

Isparta Şehir Merkezi Kuzeyinin Sismik Kırılma-Mikrotitreşim (ReMi) Tekniği ile S-Dalgası Hız Dağılımı

Zakir KANBUR^{*}, Süveyla KANBUR²

¹Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü / ISPARTA

²Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü / ISPARTA

Alınış tarihi:16.12.2008, Kabul tarihi:15.05.2009

Özet: Sismik Kırılma-Mikrotitreşim (ReMi) tekniği, son yıllarda yüzeye yakın tabakalara ait 30 m ortalama S-dalgası hız yapısını (Vs30) elde etmek için geliştirilmiş bir yöntemdir. UBC (Uniform Building Code) ve EC8 (Eurocode 8) de zemin sınıflamasının Vs30 bilgisine göre yapılması önerildiğinden ova çökelleri üzerinde büyümesine devam eden ve birinci dereceden deprem riskine sahip Isparta yerleşim merkezi için Vs30 bilgisi, üst yapı planlamasında mühendislik çalışmaları için önemli bir bilgidir. ReMi yöntemi çevre gürültüsünü kullandığı için şehir içindeki yoğun trafik ortamında uygulamaya imkan vermektedir. Bu çalışmada ova çökelleri üzerine kurulmuş Isparta yerleşim alanı kuzey kesiminde belirlenen yaklaşık 4 km²'lik bir alanda bu yöntem uygulanmıştır. Uygulamada çalışma alanının Vs30 yapısı ve 100 metre derinliğe kadar olan tabaka hızlarının çıkarılması hedeflenmiştir. Belirlenen alanda toplam 54 noktada ReMi verisi elde edilmiştir. Bu veriler değerlendirilerek hız-derinlik bilgisine dönüştürülmüş ve Vs30 haritası elde edilmiştir. Vs30'u temel alarak UBC (Uniform Building Code) ve EC8 (Eurocode 8) zemin sınıflama kriterine göre değerlendirilen Vs30 haritası, çalışma alanında C ve D olmak üzere iki ayrı zemin sınıfının mevcut olduğunu göstermektedir. Ayrıca 100 metre derinlik içerisinde sismik temel olarak bilinen 760 m/s hıza ulaşılabilen noktalar için zemin hakim titreşim periyodu hesaplamaları yapılmıştır.

Anahtar Kelimeler: ReMi, Zemin Sınıflaması, Sismik Yüzey Dalgaları, Rayleigh Dalgası, Dispersion, Isparta Havzası.

S-Wave Velocity Distribution of the Northern Isparta Urban Area With the Method of Seismic Refraction Microtremor (ReMi)

Abstract: The refraction-microtremor (ReMi) method has been recently developed to obtain average shear wave velocity (Vs30) at the depth of 30 m. In both UBC (Uniform Building Code) and EC8 (Eurocode 8), soil classification is carried out by analyzing the Vs30 values. The Isparta urban area, under high earthquake risk, has been growing on the basin deposits, therefore identification of Vs30 parameters in this area is very important for engineering surveys. The ReMi method, which uses microtremor noise generated by heavy traffic, is the most reliable way to obtain information on the shallow shear wave velocities in densely populated areas. In this work, the method was applied to about 4 km² of the northern edge of the Isparta urban area. From this application, it is aimed to determine Vs30 velocity distribution and velocity-depth information up to 100 m depth in the study area. Totally 54 ReMi data have been collected in the area. These data were processed, converted to velocity-depth information, and then Vs30 velocity distribution map was prepared. The soil classification has been done according to UBC and EC8. Vs30 velocity distribution map implies the presence of two distinct soil classifications (C and D) in area. In addition, soil amplification and predominant periods have been determined at the points where the velocity reaches 760 m/s as seismic basement within the depth of 100 m.

Keywords: Remi, Soil Clasification, Seismic Surface Wave, Rayleigh Wave, Dispersion, Isparta Basin.

Giriş

Çökel havzalarda ana kaya topografyasını örten çökellerin deprem dalgasına karşı tepkilerinin bilinmesi depreme karşı doğru yapılaşma açısından çok önemli konulardan biridir. Zeminin dinamik özellikleri deprem esnasında yer sarsıntısının nasıl gerçekleşeceğini göstermektedir (Borcherdt ve Glassmoyer 1992, Anderson vd., 1996). Dolayısıyla depreme etkili bir şekilde mücadele etmek için, zemin sınıflaması gibi yer özelliklerini ortaya koymak, deprem etkilerini tahmin açısından gereklidir. Yerin deprem dalgasına tepkisini karakterize eden en önemli parametre Vs30 (30 m derinliğin ortalama S-dalgası hızı, tehlike yönetmeliklerinde kullanılan standart zemin sınıflama bilgisi) bilgisidir. Vs30 ile saptanan zemin sınıfı da deprem dalgasına yerin vereceği tepkinin göstergesi olacaktır.

Bir diğer önemli nokta, Vs30 katmanı ile anakaya arasında oluşan akustik empedans farkının, sismik

dalgaların zemin tabakaları içinde kapanmasına neden olmasıdır. Kapanlanan bu dalgalar arasındaki girişimler rezonans doruklarının oluşmasına yol açar. Rezonans doruklarının frekansı, ana kaya üzerindeki zemin tabakasının kalınlığı, S-dalga hızı ve çok boyutta genişliğiyle de ilişkilidir (Bard ve Bouchon, 1985). Dolayısıyla çökel havzalarda kurulan yerleşim merkezleri için Vs30 çalışmaları özellikle deprem bölgeleri için deprem zararlarını en aza indirme açısından çok önemli ve gereklidir.

S-dalgası hız yapısı geleneksel olarak kuyu ölçümleri ile yapılmakla birlikte çok pahalı ve yerleşim merkezlerinde kısıtlayıcı oluşu nedeniyle, bu ölçümler dışında bu bilgiyi sağlamak amacıyla, aktif ve pasif sismik olmak üzere görece daha ucuz ve pratik birçok yöntem geliştirilmiştir. Bunlar standart sismik kırılma tekniği yanı sıra son

yıllarda geliştirilen Yüzey Dalgalarının Spektral Analizi (SASW), Yüzey Dalgalarının Çok Kanallı Analizi (MASW) ve Sismik Kırılma Mikrotitreşim (ReMi) gibi tekniklerdir.

Vs30 bilgisini elde etmek için MASW, ReMi gibi çevresel gürültüyü sismik kaynak olarak kullanan ve ekonomik açıdan daha avantajlı olan tekniklerin aktif sismik yöntemlerin veya kuyu ölçümlerinin güç hatta yasak olduğu metropol alanlarında kullanılması oldukça önem kazanmıştır. Bu tekniklerin ortak özelliği, atmosferdeki basınç değişimi trafik gürültüsü gibi doğal çevresel gürültünün yer içerisinde yayılımı ile oluşan yüzey dalgalarının dispersiyon karakteristiğini kullanarak yerin özelliklerini ortaya koymalarıdır (Louie, 2001; Asten vd., 2005).

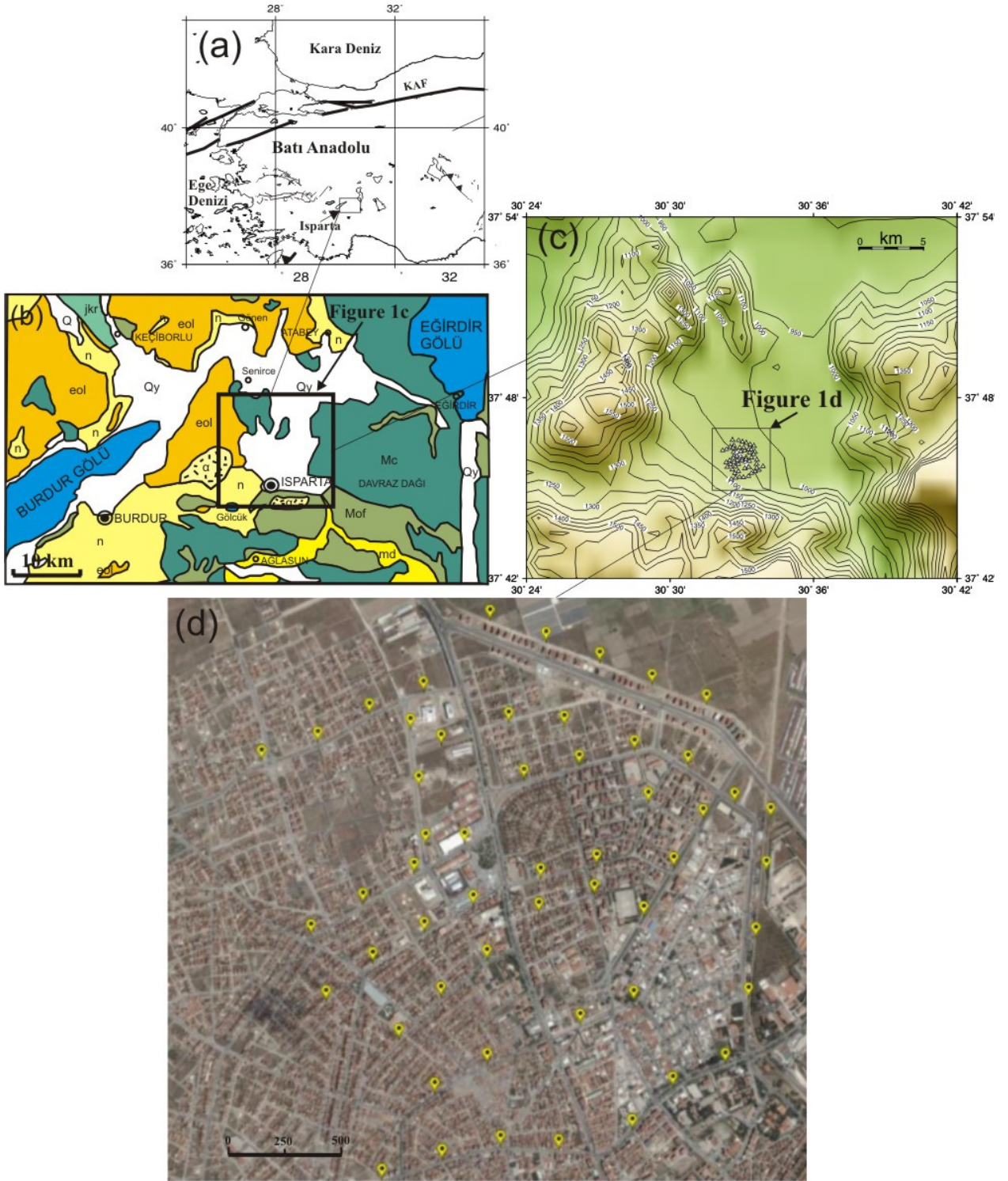
Sismik kırılma-mikrotitreşim (ReMi) tekniği (Louie, 2001), 30 m ortalama S dalgası hızı (Vs30) ve yeterli açılımla 100 m derinliğe kadar tabaka kalınlıklarını ve hızlarını belirlemek için kullanılmaktadır. Teknik aktif sismik kaynak gerektirmediği için şehir trafiğinin yoğun olduğu yerlerde yapılabilen ve diğer tekniklerin uygulanmasında problem yaratan bu durum avantaja dönüşmektedir. Oldukça kolay ve ekonomik görünen bu teknik, bilinen kırılma sismiği ekipmanı ve çevresel gürültünün sismik kaynak olarak kullanılmasıyla yer içerisindeki tabaka kalınlıkları ve kesme dalgası hızlarının çıkarılmasına dayanır. Gerek kuyu logu verileriyle ve gerekse aynı amaçla geliştirilen diğer tekniklerle yapılan

karşılaştırmalar, ReMi tekniğinin güvenilir sonuçlar verdiğini göstermektedir (Louie, 2001; Scott vd., 2004; Thelen vd., 2005; Richwalski vd., 2007; Anderson vd., 2007. Chávez-García vd., 2007).

