

**ZEMİN KOŞULLARININ YAPI DAVRANIŞI
ÜZERİNDEKİ ETKİSİ**

TEZ YÜRÜTÜLMÜŞTÜR
T.C. İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ




YÜKSEK LİSANS TEZİ
İnş. Müh. Gökhan YAZICI
(501981020)

101073

101073

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 5 Haziran 2000
Tezin Savunulduğu Tarih : 21 Haziran 2000

20.07.2000

Tez Danışmanı : Doç.Dr. Necmettin GÜNDÜZ 
Diğer Jüri Üyeleri Prof.Dr. Zekai CELEP (İ.T.Ü.) 
Prof. Zekeriya POLAT (Y.T.Ü.) 

HAZİRAN 2000

ÖNSÖZ

Bu çalışmada yerel zemin koşullarının serbest yüzeydeki hareketi ve tek serbestlik dereceli bir yapının davranışını nasıl etkilediği bir model oluşturularak belirlenmeye çalışılmıştır. Bununla beraber, konu ile ilgili çeşitli literatür taraması sunulmuştur.

Yüksek lisans eğitimim süresinde manevi katkılarını esirgemeyen Betonarme Kürsüsü Öğretim Görevlilerine ve özellikle tez danışmanım Sayın Doç.Dr.Necmettin Gündüz'e, mesleki formasyonuma bulunduğu katkılardan dolayı teşekkür ederim

Haziran 2000

Gökhan YAZICI
İnşaat Mühendisi

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	ii
İÇİNDEKİLER	iii
ŞEKİL LİSTESİ	iv
SEMBOL LİSTESİ	vi
ÖZET	viii
SUMMARY	x
1. GİRİŞ	1
1.1. Yerel Zemin Büyütmesi	1
2. DALGA TEORİSİ	4
2.1. Gerilmeler Cinsinden Dalga Denklemleri	4
2.2. Deplasmanlar Cinsinden Dalga Denklemleri	4
2.3. Kayma Dalgalarının Hareket Denklemleri	5
2.4. Bir Boyutlu Kayma Dalgası Yayılımı	6
2.4.1. Tek tabakalı zeminler için çözüm	6
2.4.2. Dalgaların genliklerinin bulunması	7
2.4.3. Sönümü göz önünde bulunduran hareket denklemi	9
3. ZEMİN MODELLERİ	11
3.1. Genel Bilgi	11
3.2. Kelvin-Voigt Modeli	13
3.3. Kayma Dalgalarının Hareket Denklemleri	5
4. ZEMİN TEPKİ ANALİZİ	15
4.1. Giriş	15
4.2. Bir Boyutlu Zemin Tepki Analizi	17
4.3. Lineer Yaklaşım	18
4.4. Transfer Fonksiyonlarının Değerlendirilmesi	19
4.4.1. Rijit kayaya oturan üniform ve sönümsüz zemin dolgusu modeli	19
4.4.2. Rijit kayaya oturan üniform ve sönümlü zemin tabakası durumu	21
4.4.3. Elastik kayaya oturan zemin dolgusu modeli	24
4.4.4. Elastik kayaya oturan tabakalı ve sönümlü zemin durumu	24
4. SONUÇLAR VE DEĞERLENDİRİLMESİ	30
KAYNAKLAR	32
EKLER	34
ÖZGEÇMİŞ	55

ŞEKİL LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1.1 : Urayasu, Japonya’da elde edilen ve yerel büyütme etkilerini gösteren serbest yüzey ve yer altı ivme kayıtları	1
Şekil 1.2 : Union Bay, Seattle, A.B.D’de elde edilen küçük şiddette bir depreme ait yer altı ivme kayıtları.....	2
Şekil 2.1 : Empedans oranının kırılan ve yansıyan dalgaların genlikleri üzerindeki etkisi.....	8
Şekil 2.2 : İki boyutlu ve sönümlü bir kayma elemanının dinamik dengesi..	10
Şekil 3.1 : Zemin modellerinin şematik olarak sınıflandırılması.....	12
Şekil 3.2 : Kelvin-Voight Zemin Modeli.....	13
Şekil 4.1 : Viskoelastik davranan zeminler için kullanılan model.....	18
Şekil 4.2 : Rijit kayaya oturan üniform ve sönümsüz zemin tabakasının büyütme fonksiyonu.....	21
Şekil 4.3 : Ana kayanın rijitliğinin büyütme davranışı üzerindeki etkisi.....	27
Şekil 4.4 : Elastik kayaya oturan tabakalı ve sönümlü zemin durumu.....	27
Şekil A.1 : Zeminde S-dalgalarının Yayılma Hızının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (500 m/s).....	35
Şekil A.2 : Zeminde S-dalgalarının Yayılma Hızının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (1000 m/s).....	35
Şekil A.3 : Zeminde S-dalgalarının Yayılma Hızının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (1500 m/s).....	36
Şekil A.4 : Zeminde S-dalgalarının Yayılma Hızının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (2500 m/s).....	36
Şekil A.5 : Anakayanın Birim Hacimdeki Kütlesinin Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (2000 kg/m ³).....	37
Şekil A.6 : Anakayanın Birim Hacimdeki Kütlesinin Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (3000 kg/m ³).....	37
Şekil A.7 : Anakayanın Birim Hacimdeki Kütlesinin Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (3500 kg/m ³).....	38
Şekil A.8 : Anakayanın Birim Hacimdeki Kütlesinin Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (4000 kg/m ³).....	38
Şekil A.9 : Zeminin Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,02).....	39
Şekil A.10 : Zeminin Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,05).....	39
Şekil A.11 : Zeminin Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,10).....	40
Şekil A.12 : Zeminin Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,20).....	40

Şekil A.13 : Anakayanın Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,01).....	41
Şekil A.14 : Anakayanın Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,02).....	41
Şekil A.15 : Anakayanın Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,05).....	42
Şekil A.16 : Anakayanın Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,10).....	42
Şekil A.17 : Zemin Tabakası Kalınlığının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (50 m).....	43
Şekil A.18 : Zemin Tabakası Kalınlığının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (100 m).....	43
Şekil A.19 : Zemin Tabakası Kalınlığının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (150 m).....	44
Şekil A.20 : Zemin Tabakası Kalınlığının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (200 m).....	44
Şekil A.21 : Zemin Sönüm Oranının Rijit ve Sönümsüz Anakaya Durumunda Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,02)...	45
Şekil A.22 : Zemin Sönüm Oranının Rijit ve Sönümsüz Anakaya Durumunda Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,05)...	45
Şekil A.23 : Zemin Sönüm Oranının Rijit ve Sönümsüz Anakaya Durumunda Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,10)...	46
Şekil A.24 : Zemin Sönüm Oranının Rijit ve Sönümsüz Anakaya Durumunda Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,20)...	46
Şekil A.25 : Anakayada, serbest yüzeyde ve bina tepesinde ivme kayıtları.....	47
Şekil A.26 : Değişen Dolgu Kalınlıkları için Serbest Yüzeyde Hesaplanan İvmeler.....	48
Şekil A.27 : Değişen Dolgu Kalınlıkları için Bina Tepesinde Hesaplanan İvmeler.....	48
Şekil B.1 : Ortalama İvme Metodu.....	51

SEMBOL LİSTESİ

A₀	:Gelen dalganın genliği
A₁	:Kırılan dalganın genliği
A₂	:Yansıyan dalganın genliği
E	:Elastisite modülü
e	:Hacim genişlemesi
G	:Kayma modülü
g	:Yer çekimi ivmesi
H	:Zemin katmanının kalınlığı
T	:Titreşimin periyodu
u	:x yönündeki deplasman
v	:y yönündeki deplasman
v_s	:Kayma dalgası hızı
v_{ss}	:Kayma dalgalarının zeminde hareket hızı
v_{sr}	:Kayma dalgalarının anakayada hareket hızı
w	:z yönündeki deplasman
X	:x yönünde birim hacime etkiyen kütle kuvveti
Y	:y yönünde birim hacime etkiyen kütle kuvveti
Z	:z yönünde birim hacime etkiyen kütle kuvveti
α	:İki zemin katmanının arasındaki empedans oranı
ε	:Normal şekil değiştirme
ξ	:Sönüm oranı
γ	:Kayma şekil değiştirmesi

- λ :Lame sabiti
 ρ :Birim ağırlık
 σ :Normal gerilme
 τ :Kayma gerilmesi
 ν :Poisson oranı
 ω :Açısal frekans
 ∇^2 :İkinci derece Laplace operatörü



ÖZET

Deprem esnasında oluşan yer hareketleri, kaynak mekanizmasına ve dalgaların hareket ettiği yolun özelliklerine ve yerel zemin koşullarına bağlı olarak değişmektedir. İdeal koşullar altında, tam bir zemin tepki analizi kaynak mekanizmasını ve kaynaktan anakaya yüzeyine kadar olan dalgaların hareket ettiği ortam için bir model oluşturur ve daha sonra anakaya üzerinde bulunan yerel zemin koşullarının serbest yüzeydeki hareketi ne ölçüde etkilediğini inceler. Ancak bu yaklaşım, çoğu müendislik uygulaması için kaynak mekanizmasındaki belirsizliklerden ve kaynak ile anakaya yüzeyi arasındaki enerji aktarımındaki belirsizliklerden dolayı pratik değildir. Mühendislik uygulamalarında, daha önce kaydedilmiş depremlerin özelliklerine dayanan ampirik metodlar kullanılarak bazı belirleyici ilişkiler oluşturulur. Anakaya hareketinin özellikleri bu belirleyici ilişkiler ve sismik tehlike analizleri yardımıyla belirlenir. En son olarak da, anakaya üzerindeki zemin dolgusunun serbest yüzeydeki hareketin özelliklerini nasıl etkilediği uygun bir zemin modeli yardımıyla bulunur.

Zemin tarafından uygulanan filtreleme işlemi, bazı koşullarda ve frekanslarda dalga genliklerini arttırmakta, diğerlerinde ise azaltmaktadır. Yerel zemin koşulları gelen sismik hareketler üzerinde, herhangi bir tabakada maksimum ivme değerinin artışı veya kuvvetli sarsıntıların süresinin uzaması gibi önemli değişikliklere yol açabilmektedir. Yerel zemin büyütme etkilerinin aletli ölçümlerde tanınması problemi merak konusu olmuş ve kapsamlı araştırmalar yapılmıştır.

Yerel zemin koşullarının filtreleme etkisi, elastik kaya üzerine oturan, yatay ve üniform olan tek boyutlu lineer bir zemin modeli kullanılarak araştırılmıştır. Bu modelde radyasyon sönümünün de etkileri göz önünde bulundurulmuştur. Transfer fonksiyonları aracılığıyla anakayanın yüzeyindeki ivmeler ile serbest yüzeydeki ivmeler arasında bir bağlantı kurulmuştur. Anakayanın ivme-zaman kaydına hızlı Fourier dönüşümü uygulayarak anakayanın Fourier genliği

spektrumu elde edilmiştir. Daha sonra, anakayanın Fourier genliği spektrumu transfer fonksiyonu ile çarpılarak serbest yüzeye ait Fourier genliği spektrumu hesaplanmıştır. Sonunda, serbest yüzeydeki ivmelerin Fourier genliği spektrumuna hızlı Fourier dönüşümü uygulanarak serbest yüzeydeki ivme-zaman kaydı belirlenmiştir.

Transfer fonksiyonunun modülü olan büyütme fonksiyonu değişik zemin parametreleri için türetilmiş ve incelenmiştir.

Bina davranışı, sönümlü tek serbestlik dereceli bir sistemin daha önce tarif edilen zemin modelinin üzerine oturtulması ile gözlenmiştir. Zemin-bina etkileşimi hesapları basitleştirmek için ihmal edilmiştir. Değişen zemin parametreleri için bina tepesinde gözlenen maksimum ivmeler ve serbest yüzeydeki ivmeler çizdirilmiştir.

SUMMARY

The influence of local subsoil conditions on earthquake ground motions is the final event of a complex propagation process in which source-mechanism and transmission-path characteristics constitute the preceding stages. Under ideal conditions, a complete site response analysis provides a model for the source mechanism and the propagation path of the seismic waves that travel from the source to the bedrock surface and then investigates how the soil conditions above the bedrock influence the earthquake characteristics at the free surface. However, this approach is not practical for most engineering applications due to the complex nature of the source mechanism and the uncertainties in energy transfer between the source and the bedrock surface. In engineering practice, predictive relationships are developed by using empirical methods based on characteristics of previously recorded earthquakes. The characteristics of the bedrock motion are determined by using these predictive relationships along with seismic hazard analyses. Finally, the influence of the soil deposit above the bedrock on the free surface motion characteristics is determined by using an appropriate soil model.

Filtering by the soil may considerably enhance wave amplitudes in certain conditions and at certain frequencies and reduce them in others. The local soil conditions may produce significant modifications on incoming seismic motions, including an increase of peak amplitudes at the surface or within a specific layer and longer duration of significant shaking. The problem of identifying local amplification effects in instrumental records is of considerable interest and has been extensively investigated.

The filtering effects of the local soil conditions have been investigated by using a linear one dimensional model consisting of a horizontal, uniform soil layer overlying an elastic rock half-space. Radiation damping into account as well as material damping has been taken into account in this soil model. Transfer functions have been used to relate the earthquake accelerations recorded at the bedrock outcrop to

motions observed at the free surface. The acceleration time-history record of the bedrock accelerations was transformed to obtain the Fourier amplitude spectrum of the input motion. Afterwards, the Fourier amplitude spectrum has been multiplied with the transfer function to obtain the Fourier amplitude spectrum at the free surface. Finally, time-history of the motion at the free surface has been determined in the time domain by applying inverse fast Fourier transform to the Fourier amplitude spectrum of the free surface motion.

The modulus of the transfer function, also known as the amplification function, have been derived and evaluated for various geotechnical parameters.

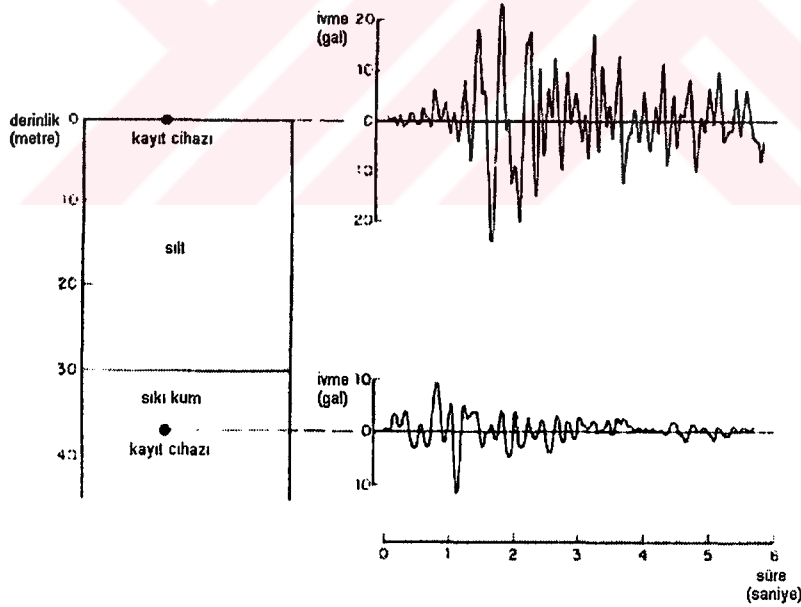
The building behaviour was simulated by adding a single degree of freedom system with damping on the free surface of the previous soil model. The soil-structure interaction effect was neglected to simplify calculations. Peak accelerations calculated at the top of the structural system and the free surface have been plotted for various geotechnical parameters.

BÖLÜM 1

GİRİŞ

1.1 Yerel Zemin Büyültmesi

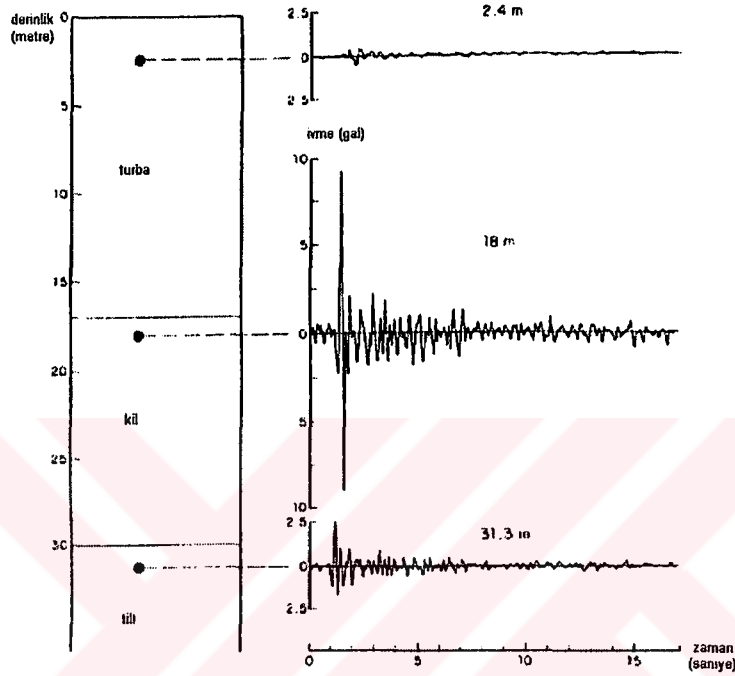
Deprem nedeniyle oluşan yer hareketleri, kaynak mekanizmasının ve yayılma ortamının özelliklerine bağlı olarak değişmektedir. Zemin tarafından uygulanan filtreleme bazı koşullarda hareketin genliğini arttırmakta, bazı koşullarda ve frekanslarda ise azaltmaktadır. Örnek olarak, tabakalı bir dolgunun değişik katmanlarında aynı anda yapılan ivme kayıtları Şekil 1.1 ve Şekil 1.2’de görülmektedir. Bu kayıtlar, yerel zemin koşullarının, gelen sismik hareketlerin maksimum genlikleri ve kuvvetli titreşimlerin süresi gibi özelliklerini nasıl değiştirebileceğini açıkça göstermektedir.



Şekil 1.1. Urayasu, Japonya’da elde edilen ve yerel büyültme etkilerini gösteren serbest yüzey ve yer altı ivme kayıtları. Okamoto (1973)

Zeminin lineer davranış gösterdiği kabul edilirse dolgunun filtreleme etkisinin zeminin dinamik özelliklerine ve geometrisine bağlı olan bir transfer fonksiyonu ile

ölçülür. Bazı bulgular, düşük şiddetteki zemin hareketlerinde gözlenen büyültme özelliklerinin kuvvetli hareketlerde önemli bir şekilde değiştiğini göstermektedir. Zeminin lineer olmayan davranışı kısmi olarak bu duruma bir açıklama sunmasına rağmen değişik dalga hareket yollarının yüzey jeolojisinin etkisini değiştirdiğine dair kanıtlar bulunmaktadır (Gutenberg,1957). Bazı durumlarda ise kaynak mekanizmasının etkisi yerel zeminin büyültme etkisini bastırmaktadır.



Şekil 1.2. Union Bay, Seattle, A.B.D’de elde edilen küçük şiddette bir depreme ait yeraltı ivme kayıtları. Tsai (1989)

Kaynağa yakın noktalardaki stabil davranış gösteren zeminlerde kuvvetli yer hareketler için genellikle yerel zemin koşulları en belirleyici özellik olmamaktadır. Bu nedenle, yatay tabakalı zemin modeli gibi basit teorik modeller yetersiz kalmaktadır. Bu koşullarda, yerel topografik ve jeolojik yapıdaki düzensizlikleri göz önüne alan modeller oluşturulmalı ve bunlar kullanılmalıdır.

Düşük şiddetteki yer hareketleri etkisi altında, kaynaktan daha uzak mesafede bulunan ve sismik empedanslarında ani farklılıklar görülen bir stratigrafiye sahip olan zeminlerde ise durum değişmektedir. Bu koşullarda, yerel zemin durumu nedeniyle oluşan büyültmelerin, bina hasarına önemli derecede yol açtığı geçmiş

depremlerde elde edilen deneyimlerden görülmektedir (Rosenblueth, 1960; Borchardt, 1970; Seed ve diğ. 1972; Okamoto, 1973; Tezcan ve İpek, 1973). Bu koşullarda, bir boyutlu modellerin yerel sismik riskin belirlenmesinde yeterli olduğu görülmüştür.



