Yerbilimleri, 2016, 37 (2), 65-80
Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni
Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University

30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi (Ms=6.8) Yırtılma Özelliklerinin Telesismik Sonlu-Fay Modellemesi Yoluyla İncelenmesi

Investigation of the Rupture Properties of the 30 October 1983 Horasan-Narman Earthquake (Ms=6.8) with Teleseismic Finite-Fault Method

AYŞE GÜNEŞ[1]*, HATİCE DURMUŞ[2], MURAT UTKUCU[1]

[1]Sakarya Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 54187 Serdivan/Sakarya

[2]Dumlupınar Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kütahya

Geliş *(received)* : 15 Ekim *(October)* 2015
Kabul *(accepted)* : 12 Temmuz *(July)* 2016

ÖZ

30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi (Ms=6.8) Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu üzerinde meydana gelmiştir. Çeşitli sismoloji kuruluşları ve araştırmacılarca yapılan önceki nokta-kaynak dalga şekli analizleri, faylanmanın KD-GB uzanımlı bir fay boyunca sol yanal doğrultu atımlı olduğunu göstermiştir. Bu çalışma, odaktan 28º ve 92º arasında episantral uzaklıklarda yer alan 17 adet GSN (Global Seismographic Network) istasyonu tarafından kaydedilmiş telesismik uzun-periyod P dalga şekilleri ve Kikuchi vd. (2003) tarafından geliştirilmiş bir sonlu-fay ters çözüm yöntemi ile sonlu-fay kayma dağılım modelinin bulunmasını amaçlamaktadır. Buna göre 45 km uzunluğunda ve 20 km genişliğinde bir model fay düzlemi, doğrultu ve eğim boyunca sırasıyla 10 ve 5 adet nokta-kaynak kullanılarak tanımlanmıştır (nokta-kaynak aralıkları eşit ve 5 km'dir). Pınar (1995) tarafından verilen kaynak parametreleri model fay düzleminin başlangıç doğrultu (231º), eğim (80º) ve kayma açısı (21º) değerleri olarak seçilmiştir. Çalışmada odak derinliği 16 km alınmasına rağmen, hem AFAD (Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı) hem de ISC (International Seismological Center) tarafından hesaplanmış episantr lokasyonları, yırtılmanın hangi yöne yayıldığının verice öncellendiğini araştırmak için ters çözümlerde denenmiştir. Buna göre AFAD lokasyonunun (KD'ya tek taraflı yırtılma yayılımının), yüzey kırıkları uzanımı ve artçı deprem dağılımı gibi gözlemleri daha iyi açıklayan bir sonuç verdiği görülmüştür.

Ters çözüm sonuçları, yırtılmanın küçük bir ters faylanma bileşenli sol-yanal doğrultu atımlı faylanma ve çoğunlukla derinde olduğunu, doğrultu boyunca yan yana yerleşmiş iki pürüzün yenilmesi ile kontrol edildiğini ve 15 km GB'ya ve 30 km de KD'ya yayıldığını önermektedir. Büyük olan, GB'daki ve 20 km x 10 km yırtılma alanlı pürüz yaklaşık 3.5 m'lik en büyük kaymaya sahiptir ve yırtılması esas olarak odağın GB'sında kalmaktadır. Odağın KD'sundaki pürüz 3 m'lik en büyük kayma ile 15 km x 10 km'lik bir yırtılma alanını örtmektedir. Yırtılma modeli tüm fay boyunca normal faylanma bileşenli 0.5-1.5 m'lik bir sığ kaymayı gerektirmektedir. Bu sonuç yırtılma boyunca karşılaştırılabilir yer değiştirme genliğinde yüzey kırıkları gözlemi ile uyumlu olmasına rağmen, normal kayma bileşeni beklenmedik olarak düşünülmüş ve uzun periyod verilerin düşük çözünürlüğü ile ilişkilendirilmiştir. Yırtılma modeli için hesaplanan sismik moment 4.4 x 10^{19} Nm'dir (Mw≈7.0).

Anahtar Kelimeler: Doğu Türkiye, kayma dağılımı, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi, sonlu-fay modeli.

ABSTRACT

The October 30, 1983 Horasan-Narman earthquake (Ms=6.8) occurred along the Northeast Anatolian Fault Zone in Eastern Turkey. Previous point-source waveform analysis by several seismological organisations and researchers have indicated that the faulting was left-lateral strike-slip along a fault striking NE-SW. The present study aims to obtain a finite-fault slip distribution model of the earthquake using the long period teleseismic P waveforms recorded at 17 GSN (Global Seismographic Network) stations with epicentral distances of between 28º and 92º from the focus by applying a finite-fault inversion methodology developed by Kikuchi et al. (2003). A model fault plane, with 45 km in length and 20 km in width, is defined using a point-source grid of 10 and 5 point-sources along the strike and dip, respectively (The point source intervals are equivalent 5 km). Though the hypocentral depth has been assigned as 16 km the epicentral locations estimated by both AFAD (Prime Ministry Disaster & Emergency Management Authority) and ISC (International Seismological Center) are tried in the inversion to investigate to which direction

* A. Güneş
e-posta: aysegunes_54@hotmail.com

the rupture propagation is preferred by the data. It has been seen that the AFAD location (a unilateral rupture propagation toward northeast) better explains the observation such as the surface rupture extends and the aftershock distribution. The source parameters given by Pınar (1995) have been selected as initial strike (231º), dip (80º) and rake (21º) values of the model fault plane.

The inversion results suggest that the rupture was left-lateral faulting with smaller thrusting component and mainly deep (deeper than 10 km), dominated by failure of two asperities located side by side along the strike and propagated 15 km to the southwest and 30 km to the northeast from the hypocenter. The larger asperity in the SW has a peak slip about 3.5 m and its rupture remains mainly southwest of the hypocentre with a rupture area of 20 km x 10 km. The asperity in northeast of the hypocenter covers a rupture area of 15 km x 10 km with a peak slip of about 3 m. The rupture model requires 0.5-1.5 m shallow slip with normal slip component all along the fault. Though this result is considered as consistent with the observation of the surface ruptures with comparable displacement amplitude along the rupture, normal slip component is unexpected and related to the low resolution of the long-period data. The total seismic moment calculated for the rupture model is 4.4 x 10^{19} Nm (Mw≈7).

Keywords: *EasternTurkey, slip distribution, 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake, finite-fault model.*

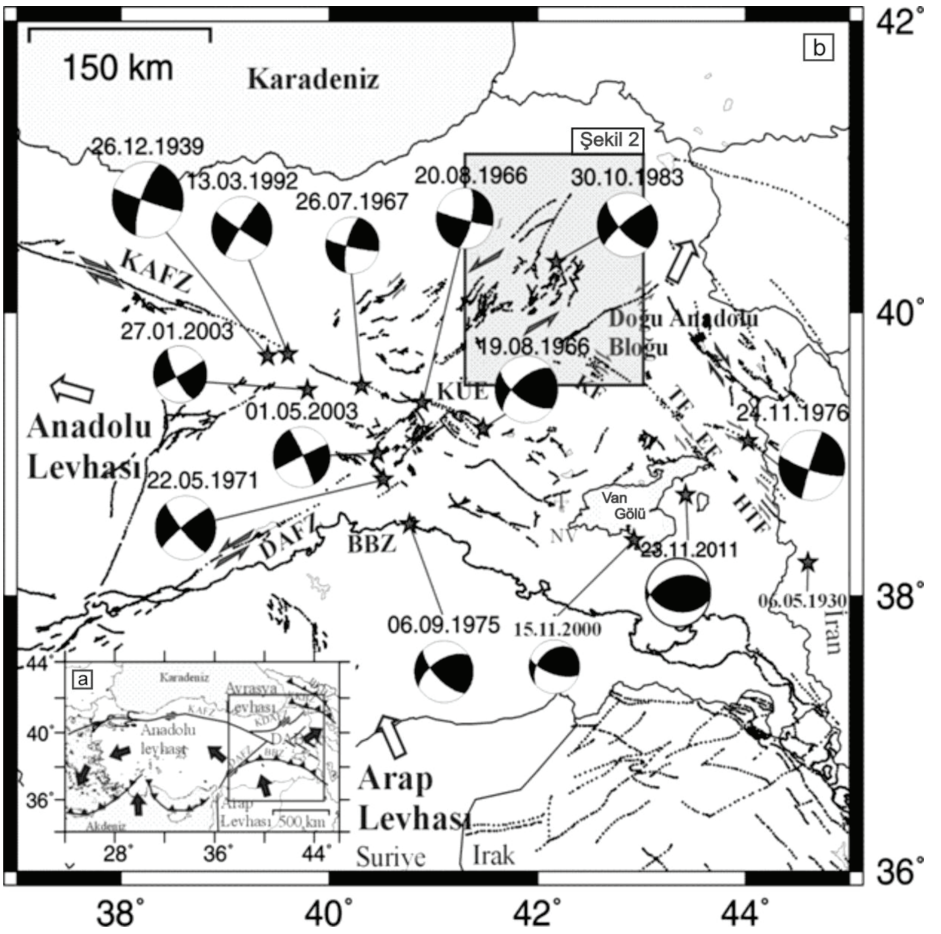
GİRİŞ

Bölgesel olarak Türkiye'nin sismotektoniği, durağan olduğu varsayılan Avrasya Levhası'na göre Arabistan ve Afrika levhalarının hareketinden etkilenmekte ve depremselliği de bu levhaların hareketleri sonucunda oluşmaktadır (Şekil 1a) (Jackson ve McKenzie, 1984; Barka ve Kadisky-Cade, 1988; McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006). Önceleri, Arap Levhası'nın kuzey yönündeki hareketi ile Bitlis Bindirme Zonu (BBZ) boyunca Doğu Anadolu'da meydana gelen sıkışma sonucunda Anadolu Levhası'nın Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Zonları (KAFZ ve DAFZ) boyunca batıya doğru hareket ettiği tezine inanılmaktaydı (Dewey vd., 1986). Ancak, Doğu Anadolu K-G yönlü bir sıkışmanın etkisi altında olsa da yakın geçmişteki jeodinamik çalışmalar (McClusky vd., 2000; Sandvol vd., 2003; Reilinger vd., 2006), Anadolu Levhası'nın batıya doğru ve gittikçe hızlanan hareketine, Girit ve Kıbrıs yayları boyunca Afrika Levhası'nın Anadolu Levhası altına diri dalımının, bu levha altındaki mantoda oluşturduğu emme kuvvetinin (slab-roll back ve trench-suction) neden olduğunu ortaya çıkarmıştır. KAFZ ve DAFZ bu batıya doğru hareketi karşılayan tektonik unsurlardır.

