



T.C.  
BAYINDIRLIK ve İSKÂN BAKANLIĞI  
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ  
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

# DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

50



## Deprem Araştırma Bülteni (DAB)

*Bulletin of Earthquake Research  
( Bull. Earthq. Res. )*



Temmuz [July] / 1985  
Cilt [Volume]: 12

# Sayı [Issue]: 50

## ARAŞTIRMA [RESEARCH]

3 Eylül 1968 Bartın Depreminin Kaynak Mekanizması ve Karadeniz'in Aktif Tektoniği Hakkında Düşünceler [Source Mechanism of the Bartın Earthquake of 3 September 1968 and Thoughts on Active Tectonics of the Black Sea]

Ömer ALPTEKİN, J.L. NABELEK, M. Nafi TOKSÖZ ..... 5-38

## ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Kuzey Doğu Anadolu'nun Depremelliği ve Erzurum'un Deprem Tehlikesi [Seismicity of North East Anatolia and Earthquake Hazard of Erzurum]

Sefer GÜL, Nejat BAYÜLKE ..... 39-67

## DİĞER [OTHER]

Genç Göl Çökellerindeki Deforme Olmuş Yapılardan Deprem Tekrarlanma Sürelerinin Belirlenmesi [Determination of Earthquake Repetition Times from Deformed Structures in Genç Lake Sediments]

Ergün YİĞİT ..... 68-80

## DİĞER [OTHER]

Sismik Refraksiyon Araştırmalarında Frekans ve Amplitüt İzlerinin Kullanılması [Using Frequency and Amplitude Traces in Seismic Refraction Studies]

Nevzat BÜYÜKKÖSE, Rüçhan YILMAZ ..... 81-100



YAYIN: 6

# DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ





YAYIN: 6

# DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ



DEPREM ARAşTIRMA  
BÜLTENİ



Üç Ayda Bir Yayınlanır  
Bilim ve Meslek Dergisi



Sahibi  
Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Adına  
Oktay Ergünay  
Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü  
Deprem Araştırma Dairesi Başkanı



Yazı İşleri Müdürü  
Erol Aytaç  
(Jeomorfoloğ)  
Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü  
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı



Yazışma Adresi  
Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü  
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı  
İrtibat Bürosu Yüksel Cad. No. 7/F



Yenişehir - ANKARA



Telefon : 17 69 55 - 23 72 65



Teknik Araştırma ve Uygulama  
Genel Müdürlüğü Matbaası

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

YIL : 12

SAYI : 50

TEMMUZ 1985

BU SAYIDA

3 Eylül 1968 Bartın Depreminin  
Kaynak Mekanizması ve Karadeniz'in  
Aktif Tektoniği Hakkında Düşünceler ..... Ö.ALPTEKİN  
J.L.NABĖLEK  
M.N.TOKSÖZ

Kuzey Doğu Anadolu'nun Deprem-  
selliliği ve Erzurum'un Deprem  
Tehlikesi ..... Sefer GÖL  
Nejat BAYÖLKE

Genç Göl Çökellerindeki Deforme  
Olmuş Yapılardan Deprem Tekrar-  
lanma Sürelerinin Belirlenmesi ..... Yazan : J.D.SIMS  
Çeviri : E.YİĞİT

Sismik Refraksiyon Araştırmalarında  
Frekans ve Amplitüt İzlerinin Kulla-  
nılması ..... Yazan : Hans PALM  
Çeviri : N.BÖYÜKKÖSE  
R.YILMAZ

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

SOURCE MECHANISM OF THE BARTIN EARTHQUAKE  
OF 3 SEPTEMBER 1968 AND THOUGHTS  
ON ACTIVE TECTONICS OF THE BLACK SEA

Ö.Alptekin<sup>1</sup>, J.L.Nábělek<sup>2</sup> ve M.N.Toksöz<sup>2</sup>

Ö Z E T

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

---

<sup>1</sup> Karadeniz Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon, TURKEY

<sup>2</sup> Earth Resources Laboratory, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139 U.S.A.



## ABSTRACT

The Bartın earthquake of 3 September 1968 is the strongest instrumentally recorded earthquake to occur along the Black Sea margin in northwestern Turkey ( $M_S=6.6$ ). The source mechanism of the Bartın earthquake was investigated in this study by modeling of P and SH wave seismograms and concluded that the event was caused by thrust faulting with a strike of  $N 28^{\circ}E$ , dip of  $38^{\circ}S$ , and rake of  $80^{\circ}$ . The average (centroid) depth of faulting was 4 km and the seismic moment was  $3.9 \times 10^{25}$  dyn cm. The Bartın earthquake provides the first seismological evidence for active thrust faulting at the southern margin of the Black Sea. Seismic reflection profiles off the coast of Bartın-Amasra region also show southward underthrusting. The low-level seismicity along the southern margin of the Black Sea is not well understood, but, it appears to be a result of the underthrusting of the Black Sea below the old island arc. Although the other parts of the Black Sea margin show fewer signs of active thrust faulting, all available earthquake fault-plane solutions and other geophysical data indicate that at the present time the Black Sea is closing under north-south compression.

## G İ R İ Ş

Türkiye ve çevresinin depremselliği ve tektoniği birçok araştırmacı tarafından Afrika, Arabistan, Avrasya ve Anadolu levhalarının bağlı hareketleri ile açıklanmaya çalışılmıştır (McKenzie, 1972; Alptekin, 1973; Dewey, 1976; Şengör, 1979; Şengör ve Canitez, 1982). Bu bölgedeki büyük depremlerin çoğunluğu ana levhaların sınırlarında oluşmakta olup odak mekanizmaları levha hareketleri ile genellikle iyi uyum göstermektedir (Canitez ve Üçer, 1967; McKenzie, 1972 ve 1978; Alptekin, 1973 and 1978; Büyükaşıkoglu, 1980; Eyidoğan, 1983; Jackson ve McKenzie, 1984). Bununla birlikte, iyi belirlenmiş levha sınırlarından uzakta oluşan depremlerin odak mekanizmalarının tektonik hareketlerle ilişkilerinin açıklanmasında güçlüklerle karşılaşmaktadır. Doğu, batı ve orta Anadolu ile Türkiye'nin Karadeniz kıyısı şeridinde bu tür depremler oluşmaktadır.

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

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

### 3 EYLÜL 1968 BARTIN DEPREMİNİN KAYNAK MEKANİZMASI

#### LOKASYON VE SAHA GÖZLEMLERİ :

Hernekadar orta büyüklükte ( $M_s=6.6$ ) bir deprem ise de Bartın depremi; Bartın, Amasra ve çevrelerindeki köylerde önemli hasar yapmış ve bazı can kayıplarına sebep olmuştur. İmar ve İskan Bakanlığı'nın raporlarına göre yirmidört kişi hayatını kaybetmiş ve yüzlerce kişide yaralanmıştır. 2166 ev tamamiyle, 2498 ev de kısmen

hasar görmüştür(Lander,1969). Deprem İstanbul, Ankara, Bursa ve Samsun gibi dört büyük ilde hissedilmiştir.

Bartın depreminin odak parametreleri Tablo 1 de verilmiştir. Ana şok için ISC(International Seismological Center) tarafından verilen episantr Karadeniz'de yaklaşık olarak Amasra'nın 10 km kuzeyinde bulunmaktadır (Şekil 2). ISC kayıtlarına göre ana şoku izleyen ve magnitüdüleri  $4.0 < m_b < 4.6$  arasında değişen dokuz artsarsıntı meydana gelmiştir. Bunlardan beşi ana şok ile aynı günde, diğerleri ise izleyen dört ay içerisinde meydana gelmişlerdir. Episantr'ın yaklaşık 120 km güneydoğusunda bulunan en yakın sismograf istasyonu KAS(Kastamonu)da ana şokdan sonra ilk 24 saat içinde 256, ilk hafta içinde ise toplam 500 artsarsıntı kayıt edilmiştir, ancak bunların magnitüdüleri ve episantrları maalesef bilinmemektedir (Lander,1969).

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

Hesapladığımız yeni episantr Dewey(1976) tarafından bulunan ile iyi uyusmaktadır. Hesaplanan yeni episantr ile ISC tarafından ana şok ve artsarsıntılar için episantrlar Şekil 2 de gösterilmiştir. Şekil 2 de aynı zamanda eşsiddet eğrileri ve Türkiye Jeoloji Haritası(1961-1964) ile Ketin ve Abdüsselamoğlu(1970)ndan alınan ana fay hatları gösterilmiştir. Deprem bölgesinde bulunan kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu bu eski faylara ilişkin toplam kayma miktarı bilinmemektedir. Depreme ilişkin olarak yeni kırıklara raslanmamıştır. Bununla birlikte Ketin ve Abdüsselamoğlu(1970) Amasra yakınında (Şekil 2)kıyının deprem sırasında 30-40 cm yükseldiğini kayıt etmişlerdir. Ketin ve Abdüsselamoğlu episantr alanında alüvyonlarda çatlaklar gözleendiğini ve birçok heyelana raslandığını da ifade etmişlerdir. Deprem ile ilgili olarak Amasra körfezinde küçük bir tsunami rapor edilmiştir (Lander,1969).

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

#### İLK HAREKETLERDEN BULUNAN FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMÜ :

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

Bu çalışmada, kırkyedi WWSSN istasyonunda kayıt edilen uzun periyodlu sismogramlarda tarafımızdan gözlenen P dalgası ilk hareketlerinden yararlanılarak Bartın depremi için yeni bir fay düzlemi çözümü elde edilmiştir. Mümkün olan durumlarda uzun periyodlu sismogramlarda gözlenen ilk hareketler ile kısa periyodlu sismogramlarda gözlenenler karşılaştırılmıştır; ancak, uzun periyodlu sismogramlarda okunan ilk hareketler için varış zamanları daima kısa periyodlu sismogramlardan okunmuştur. Bu, ilk hareket gözlemlerinde dikkat edilmesi gereken önemli bir noktadır. Zira, doğrudan gelen P dalgalarının gözlenmesinde düğüm düzlemlerine yakın istasyonlarda doğrudan gelen P dalgaları ile serbest yüzeyde yansıyan dalgalar kolayca karıştırılabilmektedir. Episantr yakınında serbest yüzeyden

yansımalar (örneğin pP ve sP) büyük genliklere sahip olabilirler ve yanlışlıkla ilk gelişler olarak tanınabilirler (Trehu ve diğ., 1981). Kısa ve uzun periyotlu sismogramların dikkatle incelenmesi sonucu önceki çalışmalarda düğüm düzlemlerine yakın bazı istasyonlarda gözlenen polaritelerin gerçek ilk hareketleri yansıtmadıkları anlaşılmaktadır. JER istasyonunda ilk gelişin nodal karakterde oluşu fay düzlemi çözümüne önemli bir sınırlama getirmektedir.

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

#### P VE SH DALGALARININ İNVERSİYONUNDAN BULUNAN KAYNAK MEKANİZMASI :

İlk hareketlerin emerjans karakteri ve kuzeydoğu kuadranda yakın istasyonların bulunmaması (Şekil 3) Bartın depreminin fay düzlemi çözümünün saptanmasında karşılaşılan önemli güçlüklerdir. Kuzeydoğu kuadranda bulunan istasyonların izdüşümleri odak küresinin merkezine yakın olduklarından güneydoğuya eğimli olan düğüm düzlemi iyi bir şekilde tanımlanamamaktadır. Bu nedenle, Bartın depreminin kaynak mekanizmasının daha iyi anlaşılabilmesi için dalga şekillerinin içerdiği bilginin kullanılması gerekli görülmüştür.

Bu amaçla,  $30^0$  den  $90^0$  ye kadar olan WWSSN istasyonlarında kayıt edilen uzun periyodlu oniki P dalgası ve sekiz SH dalgasının inversiyonu ile kaynak şiddeti (seismic moment), kaynak geometrisi (fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve kayma açısı), odak derinliği (centroid depth) ve uzak alan (far field) için geçerli olan kaynak zaman fonksiyonu aynı anda saptanmaya çalışılmıştır. P ve SH dalgaları kabuk ve manto içerisine dikeye yakın bir şekilde dalarak yayıldıklarından sadece kaynak ve alıcının altındaki kabuk ve manto yapısından etkilenirler (Langston ve HelMBERGER, 1975).

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

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

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

Bu çalışmada kullanılan kabuk yapısının parametreleri Tablo 2 de verilmiştir. Anelastik soğurmanın etkisini gidermek amacıyla P dalgaları için  $t^*$  (yayılma zamanının ortalama Q ya oranı) 1s ve SH dalgaları için 4s değerleri kullanılmıştır. Yapay sismogramların hesaplanması ve inversiyon işleminin ayrıntıları Nabelek (1984) de verilmiştir.

Dalga şekillerinin analizinde Nabelek (1984, 1985) de açıklandığı şekilde bir nokta kaynak modeli kullanılmıştır. Nokta kaynağı temsil eden zaman fonksiyonu  $P(t)$  birbirini kısmen örten ve süreleri  $2\Delta\tau$  olan üçgen fonksiyonlar ( $T_{\Delta\tau}(t)$ ) ile parametrize edilmiştir :

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

Burada  $N_{\Delta\tau}$  zaman fonksiyonu elemanlarının sayısı olup  $\omega_k$  inversiyon sırasında ayarlanabilen rölatif genliklerdir.  $N_{\Delta\tau}$  ve  $\Delta\tau$  önceden belirlenirler. Birçok denemeden sonra çalışmamızda  $N_{\Delta\tau}=9$  ve  $\Delta\tau=1.5$ san.seçilmiştir. Kaynak zaman fonksiyonunun birbirini örten üçgen fonksiyonlarla parameterize edilmesi sonucu kaynak zaman fonksiyonu trapezoid kuralı ile yaklaştırılır. Bu şekilde elde edilen kaynak zaman fonksiyonu için yüksek frekanslarda genlikler  $f^{-2}$  ile orantılı azalma gösterir ki bu depremlerde çoğunlukla gözlenen durumdur(Aki ve Richards,1980).

Verilerimizin iki farklı hata fonksiyonu için inversiyonu yapılmıştır. İlkinde

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

toplamı, ikincisinde ise

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

en küçük kareler yöntemiyle minimum yapılmıştır. Burada  $O_i$  sayısallaştırılmış gözlemsel genlikleri,  $S_i$  ise yapay sismogramın genliklerini gösterirler.  $i$  toplam sayısallaştırılmış örnek sayısını,  $j$  ise bir istasyondaki örneklerin sayısını gösterirler. İlk hata fonksiyonu hem dalga şekillerine hemde istasyonlar arasındaki mutlak genlik farklarına duyarlıdır. İkinci hata fonksiyonu ise sadece dalga şekillerine duyarlıdır(Nabelek,1984; McCaffrey ve Nabelek, 1984).

Dalga şekillerinin analizinde kullanılan istasyonların parametreleri Tablo 3 de verilmiştir. Tüm sismogramlar sayısallaştırılarak 0.5sanzaman aralıklarına göre enterpole edildiler. WIN istasyonunda görülen alçak frekanslı kaymayı ortadan kaldırmak için bu istasyona ait sismogram kesme frekansı 0.0167 Hz olan bir yüksek-ge-

çişli filitreden geçirilerek süzüldü. Genlikler  $40^0$  uzaklıkta bulunan ve büyütmesi 1500 olan bir sismografin kayıt ettiği genliğe göre ölçülendirildiler(equalized). SH dalgalarının gözlenen genlikleri P dalgalarının genliklerinden büyük olduklarından SH dalgalarının genlikleri 0.65 katsayı ile ağırlıklandırılmıştır. Böylece, P ve SH dalgalarının inversiyondaki ağırlıkları eşitlenmiş oldu. Inversiyonda P ve SH dalgalarının başlangıçlarından itibaren ilk 50 saniyelik bölümleri kullanılmıştır. P dalgalarının başlangıcı kısa periyotlu sismogramlardan belirlendi. SH dalgalarının başlangıcı için teorik varış zamanları kullanıldı. Çözüm yakınsadıktan sonra gözlemsel ve yapay dalga şekillerinin çapraz korelasyonu ile yeni bir dalga başlangıcı(onset) belirlenerek hesaplar yeniden yapıldı ve bu işleme son çözüm elde edilinceye kadar devam edildi.

Inversiyonun sonuçları Tablo 4 de özetlenmiş olup kaynak zaman fonksiyonu Şekil 5 de gösterilmiştir. Gözlemsel sismogramlar ve birinci hata fonksiyonu(Denk.3) kullanılarak hesaplanan yapay sismogramlar Şekil 6 da gösterilmiştir. Inversiyonda kullanılan istasyonların çoğunluğunda yapay sismogramların dalga şekilleri ve genlikleri gözlemsel sismogramlara oldukça iyi uymaktadır. Dalga şekillerinde ve genliklerinde görülen bazı uyumsuzluklar muhtemelen kaynak boyutlarının sonlu olmasından ileri gelmektedir ki modellememizde biz bunu ihmal ettik. Gerçekten deprem kaynağını fayın doğrultusunda güneybatıdan kuzeydoğuya doğru yayılan bir kırılma(rupture) şeklinde modellediğimiz zaman fayın doğrultusuna yakın azimutlardaki istasyonlarda genliklerdeki uyumsuzlukların azaldığı ve rezidüellerin küçüldüğü görülmektedir. Örneğin COL, MAT, NAI ve AAE istasyonlarında SH dalgalarının genliklerindeki uyumsuzluklar azalmıştır. Depremi sonlu bir kaynak gibi modellemek [örneğin, Nabelek(1985)] bu çalışmanın amaçları dışında olduğundan konu daha ayrıntılı incelenmemiştir. Ancak kaynak boyutlarının ihmal edilmesi nokta kaynak modelinden elde edilen ortalama kaynak parametrelerini değiştirmez(Nabelek,1984). PTO ve VAL istasyonlarındaki yapay sismogramlarda P dalgalarının genlikleri gözlemsel genliklerden oldukça küçüktür. Genliklerdeki bu uyumsuzluklar muhtemelen yörünge etkilerinden ileri gelmektedir. Büyük ihtimal ile geometrik yayılma için yeterli düzeltme yapılamaması



bu uyumsuzluklara sebep olmaktadır. Özellikle  $30^{\circ}$  ye yakın uzaklıklarda geometrik yayılmanın değeri iyi bilinmemektedir. Mutlak genliklerdeki uyumsuzlukları incelemek için ikinci hata fonksiyonu(Denk.4) kullanılarak inversiyon tekrarlandı. Sonuçların esas itibari ile birinci inversiyondan elde edilenlerden farklı olmadığı görüldü(Tablo 4). Kaynak ve/veya alıcı bölgesinde tabakalı bir kabuk modeli kullanılarak yapılan deneylerimiz de esas itibarı ile aynı sonuçları verdiler.

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

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

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

görülməsi(Şekil 8)de güneydoğuya eğimli düğüm düzleminin gerçek fay düzlemi olduğunu desteklemektedir.

#### KARADENİZ'İN TEKTONİĞİ HAKKINDA DOŞONCELER

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

Karadeniz'deki sismik aktiviteyi(Şekil 1) çoğunlukla kıyı şeridinde meydana gelen sığ odaklı orta büyüklükteki depremler oluşturmaktadır. Bunlardan bazılarının magnitüdüleri 5 den büyüktür (Ergin ve diğ.,1967; Karnik,1971; Rıznicenko ve diğ.,1975). Karadeniz'in kuzeydoğu kıyısında sismik aktivite Kafkas'lardan Kırıma doğru uzanmaktadır. Fay düzlemi çözümleri(Şirokova,1967 ; McKenzie,1972; Jackson and McKenzie,1984) ters faylanma göstermektedir(Şekil 9). Karadeniz'in güney kıyısındaki sismik aktivitenin özellikleri iyice anlaşılabilmiş değildir. Bu çalışmada Bartın depreminin odak mekanizmasının ters faylanma olduğunu belirtenmesi Karadeniz'in güney kenarında meydana gelen depremlerin deha güneydeki sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı boyunca meydana gelen depremlerden farklı olduklarına işaret etmektedir. Kuzeybatıdaki bir çözüm haricinde Karadeniz'deki tüm fay-düzlemi çözümleri düğüm düzlemlerinden birisi kıyıya paralel olan ters faylanmalar göstermektedirler. Bu faylanma geometrisi kıyıya yaklaşıklık olarak dik olan sıkışmaların tektonik rejimde etkili olduğunu belirtmektedir.

Jeofizik çalışmalar Hazar Denizi'nin güney kısımlarında Karadeniz havzasındaki benzer kısmen değişime uğramış bir okyanus kabuğu

bulduğunu göstermiştir(Neprochnov,1968; Neprochnov ve diğ.,1970). Karadeniz ve Hazar Denizi'nde bulunan bu okyanus tipi kabuğun orijini hakkında çeşitli teoriler ileri sürülmüştür. Yeni çalışmalar bu kabuğun mezozoik sırasında kuzey Neotethys'in ark-gerisi bir basen içinde kuzeye doğru yitimi sonucu oluştuğunu benimsemektedirler(Erickson ve Simmons,1974; Adamia ve diğ.,1977; Letouzey ve diğ.,1977; Şengör ve diğ.,1980; Berberian,1983). Gülen(1984) Karadeniz ve Hazar Denizi ark-gerisi basenlerinin Eosen sonlarında birleşik olduklarını ve Kafkasya bölgesinin Karadeniz-Hazar Denizi ark-gerisi baseninin orta kısmını oluşturduğunu önermiştir.Kıtasal kabuğun kuzey ve güneyden bindirmesi sonucu ark-gerisi basenin bu bölümü tamamıyla yok edilmiştir. Berberian(1983)a göre güney Hazar Denizi baseni kompresyonla oluşan bir çöküntü olup çöküntünün kenarları boyunca kıtasal kabuk basen altındaki okyanus kabuğu üzerine bindirmektedir. Bu çalışmada Karadeniz'in aktif tektoniği için yukarıdakine benzer bir mekanizma önerilmektedir. Kuzey-güney doğrultusunda etkiyen sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kuzey ve güneydeki kıtasal kabuk Karadeniz'in ortasındaki okyanus kabuğu üzerine bindirmektedir. Diğer bir deyişle Karadeniz'in kuzey kenarında kuzeye doğru güney kenarında ise güneye doğru yitim başlangıcı söz konusudur.

#### SONUÇLAR

3 Eylül 1968 Bartın depreminin odak mekanizması Karadeniz'in güney kenarında aktif ters faylanmayı gösteren ilk sismolojik bulgudur. Bu çalışmada P ve SH dalgalarına ait sismogramların modellenmesi ile bulunan kaynak mekanizması çözümü,daha önce sınırlı sayıdaki ilk hareket gözlemlerinden bulunan çözümlerden farklı olarak, tam bir ters faylanma göstermektedir. Düğüm düzlemlerinin her ikisi de kıyıya hemen hemen paralel olup güneydoğuya eğimli düğüm düzleminin gerçek fay düzlemi olduğu düşünülmektedir. Amasra-Bartın açıklarında ölçülen yansıma profillerinde gözlenen ters faylanmaların eğimlerinin bu düzlemin eğimine yakın oluşu(Şekil 8)(Letouzey ve diğ.,1977)ve Bartın depremi sırasında Amasra'da kıyının yükselmesi(Ketin ve Abdüsselamoğlu,1970) bu düşüncüyü desteklemektedir.

Karadeniz muhtemelen eski bir ada yayının gerisinde gelişmiş olan küçük bir okyanus havzasıdır(Erickson ve Simmons,1974). Orta kısımlarında sismik aktivite bulunmayı kenarlarında zaman zaman orta şiddetde depremlerin de gözleendiği pek yoğun olmayan bir sismik faaliyet vardır. Karadeniz'in güney ve kuzeydoğu kenarlarında gözlenen orta büyüklüklerdeki depremler ve bunların fay-düzlemi çözümleri bu kenarların tektonik bakımdan aktif olduklarını ve yaklaşık kuzey-güney doğrultulu sıkışmaların etkisiyle deformatsiyona uğradıklarını göstermektedir. Sismisite, fay-düzlemi çözümleri ve diğer jeofizik veriler Karadeniz'in bugün yaklaşık kuzey-güney doğrultusundaki bir sıkışmanın etkisi ile kapanmakta olduğunu düşündürmektedir. Karadeniz'in aktif tektoniğinin iyice anlaşılabilmesi için ayrıntılı sismolojik çalışmalara ihtiyaç vardır.

#### TEŞEKKÜR

Bu çalışma Ömer Aiptekin Fulbright bursu ile M.I.T. de bulunduğu sırada gerçekleştirilmiştir. Sismisite haritasını hazırlayan Michael Guenette'e, çalışmanın çeşitli safhalarında düşüncelerinden yararlandığımız Dr.Levent Gülen, Dr.Haluk Eyidoğan, Dr. Robert McCaffrey ve Dr.Anne Trehu'ya teşekkür ederiz.

Bu araştırma USGS Grants 14-08-0001-G-818 ve 14-08-0001-G-959 ile desteklenmiştir.

## K A Y N A K L A R

- Adamia, S.A., Lordkipanidze, M.B. and Zakariadze, G.S., 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40: 183-199.
- Aki, K. and Richards, P., 1980. *Quantitative seismology: Theory and methods*, W.H. Freeman, San Francisco.
- Albers, J.P. and Kalafatçioğlu, A., 1969. Bartın-Amasra Earthquake, Turkey, September 3, 1968. U.S.G.S. Project Report (IR) TU-5.
- Alptekin, Ü., Nabelek, J.L. and Toksöz, M.N., 1985. Source mechanism of the Bartın earthquake of 3 September 1968 in northwestern Turkey: Evidence for active thrust faulting at the southern Black Sea margin, *Tectonophysics* (in press).
- Alptekin, Ü., 1978. Batı Anadolu Depremlerinin Odak Mekanizmaları ve Bunların Aktif Tektonik İle İlişkileri, 2. odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli, *Jeofizik C.VII. s.3*, 35-57.
- Alptekin, Ü., 1973. Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications. Ph.D. thesis, New Mexico Inst. Mining and Tech., U.S.A.
- Alsan, E., Tezuçan, L. and Bath, M., 1975. An earthquake catalogue for Turkey for the interval 1913-1970. Kandilli Observatory, Istanbul, Turkey.
- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Can. J. Earth Sci.*, 20: 163-183.
- Büyükaşıkoğlu, S., 1980. Eurasian-African plate boundary in southern Turkey and eastern Mediterranean, *Proc. 7th World Conf. Earthquake Eng. Geoscience Aspects, Part I, Vol.1:209-212.*

- Canitez, N. and Uçer, S.B., 1967. Computer determinations for the fault-plane solutions in and near Anatolia. *Tectorophysics*, 4:235-244.
- Constantinescu, L., Ruprechtova, L. and Enescu, D., 1966. Mediterranean-Alpine earthquake mechanisms and their sismotectonic implications. *Geophys. J.R.Astron. Soc.*, 10:347-368.
- Dewey, J.W., 1976. Seismicity of northern Anatolia. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 3:843-868.
- Ergin, K., Güçlü, U. and Uz, Z., 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu. Istanbul Technical University, Mining Faculty, Earth Physics Institute Publication No.24, Istanbul.
- Ergünay, O. and Tabban, A., 1983. Iseismal map of the Bartın Earthquake based on the official damage statistics of the General Directorate of Disaster Affairs of the Government of Turkey. Unpublished documents and map.
- Erickson, A. and Simmons, G., 1974. Environmental and geophysical interpretation of heat-flow measurements in the Black Sea. In E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *The Black Sea-Geology, Chemistry, and Biology*, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem., 20:50-62.
- Eyidoğan, H., 1983. Bitlis-Zagros bindirme ve kıvrımlı kuşağının sismotektonik özellikleri, Ph.D. thesis, Istanbul Tech. Univ., Istanbul, Turkey: 111 p.
- Geological Map of Turkey, scale 1/500.000. Maden Tetkik ve Arama Enst., Ankara (1961-1964).
- Gülen, L., 1984. Sr, Nd, Pb isotope and trace element geochemistry of calcalkaline and alkaline volcanics, eastern Turkey. Ph.D. thesis, Massachusetts Inst. of Tech., U.S.A.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt-between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J.R.Astron. Soc.*, 77:185-264.
- Kárník, V., 1971. Seismicity of the European Area, Part 2, Czechoslovak Academy of Sciences, D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland.

- Ketin, I. and Abdüsselamoğlu, Ş., 1970. Bartın depreminin etkileri, Tür. Jeol. Kur. Bül., 12:66-76.
- Kudo, K., 1983. Seismic source characteristics of recent major earthquakes in Turkey. In Y. Ohta (Editor), A Comprehensive Study on Earthquake Disasters in Turkey in View of Seismic Risk Reduction, Hokkaido University, Sapporo, Japan.
- Lander, J.F. (Editor), 1969. Seismological Notes-September and October 1968. Seismol. Soc. Am., 59:1023-1030.
- Langston, C.A. and HelMBERGER, D.V., 1975. A procedure for modeling shallow dislocation sources. Geophys. J. R. Astr. Soc., 42: 117-130.
- Letouzey, J., Biju-Duval, B., Dorkel, A., Gonnard, R., Kristchev, K., Montadert, L. and Sungurlu, O., 1977. The Black Sea: A marginal basin, geophysical and geological data. In B. Biju-Duval and L. Montadert (Editors), International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basin, Edition Technip, Paris:363-375.
- McCaffrey, R. and Nabelek, J., 1984. The geometry of back arc thrusting along the eastern Sunda Arc, Indonesia: Constraints from earthquake and gravity data-Jour. Geophys. Res., 89:6171-6179.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. R. Astron. Soc., 30:109-185.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and surrounding regions. Geophys. J. R. Astron. Soc., 55:217-254.
- Nabelek, J.L., 1984. Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. Ph.D. thesis, Massachusetts Inst. of Tech., U.S.A.
- Nabelek, J., 1985. Geometry and mechanism of faulting of the 1980 El Asnam, Algeria, earthquake from inversion of teleseismic body waves and comparison with field observations. Jour. Geophys. Res., in press.

