



## Uzak alan P dalga şekillerinin sonlu-fay ters çözümünden 22 Mayıs 1971 Bingöl depremi kırılma sürecinin incelenmesi

*Investigation of rupture history of the May 22, 1971, Bingöl earthquake obtained from the finite-fault inversion of the teleseismic P waveforms*

**Murat UTKUCU, Ali PINAR, Ömer ALPTEKİN**

İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar, İSTANBUL

### ÖZ

22 Mayıs, 1971 Bingöl depremi Doğu Anadolu Fay Zonu'nun (DAFZ) Bingöl ile Karlıova arasında yer alan kuzey-doğu ucunu kırmıştır. Önceki çalışmalarda, DAFZ'nun yaklaşık 75 km uzunluğundaki bu kesimi Karlıova-Bingöl Fay Parçası (KFP) adında tek bir fay parçası olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada bir doğrusal sonlu-fay ters çözüm tekniği kullanılarak, uzak alan P dalga şekillerinden 1971 Bingöl depremi için sonlu-fay kayma modeli belirlenmeye çalışılmıştır. Uzak alan verileri; mevcut olan WWSSN (World Wide Standardized Seismograph Network) istasyonlarının uzun-periyod analog kayıtlarından sayısallaştırılarak elde edilmiştir. Depremin ilişkili olduğu kırılma alanı K51° D doğrultulu, 82° KB'ya eğimli, (84 x 24) km boyutlarındaki bir dikdörtgen yüzey ile temsil edilmiştir. Ters çözüm sonucunda elde edilen kayma modeli depremin iki fay pürüzünün kırılması sonucu meydana geldiğine ve gözlenmiş dalga şekillerinden de açıkça anlaşıldığı gibi, kırılmanın çoğunlukla KD'ya doğru olduğuna işaret etmektedir. Deprem, fay modelinin GB yarısında yerleşmiş 60 cm civarında kayma genliğine sahip büyük bir fay pürüzünün kırılması ile başlamıştır. Gözlenmiş yüzey kırığıyla uyuşan bu fay pürüzü (35 x 12) km boyutlarında bir faylanma alanını örtmektedir. Küçük olan fay pürüzü 40 cm civarındaki kayma genliğiyle fay modelinin KD yarısında yerleşmiş olup, (20 x 12) km boyutlarında bir faylanma alanını örtmektedir. Kayma modeli için hesaplanan sismik moment ve kırılma süresi sırasıyla  $1.1 \times 10^{26}$  dyne.cm ( $M_w=6.7$ ) ve 28 s'dir. Bu bilgiler ve ayrıntılı fay haritalarından sağlanan bilgiler ışığında DAFZ'nun Bingöl ile Karlıova arasında kalan kesiminin birden fazla fay parçasından oluştuğu düşünülmektedir.

**Anahtar kelimeler:** Bingöl depremi, Doğu Anadolu Fay Zonu, fay parçaları, sonlu-fay kayma modeli.

### ABSTRACT

The 22 May 1971 Bingöl earthquake ruptured the northernmost section of the East Anatolian Fault Zone (EAFZ), extending from Bingöl to the northeast of Karlıova. This section of the EAFZ was defined as a single fault segment, namely the Karlıova-Bingöl segment, in the earlier studies and has a length of about 75 km. In this study, teleseismic P waveforms of the 1971 Bingöl earthquake were used to obtain a finite-fault coseismic slip model using a linear finite-fault inversion technique. The teleseismic data were digitized from available analogue long-period recordings of Worldwide Standardized Seismograph Network (WWSSN) stations. The earthquake's rupture area is represented with an 84 km by 24 km fault, striking N51°E and dipping 82° to the NW. The coseismic slip model resulted from the inversion indicated that the earthquake was associated with rupturing of two slip patches and the rupture was mostly unilateral toward northeast, which is also explicit from the data. The earthquake was initiated with the failure of the larger slip patch, located to the SW half of the fault model with slip amplitude of about 60 cm. This slip patch covers a faulting area of 35 km by 12 km, fitting the observed surface ruptures. The smaller slip patch is located to the NE half of the fault model with slip amplitude of about 40 cm and covers a faulting area of 20 km by 12 km. A seismic moment of  $1.1 \times 10^{26}$  dyne.cm ( $M_w=6.7$ ) and rupture process time of 28 sec are computed for the slip model. This information as well as the information coming from the detailed fault maps led us to speculate on the further segmentation of the EAFZ between Bingöl and Karlıova.

**Key words:** Bingöl earthquake, East Anatolian Fault Zone, fault segments, finite-fault slip model.

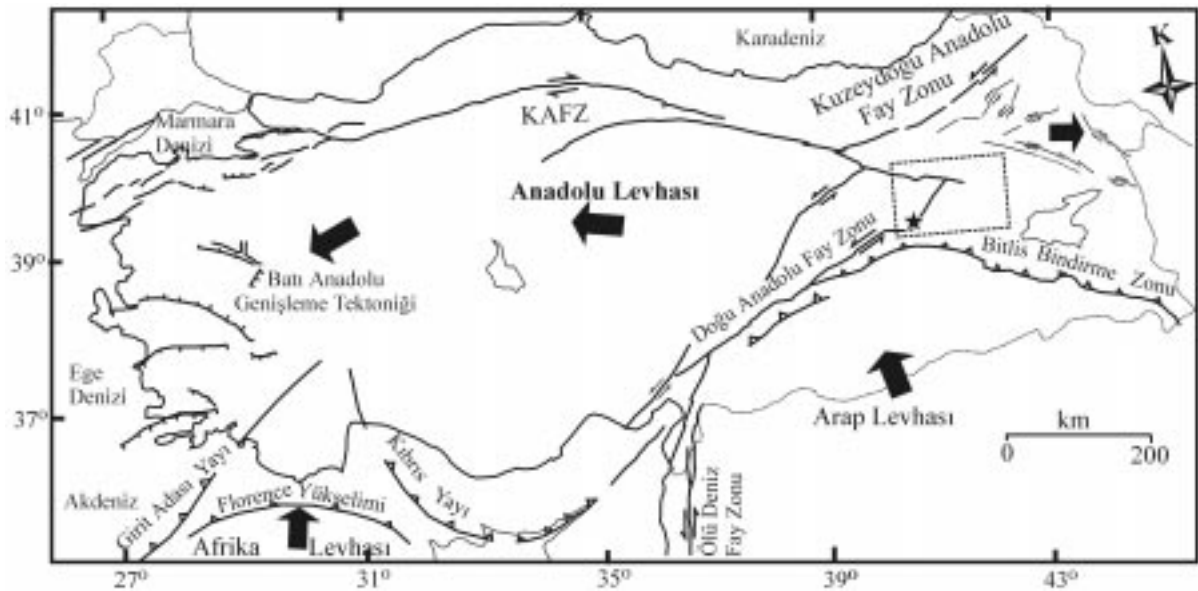
## GİRİŞ

Doğu Anadolu'da Arap levhası, Bitlis Bindirme Kuşağı (BBK) olarak adlandırılan bir deformatsiyon zonu boyunca Anadolu levhası ile çarpışmaktadır (Eyidoğan, 1983; Barka ve Reilinger, 1997). GPS çalışmaları, Arap levhasının Avrasya levhasına göre yaklaşık 18 mm/yıl'lık bir hızla KB doğrultusunda hareket ettiğine işaret etmektedir (McClusky vd., 2000). Doğu Anadolu'daki bu sıkışma rejimi Anadolu levhasının "kaçma tektoniği (escape tectonics)" olarak adlandırılan bir tektonik hareketle B-KB yönünde hareket etmesine neden olmaktadır (Barka ve Reilinger, 1997). Batı Anadolu'dan itibaren Afrika levhasının Anadolu levhasının altına daldığı güney Ege'deki Girit adası yayına doğru bu hareketin doğrultusu tedrici olarak GB'ya doğru dönmektedir.

Anadolu levhasının batıya doğru hareketi iki önemli doğrultu atımlı fay sistemi boyunca gerçekleşmektedir (Şekil 1) (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992; Şaroğlu vd., 1992). Bu fay zonları sırasıyla; sağ-yanal atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve sol-yanal atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ)'dur. GPS ça-

lışmaları KAFZ üzerinde yaklaşık 24 mm/yıl ve DAFZ üzerinde yaklaşık 9 mm/yıllık bir kayma hızına işaret etmektedir (McClusky vd., 2000). Bu iki fay zonu Karlıova Üçlü Eklemi (KÜE) olarak adlandırılan yerde birleşmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992). Doğu Anadolu'daki bu güncel tektonik etkinlik GPS çalışmalarının yanı sıra, bölgede meydana gelmiş önemli depremlerin odak mekanizmaları çözümleri ile de desteklenmektedir (Canitez ve Üçer, 1967; McKenzie, 1972; Eyidoğan, 1983; Jackson ve McKenzie, 1984; Osmanşahin vd., 1986; Taymaz vd., 1991; Pınar vd., 1994; Pınar, 1995; Kalafat, 1995).

Arap levhası ile Anadolu levhası arasındaki göreceli hareketi karşılayan sol-yanal doğrultu atımlı DAFZ, yaklaşık 580 km uzunluğuyla KÜE'den İskenderun Körfezi civarına kadar uzanmakta ve bu bölgede Ölüdeniz Fay Zonu (ÖDFZ) ile birleşmektedir (bkz. Şekil 1) (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şaroğlu vd., 1992; Barka ve Reilinger, 1997). Bu birleşmenin nerede olduğu konusunda da tartışmalar sürmektedir (örneğin; Perinçek ve Çemen, 1990). Türkiye'de 19. yüzyıldaki deprem etkinliği göz önüne alındığında, 20. yüzyıl içinde DAFZ'nun görece-



Şekil 1. Türkiye'nin belli başlı tektonik birimlerini gösteren harita (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988 ile Koçyiğit vd., 2001'den derlenmiştir. Kesikli çizgili dikdörtgen Şekil 2'de gösterilen harita alanını çevrelemekte ve yıldız 22 Mayıs 1971 Bingöl depremi merkez üssünü göstermektedir).

