

24 KASIM 1976 ÇALDIRAN DEPREMİ ($M_S=7.3$) İÇİN TELESİSMİK P DALGA ŞEKİLLERİNİN TERS ÇÖZÜMÜNDEN ELDE EDİLEN KIRILMA MODELİ

A RUPTURE MODEL FOR THE NOVEMBER 24, 1976, ÇALDIRAN EARTHQUAKE ($M_S=7.3$) FROM THE INVERSION OF THE TELESEISMIC P WAVEFORMS

Murat UTKUCU, Ali PINAR, Ömer ALPTEKİN

İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar-İstanbul

ÖZ: 24 Kasım 1976 Çaldıran depreminin sonlu-fay kayma dağılımı modeli Hartzell ve Heaton, (1983) tarafından geliştirilmiş olan sonlu-fay ters çözüm tekniği kullanılarak telesismik uzun-periyot P dalga şekillerinin ters çözümünden bulunmuştur. Deprem kaynağı iki segmentli bir fay düzlemi ile temsil edildi ve kaymanın uzaysal dağılımının elde edilebilmesi için çok sayıda fay parçasına ayrılmıştır. Fay parçalarının kayma büyüklükleri telesismik verilerin en-küçük karelerle ters çözümünden adı geçen teknik yardımıyla bulunmuştur. Modellemede zaman-penceresi yaklaşımı da kullanılarak fay düzlemi üzerinde kaynak-yükselim zamanında ve kırılma hızında esneklik sağlanmıştır. Ters çözüm sonuçları depremin iki fay pürüzünün kırılması sonucu meydana geldiğini göstermiştir. Bunlardan büyük olanı 445 cm en büyük kayma değeriyle odak bölgesinde merkezlenmiş, küçük olanı da 270 cm en büyük kayma değeriyle KB segmentinin batı kenarı yakınında yer almıştır. Büyük pürüzün kırılma alanı hemen hemen tüm GD segmentini kaplamış ve kırılması yaklaşık 10 km KB segmenti üzerinde ilerlemiştir. Kayma modeli için hesaplanan sismik moment 1.2×10^{20} Nm ($M_W=7.3$)'dir. Önceki bir çalışmada (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988) öne sürüldüğü gibi kayma modeli 1976 Çaldıran depremi sırasında kırılan fay segmentlerinin arasındaki iç-bükey fay geometrisinin kırılma başlangıcında ve deformasyon birikiminde anahtar rol oynadığına işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Doğu Anadolu, 1976 Çaldıran depremi, deprem kaynak ters çözümü, sonlu-fay kayma modeli.

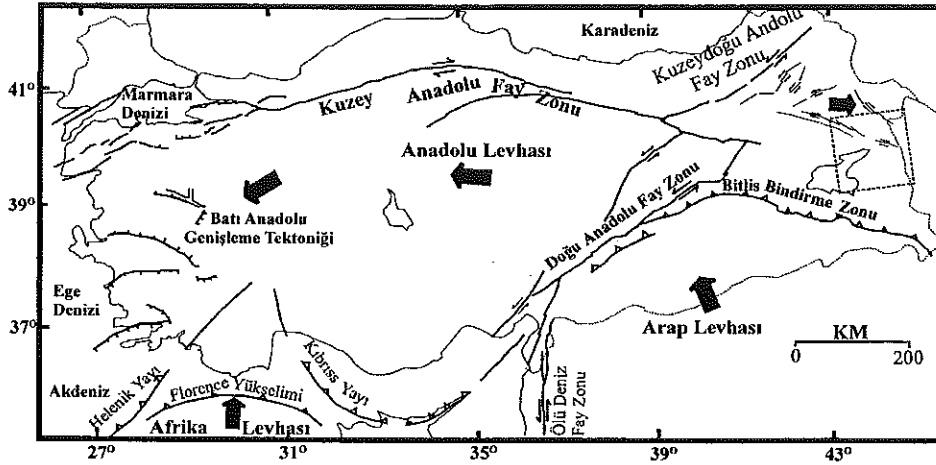
ABSTRACT: Long-period teleseismic P waveforms of the November 24, 1976, Çaldıran earthquake are inverted for the source in order to obtain a finite-fault coseismic slip model of the earthquake. A linear finite-fault inversion technique developed by Hartzell and Heaton, (1983) is utilized. The earthquake source is represented by two-segmented fault plane and divided into a number of subfaults to retrieve their slip amplitudes in the inversion from the teleseismic data in a least-squares sense. The time-windows approach is also used to allow locally variable rise time and rupture velocity across the model fault. The inversion results yield that two slip patches are responsible for the rupture during the earthquake. The larger slip patch is centered at hypocentral region with a maximum slip amplitude of 445 cm, while the smaller one is located 40 km away from the hypocenter, close to the western edge of the NW segment, with a maximum slip amplitude of 270 cm. The rupture area of the larger patch covers almost all over the SE segment and also propagated to the NW segment for about 10 km. A seismic moment of 1.2×10^{20} Nm ($M_W=7.3$) is estimated for the coseismic slip model. As postulated in a previous study (e.g. Barka and Kadinsky-Cade, 1988), the slip model indicates that restraining fault bend between the ruptured fault segments played a key role both in the rupture initiating and deformation accumulation.

Key Words: Eastern Turkey, 1976 Çaldıran earthquake, earthquake source inversion, finite-fault slip model.

GİRİŞ

Anadolu'nun aktif tektoniği esas itibarı ile Arap ve Afrika levhalarının hareketsiz olduğu varsayılan Avrasya levhasına göre kuzeye doğru hareketleriyle kontrol edilmektedir (McClusky ve diğ., 2000) (Şekil 1). Arap levhası Bitlis Bindirme Kuşağı (BBK) olarak ad-

landırılan bir deformasyon zonu boyunca Anadolu levhasına bindirmektedir. GPS çalışmaları Arap levhasının Avrasya levhasına göre yaklaşık 18 mm/yıl'lık bir hızla KB doğrultusunda hareket ettiğine işaret etmektedir (McClusky ve diğ., 2000). Avrasya ve Arap levhaları arasında BBK boyunca sıkışan Anadolu levhası batıya

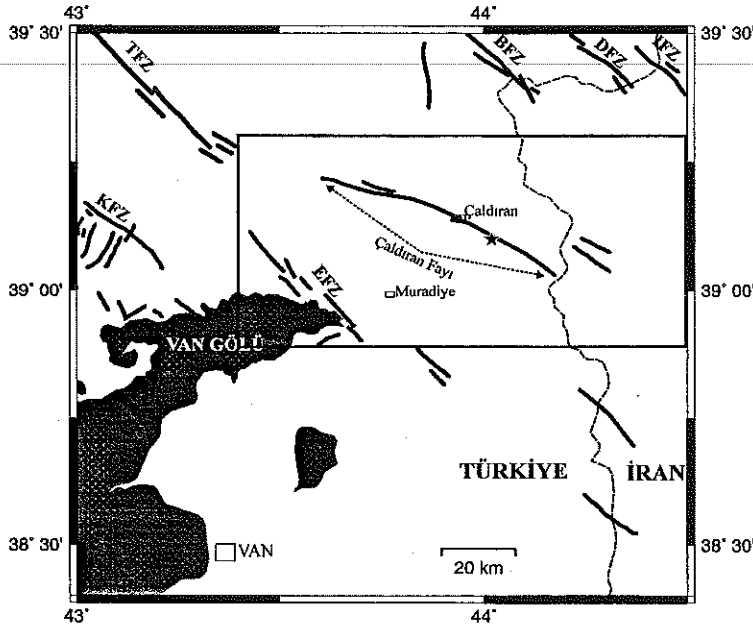


Şekil 1. Türkiye'nin belli başlı tektonik birimlerini gösteren harita (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988 ve Koçyiğit ve diğ., 2001'den derlenmiştir). Kesikli çizgili dikdörtgen Şekil 2'de gösterilen harita alanını çevrelemektedir.

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.

doğru hareket etmektedir. Bu hareket Anadolu levhasının kuzey ve güney sınırlarını oluşturan iki önemli doğrultu atımlı fay sistemi boyunca gerçekleşmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; McClusky ve diğ., 2000).

