

# JEOFİZİK

CİLT 1, SAYI 1 / MART 1987

VOL.1, NO.1 / MARCH 1987

- Sismik Yansımalarda Eğim Etkisinin Yığıma Öncesi Giderilmesi *İsmet SİNCER*
- Homomorfik Dekonvolüsyonda Doğrusal Bileşeni Giderilmiş Sürekli Faz Eğrisinin Hesaplanması *Veli KARA ve Ömer ALPTEKİN*
- Kalman Süzgeç Kuramı *Ali SAYMAN*
- Yansıma Matrislerinden Yararlanarak Dik Olmayan Geliş Halinde Tabaka Parametrelerinin Hesaplanması *Kenan GELİŞLİ ve Ömer ALPTEKİN*
- Kalın Bazalt Örtüsü Altının Yerelektrik Yöntemle Çalışılması: Batı Kafkasya *Ahmet ERCAN, Tuğrul GENÇ ve M. Ali DUYGU*
- Manyetik Anomali Veren Kütlelerin Düşey Geometrisinin Bulunması Konusunda Bir Deneme *İbrahim AYDIN*
- 3 Eylül 1968 Bartın Depreminin Kaynak Mekanizması ve Karadeniz'in Aktif Tektoniği Hakkında Düşünceler *Ömer ALPTEKİN, John L. NABELEK ve M. Nafi TOKSÖZ*
- Levha - İç Depremlerin Göçü *Haluk EYİDOĞAN*
- Dip - Moveout *İsmet SİNCER*
- Computation of the Ramp - Free Continuous Phase Curve in Homomorphic Deconvolution *Veli KARA and Ömer ALPTEKİN*
- Theory of Kalman Filter *Ali SAYMAN*
- Estimation of Layer Parameters of An Elastic Medium from Reflection Coefficient Matrices for Non - Normal Incidence *Kenan GELİŞLİ and Ömer ALPTEKİN*
- Resistivity Studies Over the Thick Basalt Cover, the Western Causasia *Ahmet ERCAN, Tuğrul GENÇ and M. Ali DUYGU*
- An Attempt to Define the Vertical Geometry of Bodies Cause Magnetic Anomalies *İbrahim AYDIN*
- Source Mechanism of the Bartın Earthquake of 3 September 1968 and Thoughts on Active Tectonics of the Black Sea *Ömer ALPTEKİN, John L. NABELEK and M. Nafi TOKSÖZ*
- Migration of the Intraplate Earthquakes *Haluk EYİDOĞAN*



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI  
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TURKEY

# TRANSITION ZONE SURVEY



- a Job for Experts

Our Domain sin

Seismic investigation of areas too shallow for standard marine surveys and for conventional land operations demands utmost FLEXIBILITY and VERSATILITY of equipment



## What we have to offer:

- a fleet of modern Shallow-Water built after 1981 (A)
- Mother-Ships, serving as bases for men and equipment (B)
- special Airgun-Pontoons for areas shallower than shallow
- the Most Modern Equipment, such as MYRIASEIS\* (C)



## Our speciality:

3-D seismics in extremely complicated areas such as harbours, estuaries, and so on. More than 600 km<sup>2</sup> have been surveyed - up to now.

\* COG-IFP Trademark and product development

**PRAKLA-SEISMOS AG**  
THE FIRST CHOICE FOR GEOPHYSICS

PRAKLA-SEISMOS AG · BUCHHOLZER STR. 100 · P.O. BOX 510530 · D-3000 HANNOVER  
FEDERAL REPUBLIC OF GERMANY · PHONE: (511) 6420 · TELEX: 922847 · TELEFAX: 6420



## THE FUTURE DEVELOPMENT IS HERE: THE DESKTOP

LANDMARK has done it again...delivered another breakthrough in the continuum of solutions we provide the exploration professional.

LANDMARK's second product line—THE DESKTOP—is a breakthrough that:

- can fulfill day-to-day geophysical and geologic needs in your office due to its small size, quiet operation and portability.
- provides the highest performance to price ratio for a full range of applications functionality including interpretation, modelling and mapping.
- offers full and transparent communications capabilities to existing corporate database facilities and/or existing computer resources.
- is the first interpretation workstation available operating under the internationally adopted UNIX operating system.

Additionally, our department workstation—The Industry Standard LANDMARK III—will continue to provide the most advanced functionality available for high-end applications.

At the desktop or department level, LANDMARK systems provide future breakthroughs...today!

# LAND MARK

LANDMARK GRAPHICS CORPORATION  
333 Cypress Run, Suite 100  
Houston, TX 77094  
Telephone (713) 579-4700  
Telex 750203 LNDMARK HOU UD  
Fax: 713-579-4814

LANDMARK GRAPHICS CANADA LTD.  
101 6th Ave. S.W., Suite 1220  
Calgary, Alberta Canada T2P 3P4  
Phone: 403-262-2124  
Fax: 403-266-3722

LANDMARK GRAPHICS U.K. LTD.  
Bowater House (8th Floor East)  
68 Knightsbridge • London SW1X England  
Phone: 011-44-1-225-0544  
Telex: 918170 LMKLON G  
Fax: 011-44-1-561-0842

LANDMARK GRAPHICS INTERNATIONAL, INC.  
Union Building 06-01  
37 Jalan Pemimpin  
Singapore, R.O.S. 2057  
Telex: #RS 21885  
Phone: Country Code 65/258-1361  
Fax: 65-268-0989

---

**NATIONAL**

---

**Longyear**

---

**TEXAS  
INSTRUMENTS**

---

**VAREL  
MANUFACTURING  
COMPANY**

---

**BOWEN  
TOOLS INC.**

---

**LUFKIN**

---

**Tri-State**

---

**Maloney  
Pipeline  
Products**

---

**Rexnord**

---

**UNITED  
PUMPS**

---

PETSAN is the only representative company to uniquely combine high quality equipment in petroleum, mining, and water well drilling with the latest computer technology and professional petroleum engineering consulting. PETSAN'S experienced legal and accounting consultants are available to advise and assist in any legal or financial matter on the related industries. In over 20 years of continued service, PETSAN has been associated with only the 'Cadillac' of equipment companies.

PETSAN continues to participate in ALL equipment purchase tenders in the petroleum, mining, and water well industries in Turkey.

PETSAN is the representative company to contact for the best equipment, service and information in Exploration, Drilling, Testing, Production, Completion, and Refining.



**PETSAN**

**Petrol Sanayi ve Ticaret Ltd. Şti.**  
**Petroleum Industry & Trade Co. Ltd.**

---

**Office Address :**

Olgunlar Sokak No: 2/13  
Bakanlıklar  
06640 ANKARA

TEL : (90)(41) 25 34 31  
25 34 32  
25 34 33

TLX : 42636 reb tr  
TLG : ERBALİ

---

**Mailing Address :**

P.O. Box 433- KIZILAY  
06424 ANKARA



# BURAY PETROL LTD. ŞTİ.

İTHALAT - İHRACAT - MÜMESSİLLİK

MESRUTİYET CAD. 39/18  
YENİŞEHİR - ANKARA  
TEL : 25 24 86 - 25 24 89

## PETROL SANAYİNİN HİZMETİNDE



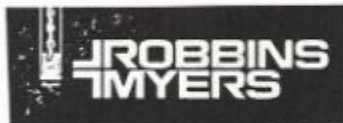
SMITH INDUSTRIES, INC.



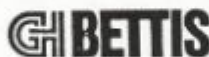
TAM INTERNATIONAL



Flow Products Division



Mission Drilling Products Division  
TRW Energy Products Group



Actuators and Controls Ltd.

A Galveston-Houston Company



TOM WHEATLEY  
VALVE COMPANY



When the pressure's on®

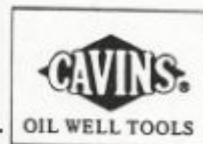


Galveston-Houston Company



A Dreco Company

MARK PRODUCTS, INC.



Reda Pump Division

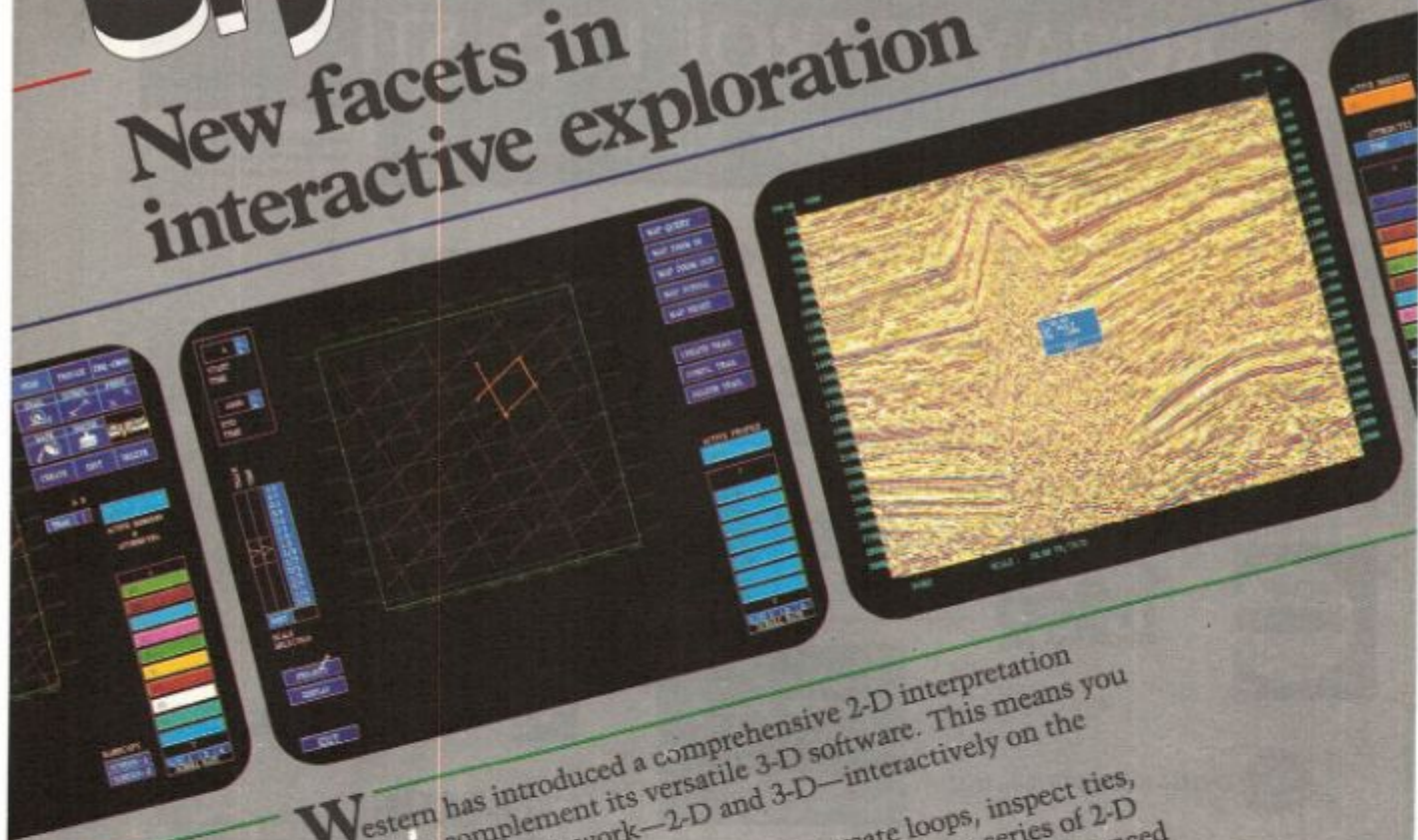


Drillquip Limited

Manufacturers of Drilling Equipment.

# Crystal<sup>®</sup>

## New facets in interactive exploration



Western has introduced a comprehensive 2-D interpretation module to complement its versatile 3-D software. This means you can perform all your work—2-D and 3-D—interactively on the CRYSTAL system.

You can load 2-D lines from a region, create loops, inspect ties, and interpret horizons in real time. Any continuous series of 2-D lines or portions of lines may be displayed. The lines are referenced to a regional basemap, and the intersections of juxtaposed lines are clearly marked. The system automatically stores attributes of picked lines in a database. The database information may be used to create a mosaic map overlaid on the basemap.

Concurrently, the advanced-capability release 2.1 for the 3-D module has been implemented on the VAX/VMS system. So all computer centers with either IBM or DEC VAX mainframes can now be equipped with CRYSTAL workstations.

Industry-wide acceptance of the CRYSTAL system has also enabled Western to make significant reductions in purchase and lease fees.

All of these enhancements make it practical to specify interactive interpretation on the CRYSTAL system as the preferred method for your evaluation tasks.

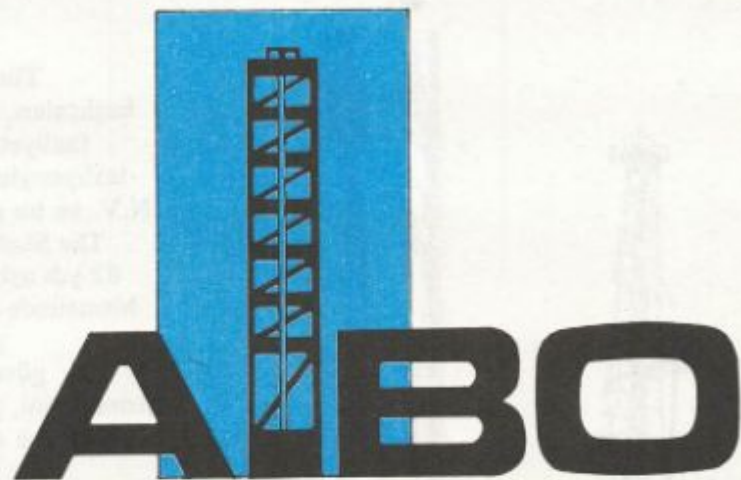


Litton

**Western Geophysical**

Wesgaco House, P.O. Box 18, 455 London Road,  
Isleworth, Middlesex TW7 5AB, England, Tel. (01) 560-3160

CRYSTAL is a registered trademark and service mark of Western Geophysical Company of America  
VAX is a trademark of Digital Equipment Corporation



**Allgemeines  
Bohrunternehmen  
Wathlingen GmbH**

3101 WATHLINGEN POSTFACH 31, TELEFON: 051 44 - 3343

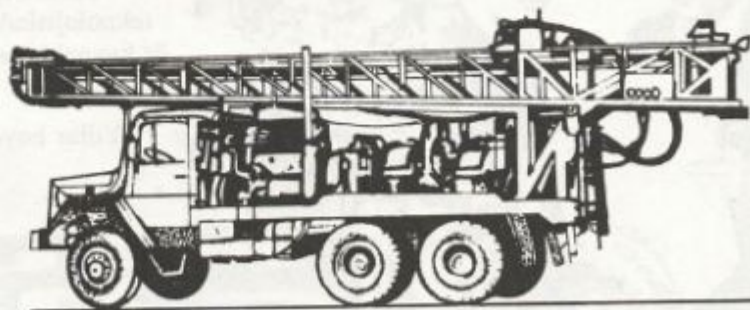
TELEX: 9 25 009 CEBRB-D

BOHRUNGEN FÜR AUFSCHLUSS - WASSER - PEGEL - KERN - BAUGRUND

GRUNDWASSERABSENKUNG - GEOPHYSIK - SEISMİK

TÜRKİYE MÜMESSİLLİĞİ: ESAT CADDESİ NO. 103/2, K.ESAT - ANKARA

TELEFON: 28 14 10





# Türkiye'nin Hizmetinde



Türkiye'deki Shell Grubu Şirketlerinin başlıcaları, petrol arama ve üretimi sahasında faaliyet gösteren N.V. Turkse Shell; petrol tasfiyesiyle uğraşan Raffinaderij Shell Mersin N.V. ve bu şirketlerin mamullerini pazarlayan The Shell Company of Turkey Limited'dir. 62 yılı aşkın bir süreden beri Türk ulusunun hizmetinde olan ve kısaca Shell diye bilinen bu şirket, mamullerinin ve hizmetinin güvenilirliğiyle ün yapmıştır. Shell bu hizmetlerini, yurt sathına yayılmış 13 akaryakıt deposu ve 419 adet servis ve benzin istasyonu vasıtasıyla sizlere ulaştırmaktadır.

ATAŞ rafinerisinde ürettiği akaryakıtların satışına paralel olarak Shell, ana maddesini Aliğa Rafinerisinden alıp Derince tesislerinde harmanladığı madeni yağları, bunun yanısıra çeşitli kimyevî maddeleri de pazarlamaktadır.

Sınai kimyevî maddeler, tarım ilâçları ve haşerelere karşı Super Shelltox ve Shelltox Stop gibi tanınmış enspektisidler Shell'in bu sahadaki başlıca ürünleridir.

1983 yılı faaliyetlerinin gelirleri üzerinden Shell'in devlet hazinesine vergi, harç ve devlet hakları olarak ödediği para 52 milyar lirayı bulmakta ve Şirket bu şekilde, Türkiye'deki en büyük vergi mükellefi sıfatını kazanmaktadır.

1983'te Shell'in yerli ham petrol üretimi sayesinde Türkiye'nin döviz tasarrufu 210 milyon dolara, 1960'lı yılların başından bu yana biriken toplam döviz tasarrufu ise 2 milyar dolara ulaşmıştır.

Kısaca Shell, dünya çapındaki üstün Shell teknolojisinden yararlanarak, Türk yurdunun öz kaynaklarını Türk ulusunun ve ekonomisinin hizmetine sunmaktadır.

Yıllar boyu, dünyaca ünlü Shell kalitesiyle.

# Shell



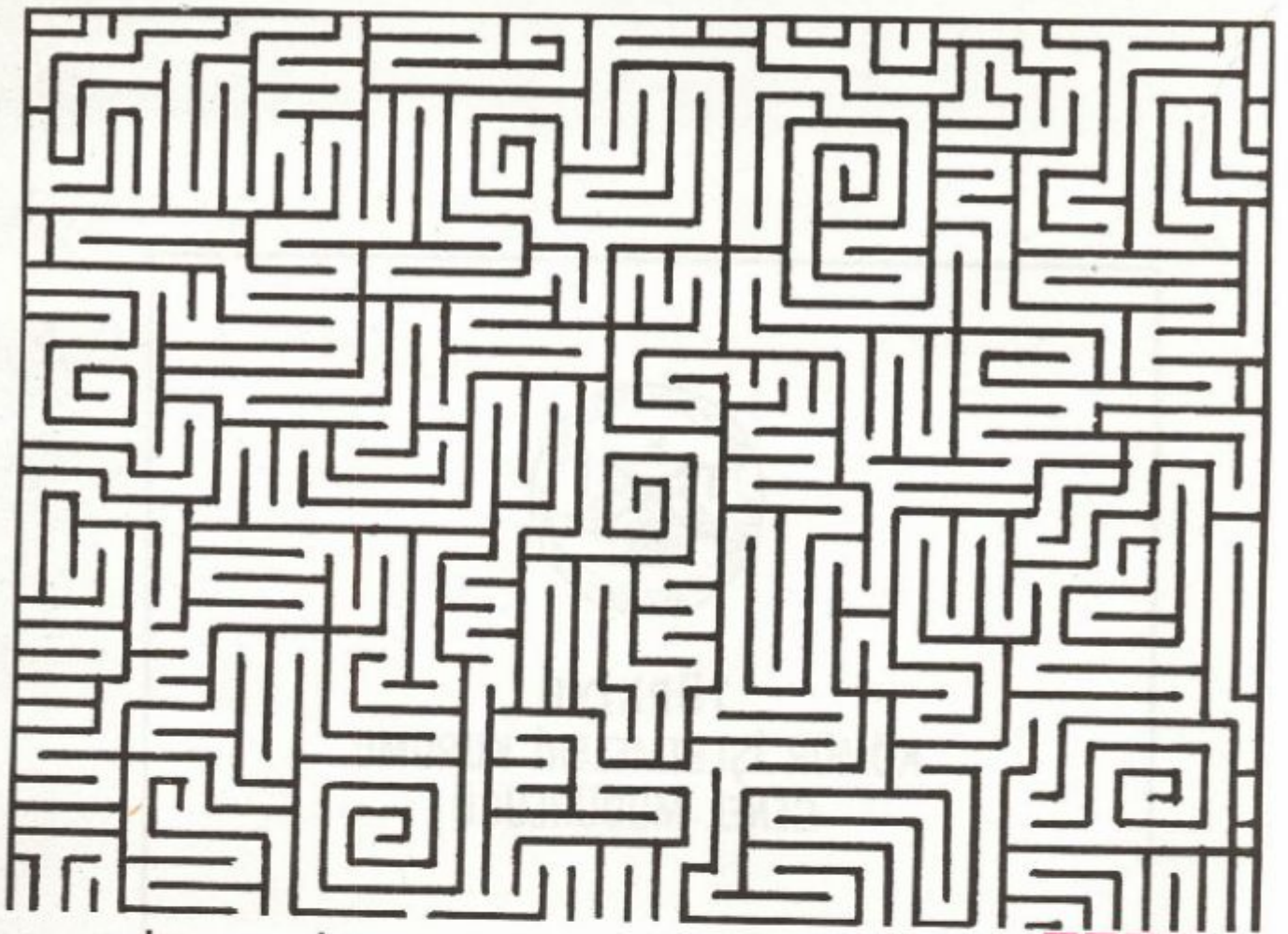


## TÜRKİYE KÖMÜR İŞLETMELERİ KURUMU GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

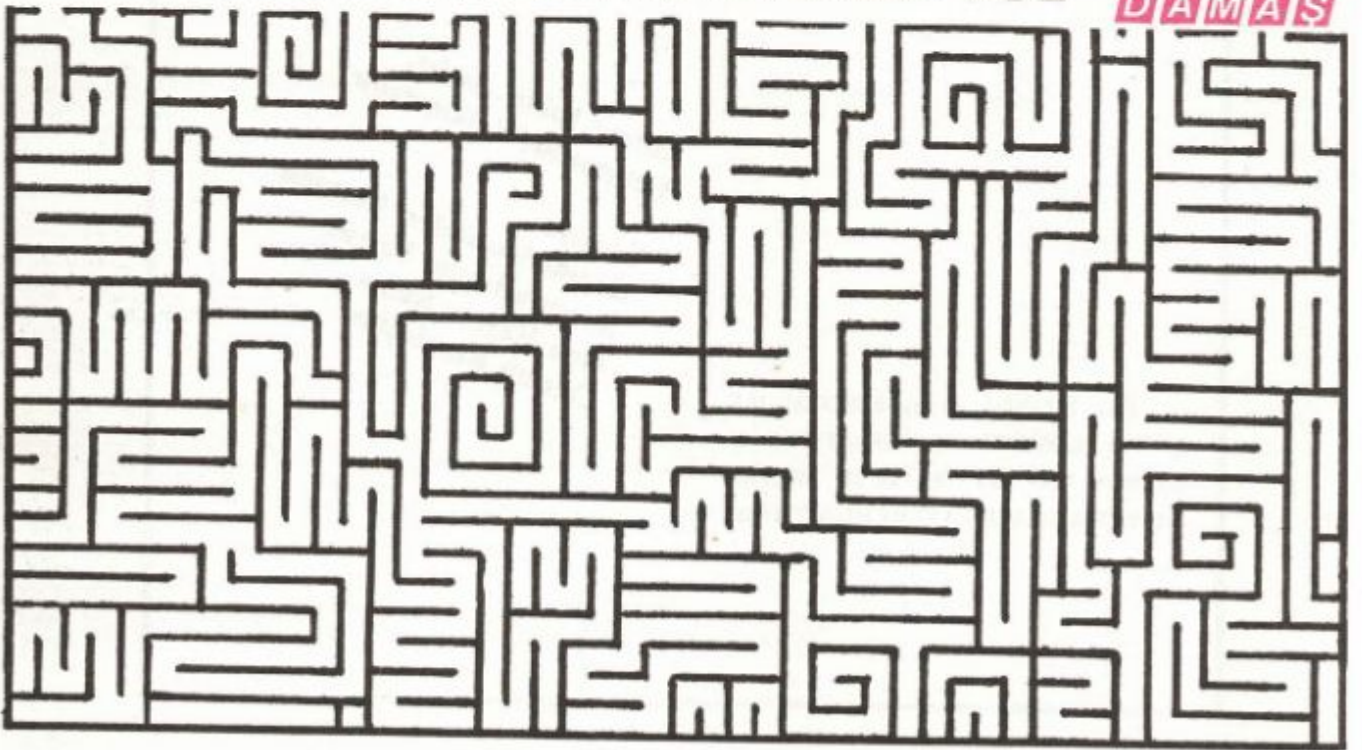
*Kömür Işıktır, Isıdır,  
Gelişmedir, Kalkınmadır.*

*Türkiye  
Kömür İşletmeleri Kurumu  
Kömüre İsmi Veren,  
Onu Hayata Katan  
Önemli Kurulustur.*

1987 YILINDA 13 MÜESSESESİ İLE  
LİNYİT KÖMÜRÜ VE ASFALTİTDE 43  
MİLYON TON ÜRETİMİ VE 221 MİLYAR  
TL. YATIRIMLARIYLA YURTHİZMETİNDE



SERVİS & EKİPMAN TEMİNİNDE KISA YOL



**DAMAŞ TİCARET MÜHENDİSLİK VE SANAYİ A.Ş.**

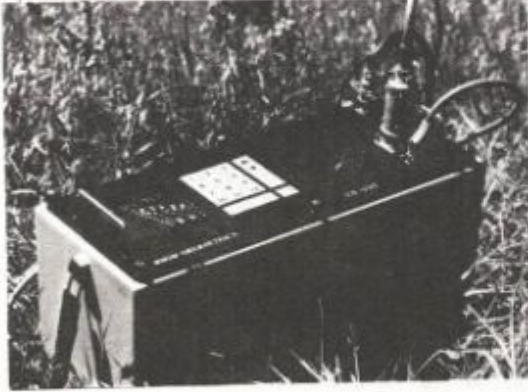
*Attar Sok. Kent Sitesi C Blok No. 6 Gaziosmanpaşa - Ankara - Türkiye*

*Tel : (41) 27 58 48 - 26 64 95 Telefax : (41) 27 07 38 Telex : 42 591 DAPA TR*

# DÜNYANIN EN EKONOMİK, EN KULLANIŞLI, 12 KANALLI - PORTATİF TEK SİSMOGRAFI : EG&G GEOMETRICS MODEL ES-1225 SİNYAL BİRİKTİRMELİ SİSMOGRAF

## Teknik özellikleri :

- 12 kanal, bellek ve sinyal biriktirme özelliği,
- Sismik sinyalleri diğer sinyallerden ayırabilen filtre devresi,
- Kırılma ve yansıma çalışmalarını yapabilme özelliği,
- Mekanik kaynak ve patlayıcı maddelerle çalışabilme yeteneği
- Enine ve boyuna dalga hızı hesaplarında üstün duyarlılık,
- Bilgisayarla çalışabilmek için özel sayısal çıkış devresi,
- Elektro-duyarlı kayıt alabilen çizici,
- Sismik sinyallerin ve dalga şeklinin izlenmesini sağlayan CRT ekranı,
- Her kanalda bellek dondurma özelliği,
- Portatif, bir kişi tarafından kolay taşınabilirlik (13.5 kg),
- Dokunmatik paneli ile kullanma kolaylığı,



## Kullanım Alanları :

- Temel kaya derinliği araştırmaları,
- Su tablası derinliği araştırmaları,
- Sökülebilirlik ve kazılabilirlik etüdüleri,
- Fay lokasyonu araştırmaları,
- Maden ve cevher aramaları,
- Hafriyatlarda patlayıcı madde miktar belirlemeleri,
- Boşluk ve mağara araştırmaları,
- Zemin dinamik elastik parametreleri belirlemeleri,
- Kuyu içi jeofizik araştırmaları,

**GÜÇLÜ ADIM DESTEĞİYLE ŞİMDİ TÜRKİYE'DE**

**ADIM ANADOLU DIŞ TİCARET A.Ş.**

Nenehatun Caddesi No: 97 Gaziosmanpaşa - ANKARA Tel: 36 30 32 (3 Hat)

**adım**

anadolu dış ticaret a.ş.



## Underground Exploration Inc.

### GEOTECHNIC

- o Standart Penetration Tests
- o Soil Classification
- o Porosity, Permeability density
- o Elasticity Parameters
- o Liquidity and Plasticity
- o Squeezability
- o Drainage Planning
- o Multi-axis Pressure Tests
- o Pulling and Pushing Endurance
- o Breakability and Elasticity
- o Internal Friction Angle
- o Soil Security Stress
- o Sieving Analysis
- o Grain Size Determination
- o Material Endurance
- o Discontinuity Endurance
- o Schmidt Hammer

### GEOPHYSICS

- o Seismic. Elasticity Parameters, ripility, SPT
- o Ground velocity structure, petroleum, water, coal exploration, soil mechanics.
- o Electric. Water saturation
- o Volume, cavity, fracture, conductivity, stratification, discontinuity, ground water, mining, Geothermal, archeological prospectings, Electromagnetic. Mineral, Ground water, petroleum, exploration, discontinuity, underground network, hidden jewelry and hot water investigation.
- o Polarization. Decomposition, water pollution, water leakage, chemical disintegrations, corrosion, temperature, pressure, conductivity, Ground water mechanisms and flow direction.
- o Gravity. Search of heavy minerals, underground mapping, basement topography and petroleum exploration, cavity detection.
- o Magnetics. Magnetic mineral prospectings, basement topography, petroleum exploration.

### GEOLOGY

- o Mapping. Surface geology, discontinuities, formation boundaries, age, formation properties, evolution, tectonics, stratification, faults, fracture and joints,
- o Ore Deposits. Mineral formation, exploration, characteristics, deposition, evolution, volume, size, production procedure, type, amount, raw material.
- o Engineering. Site selection, soil mechanics, discontinuity mapping and statistics, water production-control, fracture and joint systems.

### GEOMECHANICS

- o Drilling. Engineering parameters. Schmidt Hammer, Angular drillings for water, mineral exploration and for soil properties. Inter-well insitu experiments. Off shore and Sea floor drilling and sampling, Harbour investigations.
- o Diggings. Road, airport fly-ing field, Rail and forest road excavations, scraping, tunnel opening, mine exploitation, water channelling.
- o Pile Driving. Angular drilling bored piles, reinforcing, Supporting walls.
- o Attachments. Concreting, soil deep compaction, Ground anchors.
- o Oceanography. Flowrate and direction, temperature, Salinity, Turbidity, Lite Permeability, Batimetry, Decharge and Pipe Line Location, Sedimentology, Conductivity, Redox.
- o Biochemistry. T90, Ph, Suspensional load, Dissolved Origine need (B.O.D.), Organic and Inorganic Particles, Microorganisms, Filtration.



**YERALTI ARAMACILIK**  
**Underground Exploration Inc.**

**ZEMİN**

Gökova Termik Santrali	- TEK
Karadeniz Oşenografi	- BORHAT
Istanbul Sanayi Sitesi	- ÖMSA
Deniziçi Elektrik-Sismik	- BORHAT
Kemerköy Barajlar	- ENKA
Irak Bechtel Barajı Sismisite	- KEMAS
Antalya Yat Limanı Yerkayması	- KASKTAŞ
Boru hattı ve Kirlenme	- BORHAT
Yumurtalık Tank Çiftliği	- GEOTEKNİK A.Ş.
Denizaltı Sondajları	- BORHAT

**MADEN**

Sivas Altın	- MİDYAT
Gürlekdere Bakır	- ALTIN A.Ş.
İstanbul Yapı Malzemeleri	- MİDYAT
Karabey Linyit	- AKSEL A.Ş.
Çanakkale Demir	- AKGÜL A.Ş.
Kalkın Kömür	- AKGÜL A.Ş.
Ahiler Çinko	- ALTIN A.Ş.
Afsin-Elbistan Kurşun	- TANBAY LMD.
İnegöl Antıman	- BAYRAMOĞLU A.Ş.
Trakya Kömürleri	- İHSAN
Arkeolojik Kalıntı	- TEKİRDAĞ

**SU**

Uludağ Maden Suyu	-ERBAK-ULUDAĞ AŞ.
Aquarius Kullanım Suyu	-VİTUR
Sadi Gürçelik Spor Tes.	-ENKA HOLDİNG
Sultan Suyu Membaa	- ULUDAĞ A.Ş.
Top Hotel	- TOP A.Ş.
Karstik Sulama Suları	- ALANYA
Nazilli İçme Suyu	- BELEDİYE
Haliç Tuzluluk	- VERDİ A.Ş.
Tabakhane Yıkama Suyu	- UŞAK

**JEOTERMAL**

Dilek Sıcaksuyu	- KALAMAKİ LMD.
Güzelçamlı Sıcaksuyu	- UNDERGROUND INC.

**ÖLÇÜ AYGITLARI**

Jeofizik Ölçme Takımı	- DOKUZ EYLÜL UNİV.
Elektrik Takımı	- ECE JEOFİZİK
Patlatma	- ENKA A.Ş.
Künzel Delgisi	- UNDERGROUND INC.
SPT ve Delici	- İSTANBUL

**BİLGİSAYAR VERİ İŞLEM TASLAKLAMA**

Mehmet Dere Petrol	- HUFFCO
Batı Toroslar Petrol	- TPAO
Yersarsıntı Çekincesi	- ÖMSA A.Ş.

Kassabağı Sokak, Köge Palas, 2/2, Maçka - İSTANBUL, Tel: 158-4827, 161-9579

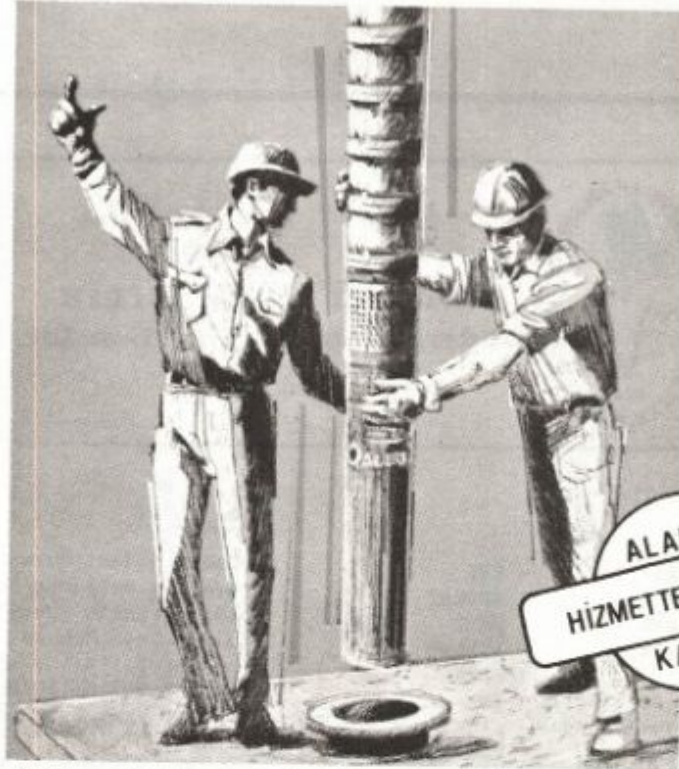
DİLEK YARIMADASI JEOTERMAL ALANI, YERALTI ARAMACILIK (UNDERGROUND EXPLORATION INC.) JEOFİZİK ARAŞTIRMA KURULUŞUNUN BULUŞUDUR.

ÜSTÜN JEOFİZİK TEKNOLOJİSİNİN, BELDEMİZ VE ÜLKEMİZ EKONOMİSİNE OLAN KATKISINA MİNNETTARIZ.

Cemalettin ÜZELBİÇER

Davutlar Belediye Başkanı

*Sorun, yeraltı suyunu temin ise*



400 m<sup>3</sup>/h debi, 330 mSS basınç ve  
220 HP motor gücüne kadar 230 değişik tipte

# ALPOM DALGIÇ TULUMBALARI

Az yatırım, bol ve ucuz su • Sürekli çalışma  
Yüksek verim • Montaj kolaylığı • Çabuk servis  
Devamlı yedek parça • Kaliteli imalat



Bir yıl ALARKO garantisi

Haberleşme ve satış :



Fabrika:



ALARKO

SANAYİ ve TİCARET A.Ş.

POMPA VE MOTOR İMALAT MÜESSESESİ

ALPOM

FENNİ MALZEME SATIŞ ve İMALAT A.Ş.

**İSTANBUL:**  
Necatibey Cad. No: 84  
80030 Karaköy-İST  
Tel: 145 70 95 - 4 hat  
Telex: 24006 ALFE-TR  
Fax: 144 15 23

**ANKARA:**  
Atatürk Bulvarı No: 165  
06680 Kızılay-ANKARA  
Tel: 17 22 08 - 10 hat  
Telex: 42383 ASA-TR  
Fax: 17 22 17

**İZMİR:**  
Cumhuriyet Bulvarı No: 38/A  
35250 Konak-İZMİR  
Tel: 14 57 41 - 13 29 97  
Telex: 53582 ASI-TR  
Fax: 25 25 13

**ADANA:**  
Gazipaşa Bulvarı  
Yunus Bey Apt. No: 9/1  
01120 ADANA  
Tel: 41581-82, 31342  
Telex: 62785 ALAD-TR  
Fax: 30 584

**Antalya Bürosu:**  
Kenan Evren Bulvarı  
Güneş Apt. No: 9/2  
07050 ANTALYA  
Tel: 27 343 - 15 020



# **NOGAYLAR**

**İNŞAAT TİCARET ve SANAYİ LTD. ŞTİ.**

**OFFERS THE FOLLOWING SERVICES TO THE  
SEISMIC AND OIL RELATED COMPANIES...**

▣ **SEISMIC CREW SUPPORT SERVICES:**

- TRAILER AND TENT CAMP HIRE
- CATERING
- FOOD SUPPLY
- MULE SUPPORT
- LABOUR CONTRACTING
- TRANSPORTATION

▣ **ROAD AND RIG SITE PREPARATION:**

- CONSTRUCTION
- SURVEY

▣ **DRILLING CAMP SUPPORT:**

- TRAILER CAMPS
- CATERING
- TRANSPORTION

▣ **CONSULTING AND SCOUTING SERVICES:**

- AREA AND SEISMIC LINE SCOUTING
- RIG LOCATION AND PIPELINE ROUTE SURVEY
- SEISMIC CREW MOBILIZATION

**FOR FURTHER INFORMATION PLEASE CONTACT:**

**HILMI ARAZ** IN DIYARBAKIR TEL : (831) 22256 TLX : 72117 DPRS  
**ROGER TICKNER** IN ANKARA TEL : (41) 37 76 87



# ASLANTAŞ

İNŞAAT TİCARET KOLLEKTİF ŞİRKETİ  
ZEYNEL ASLAN ve ORTAKLARI

- İNŞAAT
- HAFRİYAT
- SİSMİK HAT YOLLARI

TEL: 2571 - 2321 - 4698 - 4579  
ATATÜRK BULVARI NO. 11/E ADIYAMAN



# Datavue 25: 5.5 Kiloluk Bilgisayar.\*

(\*Ama Her Gramı Bilgisayar )

Interquadram'ın yeni geliştirdiği portatif bilgisayar Datavue 25, bilgisayarla çalışan çağdaş insanlara yepyeni bir olanak sunuyor: Diledikleri zaman, diledikleri yerde (evde, arazide, uçakta, trende, otel odasında, toplantı masasında..) bilgisayar kullanma olanağı. Çünkü Datavue 25, toplam 5.5. kiloyu ancak bulan ağırlığı ve normal bir evrak çantasından küçük boyutlarıyla her yere kolayca taşınır, şarj edilebilir aküsüyle (opsiyonel) elektrik bulunmayan yerlerde bile kullanılabilir.

Evet, Datavue 25 hafiftir, kolay taşınır, ama hafife alınamaz. Çünkü Datavue, küçük boyuna rağmen eksiksiz bir bilgisayardır. Datavue, IBM-PC ile tam uyumludur -aynı programlarla çalışır, aynı 5 1/4" disketleri kullanılır. Datavue'ya tıpkı IBM-PC gibi printer, renkli monitör, ikinci bir disket sürücü veya sabit disk bağlanabilir, ya da aynı anda üç adet olanak zenginleştirici kart takılabilir. Dahası, görme kolaylığı için altı pozisyonda ayarlanabilen ve grafik modunda dört değişik gri tonuyla çok rahat anlaşılır grafiklere olanak veren (normalde 640x200, grafik mo-



dunda 320x200 resolution) ekranı ve 3 1/2" lik disket sürücü takılabilmesi ile bazı büyük boy PC'lerden üstündür bile. Yalnızca fiyatı büyük boy PC'lerle kıyaslanamaz: Datavue 25'in maliyeti de kendi gibi kolay kaldırılabilir niteliktedir.

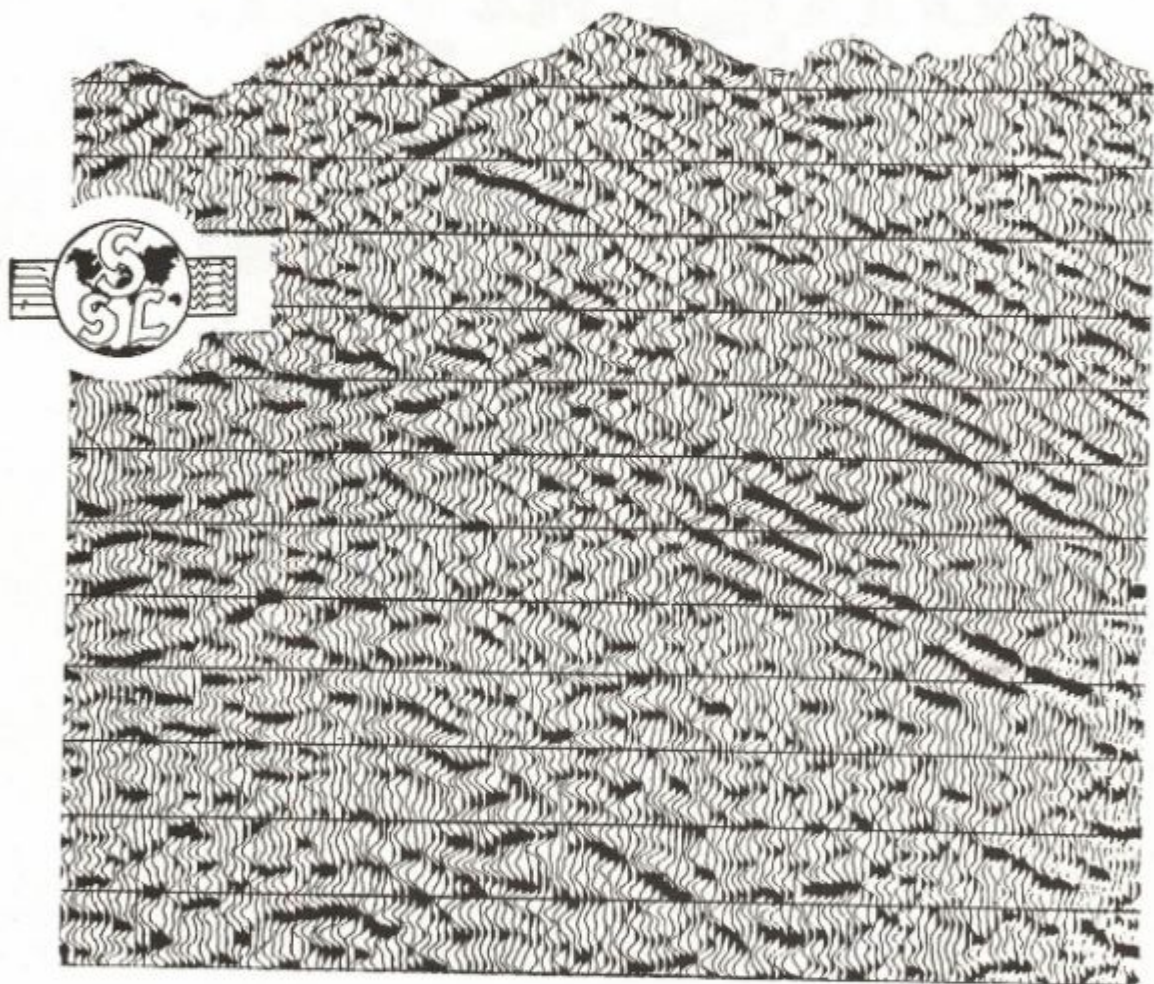
Ve bütün bu özellikleriyle Datavue 25, büro dışında da bilgisayar kullanma ihtiyacı duyan çağdaş insan için büyük bir olanak ve yepyeni bir boyuttur.

TÜRKİYE MÜHÜRÜ

## addkom

ADAPTE DONANIM VE KOMPÜTER PAZARLAMA LTD. ŞTİ.  
Kennedy Caddesi 136/1 G.O. Paşa-Ankara  
Tel: (41) 67 52 98 - 27 42 72

# SEISMIC ACQUISITION AND DATA PROCESSING SERVICES



SEISMOGRAPH SERVICE LTD

NENEHATUN CADESİ No. 66  
GAZİOSMANPAŞA  
ANKARA, TURKEY  
TELEPHONE NO. 28 38 59



# JEOFİZİK

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

CİLT 1, SAYI 1 / MART 1987

VOL.1, NO.1 / MARCH 1987

## TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

Adına Sahibi ve Sorumlu  
Yazı İşleri Müdürü  
Mehmet B. ATEŞ

### I. DÖNEM YÖNETİM KURULU Executive Committee

Mehmet B. ATEŞ  
Oğuz ÜZEL  
Erden ERCAN  
Hamit KARAHACIOĞLU  
Yavuz DİLBAZ  
Tamer GURSOY  
İsmet SİNCER

### YAYIN KURULU Publication Committee

Dr. Edip BAYSAL  
Dr. Ahmet T. BAŞOKUR  
Muharrem TÜRKARSLAN  
İbrahim AYDIN  
Sami ZÜNBL

### TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI

Bayındır Sokak, No: 7/14  
P.K. 255 Kızılay - Ankara - TURKEY  
Tel: (41) 34 03 48

### YILDA İKİ KEZ MART VE EYLÜL AYLARINDA YAYINLANIR

Published Twice a Year  
in March and September

## İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Sayfa/Page

OKURLARIMIZA .....	2
SİSMİK YANSIMALARDA EĞİM ETKİSİNİN YIĞMA ÖNCESİ GİDERİLMESİ .....	3
Dip - Moveout HOMOMORFİK DEKONVOLÜSYONDA DOĞRUSAL BİLEŞENİ GİDERİLMİŞ SÜREKLİ FAZ EĞRİSİNİN HESAPLANMASI .....	19
Computation of the Ramp-Free Continuous Phase Curve in Homomorphic Deconvolution	
KALMAN SUZGEÇ KURAMI .....	28
Theory of Kalman Filter	
YANSIMA MATRİSLERİNDEN YARARLANARAK DİK OLMAYAN GELİŞ HALİNDE TABAKA PARAMETRELERİNİN HESAPLANMASI ...	38
Estimation of Layer Parameters of An Elastic Medium from Reflection Coefficient Matrices for Non-Normal Incidence	
KALIN BAZALT ÖRTÜSÜ ALTININ YERELEKTRİK YÖNTEMLE ÇALIŞILMASI: BATI KAFKASYA .....	45
Resistivity Studies Over the Thick Basalt Cover, the Western Causasia	
MANYETİK ANOMALİ VEREN KÜTLELERİN DÜŞEY GEOMETRİSİNİN BULUNMASI KONUSUNDA BİR DENEME .....	76
An Attempt to Define the Vertical Geometry of Bodies Cause Magnetic Anomalies	
3 EYLÜL 1968 BARTIN DEPREMİNİN KAYNAK MEKANİZMASI VE KARADENİZ'İN AKTİF TEKTONİĞİ HAKKINDA DÜŞÜNCELER ...	89
Source Mechanism of the Bartın Earthquake of 3 September 1968 and Thoughts on Active Tectonics of Black Sea	
LEVHA-İÇİ DEPREMLERİN GÖÇÜ .....	103
Migration of the Interplate Earthquakes	
YAZI VERENLER .....	111
YAYIM KOŞULLARI .....	113
ODA ÜYELERİ .....	116
REKLAM VEREN FİRMALAR .....	120

## OKURLARIMIZA,

Ülkemiz Jeofizikçileri ilk kez 1956 yılında "TÜRK JEOFİZİK DERNEĞİ" adı altında birleşmiş ve 1959 yılında dönemsel olarak ilk "JEOFİZİK" dergisini yayınlamışlardır. Merkezi İstanbul'da olan bu derneğin ömrü kısa sürmüş ve 1960 yılında "TÜRKİYE JEOFİZİKÇİLER BİRLİĞİ" adı altında Ankara'da yeni bir dernek kurulmuştur. Daha sonra TÜRKİYE JEOFİZİKÇİLER DERNEĞİ adını alan bu örgütlülük 1960 yılından 1987 yılına kadar giderek artan bir dinamizm ile işlevlerini sürdürmüş ve bilimsel yayını olan "JEOFİZİK" dergisini de koşulların elverdiği ölçüde yayınlamıştır.

TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI'nın kurulması ve Derneğin feshi ile Oda çatısı altında büyük bir hızla toplanan meslektaşlarımıza, bu ilk sayı ile ulaşmanın mutluluğunu yaşıyoruz.

Üzerinde yaşadığımız yer yuvarının çekirdeğinden, uzayın derinliklerine kadar çok geniş kapsamda yürütülen bilimsel araştırmaların yanı sıra, doğal kaynakların aranmasında, bulunmasında ve üretiminin artırılmasında, deprem gibi doğal olayların incelenmesi ile gelişmişliğin simgesi olan büyük mühendislik yapılarının zemin araştırmalarına kadar, her alanda Jeofizik biliminden özellikle gelişmiş ülkelerde yeterince yararlanılmaktadır. Ülkemizde de meslektaşlarımız bu alanlarda uğraşı vermekte ve günümüz teknolojisine ayak uydurmaktadırlar.

Odamızın önde gelen işlevlerinden biri de, meslektaşlarımız arasında bilgi iletişim bağının kurulmasını sağlamaktır.

Bu amaçla Oda'mızın bilimsel yayını olan "JEOFİZİK" süreli bir yayın haline dönüştürülerek yılda iki kez, Mart ve Eylül aylarında çıkarılacaktır. Yayınımızın uluslararası niteliğe kavuşturulması için uğraşlar başlatılmıştır.

Üyelerimizin artarak sürdürdüğü özverili destekleriyle ulaştığımız düzeyimizin daha da ileriye gideceğine inanıyoruz.

Saygılarımızla,

Yönetim Kurulu

# SİSMİK YANSIMALARDA EĞİM ETKİSİNİN YIĞMA ÖNCESİ GİDERİLMESİ

## Dip-Moveout

İsmet SİNCER\*

### ÖZET

Bu çalışmanın amacı Hale (1984) tarafından açıklanan "dip-moveout" algoritmasını programlamak ve TPAO veri işlem merkezinde kullanıma sunmaktır. "Normal moveout" ve ortak yansımaya noktası yığma işlemleri herhangi bir yansımaya noktasındaki belirli eğimli yansımaları kuvvetlendirirken diğer eğimli yansımaları zayıflatmaktadır. O nedenle bu söz konusu işlemler, eğim süzgeci gibi çalışırlar ve yanıl ayrımlılığını azaltırlar. "dip-moveout" algoritması bu soruna bir çözüm aramaktan kaynaklanmıştır. Sismik veriye uygulandığı zaman ise eğimin hız üzerindeki etkisini uzaklaştırmaktadır.

Bu çalışmada hesaplar Fourier ortamında yapılmıştır. Yapay ve gerçek veriler kullanılarak elde edilen bulgular grafik olarak sergilenmiş ve gerekli açıklamalar metin içinde verilmiştir.

DMO'nun uygulaması farklı şekillerde yapılabilir. Bunlar;

1. Doğru işlem sırası: OFFSET + NMO + DMO + MIGRATION
2. pratik işlem sırası: OFFSET + DMO + NMO + MIGRATION
3. Pratik ve doğruya daha yakın işlem sırası: OFFSET + ANMO + DMO + RNMO + MIGRATION

Burada: ANMO yaklaşık bir hızla yapılan NMO'yu ifade etmektedir.

RNMO ise "residual" NMO'yu göstermektedir.

### ABSTRACT

This study is intended to program and implement the algorithm of dip-moveout explained by Hale (1984). The philosophy behind dip-moveout is a slightly different approach to the problem of dip filtering of the stacking process previously attacked by a number of papers such as a prestack process known generally DEVILISH (which stands for dipping event velocity in equalities licked) Judson et. al. (1978) and prestack partial migration Yılmaz and Claerbout (1980). The importance of the problem of dip filtering applied to common mid-point gathers is stated in great detail in the papers mentioned above.

On the one hand, the conventional normal-moveout and common-midpoint stacking process reinforce reflections having a particular slope in a given common mid-point gather; on the other hand they attenuate reflections having different slopes. Therefore these processes behave as a dip filter on a common mid-point gather and decrease lateral resolution of events on a seismic section.

The algorithm of dip-moveout does not depend on dips and offsets. That is it works for all dips and offsets as long as velocity is constant. But the beauty of dip-moveout lies in the fact that it can be employed to estimate the correct normal-moveout velocities.

In this study, calculations have been done in the frequency-wave number domain. The results of this work applied to the real field data as well as the synthetic data agree correspondingly with what the theory of dip-moveout expects.

\* TPAO Arama Grubu Veri İşlem Merkezi, ANKARA

## GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı Hale (1984) tarafından açıklanan 'Dip-moveout' algoritmasını programlayarak kullanıma sunmak ve sonuçlarını inceleyerek değerlendirmektir. Yapılan çalışmanın sonuçlarını takdim etmeden önce 'Dip filtering' olayını kısaca tanıtmak ve 'Dip-moveout' algoritmasının sorunun çözümü yönünde getirdiği teorik yeniliğe değinmek istiyorum.

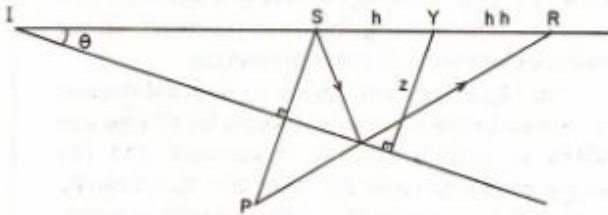
'Dip-moveout'un felsefesi daha önce Judson ve arkadaşları (1978) ve Yılmaz ve Clearbout (1980) tarafından üzerinde çalışılan 'Dip filtering' problemine değişik bir açıdan yaklaşmaktır. 'Normal-moveout' (NMO) ve 'common-midpoint' (CMP) yığıma işlemleri bir yandan belirli bir eğime sahip yansımaları kuvvetlendirirken, öte yandan aynı işlem sırasında başka eğimlere sahip yansımaları zayıflatırlar. Böylece sismik kesitler üzerindeki olayların yanal çözümlülüğü azaltılır. Çünkü belirli bir CMP noktasında tek bir hızla NMO ve yığıma yapılabilir. Oysa farklı eğimli olaylar farklı NMO hızı ile yığıma işlemini gerektirirler. Belirtildiği gibi aynı CMP noktasında bulunan ve değişik eğimli yansıtıcılardan gelen yansımaların NMO ve yığıma işlemi tamamen eğime bağlıdır. Böylece yığıma işlemi bir eğim filtrelemesine sebep olur.

## KURAM

Eğimli yansıtıcıların NMO hızı, yatay yansıtıcıların NMO hızından daha büyüktür. Dix (1975) ve Levin (1971) tarafından sabit hızlı bir ortam için yatay ve eğimli yansıtıcılar arasındaki hız ilişkisi aşağıdaki şekilde verilir.

$$v_{nmo} = v/\cos(\theta) \quad (1)$$

Burada,  $\theta$  kaynak-alıcı doğrultusunda yansıtıcının eğimi,  $v$  ortamın gerçek hızı,  $v_{nmo}$  eğimli yansıtıcı için NMO hızıdır.



Şekil 1. Eğimli tabaka durumunda yansıma.

Eğimli bir tabaka için NMO formülü aşağıdaki gibi elde edilir.

$$\sin(\theta) = \overline{SP}/(2 \cdot \overline{SI})$$

$$\overline{SP} = 2 \cdot \overline{SI} \cdot \sin(\theta)$$

$$\overline{SI} = \overline{YI} - h$$

$$\overline{SP} = 2 \cdot (\overline{YI} - h) \cdot \sin(\theta)$$

$$v^2 \cdot t^2 = \overline{PR}^2 = \overline{SP}^2 + \overline{SR}^2$$

$$- 2 \cdot \overline{SP} \cdot \overline{SR} \cdot \cos(\pi/2 + \theta)$$

$$v^2 \cdot t^2 = (2 \cdot (\overline{YI} - h) \cdot \sin(\theta))^2 + (2h)^2 + 2(2(\overline{YI} - h) \cdot \sin(\theta) \cdot 2h \cdot \sin(\theta))$$

$$v^2 \cdot t^2 = 4 \cdot (\overline{YI} - h)^2 \cdot \sin^2(\theta) + 4h^2 + 8h \cdot \overline{YI} \cdot \sin^2(\theta) - 8h^2 \cdot \sin^2(\theta)$$

$$v^2 \cdot t^2 = 4 \cdot \sin^2(\theta) \cdot (\overline{YI} - 2h \cdot \overline{YI} + h^2) + 4h^2 + 8h^2 \cdot \overline{YI} \cdot \sin^2(\theta) - 8h^2 \cdot \sin^2(\theta)$$

$$v^2 \cdot t^2 = 4 \cdot \overline{YI}^2 \cdot \sin^2(\theta) - 8h \cdot \overline{YI} \cdot \sin^2(\theta) + 4h^2 \cdot \sin^2(\theta) + 4h^2 + 8h \cdot \overline{YI} \cdot \sin^2(\theta) - 8h^2 \cdot \sin^2(\theta)$$

$$v^2 \cdot t^2 = 4 \cdot \overline{YI}^2 \cdot \sin^2(\theta) + 4h^2 - 4h^2 \cdot \sin^2(\theta)$$

$$v^2 \cdot t^2 = 4 \cdot \overline{YI}^2 \cdot \sin^2(\theta) + 4h^2 \cdot \cos^2(\theta)$$

$$t = 2/v(\overline{YI}^2 \cdot \sin^2(\theta) + h^2 \cdot \cos^2(\theta))^{1/2} \quad (2)$$

Orta nokta için gidiş-dönüş zamanı  $t_o$  ile tanımlanırsa,

$$t_o = 2z/v \text{ olacaktır.}$$

Öte yandan,

$$\sin(\theta) = z/\overline{YI} \text{ ve } z = \overline{YI} \cdot \sin(\theta)$$

$$t_o = 2 \cdot \overline{YI} \cdot \sin(\theta)/v$$

$$t^2 = t_o^2 + 4h^2 \cdot \cos^2(\theta)/v^2 \quad (3)$$

(3) numaralı eşitlik eğim de gözönüne alınarak hesaplanmış NMO denklemdir. Başka bir deyimle gerçek hız  $v$ ,  $v/\cos(\theta)$ 'ye dönüşmüştür. Ayrıca aynı eşitlikten yararlanarak sıfır-açılımlı olmayan sismik kayıtlardan, sıfır-açılımlı sismik kayıtlar aşağıdaki gibi elde edilir.

$$P_o(t_o, y, h) = P((t_o^2 + 4h^2 \cdot \cos^2(\theta)/v^2)^{1/2}, y, h) \quad (4)$$

Burada,  $P(t, y, h)$  zaman, orta nokta ve açılımın fonksiyonu olarak sismik veridir.  $P_o(t_o, y, h)$  sıfır-açılımlı sismik veriyi temsil eder ve bundan sonra eğim-düzeltilmiş NMO diye isimlendirilecektir.

Eğim-düzeltilmiş NMO ardışık iki işlem şeklinde sunulabilir. Bu amaç için (3) eşitliği yeniden yazılırsa;

$$t = (t_o^2 + 4h^2/v^2 - 4h^2 \cdot \sin^2(\theta)/v^2)^{1/2} \quad (5)$$

Düz tabakalar için NMO'yu  $t_n$  ile gösterelim.

$$t = (t_n^2 + 4h^2/v^2)^{1/2} \quad (6)$$

$$t_n = (t_o^2 - 4h^2 \cdot \sin^2(\theta)/v^2)^{1/2} \quad (7)$$

(6) ve (7) eşitlikleri kullanılarak,

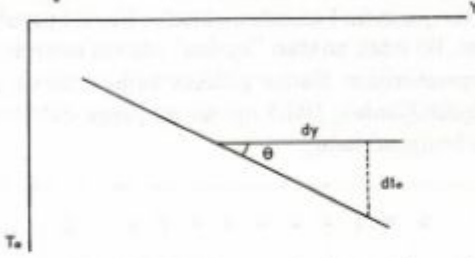
$$P_n(t_n, y, h) = P \left( (t_n^2 + 4 \cdot h^2 / v^2)^{1/2}, y, h \right)$$

(NMO denklemi)

$$P_o(t_o, y, h) = P_n \left( (t_o^2 - 4 \cdot h^2 \cdot \sin^2(\theta) / v^2)^{1/2}, y, h \right)$$

(DMO denklemi bulunur.)

NMO ve DMO denklemlerinden görüldüğü üzere, kayıt zamanı  $t$ 'den NMO zamanı  $t_n$ 'ye geçilerek NMO işlemi; ve  $t_n$ , NMO zamanından  $t_o$ 'a geçilmek suretiyle de DMO işlemi tamamlanmış olur. Görüldüğü gibi NMO denkleminde eğimin etkisi varlığını sürdürmektedir. Halbuki, DMO denkleminde eğimin hız üzerindeki etkisi düzeltilmiştir.



Şekil 2. Şekil 1'deki tek yansıtıcı yeraltı modeli için sıfır-açılım kesiti.

NMO ve DMO denklemlerini pratikte daha kullanışlı bir hale getirebilmek için Şekil 2'deki model üzerinde yapılan sıfır-açılımlı bir çalışmadan elde edilen  $y$ - $t$  grafiğini düşünelim.

$$\sin(\theta) = v \cdot dt_o / 2 \cdot dy \quad (8)$$

$$2 \cdot \sin(\theta) / v = dt_o / dy = k / w \quad (9)$$

(9) eşitliğinden yararlanarak DMO eşitliği yeniden yazılırsa,

$$P_o(t_o, y, h) = P_n \left( (t_o^2 - (dt_o / dy)^2 \cdot h^2)^{1/2}, y, h \right) \quad (10)$$

bulunur.

(10) denkleminde göre değişik sıfır-açılımlı olaylar için farklı DMO düzeltmesi gereklidir. Ve aynı eğimli bütün olaylar frekans-dalga sayısı ortamında belirli bir doğrultuda toplanacağından, bu aşamada Fourier ortamında çalışmak uygun olacaktır.

(10) eşitliği ile verilen DMO denkleminin  $t$  ve  $y$ 'ye göre 2-D Fourier dönüşümü alınır;

$$P_o(w, k, h) = \int \exp(iwt_o) dt_o$$

$$\int P_n(t_o, y, h) \exp(-iky) dy$$

$$t_o = (t_n^2 + 4 \cdot h^2 \cdot \sin^2(\theta) / v^2)^{1/2} = (t_n^2 + (dt_o / dy)^2 \cdot h^2)^{1/2}$$

$$A = dt_o / dt_n = t_o / t_n$$

$$= (1 + (dt_o / dy)^2 \cdot (h^2 / t_n^2))^{1/2}$$

$$P_o(w, k, h) = \int 1/A \exp(iwt_n A) dt_n \int P_n(t_n, y, h) \exp(-iky) dy \quad (11)$$

bulunur.

Ayrıca  $A$ 'yı aşağıdaki gibi tanımlamak mümkündür.

$$A = (1 + k^2 \cdot h^2 / w^2 \cdot t_n^2)^{1/2}$$

ve ters Fourier dönüşümü ile,

$$P_o(t_o, y, h) = 1/4 \cdot \pi^2 \int \exp(-iwt_o) dw$$

$$\int P_o(w, k, h) \exp(iky) dk \quad (12)$$

(11) eşitliği bütün eğimler için DMO düzeltmesi yapar. Sıfır-açılım ( $h = 0$ ) ve sıfır eğim ( $k/w = 0$ ) için DMO denklemi beklendiği şekilde hiçbir şey yapmaz.

DMO algoritmasının önemini daha iyi açıklayabilmek için Şekil 3'te verilen ve birisi yatay kesişen iki yansıtıcıdan oluşan yer modelini düşünelim. Söz konusu modelde ortamın  $v$  hızının sabit olmasına rağmen, değişik eğimli yansıtıcılardan gelen sismik olayları aynı hızla NMO yapma olanağı yoktur. Bu sorun sınama yanılma ile elde edilen yağma hızı yardımıyla bir ölçüde çözülebilir, değişik eğimli yansıtıcıların kesim noktaları için NMO bunlardan sadece tercih edilen eğim için çalışacak ve diğer eğimler için doğru düzeltme yapmayacaktır. Böyle durumlarda doğru sonuca ancak NMO ve DMO denklemleri (Şekil 3'ün altında 1 ve 2 numara ile verilen bağlantılar) yardımıyla gidilebilir. (13) eşitliği ise NMO ve DMO denklemleri yardımıyla elde edilen ve düzeltmeyi Fourier ortamında gösteren bağıntıdır. Söz konusu eşitlik incelendiğinde görüleceği gibi bütün  $w$  ve  $k$  değerleri için  $t_n$  üzerinde integral gereklidir. Bu arada Şekil 4'ten de görüldüğü gibi çalışılan ortam için en düşük hız biliniyorsa  $v/2 > k/w$  değerleri için hesap yapmaya gerek yoktur. Çünkü o durumda  $\sin(\theta) > 1.0$  olacaktır. Bu tip enerji ise fizikte "evanescent" enerji olarak bilinir ve değerlendirme dışı bırakılarak hesap yükü azaltılmış olur.

Ayrıca filtre frekans bantı da gözönüne alınarak,  $\theta$  - Nyquist frekansı arasındaki bütün frekanslar için hesap yapılması yerine yalnızca sismik bant içindeki frekanslar için hesap yapılarak, yine hesap yükü azaltılmaya çalışılır (Şekil 4).

Aşağıda NMO, DMO ve  $P_o(t_o, h, y)$ 'nin 2 boyutlu Fourier dönüşümü topluca sunulmuştur.

$$t = \left[ t_o^2 + \frac{4h^2 \cos^2 \theta}{v^2} \right]^{1/2}$$

$$V_{NMO} = \frac{v}{\cos \theta}$$

$$t = \left[ t_o^2 + \frac{4h^2}{v^2} - \frac{4h^2 \sin^2 \theta}{v^2} \right]^{1/2}$$

1) NMO

$$t = \left[ t_n^2 + \frac{4h^2}{v^2} \right]^{1/2}$$

$$2) \text{ DMO} \quad t_n = \left[ t_o^2 - \frac{4h^2 \sin^2 \theta}{v^2} \right]^{1/2}$$

(Hale'den)

W - K Ortamında;

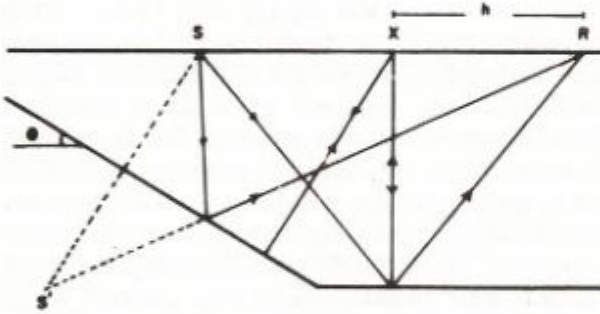
$$\frac{k}{w} = \frac{\Delta t_o}{\Delta x} = \frac{2 \sin \theta}{v}$$

$$P(w,k,h) = \int dt_n A^{-1} e^{iwt_n} A \int dx e^{-ikx} P_n(t_n, x, h) \quad (13)$$

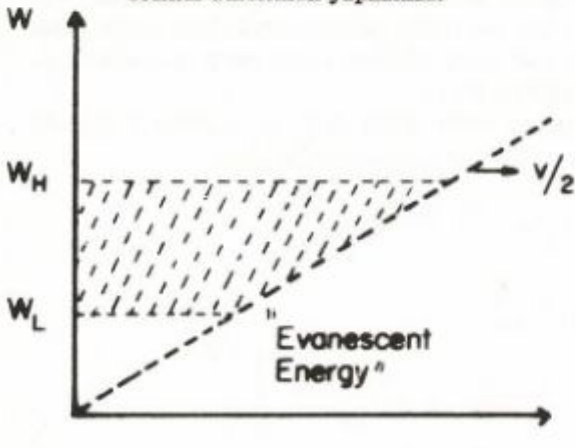
$$A = A(t, w, h, k) \equiv \left[ 1 + \frac{k^2 h^2}{w^2 t_n^2} \right]^{1/2}$$

"Evanescent Energy Region"

$$\frac{k}{w} > \frac{2}{v}$$



Şekil 3. Bu modelde görülen farklı eğimlerden kaynaklanan iki yansımanın kesim noktası için tek bir cosinus düzeltmesi yapılamaz.

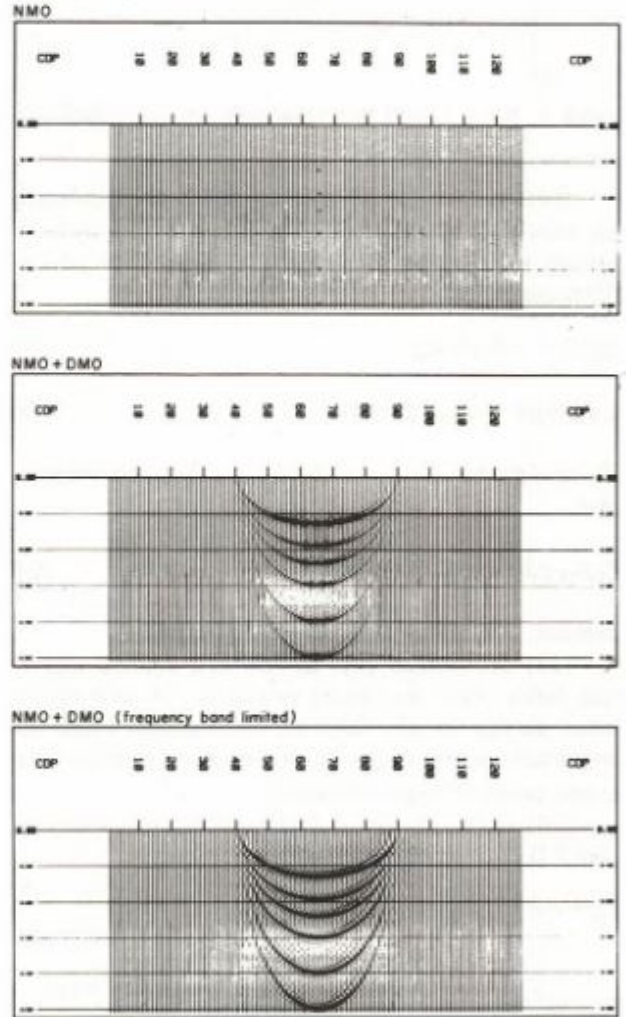


Şekil 4. Fourier ortamında yapılan çalışma sırasında "evanescent energy" bölgesi ve  $W_L < W < W_H$  frekansları için hesaplama yapılmamıştır.

## UYGULAMA

### a) Yapay Model Uygulamaları

Bu bölümde, DMO algoritmasının yapay ve gerçek veri üzerindeki sonuçları sunulacaktır. Yapay modellere örnek olarak ilk önce nokta yansıtıcılar kompozisyonu oluşturulmuştur. Şekil 5'in üst panelinde düşey doğrultuda dizilmiş ve eşit aralıklı olmayan 6 nokta yansıtıcı NMO işleminden sonra bir ortak açılım panelinde (constant offset) görülmektedir. Orta ve alt paneller ise NMO + DMO işlemlerini sırasıyla geniş ve dar (yaklaşık sismik bant) bantlarda göstermektedir. DMO'lu panellerden de görüldüğü gibi DMO işlemi nokta yansıtıcılara eliptik bir görünüm kazandırmaktadır. Her iki panelde de gözlenen, iki odak noktası "açılım" olan elipslerdir. Yani DMO operatörüdür. Derine gittikçe açılım derinliğe göre çok küçüldüğünden, DMO operatörü yarım daireye benzemeye başlamaktadır.



Şekil 5. Üst panel, x-t ortamındaki 6 nokta yansıtıcıyı NMO işleminden sonra göstermektedir. Orta ve alt paneller ise NMO + DMO işlemlerini geniş ve dar frekans bantlarında göstermektedir.



Şekil 6'da olaya değişik bir açıdan bakılmıştır. Söz konusu şeklin sol üst köşedeki paneli sıfır-açılımlı yığma kesitini göstermektedir. Sağ üst köşeye doğru uzanan 6 panelse sırasıyla 400, 800, 1200, 1600, 2000 ve 2400 metreli açılımlar için ortak-açılımlı kesitleri göstermektedir. Açılım büyüdükçe söz konusu kesitlerin sıfır-açılımlı kesitlere benzerliği azalmaktadır. Şekil 6'nın ortasındaki 6 panel ise yukarıda sözü edilen 6 panelin NMO'dan sonraki durumudur. Bu panellerdeki hiperbollerin tepe noktaları 500 milisaniye (sıfır-açılım tepe noktası) seviyesine gelmesine rağmen açılım arttıkça hiperbollerin şekli sıfır-açılım hiperbolinden uzaklaşmaktadır. Şekil 6'nın sol ortasında bulunan panel ise 6 panelin izlerinin yığma işlemi sonundaki görünümüdür. Burada, 6 açılımın hepsinin etkisini ayrı ayrı görmek mümkündür. O nedenle yığma işlemi sağlıklı bir biçimde yapılamamıştır ve yığma kesiti, sıfır-açılımlı kesite, tepe noktası civarı dışında benzememektedir.

DMO'nun bu problem üzerindeki etkisi ise Şekil 6'nın en alt panellerinde gösterilmiştir. Burada ortak-açılımlı panellerin görünümü, sıfır-açılımlı panellerin görünümüne oldukça benzemektedir. Zaten DMO'dan beklenen de ortak-açılım kesitlerini aynı model için sıfır-açılım kesitlerine şekil olarak benzetmesidir. Böylece iyi bir yığma işlemine yardımcı olmaktır. Hiperbollerin sağa doğru küçülmesi ise enerji yetersizliği olarak değerlendirilmelidir. Başka bir deyimle, sismik hattın sürekliliği sağlanmış olsaydı hiperbollerin şeklindeki küçülme olmayacaktı. Bu panellerin izlerinin yığılmasından oluşan yığma kesiti ise sol alt köşede görülmektedir ve sıfır-açılımlı kesite oldukça iyi bir yaklaşımdır.

Şekil 7'de kesişen iki yansıtıcıdan oluşan sabit hızlı bir ortam için 48 katlamalı yapay veri yaratılmıştır. Söz konusu veri ve ortamın gerçek hızı yardımıyla NMO işlemi tamamlanıp yığma işlemi yapılmıştır. Şekil 7'nin üst sol köşesindeki panelde bu yığma işleminin sonucu görülmektedir. Teoriden de beklendiği üzere 600 milisaniyedeki yatay seviye, ortamın gerçek hızıyla yapılan NMO ve yığma işlemleri sonunda kuvvetli bir durumda görülmektedir. Oysa ortamın gerçek hızı eğimli yansıtıcı için doğru bir NMO hızı olmadığından yığma işleminin sonucunda yatay olaya göre çok zayıf durumdadır. Şekil 7'nin üst sağ köşesindeki panelde ise DMO işleminden sonra yapılan yığma gözlenmektedir. Burada özen gösterilmesi gereken nokta yatay ve eğimli seviyelerin genlikleri arasındaki göreceli ilişkidir. Panelden de açıkça görüldüğü gibi DMO'suz yığma işlemine göre eğimli olay oldukça kuvvetlenmiş durumdadır. Şekil 7'nin alt iki panelinde ise soldan itibaren sırasıyla DMO'suz ve DMO'lu yığma kesitleri migrasyondan sonra görülmektedir. Beklendiği gibi migrasyon sonucunda yatay tabakanın eğimi değişmiştir. Ayrıca yatay ve düz olaylar için göreceli genlik ilişkisi DMO'lu kesitte çok daha iyi durumdadır.

Şekil 8'in sol üst köşesindeki üç panel sırasıyla 40, 55 ve 75 numaralı CMP noktalarındaki izleri NMO işle-

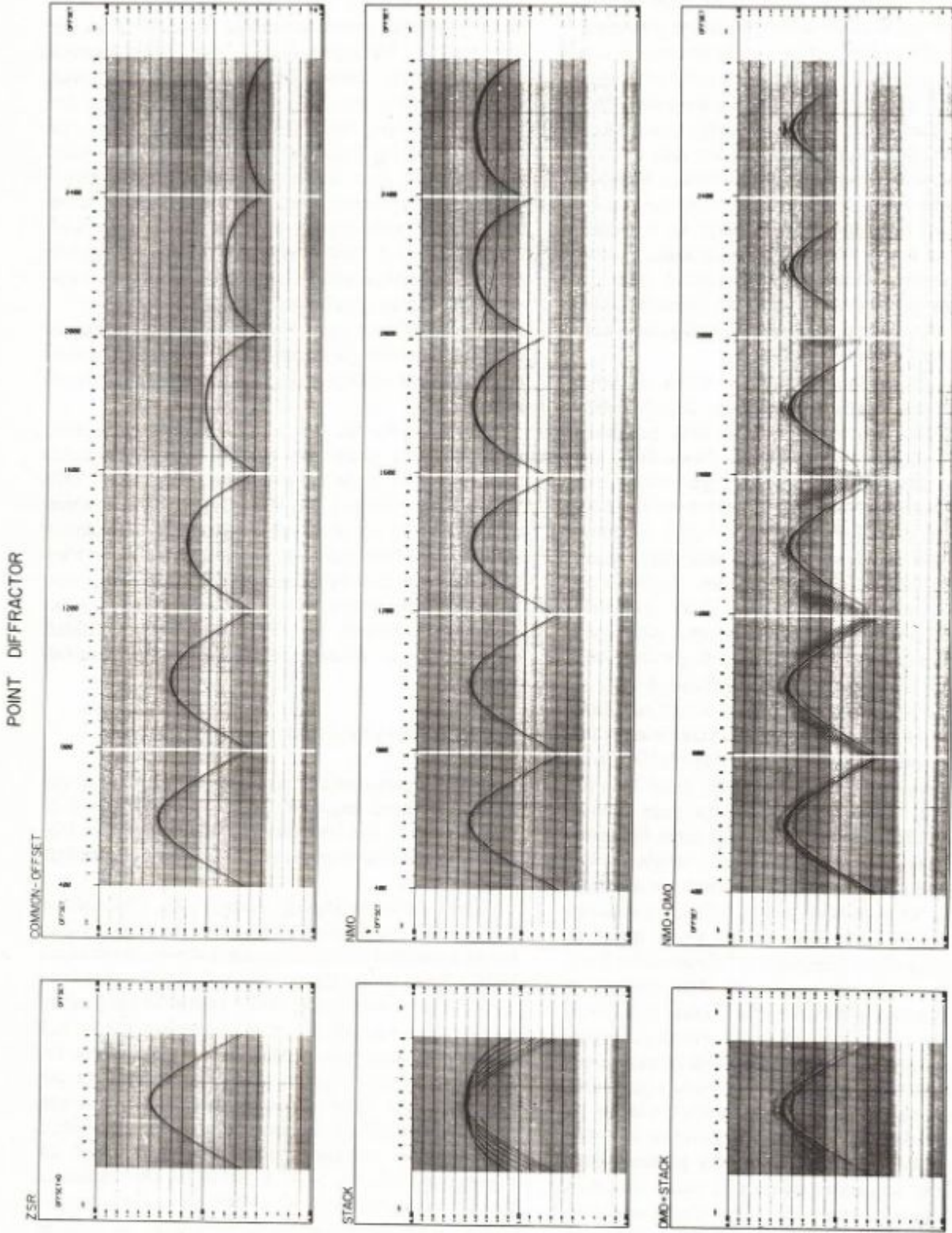
minden sonra, sağ üst köşedeki üç panel ise aynı CMP noktalarındaki izleri NMO + DMO işlemlerinden sonra göstermektedir. DMO'suz panellerden de açıkça görüldüğü gibi aynı CMP noktasının izleri üzerindeki dalgalıklar bir eğrilik göstermektedirler. Yani NMO işleminden sonra iyi bir yığma koşulu olan CMP noktasının izleri arasındaki zaman farkı ortadan kalkmamıştır. O nedenle DMO'suz CMP noktalarındaki dalgalıklar, yatay seviye için fazda görülürken eğimli seviye için hemen hemen faz dışında görülmektedir. Bundan dolayı da eğimli olay için yığma işleminin sonucunda birbirlerini zayıflatacaklardır. Halbuki NMO + DMO'lu panellerdeki CMP noktalarında bulunan izlerin dalgalıkları arasındaki zaman farkı ortadan kalkmıştır. Bu nedenle de yığma işleminin sonucunda birbirlerini kuvvetlendireceklerdir. Yığma işlemlerinin sonuçları NMO ve NMO + DMO işlemlerinden sonra Şekil 8'in sırasıyla sol alt ve sağ alt köşelerinde görülmektedirler. Söz konusu son iki panel yukarıda açıklanan faz ve faz dışı savlarını doğrulamaktadırlar.

Yapay veriye son bir örnek düzenlemek amacıyla, Şekil 9'un üst paneli y-z (uzaklık-derinlik) ortamını temsil etsin. Bu modelden elde edilen veri NMO + YIĞMA ve NMO + DMO + YIĞMA işlemlerinden sonra sırasıyla Şekil 9'un sol alt ve sağ alt panellerinde görülmektedirler. DMO'suz paneldeki eğimli olaylar yatay olaylara göre zayıf durumdayken DMO'lu panelde söz konusu dengesizlik büyük ölçüde giderilmiş durumdadır. Açıkça görülmektedir ki, DMO işlemi, NMO + YIĞMA işleminin eğimli olayları zayıflatma etkisini ortadan kaldırmıştır.