Bitlis Bindirme Zonu ile Küçük Kafkasya Bindirme Kuşağı arasında kalan bölge Doğu Anadolu Bloğu (DAB) olarak adlandırılmaktadır (Şekil 1a). DAB içinde yer alan KD-GB doğrultulu sol yanal ve KB-GD doğrultulu sağ yanal faylar Türkiye'nin diğer bir önemli sismotektonik özelliğini oluşturmaktadır (Şekil 1b ve 2) (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şaroğlu vd., 1992; Koçyiğit vd., 2001). GPS hızlarının, BBZ'nun hemen kuzeyinde KB doğrultulu ve kuzeydoğu Türkiye'de de KD doğrultulu olmaları bu sağ yanal ve sol yanal doğrultu atımlı fayların varlığını açıklamaktadır (McClusky vd., 2000). Bu faylar, güneyde Arap Levhası'nın çarpıp sıkıştırmasından kaynaklanan deformasyonu kuzeydoğuda Küçük ve Büyük Kafkaslar deformasyon zonlarına iletmektedir (Şekil 1a). Mevcut GPS çalışmaları da bunu doğrulamaktadır (McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006).

DAB içindeki bu aktif tektonik geçmişte büyük yıkımlara neden olmuş etkin bir depremselliğe neden olmaktadır (McKenzie, 1972; Toksöz vd., 1978; Taymaz vd., 1991; Şaroğlu vd., 1992 ve Pınar, 1995) (Şekil 1b). Bu çalışmanın konusunu oluşturan 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi (*M*s=6.8) bu yıkıcı depremlerden biridir ve DAB içinde yer alan ve yukarıda bahsedilen KD doğrultulu sol yanal Horasan-Narman Fayı (HNF) üzerinde oluşmuştur (Barka vd., 1983; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Eyidoğan vd., 1999). Bu fay, Çobandede Fay Zonu olarak da isimlendirilmiştir (Koçyiğit vd., 2001) (Şekil 2). Ayrıca bu fay zonu, Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu'nu (KDAFZ) oluşturan faylardan biridir (Şekil 1a).

KDAFZ birbirlerine paralel olarak gelişmiş KD-GB doğrultulu, sol yanal ve ters bileşenli birçok kısa fay segmentinden meydana gelen geniş bir makaslama zonu içinde yer almaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Koçyiğit vd., 2001). Düşük oranda bir ters eğim atım bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı bu fay, 350 km uzunluğa sahiptir ve KAFZ'na oranla daha az aktiftir. Reilinger vd. (2006), GPS verilerinden bu fay üzerinde 3 mm/yıllık sol yanal ve 0.3 mm/yıllık da ters eğim atım şeklinde kayma hızı hesaplamıştır. HNF, 130 km uzunluğunda, 4-6 km genişliğinde ve 30°-60º doğrultuludur.

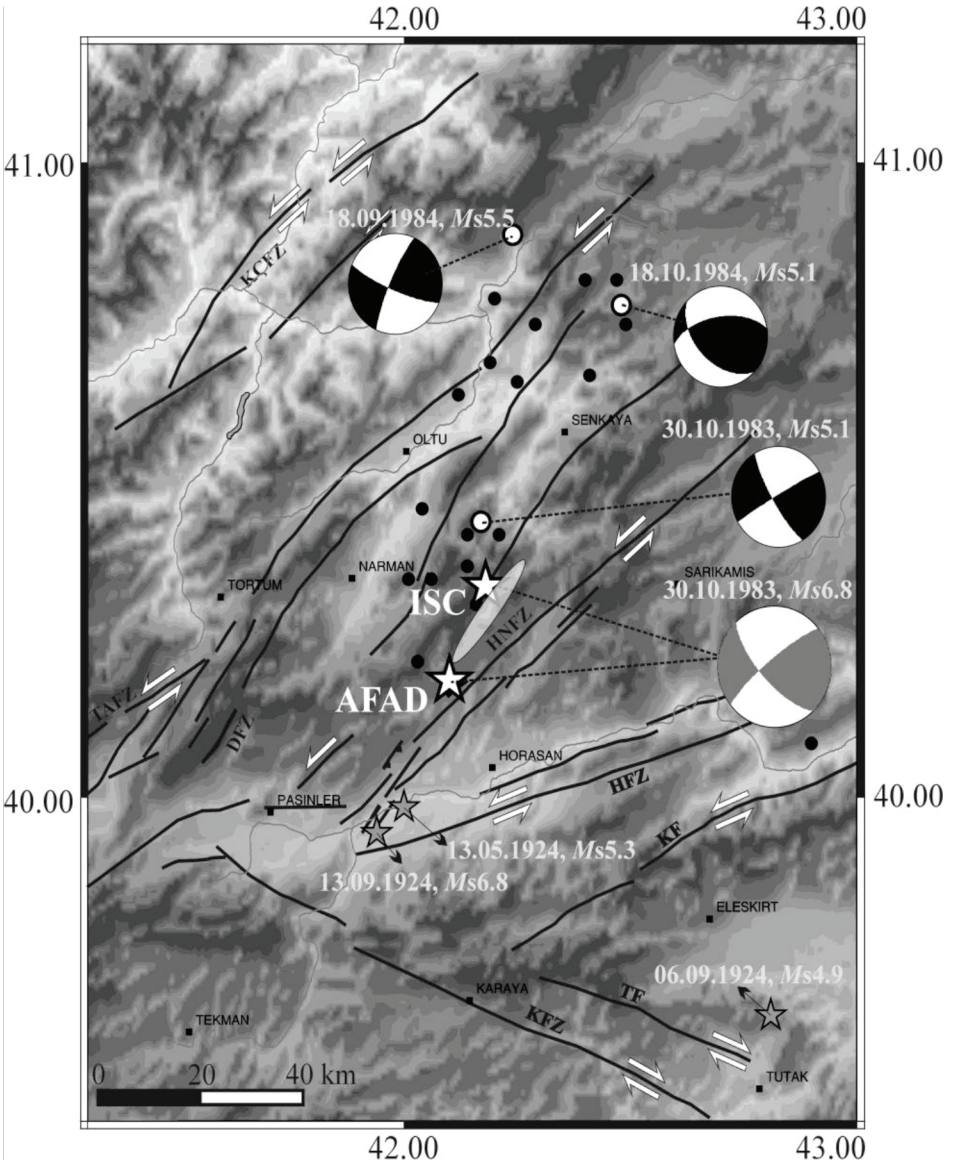


Şekil 1. a. Türkiye'nin genel tektonik özelliklerini gösteren harita (DAB: Doğu Anadolu Bloğu, KKBZ ve BKBZ: Küçük ve Büyük Kafkas Bindirme Zonları) (Barka ve Kadinsky-Cade (1988) ve Utkucu (2013)'dan derlenmiştir). b. Doğu Anadolu'da aletsel dönemde meydana gelmiş (*M*w≥6.0) depremler (siyah yıldızlar) ve odak mekanizma çözümleri (siyah-beyaz daireler) gösterilmiştir. Gri boyalı dikdörtgen Şekil 2'de verilen harita alanını çevrelemektedir. (KÜE: Karlıova Üçlü Eklemi, BBZ: Bitlis Bindirme Zonu, , DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, KF: Karayazı Fayı, TF: Tutak Fayı, HTF: Hasan Timur Fayı).

Figure 1. a.Major seismotectonic features of Turkey and Eastern Anatolia (compiled from Barka and Kadinsky-Cade (1988) and Utkucu (2013)). b. Mw≥6.0 earthquakes in instrumental period (black stars) and focal mechanisms (black-white balls) are shown. Gray shaded rectangle demonstrates the map area shown in Figure 2. DAB: eastern Anatolian Block; KÜE: Karlıova Triple Junction; BBZ: Bitlis Thrust Zone; DAFZ: Eastern Anatolian Fault Zone; KAFZ: North Anatolian Fault Zone; KF: Karayazı Fault; TF: Tutak Fault; HTF: Hasan Timur Fault.