Bu fay zonları sırasıyla sağ-yanal Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve sol-yanal Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ)'dur (Şekil 1). Bu iki fay zonu Karhova Üçlü Eklemleri (KÜE) olarak adlandırılan yerde birleşmektedir



Şekil 2. 24 Kasım 1976 Çaldıran depreminin meydana geldiği Çaldıran fayının ve çevresindeki bazı önemli fay zonlarının uzanımını gösteren harita (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988 and Koçyiğit ve diğ., 2001'den derlenmiştir). TFZ Tutak Fay Zonu'nu, KFZ Karayazı Fay Zonu'nu, EFZ Erciş Fay Zonu'nu, BFZ Balıkgözü Fay Zonu'nu, DFZ Doğu Beyazıt Fay Zonu'nu ve IFZ İğdir Fay Zonu'nu temsil etmektedir. Siyah yıldız depremin episantrını göstermekte ve büyük dikdörtgen Şekil 3a'da gösterilen harita alanını çevrelemektedir.

Figure 2. The map showing Çaldıran fault, which produced November 24, 1976, Çaldıran earthquake, and major fault zones in the surrounding area (compiled from Barka and Kadinsky-Cade, 1988 and Koçyiğit et al., 2001). TFZ, KFZ, EFZ, BFZ, DFZ and IFZ represent Tutak fault zone, Karayazı fault zone, Erciş fault zone, Balıkgözü fault zone, Doğu Beyazıt fault zone and İğdir fault zone, respectively. Solid star detones the epicenter and the large rectangle encloses the map area depicted Figure 3a.

(Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992). BBK kuzeyinde KÜE doğusu ile Kafkasya sıkışma zonu arasında kalan ve Doğu Anadolu Platosu (DAP) olarak adlandırılan bölge içinde KB-GD doğrultulu sağ-yanal ve KD-GB doğrultulu sol yanal bir çok doğrultu atımlı fay zonu gelişmiştir (Şekil 1 ve 2) (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Koçyiğit ve diğ., 2001). Tüm anlatılan bu aktif tektonik sistem GPS çalışmalarının yanı sıra bölgede meydana gelmiş önemli depremlerin odak mekanizmaları çözümleri ile de desteklenmektedir (McKenzie, 1972; Toksöz ve diğ., 1978; Eyidoğan, 1983; Jackson ve McKenzie, 1984; Taymaz ve diğ., 1991; Pınar ve diğ., 1994).

KÜE batısında deformasyon KAFZ ve DAFZ gibi iki büyük transform fay tarafından serbestlenirken KÜE doğusunda deformasyon DAP içinde dağılmış KD-GB doğrultulu sol-yanal ve KB-GD doğrultulu sağ-yanal atımlı faylar tarafından serbestlenmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Jackson, 1992; Koçyiğit ve diğ., 2001). Karayazı Fay Zonu, Tutak Fay Zonu, Balık Gölü Fay Zonu, Doğubeyazıt Fay Zonu, Iğdır Fay Zonu, Erciş Fay Zonu ve Çaldıran Fay Zonları KB-GD uzanımlı sağ-yanal fay zonları için ve Horasan-Narman Fay Zonu, Kağızman Fay Zonu ve Erzurum Fay zonları KD-GB uzanımlı sol-yanal fay zonları için örnek olarak gösterilebilir (Şekil 1 ve 2).

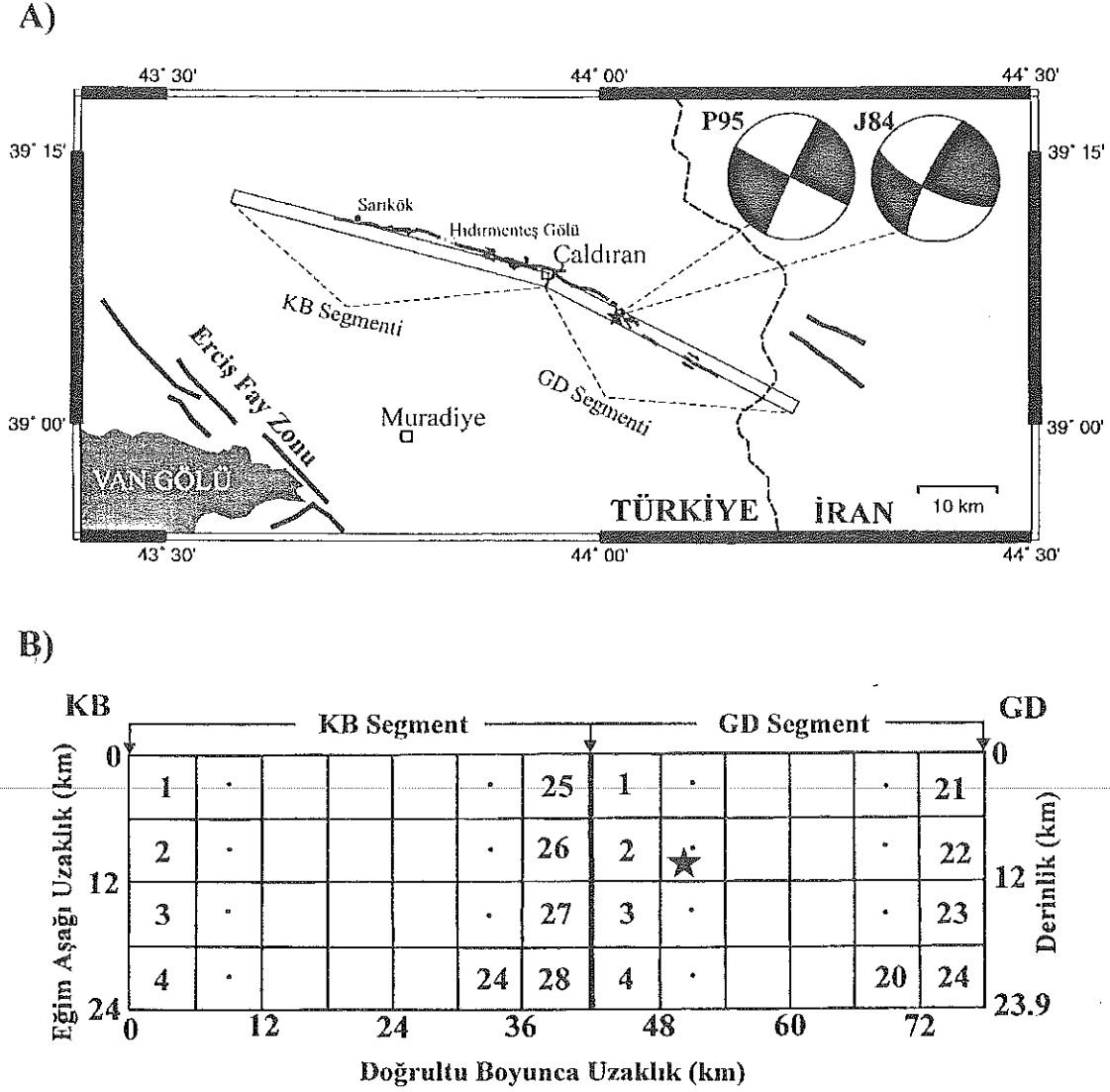
KAFZ'nun KÜE doğusuna uzandığı yakın geçmişteki jeolojik, sismotektonik ve jeodetik çalışmalarda ileri sürülen fikirlerden biri olmuştur (Koçyiğit, 1983; Jackson, 1992; McClusky ve diğ., 2000). Ancak KÜE'nin doğusunda faylar batısındakinin aksine kısa ve aralıklı segmentler halinde uzanmaktadır. Jackson (1992), KÜE'nin hemen doğusunda meydana gelen 13 Temmuz 1966 ($M_S=5.6$), 19 Ağustos 1966 Varto ($M_S=6.8$) ve daha doğuda meydana gelen 24 Kasım 1976 Çaldıran ($M_S=7.3$) depremleri odak mekanizma çözümlerinden (Jackson ve McKenzie, 1984) yararlanarak sağ yanal hareketlerin KÜE doğusunda da KB-GD doğrultulu göreceli olarak küçük ve aralıklı fay segmentleriyle devam ettiğini ve İran'da Zağros bindirme kuşağının doğu kenarında yer alan sağ-yanal atımlı fay zonları ile birleştiğini öne sürmüştür. Jackson, (1992), KÜE'nin doğusunda yer alan sağ-yanal atımlı fay segmentlerinin KAFZ'nun devamı olmasına rağmen aynı hat üzerinde bulunmadığının nedenini açıklayacak basit bir tektonik model öne sürmüştür. KÜE doğusunda tektonik rejimde meydana gelen değişimler GPS çalışmalarında da görülmektedir. KÜE batısında KAFZ'nun hemen güneyinde KB yönelimli olan GPS hız vektörleri KÜE'den itibaren dereceli olarak doğu yönüne dönmekte ve BBK'dan uzak mesafelerde Kafkas Bindirme ku-

şağma dik hale gelmektedir (McClusky ve diğ., 2000). Bu dönme DAP içinde dağılmış KD-GB doğrultulu sol-yanal ve KB-GD doğrultulu sağ-yanal atımlı faylanmaların da bir kanıtını oluşturmaktadır.

