

HIZIN DERİNLİKLE DEĞİŞİMİNİN (p- τ) YAKLAŞIMI İLE HESAPLANMASI

Computation of Velocity as a Function of Depth by (p- τ) Approximation

Ekrem Zor*, Cemil Gürbüz*, H. Sadi Kuleli*, Ruhi Saatçiler**

ÖZET

Sismik hızın derinlikle değişimi Sismolojinin temel problemlerinden bir tanesidir. Sismolojide derinlik boyutuna geçebilmek ancak hızın doğru olarak kestirilmesi ile mümkündür. Bu nedenle sismik kırılma ve yansıma verilerinden doğrudan doğruya sismik hız değerlerinin kestirilmesinin yanısıra günümüzde birçok yeni yöntem kullanılmaktadır. Bu yöntemlere sismik araştırmalardan verilebilecek en iyi örnek sismik dalgaların genlik bilgisinin de kullanıldığı hız spektrumları yaklaşımıdır. (Taner ve Kohler,1969). Deprem Sismolojisinde ise sismik ışının yer içinde indiği en derin noktadaki hızın hesaplanmasını sağlayan Wiechert-Herglotz-Bateman yaklaşımından günümüze sismik hızın kestirilmesinde önemli gelişmeler sağlanmıştır. Bunların arasında hız dağılımını iki veya üç boyutlu olarak hesaplamaya imkan veren tomografi yöntemini sayabiliriz.

Yukarıda sayılan tüm yöntemler, sismik hızın derinlikle değişimini, seyahat zamanı-uzaklık verisinden doğrudan doğruya hesaplamaktadır. O yüzden bu yöntemler, seyahat zamanı-uzaklık verisinin içerebileceği tüm olumsuzlukları da hız hesaplamalarına aynen yansıtmaktadırlar. Öyleki zaman-uzaklık grafiğinden ters çözüm yöntemi ile hız hesaplarken kritik uzaklık çevresinde görülen üçlemeler (triplikations) nedeni ile problemin çözümü güçleşmektedir.

Bu nedenle zaman-uzaklık verilerini başka bir ortama geçirip bu ortamdan hız kestirimi yapma çalışmaları günümüzde önemlidir. Bu çalışmalar içinde en

önemlileri zaman-uzaklık verilerini p- τ ortamına geçirecek, bu ortamda derinlik-hız değerlerini kestirmektir. Bu çalışmada, hızın derinlikle değişimi, p- τ ortamında uygulanan değişik yaklaşımlar ışığında tartışılmaktadır. Hızın derinlikle değişimi, özellikle dalga uzanımı (Wave field Continuation) kavramı içinde yapay sismogramlara uygulanmıştır.

ABSTRACT

One of the most important problems in seismology is the velocity varying with depth. Depth specification is possible if the velocity can be obtained correctly. There are new methods in order to get the velocity-depth function directly from recorded data. Using these methods, the travel time data is transformed into another domain to obtain the velocity-depth function. One of these methods is the wave field continuation to p- τ (Slant Stacked) data. The application of this method consists of two linear transformations. First, slant stack that produces a wave field data in p- τ plane and gives the velocities of the layers. Second, downward continuation to p- τ plane data to get the velocity-depth domain data.

In this study, we applied this method to synthetic seismograms. p- τ inversion was performed firstly. The velocities of the layers would appear as high amplitude values as a result of summing procedure. The downward continuation method was applied secondly. The velocity-depth function was obtained iteratively.

GİRİŞ

Dalga Uzanımı işlemi yeraltında seyahat eden dalga alanının hareketini matematiksel olarak ifade eden bir

işlemdir. Bu işlem sismik prospeksiyonda göç uygulamalarında ve bununla birlikte gravite ve manyetik

*Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Jeofizik Anabilim Dalı, 81220, Çengelköy, İstanbul.

**TUBİTAK - MAM, Yerbilimleri Bölümü, PK. 21, Gebze, 41470, Kocaeli.

yöntemlerde de aşağı ve yukarı doğru analitik uzanım yöntemlerine benzer.

Benzer bir şekilde Dalga uzanımı işlemi hız-derinlik fonksiyonu üretmek amacı ile p - τ yaklaşımı kullanılarak kırılma verisine de uygulanabilir. Bu uygulama iki doğrusal dönüşüm içerir:

1. Seyahat zamanı verisini p - τ ortamına aktarmak için eğimli yığma (Slant Stack) yöntemi. Bu uygulama sonucunda ortamla ilgili hız bilgisini elde etmiş oluruz.

2. p - τ ortamında elde ettiğimiz hız bilgisi ile derinlik bilgisini birleştirebilmek için, p - τ ortamındaki veri üzerine dalga alanının aşağı doğru uzanımı yöntemi (Downward continuation) uygulaması. Bu işlem sonucu hız-derinlik verisini elde etmiş oluruz. Dalga alanının uzanımı yöntemi hız fonksiyonunu tam anlamıyla ifade edebilmek için yinelemeli olarak yapılmaktadır. Her yineleme sonucunda elde edilen hız fonksiyonu bir sonraki adım için gerekli olan hız fonksiyonunu vermektedir.

