



Determination of 3-D crustal seismic velocity structure beneath Hatay and surroundings

Çağlar Özer^{1,2}

¹Earthquake Research Centre, Ataturk University, Erzurum, 25240, Turkey.

²Department of Civil Engineering, Ataturk University, Erzurum, 25240, Turkey.

Highlights:

- First attempt to determinate seismic velocity structure of Hatay
- Determination of V_p/V_s ratio of Hatay and surroundings
- Application of local earthquake tomography method to tectonic and geothermal areas

Keywords:

- Hatay
- Geothermal
- Seismic velocity structure
- Local earthquake tomography
- LOTOS

Graphical/Tabular Abstract

4892 local earthquakes recorded between 2007-2017 by 17 broad-band seismometers operated by Disaster and Emergency Management (AFAD) were analyzed. A total of 9907 P- and 7536 S-phase of 1856 earthquakes having at least 6 P-phase readings and RMS values less than 0.20 within initial catalog were used for tomographic calculations (Fig. A).

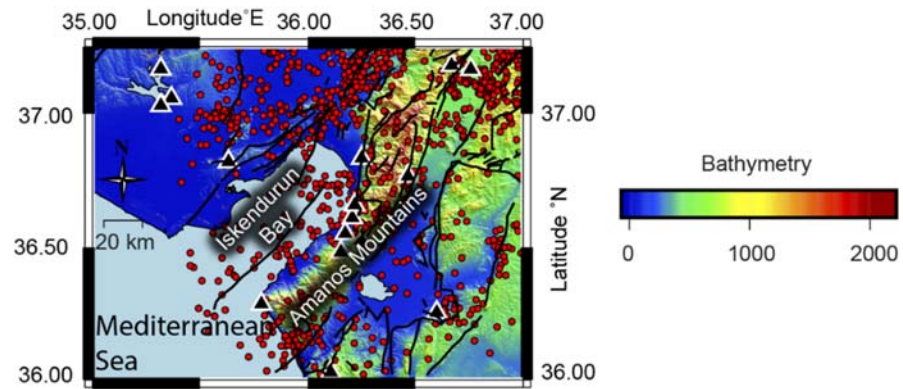


Figure A. Distribution of earthquake and station in study area

Article Info:

Research Article
Received: 12.06.2018
Accepted: 20.11.2018

DOI:

10.17341/gazimmfd.433489

Acknowledgement:

The earthquake data are provided by AFAD (Ankara-Turkey). LOTOS code is used in developing the tomograms.

Correspondence:

Author: Çağlar Özer
e-mail:
caglaroz@atauni.edu.tr
phone: +90 442 316 5000

Purpose:

The main purpose of this study is to investigate the three-dimensional (3-D) crustal seismic velocity structure of Hatay and its surroundings for the first time.

Theory and Methods:

The tomographic images obtained by local earthquake tomography technique can be show the tectonic characteristics, weakness zones and geothermal characteristics in the upper crust. In this study, LOTOS algorithm was used for iterative and simultaneous tomographic inversion of V_p - V_p/V_s structure and hypocentral parameters.

Results:

The three layered seismic velocity structure which ranges from 3.5 km/sec to 7.5 km/sec is determined up to 30 km depth which is considered reliable depth in the light of synthetic tests for Hatay and its surroundings. Lithological and petrological evidences were clarified by interpreting the P- wave velocities and vertical seismic profiles of V_p/V_s . The seismic velocities with very low P-velocities ($V_p < 3.5$ km/sec) in the first seismic layer which are in the form of a bowl extending to 5 km depth are detected.

Conclusion:

It is considered that the low V_p/V_s rates with low P- velocities around the village of Avsuyu and North part of Kirikhan region can be associated with the unexplored CO_2 , geothermal gasses or a mixture of them. Possible potential gases (CO_2 , steam or mixture of them) are transported along the Hacipasa and Karasu fault and they show high potential in terms of geothermal fluid of the region. Furthermore, the low P-velocities and high V_p/V_s ratio indicate potential geothermal liquids that have not been discovered in Reyhanli region yet. Crust-mantle transition (Moho discontinuity) was observed at about 35 km. The V_p/V_s character of the region is relatively homogeneous and ranges mostly from 1.75 to 1.85.



Hatay ve çevresi altındaki yerkabuğuna ait üç boyutlu sismik hız yapısının belirlenmesi

Çağlar Özer^{1,2*}

¹Atatürk Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, İnşaat Müh. Bölümü, 25240, Erzurum, Türkiye

²Atatürk Üniversitesi, Deprem Araştırma Merkezi, 25240, Erzurum, Türkiye

Ö N E Ç I K A N L A R

- Mikro Hatay'da sismik hız yapısını belirlemeye yönelik ilk çalışma
- Hatay ve çevresinin Vp/Vs oranının belirlenmesi
- Yerel deprem tomografisi yönteminin tektonik ve jeotermal alanlarda uygulanması

Makale Bilgileri

Araştırma Makalesi

Geliş: 12.06.2018

Kabul: 20.11.2018

DOI:

10.17341/gazimmfd.433489

Anahtar Kelimeler:

Hatay,
jeotermal,
sismik hız yapısı,
yerel deprem tomografisi

ÖZET

Bu çalışmanın temel amacı, Hatay ve çevresinin ilk defa üç-boyutlu (3-B) kabuk sismik hız yapısının araştırılmasıdır. Bu motivasyonla, 2007-2017 yılları arasında Afet ve Acil Durum Yönetimi (AFAD) tarafından işletilen 17 adet geniş-band sismometre tarafından kayıt edilen 4892 yerel deprem analiz edilmiştir. İlk katalog içinden en az 6 P- faz okuması yapılan ve RMS değeri 0,20'den küçük olan 1856 depreme ait toplam 9907 P- ve 7536 S-fazı tomografik hesaplamalar için kullanılmıştır. Sentetik testler ışığında güvenilir derinlik olarak kabul edilen 30 km derinliğe kadar, hızları 3,5 km/sn'den 7,5 km/sn'ye kadar değişen üç katmanlı sismik hız yapısı Hatay ve çevresi için belirlenmiştir. P- hızları ve Vp/Vs düzeyi sismik kesitleri birlikte yorumlanarak litolojik ve petrolojik bulgulara ulaşılmıştır. İlk sismik tabaka içinde derinliği 5 km'ye kadar uzanan çanak şeklindeki çok düşük P- hızlarına sahip ($V_p < 3.5$ km/sn) hızlar saptanmıştır. Avsuyu köyü ve Kırıkhan'ın Kuzeyi çevresindeki düşük P- hızlarına eşlik eden düşük Vp/Vs oranları bu alanlarda henüz keşfedilmemiş CO₂, jeotermal gazlar ya da bunların karışımı olan potansiyel jeotermal alanlar ile ilgili olabileceği düşünülmektedir. Olası potansiyel gazlar (CO₂, su buharı veya bu gazların karışımı) Hacipaşa ve Karasu fayı boyunca taşınmakta ve jeotermal akışkan açısından yüksek potansiyel göstermektedir. Ayrıca Reyhanlı ve çevresinde gözlenen düşük P- hızları ve yüksek Vp/Vs oranı, henüz keşfedilmemiş potansiyel jeotermal akışkanlara işaret etmektedir. Kabuk-Manto geçişi (Moho süreksizliği) yaklaşık 35 km'de gözlenmiştir. Bölgenin Vp/Vs karakteri nispeten homojen olup, çoğunlukla 1,75-1,85 arasında değişmektedir.

Determination of 3-D crustal seismic velocity structure beneath Hatay and surroundings

H I G H L I G H T S

- First attempt to determinate seismic velocity structure of Hatay
- Determination of Vp/Vs ratio of Hatay and surroundings
- Application of local earthquake tomography method to tectonic and geothermal areas

Article Info

Research Article

Received: 12.06.2018

Accepted: 20.11.2018

DOI:

10.17341/gazimmfd.433489

Keywords:

Hatay,
geothermal,
seismic velocity structure,
local earthquake tomography

ABSTRACT

The main purpose of this study is to investigate the three-dimensional (3-D) crustal seismic velocity structure of Hatay and its surroundings for the first time. With this motivation, 4892 local earthquakes recorded between 2007-2017 by 17 broad-band seismometers operated by Disaster and Emergency Management (AFAD) were analyzed. A total of 9907 P- and 7536 S-phase of 1856 earthquakes having at least 6 P-phase readings and RMS values less than 0.20 within initial catalog were used for tomographic calculations. The three layered seismic velocity structure which ranges from 3.5 km / sec to 7.5 km / sec is determined up to 30 km depth which is considered reliable depth in the light of synthetic tests for Hatay and its surroundings. Lithological and petrological evidences were found by interpreting the P- wave velocities and vertical seismic profiles of Vp / Vs. The seismic velocities with very low P-velocities ($V_p < 3.5$ km / sec) in the first seismic layer which are in the form of a bowl extending to 5 km depth are detected. It is considered that the low Vp / Vs rates with low P-velocities around the village of Avsuyu and North part of Kırıkhan region can be associated with the unexplored CO₂, geothermal gasses or a mixture of them. Possible potential gases (CO₂, steam or mixture of them) are transported along the Hacipaşa and Karasu fault and they show high potential in terms of geothermal fluid of the region. Furthermore, the low P-velocities and high Vp / Vs ratio indicate potential geothermal liquids that have not been discovered in Reyhanlı region yet. Crust-mantle transition (Moho discontinuity) was observed at about 35 km. The Vp / Vs character of the region is relatively homogeneous and ranges mostly from 1.75 to 1.85.