Bu araştırmanın amacı, ReMi tekniğini ilk kez Isparta yerleşim merkezinin Şekil 1 de gösterilen şehrin kuzey kısmında belirlenen bir test alanında (yaklaşık 4 km²) uygulayarak Vs30 ve buna bağlı olarak zemin sınıfı geliştirilmiş olsa da, yeterli açılım sağlandığında alüvyal ortamlarda 100 metre derinliğe kadar bilgi elde etmek mümkündür (Louie, 2001) Seçilen alan yeterli yoğunlukta trafiğe sahip olduğundan ihtiyaç duyulan çevresel gürültünün hedef derinliğe ulaşmada yeterli olacağı düşünülmüştür.

Önceki Çalışmalar

Kuvaterner, Pliyo-Kuvaterner yaşlı sedimanlar üzerindeki yapılaşmalar, son 1.8 milyon yıllık zaman dilimi olan Kuvaterner ile ilgili çalışmaların da hızla artmasına neden olmuştur. Güncel sediman araştırmalarının önemini vurgulayan çalışmalar etek, göl, nehir, geçiş (delta) ve ova gibi birçok çökel alanlarında farklı geometri ve litolojilerde gelişen sedimanların kolaylıkla haritalanabildiğini; özelliklerinin ve fasiyelerinin belirlenebildiğini ortaya koymaktadır (Kazancı, 1988; 1990; Kazancı ve Karaman, 1988; Kazancı vd. 2000a,b; Görmüş vd. 2003, 2005).



Şekil 1. (a) Batı Anadolu'nun bazı tektonik elemanlarını ve Isparta Bölgesinin Batı Anadolu'daki yerini gösteren yer bulduru haritası, (b) 1/500 000 ölçekli jeoloji haritası (Pamir ve Erentöz, 1968'den değiştirilmiştir, Q: Kuvaterner, Karasal, Ayrılmamış, Qy: Holosen Yeni Aliüvyon, n: Neojen, Karasal, Ayrılmamış, a: Andezit, Spilit, Porfirit, md: Miyosen, Denizel, Ayrılmamış, eol: Eosen-Oligosen, Mc: Mesozoyik-Tersiyer (Komprehansif Seri), Mof: Mesozoyik (Ofiyolitli Seri), Ekseriya Kretase, jkr: Jura-Kretase) (c) Isparta yerleşim merkezini de kapsayan topoğrafik harita (kontur aralıkları 50 m). ReMi veri noktaları üçgen ile gösterilmiştir. (d) ReMi tekniğinin uygulandığı yerleşim alanının Google haritasında görünümü. Sarı damla şekilleri ReMi veri noktalarını göstermektedir

Çalışma sahasının içinde kaldığı bölgedeki stratigrafik amaçlı çalışmalar (Gutnic ve Poisson, 1970; Gutnic, 1977; Gutnic vd., 1979; Yalçınkaya, 1989; Akbulut, 1980; Sariz, 1985; Karaman vd., 1988; Karaman, 1990, 1994; Görmüş ve Özkul, 1995), temelde Üst Kretase yaşlı otokton Söbüdağ kireçtaşı biriminin yer aldığını belirtmektedir. Temel kayaları, Paleojen yaşlı kırıntılı çökeller örtmektedir. Sahada Pliyosen-Kuvaterner yaşlı birimler olarak Gölcük volkanikleri ve güncel çökeller gözlenmektedir.

Şekil 1b'de görüldüğü gibi sahada Üst Kretase karbonatları, Paleojen kırıntılıları, Gölcük volkanikleri, Pliyo-Kuvaterner çökelleri ve Kuvaterner Karasal Çökelleri mevcuttur. Sahada Üst Kretase; kalın, masif tabakalı Söbüdağ kireçtaşı ve plaketli, ince-orta tabakalı Senirce kireçtaşı ile temsil edilir. Sığ denizel karakterli kireçtaşları olan Söbüdağ kireçtaşının Davras kireçtaşlarının üst kesimlerine karşılık geldiği belirtilmektedir (Görmüş ve Özkul, 1995). Üst Kretase yaşlı karbonatlar açık denizel özellikte Senirce kireçtaşı (Çiğdemtepe kireçtaşı) ile sonlanırlar. Koçtepe ve Isparta formasyonu olarak bilinen kırıntılı çökeller Üst Kretase yaşlı karbonatları uyumsuz olarak örter (Karaman vd. 1988). Açık denizel karakterli bu kırıntılı kayalar kumtaşı, kiltası, marn ve çakıltaşı ardalanmalarından oluşmaktadır. Paleojen'in temelini daha ince kırıntılı kayalar oluştururken, üste doğru ritmik ardalanmalı kırıntılıların yaygın olduğu gözlenir. Çünür Tepe'de gözlenen trakiandezitik ve volkanoklastik çökeller, temeldeki kayaları keserek çıkan Pliyo-Kuvaterner yaşlı kayaları temsil ederler.

Sahada, etek ve ova çökelleri olmak üzere iki farklı çökel alanı bulunmaktadır (Görmüş vd., 2003). Kanbur vd. (2008) Söbü Dağı etekleri üzerindeki Pliyo-Kuvaterner çökelleri üzerinde ReMi tekniği uygulayarak elde ettikleri 100 m derinlikli kesitte, Üst Kretase karbonatları, Paleojen kırıntıları, Gölcük volkanikleri, Pliyo-Kuvaterner çökelleri S-dalgası hızlarına göre belirlenmiştir. Ovada açılan su sondajlarındaki çökel örneklerinin inceleme sonuçlarına göre litolojik olarak volkanik blok, çakıl, kum, silt ve killer oluşturmaktadır. Bunların içerisinde düşük yoğunluklu ($0,8-0,9 \text{ gr/cm}^3$) pomza düzeyleri de önemli yer kaplamaktadır. Bu seviyeler gözlemsel verilere göre tekrarlanmalı olup, 0,5-10 metrelere varan kalınlıklara ulaşmaktadır. Ovada çökellerin kil, silt, kum ve çakılın değişik oranlarda karışımının yer yer tuf ve pomza bantlarıyla ardalanmalı şekilde bulunduğu gözlenmiştir. Tuf ve pomza ile birlikte yer yer andezit ve kireçtaşı çakıllarına da rastlanmaktadır.

Çalışma Alanının Depremselliği

Bölgede genellikle sığ ve orta derinlikte depremler olmaktadır (Frenkal vd., 1990). Ege-Anadolu bloğunun batıya hareketi ve Girit ve Kıbrıs yitimleri bölgede meydana gelen depremlerden sorumlu tektonik yapılarıdır. Batıda Fethiye burdur fay kuşağı doğuda Beyşehir bindirmesi kuzeyde Eğirdir gölünün üst kısmında bir üçgen şekli oluşturan Isparta üçgeninin merkezinden Kovada grabeni kuzeye doğru uzanmaktadır. Isparta Ovası, Isparta açısının kuzey merkezi civarlarında yer almaktadır. KD gidişli Burdur Fay Zonu, Isparta üçgenininin batı kenarını; KB gidişli Akşehir Fay Zonu doğu kısmını oluşturur (Koçyiğit ve Özacar, 2003).



Şekil 2. Isparta civarında yakın son üç yılda meydana gelen $M=2.5-4.2$ arasında değişen mikrodprem aktivitesi (deprem episanturları koeri.boun.edu.tr web adresinden alınmıştır)

Bu tektonik yapı içerisinde Isparta ve Burdur'a ait deprem aktivitesi oldukça yüksektir (Soysal vd., 1981; Barka vd., 1997). Bunlardan önemlileri şu şekilde sıralanabilir. $M_s=6.2$ büyüklüğündeki Burdur depremi, 12.05.1971 tarihinde meydana gelmiş ve ortaya çıkan kırığın 1914 yılında meydana gelen kırıkla aynı doğrultuda olduğu gözlenmiştir (Taymaz ve Price, 1992). Odak mekanizması çözümüne göre depremin normal faylanma sonucu olduğu gözlenmiştir (Eyidoğan vd., 1991; Taymaz ve Price, 1992). $M_s=6.1$ büyüklüğündeki Dinar depremi, 01.10.1995 tarihinde meydana gelmiş ve 10 km'lik bir kırılma meydana getirmiştir (Gündoğdu vd., 1996). Pınar'a (1996) göre deprem 2 şoktan oluşmuş ve normal atım yanında bir miktar da doğrultu atımdan oluşmuştur. Bölgede Dinar depreminden sonra 15.12.2000 tarihinde ($M_s=5.8$) Sultandağı depremi meydana gelmiştir.

Isparta ve yakın çevresinde mikrodprem etkinliği de sürmektedir. Şekil 2'de Isparta ve yakınlarında son üç yılda meydana gelmiş $M=2.5-4.2$ büyüklüğündeki deprem episanturları görülmektedir. Mikrodprem aktivitesi bölgedeki tektonik aktiviteyi göstermesi bakımından önemlidir. Bu depremlerden bazılarının episantır noktası yerleşim merkezi içerisine düşmektedir. Bu aktivitenin

Koçyiğit ve Özacar, (2003)'nin bölgede gösterdikleri lokal faylanmalardan kaynaklandığı düşünülebilir.