2. EĞİMLİ YIĞMA YÖNTEMİ veya p - τ TERS ÇÖZÜMÜ

Yerin hız yapısının bulunmasını amaçlayan en klasik method Herglotz-Bateman-Wiechert yöntemidir, fakat bu yöntem eğer ortamda düşük hızlı bir tabaka varsa sonuç vermez. Bunun ardından Slichter (1932) düşük hız tabakası mevcut olduğu zamanda sonuç verebilen bir yöntem geliştirdi. Bu yöntemde düzlem dünya yaklaşımı ile sonuç alınmaktadır. Ardından Gerver ve Maskushewitch (1966) ve Bessenova ve diğerleri (1974) düşük hız tabakası mevcut olduğunda uygulayabilen yeni yöntemler geliştirdiler.

Eğimli yığma yöntemi bir ofset eksenli dönüşümdür. Eğimli yığma terimi ilk olarak Shultz ve Celarbout (1978) tarafından göç yönteminin bir parçası olarak kullanılmıştır. Matematiksel olarak ise, bu yöntem Radon (1917) tarafından, Radon dönüşümü olarak bulunmuştur. Eğimli yığma yöntemi seyahat zamanı verisini p - τ ortamına aktaran doğrusal bir dönüşümdür. Bu yöntemin bu dönüşümü nasıl yaptığını anlamak için eğimli yığmanın fiziksel anlamına bakmakta yarar vardır.

Şekil-1(a)' dan da görülebileceği gibi Seyahat zamanı eğrisine çizilen teğetin eğimi $t(p)$ - $X(p)$ noktasında $p = dt/dx$ ve $\tau(p)$ fonksiyonu eğimin $X=0$ eksenindeki kesme zamanı değeri bulunur. Teğetin eğimi (p) ve kesme zamanı değeri (T) ise aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

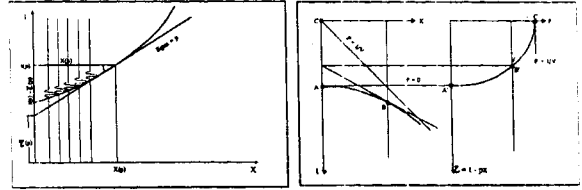
$$\tan \alpha = p = \frac{t(p) - \tau(p)}{X(p)} \quad (1)$$

$$p \cdot X(p) = t(p) - \tau(p) \quad (2)$$

$$\tau(p) = t(p) - p \cdot X(p) \quad (3)$$

Yukarıdaki son denklemden anlaşılacağı gibi bu dönüşüm doğrusal bir dönüşümdür. $\tau(p)$ değerleri, yukarıdaki son denkleme her bir diğer adımda farklı p değerleri koyularak kolayca elde edilebilir.

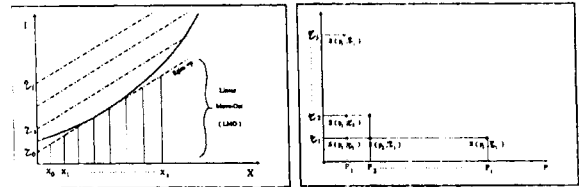
Eğer Şekil-1 (b)' ye bakacak olursak, yapılan doğrusal dönüşüm sonucunda seyahat zamanı eğrisi üzerindeki herhangi bir noktanın p - τ ortamında nerede görülebileceği açıkça izlenebilir. Seyahat zamanı verisinde A noktasındaki teğetin eğimi $p=0$ dir. Bundan dolayı p - τ ortamında, $p=0$ daki değer A' noktasında haritalanır. Benzer şekilde B, B', C-C' olmak üzere, C noktasındaki eğimin değeri de ışının indiği en derin noktadaki hızı vermektedir.



Şekil 1: (a) Zaman-Uzaklık verisi üzerinde p ve τ tanımı.

(b) Zaman-Uzaklık verisinden p - τ ortamına geçişin fiziksel anlamı.

Biz bu dönüşümü bir sismik keside uygulamak istenilirse, o zaman genlik değerleri ile işlem yapmamız gerekir. Yani (3) numaralı denklemden, bir p eğimi üzerindeki tüm x değerlerine karşılık gelen genlik değerlerini toplar ve o eğime ait olan kesme zamanında $\tau(p)$ olduğu için, toplam genlik değeri karşılık gelen (p, τ) noktasına haritalanır. Bu yapılan işlemi Şekil-2 (a) ve (b) 'ye ve (4) numaralı ifadeye bakarak daha iyi anlamak mümkündür.



Şekil 2 - (a)

Şekil 2 - (b)

Şekil 2: (a) p - τ ortamına geçerken genlik toplamının şekilsel ifadesi.

(b) t - x ortamındaki noktanın p - τ ortamındaki yeri.