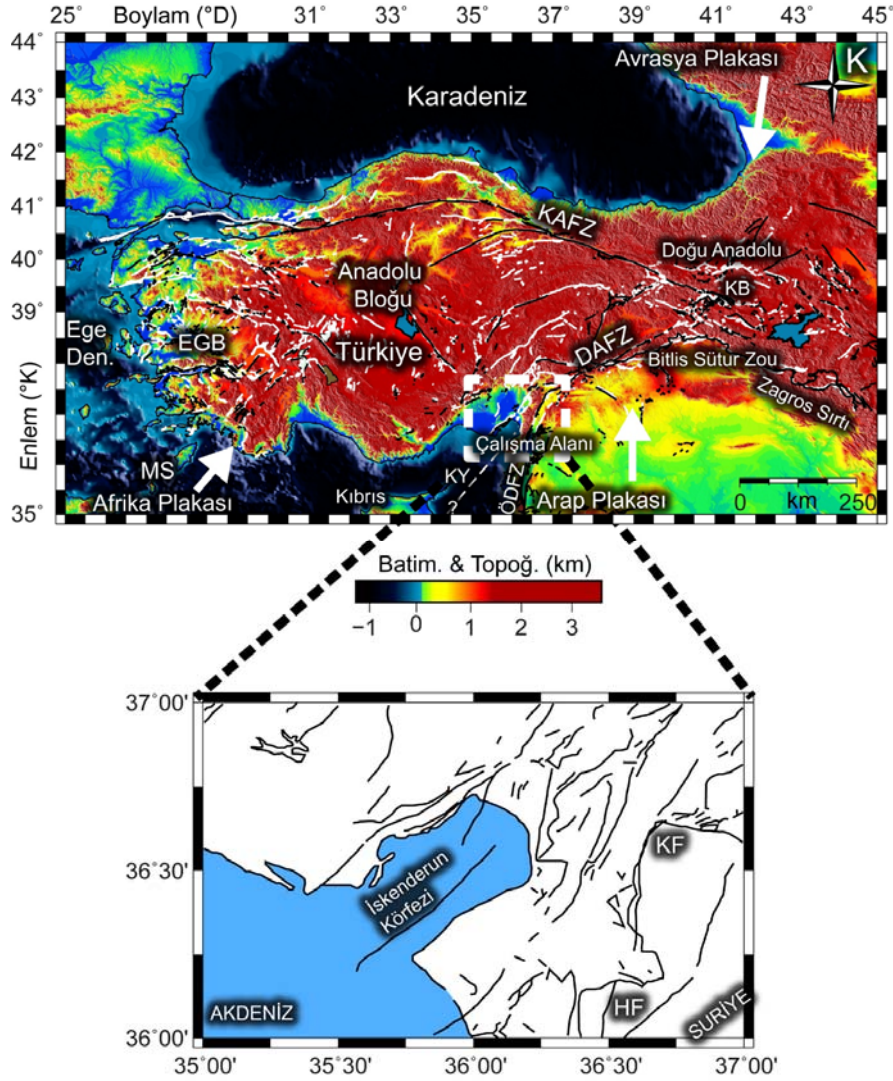
*Sorumlu Yazar/Corresponding Author: aglaroz@atauni.edu.tr / Tel: +90 442 316 5000

1. GİRİŞ (INTRODUCTION)

Akdeniz Bölgesi'nin doğu kısmında yer alan Hatay ilini Suriye, Adana, Osmaniye ve Gaziantep çevrelemektedir. Akdeniz Bölgesinin en önemli illerinden biri olan ve bir buçuk milyon nüfus ile Türkiye'nin en büyük 13. ili olan [1] Amik ovasında konumlanmış Hatay, deprem bölgeleri haritasına göre birinci Derece tehlikeli alanda yer almaktadır [2]. Hatay ve çevresinin tektoniği; Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), G-K yönlü Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ), Kıbrıs Yayı (KY), D-B uzanımlı Bitlis Sütur Zonu ve mikro ölçekteki zayıflık zonları tarafından yönetilmektedir [3-5]. Alp-Himalaya deprem kuşağında bulunan ülkemizin Arap ve Afrika plakasının kuzeye, Anadolu plakasının ise güneye doğru yaptığı hareketler sonucunda Hatay ve çevresini de etkileyen bağlı hareketler oluşmaktadır [6-9]. Afrika, Anadolu ve Arap levhalarının birbirlerine göre göreceli hareketleri sonucunda Doğu Akdeniz'de Afrika levhasının,

Kıbrıs Yayı boyunca Anadolu levhasının altına daldığı bilinmektedir [10]. Karlıova'da (KB) Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile birleşen DAFZ, Hatay bölgesine kadar 550 km uzunluğunda KD-GB yönelimli sol yönlü doğrultu atımlı olarak uzanmaktadır (Şekil 1) [10]. Batıya doğru yönelen Anadolu bloğunun güney sınırı olan DAFZ içerisinde sismik etkinliği yüksek bir bölge olan Hatay'da, tarihsel süreç içerisinde can ve mal kaybı yaratan yıkıcı depremler meydana gelmiştir. 13 Ağustos 1822 (M 7.5) ve 3 Nisan 1872 (M 7.2) tarihlerinde meydana gelmiş son iki tarihsel depremde can ve mal kayıpları yaşanmıştır [11, 12]. Ancak 100 yılı aşkın bir süredir bölgede biriken enerjiyi boşaltacak 7 ve üssü büyüklükte bir deprem meydana gelmemiştir. Bu durum bölgede her geçen gün yıkıcı deprem riskini arttırmaktadır.

Hatay ve yakın çevresinde yapılan çalışmalar incelendiğinde; Akyuz vd. [12] ÖDFZ'nun kuzey kısmında



Şekil 1. Türkiye'nin ve çalışma alanının tektonik haritası [2, 13] (Tectonic map of Turkey and study area)

Kısaltmalar: DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, EGB: Ege Graben Bölgesi, HF: Hacipaşa Fayı, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, KB: Karlıova üçlü birleşim noktası, KF: Karasu Fayı, KY: Kıbrıs Yayı, MS: Akdeniz, ÖDFZ: Ölüdeniz Fay Zonu

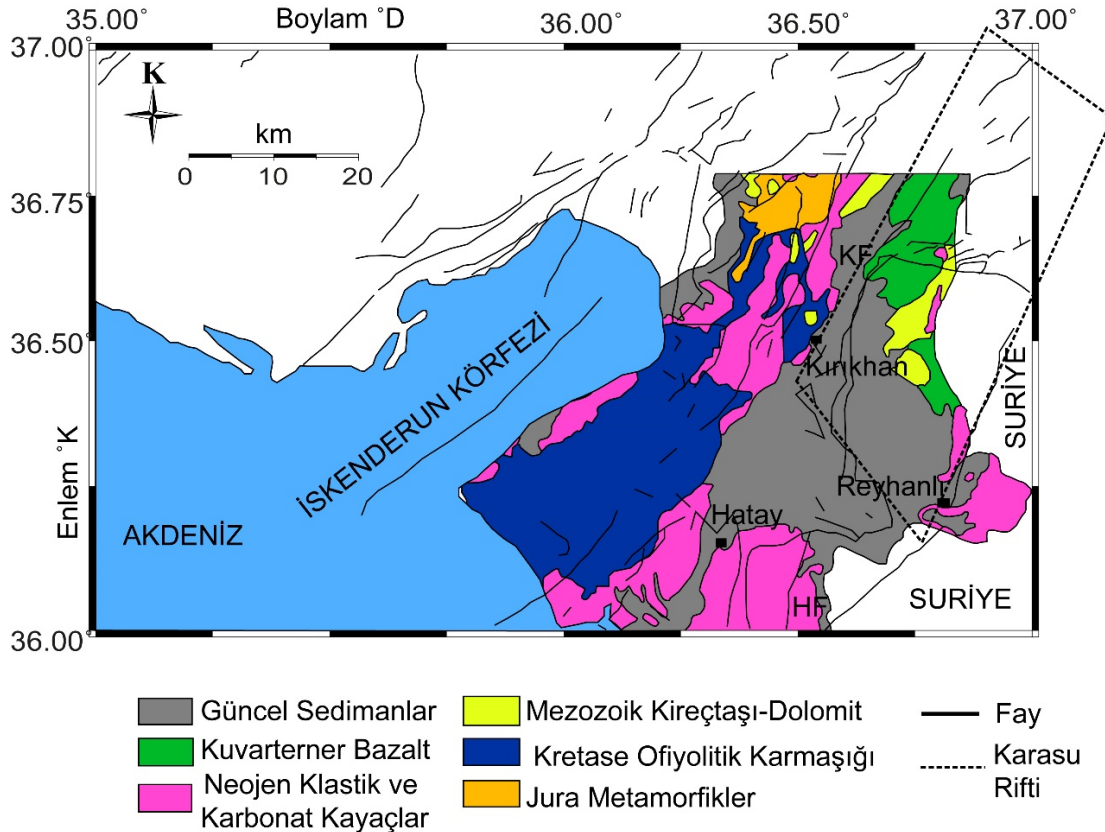
yürüttükleri çalışma kapsamında paleosismolojik hendekler açılmış ve üç tarihsel deprem rapor etmişlerdir. ÖDFZ'nun Türkiye kısmında kalan segmenti Hacıpaşa Fayı (HF) olarak adlandırılmıştır (Şekil 2). Buradaki saha- paleosismolojik gözlemler ve kayma miktarından elde ettikleri bilgiler ile bu fayın deprem üretme potansiyelinin yüksek olduğunu rapor etmişlerdir. Ayrıca HF'nin yıkıcı bir deprem için geri dönüş periyodunun 500 yıl olduğunu belirtmişlerdir. Çınar ve Alkan [14]; Hatay ve çevresini de içine alacak şekilde yürüttükleri Rayleigh grup hızları çalışmasında Hatay ve çevresini temsil eden bir boyutlu sismik hız yapısını ortaya koymuşlardır. Alp vd. [15] Hatay ve çevresinde yürüttüğü çalışmada; gravite verilerine dalgacık dönüşümü uygulamışlardır. Araştırmacılar DAFZ, ÖDFZ ve diğer mikro çatlakları bu modern teknik ile izlemişlerdir. Yuçe vd. [4]; Amik ovasını (Hatay)'da yürüttükleri jeokimyasal çalışmada özellikle zayıflık zonları boyunca CO₂ ve Radon gazının yoğun aktivitesine dikkat çekmişlerdir. Ayrıca bu gaz değişimlerinin ÖDFZ'nun aktivitesi ile ilişkili olabileceği ve faydaki aktivitenin izlenmesi için jeokimyasal gözlemlerin yararlı olabileceği vurgulanmıştır. Demirkesen [16]; SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) sayısal yükseklik modeli kullanarak yürüttüğü çalışmada Hatay ve çevresini yüksek deprem riski taşıdığını öne sürmüştür. Yuçe vd. [7]; yürüttükleri hidrokimyasal çalışmada Anadolu, Arap ve Afrika plakalarının birleşme sınırı olan ÖDFZ ve çevresinde örnekler almışlardır. Elde edilen sonuçlar CO₂, helyum ve ağır karbon içeriğinin volkanik kaynaklarla