- Neprochnov, Y.P., 1968. Structure of the earth's crust of epicontinental seas: Caspian, Black and Mediterranean. *Can. Jour. Earth Sci.*, 5:1037-1043.
- Neprochnov, Y.P., Kominskaya, I.P. and Malovitsky, Y.P., 1970. Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian Seas. *Tectonophysics*, 10:517-538.
- Neprochnov, Y.P., Neprochnova, A.F. and Mirlin, Y.G., 1974. Deep structure of the Black Sea basin. In E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *The Black Sea-Geology, Chemistry, and Biology*, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 20:35-49.
- Riznichenko, Y.P., Drumya, A.V. and Dzhibladze, E.A., 1975. Seismicity in the Earth's Crust and the History of Development of the Black Sea Basin. (NAUKA), Moscow, U.S.S.R.
- Ross, D.A., Uchupi, E. and Bowin, C.O., 1974. Shallow structure of the Black Sea. In E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), *The Black Sea-Geology, Chemistry, and Biology*, Am. Assoc. Petr. Geol. Mem. 20:11-34.
- Shirokova, E.I., 1967. General features in the orientation of principal stresses in earthquake foci in the Mediterranean-Asian seismic belt. *Izu. Acad. Nauk. USSR, Ser Geophys.*, 1:12-22.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. and Altınok, Y., 1981. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu, Türkiye Bilimsel ve Araştırma Kurumu, Proje No: TBAG 341.
- Şengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. London*, 136: 269-282.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Ketin, I., 1980. Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91 (Part 1): 499-609.
- Şengör, A.M.C. and Canitez, N., 1982. The North Anatolian fault. In H. Berckhemer and K. Hsu (Editors), *Alpine and Mediterranean Geodynamics, Geodyn. Ser.*, Am. Geophys. Union, 7:205-216.



Şengör, A.M.C., Büyükaşıkoğlu, S. and Canitez, N., 1983. Neotectonics of the Pontides: Implications for "incompatible" structures along the North Anatolian Fault, *J. Struct. Geol.*, 5:211-216.

Toksöz, M.N., Şakal, A.F. and Michael, A.J., 1979. Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps. *Pure App. Geophys.*, 117:1258-1270.

Trehu, A.M., Nabelek, J.L. and Solomon, S.C., 1981. Source characterization of two Reykjanes ridge earthquakes: Surface waves and moment tensors; P waveforms and nonorthogonal nodal planes. *Jour. Geophys. Res.*, 86:1701-1724.

## ŞEKİL AÇIKLAMALARI

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

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

Şekil 3. Bartın depremi için gözlenen ilk hareketler ve fay-düzlemi çözümü(alt yarıkürenin eşit alan izdüşümü). Dolu ve boş daireler sırası ile kompresyonları ve dilatasyonları göstermektedir. Çapraz semboller nodal gelişleri belirtmektedir. Örnek sismogramlar doğrudan gelen P dalgalarının genliklerinin istasyonların düğüm düzlemlerine yakınlıklarına göre nasıl değiştiğini göstermektedir. Oklar kısa periyodlu P dalgalarının geliş zamanlarını belirtmektedir. Düğüm düzlemlerine yakın istasyonlar(nodal istasyonlar)daki büyük genlikli gelişler yansıma fazlarıdır(pP ve sP). İlk hareket verileri odak mekanizmasının ters faylanma olduğunu göstermektedir. Düğüm düzlemleri uzun periyodlu P ve SH sismogramlarının inversiyonu

ile belirlenmiştir. P, l, B, X ve Y eksenleri içi dolu kareler ile belirtilmişlerdir. İlk hareketlerin izdüşümünde ışının odağı terkediş açısını hesaplamak için odak çevresindeki P dalgası hızının 6.0 km/san. olduğu kabul edilmiştir.

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

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

Şekil 6. P ve SH dalgaları için gözlemsel (sürekli çizgiler) ve yapay (kesik çizgiler) sismogramlar. Sismogramların genlikleri büyütmesi 1500 olan  $40^0$  uzaklıkdaki bir aletle kayıt edilen genliğe göre normalize edilmiştir. Sismogramın inversiyonda kullanılan kısmı düşey kısa çizgilerle belirtilmiştir. Inversiyondan bulunan fay düzlemi çözümü ve doğrudan gelen dalgaların polaritelerinin odak küresi üzerindeki izdüşümleri de gösterilmiştir.

Şekil 7. Bartın depremi için bulunan farklı kaynak mekanizmaları için hesaplanan yapay (kesik çizgiler) P ve SH sismogramları ile gözlemsel (sürekli çizgiler) sismogramların karşılaştırılması. 1) Bu çalışmada bulunan çözüm için dalga şekilleri, 2) Jackson ve McKenzie (1984) tarafından verilen çözüm için dalga şekilleri, 3) Kudo (1983) tarafından verilen çözüm için dalga şekilleri ve 4) Şengör ve diğ. (1983) tarafından verilen çözüm için dalga şekilleri.

Şekil 8. Karadeniz'in güneyinde ölçülen çok kanallı yansıma profillerine bir örnek. Profilin yeri indeks haritasında gösterilmiştir. Türkiye kıyıları yakınında temel kayaya

nüfuz eden ters faylanma ve sedimanlardaki şiddetli deformasyonlar dikkat çekicidir(Letouzey ve diğ.,1977 den alınmıştır).

Şekil 9. Kuzey Türkiye ve Karadeniz'in basitleştirilmiş tektonik haritası. Karadeniz kenarlarında oluşan orta büyüklüklerdeki depremler için literatürde bulunabilen fay-düzlemi çözümleri gösterilmiştir. 30.6.1956 depremine ait çözüm Constantinescu ve diğ.(1966)den, 20.5.1959 depremine ait çözüm Shirokova(1967)dan, 16.7.1963,12.7.1966 ve 3.9.1978 depremlerine ait çözümler McKenzie(1972)ve Jackson ve McKenzie(1984)den alınmıştır. 3.9.1968 depremine ait çözüm bu çalışmada bulunan çözümdür.

Orijin Zamanı		Episantr		Derinlik	Magnitüd		Mak.Şiddet	Verilerin Kaynağı
Sa. Dak.	San.	Enl. °N	Boyl. °E	km	$m_b$	$M_s$	I <sub>0</sub>	
08	19	52.6	41.81	32.39	5	5.7	VIII	ISC <sup>1</sup>
08	19	52.2	41.80	32.39	5	5.7	6.6	USCGS <sup>2</sup>
08	19	56.2	41.77	32.50	15(sabit)	-	-	Dewey(1976)
08	19	51.6	41.78	32.43	5(sabit)	-	-	Bu çalışma

<sup>1</sup> International Seismological Center

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

Tablo 1. 3 Eylül 1968 Bartın Depreminin Odak Parametreleri.

	Kalınlık	$V_p$ (km/san.)	$V_s$ (km/san.)	Yoğunluk (g/cm <sup>3</sup> )
<b>Kaynak Bölgesi</b>				
	Yarı ortam	6.00	3.46	2.50
<b>Alıcı Bölgesi</b>				
	Yarı ortam	6.00	3.46	2.50

**Tablo 2. Yapay Sismogramların Hesaplanmasında Kullanılan Kabuk Modeli Parametreleri.**

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

\* P düşey bileşende gözlenen P dalgasını belirtir.

Tablo 3. Cisim Dalgası İncersiyonunda Kullanılan İstasyonların Parametreleri

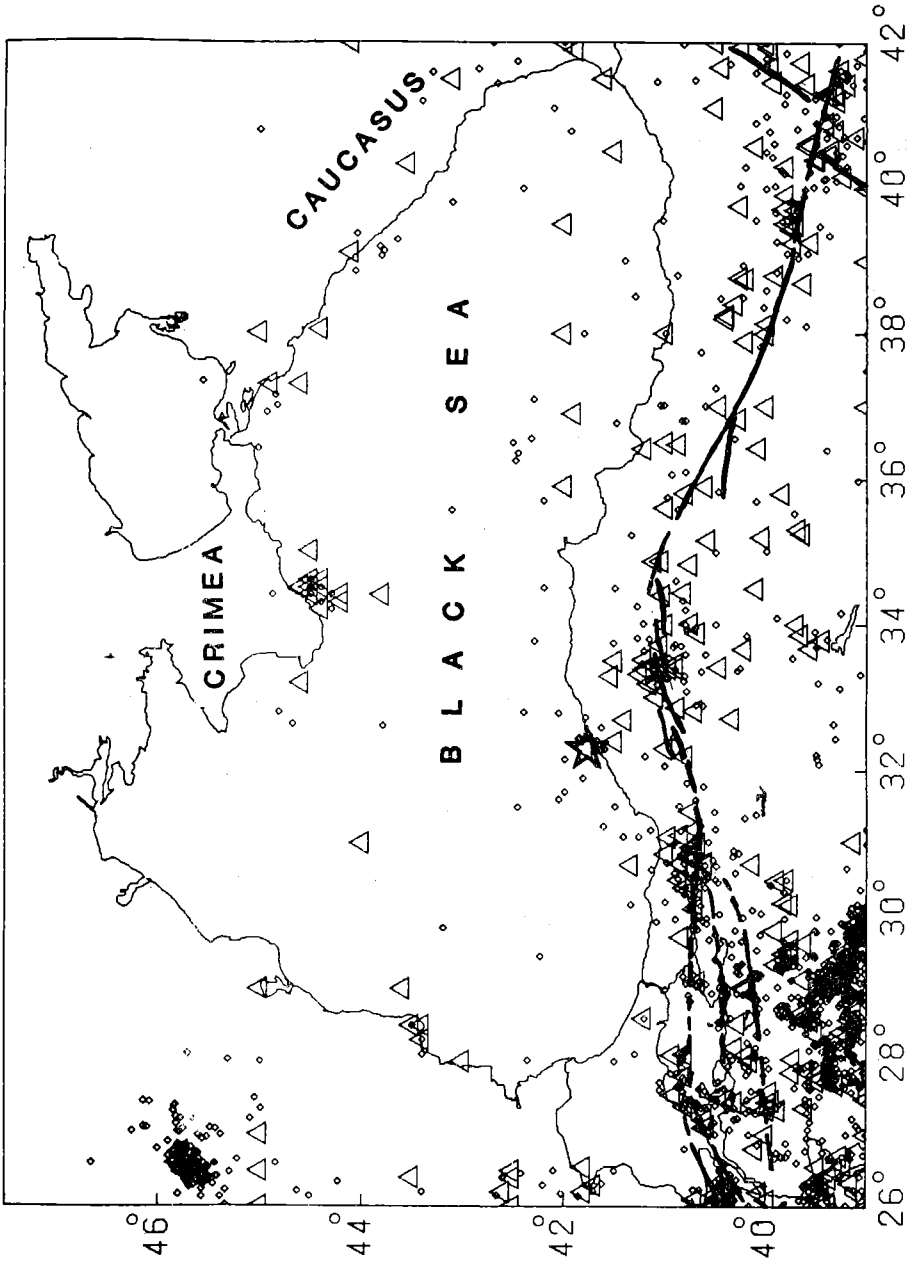
Hata Fonksiyonu*	1	2
Centroid Derinliği (km)	4.2±0.6**	4.2±0.6
Doğrultu(der)	28±4	30±4
Eğim(der)	38±1	32±1
Kayma Açısı(der)	80±4	91±4
Skaler Moment(10 <sup>25</sup> dyn cm)	3.9±0.3	3.8±0.4

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

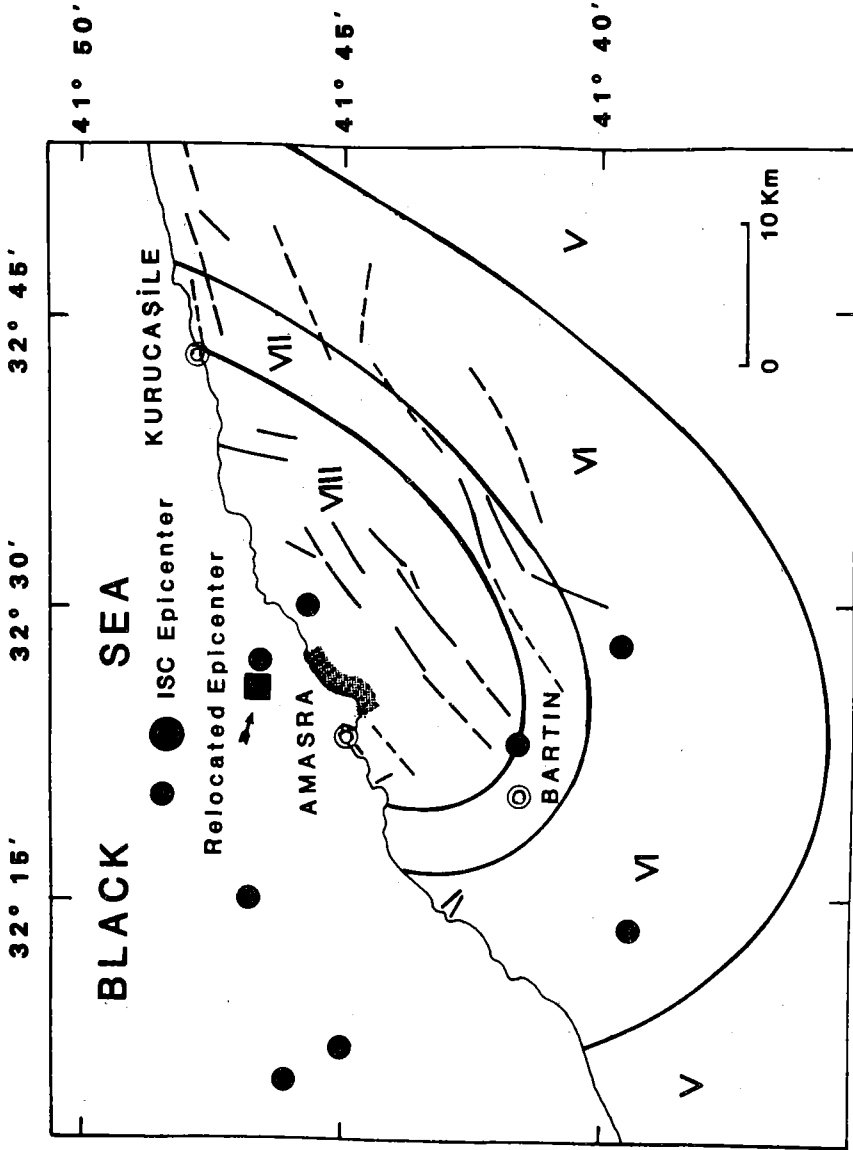
\*\*Belirsizlikler 2σ(2 standart sapma) yı gösterir.

Tablo 4. Farklı Hata Fonksiyonları Kullanılarak Yapılan P ye SH Dalgası İversiyonlarının Özeti.

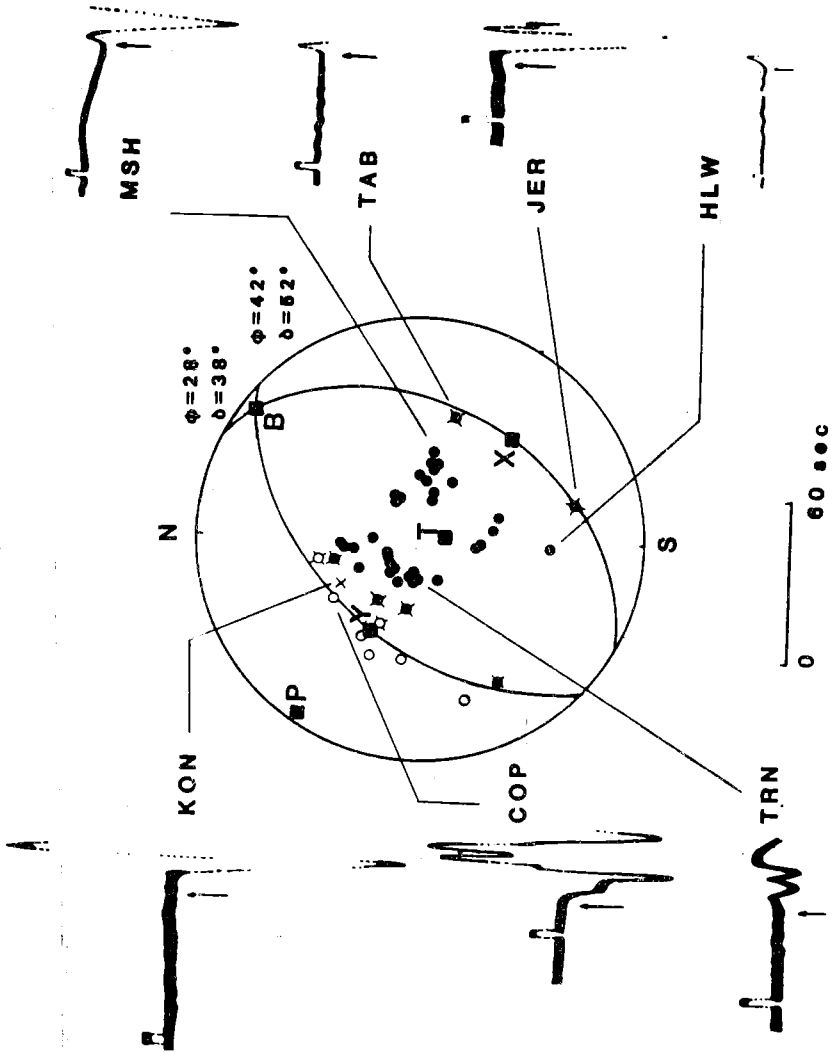




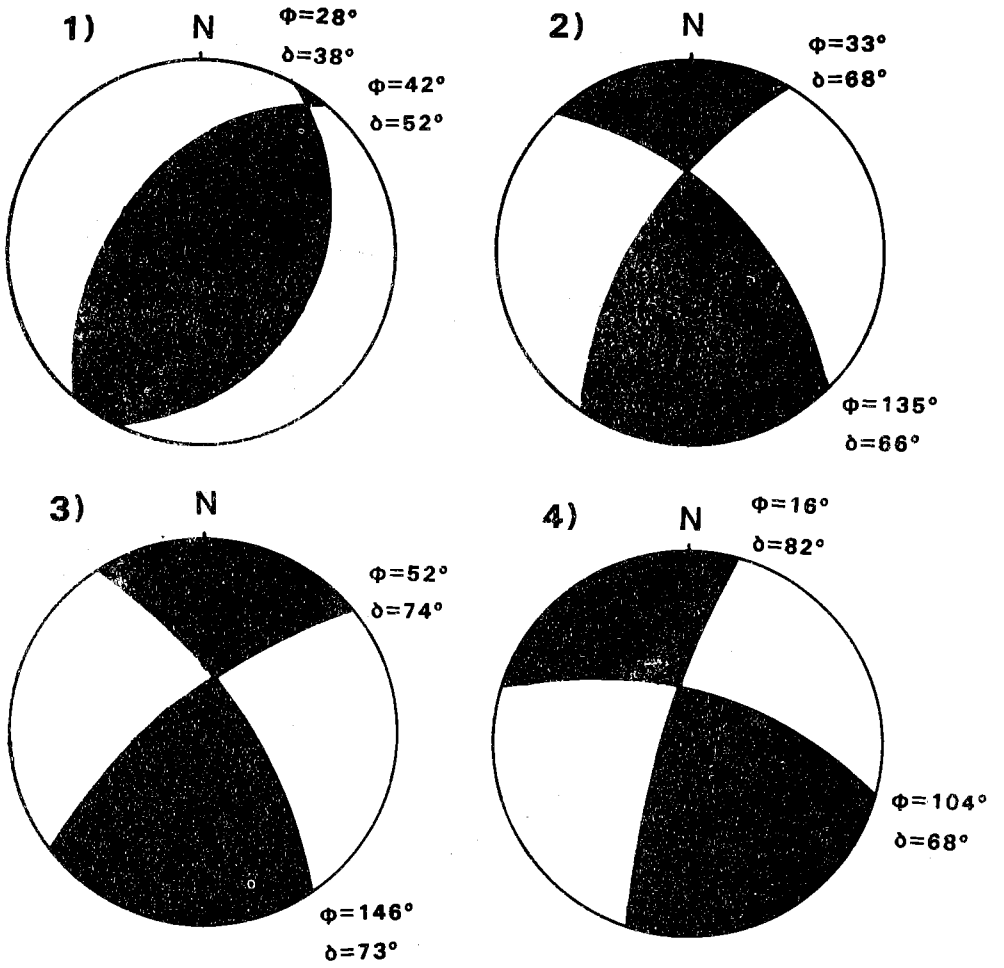
ŞEKİL 1



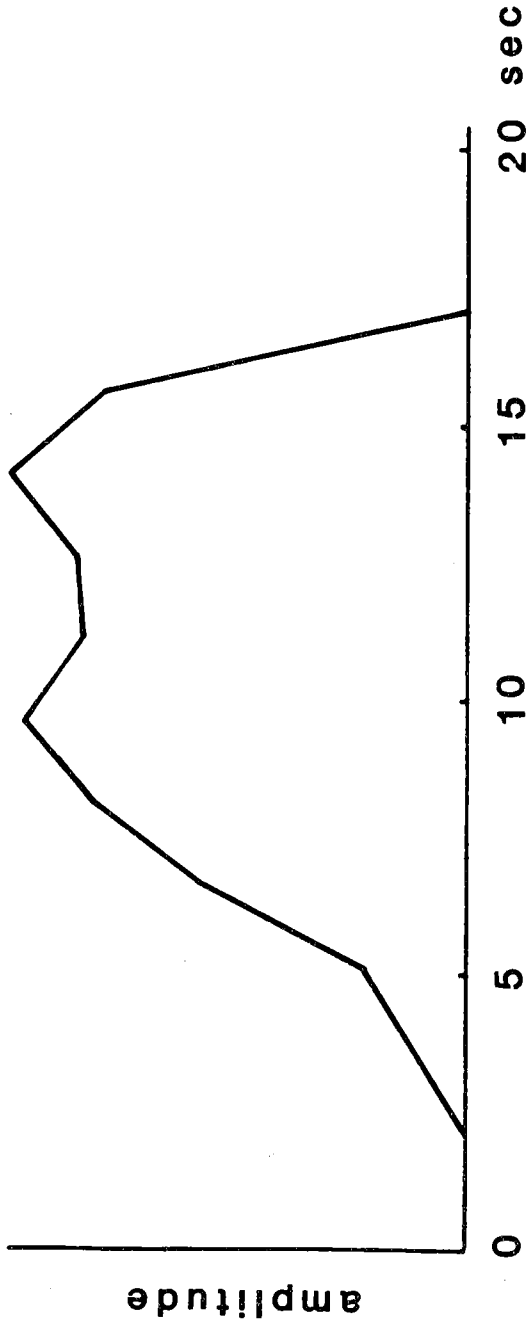
ŞEKİL 2



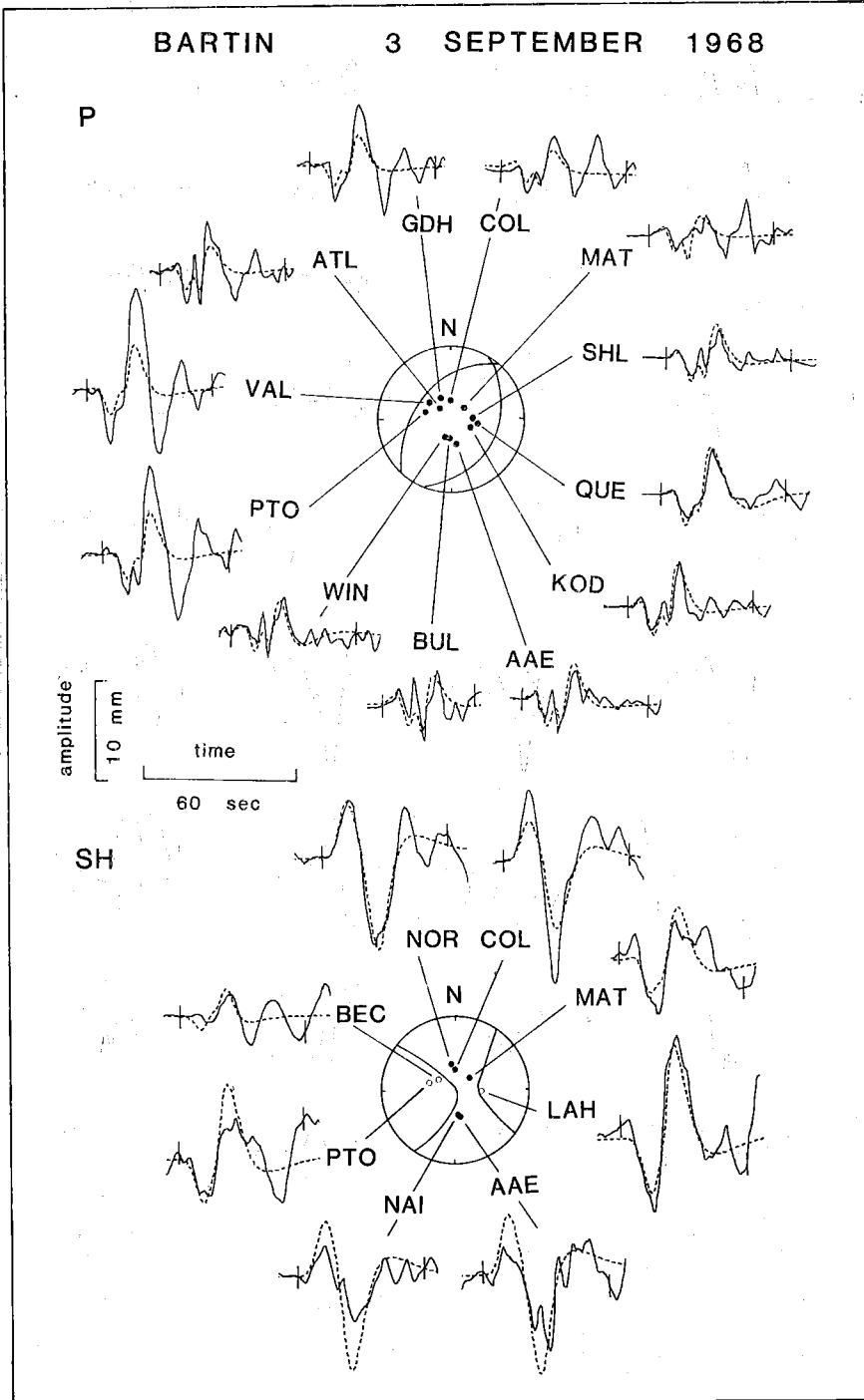
SEKIL 3

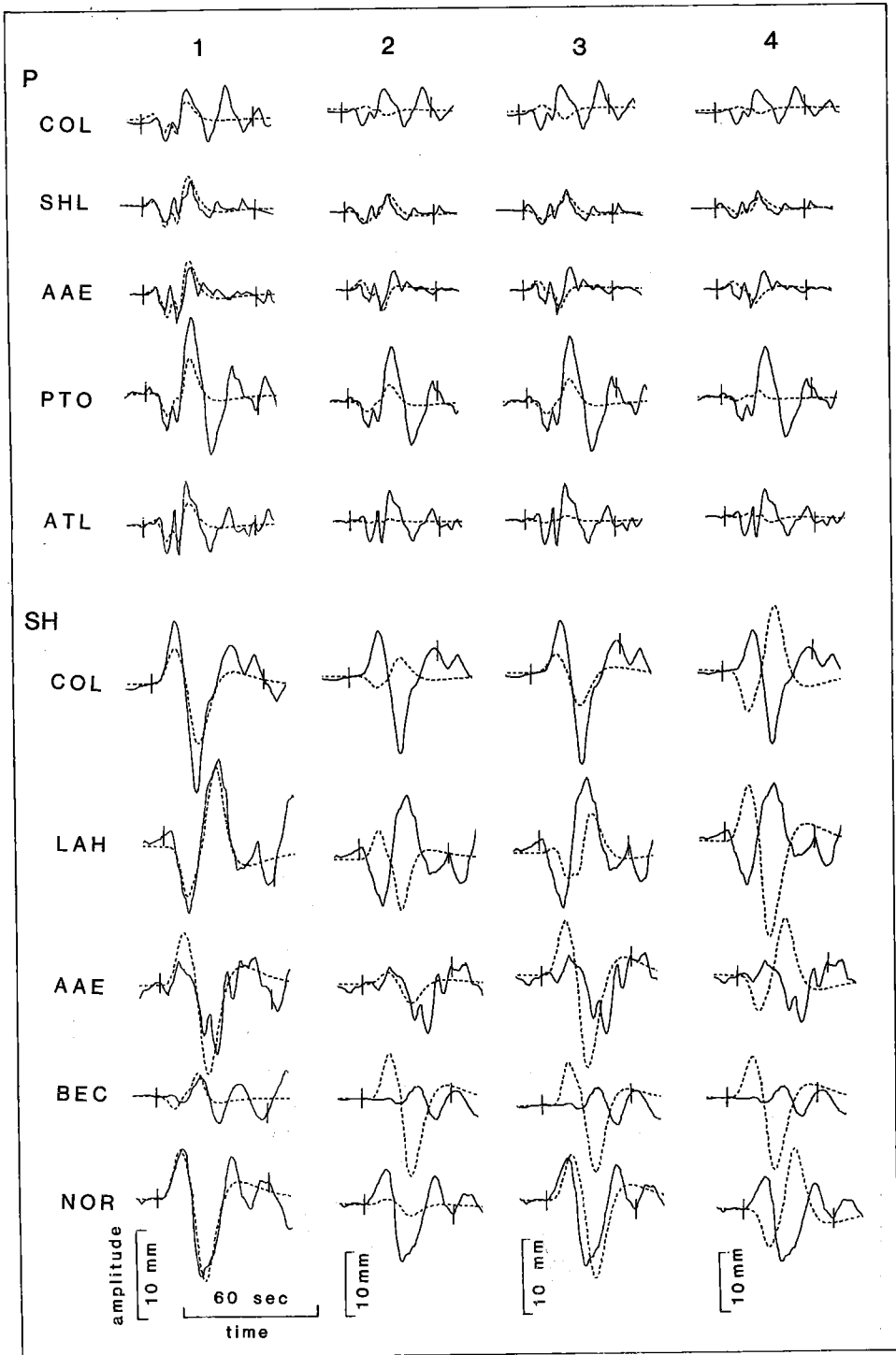


ŞEKİL 4

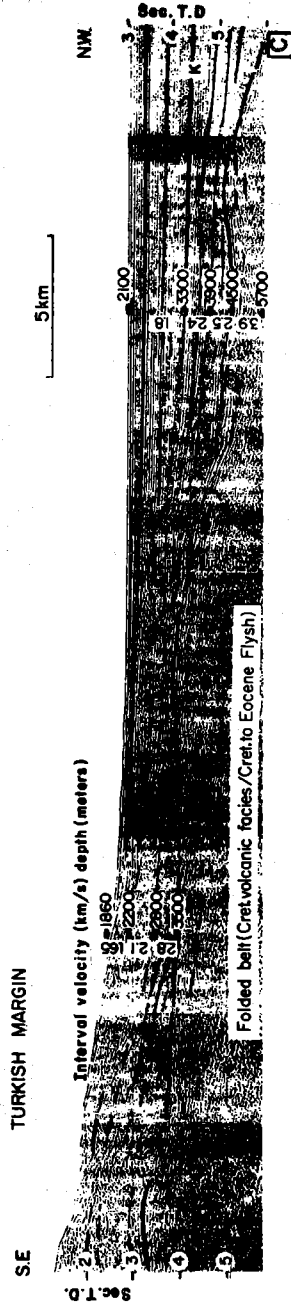
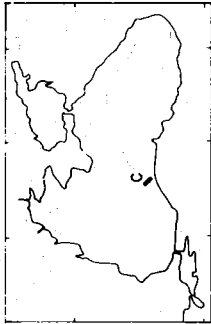