## b) Gerçek Veri Uygulamaları

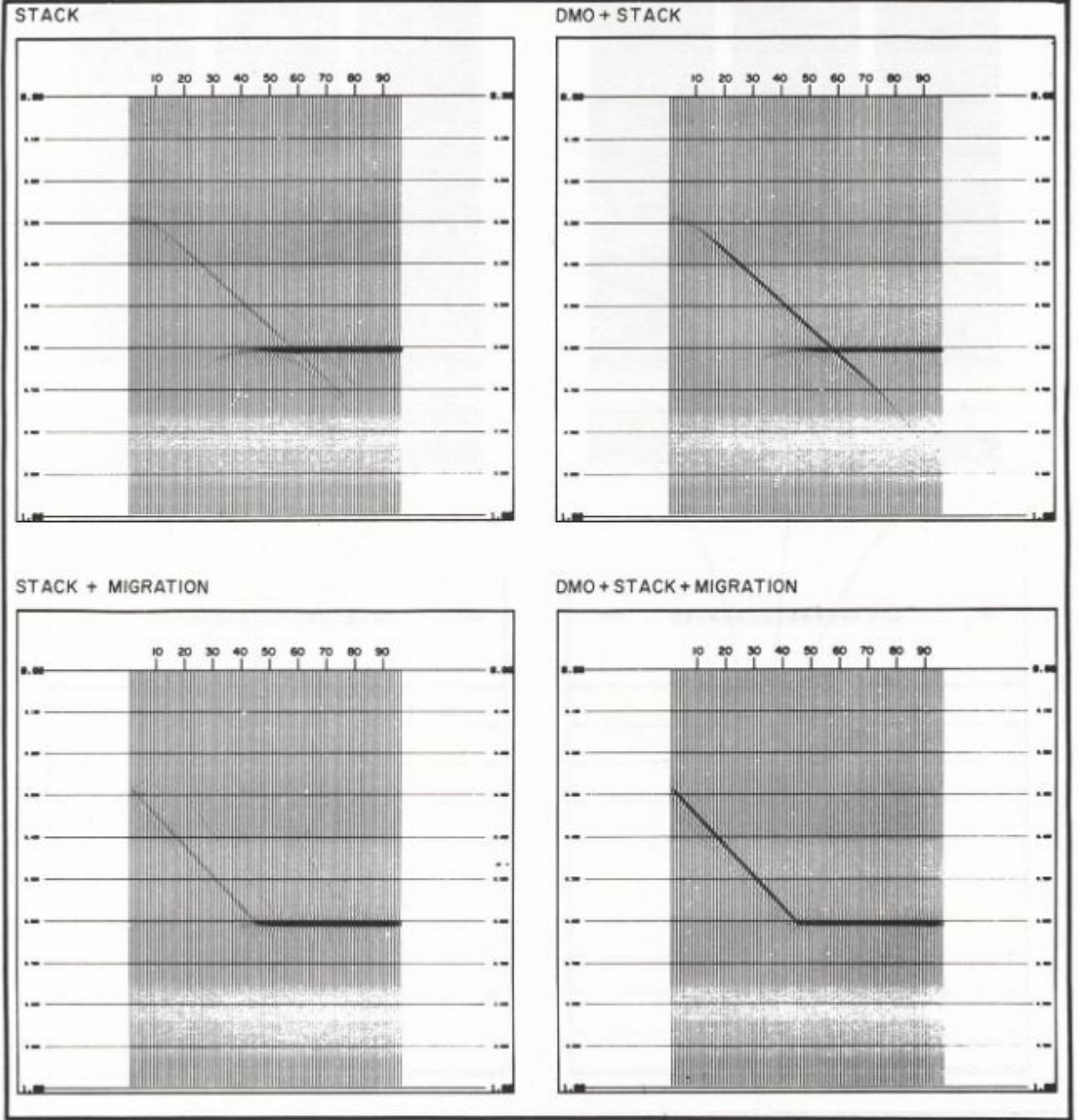
DMO algoritmasının etkisini gerçek sismik veri üzerinde görebilmek amacıyla; 'LINE-A' olarak isimlendirilen bir sismik hat DMO'suz ve DMO'lu yığma ve migrasyon işlemlerinden geçirilerek sonuçları değerlendirilmiştir.

Şekil 10 enerji kaynağı dinamit olan, 96 kanallı ve 24 katlamalı bir gerçek sismik hattın ('LINE-A') yığma işlemi sonundaki durumunu göstermektedir. Aynı hattın DMO işleminden geçirilerek elde edilmiş yığma kesiti ise Şekil 11'de sunulmuştur. Bu iki kesitin karşılaştırılmasından görüleceği gibi, istasyon numaraları 270 ile 420 arasında bulunan y-t (uzaklık-zaman) ortamında fay düzlemleri olarak düşünülebilecek olan eğimli olaylar; DMO'lu kesitte daha belirgin bir durumdadırlar. Ayrıca hiperbolik görünümlü olayların kesim noktalarının bulunduğu bölgeler migrasyon işlemi için daha uygun bir duruma gelmişlerdir. Şekil 12'de ise bu söz konusu iki kesitin farkı görülmektedir. DMO'nun teorisine uygun olarak, kesitin sağ tarafına doğru uzanan ve eğimleri yataya yakın olan olaylar için DMO pratik olarak hiçbir etki göstermemiş denilebilir. Şekil 12'deki fark kesiti de bu durumu doğrulamaktadır.



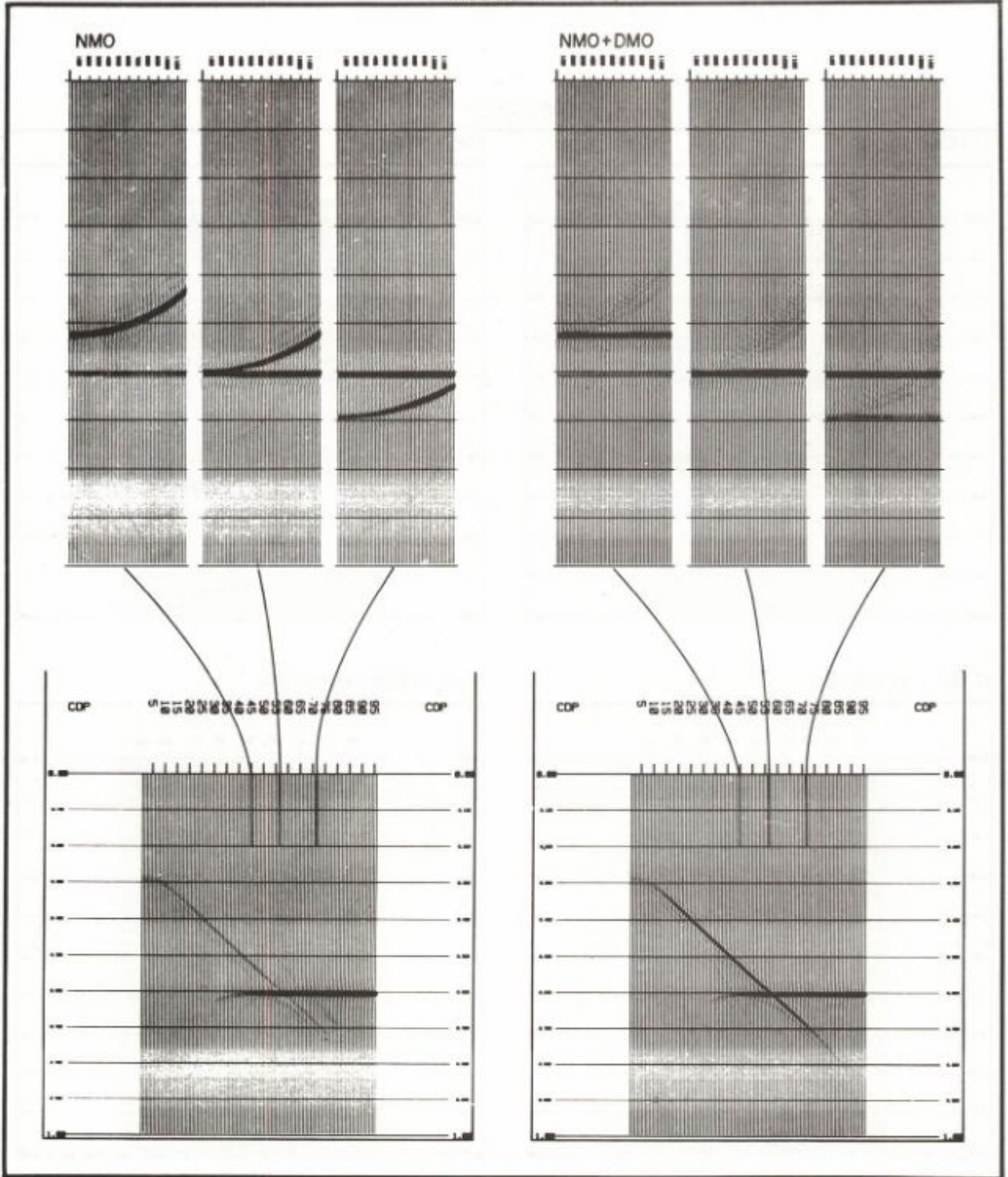
Şekil 6. Solt üst köşedeki panel sıfır-açılımlı yağma kesitini göstermektedir. Sağ üst köşeye doğru uzanan 6 panel ise sırasıyla, 400, 800, 1200, 1600, 2400 metrelik açılımlar için ortak açılımlı kesitleri göstermektedir. Orta panellerde söz konusu kesitler NMO işleminden, alt paneller ise DMO işleminden sonra görülmektedir. Her sırada en solda ise yağma kesiti sunulmuştur.

## MODEL-1



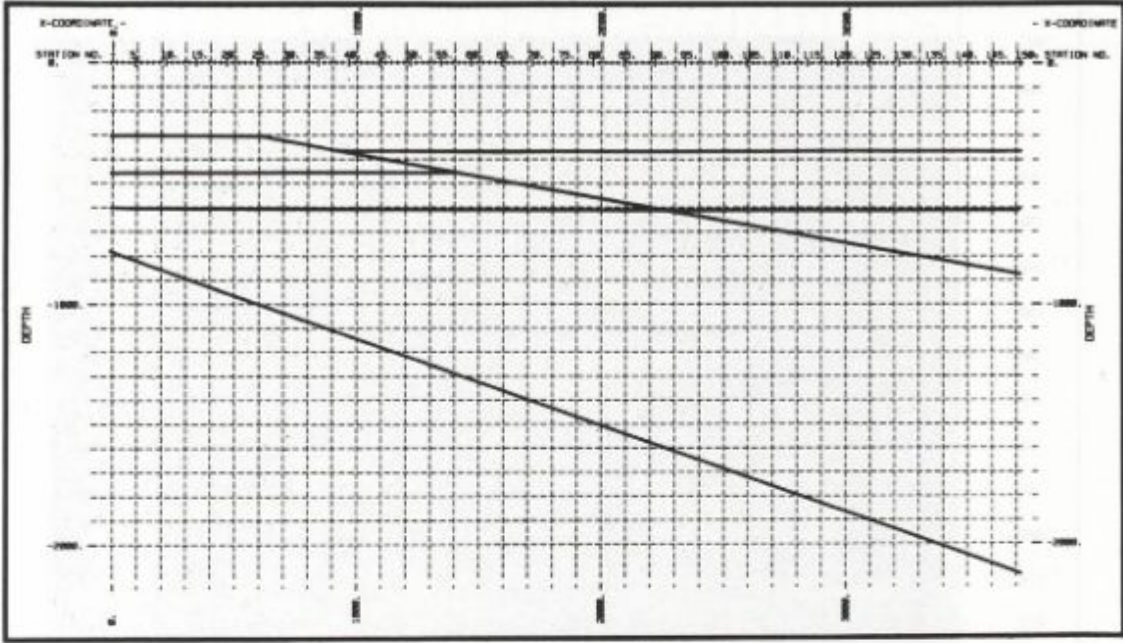
Şekil 7. Kesişen iki yansıtıcıdan oluşan yeraltı modeli üzerinde yapılan sismik çalışmadan elde edilen YIĞMA, DMO + YIĞMA + GÖÇ, DMO + YIĞMA + GÖÇ işlemlerinin sonucu. Üstte yığma ve eğimli tabaka etkisi kaldırılmış yığma kesitleri, her iki kesitin göç işleminden sonraki durumu verilmiştir.

## MODEL-1

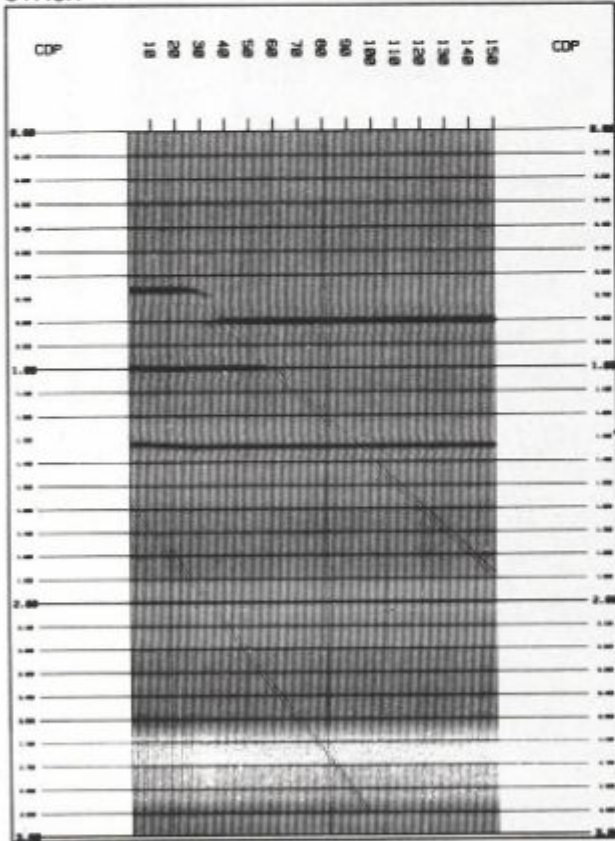


Şekil 8. Sol üst köşedeki üç panel sırasıyla 45, 55 ve 75 numaralı CMP noktalarındaki izleri NMO işleminden sonra göstermektedir. Sol alt ve sağ alt panellerse NMO ve NMO + DMO işlemlerinin sonraki yığıma kesitlerini göstermektedir.

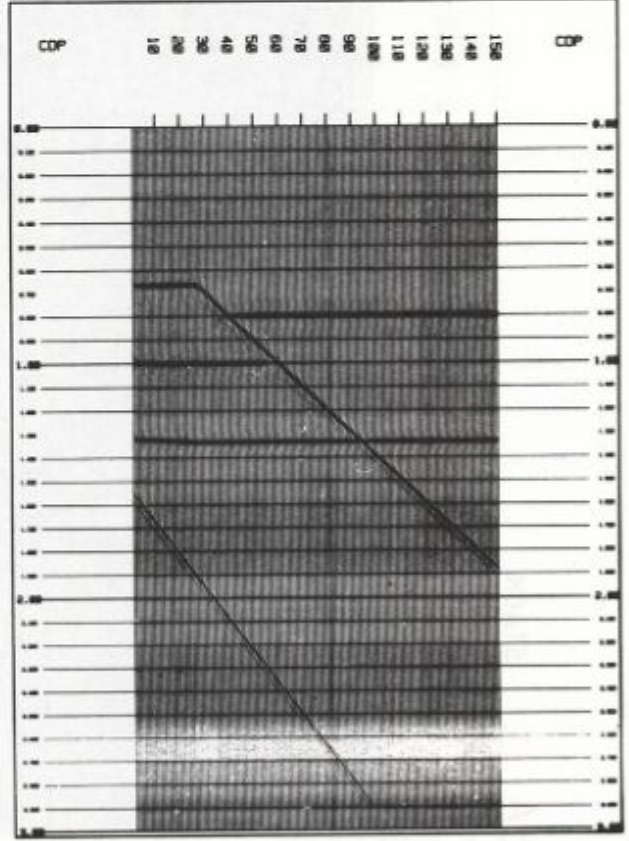
## MODEL-2



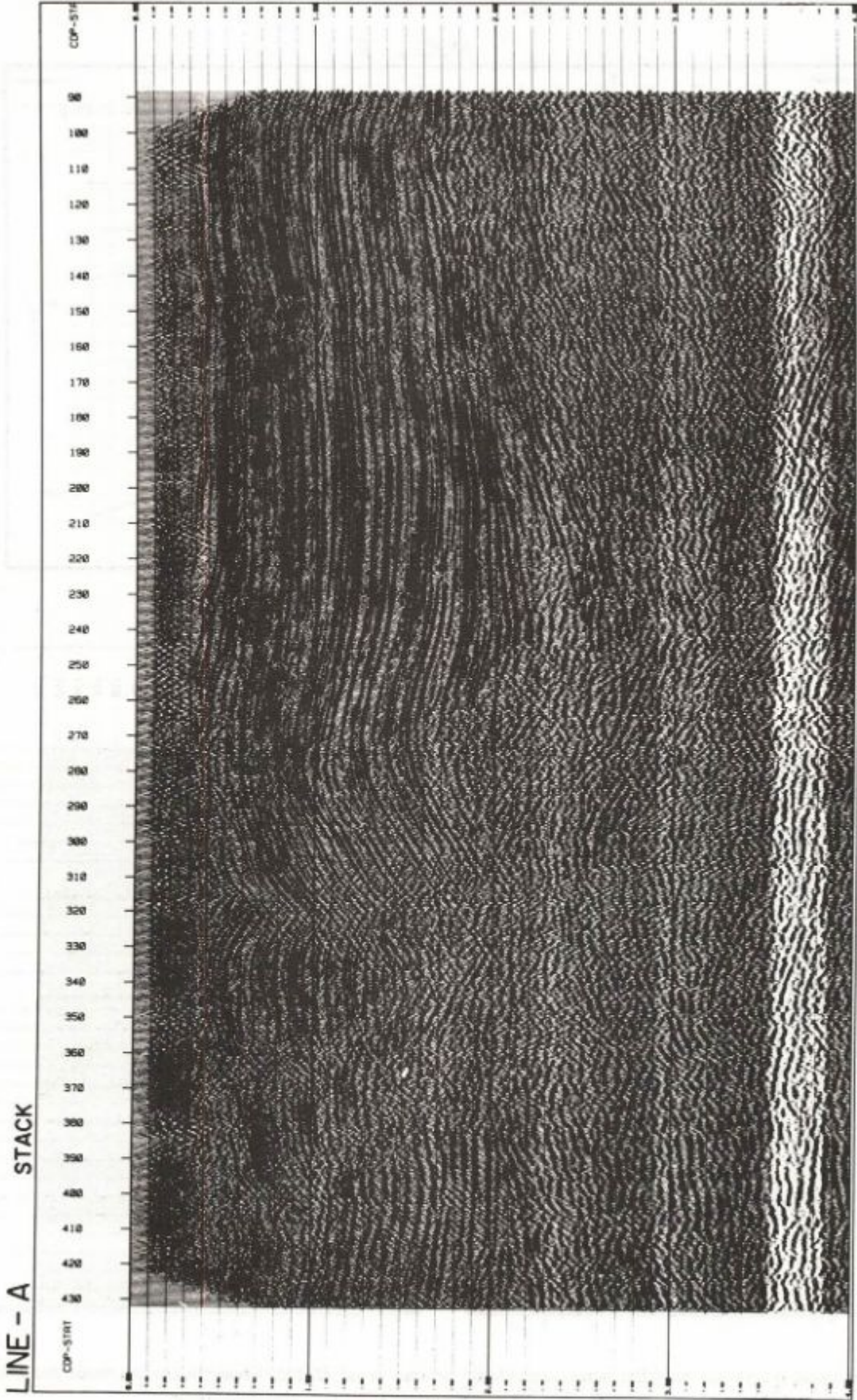
## STACK



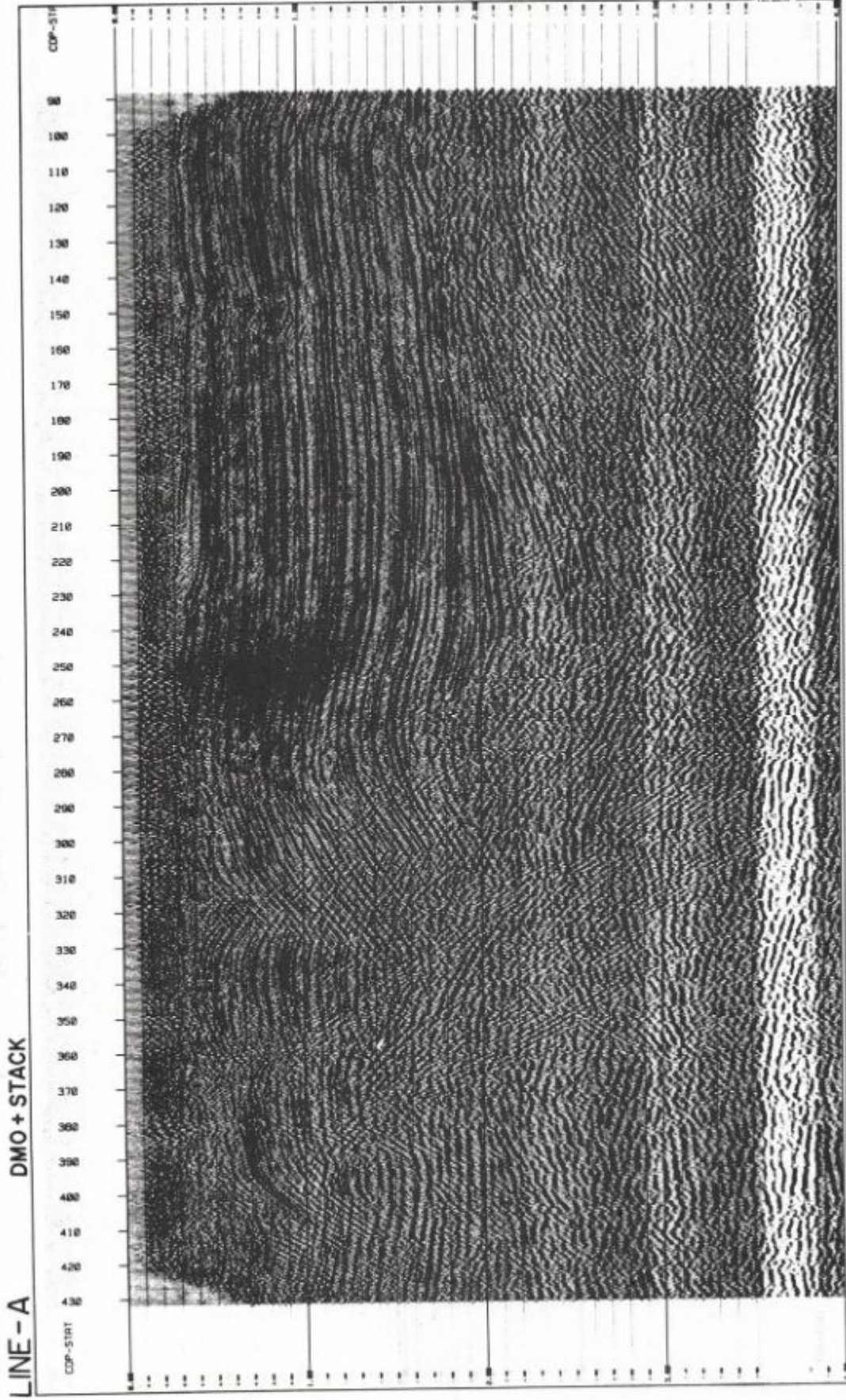
## DMO+STACK



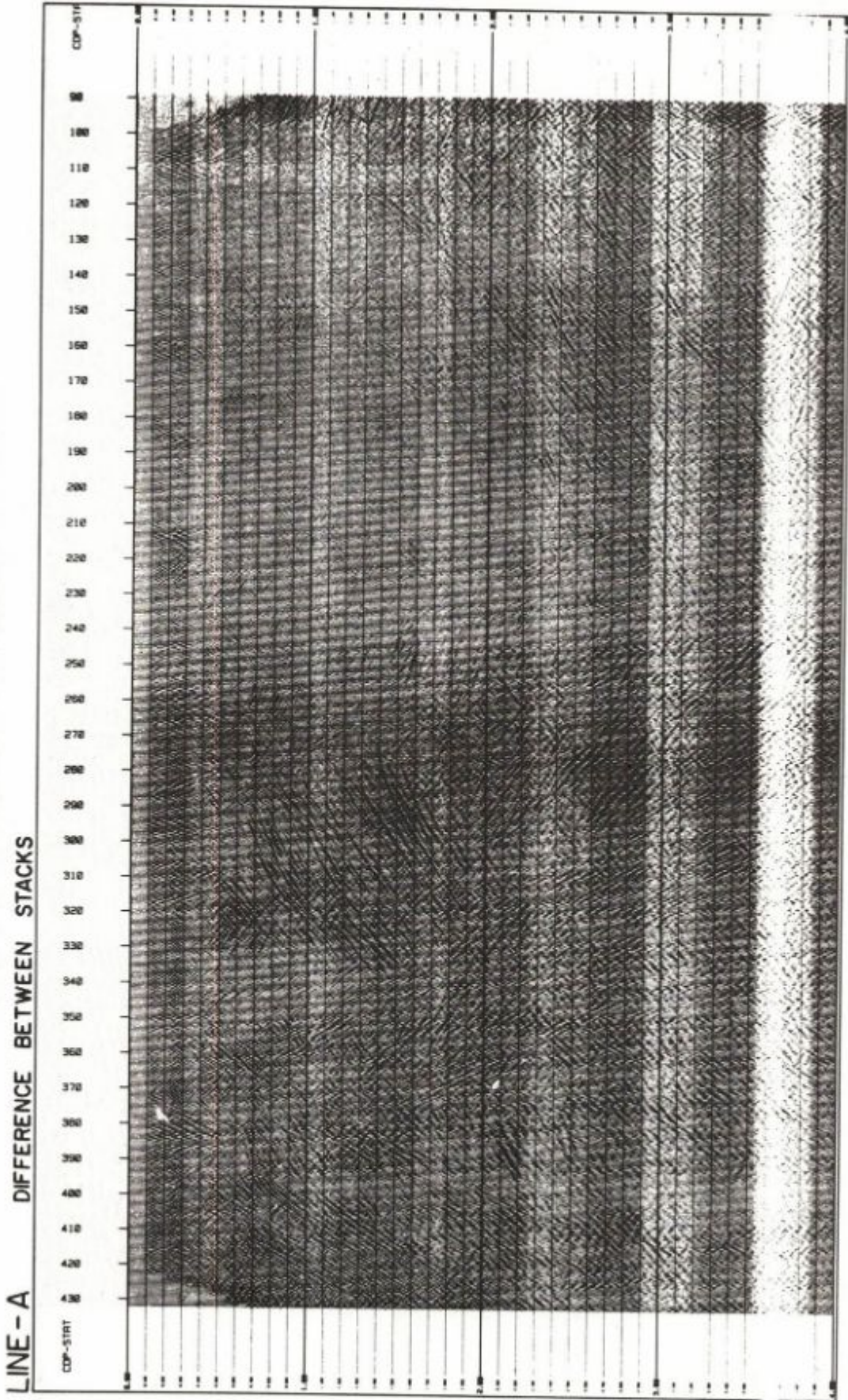
Şekil 9. Üst panel bir yeraltı modelini temsil etmektedir. Sol alt ve sağ alt panellerse söz konusu modelden elde edilen NMO + YIGMA ve NMO + DMO + YIGMA işlemlerinin sonucunu göstermektedir.



Şekil 10. Gerçek bir sismik verinin yığma işleminin sonucu.

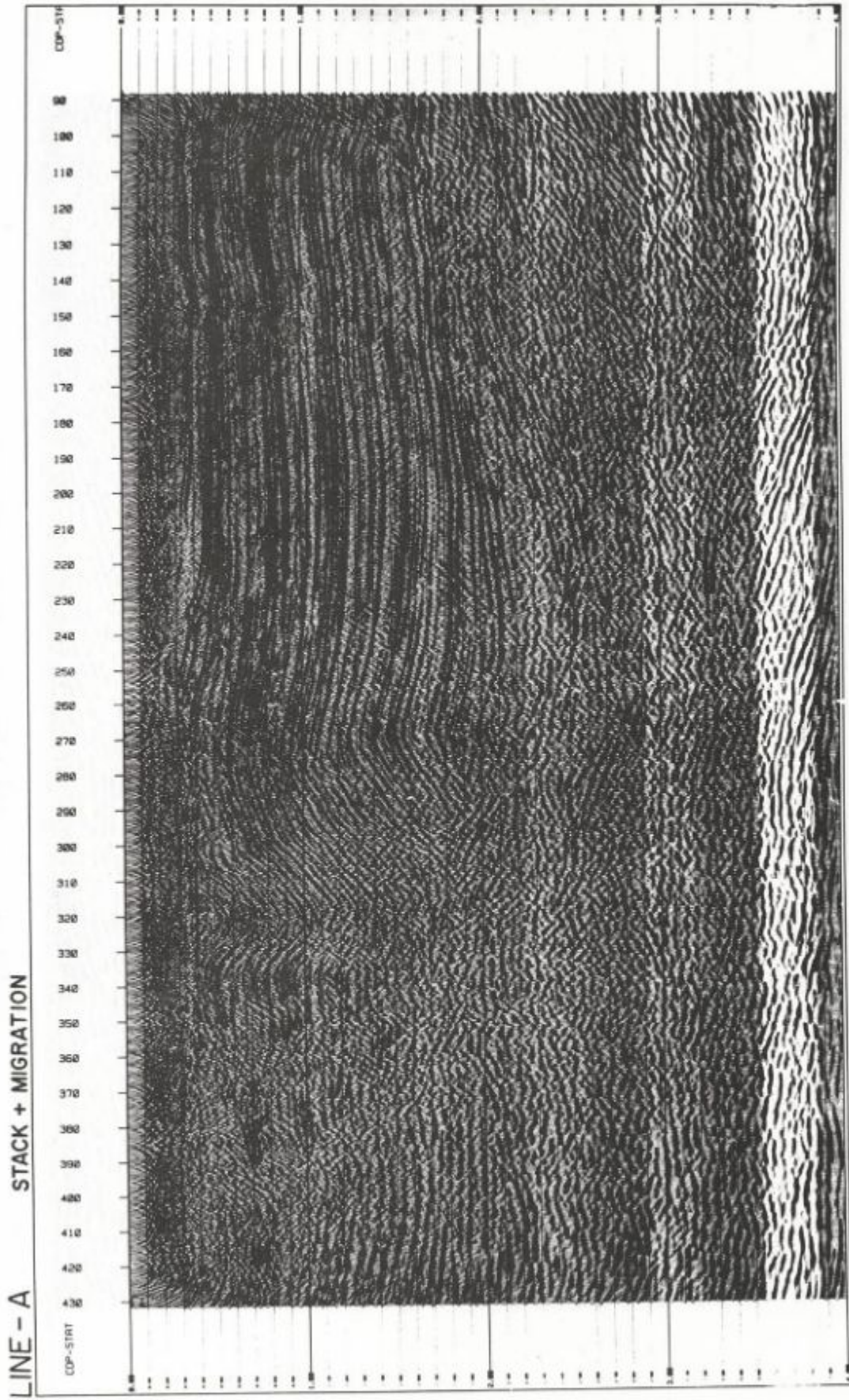


Şekil 11. Şekil 10'daki yağma kesitinin DMO işleminden sonraki görünümü.

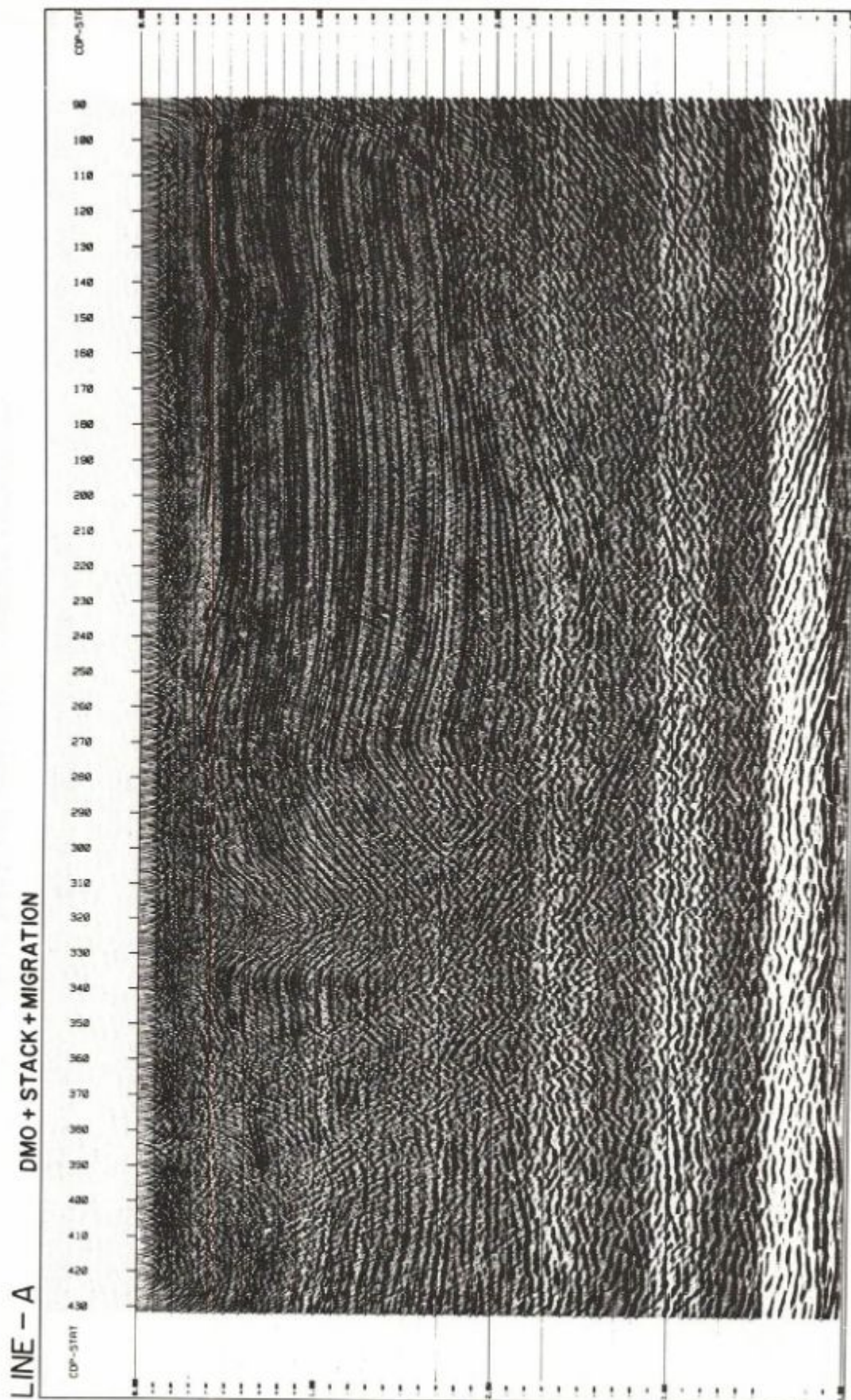


Şekil 12. Şekil 10 ve Şekil 11'de sergilenen sismik kesitlerin farkı.





Şekil 13. Şekil 10'daki yığma kesitinin göç işleminden sonraki durumu.



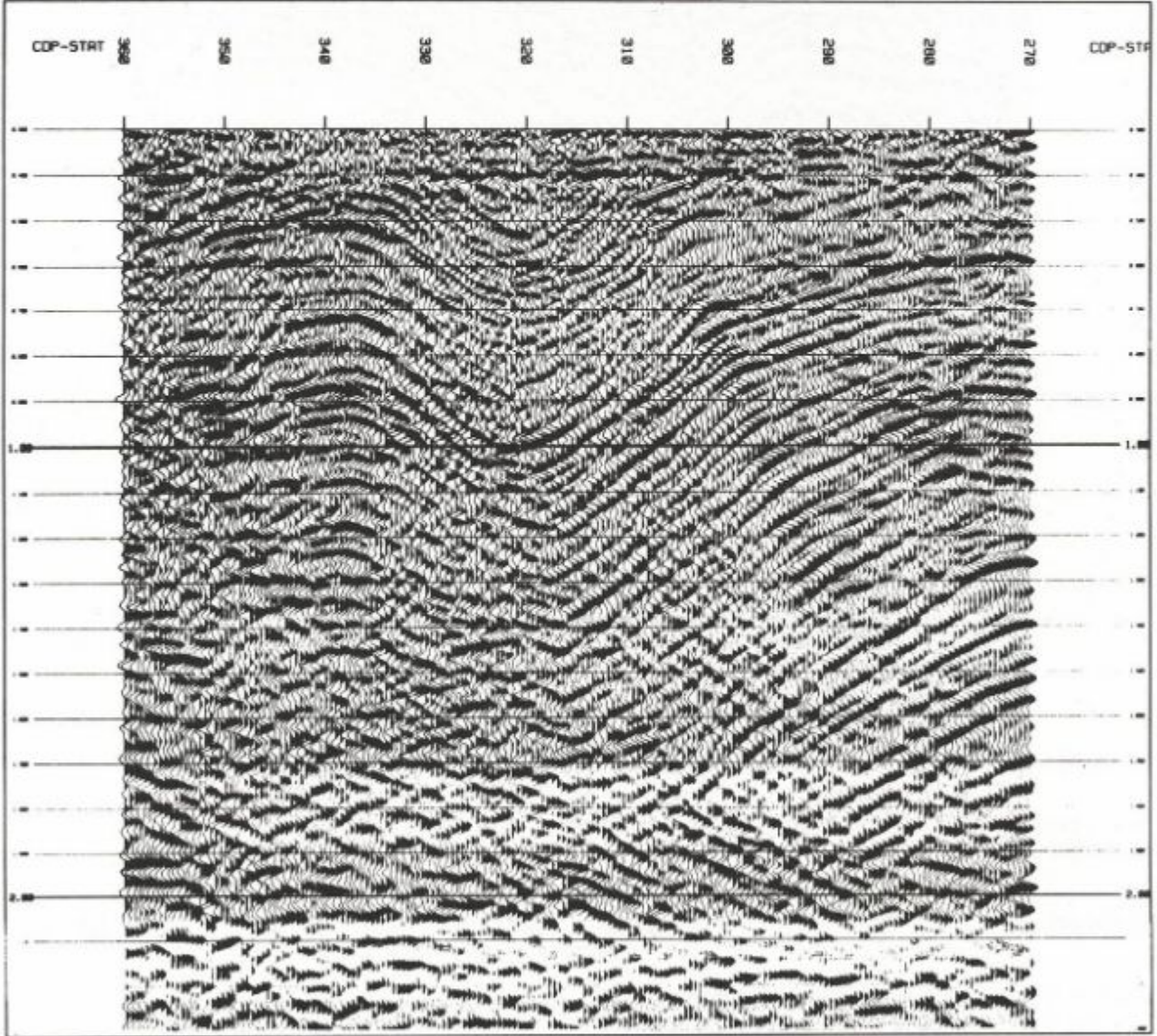
Şekil 14. Şekil 11'deki DMO'lu kesitin göç işleminden sonraki durumu.

Şekil 13 ve Şekil 14, sırasıyla DMO'suz ve DMO'lu kesitleri migrasyon işleminden sonra göstermektedirler. Bu kesitlerin karşılaştırmalarından da görüleceği gibi fay düzlemleri olarak düşünülebilecek eğimli olaylarla, migrasyondan sonra jeolojik olarak kesin senklinal şeklini alan yerler DMO + MIGRASYON'lu kesitte daha açık ve belirgin bir şekilde görülmektedir. Yorumcunun bu DMO'lu kesitten alacağı bir 'ipucu' belki de sismik hattı değişik bir açıdan yorumlamasına yardımcı olacaktır.

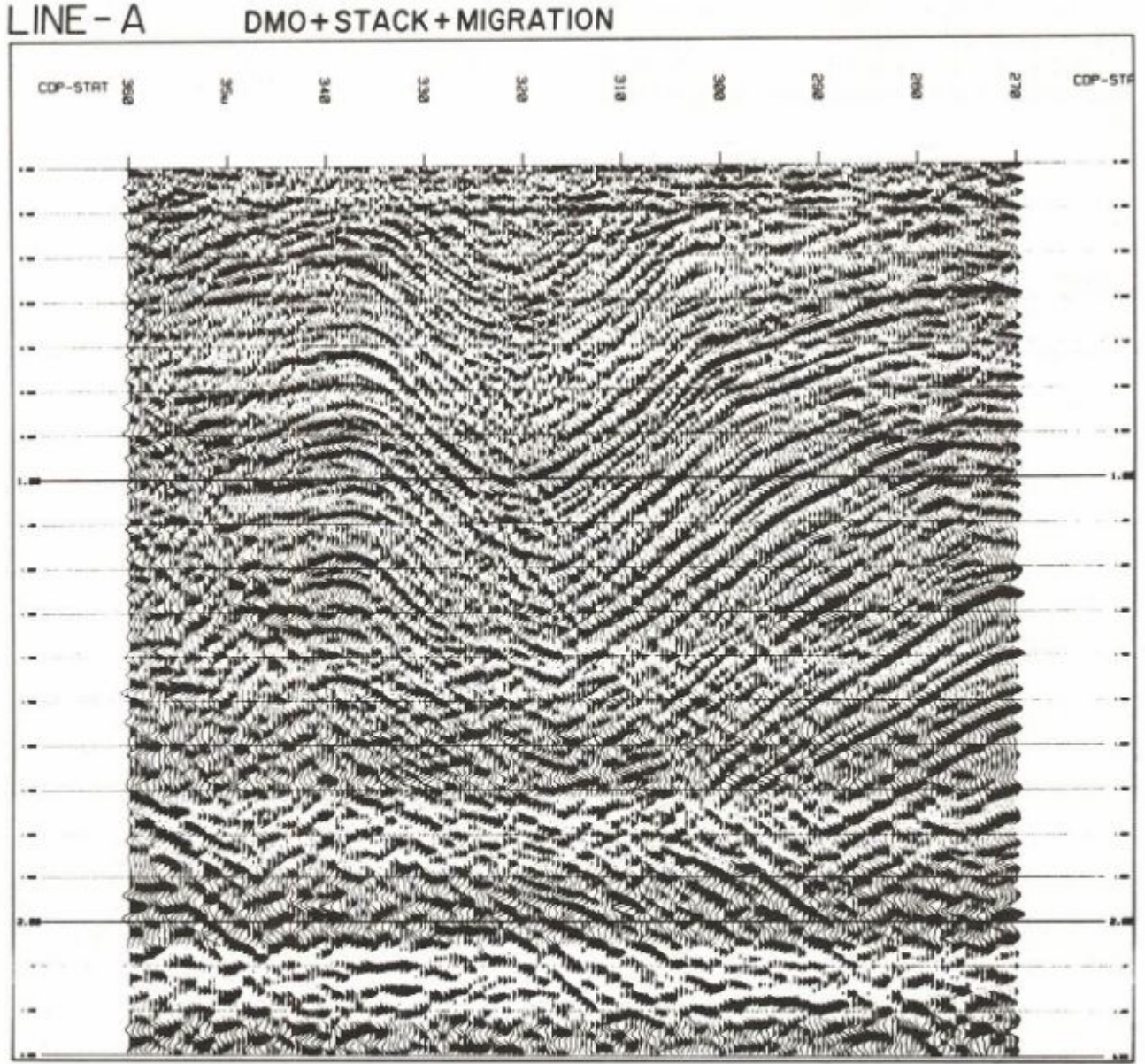
Şekil 15 ve Şekil 16, DMO işleminin etkisini en çok gösterdiği bölge için, sırasıyla NMO + YIĞMA + MIGRASYON ve NMO + DMO + YIĞMA + MIGRASYON kesitlerini göstermektedir ve değişimleri daha büyük bir ölçekte görme olanağı sağlamaktadır. Şekil 15 ve Şekil 16 karşılaştırıldığında DMO'lu kesitte fay düzleminin yansıyan enerjinin çok daha belirgin olduğu gözlenebilir.

LINE - A

STACK + MIGRATION



Şekil 15. DMO işleminin etkisini en çok gösterdiği bölge için NMO + YIĞMA + GÖÇ kesiti.



Şekil 16. DMO işleminin etkisini en çok gösterdiği bölge için NMO + DMO + YIGMA + GÖÇ kesiti.

#### KAYNAKLAR

- Dix, C.H. 1955, Seismic velocities from surface measurements, *Geophysics* 20, 68-86.
- Gazdag, J. 1978, Wave equation migration with the phase shift method, *Geophysics* 43, 1342-1351.
- Hale, I.D. 1984, Dip-moveout by Fourier transform, *Geophysics* 49, 741-757.

- Judson, D.R., Schultz, P.S., and Sherwood, J.W.C. 1978, Equalizing the stacking velocities of dipping events via Devilish, presented at the 48th Annual International SEG Meeting in San Francisco, brochure published by Digicon Geophysical Corp.
- Levin, F.K. 1971, Apparent velocity from dipping interface reflections, *Geophysics* 36, 510-516.
- Yılmaz, O. and Claerbout, J.F. 1980, Prestack partial migration, *Geophysics* 45, 1753-1779.

# HOMOMORFİK DEKONVOLÜSYONDA DOĞRUSAL BİLEŞENİ GİDERİLMİŞ SÜREKLİ FAZ EĞRİSİNİN HESAPLANMASI

## Computation of the Ramp-Free Continuous Phase Curve in Homomorphic Deconvolution

Veli KARA\* ve Ömer ALPTEKİN\*

### ÖZET

Yerin tepkisi ile kaynak fonksiyonunun konvolüsyonu yalnız sismik izi verir. Sismik prospeksiyonda dekonvolüsyon işleminin asıl amacı yerin tepki fonksiyonunun saptanmasıdır. Homomorfik dekonvolüsyon bu amaçla etkin yöntemlerden birisi olmakla bilinir. Uygulanabilirliği ve başarısı faz ile ilgili bilgilerin doğruluğuna ve sinyalin gürültü içeriğine bağlıdır. Homomorfik dekonvolüsyonda karışık fazlı sinyalin işlenmesinde faz düzeltilmesinin yapılması, saptanan sinyalin faz içeriğinin orijinal sinyalin faz içeriğinden çok farklı olmasına neden olur.

Bu çalışmada, fazın saptanması amacıyla faz eğrisinin sürekli hale getirilmesinde kullanılan iteratif yöntem incelenmiştir. Geliştirilen algoritma ile faz sürekli hale getirilip doğrusal bileşeni çıkartılmıştır.

### ABSTRACT

Convolution of the earth's response with the source function gives the seismic trace. Main objective of deconvolution in seismic prospecting is to determine the earth's response function. Homomorphic deconvolution is one of the most powerful methods to determine the earth's response. However, its applicability and success depend on the reliability of phase information and the noise content of the signal. If the phase correction is ignored in homomorphic deconvolution of the mixed phased signal, the phase content of the resultant signal becomes completely different from the original signal. In this study, we briefly reviewed the properties of the continuous phase curve and computed the ramp free continuous phase curve by an iterative method. We used our algorithm to compute the ramp-free continuous phase curve for actual field data and discussed the results.

### GİRİŞ

Yerin filtre etkisi ile kaynak fonksiyonunun konvolüsyonu sismik izi verir. Sismik prospeksiyonda amaç, yerin filtre etkisinin diğer bir deyişle yerin tepki fonksiyonunun saptanmasıdır ve bu işleme dekonvolüsyon denilir. Ancak burada, sismik izin bilinmesine karşılık, yer ve kaynak (çoğu kez) fonksiyonu olmak üzere iki bilinmeyen vardır. Kaynak fonksiyonu bilinmemekle beraber dekonvolüsyon çalışmalarında onun için bazı ön kabuller yapılmaktadır. Örneğin, minimum fazlı oluşu gibi. Sismik prospeksiyonda bazı dekonvolüsyon yön-

temleri bu önşartlar geçerli olduğu sürece uygulanabilir (Robinson 1968).

Kaynak dalgacığının minimum fazlı olması ön kabulü her zaman geçerli değildir. Bazı hallerde kaynak dalgacığı karışık fazlı olabilmektedir. Bu gibi durumlarda, kaynak fonksiyonunu minimum fazlı kabul eden dekonvolüsyon yöntemlerinin uygulanamayacağı açıktır (Lindseth 1982).

Homomorfik dekonvolüsyon yönteminde herhangi bir ön kabulün olmayışı bir avantaj olup yöntemi güncel hale getirmiştir. Bu yöntemin dayandığı temel noktalardan birisi de sismik izin faz bilgisinin de işlemlere katıl-

\* Karadeniz Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon

masıdır. Ancak burada, faz eğrisinin sürekli hale getirilip doğrusal bileşeninin çıkarılması önemli bir sorundur. Bu çalışmada, faz eğrisinin özellikleri incelenip sürekli hale getirilerek doğrusal bileşeninin çıkarılması yöntemleri tartışılmıştır.

Faz probleminin çözümüne geçmeden önce kompleks kepstrum ve homomorfik dekonvolüsyon yönteminin esasına değinilmesi faydalı olacaktır.

## KOMPLEKS KEPSTRUM VE HOMOMORFİK DEKONVOLÜSYON

### Kepstrum

Kepstrum sismik izi oluşturan bileşenleri konvolüsyon uzayından toplam uzayına dönüştüren

$$K[\omega(t) * r(t)] = K[\omega(t)] + K[r(t)] \quad (1)$$

şeklinde bir sistemdir (Oppenheim 1969, Oppenheim ve Schafer 1975, Sadaoki 1981). Hesaplamalara faz bilgisi de katılırsa sistem kompleks kepstrum adını alır (Oppenheim ve Schafer 1975).

### Homomorfik Dekonvolüsyon

Homomorfik dekonvolüsyon, sismik izin istenmeyen bileşenlerinin kompleks kepstrum ortamında doğrusal bir sızgeçle ayıklanmasından sonra (Kara 1986) tekrar konvolüsyon uzayına dönülmesi işlemi yani,

$$K^{-1}[\omega(t) + r(t)] = K^{-1}[\omega(t)] * K^{-1}[r(t)] \quad (2)$$

dir (Schafer 1969, Ulrych 1971, Otis ve Smith 1977).

Gürültülerden arındırılmış bir sismik iz, kaynak dalgacığı  $\omega(t)$  ile yansıma katsayıları  $r(t)$  nin konvolüsyonundan oluşan

$$x(t) = \omega(t) * r(t)$$

şeklinde bir zaman serisidir. Her iki tarafın Fourier dönüşümü alınarak frekans ortamına geçilirse, konvolüsyon ifadesi çarpım işlemine dönüştürülmüş olur.

$$\begin{aligned} X(f) &= W(f) R(f) \\ &= |X(f)| e^{i\phi(f)} \end{aligned} \quad (3)$$

Bu, sismik izin karmaşık (complex) spektrumudur. Her iki tarafın doğal logaritması alınarak çarpım işlemi spektrumların logaritmalarının toplamına dönüştürülür.

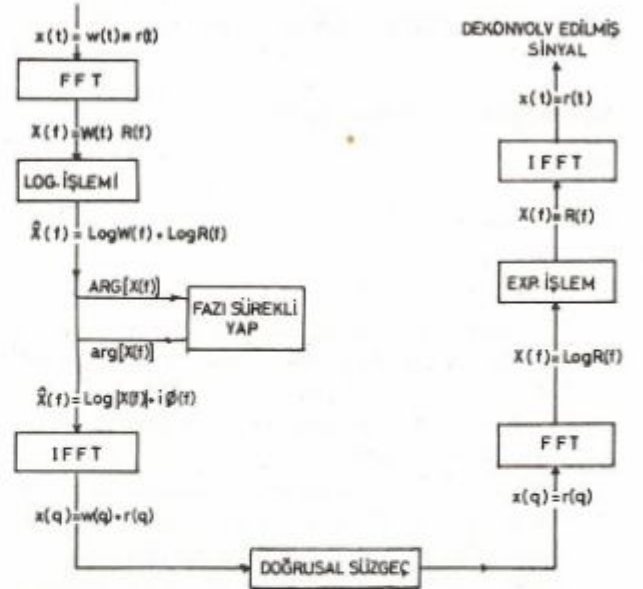
$$\begin{aligned} X(f) &= \text{Log}X(f) = \text{Log}W(f) + \text{Log}R(f) \\ &= \text{Log}|X(f)| + i\phi(f) \end{aligned} \quad (4)$$

Bu karmaşık logaritmik spektrumun ters Fourier dönüşümü alınırsa,

$$x(q) = F^{-1}[\hat{X}(f)] = \omega(q) + r(q) \quad (5)$$

yeni bir zaman serisi elde edilir ki buna KOMPLEX KEPSTRUM denilir (Stoffa ve diğ. 1974). Böylece, iki serinin konvolüsyonundan oluşan  $x(t)$  sismik izi, aynı serilerin kompleks kepstrumlarının toplamından oluşan başka bir zaman serisi  $x(q)$  ya dönüştürülmüş olur.

Sismik izin istenmeyen bileşeni toplam uzayında (5) ayıklandıktan sonra tekrar konvolüsyon uzayına dönülerek dekonvolv edilmiş sismik iz elde edilir. Bu işlem sırasındaki bütün adımlar Şekil 1'de şematik olarak görülmektedir.



Şekil 1. Homomorfik dekonvolüsyon işlemi yapan bilgisayar akış diyagramı. FFT: Hızlı Fourier Dönüşümü, IFFT: Ters Hızlı Fourier Dönüşümü.

### FAZ EĞRİSİNİN HESAPLANMASI

Fazın doğru bir şekilde hesabı homomorfik dekonvolüsyon işleminin ağırlık noktasını oluşturmaktadır. Faz düzeltmesinin yapılmaması saptanan sinyalin faz içeriğinin orijinal sinyalin faz içeriğinden çok farklı olmasına neden olur.

Faz eğrisinin  $-\pi \leq \omega \leq \pi$  arasında frekansın sürekli,  $2\pi$  periyodu ile tekrarlanan tek (odd) fonksiyonu olması istenir. Ancak bu özellikler; faz hesabındaki bazı belirsizliklerin ters tanjant fonksiyonunu çok değerli (multivalued) yapması nedeniyle her zaman sağlanamaz. Bunun sonucu faz eğrisinde birtakım süreksizlikler görülebilir. Ani değişmeler şeklinde görülen bu süreksizliklerin, fazın da katıldığı işlemleri olumsuz yönde etkileyeceği açıktır. Bu tür etkilerin önlenmesi için fazdaki süreksizliklerin giderilmesi gerekir.

Yukarıdaki denklem (3)'ün gerçel ve sanal bileşenler cinsinden

$$X(f) = [X_G^2(f) + X_S^2(f)]^{1/2} [\exp i \tan^{-1} [X_S(f)/X_G(f)]]$$

$$= |X(f)| \exp [i \phi(f)]$$

şeklinde yazılabileceği açıktır. Gerçek ve sanal bileşenler ayrı ayrı sürekli olmasına rağmen bunların oranlarının ters tanjantından oluşan

$$\text{ARG}[X(k)] = \phi(f) = \tan^{-1} [X_S(f)/X_G(f)] \quad (6)$$

faz eğrisi genellikle sürekli değildir. Özellikle  $X_G(f)$ 'nin sıfır olduğu yerlerde  $X_S(f)/X_G(f)$ 'nin belirsiz olması ters tanjant fonksiyonunu çok değerli (multi valued) yaparak fazda süreksizliklere sebep olmaktadır. Bu yolla bulunmuş ve  $-\pi < \text{ARG}[X(k)] \leq \pi$  arasında sınırlı asıl (principal) faz değerleri sürekli hale  $\arg[X(k)]$  getirilerek çok değerlilikten kurtarılmalıdır.

$\omega = e^{i2\pi/N}$  olmak üzere  $n < 0$  ve  $n > M$  değerleri için sıfır olan sayısallaştırılmış  $x(n)$  dizisinin Fourier dönüşümü

$$X(k) = A \omega^{-km} \prod_{r=1}^{m_1} (1 - a_r \omega^{-k}) \prod_{r=1}^{m_0} (1 - b_r \omega^k) \quad (7)$$

şeklinde yazılabilir (Oppenheim ve Schaffer 1975, s. 508). Burada  $a_r$  ve  $b_r$  genellikle birden küçüktür.  $m_1$  birim dairenin içindeki,  $m_0$  da dışındaki sıfırlardır. Bu denklemdeki çarpanların herbirinin açılarının toplamı sürekli faz eğrisi  $\arg[X(k)]$  ni verir.

Yukarıdaki (7) denkleminde, A sabit faz bileşeni olarak bilinir. A'nın büyüklüğünden ziyade işareti önemli olup  $x(0)$  ile aynı işarettedir (Schaffer 1969). Yukarıdaki (7) denkleminde  $k = 0$  konulursa,

$$X(0) = A \prod_{r=1}^{m_1} (1 - a_r) \prod_{r=1}^{m_0} (1 - b_r) \quad (8)$$

elde edilir.  $X(0)$ 'ın işaretine bakarak A'nın işareti hesaplanabilir. Şayet  $X(0)$ 'ın, dolayısı ile A'nın, işareti negatif ise, bunun sebep olduğu sabit faz bileşenini kaldırmak için  $\arg[X(k)]$ 'yı hesaplamadan önce,  $X(k)$ 'nin işareti değiştirilmelidir. Bu değiştirme işlemi sonucu sürekli faz eğrisi  $\arg[X(k)]$ ,  $180^\circ$  kaydırılmış olur.

### SÜREKLİ FAZ EĞRİSİNİN ÖZELLİKLERİ

Bilindiği gibi faz eğrisinin  $-\pi < f \leq \pi$  için sürekli,  $2\pi$  periyodu ile tekrarlanan tek (odd) fonksiyon olması istenir. Ancak, yukarıda bahsedilen nedenlerden dolayı bu her zaman sağlanamaz ve faz eğrisi  $f = \pm\pi, \pm3\pi, \dots$  de ani sıçramalar şeklinde süreksizlikler gösterir.

Faz eğrisinin sürekli hale getirilmesi çalışmalarında, hesaplamalarda bazı sınırlamalarla karşılaşılır (Schaffer 1969). Bunlar;

$$1) \quad 0 \leq k < \frac{N}{2} - 1 \quad \text{ve} \quad \frac{N}{2} + 1 \leq k < N-1 \quad \text{için}$$

$$|\arg[X(k)] - \arg[X(k+1)]| < \epsilon \quad (9a)$$

olmalıdır. Burada  $\epsilon$ ,  $x(f)$ 'nin örnekleme aralığına diğer bir deyişle N'ye bağlı bir toleranstır.

$$2) \quad \text{Sürekli faz eğrisi } \arg[X(k)], \quad k = 0, 1, \dots, N-1 \quad \text{için}$$

k'nın tek (odd) fonksiyonu yani,

$$\arg[X(k)] = -\arg[X(N-k)] \quad (9b)$$

olmalıdır.

$$3) \quad \text{Sürekli faz eğrisi, N periyodu ile tekrarlanmalıdır. Yani,}$$

$$\arg[X(k)] = \arg[X(k+rN)] \quad r = 0, \pm 1, \pm 2, \dots \quad (9c)$$

olmalıdır. Bu sınırlar dahilinde sürekli hale getirilmiş faz eğrisi şu özellikleri göstermelidir :

$$\arg[X(k)] = 0, \quad k = 0, \frac{N}{2}, N, \frac{3N}{2}, 2N \quad (10a)$$

$$\arg[X(k)] \approx -m_0 \pi, \quad k = \frac{N}{2} - 1, \frac{3N}{2} - 1, \dots \quad (10b)$$

$$\arg[X(k)] \approx m_0 \pi, \quad k = \frac{N}{2} + 1, \frac{3N}{2} + 1, \dots \quad (10c)$$

### SÜREKLİ FAZ EĞRİSİNİN HESAPLANMASI

Sürekli faz eğrisinin hesaplanması için, iteratif, türev, Hilbert dönüşümü ve spektral ayrıştırma gibi çeşitli yöntemler geliştirilmiştir (McGowan ve Kuc 1982, Kenneth ve Dickinson 1982, Monson ve diğ. 1980, Stofa ve diğ. 1974).

Bunlardan bilhassa ilk ikisi yaygın biçimde kullanılmaktadır. Burada yalnız iteratif yöntem ele alınıp tartışılacaktır.

Asıl faz değerleri dizisi (Şekil 2a)  $\text{ARG}[X(k)]$ , düzeltme dizisi (Şekil 2b)  $\text{COR}(k)$  ile toplanarak düzeltilmiş faz dizisi (Şekil 2c)

$$\arg[X(k)] = \text{ARG}[X(k)] + \text{COR}(k) \quad (11)$$

elde edilir.  $q$ ,  $k$ 'ya bağlı pozitif veya negatif bir tamsayı olmak üzere

$$\text{COR}(k) = 2\pi q \quad (12)$$

dır. Yukarıdaki denklem (11) yardımı ile düzeltilmiş faz eğrisi  $\arg [X(k)]$  kolayca hesaplanabilir. Düzeltme dizisi  $COR(k)$ 'nın hesaplanması için, bütün bilgiler  $ARG[X(k)]$  da mevcuttur. Bunu saptayabilmek için bazı tanımlamalar daha gerekmektedir. Şöyle ki :

$\epsilon$ ,  $ARG [X(k)]$  ayrıntı faz değerlerine bağlı pozitif bir sabit olmak üzere

$$ARG [X(k+1)] - ARG [X(k)] > 2\pi - \epsilon$$

ise yani  $k$  değerinde  $ARG [X(k)]$ ,  $2\pi$ 'nin pozitif katları ise

$$COR (k+1) = COR(k) - 2\pi \quad (13)$$

ve aynı noktada  $ARG [X(k)]$ ,  $2\pi$ 'nin negatif katları

$$ARG [X(k+1)] - ARG [X(k)] < -(2\pi - \epsilon)$$

ise

$$COR (k+1) = COR(k) + 2\pi \quad (14)$$

ve diğer bütün durumlarda ise

$$COR (k+1) = COR(k) \quad (15)$$

dır. Burada  $\epsilon$  faz örneklemeğine ait tolerans olup

$$COR(0) = 0$$

$$COR \left( \frac{N}{2} \right) = 0 \quad (16)$$

$$k = 0, 1, 2, \dots, N-1$$

dır.

Yukarıda verilen denklem (14, 15, 16) lerdeki şartlar göz önüne alınarak  $ARG [X(k)]$ 'dan sürekli faz eğrisi  $\arg [X(k)]$  hesaplanır (Şekil 2c). Bu şekilde hesaplanmış sürekli faz eğrisi; birim dairenin, dışında ve

$$\arg \left[ X \left( \frac{N}{2} - 1 \right) \right] \approx -m_0 \pi \quad (17)$$

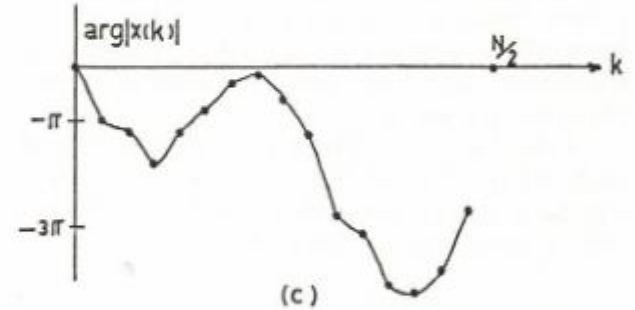
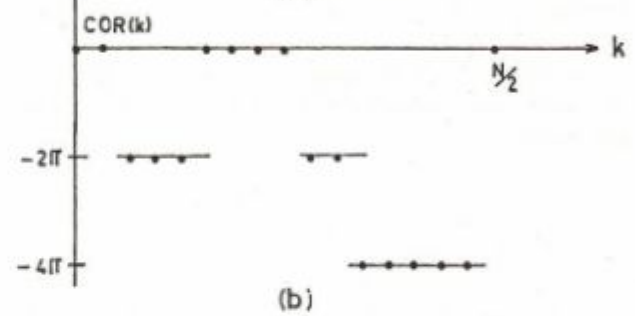
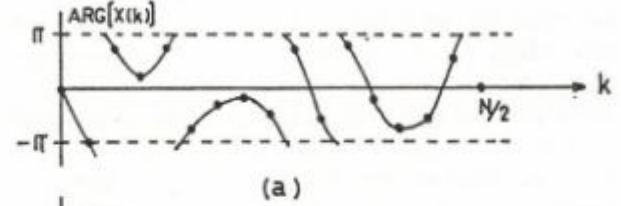
bağıntısından hesaplanabilen  $m_0$  kadar sıfırının sebep olduğu doğrusal faz bileşeni içermektedir. Bu, faz ile ilgili uygulamalarda genellikle istenmeyen bir durumdur. Sürekli hale getirilmiş faz eğrisinden, matematik olarak

$$T(k) = \frac{2\pi}{N} m_0 k \quad 0 \leq k < \frac{N}{2}$$

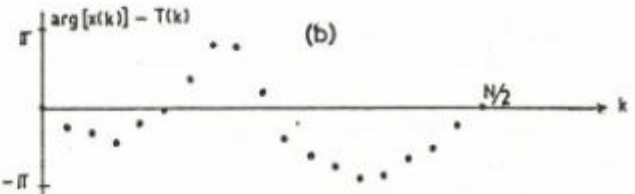
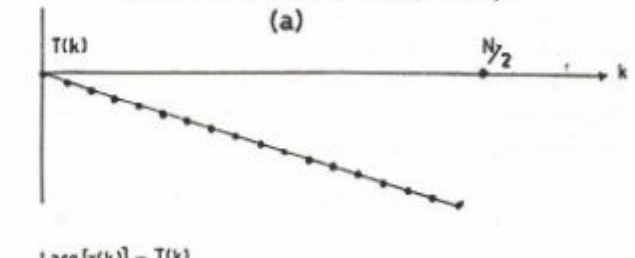
$$= 0 \quad k = \frac{N}{2} \quad (18)$$

$$= -\frac{2\pi}{N} m_0 (k-N) \quad \frac{N}{2} < k < N$$

şeklinde ifade edilen doğrusal faz bileşeninin etkisi (Şekil 3a) çıkartılarak düzeltilmiş faz eğrisi (ramp free) elde edilir (Şekil 3b). Bunun matematik anlamı; (7) denkleminin  $\omega k m_0$  ile çarpılarak  $\omega^{-k m_0}$ 'm etkisinin kaldırılması demektir.



Şekil 2. a) Asıl faz değerleri  $ARG [X(k)]$ , b) Düzeltme dizisi, c) Düzeltilmiş faz değerleri  $\arg [X(k)]$  (Oppenheim ve Schaffer 1975, s. 508).



Şekil 3. Doğrusal faz bileşeni (a) ve doğrusal bileşeni çıkarılmış (ramp free) faz eğrisi (b).



## UYGULAMA

Daha önceki bölümlerde algoritması verilen yöntem; arazi verisinden alınmış gerçek bir sismik iz parçasına (Şekil 4) uygulanmıştır. Karşılaştırılabilen bütün problemleri içermesi bakımından bu örnek özellikle seçilmiştir. Burada karşılaşılan sorunların tümü ile çoğu kez karşılaşılmaz.

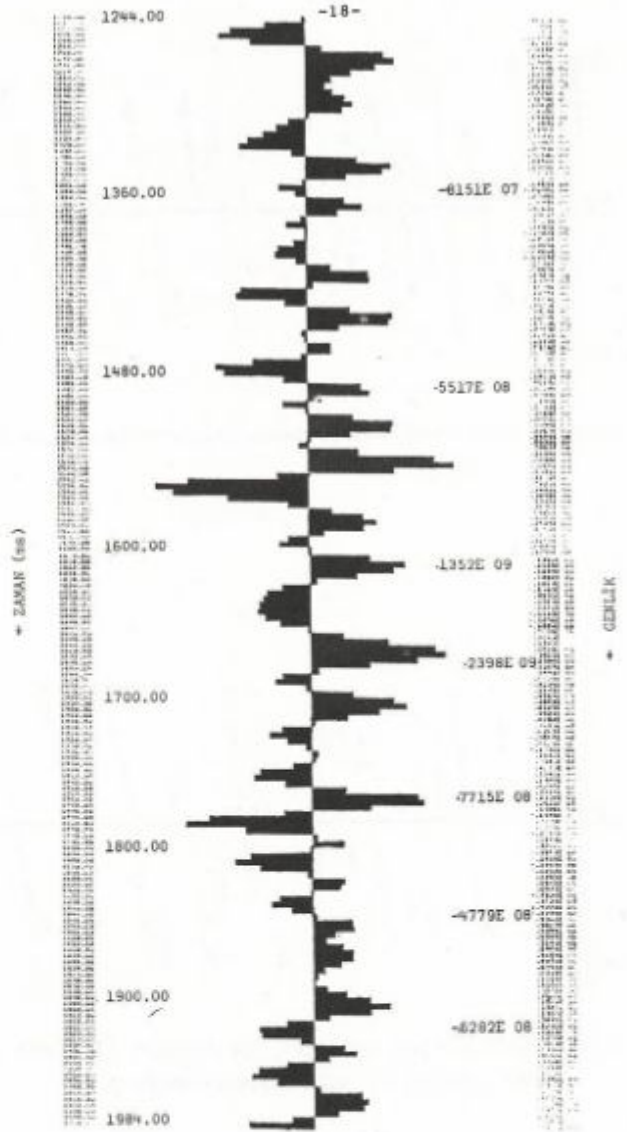
4 ms aralıklarla örneklenmiş 184 örnekten oluşan sinyal sonuna sıfırlar eklenip 256 ( $=2^8$ ) örneğe tamamlanarak hesaplanmış asıl faz değerleri Şekil 5'de görülmektedir. İlk bakışta, süreksizlik noktaları dışında düzgün değişen bir faz eğrisi görünümü vermektedir. Ancak orijindeki fazın sıfır olması gerekirken  $\pi$  değerinden başlamaktadır. Bu sabit faz bileşeninin etkisinden başka birşey değildir. Bu etki yok edilince teorik şart (10a) gerçekleşmiş, yani faz  $180^\circ$  kaydırılarak orijine taşınmış olur (Şekil 6).

Acaba verilen sinyal Şekil 4'ün asıl faz değerleri ARG [X(k)] gerçekten Şekil 5'de görüldüğü gibi midir? Bunu anlamak için faz eğrisi biraz daha sık aralıklarla örneklenince, yani Şekil 5'deki iki faz değeri arasında kalan değerler de hesaplanınca durumun hiç de öyle olmadığı, asıl faz değerleri ARG [X(k)]'nin şeklinin tamamen değiştiği ve süreksizlik sayısının da arttığı görülmektedir (Şekil 7).

Sayısal sinyal,  $a^N$  ( $a < 1$ ) biçiminde bir üstel fonksiyonla ağırlıklandırılıp asıl faz değerleri hesaplandığında faz eğrisinin daha düzgün değiştiği süreksizlik sayısının oldukça azaldığı görülür (Şekil 8). Burada  $a = 0.96$  alınmıştır.  $a$ 'nın değeri küçültülerek süreksizlikler asgariye indirilebilir, hatta tamamen kaldırılarak doğrudan doğruya sürekli faz eğrisi arg [X(k)] elde edilebilir. Bunun hesaplamalarda getireceği sorunların yanında, çalışma böyle bir ağırlıklandırmayı da gerektirmeyebilir.

İçerdiği sorunların tartışılabilmesi için çalışmamızı Şekil 8'de verilen asıl faz eğrisi üzerinde sürdüreceğiz. Bunun sabit faz bileşeni çıkarılmış ARG [X(k)] asıl faz eğrisi Şekil 9'da düz çizgi ile gösterilmektedir. (13, 14, 15)'a göre hesaplanmış düzeltme dizisi COR(k) aynı şekil üzerinde görülmektedir. Bu asıl faz değerlerinden elde edilmiş sürekli faz eğrisi arg [X(k)] ise Şekil 10'da görülmektedir. Denklem (18)'e göre hesaplanmış doğrusal faz bileşeni de aynı şekil üzerinde görülmektedir. Asıl faz değerleri arg [X(k)]'den, doğrusal faz bileşeni T(k)'nin çıkarılması ile düzeltilmiş faz eğrisi elde edilir (Şekil 11).

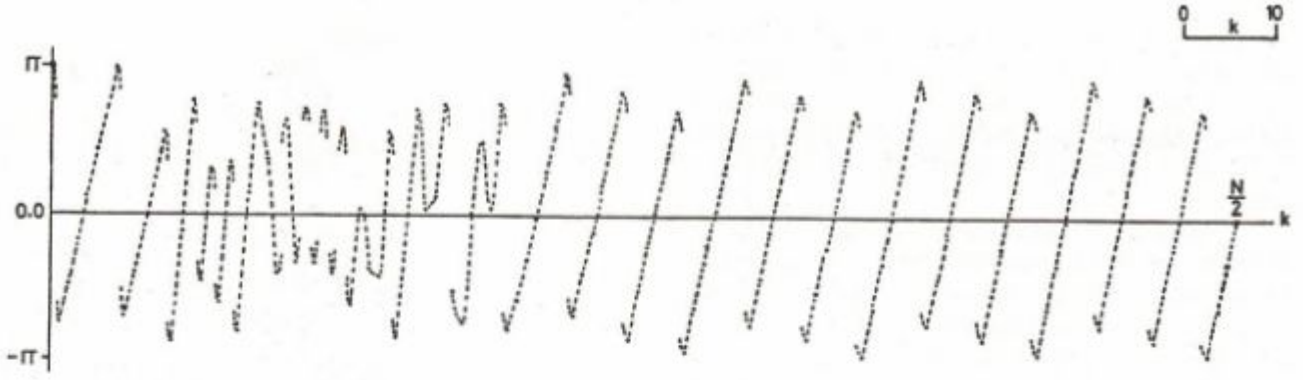
Şekilde de görüldüğü gibi, düzeltilmiş faz eğrisi  $-\pi \leq \arg [X(k)] \leq \pi$  sınırını oldukça taşmaktadır. Buna, verinin frekans aralığı dışındaki sayısal gürültülerin (Şekil 9) ayıklanmaması sebep olmaktadır. Zira bu aralıkta yani, frekans bandı dışında veri olmadığından faz sıfır olarak alınmalıdır. Faz düzeltmesi yapılacak verinin genlik spektrumundan bilgi içeren frekans aralığı Şekil 12 göz önüne alınarak hesaplanan düzeltilmiş sürekli faz eğrisi, Şekil 13'de görülmektedir.



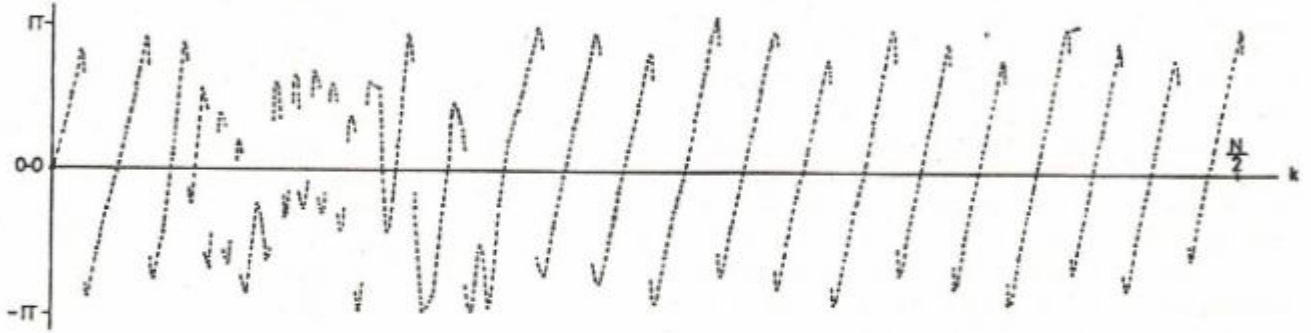
Şekil 4. Arazi verisinden alınmış gerçek bir sismik iz parçası. 4 ms aralıklarla örneklenmiş 184 örnekten oluşmaktadır.

## SONUÇLAR

Sürekli veya düzeltilmiş faz eğrisi hesaplanacağı zaman, verinin sonuna sıfırlar eklenerek asıl faz değerleri olabildiğince sık aralıklarla hesaplanmalıdır. Bunun için  $L = 2^n$ 'ye tamamlanmış veri sonuna en az L kadar sıfır eklenmelidir. Süreksizlik için  $\epsilon$  tolerans sınırı deneme ile bulunmakta olup daha ilk denemelerde saptanabilmektedir. Gerektiği hallerde, faz eğrisi hesaplanacak sayısal sinyal hafifçe ağırlıklandırılarak birim dairenin dışındaki köklerden bir kısmı içeriye çekilir. Uygulamada, verinin genlik spektrumu incelenerek bilgi içeren frekans aralığı saptanmalı ve yalnız bu aralıkta faz düzeltmesi yapılmalıdır.



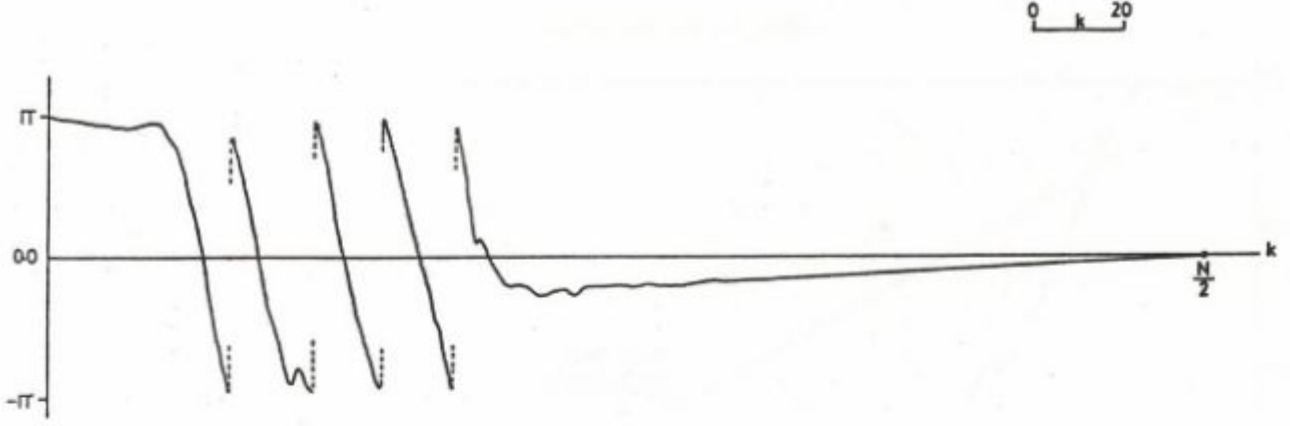
Şekil 5. Şekil 4'teki verinin sonuna sıfırlar eklenmesi ile 256 örnekten oluşan verinin ARG [X(k)] asıl faz değerleri.



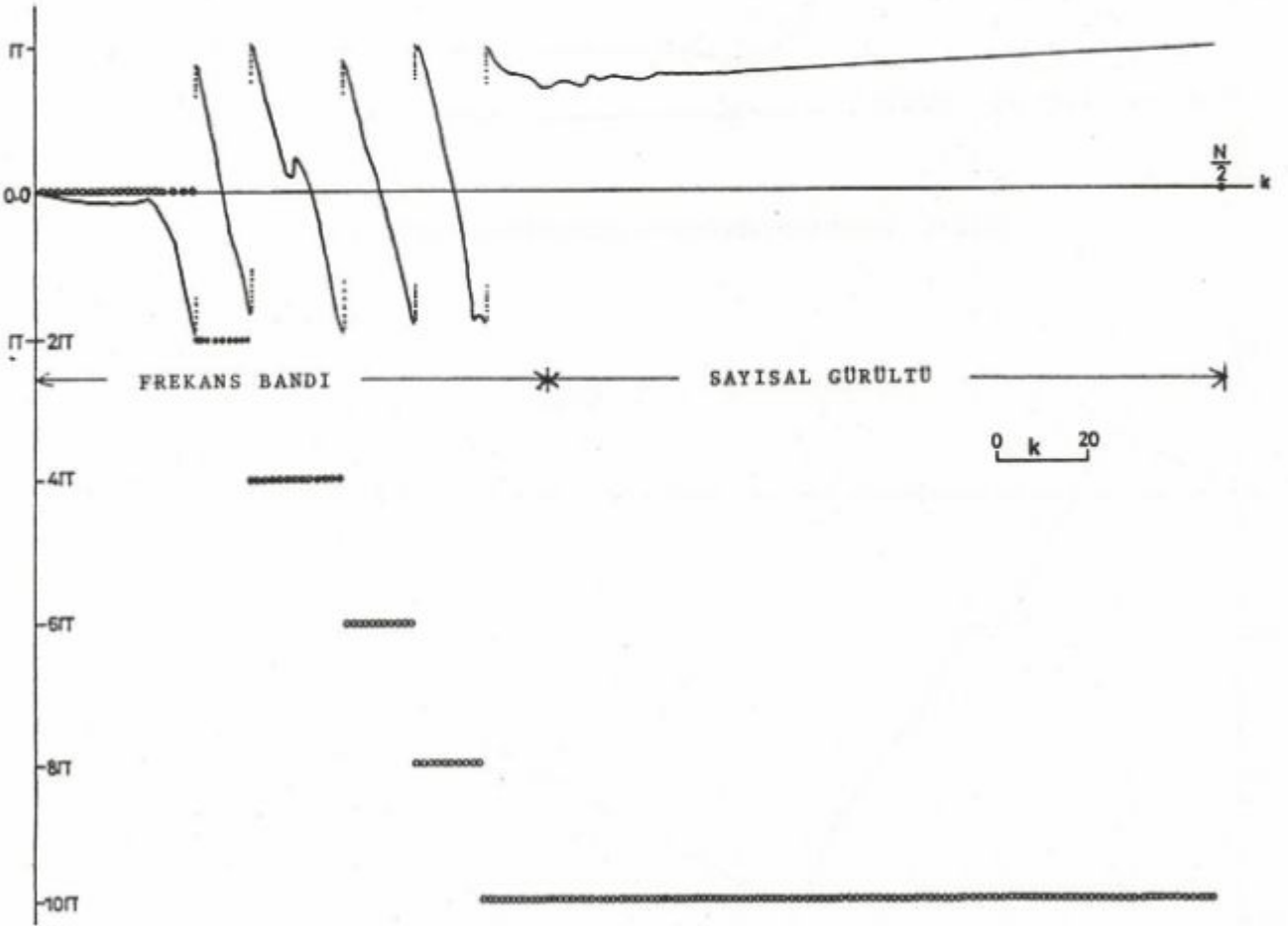
Şekil 6. Sabit bileşeni çıkarılmış faz değerleri. Görüldüğü gibi, ARG [X(0)] değeri orijine kaymıştır. Yani Şekil 5'deki faz değerleri  $90^\circ$  sağa doğru kaymıştır.