ilişkili olmadığını, bu içeriğin üst mantodan derin faylar aracılığıyla taşınmış gazlar ile ilişkili olduğunu savunmuştur. Yapılan literatür taraması, Hatay ve çevresinde yürütülen sismolojik ve tomografik çalışmaların çok sınırlı olduğunu göstermektedir.

Bu çalışmanın amacı, 35.00-37.00 D boylam, 36.00-37.25 K enlemleri arasında konumlanan Hatay ve çevresinin 3-B derin sismik hız yapısının Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) geniş-band sismometreleri kullanılarak yerel deprem tomografisi (YDT) yöntemiyle belirlenmesidir. 3-B sismik hız yapısının belirlenmesi ile bölgenin jeodinamik yapısı ile litolojik/petrolojik özelliklerinin anlaşılmasında önemli katkılar sunacaktır. Ayrıca bu çalışmadan elde edilen bulgular; ileride yapılacak farklı uzmanlıklara ait çalışmalar için önemli bir kaynak olacaktır.

2. TEKTONİK VE JEOLJİ (TECTONIC AND GEOLOGY)

Afrika-Arap plakasının Avrasya plakası ile Miyosen döneminde çarpışmasından bu yana, Anadolu bloğu Batı-Güneybatı yönünde Afrika okyanusal plakasına Doğu Akdeniz yayı boyunca yönelmektedir [17]. Bu yanıl hareket KAFZ ve DAFZ oluşumuna sebep olmuştur. Geç miyosen döneminde Kızıldeniz okyanusal açılmanın etkisiyle DAFZ ile kuzeye doğru ilerleyen ÖDFZ kuzey kolu birbirleriyle bağlıdır. Karasu Havzası bu dönemde oluşmuştur. Karasu Fayı (KF) tarihsel dönemden bu güne



Şekil 2. Hatay ve çevresinin jeoloji haritası [2, 4] (Geological map of Hatay and surroundings area).

Kısaltmalar: HF: Hacıpaşa Fayı, KF: Karasu Fayı

sismik olarak en aktif alanlardan bir tanesi olup, KD-GB uzanımlı normal bileşeni olan sol yönlü faylar bu havzanın oluşumunu yönlendirmiştir. Karasu Havzasının güneyindeki Amik Ovası; DAFZ, ÖDFZ ve Kıbrıs Yayı ile bağlantılı şekilde gelişmiştir. DAFZ ve ÖDFZ'nun birleştiği nokta Arap, Afrika ve Avrasya plakasının birleştiği alan olması açısından çok önemlidir. ÖDFZ'nun Türkiye'de kalan kalan segmentinin ismi Hacipaşa Fayı (HF) olarak da adlandırılmaktadır. ÖDFZ sol yönlü bir transform fay olup kabuksal açılmanın olduğu Kızıldeniz'e kadar 1000 km uzunluğuyla birçok havzanın oluşumuna katkıda bulunmaktadır. Bu tektonik hareketlere bağlı olarak yılda; DAFZ 4-10 mm, KF 1-6 mm, DAFZ 3-11 arasında yer değiştirmektedir [4]. Karasu Havzası [18] oldukça yüksek topoğrafya ile çevrilmiş bir sıkışma alanıdır. Yaklaşık 800 metre yüksekliğe sahip Karasu Riftinin güney kesiminde bulunan Amik sıkışma bölgesi, riftin en geniş ve en derin bölümüne karşılık gelir. Bu riftin doğu ve batı sınırları farklı topoğrafik yükseltilere sahiptir. Batı sınırı 2250 metre iken, doğu sınırı 800 metre yüksekliktedir [4].

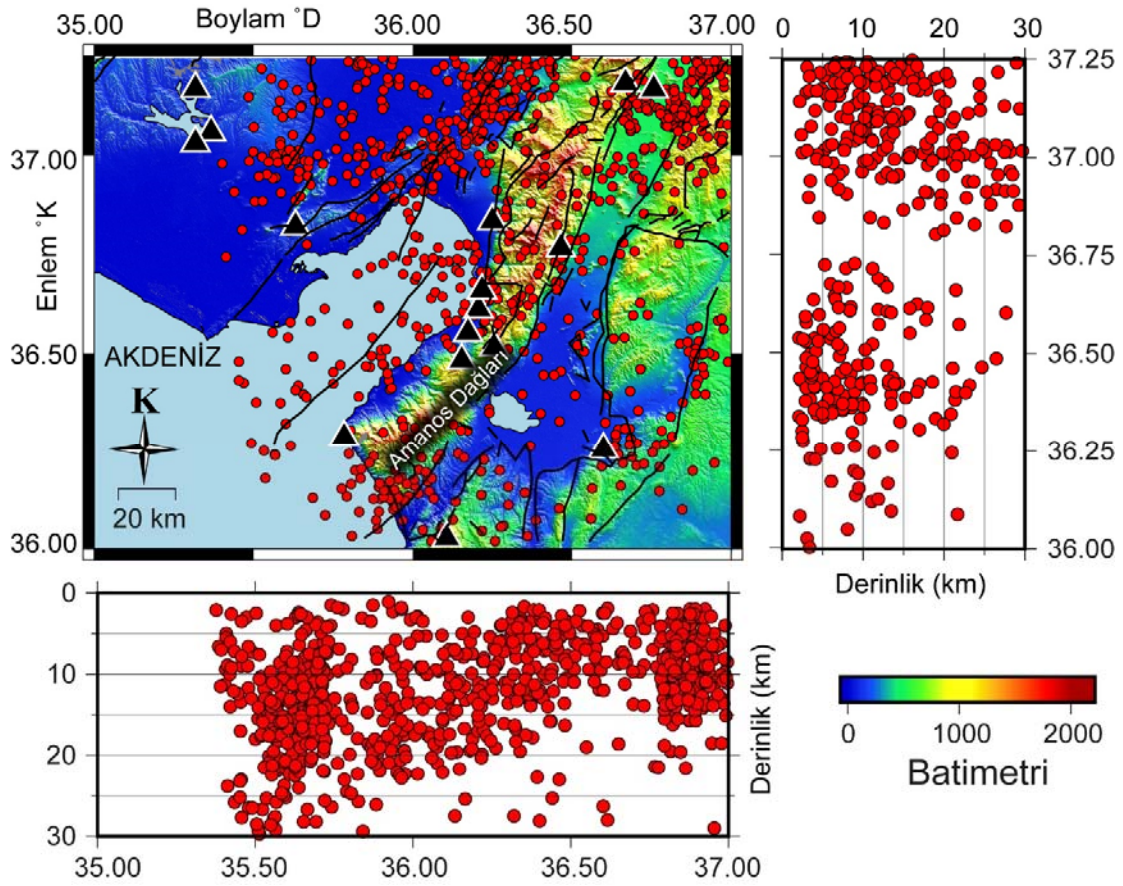
Jeolojik açıdan Hatay; Anadolu Bloğunun batıya yönelimi sonucunda Geç Miyosen-Pliyosen'de gelişen doğrultu atımlı tektonik birimler ile yönetilen bir yarı-grabendir [5]. Jeolojik evrim ve yoğun tektonik aktivite sebebiyle farklı litolojik birimler dar bir alanda birlikte gözlemlenmiştir. Hatay'ı da içine alan graben bölgesi, Kretase ve Eosen dönemi faylanmalar ile çökmüştür. Çöken alanlara sırasıyla Miosen ve Pliosen denizleri sokulmuştur. Kuaterner'den günümüze hakim olan gerilme rejimi, doğrultu atımdan açılma rejimine doğru gelişim göstermiştir. Bu tektonik eğilim bölgede eski fay sistemlerini harekete geçirirken, yeni fay sistemlerinin de oluşmasına sebep olmuştur [9, 11]. Ova ve graben alanlar çoğunlukla alüvyon ile kaplıdır. Bununla birlikte çalışma alanının Kuzey ve Kuzeydoğu kısmında yoğun olarak Kireçtaşı gözlemlenirken, Neojen Klastik ve Karbonatlı kayaçların içinde Kretase yaşlı ofiyolitikler KD-GB yönelimli konumlanmıştır. Çalışma alanının Kuzeydoğusunda kuvarterner bazaltlar gözlenmektedir (Şekil 2) [3].

