**BÖLÜM 6 YÜZEY DALGALARI**

Elastik yüzey dalgaları yerkürenin serbest yüzeyi boyunca ilerleyen dalgalardır. Bu dalgaların başlıcaları Love, Rayleigh ve G dalgalarıdır. Yüzey dalgalarının en önemli özelliği dispersiyon göstermeleridir.

**6.1 Love Dalgaları**

Love dalgaları yatay düzlemde polarize olmuş S dalgalarıdır. Yani SH türü dalgalardır. Elastik dalganın yerkabuğunun içi ve yüzeyi arasında defalarca yansımaları sonucunda meydana gelirler. Love dalgalarının oluşabilmesi için mutlaka tabakalı bir ortama ihtiyaç vardır. Bu tabakalı ortam yerkabuğu olabildiği gibi, üst mantoda herhangi bir tabaka da olabilir. Love dalgalarının düşey bileşeni bulunmamaktadır (Şekil 6.1)

|  |
| --- |
| http://1.bp.blogspot.com/_XQIumchWts4/TF7L__61osI/AAAAAAAAA6E/08dS5ZKbCAI/s1600/Love_wave.jpg |
| Şekil 6.1. Love dalgaları tanecik hareketi |

Aşağıdaki şekildeki (Şekil 6.2) gibi yarısonsuz ortam üzerinde bir tabaka düşünelim. Başlangıç noktası (koordinat sisteminin merkezi) iki ortamın sınırında ve düşey ekseni aşağıya doğru pozitif olsun.

Yeryüzü

β, µ

H

*X*

Z β’, µ’

β’ > β

Şekil 6.2 Love dalgaları periyod denklemi için düşünülen yarı sonsuz ortam

Burada, β üst tabakanın S dalga hızı, β’ alt tabakanın dalga hızı, µ üst tabakanın rijiditesi, µ’ alt tabakanın rijiditesi, H ise üst tabakanın kalınlığını vermektedir.

Üst tabakadaki dalga denklemi

 (6.1)

Alt tabakada is

 (6.2)

Üst tabakaya ait denklem yerdeğiştirme cinsinden çözülürse

*u = Acos sz + Bsin sz* (6.3)

elde edilir. Burada, *A* ve *B* birer sabit olup, *z* derinlik, *s* ise



*k* dalga sayısı, λ dalga boyu ve *c* ise yüzeydeki görünür hızdır. Benzer şekilde alt ortama ait dalga denkleminin çözümü ise

*u’ = Ccos s’z + Dsin s’z*  (6.4)



İle verilir.

Love dalgasının dalga denklemini çıkarabilmek için (6.3) ve (6.4) denklemlerine sınır koşullarının uygulanması gerekmektedir. Uygulanacak olan sınır koşulları aşağıda verilmiştir.

1. Serbest yüzeyde (yeryüzünde) gerilmeler sıfırdır.
2. İki ortamın arakesit sınırında gerilme ve yerdeğiştirmeler süreklidir.

Serbest yüzeyde gerilmelerin sıfır olması :



(6.3) nolu denklemde *u*’nun *z*’ye göre türevi alınıp *z = -H* konulursa,

 (6.5)

*z = -H* için *–Asins(-H)+Bcoss(-H)* = 0

*A sin sH = Bcos sH* (6.6)

Bulunur.

2. sınır koşulu *z = H* = 0 da *u = u’* ve 

*u = u’* ve *z = 0* değerleri (6.3) ve (6.4) denklemlerinde yerlerine konulursa

A = C (6.7)

Bulunur. z = 0’da σzz = σ’zz

 (6.8)

 (6.9)

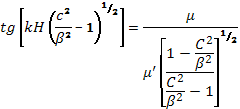
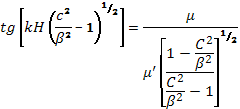
*z* = 0 için

*µBs = µ’Ds’* (6.10)

bulunur. (6.6), (6.7) ve (6.10) bağıntılarında A, B, C, D katsayıları ihmal edilirse,

 (6.11)

*s* ve *s’* değerleri yerlerine konulursa,

 (6.12)

(6.12) numaralı ifade Love dalgalarının peryod denklemini vermektedir. Bu denklemin yorumu şu şekilde yapılabilir:

1. Love dalgalarının hareketi dalga sayısına (k), dalga sayısı da dalga boyuna (ë) bağlı olduğundan (k=2ğ/ë), Love dalgalarının hızları frekansın (veya periyodun) fonksiyonudur.
2. Periyod aynı zamanda tabaka kalınlığının fonksiyonudur.
3. Her bir ortamda (s) dalga hızlarının fonksiyonudur.
4. Love dalgalarının hızı aynı zamanda ortamların rijiditelerinin de fonksiyonudur.