HNF, aletsel dönemde magnitüdü *M*s≥6.0 olan iki önemli ve yıkıcı deprem üretmiştir. Bunlardan biri fayın GB ucunda oluşan 13 Eylül 1924 Pasinler (*M*s=6.8) depremidir (Şekil 2) (Pınar ve Lahn, 1952; Ambraseys, 1988; Eyidoğan vd., 1991; Ambraseys, 2009). Bu deprem öncesi ve sonrasında çok sayıda hasar yapıcı öncü ve artçı depremler meydana gelmiştir (Ambraseys, 1988; Eyidoğan vd., 1991). Deprem Pasinler, Sarıkamış, Karayazı ve Tekman arasında kalan bölgede 60 köyün tamamen yıkılmasına, 25000 kişinin evsiz kalmasına ve 50 can kaybına yol açmıştır (Eyidoğan vd., 1991; Gök, 1996). Hasar, özellikle Tekman, Horasan ve Sarıkamış hattı boyunca dar bir kuşakta yayılmıştır.

Bölgedeki ikinci büyük deprem ise 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremidir ve 1150 kişinin ölümüne, 1142 kişinin de yaralanmasına yol açmıştır (Ambraseys, 1988; Eyidoğan vd., 1991). Hasar gören yerleşmelerin çoğunu Horasan ve Narman ilçelerine bağlı köyler oluşturduğundan deprem 30 Ekim



Şekil 2. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin AFAD ve ISC tarafından hesaplanmış dış merkezini (beyaz yıldızlar) ve Pınar (1995) tarafından bulunan kaynak mekanizmasını (gri beyaz odak küresi) gösteren lokasyon haritası. Gri elips deprem sonrasında yüzey deformasyonlarının gözlendiği alana işaret etmektedir (Eyidoğan vd., 1999). Gri yıldızlar aletsel dönemde deprem kaynak bölgesi yakın civarında meydana gelen önemli büyük depremlerin dış merkezlerini (Kalafat vd., 2007) temsil etmektedir. Artçı deprem dağılımı ve en büyük artçı depremler sırasıyla siyah ve beyaz daireler ile gösterilmiştir.

Figure 2. Location map showing epicentres (white stars) of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake estimated by AFAD and ISC and the source mechanism (grey-white ball) obtained by Pınar (1995). Grey ellipse encloses the area in which surface deformations were observed (Eyidoğan et al., 1991). Grey stars represent epicentres of significant earthquake in the vicinity of the earthquake source region (Kalafat et al., 2007). Aftershock distribution and large aftershocks are shown with black and white circles, respectively.

1983 Horasan-Narman depremi olarak adlandırılmıştır. Depremin çeşitli sismoloji kuruluşları ve araştırmacılarca belirlenen odak ve kaynak parametreleri Çizelge 1'de derlenmiştir. Aletsel episantırı, sonrasında gözlenen yüzey deformasyon ve kırıkları, artçı deprem lokasyonları depremin HNF üzerindeki bir yırtılma sonucu oluştuğunu göstermektedir (Barka vd., 1983; Eyidoğan vd., 1999; Koçyiğit vd., 2001).

Deprem için bulunan kaynak mekanizma çözümleri sol yanal doğrultu atımlı ağırlıklı bir faylanmaya işaret etmektedir. Depremin meydana geldiği bölgede doğrultu atımlı faylar KD-GB yönünde uzandığından kaynak mekanizma çözümleri depremin küçük bir ters faylanma bileşeni olan sol-yanal faylanma sonucu oluştuğunu önermektedir (Çizelge 1) (Pınar, 1995; Eyidoğan vd., 1999). Bu çözüm depremin meydana geldiği düşünülen HNF'nin karakteri ile de uyumludur.

1983 Horasan-Narman depremi sonrasında Horasan-Narman arasında K35°-40°D doğrultusunda, 12 km uzunluğunda ve 2 km genişlikte bir zon içinde yüzey kırıkları gelişmiştir (Şekil 2). Bu zon boyunca yer yer 80-100 cm'lik sol yanal ve 20-60 cm'lik düşey yer değiştirmeler rapor edilmiştir (Barka vd., 1983; Eyidoğan vd., 1999; Koçyiğit vd., 2001).

1983 Horasan-Narman depremi sonrasında çok sayıda artçı deprem meydana gelmiştir (Şekil 2) (Eyidoğan vd., 1999). En büyük artçı deprem (*M*s=5.1), yüzey deformasyonlarının KD ucunda anaşok ile aynı gün meydana gelmiştir. Depremden yaklaşık bir yıl sonra 30-40 km KD'da, biri 18 Eylül 1984 tarihinde (*M*s=5.5), diğeri 18 Ekim 1984 tarihinde (*M*s=5.1) olmak üzere iki büyük deprem meydana gelmiştir. Bu depremler, yapılan ana şok kaynaklı Coulomb gerilme analiz sonuçları ve deprem dağılımları arasındaki ilişki göz önüne alınarak artçı deprem olarak nitelendirilmiştir (Eyidoğan vd., 1999). Telesismik sismogramların ters çözümleri bu artçı depremler için baskın sol yanal faylanmayı işaret etmesine rağmen, 18 Ekim 1984 artçı depreminde ters faylanma bileşeninin sol yanal faylanma bileşeninden biraz daha fazla olduğu dikkati çekmektedir.

Bu çalışmada, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin (*M*s=6.8) sonlu-fay kaynak özellikleri, Kikuchi ve Kanamori (1991) ve Kikuchi vd. (2003) tarafından geliştirilmiş bir yöntem ile uzak-alan (telesismik) P dalga şekli modellemesi yapılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Modelleme sonucu elde edilen sonlu-fay kaynak modeli 1983 Horasan-Narman depreminin faylanma özellikleri ve yırtılma heterojenitesi bağlamında irdelenmiştir.

VERİ

Çalışmada 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi sonlu-fay analizi için 17 istasyonda kaydedilmiş, düşey bileşen uzun-periyot P cisim dalga şekilleri

Çizelge 1. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin farklı sismoloji merkezlerinden elde edilen parametreleri. ISC: International Seismological Center, GCMT: Global Centroid Moment Tensor, AFAD: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, USGS-NEIC: United States Geological Survey-National Earthquake Information Center, KRDAE: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü, P95: Pınar (1995), E99: Eyidoğan vd. (1999).

Table 1. Parameters of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake from different seismological centers. ISC: International Seismological Center, GCMT: Global Centroid Moment Tensor, AFAD: The Disaster and Emergency Management Authority of Turkey, USGS-NEIC: United States Geological Survey-National Earthquake Informatıon Center, KRDAE: Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, P95: Pınar (1995), E99: Eyidoğan vd. (1999).

	ISC	GCMT (HARVARD)	AFAD	USGS (NEIC)	KRDAE	P95 1.Şok	P95 Toplam	E99
Orijin zamanı	04:12:28.13	04:12:37.50	-	-	04:12:28.10	-	-	04:12:28.13
Enlem (°)	40.35	40.47	40.20	40.04	40.35	-	-	40.35
Boylam(°)	42.18	42.05	42.10	42.17	42.18	-	-	42.18
Derinlik	16.1	11.6	16.0	25.0	16.0	-	-	10.0
Doğ./Eğ./K.A. (°)	-	211/73/-17	-	214/87/9	-	223/76/44	231/80/21	215/64/7
Mo (x 10^{18}Nm)	-	8.7	-	-	-	8.6	13.69	8.8
Mw	-	-	-	6.5	-	-	-	-
Mb	6.0	-	-	-	-	-	-	6.0
Ms	6.8	-	6.8	-	6.8	-	-	6.8

kullanılmıştır (Pınar, 1995). Kullanılan telesismik istasyonların dış merkez uzaklıkları 28º-92º arasında değişmektedir. Telesismik deprem kaynak analizlerinde dış merkez uzaklıkları 30º-90º arasında olan istasyonlar kullanılmaktadır (Nabelek, 1984). Bu şekilde kaynakla ilişkisi bulunmayan ve yayılım yolu kaynaklı etkilerden dalga şekillerinin arındırılması amaçlanmıştır. Söz konusu dış merkez uzaklıkları, göreceli olarak homojen manto içindeki P dalgası yayılımlarına karşılık geldiğinden üst manto ve kabuk yayılımıyla çekirdek difraksiyonuna karşılık gelen etkileri içermemektedirler. Ayrıca veriler gözden geçirilerek problemli ve gürültülü istasyon kayıtları veri setinden çıkarılmış ve kalan verilerden alet tepkisi giderilmiştir.

P dalga fazlarının her bir istasyondaki varış zamanları, kullanılan episantr koordinatlarına göre Jeffreys ve Bullen zaman çizelgelerinden belirlenmiştir (Jeffreys ve Bullen, 1958). Bununla birlikte dalga şekilleri tekrar gözden geçirilerek gerek duyulan istasyonlardaki varış zamanlarında küçük modifikasyonlar yapılmıştır. Gerek duyulduğunda bu işlemin ters çözümler sonucunda, gözlenmiş-hesaplanan (yapay) dalga şekilleri karşılaştırması sırasında da yapılmıştır. Veriler 0.01 ile 0.50 Hz frekanslarında bant geçişli filtrelenmiştir. Filtreleme işlemi uzun-periyodlu drifti gidermek için yapılmıştır. Uzun periyod veriler 1 sn örnekleme aralığına sahiptir. Bu örnekleme aralığı ters çözümde korunmuştur. Ters çözümde yerdeğiştirme dalga şekilleri kullanılacağından, hız verileri integrasyonu yapılarak yerdeğiştirmeye çevrilmiştir.

