



T.C.  
BAYINDIRLIK ve İSKÂN BAKANLIĞI  
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ  
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

# DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

8



## Deprem Araştırma Bülteni (DAB)

*Bulletin of Earthquake Research  
( Bull. Earthq. Res. )*



Ocak [January] / 1975  
Cilt [Volume]: 2

# Sayı [Issue]: 8

## İÇİNDEKİLER [INDEX]

Sayfa [Page]

---

### ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Sismik Dalgaların Deneysel Etüdları Yoluyla Mikrotremorların  
Karakteristikleri Üzerine Araştırmalar [Studies on the Characteristics of  
Microtremors by Experimental Studies of Seismic Waves]  
Sinan GENÇOĞLU ..... 1-86

### DİĞER [OTHER]

Balkan Bölgesindeki Deprem Riskinin Değerlendirilmesi [Evaluation of  
Earthquake Risk in the Balkan Region]  
Mehmet Emin ÖZEL ..... 87-110

### DİĞER [OTHER]

Sömel Altındaki Çökmeyi Hesaplamak İçin Basit Bir Metod [Simplified  
Method to Calculate Settlement beneath Footings]  
Esat YARAR ..... 111-116

**DEPREM  
ARAŞTIRMA  
ENSTİTÜSÜ  
BÜLTENİ**

**8**



**DEPREM  
ARAŞTIRMA  
ENSTİTÜSÜ  
BÜLTENİ**

**8**

**DEPREM ARAŞTIRMA  
ENSTİTÜSÜ BÜLTENİ**



Üç Ayda Bir Yayınlanır  
Bilim ve Meslek Dergisi



**Sahibi**  
İmar ve İskân Bakanlığı adına  
Teoman Güzey  
Deprem Araştırma  
Enstitüsü Başkanı



**Yazı İşleri Müdürü**  
Oktay Ergünay  
Deprem Araştırma Enstitüsü  
Başkan Yardımcısı



**Yönetim Yeri ve Yazışma Adresi**  
Deprem Araştırma Enstitüsü  
Başkanlığı Konur Sokak No.: 4/2  
Yenişehir/ANKARA



Telefon : 18 66 29 — 12 87 82



**Basıldığı Yer**  
Altuğ Matbaacılık Sanayii 18 65 63



İlanlar pazarlığa tabidir.

# SİSMİK DALGALARIN DENEYSEL ETÜDLERİ YOLUYLA MİKROTREMORLARIN KARATERİSTİKLERİ ÜZERİNE ARAŞTIRMALAR

Sinan GENCOĞLU (\*)

## GİRİŞ

Dünyada depremler nedeniyle açığa çıkan enerjiye ait istatistik veriler incelendiğinde, açığa çıkan bu enerjinin % 15'inin Japonya'da oluşan depremlerle ilgili olduğu anlaşılmaktadır. Dolayısıyla deprem nedeniyle olan hasar ve kayıpların ortaya koyduğu acı tecrübeler, deprem sonucundaki sismik dalgaların lokal olarak incelenilmesini gerektirmektedir. Yapılan araştırmalarda, sismik dalgaların farklı sahalardaki ve hattâ aynı bölgedeki modifikasyonlarının, hasar derecesine göre dikkati çekecek bir şekilde farklı ve değişik olduğu saptanmıştır. Bu nedenle sismolog ve mühendisler, tahripkâr depremlerin hasarlarını asgariye indirmek için pratik bir metodu ortaya koyacak çalışmalara girişmişlerdir. Yapılan bu tip çalışmalarla, deprem anında yeraltı tabakalarının titreşim karakteristikleri kısım kısım göz önüne konulmaktadır.

Yeraltı tabakalarının titreşim karakteristiklerinin incelenilmesi birbirinden farklı iki yöntemle yapılabilmektedir. Bunlardan birincisi sismik prospeksiyon tatbikatıdır. Bu metodda, her tabakayla ilgili P ve S dalga hızlarıyla, yoğunluk hesaplanmakta ve dolayısıyla tabakaların titreşim karakteristikleri bulunmaktadır. İkinci inceleme yöntemi ise mikrotremorlardır. Mikrotremorlar, rüzgâr gibi tabii veya motorlu vasıtalar gibi suni kaynaklardan yayılan dalgaların tümü olarak tariflenebilmektedir. Bu nedenle, mikrotremorların tabakaların titreşim karakteristikleriyle ilgili olarak birçok bilgiyi kapsadığı kabul edilebilmektedir.

Birinci yöntemle ilgili olarak sismolojinin tatbik edildiği ilk günlerdenberi, tabakalardaki S dalga bilgilerinin bilinmesi gereği ortaya çıkmaktadır. Ancak, yakın zamanlara kadar sahadaki S dalgası ölçülerinin çok zor bir konu olduğuna inanılmaktaydı. Depremler sonucunda olan hasarla ilgilenildiğine göre, S dalgası amplitüdünün büyük olması nedeniyle P dalgasına nazaran daha önemlidir. Ayrıca, S dalgası bilgileriyle, ortamın direnciyle direkt olarak bağıntılı olan rijiditesi de bulunabilmektedir. S dalgalarıyla ilgili olarak yapılan çalışmalar, deneyler için gerekli olan aletsel çalışmaların yanı sıra S dalgalarının yayılımı için pratik bir yöntemin geliştirilmesi hususunu da kapsamaktadır. Kobayashi ve grubu SH dalgalarının yayılımı için basit bir yöntem geliştirmişlerdir.

(\*) Deprem Araştırma Enstitüsü.

Bu yöntemde zemine, satıh yüzeyiyle tam temas etmesi için üzerine ağırlık konulmuş tahta bir plâka yerleştirilmiştir. Plâkanın ucundan tahta bir varyosla yatay olarak vurulmak suretiyle, plâka ile zemin yüzeyi arasında çok kısa bir zamanda tesir eden kesme (shear) kuvvetinden SH dalgaları elde edilebilmiştir.

Shima ve Ohta, halen pratikte kullanılan ve Kobayashi'nin yöntemiyle aynı özelliğe sahip bulunan kuvvetli bir jeneratörün tertibini gerçekleştirmişlerdir. Bölgede sık sık rastlanan tipik formasyonların ve ana kayacın S dalga karakteristikleri hakkında bilgi edinmek üzere, Tokyo'da birçok S dalga prospeksiyonları Shima ve grubunca yapılmıştır. Çalışmalardan birinde hayret verici olarak nitelenebilecek sonuçlar elde edilmiştir. Örneğin, gerek yeraltı tabakaları ve gerekse ana kayacın formasyonu için Poisson oranı takriben 0.5'e eşit olarak bulunmuştur. Son zamanlara kadar, böyle formasyonlar için Poisson oranının 0.25 civarında olduğuna inanılmakta ve bu değer teorik hesaplamalarda ve pratikte geniş ölçüde kullanılmaktaydı. Bundan dolayı yeni elde edilen bilgilerin ışığı altında, evvelce yapılmış bulunan çalışmaların ve sonuçlarının yeniden gözden geçirilmeleri yararlı olacaktır.

Yeraltı tabakalarının titreşim karakteristikleri için ikinci inceleme kaynağına, yani mikrotremorlara gelince yapılan çalışmalar şu şekilde belirtilebilir. K. Kanai ve çalışma arkadaşları mikrotremorların analizleri üzerine birçok çalışmalar yapmışlardır. Bu ekol çalışmalarında, bir mikrotremor kaydından herhangi bir iki dakikalık zaman aralığını almış ve birbirini takip eden sıfırlar arasındaki aralıkları saymıştır. Zaman aralıklarının iki katını alarak, periyod olarak kabul etmişlerdir. Periyodları, her periyoda tekâbül eden dalgaların sayısına karşılık noktalararak periyod - frekans eğrisini çizmişlerdir. Bulunan sonuçları takriben sıfır hattını kesen noktaların bütün karakteristiklerinin istatistiği olup, frekans eğrisinin en uzun periyodu, en büyük periyod olarak nitelenmektedir. Mikrotremorların analiz süresinin azaltılması için de otomatik frekans analizörünü tertip ve imal etmişlerdir. Böylece elde edilen periyod - frekans eğrisinin, aynı sahadaki deprem hareketlerinden elde edilebilecek sonuçlara benzer bir şekilde, deprem hasarına ait bilgileri verebileceğini kabul etmişlerdir. Periyod - frekans eğrisinin özelliklerine dayanarak eğrileri dört gruba ayırmışlardır. Her grup, depreme dayanıklı bina yapımında kullanılan dört zemin grubunun formasyonlarıyla karakterize edilmişlerdir. Kanai ve grubunun vardığı sonuçlar küçük şiddetteki depremlerin analizlerine dayanmaktadır. Teorilerini kuvvetlendirmek için, A.B.D. de Kaliforniya'daki muhtelif sahalarda şiddetli deprem hareketlerinin frekans - periyod eğrilerini hesaplamışlardır. Aynı sahalarda mikrotremor çalışmaları da yaparak mikrotremorların frekans - periyod eğrilerini bulmuşlardır. Elde edilen bu iki eğri arasında iyi bir uygunluk bulunmuştur. Kanai ekolü, mikrotremor analizleri yoluyla, deprem anında şiddetlerine bakmadan mühendislik sismolojisi bakımından önemli bir unsur olan zeminlerin hakim periyodlarının hesaplanabileceğini ortaya koymuşlardır. Ayrıca, hakim periyodların sahadaki uygun periyodlarla iyi bir uygunluk gösterdiğini de belirtmişlerdir. Şiddetli hareketlerin amplitüdüleri mm. mertebesindeyken, mikrotremorların

amplitüdüleri genellikle mikron mertebesinde dir. K. Kanai ve T. Tanaka tarafından elde edilen veriler çok önemlidir. Zira ortamın stress - strain eğrisinin büyük amplitüd gösterdiği farzedilebilir. Diğer bir deyişle, yer-altı böyle büyük amplitüdüler de bile bir elastik ortam olarak davranır. Sahada yatay bir sismometre kullanarak yapılan çalışmada ölçü süresi kısadır (takriben 5 dakika kadar). Bu nedenle bu yöntem, mutad S dalgası prospeksiyonuyla mukayese edildiğinde daha ucuz ve pratik görülmektedir. Bunun için bu yöntem birçok deprem mühendisi tarafından benimsenmiştir. Mikrotremörlerin frekans - periyod eğrilerinin fiziksel anlamlarının yanısıra, tabiatları da henüz yeter derecede açıklığa kavuşmamıştır. Bunun için, mikrotremörleri problemlerimize uygulamadan önce, tabiatleri konusunda incelemeler yapmak gereği ortaya çıkmaktadır. Kanai, mikrotremörlerin tabakalardaki S dalgalarının müteddit yansımasıyla hasıl olduğunu ileri sürmüştü de, bu görüşün karşısında olanlar da vardır. Mamafih, Kanai ve grubu tarafından, frekans - periyod eğrilerinin fiziksel anlamı hakkında herhangi bir açıklama yapılmamıştır.

Mikrotremörlerin tabiatleri konusunda kısa bir tarihçenin verilmesinde yarar vardır. Genellikle birçok araştırmacılar tarafından periyodu 2 sn. den büyük yer gürültüleri (ground noise) için «Mikroseism» terimi kullanılmaktadır. Bazı araştırmacılar ise, «Mikrotremör» terimini 0.1 ilâ 2 sn gibi kısa periyodları için kullanırlar, böylece onlar sığ jeolojik strüktürün titreşim karakteristiklerinin çalışma şeklini benimsemiş olmaktadır. Bu derlemeye temel kaynak olarak alınan Ahmet Allam'ın çalışmalarında ise, esas olarak böyle dalgaların tabiatinin aynı olduğuna inanılmaktadır. Dolayısıyla, bu derlemede «Mikrotremör» ifadesi bütün haller için kullanılacaktır. Mikrotremörlerle ilgili birçok çalışma yapılmasına rağmen, bunların bazılarında bu dalgaların tabiatini konusuna değinilmemiştir. Bunun için burada tarihçe bakımından yalnız mikrotremörlerin tabiatıyla ilgili olanlar belirtilecektir.

İngiltere'nin muhtelif kısımlarında 4 ile 100 cps. frekans aralığında olan mikrotremörler, Wilson tarafından incelenilmiştir. Wilson, gündüz kaydedilen mikrotremörlerin magnitüdülerinin, gece kaydedilenlerden 10 ilâ 20 kat daha fazla olduğunu bulmuştur. Yapmış olduğu bir çalışmada, üç bileşenli bir sismometre de ile ölçmeler yaparak partikül hareketinin Rayleigh dalgası tipine oldukça benzer bir şekilde olduğunu saptamıştır. Wilson, başka bir çalışmasında ise üçlü bir tertiple (tripartite arrangement) üç düşey sismometre kullanmış ve sonuçta dalgaları, 9 cps. den yüksekse hacim dalgaları (Body Waves) ve 9 cps. ye yakın ise yüzey dalgaları (Surface Waves) olarak nitelemiştir.

Ak stasyoner stokastik dalgaların mekân ve zaman spektrumlarını (space and time spectra) teorik olarak incelemiştir. Belirli bir frekansı havi resonatörle filtre edilmiş dalgaların mekâna ait otokorelasyon katsayıları (auto - correlation coefficients) otomatik olarak hesaplanmıştır. Tek hızı havi, polarize olmamış iki boyutlu bir dalga halinde azimutal ortalamalı mekâna ait otokorelasyon fonksiyonu ile güç yoğunluğu spektral fonksiyonu (power spectral density function) arasında bir uy-

gunluk bulmuştur. (Bak. Ek 2.). Polarize olmuş dalga halinde ise, azimutal ve radyal bileşen olmak üzere, iki bileşenli otokorelasyon fonksiyonları araştırılmıştır. Bu bileşenlerin vektörel toplamı, polize olmamış dalganın otokorelasyon fonksiyonu gibi aynı formu göstermiştir. Bu teori, Aki'nin Tokyo, Hongo'da frekans aralığı 5 cps. den büyük mikrotremorlarla ilgili çalışmasında tatbik edilmiştir. Aki, yapmış olduğu çalışmalarda sahadaki mikrotremorların azimuta nazaran üniform bir şiddeti havi olduğunu saptamıştır. Ayrıca, mikrotremorların verilen bir frekansta belirli bir hızı haiz olan yüzey dalgaları olduğunu belirlemiş ve yatay hareketleri Love dalgaları olarak nitelemiştir.

Kanai ve çalışma grubu tarafından 1954'den beri Japonya'da birçok yerlerde mikrotremor incelemeleri yapılmış olup, bunlarla ilgili doneler yukarıda belirtildiğinden tarihçe bakımından burada bir tekrarlama yapılmayacaktır.

Akamatsu, yatay ve düşey sismometreler kullanarak Tokyo ve diğer bölgelerde mikrotremorları incelemiştir. Mikrotremor ölçmeleri hem gece ve hem de gündüz yapılmıştır. Sonuç olarak, gündüz ve geceki amplitüd oranını 2/1 ile 10/1 ve daha yukarısı olarak bulmuştur. Üç kısmı havi gözlemlerden (\*) (tripartite observation) dalgaların doğrultusunu, dalga boyunu, hızını ve partikülün hareketini hesaplamış ve bu dalgaları Rayleigh ve Love dalgaları veya her ikisinin birleşimi olarak nitelemiştir.

Shima, Tokyo istasyonunun çevresinde mikrotremor çalışmaları yapmış ve elde ettiği kayıtları otomatik korelâtörle analiz etmiştir. Bulduğu sonuçları pek çok deprem gözlemlerinden elde edilen sonuçlarla karşılaştırmıştır. Shima, gece yapılan mikrotremor ölçmelerinden elde edilen güç yoğunluğu spektral fonksiyonlarının, gündüz elde edilenlere nazaran daha basit bir şekli haiz olduğunu belirlemiştir. Çevredeki trafik gürültüleri gündüz mikrotremorların amplitüdlerini büyük ölçüde etkilemektedir.

Bu nedenle ve ayrıca mikrotremorların gece yapılan çalışmalardan elde edilen hakim periyodunun, deprem gözlemlerinden elde edilenleriyle aynı olmasından dolayı, yeraltının frekans karakteristiklerini incelemek için mikrotremor ölçmelerini gündüz yerine tercihan geceleyin yapmak daha faydalı olacaktır.

Toksöz, 0.7 - 1 cps. frekansları arasındaki mikrotremorları incelemiştir. Yeraltı tabakalarının yapısını, aynı faz mukabelesini havi düşey sismometrelerin küçük, çok kanallı (\*) açılımlarıyla ölçülmüş faz hız-

---

(\*) Kaydedilen mikroseismin doğrultusunu bulmak için muhtelif yöntemler kullanılabilir. Bath (1962, Direction of approach of microseisms, Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc. V.6, p: 450-461), yatay ve düşey bileşenler kullanarak üç yöntem tariflemiştir. Bunlardan bir tanesi üç kısmı havi yöntem (tripartite method) olup, üç istasyonda hareketin aynı bileşeni izlenir.

(\*\*) Açılımın küçük olması, yahut başka bir deyişle açılımın maksimum büyüklüğünün limitli olması, arz kabuğunun derin olmayan strüktü-

larından elde edilen müşahade edilmiş faz hızı eğrilerinden faydalanarak incelemeye çalışmıştır. A.B.D. de iki sahada L tipi sismometre açılımları kullanarak mikrotremor ölçmeleri yapmıştır. 0.7 - 1 cps. frekans aralığındaki mikrotremorların partikül hareketlerinin incelenmesiyle, aynı zamanda ve mukayesesi mümkün şiddetle, birden fazla doğrultudan sismometrelere vardıkları bulunmuştur. Hızların dağılmış olmalarına rağmen uygun sismik hız verilerine dayanılarak, onların esas Rayleigh modu için hesaplanmış teorik dispersiyon eğrileriyle bir uygunluk gösterdiği saptanmıştır. Hattâ dağılıma rağmen, ölçülmüş faz hızları eğrisinden yeraltı tabakalarının kalınlıklarının hesabı için de faydalanabileceği ifade edilmiştir.

Douze, 0.3 - 3.3 cps. frekans aralığındaki mikrotremorları A.B.D. de, farklı sahalardaki derin kuyu ölçmelerinden faydalanarak incelemiştir. Yüzeyde ve derindeki bir noktada aynı zamanda alınan örneklerin (sample) vektörel çarpımlarının yanısıra, güç yoğunluğu spektral fonksiyonları da hesaplanmıştır. Bu hesaplamalardan faz ve amplitüdün derinlikle olan değişimleri incelenmiştir. Bazı sahalarda, düşey bileşenin sonuçları Rayleigh dalgalarının esas (fundamental) ve yüksek (higher) modlarıyla uygunluk göstermiştir. Diğer bazı sahalarda ise, mikrotremorlar Rayleigh ve Love dalgalarının bir birleşimi olarak bulunmuştur. Örneğin Nevada, Eureka'da, derin bir kuyudan elde edilen mikrotremor kayıtlarının spektral analizleri, 0.7 cps. den küçük frekanslı gürültülerin Rayleigh dalgası olarak izah edilebileceğini göstermektedir. 0.7 cps. den büyük frekanslı gürültüler ise, Rayleigh ve hacim dalgalarının bir birleşimi olarak izah edilebilmektedir. Ancak, bu çalışmada elde edilen verilerin kompleksliği nedeniyle, 1.25 cps. den büyük frekanslı dalgalar tariflenememiştir.

Vinnik, mikrotremorların analiz metodu üzerinde çalışmalar yapmıştır. Bu araştırmaların sonunda, dalgaların hızı, frekansı ve mesafenin fonksiyonu olarak korelasyon için teorik eğriler verilmiştir. Eğer gerçek mikrotremorların yapısı modele tam olarak uyuyorsa, Bessel fonksiyonu eğrisinin standard olarak kullanılabileceği ifade edilmektedir. Ayrıca yine verilen bu standartlarla, hesaplanan normal spektrumların mukayesesinde bir tanesinin mikrotremorların hızı olarak ölçülebileceği de belirtilmiştir. Bu metodu bazı yorumlarla tatbik eden Vinnik, Deniskov ve Koukov, 0.5 - 2 cps. frekans aralığındaki mikrotremorlar üzerinde çalışmalar yapmışlardır. Yapılan bu çalışmalar sonucunda, zahiri hızın 20 km/sn'ye ve enerji dağılımının % 60 veya daha fazlaya ulaştığında hacim dalgalarının, mikrotremorların bileşiminde hakim bir rol oynadığı

rünün süratle değişebilmesi nedeniyledir. Açılım limitli sahanın üzerinde hızları ölçecek kadar küçük olmalıdır. Ölçmelerde portatif, 8 kanallı set kullanılmıştır. Aletlerin yapımında, amplitüd mukabele eğrisinin (amplitüde response curve) şeklinden çok faz mukabelesinin uygunluğuna önem verilmiştir. Aksi takdirde, aletsel tesir sinyalinin faz farklılıklarını maskeleyecektir. Kullanılan sismometreler modifiye edilmiş olup, 1 sn. tabii periyodlu, değişken relüktanslı, portatif Benioff aletleridir.

belirtmiştir. Yine aynı şekilde, hız 3 km/sn ve enerji dağılımı da takriben % 40 olduğunda, mikrotremorların bileşiminde Rayleigh dalgalarının hakim olduğu saptanmıştır.

A.B.D. de Montana'da, LASA (Large Aperture Seismic Array) vasıtasıyla kaydedilen uzun ve kısa periyodlu mikrotremorların yapı modu da Lacoss, Kelly ve Toksöz tarafından incelenmiştir. Analizde kendi metodlarını kullanarak frekansı 0.3 cps. den büyük olan mikrotremorların, denizden yayılan P dalgalarını ihtiva ettiğini bulmuşlardır. Frekans aralığı 0.2 - 0.3 cps. arasında olan bu dalgalar, yüksek modlu Rayleigh dalgaları kadar P dalgalarını da ihtiva etmektedir. Düşey sismometrelerle kaydedilen ve frekansı 0.15 cps. den az olan mikrotremorlar, Rayleigh dalgalarının esas modunu ihtiva etmektedirler. Yine bu düşük frekanslı mikrotremorların yatay bileşenlerle yapılan kayıtlarının analizinde, Love dalgalarının esas modunun varlığı da ortaya konulmaktadır.

Haubrich ve McCamy, yine LASA vasıtasıyla kaydedilen, fakat frekans aralığı 0.04 - 0.5 cps. olan mikrotremorları incelemişlerdir. Yaptıkları çalışmaların sonucunda, düşey sismometerlerle kaydedilen ve 0.16 cps. den küçük frekanslardaki mikrotremorlarda esas Rayleigh modunun hakim olduğunu göstermişlerdir. Bu frekansların üzerindeki frekanslarda ise yüksek modlar hakim bir rol oynamaktadır. 0.2 cps. den küçük frekanslı yatay hareketlerinde, Rayleigh ve Love dalgalarını kapsadığını belirtmişlerdir. Bazı durumlarda, Love ve yüksek modlu Rayleigh dalgaları muhtemelen aynı sahil doğrultusundan gelmektedirler. Yine bu çalışmalarda, hem sahil hem de açık denizdeki fırtına merkezlerinden yayılan mikrotremorlarda, takriben 0.2 cps. in üzerinde hacim dalgalarının hakim olduğu da saptanmıştır.

## B Ö L Ü M : I

### **MİKROTREMOR KAYNAKLARININ MODELLERİ OLARAK SİSMİK DALGALAR ÜZERİNDE DENEYSEL ÇALIŞMALAR**

#### **I. 1. GİRİŞ**

Mikrotremorlar, çeşitli kaynaklardan yayılan dalgaların tümü olarak nitelendiğinden, mikrotremorların karakteristikleri yalnız istatistikal anlamda incelenebilir. Bu kaynaklar rüzgâr ve deniz dalgaları gibi tabii kaynakların dışında, motorlu araçlar ve endüstri tesisleri gibi suni kaynaklar da olabilir. Yeryüzeyine tam olarak temas ettirilmiş ahşap bir plâkaya tahta bir varyosla yatay bir şekilde vurmak suretiyle, ya da yeryüzeyine bir ağırlık düşürülerek elde edilen sismik dalgalar, bu tip kaynakların basitleştirilmiş modelleri olarak alınabilir.



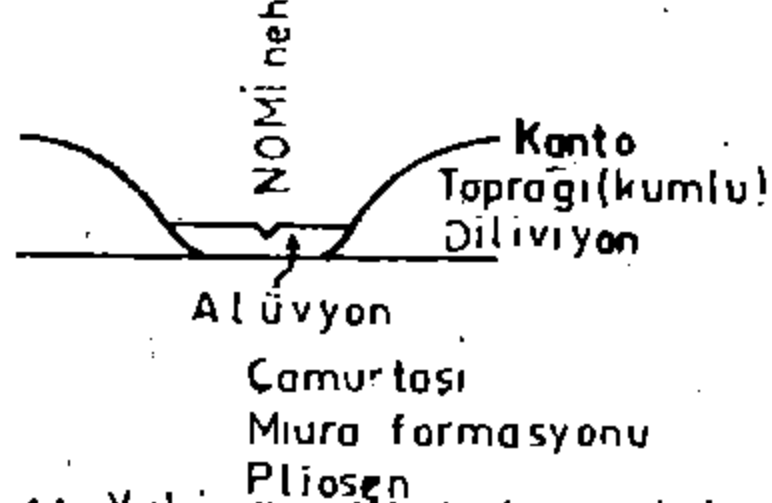
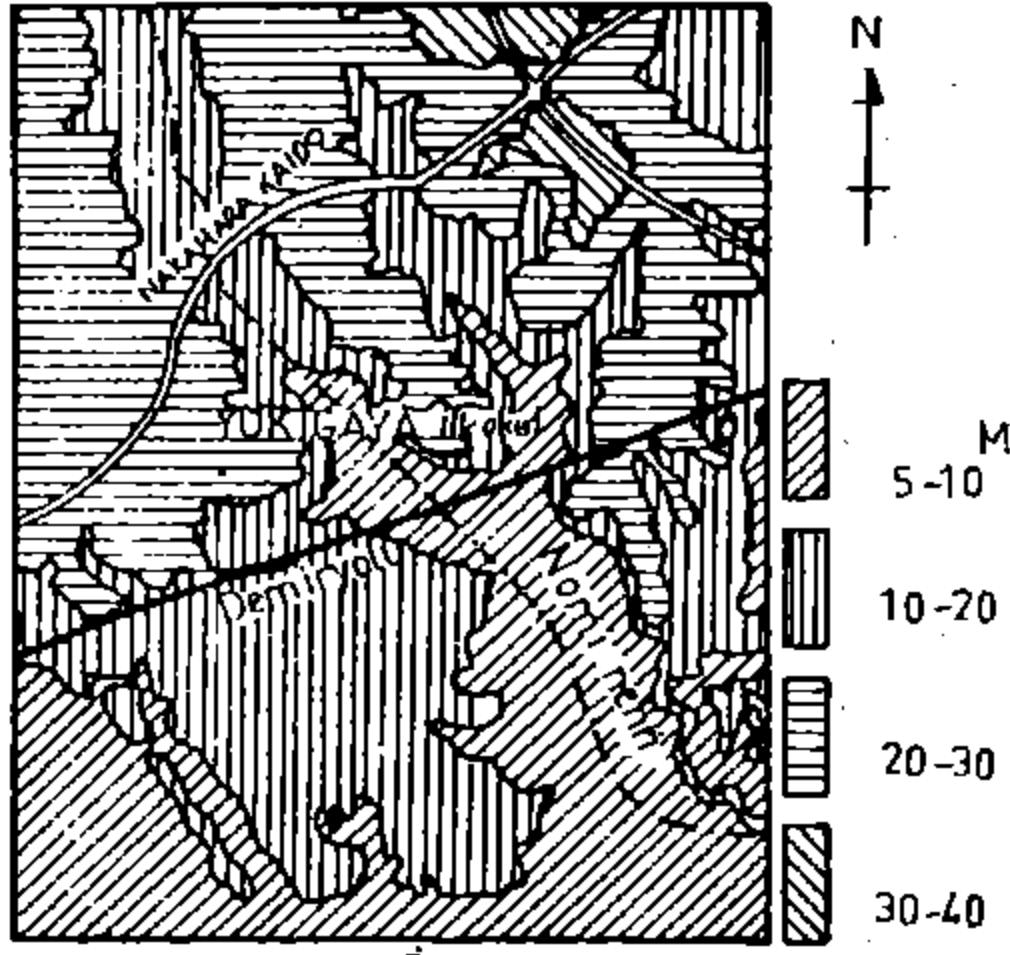
Deneysel çalışmaları sismik dalgaların teorisiyle karşılaştırmak için ilk yapılacak işlem, yeraltının jeolojik strüktürünün yeterince incelenmesidir. Derlemeye esas konu olarak alınan bu araştırmada, jeolojik durumun belirli olması nedeniyle Oto-ku, Yukigaya bölgesi çalışma sahası olarak seçilmiş ve böylece gerek yeraltı yapısının ve gerekse yayılan sismik dalgaların analiz işlemlerinin basit bir hale getirileceği ümit edilmiştir. Kayıtların analiz işlemlerinin yanısıra, ölçme işlemlerinde de takip edilen yöntemler ilerki bölümlerde verilecektir.

## I. 2. SİSMİK PROSPEKSİYON

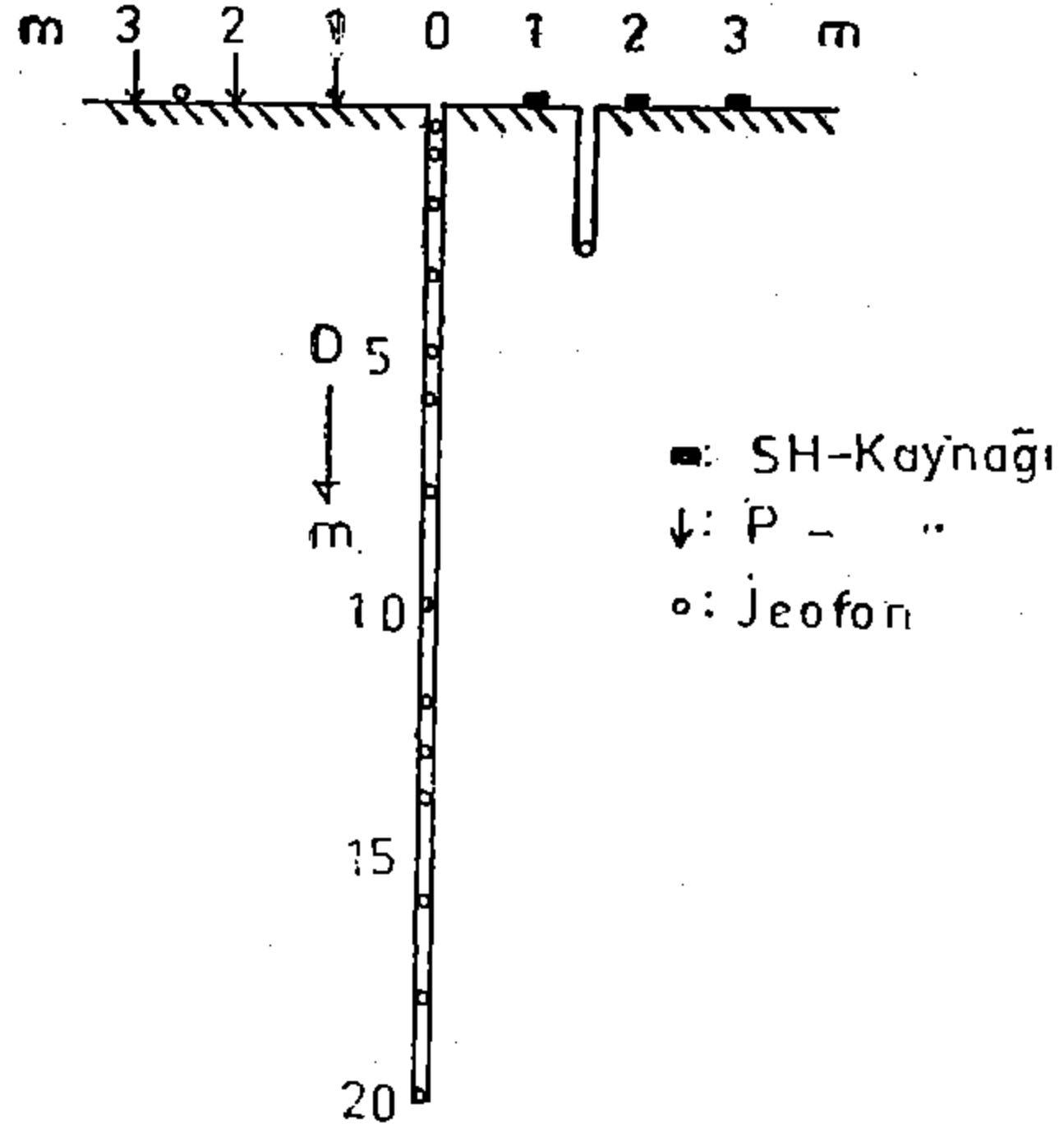
Sismik prospeksiyon tatbikatı Tokyo'nun güney kısmındaki Yukigaya ilkokulunun oyun sahasında yapılmıştır. Çalışılan sahanın jeolojik yapısı basit bir durum göstermektedir. Şekil I.1. de, jeolojik kesit ve topografya ile ölçü noktaları gösterilmiştir. Yeraltı yapısını incelemek için aşağıdaki faydalarından dolayı kuyu atış metodu tatbik edilmiştir. Bu yöntemle, eğer düşük hızı havi bir tabaka varsa bunu tesbit edebiliriz. Diğer bir özelliği de, nüfusun yoğun olduğu ve çalışma sahasının sınırlı bulunduğu bölgelerde tatbik edilebilmesidir. Ayrıca bu yöntem, alışılmış diğer S dalga prospeksiyonlarından daha kolay olup, çabuk sonuç vermektedir.

Seçilen bir noktada 20 m. derinliğinde bir kuyu açılmıştır. Üç bileşenli kuyu sismometreleri kuyuda muhtelif derinliklere yerleştirilmiştir. 2 m. uzunluğunda, 30 cm. genişliğinde ve 4 cm. kalınlığında olan üç ahşap plâka, kuyudan 1, 2 ve 3 m. uzaklıkta olmak üzere yerleştirilmişlerdir. Yeryüzeyi ile plâkaların tam olarak temasını temin etmek gayesiyle, her plâkanın altına sulu kireç ve yine her plâkanın üzerine de birkaç yüz kilogramlık ağırlıklar konulmuştur. Ahşap plâkanın kenarlarına yatay olarak, tahta bir varyosla vurmak suretiyle SH tipi dalgalar elde edilmiştir. (Şekil I.2).

P dalgaları da, şekilde okla gösterilen ve kuyudan 1, 2 ve 3 m. uzaklıktaki noktalarda yeryüzeyine düşey olarak vurmak suretiyle elde edilmişlerdir. İşlem, kuyudaki sismometrelerin derinliklerini değiştirerek tekrarlanmıştır. Kaynakların yerleri ise, bu işlemlerin tekrarı esnasında değiştirilmemiş ve yüzeyde sabit olarak bırakılmışlardır.



Şekil: 1.1. Yukigaya ilkokulunun lokasyonu ve topografyası. Aşağıdaki şekil sematik jeolojik profili göstermektedir.

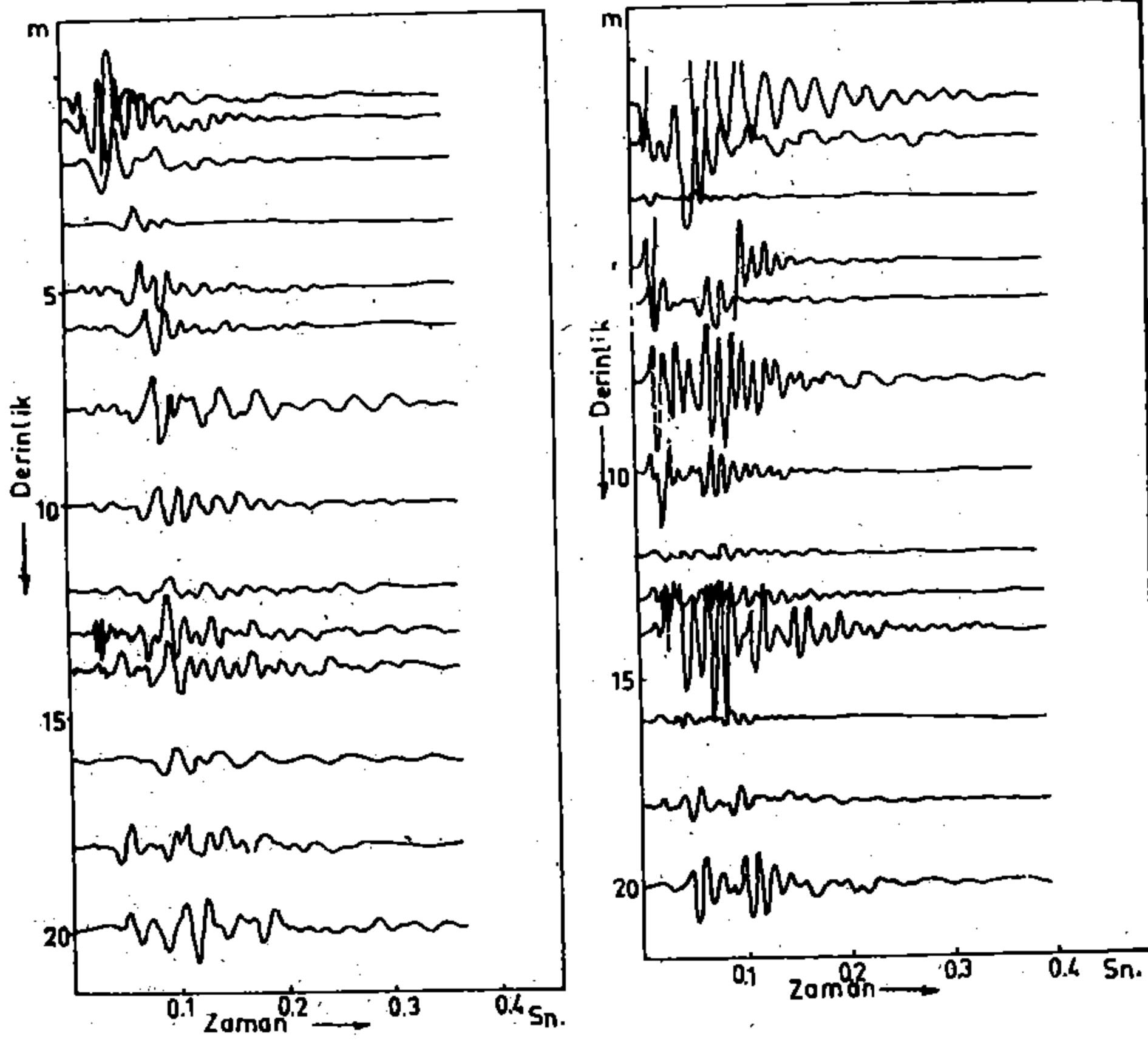


Şekil: 1.2. Kuyu sismometrelerinin tertibi

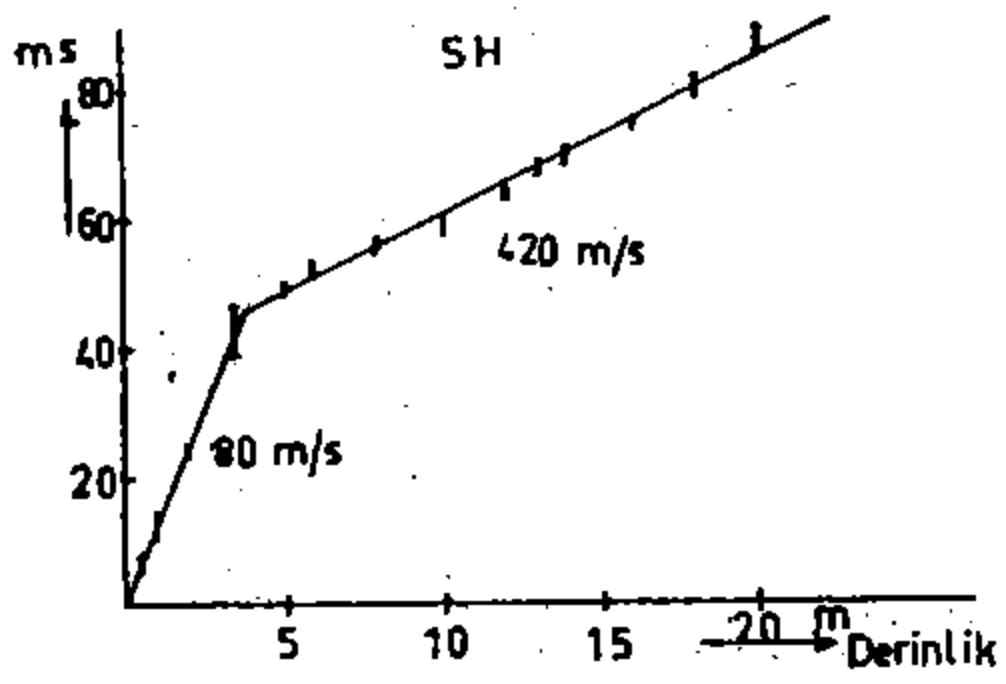
Kaynak spektrumlarını kontrol etmek amacıyla, bir evvelki kuyudan 1.5 m. uzaklıkta ve 2.8 m. derinliğinde başka bir kuyu açılmıştır. Kuyu sismometreleri bu kuyuya da yerleştirilerek, bütün deneyler boyunca aynı durumda bırakılmış ve yerleri değiştirilmemiştir. Bir örnek olmak üzere Şekil 1. 3 de, kuyudan 1 m. uzaklıktaki kaynaklardan elde edilen SH ve P kayıtları verilmiştir. Kuyudan 1, 2 ve 3 m. uzaklıktaki kaynaklardan yayılan SH dalgalarına ait muhtelif derinliklerdeki geliş zamanları, düşey geliş zamanlarına çevrilmiştir. Belirli bir derinlik için altı düşey geliş zamanı elde edilerek bunların ortalaması alınmıştır. Muhtelif derinliklerdeki düşey geliş zamanları, % 95 bir limit aralığıyla noktalanmışlardır. (Şekil 1. 4).

Düşey zaman - mesafe eğrisinden hesaplanan SH hızları, ilk tabaka (subsoil layer) için 80 m/sn ve ikinci tabaka (substratum) için de 420 m/sn olarak bulunmuştur. İlk tabakanın kalınlığı da 3.6 m. olarak hesaplanmıştır. Şekil 1. 5 de gösterilen P dalgalarının geliş zamanları da iki ayrı yöntemle elde edilmişlerdir. Bunlardan birincisi, kuyuda sığ derinlikte kuyu atış metoduyla elde edilenlerdir. İkincisi de, diğer noktalarda yüzey ölçmeleriyle elde edilenlerdir. İkinci yöntemle ilgili çalışmalar 1. 4. cü kısımda verilecektir. Birinci ve ikinci tabaka için geliş zamanları eğrisinden P dalga hızları sırasıyla, 300 m/sn ve 2000 m/sn olarak hesaplanmıştır. İlk tabakanın kalınlığı da 3.9 m. olarak bulunmuştur. Şekil 1. 6. da, SH ve P profilleri, jeolojik durumla birlikte gösterilmiştir. Görüldüğü gibi, P ve SH dalgalarıyla hesaplanan ilk tabakanın kalınlığı birbirinden farklıdır. Bu farklılığa, P dalga hızlarının SH dalga hızlarına nazaran bazen beş katı, bazen de daha fazla olmak üzere çok

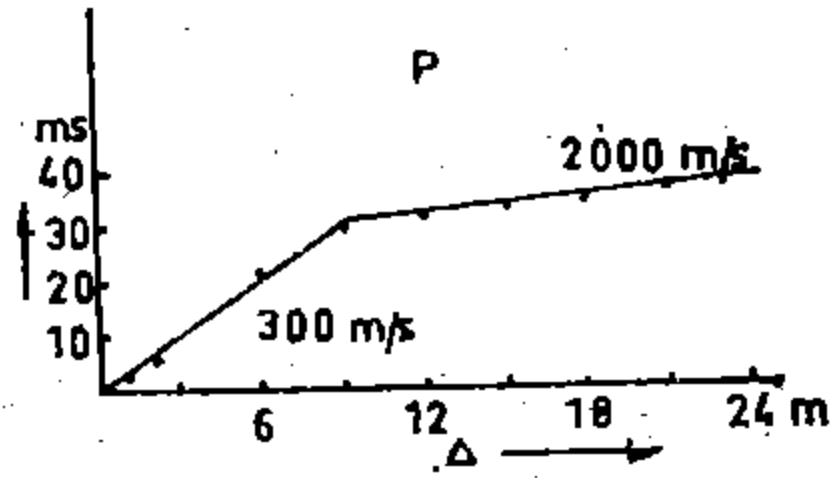
yüksek oluşu ve yeraltı tabakalarının Poisson oranının 0.5 değerine yakınlığı gibi nedenler gösterilebilir. Bu durumda, eğer belirli iki nokta arasındaki zaman farkları alınırsa, S geliş zamanlarının P dalgası geliş zamanlarına nazaran daha kesin olduğu kanaatiyle, bu incelemelerde SH dalgalarından elde edilen kalınlıklar kullanılacaktır.



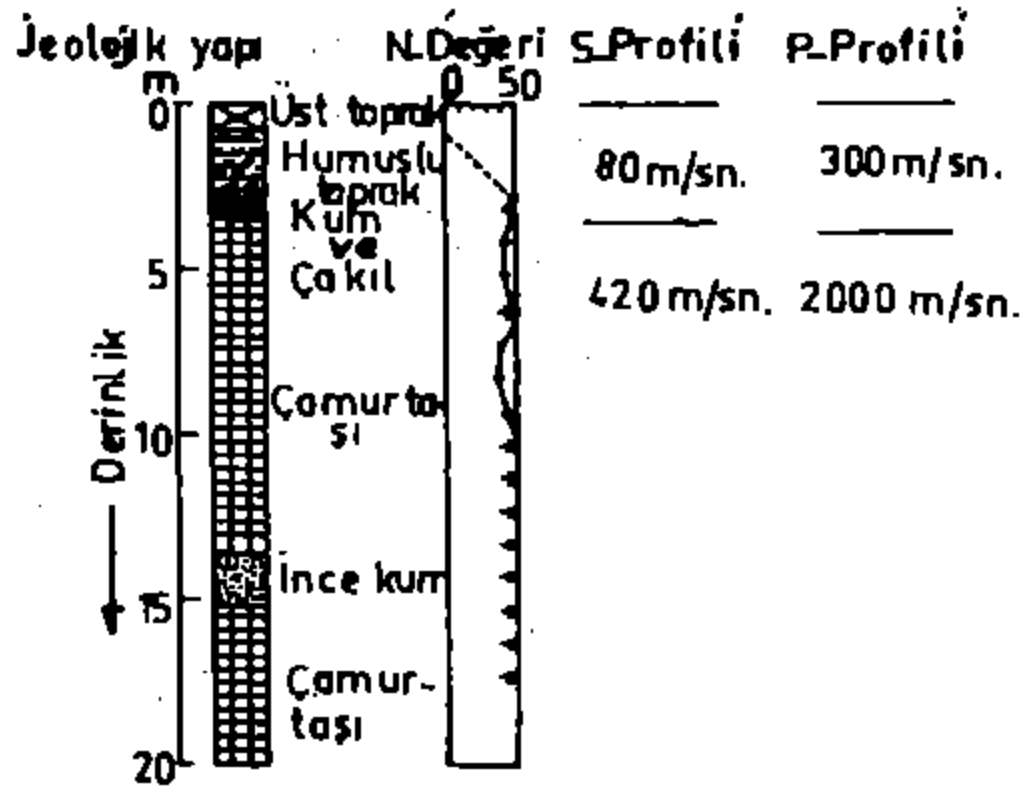
Şekil: 1.3. SH kaynağından elde edilen SH dalgalarının sismogramı (solda), P kaynağından elde edilen P dalgalarının sismogramı (sağda)



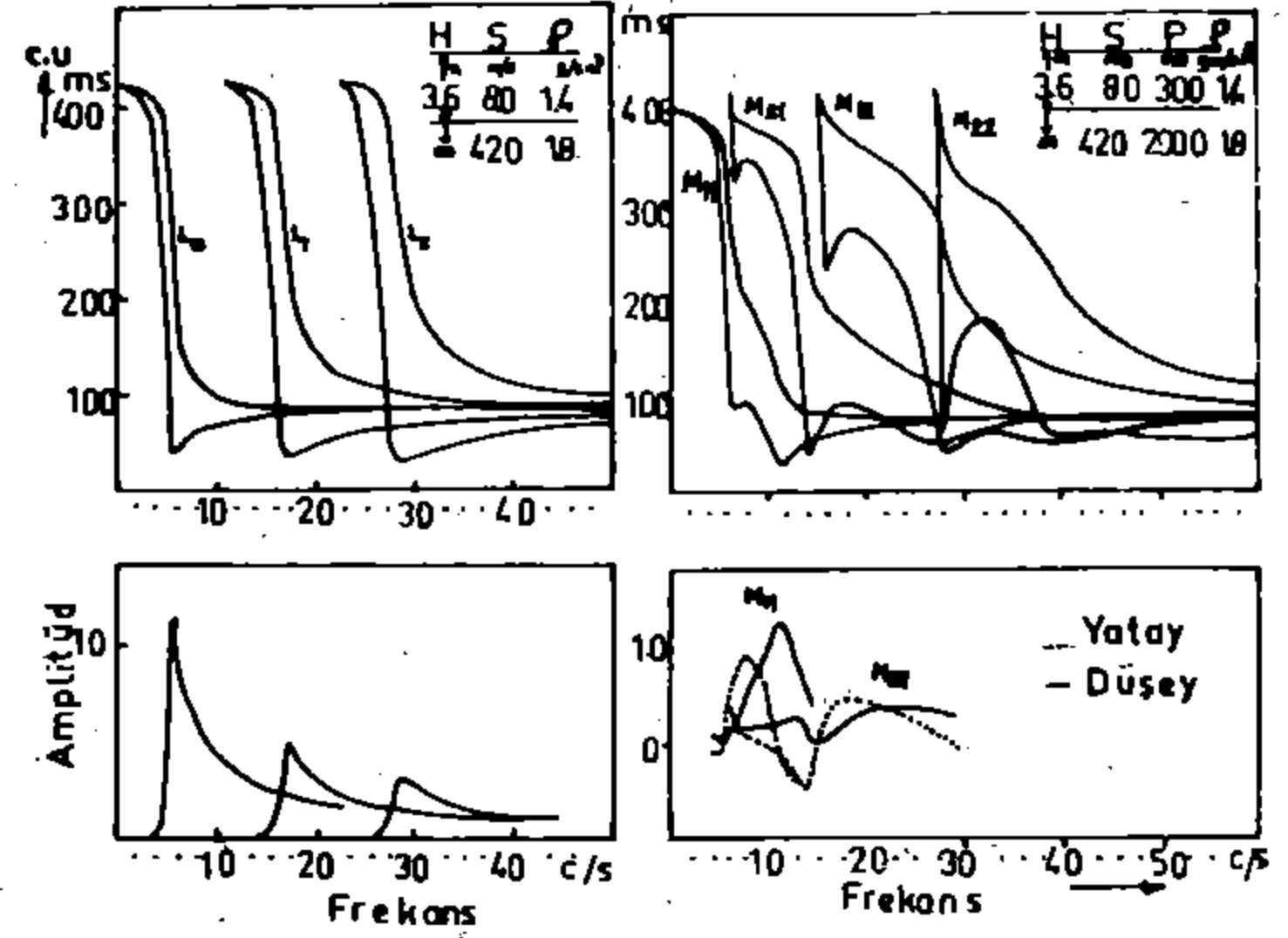
Şekil: 1.4. %95 limit aralığıyla SH dalgalarının düşey geliş zaman eğrisi.



Şekil: 1.5. P dalgalarının zaman mesafe eğrileri.



Şekil: 16. Standart penetrasyon testinden elde edilen N değerleri ve jeolojik yapıyla beraber P ve S profilleri.



Şekil: 17. Love (solda) ve Rayleigh (sağda) dalgalarının muhtelif modlarının amplitüd fonksiyonları ve dispersiyon eğrileri.

### I. 3. Rayleigh ve Love Dalgalarının Karakteristiklerinin Hesaplanması :

İnceleme yapılan sahadaki SH dalga verilerinin basit bir yapı gösterdiği anlaşılmaktadır. Onda ve Komaki, yüzeye yerleştirilmiş ahşap bir plakaya yatay olarak vurmak suretiyle elde edilen SH dalgalarını incelemiştir. Yapmış oldukları araştırma sonucunda, yüzeyde ahşap plakanın köşegen doğrultusundan elde edilen dalganın, bir nokta kaynağından burulmayla yayılan dalgalarla eşdeğer olduklarını belirtmişlerdir. Ayrıca, eğer yüzey dalgalarının farklılığı göz önüne alınırsa, bir nokta kaynağından yayılan dalgalar uzak bir mesafede bir hat kaynağından yayılmış gibi davranırlar. Bu nedenle, dalgaların bir hat kaynağından yayıldıkları kabul edilebilmektedir.

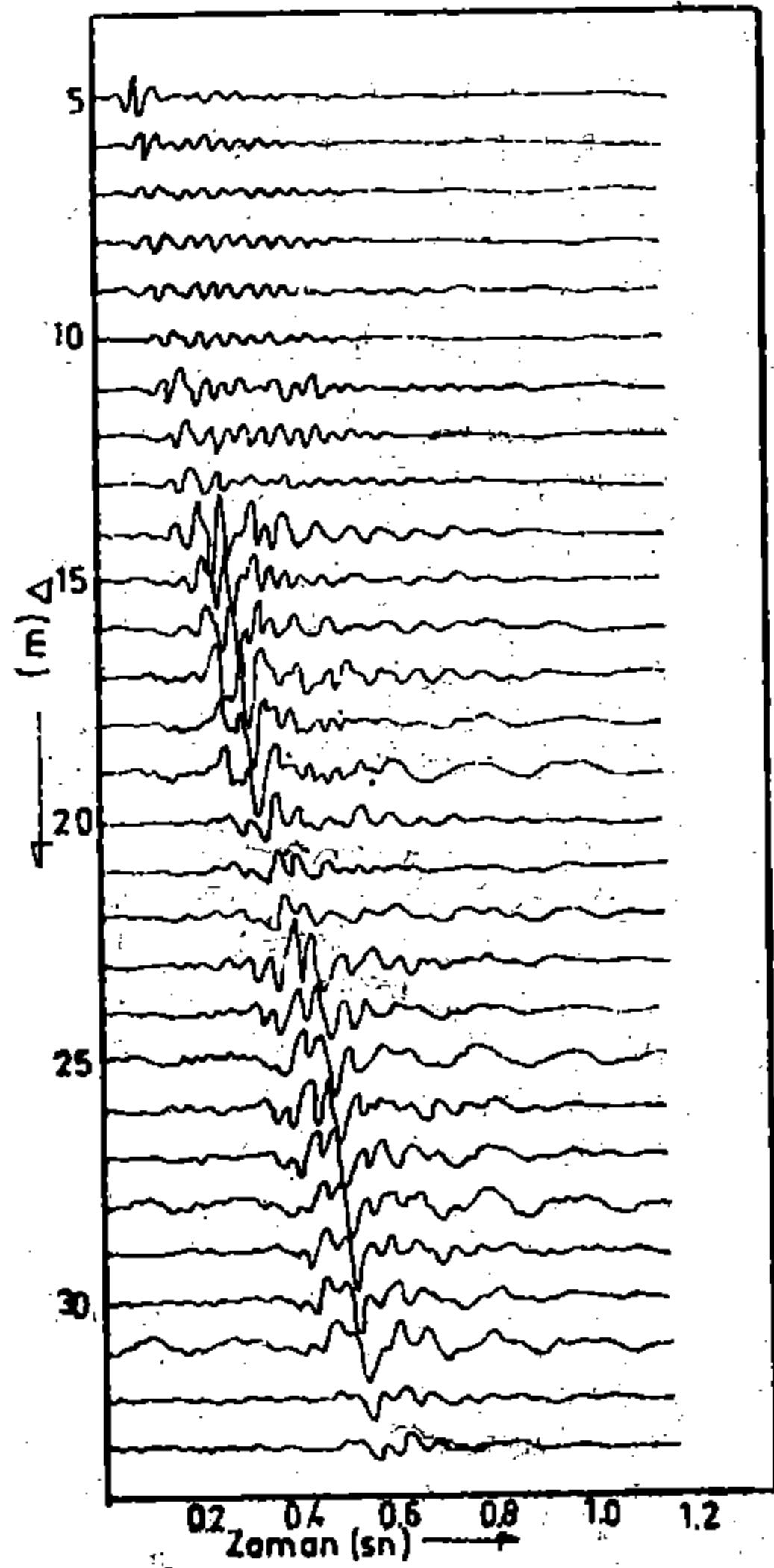
Love dalgalarının faz ve grup hızları, birinci ve ikinci tabakaların bilinen yoğunluk, kalınlık ve SH dalga hızlarından faydalanılarak hesaplanmıştır. Bu hızların hesapları, esas ( $L_0$ ), birinci ( $L_1$ ) ve ikinci ( $L_2$ ) modları için çıkarılmıştır. (Şekil 1.7.). Yine dispersiyon eğrilerinden, spektrumda sabit bir şiddetin kaynağı olarak, uzak bir mesafede müşahade edilen spektrumlar olan amplitüd fonksiyonları da hesaplanmıştır. Rijidite oranı büyük olup, her eğrinin minimum grup hızının frekansı hemen hemen her amplitüd fonksiyonunun maksimum olduğu frekans eşittir.  $L_0$  in maksimum amplitüd fonksiyonunun frekansında, derinliğe nazaran amplitüd dağılımı da hesaplanmıştır.

Rayleigh dalgalarının dispersiyon eğrileri de, bilinen S ve P dalga hızları, yoğunluk ve kalınlıklardan hesaplanmıştır. SH ve SV dalga hızlarının birbirlerine eşit olduğu farzedilerek,  $M_{11}$ ,  $M_{21}$  ve  $M_{22}$  modları için de faz ve grup hızları hesaplanmıştır. Ayrıca,  $M_{11}$  ve  $M_{22}$  modları için, gerek yatay ve gerekse düşey bileşenlerin her ikisi için de olmak üzere amplitüd fonksiyonları da hesaplanmıştır. Şekil 1.7. de, amplitüd fonksiyonları ile birlikte muhtelif modlar için hesaplanan dispersiyon eğrileri de gösterilmiştir. Yukarıda belirtilen hesaplanmış bu verilerden başka, yatay ve düşey bileşenlerin her ikisi için de  $M_{11}$  in derinliğe nazaran

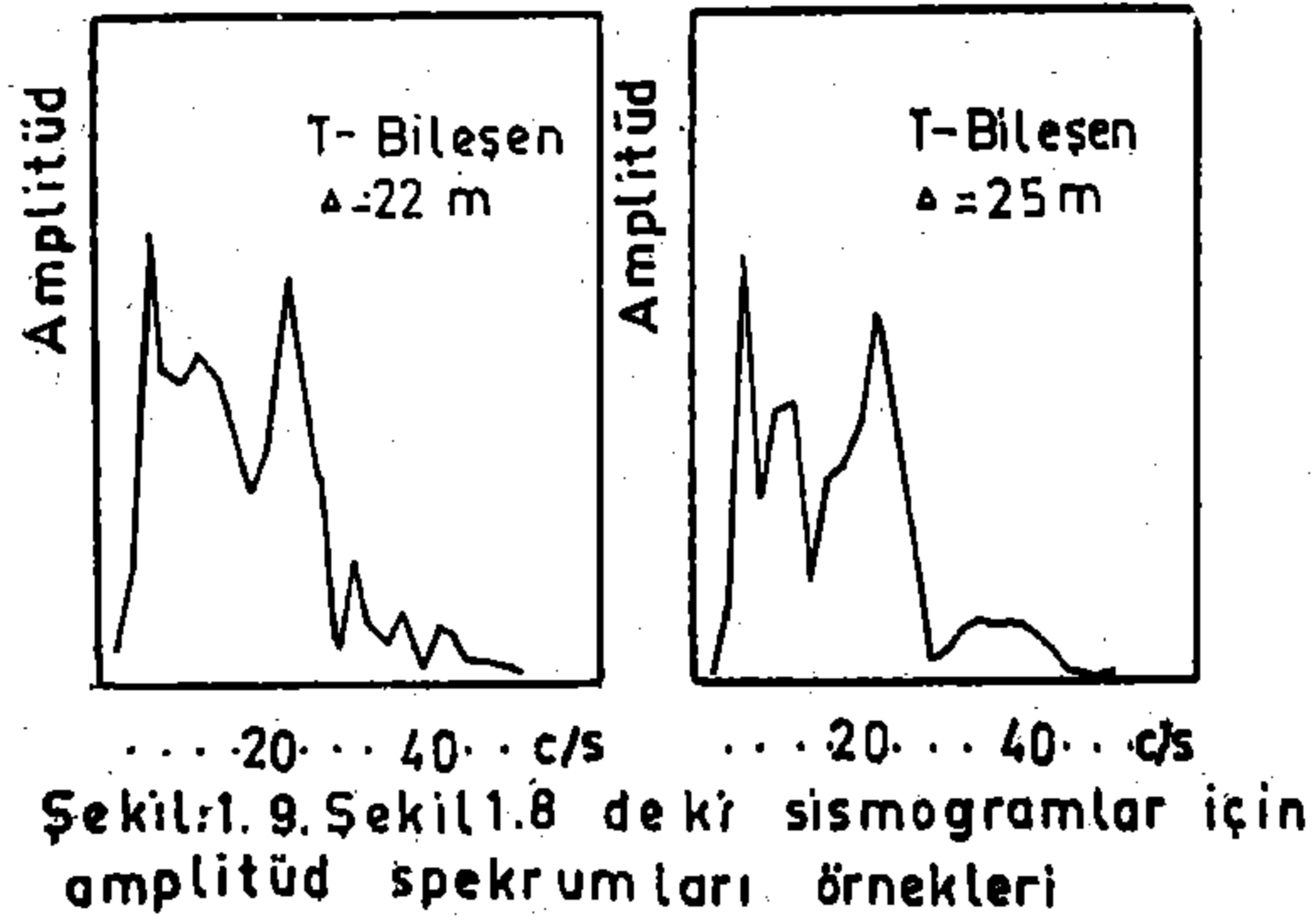
olan amplitüd dağılımları da hesaplanmıştır.