Yüzey dalgalarının yer içerisinde iki türlü ilerleme hızı vardır:

1. Faz Hızı: Bir dalga treninde aynı fazdaki noktaların ilerleme hızıdır ve genellikle *C* ile gösterilir.
2. Grup Hızı: Bütün bir dalga hızının ilerleme hızıdır. Genel olarak (*U*) ile gösterilir. İfadesi  ile verilir. Burada ∆ periyodu T olan dalganın T zamanda kat ettiği yoldur.

Love dalgalarının faz hızlarının incelenmesiyle bu dalgaların meydana geldiği ortamın (yerkabuğu veya üst manto olabilir) kalınlığını, buradaki S dalga hızlarını ve dolayısıyla ortamın rijiditesini saptamak mümkün olmaktadır.

Yüzey dalgalarının hızlarının frekansa bağlı olması dispersiyon olarak tanımlanmaktadır. Faz veya grup hızlarının periyodun fonksiyonu olarak çizilmesiyle elde edilen eğrilere dispersiyon eğrileri denilmektedir (şekil 6.3).

|  |
| --- |
| http://www.seismo.com/msop/msop79/rec/fig_1.2.1b.gif |
| Şekil 6.3. Grup hızları dispersion eğrisi |

Her farklı frekanstaki dalga farklı hızda ilerlediğinden, bunların bir kayıt istasyonunda üst üste binmesinden peryodları ve genlikleri değişen dalga trenleri meydana gelir (Şekil 6.4).

|  |
| --- |
| http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/Images_specific02/sp_comp.gif |
| Şekil 6.4 Dalga trenleri |

|  |
| --- |
|  |

Love dalgalarının özelliklerinden yararlanarak yerkabuğu yapısının incelenebildiğinden bahsetmiştik. Yerkabuğu parametrelerini (kalınlık, dalga hızları, rijidite) belirleyebilmek için öncelikle sismogram üzerinde Love dalgalarının belirlenmesi gerekmektedir. Daha sonra periyodun fonksiyonu olarak grup veya faz hızları hesaplanarak dispersiyon eğrileri elde edilir. Elde edilen dispersiyon eğrisi deprem odağı ile dalganın ilerleme doğrultusu boyunca ortamın özelliklerini taşıdığından bu bölge için teorik grup ve faz hızları hesaplanır. Çizilen teorik dispersiyon eğrileri, gözlemsel eğrilerle karşılaştırılır. Gözlemsel dispersiyon eğrilerine en iyi uyan bir teorik eğri elde edilinceye kadar modelin parametreleri değiştirilir. Bu işleme jeofizikte ters çözüm veya inversiyon denilmektedir.

**6.2 Love Dalgalarının Özellikleri**

1. Yerkabuğu içinde Love dalgaları normal dispersiyon gösterirler. Yani peryod arttıkça hız artar. Uzun periyodlu dalgalar daha önce, kısa periyodlu dalgalar istasyona daha sonra gelirler.
2. Love dalgalarının düşey bileşeni yoktur. Çünkü bunlar yatay düzlemde polarize olmuş SH dalgalarından türemişlerdir.
3. Love dalgalarının ilerleme doğrultusunda yatay bileşenleri yoktur.
4. Love dalgalarının hızı Rayleigh dalgalarının hızından daha büyüktür. Bir yatay bileşen sismogramına bakıldığında önce P, sonra S, daha sonra Love ve ardından da Rayleigh dalgaları gözlenir (şekil 6.5).

|  |
| --- |
| http://www.okgeosurvey1.gov/level2/ok.grams/T950116.gif |
| Şekil 6.5. 16 Ocak 1995 Kobe depremi Oklahoma kaydı. LQ: Love, LR:Rayleigh |

**6.3 Rayleigh Dalgaları**

Lord Rayleigh günümüzden 100 yıl kadar önce, cisim dalgalarından farkı olarak cismin yüzeyinde ilerleyebilen bir dalga türünün meydana gelebileceğini kanıtlamıştır. Bundan dolayı bu dalgalar Rayleigh dalgaları olarak adlandırılmıştır. Rayleigh dalgalarının oluşabilmesi için tabakalı bir ortama gereksinim yoktur. Serbest bir yüzeyin bulunması yeterlidir. Rayleigh dalgalarını alan bir tanecik eliptik bir yörünge çizer (şekil 6.6). Bu eliptik yörünge retrograd bir yörünge çizmektedir. Yani tanecik elips üzerinde ilerleme doğrultusuna dik yönde titreşir. Meydana gelen elipsin büyük ekseninin küçük eksenine oranı 1.5’tir.