Materyal ve Metot

Bu çalışmada, 100 metre derinliğe kadar tabakaların derinlik ve V_{s30} haritalaması için Louie (2001) tarafından geliştirilen ReMi tekniği kullanılmıştır. Teknik, Isparta yerleşim merkezinin kuzey kısmında ova çökelleri üzerinde yaklaşık 4 km² 'lik alana uygulanmıştır (Şekil 1c,d). ReMi tekniği çevresel gürültünün yer içerisinde oluşturduğu dispersiyon özelliği gösteren Rayleigh dalgasının analizi ile yer içerisindeki tabakalaşmayı ve bunların kesme dalga hızlarını belirleme işlevini görür. Teknik, temel olarak iki ilkeye dayanır. Birincisi yer içerisinde titreşim oluşturacak trafik, rüzgar ya da başka nedenlerden kaynaklanan çevresel gürültülerin standart sismik kırılma ekipmanı kullanılarak belli bir zaman süresince çizgisel olarak kaydedilmesidir. Bu çalışmada yer içerisinde oluşan titreşimlerin algılanmasında 4.5 Hz düşey jeofonlar kullanılmıştır. Kullanılan jeofonların doğal frekansı derinlik penetrasyonunun jeofon frekansı ile ters orantılı olması nedeniyle hedef derinliğe bağlıdır. Ayrıca, x ve t boyutları hedeflenen derinliğe göre

değişmektedir. Vs30 için 100-150 m açılım yeterli iken, 100 m derinlik için 250-300 m açılım uygundur. İkinci ilke ise, veri kaydının yavaşlama (hızın tersi)-frekans (p, f) dönüşümünün yapılmasıdır. Bu yolla Rayleigh dalgası diğer dalgalardan ayrılır ve görünür hıza karşı gerçek faz hızı saptanır.

S-dalgası hız bilgisinin elde edilmesi temel olarak 4 adımdan oluşmaktadır. Birinci adımda aşağıda verilen ifadeyle, düşey partikül hızının $p - \tau$ dönüşümü yapılmaktadır (Thorson ve Claerbout, 1985).

$$A(p = p_0 + ldp, \tau = kdt) = \sum A(x = jdx, t = idt = \tau + px) \quad (1)$$

$p - \tau$ dönüşümü, çeşitli x noktalarında aynı anda ölçülmüş izlerden oluşan bir sismik kayıt $A(x, t)$ boyunca çizgi entegrali olarak tanımlanmaktadır. Yavaşlama $p = dt/dx$ ile tanımlanır ve x doğrultusundaki eğimi verir. x ve t , Δx ve Δt şeklinde (1) nolu eşitlikte gösterildiği gibi, ayrıklandırılır ve integral bu ayrık değerlerin toplamından oluşur. Dönüşümde ortaya çıkan eğimler boyunca belirlenen τ değerine karşı gelen x değerlerinden p değeri belirlenir. Eğimi veren doğru boyunca her izdeki genliklerin toplamı, belirlenen τ ve p çiftine karşılık gelecektir ki bu faz hızını verir.

İkinci adım veri $p - \tau$ ortamından $p-f$ ortamına McMechan ve Yedlin (1981)'in gösterdikleri gibi Fourier dönüşümünden oluşmaktadır.

$$F(p, f = mdf) = \sum A(p, \tau = kdt) e^{i2\pi m k d f} \quad (2)$$

Bu dönüşümü izleyen üçüncü adımda, Louie (2001) tarafından gösterildiği gibi, güç spektrumu alınır. Güç spektrumu $F(p, f)$ ile bunun karmaşık eşleniğinden oluşur.

$$S(p, f) = F(p, f) \cdot F(p, f)^* \quad (3)$$

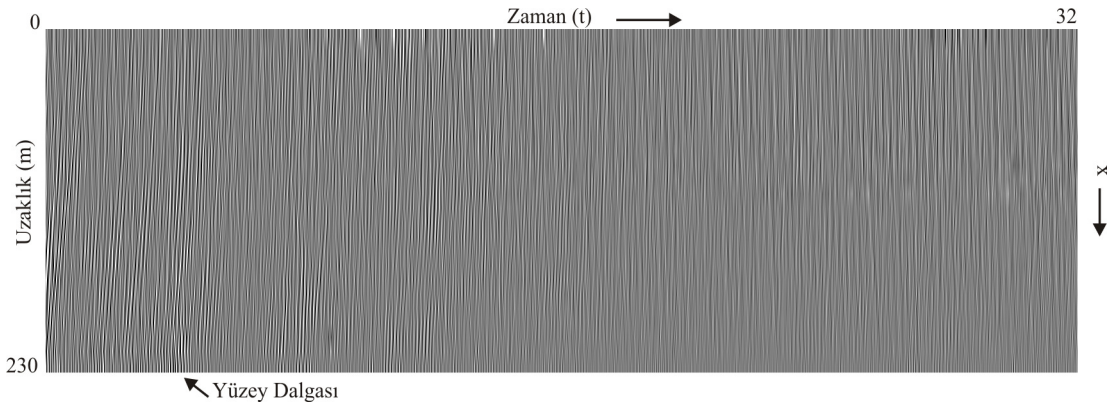
Bu şekilde alıcı profili boyunca $p - \tau$ çiftinin düz ve ters yöndeki dönüşümlerinin toplamı alınır.

$$S(|p|, f) = F(p, f) + F(-p, f) : S_{toplam}(|p|, f) = (\sum S(p, f)) \quad (4)$$

Böylece her iki yöndeki yavaşlık değerlerinin tek bir $|p|$ ekseninde toplanması sağlanır ve toplam $S(|p|, f)$, $|p|, f$ uzayında elde edilmiş olur. Bu dönüşümlerin arka arkaya uygulanması sonucunda uzaklık-zaman (x, t) ortamında bulunan sismik kayıt hızının tersi olan yavaşlama ve frekans (p, f) ortamına dönüştürülmüş olur.

Metodun Uygulanması

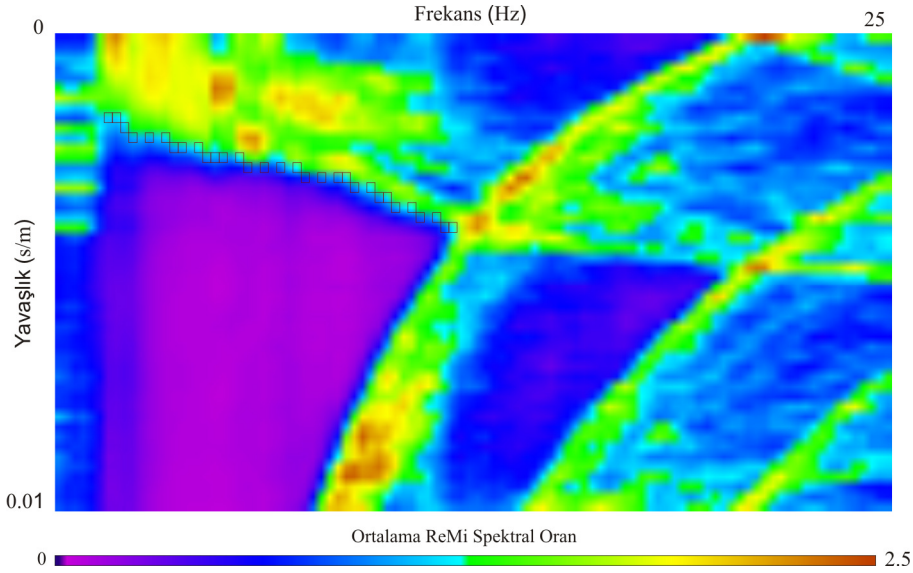
Kuramsal olarak anlatılan yöntem, uygulamada da veri toplama, veri işlem ve ters-çözüm olmak üzere, üç aşamadan oluşmaktadır. Veri toplama aşamasında bu çalışmada 24 kanallı



Şekil 3. 1 No'lu ReMi ölçüm noktasında kaydedilen tipik ReMi verisi

mühendislik sismografı ve 4.5 Hz'lik jeofonlar kullanılmıştır. Çalışma alanında trafiğin yoğun olabileceği ana yollar tercih edilmiştir. Ölçü aralıkları 250 m olarak alınarak toplam 54 noktada ReMi verisi elde edilmiştir. 100 m araştırma derinliği hedef alındığından, ReMi verisi bu hedef derinliğine göre düzenlenmiştir. Buna göre 10 m

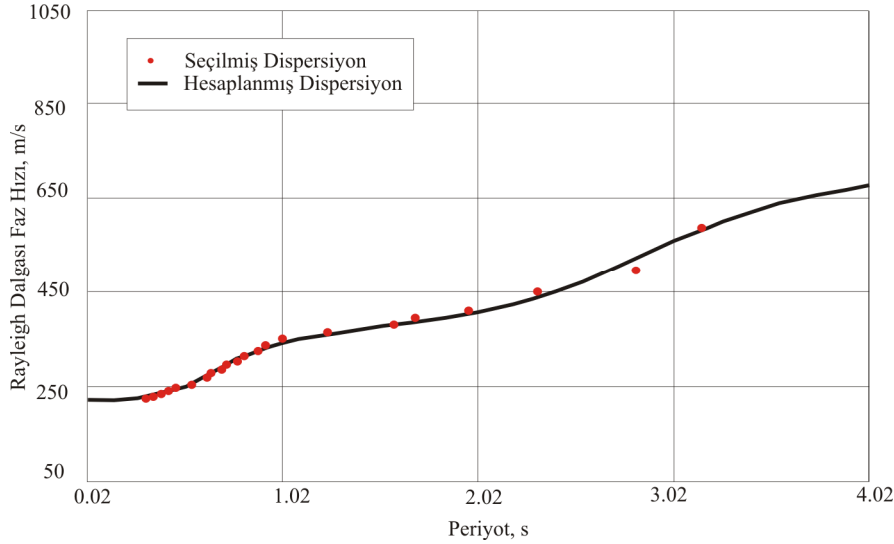
kanal aralığı, 2 ms örnekleme aralığı ile 32 s kayıtlar elde edilmiştir. Her bir araştırma noktasında 7-10 kayıt elde edilerek ReMi spektral oranının yükseltilmesi hedeflenmiştir. Şekil 3, 1 numaralı ölçü noktasından elde edilen ReMi verisini göstermektedir.