Figure 1. Major tectonic elements of Turkey (compiled from Barka and Kadinsky-Cade, 1988, and Koçyiğit et al., 2001. Dashed rectangle encloses the map area shown in Figure 2 and solid star denotes the epicenter of the May 22, 1971 Bingöl earthquake).

li olarak sessiz bir dönem geçirdiği söylenebilir (Ambraseys, 1989; Nalbant vd., 2002). Ancak tarihsel döneme ait deprem etkinliği bir bütün olarak ele alındığında, bu sessizliğin geçici olduğu ileri sürülmüştür (Ambraseys, 1989). 20. yüzyılda bu fay zonu üzerinde meydana gelen en önemli deprem  $M_S=6.7$  olan 22 Mayıs, 1971 Bingöl depremidir (Çizelge 1).

DAFZ, Karlıova ile Türkoğlu arasında KD-GB doğrultusunda uzanmakta ve Türkoğlu ile Hatay arasında ise fay zonunun uzanımı K-G doğrultusuna yaklaşmaktadır. Fay zonu, Kahramanmaraş doğusunda BBK'nı kesmekte ve sol yanal hareketlerin yanında ters atımlı hareketler de önemli hale gelmektedir (Taymaz vd., 1991; Lyberis vd., 1992). Lyberis vd. (1992), DAFZ üzerindeki hareketlerin birincil olarak sıkışma türü olduğunu ve sol-yanal doğrultu atımlı hareketlerin ikincil hareketler olduğunu öne sürmüştür. DAFZ'nun ayrıntılı fay haritaları ve parçalanması Barka ve Kadinsky-Cade (1988), Arpat ve Şaroğlu (1975), Şaroğlu vd. (1992) tarafından değerlendirilmiştir.

22 Mayıs, 1971 Bingöl depremi ( $M_S=6.7$ ) DAFZ'nun en kuzeydeki parçası olarak tanımlanan Karlıova-Bingöl Fay Parçası (KFP) üzerindeki kırılma ile meydana gelmiştir (Şekil 1, 2 ve 3) (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Seymen ve Aydın, 1972; Şaroğlu vd., 1992). Depremin merkez üssü koordinatları  $38.83^\circ K$ ;  $40.52^\circ D$  olarak ve odak derinliği de 3 km olarak verilmiştir (McKenzie, 1972). 1971 Bingöl depremi Bingöl kenti ve köyleri ile Palu'nun Bingöl'e yakın köylerinde hasara yol açmış ve 755 can kaybına neden ol-

muştur (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Seymen ve Aydın, 1972; Eyidoğan vd., 1991). Yaklaşık 75 km uzunluğundaki KFP güneyde Bingöl kent merkezi ile kuzeyde Karlıova ilçe merkezi yakınındaki KÜE arasında yaklaşık  $K50^\circ D$  doğrultusunda uzanmaktadır (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Seymen ve Aydın, 1972; Şaroğlu vd., 1992). Bingöl'ün güneyindeki Bingöl Ovası'nın altında kaybolmuş olan KFP Bingöl doğusunda Göynüksuyu vadisinde morfolojik olarak belirginlik kazanmakta ve bu vadi boyunca KD'ya doğru 13 km'lik bir uzunluk boyunca tek bir fay izi veya kırık olarak izlenebilmektedir (bkz. Şekil 2 ve 3). Bunun ardından da KAFZ'na kadar 38 km'lik uzunluk boyunca en büyük genişliği 4 km'ye ulaşan bir kırık zonu şeklinde uzanmaktadır. 1971 Bingöl depremi sonucunda KFP'nin güney yarısı boyunca aralıklarla uzanan, 50 ile 500 m uzunlukta, kademeli (en echelon) yapı gösteren ve genel gidişleri  $K 40-45^\circ D$  olan sol-yanal atımlı yüzey kırıkları gelişmiştir (bkz. Şekil 3). Yüzey kırıkları toplam 35 km'lik bir uzunluk boyunca gözlenmiştir (Seymen ve Aydın, 1972). Yüzey kırıkları üzerinde en büyük yerdeğiştirme merkez üssünün 5 km kadar KD'sunda sol yönde 25 cm olarak ölçülmüştür. KFP'yi oluşturan kırıkların ayrıntılı haritaları Seymen ve Aydın (1972) ve Şaroğlu vd. (1992) tarafından verilmiştir. KFP Bingöl ile Genç arasında Genç fayı ile bir genişleyen fay basamağı (releasing stepover) oluşturmaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

Depremin kaynak parametreleri P dalgası ilk hareketlerinden (Jackson ve McKenzie, 1984) ve uzak alan cisim dalgaları ters çözümlerinden (Taymaz vd., 1991; Pınar, 1995) elde edilmiştir.

Çizelge 1. 1971 Bingöl depremi için önceki çalışmalardan elde edilen kaynak parametreleri.

Table 1. The source parameters of the May 22, 1971 Bingöl earthquake obtained by previous inversion studies.

|                              | Dewey (1976) | Jackson ve McKenzie (1984) <sup>a</sup> | Taymaz vd. (1991) <sup>b</sup> | Pınar (1995) <sup>e</sup> |
|------------------------------|--------------|---|--------------------------------|---------------------------|
| Doğrultu ( $^\circ$ )        |              | 52/143                                  | 1.Şok /2.Şok                   | 1.Şok /Toplam             |
| Eğim ( $^\circ$ )            |              | 86/82                                   | 231/232                        | 234/226                   |
| Kayma Açısı ( $^\circ$ )     |              |   | 82/71                          | 84/86                     |
| $M_0$ ( $\times 10^{18}$ Nm) |              |   | $3 \pm 10/16$                  | 4/12                      |
| Gerilme Düşümü (MPa)         |              |   | 5.8/3.5                        | 9.5/17.50                 |
| Enlem ( $^\circ$ )           | 38.87        | 38.83                                   | 40.52/40.42 <sup>c</sup>       | 4.3                       |
| Boylam ( $^\circ$ )          | 40.48        | 40.52                                   | 38.89/38.85 <sup>c</sup>       |                           |
| Derinlik (km)                |              | 3                                       | $9 \pm 6^d$                    | 9                         |

<sup>a</sup> P dalgası ilk hareketlerinden fay düzlemi çözümü; <sup>b</sup> Telesismik P ve SH dalgaları ters çözümünden; <sup>c</sup> Kaynak koordinatı; <sup>d</sup> Kaynak derinliği; <sup>e</sup> Uzak alan P dalga şekilleri ters çözümünden hesaplanmıştır. 5 kaynak hesaplanmış ve ilk kaynak ile 5 kaynağın vektörel toplamına karşılık gelen çözümlerin parametreleri verilmiştir.

1971 Bingöl depremi için bu çalışmalardan elde edilen kaynak parametreleri Çizelge 1'de verilmiştir. Taymaz vd. (1991) depremin P ve SH dalga şekillerinin karmaşıklığına değinmiş ve bu dalga şekillerinin ilk 40 s'lik kısmını iki şok ile modellemiştir. Pınar (1995), P dalga şekillerinin ilk 100 s'lik kısmını kaynak ters çözümünde kullanmış ve 5 adet şokla bir modelleme yapmıştır. P dalgası ilk hareketlerinden ve gerekse uzak alan cisim dalgası şekilleri ters çözümünden farklı çalışmalarda elde edilen kaynak mekanizma çözümlerinin büyük benzerlik göstermesi, depremin kaynak parametrelerinin iyi kısıtlandırılmasının bir göstergesidir. Kaynak mekanizması çözümlerinden elde edilen KD-GB uzanımlı düzlem, DAFZ'nun uzanımıyla uyum içindedir ve dolayısıyla fay düzlemini temsil etmektedir.

KÜE civarında KAFZ üzerindeki 1784 Elmalı depreminden sonra meydana gelmiş önemli depremler Çizelge 2'de listelenmiş ve Şekil 2'de gösterilmiştir (Ambraseys ve Zatopek, 1968; McKenzie, 1972; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Eyidoğan vd., 1991; Ambraseys ve Jackson, 1998). Şekil 2'den görüldüğü gibi üçlü eklemi oluşturan sınırların eklem noktasına yakın kesimleri geçen yüzyıl içindeki depremlerle kırılmıştır. Tarihsel kayıtlar, 1971 Bingöl depremi ile kırılan KFP üzerindeki bir önceki depremin 1866 depremi olduğunu öngörmektedir. Ambraseys ve Jackson (1998), bu depremin yüzey kırığı oluşturduğunu ancak bunun yeri konusunda bilgilerin zayıf olduğunu belirtmişlerdir.

1971 Bingöl depremi 20. yüzyıl içinde DAFZ üzerinde meydana gelmiş ve aletsel merkez üssü koordinatları, yüzey kırığı, kaynak mekanizma çözümleri gibi önemli bilgilere sahip olunan tek büyük depremdir. Bu deprem, GDSN (Global Digital Station Network) istasyonlarının kurulmasından önce meydana gelmiş olması nedeniyle, uzak alan kaynak analizlerinde (Taymaz vd., 1991; Pınar, 1995) WWSSN (World Wide Standardized Seismograph Network) uzun-periyot analog kayıtlarından sayısallaştırılmış P dalga şekilleri kullanılmıştır. Geçmişte yapılan çalışmalar magnitudü 7 civarında olan depremlerin sonlu-fay analizinde sadece WWSSN analog kayıtlarından sayısallaştırılmış uzun-periyot kayıtların kullanılabileceğini göstermiştir (Hartzell ve Mendoza, 1991; Wald ve Somerville, 1995; Langer ve Hartzell, 1996). Mendoza ve Hartzell (1988), uzun-periyot kayıtlarından deprem kırılmasının genel boyutlarının ve özelliklerinin elde edilebileceğini göstermişlerdir.

