmasının iki önemli nedeni vardır. Birincisi median süzgeçlerinin istenmeyen gürültüleri söndürülmesi ve ikincisi bunların dışındaki basamak fonksiyonlarını değiştirmeden geçirmesidir. Birinci tanımlama Şekil 1'de verilmiştir. Normal veri içinden seçilen bir veri penceresindeki değerler a_1, a_2, B, a_3, a_4 şeklinde olsun. Bunlar küçükten büyüğe doğru sıralandığında yeniden oluşan veri grubu a_3, a_4, a_2, a_1, B şekline döndürür. Böylece yeni dizideki median, a_2 değerini alır ve B büyüklüğündeki gürültü ortadan kalkar. İkinci tanımlama, median süzgeçlerinin önemli bir özelliğini göstermektedir. Çünkü VSP

verisinde gözlenen dalga modlarındaki ani süreksizlikler, örneğin; bir ara yüzeyde oluşan tekrarlı yansıma olayları (1. özellik) ve faylanma olayları (2. özellik) belli bir derinlikte başlayan ve biten bir olay şeklindeki bir basamak fonksiyonu gibi görülebilmektedir. VSP uygulamalarında ve veri işleminde söz konusu basamak fonksiyonlarının zaman - uzaklık konumlarının değiştirilmeden elde edilmesi çok önemlidir. Bir basamak fonksiyonunun median süzgeçlemesi Şekil 2'de verilmiştir. Bu özel basamak fonksiyonu sabit bir zamanda kaydedilmiş bir derinlik fonksiyonu şeklinde, düşey olarak örneklenmiş bir VSP olayının davranışı gibi tasarlanır. Düşey olarak aynı hizaya getirilmiş yukarı giden yansımaların yüksek genlikli bir bölümünden geçen ve sabit bir zaman hattı boyunca daha aşağı derinliklere doğru hareket eden bir median süzgecinin süzgeçleme işlemi Şekil 3'de gösterilmektedir. Bu işlem derinlik ekseni boyunca basamak değişimini bozmuş ve basamak fonksiyonundaki genlik azalmasını olduğu gibi geçirmiştir. Böylece median süzgeci veri vektöründe varolması istenen yuvarlatma özelliğine sahip olduğu gibi, yine aynı vektör üzerindeki bütün basamak fonksiyonlarını koruma özelliğine de sahiptir.

"Yuvarlatma" terimi, median süzgecinin süzgeçleme işlemini açıklamak amacı ile kullanıldığında bazı önlemlerin alınması gerekir. Aksi takdirde, median süzgecinin çıktısında gelişigüzel bölgelerde küçük genlikli iğnecikler oluşur. Bu iğneciklere genellikle "whisker" adı verilir. Bunlar küçük genlikli olmalarına rağmen süzgecin çıktısında düzgün olmayan bir gürültü oluştururlar. Bundan dolayı median süzgeci uygulanmış veriye "whisker"ları ortadan kaldırmak amacıyla band geçişi süzgeçlerin uygulanması gerekir.

Median süzgeçlerinin başka bir özelliğinde üçgen ve dikdörtgen şeklindeki fonksiyonları VSP veri-işlem sonucunda yuvarlatmasıdır. Değişik uzunluklardaki median süzgecinin bir üçgen dalgacık üzerindeki etkisi Çizelge 1 ve Şekil 4'te gösterilmektedir. Burada 5 noktalı olarak verilen median süzgeci şeklindeki üçgen dalgacığın sadece üst noktasını yuvarlatır. Fakat şekilde de görüldüğü gibi süzgeç boyunun artması ile yuvarlatma miktarı da artar. Onbeş ya da daha fazla noktalı bir median süzgeci bu üçgen dalgacığı birim genlikli düz bir ize dönüştürür.

Dikdörtgen şeklindeki bir fonksiyon üzerinde çeşitli uzunluklardaki median süzgecinin davranışı da Çizelge 2 ve Şekil 5'de gösterilmektedir. Median süzgeç boyu yeterince uzun seçildiğinde dikdörtgen dalgacığın tümüyle ortadan kalktığı gözlenmektedir. Bu nedenle, N noktalı bir dikdörtgen dalgacığın süzülmesi için uzunluğu $(2N + 1)$ veya daha fazla olan bir median süzgeci gereklidir.

MEDIAN SÜZGECİNİN ÖZELLİKLERİ

Bilindiği gibi median, küçükten büyüğe doğru sıralanmış sayı dizisinin ortasındaki değerdir. Örneğin;

$$(5, 1000, 6, +1, -1, 7, 9)$$

dizisi düzenlendiğinde,

$$(-1, +1, 5, 6, 7, 9, 1000)$$

median 6 olarak bulunur. Burada median tek sayılı dizinin gerçek değeridir, yani 6'dır. Ayrıca dizide bulunan sayılar arasındaki büyük sapmalar örneğin 1000 değeri median seçimine çok az etki eder. Eğer bu değer diziden çıkartılırsa median önemsiz derecede değişime uğrar. Bu özellikler uygulamalarda isteğe bağlı olarak değiştirilebilir (Stewart 1985). Median değerinin başka bir özelliğinde dizinin diğer noktalarından minimum uzaklıkta bulunmasıdır (Clearbout ve Muir 1973, Clearbout 1976). Böylece median değeri, dizinin ilk noktaları ile kendisi arasındaki farkların toplamının mutlak değeri şeklinde en aza indirilebilir, (I, normu, Stewart 1985). Bu olay matematiksel olarak aşağıdaki şekilde tanımlanır. Bir x dizisi verildiğinde, aşağıdaki koşulları sağlayan bir $\hat{x}$ değeri olsun.

$$J = \sum_{i=1}^N |(\hat{x} - x_i)| = \sum_{i=1}^N (\hat{x} - x_i) \text{Sgn}(\hat{x} - x_i)$$

$$\frac{dJ}{d\hat{x}} = \sum_{i=1}^N \text{Sgn}(\hat{x} - x_i)$$

$$\frac{dJ}{d\hat{x}} = 0 \Rightarrow \sum_{i=1}^N \text{Sgn}(\hat{x} - x_i) = 0$$

Fakat bu işlem $(\hat{x} - x_i)$ farkının eşit sayıda artı ve eksi işaretine sahip olması, ya da x değerinin her iki yanındaki nokta sayısının eşit olması durumunda gerçekleştirilir. Bu şekilde tanımlanan x değeride mediantır.

Median seçimi ölçeklemede de sabittir. Dizideki bütün değerler kuvvetlendirilerek ölçeklenmiş ise ölçeklemeden önce ya da sonra median değeri konumunu değiştirmeden aynı yerini koruyacaktır. Örneğin; pozitif bir sayı dizisindeki x_m median ise dizinin değerlerinin kareleri alındığında yeni median x_m olacak ancak konumunu ve yerini değiştirmeyecektir. Ancak median süzgeci aşağıdaki doğrusallık tanımlamasına uymayan yani doğrusal olmayan bir işlemdir. Doğrusallık tanımlaması

$$F(aX + b) = aF(X) + F(b)$$

şeklinde verilir. Örneğin;

$$\vec{x} = (1, 2, 3), \quad b = (2, 3, 4), \quad a = 2$$

alındığında, M median süzgecini göstermek üzere;

$$M(\vec{x}) = 2$$

$$M(\vec{b}) = 3$$

$$aM(\vec{x}) + M(\vec{b}) = 3$$

$$aM(\vec{x}) + M(\vec{b}) = 7$$

$$a\vec{x} + \vec{b} = (2, 4, 6) + (2, 3, 4) = (4, 8, 9)$$

$$M(a\vec{x} + \vec{b}) = 8$$

$$8 \neq 7$$

sonucu doğrusallık tanımlamasına uymadığı gözlenir.

Birçok süzgeç belli bir sayı dizisi boyunca hareket eder. Sismik veri işleminde bu sayılar sismogramı oluşturmaktadır. Hareketli bir median süzgeci verilen bir iz boyunca ya da sismik izler boyunca uygulanabilir. Uygulamada değerler bir veri penceresi şeklinde kullanılır. Pencerenin orta noktası median olarak seçilir. Daha sonra veri boyunca pencerenin birer değer kaydırılması ile median değeri seçilir. Bu işlem her iz için veri boyunca tekrarlanarak süzgeç kullanımı gerçekleştirilir.

Kuram, şematik olarak 5 noktalı bir median süzgeci kullanılarak Şekil 6'da verilmiştir. Görüldüğü gibi olay bir kaç örnek sonucunda ortaya çıkmaktadır. Median süzgeci, iğnecik şeklindeki sinyali ortadan kaldırmış, dikdörtgen fonksiyonu ise olduğu gibi geçirmiştir. Dalgacığın kenar ya da basamak kısımları yuvarlatılmamış, sıfır örneklemekten birim örneklemeye sıçrayış tümüyle korunmuştur. Bu özellik VSP veri işleminde çok kullanışlıdır. Ayrıca median süzgeci zaman ortamındaki bir izin süzgeçlenmesinde kullanıldığı gibi frekans içerikli bir veri üzerinde de aynı şekilde kullanılır.

Genellikle $N/2$ boyundan daha az uzunluğu olan her izdeki iğnecik şekilli gürültüler bu sistem ile ortadan kaldırılır. Bu özelliğinden dolayı median süzgeci bazı yönleri ile yüksek geçişli bir süzgece benzetilebilir. DT örnekleme aralığı ile ölçeklenmiş M nokta sayısına sahip dikdörtgen şeklindeki bir dalgacığın frekans içeriği $1/M \cdot DT$ 'den oldukça azdır. Eğer N

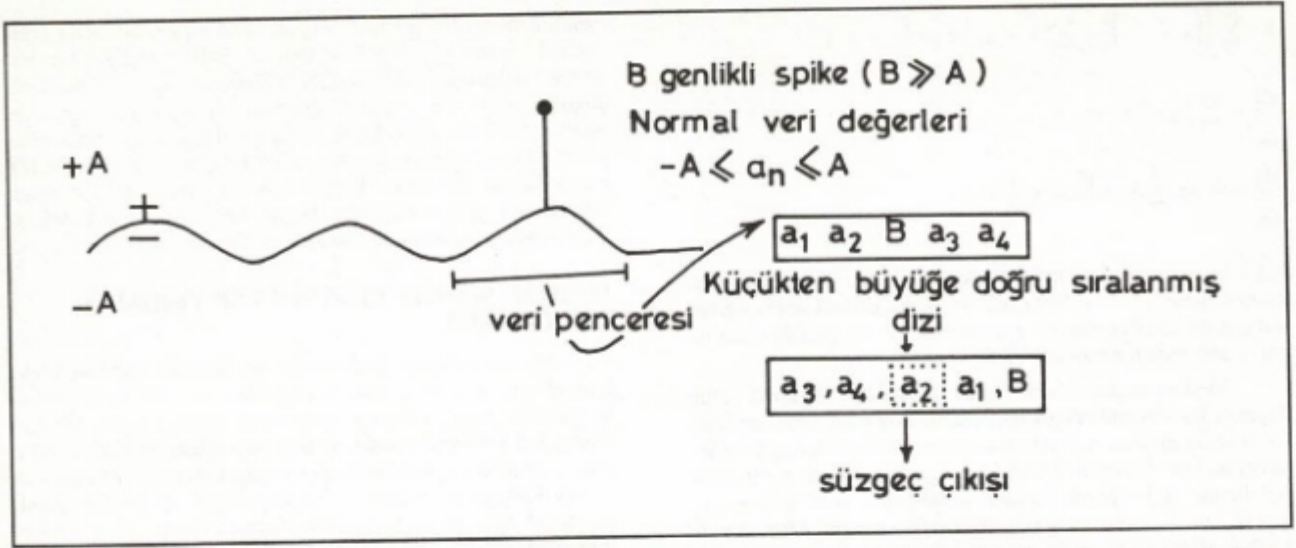
uzunluğundaki bir median süzgeci dikdörtgen dalgacığı ortadan kaldırıyorsa $M < N/2$ 'dir. Böylece belli uzunlukta bir dikdörtgen dalgacığı, yaklaşık $2/N \cdot DT$ 'nin üzerinde bir gücü olduğunda, dalgacık N uzunluğundaki bir median süzgeci ile ortadan kaldırılacaktır. Daha karmaşık dalga şekillerinde süzgecin ortadan kaldırma karakteristiği değişiktir. Örneğin $N \cdot DT$ periyodunda bir sinüs dalgası $1/N \cdot DT$ civarında maksimum frekanstadır. Böyle bir sinüs dalgası ise N uzunluğundaki bir median süzgeci ile ortadan kaldırılabilir.

MEDIAN SÜZGEÇLERİNİN VSP VERİSİNE UYGULANIŞI

Median süzgeçlerinin verilen bir dizideki doğrusal olayları arttıran, iğnecik şeklindeki sinyalleri ise ortadan kaldırmaya yönelik olarak çalıştığı daha önce açıklanmıştır. Median süzgeçleri VSP verisindeki istenmeyen dalga modlarının ortadan kaldırılması uygulamalarında bu özelliği nedeniyle başarılı olarak kullanılabilir. Bu uygulama şu şekilde yapılmaktadır; VSP kesitleri üzerinde aşağıya giden dalga modları dikkatli bir şekilde elde edilebilirse, toplam VSP verisinden çıkartılarak yukarı giden dalga modları elde edilebilir. Çıkartma işleminin tekniği Şekil 7'de görüldüğü gibi dört basamakta görüntülenebilir. (A)'daki veri grubunda aşağı ve yukarı giden dalga modları gerçek bir VSP kaydı gibi verilmiştir. İşlemin birinci basamağı verinin negatif zaman kaydırması, yani aşağıya giden tüm dalga modlarının düşey olarak aynı hizaya getirilmesidir. Bu işlem, (B) veri grubunda gösterildiği gibidir ve ilk varış zamanına eşit miktarda bir zaman ile her izin sola kaydırılması sonucu oluşturulur. Bu zaman kaydırma işleminin ölçülmüş bir veri üzerindeki örneği Şekil 8'de verilmiştir.

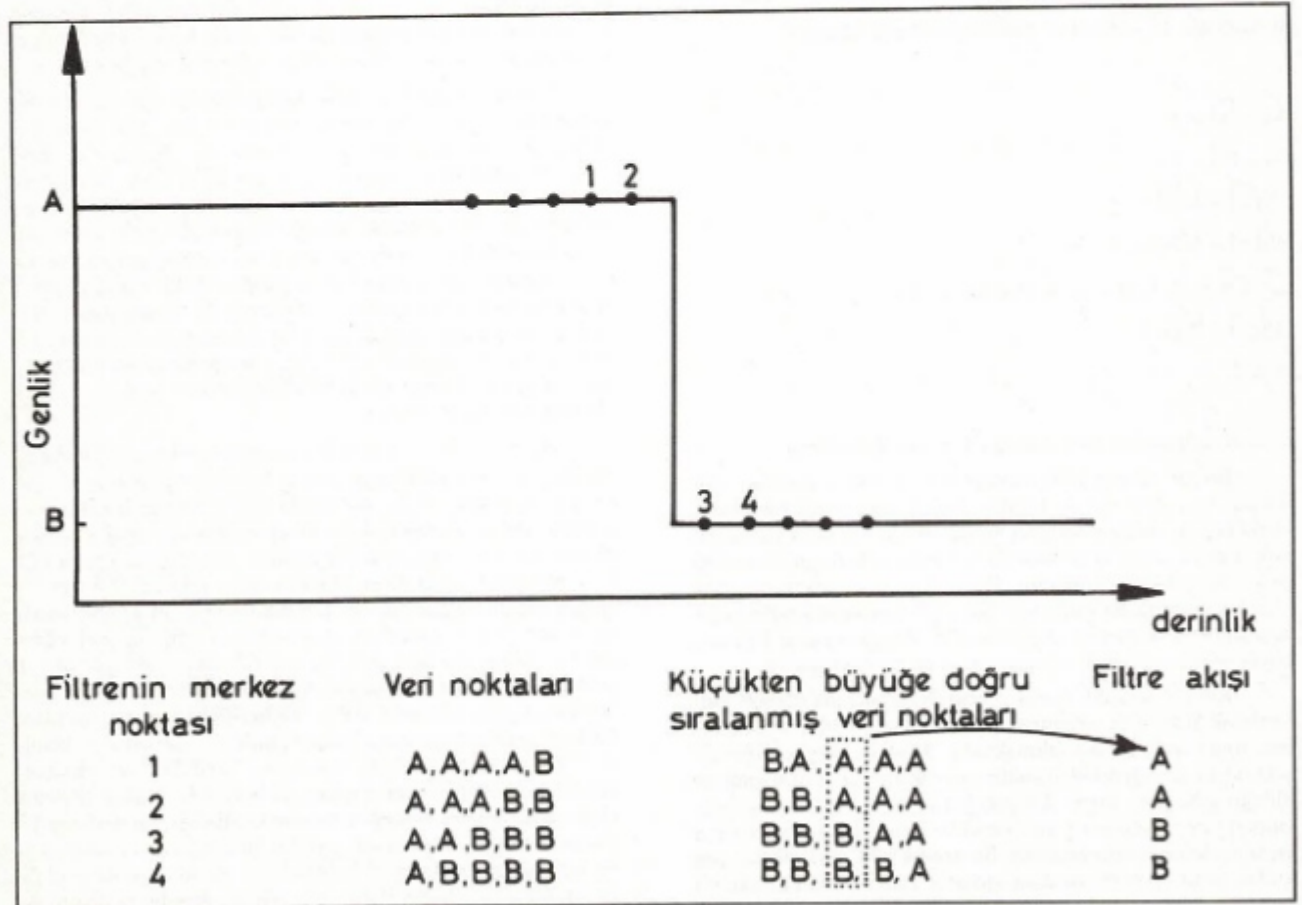
Median süzgeci, derinlik doğrultusunda uzanan her sabit zaman hattı boyunca bu verilere uygulanır. Bu süzgeçleme basamağı (C) veri grubunda gösterilmektedir. Burada, birincisi; yukarıya giden tüm dalgaların şiddetli bir şekilde sönümlenmesi; ikincisi, aşağıya giden tüm dalgaların genliğinin artması şeklinde iki olay gözlenmektedir. Sismik dalgacık izden ize dalga formunu koruyor ise yukarıdaki bu iki olay gerçekleşecek ve süzgeçleme işlemi amacına ulaşacaktır. Şekil 7'deki (B) veri grubunun baştan başa sabit bir dalgacık ile oluşturulmuş varsayarsak; bir median süzgeci, sabit bir zaman hattı boyunca uzanan verileri yuvarlatarak, (C)'de koyu hatlar ile gösterildiği gibi aşağıya giden olayları kuvvetlendirirken, tüm yukarıya giden olayları sönümlendirecektir.

Aynen (B) veri grubunda da aşağıya giden olaylar düşey olarak Şekil 9'da görüldüğü gibi aynı hizaya getirilmiş ve yukarıya giden olaylar da sağ tarafa doğru zaman basamakları şeklinde düzenlenmiştir. Aynı hizaya getirilmiş aşağıya giden olaylar üzerine uygulanan bir median süzgeçleme işlemi (T_1 hattı boyunca), aşağı giden olayları dalga şekilleri sabit ve T_1 zaman hattını dalgacığın eşit faz durumlarından geçene kadar yuvarlatır ve kuvvetlendirir. Dalgacıkların sabit bir şekli olduğunda, dalgacıklardaki eşit faz noktalarının yaklaşık olarak aynı genlikte olacağı varsayılır. Median süzgeci T_2 zaman hattı boyunca uygulandığında, dalga modu düşey olarak aynı hizadaki faz şeklini oluşturana kadar eğimli olayları ortadan kaldırır. T_2 zaman hattındaki bu varsayım, Şekil 1'de bir tek iğnecikteki median süzgeçleme işlemi ile benzerdir. Yukarıya giden olay, zaman olarak basamak basamak yükselir, bu nedenle T_2 zaman hattı boyunca yüksek genlikli bir dalgacığın aynı hızda bir faz düzeltilmesi 4 veya 5 izden oluşur ise, median süzgecinin girdisi bu durumda Şekil 4'de gösterildiği gibi bir üçgen fonksiyon şeklinde görülür. Eğer süzgeç bu anomaliyi ortadan kaldırırsa, üçgen genlikli anomalinin genişliği arttıkça, median süzgeç boyunun uzunluğunun da artması gerekir. Median süzgeci Şekil 7'deki (B) veri grubunu (C) veri grubuna çevirirken, yukarıya giden dalga alanlarını tümüyle ortadan kaldırmak için 19 veya daha fazla noktalı süzgeç uzunluğuna gerek vardır. Median süzgecinin bu uygulaması aşağıya giden dalga alanlarının elde edilmesinde önemli bir adımdır. Çünkü süzgeçlenmiş



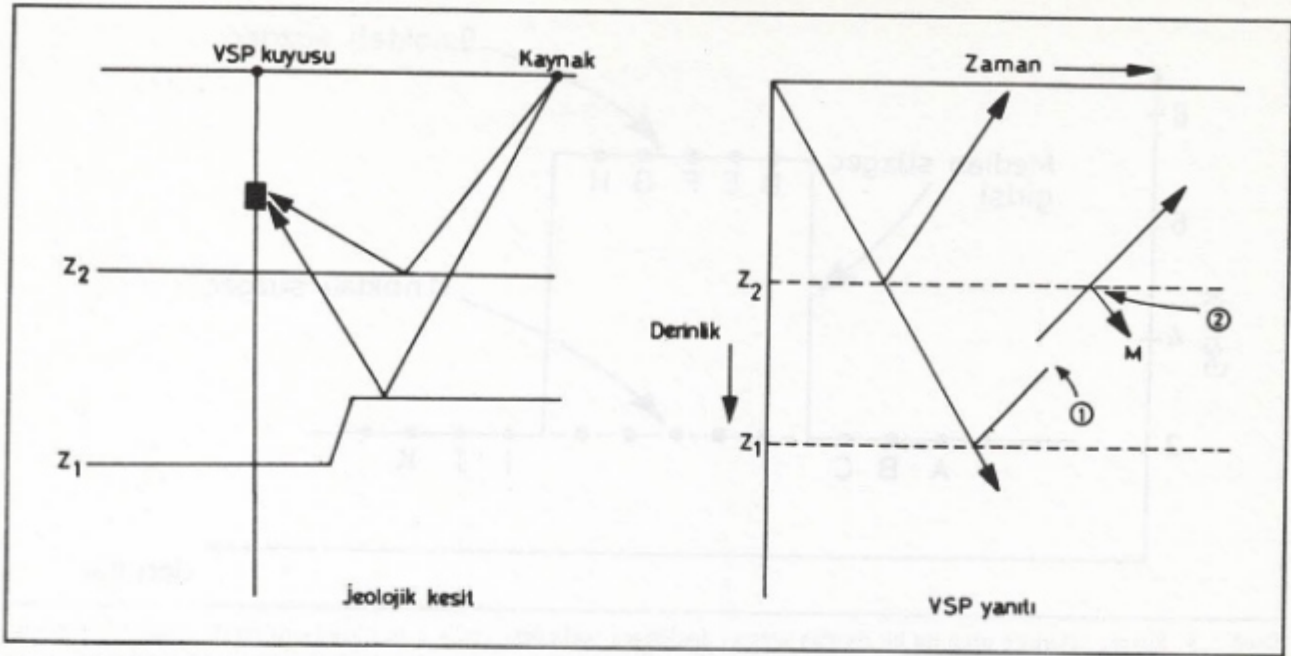
Şekil 1. Median süzgeçlerinin bir özelliği gürültü sinyallerini ortadan kaldırmasıdır. Büyükten küçüğe doğru sıralanarak düzenlenmiş genlik değerlerindeki B spike değeri, bu yeniden düzenlenmiş veri vektörünün en sonunda yer alır. Böylece median hiçbir zaman iğnecik değerini almaz.

Fig. 1. One attraction of a median filter is that it absolutely rejects noise spikes. Arranging data values so that they sequentially increase in magnitude will always place the spike value at one end of the rearranged data vector. Thus the median can never be the spike value.



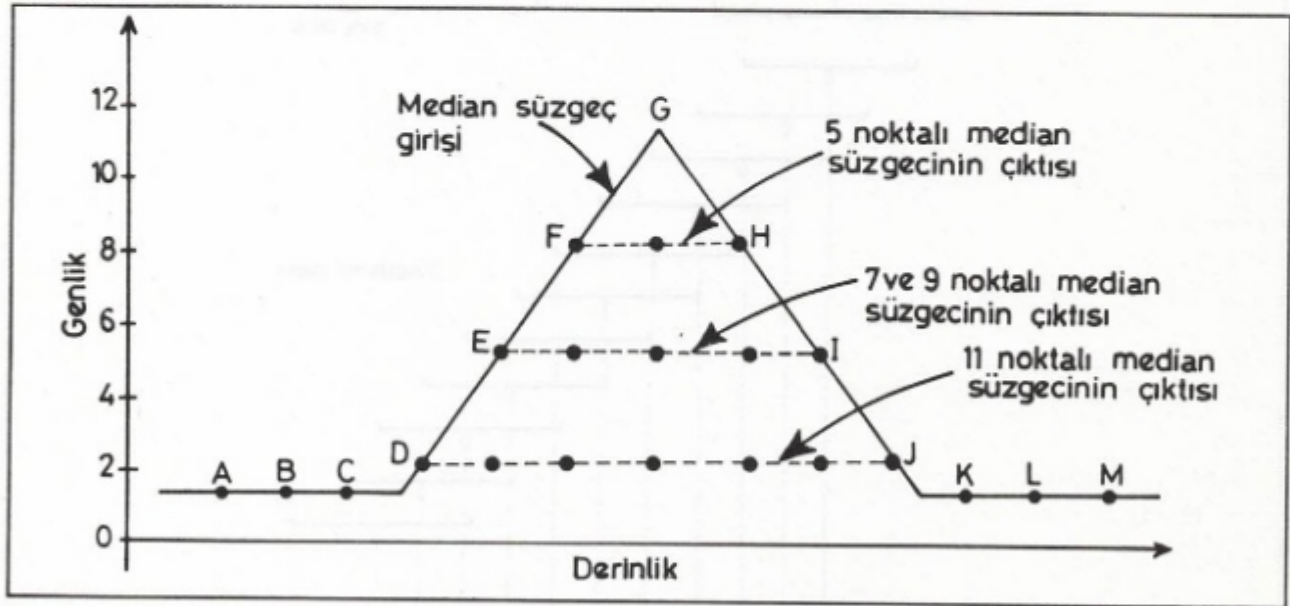
Şekil 2. Median süzgeci basamak fonksiyonlarında etkili değildir. Bu örnek bir basamak fonksiyonundaki 5 noktalı median süzgeç işlemini gösterir. Sonuçta süzülmüş çıktı yine bir basamak fonksiyonudur.

Fig. 2. A median filter does not smear step functions. The example shows a five point median filter operating on a step function. The filtered output is again a step function.



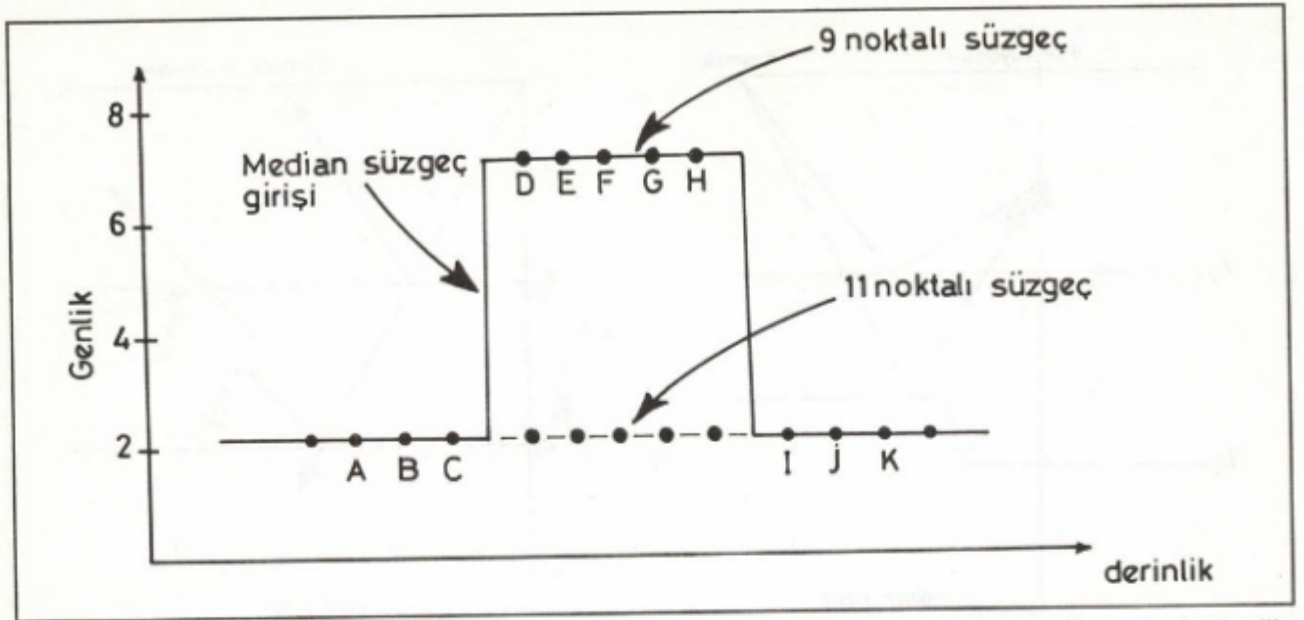
Şekil 3. VSP verisi içerisindeki basamak fonksiyonlarının derinlik ve zaman konumlarının korunması önemlidir. Buradaki VSP yanıtında gözlenen dalga alanları, zaman uzaklık ortamındaki önemli başlangıç ve bitiş noktalarını gösterir. 1 ile gösterilen basamak fonksiyonu yukarı giden yansımadaki bir fayı ifade eder, Z1. 2 ile gösterilen basamak fonksiyonu, aşağıya giden tekrarlı bir yansımadır, Z2.

Fig. 3. It is important to preserve the time and depth locations of the "step function" contained in VSP data. The VSP response shown here indicates several wave modes which originate and terminate at discrete points in time and space. Space function 1 marks the fault in the upgoing reflection, Z1. Step function 2 defines the creation of a downgoing multiple at depth, Z2.



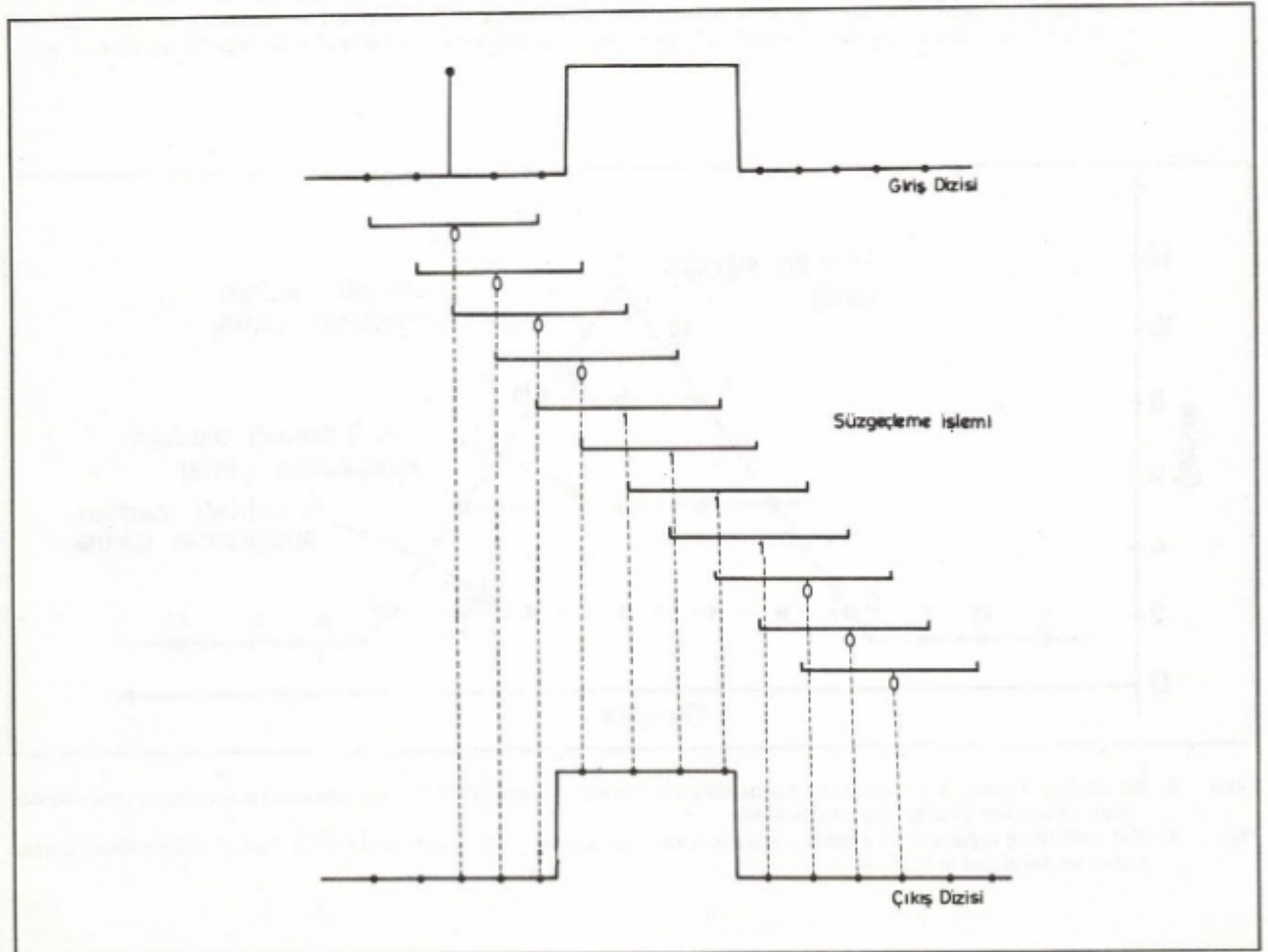
Şekil 4. Bir median süzgecinin yuvarlatma derecesi süzgecin boyu ile kontrol edilir. Bu süzgeçleme sonucu oluşan yeni veri değerlerinin bazıları Çizelge 1'de verilmektedir.

Fig. 4. The smoothing capability of a median filter is controlled largely by the length of the filter. Some of these filters output values are tabulated in Table 1.



Şekil 5. Süzgeç yeterince uzun ise bir median süzgeci dikdörtgen şeklindeki genlik anomalisini tamamı ile ortadan kaldırabilir. Eğer veri N veri noktasından oluşuyor ise, yüksek genlik anomalisini tamamıyla ortadan kaldırmak için median süzgeci en azından $(2N + 1)$ veri noktası kapsamalıdır. Çizelge 2'de 9 ve 11 noktalı süzgeçlerin çıktısı verilmektedir.

Fig. 5. A median filter can completely reject boxcar shaped amplitude anomaly if the filter is sufficiently long. If N data points occur within the box, the median filter must span at least $(2N + 1)$ data points in order to completely reject the high amplitude anomaly. The filter outputs of these 9 and 11 points filters are tabulated in Table 2.



Şekil 6. 5 Noktalı median süzgeç işleminin bir giriş verisine uygulanışının şematik gösterimi.

Fig. 6. Schematic diagram of the median filtering operation. A 5-point filter is used on the input sequence. Note the despiking and step passing effects.

Çizelge 1. İki median süzgeç çıktısının sınıflara ayırımı gösterilmiştir.
Table 1. Tabulation of the two median filter outputs illustrated in figure 4.

Süzgeç Merkezi	5 Noktalı Median Süzgeci			7 Noktalı Median Süzgeci		
	Artan Sıradaki Veri Örneklemeleri		Süzgeç Çıktısı	Artan Sıradaki Veri Örneklemeleri		Süzgeç Çıktısı
A	1	1	1	1	1	1
B	1	1	1	1	1	1
C	1	1	1	1	1	1
D	1	1	2	1	1	2
E	1	2	5	1	2	5
F	2	5	8	1	2	5
G	5	5	8	2	5	5
H	2	5	8	1	2	5
I	1	2	5	1	1	2
J	1	1	2	1	1	1
K	1	1	1	1	1	1
L	1	1	1	1	1	1
M	1	1	1	1	1	1

Çizelge 2. Median süzgeç çıktısının sınıflara ayırımı gösterilmiştir.
Table 2. Tabulation of the median filter outputs illustrated in figure 5.

Süzgeç Merkezi	9 Noktalı Median Süzgeci			11 Noktalı Median Süzgeci		
	Artan Sıradaki Veri Örneklemeleri		Süzgeç Çıktısı	Artan Sıradaki Veri Örneklemeleri		Süzgeç Çıktısı
A	2	2	2	2	2	2
B	2	2	2	2	2	2
C	2	2	2	2	2	2
D	2	2	2	2	2	2
E	2	2	2	2	2	2
F	2	2	2	2	2	2
G	2	2	2	2	2	2
H	2	2	2	2	2	2
I	2	2	2	2	2	2
J	2	2	2	2	2	2
K	2	2	2	2	2	2

sonucun (Şekil 7, (C) veri grubu) orjinal veriden iz iz çıkartılmış olan aşağıya giden dalga alanları olduğu varsayılır. Bu çıkartma işlemi (A)'dan (B)'ye veri değişiminde kullanılan miktarın tersi ile (C) veri grubunda ilk varış zamanlarının kaydırılması sonucu başarılmıştır. (E) veri grubunu oluşturmak için; yeni ters zaman kaydırması ile oluşturulan yeni veri grubu (D), (A) orjinal verisinden iz iz çıkartılır. Bu çıkartma işlemi (A)'daki aşağıya giden dalga modlarını kuvvetlice sönmüştür, fakat yukarıya giden dalga alanlarını etkilemez. Aşağıya giden dalga alanlarını ortadan kaldırmak ve yukarıya giden dalga alanlarını koruyabilmek için bir diğer seçenek Mons (1980) tarafından tanımlanmıştır.

Yukarıda anlatılan çıkartma işlemi sırasında, ilk varış zamanlarının son derece dikkatli bir biçimde ve mümkün ise 0.5 m/msec duyarlılıkla saptanması, üzerinde durulması gerekli bir noktadır. Aksi takdirde, Şekil 7'deki (B) veri grubunda oluşan statik zaman kaymaları tam olarak düzenlenemeyecek ve aşağı giden olaylar uygun bir faz ile düşey olarak aynı hizaya gelmeyecektir. Aynı hizaya gelmemiş bir veri median süzgeçlemesi sonucunda aşırı derecede gürültü içerecektir. Aynı şekilde (A) ve (D) dalga alanları birbirinden çıkartıldığında, bunların birbirleri ile ilgili kayıt zamanlarının uyum içinde olması gerekir. Kayıt zamanları uyum içinde değil ise (A) ve (D) dalga alanlarının

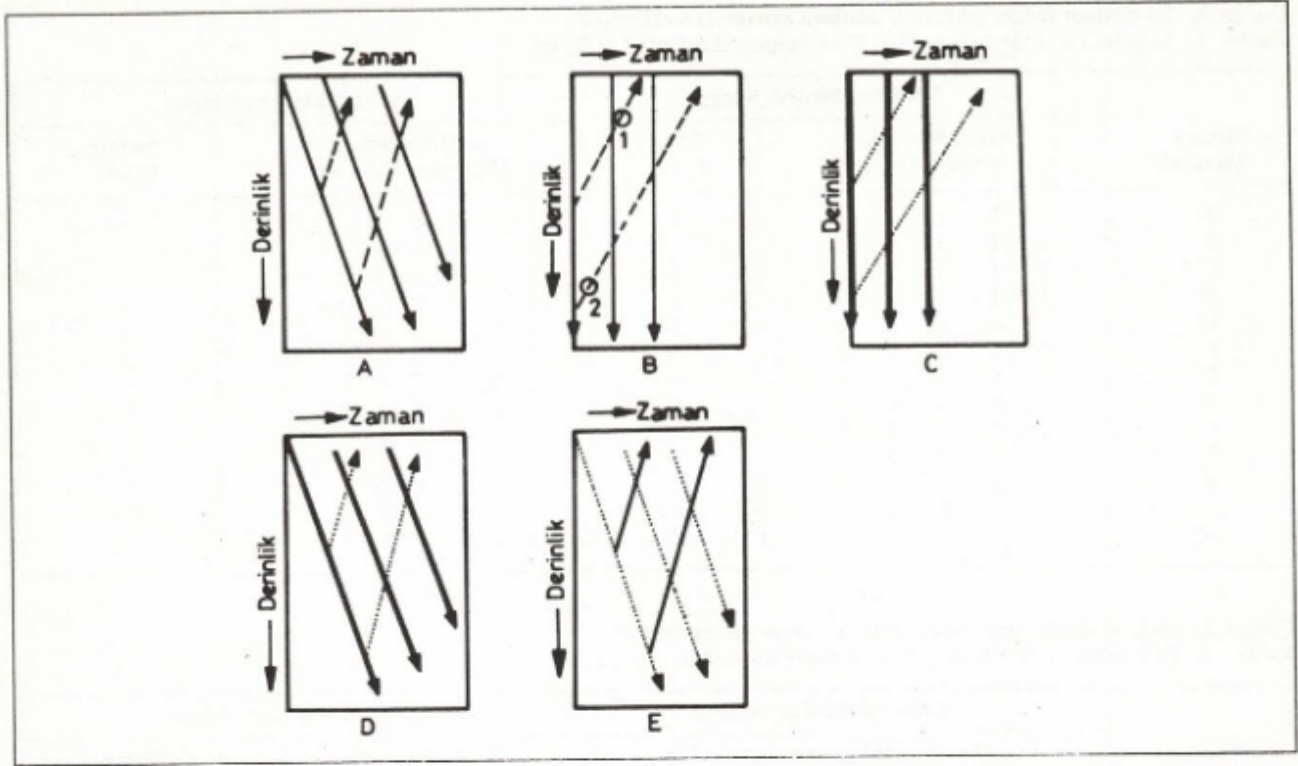
çıkartılması sonucunda oluşacak (E) veri grubunda gürültü baskın olacaktır.

