

## DERİN VE BÜYÜK DEPREMLERİN KAYNAK MEKANİZMALARININ İNCELENMESİ

### INVESTIGATION OF SOURCE RUPTURE PROCESS OF DEEP AND LARGE EARTHQUAKES

Serkan Özçelik, Ali Pınar

İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34320, Avcılar - İstanbul

**ÖZ:** Derin depremlerin sismolojik gözlemler ile değerlendirilmesi, yer içi yapısının daha iyi anlaşılmasını ve fiziksel özelliklerinin ortaya çıkarılabilmesini sağlamaktadır. Bu çalışmada, tele – sismik cisim dalgaları kullanılarak, Kikuchi ve Kanamori (1991) tarafından geliştirilen dalga şekli ters çözüm yöntemi kullanılarak dalma-batma bölgelerindeki derin depremlerin kaynak mekanizma özellikleri araştırılmıştır. 23 Ağustos 1995’de Mariana bölgesinde Mw=7.1 büyüklüğünde, odak derinliği 595 km olan bir deprem meydana gelmiştir. Ana şoktan sonra, bölgede artçı şok etkinliği yoğun bir şekilde gözlenmiştir. Ters çözüm çalışmaları sonucu, Mariana depreminin tek şoktan meydana geldiği ve ana şok sonrası artçı şok etkinliği ile dalan levhada enerji boşalımı devam ettiği anlaşılmıştır. Mariana dalma-batma bölgesi soğuk yada eski dalan levha olarak adlandırılmaktadır. Genellikle dalma – batma bölgelerinde artçı şok etkinliği çok düşük olmakla birlikte bazı depremlerde, 1995 Mariana gibi, yüksek artçı şok etkinliği gözlenebilmektedir. 20 Ağustos 1998 yılında Izu – Bonin bölgesinde derin (h=440) ve büyük (Mw=7.1) bir deprem meydana gelmiştir. Bonin dalma – batma bölgesi, yüksek sismik etkinliğe sahip bir bölgedir. Bu çalışmada, 1998 Bonin depreminin ters çözüm sonucu üç alt olaydan meydana geldiği bulunmuştur. Birinci alt olay referans noktasında, ikinci alt olay, referans noktasından (28.93°E, 139.33°N) yaklaşık 20 km kuzey batıda ve 430 km derinliğinde; üçüncü alt olay da referans noktasından yaklaşık 30 km kuzey batıda, 440 km derinliğinde meydana gelmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Derin depremler, dalma- batma bölgeleri, dalga şekli ters çözümü, sismik etkinlik.

**ABSTRACT:** The studies on deep earthquakes using the seismological methods provides better means for understanding the deeper parts of the Earth as well as their physical properties. In this study, we have investigated the source process of deep subduction region earthquakes using teleseismic data and the waveform inversion technique developed by Kikuchi and Kanamori (1991). On 23 August 1995, a deep (h=595 km) and large (Mw=7.1) earthquake occurred in Mariana region. After the main shock, several aftershocks were observed on Mariana subduction zone. The deep earthquakes show some similarities with the shallow events, they show some specific differences, as well. Usually, the aftershock activity is low, but in some cases such as the 1995 Mariana earthquake the aftershock activity could be high. On 20 August 1998, an earthquake occurred in Bonin slab (Mw=7.1, h= 400 km). Izu - Bonin subduction zone has been known as seismically very active region in the world. Three subevents were necessary to explain the observed seismic records. The second subevent took place about 20 km to the northwest of the reference point (28.93°E, 139.33°N) and the third subevent also took place about 30 km to the northwest of the reference point. The CMT depths of the second and third subevents were found to be 430 and 440 km, respectively.