#### I.4. Basit Kaynaklardan Yayılan Sismik Yüzey Dalgalarının İncelenmesi

Bir plakaya yatay olarak vurmak suretiyle elde edilen sismik dalgaların kayıt işlemlerinde 1 sn. tabii periyodlu, 12 yatay sismometre kullanılmıştır. Bu şekilde elde edilen dalgalar mikrotremor kaynağının basit birer modeli olarak kabul edilmişlerdir. Şekil I.8. de, bu işleme ait bir örnek olmak üzere kaydedilen bazı sismoğramlar verilmiştir. Bu dalgaların dispersif olup, olmadıklarını incelemek için uygulanan yöntemleri şu şekilde sıralayabiliriz. Uygulanan yöntemlerden birinde birbirini takip eden piklerin geliş zamanları noktalanmıştır. Ancak varılan sonuçta sismik dalgaların dispersiyonu bariz bir şekilde görülemediğinden, diğer



Şekil:1.8.Ahsap bir plakanın ucuna yatay olarak vurulmak suretiyle elde edilen sismoğram örnekleri (Yüzey ölçmeleri)



Şekil:1.9.Şekil1.8 deki sismoğramlar için amplitüd spektrumları örnekleri

bir yöntemin uygulanması gereği ortaya çıkmıştır. Bu yöntemde, sayısal aralık 3.3 msn. olmak üzere sismoğramlar Fourier transformu vasıtasıyla analiz edilmişlerdir. Şekil I.9. da bu işleme ait spektrum örnekleri verilmiştir.

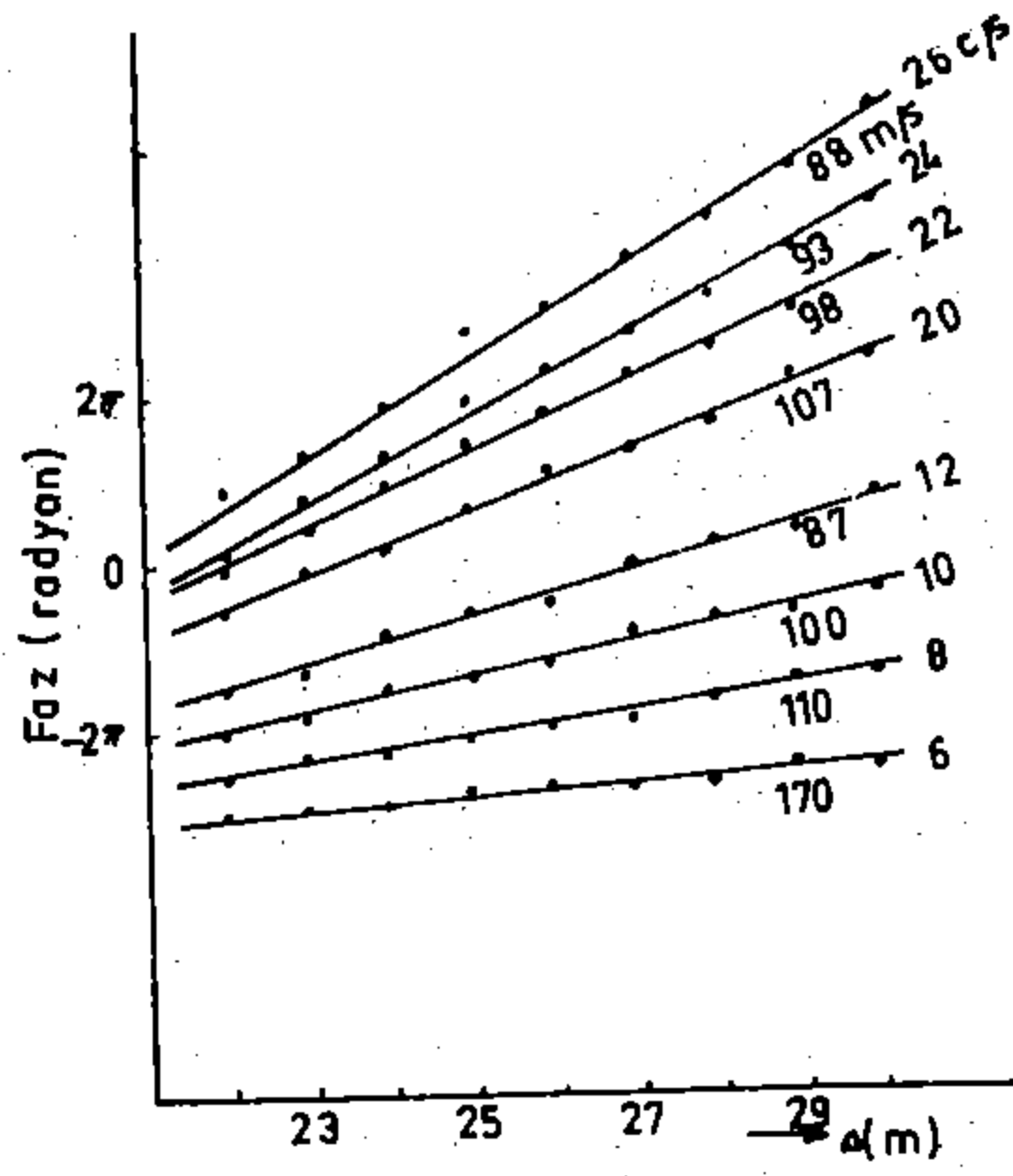
Şekil I.10. da faz, kaynaktan olan mesafeyi gösteren  $\Delta$  ya karşılık noktalanmıştır. Şekil I.10., faz hızlarından elde edilen dispersiyonu net bir şekilde göstermektedir. 12 - 18 cps. frekans aralığında spektrum amplitüdünün küçük olduğu belirtilebilir. İncelemede daha ayrıntılı bilgiler elde etmek amacıyla, yeraltı tabakalarının S dalgasının hızları, sırasıyla, 70, 75, 80 ve 85 m/sn olduğu dört hal için Love dalgalarının faz hızları da hesaplanmıştır. Ancak, bu işlem yapılırken diğer parametreler sabit olarak bırakılmışlardır. Şekil I.11. de bu şekilde elde edilen eğriler gösterilmiştir. Ölçmeler sonucunda elde edilen veriler daire şeklinde noktalanmış ve faz hızı eğrileriyle mukayese edilmişlerdir. Takriben 10 cps. e kadar, bu sonuçların yeraltı tabakasının hızı 80 m/sn olduğunda Love dalgalarının esas modu için hesaplananla iyi bir uygunluk gösterdiği bulunmuştur. Aynı şekilde, tabakanın hızı 70 m/sn olduğunda, yüksek frekanslarda Love dalgalarının birinci moduyla bir uygunluk görülmektedir.

**Bu sonuçların, tabakaların değişik hızlarının neticesi olarak yorumlanması doğru değildir.**

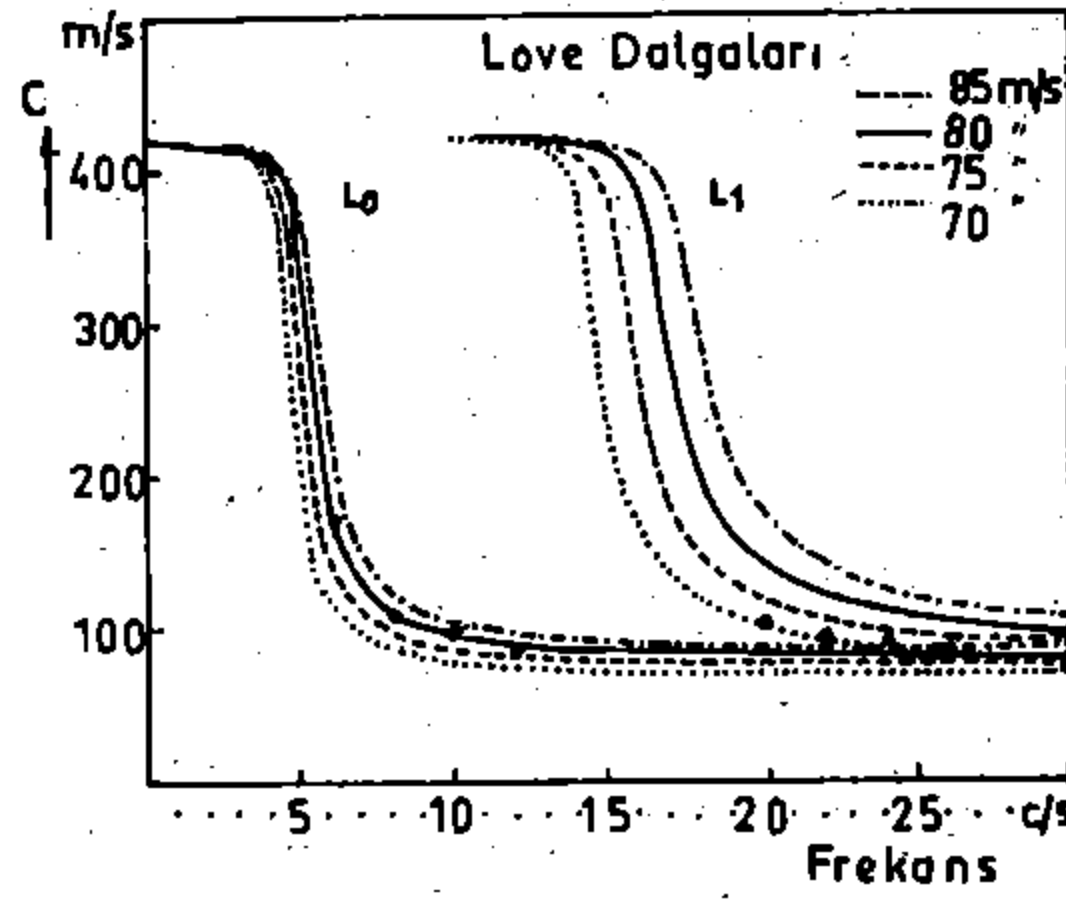
Ancak, yeraltı tabakasının hızı 80 m/sn olduğunda, gözlem sonuçlarının  $L_1$  ve  $L_0$  in faz hızı eğrilerinin arasında kalması ilgi çekici bir nokta olarak ortaya çıkmaktadır. Tabakada hız 80 m/sn olduğunda, analizi yapılan dalga  $L_0$  ve  $L_1$  fazlarının superpozisyonu sonucunda hasıl olan bileşke dalga olabilir. Şekil I.12. de, tabakadaki hız 80 m/sn olduğu zaman  $L_0$  ve  $L_1$  in amplitüd fonksiyonlarıyla birlikte, faz hızları da gösterilmiştir. Gerek  $L_0$  ve gerekse  $L_1$  için hesaplanan amplitüd fonksiyonlarının incelenmesi sonucunda, yukarıda bahsedilen yüksek frekanslarda  $L_0$  için olan amplitüd fonksiyonunun ihmal edilemeyeceği bulunmuştur. Kaydedilen bu dalganın yukarıda bahsedilen fazların süperpoze şekli olup, olmadığını incelemek için uygulanan yöntemleri şu şekilde belirtebiliriz.

Y. Sato, Love dalgalarının geliş zamanları üzerine yaptığı teorik çalışmalarda, yüzeydeki Love dalgalarının orjinden başlayarak yüzey tabakalarında  $V_s$  hızıyla yayıldığını, sonra sınır düzlemi boyunca Love dalgası hızıyla ve sonra tekrar yüzey tabakalarında S dalgası hızıyla yayıldığını saptamıştır.

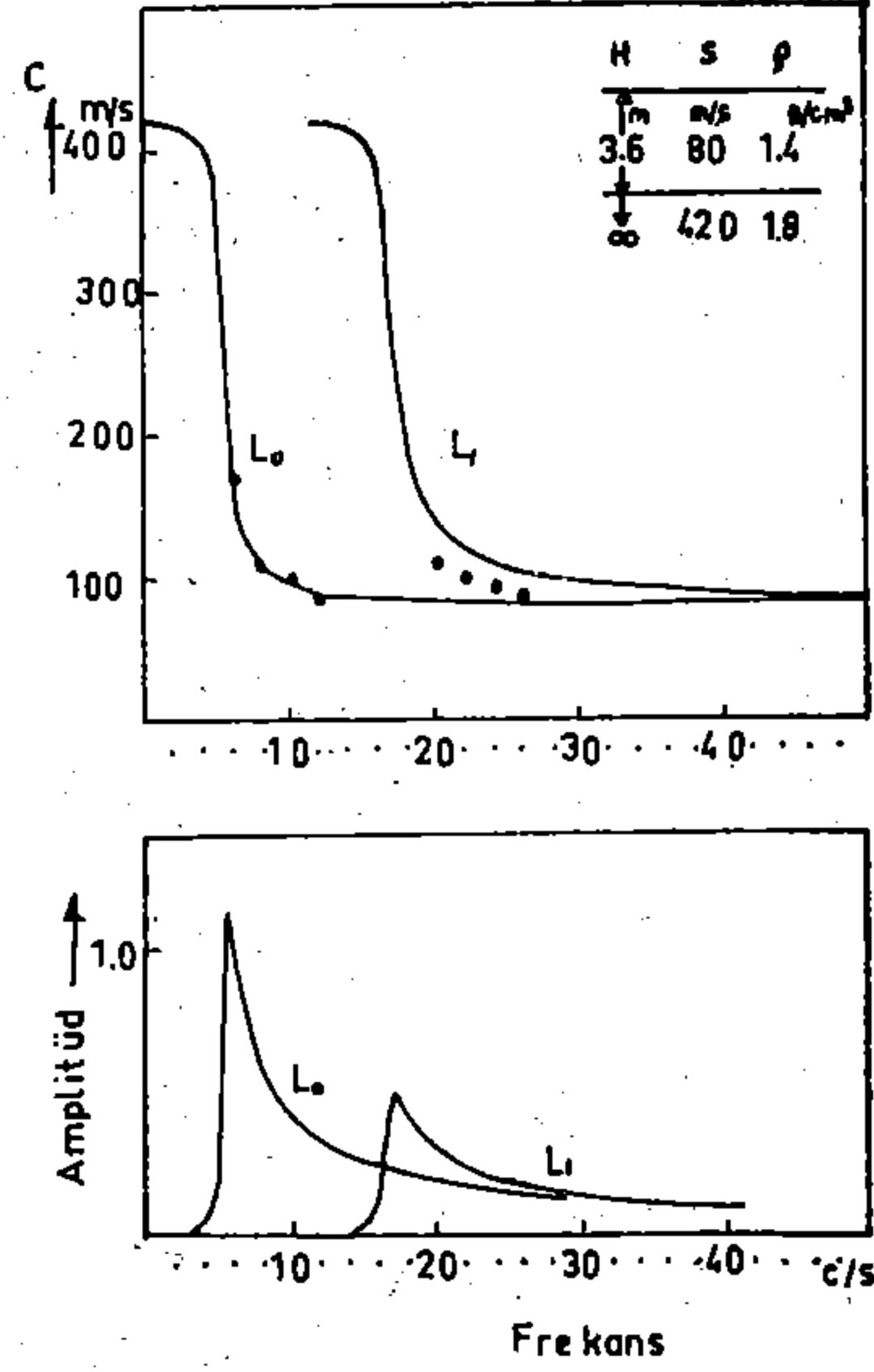
$L_0$  ve  $L_1$  modlarının süperpoze halini incelemek için tek tabakalı bir ortamda yayılan bir harmonik dalgayı ele alalım. (Şekil I.13.) Love dalgalarının esas ve birinci modlarını belirlemek üzere, eğer  $VL_0$  ve  $VL_1$  hızlarında iki dalga varsa bunlar sırasıyla, aşağıdaki gibi ifade edilirler.



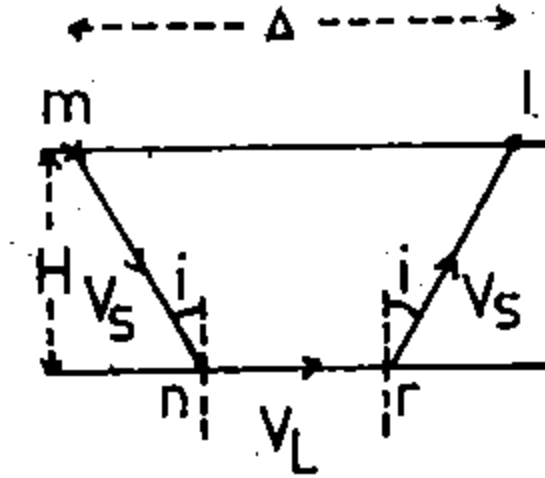
Şekil: 1.10. Şekildeki dalgaların dispersiyonları. Faz hızları frekanslarla birlikte gösterilmiştir.



Şekil: 1.11. Dört hal için Love dalgalarının faz hızı eğrileri. Kaydedilen dalgaların sonuçları siyah daire ile gösterilmiştir.



Şekil: 1.12.  $L_0$ ,  $L_1$  için amplitüd fonksiyonları ve faz hızı eğrisi. Kaydedilen dalgaların sonuçları siyah daire ile gösterilmiştir.



Şekil: 1.13. Tabaka ve sınır yüzünde dalga ışınları.

$$A \sin \{ \omega t - \alpha (\Delta) \} ;$$

$$B \sin \{ \omega t - \beta (\Delta) \}$$

(1.1)

Burada A ve B amplitüd,  $\alpha$  ve  $\beta$  ise  $\Delta$  mesafede izlenecek faz hızlarıdır. İki dalganın süperpoze olmuş şekli ise aşağıdaki gibi verilebilir.

$$\sin \{ \omega t - \alpha (\Delta) \} + D \sin \{ \omega t - \beta (\Delta) \} = C \sin \{ \omega t - \gamma (\Delta) \} \quad (1.2)$$

Burada D, amplitüd oranı (B/A) ya eşittir.

Süperpoze sonucunda elde edilen dalganın C amplitüdü ve  $\gamma$  faz farkı da şu şekilde verilebilir.

$$C = \sqrt{1 + D^2 - 2D \cos(\alpha - \beta)}$$

$$\gamma(\Delta) = \tan^{-1} \left\{ \frac{\sin \alpha(\Delta) + D \sin \beta(\Delta)}{\cos \alpha(\Delta) + D \cos \beta(\Delta)} \right\} \quad (1.3)$$

Belirli bir frekans için D amplitüd oranı, kaynak spektrumuna bağlı olmadığından  $L_1$  ve  $L_0$  in amplitüd fonksiyonlarından elde edilebilir. Paralel tabakalar için  $\alpha$  veya  $\beta$  faz farkları aşağıdaki gibi ifade edilebilirler. (Şekil I.13).

$$\alpha(\Delta) = 2\pi \left( \frac{2\overline{mn}}{\lambda_s} + \frac{\overline{nr}}{\lambda_L} \right) \quad (1.4)$$

Burada,  $\overline{mn}$  ve  $\overline{nr}$  ışınların uzunluklarıdır.  $\lambda_s$  ve  $\lambda_L$  ise, tabakadaki S ve Love dalgalarının dalga boylarıdır. Şekil I.13. den,  $\overline{mn}$  ve  $\overline{nr}$  aşağıdaki şekilde verilebilirler.

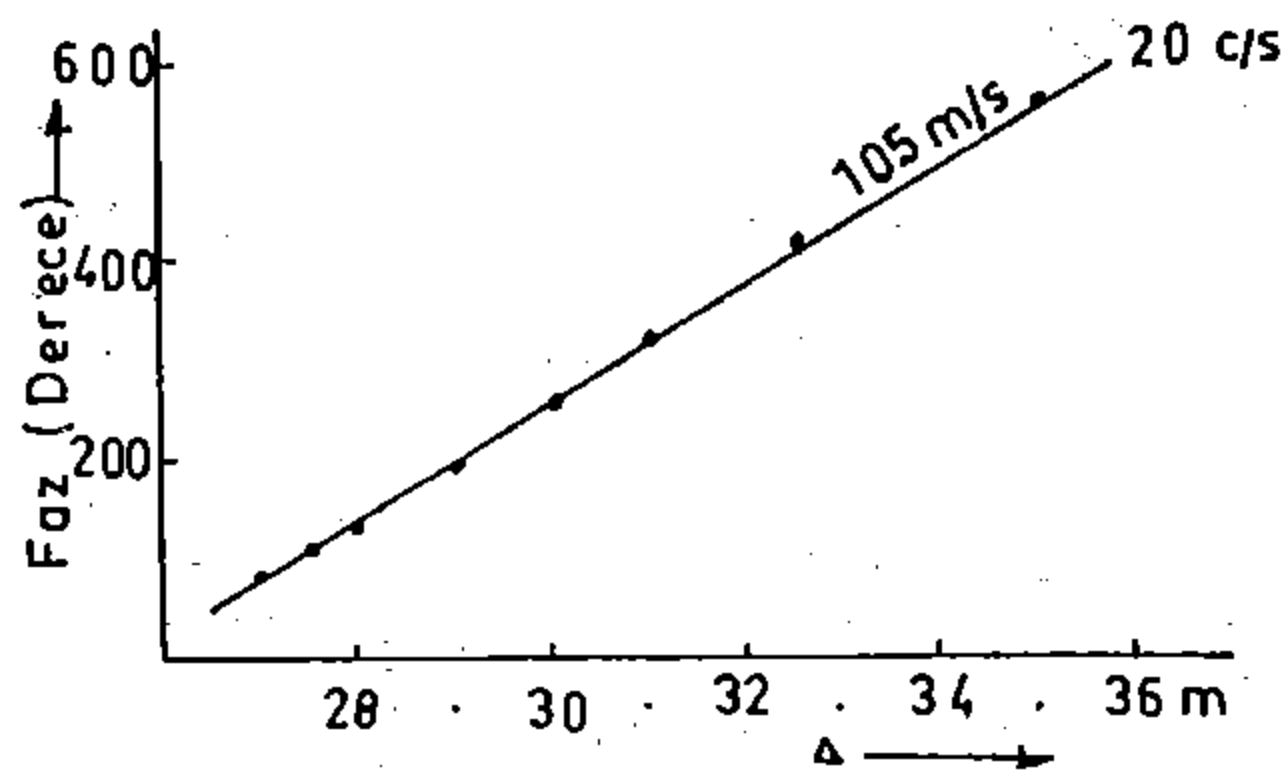
$$\overline{mn} = \frac{H}{\cos i} = \frac{H}{\sqrt{1 - (v_s/v_L)^2}} \quad (1.5)$$

$$\overline{nr} = \Delta - \frac{2H v_s}{\sqrt{v_L^2 - v_s^2}} \quad (1.6)$$

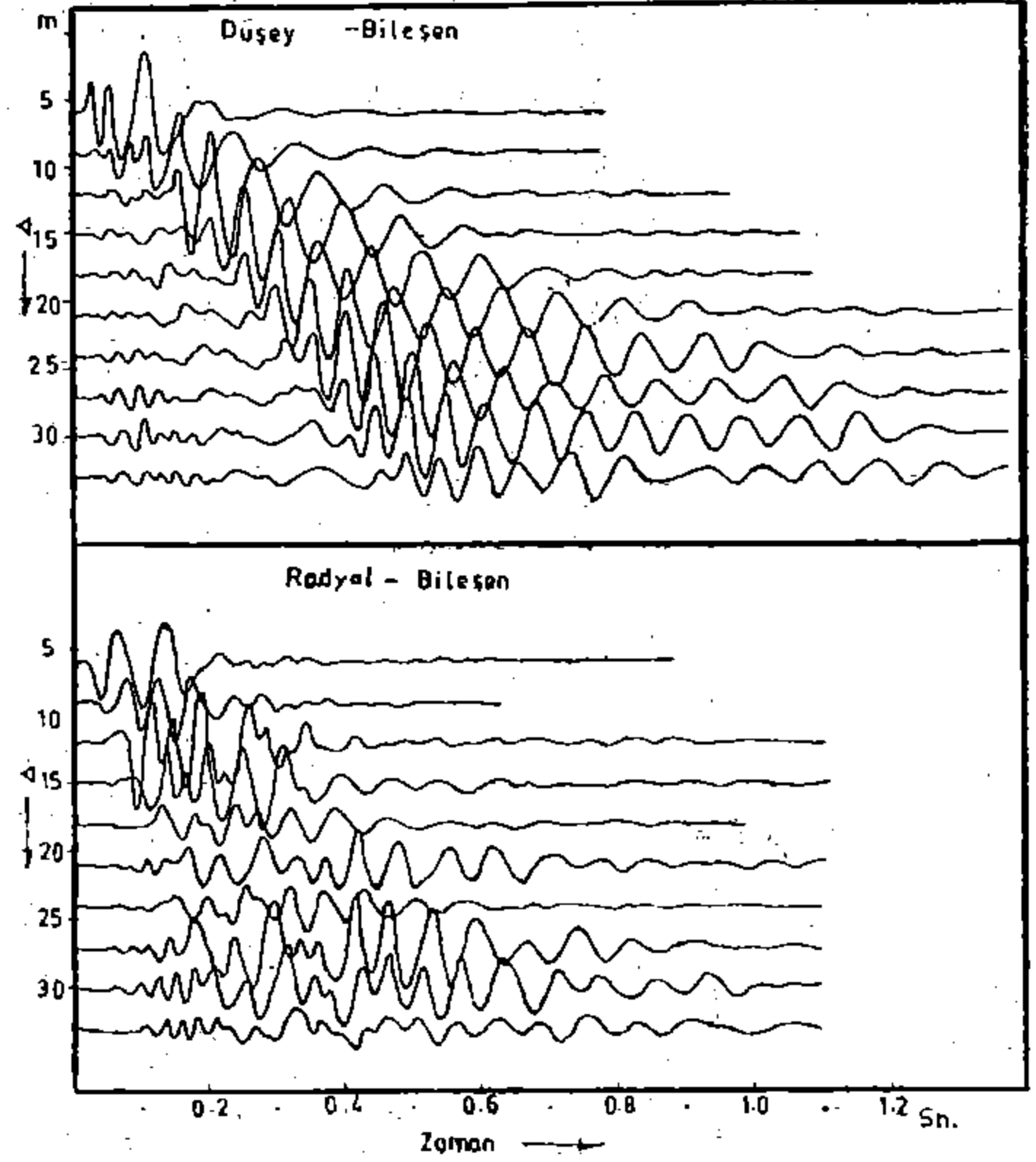
$$\text{Burada Sini} = \frac{v_s}{v_L}$$

Verilen bir mesafe ve frekans için, (I.5) ve I.6) no'lu eşitlikleri kullanarak  $\overline{mn}$  ve  $\overline{nr}$  değerleri hesaplanmıştır. Love dalgalarının dispersiyon eğrilerinden  $v_L$  faz hızı alınmıştır.  $L_0$  ve  $L_1$  için  $\alpha$  ve  $\beta$  faz farkları eşitlik (I.4) den elde edilmiştir. Bileşke dalganın faz farkı, kaynaktan olan mesafeye ve frekansa tâbidir. Sayısal bir örnek olmak üzere dalgaların frekansı 20 cps. olduğu zaman, bileşke dalganın  $27 < \Delta < 37$  m. aralığındaki faz farkları hesaplanmıştır.





Şekil: 1.14. 20 cps. de, kaynaktan olan  $\Delta$  mesafesi ile faz farkları arasındaki ilişki.



Şekil: 1.15. Bir ağırlık düşürülmek suretiyle elde edilen sismogramlara ait örnekler.

Faz farkının mesafeye olan bağılılığı bütün haller için geçerli olmakla beraber, lineer bir bağıntıya yakın olarak alınabilir. (Şekil I.14)

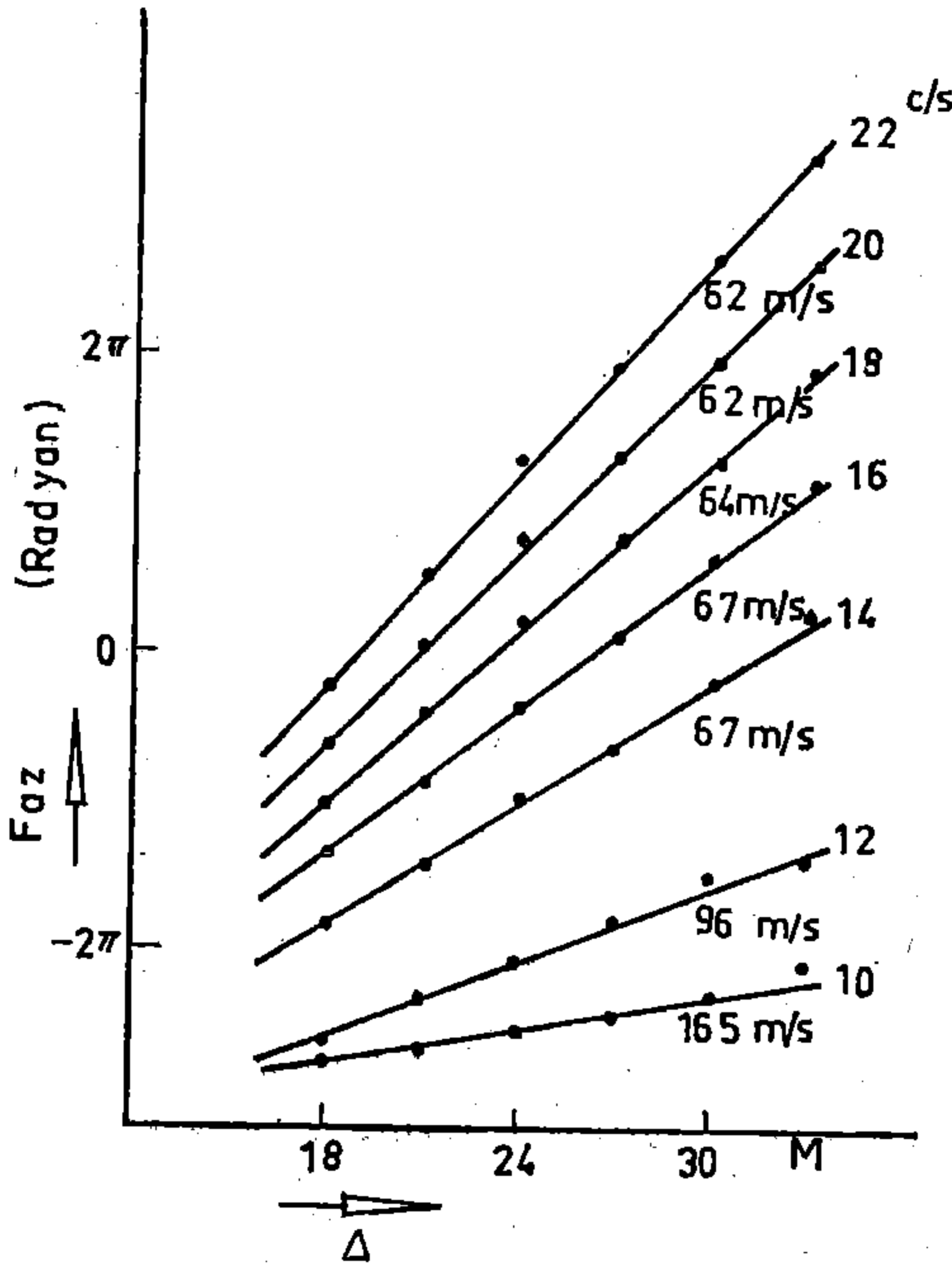
Şekil I.14. den bileşke dalganın faz hızı takribi olarak elde edilmiştir. Bu şekilde bulunan sonuçlar, gözlemler sonucunda varılan donelerle karşılaştırıldığında çok iyi bir uygunluk görülmektedir. Böylece izlenen dalganın,  $L_0$  ve  $L_1$  fazlarının süperpoze olmuş bir şekli olduğu ortaya konulmuş bulunmaktadır. Yalnız burada belirtilmesi gereken bir nokta vardır. Dispersif yüzey dalgalarının faz hızları, gözlemler sonucunda hesaplandığında yanlış bir sonuca varmamak için çok dikkatli olmalıdır.

Yukarda anlatılanlar zemin yüzeyine konulmuş ahşap bir plâkaya yatay olarak vurmak suretiyle elde edilen dalgaları kapsamaktadır. Şimdi, zemin yüzeyine bir ağırlık düşürülmesi sonucunda elde edilen sismik dalgaları inceleyelim. Biri düsey, diğeri de radyal olarak hassas olmak

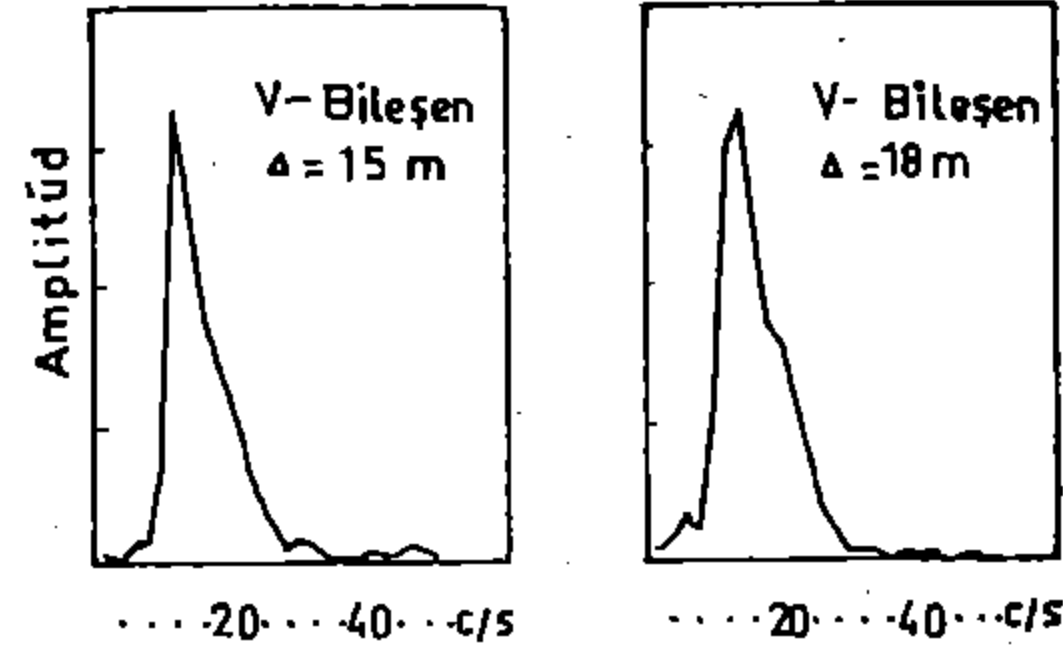
üzere iki sismometre, birbirinden 3 m. mesafe ile ölçü noktalarına yerleştirilmişlerdir. Şekil I.15. de, gerek düşey ve gerekse radyal bileşenlere ait sismoğramlar bir örnek olmak üzere verilmişlerdir. Dalgaların dispersif olup, olmadıklarını incelemek için, her bileşenin birbirini takip eden piklerinin geliş zamanları noktalanmıştır. Ancak, bu şekildeki bir inceleme sonucunda dalgaların dispersif özellikleri net olarak görülebilmiştir. Net bir dispersiyon elde etmek için sismoğramlar, analiz aralığı 2 msn. olmak üzere Fourier transformuyla yeniden analiz edilmişlerdir.

Şekil I.16. da bu spektrumlara ait örnekler verilmiştir. Fourier transformundan hesaplanan faz farkları,  $\Delta$  vuruş noktasından olan mesafeyi göstermek üzere,  $\Delta$  ya karşıt noktalanmışlardır. (Şekil I.17).

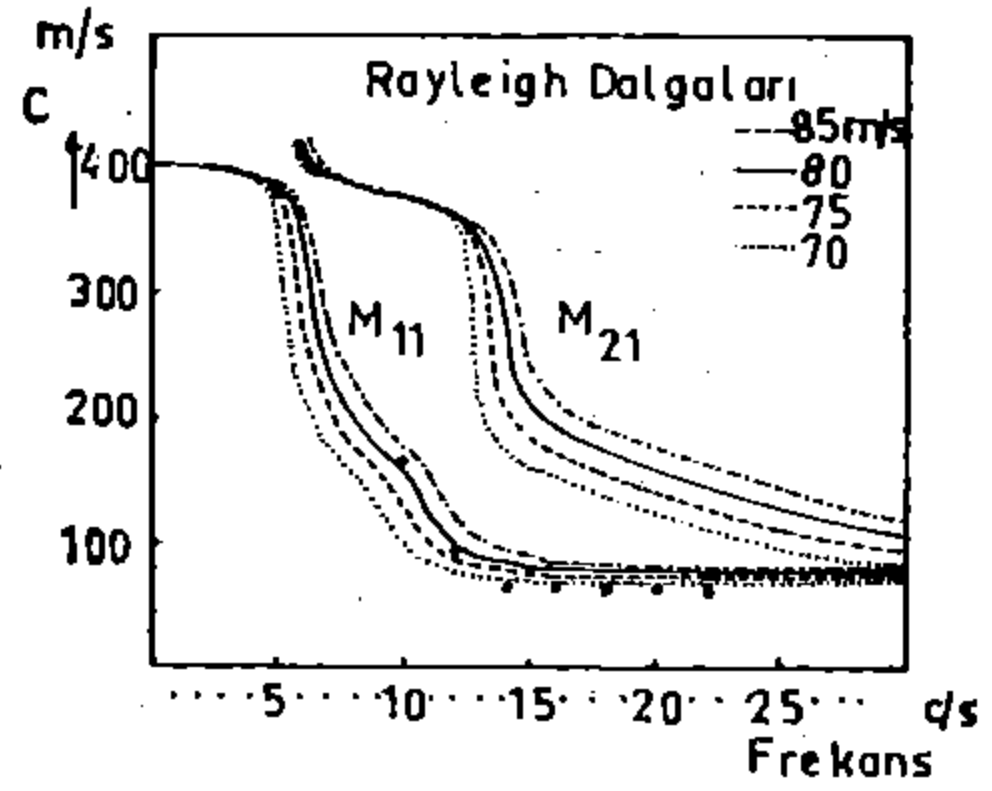
Faz farkları, dalgaların dispersiyonunu net bir şekilde gösteren Şekil I.17. den hesaplanmış olup, Şekilde frekanslarıyla birlikte verilmiştir



Şekil: I.17. Dalgaların dispersiyonu. Faz hızları, frekanslarla birlikte gösterilmiştir.



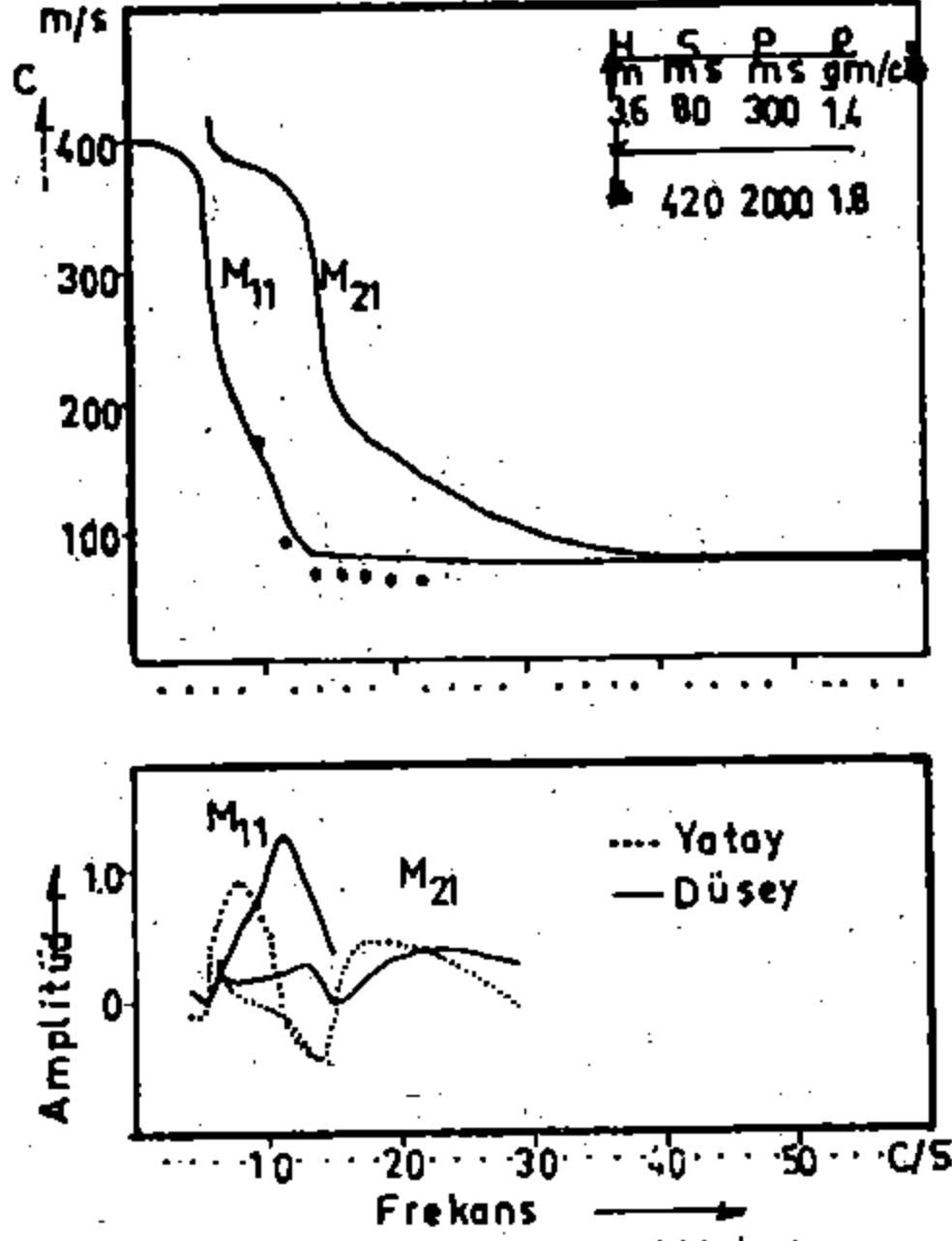
Şekil: I.16. Şekil I.15 de gösterilen sismoğramlar için amplitüd spektrumları örnekleri.



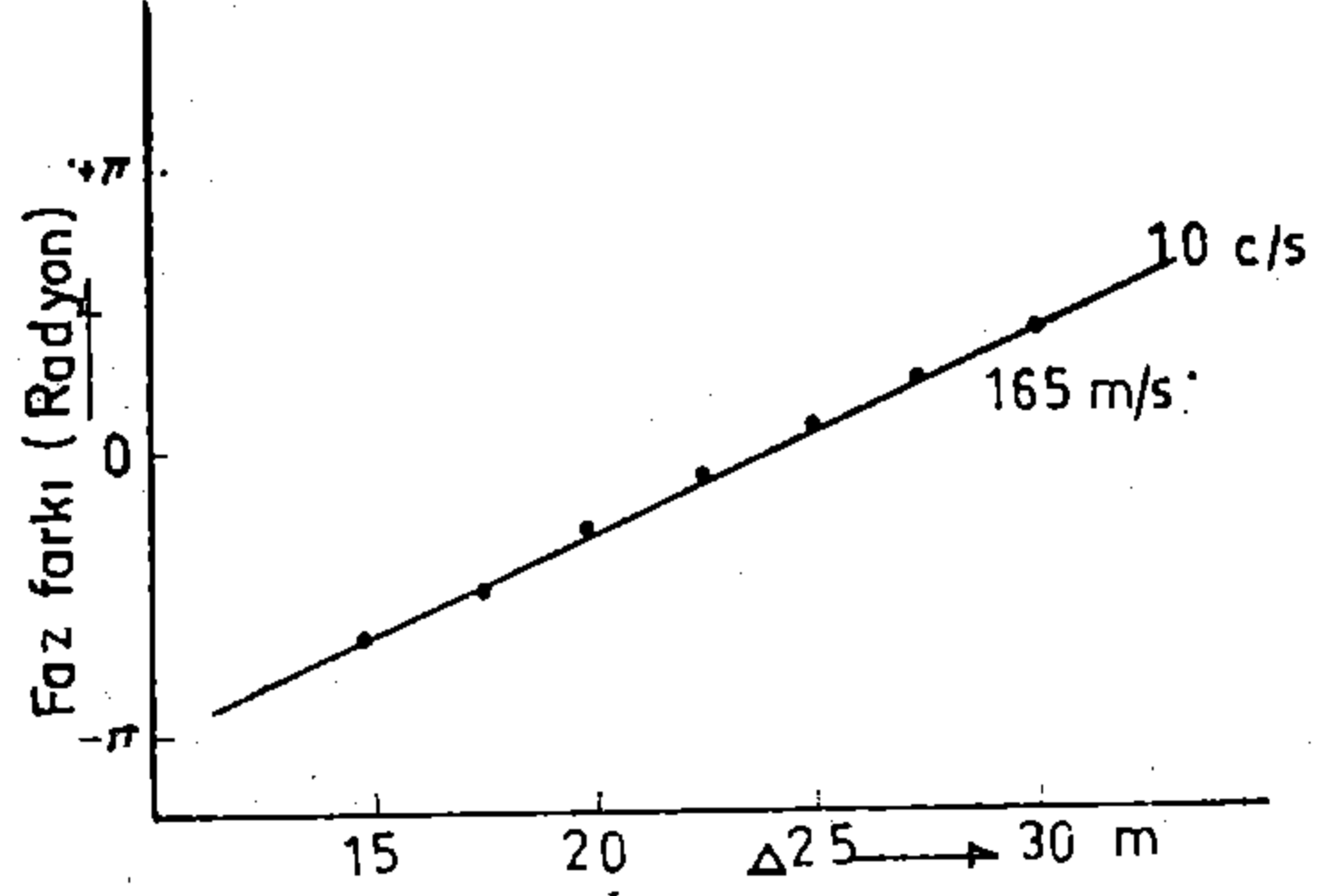
Şekil: I.18. Dört hal için Rayleigh dalgalarının faz hızı eğrileri. Kaydedilen dalgaların sonuçları siyah daire ile gösterilmiştir.

İzlenen bu dalgalardan elde edilen sonuçlarla, teoriden elde edilenleri mukayese etmek için, Rayleigh dalgalarına ait faz hızı eğrileri de hesaplanmıştır. Hesaplamalarda tabakanın S dalgası hızı olarak sırasıyla, 70, 75, 80 ve 85 m/sn alınmıştır. Diğer parametreler, birinci tabakanın kalınlığı, ikinci tabakanın P ve S hızları sabit bırakılmıştır. Şekil I.18. de, bu dört hal için hesaplanan faz hızı eğrileri, gözlemler sonucunda varılan donelerle (daire ile işaretli) birlikte gösterilmiştir. Şekilden de görüleceği üzere sonuçlar, herhangi bir faz eğrisiyle bir uygun-

luk göstermemektedirler. Love dalgalarının incelenmesinde takip edilen yöntem burada da aynen uygulanabilir. Yani, izlenen dalgalar, Rayleigh dalgalarının muhtelif modlarının süperpoze olmuş bir şekli olabilirler.



Şekil 1.19.  $M_{11}$ ,  $M_{21}$  için amplitüd fonksiyonları ve faz hızı eğrileri. Kaydedilen dalgaların sonuçları siyah daire ile gösterilmiştir.



Şekil 1.20: 20-100 cps. de, kaynaktan olan  $\Delta$  mesafesi ile faz farkları arasındaki ilişki.

Şekil I.19. da,  $M_{11}$  ve  $M_{21}$  in faz eğrilerinin arasına düşmesi ilgi çekici bir nokta olarak nitelenebilir.

$M_{11}$  ve  $M_{21}$  modlarının süperpoze olmuş halini incelemek için  $\alpha$  veya  $\beta$ :

$$\alpha(\Delta) = 2\pi \left( \frac{\Delta}{\lambda_R} \right) \quad (1.7)$$

olarak verildiğinde, (I.3) no'lu eşitlik kullanılabilir. Burada  $\lambda_R$  Rayleigh dalgalarının dalga boyudur. Bileşke dalganın faz farkı kaynaktan olan mesafeye tâbidir. Bu amaçla, 10 cps. frekansta ve  $15 < \Delta < 30$  m. aralığında, bileşke dalganın faz farkları hesaplanmıştır. Bu yolla hesaplanan faz farkları Şekil I.20. de verilmiştir. Gerçi faz farkları  $\Delta$  ile lineer bir bağıntı göstermemekteyse de, burada 10 cps. de hesaplanan bileşke dalganın beklenen faz hızlarından, bu bağıntı düz bir hatla takribi olarak verilmiştir. Elde edilen sonuçlar, gözlem sonuçlarıyla karşılaştırıldığında aralarında çok iyi bir uygunluk görülmektedir. Dolayısıyla uygulanan bu yöntemlerle, izlenen dalgaların  $M_{11}$  ve  $M_{21}$  dalgalarının süperpoze olmuş bir şekli olduğu ortaya konulmuş bulunmaktadır.

Burada belirlenmesi gereken bir nokta, yeraltı yapısının yalnız dispersiyon eğrilerinden varılan sonuçlardan elde edilmesi halinde, yukarıda açıklanan durumların göz önüne alınması ve gerçek dışı bir sonuç elde etmemek için de dikkatli olunmasıdır.

## B Ö L Ü M II

### MİKROTREMORLARIN ANALİZİNDE SIFIR KESME METODUNUN UYGULANMASI

#### II.1. GİRİŞ

Rice'in gelişigüzel gürültülerin (random noise) analizine ait klasik tebliğinden beri sıfır kesme (zero-crossing) bilgilerinin ilâve doneler olarak kullanıldığı ortaya konulmuş bulunmaktadır. Bu ek doneler, karakteristik gelişigüzel gürültülerin ayrıntılı olarak anlaşılabilmesi için, otokorelasyon fonksiyonundan (\*) ayrı ayrı hesaplanmış bilgilerle ilgili olabilmektedir. Sıfır kesme metodu yalnız haberleşme mühendisliği (communication engineering) sahasında değil, diğer fiziksel alanlarda da, örneğin emniyetli işleme testi (automobile run test) gibi, uygulanabilmektedir.

Jeofizik sahasında yukarıda bahsedilen metod çerçevesinde incelemeler nadir bulunmaktadır. Ancak, Longuett - Higgins'in deniz dalgalarının analizine uygulan sıfır kesme aralıklarının dağılımı ile ilgili değerli bir araştırması mevcuttur.

Genel olarak herhangi bir stokastik gürültünün (stochastic noise) (\*) sıfır kesme analizlerinin matematiksel işlemi yalnız özel hallerde kesin sonuca varılabileceğinden çok güçtür..

Mühendislik sismolojisi sahasında Kanai ve grubu, deprem anında tabakaların titreşim karakteristiklerini incelemek için mikrotremorların analizini ele almışlardır. Evvelce de belirtildiği gibi bu grubun çalışmalarında, sıfır kesme statistikleri frekans - periyod eğrisinin çiziminde uygulanmıştır. Ancak, yapmış oldukları araştırmalarda, eğrinin kendisinin fiziksel anlamıyla ilgili olarak bir açıklama verilmemiştir. İlerki çalışma ve uygulamalarda eğrinin kendisinin daha anlaşılmasını temin etmek amacıyla, yukarıda belirtilen noktayı açıklığa kavuşturmak gereği ortaya çıkmaktadır. Bundan dolayı, aşağıdaki kısımlarda çalışmalar bu yönde yapılacaktır.

#### II.2. Mikrotremorların Stasyonierliği (Stationarity of microtremors) (\*)

Genel bir tanımlamayla sismoğramları, deterministik (deterministic) ve gelişigüzel sismoğram (random seismograms) olmak üzere iki grupta sınıflayabiliriz. (\*). Deterministik olanlar periyodik (kompresör gürültüsü gibi) veya geçici (transient, deprem dalgaları gibi) hareketlerden elde edilen donelerdir. Bu hallerde doneleri tanımlamakta kesin matematik formüller kullanılabilir. Fakat gelişigüzel sismoğramlara kesin matematik formüller uygulanamaz. Diğer bir deyişle, verilen bir zamanın sonuçlarıyla gelecekteki herhangi bir hali kesin bir değerle evelden bulamayız. Zira, geçmiş zamanın verilen herhangi bir anında gözlenen bu değer, olasılık kapsamındaki sonuçların yalnız bir tanesidir. Doneler yalnız istatistikal anlamda tanımlanabildiğinden mikrotremorlar gibi gelişigüzel sismoğramlar, stasyonier (stationary) veya stasyonier olmayan (nonstationary) olmak üzere stokastik olay adı altında karakterize edilebilmektedirler. (\*).

(\*) Bak. Ek. 2.

Stokastik olayın özellikleri, zamanın herhangi bir anında örnek fonksiyonlarının (sample functions) toplamlarının ortalama değerlerinin hesaplanmasıyla elde edilebilirler. Olasılık kapsamına giren bütün örnek fonksiyonlardan  $X_k(t_1)$ , herhangi bir  $t_1$  anında hesaplanan amplitüdülerin ortalama değeri  $\mu_x(t_1)$  ve  $t_1$  ve  $t_1 + \tau$  anlarındaki değerlerin çarpımlarının ortalaması olan otokorelasyon fonksiyonu  $R_x(t_1, t_1 + \tau)$  aşağıdaki denklemlerle belirtilirler.

$$\mu_x(t_1) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N x_k(t_1) \quad (2.1)$$

$$R_x(t_1, t_1 + \tau) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N x_k(t_1) \cdot x_k(t_1 + \tau) \quad (2.2)$$

Eğer  $t_1$  değiştiğinde,  $\mu_x(t_1)$  ve  $R_x(t_1, t_1 + \tau)$  değişmiyorsa olay zayıf «Stasyonere» olarak tanımlenebilir. Bu durumda:

$$\left. \begin{aligned} \mu_x(t_1) &= \mu_x \\ R_x(t_1, t_1 + \tau) &= R_x(\tau) \end{aligned} \right\} (2.2')$$

Stasyonere stokastik olay ergodik (ergodic) ve ergodik olmayan (nonergodic) (\*) olmak üzere de sınıflandırılabilir. Belli bir örnek fonksiyonu olan  $X_k(t)$  yi inceleyelim. Ortalama değer  $\mu_x(k)$  otokorelasyon fonksiyon  $R_x(\tau, k)$  şu şekilde verilirler.

$$\mu_x(k) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x_k(t) dt \quad (2.3)$$

$$R_x(\tau, k) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x_k(t) \cdot x_k(t + \tau) dt \quad (2.4)$$

Eğer işlem stasyonere ve evvelki iki faktör  $k$  ya göre değişmiyorsa:

$$\mu_x(k) = \mu_x \quad R_x(\tau, k) = R_x(\tau) \text{ olur. } (2.4')$$

(\*) Bak. Ek. 2.

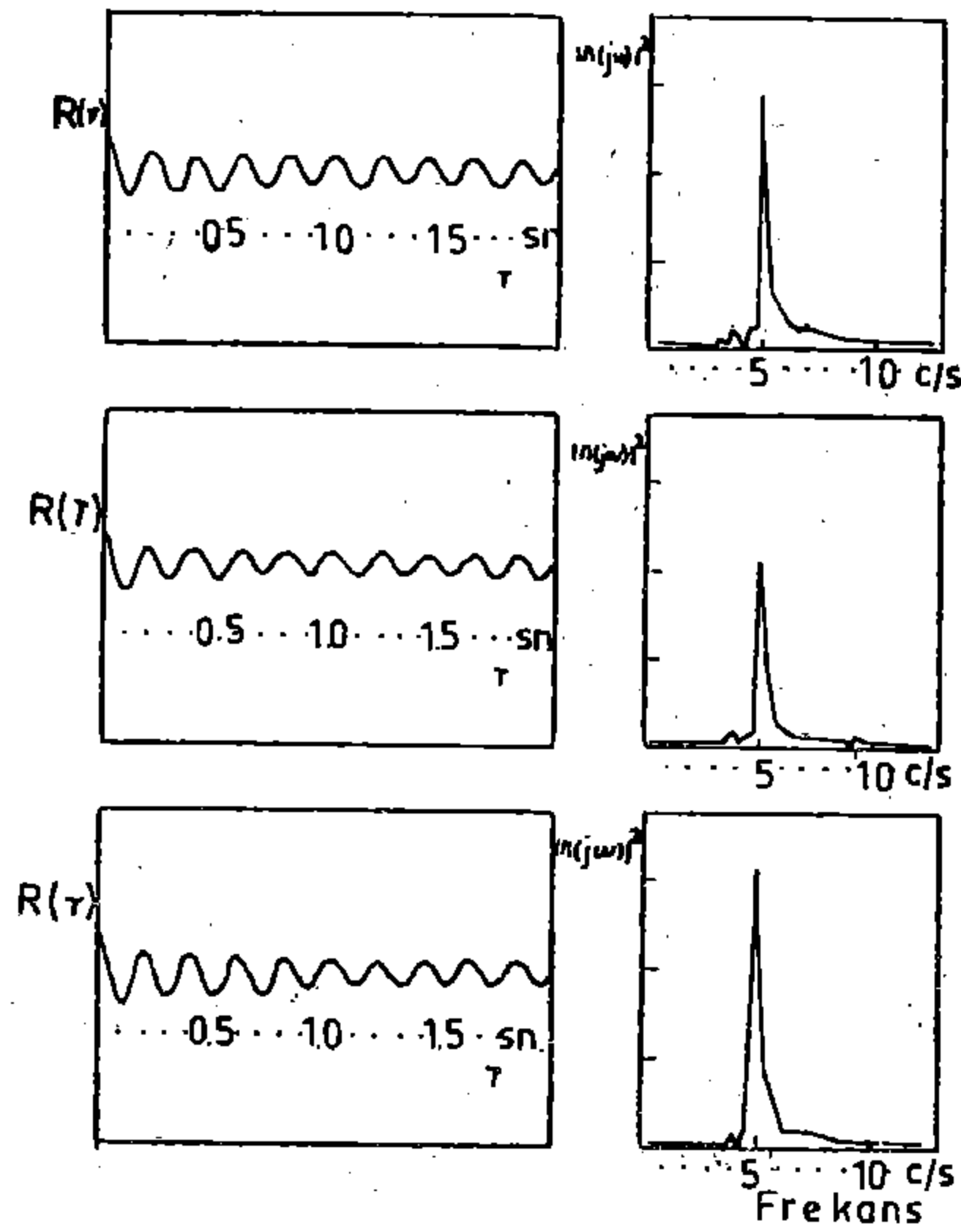
Böylece stasyoner işlem, ergodik olarak söylenebilir. Bu özel halde, zaman ortalaması işleminin istatistik özelliklerinin elde edilmesinde tüm ortalamanın (ensemble average) (\*) yerine kullanılmıştır. Bir şans eseri olarak genellikle, uygulamada stasyoner gelişigüzel fiziksel olaylar ergodiktir. Şekil II.1. de mikrotremorların böyle özellikleri gösterilmiştir.