BÖLÜM 2

DALGA TEORİSİ

2.1 Gerilmeler Cinsinden Dalga Denklemleri

Sonsuz küçük dx , dy ve dz boyutlarına sahip bir hacim elemanının x yönünde etkiyen kuvvetler altında dengede olduğunu kabul edelim. Bu durumda hareket denklemi, (2.1) ile ifade edilebilir:

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} + X = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (2.1)$$

Bu denklemde X , x yönünde birim hacime etkiyen kütle kuvvetini, ρ yoğunluğu, u ise x yönündeki birim deplasmanı temsil etmektedir. Hareket denklemleri, y (2.2) ve z (2.3) yönleri için de benzer biçimde çıkarılabilir.

$$\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} + Y = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} + Z = \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \quad (2.3)$$

2.2 Deplasmanlar Cinsinden Dalga Denklemleri

Gerilmeler cinsinden yazılmış hareket denklemleri, (2.4), (2.5), (2.6), (2.7) ve (2.8) ifadeleriyle verilen Hooke kanunu bağıntıları kullanılarak deplasmanlar cinsinden yazılabilir.

$$\sigma_x = \lambda e + 2G \frac{\partial u}{\partial x} \quad (2.4)$$

$$\tau_{yx} = G \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) \quad (2.5)$$

$$\tau_{zx} = G \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \quad (2.6)$$

$$e = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z \quad (2.7)$$

$$\lambda = \frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)} \quad (2.8)$$

Yukarıdaki Hooke kanunu bağıntıları, gerilme cinsinden hareket denklemlerinde yerlerine yerleştirildikten sonra deplasmanlar cinsinden dalga hareket denklemleri ifadeleri elde edilir.

$$(\lambda + G)\frac{\partial e}{\partial x} + G\nabla^2 u + X = \rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (2.9)$$

$$(\lambda + G)\frac{\partial e}{\partial y} + G\nabla^2 v + Y = \rho\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (2.10)$$

$$(\lambda + G)\frac{\partial e}{\partial z} + G\nabla^2 w + Z = \rho\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \quad (2.11)$$

$$\nabla^2 u = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (2.12)$$

Yukarıdaki hareket ifadelerinde, (2.9), (2.10) ve (2.11), λ Lamé sabitini, G kayma modülünü, ν Poisson oranını ve ∇^2 ise ikinci dereceden Laplace operatörünü (2.12) temsil etmektedir.

2.3 Kayma Dalgalarının Hareket Denklemleri

S dalgalarının yayılmaları sırasında hacim değişikliği olmamaktadır. Bundan dolayı, hacim değişimi miktarı e , sıfıra eşit olmaktadır. S dalgalarının hareket denklemleri, (2.9), (2.10) ve (2.11) bağıntılarında e yerine sıfır koyularak elde edilir. Bu hareket denklemleri x , y ve z yönleri için sırasıyla (2.13), (2.14) ve (2.15) ifadeleri ile verilmiştir.

$$G\nabla^2 u + X = \rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (2.13)$$

$$G\nabla^2 v + Y = \rho\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (2.14)$$

$$G\nabla^2 w + Z = \rho\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \quad (2.15)$$

2.4 Bir Boyutlu Kayma Dalgası Yayılımı

2.4.1 Tek Tabakalı Zeminler için Çözüm

Düşey x yönünde hareket eden bir boyutlu S dalgasını ele alalım ve zemin tanelerinin sadece yatay y yönünde hareket ettiğini ve v deplasmanını yaptığını kabul edelim. Bu durumda, kayma dalgasının hareket denklemi aşağıdaki şekli alır.

$$G \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (2.16)$$

Bu diferansiyel ifadenin deneme çözümü, (2.17) bağıntısı olduğu kabul edilebilir.

$$v = A e^{-i(kx + \omega t)} \quad (2.17)$$

v'nin ikinci türevi alınıp (2.16) bağıntısına yerleştirilirse,

$$k^2 A e^{-ikx} e^{-i\omega t} = \frac{\rho}{g} \omega^2 A e^{-ikx} e^{-i\omega t} \quad (2.18)$$

(2.18) ifadesi sadeleştirilirse, (2.19) ifadesi elde edilir.

$$k^2 = \frac{\rho}{g} \omega^2 \quad (2.19)$$

Eğer v'nin x'e ve t'ye göre türevini alırsak ve v'nin t'ye göre olan türevini (2.20), x'e göre olan türevine (2.21) bölersek (2.22) ifadesini elde ederiz. (2.22) ifadesi, x yönünde hareket eden kayma dalgasının hızını vermektedir.

$$\frac{\partial v}{\partial x} = -ik A e^{-i(kx + \omega t)} \quad (2.20)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -i\omega A e^{-i(kx + \omega t)} \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial x}{\partial t} = v_s = \frac{\omega}{k} \quad (2.22)$$

(2.19) ifadesindeki k, (2.22) ifadesine yerleştirilirse, (2.23) ifadesi elde edilir.

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (2.23)$$

Bir kayma dalgası yukarı doğru hareket ederse, tabakaların arayüzlerine ulaştığında kırılır yada geri yansır. Gelen dalga, kırılan dalga ve yansıyan dalganın hareket denklemleri sırasıyla (2.24), (2.25) ve (2.26) ifadeleriyle verilmiştir.

$$\text{Gelen dalga: } v_0 = A_0 e^{-ik_2 x} e^{-i\omega t} \quad (2.24)$$

$$\text{Kırılan dalga: } v_0 = A_1 e^{-ik_1 x} e^{-i\omega t} \quad (2.25)$$

$$\text{Yansıyan dalga: } v_0 = A_2 e^{-ik_1 x} e^{-i\omega t} \quad (2.26)$$

Bu ifadelerde, A_0, A_1 ve A_2 , sırasıyla gelen dalganın, kırılan dalganın ve yansıyan dalganın genliklerini temsil etmektedir.

2.4.2 Dalgaların Genliklerinin Bulunması

Kırılan ve yansıyan dalgaların genliklerinin bulunabilmesi için 1 ve 2 katmanlarının arayüzünde gerilmelerin ve deplasmanların sürekliliğinden yararlanılır.

$$x=0 \text{ noktasında, } v_1 = v_0 + v_2 \quad (2.27)$$

$$x=0 \text{ noktasında } \tau_1 = \tau_0 + \tau_2 \quad (2.28)$$

Deplasmanların sürekliliği (2.29) ifadesini vermektedir.

$$A_1 = A_0 + A_2 \quad (2.29)$$

Kayma gerilmelerinin sürekliliğini veren ifadeye (2.30) yerleştirilirse (2.31) ifadesi elde edilir.

$$\tau = G \frac{\partial v}{\partial t} \quad (2.30)$$

$$-G_1 k_1 A_1 = G_2 k_2 (A_2 - A_0) \quad (2.31)$$

(2.31) ifadesi sadeleştirilirse (2.32) ifadesi elde edilir.

$$A_2 - A_0 = -\alpha A_1 \quad (2.32)$$

(2.32) ifadesindeki α , 1 ve 2 katmanlarının arayüzündeki empedans oranını tanımlamaktadır.

$$\alpha = \frac{k_1 G_1}{k_2 G_2} \quad (2.33)$$

(2.22) ve (2.23) numaralı ifadeler (2.33) numaralı ifadede yerine konursa, empedans oranı (2.34) ile tarif edilebilir.

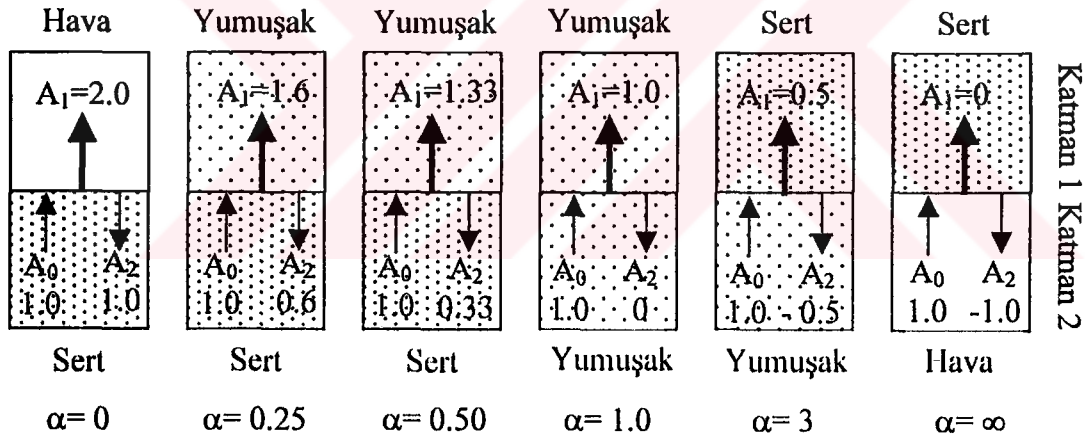
$$\alpha = \frac{\rho_1 v_{s1}}{\rho_2 v_{s2}} \quad (2.34)$$

(2.32) ifadesi çözülmürse (2.35) ve (2.36) ifadeleri elde edilir.

$$A_1 = \frac{2}{1+\alpha} A_0 \quad (2.35)$$

$$A_2 = \frac{1-\alpha}{1+\alpha} A_0 \quad (2.36)$$

(2.35) ve (2.36) ifadelerinden de görüldüğü gibi kırılan ve yansıyan dalgaların genliklerinin direkt olarak empedans oranına bağlı olduğu görülmektedir. Şekil 2.1, empedans oranının kırılan ve yansıyan dalgaların üzerindeki etkisini göstermektedir.



Şekil 2.1 Empedans oranının kırılan ve yansıyan dalgaların genlikleri üzerindeki etkisi

2.4.3 Sönümü göz önünde bulunduran hareket denklemi

Kayma dalgasının hareket denklemi (2.37), iki boyutlu dx.dy elemanı üzerine etkiyen kuvvetlerin dengesinden faydalanarak elde edilebilir. Bu kuvvetler şematik olarak Şekil 2.2’de gösterilmiştir.

$$-\tau_{yx}dy + (\tau_{yx} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} dx)dy - c \frac{\partial \gamma}{\partial t} dy + c(\frac{\partial \gamma}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \gamma}{\partial t} dx)dy - \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} dx dy = 0 \quad (2.37)$$

Basitleştirmelerden sonra bu denklem (2.38)’e dönüşür.

$$\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + c \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial t} = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (2.38)$$

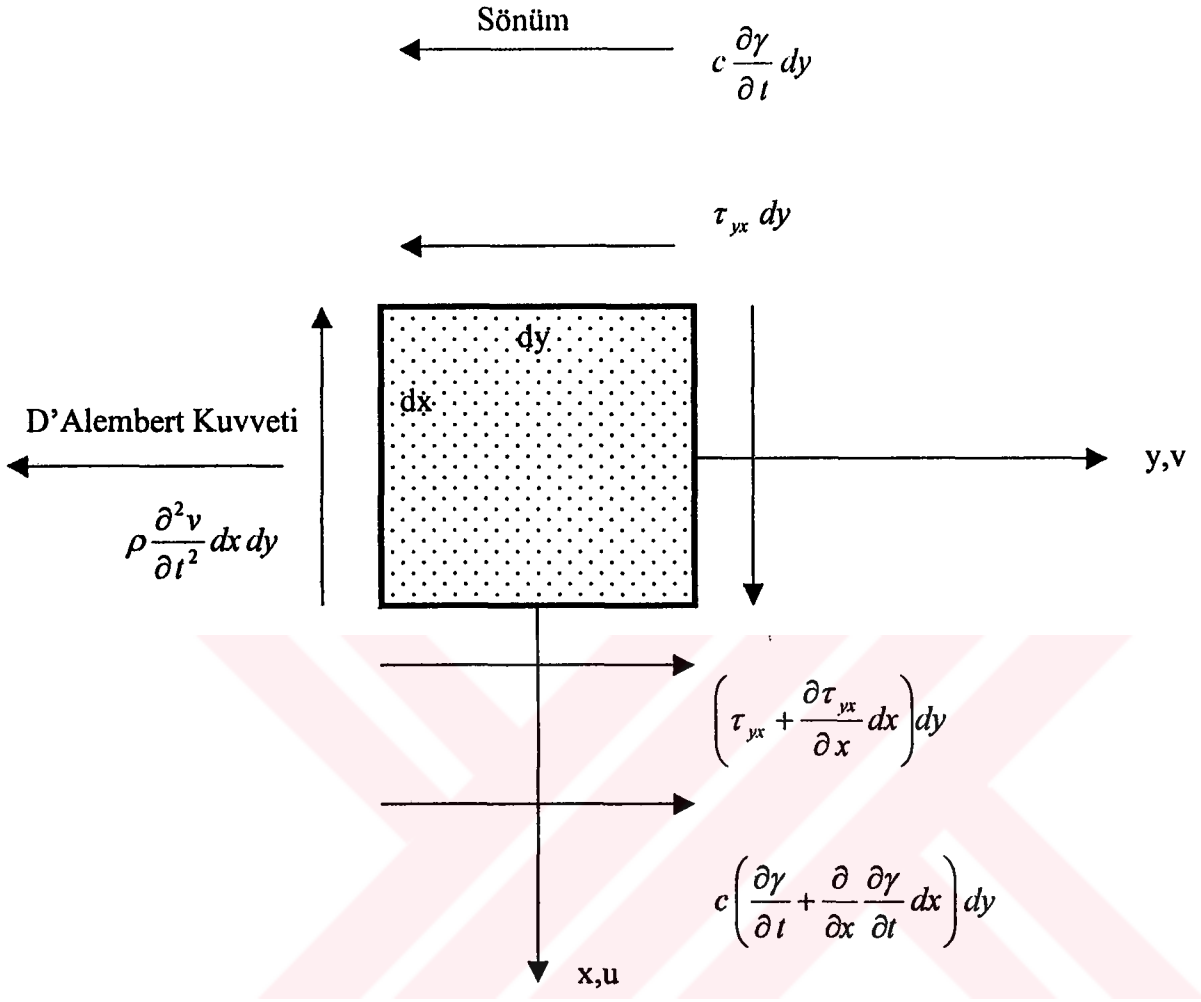
Kayma gerilmesi ve şekil değiştirmesine ait (2.39) ve (2.40) bağıntıları (2.38) ifadesine yerleştirilirse, (2.41) ifadesi elde edilir.

$$\tau_{yx} = G\gamma_{yx} = G \frac{\partial v}{\partial x} \quad (2.39)$$

$$\gamma_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} \quad (2.40)$$

$$G \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} + \eta \frac{\partial^2 v}{\partial x^2 \partial t} = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad (2.41)$$

(2.41)’de G, ρ, v ve c sırasıyla, kayma modülünü, yoğunluğu, zemin tanelerinin yatay hareketini ve viskozite katsayısını temsil etmektedir.



Şekil 2.2. İki boyutlu ve sönümlü bir kayma elemanın dinamik dengesi

BÖLÜM 3

ZEMİN MODELLERİ

3.1. Genel Bilgi

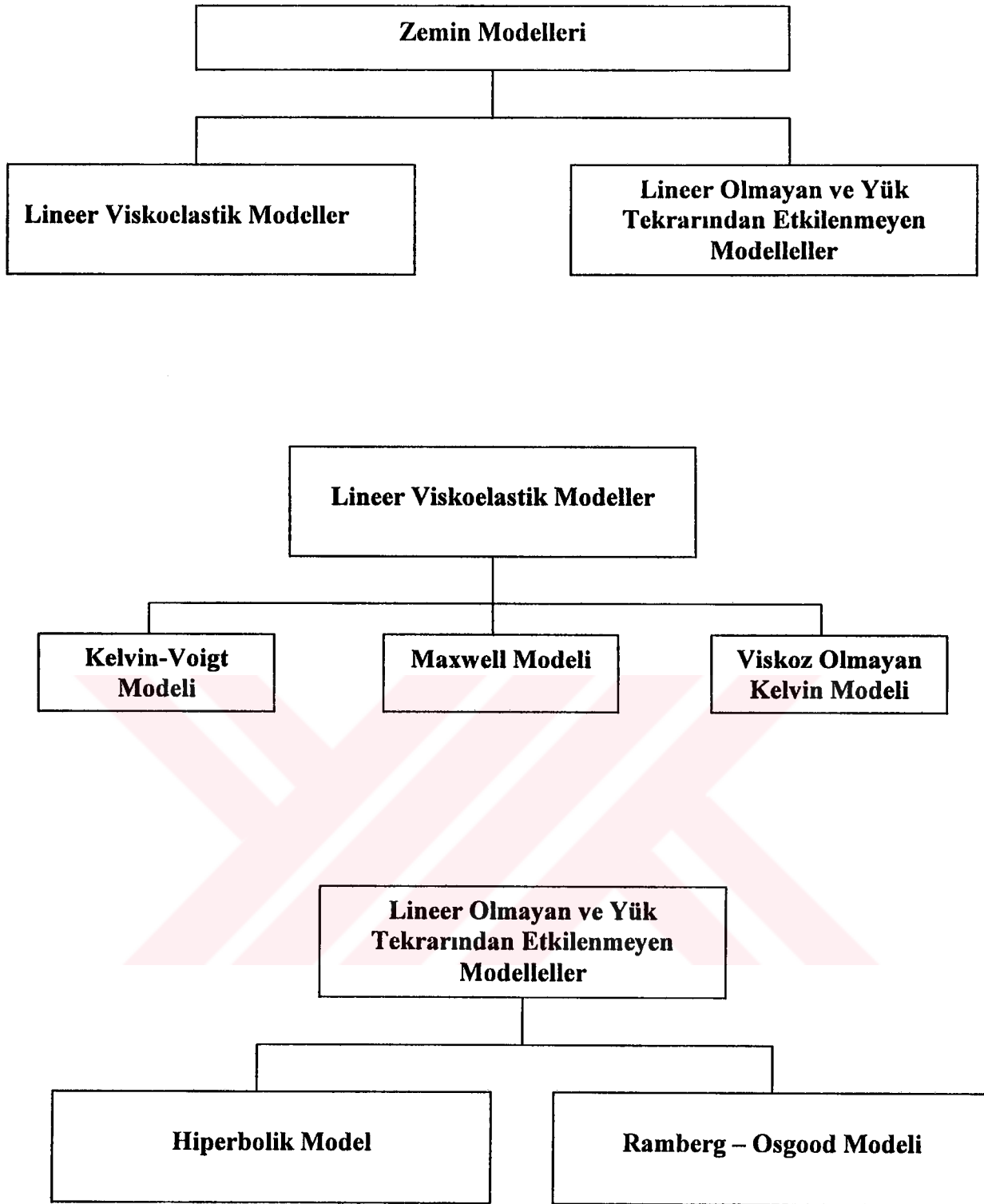
Tekrarlı yüklemeler etkisindeki zeminlerin gerilme şekil değiştirme özelliklerini temsil etmek için bazı modeller geliştirilmiştir. Kullanılacak zemin modeli, beklenen şekil değiştirme sınırları içerisinde zeminin deformasyon özelliklerini taklit edebilmelidir.

Şekil değiştirme seviyesinin 10^{-5} 'ten küçük olduğu durumlarda zeminin elastik davrandığı kabul edilebilir. Bu durumda kesme modülü, zemini modellemek için gereken ana parametredir.

Şekil değiştirme seviyesinin yaklaşık 10^{-3} 'ten küçük olduğu durumlarda zeminin viskoelastik davranış gösterdiği kabul edilebilir. Bu durumda, kesme modülü, kesme şekil değiştirmeleri arttıkça azalmaktadır. Buna ek olarak, yükleme tekrarları esnasında enerji sönmülmektedir. Zeminin enerji sönmüleme yeteneği “sönüm oranı” ile tanımlanmaktadır. Şekil değiştirme miktarı zeminin özelliklerini değiştirmeyecek kadar küçük olduğundan dolayı yük tekrarından dolayı kesme modülü ve sönüm oranı, zemini modellemek için gereken anahtar parametrelerdir.

Şekil değiştirme seviyesinin 10^{-2} 'den büyük olduğu durumlarda, zemin özellikleri kesme kesme şekil değiştirmelerine ek olarak yük tekrarına da bağlı olarak değişmektedir.

Zemin modelleri, Şekil 3.1'de yükler altındaki davranış biçimlerine göre sınıflandırılmışlardır. Burada sadece, Kelvin-Voight zemin modeli hakkında detaylı bilgi verilmiştir. Diğer zemin modelleri hakkında ayrıntılı bilgi (Ishihara ve diğ., 1999)'den alınabilir.