**Key words:** Deep earthquakes, subduction zones, waveform inversion, seismic activity.

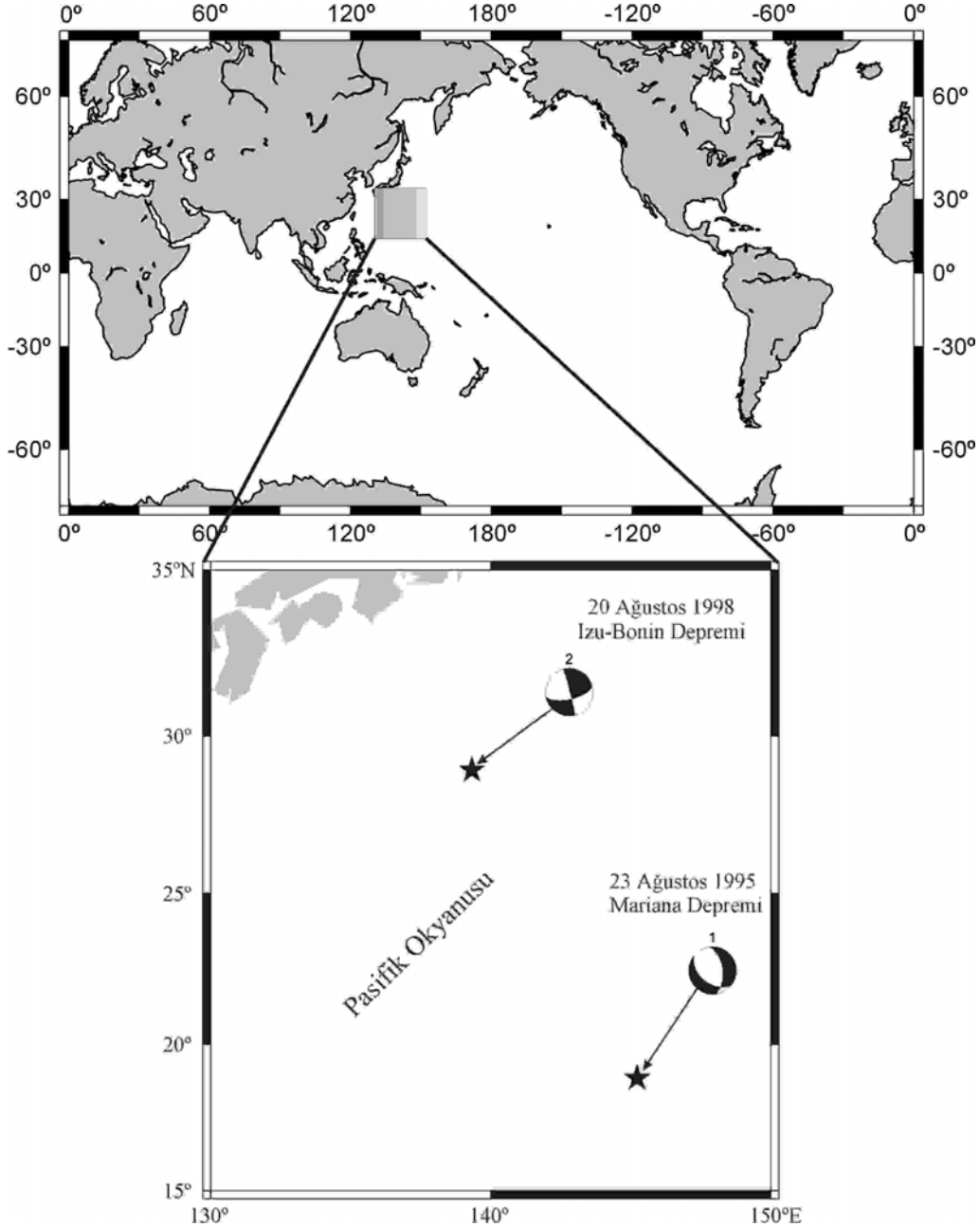
### GİRİŞ

iki deprem oluşmuştur. 23 Ağustos 1995’de Mariana bölgesinde (18.86°N, 145.22°E), Mw=7.1 büyüklüğünde ve h=595 km derinliğinde bir deprem ve

1995 ve 1998 yıllarında, sırası ile Mariana ve Izu- Bonin bölgelerinde derin ve büyük 20 Ağustos 1998’de de Izu – Bonin Bölgesinde (28.93°N, 139.33°E), Mw=7.1 ve h=440 km derinliğinde büyük bir deprem meydana gelmiştir (Şekil

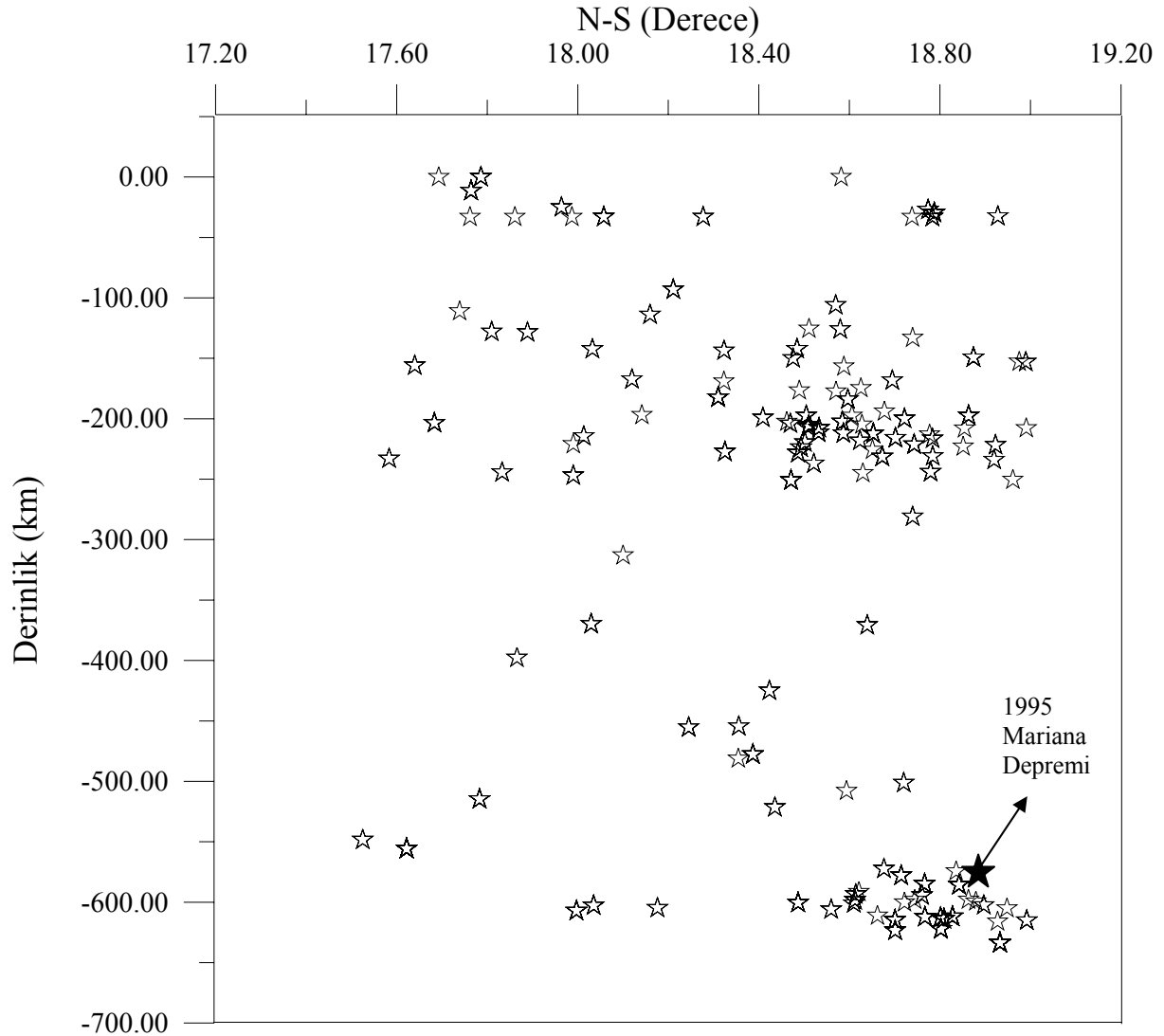
1). Derin ve büyük depremler, çarpışan levha sınırlarında oluşan dalma – batma bölgelerinde gözlenmektedir. Derin depremlerin odak derinliklerinin 670 km derinliğe kadar ulaşması kırılğan levhanın bu derinliğe kadar inebildiğine işaret etmektedir (Isacks ve diğ.,1968) (Şekil 2). Derin depremlerin kaynak mekanizmalarının anlaşılması sismolojik çalışmalarda

önemli bir yer tutmaktadır. 400 km den daha derin odaklı depremler için yapılan bir çok sismolojik çalışma sonucu, derin depremlerin sığ depremlerle benzer özellikler gösterdikleri sonucuna varılmıştır (Wiens, 2001). Bu özellikler; kaynak kırılma mekanizması, artçı şok etkinliği, oluşum mekanizmaları olarak örnek gösterilebilir.