ŞEKİL 5



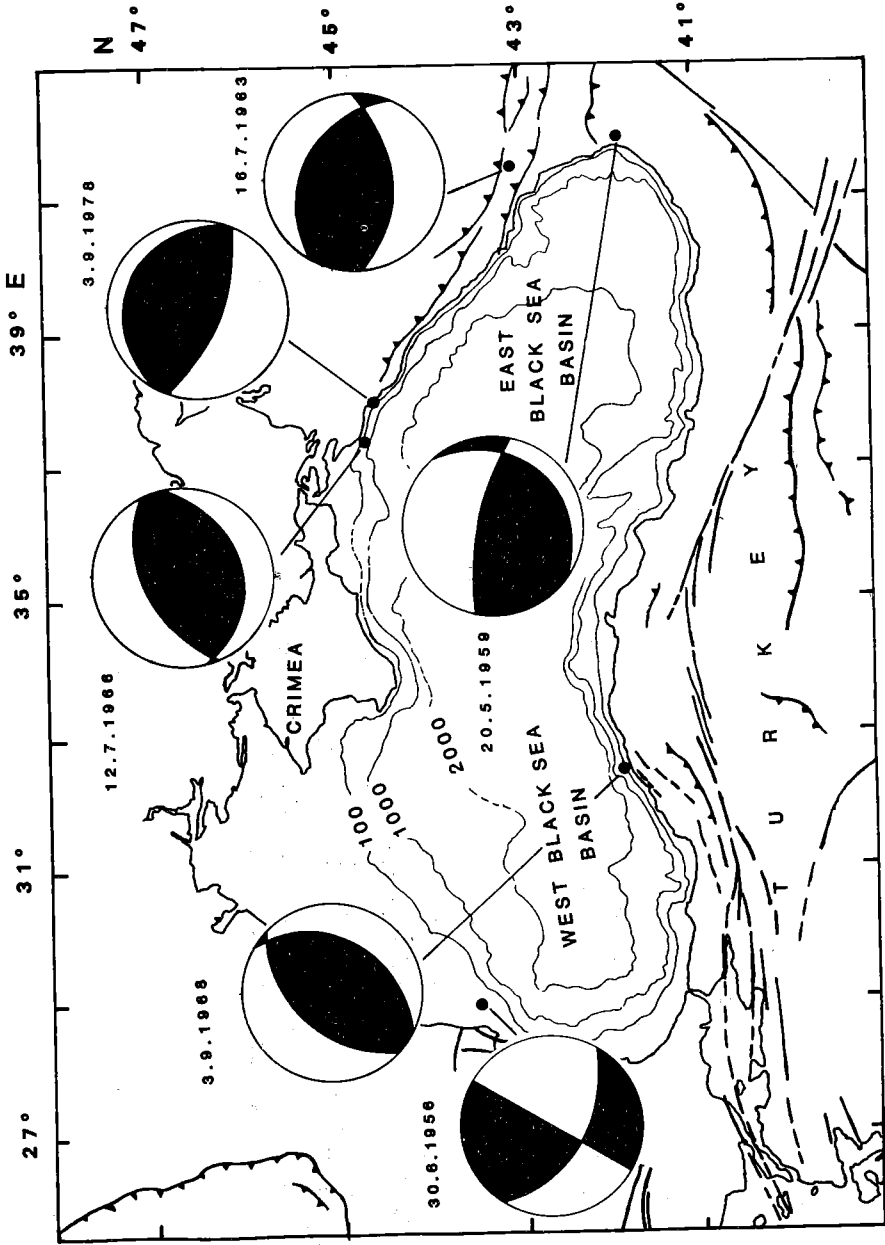


ŞEKİL 7



ŞEKİL 8





ŞEKİL 9

## Kuzey Doğu Anadolu'nun Depremsemiği ve Erzurum'un Deprem Tehlikesi

Sefer GÜL (x) Nejat BAYÖLKE (x)

### SUMMARY

The purpose of this study is to present the seismicity of the North Eastern Anatolia Region (38.5-42.0 N: 39.0-44.5 E). The seismic activity of Eastern Anatolia has not been investigated as frequently as the Western Anatolia. First the investigation of the plate tectonics of the region is taken up. The epicenters of instrumentally recorded earthquakes are superposed on the tectonic map in order to delineate the seismic source zones. Using these seismic source zones and acceleration attenuation relation given by Campbell, the peak ground accelerations which could be observed in Erzurum with the probabilities of earthquake occurrence are presented.

### ÖZET

Çalışmanın amacı Kuzey Doğu Anadolu Bölgesinin (38.5-42.0 N: 39.0-44.5 E Enlem ve Boyamları arası), Doğu Anadolu'nun depremselliği Batı Anadolu kadar sık olarak incelenmemiştir. Önce bölgenin plaka tektoniği incelenmiştir. Bölgede olan aletsel depremlerin episantırları tektonik haritanın üzerine işlenerek sismik kaynak zonlarının belirlenmesine çalışılmıştır. Bu kaynak zonları kullanılarak ve Campbell tarafından verilen ivme azalım ilişkileri ile Erzurum'da beklenen maksimum yer ivmeleri deprem oluş ihtimalleri ile birlikte verilmektedir.

### Türkiye'nin Plaka Tektoniği Modeli

Kuzeydoğu Anadolu bölgesinin tektonik yapısı ve buna bağlı depremselliğini incelemeye önce Türkiye'nin plaka tektoniği açısından durumuna bir bakmakta yarar görülmektedir.

Türkiye, Alp-Himalaya orojenik kuşağının Akdeniz kesiminde yer almaktadır. Alp orojenesisi Avrupa ve Afrika kıtaları arasındaki kompresyonel plaka hareketleri, Himalaya orojenesisi ise Hindistan-Asya çarpışması sonucu oluşmuştur.

Şekil-1'de verilen McKenzie (1972) plaka tektonik modeline göre Akdeniz Bölgesinde başlıca üç plaka sınırı deprem etkinliği bakımından önemlidir. Afrika, Arap ve Avrasya plakalarının hareketleri bunların sınırlarında yoğun deprem aktivitesine yol açmaktadır. Ancak Türkiye'nin içinde bulunduğu Doğu Akdeniz'de durum biraz karışıktır. Bu bölümdeki plaka hareketleri içine Arap plakasının hareketi de girmektedir. Türkiye'nin doğusundaki plaka hareketleri

(x) Bayındırlık ve İskan Bakanlığı  
Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü  
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı

Avrasya plakası ile Arap plakası arasında sıkışmış bazı küçük plakacıkların hareketleri sonucu olmaktadır. Bu nedenlerle Türkiye için plaka tektoniği modeli henüz kesin çözüme ulaşmamıştır. Şekil-2'de Dewey ve Şengör (1979)'ün Türkiye için geliştirdikleri plaka tektoniği modeli McKenzie (1972) modelinden farklı olmaktadır.)

Her iki modelde de Doğu Anadolu'nun plaka tektonik modeli kesin değildir. Dewey ve Şengör (1979) Doğu Anadolu'da bir Van plakacığı tanımlamışlardır. Anadolu plakasının kuzey sınırı olan Kuzey Anadolu Fayı bu bölgede uzanmaktadır. Ancak bu plaka sınırının ya da Kuzey Anadolu Fayının Varto'nun doğusundaki uzantısı hakkında görüş birliğine henüz varılmamıştır. Arap plakası ile Anadolu plakası arasında sınır oluşturan Doğu Anadolu Fayının, inceleme bölgesinin güney doğusunda, Karlıova yakınlarında Kuzey Anadolu Fayı ile birleştiği kabul edilmektedir.

Geliştirilmiş bir çok modelde Kuzey Doğu Anadolu'da Erzurum'dan kuzey doğuya doğru uzanan bir doğrultu atımlı fay ile tanımlanan bir plaka sınırı bulunmaktadır. Ancak bu plaka sınırının doğusunda yer alan bölgenin tanımı tam bir kesinliğe kavuşmamıştır. Bu alanın bir sıkışma bölgesi olduğu ileri sürülmektedir.

#### Bölgenin Tektonik Yapısı

Bölgenin tektonik yapısını oluşturan kırık çizgileri çeşitli kaynaklardan toplanmıştır. Pınar ve Lahn (1952), Barka (1983). Bölgedeki kırık çizgileri şu şekilde görünmektedir: Şekil-3

Kuzey Anadolu Fayı: Bölgenin ve Türkiye'nin en önemli kırık çizgisini oluşturan bu fay zonu, Karadeniz ile Anadolu plakalarının sınırını oluşturmaktadır. Türkiye'yi bir uçtan bir uca kesen ve uzun yıllar depremelliği bakımından Ülkemizde ve Dünya'da ön sıralarda yer alan bu önemli fay zonu morfolojik olarak son derece belirgindir. Sağ yönlü doğrultu atımlı olan bu fay yaklaşık 1000 km uzunluğundadır. Araştırmalara göre fay zonunun genişliği birkaç yüz metre ile bir kaç km. arasında değişmektedir. Doğu-Batı uzantılı olan bu fayın batı ve doğu uçları yeterince tanımlanmamıştır. Doğu'da fayın Erzincan'ın güney doğusunda (Allen 1969) yada Karlıova'nın 10 km doğusundan Dewey ve Şengör (1979) Doğu Anadolu fayı ile birleştiği yerde sona erdiği sanılmaktadır. Ketin (1968) e göre bu fayın Van gölünün Kuzeydoğu ucundan İrana kadar uzandığı ileri sürülürken, başka araştırmalar (Ketin, 1969) bu fayı Varto'dan sonra Ahlat-Van yönünde uzatmaktadırlar. Bu arada bu doğrultunun biraz kuzeyinde bu faya paralel uzanan Bulanık Fayı da bulunmaktadır. Bu fayın Kuzey Anadolu Fayının bir parçası olduğu tezi Ketin (1968) tarafından ileri sürüldüğü gibi eğer Kuzey Anadolu Fayı Van gölünün kuzeyinden geçtiği varsayımı kabul edilince gerçeğe uygun düşmektedir. Bulanık fayı üzerinde 1905 Malazgirt ve 1982 Bulanık depremleri bulunmaktadır.

Doğu Anadolu Fayı: Bölgenin ikinci büyük tektonik yapısı Doğu Anadolu fayı olmaktadır. Dewey ve Şengör (1979)'e göre bu fay Arap ve Anadolu plakasının genç miyosende çarpışması ile gerçekleşmiştir. Karlıova'dan başlayarak, Güneybatıya doğru uzanan ve Anadolu plakasının sınırını oluşturan önemli bir tektonik oluşumdur. Sol yönlü doğrultu atımlı aktif bir fay olup genel doğrultusu Kuzeydoğu-Güneybatıdır. 2-3 km genişliğinde olan bu fay zonu üzerinde çok sayıda

paralel ve kısmen sürekli, yer yer süreksiz kesişen fay izlerine raslanmaktadır (Şaroğlu 1979). Bazı bölümlerinde birden çok sayıda fay birbirine hemen hemen paralel olarak uzanmaktadır. Bingöl-Palu arasındaki kırılmalardan Palu'ya yakın olanlar kuzey-güney doğrultusunda iken Bingöl yakınında ise kuzeydoğuya doğru bir kırılma görülmektedir. (Arpat ve Şaroğlu 1972). Fayın atımı Seymen (1972) tarafından 15 km olarak tahmin edilmektedir.

**Aşkale Fayı:** Tortumun güney batısında Dumlu fayı kuşağından ayrılır ve Aşkale'nin batısına kadar uzanır. Aşkale'nin batısında güney batıya doğru bir büklüm oluşturduktan sonra Üçdam yöresinde Kuzey Anadolu fayı ile birleşir. Sol yanal niteliklidir ve saptanabilen doğrultu atım miktarı 6 km dolayındadır (Kocyiğit 1984). 1939 Tercan depreminin episantırını Aşkale fayı kuşağı içinde yer alır.

**Dumlu Fayı:** Güneyde Erzurum çöküntüsünden başlayıp kuzey-kuzeydoğuya doğru Dumlu ve Oltu boyunca Ardahan'a kadar uzanır. 1859 Erzurum depreminin episantırları bu kuşak içinde yer alır.

**Çobandede Fayı:** Dumlu fayının doğusunda ve aynı doğrultuda uzanır. Dumlu fayına paralel bir konumdadır. Bu fayın üzerinde 1924, 1952 ve 1983 Pasinler ve Horasan depremleri yer almaktadır.

Yukarıda sayılan bu üç fayı aslında Doğu Anadolu'da yer alan bir tek ana kırık hattı içinde değerlendirmek daha doğrudur. Ebul Samsar fayı denilen bu zon (Nevruzi 1971) genel olarak kuzeydoğu yönünde yer alan birbirine paralel olarak uzanan ve yer yer sağ yada sola atlayan 30-40 km.lik parça halinde küçük fay kırıklarından oluşan bir zon olarak nitelenmek daha doğru olacaktır. Bu zon bölge için geliştirilmiş plaka tektoniği modellerinde iki plaka sınırı olarak çizilen bir çizgiye karşılık olmaktadır.

**Kağızman-Horasan Kuşağı:** Horasan'dan başlatılan bu hat, Kağızman'a kadar önce hafif olarak kuzeydoğuya yönelir daha sonra Iğdır'a kadar uzanan bir yay çizer. Bu kırık hattı Pınar ve Hahn (1952) tarafından verilmektedir. Kocyiğit (1984)'e göre bu fay kuşağı genellikle kısa (1-20 km) ve bindirimli dizilimli fay demetlerinden oluşur. Önemli verev bileşenleri vardır. 1-6 km uzunluktaki bu verev bileşenler Kuzeydoğu-Güneybatı gidişli olup saptanabilen atım miktarları 0.5-6 km arasında değişir (Kocyiğit 1984). Bu gözlem McKenzie tarafından ileri süren plaka tektoniği modelindeki bu bölgedeki açılma olayını destekler niteliktedir.

**Diyadin Fayı:** Ağrı ile Doğubeyazıt arasında uzanan bir diğer kırık çizgisi Pınar ve Lahn (1952) tarafından verilmektedir. Bu çizgi Kağızman-Horasan hattının güneyinde ona paralel olarak yer almaktadır. Bu çizgiselliğin Ağrı'nın batısında Tutak'ın kuzeyinden geçtikten sonra hafifçe güneye doğru dönerek Karayazı, Tekman ve Çat yönünde uzanmakta olduğu şeklinde belirtiler bulunmaktadır.

**Tutak Fayı:** Tutak ile Eleşkirt arasında yer alan batı-kuzeybatı yada doğu-güneydoğu doğrultuludur ve yaklaşık 50 km uzunluğunda diri bir faydır. Arpat (1977)'a göre Tutak fayı, uzunluğu, diriliği,

sağ yanal atımı gibi özellikleri bakımından Çaldıran fayına benzerdir. Ayrıca yönelme doğrultusu bakımından da Çaldıran fayının uzantısı bir fay niteliğini göstermektedir. Sağ yanal atımlı olan bu fay birbirine paralel parçalar şeklinde ve yer yer de kollara ayrılmış olarak görülür. Şaroğlu ve Güner'e (1979) göre bu fayın diriliğinin en belirgin kanıtı 1980-1982 yılları arasında bu fay üzerinde büyüklüğü (magnitüdü) 5 den büyük üç depremin olmasıdır. Ayrıca fay zonuna çok sayıda deprem episantrı yer almaktadır. Bunun yanında Eleşkirt ve Tutak merkezleri tarihsel dönemlerde oluşmuş depremlerden etkilendikleri bilinmektedir. Ayrıca fay zonu boyunca çok sayıda sıcak su kaynakları olduğu bildirilmektedir (Şaroğlu ve Güner 1979). Bu fay zonunun Kuzeybatı ucu bir üst sırada anlatılan fay zonunun içine doğru uzanmaktadır.

**Balık Gölü Fayı:** Bu fay zonu üzerinde Balık gölü yer almaktadır ve büyük bir olasılıkla göl bu kırık üzerindeki tektonik hareketlerin sonucu oluşmuştur. Bu fayın Dığor'un batısından geçen ve kuzey-güney yönlü bir kırık hattının devamı olduğu izlenimi bulunmaktadır. Balık gölü fayı Barka (1983) tarafından tanımlanmaktadır. Dığor'dan geçtiği belirtilen kırık çizgisi ise Pınar ve Lahn (1952) tarafından belirlenmiştir. Bu fay üzerinde tarihsel depremlerin olduğu bilinmektedir. Ayrıca Balık gölü çevresinde 1976'da olmuş 4-5 magnitüdü bir depremde bulunmaktadır.

#### Bölgenin Tarihsel Dönem Deprem Etkinliği

Bölge tarih boyunca çok sayıda büyük depreme maruz kalmıştır. Büyük depremlerin çoğu bölgenin tektonik özelliklerine bağlı olarak belirli odak bölgelerinde oluşmuştur. Bölgede olmuş tarihsel depremlerin listesi Ek-1 olarak verilmektedir. Bu listedeki depremler 1900 yılına kadar olan devreyi kapsamaktadır. Depremler Soysal (1981) ve Ergin (1967)'den alınmıştır. Tarihsel depremlerin çıkarılıp bunların bölgenin tektonik kırıkları ile olan ilişkisi Şekil-3' de verilmektedir. Tarihsel depremlerin tektonik kırıklarla olan ilişkisi deprem kaynak zonlarının belirlenmesinde kullanılmıştır.

Tarihsel depremlerin dağılımlarından inceleme bölgesinde depremlerin altı yörede yığılmış olduğu gözlenmektedir. Bu yığılma bir bakıma buraların geçmişten beri önemli yerleşim merkezleri olmaları ile ilişkilidir. Bu nedenle tarihsel kaynaklarda episantrları bu yerleşim merkezlerinin uzak çevrelerinde olan ve ençok hasarı da en yakın yerleşim merkezinde yapan depremler o yerleşim yerine mal edilmiştir. Böylece bir takım çizgisel tektonik kaynaklarda olan depremler eski yerleşim merkezleri çevresinde yer alan nokta kaynak biçimine dönüşmüştür. Bölgede tarihsel depremlerin yoğun olarak buldukları altı yöre şunlardır: Erzincan, Erzurum, Kars, Van, Bitlis ve Muş, Ağrı ve Harput, Palu ve Elazığ. Bu altı bölge için tarihsel depremlerin şiddetlerine göre sayısal dağılımları Tablo - 1'de gösterilmektedir. Tablodan tarihsel depremlerin çoğunun Erzurum ve Erzincan yöresinde kümeleştiği gözlenmektedir. Bölgede 1900 yıllarına kadar VIII ve daha şiddetli 31 deprem bulunmuştur. Tablodaki kümeleşme yörelerinin önem derecelerine göre sıvılandırılması sonucu Tablo-1 ortaya çıkmaktadır. Burada önem

derecesi yörenin toplam deprem sayısı çarpı 100/ bölgenin toplam deprem sayısı olarak belirlenmiştir.

Bölgedeki ilk bilinen tarihsel deprem 741 yılında olmuştur. Bu tarihten önce bölge ile ilgili olarak kataloglarda deprem bulunmamaktadır. Tarihsel depremlerin zaman içindeki dağılımları da incelenmiştir. Şekil-4'de tarihsel depremlerin zaman içindeki dağılımı verilmektedir. Bu şekilden deprem etkinliklerinin olmadığı, en azından belli büyüklükteki depremlerin, boşlukları gözlenmektedir.

TABLO-1 Tarihsel Dönem Depremlerinin Kümeleşme Yöreleri ve Depremlerin Şiddetlerine Göre Sayısal Dağılımı

Kümeleşme Yöreleri	Belirli Şiddetlerdeki Deprem Sayısı					Toplam
	VI	VII	VIII	IX	X	
Erzincan	6	10	8	2		26
Erzurum	5	5	6	7	2	25
Kars	5	4	10	1		20
Van, Bitlis Muş	1	4	2	3		10
Ağrı		2	2			4
Harput, Palu ve Elazığ	1		2			3
<b>Toplam</b>	<b>18</b>	<b>25</b>	<b>31</b>	<b>13</b>	<b>2</b>	<b>89</b>

TABLO-2 Kümeleşme Yörelерinin Önem Derecelerine Göre Sınıflandırılması

Sıra No.	Yörenin Adı	Önem Derecesi
1	Erzincan	29.2
2	Erzurum	28.08
3	Kars	22.47
4	Van, Bitlis, Muş	11.23
5	Ağrı	4.49
6	Harput, Palu, Elazığ	3.37
7	Karlıova	1.12

Yöredeki deprem etkinlik süreci, bu sürecin uzunluğu, süreçteki olay sayısı ve bir etkinlik sürecinden bir başkasına geçişteki etkinlik boşlukları saptanmıştır. Tablo-3

TABLO-3 İnceleme Bölgesi Tarihsel Depremlerinin Zamana Bağlı Etkinlik Özellikleri

Depremlerin Etkinlik Süreci (Başlama-Bitiş)	Etkinlik Boşluğu (Yıl)	Zaman	Olay Sayısı	Olayların Maksimum Ara	Tekrarındaki Minimum Ara
741-991	4	250	4	128	9
995-1088	16	93	9	34	1
1104-1168	68	64	6	22	6
1236-1290	18	54	8	14	1
1308-1374	48	66	8	26	25
1422-1482	61	60	5	24	2
1543-1584	63	41	4	33	3
1647-1681	20	34	4	14	8
1701-1794	9	93	12	59	8 (gün)
1805-1889		84	31	35	4 (gün)

#### Aletsel Dönem Deprem Etkinliği

Bölgede tarihsel dönemde olduğu gibi aletsel dönemde de belirgin bir etkinlik gözlenmiştir. Aletsel dönem depremlerini içeren bir çok katalog hazırlanmıştır. Bölgede 1900 yıllarından başlayan aletsel deprem kayıtlarından yararlanarak sismik kaynakların frekans-magnitüd özellikleri de hesaplanacaktır. Aletsel depremler Alsan, Tezuçan, Bath (1975) ve ISC kataloglarından alınmıştır. 1913-1970 yılları için Alsan, Tezuçan, Bath (1975) katalogundan 1970-1982 yılları için ISC katalogu kullanılmıştır. Ancak bu kataloglardaki deprem magnitüd cinsleri farklıdır. Alsan, Tezuçan, Bath (1975) katalogunda verilen magnitüdlere  $M_S$  yani 18-22 saniye periyotlu yüzey dalgalarından hesaplanmış iken ISC katalogundaki magnitüdlere  $M_S$  de dahil olmak üzere  $M_B$  ve  $M_L$  cinsinden yani hacim dalgaları ve lokal magnitüd cinsinden verilmektedir. Bu nedenle frekans-magnitüd ilişkilerinde aynı türden magnitüd kullanmak gerektiğinden Alsan ve diğerleri (1975) tarafından bütün Türkiye için geliştirilmiş  $M_S$  ve  $M_B$  arasındaki ilişkiyi veren  $M_S = 1.55 (M_B) - 2.49$  kullanılarak ISC katalogundaki  $M_B$  magnitüdlere  $M_S$  cinsinden magnitüdlere dönüştürülmüştür. Formülden görüleceği gibi  $M_S$  magnitüdlere  $M_B$  magnitüdlere göre  $M_B > 4.53$  den büyük magnitüdlere daha büyük olmaktadır.

Aletsel döneme ait deprem etkinliğinin bir tür göstergesi olan zamana göre depremlerin oluşum sayısı Şekil-5' te verilmektedir. Bu etkinlik göstergesi için Ek-2' de listelenen depremler kullanılmıştır. Bu depremler bölgede olan ve magnitüdü 4 ten büyük depremlerdir. Daha küçük depremler bu bölgedeki sismik istasyon ye-

tersizliği nedeniyle tam olarak kaydedilemediklerinden dikkate alınmamışlardır. Şekil-5'de görüldüğü gibi 1970-1980 yılları arasında yıllık deprem oluşum sayısı 100'ü aşmaktadır. Bu da son yıllarda deprem etkinliğinin bir artışı olarak nitelenebileceği gibi, bölgede son yıllarda deprem kayıt istasyonlarının sayısında ve duyarlılıklarında olan artışın bir nedeni de olabilir.

#### Magnitüd-Frekans ilişkisi

Deprem oluşumları ile ilgili olarak yapılan çalışmalardan biri de magnitüd frekans ilişkileridir. Bu ilişkinin çıkarılması için Ek-2'de listelenmiş 82 yıllık aletsel döneme ait depremler kullanılmıştır. Bölgenin magnitüd-frekans bağıntısı için Richter tarafından önerilmiş  $\log N(M) = a - bM$  ampirik formülü kullanılmıştır. Bu bağıntıdaki N, verilen bir bölge ve periyot için magnitüdü M' den büyük olan depremlerin sayısını, a ve b parametreleri ise regresyon katsayılarını gösterir. Çeşitli araştırmacılara göre a katsayısı, inceleme süresine, incelenen alanın genişliğine ve deprem etkinliğinin düzeyine bağlıdır. b parametresi ise incelenen bölgenin sismotektoniğine göre değişmektedir (Miyamura 1962). Normal olarak düşük bir b değeri yüksek bir gerilim azalmasını ifade ederken, büyük bir b değeri küçük bir azalmaya işaret eder (Alptekin 1973).

Regresyon katsayıları olarak nitelenen a ve b parametreleri iki şekilde belirlenebilir: 1) en küçük kareler yöntemi ile, 2) ihtimaller hesabı ile. Bu çalışmada en küçük kareler yöntemi kullanılarak a katsayısı bölge genelinde 5 , b katsayısı 0.62 olarak bulunmuştur. Bu katsayılarla magnitüd-frekans eğrisi  $\log N(M) = 5.0 + 0.62 (M)$  olarak bulunmuştur. Bu denklem Şekil-6' da verilmektedir.

#### Kaynak Zonlarının Seçimi

Bölge için dört kaynak zonu seçilmiştir. Bunlardan biri Kuzey Anadolu fay zonu olmaktadır. Nisbeten belirli bir tektonik eğilimi olan bu zonla çakışan çok sayıda deprem bulunmaktadır. İkinci bir kaynak zonu Doğu Anadolu fay zonu bu inceleme bölgesi içinde yer alan bölümüdür. Bir diğer kaynak zonu Erzurum'dan Ardahan'a doğru Kuzeydoğu yönünde uzanan ve 'Ebul Samsar Fayı' olarak nitelenen zon olmaktadır. Bir diğer kaynak zonu ise Erzurum'un batısında Kuzey Anadolu fay zonu ile Kuzeydoğu yönünde uzanan fay zonu arasında kalan bölgedir. Bu son bölgenin daha çok sayıda küçük zonlara ayrışması düşünülmüş ancak bu kesimde bazı kırık hatları ile çakışan yeterli sayıda depremin bulunmaması nedeniyle bu bölgenin tümü tek bir kaynak zonu olarak alınmıştır. Bu bölge içinde Kağızman-Horasan, Diyadin Fayı, tutak Fayı ve Balık Gölü Fayı gibi faylar bulunmaktadır.

Kaynak zonu seçiminde benzer deprem etkinlikleri gösteren bölgeler ele alınmıştır. Bu, yukarıda yapılan seçimde tektonik bilgilere ek olarak deprem episantrilerinin kırık hatları ile olan ilişkileri de göz önüne alınmıştır. Bu depremlerin belli kırık hatları ile ilişkisi olduğu şeklindeki depremlerin oluşum teorileri ile uyum sağlamaktadır.

Kaynaklar tesbit edildikten sonra her kaynak içine düşen dep-



rem magnitüdüleri sırasına göre gruplandırılmıştır (Tablo-4). Ayrıca her kaynağa ait her magnitüd sınıfı için yıllık deprem oluşumları bulunmuştur. Sismik kaynaklara ait yıllık depremler Tablo-5' de verilmektedir. Tablo-4'de verilmiş depremlerden yararlanarak her kaynak için magnitüd-frekans ilişkisi aşağıdaki gibi bulunmuştur:

Kaynak 1	log N (M)	4.4-0.6 (M)
Kaynak 2	log N (M)	4.0-5 (M)
Kaynak 3	log N (M)	4.7-0.63 (M)
Kaynak 4	log N (M)	4.1-0.6 (M)

Her bir kaynağın magnitüd-frekans ilişkileri Şekil-3'de verilmektedir.

Tablo-4 : 82 Yıllık Deprem Oluşumları

Kaynak No	Magnitüd Değerleri ve Deprem Sayısı			
	4.0-4.9	5.0-5.9	6.0-6.9	7.0-7.9
1	59	13	3	-
2	57	19	4	2
3	60	27	3	1
4	33	6	2	-

Tablo-5: Bir yıllık Deprem Oluşumları

Kaynak No	Magnitüd Değerleri			
	4.0-4.9	5.0-5.9	6.0-6.9	7.0-7.9
1	0.72	0.16	0.036	-
2	0.7	0.23	0.048	0.018
3	0.73	0.32	0.036	0.012
4	0.40	0.07	0.018	-

#### Erzurum'un Sismik Tehlike Analizi

Depremlerin olduğu bir bölgede yapılacak bir yapının depreme dayanıklı bir biçimde projelendirilmesinde deprem tehlikesinin niceliksel olarak ortaya konulması gerekmektedir.

Sismik tehlike hasar ve can kaybı yaratabilecek büyüklükteki bir depremin belli bir yerde ve belli bir zaman süresi içinde oluş olasılığıdır. Sismik tehlikenin saptanmasında ilk yapılacak iş alanın sismotektonik haritasını hazırlamaktır. İkinci adım bu sismotektonik haritada fayların konumları ile geçmiş depremlerin episantrularının dağılımlarını göz önüne alarak sismik kaynakların saptanmasıdır. Bu işlemler yazının önceki bölümlerinde yapılmıştır.