Şekil 4. Şekil 3’de gösterilen gürültü kaydından hesaplanmış güç spektrumu. Küçük kutucuklar Ortalama ReMi spektrum oranı olan dispersiyon eğrisi üzerinden seçilmiştir

ReMi ölçülerinden elde edilen güç spektrumundan elde edilen dispersiyon eğrisine uyan kuramsal veriyi hesaplamak gerekir. Kuramsal verinin hesaplanmasında, yeraltının elastik tabakalardan oluştuğu varsayımıyla, her bir tabaka sismik S-dalgası hızı (V_S), P-dalgası hızı (V_P), yoğunluk (ρ) ve tabaka kalınlığı (h) olmak üzere dört parametre ile temsil edilmiştir. Rayleigh dalgası, daha çok tabaka kalınlığı ve S-dalgası hızına bağlı olduğundan, ters-çözüm işleminde sadece bu iki

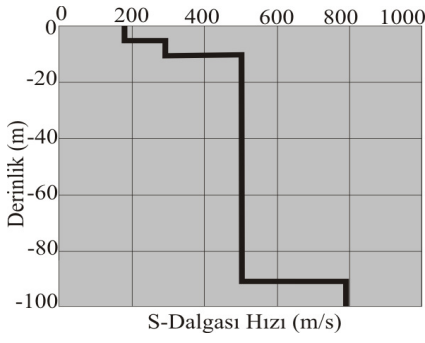
parametre kullanılabilir. Ölçülen ve kuramsal frekans bağımlı faz hızı eğrilerinin çakışmasını sağlayan tabaka parametreleri, deneme-yanılma veya ters-çözüm yöntemleri ile hesaplanır. Şekil 5’te, profilin ilk ölçü noktasından elde edilen ReMi verisinin dönüştürülmesiyle elde edilen V_S ve derinlik bilgisi verilmiştir. Bu sonuç Şekil 4’te içi boş kutucuklarla gösterilen dispersiyon eğrisine karşı gelen kuramsal dispersiyon eğrisinden elde edilmiştir.



Şekil 5. Ölçülmüş ve kuramsal olarak hesaplanmış dispersiyon eğrileri. 13 No’lu ReMi verisi için iki eğri % 6.3 hata ile çakıştırılmıştır

Şekil 4’te gösterilen güç spektrumundan eğriye uyan pikler seçileceği en uygun yer açık yeşil ve açık mavi arasındadır. Bu noktada açık mavi bant ne kadar dar olursa belirsizlik o kadar az demektir. Sığ derinliklerde bu bant oldukça dar bir alanda ortaya çıkmaktadır. Bu da V_S30 ’un doğru hesaplanmasını sonuçlamaktadır. Bununla birlikte, daha derinler için açık mavi bant spektrumun

sonlarına doğru genişlemekte ve bu da belirsizliği artırmaktadır. Dolayısıyla özellikle daha derinler için hesaplanacak hızlar ve derinliklerin doğruluğu bu alandan seçilecek piklerin daha az belirsiz alandan seçilmesine bağlıdır.



Şekil 6. Şekil 4'te içi boş kutucuklarla gösterilen pik dispersiyon eğrisine karşı gelen kuramsal olarak hesaplanmış dispersiyon eğrisinden elde edilen V_s hızları ve derinlikleri (V_s modellemesi 3 tabaka için yapılmıştır)

Bulgular

Çalışma alanında yaklaşık 4 km² 'lik bir alanda 54 ölçü noktasından (Şekil 1c) elde edilen ReMi verileri ayrı ayrı metot kısmında anlatılan veri işlem aşamalarından geçirilerek her ölçü noktasına ait hız-derinlik bilgisine

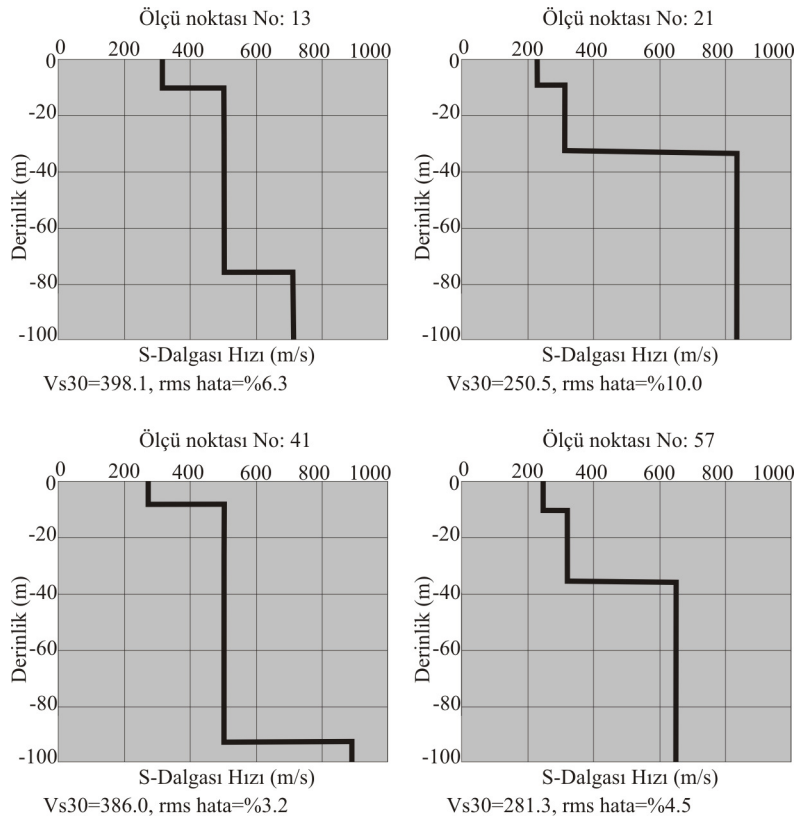
dönüştürülmüştür. İşlemi yapılan veri iki temel bilgiyi içermektedir. Birincisi yerin 100 m derinliğine kadar olan tabaka kalınlıkları ve bunlara ait S-dalgası hız bilgisi ve özellikle sismik temel olarak isimlendirilen 760 m/s S-dalgası hızının karşılaştığı derinliğin tespitidir. Eğer sismik temele kadar inilebilmişse bu derinliğe kadar olan katmanlara ait S-dalgası hızlarından,

$$T = \sum_{i=1}^n \frac{4h_i}{V_i} \quad (5)$$

eşitliğinde gösterilen Kanai bağıntısından zemin hakim titreşim periyodu hesaplanabilir. Şekil 7'de 21 No'lu ölçü noktasına ait hız derinlik bilgisinde 34 metrede sismik temele ulaşıldığı görülmektedir. İkincisi ise yerin 30 metre derinliğine ait ortalama S-dalgası hız (V_{s30}) bilgisinin elde edilmesidir. Bu bilgi,

$$V_{ort} = \sum_{i=1}^n \frac{V_i t_i}{t_i} \quad (6)$$

eşitliği kullanılarak elde edilebilir. Burada V_{ort} , S-dalgasının istenilen derinliğe kadar olan ortalama hızı, t ise zamanı ifade etmektedir.



Şekil 7. Çalışma alanındaki 13, 21, 41 ve 57 No'lu ReMi noktalarında elde edilmiş Hız-Derinlik yapıları

Deprem yönetmeliklerinde mühendislik çalışmaları için yerin 30 metre derinliğe ait S-dalgası hız yapısı istenmektedir. Bu bilgi hem zemin sınıflaması, hemde zemin büyütmesi için kullanılmaktadır. Tüm ölçü noktalarına ait hız yapısına yukarıda değinilen iki temel bilgi ile bakıldığında Isparta ovası çökellerinde sismik S-dalgasının heterojenlik gösterdiği söylenebilir. Şekil 7'de 4 adet ölçü noktasına ait hız (V), derinlik (z) bilgisi

verilmiştir. 13 ve 41 No'lu noktalar V_{s30} hızının 398 m/s ve 386 m/s ile en yüksek olduğu fakat sismik temel olan 760 m/s hızı geçen derinliğin sırasıyla 78 ve 96 m derinliklerde olduğu görülmektedir. 57 No'lu nokta 281 m/s ile V_{s30} 'un en düşük olduğu noktayı göstermektedir. 21 No'lu nokta ise V_{s30} 'un 250 m/s ve sismik 34metrede sismik temele ulaşıldığı gözlenmektedir.

Çalışma alanında elde edilen toplam 54 ReMi verisi için hız-derinlik bilgisi çıkarılmış ve Vs30 hız dağılımı haritası olarak Şekil 8’de verilmiştir. Harita Vs30 hız dağılımının toplu görünümünü vermektedir. Bununla birlikte her bir ReMi verisinden elde edilen sonuç tek başına kullanılabilir. Vs30 hız değeri elde edildiğinde,

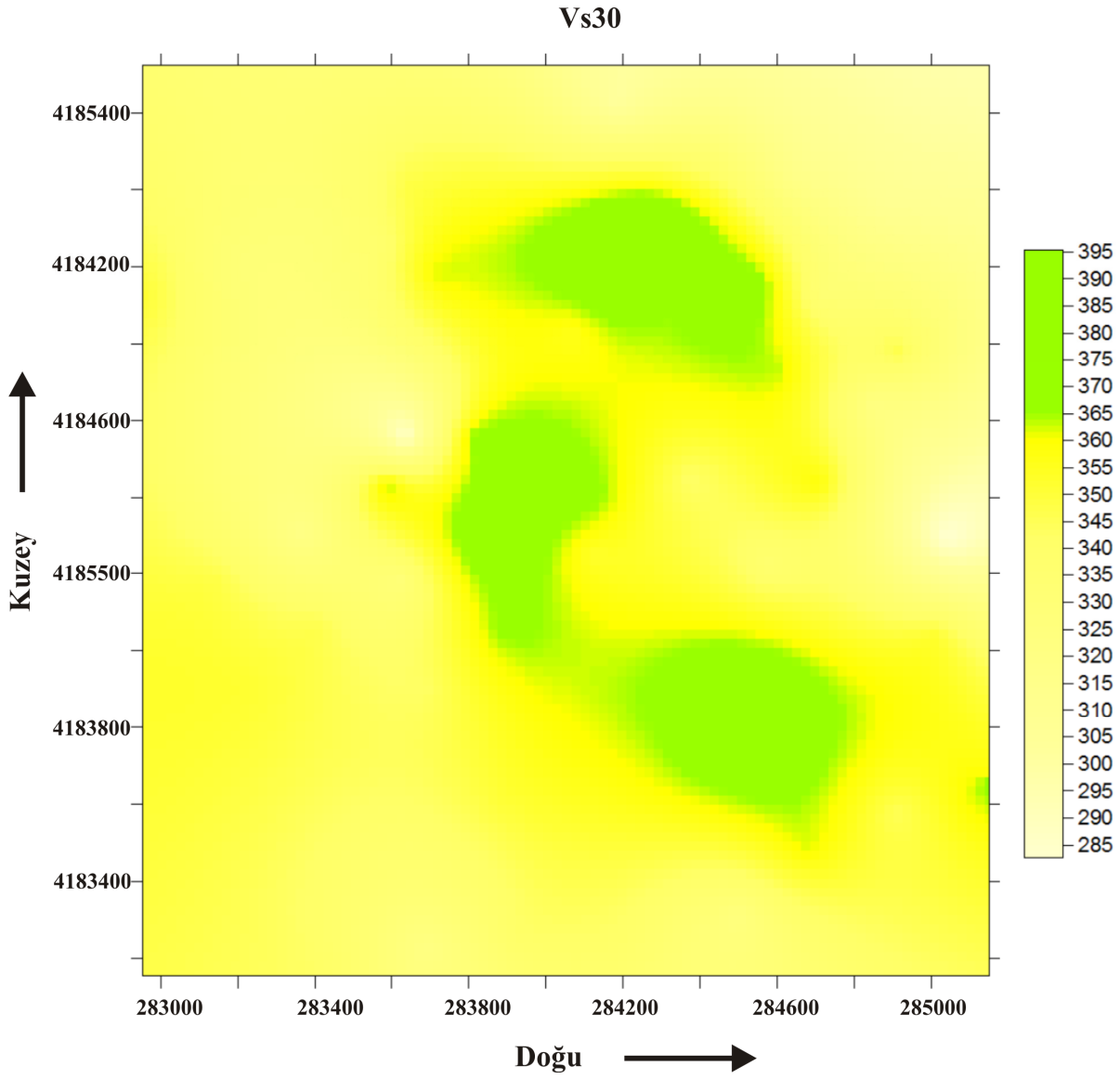
Çizelge 1’de verilen Vs30 hız değeri temel alınarak hazırlanmış UBC (Uniform Building Code) ve EC8 (Eurocode 8) zemin sınıflaması (S’eco e Pinto 2002; Dobry vd., 2000; Sabetta ve Bommer 2002) kullanılarak çalışma alanına ait zemin sınıflaması yapılabilir.

