ARKA PLAN SİSMİK GÜRÜLTÜ İLE SİSMOLOJİK ÇALIŞMALAR

S. Özalaybey

Tübitak Marmara Araştırma Merkezi, Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü,Gebze-Kocaeli
Email: serdar.ozalaybey@mam.gov.tr

ÖZET:

Sismolojide yeni bir araştırma alanı olan Arka-plan Sismik Gürültü (*ASG*) ile çeşitli ölçekte araştırmalar yapılmaktadır. Bu çalışmanın amacı *ASG* dalga alanının çeşitli sismolojik araştırmalarda kullanımı hakkında bir özet sunum vermektir. Bu amaçla *ASG* dalga alanının bir tanımlaması yapılmış ve global, mühendislik ve arama sismolojisi ölçeğinde *ASG*'yi kullanan yöntemler özetlenmiştir. *ASG* dalga alanı, geniş bir frekans bandında enerji (0.01-50 Hz) içermesi, her zaman ve her yerde gözlenebilmesi nedeniyle aktif sismolojik çalışmalara önemli bir tamamlayıcı veri ve bilgi kaynağı olarak literatürde yer almaktadır. *ASG*'nin mikrotremör dalga alanı 1 ve 2-boyutlu dizilim yöntemleri ile analiz edilerek zeminin yerel S-dalga hız yapısı mikrobölgeleme amaçlı olarak elde edilmektedir. *ASG*'nin yüksek frekans bandı arama sismolojisi (*Sismik Interferometri Yöntemi*), alçak frekans bandı ise global sismoloji ölçeğinde araştırmalara konu olmaktadır. Global sismolojik araştırmalarda, *ASG Çapraz İlişkisi* kullanılarak kabuk ve üst manto ölçeğinde 3-boyutlu yüzey dalgası tomografik çalışmaları gerçekleştirilmektedir. *ASG Çapraz ilişkisi* ile elde edilen Green Fonksiyonlarının zaman bağımlı değişimlerinin incelenmesi ile sismik dalga hızı ve soğurulma gibi ortam parametrelerinin dinamik özelliklerinin araştırılması mümkün olmaktadır. Günümüzde son derece yaygın olan *ASG* ile sismolojik çalışmalar son on yılda literatürde katlanarak artmakta olup, Türkiye'de de hızlı bir gelişme göstermektedir. *ASG* yöntemlerinin geniş bir spektrumda başarılı uygulamaları ve sağlayabildiği yüksek çözünürlük, bu yöntemlerin yakın bir gelecekte aktif kaynaklı klasik sismolojik ve sismik yöntemlere tamamlayıcı olmaktan öte bir noktaya ulaşacağına işaret etmektedir.