$R_x(\tau, k)$  otokorelasyon fonksiyonu ve  $X(t)$  herhangi bir fonksiyonun  $\Omega_k(\omega)$  güç yoğunluğunu spektral fonksiyonları, aşağıda verilen Fourier transformları vasıtasıyla birbirleriyle ilgilidirler.

$$\Omega_k(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} R_x(\tau, k) e^{-j\omega\tau} d\tau \quad (2.5)$$

$$R_x(\tau, k) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \Omega_k(\omega) e^{j\omega\tau} d\omega \quad 2.6$$

Uzun kayıt süreli mikrotremorlardan hesaplanan hem otokorelasyonlar ve hem de her 50 sn. sürede bireysel örnek fonksiyonlarından (individual sample functions) elde edilen güç yoğunluğu spektralleri mukayese edilmişlerdir. (Şekil II.1),



Şekil 2: Mikrotremor kaydından üç örnek için güç spektral yoğunluk fonksiyonları ve oto korelasyon fonksiyonlarıyla tanımlenmiş stasyoner ergodik olaylar.

(\*) Bak. Ek. 2.

Kısa zaman analizlerine rağmen, bireysel işlemler arasında çok iyi bir uygunluk bulunmuştur. Her örnek fonksiyonun ortalama değeri sıfır olarak bulunduğundan bu incelemeler sonucunda, mikrotremorların stasyonere ergodik işlem olarak tanımlanabileceği rahatlıkla anlaşılabilir. Uygulanan bu yöntemden başka bir yol da takip edilerek, bu tanımlamanın daha ayrıntılı bir incelenmesi yapılabilir.  $X(t)$  fonksiyonu,  $X_1$  ve  $X_1 + dx$  arasında uzandığında,  $P_1$  probabilitate yoğunluğunun hesaplamaları yapılır. Böyle bir probabilitate yoğunluğu  $T_x/T$  oranını alarak takriben elde edilebilmektedir. Burada  $T_x$  gözlem zamanı  $T$  esnasında  $X(t)$  fonksiyonu  $X_1$  ve  $X_1 + dx$  arasında uzandığında toplam zaman değeridir. Kesin probabilitate yoğunluğunu elde etmek için, son derece büyük zaman kullanılacaktır. Bu nedenle pratik açıdan bakıldığında, yüksek derecede bir doğrulukla probabilitateyi verecek yeterli zaman süresinin bilinmesi gereği ortaya çıkmaktadır. Orta Limit Teoremi (Central Limit (Theorem) (\*) vasıtasıyla elde edilen bilgilerden bunu sağlamak yoluna gidilebilir. Bilindiği gibi teorem, gelişigüzel gürültünün stasyonere olması şartıyla, amplitüdlere normal dağılımı takip ettiğidir. Bu durumda ise gelişigüzel gürültü «Gaussian Noise» olarak tanımlanabilmektedir. (\*) Probabilitate dağılımlarını hesaplamak, yukarıda bahsedilen probabilitate yoğunluklarını hesaplamaktan daha uygun olacaktır.  $P(x)$  probabilitate dağılım fonksiyonu aşağıdaki şekilde verilebilir.

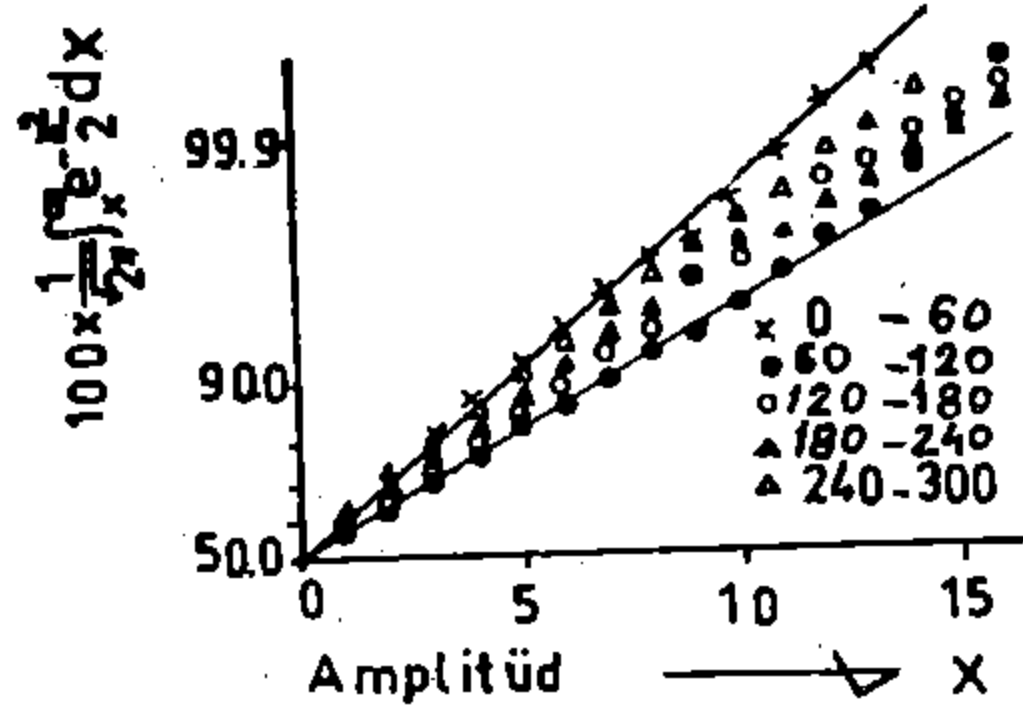
$$P(x) = \text{prob} [x(t) \leq x] = \int_{-\infty}^x P(x) dx \quad (2.7)$$

Kaydın stasyonere olması halinde  $X = 0$  olduğu zaman, 50'de başlayacak şekilde düz bir hat beklenmiştir. Yapılan çalışma sonucunda apsisite gürültünün amplitüdü ve ordinatta da aşağıdaki ifade alınmıştır.

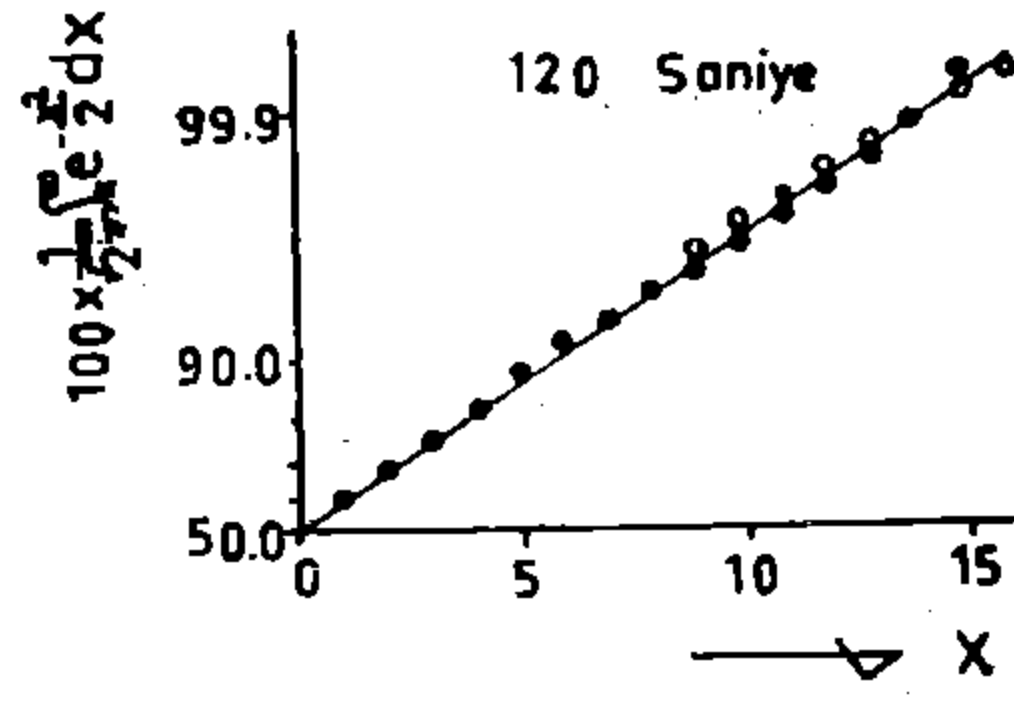
$$100 \times \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_x^{\infty} e^{-x^2/2} dx$$

---

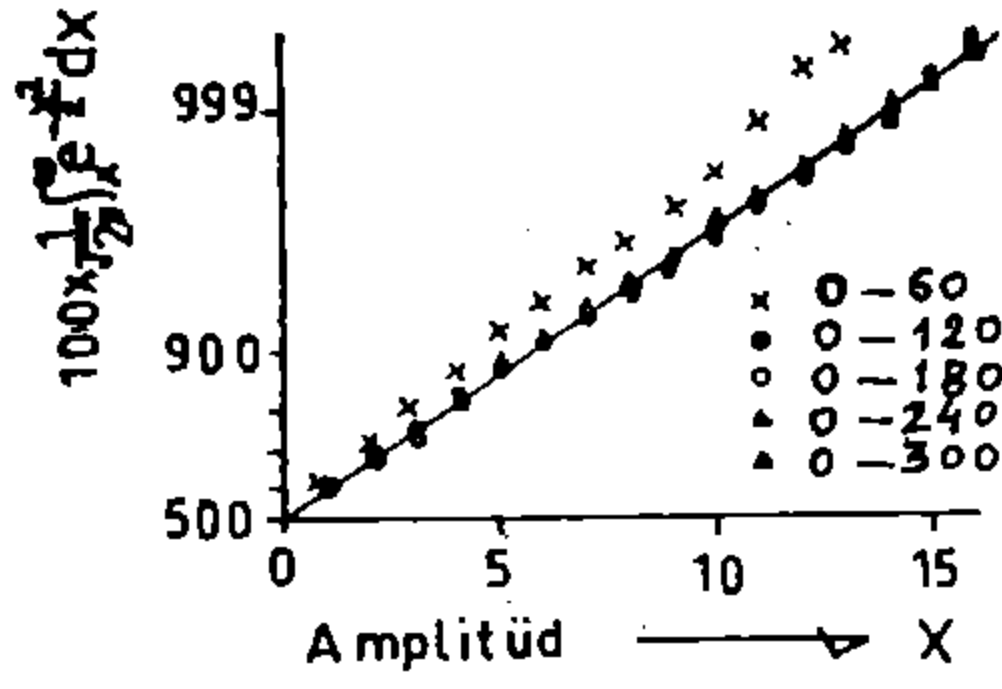
(\*) Bak. Ek. 2.



Şekil:2.2. Her biri 60 sn. süreli beş bireysel kayıt için probabilitite dağılım fonksiyonları.



Şekil:2.4. İki örnek fonksiyonu için probabilitite dağılım fonksiyonları.



Şekil:2.3. Zaman süresi diagramda ifade edilen beş bireysel kayıt için probabilitite dağılım fonksiyonları.

Şekil II. 2. gösterilen ve her biri 60 sn. süreli olan beş bireysel kayıt hesaplanmıştır. Her birinin sonuçları düz bir hatta yaklaştırılmasına rağmen işlemler arasında yine de oldukça büyük fark bulunmuştur. Diğer bir deyişle, gürültünün probabilitite dağılımının belirtilebilmesi için, 60 sn. sürenin yeterli olmadığı söylenebilir. Maamafih, Şekil II.3. den de anlaşılacağı üzere, eğer yukarıda bahsedilen süre iki, üç veya daha fazla katı olmak üzere uzatılırsa, dağılım sabit bir hale gelmektedir. Şekil II.4 de, uzun kayıt sürelerinden elde edilmiş muhtelif örnek fonksiyonlarının probabilitite dağılımları kıyaslama için verilmişlerdir. Zaman süreleri 120 ve 180 sn. olarak alınmıştır. Her iki haldeki uygunluk da mükemmel olarak nitelenebilmektedir. Dolayısıyla incelenen bu durumda, zaman süresi 120 sn. veya daha yukarısı olarak alındığında, gürültünün stasyoner olduğu ayrıntılı bir şekilde ortaya konulmuş bulunmaktadır. Bununla beraber, yukarıda belirtilen analiz süresinin bir yerden diğer bir yere değişebileceği de göz önünde tutulmalıdır.

### II . 3 Birim (unit) Zaman İçin Sıfır Sayılarının Ortalaması

Yukardaki kısımlardan anlaşılacağı üzere, mikrotremorlar Normal (veya Gaussian) bir probabilitite dağılımını havi ergodik stasyoner gelişigüzel bir olay olarak işleme tâbi tutulabilmektedir.  $X(t)$  gürültüsü, normal olarak dağılmış bir zaman fonksiyonu olduğuna göre, birim zaman esnasında  $N_0$  sıfır kesme noktalarının ortalama sayısını inceleye-



lim. Zaman artış farkı  $\tau$  olmak üzere,  $t$  ve  $t + \tau$  anlarını alalım. Eğer,

$$X(t) \cdot X(t + \tau) < 0 \quad (2.8)$$

ise, sıfırların tek sayılarının yukarıda bahsedilen zaman aralığında olduğu kabul edilebilir. Eğer, yukarıdaki probabilitenin  $p(\tau)$  ile tariflenir ve  $\tau$  nun küçük olduğu hal kabul edilirse,  $p(\tau)$  zaman aralıkları arasında yalnız bir sıfırın var olduğu probabilitenin yaklaşık olarak kapsamaktadır.

$$p(\tau) = \text{prob} [X(t) \cdot X(t + \tau) < 0] = \frac{\beta}{\pi} \quad (2.9)$$

Burada  $\beta$ , aşağıdaki şekilde tanımlanmaktadır.

$$\cos \beta = \gamma = \frac{R(\tau)}{R(0)}, \quad 0 \leq \beta < \pi \quad (2.10)$$

Burada  $R(\tau)$ ,  $X(t)$  nin otokorelasyon fonksiyonu,  $\gamma$  da  $X(t)$  ve  $X(t + \tau)$  gelişigüzel değişkenlerinin korelasyon katsayısıdır.  $R(0)$  ve  $R(\tau)$  ise, sırasıyla,  $\tau = 0$  ve  $\tau = \tau$  daki korelasyon katsayılarıdır.

(2.9) ve (2.10) no'lu eşitliklerden:

$$p(\tau) = \frac{1}{\pi} \cos^{-1} \left[ \frac{R(\tau)}{R(0)} \right] \quad \text{veya} \quad \cos[\pi p(\tau)] = \frac{R(\tau)}{R(0)} \quad (2.11)$$

Burada  $\pi p(\tau)$  nun terimlerinde kosinüs ifadesini açar ve yüksek üstleri ihmal edersek,  $\pi p(\tau) \ll 1$  olduğunda:

$$1 - \frac{[\pi p(\tau)]^2}{2!} \doteq \frac{R(\tau)}{R(0)} \quad \text{veya} \quad p(\tau) \doteq \frac{1}{\pi} \sqrt{2 \left( 1 - \frac{R(\tau)}{R(0)} \right)} \quad (2.12)$$

elde edilir.

Dolayısıyla otokorelasyon fonksiyonu çift sayılar fonksiyonu olup, maksimumuna  $\tau = 0$  da haiz olduğundan işlemlerin orjinde var olduğu farzedilebilmektedir.

Maclaurin serileri açılımları ile aşağıdaki ifade elde edilebilir.

$$R(\tau) = R(0) + R'(0)\tau + \frac{R''(0)}{2!} \tau^2 + \dots \quad (2.13)$$

Eşitlik (2.12) ve (2.13) den,  $R'(0) = 0$  olduğundan,

$$\rho(\tau) \doteq \frac{1}{\pi} \sqrt{-\frac{R''(0)}{R(0)}} \tau \quad (2.14)$$

bulunur.

$R(0)$ ,  $X(t)$  nin kare değerleri ortalaması olup, şu şekilde ifade edilmektedir.

$$R(0) = \int_0^{\infty} \Omega(\omega) d\omega \quad (2.15)$$

Burada  $\Omega(\omega)$ ,  $X(t)$  nin spektral yoğunluğu fonksiyonudur. dolayısıyla:

$$R(\tau) = \int_0^{\infty} \Omega(\omega) \cos \omega \tau d\omega \quad (2.16)$$

Eşitlik (2.16) nin  $\tau$  ya nazaran iki kere diferansiyeli alınarak:

$$R''(\tau) = - \int_0^{\infty} \omega^2 \Omega(\omega) \cos \omega \tau d\omega \quad (2.17)$$

elde edilir. Burada  $\tau = 0$  alarak,

$$R''(0) = - \int_0^{\infty} \omega^2 \Omega(\omega) d\omega \quad (2.18)$$

bulunur.

(2.14), (2.15) ve (2.18) no'lu eşitliklerden:

$$\rho(\tau) \doteq \frac{1}{\pi} \left[ \frac{\int_0^{\infty} \omega^2 \Omega(\omega) d\omega}{\int_0^{\infty} \Omega(\omega) d\omega} \right]^{1/2} \tau \quad 2.19$$

Buradan  $f$  frekans olmak üzere,

$$N_0 = \frac{1}{\pi} \left[ \frac{\int_0^{\infty} \omega^2 \Omega(\omega) d\omega}{\int_0^{\infty} \Omega(\omega) d\omega} \right]^{1/2} = 2 \left[ \frac{\int_0^{\infty} f^2 \Omega(f) df}{\int_0^{\infty} \Omega(f) df} \right]^{1/2} \quad (2.20)$$

elde edilir.

(\*) Bak. Ek. 2.

Yukarda açıklaması yapılan teori sismometri açısından hareketle, üzerinde çalışılan hale uygulanmıştır. Sismoğrafların genel mukabelesi (response) band geçiren filtre şeklinde olduğundan, değinilen konuyu ilgilendiren çeşitli filtrelerin karakteristikleri de incelenmiştir. Filtrenin,  $F(f)$  frekans karakteristiği aşağıdaki şekilde yazılabilmektedir.

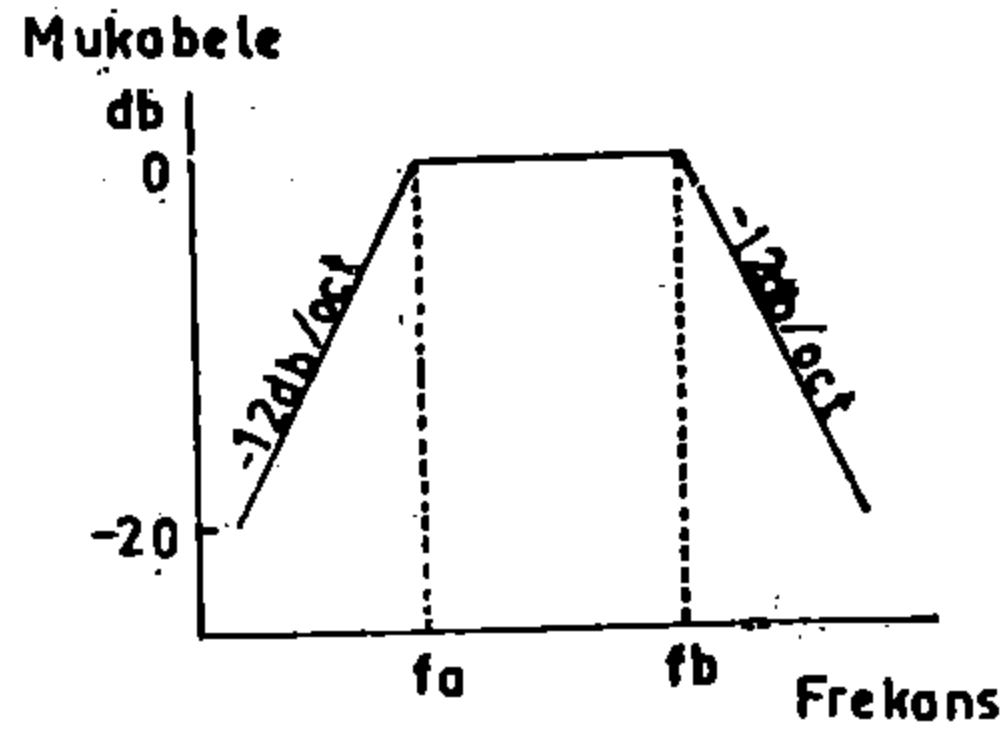
$$\begin{aligned}
 F(f) &= \left(\frac{f}{f_a}\right)^n, \quad n = 1, 2, \dots, \dots \quad f < f_a \\
 &= 1, \quad f_a \leq f \leq f_b \\
 &= \left(\frac{f_b}{f}\right)^m, \quad m = 2, 3, \dots, \dots \quad f_b < f
 \end{aligned} \quad (2.21)$$

Giriş (input) beyaz (White) olduğu zaman  $\Omega(f), |F(f)|^2$  ile orantılıdır. (\*) Eşitlik (2.22) deki integral refedildiğinde belirsiz olduğundan  $m=1$  hali alınmamaktadır.

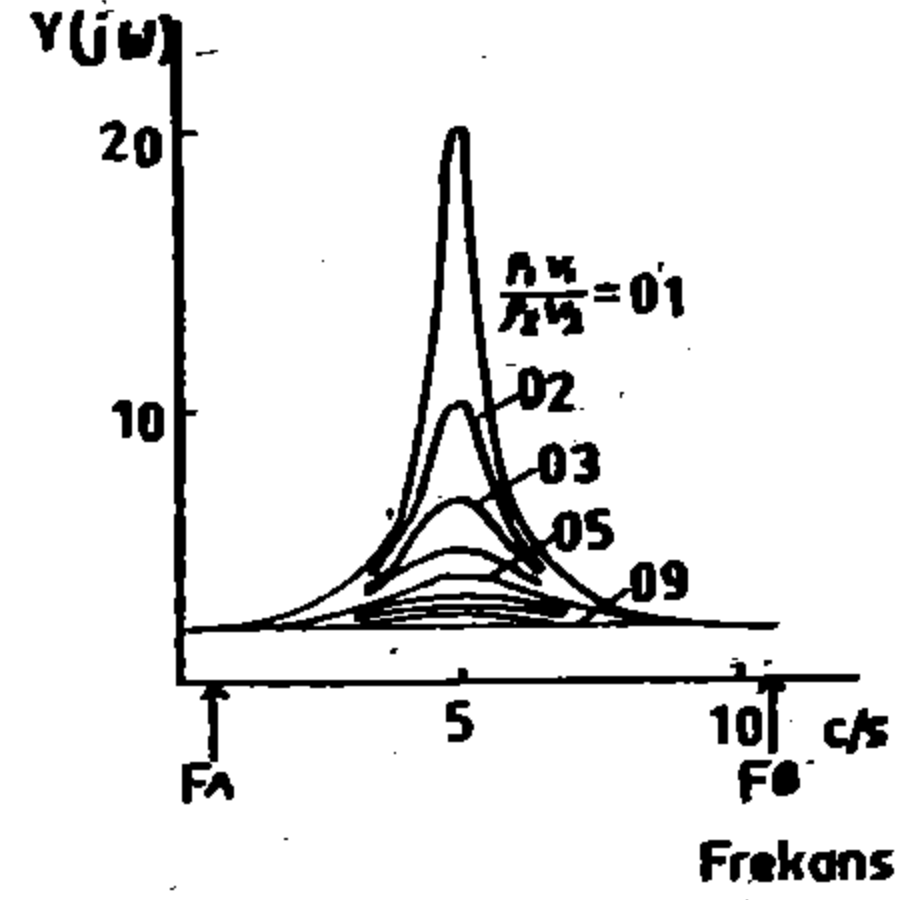
$$\begin{aligned}
 N_o &= 2 \left[ \frac{\int_{f_a}^{f_b} \left(\frac{f}{f_a}\right)^{2n} f^2 df + \int_{f_a}^{f_b} f^2 df + \int_{f_b}^{\infty} \left(\frac{f_b}{f}\right)^{2m} f^2 df}{\int_{f_a}^{f_a} \left(\frac{f}{f_a}\right)^{2n} df + \int_{f_a}^{f_b} df + \int_{f_b}^{\infty} \left(\frac{f_b}{f}\right)^{2m} df} \right]^{1/2} \\
 N_o &= 2 \left[ \frac{\frac{1}{2n+3} f_a^3 + \frac{f_b^3 - f_a^3}{3} + \frac{1}{2m-3} f_b^3}{\frac{1}{2n+1} f_a + f_b - f_a + \frac{1}{2m-1} f_b} \right]^{1/2} \quad (2.22)
 \end{aligned}$$

$$N_o = 2 \left[ \frac{\frac{m}{3(2m-3)} f_b^3 - \frac{n}{3(2n+3)} f_a^3}{\frac{m}{2m-1} f_b - \frac{n}{2n+1} f_a} \right] \quad (2.23)$$

(\*) Bak. Ek. 2



Şekil: 2.5 Sismometre ve galvonometrenin,  $n=m=2$  olması halinde direkt kombinasyonun frekans karakteristikleri.



Şekil: 2.6. Değişik empedans oranları,  $\beta$ , için  $Y(jw)$  transfer fonksiyonları.

Şekil II.5. de bir örnek olmak üzere,  $n=m=2$  hali gösterilmiştir. Bu örnek, sismometre ve galvonometrenin tabii frekansları sırasıyla,  $f_a$  ve  $f_b$  olduğunda, bunların direkt kombinasyonlarının frekans karakteristiklerini takribi olarak belirlemektedir. Bu nedenle, eğer sismometre sistemine giriş gücü frekansa nazaran sabitse,  $0 < f < f_a$  ve  $f_b < f < \infty$  frekans aralıklarında çıkış gücü 24 db/oct. azalmaktadır. Bu durumda:

$$N_o = 2 \left[ \frac{f_b^3 - \frac{1}{7} f_a^3}{f_b - \frac{3}{5} f_a} \right]^{1/2} \quad (2.23')$$

Eğer  $f_b \gg f_a$  ise, eşitlik (2.23') aşağıdaki şekli almaktadır.

$$N_o \doteq 2 f_b \left( 1 + \frac{3}{10} \frac{f_a}{f_b} \right) \quad (2.23'')$$

Böylece giriş spektrumunun beyaz olması halinde, sismoğrafta zahiri frekans,  $f_b$  den çok az farklı bir şekilde tahmin edilebilmektedir.  $n$  ve  $m$  in her ikisi de sonsuz olduğu zaman, filtre ideal bir band geçiren filtre haline gelmektedir. Bu durumda,

$$N_o = 2 \left[ \frac{f_a^2 + f_a f_b + f_b^2}{3} \right]^{1/2} \quad (2.23''')$$

olarak elde edilmektedir.

Bununla beraber, gerçek uygulamalarda durum biraz daha değişik olmaktadır. Örneğin, sert ana kayaç üzerinde yumuşak yüzey tabakalarının var olması halinde, yüzeyde beklenen sismoğramlar Beyaz Gürültü (White Noise) olarak incelenemeyeceklerdir.

Yüzey tabakaları üzerine tabli bir şekilde gelen sismik dalgaların spektrumu  $I(j\omega)$  ile tariflensin. Zemin yüzeyindeki sismoğramlarda bunun sonucunda hasıl olan dalgaları da  $O(j\omega)$  ile tanımlayalım. Bu durumda aşağıdaki ifade yazılabilir.

$$O(j\omega) = Y(j\omega) I(j\omega) \quad (2.24)$$

Burada  $Y(j\omega)$ , yüzey tabakasının elastik dalgaları için transfer fonksiyonudur. Buradan giriş spektrümü ( $I(j\omega)$ ) nun beyaz olması halinde çıkış spektrumu ( $O(j\omega)$ ) nun transfer fonksiyonu  $Y(j\omega)$  ye eşit olduğu bulunmaktadır. Yüzey tabakası ve altındaki tabakanın yoğunluk ve hızları sırasıyla  $\rho_1, \rho_2, V_1, V_2$  ve yüzey tabakasının kalınlığı da  $H$  olarak alınırsa, aşağıdaki ifadeleri yazabiliriz.

$$Y(j\omega) = \frac{2(1+\alpha)}{e^{j\omega T} + \alpha e^{-j\omega T}}$$

$$\alpha = (\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1) / (\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1) \quad (2.25)$$

Burada  $T = H/V_1$  ve  $\alpha$  da sınır düzlemindeki yansımaya katsayısıdır.  $f = V_1/4H$  olduğunda,  $Y(j\omega)$  nin maksimum değeri de  $2(1+\alpha)/(1-\alpha)$  dir.

Bu durumda, giriş spektrumunun beyaz olması halinde birim zaman için sıfırların ortalama sayısı elde edilebilmektedir. Eşitlik (2.25.) den:

$$\Omega(f) = \frac{4}{\cos^2(2\pi f T) + \beta^2 \sin^2(2\pi f T)} \quad (2.26)$$

elde edilir. Burada  $\beta = \frac{\rho_1 V_1}{\rho_2 V_2}$  dir..

Bu durumda,  $\int_0^\infty \Omega(f) f^2 df$  yi değerlendirmek kolay bir konu olmadığından, ilgilenilen frekans aralığında sayısal değerlerle integrasyon tatbik edilmiştir.

(\*) Bak. Ek. 2.

Tablo II.1.

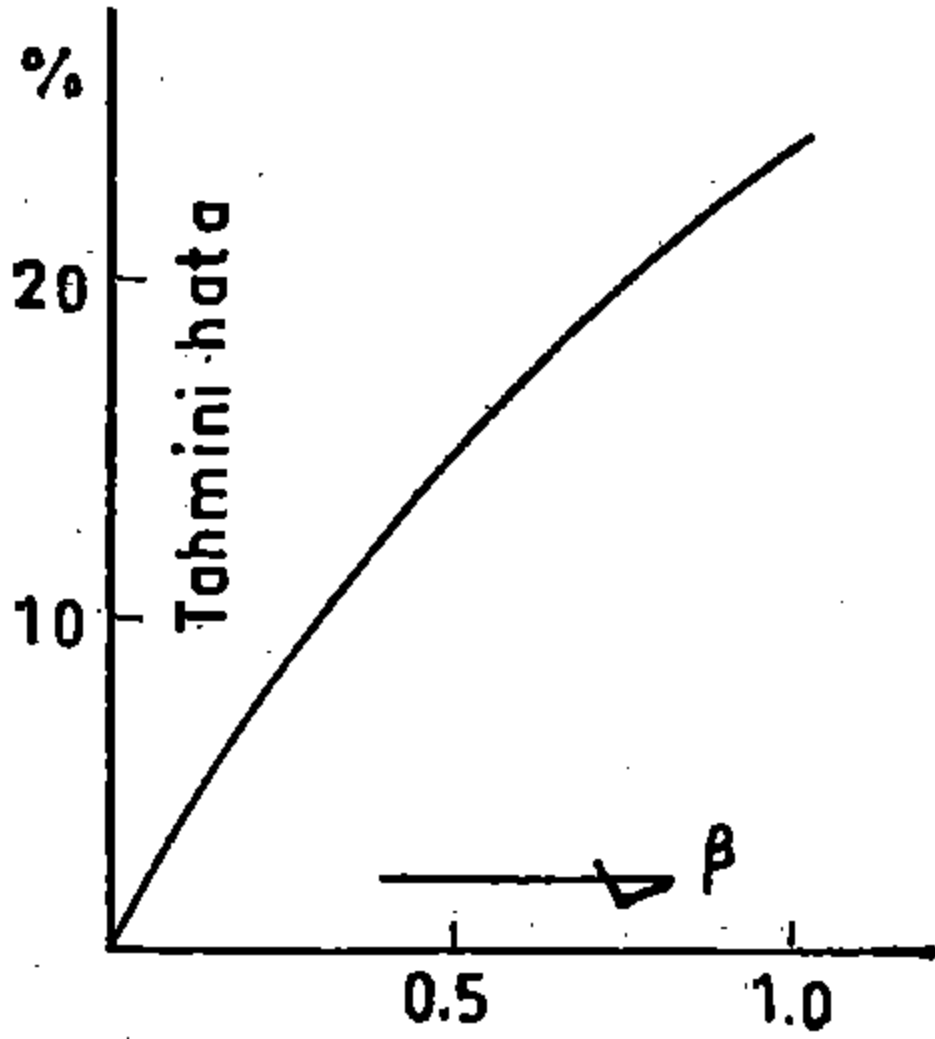
$H/V_1$ \ $\beta$	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0.05	10.36	10.68	10.97	11.22	11.46	11.68	11.88	12.07	12.25

Tablo II.1. de, düşük kesme frekansı (low cut frequency)  $f_a=0.5$  cps. ve yüksek kesme frekansı (high cut frequency) de  $f_b=10.5$  cps. olduğu zaman yapılan hesaplamalar bir örnek olarak verilmiştir. Bu örnekte,  $H = 5$  m. ve  $V_1 = 100$  m/sn olarak alınmıştır. Şekil II.6. da, muhtelif  $\beta$  değerleri için  $Y(j\omega)$  fonksiyonları gösterilmektedir. Bu durumda hakim frekans 5 cps. dir. Buradan ideal durumda, sıfırların ortalama sayısı  $N_0 = 5 \times 2 = 10$  olarak bulunmuştur. Bu sayısal incelemeden böylece, küçük  $\beta$  değerlerinin en iyi olduğu ortaya konulmuş bulunmaktadır. Sismografdan birim zaman için, birbirini takip eden sıfırlar sayılarak hakim frekans elde edilebilmektedir.

$\beta = 1.0$  olduğunda, filtre ideal bir band geçiren filtre haline gelir. Bu durumda eşitlik (2.23''') den sıfırların ortalama sayısı  $N_0 = 12.42$  olarak bulunur.

Tablo II.2.

$f_a$ c/s	$f_b$ c/s	$N_0$
0.5	10.5	12.42
0.5	10.0	11.84
1.0	10.0	12.16
1.0	9.0	11.00
2.0	9.0	12.28
2.0	8.0	10.58



Şekil:2.7 Hata yüzdesi ve  $\beta$  empedans oranları arasındaki ilişki.

Şekil II.7. de,  $\beta$  empedans oranı ile hakim frekans hesaplamalarının-

daki hatalar, (% olarak), arasındaki bağıntı gösterilmektedir.  $\beta = 1.0$  olduğunda maksimum hatanın meydana geldiği görülmektedir. Eşitlik (2.23''') den de anlaşılacağı üzere, bu band geçiren filtreye göre değişmektedir.

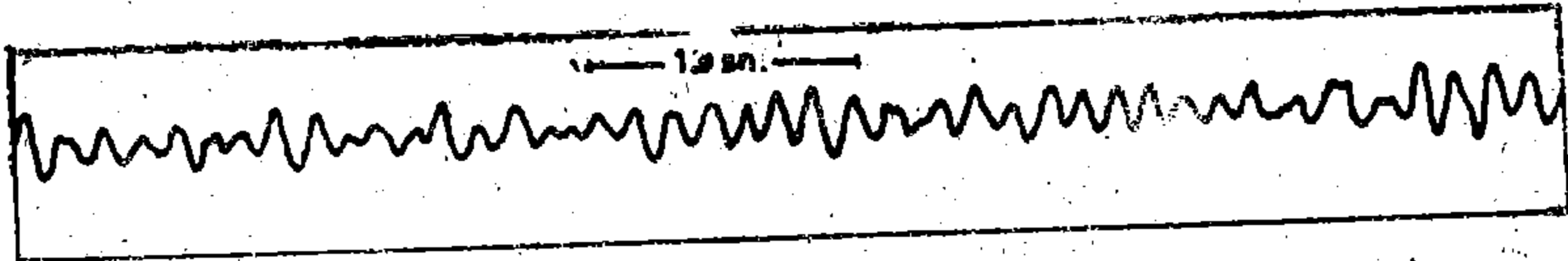
Tablo II.2. de, band genişliğinin hata derecesini ne şekilde etkilediği verilmektedir. Burada, band geçiren filtrenin merkezi frekansının, sismogramların hakim frekansı ile uygun olduğu hal tanımlanmaktadır. En dar band genişliğinde hesapların doğruluğunun en iyi bir şekilde olduğu anlaşılmaktadır. Örneğin,  $f_a = 2.0$  cps. ve  $f_b = 8.0$  cps. olduğu zaman, iki ortamın empedans oranı 1.0'e yakın olsa bile, hakim frekans % 6 bir hata ile tahmin edilebilmektedir. Ancak böyle bir durum daima bütün haller bu şekildedir demek değildir. Yani, merkezi frekansın hakim frekansla uyummadığı zaman, tahminlerin doğruluk derecesi belirlenmemektedir. Bu tip bir güçlük, band geçiren filtrede iki veya daha fazla pikin var olması halinde karşılaşılmaktadır. Tablo II.3. de bu durum belirtilmektedir. Burada,  $H = 10$  m.,  $V_1 = 100$  m/sn,  $f_a = 0.5$  cps. ve  $f_b = 10.5$  cps. olarak alınmışlardır.

$H/V_1$ \ $\beta$	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0.10	11.34	11.48	11.62	11.75	11.87	11.99	12.11	12.22	12.32

İlgilenilen frekans aralığı içinde beklenen pik frekansları sırasıyla, 2.5 cps. ve 7.5 cps. olarak bulunmuşlardır. Dolayısıyla böyle bir durumda, yalnız sıfır kesme bilgilerinden pik frekanslarını hesaplamanın çok zor olduğu ortaya çıkmaktadır. Daha doğru hesaplamalar yapabilmek için, band geçirende yalnız bir pikin elde edilebilmesini sağlamak amacıyla, bandın genişliğini uygun olarak seçmek gereği ortaya konulmaktadır. Ancak, piklerin frekansları evelden bilinemediğinden, bu da kolay çözümlenecek bir konu değildir. Bu gibi durumlarda, spektral analizlerin önemli bir rol oynadığı anlaşılmaktadır.

#### II.4. Sıfır Kesme Intervallerinin Dağılımı

Bundan evvelki kısımlarda, sismik dalgaların ortalama frekansının bilgilerini veren birim zaman için sıfırların beklenen sayısının ifadeleri tariflenmişti. Bu kısımda ise, birbirini takip eden sıfırlar arasındaki  $\tau$  intervalinin dağılımı incelenecektir. Ancak, bütün dağılımı tahkik etmek kolay olmadığından, incelemede teoriden çok deneye dayanan çalışmalar uygulanmıştır.



Şekil: 2.8 Yukigaya ilkokulunun oyun sahasında elde edilmiş sismogramın bir kısmı.

Şekil II.8. de, Tokyo, Ota-ku'da Yukigaya ilkokulunun oyun sahasında

da kaydedilen sismoğramdan bir örnek verilmiştir.

Kayıt işlerinde kullanılan sismometre hareketli bobin tipi (moving coil type) olup, tabii frekansı 1.0 sn. dir. DC amplifikatörünün çıkış voltajı 200 cps.'e kadar basıktır (flat). Azalması (attenuation) 24 db/oct. olan yüksek kesme filtresi, kesme frekansı 10.5 cps. olarak uygulanmıştır. Kaydedici olarak kullanılan kalem (pen) galvonometresinin tabii frekansı da 50 cps. dir. Sonuç olarak bütün sistemin mukabelesi, merkezi frekansı takriben 5.0 cps. olan band geçiren bir filtre şeklindedir.

Tablo II.4. de, 3 dakikalık kayıttan her 10 sn. de sayılan sıfırların sayısının istatistikleri verilmektedir. Sıfırların sayısı 20 - 50 sn. zaman aralığı haricinde, stasyoner olarak görülmektedir. Buradan da, kısa zaman süreleri için mikrotremorların analizlerinin farklı sonuçlara yol açabileceği belirlenmiş olmaktadır. Bu nedenle, II.2. kısımda da belirtildiği gibi, mikrotremorlar gibi stokastik dalgaların stasyonerliğinin incelenmesinde, önceden belirli bazı şartların göz önüne alınması gerekmektedir.

Tablo II.5. de, Şekil II.9. da histogram tarzında gösterilen birbirini takip eden sıfırların intervalleri verilmektedir. Şekilden de görüleceği gibi, frekans birikimi 0.1 sn. de olmak üzere her ne kadar dağılım şekli benzerse de en üstteki histogramın diğerlerine nazaran bir dereceye kadar basık olduğu kolayca belirlenebilmektedir.

**Tablo II.4**

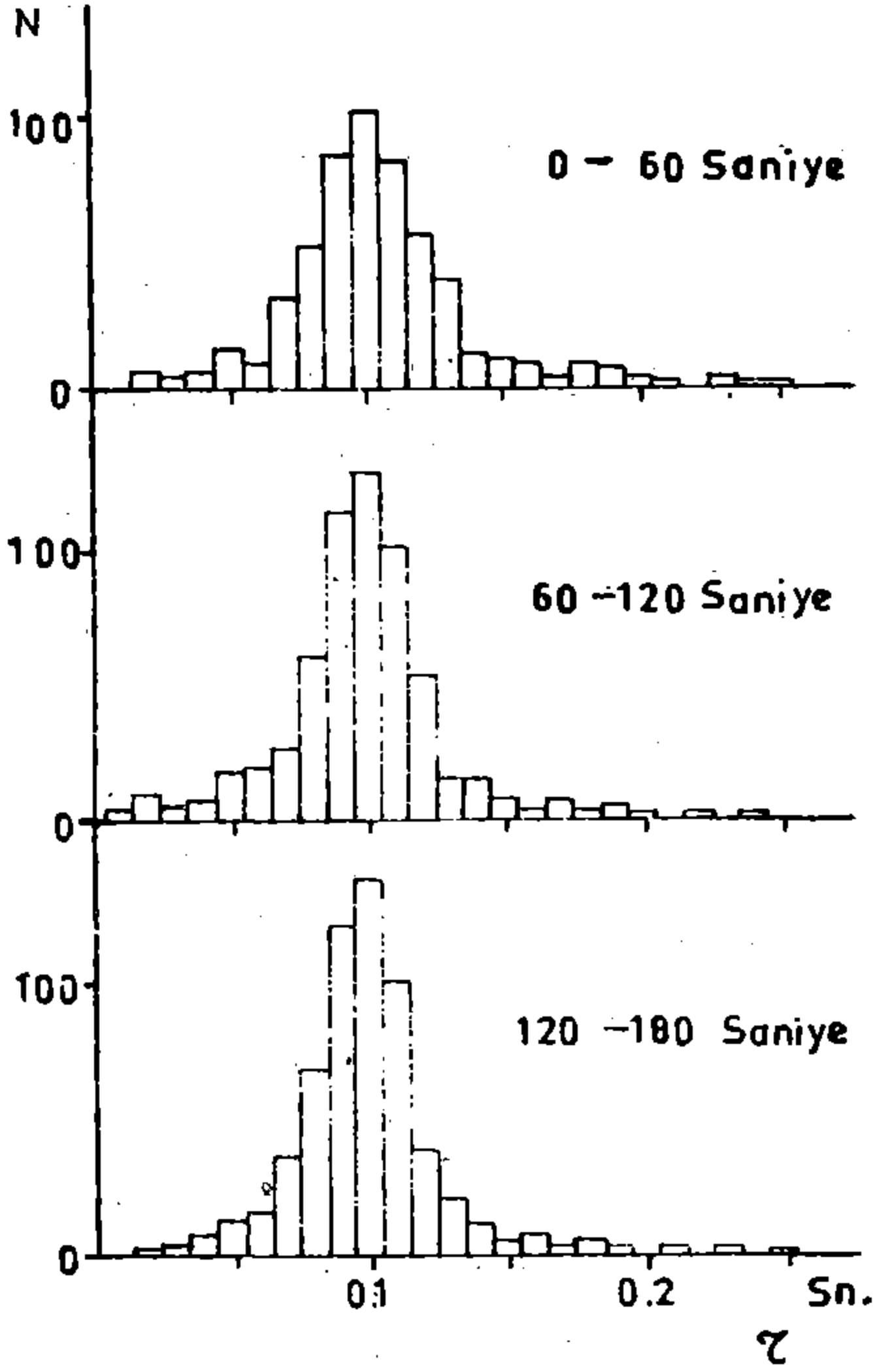
**Tablo 2.4**

Zaman Aralığı Saniye	Sıfırların Sayısı	Zaman Ara- lığı Saniye	Sıfırların Sayısı	Zaman Ara- lığı Saniye	Sıfırların Sayısı
0 - 10	99	60 - 70	102	120 - 130	106
10 - 20	99	70 - 80	100	130 - 140	99
20 - 30	92	80 - 90	101	140 - 150	93
30 - 40	92	90 - 100	101	150 - 160	104
40 - 50	85	100 - 110	99	160 - 170	101
50 - 60	95	110 - 120	103	170 - 180	100
	$\Sigma = 562$		$\Sigma = 606$		$\Sigma = 603$

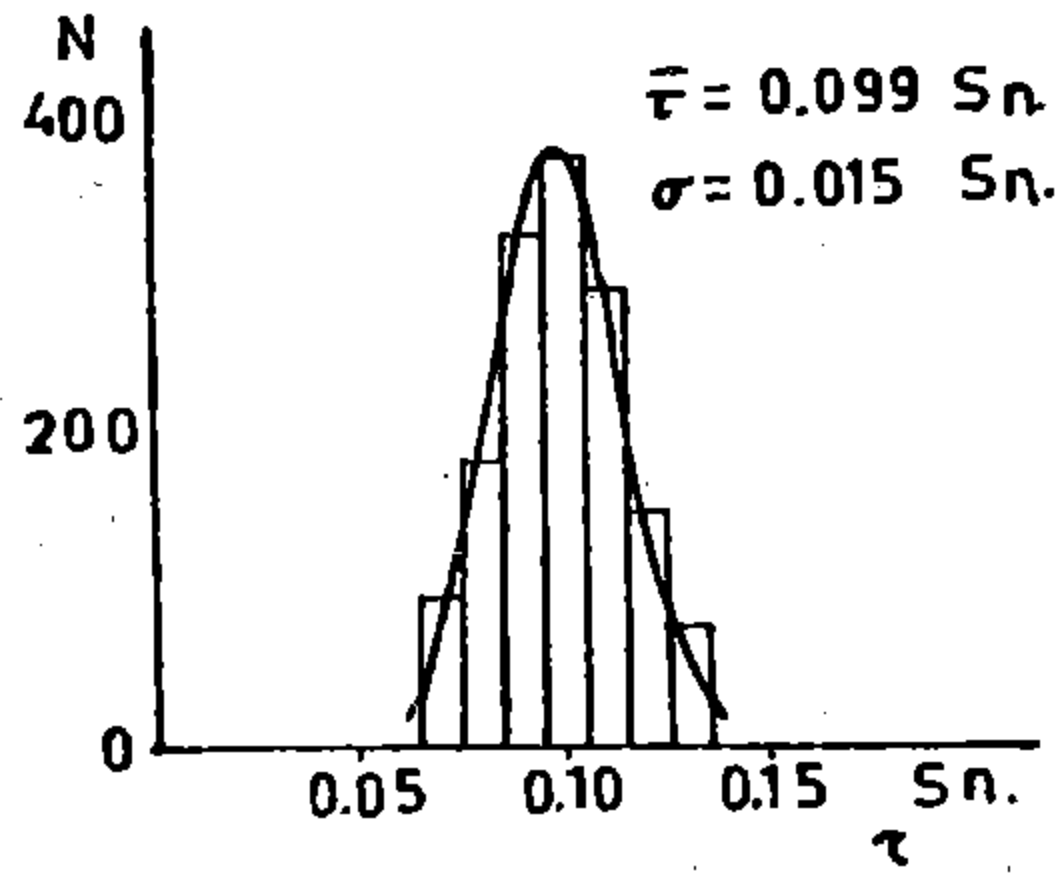


**Tablo II.5**

Grup Aralığı Saniye x 1/1000	F r e k a n s			Toplam
	0 - 60 Saniye	60-120 Saniye	120 - 180 Saniye	
5 — 15	0	3	0	3
15 — 25	5	9	1	15
25 — 35	4	5	3	12
35 — 45	5	6	7	18
45 — 55	14	18	13	45
55 — 65	9	19	15	43
65 — 75	33	26	36	95
75 — 85	52	60	68	180
85 — 95	86	114	121	321
95 — 105	103	129	138	370
105 — 115	84	101	101	286
115 — 125	57	53	38	148
125 — 135	40	15	20	75
135 — 145	13	15	11	39
145 — 155	11	8	5	24
155 — 165	9	4	7	20
165 — 175	4	7	3	14
175 — 185	9	3	5	17
185 — 195	8	5	4	17
195 — 205	4	2	0	6
205 — 215	3	0	3	6
215 — 225	1	1	1	3
225 — 235	4	0	2	6
235 — 245	1	1	0	2
245 — 255	1	0	1	2
255 — ∞	0	2	0	2
	<b>M = 565</b>	<b>M = 606</b>	<b>M = 603</b>	<b>1774</b>



Şekil: 2.9 Birbirini takip eden sıfırların  $\tau$  aralığının frekanslarını gösteren histogram.



Şekil: 2.10 Birbirini takip eden sıfırların  $\tau$  aralığının frekanslarının histogramı ve normal dağılım eğrisi.

Belirli normal şartların altında gözlemlerin sayısı sonsuz olduğunda, toplam gelişigüzel değişkenlerin normal bir şekilde dağılım göstereceğini Orta Limit Teoremi belirlemiştir. Bundan dolayı, birinci dereceden yaklaşımla, normal bir dağılım yoluyla  $\tau$  nın dağılımının açıklaması yapılacaktır. Bunun için, Şekil II.9. da gösterilen histogramlardaki bütün frekanslar, her  $\tau$  müddetlerine Şekil II.10. da gösterildiği gibi ilâve edilmiştir. Elde edilen yeni histogramın merkezi esas kısmının, normal dağılım eğrisiyle belirlenip, belirlenemeyeceğinin incelenmesi için de yeniden test edilmiştir. Bu incelemede, magnitudü merkezi kısmındaki kadar büyük olmadığından, merkezi pikten uzaktaki frekansları kapsayan kısımlar ihmal edilmişlerdir. Tablo II.6. da hesaplama şekli verilmiştir. Hakiki dağılımın ortalaması ve değişimi bilinemediğinden, Tablo II.6. da verilen donelerden  $\mu = 0.099$  sn. ve standart sapma  $\delta = 0.0152$  sn. olarak alınmış ve bu değer hesaplamalarda kullanılmıştır. Şekil II.10. da, bu tarz hesaplamaya elde edilen normal dağılım eğrisi gösterilmiştir.

$X^2$  testleriyle uygunluk kontrol edilmiştir. Yani, farzedilenler test edilerek dağılımın normal bir dağılım olduğu bulunmuştur.  $X^2 = 3.78$  olarak elde edilmiştir. Bu örnekte serbestlik derecesi  $(7 - 1) - 2 = 4$  dır.

Eğer  $\text{prob } [x^2 > X^2_0] = 0.05$  olarak farzedilirse,  $X^2$  tablosundan  $X^2_0 = 9.29$  olarak bulunur.

Birbirini takip eden sıfırlar arasındaki T'nin dağılımının, birinci dereceden yaklaşımla normal bir dağılım olarak nitelenebileceği çalışmalar yoluyla bulunmuş olmaktadır. Ancak, yeter derecede uzun bir zaman süresi alınması gerekmektedir. İlgilenilen frekans aralığında iki veya daha fazla pik varsa evvelce de belirtildiği gibi, yalnız sıfırların beklenen sayılarından  $\tau$  nun dağılımını incelemek çok zor olacaktır. Bu gibi durumlarda merkezi frekansı değiştirerek, çok dar band geçiren filtreler yoluyla analizlerin yapılması zorunluluğu ortaya çıkmaktadır.

Tablo II.6

(1) Grup Aralığı Saniye $\times 1/1000$	(2) Grup Limiti Saniye $\times 1/1000$	(3)* d Saniye $\times 1/1000$	(4) $d/\sigma$	(5)** $\frac{1}{2}(1+\alpha)$	(6) $\frac{N}{2}(1+\alpha)$	(7)*** Teorik Normal Frekans	(8) Gerçek Frekans
65 - 75	65	34	2.24	0.9875	1456.6	65.8 (84.2)	95
75 - 85	75	24	1.58	0.9429	1390.8	179.5	180
85 - 95	85	14	0.92	0.8212	1211.3	322.5	321
	95	4	0.26	0.6026	888.8		
95 - 105	99	0	0.00	0.5000	737.5	375.1	370
	105	6	0.39	0.6517	961.3		
105 - 115	115	16	1.05	0.8531	1258.3	297.0	286
115 - 125	125	26	1.71	0.9564	1410.7	152.4	148
125 - 135	135	36	2.37	0.9911	1461.9	51.2 (64.3)	75

$$\mu = 0.099 \text{ saniye}$$

$$\delta = 0.0152 \text{ saniye}$$

\* d = İkinci sütun ile ortalama arasındaki fark, N = 1475 (Sütun sekizinin toplamı)

\*\* Normal deviasyon ifadelerinde normal eğrinin alanı. Probabilite integralinin Sheppard'ın tablosunda genellikle  $1/2(1+\alpha)$  ile verilir.

\*\*\* Parantez içindeki rakamlar dışardaki frekansları da ihtiva etmektedir.

## B Ö L Ü M III

### YATAY BİR SİSMOMETRE KULLANARAK YAPILAN MİKROTREMOR ÖLÇMELERİNDE YANILMA İMKÂNI

#### III.1. GİRİŞ

K. Kanai ve çalışma arkadaşları, yeraltı tabakalarının titreşim karakteristiklerinin yatay bir sismometre kullanarak kaydedilen mikrotremorların izlenmesiyle yapılabileceğini ortaya koymuşlardır. Mühendislik açısından hareketle, mikrotremorların tabiatını yeraltındaki tabakalarda S dalgalarının müteaddit yansınmasıyla tanımlamaktadırlar. Mikrotremorların analizinde sıfır kesme metodunu uygulayarak, frekans-periyod eğrilerini elde etmişlerdir. Evvelki kısımlarda uyguladıkları bu analiz metoduyla ilgili ayrıntılı çalışmalar yapılmıştı. Yapılan bu incelemelerin sonucunda da, frekans-periyod eğrisinde iki veya daha fazla pikin varlığı halinde, sıfır kesme metodunun mikrotremorların analizinde uygulanamayacağı bir gerçek olarak ortaya konulmuştu. Kanai'nin görüşü açısından hareketle, mikrotremorların izlenmelerine gelince, bunda düşey amplitüd beklenmemektedir. Halbuki üç bileşenli sismometrelerle yapılan mikrotremor gözlemlerinde, çoğunlukla düşey bileşende yatay olanlarla mukayese edildiğinde göze çarpan bir amplitüd görülmektedir. Dolayısıyla, Kanai'nin belirttiği şekilde mikrotremorların tabiatını tariflemek optimistik bir görüş olmaktadır. Bu nedenle, Kanai gibi aynı gözlem yöntemi izlenerek, mikrotremorların tabiatının ne dereceye kadar izah edilebileceğini araştırmak için aşağıdaki çalışmalar yapılmıştır.

#### III.2. Yapılan İşlemler ve Varılan Sonuçlar

Mikrotremor kayıtları Tokyo, Ota-ku'da altı sahada yapılmıştır. Şekil III.1. de çalışılan bu sahaların lokasyonları gösterilmiştir. Mikrotremor kayıtları yapılmadan evvel, yüzey sismik çalışmaları vasıtasıyla çalışılan sahanın yeraltı yapısı hakkında ayrıntılı bilgiler elde edilmiştir. Bu yüzey sismik çalışmalarında gerek kaynak ve gerekse sismometreler yüzeyde bulunmaktaydı. Şekil III.2. de, jeolojik formasyonlarla birlikte, yeraltı yapısı için elde edilen P ve S profilleri de gösterilmiştir. Şekilden de görüleceği üzere, S dalga bilgilerinde elde edilen yeraltı yapıları ile, P dalga bilgilerinden elde edilen yeraltı yapıları aynı değildir.

Minimum grup hızlarının frekanslarını belirlemek için, Rayleigh dalgalarının dispersiyon eğrilerinin çıkarılması ve bunların, mikrotremorların hakim frekanslarıyla mukayesesi gereği ortaya çıkmaktadır. S ve P yapılarındaki farklılık, Rayleigh dalgalarının dispersiyon eğrilerinin çıkartılmasını etkileyecektir. Bundan dolayı Rayleigh dalgalarının dispersiyon eğrileri, A ve B olmak üzere iki hal için hesaplanmıştır. Burada A hali, iki tabakalı bir yapı, B hali de üç tabakalı bir yapı halini tanımlamaktadır.

A halinde birinci tabakanın kalınlığı, B halindeki birinci ve ikinci tabakaların kalınlıklarının toplamına eşittir. B halinde ikinci tabaka-



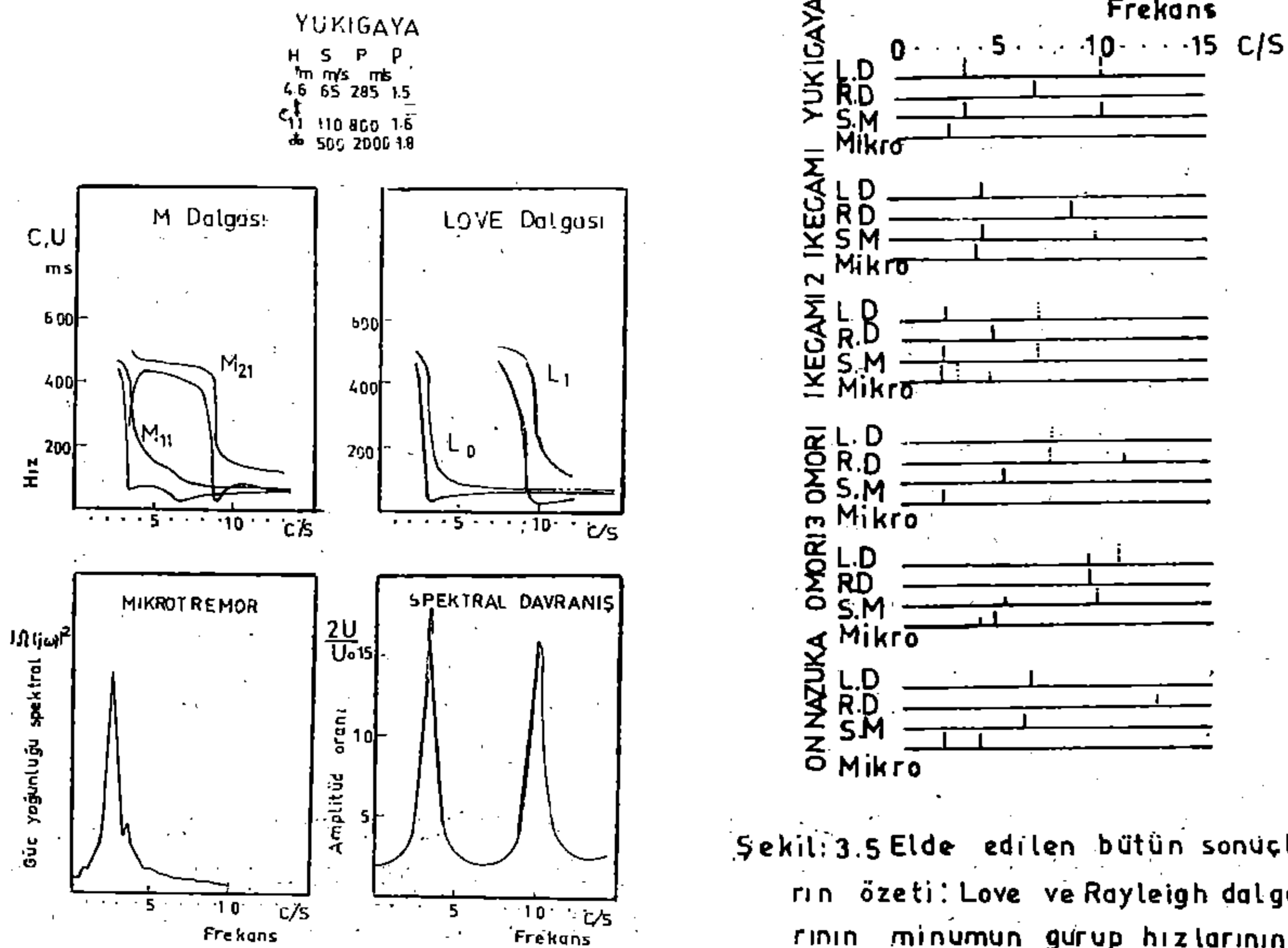
spektral mukabelesi hesaplanmıştır. Böylece, her sahadaki spektral mukabelesenin hakim frekansı da elde edilmiştir.