|  |
| --- |
| http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/1e/Rayleigh_wave.jpg |
| Şekil 6.6. Rayleigh dalgası tanecik hareketi |

Rayleigh dalgaları SV dalgalarından türemektedirler. Meydana gelişlerinde SH dalgalarının herhangi bir rolü yoktur. İlerleme doğrultusuna yatay bileşenleri vardır. Fakat hareket ilerleme doğrultusundan geçen düşey düzlem içinde kaldığından ilerleme doğrultusuna dik yatay bileşenleri yoktur. Rayleigh dalgalarının hızları Love dalgalarının hızlarından daha küçüktür. Bunun için sismogramlarda Love dalgalarından daha sonra gözlenirler.

Tek tabakalı bir ortamda hızlar arasındaki ilişki aşağıdaki denklemle verilmektedir.

 (6.13)

Bu bağıntı incelendiğinde; c, faz hızı periyodun fonksiyonu değildir. Yani bu koşullar altında (tek tabakalı ortamda) meydana gelen bir Rayleigh dalgasında dispersiyon olayı (hızın frekansa bağımlılığı) görülmez. Ortamın tabakalı olması halinde ise Love dalgalarında olduğu gibi dispersiyon görülür. Yani Rayleigh dalgalarının hızları frekansın fonksiyonu olup, sismogramlarda peryod ve genliği değişen dalga trenleri şeklinde görülürler. n tabakalı ortam için Rayleigh dalgalarının denklemi çok karışıktır. 2 tabakalı ortam Stonoley (1928) tarafından incelenmiş ve Periyod denklemi aşağıdaki şekilde verilmiştir:

 (6.14)

Burada;

, *βi i =* 1, 2, 3

, *ρi* yoğunluk

, *hi*  tabaka kalınlığı

, *c* faz hızı

Tabaka sayısı arttıkça Rayleigh dalga denklemi daha da karmaşık bir hal almaktadır. Çok tabakalı ortam için çözüm Thomson ve Haskell tarafından yapılmıştır. Günümüzde bu çözüm Thomson&Haskell matris yöntemi olarak bilinmektedir. Çok tabakalı ortamda faz hızı ve buna bağlı olarak grup hızı frekansa bağlıdır. Bu da dispersiyona yol açar. Diğer bir deyişle, farklı hızlarla gelen değişik frekanstaki dalgalar birbiri üzerine binerek dalga trenleri oluştururlar. Bu dalga trenlerinde periyod zamanla azalır. Yani yerkabuğu içerisinde oluşan Rayleigh dalgaları normal dispersiyon gösterirler. Dalga boyu daha büyük olan dalgalar dalga boyu daha küçük olan dalgalardan daha yüksek hızda ilerlerler. Buna “normal dispersiyon” denir. Kısa dalga boylu olayların daha yüksek hızda ilerlemesine de “ters dispersiyon” denir. Aşağıdaki şekilde (şekil 6.7) Rayleigh dalgalarına ait faz ve grup hızı dispersiyon eğrileri görülmektedir.

|  |
| --- |
| http://science.jrank.org/article_images/science.jrank.org/seismic-surface-waves.1.jpg |
| Şekil 6.7. (a) rayleigh Dalgası tanecik hareketi, (b) dispersif Rayleigh dalgası, (c) Rayleigh dalgası için faz ve grup hızı dispersion eğrileri. |

Dispersiyon olayının nedeni yerkürenin üst kısımlarındaki tabakalaşmadır. Yeriçindeki sismik dalga hızının derinlikle değişimi de dispersiyon olayını etkilemektedir. Şekil 6.8 de dalga hızının derinlikle çeşitli değişimlerinin dispersiyon olayına etkisi görülmektedir. Yüzey dalgaları yer içerisinde ilerlerken kendi dalga boyları mertebesinde derinliklere nüfuz edebilirler. Örneğin 60 sn periyodlu Rayleigh dalgaları yaklaşık 200 km, 20 sn periyodlular ise yaklaşık 70 km derinliklere nüfuz edebilirler. Yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerinden yararlanılarak yer içi yapısı saptanabilir. Ancak bütün yerküre problemlerinde olduğu gibi dispersiyon eğrilerinden saptanan yapı tekil değildir. Yani aynı dispersiyon eğrisini verecek çok sayıda yapı bulunabilir. Bunun için elde edilen sonuçların diğer verilerle de kontrol edilmesi gerekir.

