

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**DOĞU ANADOLU VE ÇEVRESİNDEKİ DEPREMLERİN TEK İSTASYON**  
**RAYLEIGH DALGASI KAYITLARININ ANALİZİ**

**Jeofizik Yük. Müh. Hakan ÇINAR**

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde**

**"Doktor"**

**Ünvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**78156**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 09.02.1998**

**Tezin Savunma Tarihi : 22.05.1998**

**Tez Danışmanı: Yrd. Doç. Dr. Ahmet YILMAZTÜRK**

*A. Yılmaztürk*

**Jüri Üyesi : Prof. Dr. Ömer ALPTEKİN**

*Ö. Alptekin*

**Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Özcan ÇAKIR**

*Ö. Çakır*

**Enstitü Müdürü: Prof. Dr. Asım KADIOĞLU**

*A. Kadioğlu*

**Trabzon 1998**

## ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasında tek-istasyon Rayleigh dalgası kayıtlarından Doğu Anadolu ve çevresinin kabuk yapısı ve soğurma özelliği incelenmiştir. Veri olarak K.T.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümünde çalışır durumda olan uzun periyot-düşey bileşen analog TBZ istasyonunun kayıtları kullanılmıştır. Elde edilen sonuçlar, diğer araştırmacılar tarafından bu bölgede yapılan önceki çalışmalarla karşılaştırılmış ve elde edilen sonuçlar yorumlanmıştır.

Beni bu konuda çalışmaya yönlendiren, elindeki döküman ve bilgisayar programlarıyla çalışmamı destekleyen danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Ahmet YILMAZTÜRK'e, Tez çalışmam süresi boyunca elindeki bilgisayar programları ve yapıcı eleştirileriyle bana yardımcı olan Yrd. Doç. Dr. Özcan ÇAKIR'a sonsuz teşekkür ve şükranlarımı sunarım. Elindeki yüzey dalgası çözümlenmeleri ile ilgili program paketini benim kullanımına izin veren Prof. Dr. Robert B. HERRMANN'a (Saint Louis University) sonsuz teşekkür ve şükranlarımı sunarım. Tez konum ile ilgili bazı dökümanları bana gönderen Prof. Dr. Brian MITCHELL'e (Harvard University), Öznur Y. MİNDEVALLI (JOST) (University of Karlsruhe), Dr. Svetlana NIKOLOVA (Bulgarian Academy of Sciences), Prof. Dr. Tatiana B. YANOVSKAYA'ya (Russian Academy of Sciences) sonsuz teşekkür ederim.

Tez çalışmamın bilgisayardaki yazımını yapan ve her zaman bana büyük destek olan eşim Arş. Gör Berrin ÇINAR'a sonsuz teşekkür ederim. Lisans öğrenimimden beri bu güne kadar bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım sayın hocalarıma çok teşekkür ederim.

Hakan ÇINAR

## İÇİNDEKİLER

|                                                                                        | <u>Sayfa No</u> |
|----------------------------------------------------------------------------------------|-----------------|
| ÖNSÖZ.....                                                                             | II              |
| İÇİNDEKİLER.....                                                                       | III             |
| ÖZET.....                                                                              | VII             |
| SUMMARY.....                                                                           | VIII            |
| ŞEKİLLER DİZİNİ.....                                                                   | IX              |
| TABLolar DİZİNİ.....                                                                   | XIV             |
| SEMBOLLER DİZİNİ.....                                                                  | XVII            |
| 1. GENEL BİLGİLER.....                                                                 | 1               |
| 1.1. Giriş.....                                                                        | 1               |
| 1.2. Yüzey Dalgaları ile İlgili Genel Tanımlamalar.....                                | 5               |
| 1.2.1. Rayleigh Dalgasının Gözlenebileceği Minimum Uzaklık.....                        | 7               |
| 1.2.2. Yüzey Dalgalarının Yayınımında Okyanusal ve Kıtasal Kabuğun Etkisi.....         | 8               |
| 1.2.3. Yüzey Dalgalarının Uygulama Alanları.....                                       | 11              |
| 1.3. Yapılan Teorik Çalışmalar.....                                                    | 14              |
| 1.3.1. Rayleigh Dalgalarına Giriş.....                                                 | 14              |
| 1.3.1.1. Rayleigh Dalgalarının Yerdeğiştirme-Gerilme Vekörü için Özdeğer Problemi..... | 15              |
| 1.3.1.2. Rayleigh Dalgaları için Varyasyonel İlkesi.....                               | 16              |
| 1.3.1.3. Kısmi Türevler.....                                                           | 18              |
| 1.3.2. Tek İstasyonda Grup Hızlarının Belirlenmesi.....                                | 21              |
| 1.3.2.1. Ardışık Süzgeç Yöntemi.....                                                   | 22              |
| 1.4. Rayleigh Dalgalarının Grup Hızlarının Ters Çözümü.....                            | 23              |
| 1.4.1. Giriş.....                                                                      | 23              |
| 1.4.1.1. Ters Çözüm Teorisi.....                                                       | 24              |
| 1.4.1.2. Householder Dönüşümü.....                                                     | 28              |
| 1.4.1.3. Tekil Değer Ayrışımı.....                                                     | 29              |

|          |                                                                                                                |    |
|----------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1.4.1.4. | Stokastik Ters Çözüm (Sönümlü En Küçük Kareler).....                                                           | 30 |
| 1.5.     | Soğurma.....                                                                                                   | 35 |
| 1.5.1.   | $Q_{\alpha}$ - $Q_{\beta}$ Arasındaki İlişki.....                                                              | 39 |
| 1.5.2.   | $Q_{\text{temporal}}$ ile $Q_{\text{spatial}}$ Arasındaki İlişki.....                                          | 41 |
| 1.5.3.   | Tek İstasyonda Kayıt Edilen Ana Mod Rayleigh Dalgalarından Soğurma katsayısının ( $\gamma$ ) Belirlenmesi..... | 43 |
| 1.5.4.   | Tek İstasyonda Elde Edilen Ana Mod Rayleigh Dalgası Soğurma Katsayılarının ( $\gamma$ ) Ters Çözümü.....       | 48 |
| 1.6.     | Doğu Anadolu ve Çevresinin Jeoloji ve Tektoniği.....                                                           | 52 |
| 1.7.     | Doğu Anadolu ve Çevresinde Yapılan Jeofizik Çalışmalar.....                                                    | 58 |
| 2.       | YAPILAN ÇALIŞMALAR.....                                                                                        | 65 |
| 2.1.     | Giriş.....                                                                                                     | 65 |
| 2.2.     | Bu Çalışmada Kullanılan Depremlere ait Bilgiler.....                                                           | 65 |
| 2.3.     | Verilerin Hazırlanması ve İşlenmesi.....                                                                       | 68 |
| 2.4.     | Gözlemsel Grup Hızı Eğrileri ve Bunların Ters Çözümlenmeleri.....                                              | 70 |
| 2.4.1.   | 11 Temmuz 1980 Depremi.....                                                                                    | 70 |
| 2.4.2.   | 23 Temmuz 1981 Depremi.....                                                                                    | 72 |
| 2.4.3.   | 29 Mayıs 1982 Depremi.....                                                                                     | 74 |
| 2.4.4.   | 13 Ekim 1982 Depremi.....                                                                                      | 76 |
| 2.4.5.   | 20 Kasım 1983 Depremi.....                                                                                     | 78 |
| 2.4.6.   | 4 Temmuz 1984 Depremi.....                                                                                     | 80 |
| 2.4.7.   | 4 Temmuz 1985 Depremi.....                                                                                     | 82 |
| 2.4.8.   | 2 Haziran 1986 Depremi.....                                                                                    | 84 |
| 2.4.9.   | 9 Haziran 1986 Depremi.....                                                                                    | 86 |
| 2.4.10.  | 19 Aralık 1986 Depremi.....                                                                                    | 88 |
| 2.4.11.  | 24 Haziran 1987 Depremi.....                                                                                   | 90 |
| 2.4.12.  | 7 Aralık 1987 Depremi.....                                                                                     | 92 |
| 2.4.13.  | 21 Nisan 1988 Depremi.....                                                                                     | 94 |
| 2.4.14.  | 8 Aralık 1988 Depremi.....                                                                                     | 96 |
| 2.4.15.  | 10 Mart 1989 Depremi.....                                                                                      | 98 |



|         |                                                                                                                                |     |
|---------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 2.5.    | Gözlemsel Grup Hızlarının Ters Çözümleri ile İlgili Çözünürlük Çekirdekleri (Resolving Kernels).....                           | 100 |
| 2.6.    | Kullanılan Deprem Kayıtlarından Hesaplanan Rayleigh Dalgası Gözlemsel Soğurma Katsayılar ( $\gamma_R$ ) ve Ters Çözümleri..... | 107 |
| 2.6.1.  | 11 Temmuz 1980 Depremi.....                                                                                                    | 108 |
| 2.6.2.  | 23 Temmuz 1981 Depremi.....                                                                                                    | 109 |
| 2.6.3.  | 29 Mayıs 1982 Depremi.....                                                                                                     | 111 |
| 2.6.4.  | 13 Ekim 1982 Depremi.....                                                                                                      | 112 |
| 2.6.5.  | 20 Kasım 1983 Depremi.....                                                                                                     | 113 |
| 2.6.6.  | 4 Temmuz 1984 Depremi.....                                                                                                     | 115 |
| 2.6.7.  | 4 Temmuz 1985 Depremi.....                                                                                                     | 116 |
| 2.6.8.  | 2 Haziran 1986 Depremi.....                                                                                                    | 118 |
| 2.6.9.  | 9 Haziran 1986 Depremi.....                                                                                                    | 119 |
| 2.6.10. | 19 Aralık 1986 Depremi.....                                                                                                    | 120 |
| 2.6.11. | 24 Haziran 1987 Depremi.....                                                                                                   | 122 |
| 2.6.12. | 7 Aralık 1987 Depremi.....                                                                                                     | 123 |
| 2.6.13. | 21 Nisan 1988 Depremi.....                                                                                                     | 124 |
| 2.6.14. | 8 Aralık 1988 Depremi.....                                                                                                     | 126 |
| 2.6.15. | 10 Mart 1989 Depremi.....                                                                                                      | 127 |
| 2.7.    | $Q_{\beta}^{-1}$ Modellerinin Çözünürlük Çekirdekleri.....                                                                     | 128 |
| 3.      | BULGULAR.....                                                                                                                  | 135 |
| 3.1.    | Ortalama Grup Hızı Eğrileri ve Ters Çözümleri.....                                                                             | 135 |
| 3.1.1.  | Birinci Bölgeye ait Ortalama Grup Hızı Eğrisi ve Ters Çözümü.....                                                              | 135 |
| 3.1.2.  | İkinci Bölgeye ait Ortalama Grup Hızı Eğrisi ve Ters Çözümü.....                                                               | 138 |
| 3.1.3.  | Üçüncü Bölgeye ait Ortalama Grup Hızı Eğrisi ve Ters Çözümü.....                                                               | 140 |
| 3.2.    | Ortalama Soğurma Katsayısı Eğrileri ve Ters Çözümleri.....                                                                     | 142 |
| 3.2.1.  | Birinci Bölgeye ait Ortalama Soğurma Katsayısı Eğrisi ve Ters Çözümü.....                                                      | 142 |
| 3.2.2.  | İkinci Bölgeye ait Ortalama Soğurma Katsayısı Eğrisi ve Ters                                                                   |     |

|                                                                                                                               |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Çözümü.....                                                                                                                   | 145 |
| 3.2.3. Üçüncü Bölgeye ait Ortalam Soğurma Katsayısı Eğrisi ve Ters<br>Çözümü.....                                             | 147 |
| 3.3. Doğu Anadolu ve Çevresinde Grup Hızları ve S-Dalgası Hızlarının Dağı-<br>lımı.....                                       | 150 |
| 3.4. Doğu Anadolu ve Çevresinde Ana Mod Rayleigh Dalgası Soğurma Katsa-<br>yısı ( $\gamma_R$ ) ve $Q_\beta$ nın Dağılımı..... | 155 |
| 4. İRDELEME VE TARTIŞMA.....                                                                                                  | 165 |
| 5. SONUÇLAR.....                                                                                                              | 174 |
| 6. ÖNERİLER.....                                                                                                              | 179 |
| 7. KAYNAKLAR.....                                                                                                             | 181 |
| 8. ÖZGEÇMİŞ.....                                                                                                              | 203 |



## ÖZET

Bu çalışmada, tek-istasyon yöntemiyle doğu Anadolu bölgesi ve çevresinde kabuk yapısı ve Rayleigh dalgalarının soğurulma özellikleri araştırılmıştır. Bu analiz için;  $m_b$  magnitüdüleri 4.2-5.6 arasında değişen ve analog, düşey bileşen, uzun periyot Trabzon (TBZ) istasyonunda kaydedilen 15 adet deprem kullanılmıştır. Ana-mod Rayleigh dalgası grup hızları, sayısallaştırılan veriye ardışık süzgeç tekniğinin uygulanmasıyla hesaplanmıştır. Düşük grup hızlı kısımlarda kabuk ince, yüksek olan kısımlarda ise kabuk kalındır. Kayıt istasyonu civarında ortalama kabuk kalınlığı 40 km olup güney ve güneydoğuya doğru 43 km'ye, Küçük Kafkaslar'da ise 44 km ye ulaşır.

Anelastik-mekansal soğurma katsayıları periyodun fonksiyonu olarak belirlenmiştir. Bu katsayıların ters çözümü,  $Q_\beta$  'nın derinlikle değişimini tayin etmemize izin verir.  $Q_\beta$  değerlerinin derinlikle azaldığı bulunmuştur. Doğu ve güneydoğu Anadolu için ortalama  $Q_\beta = 198$  dir. Bu değer, Küçük Kafkaslar'da 230'a ulaşır. Türkiye-İran ve Ermenistan sınırı civarında ise 265 dir. En yüksek  $Q_\beta$  değeri  $>400$  olup TBZ istasyonunun batı ve güneybatısında gözlenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Kabuk Yapısı, Soğurma Katsayısı, Tek-İstasyon Yöntemi, Ardışık süzgeç, Ana - Mod, Rayleigh Dalgası, Grup Hızı, Ters Çözüm, S-dalgası Kalite Faktörü ( $Q_\beta$ ).

## SUMMARY

### **Analysis of Single Station Rayleigh Wave Recordings of Earthquakes in and Around the Eastern Anatolia**

The crustal structure and the attenuation of Rayleigh waves in and around the eastern Anatolia is investigated by single-station method. Fifteen earthquakes with magnitude ranging from 4.2 to 5.6  $m_b$  are studied. Vertical component seismograms recorded on an analog LP seismograph at Trabzon (TBZ) station are used for the analysis. Group velocities of Rayleigh wave fundamental mode are calculated by the application of multiple-filter technique to the digitized data. Low group velocities correspond to a thin crust and high group velocities represent a thick crust. Average crustal thickness is found to be about 40 km around the recording station and it increases up to 43 km towards the south and southeast, and up to 44 km towards the Lesser Caucasus.

Anelastic-spatial attenuation coefficients are estimated as a function of period. Inversion of these coefficients allow us to assess the variations of  $Q_\beta$  (Shear-Wave Quality Factor) with depth. It is found that  $Q_\beta$  values decrease with increasing depth. An average  $Q_\beta$  value of 198 corresponds to the eastern and the southeastern Anatolia. This increases up to 230 towards the Lesser Caucasus. It is about 265 along the Turkish-Iranian and - Armenian border region. The highest value of  $Q_\beta$  (400) is observed in the western and southwestern part of TBZ station.

**Key Words:** Crustal Structure, Attenuation Coefficient, Single-Station Method, Multiple-Filter, Fundamental-Mode, Rayleigh Wave, Group Velocity, Inversion,  $Q_\beta$  (Shear-Wave Quality Factor).

## ŞEKİLLER DİZİNİ

### Sayfa No

|                                                                                                                                  |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Şekil 1. Rayleigh dalgasının gözlenebileceği minimum uzaklık.....                                                                | 7  |
| Şekil 2. Rayleigh dalgası genlik spektrumu üzerinde kabuk ve üst-manto hız yapısının etkileri.....                               | 9  |
| Şekil 3. Okyanusal ve kıtasal yörüngeleri kat eden ana mod Love ve Rayleigh dalgalarının grup hızı dispersiyon eğrileri.....     | 10 |
| Şekil 4. Türkiye'nin aktif fay zonları ve 1900-1993 yılları arası depremlerini ( $M \geq 4$ ) belirten sismotektonik harita..... | 54 |
| Şekil 5. Karadeniz, Anadolu ve çevresinde kabuk kalınlıkları.....                                                                | 61 |
| Şekil 6. Türkiye ve çevresinde Sn-dalgalarının iyi yayılım göstermediği zonlar..                                                 | 62 |
| Şekil 7. Bu çalışmada kullanılan depremlerin coğrafik dağılımları.....                                                           | 67 |
| Şekil 8. 11 Temmuz 1980 depreminin kaydı.....                                                                                    | 71 |
| Şekil 9. 11 Temmuz 1980 depremi hız modeli, gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri.....                                          | 71 |
| Şekil 10. 23 Temmuz 1981 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.....                                                                | 73 |
| Şekil 11. 23 Temmuz 1981 depremi hız modeli, gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri.....                                         | 73 |
| Şekil 12. 29 Mayıs 1982 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.....                                                                 | 75 |
| Şekil 13. 29 Mayıs 1982 depremi hız modeli, gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri.....                                          | 75 |
| Şekil 14. 13 Ekim 1982 depremi kaydı.....                                                                                        | 77 |
| Şekil 15. 13 Ekim 1982 depremi hız modeli, gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri.....                                           | 77 |
| Şekil 16. 20 Kasım 1983 depreminin kaydı.....                                                                                    | 79 |

|                                                                                              |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Şekil 17. 20 Kasım 1983 depremi hız modeli, gözlemsel ve teorik<br>grup hızı eğrileri.....   | 79 |
| Şekil 18. 4 Temmuz 1984 depreminin kayıtu.....                                               | 81 |
| Şekil 19. 4 Temmuz 1984 depremi hız modeli, teorik ve gözlemsel<br>grup hızı eğrileri.....   | 81 |
| Şekil 20. 4 Temmuz 1985 depreminin kayıtu.....                                               | 83 |
| Şekil 21. 4 Temmuz 1985 depremi hız modeli,teorik ve gözlemsel<br>grup hızı eğrileri.....    | 83 |
| Şekil 22. 2 Haziran 1986 depreminin kayıtu.....                                              | 84 |
| Şekil 23. 2 Haziran 1986 depremi hız modeli, teorik ve gözlemsel<br>grup hızı eğrileri.....  | 85 |
| Şekil 24. 9 Haziran 1986 depremi kayıtu.....                                                 | 86 |
| Şekil 25. 9 Haziran 1986 depremi hız modeli, teorik ve gözlemsel<br>grup hızı eğrileri.....  | 87 |
| Şekil 26. 19 Aralık 1986 depreminin kayıtu.....                                              | 88 |
| Şekil 27. 19 Aralık 1986 depremi hız modeli, teorik ve gözlemsel<br>grup hızı eğrileri.....  | 89 |
| Şekil 28. 24 Haziran 1987 depreminin kayıtu.....                                             | 90 |
| Şekil 29. 24 Haziran 1987 depremi hız modeli, teorik ve gözlemsel<br>grup hızı eğrileri..... | 91 |
| Şekil 30. 7 Aralık 1987 depreminin kayıtu.....                                               | 92 |
| Şekil 31. 7 Aralık 1987 depremi, hız modeli, teorik ve gözlemsel<br>grup hızı eğrileri.....  | 93 |
| Şekil 32. 21 Nisan 1988 depreminin kayıtu.....                                               | 94 |
| Şekil 33. 21 Nisan 1988 depremi hız modeli, teorik ve gözlemsel<br>grup hızı eğrileri.....   | 95 |
| Şekil 34. 8 Aralık 1988 depreminin kayıtu.....                                               | 96 |
| Şekil 35. 8 Aralık 1988 depremi hız model, gözlemsel ve teorik<br>grup hızı eğrileri.....    | 97 |
| Şekil 36. 10 Mart 1989 depreminin kayıtu.....                                                | 98 |

|                                                                                                                   |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Şekil 37. 10 Mart 1989 depremi hız modeli, gözlemsel ve teorik grup hızı eğrileri.....                            | 99  |
| Şekil 38. 15 adet depreme ait S-dalgası hız modelleri ve çözünürlük çekirdekleri.....                             | 102 |
| Şekil 39. 11 Temmuz 1980 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri.....  | 108 |
| Şekil 40. 23 Temmuz 1981 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri.....  | 110 |
| Şekil 41. 29 Mayıs 1982 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri.....   | 111 |
| Şekil 42. 13 Ekim 1982 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri.....    | 112 |
| Şekil 43. 20 Kasım 1983 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri.....   | 114 |
| Şekil 44. 4 Temmuz 1984 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri.....   | 115 |
| Şekil 45. 4 Temmuz 1985 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri.....   | 117 |
| Şekil 46. 2 Haziran 1986 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri.....  | 118 |
| Şekil 47. 9 Haziran 1986 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri.....  | 119 |
| Şekil 48. 19 Aralık 1986 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri.....  | 121 |
| Şekil 49. 24 Haziran 1987 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri..... | 122 |
| Şekil 50. 7 Aralık 1987 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik soğurma katsayısı eğrileri.....   | 123 |
| Şekil 51. 21 Nisan 1988 depremine ait $1/Q_{\beta}$ modeli, gözlemsel ve teorik                                   |     |

|                                                                                                                                               |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| soğurma katsayısı eğrileri.....                                                                                                               | 125 |
| Şekil 52. 8 Aralık 1988 depremine ait $1/Q_B$ modeli, gözlemsel ve teorik<br>soğurma katsayısı eğrileri.....                                  | 126 |
| Şekil 53. 10 Mart 1989 depremine ait $1/Q_B$ modeli, gözlemsel ve teorik<br>soğurma katsayısı eğrileri.....                                   | 127 |
| Şekil 54. Çalışmada kullanılan tüm depremlere ait $1/Q_B$ modellerinin<br>çözünürlük çekirdekleri.....                                        | 129 |
| Şekil 55. 1. Bölgede meydana gelen depremlerin grup hızı eğrilerinin<br>ortalama ve standart sapmaları ve bu bölgeye ait hız modeli.....      | 136 |
| Şekil 56. 1. Bölgenin hız modelinin çözünürlük çekirdeği.....                                                                                 | 137 |
| Şekil 57. 2. Bölgede meydana gelen depremlerin grup hızı eğrilerinin<br>ortalama ve standart sapmaları ve bu bölgeye ait hız modeli.....      | 138 |
| Şekil 58. 2. Bölgenin hız modelinin çözünürlük çekirdeği.....                                                                                 | 139 |
| Şekil 59. 3. Bölgede meydana gelen depremlerin grup hızı eğrilerinin<br>ortalama ve standart sapmaları ve bu bölgeye ait hız modeli.....      | 140 |
| Şekil 60. 3. Bölgenin hız modelinin çözünürlük çekirdeği.....                                                                                 | 141 |
| Şekil 61. 1. Bölgede meydana gelen depremlerin soğurma katsayılarının<br>ortalama ve standart sapmaları ve bu bölgeye ait $1/Q_B$ modeli..... | 143 |
| Şekil 62. 1. Bölgenin $1/Q_B$ modelinin çözünürlük çekirdeği.....                                                                             | 144 |
| Şekil 63. 2. Bölgede meydana gelen depremlerin soğurma katsayılarının<br>ortalama ve standart sapmaları ve bu bölgeye ait $1/Q_B$ modeli..... | 145 |
| Şekil 64. 2. Bölgenin $1/Q_B$ modelinin çözünürlük çekirdeği.....                                                                             | 146 |
| Şekil 65. 3. Bölgede meydana gelen depremlerin soğurma katsayılarının<br>ortalama ve standart sapmaları ve bu bölgeye ait $1/Q_B$ modeli..... | 148 |
| Şekil 66. 3. Bölgenin $1/Q_B$ modelinin çözünürlük çekirdeği.....                                                                             | 149 |
| Şekil 67. $T=6,10$ ve $14$ sn için gözlemsel grup hızlarının dağılımı.....                                                                    | 150 |
| Şekil 68. Dört farklı derinlik aralığı için çalışma bölgesinde S-dalgası<br>ortalama hızlarının dağılımı.....                                 | 152 |
| Şekil 69. $T=6,10,14$ sn için ana mod Rayleigh dalgası soğurma                                                                                |     |



|                                                                                          |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| katsayılarının dağılımı.....                                                             | 156 |
| Şekil 70. Dört farklı derinlik aralığı için $Q_p$ nın çalışma bölgesindeki dağılımı..... | 158 |
| Şekil 71. Doğu Anadolu ve çevresinde ortalama kabuk kalınlığının değişimi.....           | 163 |
| Şekil 72. Doğu Anadolu ve çevresinde kabuğun tümü için ortalama $Q_p$ 'nın dağılımı..... | 171 |



## TABLULAR DİZİNİ

|                                                                                                     | <u>Sayfa No</u> |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------|
| Tablo 1. Kullanılan depremlerle ilgili parametreler.....                                            | 66              |
| Tablo 2. 11 Temmuz 1980 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....   | 72              |
| Tablo 3. 23 Temmuz 1981 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....   | 74              |
| Tablo 4. 29 Mayıs 1982 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....    | 76              |
| Tablo 5. 13 Ekim 1982 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....     | 78              |
| Tablo 6. 20 Kasım 1983 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....    | 80              |
| Tablo 7. 4 Temmuz 1984 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....    | 82              |
| Tablo 8. 4 Temmuz 1985 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....    | 84              |
| Tablo 9. 2 Haziran 1986 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....   | 85              |
| Tablo 10. 9 Haziran 1986 Depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....  | 87              |
| Tablo 11. 19 Aralık 1986 Depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....  | 89              |
| Tablo 12. 24 Haziran 1987 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler..... | 91              |
| Tablo 13. 7 Aralık 1987 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....   | 93              |

|                                                                                                   |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tablo 14. 21 Nisan 1988 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler..... | 95  |
| Tablo 15. 8 Aralık 1988 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler..... | 97  |
| Tablo 16. 10 Mart 1989 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.....  | 99  |
| Tablo 17. 11 Temmuz 1980 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                       | 109 |
| Tablo 18. 23 Temmuz 1981 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                       | 110 |
| Tablo 19. 29 Mayıs 1982 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                        | 111 |
| Tablo 20. 13 Ekim 1982 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                         | 113 |
| Tablo 21. 20 Kasım 1983 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                        | 114 |
| Tablo 22. 4 Temmuz 1984 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                        | 116 |
| Tablo 23. 4 Temmuz 1985 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                        | 117 |
| Tablo 24. 2 Haziran 1986 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                       | 118 |
| Tablo 25. 9 Haziran 1986 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                       | 120 |
| Tablo 26. 19 Aralık 1986 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                       | 121 |
| Tablo 27. 24 Haziran 1987 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                      | 122 |
| Tablo 28. 7 Aralık 1987 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                        | 124 |
| Tablo 29. 21 Nisan 1988 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                        | 125 |
| Tablo 30. 8 Aralık 1988 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                        | 126 |
| Tablo 31. 10 Mart 1989 depremi $1/Q_{\beta}$ modelinin parametreleri.....                         | 128 |
| Tablo 32. 1. Bölgeye ait kabuk modelinin parametreleri.....                                       | 136 |
| Tablo 33. 2. Bölgeye ait kabuk modelinin parametreleri.....                                       | 139 |
| Tablo 34. 3. Bölgeye ait kabuk modelinin parametreleri.....                                       | 141 |
| Tablo 35. Birinci bölgeye ait $Q_{\beta}^{-1}$ değerleri ve standart sapmaları.....               | 143 |
| Tablo 36. İkinci bölgeye ait $Q_{\beta}^{-1}$ değerleri ve standart sapmaları.....                | 146 |
| Tablo 37. Üçüncü bölgeye ait $Q_{\beta}^{-1}$ değerleri ve standart sapmaları.....                | 148 |

|                                                                                                                      |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tablo 38. Doğu Anadolu ve çevresinde kabuksal araştırma amaçlı bazı çalışmalarda elde edilen kabuk kalınlıkları..... | 164 |
| Tablo 39. Ortalama kabuk kalınlıklarının bölgesel dağılımı.....                                                      | 177 |
| Tablo 40. Kabuğun tümü için ortalama $Q_p$ değerlerinin bölgesel dağılımı.....                                       | 177 |



## SEMBOLLER DİZİNİ

|               |                                                                                                                        |
|---------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| $\omega$      | : Açısal frekans (Hz)                                                                                                  |
| t             | : Zaman (sn)                                                                                                           |
| $k(\omega)$   | : Dalga sayısı                                                                                                         |
| C             | : Faz hızı (km/sn)                                                                                                     |
| T             | : Periyot (sn)                                                                                                         |
| f             | : frekans (Hz)                                                                                                         |
| U             | : Grup hızı (km/sn)                                                                                                    |
| $\lambda$     | : Dalga boyu                                                                                                           |
| $\phi, \psi$  | : Yer değiştirme potansiyelleri                                                                                        |
| $\nabla^2$    | : $\left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right)$ |
| $\sigma$      | : Poisson oranı                                                                                                        |
| $\mu$         | : Rijidite                                                                                                             |
| $\tau_{xz}$   | : Kayma gerilmesi                                                                                                      |
| $\sigma_{zz}$ | : Normal gerilme                                                                                                       |
| $\alpha$      | : P-dalgası hızı                                                                                                       |
| $\beta$       | : S-dalgası hızı                                                                                                       |
| $C_R$         | : Rayleigh dalgası hızı                                                                                                |
| $L_R$         | : Rayleigh dalgasının dalga boyu                                                                                       |
| h             | : Derinlik                                                                                                             |
| X             | : Uzaklık                                                                                                              |
| $\ddot{U}$    | : Yerdeğiştirmenin zamana göre ikinci türevi                                                                           |
| $f_i$         | : Cisim kuvvetleri                                                                                                     |
| $T_{jij}$     | : Gerilmenin x,y ve z eksenlerine göre türevleri.                                                                      |

|               |                                                         |
|---------------|---------------------------------------------------------|
| $\rho$        | : Yoğunluk ( $\text{gr/cm}^3$ )                         |
| $V^{(1)}$     | : Düşey bileşen özfonksiyonu                            |
| $V^{(2)}$     | : Radyal bileşen öz fonksiyonu                          |
| $P_{zz}$      | : Düşey yöndeki gerilme                                 |
| $P_{rz}$      | : Radyal yöndeki gerilme                                |
| $\varepsilon$ | : Serbest yüzeydeki eliptisite                          |
| $L$           | : Lagranjiyen yoğunluğu                                 |
| $I_j$         | : Enerji integralleri                                   |
| $U_{göz}$     | : Gözlemsel grup hızı ( $\text{km.sn}^{-1}$ )           |
| $U_{teo}$     | : Teorik grup hızı ( $\text{km.sn}^{-1}$ )              |
| $b$           | : Gözlemsel verileri içeren vektör.                     |
| $X$           | : Tabakalı yer modelini içeren vektör                   |
| $F$           | : $b$ ve $X$ vektörleriyle ilişkili matematik fonksiyon |
| $\varepsilon$ | : Rezidüel vektörü                                      |
| $A^T$         | : $A$ matrisinin transpozu                              |
| $A^{-1}$      | : $A$ matrisinin tersi                                  |
| $M(X)$        | : Küçükleme fonksiyonu                                  |
| $X$           | : Çözüm vektörü                                         |
| $Q$           | : Ortogonal $n \times n$ boyutlu kare matris            |
| $R$           | : $m \times m$ boyutlu üst üçgen matris                 |
| $\Lambda$     | : Diyagonal matris                                      |
| $Q$           | : Kalite faktörü                                        |
| $E$           | : Dalgada bulunan enerji                                |
| $\Delta E$    | : Bir dalgaboyunda kaybolan enerji                      |
| $Q_{koda}$    | : Koda dalgası kalite faktörü                           |
| $Q_\beta$     | : S-dalgası kalite faktörü                              |
| $Q_\alpha$    | : P-dalgası kalite faktörü                              |
| $\gamma$      | : Anelastik-mekansal soğurma katsayısı                  |
| $\Delta_i$    | : Derece cinsinden episantr uzaklığı                    |

|                   |                                                         |
|-------------------|---------------------------------------------------------|
| $r_i$             | : km cinsinden episantr uzaklığı                        |
| $R_E$             | : Yer kürenin yarıçapı                                  |
| $A_r$             | : r km episantr uzaklığındaki genlik                    |
| $M(f)$            | : Elastik modülü                                        |
| $Q_{temp}$        | : Temporal Q                                            |
| $Q_{spat}$        | : Spatial Q                                             |
| $\gamma_T$        | : Temporal soğurma katsayısı                            |
| $\gamma_S$        | : Mekansal soğurma katsayısı                            |
| $\tau$            | : rise-time                                             |
| $M_o$             | : Sismik moment                                         |
| $M_S$             | : Yüzey dalgası magnitudü                               |
| $m_b$             | : Cisim dalgası manyitudü                               |
| $Q_{\alpha_\ell}$ | : $\ell$ . tabakanın P-dalgası kalite faktörü           |
| $Q_{\beta_\ell}$  | : $\ell$ . tabakanın S-dalgası kalite faktörü           |
| $\alpha_\ell$     | : $\ell$ . tabakadaki P-dalgası hızı                    |
| $\beta_\ell$      | : $\ell$ . tabakadaki S-dalgası hızı                    |
| $\gamma_R$        | : Rayleigh dalgası anelastik mekansal soğurma katsayısı |
| $\gamma_{göz}$    | : Gözlemsel anelastik mekansal soğurma katsayısı        |
| $\gamma_{teo}$    | : Teorik anelastik mekansal soğurma katsayısı           |

# 1. GENEL BİLGİLER

## 1.1. Giriş

Sismoloji yer içerisinde meydana gelen depremlerin kaynağını, bu depremlerde yayılan dalgaları ve bu dalgaların geçtiği ortamı, bu dalgaların kayıt edildiği aletleri, bu depremlerin yeryüzünde oluşturduğu etkileri inceleyen ve yine insanlar tarafından yapılan yapay patlatmalarla ilgilenen bir bilim dalıdır. Sismolojinin yöntemleriyle diğer jeofizik yöntemlerde olduğu gibi yer içerisinde yapısı hakkında önemli bilgiler sağlanır. Nispeten genç bir bilim dalı olan sismoloji, elastisite teorisinin, dalga yayılımı ile ilgili matematik teorilerin ve aletlerin gelişmesiyle birlikte önemli bir yol katetmiştir. 1660' larda Hooke yasası ve 1821-1822 yıllarında Navier ve Cauchy'nin denklemleri elastisite teorisinin temelleri olmuştur. 1800 lerin başlarındaki bu gelişmeler enerjinin korunumu kanunu ve kütle kavramı ile birleştirilerek katılar için hareket denklemleri geliştirilmiştir. 1830'da Poisson hareket denklemlerini kullanmak suretiyle homojen katılar içerisinde yayılan ana iki tür dalgayı bulmuştur. Bunlar P- ve S-dalgalarıdır.

1887'de Lord Rayleigh, cisimlerin serbest yüzeyi için hareket denklemlerini çözerek kendi adına atfedilen Rayleigh dalgalarını bulmuştur. Hareket denklemleri ile ilgili teorik çalışmalar 1903 yılında Lamb ve 1911 yılında A.E.H Love tarafından devam ettirilmiş olup, bu çalışmalar sonucunda bulunana dalga Love dalgasıdır. Genel bir katı ortam için geliştirilen temel elastisite çözümleri geliştirilirken, diğer taraftan da yer içerisinde meydana gelen depremleri kayıt etmek için gereken aletler yapılmaya başlanmıştır. Günümüzdeki anlamıyla ilk sismometre 1875 yılında Flippo CECCHI tarafından yapılmıştır. Daha sonra bu sismometrelerin duyarlığı daha hassas hale getirilmiş ve ilk deprem kaydı 1889 yılında Potsdam'da alınmıştır. 1892 yılında John Milne tarafından geliştirilen alet dünya çevresinde 40 noktaya yerleştirilerek ilk sismoloji gözlem evleri kurulmuştur.

Sismoloji gelişirken, bazı araştırmacılar da yer içerisinde yapısıyla ilgilenmeye başlamışlardır. Oldham 1906 yılında yerin çekirdeğini keşfetmiştir. 1909'da



Mohorovicic kabuğun tabanı olarak yorumlanan ve kendi adını verdiği Moho süreksizliğini keşfetmiştir. Gutenberg, 1913 yılında çekirdeğin kesin derinliğini belirlemiştir. 1936'da Inge Lehmann adındaki bayan sismolog yerin iç çekirdeğini keşfetmiştir. Bilhassa bilgisayar teknolojisindeki gelişmelere paralel olarak sismolojideki hesaplama teknikleri de çok hızlı bir şekilde gelişmiştir.

Yüzey dalgası çalışmalarında, periyotun veya frekansın fonksiyonu olarak grup hızı, faz hızı ve soğurma katsayıları belirlenmeye çalışılır. Bu parametreler, kabuk ve üst-manto yapısının, deprem kaynak mekanizmalarının ve yer kürenin elastik ve anelastik özelliklerinin incelenmesinde önemli bir veri grubu oluştururlar. Bunların belirlenmesinde tek-istasyon, iki istasyon, üç veya çok istasyon yöntemlerinden biri kullanılabilir.

Yüzey dalgalarına ait ilk çalışmalarda çoğunlukla grup hızı ölçümleri yapılmıştır. Bu çalışmalarda tek-istasyon kayıtlarındaki dalga trenleri üzerinden doruk-çukur (peak-trough) yöntemiyle grup hızı hesaplanmış ve kaynak-istasyon arasındaki yapı belirlenmeye çalışılmıştır (Ewing ve diğ., 1957; Brune ve diğ., 1960; Pilant, 1979; Lay ve Wallace, 1995). İlk faz hızı ölçümü Press (1956) tarafından yapılmıştır. Sato (1955; 1956a; 1956b), faz ve grup hızlarının hesaplanmasında Fourier çözümleme tekniğini kullanmıştır. Yüzey dalgası faz hızı dispersiyon eğrilerinin ters çözümüyle manto yapısıyla ilgili ilk çalışma Brune ve Dorman (1963) tarafından yapılmıştır. Yüksek duyarlıklı sismografların geliştirilmesi ve uluslararası sismograf ağına (WWSSN) ait istasyonların kurulması yüzey dalgalarıyla yapılan çalışmaların hassasiyetini daha da arttırmıştır. Bilgisayar teknolojisindeki gelişmelere paralel olarak daha hızlı hesaplama tekniklerinin kullanılması yüzey dalgalarıyla yapılan araştırmalara yeni boyutlar kazandırmıştır. Anderson (1963), manto yapısıyla ilgili çalışmaları ve çok tabakalı ortam modelleri için teorik yüzey dalgası dispersiyon eğrilerinin hesaplanmasında kullanılan teknikleri derlemiştir. Lysmer ve Drake (1972) iki boyutlu düzensiz yapılar boyunca Love ve Rayleigh dalgalarının yayılımı ile ilgili çalışmalar yapmışlardır. Bu araştırmacılar yaptıkları hesaplamalarda sonlu eleman tekniğini kullanmışlardır. Bu yöntem, değişik araştırmacılar (Drake, 1972a, 1972b; Drake ve Bolt, 1980; Seron, 1985) tarafından yüzey dalgalarının kıta sınırları boyunca yayılımının analiz edilmesine uygulanmıştır. Bolt ve Drake (1986), bu yöntemi Love dalgalarının yitim zonları boyunca yayılımının analizinde kullanmışlardır.

Yüzey dalgası dispersiyon eğrilerinin ters çözümüyle yapılan yapısal araştırmalarda başlangıçta basit kabuk modelleri kullanılmaktaydı (Lay ve Wallace, 1995). Brune ve Dorman (1963), iki-istasyon yöntemiyle faz hızlarını hesaplayarak Kanada Kalkanı'ndaki üst manto yapısı için bir çalışma yapmıştır. Bu araştırmacılar Kanada Kalkanı'nda, üst mantoda S-dalgası hızının oldukça yüksek ( $4.72 \text{ km sn}^{-1}$ ) olduğunu bulmuşlardır. Toksöz ve Anderson (1966), yaşlı kalkanlar ile aktif tektonik kuşaklar arasında yapısal farklılıklar olduğunu belirtmişlerdir. Knopoff (1972), farklı jeolojik yapılar için 160 sn den daha uzun periyotlu Rayleigh dalgası faz hızlarını inceleyerek kalkanlar, sismik olarak aktif olmayan kıtasal platformlar, yarık zonları (rift zones), okyanus havzaları ve dağ kuşakları gibi farklı yapıları sınıflandırmıştır. Knopoff (1983), farklı yapılar üzerinde yapılan yüzey dalgası çalışmalarının bazılarını derlemiştir. Bu araştırmacı çalışmasında 30-250 sn periyod aralığında bölgesel Love ve Rayleigh dalgalarına ait dispersiyon eğrilerinin ters çözümünü yaparak yaşlı kalkanların altındaki yapıda 300 km derinliği civarında yüksek S-dalgası hızının olduğunu ve diğer tektonik yapılar için yaklaşık 100 km derinliği civarında düşük S-dalgası hız kanalının var olduğunu belirtmiştir. Bu araştırmacı düşük hız kanalının nedenini, peridoditik bileşimli mantodan meydana gelen kısmi ergimeler olarak açıklamıştır.

Sismik olarak aktif bir tektoniğe sahip olan Doğu Anadolu ve çevresinde geç Miyosenden günümüze kadar bir çok tektonik hareket olmuş ve bu hareketler sonucu bir çok yıkıcı deprem meydana gelmiştir. Bu bölgedeki hareketleri ve kabuk yapısını incelemek amacıyla bir çok araştırmacı tarafından çeşitli jeofizik yöntemler uygulanmış ve elde ettikleri sonuçlar literatüre sunulmuştur. Canitez ve Toksöz (1980), yüzey dalgası grup ve faz hızlarını, P-dalgası seyahat zaman ve rezidüellerini kullanarak üst-manto P-dalgası hızının Batı Türkiye'de  $8.1 \text{ km sn}^{-1}$ , Doğu Türkiye'de  $7.9 \text{ km sn}^{-1}$ , Rayleigh dalgası grup hızlarının batıya nazaran doğuda çok daha yüksek olduğunu bulmuşlardır. Cermak ve Zahradnik (1982), Avrupa'nın kabuk kalınlığı ve ısı akısının iki boyutlu korelasyonunu çalışmışlardır. Bu araştırmacılar; Türkiye için kabuk kalınlığının ortalama 40 km ve batıda 35 km den doğuda 45 km'ye kadar bir aralıkta değiştiğini belirtmişlerdir. Ezen (1983); episantırları Doğu Anadolu'da bulunan 5 adet depremin İ.T.Ü (WWSSN) deprem israsyonunda kayıt edilmiş Love dalgalarının dispersiyon özelliklerini incelemek

suretiyle Kuzey ve Doğu Anadolu'da kabuk kalınlığının 38 km olduğunu bulmuştur. Canitez (1969); yüzey dalgalarının dispersiyon özelliklerinden yararlanarak Kuzey ve Doğu Anadolu platosu altında toplam 36 km kalınlığında bir kabuk olduğunu bulmuştur. Bu bölgede yapılan jeofizik çalışmalar bu tez içerisinde ayrı bir başlık altında incelenmiştir.

Dünyanın aktif kuşaklarından birisi üzerinde yer alan Doğu Anadolu'da yeterli istasyon ağı yoktur ve deprem verisi sınırlıdır. Bu bölgede yüzey dalgaları ile yapılan çalışmalarda genellikle IST-TAB istasyonları arasında kalan ve Anadolu yarımadasını genelde KB-GD doğrultusunda kesen profiller boyunca hesaplamalar yapılarak bölgedeki yer kabuğu yapısı araştırılmıştır. Bu tez çalışmasında tek-istasyon yöntemiyle doğu Anadolu ve çevresinin hem kabuk ve hem de soğurma yapısı incelenmiştir. Veri olarak, episantrları doğu Anadolu ve çevresinde bulunan 15 adet depremin TBZ (Trabzon) istasyonu, analog, düşey bileşen, uzun periyot Rayleigh dalgası kayıtları kullanılmıştır. Yapılan çözümler sadece ana mod Rayleigh dalgası (fundamental mode Rayleigh wave) için yapılmıştır. Kullanılan depremlerin yörüngeleri farklıdır. Bu çalışmada, bu farklı yörüngeler boyunca doğu Anadolu'daki kabuk yapısı incelenmiştir. Öncelikle, tek-istasyon yöntemiyle gözlemsel grup hızları belirlenmiş daha sonra bunların ters çözümlenmesi yapılarak TBZ istasyonu ile her bir depremin episantrı arasında kalan bölge için S-dalgası hızlarının derinlikle değişimi ve kabuk kalınlıkları belirlenmiştir. Elde edilen gözlemsel grup hızları haritalanarak bölgede grup hızının dağılımı elde edilmiştir. Grup hızlarının düşük olduğu yerlerde kabuk ince, yüksek olduğu yerlerde kabuk kalındır. Elde edilen kabuk kalınlıklarının haritalanması sonucu bölgede yer kabuğunun nerede kalın ve nerede ince olduğu tespit edilmiş ve gözlemsel grup hızı eğrilerine ait haritalarla karşılaştırılmıştır. Elde edilen S-dalgası hızları belirli derinlikler için haritalanarak çalışma bölgesinde yer kabuğu içerisindeki yüksek ve düşük hızlı zonlar belirlenmeye çalışılmıştır. Daha sonraki aşamada, tek-istasyon yöntemiyle periyodun fonksiyonu olarak gözlemsel soğurma katsayısı eğrileri belirlenerek belli periyodlar için haritalanmıştır. Buna göre bölgede şiddetli soğurmanın nerelerde meydana geldiği belirlenmiştir. Soğurma katsayılarının ters çözümü yapılmış ve  $Q_B$ 'nin derinlikle değişimi elde edilmiştir.

Elde edilen  $Q_p$  değerleri belirli derinlik aralıkları için haritalanmıştır. Dolayısıyla bölgede hangi derinlikte soğurmanın fazla hangi derinlikte az olduğu belirlenmiştir. Sonuçta elde edilen bu bulgular, bu bölgede diğer araştırcıların yaptığı çalışmalarla karşılaştırılarak yorumlanmıştır.

## 1.2. Yüzey Dalgaları ile İlgili Genel Tanımlamalar

Yüzey dalgaları, cisim dalgalarından farklı olarak yerin serbest yüzeyi boyunca ve sadece yer yüzüne paralel bir yörünge üzerinde yayılan dalgalardır. Böylece yüzey dalgalarının genlikleri her hangi bir derinlikte durağandır. Cisim dalgalarının genlikleri dalğanın yayınım uzaklığı ile ters orantılı olarak azalırken yüzey dalgalarının genlikleri ise yayınım uzaklığının karekökü ile ters orantılı olarak azalır. Çok kısa episantr uzaklıkları haricinde, sığ ve orta derinlikli depremlerde yayılan enerjinin büyük bir kısmı yüzey dalgaları tarafından taşınır (Kulhanek, 1990). Yüzey dalgaları ile ilk teorik çalışma 1887'de Lord Rayleigh tarafından yapılmış olup bulduğu yüzey dalgası türüne ise bu araştırcının adına atfen Rayleigh dalgası (LR) adı verilmiştir . Daha sonra 1903 yılında Lamb ve 1911 yılında da A.E.H. Love tarafından teorik çalışmalar devam ettirilmiş olup bu çalışmalar sonucunda bulunan yüzey dalgası türüne de bu araştırcının adına atfen Love dalgası (LQ) adı verilmiştir (Pillant, 1979; Aki ve Richards, 1980; Bullen ve Bolt, 1985; Kulhanek, 1990; Fowler 1992).

Rayleigh dalgası bir yarı sonsuz veya tabakalı ortamın yüzeyinde oluşur. Tanecik hareketi yayılma doğrultusunu içine alan düşey düzlemlle sınırlıdır. Yüzeydeki hareket retrograd yani düşey bir elipstir. Elipsin küçük eksenini büyük ekseninin 1/3 ü kadardır. Düşey bileşen sismograflarında kayıt edilirler. Love dalgaları ise, SH-dalgalarının kabuğun içi ile yer yüzü arasında defalarca yansımaları sırasında meydana gelen yapıcı girişim sonucu oluşurlar. Bu dalgaların oluşumu için tabakalı bir ortama ihtiyaç vardır (Aki ve Richards, 1980; Bullen ve Bolt, 1985; Kulhanek 1990). Homojen, katı bir yarı sonsuz ortamın (half-space) serbest yüzeyi üzerinde yayılan Rayleigh dalgaları dispersiyon göstermez. Ancak tabakalı yapıya sahip olan yer içerisinde elastik özelliklerin değişmesi sonucunda Rayleigh dalgaları dispersiyon gösterir. Love dalgaları yatay bileşen sismograflarında kaydedilirler ve ancak tabakalı

bir ortamda oluşabilirler. Tabakalı ortamda ise daima hız değişimi olacağından Love dalgaları daima dispersiyon gösterirler. Yer içerisinde yüzey dalgalarının oluşumunu ve iletimini sağlayan bir çok kanal vardır (Ewing ve Press, 1956). Bu kanallar ve oluşan yüzey dalgası türleri şunlardır:

- 1- Kıtasal ve okyanusal kabukta oluşan Love dalgaları .
- 2- Manto`da oluşan G dalgaları .
- 3- Kıtasal ve okyanusal kabukta oluşan Rayleigh dalgaları .
- 4- Mantoda oluşan Rayleigh dalgaları .
- 5- Lg - dalgaları .
- 6- Okyanuslardaki T - fazı ve SOFAR (Sound fixing and ranging) dalgaları .
- 7- Yapay patlatmalarda oluşan yüzey dalgaları .
- 8- Yerin serbest titreşimleri .

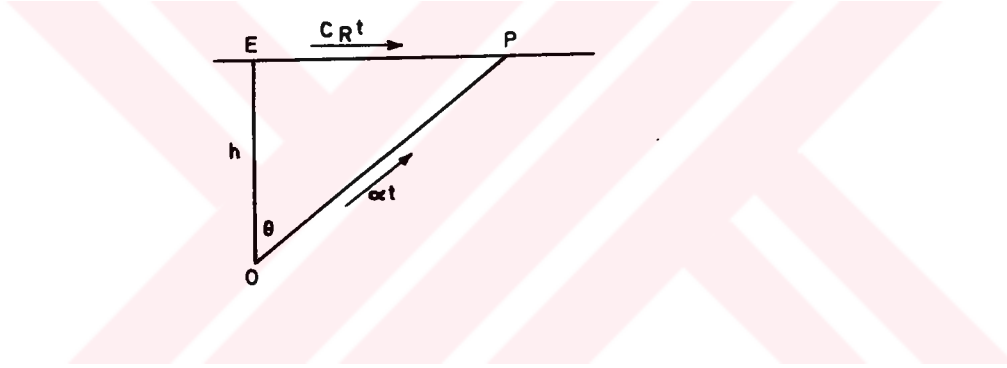
Love ve Rayleigh dalgalarından başka üçüncü bir yüzey dalgası türü ise Stonely dalgasıdır. Bu dalga ise, iki ortamın arayüzeyi boyunca yayılırlar ve bu dalgalara ara yüzey dalgaları da denir. Stonely dalgaları dispersif değildir. Böylece bu dalgaların genlikleri ara yüzeyden uzaklaştıkça azalır. Hızları S- dalgasıninkinden biraz düşük ve Rayleigh dalgasıninkinden yüksektir. Love dalgasının hızı Rayleigh dalgasının hızından büyüktür. Bir sismograma bakıldığında sırasıyla P, S, Love ve Rayleigh dalgaları gözlenir. Yüzey dalgalarının hızı cisim dalgalarının hızından küçüktür. Bir istasyona gelen yüzey dalgasının önce en yüksek hızlı frekansları kayıt edilir. Daha sonra en yavaş frekanslara doğru bu işlem devam eder. Sismogramlara bakıldığında yüzey dalgaları dalga treni şeklinde görülürler. Böylece bu dalgalar için iki tür hız söz konusudur. Bunlara grup hızı ve faz hızı denir. Grup ve faz hızlarının her ikisi de frekansın (veya periyodun) fonksiyonudur.

Yüzey dalgalarının en önemli fiziksel özelliği dispersiyon göstermeleridir. Moho süreksizliğinin altında ve üstünde veya kabuk içerisinde elastik özelliklerin dolayısıyla dalga hızlarının ve yayılma zamanının periyoda bağlı olarak değişmesi sonucu meydana gelir. Bilindiği gibi bu dalgaların nüfuz derinliği frekansla üstel olarak azalır. Böylece, hızın derinlikle arttığı ortamlarda daha uzun periyotlu dalgalar daha derinleri, yüksek hızlı Manto`yu etkiler ve daha sığ derinliklere etkiyebilen kısa periyotlu dalgalardan önce kaydedilirler. Buna normal dispersiyon denir. Hızın derinlikle azaldığı ortamlarda ise kısa periyotlu dalgalar daha önce algılanır. Buna ise

ters dispersiyon denir (Bath,1973; Bath,1974; Pilant,1979; Rikitake ve diğ., 1987; Malischewsky,1987; Keilis- Borok ve diğ.,1987; Lay ve Wallace,1995). Bu çalışmada Rayleigh dalgaları incelendiğinden Love dalgalarına değinilmeyecektir.

### 1.2.1. Rayleigh Dalgasının Gözlenebileceği Minimum Uzaklık

Belirli tip integrallerin hesabında kullanılan dik iniş (steepest descent) yöntemi özellikle belirli tipte dalgaların ilk olarak görülebileceği kritik uzaklığı hesaplamak için de kullanılır (Ewing ve diğ., 1957; Rikitake ve diğ., 1987). Newlands (1952), dik iniş (steepest descent) yöntemi ile Rayleigh dalgasının gözlenebileceği minimum uzaklığı aşağıdaki gibi vermiştir (Ewing ve diğ.,1957 ). Şekil 1 'de verilen geometriye göre



Şekil 1. Rayleigh dalgasının gözlenebileceği minimum uzaklık (Ewing ve diğ., 1957).

$$X > \frac{C_R h}{(\alpha^2 - C_R^2)^{1/2}} \quad (1)$$

olur. Burada h, kaynak derinliği,  $C_R$  ise Rayleigh dalgası hızıdır.  $\theta = \sin^{-1}(C_R/\alpha)$  olduğundan (1) nolu ifade

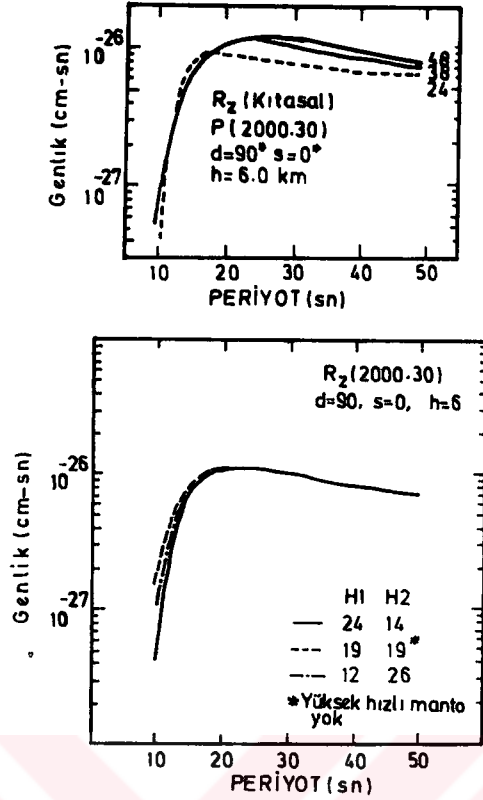
$$X > h \tan \theta \quad (2)$$



olur. Böylece h derinliğindeki O noktasındaki kaynak için EP noktaları arasında Rayleigh dalgası görülmez. Ancak P noktasının ötesinde Rayleigh dalgası gözlenir. Üstelik bu uzaklık sınırının yakınında dalga tam genliğine sahip olmaz. Bu da dalganın diğer tür dalgalarla girişime uğramasından ya da üst üste binmesinden kaynaklanır. Rayleigh dalgaları; episantrdan büyük uzaklıklarda, bu uzaklığı  $C_R$  hızı ile geçmesi için gereken zamanda gözlenir. Dolayısıyla, episantr uzaklığının kaynak derinliği ile karşılaştırılması Rayleigh dalgalarının kayıt üzerinde tanınması için önemlidir (Ewing ve diğ., 1957).