3. YÖNTEM VE VERİ (METHOD AND DATA)

Yerel Deprem Tomografisi (YDT); kabuk sismik hız yapısının belirlenmesi [19], jeotermal alanlar [20-22], volkanik gözlemler [23] gibi birçok farklı konuda yer kabuğunun iç yapısını görüntülemek için kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntem yerel depremlerin odak noktalarından çıkan sismik dalgaların yayılım zamanlarını kullanarak P- ve S- sismik dalga hızları ve kaynak koordinatları için eş zamanlı ve yinelemeli ters çözüm yapmaktadır. Bu çalışmada tomografik hesaplamalar için LOTOS [24] algoritması kullanılmıştır. 3-B sismik hız modelinin başarısı, referans olarak kullanılacak olan 1-B sismik hız modeli ile doğrudan ilişkilidir. Bu çalışmada daha önce Çınar ve Alkan [14] tarafından Hatay ve Maraş bölgeleri için üretilmiş 1-B sismik hız yapısı giriş modeli olarak kullanılmıştır (Tablo 1). LOTOS programı ilk olarak, 1-B başlangıç sismik hız

modelini kullanarak grid arama yöntemine [25] göre depremin oluş zamanını ve koordinatlarını hesaplamaktadır. Bu hesaplamalar amaç fonksiyonuna (AF) göre yapılır [25]. AF 3-B model uzayında depremin muhtemel koordinatlarını belirten bir fonksiyondur [26]. Bu aşamada aynı zamanda her olay-istasyon çifti arasındaki seyahat zamanları da hesaplanmaktadır. 1-B modeldeki son aşama; depremlerin koordinatları ve oluş zamanları eş zamanlı ve yinelemeli ters çözüm tekniği ile en uygun hale getirilmesidir. 1-B hız modelinin optimizasyonundan sonra tüm olaylar 3-B ortamda yeniden eş zamanlı ve yinelemeli olarak çözülür. 3-B model içindeki deprem konumları ışın bükme algoritması ile Koulakov vd. (2006) [27] tarafından geliştirilen AF en çok değişim gösterdiği yerlerin araştırılması temeline dayanmaktadır. Bir sonraki adım; hız değişimlerinin 3-B olarak belirlenebilmesi için grid aralıklarının ışın yoğunluğuna göre belirlenmesidir. 3-B modelde hız değerleri çalışma alanına dağılmış düğüm düzlemlerinde hesaplanmaktadır. Düğüm düzlemleri arasındaki hız değerleri ise çalışma alanı dörtgen bloklara bölünmekte ve bu bloklar arasındaki hız değerleri iç değer belirleme işlemi ile hesaplanmaktadır. Her bir düşey düzlem için düğüm noktaları ışın yoğunluğuna göre dağıtılmaktadır. Bu nedenle ışın yoğunluğu az olan bölgelerdeki düğüm noktaları arasındaki mesafe de fazladır. Çalışma alanında düğüm noktaları sayısının kontrolü düğüm düzlemleri arasındaki en az boşluğun belirlenmesi ile sağlanır. Bu çalışmada düğümler arasındaki minimum mesafe 5 km olarak belirlenmiştir. Bu adımdan sonra ışın bükme yöntemine göre ışın yolları boyunca matris hesaplaması yapılmakta ve düğüm noktalarındaki hız değişiminin her bir ışının seyahat zamanına etkisi hesaplanmaktadır. Bu matris hız parametrelerinin yanında kaynak parametrelerine ait düzeltmeleri de içermektedir. Çalışmanın çözünürlüğü bu faktörlerin yanında serbest parametreler ile yönetilir. Bu katsayılar çözüme doğrudan etki etmekte ve çeşitli sentetik testler ile denendikten sonra en uygun değerleri belirlenerek uygulanmaktadır [28-29]. Son aşamada Vp ve Vs için eşzamanlı ve yinelemeli bir ters çözüm işlemi gerçekleştirilmektedir. Matris ters çözümünde eşlenik gradyan algoritması (LSQR) [30] kullanılmaktadır. Vp ve Vs ters çözümlerinin LOTOS algoritması ile 3-B ortamda uygulanmasını Ozer [31] ve Tunç [26] çalışmalarında detaylı şekilde sunmaktadır.

İlksel olarak SEISAN [32] programı altında arşivlenen depremler, Hypo71 [33] algoritması kullanılarak ilksel 1-B sismik hız modeline göre [14] konumlandırılmıştır. Daha sonra elde edilen sonuçlar LOTOS algoritmasına [24] girdi olarak sunulmuştur. Bu çalışma kapsamında 3-B Vp sismik hız yapısı ve Vp/Vs modellerinin elde edilmesi amacıyla AFAD tarafından 2007-2017 yılları arasında 17 istasyon tarafından kayıt edilmiş 4892 deprem içinden RMS değeri 0,20'den küçük olan 1856 deprem seçilmiştir. Seçim kriterleri kapsamında; en az 6 P- faz okuması yapılan, RMS değeri 0,20'den küçük olan 1856 depreme ait toplam 9907 P- ve 7536 S-fazı kullanılmıştır (Şekil 3). Seçilen depremlere ait ışın yolları izlendiğinde, çalışma alanını kapsadığı ve



Şekil 3. Çalışma alanındaki deprem ve istasyon dağılımı (Distribution of earthquake and station in study area).

Siyah üçgenler ve kırmızı halkalar bu çalışmada kullanılan sismometre ve depremleri göstermektedir. Siyah çizgiler [2] çalışma alanına ait tektonik unsurları simgelemektedir.

güney kesim hariç ışın yoğunluğunun yeterli olduğu görülmektedir (Şekil 4).

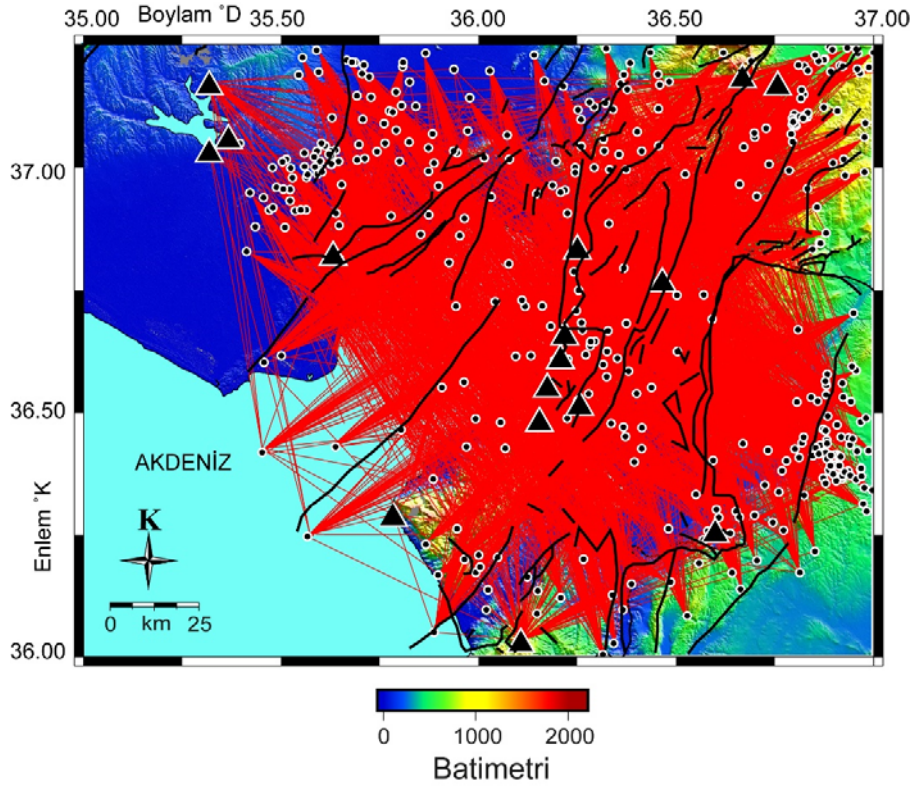
Tablo 1. Kullanılan ilksel 1-B sismik hız yapısı [14]
(Used initial 1-D seismic velocity structure)