**Şekil 1.** 23 Ağustos 1995 (1) Mariana Depremi (Mw=7.1) ve 20 Ağustos 1998 (2) Izu – Bonin Depreminin (Mw=7.1), meydana geldiği yerler ve CMT çözümleri gösterilmektedir.

**Figure 1.** Epicentral places showed of August 23, 1995, (1) Mariana Earthquake (Mw=7.1) and August 20, 1998, (2) Izu-Bonin Earthquake and indicates CMT solutions.



**Şekil 2.** Mariana dalma – batma bölgesinin N-S derinlik kesiti. Depremler  $M_w \geq 5.0$  seçilmiştir. Dalan litosfer parçasının, deprem odak dağılımlarından 650 km kadar ulaştığı görülmektedir (Veriler NEIC veri merkezinden derlenmiştir).

**Figure 2.** The deep section shown Mariana subduction zone (N-S). Spatial distribution of focals arrive according to 650 km on slab. We choosed the earthquakes that occurred  $M_w \geq 5.0$  from NEIC.

Bu çalışmada kullanılan depremlerin (1995 Mariana, 1998 Izu-Bonin) kayıtları için ters çözümleme seçilen zaman penceresi 20-25 s'dir. Derin depremler için seçilen zaman penceresi sığ odaklı depremlerinkine benzerdir (Antolik ve diğ., 1999, Collier ve diğ., 2001, Tibi ve diğ., 2003).

Ancak, derin depremlerin kaynak özellikleri, yer içindeki sıcaklık, basınç ve süreksizlik değişimleri sonucu sığ depremlere göre farklı özellikler gösterebilmektedir (Özçelik, 2004). Dalma – batma bölgeleri soğuk veya eski ve sıcak veya yeni katmanlar

olarak ikiye ayrılmaktadır (Tibi ve diğ., 2003). Soğuk katmanlar sıcak katmanlara göre yüksek artçı şok etkinliği, yüksek kırılma hızı ve yüksek sismik etkinlik göstermektedir. (Wiens, 2001, Tibi ve diğ., 2003).

Dalma – batma bölgelerinin en iyi bilinen jeofizik özellikleri, deprem odak dağılımlarıdır (Şekil 2). Isacks ve Molnar (1971) dalan levhalar içinde oluşan orta derinlikli ve derin depremlerin odak mekanizmalarını ve bunlara bağlı gerilme sistemlerini incelemişlerdir. Toksöz ve diğ., (1971), dalan litosferlerin oluşumunu ve derin odaklı depremlerin

mekanizmalarını tartışmışlar ve bunları gravitasyonel cisim kuvvetleri ile manto desteği arasındaki denge açısından açıklamaya çalışmışlardır.

Şekil 2’de, Mariana dalma- batma bölgesinde meydana gelmiş depremlerin odak dağılımı gösterilmiştir ve Wadati –Benioff zonlarının geometrisi, dalan litosferin geometrisi ve de davranışları ile denetlenmektedir. Aynı levha sınırı içinde yer alan farklı dalma – batma bölgeleri, geometrik olarak çeşitlilik göstermektedir. Bu da, mantodan yukarıya doğru çıkan malzemenin ve levhaların hareket hızlarının bölgesel olarak farklılık gösterdiğine işaret etmektedir (Oliver ve Isacks, 1967; Wiens, 2000; Özçelik, 2004).

Dalma – batma bölgelerinin genel sismotektonik özellikleri birbirlerine benzetmekle birlikte, ayrıntılı olarak incelendiklerinde farklı bir takım özelliklere sahip oldukları görülmektedir (Kanamori, 1971; Kelleher ve diğ., 1974). Dalan litosfer parçasının geometrisi, sismik etkinliğin örüntüsü ile haritalanmaktadır (Şekil 2).

## YÖNTEM

Bu çalışmada, 400 km den daha derinde meydana gelen depremler, zaman ortamında incelenmeye çalışılmış, kaynak parametreleri ve oluşum mekanizmaları Kikuchi ve Kanamori (1991), tarafından geliştirilen tele-sismik cisim dalgalarının dalga şekli ters çözüm yöntemi ile değerlendirilmiş ve kaynak özellikleri araştırılmıştır.

Cisim dalgalarının zaman ortamında değerlendirilmesi, kaynak kırılma işlemi ile faylanma mekanizmasından ayrıntılı bir şekilde bilgi edinilmesini sağlamaktadır (Kikuchi ve Kanamori, 1982, 1991).

Kullanılan yöntemde karmaşık (complex) ya da tek şokla oluşan depremlerin kaynak parametreleri elde edilmektedir (Pınar, 1995, 1998). Yöntemin esas karmaşık cisim dalgalarının içerdiği birden fazla şok dizisinin ters çözüm ile tespit edilmesini sağlamaktadır. Bir çok araştırmacı, bütün olayların (depremlerin) hemen hemen aynı fay geometrisi ve derinlikte meydana geldiğini ve uzak alan kaynak zaman fonksiyonlarının benzer olduğunu varsaymaktadır. Alt olayların (subevent) meydana geldiği yerler ters çözüm işlemi ile belirlenebilir. Yöntemin ortaya atıldığı ilk yıllarda, bütün alt olaylar aynı kaynak mekanizmasına sahip olduğu varsayılmıştır. Daha sonra, Kikuchi ve Fukao (1985) bu yöntemi geliştirerek farklı kaynak mekanizmasına sahip alt olaylar serisini tanımlamışlardır. Birincil ve ikincil alt olayların mekanizmaları, gözlemsel ve hesaplanan (yapay) sismogramlar arasındaki uyumdan elde edilmektedir. Son olarak, Kikuchi ve Kanamori (1991) her bir nokta kaynağın bütün parametrelerini (faylanma mekanizması, sismik moment, kırılma zamanı, kırılma süreci, nokta kaynağın yeri ve derinliği) belirleyecek şekilde yöntemi geliştirmişlerdir. Bu parametreler, gözlemsel ve yapay

sismogramların birbirlerine en uygun hale getirilmesi (Şekil 3 ve 5) ile deprem kayıt verilerinden elde edilir.

## VERİLER VE ÇÖZÜMLEME

Pasifik Levha sınırında meydana gelmiş derin ve büyük iki depremin tele-sismik kayıtları dalga şekli ters çözüm yöntemi kullanılarak modellenmiştir. Bu çalışmada seçilen depremlerin meydana geldiği yerler ve odak mekanizma çözümleri Şekil 1’de gösterilmektedir. Tele-sismik kayıtlar IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) veri merkezinden elde edilerek ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Ters çözümlerlerde kullanılan P ve SH dalgaları için hiposantr uzaklıkları sırası ile 30° - 90° ve 40° - 70° arasında olan istasyon kayıtları seçilmiştir. Bu uzaklıklar için, kabuk yapısının etkileri ve yer içinden kaynaklanan etkiler en az düzeydedir.

