

JEOFİZİK

CİLT 6, SAYI 2 / EYLÜL 1992

VOL. 6, NO. 2 / SEPTEMBER 1992

Kalman Süzgecinin Sismik Verilere Uygulanması
Ali SAYMAN

Application of Kalman Filter to Synthetic Seismic Traces
Ali SAYMAN

Doğal Gerilim Verisinden Küre Biçimli Bir Cismin
Parametrelerinin Türev Yöntemi ile Kestirimi
İbrahim ONUR ve Erkan ÇETİNER

The Estimation of the Parameters of the Spherical Body
from Self - Potential Data by the Gradient Method
İbrahim ONUR and Erkan ÇETİNER

Magnitüd Hatalarının Sismik Risk Hesaplarındaki Etkisi
ve Erzincan Çevresinde Deprem Riski
Ömer ALPTEKİN ve Ali Osman ÖNCEL

Effects of Magnitude Errors in Seismic Risk Estimates and
the Seismic Risk in Erzincan and Vicinity
Ömer ALPTEKİN and Ali Osman ÖNCEL

13 Mart 1992 Erzincan Depreminin
Ana Şok ve Art Sarsıntı Özellikleri Üzerine
Bir Tartışma
Haluk EYİDOĞAN

A Discussion on the Mainshock and Aftershock
Characteristics of the Erzincan Earthquake of
March 13, 1992
Haluk EYİDOĞAN

Dönüşmüş Fazlarla İstanbul Civarında Yerkabuğu
Yapısının Modellenmesi
Mithat Fırat ÖZER ve Özer KENAR

Crustal Structure Modeling Through the Use of Body-
Wave Conversions Beneath İstanbul
Mithat Fırat ÖZER and Özer KENAR



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE

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



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

MASSY

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

LONDON

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

MOSCOW

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

HOUSTON

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

RIO DE JANEIRO

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

SINGAPORE

Tel: (65) 235 9
Fax: (65) 732 7



JEOFİZİK

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

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ
ODASI**

Adına Sahibi ve Sorumlu
Yazı İşleri Müdürü
Osman DEMİRAĞ

**YÖNETİM KURULU
Executive Committee**

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

**EDİTÖR
Editor**

Ahmet Tuğrul BAŞOKUR

**TMMOB
JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI**

Mithatpaşa Cad. 45/15 P.K. 255
Kızılay - ANKARA - TÜRKİYE
Tel: (312) 435 13 79 Fax: (312) 432 10 85

BASILDIĞI YER

KOZAN Ofset Matbaacılık
Tic. ve San. Ltd. Şti.
Tel: (312) 341 14 27 • Fax: 341 28 60

DİZGİ

NORM AJANS
TANITIM HİZMETLERİ ve
TİC. LTD. ŞTİ.
Tel: (312) 230 40 50 Fax: 231 83 32

**YILDA İKİ KEZ MART VE EYLÜL
AYLARINDA YAYINLANIR.**

Published Twice a Year
in March and September

CİLT 6, SAYI 2 / EYLÜL 1992 VOL. 6, NO. 2 / SEPTEMBER 1992

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

APPLICATION OF KALMAN FILTER TO SYNTHETIC SEISMIC TRACES	67
Kalman Süzgecinin Sismik Verilere Uygulanması Ali SAYMAN	
DOĞAL GERİLİM VERİSİNDEN KÜRE BİÇİMLİ BİR CİSMİN PARAMETRELERİNİN TÜREV YÖNTEMİ İLE KESTİRİMİ	77
The Estimation of the Parameters of the Spherical Body from Self - Potential Data by the Gradient Method İbrahim ONUR ve Erkan ÇETİNER	
MAGNİTÜD HATALARININ SİSMİK RİSK HESAPLARINDAKİ ETKİSİ VE ERZİNCAN ÇEVRESİNDE DEPREM RİSKİ	85
Effects of Magnitude Errors in Seismic Risk Estimates and the Seismic Risk in Erzincan and Vicinity Ömer ALPTEKİN ve Ali Osman ÖNCEL	
13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİNİN ANA ŞOK VE ART SARSINTI ÖZELLİKLERİ ÜZERİNE BİR TARTIŞMA	103
A Discussion on the Mainshock and Aftershock Characteristics of the Erzincan Earthquake of March 13, 1992 Haluk EYİDOĞAN	
DÖNÜŞMÜŞ FAZLARLA İSTANBUL CİVARINDA YERKABUĞU YAPISININ MODELLENMESİ Crustal Structure Modeling Through the Use of Body Wave Conversions Beneath İstanbul Mithat Fırat ÖZER ve Özer KENAR	
TEZ ÖZETLERİ	125
ODA ÜYELERİ	126

APPLICATION OF KALMAN FILTER TO SYNTHETIC SEISMIC TRACES

Kalman Süzgecinin Sismik Verilere Uygulanması

Ali SAYMAN*

ABSTRACT

In this paper, the application of the Kalman filter for the seismic deconvolution problem is discussed. The behaviors of these feedback filters with different dimensions are examined by applying them to different kind of synthetic seismic traces. The outputs of discrete Kalman filter for deconvolution are noisy as expected. For this reason, optimal fixed interval smoothing filters are applied to the outputs of these filters to attenuate high frequency energy. From the outputs of the filters, it has been observed that the Kalman and the fixed-interval smoothing filters are successful in random noise suppression.

ÖZET

Bu yazıda geri beslemeli bir süzgeç türü olan Kalman süzgecinin sismik tersevrışim işlemlerine uygulanması yapılarak, çeşitli boyutlardaki süzgeçlerin farklı nitelikteki sismik izler karşısındaki davranışı tartışılmıştır. Beklenildiği gibi, tersevrışim için ayrıntı Kalman süzgecinin çıktıları gürültülüdür. Bu süzgeçlerin çıktılarına yüksek sıklıktaki enerjiyi sönmölemek için, en iyi belirli aralık yuvarlatma süzgeci uygulanmıştır. Kalman ve belirli aralık yuvarlatma süzgeçlerinin çıktıları, bu süzgeçlerin gürültü bastırmada başarılı olduklarını göstermiştir.

INTRODUCTION

One of the major problems of exploration seismology is the deconvolution of seismic traces. Most of the algorithms use the Wiener filtering. In the present paper, we have attempted to use the Kalman filtering. The first attempt to use the Kalman filtering for seismic deconvolution has been made by Bayless and Brigham (1970). Ott and Meder (1972) have used the Kalman filtering and the associated state-space representation to design a prediction error filter. Crump (1974) has used the discrete Kalman filter for deconvolution of seismic traces. Mendel (1976, 1977) has used the Kalman filtering to obtain the optimal smoothing estimation for the reflection coefficient series. Mendel and Kormylo (1977, 1978) and Kormylo and Mendel (1980) have developed a Kalman filtering approach to obtain optimal estimation of the reflection coefficient sequence. Their approach is applicable to the time varying or time invariant processes along with stationary or non-stationary noise processes. Mendel et al. (1981) have demonstrated some examples of the use of the state-space representation models in seismic applications. Aminzadeh and

Mendel (1983) have studied the state-space representation of normal incidence waves propagating in a multilayered dissipative medium.

In this paper, the discrete Kalman filters with different dimensions are applied to synthetic seismic traces for deconvolution purpose. The optimum fixed-interval smoothing filter with two different dimensions are also used to eliminate the high frequency energy. The RMS values of the filter outputs are compared with those of the input signal

DISCRETE KALMAN FILTER

State and measurement equations for a single channel data are given (Medich (1969) and Mendel (1979)) as

$$\underline{x}(k+1) = \Phi \underline{x}(k) + \wp \mu(k) \quad (1)$$

$$z(k) = h' \underline{x}(k) + v(k) \quad (2)$$

In the state equation : $\underline{x}$ is the $n \times 1$ state vector; Φ is the $n \times n$ state transition matrix; $\wp(k)$ is the input distribution vector (disturbance transition vector); $\mu(k)$ is the scalar input

* Valideçesme Armağan Sokak, No: 31, Beşiktaş, İstanbul.

noise value. In the measurement equation: $z(k)$ is the scalar measurement (observation) value; $v(k)$ is the scalar measurement (observation) noise value; $h(k)$ is $n \times 1$ the measurement vector and $h'(k)$ denotes transpose of $h(k)$; and $k = 0, 1, 2, 3, \dots$ is the discrete time index.

In this paper, I have made some assumptions about two noise sequences (k) and $v(k)$. These are:

- a) $\mu(i)$ and $v(i)$ are two zero mean sequences.

$$E[\mu(i)] = 0; i > 0 \quad (3)$$

$$E[v(i)] = 0; i > 0$$

- b) $\mu(i)$ and $v(i)$ are stationary white noise sequences.

- c) The variance of $\mu(i)$ and $v(i)$ are known and denoted by q and r , respectively:

$$E[\mu(i)\mu(j)] = q\delta_{ij} \quad (4)$$

$$E[v(i)v(j)] = r\delta_{ij}$$

where δ_{ij} is the Kronecker delta and defined as unity when $i = j$, and zero otherwise.

- d) $\mu(i)$ and $v(i)$ are uncorrelated.

$$E[\mu(i)v(j)] = 0 \quad (5)$$

The Kalman filter can be applied to measurement sequence $z(1), z(2), \dots, z(k)$. For simplicity, I use "k" to indicate the time index for the present time. Any time t (t_k and t_k indicate the past and future times, respectively).

$\hat{x}(k|j)$ indicates the optimal filtered estimate of $x(k)$ based on all measurements of $z(1), z(2), \dots, z(k)$. According to this representation, for $j=k$, the estimate of $x(k)$ is the optimal filtered estimate; for $j < k$, the estimate of $x(k)$ is the optimal predicted estimate; for $j > k$, the estimate of $x(k)$ is the optimal smoothed estimate.

The Kalman filter algorithm for a single channel data can be represented by the following prediction and correction equations.

Prediction equation

$$\hat{x}(k+1|k) = \Phi(k, k)\hat{x}(k|k) \quad (6)$$

$$P(k+1|k) = \Phi P(k|k)\Phi' + \rho q \rho' \quad (7)$$

Correction equations

$$\hat{x}(k+1|k+1) = \hat{x}(k+1|k) + K(k+1)[z(k+1) - h'\hat{x}(k+1|k)] \quad (8)$$

$$K(k+1) = P(k+1|k+1)h[h'P(k+1|k)h + r]^{-1} \quad (9)$$

$$P(k+1|k+1) = [I - K(k+1)h']P(k+1|k) \quad (10)$$

In these equations: $\hat{x}(k+1|k+1)$ is the $n \times 1$ optimal filtered estimate; $\hat{x}(k+1|k)$ is the $n \times 1$ optimal predicted estimate; $X(k+1|k+1)$ is the $n \times n$ filtered error covariance matrix; $P(k+1|k)$ is the $n \times n$ predicted error covariance matrix; $K(k+1)$ is the $n \times n$ Kalman gain matrix; I is the $n \times n$ identity matrix. Additionally, $P(0|0) = P(0)$ and $\hat{x}(0|0) = \hat{x}(0)$ are taken as initial conditions.

In the calculation of Φ , ρ , and h , the Laplace transform method which was discussed in detail in Mendel and Kormylo (1978) is used.

OPTIMAL FIXED INTERVAL SMOOTHING FILTER

The Kalman filter with $k(j)$ is used for the smoothing process which was explained in the previous section. The state space representation of the smoothed estimates was given by eq. (1). In that equation $\hat{x}(k|N)$, $k=0, 1, 2, \dots, N-1, N$ is called the fixed-interval smoothed estimate; $\hat{x}(k|j)$, $j = k-1, k-2, \dots, N$ is called the fixed-point estimate; $\hat{x}(k|k+N)$, $k = 0, 1, 2, \dots, N$ is the fixed-lag smoothed estimate. In this section, I will be interested in the fixed-interval smoothing estimate.

The optimal fixed-interval smoothing estimate for single channel data is given in the following equations:

$$\hat{x}(k|N) = \hat{x}(k|k) + A(k)[\hat{x}(k+1|N) - \hat{x}(k+1|k)] \quad (11)$$

$$A(k) = P(k|k)\Phi'(k+1,k)P^{-1}(k+1|k) \quad (12)$$

$$P(k|N) = P(k|k) + A(k)[P(k+1|N) - P(k+1|k)]A'(k) \quad (13)$$

In these equations: $\hat{x}(k|N)$ is the $n \times 1$ fixed-interval smoothed estimate vector; $A(k)$ is the $n \times n$ smoothing filter gain matrix; $P(k|N)$ is the $n \times n$ smoothing error covariance matrix; $K = N-1, N-2, \dots, 1, 0$ is the discrete time index. All values of $\hat{x}(k|k)$, $\hat{x}(k+1|k)$, $P(k|k)$, $P(k+1|k)$ as input for algorithm of optimal fixed-interval smoothed estimates are required for each k in the Kalman filter. Initial conditions or boundary conditions, $\hat{x}(N|N)$ and $P(N|N)$ the last value of $\hat{x}(k|k)$ and $P(k|k)$ for $k = 0, 1, 2, \dots, N$ are taken from Kalman filter. These initial values are the first values of the fixed-interval filtered estimate for $k = N-1, N-2, \dots, 0$.

SEISMIC TRACE

Robinson (1967) showed that a simple synthetic seismogram can be obtained from the deconvolution of the source wavelet with the reflection coefficient sequence. This process can be shown as:

$$y(k) = \sum_{\theta=N}^k [w(k, \theta)\mu(\theta)] + v(k), k = 1, 2, 3, \dots \quad (14)$$

where $y(k)$ is the seismic signal; $w(k, \theta)$ is the time varying seismic wavelet; $\mu(\theta)$ is the reflection coefficient sequence; $v(k)$ is measurement noise; k is the sampling number; N is the index that is defined by $N=1$ for $k < L$ and $N=k-1+1$ for $k \geq L$ where L is the wavelet length in number of sample periods. The term $w(k, \theta)$ represents the $(k-\theta+1)$ th sample of the wavelet model corresponding to the time of k sample periods.

TIME VARYING SINGLE CHANNEL DISCRETE KALMAN FILTER

The state-space representation is obtained incorporating the base (transition) matrix into the discrete Kalman filter in Crumpton (1974). Let us look at again equation (14). A change in k is defined by $i = k-\theta+1$. This transforms the equation (14) to:

$$y(k) = \sum_{i=1}^j [w(k, k-i+1)\mu(k-i+1)] + v(k), k = 1, 2, \dots \quad (15)$$

where $J=k$ for $k < L$ and $J=L$ for $k \geq L$.

$h(k)$ takes the wavelet values as $h'(k) = w(k, k-i+1)$. Then the equation (15) can be written as:

$$y(k) = \sum_{i=1}^j [h'(k) \mu(k-i+1)] + v(k) \quad (16)$$

According to this definition, measurement vector can be written as

$$y(k) = h'(k) \underline{x}(k) + v(k) \quad (17)$$

The state vector can also be defined as

$$\underline{x}(k) = \begin{bmatrix} \mu(k) \\ \mu(k-1) \\ \dots \\ \mu(k-L+1) \end{bmatrix} \quad (18)$$

The reflection coefficient sequence is assumed as:

$$\mu(k+1) = \sum_{i=1}^k [b_i(k) \mu(k)] + u(k) \quad (19)$$

where $u(k)$ is the white random process and $b(k)$ is a vector in which the reflectivity function is expected to change with depth.

Using these definitions, the state equation can be written as

$$\underline{x}(k+1) = \Phi(k+1, k) \underline{x}(k) + qu(k) \quad (20)$$

where

$$\Phi(k+1, k) = \begin{bmatrix} b_1(k) & b_2(k) & b_3(k) & \dots & b_{L-1}(k) & b_L(k) \\ 1 & 0 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix} \quad (21)$$

and

$$q = [1 \ 0 \ 0 \ 0 \ \dots \ 0]^T \quad (22)$$

Transition matrix or base matrix can be given in this state-space representation as

$$\Phi(k+1, k) = \Phi(k+1, k)^k \quad (23)$$

Here, transition matrix is time-variant, therefore discrete Kalman filter becomes a time-variant filter (Cazdow and Martens, 1970).

APPLICATIONS:

As I have mentioned before, the Kalman filter has been applied to synthetic seismograms. In calculating these synthetics, I have used the actual sonic log taken by the Turkish Petroleum Company. These data are assumed to represent the reflection coefficient series. Using Robinson's approach, which was explained above, I convolved them with a source wavelet.

Two different source wavelets have been used. These are defined by

$$w(t) = \exp(-100t) \sin(100t) \quad (24)$$

and

$$w(t) = -1360t \exp(-500t) + 0.5 \exp(-15.3t) \sin(2\pi t/0.06) \quad (25)$$

The source wavelet calculated using (24), the sonic log and the synthetic seismogram are given in Figure 1. As it is

seen in Figure 1 (b), the sonic log contains a certain level of noise. Due to this, the synthetic seismogram given in Figure 1 (c) is slightly noisy. However, in order to see the operation of the Kalman filter on noisy signals, I have added additional Gaussian noise onto the synthetic seismogram. The signal to noise ratio calculated from

$$\frac{S}{N} = \frac{\frac{1}{M} \sum_{k=1}^M s^2(k)}{\sigma_M^2} \quad (26)$$

is taken as unity, where $s(k)$ is the noise free discrete synthetic seismic trace; M is the number of sample, σ_M^2 is the variance of the Gaussian (normal) noise.

The result of the 2x2 dimensional discrete Kalman filter are shown in Figure 2. Figure 2 (a) and (b) are the synthetic and noisy synthetic traces. The output of the Kalman filter is given in Figure 2(c). As it is seen in Figure 2(b), the signals are masked by the noise. Though the noise is suppressed in certain amount by the Kalman filter, as it is observed from Figure 2(c), the S/N ratio is still close to 1. On the other hand the fixed-interval smoothing filter is more successful in eliminating the random noise as is seen in Figure 2(d).

The same data have been filtered using a 26x26 dimensional Kalman filter. The result is given in Figure 2(e). Comparing the output of this filter with that of 2x2 Kalman filter given in Figure 2(c), we can see that the 26x26 dimensional filter is better. However, due to the large matrices, it takes more CPU time in numerical calculations. In addition, much more memory space is needed to run the computer program.

The other data set used in numerical calculations was obtained using the source wavelet given in equation (25). The wavelet along with the reflection coefficient sequence and synthetic seismogram are given in Figure 3. These data have been filtered using 4x4 and 40x40 dimensional Kalman filters. Figure 4 shows the result of the 4x4 dimensional Kalman filter and that of the fixed-interval smoothing filter. The results of the 40x40 Kalman filter are given in Figure 4(e).

ERRORS IN THE OUTPUTS OF THE DISCRETE KALMAN AND SMOOTHING FILTERS

Information about the quality of the filtering can be acquire by showing the integral-square-errors of the outputs of discrete Kalman filter and optimal fixed-interval smoothing filter which have been applied to noisy synthetic seismic trace. The square errors between noiseless and noisy seismogram, output of the Kalman filter and fixed-interval smoothing filter can be defined respectively as:

$$\begin{aligned} e_1^2 &= [z(k) - y(k)]^2 \\ e_2^2 &= [h' \hat{x}(k+1 | k+1) - y(k)]^2 \\ e_3^2 &= [h' \hat{x}(k | N) - y(k)]^2 \end{aligned} \quad (27)$$

where $y(k)$ is the noiseless seismic trace, $z(k)$ is the noisy seismic trace, $h' \hat{x}(k+1 | k+1)$ is the output of the discrete Kalman filter, $h' \hat{x}(K | N)$ is the output of the optimal fixed-interval smoothing filter.

WAVELET

a

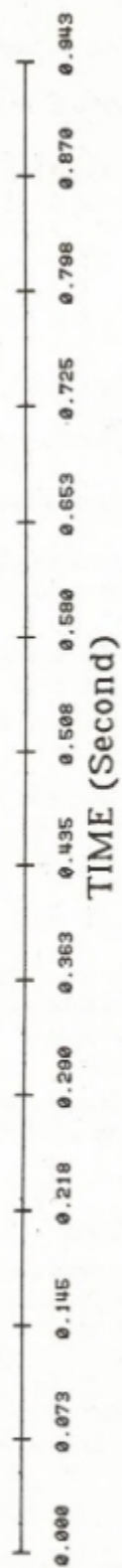


Fig. 1. The source seismic wavelet (a), the reflection coefficient sequence (b), and the noise free synthetic seismic trace (c).

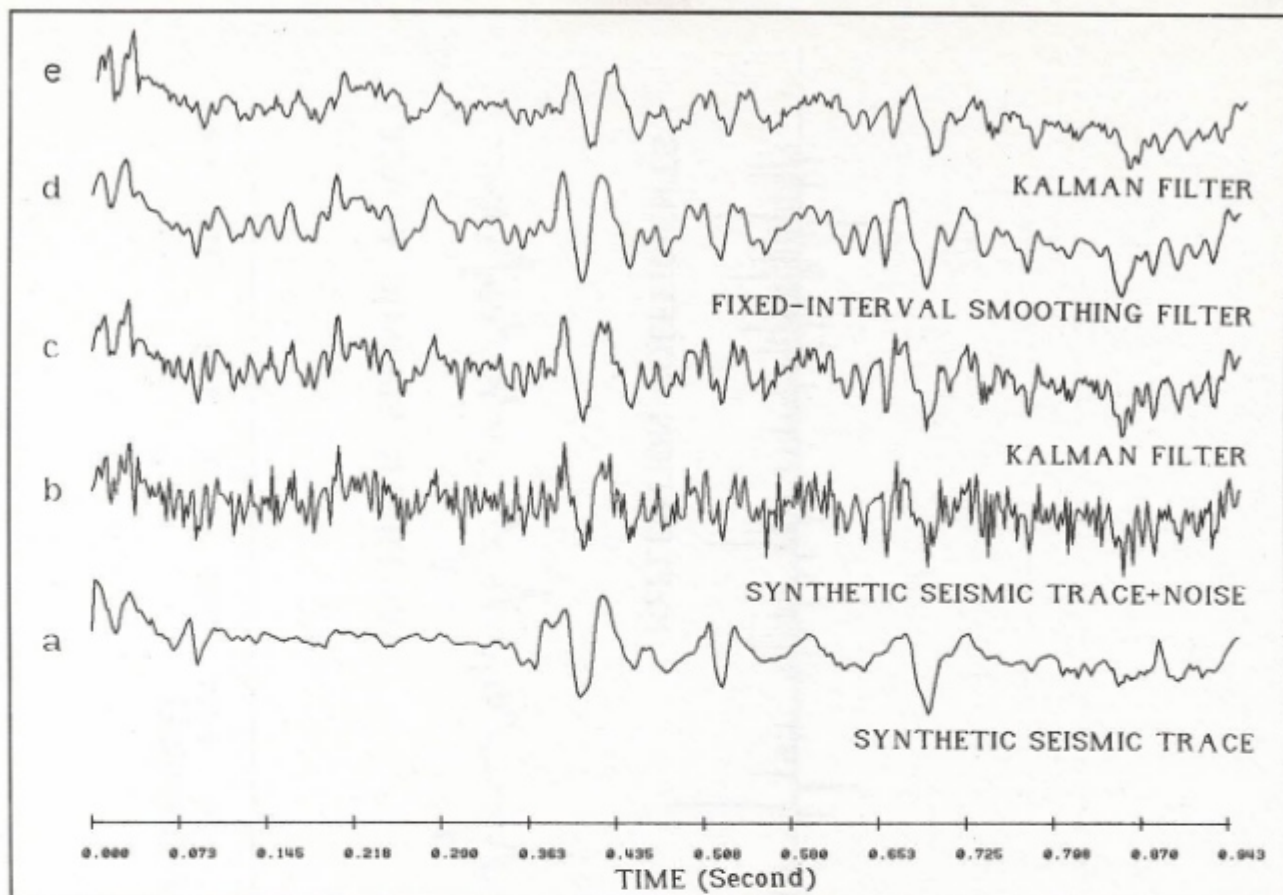


Fig. 2. The application of 2x2 (c) and 26x26 (e) dimensional discrete Kalman filter and 2x2 (d) dimensional fixed interval smoothing filter. Synthetic seismic trace (a, b), ($S/N=1$).

The square error of 2x2 and 26x26 dimensional Kalman and fixed-interval smoothing filters are shown in Figure 5. Figure 5 (a) shows the square error between the original and noisy seismograms. Figure 5 (b), (c) and (d) display the normalized square errors between original seismogram and the output of 2x2 dimensional Kalman filter, 2x2 dimensional fixed-interval smoothing filter and the output of 26x26 dimensional Kalman filter. Comparing these with the Kalman filter outputs given in Figure 2, we can see that the square errors shown in Figure 5 (b) and (c) are large in those parts of seismogram that the seismic wavelet exist while the square errors are small in the outputs corresponding to random noise. On the other hand, the same feature does not exist in 26x26 dimensional Kalman filter output as it is observed in Figure 5 (d).

The same comparison has been made for 4x4 and 40x40 dimensional filters. The results are given in Figure 6 (a), (b), (c), (d). These are also normalized to their maximum values. If we compare these outputs with those given in Figure 5, we may conclude that the performance of 4x4 dimensional filter is better than that of 2x2 filter. If we compare the large dimensional filters, we may again say that 40x40 dimensional filter is more efficient than 26x26 dimensional filter.

The sequence of the square error is not a good criterion for determination of the filter achievement. Indeed, when I compared only the square errors, I concluded above that 4x4

Kalman filter was better than 2x2 Kalman filter. On the other hand, the performance of the filter is best examined by calculating the integral-square-error of each trace. The total integral square error for 2x2, 4x4, 26x26, 40x40 dimensional Kalman filters calculated are: 0.1001, 0.2576, 0.1513, 0.0277, respectively. Obviously, the best filter is the one with the smallest integral-square-error. In the present case, 40x40 filter has the smallest integral-square-error. On the other hand, this filter is too large dimensional filter, consequently it is not economical. The second least-integral-square-error filter is the 2x2 filter with 0.1001 total error. Thus, we may conclude that the most economical and reliable filter is the 2x2 dimensional Kalman filter for the present data set.

CONCLUSION

In this study, the application of the Kalman filter to seismic deconvolution is discussed. The behaviors of these feedback filters with different dimensions are examined by applying them to different kind of seismic traces. It works in the time domain, and one of the most significant features of the Kalman filter is its feedback. This feature makes the computing easy on digital computers. However, large dimensional Kalman filters need too much computing time in application. The experiments showed that the noise reduction is not too sensitive to the filter length.

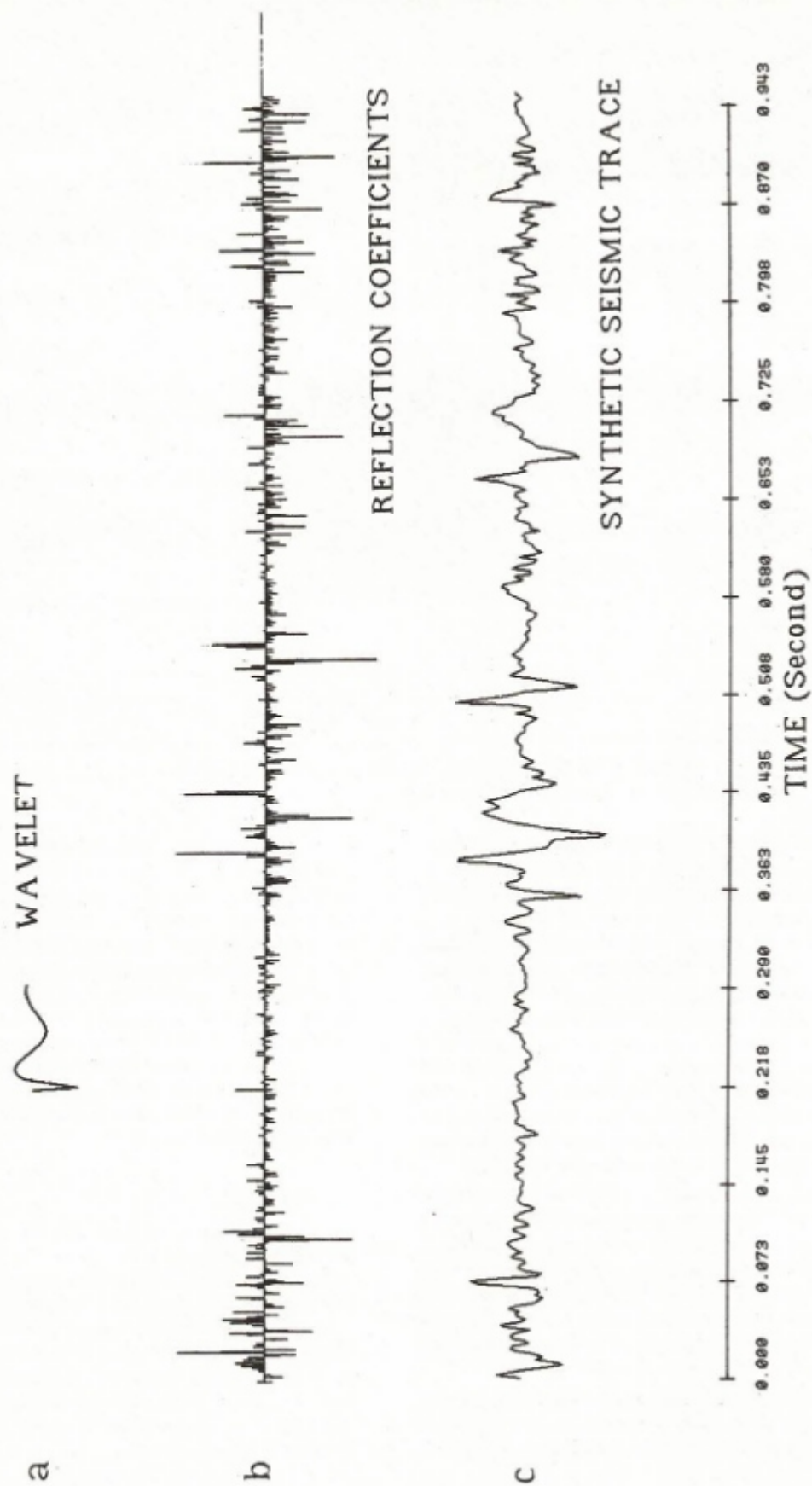


Fig. 3. The source seismic wavelet (a), the reflection coefficient sequence (b), and the noise free synthetic seismic trace (c).

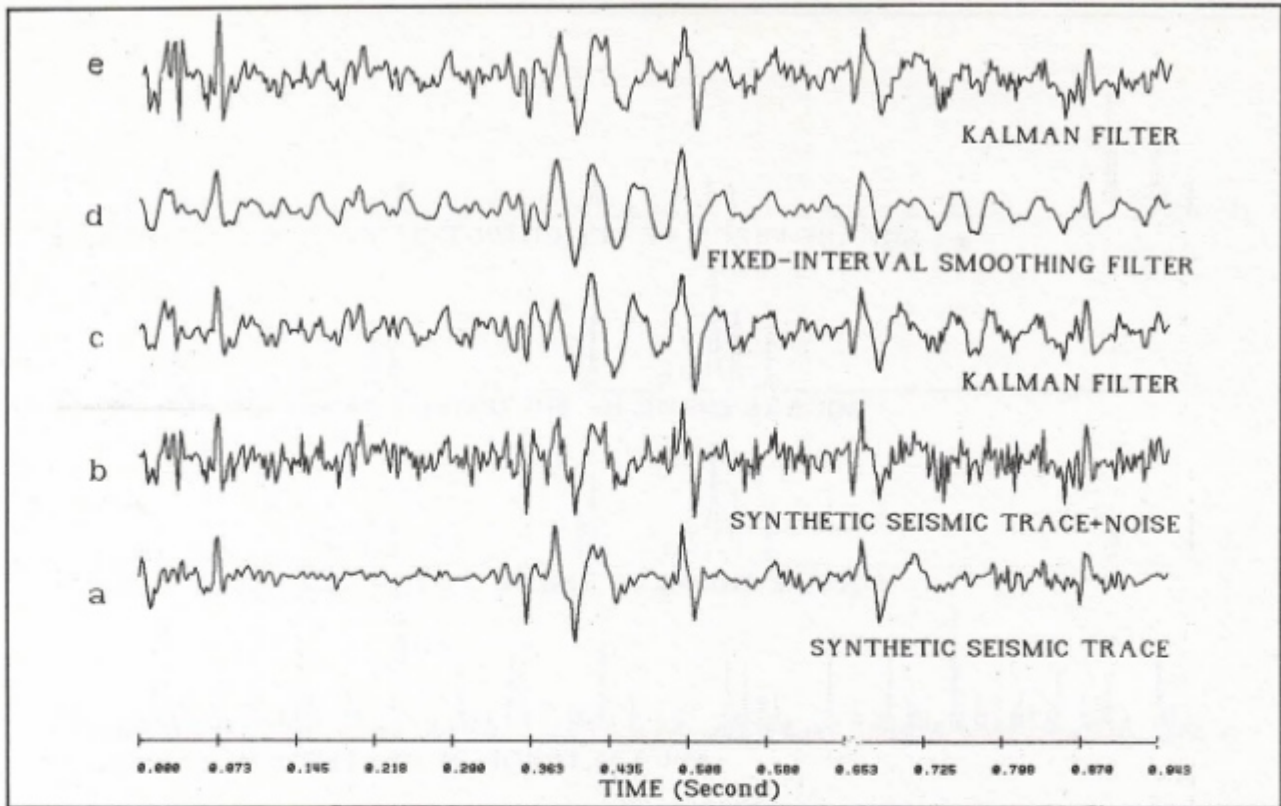


Fig. 4. The application of 4x4 (c) and 40x40 (e) dimensional discrete Kalman filter and 4x4 (d) dimensional fixed interval smoothing filter. Synthetic seismic trace (a,b), ($S/N=1$).

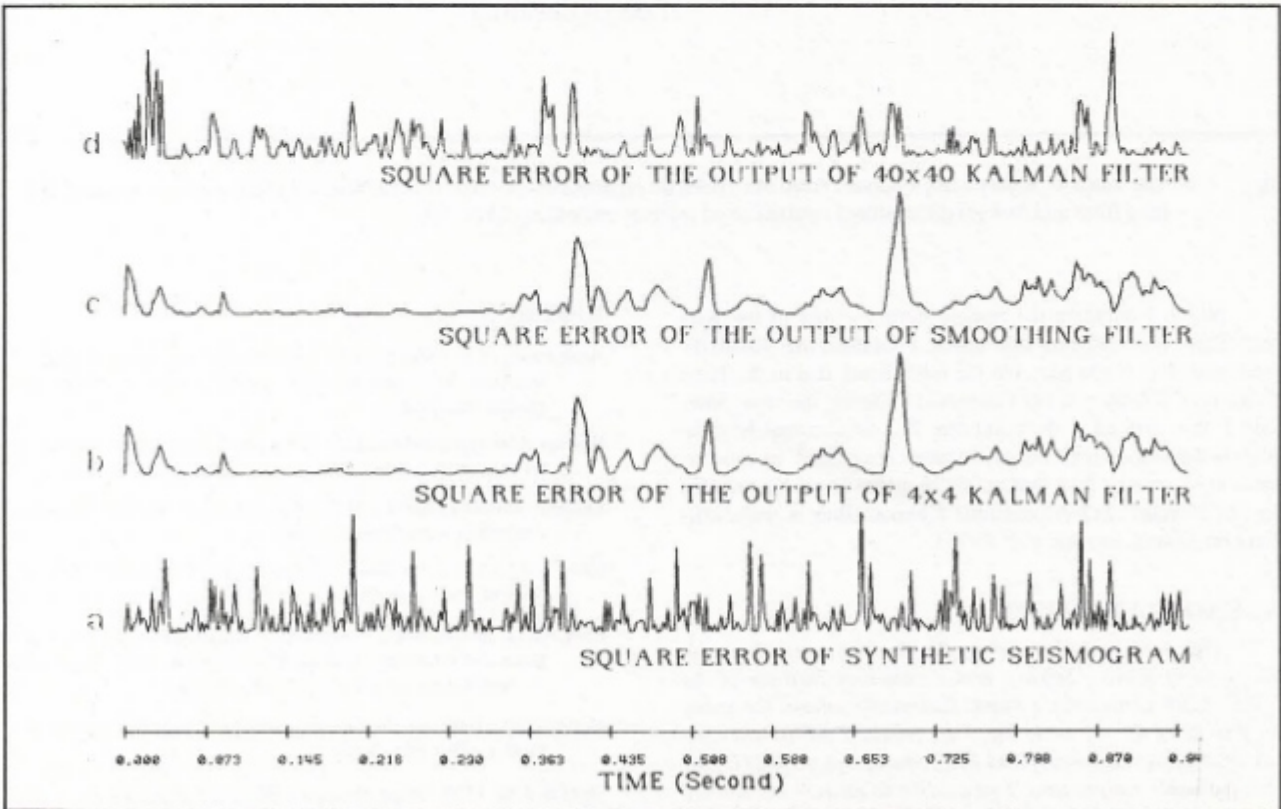


Fig. 5. The value of square error obtained from the synthetic seismogram (a), 2x2 (b) and 26x26 (d) dimensional discrete Kalman filter and 2x2 (c) dimensional optimal fixed interval smoothing filter ($S/N=1$).

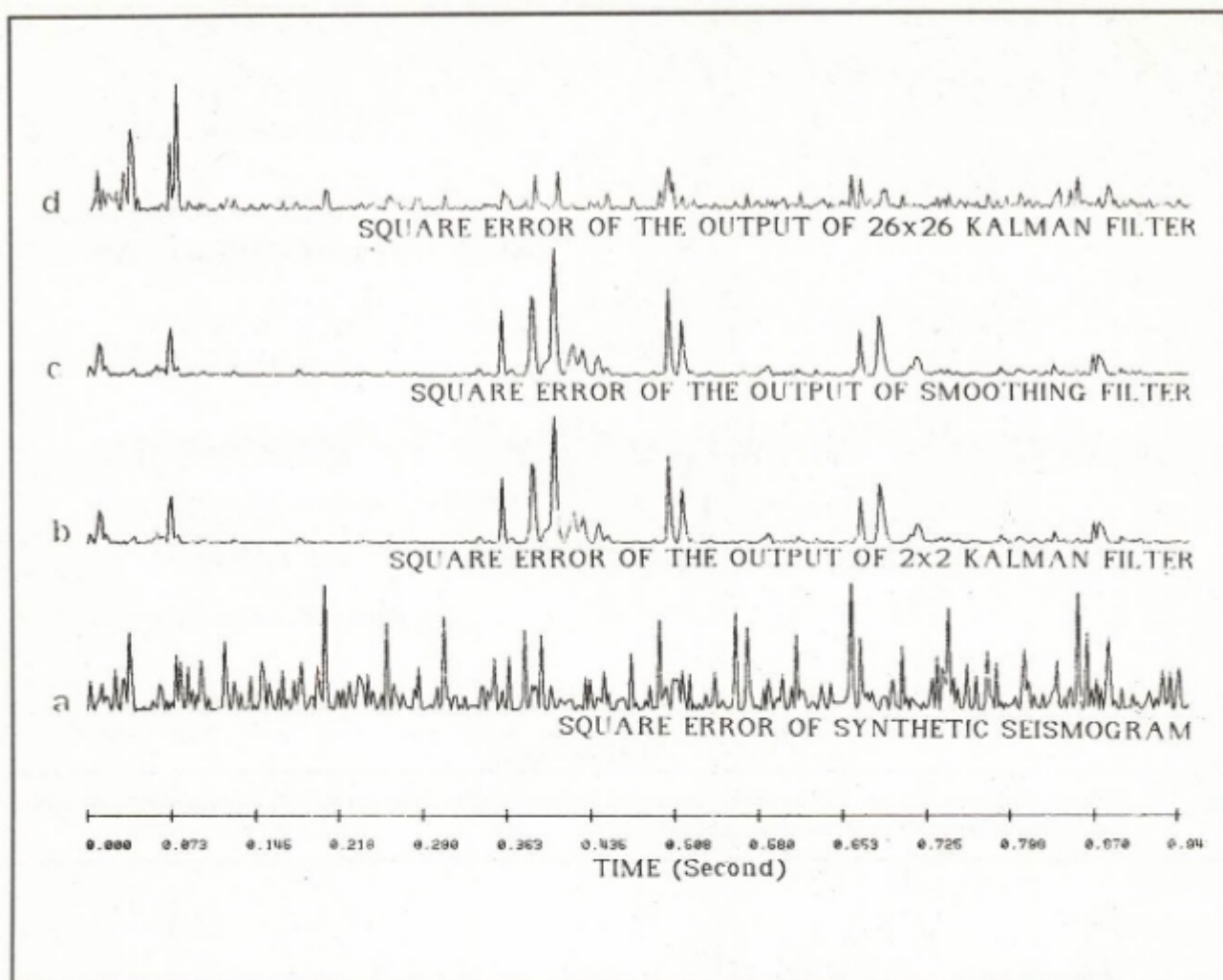


Fig. 6. The value of square error obtained from the synthetic seismogram (a), 4x4 (b) and 40x40 (d) dimensional interval Kalman filter and 4x4 (c) dimensional optimal fixed interval smoothing filter ($S/N=1$).

When I compare the integral-square-errors of the Kalman filters with different dimension, I obtained that 40x40 dimensional one is the best. On the other hand, due to the large dimension, this filter is not economical. During the same analysis, I have arrived at the point that 2x2 dimensional Kalman filter is the second least-integral-square-error filter. Its total error is even smaller than that of 26x26 dimensional Kalman filter. As a result, 2x2 dimensional Kalman filter is more efficient on seismic records with $S/N=1$.

ACKNOWLEDGMENT

This work is the part of my Ph. D. thesis while I was on the study of Marine Science and Technology Institute of the Dokuz Eylül University. I thank Turkish Petroleum Company for providing me the sonic log. I appreciate Prof. Bülent Sanur of Boğaziçi University and Prof. Murat Aşkar (METU) for their valuable suggestions. I would like to express my sincere appreciation to Prof. Nezihi Canitez for critically reading and making many valuable improvements.