ANAHTAR KELİMELER : Arka-plan Sismik Gürültü, Yüzey Dalgası, Tomografi

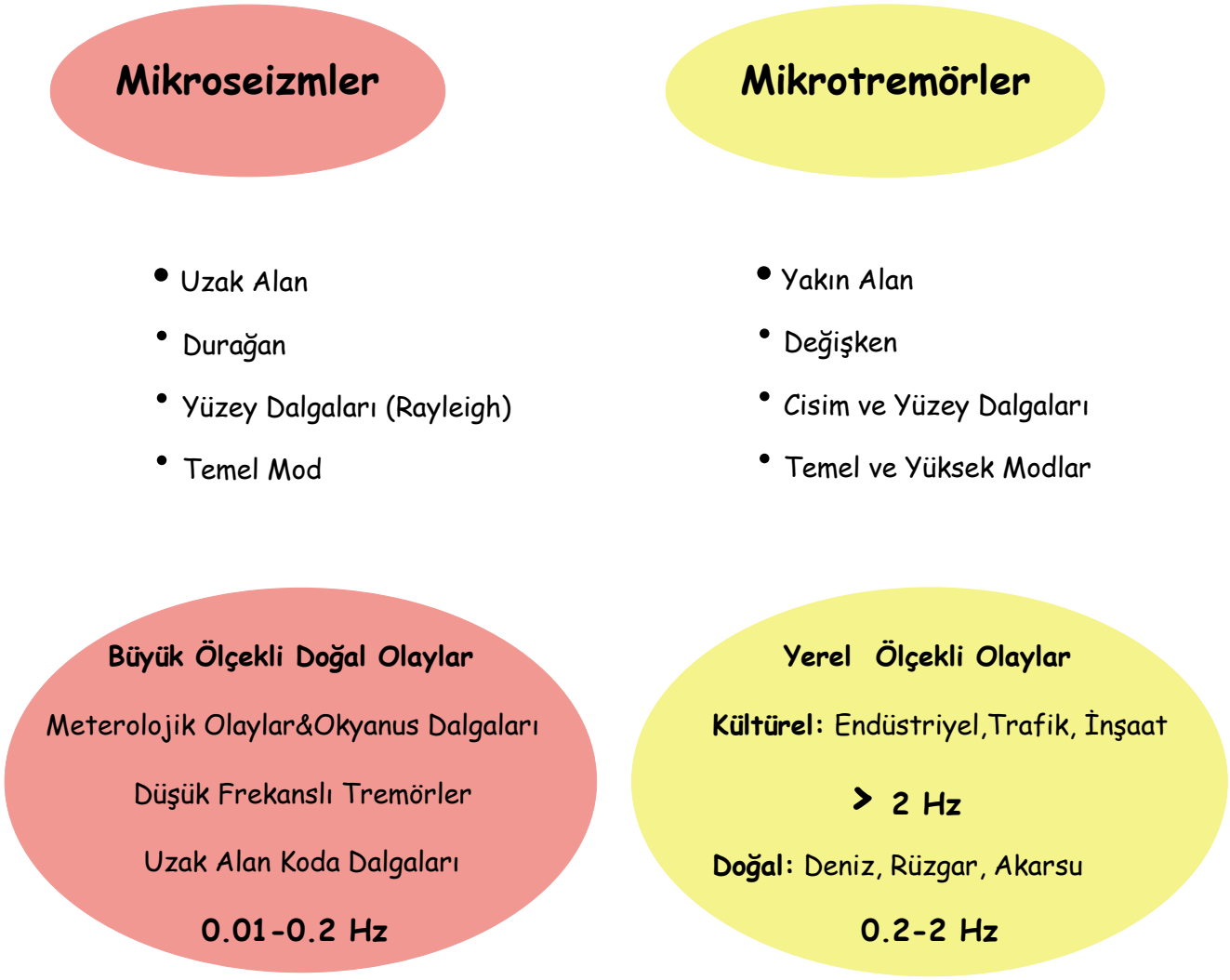
1. GİRİŞ

Arka-plan Sismik Gürültü (Ambient Seismic Noise) ile sismolojide son on yılda çeşitli ölçeklerde önemli, ilginç ve heyecan verici araştırmalar yapılmıştır. Modern sismolojik ağlardan elde edilen sürekli kayıtlar *ASG*'nin yeryüzünde her zaman ve her yerde gözlenebilen devamlı bir olay olduğunu göstermektedir. Günümüzde ASG kayıtları global, mühendislik ve arama sismolojisi araştırmalarında geleneksel aktif kaynaklı (deprem, patlatma vb.) sismolojik araştırmalara önemli bir tamamlayıcı veri olarak kullanılmaktadır. Bu bildiride *ASG*'nin içeriği ve sismolojik araştırmalarda kullanımına yönelik uygulanan yöntemler, veri işleme teknikleri özetlenmiş ve *ASG*'nin sismolojik araştırmalara katkısı ve gelecekte beklenen gelişmeler tartışılmıştır.

2. ARKA PLAN SİSMİK GÜRÜLTÜ

ASG kaynağı depremler veya yapay patlatmalar olmayan, yer küre üzerinde kalıcı olarak gözlenen ve seyahat eden rastgele sismik titreşimler olarak tanımlanabilir. *ASG* genel olarak iki ana başlık altında sınıflanmaktadır. Bunlar Mikroseizmler ve Mikrotremörler olarak adlandırılırlar. Mikroseizmler genellikle yerküre üzerinde ve içinde oluşan büyük ölçekli ve doğal kaynaklı olayların yarattığı sismik titreşimler olarak tanımlanabilir. Bunlar, büyük ölçekli meterolojik olayların (tayfun, kasırga vb.) yarattığı atmosferik basınç değişikliklerinin yerküre üzerindeki topoğrafik yüzeylerle etkileşimi ve okyanuslarda oluşturduğu dalgaların okyanus tabanı ve okyanus-kıta sınarına çarpması ve saçılması sonucu oluşan sismik yüzey dalgaları olarak bilinirler (Tanimato, 2007).

Mikroseizmler durağan ya da mevsimsel değişimler gösterebilen bir dalga alanı olup genellikle temel mod yüzey dalgaları (çoğunlukla Rayleigh) şeklinde yayınırlar (Bonnefoy vd., 2006; Tanimato, 2007) (Şekil 1). Yavaş depremlerin ve tektonik/volkanik olayların açığa çıkardığı uzun periyotlu tremörler ve telesismik koda dalgaları da Mikroseizm sınıflaması altında değerlendirilmiştir.



Şekil 1. Arka Plan Sismik Gürültünün içerik, kaynak ve özelliklerini özetleyen diyagram.

Mikrotremörler ise kaynağı kültürel ya da doğal olan ve günlük, haftalık periyotlarda değişim gösteren sismik titreşimler olarak tanımlanabilir. Kültürel kaynaklı olanlar Endüstri, Trafik ve İnşaat gibi insanlar tarafından

gerçekleştirilen yerel etkinlikler sonucu oluşmaktadır. Bu etkinlikler genellikle 2-50 Hz frekans bandında sismik enerji üretirler. Doğal kaynaklı olanlar ise yerel ölçekte rüzgar, fırtına gibi olayların yeryüzü yapıları ile etkileşimi, deniz, akarsu ve göllerde gerçekleşen dalga hareketleri sonucu oluşan sismik titreşimlerdir. Bu titreşimler 0.2 ile 2 Hz frekans bandında gözlenir ve oluşturdukları sismik dalga alanı hem cisim hem de temel ve yüksek mod yüzey dalgalarını içermektedir (Şekil 1).