Daha sonra tehlike analizinde kullanılan parametrelerin saptanmasına geçilir. Bu parametrelerin belirlenmesinde değişik yöntemler kullanılabilir. Bu yöntemler genel olarak benzer varsayımlara dayanmakta ancak ayrıntılarda birbirlerinden ayrılmaktadırlar.

Erzurum için yapılan bu çalışmada önce Erzurum merkez alınarak 1/1000000 ölçekli bir haritada 160 km yarı çapında bir daire çizilmiştir. Bu bir bakıma Erzurum'da ancak bu alan içinde olan depremlerin etkili olacağı şeklinde bir kabul anlamına gelmektedir. Bu alan içinde 1900-1982 yılları arasında magnitüdü 4 yada daha büyük olan 289 deprem bulunmuştur. Bu depremler seçilen kaynak zonlarına göre dağıtılmış ve herbir kaynak zonundaki depremlerin listesi çıkarılmıştır. Bundan sonra tehlike analizi için gerekli parametrelerin çıkarılmasına geçilmiştir. Önce aşağıdaki formül kullanılarak bölgenin toplam yıllık deprem sayısı bulunmuştur.

$$RM = \sum_{i=1}^4 \left( \frac{\text{Her Kaynak için 20 km aralıklı yaylar içinde kalan alan}}{\text{Toplam Kaynak Alanı}} \right) \times \text{Sınıflandırılmış magnitüde göre yıllık deprem sayısı}$$

Bulunan değerler Tablo-6'da verilmektedir.

Tablo-6 Bölgenin Toplam Yıllık Deprem Sayısı RM

Uzaklık Aralığı (km)	Magnitüd Aralıkları				Ortalama Uzaklık (km)	
	4.45,45	5.45,45	6.45,45	7.45,45		
0-20	0.0130	0.0029	0	0	10	10
20-40	0.0717	0.0262	0.0043	0.0020	30	10
40-60	0.1250	0.0285	0.0057	0.0036	50	10
60-80	0.1652	0.0368	0.00489	0.0027	70	10
80-100	0.0814	0.0284	0.00618	0	90	10

Sismik tehlike saptama çalışmalarında maksimum yer ivmesi (MYI) en çok kullanılan yer hareketi parametresidir. 100 km yarı çaplı dairenin içinde yer alan 84 yıllık depremlerin MYI değerleri aşağıdaki Campbell (1981) tarafından verilen formül kullanılarak hesaplanmıştır:

$$MYI = \frac{0.015 e^{0.868 M}}{[R + 0.0606 e^{0.7 M}]^{1.09}}$$

Bu formülde görüldüğü gibi MYI, magnitüd ve depremin merkezine uzaklığın bir fonksiyonudur. Tablo-7' de 84 yıllık süreye ait depremlerin maksimum yer ivmeleri verilmektedir :

Tablo-7 Maksimum Deprem Yer İvmeleri

Uzaklık (km)	Magnitüd Değerleri			
	4.45	5.45	6.45	7.45
10	0.0530	0.11239	0.2162	0.3675
30	0.0176	0.04019	0.0877	0.1779
50	0.0103	0.02400	0.0539	0.1155
70	0.0072	0.01680	0.0385	0.0848
90	0.0052	0.01292	0.0357	0.0668

Daha sonra RM ve MYI değerlerinden yararlanılarak yıllık ortalama aşılma sayısı ( $\lambda_e$ ), ortalama dönüş periyodu (RP) ve yıllık aşılma olasılığı gibi tehlike analizinde gerekli olan parametreler saptanmıştır. İlgili parametrelere ait değerler Tablo-8' de verilmektedir:

Tablo-8 Seçilmiş Maksimum Yer İvmeleri İçin Yıllık Ortalama Aşılma Sayısı, Ortalama Dönüş Süresi ve Yıllık Aşılma Olasılığı

Maksimum Yer İvmesi (g)	Yıllık Ortalama Aşılma Sayısı ( $\lambda_e$ )	Ortalama Dönüş Süresi (Yıl)	Yıllık Aşılma Olasılığı
0.17	0.002	500	0.001998
0.10	0.0056	118	0.005584
0.07	0.0155	65	0.01538
0.05	0.0342	29	0.0336
0.03	0.07147	14	0.06898

Bu çalışmada deprem tehlikesi analizinin temel bilgi ve kavramları olasılık hesaplarına dayalı basit bir algoritma ile verilmiştir. Maksimum deprem yer ivmesinin yıllık aşılma sayıları Şekil-8'de de verilmektedir.

#### Maksimum Yer Hareketinden Proje Spektrumuna Geçiş

Bir önceki bölümde verilen çeşitli dönüş periyodlarına karşılık maksimum yer ivmeleri kullanılarak proje spektrumları çıkarılabilir. Bu bir anlamda deprem yönetmeliğindeki C katsayısının grafik olarak ifade edilmesidir. Yukarıda hesaplanan ivmeler zeminin kaya olduğu dikkate alınarak çıkarılmış kabul edilir. Depremlerde kaydedilen kuvvetli yer hareketinin maksimum ivme, hız ve ötelemesi arasında zemin cinslerine göre değişen ilişkiler bulunmaktadır. Örneğin Donovan (1978) e göre kayalık zeminlerde maksimum yer ivmesi (a) ile yer hızı (v) arasında

$$v/a = 60 \text{ cm/sn/g}$$

gibi bir ilişki bulunmaktadır. Aynı şekilde hız, ivme ve öteleme arasında

$$a d/v^2 = 5-6$$

ilişkisi olduğu kabul edilmektedir. Bu ilişkilerden yararlanılarak Erzurum için 65 yıllık dönüş periyodu olan maksimum yer ivmesi 0.07 g için proje spektrumu çizilecektir. Proje spektrumu iki ayrı zemin türü için hesaplanacaktır. Bunlardan birincisi anakaya üzerinde kalınlığı 10 metreden az olan alüvyon zeminler için, ikincisi yine anakaya üzerine oturan 10-60 metre kalınlıktaki alüvyon zeminler içindir.

Donovan (1978)'e göre bu tür zeminlerde v/a oranı 130 civarındadır. Bu durumda maksimum yer ivmesi 0.07 g için maksimum yer hızı

$$v = 130 \times 0.07 = 9.1 \text{ cm/sn}$$

olmaktadır. Maksimum yer ötelemesi ise

$$d = 5.5 v^2/a = 5.5 \times 9.1^2 / 0.07 \times 918 = 6.63 \text{ cm}$$

olmaktadır. Bu maksimum değerler yer hareketinin değerleridir. Bilindiği gibi yapıların sönümü vardır. Yapıların mukabele spektrumları periyodları ile ilgilidir. Mohraz (1976) tarafından çeşitli sönümler için yer hareketinin değişik zeminlerde yapıya gelen maksimum yer ivme, hız ve ötelemesinin ne kadar büyütüldüğü verilmektedir:

Sönüm Oranı	İvme		Hız		Öteleme	
	1	2	1	2	1	2
% 5	2.99	2.62	1.71	1.83	2.92	2.29
% 10	2.30	1.98	1.3	1.58	2.30	1.85

Burada verilen büyütme değerlerinden (1) kaya üzerinde 10-60 metre kalınlığındaki alüvyon zeminler, (2) kaya üzerinde 10 metreden az kalınlıktaki alüvyon zeminler içindir. Bu durumda maksimum spektral ivme, hız ve ötelemeler sönüme göre aşağıdaki gibi olmaktadır:

Sönüm Oranı	Öteleme (cm)		Hız (cm/sn)		İvme (g)	
	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
% 5	19.36	15.18	15.57	16.65	0.209	0.183
% 10	15.25	12.27	11.83	14.38	0.161	0.139

Bu değerler 3-eksenli logaritmik grafikte gösterilmektedir (Şekil-7). Bu eğrilerde sönüm oranı ve periyodu bilinen yapıların yapacakları maksimum ivme, hız ve öteleme değerleri hesaplanabilir.

Şekil-7'deki proje spektrumundan % 10 sönümlü 0.2, 0.5 ve 1.0 saniye periyodları olan yapılar için her iki zemin cinsine göre hesaplanmış yatay kuvvet katsayıları ve bu periyodları olan yapılar için "Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik" e göre hesaplanmış C katsayıları aşağıdaki tabloda verilmektedir.

Periyod (sn)	Maksimum C Katsayıları			
	1 nci Tip Zemin		2 nci Tip Zemin	
	Spek.	Yönetmelik	Spek.	Yönetmelik
0.2	0.156	0.100	0.187	0.100
0.5	0.131	0.095	0.187	0.100
1.0	0.072	0.065	0.087	0.083

Yönetmeliğe göre hesapta K ve I katsayıları 1 alınmıştır. Bu arada 1 inci tip zemin için  $T_0$  0.25 saniye, 2 nci tip zemin için  $T_0$  0.60 saniye alınmıştır. Uzun periyodlu yapılar için Yönetmelik yöntemi ile hesaplanmış C katsayıları ile proje spektrumundan verilen C katsayıları arasında pek az fark varken 0.2 ve 0.5 saniye periyodlu yapılarda % 80'e varan farklılıklar olmaktadır.

Bu durum şu anda yürürlükte olan Türkiye Deprem Bölgeleri Haritasının başka bir yaklaşım ile hazırlanmış olmasından kaynaklanmaktadır. Bu çalışmada uygulanan bir yerin deprem maksimum yer ivmesini tesbit yöntemi olasılık hesaplarına dayanmakta ve belli dönüş periyodları için maksimum yer ivmeleri verilmektedir. Mevcut yönetmelik ve Harita'ya göre ise bir yerde son 70-80 yıllık süre içinde hissedilmiş yada hissedilmesi beklenen maksimum deprem şiddetine karşılık olan yer ivmesinin belli bir düktilite katsayısı ile azaltılması sonucu bulunmuş C katsayısı kullanılmaktadır.

Şu anda deprem mühendisliğinde deprem bölge haritalarının bir yerde belli bir süre içinde beklenen maksimum yer ivmesine göre hazırlanması yaygın kabul görmektedir. Bu bakımdan ilerde Türkiye için deprem bölgeleri haritalarının belli dönüş periyodları için maksimum yer ivmeleri konturları biçiminde hazırlanması gerekmektedir. Nitekim bu yönde hazırlanmış haritalar da bulunmaktadır (Erdik ve Diğerleri 1982).

#### Özet ve Sonuç

Bu çalışmada Kuzey Doğu Anadolu'nun tektonik yapısı ve deprem dağılımı durumu incelenmiş ve bu bölgenin en büyük yerleşim birimi olan Erzurum kenti için 65 yıllık dönüş süresinde olması beklenen maksimum yer ivmesi 0.07 g olarak bulunmuştur. Bu yer ivmesinin değişik iki zemin üzerinde oluşturacağı yer hareketi spektrumları da verilmiştir. Bu spektrumdan alınacak yatay yük katsayıları "Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik"te verilen yatay kuvvet katsayıları ile karşılaştırılmıştır.

#### KAYNAKLAR

- Allen (1975) "Geological Criteria for Evaluating Seismicity" Bull. Geol. Soc. Am. Vol 86 pp 1041-1057
- Alsan, Tezuçan, Bath (1975) "An Earthquake Catalogue for Turkey for the Interval 1913-1970" Kandilli Observatory Istanbul and Seismological Observatory Uppsala
- Alptekin (1973) "Focal Mechanisms of Earthquakes in Western Turkey and Their Tectonic Implications" Ph. D. Dissertation New Mexico Institute of Mining and Technology, 190 p

- Arpat (1977) "1976 Çaldıran Depremi" Yeryuvarı ve İnsan Şubat 1977 sayı 1
- Barka (1983) "Doğu Anadolu'da Marmara Çevresinde Gelecekte Olabilecek Bazı Büyük Depremlerin Olası Episanlır Alanları" Yeryuvarı ve İnsan Kasım 1983
- Campbell (1981) "Near Source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration" Bull. Seis. Soc. Am. 71, pp 2039-2070
- Cornell (1968) "Engineering Seismic Risk Analysis" Bull. Seis. Soc. Am. Vol. 58 No. 5
- Dewey ve Diğerleri (1979) "Plate Tectonics and the Evaluation of the Alpine System" Bull. Geo.Soc. Am. 84 p 3137-3180
- Dewey ve Şengör (1979) "Agean and Surrounding Regions: Complex Multiplane and Continuum Tectonics in a Convergent Zone" Bull. Seis. Soc. am. 90 pp 84-92
- Ergin ve Diğerleri (1967) "Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu" İTÜ Maden Fak. Arz Fiziği Enst. Yayınları No. 24 İstanbul
- International Seismological Center "Catalogue of Earthquakes"
- Ketin (1968) "Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu ile Başlıca Deprem Bölgeleri Arasındaki İlişkiler" MTA Dergisi Ekim 1968 Sayı 71
- Koçyiğit (1984) "Doğu Anadolu Bölgesinin Yeni Tektonik Çatısı ve Horasan-Narman 1983 Depremi" Kuzey Doğu Anadolu Ulusal Deprem Simpozyumu 16-19 Mayıs 1984
- McKenzie (1972) "Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt, The Agean and Surrounding Regions" Geophysics J. Royal Ast. Soc. 55, 217-254
- Nowroozi (1971) "Seismotectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush Regions" Bull. Seis. Soc. Am. Vol. 61 No. 2 pp 317-341
- Pınar ve Lahn (1952) "Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu" T.C. Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları Seri 6 No. 36
- Soysal ve Diğerleri (1981) "Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu" Tübitak Proje No. TBAG. 341, İstanbul
- Şaroğlu ve Güner (1979) "Tutak Diri Fayı Özellikleri ve Çaldıran Fayı ile İlişkisi" Yeryuvarı ve İnsan Şubat 1979
- Seymen (1972) "Bingöl Depremi Fayı ve Kuzey Anadolu Fayı ile İlişkisi" MTA Bülteni 79, pp 1-8
- Arpat ve Şaroğlu (1972) "Doğu Anadolu Fayı ile İlgili Bazı Gözlemler ve Düşünceler" MTA Bülteni No. 78 pp 44-50
- Erdik, Doyuran, Yüçemen, Gülkan ve Akkaş (1982) "A Probabilistic Assessment of the Seismic Hazard in Turkey" METU-EERC Report No. 83-1, Ankara, Turkey.
- Mohraz (1976) "A Study of Earthquake Response Spectra for Different Geological Conditions" BSSA Vol. 66, No. 3, June, Sayfa 915-935

Donovan (1978) "Soil and Geological Effects on Site Response"  
Proc. 2nd Inter. Conf. on Microzonation, San Fransisco,  
USA, Nov. 26-Dec. 1.

.... "Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik"  
Deprem Araştırma Enstitüsü, İmar ve İskan Bakanlığı,  
Ankara, 1975

## EK-1 TARİHSEL DEPREMLER

Sıra No.	Tarih	Koordinat	Siddet	Yeri
1	741	39.5 43.5	VII	Ağrı
2	869	40.0 44.0	IX	Erivan Çevresi 12000 ölü
3	972	40.3 44.1	VII	Erivan "
4	991	38.5 39.5	VI	Palu
5	995	40.6 43.1	VI	Kars çevresi
6	1003	40.5 43.3	VI	Kars-Digor çevresi
7	1007	40.4 43.3	VI	Kars-Digor çevresi
8	1011	39.80 39.50	VIII	Erzincan çevresi
9	1045	39.75 39.50	IX	Erzincan çevresi
10	1046	40.5 43.5	VII	Kars çevresi
11	1047	39.75 39.5	IX	Erzincan çevresi
12	1068	39.75 39.50	VII	Erzincan çevresi
13	1088	41.4 43.2	VIII	Ahılkelek Batısı
14	1104	40.6 43.1	VIII	Kars çevresi
15	1110	38.5 43.5	VIII	Van çevresi
16	1132	40.5 43.5	VIII	Kars çevresi
17	1154	40.6 43.1	VIII	Kars çevresi
18	1161	39.75 39.50	VII	Erzincan çevresi
19	1168	39.75 39.50	VIII	Erzincan çevresi
20	1236	39.75 39.50	VII	Erzincan çevresi
21	1245	39.74 42.5	VII	Van-Bitlis çevresi
22	14.10.1254	40.00 39.00	VIII	Refahiye çevresi
23	1268	39.75 40.40	IX	Erzurum çevresi
24	1281	39.75 39.50	VI	Erzincan çevresi
25	08.05.1287	39.75 39.50	VIII	Erzincan çevresi
26	1289	39.75 39.50	VII	Erzincan çevresi
27	1290	39.75 39.50	VI	Erzincan çevresi
28	1308	39.75 39.50	VII	Erzincan çevresi
29	1319	40.4 43.6	VIII	Kars-Arpaçay çevresi
30	1319	39.50 44.0	VIII	Ağrı çevresi
31	1345	39.75 39.50	VII	Erzincan çevresi
32	1356	39.75 39.50	VI	Erzincan çevresi
33	1363	38.7 41.5	IX	Van-Muş çevresi
34	1366	39.75 39.50	VI	Erzincan çevresi
35	08.12.1374	39.75 39.50	VI	Erzincan çevresi
36	1422	39.75 39.50	VIII	Erzincan çevresi
37	1433	39.75 39.50	VI	Erzincan çevresi
38	10.03.1456	39.75 39.50	VIII	Erzincan çevresi
39	1458	39.75 40.4	X	Erzurum çevresi
40	21.12.1482	39.75 39.50	IX	Erzurum'da etkin
41	1543	39.75 39.50	VII	Erzincan çevresi
42	05.11.1576	39.75 39.50	VII	Erzincan çevresi
43	1579	39.75 39.50	VIII	Erzincan çevresi
44	17.06.1584	39.75 39.50	IX	Erzurum'da etkin
45	02.04.1647	39.15 44.0	IX	Van ve Muş çevresi
46	1659	39.90 41.30	VI	Erzurum çevresi
47	28.06.1667	39.75 39.50	VIII	Erzincan çevresi
48	1681	40.2 44.5	VIII	Erivan



Sıra No.	Tarih	Koordinat		Şiddet	Yeri
49	07.03.1701	38.5	43.4	VIII	Van çevresi
50	15.03.1701	38.5	43.4	VII	Van çevresi
51	30.11.1701	38.5	43.4	VI	Van çevresi
52	1704	38.5	43.4	VII	Van çevresi
53	1707	40.6	43.1	VII	Kars çevresi
54	1766	39.95	41.70	VII	Pasinler
55	27.01.1781	39.90	41.30	VII	Erzurum çevresi
56	23.07.1784	39.75	39.50	VIII	Erzurum'da etkin
57	1787	39.75	39.50	VIII	Erzincan çevresi
58	1789	38.7	39.9	VIII	Elazığ-Palu
59	1790	39.90	41.30	VIII	Erzurum çevresi
60	1794	39.90	41.30	VI	Erzurum çevresi
61	21.02.1805	41.9	43.9	VI	Gürcistan
62	02.07.1840	40.1	43.6	VIII	Kağızman-Kars
63	06.07.1840	39.70	44.40	VII	Ağrı çevresi
64	26.07.1840	39.7	44.4	VII	Ağrı çevresi
65	14.08.1840	40.0	44.0	VI	Iğdır-Kars
66	22.09.1841	39.5	44.1	VII	Doğubeyazıt
67	01.01.1844	39.90	41.3	VII	Erzurum çevresi
68	1850	39.90	41.3	VII	Erzurum çevresi
69	24.07.1852	39.90	41.30	IX	Erzurum çevresi
70	29.07.1852	39.90	41.3	VI	Erzurum çevresi
71	21.01.1859	39.90	41.30	VIII	Erzurum çevresi
72	02.06.1859	39.90	41.30	IX	Erzurum çevresi
73	03.12.1860	39.90	41.30	VII	Erzurum çevresi
74	20.06.1866	39.90	41.30	VIII	Erzurum çevresi
75	04.02.1868	41.2	43.8	VIII	Kars-Erzurum çevresi
76	02.04.1868	40.0	41.7	VIII	Pasinler
77	23.04.1868	40.0	41.7	IX	Erzurum'da etkin
78	26.12.1869	40.7	44.3	VIII	Kars-Eriyan
79	05.03.1871	38.5	43.4	VII	Van çevresi
80	02.12.1871	39.90	43.1	VIII	Ağrı çevresi
81	1872	?	?	VIII	Kars çevresi
82	03.05.1874	38.65	39.2	VIII	Harput
83	27.03.1875	39.3	41.0	VIII	Karlıova-Bingöl
84	01.11.1875	39.90	41.30	X	Erzurum çevresi
85	07.1877	39.90	41.3	VI	Erzurum çevresi
86	30.05.1881	38.5	43.3	IX	Van, Bitlis, Muş
87	03.11.1883	40.6	43.1	VIII	Kars-Eriyan çevresi
88	03.1886	39.90	41.30	VI	Erzurum çevresi
89	23.09.1888	41.1	42.8	VIII	Ardahan-Kars
90	24.10.1888	39.75	39.5	VII	Erzincan çevresi
91	1889	38.7	39.9	VI	Palu çevresi

Sıra No.	Tarih	Koordinatlar		Derinlik (km)	Magnitüd ( $M_s$ )
		Enlem	Boylam		
1	28.04.1903	39.00	43.00		5.0
2	28.04.1903	39.10	42.50		6.5
3	04.12.1905	39.00	39.00		6.8
4	04.12.1905	39.00	39.00		5.0
5	04.12.1905	39.00	39.00		5.8
6	04.12.1905	39.00	39.00		5.6
7	28.09.1906	40.50	42.70		6.2
8	31.03.1907	39.10	42.50		5.2
9	06.04.1907	39.30	40.40		4.9
10	03.06.1907	38.70	41.50		5.0
11	05.03.1909	39.00	40.00		5.3
12	20.04.1913	41.31	44.32	10	6.1
13	03.05.1924	41.24	42.39	10	5.0
14	06.09.1924	39.67	42.81	10	4.9
15	13.09.1924	39.96	41.94	10	6.8
16	13.09.1924	40.24	41.94	10	5.1
17	13.09.1924	40.00	42.00		4.6
18	16.09.1924	40.00	42.00		4.6
19	22.09.1924	40.00	42.00		4.9
20	23.09.1924	40.00	42.00		4.7
21	27.09.1924	39.92	41.47	10	5.0
22	09.01.1925	41.33	43.41	60	6.0
23	12.02.1925	40.00	42.00		5.1
24	12.03.1925	40.00	42.00		5.0
25	30.06.1925	41.50	40.50		4.6
26	26.07.1925	40.71	41.49	10	4.6
27	25.06.1926	40.50	41.00		4.6
28	22.10.1926	41.28	43.62	10	5.4
29	22.10.1926	40.94	43.88	10	6.0
30	23.10.1926	41.00	44.00		4.6
31	25.10.1926	41.50	40.50		4.6
32	09.05.1928	40.00	42.00		4.6
33	08.02.1930	38.52	39.40	100	5.1
34	09.04.1930	39.55	39.26	10	4.6
35	20.04.1930	39.37	39.35	60	4.6
36	04.08.1930	41.50	44.12	10	4.6
37	10.12.1930	39.72	39.24	30	5.6
38	31.07.1931	41.02	39.55	10	4.9
39	15.03.1932	40.06	44.36	160	5.1
40	12.04.1932	41.58	42.45	10	4.6
41	27.06.1932	41.50	43.50		4.6
42	06.11.1933	38.86	43.85	10	4.6
43	02.11.1934	40.48	42.74	10	4.6
44	12.11.1934	38.54	41.00	50	5.7
45	26.01.1935	41.32	43.60		4.6
46	02.04.1935	41.20	43.60		4.6
47	01.05.1935	40.09	43.22	60	6.0
48	02.05.1935	39.80	43.50		4.6
49	02.05.1935	39.80	43.50		4.6
50	13.07.1935	41.20	43.60		4.6

Sıra No.	Tarih	Koordinatlar		Derinlik (km)	Magnitüd ( $M_s$ )
		Enlem	Boylam		
51	18.08.1935	39.60	43.10		5.0
52	13.10.1935	39.25	40.52	40	5.0
53	14.10.1935	39.20	40.60		4.6
54	23.03.1936	39.00	42.00		4.6
55	14.09.1937	41.24	44.34	10	4.9
56	07.12.1937	39.94	40.43	60	4.7
57	06.01.1983	41.65	44.34	70	4.7
58	14.11.1938	40.21	43.53	10	4.8
59	14.11.1938	40.50	43.90	10	4.7
60	21.11.1939	39.82	39.71	80	5.9
61	26.12.1939	39.80	39.51	20	7.9
62	28.12.1939	39.71	39.89	80	4.7
63	29.12.1939	39.89	39.27	10	4.9
64	29.12.1939	39.70	39.55	10	4.6
65	29.12.1939	39.70	39.70		4.6
66	17.04.1940	40.48	43.32	10	4.6
67	22.04.1940	39.62	39.89	20	4.9
68	23.05.1940	41.75	44.17	10	4.6
69	29.05.1940	39.41	40.00	60	4.8
70	10.07.1940	41.16	43.56	10	5.3
71	23.09.1940	38.96	39.32	80	4.9
72	18.10.1940	38.57	44.30	20	5.5
73	28.10.1940	39.04	44.17	50	4.6
74	10.09.1941	39.45	43.32	20	5.9
75	12.11.1941	39.74	39.43	70	5.9
76	07.02.1942	39.68	39.05	10	4.6
77	20.11.1945	38.63	43.33	10	5.5
78	31.05.1946	39.26	41.21	60	5.7
79	03.10.1946	39.50	44.12	50	4.9
80	27.07.1947	39.96	40.79	40	4.9
81	07.12.1947	39.98	42.62	60	4.6
82	19.05.1948	39.43	41.31	20	4.6
83	23.05.1948	41.31	44.20	20	4.6
84	20.06.1948	39.14	41.43	30	4.6
85	18.08.1948	38.51	39.25	10	4.8
86	12.10.1948	38.50	41.50		4.6
87	12.11.1948	40.82	44.01	20	4.6
88	17.08.1949	39.57	40.62	40	7.0
89	17.08.1949	40.10	40.57	100	5.3
90	17.08.1949	39.58	40.57	60	5.2
91	23.08.1949	39.42	40.98	10	4.6
92	29.08.1949	39.50	40.60		4.6
93	30.08.1950	39.38	41.34	60	4.9
94	18.03.1951	40.04	42.05	30	4.7
95	03.01.1952	39.95	41.67	40	5.8
96	31.01.1952	40.00	41.70		4.0
97	04.04.1952	41.20	43.89	10	4.6
98	07.05.1952	41.60	41.50		4.0
99	06.06.1952	41.10	43.85	10	4.0
100	13.06.1952	41.38	44.06	10	4.7
101	16.06.1952	41.40	44.10		4.0

Sıra No.	Tarih	Koordinatlar		Derinlik (km)	Magnitüd (M <sub>s</sub> )
		Enlem	Boylam		
102	22.06.1952	41.40	44.10		4.0
103	04.08.1952	41.40	44.10		4.0
104	27.08.1952	41.40	44.10		4.0
105	03.09.1952	39.00	43.00		4.5
106	29.09.1952	41.24	43.97	10	4.7
107	30.08.1952	38.91	44.09	10	5.0
108	03.10.1952	41.30	43.60		4.0
109	03.10.1952	41.30	43.60		4.9
110	14.02.1953	38.50	43.60		4.0
111	23.03.1953	39.37	41.28	50	5.0
112	14.10.1953	38.70	41.90		4.0
113	20.10.1953	41.93	40.79	10	4.8
114	24.11.1953	38.70	39.80		4.0
115	15.12.1953	39.61	41.08	40	4.6
116	15.12.1953	39.00	41.50		4.6
117	27.05.1954	38.80	41.50		4.7
118	28.05.1954	39.03	40.97	10	4.8
119	11.06.1954	41.69	44.33	10	4.9
120	24.10.1954	40.00	40.00		4.6
121	24.10.1954	41.30	43.90		4.0
122	07.11.1954	40.25	40.03	20	4.5
123	09.01.1955	38.50	43.90		4.5
124	22.02.1957	40.25	39.75	10	5.1
125	18.04.1957	38.74	39.67	10	4.8
126	07.07.1957	39.37	40.46	60	5.1
127	14.01.1958	39.48	40.41	60	5.1
128	13.03.1958	40.00	41.00		4.1
129	16.05.1958	41.22	43.92	10	4.7
130	30.05.1958	41.32	43.96	30	4.5
131	31.05.1958	41.48	44.07	10	5.0
132	31.05.1958	41.39	44.29	30	4.6
133	29.01.1959	39.00	43.52		4.2
134	19.04.1959	39.63	42.30	50	4.6
135	20.05.1959	41.89	41.90	30	5.3
136	30.07.1959	41.00	41.00		4.0
137	10.09.1959	39.64	41.73	70	5.3
138	20.02.1960	38.56	41.58	70	4.4
139	26.02.1960	38.51	41.62	50	4.0
140	29.02.1960	38.64	41.53	10	4.1
141	20.03.1960	39.00	44.00		4.0
142	09.06.1960	39.99	39.67	10	4.2
143	09.08.1960	38.99	40.94	10	4.1
144	22.08.1960	39.28	42.01	60	4.7
145	30.08.1960	39.26	41.63	50	4.2
146	03.09.1960	39.29	41.52	70	4.8
147	19.10.1960	40.00	40.50		4.0
148	02.12.1960	39.28	40.85	60	4.0
149	09.07.1961	39.50	42.50		4.2
150	01.11.1961	39.69	40.82	20	4.5
151	03.12.1961	41.11	44.18	20	5.1
152	10.02.1962	38.85	41.52	40	4.0