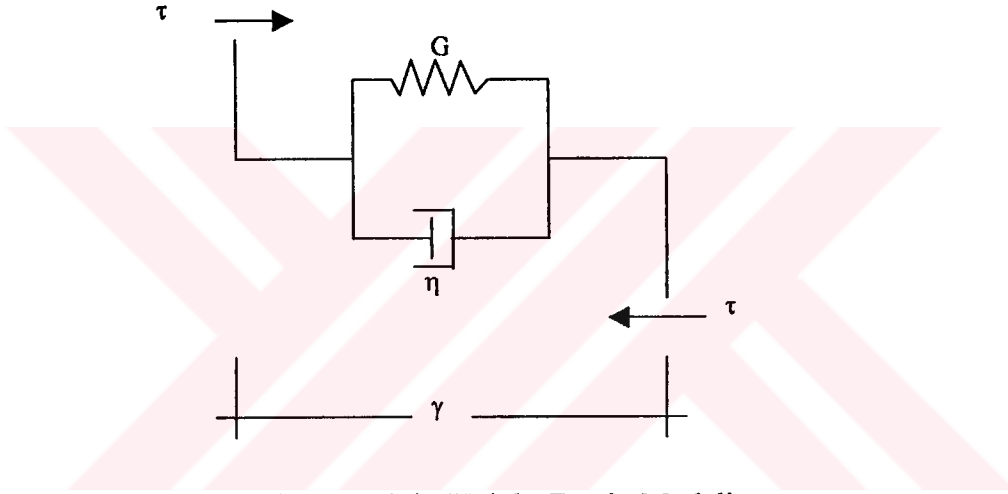


Şekil 3.1 Zemin modellerinin şematik olarak sınıflandırılması

3.2 Kelvin-Voigt Modeli

Zemin modelleri içinde en yaygın kullanılan ve kullanımı en basit model Kelvin modelidir. Kelvin Modeli, birbirine paralel olarak bağlanmış olan bir yay ve sönümlendiriciden oluşmaktadır. Zeminin elastik özellikleri yay ile, sönüm özellikleri ise sönümlendirici ile temsil edilmektedir. Bu modelde, γ şekil değiştirmesi eşit olarak iki elemana da etki ettirilmiştir. Kayma gerilmesi, τ , ise yay tarafından taşınan τ_1 ve sönümlendirici tarafından taşınan τ_2 olmak üzere paylaştırılmıştır. Kelvin-Voigt modelinde gerilmeler ve şekil değiştirmeler arasındaki bağıntı (3.1) veya ifadeleriyle verilmiştir.

$$\tau = \tau_1 + \tau_2 = G\gamma + \eta\dot{\gamma} \quad (3.1)$$



Şekil 3.2. Kelvin-Voigt Zemin Modeli

$$\tau_{yx} = G\gamma_{yx} + \eta \frac{\partial \gamma_{yx}}{\partial t} \quad (3.2)$$

Viskozite katsayısı ve kayma modülü arasındaki ilişki kritik sönüm oranının tanımından (3.3) elde edilebilir.

$$c_{cr} = 2\sqrt{k_0 m} \quad (3.3)$$

(3.3) ifadesi açısal frekansa bağlı olarak yazılırsa (3.4) ifadesi elde edilir.

$$c_{cr} = 2k_0 / \omega \quad (3.4)$$

Kayma hareketinde k_0 , G 'ye eşit olmaktadır. Kayma durumunda (3.4) ifadesi (3.5)'e dönüşmektedir.

$$\eta_{ce} = 2G / \omega \quad (3.5)$$

Kayma durumunda kritik sönüm oranı, (3.6) ifadesiyle hesaplanmıştır.

$$\xi = \frac{\eta}{\eta_{cr}} = \frac{\eta \omega}{2G} \quad (3.6)$$

Bu ifadelerde, ω çok tekrarlı zemin hareketinin açısal frekansını, ξ kritik sönüm oranını temsil etmektedir.

Frekans alanında gerilme-şekil değiştirme ilişkisi (3.7) ile verilmiştir.

$$\tau(\omega) = G(1 + 2i\xi)\gamma(\omega) \quad (3.7)$$

Lineer olmayan zemin zemin tepkisinin, eşdeğer lineer yaklaşımda çözülmesi için G ve ξ değerleri deneylerle elde edilmiş eğriler kullanılır.

Bu modelde düşey olarak üniform viskoelastik bir ortamda hareket eden kesme dalgasından doğan yatay deplasmanlar (3.8) ile verilir.

$$u(x,t) = Ae^{i(\omega t + k^* z)} \quad (3.8)$$

Bu ifadede k^* , karmaşık dalga sayısını belirtmektedir. Çok küçük sönüm oranları için karmaşık dalga sayısı (3.9) ile gösterilebilir.

$$k^* = \omega / V_s^* = k(1 - i\xi) \quad (3.9)$$

Bu durumda deplasman denklemi (3.10) şeklini alır. Bu ifadenin ilk üstel terimi düşey yönde gerçek V_s hızıyla yayılımı, ikinci üstel terimi ise sönümü temsil etmektedir.

$$u(x,t) = Ae^{i(\omega t - k_s x)} e^{-\xi \frac{\omega}{V_s} x} \quad (3.10)$$

BÖLÜM 4

ZEMİN TEPKİ ANALİZİ

4.1 Giriş

Deprem esnasında oluşan yer hareketlerinin özellikleri, kaynak mekanizmasına ve yayılma ortamının dinamik özelliklerinden etkilenmektedir. Yer hareketinin, altta bulunan katmanların geodinamik özelliklerini ne ölçüde yansıttığı deprem mühendisliğinde en çok tartışılan konulardan birisidir. Yerel zeminin yumuşak olduğu Tokyo, Caracas ve San Francisco gibi bölgelerde, yerel zemin koşullarının etkisini ölçmek için yapılan teorik hesaplar ile depremlerde o bölgelerde depremlerden elde kuvvetli hareket kayıtları önemli derecede uyum göstermektedir (Kanai,1961; Herrera ve diğ., 1965; Idriss ve Seed, 1968; Seed ve diğ., 1972). Bununla beraber, derin ve yumuşak zemin dolgularından alınan kayıtlar haricinde yer hareketi spektrumlarının maksimumlarının zeminin özellikleriyle uyum içinde olmadığı görülmüştür (Newmark ve diğ., 1972). 1971 San Fernando depreminde kaya ve zemin üzerinde bulunan çeşitli istasyonlarda elde edilen Fourier genlik spektrumu kayıtlarının şekillerinin yerel zemin koşullarından önemli derecede etkilenmediği gözlenmiştir (Berril, 1975).

Aşağı kuyu metodu ve yüzeyde sismometre ile elde edilen zayıf hareket kayıtları, gözlemler ve yerel zemin koşullarına dayanan teorik bulguların uyumlu olduğunu göstermektedir (Dobry ve diğ. 1971; Joyner ve diğ., 1976; Johnson ve Silva, 1981; Kinoshita ve Mikoshiba, 1984; Kudo ve diğ., 1984). Zemin koşullarının yüzey hareketini önemli ölçüde etkilediği nükleer denemeler esnasında elde edilen yer hareketi kayıtlarında görülmüştür (Borchardt ve Gibbs, 1967; Hays ve diğ., 1979; Murphy, 1983).

Bu sonuçlar göz önüne alınarak hangi durumlarda yerel zemin koşullarının yüzey hareketlerini önemli derecede etkilediği belirlenmelidir.

Geoteknik deprem mühendisliğinde karşılaşılan en önemli problem zemin tepkisinin değerlendirilmesidir. Zemin tepki analizleri, tasarım tepki spektrumunun geliştirilebilmesi için yüzey hareketlerinin tahmin edilmesinde, sıvılaşma tehlikesinin değerlendirilmesi için dinamik gerilme ve uzamaların belirlenmesinde ve depremden kaynaklanan kuvvetlerin zeminin ve zemini tutan yapıların stabilitesine etkisinin tespit edilmesinde kullanılmaktadır.

İdeal koşullar altında, eksiksiz bir zemin tepki analizi depremin kaynağındaki kırılma mekanizmasını ve oluşan gerilme dalgalarının dünya içinde belli bir bölge altındaki ana kayaya kadar olan yayılımını modeller ve bundan sonra yüzeyde oluşan hareketin ana kayanın üzerinde bulunan zemin tarafından nasıl etkilendiğini belirler. Gerçekte ise, kırılma mekanizmasının karmaşık olmasından ve dalgaların kaynak ile ulaştıkları bölge arasındaki enerji iletiminin belirsizliğinden dolayı bu yaklaşımın genel mühendislik uygulamalarında kullanılması pratik değildir. Uygulamada, daha önce kaydedilmiş depremlerin özelliklerine dayanan ampirik yöntemlerden yararlanılarak bazı belirleyici ilişkiler geliştirilir. Bu belirleyici ilişkiler, sismik tehlike analizleriyle beraber kullanılarak bölgedeki ana kaya hareketinin özellikleri tespit edilmektedir. Daha sonra, ana kaya üzerinde bulunan zemin dolgusunun yüzeyde oluşacak dalga hareketini ne şekilde etkileyeceği bulunur. Sismik dalgaların kayanın içinde yüzlerce kilometre, bunun üzerinde bulunan dolgu içerisinde ise genellikle yüz metreden az seyahat etmesine rağmen bu zemin dolgusu yüzey hareketinin özelliklerinin tahmin edilmesinde önemli bir rol oynar.

Mühendislik uygulamalarında zemin tepki analizlerinin önemli çoğunda kütle dalgaları kullanılarak çözülmektedir. Zemin tabakalarındaki yatay hareketlerin hesaplanmasında SH Dalgalarının kullanılmasıyla elde edilen sonuçların, serbest yüzeyde belirtilen Rayleigh dalgalarının kontrol hareketi olarak kullanılmasıyla elde edilen sonuçlardan daha muhafazakar olduğu Chen ve diğ.(1981) tarafından belirtilmiştir. Bununla beraber, yüzey dalgaları tarafından oluşturulan düşük frekanslı asenkron titreşimlerin yüksek ve sünek yapıların üzerindeki etkisi göz önünde bulundurulmalıdır. Yapılan araştırmalarda, sığ depremlerin 1 Hertz'den daha düşük frekanslarda ve episantrdan 10 km civarındaki mesafelerde yer hareketine hakim olduğu tespit edilmiştir (Swanger ve Boore, 1978).

Zemin tepki problemleri için çeşitli çözüm yöntemleri geliştirilmiştir. Bu yöntemlerde, zeminin geometrik özellikleri, sınır koşulları ve genel dalga şekliyle ilgili sınırlayıcı kabuller kullanılarak özel sonuçlar elde edilmektedir. Hesap metodları; sürekli ve süreksiz, zaman alanı ve frekans alanı, lineer ve lineer olmayan olmak üzere gruplandırılabilir. Sürekli çözüm metodları, diferansiyel denklemin analitik olarak çözümünü gerektirmektedir. Sürekli olmayan çözümde ise sonlu elemanlar ve sonlu farklar yöntemleri kullanılmaktadır.

En yaygın olarak kullanılan hesap metodları, eşdeğer lineer metod (Schnabel ve diğ., 1972; Lysmer ve diğ., 1975), karakteristikler metodu (Streeter ve diğ., 1974a,b), sonlu farklar yaklaşımıyla çözülen süreksiz metodlardır (Joyner ve Chen, 1975; Joyner, 1977; Lam ve diğ., 1978; Day ve diğ., 1981). Mühendislik uygulamalarında lineer olmayan çözümler, kontrol hareketinin anakaya üst yüzeyinden düşey olarak hareket eden S dalgalarından ve zemin ortamının kaya yarı uzayı üzerine oturan birbirine paralel, izotrop, homojen tabakalardan oluştuğu sınırlamaları yapılarak elde edilmektedir.

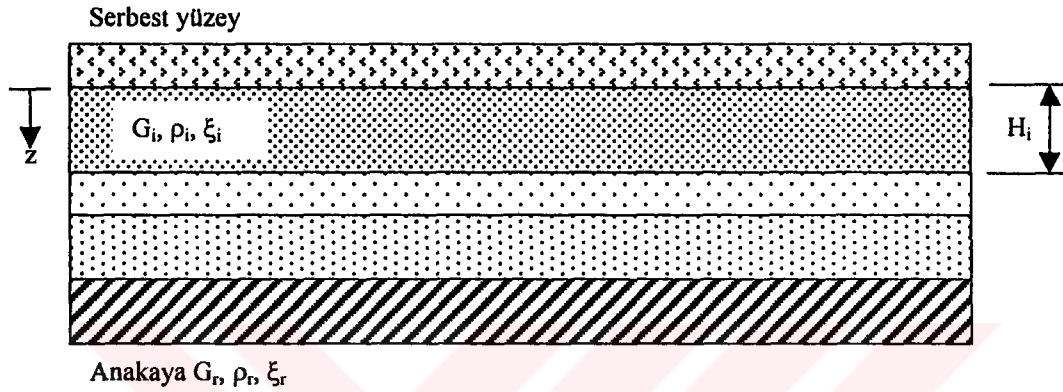
4.2. Bir Boyutlu Zemin Tepki Analizi

Dünyanın yüzeyinin altında bir fay kırıldığı zaman, kütle dalgaları kaynaktan bütün yönlerde doğru dağılırlar. Bu dalgalar, değişik jeolojik katmanların arasındaki sınırlara ulaştıklarında kırılırlar veya geriye yansır. Genellikle daha sığda bulunan zeminlerde dalga hareket hızları daha düşük olduğundan dolayı, yatay tabaka sınırlarına ulaşan eğik dalgalar daha düşey bir yöne doğru kırılır. Dalgalar, yeryüzüne ulaştığı zaman birden çok kırılma nedeniyle yüzeye neredeyse dik yönde hareket ederler. Bir boyutlu zemin tepki analizleri, bütün tabaka sınırlarının yatay olduğu, zemin tepkisini ağırlıkla aşağıdaki ana kayadan dik olarak yayılan SH dalgaları tarafından oluşturulduğu ve ana kaya ve bunun üzerindeki zemin dolgununun yatay düzlemde bütün yönlerde sonsuza kadar uzandığı kabullerine dayanır. Bu kabullere dayanan hesaplarla tahmin edilen zemin tepkisinin bir çok kere ölçülen zemin tepkileriyle uyum içinde olduğu görülmüştür.

Herhangibir zemin tepki analizi modelini açıklamadan önce zemin hareketini tarif etmekte kullanılan birkaç terimi tanımlamak gerekmektedir. Zemin dolgununun yüzeyindeki harekete, “serbest yüzey hareketi”, bu dolgunun tabanındaki harekete ise “ana kaya hareketi” denir.

4.3. Lineer Yaklaşım

Bu problemin çözümü için “dalga denklemleri metodları” ve “sonlu eleman metodları” olmak iki değişik yaklaşım bulunmaktadır. Birinci yaklaşımda zemin, sürekli ortam olarak kabul edilmektedir. Viskoelastik davranan zeminler için kullanılan model Şekil 4.1’ de verilmiştir. H_i kalınlıkları boyunca malzeme özellikleri üniform kalmaktadır. Sırasıyla, G_i kesme modülünü, ρ_i yoğunluğu, ξ_i sönüm oranını temsil etmektedir. Zeminin altında bulunan anakaya, G_r , ρ_r ve ξ_r özelliklerine sahip homojen ve elastik bir yarı uzay olarak kabul edilir.



Şekil 4.1. Viskoelastik davranan zeminler için kullanılan model

Lineer yaklaşımda, zemin tepki analizi transfer fonksiyonlarının yardımıyla yapılmaktadır. Zemin tepkisi probleminde transfer fonksiyonları deplasman, hız, ivme, kayma gerilmeleri ve uzamaları gibi çeşitli tepki parametrelerini ana kaya ivme hareketi gibi bir girdi fonksiyonu ile çarpılarak bulunmasında kullanılır. Süperpozisyon ilkesine dayanmasından dolayı bu yaklaşım sadece lineer olan sistemlerin çözümünde kullanılabilir. Lineer olmayan davranış eşdeğer lineer zemin özelliklerini içeren iteratif bir prosedür kullanılarak tahmin edilebilir. Transfer fonksiyonlarının modülleri, zemin sisteminin büyültme fonksiyonunu vermektedir.

Serbest yüzeyde gerilmelerin sıfır olduğu kabul edilir ve genellikle ana kayadan gelen sismik sinyallerden dolayı serbest yüzeyde ölçülen tepki bulunmak istenir. Teorik olarak, her hangi bir noktadan yayılan sismik sinyallerin keyfi olarak seçilen başka bir noktada oluşturduğu tepkiyi ölçmek mümkündür. Bunun için Fourier dönüşümü teknikleriyle frekans alanında çalışan (Haskell, 1960; Herrera ve Rosenblueth, 1965; Roesset ve Whitman, 1969; Lysmer ve diğ., 1971; Schnabel ve

diğ., 1972) ve basit dalga denkleminde dayanan çok yansıma teknikleriyle zaman alanında çalışan (Newmark ve Rosenblueth, 1971; Okamoto, 1973) birçok çözüm metodu geliştirilmiştir. Genellikle, FFT algoritmasının hızlılığından dolayı ilk tip metodlar tercih edilmektedir.

Bilinen bir ana kaya hareketinin değerleri, FFT (Hızlı Fourier Dönüşümü) kullanılarak Fourier serisi olarak ifade edilir. Ana kaya hareketinin Fourier serisinin her elemanı transfer fonksiyonu ile çarpılarak serbest yüzey hareketine ait Fourier serisi elde edilir. Serbest yüzey hareketi de bu Fourier serisinin inversi alınarak zaman alanında ifade edilebilir. Böylece transfer fonksiyonu ana kaya hareketindeki her frekansın zemin dolgusu tarafından nasıl büyültüldüğünü veya küçültüldüğünü belirler.

4.4 Transfer Fonksiyonlarının Değerlendirilmesi

Transfer fonksiyonlarının değerlendirilmesi lineer yaklaşımda önemli bir rol oynar. Takip eden bölümlerde karmaşıklığı gittikçe artan geoteknik koşullar için elde edilecektir. Bunların en basitleri, mühendislik problemlerine nadiren uygulanabilir olmalarına rağmen karmaşık matematiksel işlemler kullanılmaksızın zemin dolgusunun serbest yüzey hareketi özelliklerine olan bazı etkileri gösterebilmektedir. Daha karmaşık olan modeller ise yüzey tepkisinin çoğu önemli yönünü tanımlayabilmektedir ve geoteknik deprem mühendisliği uygulamalarında kullanılmaktadır.

4.4.1 Rijit Kayaya Oturan Üniform ve Sönümsüz Zemin Dolgusu Modeli

İlk önce rijit bir ana kaya üzerine oturan üniform, izotrop, sönümsüz ve lineer elastik bir zemin tabakasını ele alalım. Ana kayadaki harmonik yatay bir hareket, üzerindeki zemin dolgusunda düşey olarak yayılan kesme dalgaları oluşturacaktır. Oluşan yatay deplasmanlar (4.1) ile ifade edilebilir.

$$u(z, t) = Ae^{i(\omega t + kz)} + Be^{i(\omega t - kz)} \quad (4.1)$$

Bu ifadede ω yer hareketinin açısal frekansını, k dalga sayısını ($=\omega/V_s$) ve A ile B ise sırasıyla aşağıya ve yukarıya doğru hareket eden dalgaların genliklerini

temsil etmektedir. Serbest yüzeyde ($z=0$), kayma gerilmeleri ve buna bağlı olarak da kesme uzamaları kaybolmalıdır. Serbest yüzeydeki kayma gerilmeleri ve şekil değiştirmeleri (4.2)'de verilmiştir.

$$\tau(0,t) = G\gamma(0,t) = G \frac{\partial u(0,t)}{\partial z} = 0 \quad (4.2)$$

Bir numaralı ifadeyi ikincisine yerleştirirsek ve diferansiyelini alırsak (4.3) ifadesini elde ederiz.

$$Gik(Ae^{ik(0)} - Be^{-ik(0)})e^{i\omega t} = Gik(A - B)e^{i\omega t} = 0 \quad (4.3)$$

(4.3) ifadesi A değerinin B değerine eşit olduğu zamanlar gerçekleşir. Deplasmanlar (4.4) ifadesi ile bulunabilir.

$$u(z,t) = 2A \frac{e^{ikz} + e^{-ikz}}{2} e^{i\omega t} = 2A \cos kz e^{i\omega t} \quad (4.4)$$

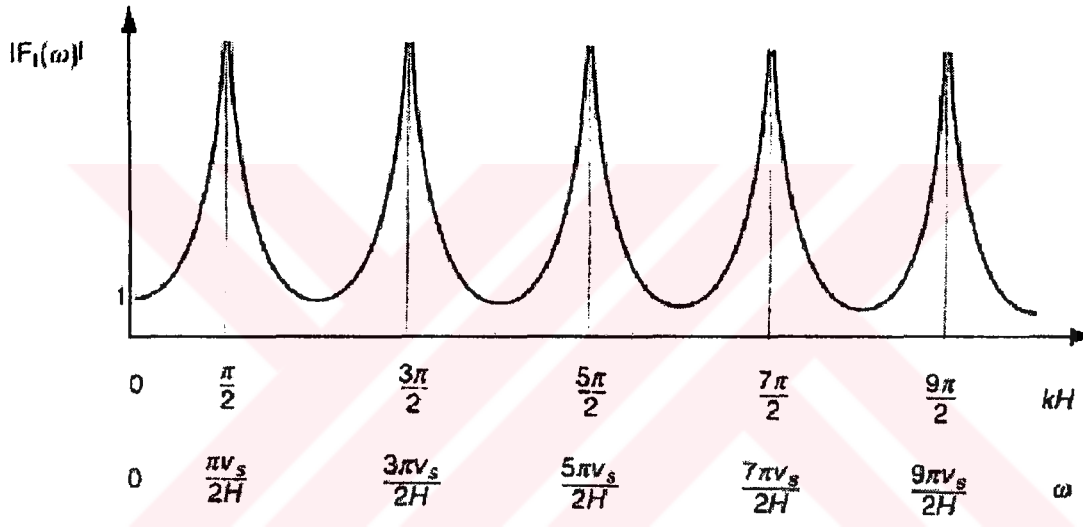
Bu deplasman denklemi genliği $2A \cos kz$ olan durağan dalgayı tanımlamaktadır. Durağan dalga, yukarı ve aşağı doğru hareket eden dalgaların yapıcı karşılaşması sonucu oluşur ve şekli bütün derinlik boyunca aynı kalır. (4.4) ifadesi yardımıyla zemin tabakasının herhangi iki noktası arasında deplasman genliklerinin oranı tarif eden bir transfer fonksiyonu tanımlanabilir. Bu iki noktayı, zemin dolgusunun en alt ve en üst noktaları olarak seçersek aşağıdaki transfer fonksiyonu (4.5) ifadesi olarak elde edilir.

$$F_1(\omega) = \frac{u_{\max}(0,t)}{u_{\max}(H,t)} = \frac{2A e^{i\omega t}}{2A \cos kH e^{i\omega t}} = \frac{1}{\cos kH} = \frac{1}{\cos(\omega H / v_s)} \quad (4.5)$$

Bu transfer fonksiyonunun modülünü alırsak büyültme fonksiyonu olan (4.6) ifadesi bulunur.

$$|F_1(\omega)| = \frac{1}{|\cos(\omega H / v_s)|} \quad (4.6)$$

Büyültme fonksiyonundan da görülebileceği gibi serbest yüzey deplasmanları her zaman en az ana kaya yüzeyi deplasmanları kadar büyük olmalıdır. Bazı frekanslarda ise çok daha büyük değerler alırlar. $\omega H / v_s$ değeri $\pi/2 + n\pi$ değerine yaklaştıkça büyültme fonksiyonunun paydası sıfıra yaklaşır ve dolayısıyla sonsuz büyültme veya rezonans olayı gerçekleşir. Bu basit model bile zemin dolgusunun tepkisinin ana kayadaki hareketin frekansına bağlı olduğunu ve yüksek büyültme değerlerinin olduğu frekansların zemin tabakası kalınlığına ve zemindeki S-dalgası yayılma hızına bağlı olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.2 Rijit kayaya oturan üniform ve sönümsüz zemin tabakasının büyültme fonksiyonu (Kramer, 1995)

4.4.2 Rijit Kayaya Oturan Üniform ve Sönümlü Zemin Tabakası Durumu

Bir önceki analizde beklenen sınırlandırılmamış büyültmelerin oluşması mümkün değildir. Bu sınırlandırılmamış büyültmelerin beklenmesinin nedeni zemin tabakasında sönümün yada enerjinin soğurulmasının oluşmadığının kabul edilmesiydi. Sönüm bütün malzemelerde mevcut olduğundan dolayı, bu analizi sönümü göz önüne alarak tekrar edersek daha gerçekçi sonuçlar elde ederiz.