REFERENCES

- Aminzadeh, F. and Mendel, J.M. 1983, Normal incidence layered system state-space models which include absorption effects. *Geophysics* 48, 259-271.
- Bayless, J.M. and Brigham, E.O. 1970, Application of the Kalman filter to continuous signal restoration, *Geophysics* 35, 2-23.
- Cazdow, J.A. and Martens, H.R. 1970, *Discrete Time and Computer Control Systems*, Prentice Hall.
- Crump, N.D. 1974, A Kalman filter approach to the deconvolution of seismic signals, *Geophysics* 39, 1-13.
- Korymlo, J. and Mendel, J.M. 1980, Simultaneous spherical divergence correction and optimal deconvolution, *IEEE Trans. Geosci. and Remote Sensing* V. GE-18, 273-280.
- Meditch, J.S. 1969, *Stochastic optimal linear estimation and control*, McGraw Hill, New York.
- Mendel, J.M. 1976, Single channel white noise estimators for predictive deconvolution, Presented at the 46th. Annual International SEG Meeting, Houston, Texas.

- Mendel, J.M. 1977, White noise estimators for seismic data processing in oil exploration, *IEEE Trans. on Auto. Contro.* V.AC-22, 694-706.
- Mendel, J.M. 1979, Kalman Filtering for Exploration Geophysicists In-depth Course, University of Southern California, Dept. of Electrical Engineering.
- Mendel, J.M. and Kormylo, J. 1977, New-fast optimal white noise estimators for deconvolution, Spec. Iss., *IEEE Trans. on Geosci. Electron* V.GE-15, 32-41.
- Mendel, J.M. and Kormylo, J. 1978, Single channel white noise estimators for deconvolution, *Geophysics* 43, 102-124.
- Mendel, J.M., Kormylo, J., Aminzadeh, F., Lee, J.S. and Ashrafi, F.H. 1981, A novel approach to seismic signal processing and modelling, *Geophysics* 46, 1398-1414.
- Ott, N. and Meder, H.G. 1972, The Kalman filter as a prediction error filter, *Geophysical Prospecting* 20, 549-560.
- Robinson, E.A. 1967, Predictive Decomposition of Time Series with Application to Seismic Exploration, *Geophysics* 32, 414-484 (1954 Ph.D. Thesis).

DOĞAL GERİLİM VERİSİNDEN KÜRE BİÇİMLİ BİR CİSMİN PARAMETRELERİNİN TÜREV YÖNTEMİ İLE KESTİRİMİ

The Estimation of the Parameters of the Spherical Body from Self-Potential Data by the Gradient Method

İbrahim ONUR* ve Erkan ÇETİNER*

ÖZET

Bu çalışmada; uçlaşmış bir küre modelinin oluştura-
cağı kuramsal türev (potential gradient) belirtilerini 0° -
 360° arasında istenilen bir uçlaşma açısı için çizebilen, kü-
resel biçimli maden yatağının yerini, uçlaşma odak derinli-
ğini, uçlaşma ekseninin düşeyle yaptığı uçlaşma açısını ve
uçlaşma eksenine dik olarak alınan eksenin eğimini bula-
bilen, BASIC dilinde bir bilgisayar programı hazırlanmış-
tır.

Hazırlanan program, Yüngül (1950) tarafından Er-
gani bakır sahasında ölçülen Weiss ve Süleymanköy doğal
gerilim belirtileri kullanılarak denenmiştir. Türev eğrileri-
nin en büyük ve en küçük genlik değerleri bilgisayara veri
olarak girilmiştir. Bu yataktan elde edilen sonuçlar Ram
Babu ve Atchuta Rao (1988b), Bhattacharyya ve Roy
(1981) ve Yüngül (1950) tarafından verilen sonuçlar ile
karşılaştırılmış ve birbirine yakın değerler bulunmuştur.

ABSTRACT

In this study, a computer program written in BASIC
language has been developed for the evaluation of potenti-
al gradient anomalies. The theoretical potential gradient
anomalies caused by a polarized sphere model can be plot-
ted for a desired polarization angle from 0° to 360° . The
location of the spherical orebody, the polarization focal
depth, the polarization angle and the inclination of the axis
perpendicular to the polarization axis can be computed.

The software has been tested by using the self po-
tential anomalies over Weiss and Süleymanköy orebodies
measured in Ergani copper district by Yüngül (1950). The
maximum and minimum amplitudes of potential gradient
curves are input to the computer. The results calculated for
this orebody have been compared with those of Ram Babu
and Atchuta Rao (1988b), Bhattacharyya and Roy (1981)
and Yüngül (1950), and almost equivalent solutions have
been obtained.

GİRİŞ

Yeraltında doğal olarak oluşan elektriksel gerilimlerin
ölçülüp değerlendirilmesi temeline dayanan doğal gerilim
yöntemi, başta sülfürlü maden yatakları olmak üzere, jeoter-
mal alanların, kömür damarlarının, heyelan bölgelerinin, boru
hatlarının aşınmaya uğramış bölümlerinin ve jeolojik süreksiz-
liklerin (fay, formasyon sınırı) araştırılmasında başarılı sonuç-
lar vermektedir.

Değerlendirme, şekli basit geometrik biçimlerin (küre,
silindir, dilim vb.) verebileceği doğal gerilim belirtilerinden
yararlanılarak ya doğrudan çözüm tekniği (De Witte 1948,

Yüngül 1950, Paul 1965, Bhattacharyya ve Roy 1981, Ram
Babu ve Atchuta Rao 1988a) ya da ters çözüm tekniği (Ram
Babu ve Atchuta Rao 1988b) kullanılarak yapılır.

Çalışmada; çeşitli açılarda uçlaşmış küre biçiminde bir
cismin verebileceği doğal gerilim türev belirtileri hesaplanmış,
bu kuramsal türev eğrilerinin en küçük ve en büyük genlik ora-
nı değerleri ile araziden elde edilecek türev eğrilerinin en kü-
çük ve en büyük genlik oranı değerlerini karşılaştırarak, küre
biçimli maden yataklarının yerinin, derinliğinin ve uçlaşma
açısının bulunması amaçlanmıştır. Uygulama için Yüngül
(1950) tarafından Ergani bakır sahasında ölçülen Weiss ve Sü-
leymanköy doğal gerilim belirtileri gözönüne alınmıştır.

* Karacimas Ü. Müh. Fak. Maden Müh. Bölümü, Zonguldak.

YÖNTEM

Yarı sonsuz yerortamı içinde çeşitli açılarda (α) uçlaşmış küre biçimli bir cisim gözönüne alalım (Şekil 1). Burada; r küre biçiminin yarıçapını, β uçlaşma ekseninin yönünü, μ buna dik olarak alınan eksenin yönünü, Q μ ekseninin yatay düzlemle yaptığı açıyı, H yeryüzünden kürenin merkezine olan derinliği, x (O) noktasından ölçü noktalarına olan uzaklığı, D küre merkezinin yeryüzündeki izdüşüm noktasının (O noktası) yerini göstermektedir. β ve μ eksenlerinin yönü saat ibresi yönünde alınmıştır. m eksenine göre alınan Q açısının, (-) veya (+) bölgede bulunduğuna göre açı değeri (-) veya (+) dir.

Uçlaşma odak derinliği H , yarıçapı r olan küre biçimindeki bir cismin, merkezinin yeryüzündeki izdüşümünden χ uzaklıktaki bir noktada oluşturacağı gerilim,

$$G = (\Delta V r^2 / 2) [(H \cos \alpha + x \sin \alpha) / (x^2 + H^2)^{3/2}] \quad (1)$$

eşitliği ile verilir (Heiland 1946, s. 674). V , elektrik yükleri +e ve -e olan kürenin iki yarısı arasındaki gerilim farkıdır.

Türev değerleri ise (1) eşitliğinin c uzaklığına göre birinci türevinin alınması ile elde edilir.

$$\frac{\partial G}{\partial x} = (\Delta V r^2 / 2) [3xH \cos \alpha + 2x^2 \sin \alpha - H^2 \sin \alpha] / (x^2 + H^2)^{5/2} \quad (2)$$

Çalışmada; $\Delta V r^2 / 2$ çarpanı ile uçlaşma odak derinliği (H), 1 olarak, χ uzaklığı -10 < χ < 10 aralığında (0.1 artışlarla) alınmıştır. Eşitlik (2) kullanılarak, bilgisayara, kuramsal türev eğrilerinin 0° den 360° ye kadar istenilen bir uçlaşma açısı (α) değeri için çizdirilmesi sağlanmıştır. Şekil 2'de $\alpha = 60^\circ$ ve $\alpha = 120^\circ$ için bir örnek verilmektedir.

Türev eğrilerinin en büyük (x_d) ve en küçük (x_c) değerine karşı gelen uzaklık değerleri, T fonksiyonunun türevi (T') alınıp sıfıra eşitlenmesi ile bulunur.

$$T' = H^3 \cos \alpha + 3H^2 x \sin \alpha - 4Hx^2 \cos \alpha - 2x^3 \sin \alpha = 0 \quad (3)$$

Elde edilen kübik denklemin kökleri, $\alpha = 0^\circ$, 180° ve 360° uçlaşma açıları için $H_{1,2} = 2x_{c,d}$ olarak, $\alpha = 90^\circ$ ve 270° uçlaşma açıları için $H_{1,2} = 0.82 x_{c,d}$ olarak kolayca bulunabilir. Diğer uçlaşma açıları için kökler, eşitlik (3)

$$\cos \alpha (H^3 + 3H^2 x \tan \alpha - 4Hx^2 - 2x^3 \tan \alpha) = 0 \quad (4)$$

şeklinde düzenlenerek, Spiegel'in (1968, s. 32) verdiği izleyen eşitlikler kullanılarak hesaplanabilir.

$$H^3 + a_1 H^2 + a_2 H + a_3 = 0$$

$$a_1 = 3x \tan \alpha, a_2 = -4x^2, a_3 = -2x^3 \tan \alpha$$

$$q = a_2 / 3 - a_1^2 / 9 = -4x^2 / 3 - x^2 \tan^2 \alpha = -x^2 (4 + 3 \tan^2 \alpha) / 3$$

$$b = a_1 a_2 / 6 - a_3 / 2 - a_1^3 / 27 = -2x^3 \tan \alpha + x^3 \tan \alpha - x^3 \tan^3 \alpha$$

$$b = -x^3 \tan \alpha (1 + \tan^2 \alpha)$$

$DIS = q^3 + b^2$ diskriminant olarak tanımlanır. $DIS < 0$ ise bütün kökler gerçel ve birbirinden farklıdır. Eşitlik (4) ile verilen kübik denklemin kökleri ($\alpha \neq 90^\circ, 270^\circ$ için)

$$H_1 = 2(-q)^{1/2} \cos[1/3 \arccos(b/(-q)^{3/2})] - a_1/3$$

$$H_2 = 2(-q)^{1/2} \cos[1/3 \arccos(b/(-q)^{3/2}) + 120] - a_1/3 \quad (5)$$

$$H_3 = 2(-q)^{1/2} \cos[1/3 \arccos(b/(-q)^{3/2}) + 240] - a_1/3$$

eşitlikleri kullanılarak hesaplanmış ve türev eğrilerinden x_d ve x_c noktalarının yerleri bulunmuştur. Bu noktalar ve türev eğrilerinin değerlendirilmesinde kullanılan diğer simgeler Şekil 3'de gösterilmektedir.

En büyük (x_d) ve en küçük (x_c) noktalar arasındaki yatay mesafe

$$x_d - x_c = N \quad (6)$$

dir. Uçlaşma açısının $0^\circ < \alpha < 90^\circ$ ve $270^\circ < \alpha < 360^\circ$ olduğu durumda, H_1 ve H_2 sırasıyla en büyük ve en küçük kök değerlerini verdiğinden, $H_{\max} = |H_1|$ ve $H_{\min} = |H_2|$ alınır. Türev eğrisinin en büyük (x_d) ve en küçük (x_c) uzaklık değerlerinin oranları,

$$R_1 = \left| \frac{x_d}{x_c} \right|, R_2 = \left| \frac{x_c}{x_d} \right| \quad (7)$$

ile tanımlanır ve buradan çıkarılan $x_d = R_1 \cdot x_c$ ve $x_c = R_2 \cdot x_d$ eşitlikleri, (6) eşitliğinde yerine konularak,

$$x_c = N / (R_1 + 1) \quad (8)$$

$$x_d = N / (R_2 + 1)$$

bulunur. Uçlaşmış küresel cismin merkezinin ortalama derinliği,

$$\bar{H}_{\max} = H_{\max} \cdot x_d$$

$$\bar{H}_{\min} = H_{\min} \cdot x_c \quad (9)$$

$$\bar{H} = (\bar{H}_{\max} + \bar{H}_{\min}) / 2$$

eşitliklerinden hesaplanır. Küre biçimli maden yatağının yeri (O noktası) ise $D = L - x_d$ eşitliğinden bulunur. Uçlaşma açısının $90^\circ < \alpha < 180^\circ$ ve $180^\circ < \alpha < 270^\circ$ olduğu durumda; saptanan en büyük ve en küçük kök değerleri sırasıyla H_2 ve H_1 olduğundan, $H_{\max} = |H_2|$ ve $H_{\min} = |H_1|$ alınır. Küresel cismin merkezinin ortalama derinliği ($\bar{H}$); (7), (8) ve (9) eşitliklerinden, yeri ise $D = L - x_c$ eşitliğinden bulunur.

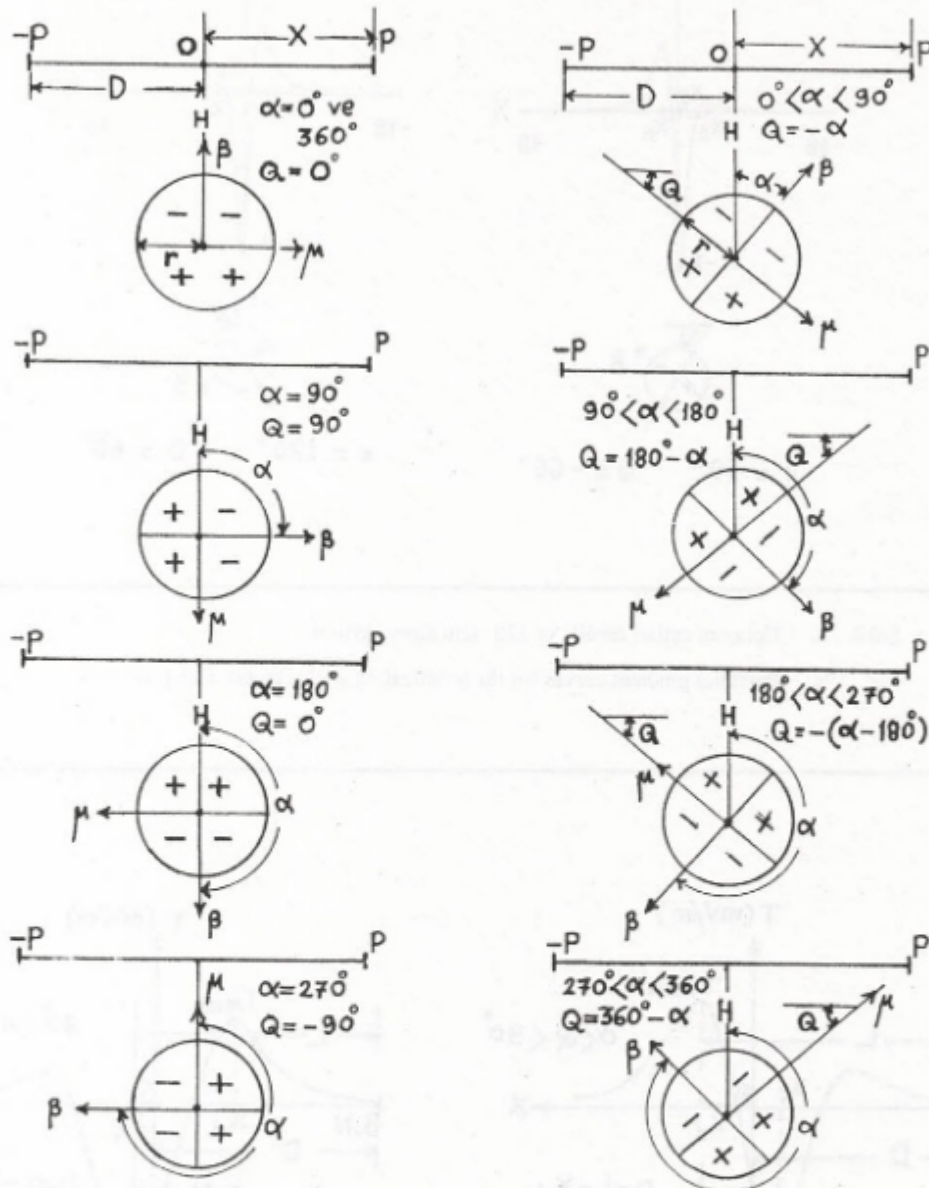
DEĞERLENDİRME

Çalışmada değinilen matematiksel bağıntılar kullanılarak, küre biçimli maden yataklarının doğrudan değerlendirilebilmesi için BASIC dilinde (Microsoft GWBASIC, versiyon 3.23) bir program yazılmıştır. Ek'de sunulan bu program IBM PC uyumlu ve VGA grafik kartlı bilgisayarlarda çalıştırılabilir. Türev eğrilerinin değerlendirilmesinde aşağıdaki adımların izlenmesi önerilir:

1. Araziden alınan doğal gerilim eğrisi örneklenerek (örnekleme aralığı $= \Delta x$) türev değerleri,

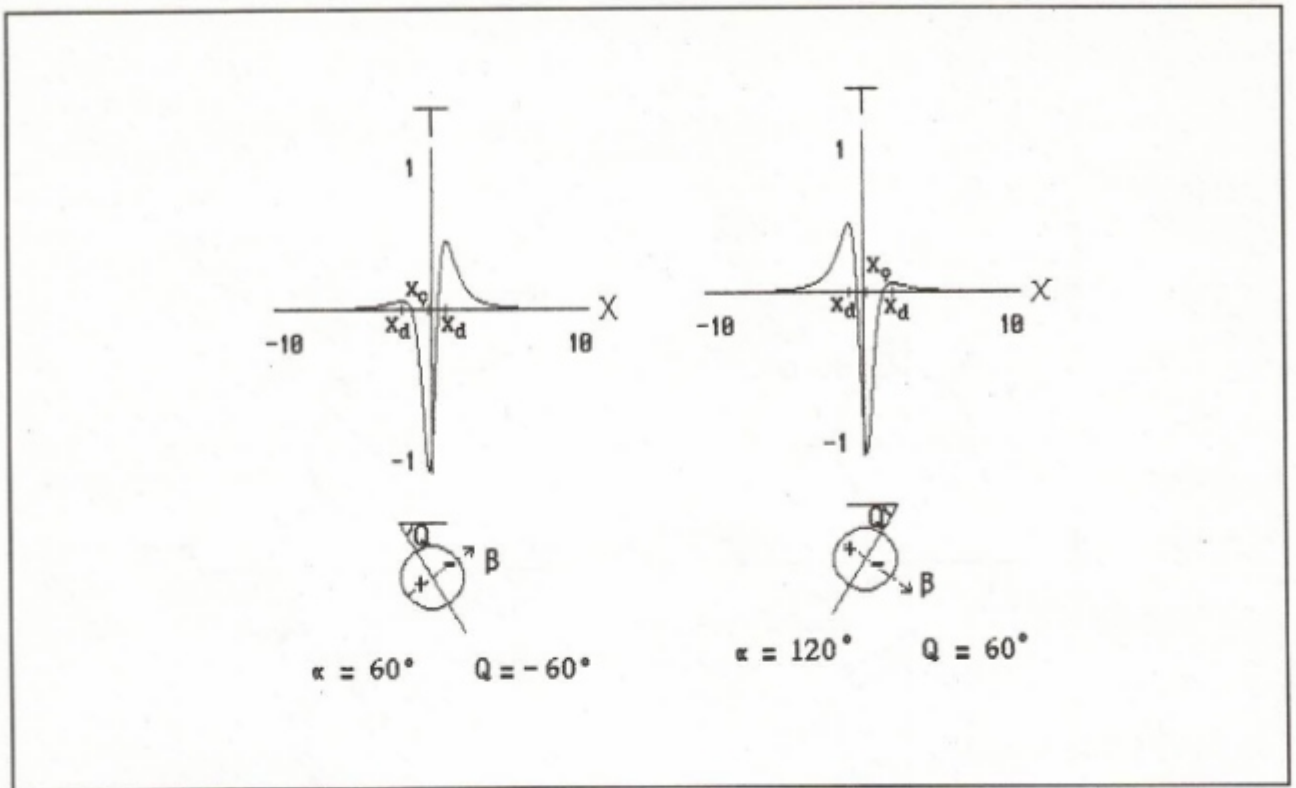
$$T_i = (G_{i+1} - G_i) / \Delta x$$

bağıntısı ile saptanır. Bulunan değer iki ölçü noktası ortasına atanarak türev eğrisi çizilir.



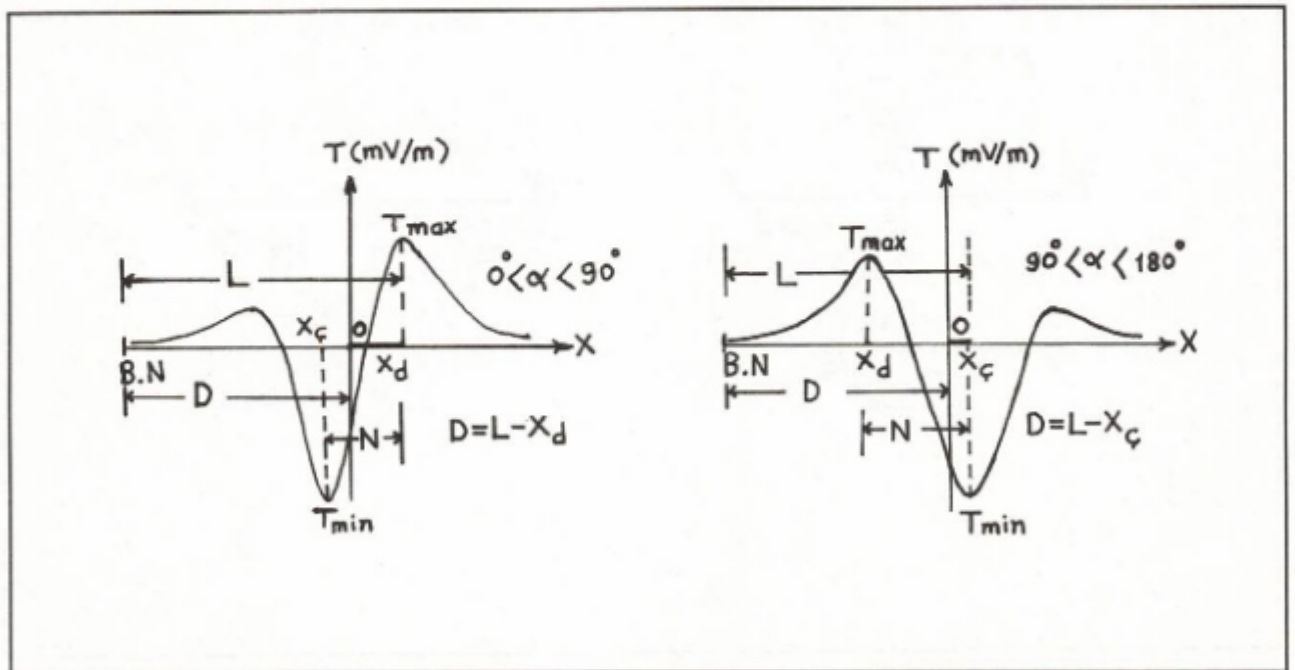
Şekil 1. Uçlaşmış bir küre biçiminin dik kesit görünümü ve parametreleri.

Fig. 1. Cross-sectional view of a polarized sphere model and its parameters.



Şekil 2. Uçlaşma açıları $\alpha=60$ ve 120 için türev eğrileri.

Fig. 2. Potential gradient curves for the polarization angles $\alpha=60$ and 120 .



Şekil 3. Türev eğrilerinin değerlendirilmesinde kullanılan simgeler.

Fig. 3. Symbols used for interpretation of potential gradient curves.

2. Program çeşitli uçlaşma açıları için çalıştırılarak, araziden elde edilen türev eğrisine benzer bir eğri bulunmaya çalışılır.

2.1. Seçilen uçlaşma açısı girilir. Uçlaşma açısı 0° , 180° veya 360° ise arazi türev eğrisinin en küçük (x_c) ve en büyük (x_d) noktalarının (0) noktasına göre yatay uzaklıkları ve arazi türev eğrisinden seçilen başlangıç noktasına göre L uzaklığı girilir.

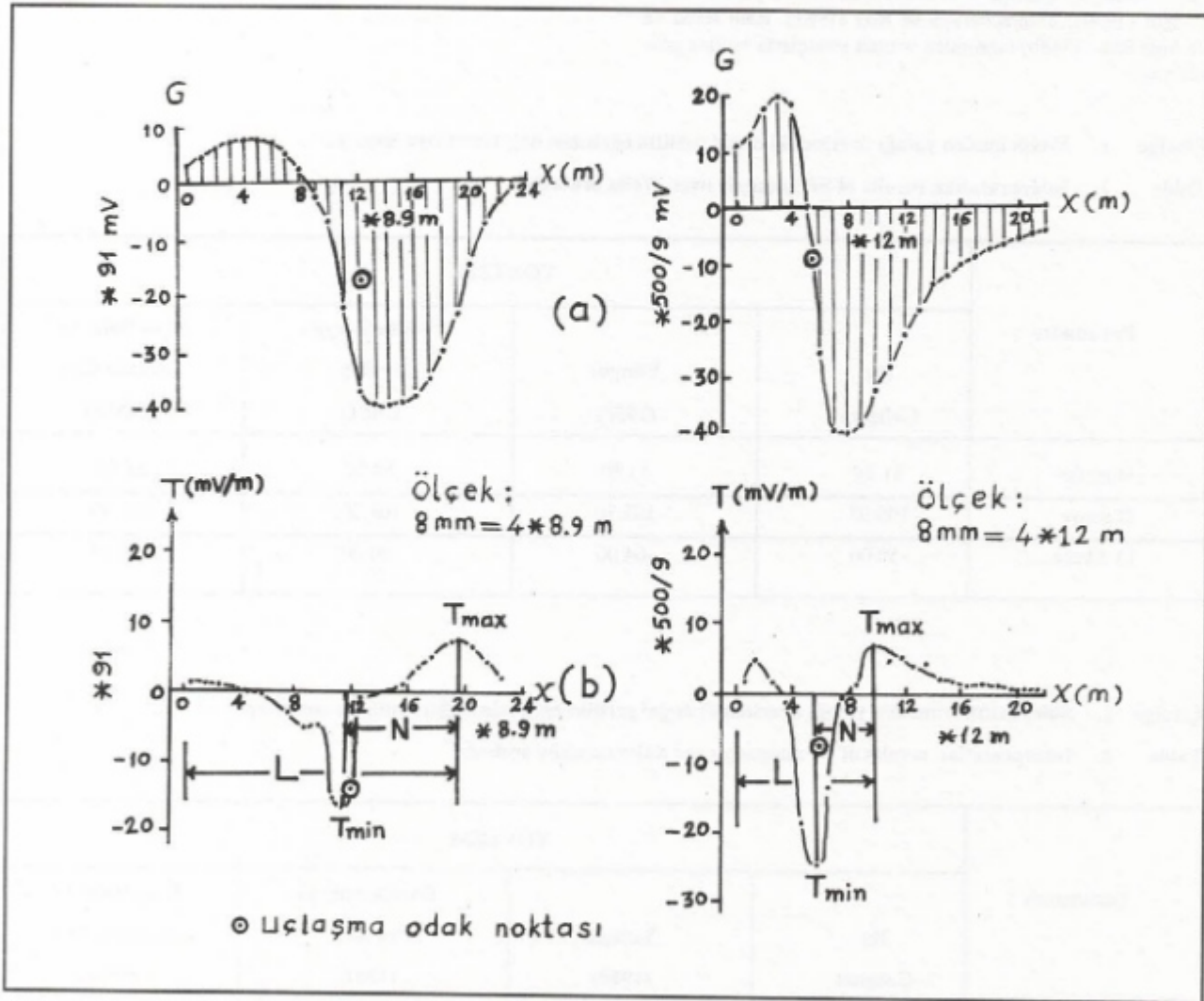
Seçilen uçlaşma açısı 90° ise arazi türev eğrisinin en büyük (x_d) noktaları arasındaki yatay uzaklık girilir. Uçlaşma odak noktası, türev eğrisinin çukur yaptığı yerin tam altındadır. Uçlaşma açısı 270° ise, arazi türev eğrisinin en küçük (x_c) noktaları arasındaki yatay uzaklık girilir. Uçlaşma odak noktası, türev eğrisinin doruk yaptığı yerin tam altındadır.

2.2. Seçilen uçlaşma açısı 0° , 90° , 180° , 270° ve 360°

den farklı ise, seçeceğimiz bir son uçlaşma açısı değeri ve istenilen bir uçlaşma açısı artışı (5° , 1° , 0.1° vb.) değeri girilir.

3. Arazi türev eğrisinin en büyük T_{max} ve en küçük T_{min} değerleri girilir. Programın 790 numaralı satırında, kuramsal türev eğrisinin en büyük (EB) ve en küçük (EK) değerlerinden $FARK = |(EB/EK) - (T_{max}/T_{min})|$ hesaplanır. Yeterli duyarlılıkta sonuçların bulunabilmesi için 10^{-3} veya 10^{-4} mertebesinde fark ile hesaplama yaptırılması önerilir.

4. Önerilen farkla bulunan uçlaşma açısı (a) ve Q açısı (derece) uygunsa, arazi türev eğrisinin en büyük T_{max} ve en küçük T_{min} noktaları arasındaki yatay uzaklık (N) ve seçilen başlangıç noktasına (B.N) göre L uzaklığı girilir. Program istenilen H ve D (metre) parametrelerini hesaplar. Bulunan uçlaşma açısı uygun değilse, önerilen farkla uygun bir uçlaşma açısı bulununcaya kadar programın çalıştırılması yenilenir.



Şekil 4. a) Weiss maden yatağı (solda) ve Süleymanköy maden yatağı (sağda) doğal gerilim belirtileri (Ram Babu ve Atchuta Rao'dan 1988b) b) Weiss maden yatağı (solda) ve Süleymanköy maden yatağı (sağda) türev eğrileri.

Fig. 4.a) SP anomalies over Weiss (left) and Süleymanköy (right) orebodies (After Ram Babu and Atchuta Rao 1988b) b) Potential gradient curves over Weiss (left) and Süleymanköy (right) orebodies.

ARAZİ UYGULAMASI

Sunulan program, Yüngül (1950) tarafından Ergani bakır sahasında tanımlanan Weiss ve Süleymanköy maden yataklarının değerlendirilmesi için denenmiştir. Bu amaç için, Ram Babu ve Atchuta Rao'nun (1988b) aynı maden yataklarında ters çözüm tekniği için kullandığı değerler gözönüne alınmıştır (Şekil 4a). Doğal gerilim eğrilerinden çıkarılan türev eğrileri Şekil 4b'de görülmektedir.

Weiss maden yatağının değerlendirilmesinde, arazi verilerinden ön bilgi olarak $T_{max} = 7.5$ mV/m, $T_{min} = -17$ mV/m, $N=65$ m, $L=160$ m girilmiş ve 1 uçuşma açısı artışı için 10^{-3} hata ile $\alpha=59$, $Q=-59$, $H=61.24$ m ve $D=105.93$ m bulunmuştur. Süleymanköy maden yatağının değerlendirmesinde ise, arazi verilerinden $T_{max} = 7$ mV/m, $T_{min} = -25$ mV/m, $N=48$ m, $L=114$ m girilmiş, 1 uçuşma açısı artışı için 10^{-4} hata ile $\alpha=79$, $Q=-79$, $H=41.91$ m ve $D=68.68$ m bulunmuştur. Elde edilen sonuçlar, Çizelge 1 ve 2'de, aynı maden yatakları için Yüngül (1950), Bhattacharyya ve Roy (1981), Ram Babu ve Atchuta Rao (1988b) tarafından verilen sonuçlarla birlikte gösterilmiştir.

SONUÇLAR

Çalışmada, küresel biçimli maden yatakları üzerinde gözlenen doğal gerilim belirtileri türev yöntemi kullanılarak değerlendirilmiştir. Değerlendirmede, kuramsal ve arazi türev eğrilerinin en büyük ve en küçük genlik oranlarının karşılaştırılması temeline dayanan, doğrudan çözüm tekniği kullanılmıştır. Bu amaç için yazılan BASIC programı, iki arazi örneğinden alınan veriler için çalıştırılmış, gözlenen ile hesaplanan arasındaki fark (hata) en çok 10^{-3} olduğunda kabul edilebilir sonuçlar elde edilmiştir. Sonuç olarak; sunulan program, doğal gerilim yaratabilen küresel biçimli maden yataklarının yerinin, derinliğinin ve uçuşma açısının doğrudan bulunmasında, nomogram veya yardımcı eğriler kullanmak yerine, daha hızlı ve güvenilir bir araç olarak kullanılabilecektir.

Çizelge 1. Weiss maden yatağı üzerindeki doğal gerilim eğrisinin değerlendirme sonuçları.

Table 1. Interpretation results of SP anomaly over Weiss orebody.

Parametre	YÖNTEM			
	Bu Çalışma	Yüngül (1950)	Bhattacharyya ve Roy (1981)	Ram Babu ve Atchuta Rao (1988b)
H metre	61.24	53.80	54.00	61.05
D metre	105.93	105.70	108.20	109.83
Q derece	-59.00	-64.00	-60.00	-56.17

Çizelge 2. Süleymanköy maden yatağı üzerindeki doğal gerilim eğrisinin değerlendirme sonuçları.

Table 2. Interpretation results of SP anomaly over Süleymanköy orebody.

Parametre	YÖNTEM			
	Bu Çalışma	Yüngül (1950)	Bhattacharyya ve Roy (1981)	Ram Babu ve Atchuta Rao (1988b)
H metre	41.91	38.80	40.00	41.40
D metre	68.68	76.70	70.00	66.36
Q derece	-79.00	-69.00	-75.00	-86.92

```

EK
10 REM ÇEŞİTLİ AÇILARDA UÇLAŞMIŞ BİR
   KÜRE BİÇİMİNİN
20 REM VEREBİLECEĞİ DOĞAL GERİLİM TÜREV
   BELİRTİLERİNİN
25 REM DÜZ ÇÖZÜMÜ
26 REM PROGRAMI YAZAN: Doç. Dr. İBRAHİM
   ONUR
27 REM BASIC TÜRÜ: GW BASIC (v: 3.23) ve
   QUICK BASIC (v: 4.0 ve yukarısı)
30 KEY OFF
40 DIM T (300), X (300), TX (300)
50 SCREEN 0, 0, 0: COLOR 10: CLS
60 INPUT "Arazi Türev Eğrisine Benzer Bir Kuramsal
   Belirti Elde Edilinceye Kadar Bir Uçlaşma Açısı
   (ALFA) Giriniz .....", ALFA
70 SCREEN 9
80 Q = 1: QQ = 1: ACI = ALFA
90 COLOR 11, 14: CLS
100 WINDOW (0, -3)-(640, 1.5)
110 LINE (350, 0)-(550, 0)
120 LINE (450, -1)-(450, 1)
130 LOCATE 10, 44: PRINT "-10"
140 LOCATE 10, 68: PRINT "10"
150 LOCATE 14, 54: PRINT "-1"
160 LOCATE 4, 55: PRINT "1"
170 LOCATE 10, 55: PRINT "0"
180 FOR W = -10 TO 10 STEP .1: X(Q) = W: Q = Q + 1:
   NEXT W
190 FOR W = 350 TO 550: TX (QQ) = W: QQ = QQ +
   1: NEXT W
200 H = 1: PI = 3.141593
210 FOR Y = 1 TO 200
220 T(Y) = (3 * X(Y) * H * COS (ACI * PI / 180) + 2 *
   X(Y) ^ 2 * SIN (ACI * PI / 180) - H ^ 2 * SIN (ACI
   * PI / 180)) / ((X(Y) ^ 2 + H ^ 2) ^ 2.5)
230 IF Y > 1 THEN 240 ELSE 250
240 LINE (TX(Y - 1), T(Y - 1)) - (TX(Y), T(Y)), 4
250 NEXT Y
260 IF ACI = 0 THEN LOCATE 21, 50: PRINT CHR$
   (224); " = 0° ve 360°" ELSE LOCATE 21, 52:
   PRINT CHR$ (224); " = "; ACI; CHR$ (248)
270 LOCATE 1, 45
280 PRINT "TÜREV (-ELEKTRİK ALANI)"
290 WINDOW SCREEN (0, 0) - (640, 350)
300 CIRCLE (450, 245), 20
310 A1 = -ACI - 90: IF ACI > 270 THEN A1 = -ACI +
   270
320 DRAW "TA=" + VARPTR$ (A1) + "NU30"
330 A2 = A1 + 180
340 DRAW "TA=" + VARPTR$ (A2) + "NU30"
350 COLOR 1: LOCATE 8, 10: PRINT "(1) Çizime
   Devam"
360 LOCATE 9, 10: PRINT "(2) Hesaplamaya Geçiş"
370 LOCATE 10, 10: PRINT "(3) DOS"
380 COLOR 4: LOCATE 8, 11: PRINT "1": LOCATE 9,
   11: PRINT "2"
390 LOCATE 10, 11: PRINT "3"
400 A$ = INKEY$: IF A$ = " " GOTO 400
410 IF A$ = "1" THEN 50
420 IF A$ = "2" THEN 440
430 IF A$ = "3" THEN SYSTEM ELSE 400
440 SCREEN 0, 0, 0
450 COLOR 14, 14: CLS: INPUT "SEÇTİĞİNİZ
   UÇLAŞMA AÇISINI (ALFA) GİRİNİZ ...", ALFA
460 IF (ALFA = 0 OR ALFA = 90 OR ALFA = 180 OR
   ALFA = 270 OR ALFA = 360) THEN 470 ELSE
   650
470 IF (ALFA = 0 OR ALFA = 360) THEN 480 ELSE
   510
480 INPUT "ARAZİ TÜREV EĞRİSİNİN ÇUKUR
   (XC) VE DORUK (XD) NOKTALARININ
   YATAY MESAFELERİNİ (METRE) GİRİNİZ ...",
   XC, XD
490 INPUT "ARAZİ TÜREV EĞRİSİNDEN L
   UZAKLIĞINI (METRE) GİRİNİZ ...", L: H1 = 2:
   H2 = 2: H = (H1 * XC + H2 * XD) / 2
500 PRINT USING "H = ####.## m"; H: D = L - XD:
   PRINT USING "D = ####.## m"; D: Q = 0: PRINT
   "Q = "; Q; " DERECE"
510 IF ALFA = 180 THEN 520 ELSE 550
520 INPUT "ARAZİ TÜREV EĞRİSİNİN ÇUKUR
   (XC) VE DORUK (XD) NOKTALARININ
   YATAY MESAFELERİNİ (METRE) GİRİNİZ ...",
   XC, XD
530 INPUT "ARAZİ TÜREV EĞRİSİNDEN L
   UZAKLIĞINI (METRE) GİRİNİZ ...", L: H1 = 2:
   H2 = 2: H = (H1 * XC + H2 * XD) / 2
540 PRINT USING "H = ####.## m"; H: D = L - XC:
   PRINT USING "D = ####.## m"; D: Q = 0: PRINT
   "Q = "; Q; " DERECE"
550 IF ALFA = 90 THEN 560 ELSE 590
560 INPUT "ARAZİ TÜREV EĞRİSİNİN DORUK
   (XD) NOKTALARI ARASINDAKİ YATAY
   MESAFEYİ (METRE) GİRİNİZ ...", N: H = .82 * N
   / 2
570 PRINT USING "H = ####.## m"; H: Q = 90: PRINT
   "Q = "; Q; " DERECE"
580 PRINT "UÇLAŞMA ODAK NOKTASI TÜREV
   EĞRİSİNİN ÇUKUR YAPTIĞI YERİN TAM
   ALTINDADIR"
590 IF ALFA = 270 THEN 600 ELSE 630
600 INPUT "ARAZİ TÜREV EĞRİSİNİN ÇUKUR
   (XC) NOKTALARI ARASINDAKİ YATAY
   MESAFEYİ (METRE) GİRİNİZ ...", N: H = .82 * N
   / 2
610 PRINT USING "H = ####.## m"; H: Q = -90: PRINT
   "Q = "; Q; " DERECE"
620 PRINT "UÇLAŞMA ODAK NOKTASI TÜREV
   EĞRİSİNİN DORUK YAPTIĞI YERİN TAM
   ALTINDADIR"
630 INPUT "BAŞKA BİR DEĞERLENDİRME
   YAPMAK İSTİYORMUSUNUZ (E/H) ..."; Z$
640 IF Z$ = "E" OR Z$ = "e" THEN 450 ELSE 1250
650 INPUT "SEÇECEĞİNİZ BİR SON UÇLAŞMA
   AÇISI DEĞERİ GİRİNİZ ...", B$ON
660 INPUT "BİR UÇLAŞMA AÇISI ARTIŞ DEĞERİ
   GİRİNİZ ...", ARTIS
670 PRINT "ARAZİ TÜREV EĞRİSİNİN EN YÜKSEK
   DORUK VE ÇUKUR (mV/m) DEĞERİNİ GİRİNİZ
   ...": INPUT TMAX, TMIN