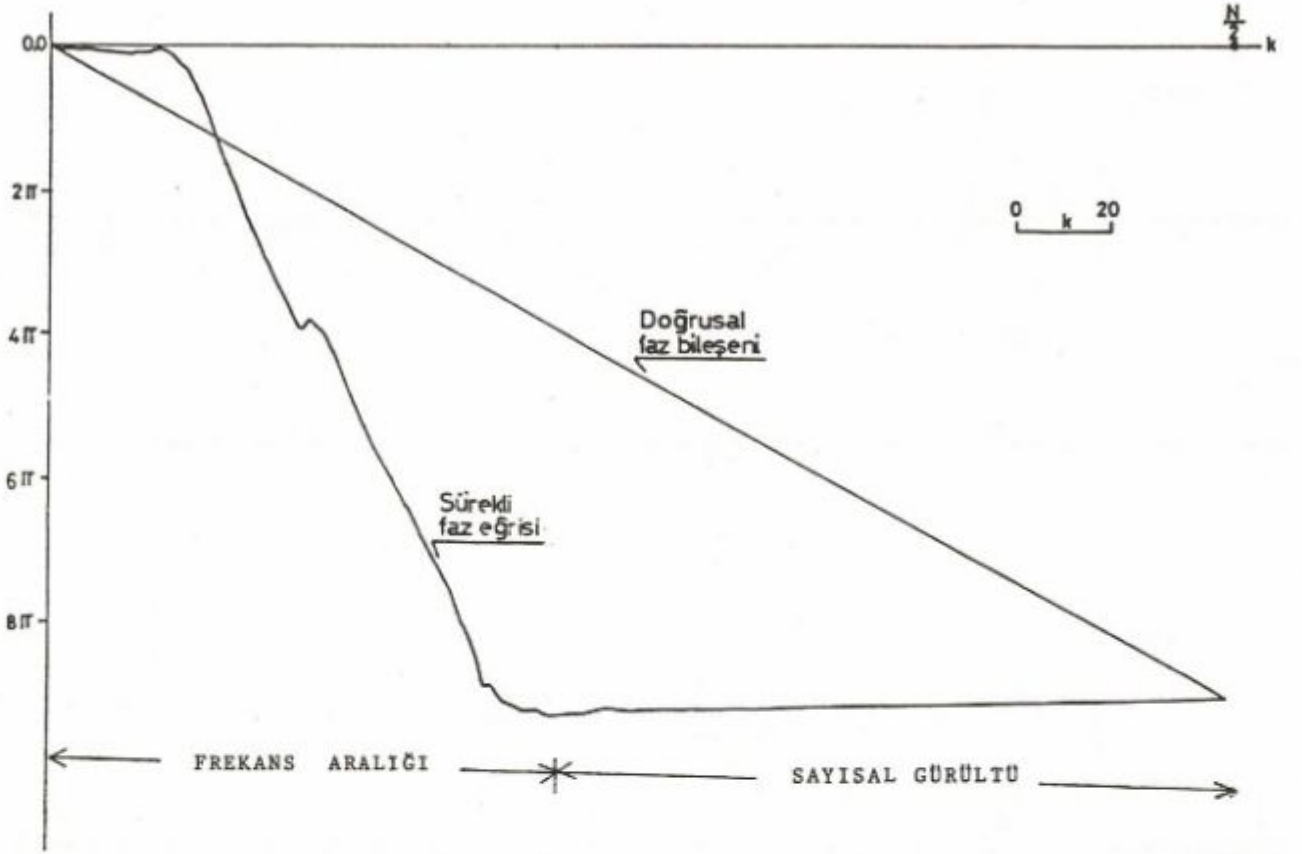
Şekil 7. Sismik iz parçasının sonuna sıfırlar eklenerek 512 örneğe tamamlanarak elde edilmiş asıl ARG [X(k)] faz değerleri. Dikkatle incelenirse Şekil 5'den ne kadar farklı olduğu görülür.



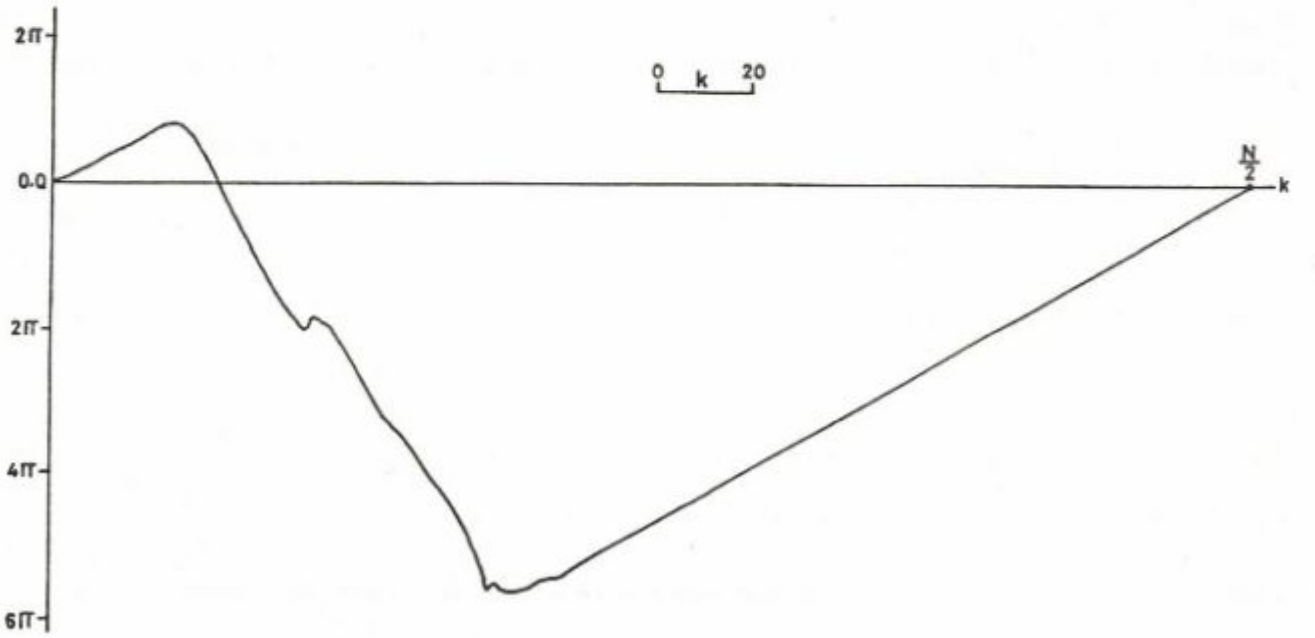
Şekil 8. Sismik iz parçası  $a^N$  ( $a = 0.96$ ) ile ağırlıklandırıldıktan sonra elde edilmiş ARG  $[X(k)]$  faz değerleri.



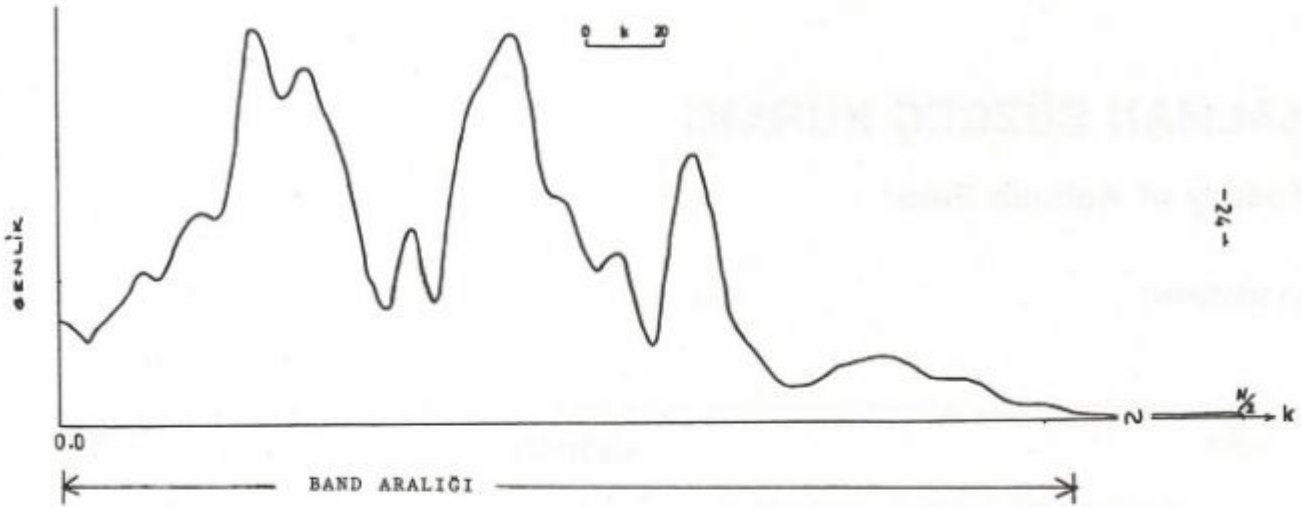
Şekil 9. Sabit bileşeni çıkartılmış ARG  $[X(k)]$  asıl faz değerleri düz çizgi ile ve düzeltme dizisi ise küçük yuvarlaklar ile gösterilmektedir. Şekilde, asıl faz değerleri ile düzeltme dizisinin genlik değerleri farklı olarak ölçeklenmiştir.



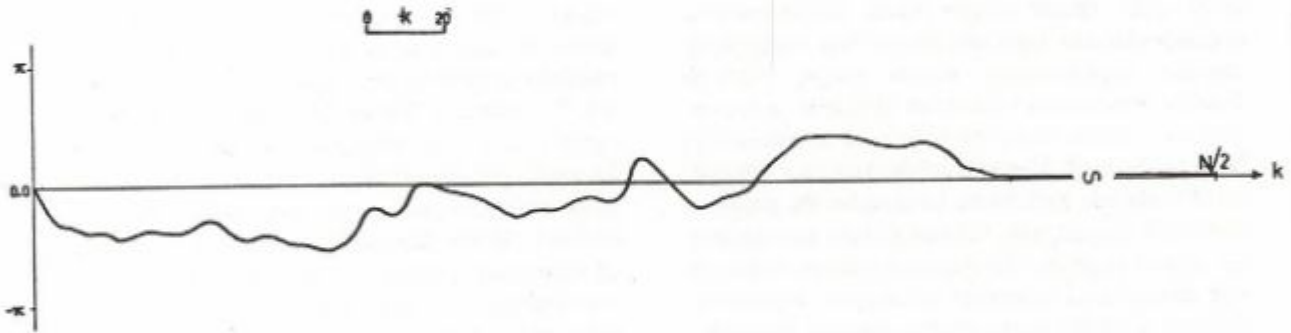
Şekil 10. Sürekli hale getirilmiş faz eğrisi ve bunun doğrusal bileşeni.



Şekil 11. Doğrusal bileşeni çıkarılmış  $\arg[X(k)]$  sürekli faz eğrisi.



Şekil 12. Sayısal verinin genlik spektrumu ve faz düzeltmesi için saptanan band aralığı.



Şekil 13. Sürekli hale getirilerek düzeltilmiş faz eğrisi.

## KAYNAKLAR

- Kara, V. 1986, Homomorfik Dekonvolüsyon Yöntemi ile Sismik İzlerin Çözülmesi, Doktora tezi, K.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü - Trabzon (Basılmamış).
- Kenneth, S. and Dickinson, B. 1982, Phase unwrapping by factorization, IEEE, Signal Reconstructions on Acoustics, Speech and Signal Processing ASSP-30, 984-991.
- Lindseth, R.O. 1982, Digital Processing of Geophysical Data, A Review, Tecnica Resource Development Ltd.
- McGowan, R. and Kuc, R. 1982, A direct relation between a signal time series and its unwrapped phase, IEEE Transactions on Acoustics, Speech and Signal Processing ASSP-30, 719-725.
- Monson, H.H., Lim, J.S. and Oppenheim, A.V. 1980, Signal reconstruction from phase or magnitude, IEEE Transactions on Acoustics, Speech and Signal Processing ASSP-28, 672-680.
- Oppenheim, A.V. 1969, A speech analysis - synthesis system based on homomorphic filtering, J. Acoust. Soc. Am. 45, 458-465.
- Oppenheim, A.V. and Schafer, R.W. 1975, Digital Signal Processing, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Otis, R.M. and Smith, R.B. 1977, Homomorphic deconvolution by log spectral averaging, Geophysics 42, 1146-1157.
- Robinson, E.A. 1967, Predictive decomposition of time series with application to seismic exploration, Geophysics 32, 418-484.
- Sadaoki, F. 1981, Cepstral analysis technique for automatic speaker verification, IEEE, ASSP-29, 254-272.
- Schafer, R.W. 1969, Echo removal by discrete generalized linear filtering, M.T.T. Research Laboratory of Electronics, Technical Report - 466, Cambridge, U.S.A.
- Stoffa, P., Buhl, P. and Bryan, G.M. 1974, The application of homomorphic deconvolution to shallow-water marine seismology, Geophysics 39, 401-416.
- Ulrych, T.J. 1971, Application of homomorphic deconvolution to seismology, Geophysics 36, 650-660.

# KALMAN SÜZGEÇ KURAMI

## Theory of Kalman Filter

Ali SAYMAN\*

### ÖZET

Bu makalede geri beslemeli (feedback) bir süzgeç türü olan Kalman süzgecinin sismik tersevrışim (deconvolution) işlemine uygulanması gösterilmiştir.

Yakın zamana kadar, sismik tersevrışime genel yaklaşım olarak yansımış dalgacığa uygun istenilen çıkışı elde etmede sismik izlerin özilişkilerinden (autocorrelation) türetilen Wiener ters süzgeçleme tasarımı uygulanmıştır. Wiener süzgeç yöntemi durağan (stationary) olmayan stokastik süreçlere (process) zaman değişimli olarak da uygulanabilir; fakat bu durumda Wiener-Hopf denkleminin çözümünü elde etmede güçlüklerle karşılaşılır. Bu güçlüğü önlemeye gelmek için, Kalman (1960) alışılagelmiş im (signal) ve gürültü işlevlerinden çok, im ve gürültü için durum-uzay gösterimi (state-space representation) ile kestirim (estimation) sorununa yaklaşabileceğini göstermiştir.

Kalman süzgeç denklemi çeşitli görüş noktalarından yaklaşılarak birçok yolla türetilir. Bu çalışmada en çok kullanılan Gauss olasılık varsayımı kullanılarak koşullu beklentinin (expectation) en küçükleştirilmesi yönteminden yararlanılmıştır.

Örnek uygulama amacı ile önce yansıma katsayıları ile kaynak sismik dalgacığının evrişiminden (convolution) sismik iz elde edilmiş, bu iz Gauss (normal) gürültüsü eklenerek gürültülü yapay sismik iz oluşturulmuştur. Çeşitli im/gürültü oranlarına sahip olan yapay sismik izlere Kalman tersevrışim süzgeci uygulanmıştır. Yapay veri uygulamaları, ayrık-Kalman süzgeç çıktılarının gürültüsüz yapay sismik izlere çok yaklaştığını göstermiştir.

### ABSTRACT

In this paper, the use of Kalman filter to the seismic deconvolution problems is shown.

Up to recent times, the most common approach the seismic deconvolution has been the design of Wiener inverse filters which approximate a desired output corresponding to each reflected wavelet. These inverse filters are derived using the autocorrelation of seismic trace. The Wiener filtering is successfully applied to the stationary stochastic processes. The adaptive Wiener filter approach can also be applied to the nonstationary stochastic processes. However the Wiener-Hopf equation in that case is quite difficult to solve. To overcome this difficulty, Kalman (1960) changed the standard formulation of estimation problem by postulating a state-space representation for the signal and noise rather than using the conventional signal and noise correlation functions.

The Kalman filter equation can be derived from different point of views. The minimization of the conditional expectation method may be used with the Gaussian probability assumption which is the approach adopted in this study.

Beginning with illustrating some examples of the synthetic seismic traces were obtained from the convolution of the source seismic wavelet with the reflection coefficient series. Pseudo-white Gaussian noise were added to these traces. Kalman deconvolution filters are applied to the synthetic seismic traces with different signal to noise ratios. Synthetic data applications indicate that discrete-Kalman filter outputs nicely approach to the noiseless synthetic seismic traces.

\* Yıldız Üniversitesi, Kocaeli Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Bölümü, Kocaeli

## GİRİŞ

Kalman süzgeç denklemleri çeşitli görüş noktalarından yaklaşımla birçok yolla çıkarılabilir. Kalman (1960), Kalman ve Bucy (1961) doğrusal süreç ve öngörü hesaplamasına dik izdüşüm yöntemi uygulayarak Kalman süzgeç denklemlerini türetmişlerdir ve Gauss dağılımı varsayımı ile Smith (1965) aynı sonuçları elde etmiştir. Kalman süzgeç denklemlerinin çıkarılmasında stokastik yaklaşım Ho (1962), en küçük kareler Ho (1963), devingen (dynamic) programlama Cox (1964), Bayes yaklaşımı Ho ve Lee (1964), doğrusal regresyon Fagin (1964), en büyük olasılık (maximum likelihood) Rauch ve diğ. (1964), yenilik (innovation) Kailath (1968) tarafından gösterilmiştir.

Bu makalede en çok kullanılan ayrık doğrusal dizgeler (discrete linear systems) için, Gauss-Markov dizisi varsayımı kullanılarak koşullu beklentinin (conditional expectation) en küçükleştirme yönteminden Kalman süzgeç denklemlerinin nasıl elde edileceği gösterilmiştir (Meditch 1969, Greensite 1970, Singh ve Tittl 1978, Sayman 1983).

Kalman süzgecinden yararlanarak sismik tersevrışim sorununun çözümünü ilk kez Bayless ve Brigham (1970) tarafından denenmiştir.

Ott ve Meder (1972) temel öğeleri Kalman süzgeci ve ilgili durum uzay gösterimi olan bir öngörü-yanılgı süzgecini taslaklamışlardır. Bir boyutlu sönümlü harmonik salınımlara gürültü ekleyerek yansıma katsayılarını bulmuşlardır.

Crump (1974) yapay sismik ize ayrık-Kalman süzgecini uygulayarak süzgeçlenmiş yansıma katsayıları ile süzgeçlenmiş sismik iz elde etmiştir. Ayrıca, arazideki bir kesite Ayrık-Kalman süzgeci uygulayarak sorunları tartışmıştır.

Tamer (1977) Kalman süzgecinin yapay sismik verilere uygulanması üzerine çalışmalar yapmış; bir boyutlu sönümlü harmonik salınımlara eklenen gürültünün değişimini değiştirerek tersevrışim işlemini gerçekleştirmiştir.

Kormylo ve Mendel (1978) sismik veriden yansıma katsayılarını en büyük olasılık kestirim yönteminden elde edilebileceğini göstermişler ve yapay izlere uygulamışlardır.

Mendel ve diğ. (1981) Kalman süzgeç denklemlerini kullanarak çeşitli alanlarda incelemeler yapmışlardır.

Ashrafi ve Mendel (1982) soğurmasız katmanlı bir ortama ilişkin yansıma katsayıları dizisi ve varış zamanlarını kestirmek için en büyük olasılık (maximum likelihood) kestirim yöntemini kullanmışlardır.

Aminzadeh ve Mendel (1983) katmanlı bir ortamda normal gelişle soğurma (absorption) etkisini durum-uzay gösteriminde incelemişlerdir.

Chi, Mendel ve Hampson (1984) en büyük olasılık

tersevrışime hızlı hesaplama yöntemi ile yaklaşımı yapay sismik ize ve arazi verisine uygulamışlardır.

## KALMAN SÜZGEÇ TASARIMI: KURAM

Durum uzay gösteriminde, durum-değişken dizgesi ve gözlemsel işlem sırasıyla ,

$$\underline{x}(k+1) = \Phi(k+1, k) \underline{x}(k) + \Gamma(k+1, k) \underline{u}(k) \quad (1)$$

$$\underline{z}(k+1) = H(k+1) \underline{x}(k+1) + \underline{v}(k+1) \quad (2)$$

bağıntıları ile gösterilebilir (Kuo 1970, Ogata 1970, Mendel 1973, Sayman 1983). Burada,  $\underline{x}$  n-boyutlu durum yöneyi,  $\underline{u}$  p-boyutlu gürültü veya giriş yöneyi;  $\underline{z}$  m-boyutlu gözlem veya çıkış yöneyi,  $\Phi$  nxn-boyutlu devinim denklemini gösteren geçiş dizeyi,  $\Gamma$ , nxp-boyutlu durum yöneyi üzerine giriş gürültüsünün etkisini gösteren, denetleme dizeyi,  $H$ , mxn-boyutlu ölçme değerinin durum yöneyi ile ilişkisini gösteren gözlem dizeyi,  $\underline{v}$  m-boyutlu ölçü gürültüsü yöneyidir ve k zaman sayacını göstermektedir.

Kalman süzgeci [ $\underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k)$ ] ölçü değerlerine uygulanabilir.  $t_k$  zamanı (k kısaltılmış şekli) şimdiki zamanı,  $t < t_k$  geçmiş zamanı,  $t > t_k$  gelecek zamanı gösterir.  $t_j$  zamanına göre ölçü değerleri [ $\underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(j)$ ], temeline göre  $\underline{x}(k)$  nin eniyi kestirimi  $\hat{\underline{x}}(k/j)$  olarak gösterilir. Bu gösterime göre:  $j < k$  ise  $\underline{x}(k)$  nin eniyi öngörülmuş kestirimi (optimal predicted estimate);  $j = k$  ise  $\underline{x}(k)$  nin eniyi süzgeçlenmiş kestirimi (optimal filtered estimate);  $j > k$  ise  $\underline{x}(k)$  nin eniyi yuvarlatılmış kestirimini (optimal smoothed estimate) gösterir.

Denklem (1) ve (2) nin çözülmesiyle süzgeç denklemleri elde edilir. Bunun için aşağıdaki varsayımlar yapılmıştır:

1)  $\underline{u}(k)$  ve  $\underline{v}(k)$  birbirinden bağımsız, Gauss beyaz gürültü dizileri olup, aşağıdaki niteliklere sahiptirler:

$$E[\underline{u}(k)] = 0 \quad (3)$$

$$E[\underline{u}(k)\underline{u}'(j)] = \mathbf{Q}\delta_{kj} \quad (4)$$

$$E[\underline{v}(k)] = 0 \quad (5)$$

$$E[\underline{v}(k)\underline{v}'(k)] = \mathbf{R}\delta_{kj} \quad (6)$$

$$E[\underline{v}(k)\underline{u}'(j)] = 0 \quad (7)$$

Burada  $\delta_{kj}$  Kronecker-delta işlevidir.  $\mathbf{Q}$ , pxp-boyutlu ve  $\mathbf{R}$ , mxm-boyutlu artı yarı-kesin (pozitive semidefinite) dizeyleridir.

2) Başlangıç koşulu  $\underline{x}(0)$  rastgele Gauss yöneyidir. Beklenen değer (ortalama) ve değişinti dizeyi aşağıda sırasıyla verilmiştir:

$$E[\underline{x}(0)] = 0 \quad (8)$$

$$E[\underline{x}(0)\underline{x}'(0)] = \mathbf{P}(0) \quad (9)$$

3) Başlangıç koşulu  $\underline{x}(0)$  yöneyi,  $\underline{u}(k)$  giriş yöneyi ve  $\underline{v}(k)$  gürültü yöneyi birbirinden bağımsızdır :

$$E [\underline{x}(0)\underline{u}'(0)] = 0 \quad \text{tüm } k \geq 0 \text{ için} \quad (10)$$

$$E [\underline{x}(0)\underline{v}'(0)] = 0 \quad \text{tüm } k \geq 0 \text{ için} \quad (11)$$

Denklem (3) den (11) e kadar verilen bağıntıların aşağıdaki özellikleri vardır :

1) Stokastik süreç  $[\underline{x}(k) ; k = 0, 1, 2, \dots]$  ve  $[\underline{z}(l) ; l = 1, 2, \dots, j]$  Gauss dağılımlıdır ve ortalaması sıfırdır.

$$2) E [\underline{x}(j)\underline{u}'(k)] = 0 ; k \geq j, j = 0, 1, 2, \dots \quad (12)$$

$$3) E [\underline{z}(j)\underline{u}'(k)] = 0 ; k \geq j, j = 1, 2, \dots \quad (13)$$

$$4) E [\underline{x}(j)\underline{v}'(k)] = 0 ; k \text{ ve } j \text{ için } j = 0, 1, 2, \dots \quad (14)$$

ve  $k = 1, 2, \dots$

$$5) E [\underline{z}(j)\underline{v}'(k)] = 0 ; k \geq j, j, k = 1, 2, \dots \quad (15)$$

Burada  $\Phi$ ,  $\Gamma$  ve  $H$  dizeylerinin bilindiği varsayılmıştır.

### ÖNGÖRÜ DENKLEMLERİNİN ÇIKARILMASI

Devingen dizge için verilen denklem (1) in her iki tarafının ölçü değerine göre koşullu ortalaması alınırsa,

$$\begin{aligned} E [\underline{x}(k+1) | \underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k)] &= \Phi(k+1, k) \\ E [\underline{x}(k) | \underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k)] &+ \Gamma(k+1, k) \\ E [\underline{u}(k) | \underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k)] & \end{aligned} \quad (16)$$

elde edilir. Denklem (13) e göre  $\underline{u}(k)$  ve  $\underline{z}(k)$  birbirinden bağımsızdır. Böylece,

$$E [\underline{u}(k) | \underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k)] = E [\underline{u}(k)] = 0$$

olur. Bu değer denklem (16) da yerine konulursa,

$$\hat{\underline{x}}(k+1 | k) = \Phi(k+1, k) \hat{\underline{x}}(k | k) \quad (17)$$

bağıntısı ile tek-adım durum yöneyi için öngörülmiş kestirim elde edilmiş olur.

Tek-adım öngörülmiş yanılğı ortak değişinti dizeyi (covariance matrix) ise

$$\begin{aligned} P(k+1 | k) &= E [ [\underline{x}(k+1) - \hat{\underline{x}}(k+1 | k)] \\ &[\underline{x}(k+1) - \hat{\underline{x}}(k+1 | k)]' ] \end{aligned} \quad (18)$$

bağıntısı ile saptanabilir.

Tek-adım öngörü yanılğısı,

$$\begin{aligned} \tilde{\underline{x}}(k+1 | k) &= \underline{x}(k+1) - \hat{\underline{x}}(k+1 | k) \\ &= \Phi(k+1, k) [\underline{x}(k) - \hat{\underline{x}}(k | k)] + \Gamma(k+1, k) \underline{u}(k) \\ &= \Phi(k+1, k) \tilde{\underline{x}}(k | k) + \Gamma(k+1, k) \underline{u}(k) \end{aligned} \quad (19)$$

bağıntısı ile gösterilir. Bu değerler denklem (18) de yerine konulursa,

$$\begin{aligned} P(k+1 | k) &= \Phi(k+1, k) P(k | k) \Phi'(k+1, k) \\ &+ \Phi'(k+1, k) E [ [\underline{x}(k) - \hat{\underline{x}}(k | k)] \underline{u}'(k) | \underline{z}(1), \dots, \\ &\underline{z}(k) ] \Gamma'(k+1, k) \\ &+ \Gamma(k+1, k) E [\underline{u}(k) [\underline{x}(k) - \hat{\underline{x}}(k | k)]' | \underline{z}(1), \dots, \\ &\underline{z}(k) ] \Phi(k+1, k) \\ &+ \Gamma(k+1, k) Q \Gamma'(k+1, k) \end{aligned}$$

bulunur. Denklem (12)ye göre  $E [\underline{x}(k)\underline{u}'(k)] = 0$  dir. Ayrıca  $\underline{u}(k)$  nin ortalama değeri sıfırdır. Bu nedenle

$$\begin{aligned} E [\hat{\underline{x}}(k | k) \underline{u}'(k) | \underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k)] &= \\ \hat{\underline{x}}(k | k) E [\underline{u}'(k | k)] &= \hat{\underline{x}}(k | k) E [\underline{u}'(k)] = 0 \end{aligned}$$

yazılabilir. Böylece tek-adım ortak değişinti dizeyi

$$\begin{aligned} P(k+1 | k) &= \Phi(k+1, k) P(k | k) \Phi'(k+1, k) \\ &+ \Gamma(k+1, k) Q \Gamma'(k+1, k) \end{aligned} \quad (20)$$

bağıntısı ile saptanmış olur (Meditch 1969, Singh ve Titli 1978, Sayman 1983).

### DÜZELTME DENKLEMLERİNİN ÇIKARILMASI

Eniyi süzgeçlenmiş kestirim,

$$\hat{\underline{x}}(k+1 | k+1) = E [\underline{x}(k+1) | \underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k), \underline{z}(k+1)] \quad (21)$$

bağıntısı ile gösterilebilir. Gauss koşullu beklentinin özelliğinden,

$$\begin{aligned} E [\underline{x}(k+1) | \underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k), \underline{z}(k+1)] &= \\ = E [\underline{x}(k+1) | \underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k), \tilde{\underline{z}}(k+1 | k)] &= \\ = E [\underline{x}(k+1) | \underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k)] &+ \\ + E [\tilde{\underline{x}}(k+1 | k) | \underline{z}(k+1 | k)] \end{aligned} \quad (22)$$

yazılabilir. Burada

$$\tilde{\underline{z}}(k+1 | k) = \underline{z}(k+1) - E [\underline{z}(k+1) | \underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k)] = \underline{z}(k+1) - \hat{\underline{z}}(k+1 | k) \quad (23)$$

dir. Bu bağıntı  $(k+1)$  de gerçek ve öngörülmiş ölçüler arasındaki farktır ve "kalıntı ölçü" olarak adlandırılmıştır.

Denklem (2) öngörülmiş ölçü kestirim tanımlamasında yerine konulursa,

$$\begin{aligned} \hat{\underline{z}}(k+1 | k) &= E [\underline{z}(k+1) | \underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(k)] \\ &= H(k+1) E [\underline{x}(k+1) | \underline{z}(1), \dots, \underline{z}(k)] \\ &+ E [\underline{v}(k+1) | \underline{z}(1), \dots, \underline{z}(k)] \end{aligned}$$

elde edilir. Denklem (15) e göre ikinci terim sıfır olduğundan,



$$\hat{\underline{z}}(k+1|k) = H(k+1)\hat{\underline{x}}(k+1|k) \quad (24)$$

bulunur.

Denklem (22) denklem (21) de yerine konulursa,

$$\hat{\underline{x}}(k+1|k+1) = \hat{\underline{x}}(k+1|k) + E[\underline{x}(k+1) | \underline{z}(k+1|k)] \quad (25)$$

elde edilir. Burada  $\underline{x}(k+1)$  ve  $\hat{\underline{z}}(k+1|k)$  sıfır ortalamalı Gauss dağılımını sağlar. Bundan yararlanarak aşağıdaki bağıntı yazılabilir.

$$E[\underline{x}(k+1) | \hat{\underline{z}}(k+1|k)] = P_{xz} \sim P^{-1} \sim \hat{\underline{z}} \quad (26)$$

Bu bağıntıda,

$$P_{xz} \sim = E[\underline{x}(k+1) \hat{\underline{z}}'(k+1|k)]$$

$$P_{z \sim z} \sim = E[\hat{\underline{z}}(k+1|k) \hat{\underline{z}}'(k+1|k)]$$

olarak tanımlanır. Diğer yandan,

$$\kappa(k+1) = P_{xz} \sim P^{-1} \sim \hat{\underline{z}}$$

olarak tanımlanabilir. Buna göre,

$$E[\underline{x}(k+1) | \hat{\underline{z}}(k+1|k)] = \kappa(k+1) \hat{\underline{z}}(k+1|k)$$

yazılabilir. Öte yandan denklem (23), (24) ve (17) den,

$$\hat{\underline{z}}(k+1|k) = \underline{z}(k+1) - H(k+1) \Phi(k+1, k) \hat{\underline{x}}(k|k) \quad (27)$$

elde edilir. Böylece,

$$E[\underline{x}(k+1) \hat{\underline{z}}(k+1|k)] = \kappa(k+1) [\underline{z}(k+1) - H(k+1) \Phi(k+1, k) \hat{\underline{x}}(k|k)]$$

bulunur. Bu bağıntı ve denklem (17), denklem (25) de yerine konulursa,

$$\hat{\underline{x}}(k+1|k+1) = \Phi(k+1, k) \hat{\underline{x}}(k|k) + \kappa(k+1) [\underline{z}(k+1) - H(k+1) \Phi(k+1, k) \hat{\underline{x}}(k|k)] \quad (28)$$

bağıntısı ile durum yöneyinin eniyi süzgeçlenmiş kestirimi elde edilmiş olur.

#### $\kappa(k+1)$ , KALMAN SÜZGEÇ KAZANCININ HESAPLANMASI

Denklem (27), denklem (2) ve öngörü yanılığının tanımından,

$$\hat{\underline{z}}(k+1|k) = H(k+1) \hat{\underline{x}}(k+1|k) + \underline{v}(k+1) \quad (29)$$

yazılabilir. Bu bağıntıdan yararlanarak,

$$\begin{aligned} P_{z \sim z} \sim &= E[\underline{z}(k+1) - \hat{\underline{z}}(k+1|k)] \\ &[\underline{z}(k+1) - \hat{\underline{z}}(k+1|k)] \\ &= H(k+1) P(k+1|k) H'(k+1) \\ &+ H(k+1) E[\hat{\underline{x}}(k+1|k) \underline{v}'(k+1)] \\ &+ E[\underline{v}(k+1) \hat{\underline{x}}'(k+1|k)] H'(k+1) + R(k+1) \end{aligned} \quad (30)$$

bağıntısı elde edilir. Bu bağıntıda ortadaki iki terimin beklenen değeri sıfırdır. Ortadaki birinci terim, ikinci terimin devriği olduğundan, birinci terimin sıfır olduğunu göstermek yeterlidir. Ortadaki birinci terimin beklenen değeri,

$$\begin{aligned} E[\hat{\underline{x}}(k+1|k) \underline{v}'(k+1)] &= E[\underline{x}(k+1) \underline{v}'(k+1)] \\ &- E[\underline{x}(k+1|k) \underline{v}'(k+1)] \end{aligned} \quad (31)$$

biçiminde yazılabilir. Denklem (14) e göre denklem (31) in birinci terimi sıfırdır.

Ölçü değerleri,  $[\underline{z}(1), \underline{z}(2), \dots, \underline{z}(j)]$ , temeline göre  $\underline{x}(k)$  nın doğrusal kestirimi

$$\hat{\underline{x}}(k|j) = \sum_{i=1}^j A(i) \underline{z}(i) \quad (32)$$

bağıntısı ile tanımlanabilir. Burada  $A(i)$ ,  $n \times m$ -boyutlu bir dizedir (Meditch 1969, Sayman 1983).

Denklem (13) e göre, gözlem değerleri  $\underline{z}(i)$  ile ölçü gürlütüsü  $\underline{v}(k)$  nın değerleri birbirinden bağımsız olduğundan, denklem (31) in ikinci teriminin

$$\begin{aligned} E[\underline{x}(k+1|k) \underline{v}'(k+1)] &= \\ A(i) E[\underline{z}(i) \underline{v}'(k+1)] &= 0 \end{aligned} \quad (33)$$

olduğu görülür. Böylece denklem (31) deki eşitliğin sıfır olduğu saptanmış olur. Denklem (30) yeniden yazılırsa,

$$P_{z \sim z} \sim = H(k+1) P(k+1|k) H'(k+1) + R(k+1) \quad (34)$$

elde edilir.

Benzer biçimde  $P_{xz} \sim$  hesaplanırsa,

$$\begin{aligned} P_{xz} \sim &= E[\underline{x}(k+1) \hat{\underline{z}}'(k+1|k)] \\ &= E[\hat{\underline{x}}(k+1|k) \hat{\underline{z}}'(k+1|k)] H'(k+1) \\ &+ E[\hat{\underline{x}}(k+1|k) \underline{v}'(k+1)] \\ &+ E[\hat{\underline{x}}(k+1|k) \hat{\underline{x}}'(k+1|k)] H'(k+1) \\ &+ E[\hat{\underline{x}}(k+1|k) \underline{v}'(k+1)] \end{aligned}$$

elde edilir. Denklem (31), (33) ve koşullu beklentinin özelliğinden yararlanarak, bu bağıntıda ikinci, üçüncü ve dördüncü terimlerin sıfır olduğu görülür. Bu nedenle,

$$P_{xz} \sim = P(k+1|k) H'(k+1) \quad (35)$$

elde edilir. Denklem (34) ve (35), yukarıda değinilen  $\kappa(k+1)$  in tanımlanmasında yerine konulursa,

$$\kappa(k+1) = P(k+1|k)H'(k+1) / [H(k+1)P(k+1|k)H'(k+1) + R(k+1)] \quad (36)$$

bağıntısı elde edilir.  $R(k+1)$  in artı ve belirli düzey olduğu varsayılırsa, bunun evriğinin de var olduğu kabul edilebilir.  $\kappa(k+1)$ , Kalman süzgeç kazancı olarak adlandırılır (Medich 1969, Singh ve Tittle 1978, Sayman 1983).

### P(k+1|k+1) NİN HESAPLANMASI

Tek-adım süzgeçlenmiş yanlış ortak değışinti düzeyi,

$$P(k+1|k+1) = E[\tilde{x}(k+1|k+1)\tilde{x}'(k+1|k+1)] \quad (37)$$

bağıntısı ile saptanır. Denklem (28) ve (29) yardımıyla  $\tilde{x}(k+1|k+1)$  hesaplanabilir :

$$\begin{aligned} \tilde{x}(k+1|k+1) &= \underline{x}(k+1) - \hat{x}(k+1|k+1) \\ &= \underline{x}(k+1) - [\hat{x}(k+1|k) + \kappa(k+1)\tilde{z}(k+1|k)] \\ &= \tilde{x}(k+1|k) - \kappa(k+1) [H(k+1)\tilde{x}(k+1|k) + \underline{y}(k+1)] \\ &= [I - \kappa(k+1)H(k+1)]\tilde{x}(k+1|k) - \kappa(k+1)\underline{y}(k+1) \quad (38) \end{aligned}$$

Burada  $I$ ,  $n \times m$ -boyutlu birim dizeydir. Denklem (31) e göre,

$$E[\tilde{x}(k+1|k)\underline{y}'(k+1)] = 0$$

olduğundan, bunun devriği de sıfır olur.

Kestirim yanlışlığının ortak değışinti düzeyi,

$$\begin{aligned} P(k+1|k+1) &= [I - \kappa(k+1)H(k+1)]E[\tilde{x}(k+1|k)\tilde{x}'(k+1|k)] \\ &\quad + [I - \kappa(k+1)H(k+1)] \\ &\quad + \kappa(k+1)H(k+1)\underline{y}'(k+1)]\kappa'(k+1) \\ &= [I - \kappa(k+1)E(k+1)]P(k+1|k) [I - \kappa(k+1)H'(k+1)] \\ &\quad + \kappa(k+1)R(k+1)\kappa'(k+1) \end{aligned}$$

bağıntısıyla gösterilir. Bir dizi matematik işlemden sonra,

$$P(k+1|k+1) = [(I - \kappa(k+1)H(k+1))] P(k+1|k) \quad (39)$$

bağıntısı ile süzgeçlenmiş yanlış ortak değışinti düzeyi hesaplanmış olur (Meditch 1969, Sage ve Melsa 1971, Singh ve Tittle 1978, Sayman 1983).

Şekil 1'de Ayrık - Kalman süzgecinin işlevsel çizenegi (block-diagram), Şekil 2'de ayrık - Kalman süzgeci hesaplamasının akış çizenegi (flow chart) görülmektedir.

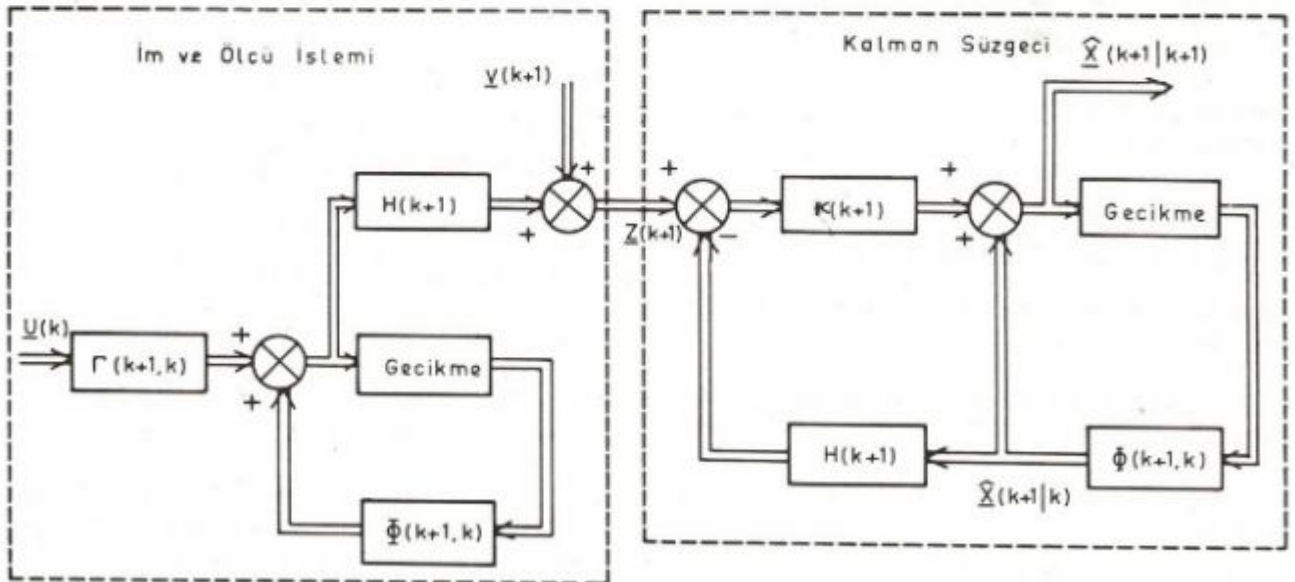
### GEÇİŞ DÜZEYİNİN ÇIKARTILMASI

Sismik kaynak dalgacığında yararlanarak çeşitli yöntemlerle  $\Phi$ ,  $\Gamma$  ve  $H$  değerleri saptanabilir. Burada Laplace dönüşümünden yararlanılacaktır. Bu yöntemle sismik kaynak dalgacığında  $\Phi$ ,  $\Gamma$  ve  $H$  şöyle elde edilebilir:

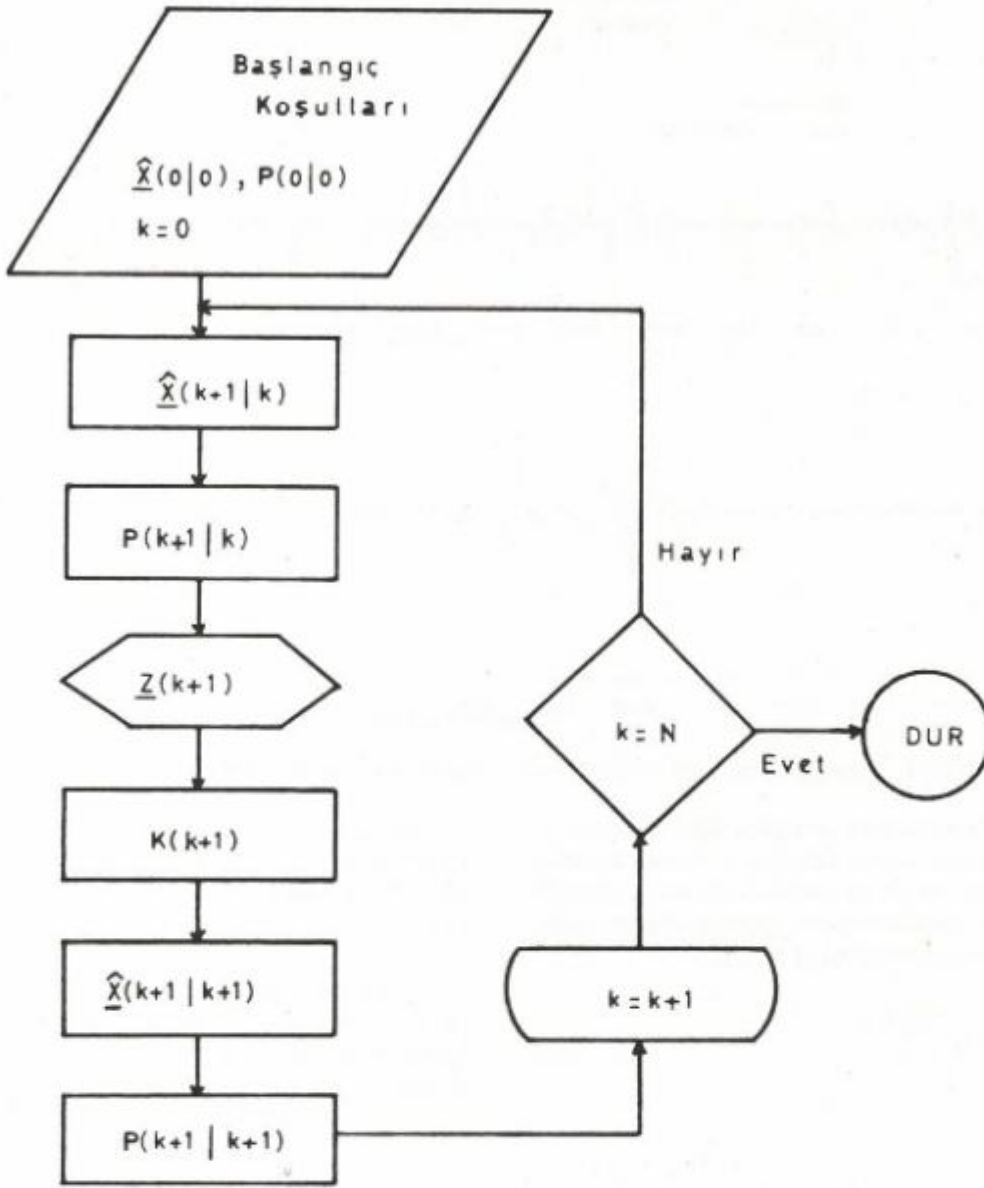
a) Sürekli zaman dalgacığının Laplace dönüşümü (transform) alınarak, dönüşüm paralel bağıntılı ikinci kerte değıştirme işlevlerine parçalanabilir.

b) İkinci kerte değıştirme işlevlerinin herbiri için durum-uzay biçimi elde edilir.

c) Dalgacık için sürekli zaman durum-uzay biçimi elde etmede; durum-uzay biçimleri birleştirilebilir (Mendel ve Kornylo 1978).



Şekil 1. Ayrık - Kalman süzgeci ve im biçiminin işlevsel çizenegi



Şekil 2. Ayrık - Kalman süzgeç denklemlerinin öngörü ve düzeltme için akış çizeneği

## ÖRNEK

### Yapay Sismik İşlevin Elde Edilmesi

Robinson (1957, 1967) yapay sismik izin yansımaya katsayıları ile bir sismik kaynak dalgacığının evrişiminden elde edilebileceğini göstermiştir. Matematiksel olarak bu işlem,

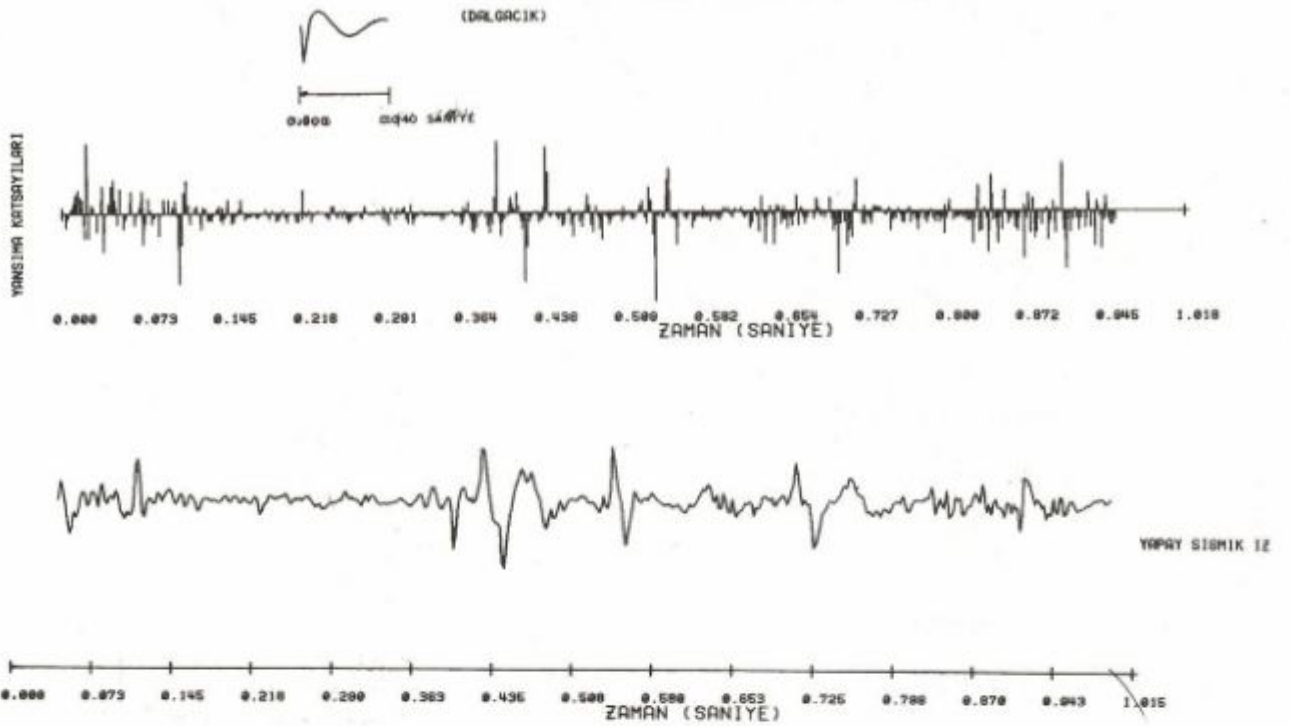
$$z(k) = V_R(k) + n(k) \quad (40)$$

$$V_R(k) = \sum_{j=1}^k \mu(j) \omega(k-j) \quad (41)$$

bağıntısı ile gösterilebilir. Bu bağıntıda,  $V_R(k)$  gürültüsüz sismik izi,  $n(k)$  ölçü gürültüsünü,  $k$  zaman sayacını,  $\omega(i)$ ,  $i = 1, 2, \dots, \ell$  sismik kaynak dalgacığını,  $\mu(j)$   $j = 1, 2, \dots, k$  yansımaya katsayıları dizisini göstermektedir.

Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı'ndan (TPAO) alınan bir kuyu ses kütüğünden 0,002 saniye aralığıyla sağlanan yansımaya katsayılarının sismik kaynak dalgacığı ile evrişiminden yapay sismik iz elde edilmiştir (Şekil 3). Sismik kaynak dalgacığı

$$\omega(t) = -1360te^{-500t} + 0.5e^{-15.3t} \sin\left(\frac{2. \pi t}{0.06}\right) \quad (42)$$



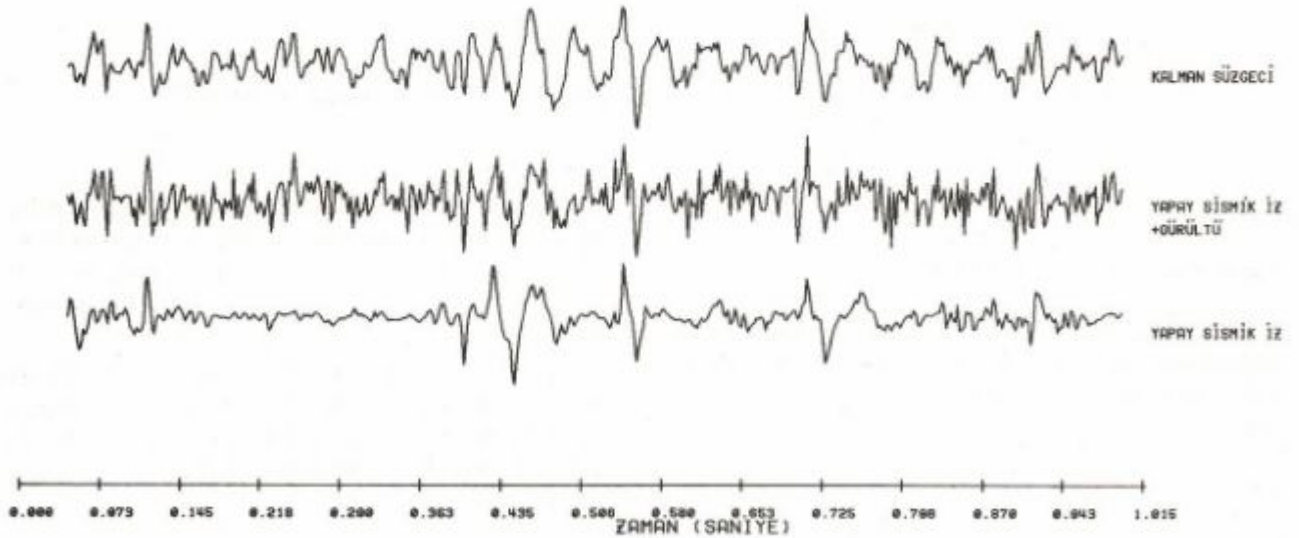
Şekil 3. Yansımaya katsayıları, kaynak sismik dalgacık ve gürültüsüz sismik iz görülmektedir.

bağıntısından yararlanarak hesaplanmıştır (Kramer ve diğ. 1968). Gerçek verilere benzeşim sağlamak amacıyla bu yapay sismik izi Gauss gürültüsü eklenerek gürültülü yapay sismik iz oluşturulmuştur. İm/Gürü. ü oranı aşağıdaki gibi tanımlanmıştır (Crump 1974):

$$\frac{I}{G} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N V_R^2(k)}{\sigma_N^2} \quad (43)$$

Bu bağıntıda  $V_R(k)$  sayısallaştırılmış gürültüsüz yapay sismik izi,  $N$  ayrık sismik örnekleme sayısını,  $\sigma_N^2$  eklenen Gauss gürültüsünün değişimsini göstermektedir.

Şekil 3'de gürültüsüz yapay sismik iz yansımaya katsayıları ile dalgacığın evrişiminden elde edildiği görülmektedir. Bu sismik izi Gauss (normal) gürültü eklenerek im/gürültü oranı değişik sismik izler elde edilmiştir.



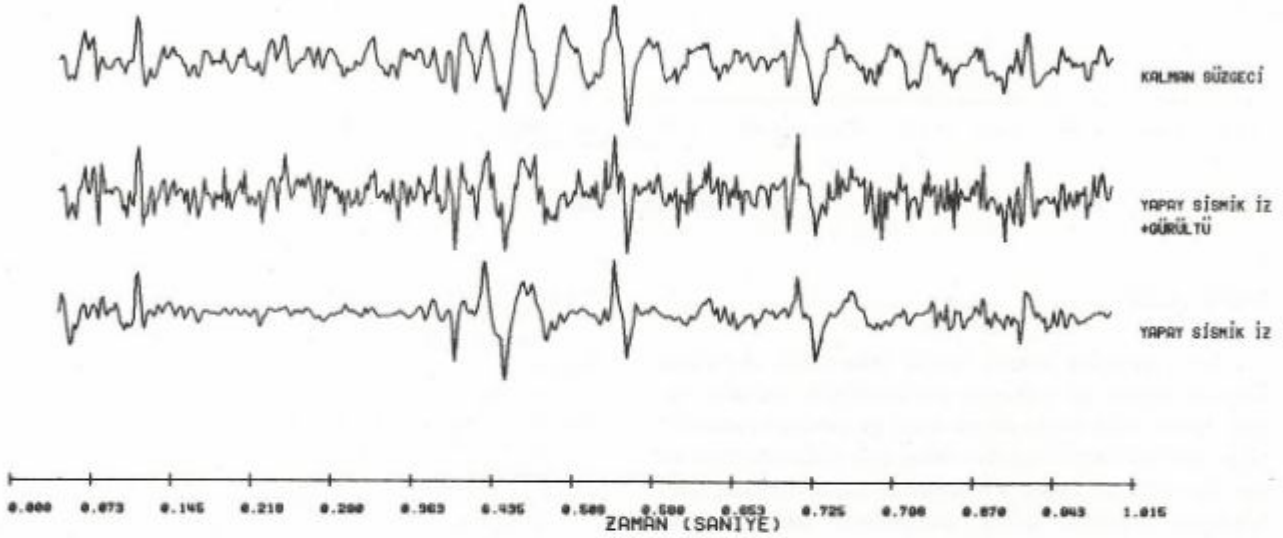
Şekil 4. Yapay sismik izi ayrıklı-Kalman Süzgecinin uygulanmasını göstermektedir.

Şekil 4a. İm/Gürültü = 0.5

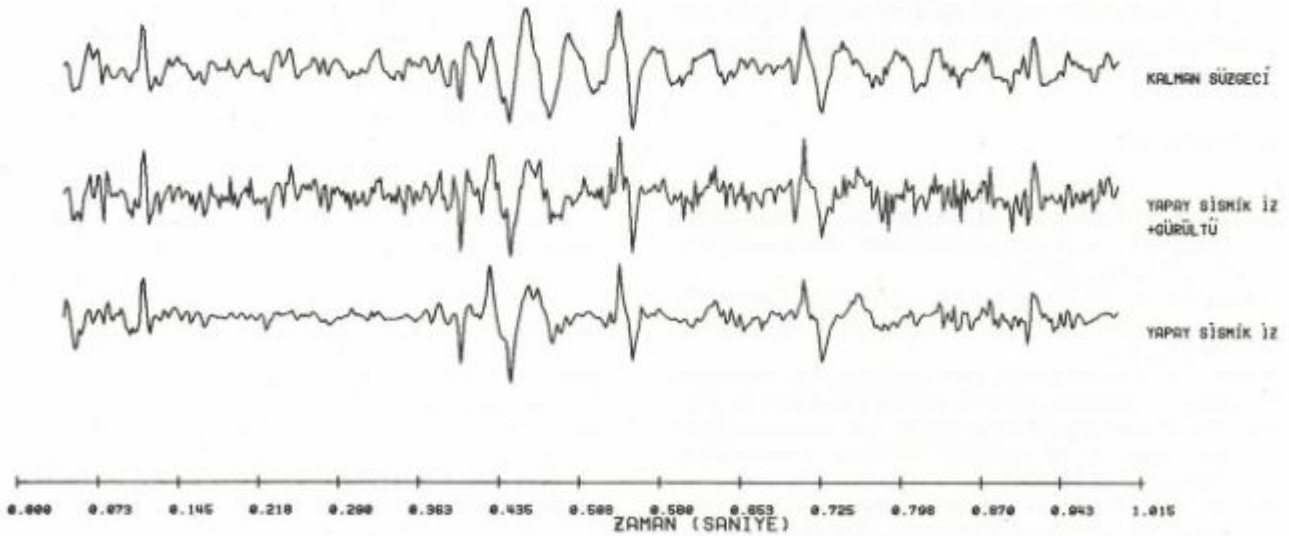
Şekil 4a'da im/gürültü oranı 0.5 olan gürültülü yapay sismik izde 0.067, 0.404, 0.512, 0.684 saniyelerde yansımalar dalgacıkları az çok seçilebilmekte ve diğer yerlerde gürültü tarafından maskelendiğinden dalgacıklar iyi seçilememektedir. Aynı-Kalman süzgecinden geçtikten sonra 0.067, 0.404, 0.512, 0.684, 0.870 saniyelerde yansımalar dalgacıkları daha açık görülmektedir.

Şekil 4b, 4c, 4d'de benzer biçimde im/gürültü oranları 1, 2, 10 olan sismik izlerden aynı-Kalman süzgecinin çıktılarının gürültüsüz sismik izle yaklaşımları görülmektedir.

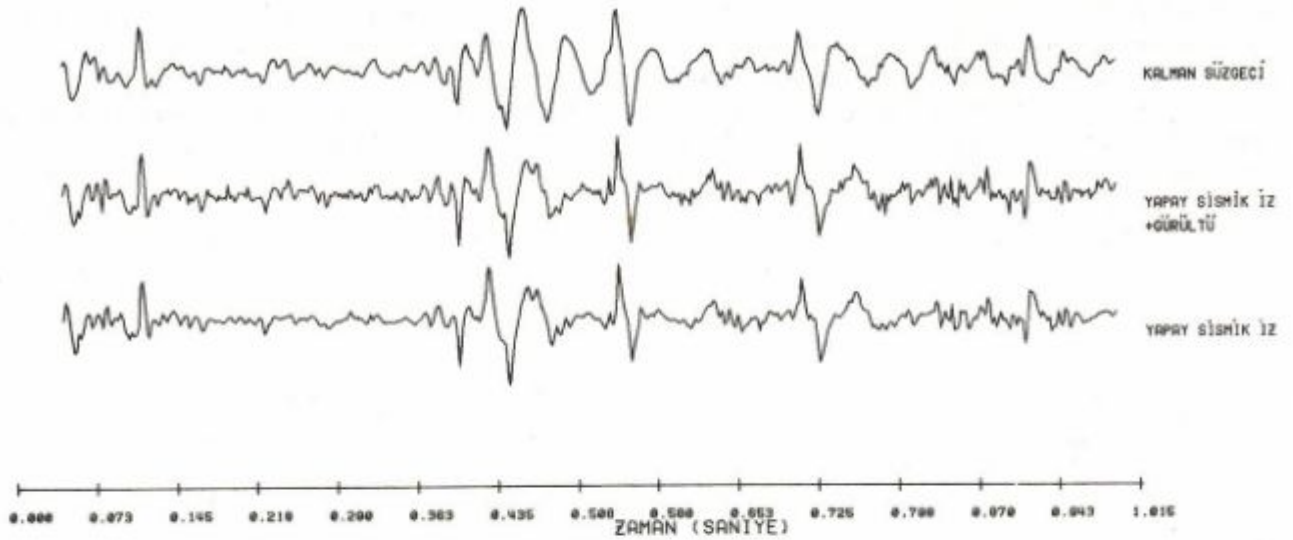
Genel olarak im/gürültü oranı arttıkça gürültülü sismik izden aynı-Kalman süzgeci çıktısının gürültüsüz sismik izle yaklaşımının da belirgin olduğu izlenmektedir.



Şekil 4b. Im/Gürültü = 1.0



Şekil 4c. Im/Gürültü = 2.0



Şekil 4d. İm/Gürültü = 10.0

## SONUÇLAR

Bu çalışmada sismik izlerin tersevirşim sorununa Kalman süzgeci ile yaklaşım incelenmiştir. Kalman süzgeci zaman-ortamında süzme işini gerçekleştirmektedir ve en önemli özelliklerinden birisi geri beslemeli olmasıdır. Bu özellik, süzgeç işlemlerinde bilgisayardan yararlanmakta kolaylık sağlar. Süzgeçleme sırasında tüm işlemlerin depolanmasına gereksinim yoktur.  $\underline{x}(k|k)$ , durum-yöneyinin  $k$  zamanından  $k+1$  zamanına kadar depolanması yeterlidir. Bununla beraber,  $\Phi(k+1, k)$ ,  $\Gamma(k+1)$ ,  $Q(k)$  ve  $R(k+1)$  dizeylerinin  $k = 0, 1, 2, \dots$  için sürekli depolanması gerekir. Bu makalede bu değerler sabit olduğundan bir kere depolanması yeterlidir.

İm/gürültü oranı değişik gürültülü yapay sismik izlere Kalman süzgecinin başan ile uygulandığı görülmektedir.

## KAYNAKLAR

- Aminzadeh, F. ve Mendel, J.M. 1983, Normal incidence layered system state-space models which indude absorbtion effects, *Geophysics* 48, 259-271.
- Ashrafi, F.H. ve Mendel, J.M. 1982, Estimation of parameter in lossless layered media system, *IEEE Trans, Auto. Contr. AC-27*, 31-49.
- Bayless, J.M. ve Brigham, E.O. 1970, Applications of the Kalman filter to continuous signal restoration, *Geophysics* 35, 2-23.
- Chi, C.Y., Mendel, J.M. ve Hampson, D. 1984, A Computational fast Approach to maximum likelihood deconvolution, *Geophysics* 49, 550-565.
- Cox, H. 1964, On the Estimation of state variables and parameters for noisy Dynamic Systems, *IEEE, Trans on Auto. Contr. AC. 9*, 5-12.
- Crump, N.D. 1974, A Kalman filter Approach to the deconvolution of seismic signals, *Geophysics* 39, 1-13.

- Fagin, S.L. 1964, *Recursive Linear Regression Theory, Optimal Filter Theory and Error Analysis of Optimal Systems*, International Conversion Record, part I, New York.
- Greensite, A.L. 1970, *Elements of Modern Control Theory*, Control Theory, V.I., Spartan Books, New York.
- Ho, Y.C. 1962, On the stochastic approximation method and optimal control filtering theory, *J. Math. Anal. Appl.* 6, 152-154.
- Ho, Y.C. 1965, *The Method of Least Squares and Optimal Filtering Theory*, Rand. Corp., Santa Monica, Calif., Memo, RM-3329-PR.
- Ho, Y.C. ve Lee, R.C. 1964, A Bayesian approach to the problems in stochastic estimation and control, *IEEE Trans. Auto. Contr. AC-9*, 333-339.
- Kailath, T. 1968, An Innovation Approach to Least-Squares Estimation. Part I. Linear Filtering in Additive White Noise, *IEEE Trans. On. Auto. Contr. AC-13*, 646-655.
- Kalman, R.E. 1960, A New approach to linear filtering and prediction problems, *Trans. ASME, Journal of Basic Eng. Ser. D. 82*, 34-45.
- Kalman, R.E. ve Bucy R.S. 1961, New results in linear filtering and prediction theory, *Trans. ASME, Ser. D., Journal of Basic Engr.* 83, 95-107.
- Kormylo, J. ve Mendel J.M. 1978, On maximum likelihood detection and estimation of reflection coefficients, 48th Annual Meeting of SEG, San Fransisco, Calif.
- Kramer, J.J., Peterson, R.W. ve Walter W.C. 1968, Seismic energy sources 1968 handbook, Presented at the 38th Annual International SEG Meeting, Denver, Colorado.
- Kuo, B.C. 1970, *Discrete-Data Control Systems*, Prentice Hall Inc.
- Meditch, J.S. 1969, *Stochastic Optimal Linear Estimation and Control*, McGraw Hill, New York.
- Mendel, J.M. 1973, *Discrete Techniques of Parameter Estimation. The Equation Error Formulation*, Marcel Dekkar, Inc., New York.
- Mendel, J.M. ve Kormylo, J. 1978, Single channel white noise estimations for deconvolution, *Geophysics* 43, 102-124.
- Mendel, J.M., Kormylo, J., Aminzadeh, F., Lee, J.S. ve Ashrofi F.N. 1981, A novel approach to seismic signal processing and modeling, *Geophysic* 64, 1398-1414.

- Ogata, K. 1970, Modern Control Engineering, Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, N.J.
- Ho, N. ve Meder, H.G. 1972, The Kalman filter as prediction error filter, Geophysical Prospecting 20, 549-560.
- Rauch, H.E., Tung, F. ve Striebel, C.T. 1965, Maximum likelihood estimates of linear dynamic systems, AIAA j. 3, 1445-1450.
- Robinson, E.A. 1957, Predictive decomposition of seismic traces, Geophysics 22, 767 - 778.
- Robinson, E.A. 1967, Predictive decomposition of time series with application to seismic exploration, Geophysics 32, 414 - 484.
- Sage, A.P. ve Melsa, J.M. 1971, Estimation Theory with Application to Communication and Control, McGraw Hill, New York.
- Sayman, A. 1983, Kalman Süzgecinin Sismik Verilere Uygulanması, Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Doktora Tezi.
- Singh, M.G. ve Titli, A. 1978, Systems Decomposition, Optimization and Control, Pergamon Press.
- Smith, G.L. 1965, The scientific interential relationships between statistical estimation, decision theory, and modern filter theory, Proc. JACC Rensselaer Polytechnic Inst., 350 - 359.
- Tamer, A.R. 1977, Kalman Filtresinin Sismik Sinyallerin Dekonvolüsyon İşlemlerine Uygulanması, İ.U. Fen Fakültesi, Tatbiki Jeofizik Kürsüsü, Jeofizik Yüksek Mühendisliği Diploma Travayı.

# YANSIMA MATRİSLERİNDEN YARARLANARAK DİK OLMAYAN GELİŞ HALİNDE TABAKA PARAMETRELERİNİN HESAPLANMASI

## Estimation of Layer Parameters of An Elastic Medium From Reflection Coefficient Matrices for Non-Normal Incidence

Kenan GELİŞLİ\* ve Ömer ALPTEKİN\*

### ÖZET

Yansımada sismolojide en önemli problemlerden birisi yüzeyde kaydedilen yansımada sismogramlarından tabaka parametrelerinin (yoğunluk, P-dalganın hızı, S-dalganın hızı) elde edilmesidir. Düzlem dalganın sınıra dik geliş halinde sadece akustik empedanslar ( $Z = \rho \cdot V$ ) hesaplanabilmektedir. Ancak dik olmayan geliş halinde Aminzadeh (1984)'nin önerdiği algoritma ile yansımada katsayı matrisleri kullanılarak tabaka parametreleri saptanabilmektedir. Bu çalışmada çeşitli tabakalı yer modelleri için yansımada katsayı matrisleri kullanılarak iteratif olarak bir alttaki tabakanın parametreleri elde edilmeye çalışılmıştır. Önce Frasier (1970)'in tanımladığı yansımada ve iletim matrisleri ile tabaka parametre matrisleri arasındaki ilişkiden yararlanarak bir akustik ortamda dalganın dik olmayan geliş halinde (dik geliş halindeki benzer olarak) bir tabaka empedans matrisi tanımlandı. Daha sonra  $n+1$  inci tabakanın tabaka empedans matrisi ile  $n$  inci tabakanın yansımada katsayısı ve parametre matrisleri arasında bir ilişki çıkarıldı. Bu ilişkiden yararlanarak alt tabakanın parametreleri ayrı ayrı hesaplanabilmektedir. Bu hesaplamalar için sadece düzlem dalganın geliş açısı, ilk tabakanın parametreleri ve tabakalı ortamın yansımada matrislerinin bilinmesi gerekmektedir. Deneylerimiz Aminzadeh'in önerdiği algoritmanın başarılı sonuçlar verdiğini göstermektedir. Yansımada matrislerinin sismogramlardan ters çözüm yoluyla hesaplanması halinde bu yöntem tabaka parametrelerinin saptanmasında kullanılabilir.

### ABSTRACT

An important problem in reflection seismology is to recover layer parameters (e.g., density, P-wave velocity, S-wave velocity) for an elastic medium from the reflection seismograms recorded at the free surface. In the case of normal incidence, only the acoustic impedance ( $Z = \rho \cdot V$ ) can be computed from the reflection seismogram. In the case of non-normal incidence however, the layer parameters can be computed from the reflection coefficient matrices as described by Aminzadeh (1984). In this study, we attempt to compute the layer parameters from reflection coefficient matrices by employing the Aminzadeh's algorithm. We first define an impedance matrix for an acoustic medium from the reflection, transmission and the layer parameters matrices (Fraser 1970) in the case of non-normal incidence. Later, a matrix relationship between the reflection coefficient and the layer parameters matrices of the  $n$  th layer and the layer impedance matrix of  $n+1$  th layer is defined. From this relationship it is possible to compute the layer parameters of the subsurface recursively. Only the layer parameters of the first layer and the reflection coefficient matrices for the layered medium, and the angle of incidence for the plane wave must be known to perform these computations. Our experiments by using Aminzadeh's algorithm produce good results on synthetic data.

\* Karadeniz Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon



## GİRİŞ

Arama jeofizikinde amaç yer altındaki yapıyı elde etmek olduğuna göre, tabakaların parametrelerinin saptanması çok önemli bir problemdir. Tabakalı bir ortamda sınıra dik gelen düzlem dalga durumunda her bir sınırın yansımaya katsayılarından her tabakanın akustik empedansı (Z) hesaplanabilmektedir. Bu ters çözüm işlemi gürültüsüz durum için Kunetz ve d'Erceville (1962) ve gürültülü durum için Habibi - Ashafi (1978)'de verilmiştir. Fakat dik geliş halinde akustik empedans (Z) dan yoğunluk ( $\rho$ ) ve hız (V) nin çözülmesi mümkün değildir.

Frasier (1970) tabakalı bir ortam için yansımaya ve iletim matrislerinin nasıl hesaplanacağını göstermiştir. Bunun için her sınırda dalga alanı sürekli olmalıdır. Önce P ve S dalgalarının hızları, yoğunluk ve geliş açılarının fonksiyonu olan ( $2 \times 2$ ) boyutlu tabaka parametre matrisleri tanımlanmıştır. Bundan başka elastik ortamda sınıra dik gelmeyen düzlem dalga durumu için bir tabaka empedans matrisi tanımlanmıştır. Daha sonra n inci tabakanın tabaka parametre matrisleri ve yansımaya matrisi ile n+1 inci tabakanın tabaka empedansı arasında bir ilişki kurulmuştur. Tabakanın akustik empedansı (Z) dik gelen düzlem dalga hali için yansımaya katsayılarından elde edilebilmesine rağmen  $\rho$  ve V parametreleri ayrı ayrı elde edilemezler. Fakat dik olmayan geliş halinde tabaka empedans matrisinin elementlerinden tabaka parametreleri elde edilebilir (Aminzadeh 1984).

Bu çalışmada Aminzadeh (1984)'nin tabaka parametrelerinin hesaplanması için önerdiği algoritma irdelenerek bir bilgisayar programı düzenlenmiş ve değişik yerli modelleri üzerinde deneyerek başarılı sonuçlar alınmıştır. Sismogramlardan ters çözüm yolu ile yansımaya matrislerinin elde edilebilmesi halinde, bunlardan yararlanarak ve Aminzadeh'in algoritması kullanılarak tabaka parametreleri sağlıklı bir şekilde hesaplanabilecektir.

## YANSIMA KATSAYILARINDAN TABAKA EMPEDANSLARININ HESAPLANMASI

Bu bölümde dik gelen dalga durumu için yansımaya katsayıları ve tabakanın akustik empedansı arasındaki ilişki verilmektedir. Bitişik iki tabakanın akustik empedansları  $Z_n$  ve  $Z_{n-1}$  ise sınıra dik gelen düzlem dalga halinde n inci tabakanın yansımaya katsayısı  $r_n$ ,

$$r_n = \frac{Z_n - Z_{n-1}}{Z_n + Z_{n-1}} \quad (1)$$

ile verilir. (1) denkleminde  $Z_n$ ,

$$Z_n = \frac{1 + r_n}{1 - r_n} Z_{n-1} \quad (2)$$

olur. İlk tabakanın akustik empedansı ( $Z_0$ ) ve yansımaya katsayıları bilinirse n inci tabakanın akustik empedansı ( $Z_n$ ) (2) denkleminde hesaplanabilir. Yani tabakalı ortamın yansımaya katsayıları ve tabakanın akustik empedansı arasındaki ilişkiden bir alt tabakaya ait akustik empedans hesaplanabilmektedir (Kunetz ve d'Erceville 1962). Fakat tabakaya ait yoğunluk ve hızın hesaplanması olanaksızdır.

## YANSIMA MATRİSLERİNDEN YARARLANARAK DİK OLMAYAN GELİŞ HALİNDE TABAKA EMPEDANSININ HESAPLANMASI

Dik olmayan geliş halinde her arayüzeyin yansımaya ve iletim katsayıları ( $2 \times 2$ ) boyutunda  $R_n$ ,  $T_n$ ,  $R'_n$  ve  $T'_n$  (tabakanın altından ve üstünden yansımaya ve iletim katsayıları) olmak üzere dört matrisle verilir (Frasier 1970). Habibi Ashrafi (1978)'in geliştirdiği aşağı doğru iterasyon tekniğinin genelleştirilmesi ile dik olmayan gelişler için de bu matrisler tanımlanabilir (Shiva 1982).

Tabaka parametrelerinin saptanması için yansımaya ve iletim matrisleri  $R_n$ ,  $T_n$  ve parametre matrisleri  $A_n$ ,  $B_n$ ,  $L_n$ ,  $A_{n+1}$ ,  $B_{n+1}$ ,  $L_{n+1}$  e ihtiyaç vardır. Parametre matrisleri aşağıdaki gibi tanımlanmıştır (Frasier 1970) :

$$A = \begin{bmatrix} -q^p & 1 \\ (1-\gamma)\rho q^p & \rho\gamma \end{bmatrix}, \quad (3a)$$

$$B = \begin{bmatrix} -1 & -q^s \\ -\rho\gamma & (1-\gamma)\rho q^s \end{bmatrix}, \quad (3b)$$

$$L = \begin{bmatrix} (\rho q^p)^{1/2} & 0 \\ 0 & (\rho q^s)^{1/2} \end{bmatrix} \quad (3c)$$

Burada,

$$q^p = ((c/v^p)^2 - 1)^{1/2} \quad (3d)$$

$$q^s = ((c/V^s)^2 - 1)^{1/2} \quad (3e)$$

$$\gamma = 1 - 2(V^s/c)^2 \quad (3f)$$

dir. (3d) ve (3f) deki  $c$  sismik dalganın yatay faz hızıdır ve

$$c = \frac{V^P}{\sin\theta} \quad (3g)$$

ile verilir. Burada  $V^P$  düzlem P dalgasının hızı,  $\theta$  ise sınıra geliş açısıdır. Yukarıdaki denklemlerde tabakayı gösteren indisler basitlik olsun diye yazılmamıştır. Frasier (1970)'in (A-11) denklemleri aşağıdaki gibi yeniden yazılabilir.

$$B_n = -B_n L_n^{-1} R_n' L_n + B_{n+1} L_{n+1}^{-1} T_n' L_n, \quad (4a)$$

$$A_n = A_n L_n^{-1} R_n' L_n + A_{n+1} L_{n+1}^{-1} T_n' L_n. \quad (4b)$$

(4a) ve (4b) nin her iki tarafı sırasıyla  $B_n^{-1}$  ve  $A_n^{-1}$  ile çarpılırsa

$$I = -L_n^{-1} R_n' L_n + B_n^{-1} B_{n+1} L_{n+1}^{-1} T_n' L_n \quad (5)$$

ve

$$I = L_n^{-1} R_n' L_n + A_n^{-1} A_{n+1} L_{n+1}^{-1} T_n' L_n \quad (6)$$

olur. Şimdi de (5) ve (6) nin her iki tarafı sırasıyla önce  $L_n$  sonra  $L_n^{-1}$  ile çarpılırsa

$$I = -R_n' + L_n B_n^{-1} B_{n+1} L_{n+1}^{-1} T_n' \quad (7)$$

ve

$$I = R_n' + L_n A_n^{-1} A_{n+1} L_{n+1}^{-1} T_n' \quad (8)$$

elde edilir.

(7) ve (8) aşağıdaki gibi yeniden yazılabilir :

$$I + R_n' = L_n B_n^{-1} B_{n+1} L_{n+1}^{-1} T_n' \quad (9)$$

ve

$$(I - R_n')^{-1} = (T_n')^{-1} L_{n+1} A_{n+1}^{-1} A_n L_n^{-1}. \quad (10)$$

(9) ve (10) renklerinin her iki tarafı karşılıklı çarpılırsa

$$(I + R_n') (I - R_n')^{-1} = L_n B_n^{-1} B_{n+1} A_{n+1}^{-1} A_n L_n^{-1} \quad (11)$$

elde edilir. Dik gelen dalga için limit durumu  $c^{\rightarrow\infty}$  Aminzadeh (1982) EK-B'de açıklanmıştır. (2) denkleminin

sağ tarafı ile (dalganın dik gelmesi durumu için yansımaya katsayısına bağlı olarak tabaka empedansı) (11) denkleminin sol tarafı yapısal olarak birbirine benzemektedir. (11) denkleminin dik gelmeyen dalga durumu için yansımaya matrisleri ile parametre matrisleri arasındaki ilişkiyi gösterir. (11) denklemini aşağıdaki gibi yazılabilir :

$$B_{n+1} A_{n+1}^{-1} = B_n L_n^{-1} (I + R_n') (I - R_n')^{-1} L_n A_n^{-1} \quad (12)$$

Bu denklem  $n+1$  inci tabakanın parametre matrisleri ile  $n$  inci tabakanın parametre ve yansımaya matrisleri arasındaki ilişkiyi gösterir. (12) denkleminin  $B_i A_i^{-1}$ ,  $i = 1, 2, \dots, n+1$ ,  $R_j$ ,  $j = 0, 1, \dots, i$  ve  $A_0$ ,  $B_0$  ve  $L_0$ 'ün bilinmesiyle çözülebilir.

(12) denkleminin  $\rho_n$  ve  $V_n$  nin çarpımını veren (2) denkleminin  $A_{n+1}^{-1}$  ve  $B_{n+1}$  in çarpımını verir, tabaka parametrelerini vermez. (2) ve (12) denklemleri karşılaştırılırsa bu denklemler arasında büyük benzerlik olduğu görülür. Denklemlerin sağ tarafı düşünülürse benzerlik daha açık görülür. O da matris olarak

$$(I + R_n') (I - R_n')^{-1} L_n^{-1} L_n B_n A_n^{-1}$$

gibi veya

$$\frac{I + R_n'}{I - R_n'} B_n A_n^{-1}$$

biçiminde yazılabilir. Bu denklemlerin türetme işlemindeki indirgemenin dolaylı empedans matrisi boyutsuzdur. Tabaka parametreleri  $\rho_n$ ,  $V_n^P$  ve  $V_n^S$  nin bu hesapladığımız empedans matrisinden nasıl bulunabileceği izleyen bölümde açıklanmıştır. Daha önce belirtildiği gibi dalganın normal gelmesi halinde bu mümkün değildir.

#### TABAKA EMPEDANSLARINDAN TABAKA PARAMETRELERİNİN HESAPLANMASI

Tabaka parametreleri  $\rho_n$ ,  $V_n^P$  ve  $V_n^S$  yi elde etmek için (12) denklemini kullanılabilir. Bunun için (12) nin sağ tarafı  $K_n$  ile gösterilsin.

$$B_n A_n^{-1} = K_n \quad (13)$$

olur (Aminzadeh 1984).

$K_n$  iterasyonunun  $n$  inci safhasındaki matristir. (13) matris denkleminin tabaka parametrelerinin hesabı için bilinmeyen sayısından fazla denklem (dört denklem üç bilinmeyen) içerir. (13)'ün çözülebilmesi için üç bağımsız denklem yeterlidir.