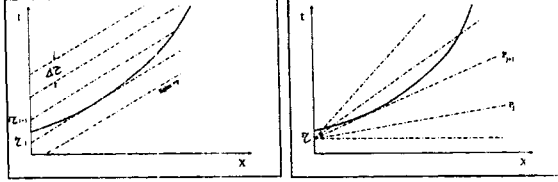
$$S(p, \tau) = \sum_x P(x, \tau + p \cdot x) \quad (4)$$

Bu toplam işlemi iki şekilde yapmak mümkündür:

1. **İfadede p sabit tutulup τ değeri değiştirilir.** Mesela bir p_1 , değeri için ilk kesme zamanı değerimiz τ_1 için toplam ifadesi her bir ofset değeri için uygulanır, daha sonra eğim sabit kalır (p_1) ve kesme zamanı değerimiz τ_2 olur ve toplam uygulanır ve τ son değerine göre

hesap yapıldıktan sonra, p eğimi değiştirilip işlem yinelenir. Bu işlem doğrusal kayma zamanı düzeltmesi (Linear Move-out Correction) olarak adlandırılır.

2. Bu kez τ sabit tutulup, p değeri değiştirilir, her bir ofset değeri için toplam gerçekleştirilir. Bu iki ayrı toplam işlemi grafik şeklinde Şekil 3-(a) ve 3-(b)'de görüntülenmiştir.



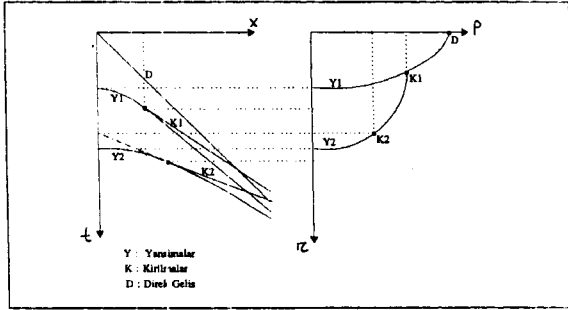
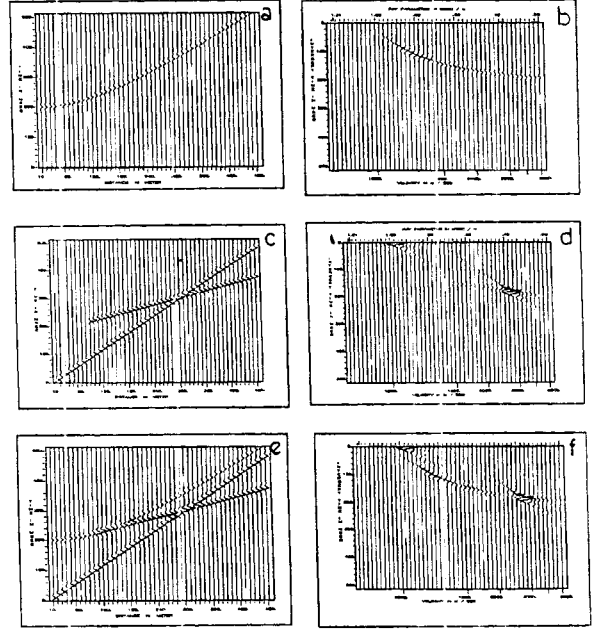
Şekil 3 - (a)

Şekil 3 - (b)

Şekil 3: (a) $t-x$ datasından eğim alma, p sabit, τ değişken.

(b) τ sabit, p değişken.

Eğimli yığılma yöntemi bir doğrusal dönüşümdür ve sonucunda bizim elimizdeki seyahat zamanı verimizi farklı bir ortamda görüntülemiş oluruz. $t-x$ ortamındaki bazı bilinen sismik olaylar bu ortamda nasıl görülür sorusuna yanıt olarak; seyahat zamanı kesitimizdeki yansımalar, $p-\tau$ ortamında elips, kırılmalar ve direk gelişler ise nokta olarak görülmektedir. Bunu Şekil-4' den izlemek olanaklıdır. Şekil 5.'de yöntem bir sismik keside uygulandığı zaman, elde edilen $\tau-p$ kesitlerinde de görülebilir. Bu sismik kesitlerde gözlenen genlik yoğunluklarının olduğu yerler o sismik olayın seyahat ettiği ortamın hızına eşdeğerdir.

Şekil 4: $t-x$ verisindeki sismik olayların $p-\tau$ ortamındaki görünümü.

Şekil 5: Seyahat zamanı kesitimizde sismik olaylar $p-\tau$ ortamında yukarıdaki gibi görülmektedir. (a) ve (b) Yansıma $p-\tau$ ortamında elips olarak, (c) ve (d) direk geliş ve kırılma nokta olarak, (e) ve (f) hepsi berabe: şekildeki gibi görülmektedir.