Gözlemsel sismogramlar için zaman uzaklık tablosu kullanılarak seyahat zamanları elde edilmiştir. IRIS kayıtları için kayıtların istasyonlara varış zamanları önce Jeffreys ve Bullen (1958) zaman tablosu kullanılmış ve daha sonra birkaç saniyelik küçük düzeltmeler yapılmıştır. Böylece kabuk yapısının yanal heterojenitesi her bir istasyon için hesaba katılmıştır (Kikuchi ve diğ., 1993).

Nokta kaynağın yerini belirlemek için, düşey ve yatay doğrultu boyunca eşit aralıklarda bir grid şeması oluşturulmuştur. Grid düzlemi üzerinde her bir nokta kaynak moment tensor ile temsil edilmektedir ve bu tensorler 5 bağımsız bileşenden oluşmaktadır. Bu bağımsız bileşenlerin kombinasyonu alt olayların (subevent) kaynak mekanizmasını vermektedir. Hesaplanan ve gözlenen sismogramların karşılaştırılması bir kaç iterasyonda yapılmaktadır. Green fonksiyonları farklı derinlikler için bir referans noktasında hesaplanmaktadır. Green fonksiyonları diğer episantrlarda sadece başlangıç zamanlarının düzeltilmesi ile elde edilmektedir. Tablo 1’de Green fonksiyonunda kullanılan referans noktaları gösterilmektedir.

**Tablo 1.** Green Fonksiyonu hesaplanması için kullanılan derinlik ve hız modeli (Lay ve Wallace, 1995’den derlenmiştir).

**Table 1.** Modelling of depth and velocity used in calculating the Green functions (compiled from Lay and Wallace, 1995).

Kalınlık (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Yoğunluk ( $\rho$ ) $\times 10^3$ gr/cm <sup>3</sup>
40.0	8.10	4.48	3.37
65.0	8.05	4.45	3.37
113.0	8.55	4.64	3.35
225.0	9.13	4.93	3.72
215.0	10.15	5.51	3.97

Green fonksiyonu hesaplanırken, öncelikle kaynak bölgesi için yaklaşık 650 km lik bir yer altı hız modeli kullanılmıştır. Ters çözüm çalışmalarında, gözlemsel ve teorik veriler karşılaştırılarak hata oranının en küçük olduğu referans derinlikleri belirlenmiştir. Bu kaynak derinliği sabitlendikten sonra, hız yapısı da dalga şekillerinin karşılaştırılmasından ve yine en düşük hata oranının elde edilebilmesi için değişiklikler yapılmıştır.

Kaynak parametrelerinin hesaplanması öncelikle kırılma sürecine ( $\tau_p$ ) ve kırılma hızına ( $v$ ) bağlıdır. Her bir alt olay için kırılma sürecinin elde edilmesinde; başlangıç zamanı ve her alt olayın mekanizması kullanılmıştır. Her alt olay, çok sayıda birim uzunluğuna sahip kaynak – zaman fonksiyonlarının toplamından meydana geldiği düşünülerek gözlenen ve teorik sismogramlar karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırma sonucunda, uyum gösteren birim kaynak – zaman fonksiyonlarının sayısı belirlenmekte ve bu sayı, doğrudan kırılma süresini vermektedir. Sığ depremler için oluşturulan sentetik (yapay) sismogramlar da  $P + pP + sP = P$  şeklinde değerlendirilmektedir (Lay ve Wallace, 1995). Çünkü bu fazlar birbirlerine çok yakın sürelerde oluşmaktadır ve birlikte değerlendirilmektedir. Fakat derin odaklı ( $h > 400$  km) depremlerde  $pP$  ve  $sP$  fazları daha geç sürede geldiklerinden derin depremlerin modellenmesi için kullanılan kayıtların uzunluğu (20–50 s) yeterlidir.

### 23 Ağustos 1995 Mariana Adaları Depremi (1)

23 Ağustos 1995’de Pasifik Levhası’nın orta kesiminde bulunan Mariana Çukurunda (trench) 595 km derinlikte  $M_w=7.1$  olan büyük ve derin bir deprem meydana gelmiştir (Şekil 1). Mariana dalan levhası (slab), yerkürede derinlere doğru çok hızla dalan litosferin eski bir parçasıdır. Buda, derin katmanın oldukça yüksek bir sismik etkinlik oranına sahip olduğunu göstermektedir (Antolik ve diğ.; 1999). Şekil 2’de görüldüğü gibi, dalan levhada meydana gelen depremlerin odak dağılımları 0.0 – 300 km ve 550 – 650 km derinliklerinde yoğunlaşmaktadır. Bu bölgede, 200 ve 600 km derinlikler arasındaki sismik etkinlik, dalan levhanın oldukça dik bir açıyla ilerlediğini göstermektedir (Şekil 2). Bir çok derin depremin oluştuğu dalan litosfer parçası (dalma- batma zonu) düşük artçı şok etkinliğine sahiptir fakat bazı derin depremler yüksek artçı şok dağılımına da sahip olabilmektedir (Page, 1968; Frohlich, 1989; Wu ve Chen, 1999). 1995 Mariana Adaları depremi oldukça

fazla artçı şok dağılımına sahiptir ve ana şoktan sonra  $M_b \geq 4.0$  civarında birçok derin artçı deprem meydana geldiği tespit edilmiş ve büyüklüğü 6.2’kadar ulaşan artçı şoklar oluşmuştur (Wiens ve Gilbert, 1996; Wiens ve diğ.; 1996, Wu ve Chen, 1999). 1995 Mariana bölgesindeki dalan levhada oluşan depreminin artçı şok etkinliğinin sismik moment serbestlenmesi sığ depremlerden daha yüksek olmuştur (Wu ve Chen, 1999). Bu değişiklik, derin ve sığ depremler arasındaki bir farklılığı ortaya koymaktadır.