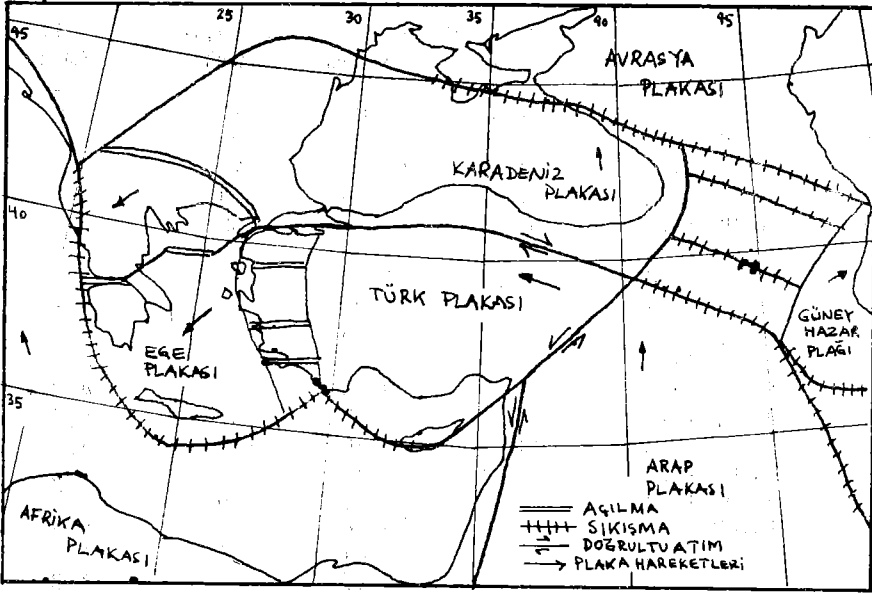
Sıra No.	Tarih	Koordinatları		Derinlik (km)	Magnitüd ( $M_s$ )
		Enlem	Boylam		
153	30.04.1962	39.30	40.40		4.0
154	10.08.1962	38.74	44.19	40	4.7
155	19.08.1962	38.50	43.00		4.2
156	04.09.1962	39.96	44.13	40	5.3
157	05.09.1962	41.08	43.56	10	4.0
158	05.09.1962	40.00	44.00		4.0
159	06.09.1962	39.90	44.00		4.0
160	07.09.1962	40.00	44.00		4.0
161	08.09.1962	40.56	44.02	70	4.0
162	16.01.1963	41.11	42.00	40	4.0
163	13.03.1963	39.36	40.15	10	4.2
164	09.10.1963	40.00	43.21	50	4.4
165	24.02.1964	39.85	40.34	57	4.4
166	14.03.1964	38.50	39.82	44	4.2
167	05.06.1964	39.13	43.19	42	4.6
168	09.06.1964	38.66	40.18	65	4.0
169	13.07.1964	41.60	44.50	33	4.0
170	21.08.1964	40.25	41.02	13	4.5
171	04.09.1964	39.40	40.28	54	4.8
172	16.11.1964	39.52	40.32	16	4.9
173	29.11.1964	39.00	43.50		4.0
174	21.05.1965	40.20	42.40		4.0
175	31.08.1965	39.30	41.20	33	4.5
176	31.08.1965	39.36	40.79	33	5.6
177	07.12.1965	40.70	39.10		4.0
178	07.03.1966	39.20	41.60	26	5.6
179	10.03.1966	39.94	41.50	45	4.2
180	12.07.1966	39.25	41.62	40	4.0
181	19.08.1966	39.17	41.56	26	6.9
182	19.08.1966	39.41	41.30	62	5.3
183	19.08.1966	38.99	41.77	32	5.1
184	19.08.1966	39.21	41.40	14	4.7
185	19.08.1966	39.33	41.25	39	4.6
186	19.08.1966	39.13	41.48	50	4.7
187	19.08.1966	38.80	41.40	33	4.7
188	20.08.1966	39.30	41.60	27	4.2
189	20.08.1966	38.82	41.49	47	5.0
190	20.08.1966	39.42	40.98	14	6.2
191	20.08.1966	39.16	40.70	33	6.1
192	20.08.1966	39.31	40.51	34	4.6
193	21.08.1966	39.28	41.85	54	4.8
194	21.08.1966	39.08	41.50	69	4.0
195	21.08.1966	39.80	42.00	125	4.0
196	21.08.1966	41.70	43.72	4	4.0
197	22.08.1966	39.32	41.40	40	4.7
198	31.08.1966	38.90	41.50	131	4.0
199	10.09.1966	39.47	40.91	64	4.0
200	13.09.1966	39.17	40.85	46	4.6
201	17.09.1966	39.30	41.80	46	4.0
202	06.10.1966	39.10	41.75	46	4.6
203	26.12.1966	38.85	40.90	28	4.4

Sıra No.	Tarih	Koordinatlar		Derinlik (km)	Magnitüd (M <sub>s</sub> )
		Enlem	Boylam		
204	30.01.1967	41.09	44.31	11	5.4
205	30.01.1967	39.41	41.49	76	5.0
206	11.02.1967	39.00	41.00		4.0
207	17.05.1967	38.69	44.29	54	4.7
208	29.06.1967	41.60	43.93	20	4.6
209	26.07.1967	39.54	40.38	30	4.6
210	03.12.1967	39.00	42.00		4.2
211	29.04.1968	39.24	44.23	17	5.7
212	25.05.1968	40.86	42.16	9	4.4
213	26.05.1968	40.96	42.21	38	4.0
214	11.06.1968	39.70	42.00		4.3
215	19.06.1968	41.50	43.90	33	4.0
216	12.07.1968	39.10	41.50	39	4.6
217	13.08.1968	39.43	41.46	62	4.0
218	18.09.1968	39.81	40.21	25	4.5
219	24.09.1968	39.19	40.29	8	5.1
220	25.09.1968	39.24	40.29	41	4.6
221	21.10.1968	41.71	44.49	33	4.2
222	05.06.1969	41.00	41.50	61	4.1
223	23.07.1969	38.90	41.00	169	4.2
224	10.09.1969	39.25	41.38	52	5.2
225	27.09.1969	40.10	41.00		4.4
226	10.09.1969	39.32	40.56	17	4.7
227	15.12.1969	41.60	43.80	33	4.2
228	25.12.1969	39.18	42.55	66	4.6
229	03.01.1970	41.81	43.35	41	4.8
230	17.02.1970	38.86	43.36	47	4.6
231	17.02.1970	38.66	43.41	41	4.1
232	14.03.1970	39.10	44.50		4.2
233	21.04.1970	39.22	41.40	28	4.5
234	15.05.1970	41.10	43.00		4.2
235	21.05.1970	41.84	43.43	43	4.0
236	22.09.1970	41.20	44.13	2	4.0
237	06.11.1970	40.60	42.10	44	4.2
238	28.12.1970	41.51	44.20	18	4.7
239	22.05.1971	38.50	40.52	3	6.6
240	22.05.1971	38.96	40.34	80	4.1
241	22.05.1971	38.92	40.65	26	4.8
242	22.05.1971	39.08	40.63	41	4.8
243	22.05.1971	39.23	40.61	50	4.3
244	24.05.1971	38.93	40.60	33	4.7
245	24.05.1971	38.80	39.50	33	4.1
246	24.05.1971	38.80	39.90	62	4.1
247	24.05.1971	39.40	40.60	62	4.2
248	29.05.1971	39.30	40.00	33	4.3
249	17.07.1971	38.72	40.28	25	4.4
250	07.12.1971	39.11	40.11	71	4.2
251	22.03.1972	40.42	42.22	2	4.6
252	24.07.1972	39.54	40.60	40	4.1
253	19.03.1973	40.00	40.30	33	4.3
254	23.06.1974	38.75	39.17	75	4.5

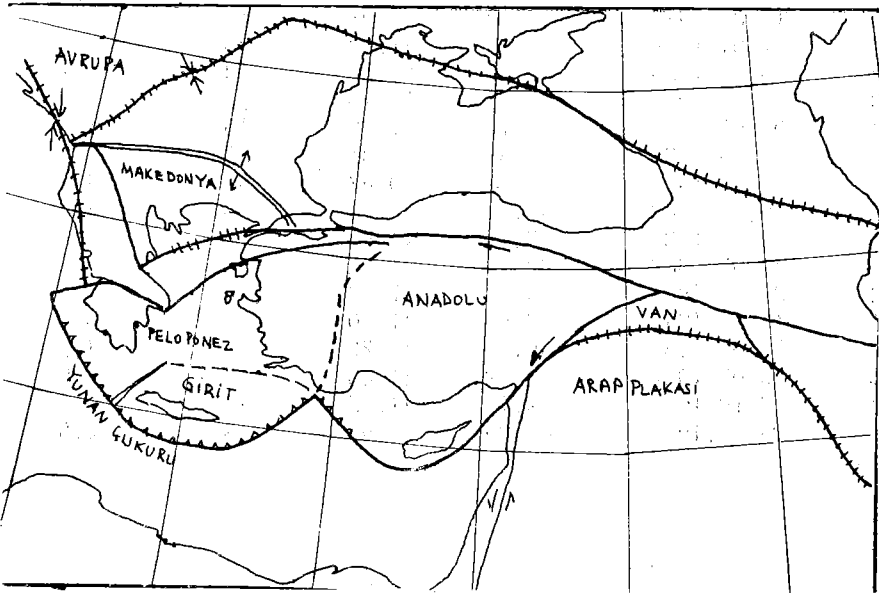
Sıra No.	Tarih	Koordinatlar		Derinlik (km)	Magnitüd ( $M_s$ )
		Enlem	Boylam		
255	29.07.1974	39.06	40.65	17	4.1
256	12.01.1975	40.68	42.00	47	4.9
257	21.03.1975	40.79	43.90	62	4.3
258	06.09.1975	38.51	40.72	32	6.4
259	06.09.1975	38.60	40.80	166	4.3
260	06.09.1975	38.55	40.58	47	5.1
261	06.09.1975	38.50	40.50	48	4.1
262	16.09.1975	38.51	40.64	35	4.2
263	17.09.1975	38.64	40.83	29	4.1
264	17.09.1975	38.76	40.78	51	4.3
265	19.09.1975	38.71	40.82	51	4.3
266	20.09.1975	38.74	40.76	70	4.1
267	07.10.1975	38.71	40.50	40	4.3
268	12.10.1975	38.70	40.81	42	4.1
269	08.11.1975	38.50	40.40	51	4.2
270	14.11.1975	38.65	40.75	45	4.8
271	29.11.1975	40.55	43.22	53	4.8
272	30.12.1975	38.62	40.50	28	4.5
273	12.01.1976	38.61	43.20	56	5.1
274	13.01.1976	38.60	40.70	68	4.2
275	25.03.1976	41.01	42.97	25	4.9
276	02.04.1976	39.85	43.69	14	4.6
277	20.04.1976	40.86	42.10	37	4.5
278	29.04.1976	40.96	42.87	30	5.1
279	29.04.1976	41.04	42.00	4	4.9
280	30.05.1976	41.13	42.90	10	4.1
281	02.07.1976	38.76	40.10	59	4.2
282	09.07.1976	38.29	40.41	10	4.3
283	22.08.1976	38.58	40.55	44	4.1
284	05.09.1976	38.51	40.94	17	5.3
285	02.10.1976	39.47	39.75	53	4.8
286	08.10.1976	38.52	40.89	27	4.9
287	24.11.1976	39.05	44.04	10	6.3
288	24.11.1976	39.10	44.20	63	5.8
289	24.11.1976	39.08	44.13	55	5.1
290	26.11.1976	39.11	44.27	33	4.3
291	28.11.1976	39.20	44.50	49	4.1
292	28.11.1976	39.08	44.06	33	4.3
293	30.11.1976	39.35	44.37	54	4.6
294	01.12.1976	39.90	44.20	45	4.3
295	05.12.1976	39.20	44.30	65	4.1
296	06.12.1976	39.13	44.48	58	4.3
297	06.12.1976	39.04	44.41	51	4.2
298	12.12.1976	39.00	44.26	41	4.9
299	25.12.1976	38.97	44.30	47	4.8
300	28.12.1976	39.46	43.63	51	4.2
301	01.01.1977	39.35	43.48	24	4.8
302	02.01.1977	39.29	43.62	46	5.1
303	17.01.1977	39.27	43.70	39	5.2
304	04.02.1977	39.00	44.10	33	4.8
305	18.02.1977	40.48	41.68	10	4.6

Sıra No.	Tarih	Koordinatlar		Derinlik (km)	Magnitüd (M <sub>s</sub> )
		Enlem	Boylam		
306	21.02.1977	39.00	40.08	33	4.8
307	25.03.1977	38.58	43.03	29	5.2
308	26.03.1977	39.34	43.50	25	4.9
309	14.05.1977	38.74	40.05	4	4.5
310	26.05.1977	38.83	44.38	38	5.4
311	26.05.1977	38.89	44.35	40	5.1
312	30.05.1977	38.94	44.40	57	4.3
313	18.06.1977	41.97	43.98	25	4.8
314	08.07.1977	38.62	41.05	53	4.2
315	11.07.1977	39.60	44.00	10	4.3
316	17.07.1977	38.53	39.80	33	4.2
317	07.01.1978	40.10	43.32	67	4.7
318	17.01.1978	39.40	41.40	139	4.7
319	28.01.1978	39.51	43.70	56	4.3
320	07.02.1978	39.00	43.60	55	4.2
321	15.02.1978	39.67	39.88	48	4.8
322	15.02.1978	39.76	40.01	54	4.7
323	15.02.1978	39.69	39.67	42	4.3
324	01.03.1978	40.97	42.90	38	4.2
325	13.08.1978	39.30	41.10	128	4.2
326	15.08.1978	41.25	43.99	8	4.8
327	22.08.1978	41.94	43.97	4	4.9
328	19.01.1979	39.91	39.60	11	5.1
329	20.01.1979	39.97	39.64	42	4.3
330	11.04.1979	39.12	43.91	44	5.1
331	11.04.1979	39.33	41.52	89	4.5
332	25.04.1980	40.65	42.57	3	4.2
333	30.04.1980	39.58	40.15	33	4.7
334	01.06.1980	40.16	41.98	10	4.5
335	18.10.1980	39.91	40.31	37	5.2
336	13.04.1981	39.94	40.67	52	4.3
337	19.03.1982	39.27	41.88	33	4.2
338	23.03.1982	39.22	41.82	10	4.5
339	23.03.1982	39.23	41.90	38	5.8
340	28.03.1982	39.14	41.88		4.2
341	15.05.1982	39.50	41.80		4.3
342	19.05.1982	40.07	42.26	62	4.8
343	25.05.1982	41.42	44.00	5	4.8
344	13.10.1982	39.19	41.92	40	4.8
345	09.11.1982	41.05	42.95	3	4.5

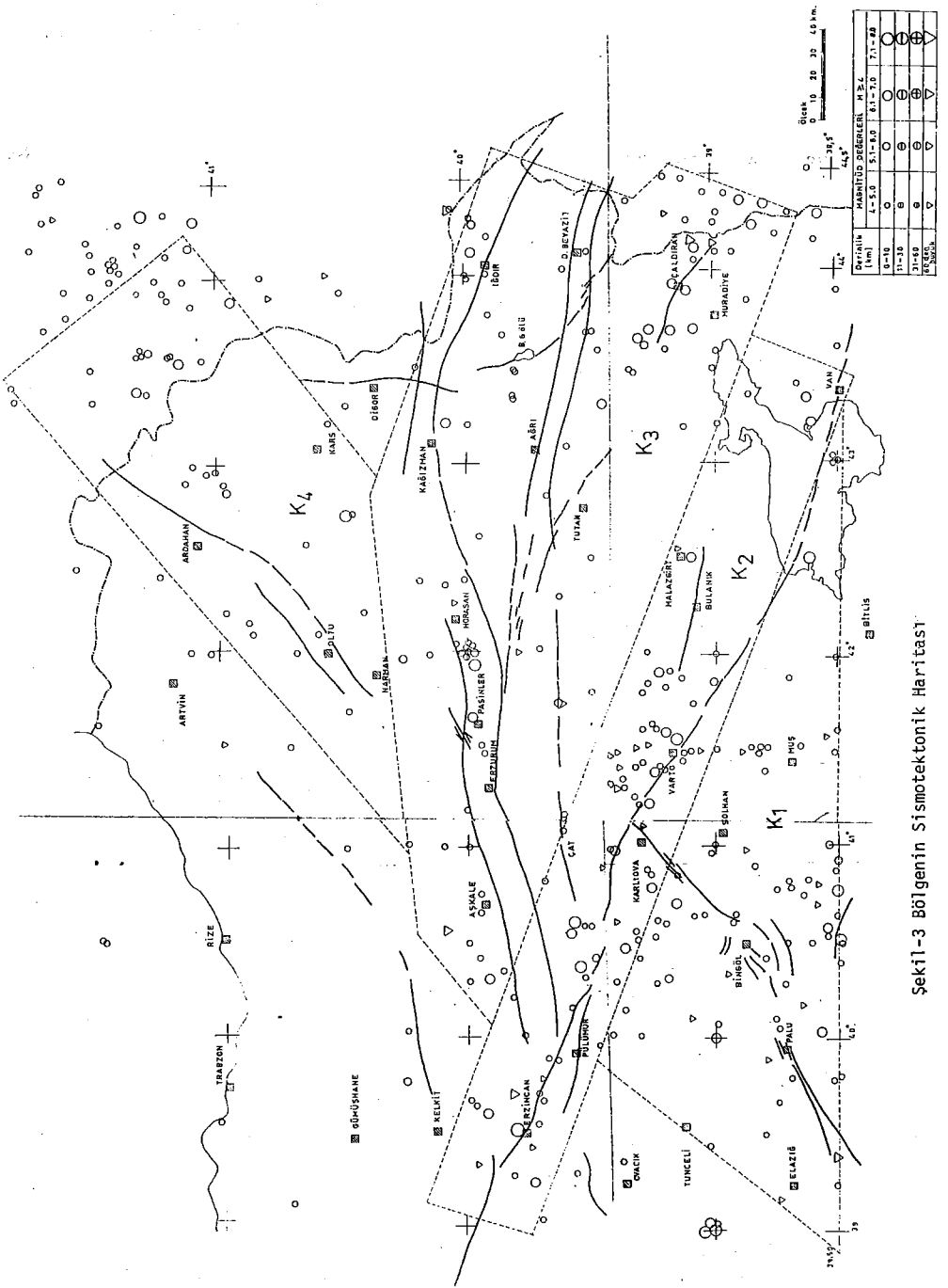




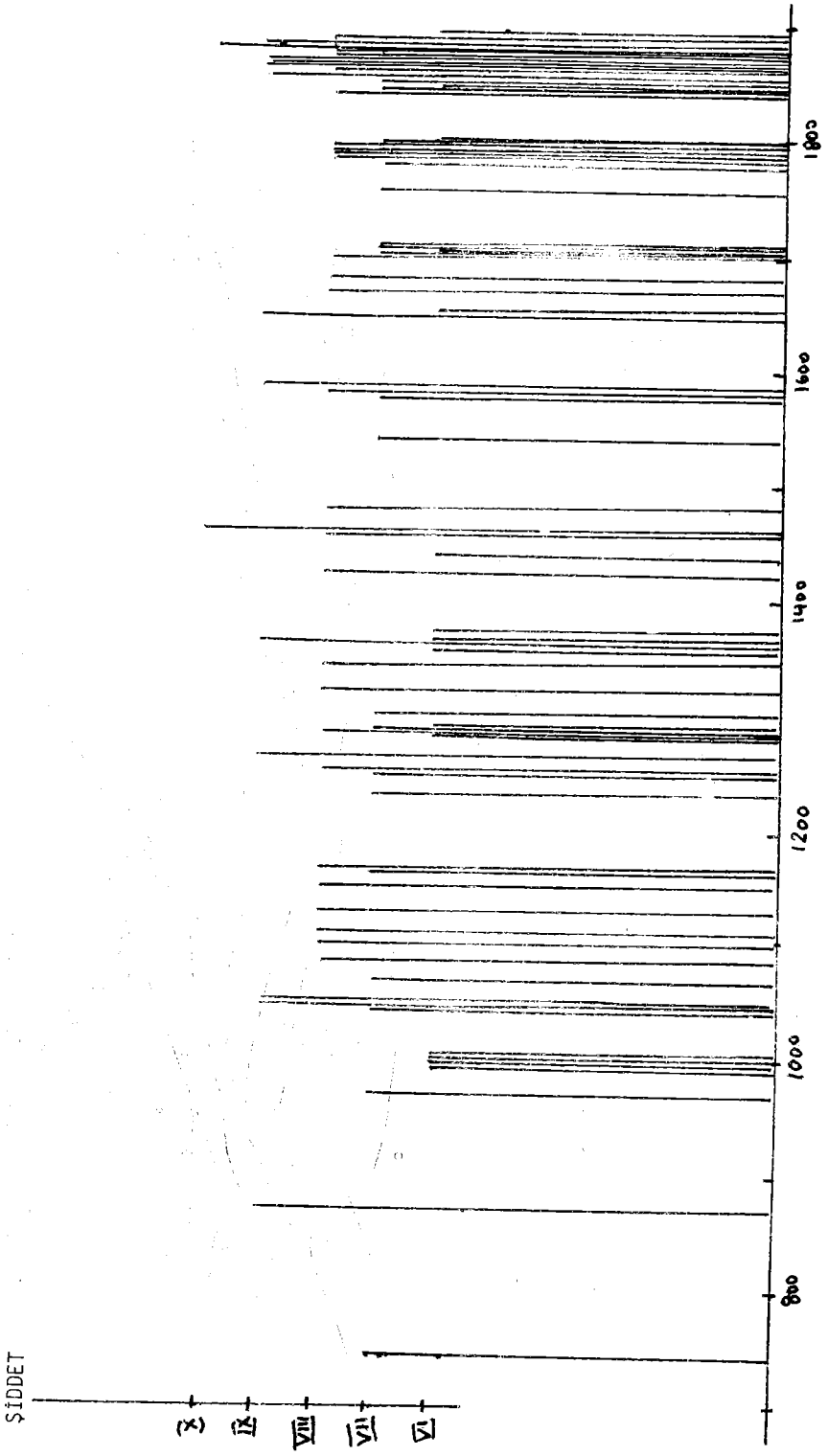
Şekil-1 McKenzie (1972)'ye Göre Plaka Modeli



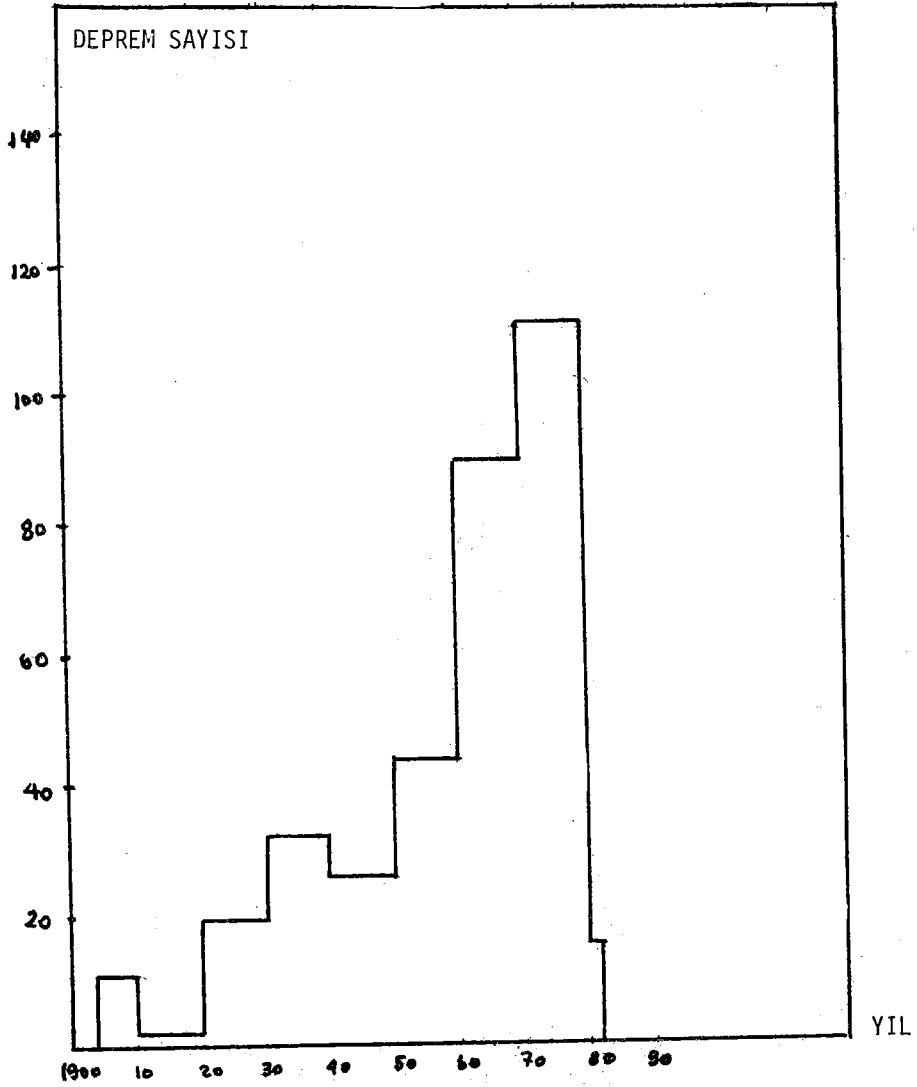
Şekil-2 Dewey ve Şengör (1979)'e Göre Plaka Modeli



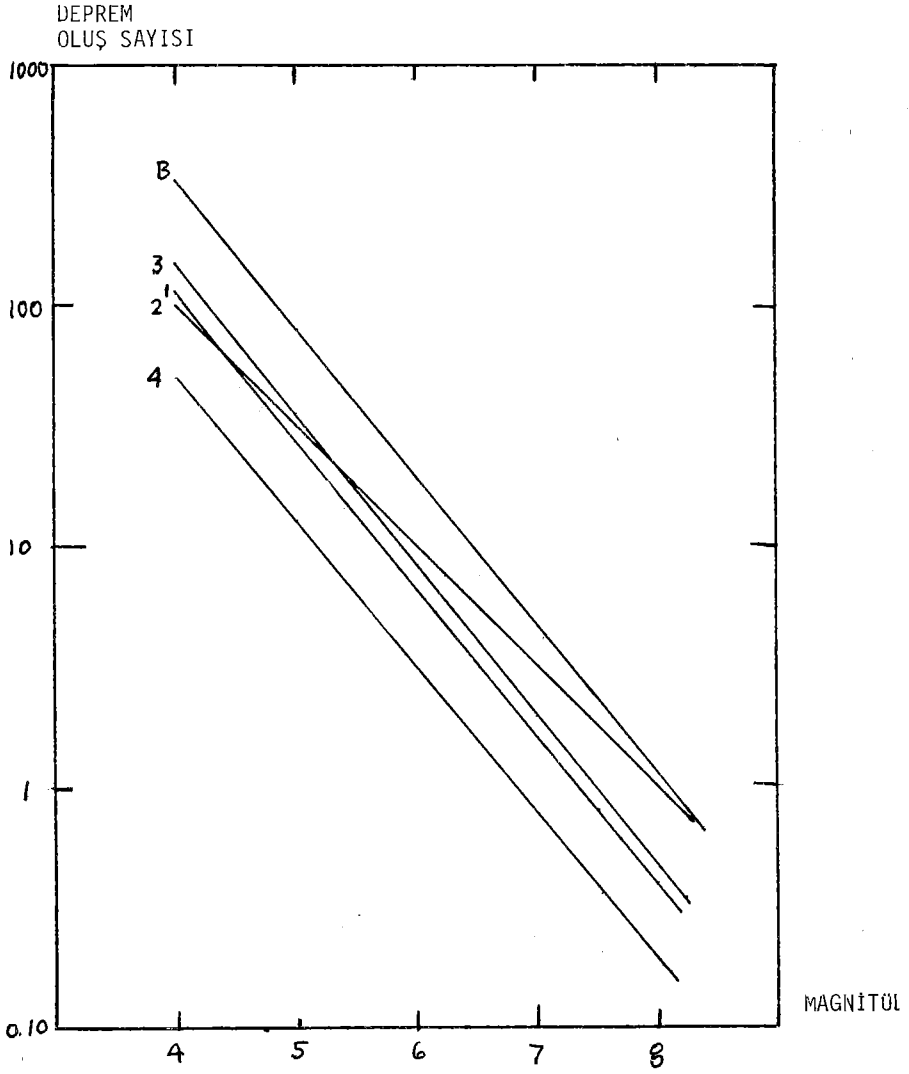
Sekil-3 Bölgenin Sismotektonik Haritası



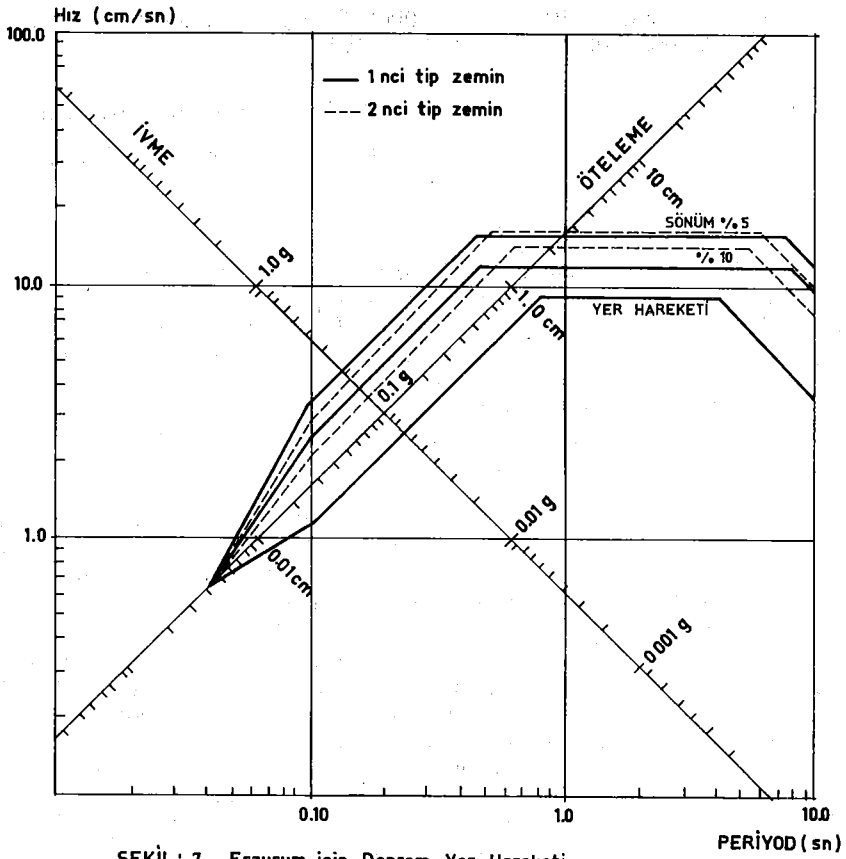
Şekil-4 Tarihsel Depremlerin Zaman İçinde Dağılımı