Eğimli yığılma yöntemi akış diyagramı aşağıdaki gibi özetlenebilir :

SEYAHAT ZAMANI VERİSİ, $P(x,t)$ (GİRİŞ)

↓

(x,t) ' DEN (p,t) ' YA:

ADIM 1: Seç ilen p değerleri için doğrusal kayma zamanı işlemi

ADIM 2: Ofset üzerinden toplama $(\sum p(x,t) \cdot p(x))$

ADIM 3: Değişen P değerleri için ADIM1 ve 2' yi tekrarla

↓

EDİMLİ YIĞILMA VERİ (ÇIKIŞ)

3. $p-\tau$ DATASI İÇİN DALGA ALANI UZANIMI YÖNTEMİ

3.1 BİR BOYUTLU YAKLAŞIM :

Dalga Uzanımı yöntemi sismik prospeksiyonda uygulanan ve derinlik göçü olarak adlandırılan yöntem gibi uygulanmaktadır. Bilindiği üzere göç işlemi seyahat zamanı datasına uygulanır ve bu yöntemde işlem orta yansıma noktası ortamında uygulanmaktadır, fakat istisna olarak bizim uygulamamızda, yani dalga alanı uzanımı yönteminin $p-\tau$ verisine uygulanmasında dalga uzanımı yöntemi ofset ortamında yapılmaktadır (Clayton and McMechan,1981).

Hızın derinlikle değiştiği yaklaşımını dikkate alarak, $Z=0'$ da bir diğer deyişle yüzeyde gözlenen dalga alanının herhangi bir derinliğe aşağı doğru uzanımı

frekans ortamında faz rotasyonuna denk gelmektedir (Clearbout,1976; Gazdag,1978), bu izleyen bağıntı ile,

$$P(\omega, k_h, z) = P(\omega, k_h, 0) e^{-i2 \int_0^z \left[\frac{\omega^2}{V^2(z)} - \frac{k_h^2}{4} \right]^{1/2} dz} \quad (5)$$

şeklinde yazılabilir. Ayrıca bu ifade dalga denkleminin çözümüne yaklaşımı aşağıda ifade eder:

$$\left[\frac{a^2}{a^2 z} + \frac{a^2}{a^2 h} + 4 \cdot \frac{w^2}{V^2(z)} \right] P(w, h, z) = 0 \quad (6)$$

burada ω açısal frekans; $V(z)$, z derinliğindeki hız ve k_h yatay yöndeki dalga sayısıdır.

Yukarıdaki ifadede exponansiyel ifadenin (-) olması bizim yukarı doğru giden dalgalara, aşağı doğru dalga alanı uzanımı yöntemini uyguladığımızı gösterir. Daha açık bir ifade ile bir dalga alanının hareketi frekans ortamında faz rotasyonu ile gösterilir ve bu ifadede aşağı doğru ilerleyen dalga alanının aşağı doğru dalga uzanımı için exponansiyel ifadede (+) işaretle kullanılırken, yukarı doğru giden dalgalar, aşağı doğru dalga uzanımı için inceliyorsak exponansiyel ifade de (-) işaret kullanırız.

Bu ifadeyi ışın parametresi formuna dönüştürmek için frekans ortamında,

$$k_h = -2wp \quad (7)$$

olarak ve (5) nolu ifadede yerine koyarak,

$$P(w, -2wp, z) = P(w, -2wp, 0) e^{[-1 w \psi(p, z)]} \quad (8)$$

olur.

Eğimli yığılma yöntemi Fourier Merkezi Kesit (Fourier central slice) teoremine göre $S(\omega, p) = P(\omega, -2\omega p)$ dir. Yerine koyarsak,

$$S(w, p, z) = S(w, p, 0) e^{[-1 w \psi(p, z)]} \quad (9)$$

$$\psi(p, z) = 2 \int_0^z \left[V^{-2}(z) - p^2 \right]^{1/2} dz \quad (10)$$

yazılabilir.

Ters Fourier dönüşümü alınarak aşağı doğru dalga uzanımı formülü eğimli yığılmış veri için aşağıdaki gibi yazılabilir,

$$S(p, z) = S(0, p, z) = \int_{\omega} S(\omega, p, 0) e^{-1 \omega \psi(p, z)} d\omega \quad (11)$$

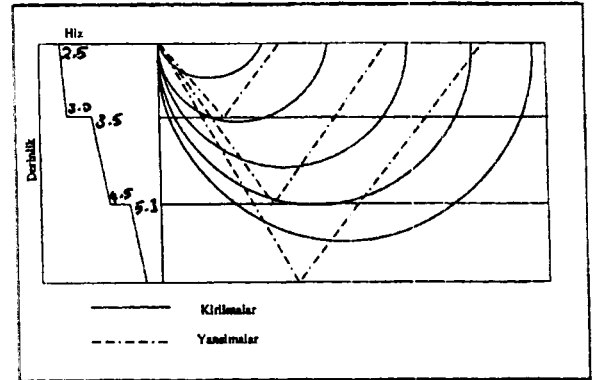
Hesaplama sırasında karşılaşılabilecek bir problem, ψ ifadesinde p eğer ψ^{-1} ' den büyük olursa elde edilen kesitte farklı enerji dağılımları ortaya çıkar, bunun için

o durumda aşağı doğru dalga uzanımını durduracak bir ifade aşağıdaki gibi yazılabilir,

$$\psi(\omega, p, z) = 2\omega \int_0^z \left[V^{-2}(z) - p^2 \right]^{1/2} dz \quad (12)$$

Eğer dikkat edecek olursak $\psi(p, z)$ ifadesi teorik sismolojide düzlem dünya yaklaşımı ile elde edilen $\tau(p)$ yani gecikme zamanı ifadesidir.