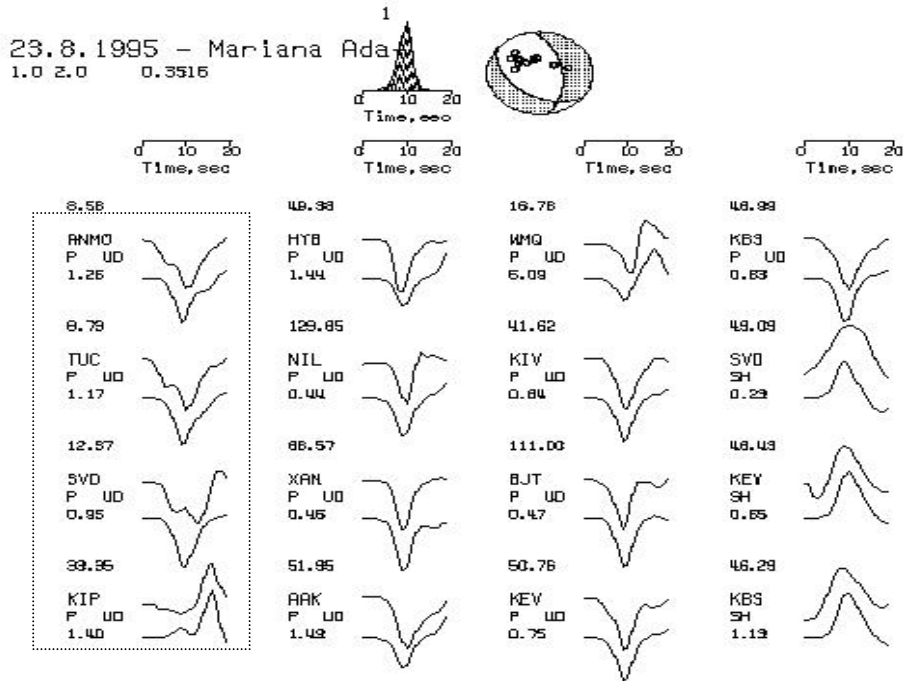
1995 Mariana depreminin ters çözümü sırasında 13 adet P ve 3 adet SH dalga şekli kullanılmıştır (Şekil 3). Kikuchi ve Kanamori (1991) tarafından geliştirilen dalga şekli ters çözümlemesi yöntemi kullanılarak odak mekanizması çözümü elde edilmiş ve kaynak parametreleri hesaplanmıştır. Elde edilen kaynak parametreleri Tablo 2’de verilmiştir. Green fonksiyonları için Tablo 1’de verilen derinlik ve hız modeli kullanılmıştır. Kayıt uzunluğu 20 sn olarak alınan geniş band deprem kayıtları 1s örnekleme aralığı kullanılarak modellenmiştir. Mariana depreminin kırılma süresi 12 s olarak bulunmuş ve tek şoktan meydana geldiği anlaşılmıştır. Nokta kaynak mekanizması elde edilen kırılma sürecinde, kırılma yönünün levhanın dalım yönünde ilerlediği görülmüştür. Antolik ve diğ., (1999) yaptıkları çalışmada, 1995 Mariana depremini, kullandıkları yöntemle elde edilen sonuçlara göre, 3 alt olaydan (şok) meydana geldiğini belirtmişlerdir. Yaptığımız çalışmada, 1995 Mariana depremi tek şok ile modellenmiş ve yapay sismogramlar ile gözlemsel sismogramlar arasındaki uyumun iyi olduğu gözlenmekte ve istenilen hata oranı sınırları içinde yer almaktadır (Şekil 3). Elde edilen kaynak mekanizması ve kaynak parametreleri Antolik ve diğ., (1999) ve HRV (Harvard Centroid Moment Tensor Center) tarafından bulunan sonuçlar ile de benzerlik göstermektedir. Dalan katmanın yaklaşık olarak uç kısımlarında meydana gelen 1995 Mariana depreminin kaynak mekanizması, baskın normal faylanma bileşenleri içermektedir (Şekil 3).

410 ve 660 km derinlerdeki manto içi sismik süreksizliklerin genellikle faz dönüşümünden kaynaklandığı varsayılmaktadır ve kimyasal süreksizlik olarak adlandırılmaktadır. Gözlemsel sismogramlarda görülen başlangıç anlarındaki küçük uyumsuzlukların (ör. ANMO, TUC, SVD istasyonları) 410–660 km deki süreksizliklerden kaynaklanabileceği düşünülmektedir (Şekil 3).

**Tablo 2.** 23 Ağustos 1995 Mariana depreminin kaynak parametreleri.  $\tau_p$  kırılma zamanı, (a) Referans noktasından uzaklık (18.86°N, 145.22°E.).

**Table 2.** Source parameters of the August 23, 1995 Mariana earthquake,  $\tau_p$  rupture process time (a) the distance relative to the reference point - 18.86°N, 145.22°E.

Başlangıç zamanı- $\tau_p$ (saniye)	<sup>(a)</sup> Referans uzaklığı (km)	Derinlik (km)	$M_0 \times 10^{26}$ dyn.cm	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Atım (°)
3.0 – 14.0	10.00	595.0	4.83	127.60	44.60	-124.70



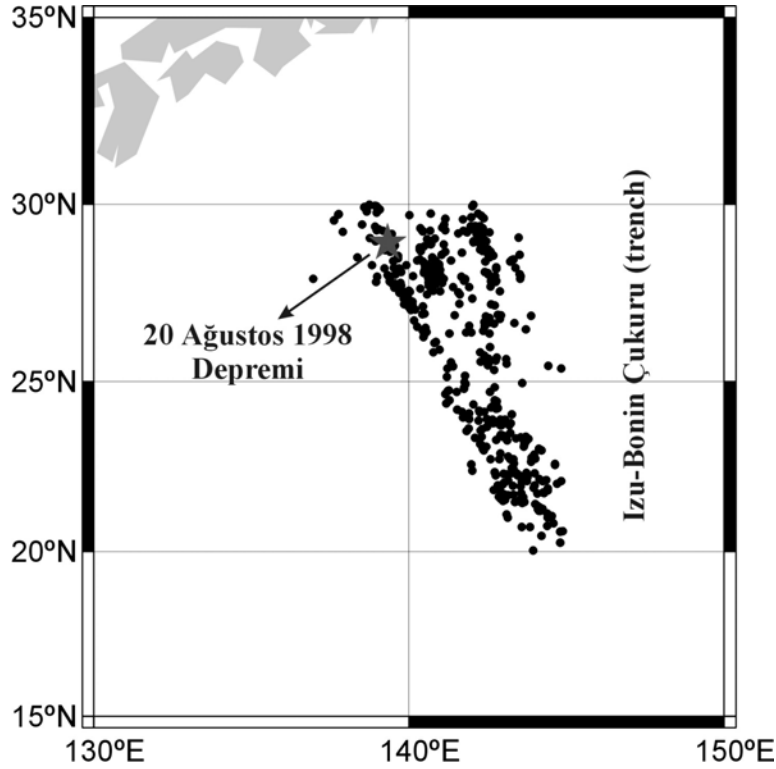
**Şekil 3.** 1995 Marina depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga şekilleri. Kesikli çizgiler ile gösterilen istasyonlardaki kayıtların başlangıçındaki uyumsuzluklar görülmektedir.