Çizelge 1. UBC (Uniform Building Code) ve EC8 (Eurocode 8)’e göre Vs30 temel alınarak zemin sınıflaması (S’eco e Pinto 2002; Dobry vd., 2000; Sabetta ve Bommer 2002’den değiştirilmiştir)

Zemin tipi UBC yada EC8	Yer özelliği tanımlama UBC	Stratigrafik tanımlama EC8	S-dalgası Vs30 (ms ⁻¹)
S _A (UBC)	Sert Kaya	-	> 1500 (UBC)
S _B (UBC) or A (EC8)	Kaya	Kaya yada üzerinde en fazla 5 m zayıf malzeme olan jeolojik formasyon	760-1500 (UBC) yada > 800 (EC8)
S _C (UBC) or B (EC8)	Çok sıkı zemin yada zayıf kaya	En az onlarca metre kalınlıkta çok sıkı kum, çakıl, kil, mekanik özelliklerinin derinlikle değişmesiyle karakterize edilirler.	360-760 (UBC) yada 360-800 (EC8)
S _D (UBC) or C (EC8)	Sıkı Zemin	Yoğun derin birikimler yada onlar’dan yüzlerce metre kalınlıklara orta yoğun kum, çakıl sıkı kil.	180-360 (UBC ve EC8)
S _E (UBC) or D (EC8)	Gevşek zemin	Zayıf yada orta kohezyonlu zemin, (biraz zayıf kohesif tabakalı yada değil) yada baskınca yumuşaktan serte kohesif zemin.	<180 UBC ve EC8)
S _F (UBC) or E (EC8)	Özel zemin	Sıkı materyal Vs30 > 800 ms ⁻¹ üzerinde 5-20 m kalınlıkta ve Vs30’a göre C veya D sınıfı zemin	-
S ₁ (EC8)	-	En az 10 m kalınlıkta yüksek plastisiteli (PI > 40) yüksek su içerikli yumuşak kil/silt	<100 (EC8)
S ₂ (EC8)	-	Hassas kil yada sıvılaştırılabilir (liqfaction) birikim yada A-E yada S ₁ de verilmeyen herhangi bir zemin	-(EC8)

Çizelge ile değerlendirildiğinde her iki koda göre de çalışma alanında iki zemin sınıfının hakim olduğu görülmektedir. Bunlar 360 m/s ve daha yüksek hızlar için C ve 360 m/s’den daha düşük hızları içeren D zemin sınıflarıdır. Bununla birlikte Vs30 hız değerleri incelendiğinde, bu sınıflara ait Vs30 hız değerleri bunları birbirinden ayıran 360 m/s hıza yakın değerler (±50m/s) içerisinde gözükmektedir. Alüvyon ortamda sismik hız açısından bir farklılaşma söz konusudur. Çalışma alanında Vs30 hız değerini fazla saçılım göstermeden artıran ya da azaltan birimler olmalıdır.

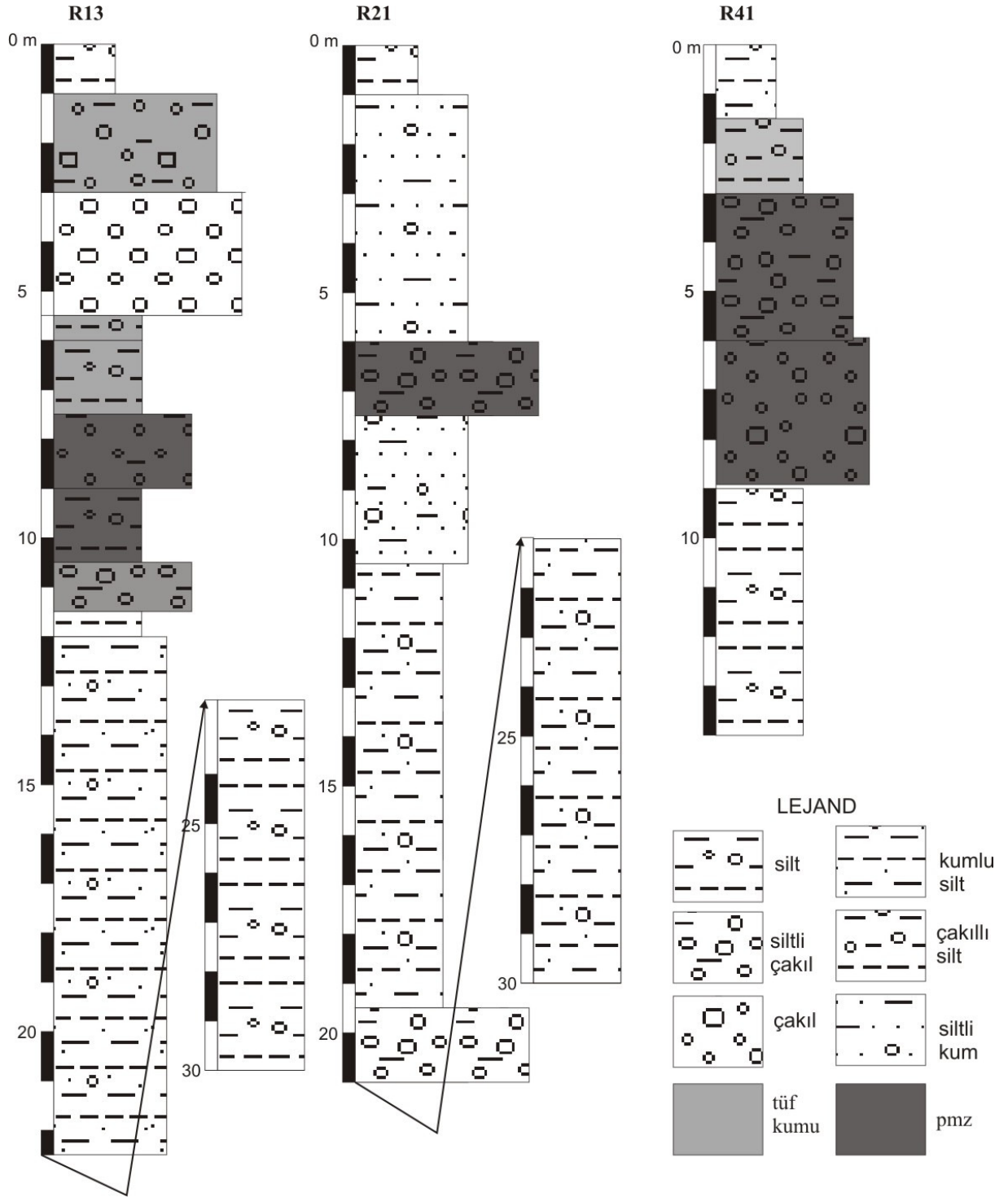
Şekil 9 ’çalışma alanda 30, 30 ve 15 m derinliklerde alınmış sondaj verisinden elde edilen birimleri göstermektedir. Sondaj verileri ilk bakışta benzer özellik gösterse de lokasyonlara göre birbirlerinden farklılık göstermektedirler. Çakıl, siltli ve kumlu çakıllı bantlar üç sondaj logunda da görülmektedir. Bununla birlikte, çakıl bileşimi lokasyonlara göre değişmektedir. Örneğin, R13 ve R41 No’lu sondaj noktasında koyu renklerle gösterilen birimler ile gösterilen 7-11 metrelik açık renkli birim büyük oranda pomza ve andezit orijinli çakıl içermektedir. Bu durum S-dalgasının bu noktada neden yüksek olduğunu açıklamaktadır.



Şekil 8. Çalışma alanına ait 30m ortalama S-dalgası hız dağılımı. Harita 250 metre aralıklarla alınan toplam 54 ReMi verisinin Vs30'a dönüşümü ile elde edilmiştir

Sondajlar Vs30 hız dağılım haritasında görülen ve yüksek hız gösteren 13 ve 41 ve düşük hız gösteren 21 No'lu noktalarda elde edilmiştir. 13 ve 41 No'lu ReMi noktalarında hızın göreceli olarak yüksek (>360 m/s) ve 21 No'lu ReMi noktasında ise hızın göreceli olarak düşük