Bu çalışmada, 1971 Bingöl depremi için bir sonlu-fay modellemesi, depremin sayısallaştırılmış uzun-periyot uzak alan P dalga şekilleri kullanılarak yapılmıştır. Barka ve Kadinsky-Cade (1988) KFP'nin tümünün bu depremlerle kırıldığına değinmiştir. Ancak, deprem sonrasında sadece KFP'nin Bingöl güneyi ile Göynük arasında kalan kısmında yüzey kırığının gözlenmesi, sadece bu kısmının kırıldığı yorumunun yapılmasına

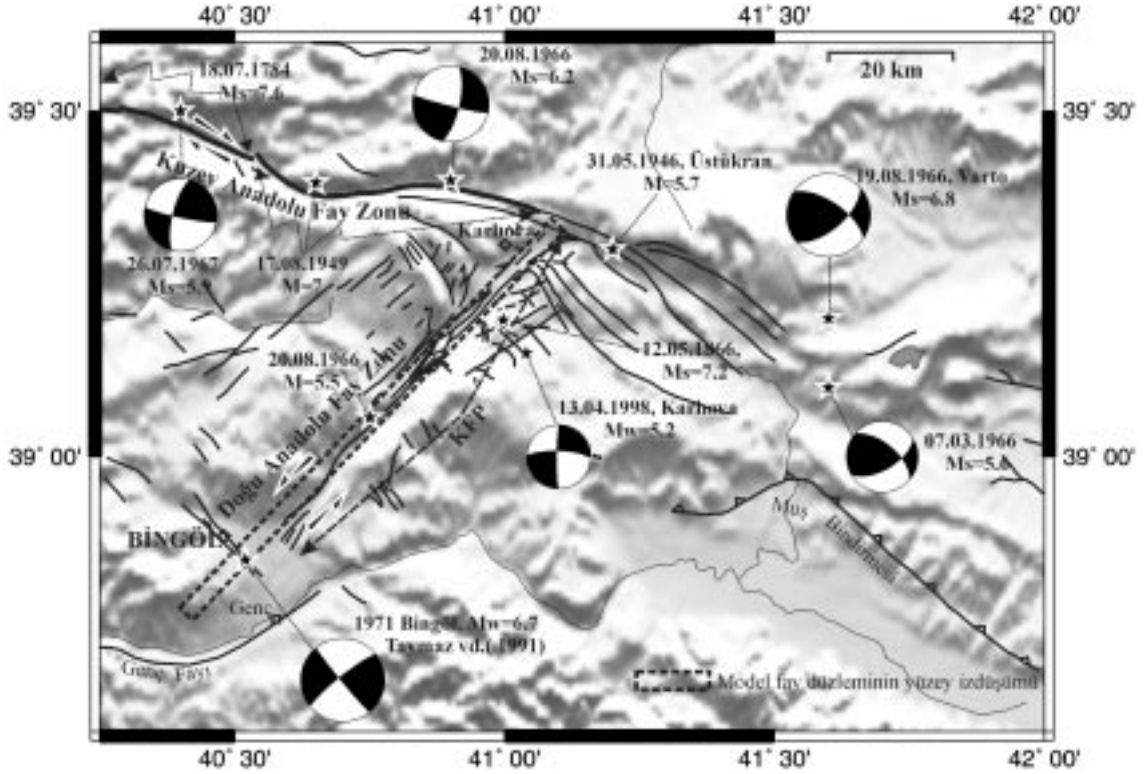
Çizelge 2. Karlıova Üçlü Eklemi civarında 1784 Elmalı depreminden günümüze değin meydana gelmiş (1998 Karlıova depremi dışında) büyüklüğü  $M \geq 5.5$  olan depremler.

Table 2. The earthquakes with magnitude  $M \geq 5.5$  (with the exception of the 1998 Karlıova earthquake) occurred in the vicinity of the Karlıova Triple Junction from the 1784 Elmalı earthquake to date.

| No. | Tarih      | Enlem-Boylam<br>(°) | Deprem<br>Adı | M   | Doğrultu<br>(°) | Eğim<br>(°) | Kayma | Kaynak     |
|-----|------------|---------------------|---------------|-----|-----------------|-------------|-------|------------|
| 1   | 18.07.1784 | 39.50-40.20         | Elmalı        | 7.6 |                 |             |       | AJ         |
| 2   | 12.05.1866 | 39.20-41.00         | Gönek         | 7.2 |                 |             |       | AJ         |
| 3   | 31.05.1946 | 39.30-41.20         | Üstükran      | 5.7 |                 |             |       | AJ,EY      |
| 4   | 17.08.1949 | 39.40-40.65         | Kığı-Karlıova | 6.9 |                 |             |       | A,EY       |
| 5   | 07.03.1966 | 39.10-41.60         | Varto-Hınıs   | 5.6 | 130             | 60          | 145   | MK,EY      |
| 6   | 19.08.1966 | 39.20-41.60         | Varto         | 6.8 | 124             | 64          | 148   | AZ,MK,EY   |
| 7   | 20.08.1966 | 39.40-40.90         | Varto-Kığı    | 6.2 | 104             | 86          | -161  | AZ,AJ,MK   |
| 8   | 20.08.1966 | 39.06-40.76         | Göynük        | 5.5 |                 |             |       | DW         |
| 9   | 26.07.1967 | 39.50-40.40         | Kığı          | 5.9 | 102             | 84          | 162   | AJ,MK,EY   |
| 10  | 22.05.1971 | 38.83-40.52         | Bingöl        | 6.8 | *               | *           | *     | *          |
| 11  | 13.04.1998 | 39.13-41.04         | Karlıova      | 5.0 | 272             | 75          | -175  | KRDAE, HRV |

\*Çizelge 1'e bakınız

AJ: Ambraseys ve Jackson (1998); EY: Eyidoğan vd. (1991); A: Ambraseys (2001); MK: McKenzie (1972); AZ: Ambraseys ve Zatopek (1968); DW: Dewey (1976); KRDAE: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü; HRV: Harvard CMT.



Şekil 2. Karlıova Üçlü Ekleme civarında (1998 Karlıova depremi hariç) 1784 Elmalı depreminden günümüze değin meydana gelmiş büyüklüğü  $M \geq 5.5$  olan depremlerin merkez üslerini (siyah yıldızlar) ve mevcut olan odak mekanizması çözümlerini gösteren şekil (ilgili kaynak parametreleri ve referanslar için Çizelge 1 ve 2'ye bakınız. Faylar ve deprem yüzey kırıkları, sırasıyla, Şaroğlu vd. (1992) ile Barka ve Kadinsky-Cade (1988)'den derlenmiştir).

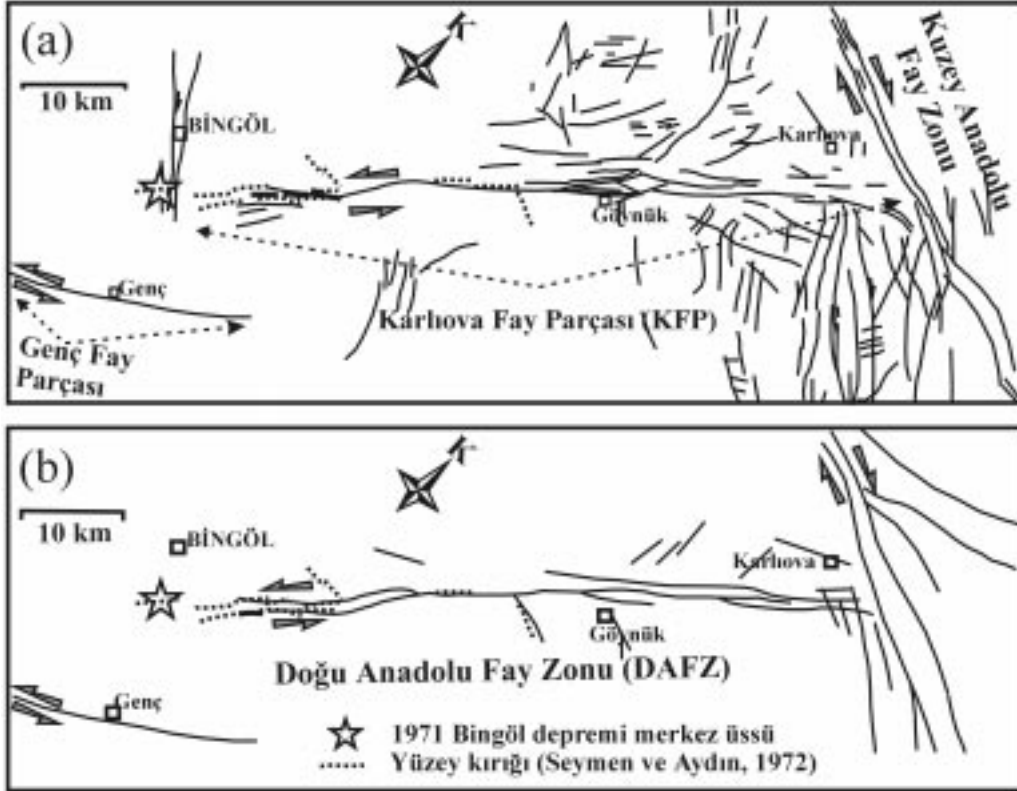
Figure 2. The map showing epicenters (solid stars) of the earthquakes with magnitude  $M \geq 5.5$  (with the exception of the 1998 Karlıova earthquake) occurred in the vicinity of the Karlıova Triple Junction from the 1784 Elmalı earthquake to date and available focal mechanism solutions (see Tables 1 and 2 for respective source parameters and references. Faults and earthquake surface ruptures are compiled from Şaroğlu et al. (1992) and Barka and Kadinsky-Cade (1988), respectively).

neden olmuştur (bkz. Şekil 3) (Seymen ve Aydın, 1972; Ambraseys ve Jackson, 1998). Pınar (1995), uzak alan P dalga şekilleri ters çözümünden bulduğu kırılma modelinde 5 şok toplam 60 km bir uzunluk içinde yer almaktadır. Bu çalışmada; uzun-periyot uzak alan kayıtların kırılma uzunluğuna ve genliğine olan duyarlılığı ve sonlu-fay modellemesi yardımıyla kırılma uzunluğu ve derindeki yerdeğiştirme genliği araştırılmıştır.