```

```

680 CLS : COLOR 4, 11: FARKSON = 999: ACI =
    ALFA
690 EK = 999: EB = 0
700 FOR Y = 1 TO 200
710 B = 3 * X(Y) * H * COS (ACI * PI / 180)
720 A = 2 * X(Y) ^ 2 * SIN (ACI * PI / 180)
730 C = H ^ 2 * SIN (ACI * PI / 180)
740 T(Y) = (B + A - C) / ((X(Y) ^ 2 + H ^ 2) ^ 2.5)
750 IF T(Y) > EB THEN EB = T(Y)
760 IF T(Y) < EK THEN EK = T(Y)
770 NEXT Y
780 LOCATE 12, 38: PRINT USING "ALFA=####.##";
    ACI: EK = ABS (EK): TMIN = ABS (TMIN)
790 FARK = ABS ((EB / EK) - (TMAX / TMIN))
800 IF FARK < FARKSON THEN FARKSON = FARK:
    ACISON = ACI
810 ACI = ACI + ARTIS: IF ACI > BSON THEN 820
    ELSE 690
820 COLOR 14, 14: CLS : LOCATE 10, 1: PRINT
    "GİRİLEN AÇILAR ARASINDA EN UYGUN ACI
    "; ACISON; " DERECEDİR VE EN DÜŞÜK FARK
    "; FARKSON; " KADARDIR"
830 ALFA = ACISON: IF ALFA > 0 AND ALFA < 90
    THEN Q = - ALFA: PRINT "ALFA = "; ALFA; "
    DERECE": PRINT "Q = "; Q; " DERECE"
840 IF ALFA > 90 AND ALFA < 180 THEN Q = (180 -
    ALFA): PRINT "ALFA = "; ALFA; " DERECE":
    PRINT "Q = "; Q; " DERECE"
850 IF ALFA > 180 AND ALFA < 270 THEN Q = -
    (ALFA - 180): PRINT "ALFA = "; ALFA; "
    DERECE": PRINT "Q = "; Q; " DERECE"
860 IF ALFA > 270 AND ALFA < 360 THEN Q = (360
    - ALFA): PRINT "ALFA = "; ALFA; " DERECE":
    PRINT "Q = "; Q; " DERECE"
870 INPUT "BULUNAN UÇLAŞMA AÇISI UYGUN
    MU (E/H) ...", A$
880 IF A$ = "E" OR A$ = "e" THEN 890 ELSE 450
890 IF (ALFA = 0 OR ALFA = 90 OR ALFA = 180 OR
    ALFA = 270 OR ALFA = 360) THEN 470
900 INPUT "ARAZİ TÜREV EĞRİSİNİN EN YÜKSEK
    DORUK VE ÇUKUR NOKTALARI ARASINDAKİ
    YATAY MESAFİYİ (m) GİRİNİZ ...", N
910 INPUT "ARAZİ TÜREV EĞRİSİNDEN L
    UZAKLIĞINI (METRE) GİRİNİZ ...", L
920 A = 3 * TAN (ALFA * PI / 180)
930 Q = -(4 + 3 * (TAN(ALFA * PI / 180)) ^ 2) / 3
940 R = -(TAN(ALFA * PI / 180) * (1 + (TAN(ALFA *
    PI / 180)) ^ 2))
950 B = PI / 2 - ATN ((R / (-Q) ^ 1.5) / SQR(1 - (R /
    (-Q) ^ 1.5) * (R / (-Q) ^ 1.5)))
960 C = (1 / 3) * B * (180 / PI)
970 H1 = (2 * (-Q) ^ .5) * COS(C * PI / 180) - A / 3
980 H2 = (2 * (-Q) ^ .5) * COS((C + 120) * PI / 180) - A
    / 3
990 H3 = (2 * (-Q) ^ .5) * COS((C + 240) * PI / 180) - A
    / 3
1000 IF ALFA > 0 AND ALFA < 90 THEN XDSAG = 1 /
    H1: XCSOL = 1 / H2: XDSOL = 1 / H3
1010 IF ALFA > 90 AND ALFA < 180 THEN XCSAG =
    1 / H1: XDSOL = 1 / H2: XDSAG = 1 / H3
1020 IF ALFA > 180 AND ALFA < 270 THEN XCSAG
    = 1 / H1: XDSOL = 1 / H2: XCSOL = 1 / H3
1030 IF ALFA > 270 AND ALFA < 360 THEN XDSAG
    = 1 / H1: XCSOL = 1 / H2: XCSAG = 1 / H3
1040 IF (ALFA > 0 AND ALFA < 90) OR (ALFA > 270
    AND ALFA < 360) THEN 1050 ELSE 1150
1050 HMAX = ABS (H1): HMIN = ABS (H2)
1060 R1 = ABS(XDSAG / XCSOL): R2 = ABS(XCSOL /
    XDSAG)
1070 XMIN = N / (R1 + 1)
1080 XMAX = N / (R2 + 1)
1090 HMAX = HMAX * XMAX
1100 HMIN = HMIN * XMIN
1110 PRINT USING "H=####.## m"; (HMAX + HMIN) /
    2
1120 D = L - XMAX: PRINT USING "D=####.## m"; D
1130 INPUT "BAŞKA BİR DEĞERLENDİRME
    YAPMAK İSTİYORMUSUNUZ (E/H) ..."; B$
1140 IF B$ = "E" OR B$ = "e" THEN 450 ELSE 1250
1150 HMAX = ABS(H2): HMIN = ABS(H1)
1160 R1 = ABS(XDSOL / XCSAG): R2 = ABS(XCSAG /
    XDSOL)
1170 XMIN = N / (R1 + 1)
1180 XMAX = N / (R2 + 1)
1190 HMAX = HMAX * XMAX
1200 HMIN = HMIN * XMIN
1210 PRINT USING "H=####.## m"; (HMAX + HMIN) /
    2
1220 D = L - XMIN: PRINT USING "D=####.## m"; D
1230 INPUT "BAŞKA BİR DEĞERLENDİRME
    YAPMAK İSTİYORMUSUNUZ (E/H) ..."; G$
1240 IF G$ = "E" OR G$ = "e" THEN 450
1250 END

```

KAYNAKLAR

- Bhattacharyya, B.B. and Roy, N. 1981, A note on the use of a nomogram for self potential anomalies, *Geophysical Prospecting* 29, 102-107.
- De Witte, L. 1948, A new method of interpretation of self potential field data, *Geophysics* 13, 600-608.
- Heiland, C.A. 1946, *Geophysical Exploration*, Prentice-Hall, Inc., New York.
- Paul, M.K. 1965, Direct interpretation of self potential anomalies caused by inclined sheets of infinite horizontal extensions, *Geophysics* 30, 418-423.
- Ram Babu, H.V. and Atchuta Rao, D. 1988a, A rapid graphical method for the interpretation of the self potential anomaly over a two-dimensional inclined sheet of finite depth extent, *Geophysics* 53, 1126-1128.
- Ram Babu, H.V. and Atchuta Rao, D. 1988b, Inversion of self potential anomalies in mineral exploration, *Computers and Geosciences* 14, 377-387.
- Spiegel, M.R. 1968, *Mathematical Handbook*, Schaum's Outline Series in Mathematics, McGraw-Hill, New York.
- Yüngül, S. 1950, Interpretation of spontaneous polarization anomalies caused by spheroidal orebodies, *Geophysics* 15, 237-246.

MAGNİTÜD HATALARININ SİSMİK RİSK HESAPLARINDAKİ ETKİSİ VE ERZİNCAN ÇEVRESİNDE DEPREM RİSKİ

Effects of Magnitude Errors in Seismic Risk Estimates and the Seismic Risk in Erzincan and Vicinity

Ömer ALPTEKİN*** ve Ali Osman ÖNCEL*

ÖZET

En büyük olasılık yöntemiyle farklı magnitüd sınır değerlerine sahip farklı niteliklerdeki tamam kataloglar ile sadece büyük depremleri içeren eksik kataloglar ayrı ayrı veya birlikte kullanılarak deprem risk parametreleri (maksimum bölgesel magnitüd M_{max} , aktiflik oran λ ve Gutenberg-Richter bağıntısının b parametresi) hesaplanabilmektedir. Kijko ve Sellevoll (1992) yöntemi geliştirmişler ve magnitüd hatalarını dikkate alan iki model önermişlerdir. Katı sınırlı Model denilen ilk modelde deprem magnitüdü alt ve üst sınırları ile belirlenmiş olup, bu aralığın bilinmeyen gerçek magnitüd içerdiği varsayılmaktadır. Yumuşak sınırlı model denilen ikinci modelde ise deprem magnitüdündeki belirsizliğin bir Gauss dağılımı gösterdiği önerilmektedir.

Bu yaklaşım ile Kuzey Anadolu Fay zonunun (KAFZ) doğu kesimini içine alan ve Erzincan çevresini de kapsayan 37.5° - 42.0° D boylamları ile 38.50° - 40.5° K enlemleri arasındaki bölge için tarihsel dönem (950-1899) ve aletsel dönem (1900-1961 ve 1962-1984) deprem kataloglarından yararlanılarak deprem risk parametreleri hesaplanmıştır.

Erzincan ve çevresi için magnitüd hatalarının ihmal edildiği hal ile katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modeller için hesaplanan b değerleri sırası ile 0.83, 0.80 ve 0.75; $\lambda_{4.0}$ etkinlik değerleri 2.48, 1.55 ve 1.20; M_{max} değerleri ise 8.63, 8.8 ve 8.67 dir. Bu sonuçlara göre hesaplanan depremlerin yinelenme zamanları yumuşak sınırlı modelin magnitüd hatalarına daha duyarlı olduğunu göstermektedir ve 7.5 dan büyük magnitüdlere için yinelenme zamanlarının tahmininde magnitüd belirsizliklerinden doğan hataların önemli olabileceği anlaşılmaktadır.

ABSTRACT

The maximum likelihood method has been widely used in estimation of the earthquake hazard parameters; the maximum regional magnitude M_{max} , the activity rate λ , and the b -parameter of the Gutenberg-Richter relation, from complete and incomplete data files. Recently, Kijko and Sellevoll (1992) extended this method to incorporate the uncertainty in magnitude estimates. Two different models of magnitude uncertainty are considered. In the first model, which is called the hard bounds model, the earthquake magnitude is specified by the lower and the upper magnitude limits. The unknown true magnitude is contained in this interval. In the second model, which is called the soft bounds model, the magnitude uncertainty describes a Gauss distribution.

This approach is applied to a seismically active area between 38.5° - 40.5° N latitudes and 37.5° - 42.0° E longitudes (which covers Erzincan and its vicinity) on the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). Seismic risk parameters are estimated by using the historical period (950-1899), and the instrumental period (1900-1961 and 1962-1984) earthquake catalogs. Seismic risk parameters for Erzincan and its vicinity computed for the case when the magnitude uncertainty is ignored and for the hard bounds and the soft bounds models are $b=0.83$, $b=0.80$ and $b=0.75$; $\lambda_{4.0}=2.48$, $\lambda_{4.0}=1.55$ and $\lambda_{4.0}=1.20$; $M_{max}=8.63$, $M_{max}=8.8$ and $M_{max}=8.67$, respectively. Estimated return periods based on these results show that the soft bounds model is more sensitive to magnitude uncertainty. Errors in estimated return periods become significant for magnitudes larger than 7.5.

* İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar, İstanbul.

** TÜBİTAK, Marmara Araştırma Merkezi Yerbilimleri Bölümü, P.K. 21, 41470 Gebze, Kocaeli.

GİRİŞ

Bir bölgenin depremselliğini yansıtan en önemli parametrelerden olan sismik risk parametreleri, $M_{\max}$ en büyük bölgesel magnitüd, λ aktiflik oranı ve Gutenberg-Richter bağıntısının b-parametresi'nin hesaplanmasında kullanılan verinin özellikleri büyük önem taşımaktadır. Bilindiği gibi, sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında tarihsel ve aletsel dönem deprem katalogları kullanılmaktadır. Tarihsel dönem deprem katalogları aletsel sismolojinin başladığı 1900 yılına kadar olan ve yalnızca yaptıkları hasar veya hissediliş derecelerine göre belirlenebilmiş, depremleri içermektedir. Dolayısı ile bu kataloglarda belirli bir magnitüdden daha küçük magnitüdü depremler eksik olduğu gibi, kayıtlardaki düzensizliklerden kaynaklanan boşluklar bulunmaktadır. Aletsel dönem deprem katalogları ise 1900 yılından günümüze kadar olan ve hem aletsel hem de gözlemsel olarak belirlenebilmiş depremleri içermektedir. Bu kataloglar da, kullanılan aletlerin algılama kapasitelerine göre ancak belirli bir magnitüdden daha büyük depremler için tamam sayılabilmekte ve aletsel problemlerden kaynaklanan boşluklar içerebilmektedir.

Tamam ve eksik deprem kataloglarından sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında en büyük olasılık yöntemi (the maximum likelihood method) başarı ile kullanılabilir. Kijko ve Sellevoll'un (1989) bu amaçla geliştirdiği yöntem yalnızca büyük depremlerden oluşan tarihsel dönem deprem kataloglarının ve tamam olduğu varsayılan aletsel dönem deprem kataloglarının ayrı ayrı veya birlikte kullanılabilmesine izin verir. Ayrıca, kataloglarda boşluklar bulunabileceği gibi, tamam olduğu varsayılan katalogun farklı bölümlerinde kesme magnitüdü, yani magnitüdün alt sınırı farklı olabilmektedir. Bu kolaylıklara rağmen, Kijko ve Sellevoll'un (1989) yöntemi magnitüdlardaki hataları dikkate alamamaktadır. Oysa, deprem magnitüdü hiçbir zaman tamamiyle doğru olarak bilinmemektedir. Tarihsel depremlere ait magnitüd bilgileri makrosismik gözlemlere dayandığından ve çoğu zaman bu gözlemler yeterince açık olmadığından ve yorumcuya göre değişebildiğinden büyük belirsizlikler içerir. Ayrıca, makrosismik gözlemlerin (şiddet değerlerinin) magnitüde dönüştürülmesinde de hatalar olmaktadır (Ambraseys ve diğ. 1983, Bender 1987, Tinti ve diğ. 1987). Öte yandan, aletsel olarak belirlenmiş magnitüdlerde de büyük belirsizlikler olabileceği gibi katalog içinde magnitüd türünün aynı olmasını sağlamak için ampirik bağıntılar ile yapılan magnitüd dönüşümlerinden kaynaklanan belirsizlikler vardır. Chung ve Bernreuter (1981) bu işlemin her zaman geçerli olmadığını belirtmişlerdir. Sismometrelerin özelliklerindeki değişiklikler de magnitüd dönüşümlerinde sistematik hatalara sebep olabilmektedir (Chung ve Bernreuter 1981, Nuttli ve Hermann 1982). Bu sebeplerden, hem tarihsel hem de aletsel dönem deprem katalogları magnitüdlere düzensizlikler içerir ve sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında magnitüd belirsizliklerini dikkate alabilecek yöntemlere ihtiyaç duyulur. Kijko ve Sellevoll (1992) daha önce kendilerince geliştirilen en büyük olasılık yöntemini (KS1 yöntemi) (Kijko ve Sellevoll 1989), bu amaca uygun hale getirmişlerdir.

Bu çalışmada Kijko ve Sellevoll'un (1992) yöntemi kullanılarak Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin doğu bölümünü içine alan ve Erzincan çevresini kapsayan $38.5^{\circ}\text{K} - 40.5^{\circ}\text{K}$ enlemleri ile $37.5^{\circ}\text{D} - 42.0^{\circ}\text{D}$ boylamları arasındaki bölge için tarihsel dönem (950-1899) ve aletsel dönem (1900-1961 ve

1962-1984) deprem kataloglarından yararlanılarak deprem risk parametreleri hesaplanmış ve magnitüd belirsizliklerinin bu parametreleri nasıl etkilediği araştırılmıştır.

SİSMİK RİSK PARAMETRELERİNİN BELİRLENMESİ

Magnitüd Belirsizliği Modelleri

Bu çalışmada kullanılan yöntem eksik ve magnitüdlere belirsizlikler bulunan deprem kataloglarından sismik risk parametrelerinin hesaplanabilmesine olanak verir. Katalogun iki kısma bölünebileceği düşünülürse, birinci kısım tarihsel depremler hakkında bilgiyi, ikinci kısım ise, değişebilir kesme magnitüdları ile aletsel dönemdeki tam veriyi içerir. Katalogumuzda kayıtların eksikliğinden ileri gelen boşluklar (T_g) bulunabileceği gibi, katalogun başlangıcından önce olduğu bilinen en büyük magnitüdü deprem ($X_{\max}$) kullanılabilir. Sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında magnitüd belirsizliklerini dikkate almak için iki ayrı model göz önüne alınmıştır (Kijko ve Sellevoll 1992).

Kati Sınırlı Model (Hard Bounds Model):

Bu modelde deprem magnitüdündeki belirsizlik x ve $\bar{x}$ değerleriyle belirlenmiştir. x magnitüdün alt, $\bar{x}$ ise üst sınırıdır. $x = 0.5 (x + \bar{x})$ şeklinde bir görünür magnitüd tanımlanır. Magnitüdün alt ve üst sınırları $x = x - \delta$ ve $\bar{x} = x + \delta$ olur. δ magnitüd belirsizliğinin bir ölçüsü olup $\delta = 0.5 (\bar{x} - x)$ dir. Bu model Şekil 1a da gösterilmiştir.

Yumuşak Sınırlı Model (Soft Bounds Model):

Bu model Tinti ve Mulargia (1985) tarafından önerilen görünür magnitüd kavramına dayanır. Bir depremin görünür magnitüdü gerçek magnitüdden ϵ gibi bir rasgele hata ile farklı olan gözlemsel magnitüd olarak tanımlanmıştır. ϵ 'nin ortalama değeri sıfır ve standart sapması σ olan bir Gauss dağılımı gösterdiği varsayılır (Şekil 1b).

Parametrelerin Belirlenmesi

Kullanılan yöntemin kuramsal esasları Kijko ve Sellevoll (1992) izlenerek aşağıda özetlenmiştir. İzlenen, yaklaşımda deprem oluşumunun bir Poisson süreci olduğu varsayılır. Yani, t zaman aralığında n depremin meydana gelmesi olasılığı,

$$P(n) = \frac{\exp(-\lambda t)(\lambda t)^n}{n!} \quad (1)$$

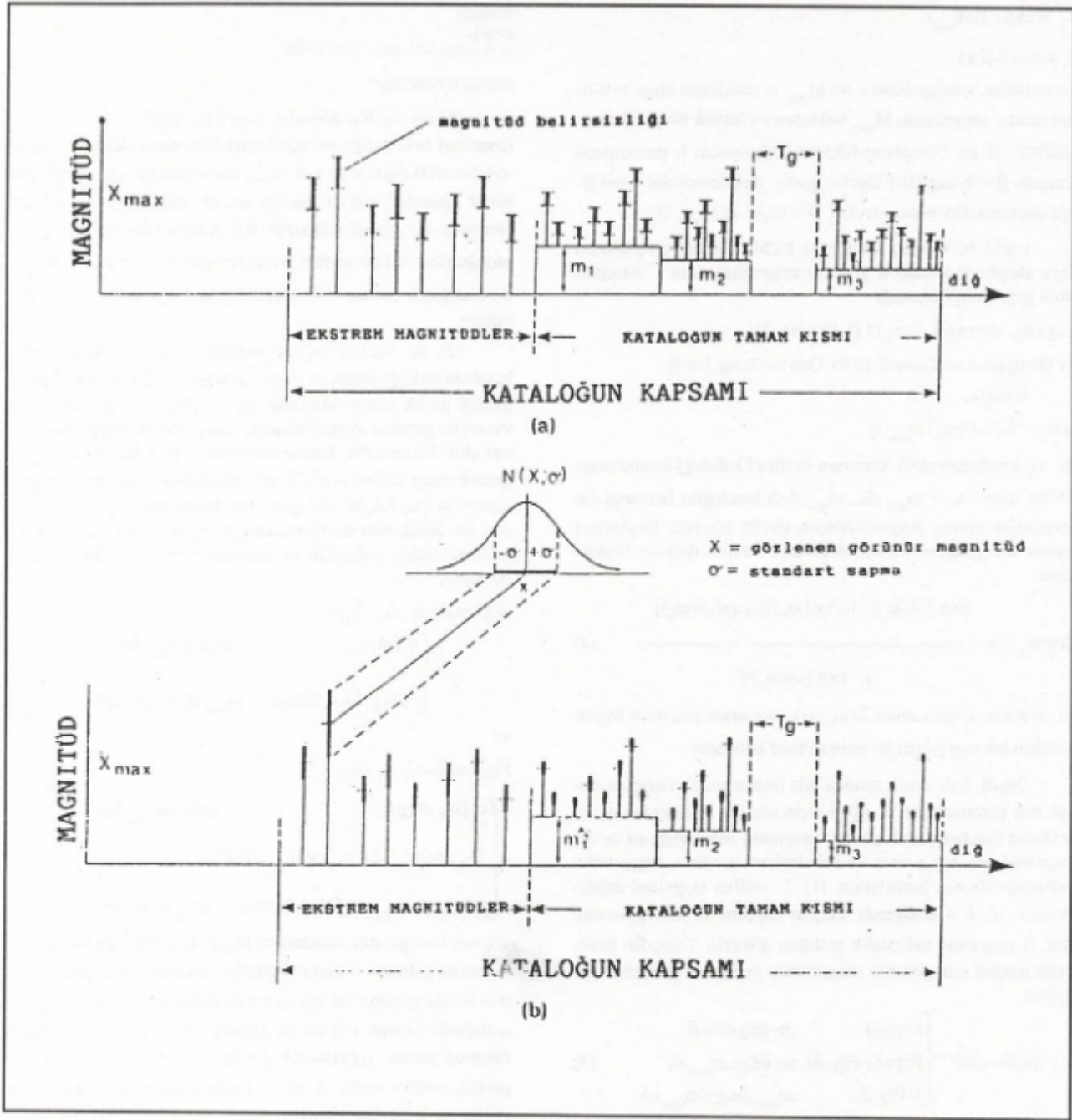
ile verilmiştir. λ , magnitüdü $M_{\min}$ değerine eşit veya daha büyük olan depremlerin oluş nisbeti, yani sismik etkinlik oranıdır. Ayrıca, x ile verilen deprem magnitüdü bir rasgele değişkendir ve iki taraftan kesilmiş Gutenberg-Richter magnitüdfrekans bağıntısına uyan bir üstel dağılım gösterir. Bu şartlarda, yoğunluk ve kümülatif magnitüd dağılımı fonksiyonları aşağıdaki gibi yazılabilirler (Page 1968, Cosentino ve diğ. 1977, Kijko ve Sellevoll 1992, Alptekin ve diğ. 1992):

$$f(x|m) = \beta A (x)^{\beta} (A_1 - A_2) \quad (2)$$

$$F(x|m) = [A_1 - A(x)] / (A_1 - A_2) \quad (3)$$

Burada,

$$A_1 = \exp(-\beta m)$$



Şekil 1. Sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan verinin özellikleri ve magnitüd belirsizliği modelleri. a) Katı sınırlı model (hard bounds model). Bu modelde her bir depremin magnitüdü alt ve üst magnitüd sınırları ile belirlenmiştir. Bu aralığın bilinmeyen gerçek magnitüdü içerdiği varsayılmaktadır. b) Yumuşak sınırlı model (Soft bounds model). Bu modelde gözlenen magnitüdü gerçek magnitüddən ϵ gibi bir rasgele hata ile farklı olduğu varsayılmaktadır. ϵ nun sistematik hatalar içermediği ve ortalama değeri sıfır ve standart sapması σ olan bir Gauss dağılımı gösterdiği düşünülmektedir (Kijko ve Sellevoll 1992).

Fig. 1. Two models of earthquake magnitude uncertainty and the basic properties of the data that can be used to obtain seismic risk parameters. a) Hard bounds model. In this model the magnitude of each earthquake is specified by the lower and upper magnitude limits. It is assumed that the real unknown magnitude is contained in this interval b) Soft bounds model. In this model, it is assumed that the observed magnitude differs from the true magnitude by a random error ϵ . ϵ is free from systematic errors and follows a Gaussian distribution with zero mean and standard deviation σ (Kijko and Sellevoll 1992).

$$A_2 = \exp(-\beta M_{\max})$$

$$A = \exp(-\beta \chi)$$

ile verilirler. x magnitüdü $< m$, $M_{\max}$ aralığında olup, m bilinen kesme magnitüdü, $M_{\max}$ beklenen en büyük bölgesel magnitüdüdür. β ile Gutenberg-Richter bağıntısının b parametresi arasında $\beta = b \log(10)$ ilişkisi vardır. Belirlenmesini istediğimiz depremsellik parametreleri $\theta = (\beta, \lambda)$ ve $M_{\max}$ dir.

t gibi bir zaman aralığında hiçbir deprem oluşmaması veya oluşan depremlerin görünür magnitüdlerinin x magnitüdünü geçmemesi olasılığı

$$g(\chi | m_0, t) = \exp\{-\lambda(m_0) t [1 - F(\chi | m_0)]\}$$

dir (Benjamin ve Cornell 1970, Gan ve Tung 1983).

Burada,

$$\lambda(m_0) = \lambda [1 - F(m_0 | m_{\min})]$$

dir. m_0 kataloğun eksik kısmının (tarihsel katalog) kesme magnitüdü olup, $m_0 \geq m_{\min}$ dir. $m_{\min}$ tüm kataloğun herhangi bir parçasında kesme magnitüdünden büyük olamaz. Böylece, t zaman aralığında en büyük depremin olasılık dağılım fonksiyonu

$$G(\chi | m_0, t) = \frac{\exp\{-\lambda(m_0) t [1 - F(\chi | m_0)]\} - \exp\{-\lambda(m_0) t\}}{1 - \exp\{-\lambda(m_0) t\}} \quad (4)$$

dir. Pratikte, çoğu zaman, $\lambda(m_0)$ etkinlik oranı yeterince büyük olduğundan $\exp\{-\lambda(m_0) t\}$ terimi ihmal edilebilir.

Şimdi, katı sınırlı modeli göz önüne alarak istenilen sismik risk parametreleri $\theta = (\beta, \lambda)$ için olasılık fonksiyonunu (likelihood function) elde edelim. Magnitüd belirsizliği alt ve üst magnitüd sınırları x ve $\bar{x}$ ile belirlenirse, görünür magnitüdün yoğunluk olasılık fonksiyonu, (1) ile verilen magnitüd dağılımının $< -\delta$, $\delta >$ aralığında düzgün dağılım ile konvolüsyonu olur. δ , magnitüd belirsizlik aralığını gösterir. Tartışılan belirsizlik modeli için görünür magnitüdün yoğunluk olasılık fonksiyonu,

$$f(\chi | m, \delta) = (2\delta)^{-1} \begin{cases} F(\chi + \delta) & , m - \delta \leq \chi < m + \delta, \\ F(\chi + \delta) - F(\chi - \delta) & , m + \delta \leq \chi < m_{\max} - \delta, \\ 1 - F(\chi - \delta) & , m_{\max} - \delta < \chi \leq m_{\max} + \delta \end{cases} \quad (5)$$

ile verilir. Bunu aşağıdaki gibi yazabiliriz:

$$f(\chi | m, \delta) = C \frac{\beta A(\chi)}{A_1 - A_2} \quad (6)$$

$C_\delta(x | m, \delta)$ bir düzeltme katsayısı olup aşağıdaki gibi verilir:

$$\begin{cases} \{\exp[\beta(\chi - m)] - \exp(-\beta\delta)\} / 2\beta\delta, & m - \delta \leq \chi < m + \delta \text{ için,} \\ c_f, & m - \delta \leq \chi < m_{\max} - \delta \text{ için,} \\ \{\exp(\beta\delta) - \exp[\beta(m_{\max} - \chi)]\} / 2\beta\delta, & m_{\max} - \delta < \chi \leq m_{\max} + \delta \text{ için} \end{cases} \quad (7)$$

Burada

$$c_f = [\exp(\beta\delta) - \exp(-\beta\delta)] / 2\beta\delta$$

olarak tanımlanır.

(6) ile verilen görünür magnitüd dağılımı δ ile verilen magnitüd belirsizliği arttıkça klasik Gutenberg-Richter dağılımından uzaklaşır. $< m + \delta$, $m_{\max} - \delta >$ magnitüd aralığında görünür magnitüd, (2) ile verilen gerçek dağılım ile orantılıdır. Herhangi bir pozitif belirsizlik δ için düzeltme faktörü $c_f > 1$ olduğundan, (6) ile verilen görünür dağılım ile $< m + \delta$, $m_{\max} - \delta >$ aralığında tahmin edilen deprem sayısı gerçek sayıdan büyüktür.

(2) ile verilen orijinal modelimizde tüm depremlerin kaydedilebildiği aralık ($x \geq m$) ile hiçbir depremin kaydedilemediği aralık ($x < m$) arasında ani bir geçiş vardır. Böyle bir varsayım gerçeğe uygun değildir, zira pratikte geçiş yavaş yavaş olur. Bu sebeple, kesme magnitüdü m , o şekilde seçilir ki gerçek magnitüdüleri $< m - \delta$, $m >$ aralığında ve görünür magnitüdüleri m den küçük olmayan tüm depremler kaydedilmiş olsun. Bu halde, katı sınırlı model için görünür magnitüdün normalize edilmiş yoğunluk ve kamulatif olasılık fonksiyonları, sırasıyla,

$$\begin{aligned} \bar{f}(\chi | m, \delta) &= (c_f A_1 - A_2)^{-1} \\ &\times \begin{cases} c_f \beta A(\chi), & m \leq \chi \leq m_{\max} - \delta \\ [A(\chi - \delta) - A_2] / (2\delta), & m_{\max} - \delta \leq \chi < m_{\max} + \delta \end{cases} \end{aligned} \quad (8)$$

ve

$$\begin{aligned} \bar{F}(\chi | m, \delta) &= (c_f A_1 - A_2)^{-1} \\ &\times \begin{cases} c_f [A_1 - A(\chi)], & m \leq \chi < m_{\max} - \delta, \\ [A_1 - A(m_{\max} - \delta)] - A_2 (\chi - m_{\max} + \delta) / (2\delta) \\ - [A(\chi) - A(m_{\max} - \delta)] \exp(\beta\delta) / (\beta\delta), & m_{\max} - \delta \leq \chi \leq m_{\max} + \delta \end{cases} \end{aligned} \quad (9)$$

olurlar. Bu aşamada standart en büyük olasılık yönteminin uygulaması yalnızca β parametresinin bulunmasını sağlar. Bulunan λ hâlâ görünür etkinlik oranıdır. Magnitüdün $< m$, $m_{\max}$ aralığında olması koşulu ile Bender (1987, ek B) tarafından önerilen teknik uygulanarak görünür etkinlik oranı $\lambda(x)$ ile gerçek etkinlik oranı $\lambda(x)$ arasında aşağı bağıntı elde edilir (Kijko ve Sellevoll, 1992).

$$\bar{\lambda}(x) = \lambda(x) C_\delta(\chi | m, \delta) \quad (10)$$

$C_\delta(x | m, \delta)$ (6) bağıntısı ile tanımlanmış olup, $m \leq x \leq m_{\max}$ dir. Magnitüdün alt sınırı yukarıdaki kabulümüze uygun olarak alınırsa (10) denklemini aşağıdaki şekle girer:

$$\bar{\lambda}(x) = \lambda(x) \begin{cases} c_f & m \leq \chi < m_{\max} - \delta \\ \frac{\exp(\beta\delta) - \exp[-\beta(m_{\max} - x)]}{2\beta\delta}, & m_{\max} - \delta < \chi \leq m_{\max} \end{cases} \quad (11)$$

(4) bağıntısından t zaman aralığında magnitüdü x ve magnitüd

belirsizliği δ olan en büyük depremin yoğunluk olasılık fonksiyonu

$$g(\chi | m_0, t, \delta) = \tilde{\lambda}(\chi) t f(\chi | m_0, \delta) \cdot \exp[-\tilde{\lambda}(m_0) t [1 - \tilde{F}(\chi | m_0, \delta)]] / [1 - \exp(-\tilde{\lambda}(m_0) t)] \quad (12)$$

dir. (12) bağıntısının kullanılmasıyla kataloğun eksik kısmı (tarihsel katalog) için olasılık fonksiyonu

$$L_0(\theta | \chi_0) = \text{Sabit} \prod_{i=1}^{n_0} g(\chi_{0i} | m_0, t_{0i}, \delta_{0i}) \quad (13)$$

elde edilir. (13) denkleminde her bir i depremi için giriş verileri t_i zaman aralığında oluşan en büyük depremin görünür magnitudü χ_{0i} ve bunun belirsizliği δ_{0i} dir. $i = 1, \dots, n_0$ olup n_0 kataloğun eksik kısmındaki deprem sayısıdır. t_i zaman aralıkları

$$t_i = \begin{cases} \tau_1 - t_{01} & i=1 \text{ için} \\ \tau_i - \tau_{i-1} & i=2, \dots, n_0-1 \text{ için} \\ t_{02} - \tau_{n_0-1} & i=n_0 \text{ için} \end{cases} \quad (14)$$

formülünden hesaplanırlar. t_{01} ve t_{02} eksik kataloğun başlangıç ve sonunu belirtir ve $\tau_1, \dots, \tau_{n_0}$ tarihsel depremlerin orijin zamanlarıdır. Kolaylık amacıyla, magnitudler ve belirsizlikleri $\chi_0 = |\chi_{0i}, \delta_{0i}|$, $i=1, \dots, n_0$ şeklinde, ve aynı sebeple t_i ler $t = (t_1, \dots, t_{n_0})$ şeklinde grublandırılmışlardır. *Sabit*, Θ dan bağımsız bir normalleştirme faktörüdür.

Şimdi kataloğun tamam olduğu varsayılan ikinci kısmını Şekil 1 de gösterildiği gibi s altkataloga ayıralım. Her bir altkatalogun kapsamı T_i ve bilinen bir m_i magnitudünden itibaren tamamdır. Her bir i altkatalogu için görünür magnitud ve bunun belirsizliği $\chi_i = |\chi_{ij}, \delta_{ij}|$ olup $j=1, \dots, n_i$ dir. n_i her bir altkatalogdaki deprem sayısı olup $i=1, \dots, s$ dir.

Depremlerin büyüklükleri oluş sayılarından bağımsız ise $L_i(\theta | \chi_i)$ olasılık fonksiyonu $L_p(\beta | \chi_i)$ ve $L_\lambda(\lambda | \chi_i)$ fonksiyonlarının çarpımıdır. (8) bağıntısından yararlanılarak $L_p(\beta | \chi_i)$ aşağıdaki gibi yazılabilir,

$$L_p(\beta | \chi_i) = \text{Sabit} \prod_{j=1}^{n_i} f(\chi_{ij} | m_i, \delta_{ij}) \quad (15)$$

Birim zamanındaki deprem sayısının bir Poisson rasgele değişkeni olduğu varsayımından,

$$L_\lambda(\lambda | \chi_i) = \text{Sabit} \exp[-\tilde{\lambda}(m_i) t_i] [\tilde{\lambda}(m_i) t_i]^{m_i} \quad (16)$$

elde edilir. *Sabit*, bir normalleştirme parametresi olup, $\lambda(m_i) = \lambda[1 - F(m_i | m_{\min})]$ görünür etkinlik oranıdır. (3), (8), (9) ve $i=1, \dots, s$ için (16), her bir tamam altkatalog için olasılık fonksiyonunu tanımlarlar. Nihayet, tüm veri için ortak olasılık fonksiyonu

$$L(\theta | \chi) = \prod_{i=1}^s L_i(\theta | \chi_i) \quad (17)$$

dir.

Şimdi dikkatimizi Tinti ve Mulargia (1985) tarafından önerilen yumuşak sınırlı modele çevirelim. Magnitudlerin belirlenmesindeki hataların standart sapması σ olan bir normal dağılım gösterdiği varsayılırsa, görünür magnitudün yoğunluk ve kümülatif olasılık fonksiyonları sırası ile,

$$f(\chi | m, \sigma) = \beta A(\chi) / (A_1 - A_2) C_\sigma(\chi | m, \sigma), \quad (18)$$

$$F(\chi | m, \sigma) = [A_1 - A(\chi)] / (A_1 - A_2) D_\sigma(\chi | m, \sigma), \quad (19)$$

olur, Burada

$$C_\sigma(\chi | m, \sigma) = \frac{e^{\rho^2}}{2} \left[\text{erf}\left(\frac{m_{\max} - \chi}{\sqrt{2}\sigma} + \rho\right) + \text{erf}\left(\frac{\chi - m}{\sqrt{2}\sigma} - \rho\right) \right]$$

$$D_\sigma(\chi | m, \sigma) = \left\{ A_1 \left[\text{erf}\left(\frac{\chi - m}{\sqrt{2}\sigma} + 1\right) + A_2 \left[\text{erf}\left(\frac{m_{\max} - \chi}{\sqrt{2}\sigma} - 1\right) - 1 \right] - 2C_\sigma(\chi | m, \sigma) A(\chi) \right] / 2[A_1 - A(\chi)] \right\}$$

dir. $\text{erf}(\cdot)$ hata fonksiyonudur (Abramowitz ve Stegun 1970). $\rho = \beta\sigma/\sqrt{2}$ ve x her iki taraftan sınırsızdır.

$< m, m_{\max} >$ magnitud aralığı için (18) ve (19) ile verilen görünür magnitud dağılımları (2) ve (3) ile verilen gerçek magnitud dağılımları ile gösterilebilirler:

$$f(\chi | m, \sigma) = f(\chi | m) C_\sigma(\chi | m, \sigma) \quad (20)$$

$$F(\chi | m, \sigma) = F(\chi | m) D_\sigma(\chi | m, \sigma) \quad (21)$$

x in $< m, m_{\max} >$ içinde olması halinde $C_\sigma(x | m, \sigma)$ düzeltme faktörü $\exp(\rho^2)$ gibi bir sabite yaklaşabilir ve

$$\lim_{\sigma \rightarrow 0} C_\sigma(\chi | m, \sigma) = 1 \quad (22)$$

$$\lim_{\sigma \rightarrow 0} D_\sigma(\chi | m, \sigma) = 1$$

olur. (22) bağıntıları beklentilerimizle uyusmaktadır. Yani gerçek magnitudde ne kadar az hata girerse görünür magnitud dağılımları $f(x | m, \sigma)$ ve $F(x | m, \sigma)$ nin $f(x | m)$ ve $F(x | m)$ ye o kadar iyi yaklaştıkları görülür. (18) ve (19) ile verilen görünür magnitud dağılımları $< m, m_{\max} >$ dışında bile değerler alabilirler. Görünür magnitudler $\pm\infty$ aralığında değişebilirler.

Bundan sonraki uygulamalar için (18) ve (19) un normalleştirilmeleri gerekir. m en küçük magnitud ise ve bundan büyük magnitudler için gözlemler tamam ise, yoğunluk olasılık fonksiyonu $f(x | m, \sigma)$, m ye kadar sıfır $x \geq m$ için ise $f(x | m, \sigma) / [1 - F(m | m, \sigma)]$ ye eşittir. Benzer şekilde, görünür magnitudün normalleştirilmiş kümülatif olasılık fonksiyonu

$$\tilde{F}(\chi | m, \sigma) = [F(\chi | m, \sigma) - F(m | m, \sigma)] / [1 - F(m | m, \sigma)]$$

dır. Gerçekte, $f(x | m, \sigma)$ ve $F(x | m, \sigma)$, $x \geq m$ için x in şartlı dağılımlarıdır.

Nihayet, kabul ettiğimiz modelde (2) ile verilen yoğunluk fonksiyonunun kesme magnitudü m nin altında sıfır olmasının gerçeğe uygun olmadığı ve pratikte geçişin yavaş yavaş olduğu varsayılarak görünür etkinlik oranı $\lambda(x)$ ile gerçek etkinlik oranı arasında

$$\bar{\lambda}(x) = \lambda(x) \frac{e^{\rho^2} m_{\max} - x}{2 \sqrt{2\sigma}} [1 + \operatorname{erf}(\frac{m_{\max} - x}{\sqrt{2\sigma}} + \rho)] \quad (23)$$

bağıntısı elde edilir.

