

Ankara ve Dolayında Kabuğun bir-boyutlu Sismik Hız Yapısının Araştırılması

Investigation of One-Dimensional Crustal Seismic Velocity Structure of Ankara and Surroundings

Begüm ÇIVGIN, Bülent KAYPAK

Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Tandoğan, Ankara

Geliş (received) : 01 Şubat (February) 2011
Kabul (accepted) : 01 Haziran (June) 2012

ÖZ

Bu çalışmada, yerel deprem verileri kullanılarak Ankara ve civarı altındaki üst kabuğa ait yeni bir bir-boyutlu (1-B) sismik dalga hızı modeli üretilmiştir. Deprem verisi, bölgenin güncel depremselliğinin gözlenmesi amacıyla kurulmuş olan geçici bir yerel sismik istasyon ağının kayıtlarından alınmıştır. 6 adet geniş-bantlı sismograftan oluşan Ankara Deprem İzleme Ağı (AnkNET) ile 2007 - 2010 yılları arasında veri toplanmıştır. AnkNET istasyonlarınca kaydedilen veriler kullanılarak bölgenin deprem aktivitesi izlenmiş, deprem konum parametreleri belirlenmiş ve kabuktaki sismik dalga hız yapısı araştırılmıştır. Söz konusu verinin büyük kısmını Bala'daki yerel aktif faylardan kaynaklanan depremler oluşturmaktadır. 1-B sismik hız modelinin belirlenebilmesi için AnkNET istasyonlarının homojen dağılımı uygun olsa da sayıca yetersiz olduğundan farklı istasyon kayıtlarının da kullanılması gerekli görülmüş ve bu amaçla Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE)'nin bölgeye yakın istasyon verileri de kullanılmıştır. 1-B hız modeli kestiriminde toplam 2955 P ve S-fazı kullanılmıştır. Çalışmada kullanılan deprem odakları ilk 30 km derinlik içerisinde, bu durum, sismik hız yapısının çözüm derinliğini sınırlamaktadır. Sonuçta 30 km derinliğe kadar hız yapısı belirlenen yeni 1-B P- ve S-dalga hızı modelinde, üstteki 8 km kalınlığındaki katmanın P-dalga hızı 5.25 km/s iken alttaki katmanların P-dalga hızları derinlikle artmakta ve 30 km derinlikte 6.47 km/s 'ye ulaşmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Ankara, kabuk, 1-B sismik hız yapısı

ABSTRACT

In this study, a new crustal model of one-dimensional (1-D) seismic wave velocity for Ankara and surroundings was produced by using local earthquake data. The earthquake data was recorded by a temporary local seismic station network which was established to monitor the current seismicity of the region. Ankara Earthquake Monitoring Network (AnkNET) consisting of 6 broad-band seismographs has collected data from 2007 until 2010. The earthquake activity of the region was monitored, earthquake location parameters were determined and the crustal seismic wave velocity was investigated using the data recorded by the AnkNET stations. The largest part of the data set takes its source from the local active faults in Bala. Even though the homogeneous distribution of stations of AnkNET is eligible for determining 1D seismic velocity model they are insufficient in number. So, the use of additional records of different stations was needed. Therefore, data from the close stations of Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) of Boğaziçi University was also used in the research. 2955 P- and S-seismic wave phases were used in 1D velocity model estimation. Earthquake foci used in this study are located within the first 30 km depth. This situation limits the solution depth of the seismic velocity structure. The resulting crustal 1D P- and S- wave velocity model of the upper 30 kilometers consists of an 8 km thick upper layer with 5.25 km/s

P-wave velocity. The P-wave velocities of the lower layers are increasing with depth reaching 6.47 km/s at 30 km.

Keywords: Ankara, crust, 1D seismic velocity structure

GİRİŞ

Yer içinin 1-B sismik hız yapısı, deprem odağının konum parametrelerinin (enlem, boylam, derinlik, oluş zamanı) belirlenmesi ve çalışma alanında yapılacak 3-B sismik tomografi çalışmaları için büyük önem taşımaktadır. Gerçeğe en yakın model, konum parametrelerinin en doğru şekilde kestirilmesini sağlayacaktır. Aynı zamanda, çözüm kalitesi en iyi depremlerin konum parametreleri kullanılarak bölge için en uygun 1-B sismik hız modeli belirlenebilecektir. Bundan anlaşılacağı gibi, 1-B sismik hız modeli ile deprem konum parametreleri birbirlerine doğrudan bağlantılıdır. Birbirine bağlantılı olan bu tür problemlerin çözümü için bir başlangıç hız modeline ihtiyaç vardır. Bu, bölgede daha önce yapılmış çalışmalardan elde edilen bir model olabilir. Eğer böyle bir model yoksa bölgeye jeolojik ve tektonik yapısı en yakın olan bir bölgenin hız modeli veya sistematik olarak üretilen modeller de kullanılabilir.

Kissling vd. (1994), sismik dalga fazlarının seyahat zamanlarının ters çözümüyle, yerel deprem tomografisinde başlangıç modeli olarak kullanılmak üzere çalışma alanının kabuk yapısını en iyi şekilde temsil eden 1-B sismik hız modelini elde etmişlerdir. Kissling vd. (1994)'ne göre, yer içinin yapısı hakkındaki ön bilgi ile yola çıkarak deneme yanılma aşamalarından sonra 1-B modele ulaşılan yöntemde belirsizliklerin önüne geçmek amacıyla çok sayıda 1-B başlangıç modeli üretilir. Bu başlangıç modelleri arasından en uygun olanı belirlemek amacıyla ters çözümü kontrol eden parametreler değiştirilerek sonuçlar karşılaştırılır. Bu yaklaşımda, ters çözüm aşamasında deprem konum parametreleri, ışın yolları ve seyahat zamanları her yineleme adımında eş zamanlı olarak güncellenir ve değişimler istatistiksel olarak ihmal edilecek kadar küçülünceye kadar işleme devam edilir. Ankara ve dolayında kabuğun 1-B sismik hız yapısının belirlenmesini amaçlayan bu çalışmada Kissling vd. (1994)

ve Kissling (1995)'in ortaya koymuş olduğu yöntem adımları izlenmiştir.

Kissling vd. (1994) tarafından önerilmiş olan yöntem uluslararası alanda kabul görmekte ve günümüzde de sıklıkla uygulanmaktadır. Bu şekilde belirlenmiş olan 1-B hız modeli ile deprem odak konumlarının yeniden hesaplanması, heterojen alanlarda bile, karmaşık 3-B konum belirleme yöntemleri kadar iyi sonuç verdiği birçok araştırmacı tarafından ispatlanmıştır (Kissling, 1988; Kradofer, 1989; Kissling ve Lahr, 1991; Husen vd., 1999; Bohm vd., 2002). Deprem lokasyonlarının daha doğru hesaplanmasına yönelik birçok çalışmada yöntem kullanılmıştır (Bulut vd., 2007; De Shon vd., 2007; Bohnenstiehl vd., 2008; Bulut vd., 2009; Impoza vd., 2009; Yukutake vd., 2011). Yer içinin 3-B yapısını kestirmek amacıyla yapılan sismik tomografi çalışmalarında 1-B başlangıç modelinin üretilmesi için bu yöntemi uygulayan çok sayıda çalışma mevcuttur (Kaypak, 2008; Arroyo vd., 2009; Diehl vd., 2009; vanStiphout vd., 2009; Dinç vd., 2010; Matteis vd., 2010; Karastathis vd., 2011; Mutlu ve Karabulut, 2011; Timoullali ve Meghraoui, 2011; Tselentis vd., 2011). Heterojen yapıli bölgelerde yöntemin başarılı olmasından dolayı, karmaşık tektonik alanlar (Lefeldt vd., 2009; Li vd., 2009; Piccinini vd., 2009; Kita vd., 2010; Koulakov vd., 2010; Obana vd., 2010; Tilmann vd., 2010; Husen vd., 2011), hidrotermal (Waldhauser ve Tolstoy, 2011) ve jeotermal alanlar (Jousset vd., 2011), volkanik yapılar ve aktif volkanlarda (Alfaro vd., 2007; Masterlark vd., 2010; Yukutake vd., 2011) hassas konum belirleme hesaplamaları yapılabilmektedir.

Bu çalışmada incelenen alan genel olarak Ankara ve dolaylı olarak tanımlanmıştır. Orta Anadolu'nun kuzeyinde yer alan bölge 39° - 41° K enlemleri ile 32° - 34° D boylamları arasındadır. İnceleme alanı Ankara kentinin tamamına yakın bir kısmı ile Kırıkkale, Kırşehir ve Çankırı kentlerinin bazı bölgelerini içermektedir.

Bölgede tanımlanmış olan başlıca neotektonik yapılar Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu (KEFZ), Eskişehir Fay Zonu (EFZ), Tuz Gölü Fay Zonu (TFZ) ve Eldivan-Elmadağ Tektonik Kamasıdır (EETK) (Şekil 1). Ankara'nın yaklaşık 100 km kuzeyinden geçen KAFZ kayda değer sismik aktivitesi ve Doğu Akdeniz bölgesinin tektoniği için önemiyle dünyadaki en önemli aktif sağ-yanal atımlı faylardan biridir (Ketin, 1957; Mc Kenzie, 1972; Şengör, 1979; Barka, 1992; Şengör vd., 2005). Bölgenin neotektoniğini ve deprenselliğini etkileyen önemli yapılardan biri olan sağ-yönlü doğrultu atımlı Kırıkkale-Erbaa Fay Zonu Reşadiye'nin doğusunda KAFZ ile kesişir ve buradan Kırıkkale'ye doğru KD-GB doğrultusunda uzanır (Polat, 1988; Şaroğlu vd., 1992; Şengör vd., 1985). Bölgeyi etkileyen bir diğer neotektonik yapı olan Tuz Gölü Fay Zonu, Tuz Gölü'nün kuzeyinden Niğde'nin güneyine KB-GD doğrultusunda uzanan yaklaşık 190-200 km uzunluklu ve 5-25 km genişlikli bir zondur. Basamak şeklinde yarı graben veya horst graben morfolojisi sunan bu fay zonu birbirine paralel veya yarı paralel faylardan oluşur (Dirik ve Erol, 2000). Zonun kuzey bölümü batıya doğru eğimli normal fay karakterindeyken, güney bölümü sağ yönlü doğrultu atım karakterindedir (Dirik ve Göncüoğlu, 1996). Fayın karakteri hakkında araştırmacılar farklı fikirler öne sürmüşlerdir. Arpat ve Şaroğlu (1975) ve Şengör vd. (1985) bu fay zonunu sağ yanallı doğrultu atım bileşenli ters fay olarak nitelendirmişlerdir. Dirik ve Erol (2000)'a göre morfolojik veriler ve sismik yansıma çalışmaları ışığında bu fay zonu neotektonik dönemde sağ yanallı doğrultu atım bileşenli normal fay olarak çalışmaktadır. Bu görüşü destekleyen diğer çalışmalar Toprak ve Güncüoğlu (1993), Çemen vd. (1999), Bozkurt (2001) ve Dirik ve Göncüoğlu (1996) şeklindedir. Bölgedeki önemli neotektonik yapılardan biri olan Eskişehir Fay Zonu birçok araştırmacıya göre normal fay ve sağ yanallı doğrultu atımlı fay segmentlerinden oluşmaktadır (Bozkurt, 2001; Yalıtırak, 2002; Koçyiğit, 2000; Dirik ve Erol, 2000; Özsayın ve Dirik, 2007). Seyitoğlu vd. (2009b)'ne göre sağ yanallı KAFZ ve KEFZ tarafından yaratılan KB-GD sıkışma sonucu Çankırı havzasının batı kenarında Neo-Tetis kenet zonu tektonik kama şeklinde yeniden hareketlenmiştir. Seyitoğlu vd.