### UZAK ALAN VERİLERİ

1971 Bingöl depremi sonlu-fay analizinde 18 WWSSN istasyonundaki uzun-periyot analog kayıtlarından sayısallaştırılmış P dalga şekilleri kullanılmıştır. Analog kayıtlar 1 s aralıklarla örneklenmiş 0.01-0.5 Hz aralığında bant-geçişli

filtre ile filtrelenmiştir. Daha önceki çalışmalarda da (örneğin; Taymaz vd., 1991) ifade edildiği gibi, P dalga şekillerinin karmaşıklığı depremin kırılma sürecinin birden fazla şokla ilgili olduğuna işaret etmektedir. Depremi merkez üssünün Bingöl'ün doğusunda KFP'nin güney ucunda yer alması, kırılmanın KD yönünde tek taraflı (unilateral) olarak yayıldığını düşündürmektedir (bkz. Şekil 2 ve 3, Çizelge 1). Kırılmanın tek taraflı veya çoğunlukla tek taraflı olarak yayıldığına ilişkin bir kanıt P dalga şekillerinin incelenmesinden elde edilmektedir. Genel bir kural olarak, kırılmanın tek taraflı olarak yayılması kırılmanın yayıldığı doğrultuda yönelim etkisine neden olacağından kırılmanın yayıldığı doğrultuda yer alan istasyonlarda dalga şekilleri kırılmanın yayıldığı doğrultunun aksi yönünde yer alan istasyonlara göre daha dar olmaktadır. 1971 Bingöl depremi-



Şekil 3. (a) Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Karlıova-Bingöl fay parçasının (KFP) Şaroğlu vd. (1992) tarafından verilen fay haritası, (b) KFP'nin Seymen ve Aydın (1972) tarafından verilen yalınlaştırılmış fay haritası.

Figure 3. (a) Fault map of the Karlıova-Bingöl segment (KFP) of the East Anatolian Fault Zone (EAFZ) from Şaroğlu et al. (1992), (b) simplified fault map of the KFP of the EAFZ from Seymen and Aydın, (1972).

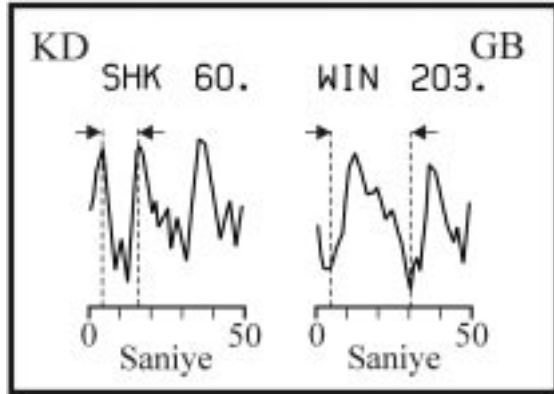
nin uzak alan P yerdeğiştirme dalga şekilleri incelendiğinde, KD azimutunda yer alan istasyonlardaki (örneğin; SHK) yerdeğiştirme dalga şekillerinin GB azimutundaki (örneğin; WIN) istasyonlara göre daha dar (SHK'da 12 s, WIN'da 27 s) olduğu görülebilir (Şekil 4). Bu durum, kırılmanın çoğunlukla KD yönünde yayıldığını düşündürmektedir. 1971 Bingöl depreminin aşağıdaki bölümlerde sunulan model tanımlaması (kırılma hızı ve model fay düzlemi boyutları) dikkate alınarak, sonlu-fay analizi için 50 s'lik bir veri uzunluğu seçilmiştir.

## YÖNTEM

Bu çalışmada, Hartzell ve Heaton (1983) tarafından geliştirilmiş bir doğrusal sonlu-fay ters çözüm yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntem bir depreme uygulanırken, ilk aşamada incelenen depremin kaynağının temsil edilmesi için iki boyutlu bir fay düzlemi seçilir. 1971 Bingöl depremi sırasındaki kırılmayı temsil için (84 x 24) km boyutlarında bir fay düzlemi seçilmiştir (Şekil 2

ve 5). Model fay düzlemi KFP'nin bilinen boyundan (yaklaşık 75 km) biraz daha uzun seçilmiştir. Çünkü KFP güneyde Bingöl Ovası altında birden kaybolmaktadır (Şaroğlu vd., 1992; Seymen ve Aydın, 1972). Bu durum, KFP'nin Bingöl ovası çökelleri altında uzanıp uzanmadığı olasılığını gündeme getirmektedir. Ayrıca, depreme ait yüzey kırıklarının Bingöl Ovası içinde ve hatta merkez üssünün 2-3 km güneyinde de devam etmesi bu olasılığı güçlendirmektedir (bkz. Şekil 3). Bu nedenle, model fay düzlemi Bingöl'ün yaklaşık 10 km kadar güneyine uzanacak şekilde seçilmiştir. KFP'nin ve yüzey kırıklarının uzanımı ve Çizelge 1'de verilen kaynak tanımlamaları dikkate alınarak model fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve kayma açısı sırasıyla  $231^\circ$ ,  $82^\circ$ ,  $10^\circ$  olarak alınmıştır. Farklı kayma açlarına ( $-5^\circ$ ,  $0^\circ$ ,  $5^\circ$  ve  $15^\circ$ ) sahip modeller için de ters çözüm denemeleri yapılmıştır.

Model fay düzlemi, kaymanın uzaysal dağılımının bulunabilmesi için (7 x 6) km boyutlarında toplam 48 dikdörtgen şeklinde fay parçasına



Şekil 4. Kırılma yöneliminin KD ve GB azimutunda yer alan istasyonlar (sırasıyla SHK ve WIN istasyonları) üzerindeki etkisi (istasyon adı ve azimutu, gözlenmiş sismogramların üzerinde verilmiştir).

Figure 4. Effect of rupture directivity on the observed waveforms at the stations northeasterly (the SHK) and southwesterly (the WIN) azimuths (station name and azimuth are given above the observed seismograms).

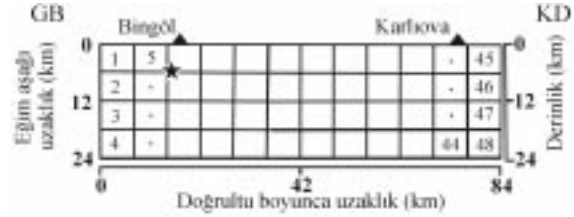
(doğrultu boyunca 12, eğim boyunca 4) ayrılmıştır (bkz. Şekil 5). Verinin çözünürlülüğü dikkate alınarak, fay parçası boyutları olabildiğince uzun tutulmaya çalışılmıştır. Fay düzleminin üst kenarı yeryüzeyine karşılık gelecek şekilde deprem, kaynak bölgesi içinde kabuksal yapı içine oturtulmuştur. Bu haliyle fay düzlemi 23.7 km derinliğe kadar ulaşmaktadır. Jackson ve McKenzie (1984) tarafından verilen merkez üssüne (38.83 K; 40.52 D) (bkz. Şekil 2 ve Çizelge 1) karşılık gelen deprem odağı kırılmanın başlangıç noktası olarak alınmıştır. Merkez üssünün derinlik izdüşümü model fay düzlemini 7 km derinlikte kesmektedir (bkz. Şekil 5). Bununla birlikte, 5 ve 11 km'lik odak derinlikleri de denenmiştir.

Çizelge 3. 22 Mayıs 1971 Bingöl depremi ters çözümünde kullanılan kabuksal hız yapısı (Kenar ve Toksöz (1989)'dan uyarlanmıştır).

Table 3. Crustal velocity structure used in the inversion of May 22, 1971 Bingöl earthquake (modified from Kenar and Toksöz (1989)).

| Kalınlık (km) | $V_p$ (km/sn) | $V_s$ (km/sn) | $\rho$ (kg/m <sup>3</sup> ) |
|---------------|---------------|---------------|-----------------------------|
| 5             | 4.60          | 3.00          | 2660                        |
| 16            | 5.80          | 3.29          | 2750                        |
| 20            | 7.00          | 3.89          | 2880                        |
| -             | 8.10          | 4.44          | 3300                        |

$V_p$ : P dalga hızı;  $V_s$ : S dalga hızı;  $\rho$ : yoğunluk.



Şekil 5. 22 Mayıs 1971 Bingöl depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan model fay düzlemi (siyah yıldız odağı göstermekte ve yüzey izdüşümü Şekil 2'de verilen 1971 Bingöl depremi merkez üssüne karşılık gelmektedir).

Figure 5. Model fault plane used in the finite-fault inversion of the May 22, 1971, Bingöl earthquake (solid star is the hypocenter point and its surface projection corresponds to the epicenter of 1971 Bingöl earthquake in Figure 2).

Her bir fay parçası üzerine 25 nokta kaynak (doğrultu boyunca 5, eğim aşağı 5) düzgün olarak dağıtılmıştır. Nokta kaynak tepkileri, Genelleştirilmiş Işın Kuramı (Langston ve Helmberger, 1975) kullanılarak Kenar ve Toksöz (1989) tarafından uyarlanmış kabuksal hız yapısı (Çizelge 3) kullanılarak hesaplanmıştır. Her bir nokta kaynak tepkisi kırılmanın odaktan itibaren dairesel yayılımını temsil etmek için odak-nokta kaynak uzaklığı ve istasyon-nokta kaynak uzaklıkları dikkate alınarak zamanca uygun miktarlarda geciktirilmiştir. Daha sonra bu nokta kaynak tepkileri toplanarak fay parçası yapay sismogramları hesaplanmıştır. Fay parçası yapay sismogramlarının hesabında sönüm etkisi P dalgası yapay sismogramlarının  $t^* = 1.0$  s sönüm operatörü ile evrişimi yapılarak içerilmiştir.