$\Theta = (\beta, \lambda)$ nun fonksiyonu olan olasılık fonksiyonu (likelihood function) katı sınırlı modelde olduğu gibi elde edilir:

$$L_s(\Theta | \chi) = \prod_{i=1}^n L_i(\Theta | \chi_i) \quad (24)$$

Katalogün tam olmayan bir kısmında, herbir i depremi için iki veri gereklidir; bunlar t_i zaman aralığında oluşan en büyük depremin görünür magnitudü x_{oi} ve bunun standart sapması σ_{oi} ($i=1, \dots, n_o$) dır. Gösterim kolaylığı için deprem magnitudleri ve bunların standart sapmaları

$$x_o = |x_{oi}, \sigma_{oi}|, i=1, \dots, n_o$$

ile gösterilmiştir. Aynı sebeple, t_i zaman aralıkları $t = (t_1, \dots, t_{n_o})$ şeklinde gruplandırılır. Benzer olarak,

$$x_i = |x_{ij}, \sigma_{ij}|, (j=1, \dots, n_i)$$

katalogün herbir tam kısmında görünür magnitudleri ve bunların standart sapmalarını gösterir. $\Theta = (\beta, \lambda)$ parametrelerini belirlemek için en büyük olasılık yöntemi kullanılır. Bu yöntemde $\partial L(\Theta | \chi) / \partial \beta$ ve $\partial L(\Theta | \chi) / \partial \lambda$ sıfır yapılarak (17) ve (24) ile verilen olasılık fonksiyonlarını en büyük yapan Θ değerleri her iki model için ayrı ayrı hesaplanırlar. Çoğu hallerde olasılık fonksiyonu $m_{\max}$ için gerçek değerler vermez. Ancak, katalogün kapsadığı T zaman döneminde gözlenen en büyük magnitudün ($x_{\max}$) beklenen en büyük magnitudde [EXPECT ($x_{\max} | T$)] eşit olması koşulu ile tatmin edici sonuçlar elde edilebilir. EXPECT ($x_{\max} | T$), aşağıdaki formül ile verilir (Kijko 1988):

$$\text{EXPECT}(x_{\max} | T) = m_{\max} \frac{E_1(TZ_2) - E_1(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} - m_{\min} \exp(-\lambda T) \quad (25)$$

Burada,

$$Z_i = -\lambda A_i | (A_2 - A_1), i=1, 2$$

ve $E(\cdot)$ aşağıdaki şekilde verilen bir üstel integral fonksiyonudur (Abramowitz ve Stegun 1970):

$$E_1(Z) = \int_Z^{\infty} \exp(-\zeta) / \zeta d\zeta.$$

ERZİNCAN VE ÇEVRESİNDE DEPREM RİSKİ

Magnitud hatalarının deprem risk parametrelerini nasıl

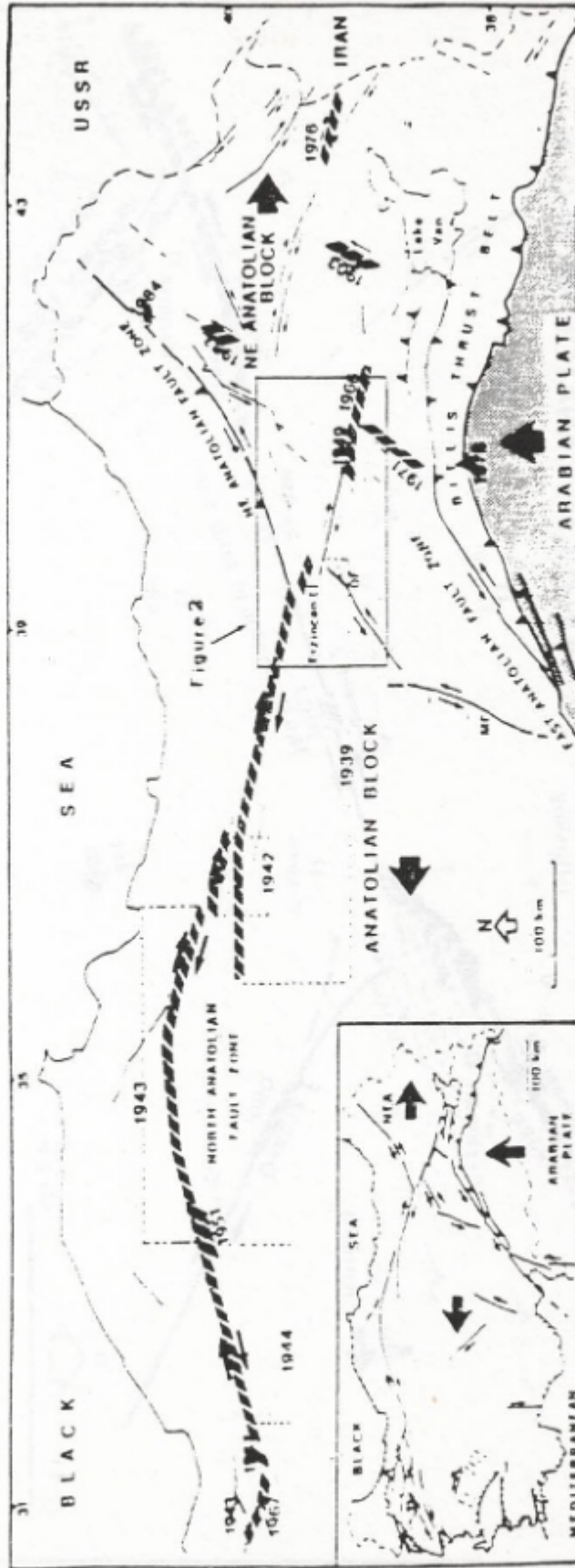
etkilediğini görebilmek amacıyla, kuramsal esasları önceki bölümde tartışılan modeller kullanılarak, Erzincan ve çevresini de içine alan 37.00°E - 42°E boylamları ve 38.5°K - 40.5°K enlemleri arasındaki bölge için sismik risk hesaplanmış ve magnitud hatalarını dikkate alınmadığı durum ile karşılaştırılmıştır. Sismik risk parametrelerinin belirlenmesinden önce Erzincan ve çevresinin tektoniği ve depremselliği hakkında bilgi verilecektir.

ERZİNCAN VE ÇEVRESİNİN TEKTONİĞİ VE DEPREMSELLİĞİ

Arap levhasının kuzeye doğru hareketi Doğu Anadolu'da bir sıkışmaya sebep olmaktadır (McKenzie 1972, Alptekin 1978, Jackson 1992). Bu sıkışma sonucu Anadolu Bloğu batıya ve Kuzeydoğu Anadolu Bloğu'na doğuya doğru kaçmaya çalışmaktadırlar (Şekil 2). Bu kaçış sonucu Anadolu Bloğu'nun, kuzey sınırını oluşturan Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda (KAFZ) sağ-yanal, güney sınırını oluşturan Doğu Anadolu Fay Zonu'nda (DAFZ) ise sol-yanal hareketler olmaktadır. Bu iki fay Karlıova üçlü ekleminde kesişirler (Ketin 1969, Allen 1969, McKenzie 1972, Alptekin 1978, Dewey 1976, Toksöz ve diğ. 1979, Jackson ve McKenzie 1984, Şengör ve diğ. 1986, Barka ve diğ. 1987). Kuzeydoğu Anadolu Bloğu'nun doğuya hareketi, bu bloğun kuzey sınırını oluşturan Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu'nda (KDAFZ) sol-yanal hareketlere ve blok için karmaşık deformasyonlara neden olur. Anadolu Bloğu'nun doğu kısmı sol-yanal atımlı Ovacık fayı ile ikiye bölünmüştür. Ovacık fayı Erzincan baseninin güneydoğu kenarında, KDAFZ ise baseninin kuzey sınırında KAFZ ile kesişirler. Erzincan baseni yaklaşık uzunluğu 50 km ve genişliği en çok 15 km yi bulan KB - GD doğrultulu çek-ayır tipi (pull-apart) bir basendir (Barka ve Gülen 1989).

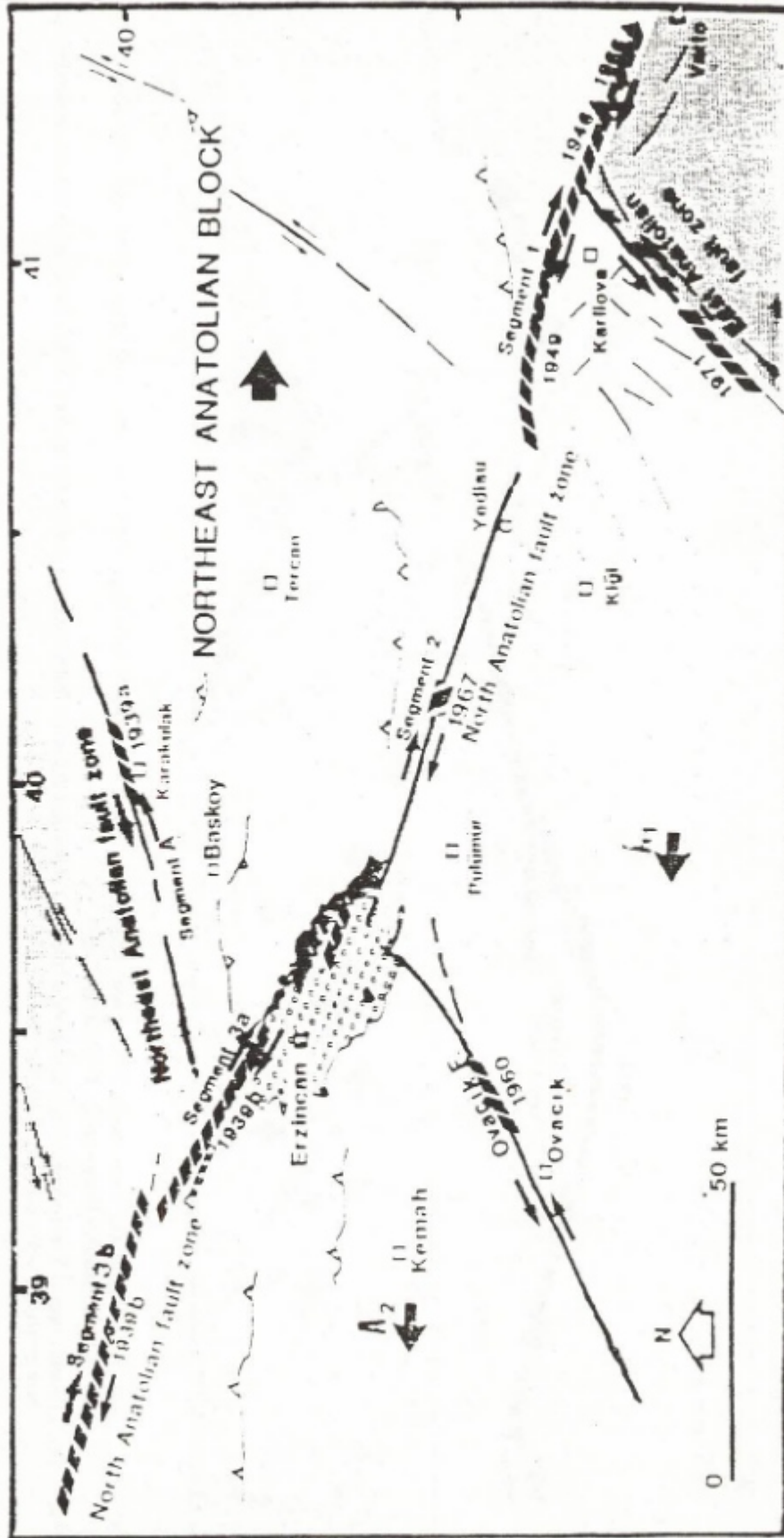
KAFZ'nun Erzincan civarındaki bölümü birçok parçadan oluşmaktadır (Şekil 3). Bu parçalardan birincisi Karlıova'dan Yedisu'nun batısına kadar, ikincisi Yedisu'nun batısından Erzincan baseninin güneydoğu ucuna kadar uzanır. Üçüncüsü Erzincan baseninin kuzeydoğu sınırını oluşturur ve ikinci tali bir parça ile kuzeybatıya devam eder. Bu fay parçalarının jeolojik ve sismolojik özellikleri Barka ve Kadinsky-Cade (1987) ve Barka ve diğ. (1987) de ayrıntılı olarak tartışılmıştır. Bu araştırmalara göre KAFZ'nun Yedisu ile Erzincan baseni arasındaki yaklaşık 100 km uzunluğundaki parçası fayın Karlıova ile Adapazarı arasındaki bölümünün kırılmayan tek parçasıdır ve yakın gelecekte orta büyüklükte bir depremin beklenildiği bir sismik boşluk oluşturmaktadır.

Erzincan ve çevresi hem tarihsel dönemde hemde aletsel dönemde sismik bakından aktif bir yöredir (Ergin ve diğ. 1967, Soysal ve diğ. 1981, Barka ve diğ. 1987). Çizelge 1 de Erzincan ve çevresinde tarihsel dönemde (1000-1900) oluşan depremler ve bunların sebep oldukları can kayıpları verilmiştir. KAFZ üzerinde meydana gelen en büyük deprem 26 Aralık 1939 Erzincan depremidir ($M = 8.0$). Bu deprem KAFZ'nun Erzincan segmentinin KDAFZ ile kesiştiği kuzey ucunda oluşmuştur. Çeşitli araştırmalar ana şokun episantrının 39.5° - 39.9°K enlemleri ile 38.5° - 39.7°D boylamları arasında yereldiğini belirlemişlerdir (Bkz. Barka ve diğ. 1987). 30000 den fazla insanın öldüğü bu depremde fay zonunun Erzincan ile Amasya arasındaki yaklaşık 360 km lik bir bölümü kırılmıştır. Bazı yerlerde 3.7 m ye ulaşan sağ-yanal atım göz-



Şekil 2. Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu'da 1900 yılından beri meydana gelen büyük depremlerin oluşturduğu yüzey kırıkları ve bunlara sebep olan levha hareketlerini gösteren tektonik harita (Barka ve diğ. 1987 den alınmıştır).

Fig. 2. Tectonic map of Turkey. The surface rupture along the North Anatolian and other faults due to large earthquakes since 1900, and the plate motions responsible for these are shown (After Barka et. al. 1987).



Şekil 3. Anadolu ve kuzeydoğu Anadolu bloklarının hareketleri ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Karlova ile Erzincan arasındaki bölümlerini oluşturan fay parçaları. Noktalar Erzincan basenini, A1 ve A2 Anadolu bloğunun iki ayrı parçasını göstermektedir (Barka ve diğ. 1987 den alınmıştır).

Fig. 3. Motions of the Anatolian and the northeast Anatolian Blocks and the segments of the North Anatolian Fault Zone between Erzincan and Karlova. Dotted area represents the Erzincan basin. A1 and A2 are subblocks of the Anatolian block (After Barka et. al. 1987).

Çizelge 1. Erzincan ve çevresinde tarihsel dönemde meydana gelen depremler (Barka ve diğ. 1987 ve bu çalışma).

Table 1. Historical earthquakes in Erzincan and vicinity (Barka et. al. 1987 and this study).

Tarih	Şiddet	Ölü sayısı	Episandır Bölgesi
995	VI		Palu-Sivrice
1011	VIII		Erzincan
1045	X-XI		Erzincan
1068	VII		Erzincan
1161	VII		Erzincan
1166	VI		Erzincan
1168	VIII	12.000	Erzincan
1236	VI-VII		Erzincan
1251	VIII		Erzincan
14.10.1254	VIII	16.000	Refahiye-Erzincan, Sivas
1268	IX	15.000	Erzincan-Erzurum
1281	VI		Erzincan
08.05.1287	VIII		Erzincan
1289	VIII		Erzincan
1290	VI		Erzincan
1308	VI-VII		Erzincan
1345	VI		Erzincan
1356	V-VI		Erzincan
1363	VIII		Muş ve Yöresi
1366	VI		Erzincan
08.12.1374	VII-VIII		Erzincan
1422	VIII		Erzincan
1433	VI		Erzincan
13.04.1456	VIII		Erzincan
1458	X	32.000	Erzincan-Erzurum
21.12.1482	IX		Erzincan-Erzurum
1543	VII		Erzincan
05.11.1576	VII		Erzincan
1578	VIII	1.500-15.000	Erzincan
17.06.1584	IX		Erzincan-Erzurum
1605	?		Erzincan
1659	VI		Erzurum
28.06.1667	VIII-X		Erzincan
09.06.1766	VII		Pasinler, Tortum, İspir
27.01.1781	VII		Erzurum
23.07.1784	VIII-X	5.000-15.000	Erzincan, Pülümür, Erzurum
1787	VIII		Erzincan
.05.1789	VIII		Palu-Elazığ
1790	VIII		Erzurum
1794	VI		Erzurum
01.01.1844	VII		Erzurum
1850	VII		Erzurum
24.07.1852	IX		Erzurum
29.08.1852	VI		Erzurum
21.01.1859	VIII	500	Pasinler-Erzurum
02.06.1859	IX	15.000	Erzurum ve Geniş Yöresi
26.06.1859	VII		Erzurum
03.12.1860	VII		Erzurum
20.06.1866	VIII		Erzurum
02.04.1868	VIII		Pasinler-Erzurum
23.04.1868	IX		Erzurum-Kars
13.02.1873	VII		Niksar, Şebinkarahisar
03.05.1874	VIII		Harput-Elazığ, Diyarbakır
27.03.1875	VIII		Karlıova-Bingöl, Palu-Elazığ
01.11.1875	X		Erzurum
.07.1877	VI		Erzurum
.03.1886	VI		Erzurum
1887	VI		Erzincan
.05.1888	VII		Erzincan
1889	VI		Palu-Elazığ
20.05.1890	IX		Refahiye-Erzincan

lenmiştir (Pamir ve Ketin 1941, Ketin 1948, 1969, Ambraseys 1970).

USGS NEIC'ni ilk belirlemelerine göre 13 Mart 1992 Erzincan depremi ($M = 6.8$) de fayın Erzincan segmenti üzerinde meydana gelmiştir. Erzincan ve çevresinde 1900 - 1984 yılları arasındaki deprem etkinliği Şekil 4 de gösterilmiştir. Aynı dönem içinde oluşan depremlerin yıllara göre dağılımları Şekil 5 de gösterilmiştir. 38.5 K ile 40.5 K enlemleri arasında tarihsel ve aletsel depremlerin zamana göre dağılımları incelendiğinde (Şekil 6 a, b) 10 ile 100 yıl arasında değişen suskunluk dönemleri göze çarpmaktadır.

KULLANILAN VERİ VE ÖZELLİKLERİ

Erzincan ve çevresinde sismik riskin belirlenmesi ve magnitüd belirsizliklerinin sismik risk parametrelerine etkisini incelemek için, 1950-1984 yılları arasında oluşan depremleri içeren bir katalog hazırlandı. Bu katalogun oluşturulmasında tarihsel dönem depremleri için Soysal ve diğ. (1981), Ergin ve diğ. (1967) kataloglarından, aletsel dönem depremleri için NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) veri tabanı ile Ergin ve diğ. (1967) ve Ayhan ve diğ. (1986) kataloglarından yararlanıldı. Katalogumuzun tarihsel dönem depremlerini içeren kısmı 01/01/1950 ile 31/12/1899 arasındaki dönem kapsamaktadır. Bu kısımda veriler kalitelere göre; a: yüksek güvenilirlikli ($\delta=0.4$), b: orta güvenilirlikli ($\delta=0.5$) ve c: azgüvenilirlik ($\delta=0.6$) olmak üzere gruplandırılmışlardır. Bu sınıflama magnitüd belirsizlik değerlerinin seçilmesinde dikkate alınmıştır.

Aletsel dönem verilerinde Dünya Standart Sismograf Ağ'ının (WWSSN) işletilmeye başlandığı 1960 lı yıllardan itibaren belirgin bir iyileşme görüldüğünden aletsel dönem deprem katalogumuz 01/01/1900-31/12/1960 ve 01/01/1961-31/12/1984 zaman dönemlerini kapsayan iki alt kataloğa ayrılmıştır. Bunlardan birincisi için $\sigma=\delta=0.3$, ikincisi için ise $\sigma=\delta=0.2$ alınmıştır. Katalogumuzun tarihsel kısmında şiddet değerlerini magnitüde dönüştürmek için

$$M = 0.659 I_0 + 0.93$$

bağıntısı (Öncel 1992, Alptekin ve diğ. 1993) kullanılmıştır.

Tarihsel ve aletsel dönem deprem kataloglarımız Çizelge 2 de özetlenmiştir.

SİSMİK RİSK DEĞERLERİ

Önceki bölümde özellikleri açıklanan katalog kullanılarak kuramsal esasları anlatılan katı sınırlı model (HB Model) ve yumuşak sınırlı model (SB Model) ile magnitüd hatalarının dikkate alınmadığı hal (KS1 tekniği) için Erzincan ve çevresinde sismik risk değerleri hesaplanmıştır. Hesaplamalar Kijko ve Sellevoll'un (1992) geliştirdiği ve araştırmacıların kullanımına açtıkları, IBM PC veya eşdeğeri bilgisayarlarda çalıştırılabilen bir FORTRAN 77 programı ile yapılmıştır. Programın amacımıza uygun çalışmasını açıklayan akış şeması Şekil 7 de gösterilmiştir.

Magnitüd belirsizliklerinin dikkate alınmadığı hal ile, $\sigma=\delta$ seçilmesi halinde katı sınırlı model (HB Model) ve yumuşak sınırlı model (SB Model) için hesaplanan sismik risk parametreleri (b , $\lambda_{4.0}$ ve m_{max}) Çizelge 3 de özetlenmiştir. Bu so-

nuçlara katalogumuzun farklı bölümlerinin katkıları Çizelge 4 de verilmiştir. Çizelge 3 deki sonuçlara göre hesaplanan yinelenme zamanları (tekrarlanma periyodu) Çizelge 5 de verilmiş ve Şekil 8 de gösterilmiştir. Yumuşak sınırlı model için sismik risk parametrelerinin magnitüd belirsizliğinden nasıl etkilendikleri Şekil 9 da gösterilmiştir. Şekilden magnitüd belirsizliklerinin m_{max} 'ı hemen hemen hiç etkilemediği λ ve β yı ise δ dan büyük belirsizlikler için etkilediği, δ küçük belirsizliklerin, sismik risk parametrelerini hemen hemen hiç etkilemedikleri anlaşılmaktadır.

Magnitüd hatalarının dikkate alınmadığı halde (KS1 tekniği ile) hesaplanan yinelenme zamanları katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modeller için hesaplanan yinelenme zamanlarından küçüktür.

Yumuşak sınırlı model için hesaplanan yinelenme zamanları magnitüd belirsizliklerine daha duyarlıdır. Örneğin, $\sigma=\delta/2$ olduğundan 5.5 magnitüdünün yinelenme zamanı 10.1 yıl iken $\sigma=\delta$ olduğunda hesaplanan yinelenme zamanı 11.9 yıldır. Magnitüddeki belirsizliğin iki katına çıkması yinelenme zamanında % 15 lik bir artışa sebep olmaktadır. Yumuşak sınırlı modelde yinelenme zamanlarına magnitüd belirsizliğinin etkisi Şekil 10 da gösterilmiştir.

Katı sınırlı model magnitüd hatalarına daha az duyarlıdır. Örneğin, 5.5 magnitüdü için katı sınırlı modele göre $\delta/2$ için yinelenme zamanı 9.6 yıl iken δ için bulunan yinelenme zamanı 10.8 yıl olup artış % 11 dir.

Katı sınırlı modelin magnitüd belirsizliğine daha az duyarlı oluşu kolay açıklanabilir. Pratikte, katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modeller magnitüd belirsizliğinin dikkate alınmadığı standart modelden c_f düzeltme faktörü ile farklıdır. Katı sınırlı model için

$$C_f = [\exp(\beta \delta) - \exp(-\beta \delta)] / (2\beta \delta)$$

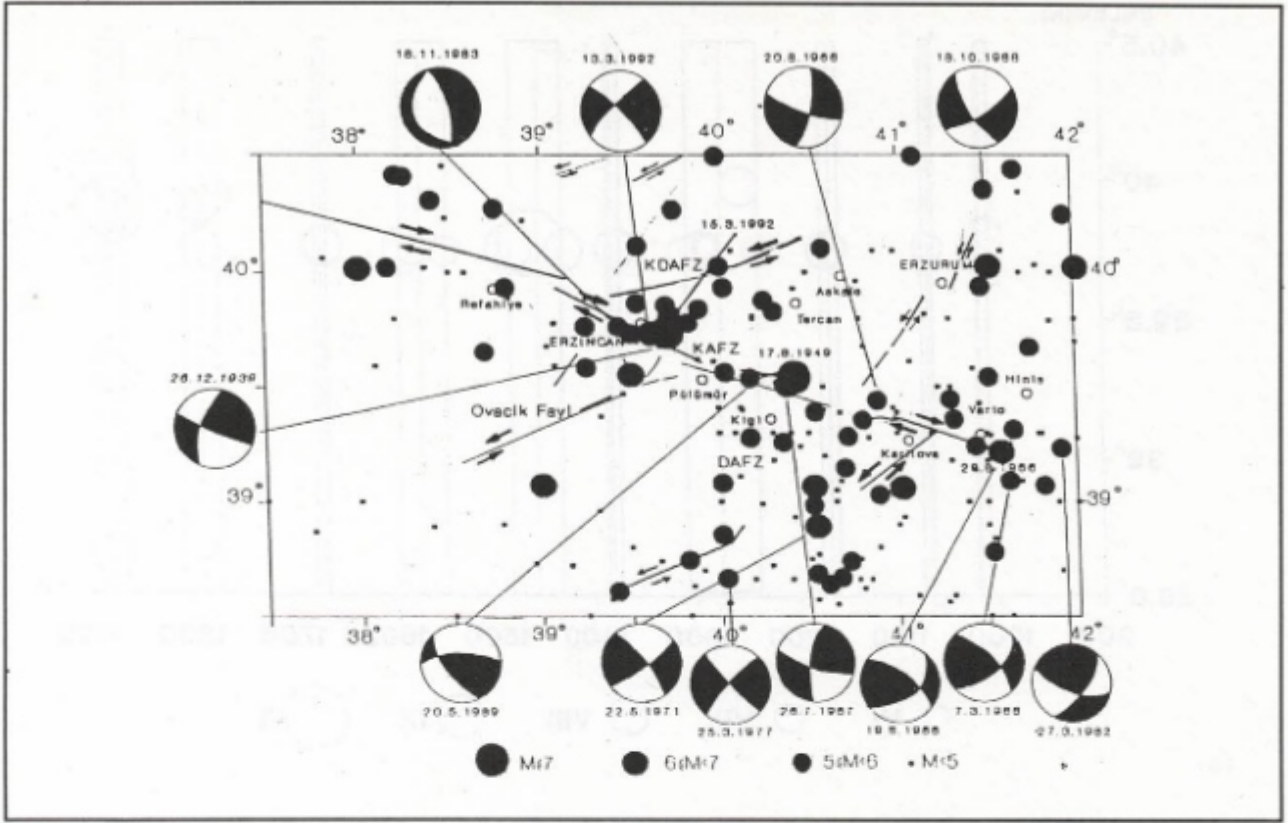
yumuşak sınırlı model için ise

$$C_f = \exp(\beta^2 \sigma^2 / 2)$$

dir. Standart yaklaşımda $c_f=1$ dir. Şekil 11 de düzeltme faktörü c_f nin magnitüd belirsizliği ile değişimi gösterilmiştir. Magnitüd belirsizliği, katı sınırlı model için δ , yumuşak sınırlı model için ise σ dir ve hesaplar $\beta=2.0$ için yapılmıştır. Yaklaşık 0.2 ye kadar olan küçük magnitüd belirsizlikleri için düzeltme faktörü hemen hemen 1 dir. Bu gibi hallerde üç model de eşdeğerdir ve magnitüd hataları ihmal edilebilir. Ancak, magnitüd belirsizliği arttıkça düzeltme c_f faktörü de artmaktadır. c_f nin artışı, yumuşak sınırlı model için daha hızlıdır. Bu sebeple, yumuşak sınırlı model magnitüd hatalarına katı sınırlı modele göre daha duyarlıdır.

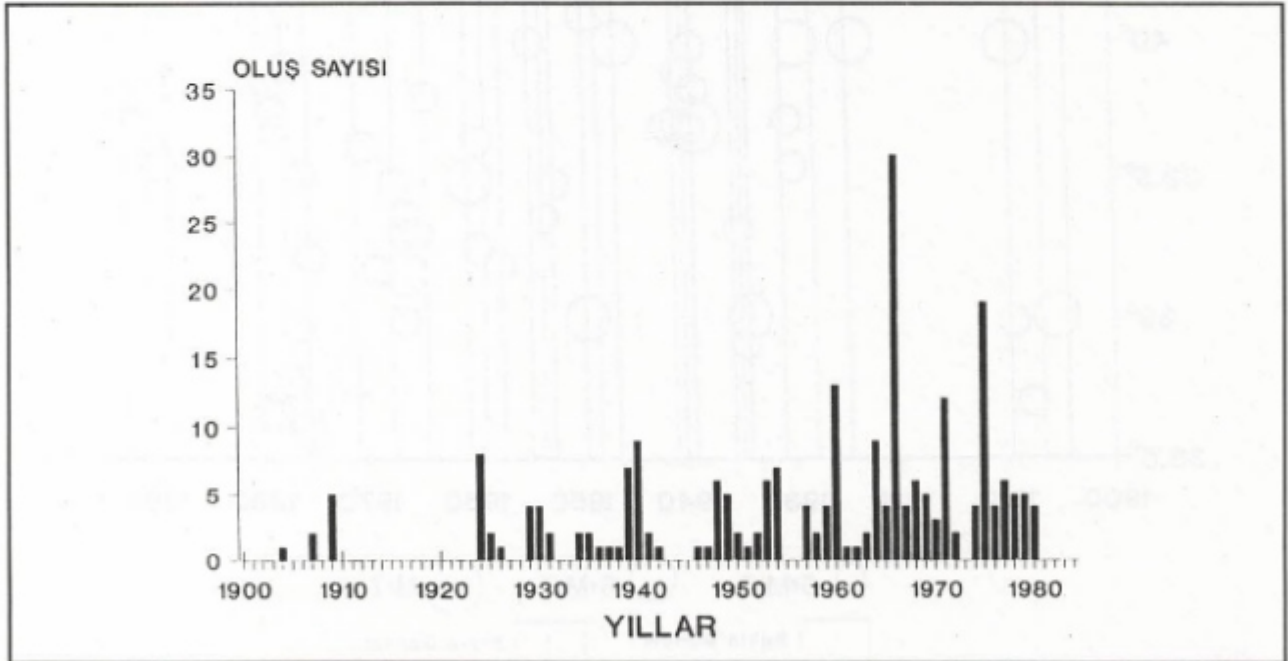
SONUÇLAR

Tarihsel ve aletsel dönem deprem kataloglarından sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında magnitüd belirsizliklerinin etkisi incelenmiştir. Kijko ve Sellevoll (1992) tarafından önerilen, magnitüd belirsizliklerini dikkate alan katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modeller için ve magnitüd belirsizliklerinin dikkate alınmadığı hal için Erzincan ve çevresinde deprem risk parametreleri hesaplanmıştır. Katı sınırlı modelde



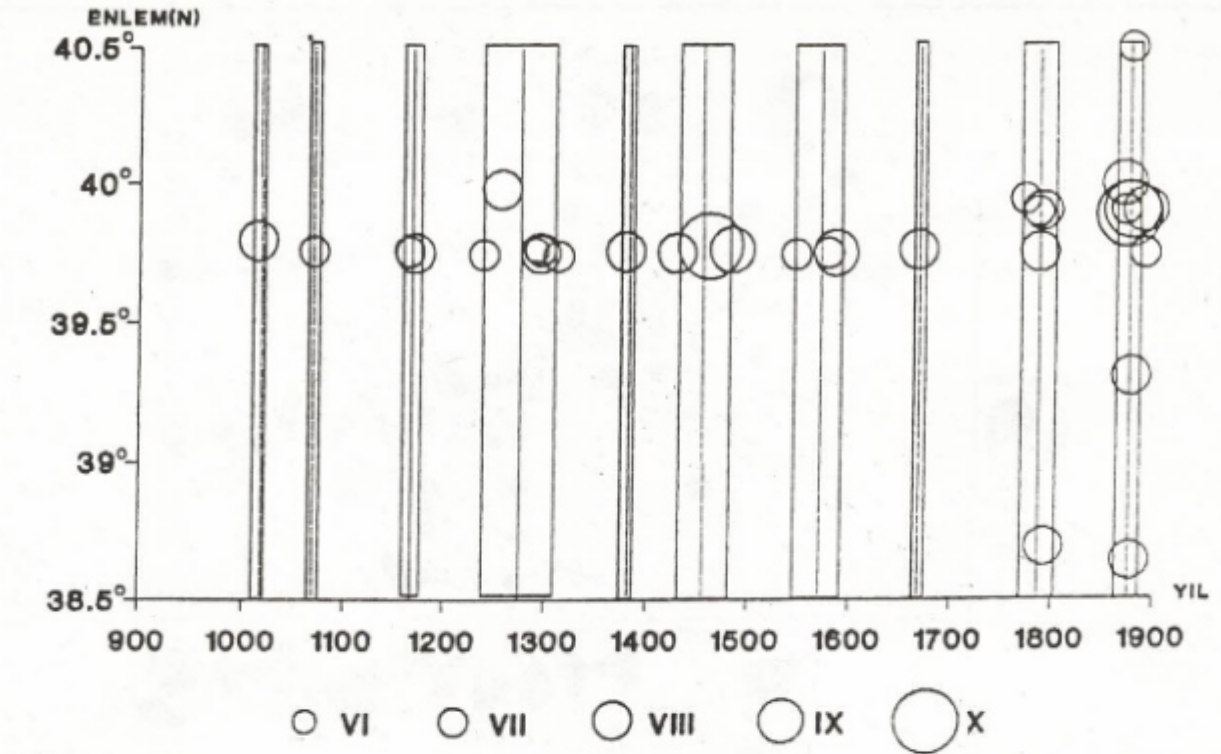
Şekil 4. Erzincan ve çevresinde 1900-1984 yılları arasındaki deprem etkinliği.

Fig. 4. Seismicity of Erzincan and vicinity between 1900-1984.

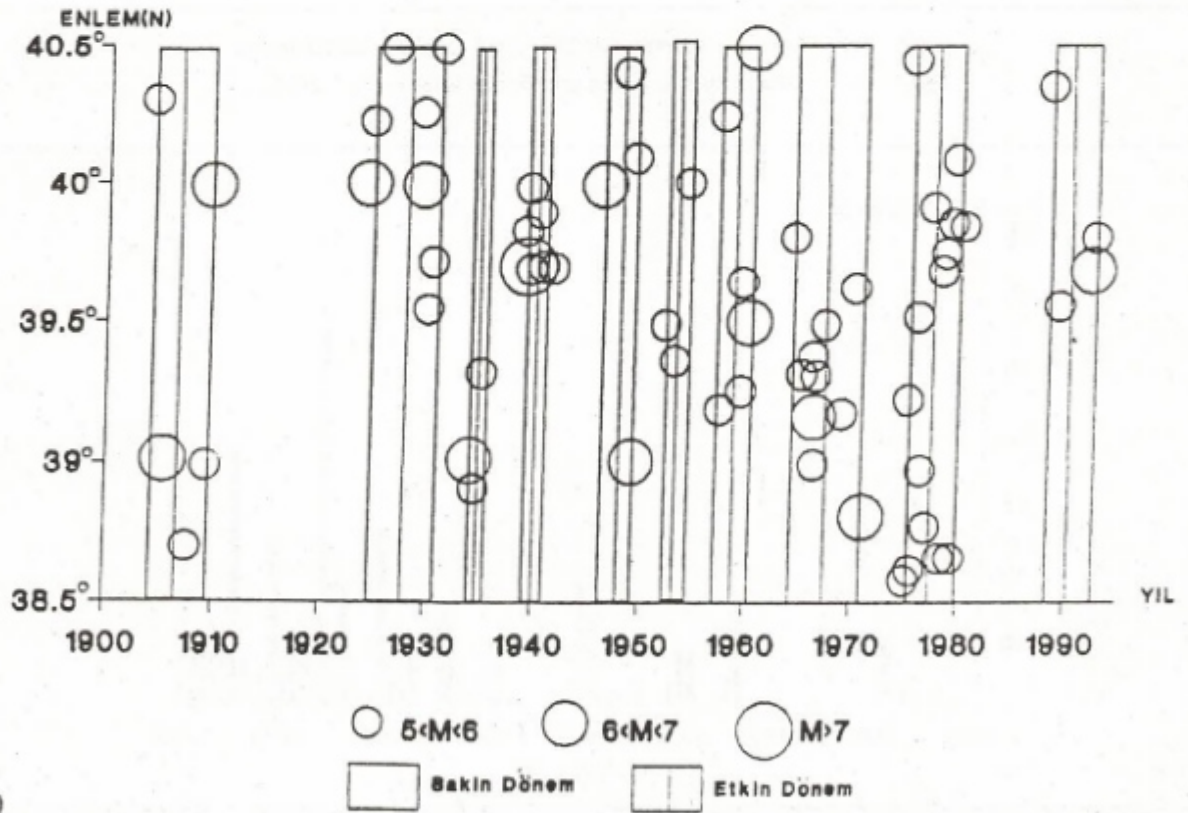


Şekil 5. Erzincan ve çevresinde 1900-1984 yılları arasında meydana gelen depremlerin oluş sayıları.

Fig. 5. Yearly distribution of earthquake occurrences in Erzincan and vicinity between 1900-1984.



(a)



(b)

Şekil 6. 38.5 K ile 40.5 K enlemleri arasında (a) tarihsel, (b) aletsel dönemde meydana gelen depremlerin yıllara göre dağılımları. 10 ile 100 yıl arasında değişen suskunluk dönemleri dikkat çekmektedir.

Fig. 6. Yearly distribution of earthquake occurrences between 38.5 N and 40.5 N latitudes, (a) in historical period, (b) in instrumental period. Seismically quiet periods ranging from 10 to 100 years can be recognized.

Çizelge 2. Sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan tarihsel ve aletsel dönem deprem kataloglarının özeti.

Table 2. A summary of the historical and the instrumental period earthquake catalogs which are used to compute seismic risk parameters.

a. TARİHSEL KATALOG

Eksik Katalok

Kapsamı: 01/01/950-31/12/1899

$\sigma=\delta=0.4$ (Yüksek güvenilirlikli veri)

$\sigma=\delta=0.5$ (Normal güvenilirlikli veri)

$\sigma=\delta=0.6$ (Az güvenilirlikli veri)

Şiddet	Magnitüd	Oluş sayısı
VI	4.9	12
VII	5.5	15
VIII	6.2	19
IX	6.9	8
X	7.5	2

b. ALETSEL KATALOG

Tamam Katalog 1

Kapsamı: 01/01/1900-31/12/1961

Kesme magnitüdü: 4.5

$\sigma=\delta=0.3$

Magnitüd	Oluş sayısı
4.5	6
4.6	10
4.7	5
4.8	14
4.9	12
5.0	16
5.1	6
5.2	1
5.3	5
5.5	5
5.6	5
5.7	1
5.8	3
5.9	2
6.0	3
6.1	1
6.3	1
6.5	1
6.8	2
6.9	1
8.0	1

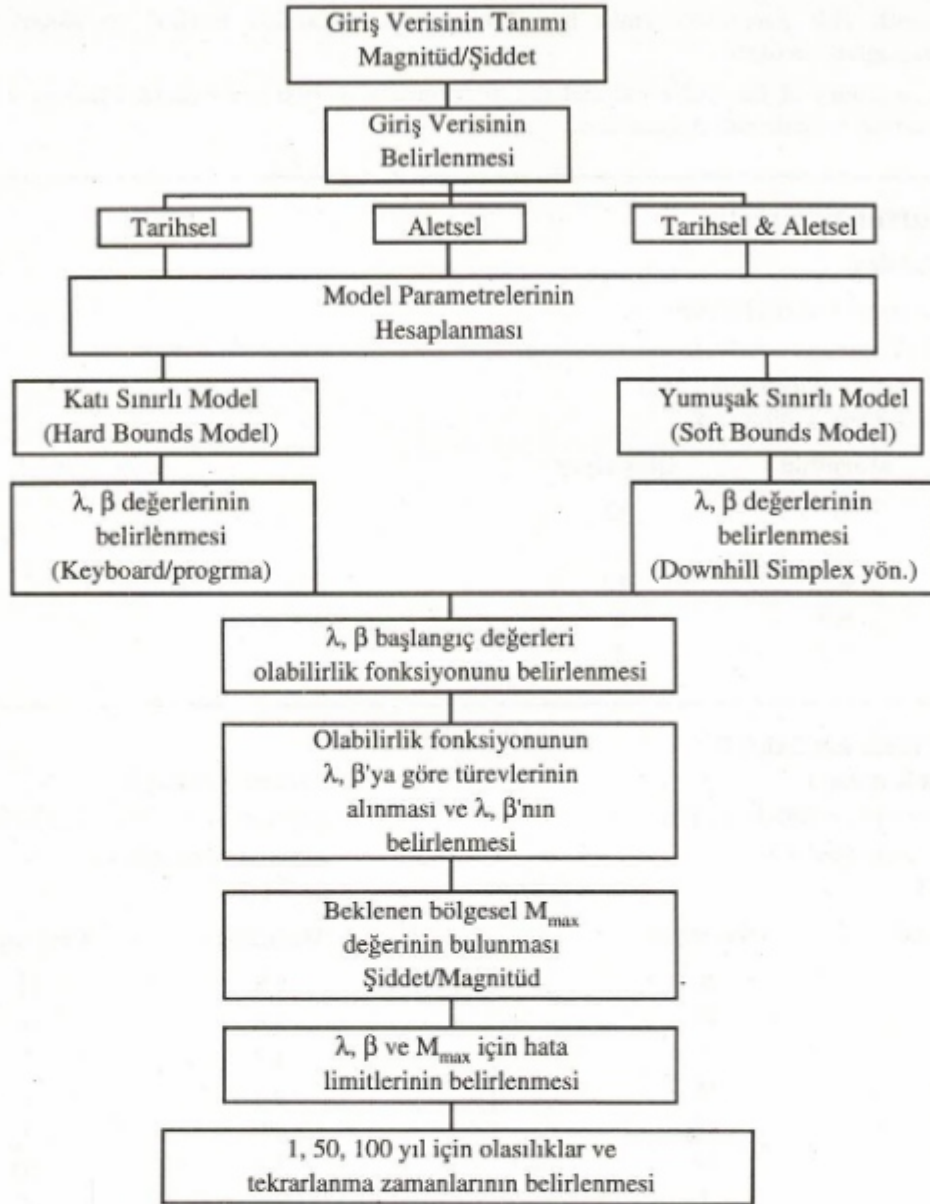
Tamam Katalog 2

Kapsamı: 01/01/1961-31/12/1984

Kesme magnitüdü: 4.5

$\sigma=\delta=0.2$

Magnitüd	Oluş sayısı
4.5	11
4.6	4
4.7	7
4.8	8
4.9	3
5.0	20
5.1	5
5.2	1
5.3	2
5.4	1
5.5	2
5.6	1
5.7	1



Şekil 7. Sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında kullanılan bilgisayar programının basitleştirilmiş akış diyagramı.