(2009b)'nin Eldivan-Elmadağ Kısırlanmış Tektonik Kaması (EETK) olarak adlandırdığı bu genç (Geç Pliyosen sonrası) tektonik yapının bindirme faylı doğu kenarı ve normal faylı batı kenarı bulunmaktadır ve bu çalışmada araştırılan bölgeyi etkilemektedir.

Araştırma bölgesinde kabuğun sismik dalga hız yapısını belirlemeye yönelik geçmişte yapılan çalışmalara bakıldığında Gürbüz vd. (2003a, 2003b) ve Toksöz vd. (2002, 2003) tarafından sonuçları açıklanan kırılma çalışması öne çıkmaktadır. Toksöz vd. (2003), 39.72°K enlem ve 33.63°D boylamında Keskin yakınlarında gerçekleştirilmiş patlatmanın atış noktası çevresindeki 500 km'lik alana kurulmuş olan sismik istasyon kayıtlarının değerlendirilmesi sonucunda, kabuğun yaklaşık 36 km kalınlığında olduğu ve iki katmandan oluştuğu, 5-10 km kalınlıklı üst katmanda ortalama P-dalga hızının 5 km/s ve alttaki kalın katmanda 6.4 km/s olduğu, hızın derinlikle arttığını ve üst mantoda 7.8-7.9 km/sn civarında olduğu sonucuna ulaşmışlardır. Aynı çalışmanın diğer sonuçları; kabuğun atış noktasından güneybatıya doğru gidildikçe incelendiği, batıya doğru kabuktaki sismik dalga hızlarının arttığı fakat kalınlığın değişmediği ve KAF'ın (Kuzey Anadolu Fayı) kuzeyine doğru kabuk kalınlığının azaldığı şeklindedir. Bölgenin 1-B sismik hız yapısını belirlemek için daha önce yapılmış bir diğer çalışma Ergin vd. (2003)'nin yaklaşık 39.5°-40.5° K enlemleri ile 31.5°-33.5° D boylamları arasında kalan bölgeyi kapsayan çalışmalarıdır. Bu çalışma kapsamında, Kazan-Trona maden yataklarının deprenselliğini izlemek amacıyla kısa süreli (01.03.2003-31.05.2003 arası) geçici bir sismik ağ kurulmuş ve bölge için dört katmanlı bir 1-B sismik hız modeli belirlenmiştir. Kontrollü sismik kaynak kullanarak Anadolu'da kabuk yapısını araştıran Bekler vd. (2005), Orta Anadolu'da kabuk P-dalga hızının 6.2 - 6.7 km/s arasında değiştiğini belirlemişlerdir. Ersan ve Erduran (2010), Orta Anadolu'da kabuğun hız yapısını araştırdıkları çalışmada sonucunda, üst kabukta S-dalga hızının 2.2 - 3.49 km/s arasında değiştiğini belirlemişlerdir.

Çalışmanın başlangıcında AnKNET (Seyitoğlu vd., 2009a) deprem kayıt istasyonlarınınca kaydedilmiş yerel depremlerin konumları deprem

çifti farkı yöntemi ile (Waldhauser ve Ellsworth, 2000) hata oranı en aza indirgenerek hesaplanmıştır. Bu aşamada Toksöz vd. (2003)'nin Orta Anadolu için belirlemiş oldukları 1-B kabuk hız modeli kullanılmıştır. Daha sonra, Velest algoritması (Kissling, 1995) kullanılarak, sistematik olarak üretilen başlangıç modelleri içinden en uygun model seçilmiş ve bu model, odak parametreleri ve istasyon kayıtlarından okunan P- ve S-dalgalarının seyahat zamanları kullanılarak yinelemeli ters çözüme sokulmuştur. Böylece, kabuğun 30 km derinliğe kadar 1-B sismik hız yapısı belirlenmiştir. Bulunan yeni modele, doğruluğunu ölçmek amacıyla çeşitli testler uygulanmıştır. Testlerin sonuçlarına göre mevcut verilerle elde edilebilecek en iyi 1-B sismik dalga hızı modeline ulaşıldığı düşünülmektedir.

YÖNTEM VE VERİ

Depremün ürettiği bir sismik dalganın varış zamanı, istasyon koordinatları, odak konum parametreleri (depremin koordinatları ve oluş zamanı) ve hız modelinin doğrusal olmayan bir fonksiyonudur. Sadece varış zamanları ve istasyon konumu ile hız modeli ve odak konumları doğrudan çözülemez, bilinmeyen parametreler için ön kestirimler yapılması gereklidir. Önceden belirlenmiş bir hız modeli kullanılarak, ışınlar kaynak konumu için bir deneme noktasından alıcılara izlenir ve teorik varış zamanları hesaplanır. Gözlenen ve hesaplanan varış zamanları arasındaki farklar, artık seyahat zamanı, kestirilen ve gerçek odak konumları ve hız parametreleri arasındaki farkların bir fonksiyonudur. Odak ve model parametrelerine uygun düzeltmeleri hesaplamak için, gözlenen seyahat zamanlarının bütün parametrelere olan bağımlılığının bilinmesi gerekir. Oluş zamanı dışındaki odak parametrelerine bağımlılık tamamen doğrusal değildir (Thurber, 1985) ve hız parametrelerine bağımlılık kısmen doğrusal değildir. Deprem konumlandırmasında, hız parametreleri düzeltmelerinin ihmal edilmesi, kestirilen odak konumlarına sistematik hatalar katılmasına neden olur (Thurber, 1992; Eberhart-Phillips ve Michael, 1993). Benzer şekilde odak konum parametreleri düzeltmelerinin ihmalı, hız parametrelerinde aynı sonucu doğurur (Michael, 1988; van der Hilts ve Spakman, 1989).

Bu kabuller ve yaklaşımların, Reasenberg ve Ellsworth (1982), Kissling ve Lahr (1991) ve Maurer (1993) tarafından basit ve karmaşık kabuk yapıları olan birçok alana uygulanmasıyla en uygun 1-B modelin hesaplanmasında uygulanacak adımlar geliştirilmiştir (Kissling vd., 1994). Kissling vd. (1994), hesaplama için verdikleri adımların en uygun çözüme yakınsama sağlayacağını garanti etmemektedir. Veri kümesi ve hız modelinin özelliklerine göre işlemlerde düzenlemeler gerekebileceğini vurgulamışlardır. Kissling vd. (1994) sismik tomografi yöntemiyle 3B model kestiriminde kullanılacak olan en uygun 1-B hız modeline 'minimum 1-B model' adı vermişlerdir.

Bu çalışmada modelleme için Kissling vd. (1994) tarafından geliştirilmiş olan VELEST programı kullanılmaktadır. Program, deprem konumlandırma işlemlerinde ve sismik tomografide başlangıç referans modeli olarak kullanılmak üzere 1-B hız modelleri üretmek için tasarlanmıştır. Program giriş verisi olarak P- ve S-dalga fazlarının seyahat zamanlarını, istasyon koordinatları ve istasyon artık zamanlarını içeren istasyon düzeltmelerini ve başlangıç hız modelini gerektirmektedir. Başlangıç hız modeli, hızı derinlikle artan yatay katmanlı 1-B model olmalıdır.

Bu çalışma kapsamında 10.09.2007 – 21.08.2010 tarihleri arasında Ankara civarında veri toplamış olan geçici sismik istasyon ağı AnkNET (Seyitoğlu vd., 2009a; Çıvgın, 2010) deprem kayıtlarından 10.09.2007 – 08.02.2008 tarihleri arasında 1467 adet deprem okunmuştur. Bu depremlerden araştırma alanı içerisinde kalan, en az dört istasyonda kaydedilmiş ve sismik istasyon boşluğu (GAP) değerleri 200°'den küçük olanlar, P- ve S-dalga fazlarının okuma kalitesini artırmak amacıyla değerlendirilmiş ve 592 adet deprem seçilmiştir. Seçilen depremlerin P-dalga fazları ortalama ± 0.0337 saniye ve S-dalga fazları ortalama ± 0.0425 saniye hata ile okunmuştur. AnkNET kayıtlarının yanı sıra çalışma alanının incelenmesi açısından büyük önem taşıyan ve hız modeline katkı sağlayacağı düşünülen Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü – Ulusal Deprem İzleme Merkezi (KRDAE-UDİM) tarafından arşivlenmiş olan 2005 Bala depremleri kayıtları da kullanılmıştır. KRDAE-UDİM verilerinden sismik