### 1.2.2. Yüzey Dalgalarının Yayınımında Okyanusal ve Kitasal Kabuğun Etkisi

Bilindiği gibi tabakalı ortamda yayılan Rayleigh dalgaları dispersiyon gösterirler. Kabuk kalınlığı, kabuk ve mantodaki hız dağılımı bölgeden bölgeye değişim gösterir. Tsai ve Aki (1970), Gutenberg'in yer modelini kullanıp tabaka parametrelerini değiştirerek Rayleigh dalgası genlikleri üzerinde kabuk ve üst manto yapısının etkisini araştırmıştır. Şekil 2'de bu araştırmacıların Gutenberg yer modeli için hesapladıkları Rayleigh dalgası spektrumu görülmektedir. Şekil 2.a'da kabuk kalınlıkları 24,38, ve 48 km olup kaynak olarak 6 km derinliğe yerleştirilen doğrultu atımlı bir fay kullanılmıştır. Şekildeki model 3 tabakalı bir ortam için hesaplanmış olup, 3. tabakanın kalınlığı sonsuz alınmıştır. İki kabuksal tabakanın kalınlıkları birinci durumda 19 km'den 12 km'ye indirilmiş daha sonra 19 km'den 21 km'ye yükseltilmiştir. Şekil 2b'de ise kabuk ve üst-manto hız yapısının Rayleigh dalgası genlik spektrumu üzerindeki etkileri görülmektedir. Burada da üstteki kabuksal tabakanın kalınlığı birinci durumda 19 km'den 24 km'ye yükseltilirken bunun altındaki kabuksal tabakanın kalınlığı da 19 km'den 14 km'ye indirgenmiştir. İkinci durumda, üstteki kabuksal tabakanın kalınlığı 19 km'den 26 km'ye çıkartılmıştır. Böylece ortalama kabuksal hız arttırılmıştır. Üçüncü durumda ise üst manto hız yapısı hem değiştirilmiş hem de tabaka kalınlıkları bir birlerine eşit alınıp ( $H_1 = H_2 = 19$  km) hesaplamalar yapılmıştır.



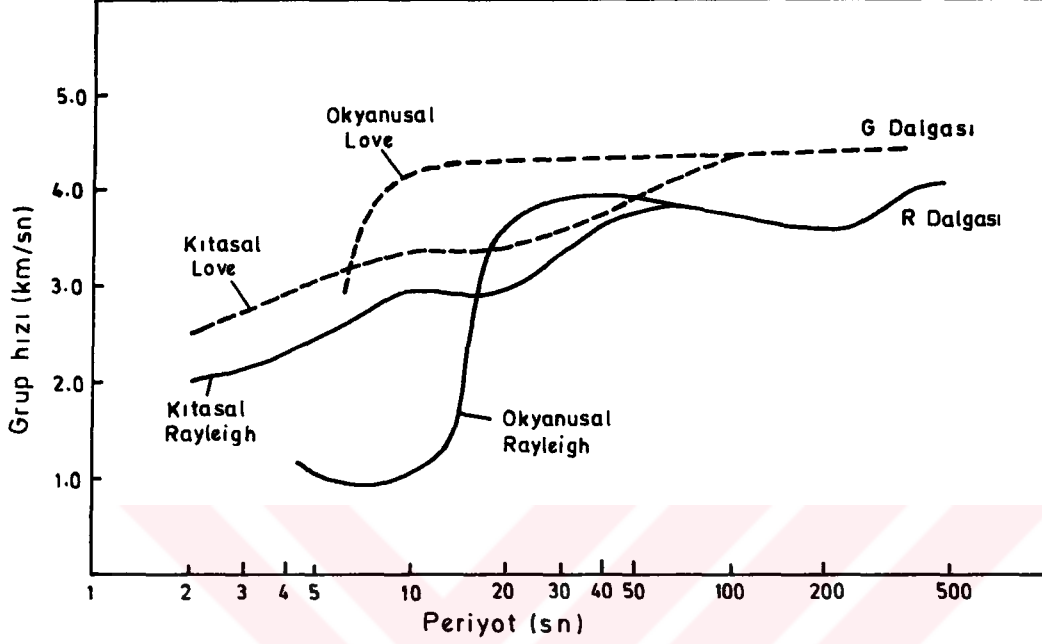
Şekil 2. Rayleigh dalgası genlik spektrumları üzerinde; a) yer kabuğunun, b) yer kabuğu ve üst-manto hız yapısının etkileri (Tsai ve Aki ,1970).

Sonuç olarak, her iki şekilden de görüldüğü gibi 10-50 sn periyotları arasında Rayleigh dalgası genlik spektrumları üzerinde farklı kabuk ve manto yapılarının etkisi çok azdır (Tsai ve Aki ,1970).

Kabuk yapısı ve dalga yayılımı yörüngesinin sismogramdan hesaplanan grup ve faz hızları üzerinde etkisi vardır. Kabuk kalınlığı arttıkça grup hızı eğrisi daha yüksek periyotlara doğru kayar. Aşağıdaki şekilde okyanusal ve kıtasal yörüngeleri izleyen ana mod Love ve Rayleigh dalgaları için hesaplanmış ortalama grup hızı dispersiyon eğrileri görülmektedir (Kulhanek, 1990). Şekil 3' den görüldüğü gibi yüzey dalgası dispersiyon eğrileri yayılım yörüngesine kuvvetli bir şekilde bağlıdır. 20-60 sn periyotları arasında kıtasal yörüngeli Rayleigh dalgasının grup hızı kademeli olarak 2 km/sn den hemen hemen 4 km/sn'ye kadar artar. Love dalgası için grup hızı 2.5 km/sn'den başlayarak 100 sn'den sonra 4.5 km/sn'ye ulaşır. Okyanusal yörüngede ise oldukça kaba değişimler görülür. 15 sn periyodunda Rayleigh dalgası grup



hızı ani olarak 1.5 km/sn'den 3 km/sn ve daha büyük değerlere doğru artar. Love dalgası için 3 km/sn'den 4 km/sn'ye ani hız artımı yaklaşık 7 sn periyodunda olur (Kulhanek, 1990).



Şekil 3. Okyanusal ve kıtasal yörüngeleri izleyen ana mod Love ve Rayleigh dalgalarının grup hızı dispersiyon eğrileri (Kulhanek, 1990).

Okyanusal yörüngelerin dispersiyon karakteristikleri oldukça yavaş olup bazen çok uzun kayıt süreli (5-10 dakika) dalga dizilerinin oluşmasına yol açarlar. Yukarıda da belirtildiği gibi dispersiyon eğrilerinin kesin şekli dalganın geçtiği ortamdaki yapıya bağlıdır. Dolayısıyla Love ve Rayleigh dalgaları için sismogramlardan hesaplanan dispersiyon eğrilerinin ters çözümü bu dalgaların geçtiği ortamlar hakkında önemli bilgiler sağlar. Şekildeki grup hızı eğrilerinde yerel minimumlar ve maksimumlar görülmektedir. Bu yerel minimum veya maksimuma karşılık gelen hız ile yayılan yüzey dalgalarına Airy fazları denir (Kulhanek, 1990). Kıtasal yörüngeyi izleyen yüzey dalgalarına ait dispersiyon eğrilerinde 20 sn civarında yerel bir minimum gözlenir. Bu, düşük hızlı kıtasal kayaçlarla yüksek hızlı manto kayaçları arasındaki hız kontrastının bir etkisidir ve 15 sn'den küçük periyodlarda düşük hızlı tortulların etkisi önemlidir (Oliver, 1962). Şekil 3'deki diğer bir özellik

ise hem kıtasal hem de okyanusal yörüngeyi izleyen Rayleigh dalgasının grup hızı eğrisinde 200 sn per-yodunda bir yerel minimum olmasıdır. Yaklaşık olarak 50-200 sn periyotları arasında periyotun artmasıyla grup hızı monotik olarak azalır. Bu periyot aralığında meydana gelen bu olayın fiziksel anlamı ise çok uzun periyotlu Rayleigh dalgalarının ters dispersiyon göstermesidir. Kayıt edilen en büyük genlikli yüzey dalgalarının periyotları episantr uzaklığı ile pozitif korelasyon gösterir. Örneğin  $\Delta = 10^\circ, 50^\circ$  ve  $100^\circ$  uzaklıklarında kıtasal yörüngeyi geçen en büyük genlikli Rayleigh dalgaları için minimum periyotlar 7, 13, 16 sn'dir (Willmore, 1979). Periyotlar okyanusal geçişler için bir dereceye kadar büyük olabilir.

Sonuç olarak; yüzey dalgalarının genlikleri yer yüzeyine yakın kısımlarda oldukça büyüktür ve derinliğin artmasıyla aniden azalır. Sığ odaklı depremlerde; sismogramlarda göz ile kolayca ayırt edilebilen büyük genlikli yüzey dalgaları oluşur. Burada oluşan yüzey dalgalarının genlikleri cisim dalgalarınınkinden büyük olur. Sığ odaklı bir depremin magnitudüne eşit magnitudlü derin bir deprem olduğunu düşünelim bu durumda oluşan yüzey dalgalarının genlikleri çok küçüktür ve sismogramlarda göz ile kolayca ayırt edilemezler (Kulhanek, 1990).

### 1.2.3. Yüzey Dalgalarının Uygulama Alanları

Bilindiği gibi yüzey dalgaları, dispersiyona uğramış dalga şekillerinden ibarettir. Dolayısıyla bu dalgaların dispersiyon özelliklerinden yararlanarak özellikle kabuk ve üst-mantoda S-dalgası hız dağılımı elde edilir (Bott,1982). Tek, iki ya da çok istasyonda kayıt edilen yüzey dalgalarının dispersiyon eğrileri uygun teknikler kullanılmak suretiyle hesaplanır ve daha sonra bu dispersiyon eğrilerinin ters çözümü yapılarak dalganın geçtiği ortama ait hız yapısı belirlenir (Osmaşahin, 1989; Kenar ve Toksöz,1989; Zeng ve diğ., 1989; McCowan, 1978; Ezen, 1991a ve 1991b, Senef 1978; Savage ve White, 1969; Kausel ve diğ., 1974; Yu ve Mitchell, 1979; Stuart, 1978; Gupta ve Hamada, 1975; Santo ve Sato, 1966;). Grup hızı, dispersiyon gösteren bir dalga dizisinde en basit şekliyle doruk numaralarının varış zamanından hesaplanabilir (Bath, 1973). Faz hızının hesaplanabilmesi için ise, depremin odağı ile kayıt istasyonundan geçen büyük daire üzerinde diğer bir istasyonun bulunması ya da kaynağın başlangıç fazının bilinmesi gerekir. Kaynağın başlangıç fazı bilinirse tek

istasyon kayıtlarından faz hızı hesaplanabilir. Çeşitli araştırmacılar (Ewing ve Press, 1954; Brune ve Dorman, 1963; Gregersen, 1978; Souriau, 1981; Bhattacharya, 1971, 1992; Yanovskaya ve Nikolova, 1984; Gobarenko ve diğ., 1987; Payo ve diğ., 1992) dünyanın değişik bölgelerinde yüzey dalgalarını kullanmak suretiyle yerin yapısını incelemişlerdir. Ayrıca yer içinin daha derin kısımları da 500 sn'ye kadar olan periyotlardaki yüzey dalgası kayıtları kullanılmak suretiyle belirlenebilmektedir (Ewing ve Press, 1954; Toksöz ve Ben-Menahem, 1963). Seneff 1978, batı Pasifik'te kabuk yapısıyla ilgili yaptığı çalışmada 15-30 sn periyotlu yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerini hesaplamıştır. Bu araştırmacı bu kadar düşük periyotlardaki grup hızlarının okyanusal kabuk ile kıtasal kabuk arasında bir bölgede kümelenmiş olduğunu bulmuştur. Kausel ve diğ., (1974), Pasifik'i kateden Rayleigh dalgalarının faz hızlarından yararlanarak okyanusal kabuğun jeolojik yaşının artmasıyla faz hızlarının sistematik olarak arttığını bulmuşlardır. Gupta ve Hamada (1975), Endonezya-Filipin bölge-sindeki 10 yörünge için kayan pencere yöntemini kullanarak 140 sn'ye kadar ulaşan periyotlarda Rayleigh dalgalarının grup hızlarını hesaplamışlardır.

Yüzey dalgalarının diğer uygulama alanlarından biri de soğurmanın belirlenmesidir. Soğurmayı belirlemek için tek, iki ya da çok istasyon yöntemlerinden birini kullanmak mümkündür. Tek istasyon yöntemi; gözlenen spektruma kaynak ve alet etkisi için düzeltme yapmaktan ibarettir. Genlik; soğurma ve deprem odak mekanizması çalışmaları arasında önemlidir. Bu düzeltmeler yapıldıktan sonra spektrumun geriye kalan kısmının parametrik hale getirilmesiyle soğurma bilgisi elde edilir (Burton, 1974; Burton, 1977; MacBeth ve Burton, 1983; MacBeth ve Burton, 1987; Hwang ve Mitchel, 1987). İki istasyon yönteminde ise aynı büyük daire üzerinde bulunan iki istasyondan yararlanılarak soğurma hesaplanır. Bu yöntemde, önce istasyonlar arası ortam için Green fonksiyonu hesaplanır. Elde edilecek fonksiyon ortamın tepki fonksiyonuna karşılık gelir. Green fonksiyonunun genlik spektrumu ise iki istasyon arasındaki spektral genliklerin oranını verir. Bundan yararlanarak soğurma bilgisi ve kalite faktörü  $Q$ , Green fonksiyonunun fazından ise istasyonlar arasındaki faz hızı hesaplanır. Dolayısıyla Green fonksiyonunun bu özellikleri iki istasyon arasındaki yapının belirlenmesine imkan sağlar (Taylor, 1980).

Orta büyüklükteki depremlerin 30-90 sn periyot aralığındaki Rayleigh dalgası spektrumu kaynak derinliği ve odak mekanizmasını belirlemek için kullanılabilir (Mc Cowan, 1976; Mendiguren, 1977; Romanowicz, 1982). Genlik, bu tür çalışmalar için önemlidir (Dobrin ve diğ., 1951, Tsai ve Aki, 1970; Canitez ve Toksöz, 1971; Masse ve diğ., 1973; Von Seggern, 1977). Bu iş için yapılacak ters çözümlemelerde, kayıt edilen Rayleigh dalgalarından önce alet etkisi daha sonra kaynak istasyon arasındaki yörüngenin etkisi giderilir. Bu düzeltmeler yapıldıktan sonra kaynak spektrumunun reel ve imajiner kısımları moment tensörü elemanlarının doğrusal bileşimleri olarak ifade edilebilir (Mendiguren, 1977). Klasik yaklaşımda ise spektrum m tane istasyonda n tane frekans için örneklenir. Bu ise her derinlik değeri için moment tensörü bileşenlerinde  $m \times n$  tane doğrusal denklem sisteminin bulunmasına yol açar. Bu sistem, kaynak bölgesinde verilen uygun bir yapı için alışlagelmiş en küçük kareler yöntemiyle çözülebilir. En küçük kareler rezidüelleri derinliğin fonksiyonu olarak çizilir. Sonuçta elde edilen eğri bir minimuma sahip olup bu minimum teorik olarak kaynak derinliğine karşılık gelir. Eldeki doğrusal sistem, bu minimum derinlik için çözümlenerek odak mekanizması elde edilir (Romanowicz, 1982). Yüzey dalgaları deprem magnitudünün belirlenmesinde de kullanılır. Yüzey dalgaları kullanılarak hesaplanan magnitüde yüzey dalgası magnitudü denir ve  $M_s$  ile gösterilir.  $\Delta < 20^\circ$  için 17-23 sn periyotunda Rayleigh dalgalarından magnitud hesaplanabilir (Bath, 1981).

Yüzey dalgaları, sismolojik amaçlı çalışmalar haricinde mühendislik jeofiziklerinde de yaygın olarak kullanılmaktadır. Yüzey dalgalarının spektral analizi yöntemi, zemin etütlerinde, dinamik elastik parametrelerin belirlenmesinde ve otoyollarda ise zemin ve yol üstü kaplamasının dinamik elastik parametrelerinin belirlenmesinde çevreye zarar vermeden uygulanan bir teknik olarak kullanılır. Bu yöntemde kaynak olarak patlayıcı kullanılmasına gerek yoktur. Bundan dolayı çevreye zarar vermeyen bir yöntemdir (Sanchez-Salinerro ve diğ., 1987). Bu yöntem 1950'lerde yollardaki kaplamaların elastik özelliklerinin ve kalınlığının belirlenmesinde kararlı hal Rayleigh dalgası yönteminin (steady-state Rayleigh wave method) bir uyarlaması şeklinde kullanılmıştır (Jones, 1955, 1958 ve 1962; Heukelom ve Foster, 1960; Fry, 1963; Ballard, 1964). Yakın zamanlarda, sismik aletlerin ve sayısal sinyal analizi yapan

aletlerin gelişmesiyle birlikte yüzey dalgasının spektral analizi yöntemi mühendislik jeofiziğinde yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. (Heisey ve diğ., 1982; Nazarian ve diğ., 1983; Stokoe ve diğ., 1983).

Bu yöntemde yalnızca, kaynaktan düzlem Rayleigh dalgalarının üretildiği varsayılır. Gerçekte tabakalı bir ortama bir impuls uygulandığında Rayleigh dalgalarının yanısıra cisim dalgaları da oluşur. Fakat bu iş için özel kaynak alıcı düzenekleri kurulmak suretiyle cisim dalgaları bastırılır ve yüzey dalgaları belirgin bir şekilde kaydedilir. Daha sonra bilinen yüzey dalgası çözümleme yöntemlerinin birisi kullanılarak dispersiyon eğrileri hesaplanır. Hesaplanan dispersiyon eğrilerinin ters çözümü yapılmak suretiyle yeraltı yapısı ve bu ortamla ilgili dinamik elastik parametreler belirlenir (Sanchez-Salinerro ve diğ., 1987).

### 1.3. Yapılan Teorik Çalışmalar

#### 1.3.1. Rayleigh Dalgalarına Giriş

1911'de Lord Rayleigh'in bulduğu Rayleigh dalgası cismin serbest yüzeyi boyunca ilerleyen bir dalgadır (Tolstoy, 1973). Rayleigh dalgaları SV dalgalarından türemiş olup oluşumları için tabakalı bir ortamın olması şart değildir. Sadece serbest bir yüzeyin bulunması yeterlidir (Keilis-Borok ve diğ., 1989). Tanecik hareketi yüzeyde retrograd bir elips olup bu elipsin büyük ekseninin küçük eksenine oranı 1.5 dir. Düşey bileşenleri vardır. İlerleme doğrultusunda çok küçük yatay bileşenleri vardır. Fakat hareket, ilerleme doğrultusundan geçen bir düşey düzlem içinde kaldığından ilerleme doğrultusunda dik yatay bileşenleri yoktur (Ben-Menahem ve Singh, 1981; Hanyga, 1985). Tanecik hareketlerinden dolayı düşey bileşen kayıtlarında çok iyi gözlenir. Genlikleri derinlik ile aniden azalır. Hızları  $V_R=0.87V_s$ ,  $V_R=0.96V_s$  arasında değişir. Kabuğun üst kısımlarındaki kayalar için poisson oranı 0.25 alınırsa Rayleigh dalgalarının hızı  $V_R = 0.92 V_s$  olur ve kayıtlarda dalga formları şeklinde görülürler (Kulhanek, 1990). Rayleigh dalgaları tabakalı ortamlarda dispersiyon gösterirler. Yani hızları frekansın (veya periyodun) fonksiyonu olur ve sismogramlarda dalga formları şeklinde görülürler.

### 1.3.1.1. Rayleigh Dalgalarının Yerdeğiştirme-Gerilme Vektörü için Özdeğer Problemi

Thomson (1950), matris yöntemlerini kullanarak yatay tabakalı bir ortamda elastik düzlem dalgalar için bir teori ortaya atmıştır. Haskell (1953); bu teoriyi biraz daha geliştirerek, karmaşık modeller için yüzey dalgalarının dispersiyonunun hesaplanmasına uyarlamıştır. Haskell (1964) ve Harkrider (1964, 1970) bu teoriyi daha da geliştirerek nokta kaynakların etkisini de teoriye eklemiştir. Vlaar (1966), özfonksiyon teorisini Love dalgalarının analizinde kullanmışlardır. Saito (1967), karşılıklı (mutually) ortogonal özfonksiyonlar cinsinden bir çözüm yaparak buna küresel problemlerdeki gravitenin etkisini de dahil etmiştir. Levshin ve Yanson (1971), Saito (1967)' nin çözümünü; yerdeğiştirme alanına kaynağın ve cisim dalgalarının katkılarını belirten hem ayrık hemde sürekli özfonksiyonlar cinsinden ifade etmek için düzenlemiştir. Bu teori Herrmann (1987) tarafından programlanmıştır.

Düşey heterojen, izotrop,  $z > 0$  yarı sonsuz ortamını (half-space) içine alan serbest yüzeyle sınırlandırılmış elastik bir ortamı dikkate alalım. Bu ortamda elastik sabitler  $\lambda(z)$  (lame sabiti),  $\mu(z)$  (rijidite) ve yoğunluk  $\rho(z)$   $z$  derinliğinin keyfi fonksiyonları olsunlar. Hareket denklemi aşağıdaki gibi ifade edilir (Aki ve Richards, 1980; Levshin, 1973; Keilis-Borok ve diğ., 1989).

$$\rho \ddot{U}_i = f_i + T_{ji,j} \quad (3)$$

Burada;  $\ddot{U}_i$  yerdeğiştirmenin zamana göre türevi,  $f_i$  cisim kuvvetleri,  $T_{ji,j}$  ise gerilmelerin  $x$ ,  $y$  ve  $z$  ye göre mekansal türevleridir. Problem P-SV problemi olduğu için hareket X-Z düzleminde olup silindirik koordinatlarda öz fonksiyonlarla ifade edilen hareket denklemi

$$\frac{d}{dz} \begin{bmatrix} V^{(1)} \\ V^{(2)} \\ P_{zz} \\ P_{rz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{k\lambda}{(\lambda+2\mu)} & \frac{1}{(\lambda+2\mu)} & 0 \\ -k & 0 & 0 & \frac{1}{\mu} \\ -\rho\omega^2 & 0 & 0 & k \\ 0 & -\rho\omega^2 + 4k^2\mu(\lambda+\mu)/(\lambda+2\mu) & -k\lambda/(\lambda+2\mu) & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V^{(1)} \\ V^{(2)} \\ P_{zz} \\ P_{rz} \end{bmatrix} \quad (4)$$

olur (Herrmann, 1987). Burada;  $V^{(1)}$  düşey bileşen özfonksiyonu,  $V^{(2)}$  radyal bileşen özfonksiyonu,  $P_{zz}$  düşey yöndeki gerilme ve  $P_{rz}$  radyal yöndeki gerilmeler,  $\rho$  yoğunluk,  $k$  dalgasayısı,  $\omega$  açısal frekans ( $2\pi f$ ),  $\lambda$  ve  $\mu$  ise Lamé sabitleridir. Serbest yüzeydeki eliptisite öz fonk-siyonlarının ( $\epsilon = V^{(2)} / V^{(1)}$ ) oranıdır (Herrmann, 1987). Rayleigh dalgası için sınır şartları şunlardır:

$$Z=0 \text{ için } P_{rz}(Z=0)=0, P_{zz}(Z=0)=0$$

$$Z \rightarrow \infty \text{ için } V^{(1)}(Z) \rightarrow 0 \text{ ve } V^{(2)}(Z) \rightarrow 0$$

Sınır şartlarının ayrıntılı çözümü Lagranjiyen yoğunluğu denklemini sağlar. Bu çözüm bir sonraki başlık altında detaylı incelenecektir.

### 1.3.1.2. Rayleigh Dalgaları için Varyasyonel İlkesi

Varyasyonel ilkesi; teorik grup hızı, soğurma ve faz hızının ortam parametrelerine göre kısmi türevlerini hesaplamada yardımcı olur. Doğrusal elastik bir cisim için Lagranjiyen yoğunluğu kinetik enerji ile elastik deformasyon enerjisi arasındaki farktır (Aki ve Richards 1980).

$$L = \frac{1}{2} \rho \dot{U}_i \dot{U}_i \left[ \frac{1}{2} \lambda (e_{kk})^2 + \mu \epsilon_{ij} e_{ij} \right] \quad (5)$$



Burada;  $L$ =Lagranjiyen yoğunluğu,  $\dot{U}_I$  yerdeğiştirmenin zamana göre türevi ve  $e_{kk}$ ,  $e_{ij}$  deformasyonları belirtir. Düzlem Rayleigh dalgaları için Lagranjiyen

$$\langle L \rangle = \frac{1}{4} \rho \omega \left[ (V^{(1)})^2 + (V^{(2)})^2 \right] - \frac{1}{4} \left[ \lambda \left( kV^{(1)} + \frac{dV^{(2)}}{dz} \right)^2 + \mu \left( \frac{dV^{(1)}}{dz} - kV^{(2)} \right)^2 + 2\mu k^2 (V^{(1)})^2 + 2\mu \left( \frac{dV^{(2)}}{dz} \right)^2 \right] \quad (6)$$

olur. Burada  $\langle \rangle$  işareti ortalamayı gösterir. Buradan

$$L = \omega^2 I_0 - k^2 I_1 - 2kI_2 - I_3 \quad (7)$$

olur. Rayleigh dalgası için sınır şartlarının ayrıncı çözümü (7)' yi sağlar. Burada verilen Lagranjiyen yoğunluğu için Hamilton prensibini yazarsak

$$\omega^2 \delta I_0 - k^2 \delta I_1 - 2k \delta I_2 - \delta I_3 = 0 \quad (8)$$

olur. Burada,  $I_j$  'ler enerji integralleri olup aşağıdaki gibi ifade edilirler.

$$I_0 = \int_0^{\infty} \rho \left[ (V^{(1)})^2 + (V^{(2)})^2 \right] dz \quad (9)$$

$$I_1 = \int_0^{\infty} \left[ \mu (V^{(1)})^2 + (\lambda + 2\mu) (V^{(2)})^2 \right] dz \quad (10)$$

$$I_2 = \int_0^{\infty} \left[ \mu V^{(1)} \frac{dV^{(2)}}{dz} - \lambda V^{(2)} \frac{dV^{(1)}}{dz} \right] dz \quad (11)$$

$$I_3 = \int_0^{\infty} \left[ (\lambda + 2\mu) \left[ \frac{dV^{(1)}}{dz} \right]^2 + \mu \left[ \frac{dV^{(2)}}{dz} \right]^2 \right] dz \quad (12)$$



(8) nolu denklem, (4) nolu hareket denklemi ve Rayleigh dalgası için verilen sınır şartlarının eşdeğeridir. (8) nolu denklemin  $\omega^2 I_0 - k^2 I_1 - 2kI_2 - I_3$  integralinin özfonksiyonların pertürbasyonları için durağan (stationary) olduğunu gösterir (Aki ve Richards, 1980). Böylece

$$\omega^2 I_0 - k^2 I_1 - 2kI_2 - I_3 = 0 \quad (13)$$

integrali durağan (stationary) noktada yok olur. (13) deki k ve  $\omega$  yı pertürbe ederek grup hızını hesaplayabiliriz.

$$I_0 \delta(\omega^2) = I_1 \delta(k^2) + I_2 \delta(2k) \quad (14)$$

$$U = \frac{d\omega}{dk} = (kI_1 + I_2) / \omega I_0 \quad (15)$$

Burada; U, teorik grup hızı, k, dalga sayısı ve  $\omega = 2\pi f$  açısal frekanstır.

### 1.3.1.3 Kısmi Türevler

Faz ve grup hızlarındaki değişimlerle ilişkili olan kısmi türevleri oluşturmak iki sebepten dolayı önemlidir. Bunlardan birincisi, tabakayı tanımlayan parametrelerdeki (kalınlık, yoğunluk, elastik sabitler, P ve S dalgası hızları) değişimin dispersiyon eğrisine ne tür etki edeceğini belirtmesidir. İkincisi ise; bu türevlerin modellerin hesaplanmasında çok önemli olmasıdır. Kısmi türev eğrilerinin oluşturulması teorik sismolojide çok zaman alan bir işlemdir (Pillant, 1979). Bunları oluşturmanın en basit yolu, küçük bir miktar ile her tabakanın parametrelerini pertürbe etmek ve yeni dispersiyon eğrilerini hesaplamaktır (Brune ve Dorman, 1963). Parametre değişimiyle bölünen eski eğri ve yeni eğri arasındaki fark periyodun fonksiyonu olarak kısmi türevin bir yaklaşımını verir. Rayleigh dalgaları için üç önemli parametre vardır. Bunlar  $\lambda$  (Lame sabiti),  $\mu$  (rijidite) ve  $\rho$  (yoğunluk) dur ve 3N tane yeni dispersiyon eğrisi hesaplanmalıdır. Bu durum basit üç veya dört tabakalı modeller

için engelleyici değildir. Fakat model 10 tabakayı geçtiğinde yeni yöntem gereklidir (Pilant, 1979).

Jeffreys (1961), Rayleigh prensibini kullanarak dispersiyon eğrilerinde değişimlerin enerji integrallerinin oranlarından hesaplanabileceğini önermiştir. Takeuchi ve diğ., (1962) den sonra Brune ve Dorman (1963), Kanada kalkanı modeli için kısmi türev eğrilerini üretmiştir. Hem Takeuchi (1962, 1968, 1972) hem de Anderson (1964), küresel yer modeli için kısmi türevleri çözmüşlerdir. Harkrider (1968), yüzey dalgaları için varyasyonel denklemleri çözmüştür. Daha sonra Anderson ve Harkrider (1968), Love dalgalarının faz ve grup hızları için gerekli kısmi türevleri çözmüşlerdir.

Eğer ortam  $d_m$  kalınlıklı,  $\rho_m$  yoğunluklu,  $\alpha_m$  (P-dalgası hızı) ve  $\beta_m$  (S-dalgası hızı) hızlı sabit hız-yoğunluk tabakalarına bölünürse ve tabaka  $z=z_m-d_m$  ve  $z=z_m$  ile sınırlanırsa, faz hızının sabit bir  $\omega$  frekansı için  $\alpha, \beta, \rho'$  ya göre türevleri şu şekilde ifade edilir (Herrmann, 1987).

$$\left(\frac{\partial C}{\partial \alpha}\right)_m = \left(\frac{\alpha_m \rho_m}{UI_o}\right) \int_{z=z_m-d_m}^{z_m} \left[ V^{(2)} - \frac{1}{k} \frac{dV^{(1)}}{dz} \right] dz \quad (16)$$

$$\left(\frac{\partial C}{\partial \beta}\right)_m = \left(\frac{\beta_m \rho_m}{UI_o}\right) \int_{z=z_m-d_m}^{z_m} \left[ \left( V^{(1)} + \frac{1}{k} \frac{dV^{(2)}}{dz} \right)^2 + \frac{4}{k} V^{(2)} \frac{dV^{(1)}}{dz} \right] dz \quad (17)$$

$$\left(\frac{\partial C}{\partial \rho}\right)_m = \frac{1}{2\rho} \left[ \alpha \left(\frac{\partial C}{\partial \alpha}\right)_m + \beta \left(\frac{\partial C}{\partial \beta}\right)_m \right] - \frac{C^2}{2UI_o} \int_{z=z_m-d_m}^{z_m} \left[ \left( V^{(1)} \right)^2 + \left( V^{(2)} \right)^2 \right] dz \quad (18)$$

Malzeme özellikleri ve frekanslar sabit tutulurken tabaka sınırı  $h$  kadar pertürbe edilirse, faz hızındaki değişim aşağıdaki bağıntıdan belirlenir (Herrmann, 1987).

$$\left(\frac{\partial C}{\partial h}\right) = \frac{C^3}{2\omega(\omega I_1 + cI_2)} \left\{ \omega^2 \left[ \rho (V^{(2)})^2 + (V^{(1)})^2 \right]_{\pm} - k^2 \left[ (\mu V^{(1)})^2 \right]_{\pm} - k^2 \left[ (\lambda + 2\mu)(V^{(2)})^2 \right]_{\pm} - \left\{ (\lambda + 2\mu) \left( \frac{dV^{(1)}}{dz} \right) \right\}_{\pm} \left[ \mu \left( \frac{dV^{(2)}}{dz} \right) \right]_{\pm} \right\} \quad (19)$$

Burada  $[\ ]_{\pm}$  işareti ara yüzeyden diğer bir tabakaya (across the interface) parametredeki sıçramanın hesabını belirtir:

$$[\chi]_{\pm} = \chi(h+0) - \chi(h-0) \quad (20)$$

Sabit bir  $\omega$  frekansında grup hızının model parametrelerine göre kısmi türevi

$$\left. \frac{\partial U}{\partial m} \right|_{\omega} = \frac{U}{C} \left( 2 - \frac{U}{C} \right) \left. \frac{\partial C}{\partial m} \right|_{\omega} + \omega \frac{U^2}{C^2} \left. \frac{\partial}{\partial \omega} \left( \left. \frac{\partial C}{\partial m} \right|_{\omega} \right) \right|_m \quad (21)$$

dır (Rodi ve diğ., 1975). Burada  $m$ , model parametrelerini belirtir. Grup hızının tabaka hızlarına göre kısmi türevleri ise

$$\frac{\partial U}{\partial V} = \frac{U}{C} \frac{\partial C}{\partial V} + \frac{U^2}{C^2} \left( \frac{T}{C} \frac{dC}{dt} \frac{\partial C}{\partial V} - T \frac{\partial}{\partial T} \frac{\partial C}{\partial V} \right) \quad (22)$$

dır. Faz hızının periyota göre sayısal kısmi türevi aşağıdaki şekilde hesaplanır (Herrmann, 1987).

$$\frac{\partial \alpha}{\partial T} \frac{\partial \alpha}{\partial V} = T \left[ \frac{\left( \frac{\partial \alpha}{\partial V} \right)_{T+hT} - \left( \frac{\partial \alpha}{\partial V} \right)_{T-hT}}{2hT} \right] \quad (23)$$

Bu ifadelerde;  $V$ ,  $\alpha$  ve  $\beta$  hızlarına karşılık gelir. Böylece, gözlemsel grup hızı ile modelden hesaplanan teorik grup hızı arasındaki fark

$$U_{göz} - U_{teo} = \frac{\partial U}{\partial \beta_1} \Delta \beta_1 + \dots + \frac{\partial U}{\partial \beta_n} \Delta \beta_n + \frac{\partial U}{\partial Q_{\beta_1}^{-1}} \Delta Q_{\beta_1}^{-1} + \dots + \frac{\partial U}{\partial Q_{\beta_n}^{-1}} \Delta Q_{\beta_n}^{-1} \quad (24)$$

olur. Burada  $U_{göz}$  direkt olarak sismogramdan hesaplanan grup hızıdır.  $U_{teo}$  ise modelden hesaplanan teorik grup hızıdır.

### 1.3.2. Tek İstasyonda Grup Hızlarının Belirlenmesi

Yüzey dalgalarının grup ve faz hızlarının frekansın veya periyodun fonksiyonu olarak hesaplanıp çizilmesiyle elde edilen eğrilere dispersiyon eğrileri denir (Pilant, 1979). Yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerinin elde edilmesiyle ilgili en eski yöntem doruk çukur yöntemidir (Ewing ve Press, 1952, 1954). Dispersiyon eğrilerinin elde edilmesi ile ilgili ilk sayısal çalışma Valle (1949) tarafından yapılmıştır (Bath, 1974). Bu araştırmacı, gözlenen modları sismogramdan çıkartmak için frekans ve hız penceresi kullanmıştır (Dziewonski ve diğ., 1969). Sato (1955), dispersiyon verisinin sinyalin Fourier dönüşümünden direkt olarak hesaplanabilir olduğunu önermiştir (Mindevalli, 1988). Daha sonra; Archambeau ve diğ., (1966), cisim dalgası varışlarındaki dispersiyon için sayısal filtreler kullanmışlardır. Yapılan bu araştırmaların ardından Landisman ve diğ., (1969), genlikleri veya fazları periyot ve grup hızının fonksiyonu olarak veren hareketli pencere analizi (moving window analysis) adı verilen otomatik bir işlem geliştirmişlerdir. Dziewonski ve diğ., (1969), ardışık süzgeç tekniği (multiple filter technique) adı verilen ve günümüzde de yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerinin elde edilmesinde bir çok araştırmacı tarafından çok

sık kullanılan bir yöntem geliştirmişlerdir (Levshin ve diğ., 1972; Ezen, 1991a; Ezen 1991b; Rizhikova ve diğ., 1975; Badal ve diğ., 1990; Badal, 1991; Badal ve diğ., 1992; Badal ve diğ., 1993; Kovach, 1978; Yamanaka ve diğ., 1992; Kalegoras ve diğ., 1992; Barmin ve diğ., 1984; Levshin, 1980).

Tek istasyonda grup hızlarının hesaplanması yukarıda sözü edilen yöntemlerden biri kullanılmak suretiyle kolayca yapılabilir. Fakat tek istasyonda faz hızının hesabı çok güçtür. Bunun nedeni ise kaynağın başlangıç fazının iyi bilinmemesidir. Başlangıç fazı; ancak, verilen bir odak mekanizması için belirlenebilir. Ayrıca, yapay sismogramlar yardımıyla kaynağa ait bilgiler elde edilebilir (Pilant, 1979). Tek istasyonda grup hızlarının elde edilmesinde bir grafik yöntem olan tepe-çukur yöntemi de kullanılabilir. Bu yöntemin geçerliliği iki şarta bağlıdır (Dziewonski ve diğ., 1969; Dziewonski ve Hales, 1972). Birincisi, eldeki kayıt tek bir moda ait olmalıdır. İkincisi ise, kayıttaki dalga treni iyi dispersiyon göstermelidir. Hermann (1973), Dziewonski ve diğ., (1969)' un ardışık süzgeç tekniğini daha da geliştirmiş olup dar bir band-geçişli süzgecin ardışık-modların girişiminin etkisini giderebilir olduğunu ve bu tekniğin bir yüzey dalgası kaydına uygulanmasıyla diğer yüksek modlardan ana modun kolayca ayırt edilebilir olduğunu belirtmiştir (Mindevalli, 1988).

### **1.3.2.1. Ardışık Süzgeç Yöntemi**

Bu yöntemde; genlik ve fazları periyodun ve hızın fonksiyonu olarak belirlemek için ele alınan sinyale, birbirini izleyen noktalar boyunca bu noktalarda merkezlenen dar bantlı sayısal süzgeçler uygulanır. Diğer bir deyişle, bir sismik sinyal belirli aralıklarla her bir frekans için pencerelemektedir. Böylece her bir merkez frekansta genliğin yani enerjinin iyi bir ayrımlılıkla elde edilmesine çalışılır. Süzgeçleme zaman veya frekans ortamında yapılabilir. Frekans ortamında yapılan süzgeçleme işlemi zaman ortamında yapılanı göre ayrımlılık açısından daha avantajlıdır. Çünkü zaman ortamında yapılan süzgeçleme işleminde ağırlık katsayılarını her iki uçtan sınırlamak gerekmektedir (Dziewonski ve diğ., 1969).

Ayrıca, bilindiği gibi frekans ortamında yapılacak süzgeçleme işlemi bilgisayar zamanı açısından kazanç sağlar. Böylece, frekans ortamında pencereleme işleminin

her bir adımı için ters Fourier dönüşümünden elde edilen dalgacıktan karşılık gelen periyoda ait grup hızı hesaplanır.

Ardışık süzgeç yöntemi, hemen hemen eş zamanlı olarak kayıt istasyonuna ulaşan birkaç hakim periyottan ibaret karmaşık sinyalleri çözebilir. Periyot ve grup hızının fonksiyonu şeklinde desibel olarak gösterilen anlık spektral genlik, çok modlu grup hızına dayanarak açıklanabilir. Hareketin birbirine dik bileşenleri çözümlendiğinde, sonuçlar gözlenen yayınım modlarının herbiri için faz ve eliptisiteye dayalı olarak kayıt yerindeki üç bileşenli titreşimi çalışmada kullanılabilir. Ayrıca yanal kırılmaların nicel olarak belirlenmesi ve dalga türlerinin ayrılmanması da mümkündür.

Ardışık süzgeç yöntemi, hız (veya zaman) ve periyodun (veya frekans) bir fonksiyonu olarak sinyalin genliğindeki (veya enerji değişimlerini) incelemek için kullanılır. Bunun için, süzgeç fonksiyonunun her bir merkez frekans ve hız değerinin hemen yakınında iyi bir ayrımlılığa sahip olması istenir. Bunu sağlayabilmek için süzgeç fonksiyonu olarak Gauss fonksiyonu kullanılmaktadır. Çünkü Gauss fonksiyonu çok iyi bir frekans-zaman ayrımlılığına sahiptir (Bath, 1974; Dziewonski, ve diğ., 1969; Dziewonski ve Hales 1972).

#### **1.4. Rayleigh Dalgalarının Grup Hızlarının Ters Çözümü**

##### **1.4.1. Giriş**

Jeofiziğin ana problemi; ölçülen herhangi bir jeofizik parametreye yer içerisinde karşılık gelen yapının bulunmasıdır. Elde edilen ölçülerin fiziksel anlamından yararlanmak suretiyle yeraltındaki yapı kesiti belirlenmeye çalışılır. Ölçülen değerlere karşılık gelen model sonuçları hesaplandıktan sonra model parametre değerleri değiştirilerek ölçülen değerlere en yakın olan model parametresi grubu elde edilmeye çalışılır. Yapılan bu işlem sonunda belli bir hata sınırı içinde kalmak şartıyla ölçülen değerlerle modelden hesaplanan değerler çakıştığı andaki model aranan yeraltı kesitidir. Bu işleme jeofizikte ters çözümleme (inversion) adı verilir (Tarantola, 1987; Tarantola ve diğ., 1982a ve 1982b; Menke, 1984; Parker, 1977).

Yüzey dalgası ters çözümlerinde, sismogramdan hesaplanan dispersiyon karakteristiklerine neden olan yapı belirlenmeye çalışılır. Bu amaç için yapılan ters çözümlemede yapı; tabaka kalınlığı,  $\alpha$  ve  $\beta$  hızları, yoğunluk ve elastik sabitleriyle temsil edilir (Badal, 1990). Problemin çözümü tekil değildir. Fakat, belirli bir hata sınırı içinde kalmak şartıyla kabul edilebilir uygun bir modeli belirlemek mümkündür (Backus ve Gilbert 1970).

Ters çözümleme probleminde genel olarak iki yaklaşım vardır. Birincisinde, herhangi bir dalga fazının ayrımı yapılmadan sismik kayıtlar ve bunların belli kısımları zamanın fonksiyonu olarak ele alınır. Diğer yaklaşımda ise tek bir dalga fazının yayınındaki fizik yasalarını karakterize eden yayılma zamanları, soğurma, faz ve grup hızlarının frekansa veya periyoda bağlı değişimleri gibi fonksiyonlardan yararlanılmaktadır. Bu iki yaklaşım için iki ayrı yöntem uygulanır. İlk yöntem doğrusal çözümleme olarak adlandırılır. Bu yöntemde, tanımlanan bir parametre grubundan başlayıp bunlara her defasında küçük değişimler uygulanarak karakteristik fonksiyonlara matematiksel anlamda yaklaşılmaya çalışılır. İstenen yaklaşım sağlandığında irdelenen fonksiyon yapıya dönüştürülür (Backus ve Gilbert, 1967, 1968, 1970; Wiggins, 1972; Dmitrieva ve diğ., 1985; Ditmar ve diğ., 1987; Treitel ve Lines 1982; Lines ve Treitel 1984; Jackson, 1972, 1979). İkinci yöntem, gözlemsel verilerle uyumlu teorik sonuçları veren yapı kesitinin arandığı deneme-yanılma yöntemidir. Doğrusal ters çözümlemede karakteristik eğriyi belirleyen parametreler tanımlanırken deneme-yanılma yönteminde yapıyı belirleyen parametreler tanımlanmaktadır. Ayrıca, deneme-yanılma yönteminde herbir parametre için çözümü aranacak olası sınırların da tespit edilmesi gerekir (Keilis-Borok ve diğ., 1967).

#### 1.4.1.1. Ters Çözüm Teorisi

Jeofizikte ileri doğru bir problem, varsayılan bir yer modeli için kestirilen teorik sonuçlar ile gözlemsel veri arasında bir uyum sağlama olarak tanımlanabilir (Mindevalli, 1988). Problem matematiksel olarak şu şekilde ifade edilebilir.

$$b=FX$$

(25)

Burada;  $b$  gözlemsel veri vektörü,  $x$  tabakalı yer modeli ve  $F$  ise bu iki vektör ile ilişkili matematik fonksiyondur. Ters problem ise,

$$X=F^{-1}b \quad (26)$$

olarak ifade edilir. Eğer  $F^{-1}$  mevcut ise verilen bir gözlemsel veri için model parametreleri bulunabilir. Sistem doğrusal olduğunda ters çözüm çok basit hale gelir. Bu durumda problem aşağıdaki matris işlemiyle ifade edilir.

$$b=AX \quad (27)$$

veya

$$\begin{bmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ b_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_{11} & \dots & A_{1m} \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ A_{n1} & \dots & A_{nm} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ X_m \end{bmatrix} \quad (28)$$

Burada  $A$   $n \times m$  boyutunda bir matris;  $n$  veri sayısı ve  $m$  ise model parametrelerinin sayısıdır.  $b$  ve  $x$  vektörlerinin boyutları aynı olmayabilir. Eğer model parametrelerinden fazla veri varsa ( $n > m$ ) sistem aşırı tanımlıdır (overdetermined). Aynı zamanda, eğer  $A$  matrisinin rankı (bağımsız sütunların minimum sayısı) model parametrelerinin sayısına ( $m$ ) eşit ise sistem iyi sınırlanmış (well constrained) olacaktır. Eğer veri sayısı model parametrelerinden az ise ( $n < m$ ) sistem eksik tanımlı (underdetermined) olur. Eğer eksik tanımlı sistemin rankı model parametrelerinin sayısından ( $m$ ) az ise sistem eksik sınırlanmış (underconstrained) olacaktır. Genelleştirilmiş anlamda (28)' deki matris işleminin çözümü

$$X=A^{-1}b \quad (29)$$

olur. Eğer sistem doğrusal ve aşırı tanımlı ise  $b$  aşağıdaki gibi sağlanır.



$$b = AX + \epsilon \quad (30)$$

Burada  $b$ ,  $n \times 1$  boyutunda veri vektörü,  $x$ ,  $m \times 1$  boyutunda çözüm vektörü ve  $\epsilon$   $n \times 1$  boyutunda rezidüel vektördür.  $\epsilon$ ,  $Ax$  modelinin gerçek modele bir yaklaşım olabilmesi için oluşur. Jackson (1972), (30) nolu denklemin çözümünün

$$X = (A^T A)^{-1} A^T b \quad (31)$$

olduğunu göstermiştir. Burada,  $A^T$ ,  $A$  matrisinin transpozudur. En küçük kareler yöntemi  $\epsilon^T \epsilon$  yi minimum yapmada kullanılır. Eğer sistem doğrusal değilse, birinci mertebe Taylor seri açılımı genel olarak bir başlangıç modele ait çözüm için elde edilir. İkinci ve daha yüksek mertebeden terimler ihmal edilir.

$$b = b_o + A(X - X_o) \quad (32)$$

Burada,

$b = F(X_o)$ ,  $X_o =$  Başlangıç model,  $A = \frac{\partial F_i}{\partial X_{oj}} = n \times m$  boyutlu  $X_{oj}$  de hesaplanan

kısmi türevler matrisidir. (32) bağıntısı aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$b - b_o = A(X - X_o) \quad (33)$$

veya  $\Delta b = A \Delta X$

Eğer sistem aşırı tanımlı ise,  $\Delta X$  en küçük kareler yöntemi ile aşağıdaki denklemden bulunabilir.

$$\Delta X = (A^T A)^{-1} A^T \Delta b \quad (34)$$

Minimum yapan fonksiyon (minimization function)

$$M(X) = \epsilon^T \epsilon \quad (35)$$

olur. Bu fonksiyonun tanımı ise,

$$\epsilon^T \epsilon = \sum_i \epsilon_i^2 = \|e\|^2 \quad (36)$$

olur ve  $\|e\|$  ye norm denir (Lawson ve Hanson, 1974). Böylece,

$$M(X) = (b - AX)^T (b - AX) \quad (37)$$

$$M(X) = X^T A^T AX - 2X^T A^T b + b^T b \quad (38)$$

Eğer  $M(X)$  in  $X_k$  ya göre türevi alınırsa (burada  $k=1,2,\dots,m$ )

$$\frac{\partial M(X)}{\partial X_k} = U_k^T A^T AX + X^T A^T AU_k - 2U_k^T A^T b \quad (39)$$

Burada  $U_k$  vektörü  $k$ . satırda 1' e eşittir.

$$U_k = \begin{bmatrix} 0 \\ \cdot \\ 0 \\ 1 \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \end{bmatrix} \quad (40)$$

(39) daki türev şu şekilde ifade edilebilir.

$$\frac{\partial M(X)}{\partial X_k} = 2U_k^T A^T AX - 2U_k^T A^T b \quad (41)$$

Bu türev sıfıra eşitlenirse,

$$U_k^T [A^T AX - A^T b] = 0 \quad (42)$$

olur. Dolayısıyla X için çözüm aşağıdaki gibi elde edilir.

$$X = (A^T A)^{-1} A^T b \quad (43)$$

Büyük, aşırı tanımlı doğrusal denklem sistemlerinin çözümleri çoğu kez giriş verisindeki küçük değişimler anlamında kararsızdır. Yani bu gibi hallerde giriş verisindeki küçük değişimler nihai çözümlerde büyük değişimlere sebep olur. Eğer bu meydana gelirse (31)'deki  $(A^T A)^{-1}$  singülaritelere yaklaşır. Bu, X model parametrelerini çözmek için yeterli ayrımlılığa sahip olmayan b veri vektörünün sonucudur. Bu da veriye başarılı bir şekilde yapılan uyumda çok sayıda mantıksız çözümlere yol açar. Dolayısıyla (27)'deki A matrisini ayrıştırmak için bir çok yöntem vardır (Mindevalli, 1988). Bunlar Householder dönüşümü (Lawson ve Hanson, 1974) ve tekil değer ayrışım yöntemi (Lawson ve Hanson, 1974; Menke, 1984; Canitez, 1992).

#### 1.4.1.2. Householder Dönüşümü

(27) denklemindeki A matrisi Lawson ve Hanson (1974) tarafından açıklandığı gibi Householser dönüşümü kullanılarak

$$A=QR \quad (44)$$

veya

$$\begin{bmatrix} A_{11} & \dots & A_{1m} \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ A_{n1} & \dots & A_{nm} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Q_{11} & \dots & Q_{1n} \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ Q_{n1} & \dots & Q_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{11} & R_{12} & \dots & R_{1m} \\ 0 & R_{22} & \dots & \dots \\ 0 & 0 & \dots & \dots \\ \dots & \dots & 0 & R_{mm} \\ 0 & 0 & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (45)$$

şeklinde yazılabilir. Doğrusal bir aşırı tanımlı sistemde A nxm boyutlu matris, Q ortogonal nxn kare matris, ve R ise mxm boyutlu üst üçgen matristir. (45)'den de görüldüğü gibi alt üçgen matrisin elemanları sıfırdır. Çünkü Q matrisi ortogondur ( $Q^{-1}=Q^T$ ). (28)'deki  $XR X=Q^T b$  den kolayca bulunabilir.

#### 1.4.1.3. Tekil Değer Ayrışımı

Tekil değer ayrışımı yöntemi  $AX=b$  şeklinde bir doğrusal sistemin çözümünde tekil değer sorununun üstesinden gelmek için geliştirilmiş bir yöntemdir. (Lawson ve Hanson, 1974; Canitez, 1992). (30) nolu denklemdeki A matrisi tekil değer ayrışım yöntemi ile şu şekilde çarpanlara ayrılır.

$$A = U \wedge V^T \quad (46)$$

veya

$$A = \begin{bmatrix} U_{11} & \dots & U_{1n} \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ U_{n1} & \dots & U_{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \wedge_{11} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \wedge_{22} & 0 & \dots \\ \dots & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \dots & 0 & \wedge_{mm} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V_{11} & \dots & V_{1m} \\ \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots \\ V_{1m} & \dots & V_{mm} \end{bmatrix} \quad (47)$$

Burada, U ortogonal nxn boyutlu kare matris,  $\wedge$  diyagonal matris olup elemanları özdeğerlerdir ( $\lambda_i; i=1, \dots, m$ ), V ise mxm boyutlu ortogonal matristir.  $V^T$ , V matrisinin transpozunu belirtir. Eğer en küçük kareler yöntemi uygulanırsa

$$X = \left[ (U \wedge V^T)^T (U \wedge V^T) \right]^{-1} (U \wedge V^T)^T b \quad (48)$$

olur. Terimleri yeniden dizdikten sonra  $U^T U = I$  tanımını kullanarak çözüm aşağıdaki gibi elde edilir.

$$X = V \wedge^{-1} U^T b \quad (49)$$

özdeğerler matrisi  $\wedge$  çok küçük veya sıfıra yakın olduğunda ya da özdeğerlerden biri diğerine eşit olduğunda singulariteler elde edilebilir. Bu da duraysız (unstable)  $X$  matrisinin oluşmasına yol açar. Bu durumu ortadan kaldırmak için stokastik veya sönümlü en küçük kareler tersleme yöntemi kullanılır (Mindevalli, 1988; Badal, 1990).

#### 1.4.1.4. Stokastik Ters Çözüm (Sönümlü En Küçük Kareler)

Stokastik ters çözüm, diğer bir deyişle sönümlü en küçük kareler yöntemi aşağıdaki şekilde ifade edilen bir matris işleminde  $X$  değerini bulmak olarak açıklanır (Herrmann, 1987).

$$|AX - b| + |\sigma X| = \text{minimum} \quad (50)$$

Bu yöntemde ölçeklenen özdeşlik (identity) matrisi orjinal en küçük kareler problemine eklenecektir (Mindevalli, 1988).

$$\begin{bmatrix} b \\ 0 \end{bmatrix} + \epsilon = \begin{bmatrix} A \\ \sigma I \end{bmatrix} X \quad (51)$$

Burada  $\sigma$  bu noktada belirlenmemiştir. Küçükleme (minimization) fonksiyonu

$$M(X) = \|AX - b\| + \|\alpha X\| \quad (52)$$

veya

$$M(X) = (AX - b)^T (AX - b) + \sigma^2 X^T X \quad (53)$$

dir.  $M(X)$ ' in  $X_k$ ' ya ( $k=1, \dots, m$ ) göre türevi alınırsa,

$$\frac{\partial M(X)}{\partial X_k} = 2U_k^T A^T AX - 2U_k^T A^T b + 2\sigma^2 U^T x \quad (54)$$

olur.  $U_k$  (40)' da verilen ve k. satırdaki elemanı 1 olan ve diğer elemanları sıfır olan bir vektördür. (54) sıfıra eşitlendiğinde

$$U_k^T [A^T AX + \sigma^2 X - A^T b] = 0 \quad (55)$$

X aşağıdaki gibi elde edilir.

$$X = (A^T A + \sigma^2 I)^{-1} A^T b \quad (56)$$

Burada A matrisi Rayleigh dalgası hızlarının (yapılacak ters çözüme göre grup veya faz hızının) tabaka parametrelerine (kalınlık, P-dalgası hızı, S-dalgası hızı, yoğunluk veya  $Q^{-1}$ ) göre kısmi türevlerini içerir (Taylor, 1980).

$$A = \begin{bmatrix} \frac{\partial V_1}{\partial P_1} & \frac{\partial V_1}{\partial P_2} & \dots & \frac{\partial V_1}{\partial P_n} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \frac{\partial V_m}{\partial P_1} & \frac{\partial V_m}{\partial P_2} & \dots & \frac{\partial V_m}{\partial P_n} \end{bmatrix} \quad (57)$$

Burada  $V_i$  kullanılacak hızı (grup veya faz hızı),  $P_i$  ise tabaka parametrelerini belirtir.  $b$  vektörü ise gözlemsel grup hızı ile modelden hesaplanan grup hızı arasındaki farktır (Şeber ve Mitchell, 1992).

$$b = \begin{bmatrix} \Delta U_1 \\ \Delta U_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \Delta U_m \end{bmatrix} \quad (58)$$

$\Delta U_i$  ler kullanılan periyot aralığında gözlemsel grup hızı ( $U_{göz}$ ) ile modelden hesaplanan teorik grup hızı ( $U_{teo}$ ) arasındaki farktır. (51)' deki matris işleminde  $\sigma$  parametresi sönüm parametresi olup modeldeki ayrımlılık ve standart sapma arasındaki uyumu belirler (Şeber ve Mitchell, 1992).  $A$  matrisi tekil değer ayrışım (SVD) tekniği kullanılarak özvektörler (eigenvectors) ve özdeğerler (eigenvalues) cinsinden ifade edilebilir (Lawson ve Hanson, 1974; Cantez, 1992).

$$A = U\Lambda V^T \quad (59)$$

$$A^T = V\Lambda U^T \quad (60)$$

Burada  $U$ , veri uzayından elde edilen  $m$  uzunluklu  $n$  tane özvektörü içerir.  $\Lambda$  ise  $n$  tane özdeğeri içeren  $n \times n$  boyutunda diyagonal matristir.  $V$  ise model uzayından elde edilen  $n$  uzunluklu  $n$  tane özvektörü içeren ortonormal modal matristir.  $U, V$  matrisleri arasında şu ilişkiler vardır.

$$UU^T = U^T U = VV^T = V^T V = I \quad (61)$$

$U$  ve  $V$  matrisleri aşağıdaki ilişkileri sağlar.

$$AA^T U = U \Lambda^2 \quad (62)$$

$$A^T AV = V \Lambda^2 \quad (63)$$

Tekil değer ayrışım yönteminin kullanılmasıyla aranan çözüm vektörü,

$$X = V(\Lambda^2 + \sigma^2 I)^{-1} \Lambda U^T b \quad (64)$$

veya

$$X = Hb \quad (65)$$

şeklinde yazılabilir. Burada  $H$ ,

$$H = V(\Lambda^2 + \sigma^2 I)^{-1} \Lambda U^T \quad (66)$$

dır. Ayrımlılık matrisi

$$R = HA \quad (67)$$

olur. Burada,



$$A = U\Lambda V^T \quad (68)$$

Ayrımlılık matrisini daha açık yazarsak,

$$R = V(\Lambda^2 + \sigma^2 I)^{-1} \Lambda^2 V^T \quad (69)$$

olur. Varyans-kovaryans matrisi ise,

$$C = HH^T = V(\Lambda^2 + \sigma^2 I)^{-1} \Lambda^2 (\Lambda^2 + \sigma^2 I)^{-1} V^T \quad (70)$$

olarak tanımlanır ve rezolüsyon matrisinin bir özelliği de  $\sigma=0$  olduğunda bu matris birim (identity) matrisi  $I$  olur (Herrmann, 1987). Burada çözülen en küçük kareler probleminde minimum yapılan  $x$  vektörünün uzunluğudur.