3. ASG'nin SİSMOLOJİK ARAŞTIRMALARDA KULLANIMI

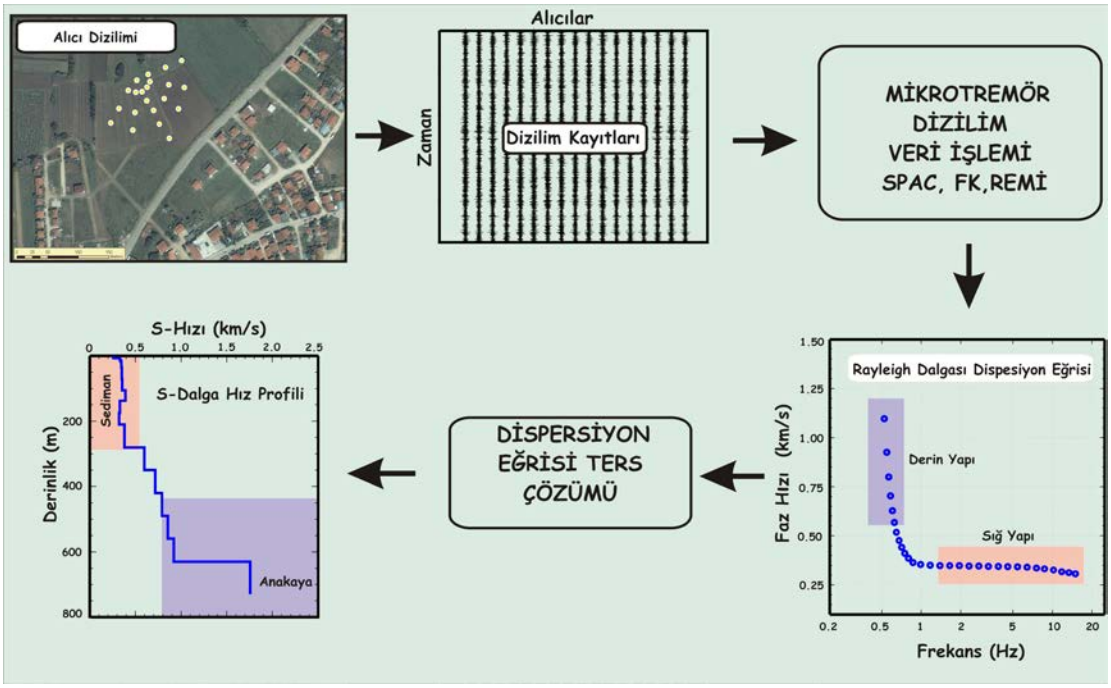
ASG günümüzde sismolojinin çeşitli dallarında yaygın olarak kullanılmaktadır. *ASG* dalga alanının her yerde ve her zaman gözlenebilir olması, hem cisim hem de yüzey dalgalarını içermesi bu alanın aktif kaynaklı sismolojik yöntemler ile yapılan çeşitli ölçekteki sismolojik araştırmalar için önemli bir tamamlayıcı araştırma konusu haline gelmesini sağlamıştır. Özellikle, *ASG*'nin yüzey dalga alanı içeriğinin zengin olması nedeniyle, en büyük kullanım alanını yüzey dalgalarının dispersif özelliklerini kullanan mevcut klasik sismolojik yöntemlerin uygulanmasında bulmuştur. Tek ve çok istasyon yöntem uygulamaları ile ASG kayıtları yer yapısının temel rezonans, S dalga hızı ve Green fonksiyonu elde edilmesine yönelik geniş ölçekli çalışmalara konu olmaktadır. İzleyen bölümlerde *ASG*'yi kullanan sismolojik araştırmalar ve yöntemler özetlenmiştir.

3.1 Tek istasyon, Nakamura yöntemi

Tek istasyon yönteminde *ASG* alanının 3-bileşen kayıtlarının spektral oranlama yöntemi (Nakamura, 1989), yüksek hız kontrastı içeren tabakalı jeolojik yapıların temel rezonans frekansı ve/veya sediman-ana kaya derinliğinin belirlenmesi için günümüzde artık yaygın ve kolay uygulanabilir bir jeofizik etüdü olarak kullanılmaktadır (Lermo ve Chavez-Garcia, 1993; Lachet ve Bard 1994; Bard 1998; Konno ve Ohmachi 1998). Bu tür jeolojik yapılarda, tek istasyon spektral oranlama yöntemi, mikrotremör dalga alanının özellikle Rayleigh tipi yüzey dalgalarından oluşması nedeniyle, Rayleigh dalgalarının frekansın fonksiyonu olarak hesaplanan eliptisitesinde gözlenen (yatay, H ve düşey V parçacık hareketlerinin spektral oranı, H/V) piklerin zeminin temel rezonans frekansına karşı gelmesi esasına dayalı olarak geliştirilmiş bir yöntemdir. Tek istasyon spektral oranlama yöntemi özellikle derin çökel yerleşim alanlarında ve mikrobölgeleme amaçlı mühendislik sismolojisi çalışmalarında kullanılmaktadır (Ibs-Von Seht ve Wohlenberg, 1999; Delgado vd. 2000; Parolai vd. 2002; Özalaybey vd. 2011).

3.2 Mikrotremör dizilim yöntemleri

Çok istasyonlu yöntemler *ASG* dalga alanının birden çok alıcı ile kaydedilerek dalga alanındaki dispersif yüzey dalgalarının ve ilgili S-dalga hız profilinin belirlenmesini hedefler. Bu yöntemler günümüzde mühendislik sismolojisi ölçeğinde yaygın olarak uygulama alanı bulmaktadır ve özellikle Japonya ve ABD'de deprem hasarlarının azaltılmasına yönelik mikrobölgeleme çalışmalarında öncelikli olarak kullanılmaktadır. Mühendislik sismolojisi ölçeğinde ilgilenilen derinlikler onlarca metre ile bir kaç km ölçeğindedir. Bu ölçekte çalışmalar için yerel ölçekte dizinler (10 - 500 m açılımlı) ve bağıl olarak daha yüksek frekans bandındaki titreşimler (1-50 Hz), yani *ASG*'nin Mikrotremör dalga alanı kullanılır. Bu nedenle bu tür etüdler Mikrotremör Dizilim (*MD*) yöntemi olarak da adlandırılır. *MD* yönteminin uygulanmasını özetleyen şematik bir diyagram Şekil 2'de verilmiştir.