Kanai'nin görüşüne uygun olarak her sahadaki mikrotremor ölçmeleri yatay bir sismometre ile yapılmıştır. Ölçmelerde tabii periyodu 1.0 sn. olan hız sismometresi kullanılmıştır. Sismometreden gelen sinyaller integre edilmiş ve büyütülmüşlerdir. Bu nedenle, çıkış sinyalleri zeminin deplasmanı ile orantılıdır.

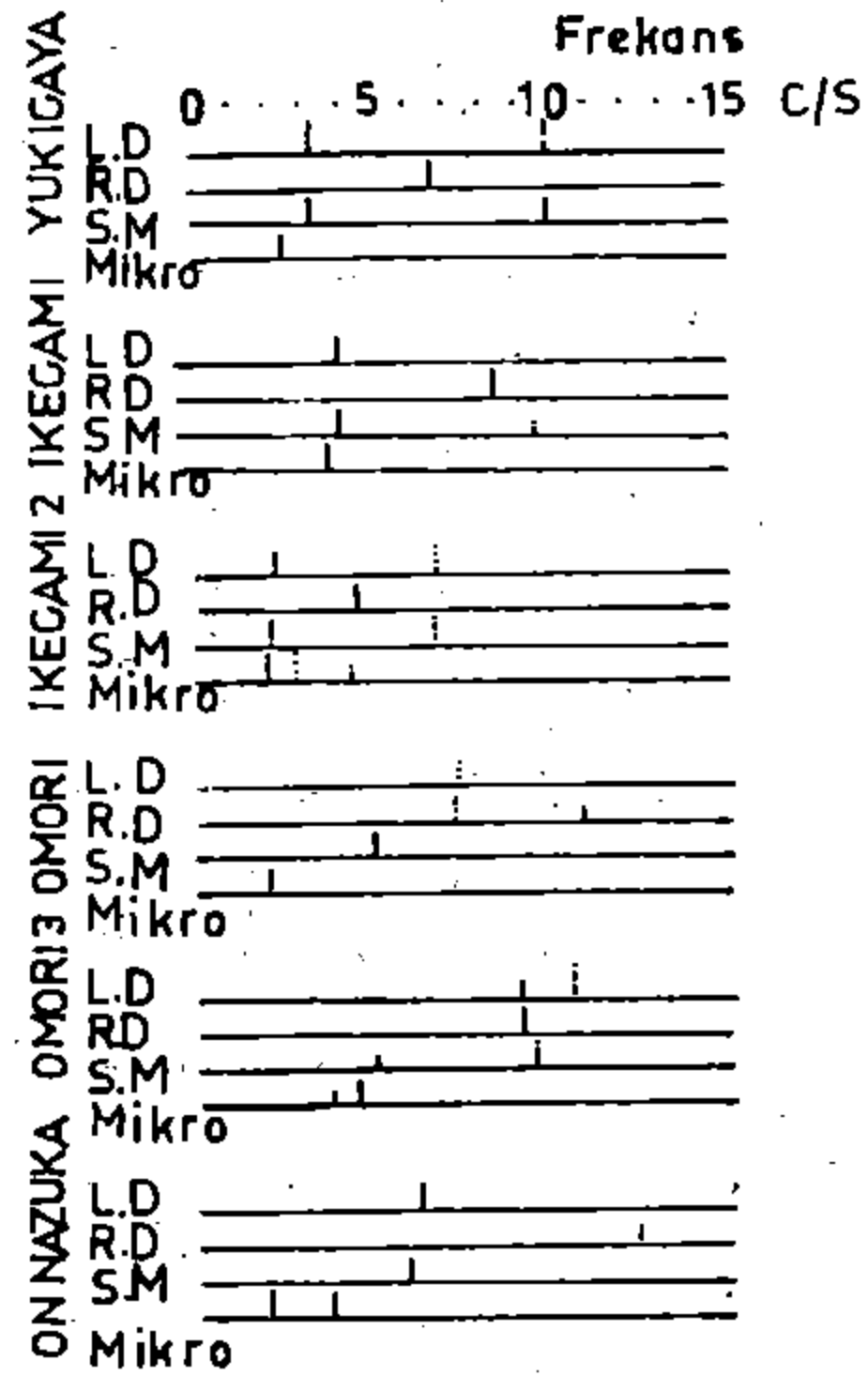
Otomatik korelatör yardımıyla otokorelasyon fonksiyonları hesaplanmıştır. Mikrotremor kayıtlarından takriben her biri 50 sn. süreli olmak üzere dört ayrı zaman aralığı seçilmiştir. Her biri için elde edilmiş otokorelasyon fonksiyonlarının Fourier transformundan güç yoğunluğu spektral fonksiyonları hesaplanmıştır. Her bir hal için, spektral yoğunluklarının ortalaması bulunmuştur. Böylece her saha için mikrotremorların hakim frekansı elde edilmiştir.

Bir örnek olmak üzere, sahanın bir tanesi için mikrotremorların güç yoğunluğu spektralleriyle birlikte, zeminin spektral mukabelesi ve Love ve Rayleigh dalgalarının dispersiyon eğrileri Şekil III.4. de verilmiştir.

Mikrotremorların güç yoğunluğu spektral fonksiyonlarının hakim frekansı, hem Rayleigh ve Love dalgalarının minimum grup hızlarının hesaplanan frekanslarıyla ve hem de sahadaki zeminin spektral mukabelesinin hakim frekansıyla korele edilmiştir. Şekil III.5. de varılan bütün sonuçlar gösterilmektedir. Bu Şekildeki Rayleigh dalgalarının sonuçları, A. Allam ve 5. Shima'nın, mikrotremorların tabiatları üzerinde evvelce

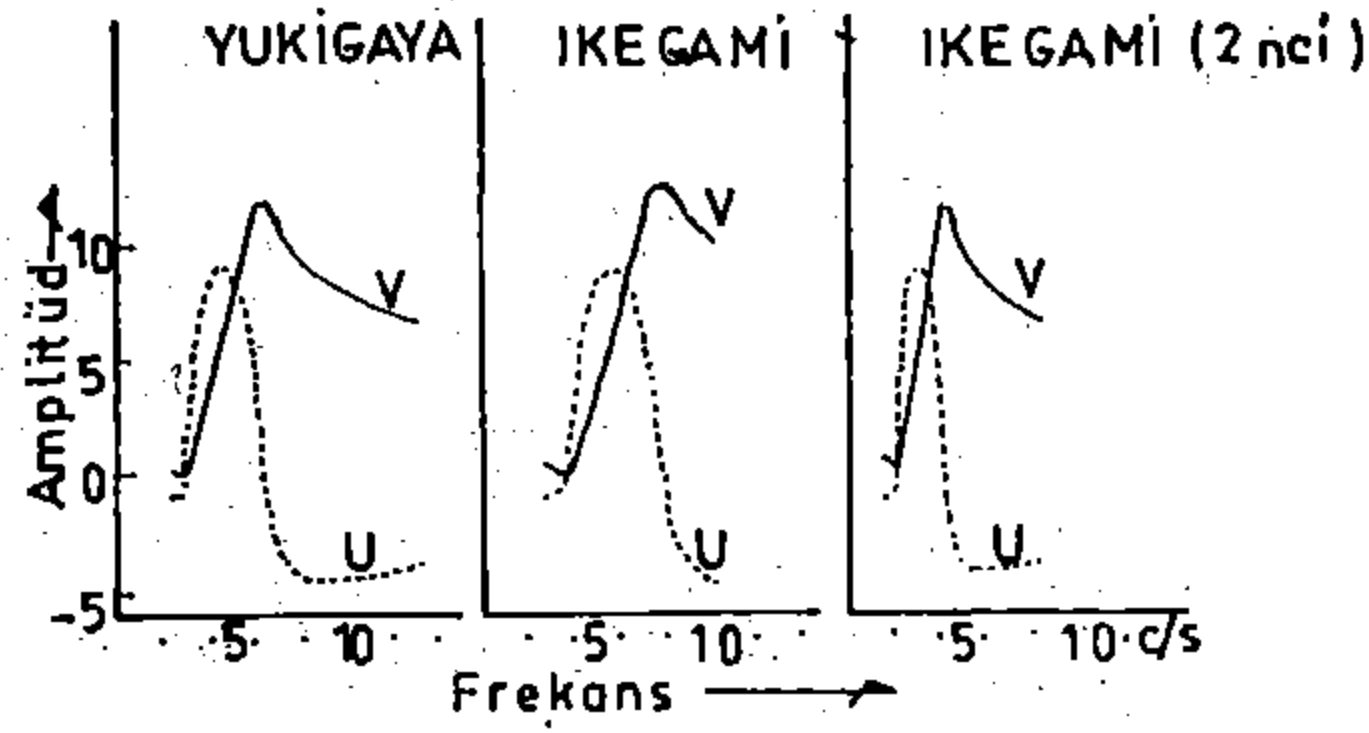


Şekil 3.4 Yukigaya Kolejinde varılan sonuçlar. Yukigaya'daki yeraltı yapısı, seklin en üzerinde sematik olarak verilmiştir.



Şekil 3.5 Elde edilen bütün sonuçların özeti: Love ve Rayleigh dalgalarının minimum grup hızlarının frekansları, mikrotremorların ve spektral mukabelelerin hakim frekansları uzun siyah dikmelerle gösterilmiştir. Diğer dikmeler çok belirli olmıyanları belirtmektedir.

(\*) Bak. Ek. 1.



ekil: 3.6 M<sub>II</sub>, Rayleigh dalgalarının yatay ve düşey bileşenlerinin amplitüd fonksiyonları.

yapmış oldukları bir çalışma sonuçlarından farklı bulunmaktadır(\*). Yapılan bu evvelki çalışmada, hesaplanan dispersiyon eğrilerinde iki minimum grup hızı belirlenmektedir.

Rayleigh dalgalarının amplitüd fonksiyonları o çalışmada elde edilemediğinden, hangi frekansın en büyük amplitüde karşıt dağıntıyı gösterdiğine karar vermek çok güç olmuştur. Dolayısıyla o çalışmada, Rayleigh dalgalarının yalnız minimum grup hızlarının frekanslarının, mikrotremorların hakim frekanslarına yakın olduğu kabul edilmişti. Halbuki yapılan şimdiki bu çalışmada ise, Rayleigh dalgalarının amplitüd fonksiyonları hesaplanmış olup Şekil III.6. da gösterilmiştir. Amplitüd fonksiyonları, Yukigaya, İkegami II. ve İkegami de hem düşey ve hem de yatay bileşenler için hesaplanmıştır.

Şekilden, kaynak spektrumunun beyaz olması halinde en büyük amplitüdün frekansları elde edilebilmektedir. Yapılan bütün bu işlemlerin sonuçları Şekil III.5. de verilmektedir.

### III.3. Sonuçların Eleştirilmesi

Şekil III.5. de verilen ve Yukigaya, İkegami ve İkegami II. de yapılan işlemlerin sonuçlarını kapsayan donelerden, gerek Love dalgalarının esas modu için olan minimum grup hızlarının frekansları ve gerekse spektral mukabelelerin hakim frekanslarının, bu sahalardaki mikrotremorların hakim frekanslarına uygun olduğu görülmektedir. Buna karşılık, Rayleigh dalgalarının minimum grup hızlarının frekansları, mikrotremorların hakim frekanslarıyla bir uygunluk göstermemektedirler. Etüd sahasının civarındaki kuyu loglarından faydalanılarak, üçüncü tabakanın sert formasyonlardan oluştuğu ve bu tabakaların altında da düşük hızlı tabakaların bulunduğunu gösterir herhangi bir belirti bulunmadığı kanaatine varılmıştır. Ayrıca yeraltı tabakalarıyla, esas tabakaların sınırları belirlidir. Üçüncü tabakanın altındaki dalga hızlarının artışının yeter derecede düşük olduğu farzedilebilir. Bu suretle, dispersiyon eğrilerinin şekilleri de çok fazla etkilenmiş olmamaktadır.

Diğer taraftan, Omori, Omori III. ve Onnazuka'da yapılan çalışmalarda ise, işlemler arasında önemli bir korelasyon bulunamamıştır. Bu iki nedenle açıklanabilir. Birincisi, absorpsiyon nedeniyle yüksek frekanslarda mikrotremorlar düşük enerjiye sahiptirler. İkincisi, mikrotremorların hakim frekansıyla aynı frekansta olan yüzey dalgalarının Dalga boyları çok uzun olduğundan, dispersiyon eğrileri derindeki kısımların

(\*) Bak. Ek.

dalga hızının etkisi altında kalacaktır. Gerçekte, kuyu logları derinde düşük hızlı tabakaların var olabileceğini göstermektedir. Fakat, bu derinliklerde asıl yerlerinde S ve P dalga bilgileri elde edilememiştir. Derindeki bu gibi bilgiler, Bölüm I. de açıklanan kuyu atış metoduyla elde edilebilmektedir.

Yukigaya, İkegami ve İkegami II. de elde edilen sonuçlara göre, bu sahalardaki mikrotremorların tabiatlerinin kararlı hal hacim dalgaları (steady state body wave) veya Love dalgalarının esas modu olarak tanımlanabileceği söylenebilir. Yine bu sahalardaki mikrotremorların Rayleigh dalgalarını da kapsayabileceği belirtilebilir. Yüksek frekanslarda Rayleigh dalgaları, Love dalgalarından daha hakim bir rol oynamaktadırlar. İkegami II. de varılan sonuçlar, böyle bir ihtimali göstermektedirler.  $M_{11}$  in maksimum amplitüdünün frekansı, mikrotremorların küçük (fali) piklerinin frekansına uymaktadır. Fakat bu frekans civarındaki enerji birikimi hakim frekansinkinden daha küçüktür. Yani, eğer mikrotremorlar Rayleigh dalgalarını da kapsıyorsa, Rayleigh dalgaları, Love dalgalarından veya kararlı hal hacim dalgalarından daha küçük değerlere sahiptirler.



## B Ö L Ü M IV

### BASİT BİR YERALTI YAPISINDA MİKROTREMORLARIN TABİATI

#### IV.1. GİRİŞ

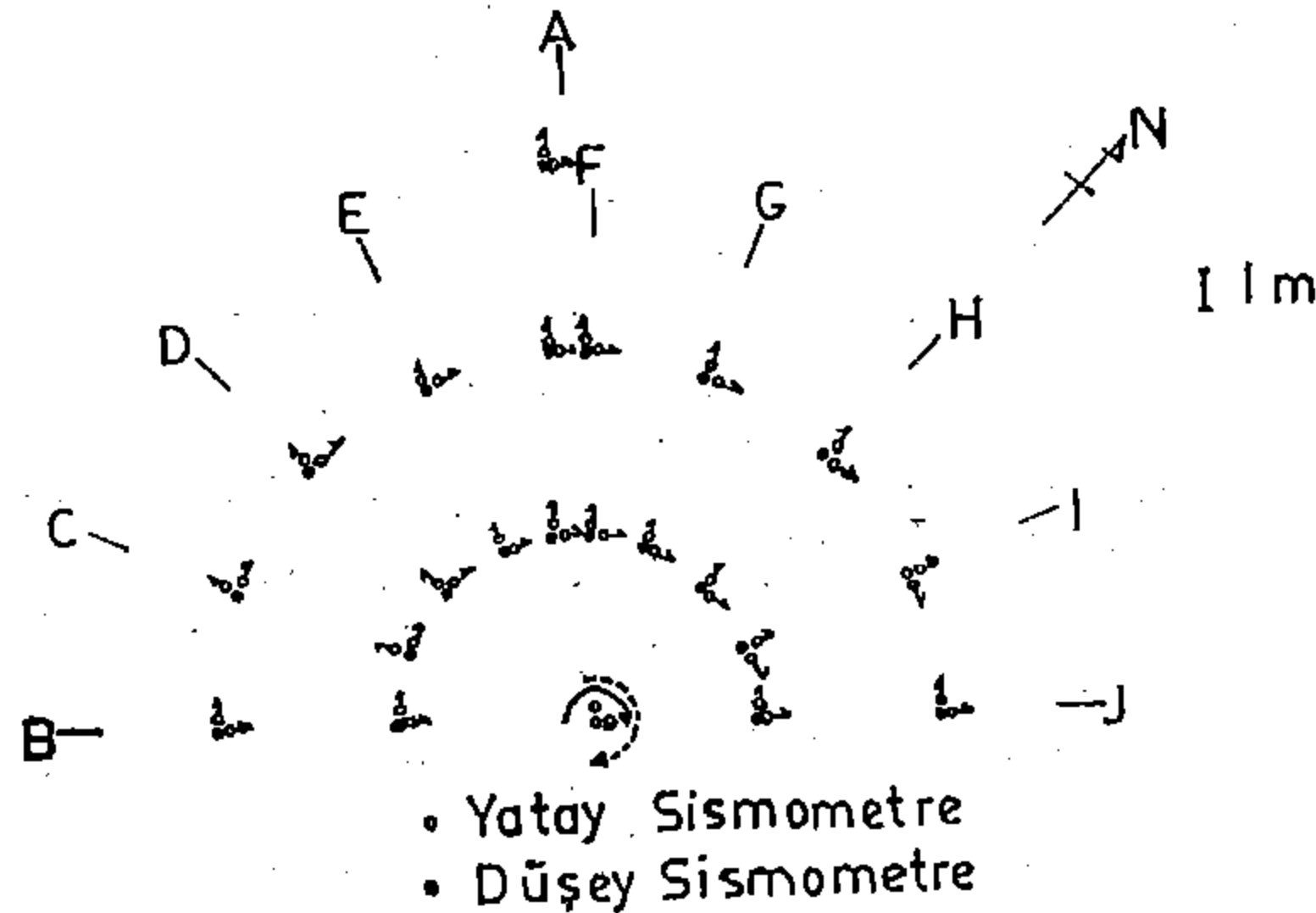
Bundan evvelki bölümlerden de anlaşılacağı üzere, sahadaki mikrotremor karakteristiklerinin incelenmesinde yeraltı yapısı ile ilgili bilgiler önemli bir rol oynamaktadırlar. Sahadaki yeraltı yapısı bilindiği takdirde, yeraltı tabakalarındaki sismik dalgaların karakteristikleriyle mikrotremorlarınkiler korele edilebilmektedirler. Korelasyon yoluyla, mikrotremorların kapsadığı dalga tipleriyle ilgili karakteristikler çıkartılabilmektedirler.

Ayrıca, Kanai'nin belirlediği şekilde yalnız yatay bir sismometreyle yapılan mikrotremor ölçmeleriyle, mikrotremorların kapsadığı dalga tiplerinin kesin bir şekilde ayırt edilemeyeceği de bu çalışmaların sonucunda ortaya konulmuş bulunmaktadır. Dolayısıyla işlemi daha belirgin bir hale getirmek için, başka bir inceleme kaynağından faydalanılması gerekmektedir.

Bu gereği karşılamak üzere, Yukigaya ilkokulunun oyun sahasında çeşitli doğrultulardaki farklı açılımlarda, pek çok sismometre kullanılarak aynı zamanda mikrotremor ölçmeleri yapılmıştır. Ölçmeler, yeraltı tabakalarında sismik dalgalarının karakteristiklerinin incelendiği yerde yapılmıştır. Aynı zamanda alınan bu ölçmeler yayılım doğrultusunun yanı sıra, dalga hızlarını da bulmak ümidiyle yapılmıştır.

#### IV.2. Mikrotremor Ölçmelerinin Yapılış Şekli

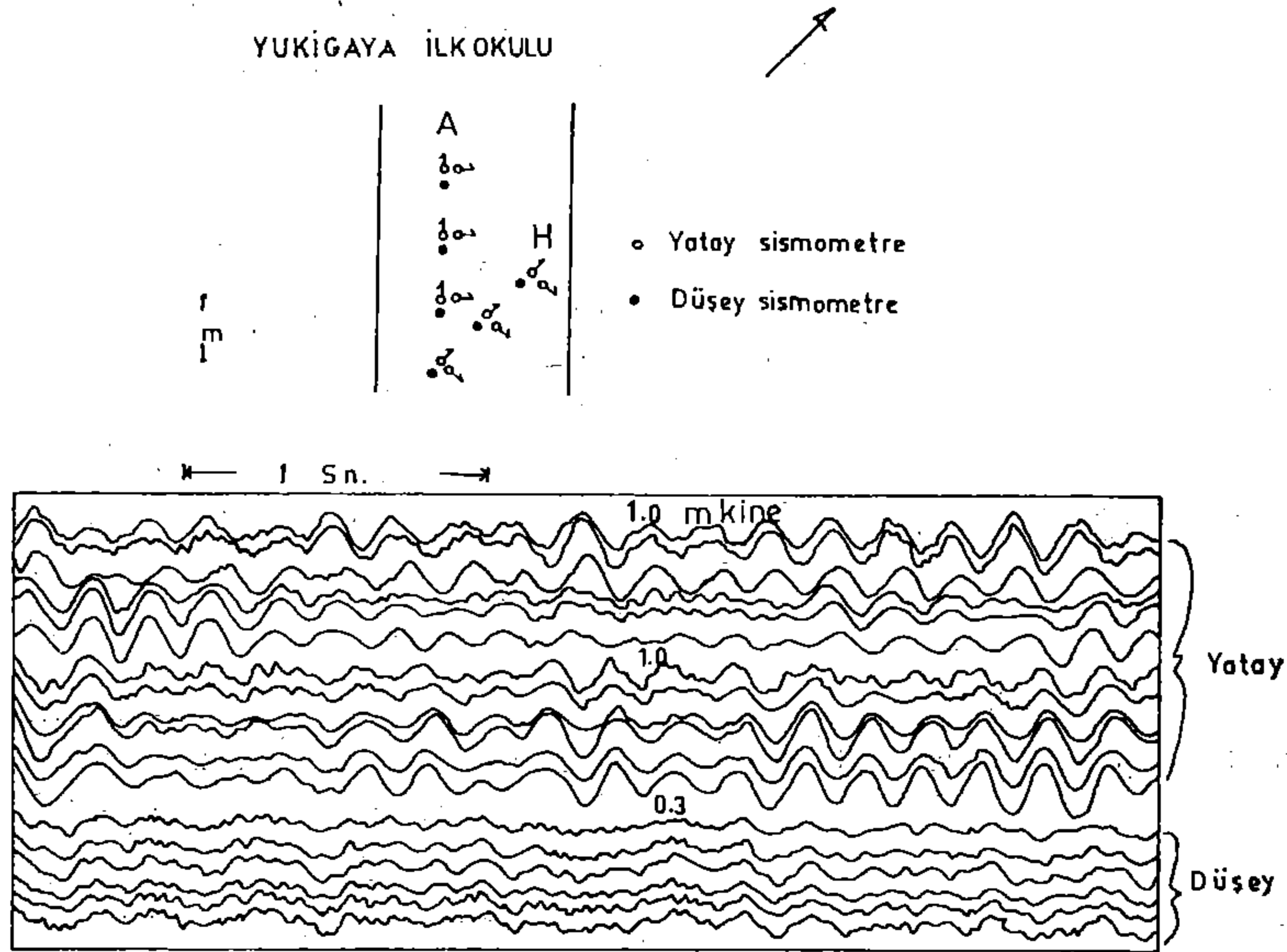
Yukarıda belirtilen sahada, zemin yüzeyinde aynı anda mikrotremor ölçmeleri yapılmıştır. Bölüm I. de, P ve S profilleri, jeolojik durum ve çevre topoğrafyası da incelenmişti. Şekil IV.1. de, bu çalışmada kullanılan sismometrelerin sahadaki yayılımı gösterilmektedir. 1.0 sn. tabii periyodu haiz sismometrelerin sönüm katsayısı 0.6 dır. A açılımında, birbirinden 5 m. ara ile üç ölçme noktası var olup, her ölçü noktasına üç bileşenli sismometreler yerleştirilmiştir. Elde edilecek ölçme sonuçlarının standard olarak kullanılabilmesi düşünülerek, A açılımındaki sismometreler bütün çalışmalar süresince sabit olarak bırakılmışlardır.



Şekil: 4.1 Yukigaya ilkokulunun oyun sahasında sismometre açılımlarının tertibi.

Diğer bir açılım olan ve yine üç ölçü noktasını kapsayan B ise, Şekilde görüldüğü gibi düzenlenmiştir. Böylece A ve B açılımlarında aynı zamanda mikrotremor ölçmeleri yapılarak, her iki açılımda toplam 18 sismoğraf elde edilmiştir. Bu ölçüden sonra B açılımının yeri değiştirilmiş ve yeni bir açılım şekli olan C ile A açılımında, yine aynı zamanda mikrotremor kayıtları alınmıştır. Aynı işlem A açılımının yeri sabit kalmak üzere, diğer açılımın yeri bir yarım daireyi tamamlayacak şekilde değiştirilerek tekrar edilmiştir.

Bu yüzey ölçmelerinin amacı, mikrotremorların kapsadığı dalga tiplerini ve doğrultularını belirlemek olup, ölçmeler çalışmalarını etkileyecek olan yakındaki trafik gürültülerini elimine etmek için geceleyin yapılmıştır. Aynı zamanda alınan her kayıta, kayıt süresi takriben 3 dakikadır.



Şekil:4.2 Şeklin üzerinde şematik olarak gösterilen A ve H açılımlarında aynı zamanda kaydedilen bir sismoğrafın örnek

Bir örnek olmak üzere Şekil IV.2. de, A ve H açılımlarının şematik olarak durumu ve bu açılımlarda kaydedilen sismoğraf gösterilmiştir. Şekildeki sismoğrafda, üstteki 12 kayıt yatay ve alttaki 6 kayıt da düşey sismometrelerle kaydedilmiştir. Yapılan bütün ölçmeler sonucunda düşey bileşenlerin amplitüdlerinin yatay olanlarınkilere nazaran daha küçük olduğu belirlenmektedir.

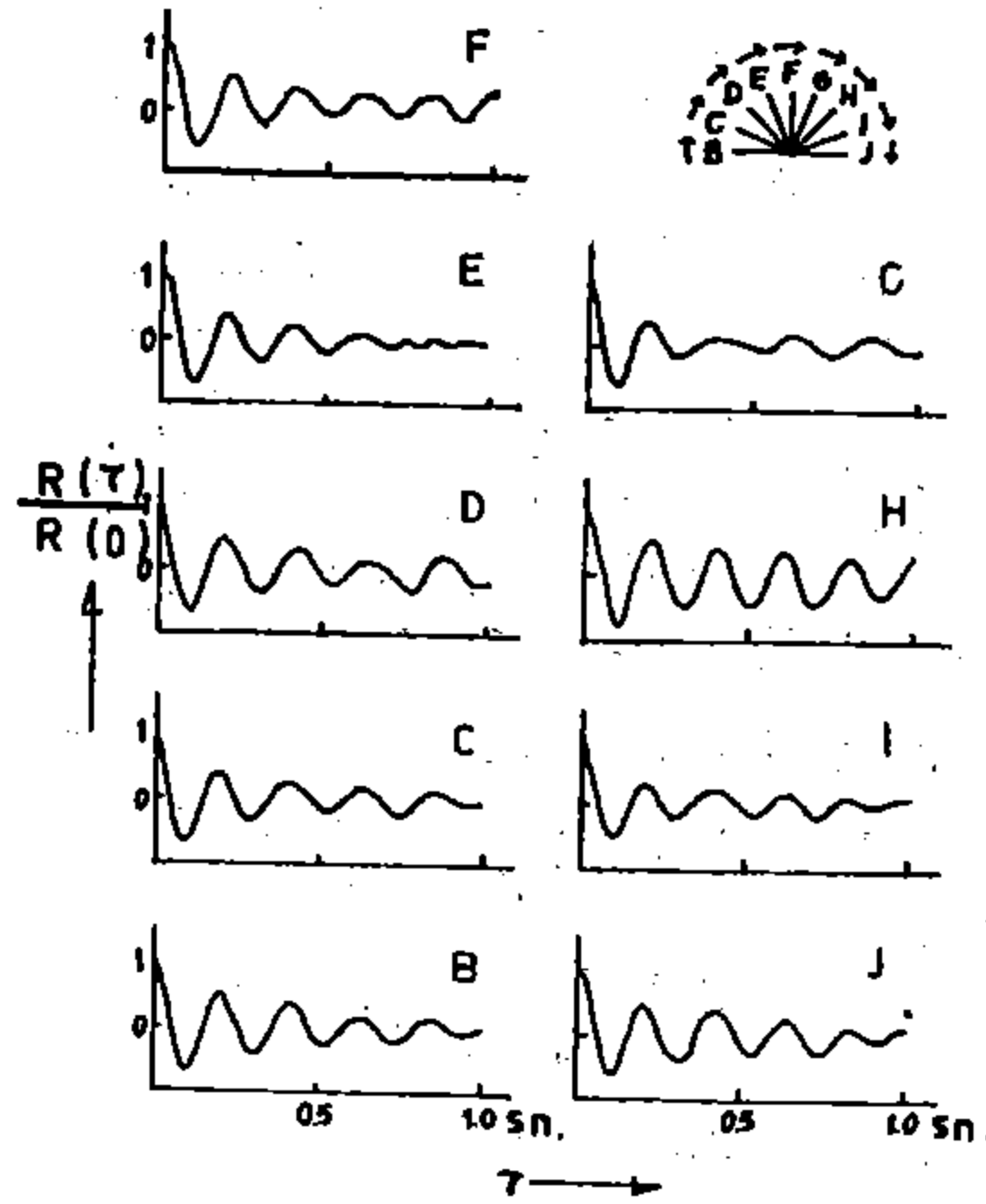
Aynı sahada ve muhtelif derinliklerde aynı zamanda mikrotremor ölçmeleri yapılmıştır. Bölüm I. deki çalışmalardan elde edilen bilgiler vasıtasıyla, mikrotremorların kapsadığı dalga tiplerinin ayrılıp, ayrılamiyacağını görmek ve mikrotremorların derinliğe nazaran amplitüd dağılımını bulmak için bu ölçmeler yapılmıştır.

Tabii periyodu 0.2 sn. ve sönüm katsayısı 0.6 olan bir kuyu sismometresi 0.5 m. derinliğe yerleştirilmiştir. Aynı özelliklere sahip diğer bir sismometre de, standard olarak kullanılmak üzere başka bir kuyuda 2.8 m. derinliğe yerleştirilmiştir. Aynı zamanda yapılan mikrotremor ölçmelerinde kayıt süresi takriben 3 dakikadır. Başka bir kuyuya 2.8 m. derinliğe yerleştirilen kuyu sismometresinin yeri sabit kalmak üzere, diğer kuyudaki kuyu sismometresinin yeri 5 m. ye kadar muhtelif derinliklere değiştirilerek işlem tekrar edilmiştir.

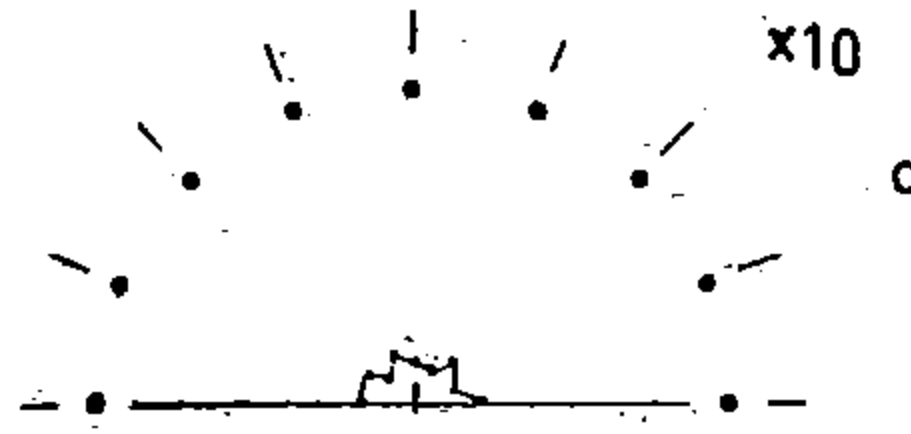
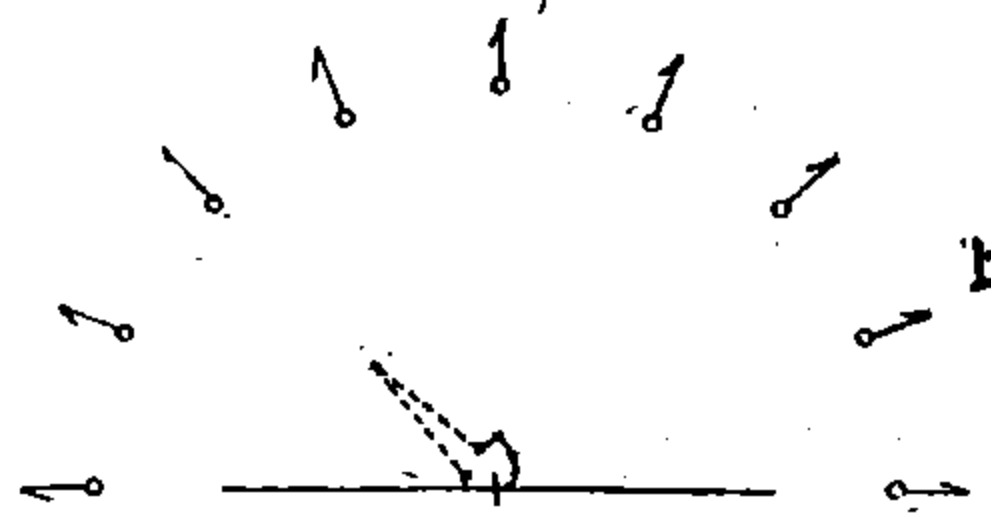
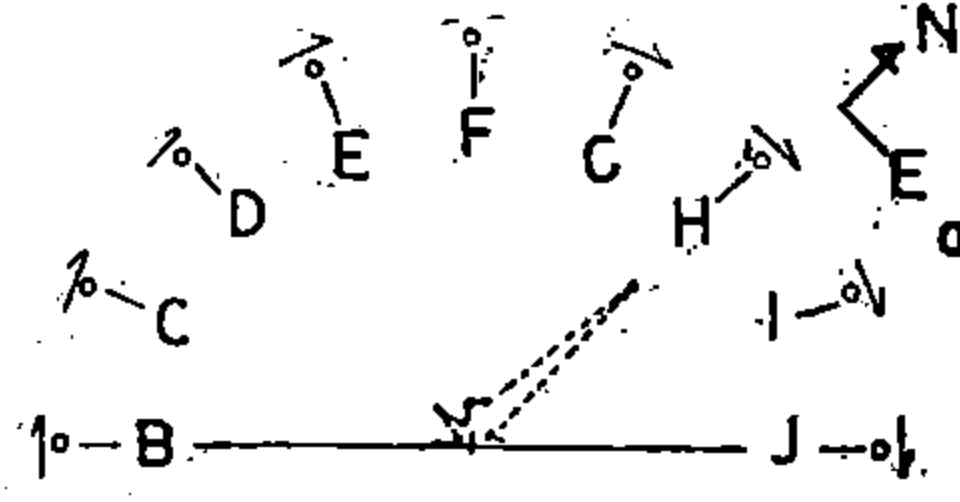
### IV.3. Deneylerin Sonuçları

Aynı zamanda yapılan yüzey ölçmelerinden elde edilen mikrotremor kayıtları, örnek aralığı (sampling interval) 0.05 sn. olmak üzere sayısallaştırılmıştır. Sayısallaştırılan bu kayıtların otokorelasyon fonksiyonları hesaplanmıştır. Şekil IV.3. de bir örnek olarak, Şeklin üzerinde şematik olarak gösterildiği gibi, yeryüzeyinde sismometreler muhtelif açılımlarda düzenlendiği zaman mikrotremorların normalleştirilmiş (normalized) otokorelasyon fonksiyonları gösterilmektedir. Şekilde okla gösterilen doğrultularda sismometreler duyarlıdır. Şekil IV. 3. den de görüleceği üzere, sismometrenin duyarlı olduğu doğrultu için H açılımının  $R(0)$  gücü en büyük değeri verirken, bu açılıma nazaran D açılımı çok küçük değer vermektedir. A açılımındaki sismometreler bütün ölçme işlemi boyunca sabit olarak tutulduğundan, bunların kayıtlarının otokorelasyon fonksiyonları standard olarak kullanılmışlardır.

Şekil IV.4. de, üç bileşen için hesaplanan  $R(0)$  güçlerinin dağılımı gösterilmektedir. Sahadaki mikrotremorların kapsadığı güç, a dağılımı için H açılımın da en büyüktür. Elde edilmiş otokorelasyon fonksiyonlarının Fourier transformu vasıtasıyla güç yoğunluğu spektral fonksiyonları da hesaplanmıştır.



Şekil: 4.3 Şeklin üzerinde şematik olarak gösterilen açılımlar için mikrotremorların normalleştirilmiş otokorelasyon fonksiyonları.



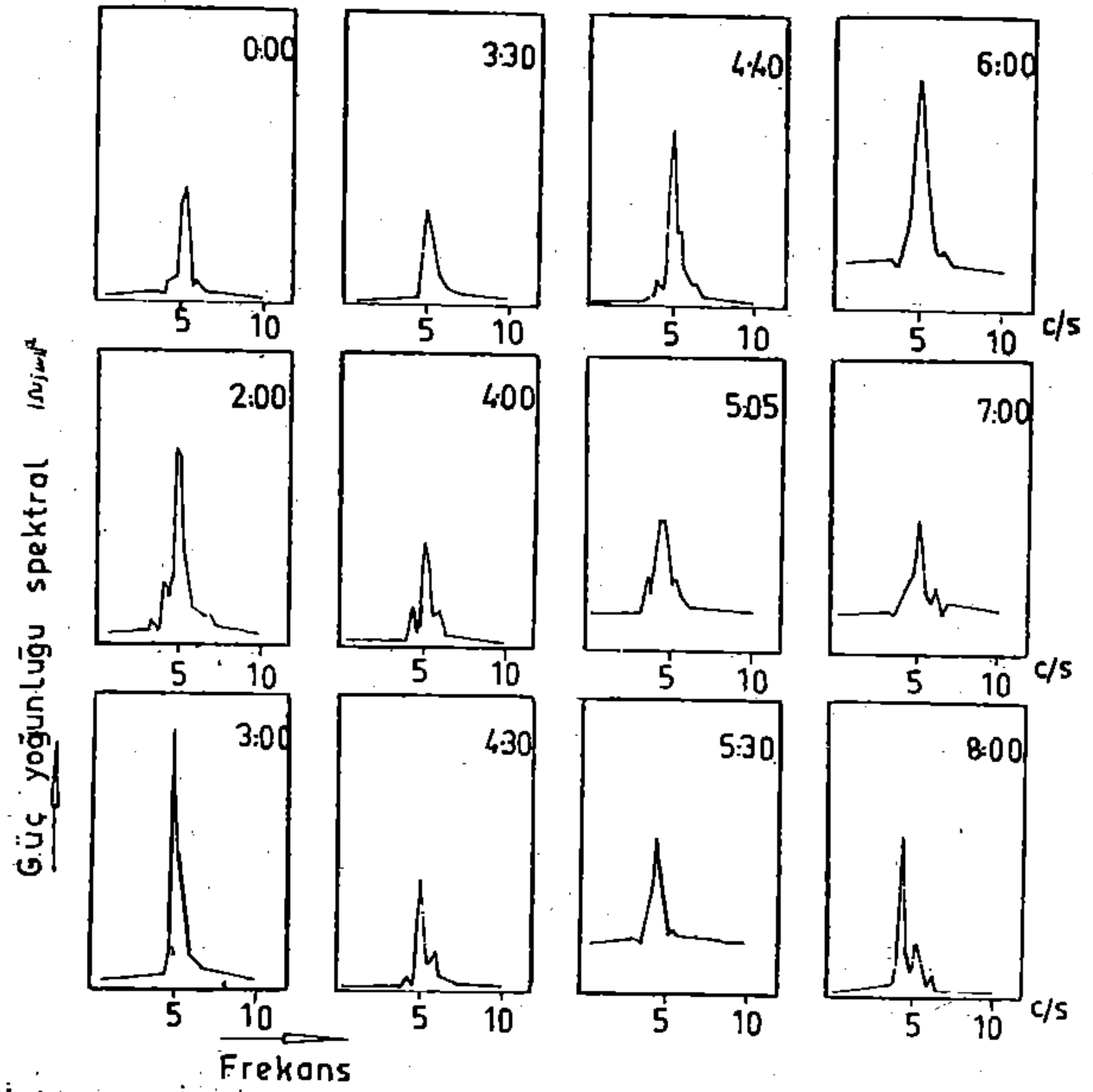
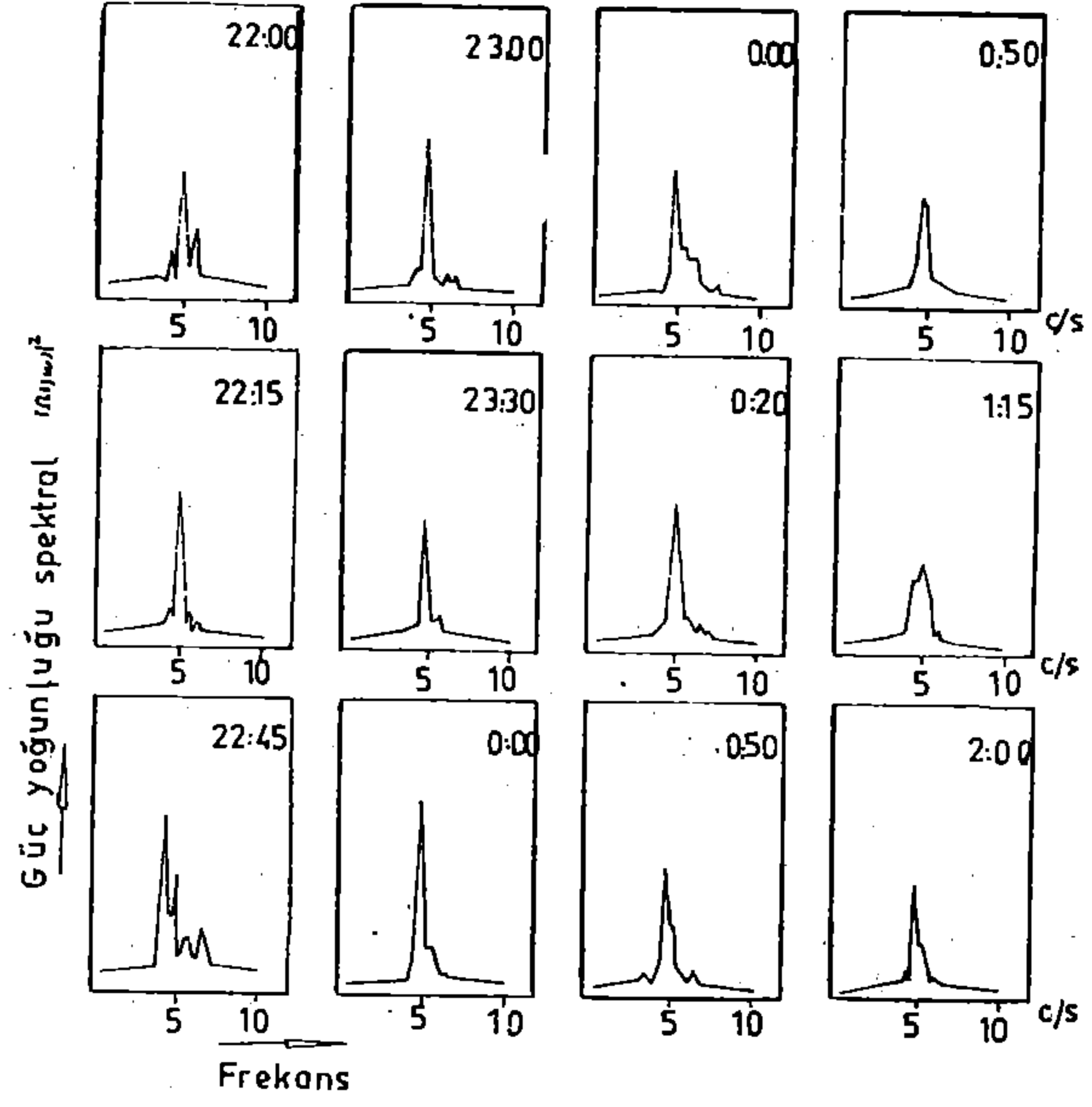
• Yatay sismometre  
• Düşey sismometre

Şekil: 4.4 Üç komponent için güç dağılımları a ve b yatay, c ise düşey bileşenleri göstermektedir.

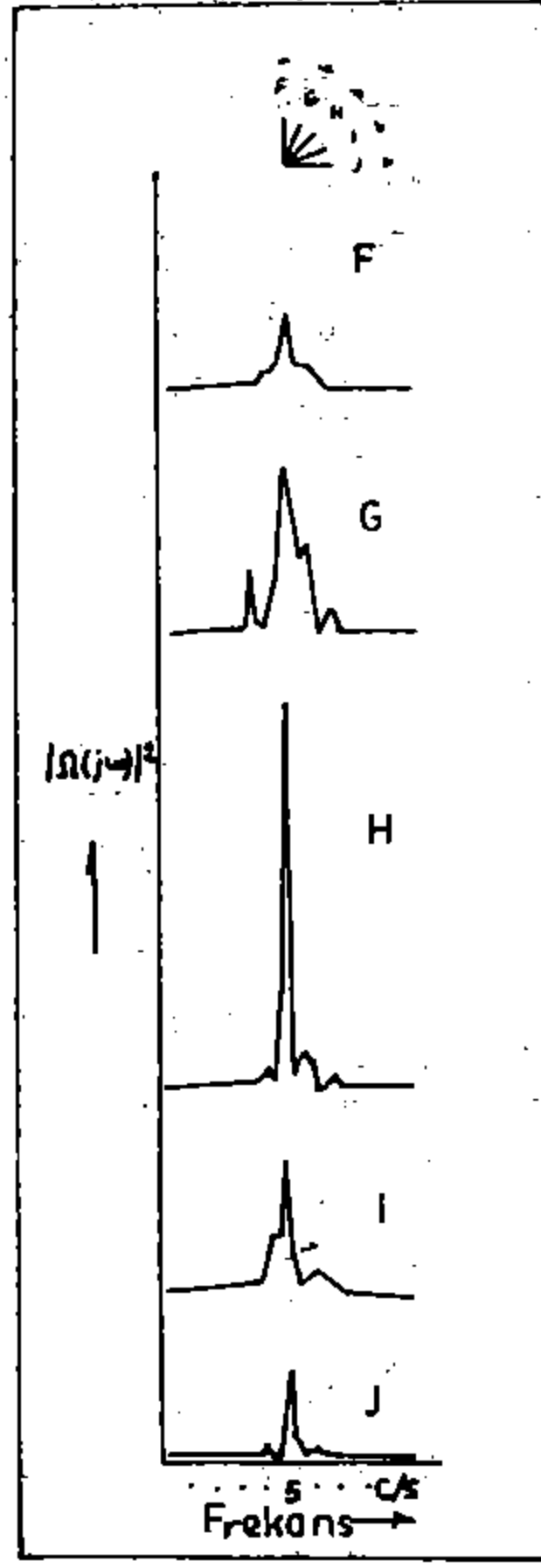
Bütün yarım daireyi kapsayan hakim frekansta mikrotremorların güç dağılımı incelenecektir. Dolayısıyla, bütün ölçmeler esnasında mikrotremorların hakim frekansının değişip, değişmediğini bilmek gereği ortaya çıkmaktadır. Bunun için farklı zamanlarda, aynı noktalarda ve sismometreleri aynı doğrultuda tertipleyerek yapılan mikrotremor ölçmelerinin güç yoğunluğu spektral fonksiyonları hesaplanmıştır. Şekil IV.5. de, üstte bu güç yoğunluğu spektral fonksiyonları keyfi bir skalayla verilmektedir. Şekilden anlaşılacağı üzere, farklı zamanlar için güç spektral yoğunlukları 5 cps. civarında toplanmaktadır. Ayrıca hemen hemen bir sene farklılıkla, değişik tarihler için de aynı sahada ve aynı bileşenlerle mikrotremor ölçmeleri yapılmıştır. Bu ölçmelerden hesaplanan güç yoğunluğu spektral fonksiyonları da, Şekil IV.5. de altta gösterilmiştir. Şekil IV.5. de ,altta ve üstte verilen sonuçların karşılaştırılmasıyla, bütün hallerde 5 cps. civarındaki frekansta güç yoğunluğu spektral fonksiyonlarının maksimum olduğu bulunmuştur. Böylece bu frekansın, sahadaki yeraltı yapısının tabiatindeki kendine özgü frekansla ilgili olduğu söylenebilmektedir.

Mikrotremor ölçmeleri süresince A açılımındaki sismometreler sabit tutulduğundan, bu açılımın güç yoğunluğu spektral fonksiyonları hesaplanarak standard olarak alınmışlardır. Şekil IV.6. da, Şeklin üzerinde şematik olarak verilen açılımlar için, kaydedilmiş mikrotremorların güç yoğunluğu spektral fonksiyonları gösterilmektedir. Sismometreler şekilde gösterilen doğrultuda duyardır. H açılımında kaydedilen mikrotremorların güç yoğunluğu spektral fonksiyonu, diğer açılımlardakilere nazaran en büyük değeri göstermektedir. Şekillerden de net olarak görüldüğü gibi, bu frekans aralığında güç birikimi olduğundan, gücün her açılım için 4.5-5.5 cps. frekans aralığında olduğu kabul edilmektedir. Standard değer kullanılarak her açılım için mikrotremorların gücü normalleştirilmiştir. Şekil IV.7. de, her bileşenin normalleştirilmiş değerinin dağılımları gösterilmektedir. Şekil IV.7. de üstteki iki dağılım, a ve b, Şekilde oklarla gösterilen doğrultularda duyar olan yatay sismometrelerin kullanılmasıyla kaydedilmiş mikrotremorlara aittir. c dağılımı ise, düşey bileşenler için olan güç dağılımını göstermektedir. a dağılımında H açılımı, b dağılımında ise D açılımı en büyük gücü göstermektedir. Düşey bileşenlere göre olan dağılım yani c dağılımı ise, evvelce de belirtildiği gibi, yatay olanlarınkilere oranla çok küçüktür. Şekilden görüleceği üzere, bu dağılımın skalası yatay olanlarınkine oranla 10 defa büyütülmüştür.

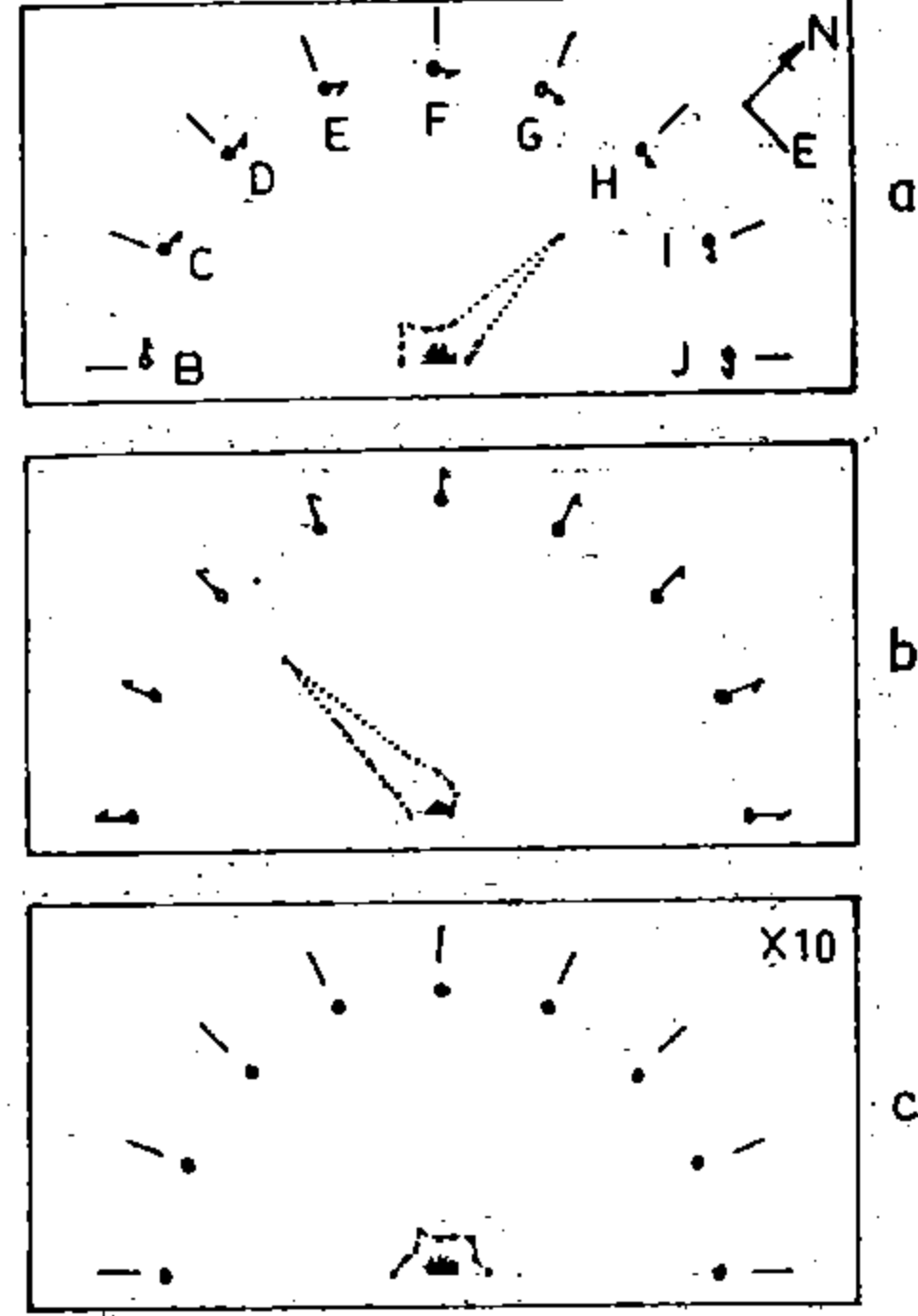
Eğer mikrotremorlar devamlı bir dalga ise, iki ölçü noktası arasındaki uygun fazların zaman farkları bulunabilir .10 m. aralıklı iki ölçü noktasında aynı zamanda alınmış kayıtlar için kroskorelasyon (cross-correlation) fonksiyonları hesaplanmıştır. Zaman gecikmelerinin ayrıntılı bilgilerini elde etmek için, örnek aralığı 0.01 sn. olmak üzere kayıtlar sayısallaştırmıştır. Aynı doğrultuda duyar yatay bileşenlerle, aynı zamanda kaydedilmiş mikrotremorların kayıtlarının kroskorelasyon fonksiyonları bir çok kayıtlar için hesaplanmıştır. Her ne kadar H açılımında uygun fazların zaman farkları maksimum olarak elde edilmişse de, bu dispersiyon eğrisinden beklenen aynı faz hızını vermemektedir. Bunun nedeni olarak, faz hızı 5 cps. civarında dik bir değişim gösterdiğinden, 5 cps. civarındaki diğer frekanslarla karışmış olabileceği ve yine kayıt analizlerinin 10 sn. gibi kısa bir müddet oluşu gösterilebilir. Dolayısıyla, mikrotremorların uygun fazlarının zaman farklarını incelemek için başka bir yöntemin uygulanması gereği ortaya çıkmaktadır.



Şekil: 4.5 Yukigaya ilkokulunun oyun sahasında müşahede edilmiş mikrotremörlerin, ihtiyarı bir ölçekte, güç yoğunluğu spektral fonksiyonları  
 Üstte: Nisan 1969 Altta: Mayıs 1968. Ölçme zamanları belirtilmiştir.



Şekil-4.6 Şeklin üzerinde şematik olarak gösterilen açılımlarda kaydedilen mikrotremorların güç yoğunluğu spektral fonksiyonları.



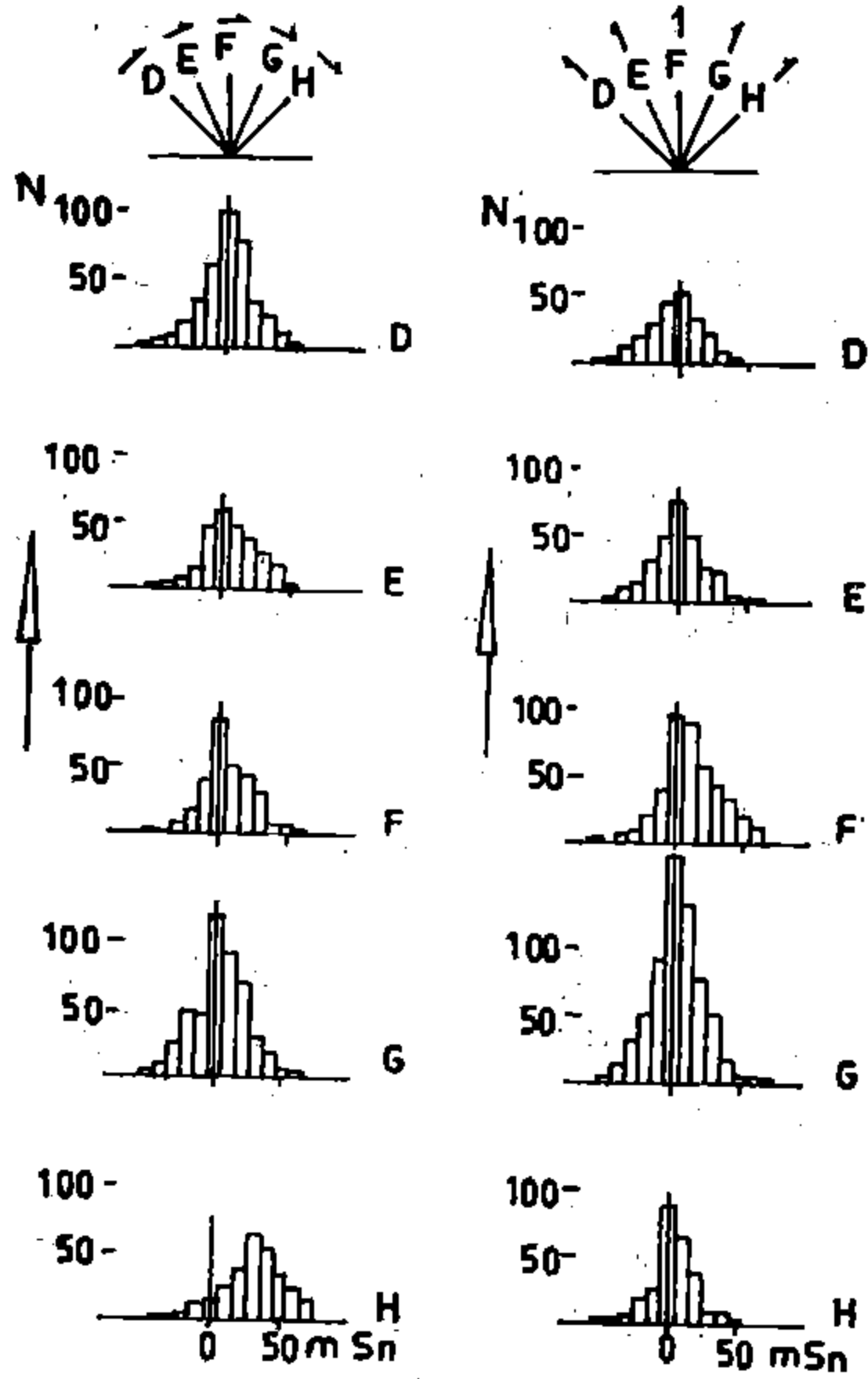
Şekil:4.7 Düşey bileşen (c) ve yatay bileşenler (a,b) için mikrotremorların normalleştirilmiş güçlerinin dağılımları.