Fig. 7. Simplified flow chart of the computer program which is used to compute the seismic risk parameters.

Çizelge 3. Magnitüd belirsizliklerinin dikkate alınmadığı hal ile, $\sigma=\delta$ seçilmesi halinde kıatı sınırlı model ve yumuşak sınırlı model için hesaplanan sismik risk parametreleri.

Table 3. Seismic risk parameters computed for the hard bounds and the soft bounds models when $\sigma=\delta$, and for the case when the magnitude uncertainty is ignored.

SİSMİK RİSK PARAMETRELERİ			
	Magnitüd hataları İhmal edilmiş	Kıatı Sınırlı Model	Yumuşak Sınırlı Model
b	0.83	0.80 .03	0.75 .04
$\lambda_{1.0}$	2.48	1.55 .13	1.20 .10
m_{max}	8.63	8.8 .00	8.67 .53

Çizelge 4. Hesaplanan sismik risk parametrelerine tarihsel dönem ve aletsel dönem verilerinin katkıları.

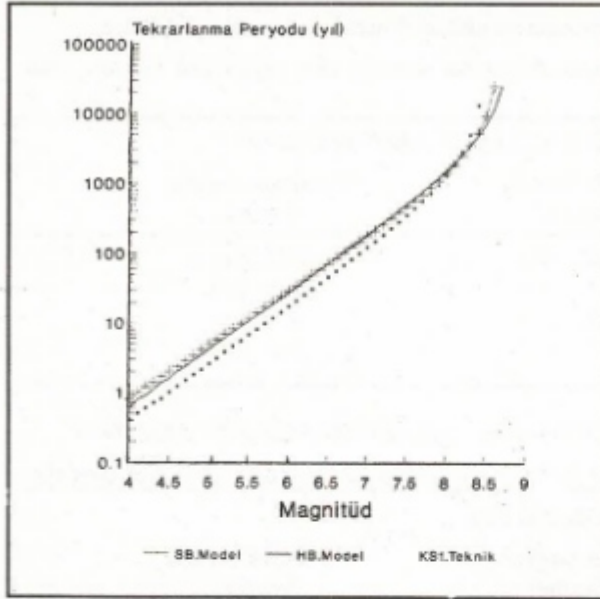
Table 4. Contributions of the historical and the instrumental period data to the computed seismic risk parameters.

SİSMİK RİSK PARAMETRELERİNE KATALOGLARIN KATKISI						
	Magnitüd hataları ihmal edilmiş		Katı Sınırlı Model		Yumuşak Sınırlı Model	
	$\beta(\%)$	$\lambda(\%)$	$\beta(\%)$	$\lambda(\%)$	$\beta(\%)$	$\lambda(\%)$
Eksik Katalog	80.8	19.0	78.5	21.0	74.8	25.3
Tamam Katalog 1	11.3	49.0	12.8	47.8	14.8	45.2
Tamam Katalog 2	8.0	32.0	8.7	31.2	10.4	29.5

Çizelge 5. Çizelge 3 de verilen sonuçlara göre üç ayrı model için hesaplanan deprem yinelenme zamanları.

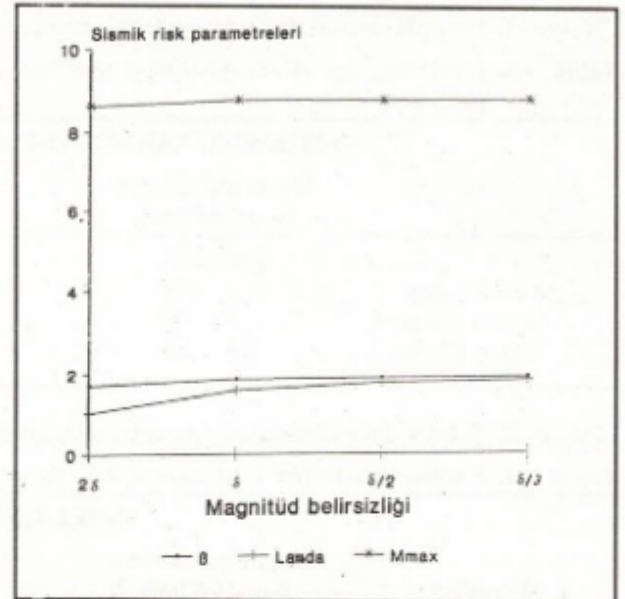
Table 4. Earthquake return periods based on the results of Table 3, computed for the three different models.

YİNELENME ZAMANLARI			
Magnitüd	Magnitüd hataları ihmal edilmiş	Katı Sınırlı Model	Yumuşak Sınırlı Model
4.0	.4	.6	.8
4.1	.5	.8	1.0
4.2	.6	.9	1.2
4.3	.7	1.1	1.4
4.4	.9	1.4	1.7
4.5	1.1	1.6	2.0
4.6	1.3	2.0	2.4
4.7	1.6	2.4	2.9
4.8	1.9	2.9	3.4
4.9	2.4	3.5	4.1
5.0	2.9	4.2	4.9
5.1	3.5	5.1	5.8
5.2	4.2	6.1	7.0
5.3	5.2	7.4	8.3
5.4	6.3	8.9	10.0
5.5	7.6	10.8	11.9
5.6	9.3	13.0	14.2
5.7	11.3	15.7	17.0
5.8	13.8	19.0	20.3
5.9	16.8	22.9	24.2
6.0	20.5	27.7	29.0
6.1	24.9	33.4	34.6
6.2	30.4	40.4	41.4
6.3	37.0	48.8	49.5
6.4	45.1	59.0	59.3
6.5	55.0	71.3	71.0
6.6	67.2	86.3	85.1
6.7	82.1	104.4	102.1
6.8	100.4	126.5	122.7
6.9	122.9	153.4	147.5
7.0	150.6	186.2	177.6
7.1	184.9	226.3	214.2
7.2	227.6	275.4	259.0
7.3	280.8	335.9	314.0
7.4	347.6	410.7	382.0
7.5	432.0	503.6	466.6
7.6	540.0	619.7	572.9
7.7	679.4	766.3	708.1
7.8	862.5	953.1	882.6
7.9	1108.0	1194.5	1112.2
8.0	1446.5	1511.8	1422.2
8.1	1931.1	1938.6	1855.5
8.2	2665.1	2531.1	2491.6
8.3	3877.7	3389.3	3495.9
8.4	6190.9	4714.6	5277.4
8.5	12148.4	6977.6	9210.3



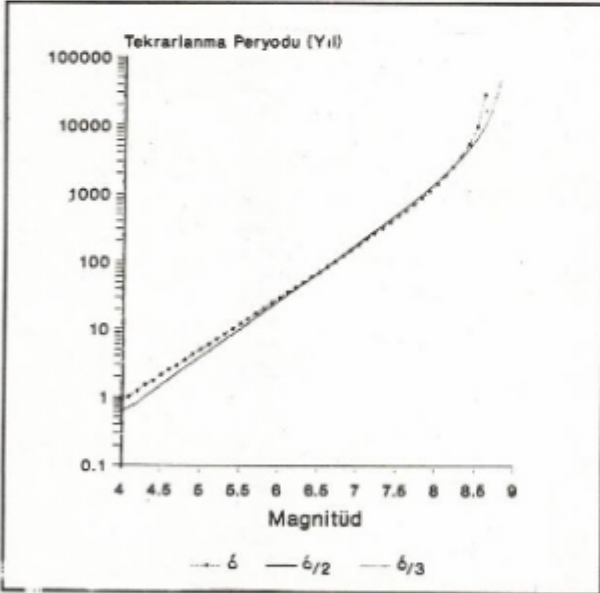
Şekil 8. Magnitüd belirsizliklerinin dikkate alınmadığı hal ile, $\sigma = \delta$ seçilmesi halinde katı sınırlı model (HB model) ve yumuşak sınırlı model (SB model) için deprem yinelenme zamanları.

Fig. 8. Earthquake return periods for the hard bounds (HB) and the soft bounds (SB) models when $\sigma = \delta$, and for the case when magnitude uncertainties are ignored.



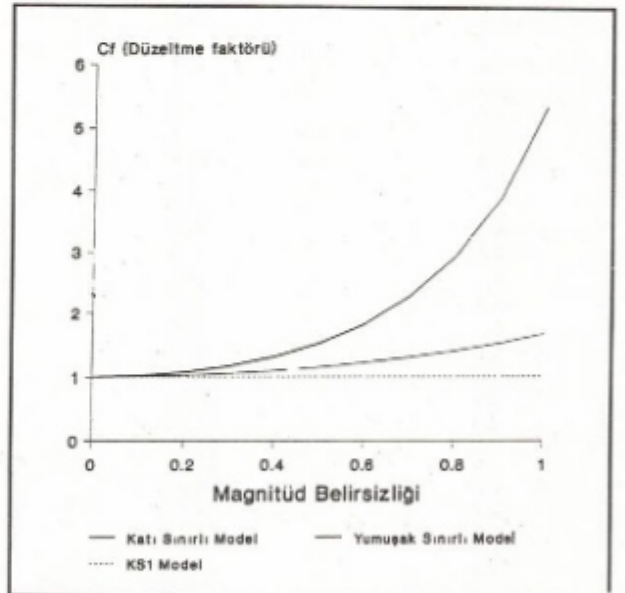
Şekil 9. Magnitüd belirsizliğinin sismik risk parametrelerine etkisi. M_{max} magnitüd belirsizliğinden hemen hemen hiç etkilenmemektedir.

Fig. 9. Effects of magnitude uncertainty on seismic risk parameters estimates. M_{max} is not effected from the magnitude uncertainty.



Şekil 10. Yumuşak sınırlı modelde magnitüd belirsizliğinin deprem yinelenme zamanlarına etkisi.

Fig. 10. Effect of magnitude uncertainty on return times of earthquakes in soft bounds model.



Şekil 11. Katı sınırlı model ve yumuşak sınırlı model için düzeltme faktörü C_f nin magnitüd belirsizlikleri ile değişimi. Magnitüd belirsizliklerinin dikkate alınmadığı halde $C_f = 1$ dir.

Fig. 11. Variations of the correction factor C_f with the magnitude uncertainty in hard bounds and soft bounds models. $C_f = 1$ for case when the magnitude uncertainty is ignored.

deprem magnitudündeki belirsizlik λ , x sınırları ile tanımlanmıştır ve bu aralığın bilinmeyen gerçek magnitudü içerdiği varsayılmıştır. Yumuşak sınırlı modelde ise magnitud belirsizliğinin ortalama değeri sıfır olan ve standart sapması bilinen bir Gauss dağılımı gösterdiği düşünülmüştür.

Erzincan ve çevresi için katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modeller ile magnitud hatalarının dikkate alınmadığı hal için hesaplanan b-değerleri sırası ile 0.80, 0.75 ve 0.83; $\lambda_{4.0}$ etkinlik değerleri 1.55, 1.20 ve 2.48; m_{max} değerleri ise 8.8, 8.67 ve 8.63 dür.

Elde edilen sonuçlar, magnitud belirsizliklerinin kabul edilebilir sınırlar içinde kalmaları halinde sismik risk belirlemelerinde önemli olmadıklarını göstermektedir. Ancak, büyük magnitud hataları sismik risk belirlemelerinde önemli olabilmektedir. Yumuşak sınırlı model büyük magnitud hatalarına katı sınırlı modelden daha duyarlıdır. Magnitud belirsizliğinin kabul edilebilir sınırlar içinde kalması halinde her iki model de kıyaslanabilir sonuçlar vermektedir. Ancak, magnitud hatalarının ihmal edilmesi halinde sismik risk parametreleri doğru hesaplanamaz ve hesaplanan yinelenme zamanları katı sınırlı ve yumuşak sınırlı modellerden bulunan yinelenme zamanlarından küçük olur.

KATKI BELİRTME

Gelecekleri bilgisayar programını kullanmamıza izin veren Prof. A. Kijko ve Prof. M.A. Sellevoll'a ve Şekil 4'ün hazırlanmasına yardım eden Jeofizik Mühendisi A. Yörük'e teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Abramowitz, M. and Stegun, A. 1970, Handbook of Mathematical Functions, 9th ed., Dover, New York.
- Allen, C.R. 1969, Active faulting in northern Turkey, California Inst. Technology, Div. Geol. Sci., Contribution No. 1577, 32p.
- Alptekin, Ö. 1978, Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri, 2. Odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli, Jeofizik VII, 3, 30-56.
- Alptekin, Ö., Öncel, A.O. ve Yörük, A. 1992, En büyük olasılık yöntemi ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda deprem riskinin belirlenmesi, Jeofizik 6, 35-53.
- Ambraseys, N. 1970, Some characteristic features of the North Anatolian Fault Zone, Tectonophysics 9, 143-165.
- Ambraseys, N., Banda, E., Irving, J., Mallrd, S., Melville, C., Morse, T., Wood, M.R., Mandoz, D., Serva, L., Shilton, D. and Vogt, J. 1983, Notes on historical seismicity, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 1917-1920.
- Ayhan, E., Alsan, E., Sancaktı, N. ve Üçer, S.B. 1986, Türkiye ve Doayları Deprem Kataloğu 1881-1980, Boğaziçi Üniv. Kandilli Tasath., 126 Sayfa.
- Barka, A.A., Toksöz, M.N., Gülen, L. ve Kadinsky-Cade, K. 1987, Kuzey Anadolu Fayı'nın doğu kesiminin segmentasyonu, sismisitesi ve deprem potansiyeli, Yerbilimleri 14, 337-352.
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K. 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonics 7, 663-684.
- Barka, A.A. and Gülen, L. 1989, Complex evolution of the Erzincan Basin (eastern Turkey), Jour. Structural Geol. 11, 275-283.
- Bender, B. 1987, Effects of observational errors in relating magnitude scales and fitting the Gutenberg-Richter parameter β , Bull. Seism. Soc. Am. 77, 1400-1428.
- Benjamin, J.R. and Cornell, C.A. 1970, Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers, Mc Graw-Hill, New York.
- Chung, D.H. and Bernreuter, D.L., 1981, Regional relationships among earthquake magnitude scales, Rev. Geophys. Space Phys. 19, 649-663.
- Cosentino, P., Ficara, V. and Luzio, D. 1977, Truncated exponential frequency-magnitude relationship in earthquake statistics, Bull. Seism. Soc. Am. 67, 1615-1623.
- Dewey, J.W. 1976, Seismicity of Northern Anatolia, Bull. Seism. Soc. Am. 66, 843-868.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z. 1967, Türkiye ve Civarının Kataloğu (M.S. 11 yılından 1964 sonuna kadar), İ.T.Ü. Maden Fakültesi Arz Fiziği Enst. Yay. No. 24.
- Gan, Z.J. and Tung, C.C. 1983, Extreme value distribution of earthquake magnitude, Phys. Earth Planet. Interiors 32, 325-330.
- Nuttl, O.W. and Hermann, R.B. 1982, Earthquake magnitude scales, J. Geotech. Eng. Div. ASCE 108, 783-786.
- McKenzie, D.P. 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, Geophys. J. R. Astr. Soc. 30, 109-185.
- Page, R. 1968, Aftershocks and microaftershocks of the Great Alaska earthquake of 1964, Bull. Seism. Soc. Am. 58, 1131-1168.
- Jackson, J. and McKenzie, D.P. 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc. 77, 185-265.
- Jackson, J. 1992, Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus, J. Geophys. Res. 97, 12, 471-12, 479.
- Ketin, İ. 1948, Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des letzten Desenniums, Geol. Rundsch. 36, 77-83.
- Ketin, İ. 1969, Kuzey Anadolu Fayı hakkında, M.T.A. Enstitüsü Dergisi 72, 1-27.
- Öncel, A.O. 1992, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda Depremlerin İstatistiksel Analizi, Yük. Lis. Tezi, İstanbul Üniv. Fen Bil. Enst., 93 Sayfa.
- Pamir, H.N., Ketin, İ. 1941, Das Anatolische Erdbeben Ende 1939, Geol. Rundsch. 32, 279-287.
- Kijko, A. 1988, Maximum likelihood estimation of Gutenberg-Richter b parameter for uncertain magnitude values, Pageoph 127, 573-579.
- Kijko, A. and Sellevoll, M.A. 1989, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, Part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am. 79, 645-654.
- Kijko, A. and Sellevoll, M.A. 1992, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity, Bull. Seism. Soc. Am. 82, 120-134.
- Tinti, S. and Mulargia, F. 1985, Effects of magnitude uncertainties on estimating the parameters in the Gutenberg-Richter frequency-magnitude law, Bull. Seism. Soc. Am. 75, 1681-1697.

- Tinti, S., Rimondi, R. and Mulargia, F. 1987, On estimating frequency-magnitude relations from heterogenous catalogs, *Pageoph* 125, 1-18.
- Toksöz, M.N., Shakal, A.F. and Michael, S.J. 1979, Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps, *Pageoph* 117, 1258-1269.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y. 1981, Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu, TÜBİTAK Proje No. TBAG 341.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F. 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, I: Biddke, K.T. and Christie-Blick, N. (eds). *Strike-Slip Faulting and Basin Formation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publ., 227-264.

13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİNİN ANA ŞOK VE ART SARSINTI ÖZELLİKLERİ ÜZERİNE BİR TARTIŞMA

A Discussion on the Mainshock and Aftershock Characteristics of the Erzincan Earthquake of March 13, 1992

Haluk EYİDOĞAN*

ÖZET

13 Mart 1992 Erzincan depremi ana şoku ($M_s=6.8$), geniş, karmaşık ve kalın tortul içeren bir açılma-genişleme havzası niteliğinde olan Erzincan havzasında ve Kuzey Anadolu Fayı'nın Erzincan bölgesinde yer almıştır.

Bu çalışmada, Erzincan depreminin yeri ve faylanma özellikleri aydınlatılmaya çalışılmıştır. Ana şoku kaydeden yakın deprem istasyonlarının P ve S dalgaları varış zamanları kullanılarak yer bulma işlemi yapılmıştır. Ana şoktan sonra oluşan etkinliği incelemek amacıyla deprem sahasında taşınabilir 24 adet sayısal ve analog deprem istasyonu kurulmuş (Cisternas ve diğ. 1992) ve kaydedilen art sarsıntılarının yerleri haritalanmıştır. Deprem kaynak parametrelerinin elde edilmesi için uzak istasyon kayıtlarından alınan P dalgaları taslaklanmıştır.

Yer bulma işlemi sonucu elde edilen koordinatların standart hataları büyük olduğundan ana şokun yerini bu yaklaşımla saptamak olanaksız görülmektedir. Art sarsıntılarının bir bölümü havzanın kuzey sınırını oluşturan KAF'nın üzerinde olmakla birlikte, çoğunluğu havzanın güneydoğusunda yer alan ve havzanın dışına taşan 40 km uzunluğunda bir zon oluşturmıştır. Uzak alan uzun periyod (Telesismik) P dalgalarının kinematik deprem kaynak yaklaşımı izlenerek modellenmesi yoluyla elde edilen verilere göre depremin odak derinliği 10-12 km olup, depremin, doğrultusu $120^\circ-130^\circ$ ve dalımı $75^\circ-85^\circ$ GB olan bir doğrultu atımlı sağ yönlü faylanma ile oluştuğu ve ana şokun ard arda en az üç şok içerdiği bulunmuştur. Toplam sismik moment ortalama $1.2 \cdot 10^{26}$ dyne-cm dir. Sismik momenti $0.6 \cdot 10^{26}$ dyne-cm olan ilk şok, her birinin sismik momenti $0.3 \cdot 10^{26}$ dyne-cm olan iki şok tarafından izlenmiştir. İkinci şok, ilk şoktan ortalama 15 s sonra kuzeybatıda, üçüncü şok ise ilk şoktan ortalama 28 s sonra güneydoğuda olmuştur.

Art sarsıntı dağılımına ve ana şokun kinematik kaynak taslaklanmasıyla elde edilen faylanma parametrelerine dayanarak, Erzincan depreminin havzanın güneydoğusunda oluşan karmaşık bir faylanma ile oluşturulduğu ve KAF'nın bölgedeki diğer bazı dallarının da etkinlik kazandığı sonucuna varılmıştır.

ABSTRACT

The Erzincan earthquake of March 13, 1992 ($M_s=6.8$) is a major event occurred near the eastern end of the North Anatolian Fault (NAF). The epicentral region is characterized mainly by a wide and complex pull-apart basin which was developed due to shift of several branches of the NAF.

In this paper, we investigated the location and the mechanism of faulting of the Erzincan earthquake. The mainshock was relocated using the arrival times of P and S waves recorded at regional seismic stations. The aftershocks, which were recorded in the field using 24 portable digital and analog seismographs (Cisternas et. al. 1992), were located to study the activity after the mainshock. The long-period P and SH waveforms were modeled to obtain detailed fault parameters.

The standart error found for relocated hypocenter is beyond the limit of reliability to fix the location of the mainshock. Aftershock activity is clearly observed along the NAF on the northern border of the basin, but the most of it is situated to the SE of the basin, and out of the basin away from the NAF, for about a total length of 40 km. The modeling of the teleseismic P waveforms of the mainshock showed that the mainshock nucleated at a depth of about 10-12 km and took place on a right-lateral strike-slip fault striking $120^\circ-130^\circ$ SE and dipping $75^\circ-85^\circ$ SW. The mainshock consisted of three shocks. The first one had a seismic moment of about $0.6 \cdot 10^{26}$ dyne-cm and was followed by two smaller shocks, each having a seismic moment of about $0.3 \cdot 10^{26}$ dyne-cm. The second shock occurred about 15 s after the first shock to the northwest while the third one occurred about 28 s after the first shock to the southeast, respectively.

Based on the distribution of the aftershocks and the forward modeling of the mainshock source, it was suggested that a complex faulting associated with Erzincan mainshock occurred east of the basin activating several other branches of the NAF.

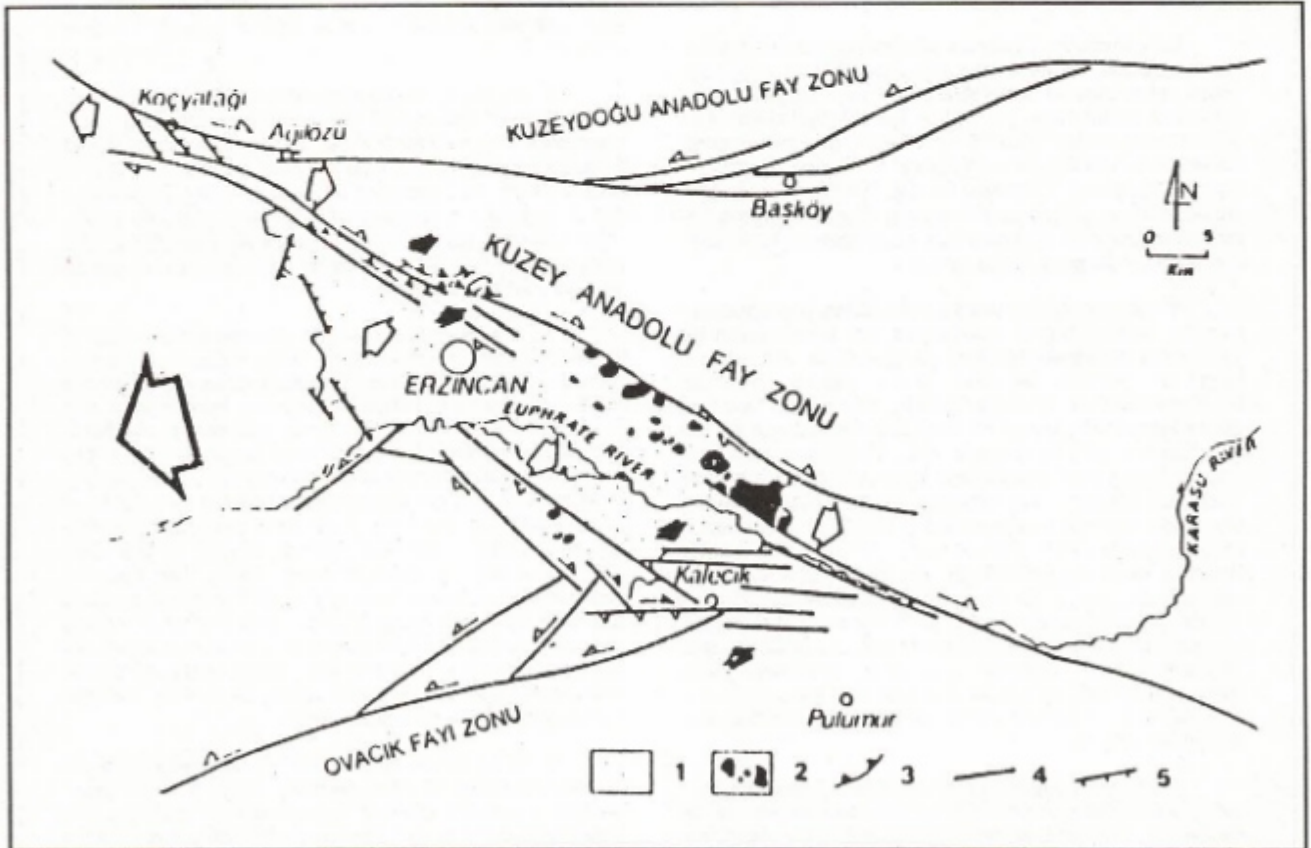
* İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Maslak, İstanbul.

GİRİŞ

13 Mart 1992 Erzincan depremi ana sarsıntısı ($M_s=6.8$), geniş karmaşık ve kalın tortul içeren bir açılma-genişleme (pull-apart) havzası niteliğinde olan Erzincan havzasında olmuştur. Havza, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ) ve Ovacık Fayı (OVF) arasında yer almaktadır (Şekil 1). Kuzeydeki KDAFZ, Karadeniz dağ sırasını güneyden sınırlayan sol yönlü doğrultu atımlı bir fay zonudur. Sağ yönlü doğrultu atımlı KAFZ'nun, Erzincan havzasının kuzey ve güneyinde, geniş bir zonda izleri görülmekte olup (Tüysüz 1992), fay bu bölgede bindirme bileşeni de içermektedir (Barka 1992). Bu faylar üzerinde elde edilen jeolojik kayma hızları, KAF için yaklaşık 1 cm/yıl, OVF ve KDAF ları için yaklaşık 0.15-0.2 cm/yıl olarak bulunmuştur (Barka ve Gülen 1989). KAF, Erzincan Ovasına ovanın güneydoğu köşesinden girer, ova içersinde ve güneyinde sona erer. Fayın diğer bir kolu, bir fay zonu durumunda ovanın kuzey sınırında görülür. Ters atım bileşeni de içeren fayların egemen olduğu bu zon ise ovanın kuzeybatısında sona ermektedir. Bunun bittiği yerin hemen kuzeyinde başlayan yeni bir kol ise kuzeybatıda Reşadiye'ye doğru uzanır. Erzincan Ovasının güneyinde de yanal atımlı faylar gözlenmiştir. Ovanın güneyinde yer alan ve KAF'na açılı gelen Ovacık Fayı, Erzincan ovasından Ovacık ilçesine doğru kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzanan sol yönlü doğrultu atımlı bir fay zonudur. Bu ana

fayların arasında daha ufak boyutlu ikincil faylar da bulunmaktadır. Erzincan Ovası bu fay zonlarının etkisi altında günümüzde de gelişimini sürdüren bir açılma-genişleme havzasıdır. Sözünü ettiğimiz bu fayların bir bölümü zaman zaman ötekilerine göre daha etkin duruma gelmekte ve yaşadığımız depremleri oluşturmaktadırlar. Erzincan ovası bugünkü yapısını bu fay zonlarının dinamizmi ile kazanmıştır. Havza kenarlarının faylarla yükseltilmesi, havzanın ise izafi olarak çökmesi sonucu çok geniş tortul yelpazeler gelişmiştir (Tüysüz 1992). Fayların oluşturduğu çatlaklara bağlı olarak havza sınırlarından çıkan genç volkanitler ova kenarlarında sivri tepecikler oluşturmaktadırlar. Bunun yanısıra dere ötelenmeleri, heyelanlar, minerali su kaynakları gibi çok sayıda etkin faya bağlı unsurlar da ova içi ve çevresinde gözlenmektedir.

Jeolojik ve makrosismik gözlem bilgilerine dayanılarak, 26 Aralık 1939 Erzincan depreminin ana sarsıntısının dış merkezinin havzanın kuzeyini sınırlayan KAF'nın Koçyatağı çevresindeki bölümünde olduğu belirtilmektedir (Koçyiğit ve Rojay 1992). 13 Mart 1992 Erzincan depreminin makrosismik episantr bölgesinde (en fazla hasar olan yerde) geniş bir alana yayılmış olarak, türleri tartışmalı olan bir çok kırık ve çatlak gözlenmiştir (Barka ve Gülen 1989, Koçyiğit ve Rojay 1992, Barka ve Eyidoğan 1993). Çatlaklar, kum fıskırmaları, hasara uğrayan yol ve köprülerin KAF'nın batıda Davarlı'dan doğuda Tanyeri'ye kadar tetiklendiğini göstermektedir. Ancak 13 Mart



Şekil 1. Erzincan ve çevresinin jeolojik ve neotektonik özellikleri, 1. Pliyo-Kuvaterner yaşlı havza dolgusu, 2. Pliyo-Kuvaterner volkanik kayalar, 3. Pliyo-Kuvaterner yaşlı bindirme fayı, 4. Diğer faylar, 5. Normal faylar (Koçyiğit ve Rojay 1992).

Fig. 1. Geologic and neotectonic characteristics of Erzincan and surroundings. 1. Plio-Quaternary Basin sediments, 2. Plio-Quaternary volcanic rocks, 3. Plio-Quaternary thrust zone, 4. Undefined faults, 5. Normal faults (Koçyiğit and Rojay 1992).

1992 ana sarsıntısının ilk oluştuğu yerin (iç merkez, hiposantr) tam olarak nerede olduğu konusunda birçok belirsizlikler vardır. 1939 depreminin dış merkez yeri deprem istasyonlarımızın olmaması nedeniyle duyarlı olarak verilememiştir. Ancak, 1993 yılına gelinmesine rağmen Türkiye'de büyük bir depremin yerinin günümüzde bile 15-20 km lik hatalarla verilmesi en temel önemli sorunlarımızdan birisi olarak önümüzde durmaktadır. Bu sorunun çözümü, depremselliği yüksek ülkelerden biri olan Türkiye'de deprem sismolojisine gereken önemi vermek ve deprem istasyonlarının sayısını ve kalitesini artıracak yatırımları yapmakla olacaktır.

Bu çalışmada, 13 Mart 1992 Erzincan depremi ana sarsıntısının nerede ortaya çıktığı ve depremin olurken kaynağında ne tür hareketlerin oluştuğu sorularına yanıt bulma çabalarımız anlatılmaya çalışılacaktır. Bu amaçla, deprem bölgesinde yapılan art sarsıntı kayıt ve ön değerlendirme sonuçları ve ana sarsıntı sırasında deprem kaynağındaki kırılmanın zaman ve yer içindeki gelişimi tartışılacaktır.

P DALGALARININ VARIŞLARINA GÖRE ANA SARSINTININ YERİ

13 Mart 1992 ana sarsıntısının ve izleyen belli başlı art sarsıntıların yerleri ve diğer bazı deprem parametreleri, depremlerden kısa bir süre sonra bazı ulusal ve uluslararası sismoloji araştırma ve veri merkezleri tarafından yayınlanmıştır. Çi-

zelge 1'de bu depremler için ABD Ulusal Deprem Bilgi Merkezi (NEIS) tarafından yayınlanan deprem parametreleri verilmiştir. Bu çalışmada İTÜ, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Dairesi tarafından Türkiye'nin çeşitli yerlerinde çalıştırılan deprem istasyonlarının kaydettiği P ve S dalgalarının varış zamanları kullanılarak 13 Mart 1992 ana sarsıntısının 15 Mart 1992 büyük art sarsıntısının yerleri yeniden saptanmıştır. Bu iki deprem için NEIS'in verdiği ve bu çalışmada bulunan konumları Şekil 2'de gösterilmiştir. NEIS tarafından verilen konumlardaki hatalar enlem ve boylam için sırasıyla 4 ve 3 km dir. Türkiye'deki yakın istasyonları kullanarak saptadığımız konumlardaki hatalar ise enlem, boylam ve derinlik için sırasıyla 17, 8 ve 10 km dir. Bu sonuç, Türkiye'deki deprem istasyon dağılımı ve kayıt kalitesi ile ilgili sorunların boyutunu açıkça ortaya koymaktadır. NEIS'in verisine göre 13 Mart 1992 depremi, havzanın kuzey sınırındaki KAF segmenti (1939 depreminin kopardığı fay parçası) üzerinde olmuştur. Bu çalışma sırasında bulunan konum ise ana sarsıntının, havzanın kuzeyindeki KAF segmentine daha yakın bir yerde oluştuğunu göstermektedir.

ART SARSINTI DAĞILIMINA GÖRE ANA SARSINTININ YERİ

Bir büyük depremi izleyen ve aylarca sürebilen art sarsıntılar (artçı şoklar) depremi oluşturan kırılmanın zaman ve

Çizelge 1. 13 Mart 1992 Erzincan depremi ana sarsıntısı ve izleyen art sarsıntılarının NEIS tarafından saptanan deprem parametreleri.

Table 1. Earthquake parameters of 13 March 1992 Erzincan earthquake and its aftershocks which are reported by NEIS.

Tarih	Oluş. Z	Enlem	Boylam	H	Mb	Ms	M	Mo
G. A. Y.	S. D. Sn.	K°	D°	km				dyne.cm
13 03 1992	17 18 39.9	39.710	39.605	27	6.2	6.8	6.9	1.3 10 ²⁶
13 03 1992	18 37 53.8	39.843	39.520	10	4.7		(BRK)	
13 03 1992	20 15 18.1	39.433	39.914	10	4.5			
13 03 1992	22 47 2.8	40.021	39.744	28	4.7			
14 03 1992	01 24 33.7	39.527	39.701	22	4.7	4.3		
15 03 1992	16 16 24.2	39.532	39.929	21	5.5	5.8	6.0	4.0 10 ²⁵
21 03 1992	23 15 50.2	39.602	39.870	15	4.7	3.8		
22 03 1992	21 52 57.8	38.068	37.851	10	3.6			
25 03 1992	03 58 26.2	39.749	39.622	10	3.5			
29 03 1992	09 26 20.1	39.433	39.647	10	4.2			
19 04 1992	10 14 35.8	39.510	39.633	10	4.4			
20 04 1992	18 04 59.0	39.537	39.859	14	4.6	4.2		
22 04 1992	03 03 52.0	39.532	39.718	29	4.5	3.5		
28 04 1992	07 16 27.7	39.606	39.915	10	4.2			
07 05 1992	19 15 02.3	38.677	40.130	10	5.0	4.4		
14 07 1992	04 26 24.5	39.116	41.756	10	4.6			

ortam boyutunda nasıl geliştiği ve kırılmanın özellikleri ile değerli bilgiler verir. Bu nedenle sismologlar büyük depremlerden hemen sonra deprem bölgesine giderek çeşitli türde deprem kayıtçıları yerleştirir ve haftalarca kayıt alırlar. Kayıt alma işlemleri ne kadar önce başlarsa o kadar değerli bilgiler elde edilir.

13 Mart depreminden 48 saat sonra İTÜ olarak deprem bölgesine erişmiş olmakla birlikte, saha tipi portatif deprem kayıtçılarımızın olmaması, önceleri birlikte çalışmak arzusunda olup, daha sonra deprem bölgesindeki koşullar nedeniyle araştırma yapmaktan vazgeçen İngiliz bilim adamlarının neden olduğu saha programı aksamasından ve birlikte çalışmaya karar verdiğimiz Fransa, Strasbourg Yer Fiziği Enstitüsü (IPG) eleman ve aletlerinin ancak 10 günlük bir gecikmeyle deprem bölgesine gelebilmeleri nedeniyle 13 gün sonra bölgede art sarsıntı kaydı başlatılabilmektedir. Bölgede yerleştirilen 9 adet telsiz bağlantılı (telemeter) kayıtçı, 8 adet GEOSTRAS modeli analog teyp kayıtçı ve 8 MEQ-800 modeli isli kayıtçı kullanılarak 24 deprem istasyonu kurulmuştur (Şekil 3). 26 Mart 1992 tarihinden başlayarak önce Erzincan havzası sınırlarında 9 adet telsiz bağlantılı deprem istasyonu kurulmuş ve bu istasyonlardan ilk elde edilen art sarsıntı dağılımı geometrisine ve zor arazi koşullarına bağlı olarak daha sonra diğer tür deprem kayıtçıları arazide yerleştirilmiştir. Bu deprem kayıtçıları ile 26 Mart 1992 - 4 Mayıs 1992 tarihleri arasında 2000'e yakın art sarsıntı kaydı yapılmıştır (Eyidoğan ve Cisternas 1992, Cisternas ve diğ. 1992). Şekil 4'de 3 Nisan - 10 Nisan 1992 tarihleri arasında kaydedilen ve yerleri (enlem, boylam ve derinlik) ± 1000 m'den daha az hata ile bulunan art sarsıntılarının episantr dağılımı gösterilmiştir. Art sarsıntılarının yerlerinin saptanması için HYPOINVERSE programı kullanılmış ve hız modeli olarak $d_1=4$ km, $\alpha_1=5.3$ km/s; $d_2=35$ km, $\alpha_2=6.0$ km/s; $d_3=\infty$, $\alpha_3=8.0$ km/s alınmıştır. 10 Nisan 1992 sonrası art sarsıntı kayıtlarının değerlendirilmesi sürmekte olup daha ayrıntılı episantr haritaları izleyen makalelerde yayınlanacaktır. Art sarsıntılarının bir bölümü havzanın kuzey sınırını oluşturan KAFZ'nun bir kırığı üzerinde olmakla birlikte, çoğunluğu havzanın güneydoğusunda yer alan ve havzanın dışına taşan 40 km uzunluğunda bir alan oluşturmıştır. 13 Mart 1992 ana sarsıntısından sonra ilk 15 günlük art sarsıntı dağılımının karakteri konusunda duyarlı verilerimiz yoktur. Deprem bölgesinde art sarsıntı kayıt çalışmaları yapan TÜBİTAK, Marmara Araştırma Merkezi ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi'nden diğer iki ekibin elde ettiği art sarsıntı dağılımı da Şekil 4'de görülen dağılımla aynı niteliktedir (Ergintav ve diğ. 1992, Barka 1992). Şekil 4'de görülen art sarsıntı dağılımına dayanarak iki yorum yapmak olanaklıdır. Buna göre; (1) deprem istasyonlarının kurulamadığı ilk 15 gün art sarsıntı etkinliği havzanın kuzey batısında yoğunlaşmış ve daha sonra güneydoğuya kaymıştır ya da (2) art sarsıntılar başlangıçtan beri güneydoğuda oluşmuştur. Bu iki yoruma göre ana sarsıntının konumu değişebilir. Birinci yorumun geçerliliğinde ana sarsıntının Erzincan iline daha yakın, ikinci yoruma göre ise Erzincan'ın güneydoğusunda olduğu önermeleri yapılabilir. 15 Mart 1992 tarihinde olan ve özellikle Pülümür çevresinde hasar yapan depremin ana sarsıntıya göre konumu birinci yorumu güçlendirmektedir. Ancak, KAF'nın havzanın kuzeyindeki ana kolu üzerinde çok az sayıda art sarsıntı olması, ana sarsıntıyı oluşturan kırılmanın burada olmadığı şeklinde bir yoruma yol açmaktadır.

Şekil 5a ve Şekil 5b'de, Şekil 4'de görülen art sarsıntılarının iç merkezlerinin enlem ve boylam değişimine göre odak derinlik kesitleri verilmiştir. Kesitlerden görüleceği gibi art sarsıntılar 15 km den daha sığda oluşmaktadırlar. Odak derinliklerinde hata değerleri 1 km ya da daha azdır. Ana şokun olduğu derinlikte art sarsıntılarının yoğun olarak oluşacağı görüşü ışığında, ana sarsıntının derinliğinin 15 km den daha derin olamayacağı tezi güç kazanmaktadır.

