

(Deprem Sempozyumu Kocaeli 2005, 23-25 Mart 2005)

YAPI-YERİ İNCELEMELERİNDE MAKASLAMA DALGASI HIZ KESİTİNİN ReMi YÖNTEMİ İLE SAPTANMASI

Ahmet T. BAŞOKUR¹

ÖZET: Yapı-yeri incelemelerinde S-dalgası hızlarının elde edilmesi için yüzey kırılma yöntemi veya kuyu içi sismik yöntemler kullanılmaktadır. Kırılma yöntemi ile hız terslenmesi (yüksek hızlı bir katmanın altında düşük hızlı katman bulunması) ile karşılaşıldığında, düşük hızlı katmanın parametreleri çözülememektedir. Kent içersindeki ölçü alımlarında yeterli sinyal/gürültü oranı elde etmede çeşitli sorunlar ile karşılaşmaktadır. Kuyu içi yöntemler ise sondaj açılması ve gerekli teçhizatın bulunması koşullarında uygulanabilmektedir. Ayrıca, elde edilen bilgi kuyu civarı ile sınırlıdır. Bu tekniklere ek olarak önerilen ReMi (kırılma-mikrotremor) yönteminin amacı, gürültü kayıtları ile 100 metre derinliğe kadar S-dalgası hız kesitinin elde edilmesidir. Veri toplama için kırılma yönteminde kullanılan standart kayıtçılar ve düşey jeofonlar kullanılır. Yöntem, Rayleigh dalgasının dispersiyonu nedeni ile nüfuz derinliğinin dalga boyuna bağımlı olmasından yararlanır. Veri-işlem aşamasında τ - p ve Fourier dönüşümleri kullanılarak frekans bağımlı faz hızı eğrisi elde edilir. Bu eğriden ise ters-çözüm ile katman kalınlıkları ve S-dalgası hızları hesaplanmaktadır. Bu çalışmada, ReMi ve sismik kırılma yöntemleri ile aynı noktada bir arazi uygulaması gerçekleştirilmiştir. ReMi yönteminden hesaplanan hız kesiti ile kırılma verisinin iki-boyutlu ters-çözümü ile elde edilen S-dalgası hız kesitleri karşılaştırılmıştır. Kırılma verisinden sığ derinliklere (0-30 m) ait bilgiler iyi bir ayrımlılıkla elde edilmekte iken ReMi ile 100 m derinliğe kadar hız değişimini saptamak olanaklıdır. Her iki yöntemden elde edilen bilgiler tamamlayıcı olduğundan, kırılma ölçüleri sonrası aynı serim düzeni kullanılarak, ReMi ölçümleri gerçekleştirilebilir. Böylelikle, hem sığ hem de derin hız bilgisine erişmek olanaklı hale gelir.

Anahtar Kelimeler: ReMi, Yüzey Dalgaları, Rayleigh Dalgası, Makaslama Dalgası, Mikrotremor.

Giriş

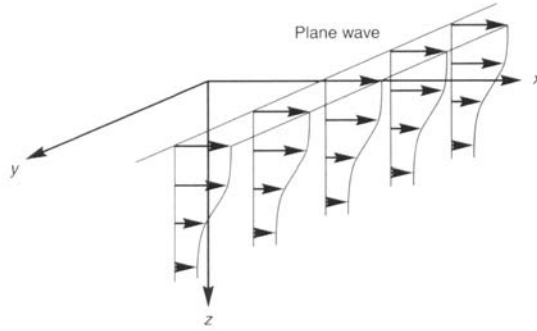
Dinamik yük altında zemin davranışlarının önceden kestirilebilmesi, depreme dayanıklı yapı tasarımı için son derece önemlidir. Dalga genliğinin periyoda bağımlı olarak elde edilmesi, yapı-yeri tepkisinin hesaplanması ile olanaklıdır. Bu hesaplama için inceleme yerine ait makaslama dalgası hızlarına ve yer altı hız dağılımına gereksinim bulunmaktadır. Yapı-yeri incelemelerinde makaslama dalgası hızlarının elde edilmesi için iki yöntem bulunmaktadır. Bunlar sismik kırılma ve kuyu içi sismik yöntemleridir. Kuyu içi sismik yönteminin uygulanması mekanik sondaj çalışması gerektirdiğinden görece pahalıdır. Karşıt-kuyu çalışması yapılmamış ise elde edilen bilgi sondaj civarı ile kısıtlıdır. Mühendislik çalışmalarının kent içinde ve dar alanlarda gerçekleştirilmesi gerektiğinden, hedeflenen araştırma derinliği için sismik kırılma yönteminde gerekli serim uzunluğunu elde etmek her zaman olanaklı olmamaktadır. Gürültüler, hem uygulamada sorunlar yaratmakta hem de uzak jeofonlardaki sinyali örtterek dolaylı olarak araştırma derinliğini azaltmaktadır. Yönetmeliklerde mühendislik çalışmaları için 30 m araştırma derinliği yeterli görülmekte ve genellikle bu derinliğe kadar makaslama dalgası hız kesitinin kırılma yöntemi ile saptanmasında bir sorunla karşılaşmamaktadır. Ancak, yapı-yeri tepkisinin hesaplanabilmesi için sismik temel olarak adlandırılan ve en az 760 m/sn makaslama dalgası hızı olan katmana kadar yer altı geometrisinin ve sismik hızların bilinmesi gerekmektedir. Alüvyon kalınlığının 30 metreden daha kalın olduğu durumlarda sismik kırılma yöntemi ile sismik temelin saptanması oldukça güçleşmektedir. ReMi (Refraction Microtremor) yöntemi, sismik kırılma ölçüm sistemlerini kullanarak, 100 metre derinliğe kadar makaslama dalgası hızlarını %20 doğrulukta sağlayabilmektedir. Bu çalışmanın konusunu ReMi yönteminin kuramsal ilkeleri ile bir uygulama örneği oluşturmaktadır.