Orta Limit Teoremi, gelişigüzel değişkenlerin sayısı sonsuza uzandığında örnek fonksiyonlarının gelişigüzel değişkenlerinin toplamının normal bir şekilde dağılacakını belirlemektedir. Böylece aynı zamanda alınan ölçülerin, uygun fazları arasındaki zaman farklarının normal olarak dağılıp, dağılmıyacağı da incelenmiş olmaktadır. Her açılımın her bileşeni için, takriben üç dakikalık kayıtlardan bu zaman farkları bulunmuştur. Sonra, uygun fazlar arasındaki aynı zaman farklarının adedi sayılmıştır. Bu sayılar zaman farklarına karşılık noktalanmıştır. Şekil IV.8. de, bu şekilde elde edilen histogramlar gösterilmiştir. Şekilden görüleceği üzere, H açılımında kaydedilen mikrotremorların uygun fazları hariç olmak üzere, uygun fazların sayılarının hemen hemen sıfır zaman farkında maksimum olduğu anlaşılmaktadır. Bu dağılım normal olarak gözükmemektedir. Bunun incelenmesi yani H açılımının histogramı için, normal eğride uygunluğun derecesi araştırılmıştır. Sonuçta, Şekil IV.9. da gösterildiği gibi, zaman farklarının normal bir dağılım gösterdiği bulunmuştur. Zaman farklarının ortalama değeri 7 hesaplanmış ve ölçü noktaları arasındaki mesafeden mikrotremorların hızı bulunmuştur. Sahadaki yeraltı yapısının bilgileri vasıtasıyla hesaplanan Love dalgalarının faz hızı eğrileriyle, bu sonuçlar karşılaştırıldığında, mikrotremorların hızının 5 cps. de Love dalgalarının esas modunun faz hızına uygun olduğu bulunmuştur.

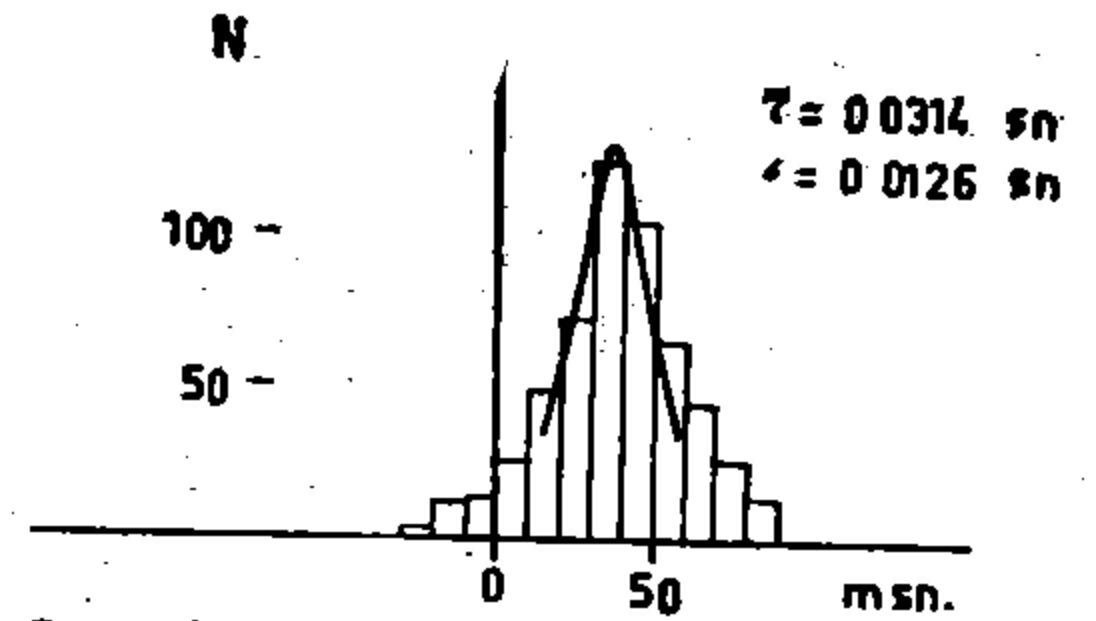
Derinliğe nazaran mikrotremorların amplitüd dağılımını bulmak için de incelemeler yapılmıştır. Bu incelemelerde, iki kuyu sismometresi kullanılmıştır. Kuyu sismometresinin bir tanesi 2.8 m. de sabit tutulmak ve diğeri de kuyuda aşağı doğru muhtelif derinliklere kaydırılmak suretiyle aynı zamanda mikrotremor kayıtları yapılmıştır. 2.8 m.'de sabit tutulan sismometreyle alınan kayıtlar standard olarak kullanılmışlardır. Yüzey ölçmelerinden elde edilen sonuçlardan, mikrotremorların enerji birikiminin takriben 5 cps. civarında olduğu saptanmıştır. (Bak. Şekil IV.5)

Derindeki gözlemlerin her ikisi için de, uygun fazların amplitüdüleri takriben 10 sn. uzunluğunda bir kayıt için ölçülmüştür. Böylece her kayıt için amplitüd ölçmelerinden, mikrotremorların ortalama enerjileri bulunmuş ve standard değer vasıtasıyla normalleştirilmiştir. Normalleştirilmiş ortalama enerjiden ortalama amplitüd bulunarak, derinliğe nazaran amplitüd dağılımı belirlenmiştir.

Bölüm I. de incelenen teoriden bulunan beklenen amplitüd dağılımı ile mikrotremor ölçmelerinden varılan sonuçları karşılaştırmak için şu işlemler yapılmıştır. Sahadaki yeraltı yapısını açıklayan bilgiler yoluyla  $M_{11}$  in yatay bileşeni ve Love dalgalarının esas modu için, 5 cps. frekans- ta amplitüdüderin derinliğe nazaran dağılımları hesaplanmıştır.

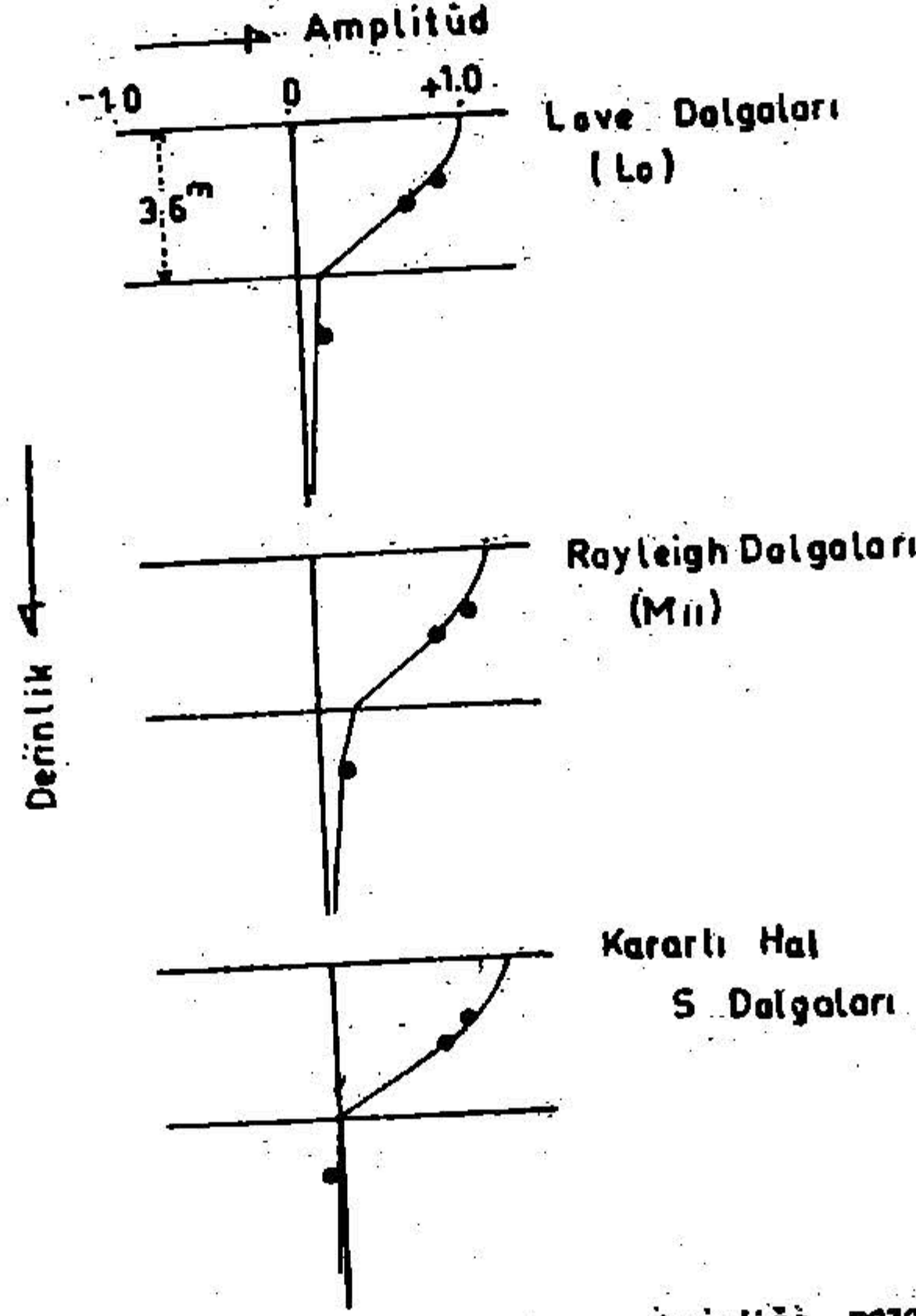


Şekil: 4.8 Şematik olarak gösterilen muhtelif açılımlar için uygun fazların zaman farklarının frekanslarının histogramı.



Şekil: 4.9 H açılımının zaman farklarının frekanslarının histogramı ve normal dağılım eğrileri.





Şekil 4.10 Mikrotremorların derinliğe nazaran ortalama amplitüd dağılımının sonuçlarıyla (çarpı işaretli daireler), „Lo, M.. ve kararlı hal S dalgaları için hesaplanmış amplitüd dağılım eğrileri arasındaki ilişkiler.

Yine yüzey tabakası üzerinde, 5 cps. frekanslı basi tharmonik dalgaların normal bir şekilde düştüğü durum için de tabakalardaki amplitüd dağılımı hesaplanmıştır. Bu hesaplamalarda kullanılan frekans, gelen dalgaların spektrumu beyaz olduğunda, zemin yüzeyinde maksimum mukabele vermektedir

Mikrotremorların yüzeyde aynı zamanda ölçmeleri yapılmadığından, 2 m. derinlikte elde edilen amplitüdü aynı derinlikteki teorik amplitüd dağılım eğrilerine uyacak şekilde düzeltilmişlerdir. Şekil IV.10, da, gözlem sonuçlarıyla çarpı işaretli daireler), teoriden hesaplanan amplitüd dağılım eğrileri arasındaki ilişki gösterilmektedir. Enerji yoluyla ortalama amplitüd elde edildiğinden işareti hakkında birşey söylenememektedir. Bu durumda bu son karşılaştırma hali için, teorik eğrilere uygunluk bakımından en derin noktadaki amplitüdün işareti (—) olarak kabul edilmektedir. Üç dağılım eğrisi küçük farklar gösterdiğinden, mikrotremorların kapsadığı dalga tiplerini ayırt etmek zor olmaktadır.

#### IV.4. Eleştiriler

Buraya kadar anlatılan kısımlardaki sonuçlar incelenerek, Yukigaya ilkokulunun oyun sahasında kaydedilen mikrotremorların kapsadığı dalga tiplerinin eleştirilmesi aşağıda yapılacaktır.

Mikrotremorların tabiatını belirtmek için, gerek jeolojik yapının basit olması ve gerekse yeraltı tabakalarıyla, asıl tabakaların arasındaki hız oranını belirli olması nedenleriyle, gözlemler için bu saha seçilmiştir. Böylece, mikrotremorlarının analizlerinin basitleştirileceği ve Bö-

lüm I. de bahsedilen çalışmalardan varılan sonuçlarla kolaylıkla korelasyon yapılabileceği ümit edilmiştir. Çevredeki trafik akımlarından etkilenen mikrotremorların karakteristiklerinin incelenmesi yapılmayacaktır. Bu gibi gürültülerin frekans terkiibi genellikle stasoyner mikrotremorlara nazaran yüksek frekans aralıklarında uzanmaktadır. Bu gibi gürültüler sahada, topografyanın yanısıra jeolojik yapıda da karışık sonuçlar verecektir. Bundan başka Bölüm I. de incelendiği gibi, buna benzer frekanslarda gürültülerin karakteristiklerini belirlemek için, yüzey dalgalarının muhtelif modlarının süperpozisyonu göz önüne alınmalıdır. Problemi basitleştirmek için, 1-10 cps. frekans aralığındaki mikrotremorlar ele alınmıştır.

Yukarda da belirtildiği gibi, sahanın civarında bu tip gürültüleri yayan fabrikaların varlığından şüphelenmiştir. Bundan başka Şekil III.4. de gösterildiği gibi, Yukigaya Kollejinin oyun sahasında mikrotremorların hakim frekansı 2.5 cps. olarak bulunmuştur. Bu saha, incelemelerin yapıldığı yerden bir kaç yüz metre mesafede olup, jeolojik yapı da basittir. Halbuki, sahadaki mikrotremorların hakim frekanslarının uzun kayıt süresi ile değişmediği ve 5 cps. civarında mikrotremorların enerji birikiminin olduğu bulunmuştur. Dolayısıyla, mikrotremorların hakim frekansının sahadaki yeraltı yapısı ile ilgili olduğu ve kendine özgü bulunduğu rahatlıkla ortaya konabilmektedir.

Mikrotremorlar çeşitli kaynaklardan yayılan dalgaların tümü olarak incelenmiştir. Her kaynağın kaynak spektrumu hakkında birşey söylenmemesine rağmen, ilgilenilen frekans aralığında (1.0 ilâ 10 cps.) tüm ortalama kavramında kaynakların spektrumu beyaz olarak nitelenebilir.

Yukardaki kabulün ışığı altında, hem Rayleigh dalgalarının ve hem de Love dalgalarının esas modları için amplitüd fonksiyonları incelenmiştir. Yani, yüzey dalgalarının amplitüdünün hangi frekansta zemin yüzeyinde hakim olduğu araştırılmıştır. Tazime,  $M_{11}$  dalgalarının karakteristiklerine dayanarak, dörtte bir dalga boyu kanununu (the quarter wave length law) teklif etmiştir. Buna göre,  $V_p$  yeraltı tabakasının hızı ve H da kalınlığı olmak üzere, maksimum frekansın  $f$ , amprik bir bağıntıdan elde edilebileceği ortaya konulmaktadır.  $f = v_p/4H$  Bu sonuca, ortamların Poisson oranı 0.25 olarak kabul edildiğinde teorik hesaplamalardan varılmıştır. Poisson oranının 0.25 olarak bu çalışmada uygulanması pek gerçeğe uygun görülmemektedir. Tazime'nin incelediği konu, Ohta tarafından da yalnız Poisson oranı 0.25 olan ortamlar için değil, asıl tabaka ile üzerindeki tabakalar arasında çeşitli rijidite oranları için de, yani Poisson oranının 0.40 ve 0.48 olduğu haller için, incelenmiştir. Yapılan bu çalışmalardan, Tazime'nin dörtte bir dalga boyu kanununun yalnız Poisson oranı 0.25'e yakın olduğu ortamlar için uygulanabileceği ve ortamların Poisson oranının 0.50'ye yakın olduğu hallerde ise uygulanamayacağı sonucuna varılmıştır. Bu ilişkiler, takriben iki ortam arasındaki rijidite oranlarının bağımsızlığını ortaya koymaktadır.

$f = v_p / (AxH)$  amprik formülünde A parametresi, Poisson oranı 0.25 olduğunda takriben 4, ve Poisson oranı 0.48 olduğunda da takriben 12 olmak üzere bir değişkeni tanımlamaktadır. Dolayısıyla yukardaki amprik bağıntıyı, S dalgaları için Poisson oranı 0.25 ve 0.48 olduğunda şu şekilde yazabiliriz.

$$t = v_s / 2.3 H \text{ ve } f = v_s / 2.4 H$$

Yapılan bu çalışmada, Poisson oranları asıl tabaka ve üzerindeki tabaka için sırasıyla, 0.46 ve 0.48 olarak alınmışlardır ve teorik hesapmalardan  $f = 11.2$  olarak bulunmuştur. Bu değer yukardaki amprik formülden elde edilen bir değere yakındır. Bütün bu incelemeler, Rayleigh dalgalarının düşey amplitüdlerine göre yapılmıştır.

Yatay amplitüd halinde ise f, düşey amplitüdüne nazaran pek az düşüktür. Diğer taraftan Love dalgalarının esas modu halinde ise, daha büyük rijidite oranı yukardaki frekans müracaatlarına,  $v_s / 4H$  a yakındır. Mikrotremorların hakim frekansı 5 cps. dir ve bu değer  $v_s / 4H$  a yakındır. Gerek Love ve gerekse Rayleigh dalgalarını amplitüd fonksiyonlarına dayanılarak, sahadaki mikrotremorların büyük ölçüde Love dalgalarını kapsayacağı kabul edilebilir.

Sahadaki mikrotremorların çoğunlukla Love dalgaları olduğu başka yöntemlerle de araştırılmıştır. Ancak, yapılan bu çalışmada teorik amplitüd dağılım eğrileri arasında küçük farklar bulunduğundan, derinliğe göre amplitüd dağılımlarıyla ilgili donelerden yararlanmamıştır. Bu nedenle, zemin yüzeyinde aynı zamanda yapılmış mikrotremor ölçmelerinden varılan sonuçlara göre, mikrotremorların tabiatini belirlemek için doneler sınırlı kalmışlardır.

Evvelce de belirtildiği gibi, düşey bileşenlerin güç dağılımı yatay olanlarına oranla çok küçüktür. Ancak bu durum, her zaman için mikrotremorların kapsayabileceği Rayleigh dalgasının enerjisinin küçük olduğunu kanıtlayan bir belirti olarak nitelenemez. Sahadaki yeraltı yapısının verdiği bilgilerle hesaplanmış 5 cps. deki Rayleigh dalgalarının yatay bileşeninin amplitüdü, düşey bileşenlerinkinden takriben üç defa daha büyüktür. Örnekten açıkça görüldüğü gibi, Rayleigh dalgalarının yatay amplitüdü, bazen uygun düşey amplitüdüden küçük olmasına karşın ayırt edilebilir bir hale gelirler. Bu nokta, ilerde mikrotremorlardaki Love ve Rayleigh dalgalarının oranlarının saptanmasında eleştirilecektir.

H açılımı boyunca zaman farkları izlenmiştir. Buna mukabil D açılımı boyunca zaman farkları bulunamamıştır. Bölüm I. de eleştirilen yüzey dalgalarının dispersiyon eğrileriyle bu sonuçlar karşılaştırılarak, mikrotremorların hakim frekansında Love dalgalarının esas modunun faz hızıyla uygun olduğu bulunmuştur. Bu nedenle sahadaki mikrotremorların esas olarak, Love dalgalarının esas modu olduğuna karar verilmiştir. Eğer mikrotremorlar tamamen Love dalgalarından ibaret ve tek

bir doğrultudan yayılıyor ise, dağılım şekli Şekil IV.7. de gösterilmiştir. a ve b bir dereceye kadar alışılmamış bir durum göstermektedirler. Zaman farklarının dağılımından belirlendiği gibi, dalganın yayılımı tek bir doğrultuda olmayıp, diğer dalga tipleri dağılımı karıştırıcı bir rol oynamaktadırlar.

Mikrotremorların kapsadığı Love dalgalarının gücünü kabaca tahmin edebiliriz. Şekil IV.7. de gösterilen düşeygüçdağılımları, c, ortalama olup, buradan Rayleigh dalgaları nedeniyle olan yatay güç tahmin edilmiştir. Bulunan bu değer, gözlem sonucuyla karşılaştırıldığında toplam gücün en çok % 20'si Rayleigh dalgaları ile ve geri kalanın da Love dalgalarıyla temsil edildiği bulunmuştur. Ayrıca, sahada kararlı hal S dalgaları nedeniyle olan gücün ihmal edilebilecek şekilde küçük olduğu da bulunmuştur. Çalışılan sahadan takriben 600 m. uzakta bulunan ve Nakahara-Kaido adıyla anılan trafik akımının yüklü olduğu yolun, H açılımının doğrultusunda olması ilgi çekici bir noktadır. Yukigaya ilkokulunda kaydedilen mikrotremorların bazı güçlerinin, bu yoldan geçen motorlu araçlar nedeniyle çıkan gürültüler olabileceği söylenebilir.

#### SONUÇLAR :

Farklı yerlerde ve çeşitli kaynaklardan yayılan dalgaların tümü mikrotremorlar adı altında belirlendiğinden, mikrotremorların karakteristikleri kompleks olarak nitelenebilirler. Problemi basitleştirmek için, basit kaynaklardan elde edilen sismik dalgaların karakteristikleri, mikrotremorların kaynaklarının modelleri olarak incelenmiştir.

Yeryüzeyine tam olarak yerleştirilmiş ahşap bir plakaya, tahta bir varyosla yatay yönde vurarak bu dalgalar elde edilmişlerdir. Sismik dalgaların teorisinden hesaplananlarla, bu sonuçları kontrol etmek için sahadaki yeraltı yapısının bilinmesi gereği ortaya çıkmaktadır. Ota-ku, Yukigaya'da, kuyu atış yöntemi uygulanarak S ve P yapıları elde edilmişlerdir. Plakanın ucuna yatay olarak vurmak suretiyle yayılan dalgalar, Love dalgalarının esas ve yüksek modları olarak değerlendirilmişlerdir.

Zemin yüzeyine bir ağırlığın düşürülmesiyle yayılan sismik dalgalar, Rayleigh dalga tiplerinin süperpoze olmuş bir şekli olarak nitelenmişlerdir. Teoriden hesaplanan sonuçlarla, gözlemlerden elde edilenler arasında iyi bir uygunluk bulunduğundan, aynı sahada kaydedilmiş mikrotremorların karakteristiklerinde varılmış sonuçlarla korele edilebilmişlerdir.

Ayrıca üzerinde çalışılan bu hallerde mikrotremorların analizi için sıfır kesme metodunun uygulanıp, uygulanamayacağını belirlemek için de, frekans-periyod eğrisinin fiziksel anlamı incelenmiştir. Bir gürültü için, birim zamanda sıfır kesmelerinin ortalama sayısı teorik olarak incelenmiştir. Araştırılan saha ile ilgili çeşitli filtrelerin karakteristiklerini araştırmak için, band geçiren filtre şeklindeki sismoğrafın toplam sistem mukabelesine bu teorik inceleme uygulanmıştır. Hesaplamalarda, birinci ve ikinci tabakalar arasındaki empedans oranının  $\beta = \rho_1 V_1 / \rho_2 V_2$



daha küçük olması halinde, birim zaman için birbirini takip eden sıfırların adedi sayılarak, hakim frekansın iyi bir şekilde hesaplanabileceği bulunmuştur. Ayrıca, band geçiren filtrede iki veya daha fazla pik'in var olması halinde yalnız sıfır kesme bilgilerinden pik frekansının tahmin edilmesinin güçlüğü de ortaya konulmuştur. Bundan başka deneysel olarak, birbirini takip eden sıfırlar arasındaki intervalin dağılımı da incelenmiştir. Bu incelemelerden, sismoğramdan yeter derecede uzun zaman süresi alındığında,  $\tau$  nındağılımının birinci dereceden bir yaklaşımla normal bir dağılım olarak belirtilebileceği de bulunmuştur. İlgilenilen frekans aralığında iki veya daha fazla pik'in var olması halinde, yalnız sıfırların belkelen sayılarından  $\tau$  nın dağılımını incelemek zor olacaktır.

Bu nedenle sıfır kesme yöntemi, Kanai'ce belirtilen frekans-periyod eğrisinde tek bir pik'in var olması halinde mikrotremorların analizinde uygulanabilecektir. Ayrıca, frekans-periyod eğrisinde iki veya daha fazla pik'in var olması halinde, mikrotremorların analizinde sıfır kesme yöntemini uygulamadan önce, eğrinin kendisinin fiziksel anlamını bulmak gerekli olacaktır. Burada yapılan çalışmalarda, spektral analizler uygulanmıştır.

Mikrotremorların yüzey gözlemleri için, yalnız yatay bir sismometre kullanarak, mikrotremorların karakteristiklerinin ne dereceye kadar belirtilebileceği de araştırılmıştır. Mikrotremorların otokorelasyon fonksiyonlarından güç yoğunluğu spektral fonksiyonları hesap edilerek, her sahada mikrotremorların hakim frekansı bulunmuştur. Sahalarda, kararlı hal S dalgaları ve yüzey dalgalarınınkilerle, bu sonuçları karşılaştırmak gerektiğinden, yüzey ölçmeleriyle altı sahada P ve S bilgileri elde edilmişlerdir.

Yeraltı yapılarından Love ve Rayleigh dalgalarının dispersiyon eğrileri hesaplanmış ve her sahanın her iki dalga için de minimum grup hızlarının frekansları tayin edilmişlerdir. Yine yeraltı tabakalarında S dalgalarının müteaddit yansıma teorisinin uygulanmasıyla spektral mukabeleler hesaplanmıştır. Bu spektral mukabelelerden, zemin mukabelelerinin hakim pikleri elde edilmiştir. Mikrotremorların güç yoğunluğu spektral fonksiyonlarının hakim frekansları, Love ve Rayleigh dalgalarının minimum grup hızlarının frekansları ve zeminlerin spektral mukabelelerinin hakim frekanslarıyla karşılaştırılmışlardır. Bu karşılaştırmalardan, asıl tabakayla üstteki tabakaların sınır yüzeylerinin belirli olduğu sahalarda mikrotremorların, Love dalgalarını esas modu veya kararlı hal S dalgaları olarak belirtilebileceği görüşüne varılmıştır. Yine bu sahalarda, Rayleigh dalgalarının var olduğunu gösteren belirtiler de bulunmuştur. Sahalarda mikrotremor gözlemleri için, yalnız yatay bir sismometrenin kullanılmasıyla varılan sonuçlar, mikrotremorların karakteristiklerle belirlemek için yeterli değildirler.

Daha iyi sonuçlara varabilmek için, zemin yüzeyinde mikrotremor ölçmelerinde üç bileşenli sismometrelerin çeşitli düzenlerde kullanılması önerilebilir. Ayrıca kuyu sismometreleri kullanılarak farklı derinlik-

lerde, aynı zamanda kayıtlar alınmıştır. Derinliğe nazaran amplitüd dağılımı bulunmuş ve  $L_0$ ,  $M_{11}$  ve kararlı hal S dalgaları için, yeraltı yapısından hesaplanmış derinliğe göre amplitüd dağılım eğrilerine uygunluk sağlanması için düzeltilmişlerdir. Hesaplanan bu üç eğri küçük farklar göstermiş ve böylece, farklı derinliklerde elde edilen bu verileri kullanarak mikrotremorların kapsadığı dalga tiplerini ayırt etmek çok güç olmuştur.

Yüzeyde aynı zamanda yapılan mikrotremor ölçmelerinden, otokorelasyon ve güç yoğunluğu spektral fonksiyonları hesaplanmıştır. Farklı zamanlarda elde edilen spektrumları karşılaştırarak, sahada mikrotremorların kendine özgü hakim frekansı 5 cps. civarında bulunmuştur. Yatay ve düşey bileşenlerin her ikisi için de sahadaki mikrotremorların normalleştirilmiş güç dağılımları çıkartılmıştır. Yatay olanlara oranla, düşey dağılım çok küçük değer göstermiştir. Yine yatay bileşenlerin her ikisi için de, iki ölçü noktası arasındaki uygun fazların zaman farkları tayin edilmiştir. H açılımında kuzey doğrultusu zaman farkları izlenmişken, D açılımında batı doğrultusu boyunca bir zaman farkı görülmemiştir. Mikrotremorların hızı bulunarak, yüzey dalgalarının dispersiyon eğrileriyle karşılaştırılmışlardır. Sonuç olarak, mikrotremorların hakim frekansında Love dalgalarının esas moduyla bir uygunluk bulunmuştur.

Yine mikrotremorların güç dağılımlarından, mikrotremorların kapsadığı Love dalgalarının gücü kabaca tahmin edilmiştir. Mikrotremorların toplam gücünün en az % 80'inin Love dalgalarından ve geri kalanın da Rayleigh dalgalarından oluştuğu bulunmuştur. Sahadaki kararlı hal S dalgaları nedeniyle olan gücün de, önemsenmeyecek derecede küçük olduğu belirtilmiştir.

Böylece, Yukigaya ilkokulunun oyun sahasında kaydedilen mikrotremorların tabiatı da ayrıntılı olarak ortaya konulmuş olmaktadır. Yapılan bu çalışmada yeraltı yapısının belirli olması nedeniyle, mikrotremorların karakteristikleri basit olup, mikrotremorların gücü 5 cps. civarında bir birikim göstermektedir. Ancak bu durumu daima bütün haller böyledir demek anlamını taşımamaktadır.

## K A Y N A K L A R :

- 1 — Sezawa, K. : Dispersion of lastic waves Propogated on the Surface of Stratified Bodies and on Curved Surfaces. Bull. of ERI, 3, (1927), 1-15.
- 2 — Nishmura, G. and K. Takayama : The Vibration due to an Obliquely Incident Longitudinal wave of Harmonic Type of a Surface Stratum Adhering Closely to the Subjacent Medium, and the Properties of its Resonance Conditions. Bull. of ERI. 17(1939), 253-307.
- 3 — Kanai, K. : The Effect of Solid Viscosity on Surface Layers on the Earthquake Movements. Bull. of ERI. 28(1950), 31-35.
- 4 — Takahasi, R. : A Short Note on a Graphical Solution of the Spectral Response of the Ground. Bull. of ERI. 33(1955), 259-264.
- 5 — Tanaka, T. : Some equipment used in Microtremor Measurement. Bull. of ERI. 40(1962), 533-544.
- 6 — Kanai, K. and T. Tanaka : On Microtremors VIII. Bull. of ERI. 39(1961), 97-114.
- 7 — Wilson, C.D.V. : The Origin and Nature of Microseisms in the Frequency Range 4 to 100 cps. Proc. Roy. Soc., A, 217(1953), 176-188.
- 8 — Aki, K. : Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors. Bull. of ERI. 35(1957), 415-456.
- 9 — Akamatsu, K. : On Microseisms in Frequency Range from 1 cps. to 200 cps. Bull. of ERI. 39( 961), 23-75.
- 10 — Shima, E. : Modifications of Seismic Waves in Superficial Soil Layers as Verified by Comparative Observations on and beneath the Surface. Bull. of ERI. 40(1962), 187-259.
- 11 — Toksöz, M.N. : Microseisms and Attempted Application to Exploration. Geophysics, 29(1964), 154-177.
- 12 — Douze, E.J. : Signal and Noise in Deep Wells. Geophysics, 29(1964), 721-732.
- 13 — Vinnik, L.P. : Structure of Microseisms in the 1 Cps. Range, I. Method of Analysis. Izv. Earth Physics, 8(1967), 14-20.
- 14 — Vinnik, L.P., A.S. Deniskov, and G.D. Kon'kov : Structure of Microseisms in the Frequency Range Around 1 cps. 2. Results of Observations. Izv. Earth Physics, 8(1967), 21-28.
- 15 — Lacoss, R.T., E.T. Kelly, and M.N. Toksöz : Estimation of Seismic Noise Structure using Arrays. Geophysics, 34(1969), 21-38.
- 16 — Haubrich, R.A., and McCamy : Mikrosisms : Coastal and Pelagic Sources. Reviews of Geophysics, 7(1969), 539-571.
- 17 — Shima, E., M. Yanagisawa, and A. Allam : Experimental Study on Generation and Propogation of S-Waves: IV. S-Wave Prospecting by Means of Well Shooting. Bull. of ERI. 46(1968), 517-528.
- 18 — Shima, E. Y. Ohta, M. Yanagisawa, K. Kudo, and H. Kawasumi : S-Wave Velocities of Subsoil Layers in Tokyo-4. Bull. Of ERI, 47(1969), 819-829.
- 19 — Onda, I. and S. Komaki : Waves eGenerated from a Linear Hori-

- zontal Traction with Finite Source Length on the Surface of a Semi-Infinite Elastic Medium, with Special Remarks on the Theory of Shear Wave Generator. Bull. Of ERI. 46(1968), 1-23
- 20 — Sato, Y. : Study of Surface Waves VI. - Generation of Love Waves and other Types of SH-Waves. Bull. of ERI. 30(1952), 101-120.
- 21 — Tazime, K. : Minimum Group Velocity, Maximum Amplitude and Quarter Wave-Length Law. Jour. Phys. Earth. 5(1957), 43-50.
- 22 — Sato, Y. : Analysis of Dispersed Surface Waves by Means of Fourier Transform I. Bull. of ERI. 33(1955), 33-50.
- 23 — Sato, Y. : Analysis of Dispersed Surface Waves by Means of Fourier Transform II - Synthesis of the Movement near the Origin. Bull. of ERI. 34(1956), 9-10.
- 24 — Sato, Y. : Study of Surface Waves VII. Travel-Time of Love Waves Bull. of ERI. 30(1952), 305-317.
- 25 — Allam, A. and E. Shima : An Investigation into the Nature of Microtremors. Bull. of ERI. 45(1967), 43-59.
- 26 — Ohta, Y. : Amplitude Distribution of Dispersive Rayleigh Type Waves. I. Report of Seismic Exploration Group of Japan. 34(1964), 24-35.



## MİKROTREMORLARIN KARAKTERİSTİKLERİ ÜZERİNE ARAŞTIRMALAR

### I. GİRİŞ

Mikrotremorların karakteristikleri üzerine yapılan çalışmalarda iki ayrı ekol belirlenmektedir. Bunlardan birinci ekol, mikrotremorların esas olarak kararlı hal hacim dalgaları olduğunu ileri sürmektedir. (K. Kanai, T. Tanaka ve diğerleri). İkinci ekol ise, mikrotremorların esas olarak yüzey dalgaları olduğunu belirtmektedir. (P. Bylerly, Y. Tomada, K. Aki ve diğerleri.). Dolayısıyla, mikrotremorları problemlerimize uygulamadan evvel, tabiatlerinin esas olarak anlaşılması gerekmektedir. Bu nedenle, bunlardan hangisinin gerçekten mikrotremorların tabiatını tanımlayacağını bulmak için, aşağıdaki çalışmaların yapılması gereği ortaya çıkmaktadır.

Mevcut problemleri açıklığa kavuşturmak için kademeli birçok çalışmalar yapılmıştır. Birinci adım, yeraltı yapısını ve tabakaların elastik sabitlerini bulmaktır. Bu veriler, Tokyo içinde muhtelif sahalarda yapılan araştırmalardan elde edilen P ve S dalga bilgileri vasıtasıyla bulunmuştur. İkinci adım, mikrotremorların hakim frekanslarını elde etmek için bu sahalarda yapılan mikrotremor kayıtlarıdır. Üçüncü adımı, müteaddit yansıma teorisinin uygulanmasıyla çıkartılan, yeraltı yapısının spektral mukabelelerini elde etmektir. Bu adım, yukarda bahsedilen birinci ekolün görüşlerinin açıklığa kavuşturulması amacını taşımaktadır. Dördüncü adım, Rayleigh ve Love dalgalarının dispersiyon eğrilerini çıkartmak ve her sahada minimum grup hızlarının frekanslarını hesaplamaktır. Bu adım da, mikrotremorların tabiatıyla ilgili ikinci ekole ait görüşleri açıklığa kavuşturmak amacını taşımaktadır.

Bu kademeli çalışmaların bitiminden sonra, mikrotremorların güç yoğunluğu spektral fonksiyonlarının hakim frekansları, gerek Love ve Rayleigh dalgalarının minimum grup hızlarının frekansları ve gerekse zeminin spektral mukabelelerinin hakim pikleriyle karşılaştırılmışlardır.

### II. Yapılan Çalışmalar ve Sonuçları

Çalışmalar Tokyo, Ota-ku'da Şekil I. de gösterilen aşağıdaki yerlerde yapılmıştır.

1. Yukigaya Koleji
2. İkegami İlkokulu
3. İkegami 2. İlkokulu
4. Omori Koleji
5. Onnazuka İlkokulu
6. Omori 3. İlkokulu

Sismik araştırmalar yukarda belirtilen her sahada, farklı tabakaların elastik sabitlerini ve yeraltı yapısını elde etmek için yapılmıştır.

Şekil 2. de, yapılan sismik çalışmaların bir özeti olarak P ve S profilleriyle birlikte, jeolojik formasyonlar da gösterilmiştir.

Aynı sahalarda mikrotremorların hakim frekanslarını bulmak için, iki yatay bileşenle mikrotremor kayıtları yapılmıştır. İki bileşen farklı iki doğrultuda tertip edilerek, kayıtlarda çevredeki gürültülerin etkisinin görülebilmesine çalışılmıştır. Kullanılan mikrotremometre hız tipi sismometre olup, tabii periyodu 1.0 sn. dir. Sismometreden gelen sinyaller integre edilmiş ve büyütülmüşlerdir. Böylece çıkış sinyalleri zeminin deplasmanı ile orantılı olmaktadır. Otomatik korelatör aracılığıyla, otokorelasyon fonksiyonları hesap edilmiş ve bunlardan güç yoğunluğu spektral fonksiyonları elde edilmiştir.

Her bir sahadaki minimum grup hızlarının frekanslarını incelemek için, P ve S dalga bilgilerinden Rayleigh ve Love dalgalarının dispersiyon eğrileri çıkarılmıştır. Kaynak spektrumu hakkında hiç bir bilginiz olmadığından, gürültü kaynağının spektrumu beyaz (white) olarak kabul edilmiştir. Bu kabul, grup hızının minimum olduğunda amplitüdün maksimum olduğunu belirlemektedir.

Bu sahalarda yerin titreşim karakteristiklerini incelemek için, spektral mukabeleler çıkartılmıştır. Bu spektral mukabeleler, toprak tabakalarında sismik dalgaların müteaddit yansıma teorisinin uygulanmasıyla, sahada tabakaların bilinen elastik sabitleri ve farklı yoğunluklarından hesaplanabilir.

S dalga bilgilerinden elde edilen yeraltı yapısı, P dalga bilgilerinden elde edilenle aynı değildir. Bundan dolayı Rayleigh dalgalarının dispersiyon eğrileri, A ve B halleri için çıkartılmıştır. Burada A hali iki tabakalı, B hali de üç tabakalı bir yapı olarak alınmıştır. A halindeki ilk tabakanın kalınlığı, B halindeki birinci ve ikinci tabakaların toplam kalınlığına eşittir. B halindeki ikinci tabakanın P dalga hızı hariç olmak üzere, her iki halde de diğer bütün parametreler aynı olarak alınmıştır. Şekil 4. den görülebileceği üzere, her iki halde  $M_{11}$  ve  $M_{21}$  in dispersiyon eğrileri arasında önemli bir fark yoktur. Bu durum, Rayleigh dalgalarının minimum grup hızlarının frekansının, P dalgalarından elde edilen yapı S dalgalarından elde edilen yapıdan farklı olsa bile, çok değişmeyeceğini ortaya koymaktadır. Böylece, incelenen halde Rayleigh dalgaları için dispersiyon eğrilerinin çıkartılmasında P ve S profillerindeki farklılıklar önemli bir değişiklik yapmayacaktır.

Eğer herhangi bir fiziksel olay stasyoner gelişigüzel bir olay olarak nitelenirse, böyle bir olayın özellikleri, teorik olarak olayı tanımlayan örnek fonksiyonların toplamlarının ortalama değerlerinin hesaplanmasıyla, zamanın herhangi bir anında tariflenebilirler. Mikrotremorlar, böyle stasyoner gelişigüzel bir olaya iyi bir örnek olduğundan, bu araştırmada takriben 5 dakika süreli kayıtlar kullanılmıştır. Kayıtlardan her biri için takriben 50 sn. süreli 4 ayrı aralık alınmıştır. Her biri için güç yoğunluğu spektral fonksiyonları hesap edilmiştir.

Şekil 4.,  $H_1$  ve  $H_2$  yatay bileşenlerinin her ikisi için üç yerde kaydedilen mikrotremorların sonuçlarının karşılaştırılmasını göstermektedir.

Dört örnek fonksiyonu için, güç spektral yoğunlukları her bileşenden ayrı ayrı hesaplanmış ve A, B, C, D ile gösterilmiştir. Koyu çizgi, 4 bireysel örnek fonksiyonunun toplamının ortalamasını belirtmektedir. Omori'de,  $H_1$  ve  $H_2$  için, hakim pik 2 cps. dedir. Omori 3. de,  $H_1$  için hakim frekans 3.7 cps. dir.  $H_2$  için ise, biri 3.7 cps. ve diğeri de 4.5 cps. olmak üzere iki pik vardır. Onnazuka'da,  $H_1$  için, biri 2 cps. ve diğeri de 3.7 cps. de iki pik vardır.  $H_2$  için ise, birincisi 2 cps. ve ikincisi 2.7 cps. olmak üzere iki pik vardır.

Bu sonuçları karşılaştırsak, Omori'de hakim frekansın  $H_2$  ile uyduğu bulunmaktadır. Omori 3. de ise, uygunluk Omori'deki kadar iyi değildir. Onnazuka'da,  $H_1$  ve  $H_2$  arasında az çok bir uygunluk vardır. Bu belki de, mikrotremorların analizi için uzun örnek kayıtlarının gereğinden ileri gelmektedir. Omori'de örnek zamanı yeterli bir örnek ortalaması vermektir. Halbuki, Omori 3. ve Onnazuka'da, iyi bir örnek ortalaması elde etmek için örnek zamanının daha uzun olması gerekmektedir. Ayrıca, örnek fonksiyonlarının sayısı da artacaktır. Dolayısıyla yeterli örnek zamanı ve örnek fonksiyonlarının sayısı, her bir bireysel hal için seçilmelidir.

İncelenen halde, güç yoğunluğu spektral fonksiyonlarının örnek ortalamalarının hesabında kabul edilen farzlar yeterli sayılmışlardır. Ayrıca, herhangi bir sahada mikrotremorların kaydedilmesi için, iki bileşenden yalnız birinin kullanılabilceği de söylenebilir.

Sonuçlar arasında bir karşılaştırma yapmak için, ilk saha olarak Yukigaya Kolleji alınmıştır. Şekil 5. de Yukigaya'daki yeraltı yapısı verilmektedir.  $M_{11}$  için minimum grup hızının frekansı 3.3 cps.,  $L_1$  için ise 3.2 cps. dir. Müteaddit yansıma teorisinin uygulanmasıyla bulunan yapısal profillerden hesaplanan spektral mukabelelerin hakim frekansı 3.2 cps. ve örnek fonksiyonlarının deneysel sonuçlarından hesaplanan mikrotremorların hakim frekansı da 2.5 cps. dir.

Aynı şekilde diğer yerlerde varılan sonuçlar da Şekil 6-7-8-9 ve 10 da gösterilmiştir.

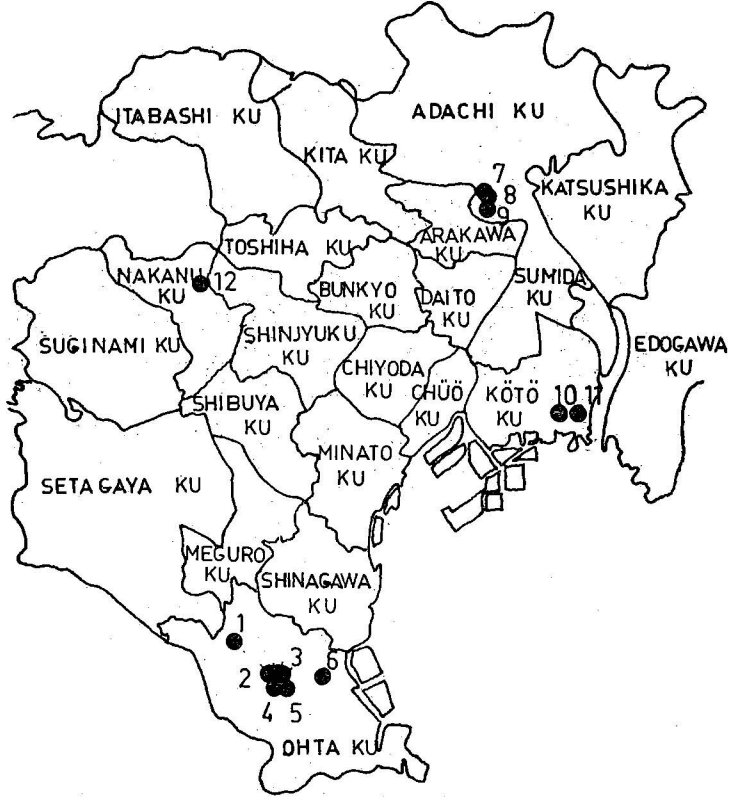
Şekil 11. yapılan bütün işlemlerin sonuçlarını göstermektedir. Varılan sonuçları iki gruba ayırabiliriz. Birinci grup, Yukigaya, İkegami ve İkegami 2. dir. Bu grupta, Rayleigh ve Love dalgalarının minimum grup hızlarının frekansları ve spektral mukabelelerin hakim pikleri, mikrotremorlarınkilerle bir uygunluk göstermektedir. İkinci grup da, Omori, Omori 3. ve Onnazuka'dır. Bu grupta, yukarıda bahsedilenler arasında önemli bir korelasyon bulunamamıştır. Spektral mukabelelerin hakim frekanslarının, ikinci grupta bile, Love dalgalarının minimum grup hızlarının frekanslarıyla bir uygunluk gösterdiği belirtilebilir.

### III. Eleştiriler

Birinci grupta gösterildiği gibi, Rayleigh ve Love dalgalarının minimum grup hızlarının frekansları ve spektral mukabelelerin pik frekansı ile mikrotremorlarınkiler arasında önemli bir korelasyon vardır. Sahanın yakınındaki kuyu donelerine göre, bu sahalardaki üçüncü tabakala-

rın sert formasyonlardan oluştuğuna ve bunun altında da yumuşak tabakaların varlığını gösteren belirtiler bulunmadığına inanılmaktadır. Diğer bir deyişle, toprakaltı tabakalarıyla ana kaya arasındaki sınır, inceleme yapılan sahada açık olarak belirlidir. Ve belki de, üçüncü tabakaların altındaki dalga hızlarının artışı, dispersiyon eğrilerinin şeklini büyük ölçüde etkileyemeyecek kadar küçüktür. Böylece araştırma yapılan sahalar için, hiç olmazsa, aynı sonuçlarla mikrotremorları kararlı hal hacim dalgaları olarak veya yüzey dalgaları olarak inceleyebileceğimiz söylenilebilir.

İkinci grupta ise, frekanslar arasında önemli bir korelasyon yoktur. Bunun nedeni olarak iki etken gösterilebilir. Birincisi, mikrotremorlar absorpsiyon nedeniyle yüksek frekanslarda düşük enerjiye sahiptirler. İkincisi de, mikrotremorların frekansında yüzey dalgalarının dalga boyları çok uzundur. Bundan dolayı dispersiyon eğrileri derindeki hacim dalgalarıyla etkilenecektir. Gerçekte kuyu doneleri, derinde düşük hızlı tabakaların var olabileceğini göstermektedir. Ancak bu gibi derinliklerde, asıl yerlerinde S ve P dalga bilgileri elde edilememiştir. Dolayısıyla yapılan incelemelerde bu tip çalışmaların yapılması gereği de ortaya çıkmış bulunmaktadır.

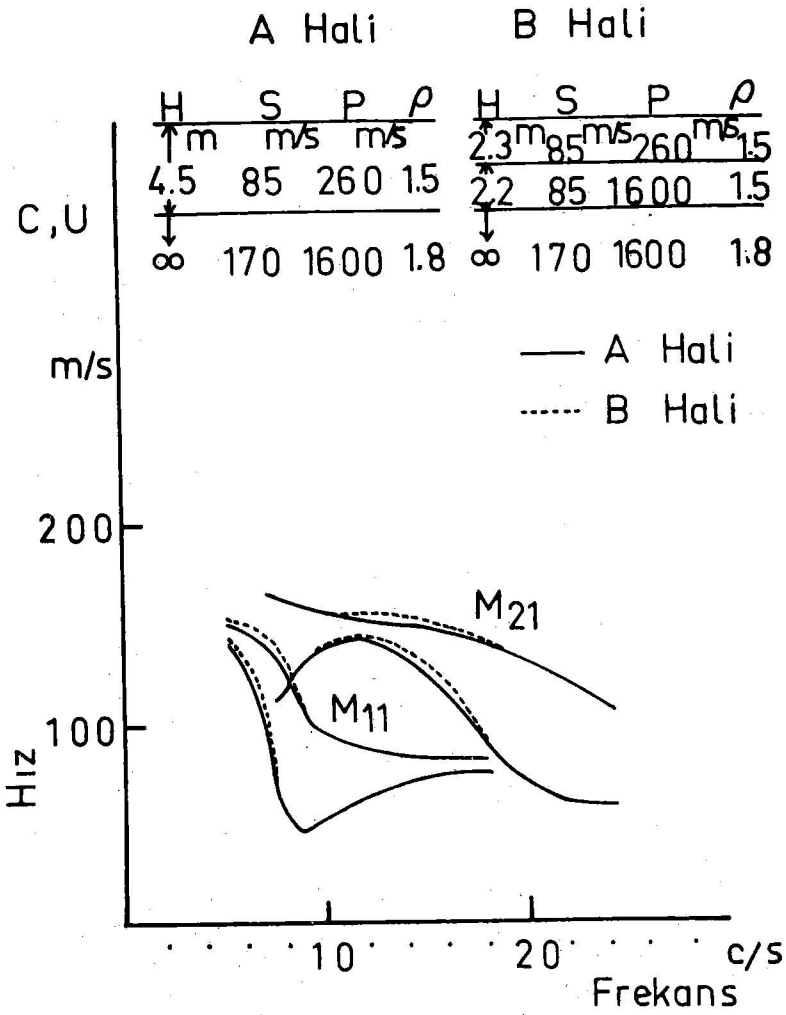


Şekil.1. Tokyo Metropoliten bölgelerindeki göz

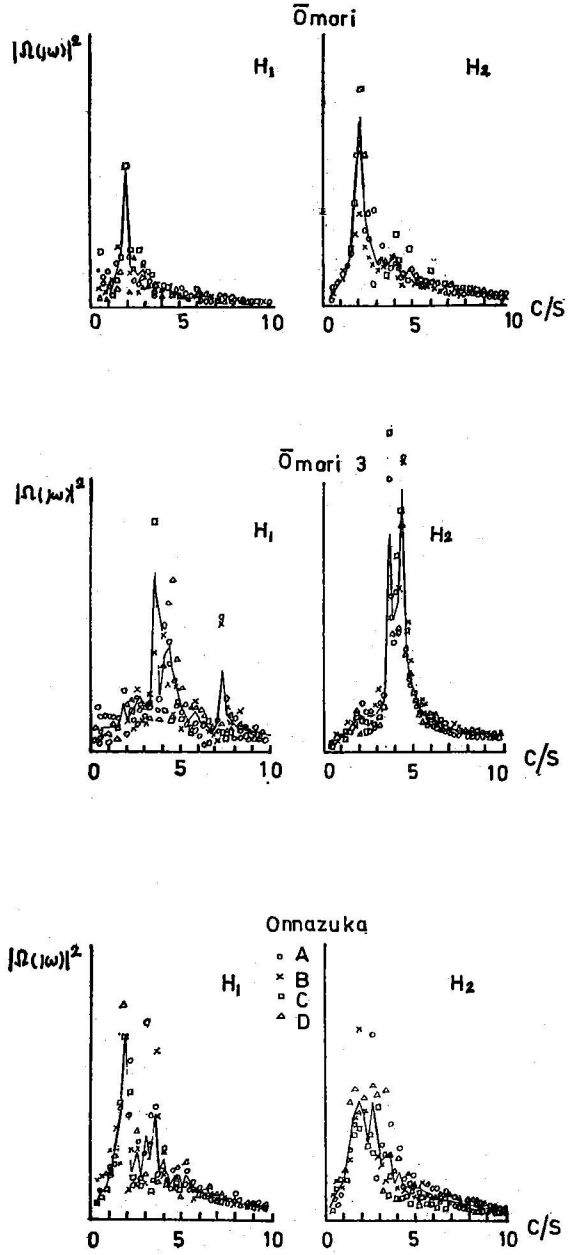
→ Derinlik

	0 m	5	10	15
1	S 65	110	500	
	P 285	800		
	Kil Silt Kum, Çakıl (Tokyo)			
2	S 85	170	440	
	P 260	1000		
	Kil Kum Sertkil ve kum çakıl (T)			
3	S 65	160	320	
	P 330	(480)		
	Kil Kum ve çakıl			
4	S 110	200	300	
	P 390	1330		
	Kil (S) Kum ve çakıl Kum, çakıl veya kil			
5	S 85	160	300	
	P 265	1340		
	Kil Kum Kum ve çakıl			
6	S 85	200	350	
	P 300	1800		
	Kil Kum ve silt Kum (Tokyo)			

Şekil.2. P ve S profilleri için yeraltı yapıları ve jeolojik formasyonlar.



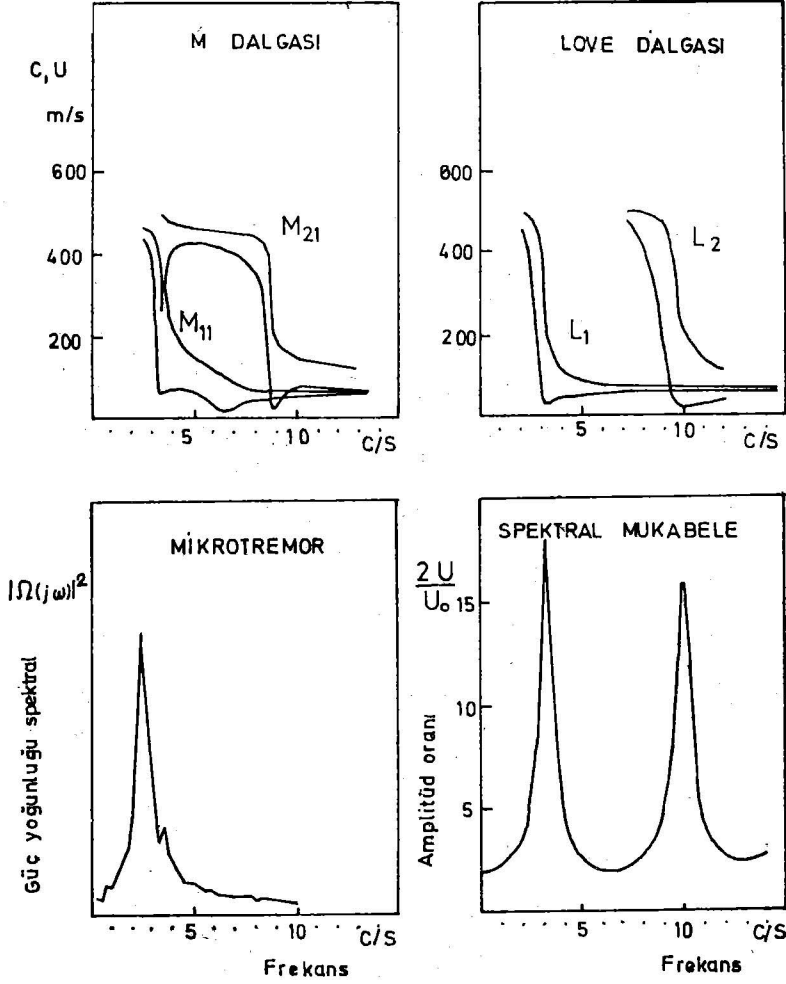
Sekil 3. A ve B halleri için Rayleigh dalgalarının dispersiyon eğrileri.



Şekil.4.  $H_1$  ve  $H_2$  için Omori, Omori 3 ve Onnazuka'da ki mikrotremor sonuçları. Koyu hal, A B C ve D halleri için dört bireysel örnek fonksiyonlarının toplamının örnek ortalamasını belirlemektedir.

## YUKIGAYA

H	S	P	$\rho$
Tm	m/s	m/s	
46	65	285	1.5
110	800	1.6	
500	2000	1.8	

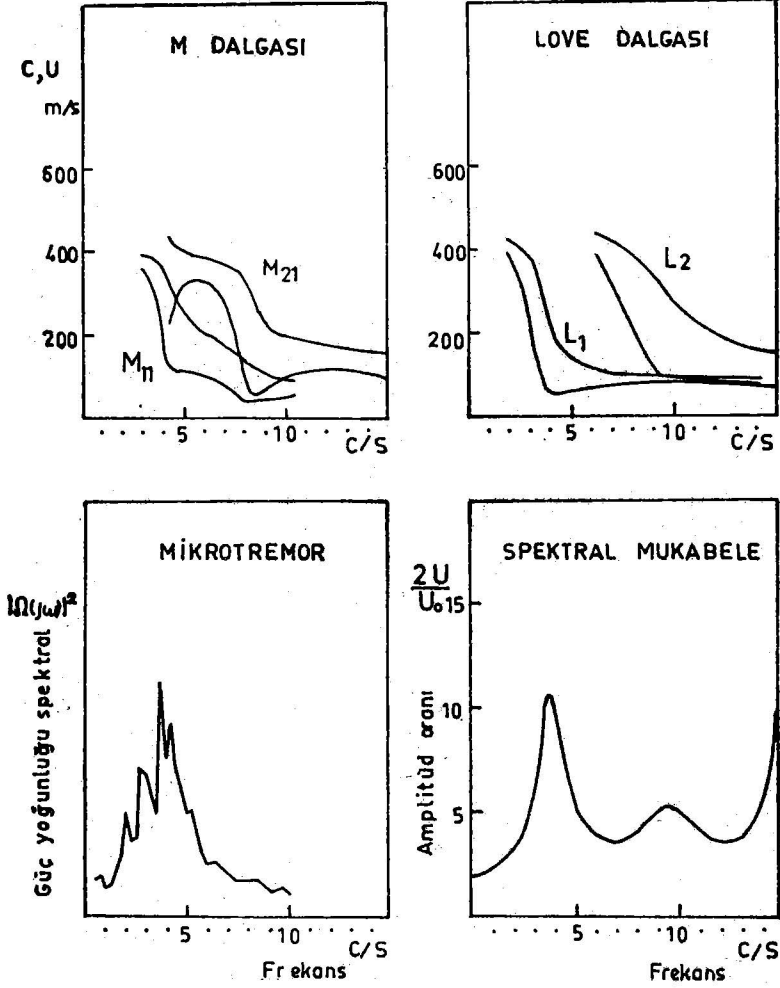


Şekil 5. Yukigaya kolejinde varılan sonuçlar. Yukigaya'daki yeraltı yapısı şeklinin en üstünde gösterilmiştir.