A ve B matrislerini aşağıdaki şekilde yeniden yazabiliriz (Aminzadeh 1984). Yine gösterimde basitlik için tabaka indisleri yazılmamıştır.

$$A = \begin{bmatrix} -\frac{1}{U} & 1 \\ \frac{(1-X)Y}{U} & XY \end{bmatrix}, \quad (14)$$

$$B = \begin{bmatrix} -1 & -W \\ -XY & (1-X)YW \end{bmatrix}. \quad (15)$$

Burada  $X = \gamma$ ,  $Y = \rho$ ,  $U = 1/q^D$  ve  $W = q^S$  dir. Buna göre

$$A^{-1} = \begin{bmatrix} -XU & U/Y \\ 1-X & 1/Y \end{bmatrix} \quad (16)$$

dir. (14) ve (16) denklemleri kullanılarak (13) denklemi aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$B.A^{-1} = \begin{bmatrix} XU-W(1-X) & -\frac{U+W}{Y} \\ X^2YU+WY(1-X)^2 & -XU+W(1-X) \end{bmatrix} \quad (17)$$

$$= \begin{bmatrix} K_1 & K_2 \\ K_3 & -K_1 \end{bmatrix}$$

(17) de  $B.A^{-1}$  in diyagonal elementleri ayrı mutlak değerlere sahiptir. (17) den aşağıdaki üç bağımsız denklem yazılabilir.

$$K_1 = XU-W(1-X) \quad (18)$$

$$K_2 = -(U+W)/Y \quad (19)$$

$$K_3 = X^2Y^2 + WY(1-X)^2 \quad (20)$$

(3e) ve (3f) den, X ve W arasında ilişki sağlayan bir denklem yazılabilir.

$$X = \frac{W^2 - 1}{W^2 + 1} \quad (21)$$

(18), (19), (20) ve (21) X, Y, U ve W nin çözülebileceği doğrusal olmayan denklem sistemini meydana getirirler. (17)nin her iki tarafının determinantı alınıp eşitlenerek aşağıdaki basit bağıntı bulunur.

$$WU = -K_4 \quad (22)$$

Burada  $K_4 = K_1^2 + K_2K_3$ , yani K nin determinantının negatifidir. Doğrusal olmayan denklem takımının çözümünü elde etmek için (18), (19), (21) ve (22) kullanılır. Bazı cebirsel işlemlerden sonra W için aşağıdaki denklem elde edilir (Aminzadeh 1984),

$$W^3 + W^2 \frac{2+K_4}{K_1} + W - \frac{K_4}{K_1} = 0 \quad (23)$$

Bu denklemin fiziksel anlamlı pozitif kökü alınıp  $W^*$  ile gösterilir ve (22) de yerine yazılırsa :

$$X^* = \frac{W^{*2}-1}{W^{*2}+1} \quad (24)$$

ve

$$U^* = \frac{-K_4}{W^*} \quad (25)$$

denklemleri elde edilir. Bu denklemlerden  $X^*$  ve  $U^*$  hesaplanabilir. Daha sonra, (19) dan,

$$Y^* = -\frac{U^* + W^*}{K_2} \quad (26)$$

eşitliği yazılabilir. (23), (24), (25) ve (26) ile verilen  $X^*$ ,  $Y^*$ ,  $U^*$  ve  $W^*$  çözümleri ve X, Y, U ve W nin tanımlamalarından tabaka parametreleri izleyen bağıntılardan hesaplanabilir.

$$V^{P*} = CU^* / (U^{*2} + 1)^{1/2}, \quad (27)$$

$$V^{S*} = C/(W^{*2} + 1)^{1/2}, \quad (28)$$

ve

$$\rho^* = Y^*. \quad (29)$$

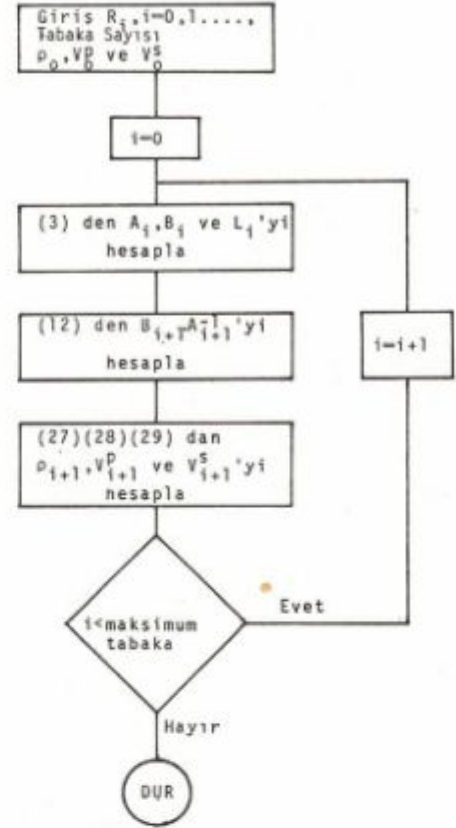
Bu sonuçlara göre tabaka empedanslarından tabaka parametreleri elde edilebilmektedir. Yani elastik ortamda dalganın dik gelmemesi halinde her tabakanın parametreleri hesaplanabilmektedir. Bunun için gerekli olan yalnızca düzlem dalganın geliş açısı, serbest yüzeyin parametreleri (veya ilk tabaka) ve yansıma katsayısı matrisleri

dir. Hesaplama gürültü etkisini azaltmak ve kararlılığı arttırmak amacı ile farklı geliş açıları için ve hesap değerinin ortalaması alınarak yinelenabilir.

Şekil 1'de aşağı doğru iteratif olarak bütün tabakaların parametrelerini hesaplama tekniğini özetleyen bir akış diyagramı verilmiştir. Diyagramdan da görüleceği gibi  $i$  inci iterasyonda (3) den  $A_{i+1}$ ,  $B_{i+1}$  ve  $L_{i+1}$  ve (12) den de  $A_{i+1} \cdot B_{i+1}$  hesaplanır. Daha sonra (27), (28), (29)dan da tabaka parametreleri hesaplanır. Hesaplamalarda  $\rho_0$ ,  $V_0^P$ ,  $V_0^S$  ve  $R_i$ ,  $i = 0, 1, \dots$ , en büyük tabaka sayısı dizisine ihtiyaç vardır.

### YAPAY VERİ UYGULAMALARI

Aminzadeh (1984)'in kullandığı giriş parametreleri ve hesapladığı parametreler Çizelge 1'de verilmektedir. Çizelgeden de görüleceği gibi hesaplanan değerler olması gereken değerlere çok yakın, neredeyse denktir. Çizelge 2'de aynı model için bu çalışmada hesaplanan değerler ve giriş parametreleri verilmiştir. Bu çizelgeden de hesaplanan değerlerle modellerimizdeki değerlerin çok yakın olduğu görülmektedir. Çizelge 3'de bir başka model için giriş parametreleri ve hesaplanan değerler görülmektedir. Çizelgelerde farklı geliş açıları için hesaplanan değerler de verilmiştir.



Şekil 1. Tabaka parametrelerinin hesaplanmasını gösteren akış diyagramı

Çizelge 1. Model ve Hesaplanmış Değerler (Aminzadeh 1984)

Tabaka	Giriş Parametreleri				
	1	2	3	4	5
$V^P$	5000.0	8000.0	10000.0	2000.0	9000.0
$V^S$	2887.8	4618.8	5773.5	1154.7	5196.2
$\rho$	1.934	2.175	2.3	1.538	2.240
$\theta = 2^\circ$ için hesaplanan parametreler					
$V^P$	5000.0	7999.6289	9999.84	2004.123	8960.256
$V^S$	2887.8	4618.55	5773.437	1157.117	5164.078
$\rho$	1.934	2.17508	2.300021	1.534837	2.24897
$\theta = 20^\circ$ için hesaplanan parametreler					
$V^P$	5000.0	7999.832	9999.824	1995.382	9018.5977
$V^S$	2887.8	4618.679	5773.382	1151.985	5216.914
$\rho$	1.934	2.1750412	2.3000259	1.541538	2.23672

Çizelge 2. Model ve Hesaplanmış Değerler

Tabaka	Giriş Parametreleri				
	1	2	3	4	5
$V^P$	5000.0	8000.0	10000.0	2000.0	9000.0
$V^S$	2887.8	4618.8	5773.5	1154.7	5196.2
$\rho$	1.934	2.175	2.30	1.538	2.240
$\theta = 2^\circ$ için hesaplanan parametreler					
$V^P$	5000.0	7936.2	9995.3	2002.6	8999.5
$V^S$	2887.8	4616.6	5770.8	1156.2	5196.9
$\rho$	1.934	2.176	2.30	1.535	2.240
$\theta = 20^\circ$ için hesaplanan parametreler					
$V^P$	5000.0	7999.86	9999.79	1999.895	9000.1
$V^S$	2887.8	4618.73	5773.4	1154.64	5196.28
$\rho$	1.934	2.175	2.30	1.538076	2.23996

Çizelge 3. Model ve Hesaplanmış Değerler

Tabaka	Giriş Parametreleri			
	1	2	3	4
$V^P$	3464.1	5196.2	6062.2	6928.2
$V^S$	2000.0	3000.0	3500.0	4000.0
$\rho$	1.9	2.0	2.1	2.2
$\theta = 2^\circ$ için hesaplanan parametreler				
$V^P$	3464.1	5194.5	6059.8	6925.1
$V^S$	2000.0	2999.0	3498.6	3998.3
$\rho$	1.9	2.0	2.1	2.2
$\theta = 20^\circ$ için hesaplanan parametreler				
$V^P$	3464.1	5195.4	6053.4	6928.8
$V^S$	2000.0	2999.5	3494.5	4000.4
$\rho$	1.9	2.0	2.1	2.199

## SONUÇLAR

Bu çalışmada düzlem dalganın dik olmayan gelişli halinde Aminzadeh (1984)'in verdiği şekilde yansıma ve parametre matrisleri arasındaki ilişkiyi yararlanarak ve yansıma matrislerini kullanarak bir tabaka empedans matrisi tanımlandı. Bu matrisin özel durumundan yararlanarak doğrusal olmayan denklem takımı oluşturuldu. Bu denklem takımı Aminzadeh'in önerdiği algoritmaya uygun hazırlanan bir program paketi ile çözümlenerek bir alttaki tabakanın parametrelerinin iteratif olarak nasıl hesaplanabileceği gösterildi. Ayrıca dalganın gelişli açısındaki farklılıkların hesaplamalardaki duyarlılığı fazla etkilemediği gösterilmiştir. Sismogramlardan yansıma matrislerinin elde edilebilmesi halinde, Aminzadeh (1984)'in önerdiği algoritma tabaka parametrelerinin hesaplanmasında kullanılabilir.

## KAYNAKLAR

- Aminzadeh, F. 1979, Non-normal Incidence State Space Model for Layered Media Systems, Ph.D. thesis, Department of Electrical Engineering, University of Southern California, Los Angeles.
- Aminzadeh, F. and Mendel, J.M., 1982, Non-normal incidence state space model and line source reflection synthetic seismogram, *Geophysical Prospecting* 30, 541-568.
- Aminzadeh, F. 1984, Derivation of layer parameters of an elastic medium from reflection coefficient matrices, *Geophysical Prospecting* 32, 819-827.
- Frasier, C.W. 1970, Discrete-time solution for plane P-SV-Waves in a plane layered medium, *Geophysics* 35, 197-219.
- Habibi-Ashrafi, F. 1978, Estimation of Parameters in Lossless Layered Media Systems, Ph.D. thesis, Department of Electrical Engineering, University of Southern California, Los Angeles.
- Kunetz, G. and D'Erceville, I. 1962, Sur certaines propriétés d'une onde acoustique plane de compression dans un milieu stratifié, *Annales de Géophysique* 18, 351-359.
- Shiva, M. 1982, Geoptimal Deconvolution, Ph.D. thesis, Department of Electrical Engineering, University of Southern California, Los Angeles.

# KALIN BAZALT ÖRTÜSÜ ALTININ YERELEKTRİK YÖNTEMLE ÇALIŞILMASI: BATI KAFKASYA

## Resistivity Studies Over the Thick Basalt Cover, the Western Causasia

Ahmet ERCAN\*, Tuğrul GENÇ\* ve M. Ali DUYGU\*\*

### ÖZET

Sovyet Rusya'nın Doğu Kafkasya bölgesinde karşılaşılan petrol varlığının Türkiye toprakları içindeki Batı Kafkasya'da uzantısını belirlemek amacıyla, 5 kilometre aralarla ve 10 km'lik yarı-açılım aralığı için KG doğrultusunda derin Schlumberger elektrik özdirenç ölçümleri alınmıştır. Çoğunlukla eğriler KH türü olsa da, Batı Kafkasya'nın yalçın yükselti alçaltıları nedeniyle eğriler üzerine salınımlar binmiştir. Yaygın karmaşık bazalt-andezit örtüsüne ( $400 \pm 100$  ohm-m) göre iletken olan Kuaterner çökel kayalar ( $10 \pm 5$  ohm-m) V-türü çöküntü ve nehir yatakları boyunca gözlenmiştir. Birçok durumda, Neojen yaşlı böyle iletken yanal süreksizlikler elektrik delgi eğrileri üzerindeki çekme etkileri ile sanki derinde hayali bir iletken düzey varmış izlenimini uyandırarak değerlendirmeyi yanıltabilirler.

Diğer yandan, volkanik örtü altında 1.5-2 kilometre kalınlığında iletken bir katman varlığı ile karşılaşılmıştır. İletken katman altındaki elektrik temel kuzeyden güneye gittikçe sığlaşmaktadır. Benzer biçimde, Karadeniz kıyılarında kalınlığı birkaç kilometre olan volkanitler güneye doğru inceleterek, Digor kenti dolayında birkaç yüz metreye değin incelik. Susuz-Arpaçay teknesi dolayında Neojen temel dokunağı, doğru akım doygunluğu yarattığından daha aşağılardan bilgi edinilmesini engellemektedir. Ayrıca, bazalt altında yatan kalın-iletken katmanın petrol içerip içermediği üzerine herhangi bir işaret yoktur.

### ABSTRACT

In order to determine the continuation of petroleum existences faced in Eastern Caucasia (Soviet Russia), into the western extension in Turkish territory, deep Schlumberger resistivity soundings up to 10 km half-expansion length, were made along the 100 kilometers long profiles with station interval of 5 kilometers, in North-South direction. Although forms of sounding curves are KH-Type, in general, there occur high frequency noise because of rough topography of the Western Caucasia. Conductive Quaternary sediments ( $10 \pm 5$  Ohm-m) are observed along the V-type river beds in the relatively resistive ( $400 \pm 100$  ohm-m) large basalt-andesite overburden complex.

In most cases, such horizontal conductive discontinuity of Neogene deposits mislead the interpreters by giving an impression of a fictitious conductive underlying layer, on sounding curves. On the other hand, it is clear that there exists a conductive layer underneath of the volcanic cover with a thickness of about 1.5 to 2 kilometers and it overlies an electrical basement which gets shallower from North to South. Likewise, thickness of volcanics starts from a few kilometers on the Black Sea Coast and reduces to a thickness of a few hundreds of meters around Town of Digor, on the South. Direct current saturation at the Neogene-Basement interface in Susuz-Arpaçay basin obstacles to collect information from deeper underlying sections. There is also no clue, if the thick and conductive layer underlying basalt cover will be productive or not.

\* İ.T.U. Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Böl. İstanbul

\*\* TPAO Arama Grubu, Ankara

## GİRİŞ

Jeofizik çalışmaların sürdürüldüğü yer, Türkiye'nin Kuzeydoğu köşesindedir (Şekil 1). Batı Kafkasya diye anılan bu bölge doğuda Kafkasya ve petrol alanları, güneyde Van gölü, kuzeyde Karadeniz ile sınırlıdır.

Bölgenin volkanitlerle kaplı olması yüzünden jeolojik kesitlerin çıkarılması oldukça zordur. Bu yüzden tabanı belirleyebilmek için 1974-1975 yıllarında bölgede MTA'ca gravite ve manyetik çalışmalar yapılmıştır (Ergun 1979) (Şekil 2). Bölgenin Küçük Kafkasya ile bağlantılı olduğu bilinmektedir. Küçük Kafkasya'da eksi gravite belirtileri gösteren örtü altı kütleleri en büyük çöküş bölgelerinden birinin Gümrü dolayında olduğunu gösterir. Bu alanlar genç volkanitlerle örtülmüştür. Genç volkanizmanın gelişmiş olduğu bütün kuşak eksi gravite belirtileri ile gösterilmiştir (Şekil 3). Tabansal yükselimler arasında kalan çöküntü bölgelerini, 1- Ağrı Tahir çöküntüsü, 2- Aras Vadisi çöküntüsü, 3- Süphan Dağı Ziyarettepe - Hacıhalil dağı boyuna uzanan çöküntüsü, 4- Kars - Susuz - Arpaçay çöküntüsü, 5- Göle'nin güneyindeki çöküntü, 6- Göle - Susuz çöküntüsü, 7- Göle'nin kuzeyindeki çöküntü, 8- Ardahan çöküntüsü, 9- Ardahan - Çıldır çöküntüsü olarak belirtmiştir (Şekil 3) (Ergun 1979).

Volkanitler altında bulunduğu sanılan çökellerin varlığını araştırmak ve olası çöküntü alanlarını saptayabilmek için MTA - TPAO işbirliği ile 1977-1978 yıllarında bölgede doğru akım elektrik öz direnç çalışmaları yapılmıştır. Petrol varlığı açısından olumlu görülen kuzeydeki Kars platosu havzasında ve güneydeki Tuzluca-İğdir depresyon havzasında yaklaşık 180 noktada Schlumberger dizilimi kullanılarak elektrik delgi (sounding) eğrileri elde edilmiştir.

## BÖLGENİN JEOLJİSİ

Kars bölgesi kuzeyden ve batıdan Pontidler-Anatolidler doğu uzantıları ve Çoruh çöküntüsü, güneyden Aras çöküntüsü ve doğudan Küçük Kafkasya ve Büyük Kafkasya yükselimi arasına sıkışmış bir plato görünümünde olup yüzeyinin büyük bir bölümü volkanitlerle kaplıdır (Şekil 2).

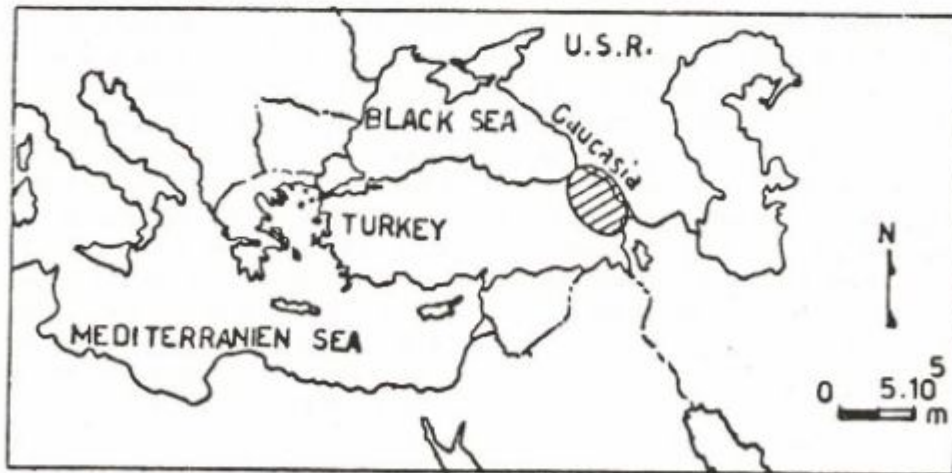
Bölgede görülen en eski kayalar Paleozoik yaşlı sist ve mermerlerdir. Sıralama Üst Kretase taban konglomerası ile başlamakta ve kireçtaşı ile sürmektedir. Daha sonra gelen Eosen kumtaşları ve konglemeraları bazik volkanitlerle ara katkılı olarak gözlenmektedir.

Denizsel rejim Pireneik evresi ile sona ermekte ve bunu izleyen Pliosen'de hemen hemen bütün havza iç deniz ya da göl özelliğini kazanmıştır. Zamanla evaporitlerin oluştuğu çanak halini alan bölge daha sonra tüfit ve marnların çökeldiği acı su ortamına geçmiştir. Volkanik etkinlikler zaman zaman sıralamaya katılmıştır (Ergun 1979).

Üst Kretase-Eosen sınırı ofiyolitlerin yerleşme ve yükselme oluşturma devresi olmuştur. Tahir-Tuzluca ofiyolit yükselimi Oligosen denizinin bölgeye girmesini önlemiş ve Ağrı çöküntüsü ile Kars çöküntüsünü birbirinden ayırmıştır.

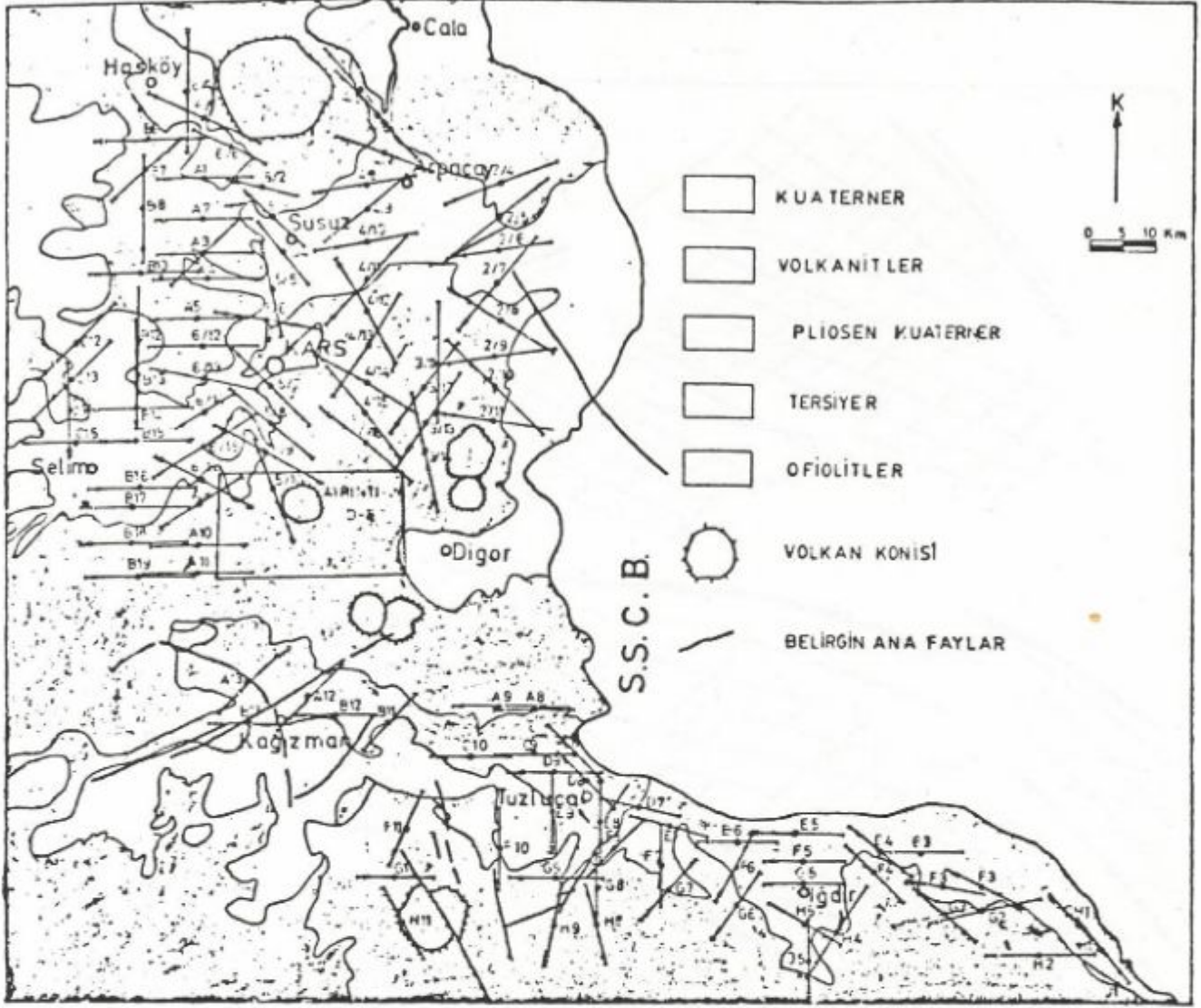
Paleozoikten sonra hemen hemen her jeolojik dönemde derinlik ve yüzey püskürükleri egemen olmuştur. Volkanizmanın en etkin olduğu devre Üst Pliosen ve hatta Kuaterner'dir. Küçük Kafkasya'da yapılan gravite ve sismik çalışmalar, volkanitlerle kaplı bu alanların yer kabuğunun en çok çökmüş bölgeleri olduğunu göstermiştir (Ergun 1979).

Bölgede Küçük Kafkasya'nın genel kavisi içinde sıkışma hareketlerinden dolayı esas yapıya dik küçük atımlı kırıklar gelişmiştir (Ergun 1979).



Şekil 1. Batı Kafkasya dolayını gösteren bulduru haritası.





Şekil 2. Batı Kafkasya yüzey yeryapısı ve Schlumberger elektrik delgi noktalarında en büyük açılım boy ve doğrultuları.

### PETROL VARLIĞI AÇISINDAN KARS BÖLGESİ

Petrol oluşumunu iki ayrı havza halinde gözden geçirmek mümkündür; a) Kars Platosu havzası, b) Tuzluca-İğdir çöküntü havzası.

#### Kars Platosu Havzası

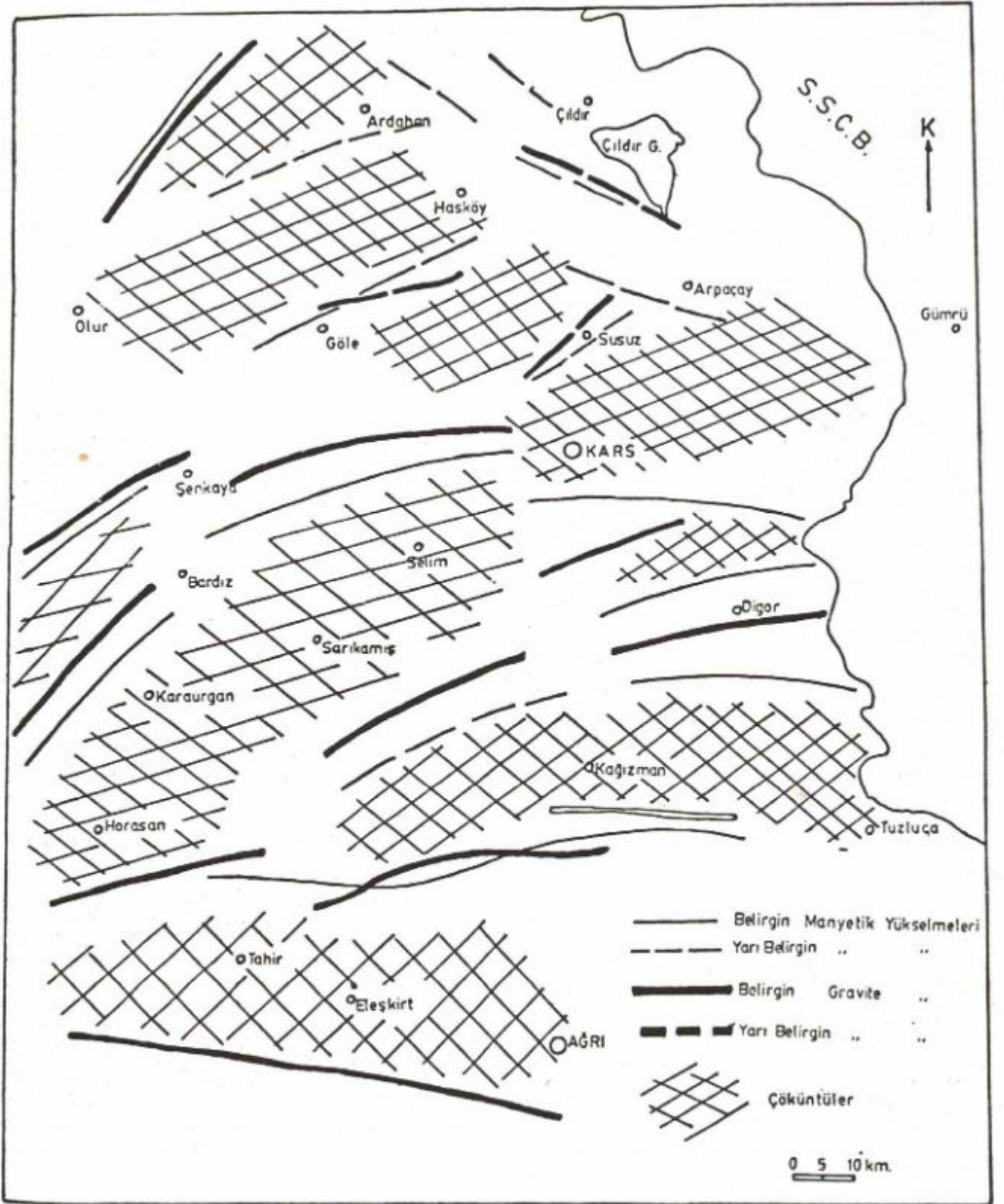
Bu bölge Küçük Kafkasya ve dolayısı ile güneybatıdaki çöküntü alanlarını içine alır.

Yüzye iri elemanlı kalın molas oluşukları ile Pliosen-Kuaterner volkanojen birliklerinin tamamıyla Kars platosunu kaplamış olması, ancak batıda yüzlek veren temel katmanlar üzerinde açılacak uyumsuzlukla yer alan Mesozoik kayalar bölge üzerine bir bilgi verebilmiştir.

Büyük Kafkaslar-Kura çöküntüsü, Küçük Kafkaslar-

Kars çöküntüsünde doğu batı arasında genişleme, bir jeolojik kesit yapıldığında yükselimler arasında irili ufaklı çöküntü havzaları birer sübidans özelliği taşımakta ve buralar derin torba ve çökülme biçiminde bulunmaktadır. Büyük Kafkasya yükselimi kuzeyi, Büyük Kafkasya güneydoğu uzantısı, Hazar Denizi petrol-gaz oluşumu yönünden bilinen bölgelerdir. Genel olarak Alt Jura üst seviyesinden, Mesozoik karmaşık bütün birlikleri petrol ve gaz toplayan önemli düzeyleri içerir. Özellikle Üst Kre-tase-Maykop (Oligosen-Alt Miosen), Orta, Üst Pliosen'e değin hepsinden endüstriyel petrol çıkarılmaktadır (Erentöz 1974).

Kars çöküntüsünde toplanan çökellerin türleri, kumlu, killi, karbonatlı, resifal kalkerli horizonlardır. Bu tür kayalar petrol biriktirmeye uygundur. O nedenle Kars çökeli çukurlarının petrol içerebileceği düşünülebilir.



Şekil 3. Gravite ve manyetik değerlendirmelerle Batı Kafkasya'da bulunan çöküntü çukurları (Ergun 1979'dan).

## Tuzluca - Iğdır Çöküntü Havzası

Bu havza Aras çöküntüsünü izler. Nehir tabanı, batıda molas depolarını içerir. Bu çöküntü çizgisi Pasinlere dek uzanmaktadır. Burada mostra veren Eosen-Miosen oluşukları doğuya doğru Volkanojen veya Ponsien kumları altına dalarak yeniden hududumuz dışında Nahcivan'da (Azerbeycan) yüzeye çıkar. Pasinler'de Alt Miosen denizeldir ve iyi gelişmiş kireçtaşı marn, kumtaşı, konglomera ve üste doğru evaporitleri kapsar. Kireçtaşları resifal özellikte olup petrol toplayıcısı halindedir.

Tuzluca'da hudut boyunca yapılan sondajlarda ancak Ponsien kumtaşları ve kısmen de molas serileri içine girilmiştir. 2500 m derinlik içerisinde şeyl kumtaşı, marn, yeşil gri renkte şeyllere rastlanır. Bunlar kömür ara katlıdır bazan da gaz emareleri görülür.

Ermenistan'da aynı çöküntü içinde 3500-4000 m'ye kadar inilmiş, bazı petrol ve gaz emarelerine rastlanılmıştır (Erentöz 1974).

## YERELEKTRİK ÇALIŞMALAR

Ölçüm noktaları ve açılım yönü ile açılım boyu jeolojik harita üzerinde gösterilmiştir (Şekil 2). Yüzey yükselti koşullarının uygun olmaması yüzünden açılım doğrultuları aynı doğrultuda tutulamamış ve her delgi noktası için uygun doğrultu seçilerek ölçüm yapılmıştır. Elektrik ölçüler 20 saniyelik kare dalga kullanarak yapılmıştır. Böylece dalgah akımın yarattığı bağlantı (coupling) etkisi büyük açılımlarda devreye girmiş ve ölçümleri etkilemiştir. Eğrilerde bu durum elektrik temeli gösterircesine en büyük açılımlarda ortaya çık-

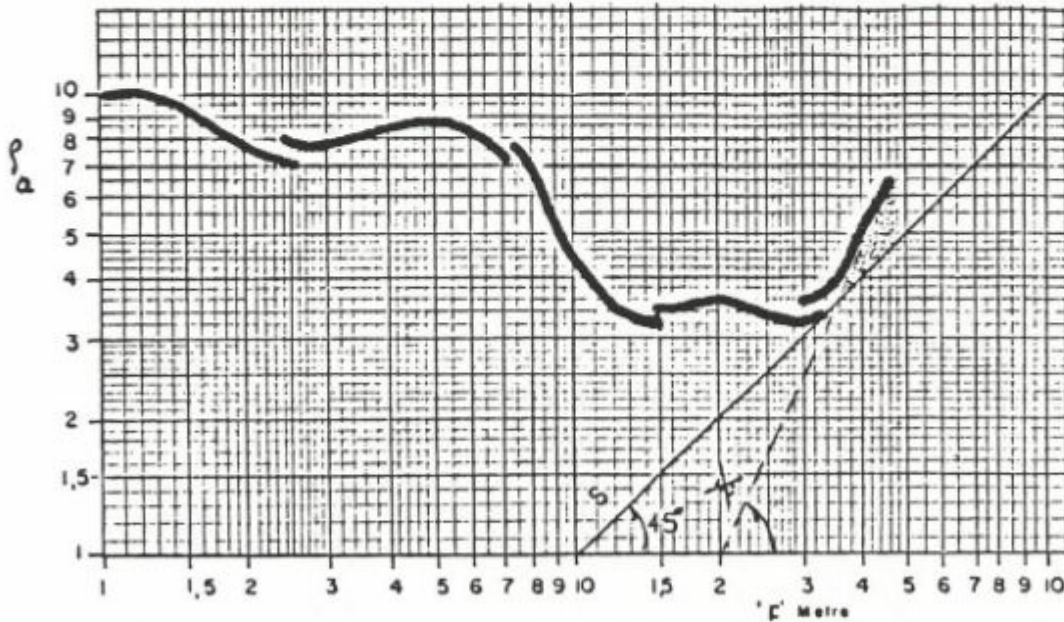
maktadır. Yer, yer 45° lik eğimi geçen bu yükselmeler elektromanyetik bağlantı ve uçlaşma kökenli olarak yorumlanmış ve bu nedenlerle yapısal değerlendirmeye sokulmamıştır (Şekil 4).

## Bölgedeki Kayaçların Özdirençleri

Bu amaçla açma ölçümlerinden yararlanarak yöredeki kayaçların özdirençleri saptanmıştır. Gözönüne alınan nokta hangi kayaç üzerinde ise o noktada elde edilen eğriden bulunan ilk katmanın özdirenç o kayaçın özdirenç olarak kabul edilmiştir. Daha sonra sayılamal yöntemlerle o kayaç için gerçek özdirenç değerine yaklaşılmaya çalışılmıştır (Çizelge 1).

Çizelge 1. Batı Kafkasya Bölgesindeki Kayaçların Simgesel Elektrik Özdirençleri

Kayaçlar	Ölçü Nokta Sayısı	Ortalama Özdirenç	Değişinti	Standart Hata
Volkanitler (Kuzey)	63	657	456	21
Volkanitler (Güney)	9	385	232	15
Pliosen - Kuaterner	25	57	58	8
Tersiyer	9	28	26	5
Kuaterner	18	52	36	6



Şekil 4. Batı Kafkasya'da ölçülen örnek bir Schlumberger yerelektrik delgi eğrisi ve büyük açılımlarda sağ uçta oluşan ve 45°'yi geçen kalkma.

## S Boyuna İletim

N katmanlı bir ortamda S boyuna iletim değeri

$$S = \sum_{i=1}^n h_i / \rho_i$$

olarak verilmektedir. Temele değin ortam tek katman olarak ele alırsa S boyuna iletim

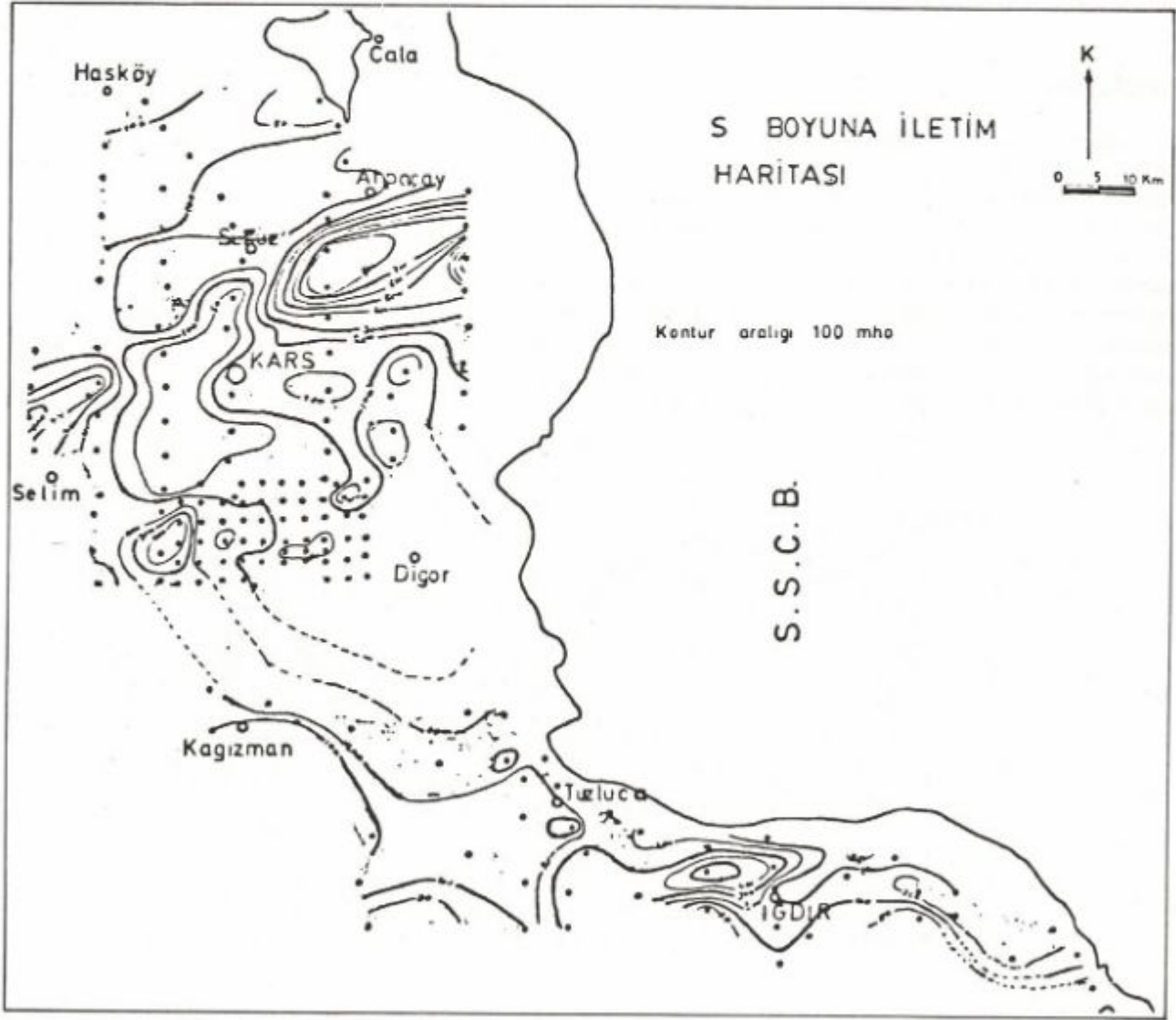
$$S = H/\rho$$

olacaktır. Temele dek özdirencin belirgin olarak değişmediği varsayılırsa S'nin değişimi temel yükselimi ile orantılı olacaktır (Şekil 5).

Boyuna iletim haritasında özellikle bazaltın küçük S kapanımlarıyla sınırlanması ve Pliosen-Kuaterner ve Kuaterner'in büyük S değerleriyle simgelendiği gözlen-

mektedir. Pliosen-Kuaterner ve Tersiyer'in birbirine yakın özdirenc değerleri aldıkları düşünülürse Arpaçay - Susuz arasında gözlenen 800 mho'ya dek yükselmiş S değerleri bu yörenin en derin çanağı oluşturabileceğinin bir işareti olabilir. Diğer derin yöreler ise Selim'in kuzeyi ve güneydoğusu, ve Iğdır'ın güneydoğusu olduğu sanılmaktadır.

Kars'ın doğusunda kuzey-güney doğrultusunda uzandığı gözlenen 50 mho'ya dek düşen boyuna iletim gösteren bazalt adası, Ardahan - Susuz iletken çukuru ile Selim çukurunu ayıran bir bölme olabilir. En küçük S boyuna iletim katında genel yapı uzanımının Selim - Kars - Susuz - Ardahan doğrultusunda uzandığını, güneyde ise doğu batı doğrultusunda egemen olduğunu göstermektedir. Güneyde Kuaterner oluşumuna göre Tersiyer'in göreceli olarak düşük boyuna iletim içermesinin nedeni Tersiyer formasyonunun göreceli olarak daha sık olabileceğini göstermektedir.



Şekil 5. Çalışma alanında S-boyuna iletim haritası.

$r_c$  - Çukur Noktası

S değerlerinin temeli yansıtılabileceği,  $\rho$  değerinin durağan kalması varsayımıyla düşünülmüştür. Ancak, bu varsayım yapının değiştiği yerlerde, yanıltıcı sonuçlara götürebilir. Eğrilerin büyük bir kısmında görülen temele girmeden önceki çukurluğun  $r$ -açılım değeri buradaki öz direncin ve enalt iletken katman kalınlığının değişikliğini yansıtır. Nitekim, tüm bu çukurlara denk gelen  $\rho_a(r_c)$  ve  $r_c$  değerleri aynı olmasa da bunların tümü aynı S değerlerini verebilir (Şekil 6). Oysa bu eğrilerden elde edilen temel derinlikleri ayırır. Bu eğrilerin aynı  $r_c$  dönme noktalarını içermelerinin temel nedeni eğriler altında bulunan yapıların farklı öz dirençler içermesidir. Öz direnç değeri düştükçe S değeri yükselerek derinlik artırmışçasına yanlış bir yargıya varılacaktır.

Benzer biçimde temel kalınlıkları aynı olan iki aynı eğri farklı S değerleri edinmiş olabilir (Şekil 7).

$r_c$  noktaları S boyuna iletimi ile birlikte incelendiğinde daha güvenli bir sonuca ulaşılabilir. Bölgeyi üçe ayırarak ve sayısal özelliklerden yararlanarak  $S_{ort}$ ,  $r_{cort}$  değerleri Çizelge 2'de verilmiştir.

	$S_{ort}$ (mho)	$r_{cort}$ (m)
KUZHEY	207 ± 26	4077 ± 216
GÜNEY	185 ± 15	2338 ± 243
AYRINTI	118 ± 12	4175 ± 245
BÖLGE	171 ± 11	3660 ± 148

Güneyde yapılan ölçmelerde daha yüksek S değerine ve daha düşük  $r_c$  değerine rastlanmasının nedeni buradaki yapının daha iletken olduğuna bağlanabilir (Şekil 8). Böylece bu bölgedeki S değerleri büyümekte ve temeli göreceli olarak daha derin göstermektedir.

Kuzey bölümde ise hem S hem de  $r_c$  değerlerinin yüksek olması aranan çanakların bu bölgede olabileceğinin bir kanıtı olabilir (Şekil 8). Ayrıntılı bölgede ise güney bölgede rastlanan durumun tersi ile karşılaşmaktadır. Bu bölgede bulunan S değerlerinin küçük olmasına etki eden temel neden, burasının diğer bölgelere göre daha dirençli bir bölge olmasıdır.

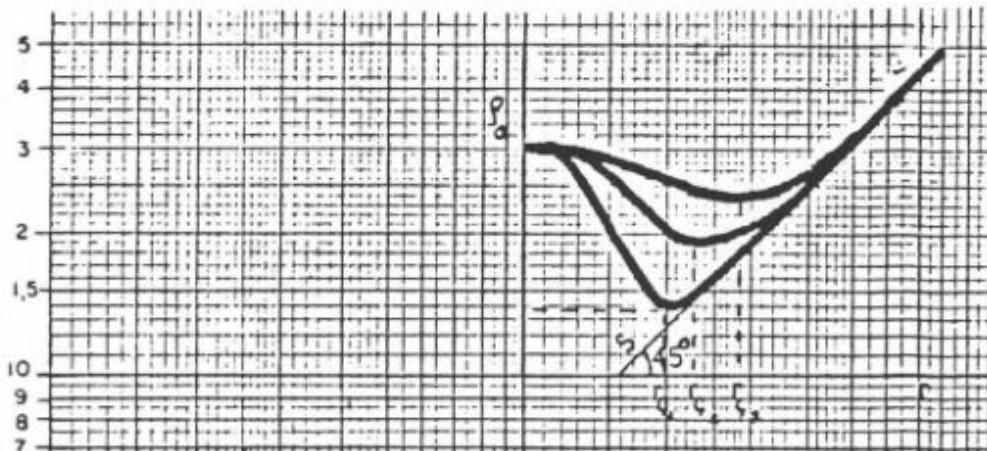
$r_c$  noktalarına göre çizilen haritada yapı uzanımlarının kuzeydoğu - güneybatı olduğu gözlenmektedir (Şekil 8). Güney bölümde ise yapı uzanımının kuzeybatı-güneydoğu olduğu gözlenmiştir. Şekil 5'deki S haritasında Kars'ın batısında gözlenen küçük S kapanımı ve bunun kuzeydoğusunda gözlenen yüksek S kapanımları,  $r_c$  haritasında bir kapanım biçiminde izlenmemektedir. Buna karşın güneydoğuda yüksek S değerleri küçük  $r_c$  kapanımlarıyla izlenmektedir.

Digor'un kuzeyinde gözlenen küçük S değerleri, büyük  $r_c$  kapanımlarına neden olmakta ve dirençli ortamdan dolayı temel daha sığ olarak gözlenmektedir (Şekil 5 ve 8).

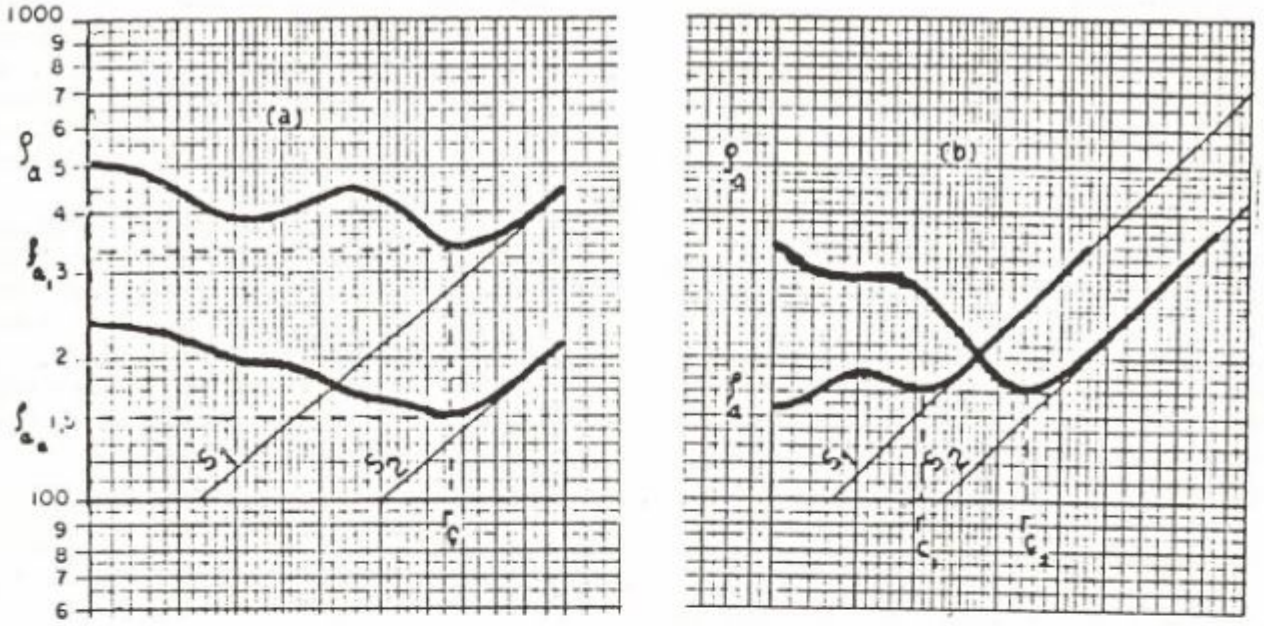
Güney bölgede ise  $r_c$  değerleriyle S değerleri arasında genelde ters bir uyum izlenmektedir. Bunlar elde edilen sonuçları doğrulamakta ve temel iletken malzemeden dolayı daha derin olarak gözlenmektedir.

S - haritasında bazalt üzerinde gözlenen küçük S kapanımları  $r_c$  - haritasında yerini büyük değeri  $r_c$  kapanımlarına bırakmaktadır. Bazaltın öz direncinin yüksek olması S değerini etkilemekte ve dolayısı ile bu kayalar altında temeli sanki daha sığmış gibi izlemekteyiz. Aynı biçimde Pliosen-Kuaterner ve Kuaterner üzerinde gözlenen büyük S değerlerine küçük  $r_c$  değerleri karşılık gelmektedir ki bu durum temelin sanki daha derinmiş gibi gözlenmesine yol açmaktadır.

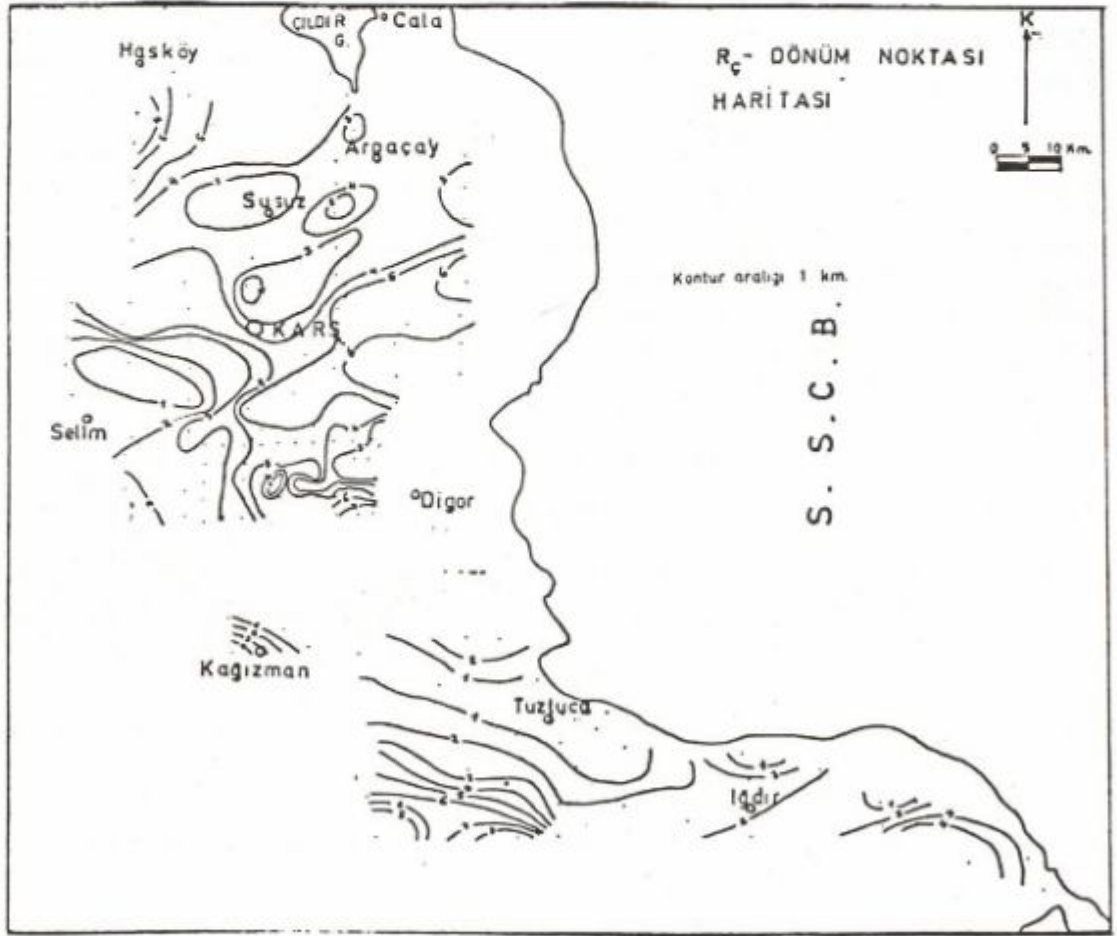
Güney bölgede bazalt üzerinde gözlenen S değerlerinin kuzeyde bazalt üzerinde gözlenen S değerlerine göre daha büyük olması güneydeki bazalt altında temelin daha derin olduğu sonucuna götürebilmektedir. Oysa,



Şekil 6. Aynı kalınlık ve öz direnç aralanmaları edinmiş yapılar aynı S-boyuna iletim değeri verebilirler. Bunları aynı  $r_c$  ve  $\rho_a(r_c)$  değerleri ile simgelenebilirler.



Şekil 7. Aynı bir  $r_C$  dönüm noktası açılımı için ayrı S-boyuna iletim değerleri ve ayrı öz direnç değerleri elde edilebilir (solda). Ayrıca, aynı bir öz direnç değeri için ayrı  $r_C$  dönüm noktası açılımı ve ayrı boyuna iletim değeri ile karşılaştırılabilir.



Şekil 8.  $r_C$  - çukurdan temele dönme noktasına denk gelen açılımın iki boyutlu dağılım haritası.

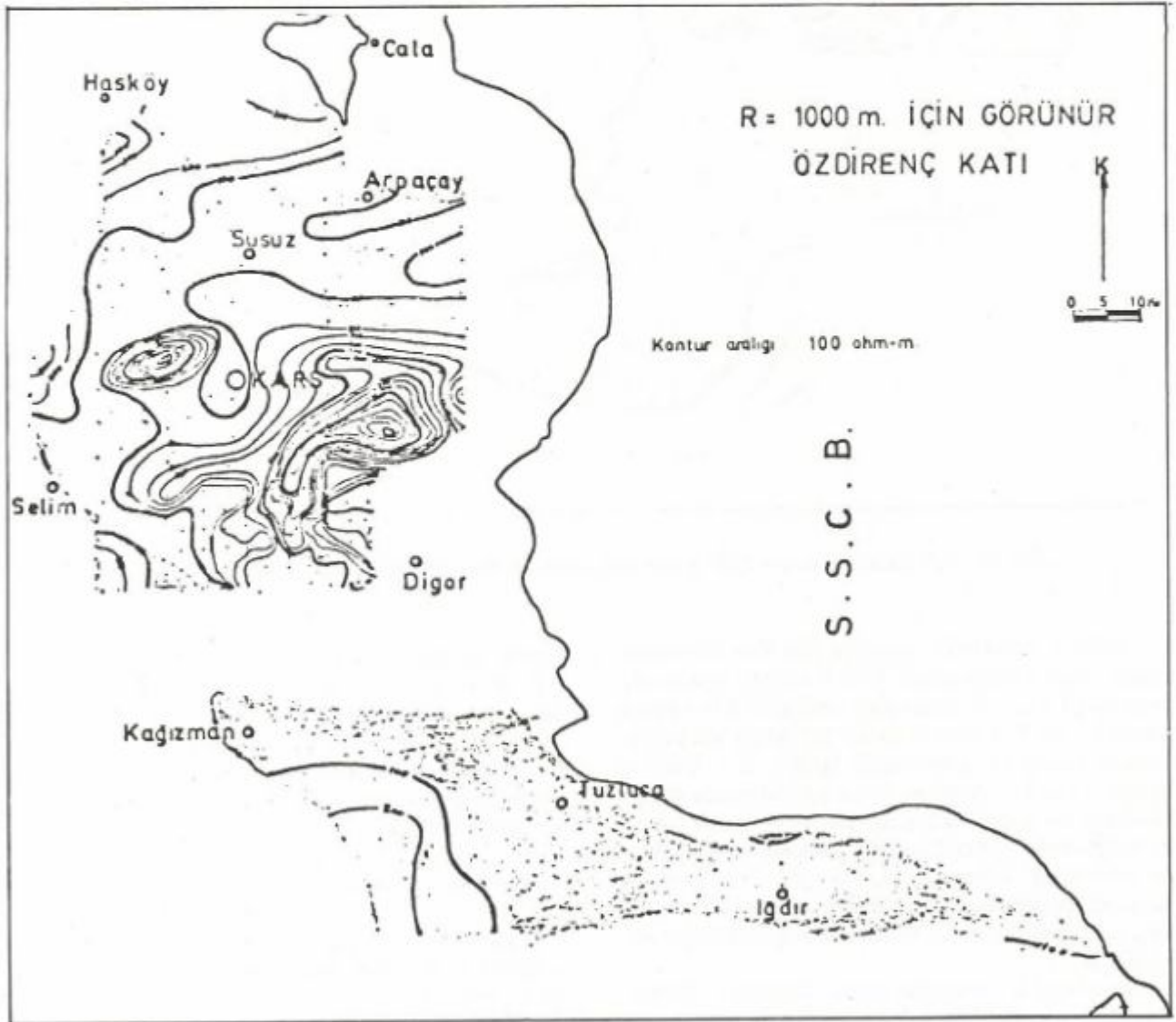
Çizelge 1'de güneydeki bazaltın daha iletken görünüm aldığı bilinmektedir. O nedenle burada S değerini yükselten etmen, buradaki bazaltın kuzeydeki bazalta oranla daha iletken görünümde olmasıdır.

#### Görünür Özdirenç Katları

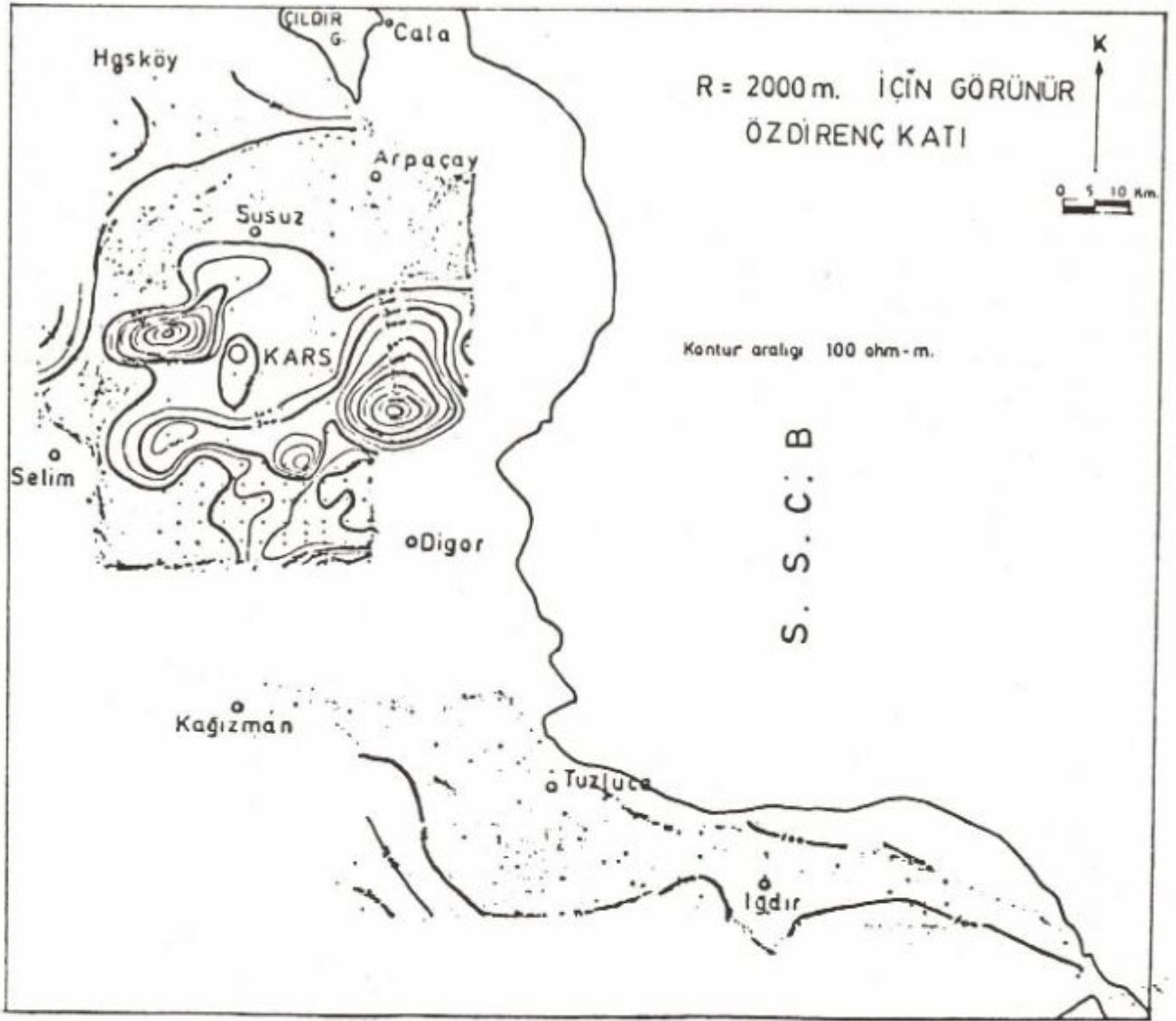
R = 1000 m ve R = 2000 m için çıkartılan görünür özdirenç katları Şekil 9 ve 10'da verilmektedir. Kars - Digor - Arpaçay üçgeni içinde kalan bazalt yarımadası büyük özdirenç değerleriyle simgelenmesine karşın kuzeyde iletken Pliosen Kuaterner içinde daha küçük adacıklar halinde bulunan bazaltın üzerinde göreceli olarak küçük değerlerin gözlenmesinin nedeni; iletken Pliosen Kuaternerin komşuluk etkisine ya da bazaltın bu

yörede ince olmasına bağlanabilir (Ercan 1982a). Ancak güneyde bazalt üzerinde çok sayıda ölçü olmasına karşın değerlerin küçük olmasının temel nedeni bu yörede dirençli katmanın inceliğine ya da yersel koşullarla bazaltın iletken olmasına bağlanabilir.

Bu yörede Ofiyolit üzerinde herhangi bir ölçü alınmadığından özdirenç değerleri üzerine bir bilgi yoktur. Ancak Kağızman - Tuzluca - Iğdır yörelerinde gözlenen Tersiyer ve Kuaterner formasyonları özdirenç olarak bir tekdüzelik göstermekte olduklarından birbirinden seçilememektedir. Bu açılımlarda bu formasyonların görünür özdirenç değerleri 100 ohm-m'den daha küçüktür. Benzer biçimde kuzey bölümde gözlenen Pliosen-Kuaterner oluşuğunda sözü edilen açılımlarda görünür özdirenç değerleri 100 ohm-m'den daha azdır.



Şekil 9. Batı Kafkasya'da r = 1000 metre için çıkarılan Schlumberger görünür yerelektrik katı.



Şekil 10. Batı Kafkasya'da  $r = 2000$  metre için çıkarılan Schlumberger görünür yerelektrik katı.

1000 ve 2000 m'lik açılımlar için Kars çevresinde egemen yapı doğrultusunun K 45 D olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 9 ve 10). Sözü edilen süreksizler  $R = 3000$  m (Şekil 11) ile  $R = 4000$  m (Şekil 12) katları için benzer biçimde süreksizlik göstermekle birlikte  $R = 5000$  m (Şekil 13) ve  $R = 8000$  m (Şekil 14) katlarında yüksek öz dirençlerin Kars'ın batısında, güneye doğru bir kayma ve yaygınlaşma gösterdiği, doğusunda ise kuzey bölümünde odaklaştığı izlenmektedir. Bu olgu Kars kentinin doğudan ve batıdan yüksek öz dirençli ve köklü oluşuklarla sınırlanan iletken bir çöküntü olduğu izlenimini vermektedir.

$R = 5000$  m katından sonra Kağızman Tuzluca güneyinde yüksek öz dirençle karşılaşılması, güneye doğru bazaltın incelendiğinin ana göstergesidir. Küçük açılımlarda süreksizlik doğrultusunun K45D olmasına karşın

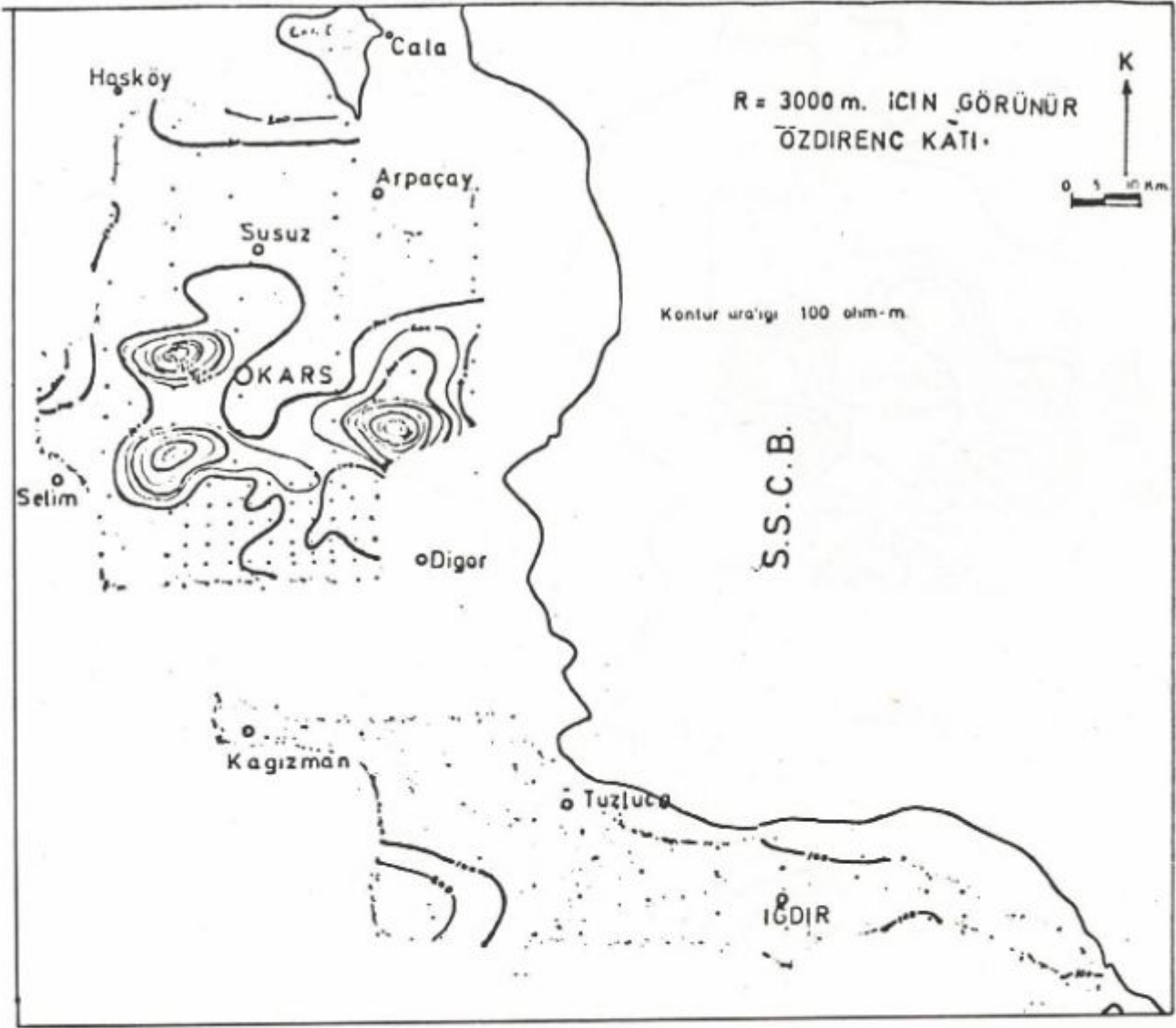
büyük açılımlarda ( $R > 5000$ ) süreksizlik doğrultusunun KG doğrultusuna döndüğü gözlenmektedir. Küçük açılımlardan başlayarak büyük açılımlara doğru yüksek değerlerde görünür öz direnç kapanımlarının boyutlarının küçülerek yerel boyutlarda kalmasının temel nedeni derin çukurların bazaltla doldurulmuş olabileceğinin bir belirtisi olabilir.

#### Yerelektrik Yapı Dilimleri

Yüzey altının yapısını inceleyebilmek amacıyla belli doğrultular boyunca düşey yerelektrik yapı dilimleri çıkartılmıştır (Şekil 15).

Yapı dilimlerinde gravite belirtisi, boyuna iletim değerleri, yatay görünür elektrik öz direnç eğrileri, yerelektrik delgi eğrileri ve bulunan yapı gösterilmiştir.





Şekil 11. Batı Kafkasya'da  $r = 3000$  metre için çıkarılan Schlumberger görünür yerelektrik katı.

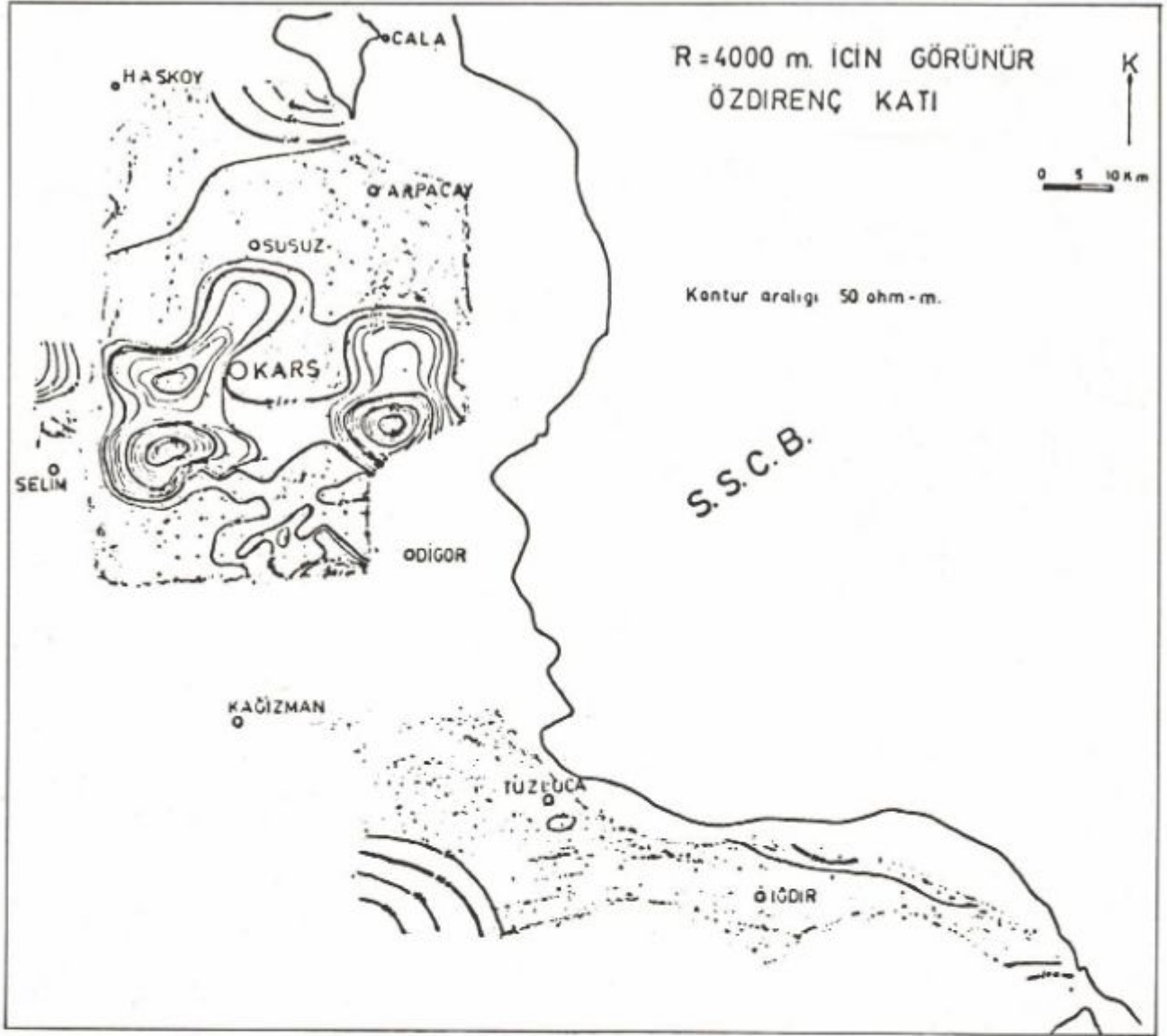
Kaydırma eğrilerinde görünür öz direncin hangi derinlikten etkilendiği sorunu ile karşılaşmaktadır. Atama derinliğini bulmak için katmanlı yapı taslak olarak seçilmiştir (Genç 1983).

#### Bardaklı - Söğütlü Doğrultusu

33 km boyundaki bu doğrultu kuzeyde Arpaçay'ın 12 km doğusundan başlayıp kuzey-güney doğrultusunda uzanarak Digor kentinin 20 km kuzey doğusuna kadar gelmektedir (Şekil 2 ve 15). Bu doğrultu üzerinde yaklaşık 5 km aralıklarla ve en çok  $r = 8$  km'lik açılımlarla alınmış Schlumberger doğru akım açma ölçümleri yer almaktadır (Şekil 16). Bunlardan ilk ikisi olan (2/4, 2/5) volkanitler üzerinde yer almakta olup açılım doğrultusu KD-GB'dir. KD'da dizilimin ilk yarısı bazalt içinde kalırken GB'da hemen hemen tüm bölüm iletken Pliosen-

Kuaterner içinde yer almaktadır. Güneyde bunları izleyen iki nokta (2/6, 2/7) iletken Pliosen-Kuaterner içinde yer almakta, uzanım doğrultuları sırası ile, DB ve KD-GB'dir. Bunlardan ilki tüm açılımlar için Pliosen-Kuaterner içinde kalmakla birlikte, ikincisinin güney bölümü büyük ölçüde dirençli bazalt içinde gezinmektedir. Bundan sonra yer alan güneydeki dört nokta bazalt içinde kalmakla birlikte dizilimlerin doğu kanatlarının büyük bölümü iletken Pliosen-Kuaterner içinde yer almaktadır. Dolayısıyla tüm bu doğrultu üzerindeki açma ölçümleri yanal değişimlerden kaynaklanan komşuluk ve geçme etkisi altında kalması beklenmektedir.

Schlumberger açma eğrilerinin yatay katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesi sonucu, yüzeydeki Pliosen-Kuaterner formasyonunun pek kalın olmadığı ve bunun hemen altında bazaltı simgeleyebilecek dirençli bir katmanın varlığı ortaya çıkmıştır. Bu bazalt katmanı



Şekil 12. Batı Kafkasya'da  $r = 4000$  metre için çıkarılan Schlumberger görünür yerelektrik katı.

kuzeyde 2/4 altında yaklaşık 1 km kalınlıkta iken, 2/5 altında 300 m'ye dek incelmekte, 2/8 altında 700 m'ye ulaştıktan sonra, 2/7 altında 100 m'ye değin daralmaktadır. Bundan sonra bazalt kalınlaşarak doğrultunun sonuna kadar aynı düzeyini korumakta ve kalınlığı 1.5 km ile 1 km arasında değişmektedir. Özellikle bu durumu  $r = 2000$  m aralama için elde edilen görünür öz direnç eğrisinden güneye doğru gittikçe öz direncin artmasıyla izlenmektedir.

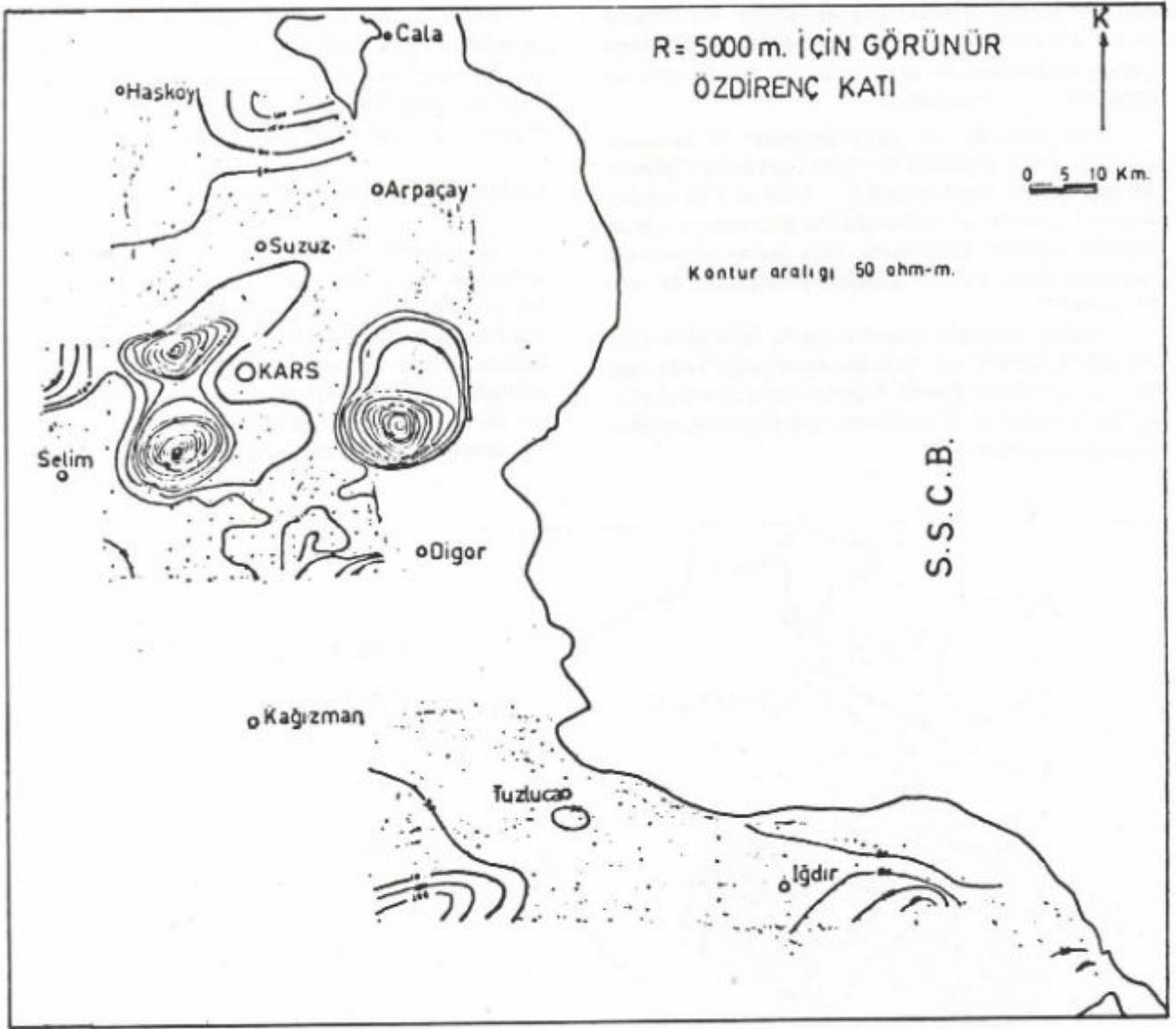
Bazalt katmanının bozucu etkisine karşın S-boyuna iletim değerleri ile elektrik temel arasında bir uyumluluk gözlenebilmektedir. 2/4'den 2/5'e doğru gidildiğinde temelin derinleştiğini, sonra 2/6 altında temelin yükseldiği gözlenir. Temelin bu yükselmesini küçük S değeri ile izleyebilmekteyiz. 2/7 ile 2/9 arasında temelin aynı düzeyde kaldıktan sonra 2/10 ve 2/11 altında derinleş-

tiği sanılmaktadır. S değerlerinde düşüşün nedenini daha çok öz direncin değişimine bağlayabiliriz. Bu durum kaydırma eğrilerinde görünür öz direncin göreceli olarak daha yüksek olması ile izlenebilmektedir.

Gravite değerleri kuzeyden güneye doğru artan bir görünüm içindedir. Oysa 2/8 noktasından sonra gravite değerlerinde önce bir durağanlık sonra da bir düşüş gözlenmektedir. Bu gravite belirtisi ile elektrik yöntemle bulunan yapı arasında büyük uyumsuzluk göze çarpmaktadır.

#### Bozyiğit - Tekneli Doğrultusu

Doğrultu Çıldır Gölü'nün batısından başlayıp Digor'un 10 km. batısına değin kuzey-güney doğrultusunda uzanmaktadır (Şekil 15). Bozyiğit'ten (4/5) Har-



Şekil 13. Batı Kafkasya'da  $r = 5000$  metre için çıkarılan Schlumberger görünür yerelektrik katı.

manlı'ya dek olan (4/11 - 4/12 arası) ölçüm noktaları iletken Pliosen Kuaterner üzerinde kalırken buradan sonra ölçü noktaları dirençli bazalt üzerinde yer almaktadır.

4/5 ve 4/6 noktalarında ölçüm doğrultusu KB-GD iken 4/7, 4/8, 4/9 noktalarında KD-GB olmaktadır. 4/10 da D-B, 4/11'de KD-GB, 4/12'de KB-GD, 4/13'de KD-GB ve 4/14, 4/15, 4/16 noktalarında KD-GB yönünde açılım yapılmıştır. T8, 8, 28, 48, 58, 68, 88 noktalarında açılım yönü DB'dir.

Yerelektrik dalgı eğrilerinin yatay katmanlı yapı var sayımına göre değerlendirilmesinden bulunan yapı Şekil 17'de görülmektedir. Bulunan yapıda temel yükselinde salınımlara rastlanmaktadır. Temelin 4/5 noktasından 4/7 noktasına kadar yükselerek 2 km'ye vardığı gözlenmektedir. Sonra temel birden derinleşerek bir çanak

görünümünü almaktadır. Bu durum S değerlerinin 800 mho'dan daha büyük değerler almasına neden olmaktadır. Bu çanak 4/11 altındaki temel yükselimi ile sınırlanabilir. Bu yükselimen sonra tekrar bir çanak göze çarpmaktadır. Bu çanak ilk çanağa göre daha geniş bir alanı kapsamaktadır. Çanak 4/14 noktası altında 6 km'ye kadar ulaşmakta ve tekrar bir yükselime göstererek 48 noktası altında 3 km'ye kadar ulaşmaktadır. Bundan sonra temel tekrar birden derinleşmekte ve yeni bir çanağın başlangıcı gibi gözlenmektedir (Şekil 17). Doğrultunun orta kısmından sonra görülen çukurluk boyuna iletim değerleriyle bir uyum göstermemektedir. Bu durum, bu arada bulunan bazalt katmanlarından ileri gelmektedir.

Doğrultunun kuzeyinde Pliosen-Kuaterner çok ince gözlenmekte ve bunun hemen altında öz dirençli yüksek oldukça kalın bir katman gözlenmektedir. İyi bir olası-

lıkla bu katman bazalt simgelemektedir. Bu dirençli bazalt katmanı 4/6 noktasında incelmekte ve 4/7 noktası altında yitmektedir. Bu olay görünür öz direnç kaydırma eğrilerine de yansımaktadır.