Zeminin Kelvin-Voigt katısının kayma özelliklerine sahip olduğunu kabul edersek dalga denklemi (4.7) ile ifade edilebilir.

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t} \quad (4.7)$$

Bu dalga denkleminin çözümü (4.8) ifadesidir.

$$u(z, t) = A e^{i(\omega t + k^* z)} + B e^{i(\omega t - k^* z)} \quad (4.8)$$

Bu ifadede k^* karmaşık dalga sayısını ($k^* = k_1 + k_2 i$) temsil etmektedir. Daha önceki analizdeki cebrik dönüşümleri karmaşık dalga katsayısını kullanarak tekrar edersek rijit kayaya oturan sönümlü zemin tabakası için transfer fonksiyonu olan (4.9)'u elde ederiz.

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\cos k^* H} = \frac{1}{\cos(\omega H / v_s^*)} \quad (4.9)$$

Frekanstan bağımsız olan karmaşık kesme modülü $G^* = G(1 + i2\xi)$ ile verilir. Buna göre karmaşık kesme dalgası hızı küçük ξ değerleri için (4.10) ile bulunabilir.

$$v_s^* = \sqrt{\frac{G^*}{\rho}} = \sqrt{\frac{G(1 + i2\xi)}{\rho}} = v_s(1 + i\xi) \quad (4.10)$$

Yine küçük ξ değerleri için karmaşık dalga sayısı (4.11) ile ifade edilebilir.

$$k^* = \frac{\omega}{v_s^*} = k(1 - i\xi) \quad (4.11)$$

En son olarak da transfer fonksiyonu olan (4.12) ifadesi bulunur.

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\cos k(1 - i\xi)H} = \frac{1}{\cos[\omega H / v_s(1 + i\xi)]} \quad (4.12)$$

$|\cos(x + iy)| = \sqrt{\cos^2 x + \sinh^2 y}$ eşitliği kullanılarak büyültme fonksiyonu (4.13) ile ifade edilebilir.

$$|F_2(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 kH + \sinh^2 \xi kH}} \quad (4.13)$$

y'nin küçük değerleri için $\sinh^2 y = y^2$ olduğundan dolayı büyültme fonksiyonu (4.14) halini alır.

$$|F_2(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 kH + (\xi kH)^2}} \quad (4.14)$$

Büyültme fonksiyonundan da görüldüğü gibi küçük sönüm oranları için sönümlü zemin tabakasındaki büyültme frekansa bağlı bir değişim göstermektedir. Büyültme miktarı $kH = \pi/2 + n\pi$ frekansına yaklaşıldığında yerel bir maksimuma yaklaşacaktır. Ancak, bu değer sönümün sıfırdan büyük olması durumunda hiçbir zaman sonsuza ulaşmayacaktır. Yerel maksimumlara karşılık gelen frekanslar zemin dolgusunun doğal frekansları olarak tanımlanır. Bu büyültme oranı aynı zamanda serbest yüzey hareketinin genliğinin, ana kaya hareketinin genliğine oranına eşittir. Bu şekilde de görülebileceği gibi sönüm zemin tepkisini yüksek frekanslarda daha çok etkilemektedir.

Zemin dolgusunun n'inci doğal frekansı (4.15) ifadesi ile verilebilir.

$$\omega_n = \frac{v_s}{H} \left(\frac{\pi}{2} + n\pi \right) \quad (4.15)$$

Büyültme oranının zirve değerleri doğal frekans değeri büyüdükçe azaldığı için en büyük büyültme, en küçük doğal frekansta gerçekleşecektir. Bu frekans, zemin dolgusunun hakim frekansı olarak tanımlanabilir. Hakim frekans, (4.16) ile ifade edilebilir.

$$\omega_0 = \frac{\pi v_s}{2H} \quad (4.16)$$

Hakim frekansa karşılık gelen titreşim periyodu ise bölgenin karakteristik periyodu olarak tanımlanır. Karakteristik periyodun ifadesi (4.17)'de verilmiştir.

$$T_s = \frac{2\pi}{\omega_0} = \frac{4H}{v_s} \quad (4.17)$$

Bölgenin karakteristik periyodunun değeri sadece zemin dolgusunun kalınlığına ve zemindeki s dalgalarının yayılma hızına bağlıdır. Bölgenin karakteristik periyodunun

değeri bize hangi titreşim periyodlarında önemli büyültmelerin gerçekleşebileceği konusunda fikir verir.

Her doğal frekansta toprakta bir durağan dalga oluşur. Hakim frekansta, zemin deplasmanları derinlik boyunca aynı yönde olduğu görülmektedir. Bu frekanstan daha büyük değerlerde ise zemin dolgusunun bir kısmı bir yöne doğru hareket ederken diğer bir kısmı ise zıt yönde hareket ettiği görülür. Bu olgu sismik stabilite analizlerinde, zeminde oluşan atalet kuvvetleri değerlendirilirken göz önünde bulundurulmalıdır.

4.4.3 Elastik Kayaya Oturan Zemin Dolgusu Modeli

Daha önceki iki modelde büyültme fonksiyonu rijit kaya üzerine oturan zeminler için yapılmıştı. Eğer ana kaya rijit ise üzerindeki zemin dolgusunun hareketinden etkilenmeyecektir. Aşağı doğru hareket eden dalgalar rijit ana kayaya ulaştığı zaman tamamen yukarı doğru yansımaya uğrayacaktır. Böylece, elastik dalga enerjisinin tamamı zemin katmanını içinde kalacaktır.

Eğer ana kaya elastik ise aşağı doğru hareket eden dalgalar kısmen yukarı doğru yansımaya uğrayacaktır. Enerjinin geri kalan kısmı ise kaya içinde aşağı doğru yayılmaya devam edecektir. Eğer kaya yeterli derinliğe kadar iniyorsa bu enerji zemin dolgusunda uzaklaşmış olacaktır. Bu bir radyasyon sönümüdür ve serbest yüzey hareketinin genliğinin rijit kaya durumuna kıyasla daha küçük olmasına neden olur.

Elastik kaya üzerine oturan bir zemin katmanını göz önüne alalım. Eğer s ve r alt indisleri zemin ve kayayı temsil ediyorsa, düşey olarak hareket eden s dalgalarından dolayı her iki malzemede oluşan deplasmanlar sırasıyla (4.18a) ve (4.18b) ile temsil edilebilir.

$$u_s(z_s, t) = A_s e^{i(\omega t + k_s^* z_s)} + B_s e^{i(\omega t - k_s^* z_s)} \quad (4.18a)$$

$$u_r(z_r, t) = A_r e^{i(\omega t + k_r^* z_r)} + B_r e^{i(\omega t - k_r^* z_r)} \quad (4.18b)$$

Serbest yüzey efektinden dolayı A_s 'in ve B_s 'in eşit olması gerektiği ve zemin-kaya sınırında deplasmanların uyumu ve gerilmelerin sürekliliğinden dolayı, (4.19) ve (4.20) ifadelerinin sağlanması gerekmektedir.

$$u_s(z_s=H)=u_r(z_r=0) \quad (4.19)$$

$$\tau_s(z_s=H)=\tau_r(z_r=0) \quad (4.20)$$

(4.19), (4.20) ifadesine yerleştirilir ise (4.21) ifadesi elde edilir.

$$A_s(e^{ik_s^*H} + e^{-ik_s^*H}) = A_r + B_r \quad (4.21)$$

(4.20) ve kayma gerilmesinin tanımı kullanılırsa ($\tau=G\partial u/\partial z$) (4.21) ifadesi, (4.22) veya (4.23) olarak ifade edilir.

$$A_s iG_s k_s^* (e^{ik_s^*H} - e^{-ik_s^*H}) = iG_r k_r^* (A_r - B_r) \quad (4.22)$$

veya

$$\frac{G_s k_s^*}{G_r k_r^*} A_s (e^{ik_s^*H} - e^{-ik_s^*H}) = A_r - B_r \quad (4.23)$$

$$\frac{G_s k_s^*}{G_r k_r^*} = \frac{\rho_s v_{ss}^*}{\rho_r v_{sr}^*} = \alpha_z^* \quad (4.24)$$

(4.24) ifadesindeki v_{ss}^* ve v_{sr}^* sırasıyla zemindeki ve kayadaki kesme dalgası hızlarını temsil etmektedir. α_z^* ise karmaşık empedans oranıdır. (4.21) ve (4.23) aynı anda çözümlerse (4.25a) ve (4.25b) ifadeleri elde edilir.

$$A_r = \frac{1}{2} A_s \left[(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^*H} + (1 - \alpha_z^*) e^{-ik_s^*H} \right] \quad (4.25a)$$

$$B_r = \frac{1}{2} A_s \left[(1 - \alpha_z^*) e^{ik_s^*H} + (1 + \alpha_z^*) e^{-ik_s^*H} \right] \quad (4.25b)$$

Düsey olarak hareket eden ve genliği A olan bir kesme dalgasının kayanın içinden yukarı doğru hareket ettiğini düşünelim. Eğer zemin mevcut olmasaydı kayanın yeryüzüne temas ettiği yerde serbest yüzey etkisi nedeniyle $2A$ genliğinde bir dolga oluşurdu. Zeminin mevcut olması durumunda ise serbest yüzey hareketinin genliği (4.26) ile hesaplanabilir.

$$2A_s = \frac{4A}{(1 + \alpha_z^*)e^{ik_s^*H} + (1 - \alpha_z^*)e^{-ik_s^*H}} \quad (4.26)$$

F_3 transfer fonksiyonu, serbest yüzeydeki genliğin kaya yüzeyindeki genliğe oranı olarak (4.27) yardımıyla tanımlanabilir. Euler kanunu kullanılırsa (4.27), (4.28) şeklini alır.

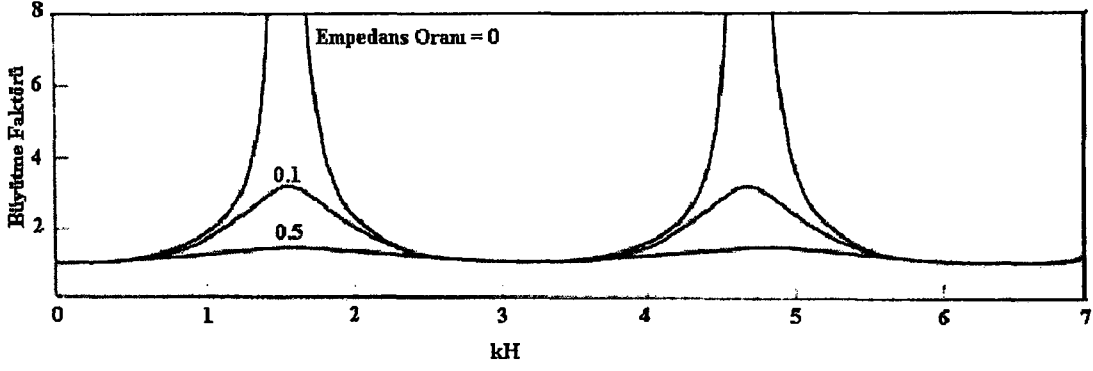
$$F_3(\omega) = \frac{2}{(1 + \alpha_z^*)e^{ik_s^*H} + (1 - \alpha_z^*)e^{-ik_s^*H}} \quad (4.27)$$

$$F_3(\omega) = \frac{1}{\cos k_s^*H + i\alpha_z^* \sin k_s^*H} \quad (4.28)$$

$F_3(\omega)$ fonksiyonunun modülü, zeminde sönüm söz konusu olduğu durumda basit bir şekilde ifade edilemez. Buna rağmen, ana kayanın elastisitesinin etkisini göstermek amacıyla sönümsüz zemin durumuna göre büyültme oranı (4.29) ile ifade edilebilir.

$$|F_3(\omega, \xi = 0)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 k_s^*H + \alpha_z^2 \sin^2 k_s^*H}} \quad (4.29)$$

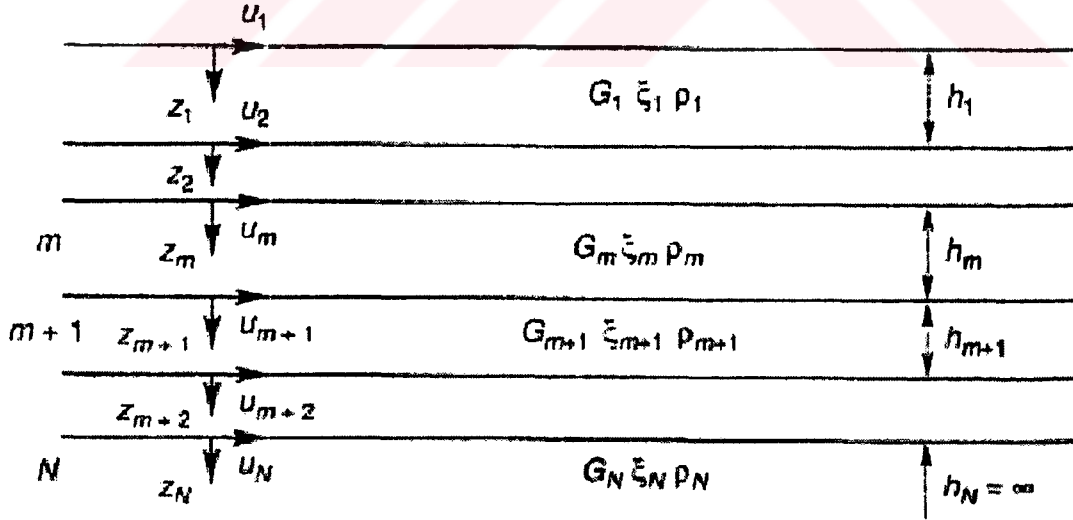
Bu ifadede payda her zaman sıfırdan büyük olacağı için rezonans olayı gerçekteşemez. Ana kayanın rijitliğinin büyültme davranışı üzerindeki etkisi Şekil 4.3'te görülmektedir. Ana kayanın elastikliği, büyültme davranışını zeminin sönüm oranına benzer bir şekilde etkilemektedir. Bunların her ikisi de büyültme fonksiyonunun paydasının sıfıra ulaşmasını engellemektedir. Ana kayanın rijitliği arttıkça daha büyük büyültmelerin oluşacağı görülmektedir.



Şekil 4.3. Ana kayanın rijitliğinin büyültme davranışı üzerindeki etkisi (Kramer,1995)

4.4.4 Elastik Kayaya Oturan Tabakalı ve Sönümlü Zemin Durumu

Üniform elastik katmanlı modeller, zemin koşullarının çeşitli zemin hareketi özellikleri üzerindeki etkilerini göstermek açısından kullanışlı olmalarına rağmen pratikte karşılaşılan zemin tepki problemlerinin çözümünde yetersiz kalırlar. Gerçek zemin tepki problemleri, değişik rijitliklere ve sönüm oranlarına sahip olan ve aralarında elastik enerjinin transfer edildiği veya geri yansıdığı sınırlara sahip olan zemin katmanlarını kapsar. Bu tür koşullar, tabakalı zemin dolguları için transfer fonksiyonlarının geliştirilmesini gerektirmektedir.



Şekil 4.4. Elastik kayaya oturan tabakalı ve sönümlü zemin durumu (Kramer,1995)

N adet yatay tabakadan oluşan ve N'inci tabakanın ana kaya olduğu bir zemin dolgusu Şekil 4.4'te gösterilmiştir. Her zemin tabakasının Kelvin-Voigt katısı davranışı gösterdiğini kabul edersek dalga denkleminin çözümü (4.30) ile ifade edilebilir.

$$u(z,t) = Ae^{i(\omega t + k^* z)} + Be^{i(\omega t - k^* z)} \quad (4.30)$$

Bu ifadede A ve B, sırasıyla aşağı ve yukarı yönlere doğru hareket eden dalgaların genliklerini vermektedir. Kayma gerilmesi, karmaşık kayma modülü G^* ve kayma uzamasının çarpılmasıyla elde edilir. Kayma gerilmesi, (4.31) ifadesiyle bulunmaktadır.

$$\tau(z,t) = G^* \frac{\partial u}{\partial z} = G(1 + 2i\xi) \frac{\partial u}{\partial z} \quad (4.31)$$

Her tabaka için Z yerel koordinat sistemi oluşturulursa, her tabakanın en üst ve en alt noktalarındaki deplasmanlar (4.32a) ve (4.32b) denklemleriyle bulunabilir.

$$u_m(Z_m = 0, t) = (A_m + B_m) e^{i\omega t} \quad (4.32a)$$

$$u_m(Z_m = h_{m,t}) = (A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m}) e^{i\omega t} \quad (4.32b)$$

Tabaka sınırlarındaki deplasmanlar birbirleriyle uyumlu olmalıdır. Başka bir deyişle, bir tabakanın en üst noktasındaki deplasman ile bunun üzerindeki tabakanın en alt noktasındaki deplasman aynı olmalıdır. Uygunluk koşulu, (4.33) ile verilmiştir. Bu uygunluk koşulunu tabaka m ve tabaka m+1 arasındaki sınıra uygularsak (4.34) elde edilir.

$$u_m(Z_m = h_{m,t}) = u_{m+1}(Z_{m+1} = 0, t) \quad (4.33)$$

$$A_{m+1} + B_{m+1} = A_m e^{ik_m^* h_m} + B_m e^{-ik_m^* h_m} \quad (4.34)$$

M tabakasının en alt ve en üst noktalarındaki kayma gerilmeleri sırasıyla (4.35a) ve (4.35b) ile ifade edilebilir.

$$\tau_m(Z_m = 0, t) = ik_m^* G_m^* (A_m - B_m) e^{i\omega t} \quad (4.35a)$$

$$\tau_m(Z_m = h, t) = ik_m^* G_m^* (A_m e^{ik_m^* h_m} - B_m e^{-ik_m^* h_m}) e^{i\omega t} \quad (4.35b)$$

Tabaka sınırlarında kayma gerilmeleri de sürekli olmalıdır. Bu uygunluk koşulu (4.36) ve (4.37) ile verilmiştir.

$$\tau_m(Z_m = h_m, t) = \tau_{m+1}(Z_{m+1} = 0, t) \quad (4.36)$$

$$A_{m+1} - B_{m+1} = \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} = \frac{\rho_m (v_s^*)_m}{\rho_{m+1} (v_s^*)_{m+1}} \quad (4.37)$$

(4.37) ile (4.34) taraf tarafa toplanır ve çıkarılırsa (4.38a) ve (4.38b) formülleri elde edilir. α_m^* m ve m+1 tabakaları arasındaki sınırın karmaşık empedans oranıdır.

$$A_{m+1} = \frac{1}{2} A_m (1 + \alpha_m^*) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} B_m (1 - \alpha_m^*) e^{-ik_m^* h_m} \quad (4.38a)$$

$$B_{m+1} = \frac{1}{2} A_m (1 - \alpha_m^*) e^{ik_m^* h_m} + \frac{1}{2} B_m (1 + \alpha_m^*) e^{-ik_m^* h_m} \quad (4.38b)$$

$$\alpha_m^* = \frac{k_m^* G_m^*}{k_{m+1}^* G_{m+1}^*} = \frac{\rho_m (v_s^*)_m}{\rho_{m+1} (v_s^*)_{m+1}} \quad (4.39)$$

Serbest yüzeyde, kayma gerilmeleri sıfıra eşit olmalıdır. Bu durum ancak A_1 ve B_1 değerlerinin birbirine eşit olması durumunda gerçekleşir. Eğer tekrar formülleri 1'den m'e kadar bütün tabakalara uygulanırsa, m tabakasındaki genlikleri 1 tabakasındaki genliklere bağlayan fonksiyonlar (4.40)'da verilmiştir.

$$A_m = a_m(\omega) A_1 \quad (4.40a)$$

$$B_m = b_m(\omega) B_1 \quad (4.40b)$$

i tabakasındaki deplasmanları j tabakasındaki deplasmanlara transfer fonksiyonu (4.41)'de verilmiştir.

$$F_{ij}(\omega) = \left| \frac{u_i}{u_j} \right| = \frac{a_i(\omega) + b_i(\omega)}{a_j(\omega) + b_j(\omega)} \quad (4.41)$$

Harmonik hareketlerde, $|u_i| = \omega |u_j| = \omega^2 |u_j|$ olduğundan dolayı, (4.41) aynı zamanda i ve j tabakaları arasındaki ivme ve hız büyültmelerini de tarif etmektedir. Görüldüğü üzere, bir tabakadaki hareket bir başka tabakanın hareketinden elde edilebilir. Eğer zemin profilinin herhangi bir noktasındaki hareket biliniyorsa, başka bir noktasındaki hareket tahmin edilebilir.