UYGULAMALAR VE SONUÇLAR

Bilindiği gibi VSP verileri bir ortam içinde ilerleyen hem aşağıya hemde yukarıya giden dalga alanlarını içermektedir. VSP verilerinin sağlıklı bir şekilde yorumlanabilmesi için önce veri işlem sırasında bu iki dalga alanının birbirinden ayrılması gerekir. Ancak, aşağıya giden dalga alanları, yukarıya giden dalga alanlarından daha güçlü olduğundan, yukarıya giden dalgalara, aşağıya giden dalga alanlarının örtülmesi ve gözlenmemektedir. Bu nedenle, ayırma işlemi VSP veri işlemin en önemli bölümünü oluşturmaktadır. Bu işlem genellikle (f-k) hız süzgeçleri ile yapılmaktadır. Ancak son yıllarda oldukça yaygın bir şekilde kullanılmaya başlayan median süzgeçlerinin VSP verileri üzerinde daha etkili ve daha sağlıklı sonuçlar verdiği görülmektedir.

Çalışmanın bu bölümünde üretilen yapay VSP verileri üzerinde farklı uzunluklarda median süzgeçleri uygulanmış ve süzgecin veri üzerindeki etkisi incelenmiştir.

Şekil 10'da 4 yatay tabakadan oluşan bir modelden üretilmiş yapay Düşey Sismik Profilleme (VSPs) verisi görülmektedir. Buradaki VSPs verisi hiç gürültüyü içermemek-



Şekil 7. Median süzgeçlemesi ve yukarıya giden dalga alanlarının ortadan kaldırılması, matematiksel çıkartma işlemi. Açıklama için metne bakınız.

Fig. 7. The removal of downgoing wave modes by median filtering and arithmetic subtraction.

tedir (tüp ve tekrarlı yansımalar gibi). Kuyu derinliği 1750 m'dir ve 35 m aralıklarla kuyuda 50 jeofon ile kayıt alınmıştır. Kaynak kuyuya çok yakın olduğundan açılım uzaklığı sıfır varsayılmıştır. Giriş sinyali olarak $f = 50$ Hz'lik sıfır fazlı bir Gabor dalgacığı kullanılmıştır.

VSPs verisi üzerindeki median süzgeçleme işlemi sırası ile aşağıdaki basamakları içerir;

1. İlk önce her izin ilk kırılma zamanı okunur. İlk iz sabit kalmak koşulu ile her izin ilk kırılma zamanı ile ilk izin ilk kırılma zamanı arasındaki zaman farkı kullanılarak her iz sıfır zamanına kaydırılır. Böylece tüm aşağı giden dalgalar aynı hizaya getirilir (Şekil 11).

2. Düşey olarak aynı hizaya getirilmiş verinin dönüğü bulunur (multiplex olayı). Örneğin; eğer 1000 örnekleme 129 iz varsa, her izin ilk örnekleme alınır ve yeni bir iz elde edilir. Daha sonra her izin ikinci örnekleme alınır ve ikinci bir iz elde edilir. Bu işlem 129. izin 1000. örneklemesine kadar sürer. Yeni veri artık 129 örnekleme 1000 izden oluşmaktadır.

3. Bu yeni veriye median süzgeçleme işlemi aşağıdaki şekilde uygulanır,

i) Önce,

$$M = 2(N/DX - 3/2)$$

şeklinde bir pencere tanımlanır. Burada M pencerenin uzunluğu (örnekleme nokta sayısı), DX örnekleme aralığı (uzunluk birimi), N gürültüsüz sinyalin en kısa dalga boyudur.

ii) Penceredeki örneklenmiş değerler küçükten büyüğe doğru sıralanır ve pencerenin orta noktası median değeri olarak seçilir. Daha sonra pencere bir örnekleme aralığı kaydırılır ve aynı işlem tekrarlanır.

iii) Bir önceki iz ile yeni oluşan iz karşılaştırılır. Eğer yeni iz bir önceki izden farklı ise yeni iz tekrar alınarak ii'deki işlem, bir önceki iz ile yeni iz aynı olana kadar yinelenir.

Bu çalışmada önce 9 noktalı median süzgeç işleci Şekil 11'deki veriye uygulanmıştır. Sonuç Şekil 12'de görülmektedir.

Süzgeç doğrusal olayları artırmış, eğimli olayları ortadan kaldırmıştır.

4. Süzgeçleme işleminden sonra elde edilen verinin tekrar dönüğü alınır (demultiplex olayı).

5. Aynı hizaya getirilmiş aşağıya giden dalga alanlarının bulunduğu veriden (Şekil 11), süzgeçlenmiş veri (Şekil 12) çıkartılır. Sonuçta sadece yukarıya giden dalga alanları elde edilir ve aşağıya giden dalga alanları çıkartma işlemi sonucunda ortadan kaldırılır (Şekil 13).

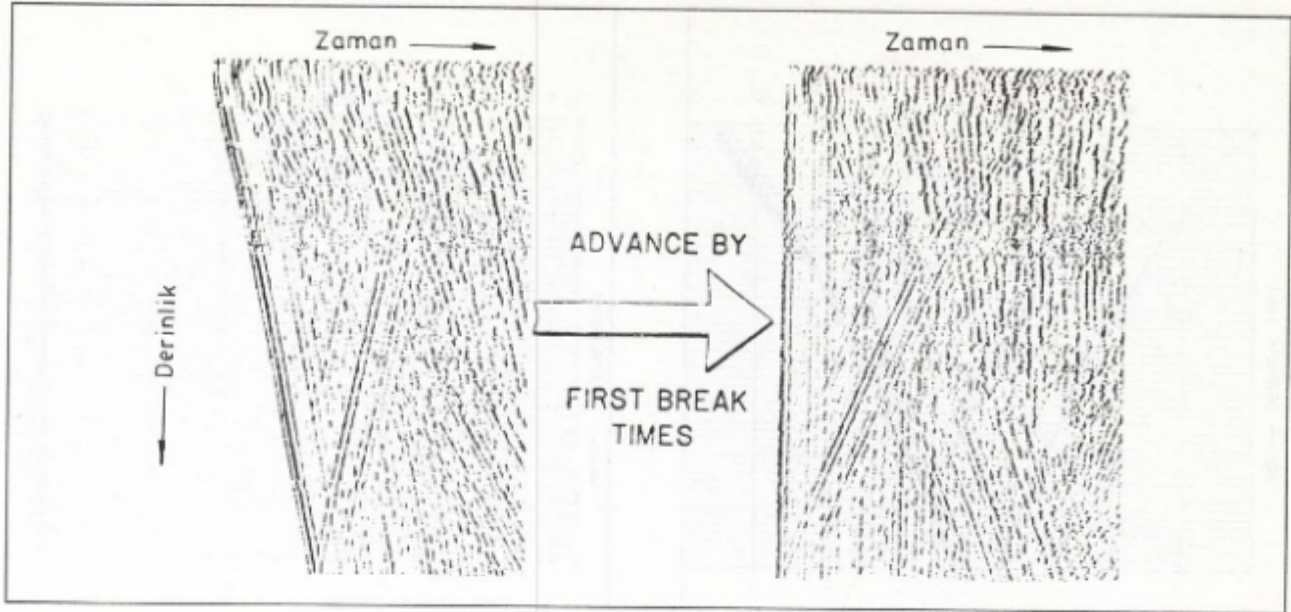
6. Daha sonra Şekil 13'deki veriden her izin gidiş-geliş yol zaman değerleri çıkartılır ve tüm yukarıya giden dalga alanları düşey olarak aynı doğrultuya getirilerek Şekil 14'deki veri elde edilir.

7. (1) ve (4) nolu işlemlerin yinelenmesi ile yukarıya giden dalga alanlarının doğrusallığını arttırmak ve gürültüleri ortadan kaldırmak amacı ile, bu kez aynı doğrultuya getirilmiş veriye 5 noktalı median süzgeci uygulanmıştır. Bu işlem sonucunda, aşağıya ve yukarıya giden dalgalar birbirinden ayrılarak, yukarıya giden dalgalar yoruma hazır bir duruma getirilir (Şekil 15).

Bu kez 11 yatay tabakadan oluşan bir yapı modeli kullanılarak yapay VSPs verisi elde edilmiştir (Şekil 16). Buradaki VSPs verisi de gürültü içermektedir. Kuyu derinliği 2500 m olmak üzere 50 m aralıklarla kuyuda 50 jeofon ile kayıt alınmıştır. Kaynak kuyuya çok yakın olduğu için açılım sıfır kabul edilmiştir. Giriş sinyali olarak yine Gabor dalgacığı kullanılmıştır. VSPs verisi median süzgeçleme işlemi bir önceki VSPs verisindeki basamakları içermektedir.

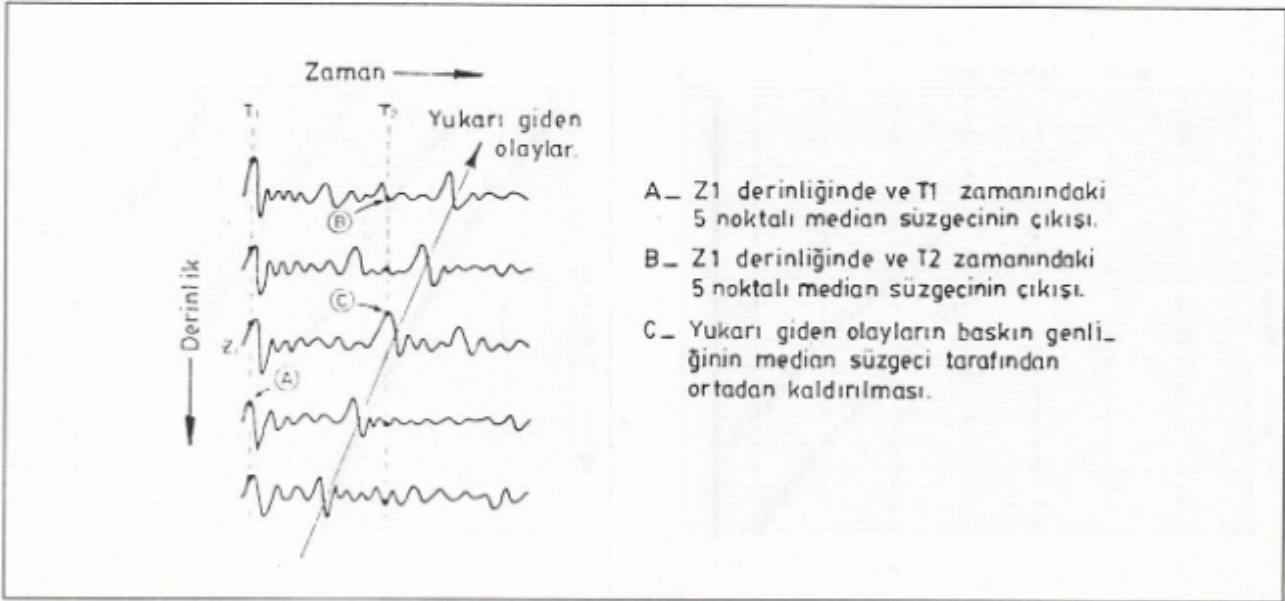
Önce her izin ilk varış zamanı okunarak, her iz sıfır zamanına kaydırılır. Böylece aşağıya giden tüm dalgalar Şekil 17'deki gibi düşey olarak aynı hizaya getirilir. Düşey olarak aynı hizaya getirilmiş verinin dönüğü alınır.

(1) tanımlanan yararlanarak seçilen bir pencere içerisindeki örneklenmiş veriler, yine median süzgeçleme işlemi gereğince büyüktten küçüğe doğru sıralanır ve dizinin orta noktası median değeri olarak seçilir. Pencere tek değer kaydırılarak aynı işlem tekrarlanır.



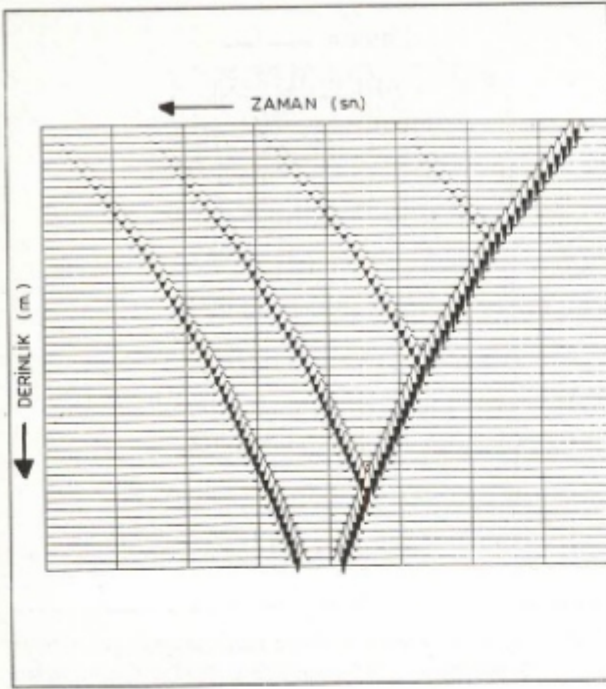
Şekil 8. Küçük bir kaynak-alıcı uzaklığı için, her VSP izine ilk varış süresine eşit bir zaman eklenirse bütün aşağıya giden dalga alanları düşey olarak aynı hizaya getirilmiş olur. İlk varışları uygun bir şekilde aynı hizaya getirmek için bu izlerin bazıları zamanca iyi ayarlanmalıdır.

Fig. 8. For small source offset distances, all downgoing VSP events can be positioned to the two-way times at which they leave the interface where they are generated, irrespective of the depth at which the events are recorded, if each VSP trace is advanced in time by an amount equal to its first break time. Some of these traces need to be better adjusted in time in order to optimally align the first breaks.



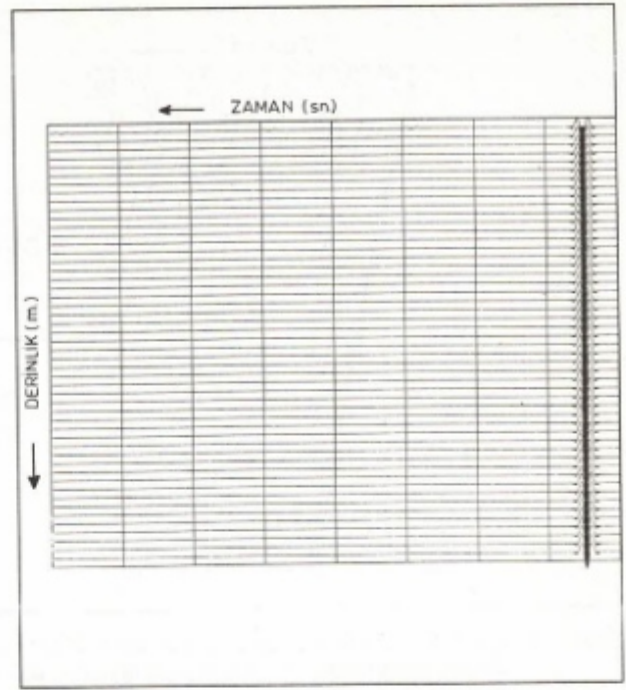
Şekil 9. Bu kuramsal VSP verisindeki aşağı giden dalgalar zaman kaydırması ile düşey olarak aynı hizaya getirilmiştir. Eğer dalgalar yaklaşık olarak aynı şekilde ve aynı fazda bir hizaya getirilmiş ise sabit zaman çizgileri boyunca işlem yapan bir median süzgeci (T1 boyunca) her derinlikte aşağıya giden dalgaları yuvarlatır. Düşey olarak aynı hizaya getirilmemiş olayların fazları ise söndürülmüştür. Buna örnek olarak T2 zaman çizgisi boyunca işlem yapan bir median süzgeci ile yukarıya giden dalganın üçgen şekilli genlik yanıtını söndürmek için median süzgecinin genlik uzunluğunun artırılması gerekir. (Şekil 4'deki gibi).

Fig. 9. These hypothetical VSP data are time shifted to vertically align downgoing events. A spatial median filter operating along fixed time lines (such as along T1), generates smoothed versions of downgoing waves lets at each depth if the wavelets are properly phase align and approximately the same shape. Events whose phases are not vertically aligned are attenuated. An example should be the rejection of upgoing event C by a median filter operating along time line T2. If the upgoing event is partially in phase over several depth traces, the length of the median filter must be increased (as demonstrated in fig. 4) in order to reject the triangular-shape amplitude response of the upgoing event which occurs along a fixed time line.



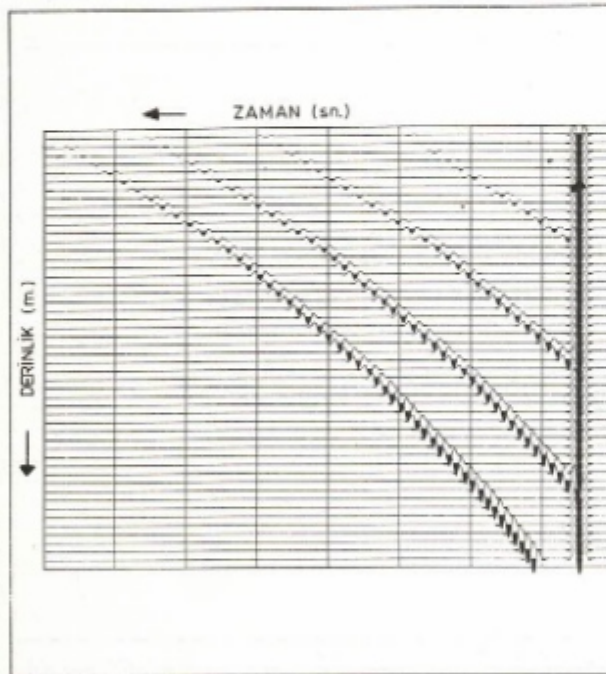
Şekil 10. Dört yatay tabakalı yer modelinden oluşan yapay VSPs kesiti.

Fig. 10. Synthetic VSP cross section produced of using the four layered earth model.



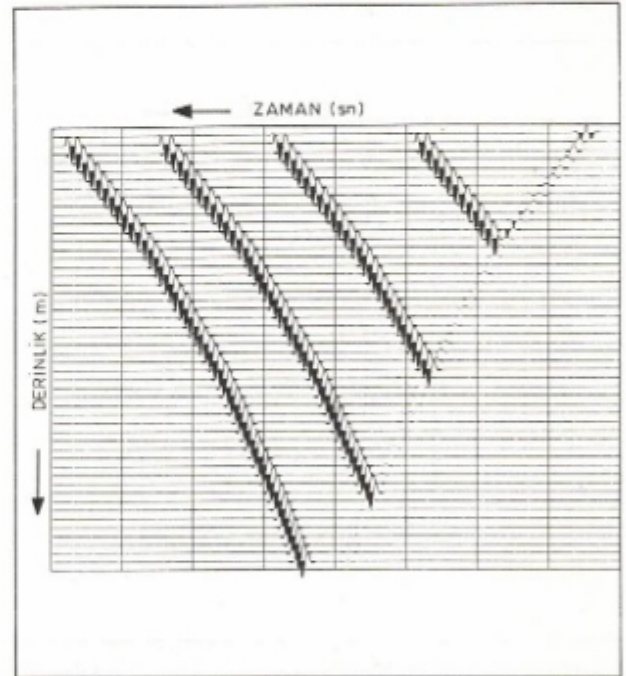
Şekil 12. Derinlik eksenini boyunca 9 noktalı median süzgeci ile doğrusal olmayan yukarıya giden olayların ortadan kaldırılması.

Fig. 12. Applying a 9-point median filter along the depth axis. Upgoing events are removed.



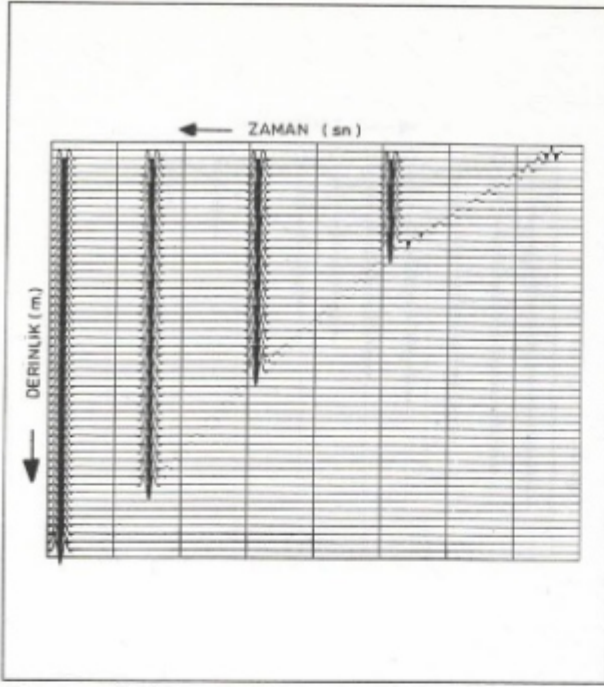
Şekil 11. Zaman kaydırması ile düşey olarak aynı hizaya getirilen aşağıya giden olaylar.

Fig. 11. VSP data time shifted to vertically align downgoing events.

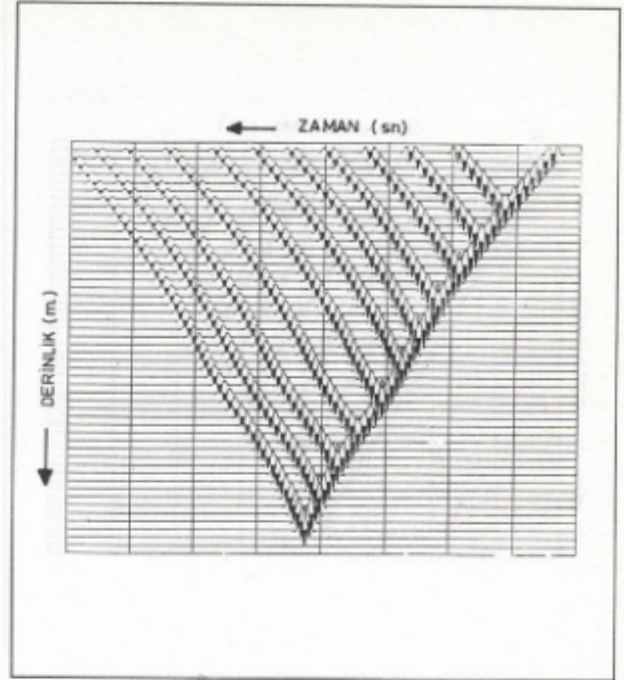


Şekil 13. Şekil 11'deki veri grubundan, Şekil 12'deki veri grubunun çıkartılması ile elde edilen sonuç.

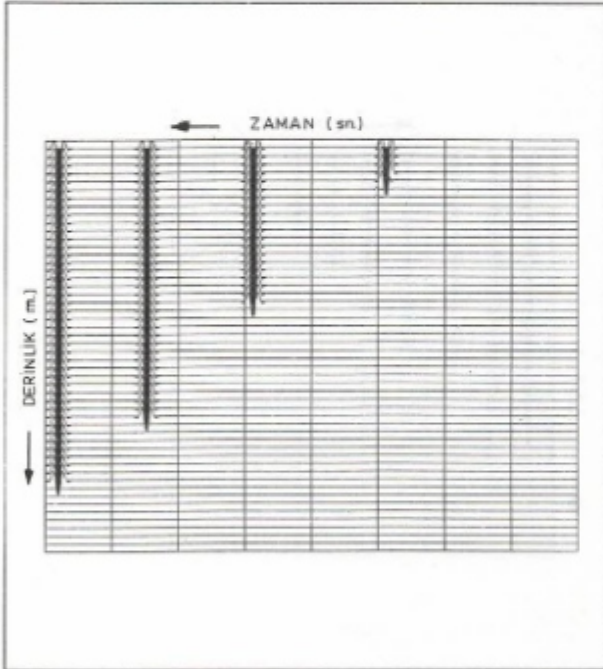
Fig. 13. Result after subtracting data set in Fig. 11 from data set in Fig. 12.



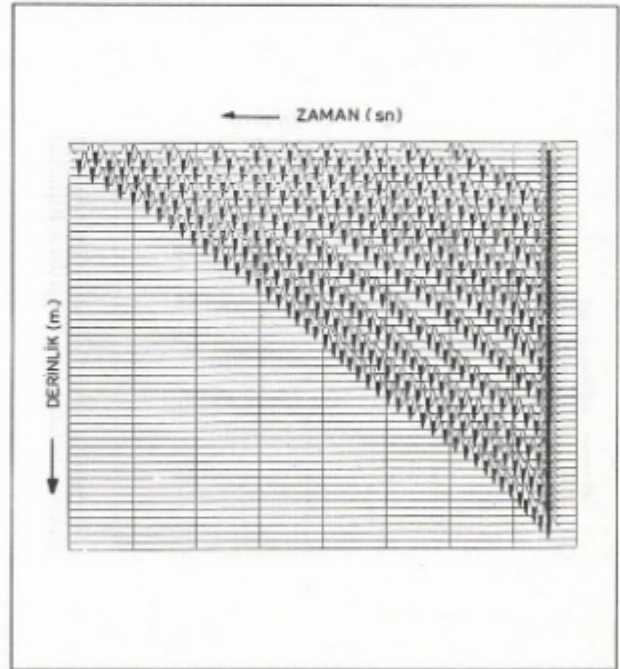
Şekil 14. Şekil 11'deki veri grubu gibi ters zaman kaydırması ile düşey olarak aynı hizaya getirilen yukarıya giden olaylar.
Fig. 14. Upgoing events shifted back to some time alignment as data set in figure 11.



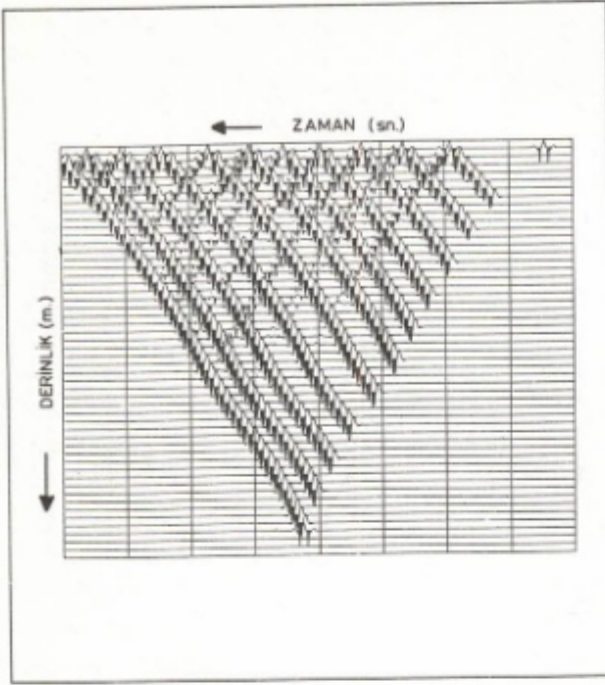
Şekil 16. Onbir yatay tabakalı yer modelinden oluşan yapay VSP kesiti.
Fig. 16. Syntetic VSP cross section produced of using the eleven layered earth model.



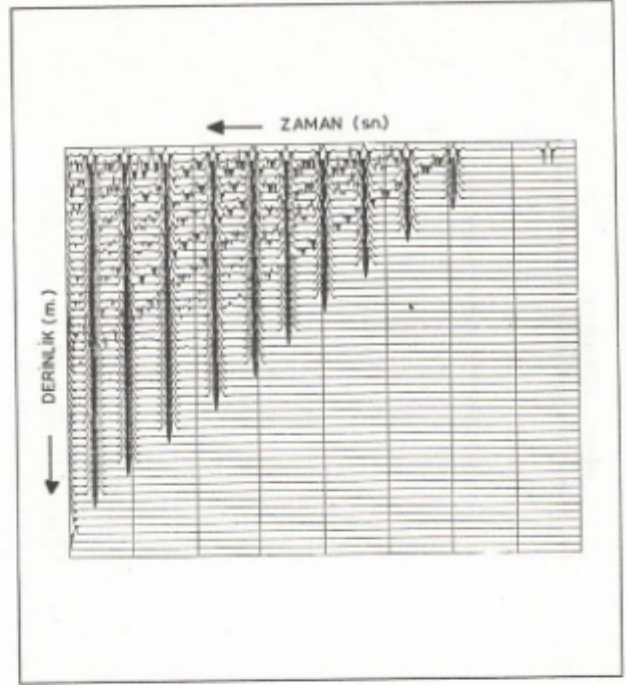
Şekil 15. Yukarıya giden olayların doğrusallığını arttırmak ve gürültüleri ortadan kaldırmak için Şekil 14'deki veriye uygulanan 5 noktalı median süzgeç işleminin sonucu.
Fig. 15. In order to remove the noise spikes and increase the lineation of upgoing waves, a 5-point median filter is used on the VSP data in figure 14.



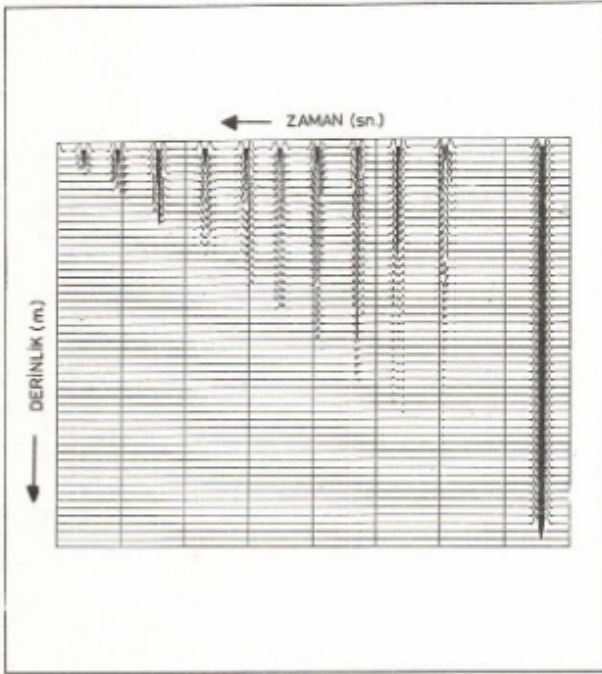
Şekil 17. Zaman kaydırması ile düşey olarak aynı hizaya getirilen aşağıya giden olaylar.
Fig. 17. VSP data time shifted to vertically align downgoing events.



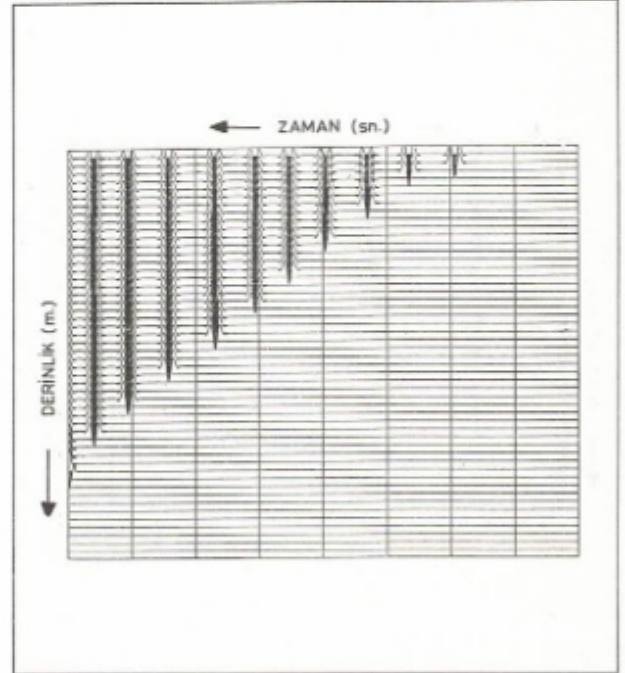
Şekil 18. Derinlik eksenini boyunca 15 noktalı median süzgeci ile yukarıya giden olayların ortadan kaldırılması.
Fig. 18. Applying a 15-points median filter a long time depth axis. Upgoing events are removed.



Şekil 20. Şekil 17'deki veri grubunda olduğu gibi ters zaman kaydırması ile düşey olarak aynı hizaya getirilen yukarıya giden olaylar.
Fig. 20. Upgoing events shifted back to some time alignment as data set in Fig. 17.



Şekil 19. Şekil 17'deki veri grubundan Şekil 18'deki veri grubunun çıkartılması ile elde edilen sonuç.
Fig. 19. Result after subtracting data set in Fig. 17 from data set in Fig. 18.



Şekil 21. Yukarıya giden olayların doğrusallığını arttırmak ve gürültü sinyallerini ortadan kaldırmak için Şekil 20'deki veriye uygulanan 19 noktalı median süzgeç işleminin sonucu.
Fig. 21. In order to remove the noise spikes and increase the linearity of upgoing waves, a 19 point median filter is used on the VSP data in figure 20.

Bu örnek için 15 noktalı median süzgeç işleci Şekil 17'deki VSPs verisine uygulanmıştır. Şekil 18'de görüldüğü gibi süzgeç doğrusal olayları arttırmış eğimli, yani doğrusal olmayan olayları ortadan kaldırmıştır. Düşey olarak aynı doğrultuda bulunan aşağıya giden dalga alanlarının bulunduğu veriden (Şekil 17), süzgeçlenmiş veri (Şekil 18) çıkartılır. Şekil 19'da görüldüğü gibi sonuçta sadece yukarıya giden dalga alanları ortadan kaldırılır.

Daha sonra Şekil 19'daki veriden her izin ilk yol zaman değerlerinin çıkartılması ile tüm yukarıya giden dalga alanları düşey olarak aynı doğrultuya getirilmiş ve Şekil 20'deki veri elde edilmiştir. Şekil 20'deki veride gürültüleri ortadan kaldırmak için veriye bir kez daha 15 noktalı median süzgeci uygulanmış aşağıya ve yukarıya giden dalga alanları birbirinden tamamen ayrılmıştır (Şekil 21).

KATKI BELİRTME

Çalışmanın her aşamasında katkılarını esirgemeyen Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı'ndan Dr. Mustafa Murat-hanoğlu'na teşekkürü bir borç bilirim.

KAYNAKLAR

Bednar, J.B. 1983, Application of median filtering to deconvolution pulse estimation and statistical editing of seismic data, *Geophysics* 48, 1598-1610.

Clearbout, J.F. and Muir, F. 1973, Robust modelling with erratic data, *Geophysics* 38, 826.

Clearbout, J.F. 1976, *Fundamentals of Geophysical Data Processing*, Newyork, McGrawHill.

Evans, J.R. 1981, Fortran Computer Programs For Running Median Filters and a General Despiker U.S. Geol. Surv. Open-File Rept., 81-1091.

Evans, J.R. 1982, Running median filters and a general despiker, *Bull. Seis. Soc. America* 27, 331-338.

Hardage, B.A. 1983, *Vertical Seismic Profiling, Part A. Principles*, Amsterdam, Geophysical Press.

Huang, T.S., Yang, G.J. and Tang, G.Y. 1979, Fast two-dimensional median filtering algorithm, *IEEE Trans. Acous., Speech Signal Processing* V. ASSP-20, 1, February.

Joyant, N.S. 1976, Average and median based smoothing techniques for improving digital speech quality in the presence of transmission errors, *IEEE Trans. Commun.* COM-24, 1043-1045.

Rabiner, L.E., Sambur, M.R. and Schmit, C.E. 1975, Application of non-linear smoothing algorithm to speech processing, *IEEE Trans. on Acoustic Speech and Signal Processing* ASSP-23, 6, 552-557.

Stewart, R.R. 1985, Median filtering: Review and a new f-k analogue design, *CSEC* 21, 54-63.

TAHRAN'DA JEOELEKTROMANYETİK DERİNLİK SONDAJI

Geoelectromagnetic Depth Sounding at Tehran

O. Metin İLKİŞİK* ve Asemaneh REZABAKHSH*

ÖZET

Tahran Üniversitesi'nin jeomanyetik gözleminde kaydedilmiş olan manyetik ve tellürik verilerden litosferin derin kısımlarına ilişkin bilgi edinilmesi amacıyla bir deneme yapılmıştır. İncelenen jeoelektromanyetik veriler, 1965 kış mevsiminde güneş lekelerinin göreceli olarak sakin olduğu bir dönemde yeralmaktadır. 2800 saat süreli gözlem değerleri (yaklaşık 4 ay) kullanılarak yapılan spektral analiz, 3 saatten sideral aya kadar oldukça uzun bir periyot aralığını kapsamaktadır.

ρ_{KG} ve ρ_{DB} eğrilerinin kıyaslanması Tahran civarında derin ve kuvvetli bir yön bağımlılık bulunduğuna işaret etmektedir. Bölgedeki jeolojik uzamına paralel olan ρ_{DB} değerleri, dik olan ρ_{KG} değerlerinden daha azdır.

Doğu-batı yönlü jeolojik uzamına paralel olan ρ_{DB} öz direnç değerleri üzerinden saptanan bir boyutlu model sonuçlarına göre üst manto içinde 500-600 km derinde bir iletken katman vardır. Veriler yaklaşık 1600-1700 km derinlerde ikinci bir iletken katmanın varlığına işaret etmektedir.

ABSTRACT

An attempt was made to obtain information about the deeper parts of lithosphere by using magnetic and telluric data recorded at the Geomagnetic Observatory of Tehran University. Geoelectromagnetic data cover relatively low level of sunspot activity in the winter of 1965. Spectral analysis using the data observed in 2800 hours (appr. 4 months) was applied in relatively long period varying from 3 hours to Lunar month.

The comparison of ρ_{NS} and ρ_{EW} curves suggests a strong anisotropy at this location. The sample values of ρ_{EW} are much less than those of ρ_{NS} which are in the direction of regional geological strike.

According to one dimensional modelling results by using ρ_{EW} resistivity values, a conductive layer exists at the depth of 500-600 km within the upper mantle. Data indicate that the existing of second conductive layer at about 1600-1700 km depths.

GENEL JEOLOJİ VE JEOFİZİK BİLGİLER

İran dağlık bir ülke olup; güneybatıdaki Arap Kalkanı ile kuzeydoğudaki Turan Platosu arasında, Anadolu'dan Afganistan'a doğru uzanan Alp-Himalaya kıvrım kuşağı üzerinde yer alır. Jeolojik veriler bölgede dört ana tektonik birimin varlığını gösterir (Takin 1972 ve Tabatabai 1987).

1) Zagros Sistemi; kendisini sınırlayan kuzeydoğuya eğimli Zagros ters fayı ile birlikte Türkiye'de Toroslar'dan başlayarak güneydoğuya, Hürmüz Boğaz'ı yakınında bulunan yaklaşık kuzey-güney doğrultulu Minab fayına kadar uzanır. Bu kuşak, Arap platosunun, kuzeydoğusundaki İran levhası ile çarpışması ve sıkışması sonucu oluşmuştur. Levha tektoniği açısından, Arabistan levhasının İran levhasına göre bağlı hareketi, Zagros'lar boyunca uzanan geniş bir yitim kuşağı oluşturur. Bu dalma, Tersiyer'den başlayarak günümüze dek süregelenmiştir.