**Figure 3.** Source time function and the mechanism of the 1995 Mariana earthquake. The observed (upper) and the calculated (lower) waveforms. Dashed lines show discontinuities of beginning on stations.

Pasifik bölgesinde bulunan, dalma – batma bölgelerinde dalan bir levhayı çevreleyen mantonun kimyasal ve sıcaklık etkisi gözlenebilmektedir (Collier ve diğ., 2001). Sismik etkinliğe sahip dalma-batma bölgelerindeki, derin ( $h > 400$  km) odak dağılımlarının yatay olarak genişlikleri sıcaklık etkisinin altında kalabilmektedir, fakat derin depremlerin kırılma süreçleri ve odak dağılımları zaman zaman Benioff zonu depremselliğinin (genişliğinin) normal sınırları dışında da olabilmekte (Wiens, 2001) ve Şekil 2'deki gibi depremlerin odak dağılımları saçılmalar meydana getirebilmektedir.

### 20 Ağustos 1998 Bonin Adaları Depremi (2)

20 Ağustos 1998'de Bonin Adalarında (28.93°N, 139.33°E) derin ve büyük ( $h = 440$  km ve  $M_w = 7.1$ ) bir deprem meydana gelmiştir (Şekil 1). Yaklaşık 18 dakika sonra ana şoku takip eden artçı bir şok oluşmuştur ( $m_b = 4.3$ ). Izu-Bonin dalma – batma zonu göreceli olarak yüksek sismik etkinliğe sahip dalma – batma zonu, aşağı doğru ilerleyen Pasifik levhasının derinlerinde bir bölgedir (Şekil 4).



**Şekil 4.** 20 Ağustos 1998 Izu-Bonin depreminin meydana geldiği yer ve 1973 – 2004 yılları arasında Izu-Bonin bölgesinde meydana gelmiş  $M_w \geq 5.0$  depremlerin uzaysal dağılımı gösterilmektedir (Veriler neic.usgs.gov veri bankasından derlenmiştir).

**Figure 4.** August 20, 1998, Izu-Bonin earthquake took place and spatial distribution of the seismic activity between 1973 – 2004 at Izu-Bonin region. The earthquakes magnitude size chosen  $M_w \geq 5.0$  (the data was retrieved from neic.usgs.gov).

Kuzey Bonin'in ortasından güneyine doğru yaklaşık düşey biçimde bir değişim gösteren özelliktedir (Tibi ve diğ., 2003). Izu-Bonin dalan levhası 660 km süreksizliğinin üzerinde batıya doğru bükülmektedir (Okal, 2001). Widiyantoro ve diğ., (1999), Izu – Bonin dalan levhasının durgunluğunun ve dalan parçaların farklı olaylara işaret edebilir olacağını belirtmişlerdir.

20 Ağustos 1998 Bonin depremi 2000 yılında meydana gelen depremden yaklaşık 25 km kuzey batıda ve 20 km daha derinde meydana gelmiştir. Her iki depremin de odak mekanizması çözümleri benzer özellikler göstermektedir (Tibi ve diğ., 2003). 1998 Izu - Bonin dalma – batma bölgesinde meydana gelen depremin ters çözüm çalışmasında, geniş band kayıtlarda 25 s'lik zaman penceresi kullanılmıştır. Greens fonksiyonu için Tablo 1'de verilen derinlik ve hız modeli 19 adet P dalgasında (Şekil 5) ters çözüm için kullanılmıştır. Green fonksiyonu için referans derinliği 440 km alınmıştır. 1998 Bonin depremi için

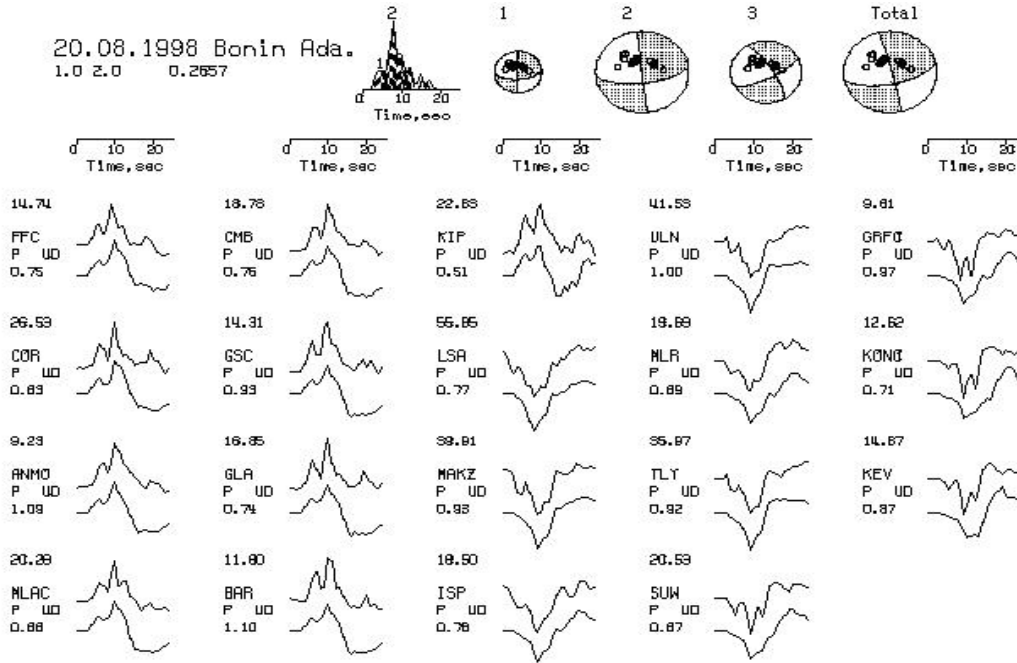
yapılan çalışma sonucu 3 alt olaydan meydana geldiği bulunmuştur. Kaynak zaman fonksiyonu, CMT çözümleri ve dalga şekilleri Şekil 5'de gösterilmektedir.