SONUÇLAR VE DEĞERLENDİRME

Zemin parametrelerinin serbest yüzey hareketi üzerindeki etkilerini belirlemek amacıyla MATLAB programlama ortamında bir zemin modeli geliştirilmiştir. Bu modelde anakaya, elastik davranan bir yarı uzay olarak kabul edilmiştir. Böylece malzeme sönümüne ek olarak radyasyon sönümünün de serbest yüzey hareketi üzerindeki etkisi incelenebilmiştir. Zemin tabakası ise yatayda sonsuz, düşeyde ise H kalınlığındadır. Zemin ve anakaya arayüzünde gerilmelerin ve şekil değiştirmeler sürekli olduğu kabul edilmiştir. Zeminin lineer davrandığı kabul edilerek anakayadaki ivme genliklerini serbest yüzeydeki ivme genliklerine ilişkilendiren bir transfer fonksiyonu türetilmiştir. Lineer yaklaşımda, yüzeydeki hareketin genliğinin artması veya azalması doğrudan transfer fonksiyonuna bağlı olduğundan dolayı transfer fonksiyonundaki parametrelere değişik değerler verilmiş ve etkileri gözlenmiştir.

Zemine ve anakayaya ait sönüm, yoğunluk ve S-dalgalarının yayılma hızı parametrelerinin değişik değerleri için transfer fonksiyonunun modülü olan büyütme fonksiyonunun değişimi Ek-A'da gösterilmiştir. Büyütme fonksiyonundaki değişimlerden elde edilen sonuçlar takip eden paragraflarda sunulmaktadır.

Zeminin birim hacimdeki kütlelerinin artması, büyütme fonksiyonunun değerlerini azaltmakta, dolayısıyla yoğun ve sıkı zeminler, ayrılmış ve daha az yoğun zeminlere göre anakayadaki ivmeleri serbest yüzeye daha az büyütterek taşımaktadır.

Anakayanın birim hacimdeki kütlelerinin artması, büyütme fonksiyonunun değerlerini arttırmaktadır. Bunun nedeni ise kayanın daha rijit davranmasından dolayı, elastik dalga enerjisinin zeminde hapsolmesi ve radyasyon sönümünün etkisinin azalmasıdır.

Zeminin sönüm oranının artması, büyütme fonksiyonunun değerlerini azaltmaktadır. Zemindeki sönüm nedeniyle, yukarı doğru hareket eden SH dalgalarının genlikleri azalmaktadır. Anakayadaki sönüm oranının artışı ise büyütme fonksiyonunda önemli bir etki yapmamaktadır. Anakaya elastik yarı uzay olarak seçildiğinden dolayı, serbest yüzeyden yansıyıp anakayaya giren SH dalgaları hareketlerini anakayada sürdürmektedir.

Zemin tabakasının kalınlığının arttırılması ise büyütme fonksiyonunun maksimumlarını önemli derecede etkilememekle beraber büyütme faktörünün frekans alanında değişimini etkilemektedir. Tabaka kalınlığı arttıkça, büyütme fonksiyonlarının maksimumları daha küçük frekanslarda oluşmaktadır. Zemin tabakasının kalınlığı, S-dalgalarının yayılma hızıyla beraber zeminin hakim periyodu belirlemektedir.



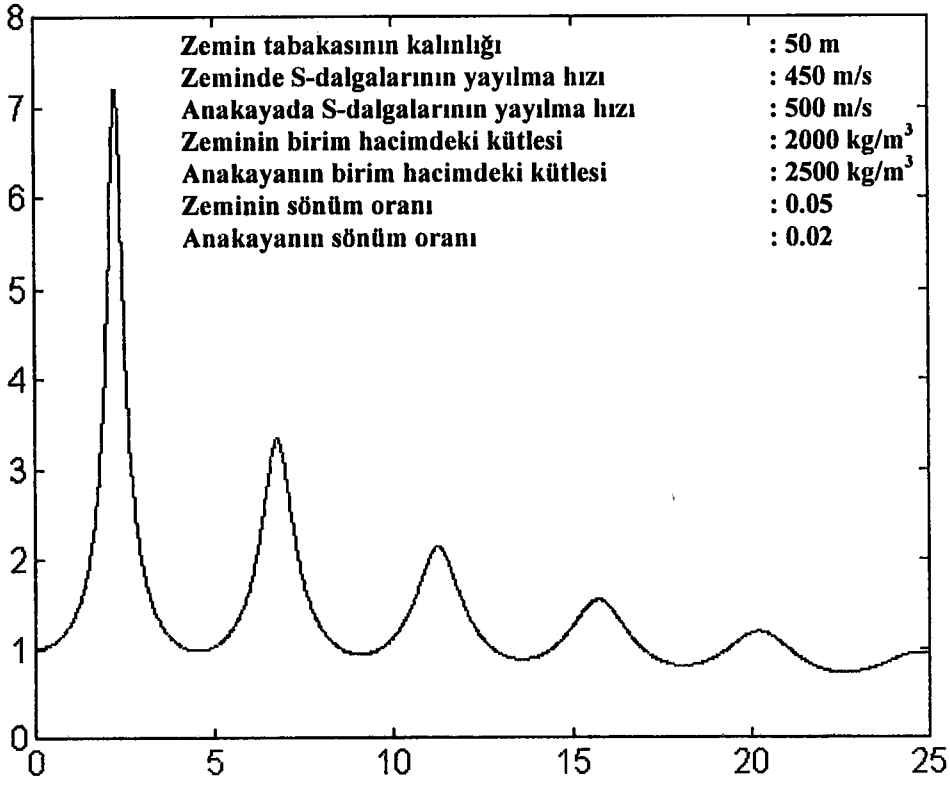
KAYNAKLAR

- Chan, A.T.F. and Joyner, W.B.,** 1974. Multi-linear analysis for ground motion studies of layered systems, Report USGS-GD-74-020, US Geological Survey, Menlo Park, CA.
- Chan, J.C., Lysmer J.,** 1981. Analysis of local variations in free field seismic ground motions, Report EERC 81-03, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, CA.
- Day, S.M., Read H.E., Swanger H.J. and Cheverton K.J.** 1981. Simulation of local site response to earthquakes. USGS Open File Report 81-85, US Geological Survey, Menlo Park, CA.
- Erdik M.Ö.,** 1980. A single degree of freedom model for nonlinear soil amplification, *Proceedings of the 7th World Conference on Earthquake Engineering, Istanbul, Turkey*, Vol.2, pp. 191-198, Turkish National Committee on Earthquake Engineering, Istanbul.
- Idriss, I.M. and Seed, H.B.,** 1967. Response of Horizontal Soil Layers during Earthquakes, Department of Civil Engineering, University of California, Berkeley, CA.
- Gutenberg, B. And Richter, C.F.,** 1956. Seismicity of Earth, Princeton University Press, Princeton, NJ.
- Kausel, E. and Roesset J.M.,** 1981. Stiffness matrices for layered soils, Bulletin of the Seismological Society of America, 71, 1743-1761.
- Kennet, B.L.N. and Kerry, N.J.,** 1976. Seismic waves in stratified half space, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 57, 557-583.
- Kramer, S.L.,** 1995. Geotechnical Earthquake Engineering, 653 pages, Prentice Hall; ISBN:0133749436

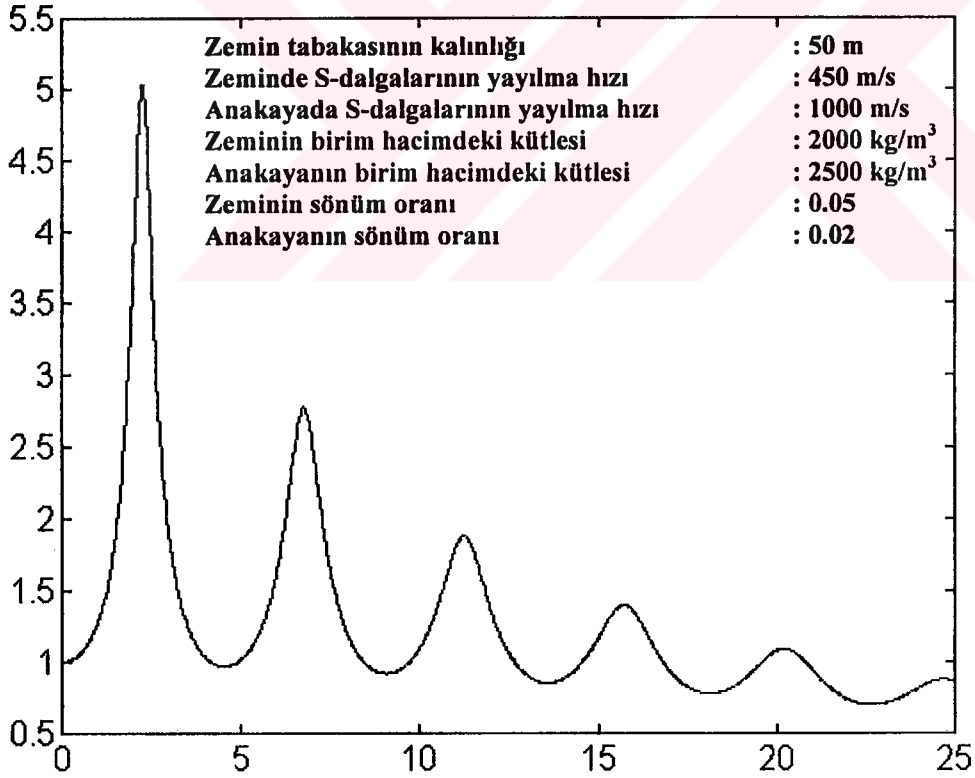
- Okamoto, L.**, 1973. Response of Structures to Earthquake Support Motion, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 11, pp.729-748.
- Schnabel, P.B. Lysmer, J. And Seed H.B.**, 1972. SHAKE: A Computer Program for Engineering Response Analysis of Horizontally Layered Sites, University of California, Berkeley, Earthquake Engineering Research Center Report No. EERC 72-12, California, USA.
- Seed, H.B. and Idriss, I.M.**, 1969. Influence of Local Soil Conditions on Building Damage Potential During Earthquakes, Earthquake Engineering Research Center Report No. EERC 69-15, California USA.
- Streeter, V.L., Wylie, E.B. and Richard F.E.**, 1974. Soil motion computations by characteristic method, Journal of the Geotechnical Engineering Division of the ASCE, 100.
- Tezcan, S.S., and M.İpek.**, 1974. Shear Wave Propagation in Layered Half-Space, Boğaziçi University Journal of Civil Engineering, No. 3050, Vol. 4-5, pp. 61-70, 1976-1977.
- Tsai, N.C. and Housner G.W.**, 1989. Calculation of Surface Motions of Layered Half-Space. Bulletin of the Seismological Society of America. 60.



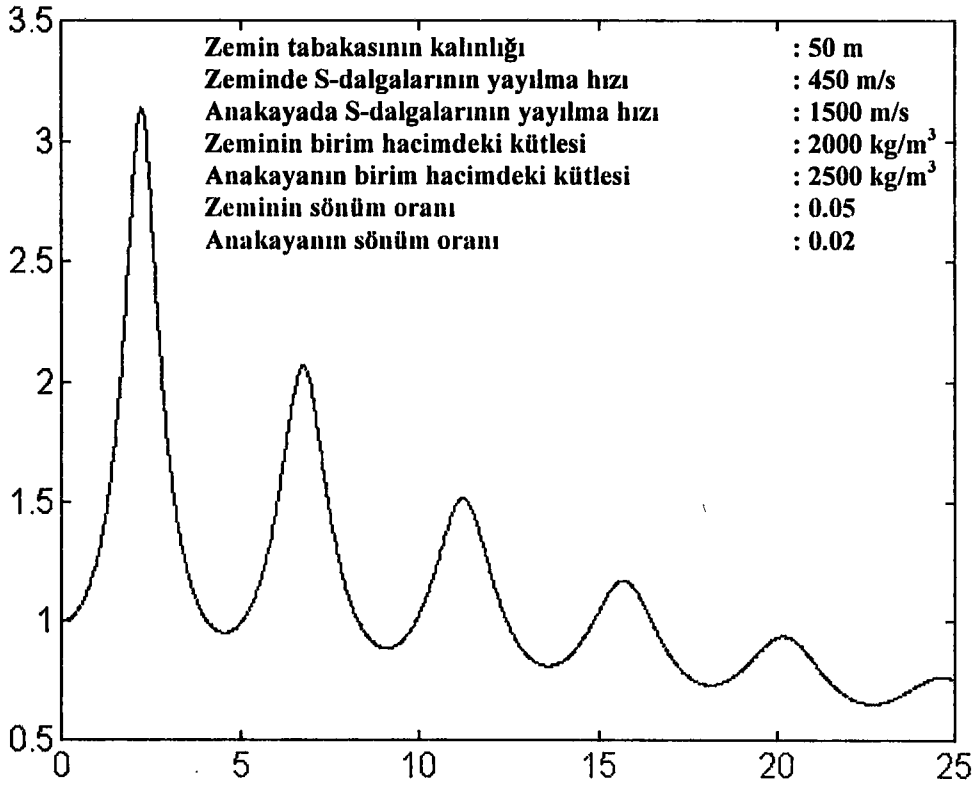
EK-A



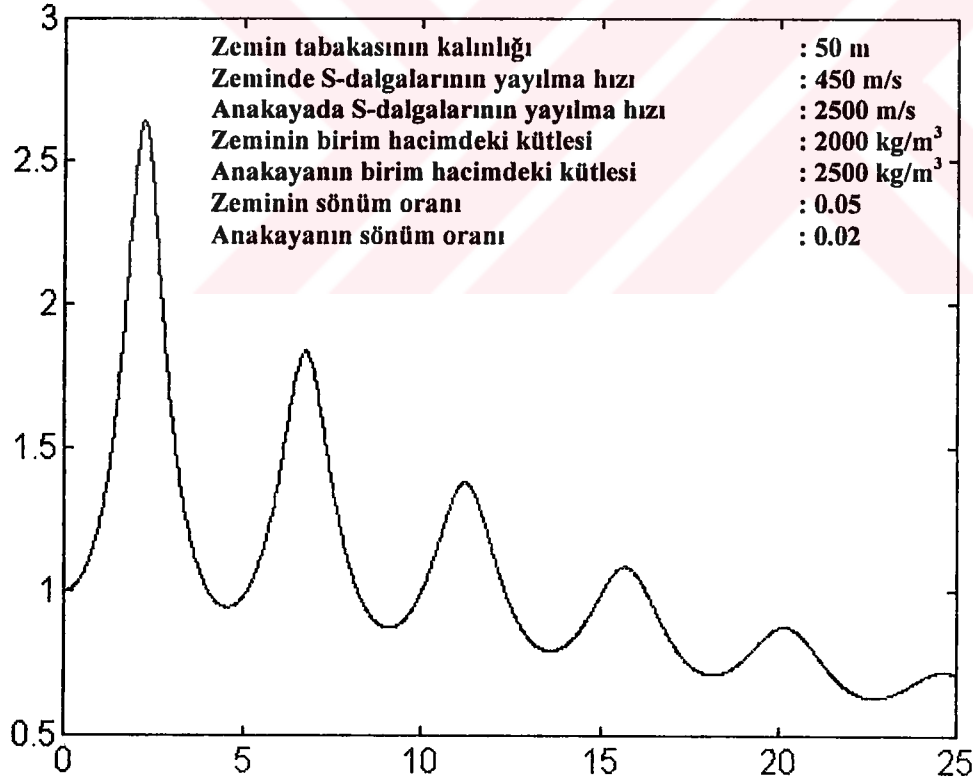
Şekil A.1. Zemine S-dalgalarının Yayılma Hızının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (500 m/s)



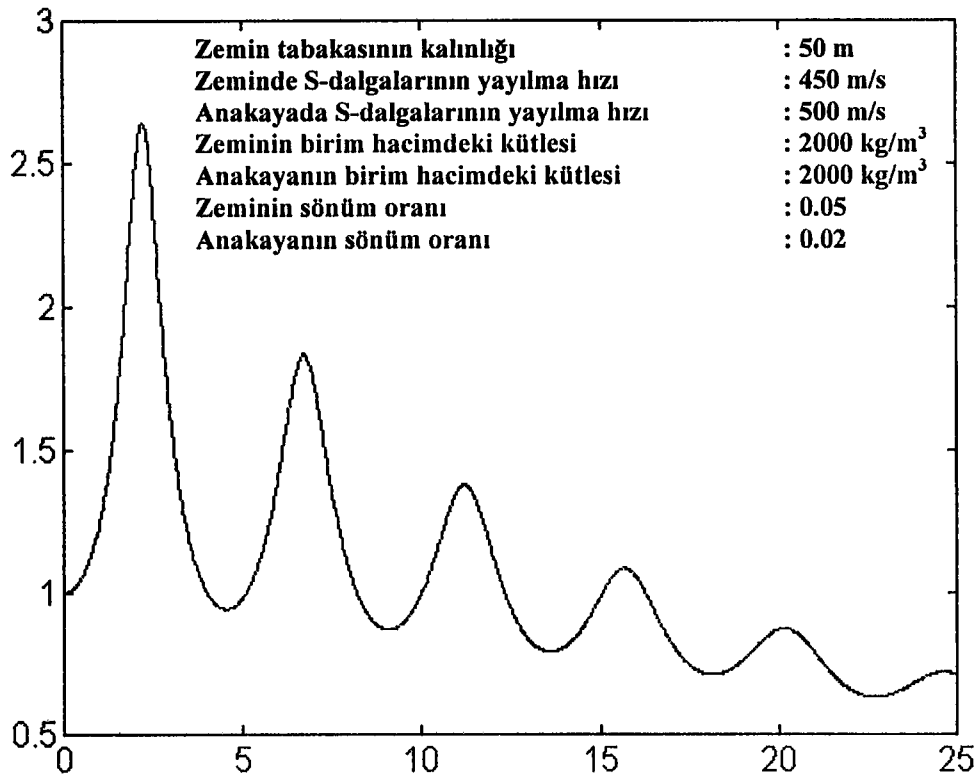
Şekil A.2. Zemine S-dalgalarının Yayılma Hızının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (1000 m/s)