|  |
| --- |
|  |
| Şekil 6.8. Yer içindeki hız değişiminin yüzey dalgalarının dispersiyonuna etkisi. (a) küçük hız değişimi için az dispersiyon, (b) daha büyük hız değişimi için daha yüksek dispersiyon |

**6.4 Grup Hızı Hesaplanması**

Gerek Love ve gerekse de Rayleigh dalgalarının grup hızları  bağıntısı ile hesaplanmaktadır. Burada *U*, grup hızı, *T* periyod, ∆ episantr uzaklığı; *t* verilen bir peryoddaki dalganın deprem odağından istasyona varması için gerekli zamanı göstermektedir.

Yukarıda verilen bağıntı ile grup hızı hesaplamak için sismogram üzerinde görülen dalga trenlerinin maksimum (tepe) veya minimum (çukur) noktaları belirlenir. Sonra her tepe noktasına (veya çukur) noktasına ait varış zamanı grafiğe işaretlenir. Bunların birleştirilmesinden elde edilen eğrinin herhangi bir noktasındaki teğetinin eğimi o noktadaki periyodu verir. Değme noktasına ait zamanı kullanarak, depremin odak uzaklığı bilindiğinden (∆), (∆/*t*) ifadesinden o periyoda ait grup hızı elde edilmiş olur. Çeşitli periyodlara ait grup hızı değerlerini bir grafiğe işaret etmek sureti ile dispersiyon eğrisi elde edilmiş olur (şekil 6.8).

|  |
| --- |
|  |
| Şekil 6.8. Grup hızı hesaplanması ve dispersiyon eğrisi |

**6.5 Çok Katlı Filtre Tekniği ile Grup Hızı Hesabı**

Bu teknikle grup hızı hesaplamak için, dalga treninde genlikler eşit aralıklarla okunarak sinyal sayısal hale getirilir. Merkez frekansı değişen bir band-pass filtre kullanmak sureti ile dalga filtre edilir. Bu sayısal filtre işlemi sırasında, kullanılan filtre sadece belli bir frekanstaki dalganın geçmesine izin verir. Böylece arzu edilen peryoddaki dalganın geliş zamanı duyarlı olarak saptanmış olur. Filtrenin geçiş bandını değiştirmek sureti ile aynı dalga treni ikinci bir kez filtre işlemine tabi tutularak bir T2 peryodundaki dalganın varış zamanı saptanmış olur. Bu işlem birkaç kez tekrarlanarak geniş bir peryod aralığında dispersiyon gösteren yüzey dalgalarının grup hızlarını hesaplamak mümkündür (Şekil 6.9).

|  |
| --- |
|  |
| Şekil 6.9. Çok katlı filtre tekniği ile grup hızı hesabı |

Dispersiyon eğrilerinden şu bilgiler elde edilir:

1. Yerkabuğu ve üst mantoyu oluşturulan eden tabakaların kalınlıkları tayin edilir.
2. Herbir tabaka içindeki S dalga hızları, tabakaların yoğunlukları ve rijiditeleri hesaplanır.

Bunların dışında Love dalgalarının genliklerini kullanarak depremlerin büyüklükleri hesaplanabilir; bu işlem için aşağıdaki bağıntıdan yararlanılır:

 (6.15)

A ; dalganın genliği

T; dalganın peryodu

Q; depremin uzaklığına bağlı bir katsayı

S; istasyona bağlı olarak değişen bir düzeltme terimidir.

Yukarıdaki bağıntı Q ve S katsayılarını değiştirmek suretiyle diğer yüzey dalgaları içinde kullanılabilir. Formülde genlik değeri mikron, periyod ise saniye olarak alınır. A, sismogram üzerinde doğrudan doğruya kaydedilen genlik değildir, yerin yer değiştirmesinin genliğidir. Gerçek yer hareketini elde etmek için sismografın büyütme eğrisinin (transfer fonksiyonu) bilinmesi gerekir. Uzun periyodlu standart aletler 750, 1500 veya 3000 kez büyütebilirler. Kısa periyodlu standart aletler ise daha büyük büyütme değerlerine sahiptirler. Bunlar yer hareketini 25.000, 50.000, 100.000 defa büyütürler. Ayrıca yer hareketini 1.000.000 defa büyüten aletler vardır.