SH dalgalarının genlikleri büyük olduğu için ters çözüm çalışmalarında kullanılmıştır. Alt olayların (subevents) odak mekanizmaları birbirleri ile benzerliktedir ve bulunan sonuçlar Tibi ve diğ., (2003) yaptıkları çalışma sonuçları ile karşılaştırıldığında, elde edilen sonuçlar yakındır (Şekil 5). İkinci alt olay (şok) referans noktasından (28.93°N , 139.33°E) yaklaşık 20 km uzaklıkta batıda ve 430 km derinliğinde, üçüncü alt olay da referans noktasından 30 km uzaklıkta batısında, 440 km derinliğinde meydana gelmiştir (Tablo 3). 15 s süren kırılma sürecinde en büyük enerji boşalımı ikinci alt olayda oluşmuştur. Toplam  $M_0 = 5.45 \times 10^{26}$  dyn.cm olarak hesaplanmıştır. Kırılma hızı ortalama 3.5 km/s kullanılarak yapılan nokta kaynak işlemi sonucunda, ikinci ve üçüncü alt olay birbirleri ile bağımlı olarak meydana gelmektedir (Tablo 3).

**Tablo 3.** 20 Ağustos 1998 Izu-Bonin Depreminin kaynak parametreleri.  $\tau_p$  kırılma zamanı, (a) Referans noktasından uzaklık (28.93°N , 139.33°E).

**Table 3.** Source parameters of the August 20, 1998 Izu-Bonin earthquake,  $\tau_p$  rupture process time (a) the distance relative to the reference point - 28.93°N , 139.33°E (The time represents the onset time of each subevents).

Başlangıç zamanı- $\tau_p$ (saniye)	(a) Referans uzaklığı (km)	Derinlik (km)	$M_0 \times 10^{26}$ dyn.cm	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Atım (°)
(1) 2.0-5.0	0.0	430	0.83	180.40	83.80	29.70
(2) 5.0-10.0	-20.0	430	3.18	173.70	89.00	22.40
(3) 7.0-17.0	-30.0	440	1.86	327.80	75.30	-18.60
<b>toplam</b>			5.45	346.30	86.50	-24.40



**Şekil 5.** 1998 Bonin depreminin kaynak – zaman fonksiyonu ve odak mekanizması çözümü. Gözlemsel (üsttekiler) ve hesaplanan (alttakiler) dalga şekilleri.

**Figure 5.** Source time function and the mechanism of the each subevents of the 1998 Izu-Bonin earthquake. The observed (upper) and the calculated (lower) waveforms.

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

IRIS veri merkezinden alınan deprem kayıtları ile, iki adet derin ve büyük depremin oluşum mekanizmaları araştırılmıştır. Dalga şekli ters çözümü yöntemi kullanılarak nokta kaynak kırılma işlemi ile depremlerin odak mekanizması çözümleri elde edilmiş ve doğrultu, eğim, atım ve sismik moment ( $M_0$ ), kaynak parametreleri hesaplanmıştır (Tablo 2 ve 3). Uzak alan cisim dalga kayıtları kullanılarak yapılan ters çözüm sonuçlarında, istasyonların azimutsal dağılımları tüm kadrantları kapsayacak şekilde seçilmiş fakat alt

kadrantlarda bulunan istasyonlarda görülen uyumsuzluklardan dolayı işleme koyulmamıştır. Bu çalışmada elde edilen ilksel sonuçlar kullanılmış olup, ayrıntılı ters çözüm çalışmaları ve kaynak özelliklerinin incelenmesi devam etmektedir. Özellikle, Güney yarıkürede bulunan istasyonlardaki uyumsuzlukların nedenlerini ortaya çıkarmakla derin depremlerin oluşumu hakkında önemli ip uçları elde edilebilir.

Dalma – batma bölgelerinde meydana gelen derin ve büyük depremler, yer içindeki çeşitli süreksizliklerden etkilenmektedir. Dalan levha



parçasındaki sıcaklık etkisi de, dalan litosferin sismik etkinliğinde ve tektonik açıdan önemli olmaktadır. Dalan levha soğuk ve sıcak katman olarak ikiye ayrılmaktadır. Mariana gibi soğuk katmanlar yüksek kırılma hızına, yoğun artçı şok dağılımına ve sismik etkinliğe sahip olmaktadır.

23 Ağustos 1995 Mariana depremi tek alt olay ile değerlendirilmiştir ve kırılma süresi 11 s olarak hesaplanmıştır. Sismik momenti ( $M_0$ ) =  $4.83 \times 10^{26}$  dyn.cm olarak hesaplanan deprem referans derinliğinden (595 km) 10 km daha derinde kırılmaya başlamıştır. Ana şoktan sonra Mariana bölgesinde, 33 adet  $M_b \geq 4.0$  civarında artçı şok etkinliği oluşmuştur. Tek alt olaydan meydana gelen Mariana depremi yüksek artçı şok etkinliği, levha içinde enerji boşalımının tamamlanmasını göstermektedir ve soğuk dalma-batma bölgesi olarak adlandırılan Mariana bölgesi yüksek artçı şok etkinliğine sahiptir. Wu and Chen (1999), Mariana bölgesindeki bu yüksek artçı şok etkinliğini anlaşılamayan bir olgu olarak ileri sürmüşlerdir.

Şekil 2'de görüldüğü gibi Mariana dalma-batma bölgesinde meydana gelmiş depremlerin odak dağılımları saçılma göstermektedir. 300-600 km arasındaki bölgede yoğun bir deprem etkinliği görülmemektedir.

Izu – Bonin dalma – batma bölgesi yoğun sismik etkinliğe sahiptir. 20 Ağustos 1998 depremi dalan levhanın kuzey kısmında meydana gelmiştir. 25 s seçilen zaman penceresinde kaynak kırılma işlemi 17 s sürmüştür. Üç alt olay ile açıklanan depremin odak derinliği 440 km olarak hesaplanmıştır. Fakat birinci ve ikinci alt olaylar 430 km, üçüncü alt olay 440 km derinliğinde meydana gelmiştir. İkinci alt olay ve toplam odak mekanizma çözümleri ve kaynak parametreleri birbirleri ile benzerlik göstermektedir. En büyük enerji boşalımı ikinci alt olayda meydana gelmiş ( $3.18 \times 10^{26}$  dyn.cm) ve toplam sismik moment  $5.45 \times 10^{26}$  dyn.cm olarak hesaplanmıştır. 2000 yılında meydana gelen deprem 1998 depremi ile kaynak mekanizma özellikleri bakımından benzerlikler göstermektedir (Tibi ve diğ., 2003).