¹ Ankara Üniversitesi Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi (ADAUM) ve Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Müh. Böl. Tandoğan, 06100 Ankara

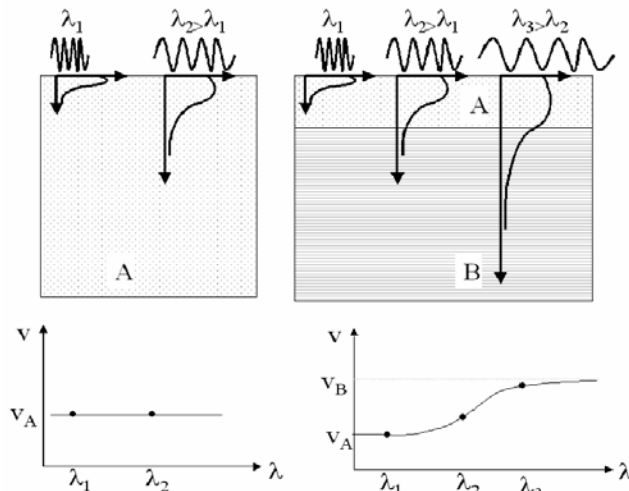
Kuramsal İlkeler ve Arazi Uygulaması

Yüzey dalgası yöntemlerinin gelişimi, kuramsal temelleri ve mühendislik problemlerine uygulanışı Socco ve Strobbia(2004) tarafından özetlenmiştir. Yüzey dalgaları sismolojide çok eskiden beri kabuk ve üst-mantonun yapısının araştırılmasında kullanıla gelmekle birlikte, yapı-yeri incelemelerinde makaslama dalgası hızlarının saptanması gibi sığ amaçlar için kullanımı Spectral Analysis of Surface Waves (SASW) yönteminin geliştirilmesi ile başlamıştır (Nazarian and Stokoe 1984; Stokoe and Nazarian 1985; Gucunski and Woods 1991; Tokimatsu *et al.* 1992). Bu makalede ise kırılma cihazları ile uygulanabilen bir yüzey dalgası yöntemi olan ReMi (Refraction-Microtremor) yöntemi ele alınacaktır.

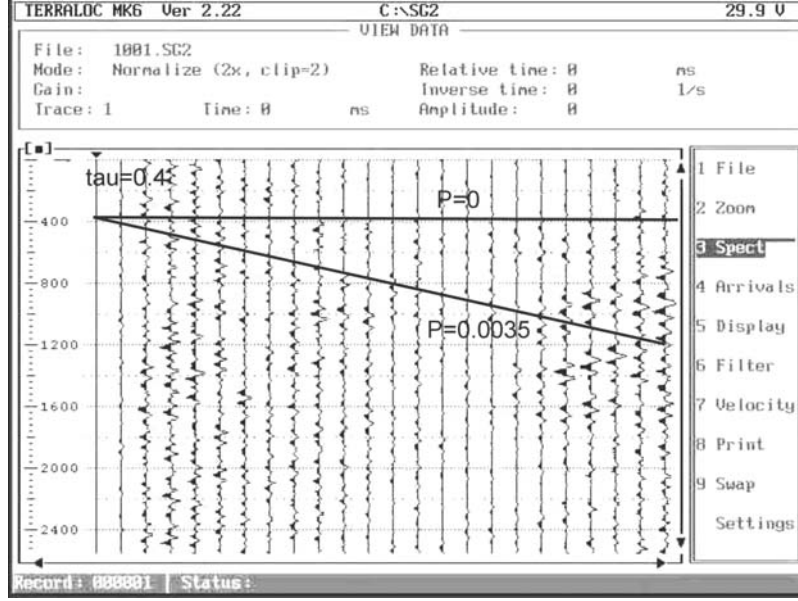
Mikrotremor, rüzgar, yağmur, deniz dalgaları ve atmosfer basınç değişimi gibi doğal olaylardan veya insan faaliyetlerinden kaynaklanan, periyotları 0.005-2 saniye aralığındaki titreşimlerdir. Birçok araştırmacı, mikrotremorları Rayleigh dalga türü ile ilişkilendirmektedir. Rayleigh dalgaları bir tür yüzey dalgası olup, sadece yer-hava sınırı gibi serbest yüzeylerde, P ve S dalgalarının girişimlerinin bir sonucudur. Eliptik parçacık hareketi dalga yayılım yönünün tersinedir. Rayleigh dalgaları sınırlı bir derinlik boyunca yayılım gösterirler ve uzun dalga boyları daha derinlere nüfuz eder. Nüfuz derinliği yaklaşık bir dalga boyudur. Şekil 1 de, x yönünde ilerleyen düzlem dalganın genliğinin derinlik ile değişimi gösterilmiştir. Düşey yöndeki dalga genliği, dalga boyuna bağlı olduğundan, yüzey dalgaları ‘dispersif’ özelliktedir. Şekil 2 de ise kısa ve uzun dalga boyları için Rayleigh dalgalarının nüfuz derinliği şematik olarak gösterilmiştir (Strobbia, 2004). Her dalga boyunun karşılığı olan bir faz hızı vardır (Xia *et al.*, 1999). Homojen ortamda farklı dalga boyları aynı faz hızındadır. Katmanlı ortamda ise küçük dalga boylarında faz hızı birinci katmanın, çok büyük dalga boylarında ise temelin faz hızına eşit olacaktır. Katmanların fiziksel özelliklerinden kaynaklanmayan bu olaya ‘geometrik dispersiyon’ ve faz hızının frekans ile değişiminin çizimine de ‘dispersiyon eğrisi’ adı verilir.