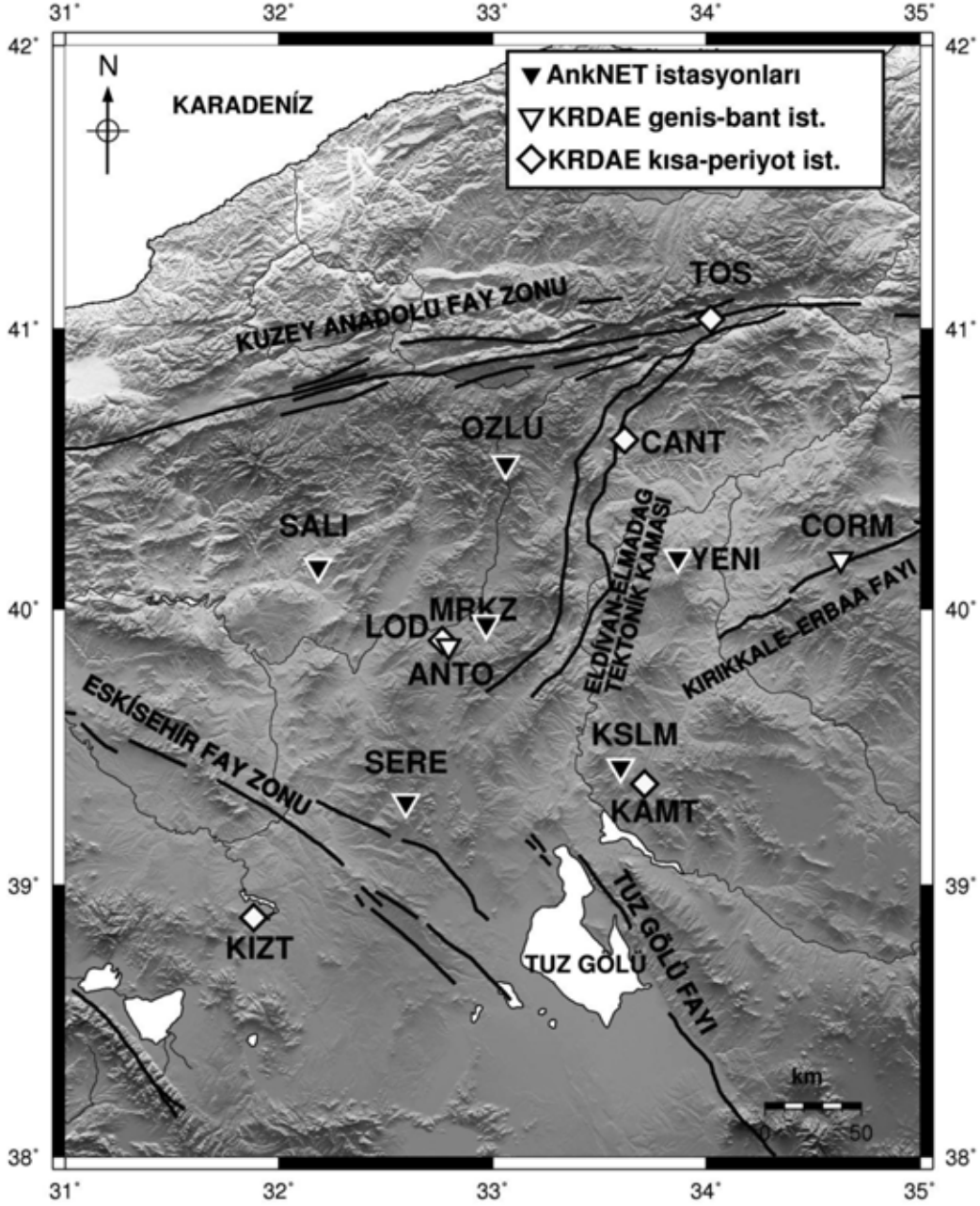
dalga fazlarının varış zamanları yeniden okunarak odak konum parametreleri yeniden hesaplanmıştır. En az dört istasyonda kaydedilmiş ve sismik istasyon boşluğu (GAP) değerleri 200°'den küçük depremler ters çözümde kullanılmak üzere seçilmiştir. AnKNET deprem izleme ağı istasyonlarınca kaydedilmiş 592 adet ve Kandilli - UDİM veri bankasından alınmış 60 adet olmak üzere toplam 652 adet deprem verisi kullanılmıştır (Şekil 2). Seçilen depremlerin en küçük GAP değeri 80°, en büyük GAP değeri 193° ve ortalama GAP değeri 167° dir. Bahsedilen deprem kaydı verilerinin tümünden okunan P- ve S-sismik dalga fazlarının varış zamanları kullanılarak Geiger yönteminin uygulandığı Hypo71 (Lee ve Lahr, 1975) yazılımı ile ilksel odak konum parametreleri hesaplanmıştır. Bu ilksel konumlar ve varış zamanları, deprem çifti farkı yöntemini uygulayan HypoDD (Waldhauser ve Ellsworth, 2000) programında giriş verisi olarak kullanılmış ve deprem konum parametreleri iyileştirilmiştir. Bu hesaplamalar yapılırken Hypo71 ve HypoDD programlarında Toksöz vd. (2003) tarafından ortaya konmuş olan 1-B kabuk P- dalga hızı modeli ve $V_p/V_s=1.72$ (Şekil 3 ile verilen Wadati diyagramından hesaplanmıştır) kabulü ile hesaplanan S-dalga hızı modeli kullanılmıştır (Çizelge 3). HypoDD, deprem çiftleri için gözlenen ve teorik seyahat zamanı farkları arasındaki artık zamanların en küçükleme ile deprem odak parametreleri belirler. Yöntemin esasları 'iki deprem arasındaki mesafe belirli bir istasyona olan uzaklıklarından küçüklükse kaynaktan istasyona ışın yolları benzerdir, iki depremin seyahat zamanları farkı depremler arasındaki ofseti tanımlar' (Waldhauser ve Ellsworth, 2000) kabulüne dayanmaktadır. Bu çalışmada, 30 Temmuz 2005 Bala depremi ve artçıları (60 adet), 20 ve 27 Aralık 2007 Bala depremleri ve artçıları (564 adet), Bala depremleri haricinde Ankara ve yakın çevresinde oluşmuş depremler (38 adet) kullanılmıştır. 2005 ve 2007 Bala depremleri konumları itibarıyla Waldhauser ve Ellsworth (2000)'ün kabulüne uygun mesafeleleri sağlamaktadır. 2005 depremi ve artçıları ile 2007 depremleri ve artçıları ayrı ayrı değerlendirilmeye alınmış ve deprem çifti farkları ile konum parametreleri yeniden çözülmüştür.

1-B P- ve S-dalga hızı modeli kestiriminde altı adet geniş-bant AnKNET istasyonu ve ikisi

geniş-bant ve beşi kısa-periyot olmak üzere yedi adet Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü istasyonu verisi kullanılmıştır (Şekil 1, Çizelge 1). İstasyonlara, veri kayıt kalitesine ve çalışma alanının merkezine yakınlığına bağlı olarak istasyonların çözüme katkısını belirlemek için ağırlık faktörleri atanmıştır. En düşük ağırlık faktörü değeri 2 olacak şekilde referans istasyona en yüksek değer atanmıştır (Çizelge 1). MRKZ istasyonu ağırlık faktörünün en yüksek oluşundan anlaşılacağı üzere referans istasyon olarak seçilmiştir. Bunun nedeni çalışma alanının merkezinde olması ve veri kalitesinin yeterli olmasıdır. Her depremin her bir istasyondaki kaydından P- ve S- fazları okunmuş, toplamda 2955 P ve S-fazı kullanılmıştır.

1-B P- ve S-Dalga Hızı Başlangıç Modeli ve Minimum Model

1-B sismik dalga hızı hesaplanması için ilk olarak bir başlangıç modelinin belirlenmesi gerekmektedir. 1-B model hesaplanması için gerekli P-dalga hızı başlangıç modelinin belirlenmesi için en küçük P-dalga hızı 1.0 – 4.0 km/s ve en büyük P-dalga hızı 7.0 – 8.0 km/s aralığında değişen 100 adet sistematik model üretilmiştir (Şekil 4). Bu 100 model için hız modeli ve deprem odak konum parametrelerini aynı anda çözmek üzere ters çözüm yapılmış ve en küçük RMS değerini veren model belirlenmiştir. Her bir model için durdurma ölçütlerini sağlayana kadar yinelemeli ters çözüm yapılmıştır. En küçük RMS değerini 5'inci yinelemede veren 70'inci deneme modeli (bundan sonra metinde başlangıç P-dalga hızı modeli olarak anılacaktır); P-dalga hızı yüzeyde 5.18 km/s, 36 km derinlikte 6.79 km/s olan ve hızı derinlikle artan 39 katmanlı bir modeldir (RMS=0.04314 s). Başlangıç P-dalga hızı modeli deprem odak konum parametreleri, istasyon artık zamanları ve 1-B hız modelini belirlemek için yinelemeli ters çözüme sokulmuş ve sadece P-dalga fazı okumaları kullanılarak bir P-dalga hızı modeli elde edilmiştir. Yinelemeli ters çözüm sırasında hız değerleri birbirine yaklaşan katmanlar birleştirilmiş ve yeni başlangıç modeli olarak ters çözüme sokulmuştur (Şekil 4). Bu işleme RMS değerleri yeterince küçülünceye kadar ve hız değerleri başlangıç modeline göre ihmal edilebilecek

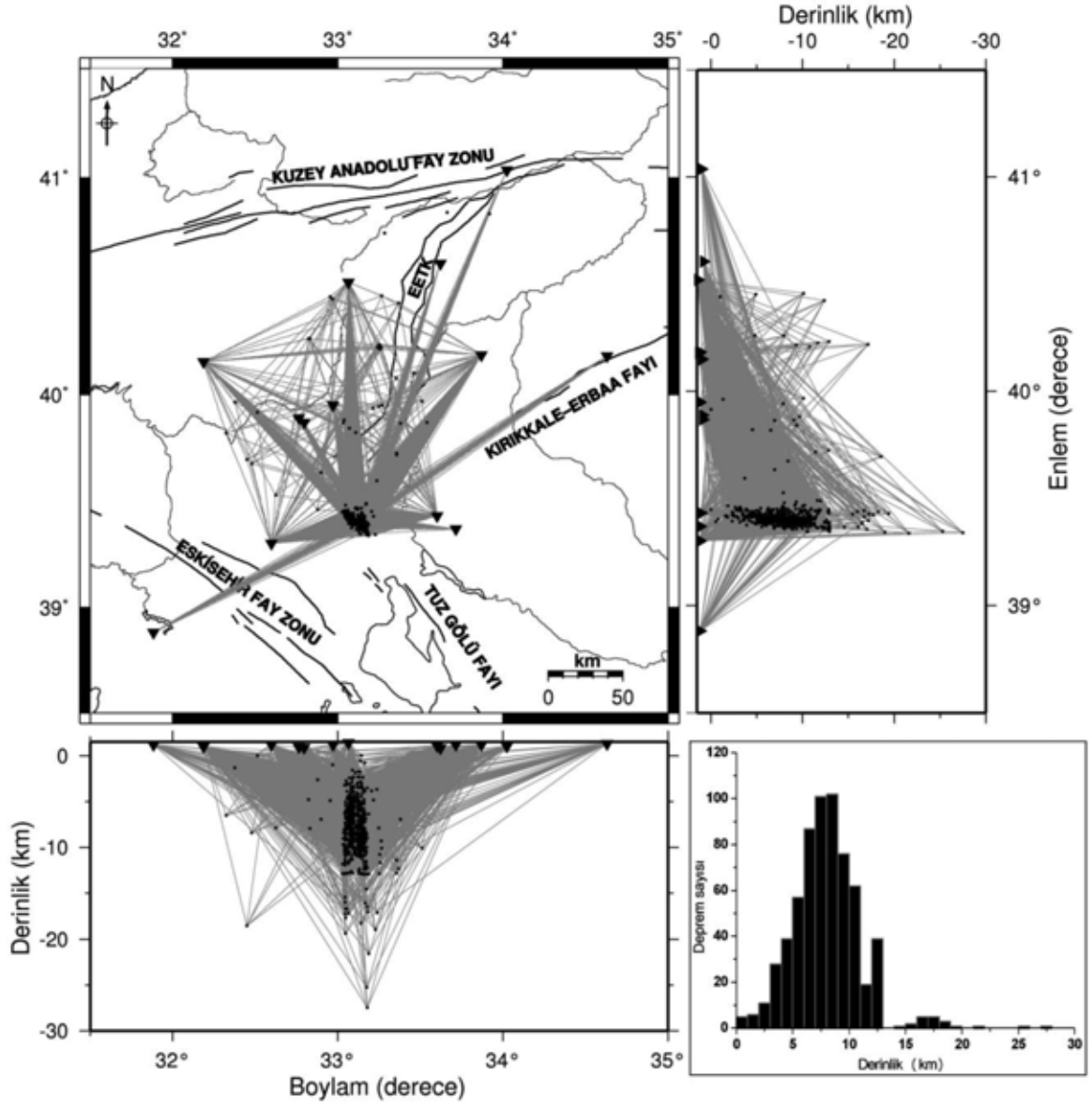


Şekil 1. Çalışmada kullanılan istasyonların dağılımı ve bölgedeki ana tektonik yapılar.
Figure 1. Distribution of the stations used in the study and the main tectonic structures in the area.