Şekil 2. Mikrotremör Dizilim yöntemlerinin uygulanmasını gösteren şematik diyagram.

Bu yöntemlerde amaç mikrotremör dalga alanının bir alıcı dizilimi ile eş zamanlı (en az 1-2 saat) kaydının alınması, çeşitli dizilim veri işleme teknikleri uygulanarak çalışma alanını temsil eden yüzey dalgası dispersiyon eğrisinin belirlenmesi ve sonuç olarak da dispersiyon eğrisinin ters çözümü ile 1-boyutlu S-dalga hız profilinin elde edilmesidir (Şekil 2). Dizilimlerde genellikle düşey bileşen hız-ölçer sismometreler (1Hz) ve jeofonlar (4.5Hz) kullanılmaktadır. Bu nedenle kaydedilen dalga alanında yüzey dalgalarının Rayleigh tipi olanları değerlendirilir. Ancak, yatay bileşenler kullanılarak Love dalgası uygulamaları da yapılabilmektedir (örn. Okada, 2003; Tada vd., 2009).

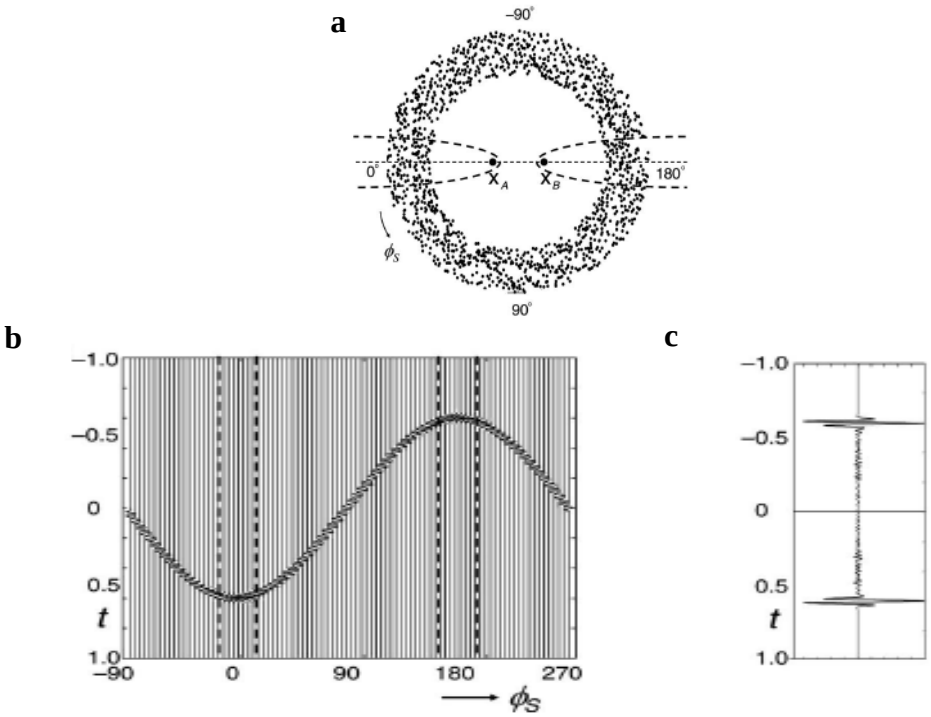
MD verilerinin işlenmesi için birden fazla yöntem kullanılabilir. Bu yöntemler genellikle üç ana başlık altında toplanır. Bunlar *f-k, SPAC* ve *REMI* yöntemleridir. Frekans-Dalgasayısı (*f-k*) yöntemleri sismolojide 1960'larda nükleer patlatmaların izlenmesi amaçlı kullanım alanı bulmuştur (Capon, 1969). Bu yöntemde çoklu istasyon ve 2-boyutlu genel bir dizilim geometrisi ile kaydedilmiş mikrotremör dalga alanı verisinde, seçilen her bir zaman penceresindeki kayıtlar hep birlikte işlenerek, dalga alanındaki mevcut frekans bileşenleri için Rayleigh tipi düzlem dalgalarınının dizilime geliş yönü ve hızını belirlemek hedeflenir. Genel olarak, *f-k* yönteminin 1-boyutlu doğrusal alıcı dizilimlerine uyarlaması olan *RE*fraction *MI*crotremor' *REMI*, (Kırılma Mikrotremör) yöntemi ise Louie (2001) tarafından geliştirilmiş ve mikrobölgeleme amaçlı (Vs30) sismolojik çalışmalar için kolay uygulanabilir bir yöntem olarak önerilmiştir. *REMI* yönteminde 1-boyutlu doğrusal bir dizilim kullanıldığı için *MD* verilerindeki dispersif yüzey dalgalarının geliş yönü belirlenemez, sadece görünür faz hızları ölçülür. Bu yöntemde mikrotremör dalga alanındaki yüzey dalgalarının tekdüze olarak her yönden yayındığı varsayımı yapılır ve 1-boyutlu doğrusal hat doğrultusunda yayınan yüzey dalgalarının gerçek faz hızını temsil edeceği ve doğrusal hata diğer yönlerden gelen yüzey dalgalarının görünür faz hızlarında, yani gerçek faz hızından daha yüksek hızlarda belirleneceği esasına dayalı olarak hesaplanan hız-frekans spektrumunda en düşük hızlı enerjilere karşılık gelen zarf ile faz hızı dispersiyon eğrisi belirlenir.