Yapay sismogramların hesaplanmasında üç kırılma hızı (2.5, 2.7 ve 3.0 km/s) kullanılmıştır. Bu kırılma hızları, yapay simogramların hesabında kullanılan kabuksal hız yapısındaki ilk üç

tabakadaki ortalama makaslama dalgası hızının yaklaşık %80'i civarındaki değerleridir. Kırılma hızı, bir çok deprem için S dalga hızının %70'i ile %90'ı arasında değişmektedir (Mendoza ve Hartzell, 1988). Bununla birlikte, karmaşık veya birden fazla şokla ilgili depremlerin sonlu-fay modellenmesinde sabit bir kırılma hızının kullanılması kayma dağılımının tam doğru bir şekilde elde edilememesine neden olabilir (Mendoza vd., 1994). 1971 Bingöl depreminin uzak alan P dalga şekilleri ve daha önce yapılan kaynak mekanizması ters çözümü çalışmaları (Taymaz vd., 1991; Pinar, 1995) bu depremin kaynağının karmaşıklığını ortaya koymaktadır. Modellemede zaman penceresi yaklaşımı kullanılarak model fay düzlemi üzerinde kırılma hızında ve kaynak yükselim zamanında yerel değişimlere olanak sağlanabilir ve böylece karmaşık kaynak özellikleri doğru bir şekilde modellenebilir. Zaman penceresi yaklaşımı ile ilgili ayrıntı, Wald ve Heaton (1994) ile Mendoza (1995) tarafından verilmiştir. 1971 Bingöl depreminin sonlu-fay ters çözümü analizinde 5 zaman penceresi kullanılmış ve her bir zaman penceresi içinde kaynak yükselim zamanı fonksiyonu (source rise-time function) 0.5 s yükselim ve düşüme sahip bir eşkenar üçgen ile temsil edilmiştir. Her bir zaman penceresi bir öncekinden 1.0 s geciktirilmiş, böylece modellemede fay düzlemi üzerindeki her bir noktada toplam 5 s'lik bir yükselim zamanına olanak sağlanmıştır.

Gözlenmiş dalga şekilleri ile fay parçası yapay dalga şekillerinin karşılaştırılması

$$Ax \equiv b \quad (1)$$

şeklinde aşırı tanımlanmış doğrusal denklemler sistemi belirler (Hartzell ve Heaton, 1983). Burada,

A:  $m \times n$  boyutlarındaki yapay sismogramlar matrisi,

b:  $m \times 1$  boyutlarında gözlenmiş sismogramlar matrisi veya  $m$  uzunluğundaki veri vektörü ve

x:  $(n \times 1)$  boyutlarında çözüm matrisi veya  $n$  uzunluğundaki çözüm vektörüdür. Yapay sismogramların gözlenmiş sismogramlara uydurabilmesi için, her bir fay parçasına verilecek yerdeğiştirme ağırlıklarını içerir.

Yukarıda da belirtildiği gibi, 1 no.lu eşitlik aşırı tanımlı bir doğrusal denklem sistemini belirler. Bu tür problemler bilinmeyen sayısından çok

fazla veriye ( $m > n$ ) sahiptir ve en küçük kareler yöntemi en yaklaşık sonucu seçmek için kullanılır (Menke, 1989). Bu çalışmada Householder en küçük kareler ters çözüm yöntemi (Lawson ve Hanson, 1974) fay parçası yerdeğiştirme ağırlıklarının hesaplanması için kullanılmıştır. Ayrıca, 1 no.lu eşitlikle ifade edilen ters çözüm düzgünleme kısıtlaması (smoothing constraint) ve moment küçültme kısıtlaması (moment minimization constraint) kullanılarak daha da duraylı hale getirilmiştir (Hartzell ve Heaton, 1983; Wald ve Heaton, 1994). Böylece kaymanın bitişik fay parçaları arasında düzgün değişen bir uzaysal dağılım gösterdiği, en düşük sismik momente sahip bir çözüm elde edilmeye çalışılmıştır. Uygun düzgünleştirme ve moment küçültme kısıtlama miktarı bir kaç ters çözüm denemesi sonucunda deneme-yanılma yoluyla saptanmıştır.

## TERS ÇÖZÜM SONUÇLARI

Model tanımlaması yapılırken değinildiği üzere; çeşitli kayma vektörü açıları, kırılma hızları ve odak derinliklerine sahip modeller için ters çözüm denemeleri yapılarak bu parametrelerin uzak alan verilerle en iyi uyumu sağlayan değerleri saptanmaya çalışılmıştır. Yapılan bu ters çözümlerin sonuçları Çizelge 4'de verilmiştir. Her bir model için gözlenmiş veriler ile yapay sismogramlar arasındaki uyumsuzluğun doğrudan bir ölçüsünü veren  $L_2$  Euclidean normları, yani  $\|b - Ax\|$  değerleri hesaplanarak en iyi uyumu veren çözüm araştırılmıştır (Menke, 1989). Çizelge 4'den görüldüğü üzere, çalışmada kullanılan verinin denenen değişik kayma vektörü açıları üzerinde çözünürlüğü o kadar iyi değildir. Yine de, daha önceki çalışmalar da dikkate alınarak (bkz. Çizelge 1),  $10^\circ$ lik kayma vektörü açılarına sahip bir modelin kabul edilebileceği söylenebilir. Farklı odak derinliği ve kırılma hızlarına sahip modeller için kullanılan verinin göreceli olarak daha iyi bir çözünürlüğe sahip olduğu söylenebilir. En iyi uyum, 5 km odak derinliği ve 2.7 km/s kırılma hızı için elde edilmiştir. Yapılan bu ters çözüm denemelerinin ardından kayma vektörü açısı  $10^\circ$ , kırılma hızı 2.7 km/s ve odak derinliği 5 km olan bir modelin (bkz. Çizelge 4, Model 8) 1971 Bingöl depreminin kaynağını en iyi temsil ettiği kanısına varılmıştır.

Bu arada, sadece gözlenen yüzey kırıklarının uzanımı dikkate alınarak belirlenen ( $42 \times 24$ ) km



Çizelge 4. Bu çalışmada 1971 Bingöl depremi için yapılan sonlu-fay ters çözüm denemeleri.  
Table 4. Finite-fault inversion trials carried out for the 1971 Bingöl earthquake in this study.

| Model No. | Fay düzlemi boyutları <sup>1,2</sup> (kmxkm) | Doğrultu (°) | Eğim (°) | Kayma açısı (°) | Kırılma Hızı (km/sn) | Odak Derinliği (km) | $\ b - Ax\ $ | $M_0$ ( $\times 10^{19}$ Nm) |
|-----------|--|--------------|----------|-----------------|----------------------|---------------------|--------------|------------------------------|
| Model 1   | 84x24  | 232          | 82 KB    | 0               | 2.7                  | 7                   | 11.668       | 1.03                         |
| Model 2   | 84x24  | 232          | 82 KB    | 5               | 2.7                  | 7                   | 11.614       | 1.09                         |
| Model 3   | 84x24  | 232          | 82 KB    | 10              | 2.7                  | 7                   | 11.611       | 1.09                         |
| Model 4   | 84x24  | 232          | 82 KB    | 15              | 2.7                  | 7                   | 11.602       | 1.06                         |
| Model 5   | 84x24  | 232          | 82 KB    | 20              | 2.7                  | 7                   | 11.631       | 1.01                         |
| Model 6   | 84x24  | 232          | 82 KB    | -5              | 2.7                  | 7                   | 11.631       | 1.01                         |
| Model 7   | 84x24  | 232          | 82 KB    | 10              | 2.7                  | 11                  | 11.698       | 0.91                         |
| Model 8   | 84x24  | 232          | 82 KB    | 10              | 2.7                  | 5                   | 11.496       | 1.13                         |
| Model 9   | 84x24  | 232          | 82 KB    | 10              | 3.0                  | 5                   | 11.594       | 1.00                         |
| Model 10  | 84x24  | 232          | 82 KB    | 10              | 2.5                  | 5                   | 11.728       | 1.12                         |
| Model 11  | 42x24  | 232          | 82 KB    | 10              | 2.7                  | 5                   | 11.888       | 0.44                         |

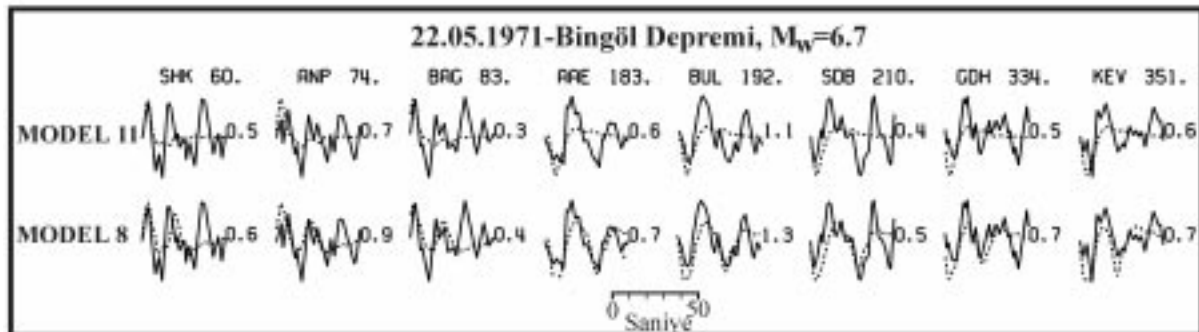
<sup>1</sup>(84 x24) km fay düzlemi için fay parçası sayısı 48'dir. <sup>2</sup>(42x24) km fay düzlemi için fay parçası sayısı 28'dir.

boyutlarındaki daha kısa bir fay modeli için ters çözüm denemesi yapılmıştır. Bu model, veriye olan uyumu oldukça azaltmıştır (bkz. Çizelge 4, Model 11). Bu durum, Model 8 ile Model 11 için hesaplanan yapay sismogramların gözlenmiş sismogramlarla seçilen bazı istasyonlar için karşılaştırıldığı Şekil 6'da daha iyi görülebilir. Buna göre, verilerin başlangıcında yer alan ve 1971 Bingöl depremi kaynak süreci ile ilgili olduğu kuşku götürmeyen büyük yerdeğiştirme dalga şekli modellenememiştir. Bu durum; önceki bir çalışmada (Seymen ve Aydın, 1972) yüzey kırıklarının uzanımı dikkate alınarak öne sürüldüğü gibi, olduğu gibi 1971 Bingöl depreminin KFP'nin sadece güney yarısını değil, tümünü kıldığını düşündürmektedir. Uzun-periyot kayit-

ların özellikle kırılmanın genel boyutlarına olan duyarlılığı (Mendoza ve Hartzell, 1988) göz önüne alındığında, bu durum daha olası görülmektedir.