Çaldıran Fay Zonu $290^\circ-315^\circ$ doğrultulu yaklaşık 60 km uzunluğunda bir fay zonu olup, batıda Van Gölü kuzeyinden başlayıp doğuda İran sınırına kadar uzanmaktadır (Şekil 1 ve 2) (Koçyiğit ve diğ., 2001). Çaldıran Fayı Çaldıran ilçe merkezi yakınından birbirinden yaklaşık 15° 'lik bir iç-bükey doğrultu değişikliğiyle (restraining fault bend) ayrılan iki fay segmentinden oluşmaktadır (Şekil 2 ve 3a) (Barka, 1983; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bu çalışmada KB ve GD segmenti olarak adlandırdığımız bu fay segmentlerinden daha batıda yer alanı daha uzundur.

24 Kasım 1976 tarihinde Çaldıran Fayı üzerinde yerel saatle 14:22:18'de (12:22:18 GMT) ve episantrı $39:10^\circ\text{K}-44:02^\circ\text{D}$ 'da yer alan büyük bir deprem ($M_S=7.3$) meydana gelmiştir (Şekil 2 ve 3a) (Toksöz ve diğ., 1977 ve 1978). Deprem 3480 kişinin ölmesine, 497 kişinin yaralanmasına ve 9232 konutun oturulamayacak derecede hasar görmesine yol açmıştır (Toksöz ve diğ., 1977; Erdoğan ve diğ., 1983; Eyidoğan ve diğ., 1991). Depremin makrosismik ve kaynak özellikleri hakkında geniş bilgiler Gündoğdu, (1986) ve Eyidoğan ve diğ., (1991)'de bulunabilir.

Kaynak parametreleri Tablo 1'de verilen 1976 Çaldıran depremi arazide açıkça gözlenebilen 50-55 km uzunluğunda bir yüzey kırığı oluşturmuştur (Şekil 3a) (Toksöz ve diğ., 1977 ve 1978; Şaroğlu ve Erdoğan, 1983). Yüzey kırığı ve üzerindeki atım özellikle batı ve merkez kısmında belirgin olup doğu kesiminde ise enechelon basamaklar oluşturmaktadır. Yüzey kırığı üzerinde ölçülen ve hemen-hemen tamamıyla sağ-yanal olan atım miktarları Şekil 4a'da verilmiştir. Yerel olarak 50 cm civarında düşey atımlar da gözlenmiştir. Van Gölünün kuzey kıyılarının güney kıyılarına göre yaklaşık 16 cm yükselmesi fayın güney bloğunun yükseldiğini (Toksöz ve diğ., 1977) göstermektedir ki bu gözlem Çaldıran fayı'nın geometrisi ile de, yani bu fayı oluşturan segmentlerin birbirine göre iç-bükey fay geometrisi (restraining bend) oluşturması ile de uyumludur (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Yüzey kırığı üzerinde atım miktarı doğuya doğru tedrici olarak azalıp sıfırlanırken, batıda Sarıkök köyü batısında 200 cm üzerindeki bir kayma genliğiyle Azizan Dağı altında birden kaybolmaktadır. Yüzey kırığı üzerinde gözlenen en büyük atım miktarı 370 cm olarak ölçülmüştür. Yüzey kırığı üzerinde Çaldıran ilçesinin 1.5 km batısındaki bir ölçü noktasında yapılan uzun süreli gözlemlerde (6 yıl boyunca) 90 cm civarında postsismik kayma gözlenmiştir (Şaroğlu ve Erdoğan, 1983).



Şekil 3. a) 24 Kasım 1976 Çaldıran depreminin yüzey kırığı (kalın siyah çizgi), episantırını ($39.10^{\circ}K$, $44.02^{\circ}D$) (siyah yıldız) ve iki farklı çalışmada bulunan odak mekanizması çözümlerini ve çalışmada kullanılan iki segmentli fay modelinin yüzey izdüşümünü gösteren harita. Soldaki odak mekanizma çözümü (P95) Pınar, (1995)'in telesismik P dalga şekillerinin ters çözümünden bulduğu çözüme karşılık gelirken, sağdaki odak mekanizma çözümü (J84) Jackson ve McKenzie, (1984)'ün P dalgası ilk hareketlerinden bulduğu çözüme karşılık gelmektedir. b) 24 Kasım 1976 Çaldıran depreminin ters çözümünde kullanılan iki segmentli sonlu-fay modeli. Fay düzlemi her bir kenarı 6 km olan kare şeklinde toplam 52 fay parçasına bölünmüştür. Siyah yıldız ters çözümde kullanılan odak olup yüzey izdüşümü Toksöz ve diğ., (1977) tarafından verilen episantır lokasyonuna karşılık gelmektedir. Kalın siyah çizgi model fay düzlemini iki segmente ayırmaktadır.

Figure 3. a) The map showing surface ruptures (thick dark line), epicenter ($39.10^{\circ}K$, $44.02^{\circ}D$) (solid star) and focal mechanisms, obtained from two independent studies, of the November 24, 1976, Çaldıran earthquake, and the surface projection of the two-segmented model fault used in the study. The focal mechanism in the left side (P95) corresponds to the solution from the inversion of teleseismic P wave forms (Pınar, 1995), while the focal mechanism in the right side (J84) corresponds to the P wave first motion solution of Jackson and McKenzie, (1984). b) Two-segmented fault model used in the inversion of the November 24, 1976, Çaldıran earthquake. The model fault is discretized into 52 square subfaults, measuring 6 km on a side. Solid star is the hypocenter point (its surface projection corresponds to the epicenter given by Toksöz et al., 1977) used in the inversion. Vertical thick dark line is dividing model fault into two segments.

Tablo 1. 1976 Çaldıran depremi için önceki çalışılardan elde edilen kaynak parametreleri.**Table 1.** The source parameters of the November 24, 1976, Çaldıran earthquake obtained by previous inversion studies.

	Toksöz ve diğ., (1977)	Toksöz ve diğ., (1978) ^c	Stewart ve Kanamori, (1982) ^c	Jackson ve McKenzie, (1984) ^c	Pınar (1995) ^f		
					1. Şok	2. Şok	Toplam
Doğrultu (°)		107°	110	115	116.8	115.6	116.4
Eğim (°)		78°	80	74	87.8	89.3	89
Rake (°)		176°		174 ^c	177.9	-177.8	178.3
M ₀ (x10 ¹⁹ Nm)	10 ^a	8 ^d			4.5	2.9	10.7
Ger. Düş. (MPa)	3.5 ^{a,b}				10.6	13.1	
Enlem (°)	39.10		39.05	39.12			
Boylam (°)	44.02		44.04	44.03			
Der. (km)	10				5	5	

^a Arazi gözlemlerinden.^b Dikdörtgen bir fay için hesaplanan gerilme düşümü.^c P dalgası ilk hareketlerinden fay düzlemi çözümü.^d Yüzeysel dalgalarından hesaplanmıştır.^e Yazarlar tarafından verilen fay düzlemi doğrultu ve eğiminden yararlanılarak hesaplanmıştır.^f Telesismik P dalgaları ters çözümünden hesaplanmıştır. 6 kaynak hesaplanmış ve bunlardan sadece ilk ikisinin parametreleri verilmiştir. Toplam çözüm 6 kaynağın vektörel toplamına karşılık gelen çözümdür.