Şekil-5 Aleltsel Dönemde Zaman İçinde Deprem Dağılımı

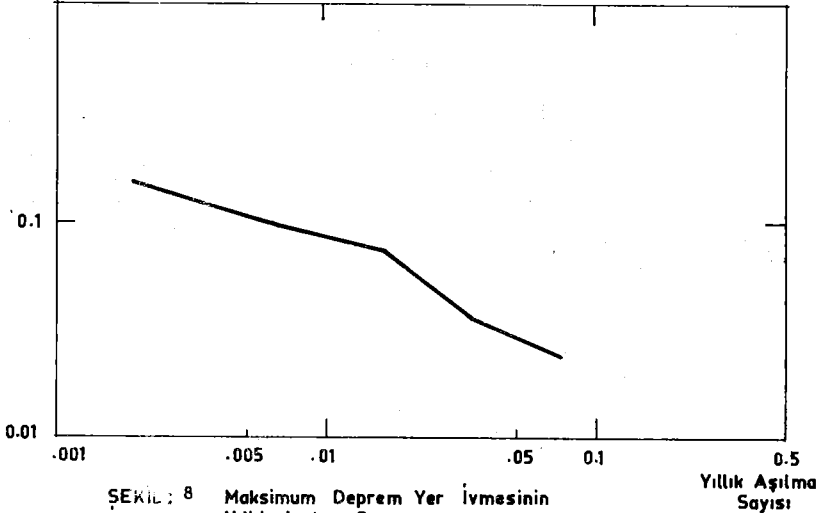


Şekil-6 Kaynak Zonları (1-4) ve Bütün Bölge (B) için  
Magnitüd-Deprem Oluş Sayısı İlişkisi



ŞEKİL 7 Erzurum için Deprem Yer Hareketi Spektrumu

Maksimum Yer İvmesi (g)



ŞEKİL 8 Maksimum Deprem Yer İvmesinin Yıllık Aşılma Sayısı

GENÇ GÖL ÇÖKELLERİNDEKİ DEFORME OLMUŞ YAPILARDAN DEPREM  
TEKRARLANMA SÖRELERİNİN BELİRLENMESİ (x)

Yazan : JOHN,D. SIMS (xx)

Çeviri : Ergün YİĞİT (xxx)

ÖZET :

1971 deki San Fernando, California depreminden sonra Van Narman rezervuarı siltli çökellerinde yapılan araştırma, rezervuar tabanında, yaklaşık 2 km<sup>2</sup> lik bir alanda, çökellerin 1m lik kalınlığı içerisindeki deforme olmuş yapıların üç zon halinde bulunduğunu açığa çıkardı. Bu zonlar, 1930, 1952 ve 1971 de San Fernando bölgesini etkileyen orta şiddetteki depremlerle korele edildi. Van Narman rezervuarındaki benzer deneysel deformasyon yapıları ile bağlantılı bu çalışmanın başarısı, sismik bakımdan aktif diğer bölgelerdeki Pleistosen ve Holosen göllerinde bulunan benzer yapıların araştırılmasına zemin hazırladı. Bu yüzden çalışmalar, Güney-Doğu California'daki Imperial vadisinde, Kuzey California'daki Clear gölünde ve Washington'un Puget Sound bölgesinde bulunan siltli ve kumlu göl çökellerinde başlatıldı. Imperial vadisindeki çalışma mükemmel sonuçlar verdi. Brawley yakınlarındaki Üst Holosen yaşlı çökellerin 10 m. lik üst seviyesinde ve beş zon halinde bulunan yapılar, doğal mostralardan yararlanarak yaklaşık 100 km<sup>2</sup> lik bir alanda korele edildi. Bu yapılar, Van-Narman rezervuarında bulunanlara benzemektedirler ve bunların üst Holosen boyunca Güney Imperial vadisi çevresini etkileyen en az beş orta veya büyük deprem hakkında bilgi sağlayacakları düşünülmektedir. Clear Gölü çalışması, düşük sıvılaşma potansiyeline sahip, organik materyalce zengin killerden alınan karot örnekleri üzerinde yapıldığından pek net olmayan sonuçlar verdi. Üst Pleistosenin tabakalı glasiyel-gölsele çökellerindeki çalışma Washington'un Puget Sound bölgesinde başlatıldı ve 13 yerde araştırma yapıldı. Bunlardan birinde, 1804 tabaka ve sun'i sismik sarsıntılar tarafından deney amacı ile oluşturulmuş yapıların benzeri olması nedeni ile depremler tarafından oluşturulduğu kabul edilen 14 deformasyon zonunu içeren 18,75 m.lik bir kesit elde edildi. Sismik olaylar ile deforme olmuş yapıların korelasyonu şu esaslar üzerine kurulmuştur. (1) Halihazırdaki aktif sismik zonlara yakınlık, (2) Muhtemelen sıvılaşabilir çökellerin varlığı, (3) Deneysel olarak oluşturulmuş yapılara benzerlik, (4) Sıvılaşmaya işaret eden deforme olmuş, zonlarda, küçük ölçekli iç yapılar, (5) Yapıların tek stratig-

(x) N.PAVONI ve R.GREEN (Ed.), Recent Crustal Movements, Tectonophysics 29 (1-4): 141-152, Elsevier Scientific Publishing Company, 1975, Amsterdam

(xx) U.S.Geological Survey, Menlo Park, Calif. (U.S.A) (Gözden geçirilmiş yeni düzenleme 7 Mayıs, 1975 de yazar tarafından tasdik edildi).

(xxx) Afet İşleri Genel Müdürlüğü, ANKARA

rafik aralıkta sınırlandırılması, (6) Yapı zonlarının geniş alanlarda korele edilebilir olmaları ve (7) Yamaç çökmeleri veya diğer sedimantolojik, biyolojik veyahutta deformasyon biçimlerinin etkilerinin dikkat çekici biçimde bulunmamaları.

## GİRİŞ :

Kuzey Amerika'daki deprem zararları ile ilgili tarihi kayıtların çok yetersiz olması nedeni ile deprem zararlarının tekrarlanma aralıkları ile ilgili tamamlayıcı bir jeolojik yöntem ihtiyacı vardır. Holosen ve Üst Pleistosen çökelleri, en azından çökme bölgesindeki büyük depremlerin sismik sarsıntı etkilerinin kaydını ihtiva etmesi en muhtemel olanlardır. Böyle bir tutanak, bir bölgenin deprem tarihinin yeniden oluşturulması için bilgi verebilir ve böylece sismik olayların sıklığının bilinmesi için faydalı olabilir. Bunun için, bu olayları kontrol eden sismik ve sedimantolojik parametreler belirlenmeli ve çökel kayıtları ile bunlara etki eden sismik olayların kayıtlarının okunması öğrenilmelidir.

Genç çökellerde, orta şiddette bir depremin etkilerinin büyüklüğünü ve tiplerini belirleme fırsatı, 1971 yılı 9 Şubatındaki San Fernando depremi ile ortaya çıktı. San Fernando deprem merkezinin yaklaşık 12 km uzağında bir insan yapısı rezervuar olan Van-Narman gölü bulunmaktadır (Şekil-1). Baraj birkaç defa depremlerle zarar görmüş ve sonradan suyu akıtılarak kurutulmuştu. Depremden sonra kurumuş göldeki siltli çökeller araştırıldı. (Sims, 1973) Çökellerin yaşı 1915 den 1971 e kadar 56 yılı bulmaktadır. Bu süre boyunca, MM VI veya daha şiddetli depremler: 1930, 1933, 1952 ve 1971 San Fernando vadisini etkiledi. Baraj 1930 olayı sırasında hafif bir şekilde hasara da uğradı.

Göl çökelleri içerisinde üç stratigrafik düzlemde deforme olmuş yapılar bulundu. (Sims, 1973) Çökellerin 4-5 cm lik en üst seviyesinde, küçük ölçekli kıvrımlar, yük kalıpları, kabarma yapıları, bükülmüş laminasyon ve pseudonodüller bulunmaktaydı. (Sims, 1973, Şekil-2). Herbiri iki alt birimden oluşmuş, radyal olarak simetrik yük kalıplarının (Şekil-2) alt iki zonu daha fazla killi, bol laminalı, plastik olarak deforme olmuş alt birim (Şekil-2A, alt birim 1) ve alttaki malzeme içine doğru gömülmüş alt birim (Şekil-2A, alt birim 2). Alttaki malzeme sismik sarsıntı nedeni ile sıvılaşmış ve üstteki malzeme ile bağlantısını kaybetmiştir. Alttaki malzemenin iç yapısı bozulmuş ve malzemede taşınmaya ait önemli bir belirti görülmeksizin sıvılaşmanın etkilerini göstermektedir (Şekil-3). Üç yapı zonu, göl çökellerinin her tarafında belirlenmekte, korele edilmekte ve stratigrafik bakımdan sınırlandırılmış görünmektedir. Yapıların alt iki zonunun üst yüzeyi, deformasyon sonrası çökellerle doldurulmuş ve daha sonra da paralel laminalı çökellerle örtülmüş bir mikrorölyefe sahiptir. Bu özellik, deforme olmuş çökellerin, deformasyon esnasında, sediment-su birleşme çizgisinde veya ona çok yakın yerde olduğunu göstermektedir. Böylece, eğer deforme olmuş zonun en üst seviyesinin yaşı verilebilirse zonun deforme olduğu tarihte bilinebilir.



Van-Narman Gölü, var olduğu sürece, göle sediman taşınmasında en büyük etken olan yerel yağmur suyu akışlarına açıktı. Bu sayede üç yapı zonu yerel sediman akışlarındaki değişimleri yansıtacak şekilde ayarlanmış sedimantasyon oranları bazında tarihlendirildi. Bu usül, 1915 den bu yana San Fernando vadisini etkileyen üç depremin tarihleri ile yakın bir uyumluluk içerisinde, deforme olmuş zonların üst seviyelerinin tarihlendirilmesine imkan vermiştir. (Sims, 1973) (1) Muhtemelen Van-Narman Gölüne çok daha yakın (Allen 1971) ve barajı hafif bir biçimde tahrip etmiş, 1930 Santa Monica depremi (M 5, 2), (2) 1952 Kern County depremi (M 7,7) ve (3) 1971 San Fernando depremi (M 6,5). Van-Narman Gölü yakınlarındaki bu depremlerin şiddetleri sırası ile VI, VI ve IX idi.

Sıvılaşma, bu yapıların belirgin bir oluşum biçimidir. Sedimen su arayüzeyi yakınında, sedimentlerin bir bölümü içerisinde, sarsıntı esnasında oluşur ve sonuç olarak üstteki killi, laminalı çökeller çöker veya buruşur. Deformasyon olayları, deformasyon tarafından oluşturulmuş mikrorölüyeferin içini dolduran normal sedimantasyon ve daha sonra da paralel laminalı çökellerle izlenir. X-ışını radyografları, arazi gözlemlerini desteklemekte ve karışmış laminanın güzel ayrıntıları ile sıvılaşmış malzemenin iyice sulanması ile oluşmuş parçacıkların taşınma biçimini göstermektedir (Şekil-3). Bundan başka, Van-Narman Gölünde mevcut yapılardan bazıları, sun'i depremlere ve deney amacı ile üretilmiş olanlara (Kuenen, 1958) benzemektedirler.

Van-Narman Gölü çökelleri üzerinde yapılan çalışmanın açık olan başarısı, Birleşik Devletlerin batısındaki diğer genç göller ve göl çökellerindeki benzer yapıların araştırılması konusunda yol gösterici olmaktadır.

#### LAKE CAHUILLA ÇÖKELLERİ-IMPERIAL VADİSİ-CALIFORNIA

California, Brawley civarındaki, eski Cahuilla gölünün yatay Holosen sedimentlerindeki muhtemel deformasyon yapıları (Strand, 1962) R.V. Sharp tarafından araştırılarak yayınlandı (kişisel görüşme, 1973) (Şekil-1). Bu yapıları ihtiva eden çökeller, en iyi şekilde New nehrinin yamaçlarında ve insan yapısı şevlerde izlenmektedir. Çökeller hakim olarak silt ve düşük kil içerikli ince kumlardan oluşmakta ve nadiren kil laminalıdır. Bu çökeller içinde bulunan yapılar, kabaca Van-Narman Gölünde bulunanlara benzerler, fakat alttaki sıvılaşmış çökeller içine çökmüş veya buruşmuş killi paralel laminalı çökeller bulunmamaktadır (Şekil-5).

Beş zon halinde bulunan yapılar, sedimentlerin 10 m lik en üst seviyesindedir. Zonlar, New nehrinin yamaçlarındaki klavuz yapıların yardımı ile kolayca izlenmekte ve korele edilmektedir. Herbir zonanın kalınlıkları ve stratigrafik ilişkileri nispeten değişmez durumdadır ve klavuz seviyelerle uyumluluk gösterir. Bugün söz konusu yapıların beş zonu yaklaşık 100 km<sup>2</sup> lik bir alanda görülebilmektedir.

Cahuilla gölü yapılarının X-ışını radyografları, Van-Narman gölünden alınan örneklerden çekilen radyograflarda olduğu gibi, sıvılaşma esnasında bozulmuş laminasyonun güzel ayrıntılarını göstermektedir (Şekil-6). Bütünlüğünü muhafaza etmekle birlikte de-

forme olmuş laminaların böbrek biçimli kütleleri, bu radyograflarda belirgindir ve dikkat çekici bir biçimde deneysel olarak Kuenen (1958) tarafından oluşturulmuş yapılara benzemektedirler (Bak, Şekil-4).

#### CLEAR GÖLÜ, CALIFORNIA

Clear gölü (Şekil-1) bütün tarih ve muhtemelen Üst Kuvarterner boyunca doğal bir su kütlesi olarak var olmuştur (Anderson 1936, Brice 1953). 1973 de gölün çeşitli bölgelerinde, mavnaya monte edilmiş sondaj aletleri kullanarak sekiz adet sondaj kuyusundan örnek alındı. Bu örneklerin çapları 12 veya 15 cm ve uzunluklarında 15,5 m den 114 m ye kadar değişmektedir. Son 40.000 yılın sedimantasyon oranlarının, kıyaslama yolu ile C<sup>14</sup> metodundan yararlanarak tespit edildiği bu örnekler, göl çökelleri hakkında en az 150.000 yıllık bir süre için bilgi verebilir.

Örneklerin 1 cm lik dilimlerinde yapılan gözlemsel ve X-ışını araştırmaları yalnızca, gölün San Andreas fayına olan yakınlığına rağmen kökeni belirsiz olan deformasyonel yapıları anlamaya imkan verdi. Yapıların belirsizliğinin başlıca sebebi, çökellerin hakim olarak, yalnızca düşük miktarda kum, silt ve nadiren çakıllı, organik materyalce zengin, ince taneli kil olmasıdır. Clear gölü çökellerindeki tane boyu dağılımı, Van-Narman Gölü ve Lake Cahuilla'nın daha kaba ve suya doyduğunda sıvılaşabilen çökellerinden önemli farklılıklar gösterir (Andresen ve Bjerrum, 1967).

Bu çökellerde yapılan çalışmalar, Clear gölünün bulunduğunu, sismik açıdan aktif, volkanik bölgenin tektonik ve sedimentolojik tarihini anlamayı mümkün kılar. Bununla birlikte, çok ince taneli göl çökellerinin sıvılaşma potansiyelinin çok düşük olması veya hiç olmaması nedeni ile deprem tarihi hakkında ayrıntılı bilgi bulunmamaktadır. Bundan başka çökeller içinde turbalasma yaygındır.

#### PUGET SOUND BÖLGESİ, WASHINGTON

Shelton yakınlarındaki Olympic dağlarının doğu yamaçlarındaki batı Puget Sound bölgesinde (Şekil-1), tabakalı glasiyel-göltsel çökeller araştırıldı. Bu çökellerdeki tabaka sayımları De Geer metodu ile yapıldı (1940). Tabakalı çökellerin pek çok sayıda ki mostrası çalışma için uygunsa da, glasiyel çökellerde az haritalama yapılmış ve bu yüzden göl çökellerinin mostraları arasında zaman ilişkileri iyi bir şekilde kurulamamıştır.

Çalışılmış mostralarda iki tip deformasyonel yapı yaygındır. (1) Kuenen (1958) tarafından oluşturulan deneysel yapılara benzer olanlar (Bak, Şekil-7), (2) iyi gelişmiş dekolmene benzer makaslama yapıları (Şekil-8). Tecrübelerle dayanarak 1 No'lular deprem sarsıntısının ürünü, 2 No'lular ise yamaç çökme ve kaymalarının ürünü olarak yorumlanmıştır. Yamaç çökmesi ürünü olarak yorumlanmış bu yapılar, deprem sarsıntısından başka çok sayıda olaylardan da etkilenmiş olduklarından, deprem tekrarlanma sürelerinin belirlenmesi çalışmasında dikkate alınmamışlardır.

Ayrıntılı olarak ölçülmüş bir kesitte çökellerin 18,75 m lik bir seviyesinin 1804 tabaka içerdiği tespit edilmiştir. Bu kesit içerisinde 21 tanede deformasyon zonu bulunmaktadır. Bu zonlardan

14 tanesini depremlerin oluşturduğu kabul edilmektedir. Çünkü bunlar, yamaç çökmelerinin oluşturduklarından kesinlikle farklıdır ve deneysel olarak oluşturulmuş sismik sarsıntılarının (Kuenen, 1958) oluşturduklarının benzerleridir. Yapı zonları arasındaki tabaka-yılı sayıları 60 dan 276 ya kadar sıralanmaktadır (Şekil-8). Bu arada ilave üç zon da, Kuenen tipi yapılarla (Kuenen, 1958), yamaç çökmelerinin melezi olabilecek deformasyon yapılarını içermektedir. Bu melez yapıların, depremlerin oluşturduğu yapılar sınıfına dahil edilmesi, tabaka-yılı sayılarını 23 den 276 ya olacak şekilde değiştirecektir.

Söz konusu yapıların dört zonu ise, şekil-8 dekine benzer ve yukarıda tanımlandığı şekilde, yamaç çökmesinin oluşturduğu tipler olarak değerlendirilmiştir.

Bu deforme olmuş yapıların oluşumunun doğru olarak yorumlandığı kabul edilirse, şekil-9 da görüldüğü gibi bir deprem tutanağındaki olaylar arasında doğrusal tahmine gidilemeyeceği ortaya çıkmaktadır. Ambraseys (1971), Ortadoğudaki uzun vadeli tarihsel deprem kayıtları üzerinde yaptığı çalışmada bu noktaya işaret etmiştir.

#### SONUÇLAR

Devam etmekte olan bu çalışmalar göstermiştir ki genç çökellerdeki deforme olmuş yapıların yorumlanması ile deprem tekrarlanma sürelerinin belirlenmesinden önce aşağıdaki hususların dikkate alınması gerekmektedir.

(1) Çalışma sahası, halihazırda deprem şiddetlerinin VI veya daha yüksek olduğu (yeniden düzenlenmiş Mercali ölçeği) sismik açıdan aktif bir bölgededir.

(2) Muhtemelen gölssel kökenli, sıvılaşabilir çökeller mevcuttur. Diğer çökellerde deprem tekrarlanma sürelerinin belirlenmesi bakımından uygun olabilirler. Fakat şimdiye kadar bunlarla ilgili metodlar tam olarak geliştirilememiştir (Allen ve Banks, 1972 Jones, 1962).

(3) Yapılar, Van-Narman Gölünde gözlenmiş olanlara (Sims, 1973) veya Kuenen (1958) tarafından deneysel olarak oluşturulmuş olanlara benzerler.

(4) Yapı zonları, zonun en küçük parçasında sıvılaşmayı gösteren iç özelliklere sahiptir.

(5) Yapı zonları tek bir stratigrafik seviyede sınırlanmıştır.

(6) Yapılar sedimanter havza içerisinde çok geniş alanlarda korele edilebilirler.

(7) Yamaç veya yamaç çökmelerinin görülebilir tesiri yoktur. Burada söz konusu edilmiş örneklerde, göl yamaçları kolayca tesbit edilmektedir. Ve buralardaki çökeller diğer deformasyon biçimlerinin komplikasyonları olduklarından gözden uzak tutulmuşlardır.

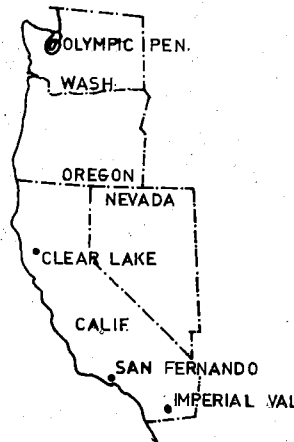
Tabakalı, glasiyel-gölssel çökellerde yapılan çalışmalarda tabakalar yıllık laminalar olarak düşünülebilirler (De Geer, 1940) ve yapının oluşum tarihini belirlemek için kullanılabilir. Tabaka sayımlarının uygulanabilirliği, yalnızca, çalışılan tabakalı saha-

da C<sup>14</sup> metodunun desteklenmesi ile mümkündür.

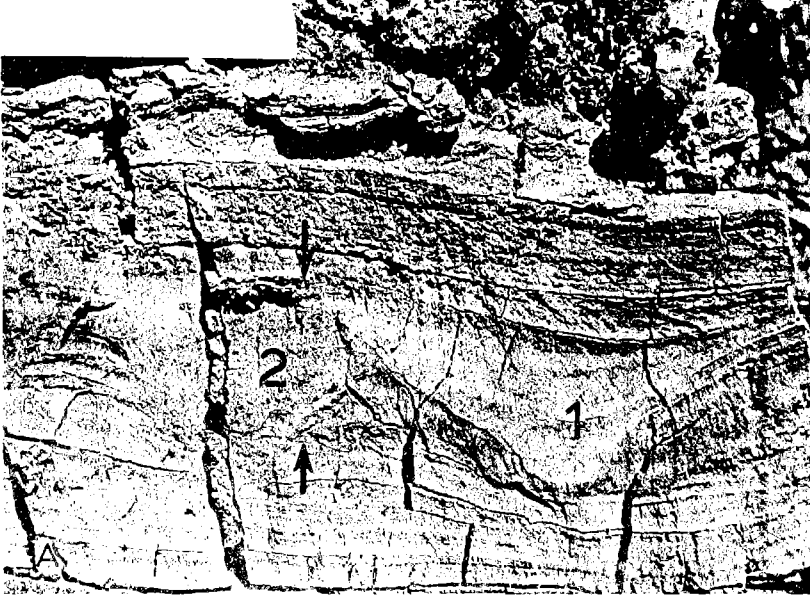
Bu metod tamamlanmamıştır ve bu güne kadar sadece göl çökellerinde uygulanabilmiştir. Daha fazla arazi çalışması ve deneysel test çalışmasının yapılmasına ihtiyaç vardır.

#### KAYNAKLAR

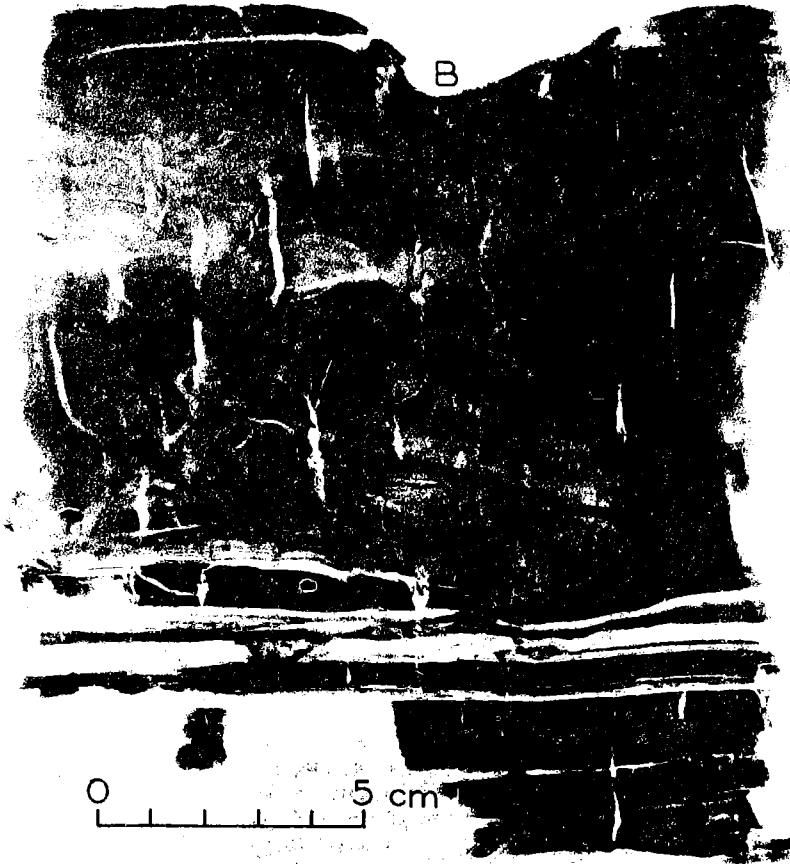
- Allen, C.R., 1971 Seismological environment, In: C.M. Wenworth and R.F.Yerkes (Editors), Geologic setting and Activity of Faults in the San Fernando Area, California. U.S. Geol. Surv.Prof. Pap. 733 7-10
- Allen, J.R.L. and Banks, N.L.,1972. An interpretation and analysis of recumbent folded deformed cross-bedding. Sedimentology, 18: 257-283.
- Ambraseys, N.N., 1971. Value of historical record of earthquakes, Nature, 232: 375-379.
- Andresen, A. and Bjerrum, L., 1967. Sides in subaqueous slopes in loose sand and silt. In: A.F.Richards (Editors), Marine Geotechnique. Univ. of Illinois Press, Urbana, p. 221-239
- Anderson, C.A., 1936. Volcanic history of Glear Lake area, California, Bull. Geol. Soc.Am., 47: 629-664
- Brice, J.C., 1953. Geology of Lower Lake quadrangles, California. Calif. Div. Mines Geol. Bull., 166, p.72
- De Geer, G., 1940. Geocronologia Soecica Principles, K.Suen. Vetenskapsakad. Hadl., Ser. 3,18,p. 367.
- Jones, G.P., 1962. Deformed cross-stratification in Cretaceous Bima Sandstone, Nigeria, J.Sediment. Petrol., 32: 231-239.
- Kuenen, P.H., 1958. Experiments in geology. Geol. Mag., 23:1-28
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1973. Sand and Sandstones, Springer, New York, p. 618.
- Sims, J.D., 1973, Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. Science, 182:161-163.
- Strand, R.G., 1962. Geologic Map of California, San Diego-El Centro sheet. Calif. Div.of Mines and Geology.



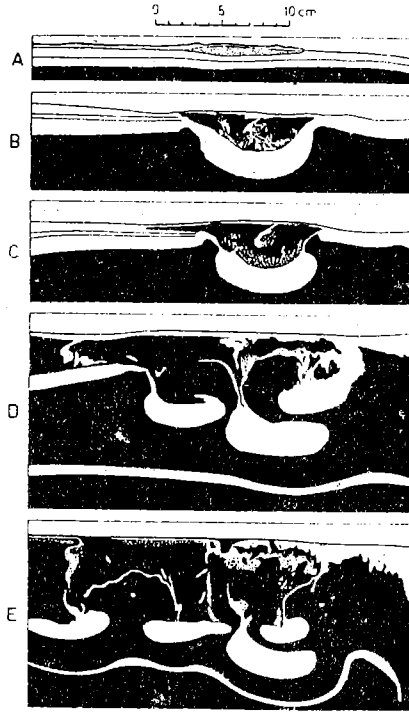
ŞEKİL-1 Çökellerdeki deprem oluşuğu yapılarla ilgili çalışmaların yapıldığı alanlar.



ŞEKİL-2 Van-Narman Gölü çökellerindeki 21 Haziran 1952 Kern County, California depremi ile ilgili deforme olmuş yapılar. A. Oklar zonun kalınlığını göstermektedir. Üçgen biçimli yük kalıbı (1), komşu malzemeden daha fazla kil içeren bir deforme olmuş küttedir. (2) (Şekil-3 deki alt birim 2 nin X-ışını radyografına bakınız). B. Yeri değişmiş yük kalıbı ile alt birim 2 nin düzlem görünüşü (inç ölçeğinde)



ŞEKİL-3 Van-Narman Gölü çökellerinde 1952 de oluşmuş yapı zonlarından alt birim 2 nin (Bak. Şekil-2) 1 cm lik diliminin X-ışını radyografı. Bozulmuş laminanın güzel ayrıntılarına ve killi lamina boyunca malzeme enjeksiyonuna (A), bu alt birimin üstünde oluşmuş yük kalıbının konumuna (B), deprem sarsıntısı nedeni ile oluşmuşmamış diğer özelliklere, kuruma çatlaklarına (C) ve solucan tüplerine (D) dikkat ediniz.



ŞEKİL-4 Kuenen (1958) in deney sonuçları. Çizim B, Van-Narman gölündekine benzer yapıları ve çizim C-E Washington, Puget Sound bölgesindeki tabakalı glasiyel-gölsel çökellerden tanımlananları benzer ilave yapıları göstermektedir. Bu deneyde sarsıntının yoğunluğu ve süresi bilinmemektedir (Pettijohn et.al. 1973, Kuenen 1958 den yeniden çizilmiş şekli ile)



ŞEKİL-5 California, eski Lake Cahuilla, çökellerinde deprem oluşuğu yapıların bulunduğu zon (oklar zonun alt ve üstünü göstermektedir). Kuenen (1958) tarafından deney amacı ile üretilmiş yapılara olan benzerliğe dikkat ediniz.

... ... ...  
 ... ...  
 ... ...  
 ... ...  
 ... ...