MD verilerinin işlenmesinde diğer bir teknik ise '*SP*atial *A*uto*C*orrelation', *SPAC* (*Uzamsal Öz-ilişki*) yöntemidir ve kuramsal temelleri uzun zaman önce Aki (1957) tarafından atılmış olup son on yılda oldukça yaygın olarak kullanılmaktadır. Yöntemin esası *ASG* dalga alanının izotropik ve tekdüze dağılımlı bir yüzey dalgası alanından oluştuğu varsayımına dayanır. SPAC yöntemi böyle bir dalga alanının dairesel dizilimli alıcılar ile merkezdeki alıcının uzamsal öz-ilişki fonksiyonunun (*SPAC* fonksiyonları) belirlenmesi üzerine kuruludur. Bu yöntemde ana tema merkezdeki ve dairesel dizilim üzerindeki alıcılarda gözlenen dalga alanının uzamsal olarak aynı dalga alanı olmasıdır (sismik soğurulma, *Q* ve geometrik açılım dizilim içinde ihmal edilebilir). Bu aynı dalga alanı merkezdeki alıcıya olan uzaklık, azimut ve ortamın faz hızı, *c(w)*'nın değişkeni olarak dairesel dizilimdeki alıcılarda gecikerek gözlenir. Aynı dalga alanının uzamsal konuma göre eş zamanlı kayıtlarının ilişki fonksiyonlarının belirlenmesi (yani dalga alanını uzamsal konumda kaydırarak, zamanda değil, hesaplanan ilişki fonksiyonu) nedeniyle bu yöntem Aki (1957) tarafından *SPAC*, uzamsal öz-ilişki yöntemi olarak adlandırılmıştır. *SPAC* yönteminde *f-k* yönteminin aksine alıcılarda gözlenen dalgaların geliş yönü ve hızı frekansın fonksiyonu olarak belirlenmez, merkez alıcı ile diğer alıcılar arasında hesaplanan *SPAC* ilişki fonksiyonlarının açısal ortalaması alınarak, *SPAC* katsayıları frekansın ve uzaklığın fonksiyonu olarak belirlenir. *SPAC* katsayılarından *c(w)'ya* geçiş ise sıfırıncı mertebeden, birinci tür Bessel fonksiyonu kullanılarak yapılır. Dairesel bir dizilim geometrisi ve az sayıda (en az 4) alıcı ile arazide kolay uygulanabilirliği ve *f-k* yöntemlerine göre özellikle alçak frekanslarda faz hızı belirlenmesinde yüksek çözünürlük sağlaması *SPAC* yönteminin en önemli avantajı olarak kabul edilmektedir (Okada 2003; Claprood and Asten, 2009; Tada, 2009, Kocaoğlu ve Fırtana, 2010; Zor vd. 2010). *MD* yöntemlerinin Türkiye'de kullanılmasına örnekler Kocaoğlu ve Fırtana, Zor vd. ve Karaslan vd. çalışmalarında (bu konferans) sunulmaktadır.

3.3 ASG ilişki yöntemleri

Ultrasonik alanında yapılan kuramsal ve deneysel çalışmalar, katılarda ultrasonik dalga alanının her yönden rastgele ve eşit dağılımlı dalgaların bir yığışımı olarak yayınması durumunda (*diffuse wave-field*), böyle bir dalga alanının ilişki fonksiyonları ile ortamın Green Fonksiyonunun elde edilebildiğini göstermiştir (Lobkis ve Weaver, 2001; Weaver ve Lobkis, 2001; Derode vd. 2003). Lobkis ve Weaver (2001) ultrasonik dalga alanlarındaki bu sonuca dayalı olarak, arka plan sismik gürültünün de uzun zaman dilimlerinde '*diffuse*' bir dalga alanı olarak değerlendirilebileceğini ve sismik gürültü çapraz ilişkisinin sismolojik ölçekte jeolojik yapıların özelliklerinin araştırılmasında kullanabileceğini önermişlerdir. Bu sonuçlar ve öneri öncelikli olarak global sismoloji ölçeğinde *ASG*'nin kullanımı açısından bir milat olmuştur. Son on yıl içerisinde, *ASG Çapraz* ilişki (*ASGÇ*) yöntemi ile sismolojik gözlem ağlarındaki istasyonlar arası Green Fonksiyonu eldesi (Shapiro ve Campillo, 2004; Sneider, 2004; Sabra vd. 2005; Campillo, 2006) ve bu yolla elde edilen Green fonksiyonlardan türetilen yüzey dalgası dispersiyon haritaları ile kabuk ve üst manto ölçeğinde 3-boyutlu tomografik görüntüleme çalışmalarının sayısı katlanarak artmaktadır (örn. Shapiro vd. 2005; Cho vd. 2006, Yao vd. 2006; Lin vd. 2007 ve 2008; Bensen vd. 2007, 2008 ve 2009; Yang vd. 2007; Stehly vd. 2009; Li vd. 2009; Saygın ve Kennett, 2010). Türkiye'deki sismolojik ağ verileri ile *ASG* tomografisi konulu bir çalışma Cambaz ve Karabulut tarafından yapılmıştır (bu konferans). *ASGÇ* ile mühendislik sismolojisi ölçeğinde S-dalga hız profili çalışmalarına da başlanmıştır (örn. Gouedard vd. 2008; Nunziata vd. 2009; Boaga vd. 2010). Farklı zaman dilimlerinde (aylık, mevsimsel, yıllık periyotlarda) *ASGÇ* yöntemiyle hesaplanan Green Fonksiyonlarındaki farklılıkların ortam özelliklerinin (örneğin sismik dalga hızı, soğurulma *Q* vb.) zaman bağımlı değişimlerinin izlenmesine olanak sağlaması beklenmektedir (örn. Meier vd. 2010 ve Weaver, vd. 2011). Diğer bir ilginç uygulama ise Barmin vd (2011) tarafından sunulan istasyon sayısı yoğun olan sismolojik ağlardan *ASGÇ* ile elde edilen Green Fonksiyonları kullanılarak, sismik hız modeline ihtiyaç duyulmadan, deprem merkez-üssü belirlemeye yönelik pilot çalışmadır.