(11) numaralı denklemdaki üstel ifade ile yapılan faz rotasyonu işlemi ise Fourier dönüşümü ile başlar ve zaman eksenini boyunca Fourier dönüşümü alınır. Daha sonra Fourier ortamındaki $S(\omega, p)$ verimiz exponansiyel ifade ile çarpılıp her bir derinlik için elde edilen τ değeri kadar kaydırılır. Her bir derinliğe karşılık gelen değerlerin zaman yönünde ters Fourier dönüşümü alınarak $t=0$ anındaki (Yansıma noktasının patladığı an) derinlik bulunur. Sonucunda $S(p, z)$ değerleri görüntülenir, bu bize hız-derinlik fonksiyonunu verecektir. Bu işlem sırasında ortamın hız-derinlik modelini tam ve doğru hesap edebilmek için yinelemeli olarak yapılır. Bir $V(z)$ fonksiyonu (bir boyutlu bir hız fonksiyonu, Şekil 6 da görüldüğü gibi hız değişimi sadece yatay yönde değişiyor) verilerek aşağı doğru dalga uzanımı yöntemi uygulanır ve çıkan veri tekrar işleme yeni $V(z)$ fonksiyonu olarak verilir ve verilen ile çıkan arasında uyumluluk iyi bir noktaya ulaşıncaya işlem kesilir ve ortamın gerçek $V(z)$ fonksiyonu elde edilir.



Şekil 6: Tabaka hızlarının düşey olarak değiştiği 1 boyutlu model örneği.

İşlem adımlarını akış diyagramı ile kısaca ifade edebiliriz :

Seyahat zamanı datamız	$P(x,t,z=0)$
	↓
Eğimli yığılma uygulaması	$P(p,\tau,z=0)$
	↓
Zamanda Fourier Dönüşümü	$P(p,\omega,z=0)$
	↓
Derinliğe doğru uzanım	$P(p,\omega,z=0), \exp(i\omega\psi(p,z))$

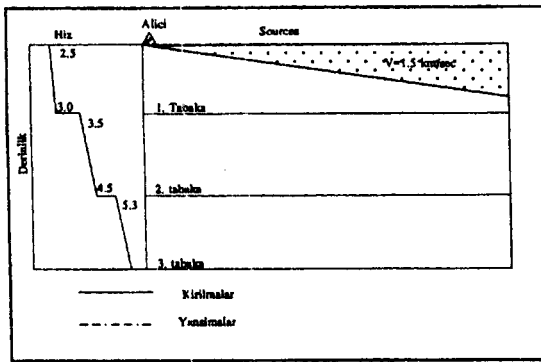
3.2. İKİ BOYUTLU YAKLAŞIM

İki boyutlu yaklaşım seyahat zamanı datasına ilk olarak Reiter, Toksöz, Purdy (1991) tarafından uygulandı. Bu yöntem 1981 yılında Clayton ve McMechan tarafından τ - p verisi uygulanan dalga uzanımı yaklaşımını kullanır, fakat onlar hızın bir boyutlu değişmesi sınırını ortadan kaldırıyor.

Bu yöntem hızın hem derinlikle, hem de uzaklıkla değiştiği durum için geliştirilmiştir (Şekil 7) ve iki boyutlu aşağı doğru dalga uzanımı için ışınlar kullanılır.

Bu yöntem da iki dönüşüm adımı içerir:

1. Veriyi T-X ortamından, τ - p_0 , X- p_0 veya T- p_0 ortamına geçiş için eğimli yığılma,
2. τ - p_0 ortamımızdan, S (P_b , X_b , Z) ortamına geçiş için aşağı doğru dalga uzanımı.



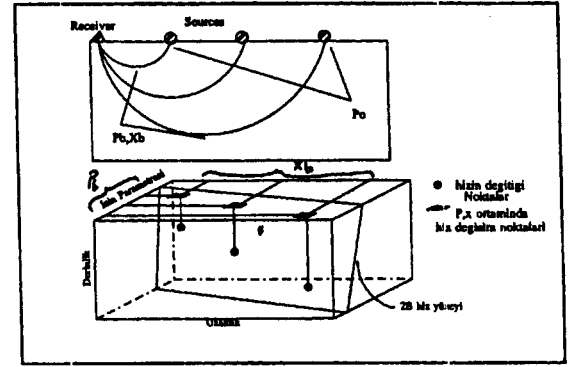
Şekil 7: Tabaka hızlarının düşey ve yanal değiştiği 2 boyutlu model örneği.

Bir boyutlu yaklaşımda eğimli yığılma sonucu bulunan ışın parametresi değeri, p_0 , o ışının en derin noktadaki değeri olan, P_b 'ye esittir. Çünkü, ortamın sadece derinlik yönünde hız değişimine sahip olduğu düşünülerek uygulanmaktadır (Şekil 6).

Fakat İki boyutlu yaklaşımda eğimli yığılma sonucu elde edilen P_b , yanal hız değişimi olması nedeni ile en derin noktadaki ışın parametresi P_b ye eşit değildir. Şekil 8

den X_b ışının en derin noktadaki yanal pozisyonunu, P_b ise ışının en derin noktadaki ışın parametresi değerini göstermektedir.