Derinlik (km)	V _p Hızı (km/sn)
0,0	4,1
2,0	4,4
5,0	4,8
10,0	5,2
15,0	6,1
45,0	7,4
60,0	7,8

4. SENTETİK TESTLER (SYNTHETIC TESTS)

YDT yönteminde yeraltına ait karmaşık jeolojik yapı, tomografik model kalitesi yüksek ve yeraltını yorumlamaya yetecek şekilde tasarlanmış ise anlamlı bir şekilde değerlendirilebilir. Bu çalışmada çözüm gücünü ortaya koymak amacıyla iki farklı test uygulanmıştır. Ters çözüm öncesi matris için uygulanan parametreler inceleme alanına, ışın yoğunluğuna, istasyon ve deprem dağılımına göre belirlenmelidir. Bu nedenle, sentetik testler aşamasında her çalışma sahasına özel parametrelendirme yapılmalı ve

sonuçlar üzerindeki etkilerinin araştırılması gerekmektedir. Bu testlerden ilki 3-B hız yapısının ortaya konmasına yönelik çalışmalarda model parametrelerinin hassasiyetini görmek için sıkça kullanılan dama tahtası testidir. Bu testte çalışma alanı belirli boyutlarda kare/dikdörtgen prizmalara bölünür. Bu prizmaların her birine negatif/pozitif ya da düşük/yüksek hız değerleri atanır. Daha sonra faz okuma hataları dikkate alınarak sentetik seyahat zamanlarına gürültü eklenir ve ters çözüm sonucunda bu prizmaların sentetik olarak tekrar elde edilip/edilemeyeceği kontrol edilir. Bu çalışmada hesaplanan sentetik seyahat zamanları, Normal Gauss dağılımına sahip bir gürültü eklenerek bozulmuştur. Sentetik seyahat zamanlarının ürettiği sismik model bilinmiyormuş gibi düşünülmüş ve Çınar ve Alkan (2015) [14] tarafından çalışma alanı için üretilen hız modeli, başlangıç modeli kullanılarak ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Bu şekilde, başlangıçta kullanılan dama tahtası modeli elde edilmeye çalışılmıştır [34]. Eğer istenilen çözünürlük elde edilemez ise, kare/dikdörtgen prizmanın boyutları değiştirilerek test tekrarlanır [22]. Bu çalışmada P-hızları ve V_p/V_s oranı için prizma boyutları her küp arasında 5 km olması koşuluyla 25 × 25 × 40 km³ olacak şekilde tasarlanmıştır. P- hızları ve V_p/V_s oranı için hız değişimleri sırasıyla ±10% ve 1,5-2,0 olacak şekilde kurgulanmıştır. Dama tahtası sonuçlarından açıkça görülebileceği üzere çözünürlük Suriye sınırına doğru (37.25 °D, 37.10 K°)



Şekil 4. Seçilmiş depremlere ait ışın yolları (Ray paths of selected earthquakes).
Siyah üçgenler ve halkalar sırasıyla deprem istasyonlarını ve kullanılan depremleri simgelemektedir.

azalmaktadır. Bunun en önemli sebebi çalışma alanının Güney kısmında istasyon ağının seyrekleşmesinden dolayı ışın yoğunluğundaki düşüştür. Yüzeiden derine doğru deprem ve ışın yoğunluğunun zayıflaması nedeniyle çözünürlük azalmaktadır. Sentetik testler ile model gücü sınanırken belirlenmesi gereken bir diğer önemli parametre sönüm faktörüdür. Farklı sönüm değerleri ile denemeler yapılmış ve veri-model değişintisi gözetilerek en uygun sönüm faktörü 30 olarak belirlenmiştir (Şekil 5). Ters çözüm işlemi RMS değişintisi kontrol edilerek 5. iterasyonda kesilmiş ve V_p ve V_s için RMS değerleri sırasıyla 0,13 sn ve 0,21 sn olarak hesaplanmıştır (Tablo 2).

Tablo 2. Ters çözüm sonrası RMS deęiřimi
(RMS variation after inversion process)

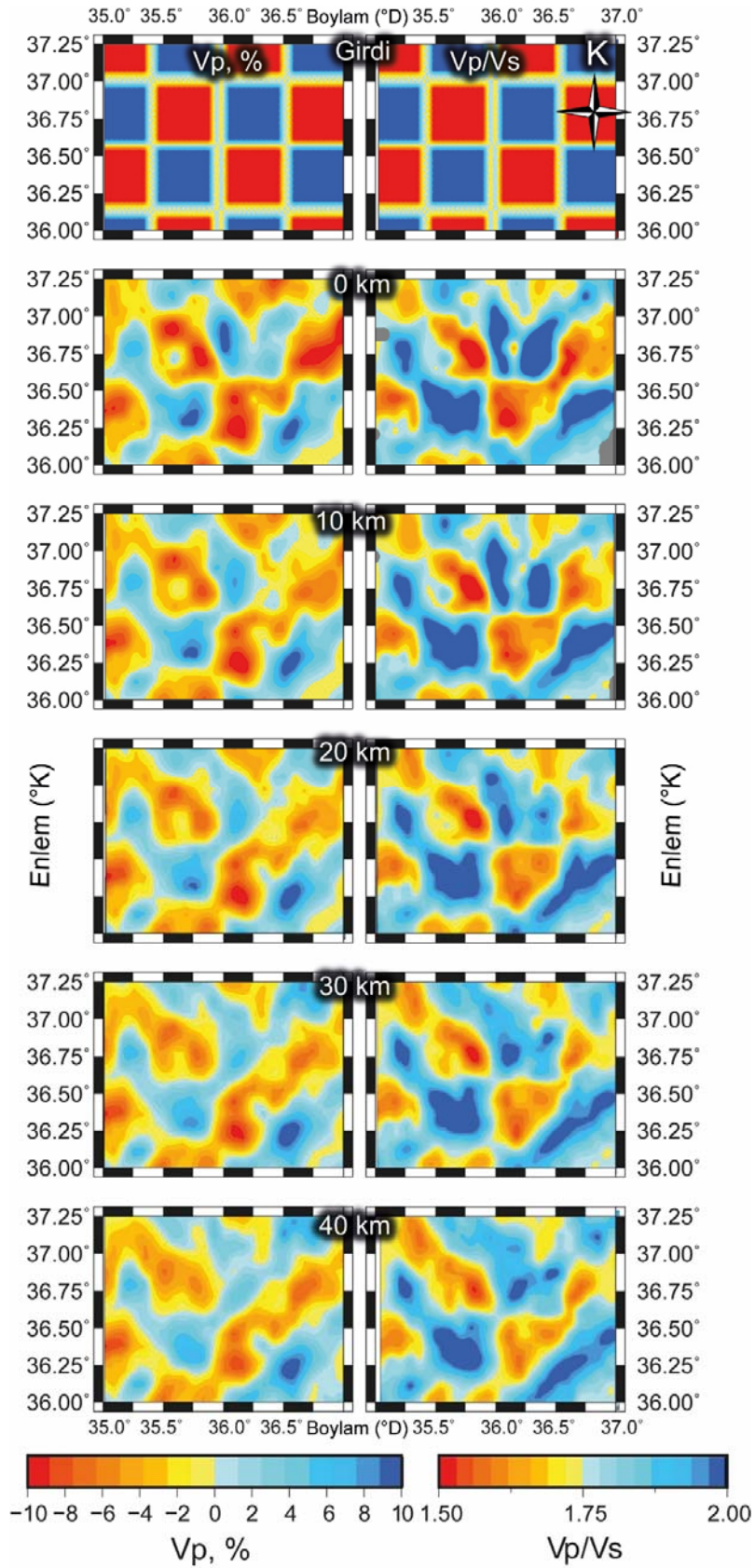
İterasyon	V_p RMS (sn)	V_s RMS(sn)
1	0,45	0,54
2	0,32	0,41
3	0,21	0,34
4	0,14	0,27
5	0,13	0,21
Toplam Işın Sayısı	9907	7536