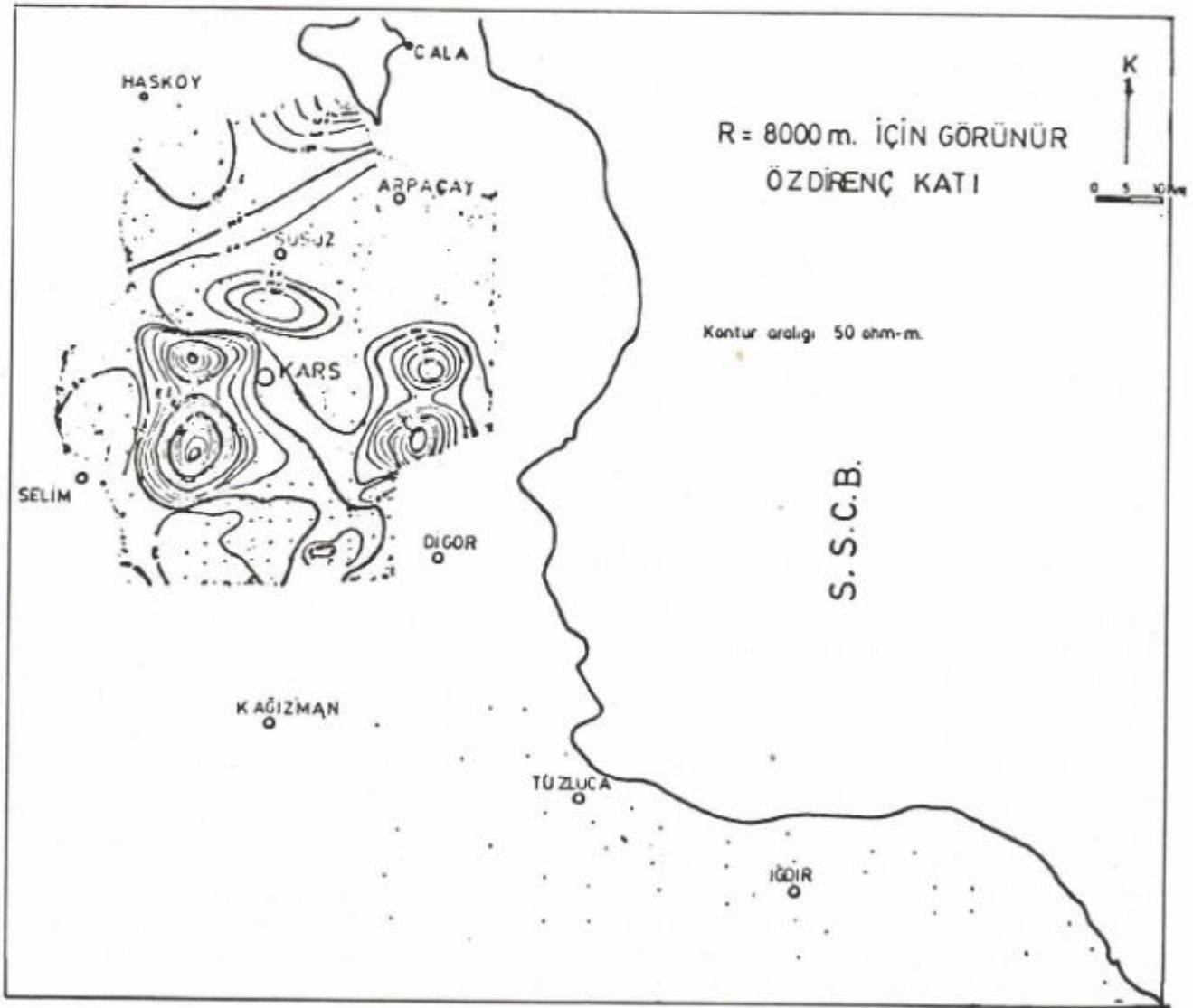
Doğu kesimde ise çeşitli genişlikte ve kalınlıkta çanaklar gözlenmektedir. Bu durum kaydırma eğrilerinde çalkantılara neden olmaktadır. 4/10 ve 4/11 noktası üzerinde gözlenen S değerlerindeki 800 mho'yu geçen değerler buradaki katmanların daha iletken olmasından kaynaklanmakla birlikte temel derinliğinden de etkilenmektedir.

Doğrultu boyunca çıkarılan gravite belirtisi ile elektrik temel yapısı iyi bir uyum göstermektedir. Yolboyundaki düzeye düşen gravite değerleri daha sonra yükselmekte ve yükselim 58 noktasına dek sürmekte, yeniden düşüş göstermektedir.

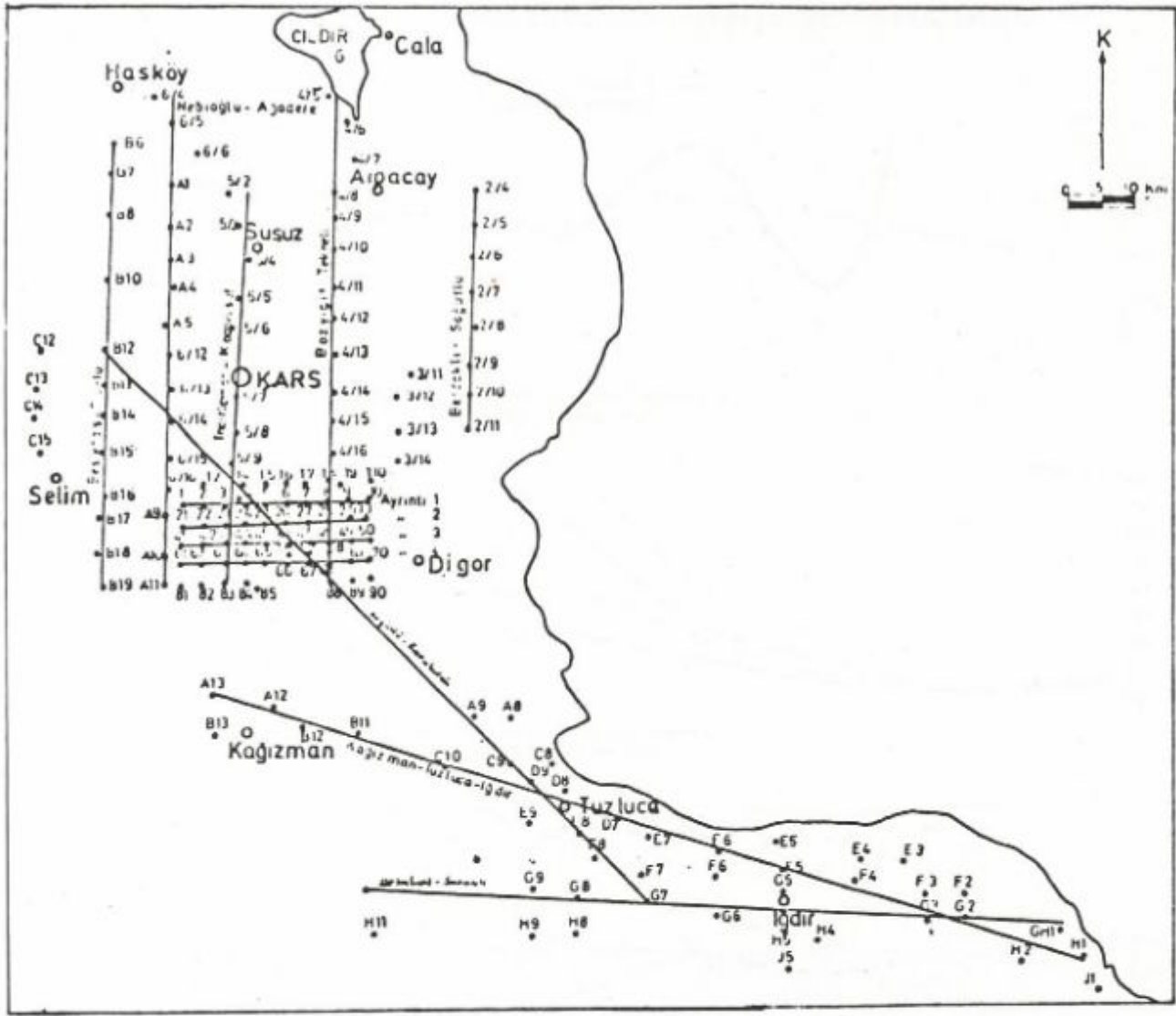
Doğrultunun kuzeyinde bulunan düşük gravite değerleri elektrik yöntemle bulunan Burcalı - Harmanlı çanağını doğrular bir görünümündedir. Aynı biçimde 58-88 noktaları altında bulunan çöküntü gravite değerlerinin düşmeye başlamasıyla açıklanabilmektedir (Şekil 17).

#### İncilipınar - Kocayurt Doğrultusu

Bu doğrultu üzerinde yer alan noktalar Pliosen-Kuaterner ve volkanitler üzerindedir ve açılım doğrultuları KB-GD'dur. 5/2'nin KB akım ucu, 5/3'ün GD akım ucu Pliosen-Kuaterner içine girmektedir. 5/4, 5/5 ve 5/6 noktaları Pliosen-Kuaterner üzerindedir ve açılım doğrultuları KB-GD'dur. 5/6'da alınan ölçülerde her iki uçtan bazalt içine girilmektedir. 5/7 noktasında ölçü KB-GD bazalt üzerinde alınmış ve KB ucu sırasıyla bazalt,



Şekil 14. Batı Kafkasya'da  $r = 8000$  metre için çıkarılan Schlumberger görünür yerelektrik katı.



Şekil 15. Yealtı yerelektrik yapı kesitini belirlemek üzere seçilen ölçüm doğrultuları.

Pliosen-Kuaterner, bazalt, Pliosen-Kuaterner dokunaklarını geçmiştir. Yine KB-GD doğrultusunda açılım yapılarak 5/8 üstünde ölçü alınmış, nokta Pliosen-Kuaterner üzerinde iken GD ucunda bazalt içine girmiştir. 5/9 ve 5/10 noktalarındaki ölçüm doğrultuları KB-GD'dür. Bazalt üzerinde bulunan bu noktadaki ölçülerde KB uçlarından Pliosen-Kuaterner'e geçmiştir. 3, 23, 43 ve 63 noktalarında ise ölçüm doğrultusu DB olup, 3 noktasında doğuda Pliosen-Kuaterner'e girilmiş diğer tüm açılımlar bazalt üzerinde kalmıştır.

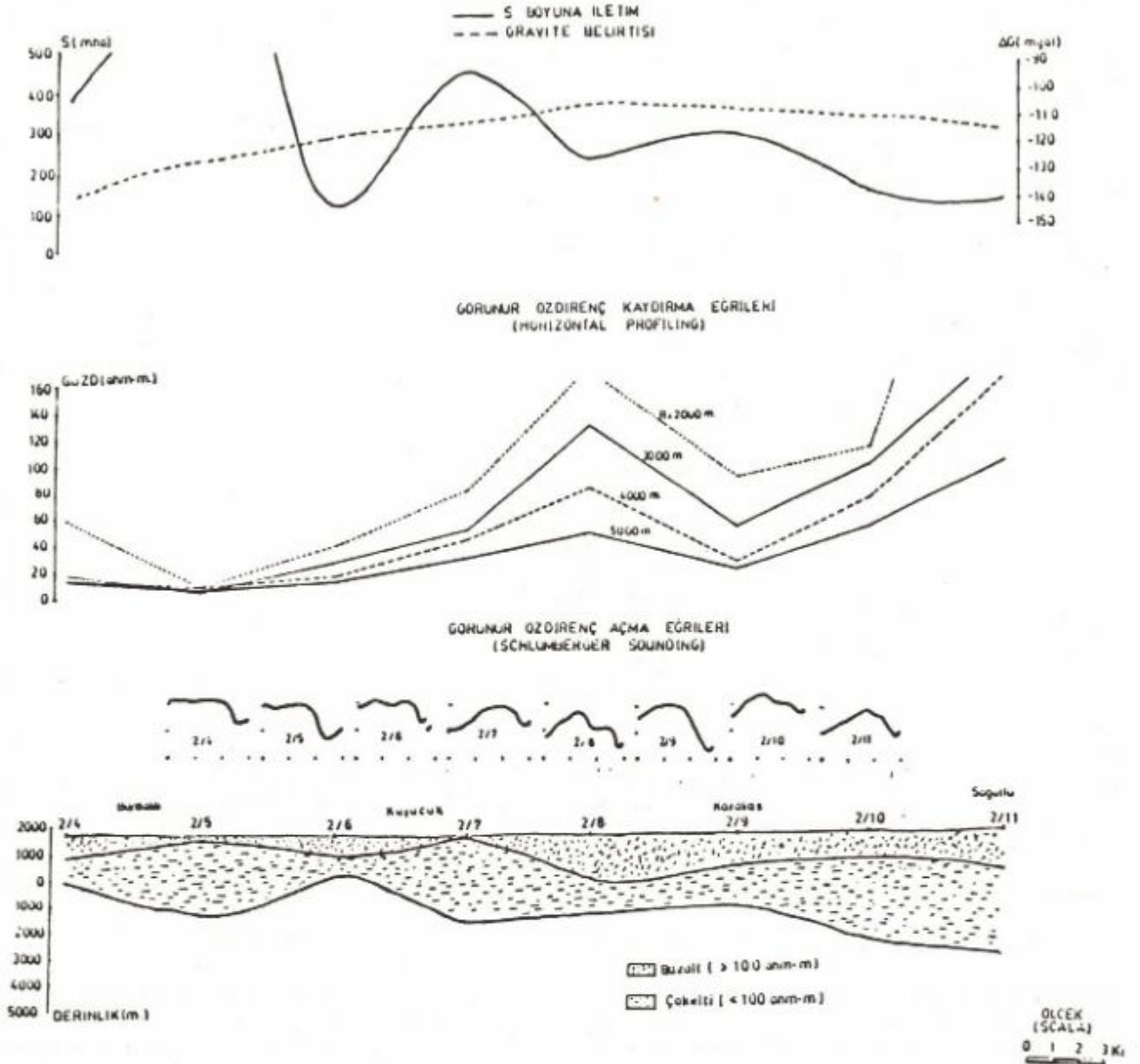
Bu noktalarda elde edilen yerelektrik delgi eğrilerinin yatay katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesinden yüzeydeki Pliosen-Kuaterner katmanlarının çok ince olduğu ve bunun hemen altında dirençli bazalt katmanının varlığı anlaşılmaktadır. Tüm doğrultu boyunca bu bazalt katmanı gözlenmektedir. Kuzeyde bazalt ince bir görünümündeyken 5 altında derinleşerek tekrar incelmektedir. 5/9 altında bazaltın kalınlaştığını

görmekteyiz ve bu kalınlık doğrultunun hemen hemen sonuna kadar izlenmektedir.

Bazalt katmanları S-boyuna iletim değerlerinde etkisini göstermekte ve elektrik temel görünümü ile bir uyumluluk gösterememektedir.

Elektrik temel İncilipınar 5/2 altında Ermişler'e doğru yükselmekte, Ermişler Aynalı arasında ise yeniden derinleşmektedir. 5/6 noktası altında temel yüzeye doğru bir sığlaşma yapmaktadır. Bu sığlaşma gerek küçük S-değerleriyle gerekse yatay elektrik öz direnç eğrilerinde açılım arttıkça görünür öz direncin artması ile belirginleşmektedir. Bu yükselimi 5/10 altına dek uzanan bir çanak izlemektedir. Bu çanak içerisinde yersel sayılabilecek bir yükselimi Azatköy dolayında oluşmaktadır (Şekil 18). Bu yükselimin ardından yeni bir çanak oluşturmasına temel derinleşmektedir. 5/6 ile 5/10 arasındaki çanağın içinde öz direnç değerleri dolayına göre daha dirençli bir görünüm içermektedir. Bu durum hem kay-

## BARDAKLI - SÖĞÜTLÜ DOĞRULTUSU



Şekil 16. Bardaklı - Söğütlü doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ve S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünüm öz direnç kaydırma eğrileri (ortada), yerelektrik delgi eğrileri (aşağıda), ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en altta).

dırma eğrilerinden hem de yanal süreksizlik varsayımına göre değerlendirme sonucunda bulunan gerçek öz direnç değerlerinden gözlenmektedir. Bu olgu bazaltın ince olmasına karşın S değerlerinin olduğundan daha küçük görülmesine neden olmaktadır.

Gravite eğrisi elektrik temelini biçimini doğrulayacak bir nitelikte gözlenmektedir. Doğrultunun her iki ucunda bulunan çanaklar gravite değerlerinin düşmesine neden olmakta ve bu durum bulunan yapıyla uyumluluk göstermektedir. Ancak ortada görülen çanak üzerinde

gravite değerlerinin daha yüksek olduğu gözlenmektedir. Bu biçim elektrik yöntemle bulunan temelle uyumsuzdur. Dolayısı ile çanağın daha dirençli ve yoğunluğu daha çok olan bir malzeme ile dolu olabileceği düşünülebilir.

## Nebioğlu - Ağadere Doğrultusu

Kars'ın 10 km batısında kuzey güney yönünde uzanan bu doğrultu yaklaşık 70 km uzunluğundadır. Ölçüm

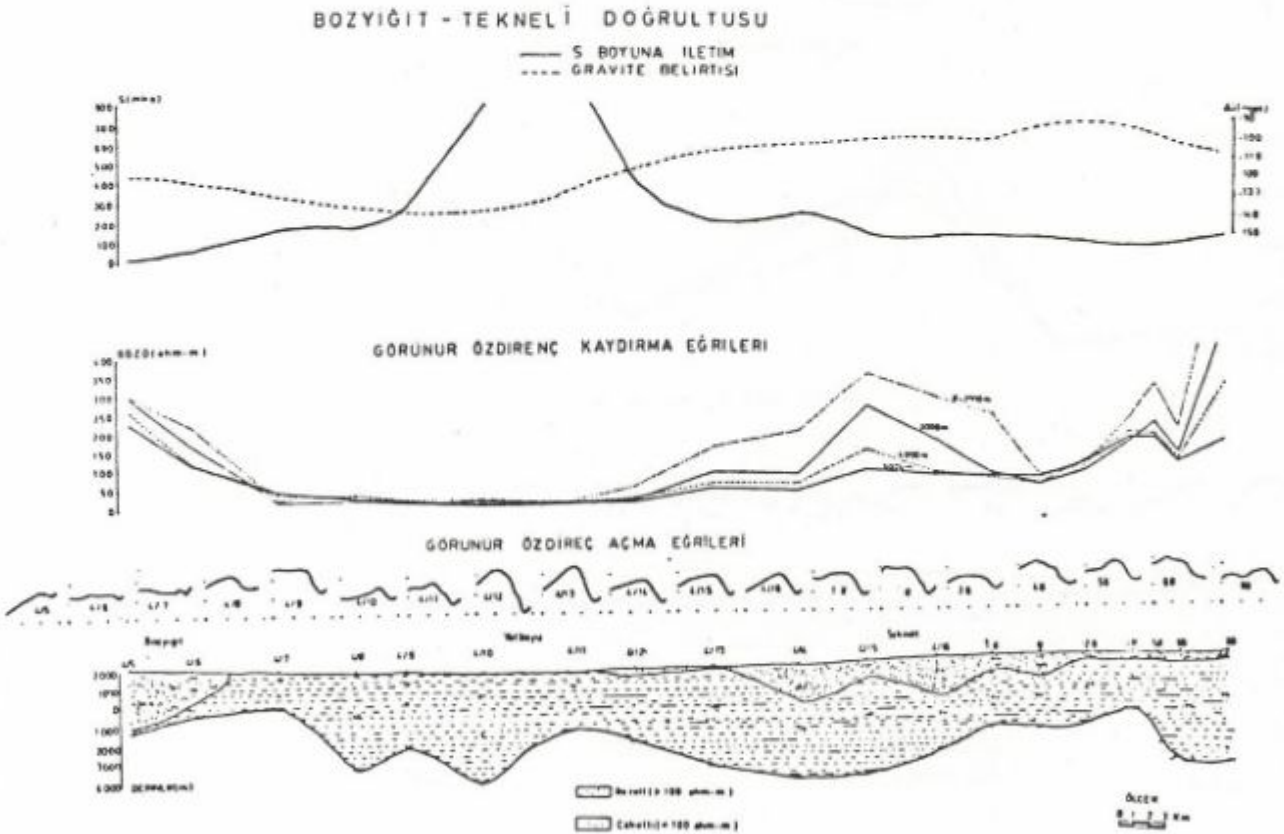
noktaları bazalt veya Pliosen-Kuaterner üzerinde yer almaktadır (Şekil 2 ve 15).

6/4, 6/5, 6/6 ve A1 noktaları Pliosen-Kuaterner üzerindedir. Açılım doğrultuları ise sırasıyla KG, KB-GD, KB-GD, DB'dir. 6/5 noktasında GB kanat, diğer noktalarda her iki kanat bazalt üzerine geçmektedir. A2 ve A3 ölçü noktaları bazalt üzerinde iken A2 doğuda Pliosen-Kuaterner'e girmiş, A3 ise doğuda Pliosen-Kuaternere girip çıkmıştır. Her iki noktada da ölçüm doğrultusu DB olmaktadır. A4 noktası Pliosen-Kuaterner üzerinde iken her iki uçtan da bazalt içine girmiştir. Bundan sonra gelen A5, 6/12 ve 6/13 noktalarında ölçü bazalt üzerinde alınmıştır. Ölçüm doğrultuları sırasıyla DB, DB, KB-GD'dir. A5 noktasında ölçüler tümüyle bazalt üzerindedir. 6/12 noktasında ise her iki uçtan, 6/13 noktasında GD yönünde Pliosen-Kuaternere girilmektedir. 6/14 noktasında ölçüm doğrultusu KD-GB olmakta ve tüm ölçüler Pliosen-Kuaterner içinde kalmaktadır. 6/15 noktasında ise ölçü, tam sınırda alınmıştır ve açılım doğrultusu KB-GD olarak saptanmıştır. Akım uçları kuzeybatıda bazalt

içinde kalırken güneydoğuda Pliosen-Kuaterner içinde kalmaktadır. 6/16 noktası bazalt üzerindedir ve açılım doğrultusu KD-GB'dir. KD ucunda Pliosen-Kuaterner'e geçiş göstermektedir. A9, A10 ve A11 noktaları da bazalt üzerinde kalmaktadır ve açılım doğrultuları sırasıyla KB-GD, D-B, D-B olmaktadır. A9 noktasında KD yönünde akım ucu Pliosen-Kuaterner'e girerken diğer noktalarda uçlar hep bazalt üzerinde yer almaktadır (Şekil 2).

Açma eğrilerinden elde edilen yapıdan temel kuzeyden güneye doğru bir yükselme göstermektedir. Kümbetli'ye (6/14) kadar gözlenen bu yükselimde yersel sayılabilecek çöktürmeler yer almaktadır. Bu aralıkta bulunan bazalt katmanının incelik kalınlaşması yüzünden boyuna iletim değerleri bu yapıyı tam olarak yansıtamamaktadır. Temel derinliği Nebioğlu (6/4) altında 4 km iken 6/14 altında 200 m'ye kadar sığlaşmaktadır (Şekil 19).

Nebioğlu-Alçık arasındaki A5 ile 6/15 arasında yer alan tepeye yerini bırakmaktadır. Bu durum görünür özdirenç kaydırma eğrilerinden de izlenebilmektedir. Temelin bu yükselimi görünür özdirenç değerlerinin yük-



Şekil 17. Bozyiğit - Tekneli doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ve S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünür özdirenç kaydırma eğrileri (ortada), yerelektrik delgi eğrileri (aşağıda) ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en altta).

selimine neden olmuştur ve bu aralıkta aralama aralığı arttıkça görünür öz direncin yükselmesi bunun bir kanıtı olarak görülmektedir.

Bu tepeden sonra temelin tekrar çanak görünümünü aldığı görülmektedir. Fakat bu çanak ilk çanağa göre daha sığ olarak izlenmektedir. Bu çanak S değerlerindeki yükselimden de izlenebilmektedir. Görünür öz direnç kaydırma eğrilerindeki tekdüzelik, bu değerlerin burada bulunan bazalt katmanından değil altındaki iletken yapıdan kaynaklandığını göstermektedir.

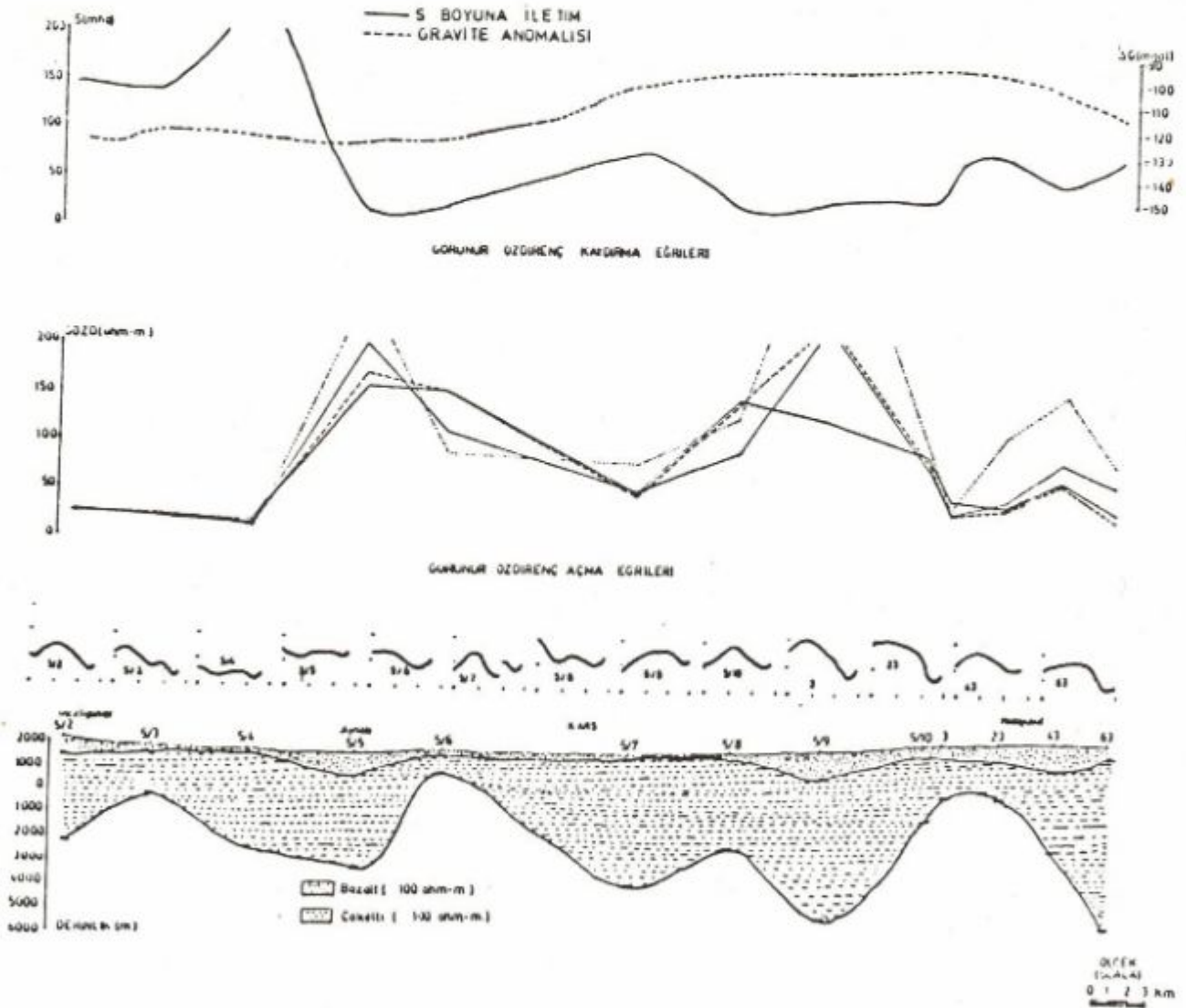
Doğrultu boyunca çeşitli kalınlıklarda bazalt örtüsü yer almasına karşın kaydırma eğrilerinde bunun etkisini gösteren bir belirti yoktur. Bu durum bazaltın inceliğine

bağlanabilir. Bu kanı elektrik delgi eğrilerinden elde edilen sonucu doğrular bir niteliktedir.

Bazalt katmanının altında çökelleri simgeleyebilecek düşük öz dirençli katmanlarla karşılaşılmasına karşın 6/12 noktası altında çökelleri simgeleyebilecek çok ince bir katman gözlenmektedir. 6/14 noktası altında ise çökeli simgeleyebilecek düşük öz dirençli, 300 m kalınlığında bir katman yer almakta ve bunun hemen altında ise elektrik temele girilmektedir. 6/12 - 6/15 arasındaki S değerlerinin en küçük düzeyde seyretmesi bu aralıktaki temel yükselmesini simgeler niteliktedir.

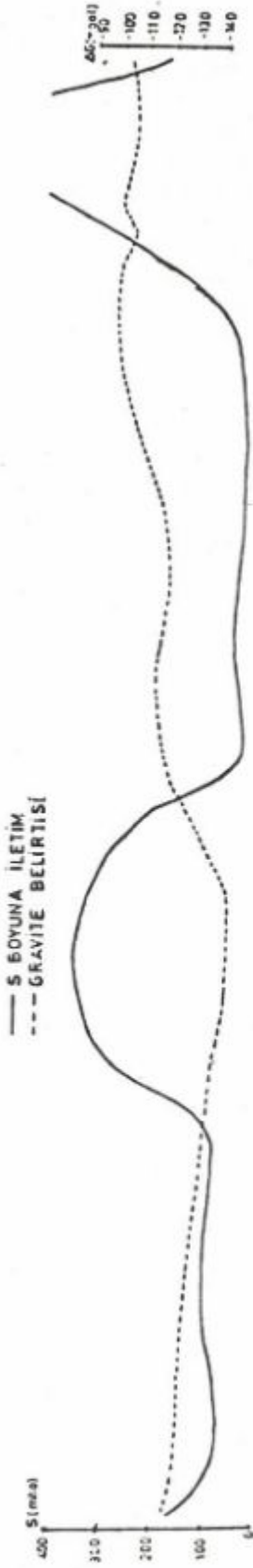
Gravite belirtisi 6/14 ve A5 noktaları arasında daha küçük değerler alırken bundan sonra yükselmektedir. Bu

### İNCİRLİPİNAR - KOCAYUSUF DOĞRULTUSU

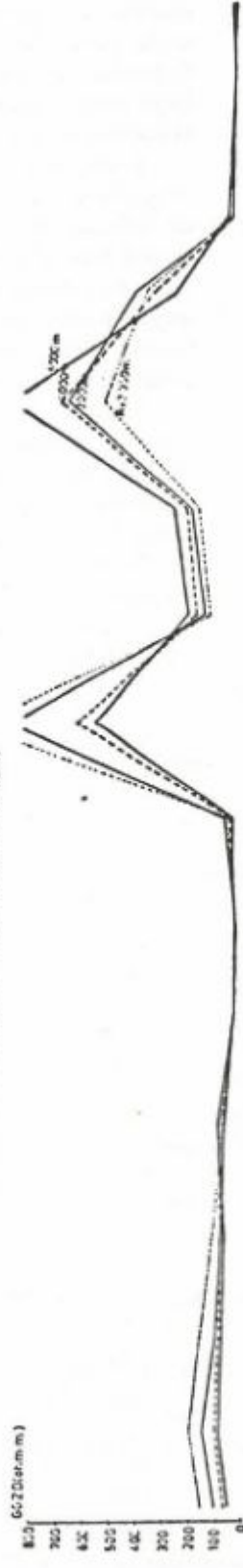


Şekil 18. İncirlişinar - Kocayusuf doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ve S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünür öz direnç kaydırma eğrileri (ortada) ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en altta).

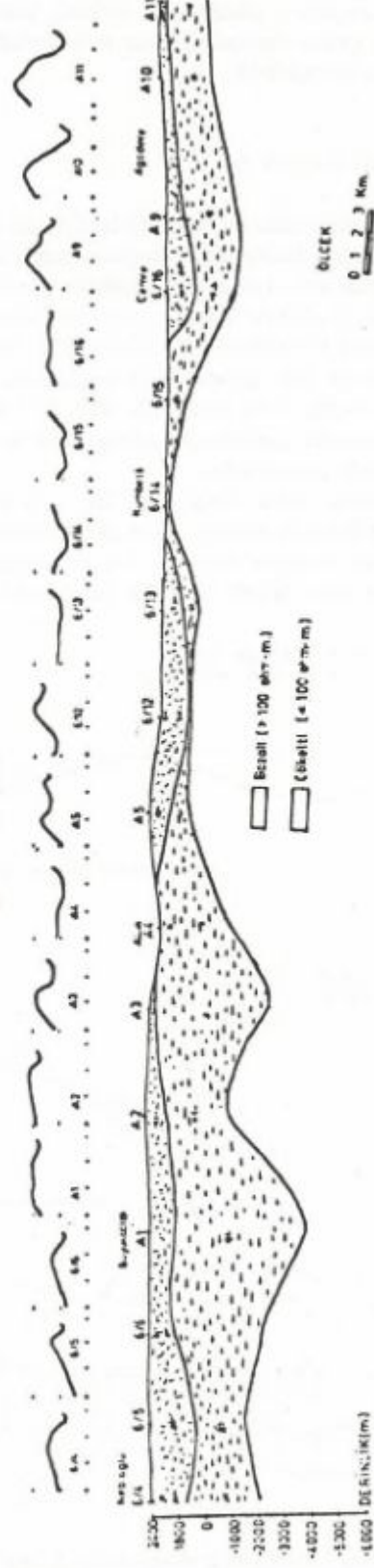




GÖRÜNÜR ÖZDİRENCİ KAYDIRMA EĞRİLERİ



GÖRÜNÜR ÖZDİRENCİ AÇMA EĞRİLERİ



Şekil 19. Nebioğlu - Ağadere doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ile S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünür öz direnç kaydırma eğrileri (ortada), yerelektrik delgi eğrileri (aşağıda) ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en

küçük değerler, elektrik değerlendirmeden bulunan kuzeydeki çanağın varlığını kanıtlayıcı bir belgi olmaktadır. Gravite değerlerinin yükselmesi elektrik temelini yükselimi ile uygunluk gösterirken, elektrik yöntemle bulunan ikinci çukur üzerinde gravite değerlerinin pek değişmediği gözlenmektedir.

### Beşiktaş - Oluklu Doğrultusu

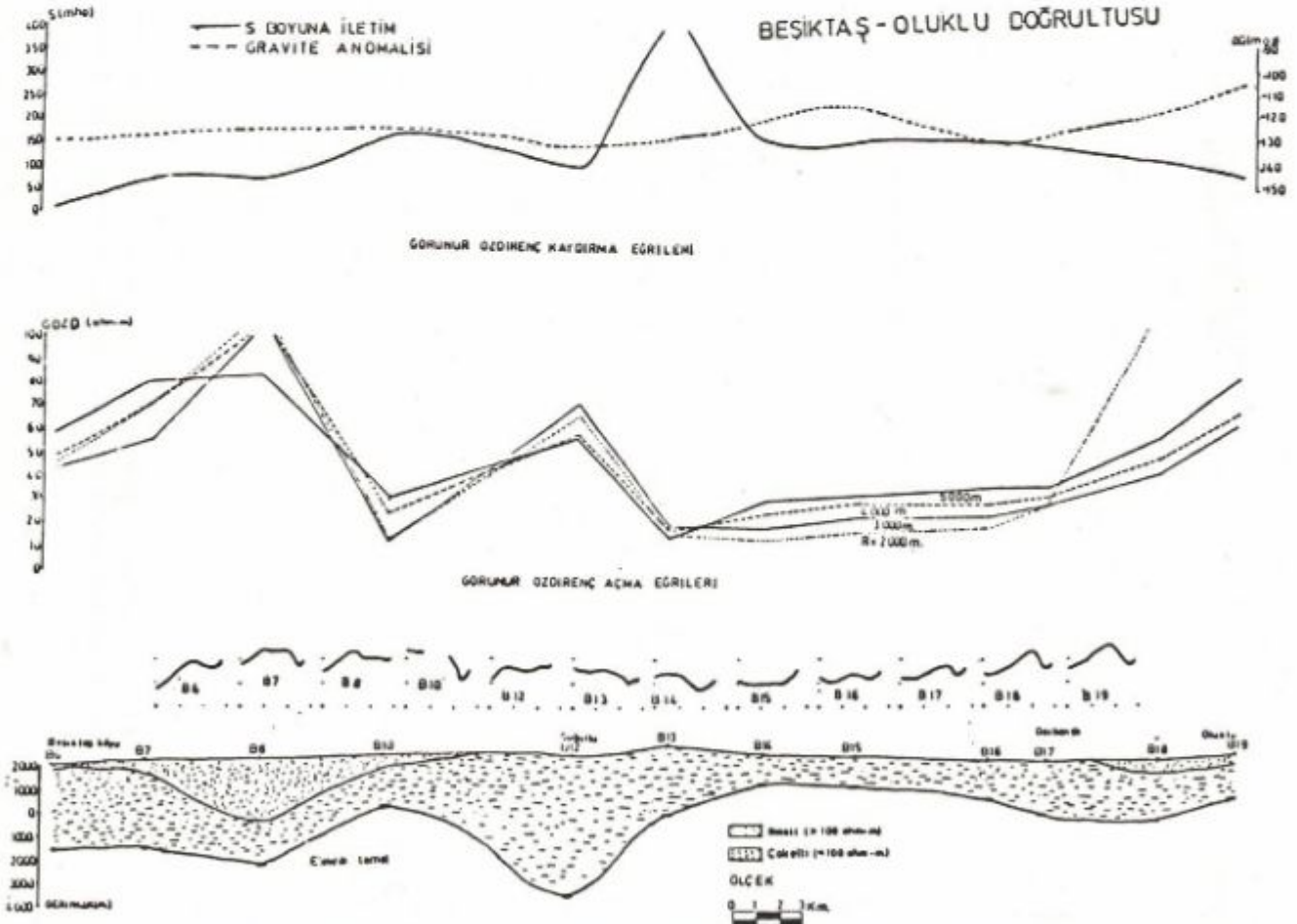
60 km uzunluğundaki bu doğrultu Hasköy'ün 10 km güneyinden başlayıp kuzey güney doğrultusunda Selim' in 15 km güneybatısına kadar uzanmaktadır (Şekil 2 ve 15). Beşiktaş köyü (B6) ile Bülbül yöresi arasındaki ölçüler bazalt üzerinde yer alırken Söğütlü'de (B12) Pliosen-Kuaterner üzerinde kalmaktadır. B13 noktasında yeniden bazalta girdikten sonra B14, B15, B16, B17 noktaları Pliosen Kuaterner üzerinde yer almakta, B8 ve B19' da yeniden bazalta girmektedir.

B6 noktasında açılım doğrultusu DB olup her iki uçtan iletken Pliosen-Kuaterner içine girilmektedir. B7 ve B8'de ölçüler sırasıyla KB-GD, DB doğrultusunda alınmış ve tüm uçlar bazalt üzerinde yer almıştır. B10

noktasında ise DB doğrultusunda açılım yapılmış ve her iki uçtan Pliosen-Kuaterner'e girilmiştir. B12 noktasında ölçüm doğrultusu KG olup kuzeyde bazalta girilmekte, güneyde ise bazalta girip tekrar Pliosen-Kuaterner'e geçiş yapmaktadır. Bundan sonraki noktalarda ölçüm doğrultusu DB olmaktadır. B16 ve B17 noktalarında açılımın doğu kanatlarından bazalta girilirken diğer ölçü noktalarında herhangi bir süreksizlik geçilmemektedir.

Schlumberger açma eğrilerinin yatay katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesinden elde edilen yapıda Beşiktaş köyü ile Boğaztepe arasında temel hemen hemen aynı düzeyde kalmaktadır. B10 altında yükselen temel B12 altında tekrar aşağılara doğru inmektedir. Bu dalgalanmadan sonra temelin yükselerek doğrultunun sonuna kadar hemen hemen aynı düzeyde kaldığını gözlemekteyiz (Şekil 20).

Kuzeyde bir çanak görünümünde olan bazalt katmanı ile karşılaşmaktayız. Bu bazalt çanağı görünür özdirenç kaydırma eğrilerindeki yüksek özdirençle simgelenmektedir. Bu çanak, S'nin h ile değişimini bastırılmış ve S'nin değişiminde özdirençin payını büyütüştür. Böylece S-eğrisi ile temel arasında bir uyumsuzluk söz konusu olmaktadır (Şekil 20).



Şekil 20. Beşiktaş - Oluklu doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ve S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünür özdirenç kaydırma eğrileri (ortada) ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en altta).

B12 altında bulunan çanakta dolayı S değerlerinin yükselmesini beklerken bu yükselme gözlenmemektedir (Şekil 20). Bu ancak, bu çanağı özdirençli daha büyük olan bir malzemenin doldurması ile açıklanabilir. Kaydırma eğrilerinde bu nokta üzerinde gözlemlenen yüksek görünür özdirenç değerleri bu düşüncüyü güçlendirir bir niteliktedir.

Diğer noktalarda temelin aynı düzeyde kaldığı boyuna iletim değerlerinden belirlenmektedir. Açılım arttıkça kaydırma eğrilerinde görünür özdirenç artması, açma eğrilerinden bulunan temelin sağlığını doğrulayıcı görünüm içindedir.

Doğrultunun sonunda bulunan ve kuzeydekine nazaran daha ince bazalt katmanının varlığı salt delgi eğrilerinin değerlendirme sonuçlarından görülebilmektedir. Bu bazalt katmanının kalınlığı, görünür özdirenç kaydırma eğrilerini etkileyecek ölçüde değildir. Doğrultu boyunca elde edilen gravite belirtisinde büyük değişimler gözlenmesine karşın güneye doğru gravite değerlerinin büyümesi elektrik temelin yükselimi ile uyumluluk içinde gözlenmektedir. B12 altında görülen çanakta gravite değerleri en küçüğe inmekte ve bu ise çanağın varlığını kanıtlayıcı bir belge olmaktadır. Buna karşın B16 - B17 arasında gravite değerleri elektrik bulgularla bir uyumsuzluk göstermektedir.

#### Söğütlü - Karbulak Doğrultusu

110 km uzunluğundaki bu doğrultu kuzeydoğu güneybatı doğrultusunda uzanmaktadır. Açılım doğrultuları B12 noktasında DB yönünde ve tüm uçları Pliosen-Kuaterner üzerindedir. G/14 noktasında açılım KD-GB yönünde yapılmış, dizilim orta noktası bazalt üzerinde olmasına karşın kuzeydoğu ucu Pliosen-Kuaterner içinde kalmıştır. A2 akım ucu ise tümüyle volkanitler üzerinde kalmıştır. Bundan sonra gelen 4, 25, 46, 67, 88 ve A9 noktalarında açılım yönleri DB olmakta ve tüm ölçülerde uçlar volkanitler üzerinde yer almaktadır. C9 ve D9 noktalarında ise açılım DB olmasına karşın tüm ölçüm noktaları Tersiyer formasyonları içinde kalmaktadır. E8 noktasında açılım KG olarak yapılmış ve güney ucundan Kuaterner üzerine girilmiştir. F8 ve G7 noktalarında açılım yönü KB-GD olarak alınmış, F8 noktası GD yönünde, G7 noktası her iki yönde Kuaterner içinden volkanitler içine girilmiştir.

Elektrik delgi eğrilerinin tek katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesinden elde edilen temel yükselimi ile S değerleri arasında bir uyumluluk gözlenmektedir (Şekil 21). Söğütlü'den Kümbetli'ye ilerlendiğinde temelin yükseldiği izlenmektedir. Bu yükselimi S eğrisinde bir düşüğe neden olmaktadır. Aynı etki görünür özdirenç kaydırma eğrilerinde açılım arttıkça görünür özdirenç artması biçiminde gözlenmektedir. 4 ve 25 noktalarında temel belli bir derinlik düzeyine inmiş 46 noktasında ise birden derinleşmiştir. Yüzeyde bazaltın bir çanak biçiminde bulunması yüzünden temelin bu

düşüşü S değerlerine yansımamıştır. Bu noktalar dolayında S değerlerinde bir yükselimi olmasına karşın bu yükselimin orta noktasında görülen düşüş bazaltın yüksek özdirençten kaynaklanmaktadır. Bazalt çanağı görünür özdirenç eğrilerinde alçalmalara ve yükselmelere neden olmaktadır.

46 ve 67 noktalarındaki çöküntü 88 noktasına doğru yerini yükselime bırakmaktadır. 30 km'lik bir aralığın A9 ile 88 noktaları arasında yer almasından dolayı bu aralıkta temel yükselimi pek kestirilememektedir. A9 noktasında temel yüzeye yakın görülmesine karşın sonraki C9 ve D9 noktalarında yüzeyden uzaklaşarak daha derine inmektedir. Boyuna iletim S değerlerinde bu durum bir yükselme ile belirlenmektedir.

E8 noktasında temelin bir sokulum şeklinde yüzeye yaklaştığını izlemekteyiz. Bu noktada temelin derinliği 500 m dolayındadır. Bu sokulumdan sonra temel tekrar derinleşmekte ve F8 noktasında 3.5 km'yi bulmaktadır. G7 noktasında ise temelin tekrar yükseldiği gözlenmektedir.

E8 noktası altında gözlenen dirençli sokulum, elektrik delgi eğrisinden görünür özdirenç kaydırma eğrisinden ve boyuna iletim S değerlerinden de izlenebilmektedir. Bu sokulum görünür özdirenç açma eğrisinde, küçük açılımlarda 45°'lik bir yükselime neden olurken kaydırma eğrilerinde aralama boyu arttıkça görünür özdirenç eğrisini yükseltmektedir. Benzer biçimde, bu dirençli yaklaşım S-boyuna iletim değerlerinde ani bir düşüş ile simgelenmektedir (Şekil 21).

#### Ortakent - Iğdır - Saraçlı Doğrultusu

Yaklaşık 25 km uzunluğundaki bu doğrultu batıdan doğuya doğru uzanmakta ve Ortakent (G111) dolayında başlayıp Saraçlı'ya (GH1) dek sürmektedir. Doğrultu genelde volkanitler üzerinde yer almaktadır. Salt Iğdır çevresinde (G5) ve GH1 dolayında Kuaterner üzerinde kalmıştır.

Bu doğrultu üzerinde yer alan açılım doğrultularında herhangi bir düzenlilik yoktur. Açılımlar genellikle bazalt üzerinde kalmaktadır. Bununla birlikte G2, G5 ve G6 noktalarında alınan ölçülerde Kuaterner içine girilmiştir. Kuaterner üzerinde alınan ölçülerde ise kollar hep Kuaterner içinde kalmıştır.

Schlumberger açma eğrilerinin yatay katmanlı yapıya doğru derinleştiği gözlenmiştir. Temel Yukarı Çamurlu dolayında en büyük derinliğe ulaşmakta ve Saraçlı'da dolayında en büyük derinliğe ulaşmakta ve Saraçlı'da (GH1) yükselimi göstermektedir (Şekil 22).

Bu arada Ortakent (G11) dolayında arazinin sarp oluşundan dolayı 6000 m'ye dek açılım yapılabilmeye ve bu açılıma ulaşıncaya dek temelin etkisi gözlenmemiştir. Bunun için bu nokta altında görülen temel en sağ temeli simgelemektedir (Şekil 22).

Doğrultu boyunca yüzeyin bazaltlarla kaplı olması ve bu bazalt katmanının derinliğinin değişmesi S değer-

lerinin  $h$  ile değişimini bozmuştur.  $S$  değerlerindeki egemen değişim  $1/\rho$  ile orantılıdır. Kalınlığa bağlı  $S$ 'nin değişimini öz direnç değişimi perdelemektedir. Bu yüzden temel yükselimi ile  $S$  değerlerinin uyumluluğu azalmaktadır.

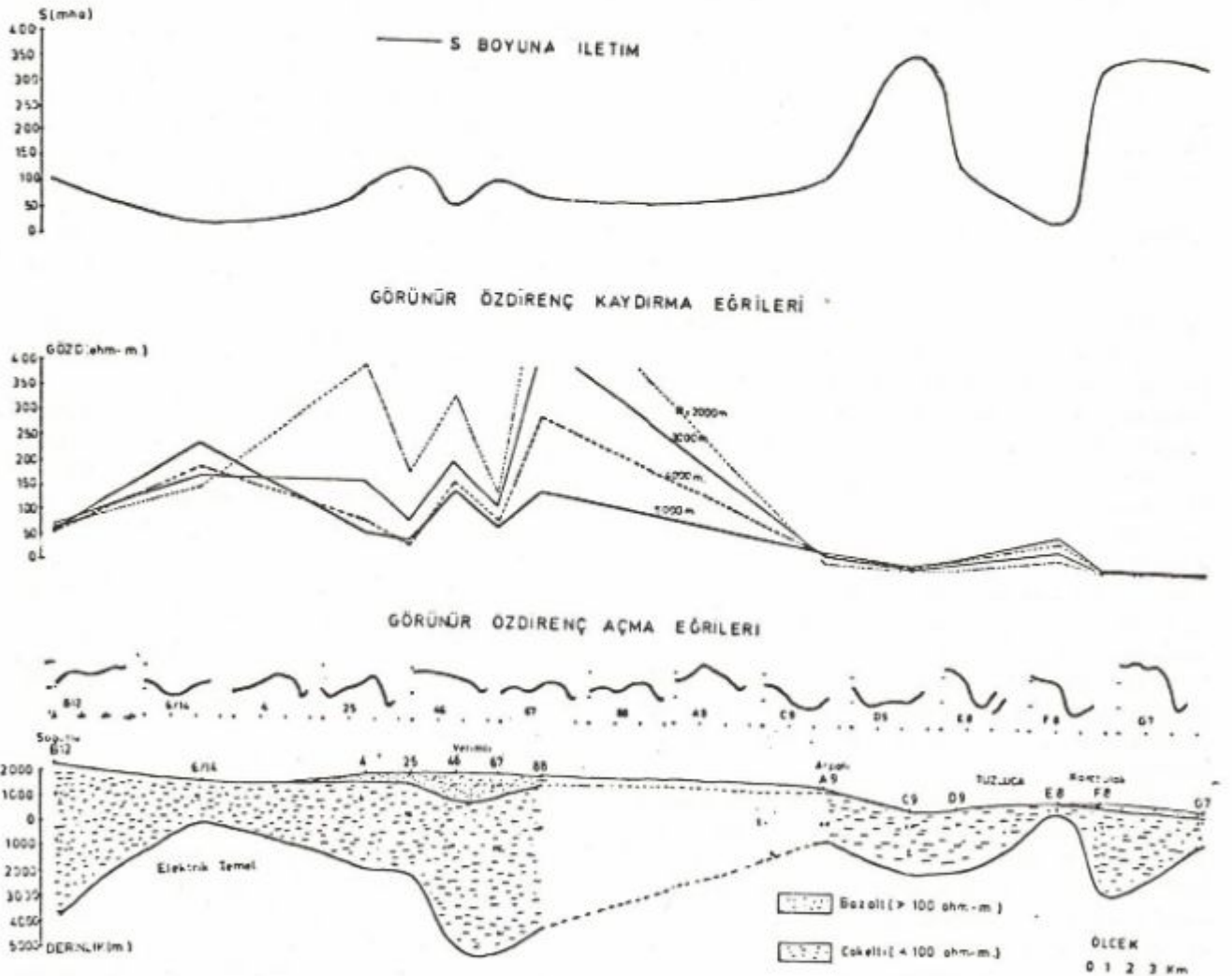
Bazaltın etkisi kaydırma eğrilerinden de izlenebilmektedir. Kaydırma eğrileri özellikle bazaltın kalınlığı ile orantılı olarak yükselmekte ve alçalmaktadır.

Elektrik delgi eğrilerinin değerlendirme sonuçlarına göre bazalt Ortakent'ten Akdeğirmen köyüne dek bir inceleme göstermektedir. Bazalt G9 noktası etrafında topografyada bir yükselme yapmakta ve tekrar incelmekte, bu inceliğini koruyarak Iğdır'a değin uzanmaktadır. G9 noktasında kalınlık 700 m'ye varırken, Iğdır'a kadar kalınlık 200-300 m arasında değişmektedir.

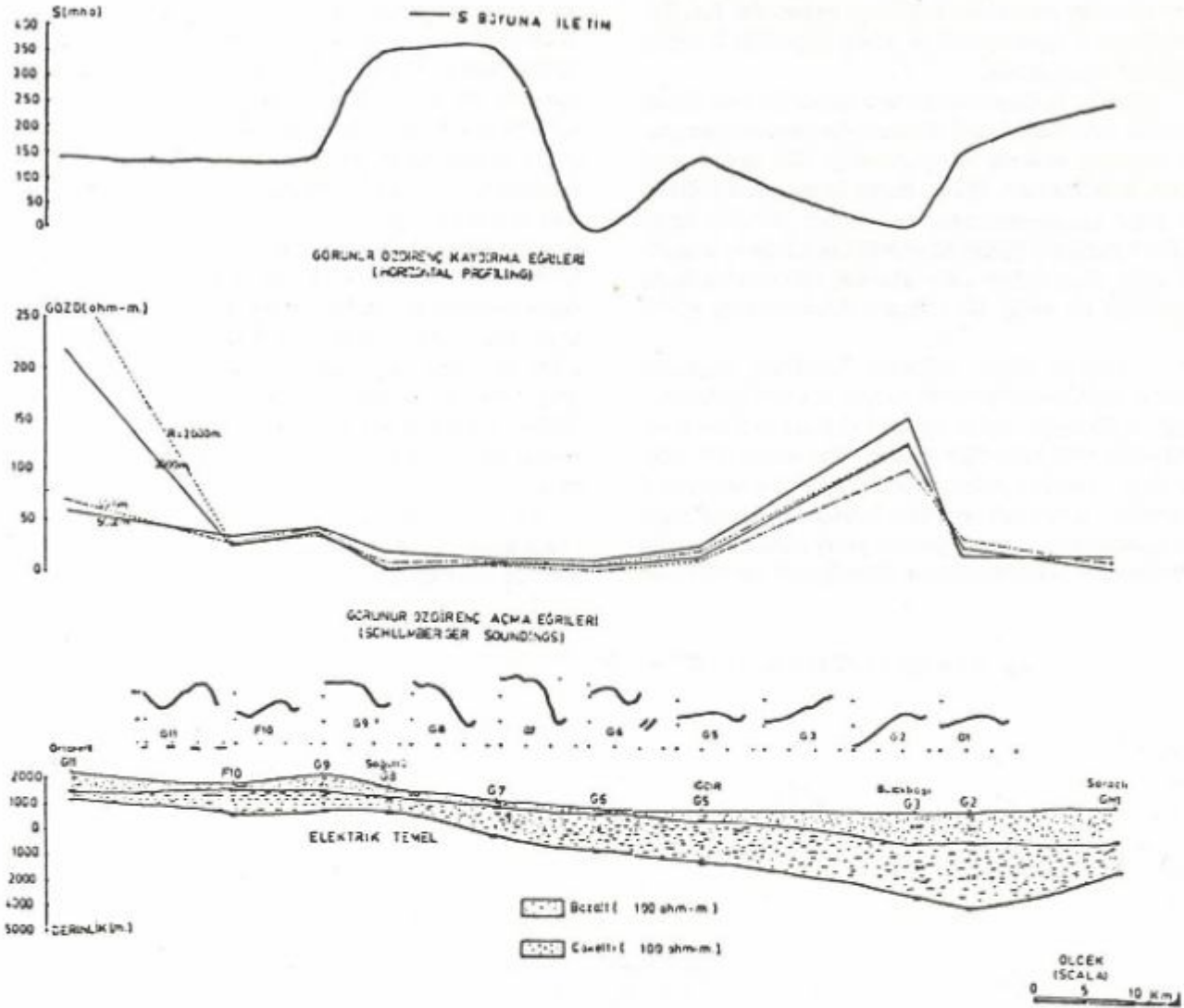
Iğdır'la Bulakbaşı arasında bazaltın kalınlığının izlemekteyiz. Bazalt Bulakbaşı'nda 1300 m'ye kadar ulaşmaktadır. Doğrultunun devamında bazaltın aynı düzeyde kaldığı gözlenmektedir.

Görünür öz direnç kaydırma eğrileri G3 noktası altında bazaltın kalınlığını temsil edebilecek bir yükselme göstermesine karşın aynı yüksek öz direnç değerlerini G2 ve GH1 noktalarında görülmemektedir. Bu durum bazaltın iletkenleşmesinden kaynaklanabilir.

$S$  değerlerinin  $1/\rho$  ile değiştiği varsayılırsa ve burada  $\rho$  daha küçük bir değerde ise  $S$  değerlerinin yükselmesi beklenir.  $S$  değerlerinin yükselme göstermesi bu varsayımı destekleyici bir niteliktedir. Benzer biçimde  $S$  değerlerinde G9 ile G6 arasında gözlenen ve 350 mho'ya değin yükselme buradaki bazalt katmanının daha ince olduğu görüşünü destekleyici niteliktedir.



Şekil 21. Söğüt - Karabulak doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ve S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünür öz direnç kaydırma eğrileri (ortada), yerelektrik delgi eğrileri (aşağıda) ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en altta).



Şekil 22. Ortakent - Saraçlı doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ve S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünür öz direnç kaydırma eğrileri (ortada), yerelektrik delgi eğrileri (aşağıda) ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en altta).

### Kağızman - Tuzluca - Iğdır Doğrultusu

Bu doğrultu boyunca Kağızman'dan Tuzluca'ya kadar açma eğrileri genelde H türü, Tuzluca-Şor karakolu arasında HA, Yeniköy Iğdır arasında AH, Karakoyunlu Yukarı çamurlu arasında KH, Yukarı Çamurlu, Aralık arasında ise QH biçiminde bir değişim göstermektedir (Şekil 23).

Açma eğrileri değişik doğrultularda alınmıştır. Doğrultu, Tersiyer formasyonu içinde başlamakta ve D7 noktası dolayında Kuaterner'e girmektedir. Iğdır'ı geçtikten sonra bir süre bazalt üzerinde kalmakta GH1 noktası dolayında yeniden Kuaterner çökelleri içine girmektedir (Şekil 2 ve 15).

Gravite ve manyetik belirtilerin yorumunda Kötek'ten Kağızman Tuzluca üzerinden Aras Nehri'ne değin

uzanan bir çökel çukurunun varolabileceğine değinilmektedir (Ergun 1979). Ne var ki Schlumberger delgi eğrilerinin yatay katmanlı yapı varsayımına göre ve Schlumberger kaydırma ölçümlerinin yatay süreksizliklere göre değerlendirme sonuçları böyle bir çukurun gerçekten varolduğunu, ancak boyut olarak daha dar bir alana sıkıştığını göstermektedir. Bu çukurların sınırı kuzeybatıda Akçay köprüsü (B11), güneydoğuda ise Şor Karakolu (D8) ile sınırlanmaktadır.

3 ohm-m'lik tortularla doldurulmuş olan çanağın B11'deki derinliği 400 m dolayında iken C10'da 2.5 km, D9'da 3.1 km, D8'de ise 2 km dolayındadır. Buna göre çanağın en derin noktası Tuzluca kenti çevresindedir (Şekil 23). Diğer önemli bir tortul çanağı Iğdır (F5) ile Aralık (H1) arasında yer almaktadır. Iğdır altında 2.2 km

derinliği olan çanak, Karakoyunlu altında en derin (4.6 km) eksenine erişmekte, Bulakbaşı çevresinde 3.4, Yukarı Çamurlu çevresinde 3 ve Aralık yöresinde 2 km'lik derinliğe erişmektedir.

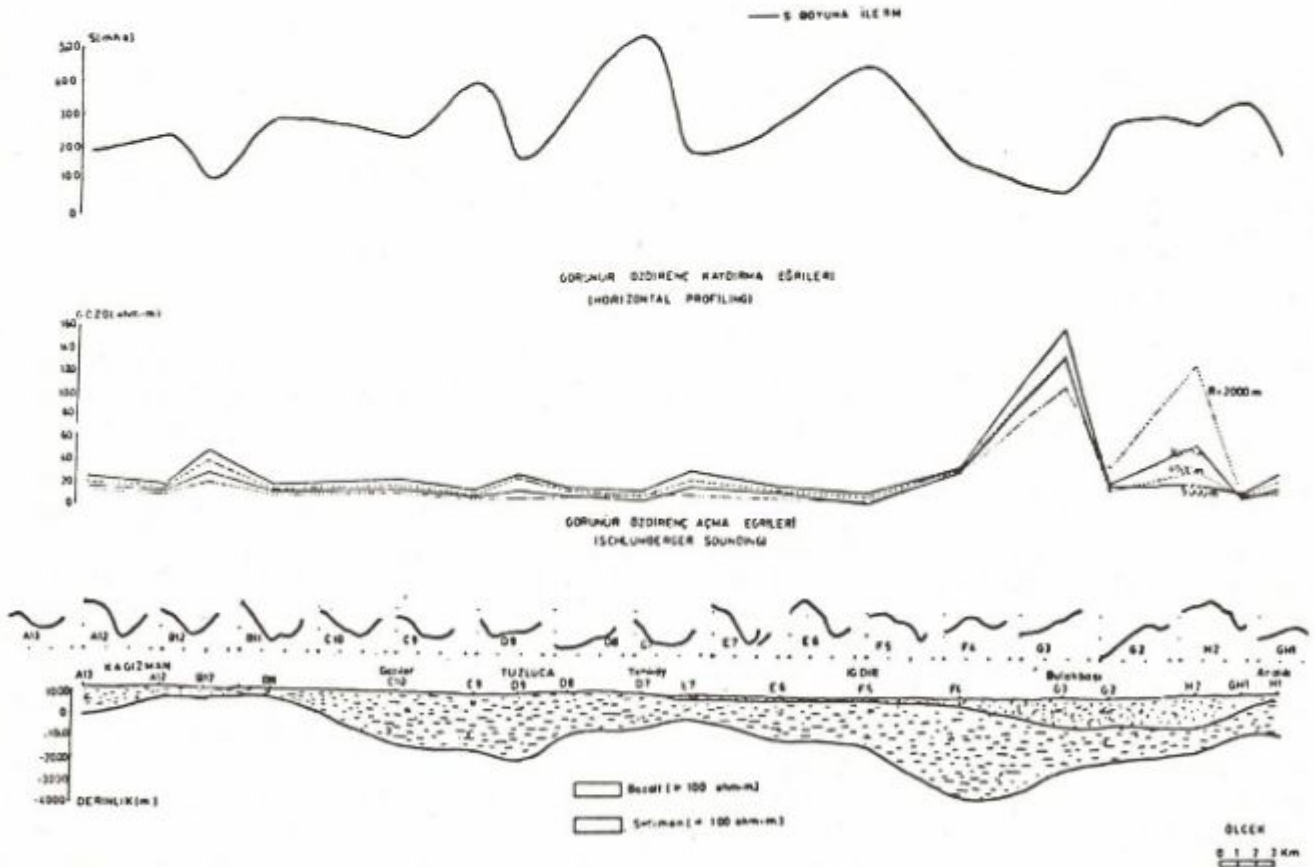
Batıdaki Tuzluca çukuru batı yanda A12 ile Akçay köprüsü arasındaki temel yükselimi ile sınırlandırılmıştır. Bu noktalar arasında temel derinliği 500 m'den daha azdır. Kağızman'dan Iğdır'a doğru ise bu temel 1500 m'ye değin derinleşmektedir. Sözü edilen yükselim yatay görünür öz direnç eğrilerinde verdiği belirti ile ve S boyuna iletim değerlerinde 200 mho'dan 100 mho'ya değin gösterdiği bir düşüş ile açıkça belirlenmektedir (Şekil 23).

S boyuna iletim değerleri Kötek'ten doğudaki Iğdır'a değin temel derinliği ile iyi bir uyum göstermektedir. Buna bağlı olarak Tuzluca Çukuru üstünde S değerlerinin yerel salınımlar göstermesine karşın 300 mho'ya değin değerler aldığı izlenmektedir. Bu büyüyen S değerleri Tuzluca'nın bir çökel çanağı olduğunun diğer bir göstergesidir. Gerek S gerekse yatay görünür öz direnç eğrilerinden Yeniköy altında derinliği 2.2 km'yi bulan

yerel bir çukurluğunda yer aldığı gözlenmektedir. Tuzluca çukuru doğudaki Iğdır-Aralık çukurundan 1000-1500 m yüzeye kadar yaklaşan bir temel yükselimi ile ayrılmaktadır. Bu temel özellikle Şor Karakolu ile Iğdır arasında küçülen S boyuna iletim değerlerine açıkça yansımaktadır. Iğdır'la Aralık arasında batıdan doğuya doğru kalınlaşan bir bazalt örtüsü yer almaktadır. Bayraktutan ve Iğdır çevresinde ortalama 200 m kalınlığında olan volkanitler Karakoyunlu'dan başlamak üzere birden kalınlaşarak Bulakbaşı'nda (G3) 1500 m'ye, Yukarı Çamurlu'da 1300 m'ye, Yukarı Topaklı'da 1600 m'ye değin kalınlaşarak, Saraçlı'da 400 m'ye kadar sığlaşmaktadır. Iğdır Saraçlı arasında kalınlaşan bazalt örtüsünün diğer bir işareti bu aralıkta çıkarılan yatay görünür öz direnç eğrilerindeki yüksek görünür öz direnç değerlerinin açılım büyüdükçe küçülmesi yüksek öz dirençli bazaltın köklü değil beklendiği gibi askıda olduğunu belirtir (Şekil 23).

Iğdır ile Aralık arasında dirençli bazalt katmanının çökel sıralamasında yerini alması bu aralıkta S'nin h temel derinliği ile orantısını bozmuştur. Dolayısı ile bu

### KAĞIZMAN - TUZLUCA - IĞDIR DOĞRULTUSU

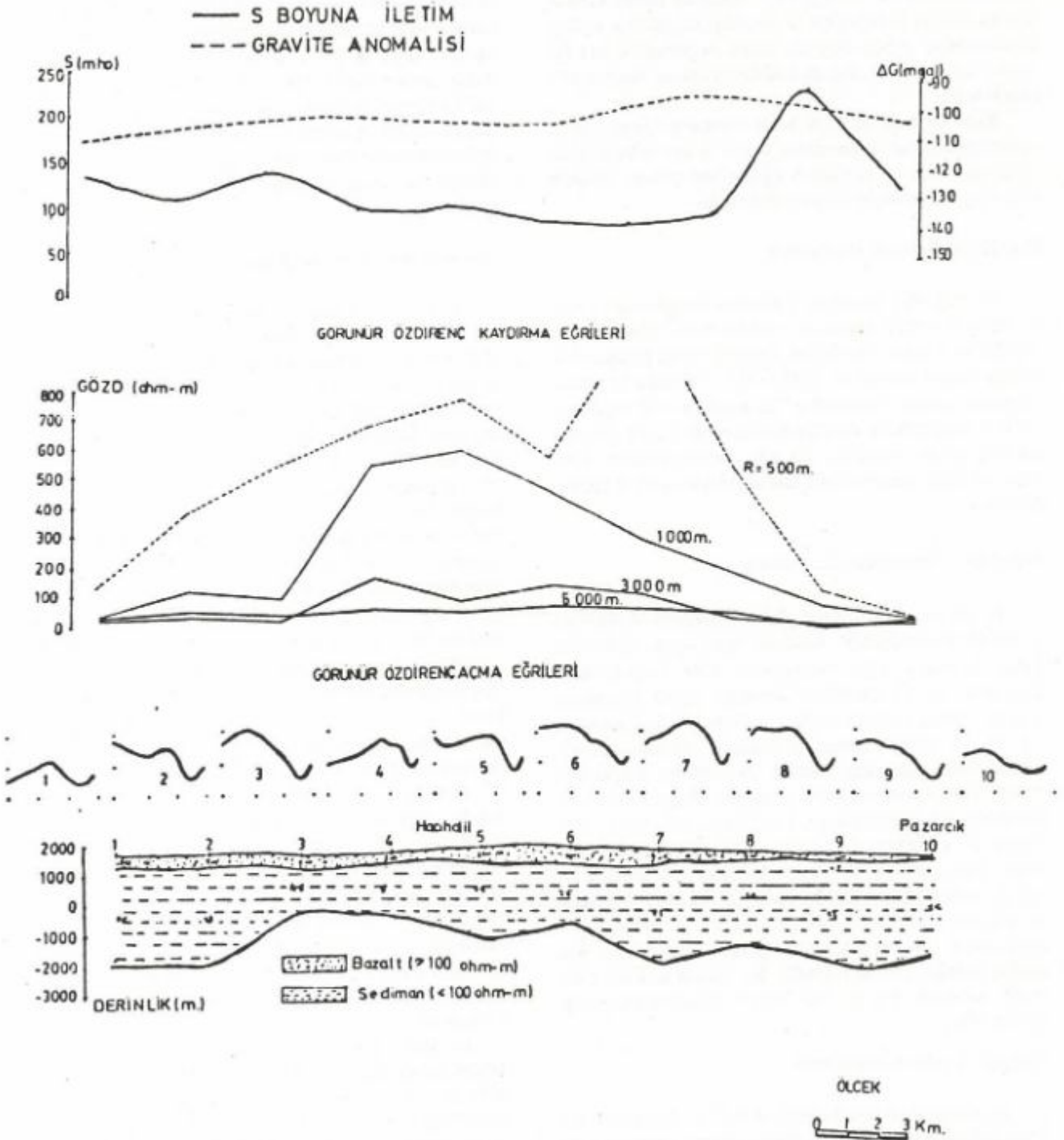


Şekil 23. Kağızman - Tuzluca - Iğdır doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ve S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünür öz direnç kaydırma eğrileri (ortada), yerelektrik delgi eğrileri (aşağıda) ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en altta).

aralıkta S boyuna iletim değeri  $1/\rho$  ile orantılı olarak değişmektedir. Bazaltın ince olduğu Bayraktutan-Karakoyunlu arasında S değerleri 150 mho'ya varan küçük değerlere ulaşırken bazaltın kalınlaştığı doğu bölümünde de sanki derin temel varmışçasına 400-500 mho'luk değerlere değin büyümektedir (Şekil 23).

## Ayrıntılı Ölçü Alanı

Ayrıntılı çalışma alanı Kars'ın 18 km güneyinde Kars - Selim - Dığor üçgeni arasında yer alır (Şekil 24). Açılımlar doğu-batı doğrultusunda uzanır ve boyları 27 km uzunluğundadır. Tüm noktalar arası uzaklık 3 km



Şekil 24. Hacı Halil - Pazarcık doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ve S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünür öz direnç kaydırma eğrileri (ortada), yerelektrik delgi eğrileri (aşağıda), ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en altta).

seçilmiştir. Ölçüm noktalarından salt 2 simgeli nokta Pliosen-Kuaterner üzerindedir. Diğer tüm noktalar bazalt üzerinde yer almaktadır. Elektrik delgi eğrilerinin yatay katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesinden elde edilen yapıda elektrik temelin 3-7 noktaları arasında bir yükselme yaptığı bu yükselmenin iki yanında aşağıya indiği gözlenmektedir. Tüm yüzeyi kaplayan bazalt katmanından dolayı S değerleri ile temelin değişimini açıkça izlememesine karşın boyuna iletim değerlerinin her iki uçtan daha yüksek değerler alması yorumu doğrulayıcı niteliktedir.

Yüzeyde bazaltın çok kalın olmasına karşın küçük açılımlarda bazalt katmanının kendi ve ayrıca komşuluk etkisinden dolayı, kaydırma eğrilerinde yüksek görünür özdirenç değerleriyle karşılaşmaktadır.

#### Hacı Halil - Pazarcık Doğrultusu

Bu doğrultu boyunca 2 noktası Pliosen-Kuaterner üzerinde olmasına karşın bu formasyonun oldukça ince olduğu ve hemen altında ise dirençli bazalt katmanının varlığı ortaya çıkmıştır (Şekil 24). Doğrultu boyunca çıkartılan gravite değerleri -115 mgal ile -95 mgal arasında değişmektedir. Gravite değerlerinde batıya gittikçe bir artış gözlenmektedir. Bu artış batıda bulunan daha derin elektrik temelin düşüşünü açıklayacak bir nitelikte değildir.

#### Esenyazi - Yemençayır Doğrultusu

Bu birinci doğrultunun 3 km güneyinde doğu-batı yönünde uzanmaktadır. Schlumberger açma eğrilerinin yatay katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesinden 24-27 noktaları arasında çanak biçiminde temelin aşağıya doğru indiği gözlenmektedir. Bu çanak 29 ve 23 noktalarındaki yükselmeyle sınırlanmaktadır (Şekil 25). Yüzeydeki bazalt katmanının etkisinden dolayı S değerleri bozulmuş olmasına karşın, çanak üzerinde bir tepe yapmaktadır. 3 km kuzeydeki temel yükselimi, bu doğrultuda aşağıya çökmüş olarak izlenmektedir. Yüzeyde ince bir bazalt katmanı yer almakta ve küçük açılımlarda görünür özdirenç kaydırma eğrileri de görünür özdirenç yüksek değerler almasına neden olmaktadır. Doğrultu boyunca gravite değerlerinin artmakta olduğu gözlenmektedir. Bu durum elektrik yön-temle bulunan yapıyı tam olarak yansıtmamaktadır (Şekil 25).

#### Verimli - Kırdamı Doğrultusu

Bu doğrultu ikinci doğrultunun 3 km güneyinde yer almaktadır. Elektrik delgi eğrilerinin yatay katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesinden elde edilen yapıyla uygunluk göstermektedir. Baş ve sondaki derinlikler iki doğrultuda da değişmezken bu doğrultu boyunca ortada bulunan çanağın derinleştiği izlenmektedir.

Bazalt katmanının ise ikinci doğrultuya göre daha kalınlaştığı izlenmektedir. Özellikle batıda bazaltın daha kalınlaştığı ve bundan S değerlerinin daha çok etkilendiği gözlenmektedir (Şekil 26).

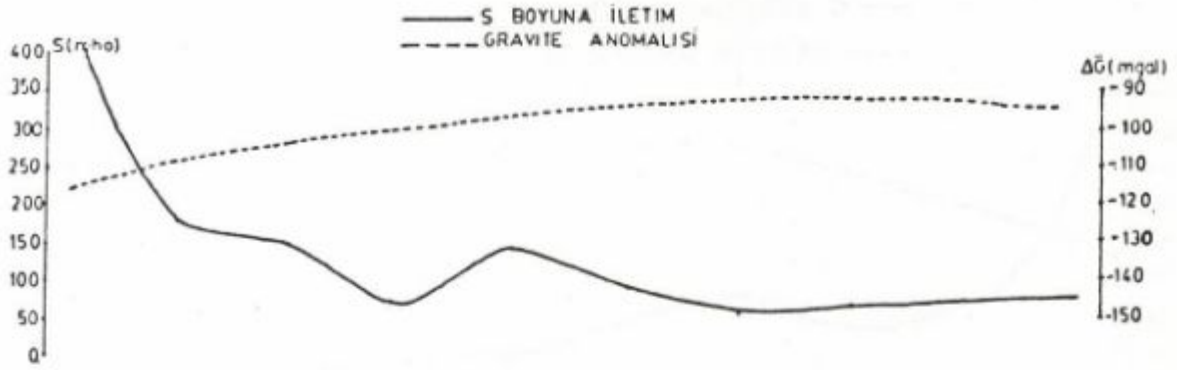
Arkada bulunan çanak, S değerlerindeki artış ile belirlenmekte ve bu çanak üzerinde S değerlerinde bir kavislenme oluşmaktadır. Doğrultu boyunca gravite değerlerinde bir artış gözlenmektedir. Burada elde edilen çanağın üzerinde beklediğimiz daha düşük gravite değerlerine rastlanmasına karşın bu çanak üzerinde değerlerinin doğrusallaştığını gözlemekteyiz. Doğrultu boyunca gravite değerleri artarken çanak üzerinde gravite değerlerinin doğrusallaşması, ancak küçük değerler almaması bu çanağın boyutlarının daha küçük olmasından kaynaklanabilir.

#### Yaylacık - Sorkumlu Doğrultusu

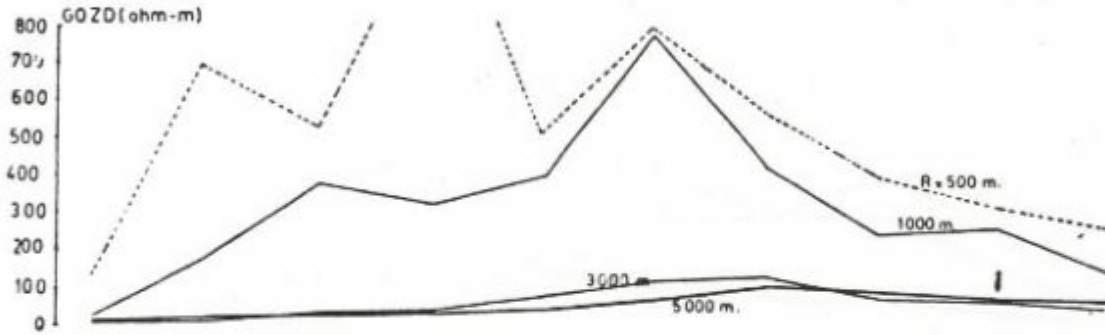
Verimli - Kırdamı doğrultusunun 3 km güneyinde yer alır. 70 noktası Pliosen-Kuaterner üzerinde diğer ölçü noktaları bazalt üzerindedir. Schlumberger açma eğrilerinin tek katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesinden bulunan yapı 3 km kuzeydeki doğrultu boyunca bulunan yapıya benzemesine karşın çukurluğun kenarlarında daha yumuşadığı izlenmektedir (Şekil 27). Çanağın derinliği iki doğrultu boyunca hemen hemen aynıdır. Bu çukurluk S değerlerindeki bir kavislenme ile de belirlenebilmektedir. Yüzeydeki bazalt katmanı bir önceki doğrultuya göre biraz incelmeye uğramış olarak göze çarpmaktadır. Ancak küçük açılımlarda bu bazaltın etkisi kaydırma eğrilerinde yüksek özdirençler oluşturmuştur. Bir önceki doğrultuda 48 altında gözlenen temel yükselimi burada 68 noktası altında daha derine kaymış bir şekilde izlemekteyiz. Böylelikle çanağı sınırlayan temel yükselimi 70 noktası altına kadar kaymıştır. Benzer biçimde batıda çanağı sınırlayan temel yükseliminin de daha aşağıya kaymış olduğu gözlenmektedir (Şekil 27). Gravite değerleri diğer üç doğrultuda olduğu gibi batıdan doğuya doğru yükselmesine karşın çanağın üzerinde önce doğrusal bir görünüm almakta ve düşüş göstermekte sonra yükselmesine devam etmektedir. Çanak üzerinde gravite eğrisinin bu davranışı çanağın varlığını doğrulayıcı bir görünümündedir. Yaylacık - Sorkumlu doğrultusu boyunca görülen temelin batıda daha yükselmiş olmasına karşın boyuna iletim S değerlerinin yüksek olması batıda bulunan düşük özdirençli bir yapıdan kaynaklanabilir.

Bu dört doğrultuda, güneye indikçe temelin daha derine indiği belirlenmiştir. Aynı yerde gravite değerlerinin de güneye indikçe düşüş göstermesi bu bulgunun doğruluğunu kanıtlar niteliktedir. Temelin aşağıya düşüşü doğrultuların orta bölümlerinde olmaktadır. Hacı Halil - Pazarcık doğrultusunda temel 5 noktası altında 3.2 km iken güneye inildiğinde Yaylacık - Sorkumlu doğrultusunda 65 noktasında derinlik 7.8 km'yi bulmaktadır.