ölçüde küçük değişim gösterene kadar devam edilmiştir. Sonuçta P-dalga hızları 5.38 km/s ile 7.46 km/s arasında değişen 11 katmanlı bir model elde edilmiştir (Çizelge 2, Şekil 4). Bu modelin ilk 30 km derinliğini oluşturan dört katmanı deprem odağı içerdiğinden çözüm olarak kabul edilmektedir. Daha derinlerdeki katmanların

hız değerleri algoritmanın ürettiği yaklaşık değerlerdir.

S-dalga hızı modelini belirlemek için katmanlardaki S-dalga hızları yerine V_p/V_s oranları kullanılmıştır. Böylece S-dalga hızı modeli, başlangıç P-dalga hızı modeli kullanılarak belirlenmiştir. Başlangıç S-dalga hızı modelini belirlemek



Şekil 2. Çalışmada kullanılan depremlerin dış merkez dağılımı (siyah noktalar) ve deprem istasyon arası ışın yolları (gri çizgiler). Deprem odak derinliklerinin dağılım grafiği sağ alt köşede verilmiştir.

Figure 2. Epicenter distribution (black dots) and ray paths (gray lines) of earthquakes used in this study (black triangles represents the recorder stations). Histogram of earthquake source depths is given in the lower right corner.

için yine 100 adet deneme modeli üretilmiştir (Şekil 4). P-dalgı hızı modeli belirlemekten farklı, en küçük ve en büyük hız değerleri arasındaki alanı taramak yerine en küçük ve en büyük V_p/V_s oranı arasındaki alanın taranmasıdır. V_p/V_s oranı en küçük 1.2 ve en büyük 2.2 arasındaki modeller üretilmiş ve en küçük RMS değerini veren V_p/V_s oranı ile üretilen model

başlangıç S-dalgı hızı modeli olarak belirlenmiştir. Bu deneme modellerinden V_p/V_s oranı 1.70 – 1.83 arasında olanların yinelemeli ters çözüm sonucunda ürettikleri RMS değerleri 0.115 ± 0.000165 s olarak hesaplanmıştır. Birbirine çok yakın RMS değerleri üreten bu modellerden en küçük RMS değerini (0.11465 s) veren V_p/V_s oranı 1.78 dir. Bu oran başlangıç 1-B

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan istasyonların kayıtçı türü ve konum bilgileri, ters çözüm için atanan ağırlık faktörleri, deprem sayıları ve P-dalga fazı için ortalama artık zamanlar ve gecikme zamanları.

Table 1. Recorder types, locations, weighting factors for inversion, earthquake numbers, average residual times and delay times for P-wave phase of the stations used in the study.

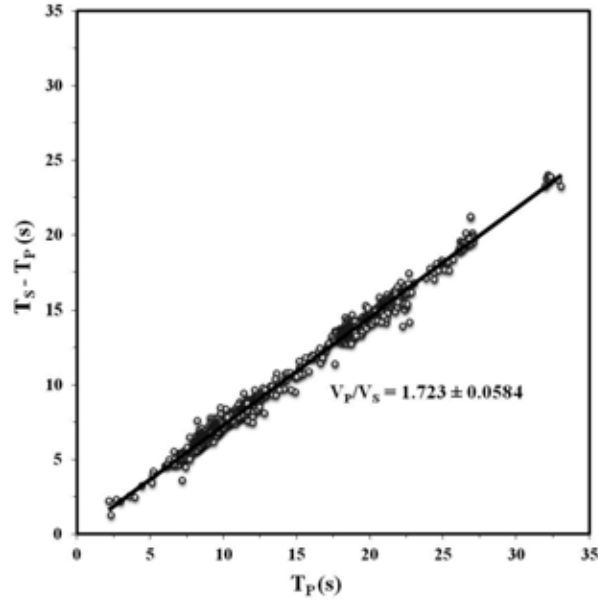
İSTASYON ADI	KAYITÇI TÜRÜ*	ENLEM (°K)	BOYLAM (°D)	YÜKSEKLİK (m)	AĞIRLIK FAKTÖRÜ	DEPREM SAYISI	ORTALAMA ARTIK ZAMAN (saniye)		GECİKME (saniye)	
							Ters çözümden		Ters çözümden	
							önce	sonra	önce	sonra
KSLM	BB	39.4315	33.6000	1061	9	590	0.0241	0.0002	0.0774	-0.3872
MRKZ	BB	39.9491	32.9703	1181	14	586	0.0219	0.0125	0.0000	0.0000
OZLU	BB	40.5205	33.0620	1420	11	95	0.0600	0.0645	0.2260	-0.0255
SALI	BB	40.1502	32.1851	956	12	207	0.0462	0.0150	0.2338	0.2219
SERE	BB	39.3019	32.5957	1163	13	587	0.0245	-0.0044	0.0184	0.2012
YENI	BB	40.1832	33.8676	1191	10	592	0.0269	-0.0091	-0.2420	-0.6514
KIZT	SP	38.8817	31.8833	1202	3	58	0.0391	-0.0005	0.4492	0.1688
LOD	SP	39.8893	32.7640	902	7	53	0.0271	-0.0005	-0.0008	0.1304
ANTO	BB	39.8688	32.7937	883	8	58	0.0316	-0.0021	0.0269	0.1752
CANT	SP	40.6062	33.6197	815	6	21	0.0283	-0.0083	0.5888	0.4912
KAMT	SP	39.3692	33.7127	1161	5	47	0.0350	-0.0020	-0.0993	-0.0377
TOS	SP	41.0362	34.0225	1046	2	15	0.1371	0.0367	-1.0322	-1.0258
CORM	BB	40.1785	34.6302	1292	4	46	0.0446	0.0042	0.1356	-0.0379

*BB: Geniş-bant, SP: Kısa-periyot

P-dalga hızı modelinden başlangıç 1-B S-dalga hızı modelinin hesaplanmasında kullanılmıştır. Bu V_p/V_s oranı Wadati diyagramından (Şekil 3) hesaplanan 1.72 değerinden farklı olsa da programın hesapladığı en küçük RMS veren oranın kullanılması uygun görülmüştür. Sonuçta belirlenen Minimum 1-B hız modelinde katmanların V_p/V_s oranlarının 1.717 – 1.767 arasında değiştiği ve ortalama oranın 1.731 olduğu görülmektedir (Çizelge 2). Bütün bu aşamalar sonucunda, P-dalga hızları 5.38 km/s ile 7.46 km/s ve S-dalga hızları 3.02 km/s ile 4.19 km/s arasında değişen 11 katmanlı 1-B P- ve S-dalga hızı başlangıç modeli elde edilmiştir (Şekil 4). P- ve S-dalga hızı başlangıç modelleri belirlendikten sonra son olarak her ikisi aynı

anda yinelemeli ters çözüme sokularak iki model de iyileştirilerek yeni başlangıç modeli üretilmiş ve tekrar ters çözüm yapılmıştır (bu işlem katmanların birleştirilmesine gerek duyulmayacak hız farkları elde edilene kadar tekrarlanmıştır) (Şekil 4). En son elde edilen, 11 katmanlı 1-B P- ve S-dalga hızı modelleri minimum 1-B hız modelleridir. P-dalga hızları 5.25 km/s ile 7.10 km/s ve S-dalga hızları 3.02 km/s ile 4.08 km/s arasında değişmektedir. (Çizelge 2; Şekil 4).

Bu çalışmada kullanılan 652 adet depremin her birinin P- ve S-dalgalarının varış zamanı verileri kullanılmıştır. Elde edilen minimum 1-B model belirlenirken her bir katmandaki ışınların sayısı çözümün kalitesi açısından önemlidir. 652 adet



Şekil 3. 652 adet depremin P- ve S-dalgası seyahat zamanlarından elde edilen Wadati diyagramı.
Figure 3. Wadati diagram produced from P- and S-wave travel times of 652 events.

Çizelge 2. 1-B P- ve S-dalga hızı başlangıç modeli, minimum model, tabakalardaki deprem odağı ve ışın sayıları. 30 km derinliğin altında deprem odağı olmadığından bu katmanların çözümü güvenilir değildir. Çözüm üretilmediği için bu katmanlarda kalınlıkların 1 km'ye sabitlendiği görülmektedir.

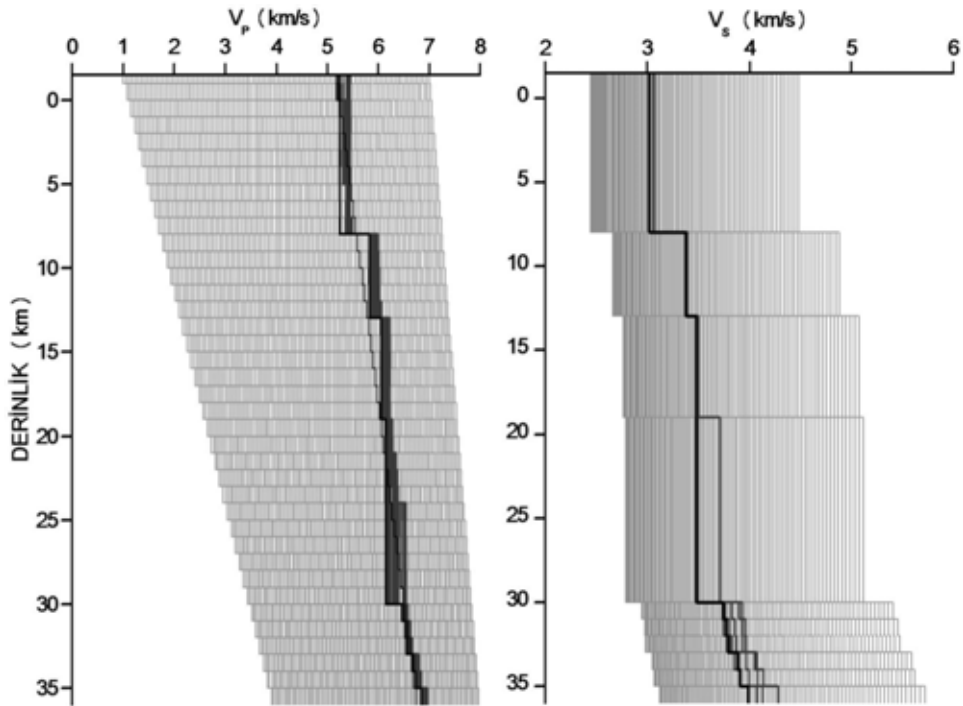
Table 2. Initial and minimum 1-D models of P- and S-wave velocity, earthquake focus and ray numbers in the layers. Because there is no earthquake focus beneath 30 km depth, the solution is not reliable for these layers. The thicknesses of these layers are fixed to 1 km due to lack of solution.