Ana mod Rayleigh dalgalarının dispersiyon eğrilerinin ters çözümlemesinde öncelikle verilen bir başlangıç yer modeli için kullanılan periyot aralığında (veya frekans aralığında) hareket denklemi çözümlenerek teorik yer değiştirme genlikleri faz ve grup hızları belirlenir. Daha sonra gözlenen grup hızı ile teorik grup hızı arasındaki fark alınarak  $b$  vektörü oluşturulur. Bu  $b$  vektörü, veri vektörüdür. Daha sonra  $A$  matrisi oluşturulur.  $A$  matrisi grup hızlarının her tabakaya ait  $\beta$  hızlarına göre kısmi türevlerini içerir.  $A$  matrisi bir seri Householder dönüşümlerle  $2m \times 2m$  boyutunda üst üçgen matris haline getirilir. Burada  $m$  modeldeki yarısonsuz ortam dahil tabaka sayısıdır.  $A$  matrisinin sağ alt köşesinde ve sol üst köşesinde  $m \times m$  üst üçgen matris için Euclidean veya Frobenius normu alınır. Elde edilen çözüm vektörünün ( $x$ ) ilk  $m$  satırı hız modeli ile ilişkilidir. Grup hızlarının ters çözümü yapılırken  $Q_{\beta}^{-1}$  e göre türevler sıfıra eşitlenir. Eğer  $m$  tane tabaka varsa daima  $2m$  uzunluklu model vektörü için ters çözüm yapılır. İlk  $m$  tane eleman tabaka hızlarına ve ikinci  $m$  tane eleman ise  $Q_{\beta}^{-1}$  modeline karşılık gelir. Ters çözüm iteratif olarak gözlemsel grup hızı eğrisi ile teorik grup hızı eğrisi üst üste çakışmaya kadar devam eder.

Bu çalışmada Russel ve. diğ., (1984) tarafından yazılan, daha sonra Herrmann (1987) tarafından bir paket program şekline dönüştürülen ve iteratif olarak ters çözüm yapan bir bilgisayar programı kullanılmıştır. Bu programın teorik esasları bu çalışmada verilmiştir. Bu program Lawson ve Hanson (1974) tarafından verilen alt programları kullanarak (Householder dönüşümü ve tekil değer ayrışım yöntemi için geliştirilen alt programlar) S- dalgası hız yapısının belirlenmesi için gözlemsel grup veya faz hızlarının ters çözümünü yapar. Ayrıca bu program  $Q_p$  nın derinlikle değişimini elde etmek için gözlemsel soğurma katsayılarının ( $\gamma$ ) ters çözümü içinde kullanılmıştır. Soğurma katsayılarının ters çözümü ile ilgili teorik esaslar ileriki bölümlerde verilmiştir.

### 1.5. Soğurma

Bir kaynaktan çıkan sismik dalgalar yer içerisinde ilerlerken bir çok fiziksel etki ile karşılaşılır. Bunlar; geometrik yayılım (Ecevitöglü, 1992) ve dalgaların katettiği yörünge boyunca süreksizliklerden yansımaları, saçılmaları, kırılmaları ve de burada bulunan kayaçların anelastik özellikleridir (Mitchell, 1995). Dalgaların soğurulmasının derecesi bir kayaç türünden diğerine değişir. Gerçekten de granit içerisinde ilerleyen zengin frekans içerikli bir dalga yüksek frekans bileşenlerinden az bir kısmını yitirirken kum içerisinde ilerleyen aynı dalga yüksek frekanslarından büyük bir bölümünü kaybedecektir (Ecevitöglü, 1992). Kayaçların soğurma değeri, yaygın olarak kullanılan ve kalite faktörü ( $Q$ ) adı verilen boyutsuz bir parametre ile belirtilir. Kalite faktörü;

$$Q = \frac{2\pi E}{\Delta E} \quad (71)$$

olarak tanımlanır (O' Connel ve Budiansky, 1978; Johnston ve Toksöz, 1981; Fowler, 1992; Ecevitöglü, 1992.) Burada  $E$ ; dalgada bulunan elastik enerji,  $\Delta E$  ise bir dalga boyundaki enerji kaybıdır.  $Q$  (kalite faktörü)' nün yer içerisindeki dağılımı değişik türde sismik dalgaların genlik spektrumlarının şeklini belirler. Bir malzeme özelliği olarak dikkate alınan  $Q$ ; yer içerisinde, derinliğin bir fonksiyonudur

(Solomon, 1972). Periyodun fonksiyonu olarak hem yüzey dalgaları (Tsai ve Aki, 1969) hem de yerin serbest titreşimleri (Anderson ve diğ., 1965; Tryggvason, 1965) ve de uzaklığın fonksiyonu olarak (Wadati ve Hirono, 1956; Archambeau ve diğ., 1969) üst mantoda,  $Q$  nun kabuktaki değerinden belirgin bir şekilde düşük olan bir zon olduğunu göstermiştir.

Kalite faktörü ( $Q$ ) bölgeye bağlıdır. Yanal  $Q$  değişimlerinin çarpıcı örnekleri ada yaylarında meydana gelir (Oliver ve Isacks, 1967). Duraylı platformların (stable platforms) ve kalkanların kabukları yüksek  $Q$  ile karakterize edilirler. Yani buralarda yayılan sismik dalgalar az soğurulurlar (Mitchell, 1973; Hwang ve Mitchell, 1987). Yayılma merkezleri ve yakınsayan plaka zonları düşük  $Q$  değeri ile karakterize edilirler (Canas ve diğ., 1980; Chan ve diğ., 1989; Correig ve diğ., 1990).

Soğurma; kayaçların fiziksel ve kimyasal özelliklerindeki değişimlere hızdan daha çok duyarlıdır (Winkler ve Nur, 1979, 1982; Housley, 1974). Koda dalgalarıyla yapılan çalışmalar, stabil bölgelerde  $Q_{koda}$  nın frekans bağımlılığının tektonik bölgelere nazaran daha az olduğunu göstermiştir (Singh ve Herrmann, 1983; Raouf ve Nuttli, 1985). Stabil bölgelerde ( $Q$  nispeten yüksek)  $Q_{\beta}$  nın frekansa bağımlılığı tektonik olarak aktif olan bölgelerinkinden ( $Q$  nispeten düşük) daha fazladır (Hwang ve Mitchell, 1987).  $Q_{\beta}$  en azından 1 Hz civarında frekansa bağımlıdır ve bu bağımlılık yer kabuğunun üst kısmında bölgesel olarak değişir (Mitchell, 1995; Clowes ve Kanasewich, 1970).

Tortullarda ise  $Q_{\beta}$  oldukça düşüktür. Malagnini ve diğ., (1995) patlayıcı bir kaynak kullanarak oluşturulan yüzey dalgalarından yararlanmak suretiyle Quaterner yaşlı alüvyonlarda  $Q_{\beta}$  nın 2 ile 20 arasında değiştiğini belirtmiştir. Genç tortullarda yapılan çalışmalarda (Gibbs ve diğ., 1994; Jongmans ve Campillo, 1993; Jongmans ve Demanet, 1993)  $Q_{\beta}$  nın oldukça düşük olduğu belirtilmiştir.

$Q'$  nun yer içerisinde; derinliğe, frekansa, kayaçların anelastik özelliklerine bağımlı olması, cisim ve yüzey dalgalarının yayılımlarını farklı şekilde etkiler. Yüzey dalgaları ile yapılan soğurma çalışmaları kıta ve okyanuslarda anelastik soğurma hakkında önemli bilgiler sağlar (Tsai ve Aki, 1969; Solomon, 1972, 1973; Herrmann ve Mitchell, 1975; Canas ve diğ., 1988; Souriau ve diğ., 1980; Mitchell, 1981; Canas ve Mitchell, 1981; Yacoub ve Mitchell, 1977; Banda ve Ansorge, 1980).

Yüzey dalgalarının genlikleri geometrik yayılım dışında  $\exp(-\gamma x)$  faktörü ile azalır. Burada  $\gamma$  'ya soğurma katsayısı denir. Yüzey dalgaları için kalite faktörü ile soğurma katsayısı arasında aşağıdaki ilişki vardır (Nuttli, 1973; Mitchell, 1995).

$$\gamma = \frac{\pi}{QUT} \quad (72)$$

Burada; Q kalite faktörü, U grup hızı ve T ise periyottur.  $\gamma$  nın birimi 1/km dir.  $\gamma$  periyot arttıkça azalır. Soğurma ölçümleri değişik türde hatalara çok duyarlıdır. Yani soğurmanın belirlenmesi çok hassas bir işlemdir. Bu hatalar hem rastgele hem de sistematik olabilir. Eğer bu hatalar çok büyük ise veya fark edilemezse,  $\gamma$  'nın ters çözümlenmesinde hayali Q değerleri elde edilebilir. Bu hatalar; yanal değişimlerden kaynaklanan kırılmalar, ardışık yansımalar, odaklanma yada dağılmalardır (Mitchell, 1995).

Jeolojik yapıdan kaynaklanan yanal değişimleri minimuma indirgemenin bir yolu mümkün olduğu kadar kısa yörünge kullanmaktır. Yüzey dalgaları özellikle Q' nun büyük olduğu yerlerde uzaklık ile çok yavaş soğurulurlar. Seyahat edilen kısa uzaklıklar için genlikteki azalma çok azdır. Bu yüzden çok kısa uzaklıklarda güvenilir ve tam bir soğurma ölçümü yapmak zordur. Soğurmayı belirleyebilmenin en iyi yolu oldukça uzun yörünge kullanmaktır. Fakat uzun yörüngeleri kullanırken yapılacak sistematik hatalara dikkat edilmelidir. En iyi yol aynı bir büyük daire üzerinde bulunan istasyon çifti ve depremi veya aynı hat üzerinde olan iki istasyonu kullanmaktır. İki istasyon bulunmadığı durumlarda da tek istasyonda kayıt edilen yüzey dalgalarından yararlanmak suretiyle soğurma çalışması yapmak mümkündür (Mitchell, 1995).

İki istasyon yöntemi aynı bir büyük daire üzerinde veya aynı hat üzerinde bulunan iki istasyon-deprem çiftine uygulanır ( Tsai ve Aki, 1969; Canas ve Mitchell, 1978; Hwang ve Mitchell, 1987; Al-Khatib ve Mitchell, 1991; Canas ve diğ., 1981, 1982, 1988; Yacoub ve Mitchell, 1977; Rebollar, 1984). İki istasyon yönteminde aşağıdaki bağıntı kullanılarak yüzey dalgası için soğurma katsayısı hesaplanır (Mitchell, 1995; Hwang ve Mitchell, 1987; Patton ve Taylor, 1984).

$$\gamma(\omega) = - \frac{\ln \left\{ \left[ \frac{A_2(\omega, r)}{A_1(\omega, r)} \right] \left[ \frac{\sin \Delta_2}{\sin \Delta_1} \right]^{1/2} \right\}}{r_2 - r_1} \quad (73)$$

Burada  $A_1(\omega, r)$  ve  $A_2(\omega, r)$ ,  $r_1$  ve  $r_2$ (km) uzaklığındaki iki istasyonda gözlenen spektral genlikler ve  $\Delta_1$  ile  $\Delta_2$  derece cinsinden episantr uzaklığıdır. Bu yöntemde; gerçekte, kaynak ile kaynağa en yakın istasyon arasındaki yörüngede yanal süreksizlik bulunmamalıdır. Çünkü bu süreksizlik yüzey dalgalarının yanal olarak kırılmalarına, bir istasyonda veya diğerinde odaklanma veya dağılmalara neden olabilir.

Eğer yüzey dalgaları yanal olarak kaynak istasyon arasında kırılırsa bir istasyonda alınan kayıtlarla diğer istasyonda alınan kayıt arasında azimutal sapma olacaktır. Bu olay meydana geldiğinde, kaynağın yayılım şekli veya örüntüsü (radiation pattern); iki istasyonda, istasyonlar arası analitik özelliklerle ilişkili olmayan çok büyük genlik farklılıkları meydana getirebilir. Kaynaktaki genlikler arasındaki fark yeterince büyükse negatif soğurma katsayısı elde edilebilir. Bu yöntemin avantajı; yanal yönde kırılma etkisinin bulunmadığı hallerde kaynağa ait her hangi bir bilgiye gerek duymaksızın kolayca uygulanabilmesidir (Mitchell, 1995). Yine iki istasyon yönteminde istasyonlar arası ortam için hesaplanacak Green fonksiyonu bu ortamın impuls tepki (impulse response) fonksiyonuna karşılık gelir. Green fonksiyonunun genlik spektrumu iki istasyon arasındaki spektral genliklerin oranını verecektir. Dolayısıyla elde edilen bu genlik oranı (73) bağıntısında yerine yazılarak  $\gamma(\omega)$  elde edilir (Taylor, 1980).

Yüzey dalgalarından  $\gamma(\omega)$  yı belirlemek için diğer bir yöntemde tek kaynak-çok istasyon (single source-many station) yöntemidir. Tsai ve Aki (1969), bir depremin çevrelediği geniş bir bölgeye ait ortalama yüzey dalgası soğurma katsayısı ve kaynağın spektral genliklerini aynı anda (birlikte) belirlemek için bir yöntem

geliştirmiştir. Bu yöntem; fay düzlemi çözümü bilinen bir depremin çeşitli uzaklık ve azimutlardaki yüzey dalgası kayıtlarının spektral genliklerini kullanır. Tsai ve Aki (1969), aşağıdaki bağıntıyı kullanarak gözlediği spektral genlikleri seçilen bir  $r_o$  uzaklığına indirgemıştır.

$$A_{r_o} = A_r (R_E \sin \Delta r / r_o)^{1/2} \exp(\pi f r / UQ) \quad (74)$$

Burada;  $A_r$  r episantr uzaklığındaki,  $A_{r_o}$  ise  $r_o$  episantr uzaklığındaki spektral genlikler,  $R_E$  yer kürenin yarıçapı, Q yüzey dalgalarına ait kalite faktörü ve U ise kayıt edilen yüzey dalgasının (Rayleigh veya Love) sismogramından hesaplanan grup hızıdır. (74) nolu bağıntının her iki tarafının logaritması alındığında elde edilen ifade doğrusal en küçük karelerle çözümlenerek soğurma katsayısı elde edilir. Bu yöntemin bir avantajı, ileri doğru bir çözüm şeklinde, bilinmeyen parametrelerin standart hataları için değerler verir. Dezavantajı ise; eğer bir bölgede anelastik özellikler yanal yönde değişiyorsa yüzey dalgalarının soğurma katsayılarının belirlenmesinde sistematik hatalara yolaçabilmesidir (Yacoub ve Mitchell, 1977).

### 1.5.1. $Q_\alpha$ - $Q_\beta$ Arasındaki İlişki

Anelastik özelliklere sahip izotropik bir katı kompleks elastik modülü ile tanımlanabilir (Uluğ, 1983; Uluğ ve Berckhemer, 1984; Gordon ve Davis, 1968).

$$M(f) = M^1(f) + iM^{11}(f) \quad (75)$$

Buna karşılık gelen elastik kalite faktörü,

$$Q(f) = M^1(f) / M^{11}(f) \quad (76)$$

dır. P ve S dalgalarına ilişkin elastik modüller,

$$M_{\beta}(f) = \mu^I(f) + i\mu^{II}(f) \quad (77)$$

$$M_{\alpha}(f) = K^I(f) + 4/3\mu^I(f) + i[K^{II}(f) + 4/3\mu^{II}(f)] \quad (78)$$

dir. Bunlara karşılık gelen kalite faktörleri,

$$Q_{\beta}(f) = \frac{\mu^I(f)}{\mu^{II}(f)} \quad (79)$$

$$Q_{\alpha}(f) = \frac{K^{II}(f) + 4/3\mu^I(f)}{K^{II}(f) + 4/3\mu^{II}(f)} \quad (80)$$

şeklindedir. Buradan,

$$\frac{Q_{\beta}(f)}{Q_{\alpha}(f)} \approx \frac{\beta^2}{\alpha^2} \left[ \frac{4}{3} + K^{II}(f) / \mu^{II}(f) \right] \quad (81)$$

olur (Uluğ ve Berckhemer, 1984). Burada  $Q \gg 1$  için

$$\alpha^2 = \frac{K^I + 4/3\mu^I}{\rho} \quad (82)$$

$$\beta^2 = \frac{\mu^I}{\rho} \quad \text{dur.} \quad (83)$$

Eğer anelastisite tamamıyla kayma deformasyonu sebebiyle meydana geliyorsa  $K^{II}=0$  olur. Bu durumda

$$\frac{Q_{\beta}(f)}{Q_{\alpha}(f)} = \frac{4 \beta^2}{3 \alpha^2} \quad \text{olur} \quad (84)$$

$\alpha = \sqrt{3}\beta(\sigma = 0.25)$  için

$$\frac{Q_{\beta}(f)}{Q_{\alpha}(f)} = \frac{4}{9} \quad (85)$$

olur (Burton, 1977). Buradan da,

$$Q_{\alpha}(f) = \frac{4}{9}Q_{\beta}(f) \quad \text{veya} \quad Q_{\alpha}(f) = 2.25Q_{\beta}(f) \quad (86)$$

olur.

### 1.5.2. $Q_{\text{temporal}}$ ile $Q_{\text{spatial}}$ Arasındaki İlişki

Aki ve Richards (1980); yayılan bir dalganın genliğinde iki tür azalmanın olduğunu belirtmiştir. Bunların birincisi, sabit bir dalga sayısında duran dalgada genliğin temporal olarak azalması, ikincisi ise sabit bir frekansta yayılan dalganın genliğinin mekansal (spatial) azalmasıdır. Dolayısıyla, birinci durum için  $A=A_0$  olan genlik  $2\pi/\omega, 4\pi/\omega, \dots, 2n\pi/\omega$  ardışık zamanlarında  $\pi/Q$  kadar azalır.  $t=2n\pi/\omega$  olmak üzere

$$A(t) = A_0(1 - \pi/Q)^n \quad (87)$$

dır. Böylece

$$A(t) = A_0 \left[ 1 - \frac{\omega t}{2Qn} \right]^n \rightarrow A_0 \exp \left[ -\frac{\omega t}{2Q} \right] \quad (88)$$



(büyük zamanlar için, yani n büyük)

Bu bağıntı  $Q_{\text{temporal}}$  'ı tanımlamada kullanılır. Genelde bu bağıntının sonucunu yukarıda bahsedilen birinci duruma göre ayrı zamanları kullanarak bilmek isteriz. İkinci durumda ise x uzaklığı için  $A=A(x)$ ' i hesaplamak kolaydır (Aki ve Richards, 1980). Çünkü tek bir dalga piki dx uzaklığı boyunca izlenebilir. (Burada, minimum soğurmanın x eksenini boyunca meydana geldiği varsayılır). Buradan,

$$\Delta A = \left( \frac{dA}{dx} \right) \lambda, \quad \lambda(\text{dalga boyu}) = \frac{2\pi c}{\omega} \quad (89)$$

$$\frac{dA}{dx} = - \left( \frac{\omega}{2cQ} \right) A \quad (90)$$

$$\frac{dA}{A} = - \left( \frac{\omega}{2cQ} \right) dx \quad (91)$$

olur. (91) nolu denklemin integrali alınır

$$A(x) = A_0 \exp \left[ - \frac{\omega x}{2cQ} \right] \quad (92)$$

olur. Bu bağıntı  $Q_{\text{spatial}}$  'i tanımlamada kullanılır ve  $Q_{\text{temporal}}$  ile  $Q_{\text{spatial}}$  arasında aşağıdaki ilişki vardır (Aki ve Richards, 1980).

$$Q_{\text{temp}}^{-1} = \frac{U}{C} Q_{\text{spat}}^{-1} \quad (93)$$

Burada; U grup hızı, C ise faz hızıdır. Bu ilişkinin varlığı ilk defa Brune (1962) tarafından yüzey dalgaları ile yapılan bir çalışmada ayırt edilmiştir. Bu araştırıcı; dalga gruplarının genliklerinin zaman ve uzaklık ile soğurulmasının

$$\exp\left[-\frac{\omega_o t}{2Q}\right] = \exp\left[-\frac{\pi x}{QUT}\right] \quad (94)$$

olduğunu belirtmiştir. (93) bağıntısı; dispersif dalgalar için duran dalga yaklaşımıyla hesaplanan Q ile yayılan dalga yaklaşımıyla hesaplanan Q nun karşılaştırılmasında önemlidir (Aki and Richards, 1980). Dispersif olmayan dalgalar için C=U olduğundan iki tür Q arasında fark yoktur (Brune, 1962). Eğer, dispersiyona uğramış dalgaların soğurulması duran dalga (stationary-phase) yaklaşımı kullanılarak belirlenirse (159) nolu bağıntı kolayca anlaşılabilir (Aki ve Richards, 1980). Verilen bir x uzaklığı ve t anında  $x/t=U(\omega)$  ile verilen  $\omega$  frekansı kayıta hakim olur. Çünkü  $\omega$  frekanslı dalga; ortam içerisinde  $t=x/U(\omega)$  zaman periyotunda vardır ve aşağıda verilen faktör ile soğurulmalıdır (Aki ve Richards, 1980).

$$\exp\left[-\frac{\omega t}{2Q_{temp}(\omega)}\right] = \exp\left[\frac{-\omega x}{2U(\omega)Q_{temp}(\omega)}\right] \quad (95)$$

Buradaki (95) eşitliği (93)' deki tanımdan dolayı aşağıdaki üstel ifadeye eşittir (Aki ve Richards, 1980).

$$\exp\left[-\frac{\omega x}{2C(\omega)Q_{spat}(\omega)}\right] \quad (96)$$

### 1.5.3. Tek İstasyonda Kayıt Edilen Ana Mod Rayleigh Dalgalarından Soğurma Katsayısının ( $\gamma$ ) Belirlenmesi

Rejyonel soğurma çalışmalarının bir hedefi tek bir tektonik bölgenin anelastik özelliklerini karakterize etmektir. Bu iş, çoğu kez iki istasyon veya tek kaynak- çok istasyon yöntemini kullanarak mümkün olmaz. Bir depremle iki istasyon aynı büyük daire üzerinde bulunmayabilir. Fakat, kaynak istasyon çifti arasındaki yörünge uzun ve yüzey dalgalarının odaklanmasına (focusing) sebep olan kompleks bir yapıyı

kesebilir. Tek kaynak-çok istasyon yöntemi bir kaynağın etrafında bir çok istasyonun bulunması ve de bu istasyonların tek bir tektonik bölgede bulunması halinde kullanışlıdır (Mitchell, 1995).

Sözü edilen bu yöntemler uygulanamadığında tek-istasyon yöntemi aynı tektonik bölgede bulunan kaynak-alıcı çifti arasındaki ortam hakkında gerekli bilgileri elde etmek için kullanışlıdır (Mokhtar ve diğ., 1988; Şeber ve Mitchell, 1992; Mitchell, 1995).

Tek-istasyon yöntemi; gözlenen spektruma kaynak ve alet etkisi için düzeltme yapmaktan ibarettir. Bu düzeltmelerden sonra spektrumun geriye kalan kısmından soğurma bilgisi elde edilir. (Burton, 1974; Burton, 1977; MacBeth ve Burton, 1983; MacBeth ve Burton, 1987). Tek-istasyonda gözlenen Rayleigh dalgasının genliği  $A_o(\omega, \theta)$  şu şekilde ifade edilir (Hwang ve Mitchell, 1987).

$$A_o(\omega, \theta) = M_o A_p(\omega, \theta) (\sin \Delta)^{-1/2} \exp(-\gamma x) \quad (97)$$

Burada;  $A_o$  istasyonda gözlenen genlik,  $A_p$  kaynakta hesaplanan kestirilmiş genlik,  $\omega$  açısal frekans ( $\omega = 2\pi f$ ),  $\theta$  kayıt istasyonunun azimutu,  $M_o$  sismik moment,  $x$  km cinsinden episantr uzaklığı,  $\Delta$  derece cinsinden episantr uzaklığı ve  $\gamma$  ise birimi 1/km olan soğurma katsayısıdır. Soğurma katsayısını hesaplamadan önce (95) ve (96) yı hatırlayalım.

$$\exp\left[-\frac{\omega t}{2Q_T(\omega)}\right] = \exp\left[-\frac{\omega x}{2U(\omega)Q_T(\omega)}\right] = \exp\left[-\frac{\omega x}{2c(\omega)Q_S(\omega)}\right] \quad (98)$$

idi. Burada;  $Q_S$  spatial,  $Q_T$  temporal kalite faktörünü,  $c(\omega)$  fâz hızını ve  $U(\omega)$  ise grup hızını belirtir. Buradan,

$$\exp\left[-\frac{\omega t}{2Q_T(\omega)}\right] = \exp\left[-\frac{\omega x}{2c(\omega)Q_S(\omega)}\right] \quad (99)$$

yazılabilir. Her iki tarafın doğal logaritması alınırsa

$$\left[ -\frac{\omega t}{2Q_T(\omega)} \right] = \left[ -\frac{\omega x}{2c(\omega)Q_S(\omega)} \right] \quad (100)$$

olur. Buradan,

$$\gamma_T = \frac{\omega}{2Q_T(\omega)} \quad (101)$$

$$\gamma_S = \frac{\omega}{2c(\omega)Q_S(\omega)} \quad (102)$$

dir. Buradan (100) eşitliği

$$\gamma_T t = \gamma_S x \quad (103)$$

olur. Böylece,

$$\gamma_T = \frac{x}{t} \gamma_S \quad (104)$$

yani

$$\gamma_T = U(\omega) \gamma_S \quad (105)$$

elde edilir. Önce  $Q_T^{-1}$ 'i (97) nolu bağıntıdan hesaplayalım.

$$A_o(\omega, \theta) = A_p(\omega, \theta) (\sin \Delta)^{-1/2} M_o \exp \left[ -\frac{\omega x}{2U(\omega)Q_T(\omega)} \right] \quad (106)$$

(106)' da gerekli işlemler yapılarak

$$Q_T^{-1}(\omega) = -\frac{2U(\omega)}{\omega x} \ln \left[ \frac{A_o(\omega, \theta) \sqrt{\sin \Delta}}{A_p(\omega, \theta) M_o} \right] \quad (107)$$

olur. (101) eşitliğine baktığımızda  $\gamma_T$  aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$\gamma_T = \frac{\omega Q_T^{-1}(\omega)}{2} \quad (108)$$

(107) bağıntısından elde edilen  $Q_T^{-1}(\omega)$  (108)' de yerine yazılırsa  $\gamma_T$  elde edilir. Dolayısıyla (105)' deki  $\gamma_T - \gamma_S$  ilişkisinden  $\gamma_S$  elde edilir. Burada  $\gamma_T$  temporal soğurma katsayısı  $\gamma_S$  ise spatial soğurma katsayısıdır.

Hwang ve Mitchell (1987), (107) nolu bağıntıdaki  $A_p(\omega, \theta)$  nın bir basamak fonksiyonu olduğunu varsayarak hesaplamalarını yapmıştır. Bu çalışmada da  $A_p(\omega, \theta)$  için aynı varsayım yapılmış olup Ben-Menahem ve Singh (1981)' den alınan ve aşağıda verilen kaynak fonksiyonunun birinci türevi alınarak hesaplamalar yapılmıştır. Bu fonksiyonun zaman ortamındaki ifadesi,

$$H(t)(1 - \exp(-t/\tau)), \quad (\tau > 0) \quad (109)$$

dir. Frekans ortamında ise

$$\frac{1}{i\omega(1+i\omega\tau)} \quad (110)$$

dır. Bu ifadenin birinci türevi ise

$$\frac{1}{(1+i\omega\tau)} \quad (111)$$

dir. Burada;  $\omega$  açılal frekans ( $\omega=2\pi f$ ) ve  $\tau$  yükselme zamanıdır (rise-time).

$\tau$ , maksimum periyodun 1/4 ü olarak alınmıştır ( $\tau=T_{\max}/4$ ) Sonuç olarak; bu çalışmada, tek istasyonda kayıt edilen Rayleigh dalgalarından mekansal anelastik soğurma katsayısını (" $\gamma_S$ " spatial anelastic attenuation factor) hesaplarken aşağıda maddeler halinde verilen adımlar izlenmiştir:

1- Kayıtlar seçilip sayısalştırıldıktan sonra alet etkisi giderilerek düzeltilmiş spektrumlar elde edilir.

2- (107) nolu bağıntı kullanılarak  $Q_T^{-1}(\omega)$  hesaplanır. Bu hesaplamayı yaparken (97) nolu bağıntıdaki  $A_p(\omega, \theta)$  için (111)' de verilen fonksiyon ve  $M_0$  (sismik moment) için Ekström ve Dziewonski (1988) tarafından aşağıda verilen  $M_0$ - $M_s$  ilişkisi kullanılmıştır.

$$\log M_0 = \begin{cases} 19.24 + M_s & , M_s < 5.3 \\ 30.20 - \sqrt{92.45 - 11.40M_s} & , 5.3 \leq M_s \leq 6.8 \\ 16.14 + 3/2M_s & , M_s > 6.8 \end{cases} \quad (112)$$

Bu bağıntıdaki  $M_s$  değerlerini hesaplamak için Burton ve Diğ., (1984)' ün Türkiye depremleri için verdiği  $M_s$ - $m_b$  ilişkisi kullanılmıştır.

$$M_s = 1.86m_b - 4.44 \quad (113)$$

3- (107) bağıntısından elde edilen  $Q_T^{-1}(\omega)$  (111) nolu bağıntıda yerine konarak  $\gamma_T$  hesaplanır. Daha sonra (105)' deki  $\gamma_T - \gamma_S$  ilişkisinden  $\gamma_S$  hesaplanır.

Hesaplanan mekansal anelastik soğurma katsayısı periyot arttıkça azalan bir eğridir ve birimi  $\text{km}^{-1}$  dir.

#### 1.5.4. Tek-İstasyonda Elde Edilen Ana Mod Rayleigh Dalgası Soğurma Katsayılarının ( $\gamma$ ) Ters Çözümü

Yer içerisinde anelastik özelliklerini belirlemek için yüzey dalgası soğurma katsayılarının ters çözümü ile ilgili yöntemler yaklaşık otuz yıl önce (Anderson ve Archambeau, 1964; Anderson ve diğ., 1965) geliştirilmiş olup yer içerisinde radyal olarak simetrik,  $Q \gg 1$  ve  $Q'$  nun frekanstan bağımsız olduğu varsayılarak üst mantonun  $Q_\beta$  yapısının belirlenmesinde kullanılmıştır (Mitchell, 1995). Gözlenen yüzey dalgası soğurma katsayısından ( $\gamma$ ) derinliğe bağlı olarak  $Q$  nun belirlenmesi klasik bir doğrusal ters çözüm problemidir (Anderson ve Archambeau, 1964).  $Q$  nun belirlenmesi için çeşitli yöntemler vardır. Bu yöntemler; deneme-yanılma, stokastik ters çözüm, ağırlıklı en küçük kareler ters çözümü, kare matris ters çözümü ve doğrusal programlamayı kapsayan teorik yaklaşımlar vardır (Lee ve Solomon, 1975). Burada belirtilen ana yöntemlerin dışında farklı araştırmacıların kullandığı farklı yöntemler de vardır. Lee ve Solomon (1978) yüzey dalgalarından hem  $Q_\beta$  hem de  $\beta$  (S-dalgası hızı) nun derinliğe bağlı olarak elde edilmesi için dispersiyon ve  $\gamma$  eğrilerinin aynı anda (simultaneous) ters çözümü için bir yöntem geliştirmişlerdir. Patton ve Taylor (1984) yüzey dalgalarından derinliğe bağlı olarak  $Q_\beta$  nun değişimini incelemek için bu yöntemi kullanmışlardır. Bu araştırmacılar,  $Q_\alpha^{-1}$  için  $Q_\alpha^{-1} = (4/3) \chi \beta / \alpha)^2 Q_\beta^{-1}$  ilişkisini ve S-dalgası soğurma değerlerinde yapılan pertürbasyonlar için ise stokastik ters çözüm yöntemini (Wiggins, 1972; Lee ve Solomon, 1975; Franklin, 1970) kullanmışlardır. Her ne kadar burada sözü edilen yöntemler elde edilecek  $Q_\beta$  modellerini iyileştirse de yalnız  $Q_\beta$  için yapılan ters çözümler (Lee ve Solomon, 1978), hız ve  $Q_\beta$  için aynı anda yapılan ters çözümden elde edilen  $Q_\beta$  modelleri ile benzer sonuçlar verir (Mitchell, 1995). McBeth ve Burton (1983), tek istasyonda kayıt edilen Rayleigh dalgalarından soğurma katsayısını ( $\gamma$ ) belirleyerek, Hedgehog ters çözüm yöntemi (Valyus ve diğ., 1969; Knopoff, 1972; Biswas ve Knopoff, 1974; Panza, 1981; Keilis-Borok ve Yanovskaya, 1967) ile ters çözüm yaparak  $Q_\beta$  nun derinlik ile değişimini elde etmiştir. Taylor ve Toksöz (1982), Wiener filtresini (Treitel ve Robinson, 1966; Jenkins ve Watts, 1968; Peacock ve

Treitel, 1969) kullanarak iki istasyon yöntemi ile yüzey dalgalarından  $Q$ 'yu belirlemiştir. Malagnini ve diğ., (1995); eşlenik gradyent (Conjugate Gradient) tekniği (Hestenes ve Stiefel, 1952) ile 0.2-1.0 sn periyotlarındaki yüzey dalgalarından  $Q$ 'yu belirlemiştir.

Anderson ve diğ., (1965); verilen bir frekansta Rayleigh dalgasının kalite faktörünü aşağıdaki denklemlerle ifade etmiştir.

$$Q_R^{-1} = \sum_{\ell=1}^N \frac{\alpha_{\ell}}{C_R} \frac{\partial C_R}{\partial \alpha_{\ell}} Q_{\alpha_{\ell}}^{-1} + \sum_{\ell=1}^N \frac{\beta_{\ell}}{C_R} \frac{\partial C_R}{\partial \beta_{\ell}} Q_{\beta_{\ell}}^{-1} \quad (114)$$

Burada;  $\alpha_{\ell}$  ve  $\beta_{\ell}$  sırasıyla  $\ell$ . tabakanın P- ve S- dalgası hızları,  $C_R$  Rayleigh dalgası faz hızı,  $Q_{\alpha_{\ell}}$  ve  $Q_{\beta_{\ell}}$  sırasıyla  $\ell$ . tabakada P- ve S- dalgalarına ait kalite faktörleri,  $\partial C_R / \partial \alpha_{\ell}$  ve  $\partial C_R / \partial \beta_{\ell}$  Rayleigh dalgası faz hızının sırasıyla  $\ell$ . tabakanın P- ve S- dalgası hızlarına göre kısmi türevlerini ve  $\ell$  ise tabakaları belirtir.

Bu denklem birinci mertebeden geçerlidir ve her bir tabaka için  $Q$ 'nun frekans-tan bağımsız olduğu varsayılır (Patton ve Taylor, 1984). Ayrıca, anelastisiteden kaynaklanan dispersiyon ihmal edilir. Çünkü, çok yüksek soğurmaya sahip tabakaların bulunması durumunda faz hızlarının kısmi türevleri için küçük hatalar meydana getirebilir (Lee ve Solomon, 1978). Anderson ve Dziewonski (1982), izotropik yer modelleri kullanarak yüzey dalgalarının soğurma verisinin ters çözümünü yapmanın bazen güvenilmeyen yanlış sonuçlara yol açabilir olduğunu belirtmiştir. Fakat, izotropik yer modeli kullanarak ters çözümleme yapmak belirli hata sınırları içerisinde oldukça iyi  $Q_{\beta}$  modelleri elde etmemizi sağlar (Patton ve Taylor, 1984).  $Q_R$  'yi grup hızına bağlı olarak şu şekilde yazabiliriz (Mitchell, 1973).

$$Q_R^{-1} = \sum_{\ell=1}^N \left( \frac{U_R \alpha_{\ell}}{C_R^2} \frac{\partial C_R}{\partial \alpha_{\ell}} \right)_{k,\rho,\beta} Q_{\alpha_{\ell}}^{-1} + \sum_{\ell=1}^N \left( \frac{U_R \beta_{\ell}}{C_R^2} \frac{\partial C_R}{\partial \beta_{\ell}} \right)_{k,\rho,\alpha} Q_{\beta_{\ell}}^{-1} \quad (115)$$

Burada,  $U_R$  ve  $C_R$  sırasıyla Rayleigh dalgası grup ve faz hızı,  $k$  dalga sayısı,  $\rho$  yoğunluktur. Burada kısmi türevler hesaplanırken  $k, \rho, \beta$  sabit olarak tutulur. Rayleigh dalgası mekansal anelastik soğurma katsayısı (spatial anelastic attenuation coefficient)



$$\gamma_R = \frac{\pi}{C_{RT}} \sum_{\ell=1}^N \left[ \left( \frac{\partial Q_{\alpha\ell}^{-1}}{\partial Q_{\alpha\ell}} \right) Q_{\alpha\ell}^{-1} + \left( \frac{\partial Q_{\beta\ell}^{-1}}{\partial Q_{\beta\ell}} \right) Q_{\beta\ell}^{-1} \right] \omega \quad (116)$$

olarak tanımlanır (Mitchell, 1973; Anderson ve diğ., 1965). Bu denklem Rayleigh dalgası kalite faktörünün P- ve S- dalgası kalite faktörlerine göre kısmi türevlerini içerir.  $\gamma_R$  yi Rayleigh dalgası faz hızının kısmi türevlerini içerecek şekilde yazarsak,

$$\gamma_R = \frac{\pi}{T} \left[ \sum_{\ell=1}^N \left( \frac{\alpha_\ell}{C_R^2} \frac{\partial C_R}{\partial \alpha_\ell} \right)_{\omega\beta} Q_{\alpha\ell}^{-1} + \sum_{\ell=1}^N \left( \frac{\beta_\ell}{C_R^2} \frac{\partial C_R}{\partial \beta_\ell} \right)_{\omega\alpha} Q_{\beta\ell}^{-1} \right] \quad (117)$$

olur. Buradan  $\gamma_R$  daha kısaltılarak yazılırsa,

$$\gamma_R = \frac{\omega}{2C_R^2} \sum_{\ell=1}^N \left[ \frac{\partial C_R}{\partial \beta_\ell} \beta_\ell Q_{\beta\ell}^{-1} + \frac{\partial C}{\partial \alpha_\ell} \alpha_\ell Q_{\alpha\ell}^{-1} \right] \quad (118)$$

olur (Hermann, 1987). Bu denklem tabakalı yer modelinden teorik soğurma katsayısını hesaplamada kullanılır. Ters çözüm işleminde gözlemsel değerlerle modelden hesaplanan teorik değerler arasındaki fark minimum olmalıdır. Yani gözlemsel ve teorik değerler üst üste çakışmalıdır. Gözlemsel soğurma ile modelden hesaplanan soğurma arasındaki fark

$$\gamma_{göz} - \gamma_{teo} = \frac{\partial \gamma_R}{\partial \beta_1} \Delta \beta_1 + \dots + \frac{\partial \gamma_R}{\partial \beta_n} \Delta \beta_n + \frac{\partial \gamma_R}{\partial Q_{\beta_1}^{-1}} \Delta Q_{\beta_1}^{-1} + \dots + \frac{\partial \gamma_R}{\partial Q_{\beta_n}^{-1}} \Delta Q_{\beta_n}^{-1} \quad (119)$$

dır (Herrmann, 1987). Burada;  $\partial \gamma_R / \partial \beta_n$  ve  $\partial \gamma_R / \partial Q_{\beta_n}^{-1}$  sırasıyla modelden hesaplanan Rayleigh dalgası mekansal anelastik soğurma katsayısının (spatial anelastic attenuation coefficient) sırasıyla tabakaların S-dalgası hız ve kalite faktörüne göre

kısmi türevleridir. Teorik soğurulma katsayısını hesaplamada kullanılan (118) formülündeki faz hızının P- ve S- dalgasına göre kısmi türevleri daha önceden verilen 16 ve 17 nolu denklemlerden hesap edilir. (119) denklemindeki kısmi türevler ise,

$$\frac{\partial \gamma_R}{\partial \beta} = \frac{\omega}{2C_R^2} \frac{\partial C_R}{\partial \beta} Q_\beta^{-1} - 2 \frac{\gamma_R}{C_R} \frac{\partial C_R}{\partial \beta} \quad (120)$$

ve

$$\frac{\partial \gamma_R}{\partial Q_\beta^{-1}} = \frac{\omega}{2C_R^2} \left( \frac{\partial C_R}{\partial \beta} \beta + \frac{\partial C_R}{\partial \alpha} \alpha \frac{Q_\beta}{Q_\alpha} \right) \quad (121)$$

denklemlerinden elde edilir (Herrmann, 1987). (118) nolu denklem doğrusal denklemler olarak ifade edilebilir (Mindevalli, 1988; Mindevalli, 1989; Herrmann, 1987).

$$\sum_{j=1}^N a_{ij} x_j = y_i \quad i = 1, 2, 3, \dots, M \quad (122)$$

Burada;  $y_i = i$ . frekans veya periyotdaki  $\gamma_R$ ,  $x_j$  j. tabakaya ait  $Q_\beta^{-1}$  ve  $a_{ij}$  ise formülasyonlardan hesaplanan kısmi türevleri belirtir. Burada  $y_i$  ve  $a_{ij}$  ler bilinmekte olup aranan çözüm  $x_j$  lerdir. (122)' yi matris şeklinde ifade edersek,

$$AX = Y \quad (123)$$

olur. A kısmi türevlerden oluşan matris, x aranan çözüm vektörü ( $Q_\beta^{-1}$  değerleri), Y ise anamod Rayleigh dalgasından her bir periyot için hesaplanan " $\gamma_R$ " soğurulma katsayılarından oluşan vektör. Çözüm vektörü x ağırlıklı en küçük kareler ters çözüm yöntemi (Wiggins, 1972) aşağıda tanımlanan işlem ile elde edilir.

$$X = W_m^{-1} A^T [AW_m^{-1} A^T + \theta^2 W_e^{-1}]^{-1} Y \quad (124)$$

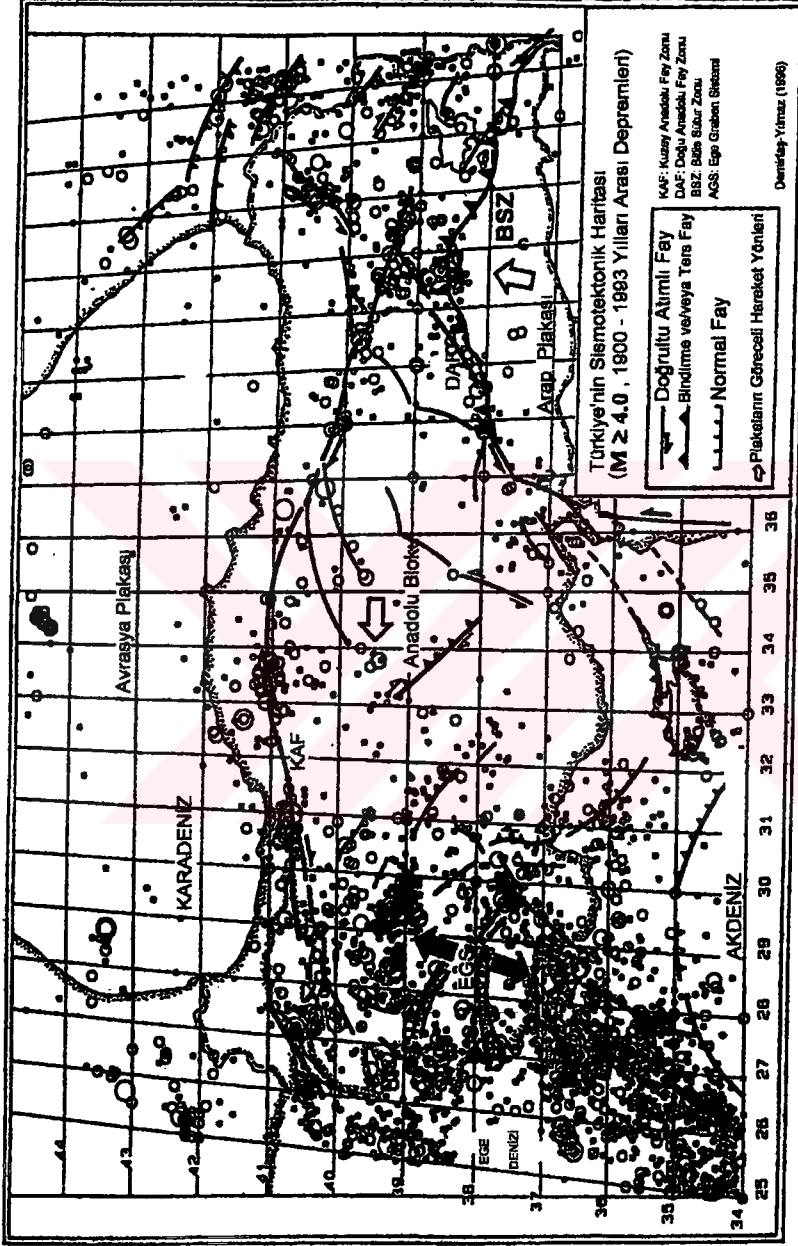
Burada;  $A^T$  A matrisinin transpozunu,  $W_m$  matrisi x vektörünün uzunluğunun hesap edilmesinde dahil edilen ağırlık faktörüdür.  $W_e$  matrisi ayrı ayrı her bir hatanın toplam kestirim hatasına rölatif katkılarını belirtir ve  $\theta^2$  ise sönüm faktörüdür. Ters çözüm işleminde; tabaka kalınlıkları  $W_m$  için kullanılır ve soğurulma katsayılarının varyanslarının resiprokalleri ise  $W_e$  için kullanılır. Daha önceki kısımda grup hızlarının ters çözümünden elde edilen tabaka hızları modelleri soğurulma katsayısının kısmi türevlerini hesaplamada, A matrisinin oluşturulmasında kullanılır. Soğurma katsayılarının ters çözümünde yine Herrmann (1987) tarafından geliştirilen ters çözüm programı kullanılmıştır.

### 1.6. Doğu Anadolu ve Çevresinin Jeoloji ve Tektoniği

Dünyanın tektonik açıdan en aktif bölgelerinden biri olan Türkiye'nin güncel tektonik evrimi, Afrika ve Arap levhalarının Anadolu levhasını sıkıştırmasıyla ve ortalama 15 milyon yıl önce Arap levhasının Anadolu'ya çarpması sonucunda başlamıştır. Türkiye ve çevresinin hem tektoniği hem de depremselliği bu levhaların bağlı hareketleriyle açıklanmaya çalışılmıştır (Özçep ve Alptekin, 1995). Bu amaçla çeşitli araştırmacılar tarafından değişik modeller ortaya konulmuştur (McKenzie, 1972; Alptekin, 1973; Galanopoulos, 1974; Dewey, 1976; Ketin, 1977). Alptekin (1973)'ün modelinde Karadeniz levhası Avrasya levhasının bir devamı şeklinde düşünülmüş ve KAF'ın batıda Marmara bölgesinden geçerek, Kuzey Ege denizine ulaştığı belirtilmiştir. Rostein ve Kafka (1982) odak mekanizması çözümleri ve sismisite verilerinden yararlanarak doğu Akdeniz ve GD Türkiye' de Anadolu' nun güney sınırlarının tektonik özelliklerini belirlemişlerdir. Bu araştırmacılar, söz konusu bölge sınırlarının farklı iki kısımdan oluştuğunu ve bunlardan birincisinin kıtasal çarpışma zonu olan GD Türkiye ve Suriye diğeri ise Ölü Deniz fay zonu olduğunu belirtmişlerdir. Türkiye' deki bu plaka hareketleri sağ yönlü KAF boyunca ve sol yönlü DAF boyunca uyumlu olup bazı araştırmacıların yaptıkları sismolojik

çalışmalar (Ergin ve diğ., 1967; Büyükaşıkoglu, 1979; Dewey, 1976) ve arazi çalışmaları (Ketin, 1966, 1969; Wallace, 1968; Arpat ve Şaroğlu, 1972; Dewey ve Şengör, 1979) sonuçları ile uyumludur (Dewey ve diğ., 1986). Şekil 4'de Demirtaş ve Yılmaz (1966)'dan alınan Türkiye'nin aktif fay zonlarını ve 1900-1993 yılları arasında meydana gelen depremleri ( $M \geq 4.0$ ) içeren sismotektonik harita görülmektedir.

KAF zonu; Alp-Himalaya kuşağında bulunan en büyük doğrultu atımlı faylardan biridir. Sismik olarak aktif olan ve Karadeniz ile Anadolu bloku arasında yer alan KAF zonu; sağ yönlü, doğuda Karlıova'dan batıda Saros Körfezi'ne kadar uzanan yaklaşık 1500 km uzunluğunda bir faydır (Mc Kenzie, 1972; Tappoiner, 1977; Dewey ve Şengör, 1979; Barka ve diğ., 1988). KAF ve çarpışma bölgelerindeki benzer doğrultu atımlı faylar, kıtasal çarpışma olaylarının yakın zamandaki modellerinde bir anahtar teşkil eder (Molnar ve Tapponnier, 1975; Şengör, 1976; Dewey, 1977). Sağ yönlü doğrultu atımlı KAF zonu morfolojik olarak doğuda Karlıova'dan batıda Mudurnu'ya kadar oldukça sürekli olarak izlenir. Karlıova'nın 10 km doğusunda DAF ile birleşir. KAF bazı yerlerde paralel ve bazı yerlerde birleşik bir dizi doğrultu atımlı faylardan ibaret bir kuşak oluşturur (Dewey ve diğ., 1986). Canitez (1962), sismik ve gravite verilerine dayalı olarak fay zonunun altındaki kabuğun normalinden daha ince olduğunu göstermiştir. Fay zonu içerisindeki yerel litolojiler oldukça karmaşıktır. KAF'nın yaşının, yanal ve düşey atımını kestirmeye çalışmak oldukça spekülatifdir (Dewey ve diğ., 1986). Ketin (1948), yaptığı çalışmasında KAF'nın oldukça genç olduğunu belirtmiştir. Yapılan jeolojik gözlemlere göre KAF boyunca kayma oranı (slip rate) 50-80 mm/yıl (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Seymen, 1975; Barka ve Hancock, 1984; Barka ve Kadinsky-cade, 1988), jeofizik gözlemlere göre ise bu oran 10-110 mm/yıl dır (Brune, 1968; McKenzie, 1972; Canitez, 1973; Toksöz ve diğ., 1979; Jackson ve McKenzie, 1984, 1988). Kiratzi (1993), sismisite verisine dayalı olarak yaptığı çalışmasında, KAF boyunca beklenen kayma oranınının 38 mm/yıl, sağ yönlü hareketin 23 mm/yıl ve bu hareketin KAF'ın doğusunda 27 mm/yıl'a artarken batıda 16 mm/yıl olduğunu belirtmektedir. KAF'nın kestirilen yaşı geç Miyosen'den Pliyosen'e kadar olan bir aralıktadır (Ketin, 1969; Barka ve Hancock, 1984; Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1983, 1985).



Şekil 4. Türkiye'nin aktif fay zonları ve 1900-1993 yılları arası depremlerinin (M ≥ 4) belirten sismotektonik harita (Demirbaş ve Yılmaz, 1996).

1939-1967 yılları arasında, batıya doğru göç eden 6 adet depremde ( $M > 6$ ) KAF'ın büyük bir kısmı batıya doğru yırtılmış ve doğuda Erzincan' dan batıda Mudurnu vadisine kadar süreklilik gösteren yüzey kırıkları oluşmuştur (Ketin, 1969; Ambraseys, 1970, 1975). Tarihsel kayıtlarda, geçmiş 1000 yılda KAF boyunca 994-1045 ve 1667-1668 de en azından iki adet yıkıcı deprem meydana gelmiştir (Ambraseys, 1970, 1975; Ambraseys ve Finkel, 1987). Günümüzde meydana gelen 13 Mart 1992 depreminde ( $M_s = 6.8$ ) bir çok ev yıkılmış, 653 kişi hayatını kaybetmiş ve 3 trilyon TL' dan fazla maddi zarar meydana gelmiştir (Bayülke, 1993). KAF zonundaki depremlerin zaman içerisindeki dağılımlarına bakıldığında, aktivitenin fayın orta kısımlarından başladığı ve daha sonra batı ve doğu uçlarına doğru ilerlediği görülmektedir (Demirtaş ve Yılmaz, 1996).

Sismik olarak aktif, hem morfolojik hem de yapısal olarak KAF'dan farklı olan DAF (Doğu Anadolu Fayı) Türkiye'nin güneydoğusunda İskenderun Körfezi' nden doğuda Karlıova üçlü birleşimine (triple junction ) kadar 400 km'lik bir hat boyunca uzanır. Bu üçlü birleşim, kıtasal litosfer içinde bulunmakta olup karmaşıktır. Sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olan DAF paleosismolojik olarak KAF ile büyük benzerlik gösterir (Demirtaş ve Yılmaz, 1996). Bu fay zonunun yapısı çeşitli bindirmeler kıvrımlanmalar ve birleşik kırıkların bulunması nedeniyle oldukça karmaşıktır. (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Perinçek, 1979; Dewey ve diğ., 1986; Perinçek ve diğ., 1982; Perinçek, 1990; Jackson ve Mckenzie, 1984). DAF zonu içerisindeki yapılar onlarca metreden daha büyük mesafede sürekli (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Barka ve Kadinsky-Cade (1988), bu bölge için jeolojik kayma oranını 50 mm/yıl olarak vermektedir.