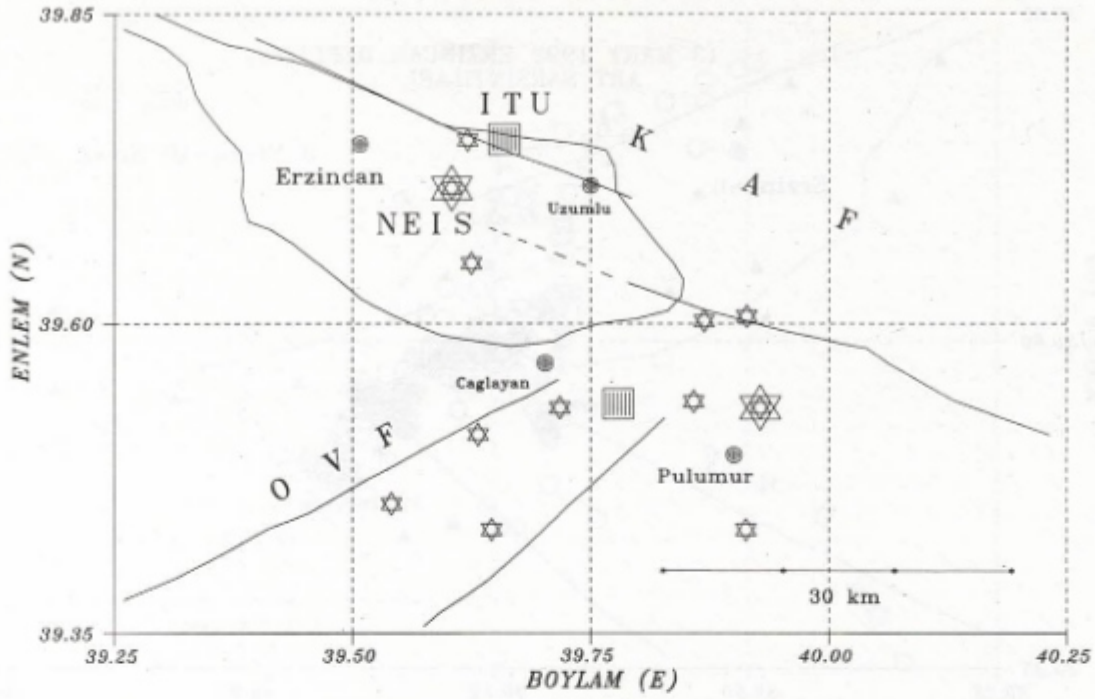
Bütün bu veriler gözönüne alındığında 13 Mart 1992 ana sarsıntısı odağının, Erzincan ilinin doğusuna doğru tortul havzanın altında yer alan ve KAF zonunun parçaları olan faylarla ilgili olduğunu ve odak derinliğinin de kabuğun üst bölümlerinde (<15 km) yer aldığını öneerebiliriz. Deprem sırasında Erzincan ilinin güneydoğusunda KB-GD doğrultulu bir fayın harekete geçtiği, ayrıca güneydeki KD-GB doğrultulu sol yönlü Ovacık Fayı'nın kollarının da etkinleştiği ve KAF'ı ile girişimi sonucu karmaşık bir art sarsıntı dağılımının oluştuğu söylenebilir. Art sarsıntılarının yerleri ve fay mekanizması çözümleri ile ilgili çalışmalarımız sürmekle birlikte ilk elde ettiğimiz bazı sonuçlara göre havzanın doğusunda çek-apart (pull-apart) mekanizması tetiklenmiştir. Bu konu ile ilgili çalışmalarımız sürmekte olup daha sonraki yayınlarda ele alınacaktır.

DEPREM SIRASINDA KIRILMA NASIL OLUŞTU?

Telesismik (uzak alan) uzun peryodlu P ve SH dalgalarının dalga biçimleri modellenerek bir depremin kaynağındaki olayların zaman ve tektonik ortam içindeki gelişmesi ve mekanizma özellikleri aydınlatılabilir (Eyidoğan ve Jackson 1985). Bu çalışmada 13 Mart 1992 Erzincan depreminin WSSN istasyonlarının 30° - 90° uzaklıkta bulunan bazılarından sağlanan P dalgaları dalga biçimleri zaman ortamında modellenerek deprem sırasında faylanmanın zaman ve yer içinde nasıl geliştiği incelenmiştir. Düz çözüm modelleme tekniği kullanılarak yapay P-dalgaları oluşturulmuş ve gözlemsel kayıtlarla karşılaştırılmıştır. Gözlemsel ve yapay uyumunun en iyi olduğu kaynak modeli için (Şekil 6a ve Şekil 6b) ana sarsıntının kaynak mekanizması, odak derinliği, kaynak-zaman fonksiyonu elde edilmiştir. Buna göre depremde oluşan faylanma KAFZ'nun doğrultusuna ve karakterine uygundur, ancak sağ yönlü fay atımına ek olarak bir miktar da normal faylanma bileşeni vardır (Şekil 7). Deprem derinliği sığ olup 10-12 km'den daha derin değildir. Depremin basit bir faylanma (kırılma) mekanizması içermediği; ana sarsıntının ikincisi ve üçüncüsü ortalama 15 ve 28 saniye sonra oluşan en az üç kaynaklı bir faylanma oluşumu biçiminde geliştiği anlaşılmaktadır (Şekil 8). Ana sarsıntı için toplam sismik moment ortalama $1.2 \cdot 10^{26}$ dyne-cm olarak elde edilmiştir.

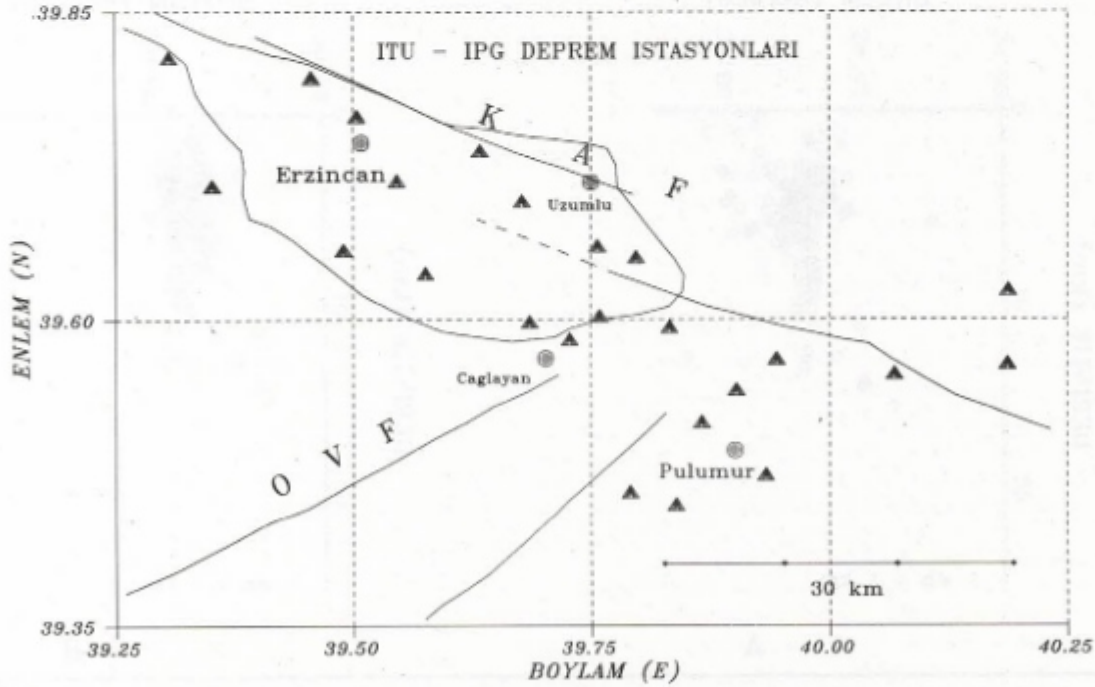
SONUÇ

13 Mart 1992 depremi sonrası deprem bölgesi çevresinde kurulan portatif deprem istasyonları ile 3 Nisan - 10 Nisan 1992 tarihleri arasında kaydedilen ve ilk aşamada yerleri bulunan art sarsıntı dağılımına göre etkinliğin ana şok sonrası havzanın güneydoğusunda yoğunlaştığı bulunmuştur. Ana şokun kesin yeri belirsiz olmasıyla birlikte, bu dağılıma bakarak ana sarsıntının Erzincan ilinin doğusunda ya da güneydoğusunda olduğu söylenebilir. 13 Mart 1992 depreminin oluşumundan



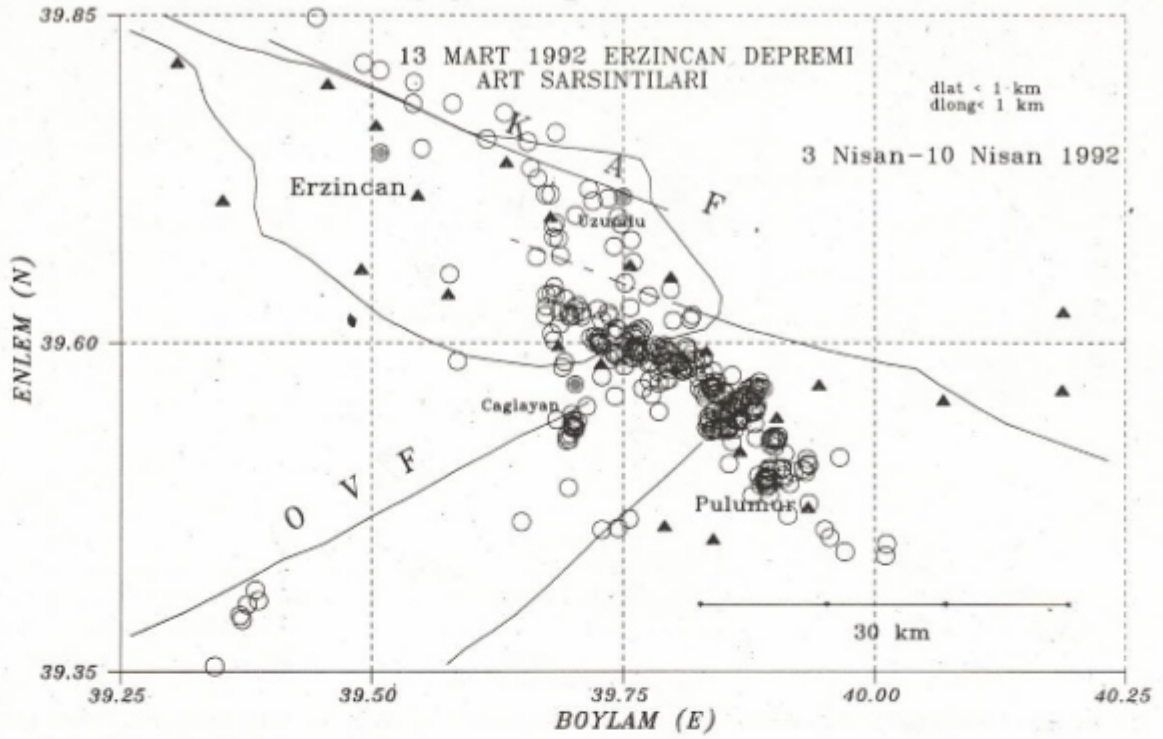
Şekil 2. 13 Mart 1992 Erzincan ana sarsıntısı ve 15 Mart 1992 art sarsıntısı için NEIS'in verdiği episantırlar (büyük yıldız) ile bu çalışmada bulunan episantırların (büyük kare) karşılaştırılması, KAF, Kuzey Anadolu Fayı; KDAF, Kuzeydoğu Anadolu Fayı; OVF, Ovacık Fayı. Ufak yıldızlar Çizelge 1'de verilen art sarsıntılarının dış merkez konumlarını göstermektedir.

Fig. 2. Comparison of locations of the mainshock and major aftershock of 15 March 1992, which are located by NEIS (asterisk) and ITU (square). KAF, North Anatolian Fault; KDAF, Northeast Anatolian Fault; OVF, Ovacık Fault. The small asterisks are the aftershock epicenters reported by NEIS.



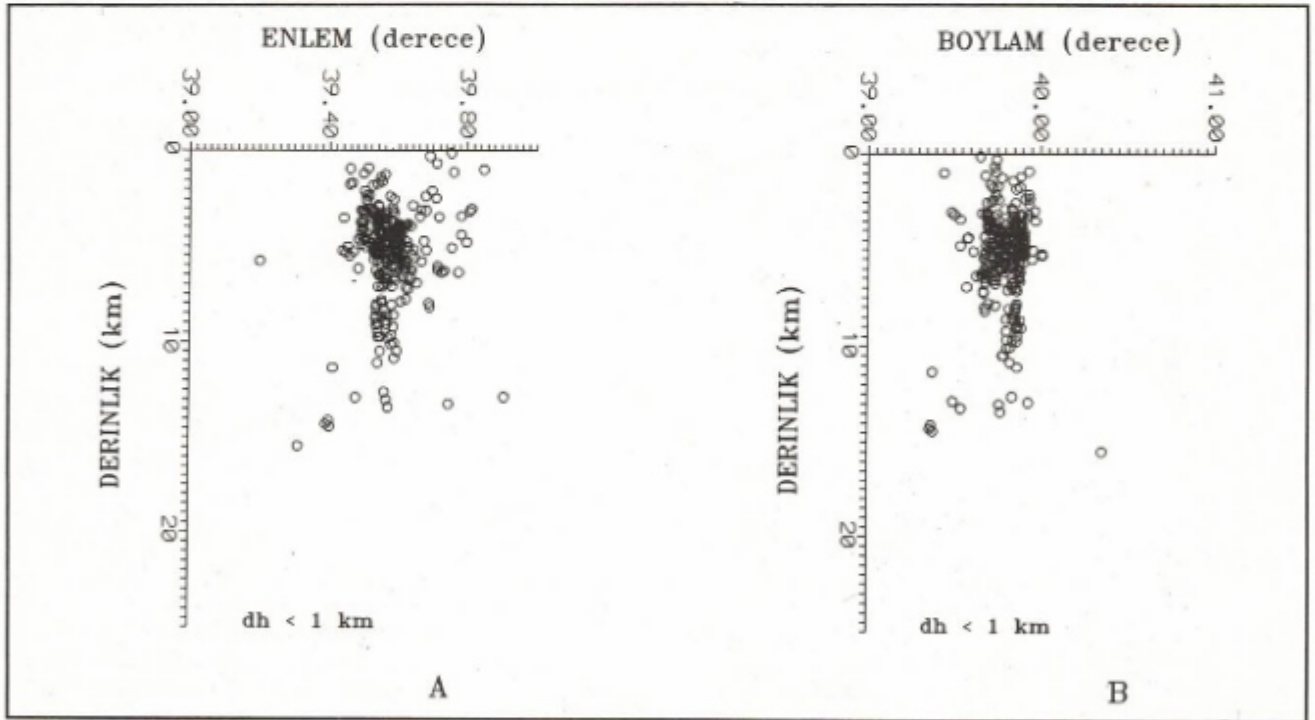
Şekil 3. 26 Mart 1992 tarihinden başlayarak Erzincan ve çevresinde kurulan deprem istasyonlarının konumları.

Fig. 3. The location of the ITU-IPG portable seismic stations around Erzincan Basin. The recording operation started as of March 26, 1992.



Şekil 4. 3 Nisan - 10 Nisan 1992 tarihleri arasında olmuş ve yerleri saptanmış art sarsıntıların dış merkez dağılımları. Enlem ve boylam saptamalarında standart hata 1 km yada daha azdır.

Fig. 4. Locations of the aftershocks occurred between 4 April 1992 and 10 April 1992. The standart error of the locations is equal or less than 1 km.



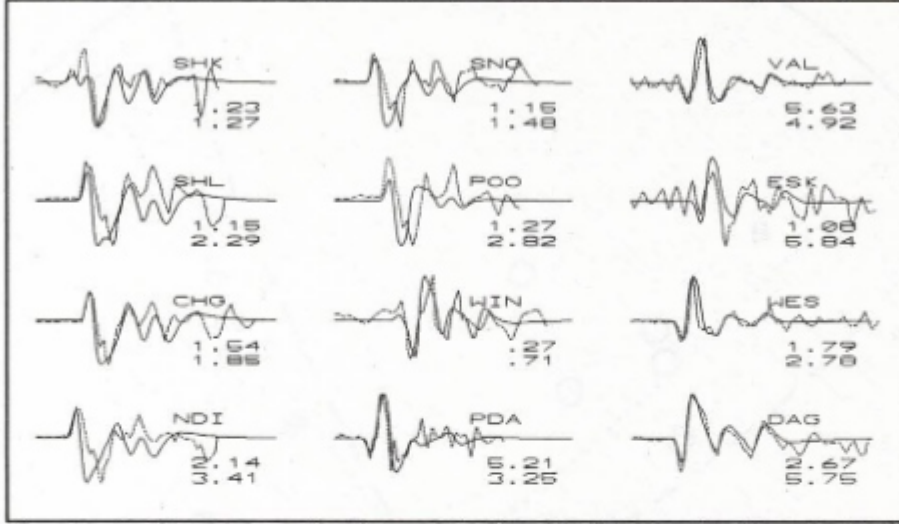
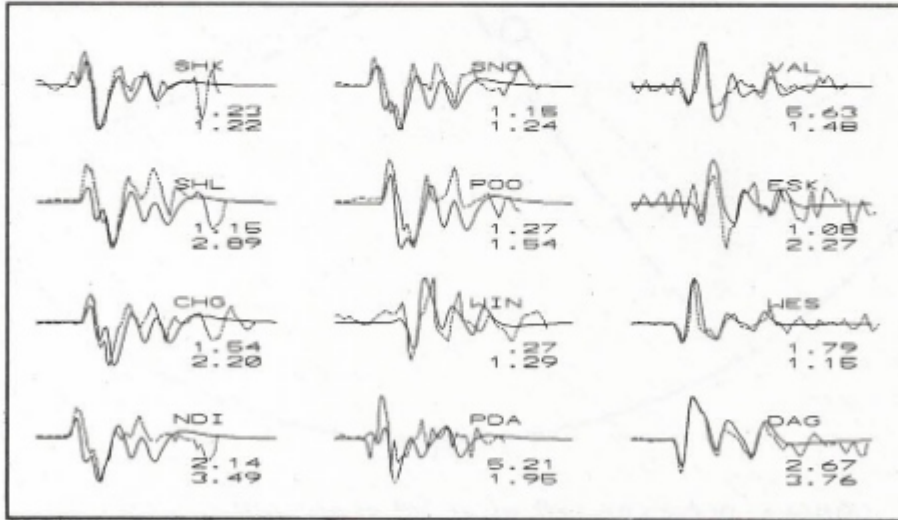
Şekil 5. Şekil 4'de verilen art sarsıntı dağılımı için iç merkezlerin (hiposantr) (A) enlem-derinlik, (B) boylam-derinlik kesitlerindeki görünümü. Derinliklerdeki standart hata 1 km ya da daha azdır.

Fig. 5. Cross sections of aftershock focal depth distribution given in Figure 4. (a) Projection along the profile parallel to latitude and (b) parallel to longitude, respectively. The standart error of the focal depths is equal or less than 1 km.

13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİ

WWSSN P-DALGASI

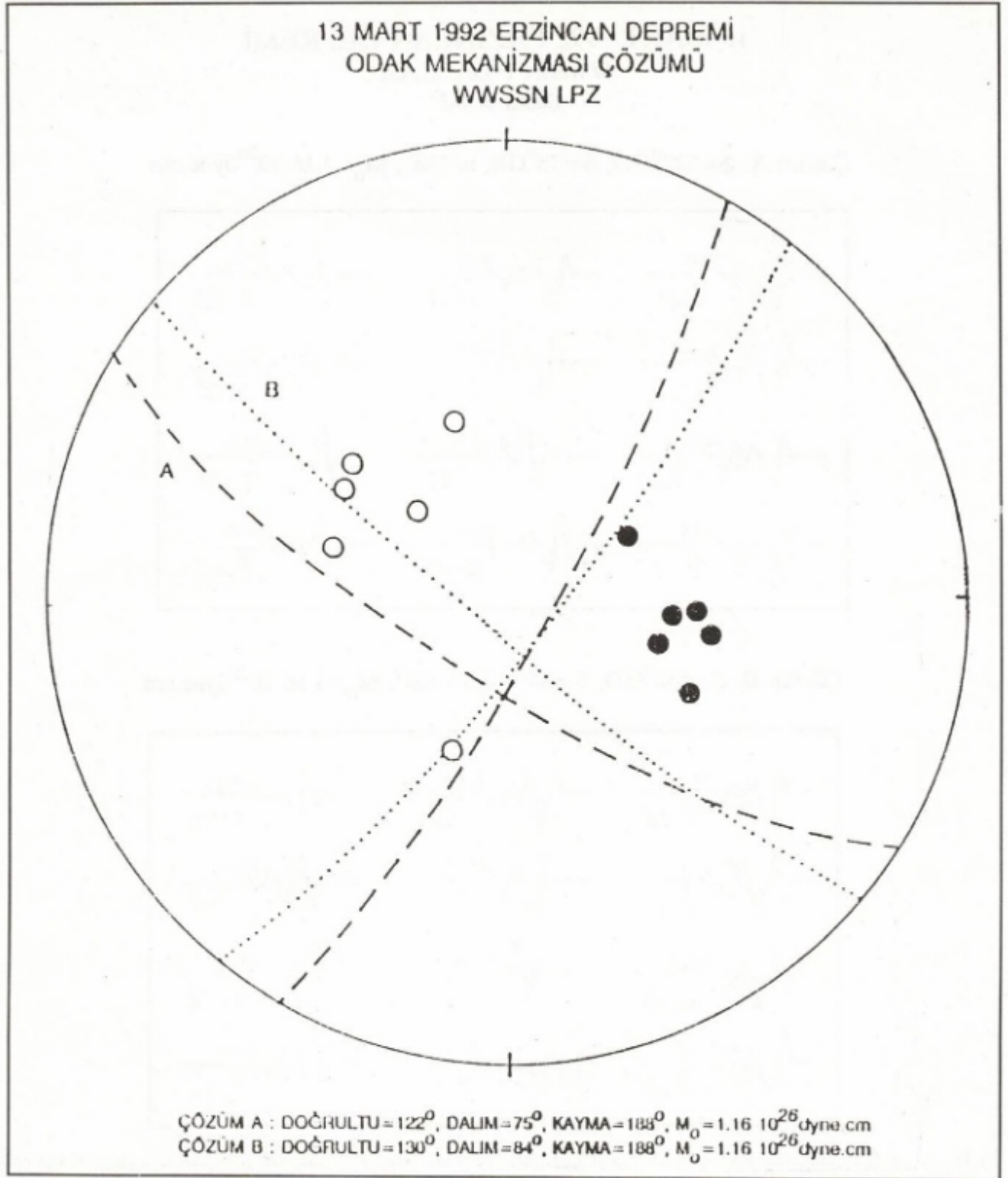
Delta > 30°

Çözüm A: $\phi=122^\circ\text{GD}$, $\delta=75^\circ\text{GB}$, $l=188^\circ$, $M_0=1.16 \cdot 10^{26}\text{dyne.cm}$ Çözüm B: $\phi=130^\circ\text{GD}$, $\delta=84^\circ\text{GB}$, $l=188^\circ$, $M_0=1.16 \cdot 10^{26}\text{dyne.cm}$ 

Şekil 6. Bu çalışmada elde edilmiş yapay (noktalı çizgi) uzun periyodlu düşey P dalgalarının, gözlemsel (düz çizgi) WWSSN deprem kayıtları ile karşılaştırılması. İki farklı olası odak mekanizması çözümü için elde edilen dalga şekilleri Çözüm A ve Çözüm B başlıkları altında verilmiştir. ϕ , δ , l ve M_0 sırasıyla fay düzleminin azimutu, dalımı, kayma açısı ve sismik momentidir.

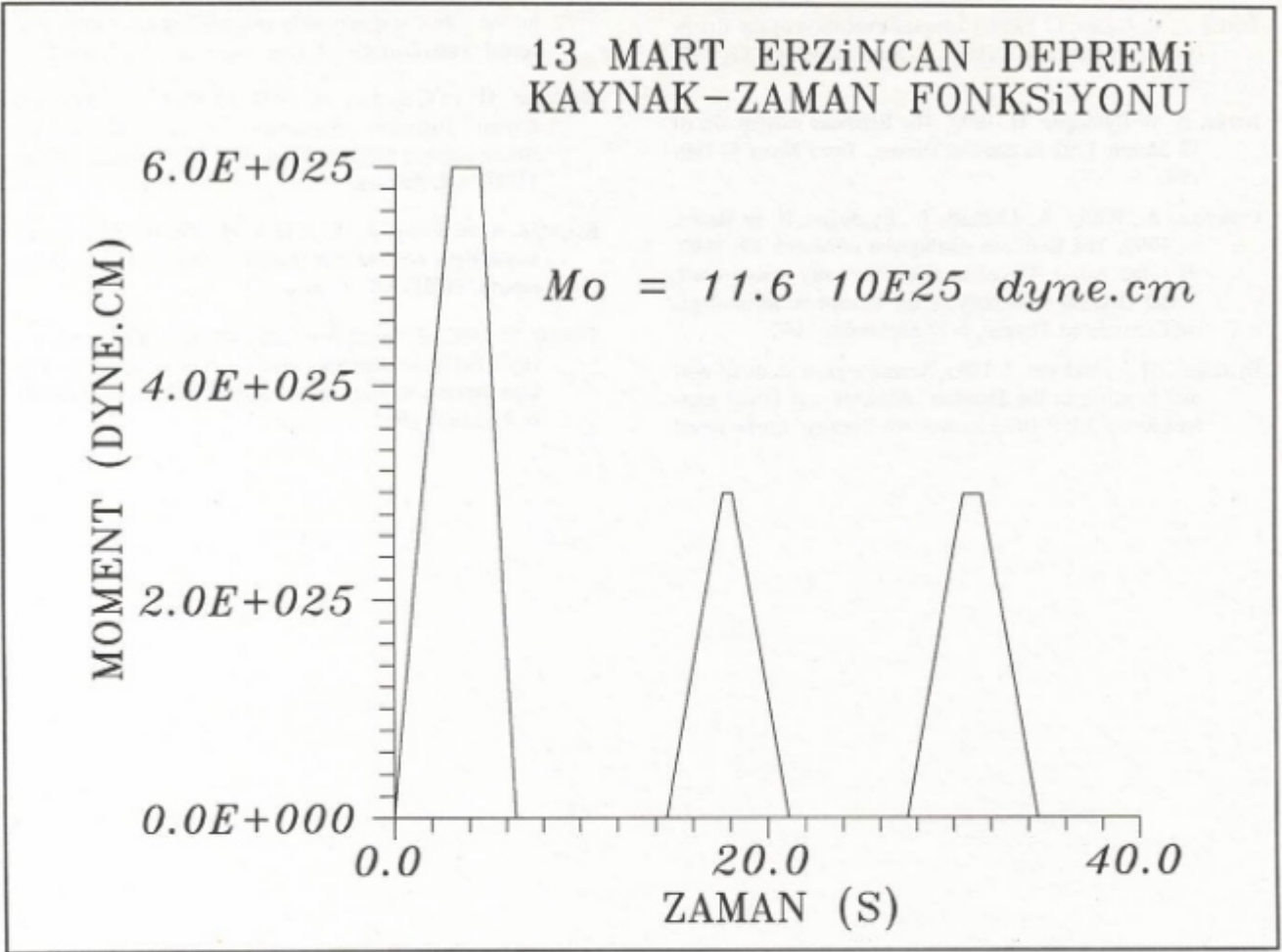
Fig. 6. The best-matching synthetic (dashed lines) and the observed (solid lines) P wave seismograms for the 1992 Erzincan event. The theoretical seismograms are for the two probable source mechanisms (solution A and B) given at the top of the waveforms. The parameters ϕ , δ , l and M_0 are the strike, dip, rake and seismic moment of the fault, respectively.

13 MART 1992 ERZİNCAN DEPREMİ
ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ
WWSSN LPZ



Şekil 7. Şekil 6 da gösterilen P dalgası modellemesi için elde edilen odak mekanizması (fay düzlemi) çözümleri. İçi dolu daireler uzun periyod düşey P dalgalarının yukarı ilk hareket yönlerini, içi boş daireler ise aşağı ilk hareket yönlerini gösterirler. Çözüm, Schmidt alt yarımküre izdüşümüne göre yapılmıştır.

Fig. 7. The earthquake mechanism solutions obtained by P wave modeling shown in Figure 6. The mechanisms are shown in lower hemisphere equal area projections. Filled circles are compressional first motions, open are dilatational.



Şekil 8. 13 Mart 1992 depremi P dalgalarının modellenmesi ile bulunan kaynak-zaman fonksiyonu. Kaynak fonksiyonu modellenirken üç parametrelili (dt_1 , dt_2 ve dt_3) yamuk türü kaynak fonksiyonu kullanılmıştır.

Fig. 8. The point source-time function of the 1992 Erzincan earthquake obtained by the P wave modeling. A trapezoid with the parameters dt_1 , dt_2 , dt_3 was used to construct the source-time function.

sonra havzanın çeşitli yerlerinde bulunan, bir bölümü KAF depreminin oluşumundan sonra havzanın çeşitli yerlerinde bulunan, bir bölümü KAF zonunun parçalarını oluşturan ve olasılıkla havzanın kalın tortul kütlelerinin altında da bulunan fayların birbirlerini etkileyerek hareket ettikleri ve art sarsıntı etkinliğinin havzanın güneydoğusuna doğru göç ettiği anlaşılmaktadır.

Uzak-alan P dalgalarının modellenmesinden elde edilen sonuca göre deprem KB-GD doğrultulu, sağ yönlü doğrultu atımlı bir faylanma ile oluşmuştur. Ana şok ile ilişkili faylanma 10-12 km derinlikte başlamış, ana sarsıntıdan sonra ana sarsıntıya göre biraz daha ufak iki faylanma ile deprem sürmüştür. İkinci ve daha ufak faylanma ortalama 15 saniye sonra oluşmuştur. Üçüncü faylanma ise ana şoktan ortalama 28 saniye sonra ilk faylanmanın güneydoğusunda yer almıştır. Her üç şok için toplam sismik moment ortalama $1.2 \cdot 10^{26}$ dyn.cm dir. Faylanma sırasında oluşan bu ardışık faylanma olaylarının yapısal hasarı artırıcı etkisi olduğu sanılmaktadır.

KATKI BELİRTME

Deprem bölgesinde art sarsıntı kaydı çalışmaları sırasında maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen İTÜ Rektörlüğüne, TÜBİTAK Başkanlığı ve mensublarına, Erzincan Valiliğine, İTÜ Maden Fakültesi Dekanlığına, mensubu olduğum Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi ve yardımcılarına, A.M.C. Şengör ve ailesine, Fruko-Tamek A.Ş. mensublarına ve Erzincan Kredi ve Yurtlar Kurumu Öğrenci Yurdu Müdürlüğüne teşekkürlerimi sunarım.

KAYNAKLAR

- Barka, A. 1992, Kuzey Anadolu Fayı'nın Erzincan çevresindeki davranışı ve 13 Mart 1992 depremi, Yerbilimci gözüyle Erzincan depremi dün, bugün ve yarın ve Türkiye deprem sorunu sempozyumu, İTÜ Maden Fakültesi, 15 Aralık 1992.

- Barka, A. ve Gülen, L. 1989, Complex evolution of the Erzincan basin (eastern Turkey), *J. Struc. Geology* 11, 275-283.
- Barka, A. ve Eyidoğan, H. 1993, The Erzincan earthquake of 13 March 1992 in eastern Turkey, *Terra Nova* 5, 190-194.
- Cisternas, A., Philip, A., Dorbath, L., Eyidoğan, H. ve Barka, A. 1992, The Erzincan earthquake of March 19, 1992, Was the North Anatolian Fault the only active one?, XXIII General Assembly of the European Seismological Commission, Prague, 7-12 September 1992.
- Eyidoğan, H. ve Jackson, J. 1985, Seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquake of 1969-1970 in western Turkey: Implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 81, 569-607.
- Eyidoğan, H. ve Cisternas, A. 1992, 13 Mart 1992 Erzincan depremi sismoloji çalışmaları, Tübitak ekiplerinin Erzincan deprem bölgesi çalışmaları, Ön inceleme raporu, TÜBİTAK, Ankara.
- Koçyiğit, A. ve Rojay, B. 1992, 13 Mart 1992 Erzincan depremiyle ilgili neotektonik inceleme raporu, Ön inceleme raporu, TÜBİTAK, Ankara.
- Tüysüz, O. 1992, Erzincan çevresinin jeolojisi, Yerbilimci gözüyle Erzincan depremi dünü, bugünü ve yarını ve Türkiye deprem sorunu sempozyumu, İTÜ Maden Fakültesi, 15 Aralık 1992.

DÖNÜŞMÜŞ FAZLARLA İSTANBUL CİVARINDA YERKABUĞU YAPISININ MODELLENMESİ

Crustal Structure Modeling Through the Use of Body Wave Conversions Beneath İstanbul

Mithat Fırat ÖZER* ve Özer KENAR*

ÖZET

Elastik cisim dalgalarının yerkabuğu tabanında meydana gelen, P'den S'ye ve S'den P'ye faz dönüşümleri yerkabuğu yapısı modelleme çalışmalarında önemli bilgiler oluşturlar. Bu çalışmada İstanbul ve civarında yerkabuğu yapısı dönüşmüş ve diğer kabuksal fazlar incelenerek modellenmiştir. Bu amaçla Uluslararası Standard Sismograf Ağına (WWSSN) dahil İstanbul (IST) istasyonunda kaydedilen uzak - alan derin depremlerin P ve S dalgası verileri kullanılmıştır. Veriler, hesaplanan yapay sismogramlarla karşılaştırılarak incelenmiştir. Teğetsel P-dalga şekillerinde gözlenen bozulma daha çok eğimli yapıdan ileri gelmektedir. Verilerimizin azimutal dağılımı yapının eğimi hakkında ayrıntılı bilgi edinebilmek için yeterli değildir. Üç tabakalı olarak modellenen yerkabuğunun toplam kalınlığı 30 km olarak elde edilmiştir.

ABSTRACT

The occurrence of S to P and P to S conversions at the base of the crust provides significant information in crustal model studies. In this study, the crustal structure beneath İstanbul have been modeled by using the converted and other body wave phases. For this purpose, the long period teleseismic body waves of the deep focus earthquakes recorded at the WWSSN station IST (İstanbul, Turkey) have been used. The data have been compared with synthetic seismograms. The complications on tangential P wave forms could be attributed to the dipping Moho discontinuity. Unfortunately, azimuthal range of our data is not sufficient to obtain a detailed knowledge about the dipping structure. The model obtained consists of three horizontal layers and the total thickness of crust is approximately 30 km.

GİRİŞ

Yerkabuğu ve üst mantonun özelliklerinin belirlenmesinde deprem verilerinin kullanıldığı yöntemler cisim dalgalarının yayılma zamanları, yüzey dalgalarının dispersiyonu, faz ve grup hızları, soğurulma ve girişim olayı, depremlerin derinlik dağılımları, uzun periyodlu P dalgalarının genlik spektrumları ve dalga şekli ters çözümlemesidir.

Pn ve Sn dalgaları Moho süreksizliğinin altında üst mantodan geçerek gelen baş dalgalarıdır. Bu nedenle bu dalgalar genel olarak üst manto hızlarıyla yayılırlar. Dolayısıyla bu dalgaların yayılma zamanı eğrileri ve rezidüellerinden, üst manto hakkında önemli bilgiler elde edilir.

Farklı dalga boyulu yüzey dalgaları farklı hızlarda yayıldıklarından dispersiyon gösterirler. Yüzey dalgalarının dispersiyon özellikleri, oluştukları ortamın geometrisine ve elastik parametrelerini bağlıdır. Bu nedenle, çeşitli yapı modelleri için hesaplanan kuramsal dispersiyon eğrileri ile göz-

lemsel dispersiyon eğrileri karşılaştırılarak uygun yerkabuğu modelleri elde edilebilir.

Yer kabuğunun incelenmesinde kullanılan bir başka yöntem de uzun periyod P - dalgalarının düşey ve yatay bileşenlerinin spektrumlarının oranlanmasıdır. Bu yöntem Thomson Haskell matrisi olarak bilinen, yarı - sonsuz ortam üzerindeki yatay tabakalı bir ortamda elastik dalga denklemlerinin sınır koşulları altında çözümüne dayanır. Yer hareketinin düşey ve radyal bileşenlerinin frekans ortamında birbirine oranı transfer fonksiyonu olarak tanımlanır. Çeşitli yerkabuğu modelleri için hesaplanan teorik transfer fonksiyonları gözlemsel transfer fonksiyonlarıyla karşılaştırılır. En iyi uyumun elde edildiği model yerkabuğu modeli olarak alınır (Hannon 1964, Phinney 1964, Fernandez 1967, Leong 1975, Kenar 1978).

* KTÜ Müh. - Mim. Fak. Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon.

Son yıllarda yaygın olarak kullanılan bir başka yöntem de yapay sismogramların hesaplanmasıdır. Yerkabuğu yapısının belirlenmesinde hesaplanan yapay sismogramlar, gözlemsel sismogramlarla karşılaştırılarak en iyi benzeşimi veren model yerkabuğu modeli olarak belirlenir. Yapay sismogramlar genel olarak yer tepkisi, kaynak fonksiyonu ve alet tepkisinin konvolüsyonundan elde edilirler. Bu nedenle yapay sismogramlar hem yer yapısının, hem de kaynağın incelenmesinde kullanılabilir (Langston 1976a, Alptekin ve diğ. 1984, Treho ve diğ. 1981, Nabelek 1984).

Sp fazları yapay sismogramlarla ilk kez Kanasevich ve diğ. (1973) tarafından incelenmiştir. Sp yapay dalga şekillerini kullanarak yerkabuğunun incelenmesi ilk kez Jordan ve Frazer (1975) tarafından yapılmıştır. Jordan ve Frazer (1975) S dalga şekli ve S - Sp zaman farkını birlikte kullanmışlardır.

Moho süreksizliğindeki $P \rightarrow S$ dönüşümleri de $S \rightarrow P$ dönüşümleri gibi başarılı bir şekilde kullanılır. Langston (1977) kabuk ve üst manto yapısının belirlenmesinde düşey ve radyal P dalga şekli modellemesini kullanmıştır. Langston bu çalışmada kabuksal tekrarlılar ve $P \rightarrow S$ dönüşümlerinin de iyi bir şekilde kullanılabileceğini göstermiştir. Langston (1979) ve Hebert ve Langston (1985) kabuk yapısının belirlenmesinde Ps fazını kullanmışlardır.

Yapay sismogram hesaplamaları gerek kabuk yapısının, gerekse üst ve alt manto yapısının incelenmesinde geliştirilerek kullanılmaktadır. Snoke ve diğ. (1977) çekirdek sınırındaki $S \rightarrow P$ dönüşmüş (ScSp) fazlarını, dalan litosfer sınırının belirlenmesinde kullanmışlardır. Faber ve Müller (1980) Sp fazlarından yararlanarak üst ve alt manto arasındaki geçiş zonunu incelemişlerdir. Bock ve Ha (1984) yaklaşık 700 km derinlikte oluşan kısa - periyot $S \rightarrow P$ dönüşümlerini incelemişlerdir. Yine Baumgardt ve Alexander (1984) dönüşmüş fazları kullanarak, LASA (Montana, ABD) altındaki manto yapısını incelemişlerdir. Bock (1988) 220 km, 400 km ve 700 km süreksizliklerinde oluşan Sp dönüşümlerinden üst manto yapısını incelemişlerdir.

Ülkemizde kabuk ve üst manto özelliklerinin belirlenmesine ilişkin çalışmalar sınırlıdır. Canitez (1962), gravite ve sismolojik verilerle Kuzey Anadolu'da; Canitez (1969), yüzey dalgalarından Ege Bölgesinde; Kenar (1978), uzun periyot P -

dalgalarının spektral oranlarından İstanbul ve civarında; İlkışık (1980), manyetotellürik yöntemlerle Trakya'da; Ezen (1983), Love dalgalarının dispersiyonu ile Anadolu'da yerkabuğu yapısını incelemişlerdir. Bu çalışmaları bütün olarak değerlendiren Ergin (1983) tarafından belirtildiği gibi ülkemizin çok geniş bir kısmı için kestirimler, komşu ülkelere ilişkin çalışmaların karşılaştırılmasıyla elde edilmektedir. Kenar ve Toksöz (1989) yüzey dalgalarının dispersiyon özellikleriyle Anadolu'da yerkabuğu yapısı, Mindevalli ve Mitchell (1989) yüzey dalgası dispersiyonundan Türkiye'de kabuk yapısı ve olası anizotropi, Osmanşahin (1989) yüzey dalgası ortam tepki fonksiyonlarından Anadolu ve civarındaki kabuk ve üst manto yapısının incelenmesi bu konuda son yıllarda yapılan çalışmalardır.

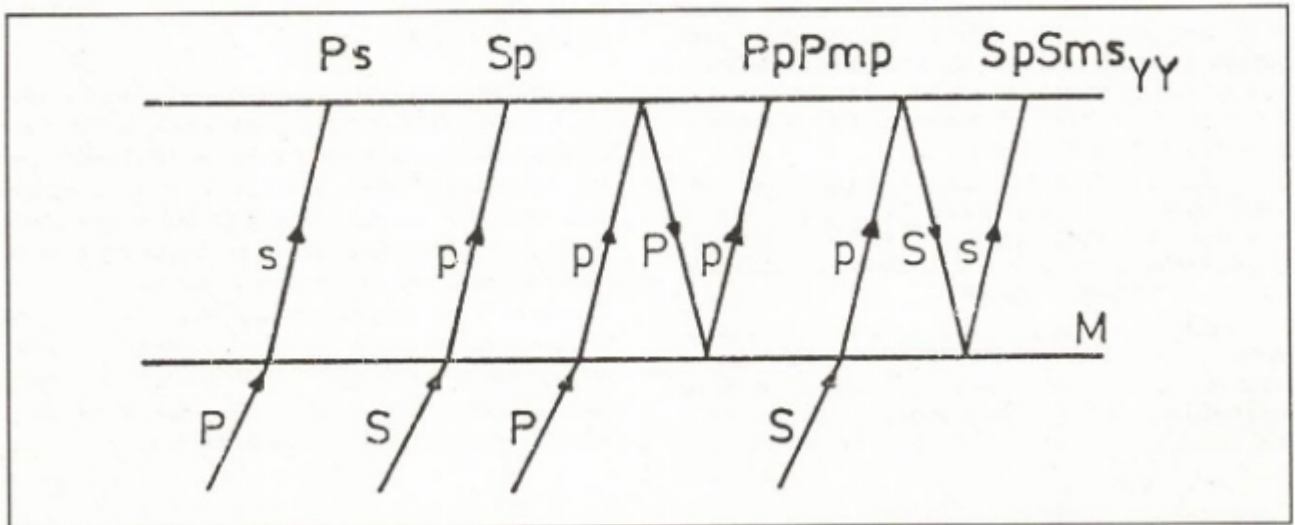
KABUKSAL CİSİM DALGASI FAZLARI

Uzak-alan sismik dalgaların karşılaştıkları arayüzeylerden en iyi şekilde belirttikleri Mohorovicic süreksizliğidir. Sismik dalgalar, bu arayüzeyde, sadece kırılmaz ve yansımazlar, aynı zamanda P' den S'ye ve S' den P'ye dönüşümler de oluşur. Bu olaylara hem kaynak, hem de kayıt istasyonu civarında rastlanır. Bu dalgalar Moho süreksizliğinin yeryüzeyine çok yakın olması nedeniyle ilk varışların hemen ardından birkaç saniye sonra gelirler. Bu durum doğal olarak bu dalgaların tanınmasında güçlükler yaratır. Bunlar kendilerinden önceki hareket içerisine karışırlar. Örneğin, P dalgasının hemen birkaç saniye ardından gelen Ps dönüşmüş fazının tanınması nispeten zordur. Buna karşı Sp dönüşmüş fazı doğrudan S varışından önce geldiği için sinyal - gürültü (S/G) oranı yüksek bir kayıta nispeten daha kolay tanımlanabilir.