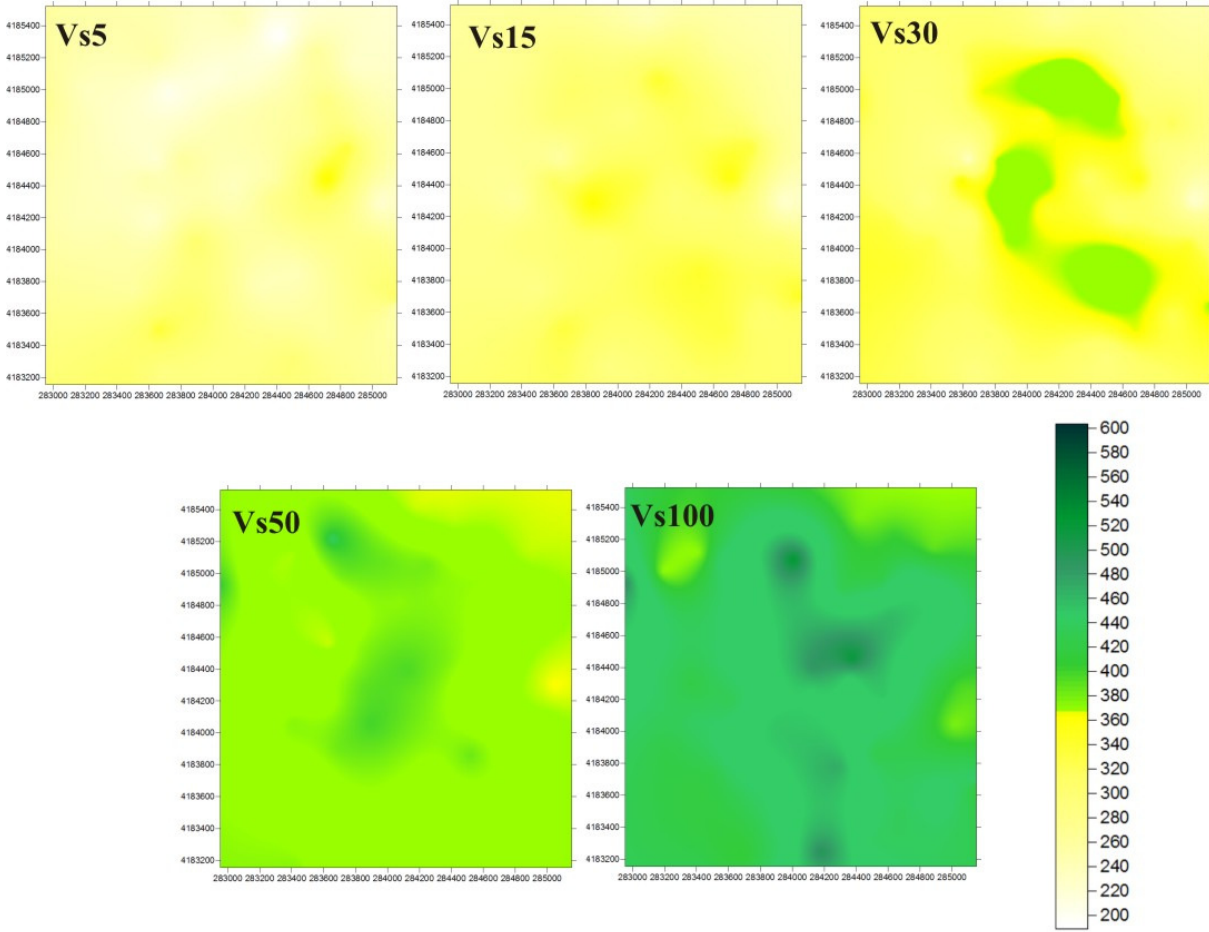
(=280 m/s) olduğu görülmektedir. Farklılık sondaj logları incelendiğinde anlaşılmaktadır (Şekil 9). Sondaj logları karşılaştırıldığı zaman Vs30 hız değerlerinin yüksek olduğu 13 ve 41 No'lu loglarda üst 12 metrede tüf kumu ve pomzadan oluşan seviyenin 21 No'lu sondaj da olmadığı



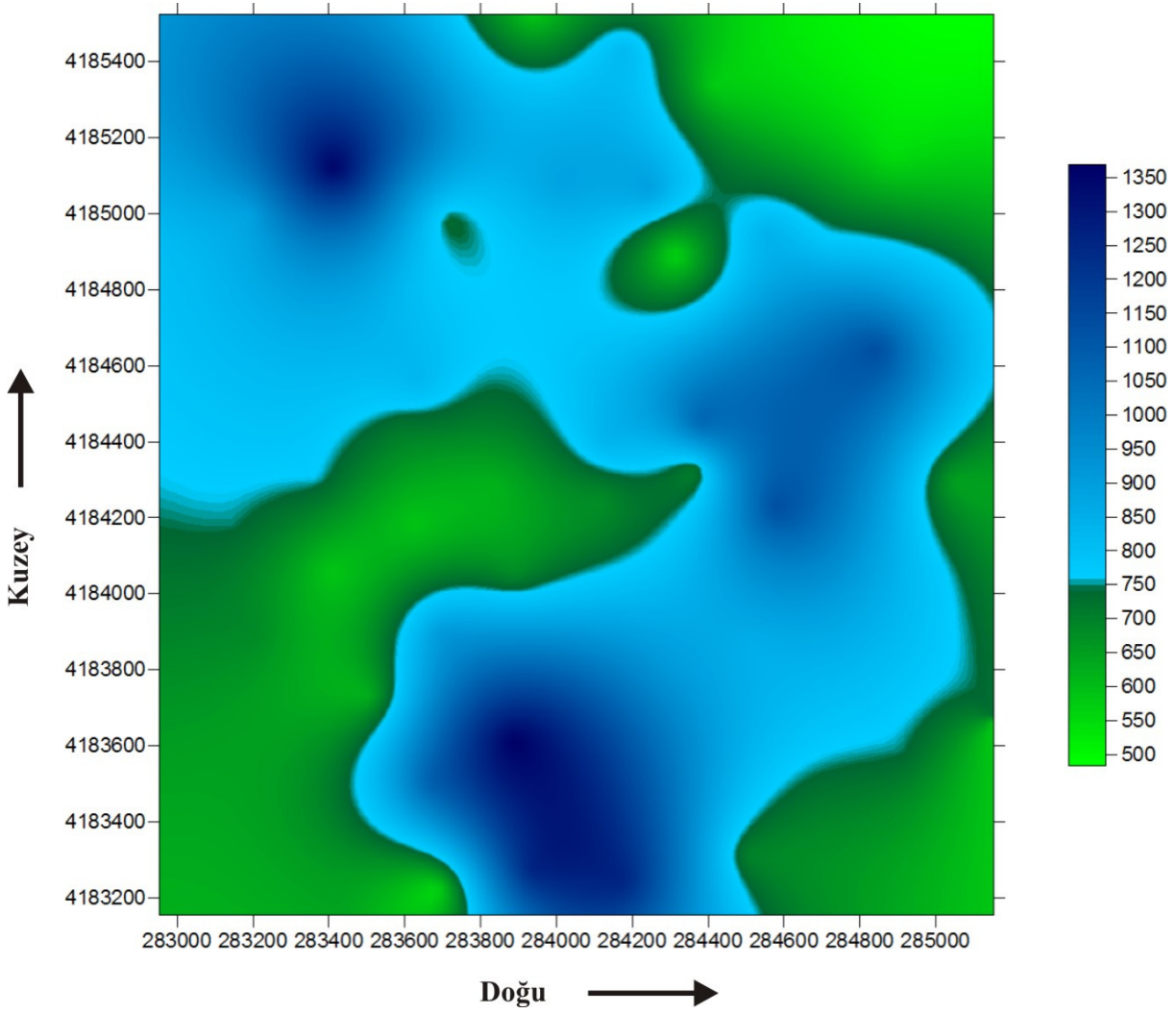
Şekil 9. 13, 21 ve 41 No'lu ReMi noktalarında sırasıyla 30, 30 ve 15 metre derinlikte yapılmış sondaj verisini gösteren sondaj logları

anlaşılmaktadır. Şekil 9'da tüf kumu ve pomza açık ve gri tonlarla belirtilmiştir. Birimlerdeki çakıl içerisinde önemli miktarda andezit ve kireçtaşına da rastlanmaktadır.

Bu çerçevede Vs30 hız değerlerine sondaj logları ışığında bakıldığında inceleme alanının S-dalgası dağılımında tüf kumu ve pomzanın temel faktör olduğu söylenebilir.



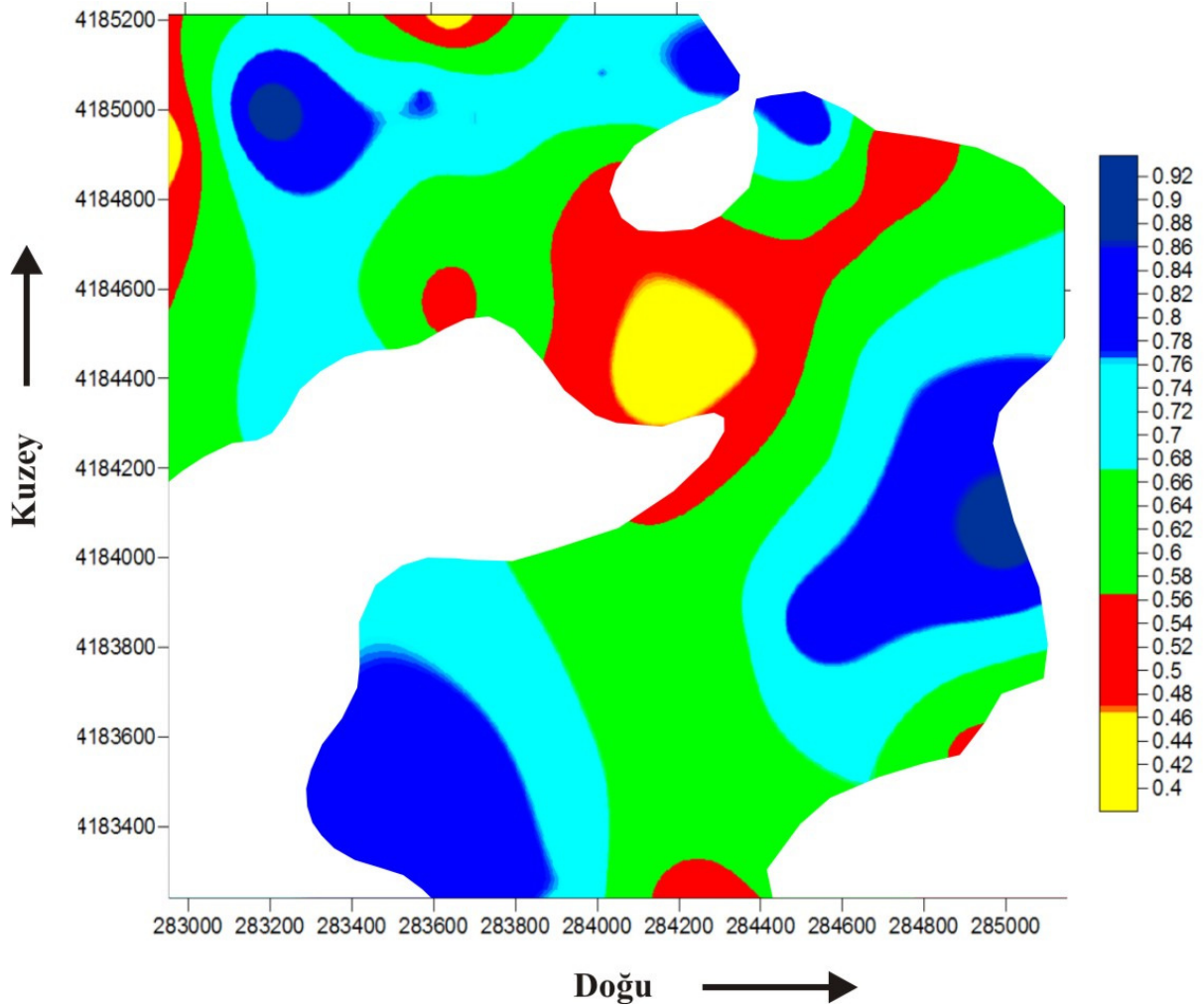
Şekil 10. Remi noktalarından elde edilen 5, 15, 30, 50 ve 100 metre derinlikler için ortalama S-Dalgası hız dağılımları