Eğimli yığılma sonucu elde edilen hızlar, yani X yönündeki hız değişimi X- P_0 ortamından, derinlik yönündeki değişim ise τ - p_0 verisinden elde edilir. Verilen doğru bir hız modeli için p_0 'ı oluşturan ışın yolu, alıcıdan başlayıp θ açısı, ile kaynağı vuran bir ışın araştırılarak bulunur, bunun için iki nokta ışın izleme tekniği kullanılabilir. $\theta = \arcsin(p_0 \cdot V_0)$ olmak üzere, V_0 ise kaynağın hemen altındaki hızdır. Bu ışın yolu bulununca her bir p_0 bu ışın yolu boyunca aşağı doğru dalga uzanımı yöntemine tabi tutulur ve P_b , X_b , $V(x,z)$ ve $p(x,z)$ ışın yolu boyunca elde edilir ve Şekil 8 deki gibi görüntülenir.

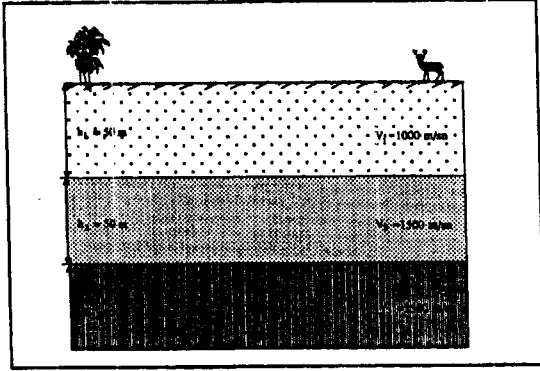


Şekil 8: 2 boyutlu değişen hız modeli için, aşağı uzanım sonucu elde edilen 2 boyutlu hız yapısı.

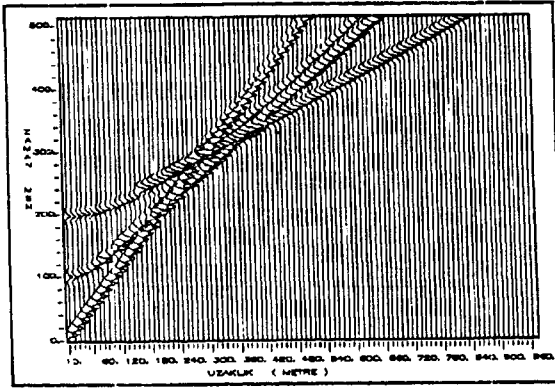
Bu yaklaşım sayesinde bu ters çözüm yöntemi yanal hız değişimlerinde de sonuç verecek şekilde düzenlenebilmektedir.

4. YAPAY UYGULAMALAR

τ - p ters yöntemi ile ters çözüm yapabilmek için ilk olarak hız ve derinlikleri belli olan bir yer modeli için ışın bağıntıları kullanılarak yapay seyahat zamanı kesiti elde edilmesi gerekmektedir. Bu amaçla Şekil 9 daki 3 tabakalı yer modeli kullanılarak, Şekil 10 da verilen seyahat zamanı verisi görüntülenmiştir. Tabaka hızları 1. tabaka için 1000 m/sn, 2. tabaka için 1500 m/sn ve 3. tabaka için 2500 m/sn, derinlikleri ise $h_1=50$ m, $h_2=50$ m olarak alınmıştır.



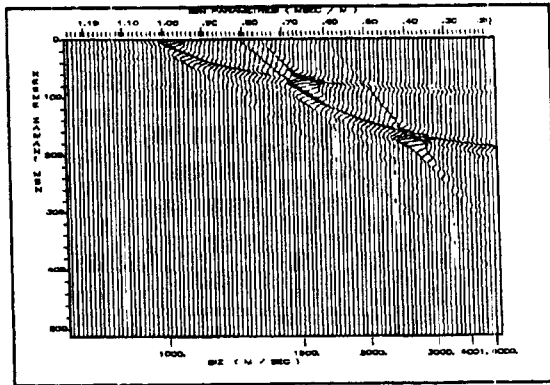
Şekil 9: Bu çalışmada yapılan sentetik uygulama için kullanılan yer modeli.



Şekil 10: Yer modelinden üretilen sentetik seyahat zamanı datası.

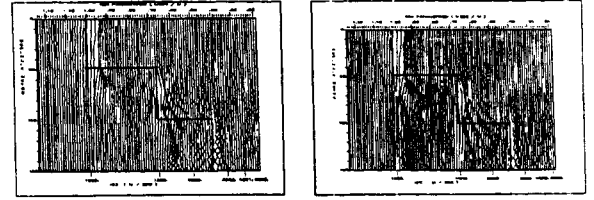
Şekilden de görülebileceği gibi 3 temel sismik olay bu datanın içinde yer almaktadır. Bunlar direk geliş, yansıma ve kırılma dalgalarıdır.