Ters çözüm için seçilen kayıt uzunluğu, kaynağın geçici ve uzaysal karakterini ters çözüm sonucunda tümüyle ve doğru bir şekilde elde edebilmek için önemlidir (Hartzell ve Heaton, 1983; Mendoza ve Hartzell, 1988). Veri uzunluğu, çalışma için seçilen fay modelinin tüm uzunluğu ve genişliği boyunca tüm kayma katkılarını içerecek kadar uzun ve mümkün olduğunca deprem kaynağıyla ilişkisiz yayılım yolu etkilerini içermeyecek kadar kısa seçilmelidir. Bundan dolayı sonlu-fay ters çözümü için seçilecek kayıt uzunlukları model parametrelerine (fayın boyutlarına ve yırtılma hızına) bağımlıdır. Birkaç başlangıç ters çözüm denemesinden sonra 50 sn'lik kayıt uzunluğunun kaynak özelliklerinin elde edilmesi için uygun olduğu görülmüştür.

Son olarak her bir istasyon kaydının ters çözümdeki ağırlığı çok sayıda ters çözüm denemesi sonucunda belirlenmeye çalışılmıştır.

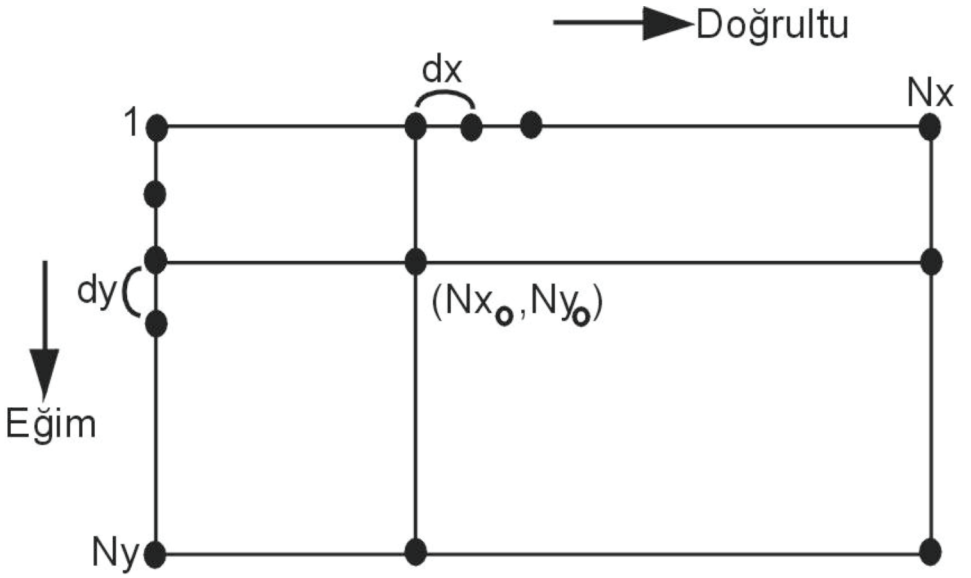
YÖNTEM

Bu çalışmada Kikuchi vd. (2003) tarafından geliştirilmiş Sonlu-Fay Ters Çözüm Metodu kullanılmış olup genel hatlarıyla Hartzell ve Heaton (1983) tarafından geliştirilmiş sonlu-fay modeline benzemektedir. Metot, fay düzlemi üzerinde bir deprem sırasında meydana gelmiş olan kaymanın büyüklüğünü konumun bir fonksiyonu olarak vermektedir. Bu yüzden metodun uygulanmasında deprem kaynağını temsil için ilk olarak sabitlenmiş doğrultu, eğim ve boyutlara sahip bir model fay düzlemi seçilmelidir. Model fay düzlemi eşit aralıklı olarak (d_x ve d_y) doğrultu ve eğim boyunca dağıtılmış N_x x N_y adet düğüm noktası ile temsil edilmektedir (Şekil 3).

Düğüm noktaları ile temsil edilen düzlemin doğrultu ve eğimi önceki odak/kaynak mekanizma çalışmalarından, uzunluğu ve genişliği ise depremin büyüklüğü, varsa artçı deprem dağılımları ve varsa önceki deprem kaynak çalışmaları dikkate alınarak belirlenir. Seçilen fay düzlemi, ters çözüm denemeleri sonrasında kayma dağılımına bakılarak büyütülür veya küçültülür. Depremin belirlenmiş odak lokasyonunun (Nx_0, Ny_0) karşılık geldiği düğüm noktası tayin edilir ve yapılacak analizlerde referans noktası olarak alınır.

Düğüm düzlemi yarı sonsuz tabakalı ortam içine referans noktasına göre oturtulur. Yapay sismogramlar, bilinmeyen parametrelerce ağırlıklandırılmış Green's fonksiyonları (Aki ve Richards, 1980; Udias, 1999) cinsinden formülüze edilmektedir. Green's fonksiyonlarının hesabı için moment oranı ya da kaynak zaman fonksiyonunun tanımlanması gerekmektedir. Ancak, tek bir kaynak zaman fonksiyonu karmaşık veya çok segmentli faylanmalarla ilgili depremler için hatalı kayma dağılımları verecektir (Mendoza vd., 1994; Wald ve Heaton, 1994). Zaman penceresi yaklaşımı ile her bir düğüm noktası için bir esneklik sağlanarak bu sorunun üstesinden gelinebilmektedir. Zaman penceresi yaklaşımında her bir düğüm noktasında toplam yükselim zamanı sonrasında zaman dilimlerine ayrılmakta böylelikle karmaşık kaynak zaman fonksiyonları modellenebilmektedir.

$G_{gkj}(t)$, ***j'***nci kayıtta birim moment ve 2τ genişliğindeki (τ yükselim ve düşümlü) eşkenar üçgen moment oranı fonksiyonu ya da kaynak zaman fonksiyonu için ***k***'nıncı doğrultudaki (k=1,2) kaymadan üretilmiş Green's fonksiyonu olsun (Kikuchi vd., 2003). Kaynak zaman fonksiyonunu, h=1,….*N*h olarak numaralandırılmış *N*h adet ve her biri bir öncekinden τ zamanı kadar geciktirilmiş eşkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonları ile temsil edersek, yapay sismogram;



Şekil 3. Çalışmada kullanılan telesismik sonlu-fay ters çözüm yönteminin uygulanmasında sonlu-fay deprem kaynağını temsil için seçilen nokta-kaynak düğüm parametrizasyonunun şematik gösterimi.

Figure 3. Schematic demonstration of the point source grid parameterizations for representation of the finite-fault earthquake source in application of teleseismic finite-fault inversion methodology used in the study.

$$y_j(t) = \sum_g \sum_h \sum_k D_{ghk} G_{gkj}\left(t - t_g - (h-1)\tau\right) \qquad (1)$$

bağıntısı ile verilir. Burada D_{ghk}, bilinmeyen model parametrelerini ve tg *g*'ninci düğümdeki fay hareketinin başlangıç zamanını temsil etmektedir.

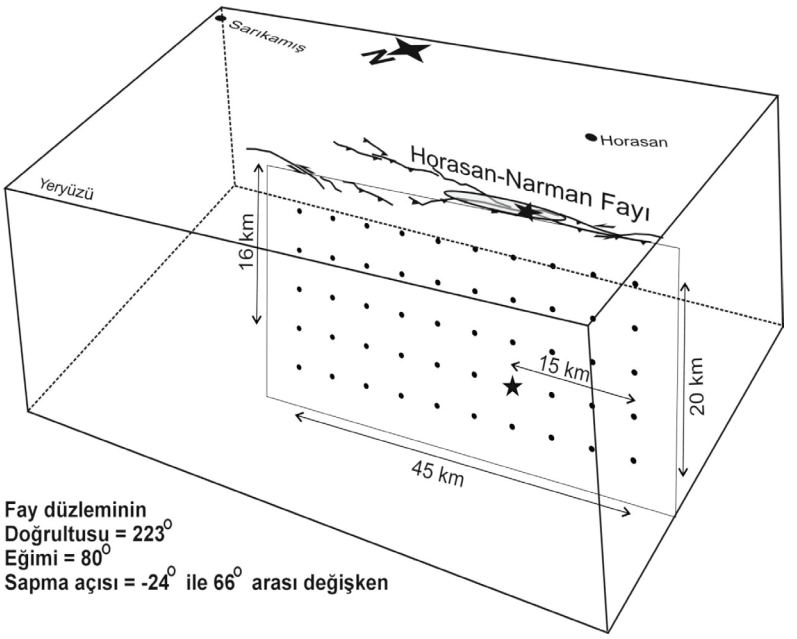
Eşitlik 1'de verilen D_{ghk}, En Küçük Kareler (EKK) yöntemi ile iki kısıtlama kullanılarak çözülür. EKK hata kriteri ise eşitlik 2'deki gibi;

$$\Delta = \sum_j \int w_j \left\{x_j(t) - y_j(t)\right\}^2 dt = \min imum \qquad (2)$$

bağıntısı ile verilir. $X_j(t)$, ***j'***nci gözlenmiş veriyi ve w_j (>0) ***j***'nci kayıt için göreceli ağırlık faktörünü temsil etmektedir. Kısıtlamalardan biri kayma vektörü açısının değişim aralığı ile ilişkilidir. Kayma vektörü açısının başlangıçta tanımlanan bir λ_0 kayma açısının ±45° aralığında değiştiği varsayılır. Kayma vektörü, kayma açıları λ_0 + 45° ve λ_0 – 45° olan iki bileşene ayrıştırılır ve çözüm negatif olmamaya zorlanır. Diğer sınırlama ise fay kaymasının uzaysal dağılımının düzgünleştirilmesidir (Yoshida, 1995; Yagi vd., 1999).