Tablo 1'den görülebileceği gibi 1976 Çaldıran depreminin odak mekanizması için gerek P dalgası ilk hareketlerinden (Jackson ve McKenzie, 1984; Toksöz ve diğ., 1978; Stewart ve Kanamori, 1982) ve gerekse P dalga şekli modellenmesinden (Pınar, 1995) elde edilen çözümler sağ-yanal doğrultu atımlı faylanma önermektedir (Şekil 3a). P dalgası ilk hareketleri verileri her iki düğüm düzlemini de çok iyi belirlemektedir. Odak mekanizması çözümlerinden bulunan KB-GD doğrultulu düğüm düzlemi Çaldıran fayının doğrultusu ile tam bir uyum içindedir ve dolayısıyla fay düzlemini temsil etmektedir. Toksöz ve diğ., (1978) P dalgası ilk hareketlerinden buldukları fay düzlemi çözümünü kullanarak depremin yüzeysel dalgası genlik spektrumunu modellemiş ve depremin sismik momentini 7.5×10^{19} Nm olarak hesaplamışlardır.

Stewart ve Kanamori, (1982) ve Pınar, (1995) depremin kırılma sürecinin uzay ve zaman ortamındaki özelliklerini WWSSN (World Wide Standart Station Network) istasyonlarındaki kayıtlardan sayısallaştırmış P dalga şekillerinden elde etmeye çalışmışlardır. Telesismik P dalga şekillerinin karmaşıklığı her iki araştırmacı tarafından vurgulanmıştır. Stewart ve Kanamori, (1982) kaynak mekanizmasını P dalgası ilk hareketlerinden elde ettikleri odak mekanizma çözümü ile kısıtlayarak zaman ortamında dağılmış, değişik kaynak-zaman fonksiyonu ve derinliğe sahip bir seri kaynak kullanarak karmaşık dalga şekillerini modellemeye çalışmışlardır.

Ancak, bu karmaşık dalga şekillerini iyi bir şekilde modelleyememişler ve bu durumu zaman ortamında dağılmış kaynakların mekanizmalarında değişikliğe ihtiyaç duyulduğu şeklinde yorumlamışlardır. Yani, anaşokun normal veya ters faylanma bileşenleri de içerdiği olabileceğini önermişlerdir. Ancak, Pınar, (1995) depremin kırılma sürecini Kikuchi ve Kanamori, (1991)'de verilen ters çözüm modelini kullanarak 6 şok ile başarılı bir şekilde modellemiştir.

Hartzell ve Heaton, (1983)'ün telesismik dalga şekillerinden elde edilen kayma dağılımı modellerinin yakın-alan (strong-motion) dalga şekillerinden elde edilen modellerle hemen hemen aynı olduğunu göstermesinin ardından telesismik dalga şekilleri, sonlu-fay kayma dağılımı modellemelerinde kullanılmıştır (Mendoza ve Hartzell, 1988; Mendoza, 1993; Wald ve Heaton, 1994; Wald ve Somerville, 1995; Langer ve Hartzell, 1996). GDSN (Global Digital Station Network) istasyonlarının 1980'li yılların başlarında devreye girmesi ve önemli depremlerin geniş-bant (broadband) sayısal kayıtlarına ulaşımın kolaylaşması ile birlikte sonlu-fay kayma dağılımı modellemeleri artık telesismik kaynak analizlerinde rutin bir işlem haline gelmeye başlamıştır (Mendoza, 1996; Spence ve diğ., 1999). Ancak, bir çok önemli depremin GDSN istasyonların kurulmasından önce meydana gelmesi bu depremlerin telesismik kaynak analizlerinde WWSSN (World Wide Standart Station Network) uzun-periyot ve kısa-periyot analog kayıtlarından sayısal-

laştırılmış verilerin kullanılmasını zorunlu hale getirmiştir. Mendoza ve Hartzell, (1988) uzun-periyot kayıtların deprem kırılmasının genel boyutlarına, kısa-periyot kayıtların da ayrıntıya ait özelliklerine duyarlı olduğunu göstermiştir. Bununla birlikte, kısa-periyot kayıtların sinyal/gürültü oranının genellikle düşük olması ve sayısallaştırılmalarında karşılaşılan zorluklar bu kayıtların kullanımını önemli ölçüde sınırlamaktadır. Yapılan çalışmalar magnitudü 7 civarında olan depremlerin sonlu-fay analizinde sadece WWSSN analog kayıtlarından sayısallaştırılmış uzun-periyot kayıtların kullanılabilceğini göstermiştir (Wald ve Somerville, 1995; Langer ve Hartzell, 1996).

1976 Çaldıran depremi, farklı doğrultuda ve içbükey (restraining bend) iki fay segmentinin kırılması ile oluşması ve kırılmasının bu iki fay segmentinin birleştiği yere yakın bir yerde başlaması gibi özellikleri ile KAFZ üzerindeki depremlerin kırılma başlangıçları ile benzerlikler taşımakta (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1983) ve gelecekte KAFZ üzerinde meydana gelecek depremlerin kırılmalarının çekirdekleneceği (nucleation of fault rupture) yerler hakkında önemli bilgiler içermektedir (Barka, 1983). Bu çalışmada 1976 Çaldıran depreminin sonlu-fay kırılma analizi Hartzell ve Heaton, (1983) tarafından geliştirilmiş bir ters çözüm metodu kullanılarak kırılma özellikleri hakkında bilgi edinilmeye çalışılacaktır.

ÇALIŞMADA KULLANILAN VERİ VE METOD

1976 Çaldıran depremi sonlu-fay analizinde 14 WWSSN istasyonundaki uzun-periyot analog kayıtlarından sayısallaştırılmış P dalga şekilleri kullanılmıştır. Analog kayıtlar 1 sn aralıklarla örneklenmiş 0.01-0.5 Hz aralığında bant-geçişli filtre ile filtrelenmiştir. Sonlu-fay analizlerinde veri uzunluğunun seçimi önemli problemlerden biridir. Mendoza ve Hartzell, (1988) analiz için seçilecek minimum veri uzunluğunu kırılmanın odaktan en uzaktaki fay parçasına ulaşması için geçecek zaman ve bu fay parçası için hesaplanan sentetik sismogramın uzunluğu şeklinde tanımlamıştır. Dolayısıyla, kırılma hızı ve kırılma boyutları analiz için seçilecek veri uzunluğunda belirleyicidir. Aşağıda anlatılacak olan 1976 Çaldıran depremi için kullanılan fay modeli boyutları ve seçilen kırılma hızı dikkate alınarak çalışmada 40 sn'lik bir veri uzunluğu seçilmiştir.

Bu çalışmada Hartzell ve Heaton, (1983) tarafından geliştirilmiş bir doğrusal ters çözüm metodu kullanılmıştır. Metodun uygulanmasında ilk önce incelenen depremin kaynağını temsil için iki boyutlu bir fay düzlemi seçilir. 1976 Çaldıran depremi sırasındaki kırılmayı temsil için Çaldıran fayının geometrisi (Şekil 2) ve gelişen yüzey kırığı (Şekil 3a) dikkate alınarak iki-seg-

mentli 78 km x 24 km boyutlarında bir fay modeli seçilmiştir. (Şekil 3a ve 3b). Fay modeli gelişen yüzey kırığına göre uzun seçilerek yüzey kırığı ötesinde derindeki olası kaymaların modellemede içerilmesi amaçlanmıştır. Yüzey kırığı Çaldıran fayının KB ucunda yaklaşık 200 cm atımla birden bu kesimdeki bir dağın altında kaybolmaktadır (Toksöz ve diğ., 1977; Şaroğlu ve Erdoğan, 1983). Bu durum derinde faylanmanın yüzey kırığı ötesine uzandığı şüphesini uyandırmaktadır. Model fay düzlemi KB segmenti ve GD segmenti olarak adlandırılan iki segmentten oluşmaktadır. KB segmenti 42 km x 24 km boyutlarında, GD segmenti ise 36 km x 24 km boyutlarındadır (Şekil 3a ve 3b). Yüzey kırığının uzanımı ve Tablo 1'de verilen kaynak parametreleri dikkate alınarak bu fay segmentlerinin doğrultu, eğim ve kayma açıları, KB segmenti için sırasıyla 105°, 85°, 176° ve GD segmenti için sırasıyla 117°, 85°, 176° olarak alınmıştır.