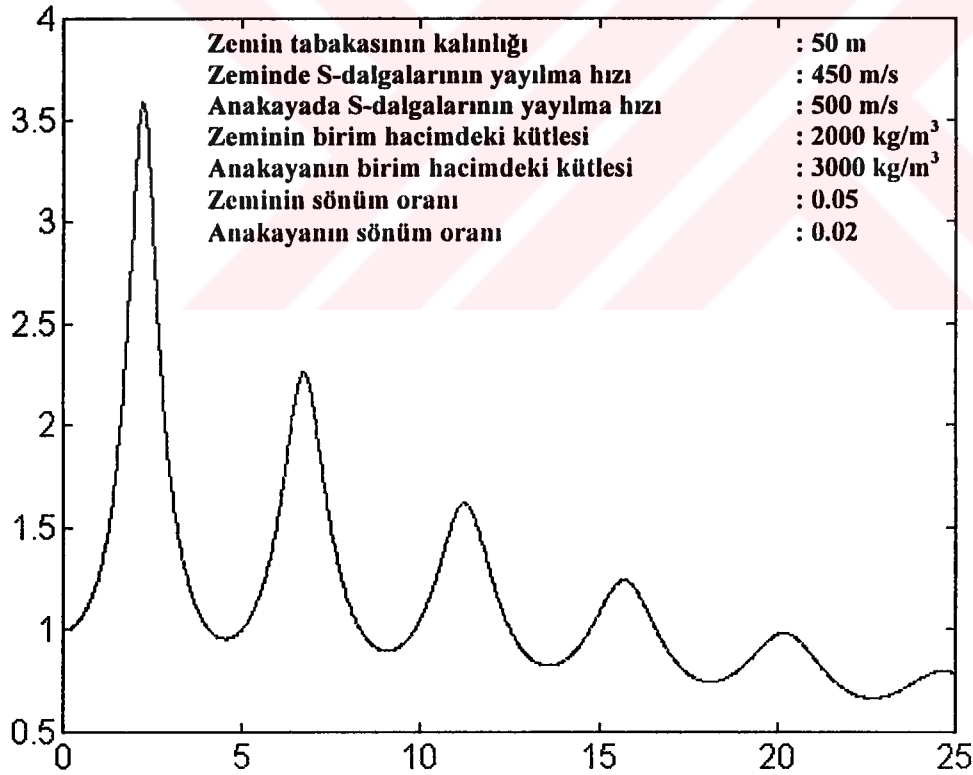
Şekil A.3. Zeminde S-dalgalarının Yayılma Hızının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (1500 m/s)



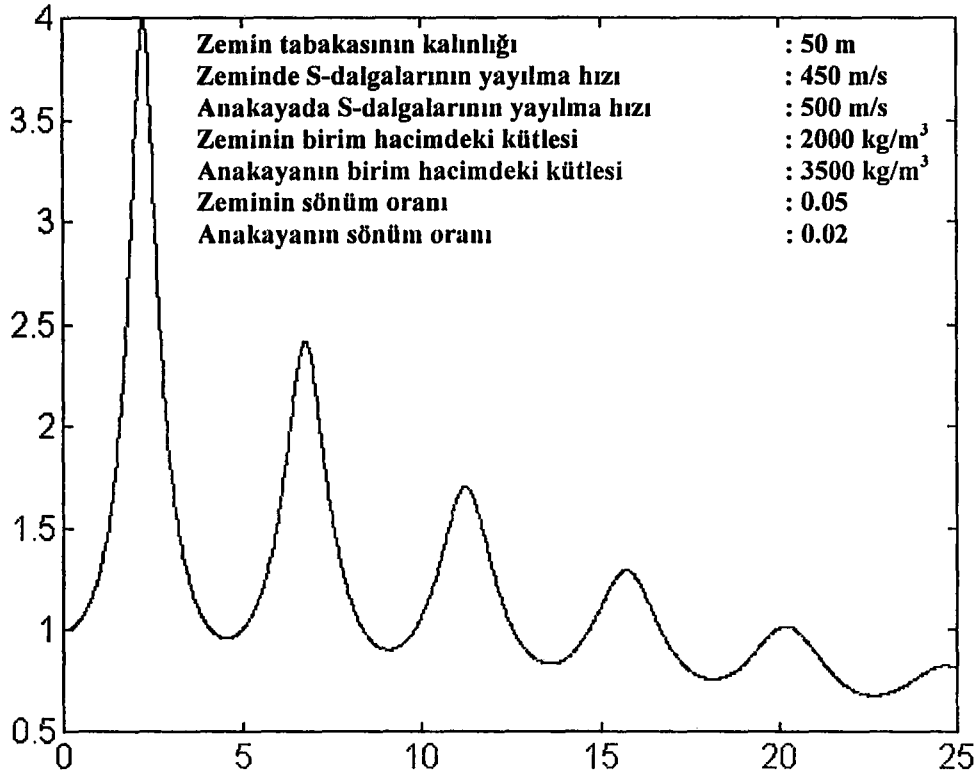
Şekil A.4. Zeminde S-dalgalarının Yayılma Hızının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (2500 m/s)



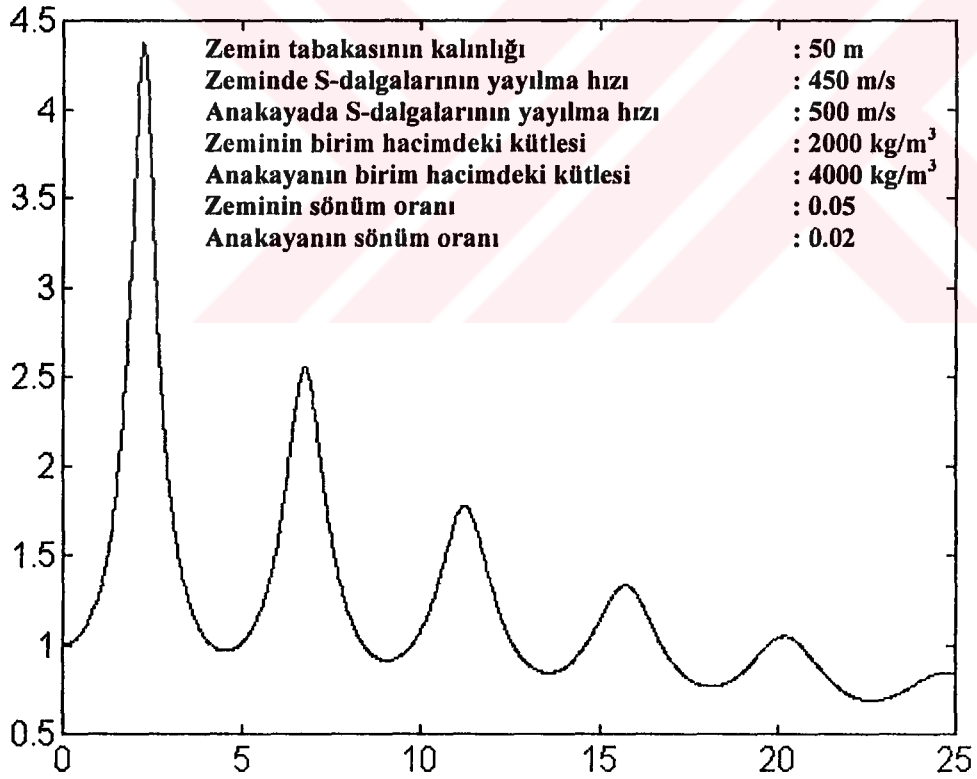
Şekil A.5. Anakayanın Birim Hacimdeki Kütlesinin Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (2000 kg/m³)



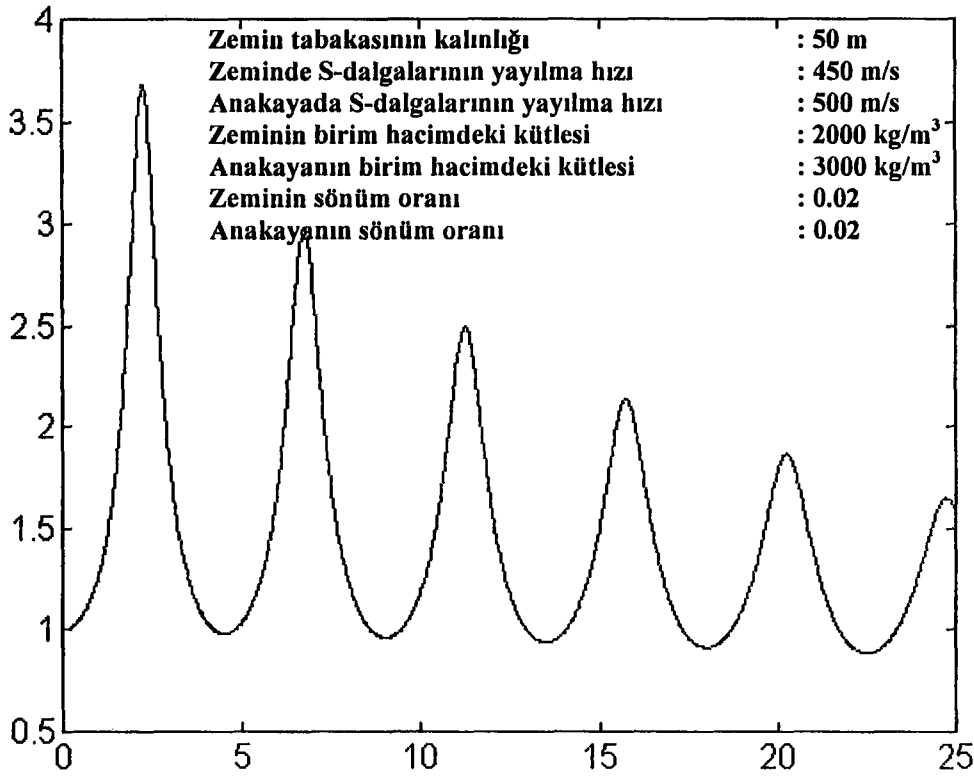
Şekil A.6. Anakayanın Birim Hacimdeki Kütlesinin Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (3000 kg/m³)



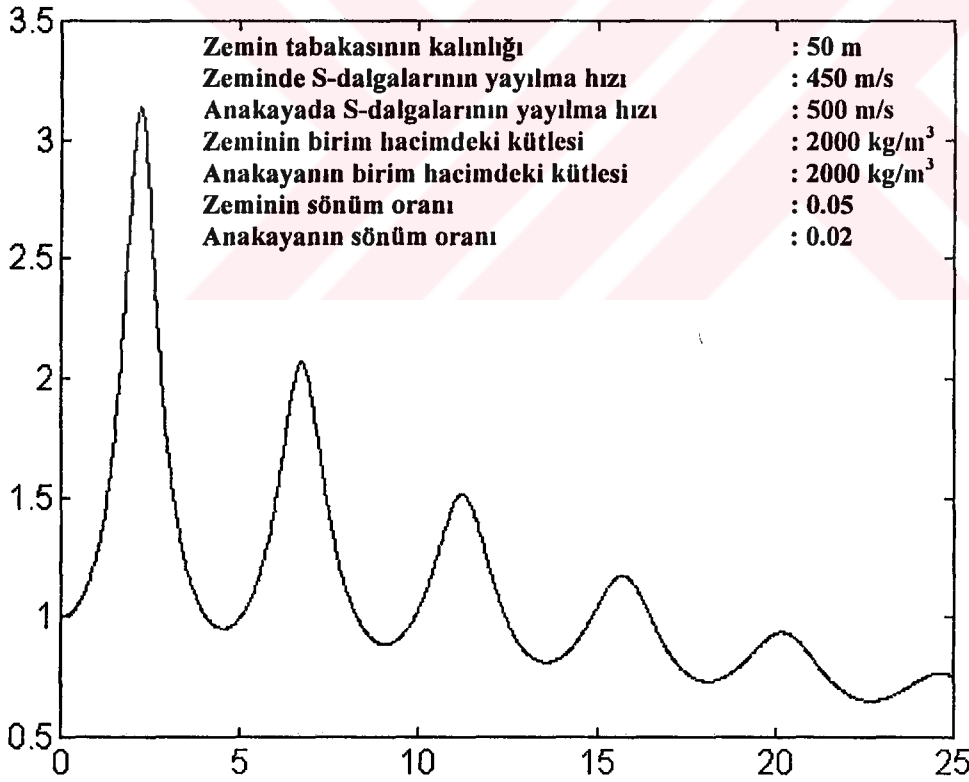
Şekil A.7. Anakayanın Birim Hacimdeki Kütlesinin Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (3500 kg/m³)



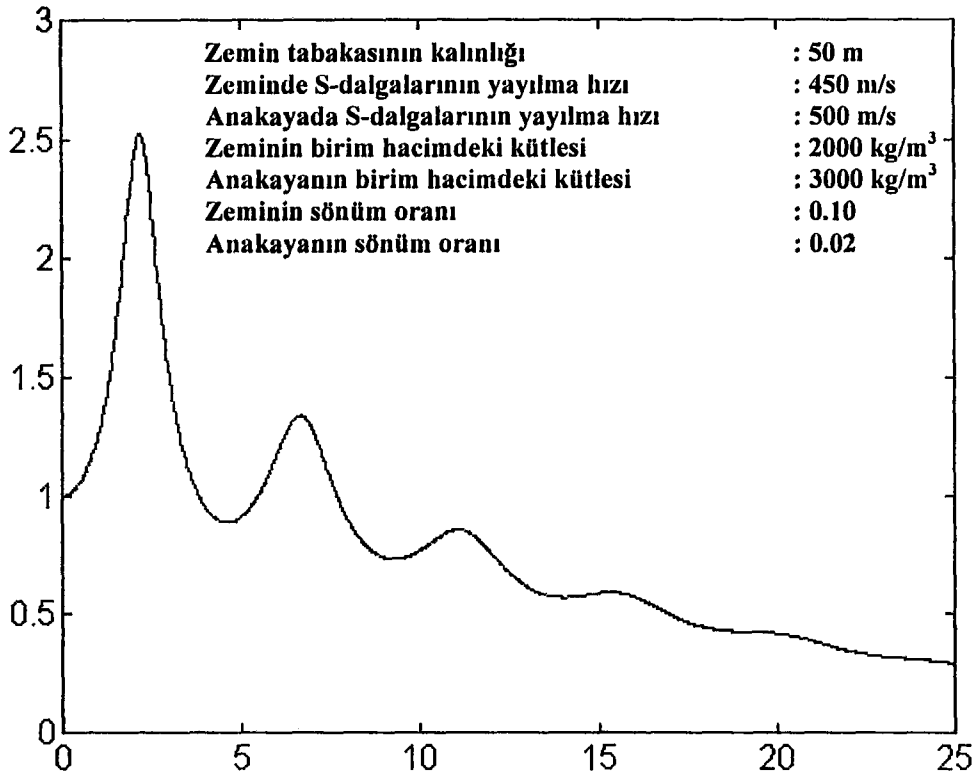
Şekil A.8. Anakayanın Birim Hacimdeki Kütlesinin Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (4000 kg/m³)



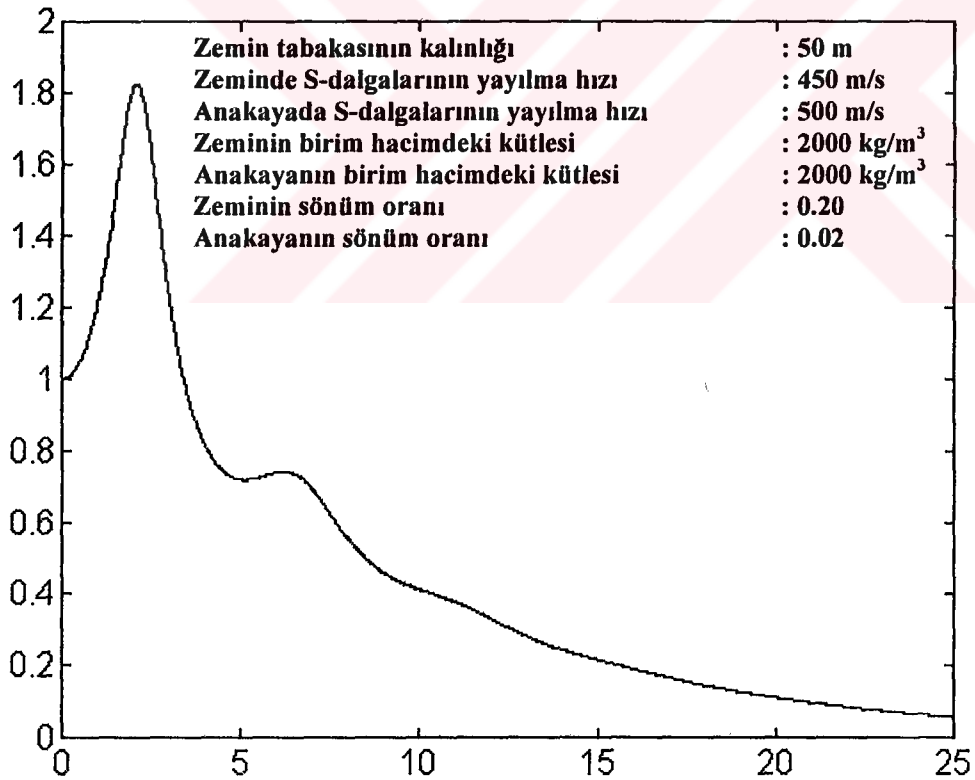
Şekil A.9. Zeminin Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,02)



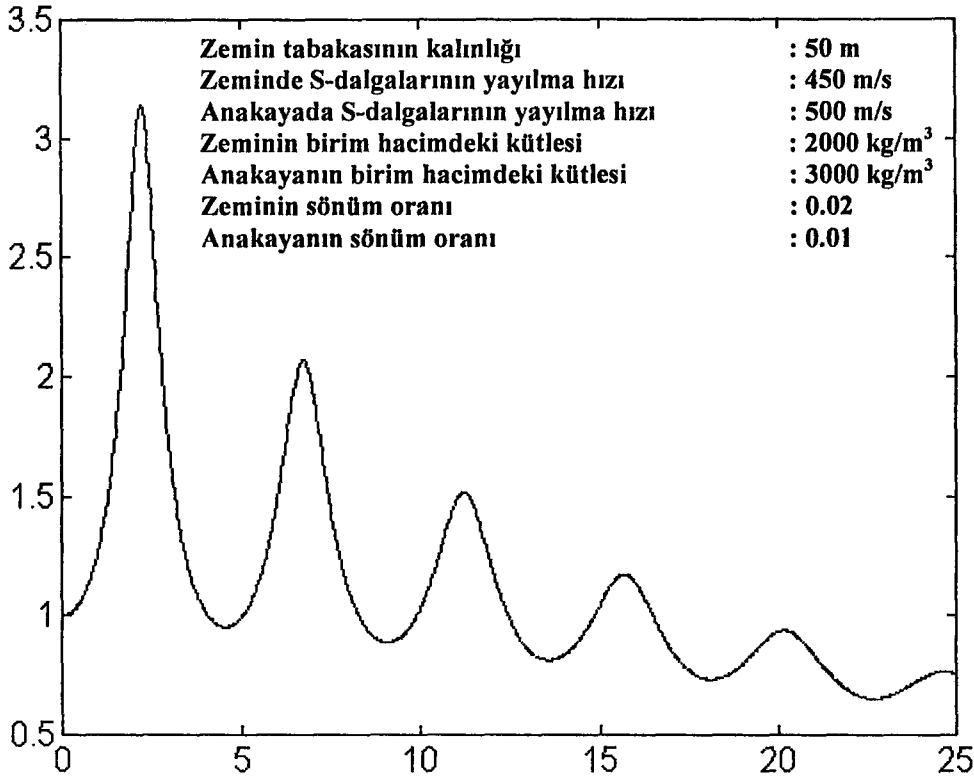
Şekil A.10. Zeminin Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,05)