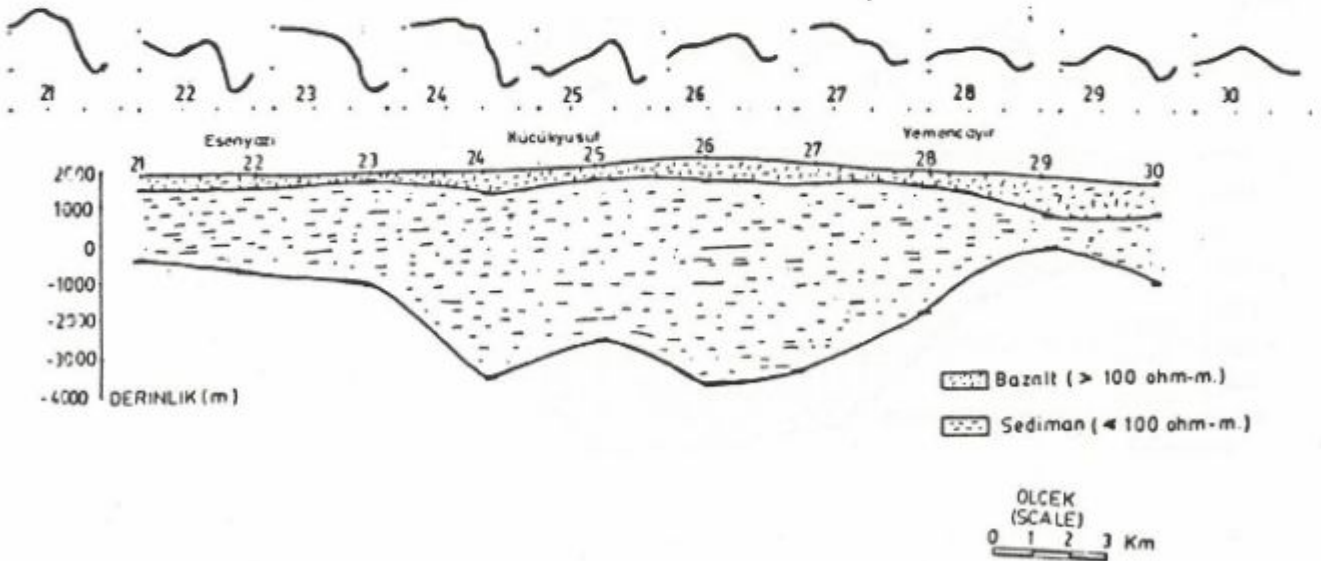




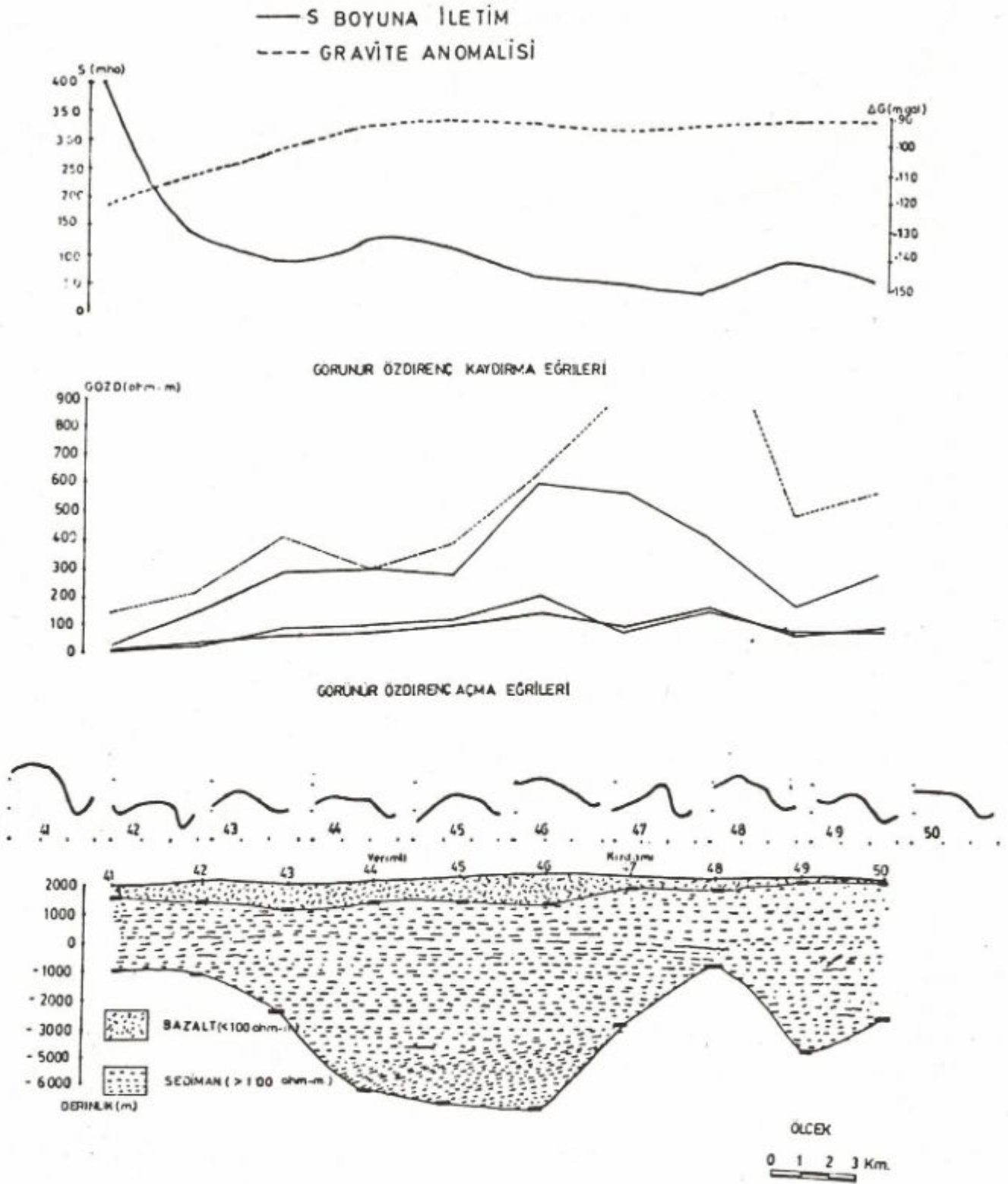
## GÖRÜNÜR ÖZDİRENÇ KAYDIRMA EĞRİLERİ



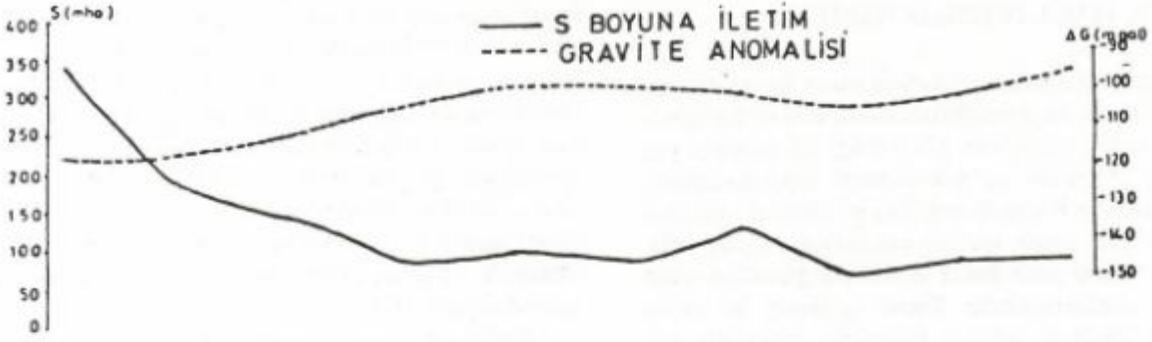
## GÖRÜNÜR ÖZDİRENÇ AÇMA EĞRİLERİ



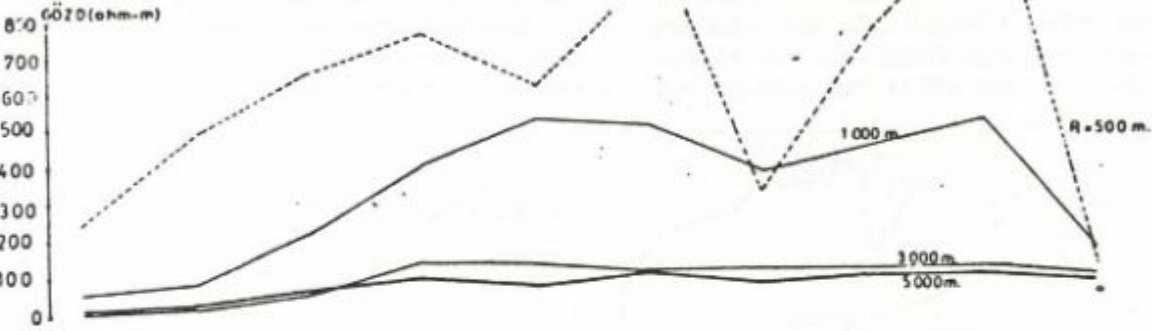
Şekil 25. Esenyazı - Yemencayır doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ve S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünür öz direnç kaydırma eğrileri (ortada), yerelektrik delgi eğrileri (aşağıda) ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en altta).



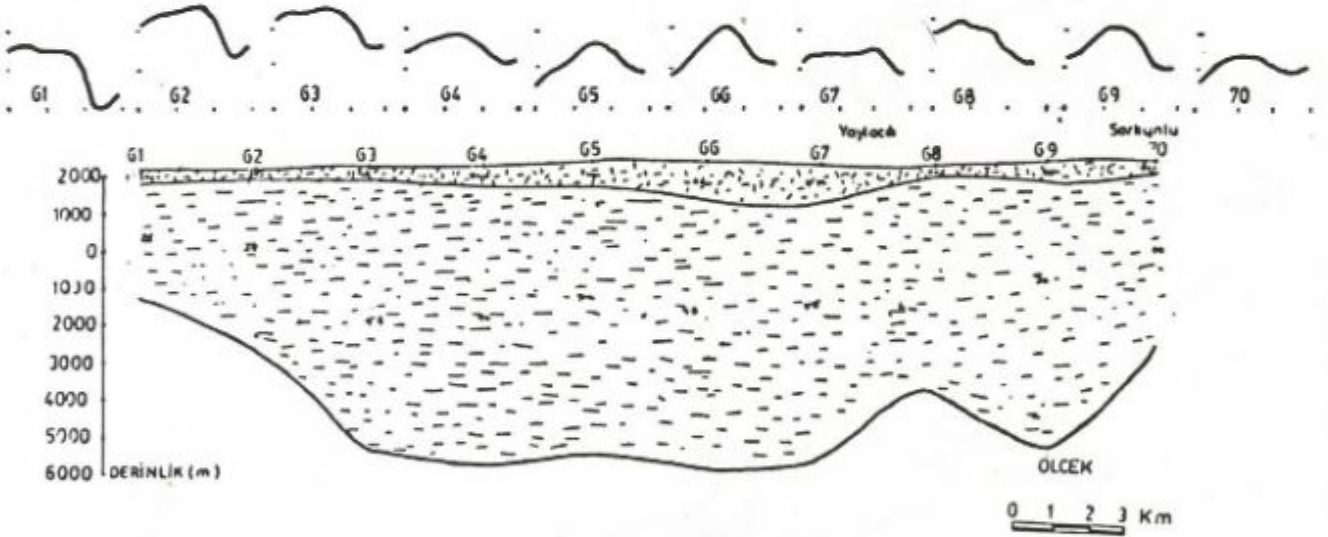
Şekil 26. Verimli - Kırdamı doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ve S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünür öz direnç kaydırma eğrileri (ortada), yerelektrik delgi eğrileri (aşağıda) ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en altta).



GÖRÜNÜR ÖZDİRENC KAYDIRMA EĞRİLERİ



GÖRÜNÜR ÖZDİRENC ACMA EĞRİLERİ



Şekil 27. Yaylacık - Sorkumlu doğrultusu jeofizik kesiti Bouger gravite belirtisi ve S-boyuna iletim (yukarıda), yatay görünür öz direnç kaydırma eğrileri (ortada), yerelektrik delgi eğrileri (aşağıda) ve bulunan yerelektrik yapı kesiti (en altta).

## ELEKTRİK TEMEL DERİNLİK HARİTASI

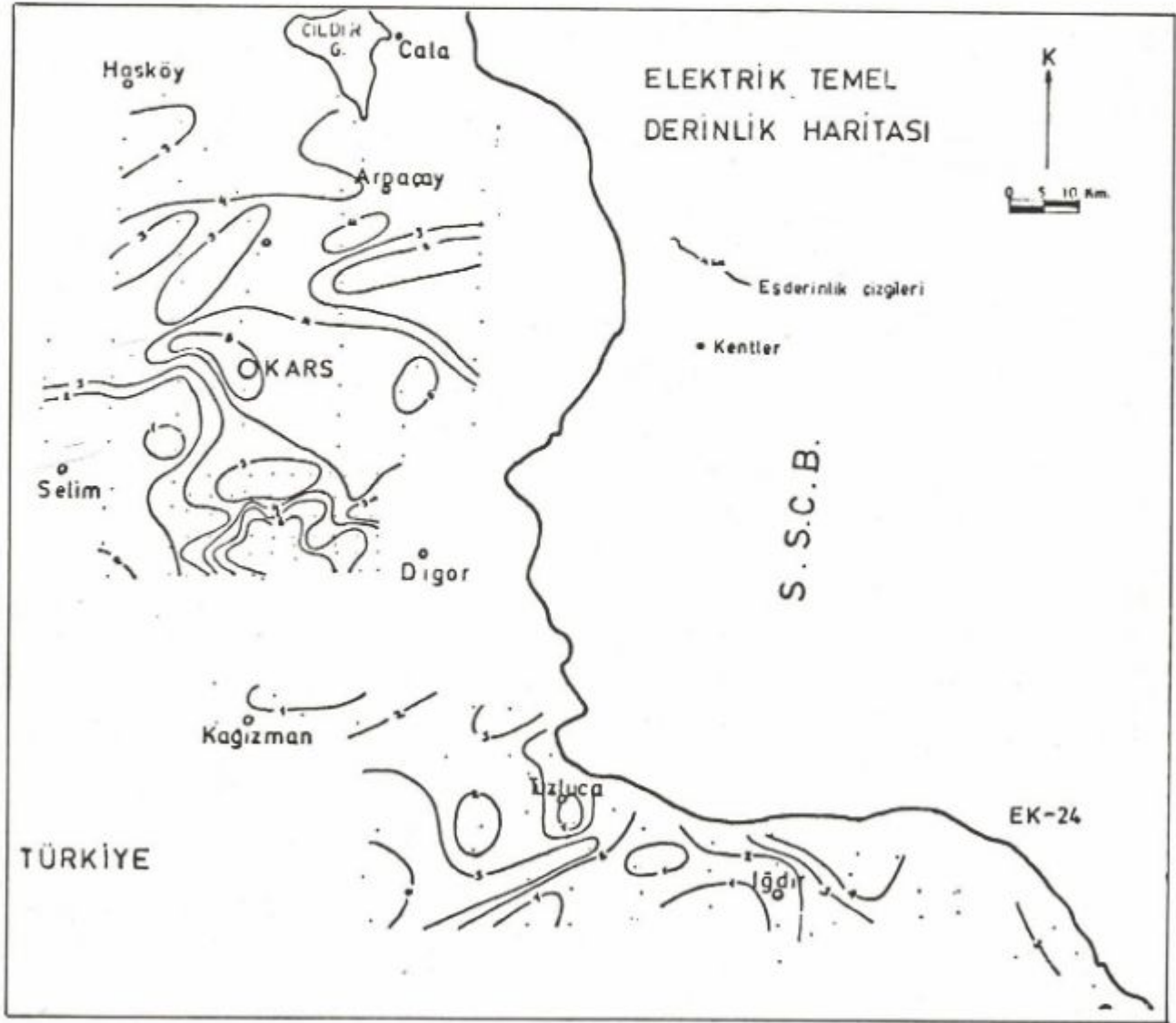
Schlumberger açma eğrilerinin yatay katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesinden elde edilen temele kadar olan derinliklerin gösterildiği bu haritada yer yer derin çanaklara ve yükselmelere rastlanmaktadır. Özellikle Kars'ın batısında yer alan ve oldukça geniş bir alanı kapsayan çanak dikkati çekmektedir (Şekil 28). Bu çanak Kars'ın güneybatısı ve kuzeydoğusundaki yükselmele sınırlanmaktadır. Burada gözlenen bir başka çanak ise ayrıntılı çalışma bölgesinin güneyinde yer almaktadır. Bu çanağın boyutu daha küçük ama derinliği daha büyük olarak gözlenmektedir.

Güneydeki temel derinlikleri kuzeye göre daha sığdır. Bununla birlikte 4 km'den daha derin çanaklarla karşılaşmıştır. Kağızman-Tuzluca arasında gözlenen çanak Kağızman'ın kuzeyinde ve Tuzluca'da gözlenen

temel yükselimi ile sınırlanmaktadır. Tuzluca dolayında gözlenen temel yükselimi Iğdır'a dek sürmektedir. Iğdır'ın batısında ise yeni bir çanak gözlenmektedir. Bu çanak Iğdır'ın kuzey batısında 4 km derinliğe dek ulaşmaktadır. Ayrıca Tuzluca'nın güney doğusunda 4 km derinliğe ulaşan ve nereye dek uzandığı gözlenemeyen bir çanak oluşumu belirlenmiştir (Şekil 28). Tuzluca'nın güney batısında gözlenen bu çanak gravite ve manyetik yöntemle gözlenen Tahir-Ağrı çukurunun uzantısı biçiminde izlenmektedir.

Kağızman-Tuzluca arasında gözlenen çanak ise gravite ve manyetik yöntemle gözlenen Aras Vadisi çukuru ile uyumluluk içindedir. Ancak bu çöküntünün sınırlarının, elektrik yöntemiyle daha daraldığı gözlenmektedir.

Kars-Digor arasındaki çöküntüyle Kars-Selim-Sarıkış doğurultusu boyunca gravite ve manyetik yöntemle bulunan iki çöküntünün arasından, ayrıntılı çalışma böl-



Şekil 28. Elektrik temel derinliği haritası.

gesinde saptanan çöküntü alanı gelmektedir. Bu alan Kars-Diğor arasındaki çöküntünün uzantısı biçiminde oluşmaktadır. Kars'ın güney doğusundaki temel yükselimi ise bu iki çöküntüyü ayıran bir görünüm içindedir.

Kars'ın batısındaki çanak, Kars-Susuz-Arpaçay çöküntüsü üzerine gelmektedir. Ancak bu çöküntünün Arpaçay'ın güneyindeki temel yükselimi ile bitmesini beklerken gravite ve manyetik yöntemle bulunan çöküntünün devam ettiğini gözlemekteyiz.

Gravite ve Manyetik yöntemle belirlenen Göle-Susuz çöküntüsünde elektrik temelin 4 km'den daha derinlere ulaşması bu çöküntünün varlığını kanıtlayıcı bir görünümüdür.

## SONUÇLAR

Kuzeydoğu Anadolu'da bazalt-andezit örtüsü  $400 \pm 100$  Ohm-m'lik öz direnci ile  $10 \pm 5$  Ohm-m'lik Kuaterner çökellerinden elektrik yöntemler kullanılarak ayırt edilebilmektedir. Kuzeyde birkaç kilometre kalınlıkta olan volkanitler güneye doğru birkaç yüz metreye dek incelmektedir. Bu örtü altında yatan iletken (belki çökel) kayaların kalınlığı ortalama 1.5 - 2 km olmasına karşın, yer yer çukurlar içinde bu kalınlığı aşmaktadır. İletken ikinci katmanın altında yer alan elektrik temel kuzeyden güneye gittikçe sığlaşmaktadır.

## KATKI BELİRTME

*Bu çalışma, TPAO'ya İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nce yapılan ücretsiz projenin özeti olup, yazarlardan Tuğrul Genç'in "Bitirme Ödevi"nin de bir parçasıdır. MTA Jeofizik Dairesi Jeofizik Mühendislerini yıllar süren yılmaz gayretleri ile toplanan verileri, kullanıma sokulmasını sağlayan TPAO Arama Grubu Başkanı Ozan Sungurlu ve Vasfi Erol sağolsunlar.*

## KAYNAKLAR

- Ercan, A. 1982a, Yapay Doğru Akım Öz direnç Yöntemleri Açma Ölçümleri, Betik I, İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü.
- Ercan, A. 1982b, Yapay Doğru Akım Öz direnç Yöntemleri, Betik - II - Kaydırma Ölçümleri, İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü.
- Erentöz, C. 1974, Türkiye Jeoloji Haritası 1: 500 000 ölçekli, Kars. MTA Enst. Matb.
- Ergun, M. 1979, Kars Bölgesi Havadan Manyetik Etüd Raporu (1979). MTA Enst. Arşivleri.
- Genç, T.H. 1983, Petrol Aramaları İçin Batı Kafkasya Yeryapısının Doğru Akım Yerelektrik Yöntemi ile Aydınlatılması, İTÜ Bitirme Ödevi, Maden Fakültesi Jeofizik Müh. Bölümü.
- Göksu, E. 1971, Petrol Jeolojisi, Teknik Üniversite Matb.

# MANYETİK ANOMALİ VEREN KÜTLELERİN DÜŞEY GEOMETRİSİNİN BULUNMASI KONUSUNDA BİR DENEME

## An Attempt to Define the Vertical Geometry of Bodies Cause Magnetic Anomalies

İbrahim AYDIN\*

### ÖZET

Manyetik anomali veren kütlelerin düşey geometrisinin saptanmasına ilişkin ters çözüm çalışmaları model ve arazi örnekleri üzerinde denenmiştir.

Yeraltının iki boyutlu prizmalarla temsil edilmesi esasına dayanan teknik, anomaliye sebep olan mıknatıslanma şiddeti yüksek prizmaların konumunun bulunmasını hedefler. Mıknatıslanma şiddeti yüksek olan prizmaların meydana getirdiği kütlelerin profile dik kesitindeki yüzeyinin minimum olması ve anomali eğrisi ile model eğrisinin en iyi bir şekilde çakışması iteratif bir ters çözümle gerçekleştirilmektedir. Model çalışma sonuçlarının olumlu olmasına rağmen arazi örneklerinden elde edilen sonuçlar çok tatminkar değildir. Fakat sonuçlar, kütlelerin geometrisinin kabaca belirlenmesinde yeterli sayılabilir.

### ABSTRACT

An iterative inverse solution technique to define the vertical geometry of the bodies which cause magnetic anomalies was studied on the theoretical and real field examples.

Main principles of the technique are to represent the ground by two dimensional prisms and locate the highly magnetized prisms.

The technique minimizes the volume of the body which consists of prisms and compares the curves of anomaly and model for best fit.

It has not been found satisfactory in fair determination of vertical geometry of magnetic bodies, but well enough in rough estimation.

### GİRİŞ

Manyetik anomaliden giderek anomaliye sebep olan kütlelerin derinlik, kalınlık, dalım v.b. parametrelerinin saptanmasında oldukça ileri bir aşamaya gelinmiştir.

Gerek uzaysal ortamda olsun gerek frekans ortamında olsun aranan parametre yüzde 20 hata ile hesaplanabilmektedir. Fakat yine de problemin tek çözümlü olduğunu her zaman gözönüne almak gerekmektedir.

Kütlelerin alt derinliğinin hesaplanması bir başka deyişle kütlelerin düşey geometrisinin modellenmesi düzgün mıknatıslanmış basit geometrik şekilli küre, silin-

dir veya prizmalar kullanarak yapılabilmektedir. Kütleler 2,2 1/2 veya 3 boyutlu bir geometrik yapı olarak modelenebilirler. Manyetik kütlelerin geometrik şekilleri modellenmesi, sına -yanılma tekniği veya lineer olmayan bir dizi denklemlerin gradyan, Newton-Gauss, Marquardt veya Powell teknikleri ile çözümlenmesi şeklinde olmaktadır. Uzaysal ortamda çalışan Talwani ve Heirtzler (1964), Bhattacharya (1964), Talwani (1965), Johnson (1969), Whitehill (1973) ve Pedersen (1977) kütlelerin düşey geometrisinin belirlenmesi konusunda bazı teknikler önermişlerdir. Nabighian (1972), Bhattacharya ve Leu (1975, 1977) ve Pedersen (1978) potan-

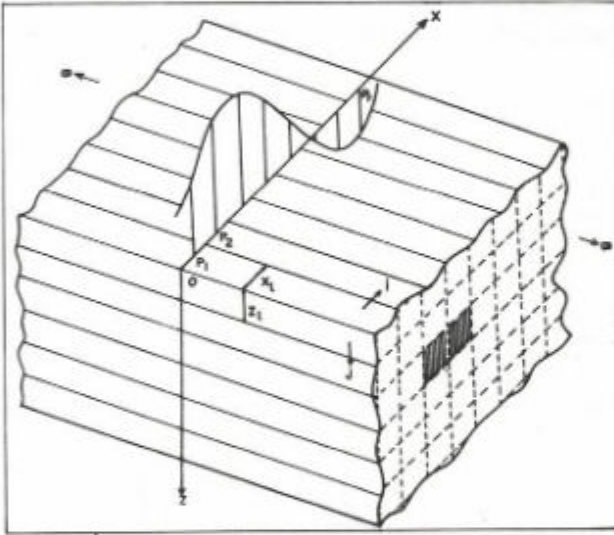
\* MTA Genel Müdürlüğü, Jcofizik Dairesi - ANKARA

siyel verinin frekans ortamında işlenmesini ve kütlelinin alt derinliğinin bulunmasını tanıtmışlardır.

Burada tanıtılan çalışma, Last ve Kubik (1983)'in gravite verilerine uyguladıkları bir tekniğin manyetik verilere uygulanabilirliğinin ve uygulama şartlarının araştırmasını içermektedir. Yeraltının 2 boyutlu prizmaları temsil edilmesi (Şekil 1) ve manyetik anomaliye sebep olan prizmaların konumunun bulunması esasına dayanan teknik, bir iteratif ters çözüm tekniğidir. Manyetik alan eşitliği (1) herbir kare veya dikdörtgen prizmanın manyetik alanının toplamları şeklinde verilmekte ve mıknatıslanma şiddeti herbir prizma için lineer bir çarpan durumdadır.

$$T_p = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m U_{ij} \cdot F_{ij}(x, z, x_1, z_1, D, I, C) \quad (1)$$

Burada  $p = 1, 2, \dots, r$  ölçü noktaları,  $U$  mıknatıslanma şiddeti (k.T veya polarizasyon şiddeti),  $F$  temel etkidir.



Şekil 1. İki boyutlu prizmalara bölünmüş yeraltının 3 boyutlu gösterilişi

Temel etki  $F$ , kütlelinin geometrisine, konumuna, yermanyetik alanın eğim ( $I$ ), sapma ( $D$ ) ve profil ile manyetik kuzey arasındaki açıya ( $C$ ) bağlıdır. Eğer kalıntı mıknatıslanma varsa,  $I$  ve  $D$  polarizasyon vektörünün eğim ve sapma açılarını simgeleyecektir.

### MODEL EŞİTLİKLERİ, PROBLEM VE ÇÖZÜM

Model çalışmaları için Talwani ve Heirtzler (1964)'in manyetik alan eşitliği sadeleştirilerek 2-boyutlu prizma eşitliğine dönüştürülmüştür.

$$F^V = 2 \cdot \cos I \cdot \cos(C-D) \cdot \ln(R_2/R_1) - \sin I \cdot (Q_2 - Q_1) \frac{x_1}{x_1 + x_2} \quad (2)$$

$$F^H = 2 \cdot \sin I \cdot \cos(C-D) \cdot (Q_2 - Q_1) - \sin I \cdot \ln(R_2/R_1) \frac{x_1}{x_1 + x_2} \quad (3)$$

$$R_1 = (x_1^2 - z_1^2)^{1/2} \quad Q_1 = \tan^{-1}(z_1/x_1) \quad (4)$$

$$R_2 = (x_1^2 + (z_1 + z_2)^2)^{1/2} \quad Q_2 = \tan^{-1}(z_1 + z_2/x_1)$$

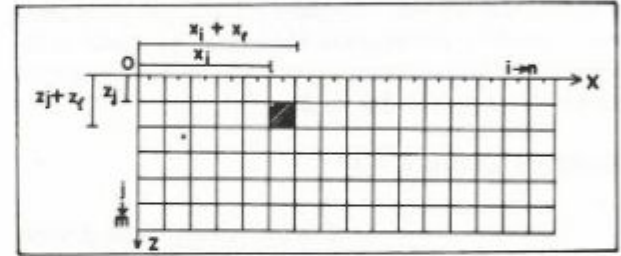
Eşitlik (2) ve (3) sırasıyla prizmanın düşey ve yatay manyetik alan bileşenlerinin temel eşitliklerini ifade etmektedir. Eşitlik (5) ise toplam manyetik alanın temel eşitliği olup eşitlik (2) ve (3)'ün mıknatıslanma şiddetleri ile çarpımı sırasıyla düşey manyetik alan ve yatay manyetik alan eşitlikleri (6), eşitlik (5)'in mıknatıslanma şiddeti ile çarpımı ile de prizma için toplam manyetik alan eşitliği (7) elde edilmektedir.

$$F = \sin I \cdot F^V + \cos I \cdot \cos(C-D) \cdot F^H \quad (5)$$

$$V = U \cdot F^V \quad (6)$$

$$H = U \cdot F^H \quad (6)$$

$$T = U \cdot F \quad (7)$$



Şekil 2. Yeraltının iki boyutlu prizmalar, prizma sıraları ve birim boyutları ile gösterilişi.

Prizmanın konum parametreleri ise Şekil 2'de gösterilmiştir.  $n$  ölçü değeri ve  $n \times m$  sayısında prizmadan oluşan bir sistemde, prizmaların bilinmeyen mıknatıslanma şiddetlerinin bulunması (9) eşitliğinin çözümü ile gerçekleştirilmektedir. Eşitlik (8)'de bir prizmanın toplam alanı  $T$ , mıknatıslanma şiddeti  $U$  ile temel faktör  $F$ 'nin çarpımına bir gürlüğü faktörü  $\epsilon$  ilave edilerek ifade edilmiştir.

$$T = U \cdot F + \epsilon \quad (8)$$

$$U = W^{-1} \cdot F^T \cdot (F \cdot W^{-1} F^T + W\epsilon^{-1}) \cdot T \quad (9)$$

Eşitlik (9)'da  $F^T$   $F$ 'nin transpozunu,  $W^{-1}$   $W$ 'nin inversidir. Last ve Kubik (1983), eşitlik (9)'da verilen sistemin çözümünün potansiyel alanı yaratan prizmaların oluşturduğu hacmin, bu sistemde iki boyutlu çalışıldığı için alanın, en küçük olması ilkesine dayanan iteratif bir yaklaşımla olabileceğini göstermişlerdir. Eşitlik (9)'da  $W$  prizmaların mıknatıslanma şiddetlerinin ağırlık matrisini,

F temel etki eşitliği matrisini,  $W_e$  gürültü matrisini ve T ölçü değerlerinin oluşturduğu matrisi ifade etmektedir. W de önceden saptanan veya kestirilen gürültü - sinyal oranı ile  $FW^{-1} F^T$ 'nin çarpımına eşittir.

Sistemin iteratif bir çözüme sahip olduğu gözönüne alınarak (10) eşitliğinde

$$U^k = [W^{k-1}]^{-1} \cdot [F^T] \cdot [F] \cdot [W^{k-1}]^{-1} \cdot [F^T] + [W_e^{k-1}]^{-1} \cdot [T] \quad (10)$$

yer alan k-1 indisleri bir önceki iterasyonda çözümlenen değerleri k indisleri ise son çözümde bulunan değerleri ifade etmektedir. İterasyonların başlangıcında prizma için ağırlık matrisi W ve mıknatıslanma şiddetleri matrisi U birim matrisler olarak alınmaktadır.

Bir sonraki iterasyona giren mıknatıslanma şiddetleri matrisi eşitlik (11)'deki gibi alınmıştır.

$$[W^{k-1}]^{-1} = [U^{k-1}]^2 + \epsilon \quad (11)$$

Burada  $\epsilon$  küçük bir sayıdır. Buna benzer sistemlerin çözümü söz konusu olduğunda, hata dağılım kurallarına göre ağırlık matrisi aranan niceliğin varians-kovarians matrisi olarak alınabilmektedir (Aydın 1982). Konu edilen çözüm sistemi örneğinde olduğu gibi prizmaların mıknatıslanma şiddetlerinin birbirinden bağımsız ve birbirinden etkilenmediği varsayılarak kovarians elementleri sıfır değere sahip alınabilmektedir.

## MODEL ÇALIŞMALARI

Kuramsal model çalışmaları, birden fazla prizmanın oluşturduğu basit ve karmaşık model eğrilerinin konu edilen sistemle çözümlenerek yeniden oluşturulması şeklinde olmuştur.

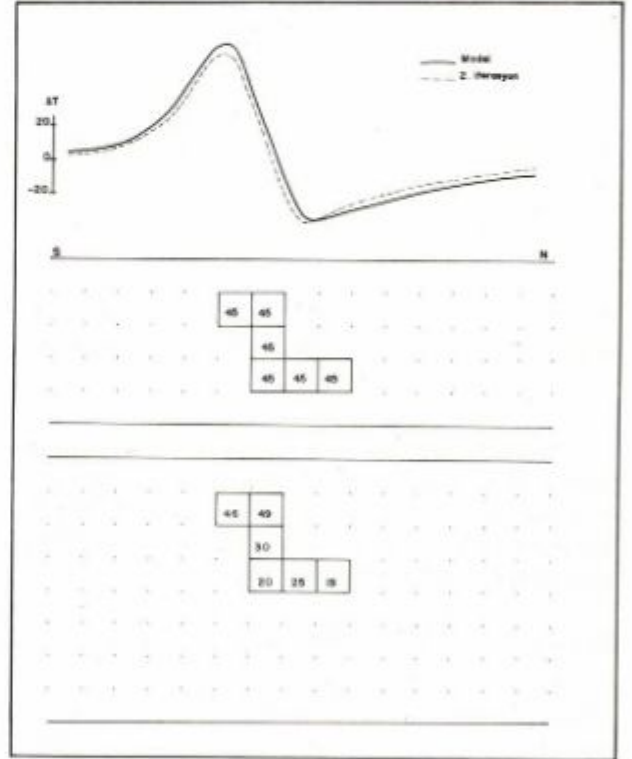
Talwani ve Heirtzler (1964) tekniğinin kullanıldığı model verilerinin elde edilmesinde; etkiyen manyetik alan 45 bin gama, prizmaların süsebtibilitesi 0.001 cgs.emu ve kalıntı mıknatıslanmanın olmadığı kabul edilmiştir.

Anomali verilerinin ters çözümünde ise sinyal-gürültü oranı 0.025 alınarak, herbir iterasyon sonunda bulunan mıknatıslanma şiddetlerinin belli bir pozitif değer üstünde olanlarının ortalaması alınmıştır. Bu ortalamanın altında olanların değerleri sıfıra eşitlenmiştir. Sınır şartı olarak konulan bu yaklaşımla pozitif mıknatıslanma aranmak istenmiş ve karmaşık modellerin 100'lere varan iterasyonundan kurtulmak istenmiştir. Anomali ve çözüm eğrileri arasındaki çakışma kök ortalama kare (RMS) ile kontrol edilmiş ve RMS'nin minimum olduğu iterasyonla elde edilen modelin en uygun çözüm olduğu kabul edilmiştir.

Şekil 3'de basit bir kütle ve ikinci iterasyon sonunda elde edilen model ve eğrileri görülmektedir. Şekil 4'de aynı basit kütle için eksik veri kullanılması halinde elde edilen model ve eğrileri yer almıştır. Şekil 5'de ise yanal

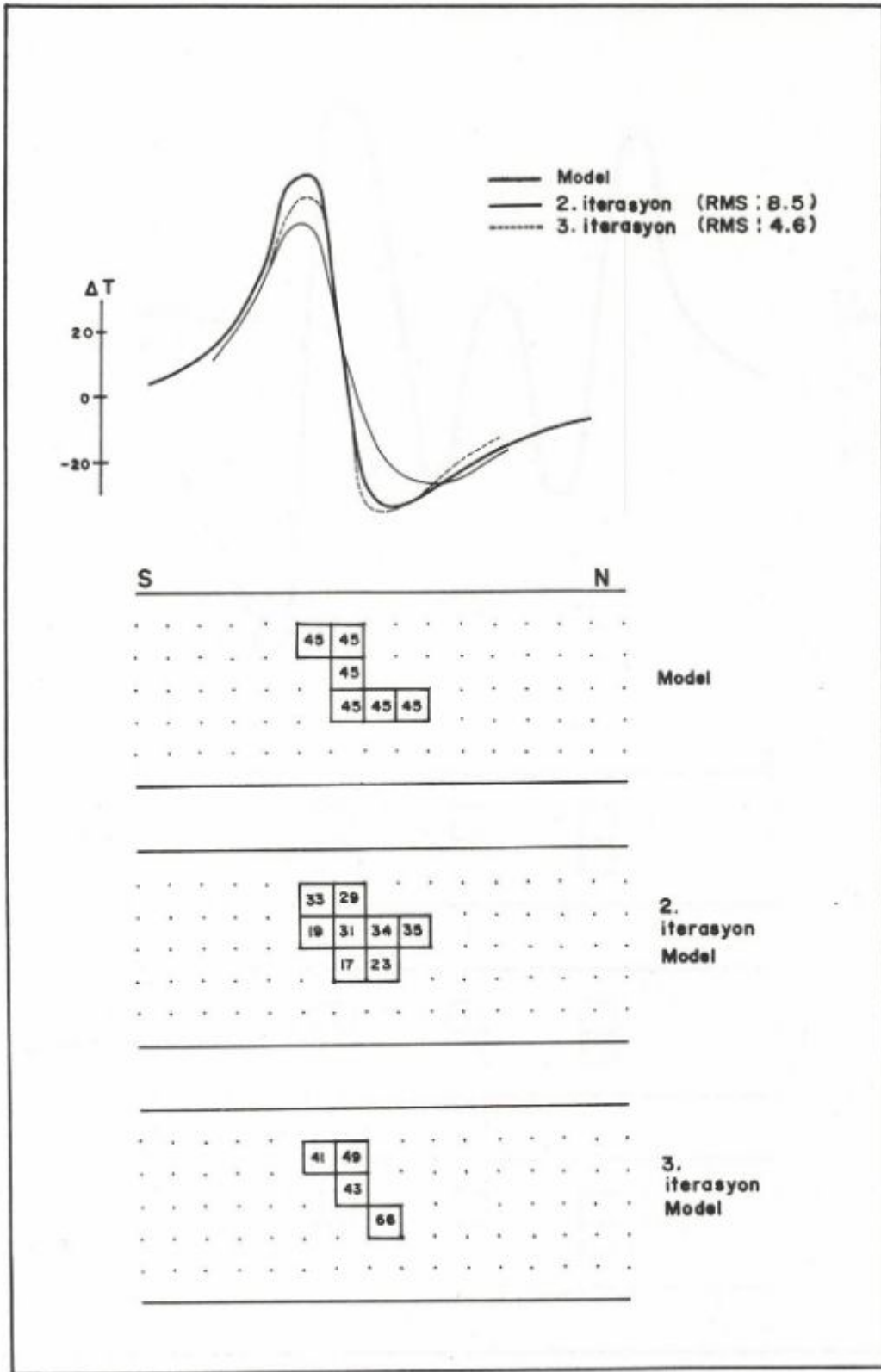
olarak dizilmiş birden fazla basit kütlelerin anomalisinin çözümünde ikinci ve üçüncü iterasyon sonunda elde edilen model ve eğrileri görülmektedir. Şekil 6'da birden fazla kütlelerin karmaşık dizilimi sonucu elde edilen anomalinin çözümünden elde edilen modeller ve eğrileri verilmiştir. Aynı kütlelerin daha sık olması halinde kütle ayrıntılarının anomaliye yansması ve bunun çözümünden alınan sonuç modeller ve eğrileri Şekil 7'de verilmiştir.

Bu teknikte ek bilgi (sondaj, jeolojik ve jeofizik bilgiler) kullanmak da mümkündür. Böylece ek bilgi sahibi olunan prizmaların mıknatıslanma şiddetleri iterasyon esnasında doldurulabildiği gibi, ağırlık matrisinde de bu prizmalara karşılık gelen değerlere birinci iterasyondan itibaren diğer prizmalara verilen ağırlıktan 2 veya 3 kat fazla ağırlık verilebilir. Ağırlığın daha da artırılması halinde kütle ağırlık verilen prizmalar etrafında yoğunlaşmakta ve yanlış çözüme ulaşılmaktadır. Şekil 8'de verilen model çözümünde bazı prizmalara başlangıçta 2 kat ağırlık verilmiş ve iterasyon süreci içinde hesaplanan ortalama mıknatıslanma şiddetleri prizmaların ağırlık matrisindeki karşılığına aktarılmıştır.

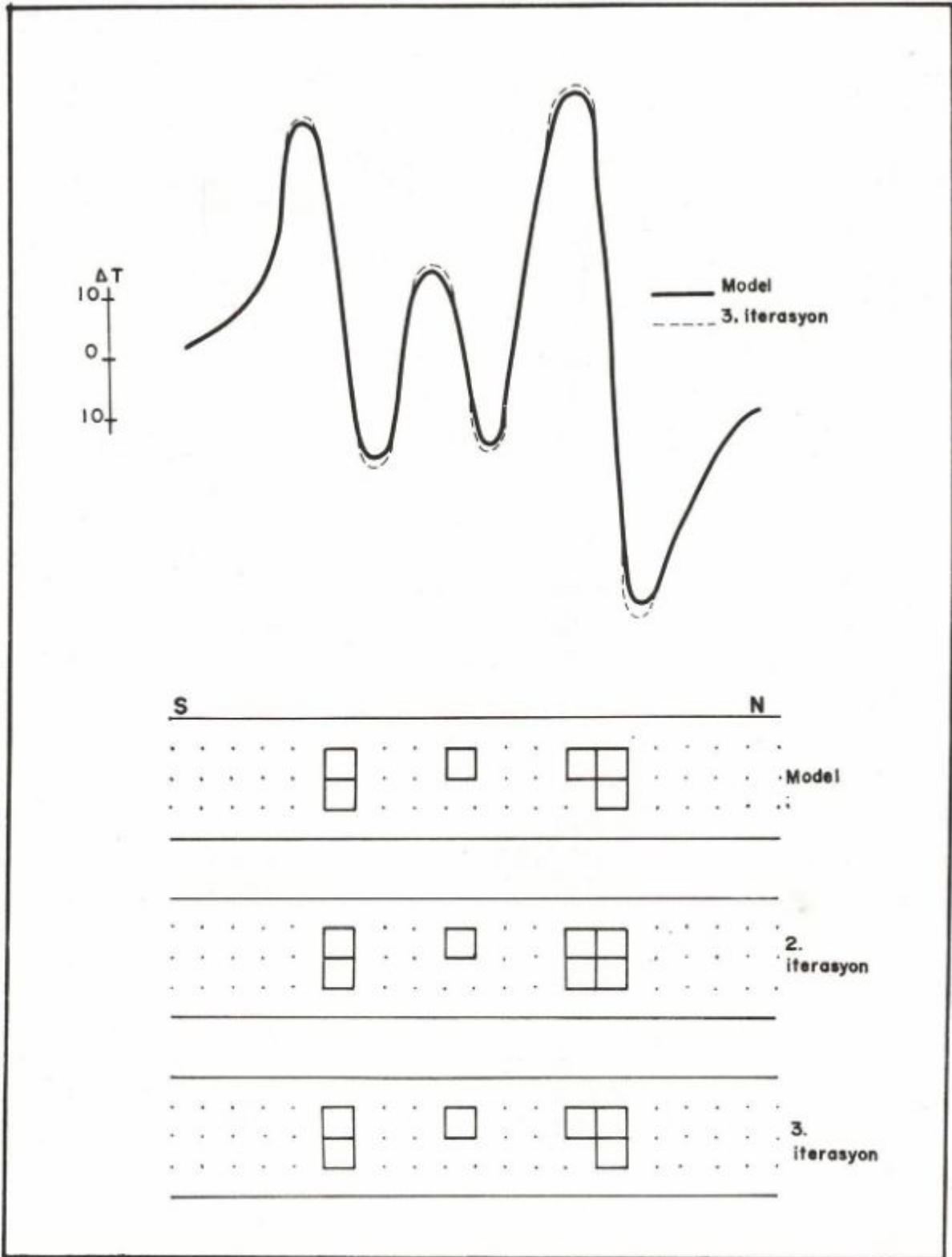


Şekil 3. Basit model ve 2. iterasyon sonunda elde edilen model. Prizmalar içindeki rakamlar mıknatıslanma şiddetini göstermektedir.

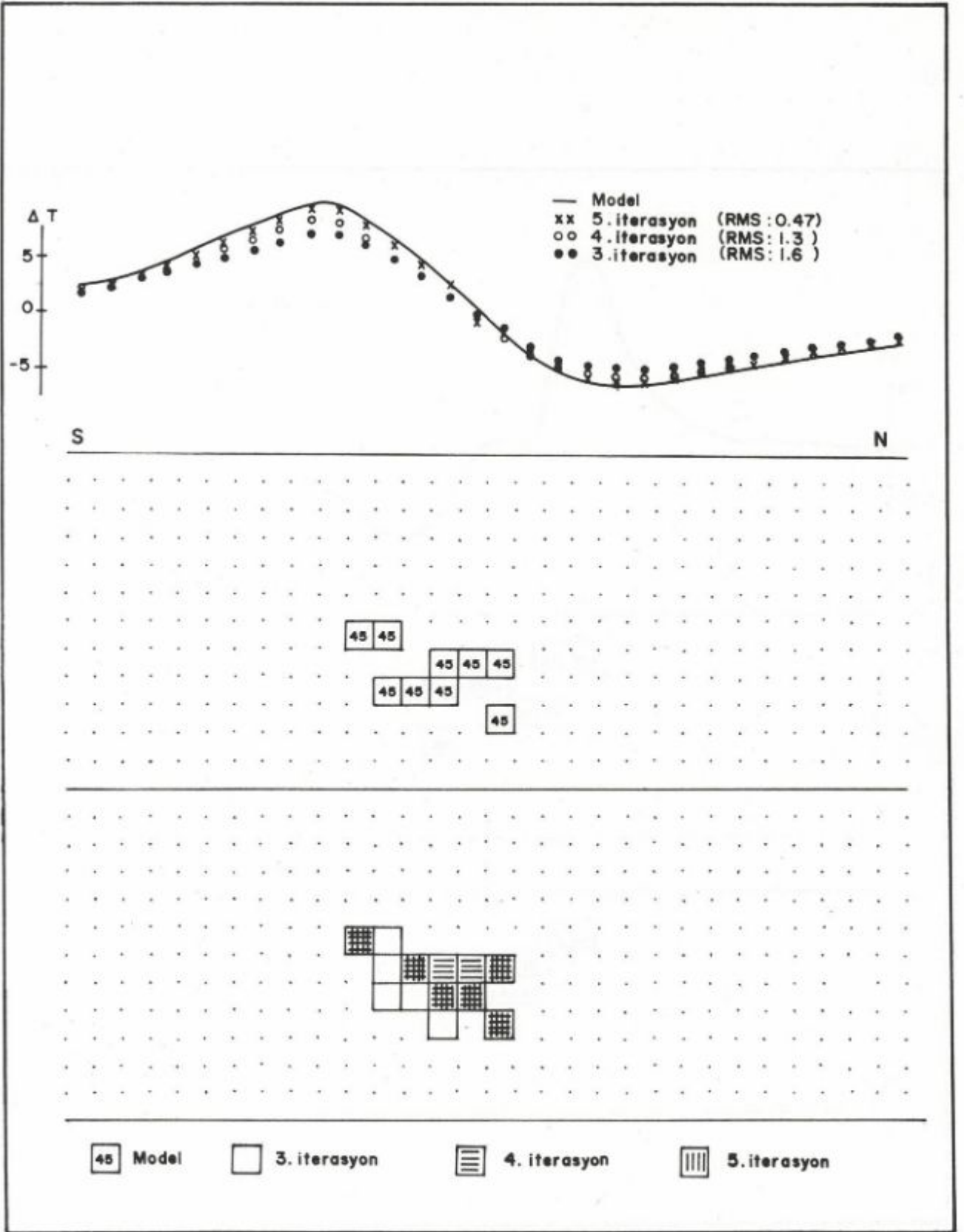




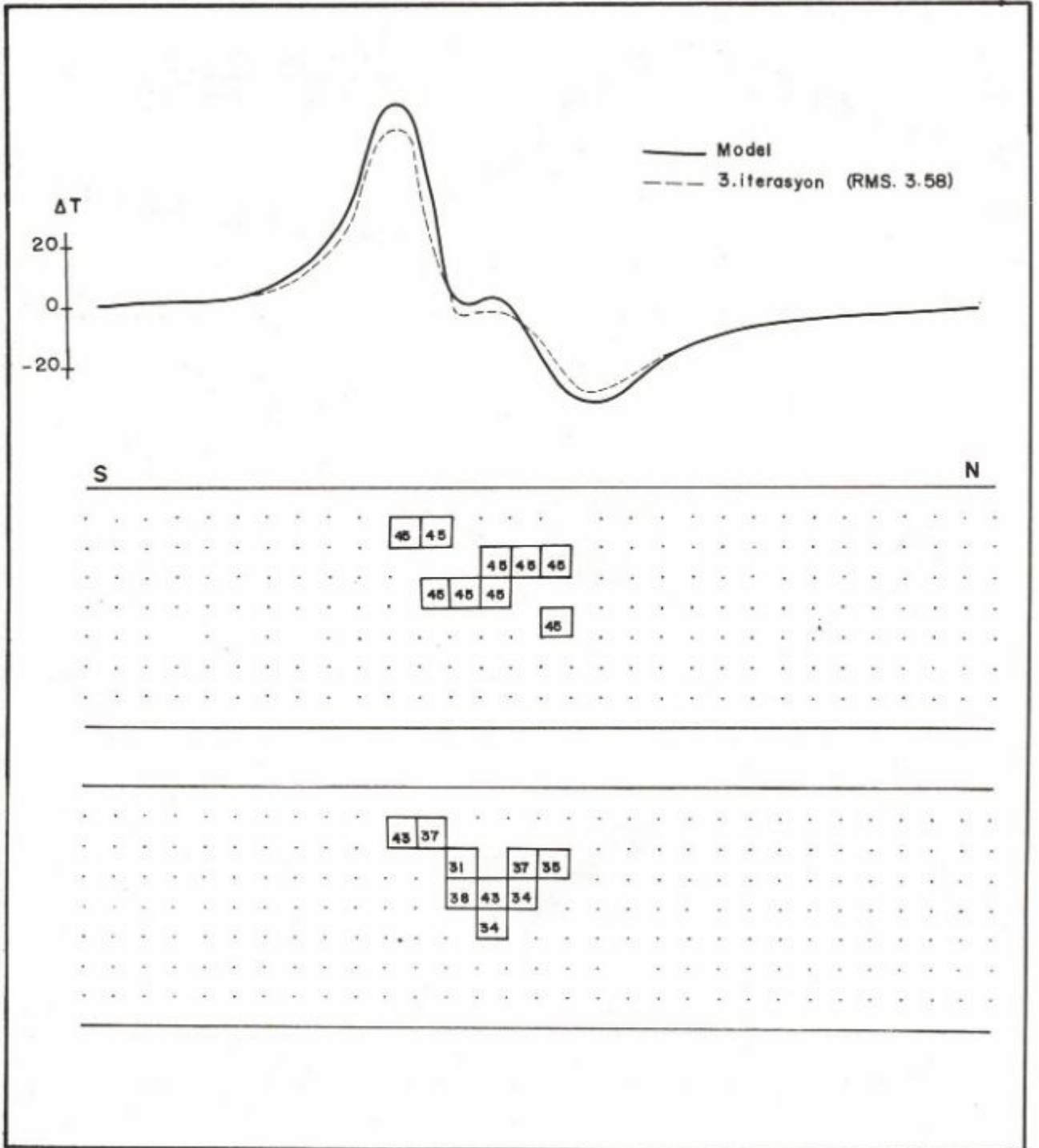
Şekil 4. Model ve eksik veri kullanılması halinde elde edilen modeller.



Şekil 5. Az sayıda prizmalarla oluşturulan bloklar ve bunların birden fazla anomalisini kullanarak elde edilen 2. ve 3. iterasyon modelleri.



Şekil 6. Karmaşık model ve iterasyonlardan sonra elde edilen modeller ve eğrileri.



Şekil 7. Kütleyle 5 birim yaklaşılarak elde edilen hesaplanmış eğri ve 3. iterasyon sonunda elde edilen model ve eğrisi.

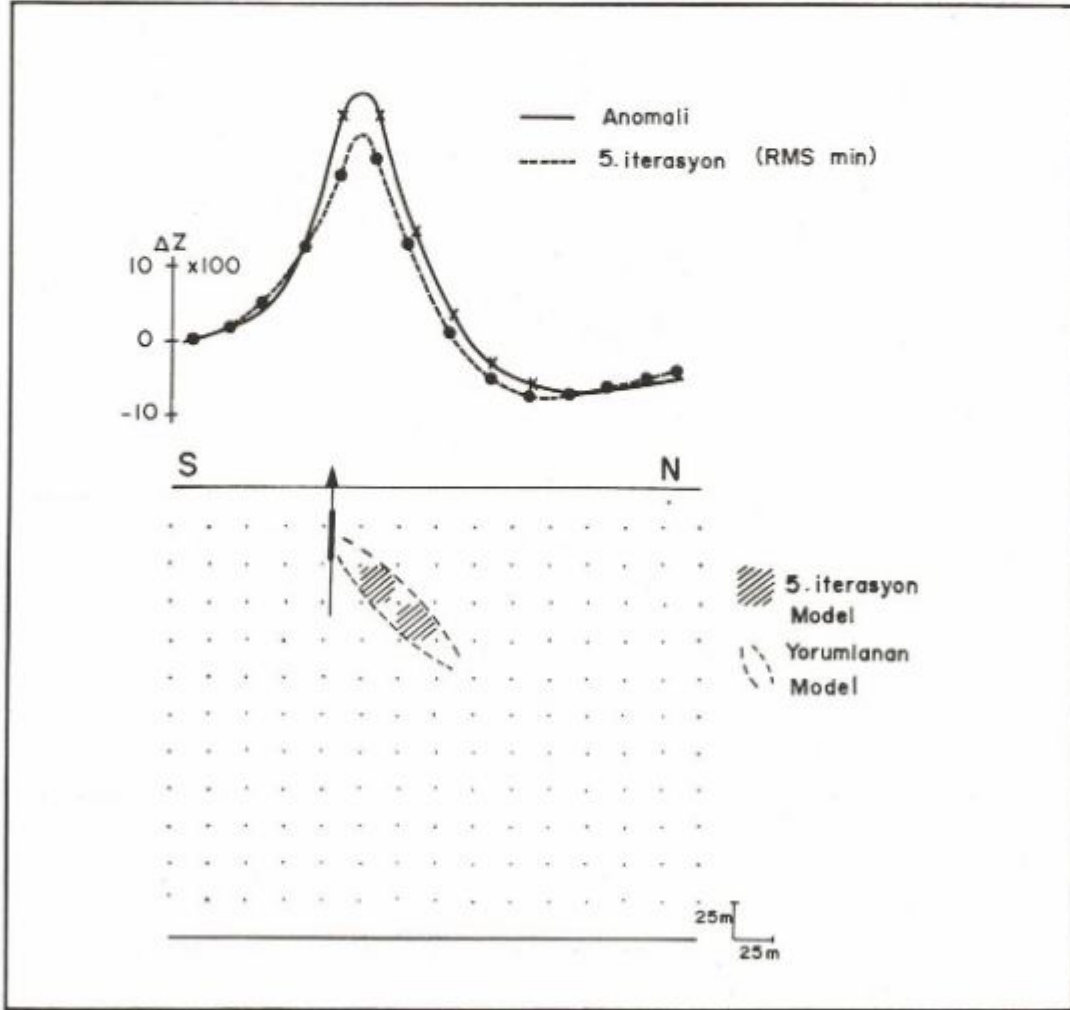


## UYGULAMA ÖRNEKLERİ

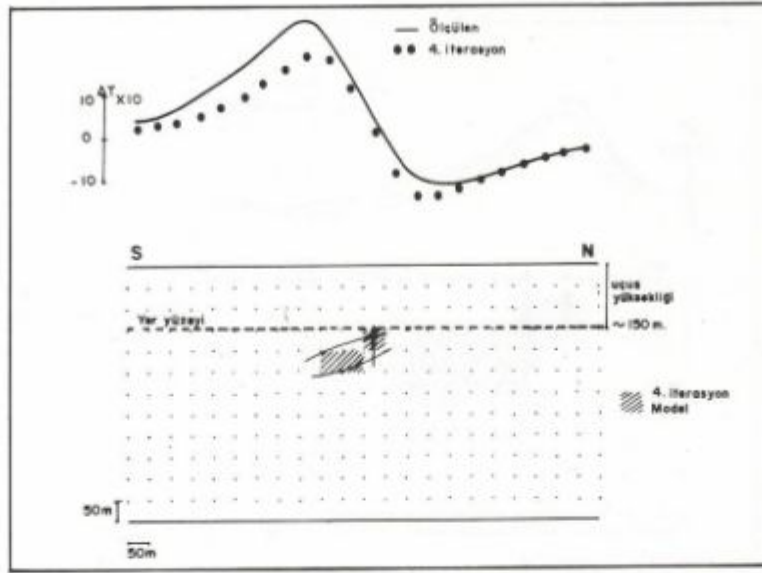
Kuramsal model çalışmalarında elde edilen sonuçlar mekanik sondajlarla düşey geometrisi hakkında bilgi sahibi olunan bazı demir madeni sahalarından alınan kesitler üzerinde denenmiş ve yorumlanmıştır. Büyükviran-2 sahasının yerden ve havadan elde edilen anomalileri ve model çözümleri sırasıyla Şekil 9'da ve Şekil 10'da yer almaktadır. Hava anomalisinin çözümünün yer anomalisinin çözümünden farklı oluşunu, cevherleşmenin aksi yöündeki bir granitik sokulumun hava anomalisi üzerindeki etkisi ile açıklamak mümkündür. Nitekim sondaj 78.00 m de granite girmiş ve durdurulmuştur (Kayaoğlu 1977). Şekil 11'de Büyükviran-3 sahası anomalisi haritasının bir bölümü görülmektedir. Şekil 12'de ise Büyükviran-3 sahasından alınan bir kesitte sondajların cevher kesilen kısımları gösterilmekte, anomali ve model çözümü yer almaktadır. Sahada yapılan sondajlarla alta granit üstte ise gnaysların yer aldığı belirlenmiştir. Cevherleşme gnayslar içinde veya en üstteki sedimanlarla gnayslar içindedir (Kayaoğlu 1977). Şekil 12'de yer alan

model çözüm cevherleşme zonunun NE'ye uzanımlı ve daha geniş olabileceğini göstermektedir. Ancak artık anomali elde ederken granitik sokulumların etkilerinin iyi denetlenmediği kanısı vardır. Dönentaş sahasının yerden yapılan manyetik etüdüde saptanan anomali, sondajlarla belirlenen manyetik yatağının bir kesiti (Yıldırım ve Hamarat 1985) ve model çözümü Şekil 13'de verilmiştir. Üçüncü ve dördüncü iterasyonlarla çözümlenen model daha çok kütle merkezinde toplanmıştır.

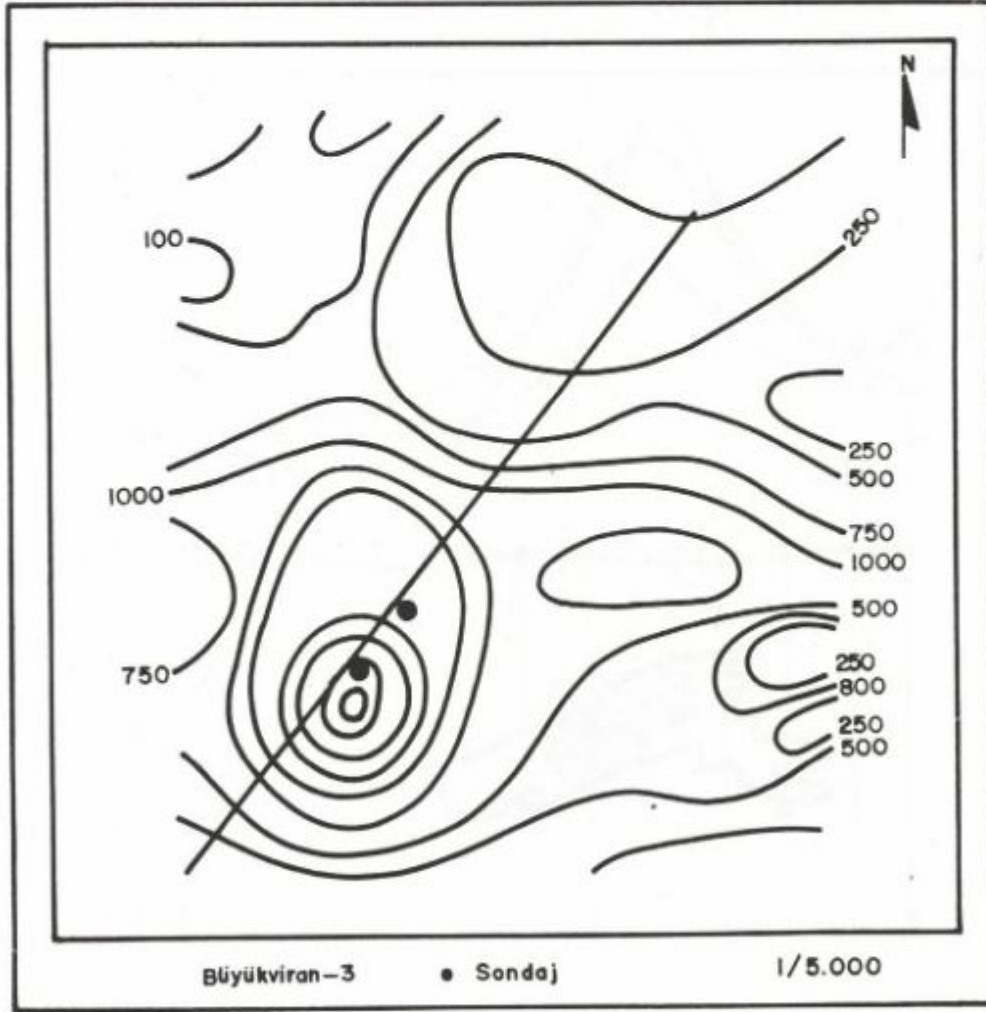
Ek bilgi kullanılarak elde edilen model ve eğrisinden de beklenen daha iyi sonuç alınamamıştır (Şekil 14). Şekil 15, Söke-Germencik arasında yer alan bir havadan manyetik anomali ve model çözümü eğrisini göstermektedir. Daha önce spektral teknik ile bu anomaliye sebep olan kütlelerin üst derinliği 6 km alt derinliği ise 9 km bulunmuştur. Bu çözüm tekniği ile üst derinlik 5 km alt derinlik 10 km bulunmuştur. Prizma boyutları 5 x 5 km alınmış olmasının bir etkisinin olabileceğini göz önüne almak gerekirse de her iki çözüm arasında iyi bir uyumun varlığından söz etmek mümkündür.



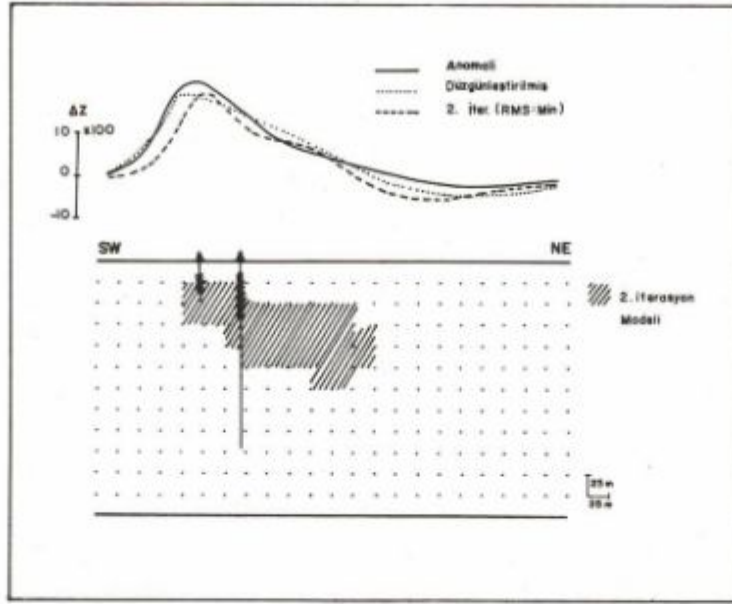
Şekil 9. Büyükviran-2 sahası anomalisi ve 5. iterasyon sonunda elde edilen model ve eğrisi.



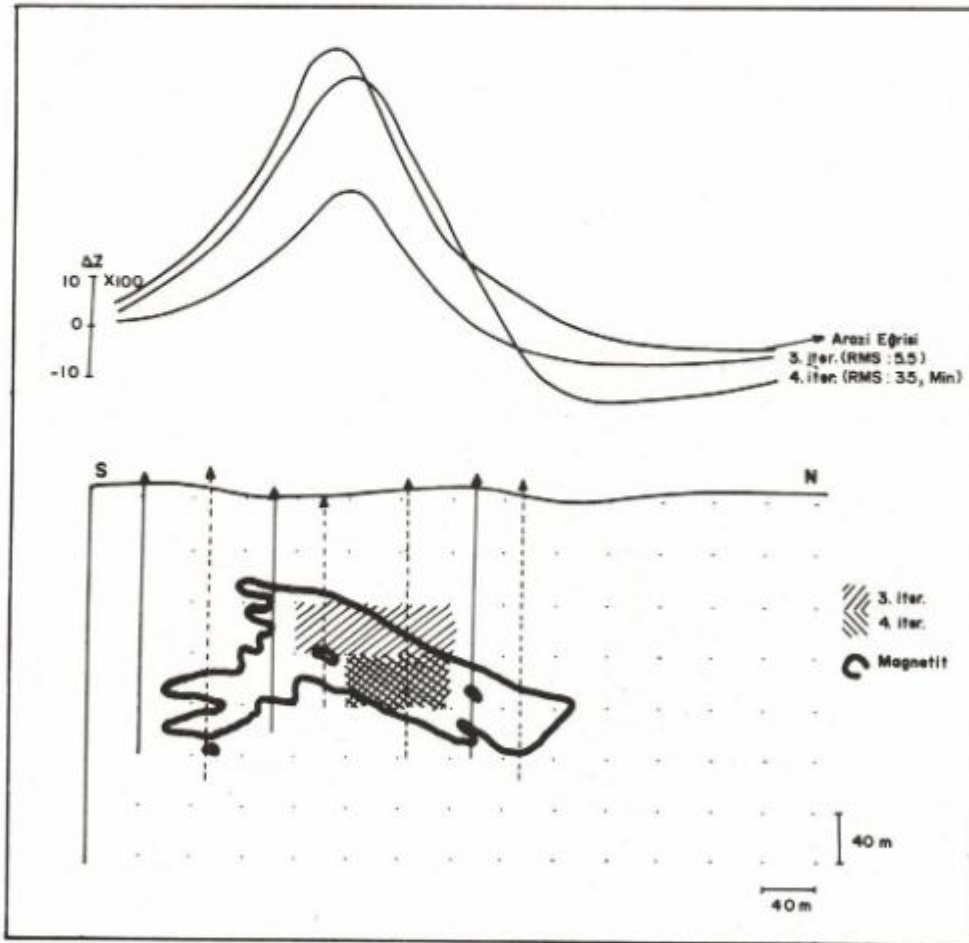
Şekil 10. Büyükviran-2 sahasının havadan manyetik anomalisi ve 4. iterasyon sonunda elde edilen model ve eğrisi.



Şekil 11. Büyükviran-3 sahası anomalisi.

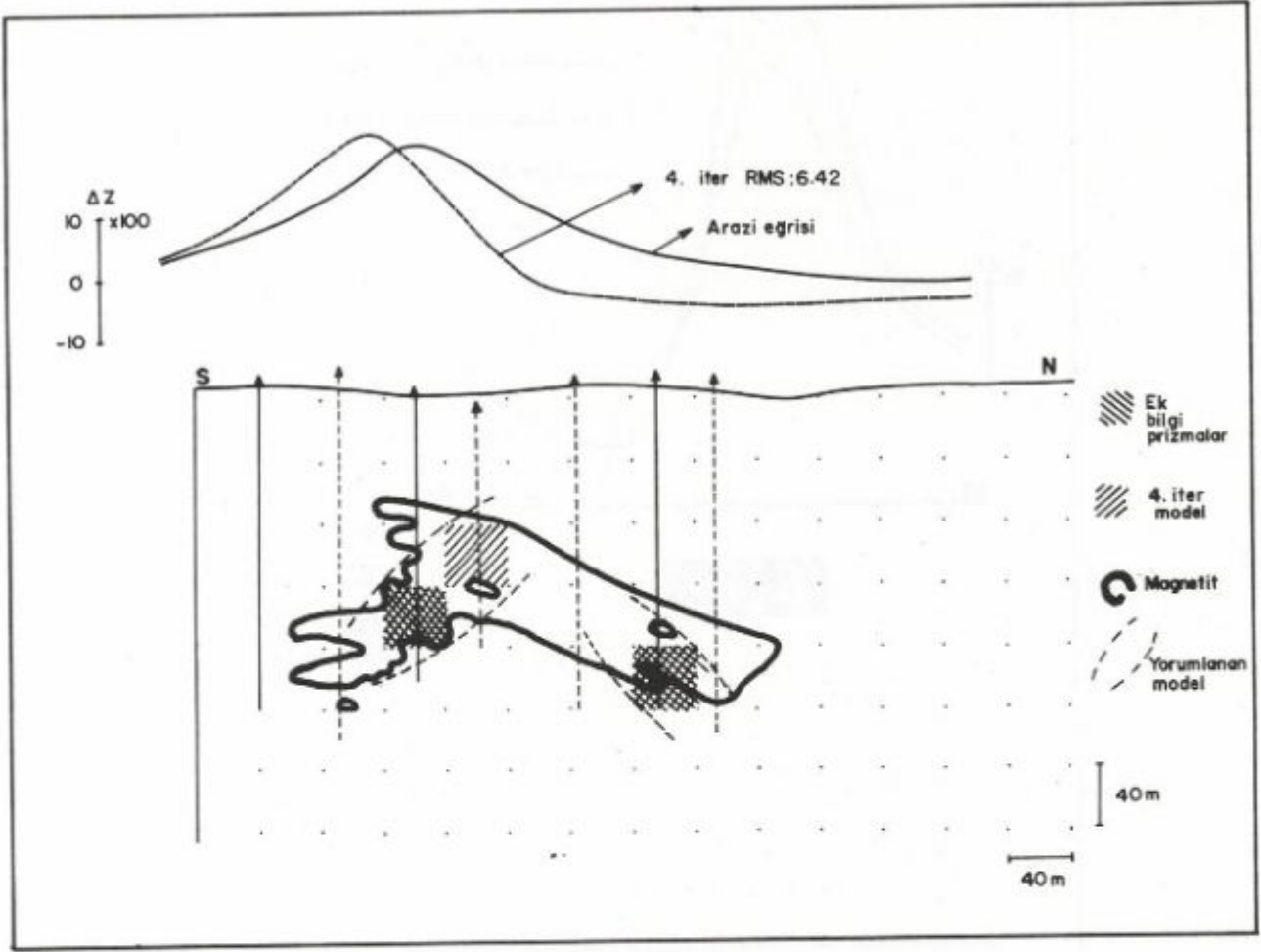


Şekil 12. Büyükviran-3 sahası düşey bileşen anomalisi ve 2. iterasyon sonunda elde edilen model ve eğrisi.



Şekil 13. Dönentaş anomalisinin 3. ve 4. iterasyon modelleri





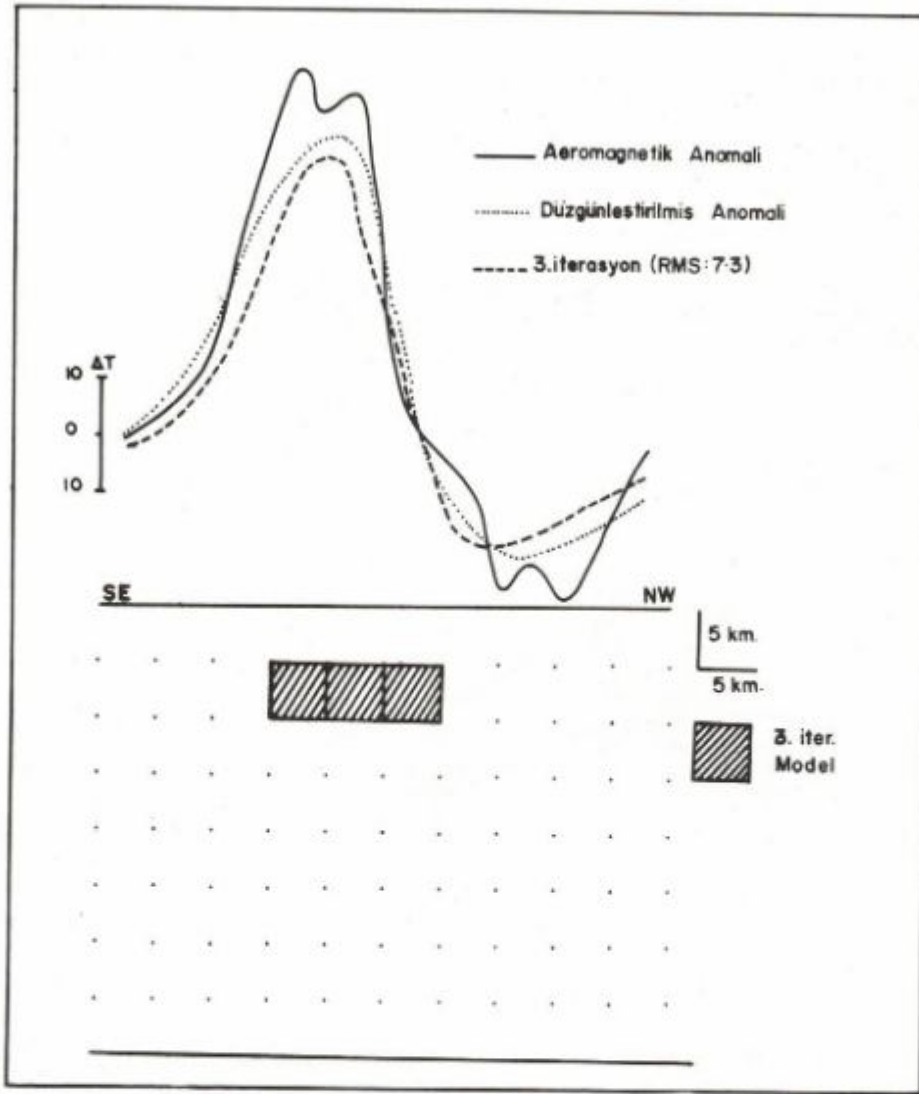
Şekil 14. Dönentaş anomalisi ve iki prizma için ek bilgi kullanılarak elde edilen model.

## SONUÇLAR

Söz konusu tekniğin arazi verilerine uygulanması ile elde edilen sonuçlar, model verilerine uygulanması ile elde edilen sonuçlar kadar başarılı olmamıştır. Bu tekniğin uygulanacağı anomalinin yan etkilerden çok iyi bir şekilde arındırılması gerektiği kanısına varılmıştır. Zaten manyetik kütlelerin iki kutuplu olarak mıknatıslanmaları bunun sonucu olarak da anomalilerinin bir pozitif, bir negatif kanatlarının oluşu problemi oldukça karmaşık hale getirmektedir. Buna paralel olarak da anomali ve model eğrilerinin pozitif ve negatif kanatlarına aynı zamanda çakışması zorlaşmaktadır. Bu yüzden tekniğin gravite anomalilerine uygulanması daha başarılı sonuçlar vermektedir. Madenlerin düşey geometrisinin saptanmasında ise 2 boyutlu yerine  $2^{1/2}$  veya 3 boyutlu model eşitlikleri ile çalışılarak daha başarılı sonuçlara ulaşılabılır.

Kütlelerin ayrıntılı düşey geometrisini bulmak için yeraltının daha çok prizma ile temsil edilmesi daha büyük matrislerle işlemler yapmaya ve yuvarlatma hatalarına neden olmakta, sonuçta bazı belirsizlikler ortaya çıkabilmektedir. Bunun için daha az veri ve yanal yönde daha az prizma ile anomaliye neden olan kütlelerin düşey geometrisini kabaca belirlenmesine çalışmak daha sağlıklı sonuç verebilir.

Bu teknik Curie ısı derinliğini bulmak için kullanılabilir. Fakat uygulanacak sahanın jeolojik ve tektonik özelliklerini de göz önüne almak gerekmektedir. Konu edilen teknikle elde edilecek bir modelin daha sonra uygulanacak diğer iteratif çözüm usulleri için bir başlangıç model olarak alınması ile daha iyi sonuçlara ulaşılabilir.



Şekil 15. Söke -Germencik arasındaki havadan manyetik anomali, 3. iterasyon sonunda elde edilen model ve eğrisi.

## KAYNAKLAR

- Aydın, İ. 1982, En küçük kareler çözümlü bir dengeleme işlemi, Jeofizik 9, 53-68.
- Bhattacharya, B.K. 1964, Manyatic anomalies due to prismshaped bodies with arbitrary polarization, Geophysics 29, 517-531.
- Bhattacharya, B.K. and Leu, L.K. 1975, Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two dimensional structures, Geophysics 40, 993-1013.
- Bhattacharya, B.K. and Leu, L.K. 1977, Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies, Geophysics 42, 41-50.
- Johnson, W.W. 1969, A least-squares method of interpreting magnetic anomalies caused by two-dimensional structures, Geophysics 34, 65-74.
- Kayaoğlu, A. 1977, Yozgat Bölgesi Demir Yataklarının Manyetik Raporu, MTA raporu, derleme no. 5914 (yayınlanmamış).
- Last, B.J. and Kubik, K. 1983, Compact gravity inversion, Geophysics 48, 713-721.
- Nabighian, M.N. 1972, The analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation, Geophysics 37, 85-92.
- Pedersen, L.B. 1977, Interpretation of potantiel field data a generalized inverse approach, Geophysics 43, 943-953.
- Pedersen, L.B. 1978, A statistical analysis of potential fields using a vertical cylinder and a dike, Geophysics 43, 943-953.
- 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 University publ. Geol. Sciences 9, 464-480.
- Whitehill, D.E. 1973, Automated interpretation of magnetic anomalies using vertical prism model, Geophysics 38, 1070-1087.
- Yıldırım, A. ve Hamarat, O. 1985, Erzincan - Kemaliye - Bizmişen Demir Madeni Jeoloji ve Rezerv Raporu, MTA raporu (yayınlanmamış).

## 3 EYLÜL 1968 BARTIN DEPREMİNİN KAYNAK MEKANİZMASI VE KARADENİZ'İN AKTİF TEKTONİĞİ HAKKINDA DÜŞÜNCELER

### Source Mechanism of the Bartın Earthquake of 3 September 1968 and Thoughts on Active Tectonics of the Black Sea

Ömer ALPTEKİN\*, John L. NABELEK\*\* ve M. Nafi TOKSÖZ\*\*

#### ÖZET

3 Eylül 1968 Bartın Depremi Türkiye'nin kuzeybatısında Karadeniz'in kenarında meydana gelen ve aletsel olarak kayıt edilebilen en büyük depremdir. ( $M_s = 6.6$ ). P dalgası ilk hareketleri ile P ve SH dalgalarının inversiyonu Bartın depreminin kaynak mekanizmasının doğrultusu  $28^\circ$ , eğimi  $38^\circ$  ve kayma açısı  $80^\circ$  olan bir ters faylanma olduğunu göstermektedir. Ortalama odak (centroid) derinliği 4 km olup sismik moment  $3.9 \times 10^{25}$  dyn cm'dir. Bu çalışmada elde edilen sonuç Karadeniz'in güney kenarında aktif ters faylanmaya işaret eden ilk sismolojik bulgudur. Karadeniz muhtemelen Tetis'in kuzeye doğru yitimi sonucu bir ark gerisi basen şeklinde oluşmuştur. Sismisite, fay düzlemi çözümleri ve diğer jeofizik veriler Karadeniz'in, bugün yaklaşık kuzey-güney doğrultusundaki bir sıkışmanın etkisiyle kapanmakta olduğunu düşündürmektedir.

#### ABSTRACT

The Bartın earthquake of 3 September 1968 is the strongest instrumentally recorded earthquake to occur along the Black Sea margin in northwestern Turkey ( $M_s = 6.6$ ). The source mechanism of the Bartın earthquake was investigated in this study by modeling of P and SH wave seismograms and concluded that the event was caused by thrust faulting with a strike of  $N 28^\circ E$ , dip of  $38^\circ S$ , and rake of  $80^\circ$ . The average (centroid) depth of faulting was 4 km and the seismic moment was  $3.0 \times 10^{25}$  dyn cm. The Bartın earthquake provides the first seismological evidence for active thrust faulting at the southern margin of the Black Sea. Seismic reflection profiles off the coast of Bartın-Amasra region also show southward underthrusting. The low-level seismicity along the southern margin of the Black Sea is not well understood, but, it appears to be a result of the underthrusting of the Black Sea below the old island arc. Although the other parts of the Black Sea margin show fewer signs of active thrust faulting, all available earthquake fault-plane solutions and other geophysical data indicate that at the present time the Black Sea is closing under north-south compression.

\* Karadeniz Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon, TURKEY

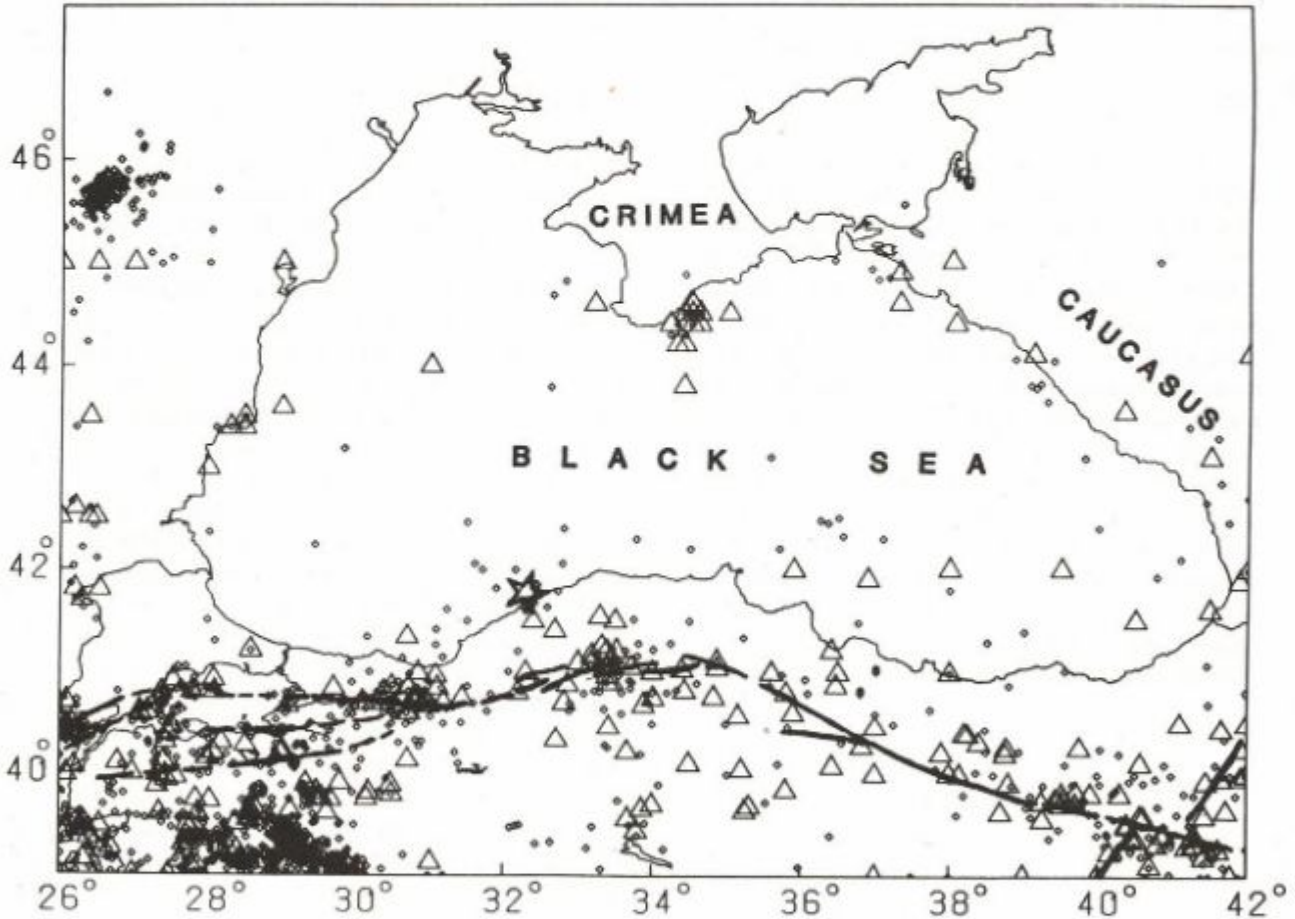
\*\* Earth Resources Laboratory, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139 U.S.A.

## GİRİŞ

Türkiye ve çevresinin depremselliği ve tektoniği birçok araştırmacı tarafından Afrika, Arabistan, Avrasya ve Anadolu levhalarının bağlı hareketleri ile açıklanmaya çalışılmıştır (McKenzie 1972, Alptekin 1973, Dewey 1976, Şengör 1979, Şengör ve Canitez 1982). Bu bölgedeki büyük depremlerin çoğunluğu ana levhaların sınırlarında oluşmakta olup, odak mekanizmaları levha hareketleri ile genellikle iyi uyum göstermektedir (Canitez ve Uçer 1967, McKenzie 1972, 1978, Alptekin 1973, 1978, Büyükaşkoğlu 1980, Eyidoğan 1983, Jackson ve McKenzie 1984). Bununla birlikte, iyi belirlenmiş levha sınırlarından uzakta oluşan depremlerin odak mekanizmalarının tektonik hareketlerle ilişkilerinin açıklanmasında güçlüklerle karşılaşmaktadır. Doğu, Batı ve Orta

Anadolu ile Türkiye'nin Karadeniz kıyı şeridinde bu tür depremler oluşmaktadır.