**6.6 Yüzey Dalgalarının Faz Hızlarının Hesaplanması**

Bir dalganın ilerlemesi sırasında aynı fazlı noktaları birleştiren noktaların yüzeyinin ilerleme hızına faz hızı denir. Başlangıçta faz hızının hesaplanması için Press (1956) tarafından deneysel bir yöntem uygulanmıştır. Bu yöntemde çeşitli istasyonlarda kayıt edilen aynı faz ve aynı peryoddaki birbirleri ile karşılaştırılarak *C* faz hızı saptanmaya çalışılmıştır. Ancak yüzey dalgalarının deprem odağındaki başlangıç fazları odak mekanizmasına bağlı olarak değiştiğinden bu yöntemin uygulanabilmesi için aynı doğrultudaki istasyonların kullanılması zorunludur.

Diğer bir yöntem de şu şekilde uygulanmaktadır. Yeryüzünde birbirinden farklı A ve B noktaları arasındaki fazlar φA ve φB; iki nokta arasındaki uzaklık *x* = *xA* – *xB*; aynı fazlı dalgaların varış zamanları farkı *t* = *tA* – *tB* ise, faz hızı;

 (6.16)

Burada,

 ; *N* ise belirlenmesi gereken bir sabittir. Ancak *N*’in belirlenmesinde hata yapmak her zaman mümkün olduğundan bu yöntem son yıllarda terk edilmiş ve bunun yerine Fourier analizi yöntemleri kullanılmaya başlanmıştır. Bu yönteme göre; zaman ortamında *g(t)* ile tanımlanan fonksiyonun frekansı *ω* ve genlik spektrumu da *f(ω)* olsun. Yer değiştirmelerin zaman ve frekans ortamındaki ifadelerini hesaplamak için Fourier dönüşüm çifti kullanılır.

 (6.17)

 (6.18)

Bu yöntem, sismolojide çok kullanılan bir yöntem olup, değişik türden dalgaların genlik spektrumlarının hesaplanmasında kullanılır.  şeklindeki bir dalganın C(ω) hızı ile ilerlediğini düşünelim. Faz hızını frekansın fonksiyonu olarak gösterdiğimize göre bu dalga dispersiyon gösteren bir dalgadır. Odaktan *x* kadar uzakta dalga hareketi;

 (6.19)

Şeklinde olacaktır. Herhangi bir *x* uzaklığında ve *t* zamanında sismogram üzerindeki dalga treninin şekli,

 (6.20)

İle ifade edilir. Yukarıdaki ifadenin fourier dönüşümünü alırsak;

 (6.21)

Elde edilir. *g (t,x)*, *x* uzaklığında kayıt edilen sismogram olduğundan integrasyon işlemi sayısal olarak yapılabilir. Yukarıdaki karmaşık ifade,

 (6.22)

 (gerçel kısım)  (sanal kısım)

veya

 (6.23)

şeklinde kısaltılabilir. Bu ifadenin modülünü alırsak

 (6.24)

olup burada *F(ω)* genlik spektrumudur. Faz spektrumu ise;

 (6.25)

şeklindedir; veya daha değişik bir şekilde,

 (6.26)

Olarak yazılabilir. Burada *x* depremin uzaklığı; *C* faz hızı; *β(ω)* deprem odağındaki hareket; *ω* ise açısal hızdır. *β(ω)* kesin olarak bilinmediğinden bir tek istasyondan yararlanılarak faz hızı doğru olarak saptanamaz. Bunun için aynı işlem farklı iki istasyonda kaydedilen yüzey dalgalarına uygulandığında,

 (6.27)

Olacaktır. Faz hızını incelemekle tabaka kalınlığı *h*; *P* ve *S* dalga hızları (*σ,β*); ve yoğunluk değerlerini hesaplamak mümkün olacaktır. γa A istasyonunun episantra uzaklığı, γb B istasyonunun episantra uzaklığı; *argf* (ω, γa) ve *argf* (ω, γb) A ve B istasyonlarına ait faz spektrumlarıdır.

**6.7 Yüzey Dalgası Genliklerinin Belirli Bir Uzaklığa İndirgenmesi**

Verilen bir r uzaklığındaki genliğin (Ar) bilinmesi halinde, r0 uzaklığındaki genliği hesaplayabilmek için

 (6.28)

Bağıntısından yararlanılır. Bu bağıntıda,

*Ar0, r0* uzaklığına indirgenmiş genlik,

*Ar, r* uzaklığındaki genlik,

*R*, yerkürenin yarıçapı,

*∆*, derece cinsinden episantr uzaklığı

*f*, frekans

*U*, yüzey dalgasının grup hızı

*Q*, dispersiyon katsayısı olup, yüzey dalgaları için frekansa bağlı olarak 100-300 arasında değişir.