ASG'nin arama sismolojisi ve yüzeye yakın yapıların araştırılması ölçeğinde uygulamaları da hızla artmaktadır. Bu ölçekte *ASG* kullanımı '*Sismik İnterferometri*' (*Sİ*) başlığı altında görülmektedir. Kullanılan alıcılar yüksek frekanslı, sık aralıklı ve kısa açılımlarda olduğundan *ASG* alanının yüksek frekans bandı (> 10 Hz) kullanılır. *Sİ* hakkında ayrıntılı kuramsal çalışmalar Wapenaar (2004 ve 2006), Wapenaar vd. (2010a ve 2010b, bkz. kaynakça) ve Schuster (2009)'da bulunabilir. *Sİ* yöntemi *ASG*'nin doğrusal bir jeofon serilimi üzerindeki eş zamanlı kayıtlarının çapraz ilişkisi esasına dayalıdır ve bu basit çapraz ilişkilendirme işlemi ile elde edilen Green Fonksiyonlarının hem cisim hem de yüzey dalgalarını içerebileceği gösterilmiştir. Bu kapsamda *Sİ* yöntemi, sanal kaynakla (virtual source) sismik etüdler gerçekleştirilebilmesi anlamında değerlendirilir ve bu nedenle yansıma sismolojisinde önemli bir yer almaya başlamıştır. *ASG*'den cisim dalgası Green fonksiyonlarının elde edilmesine örnek çalışmalar Roux vd. (2005) ve Zhan vd. (2010) ve İnterferometrik Yansıma Sismiği görüntülemesi hakkında örnek çalışmalar Draganov vd. (2007 ve 2009) ve Wapenaar vd (2010a)'da bulunabilir. Şekil 3'te *ASGÇ* ve *Sİ* yöntemleri ile Green fonksiyonunun elde edilmesini özetleyen bir diyagram sunulmaktadır. Bu şekilde eş-dağılımlı ve her yönden, rasgele yayınan '*diffuse*' bir sismik gürültü dalga alanının benzeşimini sağlamak amacıyla konumları merkezdeki X_A ve X_B alıcılarına göre açısal olarak, ϕ_S ile değişen noktasal gürültü kaynakları yerleştirilmiştir (Şekil 3a). Bu kaynaklar eşit dağılımlı bir güç spektrumuna sahiptir ve dalgalarını rastgele zamanlarda X_A ve X_B alıcılarına göndermektedirler. Kesikli çizgiler X_A ve X_B alıcılarında kaydedilen dalga alanının çapraz ilişkisinin açısal olarak en az değişeceği zonu gösterir. Şekil 3b'de kaynakların azimutu ϕ_S ve çapraz ilişki gecikme zamanına göre, iki alıcı arasında her bir kaynak için hesaplanmış çapraz ilişki sinyalleri çizilmiştir. Kesikli çizgiler kaynaklardan ulaşan dalgaların çapraz ilişkisinin açısal ortalamasının alınması ile yapıcı girişiminin oluşacağı duraylı faz bölümünü gösterir. Şekil 3c'de ise 3b'deki çapraz ilişki sinyallerinin açısal olarak toplanarak ortalamasının alınması ile oluşan sinyaller görülmektedir. Bu şekilde +/- 0.6 sn oluşan ve X_A ve X_B alıcıları arasında birbirine zıt yönde yayınan iki dalga şekli, yani iki alıcı arasındaki Green Fonksiyonu, ortaya çıkmaktadır.



Şekil 3. Arka Plan Sismik Gürültülerin iki alıcı arasında ilişki fonksiyonundan Green Fonksiyonunun elde edilmesini gösteren şematik diyagram (Wapenaar vd. 2010'dan uyarlanmıştır, açıklama

için metne bakınız).

Bu şematik tanımlamada iki alıcı arasında Green fonksiyonunun elde edilmesinde katkı sağlayan nokta kaynaklar iki alıcıyı birbirine bağlayan hat üzerine yakın doğrultulardaki duraylı faz bölgesindeki kaynaklardır (Şekil 3a). Diğer tüm kaynaklara ait dalga varışlarının çapraz ilişkileri açısal ortalama işleminde birbirlerini iptal etmiştir. Bu açıklamaya göre *ASG*'yi oluşturan gürültü kaynaklarının her yönden eş ve rastgele dağılımlı olması durumunda iki alıcı arasında Green fonksiyonu elde edilebilir. *ASG*'nin bu koşulu sağlaması ise çalışılan alana bağlı olarak değişebilir. Ancak, özellikle bu yöntemde uzun süreli gözlemler ile bu koşul sağlanabilir. Bu nedenle çalışmanın ölçeğine göre gözlem süreleri değişkendir. Örneğin, global sismoloji ölçeğinde 6-12 aylık, mühendislik sismolojisi ve *Sİ* ölçeğinde ise 1-10 saat süreli *ASG* kayıtları kullanılır.