Şekil 1'de Türkiye'nin kuzeyinde ve Karadeniz çevresinde 1900 ile 1981 yılları arasında meydana gelen magnitüdüleri ( $m_b$ ) 4.0'den büyük olan depremlerin episantırları gösterilmiştir. Bu bölgedeki sismik faaliyetlerin önemli bir bölümü Kuzey Anadolu Fayı ile ilişkilidir. Kuzey Anadolu Fayı sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olup Avrasya (veya Karadeniz) ile Anadolu levhalarının sınırını oluşturur. Kuzey Anadolu Fayı  $31^\circ D$  ve  $41^\circ D$  boylamları arasında morfolojik olarak iyi bir şekilde tanımlanabilmektedir.  $31^\circ D$  boylamının batısında fay iki, hatta muhtemel olarak üç kola ayrılmaktadır (Toksöz ve diğ. 1979). Bu bölgede deprem odak mekanizmaları normal ve sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmalar göstermektedirler (McKenzie 1972, 1978).



Şekil 1. Kuzey Türkiye ve Karadeniz'in 1900'den 1981 Haziran'a kadar olan dönemdeki depremselliği. Büyük üçgenler magnitüdüleri ( $m_b$ ) 5 ve daha büyük olan depremleri, küçük kareler magnitüdüleri 5'den küçük olan depremleri gösterirler. 1963'ten önceki veriler Alsan ve diğ. (1975) ve Ergin ve diğ. (1967)'den, 1963'ten sonraki veriler NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) deprem veri kütüklerinden alınmıştır. Bartın depreminin episantırı yıldız ile belirtilmiştir. Sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı'nın izi gösterilmiştir.

Karadeniz'in Türkiye kıyı şeridinde sığ odaklı depremlerden oluşan ve diğer bölgelere kıyasla çok belirgin olmayan bir sismik faaliyet gözlenmektedir. Bu sismik faaliyetin Kuzey Anadolu Fay'ı ile ilişkisi şimdilik iyi anlaşılabilmiş değildir. Karadeniz'in Türkiye kıyı şeridinde orta büyüklükte sekiz tarihi deprem belirlenmiştir (Soysal ve diğ. 1981). 3 Eylül 1968 Bartın depremi ( $M_s = 6.6$ ) bu kıyı şeridinde meydana gelen ve aletsel olarak kayıt edilen en büyük depremdir. Karadeniz'in jeolojik oluşumunun ve aktif tektoniğinin anlaşılabilmesi açısından bu depremin kaynak mekanizmasının doğrulukla bilinmesi çok önemlidir. Bu makalede 3 Eylül 1968 Bartın depreminin kaynak mekanizması P ve SH dalga şekillerinin inversiyonu ile saptanarak Karadeniz'in aktif tektoniği ile ilişkisi incelenmiştir. Makalenin hazırlanış amacı Alptekin ve diğ. (1985)'deki bulgu ve düşüncelerin Türkçe literatüre yansıtılmasıdır.

### 3 EYLÜL 1968 BARTIN DEPREMİNİN KAYNAK MEKANİZMASI

#### Lokasyon ve Saha Gözlemleri

Her ne kadar orta büyüklükte ( $M_s = 6.6$ ) bir deprem ise de Bartın depremi; Bartın, Amasra ve çevrelerindeki köylerde önemli hasar yapmış ve bazı can kayıplarına sebep olmuştur. İmar ve İskan Bakanlığı'nın raporlarına göre yirmidört kişi hayatını kaybetmiş ve yüzlerce kişi de yaralanmıştır. 2166 ev tamamiyle, 2498 ev de kısmen hasar görmüştür (Lander 1969). Deprem İstanbul, Ankara, Bursa ve Samsun gibi dört büyük ilde hissedilmiştir.

Bartın depreminin odak parametreleri Çizelge 1'de verilmiştir. Ana şok için ISC (International Seismological Center) tarafından verilen episantr Karadeniz'de

yaklaşık olarak Amasra'nın 10 km kuzeyinde bulunmaktadır (Şekil 2). ISC kayıtlarına göre ana şoku izleyen ve magnitüdüleri  $4.0 < m_b < 4.6$  arasında değişen dokuz artsarsıntı meydana gelmiştir. Bunlardan beşi ana şok ile aynı günde, diğerleri ise izleyen dört ay içerisinde meydana gelmişlerdir. Episantrın yaklaşık 12 km güneydoğusunda bulunan en yakın sismograf istasyonu KAS (Kastamonu) da ana şokdan sonra ilk 24 saat içinde 256, ilk hafta içinde ise toplam 500 artsarsıntı kayıt edilmiştir, ancak bunların magnitüdüleri ve episantrları maalesef bilinmemektedir (Lander 1969).

Ana şokun episantrı ISC bültenlerinde verilen P dalgası varış zamanları ve bazı WWSSN (Worldwide Standard Seismic Stations Network) istasyonlarının kısa periyodlu sismogramlarından okuduğumuz P dalgası varış zamanları kullanılarak yeniden hesaplanmıştır. Hesaplamamızda odak derinliği 5 km'de sabit tutulmuş ve sadece rezidüelleri 2.0 s'den daha küçük olan istasyonlar kullanılmıştır.

Hesapladığımız yeni episantr Dewey (1976) tarafından bulunan ile iyi uyumaktadır. Hesaplanan yeni episantr ile ISC tarafından ana şok ve artsarsıntılar için episantrlar Şekil 2'de gösterilmiştir. Şekil 2'de aynı zamanda eşşiddet eğrileri ve Türkiye Jeoloji Haritası (1961 - 1964) ile Ketin ve Abdüsselamoğlu (1970)'nden alınan ana fay hatları gösterilmiştir. Deprem bölgesinde bulunan kuzeydoğu - güneybatı doğrultulu bu eski faylara ilişkin toplam kayma miktarı bilinmemektedir. Depreme ilişkin olarak yeni kırıklara rastlanmamıştır. Bununla birlikte Ketin ve Abdüsselamoğlu (1970) Amasra yakınında kıyının deprem sırasında 30-40 cm yükseldiğini kayıt etmişlerdir (Şekil 2). Ketin ve Abdüsselamoğlu episantr alanında alüvyonlarda çatlaklar gözlemlendiğini ve birçok heyelana rastlandığını da ifade etmişler-

Çizelge 1. 3 Eylül 1968 Bartın Depremi'nin Odak Parametreleri

Orijin Zamanı			Episantr		Derinlik	Magnitüd		Mak. Şiddet	Verilerin Kaynağı
Sa.	Dak.	San.	Enl. °N	Boyl. °E	km	$m_b$	$M_s$	$I_o$	
08	19	52.6	41.81	32.39	5	5.7		VIII	ISC <sup>1</sup>
08	19	52.2	41.80	32.39	5	5.7	6.6	—	USCGS <sup>2</sup>
08	19	56.2	41.77	32.50	15 (sabit)	—	—	—	Dewey (1976)
08	19	51.6	41.78	32.43	5 (sabit)	—	—	—	Bu çalışma

<sup>1</sup> International Seismological Center

<sup>2</sup> United States Coast and Geodetic Survey

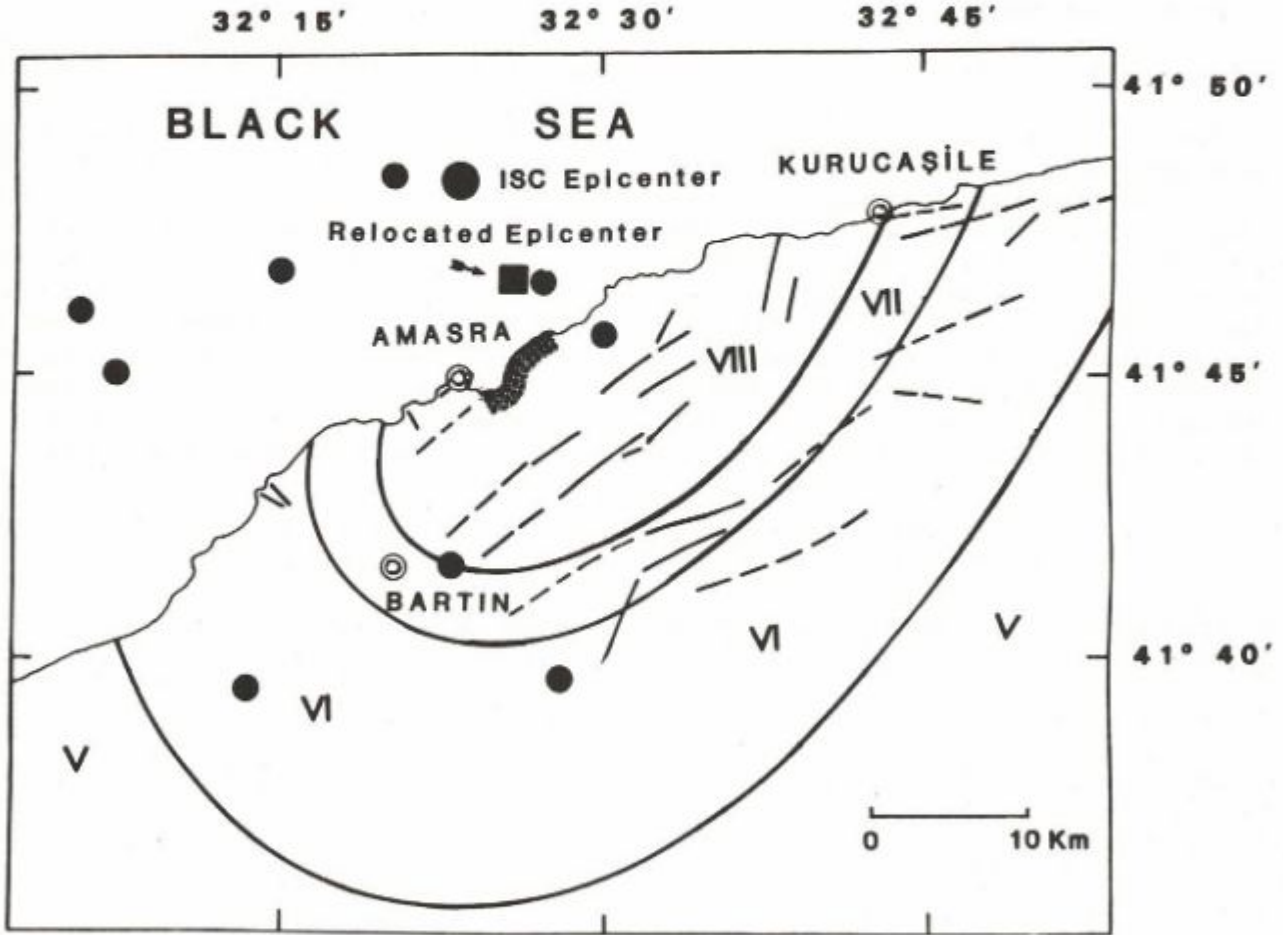
dir. Deprem ile ilgili olarak Amasra körfezinde küçük bir tsunami rapor edilmiştir (Lander 1969).

Bartın depremi için birçok eşşiddet haritası (isoseismal map) hazırlanmıştır (Albers ve Kalafatçoğlu 1969, Ketin ve Abdüsselamoğlu 1970, Ergünay ve Tabban 1983). Bunlardan Ergünay ve Tabban (1983)'ün verdiği eşşiddet haritası resmi hasar raporlarına göre hazırlanmıştır. Bu haritalarda belirtilen maksimum şiddetler arasında küçük farklar görülmekle birlikte en uygun maksimum şiddet değerinin MM (Modified Mercalli) şiddet ölçeğinde VIII olduğu anlaşılmaktadır. Ketin ve Abdüsselamoğlu (1970)'nunki hariç tüm eşşiddet haritalarında eşşiddet eğrileri eliptik bir şekil göstermekte olup elipsin büyük eksenini yaklaşık olarak kıyıya paraleldir. Ketin ve Abdüsselamoğlu (1970)'nun haritasında elipsin büyük eksenini kuzeye daha fazla dönük olup maksimum şiddet biraz küçüktür. Şekil 2'de Ergünay ve Tabban (1983)'den alınan eşşiddet eğrileri gösterilmiştir.

#### İlk Hareketlerden Bulunan Fay Düzlemi Çözümü :

Bartın depremi için McKenzie (1972), Kudo (1983), Şengör ve diğ. (1983) ile Jackson ve McKenzie (1984) fay düzlemi çözümleri vermişlerdir. Jackson ve McKenzie tarafından verilen çözüm, McKenzie (1972) tarafından verilenin biraz değiştirilmiş şeklindedir. Şengör ve diğ. (1983) hariç tüm çözümler WWSSN uzun periyodlu sismograflarda gözlenen ilk hareketlerden elde edilmiş olup ters faylanma bileşeni olan doğrultu atımlı faylanma belirtmektedirler. Şengör ve diğ. (1983)'nde WWSSN verilerine ek olarak ISC bültenlerinde verilen kısa periyodlu P dalgası ilk hareketleri de kullanılmış olup çözüm tamamıyla doğrultu atımlı bir faylanma belirtmektedir.

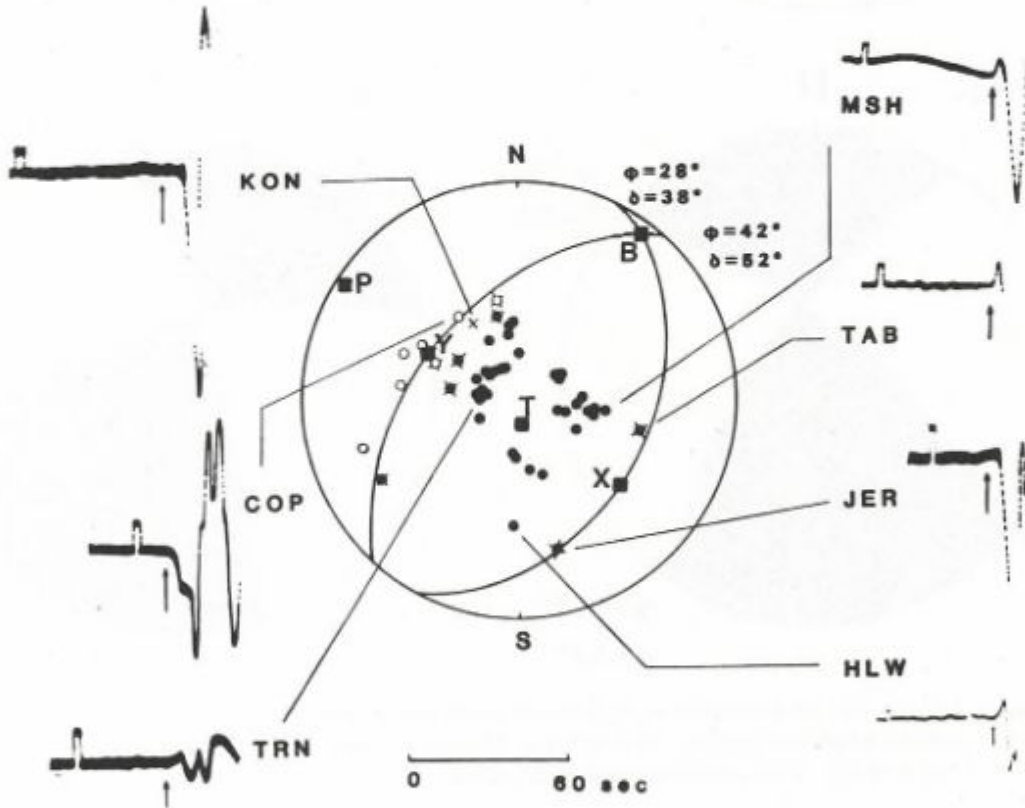
Bu çalışmada, kırkyedi WWSSN istasyonunda kayıt edilen uzun periyodlu sismogramlarda tarafımızdan gözlenen P dalgası ilk hareketlerinden yararlanılarak Bartın



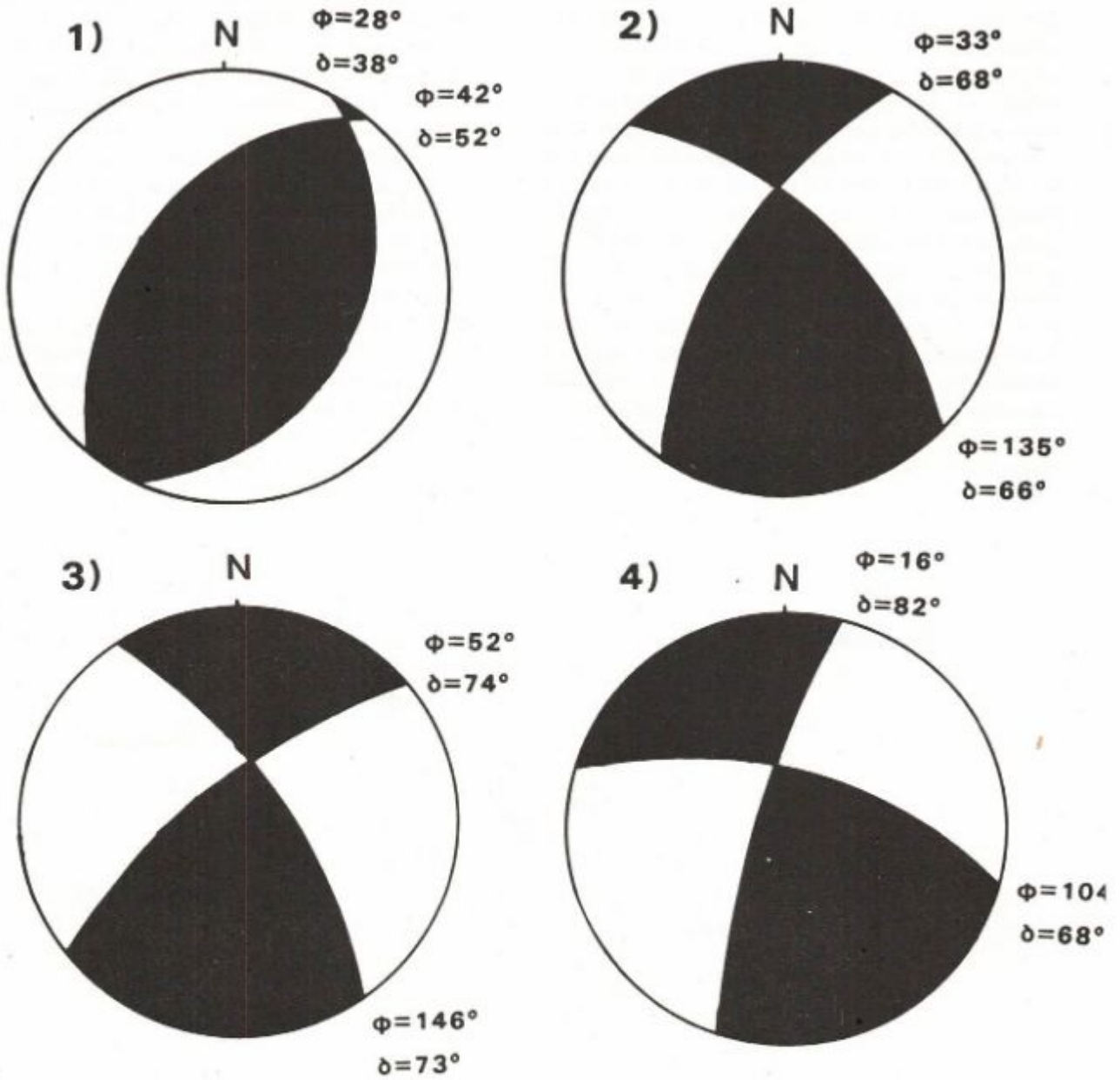
Şekil 2. Bartın depreminin episantr bölgesinin haritası. Eşşiddet eğrileri kalın sürekli çizgilerle gösterilmiştir (Ergünay ve Tabban 1983). ISC'nin verdiği episantr ile ana şok için bu çalışmada hesaplanan episantr ( $\pm 5$  km'lik belirsizlik ile) gösterilmiştir. Küçük siyah daireler ISC'nin belirlediği artsarsıntılarn episantrlarını göstermektedir. Gölge alan Ketin ve Abdüsselamoğlu (1970)'da belirtilen kıyı yükselmesinin gözlemlendiği bölgeyi belirtmektedir. Faylar kesik veya sürekli ince çizgilerle gösterilmiştir (Türkiye Jeoloji Haritası 1961-1964, Ketin ve Abdüsselamoğlu 1970).

depremi için yeni bir fay düzlemi çözümü elde edilmiştir. Mümkün olan durumlarda uzun periyotlu sismogramlarda gözlenen ilk hareketler ile kısa periyotlu sismogramlarda gözlenenler karşılaştırılmıştır. Ancak, uzun periyotlu sismogramlarda okunan ilk hareketler için yanlış zamanları daima kısa periyotlu sismogramlardan okunmuştur. Bu, ilk hareket gözlemlerinde dikkat edilmesi gereken önemli bir noktadır. Zira, doğrudan gelen P dalgalarının gözlenmesinde düğüm düzlemlerine yakın istasyonlarda doğrudan gelen P dalgaları ile serbest yüzeyde yansıyan dalgalar kolayca karıştırılabilmektedir. Episantr yakınında serbest yüzeyden yansımalar (örneğin  $p^P$  ve  $s^P$ ) büyük genliklere sahip olabilirler ve yanlışlıkla ilk gelişler olarak tanımlanabilirler (Trehu ve diğ. 1981). Kısa ve uzun periyotlu sismogramların dikkatle incelenmesi sonucu önceki çalışmalarda düğüm düzlemlerine yakın bazı istasyonlarda gözlenen polaritelerin gerçek ilk hareketleri yansıtmadıkları anlaşılmaktadır. JER istasyonunda ilk gelişin nodal karakterde oluşu fay düzlemi çözümüne önemli bir sınırlama getirmektedir.

Bu çalışmada elde edilen fay düzlemi çözümü Şekil 3'de gösterilmiştir. Çözüm odak alt yarıküresinin ekvator düzlemine eşit alan izdüşümüdür. Bu çözüm Bartın depreminin odak mekanizmasının tam bir ters faylanma olduğunu göstermektedir. Bu çözümde gösterilen düğüm düzlemleri bundan sonraki bölümde açıklanacak olan P ve SH dalgalarının inversiyonu ile bulunmuştur. İlk hareketlerin polariteleri ve genlikleri bu çözüm ile çok iyi uyum göstermektedir. Doğrultusu  $K 28^\circ D$  ve eğimi  $38^\circ$  GD olan düğüm düzlemi fay düzlemi olarak seçilmiştir. Fay düzlemi için yapılan bu seçim Karadeniz'in güney kenarının jeolojik yapısına uygun düşmektedir. Aynı zamanda deprem sonrası Amasra'da gözlenen kıyı yükselmesinde (Ketin ve Abdüsselamoğlu 1970) bu seçimi desteklemektedir. Karadeniz'in Türkiye kıyası boyunca ölçülen çok kanallı yansımalar profilleri (Letouzey ve diğ. 1977). Anadolu kıtasal bloğunun Karadeniz üzerine bindirdiğine işaret eden ters faylar göstermektedir (Şekil 8). Bu çalışmada elde edilen fay düzlemi çözümü Şekil 4'de önceki çözümlerle karşılaştırılmıştır.



Şekil 3. Bartın depremi için gözlenen ilk hareketler ve fay-düzlemi çözümü (alt yarıküresinin eşit alan izdüşümü). Dolu ve boş daireler sırası ile kompresyonları ve dilatasyonları göstermektedir. Çapraz semboller nodal gelişleri belirtmektedir. Örnek sismogramlar doğrudan gelen P dalgalarının genliklerinin istasyonların düğüm düzlemlerine yakınlıklarına göre nasıl değiştiğini göstermektedir. Oklar kısa periyotlu P dalgalarının geliş zamanlarını belirtmektedir. Düğüm düzlemlerine yakın istasyonlar (nodal istasyonlar) daki büyük genlikli gelişler yansımalar (p<sup>P</sup> ve s<sup>P</sup>) fazlarıdır. İlk hareket verileri odak mekanizmasının ters faylanma olduğunu göstermektedir. Düğüm düzlemleri uzun periyotlu P ve SH sismogramlarının inversiyonu ile belirlenmiştir. P, T, B, X ve Y eksenleri içi dolu kareler ile belirtilmişlerdir. İlk hareketlerin izdüşümünde ışının odağı terkediş açısını hesaplamak için odak çevresindeki P dalgası hızının 6.0 km/san olduğu kabul edilmiştir.



Şekil 4. Bartın depremi için bu çalışmada ve diğer çalışmalarda elde edilen fay-düzlemi çözümlerinin karşılaştırılması. 1) Bu çalışmada bulunan çözüm, 2) Jackson ve McKenzie (1984) nin çözümü, 3) Kudo (1983) nun çözümü ve 4) Şengör ve diğ. (1983) tarafından bulunan çözüm.

#### P ve SH Dalgalarının İnversonundan Bulunan Kaynak Mekanizması

İlk hareketlerin emerjans karakteri ve kuzeydoğu kuadranda yakın istasyonların bulunmaması (Şekil 3) Bartın depreminin fay düzlemi çözümünün saptanmasında karşılaşılan önemli güçlüklerdir. Kuzeydoğu kuadranda

bulunan istasyonların izdüşümleri odak küresinin merkezine yakın olduklarından güneydoğuya eğimli olan düğüm düzlemi iyi bir şekilde tanımlanamamaktadır. Bu nedenle, Bartın depreminin kaynak mekanizmasının daha iyi anlaşılabilmesi için dalga şekillerinin içerdiği bilginin kullanılması gerekli görülmüştür.



Bu amaçla, 30° den 90° ye kadar olan WWSSN istasyonlarında kayıt edilen uzun periyotlu oniki P dalgası ve sekiz SH dalgasının inversiyonu ile kaynak şiddeti (seismic moment), kaynak geometrisi (fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve kayma açısı), odak derinliği (centroid depth) ve uzak alan (far field) için geçerli olan kaynak zaman fonksiyonu aynı anda saptanmaya çalışılmıştır. P ve SH dalgaları kabuk ve manto içerisine dike yakın bir şekilde dalarak yayıldıklarından sadece kaynak ve alıcının altındaki kabuk ve manto yapısından etkilenirler (Langston ve Helmberger 1975).

Yapay sismogramlar ile gözlemsel sismogramlar karşılaştırılarak iteratif bir yöntemle kaynak modeli saptanabilir. Bu yöntemin cisim dalgalarına uygulanması ile sığ odaklı depremlerin kaynak özellikleri başarılı bir şekilde saptanabilmektedir (Langston ve Helmberger 1975). Her istasyondaki yapay sismogram üç katlı bir konvolüsyon işlemi ile hesaplanabilir :

$$S(t) = I(t) * A(t^*, t) * G(t) * K(t) \quad (1)$$

Burada I(t) aletin tepkisini, A(t\*, t) soğurma operatörünü, G(t) kabuk yapısının tepkisini (Green fonksiyonu), K(t) kaynağın tepkisini, S(t) ise yapay sismogramı göstermektedir. Yapay sismogramların hesaplanmasında en önemli etki ilk gelişler ve serbest yüzeydeki yansılardan geldiğinden çoğu hallerde kabuk yapısının bir yarı ortama yaklaştırılması yeterlidir.

Bu çalışmada kullanılan kabuk yapısının parametreleri Çizelge 2'de verilmiştir. Anelastik soğurmanın etkisini gidermek amacıyla P dalgaları için t\* (yayıma zamanının ortalama Q'ya oranı) 1s ve SH dalgaları için 4s değerleri kullanılmıştır. Yapay sismogramların hesaplanması ve inversiyon işleminin ayrıntıları Nabelek (1984)'de verilmiştir.

Dalga şekillerinin analizinde Nabelek (1984, 1985)'de açıklandığı şekilde bir nokta kaynak modeli kullanılmıştır. Nokta kaynağı temsil eden zaman fonksiyonu P(t) birbirini kısmen örten ve süreleri 2Δτ olan üçgen fonksiyonlar (T<sub>Δτ</sub>(t)) ile parametrize edilmiştir :

$$P(t) = \sum_{k=1}^{N_{\Delta\tau}} \omega_k T_{\Delta\tau}(t - \tau_k), \quad \tau_k = (k-1)\Delta\tau \quad (2)$$

Burada, N<sub>Δτ</sub> zaman fonksiyonu elemanlarının sayısı olup ω<sub>k</sub> inversiyon sırasında ayarlanabilen rölatif genliklerdir.

N<sub>Δτ</sub> ve Δτ önceden belirlenirler. Birçok denemeden sonra çalışmamızda N<sub>Δτ</sub> = 9 ve Δτ = 1.5 s seçilmiştir. Kaynak zaman fonksiyonunun birbirini örten üçgen fonksiyonlarla parametrize edilmesi sonucu kaynak zaman fonksiyonu trapezoid kuralı ile yaklaştırılır. Bu şekilde elde edilen kaynak zaman fonksiyonu için yüksek frekanslarda genlikler f<sup>-2</sup> ile orantılı azalma gösterir ve bu depremlerde çoğunlukla gözlenen durumdur (Aki ve Richards 1980).

Verilerimizin iki farklı hata fonksiyonu için versiyonu yapılmıştır. İlkinde

$$\sum_i (O_i - S_i)^2 \quad (3)$$

toplamı, ikincisinde ise

$$\sum_i \left[ \frac{S_i}{\left| \sum_j S_j^2 \right|^{1/2}} - \frac{O_i}{\left| \sum_j O_j^2 \right|^{1/2}} \right]^{1/2} \quad (4)$$

en küçük kareler yöntemiyle minimum yapılmıştır. Burada O<sub>j</sub> sayısallaştırılmış gözlemsel genlikleri, S<sub>i</sub> ise yapay sismogramın genliklerini gösterirler. i toplam sayısallaştırılmış örnek sayısını, j ise bir istasyondaki örneklerin sayısını gösterirler. İlk hata fonksiyonu hem dalga şekillerine hem de istasyonlar arasındaki mutlak genlik farklarına duyarlıdır. İkinci hata fonksiyonu ise sadece dalga şekillerine duyarlıdır (Nabelek 1984, McCaffrey ve Nabelek 1984).

Dalga şekillerinin analizinde kullanılan istasyonların parametreleri Çizelge 3'de verilmiştir. Tüm sismogramlar sayısallaştırılarak 0.5 s zaman aralıklarına göre enterepole edildiler. WIN istasyonunda görülen alçak frekanslı kaymayı ortadan kaldırmak için bu istasyona ait sismogram kesme frekansı 0.0167 Hz olan bir yüksek-geçişli filtreden geçirilerek süzüldü. Genlikler 40° uzaklıkta bulunan ve büyütmesi 1500 olan bir sismografin kayıt ettiği genliğe göre ölçülandırıldılar (equalized). SH dalgalarının gözlenen genlikleri P dalgalarının genliklerinden büyük olduklarından SH dalgalarının genlikleri 0.65 kat-sayı ile ağırlıklandırılmıştır. Böylece, P ve SH dalgalarının inversiyondaki ağırlıkları eşitlenmiş oldu. İnversiyonda P ve SH dalgalarının başlangıçlarından itibaren ilk 50 saniyelik bölümleri kullanılmıştır. P dalgalarının başlangıçlı kısa periyotlu sismogramlardan belirlendi. SH dalgalarının başlangıçlı için teorik varış zamanları kullanıldı.

Çizelge 2. Yapay Sismogramların Hesaplanmasında Kullanılan Kabuk Modeli Parametreleri

	Kalınlık	Yoğunluk (g/cm <sup>3</sup> )	
		V <sub>p</sub> (km/san.)	V <sub>s</sub> (km/san.)
Kaynak Bölgesi	Yarı Ortam	6.00	3.46
	Yarı Ortam	6.00	3.46
Alıcı Bölgesi	Yarı Ortam	6.00	3.46
	Yarı Ortam	6.00	3.46

Çizelge 3. Cisim Dalgası İnversiyonunda Kullanılan İstasyonların Parametreleri

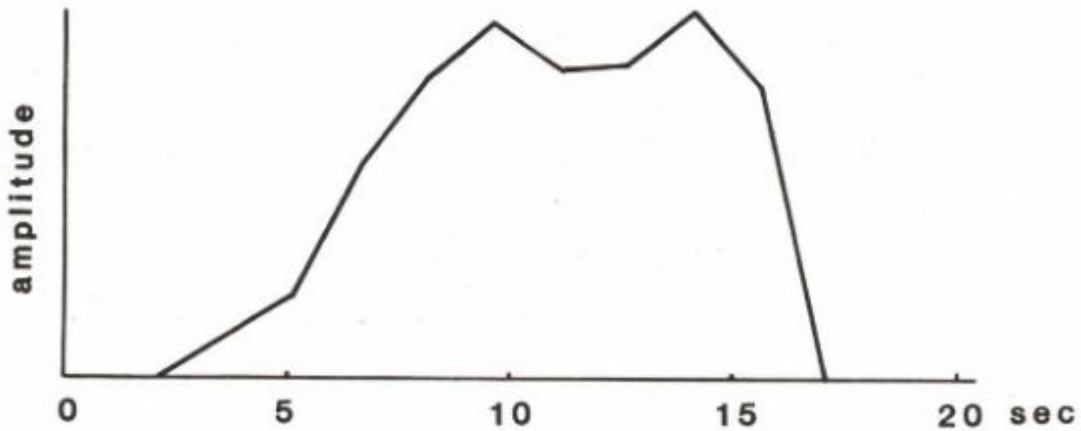
İstasyon	Azimut (der.)	Uzaklık (der.)	Kullanılan Dalga Şekli*	Alet Büyütmesi
COL	0.	73.7	P, SH	1500
MAT	52.7	76.8	P, SH	3000
SHL	88.7	51.2	P	3000
LAH	93.2	34.9	SH	750
QUE	101.4	30.1	P	6000
KOD	115.2	50.5	P	1500
AAE	168.3	33.1	P, SH	1500
NAI	173.4	43.1	SH	1500
BUL	183.9	61.7	P	1500
WIN	195.4	65.6	P	1500
PTO	282.7	30.5	P, SH	1500
BEC	299.1	73.9	SH	1500
VAL	304.2	30.4	P	1500
ATL	311.4	85.2	P	3000
GDH	332.5	50.2	P	750
NOR	350.7	43.2	SH	750

\* P düşey bileşende gözlenen P dalgasını belirtir.

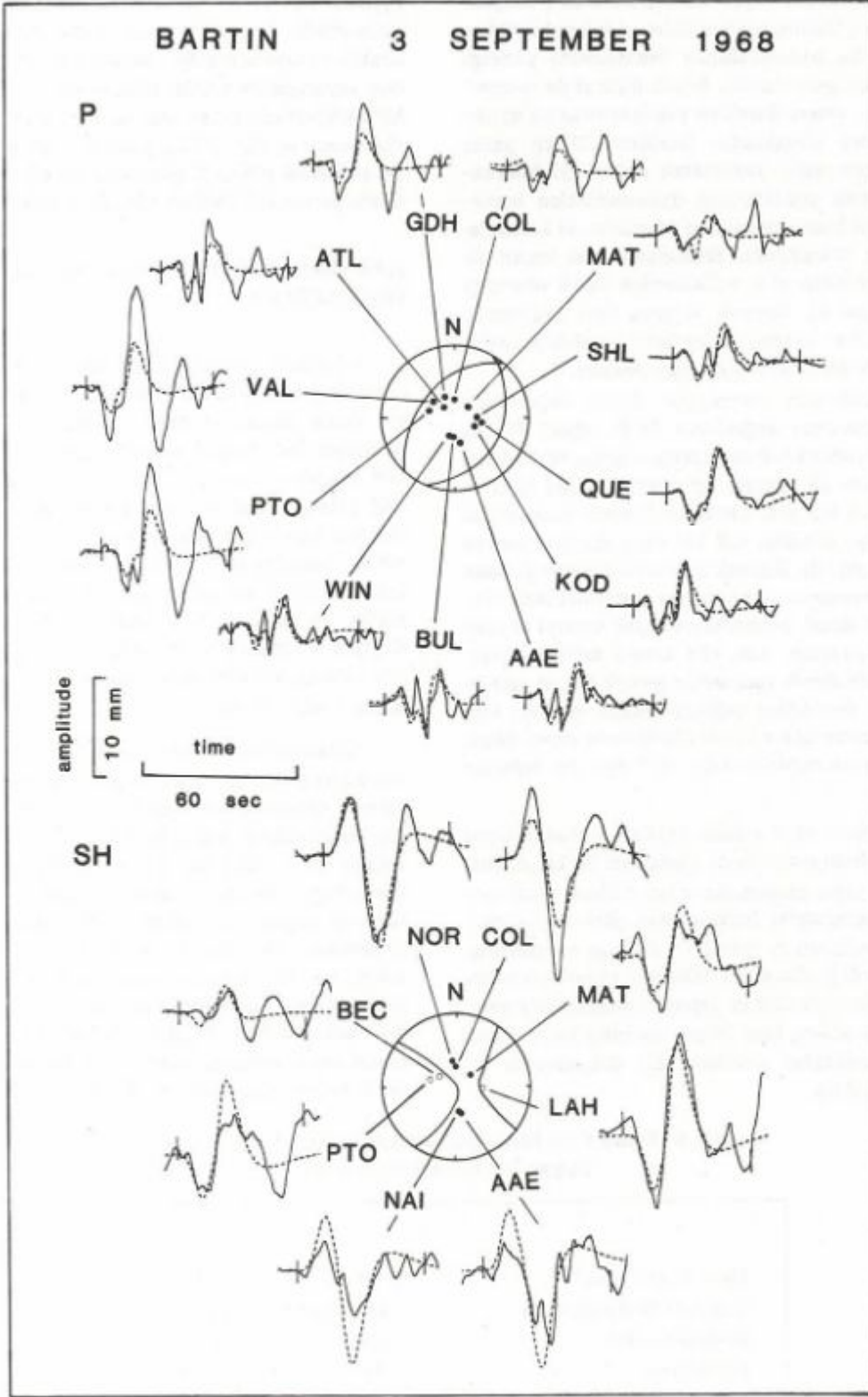
Çözüm yakınsadıktan sonra gözlemsel ve yapay dalga şekillerinin çapraz korelasyonu ile yeni bir dalga başlangıcı (onset) belirlenerek hesaplar yeniden yapıldı ve bu işleme son çözüm elde edilinceye kadar devam edildi.

İnversiyonun sonuçları Çizelge 4'de özetlenmiş olup kaynak zaman fonksiyonu Şekil 5'de gösterilmiştir. Gözlemsel sismogramlar ve birinci hata fonksiyonu (denklem) kullanılarak hesaplanan yapay sismogramlar Şekil 6'da gösterilmiştir. İnversiyonda kullanılan istasyonların çoğunluğunda yapay sismogramların dalga şekilleri ve genlikleri gözlemsel sismogramlara oldukça iyi uymaktadır. Dalga şekillerinde ve genliklerinde görülen bazı uyumsuzluklar muhtemelen kaynak boyutlan-

nın sonlu olmasından ileri gelmektedir ki modellememizde biz bunu ihmal ettik. Gerçekten deprem kaynağını fayın doğrultusunda güneybatıdan kuzeydoğuya doğru yayılan bir kırılma (rupture) şeklinde modellediğimiz zaman fayın doğrultusuna yakın azimutlardaki istasyonlarda genliklerdeki uyumsuzlukların azaldığı ve rezidüellerin küçüldüğü görülmektedir. Örneğin COL, MAT, NAI ve AAE istasyonlarında SH dalgalarının genliklerindeki uyumsuzluklar azalmıştır. Depremi sonlu bir kaynak gibi modellemek (örneğin, Nabelek 1985) bu çalışmanın amaçları dışında olduğundan konu daha ayrıntılı incelenmemiştir. Ancak kaynak boyutlarının ihmal edilmesi nokta kaynak modelinden elde edilen ortalama kaynak



Şekil 5. Bartın depremi için P ve SH dalgalarının inversiyonu ile bulunan nokta kaynak zaman fonksiyonu.



Şekil 6. P ve SH dalgaları için gözlemsel (sürekli çizgiler) ve yapay (kesik çizgiler) sismogramlar. Sismogramların genlikleri büyütmesi 1500 olan  $40^\circ$  uzaklıktaki bir aletle kayıt edilen genliğe göre normalize edilmiştir. Sismogramın inversiyonda kullanılan kısmı düşey kısa çizgilerle belirtilmiştir. Inversiyondan bulunan fay düzlemi çözümü ve doğrudan gelen dalgaların polaritelerinin odak küresi üzerindeki izdüşümleri de gösterilmiştir.

parametrelerini değiştirmez (Nabelek 1984). PTO ve VAL istasyonlarındaki yapay sismogramlarda P dalgalarının genlikleri gözlemsel genliklerden oldukça küçüktür. Genliklerdeki bu uyumsuzluklar muhtemelen yörünge etkilerinden ileri gelmektedir. Büyük ihtimal ile geometrik yayılma için yeterli düzeltme yapılamaması bu uyumsuzluklara sebep olmaktadır. Özellikle 30° ye yakın uzaklıklarda geometrik yayılmanın değeri iyi bilinmemektedir. Mutlak genliklerdeki uyumsuzlukları incelemek için ikinci hata fonksiyonu (denklem 4) kullanılarak inversiyon tekrarlandı. Sonuçların esas itibarı ile birinci inversiyondan elde edilenlerden farklı olmadığı görüldü (Çizelge 4). Kaynak ve/veya alıcı bölgesinde tabakalı bir kabuk modeli kullanılarak yapılan deneylerimiz de esas itibarı ile aynı sonuçları verdiler.

Dalga şekillerinin inversiyonu Bartın depreminin odak mekanizmasının doğrultusu 28°D, eğimi 38°GD olan bir ters faylanma belirtmektedir. Kayma vektörünün fayın doğrultusu ile yaptığı açı (kayma açısı) (Aki ve Richards 1980) 80° dir. Centroid (kayma hareketinin başladığı nokta) derinliği 4.2 km olup sismik moment  $3.9 \times 10^{25}$  dyn. cm'dir. Kaynak zaman fonksiyonu (source time function) emerjans bir karakter göstermektedir (Şekil 5). Toplam sismik momente en büyük katkırı kaynak zaman fonksiyonunun son altı terimi sağlamaktadır. Bununla birlikte sismik momentin gerçek değeri tahmin edilen kaynak derinliğine bağlıdır. Sismik moment için bizim bulduğumuz değer Kudo (1983)'nun yüzey dalgalarının analizinden bulunduğu  $4.0 \times 10^{25}$  dyn cm değerine çok yakındır.

Bu çalışmada elde edilen kaynak mekanizmasını diğer araştıncıların mekanizma çözümleri ile karşılaştırmak amacı ile diğer araştıncıların fay düzlemi çözümleri için yapay sismogramlar hesaplanarak gözlemsel sismogramlar ile karşılaştırıldı (Şekil 7). Kaynak mekanizmasına bir miktar doğrultu atımlı bileşenin eklenmesi halinde gözlemsel sismogramlar ile yapay sismogramlar arasında hem dalga şekilleri, hem de genliklerdeki benzerlikler hemen bozulmaktadır. Özellikle SH dalgalarında bu bozulmalar büyüktür.

Fay düzlemi çözümü, episantrın yeri, odak derinliği, eşşiddet eğrilerinin şekilleri ve büyüklükleri ile Amasra yakınındaki kıyı yükselmesi (Şekil 2) kıyından 10 km uzakta ve kıyıya paralel uzanan, güneydoğuya eğimli bir ters faylanma ile açıklanabilmektedir. Karadeniz'in Türkiye kıyılarında alınan çok kanallı yansıma profillerinde (Letouzey ve diğ. 1977), güneydoğuya eğimli ters fayların görülmesi (Şekil 8) güneydoğuya eğimli düğüm düzleminin gerçek fay düzlemi olduğunu desteklemektedir.

## KARADENİZ'İN TEKTONİĞİ HAKKINDA DÜŞÜNCELER

Karadeniz güneyde Pontid dağları, kuzeyde Kırım ve kuzeydoğuda Kafkas dağ zincirleri ile sınırlanmış küçük bir deniz havzasıdır. Orta kısımlarında derinliği 2000 metreden fazla olan Karadeniz kuzey kenarında geniş bir şelf bölgesine sahiptir. Güney ve doğu kenarlarında ise şelf bölgesi oldukça dar ve dik eğimli olup, çok sayıda kanyon tarafından kesilmiştir (Şekil 9), (Ross ve diğ. 1974, Letouzey ve diğ. 1977). Karadeniz havzasının orta kısımlarında 8 km kalınlığında bir okyanus tipi kabuk vardır. Bu kabuğun üstü kalınlığı 8 ile 15 km arasında değişen sedimanlarla örtülmüştür. Şelf bölgesinde 35-40 km kalınlığında normal bir kıtasal kabuk vardır (Neprochnov ve diğ. 1974).

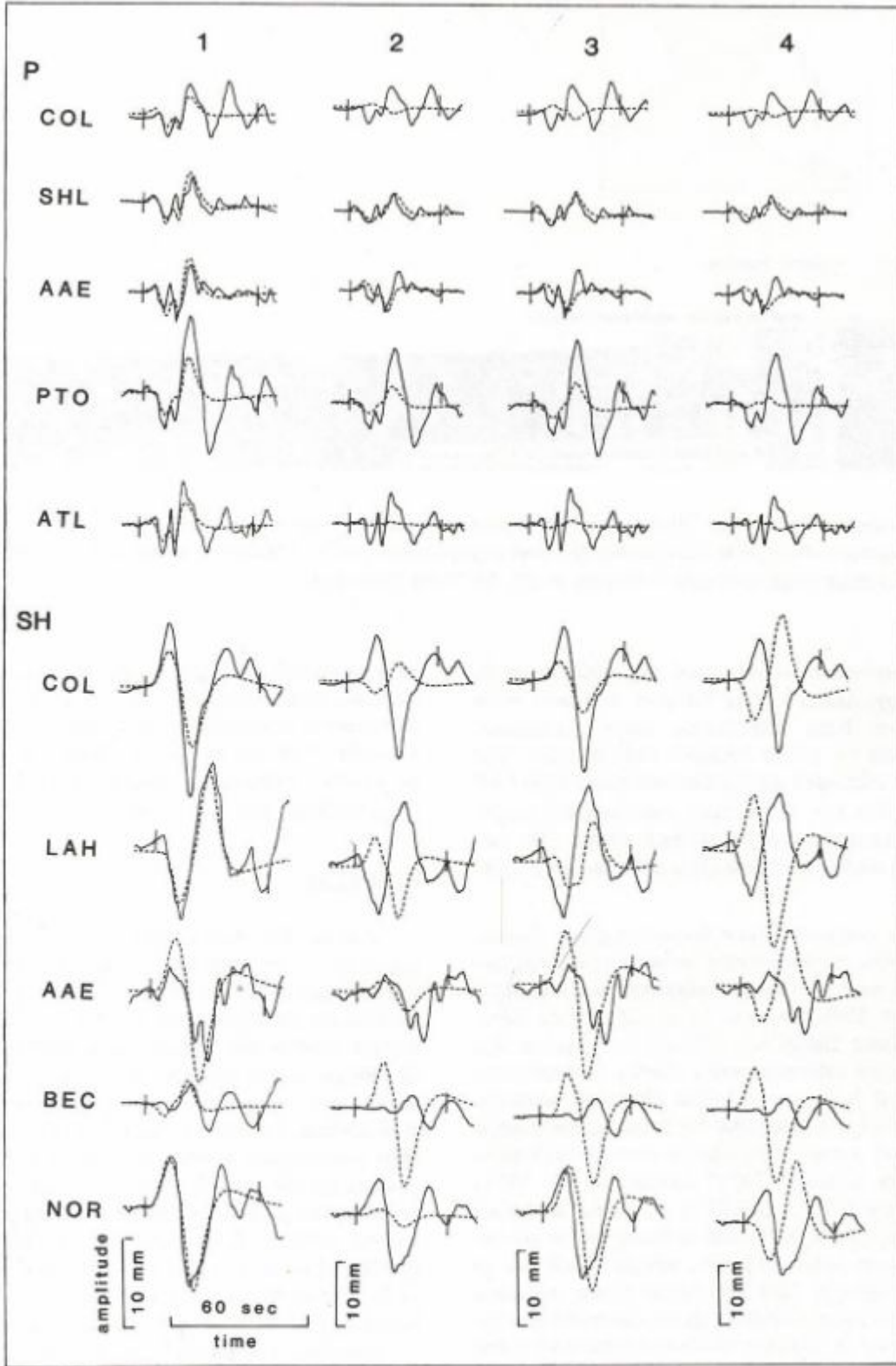
Karadeniz'deki sismik aktiviteyi (Şekil 1) çoğunlukla kıyı şeridinde meydana gelen sığ odaklı orta büyüklükteki depremler oluşturmaktadır. Bunlardan bazılarının mağnitüdüleri 5'den büyüktür (Ergin ve diğ. 1967, Karnik 1971, Riznichenko ve diğ. 1975). Karadeniz'in kuzeydoğu kıyısında sismik aktivite Kafkas'lardan Kırım'a doğru uzanmaktadır. Fay düzlemi çözümleri (Shirokova 1967, McKenzie 1972, Jackson ve McKenzie 1984) ters faylanma göstermektedir (Şekil 9). Karadeniz'in güney kıyısındaki sismik aktivitenin özellikleri iyice anlaşılabilmiş değildir. Bu çalışmada Bartın depreminin odak mekanizmasının ters faylanma olduğunun belirlenmesi Karadeniz'in güney kenarında meydana

Çizelge 4. Farklı Hata Fonksiyonları Kullanılarak Yapılan P ve SH Dalgası İversiyonlarının Özeti

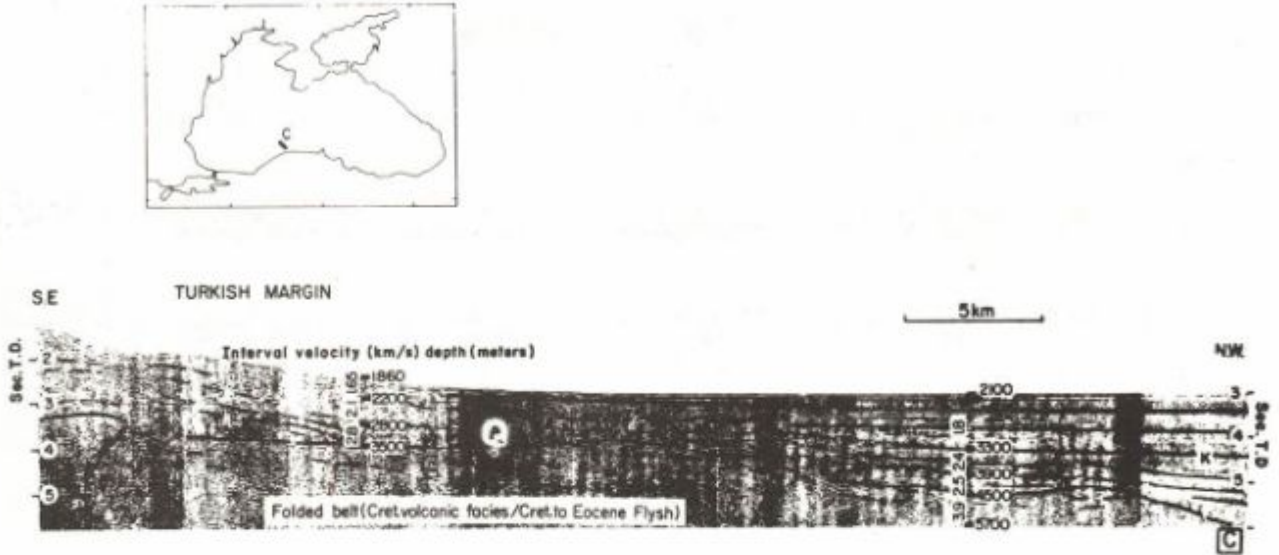
Hata Fonksiyonu*	1	2
Centroid Derinliği (km)	4.2 ± 0.6**	4.2 ± 0.6
Doğrultu (der)	28 ± 4	30 ± 4
Eğim (der)	38 ± 1	32 ± 1
Kayma Açısı (der)	80 ± 4	91 ± 4
Skaler Moment ( $10^{25}$ dyn cm)	3.9 ± 0.3	3.8 ± 0.4

\* 1 ve 2 hata fonksiyonları Denk. 3 ve Denk. 4 ile belirlenmiştir.

\*\* Belirsizlikler 2σ (2 standart sapma) yı gösterir.



Şekil 7. Bartın depremi için bulunan farklı kaynak mekanizmaları için hesaplanan yapay (kesik çizgiler) P ve SH sismogramları ile gözlemlenmiş (sürekli çizgiler) sismogramların karşılaştırılması. 1) Bu çalışmada bulunan çözüm için dalga şekilleri, 2) Jackson ve McKenzie (1984) tarafından verilen çözüm için dalga şekilleri, 3) Kudo (1983) tarafından verilen çözüm için dalga şekilleri ve 4) Şengör ve diğ. (1983) tarafından verilen çözüm için dalga şekilleri.



Şekil 8. Karadeniz'in güneyinde ölçülen çok kanallı yansıma profillerine bir örnek. Profilin yeri indeks haritasında gösterilmiştir. Türkiye kıyıları yakınında temel kayaya nüfus eden ters faylanma ve sedimanlardaki şiddetli deformasyonlar dikkat çekicidir (Letouzey ve diğ. 1977'den alınmıştır).

gelen depremlerin daha güneydeki sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı boyunca meydana gelen depremlerden farklı olduklarına işaret etmektedir. Kuzeybatıdaki bir çözüm haricinde Karadeniz'deki tüm fay-düzlemi çözümleri düğüm düzlemlerinden birisi kıyıya paralel olan ters faylanmalar göstermektedirler. Bu faylanma geometrisi kıyıya yaklaşık olarak dik olan sıkışmaların tektonik rejimde etkili olduğunu belirtmektedir.

Jeofizik çalışmalar Hazar Denizi'nin güney kısımlarında Karadeniz havzasındaki benzer kısmen değişime uğramış bir okyanus kabuğu bulunduğunu göstermiştir (Neprochnov 1968, Neprochnov ve diğ. 1970). Karadeniz ve Hazar Denizi'nde bulunan bu okyanus tipi kabuğun orijini hakkında çeşitli teoriler ileri sürülmüştür. Yeni çalışmalar bu kabuğun Mesozoik sırasında kuzey Neotethys'in ark-gerisi bir basen içinde kuzeye doğru yitimi sonucu oluştuğunu benimsemektedirler (Erickson ve Simmons 1974, Adamia ve diğ. 1977, Letouzey ve diğ. 1977, Şengör ve diğ. 1980, Berberian 1983). Gülen (1984) Karadeniz ve Hazar Denizi ark-gerisi basenlerinin Eosen sonlarında birleşik olduklarını ve Kafkasya bölgesinin Karadeniz-Hazar Denizi ark-gerisi baseninin orta kısmını oluşturduğunu önermiştir. Kıtasal kabuğun kuzey ve güneyden bindirmesi sonucu ark-gerisi basen bu bölümü tamamiyle yok edilmiştir. Berberian (1983)'a göre güney Hazar Denizi baseni kompresyonla oluşan bir çöküntü olup, çöküntünün kenarları boyunca kıtasal kabuk basen altındaki okyanus kabuğu üzerine bindirmektedir. Bu çalışmada Karadeniz'in aktif tektoniği için yukarıdakine benzer bir mekanizma önerilmek-

tedir. Kuzey-güney doğrultusunda etkiyen sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kuzey ve güneydeki kıtasal kabuk Karadeniz'in ortasındaki okyanus kabuğu üzerine bindirmektedir. Diğer bir deyişle Karadeniz'in kuzey kenarında kuzeye doğru, güney kenarında ise güneye doğru yitim başlangıcı söz konusudur.

## SONUÇLAR

3 Eylül 1968 Bartın depreminin odak mekanizması Karadeniz'in güney kenarında aktif ters faylanmayı gösteren ilk sismolojik bulgudur. Bu çalışmada P ve SH dalgalarına ait sismogramların modellenmesi ile bulunan kaynak mekanizması çözümü, daha önce sınırlı sayıda ilk hareket gözlemlerinden bulunan çözümlerden farklı olarak, tam bir ters faylanma göstermektedir. Düğüm düzlemlerinin her ikisi de kıyıya hemen hemen paralel olup, güneydoğuya eğimli düğüm düzleminin gerçek fay düzlemi olduğu düşünülmektedir. Amasra-Bartın açıklarında ölçülen yansıma profillerinde gözlenen ters faylanmaların eğimlerinin bu düzlemin eğimine yakın oluşu (Şekil 8) (Letouzey ve diğ. 1977) ve Bartın depremi sırasında Amasra'da kıyının yükselmesi (Ketin ve Abdüsselamoğlu 1970) bu düşüncüyü desteklemektedir.

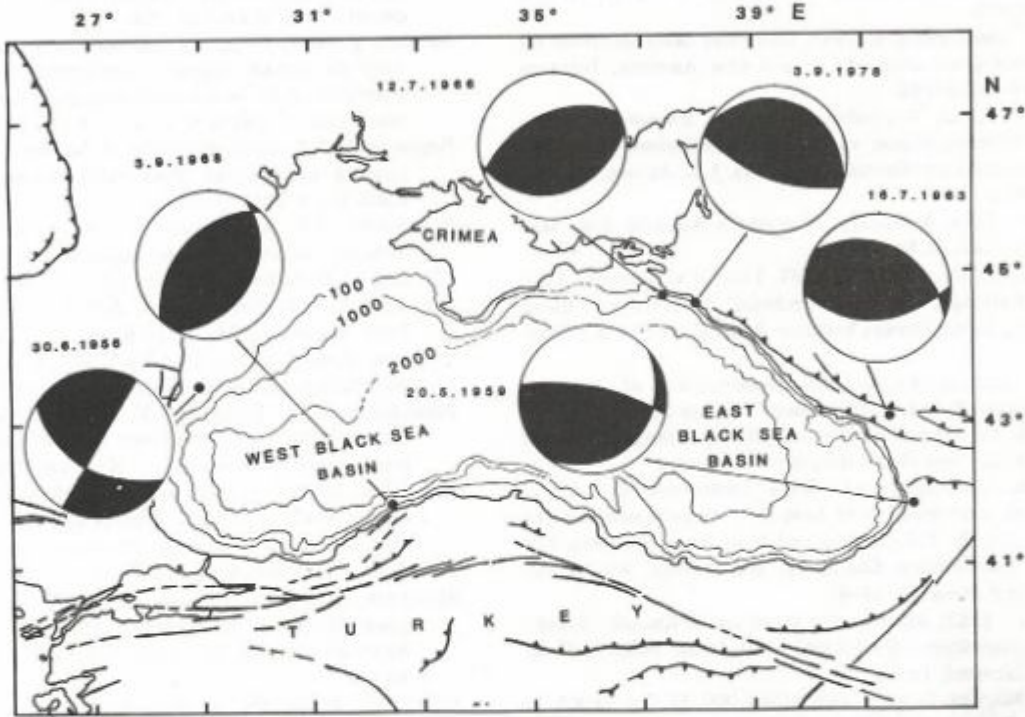
Karadeniz muhtemelen eski bir ada yayının gerisinde gelişmiş olan küçük bir okyanus havzasıdır (Erickson ve Simmons 1974). Orta kısımlarında sismik aktivite bulunmayıp kenarlarında zaman zaman orta şiddette depremlerin de gözlemlendiği pek yoğun olmayan bir sismik faaliyet vardır. Karadeniz'in güney ve kuzeydoğu kenarlarında gözlenen orta büyüklüklerdeki depremler ve bun-

ların fay-düzlemi çözümleri bu kenarların tektonik bakımdan aktif olduklarını ve yaklaşık kuzey-güney doğrultulu sıkışmaların etkisiyle deformasyona uğradıklarını göstermektedir. Sismisite, fay-düzlemi çözümleri ve diğer jeofizik veriler Karadeniz'in bugün yaklaşık kuzey-güney doğrultusundaki bir sıkışmanın etkisi ile kapanmakta olduğunu düşündürmektedir. Karadeniz'in aktif tektoniğinin iyice anlaşılabilmesi için ayrıntılı sismolojik çalışmalara ihtiyaç vardır.

### KATKI BELİRTME

*Bu çalışma Ömer Alptekin Fulbright bursu ile M.I.T. de bulunduğu sırada gerçekleştirilmiştir. Sismisite safhalarında düşüncelerinden yararlandığımız Dr. Levent Gülen, Dr. Haluk Eyidoğan, Dr. Robert McCaffrey ve Dr. Anne Trehu'ya teşekkür ederiz.*

*Bu araştırma USGS Grants 14 - 08 - 0001 - G - 818 ve 14 - 08 - 0001 - G - 959 ile desteklenmiştir.*



Şekil 9. Kuzey Türkiye ve Karadeniz'in basitleştirilmiş tektonik haritası. Karadeniz kenarlarında oluşan orta büyüklüklerdeki depremler için literatürde bulunabilen fay-düzlemi çözümleri gösterilmiştir. 30.6.1956 depremine ait çözüm Constantinescu ve diğ. (1966) den, 20.5.1959 depremine ait çözüm Shirokova (1967) dan, 16.7.1963, 12.7.1966 ve 3.9.1978 depremlerine ait çözümler MCKenzie (1972) ve Jackson ve McKenzie (1984) den alınmıştır. 3.9.1968 depremine ait çözüm bu çalışmada bulunan çözümdür.

### KAYNAKLAR

- Adamia S.A., Lordkipanidze, M.B. and Zakariadze, G.S. 1977, Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus, *Tectonophysics* 40, 183-199.
- Aki, K. and Richards, P. 1980, *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W.H. Freeman, San Francisco.

- Albers, J.P. and Kalafatçioğlu, A. 1969, Bartın-Amasra Earthquake, Turkey, September 3, 1968. U.S.G.S. Project Report (IR) TU-5.
- Alptekin, Ö., Nabelek, J.L. and Toksöz, M.N. 1985, Source mechanism of the Bartın earthquake of 3 September 1968 in northwestern Turkey: Evidence for active thrust faulting at the southern Black Sea margin, *Tectonophysics* (in press).
- Alptekin, Ö. 1978, Batı Anadolu depremlerinin odak meka-

- nizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri, 2. odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli, *Jeofizik* 7, 35-57.
- Alptekin, Ö., 1973. Focal Mechanism of Earthquakes in Western Turkey and Their Tectonic Implications, Ph.D. thesis, New Mexico Inst. Mining and Tech., U.S.A.
- Alsan, E., Tezuçan, L. and Bath, M. 1975, An Earthquake Catalogue for Turkey for the Interval 1913-1970, Kandilli Observatory, İstanbul, Turkey.
- Berberian, M. 1983, The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Can. J. Earth Sci.* 20, 163-183.
- Büyükaşkoğlu, S. 1980, Eurasian-African plate boundary in southern Turkey and eastern Mediterranean, *Proc. 7th World Conf. Earthquake Eng. Geoscience Aspects, Part I*, 1, 209-212.
- Canitez, N. and Uçer, S.B. 1967, Computer determinations for the fault-plane solutions in and near Anatolia, *Tectonophysics* 4, 235-244.
- Constantinescu, L., Ruprechtova, L. and Enescu D. 1966, Mediterranean-Alpine earthquake mechanisms and their sismotectonic implications, *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 10, 347-368.
- Dewey, J.W. 1976, Seismicity of northern Anatolia, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 3, 843-868.
- Ergin, K. Güçlü, U. and Uz, Z. 1967, Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu, İstanbul Technical University, Mining Faculty, Earth Physics Institute Publication No. 24, İstanbul.
- Ergünay, O. and Tabban, A. 1983, Isoseismal Map of the Bartın Earthquake Based on the Official Damage Statistics of the General Directorate of Disaster Affairs of the Government of Turkey. Unpublished documents and map.
- Erickson, A. and Simmons, G. 1974, Environmental and geophysical interpretation of heat-flow measurements in the Black Sea, In E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *The Black Sea-Geology, Chemistry, and Biology*, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 20, 50-62.
- Eyidoğan, H. 1983, Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağının Sismotektonik Özellikleri, Ph.D. thesis, İstanbul Tech. Univ., İstanbul, Turkey.
- Geological Map of Turkey, scale 1/500.000. Maden Tetkik ve Arama Enst., Ankara (1961-1964).
- Gülen, L. 1984, Sr, Nd, Pb Isotope and Trace Element Geochemistry of Calcalkaline and Alkaline Volcanics, Eastern Turkey. Ph. D. thesis, Massachusetts Inst. of Tech., U.S.A.
- Jackson, J. and McKenzie, D. 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt-between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 77, 185-264.
- Karnik, V. 1971, Seismicity of the European Area, Part 2, Czechoslovak Academy of Sciences, D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland.
- Ketin, İ. and Abdüsselamoğlu, Ş. 1970, Bartın depreminin etkileri, *Tür. Jeol. Kur. Bül.* 12, 66-76.
- Kudo, K. 1983, Seismic source characteristics of recent major earthquakes in Turkey. In Y. Ohta (Editor), *A Comprehensive Study on Earthquake Disasters in Turkey in View of Seismic Risk Reduction*, Hokaido University, Sapporo, Japan.
- Lander, J.F. (Editor) 1969, *Seismological Notes-September and October 1968*, *Seismol. Soc. Am.* 59, 1023-1030.
- Langston, C.A. and Helmberger, D.V. 1975, A procedure for modeling shallow dislocation sources, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 42, 117-130.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L. and Sungurlu, O. 1977, The Black Sea: A marginal basin, geophysical and geological data. In B. Biju-Duval and L. Montadert (Editors), *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basin*, Edition Technip. Paris, 363-375.
- McCaffrey, R. and Nabelek, J. 1984, The geometry of back arc thrusting along the eastern Sunda Arc., Indonesia, Constraints from earthquake and gravity data, *Jour. Geophys. Res.* 89, 6171-6179.
- McKenzie, D. 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 30, 109-185.
- McKenzie, D. 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 55, 217-254.
- Nabelek, J.L. 1984, Determination of Earthquake Source Parameters from Inversion of Body Waves. Ph. D. thesis, Massachusetts Inst. of Tech., U.S.A.
- Nabelek, J. 1985, Geometry and mechanism of faulting of the 1980 El Asnam, Algeria, earthquake from inversion of teleseismic body waves and comparison with field observations. *Jour. Geophys. Res.* (in press).
- Neprochnov, Y.P. 1968, Structure of the earth's crust of epicontinental seas, Caspian, Black and Mediterranean. *Can. Jour. Earth Sci.* 5, 1037-1043.
- Neprochnov, Y.P., Kominskaya, L.P. and Molovitsky, Y.P. 1970, Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian Seas, *Tectonophysics* 10, 517-538.
- Neprochnov, Y.P., Neprochnova, A.F. and Mirlin, Y.G. 1974, Deep structure of the Black Sea basin, In E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *The Black Sea - Geology, Chemistry, and Biology*, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 20, 35-49.
- Riznichenko, Y.P., Drumya, A.V. and Dzhiladze, E.A. 1975, Seismicity in the Earth's Crust and the History of Development of the Black Sea Basin, (NAUKA), Moscow, U.S.S.R.
- Ross, D.A., Uchupi, E. and Bowin, C.O. 1974, Shallow structure of the Black Sea. In E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *The Black Sea - Geology, Chemistry, and Biology*, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 20, 11-34.
- Shirokova, E.I. 1967, General features in the orientation of principal stresses in earthquake foci in the Mediterranean-Asian seismic belt, *Izv. Acad. Nauk. USSR, Ser. Geophys.* 1, 12-22.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. and Altmok, Y. 1981, Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu, Türkiye Bilimsel ve Araştırma Kurumu, Proje No: TBAG 341.
- Şengör, A.M.C. 1979, The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance, *J. Geol. Soc. London* 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Ketin, İ. 1980, Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethy, *Geol. Soc. Am. Bull.* 91 (Part I), 499-609.
- Şengör, A.M.C. and Canitez, N. 1982, The North Anatolian fault. In H. Berckhemer and K. Hsu (Editors), *Alpine and Mediterranean Geodynamics, Geodyn. Ser., Am. Geophys. Union* 7, 205-216.
- Şengör, A.M.C., Büyükaşkoğlu, S. and Canitez, N. 1983, Neotectonics of the Pontides: Implications for "incompatible" structures along the North Anatolian Fault, *J. Struct. Geol.* 5, 211-216.
- Toksöz, M.N., Shakal, A.F. and Michael, A.J. 1979, Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps, *Pure App. Geophys.* 117, 1258-1270.
- Trehu, A.M., Nabelek, J.L. and Solomon, S.C. 1981, Source characterization of two Reykjanes ridge earthquakes, Surface waves and moment tensors, P waveforms and nonorthogonal nodal planes, *Jour. Geophys. Res.* 86, 1701-1724.



# LEVHA-İÇİ DEPREMLERİN GÖÇÜ

## Migration of the Intraplate Earthquakes

Haluk EYİDOĞAN \*

### ÖZET

1976 Ağustos Songpan, Çin, 1976-1984 Özbekistan, Gazli, ve 1983-1984 Ekim Narman-Horasan ve Şenkaya (Erzurum) depremlerinin uzay ve zamandaki karakteristikleri iyi saptanmış episantr ve odak mekanizması çözümleri kullanılarak incelenmiştir. Bütün odak mekanizması çözümleri ve odak derinlikleri yapay uzak-alan cisim dalgaları taslaklanarak elde edilmişlerdir. Buradaki bulgulara göre levha-içi depremler, ilgili fay zonları boyunca göç etmektedir. Depremlerin zamandaki göç süreleri birkaç günden birkaç yıla kadar değişmektedir.

### ABSTRACT

The spatial and temporal characteristics of the August 1976, Songpan, China earthquake sequence, 1976-1984 Gazli, Uzbekistan, USSR earthquakes, and 1983-1984 Narman-Horasan and Şenkaya, Erzurum, Turkey earthquakes were investigated using well constrained epicenter locations and fault plane solutions. All of the fault plane solutions and focal depths were determined by modelling of the synthetic far-field body waveforms. The observations presented here suggest that the intraplate earthquakes display migration of the seismic activity along the associated fault zones. The temporal separation of migration vary from days to years.

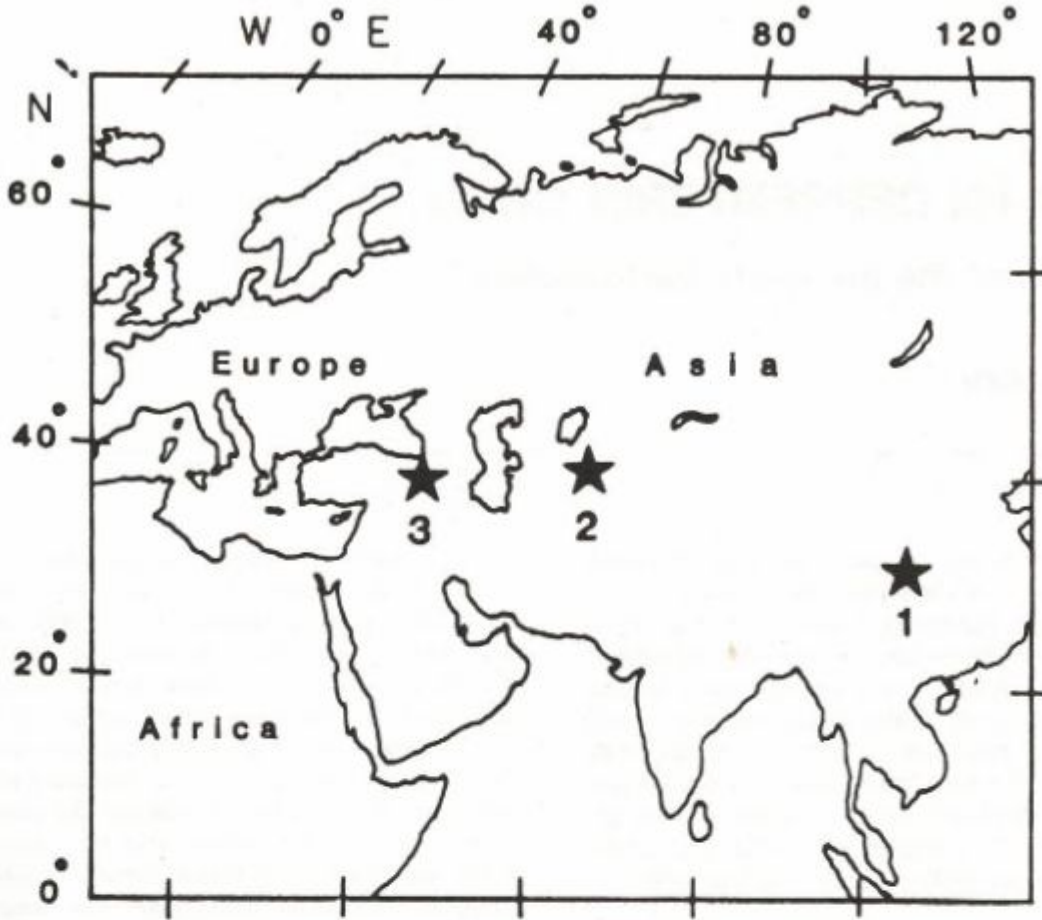
### GİRİŞ

Levha tektoniği kinematik bir kuramdır ve kural gereği levha-içi deformasyonları gözardı eder. Dalma-batma, okyanus ortası sırt ve dönüşüm fayı zonlarında depremselliğin çok dar sınırlar boyunca yer aldığı görülmektedir. Ancak, deprem istasyonu sayısının artmasına koşut olarak artan deprem verileri kıtasal yaklaşma zonlarının uzaklarında, levha içlerinde saçılmış ve önemli derecede deprem etkinlikleri ortaya koymaktadır. Orta-Asya'daki geniş alanlarda (Molnar ve Qidong 1984), Orta Doğu'da (Jackson ve McKenzie 1984, Eyidoğan ve Jackson 1985) ve Batı A.B.D.'de Basin ve Range bölgesinde (Wernicke 1982) önemli düzeyde levha-içi sağ deformasyon oluşmaktadır. Kıtasal levhaların çarpışma kuşaklarında ve bu kuşakların gerisinde depremsellik sağ ve saçılmıştır (McKenzie 1972). Genellikle, depremler daha önceden varolan zayıflık zonları üzerinde yer alırlar (Sykes 1978) ve yüksek gerilme düşümü gösterirler (Liti ve Karamori 1980). Dalma-batma zonlarındaki belirgin deprem göçü örüntülerine (Rikitake 1981,

McCann ve diğ. 1978) karşıt olarak levha-içi depremler için düzenli uzay-zaman örüntüleri bulunamamıştır. Son yıllarda bazı yayınlarda, özellikle Çin'de bilinen birkaç fay zonu üzerinde yeralan levha-içi depremlerin bir günden birkaç aya kadar olan zaman aralıklarında göç örüntüleri oluşturdukları belirtilmiştir. Örnek olarak, 8 Mart 1966'da başlayan Shingtai deprem etkinliği 14 gün içinde güneyden kuzeydoğuya göç eden biri  $M = 6.8$ , diğeri ise  $M = 7.2$  olan iki ana şok içermektedir (Hoading 1985, kişisel görüşme). 28 Temmuz 1976 Tangslan ana şokundan ( $M = 7.8$ ) sonra deprem etkinliği batıya göç etmiş ve  $M = 6.9$  büyüklüğünde bir deprem olmuştur (Butler ve diğ. 1979). 29 Mayıs 1976 Lonling depremini ( $M = 7.3$ ), aynı gün 10 km kuzeyinde yer alan  $M = 7.4$  büyüklüğünde bir deprem izlemiştir (Hoading 1985).

Bu çalışmada, levha-içi depremlerin göç ettikleri tezini vurgulayan üç ayrı yerdeki deprem olayı incelenecektir. Levha içi deprem etkinliğini simgeleyen bu üç olay Ağustos 1976 Songpan (Çin), 1976-1984 Gazli (Özbekistan) ve 1983-1984 Narman-Horasan (Türkiye) depremleridir. Depremlerin dünya üzerindeki yerleri Şekil 1'de gösterilmiştir.

\* İTÜ Maden Fakültesi, JEOFİZİK Mühendisliği Böl., İstanbul



Şekil 1. Bu çalışmada incelenen levha-içi depremlerin yerleri. 1: Ağustos 1976 Songpan, Çin depremleri, 2: 1976-1984 Gazli, Özbekistan depremleri, 3: 1983-1984 Narman-Horasan ve Şenkaya depremleri.

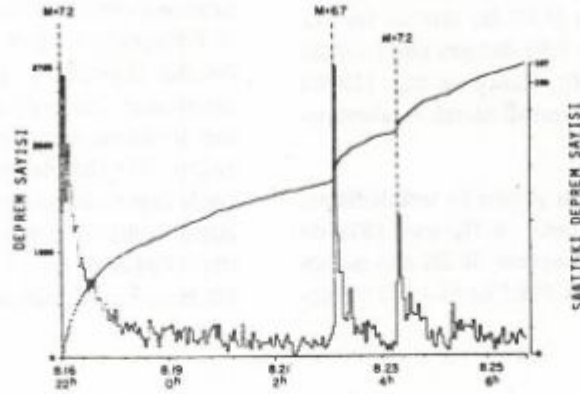
### 1976 AĞUSTOS, SONGPAN, ÇİN DEPREMLERİ

1976 Ağustos Songpan deprem etkinliği Çin Halk Cumhuriyeti'nin Sichuan eyaletinin kuzeybatısında yer alan Huya fayı üzerinde oluşmuştur. Bir haftalık bir zaman aralığında sırasıyla üç büyük şok ( $M = 7.2, 6.7$  ve  $7.2$ ) kuzeyden güneye doğru göç etmiş ve çok sayıda art sarsıntı tetiklenmiştir. Bu depremlerden önce 1975 yılında öncü şoklar da olmuştur (Wallace and Teng 1980). Kuzeyden güneye doğru büyük şoklarla göç eden 1976 Songpan depremleri Jones ve diğ. (1984) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Şekil 2'de Songpan ana şok ve art sarsıntılarının zaman için dağılımı gösterilmiştir.

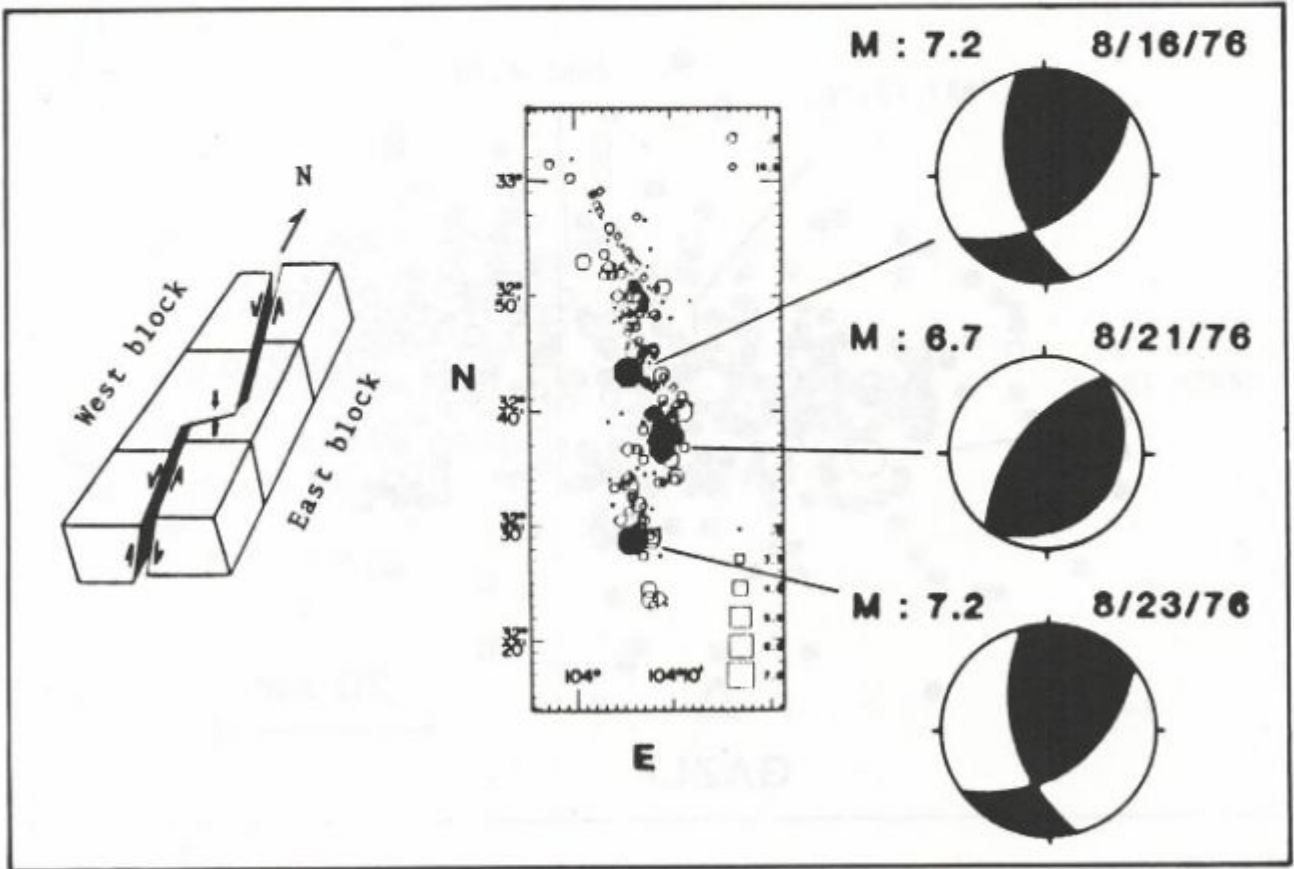
Art sarsıntılar en fazla 15-20 km derinliklere kadar inmekte ve Huya fayı boyunca toplam 80 km uzunluğunda bir zon oluşturmaktadır. 16 Ağustos 1976'daki

ilk ana şoktan 5 gün sonra 21 Ağustos 1976'da ikinci ana şok güneyde ortaya çıkmıştır. Bu şokla ilgili art sarsıntı zonu, ilk şokla ilgili artsarsıntı zonuna  $125^\circ$ 'lik bir açı oluşturacak biçimde yönelmektedir. İkincisinden 30 saat sonra 23 Ağustos 1976'da üçüncü bir ana şok zonun daha güneyinde yer almıştır. Her üç şok da 5-12 km arasında değişen sığ derinlikte oluşmuştur. Ana şokların mekanizma çözümleri uzak-alan düşey P dalga biçimleri taslaklanarak bulunmuştur ve çözümlerin duyarlı olarak saptanmış art sarsıntı zonları ile uyumlu olduğu görülmüştür (Şekil 3) (Jones ve diğ. 1984).