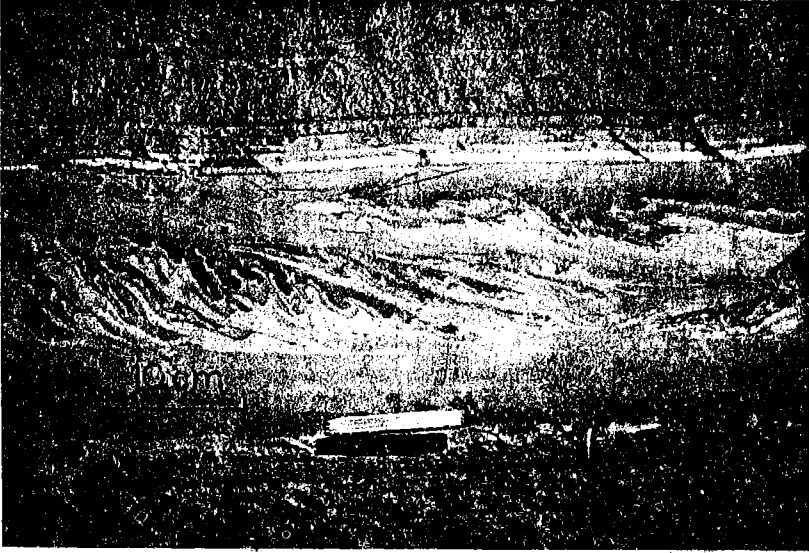




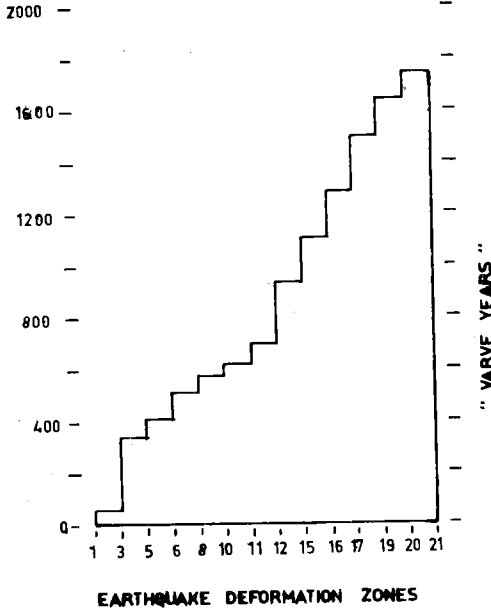
ŞEKİL-6 Deprem oluşuğu olarak yorumlanan yapıları içeren Lake Cahuilla çökellerinin 1 cm lik diliminin X-ışını radyografı. Çökellerin sıvılaşması ve sonradan suya doymun hale gelmelerinin sebep olduğu karışmış laminanın güzel ayrıntılarına (Şekil-3 de olduğu gibi) dikkat ediniz.



ŞEKİL-7 Frigid Creek çökellerindeki, Kuenen (1958) tarafından deneysel olarak oluşturulan yapılara benzer bir deformatiyonel yapı.



ŞEKİL-8 Hood Canal boyu, tabakalı glasiyel-göltsel çökellerdeki, yamaç çökmesi yapıları. Yamaç boyunca çökellerin kaymış olduğu, mostrada görülebilmekte ve bu mevkide kolayca yorumlanabilmektedir.



ŞEKİL-9 Deprem oluşuğu olarak yorumlanan yapı zonları arasındaki kümülatif tabaka-yılları grafiği. Zon 12 deki kümülatif eğrinin eğimindeki değişikliğe dikkat ediniz. Bu grafikte gösterilen zaman, aktivitenin iki ayrı süresine işaret eder. Yapı zonlarının birbirlerine yakın oldukları 400 tabaka-yıllık bir ilk periyod ve daha geniş aralıklı oldukları 1.000 tabaka-yıllık bir geç periyod. "0" ın 0 yıl günümüzden yaklaşık 45.000 yıl öncesidir ve tabaka yılları kullanarak C<sup>14</sup> metodu ile hesaplanmıştır.

SİSMİK REFRAKSİYON ARAŞTIRMALARINDA FREKANS ve  
AMPLİTÜT İZLERİNİN KULLANILMASI (x)

Yazarı :  
Hans PALM (xx)

Çeviri:  
Nevzat BOYÜKKÜSE (xxx)  
Rüçhan YILMAZ (xxx)

ÖZET :

Bu yazıda, iki araştırma ile tabakalardaki sönümler konusunda kayıtlardaki ön dalgaların frekans ve amplitütleri ölçülerek yapılan çalışmalar özetlenmiştir.

Teori ve işlemler anlatılmıştır. Her iki araştırmadan da aynı sonuçlar elde edilmiştir.

- Artık amplitüt ve frekans diyagramları, yol-zaman grafiklerinde hız tabakalarının sayısının belirlenmesinde önemli derecede yardımcı olur.

- Tabakaların gerçek sönümleri çok hassas olarak belirlenemez.

Amplitüt ve frekans diyagramlarındaki kırılmalar genellikle yol-zaman grafiklerindeki daha belirgindir. Bu konuda etkili olabilecek tüm faktörler tartışılmıştır. Artık sönümlerin bulunmasındaki doğruluk derecesi stratigrafik yapıyla ilgilidir. Sağlıklı sönüm hesabı için gereken koşul ve öneriler ekte verilmiştir.

Jeofizik araştırmalarda modellerin jeolojik kesitlere dönüştürülmesi güç fakat istenilen bir adımdır. Çoğu zaman arazide sadece bir jeofizik yöntem uygulanarak bulunan tabaka kalınlık ve konumlarına göre saha modelleri oluşturulur ve parametreler hesaplanır. Parametrelerin sayısal değerleri genellikle birden fazla jeolojik birimi karakterize ettiğinden yorum yapılırken jeolojik bulgularda gözönüne alınır. Yinede en iyi kabullerde bile hata olabilir. Sismik refraksiyon çalışmalarında değerlendirmeler P dalgası hızlarına göre yapıldığı zaman, bu güçlükler sık-sık ortaya çıkabilir. Gevşek malzemeli jeolojik birimler geniş bir hız aralığına sahip olduğundan değişik köken ve bileşimdeki birimlerin hızları ile üst-üste gelebilir. Bu belirsizliklerin çözümlenmelerinin bir yolu ya diğer jeofizik yöntemleri de uygulamak yada mekanik sondajlar yapmaktır. Diğer bir yaklaşım ise sismik kayıtlardan daha fazla parametre üretilmesidir. Kayıtların bazılarında S dalgası varışları belirgindir. Her iki dalga hızının da kullanılmasıyla jeolojik değerlendirme gerçeğe daha yakın olur. Tabakalanmanın homojen ve arazi düzeninin yeterli kesme kuvveti oluşturduğu yerlerde S dal-

- (x) Striolac 1981: 2 Uppsala, Sweden  
(xx) Department of Quaternary Geology, University of Uppsala, Sweden  
(xxx) Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü,  
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı

gası hızlarının bulunmasında daha başarılı olunur (Median 1967, Geyer ve Martner 1969, Magnussan 1976).

P dalgaları varış zamanlarından başka amplitüt ve frekanslarına görede değerlendirilirler. Amplitüt ve frekansın mesafe ile değişimlerinin analizleri çeşitli tabakalardaki sönüm derecelerinin belirlenmesine yardımcı olurki buda jeolojik değerlendirmeye katkı sağlar. Amplitüt ve frekans analizi ile ilgili olan bu yayın aşağıdaki üç raporun da bir özetidir.

1- Undersökning av amplitudmatningars anvadbarhet vid seismiska refraktionsmatningars över lösa jordlager (Gevşek malzemeli zeminlerde sismik refraksiyon çalışmasıyla amplitüt kullanımının araştırılması) (Qufo: 1.1980).

2- Kuzey İrlanda Markarfljat Sandur sahasında sismik araştırma (Striolac, 1980: 2).

3- Amplitüt-frekans ve yol-zaman grafiklerini kullanarak sismik refraksiyon verilerinin değerlendirilmesi (Striolac, 1981: 1).

Bu raporların birinci ve üçüncüsünde mesafe-amplitüt ve frekans diyagramları tartışılmaktadır. Değerlendirmenin sadece yol-zaman analizine göre yapıldığı ikinci rapor ise bir referanstır.

Bu raporlardaki konuları şöyle sıralayabiliriz,

- Refraksiyon araştırmalarında, sismogramlardaki ilk pikten dalgaların amplitüt ve frekanslarının kolay ve hassas olarak elde edilmesi.

- Geometrik yayılımının oluşturduğu artık amplitüt ile frekansın mesafeye göre hazırlanmış diyagramlarının her bölümünün bir yansıtıcı tabakaya karşı geldiği bölgelere ayrılması.

- Bölgeler içindeki artık amplitütlerin sismik tabakalar içindeki sönümlerin bulunması.

- Artık sönümün sismik tabakaların jeolojik değerlendirilmesinde kullanılması.

İlk hedef arazi verilerinin analizinden sonra, çeşitli zeminlerin sönüm derecelerini tanımlayan özelliklere ve elastik enerjinin sönümünde hakim fiziksel mekanizmaya girmeden önce bu sorulara cevap vermektir. Bu nedenle bir sonraki bölüm elde edilen verilere uygulanan işlemleri anlamak için gerekli teorik bilgileri kapsayacaktır. Son bölümde ise bazı sonuçların özelliklerinin açıklanmasıyla ilgili olarak teorik ayrıntılar tartışılacaktır.

TEORİ :

Ölçülen Değerlerin Önemi :

Kaydedilen sismogramlar çok sayıda çeşitli frekanslarda dalgalardan ibarettir (Şekil-1). Bu dalgalar her devre (cycle) içinde belirli bir oranda enerji azalımından dolayı mesafe ile sönerler. Yüksek frekanslı dalgalar düşük frekanslılara göre daha hızlı sönerler.

Bu araştırmalarda amplitüt ve frekanslar ilk piklerden ölçül-

müştür (Şekil-2). Ölçülen değerler mevcut frekansların karmaşık toplamlarıdır ve frekans spektrumunun yükseklik ve genişlikleri ile mutlak amplitütlere bağlıdır. Böylece frekans domeninde tam bir analiz mümkün olurki buda sismogramların fourier transformasyonlarından sonra olabilir. Ancak bu tip işlemler konusu refraksiyon araştırmalarında kullanılan kolay yöntemleri uygulamak olan bu araştırmayı amacından uzaklaştırır.

Sismogramlardan doğrudan ölçülen amplitütler, spektrumun pik amplitütü ile orantılı ve ölçülen frekanslar ise piklerin frekansları ile ilgilidir. Ayrıca pekçok araştırmada değişik zeminlerin sönüm derecelerini elde etmek için amplitüt izlerinin kullanıldığı görülür. (O'Brien 1960, Palmason 1970, O'Brien ve Lucas 1971)

P dalgalarının dispersiyona (yani yüksek frekansın düşük frekanstan daha hızlı hareket etmesi) uğraması henüz ispat edilememiştir (O'Brien ve Lucas 1971, Hamilton 1972). Çalışmamızda dispersiyon olayı gözlenirse bile sığ refraksiyon araştırmalarında çok küçük olacağından dalga şeklinde bir bozukluk olmayacaktır.

Ön (baş) Dalgaların Sönümü :

Ölçülen amplitütler jeofon açılımının, aletsel büyütmenin ve kullanılan enerji büyüklüğünün fonksiyonu olup aşağıdaki gibi düzeltilmelidir.

$$A_r = A_t \cdot \sqrt{r \cdot L^3} \cdot \frac{100}{M} \cdot \left( \frac{Q_0}{Q} \right)^n$$

$A_r$  : Artık (Residüel) amp.

$A_t$  : Amplitüt izi

$r$  : Ölçü mesafesi

$L$  : Kırıcı (refraktör) tabakada dalganın aldığı yol

$M$  : Aletsel büyütme

$Q$  : Kullanılan enerji büyüklüğü

$Q_0$  : Referans enerji büyüklüğü

$n$  : Enerji uygulama katsayısı

Geometrik açılım faktörü  $\sqrt{r \cdot L^3}$  Helan (1953) ve Zvolinsky (1958) tarafından hesaplanmış olup sadece kırıcı tabakanın üst sınırını boyunca yol alan ön dalgalar için geçerlidir. Bu faktör kritik mesafeye ( $L \rightarrow 0$ ) yakın yerlerde geçerli değildir ve Donato ile O'Brien (1963) 'e görede şokun hakim dalga boyunun beş katından daha büyük  $L$  değerleri için uygulanabilir.

Uygulama katsayısı ( $n$ ), patlama derinliği ile enerji büyüklüğü ve uygulandığı yerdeki zeminin fonksiyonudur. Eğer jeofon açılımları bir profil boyunca üst üste gelirse belirli bir kayıt alanında, ( $n$ ) aşağıdaki formalden hesaplanabilir.

$$n = \frac{\log(A_1/A_2)}{\log(Q_1/Q_2)}$$

İndisler değişik enerjilerde iki patlamayı gösterir.

Artık amplitütler genellikle desibel olarak aşağıdaki formülle verilir.

$$A(\text{dB}) = 20 \cdot \text{Log} \frac{A_r}{A_{r_0}}$$

Referans amplitüt, A keyfi olarak seçilirse genelinde aynı değer alınır. dB/M'deki sönüm A(dB)- mesafe diyagramından elde edilir.

Her devir (cycle) içinde belirli bir oranda sönüm olduğundan, sönüm dB/dalga boyunda verilmektedir. Hakim dalga boyu ( $\lambda$ ), hakim frekans (f) ile hız (V) arasındaki bağıntı yardımıyla bulunur.

$$V = \lambda \cdot f$$

Hakim frekans ön dalgaların ölçülen frekansların ortalamasından bulunur (Şekil-2). Bazen sönüm artık amplitütlerle ilgili olarak aşağıdaki formüldeki gibi sönüm katsayısı (q) olarakta verilir.

$$A_r = A_{r_0} \cdot e^{-qr}$$

katsayısının dB/M cinsinden sönümle olan ilgisi ise şöyledir.

$$\frac{dA(\text{dB})}{dr} = -20 \cdot q \cdot \text{Log} e$$

Frekansın Uzaklıkla Değişimi :

Frekansa bağlı sönüm nedeniyle pik amplitütlerinin frekansları uzaklıkla azalış gösterir. Şekil-1 bu durumu açıklamaktadır. Sönümün yüksek olduğu bir materyalde hakim frekansın değişimi, düşük olanlardan daha büyüktür. Dolayısıyla ilk pikten ölçülen frekanslar sönümün uzaklıkla değiştiğinin bir göstergesidir.

Arazi Çalışmaları :

Duyarlıklı sönüm ölçmeleri için gereçler,

Frekans ve amplitüt ölçmeleri için refraksiyon cihazlarının çoğu kullanılabilir, ancak kayıt sistemi distorsiyondan sakınmak için geniş bantlı olmalı ve her bandın kazançları ayarlanabilmelidir. Jeofon frekansları hakim sinyal frekanslarının 1/3-1/2'sinden daha yüksek olmamalıdır (O'Brien 1967). Arazi çalışmaları alınmış refraksiyon araştırmalarındakinden biraz fazla gayretle başarılabilir. Ancak frekans ve amplitüt çalışılacağı zaman jeofon yerleri ve patlatmalar arasında yol-zaman analizi için gerekenden fazla hassasiyet sağlanmalıdır. Mümkün olursa aynı patlatmadan üretilen sinyaller için ölçmeler yapılmalıdır. Birbirinin kesin aynı olan uygulamalar tekrarlanamadığından birbirini takip eden patlatmalarda aynı amplitüt ve dalga formu elde edilemez. Değişmeler enerji büyüklüğünün azalması ile azalır hatta enerjileri aynı olan kapsüller bile birbirlerinin aynı olan pulsaları üretmezler. Kayıtların uzak ve yakın mesafelerde yapılması ve enerji için aynı patlatma noktasının kullanılması halinde jeofon açımları 2-3 noktada üst üste bindirilmelidir. Bu durum uygulama katsayısının

hassas olarak belirlenmesi için istenir.

Jeofonların yerleştirilmesinde tamamen eşitlik sağlanamaz. Bir profil boyunca zemin homojen kabul edilse ve jeofonlar standart bir şekilde yerleştirilse bile jeofonlar civarındaki değişime bağlı olarak değişik bilgiler elde edilecektir. O'Brien (1967) aynı kayıt mesafesinde birbirine yakın yerleştirilmiş jeofon çıkışları arasında % 7-15'lik standart sapmalar hesaplamıştır. Bu sapmalar, jeofon grupları kullanılır ve jeofonlar gömülürse küçülürler (O'Brien 1967). Yerleşme ve rüzgar gürültüsüne bağlı amplitüt değişimlerinde jeofonların gömülmesiyle azaltılabilir.

#### Kullanılan Aletler,

Arazi çalışmalarında 12 kanallı analog bir sismograf kullanılmıştır. Kullanılan jeofonların doğal frekansı 10 Hz olup bunlar 5-200 Hz frekans aralığında % 5'ten daha az sapma gösterirler. Çalışma esnasında sinyaller manyetik banda kaydedilmiştir. Birinci rapordaki kısa profil verileri 10-200 Hz, ikinci ve üçüncü raporlardaki uzun profil verileri ise 10-100 Hz filtre seti aralığında playback yapılarak kayıtçıya taşınmıştır. Aletin frekans mukabele eğrisi Şekil-3 te gösterilmiştir. Sismogramlar okuma kolaylığı için milimetrik kağıda çizdirilmiştir.

#### İsveçteki araştırmanın saha çalışmaları ;

Kısa refraksiyon profilleri için farklı gevşek malzemeleri içeren 20 yer seçilmiş ve jeofonlar birer metre aralıklarla 0.2-0.3 m. toprağın altına gömülmüştür. Elektrikli kapsüller demir çubuklarla 0.50 m. derinlikte açılan ve sonra üzeri kumla doldurulan çukurlar içinde patlatılmıştır. Patlama noktaları kademe kademe birbirine zıt yönlere taşınmış ve böylece üst üste gelen (sismik kaynak-alcı) profilleri elde edilmiştir. Jeofonlar her profilede yere gömüldüğünden uygulama biraz fazla zaman almıştır. Ancak çukurlar birden fazla patlatma için kullanılmadığından benzer pulsuların elde edilme şansı vardır. Bu tip saha çalışmalarının en büyük dezavantajı tabaka sınırlarının dalımlarının sebep olabileceği süreksizliklerdir. Profillerin uzunluğu, ilk varışların net olarak okunabildiği maksimum mesafeye göre seçilmiştir. Bu uzaklıkta genel olarak 50 m. olmuştur.

#### İzlanda'daki Araştırmanın Saha Çalışmaları : (Rapor 2 ve 3)

Sandur'da uzunlukları 0.6-1.6 km. arasında değişen 20 profil düzenlenmiştir. Patlama noktasından itibaren 100 m'ye kadar jeofon aralıkları 10 m., 100 m'den sonrası için ise 50 m. seçilmiş olup jeofonlar ortalama 0.3 m. derinliğe yerleştirilmişlerdir. Ancak profillerin çoğunda zemin, jeofonların düzey ve sıkıca yerleştirilmesini güçleştirecek şekilde kaba malzemelerden oluşmuştur. Patlama noktaları sığ sular içine (0.4-1.5 m.) yerleştirilmiştir. Jeofon yayılımları 2-3 noktada üst üste gelmiştir.

#### Profil Verilerinin Değerlendirilmesi:

İlk adım olarak yol-zaman, artık amplitüt ve frekans diyagramları hazırlanmıştır. Önce amplitüt-yol diyagramlarında geometrik açılım için  $r^2$  faktörü kullanılmıştır. Buda hesaplamaların başında derinlik hakkında bilgi olmadığından kırıcı tabakada katedilen yol-



lun (L) kayıt mesafesine (r) yaklaştırılması anlamına gelmektedir. Bu yaklaşımla belirlenen artık amplitütler daha sonra gerçek amplitütle bulunan  $[(r.L^3)^{1/2}]$  dan biraz farklıdır. İkinci adımda bütün diyagramlar kırılmalara göre hazırlanmıştır. Artık amplitüt ve frekans diyagramlarındaki kırılmalar sadece yeni bir tabakaya geçişle değil aynı zamanda verilerdeki dağılımın artışı ve/veya süresiz azalmaları (birkaç olayda artış) ile tanımlanmışlardır. Bu durum ilerki bölümlerde tartışılacaktır. Böyle özellik gösteren bölgeler şekil-4 teki diyagramlarda gölgeli olarak işaretlenmiştir. Tüm diyagramlardaki izlerin karşılaştırılmaları ile her profildeki hız hatları ayarlanmış ancak geçişlerin belirlenmelerinde sadece yol-zaman verileri kullanılmıştır.

Sonuç olarak aşağıdaki işlemler yapılmıştır,

1- Kabul edilen katetme mesafesi ile zaman verileri arasında en küçük kareler yönteminin uygulanmasıyla zahiri hızların hesaplanması,

2- Eğimli tabakaların varlığını kabul ederek gerçek hız ve derinlik hesaplanması.

3- Gerçek yayılım faktörü  $\sqrt{r.L^3}$  ile artık amplitütlerin yeniden hesaplanması. Bu sadece evvelce bulunan artık amplitütlerin  $(1-x_c/r)^{3/2}$  ile çarpımından elde edilmiştir. Bu durum  $r^2.(1-x_c/r)^{3/2} = (r.L^3)^{1/2}$  dem dolayı uygundur. Her yansıma düzlemi ile ilgili  $x_c$  (kritik mesafe) değerleri bir önceki basamağın sonuçları ile hesaplanmıştır.

Bütün amplitütler sanki ön dalga imiş gibi geometrik açılım için düzeltilmiştir. Bu yaklaşım genellikle 1-2 m. kalınlığında ince kuru yüzey tabakalarında direkt dalgaların nadiren kaydedildiği İzlanda Sandur sahası verileri için uygundur. İsveçte ise bozuşma zonlarında kısa aralıklarla ilk varışlar elde edilmiş fakat bunların amplitütleri kullanılmamıştır.

4- Erekan değişiminin derecesi ve artık sönüm hesabında kullanılan verilerin seçimi;

Geçiş noktalarının çevresinde dağılım göstermeleri nedeniyle verilerin bir kısmı kullanılmamıştır. Ayrıca geçiş aralıklarının bazen çok kısa olmalarından dolayı herhangi bir sonuca gitmekten çekinilmiştir.

5- Her tabaka ve kayıt yönü ile ilgili artık sönüm ve frekans değişim derecesinin bulunması;

En küçük kareler yönteminin kullanılması ve korelasyon katsayısının hesaplanması ile bu adım gerçekleştirilmiştir.

6- Her tabaka ile ilgili kesin sönüm ve frekans değişimi değerlerinin elde edilmesi için şu işlemler yapılmıştır.

- Karşıt atış kayıtlarının karşılaştırılması yapılmış ve sonuçlar arasında bir uygunluk yoksa kesin değerlendirmeye gidilmemiştir.

- Korelasyon katsayıları, eğer katsayı bir yönde çok küçük ise kesin değer yüksek korelasyonla seçilmiştir.

- Regresyon analizinde kullanılan veriler, eğer bir yönde bu-

lanan değer diğerinden bir kaç defa daha fazla veriye dayandırılmışsa o değer kesin değer olarak kullanılmıştır.

Regresyon ve korelasyon katsayıları çok fazla sapmadığı ve her iki kayıt yönünde de veri sayısı, aşağı yukarı, aynı olduğu zaman ortalaması kesin değer olarak seçilmiştir.

#### Sonuçlar :

İsveçte yapılan araştırma raporunda frekanslar analiz edilme-miş sadece çok sayıda ölçü almaya çalışılmıştır. İlk yarı devirde-ki son olaylarla dalga Şekilleri genelde bozulduğundan bu ek oldu-a zayıftır. Ayrıca diğer raporların sonuçları ile karşılaştırılıp (dB/ dalga boyu)'na görede artık sönümler yeniden hesaplanmıştır.

- Diyagramlardaki kırılma noktaları arasında korelasyon; Tablo-1 de bu korelasyon genelleştirilmeye çalışılmıştır. Ancak frekans ve amplitüt diyagramlarında belirli bir aralıktaki görülen ve aşağı yukarı belirgin olan kırılmalar için böyle bir genelleme-nin biraz sübjektif olduğu Őüphesizdir. Yinede tablo-1 de diyag-ramlardaki uygunluk derecesi görülmektedir. Direk dalgalardan ilk kırılma ile oluşan yn değiştirmeler ihmal edilirler.

- Artık sönüm ve frekans değişimi derecesinin bulunması;

Artık sönüm ve frekans değişimi derecesinin doğrulukla bulun-duğu tabakaların sayısı tablo-2 de belirtilmiştir. Tablo aynı za-manda bir önceki bölümün son basamağında tarif edilenlerden deği-şik sonuçlarıda göstermektedir. Bu değerlerin doğruluğu bir sonra-ki bölümde tartişılacaktır.

- Artık sönüm ve jeolojik malzeme arasındaki korelasyon;

Mesafeye bağlı artık amplitüt değişmeleri Şekil-5 te hıza göre çizilmiştir. Diyagramdaki en belirgin özellik artık sönümün geniş dispersiyonlu oluşudur. İsveçteki araştırmadaki dağılım diğerle-rindekiinden daha büyüktür. Snme göre jeolojik malzemelerin grup-laşmaları görülmez. Tüm kuru-gevşek birikintiler artık amplitütler-de mesafe ile artış gösterirken taban kayaların hemen tümü sönüm gösterir. Suya doygun birikintiler arasında çakılların çoğu sönüm göstermezken tillerin (buzultası) büyük bir kısmı sönüm gösterir. Fakat bu dağılım büyük çapta üst üste gelir.

#### TARTIşMA :

- Frekans ve amplitüt diyagramlarındaki kırılmalardan geçiş mesafelerinin tanınması;

Girişime uğramış n dalgaların frekans ve amplitüt izlerindeki etki Şekil-6 da gösterilmiştir. Geçiş mesafeleri civarında sente-tik dalga formlarının amplitüt ve frekanslarındaki değişim saha verilerinin çoğu ile uyumludur. Böylece yol-zaman grafiklerindeki kırılma noktalarının artık amplittlerdeki lokal maksimuma yakın olması beklenir.

İrlanda verilerinden çizilen amplitüt diyagramlarının kulla-nılmasıyla, değişik profillerden sadece yol-zaman analizi ile bu-lunanlardan 6 tabaka daha fazla bulunmuştur. Bu tabakalar küçük nuz artışları gösterir ve amplitüt diyagramlarında geniş aralık-

larla uzanmış titreşimler olarak belirirler (Şekil-6.A).

- Artık sönüm ve frekans değişiminin belirlenmesi ;

Değişik tabakalarla ilgili sönüm ve frekans değişiminin derecesi mevcut saha verilerinden hassas olarak bulunamaz. Artık amplitüt ve frekansın uzaklıkla büyük değişimler göstermeleri ve benzeri jeolojik malzemelerin gruplanmaları nedeniyle dağılım gösteren değerler hesaplamalarda belirsizliğe işaret ederler. Laboratuvarda bulunan kaya örneklerinin artık sönüm değerlerinin belirli bir dağılım göstermeleri gerekirse (Busby ve Richardson 1967, Wyllie vd. 1962, McCann 1969, O'Brien ve Lucas 1972) bu araştırmada bulunmamıştır.

Bu sonucu açıklamaya çalışmak için pekçok faktör gözönüne alınmalıdır.

- Regresyon analizinde kullanılan, dağınık veriler sonucu büyük ölçüde etkiler.

- Aletsel değişimler ihmal edildiğinden farklılıklar jeofon civarındaki zemin ve zemin-jeofon bağlantılarından kaynaklanabilir. İsveç'teki araştırmada zemin iri bloklu sedimentlerden tillere (buzul taşları) ve katı killere kadar değişik malzemelerden oluşmuştur. Jeofon-zemin bağlantısı kaba malzemeli arazide ince malzemeliye göre daha değişkendir. Ancak farklı bölgelerdeki tabakalar için korelasyon katsayıları karşılaştırıldığında zemin malzemelerine göre bir fark bulunmamıştır. Ayrıca korelasyonlar jeofon yerleştirmenin çok güç olduğu ve aşağı yukarı zemindeki tüm jeofon yerlerinin taşlık olduğu İzlanda'daki araştırmada İsveç'tekine göre daha iyi bulunmuştur. Yani verilerin dağınık olmasında zemin-jeofon bağlantısının pek önemli bir etkisinin olmadığı görülmüştür.

Sistemati olmayan diğer değişimler ise jeofonlar çevresindeki zemin için dağılım faktörünü gösterir ki bununda açıklaması zordur. O'Brien (1967 :87) bu durumu yüzeye yakın, birbirlerine değişik uzaklıklardaki özellikleri değişik blokların birer titreşim osilatörü gibi davranmaları ile açıklamış ve aynı zamanda sismologların bu değişimleri önemsemeyip jeofon yayılımındaki değişimler olarak açıkladıklarını da belirtmiştir. Arazi verileri incelendiğinde bu iki faktörün birbirinden ayırt edilmesi zordur. Asıl neden ne olursa olsun bu dağılımdan tamamen kaçınılamaz ve sonuçlara gürlütü olarak girer. Tabaka kalınlığı fazla olmayan bazı bölgelerde sönüm veya frekans değişimlerinin hassas olarak bulunabilmeleri için dağınık veriler kullanılamaz. Sistemati olmayan bu iki faktör sadece tabakaların tespitindeki belirsizliği biraz açıklayabilir. Yüzey ve özellikle jeofon bağlantıları profiller boyunca düzensiz olarak değişir. Eğer hesaplamalarda kullanılan veri sayısı çoğalır ise belirlilikte artar. İsveç araştırmasında regresyon analizinde kullanılan veri sayısı 20 civarında, İzlanda araştırmasında ise sadece 6 dır. Bununla beraber şekil-5 teki diyagramda İzlanda verileri daha sağlıklı görülür. Ancak karşılaştırma pek uygun olmaz. Çünkü kayıt mesafesinin büyük oluşu nedeniyle İzlanda araştırmasında frekans ve amplitüt ranji dolayısıyla şekil değiştirme daha fazladır. Yüzeye yakın yerlerdeki değişimler, belki, tamamen düzensiz-sede genel geçişleri içerirler. İsveçte jeofonlar hareket ettirilmediğinden ve İzlanda Sandurda ise ayrışma zonu (unweathered)

yeknesak oluşu nedeniyle bu tip geçişler adı geçen araştırmalarda ki sonuçları etkilemezler (Haraldsson) 1981.

Patlama pulslarındaki değişmeler jeofon yayılımları için bir hata faktörü olabilir. Bu da amplitüt diyagramlarında verilerin süreksiz ötelenmeleri olarak belirirki İsveç diyagramlarında oldukça yaygın olup tabakaların dalımlarıyla açıklanabilir. Aynı uzaklıkta patlamaların tekrarlandığı yerlerde ölçülen amplitütlerde değişmeler genellikle yüzde birkaçtır. Yalnız birkaç olayda % 100'e varan değişmeler görülmüştür. Enerji kaynağı olarak tek kapsül kullanıldığı zaman bu değişmeler genelde ihmal edilebilir. Geniş enerji aralığının (0.1-10 kg.) kullanıldığı İzlanda araştırmasında hataları tahmin etmek çok zordur. Aynı enerji ile patlamaların tekrarlandığı yerlerde ölçülen amplitüt değerlerindeki değişmeler (Ort.% 14) aşağı yukarı (şarj ağırlık değişimlerinin küçük belirtileri ile) İsveç araştırmasındakinin aynıdır. Amplitütler, hesaplanmış örnekler yardımıyla düzeltilse de bazen büyük değişimler göstermişlerdir. Aynı patlama noktasında değişik enerji miktarlarının kullanılması tamamen düzeltilemeyen ve artırılan enerji miktarı ile artan bir hata ortaya koyar.