## IKE GAMI

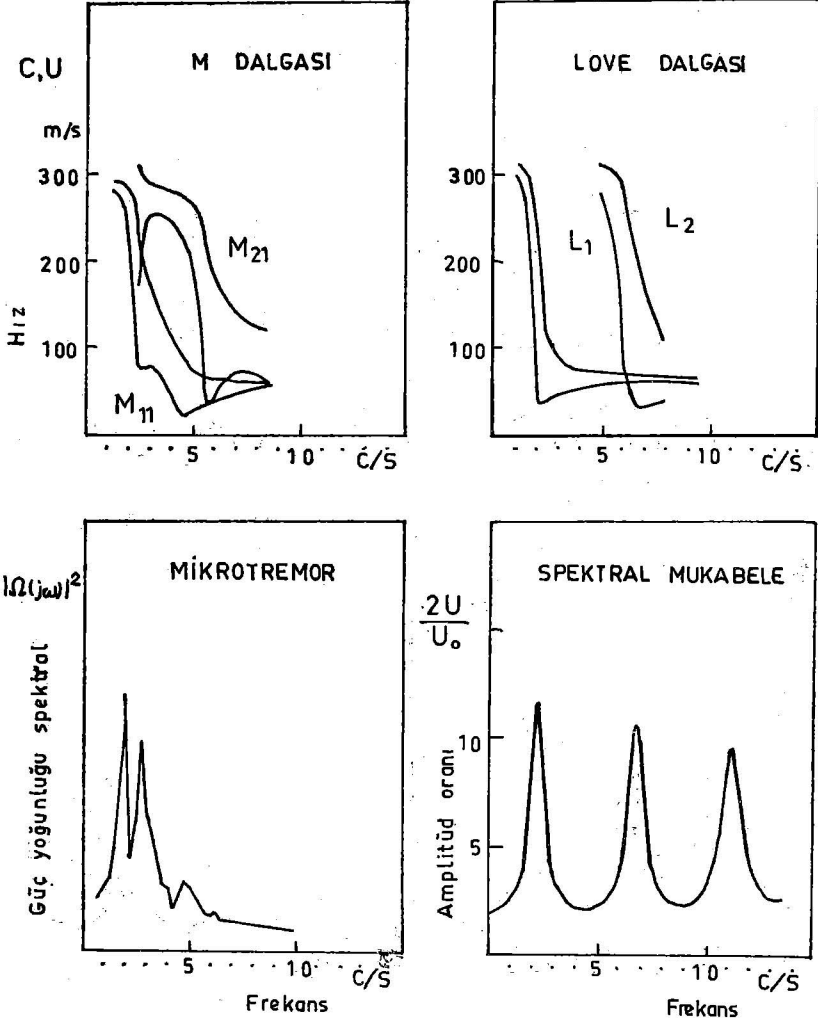
H	S	P	ρ
m	m/s	m/s	m/s
4.5	85	260	1.5
4.5	170	1600	1.8
∞	440	2000	18



Sekil 6. Ikegami ilkokulunda varılan sonuçlar. Ikegami'deki yeraltı yapısı şeklini en üstünde gösterilmiştir.

## İKEGAMI 2

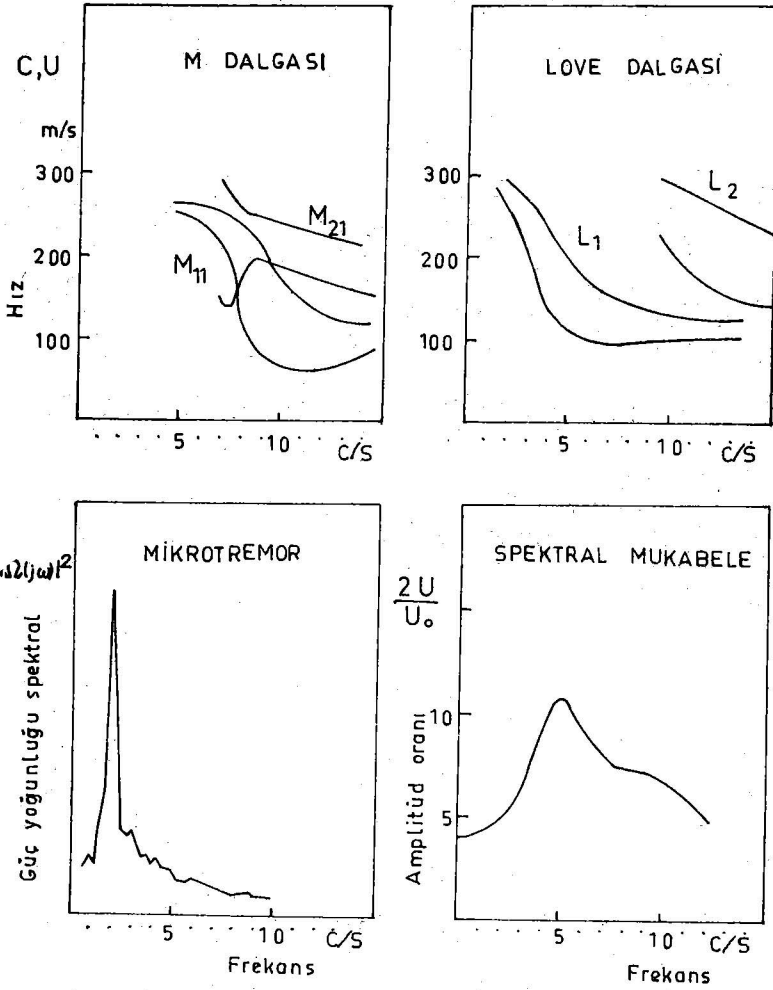
H	S	P	P
7.2	65	330	1.5
1.8	160	480	18
0.6	320	2000	18



Şekil.7. İkegami 2 ilkokulunda varılan sonuçlar. İkegami 2'deki yeraltı yapısı şekil/in en üstünde gösterilmiştir.

## OMORI

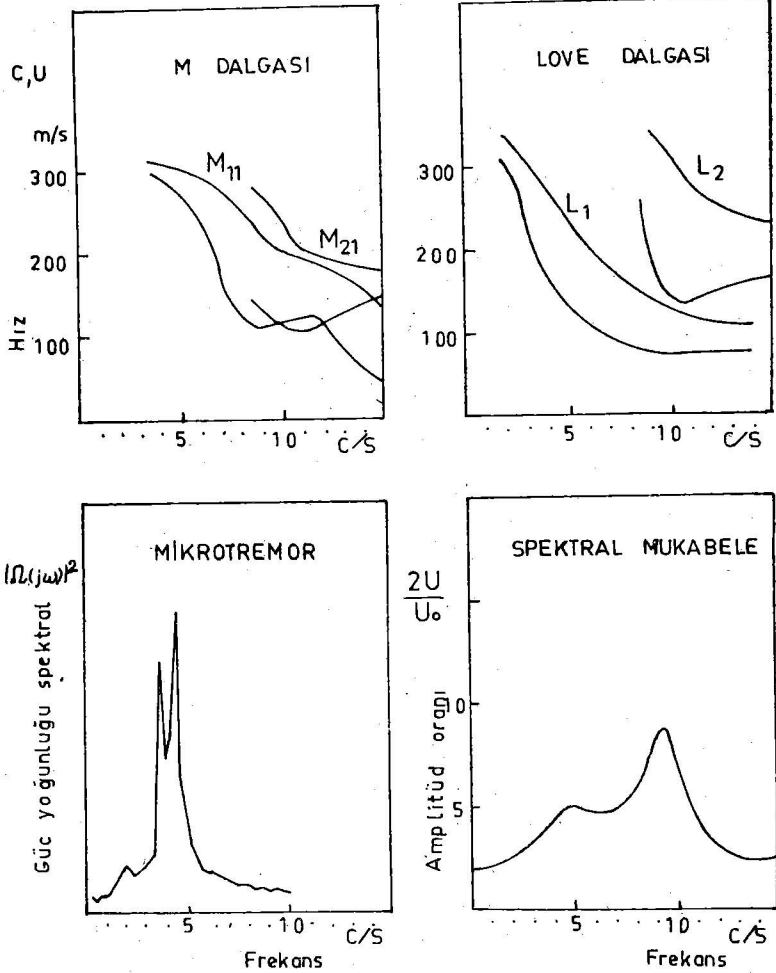
H	s	P	$\rho$
m	m s	m s	m s
4,5	110	390	1.5
5,8	200	1330	1.8
$\infty$	300	2.000	1.8



Şekil. 8. Omori Kolejinde varılan sonuçlar. Omori'deki yeraltı yapısı şeklinin en üstünde gösterilmiştir.

### OMORI 3

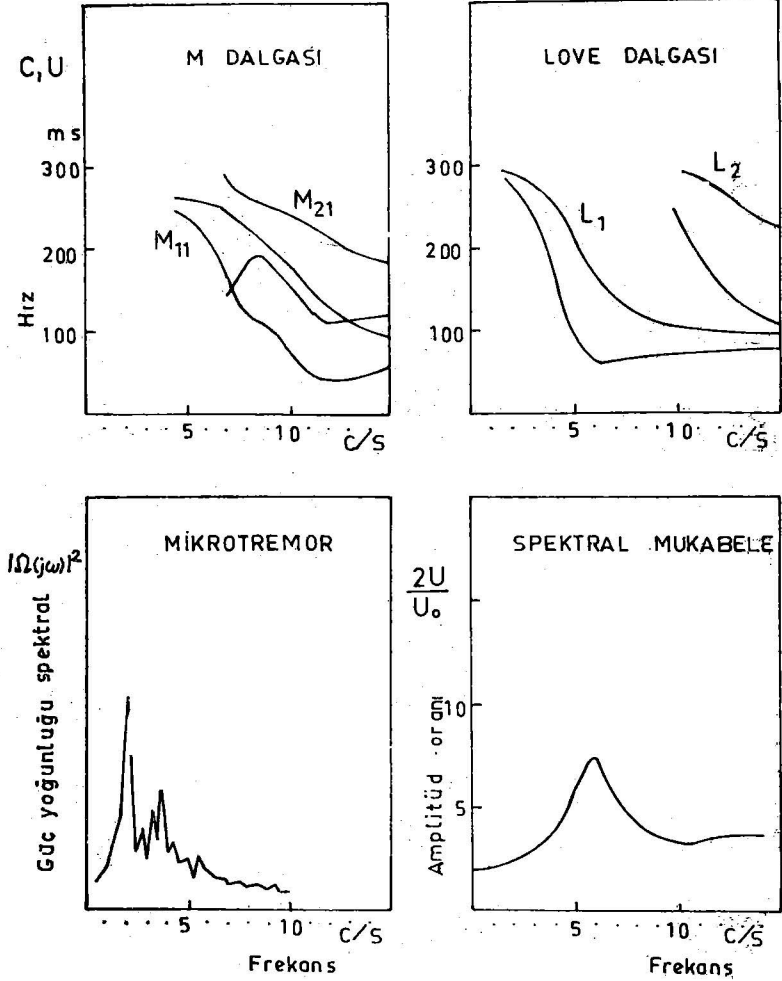
H	S	P	$\rho$
2.5	85	300	1.5
m	m/s	m/s	
8.5	200	1800	1.8
$\infty$	350	2000	18



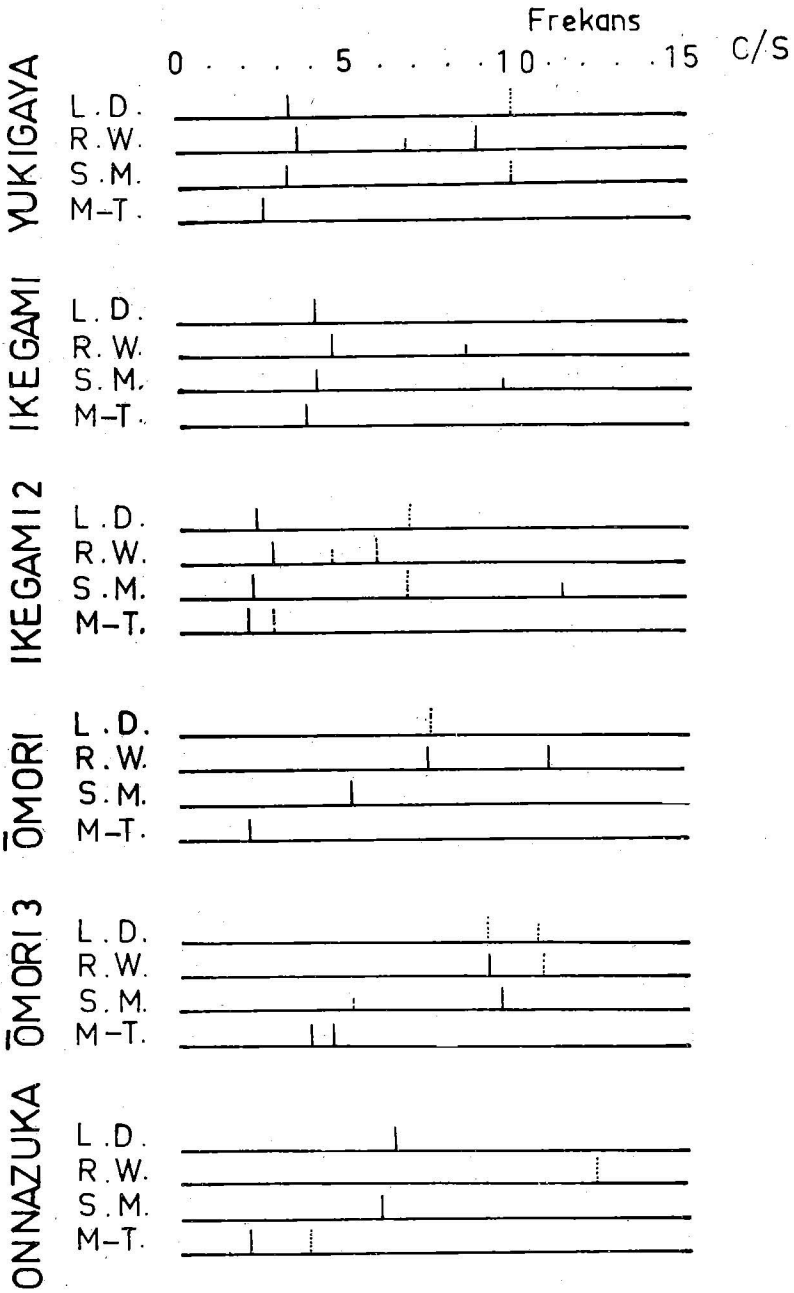
Şekil.9. Omori 3. ilkokulunda varılan sonuçlar. Omori 3'deki yeraltı yapısı şeklinin en üstünde gösterilmiştir.

## ONNAZUKA

H	S	P	e
3	85	265	15
3	160	1340	1.8
8	300	2000	1.8
	m	m/s	m/s



Şekil:10. Onnazuka ilkokulunda varılan sonuçlar, Onnazuka'daki yeraltı yapısı şeklin en üstünde gösterilmiştir.



Şekil.11. Elde edilen bütün sonuçların özeti. Love ve Rayleigh dalgalarının minimum grup hızlarının frekansları, mikrotremörlerin ve spektral mukabelelerin hakim frekansları uzun siyah dikmelerle gösterilmiştir. Diğer dikmeler çok belirli olmıyanları göstermektedir.

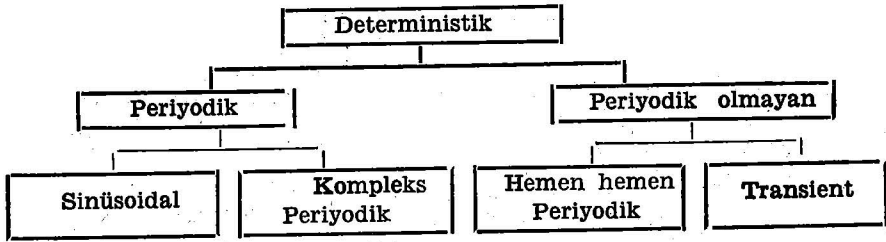
## Ek.2.

### Gelişigüzel Donelerin Ölçülmesi ve Analizi

Fiziksel bir olayı karakterize eden herhangi bir kaydedilmiş done, deterministik veya deterministik olmayan, olmak üzere sınıflandırılabilir. (Deterministic or nondeterministic). Deterministik olanlar kesin matematiksel ifadelerle belirlenebilirler. Örneğin bir peykin yörüngesi gibi iyi bir duyarlıkla matematiksel olarak tanımlanabilen bir çok fiziksel olaylar uygulamada görülmektedir. Bu esas olarak deterministiktir.

Buna karşılık uygulamada öyle fiziksel olaylar vardır ki bunların sonuçları deterministik değildir. Örneğin bir gürültü jeneratörünün elektrikli çıkışları veya dalgalı bir denizdeki dalgaların yükseklikleri kesin matematik ifadelerle tanımlanamaz. Gelecekteki zamanın herhangi bir anındaki kesin değerleri önceden belirleyecek bir yöntem yoktur. Bu doneler gelişigüzel karakterde olup, kesin bağıntılar yerine probabillite ifadeleri ve istatistik ortalamalarla tanımlanmalıdırlar.

### Deterministik Donelerin Sınıflandırılması



#### Sinüsoidal Periyodik Doneler :

Matematik olarak değişken bir zamanın fonksiyonu şeklinde aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$x(t) = X \sin(2\pi f_0 t + \theta) \quad \text{---} \quad (1)$$

X : Amplitüd

$f_0$  : Frekans, saykıl/birim zaman.

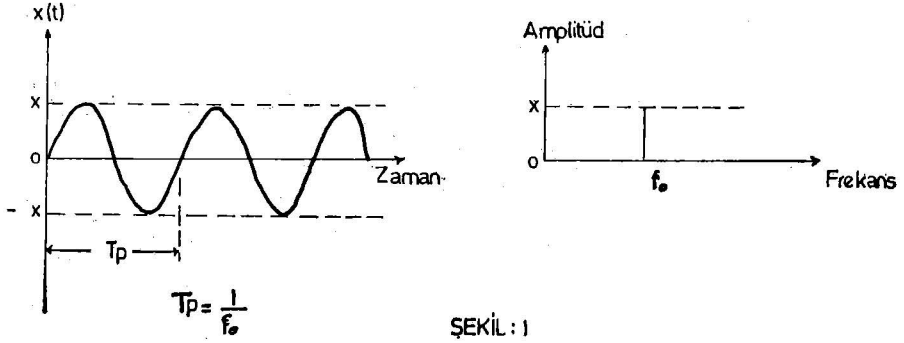
$\theta$  : Orjin zamana nazaran ilk faz açısı, radyan

$x(t)$  : t anındaki ani değer

Eşitlik (1) le belirlenen sinüsoidal kayıt, aynı zamanda sinüs dalgası olarak da tanımlanabilir. Uygulamada, sinüsoidal donelerin analizinde,  $\theta$  faz açısı çoğunlukla ihmal edilir. Bu durumda:

$$x(t) = X \sin 2\pi f_0 t \quad \text{---} \quad (2)$$

Eşitlik (2) nin, kayıt grafiği veya frekans spektrumu ile ifadesi Şekil 1. de verilmiştir.



Şekil I. deki frekans spektrumu, spesifik frekansta amplitüdleri'nin birleşimi olup, frekansa karşılık amplitüdlere'nin devamlı noktalanması yerine kullanılır. Bu tip spektrumlara Kesikli Spektrum (Discrete Spectra) veya Hat Spektrumu (Line Spectra) denilir.

Uygulamada, sonuçları takriben sinüsoidal done olan bir çok fiziksel olay vardır. Örneğin, elektriki alternatörün voltaj çıkışları.

**Kompleks Periyodik Doneler :**

Belirli aralıklarla dalga formunun aynen tekrarlandığı değişken bir zaman fonksiyonu olarak matematiksel bir ifadeyle aşağıdaki gibi tanımlanabilir.

$$x(t) = x(t \mp n T_p) \quad n = 1, 2, 3, \dots \dots \dots (3)$$

Sinüsoidal doneler gibi, tam bir akım geçişi için olan zaman aralığı Periyod ( $T_p$ ) olarak belirlenir. Birim zamandaki sayıkların sayısı da esas frekansı (Fundamental frequency) vermektedir, ( $f_1$ ).  $f_1 = f_0$  olduğunda, özel durumdaki kompleks periyodik doneler, sinüsoidal done olarak belirlenir.

Kompleks periyodik doneler Fourier serileri ile şu şekilde verilebilirler.

**Statik bileşen** **harmeniks**

$$x(t) = \underbrace{\tilde{x}_0}_{\text{Amplitüd}} + \sum_{n=1}^{\infty} \underbrace{x_n}_{\text{faz}} (\cos(2\pi n f_1 t - \theta_n)) \dots \dots (4)$$

$$x_0 = a_0/2 \quad \text{---} \quad x_0 \frac{x_0}{2}$$

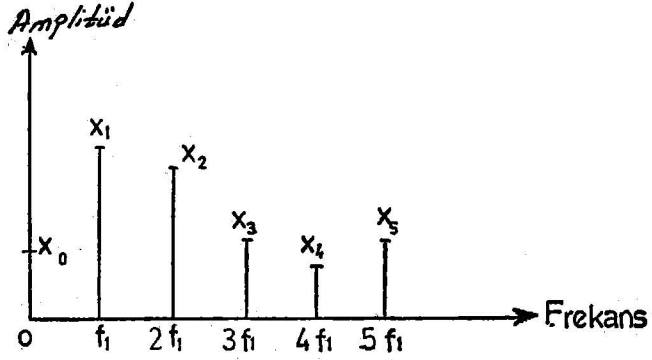
$$x_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2} \quad n = 1, 2, 3$$

$$\theta_n = \tan^{-1}(b_n/a_n), \quad n = 1, 2, 3$$

Uygulamada periyodik doneler analiz edildiğinde,  $\theta_n$  faz açısı ço-



günlükla ihmal edilir. Bu durumda (4) no'lu eşitliğin kesikli spektrumla belirlenmesi Şekil 2. de verilmiştir.



ŞEKİL : 2

**Hemen Hemen Periyodik Doneler (Almost-Periodic Data) :**

Bütün mümkün frekans çiftlerinin oranları rasyonel sayılar olduğunda, iki veya daha fazla sinüs dalgasının toplamı periyodik olacaktır. Bu bir esas periyodun (Fundamental period) varlığını ve bu periyodun Eşitlik (3) deki şartları kapsayacağını göstermektedir. Dolayısıyla,

$$x(t) = x_1 \sin(2t + \theta_1) + x_2 \sin(3t + \theta_2) + x_3 \sin(7t + \theta_3)$$

periyodiktir. Zira, 2/3, 2/7 ve 3/7 rasyonel sayılardır. (esas periyod  $T_p=1$  dir.)

Diğer taraftan :

$$x(t) = x_1 \sin(2t + \theta_1) + x_2 \sin(3t + \theta_2) + x_3 \sin(\sqrt{50}t + \theta_3)$$

periyodik değildir, zira  $2/\sqrt{50}$  ve  $3/\sqrt{50}$  rasyonel sayı değildirler, (esas periyod sonsuz uzunluktadır.)

Hemen hemen periyodik doneler, periyodik olmayan (nonperiyodik) done tipleri olup, değişken bir zaman fonksiyonuyla matematik olarak aşağıdaki gibi belirlenebilir.

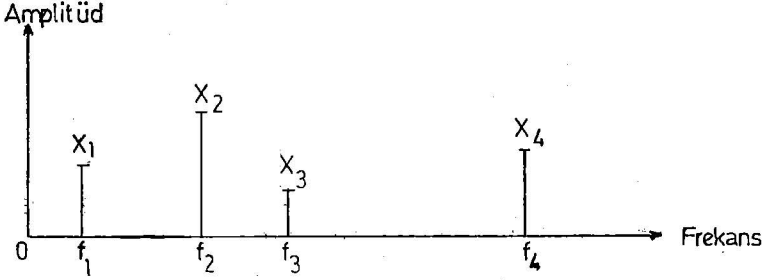
$$x(t) = \sum_{n=1}^{\infty} x_n \sin(2\pi f_n t + \theta_n) \dots \dots (5)$$

Burada bütün hallerde  $f_n/m_m$  rasyonel sayı değildir.

Birbiriyle bağıntılı olmayan iki veya daha fazla periyodik olayın te-sirleri birleştiği zaman, uygulamada sonuçları hemen hemen periyodik

done olan fiziksel olaylar sık sık oluşurlar. Çok motorlu pervaneli uçakların, motorları senkronize olmadığı zamanki titreşimlerinin mukabelesi örnek olarak gösterilebilir.

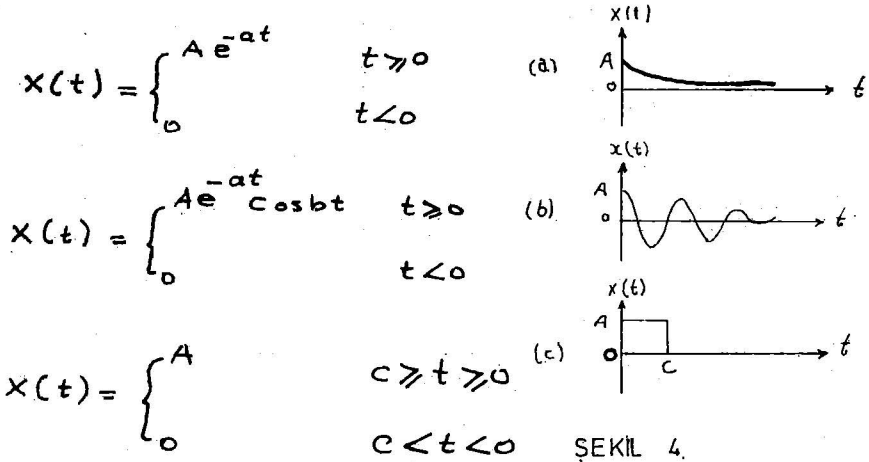
Eğer faz açısı  $\theta_n$ , ihmal edilirse, aynen periyodik kompleks donelerde olduğu gibi kesikli spektrumla karakterize edilebilir. Ancak Şekil 3. de görüldüğü gibi, bileşenlerin frekansları rasyonel sayılarla ilgili değildir.



SEKİL 3.

#### Transient Periyodik Olmayan Doneler :

Yukarda belirtilen hemen hemen periyodik donelerin dışındaki bütün periyodik olmayan doneler olarak tanımlanır. Diğer bir deyişle, transient doneler yukarda belirtilmeyen ve bazı uygun bir değişken zaman fonksiyonuyla tanımlanamayan bütün doneleri kapsarlar.



SEKİL 4.

Şekil 4. de transient doneler için üç örnek verilmiştir.

Sonuçları transient done veren fiziksel olaylar bir çok ve muhtelifdir. Örneğin, Şekil 4. de, (a), ateşin sönmekten sonra oda sıcaklığıyla ilgili olarak bir çaydanlıktaki suyun sıcaklığından varılan sonuç görülmektedir. (b) ise, sönümlü bir mekanik sistemin ve bu sistemi hareket etti-

ren kuvvet kesildikten sonraki serbest titreşiminin sonuçları belirlenmektedir. (c) halinde ise, ucu yüklü (end-loaded) bir kablunun, bir c anındaki kırılmasına ait stress belirtilmektedir.

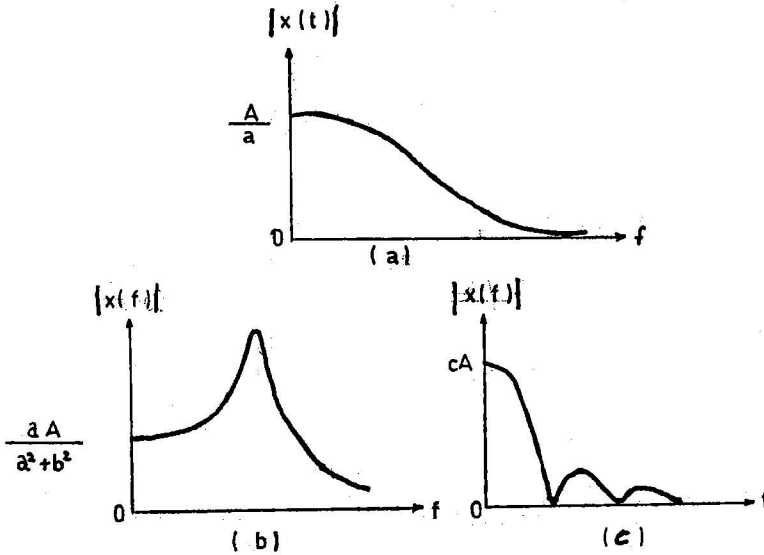
Transient donelerde, periyodik ve hemen hemen periyodik donelere karşılık, kesikli spektrumla ifadeleme mümkün değildir. Maamafih, birçok hallerde transient doneler için, devamlı spektrumla belirleme Fourier integralinden elde edilir.

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j2\pi ft} dt \dots\dots (6)$$

$X(f)$  Fourier spektrumu, genel olarak kompleks sayı olup, kompleks polar notasyonla aşağıdaki gibi tanımlanabilir.

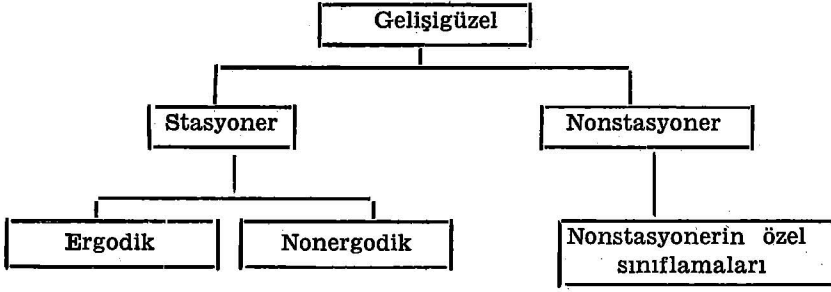
$$X(f) = |X(f)| e^{-j\theta(f)}$$

Burada  $|X(f)|$ ,  $X(f)$  nun magnitüdü ve  $\theta(f)$  argümenttir. Şekil 5. de, Şekil 4. de verilen haller için olan Fourier Spektrumları verilmiştir.

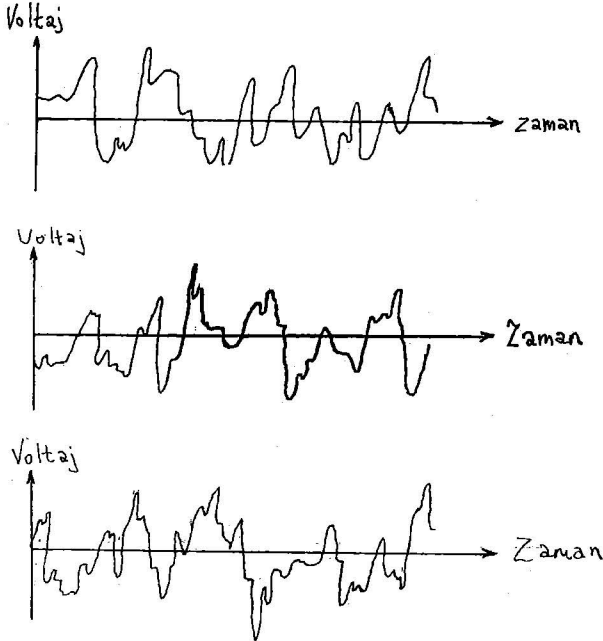


ŞEKİL 5.

## Gelişigüzel (Random) Donelerin Sınıflandırılması



Olayın, her incelemesi tek olmadığından gelişigüzel fiziksel olayların doneleri kesin matematik formüllerle tanımlanamaz. Diğer bir deyişle, verilen herhangi bir gözlem, olması mümkün birçok sonuçların yalnız bir tanesini belirleyecektir. Örneğin, termal jeneratörün gürültüsünden çıkış voltajları, zamanın fonksiyonu olarak kaydedilmiş olup, spesifik voltaj zaman kayıtları Şekil 6. da verilmiştir.

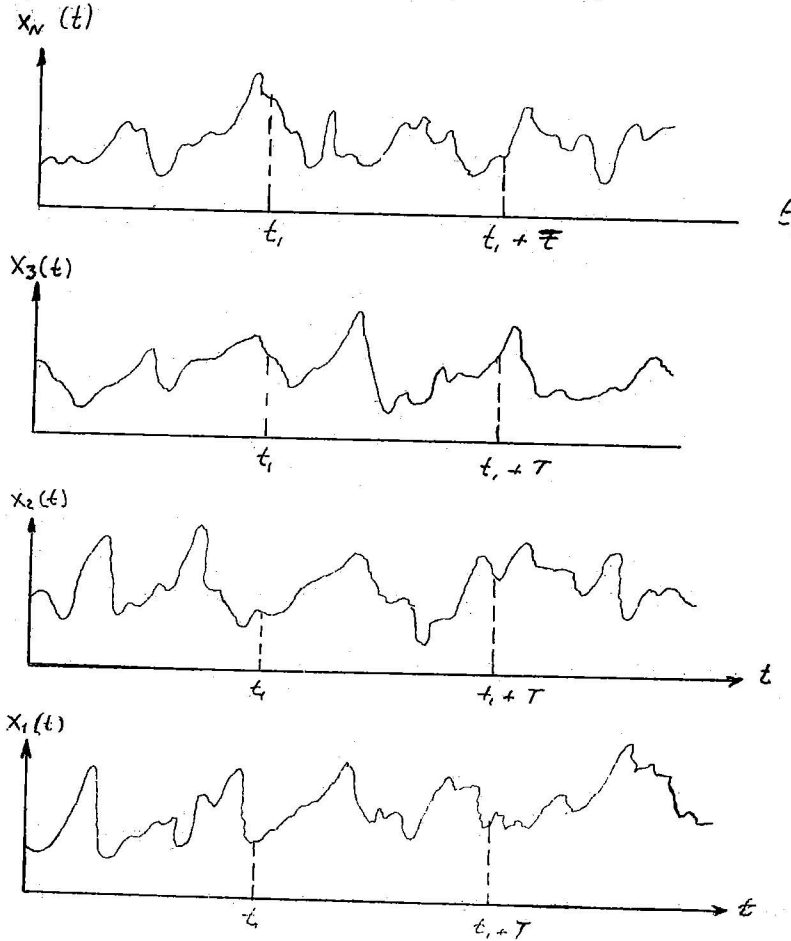


Gelişigüzel olayı tarifleyen tek bir kayda, örnek fonksiyonu (sample function) denilir. (veya belirli bir zaman aralığının üzerinde gözlemlenmiş örnek kayıt denilir). Gelişigüzel olayın verebileceği bütün mümkün örnek fonksiyonlarının toplamına, gelişigüzel işlem (random process) veya stokastik işlem (stochastic process) denilir. Buradan gelişigüzel olay için donenin örnek kaydı, gelişigüzel işlemin bir fiziksel gerçekleştirilmiş (realizasyonu) olarak düşünülebilir.

Gelişigüzel işlemler, ergodik ve ergodik olmayan (nonergodic) olmak üzere sınıflandırılabilirler.

#### Stasyoner Gelişigüzel İşlem :

Bir fiziki olay, gelişigüzel işlem olarak kabul edilirse, bu olayın herhangi bir zaman aralığı içindeki özellikleri, bu olayı oluşturan örnek fonksiyonların bu zaman aralığı içindeki ortalama değeri ile tanımlanabilir. Örneğin, gelişigüzel işlem şeklinde örnek fonksiyonların toplamı (ensemble olarak da tanımlanır) Şekil 7. de verilmiştir.



ŞEKİL : 7

Gelişigüzel işlemin herhangi bir  $t_1$  anındaki ortalama değeri (birinci moment), ensembelin her örnek fonksiyonunun  $t_1$  anındaki değerini alarak, değerlerin toplanması ve örnek fonksiyonların sayısı ile bölünmesi suretiyle hesaplanabilir. Benzer şekilde, iki farklı zamanda gelişigüzel işlemin değerleri arasındaki korelasyon (bağlı moment) otokorelasyon (auto-correlation) olarak tanımlanır ve  $t_1$  ile  $t_1 + \tau$  anlarındaki değerlerin çarpımlarının ensemble ortalamasını alarak hesaplanabilir. Yani gelişigüzel olay  $\{x(t)\}$  için, (burada  $\{ \}$  sembolü, örnek fonksiyonlarının ensembliyi tarifler), ortalama değer  $\mu_x(t_1)$  ve otokorelasyon fonksiyonu  $R_x(t_1, t_1 + \tau)$  aşağıdaki gibi verilirler.

$$\mu_x(t_1) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N x_k(t_1) \dots \dots \dots (7a)$$

$$R_x(t_1, t_1 + \tau) = \lim_{N \rightarrow \infty} \sum_{k=1}^N x_k(t_1) \cdot x_k(t_1 + \tau) \dots \dots \dots (7b)$$

Eşitlik (7) ile tariflenen  $\mu_x(t_1)$  ve  $R_x(t_1, t_1 + \tau)$  genel haller için,  $t_1$  zamanının değişmesiyle değişir. Bu durumda gelişigüzel olay  $\{x(t)\}$  Nonstrasyonel olarak adlandırılır.  $\mu_x(t_1)$  ve  $R_x(t_1, t_1 + \tau)$  in  $t_1$  zamanının değişmesiyle değişmediği özel haller için, gelişigüzel olay  $\{x(t)\}$  «weakly stationary» veya geniş anlamda stasyonel (stationary in wide sense) olarak tanımlanır. Weakly stasyonel gelişigüzel olay için ortalama değer sabittir ve otokorelasyon fonksiyonu yalnız T zaman deplasmanına bağlıdır. Yani,

$$\mu_x(t_1) = \mu_x \quad \text{ve} \quad R_x(t_1, t_1 + \tau) = R_x(\tau)$$

Gelişigüzel işlem  $\{x(t)\}$  için sonsuz sayıda yüksek mertebeden momentler ve bağlı momentler toplanması ile, bu işlemi tanımlayabilecek probabilitel dağılım fonksiyonları da hesaplanabilir. Bütün mümkün momentler ve bağlı momentlerin zamanla değişmeyen özel halleri için,  $\{x(t)\}$  gelişigüzel olayı «Strongly stationary» veya tam anlamda stasyonel (stationary in the strict sense) olarak tanımlanır. Bir çok pratik uygulamalar için, zayıf stasyonelliğin incelenmesi, kuvvetli stasyonelliğin farzını haklı çıkaracaktır.

#### Ergodik Gelişigüzel Olay :

Stasyonel gelişigüzel olayların ensembelde spesifik örneklerinin üzerinde zaman ortalamalarının hesaplanmasıyla tariflendiği bir çok haller de vardır. Örneğin, Şekil 7. de verilen gelişigüzel olayları k ıncı örnek

fonksiyonunu alalım. k'inci örnek fonksiyonu için  $\mu_x(k)$  ortalama değeri de  $R_x(T, k)$  otokorelasyon fonksiyonu aşağıdaki gibi verilirler.

$$\mu_x(k) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x_k(t) dt \dots \dots \dots 8a$$

$$R_x(T, k) = \lim_{T \rightarrow \infty} \int_0^T x_k(t) x_k(t+T) dt \dots \dots \dots 8b$$

Eğer  $\{x(t)\}$  gelişigüzel olayı stasyoner ve eşitlik (8a) ve (8b) ile tanımlenen  $\mu_x(k)$  ve  $R_x(T, k)$ , başka örnek fonksiyonlarının üzerinde de hesaplandığında değişmiyorsa, gelişigüzel olay Ergodik olarak tanımlanır. Ergodik gelişigüzel olaylar için, zaman ortalamalarının ortalama değeri (time-averaged mean value) ve otokorelasyon fonksiyonu, zaman ortalaması alınmış diğer bütün özelliklerde olduğu gibi, bunlara karşıt olan ensemble ortalama değerlerine eşittir. Yani,

$$\mu_x(k) = \mu_x \quad R_x(T, k) = R_x(T) \text{ dir.}$$

Burada bilinmesi gereken bir nokta, yalnız stasyoner gelişigüzel olayların ergodik olabileceğidir.

Ergodik gelişigüzel olayların özellikleri tek bir örnek fonksiyonunun üzerinde, zaman ortalamalarının bulunmasıyla belirtilebileceğinden, ergodik gelişigüzel olaylar, gelişigüzel olayların en önemli bir sınıfı olarak göze çarparlar.

Uygulamada bir şans eseri olarak stasyoner fiziksel olayları belirleyen gelişigüzel doneler genellikle ergodiktir. Bu nedenle, stasyoner gelişigüzel olayların özellikleri, bir çok hallerde tek bir kayıt gözleminden tam olarak (properly) ölçülebilir.

#### Stasyoner Olmayan (Nonstasyoner) Gelişigüzel Olaylar:

Stasyoner gelişigüzel işlem kısmında verilenler dışında bütün gelişigüzel olaylar nonstasyonerdir. Daha fazla sınırlamalar yapılmadıkça, nonstasyoner gelişigüzel olayların özellikleri, genel olarak, değişken bir zaman fonksiyonu olup, yalnız örnek fonksiyonlarının ensemblenin üzerinde ani değerlerin bulunmasıyla belirtilebilirler. Uygulamada, ensemble averaj yaparak özelliklerin hassas ölçümünü sağlayacak yeter sayıda örnek kayıtların elde edilmesi çoğunlukla mümkün değildir. Bu gerçek, nonstasyoner gelişigüzel donelerin analizi ve ölçülmesi için pratik bir tekniğin geliştirilmesini önleyici bir durum yaratmaktadır.

Birçok hallerde, gerçek fiziksel olaylar sonucunda elde edilen nonstasyoner gelişigüzel doneler, problemin analizi ve ölçümünü basitleştiren nonstasyoner özel sınıflara ayrılırlar. Örneğin, her bir örnek fonk-

siyonunun  $Y(t) = A(t) x(t)$  ile verildiği  $\{Y(t)\}$  nonstasyonier gelişigüzel olayı ile, gelişigüzel olayların bazı tipleri tanımlanabilirler. Burada  $x(t)$ ,  $\{x(t)\}$  stasyonier gelişigüzel olayından bir örnek fonksiyonu,  $A(t)$  de deterministik çarpma faktördür. Diğer bir deyişle, kayıt örnek fonksiyonlar ve bu fonksiyonlarda zamanla olan ortak değişimlerle ifade edilen bir stasyonier olmayan gelişigüzel olay olarak tanımlanabilir. Eğer nonstasyonier gelişigüzel done, bu tipin spesifik modeline uyuyorsa, doneyi tariflemek için, ensemble averaja gerek yoktur. Ergodik stasyonier donede olduğu gibi, istenilen muhtelif özellikler tek bir örnek kayıttan çıkarılabilirler.

### Self-Stasyonier Gelişigüzel Doneler (Self-stationary Random Data):

Stasyonierliğin kabulü, yukarda açıklandığı gibi, gelişigüzel olayların ensemble ortalama özellikleri ile ilgilidir. Ancak uygulamada, gelişigüzel olaylar için bireysel kayıtlar şeklindeki donelerle sık sık stasyonier veya nonstasyonier olarak karşılaşılr. Stasyonierliğin pek az farklı bir şekilde kabulüyle burada ilgilenilecektir. Tek bir kayıt stasyonier olduğu zaman, bunun genel olarak anlamı, kısa zaman aralıkları üzerinde hesaplanan özelliklerin bir aralıktan diğerine önemli bir şekilde değişmediğidir. Burada kullanılan önemli (significantly) kelimesi, normal istatistikai örnek değişimleri nedeniyle gözlenen değişimlerin beklenenden daha büyük oluşu anlamını taşımaktadır. Bundan dolayı tek bir örnek kaydı, kendi içinde stasyonierdir. Stasyonierliğin bu şekildeki bir kabulü, bir çok klasik tariflemelerden gelecek karıştırmalardan sakınmak üzere, bazen Self Stasyonier olarak adlandırılır.

Self stasyonier fikrini açıklamak için,  $\{x(t)\}$  gelişigüzel olayının  $k$  ncı örnek fonksiyonundan elde edilmiş  $X_k(t)$  tek örnek kaydını alalım.  $t_1$  başlangıç anı olmak üzere, kısa  $T$  aralığının üzerinde zaman ortalamasıyla hesaplanmış ortalama değeri ve otokorelasyon fonksiyonunu aşağıdaki şekilde kabul edelim.

$$\mu_x(t, k) = \frac{1}{T} \int_{t_1}^{t_1+T} x_k(t) dt \dots \dots \dots \mathcal{G}(a)$$

$$R_x(t_1, t_1+T, k) = \frac{1}{T} \int_{t_1}^{t_1+T} x_k(t) x_k(t+T) dt \dots \dots \dots \mathcal{G}b$$

Genel haller için, Eşitlik (9a) ve (9b) ile tariflenen örnek özellikleri  $t_1$  başlama zamanının değişmesiyle değişiyorsa, bireysel örnek kaydı Self nonstasyonier olarak adlandırılır. Özel haller için Eşitlik (9a) ve (9b) ile tariflenen örnek özellikleri,  $t_1$  başlama zamanının değişmesiyle önemli olarak bir değişim göstermiyorsa, örnek kayıt Weakly (zayıf) self stasyonier olarak adlandırılır. Eğer bu istenenler, bütün yüksek mertebe momentleri ve bağlı momentler için de sağlanıyorsa, örnek kayıt Strongly (kuvvetli) self stasyonier olarak adlandırılır.



Buradaki önemli olan noktayı şu şekilde belirtebiliriz. Ergodik gelişigüzel olaydan elde edilmiş örnek kaydı self stasyoner olacaktır. Bundan başka, ilgi çekici bir çok fiziksel nonstasyoner gelişigüzel olaylardan elde edilmiş örnek kayıtlar da self nonstasyoner olacaktır.

### Gelişigüzel Olayları Tarifleyen Esas Özellikler :

Gelişigüzel olayları tariflemekte dört esas istatistiksel fonksiyon vardır.

1. Kare ortalama değerleri (mean square value)
2. Probabilite yoğunluk fonksiyonları (probability density functions)
3. Otokorelasyon fonksiyonları
4. Güç yoğunluğu spektral fonksiyonları (power spectral density functions).

#### 1. Kare ortalama değerleri (Ortalama değerler ve varians) :

Herhangi bir gelişigüzel donenin genel şiddeti (general intensity), geçmiş zaman kare değerlerinin ortalaması şeklinde basitleştirilmiş olan kare ortalama değerleriyle rudimentary (ilk esas kabilinden, gelişmemiş) ifadelerde tariflenebilir.

$x(t)$  kayıt örneği için  $\Psi_x^2$  kare ortalama değeri aşağıdaki eşitlikle verilir.

$$\Psi_x^2 = \lim_{T \rightarrow \infty} \int_0^T x^2(t) dt \dots \dots \dots (10)$$

Kare ortalama değerinin pozitif karekökü «ortalama karekök değeri» olarak adlandırılır. (root mean square veya rms.)

Ekseriya fiziksel donenin, statik veya değişmez zaman bileşeni ve dinamik veya değişen (fluctuating) bileşenin birleşimlerinin ifadelerinde düşünülmesi istenilir. Statik bileşen, bütün değerlerin ortalamasının basitleştirilmiş bir şekli olan ortalama değerle tarif edilebilir.  $\mu_x$  ortalama değerinin denklemi aşağıdaki gibi verilir.

$$\mu_x = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t) dt \dots \dots \dots (11)$$

Dinamik bileşen ise, kare ortalama değerinin basit bir şekli olan variansla (variance) tariflenebilir.  $\delta_x^2$  varians değerinin denklemi aşağıdaki gibi verilir.

$$\sigma_x^2 = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T [x(t) - \mu_x]^2 dt \dots \dots \dots (12)$$

Varyansın pozitif karekökü Standard Sapma «standard deviation» olarak adlandırılır.

(12) no'lu eşitliğin açılımı yapıldığında varyansın, kare ortalama değerinden ortalama değerin karesinin (square of the mean value) çıkarılmasına eşit olduğu görülür. Yani,

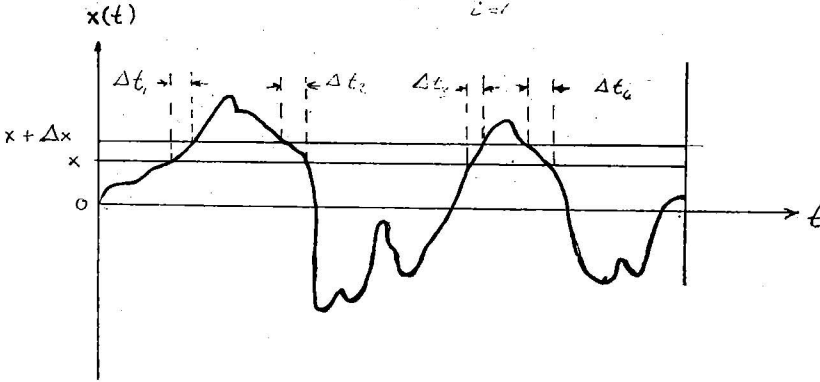
$$\sigma_x^2 = \psi_x^2 - \mu_x^2 \dots \dots \dots (13)$$

**Probabilite Yoğunluğu Fonksiyonları :**

Gelişigüzel doneler için probabilite yoğunluğu fonksiyonu, kaydın herhangi bir anında bazı tariflenmiş genişlikler (range) içinde kabul edilecek bir değeri kapsayan verinin oluş probabilesini tarifler. Şekil 8. de verilen bir x(t) örnek kaydını alalım. x(t) nin, x ve (x + Δx) genişliği içinde farzedilecek probabilesini T<sub>x</sub>/T oranını alarak elde edebiliriz. Burada T<sub>x</sub>, gözlem zamanı T süresince x(t) nin (x, x + Δx) genişliğine rasladığı toplam zamanı belirtir. Bu oran, T sonsuza uzandığında kesin probabilite değerine yaklaşacaktır. Bunu eşitlik olarak şu şekilde verebiliriz.

$$Prob [x < x(t) \leq x + \Delta x] = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{T_x}{T} \dots \dots \dots (14)$$

$$T_x = \sum_{i=1}^k \Delta t_i$$



Ş E K İ L 8

Küçük  $\Delta x$  değerleri için,  $p(x)$  birinci mertebeden probabilitate yoğunluğu fonksiyonu aşağıdaki gibi tanımlanabilir.

$$Prob \left[ x < x(t) \leq x + \Delta x \right] \approx p(x) \Delta x - \dots \dots \quad (15)$$

Daha kesin bir tanımlamayla şu şekilde gösterilebilir.

$$p(x) = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{Prob \left[ x < x(t) \leq x + \Delta x \right]}{\Delta x} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \left( \frac{T_x}{\Delta x} \right)$$

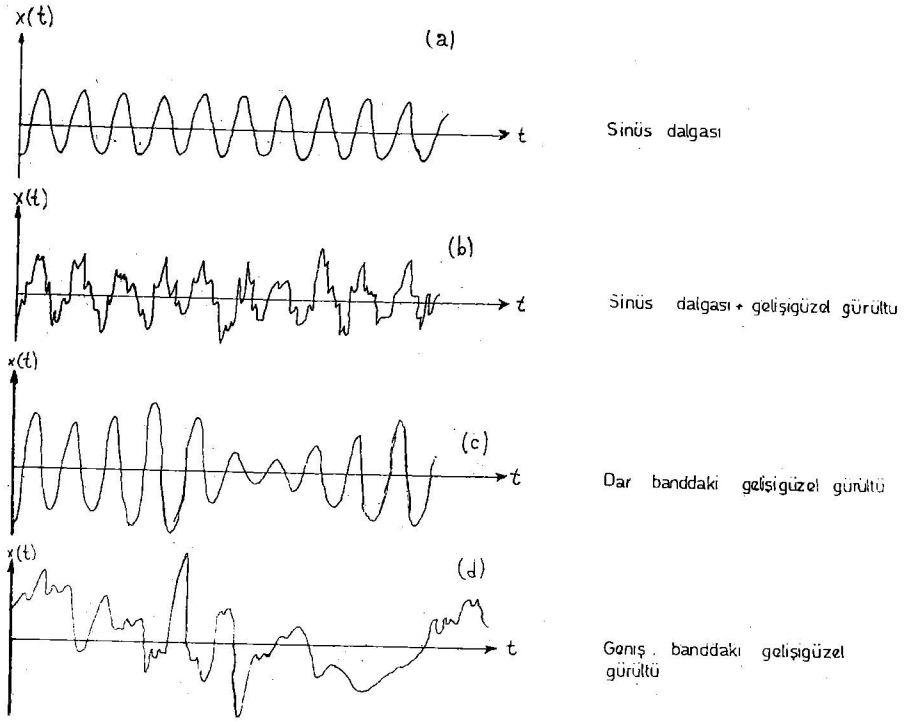
$p(x)$  probabilitate yoğunluğu fonksiyonu, daima reel değer olup, negatif olmayan (non-negative) bir fonksiyondur.

$P(x)$ , herhangi bir  $x(t)$  değerinin bir  $x$  değerine eşit veya küçük olma ihtimalidir. Bu  $P(x)$ , probabilitate yoğunluk fonksiyonunun  $-\infty$  dan  $x$  e kadar olan integraliyle tanımlanır.  $P(x)$  fonksiyonu, «Probabilitate Dağılım Fonksiyonu» (probability distribution function) veya «Kümülatif Probabilitate Dağılım Fonksiyonu» olarak bilinir. Ancak  $P(x)$  i, probabilitate yoğunluk fonksiyonu olan  $p(x)$  ile karıştırmamak gerekmektedir.  $P(x)$  aşağıdaki denklemle ifade edilir.

$$P(x) = Prob \left[ x(t) \leq x \right] = \int_{-\infty}^x p(\xi) d\xi - \dots \dots \dots (17)$$

$P(x)$  dağılım fonksiyonu sıfır (zero) ve birle (one) sınırlıdır. Zira,  $x(t)$  nin  $-\infty$  tan küçük probabilitesi sıfır ve  $+\infty$  dan küçük probabilitesi de birim (unity) olmaktadır.  $x(t)$  nin herhangi bir  $(x_1, x_2)$  aralığına rastlayan probabilitesi şu şekilde verilir.

$$P(x_2) - P(x_1) = Prob \left[ x_1 < x(t) \leq x_2 \right] = \int_{x_1}^{x_2} p(x) dx - \dots \dots \dots (18)$$



ŞEKİL 9

Probabilite yoğunluk fonksiyon  $p(x)$  in terimlerinde  $x(t)$  nin ortalama değeri aşağıdaki gibi verilir.

$$\mu_x = \int_{-\infty}^{\infty} x p(x) dx \dots \dots (19)$$

Benzer şekilde kare ortalama değeri de şöyle verilir.

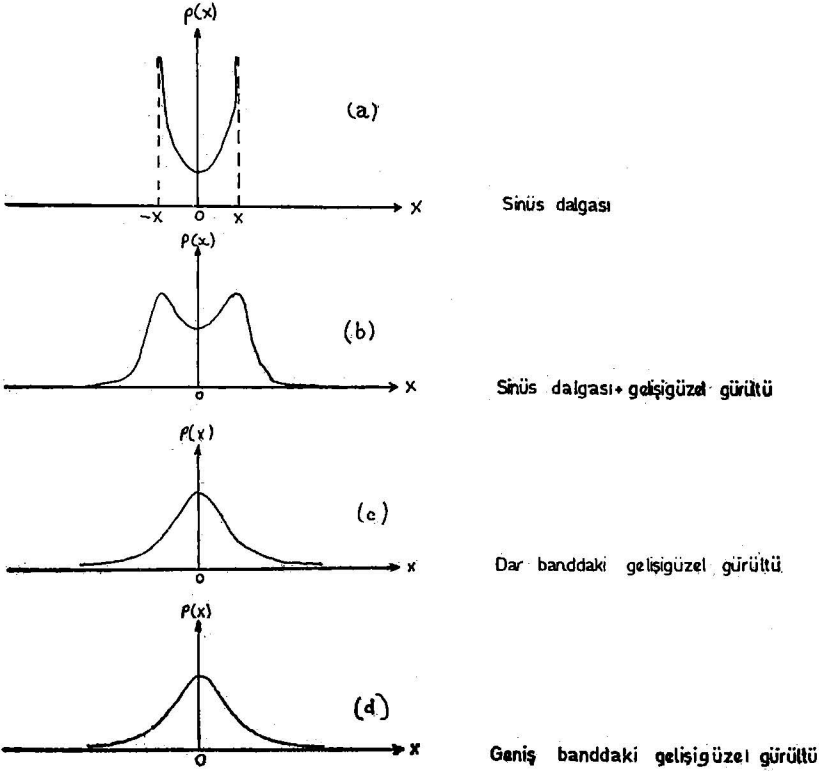
$$\psi_x^2 = \int_{-\infty}^{\infty} x^2 p(x) dx \quad (20)$$

Probabilite yoğunluk fonksiyonlarının pratikteki önemini açıklığa kavuşturmak için, uygulamada rastlanan 4 halin, geçmiş zaman kayıtlarını alalım. (a) Sinüs dalgası, (b) Sinüs dalgası + Gelişigüzel gürültü, (c) Dar banddaki gelişigüzel gürültü, (d) Geniş banddaki gelişigüzel gü-

rültü. Şekil 9. da, bu kayıtlara ait örnekler gösterilmektedir. 4 halde de, uygunluğu sağlamak için, ortalama değer sıfır olarak kabul edilmiştir. ( $\mu_x = 0$ )

Sinüs dalgası,  $x(t) = X \sin(2\pi f_0 t + \theta)$  ile tariflenebildiğinden daima deterministik olarak düşünülür. Yine sinüs dalgası,  $\{x(t)\} = \{X \sin(2\pi f_0 t + \theta_k)\}$  gelişigüzel olayından bir örnek fonksiyon olarak da düşünülebilir.

Burada her bir  $x_k(t)$  örnek fonksiyonu için ilk faz açısı olan  $\theta_k$  gelişigüzel bir değişkendir.



ŞEKİL : 10

Dört örneğin her biri için probabilitte yoğunluk fonksiyonlarının grafiği Şekil 10. da verilmiştir. Şeklin (a) kısmında sinüs dalgası için verilen çanak şeklindeki (dish-shaped) probabilitte yoğunluğu grafiği aşağıdaki denklemlerle tariflenmektedir.

$$p(x) = \begin{cases} (\pi \sqrt{x^2 - x^2})^{-1} & |x| < X \\ 0 & |x| \geq X \end{cases} \quad (21)$$

Şeklin (c) ve (d) kısımlardaki çan şeklindeki (bell-shaped) probabilitte yoğunluğu grafları, dar ve geniş bandedeki tipik gelişigüzel doneri belirtir. Bu probabilitte yoğunluğu grafiği, aşağıdaki şekilde klasik Gaussian formu olacaktır.

$$p(x) = \left( \sigma_x \sqrt{2\pi} \right)^{-1} e^{-x^2/2\sigma_x^2} \quad (22)$$

Şekil 10. da (b) şeklinde gösterildiği gibi, sinüs dalgası + gelişigüzel gürültü için probabilitte yoğunluğu grafiği, her ikisinin de hakim karakteristiklerini kapsayacaktır. Şekil 10. daki örnekler, probabilitte yoğunluğu grafinin sinüs dalgası halinden, geniş bandedeki gelişigüzel gürültü haline doğru belirli bir uzanımını belirlemektedirler.

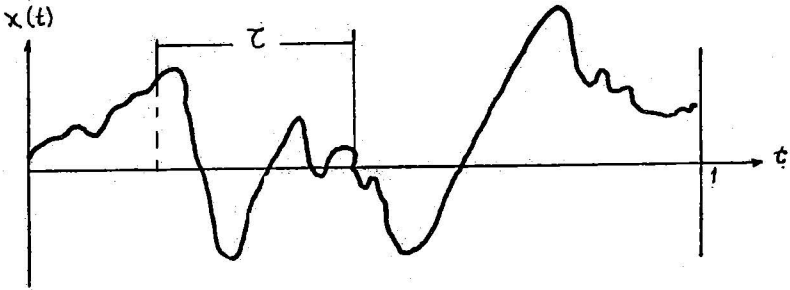
**Uygulama :** Fiziksel donelerin probabilitte yoğunluğu fonksiyonunun ölçümü için esas uygulama, donenin herhangi bir değeri için probabilitistik tariflerin ortaya konulmasıdır. Ayrıca Şekil 10. da görüldüğü gibi, probabilitte yoğunluğu fonksiyonu sinüsoidal ve gelişigüzel donelerin ayırdedilebilmesinde de kullanılabilir. Bundan başka bu gibi değerlendirmelerde tecrübe sahibi bir kimseye, probabilitte yoğunluğu fonksiyonunda muhtelif lineer olmayan fiziksel tesirlerin varlığını da çoğunlukla gösterebilecektir.

#### **Otokorelasyon Fonksiyonları :**

Otokorelasyon fonksiyonu, gelişigüzel doneler için, donenin bir zamanındaki değerlerinin başka bir zamanındaki değerlerine olan genel (general) bağımlılığını tarifler.

Şekil 11. de verilen  $x(t)$  örnek kaydı alalım  $x(t)$  nin  $t$  ve  $t + \tau$  zamanları arasındaki değerlerinin otokorelasyonu için yapılacak tahmin bütün  $T$  gözlem zamanında iki değer in çarpımlarını ve ortalamasını alarak elde edilir. Çarpım ortalaması sonucu,  $T$  sonsuza uzandığında kesin otokorelasyon fonksiyonuna yaklaşacaktır. Bunu denklemlerle aşağıdaki gibi belirtebiliriz.

$$R_x(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t) x(t + \tau) dt \dots \dots (23)$$



Ş E K İ L 11.