**6.8 Yüzey Dalgalarının Özellikleri**

Bir istasyonda kayıt edilen yüzey dalgaları başlıca iki faktörün etkisi altındadır:

1. Depremin odak özellikleri,
2. Dalganın ilerleme yolu boyunca ortamın elastik özellikleri

Herhangi bir türden bir yüzey dalgasının genlik spektrumu;

 (6.29)

M0, Sismik moment,

r, ışının yörünge uzunluğu,

N(ω,h), ortamın transfer fonksiyonu,

, yüzey dalgasının yayınım fonksiyonu,

, azimut

, kaynağın ilerlemesinden veya fayın yırtılmasından ileri gelen değişim,

, kuvvet-zaman fonksiyonunun genlik spektrumu,

 , atenüasyon (soğurma) faktörü.

**6.8.1.Sismik Moment**

Yapılan araştırmalardan yararlanılarak, depremlerin çoğunlukla bir kuvvet etkisi altında meydana geldikleri anlaşılmıştır. Bu kuvvet çiftinin momenti sismik moment olarak tanımlanmaktadır ve ortamın rijiditesine, fay düzleminin yüzölçümüne ve fay boyunca olan bağıl yerdeğiştirmeye bağlı olarak

 (6.30)

Bağıntısından hesaplanabilir. Burada , rijidite (~3.1011 dyn/cm2), , bağıl yerdeğiştirme, *S* ise fay düzleminin yüzölçümüdür (cm2). Buna göre sismik moment *M0*’in birimi dyn.cm olmaktadır.

Deprem odağındaki hareketin mekanizması, ortamın özellikleri bilindiği takdirde yüzey dalgalarının genlikleri birim sismik moment için teorik olarak hesaplanabilir. Bu teorik genlikleri sismogramlardan ölçülen genliklerle karşılaştırarak ta sismik moment hesaplanabilir. Deprem esnasında meydana gelen fayın boyu ve yaf boyunca meydana gelen yerdeğiştirme gözlenebildiği takdirde sismik moment bağıntısını kullanarak fayın hangi derinliklere kadar uzandığı bulunabilir.

**6.8.2. Yayınım Fonksiyonu**

Yayınım fonksiyonu doğrudan doğruya deprem odağının mekanizması ile ilişkilidir. Genel ifadesi:

 (6.31)

 fayın doğrultusundan itibaren saat yönünün aksi yönünde ölçülen açıdır. *d* katsayıları Love ve Rayleigh dalgaları için birbirinden farklıdır.

Love dalgaları için yayınım fonksiyonu :



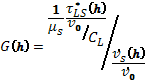
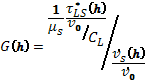
 (6.32)

Burada,

, fay düzleminin eğimi,

, fay düzlemi üzerinde hareket vektörünün fayın doğrultusu ile yaptığı açı (=450 doğrultu   
 atımlı fay, =900 eğim atımlı fay)

, Love dalgalarının derinliğe bağlı dipol transfer fonksiyonu olup ifadesi,

 (6.33)

, Love dalgalarının ait derinliğe bağlı teğetsel gerilme,

*C*, Love dalgası faz hızı

, Love dalgalarına ait partikül hızı

 fonksiyonunun derinliğe bağımlılığı çok iyi olmadığından Love dalgalarının genliklerinden yararlanılarak yapılan deprem odak derinliği belirlemeleri çok duyarlı değildir.

Rayleigh dalgaları için *di* katsayıları









 (6.34)

, Rayleigh dalgalarına ait elliptisite fonksiyonunu ifade etmektedir.

Verilen bir peryod için  fonksiyonu negatif değerler alabilmektedir.  fonksiyonunun (+) olduğu yerlerde Rayleigh dalgalarını alan bir partikülün hareketi ***retrograd*** bir hareket olacaktır.  fonksiyonunun (-) olduğu yerlerde Rayleigh dalgalarını alan bir partikülün hareketi ise ***prograd*** olacaktır.  ve  fonksiyonları Rayleigh dalgalarının 1. ve 2. dipol transfer fonksiyonları adını alırlar. Bu fonksiyonlar, frekansa, odak derinliğine ve ortamın elastik özelliklerine bağlı olarak değişirler.