Birinci ve üçüncü ana şok kuzey-güney doğrultulu sol yanal atımlı ve batıya eğimli Huya fayı üzerinde yer almıştır. İkinci deprem ise, kuzey-güney doğrultulu bu fayı ortasından dike yakın bir doğrultuda kesmektedir. 1976 Songpan deprem dizisi levha-içi Huya fayı üzerinde oluşan kısa dönemli bir deprem göçü olayını simgelemektedir.



Şekil 2. 1976 Songpan ana şoklarının ve ilgili art sarsıntılarının zaman içindeki dağılımları. Büyüklüğü  $M > 2$  olan depremlerin saat başına düşen sayıları şeklin sağındaki ekseninde gösterilmiştir.



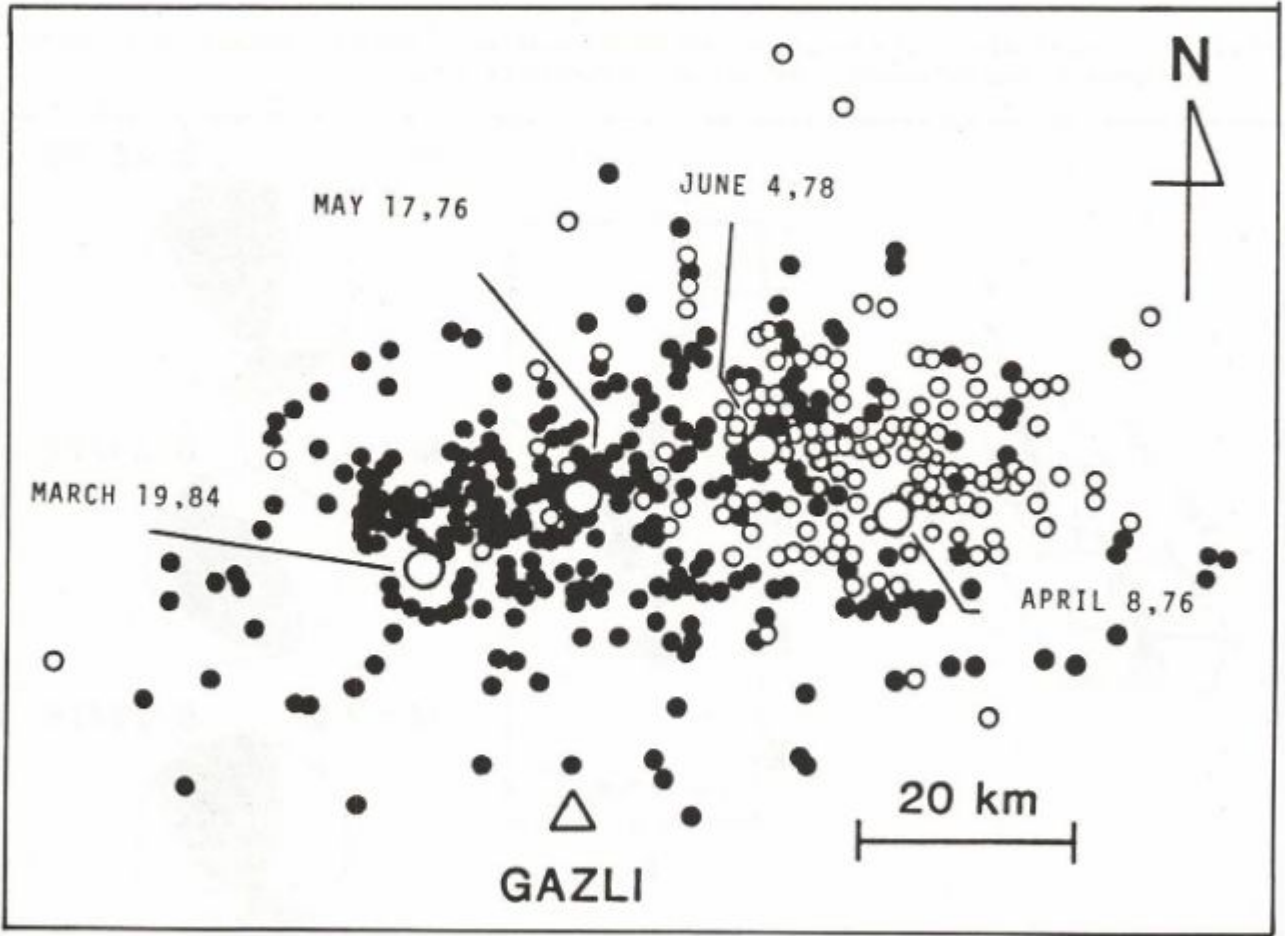
Şekil 3. Songpan ana şokları ve art sarsıntılarının dağılımları. Art sarsıntılar büyüklük ve derinliklerine bağlı olarak değişik karakterlerle gösterilmiştir. Oktagonlar 10 km ve daha sığ, baklava biçimli olanlar ise 10 km'den derin olan depremleri göstermektedir. 21 Ağustos 1976'daki  $M = 6.7$  büyüklüğündeki deprem, art sarsıntı dağılımına uygun olarak birinci ve üçüncü büyük şoklara kıyasla bir atım (off set) belirlemektedir. Şeklin solunda görülen blok çizim art sarsıntı ve odak mekanizması çözümlerinden esinlenerek çizilmiş bir faylanma taslağıdır.

## 1976 ve 1984 GAZLI, ÖZBEKİSTAN DEPREMLERİ

Batı Özbekistan'ın Gazlı şehrine yakın yerde 1976-1984 yılları arasında üç büyük bir orta büyüklükte dört deprem ortaya çıkmıştır. Tarihsel olarak asismik olarak bilinen bu yerde ilki 8 Nisan 1976'da, ikincisi ise, 17 Mayıs 1976'da iki büyük ( $M = 7.9$ ) deprem oluşmuştur. Her iki deprem Hartzell (1980), Kristy ve diğ. (1980) ve Grayzer (1983) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Şekil 4'de bu iki depremin yerleri ve tetikledikleri art sarsıntı dağılımı görülmektedir. 4 Haziran 1978'de orta büyüklükte ( $M = 5.7$ ) bir deprem ilk iki ana şokun ortalarında yer almıştır. 19 Mart 1984'de  $M = 7.0$  büyük-

lüğünde, bir deprem ilk iki şokun batısında yer alarak Şekil 5'de gösterilen örüntüyü oluşturmuştur. Yalnızca üç büyük şok alındığında doğudan batıya doğru belirgin bir göç örüntüsü ortaya çıkmaktadır. 19 Mart 1984 depreminin uzak-alan P ve SH ve geniş-band cisim dalgalarının ters çözümü yapılmış, depremin KD-GB doğrultulu ve kuzeybatıya dalan bir ters fay üzerinde olduğu bulunmuştur (Eyidoğan ve diğ. 1985). 1976 ve 1984 Gazlı depremleri için bulunan odak mekanizması çözümlerinden faylanma zonu doğrultusunun BKB-DGD'dan batıya doğru KD-GB doğrultusuna döndüğü görülmektedir. Gazlı depremlerinin ortaya koyduğu en önemli sonuç üç büyük levha-ıçi depremin 50 km uzunlukta bir zon içerisinde doğudan batıya doğru sekiz yıllık bir zaman aralığında göç etmiş olmasıdır.

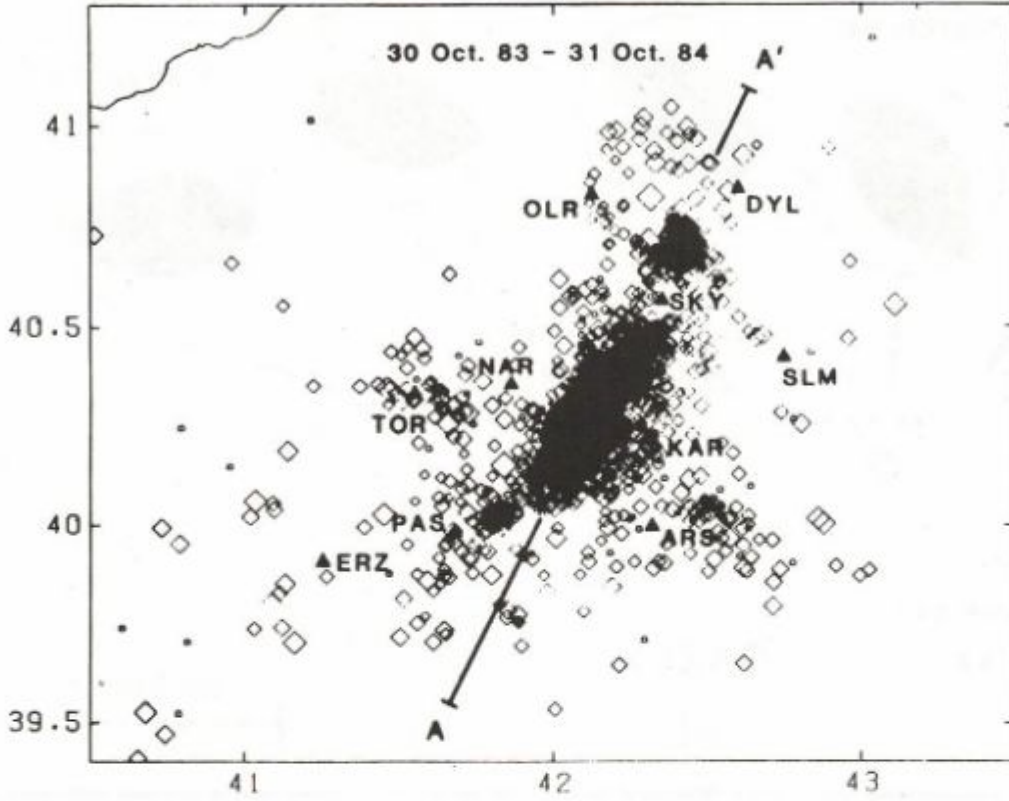


Şekil 4. 8 Nisan 1976 ve 17 Mayıs 1976 Özbekistan, Gazlı depremlerinin art sarsıntı dağılımı. Büyüklükler 2 ile 5 arasında değişmekte ve derinlikler 15 km'den daha derin değildir. Art sarsıntı yerleri Gorbunova'dan (Krestnikov ve diğ. 1980'e bak) alınmıştır. Açık daireler 8 Nisan 1976, kapalı daireler ise, 17 Mayıs 1976 depremlerinin art sarsıntılarıdır. Odak mekanizması çözümlerinin hepsi uzak-alan cisim dalgalarının taslaklanmasıyla elde edilmişlerdir. Çözümlerdeki siyah bölgeler yukarı ilk hareketleri, beyaz yerleri ise, aşağı ilk hareketleri gösterirler. Çözümler, eşit alan ve alt yarım küre izdüşümüne göre yapılmıştır.

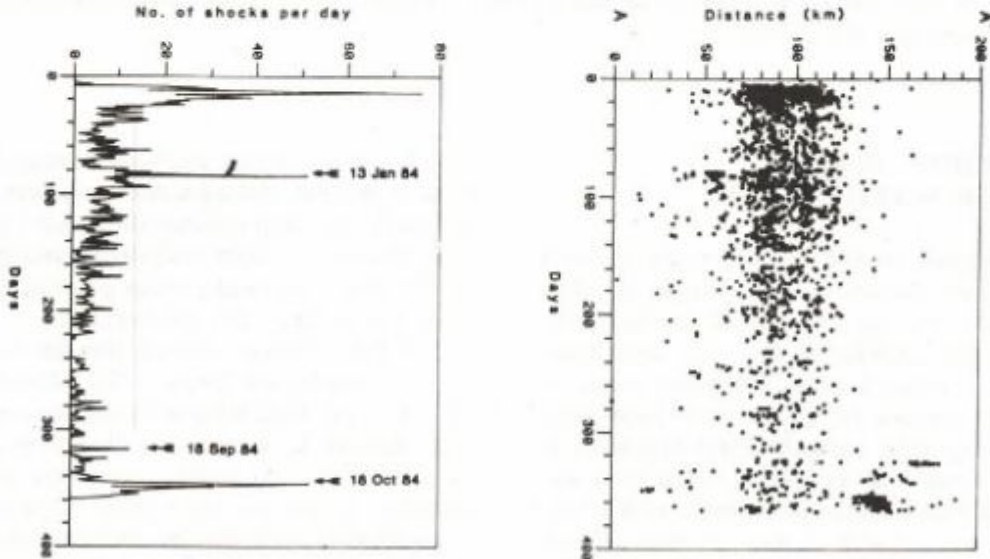


zonuna hemen hemen dik yönde gelişen bir bindirme zonunun varlığını belirtir gibi görünmektedir. Narman-Horasan ve Şenkaya depremlerinin mekanizma çözüm-

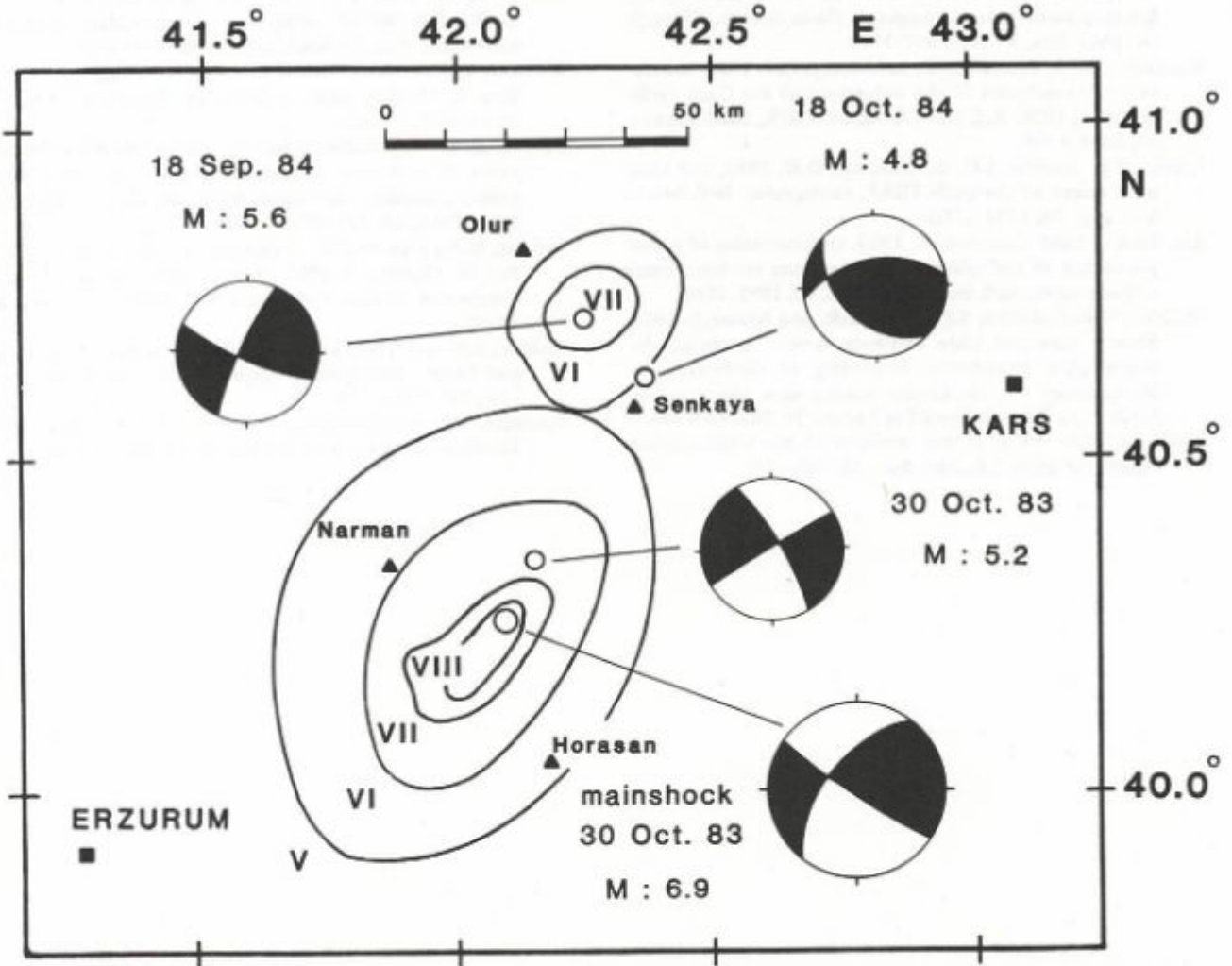
leri ve zaman-uzay dağılımları Anadolu levhası içinde bir deprem etkinliğinin güneyden kuzeye doğru göç ettiğini göstermektedir.



Şekil 6. Narman-Horasan ve Şenkaya (Erzurum) depremleri art sarsıntılarının episant dağılımı. Art sarsıntı kümesinin doğrultusu ile gözlenen deprem fayı doğrultusu arasında tam bir uyum vardır. Siyah üçgenler portatif sismograf istasyonların yerlerini gösterir.



Şekil 7. Narman-Horasan ve Şenkaya (Erzurum) deprem etkinliğinin zaman içinde dağılımı. 30 Ekim 1983'den sonra etkinlik sırasıyla 13 Ocak 1984, 18 Eylül 1984 ve 18 Ekim 1984'de artmıştır. Etkinlik zaman içinde kuzeye doğru yavaş yavaş göç etmektedir. Ancak kuzeydeki etkinlik ansızın başlamıştır (üstteki şekil).



Şekil 8. Narman-Horasan ve Şenkaya (Erzurum) depremlerinin yerleri ve odak mekanizması çözümleri. Çözümler P ve SH cisim dalgalarının ters çözümüyle elde edilmişlerdir. 30 Ekim 1983 tarihli ve M = 5.2 büyüklüğündeki deprem ilk ana şoktan altı saat sonra olan art sarsıntıdır. Çözümlerde kullanılan notasyon Şekil 3'deki gibidir.

## SONUÇLAR

1976 Songpan, Çin, 1976-1984 Özbekistan, Gazli ve 1983-1984 Narman-Horasan depremleri incelenmiştir. Her üç deprem etkinliği de bilinen levha sınırlarından oldukça uzakta, levha-içi ortamlarda yer almışlardır. İlgili depremlerin art sarsıntı dağılımları duyarlı olarak saptanmıştır. Odak mekanizma çözümleri ise telesismik cismin dalgalarının taslaklanmasıyla bulunmuştur. Her üç levha-içi deprem de belirgin bir biçimde bağlı oldukları fay zonları üzerinde göç özelliğini sergilemişlerdir. Daha önceki ve buradaki bulgulardan levha-içi bazı depremlerin birkaç saatten birkaç yıla kadar değişen zaman aralıklarında göç ettiği görülmüştür. Bu göç mekanizmasının açıklanmasıyla; levha-içi deformasyon, kırılma (faylanma) oluşumu ve depremin ön belirtileri gibi deprem biliminin güncel sorunlarına ışık tutulacağına inanılmaktadır.

## KAYNAKLAR

- Butler, R., Stewart, G.S. and Kanamori, H. 1979, The July 27, 1976 Tangshan, China earthquake—a complex sequence of intraplate events, *Bull. Seism. Soc. Am.* 69, 207-220.
- Eyidoğan, H. and Jackson, J. 1985, A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-1970 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in continental crust, *Geophys. J.R. astr. Soc.* 81, 569-607.
- Eyidoğan, H., Nabelek, J. and Toksöz, M.N. 1985, The Gazli, U.S.S.R., March 19, 1984 earthquake: the mechanism and tectonic implications, *Bull. Seism. Soc. Am.* 75, 661-675.
- Grayzer, V.M. 1983, Movement near the focus of the Gazli earthquake (in Russian), *Izvestiya* 19, 1903-1907.
- Hartzell, S. 1980, Faulting process of the May 17, 1976 Gazli, USSR earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 1715-1736.
- Jackson, J. and McKenzie, D. 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J.R. astr. Soc.* 77, 185-264.
- Jones, L., Han, W., Hauksson, E., Jin, A., Zhang, Y. and Luo, Z.

- 1984, Focal mechanisms and aftershocks locations of the Songpan earthquakes of August, 1976 in Sichuan, China, *J. Geophys. Res.*, 89, B9, 7697-7707.
- Krestnikov, V.N., Belousov, T.P. and Shtange D.V. 1980, Seismotectonic conditions of the occurrence of the Gazli earthquakes of 1976, *Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, Earth Physics*, 16, 6648-6668.
- Kristy, M.J., Burdick, L.C. and Simpson, D.W. 1980, The focal mechanisms of the Gazli, USSR, earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1737-1750.
- Lin, Hsui-Lin and Kanamori, H. 1980, Determination of source parameters of mid-plate earthquakes from the wave forms of body waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1989-2004.
- McCann, W.R. Nishenko, S.P., Sykes, L.R. and Krause, J. 1978, Seismic gaps and plate tectonics: seismic potentials for major plate boundaries, *Proceeding of Conference VI Methodology for identifying seismic gaps and soon-to-break gaps*, U.S.G.S. Open File Report, 78-943, 441-584.
- McKenzie, D.P. 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185.
- Molnar, P. and Qidong, D. 1984, Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, 89, 6203-6227.
- Rikitake, T. (ed) 1981, *Current Research in Earthquake Prediction, I, Developments in Earth and Planetary Sciences*, D. Reidel Pul, Comp.
- Sykes, L.R. 1978, Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 621-688.
- Toksöz, M.N., Guenette, M., Gülen, L., Keough, G., Pulli, J.U., Sav, H., Olguner, A. 1983, 30 Ekim 1983 Narman-Horasan depreminin kaynak mekanizması, *Yeryuvarı ve İnsan*, 8, 47-52.
- Wallace, R.E. and Teng, Ta-Liang 1980, Prediction of the Sangpan-Pingwu earthquakes, August 1976, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1199-1223.
- Wernicke, B.P. 1982, *Processes of Extensional Tectonics*, Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology Cambridge.



# YAZI VERENLER

## İBRAHİM AYDIN

1972 yılında İ.U. Jeofizik Bölümü'nden mezun oldu. Aynı yıl MTA Jeofizik Dairesi'nde çalışmaya başladı. 1978 yılında International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (Hollanda) da Lisansüstü öğrenimine gitti. 1979 yılında döndü ve o tarihten beri MTA Jeofizik Dairesi Havadan Prospeksiyon Etüdler Proje Yöneticiliği'nde Jeofizik Mühendisi olarak çalışmaktadır.



## İSMET SINCER

1977 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Jeofizik Yüksek Mühendisliği Bölümü'nü bitirdi. 1980 yılında Amerika Birleşik Devletleri'ne master öğrenimi için gitti. 1980 yılında Ohio'da bulunan Bowling Green State Üniversitesi'nden master derecesi ile mezun oldu. Söz konusu tarihten beri TPAO Arama Grubu Veri-İşlem Müdürlüğü'nde araştırma jeofizikçisi olarak çalışmaktadır.



## VELİ KARA

1949 yılında Burdur'da doğdu. Etibank hesabına burslu olarak okuduğu İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Jeofizik Bölümü'nü 1972 yılında bitirdi. 1973-1976 arasında Etibank Seydişehir Alüminyum tesislerinde çalıştı. 1975 yılında İstanbul Üniversitesi'nden Yüksek Mühendislik diploması aldı. 1976-1986 arasında Karadeniz Üniversitesi Müh. Mim. Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde araştırma görevlisi olarak çalıştı. 1986 tarihinde Karadeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nden "Doktora" derecesini aldı. Aynı üniversitedeki görevine öğretim görevlisi olarak devam etmektedir.



Sismik prospeksiyon konularında çalışmalar yapmaktadır.

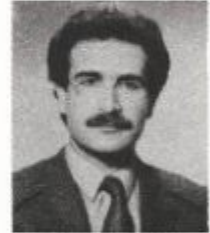
## KENAN GELİŞLİ

1982 yılında İ.T.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu. 1983-1985 yıllarında Karadeniz Üniversitesi'nde Yüksek Lisans öğrenimi yaptı. Halen K.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Uzman olarak çalışmakta ve Doktora öğrenimi yapmaktadır.



## Haluk EYİDOĞAN

1950 yılında İstanbul'da doğdu. 1973 yılında İ.U. Fen Fakültesi Jeofizik Bölümü'nü bitirdi. 1974 yılında aynı yerde Lisansüstü çalışmasını yaptı. 1975 yılında İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Bölümü'ne asistan olarak atandı. 1979 yılında Japon Hükümeti'nden aldığı bursla Sismoloji dalında eğitim ve araştırma yapmak üzere bir yıl süreyle Tsubuka Uluslararası Deprem ve Deprem Mühendisliği Enstitüsü'nde ve Tokyo Üniversitesi Deprem Araştırma Enstitüsü'nde bulundu. 1983 yılında doktorasını tamamladı. 1984 yılında dört ay süreyle İngiltere, Cambridge Üniversitesi'nde bulundu. 1984-1985 yılında ABD Massachusetts Teknoloji Enstitüsü'nde Sismoloji dalında araştırma yaptı.



Dr. Eyidoğan'ın deprem kaynak değiştirgenlerinin incelenmesi, cisim ve yüzey dalgalarının taslaklanması ve çeşitli bölgelerin depremtettonik ilişkileri üzerine yerli ve yabancı bültenlerde yayınları vardır. TJD, TJK, AGID ve SSA üyesidir. Şimdi, İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde çalışmaktadır.

## ÖMER ALPTEKİN

1961 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Jeofizik-Jeoloji dalından mezun oldu. Milli Eğitim Bakanlığı adına Amerika Birleşik Devletleri'nde Lisansüstü öğrenim gördü. 1968'de Stanford Üniversitesi'nden Master, 1973 yılında New Mexico Institute of Mining and Technology'den Doktora derecelerini aldı. Aynı üniversitede 1969-1973 yılları arasında Araştırma Asistanlığı yaptı. 1979'da Doçent, 1986'da Profesör oldu. 1985 yılında Fulbright Burslusuz olarak MIT'de deprem sismolojisi konularında araştırmalar yaptı. Halen İstanbul Üniversitesi öğretim üyesi olup, Karadeniz Üniversitesi'nde Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü ve Jeofizik Mühendisliği Bölümü başkanıdır. Sismoloji, Tektonik ve Sismik Prospeksiyon konularında çalışmalar yapmaktadır.



## AHMET ERCAN

1948 Nazilli/AYDIN doğumlu. 1970 İstanbul Üniversitesi Jeofizik-Jeoloji Bölümü'nü bitirdi. 1973'te Stanford Üniversitesi'nden Jeofizik Masteri, 1975'de Colorado School of Mines'den Jeofizik doktorluğu aldı. 1974-1975 ve 1975-1976 yıllarında S.E.G. En başarılı Yabancı Öğrenci ödülünü kazandı. 1980'de M.I.T.'de doktora sonrası çalışmalar yaptı. 1980'de İ.T.Ü.'de Jeofizik Doçenti oldu. 1982'de İ.T.Ü. Uygulamalı Jeofizik An. Bil. Dal. Bşk. atandı. İ.T.Ü.'de elektrik, elektromanyetik ve uçlaşma arama yöntemleri üzerine çalışmaktadır. Maden, petrol ve doğal gaz, su, jeotermal alan aramaları ve jeoteknik konularında uygulamalı araştırmalarla uğraşmaktadır. S.E.G. Jeofizik Mühendisleri Odası ve TJK üyesidir.



# YAYIM KOŞULLARI

JEOFİZİK dergisinde yayımlanacak yazıların aşağıda belirtilen koşullara uygun olarak hazırlanması gerekmektedir. Biçim olarak yayım koşullarına uymayan yazılar incelemeye alınmadan geri verilecektir. Gönderilecek yazılar, bir asıl ve üç kopya olmak üzere, özet, abstract, ana yazı, kaynaklar, şekil ve çizelge alt yazıları ayrı bölümler halinde daktilo edilmelidir.

JEOFİZİK dergisinde yayımlanmak üzere gönderilmiş makalelerle ilgili bütün yazışmalar TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Yayın Kurulu ile yapılır.

Başka yayım organlarında yayımlanmış veya yayım için gönderilmiş makaleler basılmayacaktır. Yazarlar, makalenin Yayın Kurulu'na ilk gönderilişinde bir sunuş mektubu ile yazının başka bir yerde yayımlanmadığını ve bundan sonra da yayım için sunulmayacağını belirtmelidir. Yayımlanamaz kararı ile yazarlarına geri verilen makaleler başka bir dergide yayımlanabilir. Ayrıca, yazarlar adreslerini ve yazışmaların hangi yazar ile yürütüleceğini mektuplarında belirtmelidirler. Yazarların Jeofizik Mühendisleri Odası üyesi olma zorunluluğu yoktur.

Jeofizik Dergisinde makaleler verilen sırada yayımlanır. 1. Sismik, 2. Elektrik ve Elektromanyetik, 3. Gravite, 4. Manyetik, 5. Kuyu Ölçüleri, 6. Genel Jeofizik, 7. Diğerleri. Aynı konudaki makalelere Yayın Kurulu'na geliş tarihine göre öncelik verilir.

## KONULAR

Bilimsel makaleler, tartışmalar, arazi etüdleri, mesleki eğitim, Jeofizik bilimini ve mesleğini doğrudan veya dolaylı ilgilendiren yazı ve incelemeler dergide basılabilir. Mesleki gelişime katkıda bulunan veya meslek sorunlarının çözümüne yardım eden her türlü yazı, yeterli düzeyde olması koşuluyla yayıma açıktır.

## YAYINA KABUL

Dergiye basım için gönderilen herhangi bir yazı öncelikle Yayın Kurulu tarafından incelenecektir. Ancak, bu ilk inceleme yazının bilimsel özü ile ilgili olmayıp, yayım amaçlarımıza ve yayım kurallarına uygunluğunun araştırılması şeklindedir. Konu, Jeofizik Mühendislerine doğrudan veya dolaylı bir yarar sağlamıyorsa veya yayım kurallarına uygun değilse incelenmesi durdurulmaktadır. İlk seçimden sonra, makalenin konusunda uzmanlığı ile tanınmış üç hakeme başvrulmaktadır. İki olumlu görüşün bildirilmesi yazının basılması için yeterlidir. Genellikle, hakemler düzeltme önermekte, hakemlerden gelen öneriler Yayın Kurulu'na süzgeçten geçirilerek birleştirilmekte ve yazarlara bildirilmektedir. Kolay

anlaşılabilirliğinin ve bilimsel yeterliliğinin sağlanması ile yazı basım için sıraya konmaktadır.

## DİL VE ANLATIM

Basım için gönderilen yazıların çoğu bilimsel açıdan değerli olmasına rağmen, bazı önemsiz gibi görünen sorunlar nedeniyle birçok gereksiz yazışma yapılmakta, hem Yayın Kurulu'nun hem de yazarların zamanları boşa harcanmaktadır.

Yazılarda konunun özünü bir anlatımla verilmesine çalışılmalı ve konu gereksiz yere uzatılmamalıdır. Ancak, yazı anlaşılacak kadar kısa veya matematiksel bağlantı listesi şeklinde de hazırlanmamalıdır. Yazıda düzgün bir Türkçe kullanılmalı ve dilbilgisi kurallarına uyulmalıdır. Özellikle yeni bir konunun anlatımında, kullanılacak sözcüklerin seçimine özen gösterilmelidir. Dilimizde karşılığı olmayan terimler için öneri yapıldığında, yazı içerisinde ilk kullanılışında karşılığı ayraç içinde verilmelidir. Yaygın olarak kullanılan ve geniş bir kesim tarafından kabul edilen Türkçe terimler için yeniden terim önerisi gerekli olmadıkça yapılmamalıdır.

## YAZININ DAKTİLO EDİLMESİ

Yazılar bir asıl ve üç kopya olmak üzere hazırlanmalı ve iki aralıklı daktilo edilmeli, sayfaların üst, alt, sol ve sağ yanlarında boşluklar bırakılmamalıdır. Şekiller, çizelgeler ve alt yazılar yazı içerisine konulmamalı, ayrıca daktilo edilmelidir. Yerleştirme ve yazılım açısından güçlük çıkarttığından dolayı dipnotlardan kaçınılmalıdır. Özet, Abstract, Anabашlıklar, Kaynaklar sayfa başından başlamak üzere yazılmalı ve bütün sayfalar numaralandırılmamalıdır.

Yazıdaki daktilo hataları mutlaka el yazısıyla da olsa düzeltilmeli ve gözden kaçabilecek düzeltmelere olanak sağlamak amacıyla yukarıda da belirtildiği gibi yazı iki aralıkla daktilo edilmelidir. Daktilo yerine bilgisayarda kelime işlemcilerle yazılmış yazılar yayım için kabul edilir.

## BAŞLIK VE ÖZET

Yazının başlığı mümkün olduğu kadar kısa olmalı, konuyu en iyi şekilde belirtmelidir. Özet 200 sözcüğü geçmemeli ve formül içermemelidir. Özeti İngilizcesi Abstract başlığı ile verilmeli ve özettten kesinlikle farklı olmamalıdır.

## ANA METİN

Yazı üç aşamada kaleme alınmalıdır. Bunlar giriş, ana başlıklar ve sonuçlar bölümleridir. Yazı, giriş bölümüyle başlamalı ve daha önce yapılan çalışmalar ve yazının amacı tanıtılmalıdır. Daha sonra yazı ana başlıklara bölünerek, okuyucuya aktarılmak istenen düşünceler bir gelişim planına göre kaleme alınmalıdır. Sonuçlar bölümünde, elde edilen sonuçlar ve önerilen yöntemin kullanılmasıyla okuyucunun ne gibi yararlar elde edeceği özetlenmelidir. Ana başlıklar büyük harfle ve paragraf başı yapılmadan yazılmalıdır. Giriş ve sonuçlar dışında diğer ana başlıklar gerekirse alt başlıklara ayrılabilir. Alt bölüm başlıkları küçük harflerle ve ana başlıklarla aynı hizada yazılmalı ve dizgi sırasında farklı punto ile dizileceğinden altı çizilmelidir. Hem ana hem de alt başlıklardan sonra yazıya paragraf başı yapılarak devam edilmelidir.

Yazı içerisinde yazar adlarına değinim iki türlü gerçekleştirilebilir. Eğer, yazar adı cümlelerin öznesi olarak kullanılıyorsa, yazılım verilen örnekteki gibi olmalıdır. "Baker ve Carter (1972) bu konuda çeşitli araştırmalar yapmışlardır". Eğer, yazar adları cümlelerin bir parçası olarak kullanılmıyorsa izleyen örnekte olduğu gibi adlar ayrıca içinde verilmelidir. "Bu konuda çeşitli araştırmalar yapılmıştır (Baker ve Carter 1972)". Yazarlar yabancı olsa dahi, yazı içerisinde "and" ve "et.al" sözcükleri yerine, iki yazar için "ve" ikiden fazla yazar için "ve diğ." kullanılmalıdır. Kişisel konuşmalar metin içerisinde ayrıca içinde belirtilmeli ve kaynaklar bölümüne konulmamalıdır.

Şekil ve çizelgelerin metin içinde yazılımı da yazar adlarının yazılımı ile aynıdır. İzleyen örneklerde olduğu gibi iki tür yazılım kullanılmalıdır. "Şekil 14'de salımlı fonksiyonlar görülmektedir." ya da "Bu fonksiyonlar salımlı bir yapı gösterir (Şekil 14)." Şekil ve çizelgeler yazı içerisinde geçiş sırasına göre numaralandırılmalıdır.

Matematik bağıntılarda kullanılan simgelerin, ilk geçişlerinde anlamları ve gerektiğinde birimleri verilmelidir. Metin içinde değinilen bağıntılar kesinlikle numaralandırılmalıdır. Tüm bağıntıların numaralandırılması yazara bağlıdır. Başkaları tarafından türetilen bağıntılar için kaynak verilmesine özen gösterilmelidir. Bağıntılar, paragraf başı yapılmadan (sola dayalı olarak) yazılmalıdır.

Birimlendirme SI Birim Sistemi'ne göre yapılmalıdır. Kısaltmalarda SI Birim Sistemi kurallarına uyulmalıdır. En sık görülen yanlış birim kısaltmalarında nokta kullanılmasıdır. Yazarlara kolaylık sağlamak amacı ile bazı

Çizelge 1. Temel Birimler

Büyüklik	Adı	Simgesi
Uzunluk	Metre	m
Kütle	Kilogram	Kg
Zaman	Saniye	s
Elektrik akımı	Amper	A
Termodinamik sıcaklık	Kelvin	K
Madde birimi	Mole	mol
Işık şiddeti	Kandela	cd

Çizelge 2. Özel Adları Olan SI Türetilmiş Birimleri

Büyüklik	Adı	Simgesi	Tanımı	Temel Birimler cinsinden tanımı
Frekans	hertz	Hz	$s^{-1}$	$s^{-1}$
Kuvvet	newton	N	$kg \cdot m/s^2$	$m \cdot kg \cdot s^{-2}$
Basınç, gerilme	pascal	Pa	$N/m^2$	$m^{-1} \cdot kg \cdot s^{-2}$
Enerji	joule	J	$N \cdot m$	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-2}$
Güç	watt	W	$J/s$	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-3}$
Elektrik yükü	coulomb	C	$A \cdot s$	$s \cdot A$
Elektrik gerilimi	volt	V	$W/A$	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-3} \cdot A^{-1}$
Elektrik sığası	farad	F	$C/V$	$m^{-2} \cdot kg^{-1} \cdot s^4 \cdot A^2$
Elektrik direnci	ohm	$\Omega$	$V/A$	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-3} \cdot A^{-2}$
Elektrik iletkenliği	siemens	S	$\Omega^{-1}$	$m^{-2} \cdot kg^{-1} \cdot s^{-3} \cdot A^2$
Magnetik akı	weber	Wb	$V \cdot s$	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-2} \cdot A^{-1}$
Magnetik akı yoğunluğu	tesla	T	$Wb/m^2$	$kg \cdot s^{-2} \cdot A^{-1}$
İndüktans	henry	H	$Wb/A$	$m^2 \cdot kg \cdot s^{-2} \cdot A^{-2}$
Işık akısı	lümen	lm	cdsr	cd.sr
Aydınlatma	lüks	lx	$lm/m^2$	$m^{-2} \cdot cd \cdot sr$
Etkinlik (radyonüklitlerin)	bequerel	Bq	$s^{-1}$	$s^{-1}$
Soğurulma miktarı (ışınım)	gray	Gy	$J/kg$	$m^2 \cdot s^{-2}$

temel SI Birimleri Çizelge 1, 2 ve 3'de verilmiştir. Diğer tür kısaltmalarda ise, ilk yazılışta ayraç içinde kısaltmanın açık yazılımı verilmelidir. Örneğin, EM (elektromanyetik) gibi. Standart hale gelmiş simgeler dışında Yunan Harfleri kullanılmamalıdır. Genellikle, bu harfler el ile yazıldığından, basımına kolaylık sağlamak için ilk geçişlerinde kurşun kalemle üstlerine okunuşu yazılmaktadır (teta, kappa).

Çizelge 3. SI Birimleri ile Kullanılabileceği Kabul Edilmiş Olan Birimler

Birim	Simgesi	SI Eşdeğeri
Dakika	min	60 s (Saniye)
Saat	h	3600 s
Gün	d	86 400 s
Derece	°	1° = (1/800) rad
Dakika	'	1' = (1/60)° = (π/10800) rad
Saniye	"	1" = (1/60)' = (π/648 000) rad
Litre	l	1 dm <sup>3</sup> = 10 <sup>-3</sup> m <sup>3</sup>
Ton (Metrik)	t	10 <sup>3</sup> kg

## ŞEKİL VE ÇİZELGELER

Şekiller aydınca kağıda çizilmeli ve yazıları şablon ile yazılmalıdır. Şekillerin küçültülmesi olası olduğundan, bu durumda şekiller ve şekil üstündeki yazılar özelliğini kaybetmeyecek biçimde hazırlanmalıdır. Büyük boyuttaki şekiller, tek sayfa boyutunda basılacağından, özellikle bu tür şekillerin hazırlanmasına özen gösterilmelidir. Basım için elverişli olabilecek bilgisayar çıktıları dışında, basımda güçlük çıkaracak türde hazırlanan şekil veya çizelgeler kabul edilmeyecektir.

Her şekil ve çizelgenin üstüne kurşun kalemle numarası yazılmalıdır. Şekil ve çizelgelerin alt yazıları Türkçe ve İngilizce olarak ayrıca daktilo edilmelidir. Yazı içerisinde şekil ve çizelge terimleri yerine başka terimler kullanılmamalıdır.

Şekil ve çizelgelerde bulunan açıklayıcı bilgilerin yanına veya altına ayraç içinde İngilizceleri de yazılmaktadır.

## KAYNAKLAR

Yazı içerisinde geçen bütün kaynaklar, yazı sonunda yazar soyadlarına göre alfabetik olarak verilmelidir. Aynı yazarın, aynı yılda birden fazla yazısı kaynak olarak gösterilmesi durumunda a, b, c şeklinde bir sıralama yıl sonuna eklenmelidir. Yazı içerisinde bir yazarın birden fazla yazısını belirtmek için yıllar virgütle ayrılarak verilmelidir. Örneğin (Koefoed 1979a, 1979b, 1980). Kaynaklar listesinde alt alta düşen aynı yazar adı için çizgi kullanılmamalıdır. Birden fazla yazar olduğunda makale Türkçe ise "ve", İngilizce ise "and" sözcüğü kullanılmaktadır.

Makalelerin kaynak verilmesinde, yazar soyadı, adın ilk harfi, yıl, makale adı, yayınlandığı dergi, cilt no, sayfa noları sırasına uyulmalıdır. Aşağıdaki örneklerin incelenmesiyle anlatılmaya çalışılan kalıp açıklıkla görülebilmektedir :

- Klein, J.D., Biegler, T. and Horne, M.D. 1984, Mineral interfacial processes in the method of induced polarization, *Geophysics* 49, 1105-1114.
- Klein, J.D. and Shuey, R.T. 1978a, Non linear impedance of mineral-electrolyte interface, Part I: Pyrite, *Geophysics* 43, 1222-1234.
- Klein, J.D. and Shuey, R.T. 1978b, Non linear impedance of mineral-electrolyte interfaces, Part II: Galena, Chalcopyrite and Graphite, *Geophysics* 43, 1235-1249.

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

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

Kitap içerisinde yayınlanan makalelerin kaynak gösterilmesi aşağıdaki biçimde olmalıdır.

- Sluyters-Rehbach, M. and Sluyters, J.H. 1970, Sine wave methods in the study of electrode processes in *Electroanalytical Chemistry* 4, J.A. Bard, (Ed.), Marcel Dekker, New York.
- Smith, D.E. 1966, AC polarography and related techniques, in *Electroanalytical Chemistry* 1, J.A. Bard, (ed.), Marcel Dekker, New York.

Dergi, kuruluş ve yayıncı adlarında kısaltma yapılmamalıdır.

# ODA ÜYELERİ

<u>SİCİL NO</u>	<u>ADI SOYADI</u>		
1	Mehmet Bedii ATEŞ	50	Çetin ŞENER
2	M. Cemal Tayfun KAPLANGI	51	Kemal KAPUCU
3	Erden ERCAN	52	Nekir GUMUŞ
4	Ahmet Tuğrul BAŞOKUR	53	Taner YILMAZ
5	Osman DEMİRAĞ	54	İbrahim ÖNDER
6	Yavuz DİLBAZ	55	Mesut ÖNDER
7	M. Altan İÇERLER	56	Meliha BAŞOKUR
8	Özer ALTAN	57	Recai BOYNUKALIN
9	Aydok ÇALIM	58	Asım ÖZMEN
10	A. Rıza MİDİLLİ	59	Günay YILDIZ
11	Naci PİLGE	60	Öner AKSOY
12	Hamit KARAHACIOĞLU	61	Ömer Tuğrul TOKGÖZ
13	A. S. Tamer GÜRSOY	62	Recai KARLI
14	Hikmet BORAGAN	63	Emin HÖKELEKLİ
15	Cihangir ERGENE	64	İmam ÇELİK
16	Celal BALKIR	65	Arslan ÇINAR
17	Hüseyin KULAKLI	66	A. Ersin UZ
18	A. Necati SARAÇ	67	Cüneyt ŞAPCIOĞLU
19	Veli DEMİROĞLU	68	Mustafa Tankunt KILINÇ
20	Kemal KOMAN	69	Ali AKSOY
21	Atilla AYMAN	70	İbrahim AYDIN
22	Muharrem TÜRKARSLAN	71	Lütfü ÖZKURT
23	Mustafa BUZKIRAN	72	Sinan KAVUKÇU
24	Orhan KÜSKÜ	73	Atilla SEFÜNÇ
25	Hamdi KOZACI	74	Cengiz ÖNCEL
26	Fethullah H. ÖZELÇİ	75	Veli KARA
27	H. İlyas ÇAĞLAR	76	Nigar AKKUŞ
28	Ahmet ERCAN	77	Ercan AYDIN
29	Koray ÖNCEL	78	Mustafa Cemal TUNCER
30	Raşit OSMANÇAVUŞOĞLU	79	Fatih KARACAN
31	Tuncer ÜNAY	80	Hakan ÇINAR
32	M. Işık TURGAY	81	Mehmet ALTINTAŞ
33	Mehmet Ali AK	82	Kenan GÜNER
34	Edip BAYSAL	83	Muzaffer MAZLUM
35	Selçuk ELİOĞLU	84	Ali ÖLMEZ
36	M. Tahir SEVÜKTEKİN	85	Nart COŞKUN
37	Sait YÜKSEL	86	Necdet DURMAZ
38	Soner ÖZAYDIN	87	Halil BAKAN
39	Ayhan GÜNDEM	88	Hayri TEZEL
40	Mahmut SÖZEN	89	Naşide ÖZER
41	Ertuğrul ADA	90	Berke ÖZPINAR
42	Mehmet BOYBEYİ	91	Niyazi ULUSAN
43	Erdoğan BOZKURT	92	Osman GÜNER
44	Yalçın ERGUN	93	M. Burç ORAL
45	Günnaz KOCABAŞ	94	Zeki DUMAN
46	Mehmet YILDIRIM	95	Şenel ARTIRMA
47	Savcı SÜLÜN	96	Fatih M. ADATEPE
48	Erkök AKGÜN	97	Ahmet Sinan DEMİREL
49	Halit B. ARVAS	98	Ufuk SALCI
		99	Hakkı ŞENEL
		100	Abdullah Hami ÇETİN

SİCİL NO ADI SOYADI

101	Mesut UYGUN	155	Ahmet F. ÖNER
102	Cengiz GÜVEN	156	Fusun ARAL
103	İsmail Hakkı URGANCIOĞLU	157	Engin ARAL
104	Fethi Ahmet YUKSEL	158	Doğan H. ŞİRİKÇİ
105	Lütfi KARAOĞLU	159	Mehmet UYSAL
106	Doğan KALAFAT	160	Levent KINAY
107	Asım Oğuz ÖZEL	161	Abdulgani EREN
108	Burhanettin Hamit KANDEMİR	162	Muhterem BOLGÜN
109	Mustafa ŞAP	163	H. Hüseyin GÜLER
110	Nevin ÖZGÜN	164	Aykut TUMER
111	Selami ÖZGÜL	165	Yusuf GÜNDEŞ
112	Serdar ÜNLÜ	166	Erdoğan ŞENGEÇ
113	M. Atilla LARLAR	167	Orhan UZLUK
114	Kemal BÖCEKLER	168	Hasan Hayrettin OKAY
115	Hümeyra Sema GÖKÇE	169	Remzi TANIDIR
116	Eftal GÖKÇE	170	Aysan SARICA
117	Ali Rıza TAMER	171	Hasan TURAN
118	Metin ALTAY	172	Murat ERDOĞAN
119	Samim ADA	173	Ali SAYMAN
120	A. Ersin ÇEVİKAYAK	174	Osman ÇALIŞGÜNÜ
121	T. Remzi BİLGİN	175	Cengiz SENGİL
122	İlker SÖZEN	176	Hasan ŞİŞMAN
123	Fikret ÖZKAZANÇ	177	İskender TUNCAY
124	Uğur KURAN	178	Nef'i SÜERDEM
125	İbrahim KARA	179	Abdullah YILMAZ
126	Naci ERUZUN	180	Kenan ERES
127	Hasan DOĞMUŞ	181	Melih BAKI
128	Asuman YENİLMEZ	182	Serter GÖÇTÜ
129	Kaan KURTEL	183	Alp DÜLGER
130	Orhan YILMAZ	184	Hilmi ÇOBAN
131	Yılmaz BEKTUR	185	Hasan Metin YENİGÜN
132	Muammer TEZCAN	186	Selim ARSLAN
133	Sabri KARA	187	Mehmet MUTAFAÇILAR
134	Musa KAYNAK	188	Eşref PASLI
135	Doğan YILDIRIM	189	Ayhan EKİNGEN
136	İlker TUKSAL	190	Nihat AKDOĞAN
137	Ferit ERDEN	191	Hasan YEMEN
138	Mustafa Ali ENGİN	192	Recep ARICAN
139	Mehmet Hakan KARAZİNCİR	193	Ferudun KILIÇ
140	Taner TANIŞ	194	Hidayet KIZILAY
141	Memet GÜZEL	195	Vasfi EROL
142	A. Uğur GÖNÜLALAN	196	Gökhan BEYOĞLU
143	Alaattin PİNÇE	197	Ref'an ATEŞ
144	İsmet SİNCER	198	Mehmet TEKEŞ
145	Çetin TOK	199	Hasan KILIÇ
146	Seyran ŞARDAR	200	H. İbrahim KARAT
147	Galip ÖZBEK	201	Seyfullah TUFAN
148	Mustafa GÜZEL	202	Abdullah GÜRER
149	Kadircan AKTAŞ	203	Cemil KAVUKÇU
150	Mehmet YAŞAR	204	M. Selçuk YILDIZ
151	Gündüz AYTİN	205	Metin T. ÖZERTAN
152	İlyas EKŞİOĞLU	206	Ali Bülent OĞUR
153	Bülent BAYER	207	Engin İNAN
154	Faik ÇAKAN	208	Ufuk KOŞAN
		209	Şevket DEMİRBAŞ
		210	Hasan Kamil AKTARAKÇI

<u>SİCİL NO</u>	<u>ADI SOYADI</u>		
211	Seyhun KARABİBER	265	Abdulkadir YILMAZ
212	Cengiz KAPTAN	266	Nevzat BÜYÜKKÖSE
213	Ömer Lütfü UZUN	267	Mehmet Emin ÖZGÜLER
214	Adnan ERTÜRK	268	Cengiz KURTULUŞ
215	Soner AKCOŞ	269	İrfan MUHTAR
216	Çetin KOÇAK	270	Kadir AKINCI
217	İsmail ERGÜDER	271	Hüdavendigar ŞAHİN
218	Mustafa ŞİŞMAN	272	Osman GÜLAY
219	İbrahim ONUR	273	Erol DUVARCI
220	Zeynel ASLAN	274	Ahmet KAYAOĞLU
221	İbrahim ŞENER	275	İsmail KABAOĞLU
222	H. A. Güngör TAKTAK	276	Uğur YARAMANCI
223	Halil Eyüp ÇAGLAYAN	277	Esin Nur GÖRGÜLÜ
223	Hikmet ERGÜN	278	Salih AYDOĞAN
225	Ö. Rahmi PINAR	279	Mehmet Fevzi ERAYDIN
226	Murat FIRAT	280	Mete YÜCEL
227	Adnan USLU	281	Nihat KELEŞ
228	Mustafa DEMİRHAN	282	Tuğrul GÜR
229	Nusret ÖZEN	283	Rüçhan YILMAZ
230	Adnan OLGUNER	284	Sinan GENÇOĞLU
231	Hasım CEVİNİ	285	Mustafa KARALAR
232	F. Aysel ÖZER	286	Salih Süha GÜNEYİ
233	Cemal Fazıl KARAGÖZ	287	Mustafa BOZKURT
234	Seyit TOSUN	288	Muammer YARALIOĞLU
235	Mustafa MUTLU	289	Oktay TANCA
236	Süleyman SINGA	290	Mustafa BOYACIYILMAZ
237	Şeref FİLİZ	291	Serdar ERTAN
238	Mehmet Can ANSE	292	M. Sıddık MAYA
239	Hüseyin KAPLAN	293	Mürüvvet BAYRAK
240	Mehmet Gazi KÖK	294	Erhan İÇÖZ
241	Günruh BAĞCI	295	Saadet KIRKGÖZ
242	Mahmut Göktuğ DRAHOR	296	M. Kemal YEŞİLOĞLU
243	Sema ERDEMLİ	297	Salih OKAN
244	Mehmet UTKU	298	Cihat ERBAY
245	Zafer AKÇİĞ	299	Eyyup BOROĞLU
246	Ramazan YAĞLI	300	Akgün BULUT
247	Ergun TEMİZ	301	Nadir MURT
248	Ekrem HACIOĞLU	302	Haluk EYİDOĞAN
249	Harutyun AGOPYAN	303	Rezzan ÖZCAN
250	Ali İhsan ERDEĞER	304	Mehmet Ali DANIŞMAN
251	A. Haydar ÇAKILCI	305	Sebahattin ÇELENK
252	Mehmet Muharrem ÇETE	306	Okan ULUSAN
253	Oktay ERGÜNAY	307	Metin ZOBU
254	Ömer ALPTEKİN	308	Kenan UĞURLUAY
255	Cemal UĞURTAY	309	Faruk OKUYUCU
256	Zühre Suna TONGER	310	Latif ÜLKE
257	R. Feridun DEMİRKÖK	311	Niyazi TÜRKELLİ
258	Yılmaz IŞIK	312	İrfan AKSÜT
259	Gürel GÜNEY	313	Mustafa COŞKUN
260	Hasan GÖRMÜŞ	314	Adnan GÜL
261	Janbolat ÇELİKCAN	315	Yavuz AKKUŞ
262	İsmail YILMAZ	316	Süleyman BAL
263	Niyazi TOK	317	Mustafa ERGÜN
264	Yılmaz SAKALLIOĞLU	318	Aydın ERDEMİR
		319	İsmet ÇAKIN
		320	Süleyman Mehti KOVACIOĞLU



<u>SİCİL NO</u>	<u>ADI SOYADI</u>		
321	Defne GÖREN	375	S. Belkıs YAĞCI
322	Fikret BOSÇA	376	Çetin DUMAN
323	İmaret GÜLTEKİN	377	Alpay DİÇKOL
324	Züheyr KAMACI	378	Filiz TÜRKYAŞAR
325	Necmettin GÜL	379	Aziz KARADUMAN
326	Zühal TAŞKANAL	380	Ali CÖMERT
327	Ateş ADALAN	381	Ahmet YILDIRIM
328	Turan KAYIRAN	382	Mehmet AKSAKAL
329	Naci ORBAY	383	Caner KOÇYILDIRIM
330	Ali Fuat KILIÇ	384	Sami ZÜNBU
331	Kadriye SEVİMAY	385	İbrahim GÖKYER
332	Yıldız İRAVUL	386	Berna TOSUN
333	Ş. Selçuk İRAVUL	387	A. S. Umit ÖNCEL
334	İhsan DUR	388	Gürcan ÇAĞLAYAN
335	Kenan KORTE	389	Turhan TOZKOPARAN
336	Ahmet Vedat ONUK	390	Avni BALTACI
337	H. Erol ULUS	391	İlhan TÜREN
338	R. Cengiz ÜZEL	392	Lâle KAÇAR
339	Hüseyin KAYGÜN	393	Suat ÖZDEMİR
340	A. Cemal GÖÇMEN	394	Gülseren YİĞİTER
341	Şerafettin ŞİRİN	395	Halil ŞAHİN
342	Ferudun ÖZCAN	396	H. Cahit YEŞİLLER
343	Ali TÜZÜNER	397	Mahmut OKYAR
344	Ferhunde ÖDÜK	398	L. Ersin BAŞARIR
345	Uğur YÜKSEL	399	Nazmi MUMCU
346	A. Özcan İPEK	400	Hasan MÜLAYİM
347	M. Şener CANATAR	401	Coşkun ALTAY
348	Kemal H. MEZREA	402	Serhan ÇOPUR
349	F. Erdeniz ÖZEL	403	Ahmet AYTÜNÜR
350	Şahin ARSLAN	404	Ayhan ÖZKAN
351	Mustafa ÖZDEMİR	405	A. Erçin YORGANCIGİL
352	Kâni DORİZ	406	Erkan ATASOY
353	Müjgan ŞALK	407	Esra YÜKSEL
354	Doğan ŞEBER	408	Kadri Can BAL
355	Göksel GÖK	409	Fuat ERDEM
356	Ali DİNÇ	410	Halil KÖSEOĞLU
357	Mümtaz HİSARLI	411	M. Ali KAYA
358	Mehmet ŞENÖZ	412	Metin BODUR
359	Feyzullah GÖKÇE	413	Oya YAZICI
360	Faruk C. KOLOĞLU	414	Yıldız ALTINOK
361	Mehmet HEPKORUCU	415	Coşkun SARI
362	Semir ÖVER	416	Mehmet ŞİMŞEK
363	İrfan TANRITANIR	417	N. Erdal GENÇKAN
364	Göksel ÖVÜL	418	Bumin ERGENEKON
365	Özer KENAR	419	Atilla ORTAÇDAĞ
366	Muhsin BEYAZGÜL	420	Zakir KIRCA
367	Veysel SAMANLIOĞLU	421	Faruk YÜKSEL
368	Mahmut AYDIN	422	Okan MANZAK
369	Vasfi PEKTAŞ	423	Atilla ULUĞ
370	M. Yalçın KAHVECİ	424	Hasan ASLAN
371	Sırrı KAVLAKOĞLU	425	Gökçe DİKMEN
372	Mustafa MURATHAN	426	İzzet AY
373	Melek KOŞAR	427	Emet DEĞİRMENÇİ
374	Uğur GÜVEN	428	Orhan ALPAY
		429	Oğuz GÜNDOĞDU
		430	Aydın GÖZ

# REKLAM VEREN FİRMALAR

## UNDERGROUND EXPLORATION INC.

Underground is a geophysical exploration company which deals with natural resource prospectings and structural investigations of the ground. Since its foundation, following studies have been carried out successfully. Which are soil mechanics and underground structural investigations of dams, thermique power plants, pipe lines, buildings, rail ways and airports. In addition, numbers of prospectings took place for lignite, coal, natural gas, minerals, geothermal energy, spring, irrigation and mineral water and petroleum reservoir detection.

Address : Acısu Sok. Birlik Ap. 8/9,  
Beşiktaş - İSTANBUL  
Tel: 161 - 9579

Phone: 161 - 9579

## YERALTI ARAMACILIK

Doğal kaynakların aranması ve yer yapısının incelenmesi ile uğraşan bir jeofizik araştırma birliğidir. Kuruluşundan bu yana, baraj, termik santral, boru hattı, bina, demiryolu ve havaalanı zemin çalışmaları, kömür, doğal gaz ve metalik maden yatakları, jeotermal, menbaa, kullanim ve maden suyu ve petrol aramaları yapagelmıştır.

Adres : Acısu Sok. Birlik Ap. 8/9,  
Beşiktaş - İSTANBUL  
Tel: 161 - 9576

## ALARKO ŞİRKETLER TOPLULUĞU

Türkiye'nin sayılı büyük Endüstri ve Ticaret Topluluklarından olan Alarko Holding A.Ş., bünyesindeki 20'ye yakın şirkette yaklaşık 500'ü aşkın mühendis olmak üzere 4000 kişiyi çalıştırmaktadır.

İstanbul Sanayi Odası'nın 1986 yılı değerlendirmesinde 36. sırayı alan Alarko, komple endüstri tesislerinin kurulmasında, turistik ve toplu konut inşaatında, yatırım ve dayanıklı tüketim malları ile ısıtma-havalandırma-klima cihazları üretiminde ve kimya endüstrisinde faaliyet göstermekte olup, "HİZMETTE, ÜRETİMDE KALİTE"yi prensip edinmiştir.

Topluluğa bağlı kuruluşlardan biri olan Alarko-Alpom Pompa ve Motor İmalat Müessesesi'nde 15 yıldır sürdürülen dalgıç tulumlarının üretimi, 8 yıldır tamamen yerli olarak gerçekleştirilmektedir. Böylece ülkemize

yılda 1,5 milyon civarında bir döviz tasarrufu sağlanmaktadır. Tulumba kapasitesinde de 400 m<sup>3</sup>/h debiye, 330 mSS basma yüksekliğine ve 220 HP motor gücüne ulaşmış bulunmaktadır.

## ALARKO GROUP COMPANIES

Alarko Holding A.Ş. is one of Turkey's leading industrial and commercial organizations. About 20 companies, within Alarko Group, employ a total of some 4000 persons; 500 of them are engineers.

In 1986 The Chamber of "Industry of Istanbul declared that ALARKO is 36th company inside the big companies of Turkey. The principal fields of activity of companies are constructing all types of industrial facilities and units, construction of touristic facilities and housing units, manufacturing of investment items, durable consumers goods, heating-vantilating-air conditioning units and in chemical industry. The principle of ALARKO is QUALITY IN SERVICE AND PRODUCTION in all activities.

One of the activity is the manufacturing of the submersible pumps in ALARKO-ALPOM pumps and motors manufacturing division. During 15 years Alpom works in this field and manufacture them locally from 1978. As a result it saves 1,5 million dollars for Turkey. It reaches to the capacity of 400 m<sup>3</sup>/h flow rate, 300 mt. total head and 220 HP motor power.

## NOGAYLAR

### İNŞAAT TİCARET VE SANAYİ LTD. ŞTİ.

Nogaylar Ltd. Company offers specialised services to the oil related and construction companies working in Turkey.

Our seismic support services include trailer and tent camp rent, catering, labour contracting, mule support for portable jobs, line preparation, food supply and transportation.

The management team of Nogaylar has a total of 35 years experience in the seismic business and can offer valuable help in area scouting and consulting services.

Services to the oil companies include rig road and location preparation, area scouting, pipeline route reconnaissance and rig camp support.

The management is innovative and flexible and prepared to address any of your requirements.

## BUPAT LİMİTED ŞİRKETİ

Bupat Limited Şirketi, elektronik malzeme, ölçü ve test aletleri pazarlama ve satışı yanında Teledyne Geo-

tech (sismograf), Bison (portatif sismik cihazları, rezistivite), Bartington Instruments (manyetometre, süsseptibilitemetre), Applied Geomechanics (tiltmetre) gibi Jeofizik aletleri yapan firmaların da temsilciliğini yapmaktadır.

Teledyne Geotech'in ürettiği sismograf ve akselografılar dünyanın bir çok ülkesinde ve Türkiye'de sürekli ve düzenli bir şekilde çalışmaktadır.

Bupat Limited Şirketi faaliyetlerinin yanı sıra deprem verilerinin sürekli olarak toplanmasını sağlamak amacıyla yedek parça, bakım ve onarım hizmetlerini de vermektedir.

Adres : Menekşe Sokak No: 13/9 - 12  
Kızılay - ANKARA  
Tel: 18 14 83 - 18 41 87 - 17 07 16  
Telex: 46 595

### GEOSAN DOĞAL KAYNAKLAR VE HAMMADDELER SANAYİ VE TİCARET A.Ş.

1984 yılı içinde kurulmuş bulunan GEOSAN daha önceleri GEOTEKNİK A.Ş. çatısı altında, ondan önce de kurucularının çeşitli kamu ve özel kuruluşlarda kazınan deneyimini sunan bir mühendislik ve danışmanlık kuruluşudur.

2 Jeofizik ve 6 Jeoloji mühendisinden oluşan kadrosu ile madencilik ve her türlü altyapı sektörlerinin yerbilimleri ile ilgili bütün hizmet gereksinimine cevap verilmektedir.

Şimdilerde rezistivite, IP, sağ sismik yöntemleri ile jeofizik hizmetler sunulmasının yanında jeofizik laboratuvarında tasarımı ve üretimi yapılan elektronik cihazlar ve yardımcı donanımları da meslektaşların kullanımına sunulmaktadır. Bu kapsamda şu ana kadar DC ve AC rezistivite, IP (frekans domenli), Gecikmeli Ateşleme ve Sinyal Biriktirici (Enhanced) Sismik Cihazları geliştirilmiştir.

Cihazların tümü sayısal ve en gelişmiş elektronik sistem özelliklerine sahiptir. Ayrıca isteğe göre özel tasarımlar ve bakım ve onarım hizmetleri de verilmektedir.

Adres : GEOSAN A.Ş.  
Büyükdere Cad. 27/7 Şişli - İSTANBUL  
Tel: 140 60 84 - 141 36 06  
Telex: 25240 botx tr

### GEOSAN NATURAL RESOURCES AND RAW MATERIALS COMPANY INC.

GEOSAN is an engineering and consulting firm which is founded in 1984 and based on the experience

gained in the works of GEOTEKNİK Co. Inc. as parent company and in various state or private organisations where her founders worked for a long time.

GEOSAN can answer all the service requirements of the mining and whole infrastructure sector in earth science by her team of 2 geophysical and 6 geological engineers.

Nowadays geophysical investigation services can be given by the techniques of resistivity, IP and shallow seismic while some electronic equipments and their accessories are being designed and manufactured. In this context DC and AC resistivity, frequency domain Induced Polarization, Signal enhancement seismograph and sequential timer are given to the use.

All of the equipments are digital and upto dated electronics. Beside that special requests can be designed and maintenance and repair services are being given for every kind of the electronic geophysical equipments.

Address: GEOSAN A.Ş.  
Büyükdere Cad. 27/7 Şişli - İstanbul - TURKEY  
Tel: (90/1) 140 60 84 - 141 36 06  
Telex: 25240 botx tr

### TUKSAN ELEKTRONİK

Açı/eğim, Deniz bilimleri, Gaz, Gürültü, Hava Kirliliği, Hidroloji, Isı, Işın, İnşaat/Maden/Metalurji Mühendisliği, İvme, Jeomagnetizma, Jeodezi, Jeoteknik, Kayıtçı (analog-dijital), Manyetik süsseptibilite, Meteoroloji, Metroloji (kalınlık ölçümleri), Miknatışlık, Mühendislik sismolojisi, Nem, Sismoloji, Sismik cihazlar, Oşinografi, Radon, Rezistivite, Rüzgar, Titreşim, Zaman (saat) konularında çalışmaktadır.

TUKSAN ELEKTRONİK firması 1973 yılından beri yerbilimleri dallarında temsilcilik yapmaktadır. Temsil ettiği bazı firmalar: KINEMATRICS, BARRINGER RESEARCH, BENTHOS, BISON INSTRUMENTS, DAYTRONIC, EDA INSTRUMENTS, GEOKON, HUNTEC, ALLEN TADAGRAPH, MFE, SIERRA-MISCO, SPERRY, WALKER SCIENTIFIC, METROSONICS, JEROME INSTRUMENT, WARTSILA ENGINEERING, VIBRO-METER, WAHL INTERNATIONAL, TRUE TIME, J C MODUL V.S... Bazı cihazların tamirleri ücretsiz olarak yapılmaktadır.

Adres : Halâskârgazi Cad. No: 214, Kat: 2  
80220 Şişli - İSTANBUL  
Tel: 141 27 68 - 146 27 89  
Telex: 26970, Fax: 1723673

1

**İşletmelerde  
Stratejik Yönetim**  
Sahife Adedi: 176  
Fiat/  
Lüks baskı: 2000 TL  
Normal baskı: 1500 TL.



2

**Yönetim  
Muhasebesi  
ve Muhasebe  
Belgeleri Analizi**  
Sahife Adedi: 245  
Fiat/  
Lüks baskı: 3050 TL  
Normal baskı: 2500 TL.



3

**İşletme Finansı**  
Sahife Adedi: 300  
Fiat/  
Lüks baskı: 3500 TL  
Normal baskı: 2750 TL.



4

**Türkiye İktisadına  
Güncel Bir Yaklaşım**  
Sahife Adedi: 180  
Fiat/  
Lüks baskı: 1800 TL  
Normal baskı: 1300 TL.



5

**Pazarlama  
Yönetimi ve Stratejisi**  
Sahife Adedi: 260  
Fiat/  
Lüks baskı: 3250 TL  
Normal baskı: 2500 TL.



6

**İşletmelerde  
Yönetim  
Organizasyon ve  
Personel Davranışı**  
Sahife Adedi: 300  
Fiat/  
Lüks baskı: 3500 TL  
Normal baskı: 2750 TL.

**ÇAĞIMIZIN BİLİMİ  
"İŞLETME YÖNETİMİ" NİN  
TÜM ÜNİTELERİNİ İÇEREN  
ONBEŞ KİTAPLIK  
Çağdaş Bir Dizi!**



\* En son yayınlara göre hazırlanan bu dizi, işletme yönetiminin bütün konularını uyumlu bir biçimde incelemektedir.

Bu dizi ile:  
\* Bilimsel işletme yönetimi ilkelerini ve hergün karşılaştığınız yönetim sorunlarını çözmeye yardımcı araçların kullanımını öğrenin.  
\* Bilgiye sahip olduğunuzu tazeleyin.

### ÇOK YAKINDA ÇIKACAK DİĞER KİTAPLARIMIZ!

7 İKTİSAT BİLİMİNE GİRİŞ VE MİKRO İKTİSAT	11 İŞLETMELERDE ÜRETİM YÖNETİMİ	14 İŞLETME FİNANSI PROBLEMLERİ ÇÖZÜMLERİ VE TÜRKİYE'DEKİ UYGULAMALAR
8 MAKRO İKTİSAT	12 İŞLETME YÖNETİMİNDE SAYISAL YÖNTEMLER	15 İŞLETMELERDE YÖNETİM VE ORGANİZASYON PROBLEMLERİ ÇÖZÜMLERİ VE ALIŞTIRMALAR
9 MALİYET VE YÖNETİM MUHASEBESİ	13 MUHASEBE PROBLEMLERİ ÇÖZÜMLERİ VE ALIŞTIRMALAR	
10 İŞLETME YÖNETİMİNDE İSTATİSTİK		

**temel** araştırma a.ş.  
\* stfa grubuna dahildir.

**temel** araştırma a.ş.



\* stfa grubuna dahildir.

Tophanelioğlu Cad. No: 19  
Altunizade - K. Çamlıca İstanbul, TÜRKİYE  
Telefon: 339 43 00 - 339 54 09  
Telex: 22403 STFA TR - 22493 SDEF TR  
Fax mline: 339 59 39

## asırlık geçmişle

bir bankacılık geleneği kuran,  
yaşatan,  
çağdaş bankacılık anlayışıyla  
yurt ekonomisine  
kalıcı hizmetler vermenin  
mutluluğunu taşıyan

dünün,  
bugünün,  
yarının bankası...



**T.C. ZİRAAT BANKASI**

## Madeni hayatınıza katan banka ETİBANK



"Bor Üretir."



"Alüminyum Üretir."



"Krom Üretir."



"Etiyer Üretir."



"Bakar Üretir."



"Kahurt Üretir."

### ETİBANK ÜRÜNLERİ

Alüminyum	Alakol	Antimon
Alüminyum Hidrat	Boraks	Bakır
Alüminyum Sülfat	Fenoksidol	Zincir
Alüminyum Kükür	Bank Asit	Fosfor
Alüminyum Perok	Sodyum Perborat	Bak
Alüminyum Levant	Krom	Çinko
Alüminyum Tuzları	Tantrik	Çinko
Bakar Bakır	Fenoksipirin	Etiyer Üretir
Bakar Filtre	Selülsöz	Etiyer Üretir
Bakar Filtre	Selülsöz	Alakol Üretir
Bakar Filtre	Selülsöz	Krom Üretir
Bakar Filtre	Selülsöz	Krom Üretir

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



**ETİBANK**

"güçlü kuruluş. güçlü bankacılık"

**GEOSAN**

DİJİTAL KAYITÇILAR VE HANNADELER SANATI VE TİCARET A.Ş.

Büyükdere Caddesi 27/7 Şişli - 8025 - İstanbul

Tel : 166 80 86 - 141 88 88 Tlx : 20024 Bata 81

GEOSAN ELEKTRONİK CİHAZLARI

**TEKNİK ÖZELLİKLER**

- Sayısal (Digital)
- 3 1/2 digit (basamak)'lı Sıvı Kristal Gösterge (LCD)
- Kullanımı kolay
- Kalibrasyon gerektirmez
- Gerilim okumaları tam skala 199.9 mV ve 1999 mV
- Akım okumaları tam skala 199.9 mA ve 1999 mA
- Akım ve gerilim okumalarında 0.1 mA ve 0.1 mV duyarlık
- 0° C - 70°C çalışma sıcaklığı
- Antistatik çanta
- Ortak mod eleme oranı (CMRR-Common mode rejection ratio) 116 db
- 10<sup>12</sup> Ohm giriş empedansı (High impedance differential CMOS inputs)
- Batarya zayıfladığında otomatik uyarı

**DC REZİSTİVİTE CİHAZI**

- SP ölçümleri yapabilir
- Bir dokunuşta SP sıfırlama
- 50 Hz NOTCH filtrelili
- Cihaz 3 adet 9 voltluk pille çalışır
- Penetrasyon derinliği kullanılacak akım kaynağına bağlı

**AC REZİSTİVİTE CİHAZI**

- 0.3 Hz çalışma frekansı
- Kristal osilatörülü
- 40 db/octave Low Pass Filter
- 50 Hz NOTCH filtre
- Otomatik SP sıfırlama

**IP (Induced Polarisation) CİHAZI**

ALICI [Receiver]

- Çalışma frekansları 0.1-0.3-1.0-3.0 Hz
- Dar band filtre

VERİCİ [Transmitter]

- Kristal osilatörü sayesinde yüksek duyarlıklı çalışma frekansı

**YAKINDA  
DIGITAL SIGNAL  
ENHANCEMENT  
SEISMOGRAPH**  
CMT (Katod Işını Tubu) Monitör  
Kayıtları (Printer) Çapılandırılabilir  
ENHANCED

Yardımcı Donanım

- GGK (Güç Kaynağı)
- Sahra kablosu
- Kablo makaraları
- Çelik akım elektrodu
- Polarize olmayan porselen elektrod
- Geosan Güç Kaynağı
- Konvertör GGK 0102

ÖZEL TASARIMLAR

Çevreleme ilgili ayarlar baskı ve tipet istenebilir

**TUKSAN ELEKTRONİK**

DÜNYANIN EN TANINMIŞ FİRMALARININ

Açı/eğim, Deniz bilimleri, Gaz, Gürültü, Hava Kirliliği, Hidroloji, Isı, Işın, İnşaat/Maden/Metalürji Mühendisliği, İvme, Jeomagnetizma, Jeodezi, Jeoteknik, Kayıtlı (analog-digital), Manyetik süseptibilite, Meteoroloji, Metroloji (kalınlık ölçümleri)

Mıknatıslılık, Mühendislik sismolojisi, Nem, Sismoloji, Sismik cihazlar, Oşinografi, Radon, Rezistivite, Rüzgâr, Titreşim, Zaman (saat)

**KISACA** yerbilimleri ve hassas araştırma cihazları ile ilgili iseniz, Lütfen bizi arayınız, kataloglarımızı yollayalım.

**TUKSAN ELEKTRONİK** : Halâskârgazi Caddesi No:214, Kat:2 80220 ŞİŞLİ  
Tlf : 1412768/1462789, TLX:26970, FAX:1723673



COMMODORE  
Sindair

*bilgiyazarları + bilgisayarları.*

Teknik  
ve  
yazılım desteği  
tarafımızdan veriliyor.



- manyetik malzemeler
- bilgisayar etiketleri
- baskılı formlar
- sürekli formlar

**Mab**  
**MS**

Merkez : Şehit Adem Yavuz Sokak 4/1

☎ : 18 68 52 - 25 50 42 . Kızılay - Ankara

**BELKİDE**  
Tam aradığınızdır.

## YÜKSEL PROJE

mühendislik müşavirlik a.ş.  
adres: denizciler cad. no. 18  
telefon: 111716 - 123295-99  
teleks: 42 493 tk mk tr

ulus - ankara

### • DENİZ YAPILARI

- Liman
- Rıhtım
- İskele
- Dalgakıran
- Kuru havuz

### • ULAŞIM YAPILARI

- Havaalanı pist ve apron inşaatı
- Demiryolu viyadük ve köprüleri

### • BİNALAR

- Antrepo
- Ambar
- Hastane

- Turistik sahil sitesi
- İdare Binaları

### • ŞEHİR İÇME VE KULLANMA SUYU

- Öngerilimli beton boru imali
- Su depoları
- Tasfiye tesisleri

### • BARAJ VE H.E.S. TESİSLERİ

### • SONDAJ, JEolojik VE JEOfİZİK ARAŞTIRMALAR

# **TELEDYNE GEOTECH**

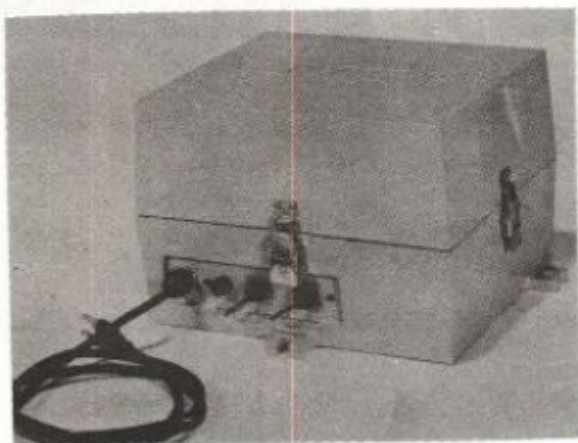
3401 Shiloh Road Garland, Texas 75041 Tlx: 170584

## **TOTALLY SOLID-STATE STRONG MOTION ACCELEROGRAPH**

### **THE A-700 ACCELOCORDER**

#### **THE SYSTEM**

The Teledyne Geotech developed strong motion system is a new concept in earthquake recording instruments. The system is comprised of the A-700 Accelocorder which is the heart of the concept, and two support units; the DR-750 Data Retrieval Unit, and the PB-800 Office Playback Unit. The system is designed for very simple installation, low maintenance, (due to solid-state design), versatile operation by virtue of the selectable parameters, and immediate final data resulting from direct computer processing of the signals.



- \* Short-Long Period  
Seismometers
- \* Seismic Amplifiers
- \* Seismic Recorders
- \* Telemetry Systems
- \* Microcorders
- \* Timing Systems

REPRESENTED BY : **BUPAT CO. LTD.**  
Menekse Sok. 13/9-12  
KIZILAY, ANKARA  
Tel. 18 14 82 -  
18 41 97 - 17 07 16  
Tlx. 46 595



**PETROL ARAMA  
ÇALIŞMALARINDA  
33 YILLIK  
DENEYİMLERİMİZLE  
YURT DIŞINA AÇILIYORUZ...**



**TÜRKİYE PETROLLERİ A.O.**

---

**TÜRKİYE  
JEOFİZİK  
BİLİMSEL VE TEKNİK  
9. KURULTAYI**

THE NINTH GEOPHYSICAL  
CONVENTION OF TURKEY

**MİLLİ KÜTÜPHANE SALONLARI**  
THE NATIONAL LIBRARY HALLS

**23-27 MART 1987**  
**ANKARA**  
**MARCH 23-27, 1987**



**TMMOB**  
**JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI**  
THE CHAMBER OF  
GEOPHYSICAL ENGINEERS  
OF TURKEY

---



# UPDATE YOUR SEISMIC EQUIPMENT

## A NEW GENERATION OF ACQUISITION SYSTEMS

- The SN 368 telemetry recording unit, particularly suitable for 3-D work, with a maximum configuration of 1200 channels
- The SN 358 digital recording unit, for land and marine operations, with the optional DMX demultiplexing unit for marine applications
- MYRIASEIS\*, a radiotelemetry acquisition system for land/sea transition zone surveys
- The CS 2502 field correlator - stacker

These systems can be provided complete with seismic cables and geophone strings.



The SN 368 telemetry recording unit.



The TD 500 truck mounted drill.



One of the satellite probes of the Multilock system.

- \* CGG-IFP trademark and product development
- \*\* CGG trademark
- (1) CGG-IFP (ARTEP) joint-research project
- CGG trademark

## MARINE SEISMIC SYSTEM

CGG has equipped over 40 seismic vessels with

- analog or digital streamers (up to 240 channels)
- radiopositioning systems such as Syledis or the long-range Geoloc
- the GIN\*\* navigation system

## HEAVY DUTY LAND SEISMIC EQUIPMENT

- Vibrators
- Truck-mounted and heliportable drills
- Amphibious and rough terrain buggies
- Fiberglass products, such as recording cabs, trailers, etc.

## WELL SEISMIC EQUIPMENT

- GEOLOCK<sup>(1)</sup> H, a three-component hydraulic seismic probe
- MULTILOCK, a multi-level analog or digital geophone system for VSP acquisition which reduces rig downtime by providing multiple measurements
- ASAP, an on-site quality control and processing system for VSP data, using a 32-bit microcomputer

## PROCESSING AND INTERPRETATION

GEOMAX\*\* 2000, a modular system providing 2-D and 3-D seismic processing, interactive 2-D and 3-D interpretation, modeling, mapping, interactive offset processing, etc. Various configurations can be tailored to meet specific requirements.

All these items and equipment have proved reliability in use by CGG worldwide.

- CGG head Office : 1, rue Léon Migaux - 91341 Massy Cedex - France Ph : (33 1) 64 47 30 00 Telex : 692442F
- CGG Representative : Damas Ticaret Mühendislik ve Sanayi A.Ş. Attar sokak, Kent Sitesi C Blok No: 6 Gaziosmanpaşa - Ankara - Turkey Ph : (41) 27 58 48 Telex : 42591 DAPA TR



## Something exciting is showing up in seismic services.

Now a Schlumberger crew operating from a Cyber Service\* Unit can provide you with a complete range of borehole seismic services.

Our well seismic service provides an accurate recording of seismic transit times and waveforms between a surface energy source and the downhole seismic tool. Various sources are available to meet your needs, including air guns, air gun arrays, water guns, and Vibroseis® trucks.

The CSU\* system records and processes the data.

**Wellsite Processing.** Seismic quicklook logs are processed from check shot data to provide measured transit times and depths corrected for well geometry, acquisition configuration, and formation characteristics. This provides an accurate time-depth calibration for the seismic reflection technique right at the wellsite.

**Computer Center Processing.** The transit times are processed and corrected, then used to calibrate the sonic log. The corrected sonic log then becomes the basic seismic reference and allows a surface seismic cross section to be scaled to depth.

The corrected sonic log is an input to the Geogram\* survey. This comprehensive synthetic seismogram can be used to correlate features on a seismic section with features on open

hole logs displayed on a compatible time base.

Vertical seismic profile sections are computer-processed from waveforms recorded with the well seismic tool. The upgoing and downgoing components of the waveforms are separated to provide a means of studying the acoustic response of the earth in detail.

These are just some of the things to look for now that a familiar name around the wellsite is showing up in borehole seismic services. Your Schlumberger representative can show you more.

**Schlumberger**

Value that makes the difference.

\*Mark of Schlumberger  
® Registered trademark and service mark of Conoco Inc.