4. TARTIŞMA ve ÖNERİLER

Sismolojide yeni bir araştırma alanı olan *ASG* ile global, mühendislik ve arama sismolojisi ölçeğinde önemli ve ilginç araştırmalar gerçekleştirilmektedir. *ASG* dalga alanı, geniş bir frekans bandında enerji (0.01-50 Hz) içermesi, her zaman ve her yerde gözlenebilmesi nedeniyle aktif sismolojik çalışmalara önemli bir tamamlayıcı veri ve bilgi kaynağı olarak literatürde yer almaktadır. *ASG*'nin mikrotremör dalga alanı 1 ve 2-boyutlu dizilim yöntemleri ile analiz edilerek zeminin yerel S-dalga hız yapısı mikrobölgeleme amaçlı olarak elde edilmektedir. *ASG*'nin yüksek frekans bandı ile *Sİ* kullanılarak sanal kaynak sismik görüntüleme, alçak frekans bandı ile ise global sismoloji ölçeğinde *ASGÇ* kullanılarak kabuk ve üst manto ölçeğinde 3-boyutlu yüzey dalgası tomografi çalışmaları gerçekleştirilmekte olup mevcut aktif kaynaklı (deprem veya patlatma) yöntemlere göre daha yüksek çözünürlüklü tomografik görüntüler elde edilebilmektedir. ASGÇ ile elde edilen Green Fonksiyonlarının zaman bağımlı değişimlerinin incelenmesi ise sismik dalga hızı ve soğurulma (*Q)* gibi ortam parametrelerinin dinamik özelliklerinin araştırılmasını mümkün kılmaktadır. Günümüzde son derece yaygın olan *ASG* ile sismolojik çalışmalar son on yılda literatürde katlanarak artmakta olup, Türkiye'de de hızlı bir gelişme göstermektedir. *ASG* yöntemlerinin geniş bir spektrumda başarılı uygulamaları ve sağladığı yüksek çözünürlük, bu yöntemlerin yakın bir gelecekte aktif kaynaklı klasik sismolojik ve sismik yöntemlere tamamlayıcı olmaktan öte bir noktaya ulaşacağına işaret etmektedir.

KAYNAKLAR

Aki, K. (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35**, 415– 457.

Bard, P.-Y. (1998). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?, *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds)*, Balkema, Rotterdam, ISBN9058090302, 1251-1279.

Barmin, M. P., Levshin, A., Yang, Y., Ritzwoller, M. H. (2011). Epicentral location based on Rayleigh wave Empirical Green's Functions from ambient seismic noise. *Geophys. J. Int.*, **184**, 869-884, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04125.x.

Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M.P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M.& Yang, Y. (2007). Processing Seismic Ambient Noise Data to Obtain Reliable Broadband Surface Wave Dispersion Measurements. *Geophys. J. Int*, **169**, 1239-1260.

Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H. & Shapiro, N.M. (2008). Broad-band ambient noise surface wave tomography across the United States. *J. geophys. Res*,doi:10.1209/2007JB005248.

Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H. & Yang, Y. (2009). A 3-D shear velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the United States from ambient seismic noise. *Geophy. J. Int.*, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04125.x.

Boaga, J., Vaccari, F. & Panza, G. F. (2010) Shear wave structural models of Venice Plain, Italy, from Time Cross Correlation of seismic noise. *Engineering Geology*, **116**, 189-195.

Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F. & Bard, P.-Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Sci. Rev.*, **79,** 205–227.