Deprem sonrası 12 km'lik bir yüzey kırığı gelişmesine rağmen bu yüzey kırığı uzunluğu depremin büyüklüğü düşünüldüğünde küçük kalmaktadır. Bu nedenle çalışmada 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi yırtılması, 45 km uzunluğunda ve 20 km genişliğinde büyük bir yırtılma düzlemi ile temsil edilmiştir. Seçilen yırtılma uzunluğu artçı depremlerin harita dağılımı (Eyidoğan vd., 1999) düşünüldüğünde oldukça makuldür. Model fay düzlemi, faylanma doğrultusu boyunca 10 ve faylanma eğimi boyunca 5 adet nokta kaynak, 5 km'lik eşit aralıklarla yerleştirilerek temsil edilmiştir (Şekil 4). Deprem odağı 16 km derinlikte (Çizelge 1) kabul edilerek model fay düzlemi deprem kaynak bölgesinde kabuk içine oturtulmuştur. Bu durumda en sığda yer alan nokta kaynakların derinlikleri 1 km'ye karşılık gelmektedir.

Çizelge 1'den görüleceği üzere depremin dış merkez koordinatları çeşitli sismoloji organizasyonları tarafından farklı verilmiştir. Bu nedenle, her ne kadar odak derinliği 16 km alınsa da, yırtılma başlangıcı için AFAD ve ISC dış merkez koordinatları kabulü ile birkaç ters çözüm denemesi yapılmıştır. AFAD dış merkezi model fayın GB kenarına 15 km uzaklıkta alınarak yırtılmanın KD doğrultusunda tek taraflı ilerlemesi olasılığı ters çözümde denenmiştir. ISC dış merkezi model fayın KD kenarına 15 km uzaklıkta alınarak yırtılmanın GB doğrultusunda tek taraflı ilerlemesi



Şekil 4. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin telesismik sonlu-fay modellemesinde kullanılan model parametrizasyonunun 3-boyutlu görünümü. Horasan-Narman Fayı uzanımı üzerinde çizilen gri elips yaklaşık olarak yüzey kırıklarının gözlendiği fay uzanımını çevrelemektedir.

Figure 4. 3-D view of the model parameterization used in the teleseismic finite-fault analysis of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake. Grey ellipse along the Horasan-Narman fault encloses the area in which surface ruptures were observed.

olasılığı ters çözümde denenmiştir. Bununla birlikte AFAD dış merkezinin model fayın yaklaşık ortasında yer aldığı (yani iki taraflı yırtılma olasılığı) bir durum için de ters çözüm denemesi yapılmıştır. Bu şekilde veriye hangi doğrultuda yırtılma yönelimi için daha iyi uyum elde edildiği araştırılmıştır. Yapay sismogramların hesaplanmasında Çizelge 2'de verilen ve Kaypak (2008)'dan değiştirilerek alınan kabuksal hız modeli kullanılmıştır.

Fay düzleminin doğrultusu, eğimi ve kayma vektörü açıları için Pınar (1995), Eyidoğan vd. (1999), USGS-NEIC ve Harvard-GCMT tarafından verilen değerler (Çizelge 1) kullanılarak birçok ters çözüm denemeleri yapılmıştır (Çizelge 3). Bu çalışmalar, faylanma doğrultusunun 211°-231° arasında, eğiminin ise 64°-87° arasında KB'ya doğru olduğuna işaret etmektedir. Bu çözümlerde, kayma açıları 7°-44° arasında değişmesine rağmen, ters çözümlerde tanımlanan sabit bir kayma açısının ±45° aralığında değişmesine müsaade edildiği vurgulanmalıdır.

Yırtılma hızı birçok deprem için S dalga hızının %70 ile %90 arasında değişmektedir (Mendoza ve Hartzell, 1988). Karmaşık depremlerde sabit bir yırtılma hızı varsayımı hatalı kayma dağılımları verecektir (Mendoza vd., 1994; Wald ve Heaton, 1994). Bu nedenle zaman penceresi yaklaşımı ile her bir nokta kaynağın kaynak zaman fonksiyonu ve yırtılma zamanında bir esneklik sağlanarak bu sorunun üstesinden gelinmiştir (Kikuchi vd., 2003; Yamanaka ve Kikuchi, 2004). Çalışmada, en büyük yırtılma hızı 3 km/sn olarak tanımlanmıştır ki bu yırtıma hızı kullanılan kabuksal hız modelindeki (Çizelge 2) S dalga hızının %70 ile %90 arasında yer almaktadır. Çalışmada, 6 adet zaman penceresi kullanılmıştır. Her bir zaman penceresi içindeki moment boşalım fonksiyonu 3 sn yükselim ve düşüm zamanlı eşkenar üçgenle temsil edilmiş olup her pencere bir öncekinden 5 sn geciktirilmiştir.

TERS ÇÖZÜM SONUÇLARI

Pınar (1995), Eyidoğan vd. (1999), USGS-NEIC ve Harvard-GCMT çözümlerinin belirlediği doğrultu, eğim ve kayma açıları ile AFAD ve ISC'nin rapor ettiği odak noktaları kullanılarak birçok ters çözüm dene-

Çizelge 2. Çalışmada, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan kabuksal hız modeli (Kaypak, 2008'den değiştirilmiştir).

Table 2. Crustal velocity model used in the finite-fault inversion of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake in the study (adapted from Kaypak, 2008).

Kalınlık (km)	Vp (km/sn)	Vs (km/sn)	Yoğunluk (kg/m^3)
7.0	5.5	3.2	2.7
13.0	6.2	3.6	2.9
10.0	7.0	4.1	3.0
0	8.0	4.6	3.1

Çizelge 3. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi sonlu-fay modellemesinde değişik model parametrizasyonları için yapılan ters çözüm denemeleri ve varyans değerleri.

Table 3. Inversion trials and variance values for the finite-fault inversion of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake with various model parameterizations.

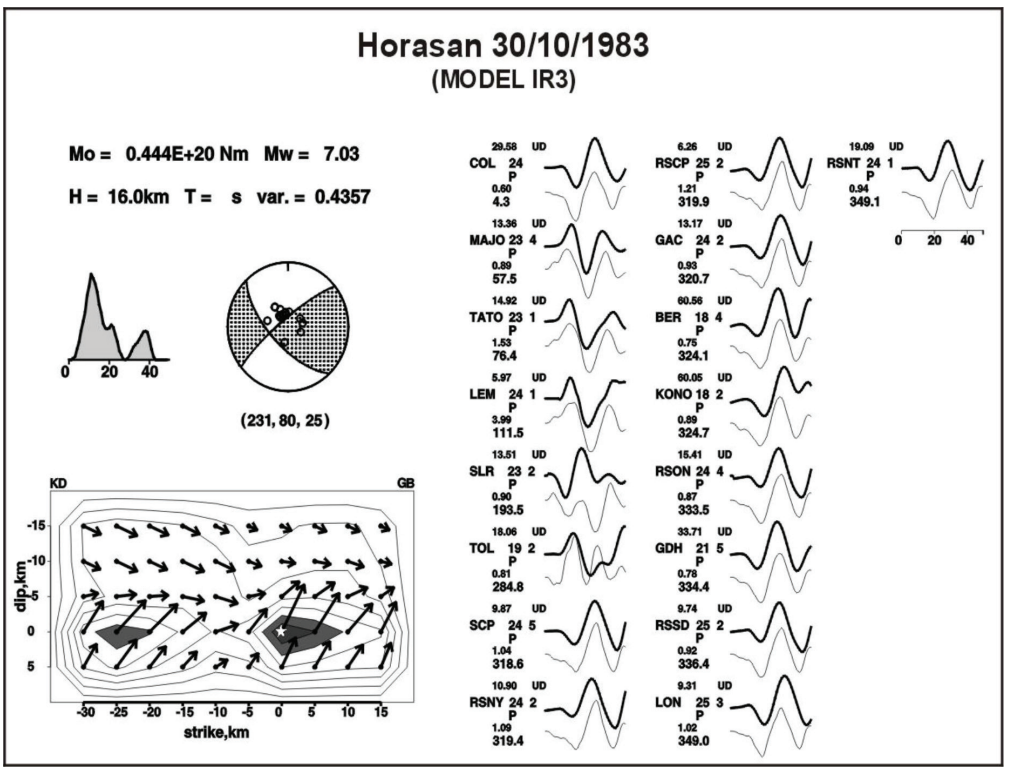
Model	Enlem (º)	Boylam (º)	Derinlik (km)	Doğrultu (º)	Eğim (º)	Kayma (º)	Vr (km/sn)	Mo x(10^{19})Nm	Mw	Varyans	Odağın GB Kenara Uzaklığı
IR1	40.20	42.10	16.0	223	76	44	3.0	2.85	6.90	0.4872	15 km
IR2	40.33	42.18	16.0	223	76	44	3.0	2.84	6.90	0.5048	35 km
IR3	40.20	42.10	16.0	231	80	21	3.0	4.4	7.03	0.4357	15 km
IR4	40.33	42.18	16.0	231	80	21	3.0	4.86	7.05	0.4456	35 km
IR5	40.20	42.10	16.0	214	87	9	3.0	3	6.92	0.4802	15 km
IR6	40.33	42.18	16.0	214	87	9	3.0	3.09	6.93	0.4857	35 km
IR7	40.20	42.10	16.0	211	73	17	3.0	3.60	6.97	0.5667	15 km
IR8	40.33	42.18	16.0	211	73	17	3.0	3.52	6.96	0.5828	35 km
IR9	40.20	42.10	16.0	215	64	7	3.0	5.18	7.08	0.5334	15 km
IR10	40.33	42.18	16.0	215	64	7	3.0	6.05	7.12	0.5132	35 km
IR11	40.20	42,.10	10.0	231	80	21	3.0	4.13	7.01	0.4283	25 km