5. V_p VE V_p/V_s YAPISI (V_p AND V_p/V_s STRUCTURE)

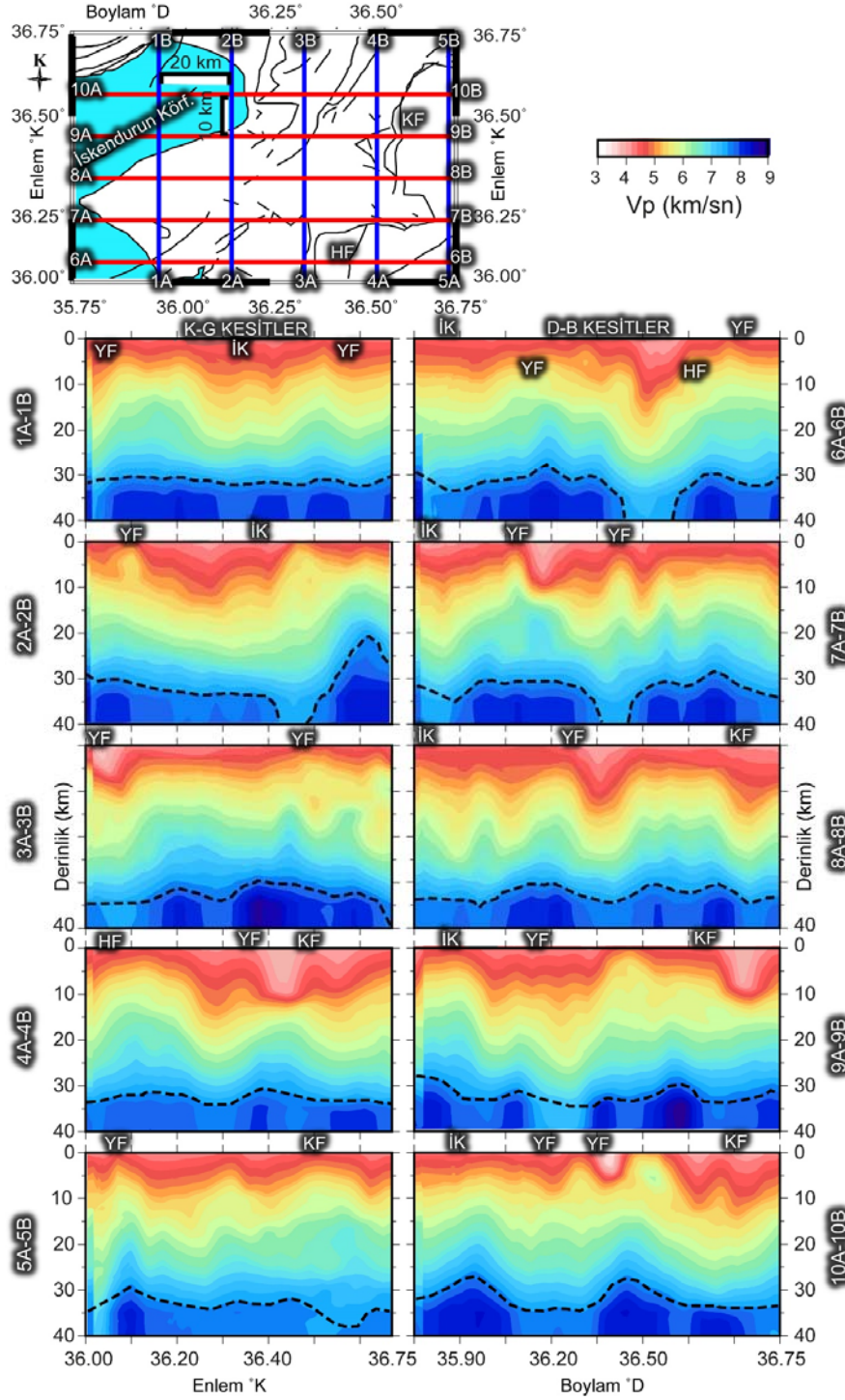
Bu çalışma kapsamında V_p hızları ve V_p/V_s hızlarının araştırılması amacıyla Hatay ve çevresini temsil edecek şekilde 5 düşey ve 5 yatay sismik profil belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar deprem derinlik dağılımları ve sentetik

testler ile uyumlu olacak şekilde 40 km derinliğe kadar yorumlanmıştır. Çalışma alanında farklı P- dalga hızlarına sahip 3 ayrı sismik hız yapısı tespit edilmiştir. Yüzeiden ~7 km derinliğe kadar uzanan ve P- hızları 4,5 km/sn'den düşük olan birinci katmanda çok düşük hızlar ($V_p < 3,5$ km/sn) tespit edilmiştir. 7-22 km derinlikler arasında P- sismik hızlarının 4,5 ile 6,0 km/sn arasında değiştiği bir alt sismik hız katmanının kalınlığını ~15 km olduğu tespit edilmiştir. Alt kabuk olarak nitelendirilen ve kabuğun son parçası olan bu katman kalınlığının ~13 km olduğu, 22-35 km derinlikler arasındaki hızların 6,0-7,5 km/sn arasında değiştiği belirlenmiştir. P- hızının 7,5 km/sn'den büyük olduğu alt katman kabuk-manto sınırına işaret etmektedir. Çalışma alanında daha önce yapılan çalışmalarda Moho derinliği; Ozer vd. (2017) [38] tarafından 29-40 km arasında değiştiğini ve ortalama 35 km olduğu, Tezel vd. (2013) [39] tarafından 32 km ve Vanacore vd. (2013) [40] ise ortalama 30 km olarak rapor edilmiştir. Hatay ve çevresine ait kabuk-manto sınırının (Moho) ortalama 35 km derinlikte ve kısmen kıvrımlı bir şekilde konumlandığı gözlenmiştir (Şekil 6).

Düşey tomografik kesitler incelendiğinde; Hacıpaşa Fayı (HF), Karasu Fayı (KF) ve Yerel Faylar (YF) boyunca düşük V_p hızları dikkat çekmektedir. Ortalama 7 km derinliğe kadar devam eden ilk sismik katmanda KF (profil 4, 8, 9 ve 10), HF (profil 6) ve YF (profil 3, 4, 7, 8 ve 10) tarafından tektonizması yönetilen genç çökeller boyunca çok düşük sismik hızlar ($V_p < 3,5$ km/sn) güncel sedimanlar ile ilişkilidir [4].



Şekil 5. Vp ve Vp/Vs dama tahtası testi sonuçları (Vp and Vp/Vs checkerboard test results).



Şekil 6, Düşey P- hızı derinlik kesitleri (Vertical P- velocity depth-cross sections).

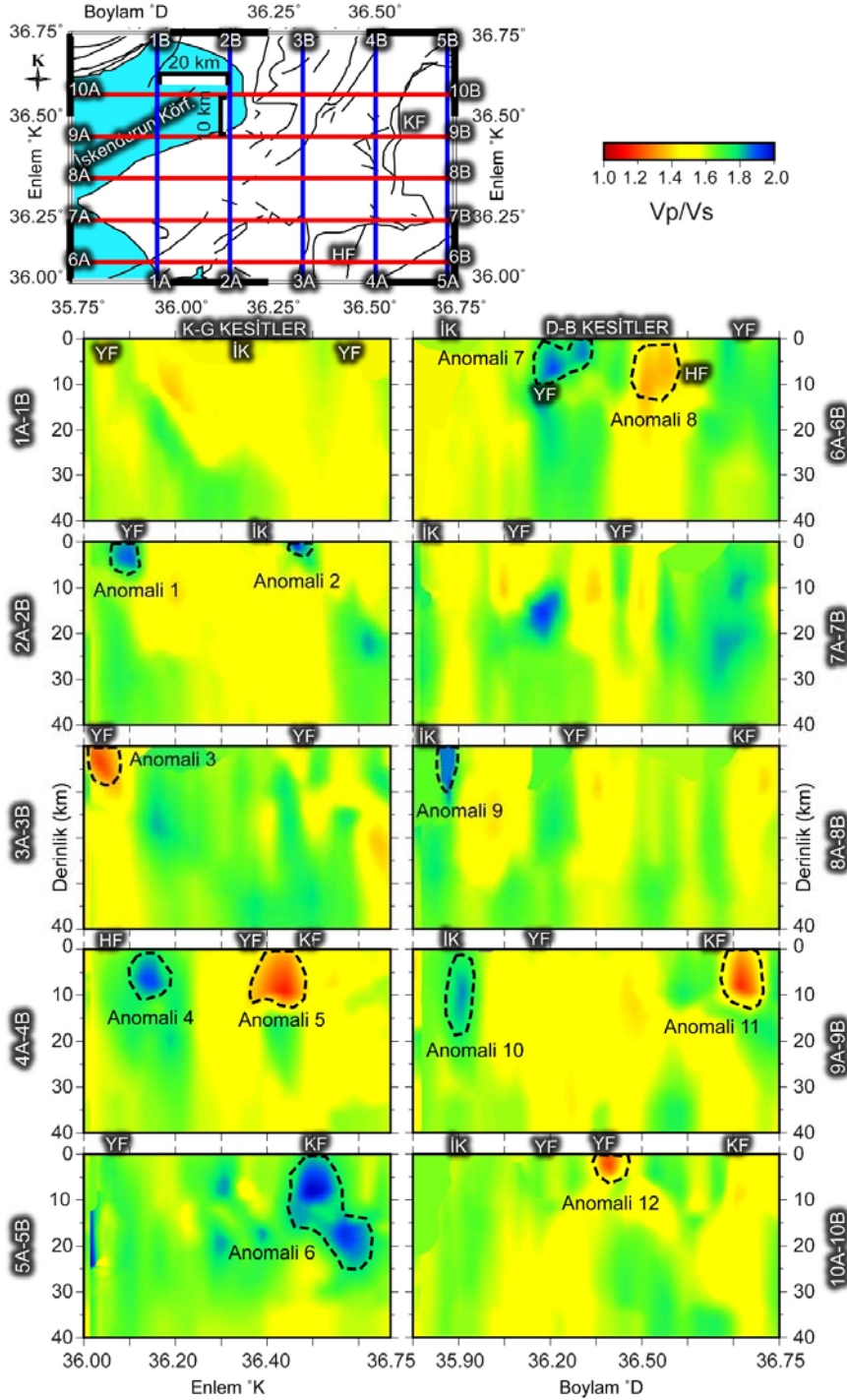
Kısaltmalar: HF: Hacıpaşa Fayı, İK: İskenderun Körfezi, KF: Karasu Fayı, YF: Yerel Faylar. Kesikli çizgiler Kabuk-Manto sınırını (Moho) göstermektedir ($V_p > 7.5$).