ÜST-ALT DERİNLİK (km)	BAŞLANGIÇ MODELİ			MİNİMUM MODEL			DEPREM ODAĞI SAYISI	TABAKADAN GEÇEN IŞIN SAYISI
	V_p (km/s)	V_s (km/s)	V_p/V_s	V_p (km/s)	V_s (km/s)	V_p/V_s		
-1.50 – 8.00	5.38	3.02	1.781	5.25	3.02	1.738	149	6948
8.00 – 13.00	5.86	3.29	1.781	5.82	3.38	1.722	406	7432
13.00 – 19.00	6.09	3.42	1.781	6.06	3.48	1.741	92	2810
19.00 – 30.00	6.14	3.45	1.780	6.15	3.48	1.767	5	149
30.00 – 31.00	6.49	3.65	1.778	6.47	3.75	1.725	0	74
31.00 – 32.00	6.55	3.68	1.780	6.53	3.78	1.728	0	74
32.00 – 33.00	6.57	3.69	1.780	6.55	3.79	1.728	0	74
33.00 – 34.00	6.71	3.77	1.780	6.69	3.89	1.720	0	74
34.00 – 35.00	6.75	3.79	1.781	6.73	3.91	1.721	0	74
35.00 – 35.00	6.87	3.86	1.780	6.85	3.99	1.717	0	74
36.00 – ...	7.46	4.19	1.780	7.10	4.08	1.740	0	0

Çizelge 3. Bölge için daha önceki çalışmalarla belirlenmiş P- ve S-dalga hızı modelleri.

Table 3. Velocity models of P- and S-wave for the region determined in previous studies.

Çalışma	Üst katman derinliği (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)
Toksöz vd. 2003	0.0	5.00	2.90
	5.0	5.40	3.13
	10.0	6.15	3.57
	20.0	6.40	3.71
	36.0	7.80	4.53
Ergin vd. 2003	0.0	2.5	1.45
	1.0	5.7	3.31
	6.0	6.1	3.54
	20.0	6.8	3.95
	33.0	8.0	4.64



Şekil 4. 1-B model çözümünde kullanılan başlangıç deneme modelleri (açık gri), ters çözüm yineleme adımlarında üretilen modeller (koyu gri) ve final modelleri (siyah).

Figure 4. Trial initial models (light gray), models produced during inversion steps (dark gray) and final models (black) used in 1-D model reconstruction.

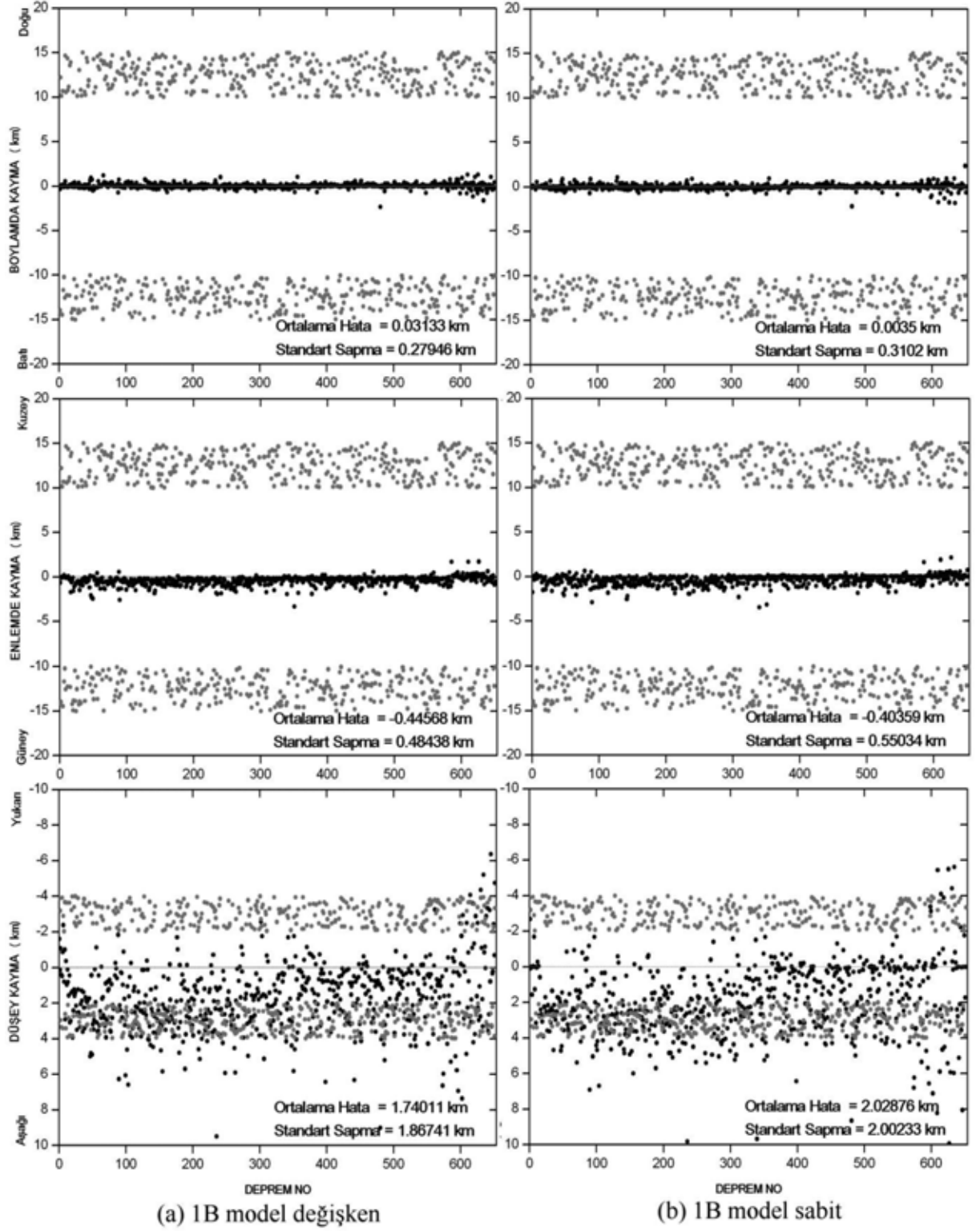
depremden 149 odak noktası yerin ilk 8 km derinliğinde, 406 odak noktası 8km ile 13 km derinlikler arasında, 92 odak noktası 13 km ile 19 km derinlikler arasında, kalan 5 odak noktası ise 19 km ile 30 km derinlikler arasındadır (Şekil 2, Çizelge 2). 30 km'den derin katmanların hızları algoritmanın üretmiş olduğu yaklaşık değerler olduğundan gerçek çözüm olarak kabul edilmemektedir. Bu çalışma sonucunda kestirilen 1-B sismik hız modelinde kabuğun ilk 30 km derinliği çözülmüştür. Üstteki 8 km kalınlığındaki katmanın P-dalga hızı 5.25 km/s iken alttaki katmanların P-dalga hızları derinlikle artmaktadır. P-dalga hızı; 8 km ile 13 km derinlikler arasında 5.82 km/s, 19 km derinlikte 6.15 km/s, 30 km derinlikte ise 6.47 km/s olarak belirlenmiştir (Şekil 4).

1-B Hız Modeli Doğruluk Testleri

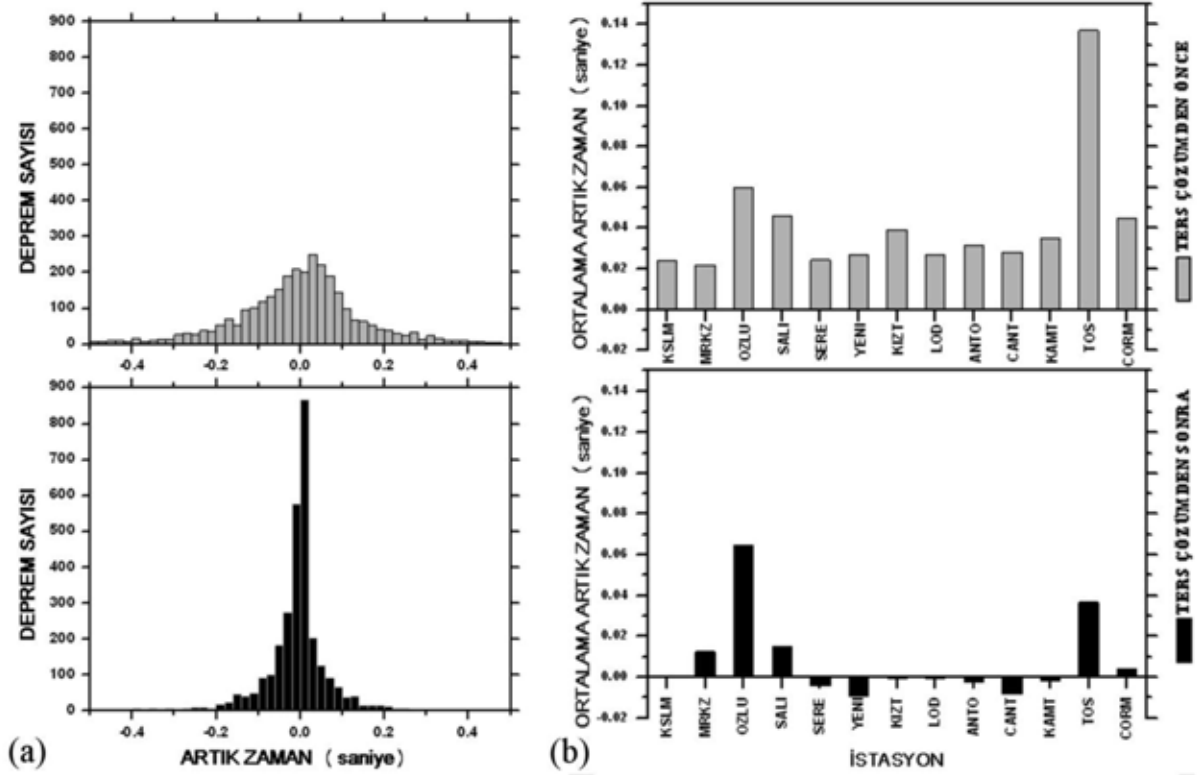
Elde edilen P- ve S-dalga hızı modellerinin doğruluğunu test etmek için üç çeşit test uygulanmıştır. Birincisi, 1-B dalga hızı modelinin durağanlığını test etmek için depremlerin başlangıç enlem, boylam ve derinliklerinin kaydırılarak ters çözümün yinelenmesi şeklinde uygulanan kaydırma testidir. Bu çalışmada farklı yön ve miktarlarda kaydırma uygulanarak çok sayıda kaydırma testi yapılmıştır ve benzer sonuçlar elde edilmiştir. Kaydırma miktarı belirli aralıklarda kalacak şekilde rastgele yapılan testte depremlerin enlem koordinatları kuzey ve güneye 10 – 15 km arasında, boylam koordinatları doğu ve batıya 10 – 15 km arasında ve düşeyde aşağı ve yukarı 2 – 4 km arasında kalacak şekilde kaydırılmıştır. Düşey kaydırmalarda yeryüzüne çıkan depremlerin kaydırma miktarları yeryüzeyi boşluğuna düşmelerini engellemek için düzeltilmiştir. Bu test sonucunda kaydırılan depremlerin ters çözümden sonra tekrar eski konumlarına dönmeleri veya yaklaşmaları beklenir. Ters çözüm iki farklı şekilde yapılmıştır, birinde hız modelinin değişimi kısıtlanmış ve model parametreleri sabitlenmiştir, diğerinde ise hız modelindeki değişimler serbest bırakılarak her yinlemede model parametreleri de güncellenmiştir. 1-B hız modeli değiştirilerek ve sabit tutularak ters çözüm uygulanan deprem konumlarının rastgele kaydırma testi sonuçlarının gösterildiği Şekil 5'te gri noktalar depremlerin kaydırma