meleri yapılmıştır. Pınar (1995) tarafından belirlenen faylanma parametreleri (doğrultu=231°, eğim=80°, kayma açısı=21°) ile AFAD tarafından verilen odak derinliği kullanılarak yapılan ters çözüm denemesi sonucunda, yırtılmanın daha çok KD doğrultusunda ilerlemesi test edilmiş ve bununla gözlenmiş verilere daha iyi bir uyum elde edilmiştir (Çizelge 3, Model IR3). Daha sonra nokta kaynaklar arasında kayma farkını düşüren düzgünleme kısıtlamasının uygun değeri, birkaç deneme sonucunda gözlenmiş-hesaplanan (yapay) sismogram uyumları gözetilerek belirlenmiştir. Model IR3 parametrizasyonu için elde edilen kayma dağılım modeli ile bu model için elde edilen yapay-gözlenmiş sismogramların karşılaştırması Şekil 5'de gösterilmiştir. ISC odak bilgisinin kullanıldığı ve yırtılmanın daha çok GB'ya ilerlediği model parametrizasyonu (Çizelge 3, Model IR4) için elde edilen kayma dağılım modeli ve gözlenmiş-ya-

pay sismogram karşılaştırması yapılacak tartışma için Şekil 6'da gösterilmiştir. Ayrıca, AFAD odağının fay düzlemi doğrultusu boyunca yaklaşık ortada ve 10 km derinlikte yerleştirildiği bir model parametrizasyonu (Çizelge 3, Model IR11) için de ters çözüm denemesi yapılmıştır. Böylelikle yırtılmanın derinliği ve iki taraflı yayılımı durumları yapılacak tartışmaya dahil edilmiştir. Model IR11 parametrizasyonu sonucunda elde edilen kayma dağılım modeli ve gözlenmiş-yapay sismogram karşılaştırması Şekil 7'de gösterilmiştir.

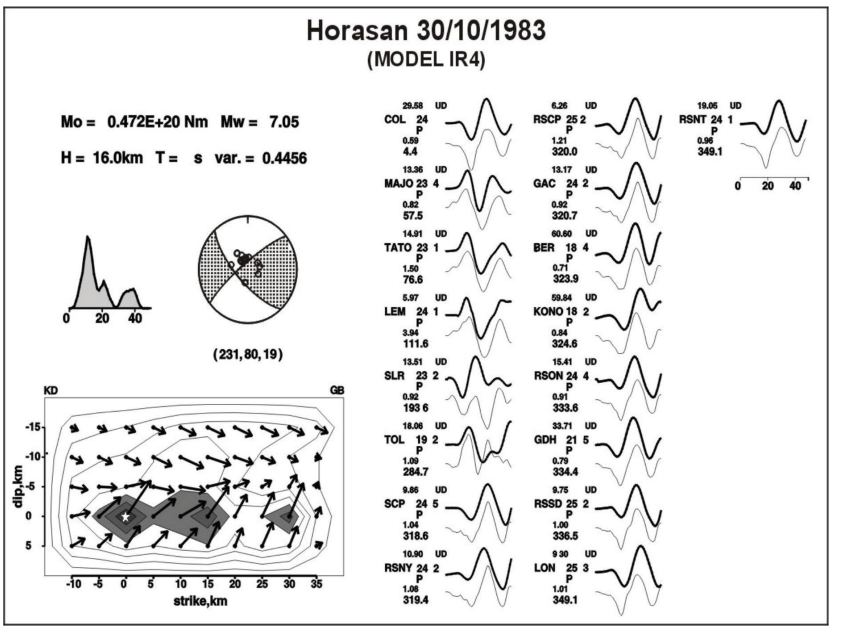
TARTIŞMA

Şekil 5 ve 6'da verilen kayma dağılım modelleri genel hatlarıyla benzer özellikler sergilemektedir. Her iki modelin de 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için çoğunlukla 10 km'den daha derinde yerleşmiş,



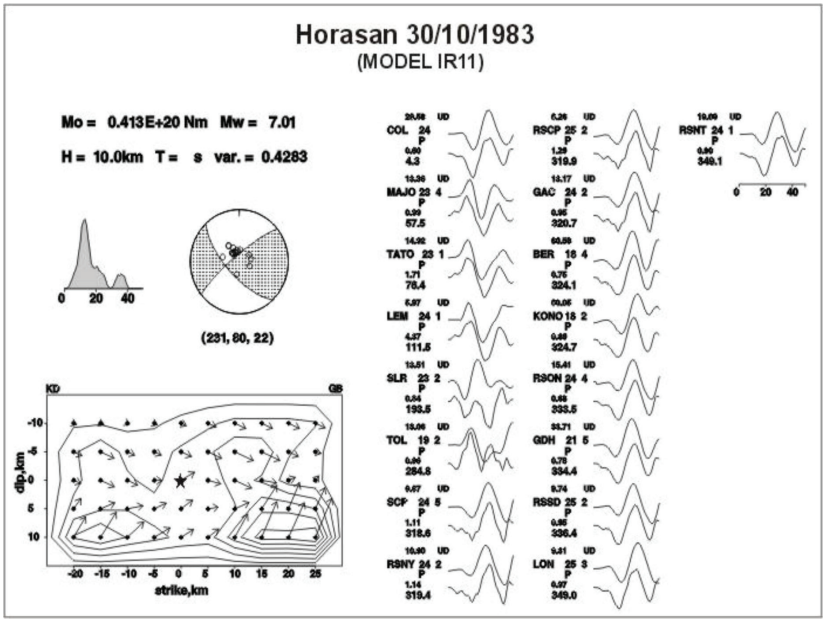
Şekil 5. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için Model IR3 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen sismik moment (Mo), varyans (var.), moment boşalım fonksiyonu, kaynak mekanizma çözümü (gri beyaz odak küresi) ve sonlu-fay kayma modeli. 0.5 m'den büyük kaymalar 0.5 m aralıklarla konturlanmıştır. Vektörler tavan bloğun taban bloğa göre hareket yön ve miktarlarını göstermektedir. Referans noktası, AFAD dış merkezi olup 16 km derinlikte ve fayın güneybatı kenarına 15 km uzaklıktadır. Kayma modeli için hesaplanan uzun periyod P dalga şekilleri (ince gri çizgiler) ile gözlenmiş dalga şekillerinin (kalın siyah çizgiler) karşılaştırılması sağda gösterilmiştir. İstasyon adları altındaki küçük rakamlar pikten pike genlik oranlarını, en alttaki rakamlar istasyon azimutlarını göstermektedir. İstasyon adlarının yanındaki rakamlar ise mikron cinsinden gözlenmiş yer hareketini temsil etmektedir.

Figure 5. Seismic moment (M_o), variance (var.), moment-rate function, source mechanism solution (grey-white focal sphere) and finite-fault slip model resulting from Model IR3 inversion trial for the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake. Slips larger than 0.5 m are contoured with interval of 0.5 m. Vectors indicate direction and amount of motion of hanging wall relative to the foot wall. Reference point is AFAD epicentre corresponding 16 km depth and it is 15 km away from the SW edge of the fault. Comparison of the long-period P waveforms estimated for the slip model (thin grey lines) with observed waveforms (thick black lines) are shown in the right. Small numbers under the station names are peak-to-peak amplitude ratios and large numbers are station azimuths. Numbers adjacent to the station names represent observed ground motions in microns.



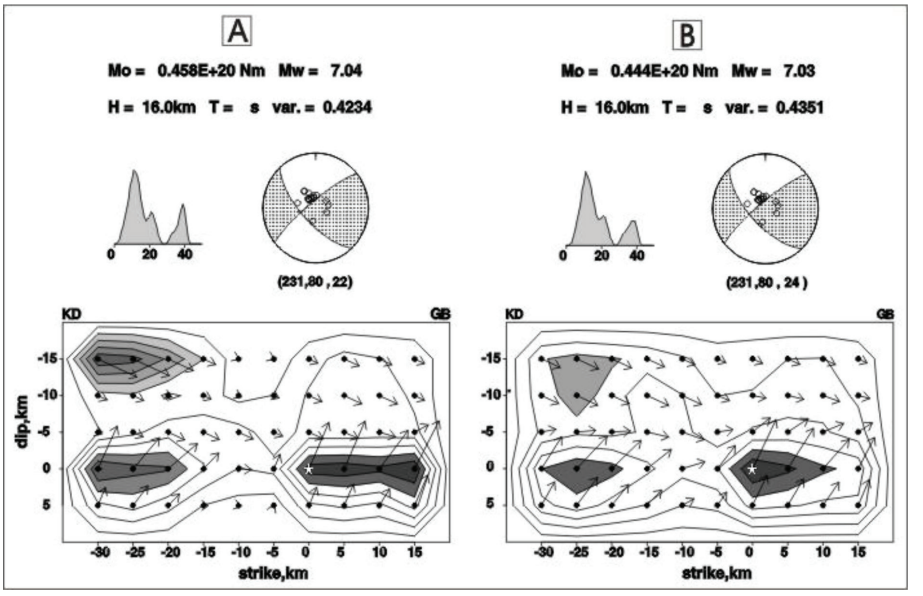
Şekil 6. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için Model IR11 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen sonuçlar (solda) ve gözlenmiş/yapay dalga şekilleri karşılaştırması (sağda). Referans noktası ISC dış merkezi olup 16 km derinlikte ve fayın kuzeydoğu kenarına 15 km uzaklıktadır. (Şeklin diğer ayrıntıları için Şekil 5'in alt yazısına bakınız.)