Şekil 1. x yönünde ilerleyen düzlem dalga (Kramer, 1996).



Şekil 2. Yüzey dalgalarının dispersiyonu. (a) tekdüze ortamda sabit faz hızı ve (b) iki katmanlı ortamda faz hızının dalga boyu ile değişimi (Socco and Strobbia, 2004).



Şekil 3. τ - p dönüşümü. Üstteki doğru için $\tau=0.4$, $p=0$ ve alttaki doğru için $\tau=0.4$, $p=0.0035$.

ReMi yönteminin uygulaması üç aşamayı kapsamaktadır. Bunlar, veri toplama, veri-işlem ve ters-çözüm aşamalarıdır. Veri-işlem aşaması standart sismik kırılma cihazları ile gerçekleştirilebilir. 12 kanal cihazlar uygun olmakla birlikte, 24-48 kanal cihazlar daha nitelikli veri toplanmasını sağlar. 4-8 Hz frekanslı düşey jeofonlar ile 100 metre araştırma derinliğine ulaşılabilir. 5-10 metre jeofon aralığı ile 100-250 metre uzunluğunda bir profil oluşturulur ise 30 saniye süreli mikrotremor kaydı ile 100 metre derinliğe kadar S dalga hızı değişimi hesaplanabilmektedir. Yöntem, iyi bir yapıştırma ile jeofonların asfalt üzerine de yerleştirilmesine izin vermektedir.

Yöntemin uygulaması Bolu kentsel alanında daha önce sismik ve sondaj çalışmaları gerçekleştirilen bir bölgede yapılmıştır. ABEM Terraloc MK6 modeli 24 kanallı kırılma cihazı ve düşey jeofonlar kullanılarak, 32 saniye süresince gürültü kayıt edilmiştir. Jeofon aralığı 10 ve toplam serim uzunluğu 230 metredir. ReMi yönteminin veri-işlem aşamaları Bolu'da aynı noktada ölçülen üç adet kayıt örnek verilerek anlatılacaktır. Sismik gürültü verisine ilk uygulanan veri-işlem τ - p dönüşümüdür. Bu dönüşümün sismik yöntemlerdeki uygulamalarından birini, kırılma verisinden hız analizi ile McMechan and Yedlin (1981) vermişlerdir. Bu dönüşümü uygulaması nedeni ile ReMi yöntemini veri-işlem aşaması SASW yönteminden farklıdır (Louie, 2004). τ - p dönüşümü, çeşitli x noktalarında aynı anda ölçülmüş izlerden oluşan bir sismik kayıt ($A(x,t)$) boyunca çizgi integrali olarak tanımlanmaktadır:

$$A(p, \tau) = \int_x A(x, t = \tau + px) dx.$$

Burada, eğim $p = dt/dx$, x doğrultusundaki görünür hızın tersine eşittir. Bu nedenle, yavaşlık olarak adlandırılır. Uygulamada, x değerleri n adet değişken değerine ayrıştırılır. Uygulamada, x değerleri n adet değişken değerine Δx aralıkları ile ayrıştırılır ve herhangi bir değişken değeri $x = j \cdot \Delta x$ ile gösterilir. Benzer olarak, zaman değerleri de Δt aralıkları ile ayrıştırılır. Δt değeri genellikle 0.001-0.01 saniye aralığında bir değerdir. Böylece, ayrık τ - p dönüşümü izleyen toplam ile tanımlanabilir:

$$A(p = p_0 + l \cdot \Delta t, \tau = k \cdot \Delta t) = \sum_{j=0}^{n-1} A(x = j \cdot \Delta x, t = i \cdot \Delta t).$$

Burada, $t = i \cdot \Delta t = \tau + px$ olarak verilir. Şekil 3 de Bolu'da ölçülen ReMi kaydının üzerinde τ - p dönüşümünün hesaplanması gösterilmiştir. Şekil de en solda milisaniye olarak zaman ölçeği görülmektedir. $\tau=0.4$ saniye ve $t = \tau + px$ doğrusunun eğimi sıfır ($p=0$) iken bütün izlerde $t=0.4$ sn değerine karşılık gelen genlikler toplanır. Şekilde görülen eğimli diğer doğru birinci izi 0.4 ve yirmi dördüncü izi 1.2 sn değerlerinde kesmektedir. $\tau=0.4$ ve son jeofon 230 metrede olduğundan, bu doğrunun eğimi

$1.2=0.4+p$ 230 denkleminde, $p=0.0035$ olarak bulunabilir. Bu doğru boyunca her izdeki genliklerin toplamı $\tau=0.4$, $p=0.0035$ çiftine karşılık gelecektir. Yavaşlık hızının tersine eşit olduğundan, görünür faz hızı $1/0.0035=287.5$ m/sn olarak bulunabilir.