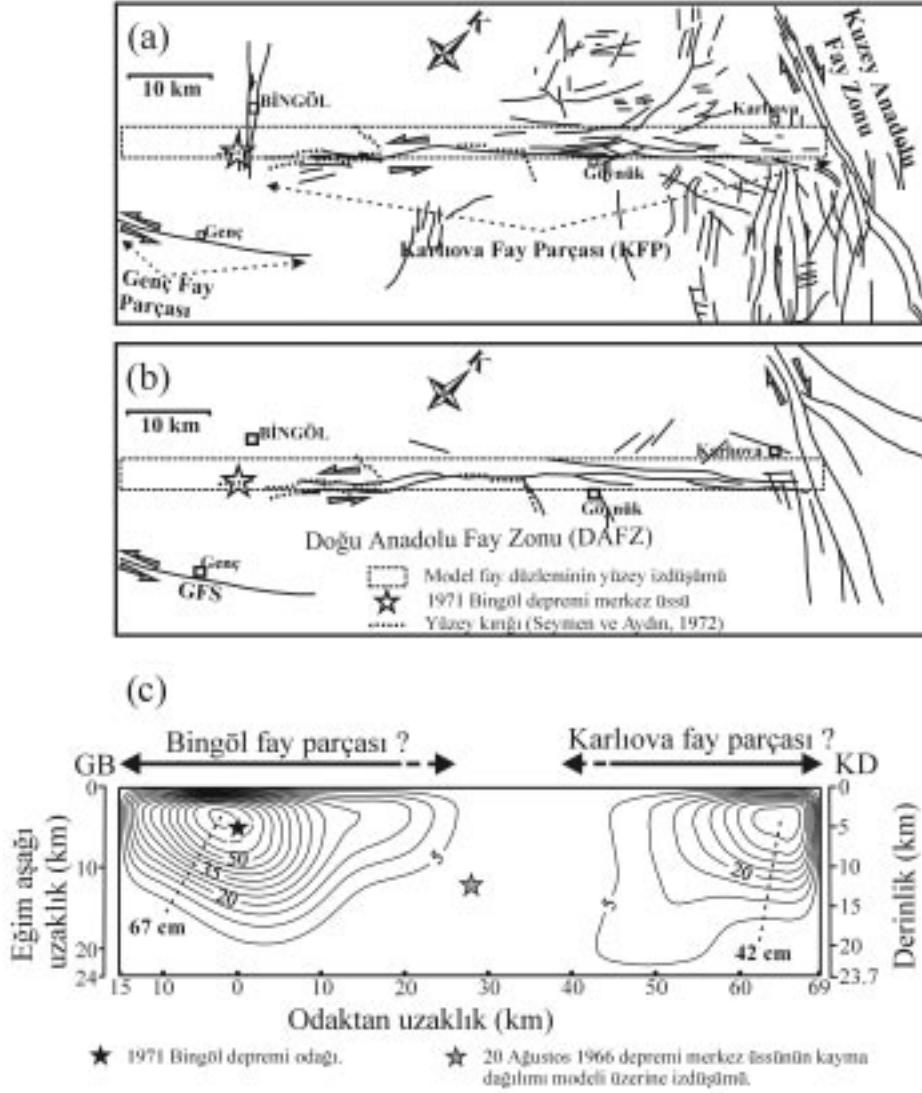
## TARTIŞMA

Tercih edilen Model 8 için elde edilen sonlu-fay kayma dağılımı KFP'nin ayrıntılı fay haritalarıyla birlikte Şekil 7'de verilmiştir. Bu kayma modeli (Şekil 7c) için hesaplanan yapay sismogramların gözlenmiş sismogramlarla karşılaştırılması ise Şekil 8'de görülmektedir. NAT istasyonu dışında yapay sismogramlarla gözlenmiş sismogramlar genel olarak iyi bir uyum sergilemektedirler. Model denemelerine geçilmeden önce yapı-



Şekil 6. Model 8 ve 11 için hesaplanmış yapay sismogramlarla gözlenmiş P dalga şekillerinin karşılaştırılması (istasyon adı ve azimutu her bir gözlenmiş-yapay sismogram çiftinin üzerinde verilmiştir. Dalga çiftlerinin sağındaki sayılar yapay/gözlenmiş dalga şekli genlik oranlarını göstermektedir).

Figure 6. Comparison of synthetic P waveforms (dashed lines) calculated for the models 8 and 11 with the observed P waveforms-solid lines (station name and azimuth are given above the observed-synthetic seismogram pairs and the numbers to the right of the pairs indicate synthetic-to-observed amplitude ratios).

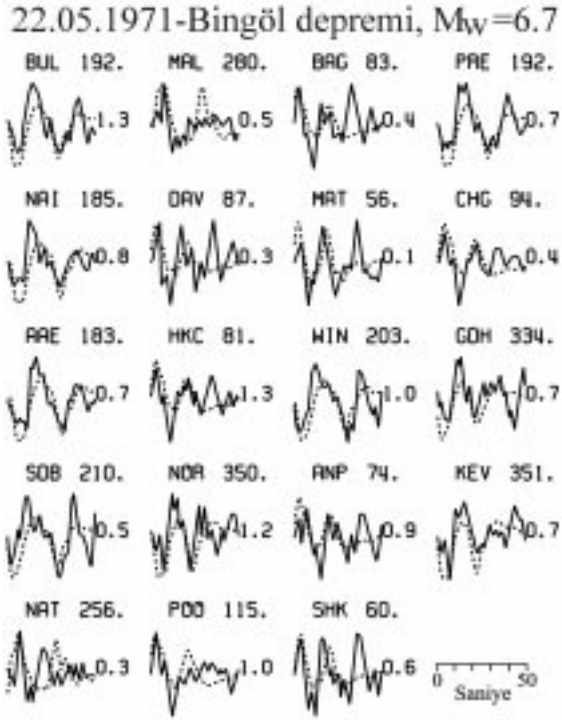


Şekil 7. (a) Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Karlıova-Bingöl parçasının (KFP) Şaroğlu vd. (1992) tarafından verilen fay haritası, (b) DAFZ, KFP'nin Seymen ve Aydın (1972) tarafından verilen yalınlaştırılmış fay haritası, (c) çalışmada 1971 Bingöl depremi için tercih edilen kayma dağılımı modeli (çift uçlu oklar da önerilen fay parçalarının uzanımını göstermektedir).

Figure 7. (a) Fault map of the Karlıova-Bingöl segment (KFP) of the East Anatolian Fault Zone (EAFZ) from Şaroğlu et al. (1992), (b) simplified fault map of the KFP of the EAFZ from Seymen and Aydın, (1972). (c) slip distribution model preferred in the study for the 1971 Bingöl earthquake (the double headed arrows show the extent of the proposed fault segments).

lan ters çözüm denemelerinde NAT istasyonundaki uyumsuzluk üzerine yapılan kontrollerde bu istasyonun düğüm düzlemi üzerinde yer aldığı saptanmıştır. Bu nedenle, bu istasyonun ters çözümdeki ağırlığı ters çözümde ve sismik moment hesabında etkisi olmayacak şekilde azaltılmıştır. Şekil 7'de verilen kayma modeli, 1971 Bingöl depreminin birbirinden uzay ve zaman ortamında ayrılmış iki fay pürüzünün kırılması sonucu oluştuğuna işaret etmektedir. Bu

pürüzlerden büyük olanı, KFP'nin GB yarısı üzerinde yer almaktadır ve yaklaşık (35 x 12) km boyutlarında bir faylanma bölgesini örtmektedir. Yazarlarca GB pürüzü olarak adlandırılan bu kaynak bölgesi üzerinde en büyük kayma miktarı 67 cm'dir. Küçük pürüz KFP'nin KD yarısında yer almakta ve yaklaşık (20 x 12) km boyutlarında bir faylanma alanını örtmektedir. KD pürüzü olarak adlandırılan bu pürüz üzerindeki kayma büyüklüğü 42 cm'ye ulaşmaktadır. En

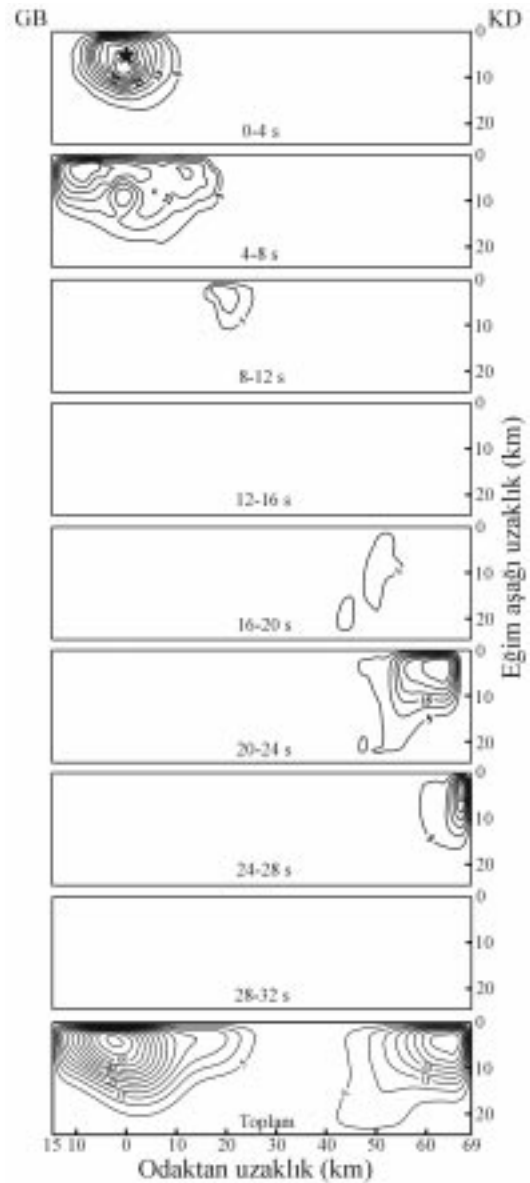


Şekil 8. 22 Mayıs 1971 Bingöl depremi için bulunan ve Şekil 7c'de verilen kayma modeli için hesaplanmış yapay dalga şekilleriyle (kesikli çizgi) gözlenmiş P dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması (istasyon adı ve azimutu her bir gözlenmiş-yapay sismogram çiftinin yukarısında verilmiştir. Dalga çiftlerinin sağındaki sayılar yapay/gözlenmiş dalga şekli genlik oranlarını göstermektedir. Düğüm düzlemi üzerinde yer alan NAT istasyonu ters çözümde ve sismik moment hesabında kullanılmamıştır).