miktarlarını, siyah noktalar ise ters çözüm sonrasında orijinal konumlarından sapma miktarlarını göstermektedir. Enlem, boylam ve derinlikte kaydırılan deprem odaklarının yeni model ile yeniden konumlandırılması sonucunda modelin derinlik çözümünde yeterince güçlü olmadığı görülmüştür, daha fazla deprem kaydı ile 1-B hız modelinin kalitesinin ve çözüm gücünün artırılabilceği düşünülmektedir. Düşey yönde çözümün yetersiz kalmasının nedeni, 1-B model kestiriminde kullanılan yerel depremlerin çoğunun Bala civarında yoğunlaşmış olması, az sayıda ve uzak mesafeli istasyon kayıtlarının kullanılmasıdır. İstasyonlar arası mesafe ve deprem dış merkezlerinin istasyonlara olan uzaklıkları, derinlikleri yaklaşık 5-10 km civarında olan depremlerin derinlik tayini için olumsuz yönde fazladır. Bu durum derinlik çözümünü kısıtlamaktadır. Yatay kaydırmalar ile yapılan ters çözüm sonucunda ortalama hatalar, hız modeli sabitlendiği durumda model değişimine izin verildiği durumdan daha düşüktür. Her iki durumda da enlem ve boylamda kaydırılan depremlerin %96'dan fazlası ters çözüm sonrasında 1.5 km'den küçük sapmalarla gerçek konumlarına yaklaşmışlardır.

İkinci test, ters çözüm öncesi ve sonrasında seyahat zamanı artık zamanlarının karşılaştırmasıdır. Minimum 1-B model üretilirken deprem odak konum parametreleri ve istasyon gecikmeleri de eşzamanlı olarak yinelenmeli ters çözüme dâhil edilir. Böylece en uygun modele göre deprem konumları ve oluş zamanları da yeniden hesaplanmış olur. Her bir depremden okunan P-dalga fazı artık zamanlarının ve her istasyonda kaydedilen P-dalga fazlarının ortalama artık zamanlarının ters çözüm sonrasında değişimi Şekil 6'da gösterilmektedir. Her bir depremin P-dalgası artık zamanları yeni modelle ters çözüm yapılmadan önce yaklaşık -0.5-0.5 s aralığında değişirken, ters çözüm sonrasında -0.2-0.2 s arasında değişmektedir (Şekil 6a). Bütün istasyonlardaki ortalama artık zamanların ortalaması ters çözüm öncesi 0.042 s iken ters çözüm sonrası 0.008 s değerine düşmüştür (Şekil 6b). İstasyonlardaki ortalama artık zamanlar ters çözüm öncesinde 0.0219-0.1371 s aralığında değişirken ters çözüm sonrasında -0.0091-0.0645 s aralığında değişmektedir



Şekil 5. 1-B hız modeli (a) değiştirilerek ve (b) sabit tutularak yapılan kaydırma testinin sonuçları.
 Figure 5. Results of the shifting test with (a) variable and (b) constant 1-D velocity models.



Şekil 6. Ters çözüm öncesi (üst) ve sonrasında (alt) (a) Her bir depremden okunan P-dalgası artık zamanlarının dağılım grafiği ve (b) her istasyon için ortalama artık zamanlar.

Figure 6. (a) Histogram of P-wave residual times for each event and (b) average residual times for each station before (top) and after (bottom) the inversion.

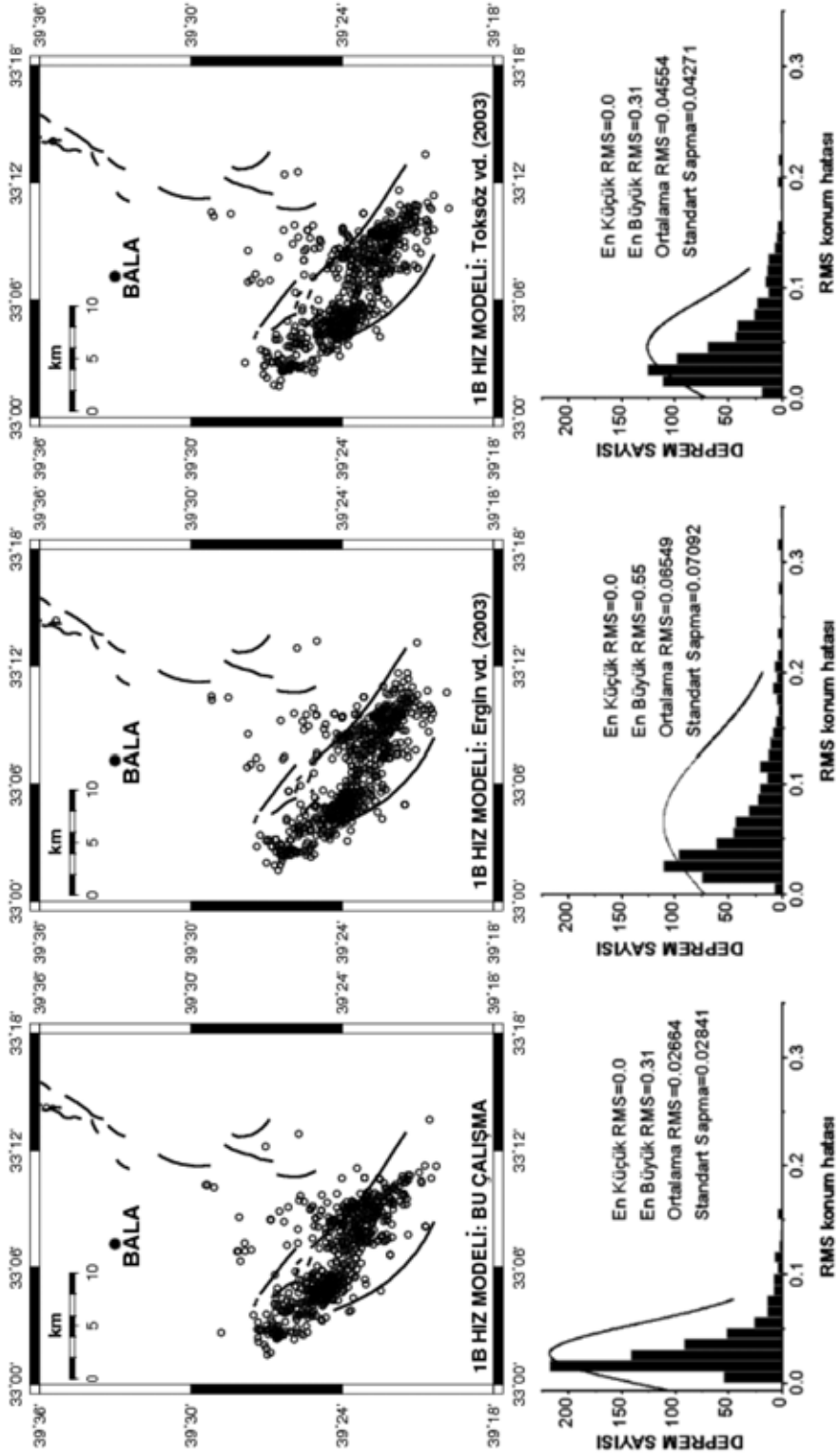
(Çizelge 1, Şekil 6b). İstasyonların çoğunda, ters çözüm sonrasında ortalama artık zamanların sifıra oldukça yaklaştığı gözlenmektedir.

Son test, bölge için daha önceki çalışmalarla belirlenen 1-B dalga hızı modellerinin (Çizelge 3) bu çalışma ile elde edilen 1-B dalga hızı modeli ile karşılaştırılmasıdır. Bütün depremler Toksöz vd. (2003), Ergin vd. (2003) ve bu çalışma sonucunda belirlenen 1-B hız modelleri ile yeniden konumlandırılmış ve RMS değerleri karşılaştırılmıştır. Bu testte istasyonlar için ters çözüm sonucunda hesaplanan gecikme zamanları kullanılarak her bir model için 652 adet depremin konumları ve RMS değerleri hesaplanmıştır. Model parametreleri ve istasyon artık zamanları aşırı sönümleyerek sabitlenmiş sadece odak parametreleri için ters çözüm yapılmıştır. Şekil 7'de her bir model ile hesaplanan konumlardan sadece 20 Aralık 2007 Bala depremi ($M=5.4$) ve

artçılarının konumları gösterilmektedir, bunun nedeni depremlerin Bala'da yoğunlaşması ve ölçek büyük alındığında dağılımın açıkça görüleştirelememesidir. Bu çalışma ile belirlenen 1-B sismik dalga hızı modelinin diğer modellere göre daha küçük RMS değerleri verdiği gözlenmiştir (Şekil 7).

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

AnkNET deprem izleme ağı verisinden okunan depremlerin odak konum parametrelerinin belirlenmesi için öncelikle bölgede yapılmış olan çalışmalardan alınan 1-B sismik P-dalgası hız modeli kullanılmıştır. Başlangıçta Geiger yöntemi kullanılarak belirlenen deprem konumları daha sonra deprem çifti farkı yöntemi ile iyileştirilmiştir. Böylece bölge için yeni bir 1-B model üretmek için kullanılacak olan başlangıç



Şekil 7. 20 Aralık 2007 Bala depremi ve artçıların, Ergin vd. (2003), Toksöz vd. (2003) ve bu çalışmadan elde edilen hız modelleri kullanılarak hesaplanan konumları. Konumların RMS hata dağılımları haritaların altında verilmiştir.