Veri işleminin bir sonraki adımında, hesaplanılan her $A(p, \tau)$ izinin τ doğrultusunda Fourier dönüşümünü alınır:

$$F(p, f = m.\Delta f) = \sum_{k=0}^{nt-1} A(p, t = k.\Delta t) \cdot \exp(-i.2\pi m.\Delta f.k.\Delta t)$$

Güç spektrumu, $F(p, f)$ ile onun karmaşık eşleniğinin çarpımına eşit olduğundan,

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

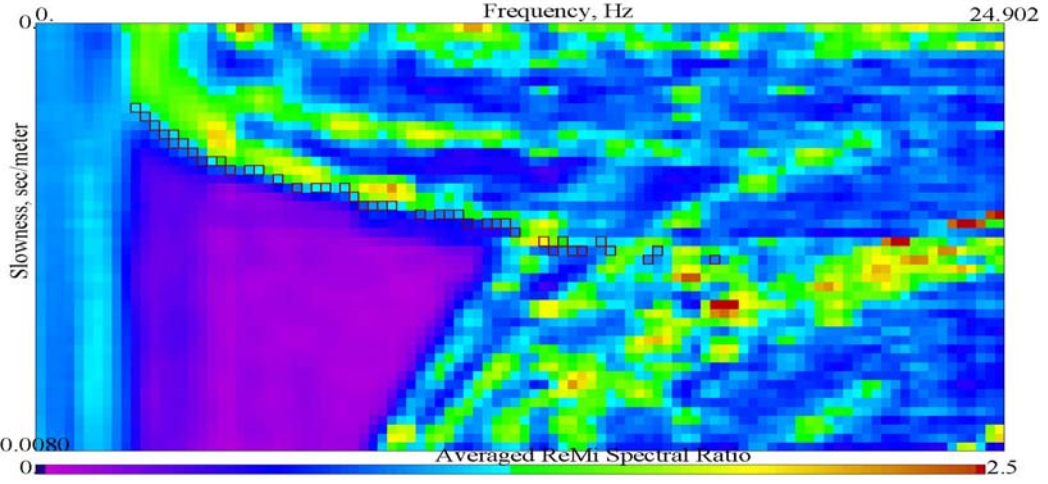
bağıntısı ile hesaplanabilir. Burada, * simgesi karmaşık eşleniği göstermektedir. Bu işlemin amacı, alıcı profili boyunca hem düz hem de ters yöndeki $\tau-p$ dönüşümlerinin toplamını hesaplamaktır. Böylelikle, düz ve ters yönlerdeki yavaşlık değerlerinin tek bir $|p|$ ekseninde toplanması sağlanarak, $S(|p|, f)$ değerleri $|p|, f$ uzayında elde edilir. İki dönüşümün ardışık uygulaması ile uzaklık-zaman bölgesindeki sismik kayıt, p -frekans (p - f) bölgesinde hesaplanmış olur.

Uygulamada, birden fazla kayıt alınır ve bunların spektrumları birbiri üzerine yığılarak, ortalamaları hesaplanır. Bu uygulamada üç adet kayıt alınmıştır. Şekil 4 de, ReMi kayıtlarından ayrı ayrı hesaplanarak, daha sonra birleştirilen güç spektrumu görülmektedir. Spektrum üzerinde, uyumlu (coherent) faza karşılık gelen güç spektrumu değerleri büyük olacaktır. Bunlar işaretlenerek, periyot (frekans) ile faz hızının veya onun bire bölünmüşü olan yavaşlık değişimi elde edilebilir. Şekil 4 de, içi boş siyah kutular şeklinde işaretlenen değerlere karşılık gelen frekans-yavaşlık çifti kullanılarak, periyot bağımlı faz hızı eğrisi elde edilebilir (Şekil 5). ReMi ölçümlerinden elde edilen dispersiyon eğrisine çakışan, kuramsal veri bulunur. Bu veriyi hesaplamakta kullanılan parametrelerin çözümü verildiği düşünülür. Kuramsal verinin hesaplanmasında, yer altının elastik veya viskoelastik katmanlardan oluştuğu varsayılır. Her katman, makaslama dalgası hızı V_s , P dalgası hızı V_p , yoğunluk ve tabaka kalınlığı olmak üzere dört parametre ile temsil edilir. Rayleigh dalgası hızı, büyük oranda tabaka kalınlığı ve S dalga hızına bağımlı olduğundan ters-çözüm işleminde sadece bu iki parametre kullanılır. Ölçülen ve kuramsal frekans bağımlı faz hızı eğrilerinin çakışmasını sağlayan katman parametreleri, deneme-yanılma veya geleneksel ters-çözüm yöntemleri ile hesaplanır. Şekil 5 de, ölçülen ve kuramsal dispersiyon eğrilerinin çakışması görülmektedir. Çakışmayı sağlayan parametreler ise Çizelge 1 de verilmiştir.

ReMi ölçüsünün alındığı noktada 5 metre jeofon aralığı ile P ve S kırılma incelemesi de yapılmıştır. Serimin başlangıç ve sonunda birer, ortasında bir ve serim boyunca dörtte biri kadar dış uzaklıklarda ikişer olmak üzere toplam beş atış yapılmıştır. İlk ve son jeofondan 2.5 metre aralık bırakılarak gerçekleştirilen düz ve ters atışlar arası uzaklık 120 metredir. Şekil 6 da verilen S dalgasına ait uzaklık-geçiş zamanı grafiğinde, atış noktalarının ve jeofonların konumları görüntülenmiştir. S dalgasını oluşturmak için yaklaşık 2 metre uzunluğunda bir kalas üzerine araç çıkarılarak, kalasa yandan balyoz ile vurulmuştur. Kalasın diğer yanından vurularak oluşturulan sinyaller, kutup değiştirilerek, önceki kayıt üzerine biriktirilmiştir. Bu işlem ile P dalgalarının genlikleri bastırılmış, S dalgalarının genlikleri ise güçlendirilmiştir.