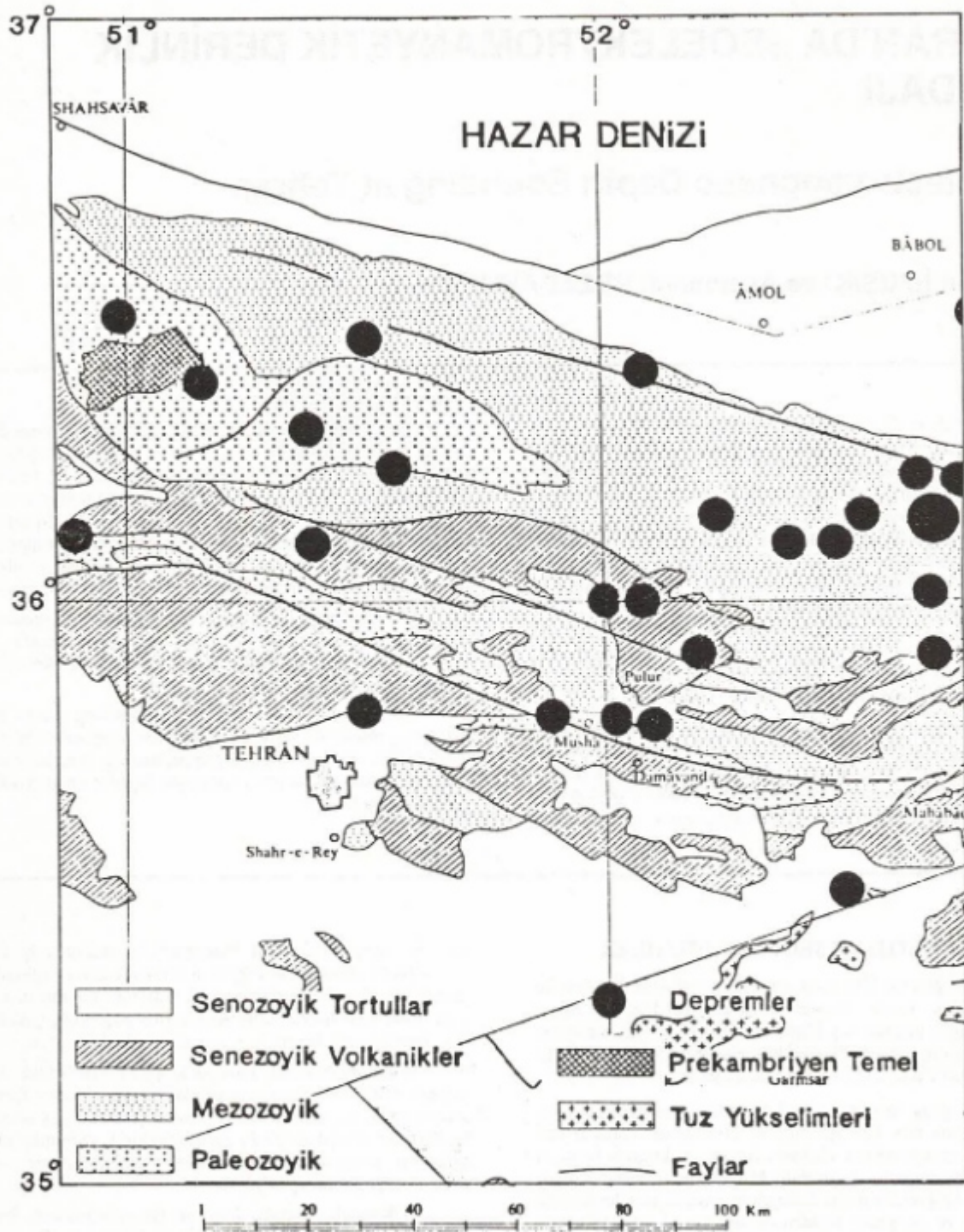
2) Orta İran platosu; sırasıyla Orta İran ve Azerbaycan, Lut kuşağı, Doğu İran sıradağları ve Makran sıradağlarından oluşur. Orta İran birimindeki yükseltilerde Prekambriyen te-

mele ait kayalara rastlanır. Paleozoyik'in platform tipi kayaları, eksiksiz olarak Orta Triyas'ın sonuna kadar çökeltmelerine devam etmişlerdir. Toplam tortul kalınlığı Tahran'ın hemen güneyinde 8-10 km kadardır. Kuvaterner yaşlı genç çökeller de Orta İran tektonik birimi üzerinde geniş alanlar kaplar.

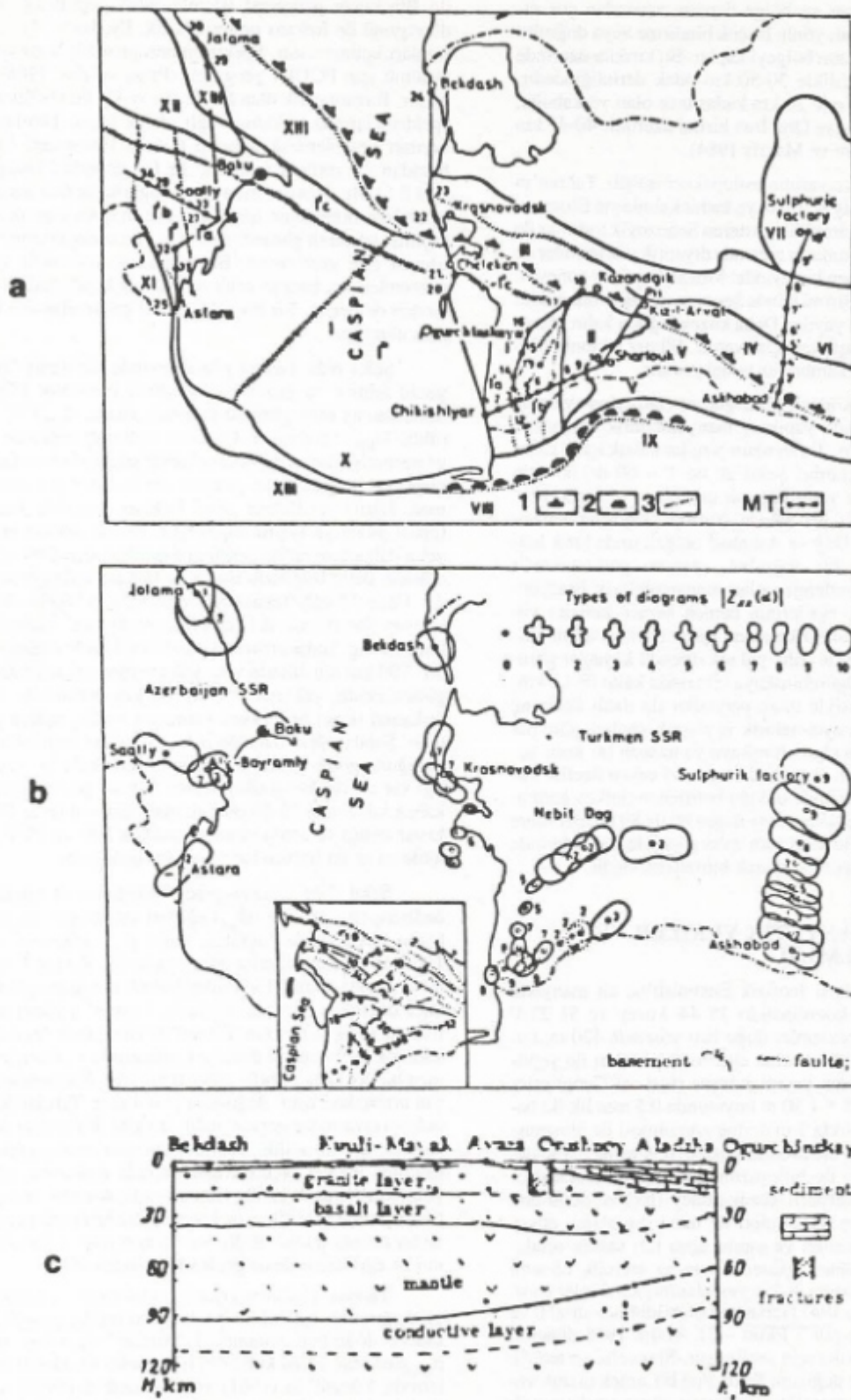
3) Elburz Sistemi; kuzeydeki Hazar çöküntüsü ile güneydeki Orta İran platosu arasında yer almaktadır. Birbirine paralel antiklinal ve senklinallerden oluşarak bir yay oluşturur. Bu birimde, doğu-batı yönlü önemli tektonik uzanımlar olmakla birlikte, tortul açıdan Prekambriyen'den Kuvaterner sonuna kadar tüm yaşta kayalar yer alır.

4) Koppeh sıradağı; İran'ın kuzeydoğusunda İran ile Türkmenistan arasındaki sınır bölgesinde yer alır. Bu sıradağlara Elburz Dağları'nın kuzeydoğu uzantısı gözü ile de bakılabilir. Yapısal açıdan Orta İran ve Elburz birimlerinin, Turan platosu ile kenar bölümünü oluşturur. Elburzlar'ın güneyinde ve Koppeh Sıradağları'nın batısında Hazar Denizi çöküntüsü yer alır. Güney Hazar çöküntüsünde gözlenen yüksek gravite belirtisi bu alanın kalın tortullardan ve ince okyanusal kabuktan oluştuğunu göstermektedir.

* I.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Avcılar 34840 İstanbul



Şekil 1. Tahran civarının ayrıntılı jeolojik haritası (Thcalenko ve diğ. 1980 den).
 Fig. 1. Detailed geological map of surrounding area of Tehran (after Thcalenko et. al. 1980).



Şekil 2. Türkmenistan'da yapılan manyetotellürik araştırmaların sonuçları (Avagimov ve diğ. 1976). a) Güney Hazar bölgesinin tektonik yapısı; 1- Geç Alpin kıvrımları sınırı, 2- Erken Alpin kıvrımları sınırı, 3- Ana kırıklar. b) $T = 60$ dakika için empedans değerlerinin yönbağımlı diyagram haritası. c) Bekdash - Ogurchinskaya doğrultusu boyunca olası jeolojik kesit.

Fig. 2. Results of magnetotelluric investigations in Turkmenistan (after Avagimov et. al. 1976). a) Tectonic structure of Southern Hazar region; 1- Boundaries of Late Alpine folding, 2- Boundaries of Early Alpine folding, 3- Main fractures. b) Map of polar diagram of impedance values for $T = 60$ minutes. c) A possible geological section along Bekdash - Ogurchinskaya profile.

Orta İran ve Elburz tektonik birimlerinin sınırı Tahran'ın hemen güneyinden geçer ve bölge deprem açısından çok etkindir. Genelde doğu-batı yönlü birçok bindirme veya doğrultu atımlı kırık kuşakları bütün bölgeyi kaplar. Bu kırıklar üzerinde yeralan depremler genellikle 30-50 km odak derinliğindedir. Kuzeyde Hazar Denizi'nde 20 km kadar ince olan yerkaşığı, güneye doğru Elburz'lar ve Orta İran birimi üzerinde 40-45 km kalınlığa ulaşır (Dehghani ve Makris 1984).

Şekil 1'de Tahran civarının jeolojisi verilmiştir. Tahran'ın güneyinde oldukça geniş 8-10 km ye kadar kalınlaşan Eosen ve Oligosen'den itibaren süreklilik gösteren Senozoyik tortullar ile örtülü bir alan vardır. Bunların arasında diyapirik yükselimler de görülür. Tahran'ın hemen kuzeyinde, Moshe Fayı'nın güneyinde ve Elburz Tektonik Birimi içinde Senozoyik yaşlı volkanikler oldukça geniş bir alana yayılır. Daha kuzeydoğuda kalın Meso-zoyik ve Paleozoyik yaşlı kayalar vardır. Elburz tektonik biriminin çekirdeğinde Prekambriyen temel yer alır.

Şekil 2 (a-c) de Koppeh sıradağlarının kuzeyinde yeralan Türkmenistan bölgesinde yapılmış manyetotellirik araştırmaların bir özeti verilmiştir. Taralı uzun çizgiler kabuk içine kadar inen derin kırık kuşaklardır. Şekil 2b de $T = 60$ dakika için empedans değerlerinin yöne bağımlı diyagramları çizilmiştir. Kuzeydeki Bekdash'da her yönde izotrop kayalar varken (dairesel şekil), Nebit Dağ ve Aşkabad bölgelerinde kırık hatlarına paralel önemli bir doğu-batı uzanımı görülmektedir (elipsoid şekiller). İşaretlenmiş olan manyetotellirik istasyonlarda ölçülen öz direnç eğrilerinin hemen hemen tamamı yüzeyde yeralan iletken tortul katmana işaret eder ve artan periyotta yani daha derinlerde daha yüksek dirençli kayalar görülür. Sadece güneyde Ogurchinskaya civarında kalın (8-10 km) iletken tortulların etkisiyle uzun periyotlar da dahil öz direnç düşük çıkmaktadır. Manyetotellirik ve sismik verilere göre hazırlanmış Bekdash'dan Ogurchinskaya'ya uzanan bir kesit Şekil 2c de görülmektedir. Burada dikkatimizi çeken özellik kuzeyde 90 ile 120 km derinde olduğu belirlenen iletken katmanın, güneyde Hazar çöküntüsüne doğru 60 ile 80 km derinlere kadar yükselmesidir. Bu katmanın daha güneyde İran içlerinde devam edip etmediği jeofizik olarak bilinmemektedir.

JEOTEKTROMANYETİK VERİLER VE DEĞERLENDİRİLMESİ

Tahran Üniversitesi Jeofizik Enstitüsü'ne ait manyetik gözleminin coğrafi koordinatları 35 44' kuzey ve 51 23.1' doğudur. Jeoelektrik gözlemler doğu-batı yönünde 420 m, kuzey-güney yönünde 1120 m olan elektrod açılımları ile yapılmış ve mV/km cinsinden yayınlanmıştır (Inst. of Geophysics 1966). Elektrodlar 0.75×1.50 m boyutunda 0.5 mm lik iki bakır levhanın 0.5 m aralıkla 3 m derine gömülmesi ile oluşmuştur. Isı ve rüzgara karşı elektrodlar gözlem noktasına 0.3 m derinden giden bir kablo ile birleştirilmiştir. Tahran jeoelektromanyetik gözlemevi verileri; kuzey-güney (Ex) ve doğu-batı (Ey) yönlü tellirik alan değişimleri ile manyetik alanın düşey (Z) ve yatay (H) bileşenleri ve sapma açısı (D) saatlik ortalamalarından oluşur. Güneş lekelerinin en az etkinlik dönemi olan 1965 ve 1966 yıllarına ilişkin yayınlanmış kataloglar (Inst. of Geophysics 1966 ve 1967) taranarak olabildiğince sürekli ve eksiksiz verilerden oluşan 7 Ekim - 31 Aralık 1965 dönemi, jeoelektromanyetik analiz için seçilmiştir. Manyetik ve tellirik verilerin zaman içinde değişimi Şekil 3'de bir örnek olarak verilmiştir. Üstte sapma açısı (D), altta kuzey-güney yönlü tellirik değerler (Ex) görülmektedir. Örnek olarak verilen bu kayıt 10 gün, yani 240 saat uzunluğundadır.

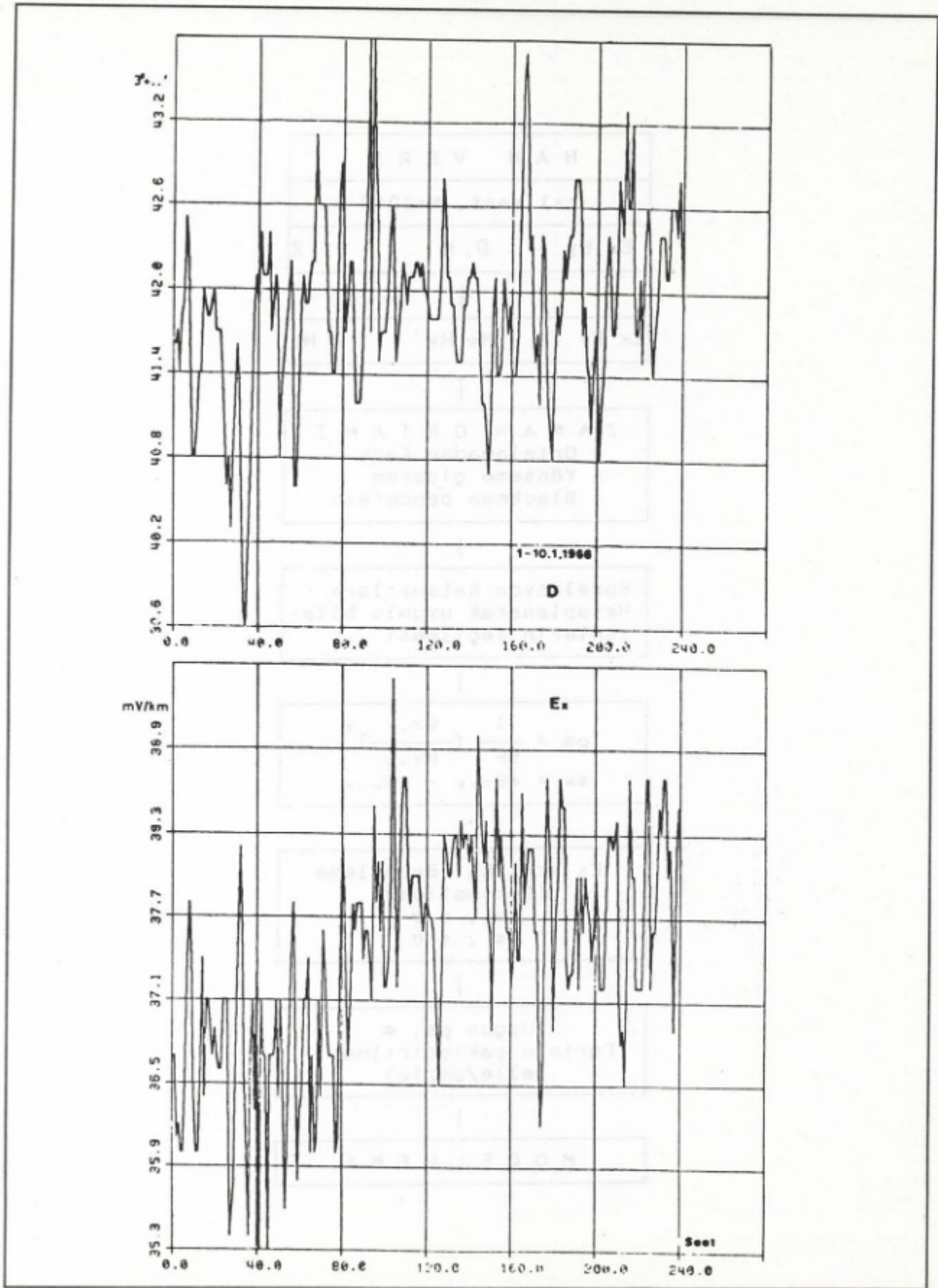
Şekil 4'de görünür öz direnç sondaj eğrisinin bulunması- na ilişkin işlemlerin akış diyagramı verilmiştir. Daha fazla ayrıntı İlkışık (1980) ve Hermance (1973) da bulunabilir. Ham Ex, Ey, H, D ve Z verilerinin örneklem aralığı 1 saat ve veri boyu 2048 dir. Tellirik bileşenler aynen kullanılmış, Hx ve Hy ise H ve D den elde edilmiştir. Hz ise Z nin kendisidir. Bu ve-

riler zaman ortamında yönseme giderme ve sonlu veri nedeni ile Blackman penceresi işlemlerinden geçirilmiş ve Fourier dönüşümü ile frekans ortamında Ex, Ey, Hx ve Hy'nin spektrumları bulunmuştur. Spektrum hesaplamada hızlı Fourier dönüşümü için FOURI programı (Press ve diğ. 1986) kullanılmıştır. Birbirine dik olan Ex ile Hy ve Ey ile Hx bileşenlerinin spektrumlarında frekansa bağlı olarak ilişki -korelasyon- katsayıları hesaplanarak uyumlu frekans bileşenleri seçilmiş ve buradan da görünür öz direnç ve faz değerleri hesaplanmıştır (Şekil 5). Bu değerler daha sonra logaritmik frekans ortamında eş aralıklı örnekleme işlemine sokulmuş ve yine de belirli bir saçılma gösteren görünür öz direnç ve faz değerlerinin yuvarlatılması elle yapılmıştır. Bu tamamen matematik çakıştırma yöntemlerinin, bazı jeolojik ve jeofizik kısıtlamalara uymamasından dolayıdır. Bir boyutlu model çalışmalarında bu eğriler esas alınmıştır.

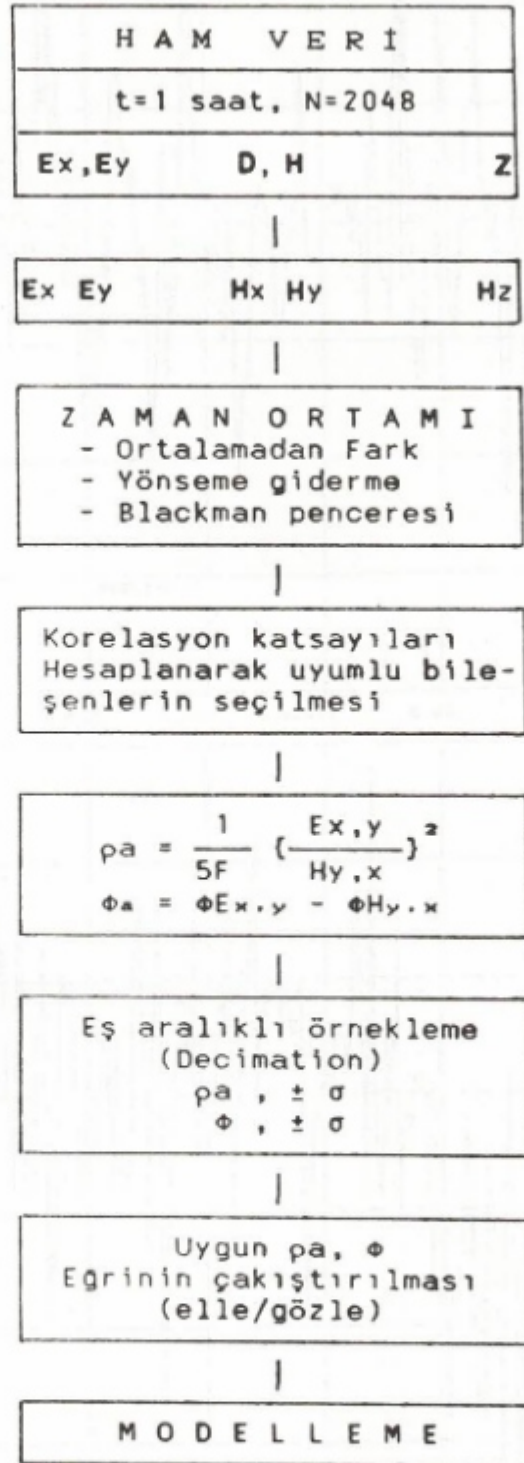
Şekil 6'da Tahran gözlemevinde ölçülmüş "doğu-batı" yönlü tellirik ve kuzey-güney yönlü manyetik bileşenlerden hesaplanmış olan görünür öz direnç (üstte, ρ_{EW}) ve faz eğrisi (altta, ϕ_{EW}) verilmiştir. Görünür öz direnç değerleri dairelerle gösterilmiş olup, çizgilerin belirttiği standart sapmalar % 35-40 civarındadır. Böyle bir çalışma için bu sınır çok yüksek sayılmaz. Eğriler çizilirken artan frekans değerleri (saatte devir (cph)) yukarıya doğru seçilmiştir. Bunun nedeni elektromanyetik dalgaların nüfuz derinliği özelliği nedeniyle, sığ bilgilerin yüksek, derin bilgilerin ise alçak frekanslarda görülmesindenidir. Üstte 0.5 cph frekansında veya kabaca 160 km'lerde 35-40 ohm-m olan direnç, 0.11 cph frekansına yani yaklaşık 500-700 km derinliği kadar artmakta, bu derinliklerde direnç düşmektedir. 700 km nin altında yine yüksek dirençli kayaların varlığı gözlenmekte, yaklaşık 1500-1700 km derinlerde (0.015 cph frekansı) ikinci bir iletken katmanın varlığı açıkça görülmektedir. Sondaj eğrisi daha derinde öz direncin bağıl olarak yüksek olduğunu göstermektedir. Modellemede belli bir yanılga olasılığı var ise de, kesin olan durum Tahran gözlemevinin altında kabuk tabanında 35-40 ohm-m olan direncin en az 2000 km ye kadar arttığı ve arada sırasıyla yaklaşık 500 ve 1500 km derinlerde en az iki iletken katmanın var olduğudur.

Şekil 7'de "kuzey-güney" yönünde ölçülmüş görünür öz direnç (ρ_{NS}) ve faz (ϕ_{NS}) eğrileri verilmiştir. Bu eğri hemen bütün frekanslarda doğu-batı yönlü ρ_{EW} değerlerinin yaklaşık 100 katı yüksek değerler göstermektedir. Bu ise Tahran gözlemevi altında önemli bir yönbağımlılık olduğunu gösterir. Daha önce değinilen jeolojik bilgilerle, Tahran'ın güneyindeki Orta İran tektonik biriminin Tahran'ın kuzeyinde bulunan Elburz tektonik birimi altına daldığını, aralarında manto içlerine kadar inen bir dokanak olduğu anlaşılmaktadır. En azından bu iki birim arasındaki sınır, doğu-batı yönlü olup Tahran'daki gözlem noktası civarından geçmektedir. Bu gibi iki boyutlu durumlarda jeolojik uzanım dik ölçümler (burada kuzey-güney yönlü), uzanımına paralel ölçümlerden (burada doğu-batı yönlü) daha yüksektir (Jiracek 1990). Bu durumda, derinlik açısından biraz farklı çıkmakla birlikte, öz direncin derine doğru genelde arttığı ve bir önceki şekilde değinilen iletken yatay tabakaların etkisinin bu eğri üzerinde de gözlemlendiği söylenebilir.

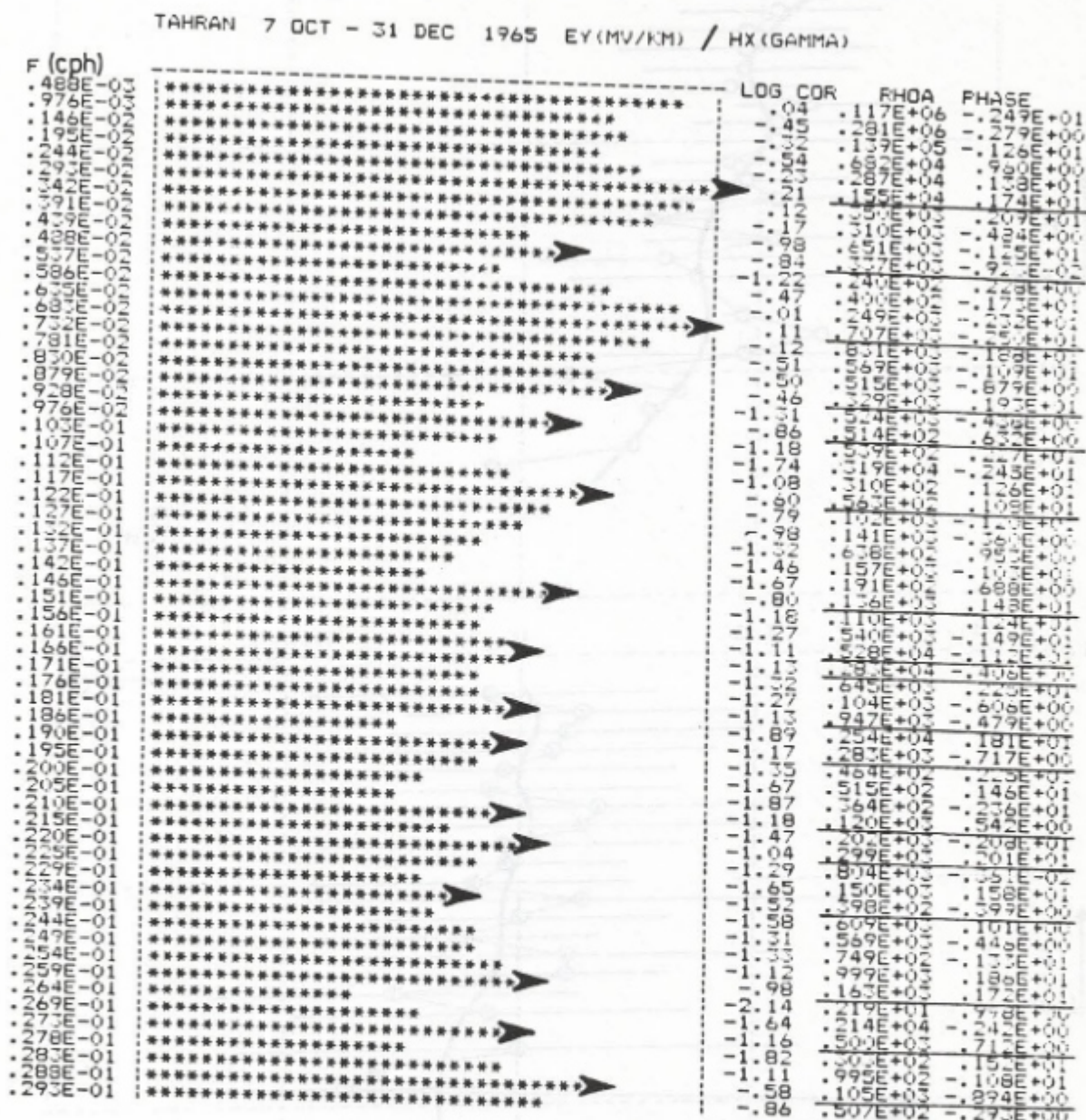
Tahran elektromanyetik verilerinde gözlenen önemli yönbağımlılık nedeni ile bir boyutlu model hesaplamalarında sadece doğu-batı yönündeki "paralel" değerleri simgeleyen ρ_{EW} öz direnç eğrisi kullanılmıştır (Şekil 8). Model hesaplamalarında Yungül'ün (1961) ve Cagniard'ın (1953) yayınladığı abaklardan yararlanılmıştır. Bu abaklarda, farklı ρ_2/ρ_1 değerleri için çizilmiş olan eğrilerin apsisi $T\rho_1/h^2$, ordinatı ise ρ_2/ρ_1 olarak hazırlanmıştır. Periyodun fonksiyonu olarak çizilen ρ_{EW} eğrisinin ilk kısmı iki tabaka için hazırlanmış eğrileri ile çakıştırılarak önce üst katmana ilişkin değişkenler (ρ_1 ve h_1) bulunur. Şekil 8 de (üstte) görülen birinci "+" işareti yardımıyla ordinatı üzerinde okunan değer ρ_1 i, apsisi üzerinde okunan T_1 değeri ise ilk katmanın kalınlığı $h_1 = t_1$ i belirler. Çakıştırılan eğrinin ρ_2/ρ_1 değerinden de ρ_2 bulunur.



Şekil 3. Tahran Manyetik Gözlemevi'nden a) manyetik -sapma açısı D- ve b) tellürik -Ex- veri örnekleri.
Fig. 3. Examples of a) magnetic -declination D- and b) telluric -Ex- data from Tehran Magnetic Observatory.

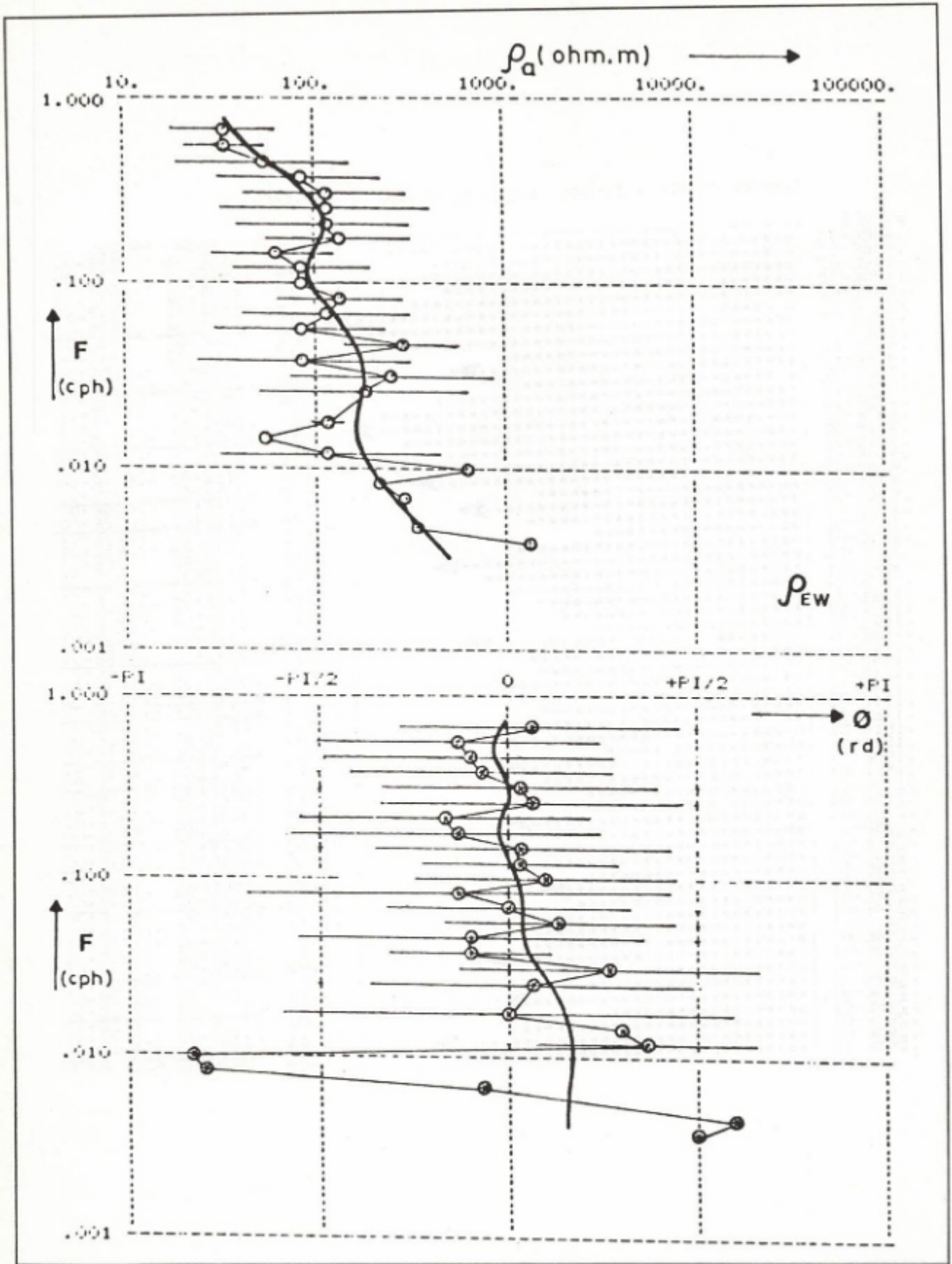


Şekil 4. Hesaplamaların akış diyagramı.
Fig. 4. Flow diagram of calculations.



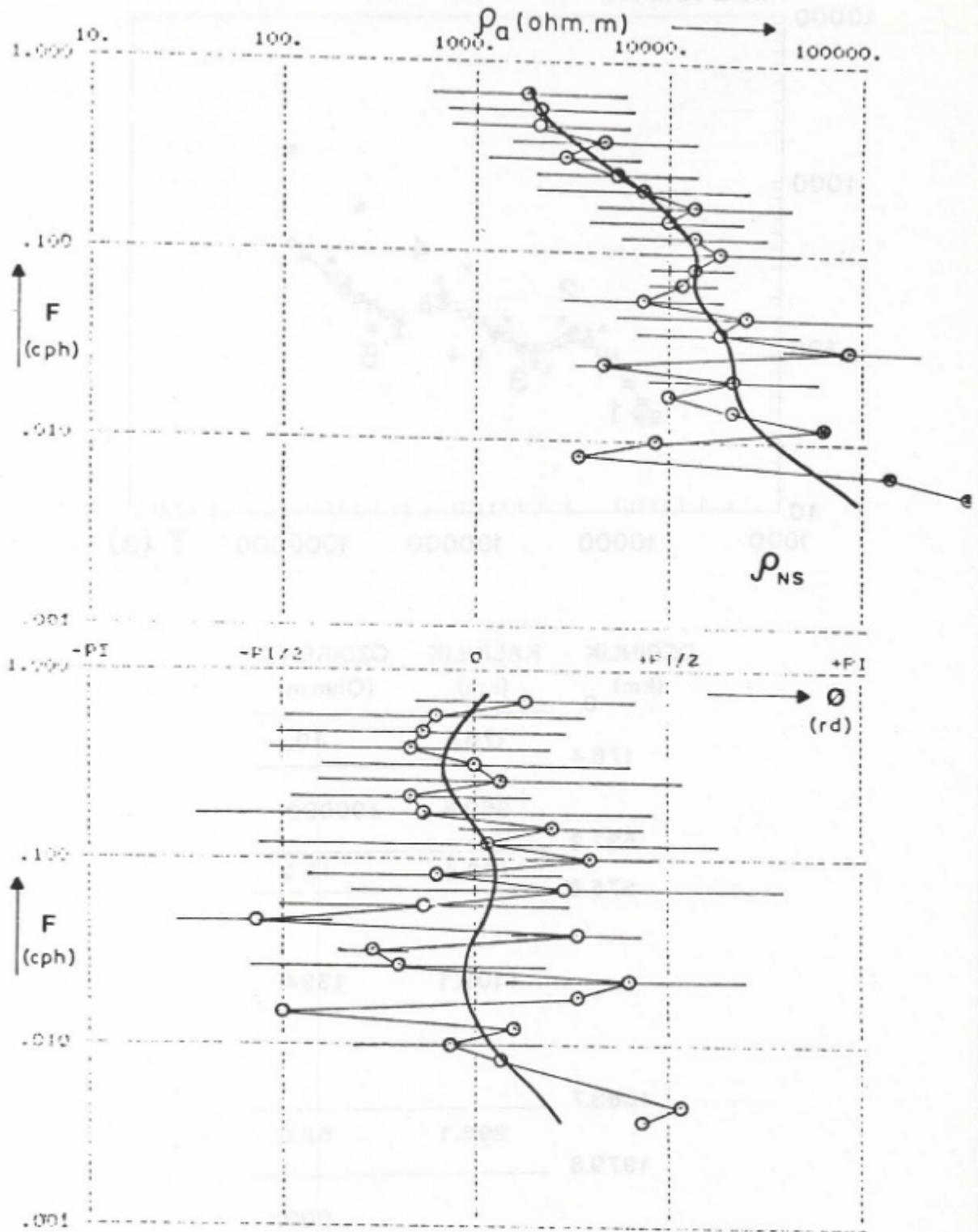
Şekil 5. Birbirine dik elektrik ve manyetik bileşenlerin spektrumlarında yüksek ilişki -korelasyon- (logaritmik ölçekte LOG COR) görülen frekanslarda (F), görünür öz direnç (RHOA) ve faz (PHASE) değerlerinin seçilmesi.

Fig. 5. The selection of the apparent resistivity (RHOA) and the phase (PHASE) values at frequencies of high correlation coefficients (in log scale LOG COR) which appear in between the spectrums of orthogonal electric and magnetic components.



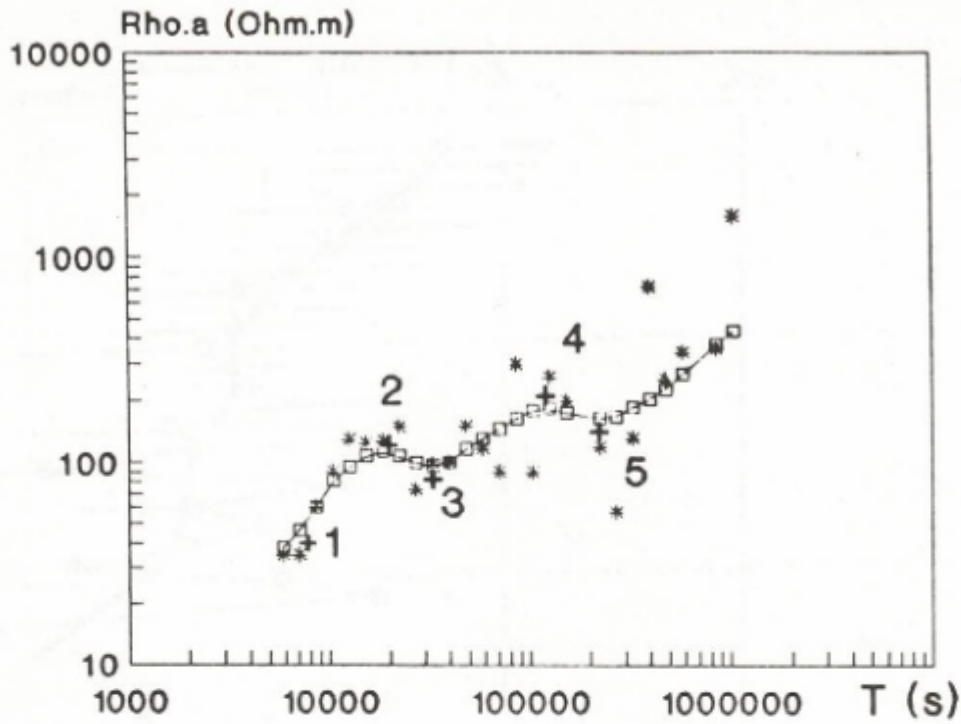
Şekil 6. Tahran Jeoelektromanyetik Gözlemevi'nde doğu-batı yönünde frekansın fonksiyonu olarak ölçülen görünür öz direnç (üstte ρ_{EW}) ve faz (altta ϕ_{EW}) eğrileri.