Model fay düzlemi üzerinde kaymanın uzaysal dağılımının bulunabilmesi için KB segmenti 28 fay parçasına (doğrultu boyunca 7, eğim boyunca 4), GD segmenti ise 24 fay parçasına (doğrultu boyunca 6, eğim boyunca 4) ayrılmıştır. Kare şeklindeki fay parçaları 6 km x 6 km boyutlarındadır. Verinin çözünürlüğü dikkate alınarak fay parçası boyutları olabildiğince uzun tutulmaya çalışılmıştır. Fay düzleminin üst kenarı yer yüzeyine karşılık gelecek şekilde deprem kaynak bölgesi içinde kabuksal yapı içine oturtulmuştur. Bu haliyle fay düzlemi 23.9 km derinliğe kadar ulaşmaktadır. 42 nokta kaynak (doğrultu boyunca 7, eğim aşağı 6) her bir fay parçası üzerine düzgün olarak dağıtılmıştır.

Toksöz ve diğ., (1977)'de verilen episantr (Tablo 1) model fay düzlemi üzerinde kırılmanın başlangıç noktası olarak seçilmiştir. Episantr GD segmenti üzerinde yer almakta ve derinlik iz düşümü model fay düzlemini 10 km derinlikte kesmektedir (Şekil 3a ve 3b). P dalgası ilk hareketlerinden bulunan odak mekanizması çözümünde çok iyi kısıtlanmış olan KB-GD uzanımlı düğüm düzleminin GD segmentinin uzanımına daha uyumlu olması kırılmanın GD segmenti üzerinde başladığı tezini güçlendirmektedir (Şekil 3a) (Jackson ve McKenzie, 1984).

Nokta kaynak tepkileri Genelleştirilmiş Işın Teorisi (Langston ve Helmberger, 1975) kullanılarak Kenar ve Toksöz, (1989)'dan uyarlanmış kabuksal hız yapısı (Tablo 2) 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 geciktirilerek toplanmış ve fay parçası sentetik sismogramları hesaplanmıştır. Fay parçası sentetik sismogramlarının hesabında sönüm (at-

Tablo 2. 24 Kasım 1976 Çaldıran depremi ters çözümünde kullanılan kabuksal hız yapısı. Kenar ve Toksöz (1989)'dan uyarlanmıştır.

Table 2. Crustal velocity structure used in the inversion of November 24, 1976, Çaldıran earthquake. Modified from Kenar and Toksöz (1989)

Kalınlık (km)	V_p (km/sn)	V_s (km/sn)	ρ (kg/m ³)
5	4.60	3.00	2660
16	5.80	3.29	2750
20	7.00	3.89	2880
-	8.10	4.44	3300

tenuation) P dalgası sentetik sismogramları $t^*=1.0$ sn sö-nüm operatörü ile konvole edilerek içerilmiştir.

Kırılma hızı bir çok deprem için S dalga hızının $7/10$ 'u ile $9/10$ 'u arasında değişmektedir (Mendoza ve Hartzell, 1988). Sentetik sismogramların hesaplanmasında kırılma hızı 2.7 km/sn alınmıştır. Bu kırılma hızı sentetik simogramların hesabında kullanılan kabuksal hız yapısındaki ilk üç tabakadaki ortalama makaslama dalga (shear wave) hızının yaklaşık %80'ine karşılık gelmektedir. Kırılma hızında ve kaynak yükselim zamanında esneklik modellemede zaman-penceresi yaklaşımı kullanılarak sağlanmıştır. Ters çözümde 4 zaman penceresi kullanılmış ve her bir zaman penceresi içinde kaynak yükselim-zaman fonksiyonu (source rise-time function) 0.5 sn yükselim ve düşüme sahip bir eşkenar üçgen ile temsil edilmiştir. Her bir zaman penceresi bir öncekinden 1.0 sn geciktirilmiş, böylece modellemede fay düzlemi üzerindeki her bir noktada toplam 4 sn'lik bir yükselim-zamanına olanak sağlanmıştır. Zaman penceresi yaklaşımı ile sağlanan bu esneklik özellikle karmaşık ve birden fazla fay segmentindeki kırılma ile meydana gelen depremlerin kayma dağılımlarının daha doğru bir şekilde elde edilmesini sağlamaktadır.

Gözlenmiş dalga şekilleri ile fay parçası sentetik dalga şekillerinin karşılaştırılması

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

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

$A = m \times n$ boyutlarındaki sentetik sismogramlar matrisi,

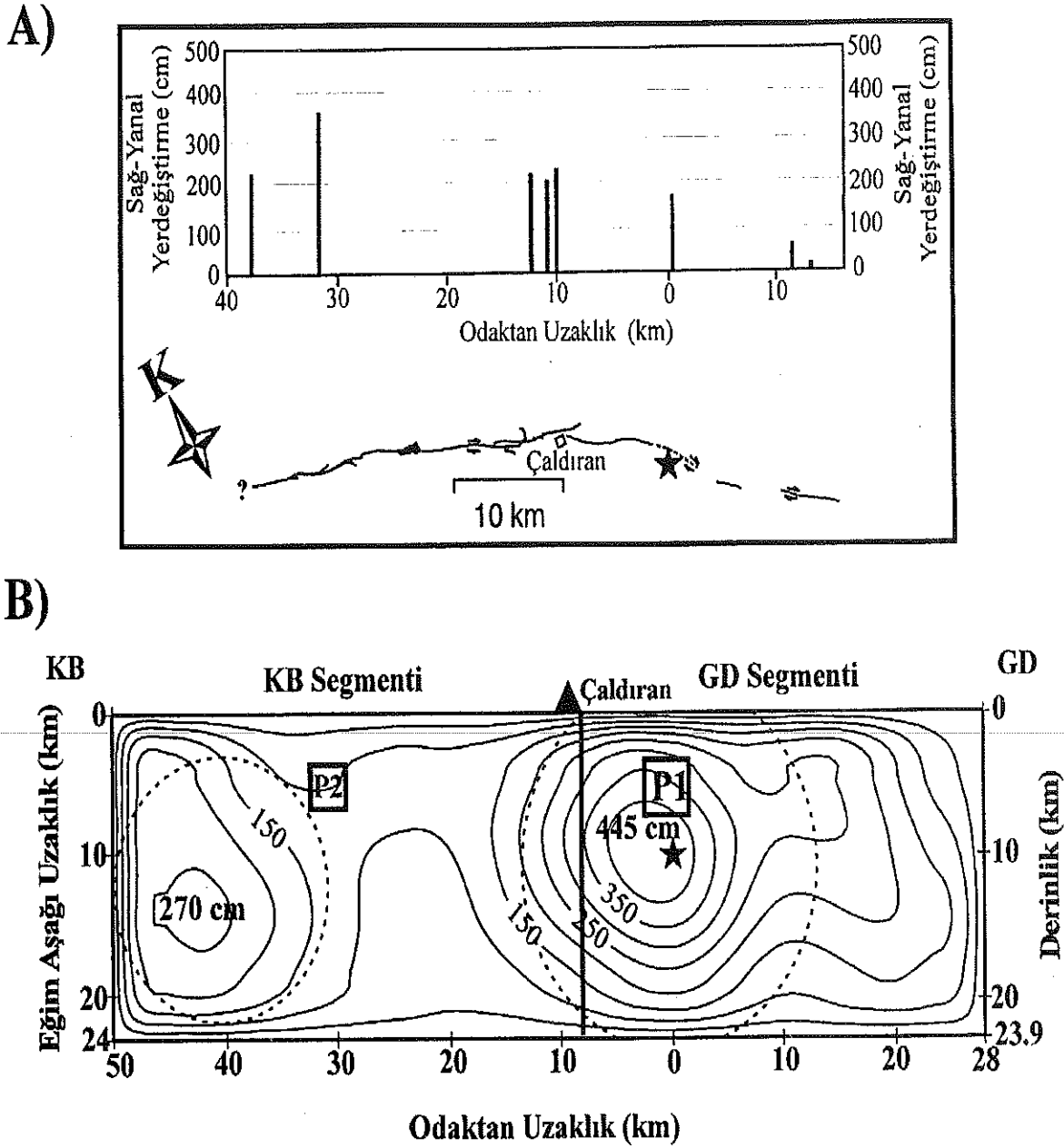
$b = m \times 1$ boyutlarında gözlenmiş sismogramlar matrisi veya m uzunluğunda ki veri vektörü,

$x = n \times 1$ boyutlarında çözüm matrisi veya n uzunluğundaki çözüm vektörüdür. Sentetik sismogramların gözlenmiş sismogramlara uydurulabilmesi için her bir fay parçasına verilecek dislokasyon ağırlıklarını içerir.