Figure 6. Finite-fault slip model resulting from Model IR11 inversion trial for the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake (left) and observed/synthetic waveform comparisons (right). Reference point is ISC epicentre corresponding 16 km depth and it is 15 km away from the NE edge of the fault. (See caption of Figure 5 for other details of the figure.)



Şekil 7. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için Model IR11 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen sonuçlar (solda) ve gözlenmiş/yapay dalga şekilleri karşılaştırması (sağda). Referans noktası AFAD dış merkezi olup 10 km derinlikte ve fayın kuzeydoğu kenarına 20 km uzaklıktadır. (Şeklin diğer ayrıntıları için Şekil 5'in alt yazısına bakınız.)

Figure 7. Finite-fault slip model resulting from Model IR11 inversion trial for the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake (left) and observed/synthetic waveform comparisons (right). Reference point is ISC epicentre corresponding 10 km depth and it is 20 km away from the NE edge of the fault. (See caption of Figure 5 for other details of the figure.)



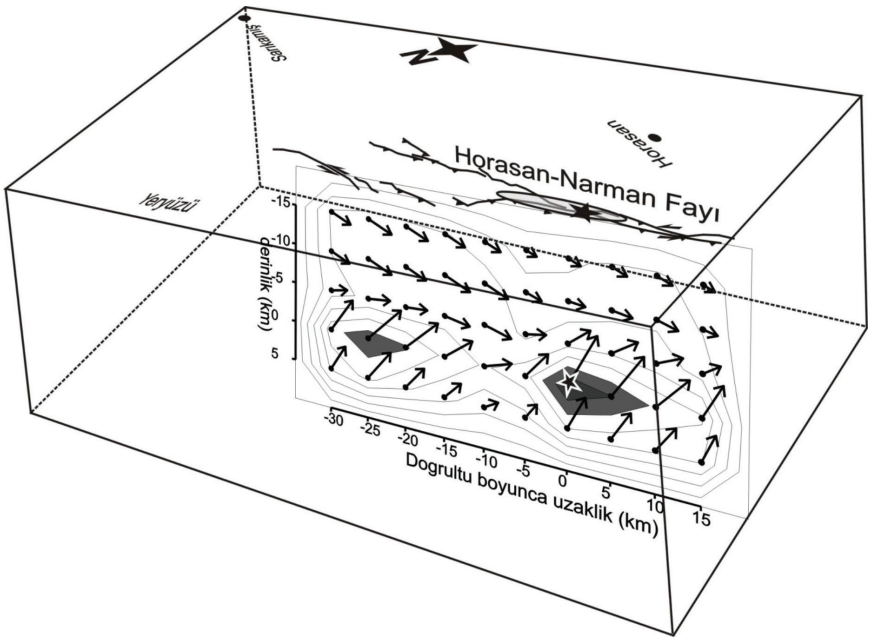
Şekil 8. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için sonuçları Şekil 5'de verilen Model IR3 ters çözüm denemesinin düzgünleme katsayısının düşük (a) ve yüksek (b) değerleriyle yapılmasıyla elde edilen kayma dağılımları. (Şeklin diğer ayrıntıları için Şekil 5'in alt yazısına bakınız.)

Şekil 8. Slip distributions obtained with low (a) and large (b) smoothing values for the Model IR3 inversion trial, results of which are shown in Figure 5, of the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake. (See caption of Figure 5 for other details of the figure.)

kayma genliği 3.5 m civarında olan ve hemen hemen tüm fay uzunluğu boyunca yayılan bir yırtılmaya işaret etmesi dikkat çekicidir. İki model arasındaki tek fark, Model IR3'ün birbirinden ayırt edilebilen iki fay pürüzüne, Model IR4'ün ise göreceli olarak daha küçük üç fay pürüzüne işaret etmesidir. Her iki modelde de GB'daki pürüzün gözlenmiş yüzey kırığı ve deformasyonları ile uzaysal olarak uyuşması dikkat çekicidir. Bu bağlamda Model IR3'te GB pürüzün daha büyük olduğu ve en sığdaki nokta kaynakların yeryüzünden 1 km derinde oldukları not edilmelidir. Fay düzlemi üzerinde ortalama yer değiştirme yaklaşık 1.6 m'dir.

Odak derinliğinin daha sığda yer aldığı ve yırtılmanın iki taraflı yayılımının denendiği model (Model IR11) için elde edilen yırtılma modeli (Şekil 7), Model IR3 ve Model IR4 denemelerinde olduğu gibi derinde yerleşmiş, iki pürüzlü, kayma büyüklükleri arasında küçük bir farkın gözlendiği ve sismik moment büyüklüklerinin eşit olduğu bir yırtılmaya işaret etmektedir. Bu model için bulunan varyans değeri az da olsa küçüktür. Gözlenen yüzey kırığı ve artçı depremler genellikle AFAD dış merkezinin kuzeydoğusunda kalmaktadır. Ancak, Model IR11 denemesinin sonuçları baskın yırtılmanın GB'ya doğru gerçekleştiğini önermektedir. Bundan dolayı Model IR3 fiziksel olarak daha makul görünmektedir. Bir yıllık artçı depremlerin hemen hemen hepsinin gerek AFAD gerekse ISC dış merkezlerinin KD'sunda yer alması da bu yorumu desteklemektedir (Şekil 2). Bununla birlikte, Model IR3, IR4 ve IR11 denemelerinin sonucunda elde edilen varyans değerlerinin çok az değiştiği ve bunun da aralarında bir tercihi zorlaştırdığı belirtilmelidir. Tartışmanın bundan sonraki kısmı, rapor edilen fiziksel gözlemlerle daha iyi uyuştuğu belirlenen Model IR3 denemesi sonucunda elde edilen kayma modeli üzerine temellendirilecektir. Ancak, bunun bir tercih olmadığı da vurgulanmalıdır.

Yukarıda değinildiği gibi düzgünleştirme katsayısının çeşitli değerleri için denemeler yapılmış ve uygun görülen bir katsayı deneme yanılma yoluyla seçilmiştir. Bu aşamada tartışmanın temellendirileceği Model IR3 için seçilen düzgünleştirme katsayısına göre çok küçük ve çok büyük değerler kullanılarak da ters çözüm denemeleri yapılmış ve bulunan kayma dağılım modelleri Şekil 8a ve 8b'de gösterilmiştir. Görüleceği üzere, Şekil 5 ile karşılaştırıldığında benzer karakterde kayma modelleri elde edilmiştir. En önemli fark



Şekil 9. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için çalışmada önerilen sonlu-fay yırtılma modelinin ve Horasan-Narman fayının deprem kaynak bölgesindeki 3-Boyutlu temsili görüntüsü. Horasan-Narman Fayı uzanımı üzerinde çizilen gri elips yaklaşık olarak yüzey kırıklarının gözlendiği fay uzanımını çevrelemektedir.

Figure 9. 3-D representation of the finite-fault rupture model proposed in the study for the 30 October 1983 Horasan-Narman earthquake and Horasan-Narman Fault in the earthquake source region. Grey ellipse along the Horasan-Narman Fault encloses the area in which surface ruptures were observed.

düzgünleştirme katsayısının çok düşük alınması durumunda KD köşede sığda 2.5 m kayma büyüklüklü bir pürüzün belirmesidir. Düzgünleştirme katsayısının çok büyük alınması durumunda bu pürüzün kayma büyüklüğü 1.5 m'ye düşmektedir. Dalga şekillerinin uzun periyodlu doğası nedeni ile düzgünleştirme katsayısının değişmesinin yapay/gözlenmiş dalga şekilleri benzeşimi bağlamında gözle görülür bir fark belirlenememiştir (dalga şekillerinin karşılaştırılmaları burada gösterilmemiştir). Nitekim, farklı düzgünleştirme katsayıları ile yapılan denemelerde benzer varyans değerleri hesaplanmıştır. Düzgünleştirme katsayısının küçük alınması durumunda ortaya çıkan sığdaki pürüzün olduğu yerde yüzeyde kırıklar gözlenmemesi bu pürüzün varlığının fiziksel gözlemlerle desteklenmediği şeklinde yorumlanmış ve bu pürüzün düzgünleştirme katsayısının yetersiz seçilmesinden dolayı ters çözümde oluşan duraysızlık kaynaklı olduğu ve Şekil 5 ile sonuçlanan düzgünleştirme katsayısının uygun olduğu değerlendirilmiştir.