Fig. 6. The Apparent resistivity (top ρ_{EW}) and phase (bottom ϕ_{EW}) curves as a function of frequency which are measured in east-west orientation in Tahran Geoelectromagnetic Observatory.



Şekil 7. Tahran Jeoelektromanyetik Gözlemevinde doğu-batı yönünde frekansın fonksiyonu olarak ölçülen görünür özdirenç (üstte ρ_{NS}) ve faz (altta ϕ_{NS}) eğrileri.

Fig. 7. The apparent resistivity (top ρ_{NS}) and phase (bottom ϕ_{NS}) curves as a function of frequency which are measured in east-west orientation in Tehran Geoelectromagnetic Observatory.



DERİNLİK (km)	KALINLIK (km)	ÖZDİRENÇ (Ohm.m)
0.		
176.4	176.4	40.
	360.8	400000.
537.2	38.4	13.2
575.6		
	1108.1	1394.
1683.7		
	296.1	52.5
1979.8		
		600.

Şekil 8. (Üstte) Çakıştırma yöntemi ile doğu-batı yönlü görünür öz direnç verilerinin bir boyutlu modellenmesi. Yıldızlar gözlenen öz direnç, kareler yuvarlatılmış görünür öz direnç değerleri ve numaralanmış artı işaretleri çakıştırılan kuramsal eğrilerin (1,1) noktalarıdır. (Altta) Altı tabakalı yer modeli.

Fig. 8. (Top) One dimensional modeling of east-west oriented apparent resistivity data through the process of curve matching. Stars are the observed apparent resistivity, squares are the smoothed apparent resistivity values and the numbered plus signs are the (1,1) points of the matched theoretical curves. (Bottom) Six layered earth model.

Daha sonraki adımda ρ_{EW} eğrisinin ikinci parçası ele alınarak yine iki tabaka abağında yeni bir eğri ile çakıştırılır. Çakışan eğrinin (1,1) noktası ikinci "+" işareti ile gösterilmiştir. Bu kez ordinat üzerinde okunacak olan değer birinci ve ikinci tabakanın toplam iletkenliğinin belirlediği

$$S = S_1 + S_2$$

$$h_2/\rho_1' = h_1/\rho_1 + (h_2 - h_1)/\rho_2$$

bağıntısındaki ρ_1' dir. Apsis ise iki tabakanın toplam kalınlığı h_2 değerini veren

$$h_2 = (\rho_1' \cdot T_2)^{1/2}$$

bağıntısındaki T_2 dir. İkinci katmanın kalınlığı $t_2 = h_2 - h_1$ den, üçüncü katmanın öz direnci ρ_3 ise çakışan yeni eğrinin ρ_2/ρ_1 yani gerçekte ρ_3/ρ_1 oranından bulunur. Hesaplanan değerlerin özellikle çakıştırma sonucu belirlenen ρ_1' değerinin doğru olup olmadığı her seferinde ve diğer tabakalar içinde toplam iletkenlik bağıntısı ile kontrol edilmelidir. Çoğu kez ortaya çıkan yanlış, yapay kaynakların kullanıldığı Schlumberger gibi öz direnç yöntemlerinde çok küçük (% 1-3) olmakla birlikte, görünür öz direnç eğrilerinin normalde % 25 yanlış taşıdığı manyetotellürik yöntemde % 1 ile % 15 arasında değişebilmektedir.

Daha sonra eğrinin üçüncü ve diğer parçalarında benzer işlemler sürdürülerek bir boyutlu yeryüzü yapısı için Şekil 8'de verilen 6 tabakalı yapı belirlenmiştir (Rezabakhsh 1991). Üstte 176.4 km kalınlıkta 40 ohm-m öz dirençli katman, ince bir litosfer (45-50 km) ile birlikte, astenosferi simgeler. Bunun altında 360 km kalınlıkta ve 400000 ohm-m gibi yüksek öz dirençli ikinci bir tabaka yer almaktadır. Model çalışmaları bunun altında 38.4 km kalınlıkta öz direnci 13.2 ohm-m olan bir katmanın varlığını göstermektedir. Manto içinde 537 ile 575 km derinlikler arasındaki bu iletken tabaka büyük olasılıkla sismolojik ve EM indüksiyon yöntemleri ile yerkürenin birçok yerinde gözlenen düşük hız zonuna karşılık gelir (Bott 1982). Manto içinde 1684 km derinliğe kadar devam eden yüksek öz dirençli (1394 ohm-m) dördüncü katmanın altında 296 km kalınlıkta 52.5 ohm-m öz dirençli ikinci bir iletken tabaka yer alır. En alttaki manto kayaçları ortalama 600 ohm-m öz dirençlidir. Verilerdeki saçılma oranının yüksek oluşu daha ayrıntılı bir model çalışmasına gidilmesinin yanısıra, mantının jeolojik ve petrolojik yapısına ilişkin yorumların da yapılmasını engellemektedir. Ancak bulunan modelde bu tabakaların derinliği, kalınlığı ve öz direncine ilişkin değerler gözlemlerdeki ve modelleme yöntemindeki yanlışlar nedeniyle biraz farklı olabilir de, veriler varlıklarını kesin olarak göstermektedir.

SONUÇLAR

1) Tahran gözlemine ait jeoelektromanyetik verilerin analizi yapılarak spektral özellikleri belirlenmiştir. Bunlardan birbirine dik elektrik ve manyetik bileşenler 3 saatten, sideral aya kadar birçok frekansta uyumlu sinyaller içermektedir.

2) Hesaplanan kuzey-güney ve doğu-batı yönlü öz direnç değerleri arasında büyük bir yönbağımlılık vardır. Bu, Tahran yakınlarından geçen, doğu-batı yönünde uzanan ve çok derin-

lere (üst manto içlerine) kadar inen bir fay veya sınıra işaret eder.

3) Bir boyutlu yapıyı daha iyi simgeleyen doğu-batı yönlü görünür öz direnç eğrileri dikkate alınarak yatay katmanlı model üzerinde çalışılırsa, 100 km lere 35-40 ohm-m olan öz direncin yine yaklaşık 2000 km derinlere kadar artarak devam ettiği gözlenmektedir. Ancak, biri 500-600 km derinde öbürü de kabaca 1600 km derinde iki iletken katman gözlenmektedir. Bunlardan özellikle 500-600 km derinde olanı, bir çok sismolog tarafından Doğu Avrupa ve dünyanın başka yerlerinde gözlenmiş olan manto içindeki düşük hız tabakasına karşılık gelebilir.

KATKI BELİRTME

Manyetik verilere ilişkin yayınların bazıları Sayın O. Uyar'ın arşivinden sağlanmıştır. Bu çalışma yazarların Türkiye 12. Jeofizik Kurultayı'nda sundukları bildiriye tamamlamaktadır.

KAYNAKLAR

- Avagimov, A.A., Ashirov, T., Dubrovsky, V.G. and Nepesov, K. 1976, Deep magnetotelluric survey in Turkmenia and Azerbaijan. A. Adam (Ed.), Geoelectric and Geothermal Studies, KAPG Geophys. Mono, Akademici Kiado, Budapest.
- Bott, M.H.P. 1982, The Interior of the Earth, Edward Arnold, London.
- Cagniard, L. 1953, Basic theory of magneto-telluric method of geophysical prospecting, Geophysics 18, 605-635.
- Dehgan, G.A. and Makris, J. 1984, The gravity field and crustal structure of Iran, Njb. Geol. Palaont. Abh., 168, 213, 215-229.
- Hernance, J.F. 1973, Processing of magnetotelluric data, Phys. Earth Planet. Inter. 7, 349-364.
- Institute of Geophysics, Tehran University, 1966, Report on the Telluric Current Observations in Tehran During the Year 1965. Inst. of Geophys. Publ. No: 30, Tehran University Press.
- Institute of Geophysics, Tehran University, 1967, Report on the Geomagnetic activities in Iran During the Year 1965. Inst. of Geophys. Publ. No: 33, Tehran University Press.
- İlkışık, O.M. 1980, Trakya'da Yerkabuğunun Manyetotellürik Yöntemle İncelenmesi, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fak., İstanbul.
- Jiracek, G. 1990, Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction, Survey in Geophysics 11, 163-203.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A. and Vetterling, W.T. 1986, Numerical Recipes, Cambridge University Press, Cambridge.
- Rezabakhsh, A. 1991, Tahran Manyetik ve Elektrik Kayıtlarının Analizi. Y. Lis. Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst., Jeofizik Müh. A.D., İstanbul.
- Tabatabai, H. 1987, Kuzeybatı İran'ın Aeromagnetik Haritasının İki Boyutlu Fourier Analizi ile Değerlendirilmesi, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst., Jeofizik Müh. A.D., İstanbul.
- Takin, M. 1972, Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature 235, 147-150.
- Tchalenko, J.S., Iranmanesh, M.H. and Berberian, M. 1980, Map of seismotectonic provinces (1:1000000). Joint Programme of the Geological Survey of Iran and Imperial College, London.
- Yüngül, S.H. 1961, Magnetotelluric sounding three-layer interpretation curves, Geophysics 26, 465-473.

MANYETİK VERİLERİN HIZLI VE OTOMATİK YORUMUNDA WERNER TEKNİĞİ VE YATAY TÜREVLERİ

Horizontal Derivatives and Werner Technique in Fast and Automatic Interpretation of Magnetic Data

İbrahim AYDIN*

ÖZET

Manyetik profil verilerinin hızlı ve otomatik yorumlanması için bir çok teknik bulunmaktadır. Bunlardan en çok tanınanı Werner tekniği olup uygulama sadeliği nedeniyle de en çok kullanılan tekniktir.

Buna rağmen, Werner tekniği uygulamalarında pencere genişliğinin yanlış seçimi, hesaplanan kütle derinliği ve konumlarında bazı belirsizlikler doğurmaktadır. Bu belirsizlikler elde edilen sonuçların başka tekniklerle desteklenmesiyle giderilebilir. Bu amaçla kullanılabilecek tekniklerden birisi de kutba indirgenmiş manyetik veriye uygulanabilen Yatay Türev tekniği olup bu yazıda tanıtılmaktadır.

ABSTRACT

There are many automatic and fast techniques for the interpretation of magnetic profile data. One of them, Werner technique is well known and applied very often because of its simplicity in use.

However, in the application of the Werner technique, inappropriate selection of the window length may cause some ambiguities on calculated depth and location of bodies. These ambiguities may be removed by other techniques to improve the results. For this purpose, the horizontal derivatives method which is applicable to the pole reduced magnetic data can be used.

GİRİŞ

Havadan manyetik etütlerde 1950'li yıllarda başlayan artış, 1960'lı yılların başlarında en yüksek noktaya ulaşmıştır. O yıllarda, özellikle petrol arama amaçlı, kara ve denizlerde milyonlarca kilometrelik manyetik veri toplanmıştır. Böyle hızlı ve büyük miktardaki veri akışı, verinin derlenmesi, işlenmesi, haritalanması, nitel ve nicel olarak hızlı bir şekilde yorumlanması çalışmalarında bazı tıkanmalar yaratmıştır. Bu yüzden yorumcular yeni arayışlara girmişlerdir. Bu arayışlar anomalilere neden olan kütlelerin derinlik, kalınlık gibi parametrelerinin hızlı ve otomatik olarak hesaplanmasını sağlayacak yeni tekniklerin geliştirilmesine veya bilinenlerin amaca uygun hale getirilmesine neden olmuştur. Diğer taraftan geliştirme ve iyileştirmelerin başarıya ulaşmasında bilgisayar teknolojisindeki gelişmelerin payı büyük olmuştur.

Manyetik anomalilerin yorumunda uzun yıllar Peters (1949) tekniği kullanılmıştır. Bunu, eğri çakıştırma teknikleri, eğri çakıştırma tekniklerini de Talwani ve Heirtzler (1964) düz çözüm tekniği izlemiştir. 1970'li yılların başlarında ise bilgisayar destekli çözümlerden Johnson (1960), Mc Grath and Hood (1970) ve Hjelt (1973) teknikleri yaygın olarak kullanılmıştır. Yine o yıllarda en çok uygulanan bir başka çözüm tekniği ise Koulomzine ve diğ. (1970) tarafından tanıtılmıştır. Buraya kadar sözü edilen bu tekniklerin tümünde tek bir anomali ele alı-

nıp çözümlenmekte, hatta bazılarında anomali üzerinde gözle belirlenmesi gereken özel noktalara gerek duyulmaktadır. Aynı yıllarda ve daha sonraki yıllarda, Hartman ve diğ (1971), Naudy (1971), O'Brien (1972), Philips (1978) ve Thompson (1982), anomaliler üzerinde özel noktaların gözle belirlenmesine gerek duyulmayan ve bir profil boyunca anomalilerin otomatik olarak çözümlenmesini sağlayan yeni teknikler önermişlerdir. Bu teknikler, bulunan parametrelerin sayısı sınırlı da olsa anomali çözümlemede önemli bir hızla erişilmesini sağlamışlardır.

BİLİNER BAZI HIZLI VE OTOMATİK ÇÖZÜM TEKNİKLERİ

Bu tekniklerin hemen hemen hepsinin kuramsal temeli, hızı ve bazı fazlardan bilgilere gereksinimleri farklıdır. Naudy (1971), bir profil üzerinde bulunan anomaliler ve bunların kutba indirgenmiş hallerini simetrik ve asimetrik olmak üzere iki kısma ayırmıştır. Bunlardan simetrik kısımları kullanarak anomaliye neden olduğu varsayılan daykın konum ve derinlik parametrelerini hesaplamaya çalışmıştır.

O'Brien (1972) ise, manyetik anomaliye neden olduğu varsayılan prizmatik kütlelerin köşe noktalarının konum ve derinliklerini bulmayı hedeflemiştir. Bunun için uzaysal otoregresyon işleminden yararlanılmaktadır. Regresyon eşitlikleri

* MTA Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etütleri Dairesi, 06520 Ankara.

ise, manyetik değerlerin yatay birinci türevleri ile bunların Fourier ve Hilbert dönüşümlerinden elde edilmektedir. Bir veri penceresi için oluşturulan regresyon eşitliklerinin çözümünden bulunacak katsayılar, derecesi prizmatik kütle sayısı olan bir polinomun katsayılarını oluşturmaktadır. Bu polinomun karmaşık kökleri ise, veri penceresi içindeki manyetik anomaliye neden olan prizmatik kütlelerin köşe noktalarının ve derinliklerinin fonksiyonu olmaktadır.

Philips (1978)'e göre, manyetik temel, ince ve dik dayk-larla temsil edilebilir. Bir profil boyunca ölçülen manyetik değerler de, bu ince ve dik daykların manyetik anomalilerinin toplamıdır.

Bir manyetik anomali, belli bir derinlikteki daykın impuls tepki fonksiyonu ile daykın mıknatıslanma şiddetinin evrimi olarak tanımlanabilir.

Bir başka ifadeyle, bir manyetik anomalinin özilişkisi, derinliği ön kestirimle belirlenen bir daykın impuls tepki fonksiyonunun özilişkisi ile bu daykın mıknatıslanma şiddetinin özilişkisinin evrimidir.

Philips (1978) tekniğine göre, derinliği önceden belirlenen kuramsal bir dayk anomali ile bir veri penceresi içindeki manyetik değerlerin özilişkileri birbirleriyle tüm kaymalarda uyumlu ise, ön kestirilen derinlik doğrudur. Özilişkilerin uyumlu olmaması halinde, ön kestirilen derinlik değiştirilerek yeniden oluşturulan kuramsal dayk anomali sinin özilişkisi sınırlanır. Bu işlemler veri penceresinin profil boyunca ilerletilmesiyle sürdürülür.

Konuya daha değişik bir yaklaşım getiren Thompson (1982), çalışmasında Euler bağıntısını kullanmıştır. Bir veri penceresi içindeki değerler Euler kısmi differansiyel bağıntısı kullanılarak oluşturulan doğrusal eşitlikler çözümlenerek anomaliye neden olan kütlelerin konum ve derinlik parametreleri hesaplanabilmektedir. Bu uygulamada Euler bağıntısının türdeşlik katsayısının ön kestirimine gerek duyulmamaktadır. Reid ve diğ. (1990) aynı tekniği geliştirerek yeni uygulama örnekleri vermişlerdir.

Kendinden Hartman ve diğ. (1971) ile sözetmeye başlayan ve adını ilk kullanıcısı Werner (1953)'den alan teknik, Jeofizik yayınlarda "Werner Deconvolution" olarak bilinmektedir. Werner tekniğinin özü şu şekilde tanımlanabilir; bir manyetik anomali, kuramsal modelin impuls tepki fonksiyonu ile yer katkı fonksiyonunun evrimidir. Ters evrimde de yer katkı fonksiyonunun konum ve derinlik parametreleri hesaplanabilir.

Jain (1976), bu tekniğe bazı kuramsal yenilikler ekleyerek geliştirmiş, Behrendt ve Klitgord (1980) ise Atlantik kıta kenarı manyetik anomalilerine uygulamıştır. Ku ve Sharp'ın (1983) çalışmaları da aynı tekniği değişik yaklaşımlarla irdelemek şeklinde olmuştur. Bu tekniğin gravite anomalilerine uygulanışına da rastlanmaktadır (Kilty 1983).

Son zamanlarda Keating ve Pilkington'un (1990) manyetik düşey gradiyent anomalileri için öngördükleri çözümün özünü yine Werner tekniği oluşturmaktadır.

Kuramsal sadeliği ve uygulama kolaylığı açısından en çok tanınan ve rağbet gören bu teknik, özellikle petrol aramalarına yönelik çalışmalarda, manyetik temel derinliğin belirlenmesi amacıyla kullanılmaktadır.

WERNER TEKNİĞİ VE YATAY TÜREV ÇÖZÜMÜNÜN TEMEL TANIMI

x eksenini dik doğrultuda uzanan, kalınlığı d, derinliği h olan dik bir daykın toplam manyetik alan şiddeti izleyen eşitlik ile verilebilir (Ku and Sharp 1983).

$$T(x) = \frac{A \cdot (x - x_0) + B \cdot h}{(x - x_0)^2 + h^2} \quad (1)$$

Burada A ve B terimleri

$$\begin{aligned} A &= -2d (J_x \cdot \sin I + J_z \cdot \cos I \cdot \sin \alpha) \\ B &= 2d (-J_z \cdot \cos I \cdot \sin \alpha + J_x \cdot \sin I) \end{aligned} \quad (2)$$

şeklinde tanımlanabilir. (1) ve (2) eşitliklerindeki diğer terimler ise I; etkin manyetik alanın dağılımı, α ; saat yönünün tersi pozitif olmak üzere dayk doğrultusunun manyetik kuzeyle yaptığı açı, J_x ve J_z sırasıyla manyetik kutuplanma vektörünün yatay ve düşey bileşenleri, x_0 ; dayk merkezinin eksenini üzerindeki konumunun koordinatı ve h; daykın tepe noktasına olan derinlik olarak verilmişlerdir.

(1) eşitliğinin 0 - α arasında integrasyonu ile bir basamak yapısının manyetik anomali, integrasyon eşitliğinde türevi alınarak bir basamak yapının kenar etkisi anomali elde edilebilir. (1) eşitliğinin önce integrasyonu sonra türevi alarak yine kendine benzer bir eşitlik elde edilecektir. Fark sadece basamak yapının $-\alpha$ veya $+\alpha$ 'a doğru uzanması durumunda (1) eşitliğinin başına gelecek işarette olacaktır (Ku and Sharp 1983).

Ku ve Sharp (1983), (1) eşitliğine ikinci dereceden bir çok terimli ekleyerek, anomali üzerindeki bölgesel etkileri (3) eşitliğindeki gibi tanımlamışlardır.

$$T = \frac{A \cdot (x - x_0) + B \cdot h}{(x - x_0)^2 + h^2} + C_2 x^2 + C_1 x + C_0 \quad (3)$$

(3) eşitliğinde bazı terimler birleştirilip yeniden yazılmasıyla (4) eşitliği elde edilecektir (Ku and Sharp 1983).

$$Tx^2 = a_0 + a_1 x + a_2 x^2 + a_3 x^3 + a_4 x^4 + b_0 T + b_1 xT \quad (4)$$

(4) eşitliğinin $a_0, a_1, a_2, a_3, a_4, b_0$ ve b_1 den meydana gelen 7 bilinmeyen, 7 noktadaki değerler ve bunların koordinatlarının yerlerine konulmasıyla oluşturulacak 7 eşitlikten hesaplanabilir. Bunlardan b_0 ve b_1 yardımıyla,

$$x_0 = b_1/2 \text{ ve } h = (-b_0 - x_0^2)^{1/2}$$

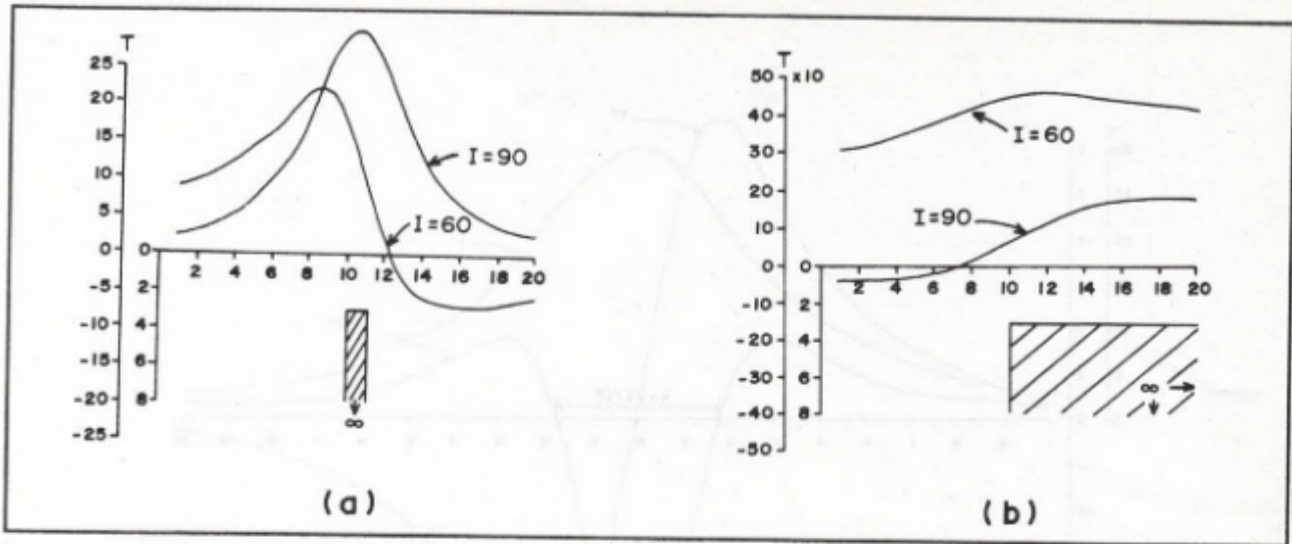
hesaplanabilecektir (Ku and Sharp 1983). Bu profil üzerindeki hesaplamalarda pencere bir birim kaydırılarak işlem sürdürülür.

Werner tekniğinin en çok tartışılan tarafı, pencere genişliği seçiminde karşılaşılan güçlülüdür. Pencerenin çok geniş olması halinde anomali sadece 2-3 nokta ile tanımlanabilecek, çok dar olması halinde ise pencere anomaliyi tam olarak kapsamıyacaktır. Diğer taraftan, manyetik verinin teyp veya disk-lere sayısal olarak kaydedildiği durumlarda, anomalilerin dalga boyları gözle görülemeyen, anomaliyi 7 nokta ile tanımlayacak bir pencere genişliği seçiminde kararsızlık söz konusu olacaktır. Bu yüzden Werner uygulamaları pencere genişliği birkaç kez değiştirilerek yapılır. Bir profile onbinlerce manyetik veri ve yüzlerce anomali olduğu ve pencere genişliğinin de birkaç kez değiştirildiği gözönüne alınırsa, Werner uygulamalarında büyük bir zaman kaybı ve bazan da yanıltıcı sonuçlarla karşılaşılabilir.

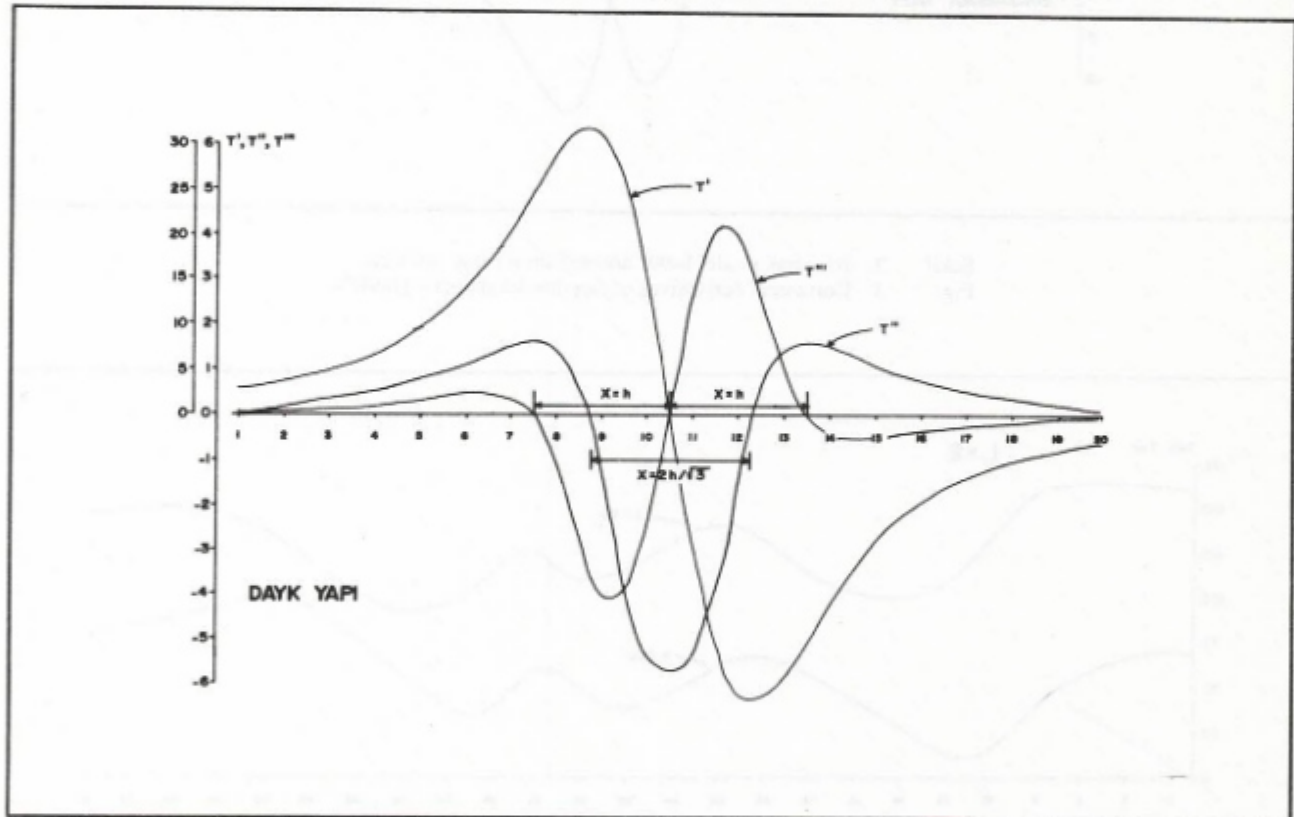
Zaman kaybının önlenmesi ve yanıltıcı sonuçlarla karşılaşmaması için Werner tekniği başka tekniklerle sınanıp desteklenmelidir. Bu yazıda önerilen yatay türev tekniği, Werner uygulamalarının sınamasında ve tek başına kullanılabilecek basit bir tekniktir. Bunun için (1) eşitliği bazı varsayımlarla (5) eşitliği şekline getirilebilir.

$$T(x) = \frac{B' \cdot h}{(x - x_0)^2 + h^2} \quad (5)$$

Buradaki varsayımlar; daykın ince ve dik olduğu, kalıntı mıknatıslanma olmadığı ve etkin manyetik alanın dik ve buna bağlı olarak da mıknatıslanma vektörünün yatay bileşeninin olmadığıdır. $B' = 2d J_z \cdot \sin I$ dir, d ve J_z , (2) eşitliklerinde açıklanmıştır.



Şekil 1. Dayk model (a) ve basamak model (b) ile bunların $I=60^\circ$ ve $I=90^\circ$ manyetik toplam alan anomalileri.
Fig. 1. Dike model (a) and step model (b), their magnetic total field anomalies for $I=60^\circ$ and $I=90^\circ$.



Şekil 2. Dayk model $I=90^\circ$ anomalisinin yatay türevleri.
Fig. 2. Horizontal derivatives of dike model anomaly ($I=90^\circ$).

(5) eşitliğinin ikinci ve üçüncü yatay türevlerinin sıfır olduğu noktalar arasındaki x uzaklığı anomaliye neden olan kütlenin üst köşe noktalarına olan h derinliği ile ilişkilidir. Bu ilişki ikinci türev için $h = (\sqrt{3}/2) \cdot x$ şeklinde, üçüncü türev için $h=x$ şeklindedir.

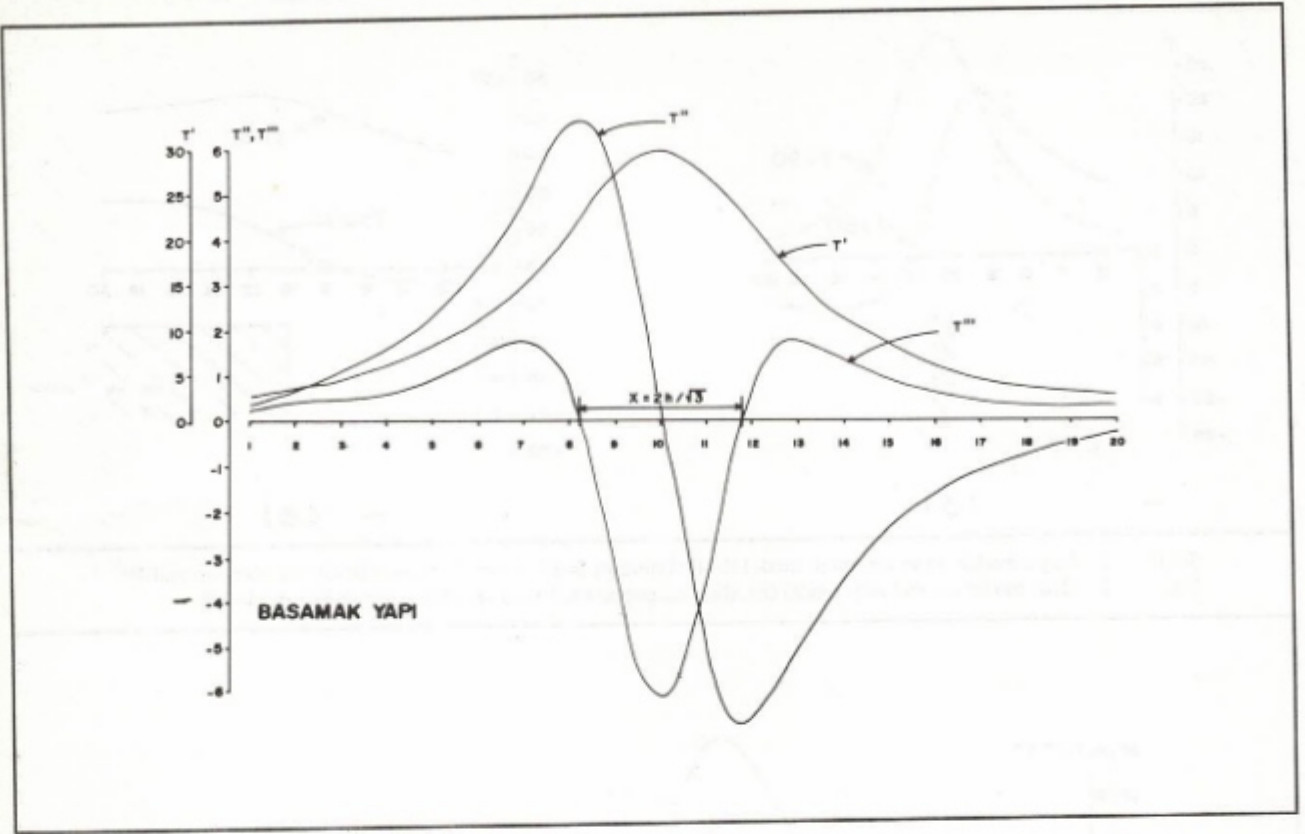
MODEL ÇALIŞMALAR

Etkin manyetik alanın şiddeti 45 000 gamma, sapma açısı 0° , dalım açısı $I=60^\circ$ ve $I=90^\circ$ alınarak Talwani ve Heirtzler (1964) ile oluşturulan modellerin anomalileri Şekil 1 a ve 1 b'de görülmektedir. Bu modellerin $I=90^\circ$ için elde edilen anomalilerinin birinci, ikinci ve üçüncü dereceden türevleri ise Şekil 2

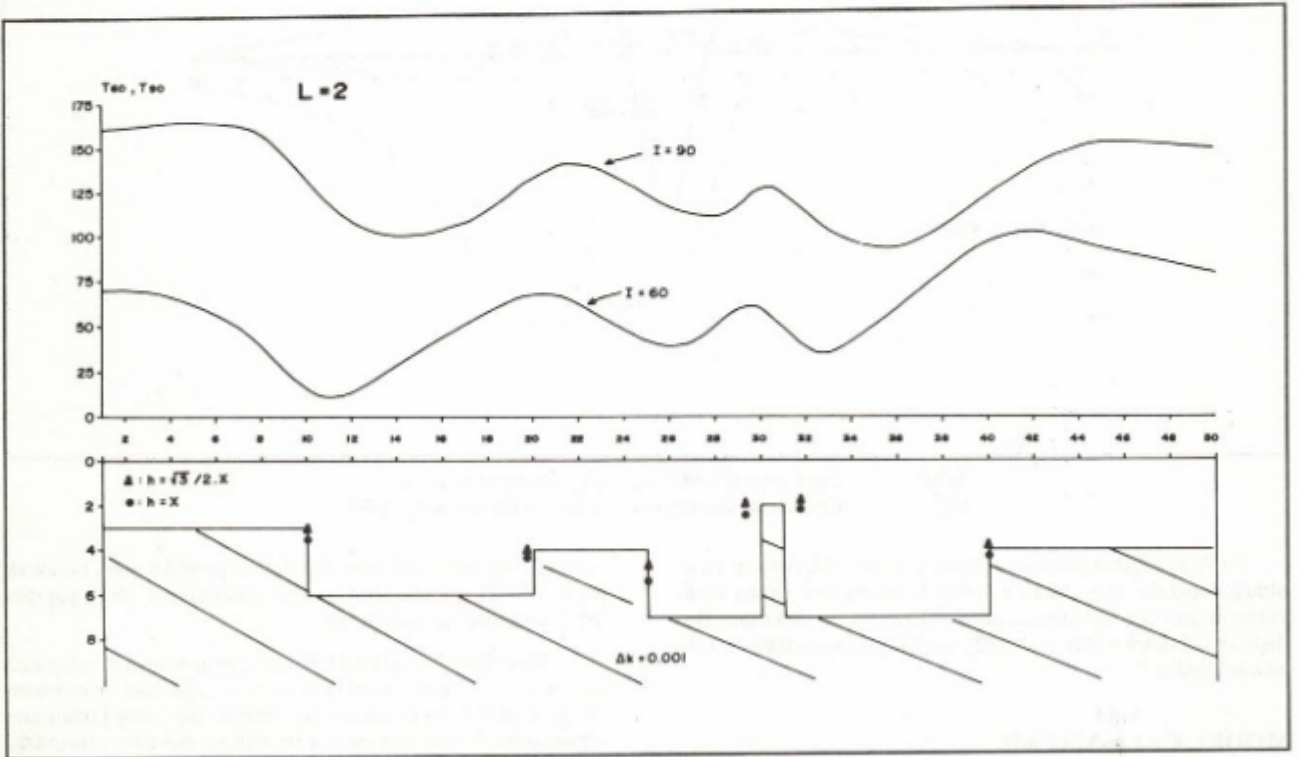
ve Şekil 3 de yer almaktadır. Şekil 2 ve Şekil 3 e göre, basamak yapının $I=90^\circ$ anomalisinin birinci yatay türevi, dayk yapının $I=90^\circ$ anomalisine eşdeğerdir.

Yine Şekil 2 ye göre dayk anomalisinin birinci ve üçüncü türevinin sıfır, ikinci türevinin mutlak değerinin maksimum olduğu noktalar daykın üst merkez noktasının yatay konumunu vermektedir. İkinci türevinin sıfır olduğu noktalar arasındaki $h = (\sqrt{3}/2) \cdot x$ şeklinde, üçüncü türevin sıfır olduğu noktalar ile dayk derinliği arasında $h=x$ şeklinde bir ilişki görülebilir (Şekil 2).

Basamak yapının $I=90^\circ$ anomalisinin birinci yatay türevinin maksimum olduğu nokta ve ikinci türevin sıfır olduğu

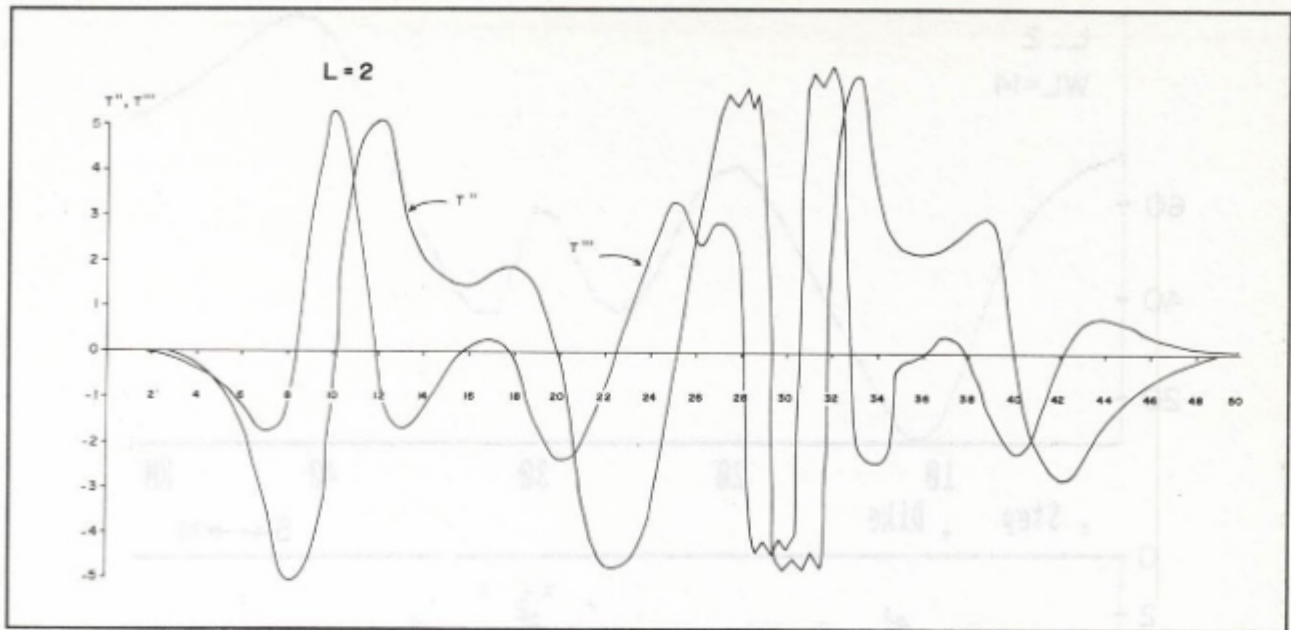


Şekil 3. Basamak model $I=90^\circ$ anomalisinin yatay türevleri.
Fig. 3. Horizontal derivatives of step model anomaly ($I=90^\circ$).