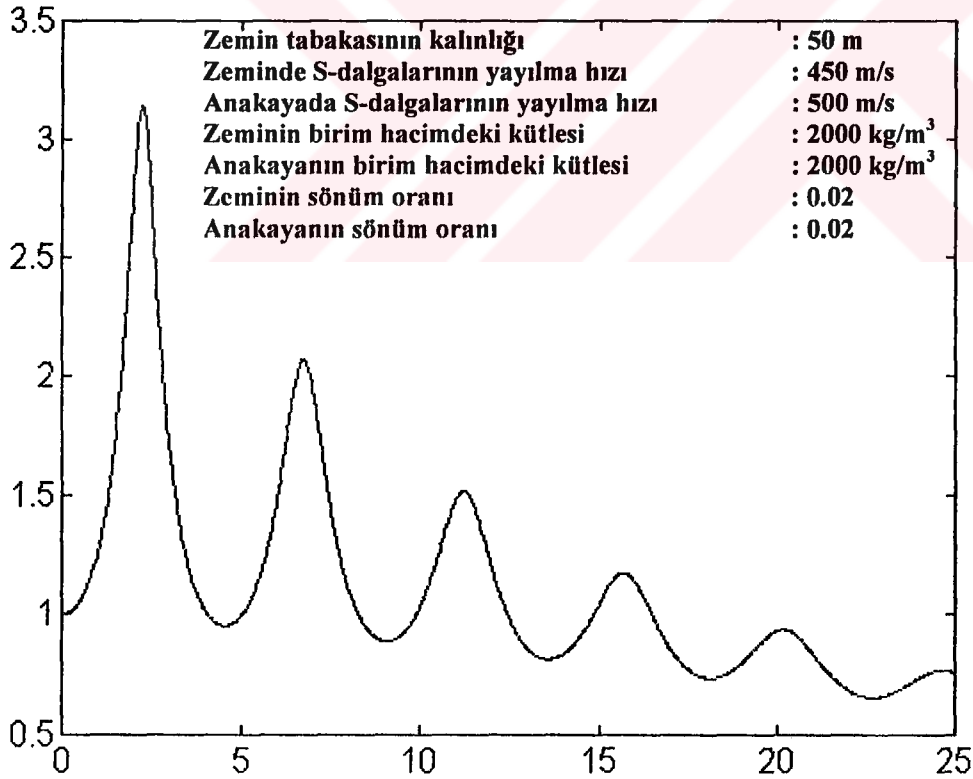
Şekil A.11. Zeminin Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,10)



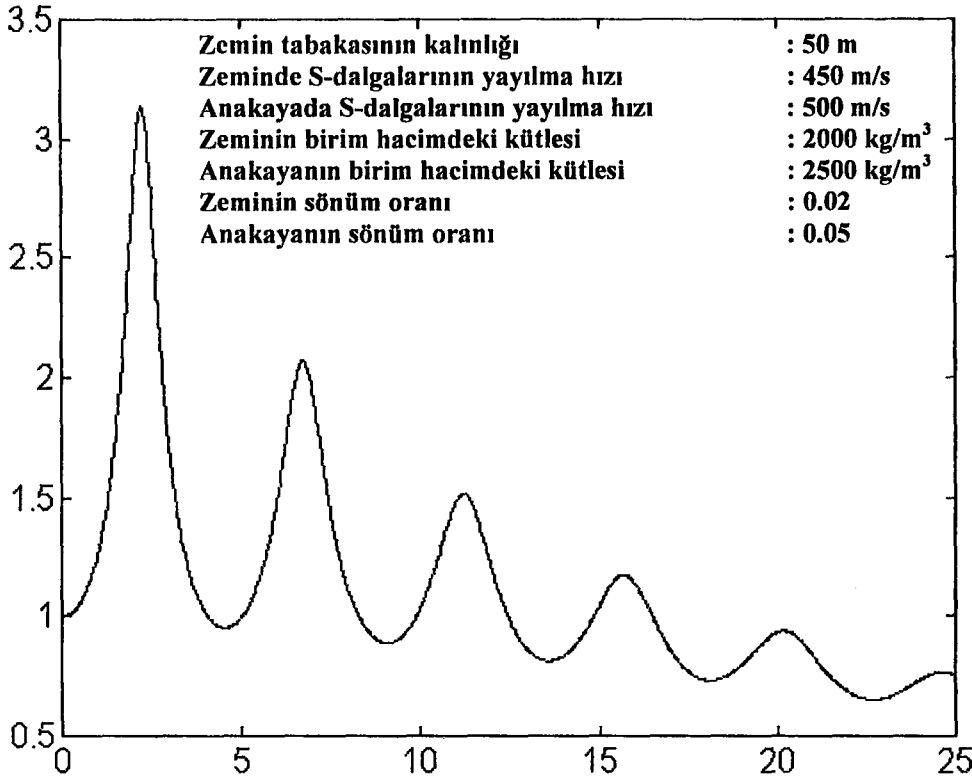
Şekil A.12. Zeminin Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,20)



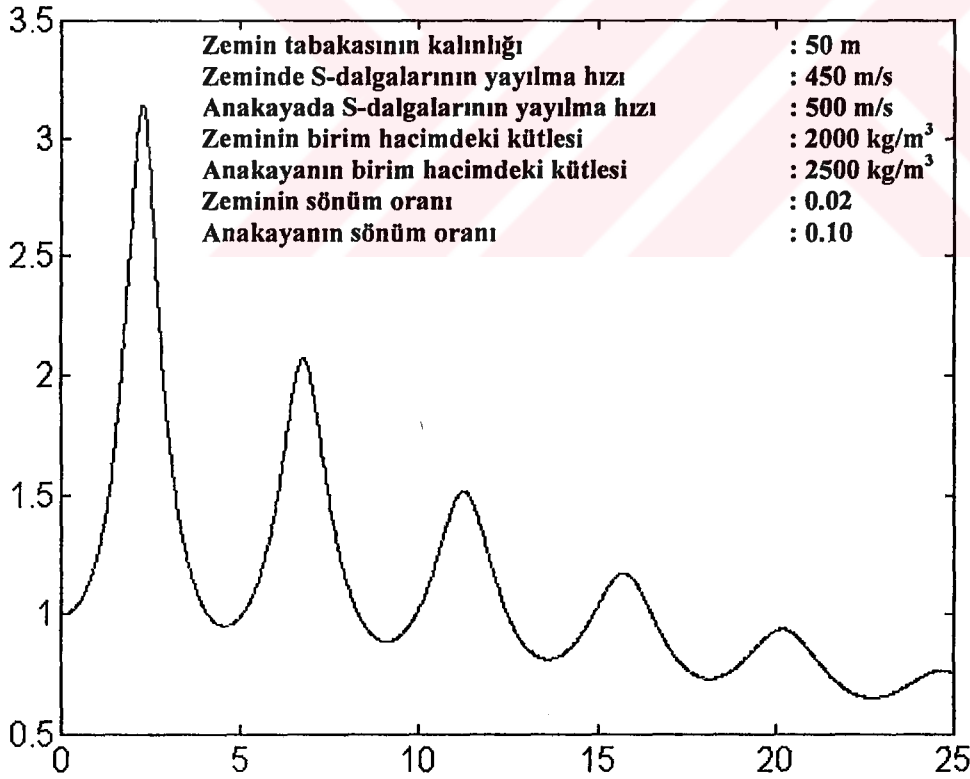
Şekil A.13. Anakayanın Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,01)



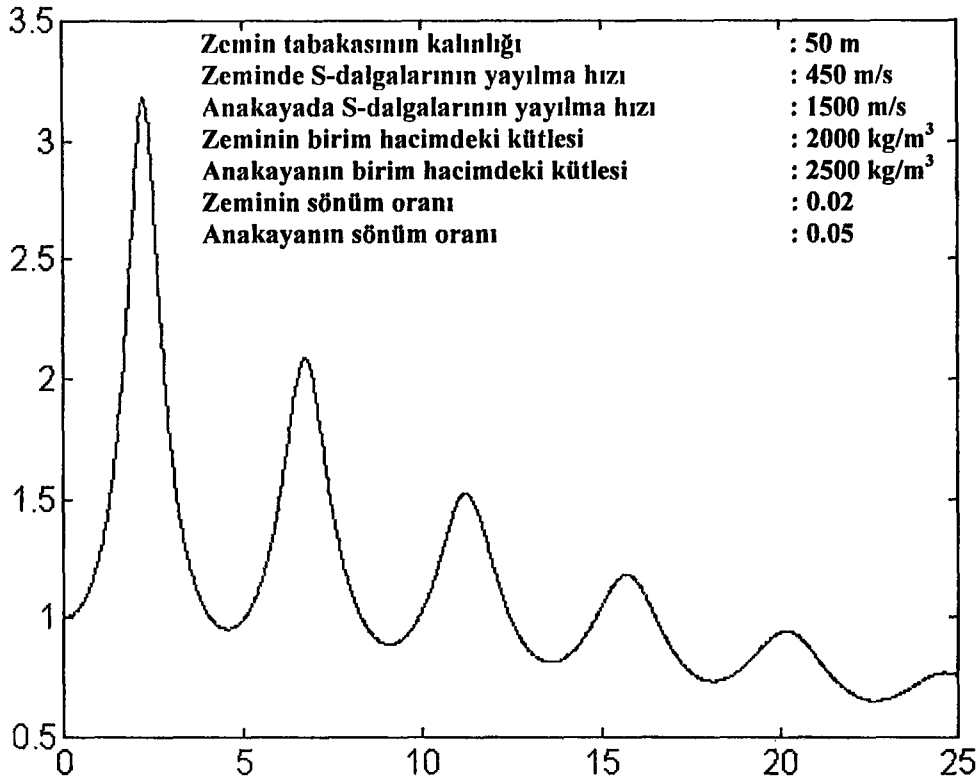
Şekil A.14. Anakayanın Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,02)



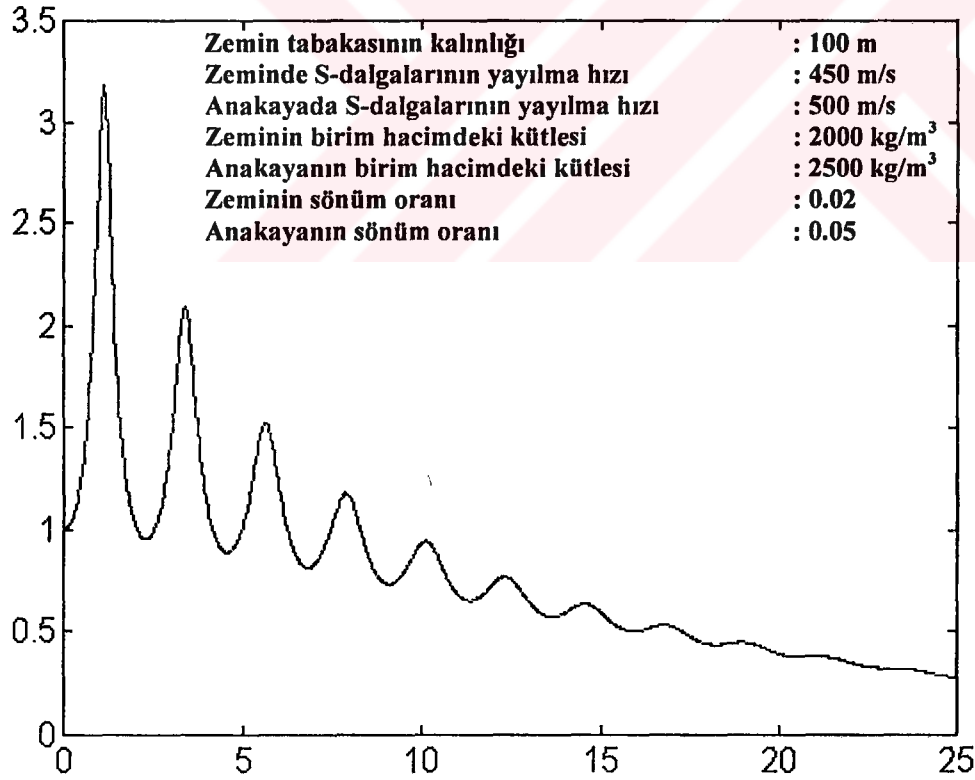
Şekil A.15. Anakayanın Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,05)



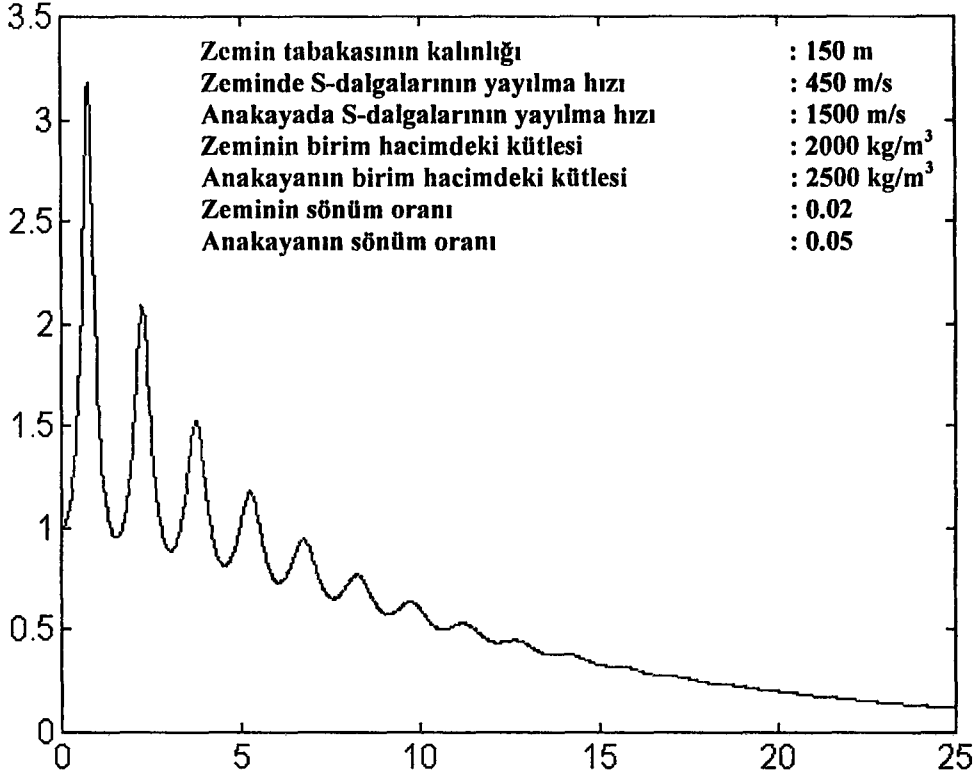
Şekil A.16. Anakayanın Sönüm Oranının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0,10)



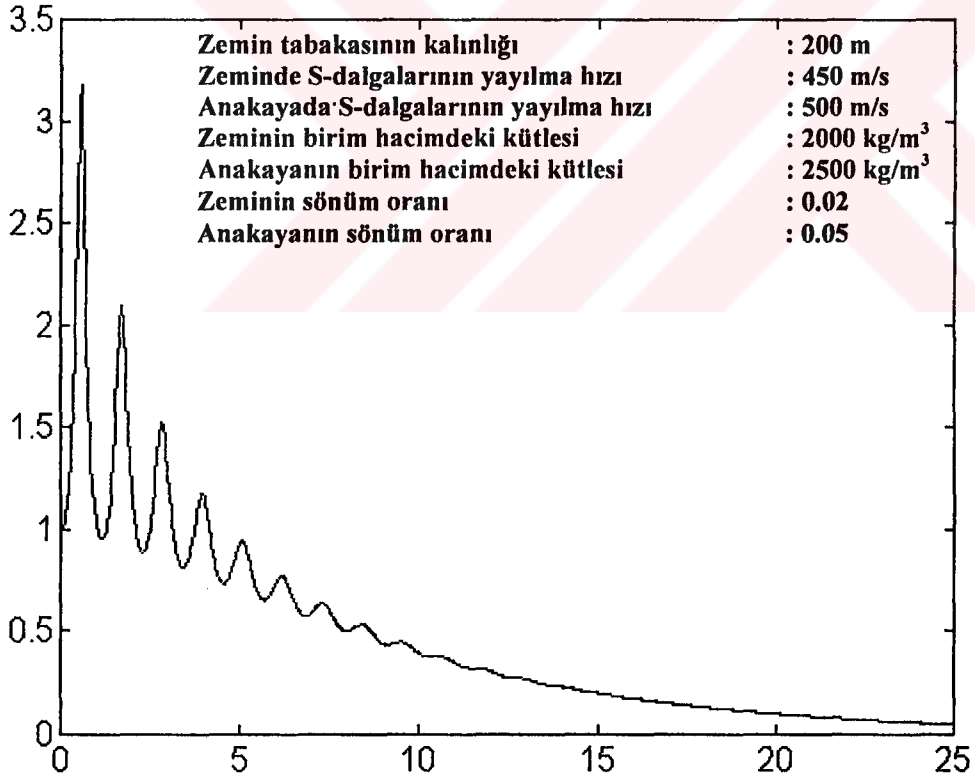
Şekil A.17. Zemin Tabakası Kalınlığının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (50 m)



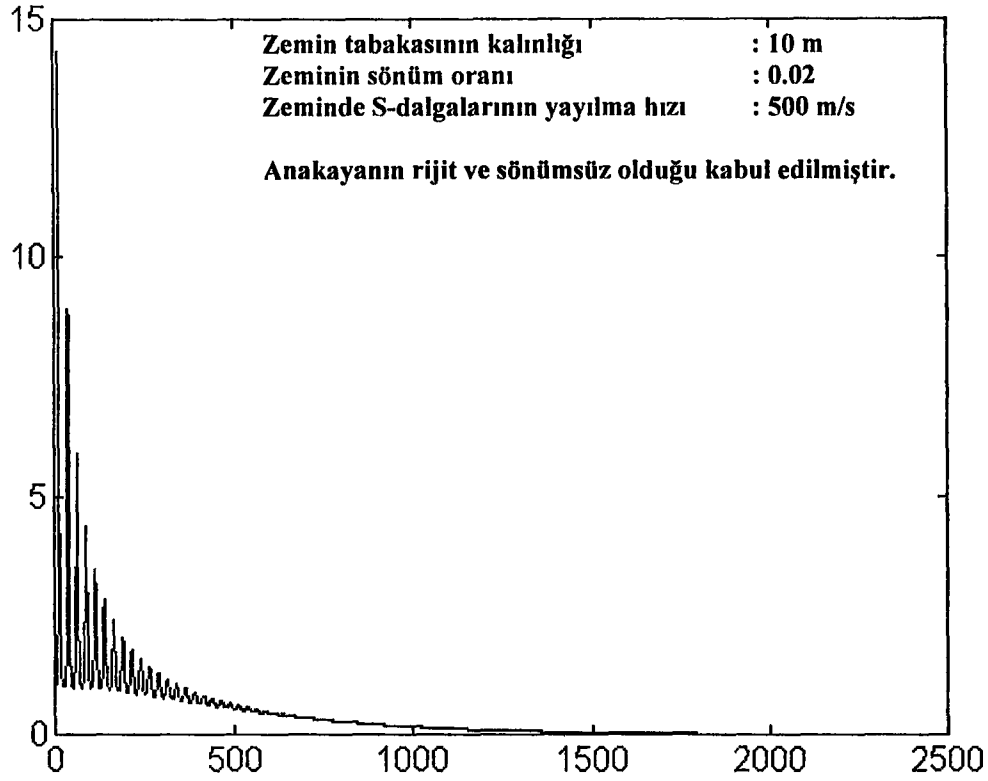
Şekil A.18. Zemin Tabakası Kalınlığının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (100 m)



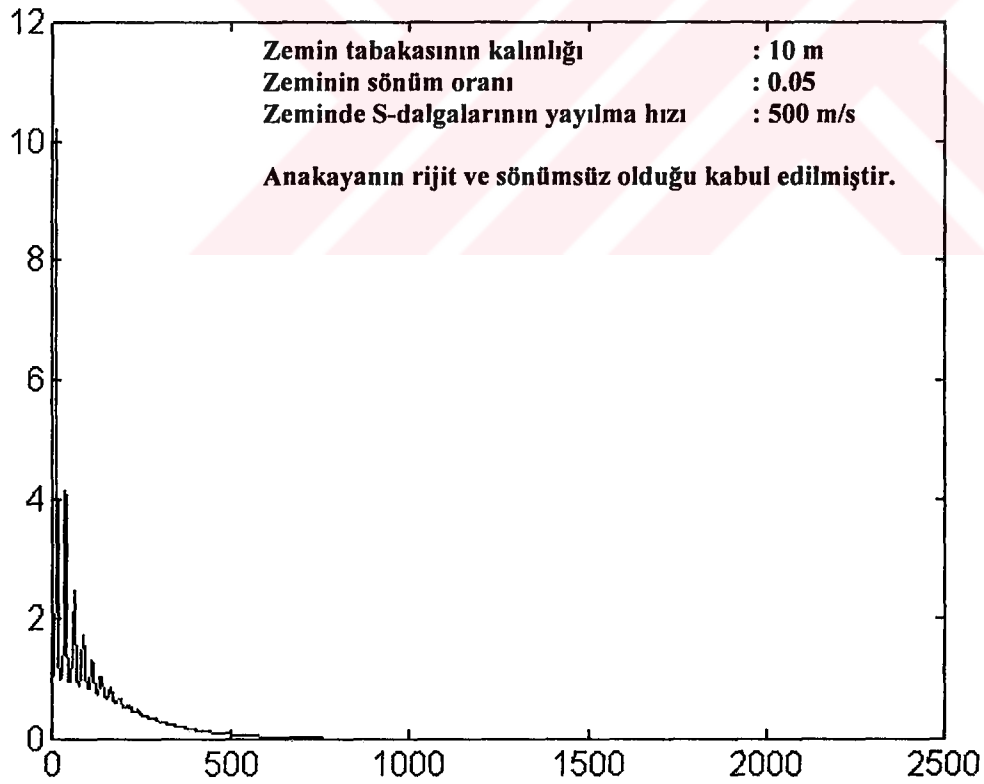
Şekil A.19. Zemin Tabakası Kalınlığının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (150 m)