Yapay sismogramı ürettikten sonra daha önceki kısımlarda anlatıldığı şekilde, verinin üzerine eğimli yığma yöntemi uygulanmış ve sonucu olarak Şekil 11'deki p- τ ortamı görünümünü elde edilmiştir.



Şekil 11: Yapay kesimin p- τ ortamındaki görünümü ve hızların tayini.

Son adım olarak hız-derinlik yapısını verecek olan aşağı doğru dalga uzanımı yöntemi veriye uygulanmıştır. Dalga uzanımının - önceden de anlatıldığı gibi - yapılabilmesi için ilk hız modeli girilip, sonuç olarak p- τ ortamındaki görüntü üretilmiştir (Şekil 12a). Düz çizgi ile ifade edilen hız yapısı verdiğimiz hız yapısıdır. Yapıyı daha iyi tanımlayabilmek için bu elde edilen hız yapısı aşağı doğru dalga uzanımının ikinci yinelemesi için girdi olarak kullanılıp Şekil 12b'deki son hız yapısı elde edilmiştir. Elde edilen sonuçlar kısmında özetlenmiştir.



Şekil 12: (a) Aşağı Doğru Uzanım sonucu elde edilen hız yapısı, 1. Yineleme. (b) 2. Yineleme.

5. SONUÇLAR

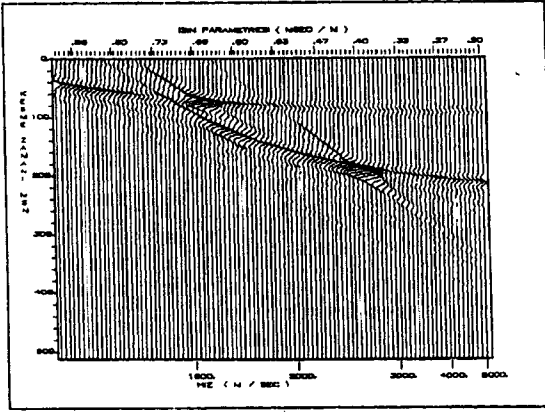
Eğimli yığma yada diğer ismi ile τ -p ters çözüm yöntemi ve onun ardından uygulanan aşağı doğru dalga uzanımı yöntemi alternatif bir ters hız çözümüdür.

Uygulanan işlem adımları ve sonuçlar aşağıdaki gibi sıralanabilir:

1. Ürettiğimiz T-X dalga alanı verisine τ -p ters çözüm yöntemi uygulandığında görüldü ki, yansımalar, elips olarak, kırılma ve direk gelişler nokta şeklinde bir görünüme sahiptirler. Uygulama örneklerinde Şekil 5'den de takip edilecek olursa uygulama sonucunda t-x ortamındaki sismik olay ve τ -p ortamındaki karşılığı ve sismik olayların hangi hıza sahip oldukları elde edilir. Uygulama örneğimizde p- τ ortamından elde edilen hızlar 1000 m/sn, 1500 m/sn ve 2500 m/sn, yapay veri üretirken kullandığımız hızlarla aynıdır (Şekil 11).

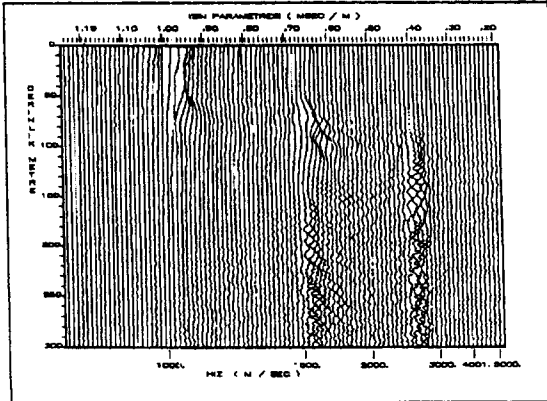
Eğer τ -p ortamında geçerken t-x datasını süpürecek olan eğimleri iyi belirlemezsek τ -p ortamında istediğimiz şekilde bir görüntü alamayabiliriz. Genellikle t-x kesidini süpürecek hız aralığı, yeraltındaki hız aralığını içine alması için 500 m/sn ila 8000 m/sn arasında seçilebilir. Bundan dolayı ilk süpürme hızları olarak bunları kullanabiliriz. Bunların tersi bildiğimiz gibi ışın parametresi değerimiz p'yi vermektedir. ($p = \sin \theta / v$) Şekil 8'den izlersek B noktasındaki θ değerimiz, A noktasında $\theta = 90$ derece olduğu için $p = 1/v$ (ışının en derin noktadaki hızı) olmaktadır. Buradan anlaşılacağı gibi veriyi süpürecek ışın parametresi aralığımızın maksimum değeri 0.002 sn/m ve minimum değeri 0.000125 sn/m dir ($P_{max} = 2 \text{ msn/m}$, $P_{min} = 0.125 \text{ msn/m}$).