Kuzey Doğu Anadolu Bloku (KDAB) kama şeklinde bir bölge olup, kuzeyde KDAF ve güneyden KAF ile sınırlıdır. KDAB' da KKD-GGD veya KD-GB yönünde sol yönlü doğrultu atımlı faylar, KB-GD yönlü sağ-yönlü doğrultu atımlı faylar, D-B yönünde kıvrımlar ve bindirmeler ve de K-G yönlü açılma çatlakları bu bölgede gözlenen başlıca tektonik yapılardır (Arpat ve İz., 1977; Şengör, 1980; Şaroğlu ve Güner, 1981). Bu blok içerisindeki en önemli faylardan birisi Horosan-Narman fayıdır. Bu doğrultu atımlı fay zonu 110 km uzunluğunda olup sol yönlü doğrultu atımlı hareket ile temsil edilir. Bu fay iki parçadan oluşur. Birinci kısım Horosan' ın kuzeyinde kalan bölge olup, yüzeyde bazı yerlerde genişliği 5 km ye varan, kayma

zonunu oluşturan bir çok kısa paralel faylar bulunur. İkinci kısım ise Horosan' ın BKB kısmında yer alır. Bu kısımda da bindirmeler görülmektedir. 30 Ekim 1983 depremi ( $M=6.9$ ) fayın kuzeye doğru büküldüğü yerde meydana gelmiştir. Burada bir çok yüzey kırığı vardır (Barka ve diğ., 1983; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

Bitlis-Zağros bindirme ve kıvrımlı kuşağı Alp-Himalaya dağ kuşağı üzerinde yer alan ana tektonik kuşaklardan birdir ve yüksek sismisite gösterir. Kuşak, Orta Miyosen sırasında Arap-Avrasya kıtalarının çarpışmaları sonucu oluşmuştur. Bu kuşağın; jeolojik, tektonik ve jeomorfolojik özellikleri ele alındığında aynı tür çarpışmanın (kıta-kıta) ürünü olduğu anlaşılmaktadır. Tarihsel ve aletsel kayıtlar, Avrasya-Afrika levhalarının çarpışma ürünü Alp kuşağının deprem etkinliğinin her dönemde yoğun olduğunu ortaya koymaktadır (Eyidoğan, 1983 a ve b). Geçmiş 2000 yıldan günümüze kadar olan dönemlerde Bitlis bindirme kuşağının deprem etkinliğinin 1939' lardan sonra KAF zonunda gözlenen etkinlik kadar yüksek olduğu öne sürülmüştür (Ambraseys, 1980). 6 Eylül 1975 Lice depremi ( $M_s=6.9$ ) hiç umulmayan bir yerde Bitlis bindirme kuşağının üzerinde yer almıştır (Eyidoğan, 1980). Bu depremle ilgili arazi gözlemleri sırasında bölgede daha evvelce olmuş yıkıcı tarihsel depremlerin izine rastlandığı belirtilmiştir (Arpat, 1977; Eyidoğan, 1983 a ve b). Lice depremi bu bölgede sessizliği bozan yıkıcı ender depremlerden biridir.

Bitlis Bindirme Kuşağındaki kalın tortul yapı ve altındaki temel, Zağros kıvrımlı kuşağındakine kıyasla günümüzde daha fazla depremsellik göstermektedir. Bunun da nedeni bu kuşak boyunca jeolojik, tektonik ve jeomorfolojik süreklilik vardır. Depremsellikteki bu özellik bölgedeki gerilme dağılımlarındaki ayrılıktan kaynaklanmaktadır (Eyidoğan, 1983b). Bitlis bindirme ve kıvrımlı kuşağı Türkiye' nin tektonik birlikleri içerisinde bütünüyle ayrı bir parça olarak belirlenmiştir (Ketin, 1966, 1968). Doğu Anadolu' daki episantr dizilimlerinin ayrılıklarına dikkat çekilmiş (Ergin, 1966), Bitlis bindirmesini batı ucundan kesen ve GB-KD doğrultusunda uzanarak KAF' a birleşen DAF' ın varlığı ve bindirmenin hemen kuzeyinde bir üçlü kesişme noktasının yer aldığı belirtilmiştir (McKenzie, 1972).

Türkiye' nin hemen KD' sında bulunan Kafkaslar, Gürcistan, Ermenistan, Azerbaycan ve Dağistan bölgesini içine alır. Komşumuz olan Gürcistan Alpin-Akdeniz sismik kuşağı içinde olup sismik aktivitesi oldukça yüksektir (Adamia ve



diğ., 1995). Karadeniz'in doğusunda bulunan Ermenistan ve Azerbaycan ise, Alp-Himalaya litosferik kısalma kuşağında Avrasya ve Arap plakalarının çarpıştığı zon içerisinde yer alır (Shekinsky ve diğ., 1995; Yılmaz, 1997; Philip ve diğ., 1989). Büyük Kafkas'ın doğu kısmındaki sismik aktivite Dağıstan kamasından Azerbaycan' a kadar devam eder (Khain ve Lobkovsky, 1994). Khain ve diğ., (1994) Gronzy ve Hazar arasındaki bölgede bulunan deprem episantrlarının dağılımının Büyük Kafkas' ın ana sismoaktif zonunun doğrultusuna paralel olduğunu ve Doğu Kafkaslar' ın altında KD' ya doğru eğimli bir yitim zonunun olduğunu belirtmiştir.

Jackson ve McKenzie (1984), 1966-1978 yılları arasında, Kafkaslar'da meydana gelen depremlerin odak mekanizmalarını incelemiş ve Kafkaslar'ın her iki tarafında yüksek dağlara doğru eğimli sığ bindirmelerin bulunduğunu belirtmiştir. Tirifinov (1987, 1995), özellikle Kafkaslar'ın güneyinde yer alan ve yüzeyde gözlenebilen Holosen yaşlı ters fay ve bindirmelerinin bulunduğunu, bu bindirmelerin, bölgede bulunan kıvrımların eksenlerinin D-B trendini izlediğini ve nadiren GD doğrultusunda sağ ve KD doğrultusunda sol yönlü doğrultu atım bileşenlerini bulundurduğunu belirtmişlerdir. Adamia ve diğ., (1995), 1985-1991 yılları arasında Kafkaslar'da iki yıkıcı deprem meydana geldiğini belirtmiştir. Bu depremlerden biri olan Spitak depremi (Milanovsky, 1990), KAF' ın doğudaki uzantısı olarak kabul edilen Pambak-Sevan fayı ve Nalband faylarının kesiştiği yerde meydana gelmiştir (Chekunov ve diğ., 1994; Khain ve diğ., 1994; Adamia ve diğ., 1995 ). Bu depremin magnitüdü  $M_L=5.8$  dir (Shebalin ve diğ., 1989; Cisternas ve diğ., 1989). Bu depremlerde bir çok yüzey kırıkları ve deformasyonları meydana gelmiştir.

Sonuç olarak, Kafkaslar 'da gözlenen enine KKD-GGB yönlü faylar, sol yönlü yer değiştirmeleri, KKB-GGD doğrultulu faylar ise sağ yönlü kaymaları belirtir ve depremlerin odak mekanizmaları ile iyi uyum sağlar. Sağ ve sol yönlü bu yapıların bu dağılımları bölgenin K-G yönünde sıkışması ve orta kısmının kuzeye doğru hareketiyle uyumludur. Kafkas depremlerinin çoğunluğu sığ derinlikli depremlerdir. 10-15 km derinlikli depremler transversal doğrultu atımlı faylarla ilişkilidir. Halbuki Kafkaslar' da doğrultu atımlı faylarla ilgili depremlerin derinlikleri 30-40 km 'ye ulaşır (Adamia, 1995). Her ne kadar doğu Türkiye' de 50 km' den daha derin depremler bulunsa da büyük şokların çoğunun odak derinlikleri sığdır ve henüz alt



kabuksal aktiviteye ait göze çarpan bir bulgu yoktur. Kafkaslar 'ın güneyinde yerel istasyonlar kullanılarak yapılan art sarsıntı çalışmalarında bütün aktivitenin 10 km' den daha sığ olduğu belirlenmiştir (Rustanovich, 1974; Jackson ve McKenzie, 1984).

### 1.7. Doğu Anadolu ve Çevresinde Yapılan Jeofizik Çalışmalar

Türkiye, Alp-Himalaya orjenik sisteminin Akdeniz kısmında yer alır. Bu bölgedeki tektonik aktivite, Afrika, Arabistan ve Avrasya plakalarının çarpışmasıyla meydana gelir. Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları, Bitlis bindirme zonu, Batı Anadolu graben sistemleri, ülkemizde geç miyosenden günümüze kadar oluşan hareketlerin sebebi olan neotektonik yapılarıdır (Mindevalli, 1988). Bu neotektonik yapılarla ilişkili problemleri çözümlenmek amacıyla bir çok araştırmacı tarafından çeşitli jeofizik yöntemler uygulanarak elde edilen bilgiler literatüre sunulmuştur.

Canitez ve Toksöz (1980), yüzey dalgası grup ve faz hızlarını, P dalgalarının yayılma zamanlarını ve rezidüellerini kullanarak üst-manto P-dalgası hızının batı Türkiye'de  $8.1 \text{ km sn}^{-1}$ , doğu Türkiye için  $7.9 \text{ km sn}^{-1}$ , Rayleigh dalgası grup hızlarının batıya nazaran doğuda çok daha yüksek olduğunu bulmuşlardır. Chen ve diğ., (1980); IST-TAB istasyonları arasında kalan bölgede meydana gelmiş ve bu istasyonlarda da kayıt edilmiş depremlerin varış zamanlarına alışlagelmiş zaman-uzaklık eğrisi metodunu uygulayarak Türkiye' nin tümü için kabuk kalınlığının  $25 \pm 32 \text{ km}$  ve üst-manto P-dalgası hızının  $7.73 \text{ km sn}^{-1}$  olduğunu bulmuşlardır. Bu araştırmacıların bulduğu kabuk kalınlığının oldukça fazla hata içermesinin nedeni depremlerin lokasyonlarındaki hataların fazla olması veya varış zamanlarının yanlış okunmasından kaynaklanmaktadır. Necioğlu ve diğ., (1981), zaman uzaklık gözlemlerinin ters çözümüyle, yatay tabakalı kabuk modelleri kullanarak KB Türkiye için ortalama kabuk kalınlığının  $28.4 \pm 3.45 \text{ km}$  ve üst-manto P-dalgası hızının ortalama  $8.05 \pm 0.17 \text{ km sn}^{-1}$  olduğunu bulmuşlardır. Cermak ve Zahradnik (1982), Avrupa' nın kabuk kalınlığı ve ısı akısının iki boyutlu korelasyonunu çalışmışlardır. Bu araştırmacılar; Türkiye için ortalama kabuk kalınlığının 40 km ve batıda 35 km' den doğuda 45 km' ye kadar bir aralıkta değiştiğini belirtmişlerdir. Ezen (1983), İTÜ

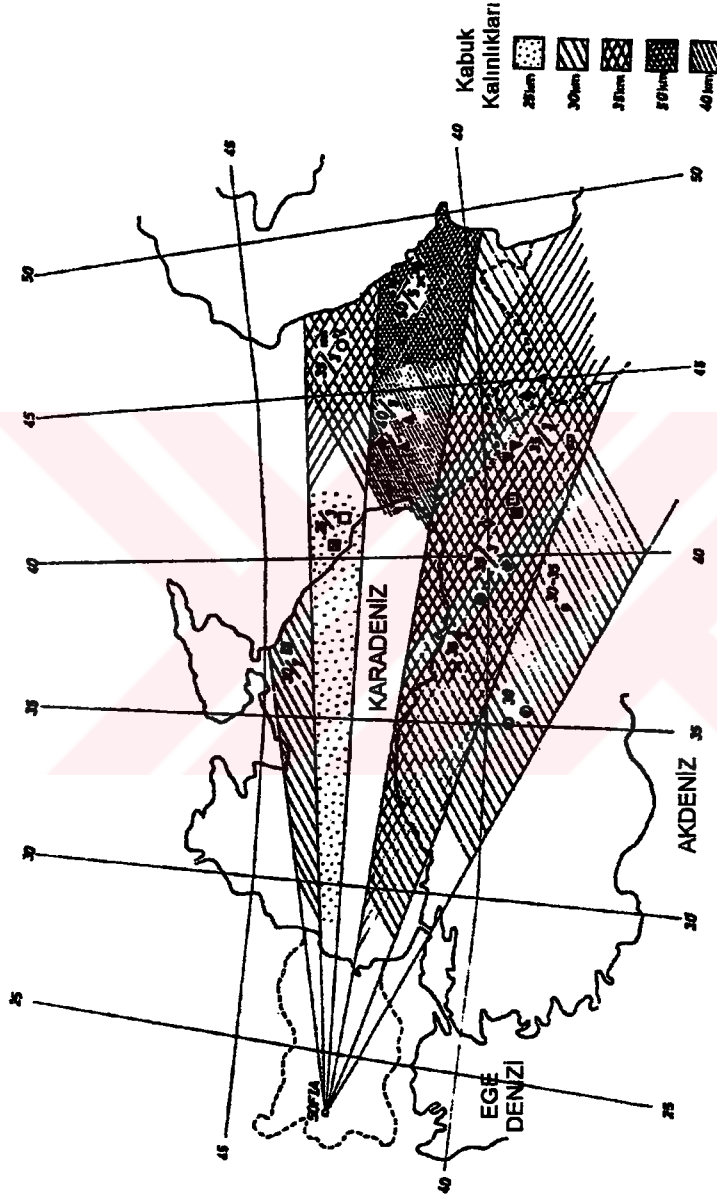
(WWSSN) deprem istasyonunda kayıt edilmiş Love dalgalarının dispersiyon özelliklerini incelemek suretiyle Kuzey ve Doğu Anadolu 'da kabuk kalınlığının 38 km olduğu belirlenmiştir. Canitez, (1969); Yüzey dalgalarının dispersiyon özelliklerinden yararlanarak Kuzey ve Doğu Anadolu platosu altında toplam 36 km kalınlığında bir kabuk bulunduğunu bulmuştur. Türkelli (1985), idealleştirilmiş olarak azipal bağımsız bir model varsayımıyla telesismik P-dalgalarının kabuksal transfer fonksiyonundan orta Anadolu'da kabuk kalınlığının 26-35 km arasında değiştiğini, üst-mantoda P-dalgası hızının  $8.1 \text{ km sn}^{-1}$  olduğunu bulmuştur. Dewey ve diğ., (1986), Türkiye-İran platosu boyunca yerkabuğunun petrolojisi ile ilgili yaptıkları çalışma sonucunda Türkiye'de kabuk kalınlığının 52 km olduğunu bulmuşlardır. Bu araştırmacılar; yaptıkları çalışmada, deformasyon oranının  $10^{-15} \text{ s}^{-1}$  ve ısı akısı değerinin de 0.75 HFU olduğunu varsaymışlardır. Bu ısı akısı değeri Cermak ve Zahradnik (1982) tarafından verilen değerden (0.82 HFU) oldukça düşüktür. Gobarenko ve diğ., (1987), Avrupa, Asya ve doğu Akdeniz'de 10, 20, 30 sn peryotlarında Rayleigh dalgası grup hızlarının dağılımını elde etmişlerdir. Bu araştırmacılar Asya' da oldukça yüksek grup hızları ( $3.2 - 3.9 \text{ km sn}^{-1}$ ) elde etmişlerdir.

Rizhikova ve Petkov (1975), episantrları Anadolu, Kafkasya ve İran 'da bulunan 26 depremin Sofya istasyonunda 5-35 sn peryodlu yüzey dalgası kayıtlarını kullanarak, Karadeniz, Anadolu ve çevresindeki yer kabuğu kalınlığını belirlemiştir. Bu araştırmacı elde ettiği gözlemsel dispersiyon eğrilerini, Savarensky ve diğ., (1965) tarafından verilen teorik eğrilerle karşılaştırarak dört tabakalı bir kabuk modeli elde etmiştir. Araştırma yapılan bölge için Love dalgası grup hızının  $1.9-3.9 \text{ km sn}^{-1}$  ve Rayleigh dalgası için ise  $2.2-3.4 \text{ km sn}^{-1}$  arasında değiştiğini, kabuk kalınlığının sırasıyla; Karadeniz'in en kuzeyinde  $30 \pm 7 \text{ km}$ , orta kısmında  $25 \pm 3 \text{ km}$  ve buradan Hazar'a doğru dar bir bölgede  $35 \pm 3 \text{ km}$ , Karadeniz'in doğu kıyısından-Gürcistan ve Hazar'a doğru bir bölge için  $40 \pm 5 \text{ km}$ - $50 \pm 5 \text{ km}$ , Kuzey Anadolu-Doğu Anadolu-İran için  $35 \pm 3 \text{ km}$ , orta Anadolu ve Güneydoğu Anadolu için 30-35 km olduğunu, Karadeniz'in doğusunda kabuk kalınlığındaki ani artımın dispersiyonu etkilediğini, Karadeniz'in kuzeyindeki şelf zonunda Moho derinliğinin 30 km'den Kafkaslar'da 45-50 km' ye arttığını Karadeniz' in güneyinde kıta kısmında tortul tabakanın

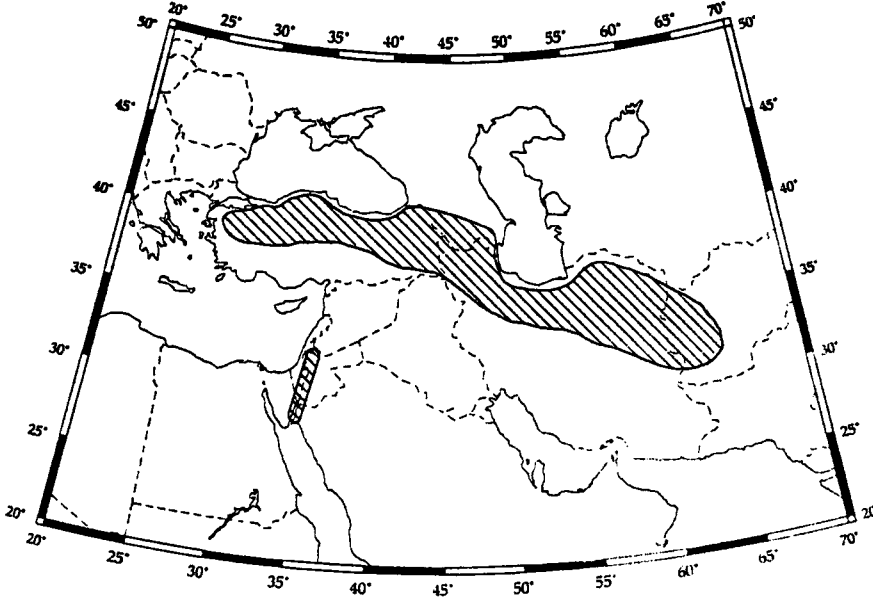
bulunmadığını belirtmektedir. Şekil 5’de Rizhikova ve Petkov (1975)’in çalışmasından alınan kabuk kalınlığını belirtir harita görülmektedir.

Neprochnov ve diğ., (1970) yaptıkları çalışmada; konsolide kabuk kalınlığının Karadeniz’in orta kısmında ince (5-10 km) ve burada 20 km’ ye varan kalınlıkta tortullar bulunduğunu, Kafkaslar’ da kabuğun oldukça kalın (50 km) ve Pn dalgası hızının ise yüksek (8.0 - 8.2 km sn<sup>-1</sup>) olduğunu belirtmektedir. Karadeniz’de Lg ve Rg-dalgaları yayılmadığından (Savarensky ve Voldner, 1960; Mindley ve diğ., 1965; Malovitsky ve diğ., 1966) burada granitik tabaka yoktur (Neprochnov ve diğ., 1970). Doğu Anadolu bölgesinin doğusunda bulunan İran platosunun altında nispeten kalın bir kabuk bulunmaktadır (Akasheh, 1972 ve 1975; Eslami, 1972). Akasheh (1975), ya-yılma zamanı rezidüelleri ve gravite anomalilerini kullanmak suretiyle İran platosunda 40 - 55 km kalınlığında bir kabuğun bulunduğunu belirlemiştir. Kadinsky-Cade ve diğ., (1981), rejyonal uzaklıklarda yüksek frekanslı dalgaların Türkiye ve İran platosu boyunca yayılımlarını detaylı olarak incelemişlerdir. Bu araştırmacılar, Türkiye ve İran platolarında Pn-dalgası hızının ortalama 8.0 - 8.2 km sn<sup>-1</sup>, Sn - dalgası hızının ortalama 4.5 km sn<sup>-1</sup> ve Lg-dalgası hızının 3.4 km sn<sup>-1</sup>, Karadeniz’in doğu kıyısı ile Hazar Deniz’i arasında kalan bir bölge için Pn - Dalgası hızının  $7.6 \pm 0.5$  km sn<sup>-1</sup>, Tebriz ’in hemen kuzey doğusu ile Hazar Denizi arasında kalan bir bölge için Pn - dalgası hızının  $8.0 \pm 0.9$  km sn<sup>-1</sup> ve Sn - dalgası hızının  $4.5 \pm 0.6$  km sn<sup>-1</sup> olduğunu bulmuştur. Rodgers ve diğ., (1997) tarafından Türkiye-İran ve çevresinde Sn dalgası yayılımının iyi ve kötü olduğu bölgeler Kadinsky-Cade ve diğ., (1981)’ in yaptığı çalışmanın sonuçlarına dayalı olarak haritalanmıştır (Şekil 6). Şekil 6’da, Türkiye platosunun kuzeyi ve doğusu, İran platosunun kuzeyi arasında kalan alan Sn-dalgalarının iyi yayılmadığı bölgeye karşılık gelir. Kadinsky-Cade ve diğ., (1981), bu bölgede Sn-dalgasının çok kuvvetli bir şekilde soğurulduğunu, bu bölgenin altında bulunan üst-mantoda aşırı soğurucu (düşük Q, muhtemelen kısmi ergimeye uğramış) yani kabuğun altında astenosferik tipte bir malzemenin bulunduğunu belirtmektedir .

Osmanşahin (1989); iki istasyon yöntemiyle Meşhed-Tebriz (MHI - TAB) profili için Rayleigh dalgası faz ve grup hızlarını, Tebriz-İstanbul (TAB - İST) profili için ise Love dalgası grup ve faz hızlarını hesap edip bu dispersiyon eğrilerinin ters çözümünü yaparak; MHI - TAB profili için yer kabuğu kalınlığı 43 km, TAB - İST



Şekil 5. Karadeniz, Anadolu ve çevresinde kabuk kalınlıkları (Rizhikova ve Petkov, 1975).



Şekil 6. Türkiye ve çevresinde S<sub>n</sub>-dalgalarının iyi yayılım gösteremediği zonları belirtir harita (Rodgers ve diğ., 1997).

profili için 40 km ve Kuzey Anadolu için kabuk kalınlığının 40 km olduğunu bulmuştur. Kenar ve Toksöz (1989), İran ve Doğu Anadolu'da meydana gelen depremlerin İstanbul (İST) ve Tebriz (TAB) kayıtlarından yararlanarak ardışık süzgeç yöntemiyle Love ve Rayleigh dalgalarının grup ve faz hızlarını, Wiener ters evrişim yöntemiyle istasyonlar arası ortamın transfer fonksiyonunu, spektral genlik oranları (spectral amplitude ratio) yöntemiyle istasyonlar arası ortamın soğurma özelliklerini incelemişlerdir. Bu araştırmacılar, gözlemsel grup ve faz hızı dispersiyon eğrilerinin en büyük olasılık yöntemiyle ters çözümünü yaparak kuzey Anadolu için 41 km kalınlığında üç tabakalı bir yer kabuğu modeli elde etmişlerdir. Bu modellemede kullandıkları P<sub>n</sub> ve S<sub>n</sub> - dalgası hızları sırasıyla 8.0 km sn<sup>-1</sup> ve 4.37 km sn<sup>-1</sup> ' dir. Kenar ve Toksöz (1989, Anadolu' da KB - GD doğrultusunda yer kabuğu kalınlığının kuzeye göre 2 km daha kalın olduğunu, Love-dalgaları için maksimum soğurulmanın 32 sn ve 38 sn periyotlarında meydana geldiğini belirtmektedirler. Bird (1976), Kuzeydoğu Anadolu ve Şiraz arasında Rayleigh dalgalarının grup hızlarını kullanarak en üstte 9 km'lik tortul tabaka içeren 46 km kalınlığında bir yer kabuğu modeli elde etmiştir (Kenar ve Toksöz , 1989).

Mindevalli (1988, 1989), Mindevalli ve Mitchell (1989); doğu ve batı Anadolu'daki depremlerin, Ankara (ANTO) kayıtlarını kullanarak Türkiye'nin batı

ve doğusu için tek istasyon yöntemiyle 8-50 sn periyotlarında Love ve Rayleigh dalgalarının grup hızı eğrilerinin diferansiyel anlamda ters çözümünü yaparak her iki bölge için kabuk yapısını belirlemeye çalışmışlardır. Bu araştırmacılar, Türkiye'nin doğusunda kabuk kalınlığının 40 km, üst-mantoda Sn-dalgası hızının  $4.2 \text{ km sn}^{-1}$  olduğunu, ani hız gradientinin 5 - 15 km ve 30 - 40 km arasında meydana geldiğini, üst-mantoda Pn-dalgası hızının  $7.54 \text{ km/sn}$  ve buna karşılık gelen poisson oranı değerinin 0.29-0.30 arasında değiştiğini bulmuşlardır. Ayrıca, bu araştırmacılar yaptıkları karşılaştırma sonucunda buldukları kabuksal ve üst-manto S-dalgası hızlarını Akdeniz hariç Avrupa'nın bir çok bölgesinden daha düşük olduğunu, Türkiye'nin doğusunda Rayleigh dalgalarının grup hızlarının bilhassa 8 - 20 sn periyotları arasında batıdakinden daha düşük olduğunu, Türkiye için üst-manto poisson oranı değerlerinin yanal olarak değiştiğini ve doğuda 0.30'dan batıda 0.25'e düştüğünü, doğudaki üst-manto S-dalgası hızının batıya nazaran daha düşük olduğunu belirtmektedir.

Mindevalli (1988 ve 1989), episantrları doğu Anadolu'da bulunan 8 adet depremin IST (İstanbul) - TAB (Tebriz) istasyonlarında kayıt edilen, düşey bileşen, uzun periyot Rayleigh dalgası kayıtlarını kullanarak, genlik oranları yöntemiyle, Türkiye için 8-50 sn periyotlarında Rayleigh dalgası soğurma katsayılarını ( $\gamma_R$ ) hesaplamıştır. Bu araştırmacı soğurma katsayılarının diferansiyel anlamda ters çözümünü yaparak; kabuk içerisinde  $Q_\beta$ ' nin ortalama 150 ve üst-mantoda 70 olduğunu  $Q_\beta$ ' nin hem batıda hem de doğuda değişmediğini ve derinlik ile azaldığını, Türkiye için elde edilen  $Q_B$  modelinin dünyanın aktif tektoniğe sahip diğer bölgeleri (Örneğin, Himalaya ve kuzey Amerika'nın batısı) ile benzerlik gösterdiğini belirlemiştir.

Doğu Anadolu ve çevresinde yukarıda sözü edilen sismolojik çalışmaların yanında bazı araştırmacılar tarafından gravite, ısı akısı gibi diğer jeofizik yöntemler de uygulanmıştır. Tezcan (1977), Türkiye ve çevresinin ısı akısı haritasını hazırlamak için yaptığı ölçümler sonucunda; Kafkaslar'da ısı akısı değerinin  $80 \text{ mWm}^{-2}$  den büyük kabuk kalınlığının 50 km, Karadeniz' de ısı akısının oldukça düşük ( $< 35 \text{ mWm}^{-2}$ ) ve kabuğun ince, doğu Anadolu' da ısı akısının yüksek ( $> 70 \text{ mWm}^{-2}$ ) ve orta Anadolu' da ısı akısı değerinin oldukça yüksek ( $> 150 \text{ mWm}^{-2}$ ) olduğunu



bulmuştur. Özelci (1973 a ve 1973 b), Türkiye ve çevresi için Bouger gravite değerlerini derleyerek bir gravite haritası hazırlanmıştır. Bu araştırmacı hazırladığı haritaya göre, çevremiz denizlerde yüksek ve pozitif gravite değerlerinin görülmesine karşılık Orta Anadolu 'da negatif gravite anomalisi, Doğu Anadolu ve Kuzey İran' da -150 mgal, Güney Batı İran' da -200 mgal ve Kafkaslar' da ise -100 mgal' lik bir gravite anomalisi olduğunu belirtmektedir. Akdoğan (1995), MTA-HGK (Harita Genel Komutanlığı) işbirliği ile Türkiye' de 64000 noktada 3-5 km aralıklarla gravite ölçüsü alındığını ve bu değerlerin haritalanarak Türkiye' deki ana tektonik hatların gözlenmeye çalışıldığını ve bu çalışma sonucunda; KAF' ın iki farklı gravimetrik karakter gösterdiğini, ve KAF' ın batıdaki eğim atımının doğuya göre fazla olduğunu, Orta Anadolu' da bir çizgiselliğin bulunduğunu ve bunun muhtemelen bu bölgedeki bindirme ve nap sisteminin kuzey sınırını yansıttığını, Güneydoğu Anadolu 'daki kuzeye doğru olan pozitif sokulumun Arap levhasının Anadolu levhasına olan sokulumunu yansıttığını, Arap ve Karadeniz levhalarının Anadolu levhasını kuzey ve güneyden sıkıştırmasının ve de olası hareket yönünün açık bir şekilde izlenebildiğini belirtmektedir. Aydın ve Karat (1995), Türkiye' nin havadan manyetik haritasının genel bir yorumunu yaparak ülkemizde bulunan tektonik yapıların sınırlarını tespit etmeye çalışmışlardır.

Ergin (1981), Türkiye ve çevresiyle ilgili olarak bazı araştırmacıların yaptığı jeofizik çalışmaları derleyerek şu şekilde özetlemiştir: Karadeniz' de yer kabuğu ince ve orta kısmında granit tabakası yoktur. Kuzey Anadolu' da kabuk biraz daha kalın fakat normalin altındadır. KAF' ın güneyinde kabuk daha da kalındır. Orta ve doğu Anadolu' da gözlenen negatif gravite anomalisi bu bölgede kalın bir kabuğun bulunduğunu belirtir. Türkiye' den geçen bir çok dalga yollarında Sn dalgaları soğurulmaktadır. Bu soğurmanın bazı dalga yollarındaki kabuk manto sınırının engebeli oluşundan (yüksek dağ kökleri) diğer bazılarında ise üst mantonun soğurucu olmasından kaynaklanabilir. Pn dalgası hızı için verilen değerler doğu Anadolu' da üst mantoda soğurmayı sağlayan kısmen ergimiş bir hal olduğunu kanıtlamaya yeterli değildir. Doğu Anadolu' da Lg-dalgaları soğurulmaktadır. Bu durum kabuk içerisinde bazı yerlerde soğurucu bir tabakanın olabileceğini belirtir. Sonuç olarak bu araştırmacı, ülkemizde yapılacak detaylı jeofizik çalışmaların kabuk yapısı hakkında daha gerçekçi bir yorum yapılmasına imkan verdiğini belirtmektedir.

## 2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

### 2.1. Giriş

Yer kabuğu ve üst mantonun yapısının incelenmesinde en etkin sismolojik yöntemlerin birisi de yüzey dalgalarının incelenmesidir. Yüzey dalgaları titreşim periyodlarına bağlı olarak farklı derinliklere nüfuz ederler. Bu özellikten dolayı yüzey dalgaları nüfuz ettikleri derinliklerin yapılarından etkilenerek normal ya da ters dispersiyon gösterirler. Bir istasyonda kayıt edilen yüzey dalgası kaydı kullanılarak önce uygun tekniklerle grup ve faz hızı dispersiyon eğrileri hesaplanır. Daha sonra bu eğrilerin ters çözülmesi yapılmak suretiyle dalganın kaynak istasyon arasında katettiği yörüngeye ait yapı belirlenir. Bir bölge için kat edilen farklı yörüngelere ait yapılar arasındaki ilişkiye bakılarak bölgenin hız yapısı ortaya konulabilir.

Büyük fay kuşakların içinde bulunduran Doğu Anadolu bölgesi sismik bakımdan aktif bir bölge olup tarih boyunca yıkıcı olan bir çok depreme maruz kalmıştır. Türkiye'deki deprem istasyonlarının %95'inin genelde batı Türkiye'de bulunması ve doğu'da fazla istasyonun bulunmaması doğu Anadolu ve çevresinde kabuk yapısı ile ilgili yapılması gereken detaylı çalışmaları sınırlandırmaktadır. Bazı araştırmacılar İST-TAB istasyon çiftini ya da sadece ANTO veya İST istasyonu kayıtlarını kullanmak suretiyle doğu Anadolu'nun kabuk yapısı hakkında bilgiler vermeye çalışmışlardır. Bu çalışmada, episantrları Doğu Anadolu ve çevresinde olan ve Trabzon (TBZ) istasyonunda, uzun-periyot düşey bileşen Rayleigh dalgası kayıtları değerlendirilerek bölgedeki kabuk kalınlığı, S-dalgası hız yapısı ile ilgili soğurma belirlenmeye çalışılmıştır.

### 2.2. Bu Çalışmada Kullanılan Depremlere Ait Bilgiler

Bu çalışmada yüzey dalgası grup hızları ve soğurma katsayılarını elde etmek için 1. bölümde teorik esasları verilen tek istasyon yöntemi kullanılmıştır. Tek istasyon

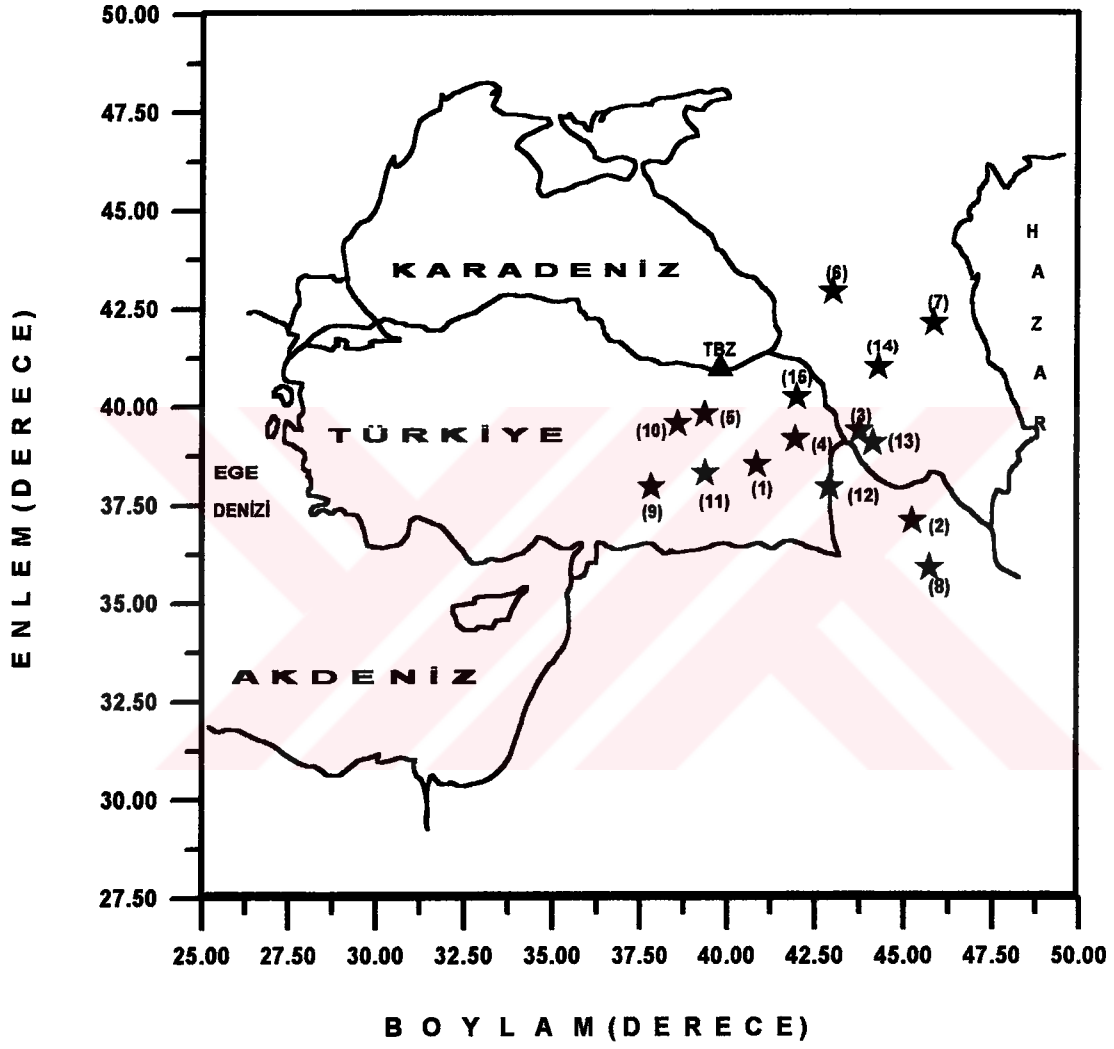


yöntemi için episantrları doğu Anadolu'da olan, magnitüdüleri  $m_b = 4.2-5.6$  ve odak derinlikleri  $h=5-52$  km arasında değişen 15 adet deprem kullanılmıştır. Kullanılan depremlerin kaynak parametreleri USGS (US Geological Survey)'den sağlanmış olup Tablo 1'de verilmiştir.

Tablo 1. Kullanılan depremlerle ilgili parametreler.

| DEP NO | TARİH           | OLUŞ ZAMANI (GMT) | ENLEM (Derece) | BOYLAM (Derece) | $m_b$ | h(km) | $\Delta$ (Derece) | $\Delta$ (km) |
|--------|-----------------|-------------------|----------------|-----------------|-------|-------|-------------------|---------------|
| 1      | 11 Temmuz 1980  | 13 33 31.82       | 38.539         | 40.831          | 5.1   | 52.9  | 2.32              | 257.75        |
| 2      | 23 Temmuz 1981  | 00 05 32.59       | 37.106         | 45.206          | 5.6   | 50.9  | 5.68              | 630.80        |
| 3      | 29 Mayıs 1982   | 14 22 01.18       | 39.402         | 43.720          | 4.8   | 33.0  | 3.0               | 386.64        |
| 4      | 13 Ekim 1982    | 03 51 31.07       | 39.188         | 41.917          | 4.7   | 40.5  | 2.35              | 261.61        |
| 5      | 20 Kasım 1983   | 16 04 35.48       | 39.824         | 39.333          | 4.6   | 47.3  | 0.78              | 86.76         |
| 6      | 4 Temmuz 1984   | 21 25 51.04       | 42.944         | 42.960          | 4.7   | 5.0   | 2.66              | 295.91        |
| 7      | 4 Temmuz 1985   | 05 08 32.23       | 42.146         | 45.803          | 5.2   | 34.9  | 5.01              | 556.94        |
| 8      | 2 Haziran 1986  | 06 25 21.51       | 35.915         | 45.692          | 4.7   | 23.0  | 6.77              | 752.34        |
| 9      | 9 Haziran 1986  | 03 30 42.51       | 37.968         | 37.797          | 4.2   | 10.0  | 2.93              | 325.42        |
| 10     | 19 Aralık 1986  | 16 11 18.30       | 39.584         | 38.555          | 4.4   | 11.0  | 1.23              | 136.78        |
| 11     | 24 Haziran 1987 | 06 53 23.80       | 38.324         | 39.351          | 4.7   | 32.5  | 2.27              | 252.63        |
| 12     | 7 Aralık 1987   | 00 07 32.51       | 37.956         | 42.879          | 4.8   | 33.0  | 3.78              | 420.30        |
| 13     | 21 Nisan 1988   | 10 01 47.60       | 39.090         | 44.100          | 4.6   | 5.0   | 3.87              | 430.32        |
| 14     | 8 Aralık 1988   | 20 32 06.40       | 41.020         | 44.250          | 4.8   | 5.0   | 3.66              | 402.22        |
| 15     | 10 Mart 1989    | 08 00 50.30       | 40.260         | 41.960          | 4.7   | 5.0   | 1.93              | 214.92        |

Tablo 1'deki depremlerin coğrafik dağılımı Şekil 7'de görülmektedir.



Şekil. 7. Bu çalışmada kullanılan depremlerin coğrafik dağılımı.

### 2.3. Verilerin Hazırlanması ve İşlenmesi

Şekil 7’de episantr dağılımları görülen depremlerin Trabzon istasyonundaki analog kayıtları sayısallaştırılarak 0.25 sn eşit aralıklarla örneklenmiştir. Sinyallerin sayısallaştırılıp eşit aralıklarla örneklenmesinden bir sonraki adım ise gözlemsel grup hızı eğrilerinin hesaplanmasıdır. Gözlemsel grup hızı hesabında kullanılan bilgisayar programı için gerekli giriş verileri şunlardır:

- 1- Sayısallaştırılmış ve eşit aralıklarla örneklenmiş sinyal.
- 2- Depremin orijin zamanı.
- 3- Sinyaldeki ilk noktanın zamanı.
- 4- Kayıtın sn cinsinden uzunluğu.
- 5- Örnekleme aralığı.
- 6- Aletin kalibrasyon eğrisi.
- 7- Ardışık süzgeç tekniği uygulanacak veri için minimum ve maksimum frekanslar.
- 8- Depremin derece cinsinden episantr uzaklığı.

Program, öncelikle sayısallaştırılmış kayıttan alet etkisini ve geometrik yayınım etkisini giderdikten sonra 1. bölümde teorik esasları verilen ardışık süzgeç tekniğini kullanarak gözlemsel grup hızı değerlerini hesaplar. Bu çalışmada kullanılan 15 adet depremin her biri için ayrı ayrı veriler programa girilerek bu depremlere ait gözlemsel grup hızları hesaplanmıştır. Hesaplanan gözlemsel grup hızı eğrileri daha sonraki bölümlerde incelenecektir. Grup hızı eğrilerinin elde edilmesinden sonraki adım bu eğrilerin ters çözümü yapılarak eğriyi veren yer yapısının bulunmasıdır.

Ters çözümleme işleminde SURF adlı program kullanılmıştır (Hermann, 1987). SURF; hem ana mod ve hem de yüksek mod yüzey dalgası dispersiyon eğrilerinin ve soğurma katsayılarının istendiği takdirde ayrı ayrı ya da tümünün birlikte ters çözümünün yapılmasını sağlar. Bu programda seçime bağlı olarak ya stokastik (Sönümlü en küçük kareler) ya da diferansiyel ters çözüm yöntemi kullanılır. Bu programın giriş verileri şunlardır:

- 1- Periyot veya frekansa göre grup hızı değerleri.

2- Yatay tabakalı başlangıç yer modeli (Tabaka kalınlığı, P- ve S-dalgası hızları ve tabakaların yoğunlukları).

Programa yukarıda belirtilen veriler girildikten sonra iteratif olarak gözlenen grup hızı eğrisine uyan yer modelini ve dispersiyon eğrisini hesaplar. Gerekli iterasyon sayısı programa veri olarak girildiğinde otomatik olarak işlemi tamamlar ve sonuçları yazar. Fakat her adımda orjinal dispersiyon eğrisine ne kadar yaklaşıldığını belirlemek için programın menüsünde bulunan seçenek yardımı ile programı her bir iterasyon için yeniden çalıştırmak mümkündür. Program, gözlemsel dispersiyon eğrisi ile modelden hesaplanan dispersiyon eğrisi arasında bir uyum olmadığında yani gözlemsel dispersiyon eğrisine yaklaşma yerine bir iraksama olduğunda bir hata mesajı vermektedir. Bu durumda seçilen başlangıç modeli yanlıştır. Dolayısıyla tabaka parametreleri değiştirilerek işleme devam edilir. Bu programın koşturulması sonucunda elde edilen çıkış verileri şunlardır:

- 1- Frekans veya periyota göre gözlemsel grup hızı eğrisi ile modelden hesaplanan teorik grup hızı eğrisi.
- 2- Gözlemsel grup hızı eğrisi ile çakışan en uygun teorik grup hızı eğrisini veren tabakalı yer modeli (Tabakaların; kalınlıkları, P - ve S - dalgası hızları, yoğunlukları ve poisson oranı değerleri).
- 3- Çözünürlük çekirdekleri (Resolving kernels).

Ayrıca bu program hem yer modelini hem de dispersiyon eğrilerini isteğe bağlı olarak ekrana veya yazıcıya çizmektedir. Gözlemsel grup hızlarının ters çözümleri ileriki kısımlarda detaylı olarak incelenecektir.

Bundan sonraki aşamada ise gözlemsel soğurma katsayıları hesaplanıp ters çözümlenmeleri yapılmıştır. Gözlemsel soğurma katsayılarının hesaplanmasında 1. bölümde soğurma kısmında teorik esasları verilen tek istasyon yöntemi kullanılmıştır. Elde edilen soğurma katsayılarının ters çözümü yine SURF adlı program kullanılarak yapılmıştır. SURF adlı programın giriş verileri şunlardır:

- 1- Periyot veya frekansa göre  $\gamma_R$  değerleri
- 2- Yatay tabakalı başlangıç yer modeli (Tabaka kalınlığı, P- ve S- dalgası hızları,

yoğunluk ve  $Q^{-1}_\beta$  değerleri).

SURF programında yine grup hızlarının ters çözümünde olduğu gibi soğurma katsayılarının ters çözümünde de seçime bağlı olarak stokastik (sönümlü en küçük kareler) ya da diferansiyel ters çözüm yöntemi kullanılır. SURF programı grup hızlarının ters çözümlemesinde olduğu gibi aynı şekilde çalışır. Gözlemsel soğurma katsayıları ile modelden hesaplanan soğurma katsayıları arasında yakınsama yoksa yani modelden hesaplanan değerler gözlemsel değerlere uyum sağlamıyorsa program bir hata mesajı vererek durur. Bu durumda başlangıç modeli değiştirilir. Programın koşturulması sonucunda elde edilen çıkış verileri şunlardır:

1- Frekans veya periyota göre gözlemsel soğurma katsayıları ile modelden hesaplanan teorik soğurma katsayıları.

2- Gözlemsel soğurma katsayıları ile üst üste çakışan en uygun teorik soğurma katsayılarını veren tabakalı  $Q^{-1}_\beta$  yer modeli (Tabaka kalınlıkları ve bunlara karşılık gelen  $Q^{-1}_\beta$  değerleri).

3- Çözünürlük çekirdekleri (resolving kernels).

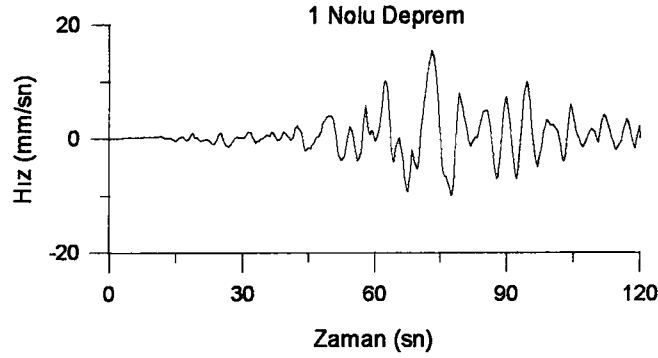
Ayrıca bu programın sonucunda grup hızlarının ters çözümünde olduğu gibi  $Q^{-1}_\beta$  değerlerinin derinliğe göre değişimini ve frekansa veya periyota göre gözlemsel soğurma katsayılarını ve bununla en iyi çakışan teorik soğurma katsayısı değerini isteğe bağlı olarak hem ekrana çizip hem de yazıcıdan çıktısını vermektedir. Elde edilen gözlemsel soğurma katsayıları ve bunların ters çözüm sonuçları ilerideki bölümlerde detaylı olarak tartışılacaktır.

## 2.4. Gözlemsel Grup Hızı Eğrileri ve Bunların Ters Çözümlemeleri

### 2.4.1. 11 Temmuz 1980 Depremi

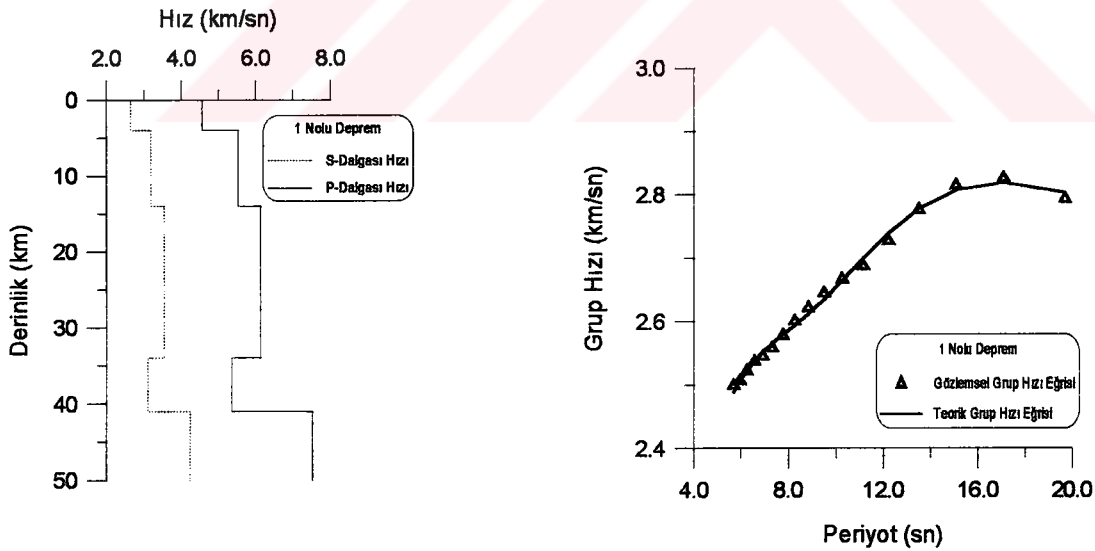
Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir. Kaydın sayısallaştırılmış kısmının uzunluğu 120 sn, örnekleme aralığı ise 0.25 sn dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 5.68 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $2.49 \text{ km sn}^{-1}$

maksimum periyot 19.69 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $2.7936 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait sayısallaştırılmış Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 8. 11 Temmuz 1980 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Kayıta bakıldığında hemen hemen iyi bir dalga zarfı gözlenmektedir. Bu kayıtdan elde edilen grup hızı eğrisi bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı değerleri ve tabakalı yer modeli aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 2’de ise tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 9. Sağda 11 Temmuz 1980 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler) ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözümlene sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

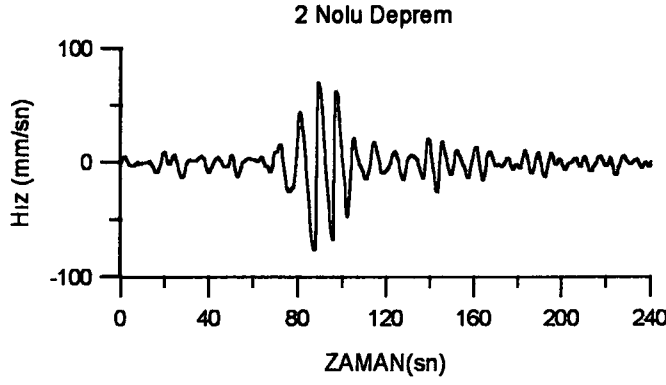
Tablo 2. 11 Temmuz 1980 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 4.0                   | 4.5572                 | 2.6370                 | 2.4026                         | 0.2483        |
| 10.0                  | 5.5224                 | 3.1746                 | 2.6045                         | 0.2532        |
| 20.0                  | 6.1284                 | 3.5402                 | 2.7385                         | 0.2496        |
| 7.0                   | 5.3433                 | 3.0877                 | 2.5687                         | 0.2493        |
| -                     | 7.5226                 | 4.2290                 | 3.1477                         | 0.2690        |

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterlidir. Gözlemsel grup hızı eğrisi ile teorik grup hızı eğrisi iyi uyumludur. Her ne kadar bu grup hızı eğrisi normal dispersiyon gösterse de grup hızı değerleri  $T=17.06$  sn için  $U=2.79$  km sn<sup>-1</sup> ye düşer. Yani bu iki periyot arasında grup hızı eğrisi ters dispersiyon gösterir. Böylece, ters çözümleme sonucunda elde edilen tabakalı yer modelinde bu ters dispersiyonu meydana getirecek düşük hızlı bir zonun var olduğu belirlenmiştir. Bu zon 7.0 km kalınlığında olup P dalgası hızı 5.34 km sn<sup>-1</sup> ve S dalgası hızı ise 3.08 km sn<sup>-1</sup> dir. Ters çözümleme sonucu elde edilen kabuk kalınlığı 41 km dir. Bu modelde elde edilen P<sub>n</sub>- dalgası hızı 7.52 km sn<sup>-1</sup> ve S<sub>n</sub>- dalgası hızı 4.22 km sn<sup>-1</sup> olup normal değerlerden düşüktür.

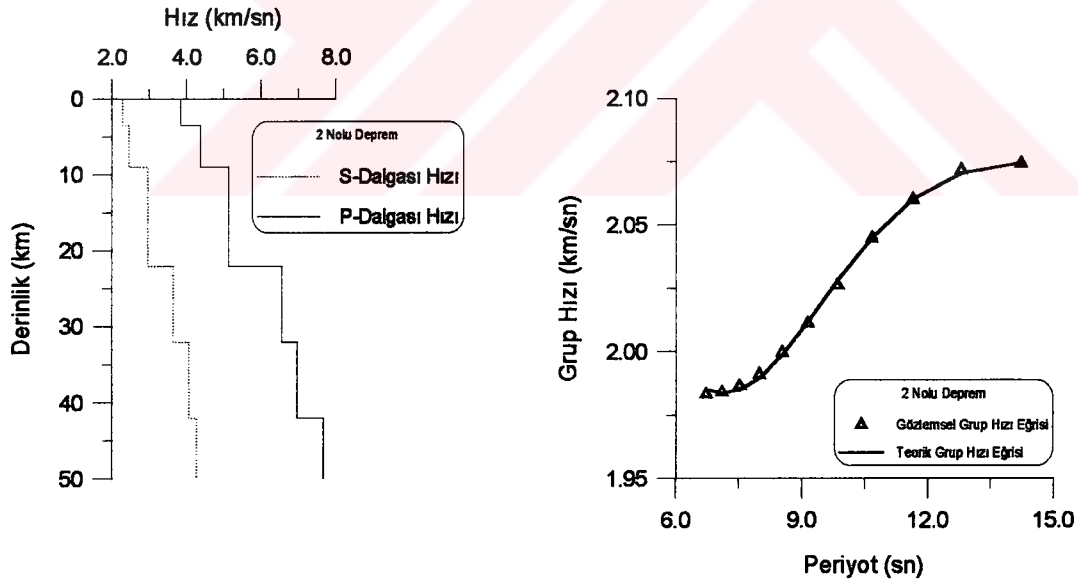
#### 2.4.2. 23 Temmuz 1981 Depremi

Bu depremlerle ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir. Kayıtın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 240 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri 1.98 km sn<sup>-1</sup>, maksimum periyot 14.22 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri 2.07 km sn<sup>-1</sup> 'dir. Şekil 16' da bu depreme ait sayısallaştırılmış kayıt görülmektedir.



Şekil 10. 23 Temmuz 1981 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Kayıta bakıldığında oldukça iyi oluşmuş Rayleigh dalgası zarfı görülmektedir. Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı değerleri ve tabakalı yer modeli aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 3’de ise bu depreme ait gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümünden elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler görülmektedir.



Şekil 11. Sağda 23 Temmuz 1981 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler) ve bunun ters çözümü sonucunda elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözüm sonu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.



Tablo 3. 23 Temmuz 1981 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

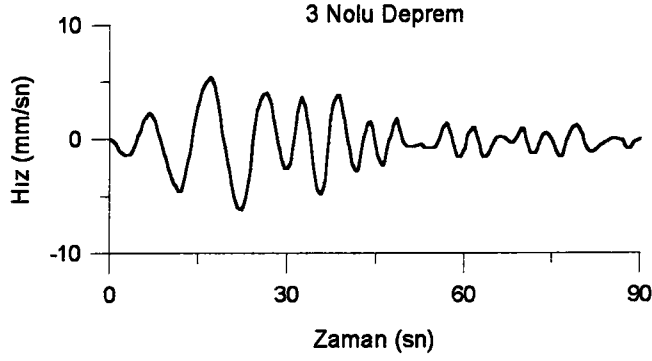
| TABAKA KALINLIĞI (km) | P- DALGASI HIZI (km/sn) | S- DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POİSSON ORANI |
|-----------------------|-------------------------|-------------------------|--------------------------------|---------------|
| 3.5                   | 3.8430                  | 2.2805                  | 2.2917                         | 0.2282        |
| 5.5                   | 4.3651                  | 2.4523                  | 2.3711                         | 0.2694        |
| 13.0                  | 5.1316                  | 2.9649                  | 2.5263                         | 0.2494        |
| 10.0                  | 6.5644                  | 3.6357                  | 2.8667                         | 0.2788        |
| 10.0                  | 6.9754                  | 4.0648                  | 2.9736                         | 0.2429        |
| -                     | 7.6582                  | 4.2546                  | 3.1938                         | 0.2768        |

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterinde olup, normal dispersiyon göstermektedir. Ters çözüm sonucunda elde edilen teorik grup hızı değerleri gözlemsel dispersiyon eğrisi ile uyum göstermektedir. Elde edilen tabakalı yer modelinde dalga hızları derinlikle artmaktadır. Toplam kabuk kalınlığı 42 km'dir. Ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer modelinde kabuğun altındaki derinlik sonsuz olarak kabul edilmiş olup P- ve S- dalga hızları Moho süreksizliğindeki  $P_n$  ve  $S_n$  dalga hızları simgelenmektedir. Modelde, tabakalar arasındaki hız kontrastı 2. ile 3. tabaka ve 3. ile 4. tabaka arasında meydana gelmektedir. Bu modelde elde edilen  $S_n$  - dalgası hızı oldukça düşük olup  $4.25 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Bilindiği gibi Molnar ve Oliver (1969), Kadinsky-Cade et al., (1981), Rodgers et. al., (1997), Türkiye ve çevresinde bazı dalga yolları boyunca  $S_n$  - dalgalarının iyi yayılmadığını ve soğurulduğunu belirtmektedir. Dolayısıyla bu depremin katettiği dalga yolu bu araştırmacıların belirttiği  $S_n$  - dalgasının kötü yayıldığı bir dalga yoluna karşılık gelmektedir.