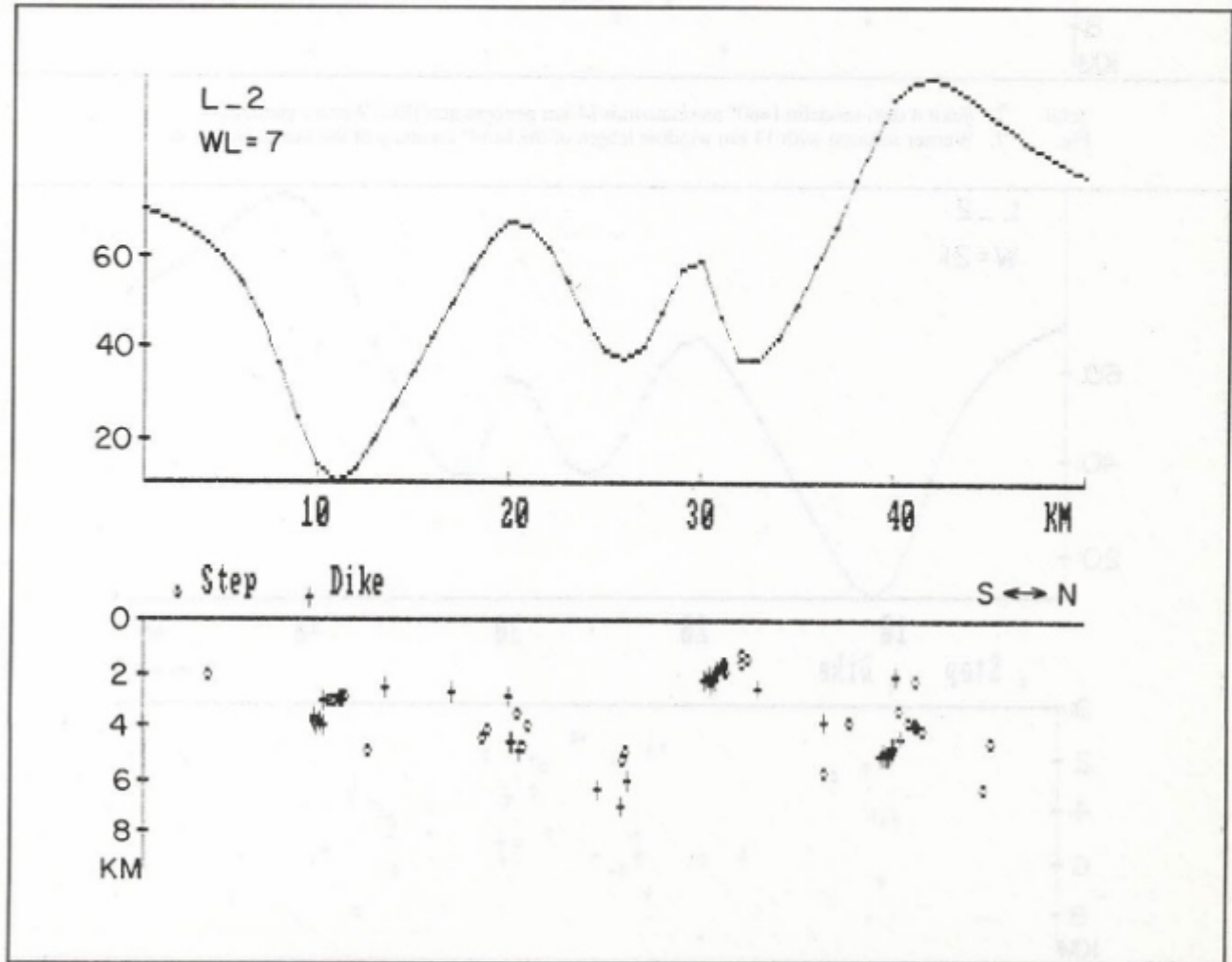


Şekil 4. Bir model ve onun $I=60^\circ$ ve $I=90^\circ$ anomalileri. Yatay Türev çözümleri model üzerine nokta ve üçgenlerle işaretlenmiştir.

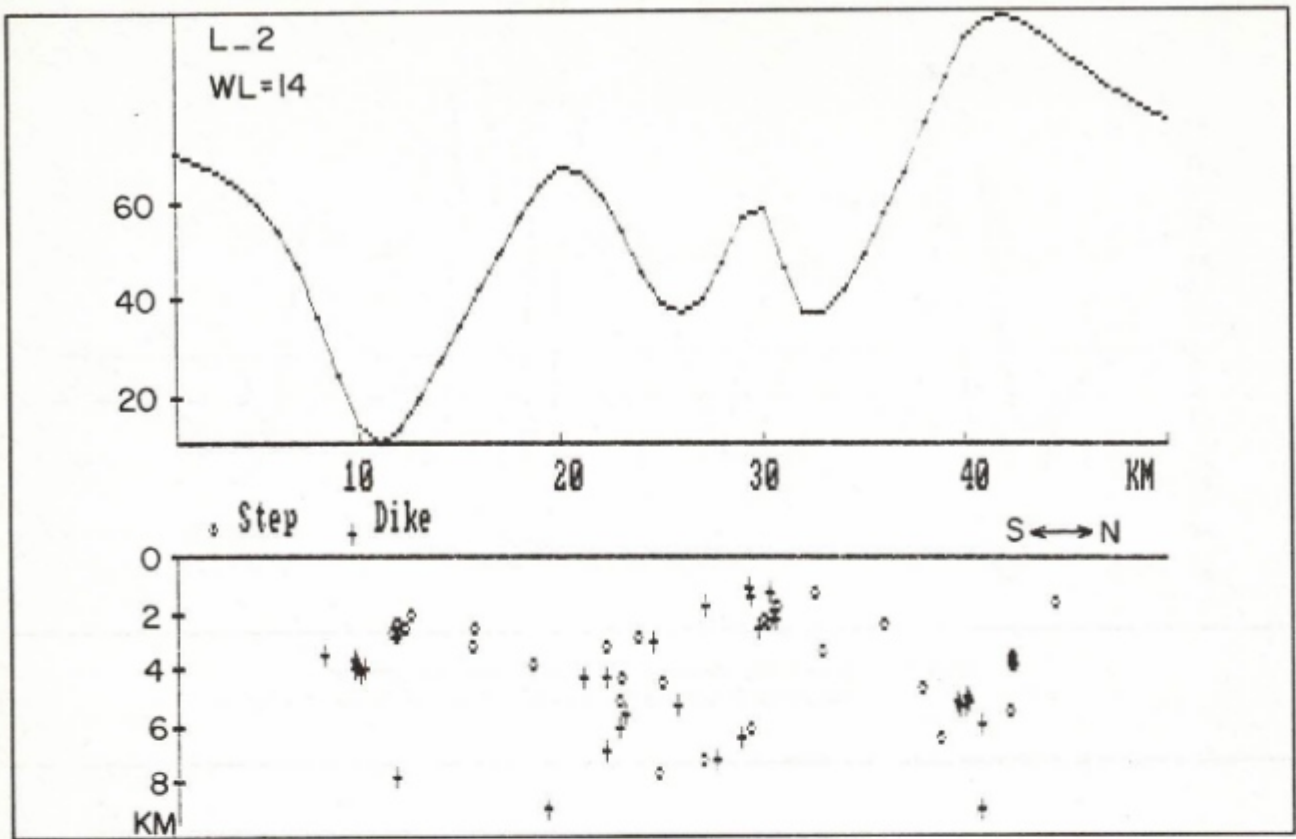
Fig. 4. Model and its anomalies for $I=60^\circ$ and $I=90^\circ$. Horizontal derivative solutions marked with dots and triangles on the model.



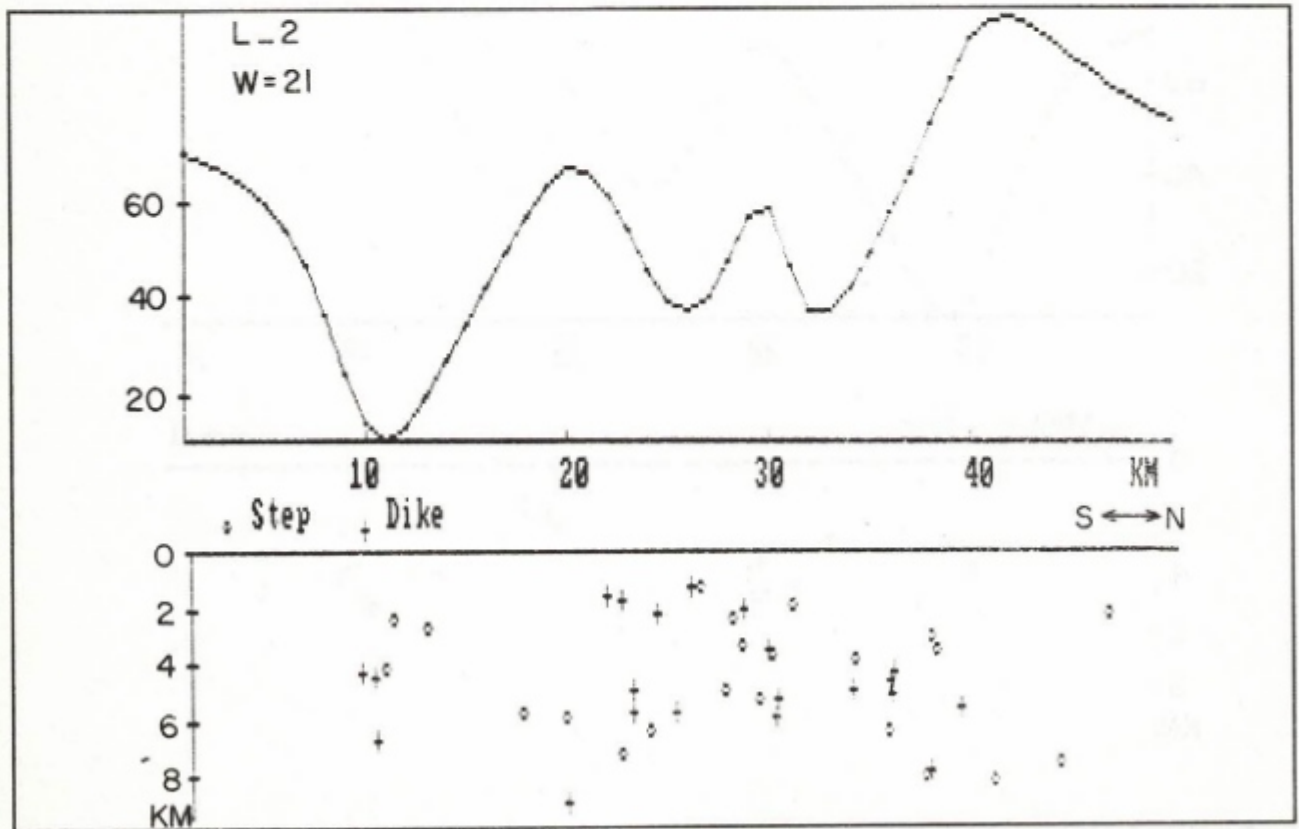
Şekil 5. Şekil 4 deki modelin $I=90^\circ$ anomalisinin yatay türevleri.
Fig. 5. Horizontal derivatives of the $I=90^\circ$ anomaly of the model in fig. 4.



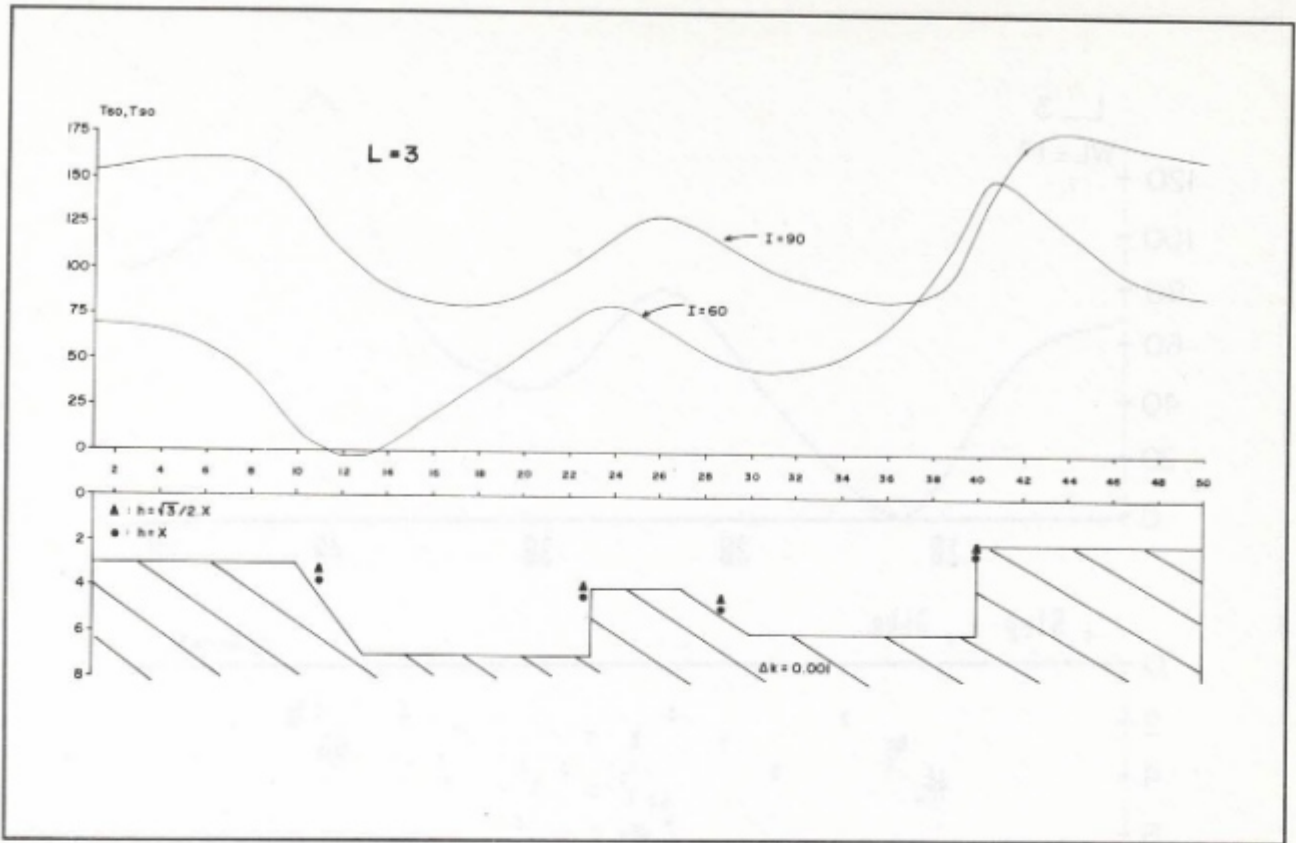
Şekil 6. Şekil 4 deki modelin $I=60^\circ$ anomalisinin 7 km pencere genişlikli Werner çözümü.
Fig. 6. Werner solution with 7 km window length of the $I=60^\circ$ anomaly of the model in Fig. 4.



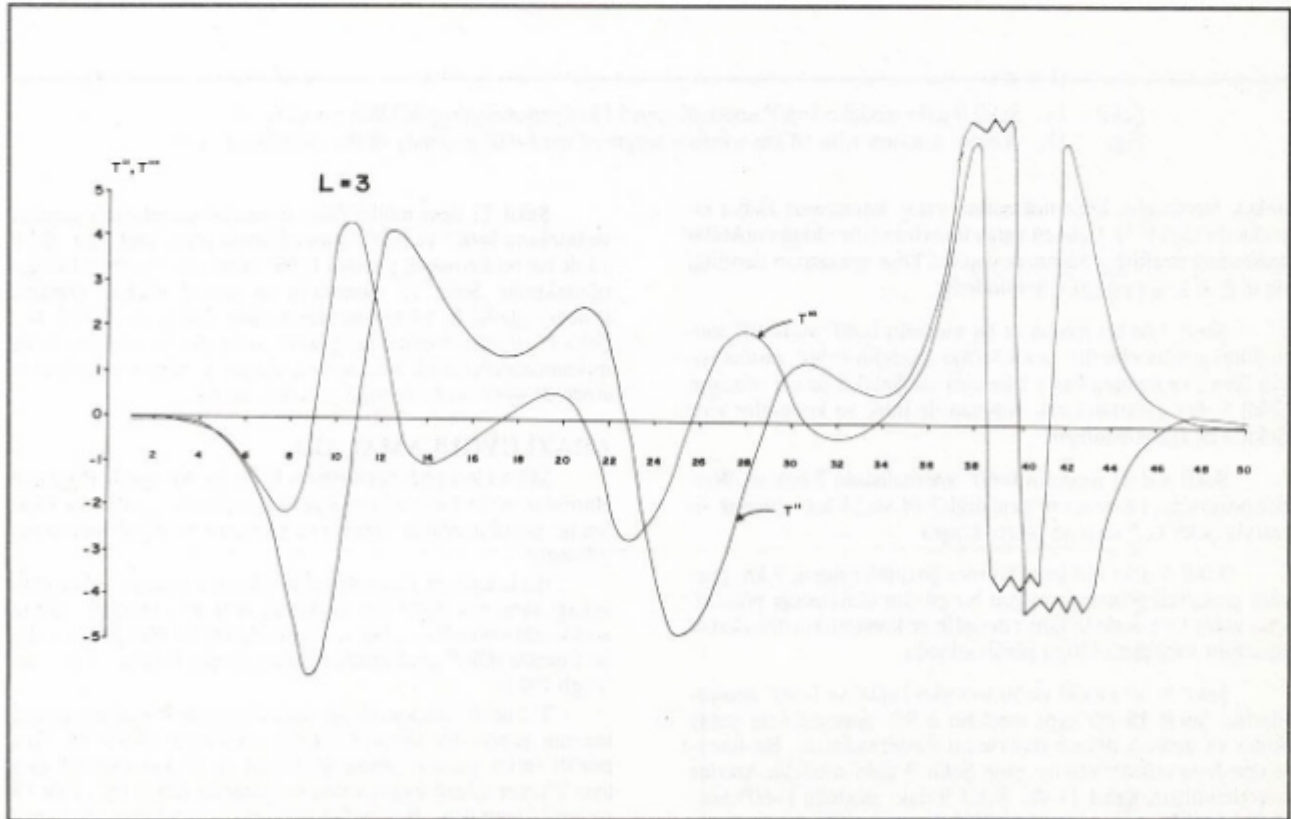
Şekil 7. Şekil 4 deki modelin $I=60^\circ$ anomalisinin 14 km pencere genişlikli Werner çözümü.
Fig. 7. Werner solution with 14 km window length of the $I=60^\circ$ anomaly of the model in Fig. 4.



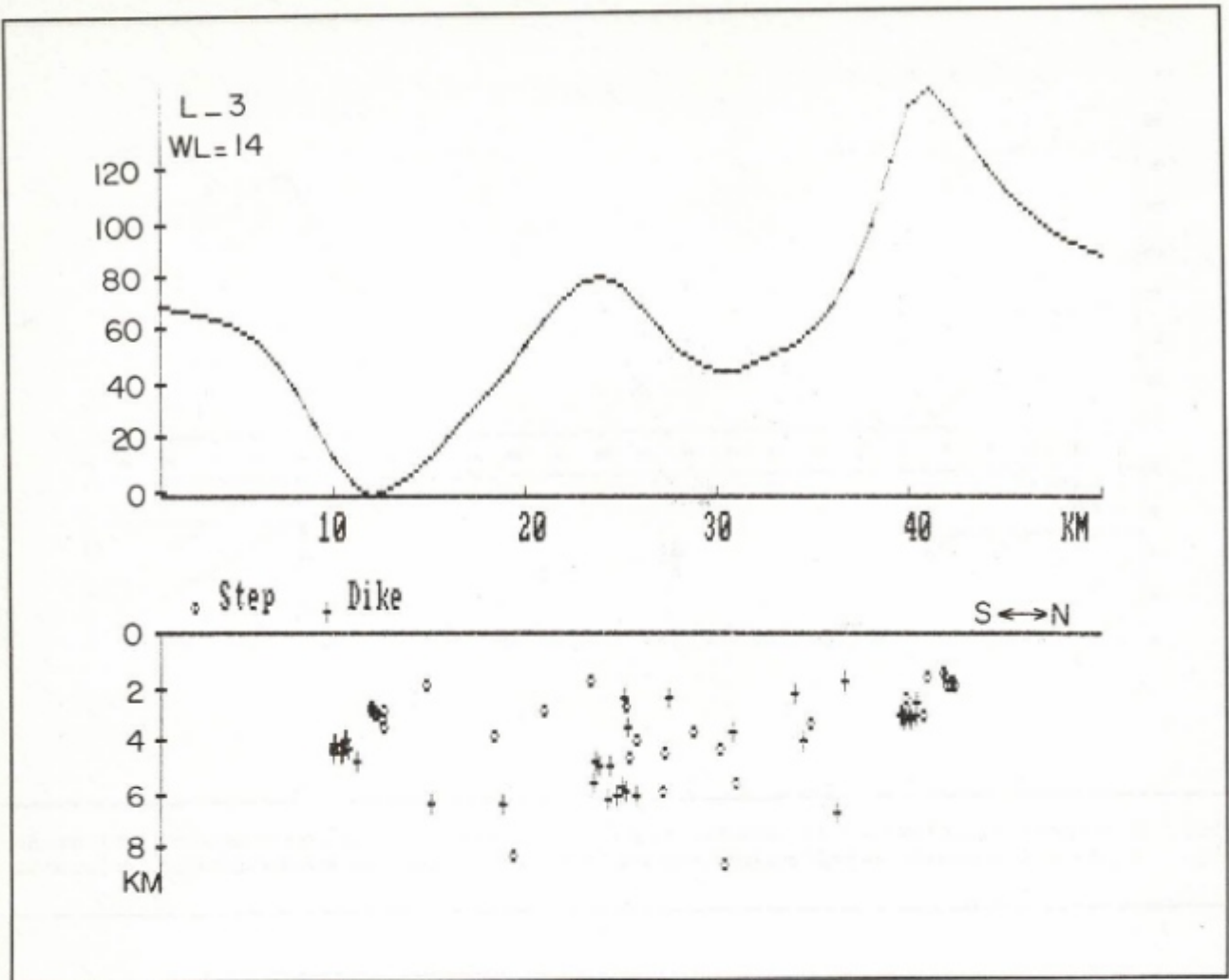
Şekil 8. Şekil 4 deki modelin $I=60^\circ$ anomalisinin 21 km pencere genişlikli Werner çözümü.
Fig. 8. Werner solution with 21 km window length of the $I=60^\circ$ anomaly of the model in Fig. 4.



Şekil 9. Bir model ve onun $I=60^\circ$ ve $I=90^\circ$ anomalileri. Yatay türev çözümleri model üzerine nokta ve üçgenlerle işaretlenmiştir.
 Fig. 9. Model and its anomalies for $I=60^\circ$ and $I=90^\circ$. Horizontal derivative solutions marked with dots and triangles on the model.



Şekil 10. Şekil 9 daki modelin $I=90^\circ$ anomalisinin yatay türevleri.
 Fig. 10. Horizontal derivatives of the $I=90^\circ$ anomaly of the model in Fig. 9.



Şekil 11. Şekil 9 daki modelin $I=60^\circ$ anomalisinin 14 km pencere genişlikli Werner çözümü.
Fig. 11. Werner solution with 14 km window length of the $I=60^\circ$ anomaly of the model on Fig. 9.

nokta, basamağın köşe noktasının yatay konumuna isabet etmektedir (Şekil 3). Üçüncü yatay türevinin sıfır olduğu noktalar arasındaki uzaklığın basamak yapının köşe noktasının derinliği ile ilişkisi $h = (\sqrt{3}/2) \cdot x$ şeklindedir.

Şekil 4 de bir model ve bu modelin $I=60^\circ$ ve $I=90^\circ$ anomalileri görülmektedir. Şekil 4 deki modelin $I=90^\circ$ anomalisinin ikinci ve üçüncü yatay türevleri ise Şekil 5 de yer almıştır. Şekil 5 den yararlanılarak bulunan derinlik ve konumlar yine Şekil 4 de işaretlenmiştir.

Şekil 4 deki modelin $I=60^\circ$ anomalisinin 7 noktalı Werner çözümleri ise pencere genişliği 7, 14 ve 21 km alınarak sırasıyla Şekil 6, 7 ve 8 de gösterilmiştir.

Şekil 4 deki modelin Werner çözümlerinden, 7 km pencere genişlikli çözümün uygun bir çözüm olabileceği görülürken, yatay türevlerle bulunan derinlik ve konumların daha kabul edilebilir sonuçlar olduğu görülmektedir.

Şekil 9, bir model ve bu modelin $I=60^\circ$ ve $I=90^\circ$ anomalilerini, Şekil 10 ise aynı modelin $I=90^\circ$ anomalisinin yatay ikinci ve üçüncü derece türevlerini göstermektedir. Bu türevlerden bulunan derinlikler yine Şekil 9 daki modelin üzerine işaretlenmiştir. Şekil 11 de, Şekil 9 daki modelin $I=60^\circ$ anomalisinin 14 km pencere genişlikli Werner çözümü görülmektedir. Türev çözüm sonuçları, basamak yapının dik olmaması halinde de hesaplanan derinlik ve konumların yeterince doğru olduğunu göstermektedir.

Şekil 12 deki model farklı mıknatıslanabilirlikli yapıları ve bunların $I=60^\circ$ ve $I=90^\circ$ anomalilerini göstermektedir. Şekil 13 de ise bu karmaşık yapının $I=90^\circ$ anomalisinin türevleri görülmektedir. Şekil 12 modelinin en makul Werner çözümü pencere genişliği 14 km seçilerek elde edilmiştir (Şekil 14). Şekil 12 de işaretlenen türev çözüm sonuçları, bu tekniğin farklı mıknatıslanabilirlikli kütlelerden oluşan yapıların belirlenmesinde de uygulanabileceğini göstermektedir.

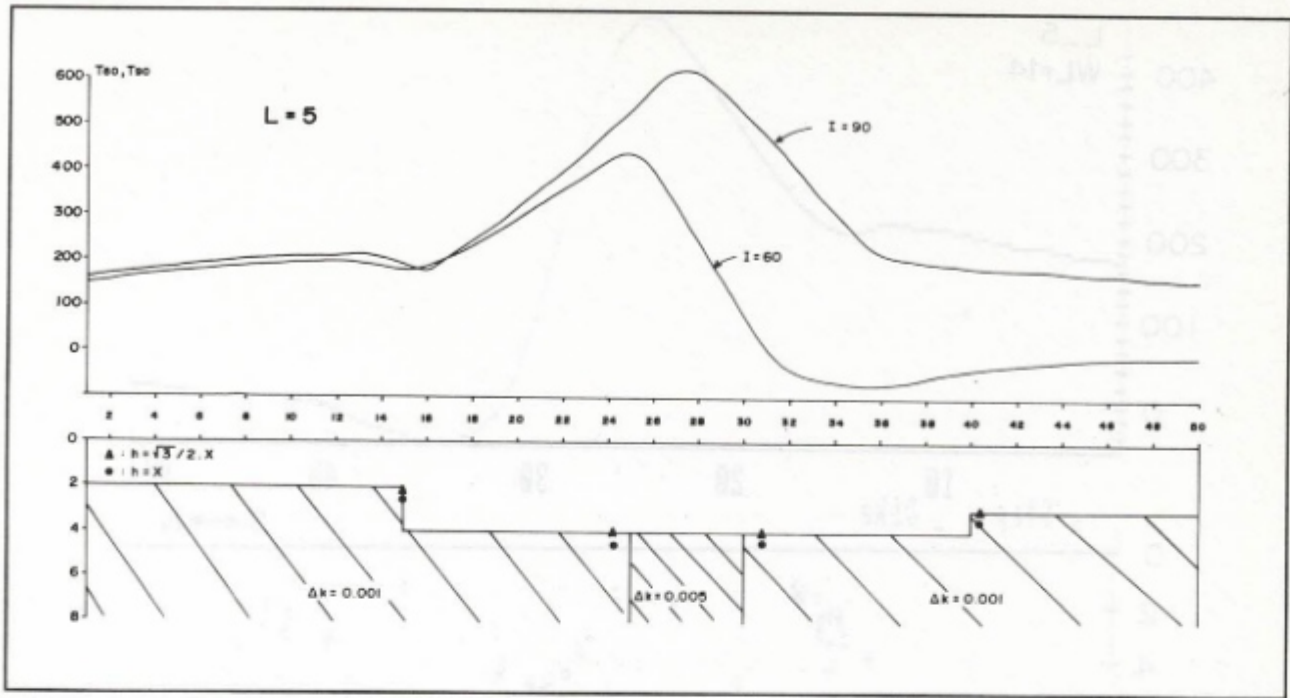
ARAZİ UYGULAMALARI

MTA Genel Müdürlüğünün Havadan Manyetik Rejyonel Haritalar projesi kapsamında gerçekleştirilen uçuşlardan seçilen iki profil üzerinde Werner ve yatay türev uygulamaları yapılmıştır.

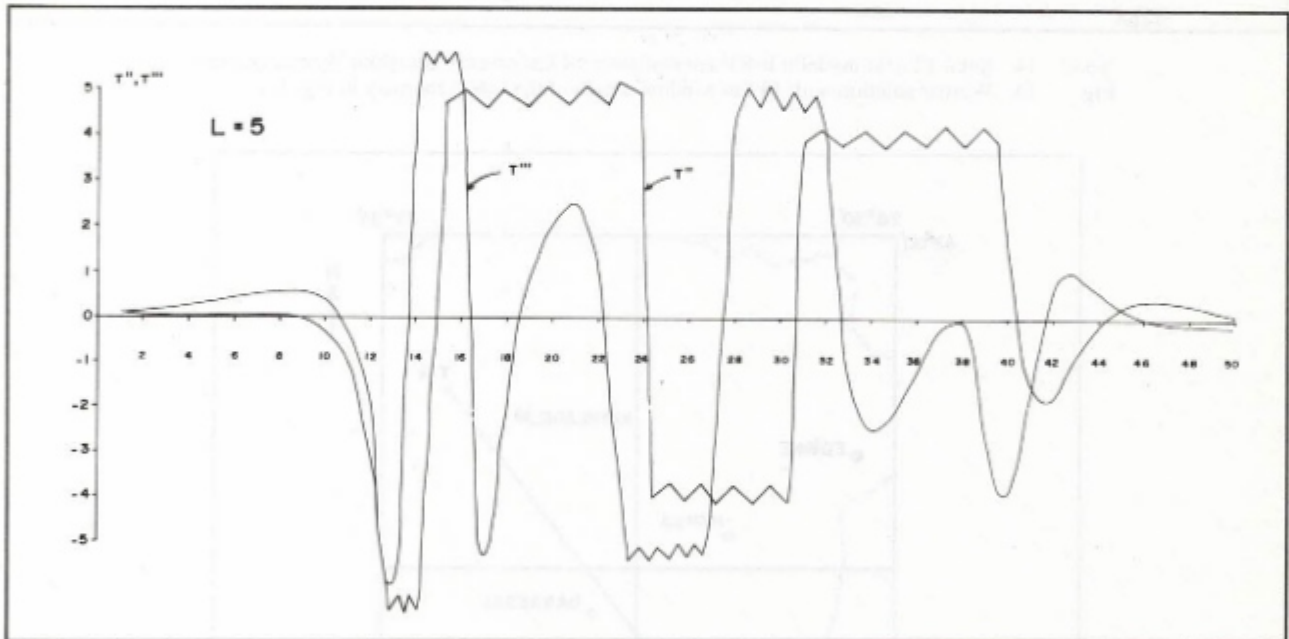
Bu uçuşlarda manyetometre algılayıcısının yerden yüksekliği ortalama 2000 feet (yaklaşık 610 m) olmuştur. 250 m aralıklarla sayısallaştırılan verilerden önce 46 000 gamma, daha sonrada IGRF gradientleri çıkartılmıştır (Malin ve Barracough 1981).

T-2 profili Trakya Bölgesinde Babascki yükselimi olarak tanınan yapıyı dik kesecek şekilde alınmıştır (Şekil 15). T-2 profili verisi, pencere genişliği 14, 21 ve 35 km alınarak ayrı ayrı Werner işlemi uygulanmış ve sonuçlar Şekil 16, 17 ve 18 de grafiklenmiştir. Bunlardan tam bir yorumlama yapmanın oldukça deneyim gerektirdiği ortadadır.

T-2 profilinin Bhattacharya (1965) yöntemi ile kutba indirgenmiş verisinin grafiği Şekil 19 da görülmektedir. Kutba



Şekil 12. Bir model ve onun $I=60^\circ$ ve $I=90^\circ$ anomalileri. Yatay türev çözümleri model üzerine nokta ve üçgenlerle işaretlenmiştir.
Fig. 12. Model and its anomalies for $I=60^\circ$ and $I=90^\circ$. Horizontal derivative solutions marked with dots and triangles on the model.



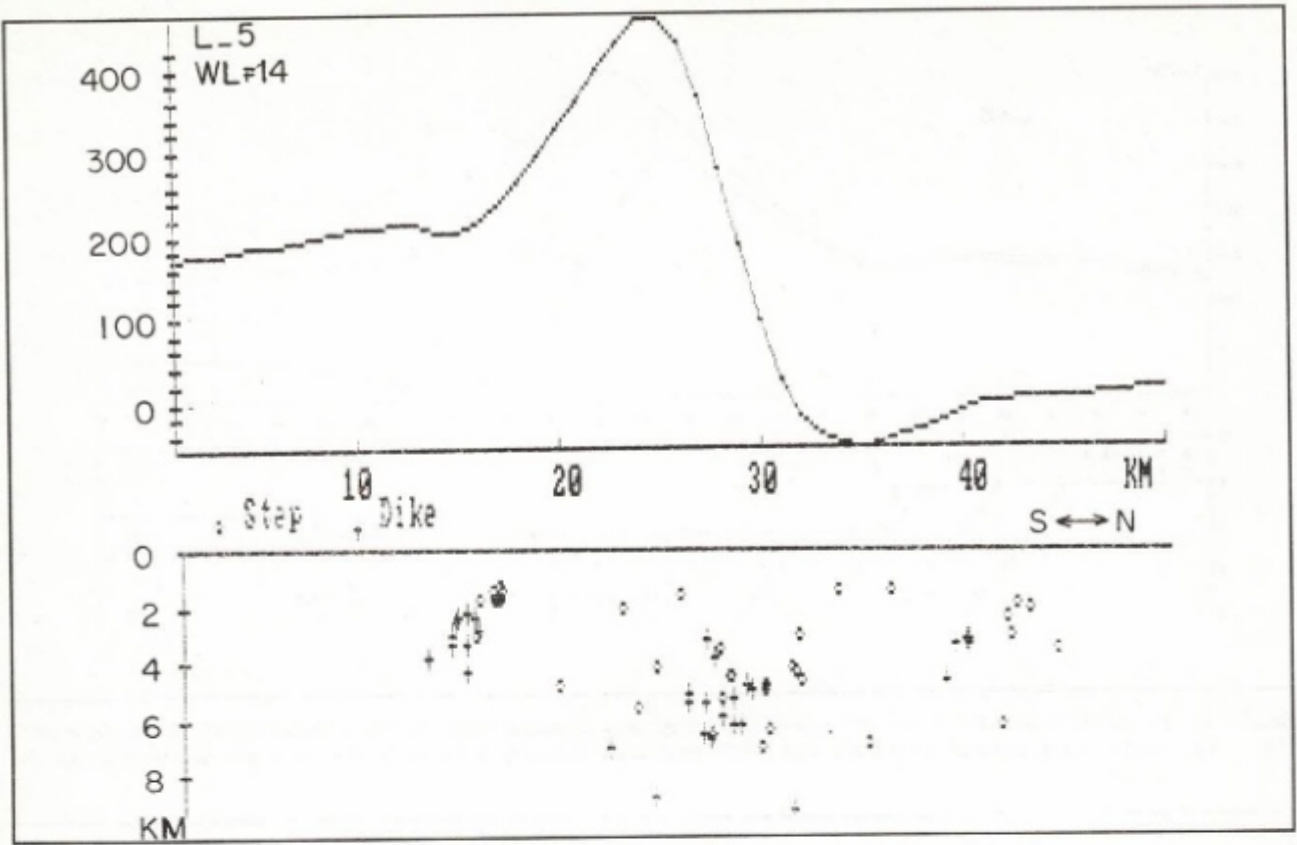
Şekil 13. Şekil 12'deki modelin $I=90^\circ$ anomalisinin yatay türevleri.
Fig. 13. Horizontal derivatives of the $I=90^\circ$ anomaly of the model in Fig. 9.

indirgenmiş verinin yatay ikinci ve üçüncü türevleri ise kübik yay biçimi yaklaştırma yöntemi ile elde edilmiştir (Bhattacharya 1969). Yatay türevlerde bulunan ve anomalileri veren kütlelerin köşe noktalarının konum ve derinlikleri Şekil 19'da işaretlenmiştir. Babaeski yükselminin 3000 m civarında olan derinliği ve 2000 feet olan uçuk yüksekliği göz önüne alındığında, Şekil 19'da verilen konum ve derinlikler beklenen sonuçlardır.

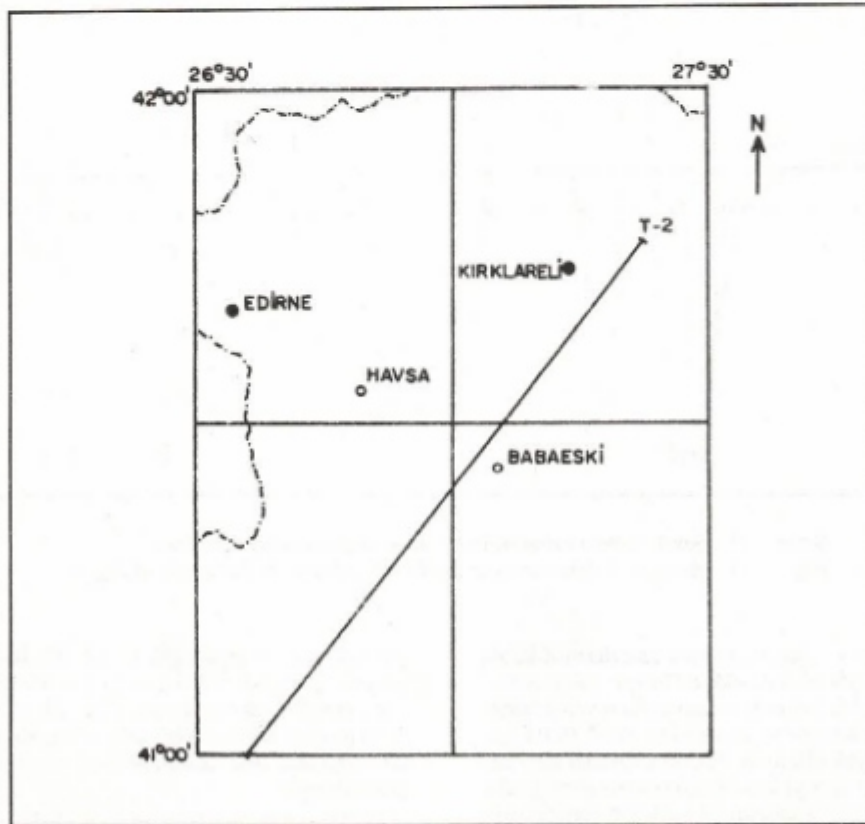
Bir diğer profil Prekambriyen yaşlı temelin yüzlek verdiği ve yükselim yaptığı Güneydoğu Anadolu'da Derik'den

geçecek şekilde seçilmiştir (Şekil 20). Bu profilin verisine de pencere genişlikleri 7, 14 ve 21 km seçilerek Werner çözümü uygulanmıştır. Sonuçlar Şekil 21, 22 ve 23'te gösterilmiştir. Aynı profilin kutba indirgenmiş veri grafiği ile bu verinin yatay türevlerinden elde edilen konum ve derinlikler Şekil 24'de gösterilmiştir.