#### KATKI BELİRTME

Yazarlar bu çalışmada, değerli katkılarından dolayı sayın Prof. Dr. İlhan OSMANŞAHİN, Dr. Nurcan Meral ÖZEL'e teşekkürlerini sunarlar.

#### SUMMARY

The teleseismic body waves of two earthquakes were inverted to their sources to obtain a rupture process for each. In this study, we used teleseismic data and the waveform inversion technique developed by Kikuchi and Kanamori (1991). In 1995 and 1998 years, two deep and large earthquakes occurred in Mariana and Izu-Bonin regions, respectively. We have investigated

the source rupture process of deep subduction region earthquakes occurred on 23 August 1995 named Mariana earthquake ( $M_w=7.1$ ,  $h=595$  km) and also on 20 August 1998 Izu-Bonin earthquake ( $M_w=7.1$ ,  $h=400$  km).

The total seismic moment of the 23 August 1995 Mariana earthquake is ( $M_0$ ) =  $4.83 \times 10^{26}$  dyn.cm. The time window of the 16 records used for inversion is 20 seconds, used a single source time function and obtained a rupture process time of 11 seconds.

We noticed that, Izu-Bonin region shows high seismic activity and the 20 August 1998 earthquake occurred in the northern part of a downgoing slab. Three subevents were necessary to explain the observed seismic records. We estimated a seismic moment of  $5.45 \times 10^{26}$  dyn.cm ( $M_w=7.1$ ) for this event. The second subevent took place about 20 km to the northwest of the reference point ( $28.93^\circ E$ ,  $139.33^\circ N$ ) and the third subevent also took place about 30 km to the northwest of the reference point.

#### KAYNAKLAR

- Antolik, M., D. Dreger And B. Romanowicz, 1999,** Rupture processes of large deep-focus earthquakes from inversion of moment rate functions, *J. of Geophys. Res.*, Vol. 104, No. B1, pp. 863-894.
- Collier, D. J., G. R. Helffrich And B. J. Wood, 2001,** Seismic discontinuities and subduction zones, *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 127, 35-49.
- Frohlich, C., 1989,** The nature of deep focus earthquakes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 17, 227 – 254.
- Isacks, B., J. Oliver And L.R. Sykes, 1968,** Seismology and new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, 73, 5855-5899.
- Isacks, B. And P. Molnar, 1971,** Distribution of stresses in the descending lithosphere from global survey of focal mechanism solution of mantle earthquake, *Rev. Geophys. And Space Phys.*, 9, 103-174.
- Jeffreys, H. And K. E. Bullen, 1958,** *Seismological Tables*, Office of the British Association, Burlington House, London.
- Kanamori, H., 1971,** Great earthquakes at island arcs and the lithosphere, *Tectonophysics*, 12, 187 – 198.
- Kelleher, J., J. Savino, H. Rowlett And W. McCann, 1974,** Why and Where great thrust earthquakes occur along islands arcs, *J. Geophys. Res.*, 79, 4889 – 4919.
- Kikuchi, M., And H. Kanamori, 1982,** Inversion of complex body waves *Bull. Seis. Soc. Am.*, 72, 491-506.

- Kikuchi, M., And Y. Fukao, 1985,** Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes – the Tokachi – Oki earthquake of 1968, Phys. Earth Planet Interiors, Vol. 7, pp. 25-248, 1985.
- Kikuchi, M., And H. Kanamori, 1991,** Inversion of complex body waves – III. Bull. Seis. Soc. Am., 81, 2335-2350.
- Kikuchi, M., H. Kanamori And K. Satake, 1993,** Source complexity of the 1988 Armenian earthquake: evidence for a slow after-slip event, J. Geophys. Res., Vol. 98, pp. 15,797 - 15,808.
- Lay, T., T.C. Wallace, 1995,** Modern Global Seismology, Academic Press, San Diego, ISBN 0-12-732870-X.
- Okal, E. A., 2001,** “Detached” deep earthquakes: are they really?, Physics of the Earth Planetary Interiors, 127, 109-143.
- Oliver, J., and B. Isacks, 1967,** Deep Earthquake Zones, Anomalous Structures in the Upper Mantle, and the Lithosphere, Journal of Geophys. Res., Vol.72, No.16.
- Özçelik, S., 2004,** Derin Depremlerin (400 –670 km) Oluşum Mekanizmalarının Dalga Şekli Ters Çözüm Yöntemiyle Araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 2004, İstanbul.
- Page, R., 1968,** Focal depths of aftershocks, J. Geophys. Res. 73, 3897 – 3903.
- Pınar, A., 1995,** Rupture Process and Spectra of Some Major Turkish Earthquakes and Their Seismotectonic Implications, Bogazici University, İstanbul.
- Pınar, A., 1998,** Source inversion of the October1,1995,Dinar earthquake (Ms=6.1):a rupture model with implications for seismotectonics in SW Turkey, Tectonophysics 292, 255-266.
- Tibi, R.,G. Guenter And D.A. Wiens, 2003,** Source characteristics of large deep earthquakes: Constraint on the faulting mechanism at great depths, J. Geophys. Res., Vol. 108, NO. B2, 2091.
- Toksöz, M.N., J.W. Minear And B.R. Julian, 1971,** Temperature field and geophysical effects of a down going slab, J. Geophys. Res., 76, 1113-1138.
- Widiyantoro, S., B. L. N. Kennett And R. D. Van Der Hilst, 1999,** Seismic tomography with *P* and *S* data reveals lateral variations in the rigidity of deep slabs. Earth Planet. Sci. Lett. 173, 91–100.
- Wiens, D.A. And H. J. Gilbert, 1996,** Effect of slab temperature on deep-earthquake aftershock productivity and magnitude-frequency relations, Nature, 384, 153 – 156.
- Wiens, D. A., J. Hildebrand, And W. Crawford, 1996,** Source and aftershock studies of the 1995 Marianas and 1996 Flores Sea deep earthquakes, Eos Trans. AGU, 77(46), Fall. Meet. Suppl., F491-F492.
- Wiens, D. A., 2001,** Seismological constraints on the mechanism of deep earthquakes: temperature dependence of deep earthquake source properties, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 127, 145 – 163.
- Wu, L. R. And W. P. Chen, 1999,** Anomalous aftershocks of deep earthquakes in Mariana, Geophys. Res. Lett., Vol. 26, No. 13, pp. 1977-1980.

Yayına Geliş - *Received* : 16.09.2004

Yayına Kabul - *Accepted* : 31.03.2005