Ayrıca İskenderun Körfezi (İK) havza yapısı profil 1, 2, 7 ve 9'da açıkça izlenebilmektedir. Profil 1 ve 2'nin ilk 40 km'si boyunca gözlemlenen kıvrımlı yapı Kretase yaşlı Ofiyotiklerin etkisinden kaynaklanmaktadır. Neojen Klastik ve Karbonatlı kayalardan genç çökellere geçiş yapılan alanda konumlanan profil 4'de farklı jeolojik ortamlara ait sismik izler kolayca ayırt edilebilir. Benzer

bir hız geçişi de Kretase yaşlı Ofiyotiklerden güncel sedimanlara geçiş güzergahında bulunan profil 7'de izlenebilir. Profil 3'ün son 20 km'sinde düşük hızlı P-dalga hız bandının daralması, çalışma alanında gözlenen en kompakt birimlerden biri olan Jura yaşlı Metamorfiklerin etkisinden kaynaklanmaktadır [4]. P- hız yapısı litolojik karakteri ortaya koyarken, V_p/V_s modelleri ise gaz/sıvı

içeriği hakkında bilgi verebilir [19-22]. Vp hızları ile Vp/Vs oranlarının birlikte değerlendirilmesi kabuk yapısının kırık, çatlak, gözeneklilik özelliklerinin ortaya çıkarılmasında büyük katkılar sunmaktadır. Vp ve Vp/Vs hızlarının düşük olduğu durumlarda yer kabuğunun sıg kesimindeki gaz, CO₂ veya bunların karışımı ile bu yapının ilişkili olabileceği ileri sürülmüştür [20]. Vp hızlarının nispeten düşük ve Vp/Vs oranlarının yüksek olduğu durumlarda ise yeraltındaki

akışkan içeriğine dikkat çekilmiştir [21]. Ayrıca yüksek Vp ve Vp/Vs oranlarının birlikte görüldüğü ortamlarda magmatik kökenli kompakt kayaların varlığına işaret ettiği görüşünü savunan çalışmalar mevcuttur [35]. Hatay ve çevresinde alınan 5 düşey ve 5 yatay profil incelendiğinde düşük/yüksek Vp hızlarına eşlik eden düşük Vp/Vs ve yüksek Vp/Vs oranları tespit edilmiştir (Şekil 7). Vp ve Vp/Vs kesitleri (Şekil 6 ve 7) birlikte analiz edildiğinde 12



Şekil 7. Düşey Vp/Vs oranı derinlik kesitleri (Vertical Vp/Vs ratio depth-cross sections).

Kısaltmalar: HF: Hacipaşa Fayı, IK: İskendurun Körfezi, KF: Karasu Fayı, YF: Yerel Faylar.

ana anomali tespit edilmiştir. Profil 2’de 20. km’de başlayan yüksek Vp ve Vp/Vs zonları, Amanos dağları boyunca gözlenen Ofiyolitik Karmaşıklar ile ilişkilidir (Şekil 8, anomali 1). Profil 2’nin sonlarına doğru gözlenen yüksek Vp ve Vp/Vs değerleri magmatik kökenli kompakt birimler ile ilişkili olduğu düşünülmektedir (Şekil 8, anomali 2) [4-7]. Yuce vd. (2011) [4] Hatay ve çevresinde tektonik unsurlar boyunca taşınan gazların jeokimyasal analiz sonuçlarına göre hidrotermal potansiyel içerebileceğini rapor etmiştir. Bu alanda konumlanan profil 3’ün başında (Avsuyu Köyü) gözlenen düşük Vp ve Vp/Vs değerleri CO₂, jeotermal gazlar ya da bunların bir karışımı ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Olası potansiyel gazlar Hacıpaşa ve Yerel Faylar boyunca taşınmaktadır (Şekil 8, anomali 3). Benzer anomali profil 4’de 40. km’de belirlenen ve 10 km derinliğe kadar uzanan Karasu Fayı tarafından gazların taşındığı düşünülen alan anomali 5’de gözlenmektedir. Benzer potansiyel belirtiler; profil 5, 8, 11 ve 12’de düşük Vp ve Vp/Vs değerleri ile gözlenmektedir (Şekil 6 ve 7). Termal su kaynaklarına işaret edebilen diğer bir önemli işaret olan düşük Vp ve yüksek Vp/Vs oranlarının [19-23] birlikte gözlemlendiği alanlar anomali 1, 2, 4, 6, 7 ve 10’da izlenebilir [4]. Profil 9’deki yüksek Vp ve Vp/Vs değerleri Kuvarterner Bazalt ve magmatik kökenli kompakt kayalar ile ilişkilidir. Tomografik kesitler genel olarak incelendiğinde çalışma alanının batısından doğusuna gidildikçe Vp sismik hız karakteri kıvrımlı yapısını kaybetmekte ve tekdüzeleşmektedir. Profil 3’nin haricinde tüm kesitlerin ilk 20 km’sinde (çalışma alanının Güney kısmını temsil eden alanda) düşük hızlı tabakaların incelendiği ve yüksek hızlı yapıların derinden yüzeye doğru bir kontağı söz konusudur. Bu durum Boulton ve Robertson [36]’nin çalışmasında da belirtildiği üzere tektonik sıkışma rejimine uyumlu şekilde derinden yüzeye doğru yönelmiş soğumuş kompakt magmatik malzeme ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Diğer kesitlerin aksine profil 3’ün başlangıcında gözlenen düşük P- dalga hızları (Vp<3,5 km/sn) potansiyel jeotermal alanlar ile ilişkilidir. Ayrıca tüm Vp profilleri incelendiğinde Kabuk-Manto geçişi (Moho süreksizliği) yaklaşık 35 km olduğu gözlenmektedir. Kesitlerde işaretlenen anomaliler dışındaki bölgelerde Vp/Vs karakteri nispeten homojen olup, çoğunlukla 1,75-1,85 arasında değişmektedir.

6, SONUÇLAR (CONCLUSIONS)

Bu çalışmada; 4892 olay içinden seçilen 1856 adet depremden hareketle yerel deprem tomografisi yöntemi kullanılarak Hatay ve çevresi için 1-B ve 3-B sismik hız yapısının ortaya çıkarılması amaçlanmıştır. Bu doğrultuda 17 geniş-bant sismometre tarafından kaydedilen 1856 depreme ait 9907 P- ve 7536 S-fazı kullanılmıştır. Sentetik testler ile elde edilen güvenilir sınırlar ve derinlik göz önüne alınarak, Hatay ve yakın çevresi altındaki kabuğun 30 km derinliğe kadar sismik hız yapısı ilk kez üretilmiştir. Vp ve Vp/Vs düşey derinlik kesitleri birlikte değerlendirilerek tektonik ve litolojik bulgularla birlikte yorumlanmıştır. Kabuk olarak adlandırılan (0-35 km) bölgede 3 farklı sismik hız zonu belirlenmiştir. 0-7 km arasında konumlanan ilk sismik hız katmanının (Vp < 4,5 km/sn) içinde derinliği 5

km’ye kadar uzanan çok düşük P- hızlarına sahip (Vp < 3,5 km/sn) çanak şeklindeki sismik düşük hız zonlarının jeotermal alanlar ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Bu Vp hızlarının Vp/Vs oranları ile birlikte yorumlandığında Avsuyu (anomali 3) ve Kırıkhan’ın Kuzeyi (anomali 5) çevresinde henüz keşfedilmemiş CO₂ vb. gibi gazlar ihtiva edebilecek potansiyel jeotermal alanlar olabileceği sonucuna ulaşılmıştır. Düşük Vp hızlarına eşlik eden yüksek Vp/Vs oranlarının baskın olarak gözlemlendiği Reyhanlı’da (anomali 4) henüz keşfedilmemiş potansiyel jeotermal rezervuarların olduğu düşünülmektedir. Tekdüze şekilde konumlanmış alt kabuk kalınlığı ~15 km olup Vp hızları 4,5 ile 6,0 km/sn arasında değişmektedir. Moho sınırının ~35. km’den itibaren başladığı düşünülmektedir.

TEŞEKKÜR (ACKNOWLEDGEMENT)

Üç boyutlu sismik hız yapısı hesaplamalarında LOTOS [24] algoritması kullanılmıştır. Şekillerin büyük bir kısmı GMT [37] programı kullanılarak hazırlanmıştır. Deprem faz okumaları ve kataloglama işlemleri SEISAN [32] programı yardımıyla yapılmıştır. Bu araştırmaya veri desteği sağlayan T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi (AFAD) Deprem Dairesi Başkanlığına teşekkür ederim. Yazar, çalışmaya yapıcı eleştirileri ile geliştiren hakemlere teşekkür eder. Tomografik hesaplamalar, Atatürk Üniversitesi Deprem Araştırma Merkezi bilgisayar altyapısı kullanılarak hazırlanmıştır.