Eğer çalıştığımız ortamda bu aralıktan daha küçük bir hız aralığı görebileceğinizi düşünüyorsanız, bu aralığı değiştirmeniz mümkündür. Verdiğiniz hız aralığı içine ortamdaki hız değerlerinin bir kısmı giriyorsa, o zaman görüntü Şekil 13 deki gibi olacaktır. Bu durumda kalırsa yapılacak iş hız aralığını biraz daha genişletmektir.



Şekil 13: p - τ ortamına geçişte hız tarama aralığının küçük seçilmesi ve 1. tabakanın görülenemesi durumu.

2. Bir sonraki adım τ - p verisine aşağı doğru dalga uzanımının uygulanmasıdır. Bu yöntemin uygulanması sonrası elde edilen p - z dalga alanı verimizin de bize τ - p ortamındaki hız bilgilerimizi derinlik bilgisi ile birleştirip verecektir. Uygulama örneğimizde de model derinliklerimiz $h_1=50$ m ve $h_2=50$ m olarak doğru bir şekilde yinelenmeli olarak elde edilmiştir (Şekil 12b. Uygulama sırasında dalga alanını içerdiği derinlikten daha fazla derinliğe kaydırırsak Şekil 14 deki görüntü ile karşılaşırız. Yer modelimizin en fazla 100 m derinden bilgi taşımakta olduğu göz önünde bulundurularak, yaklaşık 100 m' den sonra düzensiz bir enerji dağılımı gözlenmektedir.



Şekil 14: Dalga Uzanımı yönteminin, datamızın içerdiği derinlik bilgisinde daha derine uygulanması sonucu görülen bozulmalar.

KATKI BELİRTME

Çalışma süresi boyunca çabalarımıza sürekli destek olan ve enstitü bünyesinde tüm imkanları bize sağlayan Sayın Prof. Dr. Ahmet Mete Işıkkara'ya teşekkür ederiz. Bununla birlikte bu konuyla ilgili çalışırken bilgilerinde faydalandığım Sayın Yard. Doç. Dr. Emin Demirbağ'a, Yard. Doç. Dr. Tuğrul Genç'e ve Dr. Semih Ergintav'a da teşekkürü bir borç biliriz. Ayrıca bu çalışma ile ilgili programların hazırlanması sırasında, FORTRAN programlama dili çizim alt programları konusunda yardımını esirgemeyen çalışma arkadaşım Arş. Gör. Tolga Bekler, Vuslat Tatar, Rengin Gök, Gonca Örgülü ve Hakan Alçık'a teşekkürler.

KAYNAKLAR

- Canitez, N., Yaramancı, U., Özdemir, H., 1987, Spectral Analiz, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Eğitim Yayınları, No:1.
- Canitez, N., 1992, Sismolojinin Ters Problemleri, Jeofizikte Modelleme Kollokyumu Ders Notları, TMMOB, Jeofizik Mühendisleri Odası, İstanbul.
- Clayton, R.W. and G.A. McMechan, 1981, Inversion of Refraction Data by Wave Field Continuation, Geophysics, Vol. 46, pp. 860-868.
- Clearbout, J.F., 1985, Imaging the Earth's Interior, Department of Geophysics, Stanford University, Blackwell Scientific Publications, Boston.
- Clearbout, J.F., 1976, Fundamentals of Geophysical Data Processing, New York, Mc-Graw Hill Book Co., Inc.
- Clearbout, J.F., 1992, Earth Soundings Analysis, Processing versus Inversion, Blackwell Scientific Publications, Boston.
- Ecevitöglu, B., 1990, Sismik Prospeksiyon Ders Notları, İTÜ, İstanbul.
- Ergin, K., 1992, Advanced Seismology Lecture Notes, İTÜ, İstanbul.
- McMechan, A.G. and Ottolini, R., 1980, Direct Observation of p - τ Curve in a Slant Stacked Wave Field, June Vol. 70, No. 3, pp. 775-789, BSSA.
- Oppenheim, A.V. and Ronald, W.S., Digital signal Processing, Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Panos, G.K. and alan R. Mitchell, 1989, slant Stack Processing, Vol. 7, No.2, First Break, GECO.
- Paul, L., Stoffa, 1989, p - τ A Plane Wave Approach to the Analysis of Seismic Data, Kluwer Academic Publishers, Nedherlands.
- Reiter, E.C., Toksöz, N. and Purdy, G.M., 1991, Imaging of Large Offset Ocean Bottom Seismic data, the Requirements for the Degree of Doctor of Philosophy, MIT.
- Robinson, A.E., 1967, Multichannel Time Series Analysis with Digital Computer Programs, Digital Consultants, Inc. and National Aeronautics and Space Administration, San Francisco.
- Saatçiler, R., 1985, Dönüşüm ve Haritalama Yöntemleri, Deprem Araştırma bülteni, Yayın. 7, Sayı 51, Ankara.
- Sheriff, R.E., 1984, Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, SEG, Tulsa.
- Walck, M.C., 1984, Teleseismic Array Analysis of Upper Mantle Compressional Velocity Structure, the Requirements for the Degree of Doctor of Philosophy, Californic Institute of Technology, California.
- Yılmaz, Ö., 1987, Seismic Data Processing, Investigation in Geophysics No.2, Society of Exploration Geophysicist, Tulsa.