Figure 8. Comparison of synthetic P waveforms (dashed lines) calculated for the slip model of the May 22, 1971 Bingöl earthquake given in Figure 7c with the observed P waveforms (solid lines), (station name and azimuth are given above the observed-synthetic seismogram pairs and the numbers to the right of the pairs indicate synthetic-to-observed amplitude ratios. NAT is located on the nodal plane and the P waveform at this station was not used in the inversion and in the estimation of the seismic moment).

büyük kayma bölgeleri GB pürüzü için odak bölgesi civarında, KD pürüzü için de fay modelinin KD kenarına yaklaşık 5 km uzaklıkta ve 5 km derinlikte yerleşmiştir. Kayma modelinin önemli bir özelliği de, iki pürüz arasında yaklaşık 20 km uzunluğunda ve kaymanın görülmediği bir bölgenin bulunmasıdır. Bu bölgede kesinlikle kayma olmamıştır yorumunun yapılabilmesine çalışmada kullanılan verinin çözünürlüğü izin

vermemektedir. Bir olasılıkla, faylanmanın bu kesiminde de 5-10 cm büyüklüğünde bir kayma olmuş olabilir ve uzun-periyod uzak alan verilerinin büyük kaymalara daha duyarlı olmasından dolayı modellemede görülemediği. 1971 Bingöl depremi GB pürüzünün kırılmasıyla başlamış ve bu pürüzün kırılması tamamlandıktan sonra KD pürüzü kırılmıştır. Bu durum, kırılma-



Şekil 9. 1971 Bingöl depremi kırılmasının 4 saniyelik zaman aralıklarıyla verilen uzay-zaman ortamındaki ilerleyişi (kontur aralığı 5 cm'dir).

Figure 9. Space-time progression of the 1971 Bingöl earthquake rupture given at intervals of 4 seconds as labelled (the contour interval is 5 cm).

nın uzay-zaman evriminin gösterildiği Şekil 9'da daha iyi gözlenebilmektedir. Kırılmanın başlangıcından 12 s sonra kırılma geçici olarak durmuş ve birkaç saniye sonra KD pürüzünün kırılması ile tekrar başlamıştır. Toplam kırılma süresi yaklaşık 28 s'dir.

Jeolojik ve simolojik çalışmalar depremlere neden olan kırılmaların fay zonlarındaki süreksizlikler ile sınırlandırıldığını ortaya çıkarmıştır (Schwartz and Coppersmith, 1984; Barka ve Cadinsky-Cade, 1988; Barka, 1996). Fay zonları üzerindeki süreksizlikler genel olarak geometrik, yapısal ve davranış süreksizlikleri şeklinde üç kısımda toplanmasına rağmen, kayma oranı ve bölgesel gerilme eksenlerindeki değişimler de süreksizlik türleri içine katılmaktadır (Sanders ve Magistrale, 1997). Fay zonlarındaki basamaklar geometrik süreksizliklere, fay zonları boyunca farklı türde litolijilerin kesişmesi ve diğer faylarla olan karşılaşmalar yapısal süreksizliklere ve fay zonları boyunca malzeme davranışlarındaki veya gözenek-sıvı basıncındaki değişiklikler davranış süreksizliklerine örnek olarak gösterilebilir. Fay zonları boyunca deformasyon birikiminde ve dolayısıyla kayma potansiyelinde olan farklılıklar kayma oranı süreksizliğine ve faylanma türünde olan değişimler de bölgesel gerilme eksenlerinin değişiminden kaynaklanan süreksizliklere örnekler oluşturmaktadır. Depremi oluşturduğu faylanma düzlemi üzerinde kaymanın uzaysal dağılımının bulunması ile kayma büyüklüğü ve kırılma boyutları ile ilgili güvenilir bilgiler elde edilmektedir. Bu şekilde fay düzlemi boyunca deformasyon birikimindeki süreksizlikler hakkında önemli bilgiler elde edilmekte ve kırılan fay uzunluğunun parçalanma ve deprem tekrarlanmaları hakkında yorum yapılabilir (Oppenheimer vd., 1990; Sieh, 1996).

Şekil 7'de verilen iki farklı çalışmaya ait fay haritaları ile kayma modeli karşılaştırılıp, ayrıca tarihi ve aletsel dönemde meydana gelmiş önemli depremlerden de (bkz. Şekil 2) yararlanılarak, KFP'nin parçalanması hakkında bazı yorumlar yapılabilir. Kayma modelinde GB ve KD pürüzleri arasında yaklaşık 20 km uzunluğundaki büyük bir kayma boşluğu veya kaymanın göreceli olarak az olduğu bir bölge yer almakta ve bu pürüzlerdeki kayma büyüklükleri ve kırılma boyutları arasında önemli farklar bulunmaktadır. KFP'nin kuzey yarısı için daha küçük bir deformasyon birikimi, yani daha küçük kayma oranı

söz konusudur. Bu durumda, kuzey ve güney pürüzlerinin yer aldığı faylanma bölgeleri Bingöl ve Karlıova parçaları adıyla iki farklı parça olarak düşünülebilir. Önerilen bu iki parça için fay haritalarından da bazı yapısal ve geometrik ipuçları verilebilir. Bu ipuçlarından ilki, GB pürüzünün yer aldığı bölgede fayın genellikle arazide tek bir iz olarak izlenebilmesidir (Şaroğlu vd., 1992). Ancak, Göynük'den itibaren fay bir çok kola ayrılmakta ve KAFZ'na kadar 3-4 km'lik bir zon halinde uzanmaktadır (Seymen ve Aydın, 1972). Bu durum, fay davranışında bir farklılığa işaret etmektedir. Nitekim, Göynük'den itibaren KAFZ'na kadar kabuk irili ufaklı çok sayıda fay ile parçalanmıştır (bkz. Şekil 2 ve 7). Dolayısıyla bu kesimde deformasyonun bir kısmının bu ikincil faylarca karşılandığı düşünülebilir ve 1998 Karlıova depremi ( $M_w=5.2$ ) bunun bir örneği olarak gösterilebilir (bkz. Şekil 2). Bununla birlikte, Bingöl parçası civarında kabuk içindeki bu ikinci fayların sayısı yok denecek kadar az olduğu düşünülmektedir. Karlıova parçası ile Bingöl parçası arasındaki kayma oranı farkı bununla açıklanabilir. Diğer ipucu ise, GB pürüzünün kırılma bölgesinin KD'da sona erdiği bölgede fayın bir bükülme göstermesidir (bkz. Şekil 2 ve 7). GB pürüzünün kırılması bu geometrik süreksizlik ile sınırlandırılmaktadır. KD pürüzünün kırılma bölgesinin güneyde sona erdiği bölge olan Göynük civarında faydan bir çok kol ayrılmakta ve büyük bir karmaşıklık söz konusu olmaktadır. Görüldüğü gibi, her iki pürüzdeki deformasyon birikiminde ve kırılma uzanımında geometrik süreksizlikler önemli rol oynamıştır.

KFP üzerinde son deprem, 12.05.1866 tarihinde meydana gelmiştir (Ambraseys ve Jackson, 1998). DAFZ üzerinde GPS ölçümleri ile hesaplanan yaklaşık 9 mm/yıl'lık kayma hızı (McClusky vd., 2000) dikkate alındığında, 1866 depreminden 1971 Bingöl depremine kadar olan dönemde yaklaşık 95 cm'lik bir deformasyon birikimi mevcuttur. Bu deformasyonun büyük kısmının Bingöl parçası için 1971 Bingöl depremi ile boşaldığı açıktır. Karlıova parçası için bu deformasyonun yarısı 1971 Bingöl depremi ile boşalmıştır. Deformasyonun geri kalan kısmı da büyük olasılıkla, Göynük-Karlıova arasındaki bölgede yer alan çok sayıda ikincil faylar ve büyük depremler arasında kalan dönemde ana fay üzerindeki depremler ile boşalmaktadır. Kayma modelinde pürüzlerin arasında yer alan kayma boşluğu bölgesi, GB ve KD pürüzlerinin

sırasıyla kuzeydoğusunda ve güneybatısında yer alan geometrik süreksizliklerin arasına karşılık gelmektedir. Yukarıda da değinildiği gibi, burada 5-10 cm mertebesinde bir kayma meydana gelmiş ve kullanılan veriden dolayı elde edilememiş olabilir. 20.08.1966 tarihinde bu bölgede  $m_b=5.5$  büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir (bkz. Şekil 2) (Dewey, 1976). Ancak, DAFZ üzerindeki deformasyon birikimi göz önüne alındığında, deformasyonun sadece bu deprem ve 1971 Bingöl depremi sırasındaki 5-10 cm'lik olası bir kayma ile boşalamayacağı açıktır. 1971 Bingöl depremi sırasında fayın bu kesiminde kaymadaki eksiklik bu kesimdeki deformasyonun KFP üzerindeki büyük depremler arasında kalan dönemdeki daha küçük depremler ile veya kısmen asismik kayma ile serbestlendiği olasılığını akla getirmektedir. 20.08.1966 ( $m_b=5.5$ ) depremi bunun en önemli örneğidir. Bu durumda, fayın GB ve KD pürüzleri arasında kalan bu kesiminin bağımsız bir fay parçası olarak davrandığı ve dolayısıyla KFP'nin de üç farklı fay parçasından oluştuğu olasılığı da gündeme gelmektedir. Bu düşüncelerin daha güvenilir bir temele oturtulabilmesi, KFP için yapılacak uzun dönemli ayrıntılı depremsellik çalışmaları ile mümkün olabilir. Ayrıntılı mikro depremsellik incelemeleri fayların parçalanmasıyla ilgili çalışmalarda yaygın olarak kullanılmaktadır (Oppenheimer vd., 1990; Sanders ve Magistrale, 1997). Özellikle mikro depremlerin derinlik dağılımları fay uzunluğu boyunca davranış süreksizliklerinin belirlenmesinde çok önemlidir.