Çalışmada bulunan kayma modeli, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için yırtılmanın genel olarak 10 km'den daha derinde yerleşmiş iki fay pürüzünün yırtılması sonucu oluştuğunu önermektedir (Şekil 9). Yırtılma, GB'da yerleşmiş 3.5 m kayma genliğine sahip fay pürüzünün en büyük kayma bölgesinin kenarından başlayarak GB'ya doğru 15 km, KD'ya doğru ise 30 km yayılmıştır. GB'daki büyük pürüzün yırtılmasına ait sismik moment boşalımı azalıma geçtikten sonra KD'daki yaklaşık 3 m kayma genliğine sahip fay pürüzünün yırtılması başlamıştır (Şekil 5). Ters çözümde hesaplanan sismik moment boşalım fonksiyonu, yırtılma toplamda 40 sn sürmesine rağmen asıl yırtılmanın ilk 30 sn içinde gerçekleştiğine ve toplamda 4.4 x 10^{19} Nm (Mw≈7) sismik momentin serbestlendiğine işaret etmektedir. Hesaplanan kayma vektörleri küçük bir ters bileşeni olan sol yanal faylanmaya işaret etmektedir (ortalama kayma açısı 25º) (Şekil 9). 10 km derinliğinden daha sığda yer alan ve yer yer 1.5 m'ye ulaşan kaymanın kayma vektörlerinin, derindeki pürüzler üzerinde önemli ölçüde ters faylanma bileşeni yerine küçük normal faylanma bileşenine işaret etmesi ilginçtir. Yüzeyde bu kısımda 1 m sol yanal ve 60 cm düşey yer değiştirme gözlenmesi (Barka vd., 1983), kayma modelindeki sığ ve göreceli olarak düşük genlikli kaymayı destekle-

mesine rağmen kayma vektörü açıları biraz şüpheli görülmüştür. Çizelge 1'de verilen çözümlerin ve bu çalışmanın sonuçlarının genel olarak ters faylanma bileşenine işaret etmesi, sol yanal HNF'nın sağa basamak yapması (Barka vd., 1983; Koçyiğit vd., 2001) ve dış merkez bölgesinde ters fayların ya da ters faylanma bileşenli fayların varlığı (MTA, 2012) bu yorumu gerekli kılmaktadır. Dolayısıyla sığdaki kaymanın genliği için o kadar değilse de kayma vektörü açılarının uzun-periyod veriden iyi çözülmediği düşünülmüştür. Ayrıca sığdaki kaymanın genliğinin (1.5 m) yüzey kırıkları üzerinde ölçülen yer değiştirmeye (1 m) göre biraz yüksek olması ve depremin moment magnitüdünün daha önceki çalışmalara göre biraz daha büyük hesaplanması sığdaki kayma için bu yorumu desteklemektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin sonlu-fay yırtılma modeli depremin 17 istasyondaki uzun periyod telesismik P cisim dalgalarından yararlanılarak, Kikuchi ve Kanamori (1991) ve Kikuchi vd. (2003)'nin geliştirdiği bir ters çözüm yöntemi kullanılarak bulunmuştur. Deprem yırtılması 45 km x 20 km boyutlarında bir faylanma düzlemi ile temsil edilmiştir. Önceki çalışmalardan belirlenmiş farklı faylanma parametreleri kullanılarak yırtılmanın AFAD dış merkezinden KD'ya ve ISC dış merkezinden GB'ya tek taraflı ilerlediği ters çözüm denemelerinin yanı sıra AFAD dış merkezinin fay düzleminin ortasında kabul edildiği iki taraflı bir yırtılma süreci varsayımıyla bir ters çözüm denemesi daha yapılmıştır. Pınar (1995) tarafından verilen faylanma parametreleri ve AFAD tarafından verilen odak noktasının kullanıldığı ters çözüm denemesi ile yırtılmanın daha çok KD doğrultusunda ilerlemesi durumunun fiziksel gözlemlere daha uygun bir sonuç verdiği görülmüştür. Buna göre sonlu fay modeli 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi yırtılması için faylanmanın kayma açısı 25° olarak hesaplanmıştır. Sismik moment 4.4×10^{19} Nm'dir ve depremin büyüklüğü $Mw \approx 7.0$ olarak hesaplanmıştır. Deprem yırtılması genel olarak 10 km'den daha derinde yerleşmiş iki fay pürüzünün yırtılması sonucu oluşmuştur. Yırtılma GB'da yerleşmiş 3.5 m kayma genliğine sahip fay pürüzünün en büyük kayma bölgesinin kenarından başlayarak GB'ya doğru 15 km, KD'ya doğru ise 30 km yayılmıştır. GB'daki büyük pürüzün yırtılmasına ait sismik moment boşalımı azalıma geçtikten sonra KD'daki yaklaşık 3 m kayma genliğine sahip fay pürüzünün yırtılması başlamıştır. Yırtılma toplamda 40 sn sürmesine rağmen, asıl yırtılma ilk 30 sn içinde gerçekleşmiştir. 10 km'den daha sığda yer alan yer yer 1.5 m'ye ulaşan kaymanın kayma vektörlerinin ters faylanma bileşeni yerine normal faylanma bileşenine işaret ettiğinin görülmesi kullanılan verinin çözünürlülüğü ile ilişkili görülmüştür. Sığdaki kaymanın genliğinin (1.5 m) yüzey kırıkları üzerinde ölçülen yer değiştirmeye (1 m) göre biraz yüksek olması ve ayrıca depremin moment magnitüdünün daha önceki çalışmalara göre biraz daha büyük hesaplanması sığdaki kayma için bu yorumu desteklemektedir.

KAYNAKLAR

Aki K., and Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology, Theory and Methods. W.H. Freeman, San Fransisco, (ISBN 0-7167-1058-7).

Ambraseys, N., 1988. Magnitude faultlength relationships for earthquakes in the Middle East. Proc. Symposium on Historical Seismograms & Earthquakes, Ed. W.H. Lee, 309310 Academic Pres.

Ambraseys, N., 2009. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: a multidisciplinary study of seismicity up to 1900. Cambridge University Press, 947 p.

Barka, A.A., Şaroğlu, F. and Güner, Y., 1983. 1983 Horasan-Narman earthquake and its place in the neotectonics of eastern Turkey. Yer Yuvarı ve İnsan, 8, 16-21.

Barka, A., and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7, 663-684.

Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia young collision zone. In: Coward, M.P., Riea, A.C. (Eds.). Collision Tectonics. Geol. Soc. Lond., Special Publication, 19, 3-36.

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.

Eyidoğan, H., Nalbant, S.S., Barka, A. and King, G.C.P., 1999. Static stress changes induced by the 1924 Pasinler (M=6.8) and 1983

Horasan-Narman (M=6.8) earthquakes, Northeastern Turkey. Terra Nova, 11, 38-44.

Gök, Y., 1996. Erzurum-Kars Depremi'nin (30 Ekim 1983) Ekonomik ve Sosyal Sonuçları. Doktora Tezi, Atatürk Üniversitesi, Erzurum.

Hartzell, H.S and Heaton, T.H., 1983. Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 73, 6, 1553-1583.

Jackson, J., and D.P. McKenzie, 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophsical Journal of the Royal Astronomical Society, 77, 185-264.

Jeffreys, H., and Bullen, K.E, 1958. Seismological Tables, Office of the British Association, Burlington House, London.

Kalafat, D., Güneş, Y., Kara, M., Deniz, P., Kekovalı, K., Kuleli, H.S., Gülen, L., Yılmazer, M. and Özel, N.M., 2007. A revised and extended earthquake catalogue for Turkey since 1900 (M ≥4). Bogaziçi University Publication, 1-553.

Kaypak, B., 2008. Three dimensional Vp and Vp/Vs structure of the upper-crust in the Erzincan basin (Eastern Turkey). Journal of Geophysical Research, 113, B07307,1-20.

Kikuchi, M. and Kanamori, H., 1991. Inversion of complex body waves-III. Bulletin of the Seismological Society of America, 81, 2335-2350.

Kikuchi, M., Nakamura, M. and Yoshikawa, K., 2003. Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms. Earth Planets Space, 55, 159-172.
Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. and Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolia Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. Geodinamica Acta, 14, 177-195.

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 EasternMediterrenean and Caucasus. Journal of Geophysical Research, 105, 5695-5719.

McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterrenean Region. Geophsical Journal of the Royal Astronomical Society, 30 (2), 109-185.

Mendoza, C., and Hartzell, S.H., 1988. Inversion for slip distrubition using teleseismic waveforms: North Palm Springs, Borah Peak and Michoacan Eartquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 78 (3), 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 the Seismological Society of America, 84, 269-283.

MTA, 2012. Türkiye Yenilenmiş Diri Fay Haritası, 15.06.2015,http://www.mta.gov.tr/v2.0/deprem/yenilenmis_diri_fay_haritalari/paftalar/tortum.pdf

Nabelek, J.L., 1984. Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. PhD thesis, Mass.Inst. of Technology, Cambridge.

Pınar, N. ve Lahn, E., 1952. Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu. Bayındırlık Bakanlığı, Yapı ve İmar İşleri Reisliği, No. 6, Ankara.

Pınar, A., 1995. Rupture process and spectra of some major Turkish earthquakes and their seismotectonic implications. PhD Thesis, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Özener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa,A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Gha R. and Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for thedynamics of plate interactions. Journal of Geophysical Research, 111, B05411.

Sandvol, E., Türkelli, N. and Barazangi, M., 2003. The Eastern Turkey Seismic Experiment: The

study of a young continent- continent collision. Geophysical Research Letters, 30, 24.

Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Kuşçu, I., 1992. Active Fault Map of Turkey. Mineral Research and Exploration, Turkey.

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.

Toksöz, M.N., Nabelek, J. and Arpat, E., 1978. Source properties of the 1976 earthquake in eastern Turkey: a comparison of field data and teleseismic results. Tectonophysics, 49, 199-205.

Udias, A., 1999. Principles of Sismology. Cambridge University Press, Cambridge (ISBN 0-521-62478-9).

Utkucu, M., 2013. 23 October 2011, Van, Eastern Anatolia, earthquake (Mw=7.1) and seismotectonics of Lake Van area. Journal of Seismology, 17, 783–805.

Wald, D.J. and Heaton, T.H., 1994. Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 668-691.

Yagi, Y., Kikuchi, M., Yoshida, S. and Sagiya, T., 1999. Comparison of the coseismic rupture with the aftershock distrubution in the Hyuga- Nada Earthquakes of 1996. Geophysical Research Letters, 26 (20), 3161-3164..

Yamanaka, Y. and Kikuchi, M., 2004. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. Journal of Geophysical Research, 109, B07307.

Yoshida, S., 1995. Waveform inversion methods for the earthquake source. Journal of Physics of the Earth, 43, 183-209.