KAYNAKLAR (REFERENCE)

1. Türkiye İstatistik Kurumu (TÜİK), 2017. Adrese Dayalı Nüfus Kayıt Sistemi 2017 yılı Sonuçları, Ankara. <http://www.tuik.gov.tr/>
2. Emre, Ö., T.Y., Duman, Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., Şaroğlu, F. 1/1.125.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayınlar Serisi, 2013, Ankara, Türkiye. <http://yerbilimleri.mta.gov.tr>.
3. Korkmaz H., Çetin B., Ege I., Karatas A., Bom A., Özşahin E., Environmental effects of stone pits in Hatay (Turkey), Procedia-Social and Behavioral Sciences, 19, 504-510, 2011.
4. Yuce G., Italiano F., D'Alessandro W., Yalcin TH., Yasin DU., Gulbay AH., Ozyurt NN., Rojay B., Karabacak V., Bellomo S., Brusca L., Yang T., Fu CC., Lai CW., Ozacar A., Walia V., Origin and interactions of fluids circulating over the Amik Basin (Hatay, Turkey) and relationships with the hydrologic, geologic and tectonic settings, Chemical Geology, 388, 23-39, 2014.
5. Boulton SJ., Smart CW., Consolaro C., Snider A., The Miocene-Pliocene boundary and the Messinian Salinity Crisis in the easternmost Mediterranean: Insights from the Hatay Graben (Southern Turkey), Sedimentary Geology, 332, 51-67, 2016,
6. Florentin JA., Blackwell BAB., Tüysüz O., Tarı U., Genç ŞC., İmren C., Mo S., Huang YEW., Blickstein JIB., Skinner AR., Kim, M., Monitoring tectonic uplift

- and paleoenvironmental reconstruction for marine terraces near Magaracik and Samandag, Hatay Province, Turkey, *Radiation Protection Dosimetry*, 159 (1-4), 220-232, 2014.
7. Yuce G., Fu CC., D'Alessandro W., Gulbay AH., Lai CW., Bellomo S., Yang TF., Italiano F., Walia V., Geochemical characteristics of soil radon and carbon dioxide within the Dead Sea Fault and Karasu Fault in the Amik Basin (Hatay), Turkey, *Chemical Geology*, 469, 129-146, 2017.
 8. Alp H., Albora AM., Tur H., A view of tectonic structure and gravity anomalies of Hatay Region Southern Turkey using wavelet analysis, *Journal of Applied Geophysics*, 75 (3), 498-505, 2011.
 9. Korkmaz H., Antakya'da zemin özellikleri ve deprem etkisi arasındaki ilişki, *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 4 (2), 49-66, 2006.
 10. Irmak TS., Özer MF., 23 Şubat 1995 Kıbrıs depremi kaynak mekanizması, *Deprem Araştırma Bülteni*, 80, 109-134, 1999.
 11. Över, S., Büyüksaraç A., Bektaş, Ö., Filazi, A., Assessment of potential seismic hazard and site effect in Antakya (Hatay Province), SE Turkey, 62 (2), 313-326, 2011.
 12. Akyuz HS., Altunel E., Karabacak V., Yalciner CC., Historical earthquake activity of the northern part of the Dead Sea Fault Zone, southern Turkey, *Tectonophysics*, 426 (3-4), 281-293, 2006.
 13. Barka AA., The North Anatolian Fault Zone, *Annales Tectonicae*, 6 (1), 164-195, 1992.
 14. Çınar H., Alkan H., Crustal Structure of Eastern Anatolia from single-station Rayleigh wave group velocities, *Eastern Anatolian Journal of Science*, 1 (2), 57-69, 2015.
 15. Alp H., Albora AM., Tur H., A view of tectonic structure and gravity anomalies of Hatay Region Southern Turkey using wavelet analysis, *Journal of Applied Geophysics*, 75 (3), 498-505, 2011.
 16. Demirkesen AC., Multi-risk interpretation of natural hazards for settlements of the Hatay province in the east Mediterranean region, Turkey using SRTM DEM, *Environ Earth Sci.*, 65, 1895-1907, 2012.
 17. Inwood J., Morris A., Anderson MW., Robertson, AHF., Neotethyan intraoceanic microplate rotation and variations in spreading axis orientation: Palaeomagnetic evidence from the Hatay ophiolite (southern Turkey), *Earth and Planetary Science Letters*, 280 (1-4), 105-117, 2009.
 18. Doğan U., Koçyiğit A., Varol B., Özer İ., Molodkov A., Zöhra E., MIS 5a and MIS 3 relatively high sea-level stands on the Hatay Samandag Coast, Eastern Mediterranean, Turkey, *Quaternary International*, 262, 2012.
 19. Kaypak B., Three-dimensional Vp and Vp/Vs structure of the upper crust in the Erzincan basin (Eastern Turkey), *J. Geophys. Res.*, 113 (B7), 2008.
 20. Ozer, C. and Polat, O., Local earthquake tomography of Izmir geothermal area, Aegean region of Turkey, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 58 (1), 17-42, 2017.
 21. Ozer C. and Polat, O., 3-D crustal velocity structure of Izmir and surroundings, *Journal of the Faculty of Engineering and Architecture of Gazi University*, 32 (3), 733-747, 2017.
 22. Ozer C., Gok E., Polat O., Three-Dimensional Seismic Velocity Structure of the Aegean Region of Turkey from Local Earthquake Tomography, *Annals of Geophysics*, 21 (61), 2018.
 23. Kuznetsov PY., Koulakov I., The three-dimensional structure beneath the Popocatepetl volcano (Mexico) based on local earthquake seismic tomography, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 10-21, 2014.
 24. Koulakov I., LOTOS Code for Local Earthquake Tomographic Inversion: Benchmarks for Testing Tomographic Algorithms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99 (1), 194-214, 2009.
 25. Koulakov I., and Sobolev S., Moho depth and three-dimensional P and S structure of the crust and upper most mantle in the Eastern Mediterranean and Middle East derived from tomographic inversion of local ISC data, *Geophysical Journal International*, 164 (1), 218-235, 2006.
 26. Tunç B., Marmara bölgesinin üç boyutlu hız yapısının sismik tomografi yöntemi ile belirlenmesi, *Doktora Tezi, Kocaeli üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli*, 2008.
 27. Koulakov I., Sobolev SV., Asch G., P- and S-velocity images of the lithosphere asthenosphere system in the Central Andes from local source tomographic inversion, *Geophys. J. Int.*, 167, 106-126, 2006.
 28. Koulakov I., Zaharia B., Enescu B., Radulian M., Popa M., Parolai S., Zschau J., Delamination or slab detachment beneath Vrancea? New arguments from local earthquake tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, 1-24, 2010.
 29. Koulakov I., Bindi D., Parolai S., Gresser H., Milkereit C., Distribution of Seismic Velocities and Attenuation in the Crust beneath the North Anatolian Fault (Turkey) from Local Earthquake Tomography, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100 (1), 207-224, 2010.
 30. Paige CC., and Saunders MA., LSQR: an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Trans. Math. Softw.*, 8, 43-71, 1982.
 31. Ozer Ç., Investigation of crustal structure using local earthquake tomography in Aegean Region of Turkey, *Doktora Tezi, Dokuz Eylül üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir*, 2017.
 32. Havskov J., and Ottemoller L., Seisan Earthquake analysis software, *Seis. Res. Lett.* 70 (5), 532-534, 1999.
 33. Lee WHK., and Lahr JC., HYPO71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *Open File Report*, 75-311, 64 p, 1975.
 34. Dinç, AN., Afyon-Sultandağı bölgesi hız yapısının yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi, *Yüksek*

- Lisans, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 2003.
35. Hauksson E., Crustal structure and seismicity distribution adjacent to the Pacific and North America Plate boundary in southern California, *J. Geophys. Res.*, 105, 13875-13903, 2000.
 36. Boulton, S.J., Robertson A.H.F., The Neogene–Recent Hatay Graben, South Central Turkey: graben formation in a setting of oblique extension (transtension) related to post-collisional tectonic escape, *Geol. Mag.*, 145 (6), 800–821, 2008.
 37. Wessel P., Smith W.H.F., GMT Version 5.1-Generic mapping tools graphics, Laboratory for Sattelite Altimetry, NOAA/NESDIS/NODC, 123, 2004.
 38. Ozer, Ç., Özyazıcıoğlu, M., Gök, E., Polat, O., Türkoğlu-Antakya Segmentinde Yerel Deprem Tomografisi, Doğu Anadolu, Türkiye. 4. Uluslararası Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, 11-13 Ekim, Eskişehir, 2017.
 39. Tezel, T., Shibutani, T., Kaypak, B., Crustal thickness of Turkey determined by receiver function, *J. Asian Earth Sci.* 75, 36-45, 2013.
 40. Vanacore, E.A., Taymaz, T., Saygin, E., Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis. *Geophys. J. Int.* 193, 329-337, 2013.