#### 2.4.3. 29 Mayıs 1982 Depremi

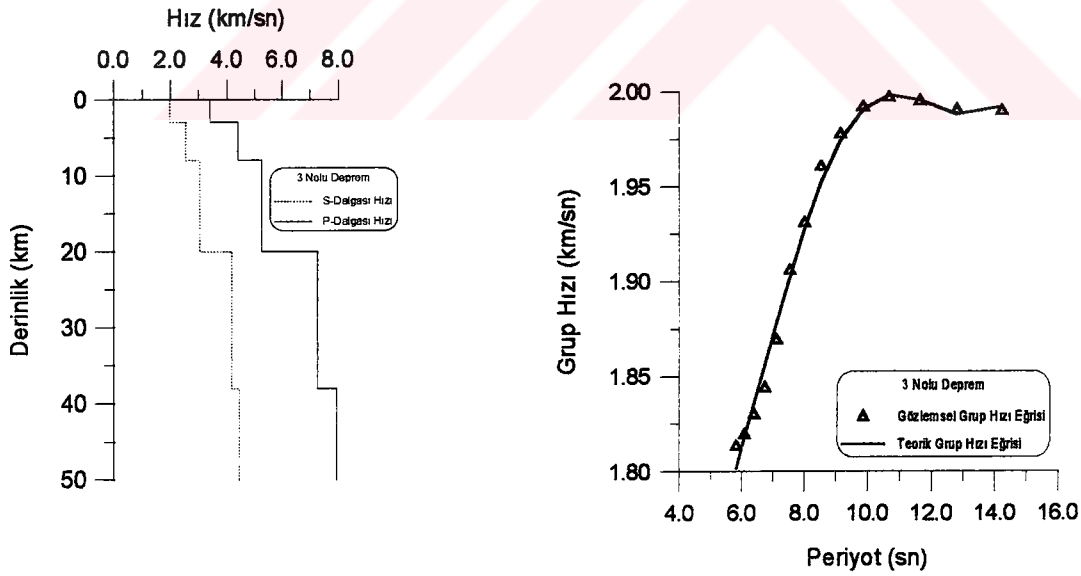
Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir. Kayıtın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 90 sn , örnekleme aralığı ise  $0.25 \text{ sn}$ 'dir. Bu deprem için minimum periyot  $5.81 \text{ sn}$  ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $1.81 \text{ km sn}^{-1}$ , maksimum periyot  $14.22 \text{ sn}$  ve buna karşılık gelen grup hızı değeri ise  $1.98 \text{ km sn}^{-1}$  'dir.

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait sayısallaştırılmış Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 12. 29 Mayıs 1982 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Kayıta bakıldığında iyi oluşmuş Rayleigh dalgası zarfı görülmektedir. Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen tabakalı yer modeli ve teorik grup hızı değerleri aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 4’de ise 29 Mayıs 1982 depreminin gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümünden elde edilen tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 13. Sağda 29 Mayıs 1982 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), ve sol tarafta ise ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

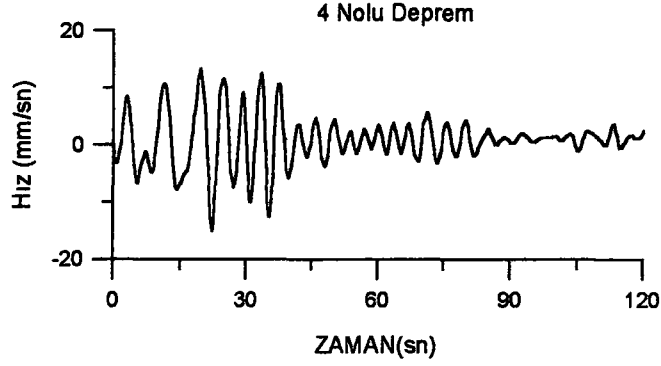
Tablo 4. 29 Mayıs 1982 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 3.0                   | 3.3865                 | 1.9779                 | 2.2118                         | 0.2411        |
| 5.0                   | 4.3873                 | 2.5342                 | 2.3742                         | 0.2496        |
| 12.0                  | 5.2516                 | 3.0325                 | 2.5503                         | 0.2499        |
| 18.0                  | 7.2536                 | 4.1711                 | 3.0611                         | 0.2530        |
| -                     | 7.9445                 | 4.4473                 | 3.2911                         | 0.2718        |

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterinde olup normal dispersiyon gösterir. Grup hızı sadece 12.8 sn periyotunda 1.99 km sn<sup>-1</sup> ye düşmekte ve tekrar 14.22 sn periyotunda 1.98 km sn<sup>-1</sup> değerine yükselmektedir. Ters çözümleme sonucu elde edilen teorik grup hızı değerleri Gözlemsel grup hızı değerleri ile iyi uyum göstermektedir. Ters çözümleme sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 38 km'dir. Elde edilen tabakalı yer modelinde hızlar derinlikle artmaktadır. Kalınlığı sonsuz olarak kabul edilen kabuğun altındaki 5. tabakaya ait P- ve S- dalga hızları Moho süreksizliğindeki P<sub>n</sub>- ve S<sub>n</sub>- dalgası hızlarını temsil etmektedir. Bu modelde elde edilen P<sub>n</sub> dalgası hızı 7.94 km sn<sup>-1</sup> ve S<sub>n</sub> dalgası hızı ise 4.44 km sn<sup>-1</sup> dir. En fazla hız kontrastı 3. ile 4. tabaka arasında meydana gelmektedir.

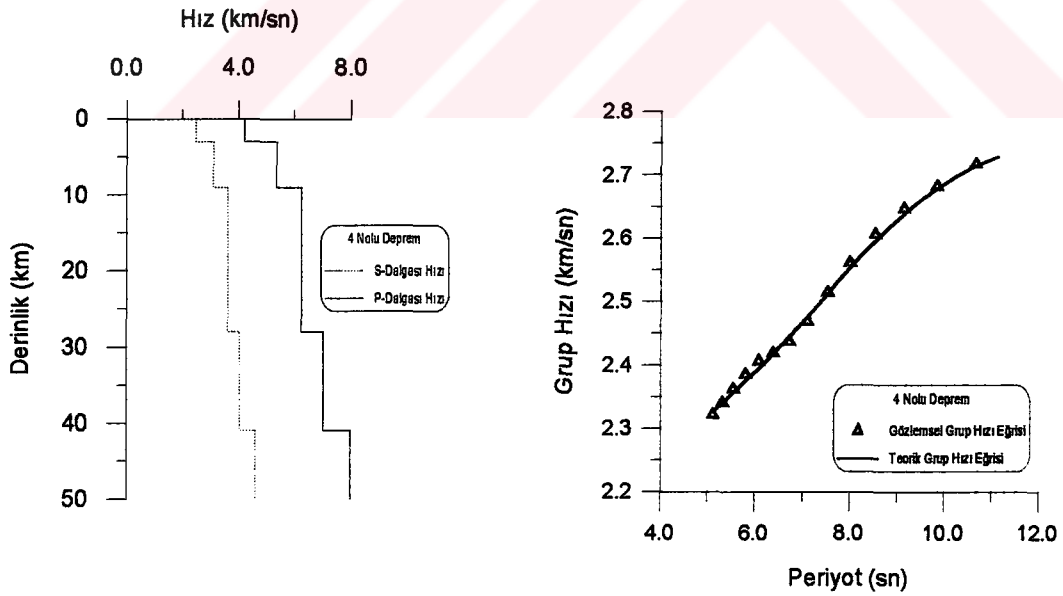
#### 2.4.4. 13 Ekim 1982 Depremi

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir. Kayıtın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 120 sn, örnekleme aralığı 0.25 sn dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 5.12 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri 2.32 sn, maksimum periyot ise 11.13 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri 2.72 km sn<sup>-1</sup> dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait sayısallaştırılmış Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 14. 13 Ekim 1982 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Kayıta bakıldığında hemen hemen iyi bir Rayleigh dalgası zarfı görülmektedir. Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı değerleri ve tabakalı yer modeli aşağıdaki şekilde görülmektedir.



Şekil 15. Sağda 13 Ekim 1982 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözümleme sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

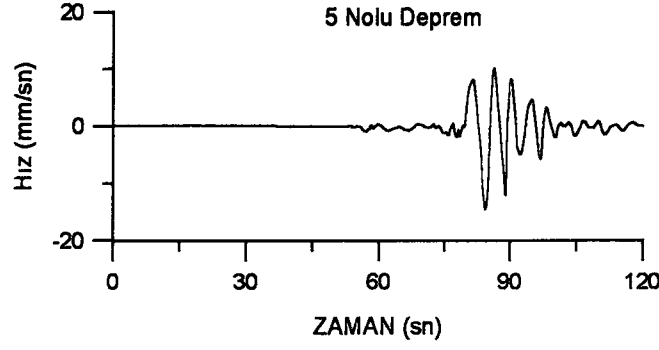
Tablo 5. 13 Ekim 1982 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 3.0                   | 4.2014                 | 2.4517                 | 2.3482                         | 0.2418        |
| 6.0                   | 5.3861                 | 3.1044                 | 2.5772                         | 0.2513        |
| 19.0                  | 6.2617                 | 3.6071                 | 2.7785                         | 0.2517        |
| 13.0                  | 7.0148                 | 4.0443                 | 2.9848                         | 0.2511        |
| -                     | 7.9720                 | 4.6069                 | 3.3005                         | 0.2493        |

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterinde olup normal dispersiyon gösterir. Gözlemsel grup hızı eğrisi ile teorik grup hızı değerleri oldukça iyi uyumludur. Ters çözümleme sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 41 km dir. Tabakalı modelde en fazla hız kontrastı 1. ile 2. ve 2. ile 3. tabaka arasında mevcuttur. Modelde elde edilen  $P_n$  - dalgası hızı  $7.97 \text{ km sn}^{-1}$ ,  $S_n$  - dalgası hızı ise  $4.60 \text{ km sn}^{-1}$  dir.

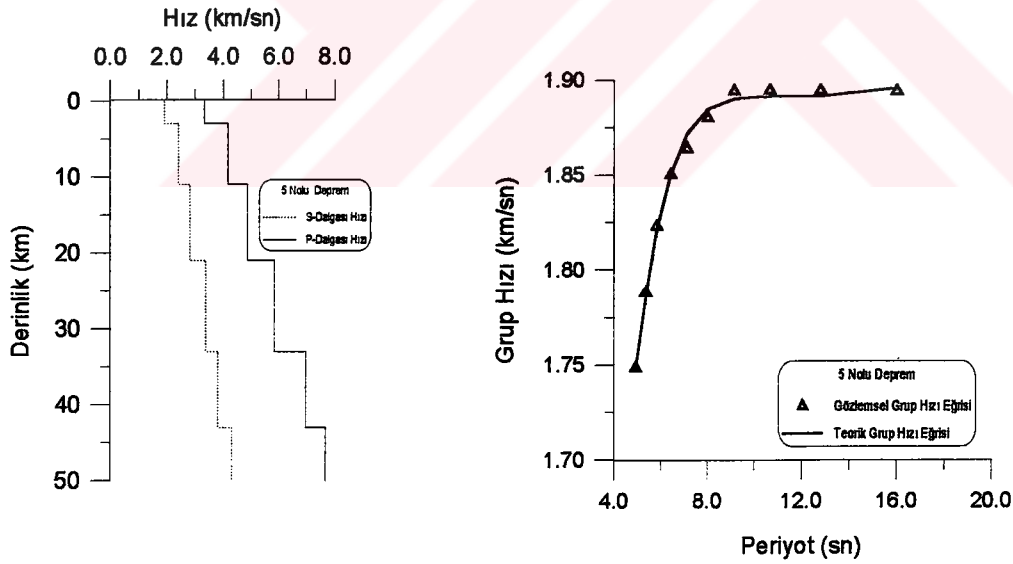
#### 2.4.5. 20 Kasım 1983 Depremi

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir. Kayıtın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 120 sn, örnekleme aralığı ise 0.25 sn dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 4.92 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $1.74 \text{ km sn}^{-1}$ , maksimum periyot 16 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $1.8943 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait sayısallaştırılmış Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 16. 20 Kasım 1983 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Kayıta bakıldığında hemen hemen iyi oluşmuş bir Rayleigh dalgası zarfı görülmektedir. Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen tabakalı yer modeli ve teorik grup hızı eğrisi aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 6'da bu depreme ait gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümlenmesinden elde edilen tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 17. Sağda 20 Kasım 1983 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

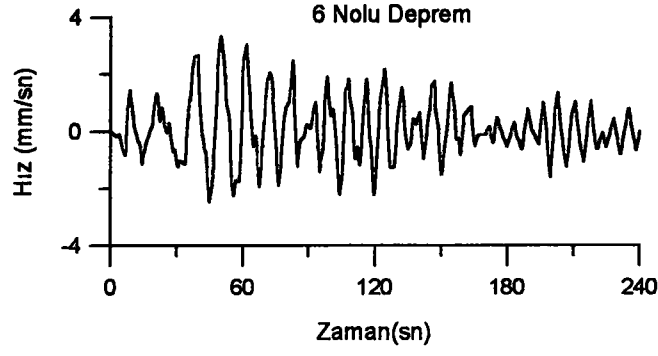
Tablo 6. 20 Kasım 1983 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 3.0                   | 3.3188                 | 1.9209                 | 2.2010                         | 0.2481        |
| 8.0                   | 4.1720                 | 2.4107                 | 2.3441                         | 0.2494        |
| 10.0                  | 4.8555                 | 2.8050                 | 2.4682                         | 0.2496        |
| 12.0                  | 5.8375                 | 3.3751                 | 2.6675                         | 0.2489        |
| 10.0                  | 6.9603                 | 3.7938                 | 2.9697                         | 0.2887        |
| -                     | 7.6758                 | 4.3045                 | 3.1998                         | 0.2706        |

Bu depreme ait grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterindedir. Her ne kadar normal dispersiyon gösterecek şekilde grup hızı değerleri 10.66 sn' de 1.89 km sn<sup>-1</sup> den 12.8 sn' de 1.89 km sn<sup>-1</sup> ve 16 sn'de ise 1.89 km sn<sup>-1</sup> 'ye düşmektedir. Bu periyot aralığında grup hızındaki azalma miktarı  $3 \times 10^{-4}$  km sn<sup>-1</sup> olup çok azdır. Ters çözümleme sonucu elde edilen grup hızı değerleri gözlemsel grup hızı değerleri ile oldukça iyi uyum göstermektedir. Elde edilen tabakalı yer modelinde en fazla hız kontrastı 1. ile 2. ve 3. ile 4. tabaka arasında mevcuttur. P<sub>n</sub> - dalgası hızı 7.67 km sn<sup>-1</sup> ve S<sub>n</sub> - dalgası hızı ise 4.30 km sn<sup>-1</sup> 'dir.

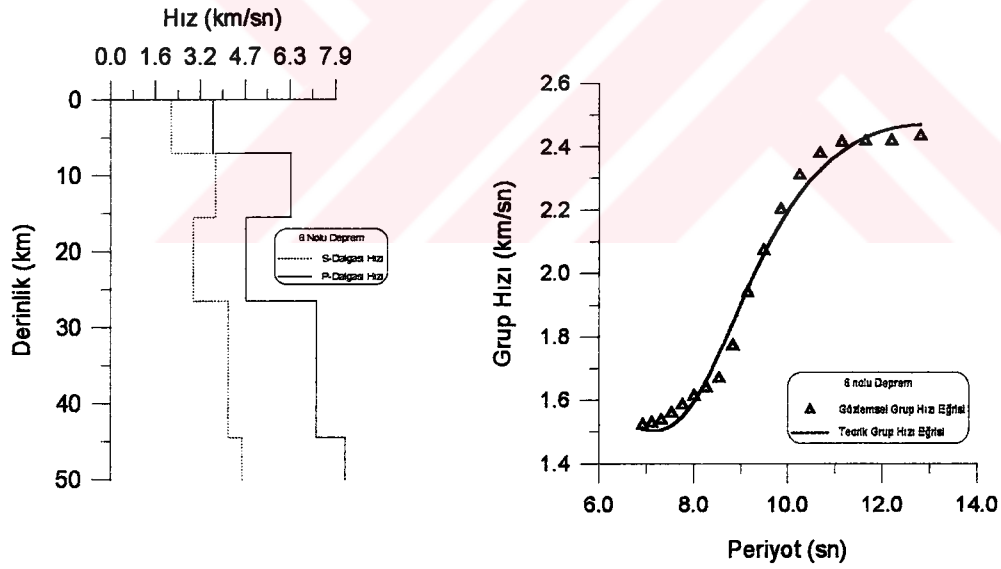
#### 2.4.6. 4 Temmuz 1984 Depremi

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir. Kayıtın sayısallaştırılmış kısmının uzunluğu 240 sn olup örnekleme aralığı 0.25 sn dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 6.91 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri 1.52 km sn<sup>-1</sup>, maksimum periyot 12.8 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri 2.43 km sn<sup>-1</sup> dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait sayısallaştırılmış Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 18. 4 Temmuz 1984 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı değerleri ve tabakalı yer modeli aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 7'de ise tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 19. Sağda 4 Temmuz 1984 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenlerle), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözümleme sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.



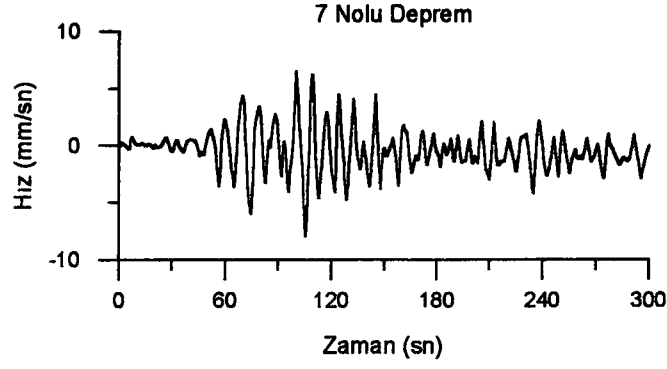
Tablo 7. 4 Temmuz 1984 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 7.0                   | 3.5996                 | 2.1320                 | 2.2479                         | 0.2298        |
| 8.5                   | 6.3359                 | 3.6959                 | 2.8008                         | 0.2421        |
| 11.0                  | 4.7668                 | 2.9176                 | 2.4487                         | 0.2005        |
| 18.0                  | 7.2413                 | 4.1334                 | 3.0572                         | 0.2584        |
| -                     | 8.2304                 | 4.6170                 | 3.3929                         | 0.2704        |

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterinde olup genelde normal dispersiyon gösterir. Gözlemsel grup hızı eğrisi teorik grup hızı değerleri çok iyi uyumlu değildir. Gözlemsel grup hızı eğrisi 11.37 sn de 2.41 km sn<sup>-1</sup> den 11.90 sn' de 2.41 km sn<sup>-1</sup> ye düşmekte ve tekrar 12.8 sn 2.43 km sn<sup>-1</sup> değerine ulaşmaktadır. Dolayısıyla bu periyotlar arasında grup hızı eğrisinde bir azalma ve artma görülmektedir. Bu azalmayı sağlayacak bir düşük hız zonu 3. tabakada elde edilmiştir. 1. ile 2. tabaka ve 3. ile 4. tabaka arasındaki hız kontrastı oldukça fazladır. Düşük hız zonunun kalınlığı 11 km olup P- dalgası hızı 4.76 km sn<sup>-1</sup> ve S- dalgası hızı 2.91 km sn<sup>-1</sup> dir. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 44.5 km olup, Pn- dalgası hızı 8.23 km sn<sup>-1</sup> ve Sn- dalgası hızı 4.61 km sn<sup>-1</sup> dir.

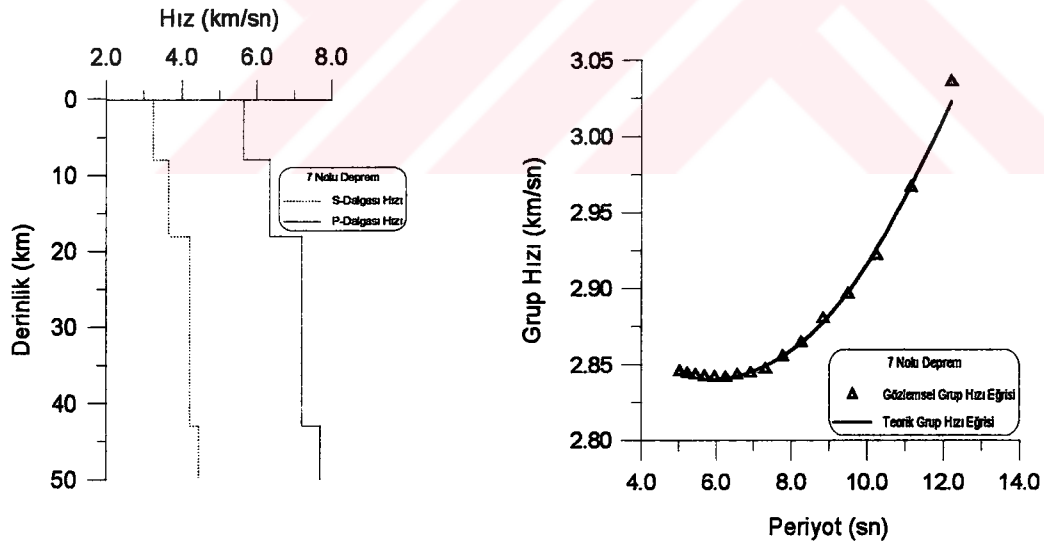
#### 2.4.7. 4 Temmuz 1985 Depremi

Bu deprem ile ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir. Kayıtın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 300 sn ve örnekleme aralığı 0.5 sn dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 5.01 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri 2.84 km sn<sup>-1</sup>, maksimum periyot 12.19 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri 3.03 km sn<sup>-1</sup> dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 20. 4 Temmuz 1985 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı değerleri ve tabakalı yer modeli aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 8’de ise tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 21. Sağda 4 Temmuz 1985 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözümleme sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

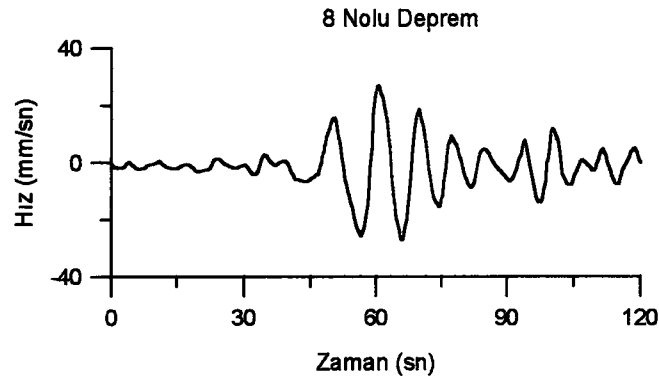
Tablo 8. 4 Temmuz 1985 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 8.0                   | 5.6369                 | 3.2544                 | 2.6274                         | 0.2500        |
| 10.0                  | 6.3397                 | 3.6603                 | 2.8019                         | 0.2500        |
| 25.0                  | 7.2033                 | 4.2145                 | 3.0451                         | 0.2398        |
| -                     | 7.7026                 | 4.4400                 | 3.2089                         | 0.2512        |

Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Rayleigh karakterinde olup normal dispersiyon gösterir. Gözlemsel grup hızı eğrisi ile teorik grup hızı değerleri arasında çok iyi uyum vardır. Ters çözümleme sonucu elde edilen kabuk kalınlığı 43 km dir. En fazla hız kontrastı 2. ile 3. tabaka arasında mevcut olup Pn- dalgası hızı 7.70 km sn<sup>-1</sup> ve Sn- dalgası hızı ise 4.44 km sn<sup>-1</sup>.

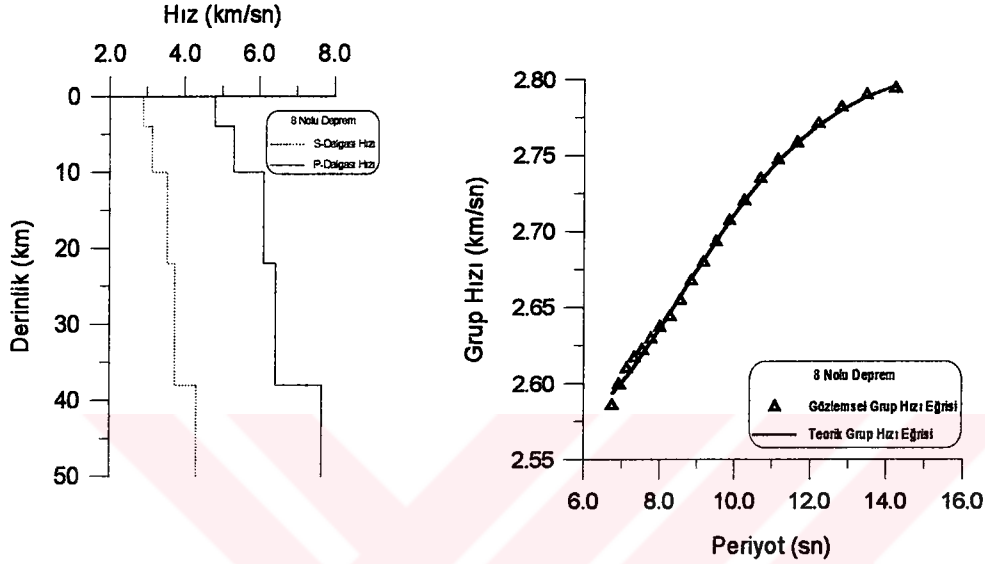
#### 2.4.8. 2 Haziran 1986 Depremi

Bu depremlerle ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir. Kayıtın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 120 sn, örnekleme aralığı ise 0.25 sn dir. Bu depremler için elde edilen minimum periyot 6.73 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri 2.58 km sn<sup>-1</sup>, maksimum periyot 14.22 sn ve buna karşılık gelen grup hızı 2.79 km sn<sup>-1</sup> dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait sayısallaştırılmış Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 22. 2 Haziran 1986 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Kayıta bakıldığında oldukça iyi oluşmuş bir Rayleigh dalgası zarfı görülmektedir. Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı değerleri ve tabakalı yer modeli aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 9'da ise tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 23. Sağda 2 Haziran 1986 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi üçgenlerle), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözümleme sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

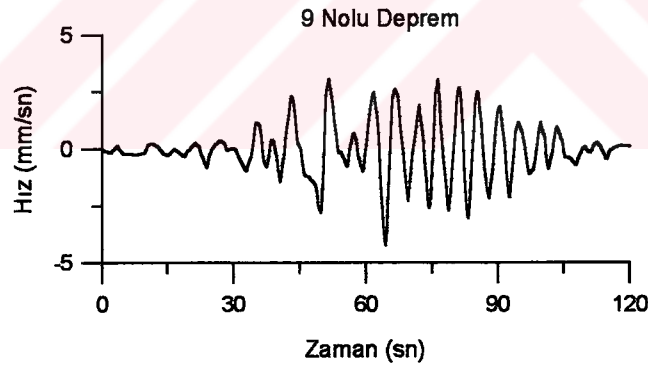
Tablo 9. 2 Haziran 1986 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 4.0                   | 4.8034                 | 2.8841                 | 2.4568                         | 0.2181        |
| 6.0                   | 5.3189                 | 3.1235                 | 2.5638                         | 0.2368        |
| 12.0                  | 6.1239                 | 3.5265                 | 2.7372                         | 0.2519        |
| 16.0                  | 6.4521                 | 3.7274                 | 2.8356                         | 0.2495        |
| —                     | 7.6659                 | 4.3182                 | 3.1964                         | 0.2676        |

Bu deprem için grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterinde olup normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel grup hızı eğrisi ile teorik grup hızı değerleri iyi uyumludur. Ters çözümleme sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 38 km'dir. Tabakalı modelde en fazla hız kontrastı 1. ile 2. ve 2. ile 3. tabaka arasında mevcuttur. Elde edilen modelde  $P_n$ -dalgası hızı  $7.66 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $S_n$ - dalgası hızı ise  $4.31 \text{ km sn}^{-1}$  dir.

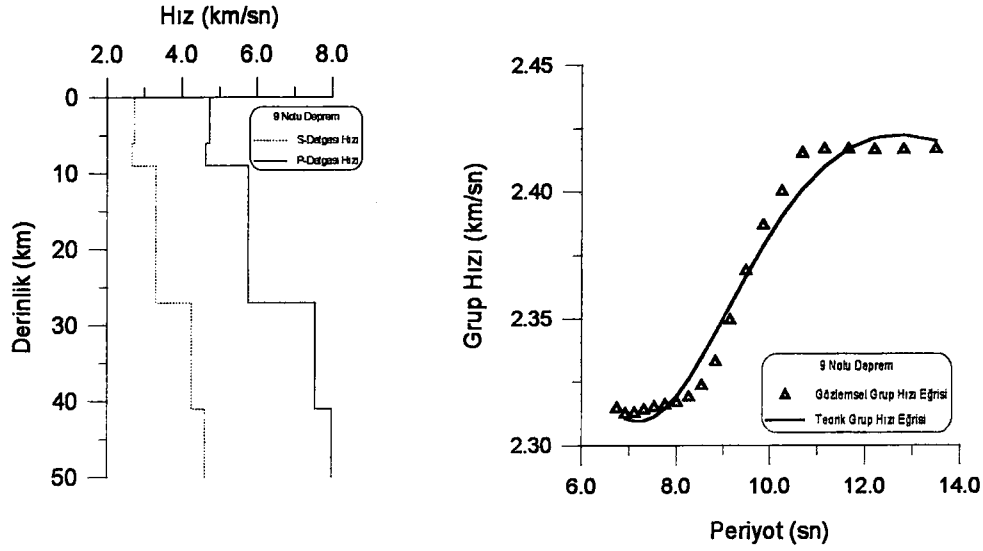
#### 2.4.9. 9 Haziran 1986 Depremi

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir. Kayıtın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 120 sn ve örnekleme aralığı 0.25 sn dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 6.73 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $2.31 \text{ km sn}^{-1}$ , maksimum periyot 13.47 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $2.41 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 24. 9 Haziran 1986 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Kayıta bakıldığında iyi oluşmuş bir rayleigh dalgası zarfı gözlenmemektedir. Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi ve tabakalı yer modeli ise aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 10'da ise tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 25. Sağda 9 Haziran 1986 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi) sol tarafta ise ters çözümleme sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

Tablo 10. 9 Haziran 1986 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

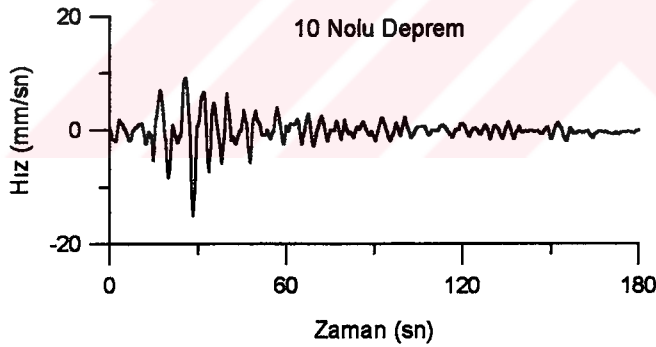
| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 6.0                   | 4.7220                 | 2.7317                 | 2.4408                         | 0.2673        |
| 3.0                   | 4.6174                 | 2.6659                 | 2.4388                         | 0.2485        |
| 18.0                  | 5.7523                 | 3.3059                 | 2.6505                         | 0.2534        |
| 14.0                  | 7.5386                 | 4.2502                 | 3.1531                         | 0.2670        |
| -                     | 7.9850                 | 4.6102                 | 3.3049                         | 0.2500        |

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterinde olup genelde normal dispersiyon gösterir. Fakat grup hızı eğrisinde bazı periyotlarda, periyot arttığı halde grup hızı düşmektedir. Grup hızı değerleri, 6.73 sn'de 2.31 km sn<sup>-1</sup> den

6.91 sn' de  $2.31 \text{ km sn}^{-1}$  ye düşer ve tekrar 11.63 sn periyotunda  $2.41 \text{ km sn}^{-1}$  değerine yükselir. 12.19 sn' de  $2.41 \text{ km sn}^{-1}$  'ye yeniden düşen grup hızı değeri 13.47 sn periyotunda  $2.41 \text{ km sn}^{-1}$  ye yükselir. Grup hızındaki bu azalmalara neden olan düşük hızlı bir zon bulunmalıdır. Dolayısıyla, ters çözümleme sonucunda 3 km kalınlığında ve P-dalgası hızı  $4.61 \text{ km sn}^{-1}$ , S- dalgası hızı  $2.66 \text{ km sn}^{-1}$  olan bir düşük hızlı zonun varlığı tespit edilmiştir. Bu tabakalı modele göre hesaplanan teorik grup hızı değerleri gözlemsel grup hızlarıyla iyi uyum göstermektedir. Ters çözüm sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 41 km' dir.

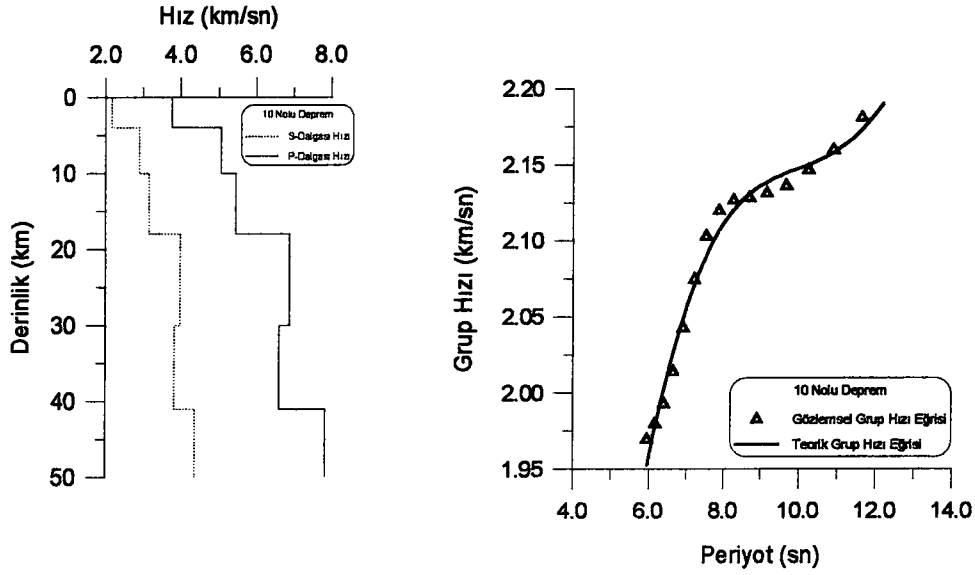
#### 2.4.10. 19 Aralık 1986 Depremi

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir. Kayıtın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 180 sn ve örnekleme aralığı 0.25 sn dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 5.95 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $1.96 \text{ km sn}^{-1}$ , maksimum periyot 12.19 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $2.18 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 26. 19 Aralık 1986 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi ve tabakalı yer modeli ise aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 11' de ise tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 27. Sağda 19 Aralık 1986 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

Tablo 11. 19 Aralık 1986 Depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 4.0                   | 3.7476                 | 2.1690                 | 2.2746                         | 0.2481        |
| 6.0                   | 5.0463                 | 2.8881                 | 2.5093                         | 0.2564        |
| 8.0                   | 5.4462                 | 3.1452                 | 2.5892                         | 0.2498        |
| 12.0                  | 6.8841                 | 3.9778                 | 2.9499                         | 0.2494        |
| 11.0                  | 6.6099                 | 3.8127                 | 2.8786                         | 0.2507        |
| —                     | 7.8278                 | 4.3598                 | 3.2515                         | 0.2751        |

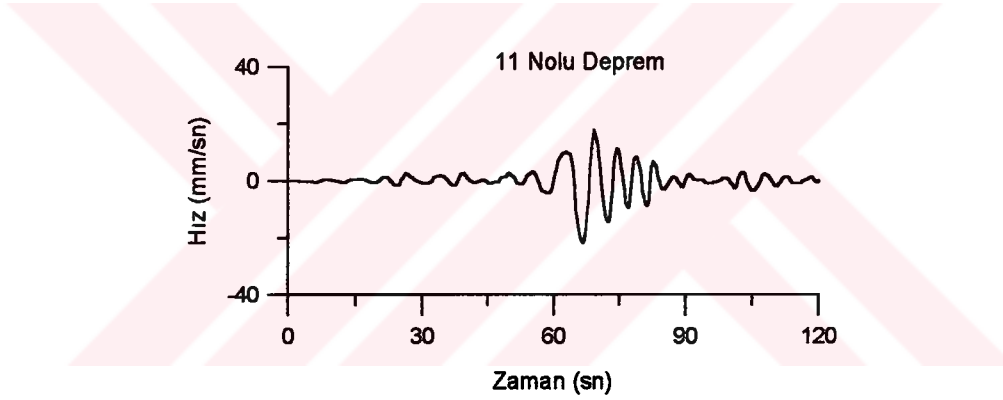
Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterinde olup normal dispersiyon gösterir. Grup hızı değerleri periyotla sürekli arttığı halde ters çözümleme sonucunda, 4. tabakanın ( $\alpha=6.8 \text{ km sn}^{-1}$ ,  $\beta=3.9 \text{ km sn}^{-1}$ ) altında, 11 km kalınlığında



ve  $\alpha=6.6 \text{ km sn}^{-1}$ ,  $\beta=3.8 \text{ km sn}^{-1}$  hızlarına sahip düşük hızlı bir zon olduğu tespit edilmiştir. Gözlemsel grup hızı eğrisi ile modelden hesaplanan teorik grup hızı eğrileri birbirleri ile çok iyi uyumlu değildir. Bu modelde elde edilen Pn-dalgası hızı  $7.82 \text{ km sn}^{-1}$  ve Sn-dalgası hızı ise  $4.35 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Kabuk kalınlığı 41 km dir.

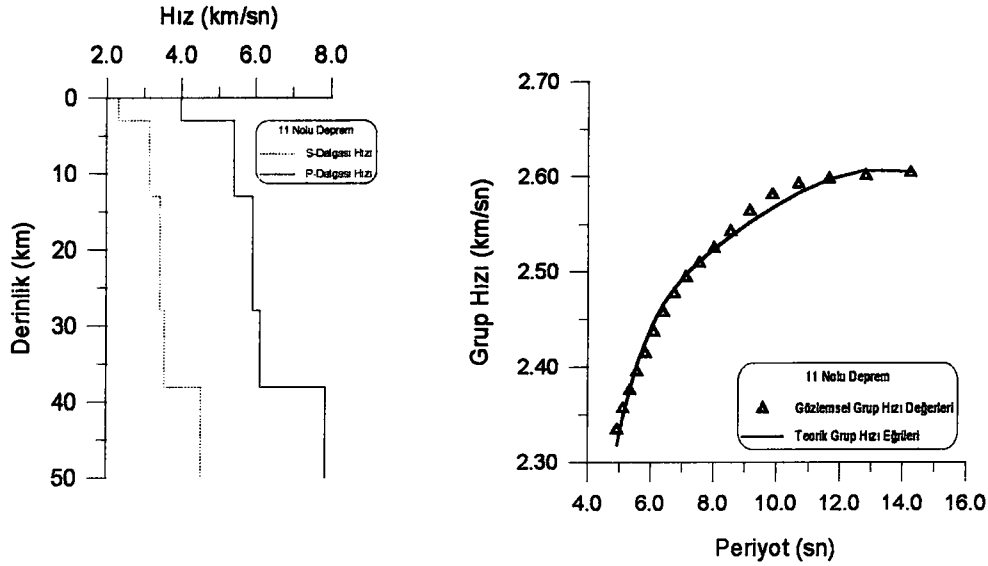
#### 2.4.11. 24 Haziran 1987 Depremi

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1’de verilmiştir. Kaydın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 120 sn, örnekleme aralığı 0.25 sn dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 4.92 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $2.33 \text{ km sn}^{-1}$  ve maksimum periyot 14.22 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri ise  $2.60 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait sayısallaştırılmış Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 28. 24 Haziran 1987 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Kayıda bakıldığında oldukça iyi oluşmuş bir Rayleigh dalgası zarfı görülmektedir. Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı değerleri ve tabakalı yer modeli aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 12’de ise tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 29. Sağda 24 Haziran 1987 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözümleme sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

Tablo 12. 24 Haziran 1987 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

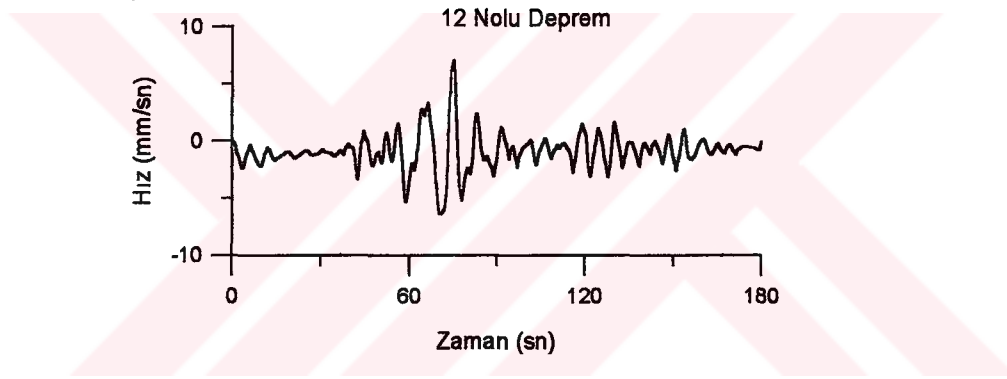
| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 3.0                   | 3.9933                 | 2.3077                 | 2.3188                         | 0.2493        |
| 10.0                  | 5.4026                 | 3.1433                 | 2.5805                         | 0.2441        |
| 15.0                  | 5.9257                 | 3.4220                 | 2.6851                         | 0.2498        |
| 10.0                  | 6.1303                 | 3.5402                 | 2.7391                         | 0.2498        |
| -                     | 7.8487                 | 4.5339                 | 3.2586                         | 0.2496        |

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterinde olup normal dispersiyon göstermektedir. Gözlemsel grup hızı eğrisi ile teorik grup hızı değerleri iyi uyumludur. Ters çözümleme sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 38 km'dir. Tabakalı modelde, en fazla hız kontrastı 1. ile 2. tabaka arasında mevcut olup hızlar

derinlikle artmaktadır. Elde edilen modelde  $P_n$  - dalgası hızı  $7.84 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $S_n$  - dalgası hızı ise  $4.53 \text{ km sn}^{-1}$  dir.

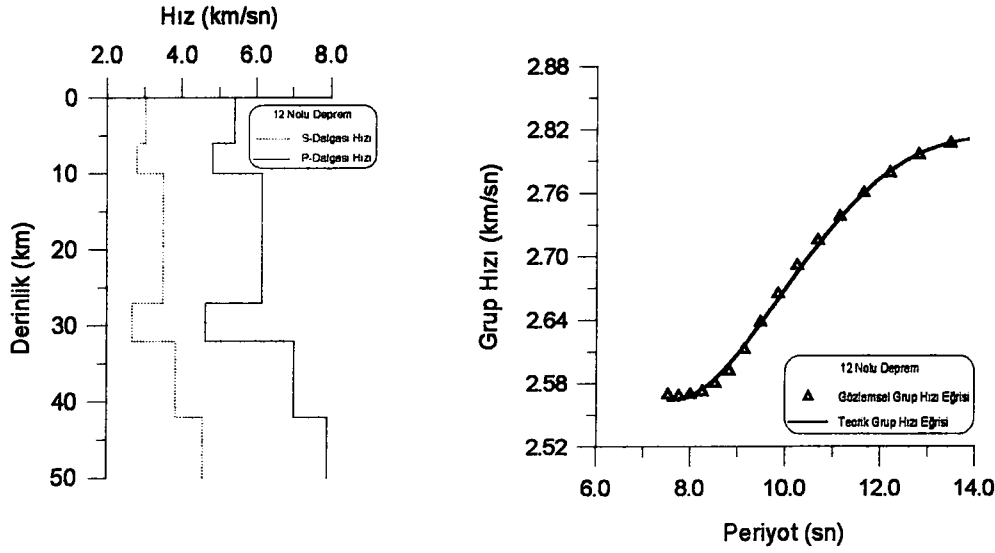
#### 2.4.12. 7 Aralık 1987 Depremi

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir. Kaydın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 180 sn ve örnekleme aralığı 0.25 sn dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 7.52 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $2.56 \text{ km sn}^{-1}$ , maksimum periyot ise 13.83 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $2.80 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 30. 7 Aralık 1987 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Kayıtta nispeten iyi bir dalga zarfı görülmektedir. Bu kayıtdan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi ve tabakalı yer modeli aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 13'de ise tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 31. Sağda 7 Aralık 1987 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

Tablo 13. 7 Aralık 1987 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

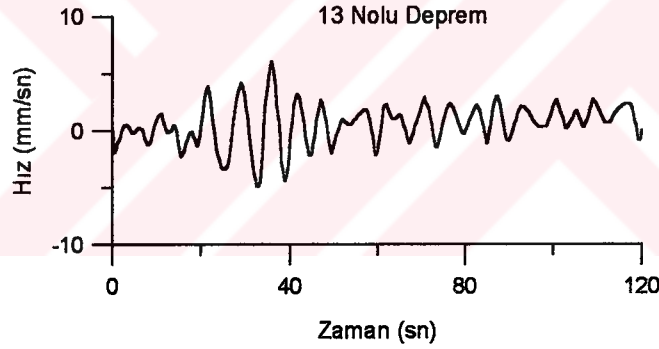
| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 6.0                   | 5.4152                 | 3.0313                 | 2.5830                         | 0.2718        |
| 4.0                   | 4.8184                 | 2.7935                 | 2.4600                         | 0.2469        |
| 17.0                  | 6.1516                 | 3.5002                 | 2.7455                         | 0.2606        |
| 5.0                   | 4.6260                 | 2.6674                 | 2.4177                         | 0.2510        |
| 10.0                  | 7.0230                 | 3.8289                 | 2.9874                         | 0.2885        |
| -                     | 7.8933                 | 4.5683                 | 3.2737                         | 0.2482        |

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterinde olup genelde normal dispersiyon göstermesine karşılık grup hızı değerleri 7.52 sn periyotunda 2.56 km sn<sup>-1</sup> den 7.64 sn de 2.56 km sn<sup>-1</sup> değerine düşer ve tekrar periyot arttıkça grup hızı değerleri artar. Ters çözümleme sonucunda iki tane düşük hızlı zonun olduğu

belirlenmiştir. Bunlardan birincisi 4.0 km kalınlığındaki ikinci tabaka ( $\alpha=4.81 \text{ km sn}^{-1}$   $\beta=2.79 \text{ km sn}^{-1}$ ) ikincisi ise 5.0 km kalınlığındaki dördüncü tabakadır ( $\alpha=4.62 \text{ km sn}^{-1}$ ,  $\beta=2.66 \text{ km sn}^{-1}$ ). Ters çözümleme sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 42 km dir. Gözlemsel grup hızı eğrisi ile teorik grup hızı eğrisi birbiriyle iyi uyumludur.

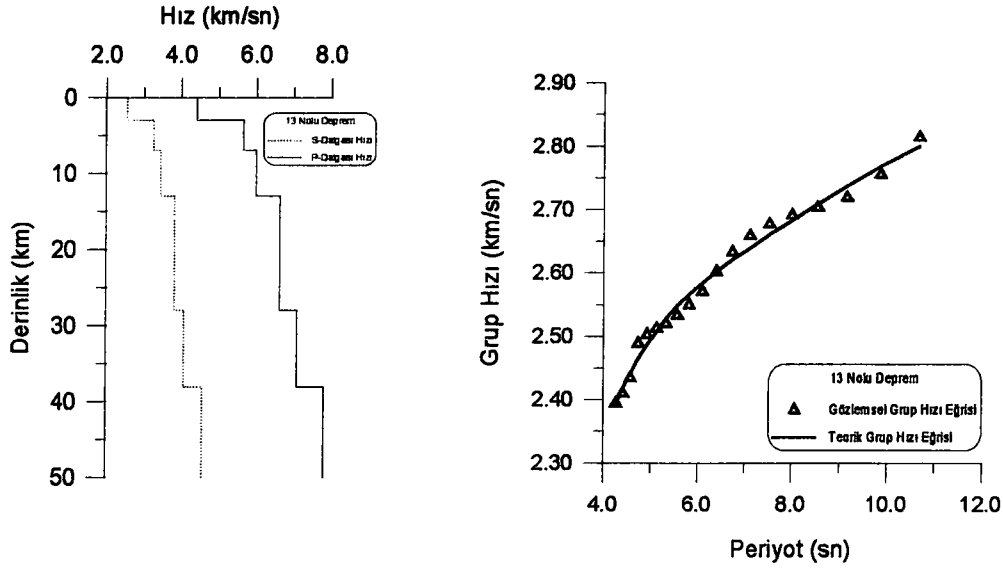
#### 2.4.13. 21 Nisan 1988 Depremi

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1’de verilmiştir. Kaydın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 120 sn, örnekleme aralığı 0.25 sn’ dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 4.26 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $2.39 \text{ km sn}^{-1}$ , maksimum periyot ise 10.66 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değerleri  $2.81 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait sayısallaştırılmış Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 32. 21 Nisan 1988 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Bu kayıtdan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen tabakalı yer modeli ve teorik grup hızı değerleri aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 14’de ise 21 Nisan 1988 depreminin gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümlemesinden elde edilen tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir. .



Şekil 33. Sağda 21 Nisan 1988 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

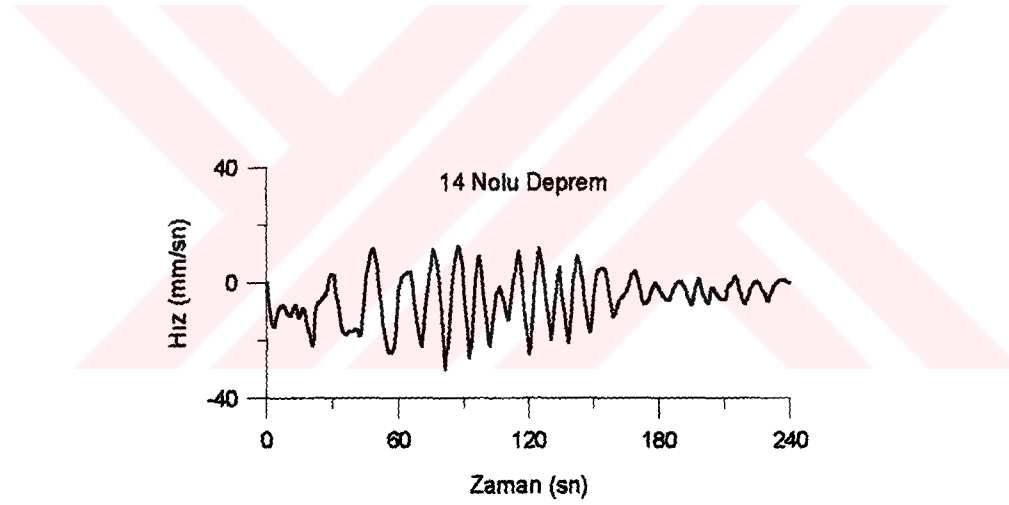
Tablo 14. 21 Nisan 1988 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 3.0                   | 4.4040                 | 2.5427                 | 2.3766                         | 0.2500        |
| 4.0                   | 5.6410                 | 3.2601                 | 2.6282                         | 0.2492        |
| 6.0                   | 5.9786                 | 3.4530                 | 2.6957                         | 0.2497        |
| 15.0                  | 6.6199                 | 3.8248                 | 2.8812                         | 0.2494        |
| 10.0                  | 7.0771                 | 4.0787                 | 3.0047                         | 0.2513        |
| -                     | 7.7895                 | 4.5639                 | 3.2384                         | 0.2386        |

Bu depremin grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterinde olup, normal dispersiyon gösterir. Gözlemsel grup hızı eğrisi ile teorik grup hızı değerleri hemen hemen uyumludur. Ters çözümleme sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 38 km'dir. Tabakalı yer modelinde hız derinlikle artmaktadır. En fazla hız kontrastı 1. ile 2. ve 3. ile 4. tabaka arasında meydana gelmektedir. Modelde elde edilen  $P_n$  - dalgası hızı  $7.78 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $S_n$  - dalgası hızı ise  $4.56 \text{ km sn}^{-1}$  dir.

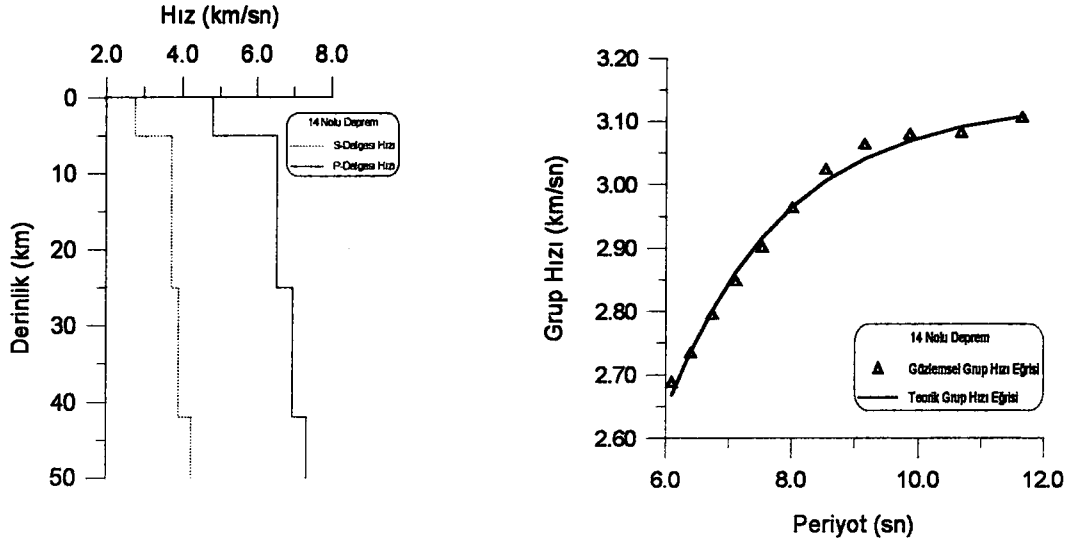
#### 2.4.14. 8 Aralık 1988 Depremi

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1’de verilmiştir. Kaydın sayısallaştırılmış kısmının uzunluğu 120 sn olup örnekleme aralığı 0.25 sn dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 6.09 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $2.68 \text{ km sn}^{-1}$ , maksimum periyot 11.63 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $3.10 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait sayısallaştırılmış Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 34. 8 Aralık 1988 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı değerleri ve tabakalı yer modeli aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 15’ de ise tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 35. Sağda 8 Aralık 1988 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üç genlerle), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (sürekli çizgi), sol tarafta ise ters çözümleme sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

Tablo 15. 8 Aralık 1988 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler.

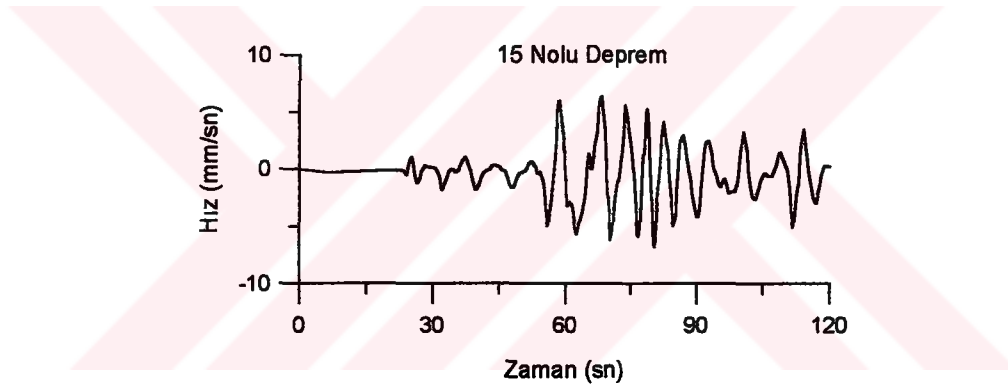
| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POISSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 5.0                   | 4.7987                 | 2.7464                 | 2.4557                         | 0.2565        |
| 20.0                  | 6.5461                 | 3.7705                 | 2.8620                         | 0.2518        |
| 17.0                  | 6.9695                 | 3.9129                 | 2.9721                         | 0.2699        |
| —                     | 7.3437                 | 4.2379                 | 3.0900                         | 0.2504        |

Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Rayleigh karakterinde olup, normal dispersiyon gösterir. Gözlemsel grup hızı eğrisi ile teorik grup hızı değerleri iyi uyumludur. Ters çözümleme sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 42 km'dir. Tabakalı modelde en fazla hız kontrastı 1.ile 2. tabaka arasında mevcuttur. Elde edilen modelde  $P_n$  - dalgası hızı  $7.34 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $S_n$  - dalgası hızı  $4.23 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Bu hız değerleri normalden oldukça düşüktür.