Figure 7. Locations of December 20, 2007 Bala earthquake and aftershocks calculated by using velocity models offered by Ergin et al. (2003), Toksöz et al. (2003) and this study. RMS error distributions of the locations are given under the maps

parametreleri belirlenmiştir. 1-B hız modeli belirlenmesi için AnkNET istasyonlarının homojen dağılımı uygun olsa da deprem ve istasyon sayısını arttırmak (böylece ışın yolu sayısı artacaktır) için çalışma alanında kayıt almış farklı istasyonların da kullanılması gerekli görülmüş ve KRDAE – UDİM veri bankasından alınmış olan yakın istasyon verileri kullanılmıştır. 1-B hız modeli kestiriminde toplamda 2955 P ve S fazı kullanılarak öncelikle P-dalga hızı modeli elde edilmiştir. Bulunan bu model ve güncellenmiş odak konum parametreleri 1-B S-dalga hızı modeli belirlenmesinde kullanılmıştır. Sonuçta elde edilen yeni 1-B P- ve S-dalga hızı modeline göre bölgede kabuğun 30 km derinliğe kadar olan bölümü dört katmandan oluşmaktadır, üstteki 8 km kalınlığındaki katmanın P-dalga hızı 5.25 km/s iken alttaki katmanların ortalama P dalga hızı 6.428 km/s civarındadır. Alttaki katmanların P-dalga hızları 8 km – 13 km arasında 5.82 km/s olarak belirlenmiştir, derinlikle artan hız 19 km derinlikte 6.15 km/s ye, 30 km'de 6.47 km/s ye ulaşmaktadır. 1-B sismik dalga hızı modelinin belirlenmesinde kullanılan depremlerin çoğunun odağı yaklaşık ilk 20 km derinlik içindedir dolayısıyla bu derinliğe kadar çözüm güvenilirdir (Şekil 2, Çizelge 2).

Üretilen yeni 1-B P- ve S-dalga hızı modelleri ile depremlerin konumları yeniden belirlenmiştir. Yeni 1-B sismik hız modelinin doğruluğunun sınanması için çeşitli testler uygulanmıştır. Bölge için daha önceki çalışmalarda belirlenmiş olan modellerle karşılaştırıldığında, deprem konumlandırma hesaplanan ortalama RMS değerleri bulunan yeni modelde diğer modellere göre daha düşük çıkmıştır. Toksöz vd. (2003)'nin kabuk modeli ile yapılan deprem konumlandırma sonucunda en büyük RMS konum hatası 0.31 s ve ortalama RMS konum hatası 0.04554 s olarak hesaplanmıştır. Ergin vd.'nin (2003) kabuk modelinin ürettiği en büyük RMS değeri 0.55 s ve ortalama RMS değeri 0.06549 s şeklindedir. Bu çalışmada hesaplanan yeni model, 0.02841 s ortalama RMS konum hatası değeri ile en düşük hata veren modeldir ve hesaplanan en büyük RMS değeri 0.31 s civarındadır. Depremlerin enlem, boylam ve derinliklerinin kaydırılması ve yeni modelle yeniden konumlandırılması şeklinde uygulanan kaydırma testi sonucunda

enlem ve boylamda kaydırılmış depremler ihmal edilecek kadar küçük hatalarla yeniden eski konumlarına dönmüştür, fakat düşey yönde kaydırma sonrasında yaklaşık 1.5 km ortalama hata ile yeniden konumlandırılmışlardır. Bunun, istasyonların uzaklık dağılımlarının homojen olmamasından kaynaklandığı düşünülmektedir. AnkNET ağı kayıt döneminde bölge depremlerinin özellikle Bala ve çevresinde yoğunlaşmış olması çözünürlüğü önemli derecede etkilemektedir. Gelecekte, homojen veri ve istasyon dağılımı ile model iyileştirilebilir.

1-B hız modeli belirlenirken kullanılan istasyon kayıtlarından okunan P-dalga fazlarının artık zamanları ve gecikme zamanlarının ters çözüm sonrasında nasıl değiştiği incelenmiştir. Bütün istasyonlardaki artık zamanların ortalaması ters çözüm öncesi 0.042 s iken ters çözüm sonrası 0.008 s'ye düşmüştür. İstasyonların çoğunda, ters çözüm sonrasında ortalama artık zamanların sıfıra oldukça yaklaştığı gözlenmiştir. 1-B hız yapısı kestiriminde MRKZ istasyonu referans istasyon seçilmiştir. P-dalgası gecikme zamanları (Çizelge 1) referans istasyona göre hesaplanmaktadır. Hesaplanan gecikme zamanlarının istasyonlara göre dağılımı incelendiğinde, istasyon ağının merkezine göre doğudaki istasyonlarda negatif bir gecikme, batıdaki istasyonlarda ise pozitif bir gecikme zamanı gözlenmektedir. İstasyonlarda gözlenen bu tür gecikmelerin temel nedeni, jeolojik yapının bölgesel ve/veya yerel ölçekteki farklılıklarından kaynaklanmaktadır. Örneğin YENİ istasyonu için gecikme zamanı son hız modeli ile hesaplandığında -0.65 saniyedir, bu istasyon altında P-dalgasının erken gelmesine neden olan yüksek hızlı bir yapının varlığına işaret etmektedir. SERE istasyonunun gecikme zamanı da 0.2 saniyelik pozitif değerle istasyon altında düşük hız zonunu işaret etmektedir. YENİ ve SERE istasyonları için elde edilen bu bulgular, Çıvgın (2010)'ın alıcı fonksiyon analizi sonuçları ile uyumludur. Çıvgın (2010)'a göre; YENİ istasyonu altında yaklaşık 3-8 km'ler arasında yüksek hızlı ve SERE istasyonu altında yüzeyden itibaren yaklaşık ilk 7 km'de düşük hızlı yapılar yer almaktadır.

KATKI BELİRTME

Yazarlardan Begüm Çıvgın'ın, TÜBİTAK Bilim Adamı Yetiştirme Grubu tarafından 2211 kodlu "Yurt İçi Doktora Burs Programı" ile desteklenmiş olan doktora tezinin bir bölümünü içeren bu araştırmada, Ankara Üniversitesi Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi'ne destek veren Tektonik Araştırma Grubu'nun yürütmüş olduğu, 2007 – 2010 yılları arasında Ankara Üniversitesi tarafından desteklenen, 20060745052 numaralı "Ankara civarında Anadolu levhasının iç deformasyonunun jeolojik ve sismolojik yöntemlerle araştırılması" konulu proje kapsamında toplanan ve KRDAE – UDİM tarafından işletilen istasyonlardan alınan sismolojik veriler kullanılmıştır. Yazarlar, AnKNET deprem izleme ağının işletilmesi ve veri toplanmasında emeği geçen Prof. Dr. Gürol Seyitoğlu (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü) ve Dr. Korhan Esat'a (Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü) ayrıca, çalışmanın yayına hazırlanması aşamasında değerli görüş ve önerileri ile katkı sağlayan saygıdeğer hakemlere teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Alfaro, R., Brandsdóttir, B., Rowlands, D.P., White, R.S. and Gudmundsson, M.T., 2007. Structure of the Grímsvötn central volcano under the Vatnajökull icecap, Iceland. *Geophys J Int*, 168(2), 863.
- Arroyo, I.G., Husen, S., Flueh, E.R., Gossler, J., Kissling, E. and Alvarado, G.E., 2009. Three-dimensional P-wave velocity structure on the shallow part of the Central Costa Rican Pacific margin from local earthquake tomography using off- and onshore Networks. *Geophys J Int*, 179(2), 827.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F. 1975. Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 18, 91-101.
- Barka, A.A. 1992. The North Anatolian Fault Zone. *Annales Tectonicae*, 6, 164-195.
- Bekler, T., Gürbüz, C., Kalafat, D. ve Toksöz, N., 2005. Anadolu'da kontrollü sismik kaynak kullanarak kabuk yapısı araştırmaları. *Deprem Sempozyumu Kocaeli 2005*, 239-242.
- Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., and Wigger, P., 2002. The Southern Andes between 36_ and 40_S latitude: Seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, **356**, 275–289.
- Bohnenstiehl, D.R., Waldhauser, F. and Tolstoy, M., 2008. Frequency-magnitude distribution of microearthquakes beneath the 9°50'N region of the East Pacific Rise, October 2003 through April 2004. *Geochem Geophys Geosyst*, 9, Q10T03.
- Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey – A synthesis. *Geodynamica Acta*, 14, 3-30.
- Bulut, F., Bohnhoff, M., Aktar, M. and Dresen, M., 2007. Characterization of aftershock-fault plane orientations of the 1999 İzmit (Turkey) earthquake using high-resolution aftershock locations. *Geophys Res Lett*, 34, L20306.
- Bulut, F., Bohnhoff, M., Ellsworth, W.L., Aktar, M. and Dresen G., 2009. Microseismicity at the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara offshore Istanbul, NW Turkey. *J Geophys Res*, 114, B09302.
- Çemen, İ., Göncüoğlu, M.C. and Dirik, K. 1999. Structural Evolution of the Tuzgölü Basin in Central Anatolia, Turkey. *The Journal of Geology*, 107, 693-706.
- Çıvgın, B. 2010. Ankara ve dolayının sismik hız yapısı ve tektonik deformasyonunun sismolojik verilerle kestirilmesi. *Doktora tezi*, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- De Shon, H.R., Thurber, C.H. and Rowe, C., 2007. High-precision earthquake location and three-dimensional P wave velocity determination at Redoubt Volcano, Alaska. *J Geophys Res*, 112, B07312.
- Diehl, T., Kissling, E., Husen, S. and Aldersons, F., 2009. Consistent phase picking for regional tomography models: application to the greater Alpine region. *Geophys J Int*, 176(2), 542.
- Dinç, A.N., Koulakov, I., Thorwart, M., Rabel, W., Flueh, E.R., Arroyo, I., Taylor, W. and Alvarado, G., 2010. Local eart-