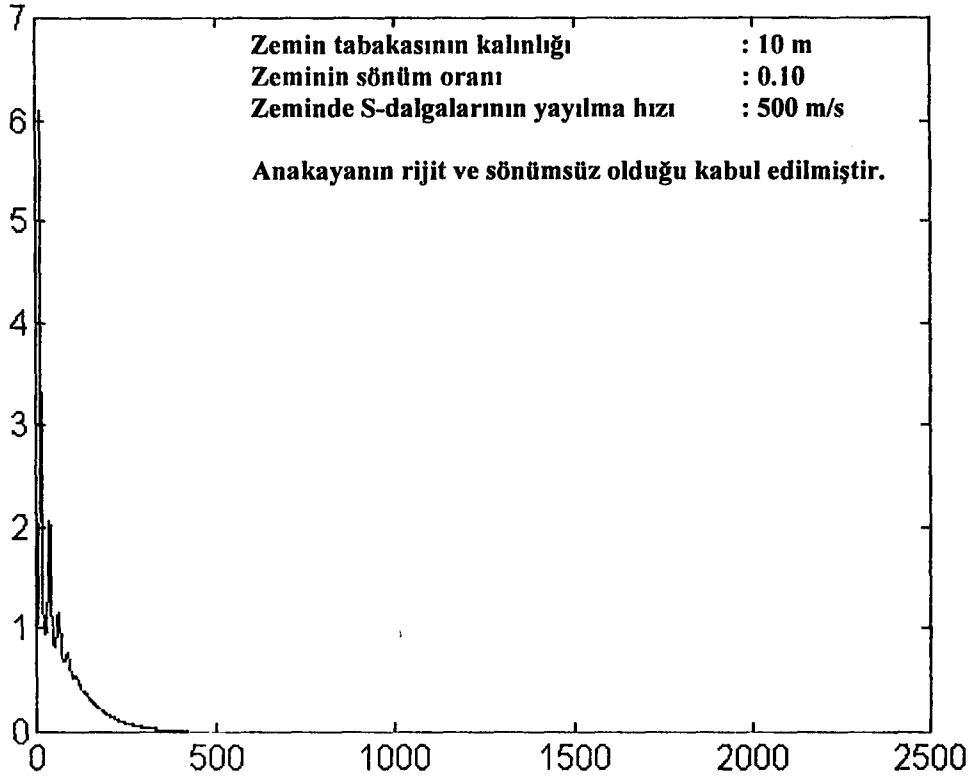
Şekil A.20. Zemin Tabakası Kalınlığının Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (200 m)



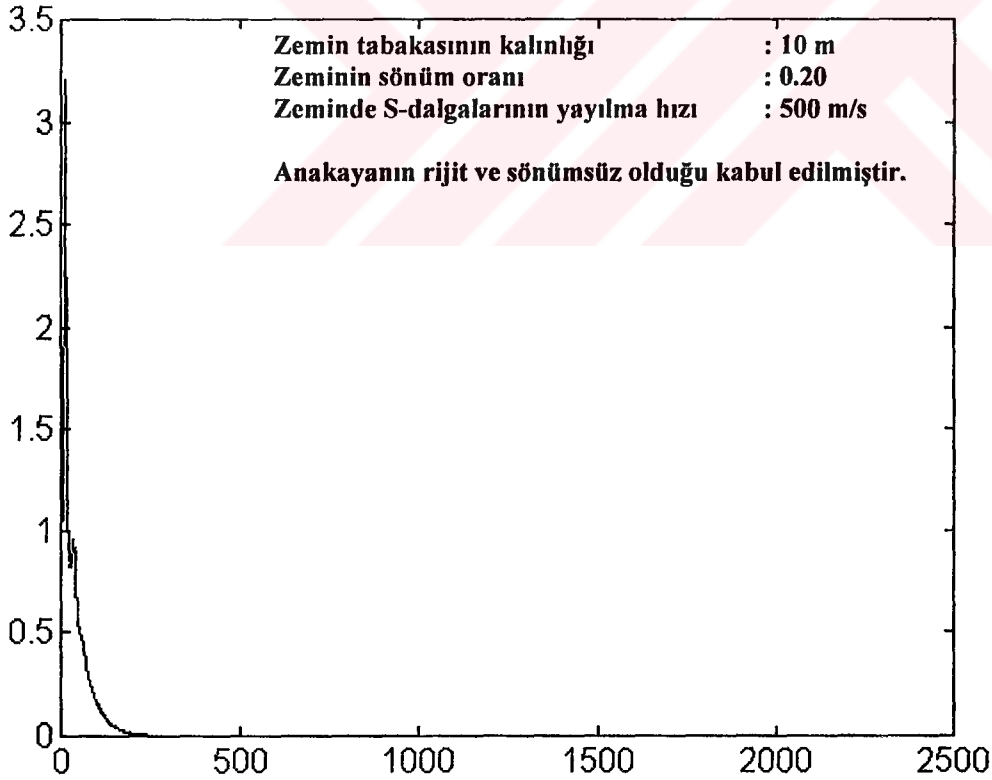
Şekil A.21. Zemin Sönüm Oranının Rijit ve Sönümsüz Anakaya Durumunda Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0.02)



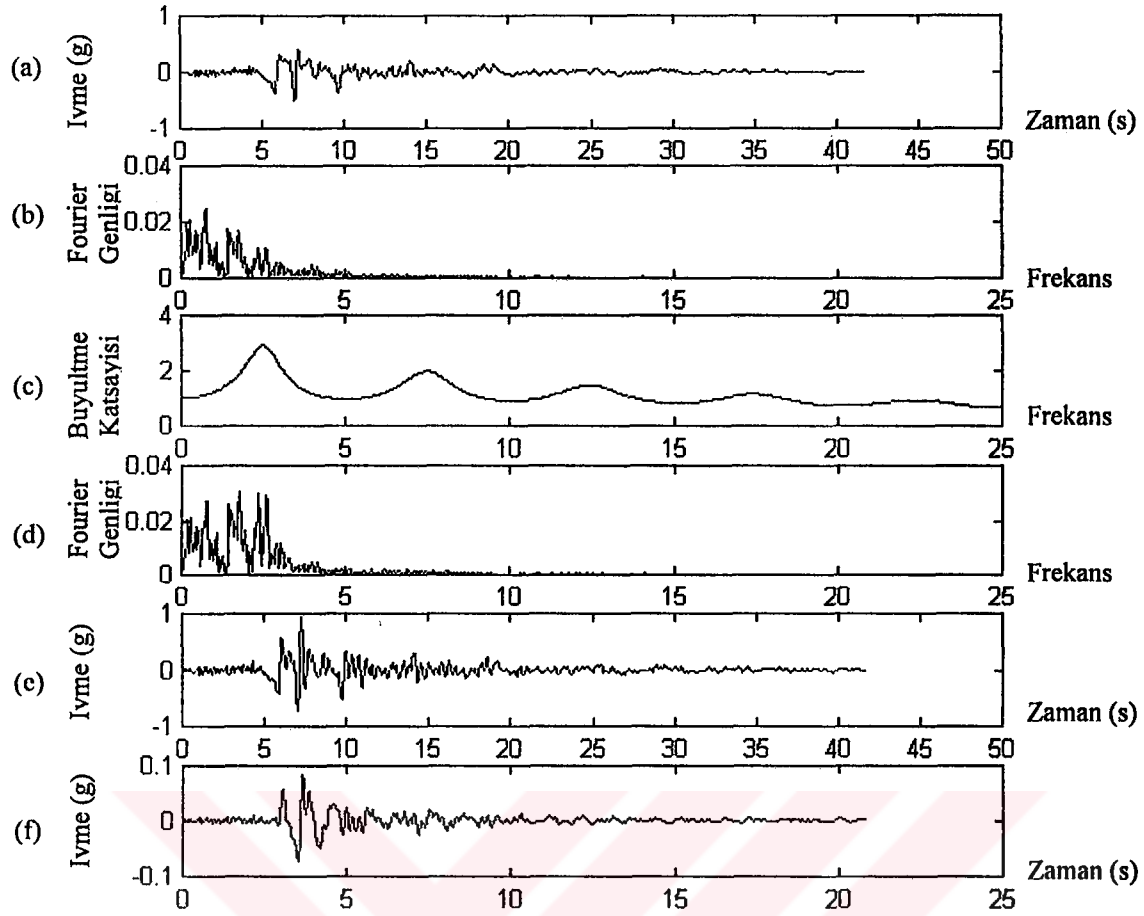
Şekil A.22. Zemin Sönüm Oranının Rijit ve Sönümsüz Anakaya Durumunda Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0.05)



Şekil A.23. Zemin Sönüm Oranının Rijit ve Sönümsüz Anakaya Durumunda Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0.10)



Şekil A.24. Zemin Sönüm Oranının Rijit ve Sönümsüz Anakaya Durumunda Büyütme Fonksiyonunun Üzerindeki Etkisi (0.20)

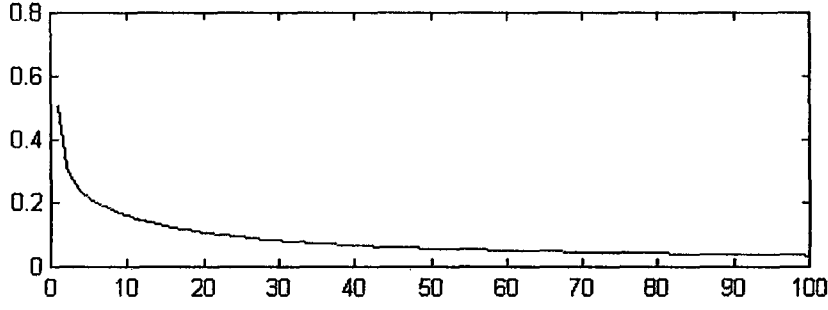


Şekil A.25. Anakayada, serbest yüzeyde ve bina tepesinde ivme kayıtları

- (a) Deprem hareketinin anakayada kaydedilen ivme-zaman grafiği
- (b) Anakayadaki deprem hareketinin Fourier genliği spektrumu
- (c) Büyültme fonksiyonu
- (d) Serbest yüzeydeki hareketin Fourier genliği spektrumu
- (e) Serbest yüzeydeki hareketin ivme-zaman grafiği
- (f) Serbest yüzeyin üzerine yerleştirilmiş tek serbestlik dereceli bir sistemin ivme-zaman grafiği

Zeminde kayma dalgalarının hızı:	500 m/s
Dolgu kalınlığı	50 m
Kayada kayma dalgalarının hızı:	1500 m/s
Zeminin birim hacimdeki kütlesi:	2000 m/s
Kayanın birim hacimdeki kütlesi:	2500 m/s
Zeminin sönüm oranı:	0.05
Kayanın sönüm oranı:	0.02
Yapının kütlesi:	16 ton

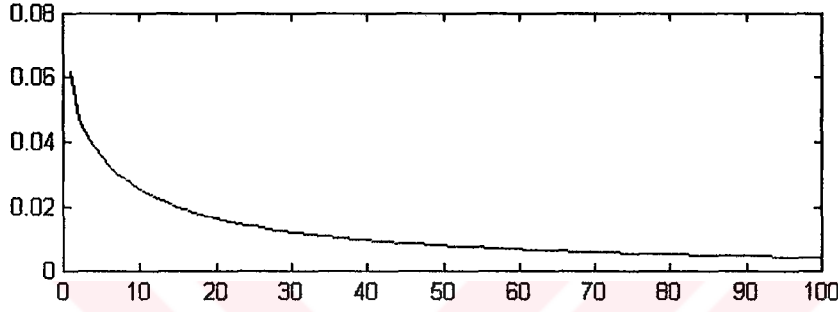
İvme (g)



Dolgu kalınlığı
(m)

Şekil A.26. Değişen dolgu kalınlıkları için serbest yüzeyde hesaplanan ivmeler

İvme (g)



Dolgu kalınlığı
(m)

Şekil A.27. Değişen dolgu kalınlıkları için bina tepesinde hesaplanan ivmeler

Zeminde kayma dalgalarının hızı:	500 m/s
Kayada kayma dalgalarının hızı:	1500 m/s
Zeminin birim hacimdeki kütlesi:	2000 m/s
Kayanın birim hacimdeki kütlesi:	2500 m/s
Zeminin sönüm oranı:	0.05
Kayanın sönüm oranı:	0.02
Yapının kütlesi:	16 ton
Yapının rijitliği:	800 kN/m
Yapının sönüm oranı:	0.05



EK-B

DİNAMİK TEPKİNİN SAYISAL OLARAK DEĞERLENDİRİLMESİ

B.1.Giriş

Tek serbestlik dereceli bir sisteme etkiyen yer hareketinin zamana göre rastgele değişmesi durumunda hareket denkleminin analitik olarak çözülmesi genellikle mümkün değildir. Bu tür problemler zaman artımı metodları ile çözülebilmektedir. Zaman artımı metodları, harekete neden olan kuvvetin fonksiyonunun enterpolasyonuna dayanan metodlar, hız ve ivme ifadelerinin sonlu farklarına dayanan metodlar ve ivmenin değişimine dayanan metodlar olmak üzere üçe ana kategoriye ayrılmıştır.

Tek serbestlik dereceli sistemin, serbest yüzeydeki harekete tepkisini hesaplamak amacıyla Newmark'ın ortalama ivme metodu kullanılmıştır.

B.2. Newmark Metodu

1959 yılında N.M. Newmark, (1) ve (2) denklemlerinden dayanan bir dizi metod geliştirdi.

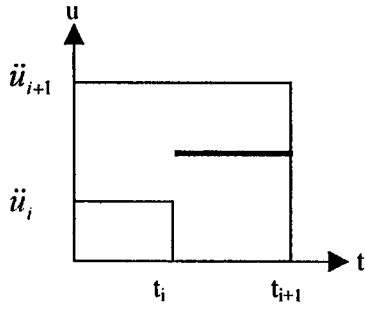
$$\dot{u}_{i+1} = \dot{u}_i + [(1 - \chi)\Delta t] \ddot{u}_i + (\chi \Delta t) \ddot{u}_{i+1} \quad (1)$$

$$u_{i+1} = u_i + (\Delta t) \dot{u}_i + [(0,5 - \beta)(\Delta t)^2] \ddot{u}_i + [\beta (\Delta t)^2] \ddot{u}_{i+1} \quad (2)$$

Bu denklemlerde, β ve χ parametreleri, zaman artım boyunca ivmenin artımını tanımlamakta kullanılır. Genellikle, χ 'nın değeri 0,5 ; β 'nın değeri ise 0,16 ile 0,25 arasında alınır. Bu metoda ait, ortalama ivme metodu ve lineer ivme metodu olmak üzere iki özel çözüm yöntemi bulunmaktadır.

Tablo (1)'de ortalama ivme durumu için, i ve $i+1$ zamanları için deplasman, hız ve ivme değerlerinin arasındaki ilişki özetlenmiştir.

B.2.1. Ortalama İvme Metodu



Şekil B.1. Ortalama İvme Metodu

$$\ddot{u}(\tau) = \frac{1}{2}(\ddot{u}_{i+1} + \ddot{u}_i) \quad (2)$$

$$\dot{u}(\tau) = \dot{u}_i + \frac{\tau}{2}(\ddot{u}_{i+1} + \ddot{u}_i) \quad (3)$$

$$\dot{u}_{i+1} = \dot{u}_i + \frac{\Delta t}{2}(\ddot{u}_{i+1} + \ddot{u}_i) \quad (4)$$

$$u(\tau) = u_i + \dot{u}_i \tau + \frac{\tau^2}{4}(\ddot{u}_{i+1} + \ddot{u}_i) \quad (5)$$

$$u_{i+1} = u_i + \dot{u}_i \Delta t + \frac{(\Delta t)^2}{4}(\ddot{u}_{i+1} + \ddot{u}_i) \quad (6)$$

Denklem (2)'de zaman artımı içinde ivmenin sabit olduğu ve bu sabit ivmenin de ortalama ivmeye eşit olduğu görülmektedir. Denklem (3), (2) ifadesinin integrasyonu ile elde edilmiştir ve hızın değişimini göstermektedir. (2) ifadesinde τ yerine Δt yerleştirilirse (4) ifadesinde $i+1$ anındaki hız görülecektir. (3) ifadesinin integrasyonu alınarak zaman artışı boyunca hızın değişimin göstermektedir. (3) ifadesinde τ yerine $i+1$ alınırsa $i+1$ anındaki hız elde edilir.



EK-C

```

height=500; %%Tabaka kalınlığı
vss=450; %% Zeminde kayma dalgası hızı
vsr=1500; %% Anakayada kayma dalgası hızı
rho_s=2000; %%Zeminin birim hacimdeki kütlesi (kg/m3)
rho_r=2500; %%Anakayanın birim hacimdeki kütlesi (kg/m3)
xs=0.05; %%Zemin sönüm oranı
xr=0.02; %%Anakaya sönüm oranı
load g1e.dat %%Hareket kaydını yükle
n=length(g1e);
for j=2:n+1
    a(j)=g1e(j-1)/981; %%Hareket kaydındaki ivmeleri G'ye çevir
end
a(1)=0.0;
dt=0.02; %% Zaman artımı
df=1./(n*dt) %% Frekans artımı
t=0.0:dt:n*dt; %% Zaman
f=0.0:df:n*df; %% Frekans
afft=fft(a)/n;
absfft=abs(afft);
for j=1:n/2+1 %% tek taraflı FAS Oluştur
    b(j)=2.*absfft(j);
    ff(j)=f(j);
end
alpha_z=(rho_s*vss*(1+i*xs))/(rho_r*vsr*(1+i*xr));
%% Karmaşık empedans oranı
h(1)=1.0;
for j=2:n/2+1
    ksH(j)=2*pi*f(j)*height/(vss+xs*i*vss);
    h(j)=1./(cos(ksH(j))+i*alpha_z*sin(ksH(j)));
%% transfer fonksiyonunun sol yarısı
    h(n+3-j)=conj(h(j));
%% transfer fonksiyonunun sağ yarısı
end
for j=1:n/2+1
    habs(j)=abs(h(j));
%% transfer fonksiyonunun modülü
end

subplot(6,1,1)
plot(t,a)
%% zaman alanında hareket kaydını çizdir.
subplot(6,1,2)
plot(ff,b)
%% frekans alanında fourier spektrumunu çizdir
subplot(6,1,3)
plot(ff,habs)
%% frekans alanında transfer fonksiyonunun modülünü çizdir.
for j=1:n+1
    acc(j)=afft(j)*h(j);
end

```

```

for j=1:n/2+1
    acc1(j)=2.*abs(acc(j));
end
subplot(6,1,4)
plot(ff,acc1)
atime=n*real(iffc(acc));
subplot(6,1,5)
plot(t,atime)
%% zaman alanında yüzeydeki ivme zaman grafiğini çizdir.
%% Ortalama ivme metodu (Newmark)

```

```

m= 12; %% ton
k= 600; %%kN/m
ES=0.05 %% Sonum oranı
c= 2*(k*m)^(0.5)*ES;
P=atime;
U(1)= 0;
UDOT(1)= 0;
DT=0.01;

```

```

UDDOT(1)= (P(1)-c*UDOT(1)-k*U(1))/m ;
kn=k+2*c/DT+4*m/(DT*DT) ;
aa=4*m/DT+2*c ;
bb=2*m ;
t=0.01:DT:2084*DT;

```

```

for i=1:2083

```

```

    DP(i) = P(i+1)-P(i) ;
    DPN(i) = DP(i)+aa*UDOT(i)+bb*UDDOT(i) ;
    DU(i) = DPN(i)/kn ;
    DUDOT(i) = 2*DU(i)/DT-2*UDOT(i) ;
    DUDDOT(i) = 4*(DU(i)-DT*UDOT(i))/(DT*DT)-2*UDDOT(i) ;

```

```

    U(i+1)=U(i)+DU(i) ;
    UDOT(i+1)=UDOT(i)+DUDOT(i) ;
    UDDOT(i+1)= UDDOT(i)+DUDDOT(i) ;
end
%% subplot(8,1,6)
%% plot(t,U)
%% subplot(8,1,7)
%% plot(t,UDOT)
subplot(6,1,6)
plot(t,UDDOT)
clear all

```

ÖZGEÇMİŞ

Gökhan Yazıcı

24.06.1976 tarihinde İstanbul'da doğmuştur. Orta öğrenimini Beşiktaş Atatürk Anadolu Lisesinde tamamlamış ve 1994 yılında Y.T.Ü. İnşaat Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümüne girmiştir. 1998 yılında İ.T.Ü. İnşaat Fakültesinde Yapı Analizi ve Boyutlandırması Yüksek Lisans programına başlamıştır.