$R_x(\tau)$  daima  $\tau=0$  da maksimuma erişen ve reel değer çift sayılar fonksiyonu olup, negatif veya pozitif olabilir. Eşitlikle ifade edilirse:

$$R_x(-\tau) = R_x(\tau) \quad (24)$$

$$R_x(0) \geq |R_x(\tau)| \quad \text{Bütün } \tau \text{ değerleri için } \dots \dots (25)$$

Sinüs dalgası gibi bazı özel durumlar hariç olmak üzere, otokorelasyon fonksiyonunun terimlerinde,  $x(t)$  nin ortalama değeri şu şekilde verilir.

$$\mu_x = \sqrt{R_x(\infty)} \quad (26)$$

Yani,  $x(t)$  nin ortalama değeri, zaman deplasmanı çok uzun olduğunda otokorelasyonunun pozitif kareköküne eşittir.

Benzer şekilde,  $x(t)$  nin kare ortalama değeri de şöyle verilir.

$$\Psi_x^2 = R_x(0) \quad (27)$$

Yani, kare ortalama değeri, sıfır zaman deplasmanındaki otokorelasyona eşittir.

Şekil 12. de, dört örnek kaydının her biri için otokorelasyonlar gösterilmiştir. Bu grafiklere «Otokorelogram» (autocorrelograms) denilir. Şeklin (a) kısmında gösterilen sinüs dalgası için kosinüs tip otokorelogram aşağıdaki eşitlikle tanımlanır.

$$R_x(\tau) = \frac{x^2}{2} \cos 2\pi f_0 \tau \quad (28)$$

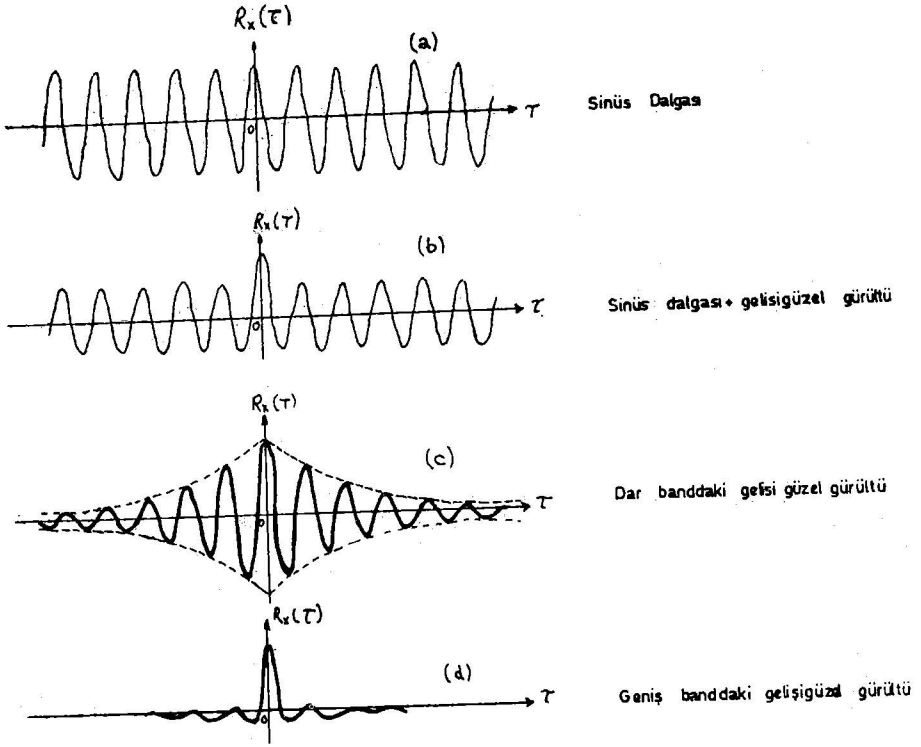
Bu otokorelogramın özelliği, sinüs dalgası esnasında olduğu gibi (underlying), aynı periyotta bütün zaman toplamlarının üzerinde daim (persist) olmasıdır.

Şeklin (d) kısmında verilen ve hızla sıfıra doğru azalan keskin pikli otokorelogram, sıfır ortalama değerle geniş banddaki gelişigüzel donele-  
rin tipik bir örneğidir. (Eğer ortalama değer sıfır değilse, otokorelogram  $\mu_x^2$  nin değerine yaklaşacaktır.).

Beyaz Gürültü (White noise) (bütün frekanslarda enerjinin üniform olarak dağıldığı gelişigüzel done), hipotezinin limitli halleri için, otokorelogram sıfır zaman deplasmanında  $\tau = 0$  Dirac Delta Fonksiyonudur.

Sinüs dalgası + gelişigüzel done için otokorelogram, Şeklin (b) kısmında gösterildiği gibi, sinüs dalgası ve gelişigüzel gürültü için ayrı ayrı olan otokorelogramların toplamıdır. Diğer taraftan, Şeklin (c) kısmında gösterilen dar banddaki gelişigüzel gürültü için olan otokorelogram ise, sinüs dalgası otokorelogramının azalan bir ifadesi (version) gibi görünür.





ŞEKİL 12.

Bu otokorelogramın özelliği şudur. Büyük zaman deplasmanları için ( $\mu_x = 0$  kabul ederek) otokorelogram sifıra doğru azalacaktır.

Şekil 12. deki örnekler, aynen probabilitte yoğunluğu fonksiyonunda olduğu gibi, otokorelogramın, sinüs dalgası halinden geniş banddaki gelişigüzel gürültü haline doğru belirli bir uzanımını belirtmektedirler.

**Uygulama :** Fiziksel donelerin otokorelasyon fonksiyonunun ölçümü için esas uygulama, gelecekteki herhangi bir zaman değerinin üzerindeki değerlerde, değerlerin tesirlerinin tesbit edilmesidir. Zira sinüs dalgası veya diğer deterministik doneler bir otokorelasyon fonksiyonunu kapsayacaklar ve bu otokorelasyon fonksiyonu, büyük zaman deplasmanı için ( $\mu_x = 0$ ) kabul ederek) sifıra doğru azalan gelişigüzel donelere karşılık, bütün zaman deplasmanları üzerinde geçerli olacaktır.

#### Güç Yoğunluğu Spektral Fonksiyonları :

Gelişigüzel doneler için G.Y.S. Fonksiyonu, onun kare ortalama değerinin spektral yoğunluğunun terimlerinde donenin genel frekans bir-

leşimin tarifler. Örnek kaydın  $f$  ve  $f + \Delta f$  frekans genişliği arasındaki kare ortalama değeri, keskin kesme (cutoff) karakteristiklerini kapsayan band geçiren filtreyle (band-pass filter) örnek kaydın filtre edilmesiyle ve filtreden kare çıkışın ortalamasının hesaplanmasıyla elde edilebilir. Bu kare ortalama (average) değeri, gözlem zamanı  $T$  sonsuza uzandığında kesin ortalama (mean) değere yaklaşır. Eşitlikle ifade edilirse, şu şekilde gösterilir.

$$\Psi_{x^2} [f, f + \Delta f] = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x^2(t, f, \Delta f) dt \dots (29)$$

Burada  $x(t, f, \Delta f)$ ,  $f$  den  $f + \Delta f$  ye kadar olan frekans genişliğinde  $x(t)$  nin bir kısmıdır. (portion).

Küçük  $\Delta f$  için, G.Y.S. Fonksiyonu  $G_x(f)$  şu şekilde verilir.

$$\Psi_{x^2}(f, f + \Delta f) \approx G_x(f) \Delta f \dots (30)$$

Daha kesin bir ifadeyle,

$$G_x(f) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \frac{\Psi_{x^2}(f, f + \Delta f)}{\Delta f} = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{(\Delta f)T} \int_0^T x^2(t, f, \Delta f) dt \dots (31)$$

$G_x(f)$  daima reel değer olup, negatif olmayan bir fonksiyondur.

G.Y.S. Fonksiyonunun önemli özelliği, onun otokoreasyon fonksiyonuyla ilgili olmasıdır. Bilhassa stasyonere doneler için, iki fonksiyon birbiriyle Fourier transformuyla aşağıdaki şekilde ilişlidir.

$$G_x(f) = 2 \int_{-\infty}^{\infty} R_x(\tau) e^{-j2\pi f\tau} d\tau = 4 \int_0^{\infty} R_x(\tau) \cos 2\pi f\tau d\tau \quad (32)$$

İkinci eşitlik mevcuttur, zira  $R_x(\tau)$ ,  $\tau$  nun çift sayılar fonksiyonudur.

G.Y.S. Fonksiyonunun terimlerinde  $x(t)$  nin ortalama değeri şu şekilde verilir.

$$\mu_x = \left[ \int_0^{\infty} G_x(f) df \right]^{1/2} \quad (33)$$

Burada 0- integralin alt limiti, sıfır, aşağıdan yaklaşır ve  $0^+$  da integralin üst limiti, yine sıfır, yukardan yaklaşır anlamındadır. Yani,  $x(t)$  nin ortalama değeri, sıfır frekansta Dirac Delta fonksiyonu olarak  $G_x(f)$  de görülecektir.

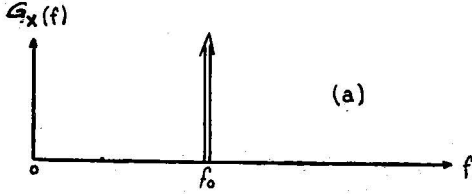
Ortalama değer, bu delta fonksiyonunun altındaki alanın pozitif kareköküne eşittir.

$x(t)$  nin kare ortalama değeri de aşağıdaki gibi verilir.

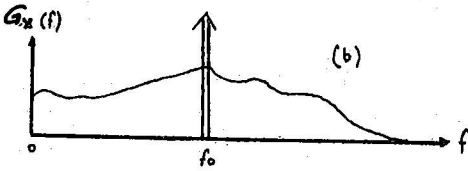
$$\Psi_x^2 = \int_0^{\infty} G_x(f) df \quad (34)$$

Buradan anlaşılacağı üzere, integralin alt limiti eşitlik (33) ü kapsamak için aşağıdan yaklaştırılır. Dolayısıyla kare ortalama değeri, frekansa karşılık noktalan G.Y.S. Fonksiyonunun toplam alanına eşittir.

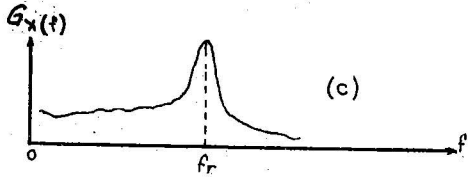
Şekil 9. da verilen dört hal için olan G.Y.S. Fonksiyonları Şekil 13. de gösterilmiştir.



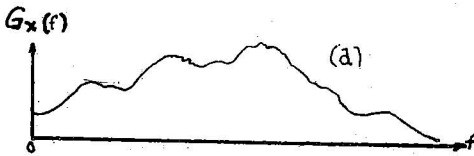
Sinüs Dalgası



Sinüs. dalgası + Gelişigüzel gürültü



Dar bantdaki gelişigüzel gürültü



Geniş bantdaki gelişigüzel gürültü

Bu grafiklere «Güç Spektralleri» denilir. Şeklin (a) kısmında, sinüs dalgası için olan kesikli güç spektrumu aşağıdaki ifadeyle tanımlanır.

$$G_x(f) = \frac{X^2}{2} \delta(f-f_0) \quad (35)$$

Burada  $\delta(f-f_0)$ ,  $f = f_0$  daki delta fonksiyonunu tarifler. Sinüs dalgası için G.Y. Spektrali, sinüs dalgasının frekansında sonsuz büyüklükte olup, diğer bütün frekanslarda sıfırdır. Maamafih, güç spektrumunun herhangi bir frekans genişliği üzerindeki integrali, sinüs dalgasının kare ortalama değerine ( $X^2/2$ ) eşit belirli bir değeri haiz sinüsoidal frekansı kapsar.

Şeklin (d) kısmında verilen ve nisbeten düz ve geniş olan güç spektrumu, gelişigüzel donelerin bu tipi için geniş bandda belirleyici bir hususdur. Beyaz Gürültünün hipotez hali için, bu üç spektrumu tariflenen bütün frekanslarda üniformdur.

Sinüs dalgası + gelişigüzel gürültü için olan güç spektrumu, sinüs dalgası ve gelişigüzel gürültü için ayrı ayrı olan güç spektrumlarının bir toplamı olup, Şeklin (b) kısmında gösterilmiştir.

Diğer taraftan, Şeklin (c) kısmında gösterildiği gibi, dar banddaki gelişigüzel gürültü için olan güç spektrumunda, sinüs dalgasında olduğu gibi keskin bir pik vardır. Ancak, gelişigüzel gürültü gibi de düz bir şekilde devamlıdır.

Şekil 13. den, güç spektrumunun sinüs dalgası halinden, geniş banddaki gürültü haline doğru belirli bir uzanım gösterdiği anlaşılmaktadır.

**Uygulama :** Fiziksel donelerin G.Y.S. Fonksiyonlarının ölçülmesi için esas uygulama, fiziksel sistemin kapsadığı esas karakteristiklerle önemli ilgileri verecek olan donenin, frekans birleşiminin tesbit edilmesidir. Örneğin,  $H(f)$  frekans mukabele fonksiyonuyla bir elektrik devresini ele alalım.  $G_x(f)$  G.Y.S. Fonksiyonuyla stasyonere gelişigüzel bir sinyalin elektrik devresinin girişine tatbik edildiğini kabul edelim. Elektrik devreden çıkış, G.Y.S. Fonksiyonu aşağıda verilen bir stasyonere gelişigüzel sinyal olacaktır.

$$G_y(f) = |H(f)|^2 G_x(f) \quad (36)$$

Bu eşitlikten görüldüğü gibi, herhangi iki kantitenin bilgileri veya ölçümünden, üçüncüsü tahmin edilebilir. Burada belirtilecek bir nokta, frekans mukabele fonksiyonunun yalnız magnitudünün eşitlikle ilgili olmasıdır.

### Gelişigüzel Donelerin Bağlı (Joint) Özellikleri :

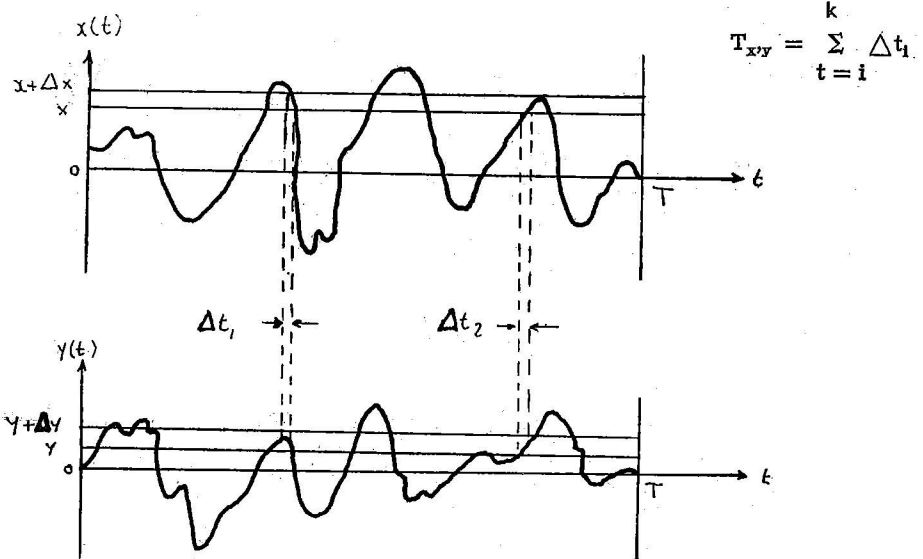
Bundan önce bahsedilen istatistiksel fonksiyonlar, bireysel gelişigüzel işlem den donelerin özelliklerini tariflemekte kullanılır. Ancak çoğunlukla, iki veya daha fazla gelişigüzel olaydan farklı donelerin, bilinen belirli veya birleşik özelliklerini tariflemek istenir.

İstatistiksel fonksiyonların üç ana tipi, iki gelişigüzel olaydan örnek fonksiyonlarının birleşik özelliklerini tariflemekte kullanılır. (a) Birleşik Probabilite Yoğunluğu Fonksiyonları (B.P.Y.F.), (b) Kroskorelasyon Fonksiyonları (Cross-correlation), ve, c) Krosspektral (cross-spectral) Yoğunluk Fonksiyonları (K.S.Y.F.). Bu fonksiyonlar için bağlı özelliklerle ilgili gerekli doneler sırasıyla, amplitüd domeni (amplitüd domain), zaman domeni ve frekans domenin'den elde edilirler.

#### Bağlı Probabilite Yoğunluğu Fonksiyonları : (B.P.Y.F.)

İki gelişigüzel örnek kaydı için B.P.Y.F., zamanın herhangi bir anında bazı belirli zaman genişliği çifti içinde, her iki örnek kayıt için aynı zamanda farzedilecek değerler olan probabiliteleri tarifler.

Şekil 14. de verilen  $x(t)$  ve  $y(t)$  kayıtlarının zaman çiftini alalım.  $x(t)$ ,  $x$  ve  $x + \Delta x$  arasındaki genişlik içinde bir değer aldığı anda,  $y(t)$  de aynı zamanda  $y$  ve  $y + \Delta y$  arasındaki genişlik içersinde bir değer alacaktır. Bu probabilitel,  $T_{xy}/T$  oranını alarak elde edilebilir.



Ş E K İ L 14.

Burada  $T_{x,y}$  gözlem zamanı  $T$  süresince  $x(t)$  ve  $y(t)$ , sırasıyla,  $(x, x + \Delta x)$  ve  $(y, y + \Delta y)$  genişlikleri içine aynı anda rastlandığında toplam zaman değeridir.  $T$  sonsuza uzandığında, bu oran kesin probabite tarifine yaklaşacaktır. Yani,

$$\text{Prob} [x < x(t) \leq x + \Delta x, y < y(t) \leq y + \Delta y] = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{T_{x,y}}{T} \quad (37)$$

Küçük  $\Delta x$  ve  $\Delta y$  için, ikinci merteye **B.P.Y.F.**  $p(x,y)$  aşağıdaki gibi verilir.

$$\text{Prob} [x < x(t) \leq x + \Delta x, y < y(t) \leq y + \Delta y] \approx p(x,y) \Delta x \Delta y \quad (38)$$

Daha kesin bir ifadeyle,

$$p(x,y) = \lim_{\substack{\Delta x \rightarrow 0 \\ \Delta y \rightarrow 0}} \frac{\text{Prob} [x < x(t) \leq x + \Delta x, y < y(t) \leq y + \Delta y]}{(\Delta x)(\Delta y)} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \lim_{\Delta y \rightarrow 0} \left| \frac{T_{x,y}}{(\Delta x)(\Delta y)} \right| \quad (39)$$

**B.Y.F.**  $p(x,y)$ , daima reel değer olup, negatif olmayan bir fonksiyondur.

$x(t)$  ve  $y(t)$  nin herhangi bir değerindeki probabillite, aşağıdaki gibi verilen **B.P.Y.F.**  $P(x,y)$  ile tariflenen  $x$  ve  $y$  nin bazı değerlerinden küçük veya eşittir.

$$P(x,y) = \text{Prob} [x(t) \leq x, y(t) \leq y] = \int_{-\infty}^x \int_{-\infty}^y p(\xi, \eta) d\xi d\eta \quad (40)$$

Birinci merteye dağılım fonksiyonları için olduğu gibi,  $P(x,y)$  sıfır ve birle sınırlandırılmıştır. Burada  $P[-\infty, -\infty] = 0$  ve  $P[\infty, \infty] = 1$ dir.

$x(t)$  ve  $y(t)$  nin aynı anda  $(x_1, x_2; y_1, y_2)$  genişliği içine rastlandığında probabillite aşağıdaki gibi verilir.

$$\begin{aligned} P(x_2, y_2) - P(x_1, y_1) &= \text{Prob} [x_1 < x(t) \leq x_2, y_1 < y(t) \leq y_2] \\ &= \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} p(x,y) dy dx \quad (41) \end{aligned}$$

İki olay istatistik olarak birbirine bağlı değilse, **B.P.Y.** şu şekilde verilir.

$$P(x,y) = p(x) p(y) \quad (42)$$

Yani bu tip problemlerde, **B.P.Y.F.**, birinci merteye **P.Y.F.** larının çarpımıyla verilir.

**B.P.** Yoğunluklarının grafiği üç boyutlu olarak çizilir.

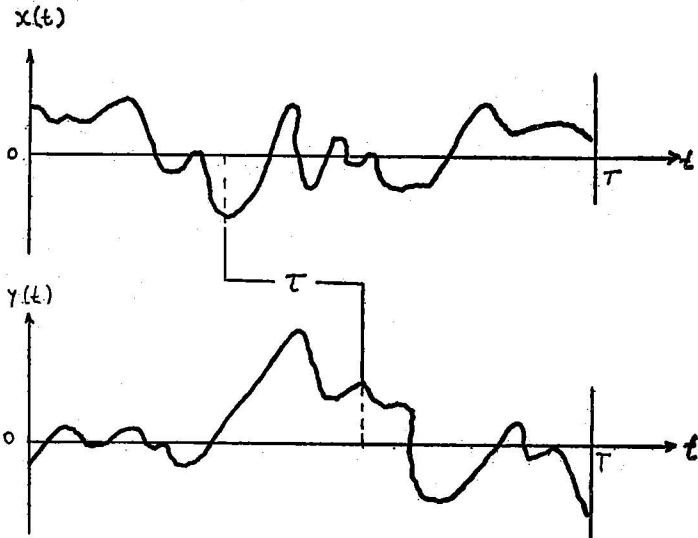
**Uygulama :** **B.P.Y.F.** ölçümü için esas uygulama, korele edilmiş gelişigüzel donenin iki setiyle ilgili olarak olay için, probabillistik tariflerin

tesbit edilmesidir. Örneğin, bazı korelasyonlarla gelişigüzel titreşen iki bitişik elastik yapı arasındaki çarpışmanın önceden tahmini, B.P.Y.F. için direkt bir uygulamadır. Bazı uygulamalarda, iki olayın oluşumunun probabilitelerinin, bu olaylardan birinin oluşumunun probabilitesiyle olan ilgisi istenir. Bu gibi şartlı (conditional) probabilitelerde BP.Y.F. nun bilinmesi gereği vardır. Fiziksel donenin başlangıç kesmelerinin (threshold crossing) veya sıfır kesmelerinin beklenen sayısını ve dağılımların pik değerinin önceden tahmini veya uç (extreme) değer özelliklerinin tesbitinde özel uygulamalar oluşur.

### Kroskorelasyon Fonksiyonları (K.K.F.) :

Gelişigüzel donelerin iki seti için K.K.F., donenin bir setinin değerlerinin diğerlerine olan genel bağımlılığını tarifler.

Şekil 15. de verilen  $x(t)$  ve  $y(t)$  kayıt çiftini alalım.  $t$  zamanında  $x(t)$  nin ve  $t+\tau$  zamanında  $y(t)$  nin değerleri için K.K.F. nun bulunması aynen otokorelasyon fonksiyonların da yapıldığı gibi,  $T$  gözlem zamanı üzerinde iki değer için, çarpım ortalamalarının (average product) alınmasıyla yapılabilir.



Ş E K İ L 15.

Çarpım ortalaması sonucu,  $T$  sonsuza uzandığında kesin K.K.F. na yaklaşacaktır. Yani,

$$R_{xy}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \int_0^T x(t) y(t+\tau) dt \quad (42)$$

$R_{xy}(\tau)$  fonksiyonu daima reel değer fonksiyonu olup, negatif veya pozitif olabilir. Bundan başka,  $R_{xy}(\tau)$  otokorelasyon fonksiyonlarında olduğu gibi,  $\tau = 0$  da maksimuma havi değildir veya  $R_{xy}(\tau)$  otokorelasyon fonksiyonlarında olduğu gibi çift sayılar fonksiyonudur. Ayrıca,  $R_{xy}(\tau)$  x ve y birbiriyle yer değiştirdiğinde (interchange) ordinat boyunca simetri gösterir. Yani,

$$R_{xy}(-\tau) = R_{yx}(\tau) \quad (43)$$

K.K.F. nun mutlak değerini sınırlayan bağıntılar aşağıda verilmiştir.

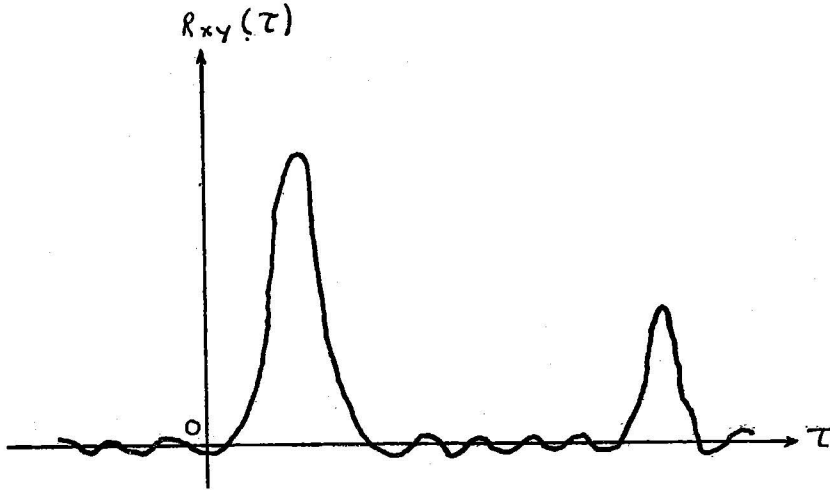
$$|R_{xy}(\tau)|^2 \leq R_x(0) R_y(0) \quad (44)$$

$$|R_{xy}(\tau)| \leq \frac{1}{2} [R_x(0) + R_y(0)] \quad (45)$$

$R_{xy}(\tau) = 0$  olduğunda, x(t) ve y(t) korele olmayan (uncorrelated) olarak adlandırılır. Eğer x(t) ve y(t) istatistik olarak birbirine bağımlı değilse, x(t) veya y(t) sıfır ortalama değeri haiz olmak üzere, bütün zaman deplasmanları için  $R_{xy}(\tau) = 0$  dir.

Eğer x(t) veya y(t) nin her ikisi için ortalama değer sıfır değilse, bu durumda bütün zaman deplasmanları için K.K.F.,  $\mu_x$   $\mu_y$  değerine haiz olacaktır.

Şekil 16. da, gelişigüzel geçmiş zaman kayıt çifti için olan tipik bir K.K. grafiği verilmiştir. Bu grafa «Kroskorelogram» (cross-correlogram) denilir. Burada belirlenen nokta şudur. Özel zaman deplasmanları için x(t) ve y(t) arasında korelasyonun varlığını belirten keskin pikler zaman zaman görülecektir.





**Krosspektral Yoğunluk Fonksiyonları (K.S.Y.F.) :**

Gelişigüzel donenin iki seti için K.S.Y.F. fikri, direkt olarak K.K.F.-ndan gelişmiştir. Tek bir kaydın G.Y.S.F., otokorelasyon fonksiyonunun Fourier Transformu olduğu gibi, kayıt çifti için de K.S.Y.F., kroskorelasyon fonksiyonunun Fourier Transformudur. Zira, K.K.F. çift sayılar fonksiyonu değildir, K.S.Y.F. genel olarak kompleks sayılardır.

$$G_{xy}(f) = C_{xy}(f) - j Q_{xy}(f) \dots \dots (46)$$

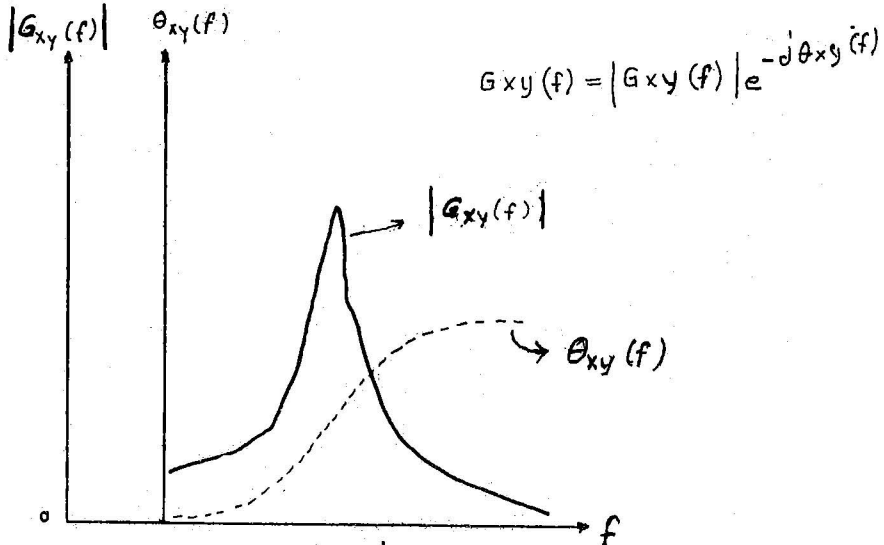
Burada reel kısım  $C_{xy}(f)$  «Kospektral» (co-spectral) Yoğunluk Fonksiyonu ve imajiner kısımda  $Q_{xy}(f)$  «Kuadrator» (quadrature) Spektral Yoğunluk Fonksiyonu olarak adlandırılır.  $C_{xy}(f)$  ile  $Q_{xy}(f)$  arasında, frekansta 90° lik bir faz farkı vardır. Yani,

$$C_{xy}(f) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{(\Delta f)T} \int_0^T x(t, f, \Delta f) y(t, f, \Delta f) dt \quad (47)$$

$$Q_{xy}(f) = \lim_{\Delta f \rightarrow 0} \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{(\Delta f)T} \int_0^T x(t, f, \Delta f) y^\circ(t, f, \Delta f) dt \quad (48)$$

Burada  $x(t, f, \Delta f)$  ve  $y(t, f, \Delta f)$  sırasıyla,  $x(t)$  ve  $y(x)$  nin filtre edilmiş kısımlarıdır.  $y(t, f, \Delta f)$  ise,  $y(t, f, \Delta f)$  den 90° lik faz kaymasını tarifler.

Şekil 17. de, tipik bir K.S.Y. grafi verilmiştir. Bu graf «Krosspektrum» (cross-spectrum) olarak adlandırılır. Burada belirlenen nokta şudur. Graf, magnitud ve fazı veren iki kısmı kapsamaktadır



ŞEKİL 17.

$$G_{xy}(f) = |G_{xy}(f)| e^{-j\theta_{xy}(f)}$$

$$|G_{xy}(f)| = \sqrt{C_{xy}^2(f) + Q_{xy}^2(f)}$$

$$\theta_{xy}(f) = \tan^{-1} \left[ \frac{Q_{xy}(f)}{C_{xy}(f)} \right]$$

**Orta Limit Teoremi (Central Limit Theorem) :**

$x_1, \dots, x_n, \dots$  den meydana gelmiş bir dizi düşünelim. Burada,  $x_1, \dots, x_n$  (r,v) ve bunların yoğunluk fonksiyonları  $f_i(x)$  olsun.

$$x = \frac{(x_1 + x_2 + \dots + x_n)}{n}$$

Burada, n büyük olursa varyans küçülür. Buradan da yoğunluk fonksiyonu  $f_x(x)$  in, ortalama değer civarında konsantre olacağı sonucuna varılır. Kısaca, n artarsa  $f_x(x)$  normal eğriye yaklaşır. (fi(x) ne olursa olsun.)

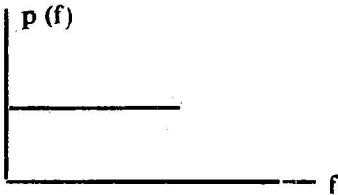
Normal Yoğunluk  $f(x) \sim \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$

$\delta$  : Varyans

$\bar{x}$  : Ensemble ortalamasının beklenen değeri (expected value of ensemble average)

**Beyaz Gürültü (White Noise) :**

Stasyoner bir olaydır. Bütün frekanslar güç spektral yoğunluk fonksiyonuna eş güçlerle iştirak ederler. Beyaz Gürültü'nün güç spektrumu aşağıdaki gibidir.



## BALKAN BÖLGESİNDEKİ DEPREM RİSKİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ(\*)

Hazırlayanlar : (\*\*)

S. T. Algermissen - D. M. Perkins - W. Isherwood  
D. Gordon - G. Reagor - C. Howard

Çeviren :

M. Emin Özel (\*\*\*)

### GİRİŞ :

Bu çalışma, Balkan Bölgesinin Sismisite Etüdleri Projesi içerisinde UNESCO ile U.S. Geological Survey arasında yapılan anlaşma gereğince hazırlanmıştır. Anlaşmaya göre çalışma kapsamına aşağıdaki konular girmektedir.

1. N. V. Shebalin tarafından hazırlanan Balkan Bölgesinin Deprem Bölgesinin Deprem Kataloğunun çeşitli yönlerden istatistiksel analizi.

2. Balkan bölgesinde 25 ve 200 yıllık inceleme periyodları için % 70 olasılık aşılmayacak şekilde ivme veya hız esaslarına dayanan sismik risk haritalarının hazırlanması.

3. Risk haritalarının hazırlanması için Fortran dilinde hazırlanmış açıklamalı bir bilgisayar programının yazılması.

Çalışma kapsamına giren konular 21 - 25 Ocak 1974 tarihleri arasında Üsküp'te Proje Ofisi merkezinde yapılan toplantıda yeniden gözden geçirilmiş ve açık bir hale getirilmiştir. Bu toplantıya Proje direktörü V. Karnik, N. V. Shebalin, G. I. Reisner, S. T. Algermissen ve D. M. Perkins katılmışlardır.

### Risk Haritalarının Genel Teorisi :

Balkan bölgesini sismik risk kavramı içerisinde zonlara ayırmak için kullanılan teknik 4 ana adımdan oluşmuştur. Çalışmada uygulanan genel teori Cornell'in (1968 - 1971) teklif ettiği teoriye benzemektedir.

### 1. Deprem Aktivitesi Alanlarının Tanımı :

Bu alanlar için bundan sonra, kaynak alanlar veya kaynak tabiri

---

(\*) Bu makale Bükres'te 20 - 25 Mayıs 1974 tarihleri arasında yapılan «Seismic Zoning Map» simpozyumunda sunulmuştur.

(\*\*) U.S. Geological Survey, Seismicity Risk Analysis Program.

(\*\*\*) Orta Doğu Teknik Üniversitesi

kullanılacaktır. Aktivite alanları aşağıdaki temellere dayanılarak tarif edilebilir.

a — Tarihsel kayıtlara göre sismik aktivite gösterdiği bilinen bölgeler.

b — Yakın zamanlara ait tektonik aktivite işareti taşıyan genç jeolojik oluşumlar.

c — Jeodezik verilerle, kabuk deformasyonu gösterdiği bilinen bölgeler.

d — Yukarıda sayılan üç durumun birlikte gözlemlendiği alanlar.

## 2. Kaynak Alanlardaki Deprem Aktivitesinin İstatistikî Özelliklerinin Değerlendirilmesi :

Böyle bir değerlendirme için, genel olarak her bir kaynak alan için,

a —  $\log N = a - b M$  ilişkisinin tayin edilmesi,

b — Her bir kaynak alanda meydana gelebilecek maksimum şokun, Mağnitüdünün değerlendirilmesi gerekir.

Bu iki parametre, her kaynak alanın gelecekteki sismik aktivitesinin belirlenmesinde kullanılacak temel parametrelerdir.

## 3. İncelenen Alanlardaki Zemin Titreşimleri için Azalma Eğrilerinin (Attenuation Curves) Geliştirilmesi :

Bu amaç için incelenen alandaki zemin titreşimlerini karakterize edebilen, şiddet, ivme, hız veya deplasman gibi herhangi bir parametrenin kaynaktan itibaren mesafe ile azalması değerlendirilmelidir.

## 4. Her Bölge İçin Gerçek Sismik Risk'in Hesaplanması :

Bu çalışmada risk, bir yer titreşiminin, belli bir bölgede ve belli bir zaman aralığında belli bir büyüklüğü aşmaması ihtimali olarak tarif edilmiştir.

Balkanlar'ı zonlara ayırmada kullanılan teknikte gözönüne alınan elemanlar Şekil 1'de şematik olarak gösterilmektedir. Şekil 1-A da hayali bir kaynak-alanı görmekteyiz. Depremier üçgenlerle temsil edilmektedir. Bilinen kırıklar (faylar) devamlı çizgilerle, tahmin edilen kırıklar kesikli çizgilerle gösterilmiştir.

Kaynak-alan olarak seçilen bölgeler, bir kesikli deprensellik (discrete seismicity) alanı ve bir de, eldeki bilgilerin elverdiğince, ilgili tektonik elementler alanı içermektedir.

Şekil 1 B de bir kaynak-alan için elde edilen tipik bir  $\log N - M$  ilişkisi görülmektedir. Mağnitüd-frekans ilişkisini kullanarak, kaynak-alan olan bölgenin deprem aktivitesinin yersel dağılımı (spatial distribution) tayin edilir. Deprem aktivitesinin her kaynak-alan için olan yersel dağılımı birçok yollardan tayin edilebilir. Örnek olarak, burada, deprem aktivitesini dağıtmanın iki muhtemel metodu tartışılacaktır :

(1) Eğer, bilinen genç faylar ve tektonik aktivite ile tarihsel deprensellik arasındaki ilişki iyi bilinmiyorsa, tarihsel donelerden bulunmuş mağnitüd-frekans bağıntısına dayanarak, deprem aktivitesinin gelecekteki yersel dağılımının kaynak alan içersinde herhangi bir yerde

**eşit büyüklükte** olacağı varsayılabilir. Eğer kaynağı,  $n$  tane daha küçük bölgecilere bölersek ve  $\Delta M$  magnitüd aralığında oluşan deprem sayısına  $N_{\Delta M}$  dersek, her küçük bölgede,  $\Delta M$  magnitüd aralığında meydana gelecek deprem sayısı,

$$\frac{N_{\Delta M}}{n} \text{ olur}$$

(2) Eğer, kaynak-alan'ın belli bir bölgesinin, bazı jeofizik veya jeolojik nedenlerle, diğer kısımlardan daha aktif olduğu kanısına varılırsa, bazı küçük bölgecilerdeki sismik aktivitenin ağırlığı artırılabilir ve diğer kısımlardaki ağırlık azaltılabilir. Bu durumda, magnitüd-frekans eğrisinin eğimi olan  $b$ , bütün kaynak bölgesi için sabit olur fakat, kesme noktası olan  $a$ , alan üzerinde değişecektir. Burada tek gözönünde tutulması gereken nokta, kaynak-alanda  $M_1 - M_2$  aralığında oluşan toplam deprem sayısının, magnitüd-frekans eğrisinden hesaplanan  $M_1 - M_2$  (magnitüd) aralığındaki deprem sayısını aşmamasıdır.

Kaynağın her bir küçük bölgesinde meydana gelebilecek depremlerin muhtemel dağılımı kararlaştırıldıktan sonra, her bölgede oluşacak depremin diğer bölgelere olacak etkisi, Şekil 1 C'de örneği gösterilen azalım eğrileri kullanılarak hesaplanabilir. Pratikte, titreşimin şiddet dağılımı (ivme, hız veya yer titreşiminin şiddetinin herhangi diğer bir ölçüsü) bir ağ şebekesi üzerinde çok sayıda yer için hesap edilmiştir. Ağ şebekesi tabiatıyla, deprem kaynak alanlarını da içermektedir.

Her bölgedeki, titreşimin şiddet dağılımından (şekil 1 D), belli bir şiddetteki titreşimlerin belli süreler (yıl olarak) içindeki sayılarını doğrudan doğruya tayin etmek mümkün olduğu gibi, titreşimlerin maksimum şiddetinin istenen seviyedeki ihtimalini de belli süreler (yıl olarak) için hesaplamak mümkündür.

Model oluşturma çalışmalarımız sonucunda, riski hesaplamak istediğimiz her noktadaki titreşim şiddetlerinin oluş-miktarlarının beklenen sayılarının dağılımını elde etmiş olacağız. Daha önce de belirtildiği üzere, haritalama gayesi ile risk, bir ağın bütün noktaları için hesaplanmış ve sonuçlar kontur şeklinde birleştirilmiştir.

Titreşimin şiddet dağılımından riski hesaplama işlemi şöyle olacaktır. Bir an için, kullanmak istediğimiz titreşim şiddeti ölçüsünün en büyük-ivme olduğunu varsayalım ve bunu ( $a$ ) veya ( $A$ ) ile gösterelim.

Öyleyse

$$F(a) = P [A \leq a \mid M \geq M_{\min}]$$

bağıntısını yazabiliriz.

Burada  $F(a)$ , ilgililenen belirli bir minimum magnitütden daha büyük  $M$  magnitüdünde bir deprem oluştuğunda, izlenmiş  $A$  ivmesinin,  $a$  değerinden küçük veya ona eşit olması ihtimalini belirlemektedir. Hesaplama işlemi istenilen her  $a$  ivme değeri için aşağıdaki ifadeyle yapılmaktadır.

$F(a) = (A < a \text{ ve } M > M_{\min} \text{ şartlarını sağlayan oluşların beklenen sayısı}) \text{ b\"{o}l\"{u} (M > M_{\min} \text{ şartını sağlayan oluşların toplam sayısı}).$  Tekerr\"{u}r periyodu (return period) olarak isimlendirilen ve zaman zaman kullanılan bir terim de;

$$R(a) = \frac{1}{1 - F(a)} \quad (3)$$

ifadesi ile tarif edilir. Burada  $R(a)$  a'dan b\"{u}y\"{u}k bir ivme elde etmek i\"{c}in meydana gelmesi gereken ortalama deprem sayıdır. Yıl olarak, tekerr\"{u}r periyodu şudur:

$$R_y(a) = \frac{R(a)}{M > M_{\min} \text{ şartını sağlayan olayların bir yıldaki beklenen sayısı}} \quad (4)$$

Aşağıdaki, u\"{c} (extreme) değerlerin dağılımı esas alınarak yapılan a\"{c}ıklamalar, tekerr\"{u}r periyodunun anlamını diğer bir g\"{o}r\"{u}ř a\"{c}ısından verecektir. İlgili ivmeleri  $A_i$  olan  $N$  bağımsız olay g\"{o}z\"{o}n\"{u}ne alalım.  $N$  setinin maksimum ivmelerinin k\"{u}m\"{u}latif dağılımı aşağıdaki ifadeler ile verilir:

$$\begin{aligned} F_{\max}(a) &= P[a \text{ değerinden k\"{u}c\"{u}k veya ona eşit olan } N \text{ adet ivmenin en b\"{u}y\"{u}đ\"{u}.] \\ &= P[a \text{ değerinden k\"{u}c\"{u}k veya ona eşit olan } N \text{ adet ivmeden herbiri}] \\ &= P[A_1 < a] P[A_2 < a] \dots P[A_n < a] \quad (5) \end{aligned}$$

(olaylar bağımsız olduğu i\"{c}in).

$$= F(A)^N \quad \text{eğer olaylar \"{o}zdeş (identical) dağıtılmışlar ise.}$$

Eğer,  $N$ 'nin kendisi de bir gelişig\"{u}zel değişken ise:

$$\begin{aligned} F_{\max}(a) &= F(a)^0 \cdot P(N=0) + F(a)^1 \cdot P(N=1) + \dots + F(a)^j \cdot P(N=j) + \dots \\ &= \sum_{j=0}^{\infty} F(a)^j P(N=j) \quad (6) \end{aligned}$$

Eğer,  $N$ , ortalama oluş y\"{u}zdesi  $\lambda$  olan bir Poisson dağılımına sahip ise:

$$\begin{aligned} F_{\max}(a) &= \sum_{j=0}^{\infty} F(a)^j \cdot \frac{\lambda^j e^{-\lambda}}{j!} = e^{-\lambda} \sum_{j=0}^{\infty} \frac{(\lambda F(a))^j}{j!} = e^{-\lambda} e^{\lambda F(a)} \quad (7) \\ &= \exp[-\lambda - \lambda F(a)] \end{aligned}$$

şimdi A yerine  $\lambda = \theta t$  koyarsak ( $\theta$  : yıl başına ortalama oluş yüzdesi ve  $t$  : istenen bir süre içindeki yılların sayısı)

$$F_{\max, t}(\alpha) = \exp[-\phi t (1-F(\alpha))]$$

yazabiliriz.  $\theta t [1-F(\alpha)] = 1$  olduğunu gözönüne alırsak,

$$\phi t = \frac{1}{1-F(\alpha)} = R(\alpha)$$

veya

$$t = \frac{R(\alpha)}{\phi} = R_y(\alpha)$$

$t = R_y(\alpha)$  olduğu zaman:

$$F_{\max, t}(\alpha) = \frac{1}{e} = 0.37 \quad (8)$$

olacaktır. Bunun anlamı, Poisson varsayımını kullanarak, tekerrür periyodu  $t$  olan bir ivmenin  $t$  yıl içerisinde aşılması ihtimalinin

$$1 - F_{\max, t}(\alpha) = 1 - \frac{1}{e} = 0.63 = \%63 \quad (9)$$

olduğudur.

Tekerrür periyodu kavramı ile ulaşılan yüksek aşma ihtimali, bizi, tekerrür periyodu çinsinden elde edilecek sismik risk ihtimali ifadelerinin mühendislik amaçları bakımından uygun olmayacağı kanısına götürüyor.

Bu nedenlerle biz, Balkanlar için yaptığımız risk değerlendirmesinde, maksimum ivme ve hızın belli bir süre içinde % 30 ihtimalle aşılmasını haritalandırmayı kararlaştırdık.

Bu çalışma için, uygun süreler olarak 25 yıl ve 200 yıl seçilmiştir.

En uç (extreme) ihtimalleri gösteren ifadeler, uç ihtimal ile ona karşılık gelen tekerrür periyodu arasında ilişkiyi göstermek bakımından, yeniden yazılacaktır:

$$\begin{aligned} F_{\max, t}(\alpha) &= e^{-\phi t(1-F(\alpha))} \\ &= e^{-\phi t/R(\alpha)} = e^{-t/R_y(\alpha)} \end{aligned} \quad (10)$$

öyle ki

$$\ln (F_{\max, t} (a)) = - \frac{t}{R_y (a)} \quad (11)$$

meselâ, 25 yılda % 70 ihtimalli tepe (peak) değeri % 15 g olan bir ivme durumu için,

$$\ln (0.70) = 25/R_y (a)$$

veya

$$R_y (a) = 25/\ln (0.70)$$

$$= - \frac{25}{(-0.357)} \cong 70 \text{ yıl}$$

(12)

elde edilecektir.

Öyleyse, söyleyebiliriz ki, % 15 tepe değeri olan ivmenin tekerrür periyodu 70 yıldır.

Benzer şekilde, belli bir tepe ivme değeri için tekerrür periyodu verildiğinde aynı ifadelerle, ivmenin bir zaman süresi içinde aşılması ihtimalini tayin edebiliriz.

#### Çalışmada Kullanılan Kaynaklar :

Balkanların risk haritalarını hazırlanmasında kullanılan önemli araştırma malzemeleri şunlardır:

- (a) Deprem kataloğu ( $M \geq 5$ , 1901 - 1970;  $M < 5$  değerleri homojen değildir.  $I \geq VII$ , 1801 - 1900;  $I \geq VIII$  1801'den önce) ki temel parametreleri ve gerekli açıklamaları içerir ve M, I ve h arasındaki ampirik ilişkileri bazı yerler için, vermektedir.
- (b) Açıklamaları ile birlikte, 500 kadar izoseist haritaları (orijinal ve genelleştirilmiş izoseistler).  
Katalog, açıklamaları, ve ekleri ve izoseist haritaları projeye katılan ülkelerce temin edilen verilere dayanılarak, N.V. Shebalin tarafından hazırlanmıştır. (1973)
- Schnabel ve Seed tarafından geliştirilen (1973) ivme azalma eğrileri.
- Yazarlar tarafından geliştirilen, tadil edilmiş Mercalli (MM) şiddet verileri ile partikül hızı arasında bulunan bir ilişki. U.S. Geological Survey'den A. F. Espinosa'nın nazik izinleri, bize basılma-



miş durumda olan hız-şiddet (MM) verilerini (1971 San Fernando, Kaliforniya depremi için) kullanma imkânını sağladı. Espinosa, bu deprem sırasında kaydedilen verileri kullanarak partikül hızlarını hesaplamıştır.

4. (a) İ. J. Aptekman, V. N. Averyanova, H. A. Shrometskaya, G. P. Gorshkov, O. V. Krillova, G. I. Reisner, N. V. Shebalin, V. N. Sholpo (Editör; N. V. Shebalin) tarafından hazırlanan deprem kaynak zonları (normal derinlikteki deprem odakları için)
- (b) J. J. Aptekman, A. V. Drumea, Y. V. Rıznicenko, N. V. Shebalin, N. Y. Stepanenko tarafından hazırlanan deprem kaynak zonları (orta derinlikteki deprem odakları için)
- (c) Katalogda kullanılan ve çeşitli (M, I, h) ilişkilerine karşılık gelen, N. V. Shebalin'in hazırladığı deprem haritaları.
- (d) Yine N. V. Shebalin tarafından hazırlanan Balkan bölgesine ait odak derinliği mağnitüd grafikleri. Üsküp'teki proje ofisinde sağlanan diğer tablo ve haritalar da yardımcı malzeme olarak kullanılmıştır. Özellikle çeşitli ülkeler yetkililerince hazırlanmış olan neotektonik ve sismotektonik haritalar maksimum şiddet haritaları ve deprem özeği (epicenter) haritaları çok faydalı olmuşlardır

#### **Azalma İlişkileri :**

Balkan bölgesi için geçerli olacak uygun azalma eğrilerinin geliştirilmesi için, bir dizi varsayımlar ve genelleştirmeler yapmak, gerekmiştir. Öncelikle, bölgedeki şokların odak derinliği hakkında bir varsayım yapmak gerekmiştir. Shebalin'in katalog ve açıklamaları, sismik aktivitenin derinlikle dağılımı hakkında ayrıntılı bilgiler sağlamıştır. Riskin hesaplanmasında kullanılan bilgisayar programı odak derinliğinin değişmesine elvermemektedir. Teknik olarak, deprem odaklarının derinlikle değişiminin uyduğu belirtilmiş (veya tesadüfi) dağılımları içeren bir program geliştirmek mümkündür. Bu, bilgisayar programının geniş bir bölümünün yeniden yazılması ve gözden geçirilmesi gereğini doğuracaktır. Ocak 1974'de Üsküp'te toplanan proje ofisindeki toplantıda, bütün iştirakçilerin katıldığı bir kararla, risk analizi bilgisayar programının geniş olarak gözden geçirilmesinin bu projenin sınırlarını aşan bir iş olduğu saptanmıştır. Ayrıca, yine bu toplantıda alınan diğer bir kararla, sığ sarsıntılar için bir ortalama derinlik ve orta derinlikteki sarsıntılar için bir ortalama derinlik saptanması ve bunların bütün bölge için kullanılması yeterli görülmüştür.

Shebalin'in grafiklerini kullanarak, sığ sarsıntılar için 15 km'nin, orta sarsıntılar için 110 km'nin temsil edici derinlikler olarak alınabileceği kararlaştırılmıştır. Aynı şekilde, tarihsel kayıtlara geçen sarsıntılarında odak derinliğinin 50 km. den az olduğu durumlar, istatistiksel ve hesaplama amaçları için 15 km derinliğe sahip sayılmışlardır. 50 km. den derin olan orta sarsıntılar da 110 km.'de oluşmuş olaylar alınmışlardır.

Bu yaklaşımların sonuçta elde edilecek risk haritası üzerine olan etkisi şu olacaktır: Varsayılan ortalamalardan daha derinde oluşan depremlerin tesiri biraz fazla olarak değerlendirilmiş olmakta ve ortalama dan daha sığ sarsıntıların tesiri de gereğinden az olarak değerlendirilmektedir.

Sert kayalarda ivmenin azalma ilişkisi olarak Schnabel ve Seed (1973)'in geliştirdiği eğriler hiç bir değişiklik yapılmadan, sığ sarsıntıların ivme dağılımının hesaplanmasında kullanılmıştır. Şekil 2'de gösterildiği üzere şiddetli hareket kayıtlarının elde bulunduğu Yugoslavya ve Yunanistan'da meydana gelmiş bazı sığ odaklı depremler bu eğrilerle çok iyi uyum göstermiştir. Schnabel-Seed eğrileri orta derinlikli (110 km) sarsıntıların ivme etkilerinin hesaplanması için, aşağıdaki şekilde değiştirilmiştir: V. Karnik, U. V. Shebalin ve diğerleri ile yapılan tartışmalarda, Balkanlar'da meydana gelen orta derinlikteki sarsıntıların büyük çoğunluğunun odak derinliğinin 100 km veya daha fazla olduğu, bununla birlikte, bu depremlerin çoğunda meydana gelen hasar örnekleri ve şiddet değerlerinin, derinliği 100 km civarında olan depremlerin oluşturacağından daha yüksek bulunduğu kaydedilmiştir. Bu oluşun bir açıklaması şudur:

Bu depremlerin odaklarındaki kırılmalar aletlerle tesbit edilen odaktan daha sığ seviyelere kadar genişlemekte, dolayısı ile, normalden daha yüksek ortalama hasarlar meydana gelmektedir.

Bu etkiyi hesaplara koymak için, Schnabel-Seed'in azalma eğrileri, ortalama enerji odağı 55 km alınmış ve, depremlerin ivme azalmasına daha iyi bir yaklaşım olacağı düşünülerek tadil edilmiştir. Bu tadil işlemi, eğrilerin  $h < 18$  (ortalama 10 km) olan odak derinliği değerini 55 km'ye çıkararak yapılmıştır.

Eğer,

$a_{x_1}(10) =$  Odak derinliği  $h = 10$  km olan bir depremden dolayı episantr uzaklığı  $x_1$  olan yerdeki ivme,

$a_{x_2}(55) =$  odak derinliği  $h = 55$  km olan bir depremden dolayı episantr uzaklığı  $x_2$  olan yerdeki ivme

ise,  $r_1 = r_2$  olduğunda  $a_{x_1}(10) = a_{x_2}(55)$  olur.

Burada,  $r_1, r_2$  hiposantral uzaklıklar  $h_1, h_2$  odak derinlikleridir.

$$\text{ve } r_1^2 = h_1^2 + x_1^2$$

$$r_2^2 = h_2^2 + x_2^2$$

$$\text{veya } x_2^2 = x_1^2 - 2925 \text{ için}$$

$$a_{x_1}(10) = a_{x_2}(55)$$

$h = 10$  km için olan ivme azalmasının  $h = 55$  km olan sarsıntılar için meydana gelecek ivme azalmasına dönüştürmek basit bir geometrik dönüşümdür. Dönüşüm, kabuk-manto (crust-mantle)daki söpüm hızının, 55 km'lik derinliklere kadar, yaklaşık olarak sabit olduğu varsayımını da içerir.

Balkanlar için, orta derinlikteki şoklar hakkında hiç bir ivme verisi elde edilememiştir. Bununla beraber  $h = 55$  için türetilen ivme azalmanın eğrilerinin kontrolü, Washington'daki 1949 Saatle (7.1 magnitüdünde) ve 1965 Olympia (6.5 magnitüdünde) depremlerinden elde edilmiş olan sınırlı verilerle, kısmen sağlanmıştır. Bu her iki sarsıntı da 50 - 60 km civarında odak derinliklerine sahipti. Bu sınırlı veriler gösterdi ki  $h = 55$  km. için türetilen ivme azalma eğrileri akla yakın sonuçlar vermektedir.

Hız azalmı eğrileri 3 adımda türetilmişlerdir: İlk olarak, Amerika Birleşik Devletleri'nde meydana gelmiş olan bazı depremler sırasında kaydedilen akselogramların integrasyonundan elde edilen verileri kullanarak, tatil edilmiş Mercalli (MM) şiddet değerleri ile partikül hızı arasında bir ilişki geliştirilmiştir. (Page et al, 1972, Espinosa 1973). 1971 San Fernando (Kaliforniya) depremi için elde edilmiş olan verilen, tek başına, toplam verilerin önemli bir bölümünü meydana getiriyordu ve diğer bazı depremler için de elde, bazı sınırlı veriler vardı. Sonuçlar

Şekil 3'te verilmektedir. Bu verilerden elde edilen ilişki sudur:

$$I = \log_{10} 14 / \log_{10} 2.11 \quad (14)$$

Bu Newmark ve Rosenbleuth (1971) tarafından teklif edilen ilişkiye benzemektedir. Burada I, MM şiddet değeri ve v, cm/sn olarak partikül hızıdır.

İkinci olarak, şiddet (MCS ölçeğinde) azalmı eğrileri, Shebalin'in hazırladığı izoseist haritaları kullanarak elde edilmiştir. Odak derinlikleri 10-20 km. olan depremlere ait izoseist haritaları kullanarak, ortalama derinliği 15 km. olan depremler için geçerli olacak şiddet-azalmı eğrileri meydana getirilmiştir. Odak derinliği 100-120 km. arasında olan sarsıntuların izoseist haritalarını kullanarak da  $h = 115$  km. olan depremler için şiddet-mesafe eğrileri elde edilmiştir.

Verileri 3.5-4.4, 4.5-5.4, 5.5-6.4, 6.5-7.4 magnitüd gruplarına ayırarak,  $h = 15$  km ve  $h = 110$  km için, ortalama şiddet-mesafe eğrilerinin magnitüdün bir fonksiyonu olarak elde edilmiş olmaktadır. Bunların elde edilmesinden sonra, şiddetler, bütün uzaklıklar için, geçerli olmak

üzere, 1/2 şiddet birimi kadar azaltılmışlardır. Bunun nedeni, şiddet-mesafe eğrilerinin, bir dereceye kadar, sert-kayaçlara ait değerlerin temsilcisi olmasıdır. Sert-kayaç'ın anlamı daha sonraki paragrafta açıklanacaktır.

Üçüncü olarak da, şiddet-mesafe eğrileri, (11) nolu denklemi kullanarak ve M.M. ile M.C.S. ölçekleri arasında bire bir tekabül yet varsayılarak, partikül hız-azalım-eğrilerine çevrilmişlerdir. Sonuçta elde edilen azalım eğrileri Şekil 4 ve 5'de gösterilmektedir ve bunlar, sert kayalar'daki azalmı temsil etmektedirler.

Sert-kayaç'ı tarif etmek, çeşitli sorunlar yaratmaktadır. Tarifin özünde kayanın iyice sertleşmiş (indurated) oluşu ve oldukça yüksek S dalgası (shear) hızına sahip olması önerilmektedir. Bu raporun amaçları bakımından, sert kayaç, S dalgası hızı, yaklaşık 1.5-1.8 km/sn olan materyal olarak alınmıştır. İyice sertleşmiş tortul kayalar, birçok durumlarda, sert kayaç olarak sınıflandırılmıştır.

#### **İstatistiksel Analiz ve Haritaların Hazırlanması :**

Shebalin tarafından hazırlanan katalogdaki depremler coğrafi bölgeler(\*) itibarıyla derinlik ve büyüklük bakımından, şu şekilde sınıflandırılmıştır :

Sığ = 50 km ve daha az

orta = 50 km'den derin, sarsıntılar

Başlangıç olarak, Karnik'in incelediği bölgedeki sığ depremler için b değerleri, her bir magnitüd kategorisine ait 70 - yıllık veriler kullanılarak, saptanmıştır. Her kategorinin sınırları aşağıdaki tabloda verilmektedir:

<b>Magnitüd Aralıkları Kategorisi</b>	<b>Magnitüd Aralığı</b>
I	2.7—3.1
II	3.2—3.6
III	3.7—4.1
IV	4.2—4.6
V	4.7—5.1
VI	5.2—5.6
VII	5.7—6.1
VIII	6.2—6.6
IX	6.7—7.1
X	7.2—7.6
XI	7.7—8.1
XII	8.2.—8.6

(\*) Burada adı geçecek bölgeler, V. Karnik'in hazırladığı «Scheme of Earthquake Provinces» haritasından alınmıştır. (UNESCO, Proje Ofisi, Üsküp, 1973)

Bunlara ait ayrıntılı ön sonuçlar Tablo I'de görülebilir. Eksikleri tamamlamak için herhangi bir çalışma yapılmamıştır. b - değerleri ve b - değerlerinin standart sapmaları III, IV ve V magnitud aralıkları için verilmiştir. Kategori III ve bazı kategori IV seviyesindeki veriler, çoğu bölgelerde homojen olmayan durum arzettikleri için, kategori V ve yukarıdaki uyumların, genellikle, homojen verileri temsil ettikleri söylenebilir. Risk analizi bilgisayar programı için ayrı ayrı hazırlanacak ve analiz edilecek olan bölgelerin, alt-bölgelerin gruplaştırılması suretiyle, ortaya çıkışında rol oynayan faktör, b, eğimleridir. Böylelikle su bölgeler oluşturulmuşlardır:

	Karşılık gelen Karnik bölgecikleri
Birinci bölge	2, 3, 7, 8, 10, 13
İkinci bölge	1, 4, 5, 6, 9
Üçüncü bölge	11, 12, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 23
Dördüncü bölge	20, 21, 22, 24, 25, 26
Beşinci bölge	Orta şoklar (Ege ve Adriyatik)
Altıncı bölge	Orta şoklar (Vrancea)

Her bölgedeki tarihsel depremler, Shabalin ve diğerleri tarafından belirlenen kaynak zonlarına ayrılmışlar ve her kaynak zona ait tarihsel veriler kategori V ve daha yukarı depremler için, magnitud-frekans eğrisinin çizilmesi amacı ile kullanılmışlardır.