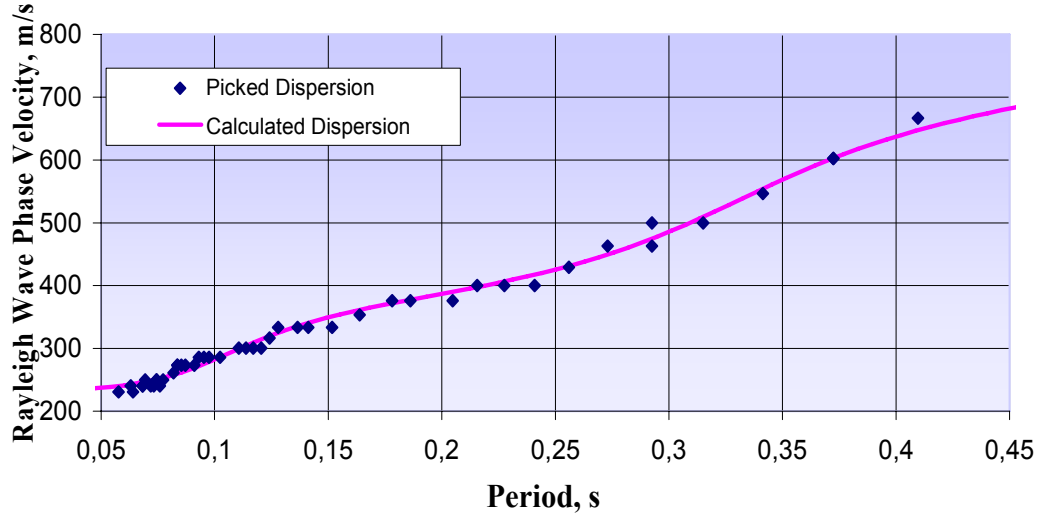
Çizelge 1. Frekans bağımlı faz hızı eğrisinin ters-çözümünden elde edilen derinlik ve S-dalgası hızları.

Derinlik, m	V_s , m/s
0-11	255
11-27	440
27-64	502
64-	1000



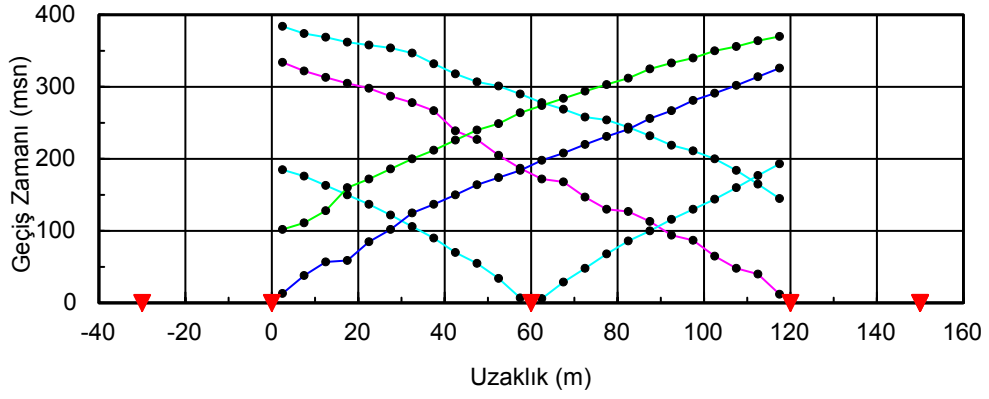
Şekil 4. ReMi kayıtlarından elde edilen (p - f) (yavaşlık-frekans) uzayında ortalama spektral oranın görüntüsü. Yüksek değişim oranları göz önüne alınarak, içi boş siyah kutu şeklindeki işaretler yerleştirilmiştir.