Daha öncede belirtildiği gibi, Donato ve O'Brien (1963), eğer geometrik açılım faktörü  $\sqrt{r.L^3}$  uygulanırsa L uzunluğunun hakim dalga boyundan beş kat daha büyük olması gerektiğini belirtmişlerdir. Bu koşul hakim dalga boyu 18-270 m. (ortalama 100 m. den az) ve kayıt mesafesi 1600 m.'ye kadar olan İrlanda verileri nadiren de dalga boyu 3-27 m. (ortalama 10 m.) ve kayıt mesafesi maksimum 51 m. olan İsveç verileri için uygulanmıştır. Eğer L çok küçük ise kullanılan açılım faktörü doğru olmaz, mesafe ile değişir. Bununlada İsveç araştırmasında bulunan sönümün neden büyük bir dağılım gösterdiği açıklanabilir.

$\sqrt{r.L^3}$  katsayısının kullanılması için gerekli diğer koşul, kırıcı tabakanın kalın olmasıdır. Kritik kalınlık empedans kontrastına ve Z kırıcı tabakanın kalınlığı olmak üzere L/Z oranına bağlıdır. O'Brien (1967) birkaç dalga boyundan daha kalın ve yarım dalga boyundan daha ince modeller düzenlemiştir. Sunulan araştırmalarda pek çok tabakanın boyutu bu modellerin boyutları arasında yer alır. İnce tabakalar için geometrik açılım faktörü kalın tabakalarinkinden küçük olup değeri ampirik ilişkilerden hesaplanır (Rosenbaum 1965, Donato 1965). Genellikle burada yapıldığı gibi, tüm kırıcı tabakaları kalın ederek amplitütler çok büyük geometrik açılım faktörü ile dengelenir. Bu durumda diyagramlarda görüldüğü gibi artık amplitütlerin artışı ile sonuçlanabilir. Değişik bölgelerdeki tabaka kalınlıklarının eşit olmayışları benzer jeolojik malzemelerdeki değerlerin dağınık oluşlarına neden olabilir. Ancak diğer faktörlerde artık amplitütlerin mesafe ile artışlarının nedeni değildir. Eğer ortam, derinlikle hızda gerçek bir artışla karakterize edilirse, ön dalga oluşmaz. Eğri dalga yolları basit kırılmış dalgalarla tahmin edilir. Bu tip dalgalar ( $r^{-1}$ ) e yakın bir açılım faktörüne sahiptir. Eğer sönüm çok büyük değilse ( $r.L^3$ )  $1/2$  düzeltme faktörü olarak kullanıldığı için artık amplitütler mesafe ile artar. Muhtemelen pozitif hız gradienti ile negatif sönüm gradienti aynı zamanda meydana gelirken buda hesaplanan artık amplitütlerin artışına yardım eder. Değişik tipte yapılarda artık

amplitütlerin artışına yardım eder. Laster vd. (1967) aletsel olarak tabaka sınırlarında düşey küçük dalgalanmaların amplitütleri oldukça etkilediğini belirtmişlerdir. Yukarı doğru içbükey tabaka sınırları gelen enerjinin odaklaşmasına neden olur ki buda belirli kayıt aralıkları boyunca amplitütlerde artışla sonuçlanabilir. Ancak jeolojik birimlerin yatay boyutlarının ölçülen amplitütleri etkilemesi için pulsun hakim dalga boyundan daha büyük olması gerekmektedir. Jeolojik yapı İsveçte üzerinden birkaç profilin geçtiği bir yerde gözlenebilmiştir. Aynı yapı belkide diğer profillerde de mevcuttur. Fakat sonuçları ne dereceye kadar etkilediğini belirlemek çok zordur.

Sonuç olarak (yapı ve ince tabakalar değil) artık amplitütlerin mesafe ile artışlarının ilk sebebi olabilir. P dalgası hızlarındaki değişimler porozite değişimleri ile yakından ilgilidir. Kompresibilitelerine bağlı gevşek depozitlerdeki prozitenin derinlikle değişiminin derecesi taban kayadakinin çok daha büyüktür. Böylece gevşek depozitler büyük hız gradientleri ile karakterize edilirler. Bu durum taban kayalara oranla gevşek depozitlerdeki pozitif  $dAr/dr$  için akla yakın bir açıklama olarak görünür (Şekil 5). Özellikle çok porozlu taban kayalarda, hız değişimleri çok az da olsa sönüme etki eder. Uzun kayıt aralıklarında hızın derinlikle değişimi yanında bölgesel küçük uyumsuzluklarda sonuçlarda etkili olmuştur (Şekil-6A).

Stratifrafide yoğunluk ve dolayısıyla hızın derinlikle artışı, yapıda ve hızda küçük değişiklikler olması bilinen özelliklerdir. Genellikle artık amplitütlerde bu faktörler için kantitatif bir düzeltme elde etmek çok zordur. Böylece, sonuç olarak saha refraksiyon verilerinden sismik tabakalar için tam sönüm nadiren elde edilir. Eğer derinlik değişimleri az ise hız değişimlerinin benzer tabakalarda aynı olması gerektiğinden  $dAr/dr$  halen karşılaştırmalarda enteresan bir parametre olabilir. Ancak benzer malzeme grupları içindeki dağılım pozitif  $dAr/dr$ 'nin kullanılması hakkında karamara varmak için çok geniştir. Bu dağılımın muhtemel nedeni ilerde tartışılacaktır.

Tabakaların çoğunda karşıt yönlerde elde edilmiş kayıtlardan bulunmuş  $dAr/dr$  değerlerinde büyük değişimler görülür. Bu sonuç dalan tabakalar nedeniyle olmalıdır. Amplitüt verilerinin değerlendirilmesinde tabakalar için hazırlanan yol-zaman denklemlerine benzer ışın yolu denklemlerinden faydalanılır. Ancak buda hız değişimleri gibi amplitüt etkileyici diğer faktörlerin sönümden ayırtlanamadığı yüzey tabakalarında pür sönümün bilinmemesi nedeniyle mümkün değildir. Karşıt yönlerde alınan kayıtlarda büyük dağılımlar görülmesi nedeniyle yeterli sonuç elde edilememiştir. Beğenilen verilerde kayıt yönlerine göre belirli bir dağılım görülür. Ortalamanın veya özellikle bir profil yönünde bulunan değerlerin kullanılması şekil-5 te görülen dağılıma neden olan bir hata ortaya çıkarır. Böylece sismik tabakalardaki artık sönümün doğrulukla bulunamayışının nedeni tabakaların meyilli olmasına bağlanabilir. Bu durum daha önce tartışılan bir veya birkaç faktörle ilgilidir.

Ölçülen frekanslar bu faktörler tarafından benzer şekilde etkilenir. Buda frekans değişiminin pür sönümün işareti olarak kulla-

nılmasını sakıncalı kılar. Ayrıca frekans değişimi amplitüt değişimine göre daha dağınıktır. Bu durum diyagramlardan görülebileceği gibi frekans verilerinin son derece dağınık olmalarıyla açıklanabilir. Böylece sistematik olmayan faktörler (zemin ve zemin-sismometre bağlantıları) ölçülen frekansları amplitütlere göre daha büyük çapta etkiler gibi görülür.

#### ÖZET :

Bu araştırmaların sonuçları artık amplitüt ve frekans diyagramlarının hız seviyelerinin belirlenmelerinde yardımcı olabileceği düşüncesiyle frekans ve amplitüt analizlerini gösterir. Geçiş bölgelerinde değişik ön dalgalar arasındaki yüzey, yaygın frekans ve amplitüt dağılımlarına neden olur. Genelde bu tip özelliklerle birlikte sönümdeki değişen geçişler ve süresiz ötelemeler amplitüt ve frekans diyagramlarında yol-zaman diyagramlarından daha belirgin uyumsuzluklar yaparken buda sadece yol-zaman analizi yapıldığı zaman küçük hız farklılıklarına sahip tabakaların kaçırılmaması için faydalıdır.

Artık sönüm ve frekans değişiminin derecesi aşağıdaki nedenlerden hassas olarak bulunamaz.

Büyük ölçüde ;

- Dalan kontaklar,
- Tabakalardaki hız değişimleri,
- Havalandırma zonundaki değişmelere bağlı dağılımlar,

Az ölçüde ;

- Zemin-jeofon bağlantısına bağlı dağılımlar,

Bilinmeyen Derecede ;

- Patlamalardaki enerji değişimleri,
- Küçük hız farklılıkları sebebiyle değişik ön dalga varışları arasındaki girişimler,
- Çok ince tabakalar,
- Büyük boyutlu yapılar.

Bu faktörler arasında jeolojik durum (daha çok stratigrafi) daha etkin olduğundan refraksiyon araştırmalarından artık sönüm ve frekans değişimlerinin hassasiyetle bulunmalarında çok ender olur.

EK :

Artık sönümlerin hassasiyetle ölçülmesi için gerekli koşullar,

O'Brien (1967) sismik refraksiyon araştırmalarında amplitüt hesabı yöntemini vermiştir. Fakat jeolojik özelliklerden pek az bahsetmiş ve elde ettiği sonuçları büyük çapta saha ölçümlerinden çıkarmıştır. Küçük ölçekteki refraksiyon çalışmalarını için istenilen stratigrafik özellikler burada gerekir.

Aşağıda belirtilenler, önceki bölümlerde tartışılan konulara dayandırılmıştır. Refraksiyon verilerine göre belirlenen sismik tabakaların artık sönümlerinin bulunmaları için aşağıdaki stratigrafik bilgiler gereklidir.

- Kontaklar birkaç dereceden daha fazla dalıma sahip olmamalı-

dır. Fakat kırıcı tabakanın üstündeki diğer tabakaların pür sönümleri bilinirse bu sınırlandırma istenmeyebilir.

- Uzun aralıklarda kaydedilen dalga şeklinin ilk yarı devresindeki bızulmalardan kaçınmak için hız farklılıkları yeterli derecede olmalıdır.

- Tabakalar büyük hız değişimleri ile karakterize edilmemelidir. Yani tabakalar iyi konsolide olmalıdır.

- Tabakalar geometrik yayılım için sağlıklı düzeltmelere izin verecek derecede pulsların hakim dalga boyundan 2-3 defa daha kalın olmalıdır.

- Tabakalar kırıcı tabaka içinde alınan yolun hakim dalga boyunun 5-6 katı olmasına izin verecek kadar yeterli kalınlıkta olmalıdır.

- Büyük boyutlu yapılar hariç, tabakalar paralel istiflenmiş olmalıdır. Zemin özellikleri profiller boyunca farkedilir derecede değişmemelidir.

Saha çalışmalarında aşağıdaki öneriler verilir;

- Profiller yükseklik ve havalandırma zonundaki değişmelerin enaz olduğu yönü takip etmelidir.

- Profiller en derin tabakadan kayıt alabilecek kadar uzun olmalıdır.

- Her profil için mümkün olan en az serilim kullanılmalıdır. Mümkünse çok sayıda kanal ve/veya alet kullanılmasıyla her profilin sonunda sadece bir patlama yapılması tercih edilmelidir.

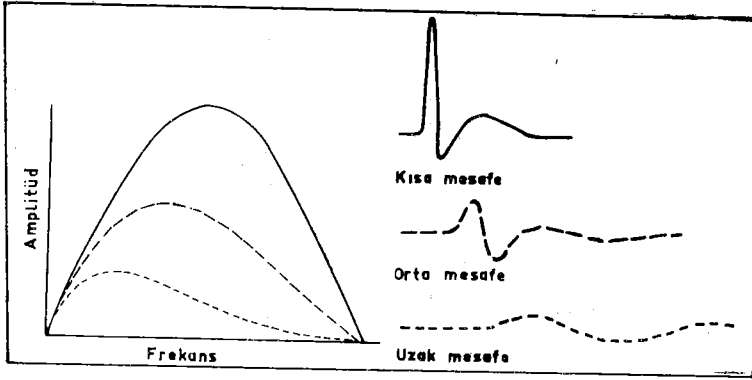
- Aynı yerde birden fazla patlama yapılırsa uzak kayıt noktalarında gürültülü varışlar olmaması için enerji miktarı mümkün derecede azaltılmalıdır.

- Birden fazla jeofon yayılımı kullanılırsa en az iki-üç jeofon üst üste gelmelidir.

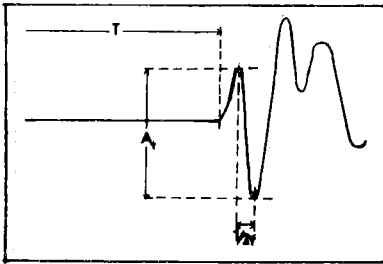
- Jeofon dağılımı her tabakadan hesaplamalarda kullanılabilen en az 5-6 ilk varış verecek şekilde ayarlanmalıdır.

- Jeofonlar zemine gömülmeli ve standart bir tarzda yerleştirilmelidir.

- Tabakaların yatay istiflendiği kesin olarak bilinmiyorsa profil yönlerinin ve atış noktalarının kaydırılmalarının önceden kararlaştırılması uygun olmaz.



Şekil-1 Amplitüd spektrumları ve değişik uzaklıklarda frekans-bağımlı dalgâ formları

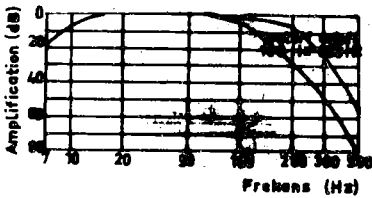


Şekil-2 Dalgâ formlarının ölçülen özellikleri.

T : ilk varış zamanı

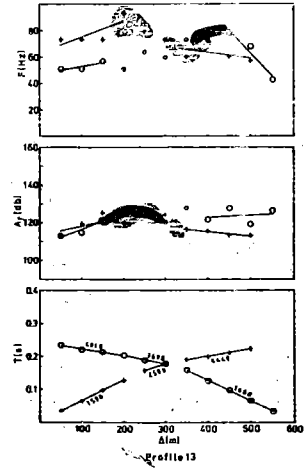
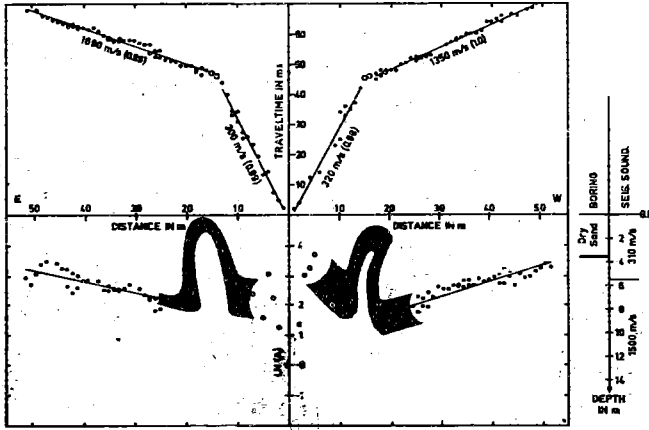
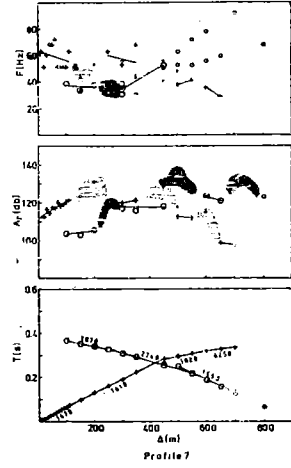
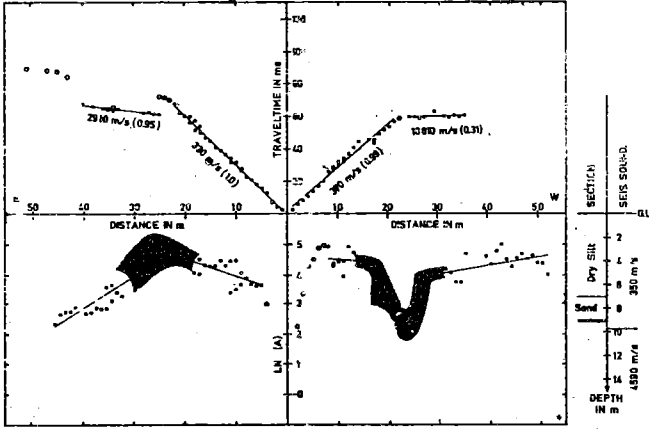
$A_t$  : amplitüd izi (aşağı ve yukarı doğru ilk sapsmaların tepe noktaları arasındaki dikey mesafe)

f : frekans (aşağı ve yukarı doğru ilk sapsmaların tepe noktaları arasındaki yatay mesafeden  $(1/2 f)$  hesaplanır.

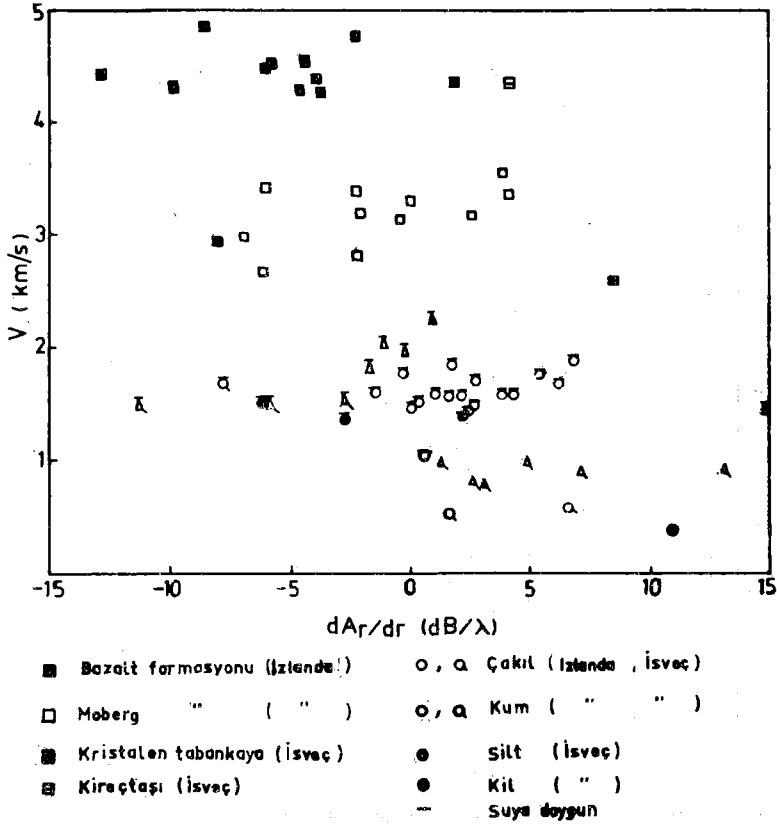


Şekil-3 Alet sisteminin frekans cevabı (amplifier, modülatör-demodülatör ve filtreler).

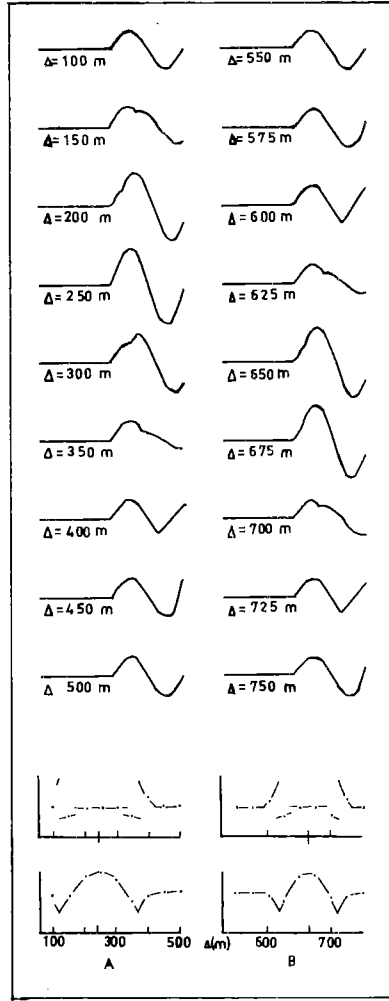




Şekil-4 Araştırmalardaki Birkaç Profilin Yol-Zaman Artık Amplitüd ve Frekans Diyagramları



Şekil-5 Çeşitli Jeolojik Birimlerin Hız Değerlerine Göre Artık Sönüm Değerleri



Şekil-6 Çeşitli uzaklıklarda ön dalgalar ve dalga formlarının frekans ve amplitüd izleri. Dalga formları, uzaklıkla enerji kaybı olmadığı kabul edilerek sin eğrisine eşit iki ana dalga olarak genelleştirilmiştir. A ve B hızları  $V$  ve kalınlıkları  $D$  olan iki ayrı sismik-stratigrafiyi gösterir.

$$A : V_1 = 900 \text{ m/sn}, V_2 = 2500 \text{ m/sn}, V_3 = 3500 \text{ m/sn}.$$

$$D_1 = 40 \text{ m}, D_2 = 44 \text{ m}, \text{ön dalga frekansı} = 35 \text{ Hz}.$$

$$B : V_1 = 1565 \text{ m/sn}, V_2 = 2090 \text{ m/sn}, V_3 = 4300 \text{ m/sn}.$$

$$D_1 = 57 \text{ m}, D_2 = 170 \text{ m}, \text{ön dalga frekansı} = 43 \text{ Hz}.$$

Tablo-1 Grafiklerde birbirine karşı gelen kırılmalar arasındaki korelasyon.

	İsveç'te kısa profiller	İzlanda'da uzun profiller
T <sup>+</sup> A <sup>+</sup> F <sup>+</sup>	16	38
T <sup>+</sup> A <sup>+</sup> F <sup>-</sup>	3	8
T <sup>+</sup> A <sup>+</sup> F <sup>o</sup>	6	-
T <sup>+</sup> A <sup>-</sup> F <sup>+</sup>	1	3
T <sup>+</sup> A <sup>-</sup> F <sup>-</sup>	1	6
T <sup>+</sup> A <sup>o</sup> F <sup>+</sup>	1	-
T <sup>-</sup> A <sup>+</sup> F <sup>+</sup>	3	4
T <sup>-</sup> A <sup>+</sup> F <sup>-</sup>	1	-
T <sup>-</sup> A <sup>+</sup> F <sup>o</sup>	2	-
T <sup>-</sup> A <sup>-</sup> F <sup>+</sup>	1	-

+ : Kırılma

- : Kırılma yok

o : Veri yok

T : Yol-zaman grafiği

A : Amplitüt grafiği

F : Frekans grafiği

Tablo-2 Her iki araştırmada bulunan artık sönüm ve frekans değişimi derecelerinin sayıları

Yol-zaman grafiklerinden bulunan tabaka sayıları	İsveç'te kısa pr.		İzlanda'da uzun pr.	
	31 Artık Frekans Sönüm Değişimi		51 Artık Frekans Sönüm Değişimi	
Karşıt atış ortalaması olarak bulunanlar	9	3	21	14
Bir profil boyunca karşıt atış yönünde				
Çok az veri	-	-	6	5
Zayıf korelasyon	5	-	-	-
Veri yokluğu	6	3	18	15
	11	3	24	20
Karşıt atış yönlerinde değerlerin bir-birinden farklı	11	17	2	16
Hassas veri yokluğu	-	8	4	11
nedenlerinden hesaplamalarda göz ardı edilenler				
	11	25	6	27

## KAYNAKLAR

- Bubsy, J. and Richardson, E.G., 1957: The absorption of sound in sediments, *Geophysics* 22, 821-828
- Donato, R.J., 1965: Measurements on the arrival refracted from a thin high speed layer. *Geophys. Prosp.* 13, 387-404.
- Donato, R.J. and O'Brien, P.N.S., 1963: The refracted pulse in seismic prospecting: Presented at the 6th World Petroleum Congress, Frankfurt, 19-26 June, (Reference from O'Brien, 1967).
- Geyer, R.L. and Martner, S.T. 1969: SH waves from explosive sources. *Geophysics* 34, 893-905
- Hamilton, E., 1972: Compressional-wave attenuation in marine sediments. *Geophysics* 37, 620-646.
- Haraldsson, H. 1981: Striae No. 15, in prep.
- Haraldsson, H. and Palm, H., 1980: A seismic investigation in the Markarfljot sandur area, southern Iceland. *Striolae* 1980: 2, Uppsala, 54 pp.
- Heelan, P.A., 1953: On the theory of head waves. *Geophysics* 18, 871-893.
- Easter, S.J., Backus, M.M. and Schell, R., 1967: Analog model studies of the simple refraction problem. In Musgrave, A.W. (ed) *Seismic Refraction Prospecting*. Soc. of Exp. Geoph., Tulsa, Oklahoma, 15-66.
- Magnusson, K.A., 1976: In situ determination of elastic constants in rocks, using a hammer seismograph. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 98, 244-250
- Mc Cann, C. and Mc Cann, D.M., 1969: The attenuation of Compressional waves in marine sediments. *Geophysics* 34, 822-892.
- Meidav, T., 1967: Shear wave velocity determination in shallow seismic studies. *Geophysics* 32, 1041-1046
- O'Brien, P.S.N., 1960: The use of amplitudes in refraction shooting-A case history. *Geophys. Prosp.* 8.417-428.
- O'Brien, P.S.N., 1967: The use of amplitudes in seismic refraction survey. In Musgrave, A.W. (ed) *Seismic Refraction Prospecting*. Soc. of Exp. Geoph., Tulsa, Oklahoma, 85-118
- O'Brien, P.N.S. and Lucas, A.L., 1971: Velocity dispersion of seismic waves. *Geophys. Prosp.* 19, 1-25
- Palm, H., 1980: Undersökning av amplitudmatningars använbarhet vid seismiska refraktionsmatningar över lösa jordlager (An investigation of the use of amplitudes in seismic refraction survey over loose deposits. In Swedish with an English Summary). *Qufo*: 1, Uppsala, 39 pp.

- Palm, H., 1981: An interpretation of seismic refraction data by use of travel-times, amplitudes and frequencies. *Striolarae* 1981: 1, Uppsala, 19 pp.
- Palmason, G., 1970: Crustal structure of Iceland from explosions seismology. *Rit 40*. Reykjavik: Soc. Sci. Island. 187 pp.
- Rosenbaum, J.H., 1965: Refraction arrivals through thin high velocity layers, *Geophysics* 30, 204-212.
- Wyllie, M.R.J., Gardner, G.H.F. and Gregory, A.R., 1962: Elastic wave attenuation. *Geophysics* 7, 569-589.
- Zvolinsky, N.V., 1958: Reflected and head waves arising at a plane interface of two elastic media-II, Equation 21. *Bull. Ac. Sc. U.S.S.R.* No 1, 1-7 (English translation by A.G.U.)

DEPREM ARAŞTIRMA BÖLTENİ  
YAYIN KOŐULLARI

1. BÖltene gönderilecek telif ve tercüme yazıların :
  - a) Depremle doğrudan doğruya, ya da dolaylı yoldan ilgili olması,
  - b) Bilimsel ve teknik bir değer taŐıması,
  - c) Yurt içinde daha önce başka bir yerde yayınlanmamıŐ olması,
  - d) Daktilo ile ve kağıdın yalnız bir yüzüne en az iki nüsha olarak yazılmıŐ bulunması,
  - e) Őekillerin aydınger kağıdına ini mürekkebi ile çizilmiş olması,
  - f) Fotoğrafların net ve kliŐe alınmasına müsait bulunması gerekmektedir.
2. Telif araştırma yazılarının baş tarafına araştırmanın genel çerçevesini belirten en az 200 kelimelik İngilizce, Fransızca ya da Almanca bir zet konulmalıdır.
3. Bayındırlık ve İŐkan Bakanlığı mensubu elemanlar tarafından hazırlanan ve telif ya da tercüme creti ödenerek yayınlanacak olan yazıların, mesai saatleri dışında hazırlanmış olduğu yazan derleyen, ya da evirenin bağlı bulunduğu birim amiri tarafından (genel müdürlüklerde daire başkanı, müstakil birimlerde birim amiri) verilecek bir belge ile belgelendirilmesi zorunludur. Bu belge ile birlikte verilmeyen yazılar için ücret ödenmez.
4. Telif ve tercüme ücretleri ancak yazı bültende yayınlandıktan sonra tahakkuka bağlanır.
5. Bültende yayımlanacak yazılara, "Kamu Kurum ve KuruluŐlarınınca denecek Telif ve İŐlenme cretleri Hakkında Yönetmelik", esaslarına göre ücret ödenir.
6. Yazılarda bulunan Őekiller için, gerekli olan asgari alan içinde bulunabilecek kelime sayısına göre ücret taktir edilir.
7. Yazıların bültende yayınlanması Genel Müdürlüğümüz bünyesinde teŐekkül eden Uzmanlar Kurulu'nun kararı ile olur.
8. Semeyi yapacak Uzmanlar Kurulu 5. maddede sözü edilen asgari alanları hesaplamaya, yazı sahiplerine gereksiz uzatmaların kısaltılmasını teklif etmeye, verilecek ücrete esas teŐkil edecek kelime sayısını tesbit etmeye ve yazıların yayın sırasını tayine yetkilidir.
9. Kurulca incelenen yazıların bültende yayınlanıp yayınlanmayacağı yazı sahiplerine yazı ile duyurulur.



10. Yayınlanmayacak yazılar bu duyurudan sonra en geç bir ay içinde sahipleri tarafından geri alınabilir. Bu süre içinde alınmayan yazıların korunmasından Genel Müdürlüğümüz sorumlu değildir.
11. Yayımlanan yazılardaki fikir, görüş ve öneriler tamamen yazarlarına ait olup, Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğünü bağlamaz ve Genel Müdürlüğümüzü resmi görüşünü yansıtmaz.
12. Diğer kuruluşlar ve Bakanlık mensupları tarafından bilgi, haber tanıtma vb. gibi nedenlerle gönderilecek not ve açıklamalar, ya da bu nitelikteki yazılar için ücret ödenmez.
13. Genel Müdürlüğümüz mensupları Genel Müdürlükçe kendilerine verilen görevlere ait çalışmalardan ötürü her hangi bir telif ya da tercüme ücreti talep edemezler.