1971 Bingöl depremi sonucunda sadece KFP'nin güney yarısı boyunca yüzey kırığının gözlenmesi, deprem sırasında sadece bu kısmın kırıldığı yorumunun yapılmasına yol açmıştır (Seymen ve Aydın, 1972; Şaroğlu vd. 1992). Ambraseys ve Jackson (1998)'nin 1866 depremi ile ilgili sunduğu veriler ve 1971 Bingöl depremi sırasında gözlenen yüzey kırığı 1866 depreminin KFP'nin kuzey yarısını ve 1971 Bingöl depreminin de güney yarısını kırıdığı şeklinde yorumlanmaktadır. Bu durum, Nalbant vd. (2002)'nin DAFZ üzerinde meydana gelmiş depremler için yapmış oldukları Coulomb gerilme değişimi modellemesi çalışmasında da görülebilir. Ancak, bu çalışmadaki modelleme sonuçları 1971 Bingöl depremi sırasında KFP'nin kuzeydeki yarısının da kırıldığını önermektedir. KFP'nin sadece güney yarısının kırıldığı bir model için yapılan ters çözümde gözlenmiş dalga

şekilleri iyi modellenememiştir (bkz. Şekil 6). Barka ve Kadinsky-Cade (1988) 1971 Bingöl depreminin tüm KFP'yi kırıdığını düşünmüşlerdir. DAFZ üzerinde GPS ölçümlerinden hesaplanan kayma hızı ve deformasyon birikimi dikkate alındığında, 1971 Bingöl depreminin 1866 depreminin tekrarı olduğu ve her iki depremin de KFP'nin tamamını kırıdığı olası görülmektedir. Bu durumda KFP için ortalama deprem tekrarlanma periyodu 100 yıl civarındadır. 1971 Bingöl depremi kırığı civarında önceki bir depreme ait kırık izleri de rapor edilmiştir (Şaroğlu vd., 1992). Bu kırık izlerinin 1866 depreminin kırıkları olması olasılığı fazla olmasına rağmen, paleosismoloji çalışmalarıyla bu kırıkların oluşum zamanları belirlenerek KFP üzerindeki büyük depremlerin tekrarlanma sıklığı daha sağlıklı bir temele oturtulabilir.

## KATKI BELİRTME

Yazarlar; değerli görüş ve katkılarından dolayı dergi editörü Prof. Dr. Reşat Ulusay'a, Dr. Doğan Kalafat'a ve ismi belli olmayan hakeme teşekkür ederler.

## KAYNAKLAR

- Ambraseys, N. N., 1989. Temporary seismic quiescence: SE Turkey. *Geophysical Journal*, 96, 311-331.
- Ambraseys, N. N., 2001. Reassessment of earthquakes, 1900-1999, in the Eastern Mediterranean and the Middle East. *Geophysical Journal International*, 145, 471-485.
- Ambraseys, N. N., and Zatopek, A., 1968. The Varto Üstükran (Anatolia) earthquake of 19 August 1966: summary of field report. *Bulletin of Seismological Society of America*, 58, 47-102.
- Ambraseys, N. N., and Jackson, J., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 133, 390-40.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1972. Doğu Anadolu fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler. *MTA Enstitüsü Dergisi*, 78, 44-50.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975. Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 18(1), 91-101.
- Barka, A., 1992. The North Anatolian Fault Zone. *Annales Tectonicae*, VI, 164-195.
- Barka, A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967. *Bulletin of*

- Seismological Society of America, 86, 1238-1254.
- Barka, A., and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka, A., and Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica*, XL(3), 587-610.
- Canitez, N., and Üçer, S. B., 1967. Computer determinations for the fault plane solutions in and near Anatolia. *Tectonophysics*, 4 (3), 235-244.
- Dewey, J. W., 1976. Seismicity of northern Anatolia. *Bulletin of Seismological Society of America*, 66, 843-868.
- Eyidoğan, H., 1983. Bitlis-Zağros bindirme ve kıvrımlı kuşağının sismotektonik özellikleri. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, 112s (yayımlanmamış).
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z. ve Değirmenci, E., 1991. Türkiye büyük depremleri makrosismik rehberi 1900-1988. İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Bölümü, İstanbul.
- Hartzell, S.H., and Heaton, T.H., 1983. Inversion of strong-ground motion and teleseismic wave form data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of Seismological Society of America*, 73, 1553 –1583.
- Hartzell, S., and Mendoza, C., 1991. Application of and iterative least-squares wave form inversion of strong-motion and teleseismic records to the 1978 Tabas, Iran, earthquake. *Bulletin of Seismological Society of America*, 81, 305-331.
- Jackson, J., and D. P. McKenzie, 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 77, 185-264.
- Kalafat, D., 1995. Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi. *Deprem Araştırma Bülteni*, 77, 217 s.
- Kenar, Ö. ve Toksöz, M.N., 1989. Anadolu yarımadasında yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri. *Jeofizik*, 3, 92-106.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., and Kuloshvili, 2001. Neotectonics of East Anatolia plateau (Turkey) and lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- Langer, C.J., and Hartzell, S. 1996. Rupture distribution of the 1977 western Argentina earthquake. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 94, 121-132.
- Langston, C. A., and Helmberger, D. V., 1975. A procedure for modelling dislocation sources. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 42, 117-130.
- Lawson C. L., and Hanson, R. J., 1974. *Solving Least Square Problem*. Prentice-Hall. New Jersey, 339 pp.
- Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E., and Gündoğdu, N., 1992. The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt. *Tectonophysics*, 204, 1-15.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., and Veis, G., 2000. GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695-5719.
- McKenzie, D.P. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Mendoza, C., 1995. Finite-fault analysis of the 1979 March 14 Petatlan, Mexico, earthquake using teleseismic P wave forms. *Geophysical Journal International*, 121, 675-683.
- Mendoza, C., and Hartzell, S. H., 1988. Inversion for slip distribution using teleseismic P waveforms: North Palm Springs, Borah Peak and Michoacan earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America*, 78, 1092- 1111.
- Mendoza, C., Hartzell, S., and Monfret, T., 1994. Wide-band analysis of the 3 March 1985 central Chile earthquake: Overall source process and rupture history. *Bulletin of Seismological Society of America*, 84, 269-283.
- Menke, W., 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, International Geophysical Series 45, Academic Press, San Diego, 289 pp.
- Nalbant, S.S., McCloskey, J., Steacy, S., and Barka, A., 2002. Stress accumulation and increased seismic risk in eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 291-298.
- Oppenheimer, D.H., Bakun, W.H., and Lindh, A.G., 1990. Slip partitioning of the Calveras Fault, California, and prospects for future earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 95, 8483-8498.
- Osmanşahin, İ., Ekşi, F. ve Alptekin, Ö., 1986. Doğu Anadolu ve Kafkasya bölgesinin depremselliği ve aktif tektoniği. *Deprem Araştırma Bülteni*, 52, 5-41.
- Perinçek, D., and Çemen, İ., 1990. The structural relationship between East Anatolian and Dead Sea fault zones in southeastern Turkey. *Tectonophysics*, 172, 331-340.
- Pınar, A., 1995. Rupture process and spectra of some major Turkish earthquakes and their seismotectonic implications. PhD Thesis, Boğaziçi University, İstanbul, 125 pp (unpublished).

- Pınar, A., Kikuchi, M., and Honkura, Y., 1994. Rupture process of the 1992 Erzincan earthquake and its implications for seismotectonics in eastern Turkey. *Geophysical Research Letters*, 21, 1971-1974.
- Sanders, S., and Magistrale, H., 1997. Segmentation of the northern San Jacinto fault zone, southern California. *Journal of Geophysical Research*, 102, 27453-27467.
- Schwartz, D.P., and Coppersmith, K.J., 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes; examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5681-5698.
- Seymen, İ. ve Aydın, A., 1972. Bingöl deprem fayı ve bunun Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkisi. *MTA Enstitüsü Bülteni*, 79, 1-8.
- Sieh, K., 1996. The repetition of large-earthquake ruptures. *Proclamation of National Academy of Science, USA*, 93, 3764-3771.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., and Kuşçu, İ., 1992. The East Anatolian fault zone of Turkey. *Annales Tectonicae, Special Issue, Supplement to V. VI*, 99-125.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H., and Jackson, J., 1991. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey). *Geophysical Journal International*, 106, 537-550.
- Wald, D.J., and Heaton, T.H., 1994. Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake. *Bulletin of Seismological Society of America*, 84, 668-691.
- Wald, D. J., and Somerville, P. G., 1995. Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake: Geodetic and body-waveform analysis. *Bulletin of Seismological Society of America*, 85, 159-177.