Yukarıda da belirttiğimiz gibi (1) denklemi aşırı tanımlı bir doğrusal denklem sistemi belirler. Bu denklem sistemi, bulunacak parametre sayısından çok fazla sayıda denklem içermektedir. Bu tür problemler bilinmeyen sayısından çok fazla veriye ($m > n$) sahiptir ve en küçük kareler metodu en yaklaşık sonucu seçmek için kullanılır (Menke, 1989). Bu çalışmada çözümü pozitif olmaya zorlayan Householder en küçük kareler ters çözüm metodu (Lawson ve Hanson, 1974) fay parçası dislokasyon ağırlıklarının hesaplanması için kullanılmıştır. Ayrıca, (1) denklemi ile ifade edilen ters çözüm düzgünleme kısıtlaması (smoothing constraint) ve moment minimizasyonu kısıtlaması (moment minimization constraint) kullanılarak daha da duraylı hale getirilmiştir (Hartzell ve Heaton, 1983; Wald ve Heaton, 1994). Düzgünleme kısıtlaması bitişik fay parçaları arasında kaymanın bir fay parçasından diğerine düzgünce değişen bir uzaysal dağılıma sahip olmasını sağlamaktadır. Moment minimizasyonu kısıtlaması ise minimum sismik momente sahip bir çözüm elde edilmesini sağlar. Uygun düzgünleştirme ve moment minimizasyonu miktarı bir kaç ters çözüm denemesi sonucunda deneme-yanılma yoluyla tesbit edilir.

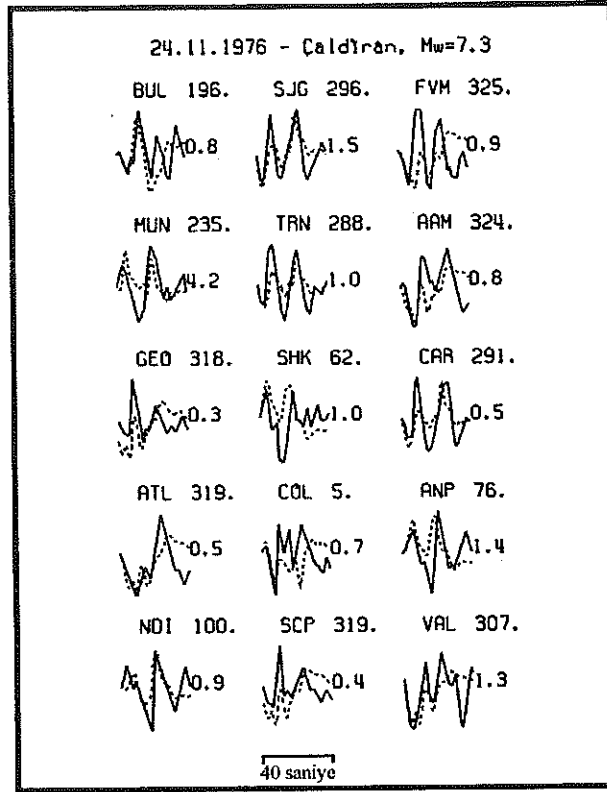
TERS ÇÖZÜM SONUÇLARI VE TARTIŞMA

Ters çözüm sonucu elde edilen sonlu-fay kayma dağılımı modeli Şekil 4b'de gösterilmiştir. Kayma modeli için hesaplanan sentetik sismogramların gözlenmiş sismogramlarla karşılaştırılması ise Şekil 5'de gösterilmiştir. Gözlenmiş ve sentetik sismogramlar arasındaki uyumun iyi olmadığı istasyonlar olmasına rağmen deprem odağı çevresindeki değişik azimutlarda yayılmış gerek dalga şekilleri ve gerekse dalga genlikleri açısından uyumun iyi olduğu istasyonlar (SHK, ANP, NDI, BUL, TRN, VAL ve AAM) vardır. MUN istasyonu modelleme başlangıcındaki ters çözüm denemelerinde içerilmiş ancak sentetik ve gözlenmiş dalga şekilleri arasında şeklen iyi bir uyum olmasına rağmen sentetik/gözlenmiş genlik oranı çok büyük çıkınca ters çözümde ağırlığı diğer istasyonlara nazaran çok düşürülmüştür (1/1000 oranında). Dolayısıyla, ters çözümde ve sismik moment hesa-



Şekil 4. a) 24 Kasım 1976 yüzey kırığı üzerinde ölçülen sağ-yanal yerdeğiştirme miktarlarını gösteren şekil. Siyah yıldız episantrı temsil etmektedir. Yerdeğiştirme ölçümleri Şaroğlu ve Erdoğan, (1983)'ten alınmıştır. b) Sonlu-fay ters çözümü sonucunda 1976 Çaldıran depremi için bulunan kayma dağılım modeli. Konturlar kayma büyüklüklerini göstermekte olup 50 cm aralıklarla çizilmişlerdir. Siyah yıldız deprem odağını ve kesikli çizgili daireler gerilme düşümü hesabında kullanılan dairesel kaynakları temsil etmektedir (ayrıntı için metne bakınız). P_1 ve P_2 olarak adlandırılan küçük dikdörtgenler Pınar, (1995) tarafından hesaplanan ilk iki kaynağın (bk. Tablo 1) kayma modeli üzerindeki yaklaşık izdüşümlerini göstermektedir.

Figure 4. a) Amount of right-lateral displacements measured on the surface ruptures of the Çaldıran earthquake of the November 24, 1976. Displacement measurements are from Şaroğlu and Erdoğan, (1983). b) Slip distribution model of the 1976 Çaldıran earthquake resulted from the inversion. Contours show slip amplitudes drawn in 50 cm intervals. Solid star and broken-line circles represent the hypocenter and the circular sources utilized for computation of the stress drops, respectively (see the text for details). Small rectangles named as P_1 and P_2 show approximate projection of the location of the first two sources estimated by Pınar, (1995) onto the slip model.



Şekil 5. 24 Kasım 1976 Çaldıran depremi için bulunan ve Şekil 4b'de verilen kayma modeli için hesaplanmış sentetik dalga şekilleriyle (kesikli çizgi) gözlenmiş P dalga şekillerinin (sürekli çizgi) karşılaştırılması. İstasyon adı ve azimutu her bir gözlenmiş-sentetik sismogram çiftinin yukarısında verilmiştir. Dalga çiftlerinin sağındaki sayılar sentetik/gözlenmiş dalga şekli genlik oranlarını göstermektedir. MUN istasyonu ters çözümde ve sismik moment hesabında kullanılmamıştır.

Figure 5. Comparison of synthetic P waveforms (dashed lines) calculated for the slip model given in Figure 4b 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. P waveform at MUN was not used in the inversion and the estimation of the seismic moment.

bında bu istasyonun hemen hemen hiç etkisi yoktur ve Şekil 5'de gösterilen istasyonlardan sadece 14'ü çalışmada kullanılmıştır. MUN istasyondaki gözlenmiş sismograma şekil olarak iyi bir uyum olmasına rağmen genlikte uyumsuzluk bulunması orijinal kayıta bir sorun olabileceğini akla getirmektedir.