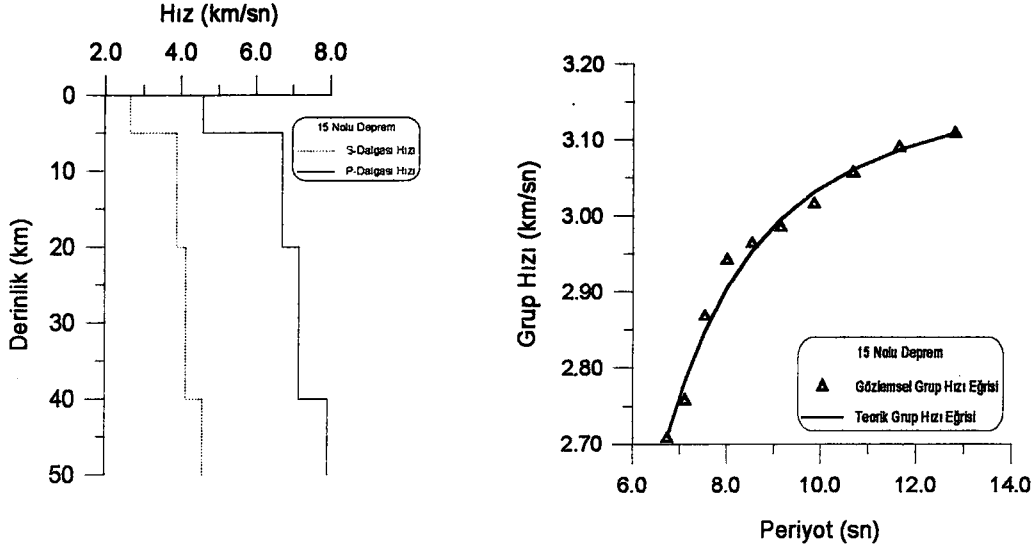
#### 2.4.15. 10 Mart 1989 Depremi

Bu depremle ilgili parametreler Tablo 1’de verilmiştir. Kaydın sayısallaştırılan kısmının uzunluğu 120 sn , örnekleme aralığı ise 0.25 sn’dir. Bu deprem için elde edilen minimum periyot 6.73 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri  $2.70 \text{ km sn}^{-1}$ , maksimum periyot 12.8 sn ve buna karşılık gelen grup hızı değeri ise  $3.10 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Aşağıdaki şekilde bu depreme ait sayısallaştırılmış Rayleigh dalgası kaydı görülmektedir.



Şekil 36. 10 Mart 1989 depreminin sayısallaştırılmış kaydı.

Bu kayıttan elde edilen grup hızı eğrisi, bunun ters çözümünden elde edilen tabakalı yer modeli ve teorik grup hızı değerleri aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 16’ da ise 10 Mart 1989 depreminin gözlemsel grup hızı eğrisinin ters çözümünden elde edilen tabakalı yer modeline ait parametreler görülmektedir.



Şekil 37. Sağda 10 Mart 1989 depremi için elde edilen gözlemsel grup hızı eğrisi (üçgenler), bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrisi (süreklî çizgi), sol tarafta ise ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı yer modeli görülmektedir.

Tablo 16. 10 Mart 1989 depremi için elde edilen tabakalı yer modeli ile ilgili parametreler

| TABAKA KALINLIĞI (km) | P-DALGASI HIZI (km/sn) | S-DALGASI HIZI (km/sn) | YOĞUNLUK (gr/cm <sup>3</sup> ) | POİSSON ORANI |
|-----------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|
| 5.0                   | 4.5725                 | 2.6443                 | 2.4059                         | 0.2487        |
| 15.0                  | 6.7149                 | 3.8821                 | 2.9059                         | 0.2490        |
| 20.0                  | 7.1537                 | 4.1196                 | 3.0292                         | 0.2519        |
| —                     | 7.9213                 | 4.5650                 | 3.2832                         | 0.2514        |

Bu depremin grup hızı eğrisi kıtasal Rayleigh karakterinde olup, normal dispersiyon göstermektedir. Ters çözümleme sonucu elde edilen teorik grup hızı değerleri gözlemsel grup hızı değerleri ile iyi uyum göstermektedir. Ters çözümleme sonucu elde edilen toplam kabuk kalınlığı 40 km' dir. Tabakalı yer modelinde hızlar derinlikle artmakta olup en fazla hız kontrastı 1.ile2. tabaka arasında mevcuttur. Bu model için elde edilen P<sub>n</sub>-dalgası hızı 7.92 km sn<sup>-1</sup> ve S<sub>n</sub>- dalgası hızı ise 4.56 km sn<sup>-1</sup> dir.

## 2.5. Gözlemsel Grup Hızlarının Ters Çözümleri ile İlgili Çözünürlük Çekirdekleri (Resolving Kernels)

Yüzey dalgalarının dispersiyon eğrilerinin ters çözümünden elde edilen sonuçların güvenilirliği; gözlemsel dispersiyon eğrisiyle teorik (modelden hesaplanan) dispersiyon eğrilerinin karşılaştırılmasıyla veya ters çözümlemeyle elde edilen her bir çözüm için değişik referans derinliklerinde (tabakaların üst, orta ya da alt yüzeylerine karşılık gelen derinlikler için) çözünürlük çekirdeklerinin (resolving kernels) hesaplanmasıyla test edilebilir. Ters çözümleme işleminde rezolüsyon matrisi (resolution matrix) problemin muhtemel çözümlerinin tümünü gerçek model ile birbirine bağlar. Doğru olarak çözülen bir problemde, çözünürlük matrisinin özdeşlik matrisine (identity matrix) yaklaşması gerekir. Bunun tersi durumda problem zayıf çözümlü olacaktır. Çözünürlük matrisinin satır vektörlerine (row vectors) çözünürlük çekirdekleri (resolving kernels) adı verilir.

Çözünürlük çekirdekleri genellikle sürekli bir eğri şeklinde derinliğe bağlı olarak çizilirler. Bu çalışmada; çözünürlük çekirdekleri yeryüzünden her bir tabakanın orta noktasına olan referans derinlikleri için hesaplanmıştır. Çok iyi yapılan bir ters çözümlemede çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları dikkate alınan referans derinliklerine karşılık gelmelidir. Aslında, çözünürlük çekirdekleri derinliğe göre yapılan çözümlemede yapılan işlemin doğruluğunun bir ölçüsüdür. Çekirdeklerin maksimumlarının referans derinliklerine karşılık gelmemesi çözümlemenin zayıf olduğunu belirtir. Bu durum, kestirilen çözümün geçerliliğini sınırlandırır. Burada, SURF programı kullanılarak her bir deprem için hesaplanan çözünürlük çekirdekleri sunulacaktır.

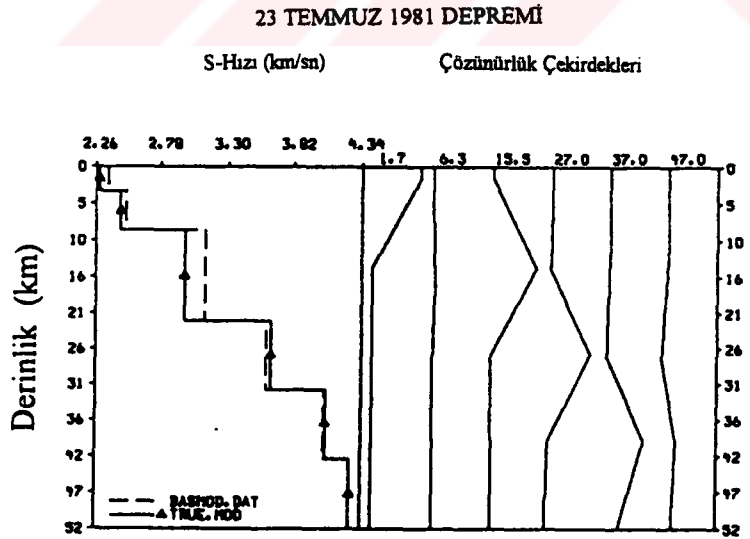
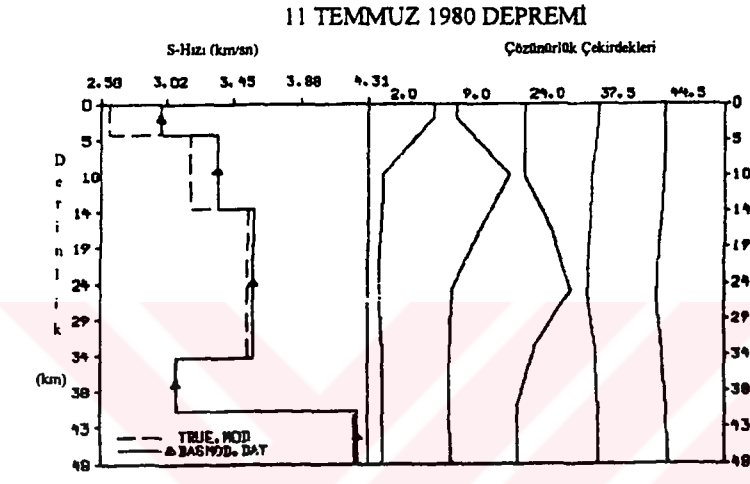
Şekil 38' de bu çalışmada kullanılan 15 depremin ana mod Rayleigh dalgası grup hızı ters çözümü sonucu elde edilen çözünürlük çekirdekleri Tablo 1' deki sıraya göre verilmiştir. Şekillerin sol tarafında; yatay eksen S-dalgası hızı ve dikey eksen derinlik olmak üzere ters çözüm için kullanılan başlangıç (BASMOD.DAT) ve ters çözümleme sonucu elde edilen (TRUE.MOD) S-dalgası hız modelleri görülmektedir. Şekillerin sağ tarafında ise yatay eksen çözünürlük çekirdeklerinin hesaplandıkları

referans derinlikleri (Yer yüzünden her bir tabakanın orta noktasına olan derinlik) ve düşey eksen derinlik olmak üzere çizilen çözünürlük çekirdekleri görülmektedir.

1. deprem ( 11 Temmuz 1980) için ilk iki tabakada başlangıç ve ters çözümleme sonucu elde edilen S-dalgası hızları arasında büyük fark vardır. İkinci tabakadan sonra her iki hız modeli birbiriyle uyumludur. Bu deprem için hesaplanan çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları referans derinliklerine karşılık gelmektedir. 2 nolu depremde (23 Temmuz 1981) başlangıç S-dalgası hız modeli ile ters çözüm sonucu elde edilen arasında büyük farklılık yoktur ve çözünürlük 37 km' den sonra iyi değildir. 3 nolu deprem (29 Mayıs 1982) için her iki S-dalgası hız modelleri arasında fark yoktur. Fakat çözünürlük 29 km' den sonra iyi değildir. 4. deprem (13 Ekim 1982) için yine her iki S-dalgası hız modelleri arasında büyük farklılık yoktur. 34.5 km' den sonra çözünürlük iyi değildir. 5. deprem (20 Kasım 1983) için çözünürlük 27 km den sonra bozulmaktadır. 6. depremde (4 Temmuz 1984) ise her iki S-dalgası hız modelleri bir biriyle uyumludur. Fakat düşük hızlı üçüncü tabakaya ait çözünürlük çekirdeğinin maksimumu tam olarak referans derinliğine karşılık gelmemektedir. Çözünürlük çekirdekleri tabaka kalınlığı ve hızlardaki küçük hatalara duyarlıdır. Dolayısıyla, bu tabakaya ait çözünürlük çekirdeğinin maksimumunun referans derinliğine karşılık gelmemesinin nedeni tabaka kalınlığında yapılan küçük hatadan kaynaklanabilir. Çözünürlükler; 7. deprem (4 Temmuz 1985) için 30.5 km' den , 8. deprem (2 Haziran 1986) için 33 km' den sonra 33 km' den ve 9. deprem (9 Haziran 1986) için ise 34 km' den sonra çok iyi değildir. 10. deprem (19 Aralık 1986) için yine her iki hız modeli bir birleriyle iyi uyumludur. Çözünürlük 35.5 km' den sonra bozulmaktadır. 11 nolu deprem (24 Haziran 1987) için 33 km' den sonra çözünürlük iyi değildir. 12. deprem (7 Aralık 1987) için iki tane düşük hızlı tabaka vardır. Bu iki tabaka için çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları referans derinliklerine karşılık gelmektedir. Bu deprem için çözünürlük 37 km' den sonra iyi değildir. Çözünürlükler; 13. deprem (21 Nisan 1988) için 33 km' den, 14. deprem (8 Aralık 1988) için 33.5 km' den ve 15. deprem (10 Mart 1989) için ise 30 km' den sonra zayıftır.

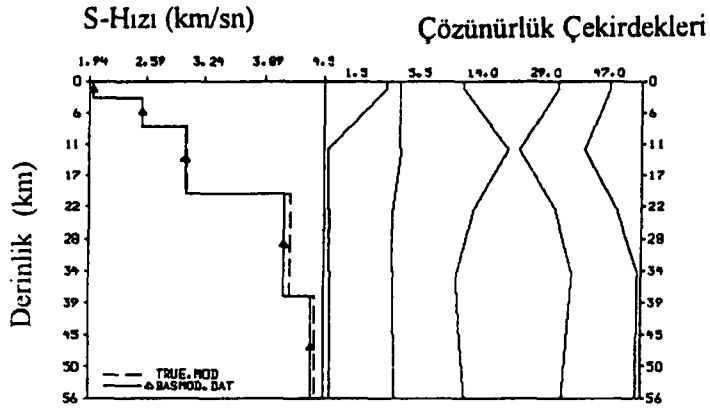
Sonuç olarak; ana mod Rayleigh dalgası gözlemsel grup hızlarının ters çözümünde hesaplanan çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları genellikle 33 km' ye kadar olan kısım için referans derinliklerine karşılık gelmektedirler. Bazı

depremlerin ters çözümleri için bu derinlikten sonra çözünürlükler iyi değildir. Bunun nedeni elde uzun dalga boylu verinin bulunmamasıdır. Bazı depremlerde ise çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları referans derinliğinin biraz yukarı veya aşağısındaki derinlik değerine karşılık gelmektedir. Bunun nedeni ise ters çözüm için seçilen yatay tabakalı yer modeline ait tabaka kalınlıklarının seçimindeki küçük hatalardır(1-2 km' lik hatalar).

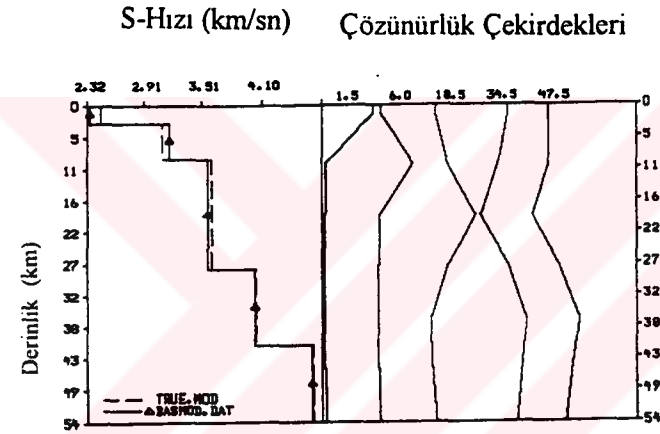


Şekil 38. Solda 15 adet depreme ait başlangıç ve ters çözümlene sonucu elde edilen S-dalgası hız modelleri, sağda ise çözünürlük çekirdekleri görülmektedir.

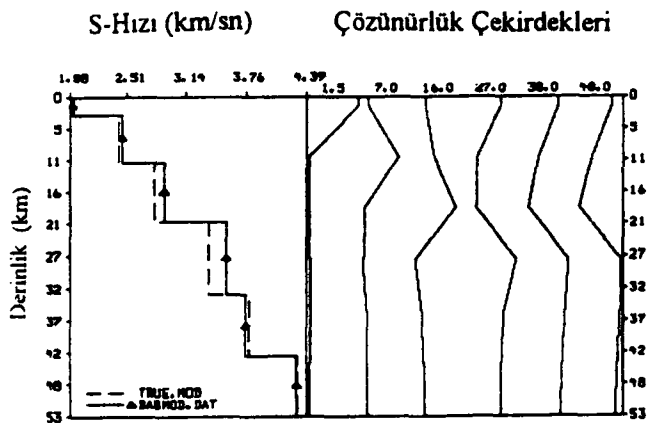
## 29 MAYIS 1982 DEPREMİ



## 13 EKİM 1982 DEPREMİ

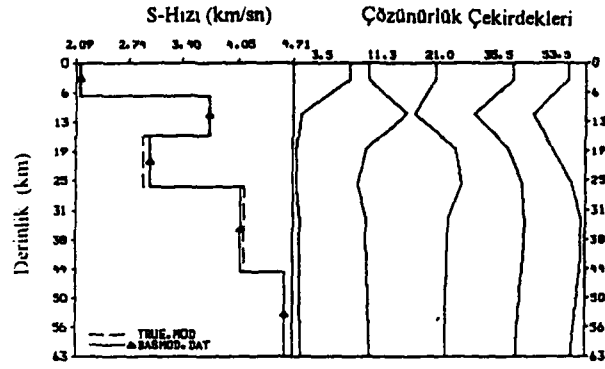


## 20 KASIM 1983 DEPREMİ

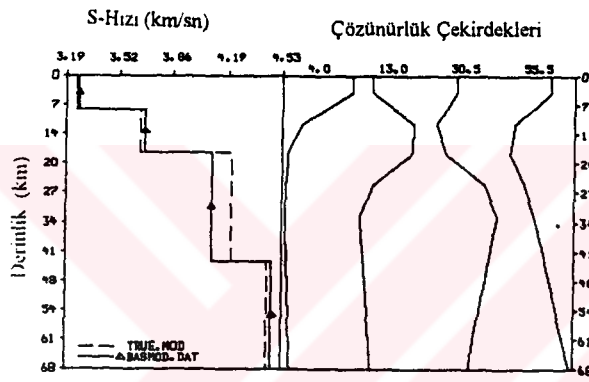


Şekil 38' in devamı.

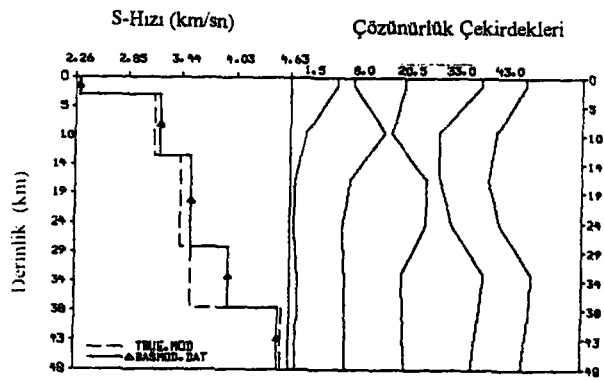
## 4 TEMMUZ 1984 DEPREMİ



## 4 TEMMUZ 1985 DEPREMİ

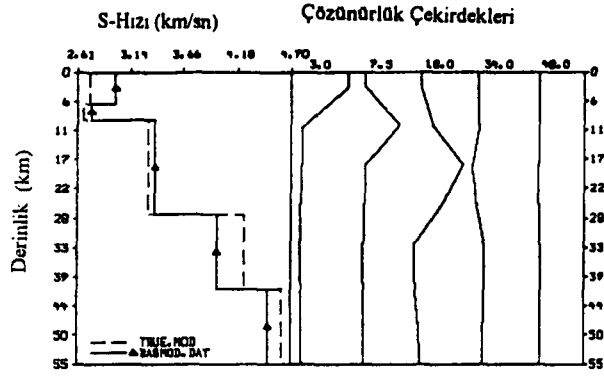


## 2 HAZİRAN 1986 DEPREMİ

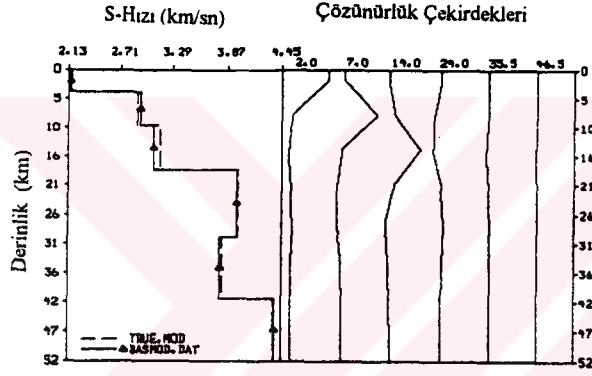


Şekil 38' in devamı.

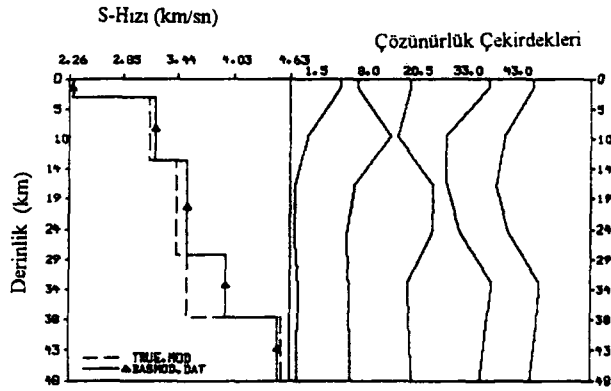
## 9 HAZİRAN 1986 DEPREMİ



## 19 ARALIK 1986 DEPREMİ



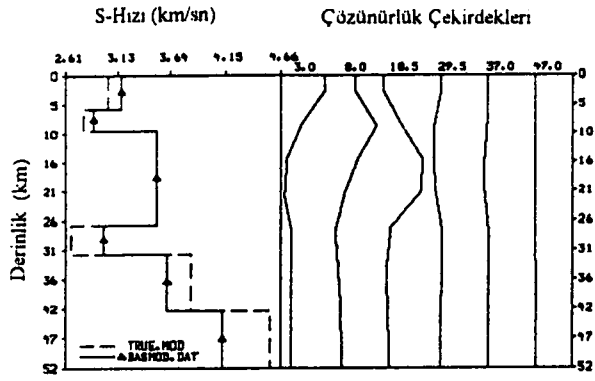
## 24 HAZİRAN 1987 DEPREMİ



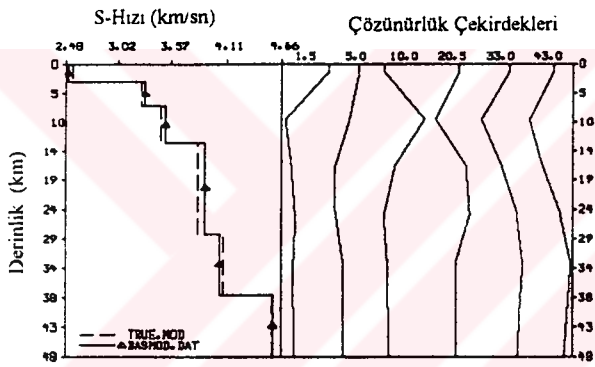
Şekil 38' in devamı.



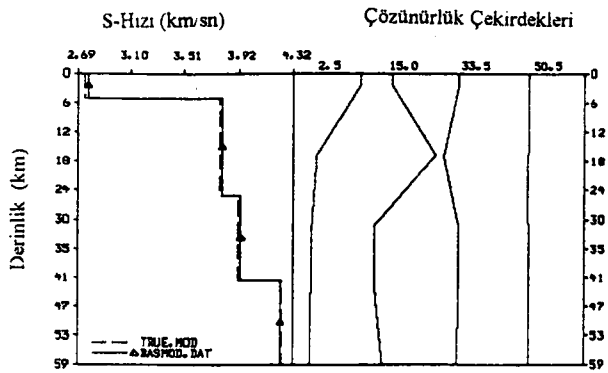
## 7 ARALIK 1987 DEPREMİ



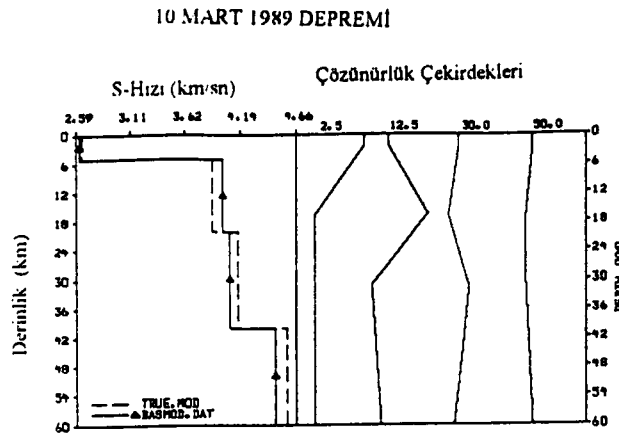
## 21 NISAN 1988 DEPREMİ



## 8 ARALIK 1988 DEPREMİ



Şekil 38' in devamı.



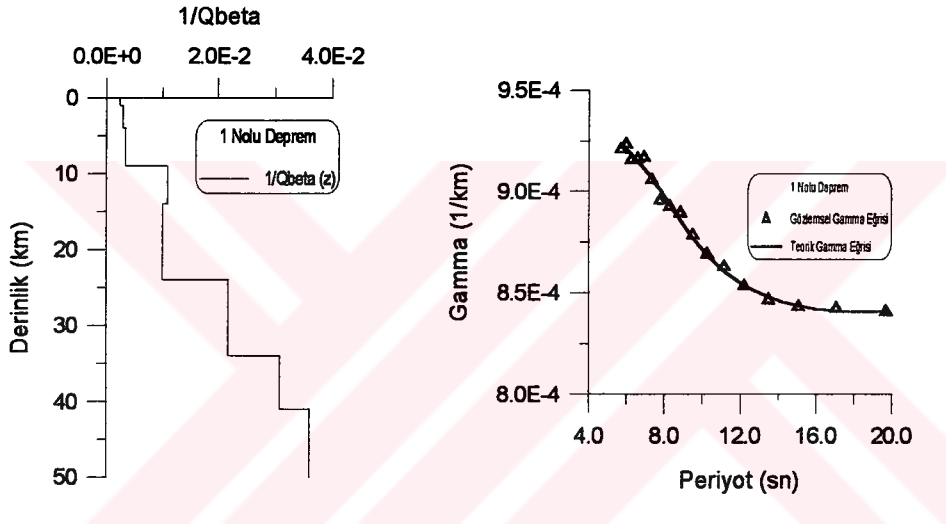
Şekil 38' in devamı.

## 2.6. Kullanılan Deprem Kayıtlarından Hesaplanan Rayleigh Dalgası Gözlemsel Soğurma Katsayıları ( $\gamma_R$ ) ve Ters Çözümleri

Bu bölümde çalışmada kullanılan 15 adet depremin Trabzon istasyonu kayıtlarından hesaplanan Rayleigh dalgası gözlemsel soğurma katsayıları ( $\gamma_R$ ) ve bunların ters çözümü sonucu elde edilen  $Q_\beta^{-1}$  (1/kalite faktörü) in derinlikle değişimi sunulacaktır. Soğurma katsayıları 1. Bölüm' de teorik esasları verilen tek istasyon yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır. Soğurma katsayılarının birimi  $\text{km}^{-1}$  olup periyot (veya frekans) ile değişir. Soğurma katsayılarının tümü periyotla azalan bir eğri verir. Daha sonra Herrmann (1987) tarafından yazılan SURF adlı program kullanılarak soğurma katsayılarının ters çözümü (inversion) yapıp  $Q_\beta^{-1}$  in derinlikle değişimi elde edilmiştir. Diğer bir deyişle, gözlemsel soğurma katsayılarına en iyi uyan teorik soğurma katsayılarını veren tabakalı  $Q_\beta^{-1}$  modeli elde edilmiştir. Ters çözümleme ile ilgili teorik esaslar 1. Bölüm' de verilmiştir.

### 2.6.1. 11 Temmuz 1980 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı ve bunun ters çözümlemesi sonucu elde edilen soğurma katsayısı ve  $Q_{\beta}^{-1}(=1/Q_{\beta})$  in derinlikle değişimi görülmektedir.



Şekil 39. Sağda 11 Temmuz 1980 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$ 'nin derinlikle değişimi görülmektedir.

Bu deprem için maksimum soğurma 5.68 sn periyotunda  $0.920E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 19.69 sn periyotunda  $0.840E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma eğrisi ile teorik soğurma eğrisi bir birleriyle uyumludur. Ters çözüm sonucu elde edilen tabakalı  $1/Q_{\beta}$  modeline ait parametreler aşağıdaki tabloda görülmektedir.

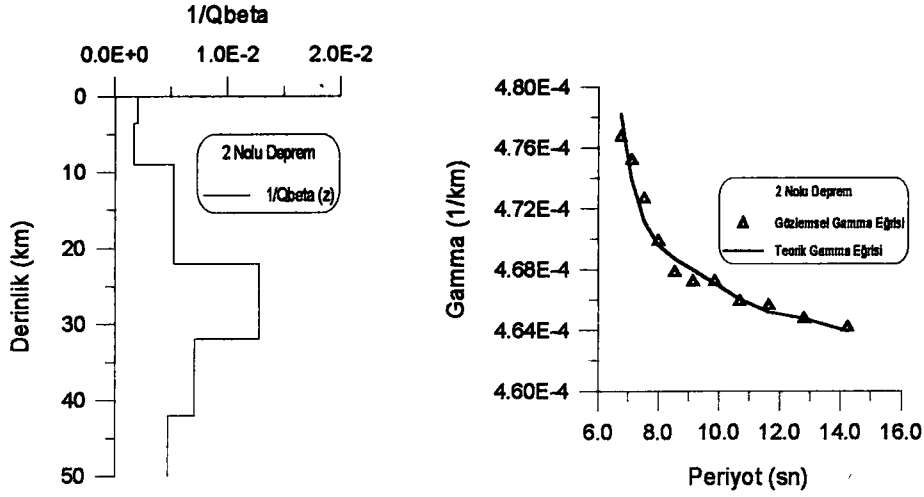
Tablo 17.11 Temmuz 1980 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri.

| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 1.0           | 0.2319E-02    |
| 3.0           | 0.2828E-02    |
| 5.0           | 0.3371E-02    |
| 5.0           | 0.1092E-01    |
| 10.0          | 0.9960E-02    |
| 10.0          | 0.2178E-01    |
| 7.0           | 0.3081E-01    |
| -             | 0.3597E-01    |

Şekildeki  $1/Q_{\beta}$  modeline baktığımızda  $Q_{\beta}$  değerleri derinlikle azalmaktadır. İlk 15 km'de ortalama  $Q_{\beta}=293$  dür. Bu derinlikten itibaren 41 km'ye kadar olan kısım için ortalama  $Q_{\beta}=59$  dur. Kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta}=85$  dir. Bu değerler tektonik olarak aktif olan bölgelerde gözlenenlerle uyumludur.

### 2.6.2. 23 Temmuz 1981 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı ve  $Q_{\beta}^{-1}(=1/Q_{\beta})$  'in derinlikle değişimi aşağıdaki şekilde görülmektedir. Tablo 18'de ise bu depreme ait  $1/Q_{\beta}$  modeli ile ilgili parametreler görülmektedir.



Şekil 40. Sağda 23 Temmuz 1981 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$ 'nin derinlikle değişimi görülmektedir.

Tablo 18. 23 Temmuz 1981 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri.

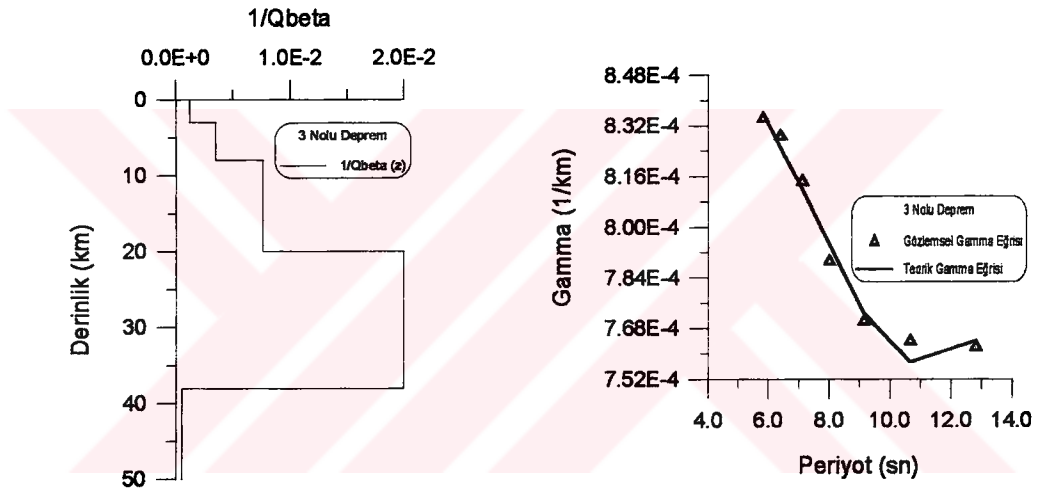
| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 3.5           | 0.2015E-02    |
| 5.5           | 0.1692E-02    |
| 13.0          | 0.5263E-02    |
| 10.0          | 0.1280E-01    |
| 10.0          | 0.7131E-02    |
| -             | 0.4714E-02    |

Bu deprem için maksimum soğurma 6.7368 sn periyodunda  $0.476E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 14.22 sn periyodunda  $0.464E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma katsayısı değerleri periyot ile sürekli azalmaktadır. Gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ile teorik soğurma katsayısı eğrisi birbirleriyle uyumlu olup ters çözümleme sonucunda her iki eğri çok iyi bir şekilde üst üste çakışmıştır.  $Q_{\beta}$  değerleri 2. tabakada artarken 3. ve 4. tabakalarda azalmakta ve buradan itibaren yeniden artmaktadır. Hız modelinde düşük hızlı bir zon olmamasına karşılık 4. tabakada düşük bir  $Q_{\beta}$  ( $Q_{\beta}=78$ ) zonu vardır. İlk 15 km için ortalama  $Q_{\beta}=425$ , 15

km den sonra 42 km' ye kadar ortalama  $Q_{\beta}=136$  dir. Kabuğun tümü için belirlenen ortalama  $Q_{\beta}=299$  dur.

### 2.6.3. 29 Mayıs 1982 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı ve  $Q_{\beta}^{-1}(=1/Q_{\beta})$ ' in derinlikle değişimi görülmektedir. Tablo 19'da ise bu depreme ait  $1/Q_{\beta}$  modeli ile ilgili parametreler görülmektedir.



Şekil 41. Sağda 29 Mayıs 1982 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$  nın derinlikle değişimi görülmektedir.

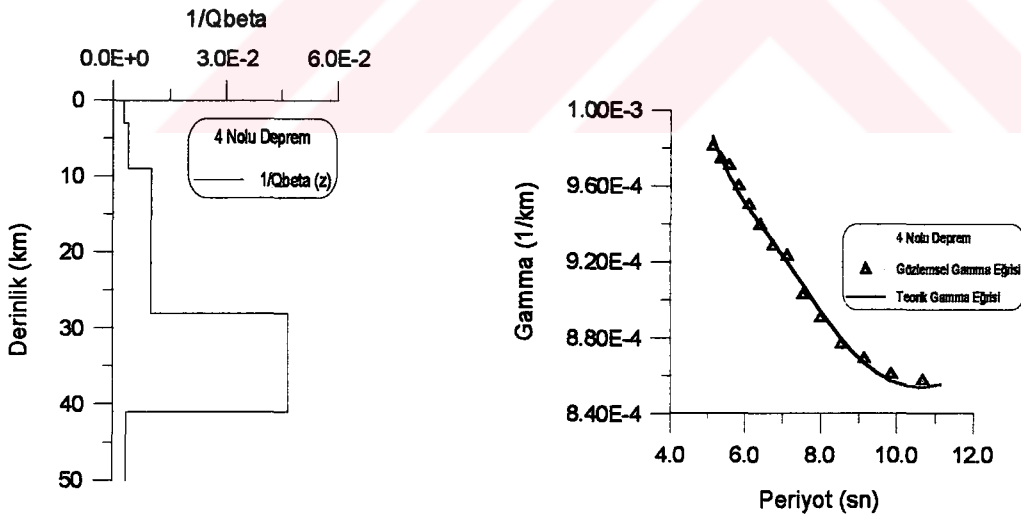
Tablo 19. 29 Mayıs 1982 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri.

| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 3.0           | 0.1206E-02    |
| 5.0           | 0.3486E-02    |
| 12.0          | 0.7630E-02    |
| 18.0          | 0.1999E-01    |
| -             | 0.5578E-03    |

Bu deprem için maksimum soğurma 5.81 sn periyodunda  $0.834E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma 12.8 sn periyodunda  $0.762E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Şekilden görüldüğü gibi gözlemsel soğurma katsayısı değerleri periyod arttıkça azalmaktadır. Ters çözümleme sonucu elde edilen soğurma eğrisi ile gözlemsel soğurma eğrisi hemen hemen iyi bir çakışma göstermektedir.  $Q_\beta$  değerleri derinlikle azalmaktadır. 1. tabakada  $Q_\beta$  değeri oldukça yüksektir. İlk 15 km için ortalama  $Q_\beta=415$ , 15 km den sonra 38 km ye kadar ortalama  $Q_\beta=91$  dir. Kabuğun tümü için ortalama  $Q_\beta=324$  dür. 4. tabakada oldukça düşük  $Q_\beta$  değerine ( $Q_\beta=50$ ) sahip bir zon vardır.

#### 2.6.4. 13 Ekim 1982 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_\beta^{-1} (=1/Q_\beta)$ 'in derinlikle değişimi görülmektedir. Tablo 20'de ise bu depreme ait  $1/Q_\beta$  modeli ile ilgili parametreler görülmektedir.



Şekil 42. Sağda 13 Ekim 1982 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düzçizgi), solda ise ait  $1/Q_\beta$ 'nin derinlikle değişimi görülmektedir.

Tablo 20. 13 Ekim 1982 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri

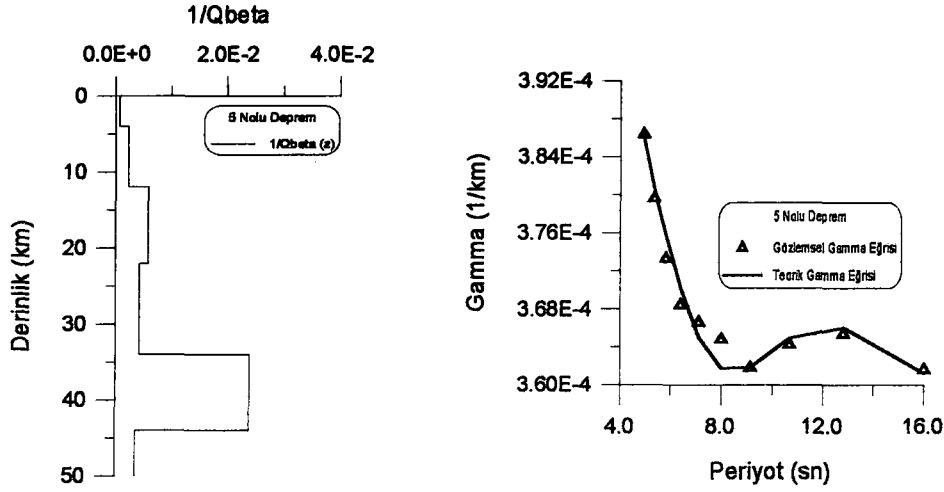
| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 3.0           | 0.2750E-02    |
| 6.0           | 0.3976E-02    |
| 19.0          | 0.1017E-01    |
| 13.0          | 0.4667E-01    |
| -             | 0.3540E-02    |

Bu deprem için maksimum soğurma 5.12 sn periyotunda  $0.980E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 11.13 sn periyotunda  $0.855E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma katsayıları periyod arttıkça azalır. Gözlemsel soğurma katsayılarıyla ters çözümleme sonucu elde edilen soğurma katsayıları hemen hemen iyi bir çakışma göstermektedir.  $Q_{\beta}$  değerleri derinlikle azalmakta olup ilk 15 km derinlik için ortalama  $Q_{\beta}=238$ , 15 km den 41 km derinliğe kadar olan kısım için ortalama  $Q_{\beta}=60$ , kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta}=184$  dır. 4. tabakada oldukça düşük  $Q_{\beta}$  değerine sahip ( $Q_{\beta}=21$ ) bir zon mevcuttur.

#### 2.6.5. 20 Kasım 1983 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_{\beta}^{-1}(=1/Q_{\beta})$  in derinlikle değişimi görülmektedir. Tablo 21'de ise bu depreme ait  $1/Q_{\beta}$  modeli ile ilgili parametreler görülmektedir.





Şekil 43. Sağda 20 Kasım 1983 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$ 'nin derinlikle değişimi görülmektedir.

Tablo 21. 20 Kasım 1983 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri

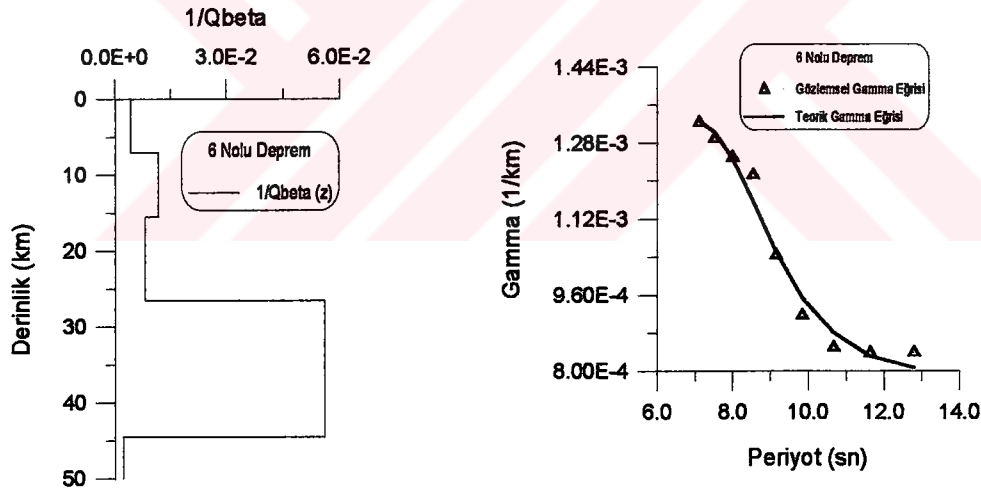
| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 4.0           | 0.6926E-03    |
| 8.0           | 0.2283E-02    |
| 10.0          | 0.5864E-02    |
| 12.0          | 0.4300E-02    |
| 10.0          | 0.2392E-01    |
| -             | 0.3566E-02    |

Bu deprem için maksimum soğurma 4.92 sn periyodunda  $0.386E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 16.0 sn periyodunda  $0.361E-03 \text{ km}^{-1}$ , kadardır. Soğurma değerleri 9.14 sn periyoduna kadar periyodun artmasıyla azalmaktadır. Bu periyotdan 12.8 sn periyoduna kadar ise periyod arttıkça artmaktadır. 12.8 sn periyodunda  $0.365E-03 \text{ km}^{-1}$  değerine ulaşan soğurma katsayısı 16.0 sn de  $0.361E-03 \text{ km}^{-1}$  değerine düşer. Gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ile ters çözümleme sonucu hesaplanan soğurma katsayısı eğrisi bir biriyle uyumlu olup oldukça iyi bir çakışma sağlanmıştır.  $Q_{\beta}$

değerleri derinlikle azalmaktadır. 1. tabakada  $Q_{\beta}=1444$  olup bu değer oldukça yüksektir. İlk 15 km derinlik için ortalama  $Q_{\beta}=684$  dür. 15 km derinlikden 44 km derinliğe kadar olan kısım için ortalama  $Q_{\beta}=149$  dur. Kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta}=466$  dir. 10 km kalınlığında olan 5. tabakada oldukça düşük  $Q_{\beta}=42$  değeri elde edilmiştir.

#### 2.6.6. 4 Temmuz 1984 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_{\beta}^{-1}(=1/Q_{\beta})$ ' in derinlikle değişimi görülmektedir. Tablo 22'de ise bu depreme ait  $1/Q_{\beta}$  modeli ile ilgili parametreler görülmektedir.



Şekil 44. Sağda 4 Temmuz 1984 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$ ' nin derinlikle değişimi görülmektedir.

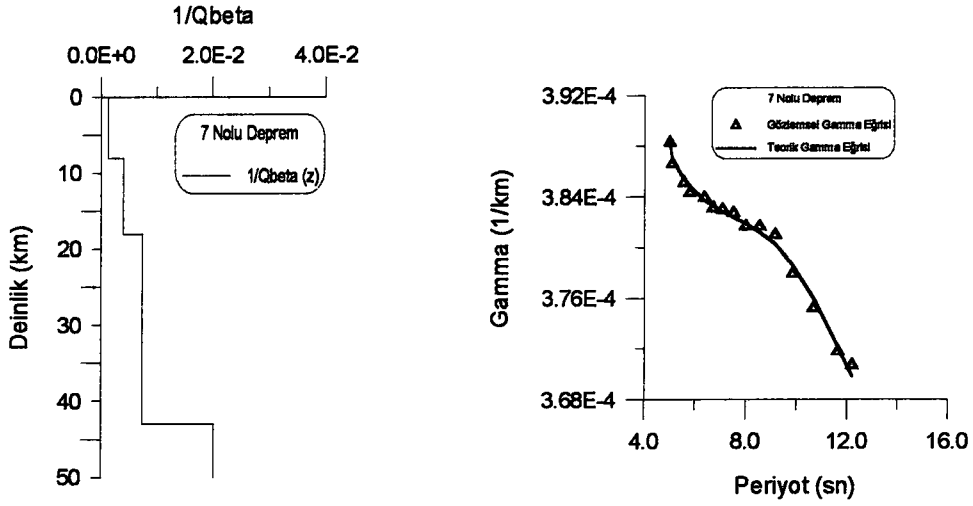
Tablo 22. 4 Temmuz 1984 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri

| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 7.0           | 0.4252E-02    |
| 8.5           | 0.1170E-01    |
| 11.0          | 0.8037E-02    |
| 18.0          | 0.5601E-01    |
| -             | 0.2406E-02    |

Maksimum soğurma 7.11 sn periyodunda  $0.132E-02 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 12.8 sn periyodunda  $0.838E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma değerleri periyod arttıkça azalır. Gözlemsel soğurma eğrisi ile ters çözümleme sonucu hesaplanan soğurma eğrisi hemen hemen üst üste çakışmıştır.  $Q_{\beta}$  modelinde iki tane düşük  $Q_{\beta}$  zonu vardır. Bunlardan birincisi 8.5 km kalınlığındaki 2.tabaka ( $Q_{\beta}=85$ ) ve diğeri ise 18 km kalınlığındaki 4. tabakadır ( $Q_{\beta}=18$ ). İlk 15 km lik kısım için ortalama  $Q_{\beta}=160$ , 15 km den 44.5 km ye kadar olan kısım için ortalama  $Q_{\beta}=71$  dir.  $Q_{\beta}$  değerleri genelde derinlikle azalmaktadır. Kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta}=116$  dır.

#### 2.6.7. 4 Temmuz 1985 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_{\beta}^{-1}(=1/Q_{\beta})$  in derinlikle değişimi görülmektedir.



Şekil 45. Sağda 4 Temmuz 1985 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$ ' nın derinlikle değişimi görülmektedir.

Tablo 23. 4 Temmuz 1985 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri

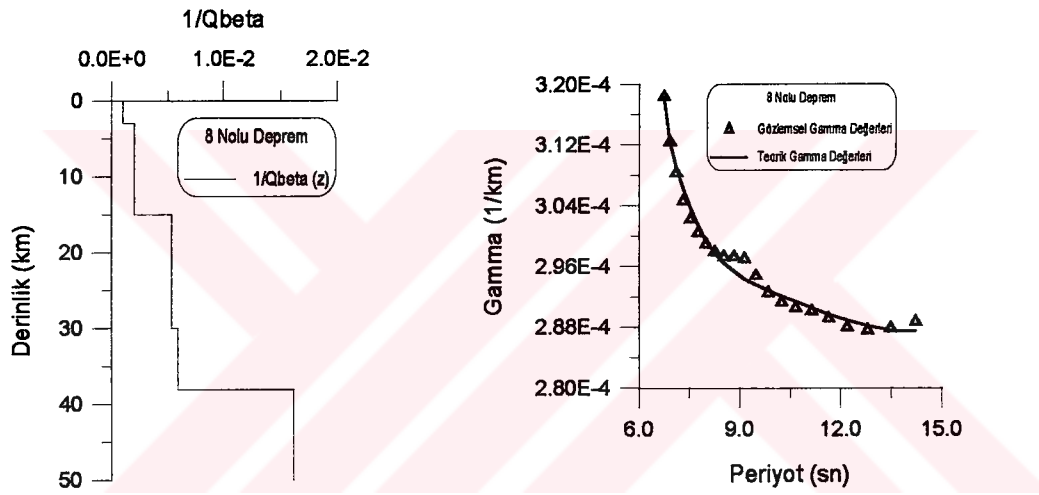
| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 8.0           | 0.1284E-02    |
| 10.0          | 0.3949E-02    |
| 25.0          | 07306E-02     |
| -             | 0.2018E-01    |

Maksimum soğurma 5.01 sn periyodunda  $0.388E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 12.1905 sn periyodunda  $0.370E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma katsayıları periyod arttıkça azalmaktadır. Ters çözümleme sonucunda gözlemsel soğurma eğrisi ile teorik soğurma eğrisi üst üste çok iyi bir şekilde çakışma göstermektedir.  $Q_{\beta}$  değerleri derinlik arttıkça azalmaktadır. İlk 15 km için ortalama  $Q_{\beta}=516$ , 15 km den

43 km ye kadar olan kısım için ortalama  $Q_{\beta}=195$  dir. Kabuğun tümü için ise ortalama  $Q_{\beta}=390$  dır.

### 2.6.8. 2 Haziran 1986 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_{\beta}^{-1}(=1/Q_{\beta})$ ' in derinlikle değişimi görülmektedir. Tablo 24'de ise bu depreme ait  $1/Q_{\beta}$  modeli ile ilgili parametreler görülmektedir.



Şekil 46. Sağda 2 Haziran 1986 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$ ' nın derinlikle değişimi görülmektedir.

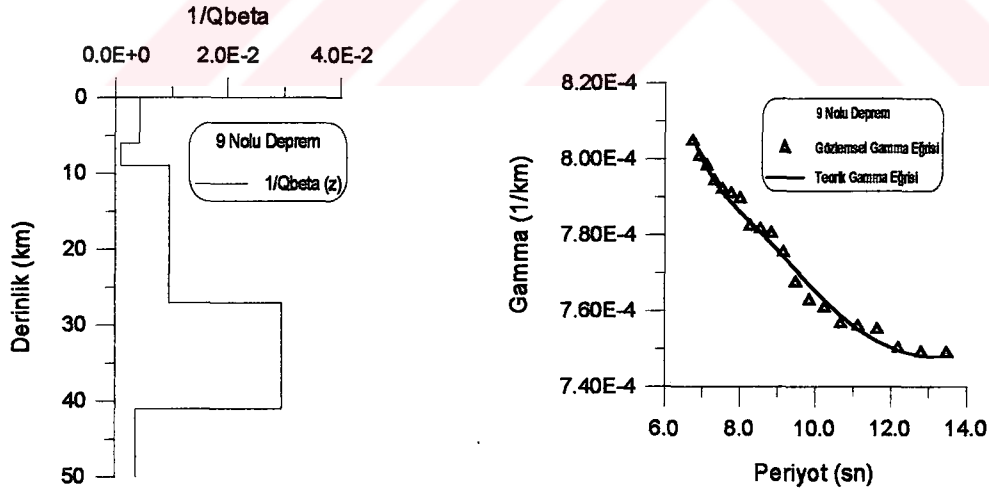
Tablo 24. 2 Haziran 1986 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri

| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 3.0           | 0.1013E-02    |
| 12.0          | 0.2045E-02    |
| 15.0          | 0.5347E-02    |
| 6.0           | 0.5907E-02    |
| -             | 0.1612E-01    |

Bu deprem için maksimum soğurma 6.73 sn. periyodunda  $0.318E-03 \text{ km}^{-1}$  ve minimum soğurma ise 12.8 sn periyodunda  $0.287E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma eğrisi 12.8 sn periyodundan itibaren periyodun artmasıyla artar ve 14.22 sn'de  $0.288E-03 \text{ km}^{-1}$  değerine ulaşır. Gözlemsel soğurma eğrisinin geneline bakıldığında periyod arttıkça soğurma değerleri azalır. Gözlemsel soğurma eğrisi ile ters çözümleme sonucu hesaplanan teorik soğurma eğrisi oldukça iyi bir şekilde üst üste çakışma gösterir.  $Q_\beta$  değerleri derinlik arttıkça azalmaktadır. İlk 15 km için ortalama  $Q_\beta=737$ , 15 km'den 36 km ye kadar olan kısım için ortalama  $Q_\beta=178$  ve kabuğun tümü için ortalama  $Q_\beta=458$  dir.

### 2.6.9. 9 Haziran 1986 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_\beta^{-1} (=1/Q_\beta)$ ' in derinlikle değişimi görülmektedir. Tablo 25'de ise bu depreme ait  $1/Q_\beta$  modeli ile ilgili parametreler görülmektedir.



Şekil 47. Sağda 9 Haziran 1986 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_\beta$ ' nın derinlikle değişimi görülmektedir.

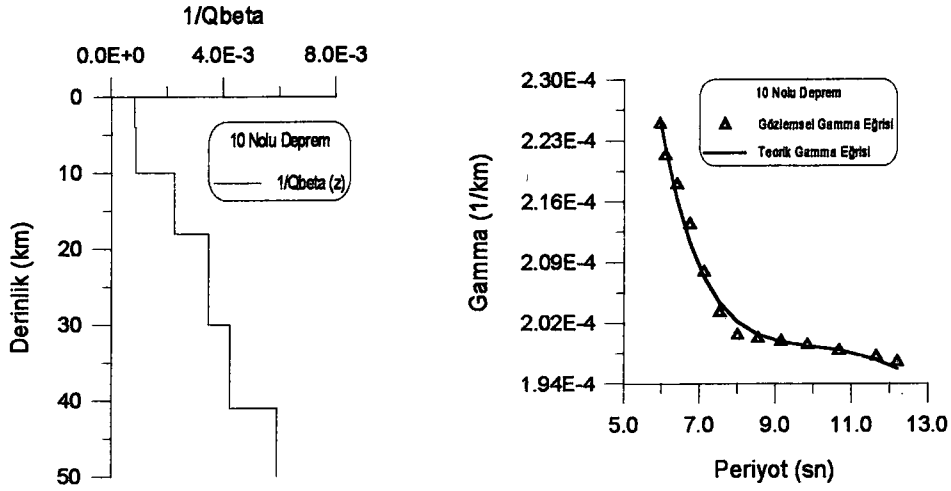
Tablo 25. 9 Haziran 1986 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri

| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 6.0           | 0.4248E-02    |
| 3.0           | 0.9782E-03    |
| 18.0          | 0.9591E-02    |
| 14.0          | 0.2953E-01    |
| -             | 0.3726E-02    |

Bu deprem için maksimum soğurma 6.73 sn periyodunda  $8.047E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 13.47 sn periyodunda  $0.748E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma değerleri periyod arttıkça azalır. Gözlemsel soğurma eğrisiyle ters çözümleme sonucu hesaplanan teorik soğurma eğrisi çok iyi bir şekilde üst üste çakışma göstermektedir. 6.0 km kalınlığındaki 1. tabakada  $Q_{\beta} = 235$  iken 3 km kalınlığındaki ikinci tabakada  $Q_{\beta}$  oldukça yüksek olup 1022 dir. 2. tabakadan itibaren 41 km ye kadar  $Q_{\beta}$  değerleri derinlikle azalır. 14 km kalınlığındaki 4. tabakaya ait  $Q_{\beta}$  değeri oldukça düşüktür ( $Q_{\beta} = 34$ ). İlk 15 km için ortalama  $Q_{\beta} = 454$ , 15 km den 41 km ye kadar olan kısım için ortalama  $Q_{\beta} = 69$  ve kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta} = 349$  dur.

#### 2.6.10. 19 Aralık 1986 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ve bunun ters çözümlemesinden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_{\beta}^{-1} (=1/Q_{\beta})$ ' in derinlikle değişimi görülmektedir. Tablo 26'da ise bu depreme ait  $1/Q_{\beta}$  modeli ile ilgili parametreler görülmektedir.