Dispersion Curve Showing Picks and Fit

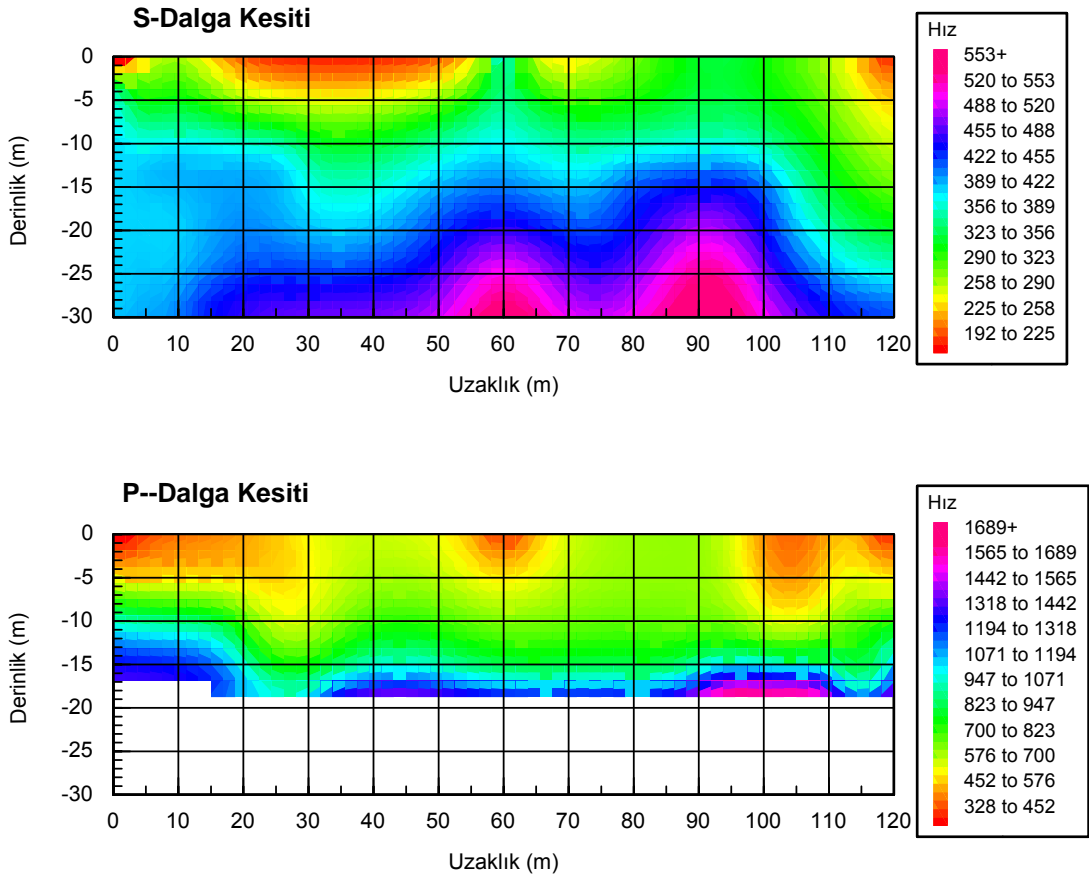


p - f Image with Dispersion Modeling Picks

Şekil 5. Ölçülen ve kuramsal dispersiyon eğrileri. Kuramsal verinin parametreleri Çizelge 1 de verilmiştir.



Şekil 6. Sismik kırılma verisi (S dalgası) uzaklık-geçiş zamanı grafikleri. Üçgenler atış noktalarının konumlarını göstermektedir.



Şekil 7. S dalgası (üstte) ve P dalgası (altta) hız kesitleri.