Herhangi bir eğriye uyum görebilmek için yeterli tarihsel kayıtlara sahip olmayan kaynak zonları durumunda aynı büyüklükte olan fakat yetersiz sayıdaki depremler toptan gözönüne alınmış ve en küçük kareler uyumu oluşturulmuştur.

Tarihsel kayıtlardaki eksikliklerin getireceği yanıltmaları düzeltmek için, 100 yıl süresinde beklenen deprem sayıları aşağıdaki iki yolla bulunmuştur: 70 yıllık bir süre için homojen verilere sahip olan her bir magnitud aralığı kategorisi için, her bölgenin onar yıllık aralarla deprem oluş hızı incelenmiştir. 10'ar yıllık toplam deprem sayılarının verdiği eğrinin eğiminden yıllık oluş hızı saptanmıştır. Diğer taraftan, veriler sadece son bir-kaç-on-yıllık sürede homojen olduğu durumlarda, bu süreler içindeki deprem sayıları, yıllık oluş hızlarının hesaplanmasında kullanılmıştır.

Bazı durumlarda, bu iki yoldan elde edilen oluş hızlarından, hangisinin, elde edilen verilerin gerçek ifadesi olduğu tam açıklığa kavuşmamıştır. Böyle durumlarda, a, b ve  $\delta$ 'nın her iki değeri de (bölgedeki en küçük ve en büyük oluş hızlarını temel alan) hesaplanmıştır. Kategori V ve daha yukarı için daha önce tesbit edilen değerlerle bu b-değerlerinin çoğu (bir miktar fazlalık olmakla birlikte) uyum içindedir. Bu sonuç, bölgeciklerin daha büyük bölgeler olarak gruplanması sürecini de desteklemektedir.

Altı bölge için, homojen oluş hızını saptama süreci aynen tekrarlandı. Tablo III'te, «Homog» başlığı altındaki sütunda, bu 6 bölge için saptanan homojen oluş hızı, 100 yıl içinde beklenen deprem sayısı cinsinden verilmektedir. Gerçekte risk haritaları için saptanan 100 yıllık oluş hızları, bu homojen hızlara uygulanan magnitüd-frekans grafiği ile tesbit edilmişlerdir.

a ve b değerlerinin en iyi uyumuna karşılık gelen 100 yıldaki oluş hızı tahminleri, her bölgede ve her kategoride kaç deprem olacağını gösteren değerlerin tesbitinde esas olmuşlardır.

Kabul edilmiş olan 100 yılda beklenen deprem sayıları, Shebalin'in kaynak zonlarına, her kaynak zonda (veya kaynak zonlar toplamında) elde edilen en iyi a ve b uyumlarının öngördüğü değerlere orantılı olarak, kategori kategori işlenmiştir.

Örneğin, varsayalım ki, 7 veya büyük magnitüde depremlerin olabileceği 3 kaynak zona sahip olan bir bölge olsun ve her biri için yapılar a, b kategori IX da vazedilen koşullar (6.7-7.1 büyüklük aralığı) için 3, 19 ve 7 sayılarını versin. Yine varsayalım ki, toplam bölgesel analiz sonucunda, bu bölgede 34 tane kategori IX depremi öngörülsün. O za-

man kaynak zonlara, sırası ile  $\frac{3}{29} \times 34$ ,  $\frac{19}{29} \times 34$   $\frac{7}{29} \times 34$  tane kate-

gori IX depremi düşecektir. Beş zon ise kategori VIII depremlerine müsait olsun. Kategori IX'da yapıldığı üzere, kategori VIII depremlerinin 100 yıllık beklenen oluş sayısı, bu depremlerin vereceği a, b uyumuna uygun olmak üzere, bu beş zona ,orantılı olarak kullanılacaktır.

Bu şekilde, kategori IV'e kadar inebiliriz. IV kullanılan son kategoridir. Kullanılan azalım fonksiyonları için, bir bölgedeki ekstrem (uç) hareketler daha büyük deprem hareketlerinin uzantıları olarak alınacaktır. Bu nedenle, büyüklüğü 4.1 ve daha küçük olan depremler risk haritasında hesaba katılmamıştır.

Shebalin tarafından belirlenmiş bulunan kaynak zonlar ve maksimum büyüklükler ve bunların beklenen deprem sayıları, uygun azalım fonksiyonu ile birlikte, risk programında girdi (input) olarak kullanılmıştır. Yer hareketinin uç değerleri (en büyük ivme ve en büyük hız) 25 yıl ve 200 yıl için, % 70 olasılık seviyesinde olmak üzere, 1/6 enlem derecesi ve 1/4 boylam derecesi büyüklüğü olan ağ (grid) bölgeleri için hesaplanmıştır. Bundan sonra bu değerler, gravite ivmesinin yüzdesi (tepe ivmeler) veya cm/sn (tepe hızlar) olarak kontur halinde haritaya işlenmiştir. En küçük kontur değeri % 4 g veya 5 cm/sn hız'a karşılık alınmıştır. Bunlardan daha küçük değerler, çok uzun süreler devam etmezse, normal olarak, bir zarar meydana getirmez. Bu seviyeden küçük değerlerin, çeşitli nedenlerle-özellikle 4.1 den küçük depremlerin ihmal edilmesi nedeni ile bu çalışmada tam bir incelemesi yapılamamıştır.

## Haritalar Üzerine Açıklamalar

Balkanlar için hazırlanan ivme ve hız haritalarının, bölgedeki sismik riskin yeterli değerlendirilmesi olduğu görülmektedir. Haritalar hakkında bir kaç açıklama yapılması gereği duyulmuştur. Kısa-dönem (25 yıl) ve uzun döneme ait (200 yıl) risk değerlerinin, ilgi duyulan oran da bir karşılaştırılmasının yapılması önemlidir. Kısa dönem risk değerleri 70 yıllık, uzun dönem risk değerleri 560 yıllık tekerrür periyoduna sahiptirler.

25 yıllık periyodun yer hareketi şiddeti, 200 yıllık periyodunkinden oldukça farklıdır. Açık ki, depreme dayanıklı yapıların dizaynı, yapıların kullanım amacına ve istenen kullanma süresine bağlı olacaktır. 25 yıllık ve 200 yıllık risk hesapları, çeşitli kullanım amaçları ve kullanım süreleri öngörülen yapılar için faydalı bir yol gösterici olacaktır. Üsküp şehri bu bakımdan bir örnek olarak alınabilir. Burada, 25 yıllık maksimum ivme ve hız, % 70 olasılık seviyesinde, 0.17 g ve 15 cm/sn dir. 200 yıllık maksimum ivme ve hız, yine % 70 olasılık seviyesinde, 0.30 g ve 20 cm/sn'dir.

Diğer bir nokta da şudur. İvme ve hız haritalarını kullanarak, yer hareketinin mukabele spektrumu zarfını oluşturmak oldukça kolaydır. (Ayrıntılar için, Newmark ve Rosenbleuth (1971) in tebliğine bakınız). Bir defa mukabele spektrum uzarfi oluşturulunca, istenen herhangi bir yer için zemin büyütme faktörünün (soil amplification factor) hesaplamak mümkündür. Yerel büyütme faktörü (site amplification factor) ise, herhangi bir yerde, sert kayalar üzerindeki yüzey materyalinin meydana getirdiği büyütmedir.

## Gelecekteki Çalışmalar İçin Teklifler

Aşağıdakiler Balkanlar'daki sismik risk değerlerinin hesaplanması için gelecekte yapılabilecek çalışmalara yardımcı olacağı gözönüne alınarak teklif edilmektedir:

1. Bölgedeki aletler tarafından yeni veriler elde edildikçe bu verilere dayanılarak hazırlanacak hız ve ivme azalım eğrileri risk hesaplanmasında kullanılmalıdır.

2. Bu rapordaki risk hesaplarında, azalım deprem odağından itibaren dışı doğru küresel olarak alınmıştır. Gerçek (sonlu) deprem kaynakları için azalımın, küresel olmadığı bilinmektedir. Her alan için, depremin kırılma düzleminin eğim durumu ve enerji yayılım noktasının gerçek yeri bilinebilirse, küresel olmayan yayılma risk hesaplarına konulabilir. Ritsema (1974) nin raporunda bu konuda bilgi vardır.

3. Bu raporda, deprem odakları, 15 ve 110 km'de olmak üzere iki derinlikte sabit alınmışlardır. İdeal olanı, hesaplamalarda derinlikle değişen bir büyüklük dağılımı kullanmaktır. Bu dağılım Shebalin'in katologundan elde edilebilir.

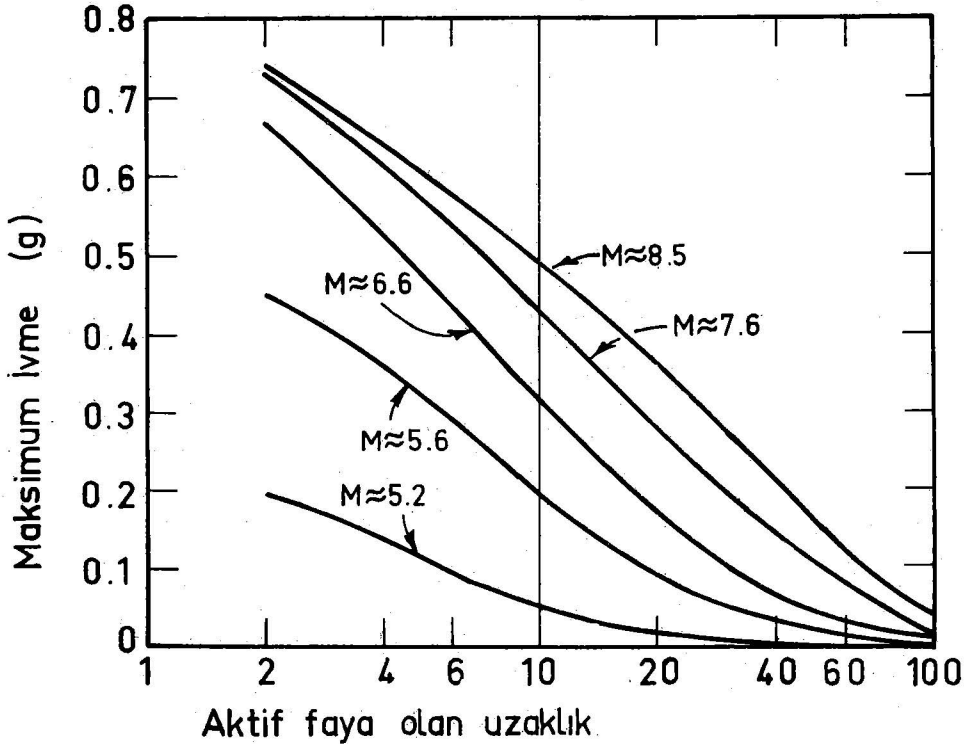
Fakat, bu tip bir hesaplama için gerekli bilgisayar programlaması çok zaman alıcıdır.

**Kaynaklar :**

- 1 — Cornell, C. A.; «Engineering seismic risk analysis.» Bull. Seis. Soc. Amer., 58 (5) : 1583-1606. (1968).
- 2 — Cornell, C. A.; «Probabilistic analysis of damage to structures under seismic loads, in Dynamics in Civil Engineering» John Wiley, N.Y., pp 473-493. (1971).
- 3 Espinosa, A.F.; «Unpublished particle velocity data.» Newmark, N.M. ve E. Rosenbleuth, (1974), «Fundamentals of Earthquake Engineering» Prentice - Hall, 640 sayfa. (1971).
- 4 — Page, R.A.; D.M. Boore, W.B. Joyner ve H.W. Coulter, «Ground motion values for use in the seismic design of the trans - Alaska pipeline system.» U.S. Geological Survey Circular 672, 23 pp (1972)
- 5 — Ritsema, A.R.; «The Earthquake mechanisms of the Balkan Region» UNESCO, 35 pp ve Catalogue. (1974).
- 6 — Schnabell, P.B. ve H.B. Seed; «Accelerations in rock for earthquakes in the Western United States» Bull. Seis. Soc. Amer., Cilt 63, pp 501-516 (1973).

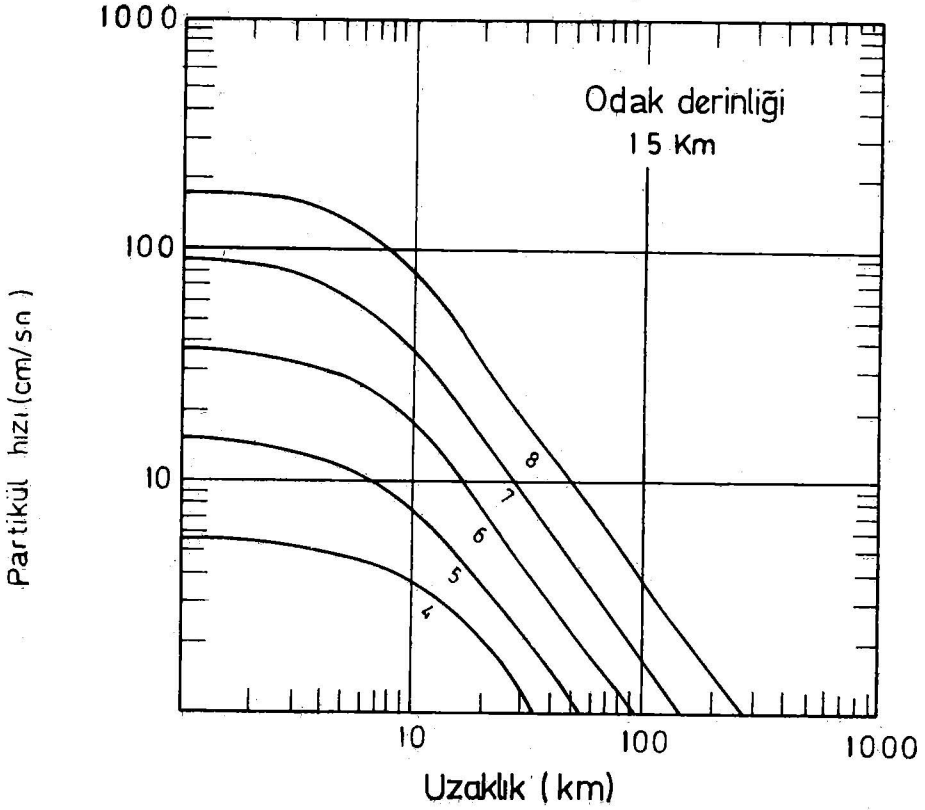


KAYAÇLARDAKİ MAKSİMUM İVMELERİN  
ORTALAMA DEĞERLERİ



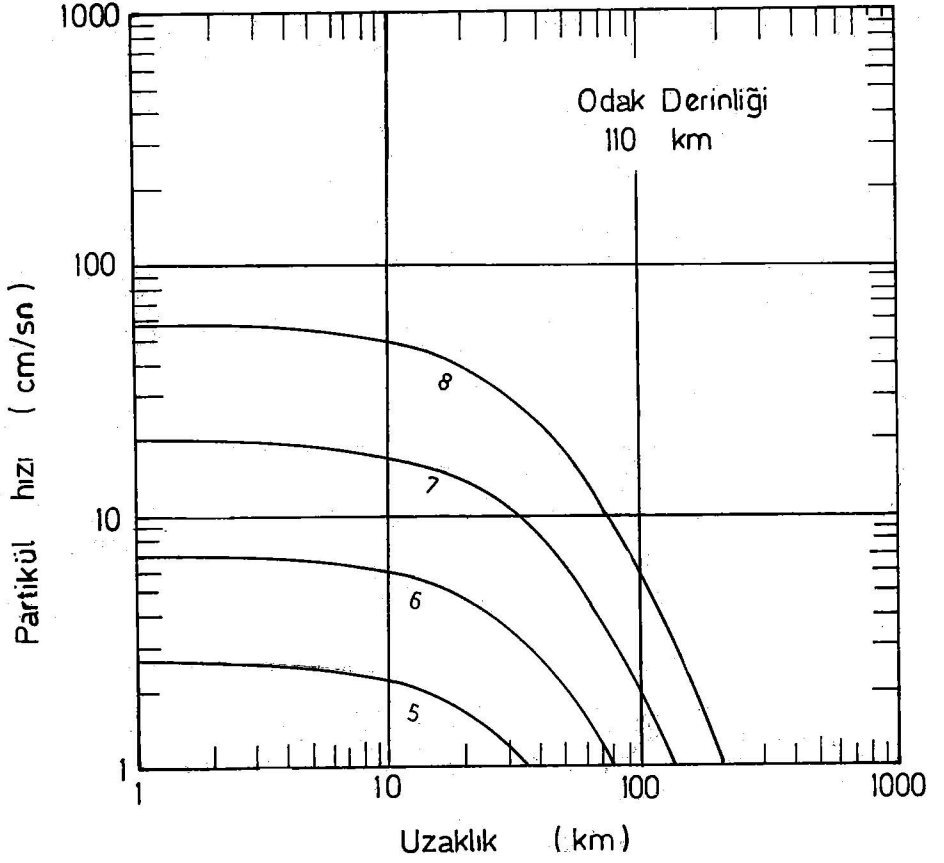
Sekil - 2 Schnabel ve Seed'e (1972) göre sığ depremler için ( $H < 18$  km) ivmenin sönümü

ÇEŞİTLİ BÜYÜKLÜKTEKİ DEPREMLER  
İÇİN HIZ-UZAKLIK İLİŞKİSİ

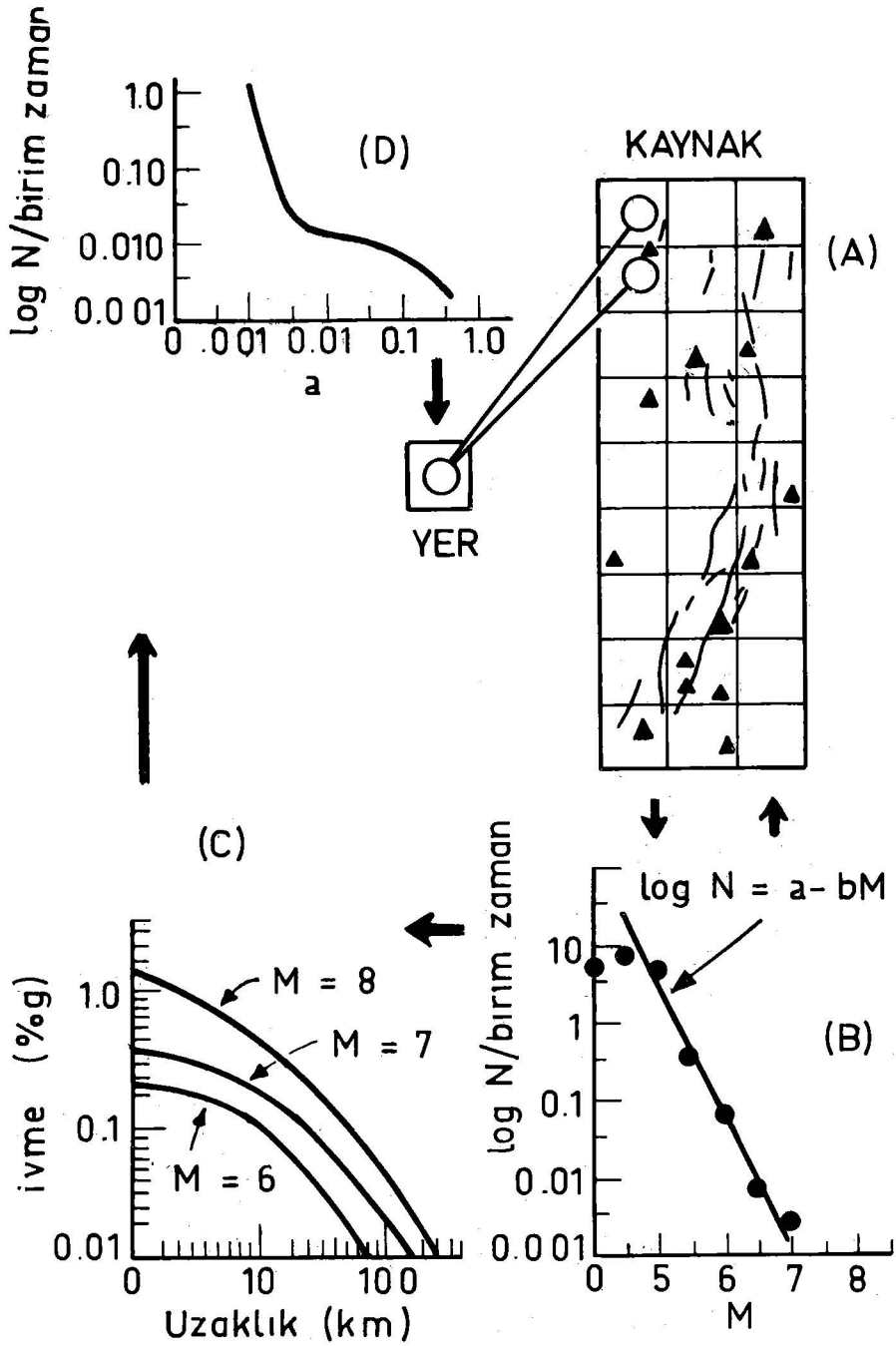


Sekil - 4 15 km. derinlikteki normal odaklı kaynaklar için hız azalımı

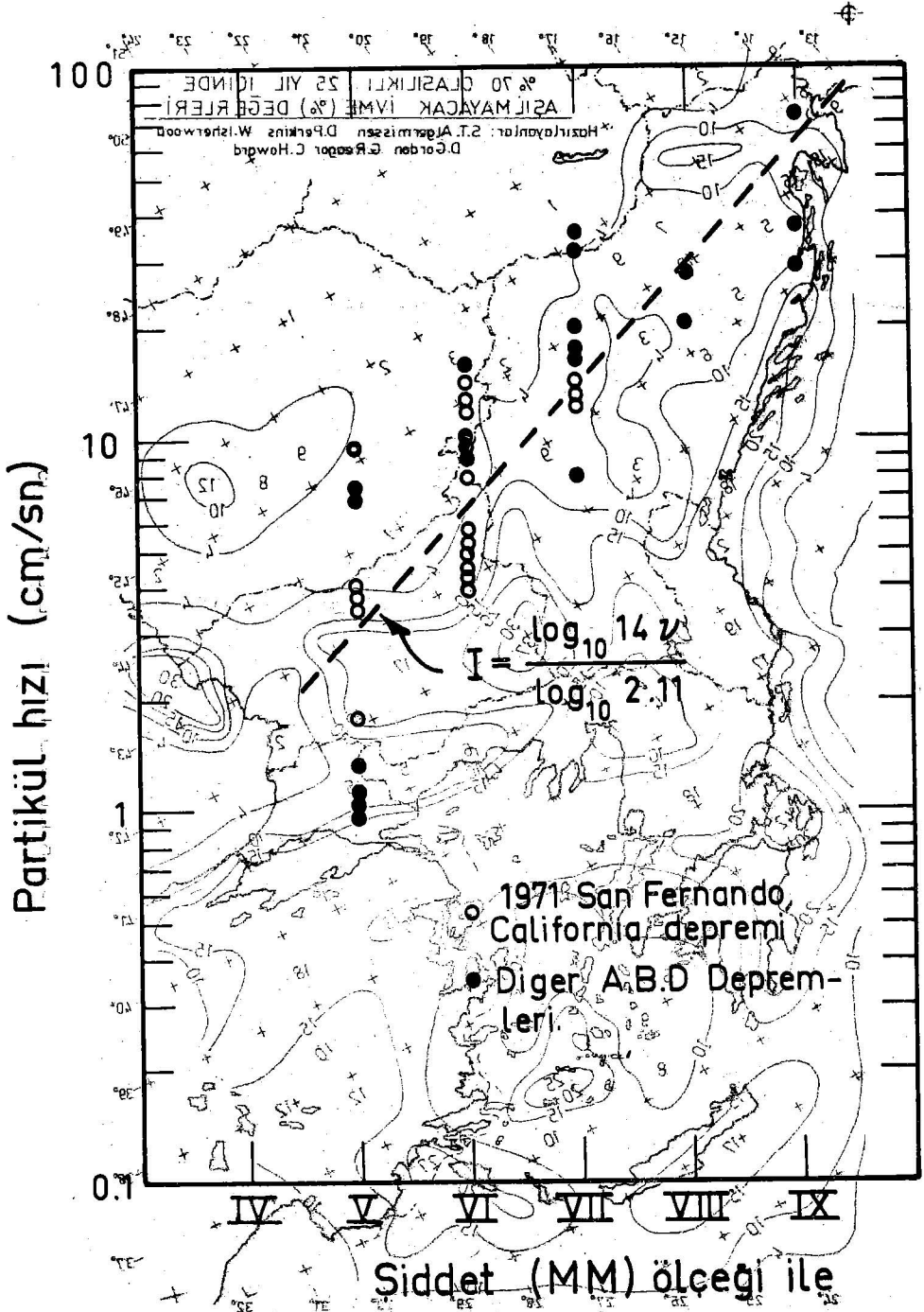
ÇEŞİTLİ BÜYÜKLÜKLER İÇİN  
HIZ-UZAKLIK İLİŞKİSİ



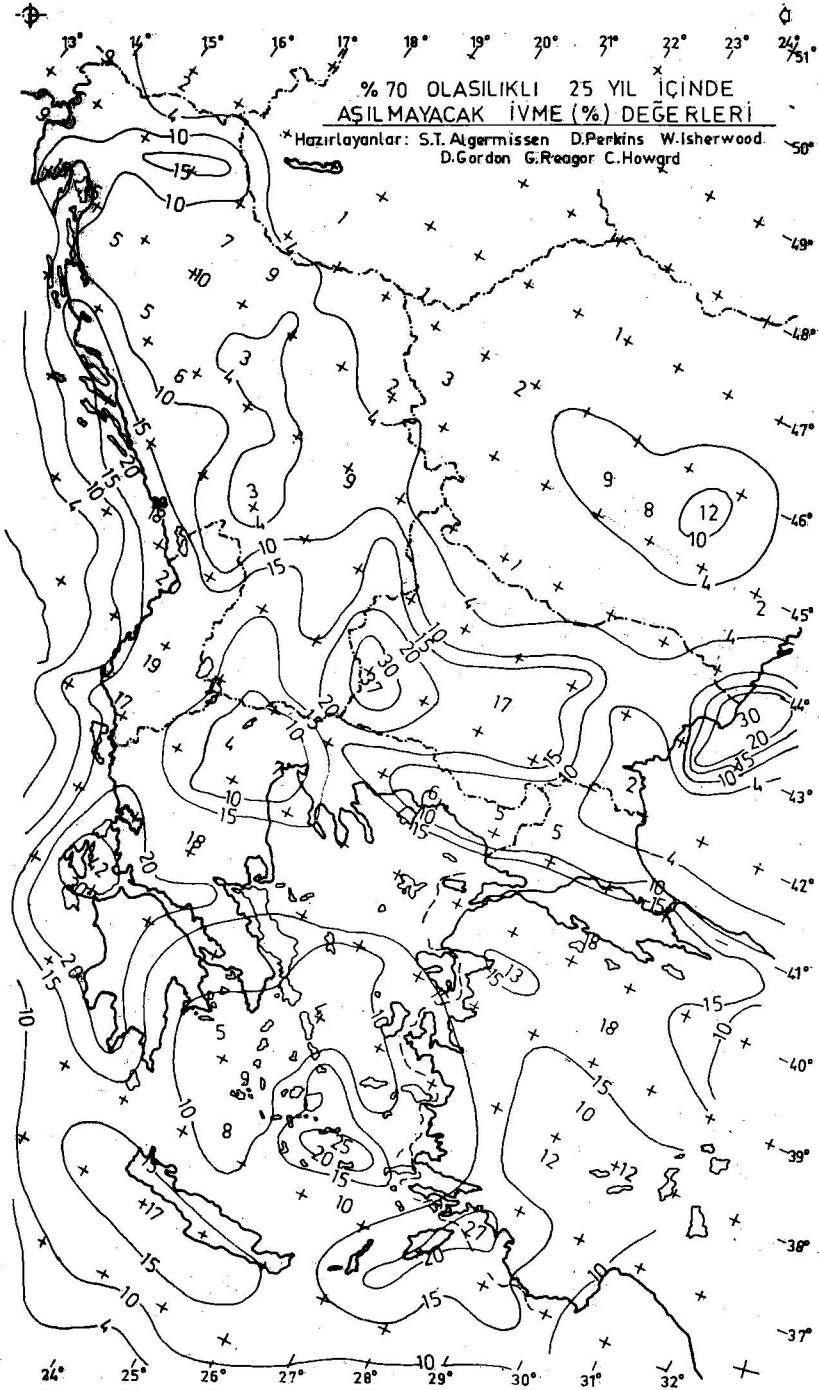
Sekil- 5 110 km derinlikteki orta odaklı kaynaklar için hız azalımı



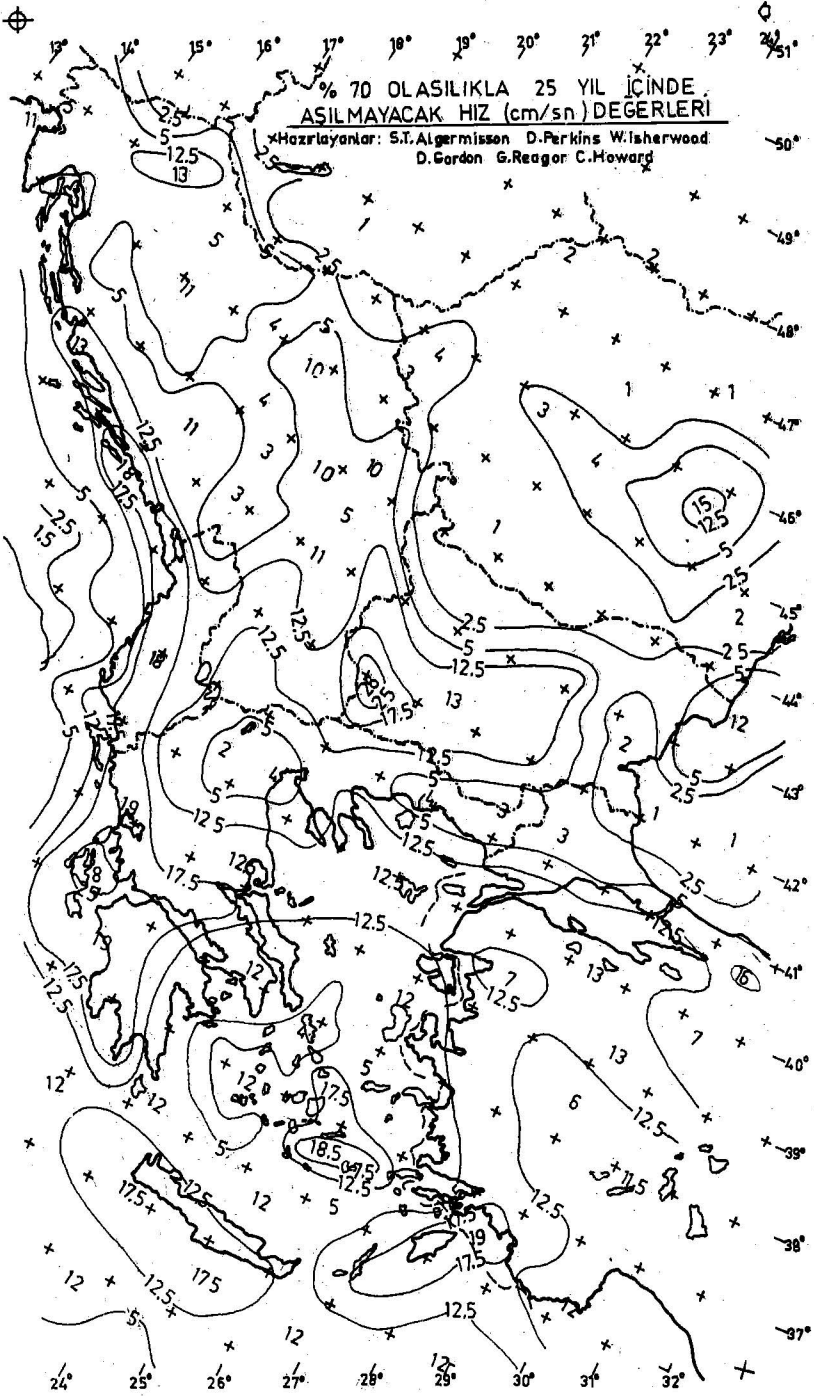
Şekil 1 - Sismik risk hesaplama metodunda kullanılan elemanlar.



Şekil 3 - Partikül Hızı — Tadil edilmiş Mercalli (MM) ilişkisi



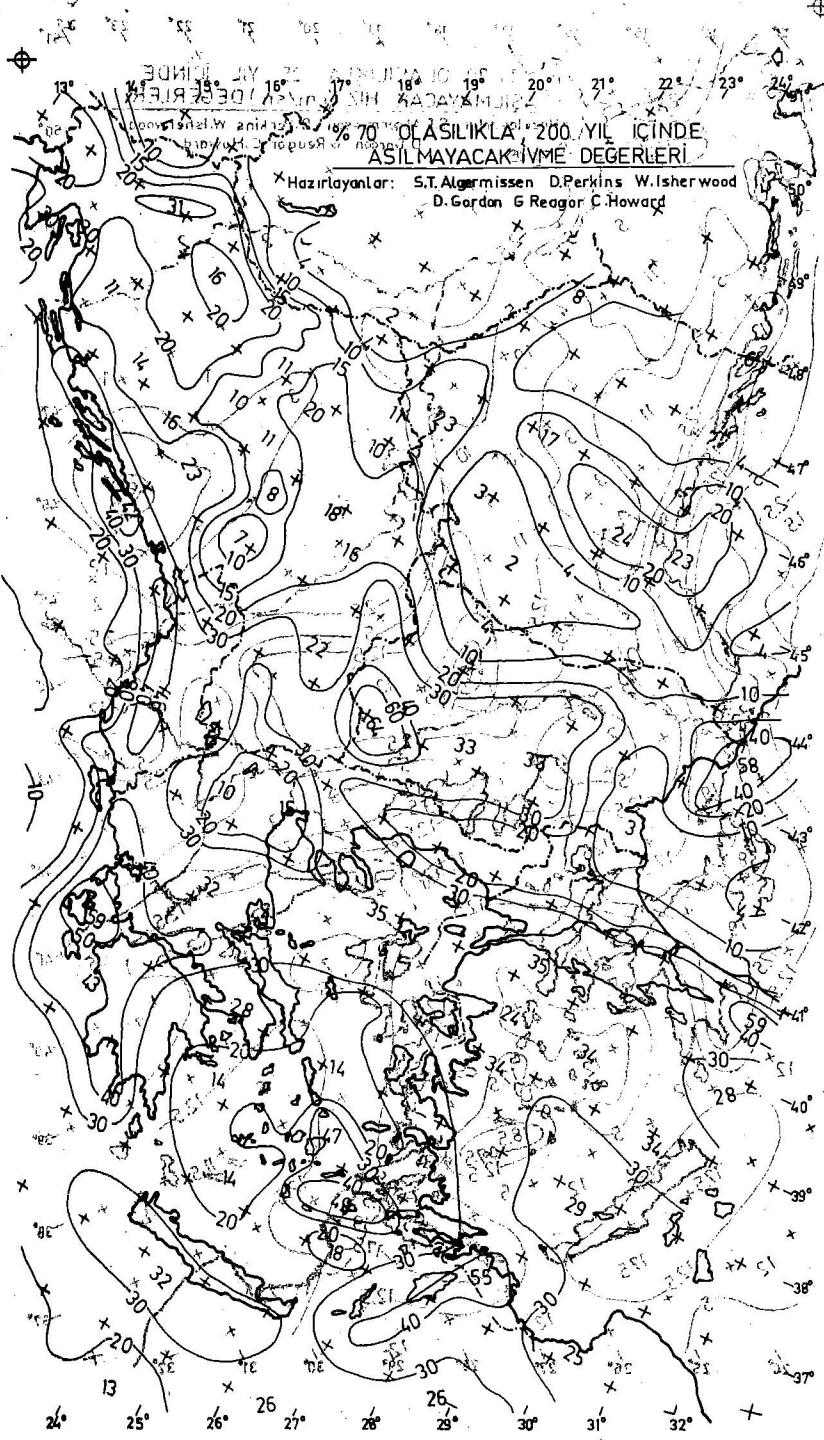
ÖN DEĞERLENDİRMELER 15 Mayıs 1974



ÖN DEĞERLENDİRMELER 15 Mayıs 1974

ÖN DEĞERLENDİRMELER 12 Mayıs 1974

ÖN DEĞERLENDİRMELER 15 Mayıs 1974



101





ÖN DEĞERLENDİRMELER 15 Mayıs 1974



## SÖMEL ALTINDAKİ ÇÖKMEYİ HESAPLAMAK İÇİN BASİT BİR METOD :

Yazan : Max. L. Calhoon, M. ASCE\*

Çeviren : Esat Yarar \*\*

Münferit sömellerin altındaki oturma genellikle aşağıdaki metolla hesaplanır: Sömel altındaki gerilme dağılım profili,

- Sömelin kendi ağırlığından doğan gerilme,
- Fazla yükleme tazyiki,
- Su seviyesi,
- Varsa hafriyat ve toprak setleri,

Yukarıdaki unsurları gözönüne alarak temel kaidenin altı için bir tazyik profili hazırlayın. Sömellerden doğan, önemli etki bölgesini çok ince tabakalara ayırın. Her tabaka için oturmayı hesaplayıp, bunları toplayarak, tabakaların toplam oturmasını bulunuz. Genellikle toprak tabakasının gerilmesinin elde edilmesi için sıkılama testinin yapılması gerekir. Her tabakanın artan oturmasını sıkılamak için denklem (1) veya denklem (2) kullanılır.

$$= \frac{e_1 - e_2}{1 + e_0} (Z_2 - Z_1) \quad (1)$$

$$= \frac{C_0 (Z_2 - Z_1)}{1 + e_0} \left( \log_{10} \frac{P_0 + P}{P_0} \right) \quad (2)$$

(1) nci denklemi kullanabilmek için bir gerilme dağılım profili hazırlamak gerekir. Öte yandan  $P_0$  ve  $\Delta P$  nin gerçek değerleri (2) nci denklemi kullanmadan yerleşmenin tahminini yapmak olanak içindedir. Ancak, yüklenen bölgenin altındaki gerilme şartlarını iyice araştırma-

(\*) Tatbiki Zemin Mekaniği Kurumu Başkanı

(\*\*) Deprem Araştırma Enstitüsü Başkanlığı

dan ve gerilme dağılım profilini yapmadan (2) nci denklemi kullanmak, oturmanın tamamıyla yanlış bir tahmine varmak olasılığını da yaratır. Ayrıca (2) nci denklemin kullanılması için  $C_c$  nin bütün mukavemet aralığı içinde sabit değer taşıması gereklidir. Bu ise normal-yüklü killi topraklar dışında genellikle geçerli değildir, üstelik bu tip topraklarda temel kaidelerin kullanılışı da pek sık görülmez. Temel kaidelerin başarıyla kullanılabileceği, önceden sıkılanmış topraklarda, sıkılama eğrisi boşluk oranının basıncın logaritmasına karşı çizildiğinde nadiren  $C_c$  tek bir değer olarak kullanılabileceği bir doğru olarak çıkar.

(2) nci denklem ancak bir gerilme dağılım profili ile birlikte ve gerilmenin arttığı durumlarda başarıyla uygulanabilir. Bu durumda  $\Delta P$  belirli bir oranla artacağından  $C_c$  yi bir doğru olarak kabul edebiliriz. Sağlama test örneğinin  $e_0$  2 ile sahadaki değişken  $e_0$  değerleri arasındaki ilişki konusunda bazı sorunlar da ortaya çıkabilir. Ek olarak toprak profilini; artan tabaka içindeki temel ayağı mukavemetinin, düz bir doğru olarak kabul edilebileceği ince tabakalara bölmek gereklidir. Ve ince tabaka  $e_0$  gibi sabit bir değer taşımaktadır. Bu güçlükleri yenmek için basitleştirilmiş bir yöntem sunulur.

Kolaylaştırılmış yöntem  $C_c$  yerine  $E_c$ , yani sıkılama modülü, mukavemet gerilme parametresi olarak kullanılır.  $E_c$ , sıkılama test eğrisinin yeniden yükleme bölümünden elde edilir. Bu eğri basıncın tons/sq ft karşısına sağlama test örneğinin yüzde olarak ele alınan geriliminin milimetrik grafik kâğıdı üzerinde çizilmesinden elde edilir. (Gerilim, toplam sıkılama, birincil sıkılama bölümünden alınır)  $E_c$  bu eğrinin eğimi olup, çok düşük basınçlardan sağlama test eğrisi mukavemet aralığı içinde önceden sağlama test topraklarda genellikle düz bir doğrudur. Laboratuvar testleri, birleşik sınıflandırma sisteminde CL ve CH olarak sınıflandırılan topraklarda  $E_c$  nin 30  $q_u$  dan 200  $q_u$  aralığı içinde ve ortalama 100  $q_u$  luk değerler taşıdığını gösterir.  $E_c$  toprağın kuru yoğunluğuna bağlıdır ve belirli bir kuru yoğunluk aralığı içinde, belirli bu toprak örneğinin mukavemet gerilim ilişkisini, sağlama test örneğinin kuru yoğunluğundan 5 lb/cubic foot fazla veya eksik olarak gösterir.

Yüklü bir temel kaide altındaki toprakta gerilme dağılım artışları genellikle Boussinesq denklemlerinin kullanılmasıyla hesaplanır, çoğunlukla gerilme dağılımlar temel kaide merkezi altındaki gerilme dağılımı olarak hesaplanır. Birçok temel kaidedeki zorlamalarda olduğu gibi ayaklar sınırlı bir büyüklükte ise, bu merkez doğrultusundaki gerilme dağılımı fazla büyüktür ve ayak altındaki mukavemet profilinin hazırlanmasında kullanılırsa daha iyi olur. (\*)

---

(\*) Foundation engineering, yazarı G. A. Leonards Mc. Graw Hill New York, sayfa 563.

Cövrülecektir ki ortalama Boussinesq mukavemetine yakın büyüklükteki mukavemetler 1:2 eğim yöntemi kullanılarak daha kolayca hesaplanabilir. Bu yonteme göre temel ayağı mukavemeti, ayağın altındaki toprakta (Şekil 1 de görüldüğü gibi) 1 yataya 2 dikey eğiminde alçalan yüzeylerle sınırlanmış bir bölgeye dağılmıştır. Herhangi bir derinlikte meydana gelen mukavemet ayak üstündeki yükün toplamının sözü geçen eğimli doğruların istenilen derinlikte, arasında kalan alana bölünmesinde elde edilen sonuca eşittir. Bu kavramı kullanarak çeşitli biçimlerdeki ayakların altında herhangi bir derinlikteki gerilme dağılımının saptanması için gerekli denklem bulunabilir.

$$\text{Kare Ayak : } G = \frac{P}{2(B+Z)^2} \quad (3)$$

$$\text{Dairesel Ayak : } G = \frac{2P}{(B+Z)^2} \quad (4)$$

$$\text{Dikdörtgen Ayak : } G = \frac{P}{2(L+Z)(B+Z)} \quad (5)$$

$$\text{Serit Ayak : } G = \frac{P_1}{2(B+Z)} \quad (6)$$

(Sonsuz uzunluk)

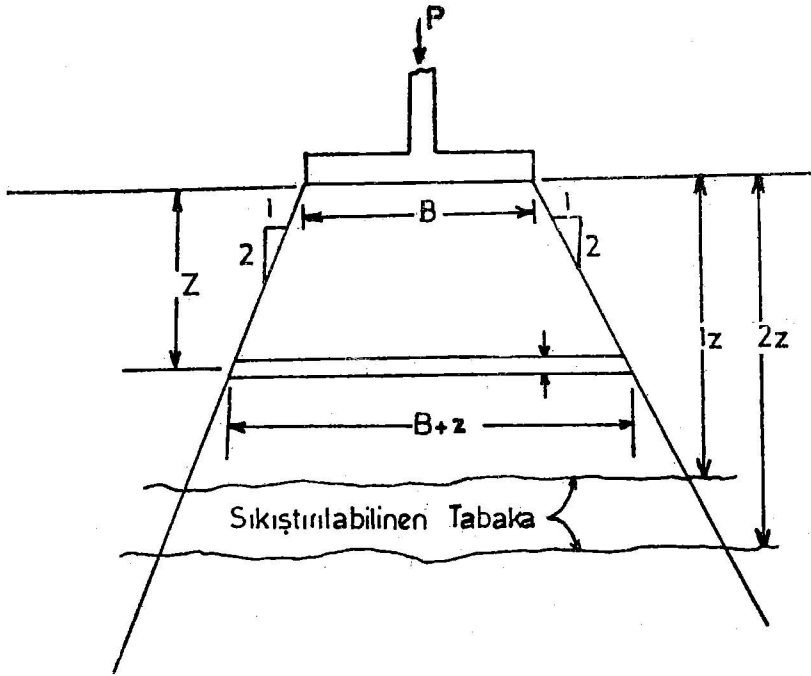
Büyük bir alandaki eşit dağılımlı yük :

$$\delta = q \quad (Z_2 < 0.2 \cdot B \text{ olduğu zaman}) \quad (7)$$

Bir derinlik artışındaki yerleşmenin temel denklemi ise:

$$\Delta = \int_{Z_1}^{Z_2} \Sigma d z \quad (8)$$

$$\Delta = \int_{Z_1}^{Z_2} \frac{G}{E_L} dz \quad (8a)$$



ŞEKİL-1

Ortalama Boussinesq gerilme dağılımının toprakta, ayaktan doğan gerilme dağılım artışlarına yeterli olarak yaklaştığı durumlarda 1 : 2 eğim yöntemindeki gerilme dağılım ifadeleri Boussinesq gerilme dağılım denklemi yerine kullanılabilir ve 8a) no'lu yerleşme denklemine uygulanır. (8a) denklemi durumunda derinlik ile interge edilir. Aşağıdaki oturma ifadeleri çeşitli biçimlerdeki sömeller için kullanılabilir.

Kare sömeller

$$\Delta = \frac{6P}{E_c} \left[ \frac{1}{B + Z_1} - \frac{1}{B + Z_2} \right]$$

Dairesel sömeller

$$\Delta = \frac{7.7P}{E_c} \left[ \frac{1}{B + Z_1} - \frac{1}{B + Z_2} \right]$$

Dikdörtgen sömeller :

$$\Delta = \frac{6P}{E_c(L-B)} \left[ \ln \left( \frac{B+Z_2}{L+Z_2} \right) - \ln \left( \frac{B+Z_1}{L+Z_1} \right) \right] \quad (11)$$

Şerit sömeller :

$$\Delta = \frac{6P_1}{E_c} \left[ \ln(B+Z_2) - \ln(B+Z_1) \right] \quad (12)$$

Büyük bir alandaki eşit dağılımlı yük : ( $Z_2 < 0,2 B$  olduğu zaman)

$$\Delta = \frac{12q(Z_2-Z_1)}{E_c} \quad (13)$$

Münferit sömel'in ya da bir sırtın altında sayısı ne olursa olsun, toprak tabakalarının yerleşmesi, bu denklemlerle hiçbir toprak tabakasını daha küçük ortamlara bölmeden ve birçok durumlarda gerilme dağılımı profilinin hesabını yapmadan doğrudan doğruya hesaplanabilir. Gerilme dağılımı profilinin gerekli olduğu tek durum, ortası doldurulmamış bir hafriyat içine yerleştirilen taban ayasının durumudur. Ve bu durumda hafriyat tabanında, toprağın, ayak inşa edilip, yükleninceye kadar genişleyeceği kabul edilmelidir. Gerilme dağılımı profili, ayak altındaki, ayaktan dolayı oluşan yerel gerilme dağılımının hafriyat öncesi varolmuş olan, yükleme fazlası gerilme dağılımı eşit olacağı derinliğin saptanması da gereklidir. Oturma bu derinliğe kadar hesaplanır, eğer genişleme olmuş kabul ediliyorsa, gerilme dağılımı profili gerekli değildir. (Pratik bir çözüm yolu olarak, genişleme modülünün sıkılama modülüne eşit olduğu kabul ederiz.)

Bu durumda elde edilen oturmanın ancak, diğer ayakların, hesabı yapılan ayaktan yeterli bir uzaklıkta bulunmaları ve ayakların altındaki gerilme dağılımların birbirine etki yapmadığı durumlarda geçerli olduğu unutulmamalıdır. Eğer gerilme dağılımları birbirini etkiliyorsa oturmayı hesaplamak için daha karışık bir yöntem uygulanmalıdır. Ama bu durumda bile, basitleştirilmiş denklemler oturma için iyi bir tahmin kaynağı olacaktır.

Bu temel yöntem bir  $E_c$  değeri elde edilebildiği sürece her tip toprak için uygulanabilir. Yazar bu yöntemi 1967'den beri uygulamaktadır ve yazının başında hep sözü geçen standart yöntemle benzer sonuçlar elde etmiştir.

**Kısaltmalar :**

- B : Ayağın veya sırtın genişliği (feet olarak)  
C<sub>c</sub> : Sıkıştırma indeksi  
e<sub>0</sub> : İlk boşluk oranı  
e<sub>1</sub> : Yerleşme başlangıcındaki boşluk oranı  
e<sub>2</sub> : Yerleşmenin bitimindeki boşluk oranı  
E<sub>c</sub> : Sağlamaştırma modülü (tons/square ft olarak)  
L : Taban ayağı uzunluğu (ft olarak)  
P : Oturma nedeni olan gerilme artışı (tons/sq ft olarak)  
P<sub>0</sub> : Toprakta oturma başlangıcındaki gerilme (tons/sq ft olarak)  
P : Sütun yükü kips olarak (kips=tonun onda biri)  
P<sub>1</sub> : Duvar yükü (kips/lin ft olarak)  
q : Bir sütun dibindeki birim basınç (tons/sq ft olarak)  
q<sub>u</sub> : Sınırlanmamış basınç gücü (tons/sq ft olarak)  
Z : Taban ayağı veya sırt altındaki derinlik (feet olarak)  
Z<sub>1</sub> : Taban ayağı veya sırt altındaki basınç tabakasının veya ince tabakanın üstü arasındaki mesafe (feet olarak)  
Z<sub>2</sub> : Taban ayağı veya sırt altındaki basınç alabilir tabaka veya artan tabaka altına olan uzaklık (feet olarak)  
Δ : Oturma (inch olarak)  
E : Deformasyon (yüzde olarak)  
S : Taban ayağı basıncı (tons/sq ft olarak)

Bu yazıdaki birimleri metrik değerler olarak ifade edebilmek için:

- 1 feet = 0.3048 m.  
1 sq ft = 0,029 m<sup>2</sup>.  
1 ton = 907.1847 kg.  
1 inch = 24,4 mm.



**ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİNDEN  
DEPREM MÜHENDİSLİĞİ KURSU**

14—18 Nisan 1975 tarihleri arasında O.D.T.Ü.nde bu günlerde çıkması beklenen Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar için Yönetmelik'in açıklanması ile ilgili bir kurs verilecektir. Kurs notları karşılığı kursiyerlerden 150 T.L. alınacak ve kursa katılanlara birer sertifika verilecektir. Bu kursa katılmak isteyenlerin aşğıdaki adrese müracaatları rica olunur.

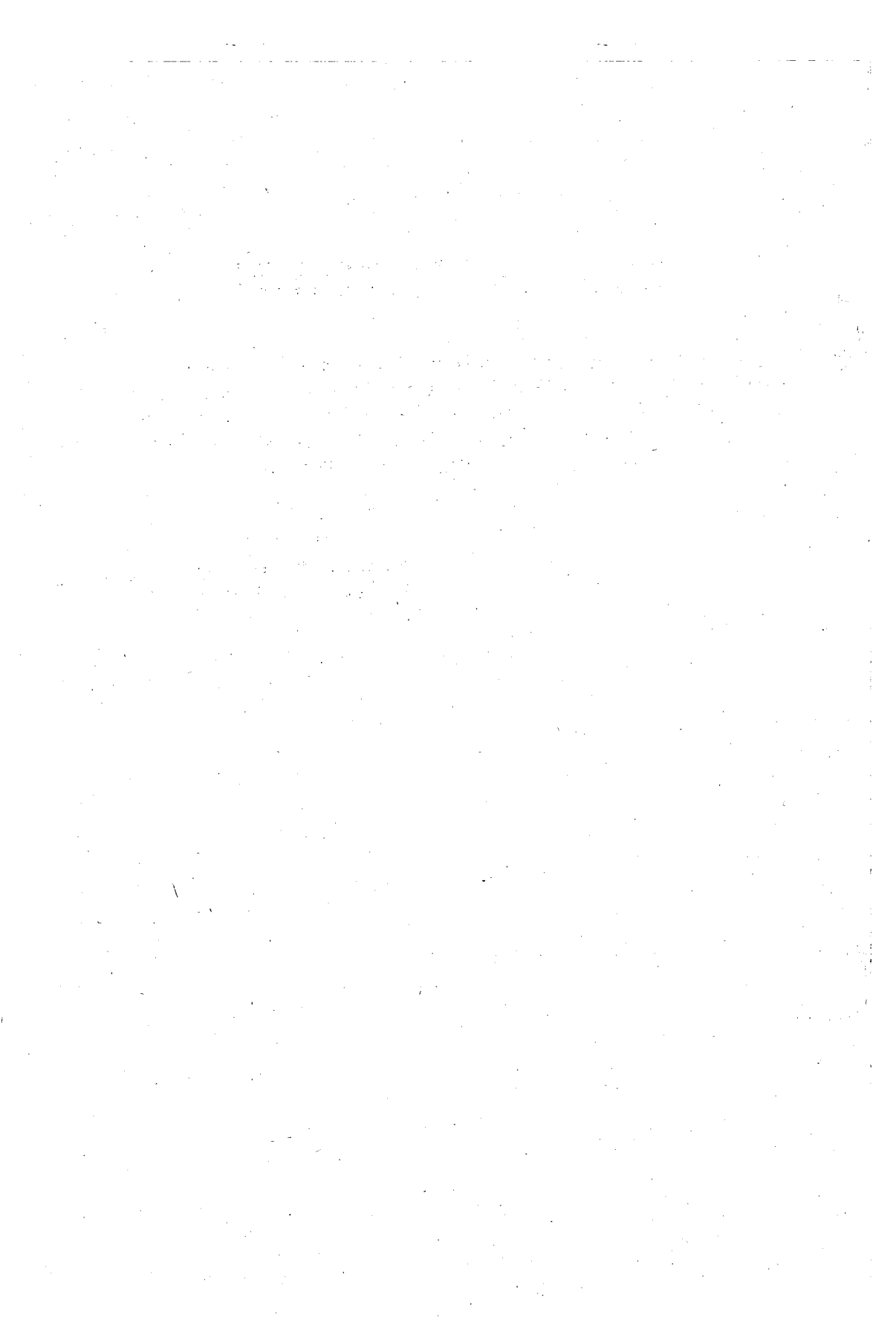
**Dr. Aybars Gürpınar  
Mühendislik Bilimleri Bölümü  
Orta Doğu Teknik Üniversitesi  
ANKARA**



**ORTA DOĞU TEKNİK ÜNİVERSİTESİNDEN  
DEPREM MÜHENDİSLİĞİ KURSU**

14—18 Nisan 1975 tarihleri arasında O.D.T.Ü.nde bu günlerde çıkması beklenen Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar için Yönetmelik'in açıklanması ile ilgili bir kurs verilecektir. Kurs notları karşılığı kursiyerlerden 150 T.L. alınacak ve kursa katılanlara birer sertifika verilecektir. Bu kursa katılmak isteyenlerin aşğıdaki adrese müracaatları rica olunur.

**Dr. Aybars Gürpınar**  
**Mühendislik Bilimleri Bölümü**  
**Orta Doğu Teknik Üniversitesi**  
**ANKARA**



# Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni

## Yayın Koşulları

1. Bülteneye gönderilecek telif ve tercüme yazıların :
  - a) Depremle doğrudan doğruya, ya da dolaylı yoldan ilgili olması
  - b) Bilimsel ve teknik bir değer taşıması
  - c) Yurt içinde daha önce başka bir yerde yayınlanmamış olması
  - d) Daktilo ile ve kâğıdın yalnız bir yüzüne en az iki nüsha olarak yazılmış bulunması
  - e) Şekillerinin aydınlatıcı kağıdına çini mürekkebi ile çizilmiş olması
  - f) Fotoğrafların net ve klişe alınmasına müsait bulunması gerekmektedir.
2. Telif araştırma yazılarının baş tarafına araştırmanın genel çerçevesini belirten en çok 200 kelimelik İngilizce, Fransızca ya da Almanca bir özet konulmalıdır.
3. İmar ve İskân Bakanlığı mensubu elemanlar tarafından hazırlanan ve telif ya da tercüme ücreti ödenerek yayınlanacak olan yazıların, mesai saatleri dışında hazırlanmış olduğu yazan, derleyen, ya da çevirenin bağlı bulunduğu birim amiri tarafından (genel müdürlüklerde daire başkanı, müstakil birimlerde birim amiri) verilecek bir belge ile belgelendirilmesi zorunludur. Bu belge ile birlikte verilmeyen yazılar için ücret ödenmez.
4. Telif ve tercüme ücretleri ancak yazı bülteneye yayımlandıktan sonra tahakkuka bağlanır.
5. Bülteneye yayınlanacak yazıların 300 kelimelik beher standart sahifesi için teliflerde 40, tercümelerde 30 TL. ücret ödenir.

6. Yazılarda bulunan şekiller için, gerekli olan asgari alan içinde bulunabilecek kelime sayısına göre ücret takdir edilir.
7. Telif ve tercüme ücretlerinden doğacak vergi yükümlülüğü tamamen yazı sahiplerine aittir.
8. Yazıların bültende yayınlanması Deprem Araştırma Enstitüsü bünyesinde teşekkül eden Uzmanlar Kurulu'nun kararı ile olur.
9. Seçmeyi yapacak Uzmanlar Kurulu 5. maddede sözü edilen asgari alanları hesaplamaya, yazı sahiplerine gereksiz uzatmaların kısaltılmasını teklif etmeye verilecek ücrete esas teşkil edecek kelime sayısını tesbit etmeye ve yazıların yayın sırasını tayine yetkilidir.
10. Kurulca incelenen yazıların bültende yayınlanıp yayınlanmayacağı yazı sahiplerine yazı ile duyurulur.
11. Yayınlanmayacak yazılar bu duyurmadan sonra en geç bir ay içinde sahipleri tarafından geri alınabilir. Bu süre içinde alınmayan yazıların korunmasından Enstitü sorumlu değildir.
12. Diğer kuruluşlar ve Bakanlık mensupları tarafından bilgi, haber, tanıtma v.b. gibi nedenlerle gönderilecek not ve açıklamalar ya da bu nitelikleri yazılar için ücret ödenmez.
13. Enstitü mensupları Enstitüce kendilerine verilen görevlere ait çalışmalarından ötürü herhangi bir telif ya da tercüme ücreti talep edemezler.