Şekil 48. Sağda 19 Aralık 1986 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$ 'nin derinlikle değişimi görülmektedir.

Tablo 26. 19 Aralık 1986 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri

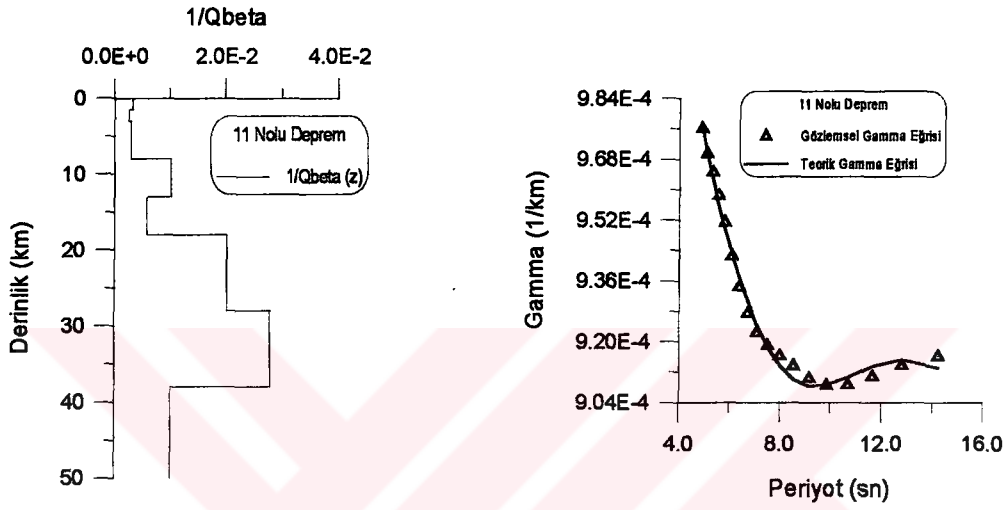
| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 4.0           | 0.8454E-03    |
| 6.0           | 0.8856E-03    |
| 8.0           | 0.2254E-02    |
| 12.0          | 0.3473E-02    |
| 11.0          | 0.4241E-02    |
| -             | 0.5903E-02    |

Maksimum soğurma 5.95 sn periyodunda  $0.22E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 12.1905 sn periyodunda  $0.196E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma katsayısı değerleri periyodun artmasıyla azalır. Gözlemsel soğurma eğrisi ile ters çözümleme sonucu hesaplanan teorik soğurma eğrisi üst üste çok iyi bir çakışma göstermektedir.  $Q_{\beta}$  değerleri derinlik arttıkça azalmaktadır. İlk iki tabakada  $Q_{\beta}$  değerleri oldukça yüksek (1.tabakada  $Q_{\beta}=1183$ , 2.tabakada  $Q_{\beta}=1129$ ) ve birbirlerine yakındır. İlk 15 km için ortalama  $Q_{\beta}=919$ , 15 km ile 41 km arasında kalan kısım için ortalama  $Q_{\beta}=323$  dür.



### 2.6.11. 24 Haziran 1987 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_{\beta}^{-1} (=1/Q_{\beta})$  'in derinlikle değişimi görülmektedir. Tablo 27'de ise bu depreme ait  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri görülmektedir.



Şekil 49. Sağda 24 Haziran 1987 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$  'nın derinlikle değişimi görülmektedir.

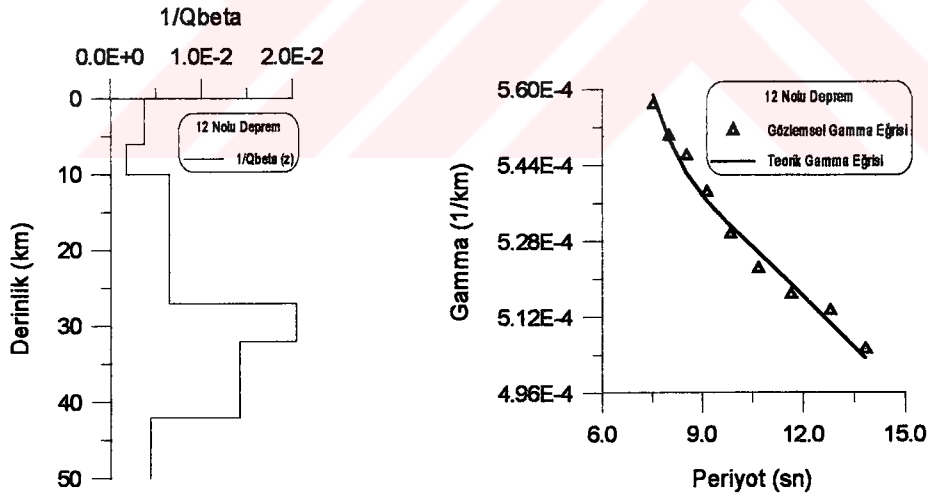
Tablo 27. 24 Haziran 1987 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri

| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 1.5           | 0.3289E-02    |
| 1.5           | 0.2542E-02    |
| 5.0           | 0.3075E-02    |
| 5.0           | 0.1014E-01    |
| 5.0           | 0.5853E-02    |
| 10.0          | 0.2026E-01    |
| 10.0          | 0.2803E-01    |
| -             | 0.1012E-01    |

Maksimum soğurma 4.92 sn periyodunda  $0.976E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 9.84 sn periyodunda  $0.908E-03 \text{ km}^{-1}$ , kadardır. Minimum soğurmanın oluştuğu bu periyotdan itibaren soğurma katsayısı değerleri periyot arttıkça artar ve 14.2 sn periyotunda  $0.916E-03 \text{ km}^{-1}$  değerine ulaşır. İlk 15 km için ortalama  $Q_{\beta}=264.15 \text{ km}$  den 38 km ye kadar olan kısım için ortalama  $Q_{\beta}=85$  ve kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta}=201$  dir.

### 2.6.12. 7 Aralık 1987 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_{\beta}^{-1} (=1/Q_{\beta})$ ' in derinlikle değişimi görülmektedir.



Şekil 50. Sağda 7 Aralık 1987 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$ ' nın derinlikle değişimi görülmektedir.

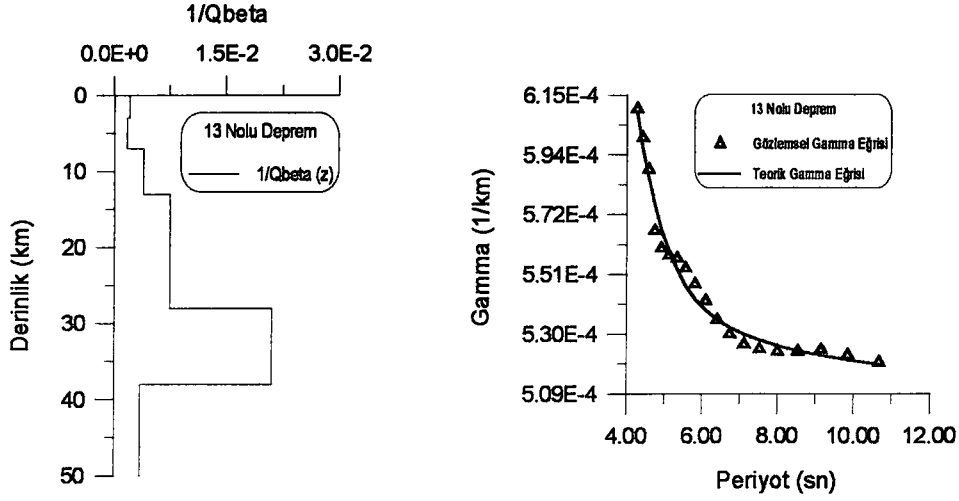
Tablo 28. 7 Aralık 1987 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri.

| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 6.0           | 0.3687E-02    |
| 4.0           | 0.1725E-02    |
| 17.0          | 0.6453E-02    |
| 5.0           | 0.2039E-01    |
| 10.0          | 0.1423E-01    |
| -             | 0.4415E-02    |

Maksimum soğurma 7.52sn periyodunda  $0.556E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 13.83 sn periyodunda  $0.505E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma katsayısı değerleri periyod arttıkça azalmaktadır. Ters çözüm sonucunda gözlemsel soğurma değerleriyle teorik soğurma değerleri hemen hemen iyi bir çakışma gösterir. 6 km kalınlığındaki 1. tabakada  $Q_{\beta} = 271$  iken 4 km kalınlığındaki 2. tabakada 580 değerine ulaşır. Daha sonra azalarak 4. tabakada 49 kadar düşer, ve bu tabakadan itibaren tekrar artar. İlk 15 km için ortalama  $Q_{\beta} = 335$ , 15 km den 42 km ye kadar olan kısım için ortalama  $Q_{\beta} = 91$  ve kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta} = 225$  dir.

### 2.6.13. 21 Nisan 1988 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_{\beta}^{-1} (=1/Q_{\beta})$ ' in derinlikle değişimi görülmektedir. Tablo 29' da ise bu depreme ait  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri görülmektedir.



Şekil 51. Sağda 21 Nisan 1988 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$ 'nin derinlikle değişimi görülmektedir.

Tablo 29. 21 Nisan 1988 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri

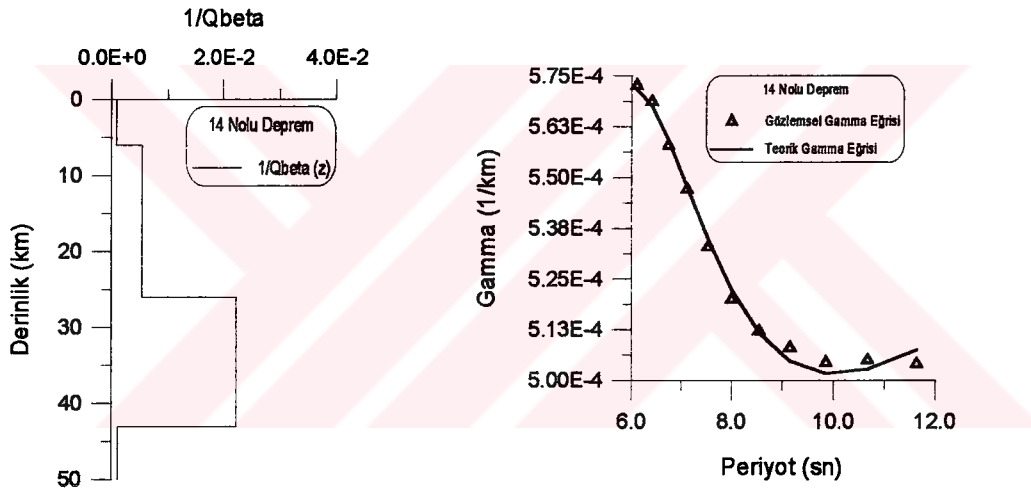
| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 3.0           | 0.2133E-02    |
| 4.0           | 0.1759E-02    |
| 6.0           | 0.3970E-02    |
| 15.0          | 0.7492E-02    |
| 10.0          | 0.2103E-01    |
| -             | 0.3533E-02    |

Maksimum soğurma 4.26 sn periyodunda  $0.609E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 10.66 sn periyodunda  $0.519E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma katsayısı değerleri periyod arttıkça azalır. Ters çözüm sonucunda her iki soğurma eğrisi hemen hemen iyi bir şekilde üst üste çakışmıştır.  $Q_{\beta}$  değeri 1. tabakada 469 iken 2. tabakada 569'a yükselir ve bu tabakadan itibaren derinliğin artmasıyla azalır. 10 km

kalınlığındaki 5. tabakada  $Q_{\beta}=48$  dir. Bu tabakada elde edilen  $Q_{\beta}$  değeri oldukça düşüktür. İlk 15 km için ortalama  $Q_{\beta}=356$ , 15 km den 38 km ye kadar olan kısım için ortalama  $Q_{\beta}=91$  ve kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta}=292$  dir.

#### 2.6.14. 8 Aralık 1988 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_{\beta}^{-1}(=1/Q_{\beta})$ ' in derinlikle değişimi görülmektedir. Tablo 30' da ise bu depreme ait  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri görülmektedir.



Şekil 52. Sağda 8 Aralık 1988 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_{\beta}$ ' nin derinlikle değişimi görülmektedir.

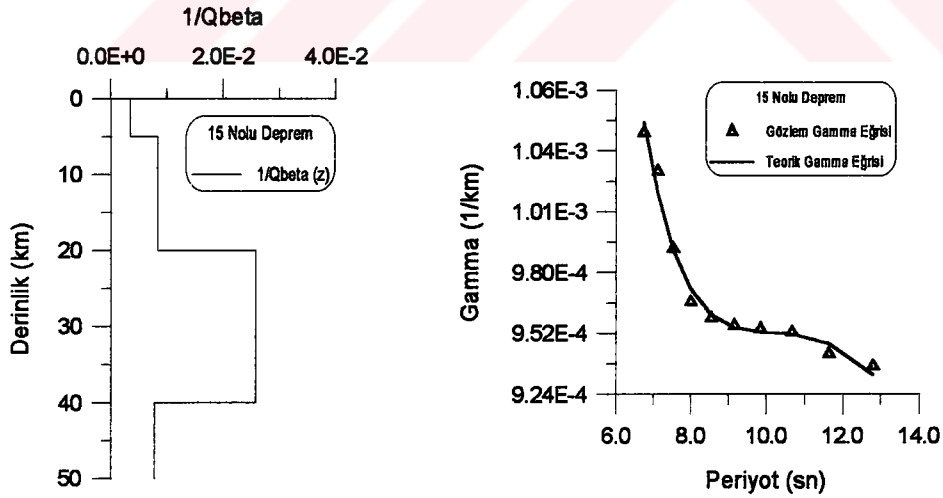
Tablo 30. 8 Aralık 1988 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri

| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 6.0           | 0.8393E-03    |
| 20.0          | 0.5337E-02    |
| 17.0          | 0.2228E-01    |
| -             | 0.1085E-02    |

Maksimum soğurma 6.09 sn periyotunda  $0.572E-03 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma ise 11.63 sn periyotunda  $0.504E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma değerleri periyot arttıkça azalır. Gözlemsel soğurma değerleriyle ters çözümleme sonucu hesaplanan teorik soğurma değerleri hemen hemen iyi bir çakışma gösterir.  $Q_\beta$  değerleri derinlik arttıkça azalır. 1. tabakada  $Q_\beta=1191$  olup bu değer oldukça yüksektir. 17 km kalınlığındaki 3. tabaka ise  $Q_\beta=45$  olup bu değer oldukça düşüktür. İlk 15 km için ortalama  $Q_\beta=689$ , 15 km ile 43 km arasında kalan bölge için ortalama  $Q_\beta=116$  ve kabuğun tümü için ortalama  $Q_\beta=474$  dür.

### 2.6.15. 10 Mart 1989 Depremi

Aşağıdaki şekilde bu depreme ait gözlemsel soğurma eğrisi ve bunun ters çözümünden elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi ve  $Q_\beta^{-1} (=1/Q_\beta)$  'in derinlikle değişimi görülmektedir. Tablo 31'de ise bu depreme ait  $1/Q_\beta$  modelinin parametreleri görülmektedir.



Şekil 53. Sağda 10 Mart 1989 depremine ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrisi (üçgenler), ters çözümleme sonucu elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrisi (düz çizgi), solda ise  $1/Q_\beta$  'nın derinlikle değişimi görülmektedir.

Tablo 31. 10 Mart 1989 depremi  $1/Q_{\beta}$  modelinin parametreleri.

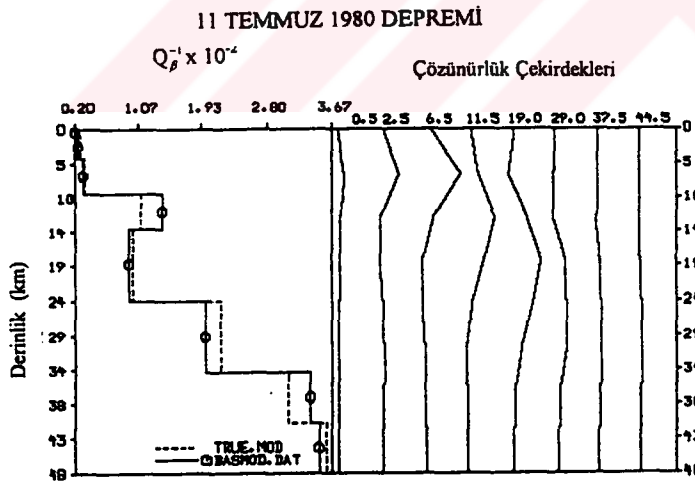
| KALINLIK (km) | $1/Q_{\beta}$ |
|---------------|---------------|
| 5.0           | 0.3510E-02    |
| 15.0          | 0.8308E-02    |
| 20.0          | 0.2583E-01    |
| -             | 0.7739E-02    |

Maksimum soğurma 6.73 sn periyodunda  $0.105E-02 \text{ km}^{-1}$ , minimum soğurma 12.8 sn periyodunda  $0.936E-03 \text{ km}^{-1}$  kadardır. Gözlemsel soğurma değerleri periyod arttıkça azalır. Ter çözümüleme sonucunda her iki eğri çok iyi çakışma göstermektedir.  $Q_{\beta}$  değerleri derinlik arttıkça azalmaktadır. 20 km kalınlığındaki 3. tabakada  $Q_{\beta}=39$  olup bu değer oldukça düşüktür. İlk 15 km için ortalama  $Q_{\beta}=203$ , 15 ile 40 km arasında kalan kısım için ortalama  $Q_{\beta}=80$  ve kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta}=148$  dir.

## 2.7. $Q_{\beta}^{-1}$ Modellerinin Çözünürlük Çekirdekleri

Ana mod Rayleigh dalgası gözlemsel soğurma katsayılarının ters çözümün sonuçlarının güvenilirliği; grup hızlarının ters çözümünde olduğu gibi, ya gözlemsel soğurma katsayısı eğrileriyle teorik (modelden hesaplanan) soğurma katsayısı eğrilerinin karşılaştırılması yani her iki eğrinin üst üste çakışıp çakışmadığının kontrolü ile ya da ters çözümüleme sonucunda her bir referans derinliğine karşılık gelen çözünürlük çekirdeklerinin hesap edilmesiyle test edilebilir Hesaplanan çözünürlük çekirdekleri yine grup hızlarının ters çözümlemesinde olduğu gibi derinliğe göre çizilir. Çizilen çözünürlük çekirdeklerinin maksimumlarının referans derinliklerine karşılık gelmesi yapılan ters çözümlemenin çok iyi olduğunu gösterir.

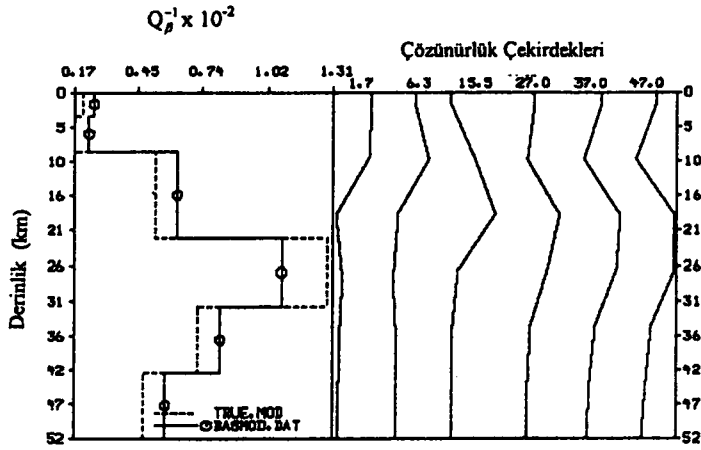
Bu durumda elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  oldukça gerçekçidir.  $Q_{\beta}^{-1}$  modellerine ait çözünürlük çekirdekleri yine SURF adlı paket program kullanılarak hesaplanmıştır. Burada, her bir deprem için belirlenmiş  $Q_{\beta}^{-1}$  modellerine ait çözünürlük çekirdekleri görülmektedir. Başlangıç  $Q_{\beta}^{-1}$  modelleriyle ters çözüm sonucunda elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  modelleri bir birleriyle uyumludur. Diğer bir deyişle, başlangıç modelde  $Q_{\beta}^{-1}$  in arttığı tabakada ters çözüm sonucunda elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  değeride artmaktadır. Birinin azaldığı yerde diğeri de azalmaktadır. Çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları genellikle referans derinliklerine karşılık gelmektedir. Bu referans derinlikleri grup hızlarına ait çözünürlük çekirdeklerinde olduğu gibi yer yüzünden tabakaların orta noktalarına olan derinlik değerleridir. Genelde derinlik arttıkça çözünürlük azalmaktadır. Yani çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları referans derinliklerine karşılık gelmemektedir. Bunun nedeni ise; bu derinliklerden bilgi veren uzun periyotlu verinin bulunmamasıdır.



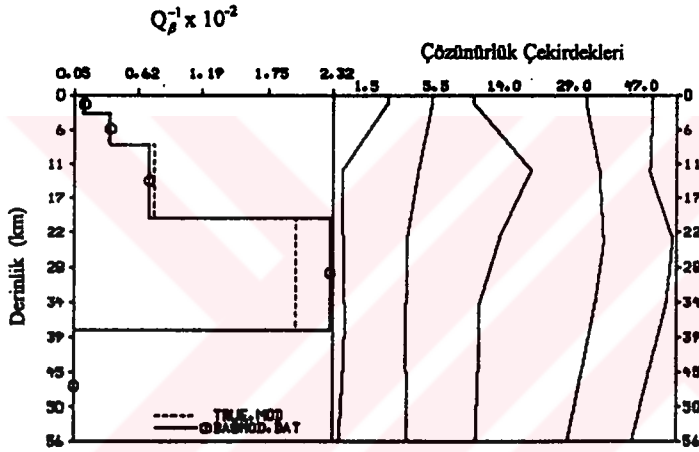
Şekil 54. Solda çalışmada kullanılan tüm depremlere ait başlangıç  $Q_{\beta}^{-1}$  (düz çizgi) ve ters çözüm sonucunda elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  (kesikli çizgi) modelleri, sağda ise bunlara ait çözünürlük çekirdekleri görülmektedir.



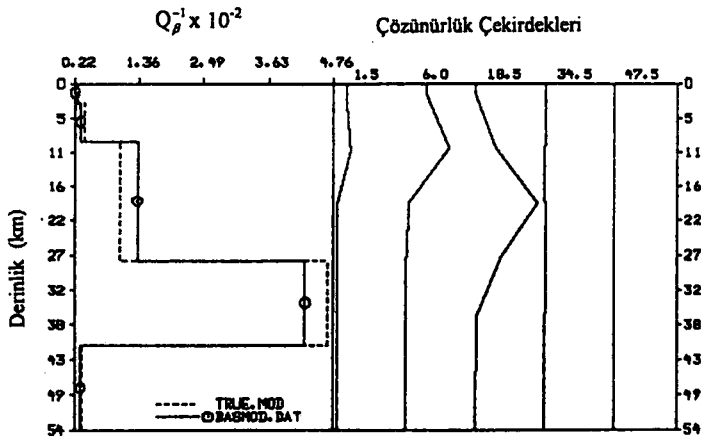
## 23 TEMMUZ 1981 DEPREMİ



## 29 MAYIS 1982 DEPREMİ

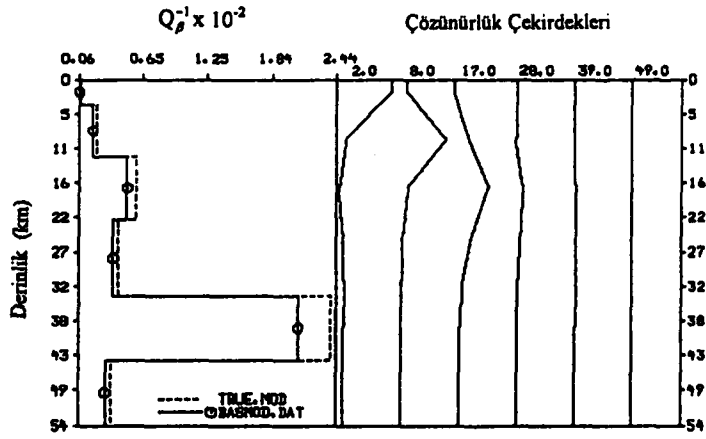


## 13 EKİM 1982 DEPREMİ

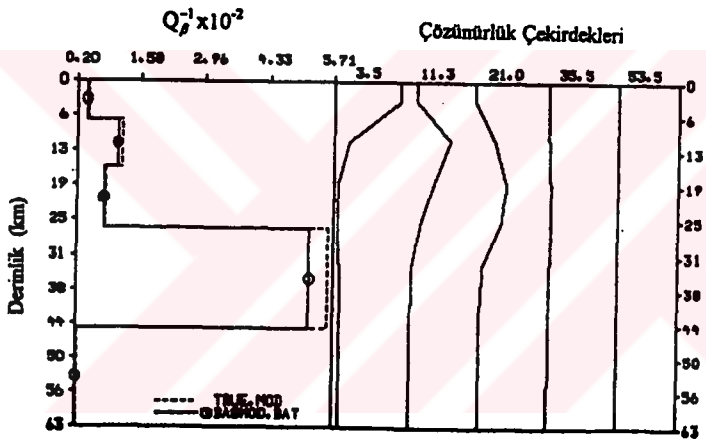


Şekil 54' ün devamı.

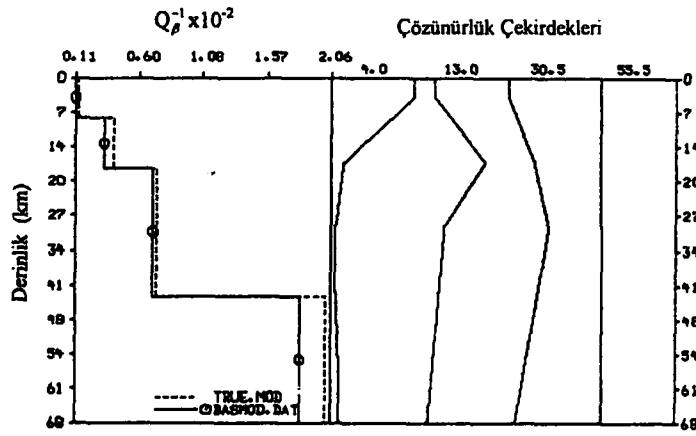
## 20-KASIM 1983 DEPREMİ



## 4 TEMMUZ 1984 DEPREMİ

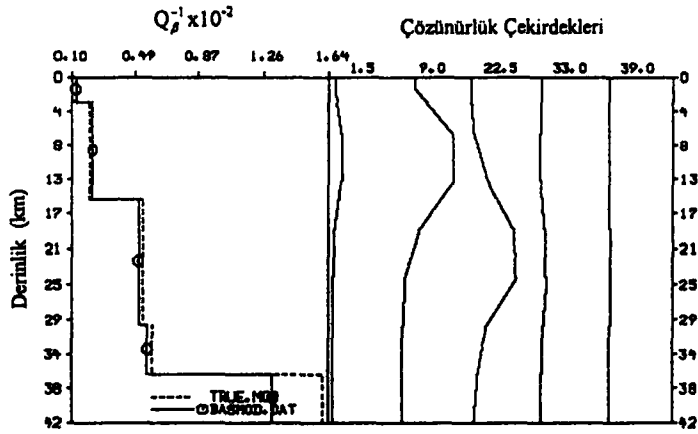


## 4 TEMMUZ 1985 DEPREMİ

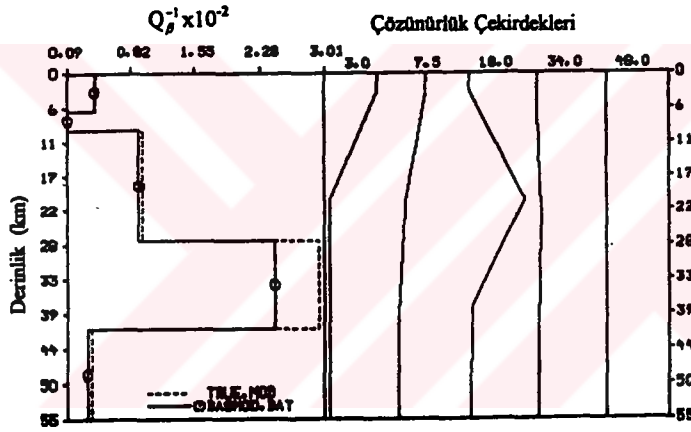


Şekil 54' ün devamı.

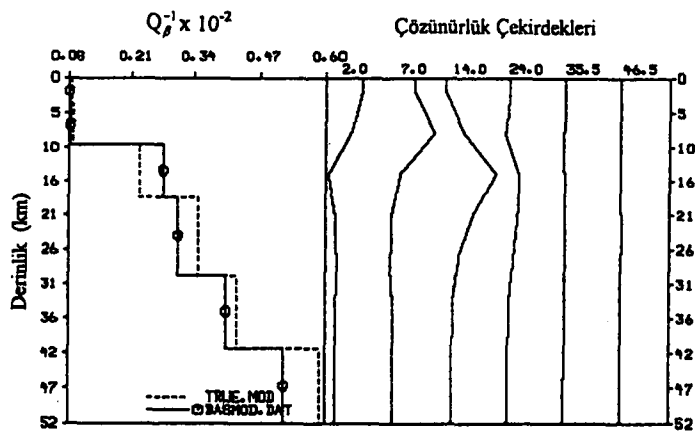
## 2 HAZİRAN 1986 DEPREMİ



## 9 HAZİRAN 1986 DEPREMİ

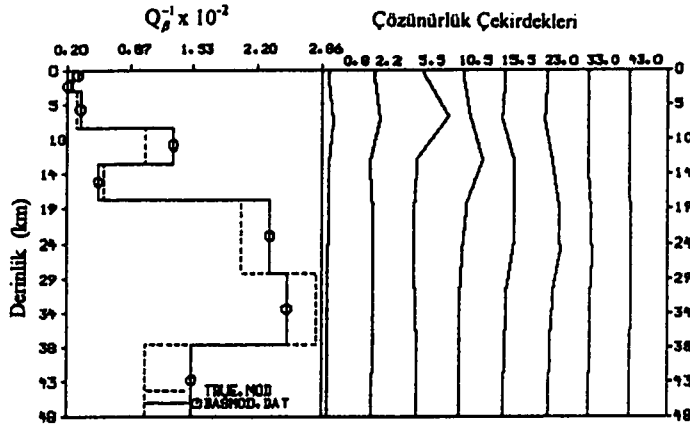


## 19 ARALIK 1986 DEPREMİ

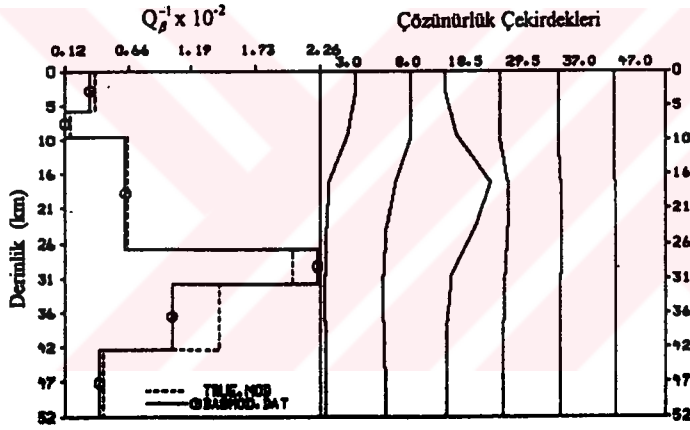


Şekil 54' ün devamı.

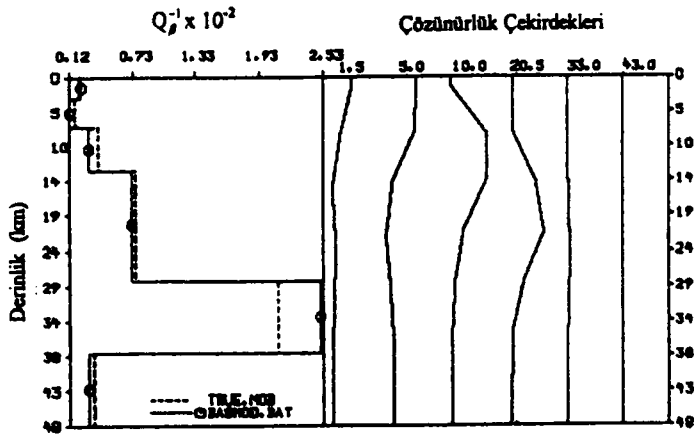
## 24 HAZİRAN 1987 DEPREMİ



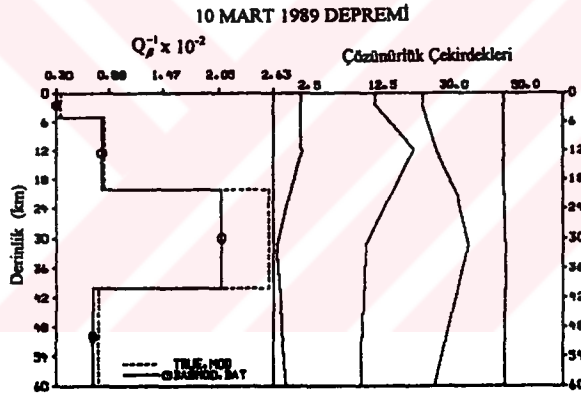
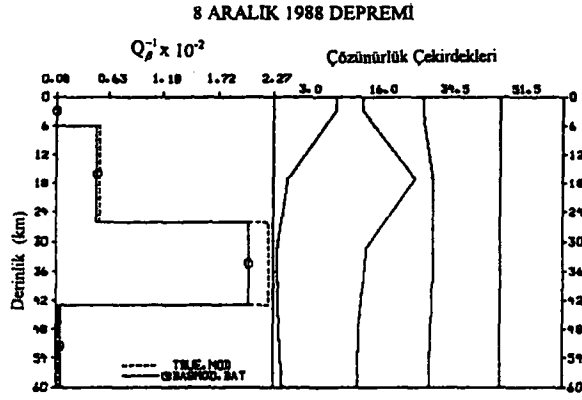
## 7 ARALIK 1987 DEPREMİ



## 21 NİSAN 1988 DEPREMİ



Şekil 54' ün devamı.



Şekil 54' ün devamı.

### 3. BULGULAR

Doğu Anadolu ve çevresinde kabuk yapısını (P ve S-dalgası hızları, soğurma) belirlemek amacıyla tek-istasyon yöntemiyle ana mod Rayleigh dalgası grup hızları ve anelastik-mekansal soğurma katsayısı (anelastic-spatial attenuation coefficient) hesaplanmış ve bunların ters çözümü yapılmıştır. Veri olarak; Doğu Anadolu ve çevresinde meydana gelmiş, odak derinlikleri 5-52 km arasında değişen, magnitüdüleri  $4.2 \leq m_b \leq 5.6$  ve episantr uzaklıkları 86.76 km ile 752.34 km arasında değişen 15 adet depremin Trabzon-K.T.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü' nde kurulu bulunan, TBZ istasyonu, uzun periyot, düşey bileşen analog ana mod Rayleigh dalgası kayıtları kullanılmıştır. Veriler öncelikle sayısallaştırılmış, daha sonra tek istasyon yöntemiyle grup hızları ve soğurma katsayıları hesaplanmış daha sonra bunların ters çözümü yapılarak kabuk yapısı belirlenmiştir.

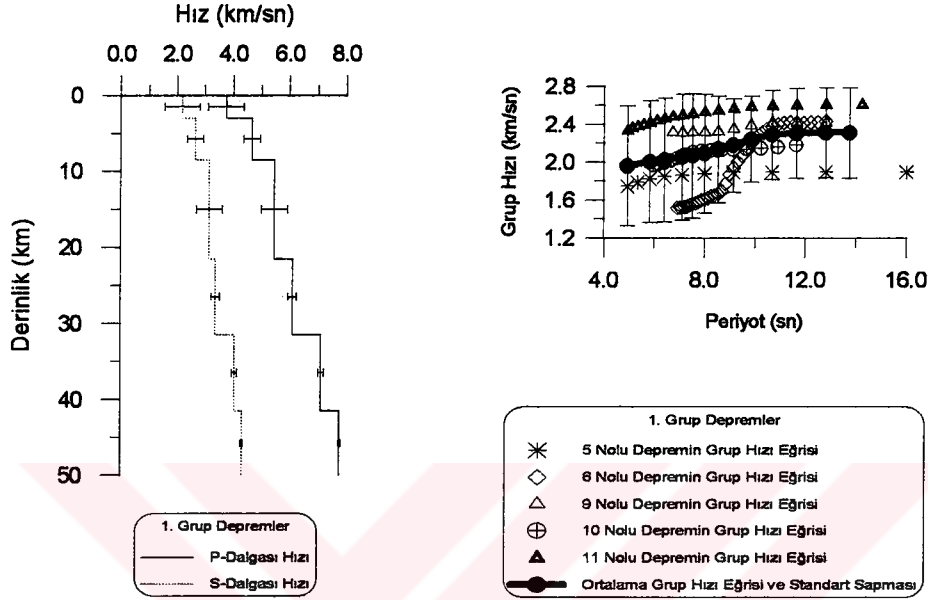
Yapılan ters çözümleme sonucunda elde edilen grup hızları ve soğurma katsayıları gruplaşma göstermiş ve buna göre çalışılan bölge 3 kısma ayrılmıştır. Bunların birincisi 5,6,9,10 ve 11 nolu depremlerin sınırladığı bölge, İkincisi 1,3,4 ve 15 nolu depremlerin sınırladığı bölge ve üçüncüsü ise 2,7,8,12,13 ve 14 nolu depremlerin sınırladığı bölgedir. Her bir bölgeye ait grup hızlarının ve soğurma katsayılarının, ortalama ve standart sapmaları hesaplandıktan sonra bu bölgelere ait kabuk yapısı (P ve S-dalgası hızları, soğurma) belirlenmeye çalışılmıştır. Bu bölümde; üç bölgenin herbiri için elde edilen ortalama grup hızı eğrileri ve ters çözümleme sonuçları sunulacaktır.

#### 3.1. Ortalama Grup Hızı Eğrileri ve Ters Çözümleri

##### 3.1.1. Birinci Bölgeye ait Ortalama Grup Hızı Eğrisi ve Ters Çözümü

Birinci bölge TBZ istasyonunun Kuzey Doğu, Güney ve Güney Batısında meydana gelen 5,6,9,10 ve 11 nolu depremleri içine alır. Bu depremlerle ilgili

parametreler Tablo 1' de verilmiştir. Aşağıdaki şekilde bu depremlere ait grup hızlarının ortalaması, standart sapmaları ve ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümlemesinden elde edilen S-dalgası hız modeli görülmektedir. Tablo 32' de ise ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modeline ait parametreler verilmiştir.



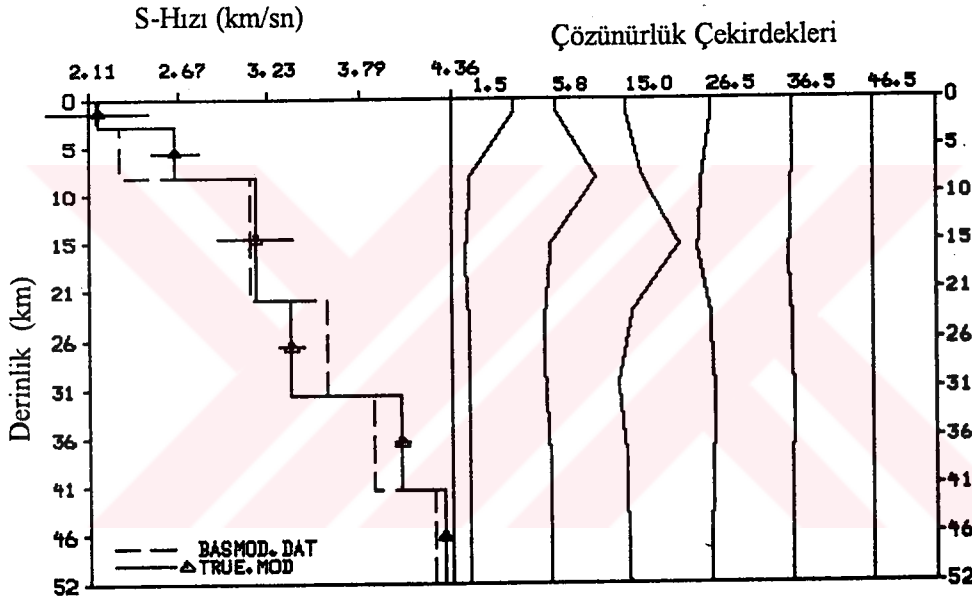
Şekil 55. Sağda 1. Bölgede meydana gelen depremlerin gözlemsel grup hızları, bunların ortalama ve standart sapması, solda ise ortalama grup hızı eğrisinin ters çözümünden elde edilen S-dalgası hızı modeli ve standart sapmaları görülmektedir.

Tablo 32. 1. Bölgeye ait kabuk modelinin parametreleri.

| Kalınlık (km) | P-Dalgası Hızı (km/sn) | S-Dalgası Hızı (km/sn) | Yoğunluk ( $gr/cm^3$ ) | Poisson Oranı | S-Hızı Sapması (km/sn) |
|---------------|------------------------|------------------------|------------------------|---------------|------------------------|
| 3.0           | 3.7452                 | 2.1645                 | 2.2741                 | 0.2492        | 0.317E+00              |
| 5.5           | 4.6572                 | 2.6448                 | 2.4246                 | 0.2520        | 0.147E+00              |
| 13.0          | 5.4545                 | 3.1515                 | 2.5909                 | 0.2494        | 0.231E+00              |
| 10.0          | 6.0935                 | 3.3748                 | 2.7280                 | 0.2580        | 0.739E-01              |
| 10.0          | 7.1033                 | 4.0531                 | 3.0131                 | 0.2586        | 0.473E-01              |
| -             | 7.7638                 | 4.3132                 | 3.2297                 | 0.2768        | 0.158E-01              |

Minimum grup hızı  $T=4.92$  sn için  $U=1.96\pm 0.27$  km sn<sup>-1</sup> dir. Grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterindedir. Grup hızı değerlerinin standart sapmaları periyod arttıkça azalmakta olup oldukça büyüktür (0.27 km sn<sup>-1</sup>-0.36 km sn<sup>-1</sup> arasında değişir). Standart sapmaların büyük olmasının nedeni veri sayısının az olması ve verilerin geniş bir aralıkta değişim göstermesidir. Aşağıdaki şekilde ise bu bölge için başlangıç S-dalgası hızı modeli, ters çözüm sonucu elde edilen S-dalgası hızı modeli ve çözünürlük çekirdekleri (resolving kernels) görülmektedir.

### 1. GRUP DEPREMLERİN ORTALAMASI



Şekil 56. Solda 1. Bölge için başlangıç (kesikli çizgi) ve ters çözüm sonucu elde edilen (içi üçgenli sürekli çizgi) S-dalgası hızı modeli, sağda ise çözünürlük çekirdekleri görülmektedir. Hız modeli üzerindeki yatay çizgiler standart sapmaları gösterir.

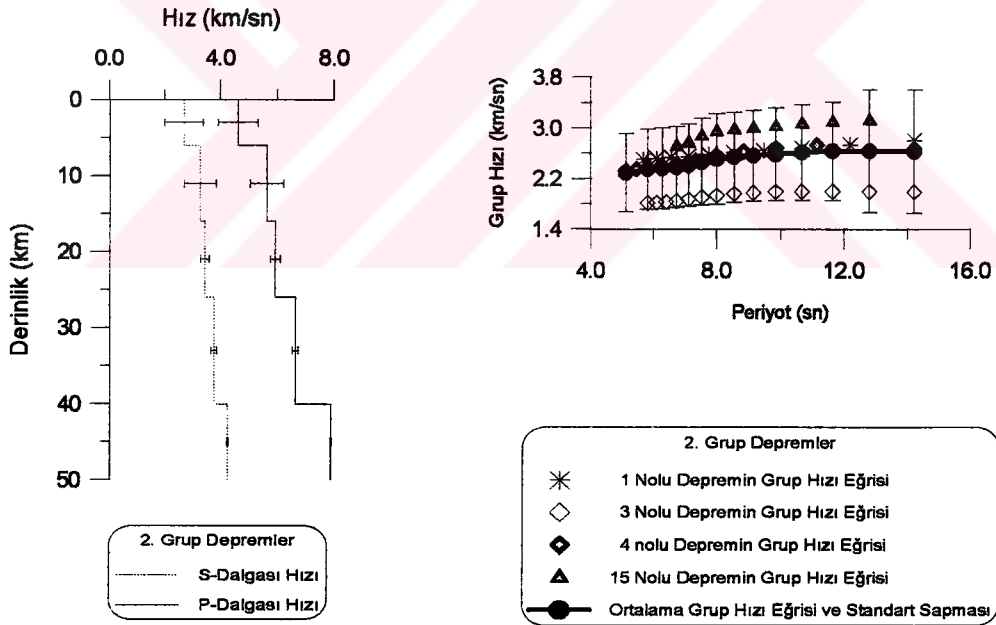
Maksimum hız artışı birinci ile ikinci tabaka ve dördüncü ile beşinci tabaka arasında meydana delmektedir. Ters çözümleme sonucunda bu bölgede toplam kabuk kalınlığı yaklaşık 42 km olarak bulunmuştur. İlk üç tabakada S-dalgası hızlarındaki standart sapmalar oldukça büyüktür. Hız modelinde, derinliği sonsuz kabul edilen altıncı tabakadaki P- ve S- dalgası hızları Moho süreksizliğindeki P<sub>n</sub> ve



$S_n$  dalga hızlarını simgelemektedir. Bu hız değerleri  $P_n$  için  $7.76 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $S_n$  için  $4.31 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları hemen hemen referans derinliklerine karşılık gelmektedir. En son tabakaya ait çözünürlük çekirdeği ise düzdür doğru gibi çıkmıştır. Bunun nedeni ise elde bulunan verinin yeterince uzun periyotlu olmamasıdır.

### 3.1.2. İkinci Bölgeye ait Ortalama Grup Hızı Eğrisi ve Ters Çözümü

İkinci bölge TBZ istasyonunun hemen doğusunda meydana gelen 1,3,4 ve 15 nolu depremleri içine alır. Bu depremlere ait parametreler Tablo 1' de verilmiştir. Aşağıdaki şekilde; bu bölgede meydana gelen depremlerin ortalama grup hızı eğrisi ve standart sapmaları ve bu grup hızı eğrisinin ters çözümünden elde edilen S-dalgası hız modeli görülmektedir. Tablo 33' de ise ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modeline ait parametreler görülmektedir.



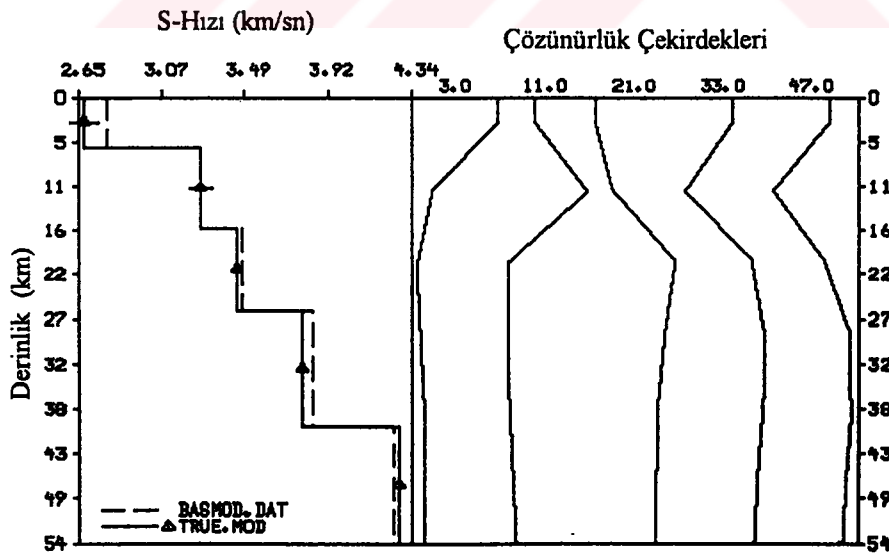
Şekil 57. Sağda 2. Bölgede meydana gelen depremlerin gözlemsel grup hızları, bunların ortalama ve standart sapması, solda ise ortalama grup hızı eğrisinin tersçözümünden elde edilen S-dalgası hız modeli ve standart sapmaları görülmektedir.

Tablo 33. 2. Bölgeye ait kabuk modelinin parametreleri.

| Kalınlık (km) | P-Dalgası Hızı (km/sn) | S-Dalgası Hızı (km/sn) | Yoğunluk ( $gr/cm^3$ ) | Poisson Oranı | S-Hızı Standart Sapması (km/sn) |
|---------------|------------------------|------------------------|------------------------|---------------|---------------------------------|
| 6.0           | 4.6337                 | 2.6806                 | 2.4194                 | 0.2485        | 0.697E-01                       |
| 10.0          | 5.6514                 | 3.2708                 | 2.6303                 | 0.2482        | 0.586E-01                       |
| 10.0          | 5.9459                 | 3.4544                 | 2.6892                 | 0.2453        | 0.169E-01                       |
| 14.0          | 6.6618                 | 3.7842                 | 2.8921                 | 0.2518        | 0.990E-02                       |
| -             | 7.8977                 | 4.2758                 | 3.2752                 | 0.2927        | 0.221E-02                       |

Minimum grup hızı  $T=5.12$  sn için  $U=2.29\pm 0.36$  km sn<sup>-1</sup>, maksimum grup hızı  $T=14.22$  sn için  $U=2.62\pm 0.57$  km sn<sup>-1</sup> dir. Grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterindedir. Grup hızlarının standart sapmaları periyot arttıkça artmaktadır. Standart sapmalar oldukça büyüktür. Standart sapmaların büyük olması verinin geniş bir aralıkta değişim göstermesinden kaynaklanmaktadır. Yani elde bulunan grup hızlarının uzun periyotlara doğru saçılma göstermesidir. Aşağıdaki şekilde ise bu bölge için başlangıç S-dalgası hız modeli, ters çözüm sonucu elde edilen S-dalgası hız modeli ve çözünürlük çekirdekleri görülmektedir.

## 2. GRUP DEPREMLERİN ORTALAMASI

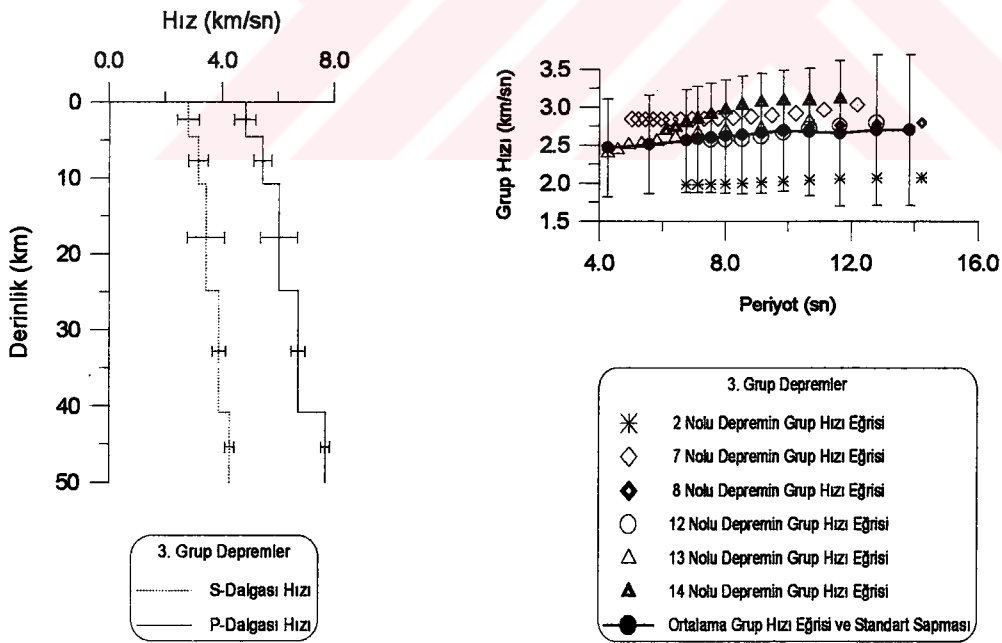


Şekil 58. Solda 2. Bölge için başlangıç (kesikli çizgi) ve ters çözüm sonucu elde edilen (içi üçgenli sürekli çizgi) S-dalgası hız modeli, sağda ise çözünürlük çekirdekleri görülmektedir. Hız modeli üzerindeki yatay çizgiler standart sapmaları gösterir.

Maksimum hız gradyenti 1. ile 2. tabaka, 3. ile 4. tabaka arasındadır. Ters çözümleme sonucunda, bu bölge için toplam kabuk kalınlığının 40 km olduğu bulunmuştur. S-dalgası hızlarındaki standart sapmalar büyük değildir. Hız modelinde derinliği sonsuz kabul edilen 5. tabakadaki P- ve S- dalgası hızları Moho süreksizliğindeki  $P_n$  ve  $S_n$  dalgası hızlarını temsil etmektedir. Bu hız değerleri sırasıyla  $7.89 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $4.27 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları referans derinliklerine karşılık gelmektedir. Bu da yapılan ters çözümün iyi olduğunu gösterir. Sadece 47 km derinliğine karşılık gelen çözünürlük çekirdeğinin maksimumu bu derinliğe karşılık gelmemektedir. Bunun nedeni ise elde çok uzun periyotlu verinin bulunmamasıdır.

### 3.1.3. Üçüncü Bölgeye ait Ortalama Grup Hızı Eğrisi ve Ters Çözümü

Üçüncü bölge TBZ istasyonunun en doğusunda meydana gelen 2,7,8,12,13 ve 14 nolu depremleri içine alır. Bu depremlerle ilgili parametreler Tablo 1'de verilmiştir.



Şekil 59. Sağda 3. bölgede meydana gelen depremlerin gözlemsel grup hızları, bunların ortalama ve standart sapmaları, solda ise ortalama grup hızının ters çözümünden elde edilen S-dalgası hız modeli ve standart sapmaları görülmektedir.

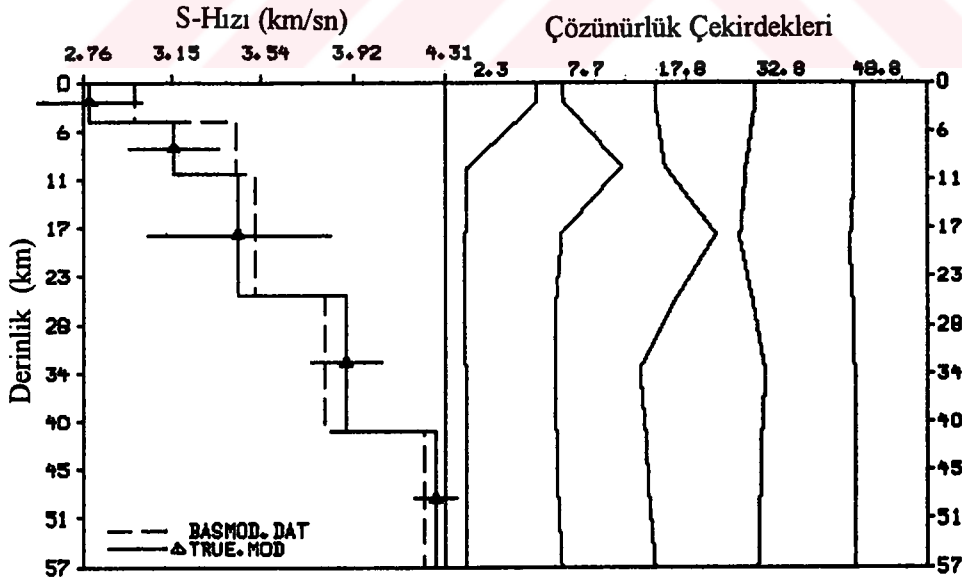
Yukarıdaki şekilde; bu bölgede meydana gelen depremlerin grup hızlarının ortalama ve standart sapması ve bu grup hızı eğrisinin ters çözümünden elde edilen S-dalgası hız modeli görülmektedir. Tablo 34'de ise ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modeline ait parametreler görülmektedir.

Tablo 34. 3.Bölgeye ait kabuk modelinin parametreleri

| Kalınlık (km) | P-Dalgası Hızı (km/sn) | S-Dalgası Hızı (km/sn) | Yoğunluk (gr/cm <sup>3</sup> ) | Poisson Oranı | S-Hızı Standart Sapması (km/sn) |
|---------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|---------------|---------------------------------|
| 4.6           | 4.8162                 | 2.7922                 | 2.4596                         | 0.2469        | 0.224E+00                       |
| 6.2           | 5.4474                 | 3.1595                 | 2.5895                         | 0.2465        | 0.196E+00                       |
| 14.0          | 6.0349                 | 3.4338                 | 2.7105                         | 0.2506        | 0.389E+00                       |
| 16.0          | 6.7238                 | 3.8910                 | 2.9082                         | 0.2483        | 0.145E+00                       |
| -             | 7.7015                 | 4.2657                 | 3.2085                         | 0.2787        | 0.886E-01                       |

Minimum grup hızı  $T=4.26$  sn için  $U=2.46\pm 0.29$  km sn<sup>-1</sup>, maksimum grup hızı ise  $T=13,8$  sn için  $U=2.7\pm 0.45$  km sn<sup>-1</sup> dir. Grup hızı eğrisi sedimanter Rayleigh karakterindedir.