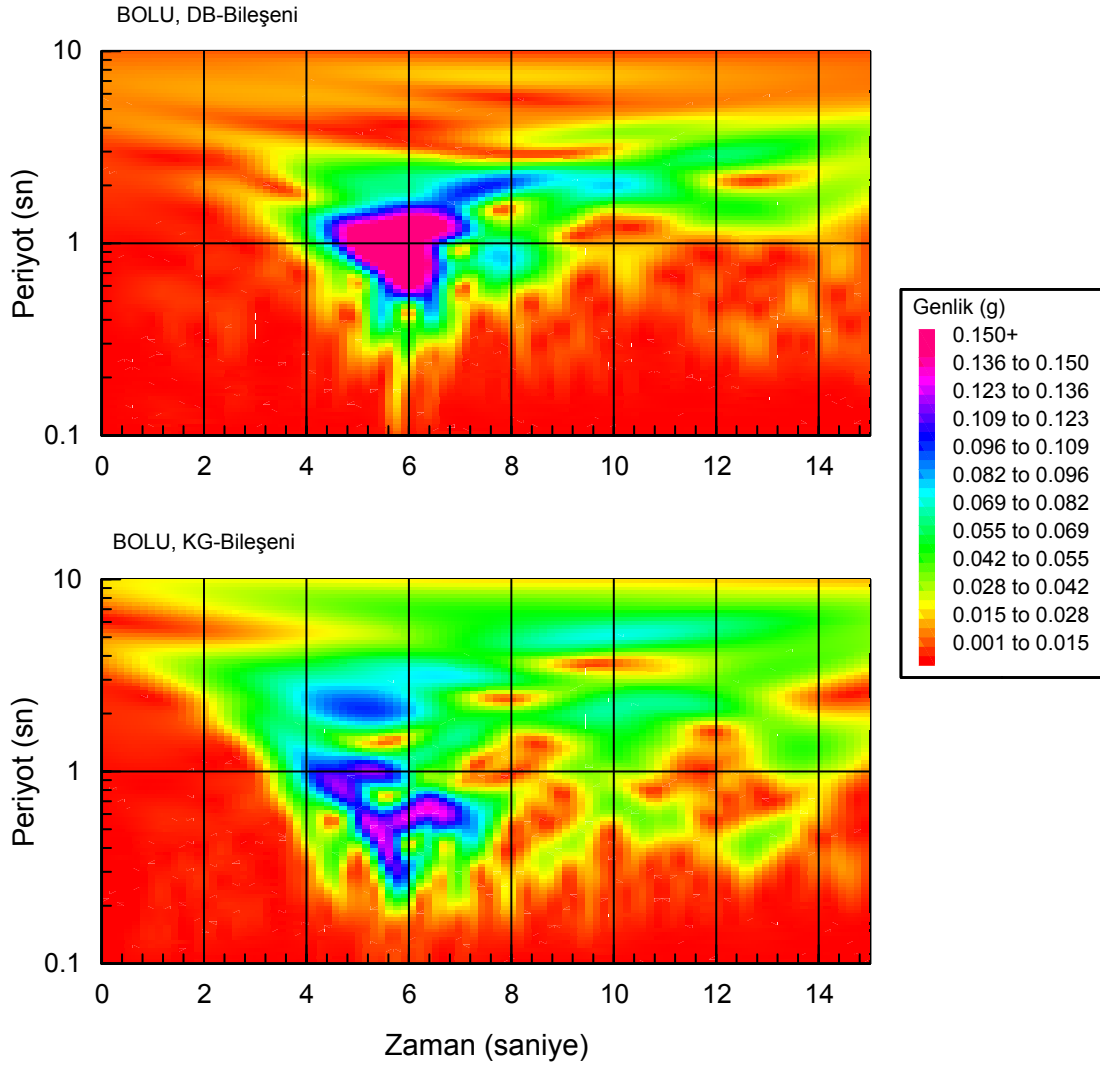
Eğimli katman modeli ile yapılan yorum ile ilk katmanın S dalga hızı ortalama 300 m/sn, ikinci katmanın 470 m/sn ve ilk katmanın kalınlığı düz atış noktasının altında 10 metre ve ters atış noktasının altında 20 metre olarak bulunmuştur. Ortamdaki hız dağılımını daha yüksek ayrımlılıkta elde etmek için iki-boyutlu ters-çözüm yöntemi kullanılmıştır. Bu amaç için SeisOpt-2D adlı ters-çözüm programından yararlanılmıştır. İki-boyutlu ters-çözüm yönteminde, yeraltı dikdörtgen şekilli yüzlerce küçük hücreye bölünür. Bu geometrinin üzerine atış noktaları ve jeofonlar yerleştirilir. Önce homojen bir yeraltı modelinden başlayarak, kuramsal sismik kırılma verisi hesaplanır. Bu kuramsal veri, ölçülen veri ile çakışmaya kadar her hücrenin hız değeri değiştirilir. Bu işlem binlerce kez kuramsal verinin hesaplanması ve ölçülen veri ile karşılaştırılmasını gerektirir. Sonuçta, iki-boyutlu bir yeraltı hız modeli elde edilir. Bu modelin kurulmasındaki temel ilke derinlik ile orantılı olarak hızın artmasıdır. Bu model tabakalı bir yapı göstermemekle birlikte, tabakalı bir yapı var ise düşey yöndeki hız gradyeni ani değişim gösterir. Şekil 6 da görüntülenen verinin ters çözümü ile hesaplanan iki-boyutlu P ve S dalgası hız dağılımı, yatay eksen mesafe ve düşey eksen derinlik (veya yükseklik) olmak üzere Şekil 7 de kesitler şeklinde sunulmuştur. Hız aralıklarına karşılık gelen renkler, kesitlerin sağ yanında verilmiştir. S dalgası hız kesitinde, yaklaşık 10 metre derinlikte ani hız değişimi gözlenmektedir. Bu sınırdaki hız değerleri ortalama 300 m/sn değerinden, 450 m/sn civarına yükselmektedir. Kesitin sağ yanında, ilk katmandaki ani derinlik artışı, eğimli katman modeli ile de uyumluluk göstermektedir. İki-boyutlu ters-çözüm ile hesaplanan derinlik ve hız değerlerinin, ReMi yöntemi ile saptanan ve Çizelge 1 de verilen değerler ile uyumlu olduğu görülmektedir. P dalgası hız kesitinde gözlemlenen 17 metre civarındaki ortalama 700-800 m/sn den 1500 m/sn mertebesine ulaşan hız artışı ortam alüvyon olduğundan, yer altı suyu ile ilgili olmalıdır. Burada asıl üzerinde durulması gereken nokta sismik kırılma yöntemi ile sismik temel derinliğinin saptanamamış olmasıdır. Bilindiği gibi 760 m/sn S dalga hızlı ilk katman sismik temel olarak adlandırılmaktadır.

ReMi yönteminin, sismik kırılma yöntemine göre üstün yanı buradaki örnekten de görüldüğü gibi araştırma derinliğinin görece büyük olmasıdır. Ancak, sismik kırılma yönteminde olduğu gibi iki-boyutlu ters-çözüm yapma olanağı bulunmamaktadır. Birden fazla bir-boyutlu çözüm bir araya getirilerek, yapma iki-boyutlu kesitler hazırlanabilir.

ReMi yöntemi ile sismik temel üzerindeki her katmanın kalınlığı ve S-dalgası hızı hesaplanabilir ise katmanlı ortam için zemin hakim titreşim periyodu