Bu çalışmada Moho sınırında oluşan dalgalar için Bath ve Stefansson (1966) tarafından verilen simgeleme (notasyon) kullanılmıştır (Şekil 1). Buna göre;

- $P \rightarrow S$ dönüşmüş dalgaları için Ps; $S \rightarrow P$ dönüşmüş dalgaları için Sp (küçük harfler yalnızca yukarıya doğru yayılan dalgalar için kullanılacaktır).

- Moho'dan yansımış dalgalar (PmP, Pmp ve pmP gibi) küçük m harfi ile belirtilecektir. m harfi Moho'nun her iki tarafından olan yansımalar için de kullanılacaktır.



Şekil 1. Kabuksal fazların simgelemesi.
Fig. 1. Notation for the crustal phases.

- Birden fazla tabaka var ise karşılık gelen tabakayı belirtmek için 1,2,3.... gibi simgeler eklenecektir.

Bu simgeleme sistemi ile çok karmaşık yollar dahi kolayca işaretlenebilir. Örneğin, SpPmp Moho'ya S olarak gelen, Moho sınırını geçerken P'ye dönüşen, yüzeyden P olarak yansdıktan sonra Moho'dan tekrar yansıyarak yüzeye P olarak gelen dalgayı göstermektedir.

Sp fazları çok küçük genlikli olmaları nedeniyle bunların kayıtları dikkatle incelenmelidir. Bu fazlar yukarıda belirtilen nedenlerden dolayı nadiren kaydedilirler (Bath ve Stefansson 1966). Yatay katmanlardan oluşan yer modelinde, yalnızca SV enerjisi P'ye dönüşüm için uygundur. Bu nedenle Sp dalgalarının gözlenebilmesi için temel kriterler; S dalgalarının düşey olarak polarize olmuş bileşeninin büyük ve süresizliğe geliş açısı böyle bir faz dönüşümü için yeterli olmasıdır. Genel olarak, optimum dönüşüm kritik açılardan biraz daha küçük geliş açılarında oluşur. Sp fazının güvenilir bir şekilde gözlenebilmesi için S fazının keskin başlangıçlı olması ve S'nin önündeki aralığın gürültü veya diğer faz varışları ile karışmamış olması gerekir.

Kabuk tabanında, gelen bir düzlem P dalgası için moho sınırındaki yansıma veya yayılım katsayılarına göre ilk sıralamada beş faz yer alır. Bunlar PpPmp, PpSmp, Ps, PpPms ve PpSms fazlarıdır. Bunlardan ilk ikisinin genliklerinin küçük olması ve genellikle doğrudan varış ve aletin güçlü etkileşimi ile büyük oranlarda kirlenmesi nedeniyle gözlenebilmeleri güçtür. Üçüncü Ps fazı doğrudan varışın arkasından birkaç saniye sonra gelir ve ender olarak güçlü olduğunda bu faz tanımlanabilir. Son iki faz uzak alan P dalgalarının radyal bileşeninde sıkça gözlenebilir. Eğer bu fazlar düşey bileşende izlenemiyorsa, radyal P bileşeni elde edilerek kolayca tanımlanabilir. Hatta bu fazlardan dolayı radyal ve düşey bileşenler arasında açık bir farklılık görülebilir.

Kaynak - zaman fonksiyonunun uzun süreli olması, çok bileşenli kaynak, serbest yüzey ile sığ bir kaynağın etkileşimi veya ışının dönme noktası civarındaki güçlü bir süresizlikten ikinci bir varış doğrudan P - dalga şeklini önemli ölçüde etkiler. Bu nedenle episantr uzaklığı $30^\circ - 80^\circ$ arasında olan, orta büyüklükte, derin depremler seçilmelidir. Ayrıca bu fazlar çok küçük enerjili olduklarından, düşey bileşen azimuta bağlı olarak değişmez ise de, varolan enerji yatay bileşenlere (N-S, E-W) bölüneceğinden ara azimutlar için iyi bir radyal bileşen kaydı elde edilemez. Bu nedenle kullanılacak verilerde azimutların ana yönler üzerinde seçilmesi yeğlenir.

VERİLER VE ÖZELLİKLERİ

Bu çalışmada Uluslararası Standard Sismograf Ağına (WWSSN, World - Wide Seismograph System Network) dahil İstanbul Teknik Üniversitesi (İTÜ) Maden Fakültesi sismoloji istasyonunun (IST) uzun periyot kayıtları kullanılmıştır.

Önceki bölümde açıklanan nedenlerden dolayı, başlangıçta nispeten basit kaynak - zaman fonksiyonlu, büyük magnitudü (m_b = 6), derin, yatay bileşenlerin hemen hemen radyal ve enine olduğu uzak - alan ($30^\circ < \Delta < 80^\circ$) olayları araştırılmış, ancak bu özelliklerde yeterli miktarda veri elde edilememiştir. Bu nedenle daha az derin (orta) veya ara azimutlardaki derin olaylar da verilere dahil edilmiştir.

Bu çalışmada 12 adet depreme ait üç bileşen kaydı kullanılmıştır. Bu depremlere ilişkin kaynak parametreleri ve azimut değerleri Çizelge 1'de verilmektedir. Kaynak değişimlerine ilişkin bilgiler ISC (International Seismological Center) bültenlerinden alınmıştır.

Yapay sismogramların hesaplanmasında yerkabuğu yatay katmanlı alınmaktadır. Yani Moho süresizliği hesaplamalar için yataydır. Moho süresizliğinin önemli bir eğime sahip olması halinde farklı azimutlu olayların bu süresizliğe geliş açıları ve kabuk içerisinde katedecekleri yıllar farklı olacaktır. Böyle bir yapıda, dalga şekilleri azimuta bağlı olarak önemli değişiklikler gösterir. Bu durumda değişik azimutlu olayların incelenmesi istenir. Bu çalışma için seçilen depremler azimutal olarak ilk kadranda ($0^\circ < Z < 90^\circ$) yer almaktadır. Depremlerin bazıları hemen hemen aynı, bir çoğu çok yakın azimut değerine sahiptir. Bu nedenle ve eğimli bir Moho süresizliği olasılığı da dikkate alınarak veriler azimutlarına göre üç gruba ayrılarak ele alınmıştır.

Grup	Azimut (z°)	Deprem no
I	$80^\circ < z < 90^\circ$	1,2,6,11,12
II	$41^\circ < z < 58^\circ$	5,8,9,10
III	$32^\circ < z < 33^\circ$	3,4,7

Sismogramlar önce iz davranışlarını karakterize edecek şekilde rasgele aralıklarla sayısallaştırılmıştır. Daha sonra doğrusal enterpolasyonla 0.25 sn aralıkla örneklenmiştir. Sismogramların örneklenme uzunlukları yaklaşık 50 sn olarak alınmıştır. Bunun nedeni, bu uzunluğun kabuksal fazları elde etmek için yeterli olmasıdır. Kayıtlarda düşey bileşen oldukça

Çizelge 1. Bu çalışmada kullanılan depremlerin kaynak parametreleri (ISC bültenlerinden alınmıştır).
Table 1. Source parameters of the earthquakes used in the study (after ISC bulletins).

No	Tarih	Oluş zamanı	Episantr Koordinatları	Δ (')	Az (')	h(km)	m _b
1	14.03.1965	15.53.05.0	36.50N 70.50E	32.45	84.31	220	6.4
2	06.06.1966	07.46.16.1	36.40N 71.10E	32.93	88.16	221	6.2
3	30.08.1970	17.46.08.9	52.40N 151.60E	77.24	32.41	643	6.5
4	29.01.1971	21.58.03.2	51.00N 151.00E	74.78	33.17	515	6.0
5	29.06.1975	10.37.41.4	38.80N 130.00E	72.82	53.42	560	6.2
6	08.07.1975	12.04.42.5	21.50N 94.70E	58.11	88.32	157	6.5
7	21.12.1975	10.54.17.7	51.90N 151.60E	74.88	32.75	554	6.4
8	09.03.1977	14.27.53.6	41.61N 130.89E	71.65	50.55	556	6.0
9	23.05.1978	07.50.28.2	31.05N 130.13E	77.78	58.91	161	6.6
10	23.01.1981	04.58.31.5	42.52N 142.12E	76.96	44.21	116	6.7
11	02.05.1981	16.04.55.6	36.36N 71.09E	32.94	84.23	229	6.3
12	30.12.1983	23.52.39.9	36.36N 70.74E	32.68	84.4	215	7.2

Çizelge 2. Bileşenler arasındaki büyütme farklarının giderilmesi için düzeltme oranları.
Table 2. The correction ratios to remove the differences between the components

No	Tarih	Az	An	Ae	Gz	Gn	Ge	Magz Magn	Magz Mage	Magn Mage	Mag Z	Mag N	Mag E
1	14.03.1965	-	-	-	-	-	-	1*	1*	1*	750	750	750
2	06.06.1966	7.30	5.05	3.25	0.1133	0.098	0.0955	1.250	1.893	1.514	1500	1500	750
3	30.08.1970	6.60	6.60	7.25	0.0960	0.096	0.1040	1.000	0.986	0.986	1500	1500	1500
4	29.01.1971	6.60	6.60	7.25	0.0960	0.096	0.1040	1.000	0.986	0.986	1500	1500	1500
5	29.06.1975	4.10	3.30	3.45	0.0960	0.096	0.1040	1.242	1.287	1.036	1000	750	750
6	08.07.1975	4.20	3.30	3.35	0.0960	0.096	0.1040	1.273	1.358	1.067	1000	750	750
7	21.12.1975	5.75	3.30	3.35	0.0960	0.096	0.1040	1.742	1.859	1.067	1500	750	750
8	09.03.1977	6.00	3.30	3.40	0.0960	0.096	0.1040	1.818	1.912	1.051	1500	750	750
9	23.05.1978	5.80	3.30	3.50	0.0960	0.096	0.1040	1.757	1.795	1.021	1500	750	750
10	23.01.1981	6.00	3.30	3.50	0.0960	0.096	0.1040	1.818	1.857	1.021	1500	750	750
11	02.05.1981	5.75	3.65	3.25	0.0960	0.096	0.1040	1.575	1.917	1.217	1500	750	750
12	30.12.1983	5.70	3.60	3.25	0.0960	0.096	0.1040	1.583	1.900	1.200	1500	750	595

- * A_1 ve G_1 değerleri okunamadığından ve alet büyütme oranları aynı olduğundan 1 alınmıştır.
- Az, An, Ae düşey, kuzey - güney ve doğu - batı bileşenlerinin kalibrasyon puls genliği.
- Gz, Gn, Ge düşey, kuzey - güney ve doğu - batı bileşenlerinin elektromekanik sabitleri.
- Magz, Magn, Mage düşey, kuzey - güney ve doğu - batı bileşenlerinin alet büyütme değerleri.

temiz olmakla birlikte bazı kayıtlarda yatay bileşenler uzun periyodlu çevresel gürültülerle kirletilmişlerdir. Bazı olayların doğu - batı bileşeninde gürültü oranı daha yüksektir. Bu gürültüler çok uzun periyodlu olmaları nedeniyle kayıtlara trend olarak girmişlerdir. Bu nedenle sismogramlara basit bir trend giderme işlemi uygulanmıştır.

Radyal ve enine bileşenlerin elde edilmesi için uygulanan vektörel döndürme işleminde yatay bileşenlerin aynı büyütme oranları olması gerekmektedir. Alet kalibrasyonunun güvenilir olmadığı durumlarda iki farklı bileşeni ayırtmanın en güvenilir yolu kalibrasyon pulslarından alet büyütme oranlarının saptanmasıdır. Frekans ortamında bir bileşenin büyütmesi, $Mag(w)$, şu şekilde ifade edilebilir;

$$Mag(w) = \frac{A(w)}{y(w)} \quad (1)$$

Burada, $A(w)$ çıkış genliği ve $y(w)$ giriş genliğidir. Ayrıca $y(w)$ da yazabiliriz;

$$y(w) = \frac{A \cdot G}{-(iw)^3 M} \quad (2)$$

Buradan kalibrasyon pulsunun büyütmesi şu şekilde yazılır;

$$Mag(w) = \frac{-A(w)(iw)^3 M}{a \cdot G} \quad (3)$$

Burada, M sismometredeki salınan kütle (kg), w açısal frekans, a kalibrasyon akımı (amper), G galvanometre sabitidir (Newton/Amper) (Anonymous 1962). Böylece, düşey bileşen $Magz(w)$ ile NS bileşeni $Magn(w)$ 'nin büyütme oranları karşılaştırıldığında, benzer terimler kalkarak aşağıdaki ifade elde edilir;

$$\frac{Magz(w)}{Magn(w)} = \frac{Az(w)}{Gz} = \frac{Gn}{An(w)} \quad (4)$$

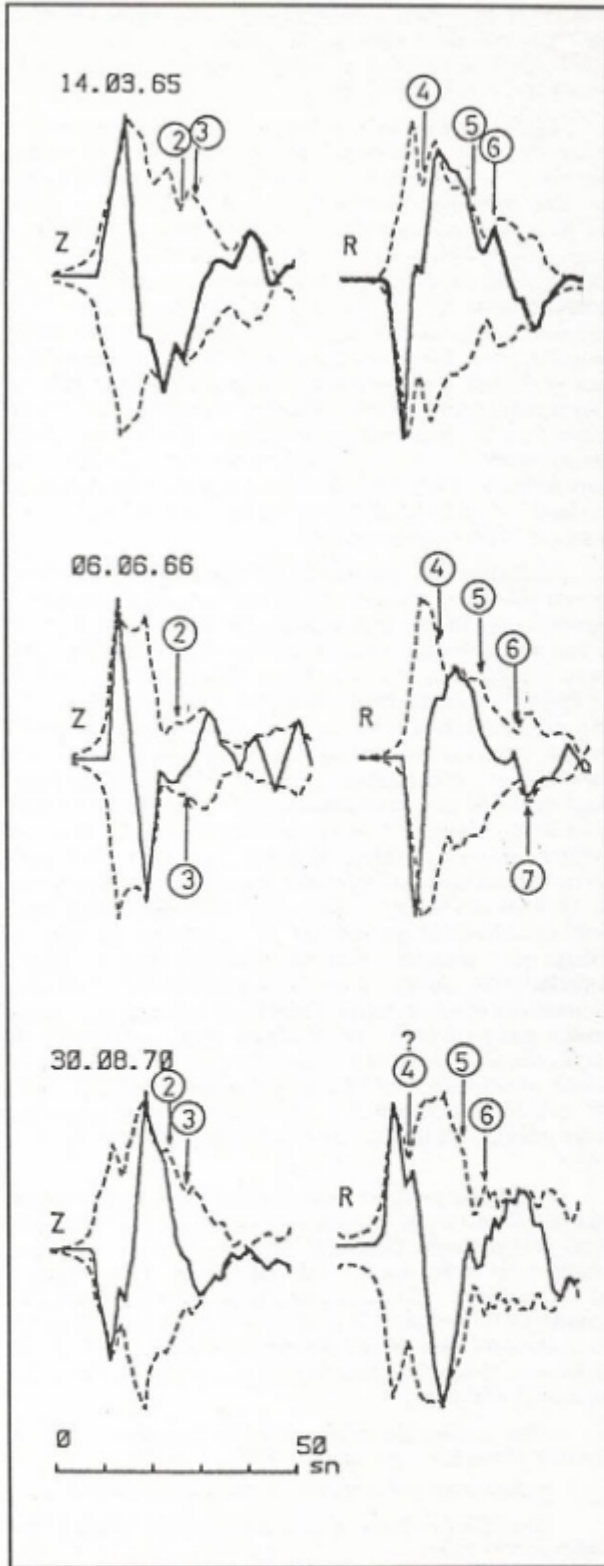
(4) ilişkisine benzer şekilde diğer bileşenler arasındaki büyütme farklılıkları da giderilebilir.

İncelenen depremlerin kaydedildiği yaklaşık 19 yıllık periyot içerisinde alet kalibrasyonu bazı dönemler için farklıdır. Bu nedenle bileşenler arasındaki farklılıklar (4) bağıntısından yararlanılarak giderilmiştir. Uygulanan düzeltme için büyütme oranları Çizelge 2'de verilmektedir. Birinci grup depremlerin yatay bileşenleri hemen hemen radyal ve enine olduğu için ($z > 84^\circ$) bu gruba ait verilere döndürme işlemi uygulanmamıştır. Bu çalışmada kullanılan deprem kayıtları ileri-deri bölümlerde hesaplanan yapay sismogramlarla karşılaştırılmalı olarak verilecektir.

Gözlemsel ve yapay sismogramların karşılaştırılmasında incelenen kabuksal fazların duyarlı olarak, kuşkuyla yer bırakmaksızın belirlenmesi önemlidir. Bu nedenle bu fazların tanınması ve zamanlarının belirlenmesinde tanecik hareket diyagramları, zaman ortalama çarpaz çarpım fonksiyonları ve karmaşık zarfları hesaplanmıştır. Üç farklı yöntemle incelenen kabuksal fazlar yeterli bir duyarlılıkta belirlenmiştir. Hilbert dönüşümüyle elde edilen karmaşık zarflar ile belirlenen bazı fazlar Şekil 2'de verilmiştir.

YAPAY SİSMOGRAMLAR

Bir uzak-alan (telesismik) cisim dalgasının yeryüzeyinde oluşturduğu yerdeğiştirme çok sayıda parametre tarafından etkilenir. Bir A noktasından B noktasına enerjinin elastodinamik transferinde yıtılmanın zaman fonksiyonu, kaynak mekanizmasının çok kutupluluğu, kaynak bölgesindeki tabakalanma, yayının yolu boyunca tabakalanma ve ışının en derin noktasındaki yapının hızı, gözlem bölgesindeki tabakalanma, kayıncının tepkisi, anizotropi, heterojenlik veya yayınımlı boyunca herhangi bir noktadaki materyallerin elastik olmayışları gibi birçok sayıda parametre göz önüne alınmak zorundadır. Bu etkilerin her birinin birden fazla parametre tarafından kontrol edildiği de düşünülürse elastik enerjinin yer içerisindeki transferini kuramsal olarak modelleyebilmek olanaksız gibidir. Bu nedenle dalga yayınının modellenmesinde birtakım kabuller



Şekil 2. Düşey (Z) ve radyal (R) bileşenler ve karmaşık zarfları. Numaralar (1 den itibaren) P, PpPmp, PpSmp, Ps, PpPms, PpSms ve PsSms fazlarını belirtmektedir.

Fig. 2. Vertical (Z) and radial (R) components and their complex envelopes. P, PpPmp, PpSmp, Ps, PpPms, PpSms and PsSms phases are numbered from 1 to 7.

yapılır ve sınıflamalara gidilir. Bu kabuller ve sınıflamalar, etkilerin bazılarını ihmal edilebilir ölçüde küçültürken yok edilmesini sağlar. Böylece, seçilmiş veri grupları için parametreler denetlenebilecek sayılara indirilmiş olurlar.

Yarı - sonsuz bir ortam üzerinde yatay homojen elastik tabakadan oluşan ve yapıya gelen dalgaların düzlem dalga olarak gözönüne alınabilmesi için kaynağın yeteri kadar uzak olduğu varsayılmaktadır. Bu durumda P ve S dalga yörüngeleri kaynak uzaklığı ve derinliği için uygun bir ışın parametresi ile tanımlanabilir.

Iz genişliği $A(t)$ gibi bir zaman fonksiyonu olmak üzere:

$$A(t) = I(t) * Q(t) * S(t) * R(t) \quad (5)$$

şeklinde tanımlanabilir. Burada, $I(t)$; alet tepkisi, $Q(t)$; yerin soğurma etkisi, $S(t)$ kaynak - zaman fonksiyonu, $R(t)$ yer tepkisi ve $(*)$ konvolüsyon işlecidir.

Yer tepkisi derin ($d > 300$ km) ve uzak ($30^\circ < \Delta < 80^\circ$) depremler için kaynak civarı ve ışının dönme noktasındaki yeryapısı etkilerinin çok küçük olması nedeniyle yalnızca istasyon altındaki yapının tepkisidir. Bu nedenle yer tepkisi, ışın izleme veya Haskell'in (1960, 1962) yayıcı matris tekniği ile hesaplanabilir. Işın izleme yöntemi, belirli fazların genlikleri ve göreceli varış zamanları ile doğrudan yorumlamalar için güvenilirdir. Işın yolları belirli bir model için belirlenerek, yayılma ve yansıma katsayılarından yüzey genlikleri hesaplanır (Helmberger 1968). Nispeten karmaşık bir modelin toplam tepkisini bulmak için ışın izleme kontrolsüzdür. Bu nedenle yayıcı matris tekniğinin kullanılması daha uygundur. Çünkü, uzun uzun ışın tanımlamaları ve karmaşıklık gerektirmeksizin problem bütün olarak çözülür. Bu çalışmada yer kabuğu yarı - sonsuz ortam üzerinde homojen, izotrop, yatay tabakalı bir yapı olarak alınmıştır. Böyle bir yapının tepkisi Thomson - Haskell yayıcı matris tekniğiyle hesaplanmıştır.

Kaynak fonksiyonu çok sayıda parametre tarafından etkilenir. Kaynakta en önemli problemler; çoğul kaynak, enerjinin yönlendirilmesi, kaynak civarındaki süreksizliklerden ileri gelen tekrarlı yansımalar ve serbest yüzey yansımalarıdır. Bu nedenle nispeten uzak - derin ve basit kaynak - zaman fonksiyonlu olaylar seçildiğinde bu etkilerden kaçınılmış olunur. Yer yüzeyinde kaydedilen yerdeğiştirme alet tepkisi, yerin soğurma etkisi, kaynak fonksiyonu ve yer tepkisinin konvolüsyonundan oluşuyorsa, kaynak fonksiyonu sismogramdan diğer etkilerin dekonvolüsyonu ile elde edilebilir. Uzak ($\Delta > 30^\circ$) ve derin ($h < 300$ km) depremler için yer hareketinin düşey bileşeni puls şeklindeki kaynak fonksiyonu ile alet tepkisi ve daha sonraki önemsiz varışların konvolüsyonu gibi davranır (Burdick ve Helmberger 1974). Çünkü olayların uzak ve derin olması durumunda ışının Moho süreksizliğine geliş açısı çok küçüktür. Yani hemen hemen dik gelmektedir. Bu nedenle yer kabuğundan hemen hemen hiç etkilenmezler. Bundan dolayı uzak alan derin depremler için P dalgasının düşey bileşeni, sonraki kabuksal fazların dışında, kaynak fonksiyonu gibi davranır. Böylece kaynak fonksiyonu P - dalgası düşey bileşenden alet etkisinin dekonvolüsyonu ile elde edilebilir.

Bu çalışmada kaynak fonksiyonu P - dalgasından alet tepkisinin dekonvolüsyonu ile elde edilmiştir. Bunun için önce alet tepkisi düşey P dalgasından dekonvole edilmiş, daha sonra doğrudan gelen P dalgası pulsu, bir dikdörtgen pencere ile pencerelenmiş, dekonvolüsyon nedeniyle oluşan yüksek frekanslı olaylar süzölmüştür.

Bu yöntemin en büyük dezavantajı kaynağın çoğul (iki veya daha fazla olay) olması durumunda yeterli olmamasıdır. Bu nedenle kaynak fonksiyonu dekonvolüsyon yöntemiyle elde edilmek istendiğinde, basit (tek) olaylar seçilmelidir. Derin olaylarda kaynağın çoğullukla çoğul olduğu gözlenmiştir (Jordan ve Frazer 1975). Bu nedenle, bu çalışmada önce seçilen bazı depremler kullanılmamıştır. Kullanılan depremlerden yalnızca (3) numaralı deprem çift olay, diğerleri basit olaylardır. Kullanılan depremlerin belirlenen kaynak fonksiyonları Şekil 3'de verilmiştir.

Yerin soğurma etkisini hesaplamak için Futterman (1962) işleci (t^*) kullanılır. t^* , ışın yolu boyunca sabit olup değeri T/Q 'dur (Carpenter 1966). Burada T , ışının yayılma zamanı; Q , ışın boyunca ortalama kalite faktörüdür. Bu çalışmada t^* değerleri P - dalgaları için $t_{\alpha}^* = 0.75$ sn, S - dalgaları için $t_{\beta}^* = 3.0$ sn olarak alınmıştır.

Alet tepkisi önceden bilinir. Bilinmemesi halinde kayıtlar üzerindeki kalibrasyon pulslarından yararlanılarak elde edilebilir. WWSSN sismogramları için ise Hagiwara (1958)'nin analitik olarak ettiği bağıntılardan hesaplanabilir. Bu çalışmada Hagiwara (1958)'in analitik bağıntıları kullanılmıştır.

Yer tepkisi, soğurma etkisi ve alet tepkisi frekansın fonksiyonudur. Bu nedenle konvolüsyon işlemleri frekans ortamında çarpım olarak yapılmıştır. Daha sonra toplam tepki ters Fourier dönüşümü ile zaman ortamına aktararak yapay sismogramlar elde edilmiştir.

İncelenen depremler için gelen P ve S dalgalarının geliş açıları ve ışın parametreleri Jeffreys ve Bullen (1948) çizelgelerine göre hesaplanmıştır. Gelen dalgaların ışın parametreleri depremlerin uzaklık ve derinliklerine bağlı olarak iki farklı değer civarında kümelenme göstermektedir. Bu kümelenmelerde değişim aralığı yaklaşık 1° kadardır. Bu ise $\Delta > 30^\circ$ uzaklıklarda önemli bir fark değildir. Bu nedenle yapay sismogramlar iki farklı ışın parametresi için hesaplanmıştır. (1), (2), (11) ve (12) numaralı depremlere yaklaştırmada ışın parametresi, P dalgaları için 0.083 sn/km, S dalgaları için 0.15 sn/km; (3), (4), (5), (7), (8), (9) ve (10) numaralı depremlerde P dalgaları için 0.055 sn/km ve S dalgaları için 0.105 sn/km alınmıştır. Yalnız (6) numaralı deprem, diğerlerinden farklı bir değere sahip olduğu için ışın parametresi P dalgası için 0.067 sn/km, S dalgası için 0.125 sn/km alınmıştır. Hesaplanan yapay sismogramlar Şekil 5 - 6'da gözlemsel sismogramlarla birlikte verilmiştir.

GÖZLEMSEL VE YAPAY SİMOGRAMLARIN KARŞILAŞTIRILMASI

Yapay sismogram hesaplamaları için başlangıçta verilmesi gereken en önemli karar Moho süreksizliğinin eğimli olması durumunda probleme ne şekilde yaklaşılabileceğidir. Çünkü Moho süreksizliğinin büyük bir eğime sahip olması halinde sismogramlarda azimuta bağlı önemli farklılıklar beklenir. Eğimli bir arayüzeyin etkileri daha çok enine bileşende gözlenir. Bu nedenle, eğimli bir arayüzeyden oluşan model enine dalga şekilleri kullanılarak belirlenmeğe çalışılır. Bu hemen hemen tüm kadranslara dağılmış azimutlara sahip veri gruplarını gerektirir. Enine dalga genliklerinin küçük olması yatay heterojenliğin özellikle istasyon altında şiddetli olduğunu gösterir (Hebert ve Langston 1985). Tekrarlı yansımalar kabuk içerisindeki kabuk boyunca yayıldıkları için kabuktaki yanal heterojenliğin varlığı enine dalga şekillerinde daha iyi gözlenir. Eğimli arayüzeylerle, kabuksal yansıma ve kırılmalar nedeniyle ışın yolları gittikçe artarak bozulur ve bu olay tekrarlı yansımalarla saçılmalarla neden olur (Langston 1981). P dalgalarının üç boyutta da eğimli arayüzeylerde ne şekilde davranış göstereceğini kestirebilmek oldukça zordur (Lee ve Lang-

ston 1982). Bu durumda dalga yayılımı anizotropik ortamlardaki gibi çok daha karmaşık bir şekilde ele alınmalı veya yanal süreksizliklerin oluşturduğu saçılmaya bakılmalıdır (Keith ve Crampin 1977 a, b).

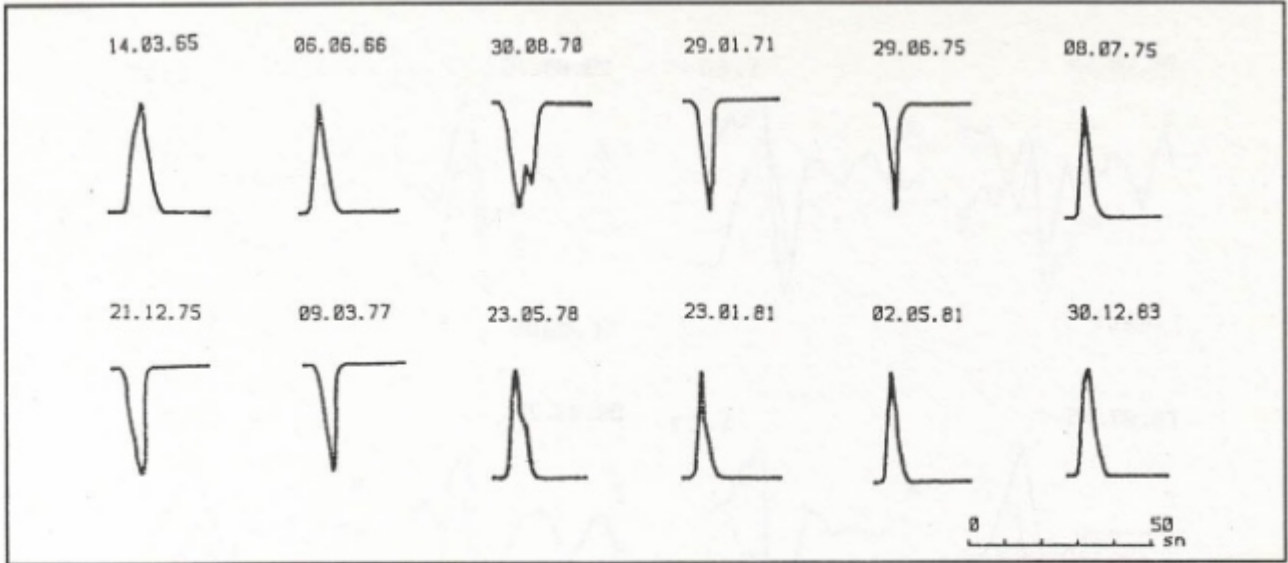
Eğimli bir arayüzeyin diğer bir göstergesi de enine bileşende P dalgası polaritesinin azimutal değişiminin beklenenden farklı bir davranış göstermesidir (Langston 1976 b). Bu azimutal anomaliler bizim verilerimizde gözlenmemiştir. Bu ise iki şekilde yorumlanabilir: Birincisi Moho süreksizliğinin yatay olması; ikincisi ise, gözlemlerin yalnızca birinci kadranda yer almış olmasıdır. Bu olasılıklardan ikincisi daha olası gözükmemektedir. Çünkü; Ege bölgesi, İstanbul ve Karadeniz için daha önceki jeolojik ve jeofizik çalışmalardan elde edilen bulgular, Moho süreksizliğinin eğimli olduğu yolundadır. Ayrıca gözlemsel verilerin enine P dalgası bileşenleri oldukça karmaşıktır (Şekil 4). Bunun nedenleri sayısallaştırma hataları, radyal ve enine bileşenlerin elde edilmesi için vektörel olarak döndürülmeleri, yatay heterojenlik ve bir miktar da eğimli arayüzeyin etkisi olduğu düşünülebilir. Zaten polarizasyonlardaki yaklaşık 15° ye kadar olan azimutal anomalilerin belirlenebilmesi çok güçtür (Langston 1979).

Moho süreksizliğinin büyük bir eğime sahip olması durumunda yukarıdaki beklentilerin ötesinde düşey ve radyal bileşenlerde I ve III numaralı gruplara ait veriler arasında geliş açıları nedeniyle olan farkların dışında kabuksal fazların, farklı varış zamanlarında gelmesi beklenir. Bunlar özellikle PpPms ve PpSms gibi radyal bileşende iyi bir şekilde tanınabilen dönüşmüş tekrarlılar için belirlenebilir olmalıdır. Çünkü genlik oranları arayüzeylerin hız kontrastlarına bağlı olmasına rağmen fazların yayılma zamanları tabaka hızı ve kalınlığa bağlıdır. I. gruba ait gözlemler yaklaşık 84° lik bir azimuta sahiptir. Yani doğu - batı bileşeni hemen hemen radyaldır. Bu gruba ait verilerin ışın yolları yaklaşık Karadeniz'in güney kıyısı boyunca, Üçüncü gruba ait depremler yaklaşık 33° azimuta sahiptir. Bunların ışın yolları ise Karadeniz'i yaklaşık olarak kuzey - doğu doğrultusunda geçmektedir. Bu depremlere ait ışınların kabuğa giriş noktaları arasındaki uzaklığın (kuzey - güney doğrultusunda) tekrarlı yansımalar için eğimin etkili olabileceği uzunlukta olması beklenir. Fakat incelemenin kuzeye doğru olması nedeniyle Moho süreksizliğini geçiş açıları daha da küçük olacağı için kalınlık değişimini gözleyebilmek hemen olanaksızdır. Nitekim bu veri grupları arasında böyle bir farklılık gözlenmemiştir. Bu nedenle kabuk modelinin yatay tabakalı olarak alınması daha gerçekçi bir yaklaşım olacaktır.

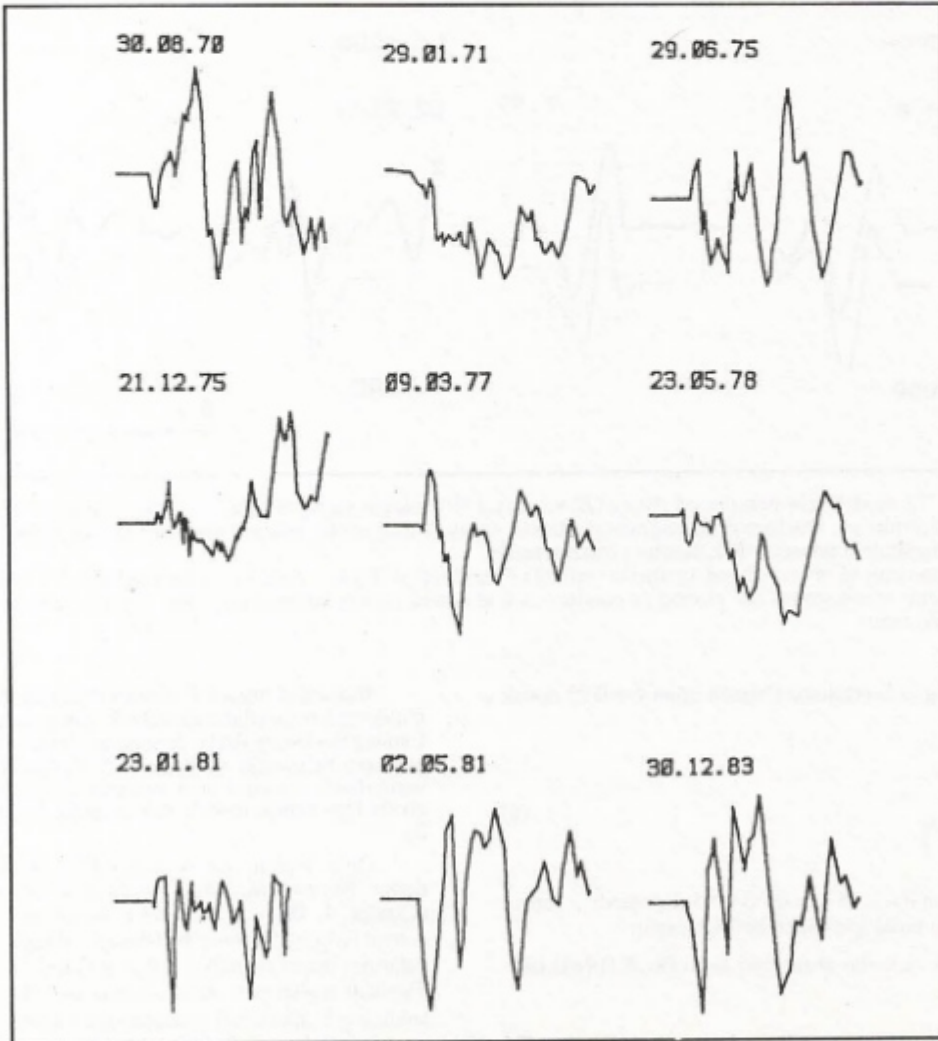
Yerkabuğu yapısının modellenmesi için yapay sismogram hesaplamalarında, kaynak fonksiyonu ve yerin soğurma etkisi sabit etkilerdir. Dolayısıyla sismogramlar yerkabuğu parametrelerine bağlı olarak şekilleneceklerdir. Yatay tabakalı bir yer modeli P ve S dalga hızları, yoğunluk, kalınlık ve geliş açısının fonksiyonudur. Bu nedenle yer tepki fonksiyonunun bu parametrelerden nasıl etkilendikleri bilinmelidir. Tepki fonksiyonu ve kabuksal parametreler arasındaki ilişkiler özetle şöyledir (Kenar 1978):

- P ve S dalga hızları arasındaki hız kontrastı (α / β) ile genlikler arasındaki ilişki doğrusaldır.
- yoğunluk ve genlik arasında ters bir ilişki vardır.
- en küçük frekansta yer alan doruk toplam kalınlık tarafından kontrol edilir.
- geliş açısı bileşenler arasındaki genlik oranlarını kontrol eder. Yani geliş açısı arttıkça (radyal / düşey) genlik oranı artar.

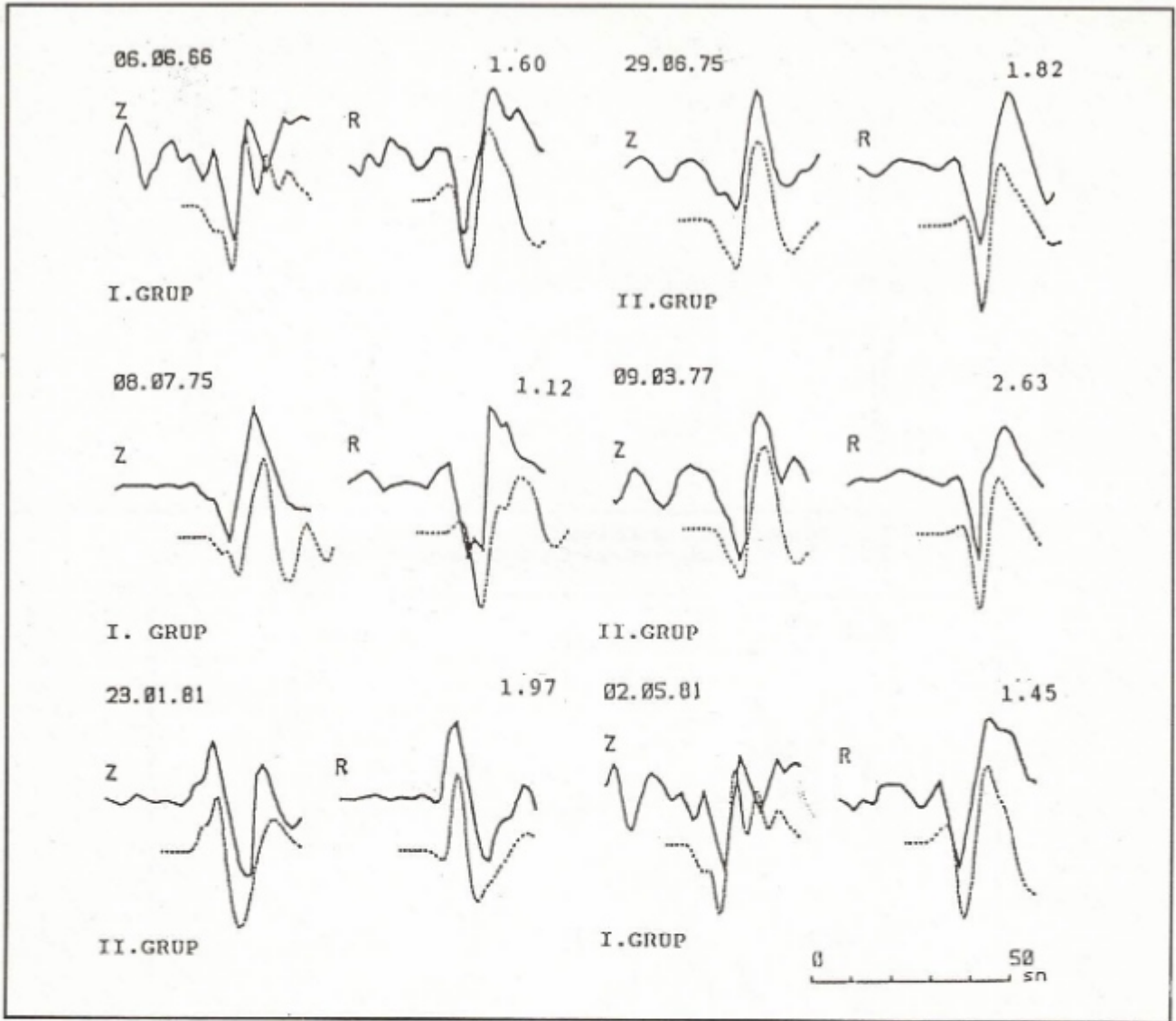
Yapının modellenmesine başlanırken kabuksal parametreler aşağıdaki ilişkilerden kontrol edilmiştir.