Kayma modeli 1976 Çaldıran depremi sırasında ki faylanmanın esas olarak iki pürüzün (asperity) kırılması ile oluştuğunu önermektedir. Bu pürüzlerden büyük olanı 445 cm en büyük kayma değeriyle odak bölgesinde GD segmenti üzerinde merkezlenmiştir. Küçük olanı ise 270 cm kayma değeriyle odakta yaklaşık 40 km uzaklıkta KB segmentinin batı kenarına yakın olarak yerleşmiştir. Büyük pürüz yaklaşık 30 km x 20 km'lik bir kırılma alanını kaplamakta ve kırılması batıya doğru yaklaşık 10 km kadar KB segmenti üzerine ilerlemiştir. Doğuda ise kırılması hemen hemen tüm GD segmentini kaplamış olmasına rağmen odakta itibaren kayma gen-

liği göreceli olarak azalmaktadır. KB segmenti üzerinde büyük pürüz ile küçük pürüzün kırılma bölgesi arasında kayma büyüklüğünün 100-150 cm arasında değiştiği 20 km uzunluğunda bir düşük kayma bölgesi yer almaktadır. Küçük pürüz 15 km x 20 km'lik bir kırılma alanını kaplamaktadır. Kayma modeli 1976 Çaldıran depremi sırasındaki kırılmanın büyük pürüzün kırılmasıyla başlayıp iki taraflı olarak (bilateral) yayıldığını ve bu pürüzün kırılmasından kaynaklanan sismik moment serbestlenmesi bitmek üzereyken küçük pürüzün kırılmasının başladığını önermektedir. Kayma modeli için hesaplanan sismik moment 1.2×10^{20} Nm ($M_w=7.3$)'dir.

Yukarıda da belirttiğimiz gibi yüzey kırığı batıda 200 cm üzerindeki bir atım miktarı ile birden dağların altında kaybolmaktadır (Toksöz ve diğ., 1977). Kayma modeli bu noktada kaymanın sona ermediğini, küçük pürüzün kırılmasının yaklaşık bu noktada başladığını ve bu noktadan itibaren 10 km kadar daha kırılmanın de-

vam ettiğini önermektedir (Şekil 3a ve 3b). GD segmenti üzerinde kayma modelinin önerdiği yerdeğiştirme miktarları yüzey kırığı üzerinde ölçülen yerdeğiştirme miktarları ile yaklaşık bir uyum sergilemektedir. Ancak, yüzey kırığı üzerinde en büyük sağ-yanal yerdeğiştirmenin (370 cm) ölçüldüğü nokta kayma modeli üzerinde iki pürüz arasında yerdeğiştirmenin göreceli olarak küçük olduğu (100-150 cm arası) bölgeye karşılık gelmektedir. Bu, yüzeyde ölçülen ile hesaplanan yerdeğiştirme miktarları arasında yaklaşık 2 kat bir uyumsuzluğa işaret etmektedir. Bu durum birkaç şekilde yorumlanabilir. (1) Mendoza ve Hartzell, (1989) telesismik ve yakın-alan (strong-motion) verilerinin çözünürlüğü üzerine yaptıkları analizlerde telesismik verilerin yakın-alan verilerine göre sığ kesimdeki kaymaya karşı göreceli olarak daha duyarlı olduğunu ifade etmişlerdir. Benzer sonuçlar daha sonraki çalışmalarda da görülebilir (Delouis ve diğ., 2002). Uzun-periyot telesismik P dalga şekilleri kullanılarak elde edilen kayma modeli bu ölçü noktası altında kırılmanın sığlaştığını göstermektedir. Dolayısıyla, faylanmanın bu kesiminde kırılmanın sığda kaldığı ve kullanılan verinin çözünürlüğünün düşüklüğü nedeniyle yüzeyde ölçülen yerdeğiştirme ile kayma modelinin derinde önerdiği yerdeğiştirme arasında bir fark olmuş olabilir. (2) Fay düzlemi üzerinde yerel olarak birkaç kilometrelik bir uzunluk boyunca yerdeğiştirmenin çok yüksek olduğu bir bölge olabilir. Bu durumda yine çalışmada kullanılan verinin çözünürlüğü sorunu gündeme gelmektedir. Uzun-periyot telesismik verilerin dalga boyları dikkate alındığında bir kaç kilometre boyutlarındaki bir kaynak bölgesinin çalışmada kullanılan veriden elde edilemeyeceği açıktır.

Yukarıda değinildiği gibi Şaroğlu ve Erdoğan, (1983) yüzey kırığı üzerinde Çaldıran ilçe merkezinin 1.5 km kadar batısındaki bir ölçü noktasında 6 yıl boyunca yaptıkları gözlemlerde yaklaşık 90 cm'lik bir postsismik kayma ölçmüşlerdir. Bu ölçü noktası derinde büyük pürüzün batı kenarına karşılık gelmektedir. Bu gözlem iki pürüz arasında kaymanın düşük olduğu bölgede kayma açığının yer yer postsismik (deprem sonrası) kayma ile kapatıldığı olasılığını düşündürmektedir.

Barka, (1983) ve Barka ve Kadinsky-Cade, (1988) iç-bükey fay geometrisi oluşturan iki fay segmentinin arasında doğrultunun değiştiği bölgede deformasyon birikimi olacağını, bu iç-bükeyliğin açılma değeri ile ilgili depremlerin büyüklükleri arasında ilişkinin varlığını ve büyük depremlerde episantrın kırılan fay segmentlerinin iç-bükey geometri oluşturdıkları yere yakın yerleştiğini 1939 Erzincan, 1942 Erbaa-Niksar,

1943 Tosya ve 1976 Çaldıran depremleri örneklerini ele alarak tartışmışlardır. Şekil 4'ten görüleceği üzere kayma modeli 1976 Çaldıran depreminde en büyük moment serbestlenmesinin bu deprem sırasında kırılan fay segmentlerinin iç-bükey fay geometrisi (restraining fault bend) oluşturduğu yerde meydana geldiğini önermektedir. Kırılma başlangıcının da bu bölgede olması 1976 Çaldıran depremini oluşturan fay segmentlerindeki kırılmanın ve kırılma tetiklenmesinin aralarındaki geometri ile kontrol edildiği tezini güçlendirmektedir.

Pınar (1995)'in 1976 Çaldıran depremi için bulunduğu ilk iki kaynağın CMT (Centroid Moment Tensor) yerlerinin kayma modeli üzerindeki yaklaşık izdüşümleri Şekil 4b'de gösterilmiştir. Bu iki kaynağın sismik moment serbestlenmesi bu araştırmacının deprem için önerdiği kırılma modeli için hesapladığı sismik momentin 2/3'üne eşittir. Bu kaynaklardan odak yakınında yer alan kaynak içinde sırasıyla 2.9×10^{19} Nm ve 10.6 MPa gerilme düşümüne sahiptir. Bu parametrelerin değeri KB'da yer alan kaynak içinde sırasıyla 2.9×10^{19} Nm ve 13.1 MPa'dır. Toplam sismik momentin 1/3'üne sahip diğer 4 kaynak ya kayma modelinin uzağında merkezlenmiş ya da kırılma başlangıcından sonraki 40 sn sonrasında meydana gelmiştir (bu çalışmada 40 sn'lik bir veri uzunluğu kullanıldığı hatırlanmalıdır). Özellikle, sismik momentleri ele alındığında Pınar, (1995)'in önerdiği modelde kırılmanın esas karakterini ilk iki kaynağın temsil ettiği söylenebilir. Şekil 4b'den görüleceği üzere Pınar, (1995)'in önerdiği kaynak yerleri ile bu çalışmada bulunan kayma modelinin önerdiği kaynak yerleri arasında yaklaşık bir uyum söz konusudur.