Şekil 11. 100 metre derinlik içerisinde derinliğin artışıyla karşılaşılan en yüksek S-dalgası hızları. Haritada sismik temel olarak kabul edilen 760 m/s ve daha yüksek hızlar mavi tonlar ile yeşilse sismik temele ulaşamayan alanları göstermektedir

Vs30 hız dağılımı haritası aynı zamanda bir sarsıntı haritası olarak da değerlendirilebilir. Bu harita bir deprem anında Vs30 hız değerinin düşüklüğüne bağlı olarak hangi alanların daha şiddetli sarsılacağını göstermektedir. Vs30 hız değerine ek olarak bir diğer önemli bulgu 760 m/s sismik temel hız değerine ulaşılan derinliğin

belirlenmesidir. Bu derinlik tespit edildiği takdirde, (6)'da verilen eşitlikle zeminin hakim titreşim periyodu hesaplanabilir. Deprem mühendisliğinde binaların her bir katı için 0.1 s rezonans periyoduna karşı gelir. Dolayısıyla hesabedilen zemin hakim titreşim periyodu yerleşke planlarında izin verilecek kat



Şekil 12. Çalışma alanında 100 metre derinlik içerisinde S-dalgasının 760 m/s ve daha fazla olduğu lokasyonlar için hesaplanan zemin hakim titreşim periyodunu gösteren harita. Sahada 0.4-0.9 saniye arasında değişen 6 farklı periyot hesaplanmıştır

sayıları için temel bir yaklaşım olacaktır. Şekil 11'da çalışma alanında 100 metre derinlik içerisinde elde edilen en yüksek S-dalgası hızları görülmektedir. Açık mavi 760 m/s hızın başladığı rengi göstermekte ve laciverte en yüksek hızı göstermektedir. Bu renkleri içeren bölgeler için zemin hakim titreşim periyodu hesaplanmıştır. Şekil 12 hesaplanmış periyotları göstermektedir. Bu harita çalışma alanında hangi kat sayısının önerilmediğini göstermektedir. Örneğin, haritada açık mavi 7 katlı binanın önerilmediğini bir diğer ifade ile deprem sarsıntısının bu alandaki mevcut binalar içerisinde varsa en çok yedi katlı binayı sarsacağına işaret etmektedir. Dolayısıyla bölge imar planlarına bu hesaplamaların dahil edilmesi gerekir.

Tartışma ve Sonuç

Deprem riski yüksek bölgelerde yapılaşmanın doğru tespit edilmiş zemin özelliklerine göre yapılması can ve mal kaybının önlenmesi açısından çok önemlidir. Sismik Kırılma-Mikrotitreşim (ReMi) tekniği, son yıllarda yüzeye yakın tabakalara ait ortalama S-dalgası hız yapısını (Vs30) elde etmek için geliştirilmiş bir yöntemdir. UBC (Uniform Building Code) ve EC8

(Eurocode 8) de zemin sınıflamasının Vs30 bilgisine göre yapılması önerilmiştir. Bu çalışmada zemin sınıfının Vs30 ile tespit edilmesi ve yerin 100 metre derinliğine kadar olan kısmının tabakalaşması ve S-dalgası hız yapısının tespit edilebilen yerlerde 760 m/s hıza sahip sismik temel derinliğini belirleyip zemin hakim titreşim periyodunu hesaplamak amaç edinilmiştir. Bunun için Isparta yerleşim merkezi kuzey kesiminde belirlenen yaklaşık 4 km²'lik bir alanda yöntemi uygulamak için toplam 54 adet ReMi verisi elde edilmiştir. Bu veriler değerlendirilerek hız-derinlik bilgisine dönüştürülmüş, Vs30 hız dağılımı ve zemin hakim titreşim periyot haritası elde edilmiştir.

Çalışmada kullanılan ReMi tekniğinin kullanımına ilişkin elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibidir.

1. ReMi tekniği uygulanması kolay ve Vs30 bilgisinin doğru bir şekilde elde edilmesinde etkilidir. S-dalgasının 30 metre derinliğinin ortalaması söz konusu olduğu için sonuçlar, örneğin hız-frekans (v-f) spektrumunda pik seçimi, model seçimi ve dispersiyon eğri çakıştırma işlemlerinden fazla etkilenmemektedir. Bu çalışmada veriler bir çok defa yeni baştan işlenmiş ve sonuçların birbirine çok yakın çıktığı görülmüştür.

2. Yer içerisindeki tabaka derinlikleri ve bunlara ait S-dalgası hızları, kullanılacak hız modelinden etkilenmektedir. Vs30 fazla etkilenmemesine karşın daha fazla derinlikler için veriye uygun modelleme yapılırken ölçülen ve kuramsal dispersiyon eğri çakıştırmasındaki hatanın %10'un altında kalmasına dikkat edilmiştir. Hatanın bu yüzdeyi geçtiği durumlarda model değiştirilmiş ve en doğru modele ulaşılmaya çalışılmıştır. Genel olarak fazla tabakalı modellerde hata oranı yükselmektedir. Bu çalışmada mevcut sondaj verileri de dikkate alınarak genel olarak 3 tabakalı model tercih edilmiştir. Bunun dışında bazı lokasyonlarda ortaya çıkan dispersiyon eğrisine göre 4, 5 tabakalı modellerde de kullanılmıştır.
3. Çalışmada 100 metre derinliğe kadar olan hız-derinlik yapısının ortaya çıkarılması hedeflenmiş ve bu derinlik içerisinde sismik temel sayılan S-dalgasının 760 m/s hızına ulaşılacağı varsayılmıştır. Bununla birlikte 54 ReMi noktasının ancak 33'ünde bu bilgiye ulaşılabilmiştir. Ulaşılamayan derinlikler için ReMi uygulamasında jeofon açılımının (maksimum ofset) daha uzun tutulması gerekmektedir.

Bu çalışmada ReMi tekniği kullanımı ile elde edilen tüm bulgular değerlendirilerek aşağıdaki sonuçlar tespit edilmiştir.

1. Çalışma ile Vs30'u temel alarak hazırlanmış UBC (Uniform Building Code) ve EC8 (Eurocode 8) zemin sınıflama kriterine göre değerlendirilen Vs30 hız dağılım haritası, çalışma alanında C ve D olmak üzere iki ayrı zemin sınıfının mevcut olduğunu göstermektedir.
2. Çalışma alanının 5, 15, 50 ve 100 metre ortalama S-dalgası hızları olan Vs5, Vs15, Vs50 ve Vs100 haritaları da elde edilmiş ve çalışma alanına bu derinlikler için değişimi incelenmiştir. Tümü değerlendirildiğinde genel olarak hız dağılımının Vs30 hız dağılımına uyum gösterdiği gözlenmektedir.
3. 100 metre derinlik içerisinde sismik temel olarak bilinen 760 m/s hıza ulaşılabilen noktalar belirlenerek haritalanmıştır. Harita, Vs30 hız değerleriyle değerlendirildiğinde çalışma alanının kuzey batı kısmı dışında yüksek zemin sınıfı gösteren alanlarda sismik temele ulaşıldığı söylenebilir.
4. Sismik temele ulaşılabilen alanlar için zemin hakim titreşim periyodu haritası hazırlanmıştır. Haritaya göre çalışma alanında 0.4-0.9 s periyotlar mevcuttur. Genel olarak en üst 5-10 metrelik kısımda bulunan alüvyon tabakaya ait S-dalgası hızı 200-250 m/s şeklinde olup Vs30 hız değerlerini düşürücü etki göstermektedir.
5. Binalaşma esnasında düşük hızlı üst kısmın hafriyatla alınması zemin sınıfını artırıcı etki göstereceği düşünülebilir (bölgede genellikle en üst kısımdan 1-2 m alınmaktadır). Bununla birlikte, bu durumda zemin hakim titreşim periyodunun da Vs30 hız değerlerine ve sismik temel derinliğinin değişmesine bağlı olarak değişeceği düşünülmelidir.

6. Çalışmada kullanılan ekipman ve veri kazanım düzeni ReMi tekniğinin Vs30 hız değerlerinin doğru bir şekilde hesaplaması için yeterlidir. Bununla birlikte sismik temel hızı ve derinliğinin tespiti için bu çalışmada kullanılan 230 m açılım yeterli değildir ve en az 300 metreye yükseltilmelidir.

Kanbur vd., (2008) daha önce çalışma alanının kuzeyinde Plio-Kuvaterner çökelleri üzerinde ReMi tekniği ile S dalgası hız kesitini elde edip, alanı yapısal olarak yorumlamışlardır. Bu çalışmayla birlikte değerlendirildiğinde şu sonuçlar ortaya çıkmaktadır.

1. Kanbur vd., (2008) elde ettikleri ReMi kesiti ile üç temel hız seviyesi ortaya çıkarmışlardır. Bunlar yaklaşık 50 m derinlikte 1200 m/s ve daha yüksek hızlara sahip Üst Kretase karbonatları, sismik temel olarak kabul edebileceğimiz 30-35 metre derinlikte 750-1200 m/s hızlarla sahip Paleojen kırıntıları ve bu seviyenin üstünde 350-550 m/s hızlara sahip Pliyo-Kuvaterner çökelleridir. Kesitin kuzey kısmındaki ova çökellerinde ise hızlar bu çalışmanın kuzey kısmıyla büyük bir benzerlik göstermektedir, S dalgası hızı burada 200-350 m/s aralığındadır. Vs30 ise bu yerlerde 290-340 m/s aralığında hız değerlerini sergilemektedir. Ova içinde kalan bu alanlarda topoğrafik yükseklik birbirine çok yakındır.
2. Kanbur vd., (2008)'e ait ReMi kesiti Vs30'a göre incelendiğinde, kuzeyde Plio-Kuvaterner çökellerine girmeden önce hız 430 m/s iken bu çökellere gelindiğinde fay olarak yorumlanan alanlarda hız düşmekte ve sonra yükselmektedir. Fay alanlarını dolduran pekişmemiş genç birimler Vs30 hızını düşürmektedir. Kesitin bu kısımları ve ova kısımlarına ait zemin sınıfı D diğer kısımlarda C olarak belirlenmiştir.
3. Bu çalışmada da inceleme alanın güney kısmı farklı zemin sınıflaması ile benzer özellik göstermiştir. Bununla birlikte Kanbur vd., (2008)'e ait kesitte sismik temel daha düzenli bir şekilde ortaya çıkmıştır. Bu çalışmada incelenen alanda sismik temel büyük ölçüde elde edilmekle birlikte derinlik değişkenlik göstermektedir.
4. Önceki çalışmada zemin sınıflamasına ilişkin Vs30 değerini Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimler yükseltmekte buna karşın bu çalışmada bu etki çoğunluğunu tüf ve andezit çakıllarının oluşturduğu birimlerden kaynaklanmaktadır.