**6.8.3. Ortamın Transfer Fonksiyonu**

Yüzey dalgalarının genlikleri, ortamda ilerlemeleri sırasında ortamın elastik özelliklerine bağlı olarak değişime uğrarlar. Bu değişimi ifade eden fonksiyonlara ortamın transfer fonksiyonu denir. Love dalgalarında bu fonksiyon partikül hızlarına bağlı olarak,

 (6.35)

Şeklinde verilmektedir. Bu ifadede  Love dalgalarının genlik faktörüdür. Odak derinliğine ve faylanmanın türüne bağlı değildir. Rayleigh dalgaları için düşey bileşen transfer fonksiyonu

 (6.36)

 Rayleigh dalgalarının genlik faktörüdür. Her iki bağıntıda da *k* dalga sayısıdır (*k=2π/λ*).

**6.8.4. Kuvvet-Zaman fonksiyonu**

Depreme neden olan kuvvetin, fay düzlemi üzerindeki hareketin devamı süresince zamana bağlı olarak değişimi dalganın genliğini etkileyen önemli faktörlerden birisidir. Bu fonksiyon her bir deprem için farklı olabilmektedir. Bazı araştırmacılar bu fonksiyonu tepki (impuls) fonksiyonu olarak düşünmüşlerdir. Yani depreme neden olan kuvvet *t* = 0 anında başlar ve biter. Ancak bu görüş hem fiziksel hem de jeolojik olarak anlam taşımadığından, günümüzde kullanılmamaktadır. Başlangıçta bu düşüncenin sebebi, genlik ifadesine bir faktör olarak giren *S*(*ω*)’nin Fourier genlik spektrumu ifadesinin bu fonksiyon için 1 olmasıdır. Daha sonraları kuvvet-zaman fonksiyonu için Heaviside tarafından birim adım fonksiyonu, diğer araştırmacılar tarafından da birim ramp fonksiyonu kullanılmaktadır (Şekil 6.10)

|  |
| --- |
|  |
| Şekil 6.10. Birim adım ve birim ramp fonksiyonları. |

**6.8.5. Yırtılma İlerlemesi**

Laboratuarlarda yapılan kaya mekaniği deneyleri, gerilme altında kırılan kayaçlarda bu kırılmanın bir patlama şeklinde ani olarak meydana gelmediğini, çatlağın bir yırtılma şeklinde zamanla ilerlediğini göstermektedir. Bu hal, gerek cisim ve gerekse yüzey dalgalarının yeryüzündeki dağılımlarının asimetrik bir hal almasına yol açar. Yırtılmada bu faktör (tek taraflı yırtılmada) (*sinX/X*) şeklindedir. *X* fay boyunca yırtılmanın hızına ve deprem kayıt istasyonunun fayın doğrultusuna göre azimutuna bağlı bir fonksiyondur:

 (6.37)

*θ* azimut, *b* fayın boyu, *ω* frekans, *v* yırtılma hızı, *c* ise faz hızıdır.

**6.8.6. Sismografın Transfer Fonksiyonu**

Her sismograf aleti sismik dalgaları frekansa bağlı olarak farklı şekilde büyütür (Şekil 6.11). Yüzey dalgalarını en iyi kayıt eden sismograflar uzun peryodlu sismograflardır. Bunların büyütmeleri 750 – 3000 arasında değişir. Mutlak yer hareketini hesaplayabilmek için sismografın o peryoddaki büyütmesinin ne kadar olduğu bilinmelidir.

|  |
| --- |
| http://www.eas.slu.edu/People/STMorrissey/figures/transfunct3.gif |
| Şekil 6.11. Bir sismografın (geniş-band) transfer fonksiyonu |

**6.8.7. Atenüasyon (Soğurma) faktörü (****)**

Yüzey dalgaların genliklerini etkileyen faktörlerden birisi de ortamın anelastik oluşundan ileri gelen atenüasyon faktörüdür. Bu, dalganın ilerleme yolu boyunca enerjisinin bir kısmının ortam tarafından emildiğinin göstermektedir. Üstel bir bağıntı ile,  ile ifade edilir. *r* km cinsinden ışın yörüngesinin uzunluğu, γ ise atenüasyon katsayısı olup, frekansın bir fonksiyonudur. Aynı doğrultuda ve farklı uzaklıklarda kayıt edilen 2 dalganın genliklerinden atenüasyon değeri hesaplanabilir.