- hquake tomography of central Costa Rica: transition from seamount to ridge subduction: Earthquake tomography of central Costa Rica. *Geophys J Int*, 183(1), 286.
- Dirik, K. ve Erol, O. 2000. Tuzgözü ve Civarının Tektonomorfolojik Evrimi, Orta Anadolu-Türkiye. Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Özel Sayı 5, 27-46.
- Dirik, K. and Göncüoğlu, M.C. 1996. Neotectonic Characteristics of Central Anatolia. *International Geology Review*, 38, 807-817.
- Eberhart-Phillips, D. and Michael, A.J., 1993. Three-dimensional velocity structure, seismicity and fault structure in the Parkfield region, central California. *J. Geophys. Res.*, 98, 737-758.
- Ergin, M., Özalaybey, S., Aktar, M., Biçmen, F., Tapırdamaz, M.C., Yörük, A., Tarancıoğlu, A., Belgen, A., Yüce, H., Erkan, B. ve Yakan, H., 2003. Kazan-Trona Maden Yatağı'nın Depremselliği. TÜBİTAK MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü, Araştırma projesi raporu (yayınlanmamış), Proje Kodu: 5037101, Gebze, Kocaeli.
- Ersan, A. ve Erduran, M., 2010. Orta Anadolu'nun kabuksal hız yapısının araştırılması. *Dicle Üni. Müh. Fak., Mühendislik Dergisi*, 1, 1, 49-60.
- Gürbüz, C., T. Bekler, M. N. Toksöz, S. Kuleli, D. Kalafat and C. A. Schultz, 2003a. Seismic refraction studies and crustal structure in Anatolia. *Commission on Controlled-Source Seismology, 12th International Workshop, Mountain Lake, Virginia, October 7-11, 2003*. P 74-78.
- Gürbüz C., Kalafat, D., Bekler, T., Zor, E., Yılmaz, M., Ögütçü, Z., Gürel, M., Ertürk, O., Gönülalan, A.U., Güreli, O., Toksöz, N., Kuleli, S., Schultz, C.A. ve Harris, D.B., 2003b. Türkiye ve Çevresindeki Deprem İstasyonlarının Yapay Patlatmalarla Kalibrasyonu ve Kabuk Yapısının Araştırılması, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Türkiye 15. Jeofizik Kurultayı ve Sergisi Bildiri Özetleri Kitabı, İzmir, 73.
- Husen, S., Kissling, E., Fluhe, E. and Asch, G., 1999. Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subduction Nazca Plate in northern Chile using a combined on/offshore network, *Geophys. J. Int.*, 138, 687-701.
- Husen, S., Kissling, E. and Clinton, J.F., 2011. Local and regional minimum 1D models for earthquake location and data quality assessment in complex tectonic regions: application to Switzerland. *Swiss J. Geosci.*, DOI: 10.1007/s00015-011-0071-3.
- Imposa, S., Fournon, J.P., Raffaele, R., Scaltrito, A. and Scarfi, L., 2009. Accurate hypocentre locations in the Middle-Durance Fault Zone, South-Eastern France. *Cent. Eur. J. Geosci.*, 1(4), 416.
- Jousset, P., Haberland, C., Bauer, K. and Arnason, K., 2011. Hengill geothermal volcanic complex (Iceland) characterized by integrated geophysical observations. *Geothermics*, 40(1), 1.
- Karastathis, V.K., Papoulia, J., Di Fiore, B., Makris, J., Tsambas, A., Stampolidis, A. and Papadopoulos, G.A., 2011. Deep structure investigations of the geothermal field of the North Euboean Gulf, Greece, using 3-D local earthquake tomography and Curie Point Depth analysis. *Jour Volcanol Geotherm Res*, 206(3-4), 106.
- Kaypak, B., 2008. Three-dimensional V_p and V_p/V_s structure of the upper crust in the Erzincan basin (eastern Turkey). *J Geophys Res*, 113, B07307.
- Ketin, İ. 1957. Kuzey Anadolu Deprem Fayı. *İTÜ Dergisi*, 15, 49-52.
- Kissling E., 1988. Geotomography with local earthquake data, *Rev. Geophys.*, 26, 659-698.
- Kissling, E. and Lahr, J.C., 1991. Tomographic image of the Pacific slab under southern Alaska. *Eclogae Geol. Helv.*, 84, 297-315.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D. and Kradolfer, U., 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *J. Geophys. Res.*, 99(B10), 19, 635-646.

- Kissling E., 1995. *Velest User's Guide*. Internal report 26, Institute of Geophysics, ETH Zurich, Switzerland.
- Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J. and Matsuzawa, T., 2010. Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials. *Earth Planetary Sci Lett*, 290(3-4), 415.
- Koçyiğit, A. 2000. Orta Anadolu'nun Genel Neotektonik Özellikleri ve Depremselliği. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Özel Sayı 5*, 1-26.
- Koulakov, I., Zaharia, B., Enescu, B., Radulian, M., Popa, M., Parolai, S. and Zschau, J., 2010. Delamination or slab detachment beneath Vrancea? New arguments from local earthquake tomography. *Geochem Geophys Geosyst*, 11, Q03002.
- Kradolfer, U., 1989. *Seismische Tomographie in der Schweiz mittels lokaler Erdbeben*. Ph D thesis, ETH Zuerich, Switzerland.
- Lee, W.H.K. and Lahr, J.C., 1975. HYPO71 (REVISED): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. *Open File Report 75-311*, 64 p.
- Lefeldt, M., Grevemeyer, I., Göbner, J. and Bilal J., 2009. Intraplate seismicity and related mantle hydration at the Nicaraguan trench outer rise. *Geophys J Int*, 178(2), 742.
- Li, Q., Zhao, X., Cai, J.A., Liu, R.F., Long, G.H. and An, Y.R., 2009. P wave velocity structure of upper and middle crust beneath the Three Gorges reservoir dam and adjacent regions. *SCI CHINA SER D*, 52(4), 567.
- Masterlark, T., Haney, M., Dickinson, H., Fournier, T. and Searcy, C., 2010. Rheologic and structural controls on the deformation of Okmok volcano, Alaska: FEMs, InSAR, and ambient noise tomography. *J Geophys Res*, 115, B02409.
- Matteis, R., Romeo, A., Pasquale, G., Iannaccone, G. and Zollo, A., 2010. 3D tomographic imaging of the southern Apennines (Italy): A statistical approach to estimate the model uncertainty and resolution. *Studia geoph et geod*, 54(3), 367.
- Maurer, H.R., 1993. *Seismotectonics and upper crustal structure in the western Swiss Alps*. Ph.D. thesis, Eidg. Techn. Hochschule (ETH), 133 p.
- McKenzie, D. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. astron. Soc.*, 30, 109-185.
- Michael, A.J., 1988. Effects of three-dimensional velocity structure on the seismicity of the 1984 Morgan Hill, California, aftershock sequence. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 1199-1221.
- Mutlu, A. K., and Karabulut, H., 2011. Anisotropic Pn tomography of Turkey and adjacent regions: Anisotropic Pn tomography of Turkey. *Geophysical J Int*, 187(3), 1743-1758.
- Obana, K., Kamiya, S., Kodaira, S., Suetsugu, D., Takahashi, N., Takahashi, T., and Tamura Y., 2010. Along-arc variation in seismic velocity structure related to variable growth of arc crust in northern Izu-Bonin intraoceanic arc. *Geochem Geophys Geosyst*, 11, Q08012.
- Özsayın, E. and Dirik, K. 2007. Quaternary Activity of the Cihanbeyli and Yeniceoba Fault Zones: Önü-Eskişehir Fault System, Central Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 471-492.
- Piccinini, D., Agostinetti, N. P., Roselli, P., Seht, I. M. and Braun, T., 2009. Analysis of small magnitude seismic sequences along the Northern Apennines (Italy). *Tectonophys*, 476(1-2), 136.
- Polat, A. 1988. Büyük Polat-Yarımsöğüt (Sungurlu-Çorum) Yöresinde Paleotektonik ve Neotektonik Geçiş Döneminin İzleri ve Kırıkkale-Erbaa Fay Zonunun Oluşumu. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 1(2), 127-140.
- Reasenber, P. and Ellsworth, W.L., 1982. Aftershocks of the Coyote Lake, California, earthquake of August 6, 1979:

- A detailed study. *J. Geophys. Res.*, 87(B13), 10637-10655.
- Seyitoğlu, G., Kaypak, B., Işık, V., Esat, K., Çıvgın, B., 2009a. Ankara Deprem İzleme Ağı (AnkNET). *Uluslararası Deprem Sempozyumu Kocaeli 2009*, 102, Kocaeli.
- Seyitoğlu, G., Aktuğ, B., Karadenizli, L., Kaypak, B., Şen, Ş., Kazancı, N., Işık, V., Esat, K., Parlak, O., Varol, B., Saraç, G. and İleri, İ. 2009b. A Late Pliocene - Quaternary Pinched Crustal Wedge in NW Central Anatolia, Turkey: A neotectonic Structure Accommodating the Internal Deformation of the Anatolian Plate. *Geological Bulletin of Turkey*, 52(1), 121-154.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ. 1992. Türkiye Diri Fay Haritası. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Şengör, A.M.C. 1979. The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society*, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F. 1985. Strike-Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey As a Case Study. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 37, 227-264.
- Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakiñç, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X. and Rangin, C. 2005. The North Anatolian Fault: A New Look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37-112.
- Thurber, C.H., 1985. Nonlinear earthquake location: theory and examples, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 779-790.
- Thurber, C.H., 1992. Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Phys. Earth Planet Inter.*, 75, 55-62.
- Tilmann, F. J., Craig, T. J., Grevemeyer, I., Suwargadi, B., Kopp, H. and Flueh, E., 2010. The updip seismic/aseismic transition of the Sumatra megathrust illuminated by aftershocks of the 2004 Aceh-Andaman and 2005 Nias events. *Geophys J Int.*, 181(3), 1261-1274.
- Timoulali, Y., and Meghraoui, M., 2011. 3-D crustal structure in the Agadir region (SW High Atlas, Morocco). *J Seismol*, 15(4), 625.
- Toksöz, M.N., Kuleli, S., Schultz, C., Harris, D., Gürbüz, C., Kalafat, D., and Işıkara, A., 2002. Calibration of regional seismic stations in the Middle East with shots in Turkey. *Proceedings of the 24th Seismic Research Review-Nuclear Explosion Monitoring: Innovation and Integration*, September 17-19, 2002, Ponte Vedra Beach, Florida, Volume I, 200-208.
- Toksöz, M.N., Kuleli, S., Gürbüz, C., Kalafat, D., Bekler, T., Zor, E., Yılmaz, M., Öğütçü, Z., Schultz, C.A., and Harris, D.B., 2003. Calibration of regional seismic stations in the Middle East with shots in Turkey. *Proceedings of the 25th Annual Seismic Research Review*, Volume I, 162-171.
- Toprak, V. ve Güncüoğlu, M.C. 1993. Tectonic control on the development of the Neogene-Quaternary Central Anatolian volcanic province Turkey. *Geological J.*, 28, 357-369.
- Tselentis, G-A., Martakis, N., Paraskevopoulos, P. and Lois, A., 2011. High-resolution passive seismic tomography for 3D velocity, Poisson's ratio ν , and P-wave quality QP in the Delvina hydrocarbon field, southern Albania. *Geophys*, 76(3), B89.
- van der Hilts, R.D. and Spakman, W., 1989. Importance of the reference model in linearized tomography and images of subduction below the Caribbean Plate. *Geophys. Res. Lett.*, 16(10), 1093-1096.
- van Stiphout, T., Kissling, E., Wiemer, S. and Ruppert, N., 2009. Magmatic processes in the Alaska subduction zone by combined 3-D b value imaging and targeted seismic tomography. *J Geophys Res*, 114, B11302.
- Waldhauser F. and Ellsworth, W.L., 2000. A double-difference earthquake location

algorithm: Method and application to the northern Hayward fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368.

- Waldhauser, F., and Tolstoy, M., 2011. Seismogenic structure and processes associated with magma inflation and hydrothermal circulation beneath the East Pacific Rise at 9°50'N. *Geochem Geophys Geosyst*, 12, Q08T10.
- Yaltırak, C. 2002. Tectonic Evolution of the Marmara Sea and Its Surroundings. *Marine Geology*, 190, 493-529.
- Yukutake, Y., Ito, H., Honda, R., Harada, M., Tanada, T. and Yoshida, A., 2011. Fluid-induced swarm earthquake sequence revealed by precisely determined hypocenters and focal mechanisms in the 2009 activity at Hakone volcano, Japan. *J Geophys Res*, 116, B04308.