Şekil 3. Dekonvolüsyon yöntemi ile belirlenen kaynak - zaman fonksiyonları.
Fig. 3. The source - time functions estimated by the deconvolution method.



Şekil 4. İncelenen depremlerin bazılarının enine P dalga şekilleri.
Fig. 4. Some of the tangential P wave forms for the earthquakes used



Şekil 5. İST - T3 modeli için hesaplanan düşey (Z) ve radyal (R) bileşen yapay S - dalga şekilleri ve gözlemsel sismogramların karşılaştırılması. Gözlemsel sismogramlar sürekli, yapay sismogramlar noktalı olarak çizilmiştir. Herbir sismogramın sağ üst köşesindeki rakamlar R/Z oranını göstermektedir.

Fig. 5. Comparison of observed and synthetic vertical (Z) and radial (R) S - wave forms for the İST - T3 model. Observed and synthetic seismograms are plotted as continuous and dotted curves, respectively. The numbers on the upper right show the R/Z ratios.

1. Yer kabuğunda ortalama Poisson oranı $\delta = 0.25$ olarak kabul edilmiştir.

$$\sigma = \frac{\alpha^2 - 2\beta^2}{2(\alpha^2 - \beta^2)} \quad (6)$$

bağıntısından $\delta = 0.25$ için $\alpha / \beta = \sqrt{3}$ ilişkisinden, atanan P ve S hızlarından birisi için diğeri belirlenmiştir.

2. Yoğunluk ve hızlar arasındaki ilişki Birch (1964) tarafından verilen

$$\delta = 0.77 + 0.30 \, 2\alpha \quad (7)$$

ilişkisi ile kontrol edilmiştir.

Başlangıç modeli Canitez (1962) tarafından gravite anomalilerinden yararlanarak verdiği yaklaşık kabuk modeli, yine Canitez'in (1969) yüzey dalgası verilerini kullanarak Ege bölgesi için belirlediği ve Kenar (1978) tarafından cisim dalgası verilerinden spektral oran yöntemi ile elde edilen İstanbul ve civarı için kabuk modeli baz alınarak belirlenmiştir (Çizelge 3).

Önce toplam kabuk kalınlığının belirlenmesine çalışılmıştır. Bunun için kabuk tek tabakalı olarak modellenmiştir. (Çizelge 4, İST - T1 modeli). Kestirimde öncelikle S - Sp zaman farkı kullanılmış, belirlenen yaklaşık model, P ve S dalgalarının düşey ve radyal dalga şekilleri ile kontrol edilmiştir. Tabakalı modellerin oluşturulmasında çok sayıda ince ara tabakalar gibi spekülasyonlardan kaçınılmıştır. Modeller kıtasal kabuk yapısına uygun olarak iki ve üç tabakalı olarak oluşturulmuştur.

Çizelge 3. Ege (Canitez 1969) ve İstanbul (Kenar 1978) yöreleri için yer kabuğu modelleri.

Table 3. The crustal models for Egean (Canitez 1969) and İstanbul (Kenar 1978) regions.

	Tabaka	Vp	Vs	ρ	h
	No	(km/sn)	(km/sn)	(gr/cm ³)	(km)
Canitez (1969)					
	1	2.90	1.98	2.26	2
	2	5.40	3.20	2.67	5
	3	6.16	3.60	2.82	10
	4	6.63	3.72	2.92	18
	5	8.16	4.44	3.30	-
Kenar (1978)					
	1	4.0	2.2	2.1	4
	2	6.0	3.5	2.65	10
	3	7.0	4.0	2.90	16
	4	8.1	4.6	3.35	-

S - Sp ZAMAN FARKLARI

S - Sp zaman farkları aşağıdaki bağıntıdan kolayca hesaplanabilir (Jordan ve Frazer 1975):

$$t_{S-Sp} = \sum_{i=1}^n \left[\left(\beta_i^2 - p^2 \right)^{1/2} - \left(\alpha_i^2 - p^2 \right)^{1/2} \right] \quad (8)$$

Burada m; tabaka sayısı; i; tabaka numarası; h_i ; tabaka kalınlıkları; α_i ve β_i ; P ve S dalga hızları; p; ışın parametresidir.

Çok tabakalı modeller ile başlangıçta belirlenecek tek tabakalı ortalama bir modeli karşılaştırmak için çok tabakalı modellerde ortalama hızlar kullanılır. Yani bu modeller başlangıç hesaplamaları için tek tabakalı olarak düşünülmüştür. Ortalama hızlar

$$\alpha = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^m h_i \alpha_i, \quad \beta = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^m h_i \beta_i, \quad i = 1, \dots, m \quad (9)$$

şeklinde hesaplanmıştır. (8) bağıntısını amacımıza uygun olarak düzenlersek;

$$t_{S-Sp} = H \left[\left(\beta^2 - p^2 \right)^{1/2} - \left(\alpha^2 - p^2 \right)^{1/2} \right] \quad (10)$$

elde edilir. Burada H toplam kalınlıktır. Sismogramlardan okunan S - Sp zaman farkı yaklaşık 4.5 sn'dir. Işın parametresi 0.105 sn/km alındığında İST - T1 modeli için hesaplanan zaman farkı 4.45 sn dir. Bu, gözlemsel zamandan 0.05 sn kadar azdır. Bu da okuma hatası içerisinde kalacak kadar küçüktür.

Çizelge 4. Belirlenen yer kabuğu modelleri.
Table 4. Estimated crustal models.

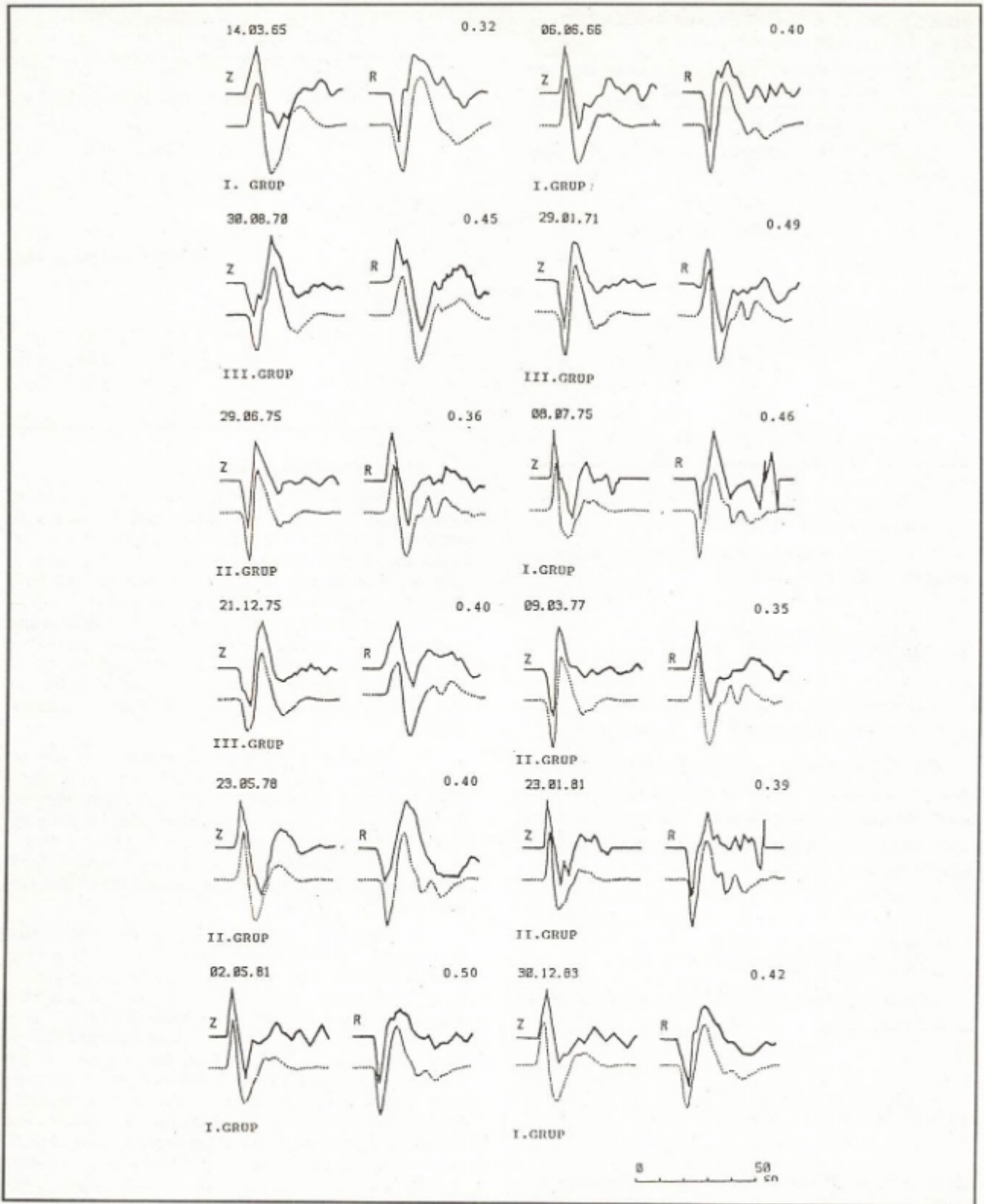
	Tabaka	Vp	Vs	ρ	h
	No	(km/sn)	(km/sn)	(gr/cm ³)	(km)
İST-T1					
	1	6.20	3.45	2.80	30
	2	8.10	4.60	3.35	-
İST-T2					
	1	5.50	3.20	2.50	19
	2	6.80	3.90	2.90	11
	3	8.10	4.60	3.35	-
İST-T3					
	1	4.00	2.30	2.25	4
	2	5.60	3.25	2.60	14
	3	6.80	3.90	2.90	12
	4	8.10	4.60	3.35	-

S DALGA ŞEKİLLERİ

S - dalga şekilleri modellemelerinde veriler özellikle kaynağın tekil olduğu basit olaylardan seçilir. Çünkü kaynak civarındaki P $\rightarrow$ S ve S $\rightarrow$ P faz dönüşümleri SV dalgaları için karmaşık bir kaynak fonksiyonu oluştururlar. Ayrıca kaynağın çoğul olması durumunda, örneğin bir çift - olay için, ikinci şok nedeniyle oluşacak olan Sp fazı iki şok arasındaki zaman kadar gecikme ile varacağı için ilk şoka ilişkin S fazı ile etkileşerek hem S - Sp zamanı, hem de genlik oranları için bozucu etki oluşturacaktır (Jordan ve Frazer 1975). 45° den daha küçük episentr uzaklıkları için S dalgası PL dalgası ile birleşerek bozulur ve yorum çok daha güçleşir (Burdick ve Langston 1977).

Bu çalışmada Sp fazının iyi bir şekilde belirlenebildiği altı deprem için S dalga şekilleri modellenmiştir. S - dalgası yapay sismogramlarının hesaplanmasında, P dalgası düşey bileşenlerinden elde edilen kaynak fonksiyonları kullanılmıştır (Şekil 3). Hesaplamalarda, iyi bir şekilde belirlenen P dalgası kaynak fonksiyonunun kullanılması, kaynak civarındaki S - P dönüşümleri nedeniyle oluşabilecek karmaşıklık ortadan kaldırmıştır.

S - dalga şekillerinde Sp fazının gözlemlendiği düşey bileşen kayıtlarındaki benzerlik esastır. Gözlemsel ve yapay S dalga şekilleri arasında iyi bir benzerlik elde edilmiştir. Elde edilen bu uyum iki önemli bilgi verir. Birincisi, bu sismogramların hesaplanmasında P dalgalarından belirlenen kaynağın S dalga şekillerinde de başarılı bir şekilde kullanılabileceğini göstermiştir. Bu sonuç, bir anlamda hesaplanan kaynak - zaman fonksiyonlarının doğru bir şekilde elde edildiğini kanıtlamaktadır. İkincisi, Sp / SV genlik oranının büyük bir yaklaşıklıkla elde edildiğidir. Çünkü, S - Sp zaman farkı, kabuğun Poisson (eşdeğeri α / β) oranına ve kabuk kalınlığına karşı çok duyarlıdır. Buna karşılık Sp / SV genlik oranı Moho süreksizliğindeki S dalga hızı kontrastına karşı çok duyarlıdır (Özer 1989). Moho'da dönüşmüş Sp fazının genliği yükseltmek istendiğinde, moho süreksizliğindeki S dalgası hız kontrastının artırılması gerekmektedir. Sp fazı kabuksal arayüzlerdeki hız değişimlerinden çok az etkilenir. Kabuksal tabakalardaki hız değişimi geliş açısını etkiler. Bu nedenle daha yüksek Sp / SV genlik oranı beklenir. Bunun yapay sismogramlarda ne ölçüde



Şekil 6. İST-T3 modeli için hesaplanan düşey (Z) ve radyal (R) bileşen yapay P - dalga şekilleri ve gözlemsel sismogramların karşılaştırılması. Gözlemsel sismogramlar sürekli, yapay sismogramlar noktalı olarak çizilmiştir. Herbir sismogramın sağ üst köşesindeki rakamlar R/Z oranını göstermektedir.

Fig. 6. Comparison of observed and synthetic vertical (Z) and radial (R) P - wave forms for the IST-T3 model. Observed and synthetic seismograms are plotted as continuous and dotted curves, respectively. The numbers on the upper right show the R/Z ratios.

etkili olacağı düşük hızlı (örneğin sesedimanter tabaka), yatay tabakalı modeller için Jordan ve Frazer (1975) tarafından denenmiştir. Üst tabakada P ve S hızları % 20 azaltıldığında Sp/SV genlik oranındaki artışın % 3 den daha küçük olduğunu saptamışlardır. Buradan, gelen pulsun dalga boyunun bu tabakanın kalınlığından çok daha uzun olduğu sonucuna varılmıştır. Aynı araştırmacıların bu çalışmalarında elde ettikleri bir başka sonuç, Sp genliğinin kullanılan yoğunluk değerlerindeki mantıklı (kabul edilebilir) hatalardan etkilenmemesidir. Diğer bir sonuç da, (Sp/SV) genlik oranının Moho süreksizliğindeki P dalgası hız kontrastının değişimlerine duyarsızlığıdır.

Bu sonuçlara göre S dalga şekillerinden elde edilen uyum Moho süreksizliğindeki hız kontrastının büyük bir yaklaşıklıkla belirlendiğini göstermektedir. Bu sonuç, S - Sp zaman farkları ile birlikte düşünüldüğünde, kabuktaki ortalama S hızı ve (α/β) hız oranının iyi bir şekilde modellendiğini göstermektedir.

P DALGA ŞEKİLLERİ

Yerkabuğu modelinin belirlenmesinde P dalgası radyal bileşen dalga şekillerinin uyumu temel alınmıştır. Kaynak fonksiyonları dekonvolüsyon yöntemiyle elde edildiklerinden, doğrudan gelen P dalgalarının düşey bileşenlerinin kabuğun hemen altındaki şeklidir. Düşey bileşende gözlenmesi beklenen kabuksal fazlardan PpPmp fazı çoğunlukla alet tepkisi nedeniyle, doğrudan gelen P dalgası tarafından kısmen örtüldüğünden bazen güçlüğüle tanınırlar. Bu nedenle düşey bileşende daha kolay tanınabilmesi beklenen PpSmp fazıdır. Diğer taraftan daha önce ayrıntılı olarak tartışıldığı gibi, diğer kabuksal dönüşmüş fazlar (P - S dönüşmüşleri) radyal bileşende iyi bir şekilde gözlenebilmektedir.

IST - T3 modeli için hesaplanan yapay sismogramlar Şekil 6'da verilmiştir. Şekil 6'da gözlemsel ve yapay P dalga şekilleri arasında yeterli bir uyumun elde edildiği görülmektedir. Özellikle birinci gruba ait depremler için benzerliğin daha fazla olması önemlidir. Çünkü birinci grup depremlerinde E - W bileşeni hemen hemen radyaldır. Bu nedenle bu sismogramlarda vektörel döndürmeden kaynaklanacak bilgi kayıpları oluşmamaktadır.

IST - T3 modeli (Çizelge 4) yüzeyde 4 km kalınlıkta bir tabaka içerir. Bu tabakanın kalınlığı Kenar (1978) modeli ile aynıdır. Fakat S dalga hızı ve yoğunluğu biraz daha yüksektir. IST - T3 modelinde üçüncü tabakanın kalınlığı 12 km olarak belirlenmiştir. Bu değer Kenar (1978) modelindeki aynı tabakadan 4 km kadar daha incedir. Bu tabakaya ilişkin parametreler gözlemsel sismogramlarda Ps ve PpSms fazlarının zaman ve genlikleriyle iyi bir şekilde kontrol edilmektedir. Faz varışları korunarak daha kalın bir tabaka, daha küçük hızlar ve yoğunluk ile modellenebilir. Bu ise, moho süreksizliğinde daha yüksek hız ve yoğunluk kontrastına neden olur. Artan hız kontrastı daha yüksek genlikli Moho yansımaları oluşturur. Ayrıca, Şekil 5'de verilen S dalga şekillerinde Sp/SV genlik oranından iyi bir hız kontrastı belirlendiği ortaya çıkmaktadır. Hız ve yoğunluk değerlerinin korunarak kalınlığın artırılması, bu tabakanın yukarısında daha düşük hızlı bir yapının modellenmesini gerektirir. Bu da birinci tabakanın kalınlaştırılması ile sağlanabilir. Birinci tabaka kalınlığının yaklaşık 7 - 8 km alınması halinde bu tabakanın tabanından olan yansımalar yaklaşık olarak Ps fazı ile aynı zamana sahip olmaktadır. Bu yansımalar Ps fazı ile birleştiğinde yapay sismogramlarda

güçlü bir doruk olarak yer almaktadırlar. Oysa, Ps fazı gözlemsel sismogramlarda ya çok zayıf bir doruk olarak görülür, ya da hiç görülememektedir. Bu nedenle, üstte daha kalın bir tabakanın modellenmesi olanaksızdır.

SONUÇLAR

P dalga şekillerindeki S varışlarının (P → S dönüşümleri) modellenmesinde yapay sismogramların kullanılmasının istasyon altındaki yerkabuğu yapısının modellenmesinde iyi bir yaklaşım olduğu görülmüştür. Yapay sismogram hesaplama yönteminin en büyük avantajı ise sonuçların gözlemlerle doğrudan karşılaştırılabilmesidir. Karşılaştırmanın zaman ortamında yapılması sıra ve süre bilgilerinin korunmasını sağlar. Ayrıca gözlemsel verilerin hiç bir işlem uygulanmaksızın doğrudan sonuçlarla karşılaştırılması nedeniyle verilerde herhangi bir bilgi kaybı söz konusu değildir. Yapay sismogramlar hem sismik kaynak, hem de manto ve çekirdek fazlarının belirlenmesinde kullanılabilir. Nitekim, yapay sismogramların kaynak ve yapı problemlerinin çözümünde kullanılması son yıllarda gittikçe artmaktadır.

İstanbul ve civarında yerkabuğu yapısı için elde edilen sonuç bilgiler şöyle özetlenebilir:

Daha önceki çalışmalardan da bilindiği gibi, Moho süreksizliği yatay değildir. Kabuk kuzeye doğru incelmektedir. Verilerimizin yalnızca birinci kadranda yer alması nedeniyle eğimin belirlenmesine çalışılmamıştır. Ancak, enine P dalga şekillerinin karmaşık olması bölgede önemli yanal heterojenliğin varlığını göstermektedir. Eğimin yönü ve derecesi uygun veri ve yöntemle araştırılmalıdır.

Toplam kabuk kalınlığı yaklaşık 30 km kadardır. Bu değer S - Sp zaman farkı, P ve S dalga şekillerinin kontrollü olarak modellenmesi ile belirlenmiştir. Üç tabakalı (IST - T3) model kabuk yapısını iyi bir şekilde temsil etmektedir.

Belirlenen yoğunluk ve hızlar fiziksel olarak uygun olup, önceki çalışmaların sonuçlarıyla uyumludur. Fakat belirlenen tabaka kalınlıkları önceki çalışmaların sonuçlarından önemli ölçüde farklıdır. Bunun ise ikinci ve üçüncü tabakaların arasında hız kontrastının keskin olmayıp, dereceli bir geçiş nedeniyle olduğu düşünülebilir. Nitekim önceki bazı çalışmalarda bu süreksizlikte hız kontrastı 1 km/sn den küçüktür. Bu dereceli geçişin üçüncü tabakanın kalınlığını en çok 1 - 2 km kada değiştirmesi beklenir.

Moho süreksizliğinde hız kontrastı bu süreksizlikte oluşan dönüşmüş fazların genlikleri ile kontrol edilir. Bu nedenle hız değerlerinin büyük bir duyarlılıkla belirlenmiş olduğu söylenebilir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada eleştiri ve önerileri ile değerli katkılarından dolayı Prof. Dr. Silva Büyükaşkoğlu ve Prof. Dr. Ömer Alptekin'e içten teşekkürlerimi sunarız.

Arşivini açarak bu çalışmada kullanılan gözlemsel verileri sağlayan İ.T.Ü. Maden Fakültesi Yer Fiziği Araştırma Merkezi Müdürlüğü'ne ve tüm çalışanlarına teşekkür ederiz.

Yapay sismogram hesaplamaları için geliştirilen bilgisayar programının önemli altprogramlarını gönderen Dr. Charles A. Langston'a teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Alptekin, Ö., Nabelek J.N. ve Toksöz M.N. 1987, 3 Eylül 1968 Bartın depreminin kaynak mekanizması ve Karadeniz'in aktif tektoniği hakkında düşünceler, *Jeofizik* 1, 89 - 102.
- Anonymous, 1962, Operation and maintenance manual World - Wide Seismograph System, Model 10700, The Geotechnical Corporation, 3401 Shiloh Rot, Garland, Texas.
- Bath, M. and Stefansson, R. 1966, S - P conversion at the base of the crust, *Ann. Geophys.* 19, 119 - 130.
- Baumgardt, D.R. and Alexander, S.S. 1984, Structure of the mantle beneath Montana LASA from analysis of long - period, mode - converted phases, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1683 - 1702.
- Birch, F. 1964, Density and composition of mantle and core, *J. Geophys. Res.* 69, 4377 - 4388.
- Bock, G. and Ha, J. 1984, Short - period S - P conversion in the mantle at a depth near 700 km, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 77, 593 - 615.
- Bock, G. 1988, Sp phases from the Australian upper mantle, *Geophys. J.* 94, 73 - 81.
- Burdick, L. J. and Helmberger D.V. 1974, Time functions appropriate for deep earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 64, 1419 - 1928.
- Burdick, L.J. and Langston C.A. 1977, Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body - wave forms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 677 - 691.
- Canitez, N. 1962, Gravite Anomalileri ve Sismolojiye Göre Kuzey Anadolu'da Arz Kabuğunun Yapısı, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul.
- Canitez, N. 1969, Türkiye ve Civarındaki Depremlere Ait Fundamental Moddan Yüzey Dalgaları Üzerine İncelemeler, Proje: TBTA MAG - 150.
- Carpenter, E.W. 1966, Absorption of elastic waves-An operator for a constant Q mechanism, *UK. Atom. Ener. Auth. AWRE Rep.* 0 - 43 / 66.
- Ergin, K. 1983, Jeofizik verilerine göre yerkabuğunun ve üst manto-nun yapısı, *İ.Ü. Yerbilimleri Dergisi*, 50. yıl özel sayısı.
- Ezen, Ü. 1983, Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love dalgalarının dispersiyonu ve yerkabuğu yapısı, *Dep. Araş. Bül.* 43, 42 - 62.
- Faber, S. and Müller, G. 1980, Sp phases from the transition zone between the upper and lower mantle, *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 487 - 508.
- Fernandez, L.M. 1967, Master curves for the response of layered media to compressional seismic waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, 515 - 543.
- Futterman, W.I. 1962, Dispersive body waves, *J. Geophys. Res.* 67, 5279 - 5291.
- Hagiwara, T. 1958, A note on the theory of the electro - magnetic seismograph, *Bull. Earthquake Res. Int., Tokyo Univ.* 36, 139 - 164.
- Hannon, W.J. 1964, An application of the Haskell - Thomson matrix method to the synthesis of the surface motion due to dilatational waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 2067 - 2079.
- Haskell, N.A. 1960, Crustal reflection of plane SH waves, *J. Geophys. Res.* 65, 4147 - 4150.
- Haskell, N.A. 1962, Crustal reflection of plane P and SV waves, *J. Geophys. Res.* 67, 4751 - 4767.
- Hebert, L. and Langston, C.A. 1985, Crustal thickness estimate at AAE (Addis - Ababa, Ethiopia) and NAI (Nairobi, Kenya) using teleseismic P wave conversion, *Tectonophysics* 111, 299 - 327.
- Helmberger, D.V. 1968, The crust - mantle transition in the Bering Sea, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 179 - 214.
- İlkışık, M. 1980, Trakya'da Yerkabuğunun Elektrik Yapısının Magnetotellürik Yöntemle İncelenmesi, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi.
- Jeffreys, H. and Bullen, K.E. 1948, *Seismological Tables*, British Association for the Advancement of Science, London.
- Jordan, T.H. and Frazer L.N. 1975, Crustal and upper mantle structure from Sp phases *J. Geophys. Res.* 80, 1504 - 1518.
- Kanasewich, E.R., Alpaslan, T. and Hron, T. 1973, The importance of S - wave precursors in shear - waves studies, *Bull. Seism. Soc. Am.* 63, 2167 - 2176.
- Keith, C.M. and Crampin, S. 1977a, Seismic body waves in anisotropic media: reflection and refraction at a plane interface, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 49, 181 - 208.
- Keith, C.M. and Crampin, S. 1977b, Seismic body waves in anisotropic media: propagation through a layer, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 49, 209 - 223.
- Kenar, Ö. 1978, Sismik P - dalgalarının Genlik Spektrumlarından Yararlanarak İstanbul ve Civarında Yerkabuğu Yapısı, Doktora Tezi, İ.T.Ü., İstanbul.
- Kenar, Ö. ve Toksöz, M.N. 1989, Anadolu Yarımadasında yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri, *Jeofizik* 3, 92 - 106.
- Langston, C.A. 1976a, A body wave inversion of the Koyna, India, earthquake of December 10, 1967 and some implications for body wave focal mechanisms, *J. Geophys. Res.* 81, 2517 - 2529.
- Langston, C.A. 1976b, The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 1027 - 1050.
- Langston, C.A. 1977, Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 713 - 724.
- Langston, C.A. 1979, Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* 84, 4749 - 4762.
- Langston, C.A. 1981, Evidence for the subducting lithosphere under Southern Vancouver Island and Western Oregon from teleseismic P - wave conversions, *J. Geophys. Res.* 86, 3857 - 3866.
- Lee, Jia - Ju and Langston C.A. 1982, Three - dimensional ray tracing and the method of principal curvature for geometric spreading, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 765 - 780.
- Leong, L.S. 1975, Crustal structure of the Baltic shield beneath Umea, Sweden, from the spectral behavior of long - period P waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 113 - 126.
- Mindevalli, O.Y. and Mitchell, B.J. 1989, Crustal structure and possible anisotropy in Turkey from seismic surface waves dispersion, *Geophys. J. Int.* 98, 93 - 106.
- Nabelek, J.L. 1984, Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, Ph. D. thesis, Massachusetts Inst. of Tech., U.S.A.
- Osmanşahin, İ. 1989, Yüzey Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst - Manto Yapısının Belirlenmesi, Doktora Tezi, İ.T.Ü., İstanbul.
- Özer, M.F. 1989, Dönüşmüş Fazlarla Yerkabuğu Yapısı Modellenmesi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Trabzon.
- Phinney, R.A. 1964, Structure of the Earth's crust from spectral behavior of long period body waves, *J. Geophys. Res.* 69, 2997 - 3017.
- Snoke, J.A., Sacks, I.S. and Okada, H. 1977, Determination of the subducting lithosphere boundary by use of converted phases, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 1051 - 1060.
- Treho, 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, *J. Geophys. Res.* 86, 1701 - 1724.

TEZ ÖZETLERİ

MANYETOTELLÜRİK VE YAPAY KAYNAKLI MANYETOTELLÜRİK FREKANS SONDAJ EĞRİLERİNDEN KATMAN PARAMETRELERİNİN DOĞRUDAN YORUMU

Cemal KAYA

Manyetotellürik (MT) derinlik sondajı tekniğinde diğer jeofizik yöntemlerde olduğu gibi yeraltı hakkında bilgi sağlamaya çalışılır. MT sondaj eğrilerinden ardışık yaklaşım yöntemi uygulaması ile katman parametreleri çözülebilir. Bu yöntemde işleme başlamadan önce katman parametreleri tahmin edilmelidir. İlk tahmin edilen değerler, gerçek katman parametrelerinden çok farklı ise ardışık yaklaşım yöntemiyle doğru sonuçlara ulaşılamaz.

Doğrudan yorum tekniği, ilk katman parametrelerinin gerçeğe çok yakın olarak bulunmasını sağlar. Doğrudan yorum yöntemi ile bulunan parametrelerin ardışık yaklaşım yönteminin ilk tahmin parametresi olarak kullanılması yararlı olacaktır.

Bu amaç için MT yöntemde kullanılmak üzere homojen ortamda fazı sıfır olan "Sıfır Fazlı Empedans" (ZPI) bağıntısı önerilmiştir. Tarafımızdan önerilen bu bağıntı kullanılarak MT sondaj eğrilerinden katman parametrelerini bulmak mümkündür. Ayrıca ZPI bağıntısının gerçek ve sanal bileşenleri ayrı ayrı incelendiğinde değişik özellikler ortaya çıkmaktadır. MT sondaj eğrilerinde öz-direnç yöntemlerinde olduğu gibi katmanların etkisi açık biçimde görülmektedir. Cagniard görünür öz-direnç grafiği yerine ZPI değerleri frekansın fonksiyonu olarak grafiklenirse, katmanlar arasındaki ayırım daha kolay olarak görülebilir.

ZPI bağıntısı yardımıyla katman parametrelerini doğrudan saptanması için bir FORTRAN programı geliştirilmiştir. Yöntem bu program aracılığı ile 4 değişik tipte (K,Q,A,H) üç katmanlı eğrilere ve 8 değişik tipte (HK, HA, KH, KQ, AA, AK, QQ, QH) dört katmanlı eğri örneklerine uygulanmıştır.

Yüksek Lisans Tezi (1992)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Danışman: Doç.Dr. Ahmet Tuğrul Başokur

VİBROSİSMİK TEKNİKİNDE SWEEP SİNYALİ SEÇİMİ

Yılmaz SAKALLIOĞLU

Hidrokarbon aramalarında vazgeçilmez yöntem olan yansımali sismik yöntemin kaynak seçimi oldukça önemlidir. Yöntemde, patlayan enerji kaynakları yanında vibratör kaynağı da çok yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Dünyadaki sismik ekiplerin yansımali fazlasının kaynak olarak vibratör kullanıldığını anımsarsak, konunun önemini daha da vurgulamış oluruz.

Vibratörlerin yansımali sismik çalışmalarında önemli olmasının çeşitli nedenleri vardır. Herşeyden önce vibratörler çeşitli parametrelere bağlı olarak kontrollü bir kaynaktır. Şöyle ki, vibratörün yere gönderdiği sweep sinyali amaca uygun şekilde dizayn edilerek enerjisi ve frekans içeriği yönünden jeolojik hedef seviyelere göre ayarlanabilir. İkinci olarak diğer enerji kaynaklarına göre daha ucuz ve daha fazla verimlilik sağlar. Üçüncü olarak; dinamitin enerji kaynağı olarak kullanılmadığı sahalarda etkin ve zararsız bir kaynak olarak kullanılabilir.

Sweep sinyali, vibratör kaynağının en önemli parametresidir. Sweep sinyali, hidrokarbon araması yapılan sahanın sinyal özelliklerine uygun aranan hedef seviyelerde arzu edilen ayrımlılığı sağlayabilecek şekilde seçilmelidir. Ancak bu seçim bir ön model çalışması ile yapılabilir. Genel olarak lineer ve lineer olmayan frekanslı sweep sinyalleri seçilirse de, sahanın sinyal/gürültü oranına bağlı olarak "Kombi Sweep" diye bilinen özel amaçlı sweep teknikleri de uygulanır. Arama yapılan sahalarda yansıma sinyalleri çok zayıf, hedef seviyeler yeterli miktarda enerji gönderilmiyor ve çevre gürültüleri sismik kayıtları etkiliyor ise, kombi sweep tekniği bu tip sahalarda çok başarılı olmaktadır. Ayrıca konvensiyonel sweep teknikleri ile yapılan vibrosismikte korelasyon işlemi sonucu kayıtlar üzerinde artan kolerasyon gürültüleri kombi sweep tekniği ile etkili bir şekilde bastırılabilir.

Bu çalışmada, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı'nın hidrokarbon aramaları yaptığı Güneydoğu Anadolu, bindirme kuşağındaki sismik veri kalitesinin zayıf olduğu sahalarda veri kalitesini artırabilmek için yapılan ön çalışmalar, konvensiyonel sweep teknikleri diye bilinen lineer ve lineer olmayan sweep verileri ile kombi sweep tekniği çalışmalardan elde edilmiş sismik kayıtlarının sonuçları tartışılmış ve uygulamalarla gösterilmiştir.

Yüksek Lisans Tezi (1992)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.

Danışman: Prof.Dr. Turan Kayıran.

ODA ÜYELERİ

SİCİL NUMARASI ADI SOYADI

1108	Erdem ÖZCAN
1109	Mustafa KUTLU
1110	Hasan GÜNDÜZ
1111	Murat AKÇAY
1112	Nizam AKTÜRK
1113	Mustafa BİRİNCİ
1114	Canan ORAN
1115	M. Ali KARAÇAYLI
1116	İlhami HALICI
1117	Hakan ÖZŞAHİN
1118	M. Rıfat KADIPINAR
1119	Ö. Nasuhi YONAL
1120	İ. Haluk KORKUT
1121	Ö. Ediz AGAN
1122	H. Ertuğrul ARPACI
1123	Mehmet KARA
1124	Vuslat TATAR
1125	Hülya HOCAOĞLU
1126	Nile ERTÜRK
1127	Mesut KARAKAYA
1128	Serdar TANK
1129	S. Avni DİNÇER
1130	Murat AYGÜN
1131	İ. Nuri KARAGÜL

SİCİL NUMARASI ADI SOYADI

1132	Özer BENNECİ
1133	Yusuf YÖNDEM
1134	Hakan İŞYAR
1135	Nurhan DURMAZ
1136	Mehmet DEMİR
1137	Sema KORAL
1138	Taner ARICI
1139	Kemal ORMAN
1140	Zeynep KÖMÜRCÜ
1141	Mustafa TOKER
1142	Ali SAVRAN
1143	G. Çiğdem ERAYMAN
1144	İzlem SELİMOĞLU
1145	Hasan ÜSTÜN
1146	Deniz ŞOLPAN
1147	Deniz EZER
1148	Erkan DÜZTAŞ
1149	Şakir ŞAHİN
1150	Songül HASANÇEBİ
1151	Nihat KERKÜTLÜ
1152	Mahmut BAYAR
1153	Mustafa İŞLEKLİ
1154	Metin ÇETİN
1155	Gülfiye YILMAZ

ARGEN

Mümessillik ve Müşavirlik Limited

Providing comprehensive support and services to
foreign companies operating in Turkey

SERVICES

- ★ Representation & Agency Services
- ★ Customs Clearance and trucking
- ★ Import/Export documentation
- ★ Provision of skilled and unskilled labour
 - ★ Local purchasing
 - ★ Resident and work permits

Başçavuş sokak No: 160/1

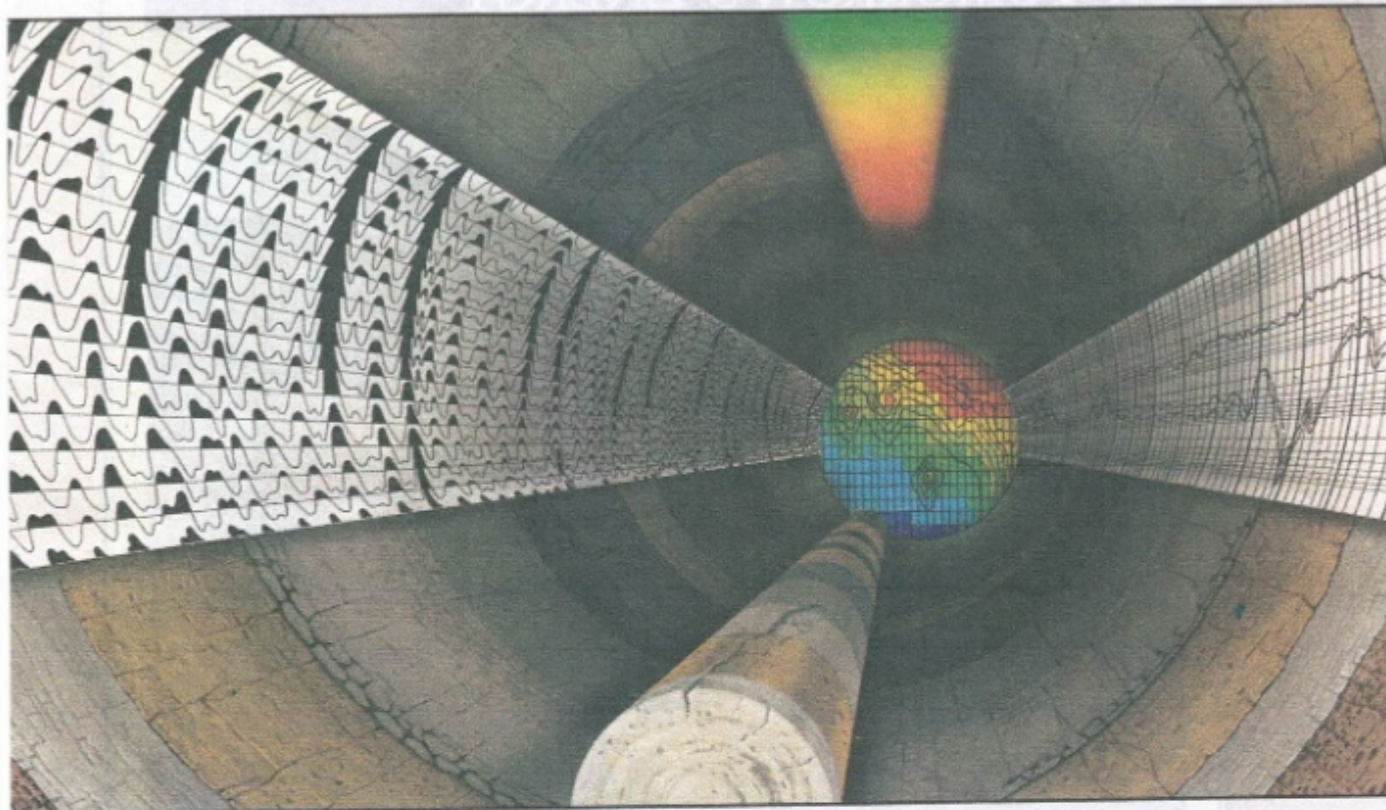
Küçükesat-Ankara/Turkey

Phone: 436 02 87 - 436 49 65 - 436 44 63

Fax: 436 97 03

Yusuf GONDEŞ

This new combination will help you unlock more hydrocarbons



Now the oil and gas industry has its first single source for complete exploration, development, and production services. Western Atlas International (created by the combination of the Litton Resources Group and Dresser's Atlas Oilfield Services Group) links the technical resources you need.

Together, our eight companies represent a proven source for geophysical surveys, well logging, core and fluid analysis, and enhanced oil recovery—a service package unmatched by any other company in the world.

Whether you deal with one company or eight, you have a direct link to the technical resources and experience of all.

Western Geophysical

The world's largest geophysical contractor. A leader in seismic data acquisition, processing, interpretation, and reservoir geophysics.

Atlas Wireline Services

A leader in wireline services providing the latest technology in digital data acquisition and analysis for every stage in the life of a well.

McCullough

A pioneer in cased hole wireline services. Provides completion, pipe recovery, and production logging services that help maximize production.

Core Laboratories

The world's largest supplier of core and reservoir fluid analyses. Offers petrophysical services, interpretive software, petroleum-engineering, and mineral and environmental services.

LRS

Manufactures seismic sensors, energy sources, cables and connectors, data acquisition systems, logging equipment for Atlas Wireline and lab equipment for Core Laboratories.

Aero Service

Offers airborne geophysical surveys, remote sensing, photogrammetry, geodetic positioning and GPS systems, and digital data base development.

Downhole Seismic Services

Provides proprietary technology for 3-component VSPs, walkaway and salt proximity surveys, and frac monitoring.

J.S. Nolen & Associates

Provides a family of software to solve reservoir engineering and well performance problems throughout the world.



Wesgeco House, PO. Box 18
455 London Road, Isleworth,
Middlesex, England TW7 5AB
(01) 560-3160

EXPLORATION INNOVATORS FOR TOMORROW'S ENERGY



Heavy weight drilling rig, type P 5001



Vibrators, type VVCA, during a 3D survey

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

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

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

Schlumberger

GECO-PRAKLA

For information contact the GECO-PRAKLA office in Ankara:

PRAKLA-PETROL ARAMA ŞİRKETİ

Uğur Mumcu Caddesi No: 87/12 Gaziosmanpaşa 06700 Ankara/TURKEY

P.O. Box 41, Kavaklıdere 06691 Ankara/TURKEY

Telephone: ++90 (312) 447 05 44 Telefax: ++90 (312) 446 77 36 Telex: 42906 Scha Tr