$$T = \sum_{i=1}^n \frac{4h_i}{V_i}$$

Kanai bağıntısından bulunabilir. Burada, T etkin titreşim periyodunu, h ve V ise sırası ile katman kalınlık ve hızlarını göstermektedir. Çizelge 1 de verilen katman kalınlıkları ve S-dalgası hızlarından zemin hakim titreşim periyodu 0.61 olarak bulunmuştur. 12 Kasım 1999 Düzce depreminde Bolu'da ölçülen ivme kayıtlarının Fourier ve dalgacık dönüşümleri, 0.5-0.8 saniye arasında genliklerin doruk değerlerine vardığını göstermektedir (Başokur ve diğ., 2003). Ancak, Fourier dönüşümü, her frekansta dalga genliklerinin bir görünümünü vermekle birlikte, belirli bir frekans ve genlikteki dalganın zamanda kalıcı olduğu varsayımı ile geliştirilmiştir. Bu nedenle, belirli bir frekans bandındaki dalgaların genliklerinin zamana bağlı değişimi hakkında bir bilgi vermez. İncelenen bir zaman verisinin özelliklerini anlayabilmek için, hangi frekanslardaki dalgaların en büyük genlikte olduğu bilgisi yanında, bunların zamandaki değişimlerinin de bilinmesi gerekir (Başokur ve diğ., 2003). Bu bilgi, genlikleri zaman-frekans ortamında haritalayarak elde edilebilir. Bu amaç için dalgacık-dönüşümleri kullanılabilir. Şekil 8 de, Bolu'da ölçülen ivme verisinin dalgacık dönüşümü görülmektedir. Belirli bir zamanda, belirli bir periyottaki genlik hesaplanmış ve işlem bir çok zaman-periyot çifti için yinelenmiştir. Bu hesaplama, yatay eksen zaman ve düşey eksen periyot olmak üzere, zaman-periyot düzleminde genliklerin görselleştirilmesini sağlamaktadır. Doğu-batı bileşeninde, 4.2-6.3 saniyeler arasında, periyodu 1 saniye olan dalgaların etkin olduğu, kuzey-güney bileşeninde ise yine aynı zaman aralığında, periyodu 0.6 saniye civarında olan dalgaların en yüksek genliklerine ulaştığı görülmektedir. ReMi ölçüsü ile Bolu ivme istasyonu aynı noktada olmamakla birlikte birbirine yakın olup, benzer jeolojik özellikler göstermektedir. Bu sonuçlar zemin hakim titreşim periyodunun belirlenmesinde de ReMi yönteminden yararlanılabileceğini göstermektedir.



Şekil 8. Afet İşleri Genel Müdürlüğü Bolu İstasyonu ivme verisinin kuzey-güney ve doğu-batı bileşenlerinin zaman-periyot düzleminde genlik haritası.

Sonuçlar

ReMi yöntemi ile gürültü kayıt edilerek, 100 metre derinliklere kadar S-dalgası hız kesitini hesaplamak olanaklıdır. Sismik kırılma için geliştirilmiş cihazlar ile ölçüm alındığından, sadece yazılım için yatırım yapılması gerekmektedir. Kayıt ve yorumlama ile birlikte S-dalgası kesiti 1-2 saat içerisinde elde edilebilmektedir. S-dalgası kesitinden yapı-yeri yanıtı veya hakim titreşim periyodu, zemin sınıflaması gibi bilgiler sağlanabilir. Yöntemin zayıf yanı ise ReMi frekans-faz hızı eğrisinin bir boyutlu model ile değerlendirilmesidir. Bunun nedeni, dispersiyon eğrisinde daha karmaşık modellerin çözümünü sağlayacak bilgi bulunmamasıdır. Yer altı bir boyutluluktan uzaklaştıkça, elde edilen S-dalgası hız kesiti de yeraltını temsil etmekten uzaklaşacaktır. Ancak, mühendislik çalışmalarında kullanılan yöntemlerin (sondaj vs.) yanal ayrırlılığının son derece düşük olduğu göz önüne alınır ise ReMi yöntemi bu tür çalışmalar için istenilen ayrırlılığını sağlamaktadır.

Katkı Belirtme

Arazi çalışmalarında yardımcı olan Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü Araştırma Görevlileri İrfan Akça ve Yıldırım Gündoğdu'ya ve veri-işlem aşamasındaki yardımlarından dolayı Optim Software şirketinden Satish Pullammanappallil'e teşekkür ederim.

'Yapı-yeri İncelemesi' terimi, 16. Jeofizik Kongre ve Sergisi sırasında Sayın Ferhat Özçep tarafından 'Site Investigation' teriminin karşılığı olarak kullanılmıştır. 'Zemin Etüdü' veya yerine önerilen benzeri terimler orijinal terim ile anlam birliği sağlamamaktadır. Benzer olarak, 'Site Response' teriminin karşılığı olarak 'Yapı-yeri Tepkisi' terimi kullanılabilir.

KAYNAKLAR

1. BAŞOKUR, A. T., DİKMEN, Ü. and TOKGÖZ, E., 2003, Time-frequency representation of strong motion records for the damage appraisal: examples from Düzce earthquake (Turkey), *Near Surface Geophysics*, 1, 95-101.
2. GUCUNSKI N. and WOODS R.D. 1991. Inversion of Rayleigh wave dispersion curve for SASW test. *Proceedings of the 5th Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Karlsruhe, pp. 127-138.
3. KRAMER, S. L. 1996. *Geotechnical earthquake engineering*, Prentice Hall, 653 pp.
4. LOUIE, J. N., 2004. Faster, better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, *Bulletin of the Seismological Society of America* (in print).
5. McMECHAN, G. A., and YEDLİN, M. J., 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation: *Geophysics*, 46, 869-874.
6. NAZARIAN, S., and STOKOE II, K. H., 1984. In situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves: *Proceedings of the World Conference on Earthquake Engineering*, 8, San Francisco, Calif., July 21-28.
7. SOCCO, L.V. and STROBBIA, C., 2004. Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial, *Near Surface Geophysics*, 2004, 2, 165-185.
8. STOKOE II K.H. and NAZARIAN, S. 1985. Use of Rayleigh wave in liquefaction studies. *Proceedings of the Measurement and Use of Shear Wave Velocity for Evaluating Dynamic Soil Properties*, ASCE, N.Y., pp. 1-17.
9. TOKIMATSU K., TAMURA S. and KOJIMA H. 1992. Effects of multiple mode on Rayleigh wave dispersion characteristics. *Journal of Geotechnical Engineering*, American Society of Civil Engineering 118, 1529-1543.
10. XIA, J., MILLER, R. D. AND PARK, C. B. 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, *Geophysics* 64, 691-700.