**6.9 G Dalgaları**

Büyük magnitüdlü depremlerde çok büyük miktarlarda enerjiler açığa çıkar. Dolayısıyla Bu depremlerin oluşturmuş olduğu elastik dalgalarında enerjileri de fazladır. Bu büyük enerjili depremlerden sonra yerkürenin etrafını defalarca dolaşan elastik dalgalar meydana gelmektedir. Büyük depremler an çok birkaç on saniye içine bitmesine karşılık, bu depremlere ait dalgalar deprem kayıtçıları (hız) tarafından saatlerce kayıt edilirler. Örneğin 28 Mart 1964 Alaska depreminin (M=8.5, h=10 km, *u* = 6 m, *L* = 600 km, tsunami yüksekliği 8 m, 114 ölü) meydana getirdiği elastik dalgalar İstanbul’daki sismograf kayıt istasyonunda 36 saat süre ile kayıt edilmiştir.

Love dalgalarının yerküreyi birkaç defa dolaşan türüne GUTENBERG’in ismine atfen G dalgaları adı verilmiştir.

Yüzey dalgalarının yer içine nüfuz edebilme kabiliyetleri frekanslarına veya periyotlarına bağlıdır. Kısa periyotlu yerkürenin üst tabakalarından, uzun periyotlu dalgalar ise yerkürenin üst mantosundan ilerler. G dalgalarının peryodları 400 – 600 sn arasında değişmektedir. Bu periyod değerleri dispersiyon eğrisinin (bkz. Şekil 6.3) yataya yakın bölgesinde yer almaktadır. Buna göre hızın periyoda bağımlılığı çok iyi olmadığı için G dalgaları iyi dispersiyon göstermezler.

**6.9.1. G dalgalarının isimlendirilmesi**

Odak – istasyon arasındaki uzaklığı uzun yoldan katederek gelen dalgaya G2; 2. turu tamamlayan G2 dalgasına G4 dalgası; odaktan çıkarak yerküreyi tam bir devir yaparak tekrar istasyona gelen dalgaya da G3 dalgası adı verilir (Şekil 6.12).

G dalgalarının uygukana alanları :

* Yerin üst mantosununu özelliklerinin incelenmesi
* Yeriçinin anizotropik özelliklerinin incelenmesi
* Deprem sırasında meydana gelen yırtılmanın yönünün ve hızının belirlenmesi.

|  |
| --- |
|  |
| Şekil 6.12. G dalgaları |

**6.10 Kanal Dalgaları**

Yapılan gözlemler, yerkabuğu içinde ve yerin üst mantosunda elastik dalgalar için bir kanal görevi yapan düşük hızlı bir takım tabakaların bulunduğunu göstermiştir. Bu kanallar içerisinde ilerleyen dalgalar diğer dalga türlerinden farklı birtakım özellikler taşırlar ve bu özelliklerine göre farklı isimler almışlardır. Bunlardan Lg ve Rg yerkabuğunun granit tabakası içinde ilerleyen özel birer yüzey dalgası türüdürler. Lg ve Rg dalgaları dispersiyon özelliği göstermektedir. Ancak bu ters dispersiyon olayıdır. Kısa dalga boylu olaylar yer içerisinde daha büyük hızla ilerlerler. Lg dalgaları Love, Rg dalgaları ise Rayleigh türü dalgalardan oluşmaktadır. Her iki dalga da kısa periyodludur. Peryodarı 1 – 6 sn arasında değişir. Ancak Rg dalgalarının 12 sn periyoda ulaştığı da gözlenmiştir. Okyanus tabanlarında granit tabakası bulunmadığından bu dalgalar buralarda oluşup ilerleyemezler. Güneybatı Türkiyede meydana gelen depremlerin Rusya kayıtlarını inceleyen Rus sismologlar sismgramlarda Lg ve Rg türü dalgaları gözlemleyememişlerdir. Bu da bize ortamda bir granit tabakasının olmadığını yani Karadeniz’in okyanusal bir levha olabileceğini göstermektedir.

Bazı sismologlar kanal dalgalarını yüzey dalgalarının yüksek modları olarak ifade etmek isterler. Normal olarak yüksek modlu yüzey dalgalarının okyanus diplerinde de görülmesi gerekmektedir ancak gözlenememektedirler. Genlikleri aynı peryodlu yüzey dalgalarına göre daha büyüktür. Ancak ortamın anelastik olmasından dolayı ilerleme sırasında uzun peryodlu kısımları soğrulmaya uğradığından çok uzak mesafelerde kayıt edilemezler.