Teşekkür

Bu çalışmayı destekleyen SDU, Bilimsel Araştırmalar Yönetim Birimi'ne, arazi çalışmalarına katılan Jeofizik Mühendisliği öğrencilerine ve değerli katkılarından dolayı Prof. Dr. Muhittin Görmüş'e çok teşekkür ederiz.

Kaynaklar

- Akbulut, A. 1980. Eğirdir Gölü güneyinde Çandır (Sütçüler-Isparta) yöresindeki Batı Torosların jeolojisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 23 (1), 1-9.

- Anderson, J. G., Lee, Y., Zeng, Y., Day, S. 1996. Control of Strong Motion by the Upper 30 Meters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6), 1749-1759.
- Anderson, N., Thitimakorn, T., Ismail, A., Hoffman, D. 2007. A Comparison of Four Geophysical Methods for Determining the Shear Wave Velocity of Soils. *Environmental And Engineering Geoscience*, 13 (1), 11-23.
- Asten, M. W., Stephenson, W.R., Davenport, P.N. 2005. Shear-wave Velocity Profile for Holocene Sediments Measured From Microtremor Array Studies, SCPT, and Seismic Refraction. *Journal of Environmental Engineering Geophysics*, 10, 235-242.
- Bard, P.Y., Bouchon, M. 1985. the Two-Dimensional Resonance of Sediment-Filled Valleys, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(2), 519-541.
- Barka, A, Reilinger, R., Şaroğlu, F., Şengör A.M C. 1997. the Isparta Angle: Its Importance in the Neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, 9-14 October 1995, Proceeding, 1, 3-17.
- Borcherdt, R.D., Glassmoyer, G. 1992. On the Characteristics of Local Geology and Their Influence on Ground Motions Generated by the Loma Prieta Earthquake in the San Francisco Bay Region, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 603-641.
- Chávez-García, F.J., Domínguez, T., Rodríguez, M., Pérez, F. 2007. Site Effects in a Volcanic Environment: a Comparison Between HVSR and Array Techniques at Colima, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(2), 591-604.
- Dobry, R., Borcherdt, R.D., Crouse, C.B., Idriss, I.M., Joyner, W.B., Martin, G.R., Power, M.S., Rinne, E.E., Seed, R.B. 2000. New site Coefficients and Site Classification System Used in Recent Building Seismic Code Provisions, *Earthquake Spectra*, 16, 41-67.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z., Değirmenci, E. 1991. Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi (1990-1988), İTÜ Maden Fak. Jeofizik Müh. Bl., İstanbul.
- Frenkal, A., McGarr, A., Bicknell, J., Mri Seeber, L., Cranswick, E. 1990. Attenuation of High Frequency Shear Waves in the Crust: Measurements From York State, South Africa and Southern California, *Journal of Geophysical Research*, 95, 17441-17457.
- Görmüş, M., Özkul, M. 1995. Gönen-Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) Arasındaki Bölgenin Stratigrafisi. *Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 1, 43-64.
- Görmüş, M., Caran, Ş., Başayığıt, L., Çoban, H., Hilal, H.A., Uysal, K., Şenol, H. 2003. Eğirdir-Senirkent-Senirce (Isparta) Arasındaki Pliyo-Kuvaterner Sedimanları ve Landsat 7 ETM+ Görüntülerinde Yorumu. *Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, Özel sayı, 7 (2), 57-72.*
- Görmüş, M., Çoban, H., Caran, Ş., Uysal, K., Bircan, C., Tunç, İ.O. 2005. Eğirdir Gölü Batısı Pliyo-Kuvaterner Sedimanları. *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu-V. 02-03 Haziran 2005, İTÜ/Aybe 205-218.*
- Gutnic, M. 1977. Geologie du Taurus Pisidien au nord d'Isparta, Turquie. Principal resultats, extraits des notes de. M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, *Universite' du Paris—sud Orsay*, p. 130.
- Gutnic M., Poisson A. 1970. Un Dispositif Remarquable des Chaines Tauriques dans le Sud de la Courbure d'Isparta (Turquie meridion bale). *Comptes Rendus Academie des Sciences, Paris*, 270, 672-675.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. Dumont, J. F. 1979. Géologie des Taurides Occidentales (Turquie). *Memoires Société Géologue de France, Paris*, 137(1), 1412.
- Gündoğdu, O., Altınok, Y., Ersoy, Ş. 1996. 1 Ekim 1995 Dinar Depremi Gözlem ve Değerlendirmeleri, SDÜ, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi IX. Mühendislik Sempozyumu, Isparta.
- Kanbur, Z., Görmüş, M., Kanbur, S. 2008. Isparta Yerleşim Alanı Kuzey Kesiminin Sığ S-Dalgası Kesitinin Çıkarılmasında Kırınım-Mikrotitreşim Tekniğinin (ReMi) Kullanılması, *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri dergisi*, 29(2), 76-86.
- Karaman, M. E. 1990. Isparta Güneyinin Temel Jeolojik Özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 33, 57-67.
- Karaman, M. E. 1994. Isparta-Burdur Arasının Jeolojisi ve Tektonik Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 37, 119-134.
- Karaman, M. E., Meriç, E., Tansel, İ. 1988. Çünür (Isparta) Dolaylarında Kretase-Tersiyer Geçışı. *Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi*, 4, 80-100.
- Kazancı, N. 1988. Repetitive Deposition of Alluvial Fan and Fan-Delta Wedges at a Fault-Controlled Margin of the Pleistocene –Holocene Burdur Lake Graben, Southwestern Anatolia, Turkey;

- Fan Deltas: Sedimentology and Tectonics Settings Eds. W. Nemec and R.J. Steel, 1988 Blackie and Son.
- Kazancı, N. 1990. Fan-Delta Sequences in the Pleistocene and Holocene Burdur Basin, Turkey: the Role of Basin-Margin Configuration in Sediment Entrapment and Differential Facies Development. Spec. Publs int. Ass. Sediment 10, 185-198.
- Kazancı, N., Karaman, M.E. 1988. Gölcük (Isparta) Pliyosen Volkanoklastiklerinin Sedimenter Özellikleri ve Depolanma Mekanizmaları. Akdeniz. Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi 4, 16-35.
- Kazancı, N., Emre, Ö., Keçer, M., Özdoğan, M. 2000a. Jeoloji Raporları için Güncel Çökellerin Haritalanması: Öneri Ve Örnek, 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, özetler kitabı, 237.
- Kazancı, N., Alçiçek, M.C., Emre, Ö., Erkal, T., Erdem, B., Tuncel, K., Baba, K., Mısırlı, A. 2000 b. Biga ve Gönen Deltalarının Kumsal Tortulları: Tane Boyu-Enerji İlişkisi Hakkında Durum Araştırması, 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, özetler kitabı, 366.
- Koçyiğit, A., Özacar, A. 2003. Extensional Neotectonic Regime Through the NE Edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New field and seismic data. Turkish Journal of Earth Sciences 12, 67-90.
- Louie, J.N. 2001. Faster, Better: Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth From Refraction Microtremor Arrays. Bulletin of the Seismological Society of America, 91(2), 347-364.
- McMechan, G.A., Yedlin, M. J. 1981. Analysis of Dispersive Waves by Wave Field Transformation. Geophysics, 46, 869-874.
- Pamir, H. N., Erentöz, C. 1968. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, Konya Paftası, http://www.mta.gov.tr/v1.0/haritalar/jeoloji_haritalari/lejand/konyalejand.html, (Erişim tarihi: 10.07.2008).
- Pınar, A. 1996. Uzun Periyotlu Telesismik Cisim Dalgalarının 1 Ekim 1995 Dinar Depreminin Kinematik ve Dinamik Kaynak Parametreleri, SDÜ, Mühendislik Mimarlık Fakültesi IX. Mühendislik Sempozyumu, Isparta.
- Richwalski, S. W., Picazzo, M., Parolai, M., Milkereit, C., Baliva, F., Albarello, D., Roy-Chowdhury, K., Zschau, H.J. 2007. Rayleigh Wave Dispersion Curves From Seismological and Engineering-Geotechnical Methods: a Comparison at the Bornheim Test Site (Germany). Journal of Geophysical. Engineering, 4, 349-361.
- Sarız, K. 1985. Keçiborlu Kükürt Yataklarının Oluşumu ve Yörenin Jeolojisi. Anadolu Üniversitesi Yayınları, 91, Doktora Tezi, Eskişehir, 110s.
- Scott, J. B., Clark, M., Rennie, T., Pancha, A., Park, H., Louie, J.N. 2004. A Shallow Shear-Wave Velocity Transect Across the Reno, Nevada area basin. Bulletin of the Seismological Society of America, 94, 2222-2228.
- Sabetta, F., Bommer, J. 2002. Modification of the Spectral Shapes and Subsoil Conditions in Eurocode 8, 12th European Conference on Earthquake Engineering, paper ref. 518.
- Seco e Pinto, P.S. 2002. Eurocode 8-Design Provisions for Geotechnical Structures. Special Lecture, 3rd Croatian Soil Mechanics and Geotechnical Engineering Conference, 2002 Hvar, CD-ROM.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y. 1981. Türkiye ve Yakın Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (BC 2100-1900 AD), TBAG, 341, İ.Ü. Yer Bilimleri Fakültesi, Jefizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul.
- Taymaz, T., Price, S. P. 1992. The 1971 May 12 Burdur Earthquake Sequence, SW Turkey: a Synthesis of Seismological and Geological Observations. Geophysical Journal International, 108, 589-603.
- Thelen, W.A., Clark, M., Lopez, C.T., Loughner, C., Park, H., Scott, J.B., Smith, S.B., Greschke, B., Louie, J.N. 2005. A Transect of 200 Shallow Shear Velocity Profiles Across the Los Angeles Basin. Bulletin of the Seismological Society of America, 96(3), 1055-1067.
- Thorson, J. R., Claerbout, J. F. 1985. Velocity-Stack and Slant-Stack Stochastic Inversion. Geophysics, 50, 2727-2741.
- Yalçınkaya, S. 1989. Isparta-Aglasun (Burdur) Dolaylarının Jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 176s.