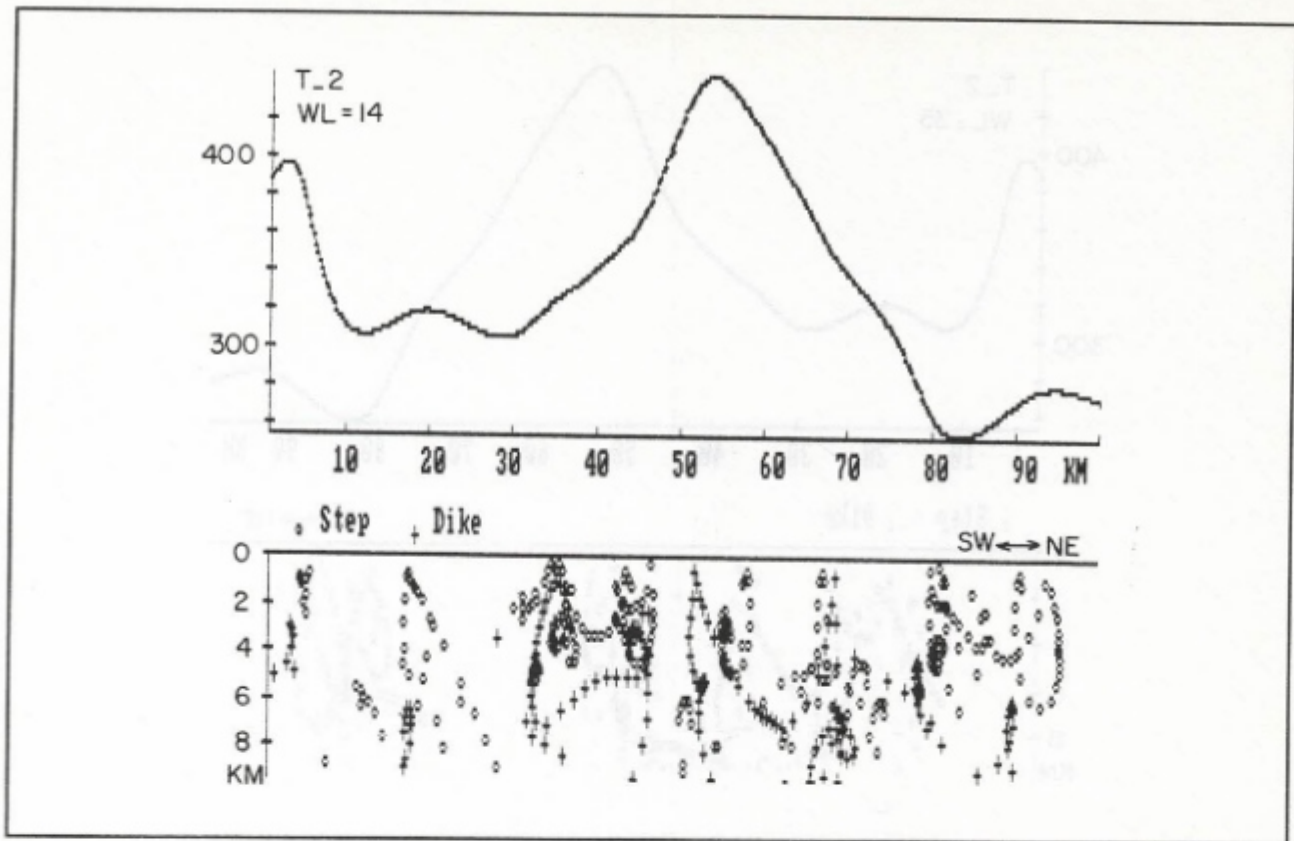
Uçuk yüksekliği gözönüne alınırsa, en uygun Werner çözümü, pencere genişliğinin 14 km seçilmesiyle elde edilmiştir (Şekil 1, 22). Yatay türev ile çözümde benzer sonuçlar vermiştir (Şekil 24).



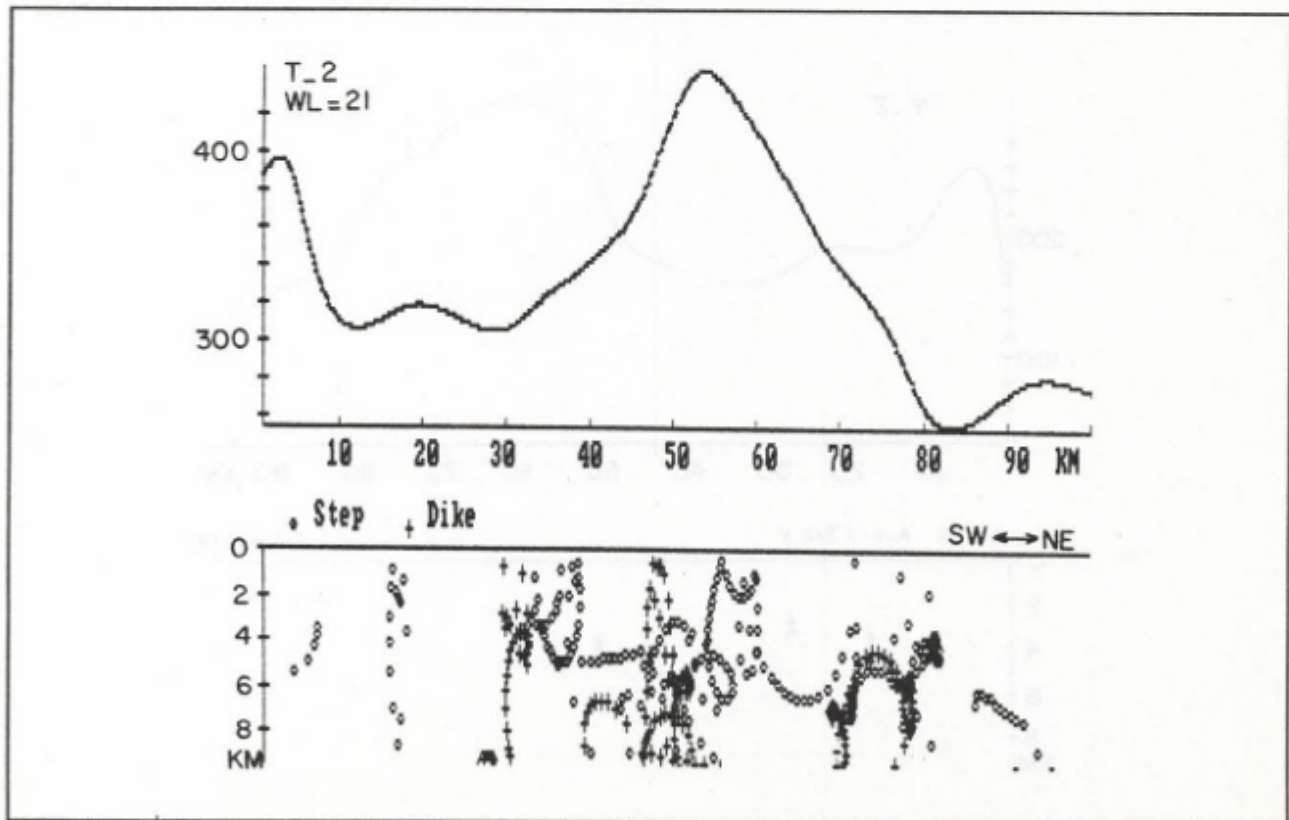
Şekil 14. Şekil 12 deki modelin $I=60^\circ$ anomalisinin 14 km pencere genişlikli Werner çözümü.
Fig. 14. Werner solution with 14 km window length of the $I=60^\circ$ anomaly in Fig. 12.



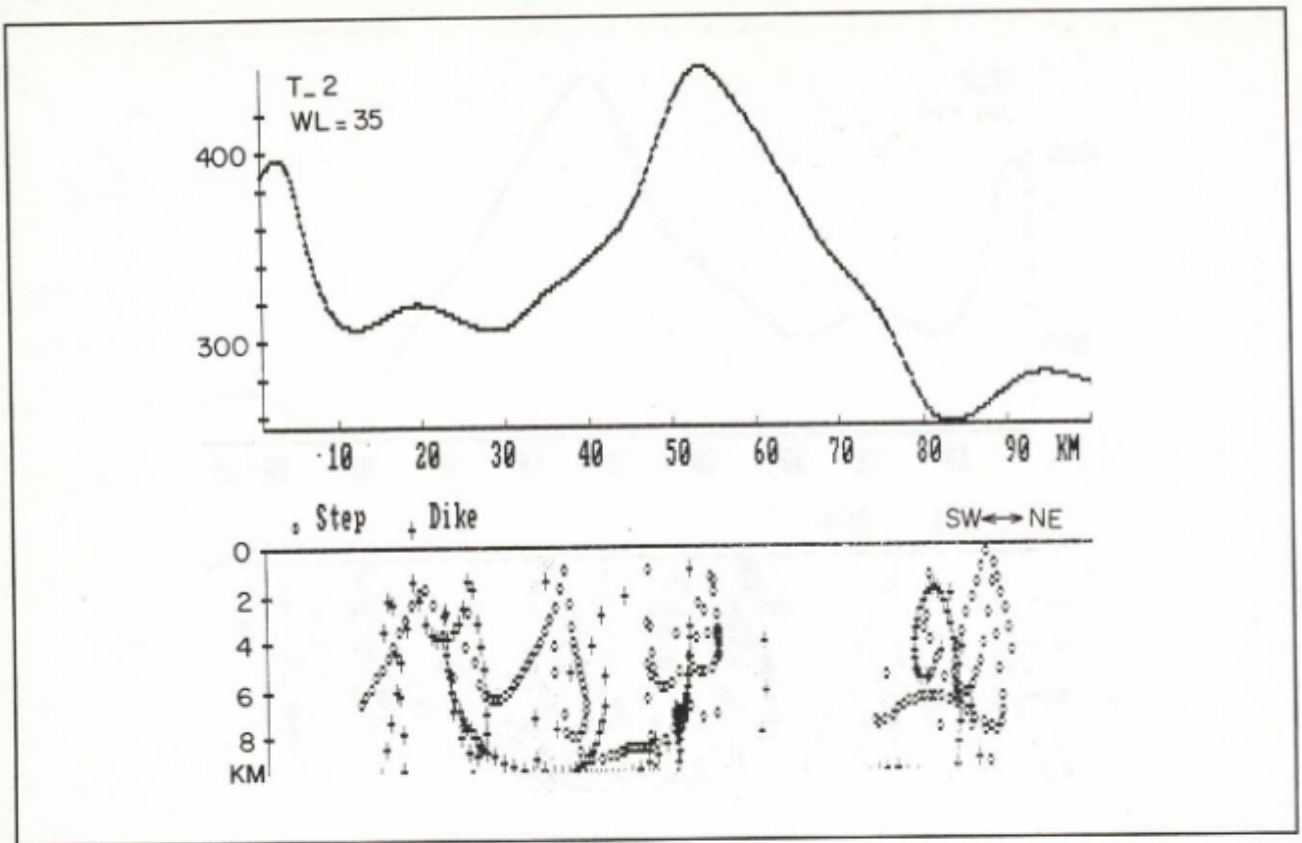
Şekil 15. T-2 profilinin lokasyon haritası
Fig. 15. Location map of profile T-2.



Şekil 16. T-2 profilinin 14 km pencere genişlikli Werner çözümü.
Fig. 16. Werner solution with 14 km window length of profile T-2.

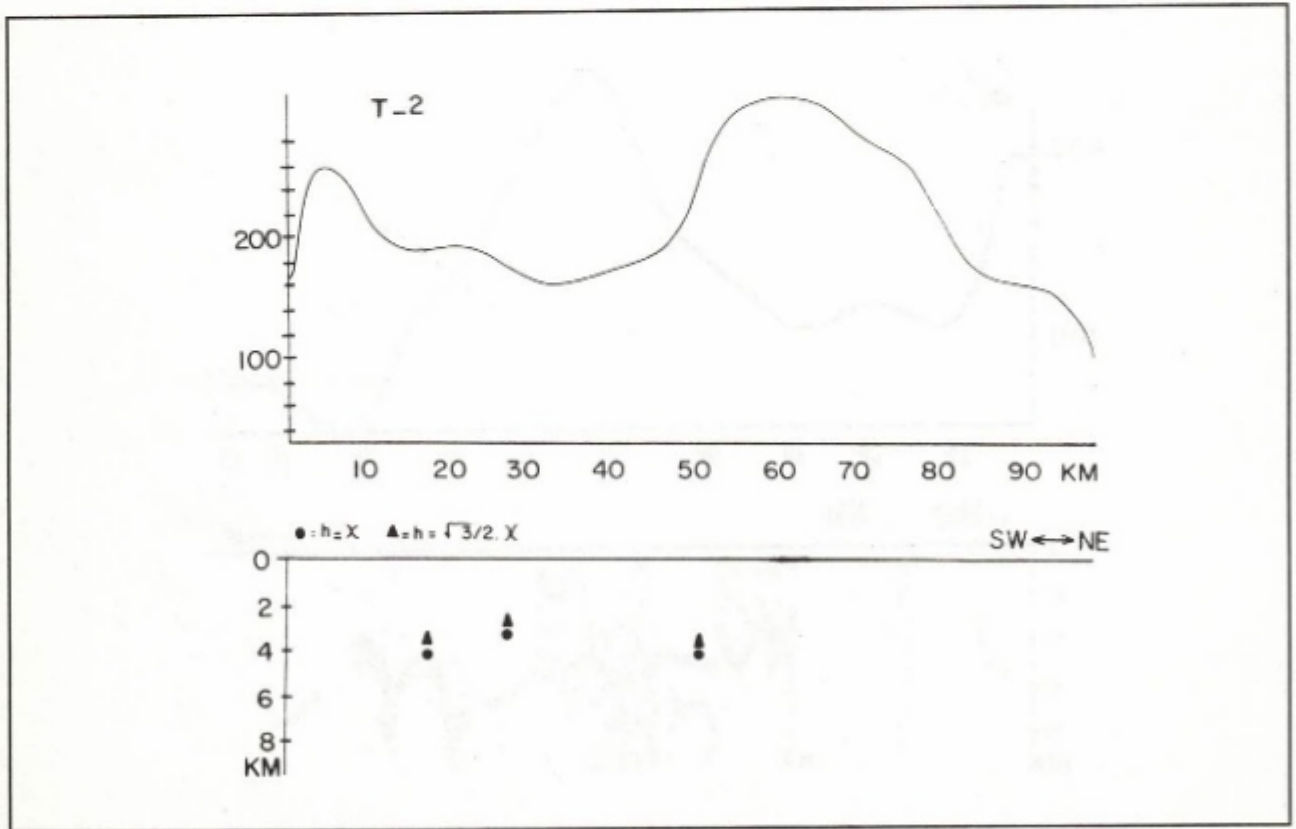


Şekil 17. T-2 profilinin 21 km pencere genişlikli Werner çözümü.
Fig. 17. Werner solution with 21 km window length of profile T-2.



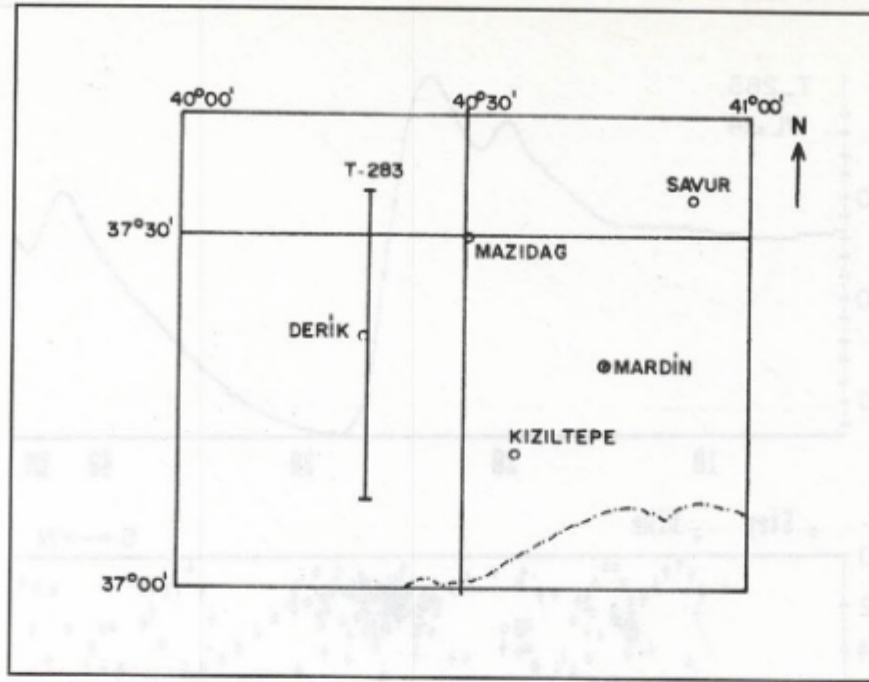
Şekil 18. T-2 profilinin 35 km pencere genişlikli Werner çözümü.

Fig. 18. Werner solution with 35 km window length of profile T-2.

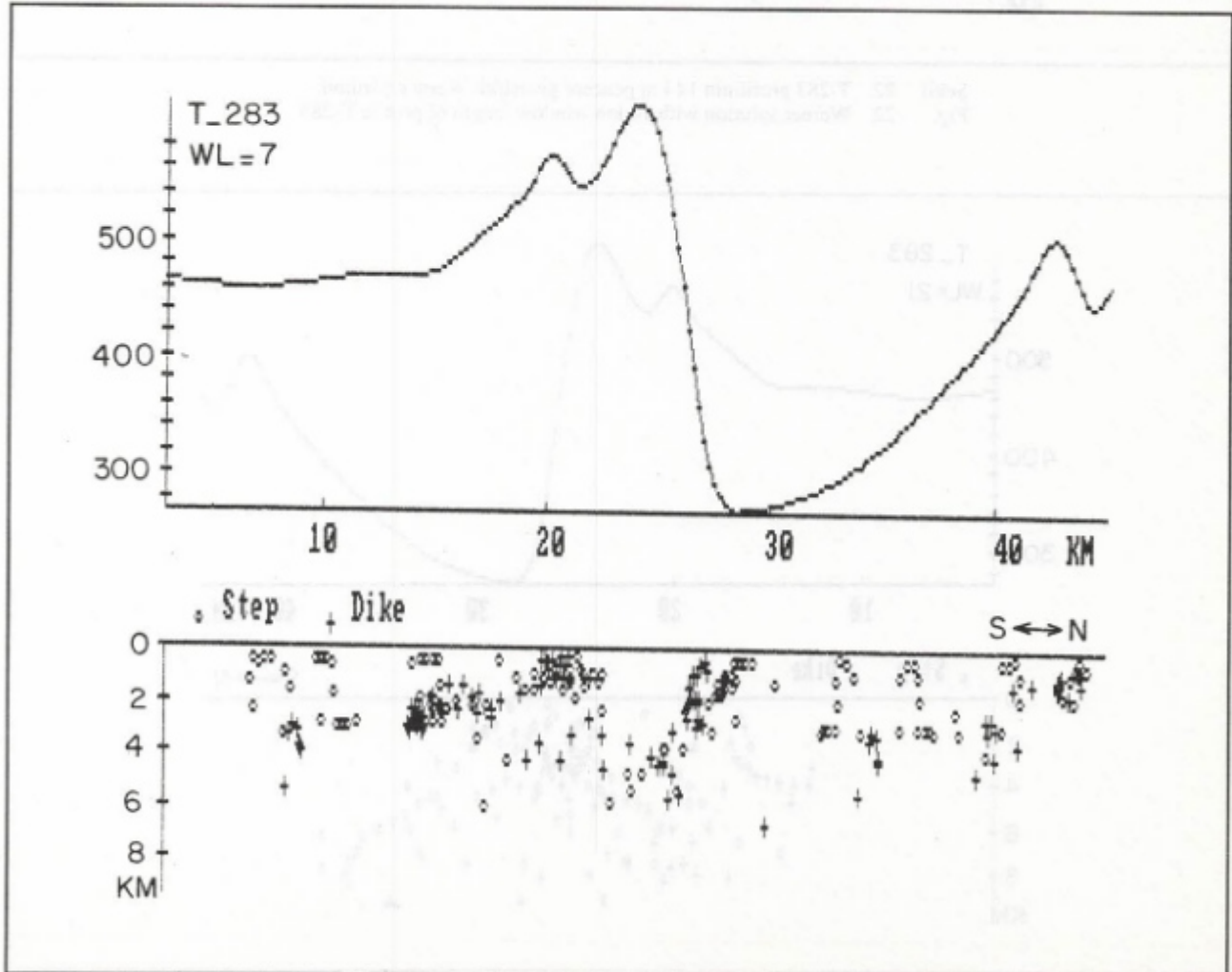


Şekil 19. T-2 profilinin kutba indirgenmiş anomalisi ve onun yatay türev çözümü sonuçları.

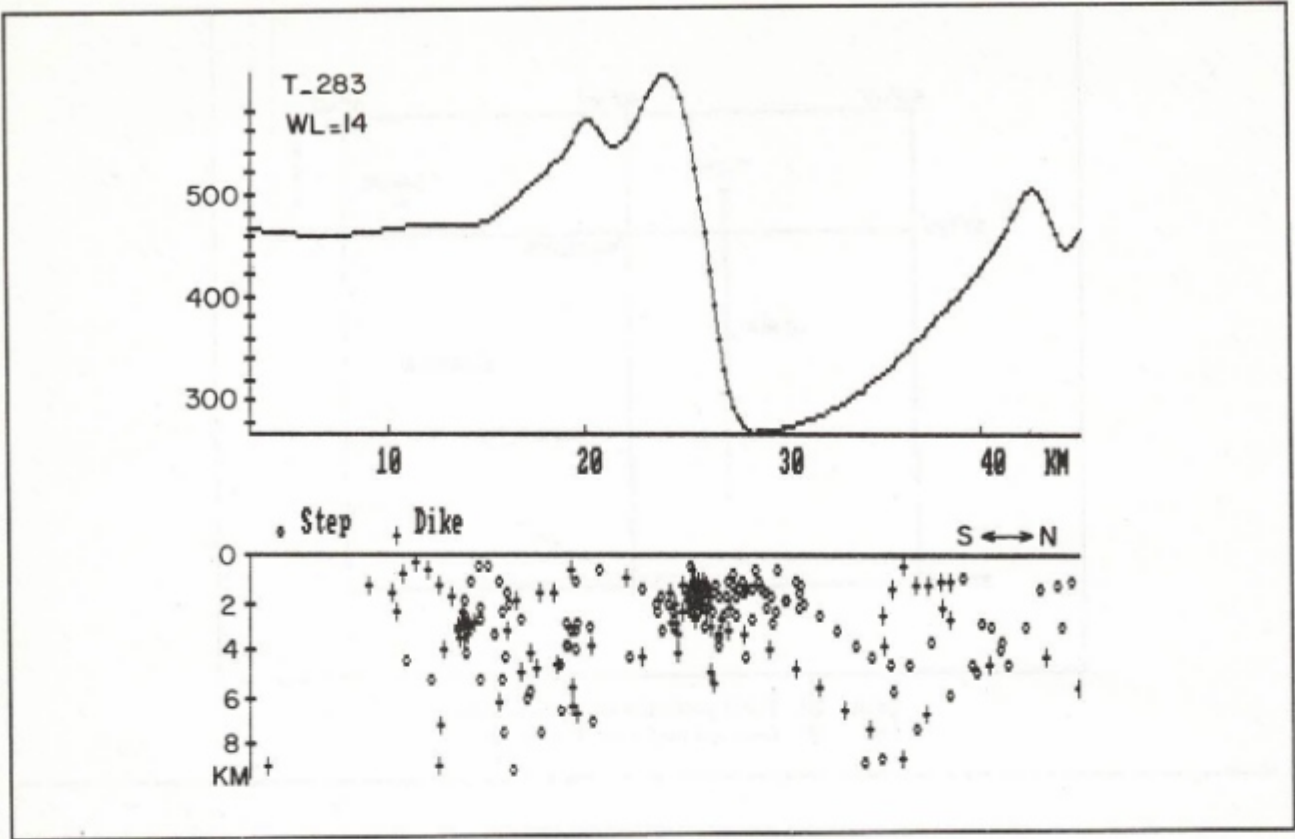
Fig. 19. Pole reduced anomaly of profile T-2 and its horizontal derivative solution results.



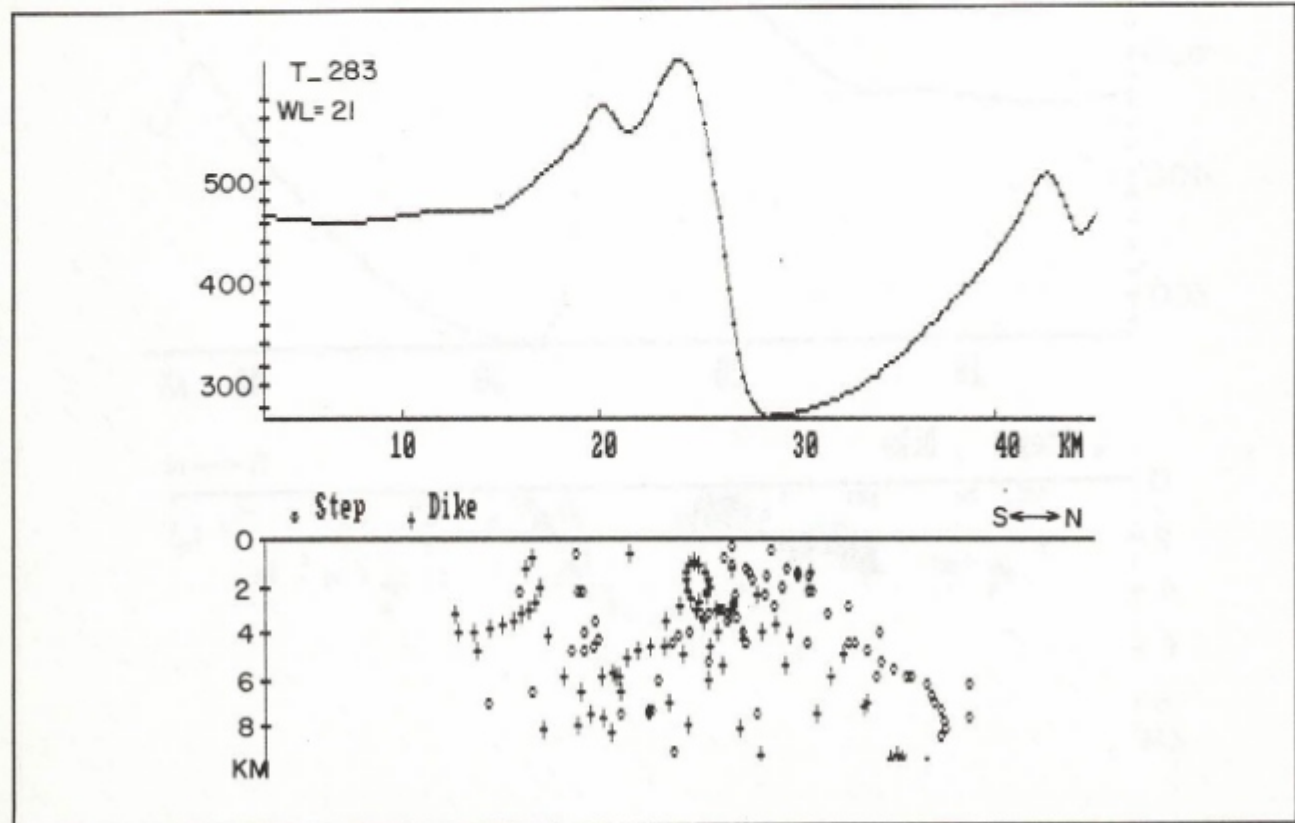
Şekil 20. T-283 profilinin lokasyon haritası.
Fig. 20. Location map of profile T-283.



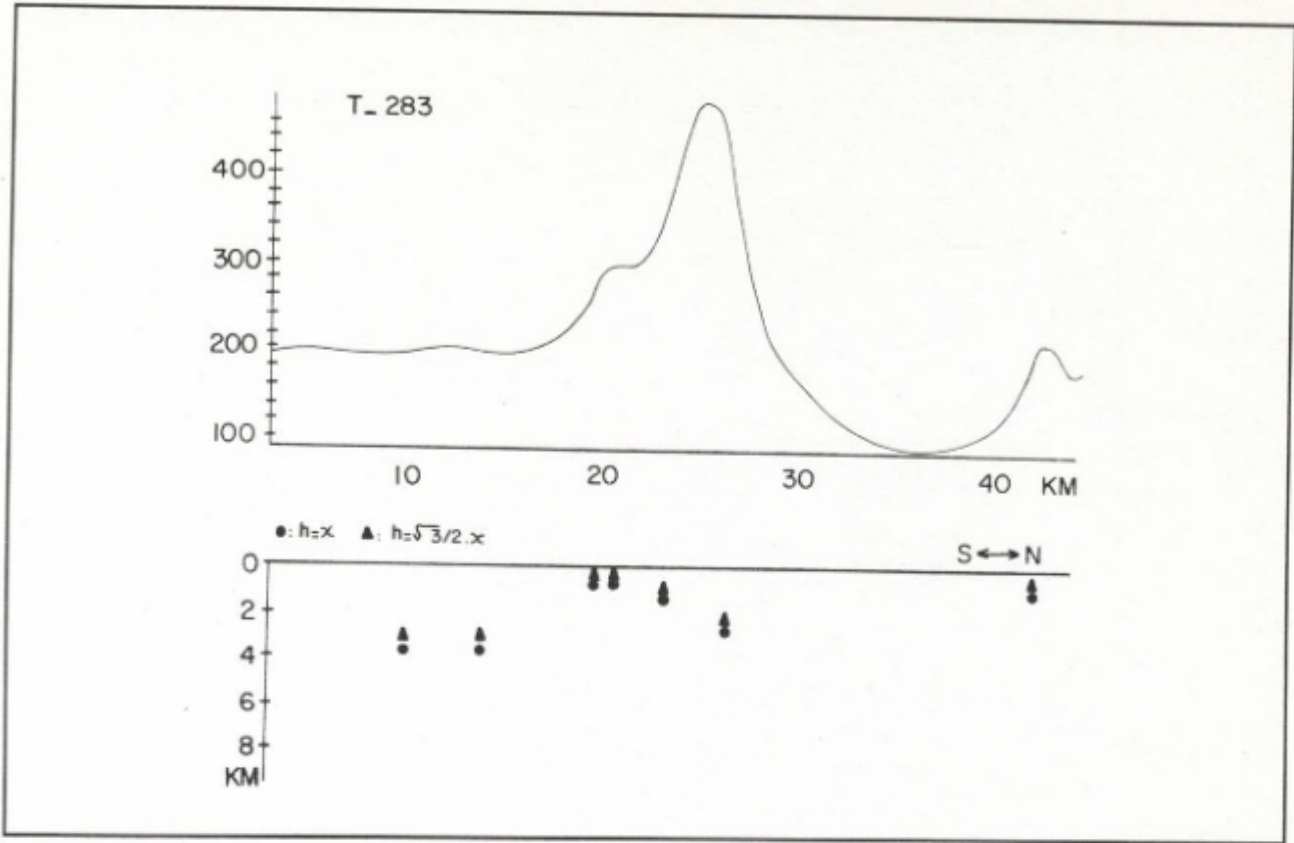
Şekil 21. T-283 profilinin 7 km pencere genişlikli Werner çözümü.
Fig. 21. Werner solution with 7 km window length of profile T-283.



Şekil 22. T-283 profilinin 14 km pencere genişlikli Werner çözümü.
Fig. 22. Werner solution with 14 km window length of profile T-283.



Şekil 23. T-283 profilinin 21 km pencere genişlikli Werner çözümü.
Fig. 23. Werner Solution with 21 km window length of profile T-283.



Şekil 24. T-283 profilinin kutba indirgenmiş anomalisi ve onun yatay türev çözümü sonuçları.
Fig. 24. Pole reduced anomaly of profile T-283 and its horizontal derivative solution results.

SONUÇLAR

Werner tekniği gerek uygulama kolaylığı gerek kuramsal sadeliği yönleriyle manyetik temel derinliği hesaplamalarında en sık başvurulan bir tekniktir. Ancak, seçilen pencere genişliğinin anomalilerin dalga boyları kadar olmaması halinde, bulunan sonuçlar bazı kararsızlıklar doğurabilmekte ve yorumlama için oldukça iyi bir deneyim gerektirmektedir. Bu yüzden uygulamalarda pencere genişlikleri birkaç kez değiştirilerek sonuç alınmaya çalışılmaktadır. Bu nedenlerle Werner tekniğinin başka bir teknikle desteklenmesi gerekebilmektedir.

Önerilen yatay türev tekniği, Werner tekniğini destekleyici bir rol üstlenebileceği gibi tek başına da kullanılabilir. Yatay türev çözümlemesinde de bazı sorunlar vardır. Bunların en önemlisi, ince dayk durumunda veya verinin çok seyrek olarak toplanması durumunda, dayk kalınlığının gerçekten daha fazla olarak bulunmasıdır (Şekil 4, 5). Bu da ikinci türevin sıfır olduğu yerlerin kütle köşesi olarak kabul edilmesinden ileri gelebilmektedir.

KAYNAKLAR

- Behrendt, J. C. and Klitgord, K. D. 1980, High-Sensitivity aeromagnetic survey of the U.S. Atlantic continental margin, *Geophysics* 45, 1813-1846.
- Bhattacharya, B.J. 1965, Two dimensional harmonic analysis a tool for magnetic interpretation, *Geophysics* 30, 829-857.
- Bhattacharya, B.K. 1969, Bicubic spline interpolation as a method for the treatment of potential data, *Geophysics* 34, 402-423.
- Hartman, R. R., Tesky, D.J. and Friedberg, J.L. 1971, A System for rapid digital aeromagnetic interpretation, *Geophysics* 36, 891-918.
- Hjelt, S.E. 1973, Experiences with automatic magnetic interpretation using the tick plate model, *Geophysical Prospecting* 21, 243-265.
- Jain, S. 1976, An automatic method of direct interpretation of magnetic models, *Geophysics* 41, 531-541.

- Johnson, W.W. 1969, A Least squares method of interpreting magnetic anomalies caused by two dimensional structures, *Geophysics* 34, 65-75.
- Keating, P.B. and Pilkington, M. 1990, An automated method for interpretation of magnetic vertical gradient anomalies, *Geophysics* 55, 336-343.
- Kilty, K.T. 1983, Werner deconvolution of profile potential field data, *Geophysics* 48, 234-237.
- Kaulomzine, T., Lamontagne, Y. and Nadeau, A. 1970, New methods for the direct interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dikes of infinite length, *Geophysics* 35, 812-830.
- Malin, S.R.C. and Barraclough, D.R. 1981, An algorithm for synthesizing the geomagnetic field, *Computers and Geosciences* 7, 401-405.
- Mc Grath, P.H. and Hood, P.J. 1970, The dipping dike Case: a computer curve matching method of magnetic interpretation, *Geophysics* 35, 831-848.
- Naudy, H. 1971, Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles, *Geophysics* 36, 717-722.
- O'Brien, D. 1972, Compu Depth, a new method for depth-to-basement computation, Presented at the 42 nd Int. meeting of SEG in Anaheim, California.
- Peters, L. J. 1949, The direct approach to magnetic interpretation and its practical applications, *Geophysics* 14, 290-320.
- Philips, J.D. 1978, ADEPT: A Program to Estimate Depth to Magnetic Basement From Sampled Magnetic Profiles U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J. and Somerton, I.W. 1990, Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, *Geophysics* 55, 80-91.
- Talwani, M. and Heirtzler, J.R. 1964, Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape, In *Computers in the mineral industries, Part 1*, Stanford Univ. Publ. 9, 464-480.
- Thompson, D.T. 1982 EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 47, 31,37.
- Werner, S. 1953, Interpretation of magnetic anomalies at sheetlike bodies, *Sver. Geol. Undersök., Ser.C.C. Arsbok* 43, N: 06.

MARMARA DENİZİ GRAVİTE VE MANYETİK VERİLERİNİN FOURIER ANALİZLERİYLE DEĞERLENDİRİLMESİ

Interpretation of Gravity and Magnetic Data of the Marmara Sea Using Fourier Transforms

Fatih M. ADATEPE*

ÖZET

Bu çalışma, Marmara Denizinin gravite ve manyetik verilerinin Fourier Analizleriyle değerlendirilerek bölgedeki sığ yapıların ortalama derinliklerinin hesaplanmasını ve yapı modellerinin belirlenmesini amaçlamaktadır.

Bölgenin Jeolojik önemi tektonik rejimiyle ilgilidir. Marmara Denizi, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun yanal hareketi ile Ege graben sistemlerinin karşılaştığı bir bölge görünümündedir.

ABSTRACT

The purpose of this study is to evaluate structural models and average depths of shallow features in Marmara Sea region by Fourier Transforms of gravity and magnetic data.

The importance of the region from geological point of view is related with its tectonic regimen. The lateral movement of the North Anatolian Fault Zone and graben systems in Aegean region cross each other in the Marmara Sea region.

GİRİŞ

Marmara Denizi ve çevresi ile ilgili Jeofizik çalışmaların çoğu, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Marmara Denizi ve çevresindeki faylarla olan ilişkisinin belirlenmesine yöneliktir (Ekingen 1973, Kavlıkoğlu ve Özakay 1978, Sipahioğlu 1984, Şengör ve diğ. 1985, Kıyak 1986, Gündoğdu 1984, Barka 1987). Ayrıca gravite, manyetik, manyetotellürik verilere çeşitli spektrum yöntemleri uygulanarak ve sismik patlamalardan yararlanılarak bölgenin kabuk özelliklerinin belirlenmesi amaçlı çalışmalar da yapılmıştır (Dedeşayır 1976, Kavlıkoğlu ve Özakay 1978, Gürbüz ve diğ. 1980, İlkışık 1981, Hökelekli 1981, Yörük 1983, Oral ve Canitez 1987).

Özellikle son yıllarda petrol ve gaz aramalarına yönelik çalışmalarla da bölge hakkında daha ayrıntılı ve sağlıklı bilgi birikimi oluşturulmuştur.

Bu çalışmada kullanılan Fourier dönüşüm teknikleri de birçok araştırmacı tarafından çeşitli amaçlar için uzun zamandan beri kullanılmaktadır (Bhimasankaram *et. al.* 1978, Babu *et. al.* 1980, Yahşi 1983, Adatepe ve Demirel 1987).

MARMARA DENİZİNİN JEOLojİSİ

Marmara Denizi'nin yakın çevresi, Türkiye'nin diğer bölgelerine göre yapısı en çok çalışılan ve bilinen bölgesi niteliğindedir. Özellikle, denizin kuzeyini kaplayan Trakya Hav-

zası'nda son 50 yıldan beri yapılan petrol ve gaz aramalarına yönelik çalışmalar, bölgenin jeomorfolojisi ve jeolojisine ait ayrıntılı bilgiler sağlamıştır. Bu havza, kuzey ve kuzeydoğuda Istranca (Yıldız) Dağları, batıda Rodop Masifi ve güneyde Biga, Kapıdağı, Marmara Adaları ve Samanlıdağ masifleriyle çevrilmiş, Marmara Denizini de kısmen içerisine alan büyük ve derin bir çökeltme çanağı olarak tanımlanmıştır (Ketin 1983). Marmara'nın geçmişte sığ tatlı su gölü niteliği gösterdiği ve bugün bazı yörelerinde 1000 metreyi aşan tortul birikimi olduğu bilinmektedir. Bu durumun deniz dibinin giderek alçalmasıyla yani torbalaşmasıyla olası olabileceği belirtilmiştir (Erinç 1986).

Marmara Havzası jeolojisinin konumuz açısından en önemli özelliği tektonik yapısıdır. Bilindiği gibi havza, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) sağ yönlü hakim yanal atımlı hareketi ile Ege'deki kuzey-güney açılma ve doğu-batı graben gelişmesi arasında anahtar görevi üstlenmiştir. Bölgenin kırık ve lineasyon hatlarının genelde birbirini kesen birkaç sistemden oluştuğu belirlenmiştir (Erinç ve diğ. 1984, Şengör ve diğ. 1985, Kıyak 1986, Gündoğdu 1986, Barka 1987).

Bu nedenle, özellikle eğim atımlı normal fayların büyük ölçüde ve çok sayıda geliştiği bölgelerde, aynı doğrultuda faylanmaların yer aldığı dar ve uzun grabenler oluşmuştur. Bunların en önemlilerini İzmit ve Gemlik Körfezi'nde görmek olanaklıdır. Ayrıca, Marmara Denizi'nde büyük olasılıkla faylarla gelişmiş üç çukurdan söz edilmelidir.

* İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, İstanbul

KULLANILAN YÖNTEMLER

Çalışmada tek ve iki boyutlu Fourier analizi teknikleri kullanılmıştır. Zamanın ve yerin bir fonksiyonu olan Jeofizik veriler, birden fazla sinyalin üst üste binmiş şeklini içerirler. Bu sinyallerin frekanslarının da birbirinden farklı olacağı açıktır. Kütleler hakkında bilgi edinmek için eldeki verinin, frekans ortamına dönüştürülerek incelenmesi düşünülebilir (Spector and Grant 1970, Davis 1973). Kütlelerin zaman ortamındaki yanıtını, frekans ortamına dönüştürmek için, bir dönüşüm tekniğine gereksinime duyulur.