Campillo, M. (2006). Phase and Correlation in 'Random' Seismic Fields and the Reconstruction of the Green Function. *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 163.
Capon, J. (1969). High Resolution Frequency-Wavenumber Analysis:in *Proceed. of the IEEE*, **57**(8), 1408-1418.
Cho, I., Tada, T. & Shinozaki, Y. (2006). Centerless circular array method: inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records. *J. Geophys.Res.*,**111**, B09315, 1-12.
Claprood, M. & Asten, M. W. (2009). Initial Results from SPAC, FK and HVSR Microtremor Surveys for Site Hazard Study at Launceston, Tasmania. *Expl. Geophysics*, **40**, 132-142. doi:10.1071/EG08106.
Delgado, J., Casado, C. L., Giner, J., Estevez, A., Cuenca, A. & Molina, S. (2000). Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations. *Pure Appl. Geophys*., **157**, 1445-1462.
Derode, A., Larose, E., Tanter, M., J.,Tourim, A., Campillo, M. & Fink, M. (2003). Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium. *J. Acoust. Soc. Am.*, **113**, 2973–2976.
Draganov, D., Wapenaar, K., Mulder, W., Singer, J. & Verdel, A. (2007). Retrieval of reflections from seismic background-noise measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04305, doi:10.1029/2006GL028735.
Draganov, D., Campman, J., Thorbecke, J., Verdel, A. & Wapenaar, K. (2009). Reflection images from ambient seismic noise. *Geophysic*, **74** (5), A63-A67.
Gouedard, P., Cornou, C. & Roux, P. (2008).Phase-velocity dispersion curves and small-scale geophysics using noise correlation slantstack technique. *Geophys. J. Int*., 172, 971-981.doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03654.x.
Ibs-Von Seht, M. & Wohlenberg, J. (1999). Microtremor Measurements Used to Map Thickness of Soft Sediments. *Bull. seism. Soc. Am.*, **89**(1), 250-259.
Kocaoğlu A. & Fırtana, K. (2011). Estimation of Shear Wave velocity profiles by the inversion of spatial autocorrelation coefficients. *Jour. of Seismology*, DOI:10.1007/s10950-011-9239-6.
Konno, K. & Ohmachi, T. (1998). Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Micrtremor. *Bull. seism. Soc. Am*., **88**(1), 22-241.
Lachet, C.D. & Bard, P.Y. (1994). Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique. *J. Phys. of the Earth*, **42**, 377-397.
Lermo J. & Chávez-García, F. G. (1993). Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with Only One Station. *Bull. seism. Soc. Am.* **83**, 1574-1594.
Lin, F., Ritzwoller, M. H., Townend, J. & Bannister, M. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand. *Geophys. J. Int*., doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03414.x.
Lin, F., Moschetti, M. P. & Ritzwoller, M. H. (2008). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity map. *Geophys. J. Int*., doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x.
Lobkis, O. I. & Weaver, R. L. (2001). On the emergence of he Green's function in the correlations of a diffuse field. *J. Acoust. Soc. Am.*, **110,** 3011-3017.
Louie, J, N. (2001). Faster, Better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bull. seism. Soc. Am.*, **91,** 347-364.
Meier, U, Shapiro, N. M & Brenguier, F. (2010). Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise. *Geophys. J. Int*., **181**, 985-996, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04550.x
Nakamura, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics of Estimation of Subsurface Using Microtremor on the Ground. *Quarterly Report of RTRI*, **30**, 1.
Nunziata, C., Nisco, G. D. & Panza G. F. (2009). S-wave profiles from noise cross correlation at small scale. *Engineering Geology*, **105**, 161-170.
Okada, H. (2003). The microseismic survey method. Geophysical Monograph Series No. 12, Society of Exploration Geophysicists of Japan, Society of Exploration Geophysicists, translated by Koya Suto.
Özalaybey, S., Zor, E., Ergintav, S. & Tapırdamaz, M. C. (2011). Investigation of 3-D basin structures in the İzmit Bay area (Turkey) by single-station microtremor and gravimetric methods. *Geophys. J. Int.*, **186** (2), 884-893.
Parolai, S., Bormann, P. & Milkereit, C. (2002). New relationships between Vs, thickness of the sediments, and

resonance frequency calculated by means of H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**(6), 2521-2527.
Roux, P., Sabra, K.G., Gerstoft, P., Kuperman, W.A. & Fehler, M.C. (2005). P-waves from cross-correlation of seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L19393, doi:10.1029/2005GL023803.
Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A. & Fehler, M.C. (2005). Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03310, doi:10.1029/2004GL021862.
Saygın, E. & Kennett, B. (2010). Ambient seismic noise tomography of Australian continent. *Tectonophysics*, **481**, 116–125.
Schuster, G. T. (2009). Seismic Interferometry. *Cambridge University Press.*
Shapiro, N.M. & Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.
Shapiro, N. M., Campillo, M., Stehly, L. & Ritzwoller, M. H. (2005). High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise. *Science*, **307**, 1615–1618.
Snieder, R. (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Phys. rev. E*, **69**,046610.
Stehly, L., Fry, B., Campillo, M., Shapiro, N. M., Guilbert, J., Boschi, L. & Giardini D. (2009). Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise. *Geophys. J. Int.*, **178**, 338-350, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04132.x.
Tada, T., Cho, I. & Shinozaki, Y. (2009). New circular-array microtremor techniques to infer Love-wave phase velocities. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **99**, 2912-2926.
Tanimato, T. (2007). Excitation of Microtremors. *Geophy. Res. Lett.*, **34**, L05308, doi:10.1029/GL029046.
Weaver, R. & Lobkis, O. I. (2001). On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field: pulse-echo using thermal phonons. *Ultrasonics*, **40**, 435-439.
Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation. *Phys. Rev. Lett.*, **93**, 254301, doi:10.1103.
Wapenaar, K. (2006). Green's function retrieval by cross-correlation in case of one-sided illimunation. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(19), L19304, doi:10.1029/2006GL027747.
Wapenaar, K., Draganov, D., Sneider, R., Campman, X. & Verdel A. (2010a). Tutorial on seismic interferometry: Part 1- Basic principles and applications. *Geophyics*, **75**(5), P.75A195-209 doi:10.1190/1.3457445.
Wapenaar, K., Slob, E., Sneider, R. & Curtis, A. (2010b). Tutorial on seismic interferometry: Part 2- Underlying theory and new advances. *Geophyics*, **75**(5), P.75A211-227 doi:10.1190/1.3463440.
Weaver, R.,Hadziioannou, C., Larose, E. & Campillo M. (2011). On the precision of noise correlation interferometry. *Geophys. J. Int.*, **185**, 1384-1392, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05015.x.
Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L. & Shapiro, M. N. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophys. J. Int.*, **168**, 259–274.
Yao, H., van der Hilst, R.D. & de Hoop, M.V. (2006). Surface-wave tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis: I. Phase velocity maps. *Geophys. J. Int.*, **166**, 732–744.
Zhan, Z., Ni, S., Helmberger, D. V. & Clayton, R. C. (2010). Retrieval of Moho-reflected shear wave arrivals from ambient seismic noise. *Geophys. J. Int.*, **182**, 408-420, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04625.x.
Zor, E., Özalaybey, S., Karaslan, A., Tapırdamaz, M. C., Özalaybey, Ç. S., Tarancıoğlu, A. & Erkan, B. (2010). Shear wave velocity structure of the İzmit Bay area (Turkey) estimated from active-passive array surface wave and single-station microtremor methods. *Geophys. J. Int.*, **182**(3), 1603-1618.