Kayma modeli bize gerilme düşümünün fay düzlemi üzerinde yerel olarak hesaplanabilmesi imkanını da tanımaktadır. Büyük ve küçük pürüzler için gerilme düşümleri Eshelby, (1957)'in dairesel bir fay için verdiği,

$$\Delta\sigma = \mu (7\pi/16)(D/a) \quad (2)$$

bağıntısı ile hesaplanabilir. Burada D her bir pürüz için ortalama yerdeğiştirme, μ rijidite, ve a kaynak yarıçapıdır. Rijiditeyi $\mu=3 \times 10^{11}$ dyne/cm², kaynak yarıçaplarını ve ortalama yerd eğiştirmeyi de her bir pürüz için yaklaşık 14 km ile 300 cm (büyük pürüz) ve 9 km ile 200 cm (küçük pürüz) olarak sırasıyla büyük ve küçük pürüzler için 8.9 ve 9.2 MPa gerilme düşümleri hesaplanmıştır (Şekil 4b). Gerek Pınar, (1995)'in hesapladığı gerilme düşümleri gerekse bu çalışmada hesaplanan gerilme düşümleri 1976 Çaldıran depremi için yüksek gerilme düşümü önermektedir. Yüksek gerilme düşümü levha-içi (intraplate) depremlerin karakteristik bir özelliğidir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada 1976 Çaldıran depremi için telesismik uzun-peryot kayıtlarının sonlu-fay ters çözümünden bir kayma dağılım modeli elde edilmiştir. Kayma modelinin yorumlanmasıyla aşağıda sıralanan sonuçlara varılmıştır:

1. 1976 Çaldıran depremi kırılması esas itibarı ile biri büyük (en büyük kayma 445 cm) ve odak bölgesinde yerleşmiş ve diğeri de küçük (en büyük kayma 270 cm) ve odaktan yaklaşık 40 km uzaklıkta yerleşmiş iki pürüzün kırılmasından oluşmaktadır.
2. Büyük pürüzün kırılan iki fay segmentinin içbükey fay geometrisi (restraining fault bend) oluşturduğu bölgede yer alması, daha önceki çalışmalarda da öne sürülmüş olan fay segmentleri arasındaki bu tür geometrilerin civarında deformasyon birikimi olduğu tezini güçlendirmektedir.
3. Diğer levha-içi (intraplate) depremlerde olduğu gibi 1976 Çaldıran depremi için de yüksek gerilme düşümü hesaplanmıştır (büyük pürüz için 8.9 MPa, küçük pürüz için 9.2 MPa).

KATKI BELİRTME

Katkılarından dolayı Yard. Doç. Dr. Hayrettin Koral, Yard. Doç. Dr. Oğuz Gündoğdu, Dr. Murat Özler ve Araş. Gör. Namık Aysal'a teşekkür ederiz.

SUMMARY

Coseismic slip distribution of the 24 November 1976 Çaldıran earthquake is obtained by inverting teleseismic long-period P waveforms in a finite-fault inversion scheme. The earthquake source is approximated by a two-segmented fault model which is discretized 52 subfaults for spatial distribution of slip. Distribution of slip over the model fault is then solved for, through fitting synthetic seismograms with the observed ones in a least-squares sense. The modeling results indicate that the rupture during the earthquake was mainly controlled by rupture of two asperities. The larger of these asperities is centered at hypocentral region, failure of which initiated the earthquake rupture, and followed by failure of a smaller asperity, 40 km away from the hypocenter. The peak slips of the larger and smaller asperities are 445 cm and 270 cm, respectively.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Barka, A., 1983,** Doğu Anadolu'da ve Marmara çevresinde gelecekte olabilecek bazı büyük depremlerin olası episantr alanları, Yeryuvarı ve İnsan, Kasım, 30-33.
- Barka, A., 1992,** The North Anatolian Fault Zone, *Annales Tectonicae*, VI, 164-195.
- Barka, A., and Kadinsky-Cade, K., 1988,** Strike-slip fault geometry geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7, 663-684.
- Delouis, B., Giardini, D., Lundgren, P. and Salichon, J., (2002),** Joint inversion of InSAR, teleseismic and strong motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip: Application to the 1999 Izmit mainshock, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 278-299.
- Erdoğan, R., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1983,** Deprem sonrasında Çaldıran'da yeni sorunlar, Yeryuvarı ve İnsan, Kasım, 7-10.
- Eshelby, J. D., 1957,** The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, *Proc. Roy. Soc. London, Series A*, 241, 376-396.
- Eyidoğan, H., 1983,** Bitlis-Zağros bindirme ve kıvrımlı kuşağının sismotektonik özellikleri, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Doktora tezi, 112 sayfa.
- 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.
- Gündoğdu, O., 1986,** Türkiye Depremlerinin Kaynak Parametreleri ve Aralarındaki İlişkiler, İ.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Müh. Böl., Doktora tezi, 117 sayfa.
- 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, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 1553-1583.
- Jackson, J., and D. P. McKenzie 1984,** Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Jackson, J., 1992,** Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 97, 12471-12479.

- Kenar, Ö., ve Toksöz, M.N., 1989**, Anadolu yarımada-sında yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri, *Jeofizik*, 3, 92-106.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H., 1991**, Inversion of complex body waves-III, *Bull. seism. Soc. Am.*, 81, 2335-2350.
- Koçyiğit, A., 1983**, Doğu Anadolu bölgesinin deprem-selliği ve gerekli çalışmalar, *Yeryuvarı ve İnsan*, Ka-sım, 25-29.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. and Kuloshvili, 2001**, Neotectonics of East Anatolia plateau (Tur-key) 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 distributi-on of the 1977 western Argentina earthquake, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 94, 121-132.
- Langston, C. A. and Helmberger, D. V., (1975)**, A pro-cedure for modelling dislocation sources, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42, 117-130.
- Lawson C. L. and Hanson, R. J., 1974**, Solving Least Square Problem, Prentice-Hall. New Jersey.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Nade-riya, 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, *J. Geophys. Res.*, 105, 5695-5719.
- McKenzie, D.P. 1972**, Active tectonics of the Mediter-reanean region, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 30, 109-185.
- Mendoza, C. and Hartzell, S. H., 1988**, Inversion for slip distribution using teleseismic P waveforms: North Palm Springs, Borah Peak and Michoacan earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 1092- 1111.
- Mendoza, C. and Hartzell, S. H., 1989**, Slip distributi-on of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, earthquake: Near- source and teleseismic constraints, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 655-659.
- Mendoza, C., 1993**, Coseismic slip of two large Mexi-can earthquakes from teleseismic body waveforms: Implications for asperity interaction in the Micho-acan plate boundary segment, *J. Geophys. Res.*, 93, 8197-8210.
- Mendoza, C., 1996**, Rapid derivation of rupture history for large earthquakes, *Seism. Res. Let.*, 67, 19 -26.
- Menke, W., 1989**, Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, International Geophysical Series, 45, Academic Press.
- Pinar, A., M. Kikuchi, and Y. Honkura 1994**, Rupture process of the 1992 Erzincan earthquake and its imp-lications for seismotectonics in eastern Turkey, *Ge-ophys. Res. Lett.*, 21, 1971-1974.
- Pinar, A., 1995**, Rupture process and spectra of some major Turkish earthquakes and their seismotectonic implications, PhD Thesis, 125pp, Boğaziçi Üniversi-tesi, İstanbul.
- Spence, W., Mendoza, C., Engdahl, E. R., Choy, G. L. and Norabuena, E., 1999**, Seismic subduction of the Nazca Ridge as shown by the 1996-97 Peru earthquakes, *Pageoph* 154, 753-776.
- Stewart, G.S. and Kanamori, H., 1982**, Complexity of rupture in large strike slip earthquakes in Turkey, *Phys. Earth Planet. Interior*, 28, 70-84.
- Şaroğlu, F. ve Erdoğan, R., 1983**, Çaldıran Fayı'nın deprem sonrası hareketi ile ilgili gözlemler, *Yeryu-varı ve İnsan*, Kasım, 10-11.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. and Jackson, J, 1991**, Sour-ce parameters of large earthquakes in the East Ana-tolian fault zone (Turkey), *Geophys. J. Int.*, 106, 537-550.
- Toksöz, M.N., Arpat, E. and Şaroğlu, 1977**, East Ana-tolian earthquake of 24 November 1976, *Nature*, Vol. 270, No. 5636, 423-425.
- Toksöz, M.N., Nabelek, J. and Arpat, E., 1978**, Sour-ce properties of the 1976 earthquake in eastern Tur-key: a comparison of field data and teleseismic re-sults, *Tectonophysics*, 49, 199-205.
- Wald, D.J. and Heaton, T.H., 1994**, Spatial and tempo-ral distribution of slip for the 1992 Landers, Califor-nia, earthquake. *Bull. seism. Soc. Am.* 84, 668-691.
- Wald, D. J. and Somerville, P. G., 1995**, Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earth-quake: Geodetic and body-waveform analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 159-177.

Makalenin geliş tarihi : 26.04.2002
Makalenin yayına kabul tarihi : 19.09.2002
Received : April 26, 2002
Accepted : September 19, 2002