Bu çalışmada Fourier dönüşüm tekniği kullanılmıştır. Bu teknik, doğal kaynaklı veriler kullanılarak, kütlelerin derinliklerinin kestirimine olanak sağlamaktadır. Ayrıca yöntemin uygulanması sırasında trend analizi yapılmıştır. Fourier analizlerinden sonra, güç spektrumundan faydalanılarak kütlelerin ortalama derinlikleri bulunmuştur. En son aşamada da Marmara Denizi yapı modelleri elde edilmiştir.

Tek ve iki boyutlu Fourier dönüşüm teknikleri bilinen bağıntıları içerdiğinden burada tekrarlanmayacaktır. Buna karşılık güç spektrumundan yararlanarak derinlik saptanmasını açıklamak yararlı görülmüştür. Genel olarak farklı doğrultu ve derinlikteki çeşitli kütlelerin tümünün neden olduğu anomaliden enerji veya güç spektrumu elde edileceği Bhattacharyya'nın (1966) yaklaşımlarıyla ortaya konulmuştur. Yine prizmatik cismin parametrelerinin spektrum üzerindeki etkileri Spector ve Grant (1970) tarafından verilmiştir. Ayrıntısı ilgili yayınlarda bulunan güç spektrumu bağıntısını dalga boyuna (r) bağlı olarak yazmak olanaklıdır. Buradan logaritması alınan bağıntı;

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

şeklinde gösterilir ve bir doğru denklemini verir. Bu doğrunun eğimi (-2h) dır. Buradan elde edilecek olan (h) ise, ortalama derinliği vermektedir.

Güç spektrumunun doğal logaritmaları açısal frekansa (w) karşı çizilirse, "h derinliği";

$$h = \frac{1}{2} \cdot \frac{\ln G}{w}$$

bağıntısından hesaplanabilir (Sanver 1974). Burada,

$$w = \frac{2 \cdot f}{n \cdot T}$$

ve n; profil boyu (veya kare bölgelerin kenar uzunluğu), T; örnekleme aralığı x ölçek olmak üzere derinliktir.

UYGULAMA

Önceki bölümde algoritması anlatılan yöntemler Marmara Denizi'nin gravite ve manyetik verilerine uygulanmıştır. Buna göre gravite çalışmalarında; iki boyutlu Fourier dönüşümü Harita Genel Komutanlığı'nın 1:1.000.000 ölçekli haritasına, tek boyutlu Fourier dönüşümü ise Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) 1:100.000 ölçekli anomalî haritasına uygulanmıştır. Manyetik çalışmaların her ikisi de MTA'nın 1:200.000 ölçekli havadan manyetik anomalî haritası üzerinde yapılmıştır. Sözü edilen tek boyutlu Fourier spektrum analizinin uygulanacağı gravite ve manyetik haritalardan anomalîler göz önüne alınarak konumları Şekil 1'de verilen profiller alınmıştır.

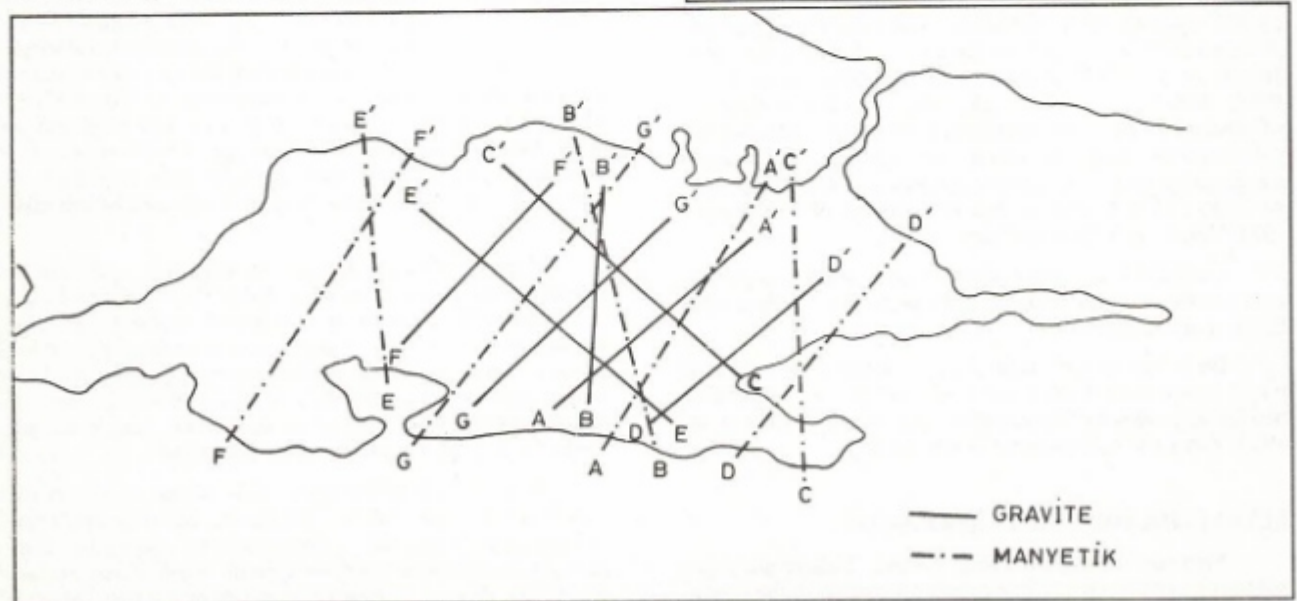
Ayrıca her iki haritaya ait ikişer adet (Gravite: AA' ve DD', Manyetik: FF' ve GG') profil örnek olarak verilmiştir (Şekil 2).

Profiller Nyquist kuralına uygun olarak 1 cm aralıklarla sayısal hale getirilmiş, oto-korelasyon fonksiyonlarından yararlanılarak güç spektrumları elde edilmiştir. Daha sonra Tukey penceresi kullanılarak sonuçlar süzgeçlenmiştir. Şekil 3'de, Şekil 2'de verilen bu profillerin güç spektrumları gösterilmiştir.

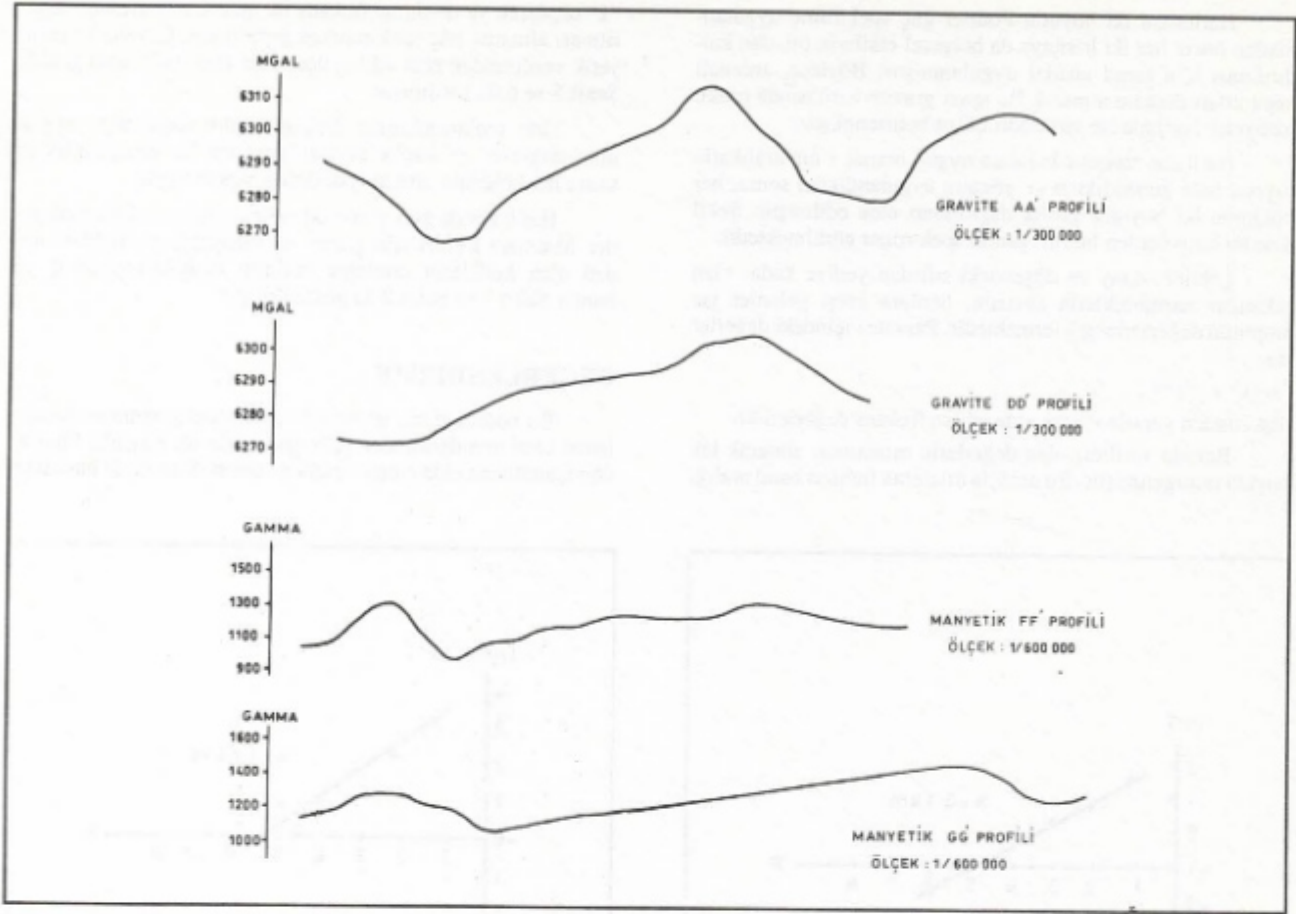
Güç spektrumlarının frekansa göre dağılımına uygun olan doğrular, en küçük kareler yardımıyla hesaplandıktan sonra derinlikler saptanmış ve bunlar Çizelge 1'de verilmiştir.

Çizelge 1. Tek boyutlu Fourier dönüşümü ve güç spektrumu sonucu elde edilen ortalama derinlikler

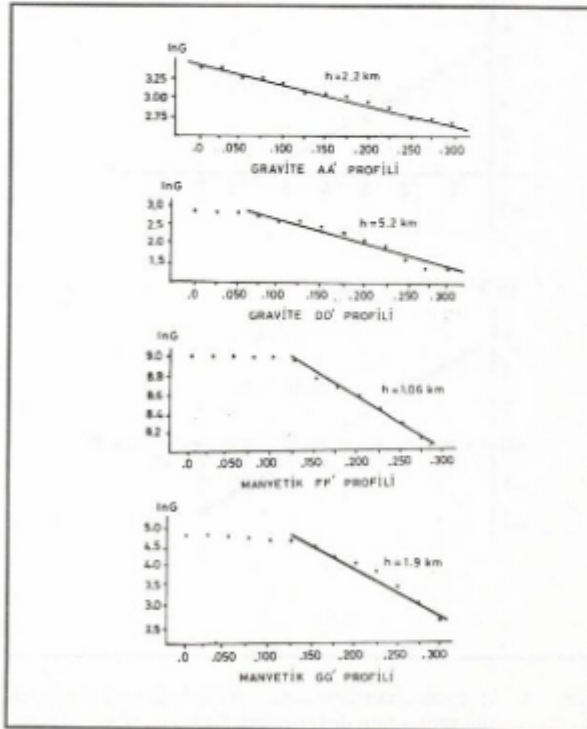
PROFİLLER	DERİNLİKLER (KM)	
	GRAVİTE	MANYETİK
AA'	2.2	1.6
BB'	2.3	1.2
CC'	5.7	-
DD'	5.2	1.5
EE'	4.0	0.4
FF'	4.2	1.1
GG'	3.4	1.9



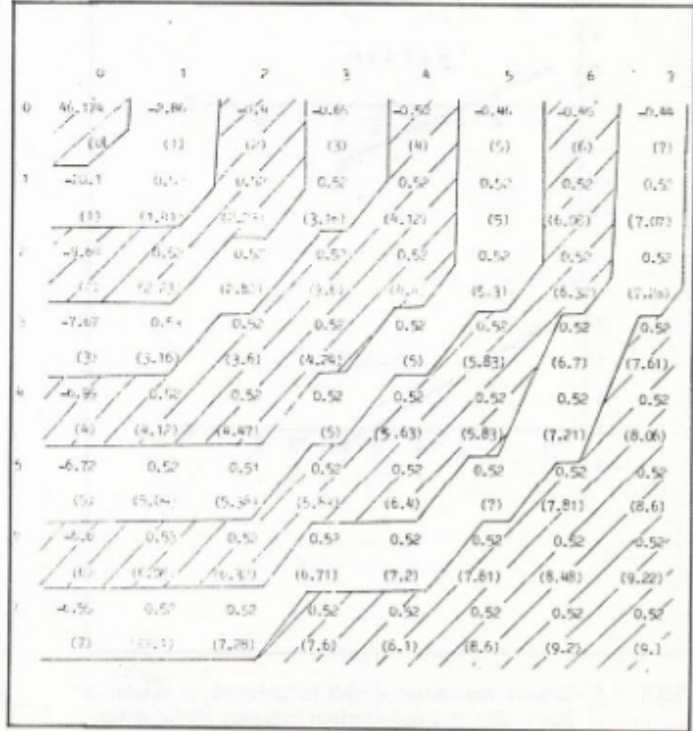
Şekil 1. Tek boyutlu Fourier spektrum analizinin uygulandığı gravite ve manyetik profillerin konumları.
Fig. 1. Locations of gravity and magnetic profiles where spectral analysis was applied.



Şekil 2. İnceleme alanının gravite ve manyetik haritalarından alınan örnek profiller
Fig. 2. Example profiles taken from the gravity and magnetic maps of the study area.



Şekil 3. Gravite ve manyetik profillerinden elde edilen güç spektrumlarının frekansa göre değişimi
Fig. 3. Shape of the power spectra estimated from gravity and magnetic data versus frequency.



Şekil 4. Bölgelerden birine ait iki boyutlu genlik spektrumu
Fig. 4. Two-dimensional amplitude spectrum

Haritalara iki boyutlu Fourier güç spektrumu uygulanmadan önce; her iki haritaya da bölgesel etkilerin ortadan kaldırılması için trend analizi uygulanmıştır. Böylece, anomali kapantıları dikkate alınarak Bouguer gravite haritasında oniki, manyetik haritada ise yirmidört bölge belirlenmiştir.

Haritalar Nyquist kuralına uygun olarak 1 cm aralıklarla sayısal hale getirildikten ve yöntem uygulandıktan sonra, her bölgenin iki boyutlu genlik dağılımları elde edilmiştir. Şekil 4'de bu bölgelerden birinin genlik spektrumu görülmektedir.

Şekilde yatay ve düşeydeki sıfırdan yediye kadar olan rakamlar harmoniklerin sayısını, bunlara karşı gelenler ise amplitüd değerlerini göstermektedir. Parantez içindeki değerler ise

$$f = (x^2 + y^2)^{1/2}$$

ilişkisinden yararlanılarak elde edilen frekans değerleridir.

Burada verilmiş olan değerlerin ortalaması alınarak tek boyuta indirgenmiştir. Bu amaçla ortalama frekans band aralığı

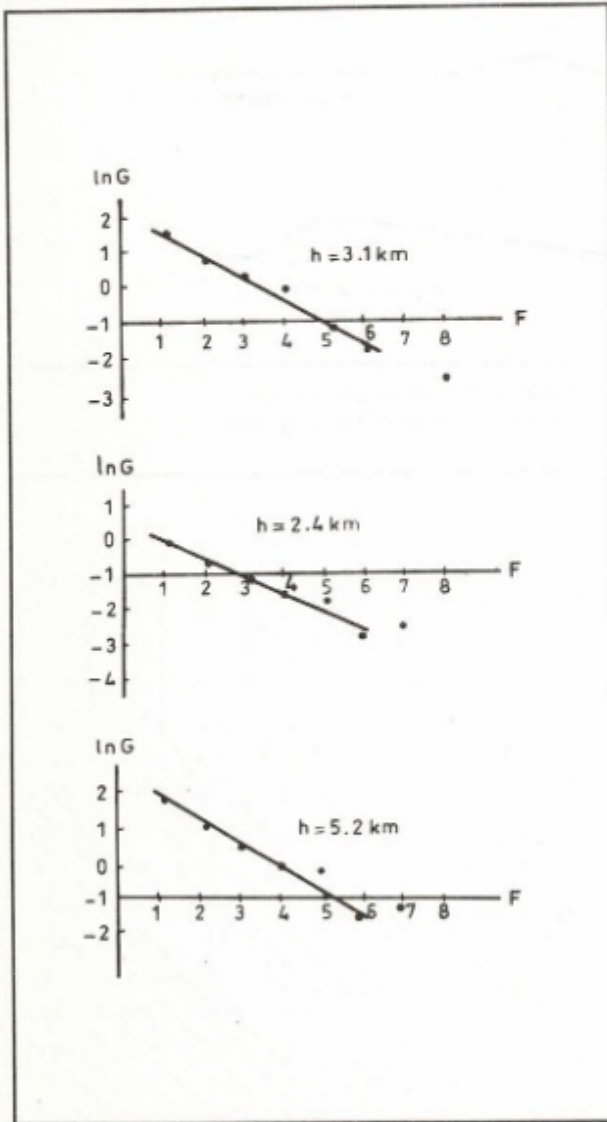
"1" seçilerek ve ortalama frekans ile genlik değerlerinin logaritması alınarak güç spektrumuna geçilmiştir. Gravite ve manyetik verilerinden elde edilen üçer adet güç spektrumu grafiği Şekil 5 ve 6 da verilmiştir.

Güç spektrumlarının frekansa göre dağılımına uygun olan doğrular en küçük kareler yöntemi ile hesaplandıktan sonra her bölgenin ortalama derinliği saptanmıştır.

Her bölgede ayrı ayrı elde edilen ortalama derinliklerinden Marmara Denizi için gravite ve manyetik anomalilere neden olan kütlelerin ortalama derinlik haritaları çizilmiş ve bunlar Şekil 7 ve Şekil 8'de gösterilmiştir.

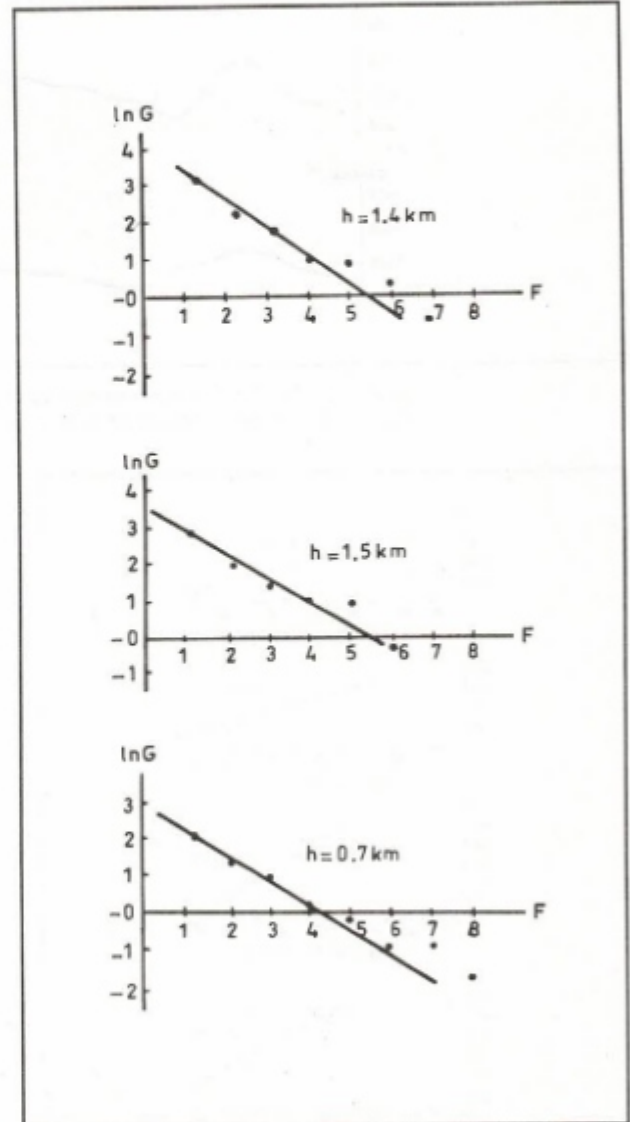
DEĞERLENDİRME

Bu bölümde tek boyutlu Fourier dönüşümünden hesaplanan ortalama derinlikler (Çizelge 1) ile iki boyutlu Fourier dönüşümünden elde edilen ortalama derinlik anomali haritaları



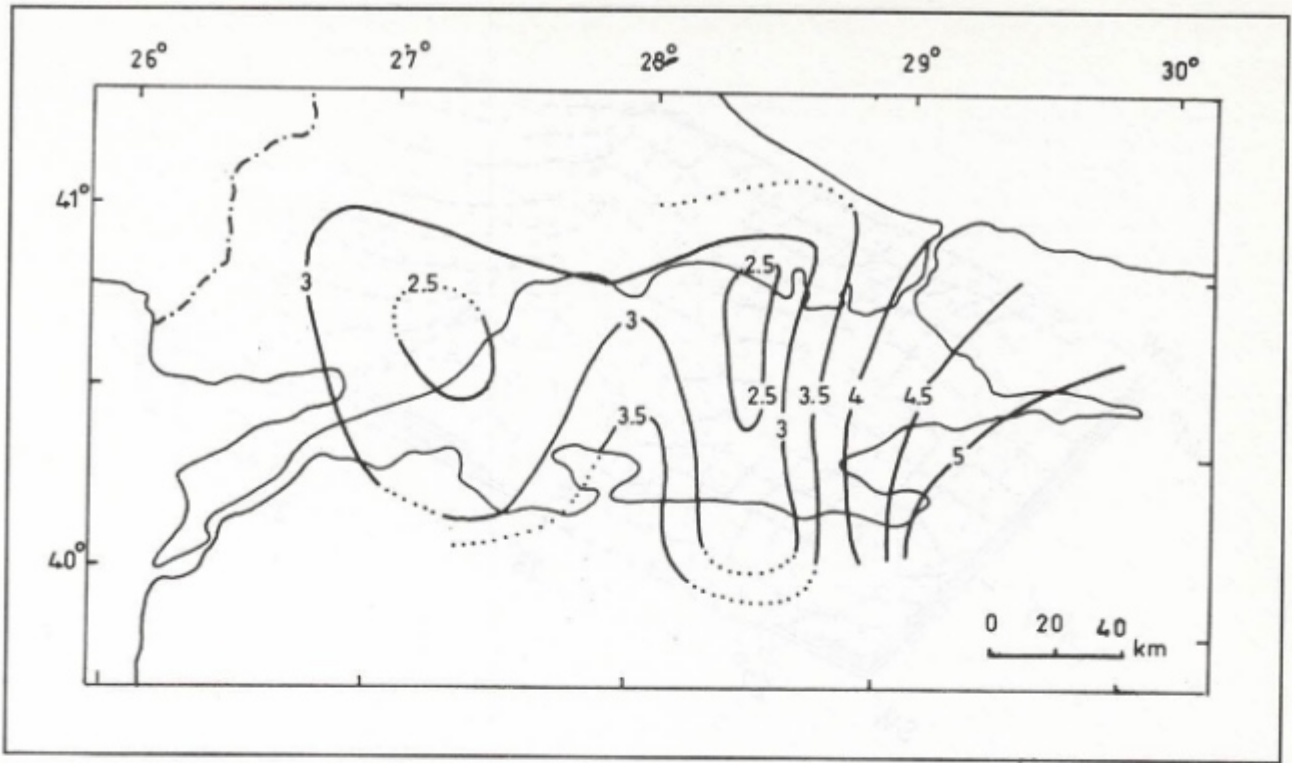
Şekil 5. Gravite haritasının çeşitli bölgelerine ait ortalama güç spektrumu değerlerinin frekansa göre dağılımları

Fig. 5. Distribution of mean power spectrum values

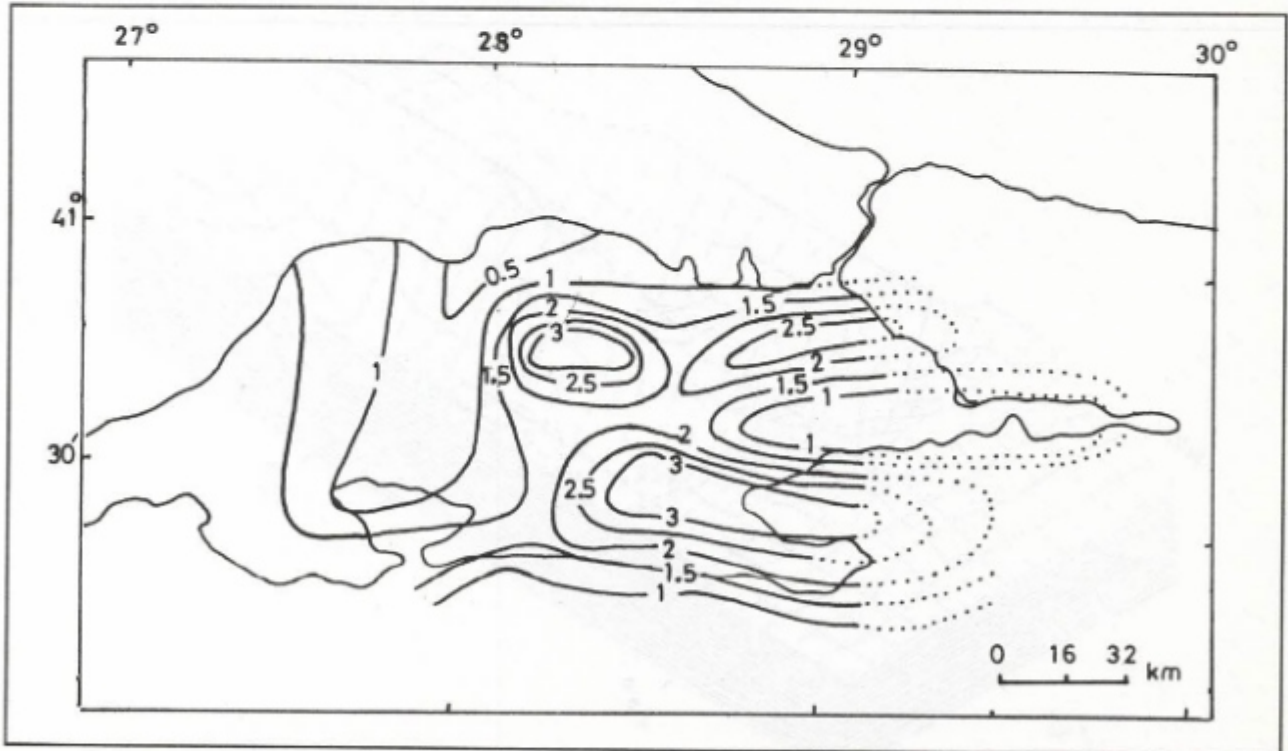


Şekil 6. Manyetik haritanın çeşitli bölgelerine ait ortalama güç spektrumu değerlerinin frekansa göre dağılımları

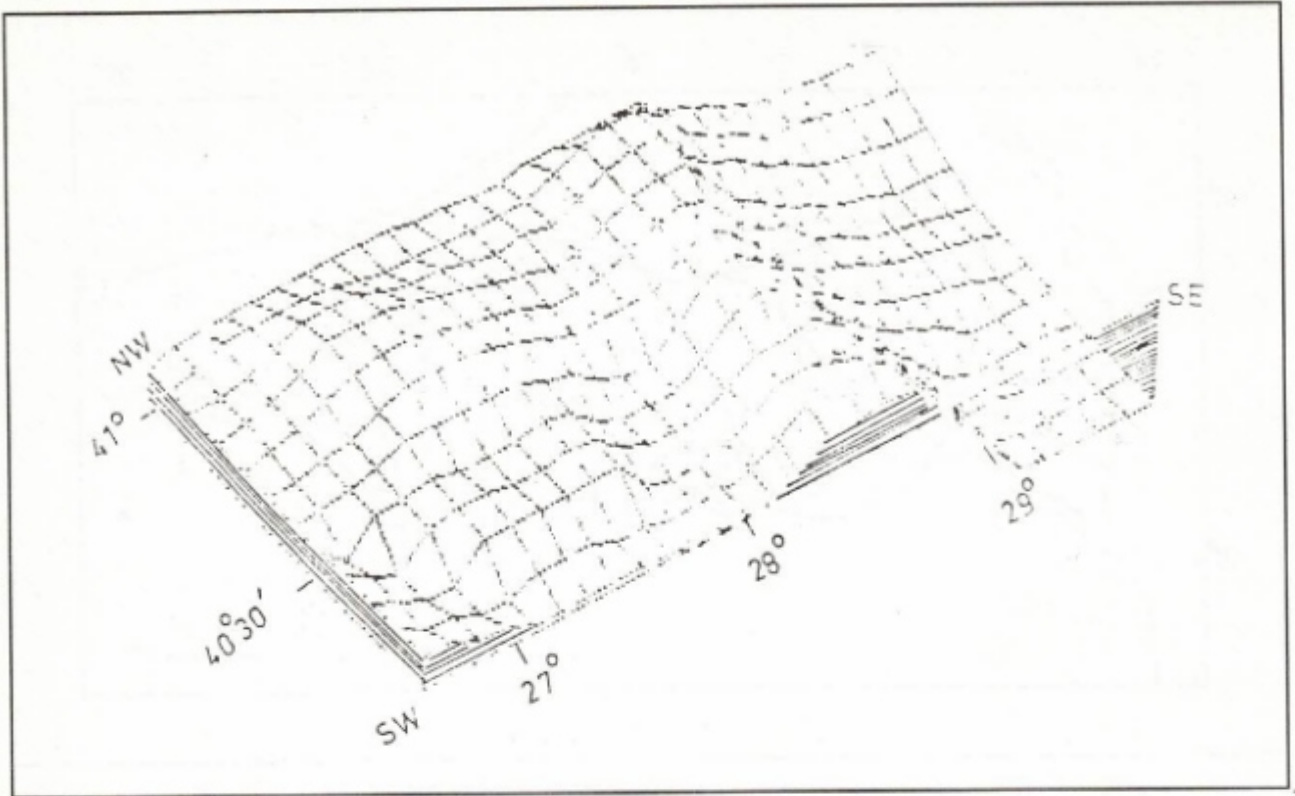
Fig. 6. Distribution of mean power spectrum values versus frequency calculated from various parts of magnetic map.



Şekil 7. Gravite anomalilerine neden olan kütlelerin ortalama derinlik haritası (derinlikler km'dir).
 Fig. 7. Mean depth map of the masses that cause gravitational anomalies (depths in kilometres).

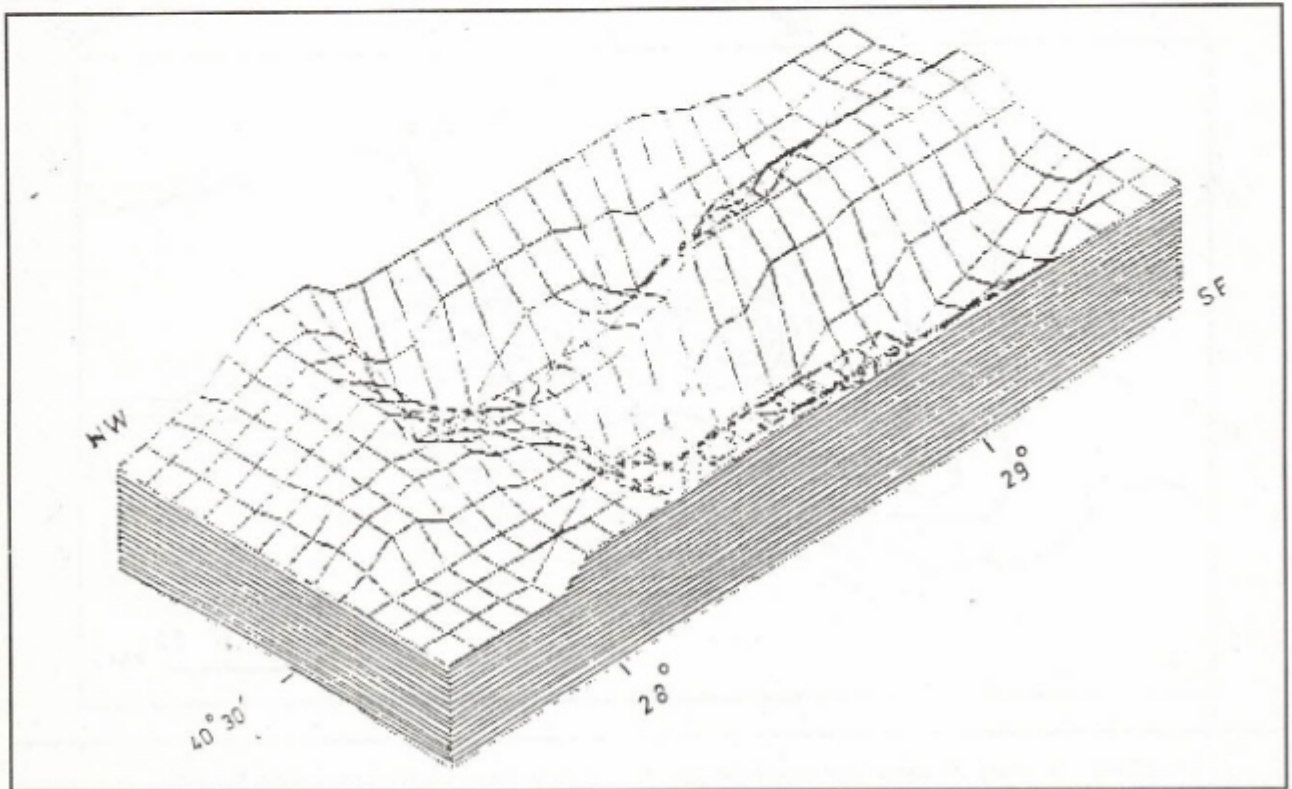


Şekil 8. Manyetik anomalilere neden olan kütlelerin ortalama derinlik haritası (derinlikler km'dir).
 Fig. 8. Mean depth map of the masses that cause magnetic anomalies (depths in kilometres).



Şekil 9. Gravite verilerine uygulanan iki boyutlu fourier analizinden elde edilen ortalama derinliklerden yararlanarak çizilmiş olan üç boyutlu yapı modeli

Fig. 9. Three dimensional structural model drawn by using the mean depths obtained from two dimensional Fourier analysis applied to gravity data.



Şekil 10. Manyetik verilerine uygulanan iki boyutlu Fourier analizinden elde edilen ortalama derinliklerden yararlanarak çizilmiş üç boyutlu yapı modeli.

Fig. 10. Three dimensional structural model drawn by using the mean depths obtained from two dimensional Fourier analysis applied to magnetic data.

(Şekil 7 ve 8) arasındaki ilişkinin karşılaştırılması amaçlanmıştır. Buna göre Şekil 1 de konumları verilen gravite profillerinden BB', DD', EE' ve GG' de derinlikler 2.3, 5.2, 4.0 ve 3.4 km olarak bulunmuştur. Bu profillerin geçtiği bölgelerin ortalama derinlikleri de sırasıyla 2.5, 4.7, 3.5 ve 3.3 km olarak hesaplanmıştır. Sonuçların birbirine oldukça yakın olduğu görülmektedir. Ancak diğer gravite profillerinde bu tutarlılık nispeten daha azdır.

Manyetik verilere iki farklı yöntemin uygulanması sonucu elde edilen değerler arasında ise daha iyi bir uyum olduğu saptanmıştır. Bu durumun nedeninin manyetik yöntemlerin her ikisinin de aynı harita üzerine uygulanması sonucu olduğu görüşüne varılmıştır.

Ayrıca Marmara Denizi gravite ve manyetik verilerinden elde edilen derinlik değerleri, enlemler ve boylamlar birlikte dikkate alınarak bölgede anomaliye neden olan yüzeye yakın kütlelerin üç boyutlu yapı modelleri elde edilmiş ve bunlar Şekil 9 ve 10 da gösterilmiştir.

KAYNAKLAR

- Adatepe, F.M. ve Demirel, A.S. 1987, İki boyutlu asimetrik üçgen prizma ve daykın manyetik anomalilerinin Fourier transformuyla değerlendirilmesi, I.U. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni 3, 155-170.
- Adatepe, F. M. 1988, Marmara Denizi Jeofizik Verilerinin Değerlendirilmesi, Doktora Tezi, I. Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, İstanbul.
- Babu, R.H.V., Rao, A.D. and Narayan, S.P.V. 1980, Interpretation of the total magnetic intensity anomaly due to a two dimensional asymmetrical triangular prism using Fourier transforms, *Geoexploration* 18, 33-41.
- Barka A. 1987, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Batısının Tektoniği ve Deprem Etkinliği, B.Ü. Kandilli Rasathanesi Seminer Notları, İstanbul.
- Bhattacharyya, B.K. 1966, Continuous spectrum of total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body, *Geophysics* 31, 97-121.
- Bhimasankaram, V.L.S., Mohan, N.L. and Rao, S.V. 1978, Interpretation of magnetic anomalies of dikes using Fourier transforms, *Geoexploration* 16, 259-266.
- Cantöz, N. 1962, Gravite Anomalileri ve Sismolojiye Göre Kuzey Anadolu'da Arz Kabuğunun Yapısı, Doktora Tezi, I.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul.
- Cantöz, N. ve Karaman A. 1986, Batı Anadolu'da İzostatik Denge, TÜBİTAK, Gebze Araştırma Merkezi Temel Bilimler Araştırma Enstitüsü, Yer Bilimleri Araştırma Bölümü Faaliyetleri Kitabı, İstanbul.
- Davis, J.C. 1973, Statistics and Data Analysis in Geology, John Wiley Sons Inc., New York.
- Dedehayır, B.S. 1976, Batı Türkiye'nin Düşey Manyetik Şiddet Haritasının Yorumu, Lisans Tezi, I.Ü. Fen Fakültesi, İstanbul.
- Ekingen, A. 1973, Manyas Gölü depresyonu kırılma tektoniğinin gravimetrisi ve Kuzey Anadolu dislokasyon kuşağı ile olan ilişkisi, MTA Enstitüsü Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu Tebliğler Kitabı, 142-151, Ankara.
- Eriş, Z., Kuter, A., Eroskay, O. ve Mater, B. 1984, Batı Anadolu ve Trakya Uygulamalı Jeomorfoloji Haritası'nın Kesin Raporu, TÜBİTAK Projesi, TBAG-593, Ankara.
- Eriş, S. 1986, Türkiye Denizleri Ders Notları, I.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, İstanbul.
- Gündoğdu, O. 1984, Türkiye Depremlerinin Kaynak Parametreleri ve Aralarındaki İlişkiler, Doktora Tezi, I.Ü. Mühendislik Fakültesi, İstanbul.
- Gürbüz, C., Üçer, S. B. ve Özdemir, H. 1980, Adapazarı yöresinde yapılan yapay patlama ile ilgili ön değerlendirme sonuçları, *Deprem Araştırma Bülteni* 31, 73-78.
- Hökelekli, E., 1981, Sonsuz Uzunluklu Daykaların Manyetik Anomalilerinin Doğrudan Yorumlanmaları İçin İki Yöntem, Lisans Tezi, I.Ü. Mühendislik Fakültesi, İstanbul.
- İlkışık, M. 1981, Manyetotellürik Yöntemle Trakya'da yer kabuğunun araştırılması, I.Ü. Yer Bilimleri Yayın Organı 2, 307-319.
- Kavlıkoğlu, S. ve Özakay, R. 1973, Marmara denizi bölgesi manyetotellürik hatları, M.T.A. Enstitüsü Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu Tebliğler Kitabı, 152-162, Ankara.
- Ketin, İ. 1983, Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış, I.T.Ü. Yayını, İstanbul.
- Kıyak, Ü. 1986, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Batı Uzatılarının İncelenmesi, Doktora Tezi, I.Ü. Mühendislik Fakültesi, İstanbul.
- Oral, B.M. 1987, Some Remarks on the Gravity Anomalies of W. Turkey and Its Implications on the Crustal Structure, Yüksek Lisans Tezi, I.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul.
- Oral, B.M. ve Cantöz, N. 1987, Batı Anadolu gravite anomalilerinin kabuk yapısına bağlı olarak incelenmesi, T. Jeofizik Bilimsel ve Teknik 9. Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 9-10, Ankara.
- Sanver, M. 1974, Ege Bölgesi Havadan Manyetik Haritasının İki Boyutlu Filtreler ve İstatistik Yöntemlerle Analizi, I.T.Ü. Yayını, İstanbul.
- Sipahioğlu, S. 1984, Kuzey Anadolu fay zone ve çevresinin deprem etkinliğinin incelenmesi, *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni* 45.
- Spector, A. and Grant, F.S. 1970, Statistical methods for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics* 35, 293-302.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F. 1985, Strike-Slip deformation basin formation and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a Case Study Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 37, 227-264.
- Raissi, T.H. 1987, Kuzeybatı İran'ın Aeromagnetik Haritasının İki Boyutlu Fourier Analiziyle Değerlendirilmesi, Doktora Tezi, I.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Yahşi, H. 1983, İki Boyutlu Fourier Analizi ile Ege Bölgesinin Kütle Derinliğinin Hesaplanması, Lisans Tezi, I.Ü. Mühendislik Fakültesi, İstanbul.
- Yörük, A. 1983, Gönen, Manyas Alanının Filtrelenmesi ve Temel Yapı Derinliğinin Tayini, Lisans Tezi, I.Ü. Mühendislik Fakültesi İstanbul.

BATI ANADOLU DEPREM RİSKİNİN SEMİ-MARKOV MODEL İLE DEĞERLENDİRİLMESİ

Evaluation of Earthquake Risk in West Anatolia by Semi-Markov Model

Yıldız ALTINOK*

ÖZET

Bu çalışmada Batı Anadolu'nun 36.00°-39.80° K enlemleri ve 26.00°-31.00° D boylamları ile sınırlı alanına Semi-Markov Modeli uygulanarak deprem riski saptanmıştır.

İnceleme bölgesinde 1900-1986 yılları arasında oluşmuş $M \geq 5.5$ olan 75 deprem gözönüne alınmıştır. M1 ($5.5 \leq M < 6.0$), M2 ($6.0 \leq M < 6.5$) ve M3 ($M \geq 6.5$) olarak tanımlanan deprem büyüklük durumlarının büyüklük-büyüklük geçiş olasılıkları bulunarak aralık geçiş olasılıkları elde edilmiştir.

Büyüklük-büyüklük geçişlerinin aralık geçiş olasılıklarına göre; bölgede M1 deprem büyüklüğünün etkin olduğu, M1 büyüklüğündeki depremin ardından bir başka M1 büyüklüğündeki depremin olma olasılığının yüksek olduğu görülmektedir.

ABSTRACT

In this study earthquake risk is evaluated by the application of Semi-Markov Model for the area limited by the 36.00°-39.00° N latitudes and 26.00°-31.00° E longitudes of West Anatolia.

The work carried out on 75 earthquakes which have magnitudes 5.5 and higher in the time period of 1900-1986. The earthquake magnitude states were defined as M1 ($5.5 \leq M < 6.0$), M2 ($6.0 \leq M < 6.5$) and M3 ($M \geq 6.5$). Interval transition probabilities were obtained by magnitude-magnitude transition probabilities.

According to the interval transition probabilities of the magnitude-magnitude transitions; earthquakes with M1 magnitude is dominant in the region and the probability of occurring the other earthquake of M1 magnitude following the first one is high.

GİRİŞ

Deprem riski hesaplamalarında bugüne dek birçok yöntem kullanılmıştır. En çok kullanılan yöntem Poisson Modelidir. Modelin temel özelliği, olayların oluşumunu uzay ve zaman boyutunda bağımsız varsaymasıdır. Poisson Modelinden yararlanarak Gumbel Uç Değer Dağılımları, Weibull Olasılık Dağılımı gibi teknikler kullanılarak deprem riski hesapları yapılmaya çalışılmıştır. İkinci bir ana yöntem olarak da Markov Modeli kullanılmıştır. Bu modelde ise olayların oluşumunun uzay ve zaman boyutunda bağımlılıkları söz konusudur. Her olayın kendinden bir önceki olaya bağlı olduğu kabul edilir. Bu da modelin tek adım bellek (one-step memory) özelliğidir. Modelin uygulayıcıları arasında Hagiwara (1975), Kiremidjian ve Anagnos (1980), Grivas ve diğ. (1980) anılabilir.

Semi-Markov Model, Markov Modelini temel alarak deprem riski hesaplarına uygulanmaktadır. Markov Modeline göre üstün yanı olayların uzay boyutunda bağımlı olmalarına karşın zaman boyutunda birim zamandan bağımsız değerlendirilmeleridir. Olaylar kendinden önceki ve gelecek olana bağlı olduklarından arada geçen zaman önemli bir rol oynar. Bu da modelin çok adım bellek (multi-step memory) özelliğini gösterir. Modelin uygulayıcıları arasında Patwardan ve diğ. (1980), Cluff ve diğ. (1980), Altınok (1984) anılabilir.

Semi-Markov Modeli ve deprem olayı arasındaki bağlantıya bakılacak olursa, birbirleriyle tektonik ilişkisi olan bölgelerde iyi sonuç vereceği öne sürülmüştür. Mogi (1969), Kelleher (1970), Sykes (1971), Patwardan ve diğ. (1980) tektonik ilişkinin olduğu yerlerde özellikle büyük depremlerin büyüklüklerinin ve oluşum zamanlarının rastlantısal olmadığını ileri sürmüşlerdir. Semi-Markov Modeline göre belirli bir bölgede oluşacak depremin büyüklüğü önceki depremin büyüklüğüne ve arada geçen zamana bağlıdır.

Deprem riski hesaplamalarında kullanılan modellerin birbirlerine göre seçilebilecek üstün yanları vardır. Poisson Modeli bölgesel çalışmalarda ve geniş alanlarda iyi sonuç vermekle beraber Markov Modeli ve Semi-Markov Modeli yerel çalışmalarda ve benzer tektonik özellik gösteren alanlarda kullanılabilir (Altınok 1988).

YARARLANILAN YÖNTEM

Bu çalışmada Semi-Markov Modeli kullanılarak deprem riski saptanmaya çalışılmıştır.

Modelin uygulanmasındaki ilk aşamada G_j (G), geçiş matrisinin (transition probability matrix) belirlenmesi gerekmektedir. i ve j durum (state) olmak üzere i durumundan j du-

* I.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Avcılar 34840 İstanbul

rumuna geçiş olasılıklarını içeren G_{ij} matrisi stokastik bir matris olduğundan (1) eşitliğinde gösterildiği gibi her satır bir olasılık vektörüdür (Howard 1971).

$$0 \leq G_{ij} \leq 1, \quad 1 \leq i, \quad j \leq N$$

$$\sum_{j=1}^N G_{ij} = 1, \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (1)$$

N , toplam durum sayısıdır. Olayların geçiş olasılıklarının dağılımı G_{ij} matrisi ile belirlenir.

İkinci aşamada olaylar zaman boyutunda incelenerek i durumundan j durumuna geçiş zamanı (holding time) t_{ij} ler oluşturulur. t_{ij} pozitif, tam ve rastlantısal bir sayıdır. u birim zaman olarak seçildiğinde

$$t_{ij} = mu, \quad m = 1, 2, 3, \dots, n \quad (2)$$

olur. Söz konusu t_{ij} en az bir birim uzunlukta ve sonlu bir değerdedir. t_{ij} lerin olasılık değerleri, T_{ij} ler elde edilerek $T(m)$, olasılık kütle fonksiyonları (holding time mass functions)

$$T(m) = \sum_{i=1}^N T_{ij}(m) = 1 \quad (3)$$

bağıntısına uygun olarak oluşturulur.

G_{ij} (G), geçiş matrisi ve $T(m)$, geçiş zamanı olasılık kütle fonksiyonlarının belirlenmesi ile elemanları c_{ij} olan

$$c_{ij}(m) = G_{ij} T_{ij}(m), \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad j = 1, 2, \dots, N, \quad m = 1, 2, 3, \dots, N \quad (4)$$

$C(m)$, çekirdek matrisleri (core matrixes) elde edilerek bağılantılı olasılıkları (joint probabilities) bulunur.

$C(m)$ matrislerinden yararlanarak elemanları $w_i(m)$ olan

$$w_i(m) = \sum_{j=1}^N c_{ij}(m), \quad m = 1, 2, 3, \dots \quad (5)$$

$W(m)$, bekleme zamanı matrisleri (waiting time matrixes) ve elemanları $w_i(n)$ olan

$$w_i(n) = \sum_{m=n+1}^{\infty} w_i(m), \quad n = 1, 2, 3, \dots \quad (6)$$

$W(n)$, tümleyici bekleme zamanı matrisleri (complementary waiting time matrixes) oluşturulur.

Semi-Markov Modelinde $F(n)$, aralık geçiş olasılıklarının (interval transition probabilities) bulunması ile deprem riskini saptamaya yaklaşım sağlar.

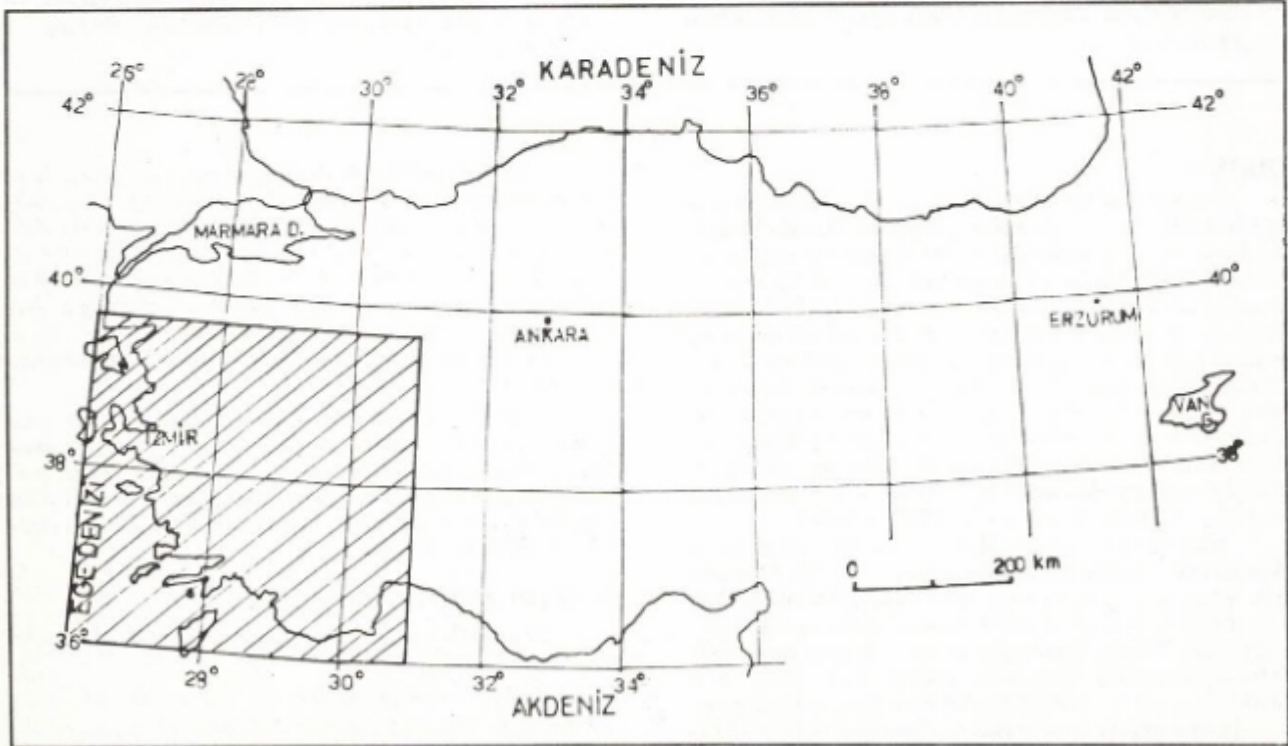
$$F(n) = W(n) + \sum_{m=0}^n G \square T(m) F(n-m), \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad (7)$$

$F(n)$ olasılıkları, $m = 0$ zamanında i durumundan başlayan olayın $m = n$ zamanında j durumuna geçiş olasılığını göstermektedir. Başka bir deyişle olay i den başlamak üzere $(0, n)$ aralığında j ye bir kez geçmeli veya m zamanlarda $(0 < m < n)$ başka durumlara geçerek n zamanında j de son bulmalıdır.

(7) nolu bağıntıdaki $\square$ operatörü, boyutları aynı olan iki matrisini karşılıklı elemanlarının çarpımını göstermektedir (congruent matrix multiplication).

UYGULAMA BÖLGESİ

Semi-Markov Modelinin yapısal süreksizlikler gibi bir-biriyle tektonik ilişkisi olan yerlerde iyi sonuç vereceği gözönüne alınarak benzer tektonik alanlara da uygulanabileceği dü-



Şekil 1. İnceleme bölgesi
Fig. 1. Investigated area

şünölmüştür. Bu nedenle uygulama bölgesi olarak Batı Anadolu'nun 36.00°-39.80° K ve 26.00°-31.00° D koordinatları ile sınırlı alanı seçilmiştir (Şekil 1). Bilindiği gibi Batı Anadolu'daki tüm fay düzlemi çözümleri normal eğim atımlı faylanma göstermekte olup, bölgede yer kabuğunun genişlediğini işaret etmektedir (Alptekin 1978). Bölgede kuzey-güney doğrultulu gerilmeler egemendir. Ayrıca bölgedeki düşey hareketlerin etkinliği tektonik özelliği veren grabenlerin göstergesidir. Batı Anadolu'nun kuzey ve güneyinde deprem odak mekanizma çözümleri farklılık göstermektedir.

YARARLANILAN VERİLER

Bu çalışmada yararlanılan veriler 1900 sonrası aletsel döneme ait olup Gündoğdu-Alınok Deprem Veri Seti (1986)'nden sağlanmıştır (Ek. 1). Bu veri kümesi; Alsan ve diğ. (1975), Dewey (1976), Kandilli Deprem Kataloğu (1981), Ambraseys ve Jackson (1981), Ayhan ve diğ. (1986) ve bazı bültenlerden (ISC ve PDE) yararlanarak derlenmiştir. Çalışmada kullanılan 75 depremin büyüklükleri 5.5 veya daha büyüktür.

MODELİN UYGULANMASI

Modelin uygulanmasındaki ilk aşamada bölgede oluşan depremlerin büyüklükleri durum olarak alınmış ve 3 durum oluşturulmuştur. Bunlar sırasıyla aşağıda belirtildiği gibidir.

- 5.5 ≤ M < 6.0 M1 Durumu
6.0 ≤ M < 6.5 M2 Durumu
M ≥ 6.5 M3 Durumu

M1, M2 ve M3 büyüklüklerinde oluşan depremlerin ardışık geçiş sayıları gözönüne alınarak G_{ij} geçiş matrisi elde edilmiştir.

$$G_{ij} = \begin{bmatrix} 0.63 & 0.26 & 0.11 \\ 0.56 & 0.13 & 0.31 \\ 0.66 & 0.17 & 0.17 \end{bmatrix} \quad (1)$$

Ardışık geçişler arasındaki zamanlar incelenerek geçiş zamanı olasılık kütle fonksiyonları oluşturulmuştur (Şekil 2). Geçiş zamanları için birim zaman $u = 1$ yıl seçilmiştir. Geçiş yoksa t_{ij} geçiş zamanı sıfır alınmıştır.

Geçiş matrisi ve geçiş zamanı olasılık kütle fonksiyonlarının belirlenmesi ile (2) - (6) bağıntılarında gösterilen $C(n)$, çekirdek matrisleri ve (7) - (11) bağıntıları ile gösterilen $> W(n)$, tümleyici bekleme zamanı matrisleri saptanmıştır.

$$C(1) = \begin{bmatrix} 0.42 & 0.17 & 0.07 \\ 0.50 & 0.07 & 0.19 \\ 0.42 & 0.09 & 0.09 \end{bmatrix} \quad (2)$$

$$C(2) = \begin{bmatrix} 0.11 & 0.04 & 0.02 \\ 0.00 & 0.00 & 0.06 \\ 0.08 & 0.08 & 0.08 \end{bmatrix} \quad (3)$$

$$C(3) = \begin{bmatrix} 0.07 & 0.00 & 0.00 \\ 0.00 & 0.06 & 0.00 \\ 0.00 & 0.00 & 0.00 \end{bmatrix} \quad (4)$$

$$C(4) = \begin{bmatrix} 0.02 & 0.00 & 0.02 \\ 0.00 & 0.00 & 0.06 \\ 0.16 & 0.00 & 0.00 \end{bmatrix} \quad (5)$$

$$C(5) = \begin{bmatrix} 0.02 & 0.04 & 0.00 \\ 0.06 & 0.00 & 0.00 \\ 0.00 & 0.00 & 0.00 \end{bmatrix} \quad (6)$$

$$> W(1) = \begin{bmatrix} 0.34 & 0.00 & 0.00 \\ 0.00 & 0.24 & 0.00 \\ 0.00 & 0.00 & 0.40 \end{bmatrix} \quad (7)$$

$$> W(2) = \begin{bmatrix} 0.17 & 0.00 & 0.00 \\ 0.00 & 0.08 & 0.00 \\ 0.00 & 0.00 & 0.16 \end{bmatrix} \quad (8)$$

$$> W(3) = \begin{bmatrix} 0.10 & 0.00 & 0.00 \\ 0.00 & 0.12 & 0.00 \\ 0.00 & 0.00 & 0.16 \end{bmatrix} \quad (9)$$

$$> W(4) = \begin{bmatrix} 0.06 & 0.00 & 0.00 \\ 0.00 & 0.06 & 0.00 \\ 0.00 & 0.00 & 0.00 \end{bmatrix} \quad (10)$$

$$> W(5) = \begin{bmatrix} 0.00 & 0.00 & 0.00 \\ 0.00 & 0.00 & 0.00 \\ 0.00 & 0.00 & 0.00 \end{bmatrix} \quad (11)$$

İnceleme bölgesinin $F(n)$, aralık geçiş olasılıkları m zamanlar için 5 aralıkta ($n = 5$) $F(1) - F(5)$ matrisleri olarak aşağıdaki biçimde saptanmıştır.

$$F(1) = \begin{bmatrix} 0.76 & 0.17 & 0.07 \\ 0.50 & 0.31 & 0.19 \\ 0.42 & 0.09 & 0.49 \end{bmatrix}$$

$$F(2) = \begin{bmatrix} 0.71 & 0.17 & 0.12 \\ 0.50 & 0.30 & 0.20 \\ 0.49 & 0.18 & 0.33 \end{bmatrix}$$

$$F(3) = \begin{bmatrix} 0.70 & 0.16 & 0.14 \\ 0.50 & 0.33 & 0.17 \\ 0.52 & 0.15 & 0.33 \end{bmatrix}$$

$$F(4) = \begin{bmatrix} 0.66 & 0.17 & 0.17 \\ 0.55 & 0.22 & 0.23 \\ 0.69 & 0.15 & 0.16 \end{bmatrix}$$

$$F(5) = \begin{bmatrix} 0.62 & 0.21 & 0.17 \\ 0.64 & 0.17 & 0.19 \\ 0.65 & 0.18 & 0.17 \end{bmatrix}$$

Bölgenin $F(1) - F(5)$ matrisleri ile verilen aralık geçiş olasılıkları Şekil 3'de grafiklenmiştir.

SONUÇLAR

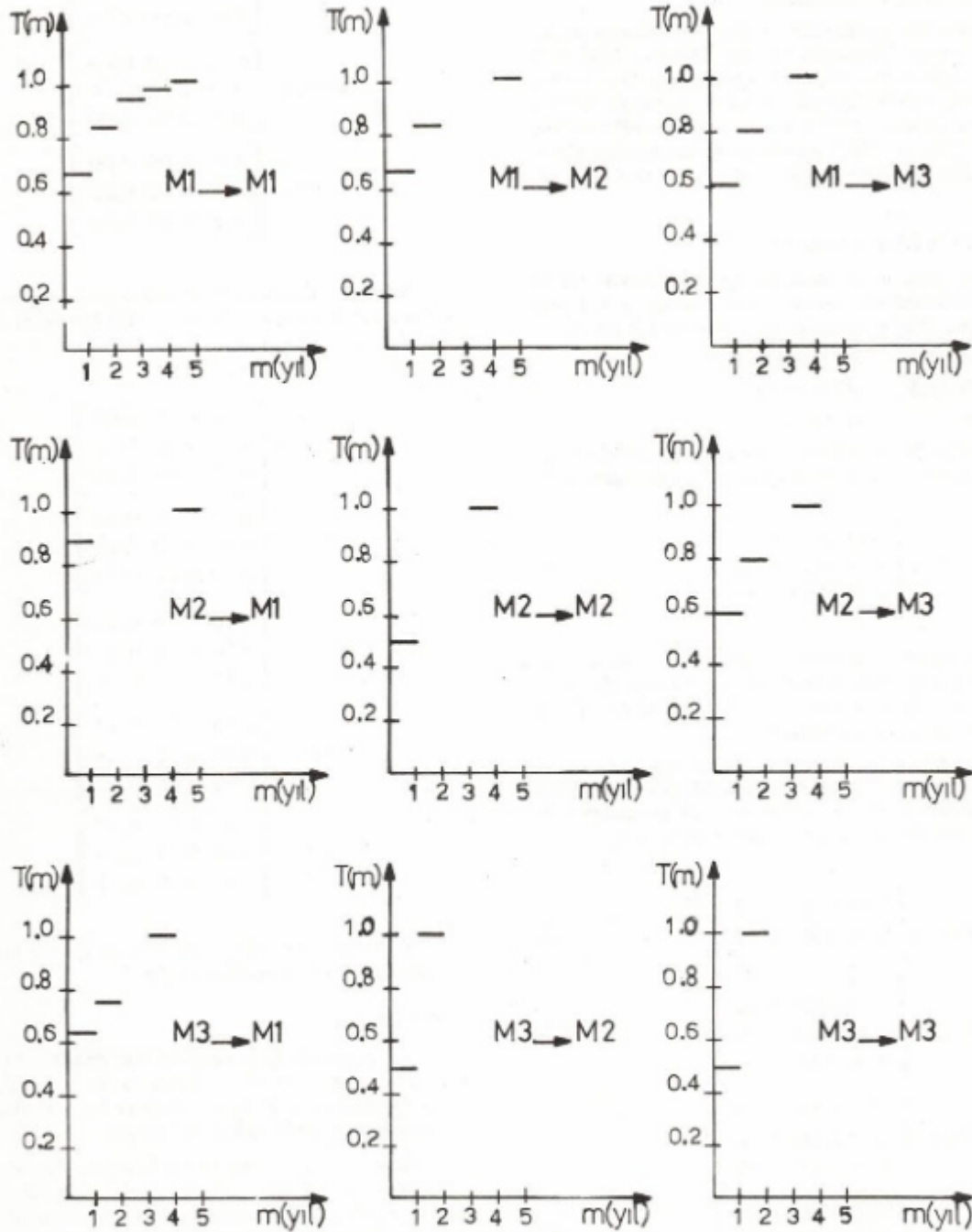
Bu çalışmada Batı Anadolu'nun 36.00°-39.80° K enlemleri ve 26.00° - 31.00° D boylamları ile sınırlı alanında $M \geq 5.5$ olan depremler gözönüne alınarak Semi-Markov Modeli uygulanmış ve deprem riski saptanmıştır.

Bölgede oluşan depremlerin birbirlerinden bağımsız olmadıkları varsayılarak ardışık olaylar değerlendirilmiştir. Olayların gelecekteki durumlarını belirlemek için herhangi bir dağılım fonksiyonundan yararlanılmamıştır. Ancak olayların gelecekteki durumlarına bir yaklaşım sağlamak, $F(n)$ aralık geçiş olasılığı değerleriyle olmaktadır. Bu olasılıklarla deprem risk değerlerini belirlemek olanaklıdır.

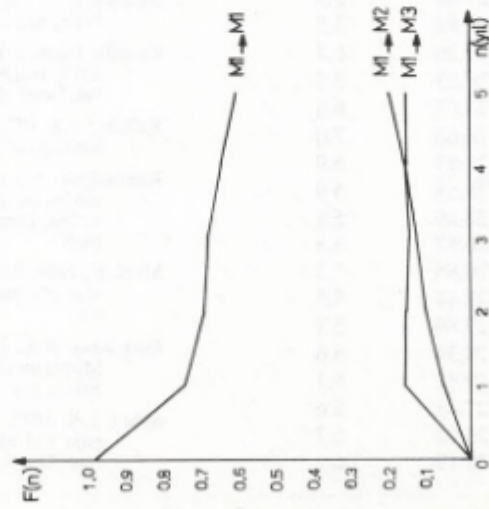
İnceleme bölgesinde $M \geq 5.5$ olan depremlerin büyüklükleri durum (state) olarak alınıp büyüklük-büyüklük geçişleri uzay ve zaman boyutlarında incelenerek $F(n)$ aralık geçiş olasılıkları elde edilmiştir. Tüm inceleme aralığı gözönüne alındı-

ğında ($n = 1, 2, \dots, 5$) büyüklük-büyük-
 $\leq M < 6.0$) büyüklüğündeki depremin ardından aynı büyük-
 lükteki depremin olma olasılığının çok yüksek olduğu gözlen-
 mektedir. Ayrıca $M3$ ($M \geq 6.5$) büyüklüğündeki depremin ar-
 dından $M2$ ($6.0 < M < 6.5$) büyüklüğündeki depremin olması

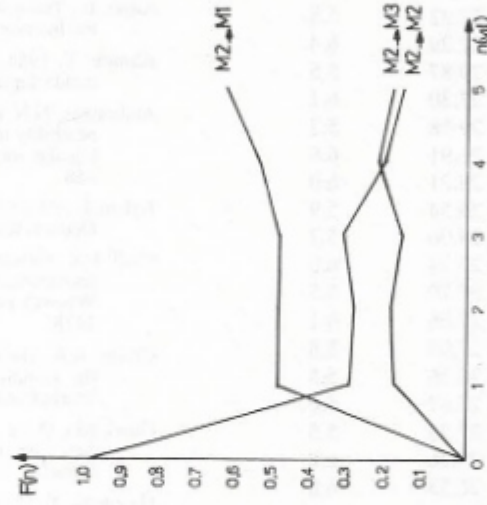
1 yıl için önemli bir olasılık değeri gösterirken $M1$ büyüklü-
 ğündeki depremin olma olasılığı oldukça yüksektir. Bölgede
 $M1$ büyüklüğünde depremlerin olma olasılıklarının etkin oldu-
 ğu görülmektedir.



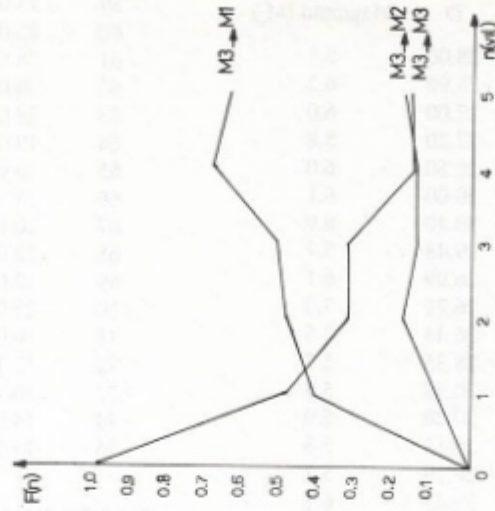
Şekil 2. Geçiş zamanı olasılık kütle fonksiyonları.
 Fig. 2. Probability mass functions of holding time.



Şekil 3.1.



Şekil 3.2.



Şekil 3.3.

Şekil 3.1-3.3. Aralık geçiş olasılığı fonksiyonları.
Fig. 3.1-3.3. Interval transition probability functions.

EK. 1. YARARLANILAN DEPREM VERİLERİ

Sıra No	Tarih	Koordinat K	D	Magnitüd (M _s)
1	04.04.1903	39.00	28.00	5.5
2	11.08.1904	37.70	26.90	6.2
3	18.08.1904	38.00	27.00	6.0
4	10.10.1904	38.40	27.20	5.8
5	19.01.1909	38.00	26.50	6.0
6	30.04.1911	36.00	30.00	6.1
7	03.10.1914	37.70	30.40	6.9
8	16.01.1918	38.34	29.48	5.7
9	16.07.1918	36.08	26.99	6.1
10	18.11.1919	39.26	26.71	7.0
11	02.04.1920	36.75	26.44	5.5
12	28.09.1920	37.89	28.35	5.7
13	20.11.1924	38.55	30.78	5.9
14	07.08.1925	38.10	30.20	5.9
15	13.01.1926	38.64	28.11	5.8
16	13.01.1926	38.53	28.19	5.7
17	01.03.1926	37.03	29.43	6.1
18	26.06.1926	36.54	27.33	7.5
19	31.03.1928	38.18	27.80	6.5
20	02.05.1928	39.64	29.14	6.1
21	15.07.1928	38.05	27.32	5.5
22	23.04.1933	36.77	27.29	6.4
23	19.07.1933	38.17	29.87	5.5
24	18.03.1935	36.08	27.30	6.1
25	15.09.1939	39.71	29.58	5.7
26	22.09.1939	38.89	26.91	6.6
27	23.05.1941	37.07	28.21	6.0
28	13.07.1941	38.11	26.54	5.9
29	13.12.1941	37.13	28.06	5.7
30	28.10.1942	39.03	27.74	6.0
31	28.10.1942	39.46	27.79	5.5
32	15.11.1942	39.35	28.06	6.1
33	16.10.1943	36.45	27.94	5.8
34	20.11.1943	36.55	28.36	5.5
35	05.01.1944	36.42	27.67	5.6
36	27.05.1944	36.23	27.25	5.5
37	25.06.1944	38.90	29.26	6.2
38	06.10.1944	39.37	26.53	6.8
39	12.04.1946	36.24	26.69	5.5
40	23.07.1949	38.56	26.21	6.6
41	22.10.1952	36.83	27.60	5.5
42	01.05.1954	37.81	26.95	5.5
43	16.07.1955	37.65	27.26	6.8
44	10.07.1956	36.77	26.23	5.5
45	24.04.1957	36.43	28.63	6.8
46	25.04.1957	36.42	28.68	7.0
47	26.04.1957	36.22	28.87	5.9
48	25.04.1959	36.94	28.58	5.9
49	23.05.1961	36.70	28.49	5.8
50	28.04.1962	36.03	26.87	5.8
51	28.04.1962	36.09	26.88	5.5
52	11.03.1963	37.96	29.14	5.5
53	30.01.1964	37.41	29.89	5.7
54	02.03.1965	38.38	28.34	5.6
55	13.06.1965	37.85	29.32	5.7
56	28.11.1965	36.12	27.43	5.6
57	05.12.1968	36.60	26.92	5.7
58	14.01.1969	36.11	29.19	6.2

Sıra No	Tarih	Koordinat K	D	Magnitüd (M _s)
59	23.03.1969	39.06	28.52	5.9
60	25.03.1969	39.02	28.44	6.0
61	28.03.1969	38.42	28.45	6.5
62	06.04.1969	38.36	26.41	5.6
63	28.03.1970	39.06	29.54	7.2
64	19.04.1970	38.90	29.76	5.8
65	19.04.1970	38.90	29.81	5.8
66	23.04.1970	38.98	28.64	5.6
67	20.12.1970	39.23	29.28	5.5
68	12.05.1971	37.64	29.72	6.2
69	12.05.1971	37.58	29.60	5.6
70	25.05.1971	38.94	29.68	5.9
71	30.04.1975	36.19	30.74	5.9
72	12.11.1975	36.28	28.15	5.5
73	16.12.1977	38.41	27.19	5.5
74	14.06.1979	38.79	26.57	5.7
75	26.04.1981	36.55	30.71	5.9

KAYNAKLAR

- Alptekin, Ö. 1978, Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri, Jeofizik 7.
- Alsan, E., Tezuçan, L., Bath, M. 1975, An Earthquake Catalogue for the Interval 1913-1970, Report No. 7-75, Uppsala-Sweden.
- Altınok, Y. 1984, Semi-Markov modelinin Kuzey Anadolu Fay Zonunda deprem riskine uygulanması, Jeofizik 2, 44-58.
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A. 1981, Earthquake hazard and Vulnerability in the Northeastern Mediterranean: The Corinth Earthquake sequence of February-March 1981, Disaster 5, 355-368.
- Ayhan, E., Alsan, E., Sancaklı, N., Üçer, B. 1986, Türkiye ve Dolayları Deprem Kataloğu 1881-1980, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul.
- Cluff, L.S., Patwardan, A.S., Coppersmith, K.S. 1980, Estimating the probability of occurrences of surface faulting earthquakes on the Wasatch Fault Zone, Utah, Bull. Seism. Soc. Am. 70, 1463-1478.
- Grivas, A.A., Dyvik, R., Howland, J. 1980, An engineering analysis of the seismic history of New York State, Proceed. of the 7th World Conf. on Earthquake Engineering, İstanbul.
- Gündoğdu, O. ve Altınok, Y. 1986, Türkiye ve Çevresi Deprem Veri Seti 1900-1986, İ.Ü. Mühendislik Fak., Jeofizik Müh. Bl., İstanbul.
- Hagiwara, Y. 1975, A stochastic model of earthquake occurrence and the accompanying horizontal land deformation, Tectonophysics 26, 91-101.
- Howard, R.A. 1971, Dynamic Probabilistic System, vol. 1, 2., John Wiley and Sons, New York.
- Kandilli Deprem Kataloğu 1981, Kandilli Deprem Kataloğu 1900-1975, Bilgisayar çıktısı, Kandilli Rasathanesi-Sismoloji Bölümü, İstanbul (yayınlanmamış).
- Kelleher, J.A. 1970, Space-time seismicity of the Alaska-Aleutian seismic zone, Jour. Geophys. Res. 75, 5745-5756.
- Kiremidjian, A.S. and Anagnos, T. 1980, A homogeneous stochastic model for earthquake occurrences, Contract no. 14-08-0001-17766, Dept. of Civil engineering, Stanford University, Stanford.
- Mogi, K. 1969, Relationship between the occurrence of great earthquakes and tectonic structures, Bull. Earthq. Res. Inst. 47, 429-451.
- Patwardan, A.S., Kulkarni, R.B., Tocher, D. 1980, A Semi-Markov Model for characterizing recurrence of great earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am. 70, 323-347.
- Sykes, L.R. 1971, Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians, Jour. Geophys. Res. 76, 8921-8941.

YAZI VERENLER

AYBİGE AKINCI

1966 yılında Mardin-Kızıltepe'de doğdu. Dokuz Eylül Üniversitesi, Müh. Mim. Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümünden 1986 yılında mezun oldu. 1988'de aynı üniversitenin Fen Bilimleri Enstitüsü'nde yüksek lisans öğrenimini tamamladı. Yine aynı üniversitede 1990 yılından beri doktora çalışmalarını sürdürmekte ve 1987 yılından beri Jeofizik Müh. Böl. Yerbilimi Anabilim Dalında Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır.



A. GÜNGÖR TAKTAK

1973 yılında Sivrihisar/Eskişehir'de doğdu. I.Ü., Fen Fakültesi Jeofizik-Jeoloji Bölümü'nden 1961 yılında mezun oldu. 1964-65 yıllarında Fransa'da yabancı dil öğrenimini gördü. Strasbourg Jeofizik Enstitüsü'nde 1968'de Yüksek Lisans ve 1971'de Louis Pasteur Üniversitesi'nde doktoraasını tamamladı. 1972-1978 yılları arasında EÜ Fen Fakültesi'nde öğretim görevlisi olarak çalıştı ve 1980 yılında doçent oldu. 1982 yılına kadar EÜ Yer Bilimleri Fak. Jeofizik Müh. Bölüm başkanlığını yürüttü. 1982-1989 yılları arasında DEÜ, Müh. Mim. Fak., Jeoloji Müh. Böl., Uygulamalı Jeofizik Anabilim dalı Başkanı olarak çalıştı. 1989 yılında Profesör oldu. 1990 yılından beri DEÜ, Müh. Mim. Fak., Jeofizik Müh. Bölüm Başkanlığını yürütmektedir.



İBRAHİM AYDIN

1948 yılında Balıkesir'de doğdu. İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü mezunudur. 1972 yılından beri MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Dairesinde çalışmaktadır.



FATİH M. ADATEPE

1960 yılında İstanbul'da doğdu. 1982 yılında I.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği bölümünden mezun oldu. I.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Anabilim Dalında 1984 yılında Yüksek Lisansını ve 1988 yılında da "Marmara Denizi Jeofizik Verilerinin Değerlendirilmesi" tezi ile doktorasını tamamladı.

Adatepe'nin ihtisas konularıyla ilgili olarak proje katılımları, tebliğleri ile yerli ve yabancı bültenlerde yayınları bulunmaktadır.

Halen, 1984 yılında Araştırma Görevlisi olarak girdiği I.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsünde, Yrd. Doç. olarak görev yapmaktadır.



YILDIZ ALTINOK

1953 yılında İstanbul'da doğdu. 1976 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Jeofizik Bölümünü bitirdi. 1977-1979 yıllarında Maden Tetkik ve Arama Enstitüsünde Jeofizikçi olarak görev yaptı. 1979 yılında İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesinde göreve başlayarak sismoloji ile ilgili konularda çalışmalar yaptı. 1985 yılında doktora çalışmasını bitirdi. Halen İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde çalışmaktadır.



ODA ÜYELERİ

SİCİL NUMARASI ADI SOYADI

1000	Hasan YALOVA
1001	Erol ÖNDER
1002	Naki Yücel OLGUN
1003	Emel ÖZTÜRK
1004	Nail ÜRÜN
1005	Ömür KEMER
1006	Akın SELVİ
1007	Nurten Ayten USLU
1008	Memnunc BÜYÜKKÖSE
1009	Cem Saim DOLU
1010	Hasan Yavuz AKTAŞ
1011	Mahmut BAŞ
1012	Tansel ERGÜDEN
1013	Merih LEBLEBİCİ
1014	Oğuz Turhan TOKEL
1015	B. Nilüfer GÜRELMAN
1016	Gülbüz KAYA
1017	Hasan GÜNSAY
1018	Güler BEKÇİ
1019	Osman GÜN
1020	A. Gökhan BAHÇECİ
1021	Halil YILMAZ
1022	Osman PEKŞEN
1023	Yasin TOK
1024	Esra Özlem ÖZATA

SİCİL NUMARASI ADI SOYADI

1025	S. Hasan BASA
1026	Tülay ÖZCÜRE
1027	N. Seden ÇERİ
1028	Nazım ŞAMLIOĞLU
1029	Sedat ERDEN
1030	İnci SARİDEDE
1031	Ercüment SARİDEDE
1032	Zakir KURŞUNTUTMAZ
1033	Hasan ATUĞ
1034	Mustafa TURHAN
1035	Alahattin ÇIKRIKÇIOĞLU
1036	A. Sinan GÜRSOY
1037	Yılmaz DÖNMEZ
1038	Turgay ÖZGÜ
1039	Kadir IŞIK
1040	Ünsal BÖKE
1041	Adnan KARAKAŞ
1042	Berrin DUMONOĞLU
1043	Bekir TÜZEL
1044	Nihal BECERİK
1045	Cihat AKAYDIN
1046	Levent GENÇMAN
1047	Berrin SARIAHMETOĞLU
1048	Bülent BAKIR
1049	Ömer ÇETİNKAYA

Leading-edge technology for
fast, efficient operations in
sensitive environments.



CGG operates the most sophisticated 3D seismic tools and methods worldwide.

MASSY

Tel: (33-1) 64 47 30 00
Fax: (33-1) 64 47 39 70

LONDON

Tel: (44-81) 899 2400
Fax: (44-81) 899 2500

MOSCOW

Tel: (7-095) 230 20 71
Fax: (7-095) 230 26 63

HOUSTON

Tel: (1) 713/784 07 40
Fax: (1) 713/266 97 54

RIO DE JANEIRO

Tel: (55-21) 224 59 79
Fax: (55-21) 252 77 39

SINGAPORE

Tel: (65) 235 97 33
Fax: (65) 732 76 15

EXPLORATION INNOVATORS FOR TOMORROW'S ENERGY



Heavy weight drilling rig, type P 5001



Vibrators, type VVCA, during a 3D survey

GECO-PRAKLA is an international geophysical company within the Schlumberger Group and offers a wide range of seismic acquisition, data processing and interpretation services.

GECO-PRAKLA is one of the world's leading geophysical contractors with more than 25 survey vessels, 40 land crews, 15 processing centers, 3 petroleum laboratories and 8500 employees.

GECO-PRAKLA operates a major region office in Hannover, coordinating all land seismic activities for its Europe, CIS and Middle East Region (ECM).

Schlumberger

GECO-PRAKLA

For information contact the GECO-PRAKLA office in Ankara:

PRAKLA-PETROL ARAMA SİRKETİ

Budak Sokak 6 · Gaziosmanpaşa · P.K. 41 Kavaklıdere

06692 Ankara · Phone: 4-127 5 2 45 · Telefax: 4-127 32 52 · Telex 46090 prap tr