### 3. GRUP DEPREMLERİN ORTALAMASI



Şekil 60. Solda 3.bölge için başlangıç (kesikli çizgi) ve ters çözüm sonucu elde edilen (içi üçgenli sürekli çizgi) S - dalgası hız modeli, sağda ise çözünürlük çekirdekleri görülmektedir. Hız modeli üzerindeki yatay çizgiler standart sapmaları gösterir.

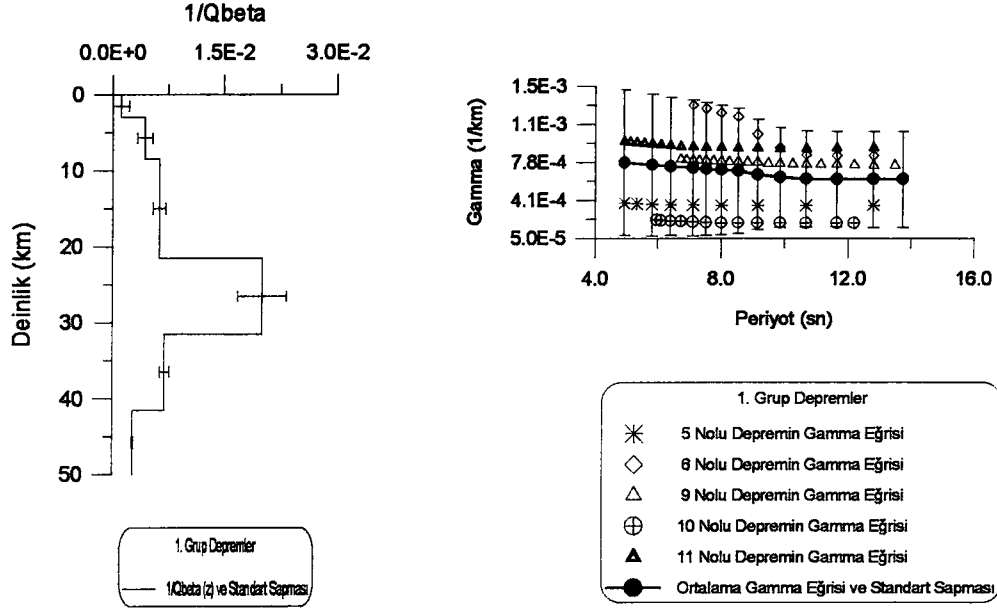
Grup hızlarının standart sapmaları periyot arttıkça artmaktadır. Bu artışın sebebi, elde bulunan verinin uzun periyotlara doğru saçılma göstermesinden kaynaklanır. Yukarıdaki şekilde ise bu bölge için başlangıç S-dalgası hız modeli, ters çözüm sonucu elde edilen S-dalgası hız modeli ve çözünürlük çekirdekleri görülmektedir. Maksimum hız gradyenti 1. ile 2. ve 3. ile 4. tabaka arasındadır. Ters çözümleme sonucu bu bölge için kabuk kalınlığının 40.8 km olduğu bulunmuştur. S-dalga hızlarındaki standart sapmalar oldukça büyüktür. 5. tabakadaki P- ve S- dalgası hızları Moho süreksizliğindeki  $P_n$  ve  $S_n$  dalga hızlarını temsil etmektedir. Bu hız değerleri sırasıyla  $V_{Pn}=7.7015 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $V_{Sn}=4.2657 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları referans derinliklerine karşılık gelmektedir. Bu da yapılan ters çözümün iyi olduğunu gösterir.

### **3.2. Ortalama Soğurma Katsayısı Eğrileri ve Ters Çözümleri**

Bu bölümde de her üç bölge için elde edilen ortalama anelastik mekansal soğurma katsayısı (anelastic spatial attenuation coefficient) eğrilerinin ortalama ve standart sapması hesaplanmış ve ters çözümleri yapılarak bu bölgelere ait soğurma yapıları belirlenmiştir.

#### **3.2.1. Birinci Bölgeye ait Ortalama Soğurma Katsayısı Eğrisi ve Ters Çözümü**

Aşağıdaki şekilde birinci bölgede meydana gelen 5 adet depreme (5,6,9,10 ve 11 nolu depremler) ait soğurma katsayısı eğrileri, bunların ortalama ve standart sapmaları ile ortalama soğurma katsayısı eğrisinin ters çözümünden elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  değerlerinin derinlikle değişimi ve standart sapması görülmektedir. Tablo 35' de ise modeldeki herbir tabaka için elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  değerleri ve standart sapmaları listelenmiştir.



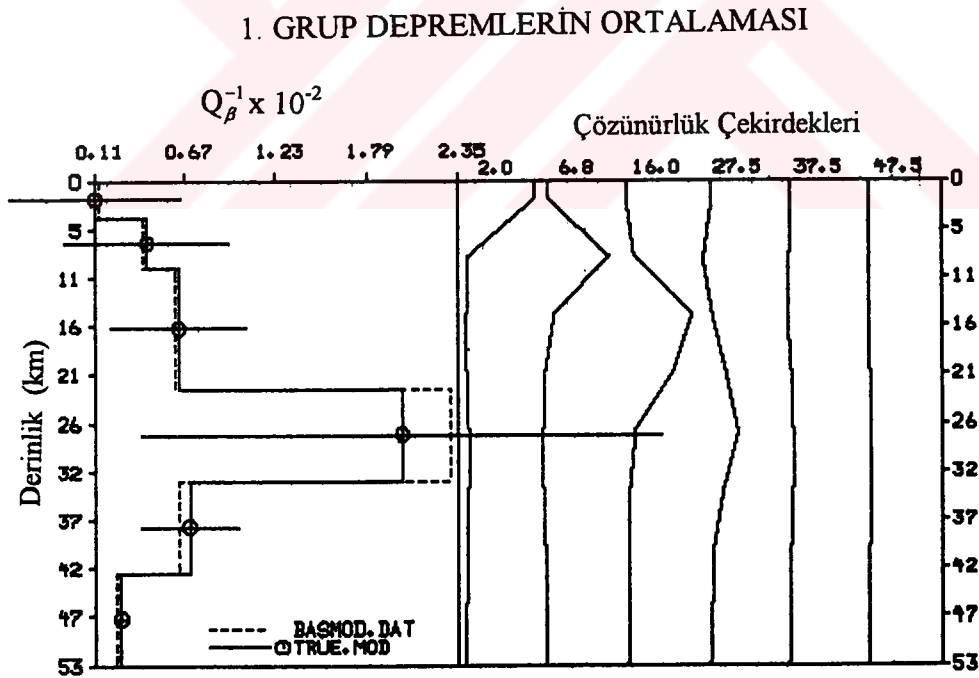
Şekil 61. Sağda; birinci bölgede meydana gelen depremlere ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrilerinin ortalama ve standart sapmaları, solda ise  $Q_{\beta}^{-1}$  modeli ve standart sapmaları.

Tablo 35. Birinci bölgeye ait  $Q_{\beta}^{-1}$  değerleri ve standart sapmaları

| Kalınlık (km) | $Q_{\beta}^{-1}$ Değerleri | $Q_{\beta}^{-1}$ 'in standart sapması |
|---------------|----------------------------|---------------------------------------|
| 4.0           | 0.1097E-02                 | 0.5335E-02                            |
| 5.5           | 0.4295E-02                 | 0.5123E-02                            |
| 13.0          | 0.6281E-02                 | 0.4220E-02                            |
| 10.0          | 0.2007E-01                 | 0.1611E-01                            |
| 10.0          | 0.6972E-02                 | 0.3010E-02                            |
| -             | 0.2693E-02                 | 0.4577E-03                            |

Maksimum soğurma  $T=4.92$  sn için  $\gamma=7.72E-04\pm 4.788E-04$   $km^{-1}$ , minimum soğurma ise  $T=13,73$  sn için  $\gamma=6.120E-04\pm 3.15E-04$   $km^{-1}$  kadardır. Soğurma

değerleri periyot arttıkça azalmaktadır. Soğurma değerlerindeki standart sapmalar oldukça büyüktür. Bunun nedeni ise verinin geniş bir aralıkta değişmesidir.  $Q_{\beta}^{-1}$  değerleri 4. tabakaya kadar derinlik arttıkça artmakta daha sonra derinlikle azalmaktadır. Diğer bir deyişle  $Q_{\beta}$  değerleri 4. tabakaya kadar azalmakta bu derinlikten itibaren ise derinlik arttıkça artmaktadır. İlk 15 km için ortalama  $Q_{\beta}=435$ , 15 km ile 42.5 km arasında kalan kısım için ortalama  $Q_{\beta}=117$  ve kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta}=299$  dur. Aşağıdaki şekilde de başlangıç ve ters çözüm sonucu elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  modelleri ve çözünürlük çekirdekleri görülmektedir. Başlangıç  $Q_{\beta}^{-1}$  modeli ile ters çözümleme sonucu elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  modeli bir biriyle uyumludur. Yani biri artarken diğeri de artmakta ya da biri azalırken diğeri de azalmaktadır. İlk dört tabakada  $Q_{\beta}^{-1}$  değerlerinin standart sapmaları oldukça büyüktür.

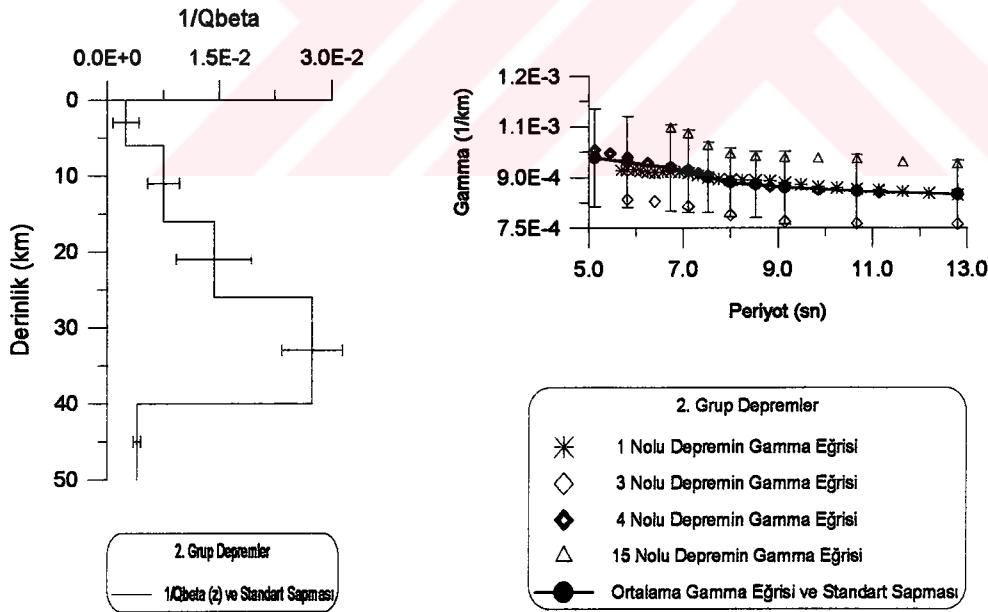


Şekil 62. Solda başlangıç (kesikli çizgi) ve ters çözüm sonucu elde edilen (düz çizgi)  $Q_{\beta}^{-1}$  modelleri. Yatay çizgiler standart sapmaları belirtir. Sağda ise çözünürlük çekirdekleri görülmektedir.

Bunun nedeni ise, bölgedeki kabuğun soğurucu özelliklerinin her bir kaynak-istasyon arasında farklı olmasıdır. Çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları hemen hemen referans derinliklerine karşılık gelmektedir. Yapılan ters çözümleme sonucunda gözlemsel soğurma eğrisiyle modelden hesaplanan soğurma eğrisi hemen hemen iyi bir çakışma sağlamıştır.

### 3.2.2. İkinci Bölgeye ait Ortalama Soğurma Katsayısı Eğrisi ve Ters Çözümü

Aşağıdaki şekilde ikinci bölgede meydana gelen 4 adet depreme (1,3,4 ve 15 nolu depremler) ait soğurma katsayısı eğrileri, bunların ortalaması ve standart sapmalarıyla ortalama soğurma katsayısı eğrisinin ters çözümünden elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  değerlerinin derinlikle değişimi ve standart sapması görülmektedir. Tablo 36'da ise modeldeki her bir tabaka için elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  değerleri ve standart sapmaları görülmektedir.



Şekil 63. Solda; ikinci bölgede meydana gelen depremlere ait soğurma katsayısı eğrilerinin ortalama ve standart sapması, sağda ise  $Q_{\beta}^{-1}$  modeli ve standart sapmaları.

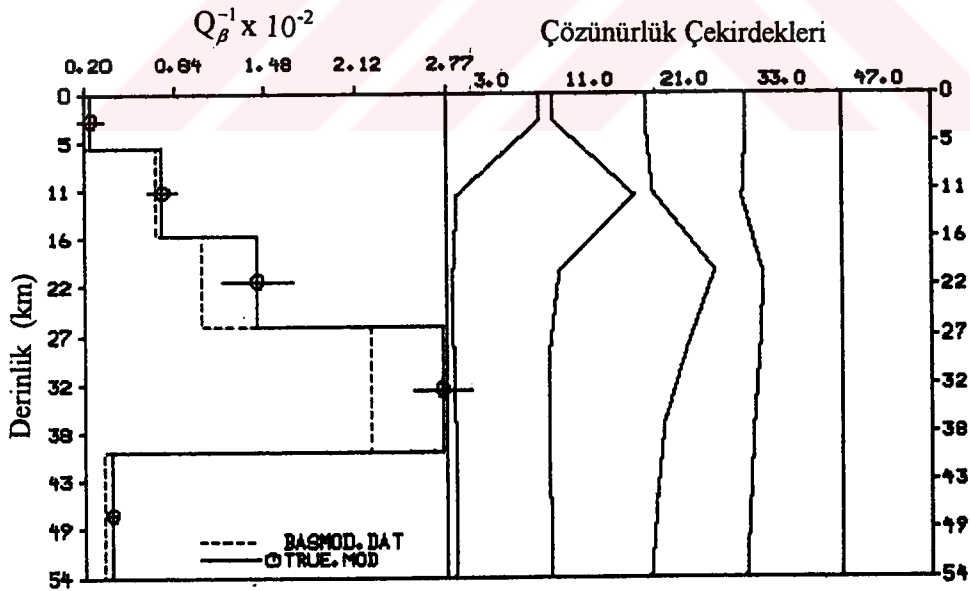


Tablo 36. İkinci bölgeye ait  $Q_{\beta}^{-1}$  değerleri ve standart sapmaları.

| Kalınlık (km) | $Q_{\beta}^{-1}$ Değerleri | $Q_{\beta}^{-1}$ 'in standart sapması |
|---------------|----------------------------|---------------------------------------|
| 6.0           | 0.2440E-02                 | 0.8761E-03                            |
| 10.0          | 0.7482E-02                 | 0.1061E-02                            |
| 10.0          | 0.1426E-01                 | 0.2519E-02                            |
| 14.0          | 0.2738E-01                 | 0.1984E-02                            |
| -             | 0.3923E-02                 | 0.2625E-03                            |

Maksimum soğurma  $T=5.12$  sn için  $\gamma=9.584E-04 \pm 1.031E-04$   $\text{km}^{-1}$ , minimum soğurma ise  $T=12.8$  sn için  $\gamma=8.5E-04 \pm 7.13E-05$   $\text{km}^{-1}$  kadardır. Soğurma değerleri periyot arttıkça azalmaktadır.

## 2. GRUP DEPREMLERİN ORTALAMASI

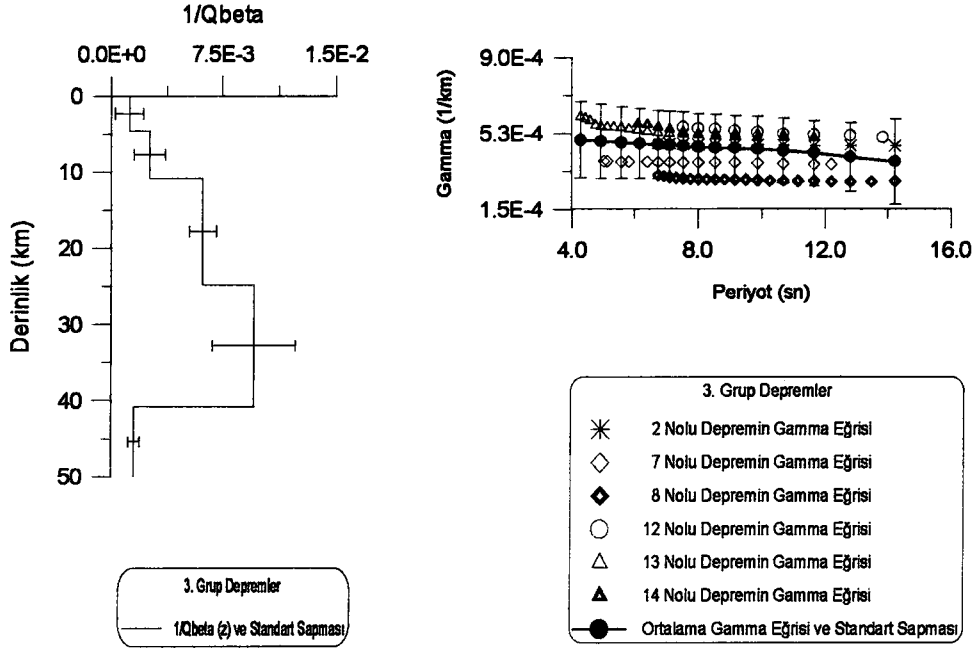


Şekil 64. Solda başlangıç (kesikli çizgi) ve ters çözüm sonucu elde edilen (düz çizgi)  $Q_{\beta}^{-1}$  modelleri. Yatay çizgiler standart sapmaları belirtir. Sağda ise çözünürlük çekirdekleri görülmektedir.

Soğurma değerlerinin standart sapmaları fazla büyük değildir. Yani soğurma değerleri fazla saçılma göstermemektedir.  $Q_{\beta}^{-1}$  değerleri derinlik arttıkça artmaktadır. Diğer bir deyişle  $Q_{\beta}$  değerleri derinlik arttıkça azalmaktadır. İlk 15 km için ortalama  $Q_{\beta}=272$ , 15 km ile 40 km arasında kalan kısım için ortalama  $Q_{\beta}=80$  ve kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta}=163$  dür. Yukarıdaki şekilde ise başlangıç ve ters çözüm sonucu elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  modelleri ve çözünürlük çekirdekleri görülmektedir. Başlangıç  $Q_{\beta}^{-1}$  modeli ile ters çözümleme sonucu elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  modeli bir biriyle uyumludur. Yani biri artarken diğeri de artmakta ya da biri azalırken diğeri de azalmaktadır. Her bir tabakaya ait  $Q_{\beta}^{-1}$  değerlerinin standart sapmaları küçüktür. Bunun nedeni ise bölgedeki kabuğun soğurucu özelliklerinin her bir kaynak-istasyon çifti için büyük farklılıklar göstermemesidir. Çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları hemen hemen referans derinliklerine karşılık gelmektedir. Yapılan ters çözümleme sonucunda gözlemsel soğurma eğrisiyle modelden hesaplanan soğurma eğrisi çok iyi bir çakışma sağlamıştır. Bu da yapılan ters çözümün oldukça iyi olduğunu gösterir.

### 3.2.3. Üçüncü Bölgeye ait Ortalama Soğurma Katsayısı Eğrisi ve Ters Çözümü

Aşağıdaki şekilde üçüncü bölgede meydana gelen 6 adet depreme (2,7,8,12,13 ve 14 nolu depremler) ait soğurma katsayısı eğrileri, bunların ortalaması ve standart sapmalarıyla ortalama soğurma katsayısı eğrisinin ters çözümünden elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  değerlerinin derinlikle değişimi ve standart sapması görülmektedir. Tablo 37' de ise modeldeki her bir tabaka için elde edilen  $Q_{\beta}^{-1}$  değerleri ve standart sapmaları görülmektedir.



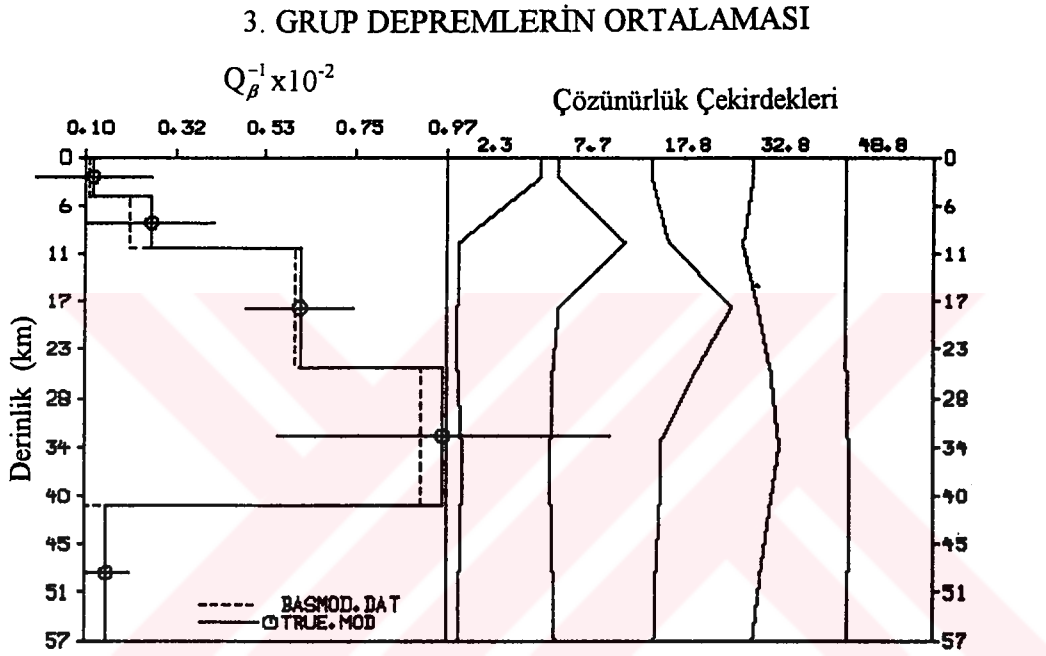
Şekil 65. Solda; üçüncü bölgede meydana gelen depremlere ait soğurma katsayısı eğrilerinin ortalaması ve standart sapmaları, sağda ise  $Q_{\beta}^{-1}$  modeli ve standart sapmaları.

Tablo 37. Üçüncü bölgeye ait  $Q_{\beta}^{-1}$  değerleri ve standart sapmaları.

| Kalınlık (km) | $Q_{\beta}^{-1}$ Değerleri | $Q_{\beta}^{-1}$ 'in standart sapması |
|---------------|----------------------------|---------------------------------------|
| 4.6           | 0.1198E-02                 | 0.1391E-03                            |
| 6.2           | 0.2580E-02                 | 0.1518E-03                            |
| 14.0          | 0.6176E-02                 | 0.1302E-03                            |
| 16.0          | 0.9587E-02                 | 0.3940E-02                            |
| -             | 0.1529E-02                 | 0.5352E-03                            |

Maksimum soğurma  $T=4.26$  sn için  $\gamma=4.93E-04\pm 1.1E-04$   $km^{-1}$ , minimum soğurma ise  $T=14.2$  sn için  $3.86E-04\pm 1.24E-04$   $km^{-1}$  kadardır. Soğurma değerleri periyod arttıkça azalmaktadır. Ortalama soğurma değerlerinin standart sapmaları oldukça büyüktür. Bunun nedeni ise soğurma katsayısı değerlerinin geniş bir aralıkta değişmesi ve saçılma göstermesidir. Diğer bir nedeni ise bu bölgedeki kabuğun soğurucu özelliklerinin yerel olarak fazla farklılık göstermesidir.  $Q_{\beta}^{-1}$  değerleri

derinlik arttıkça artmaktadır. Diğer bir deyişle  $Q_\beta$  değerleri derinlik arttıkça azalmaktadır. İlk 15 km için ortalama  $Q_\beta = 462$ , 15 km ile 40.8 km arasında kalan kısım için ortalama  $Q_\beta = 133$  ve kabuğun tümü için ortalama  $Q_\beta = 372$  dir. Aşağıdaki şekilde ise başlangıç ve ters çözümleme sonucu elde edilen  $Q_\beta^{-1}$  modelleri ve çözünürlük çekirdekleri görülmektedir.

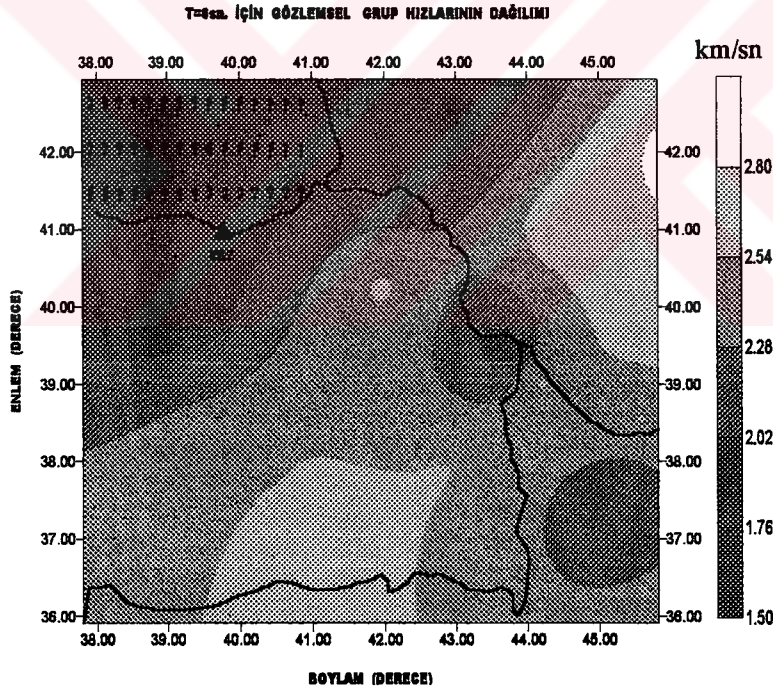


Şekil 66. Solda başlangıç (kesikli çizgi) ve ters çözüm sonucu elde edilen (düz çizgi)  $Q_\beta^{-1}$  modelleri. Yatay çizgiler standart sapmaları belirtir. Sağda ise çözünürlük çekirdekleri görülmektedir.

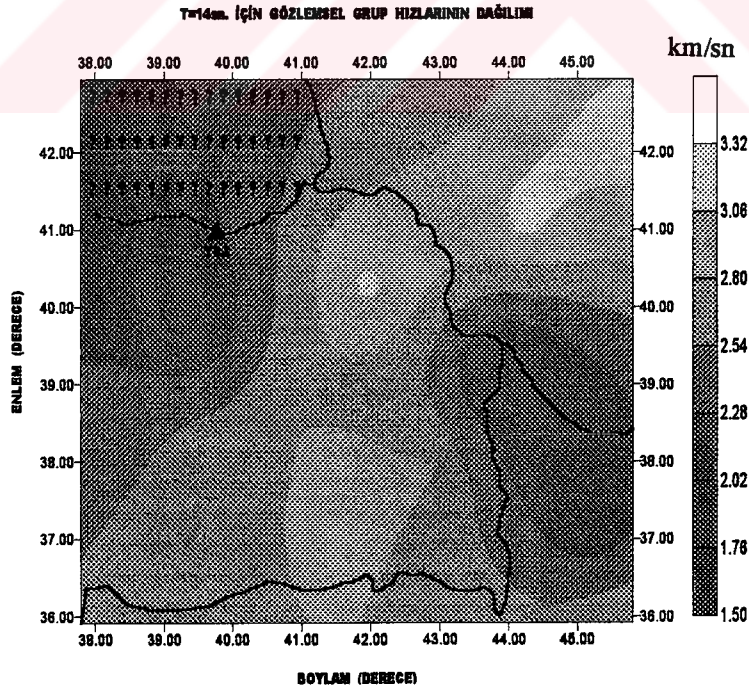
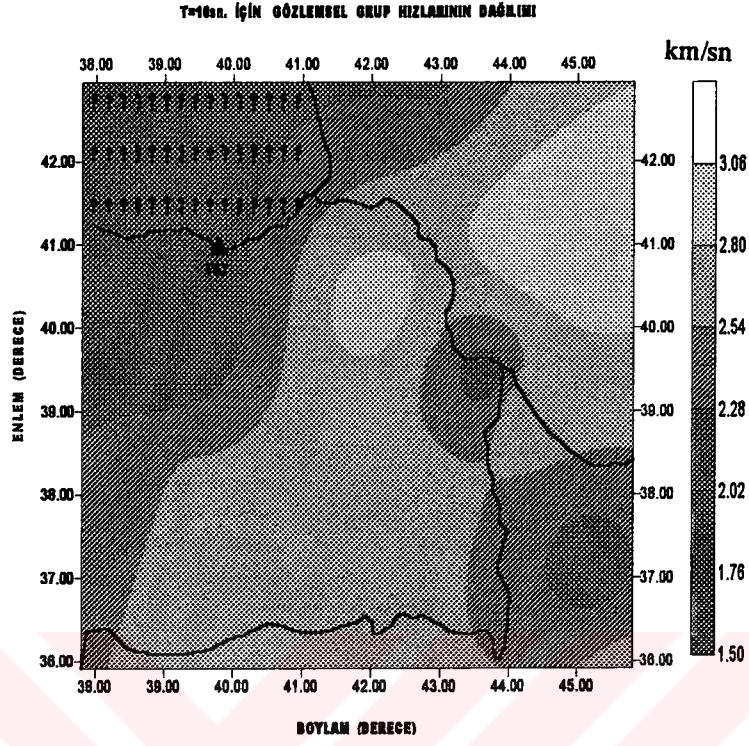
Başlangıç  $Q_\beta^{-1}$  modeli ile ters çözümleme sonucu elde edilen  $Q_\beta^{-1}$  modeli birbiriyle uyumludur. Her bir tabakaya ait  $Q_\beta^{-1}$  değerlerinin standart sapmaları oldukça büyüktür. Bunun nedeni ise gözlemsel soğurma katsayısı eğrilerinin standart sapmalarının oldukça büyük olmasıdır. Çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları hemen hemen referans derinliklerine karşılık gelmektedir. Ters çözümleme sonucunda gözlemsel soğurma eğrisi ile modelden hesaplanan soğurma eğrisi iyi bir çakışma göstermektedir.

### 3.3. Doğu Anadolu ve Çevresinde Grup Hızları ve S-Dalgası Hızlarının Dağılımı

Burada; Doğu Anadolu Bölgesi ve çevresinde meydana gelen 15 adet depreme ait ana mod Rayleigh dalgası grup hızları üç ayrı periyod değeri için ( $T=6,10$  ve  $14$  sn.) konturlanarak bölgedeki grup hızlarının değişimi haritalanmıştır. Episantrları Karadeniz'e rastlayan depremler elde bulunmadığından bu bölge soru işaretiyle taranmıştır. Bu bölgedeki konturlar kullanılan çizim programı tarafından oluşturulan gridi tamamlamak için hayali olarak üretilmiş olup yorumlamada dikkate alınmamıştır. Şekil 87' de  $T=6,10$  ve  $14$  sn periyotları için grup hızlarının dağılımı görülmektedir.



Şekil 67.  $T=6,10$  ve  $14$  periyotları için ana mod Rayleigh dalgası grup hızlarının dağılımı.

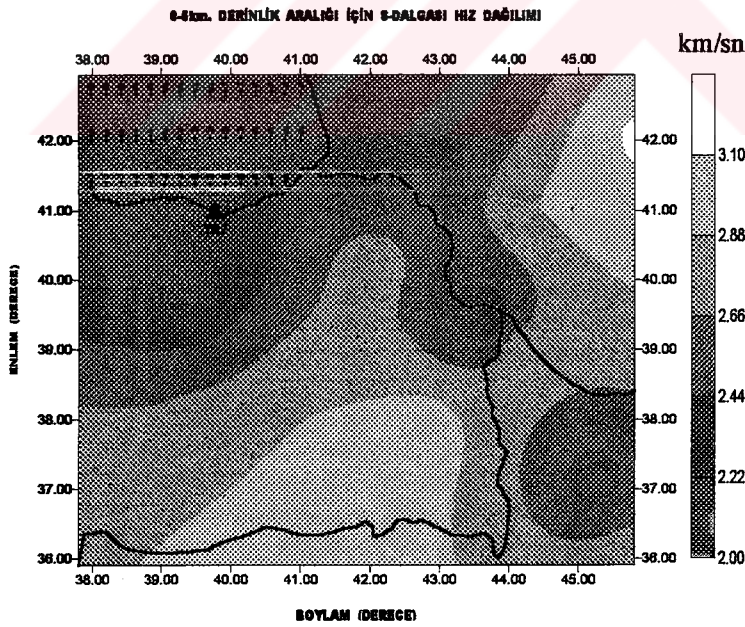


Şekil 67' nin devamı

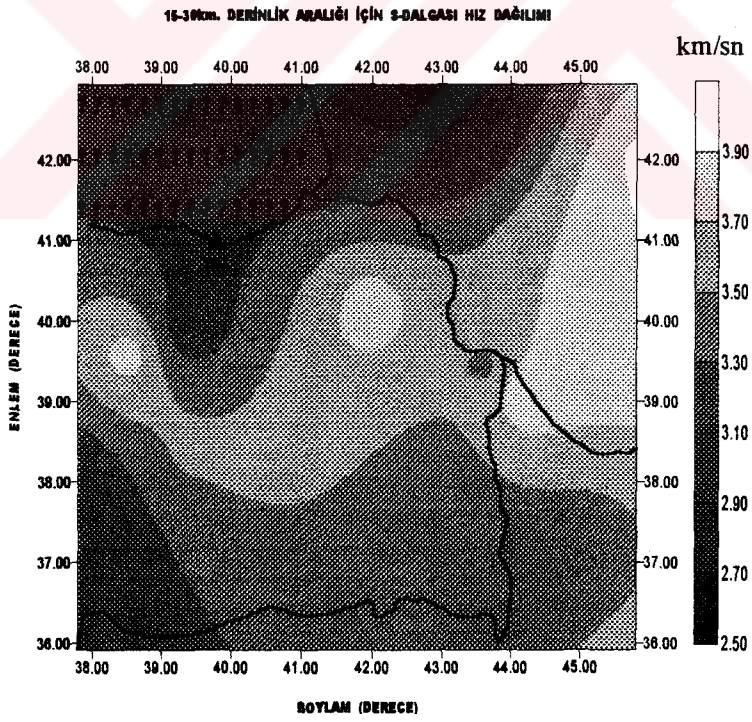
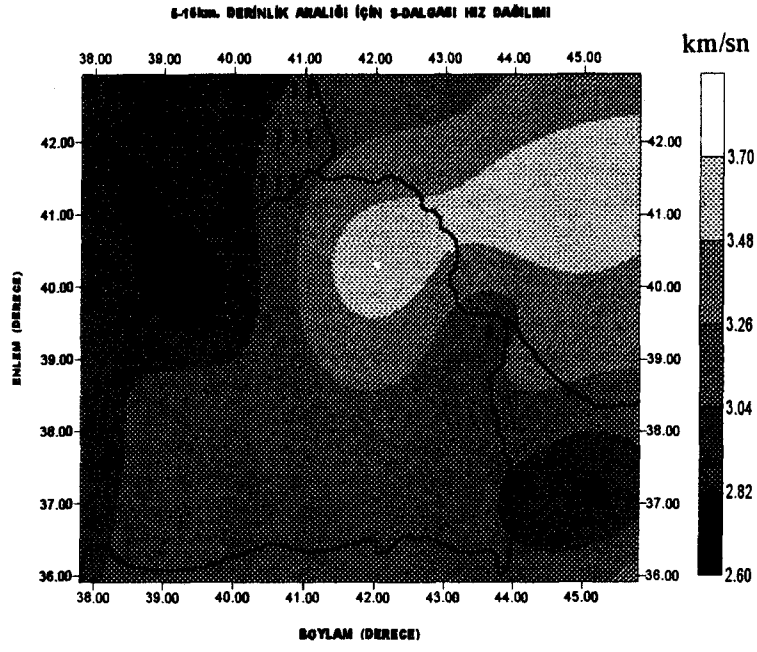


Genel olarak periyod arttıkça grup hızları artmaktadır. Elde fazla depremin bulunmaması ve episantrların dağınık olması sebebiyle grup hızı haritalarında çarpıcı değişimler gözlenmemektedir. TBZ istasyonundan güneye ve doğuya doğru gidildikçe grup hızları artmaktadır. Kafkaslardan Hazar' a doğru periyod arttıkça grup hızları artmaktadır. Kuzey doğu Anadolu fay zonu boyunca periyod arttıkça grup hızları artmaktadır. Üçlü kesişme (triple-junction) noktası Karlıova' dan hem güneye ve hemde doğuya doğru gidildikçe grup hızları artar. T=6 sn periyodunda TBZ istasyonu civarında gözlenen düşük hızlı bölge periyod arttıkça daralmakta ve istasyonun güney batı kısmında bir zon oluşturmaktadır. Benzer şekilde, 6 ve 10 sn periyotunda; Doğu Türkiye'de Iğdır, Ermenistan'da Erivan'ı içine alan bölgede ve İran' ın Türkiye'ye yakın olan Kuzey batı bölgesinde yer alan Urumiye gölü civarında daire şekilli düşük grup hızlı bir zon görülmektedir. Güneydoğu Türkiye'de Bitlis bindirme kuşağı kuzeyinde ve Kuzeydoğu Türkiye'de Kafkaslar'a doğru yüksek grup hızları gözlenmektedir. Dolayısıyla yüksek grup hızlarının bulunduğu yerlerde kabuk kalın, düşük grup hızlı bölgelerde ise kabuk incedir.

Grup hızlarının dağılımına benzer şekilde belli derinlik aralıkları için S-dalgası hızları konturlanmıştır. Aşağıdaki şekillerde dört ayrı derinlik aralığı (0-5 km, 5-15 km ve 30 km den Moho sınırına kadar) için çizilmiş S-dalgası hız dağılımı haritaları görülmektedir.

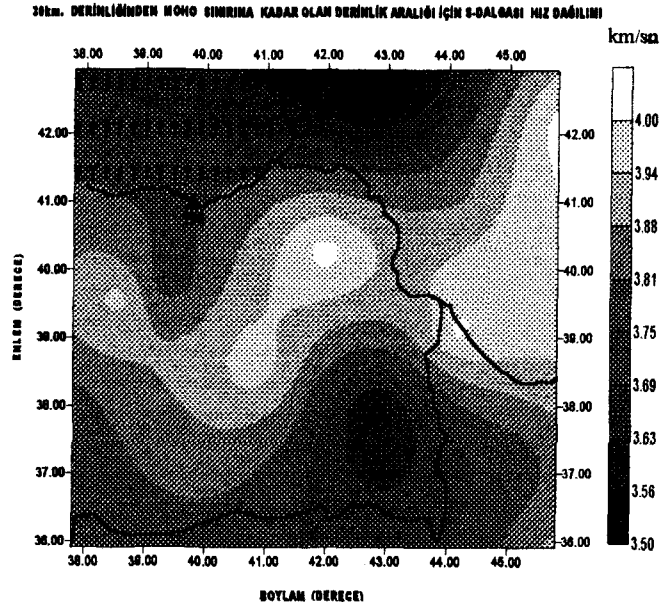


Şekil 68. Çalışılan bölgede dört farklı derinlik aralığı için S-dalgası ortalama hız dağılımını gösteren haritalar.



Şekil 68' in devamı





Şekil 68' in devamı

Yukarıdaki haritalardan da görüldüğü gibi derinlik arttıkça S-dalgası hızları artmaktadır. Haritalarda bazı bölgelerde hızlar düşük bazı bölgelerde ise yüksektir. 0-5 km derinlik aralığı için TBZ istasyonu ve güney-güney batısı, Iğdır-Ermenistan sınırı ve Van'ın doğusu, KB İran' da düşük hızlı zonlar göze çarpmaktadır. Buralarda S-dalgası hızları ortalama  $2.0-2.4 \text{ km sn}^{-1}$  arasında değişmektedir. Bu derinlik aralığı için üçlü kesişme noktası Karlıova' dan güneye doğru gidildikçe S-dalgası hızı artar. Küçük Kafkaslar' dan (Lesser Caucasus) Tiflis'e doğru ortalama S-dalgası hızı artar. Yine KAF' dan doğuya doğru ve KDAF' dan Kuzey doğuya doğru gidildikçe ortalama S-dalgası hızları artar. Güneydoğu Türkiye ve küçük Kafkaslar'ın doğusunda gözlenen maksimum S-dalgası hızları  $2.8-3.1 \text{ km sn}^{-1}$  arasında değişmektedir.

5-15 km derinlik aralığı için; TBZ istasyonu'nun civarında ve İran-Türkiye sınırı yakınında (KB İran) düşük hızlı zon bulunmaktadır. Buralarda ortalama S-dalgası hızları  $2.6-2.82 \text{ km sn}^{-1}$  arasında değişmektedir. KAF' dan doğuya, KDAF' dan KD' ya doğru hızlar artmaktadır. Bu derinlik aralığı için GD Anadolu' da ortalama S-dalgası hızı  $3.04-3.26 \text{ km sn}^{-1}$  arasında değişmektedir. KDAF' dan Kuzey doğuya

doğru yüksek hızlı bir zon bulunmaktadır. Burada maksimum hız 3.46-3.70 km sn<sup>-1</sup> arasında değişmektedir.

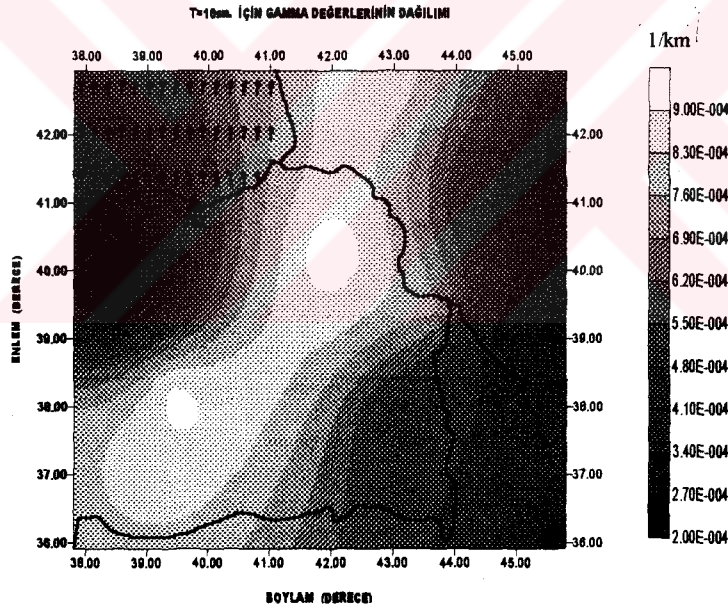
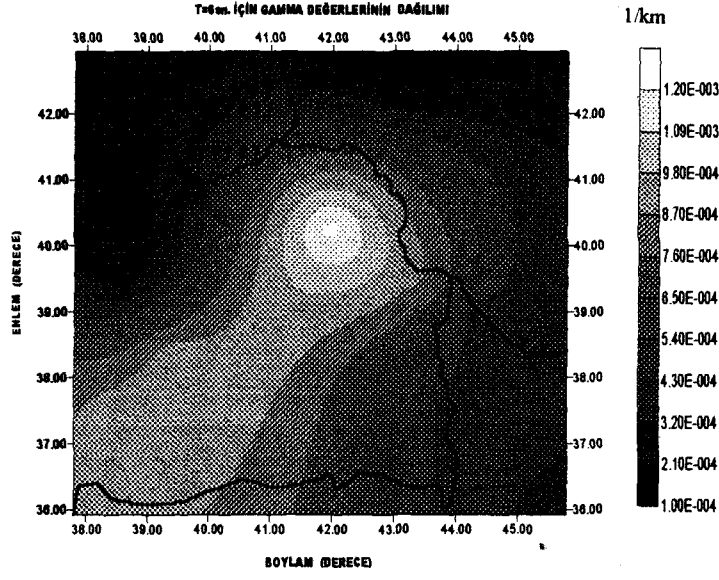
15-30 km derinlik aralığı için; TBZ istasyonu ve güneyinde çok küçük bir bölgeyi içine alan ve ortalama S-dalgası hızı 3.9-3.03 km sn<sup>-1</sup> arasında değişen düşük hızlı bir zon bulunmaktadır. KAF' dan hem doğuya hemde batıya doğru hızlar artar. KDAF' dan doğuya doğru hızlar artar. Bu derinlik aralığı için maksimum hız ortalama 3.69-3.95 km sn<sup>-1</sup> arasında değişmektedir.

30 km den Moho'ya kadar olan derinlik aralığı için ise Van civarında ortalama S-dalgası hızı 3.5-3.56 km sn<sup>-1</sup> arasında değişen düşük hızlı bir zon bulunmaktadır. Bu derinlik aralığı için KAF'ın doğusu ve batısında, KDAF boyunca ve KDAF'ın doğusunda yüksek hızlı zon bulunmaktadır. Bu derinlik aralığı için maksimum hızlar 3.88-4.0 km sn<sup>-1</sup> arasında değişmektedir.

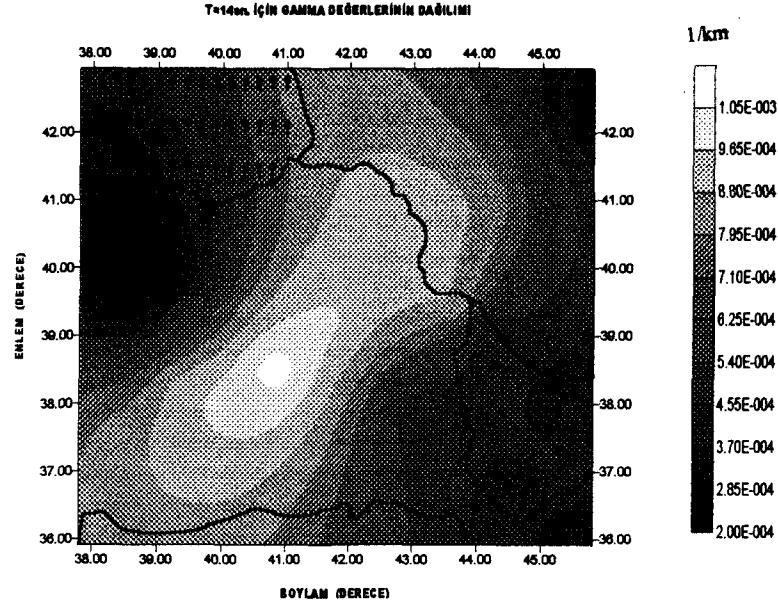
Elde edilen grup hızı dağılım haritalarıyla, S-dalgası hız dağılımı haritaları karşılaştırıldığında; T=14 sn için çizilen grup hızı dağılım haritasının, 15-30 km derinlik aralığı için çizilen S-dalgası dağılımı haritasıyla hemen hemen uyumlu olduğu görülür. Bu derinlikten itibaren bir uyum gözlenememektedir. Bunun nedeni ise; elde bulunan grup hızı verilerinin periyotları oldukça düşüktür. Diğer bir deyişle; çok uzun dalga boylu verinin elde bulunmaması nedeniyle 30 km den daha derin kısımlar çok iyi belirlenememiştir. Grup hızı eğrileri hemen hemen Sedimanter Rayleigh karakterinde olup kabuğun üst kısımlarına duyarlıdır. Van' dan İran'a doğru S-dalgası hızlarındaki artış İran'a doğru eğimli bir yapının olabileceğini belirtir. Kafkaslar'daki karmaşık tektonizma (kıvrımlanmalar, ters faylar, bindirmeler) bu bölgedeki hız yapısını oldukça karmaşık hale getirmiştir. Bitlis Bindirme zonu boyunca düşük S-dalgası hızları görülmektedir.

### **3.4. Doğu Anadolu ve Çevresinde Ana Mod Rayleigh Dalgası Soğurma Katsayısı ( $\gamma_R$ ) ve $Q_\beta$ nın Dağılımı**

Doğu Anadolu ve çevresinde meydana gelen 15 adet depreme ait ana mod Rayleigh dalgası soğurma katsayıları  $\gamma_R$  üç ayrı periyot değeri için (T=6,10 ve 14sn.) haritalanarak bölgede soğurmanın dağılımı belirlenmeye çalışılmıştır. Şekil 89' da soğurma katsayısının çalışma bölgesindeki dağılımı görülmektedir



Şekil 69. T=6,10 ve 14 sn. periyodları için anamod Rayleigh dalgası soğurma katsayılarının dağılımı.



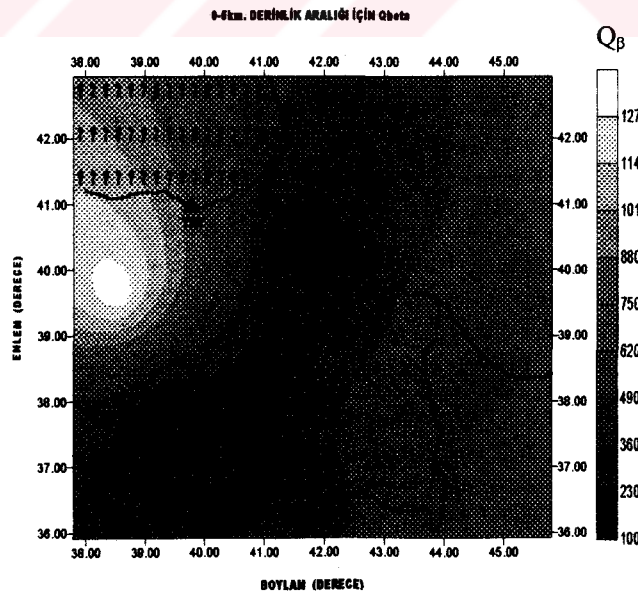
Şekil 69' un devamı.

Her üç haritaya bakıldığında; Doğu Türkiye'de, GB-KD yönünde, bir koridor boyunca uzanan yüksek soğurucu zon bulunmaktadır. T=6 sn için TBZ istasyonunun batısına doğru gidildikçe soğurma azalır. Burada soğurma katsayısı değeri ortalama  $2.1E-04 - 3.2E-04 \text{ km}^{-1}$  arasında değişir. TBZ istasyonundan güneye doğru gidildikçe soğurma artar. Yine TBZ istasyonundan doğuya doğru soğurma artar. Kuzey Doğu Anadolu Fayı boyunca Türkiye-Gürcistan sınırına doğru soğurma artar. KDAF üzerinde gözlenen maksimum soğurma  $9.8E-04 - 1.2E-03 \text{ km}^{-1}$  arasında değişir. Üçlü kesişme noktasında soğurma yüksek ve  $8.7E-04 \text{ km}^{-1}$  dir. KAF'nın doğusunda soğurma yüksek, batısında düşük ve güneyinde yüksektir. Bitlis bindirme kuşağının orta kısmından doğuya doğru İran'a kadar soğurma azalır, batıya doğru ise artar. Kafkaslar'dan Gürcistan'a doğru soğurma azalırken Türkiye'ye doğru artar. Kafkaslar' da ortalama soğurma katsayısı değeri  $3.2E-04 - 5.4E-04 \text{ km}^{-1}$  arasında değişir.

T=10 sn için; TBZ istasyonundan güneye ve doğuda Gürcistan sınırına doğru soğurma katsayısı değerleri artar. KDAF boyunca Kafkaslara doğru soğurma yüksek olup  $8.3E-04 - 9.E-04 \text{ km}^{-1}$  arasında değişir. Üçlü kesişme noktasından güneye ve doğuda Türkiye-Ermenistan sınırına kadar soğurma değerleri artar. KAF'nın

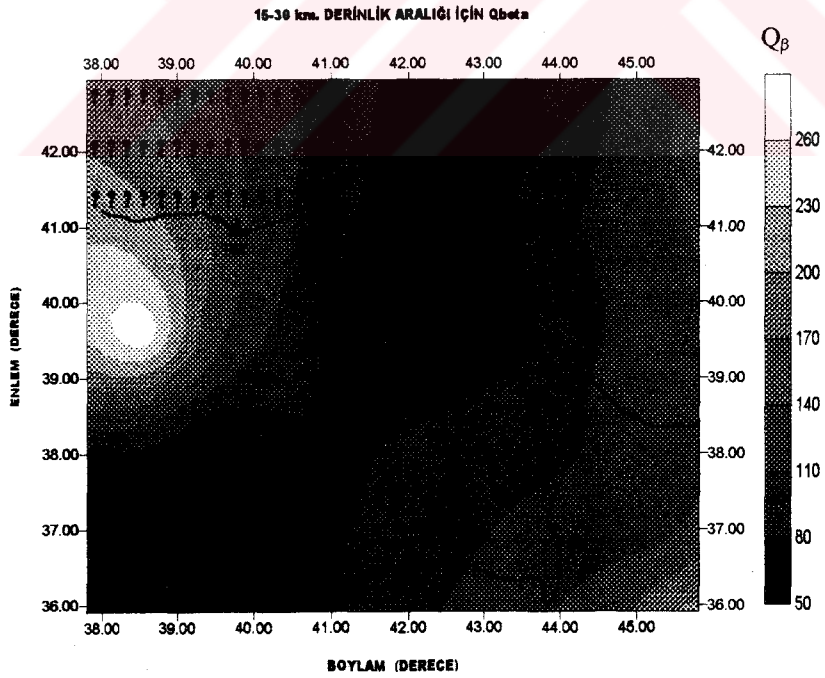
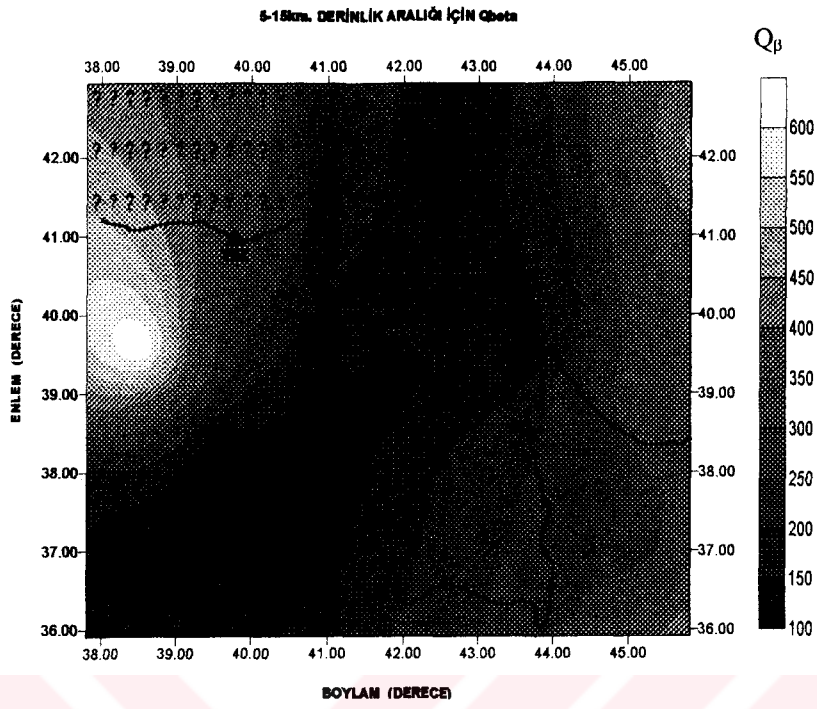
batısında soğurma düşük, doğu ve güneyinde yüksektir. Ermenistan ve Kafkasların doğusunda daha düşük soğurma gözlenmektedir. Van' dan doğuya İran'a doğru soğurma azalır. Bu bölgelerde gözlenen düşük süğurma değeri ortalama olarak  $3.E-04 - 6.0E-04 \text{ km}^{-1}$  arasında değişir. TBZ istasyonunun güney batısında soğurma katsayısı  $2.E-04 - 3.4E-04 \text{ km}^{-1}$  arasında değişen düşük soğurmaya sahip bir bölge vardır. DAF'dan itibaren Karlıova üçlü birleşme noktasına, buradan da KDAF boyunca ve Kafkasların kuzeyine doğru olan bölge içerisinde yüksek soğurma zonu bulunmaktadır. Bu zon boyunca ortalama soğurma katsayısı değeri  $7.6E-04 - 9.E-04 \text{ km}^{-1}$  arasında değişir. Bitlis bindirme kuşağında da oldukça yüksek soğurma değerleri gözlenir.

T=14 sn için; yine TBZ istasyonunun doğusuna ve güneyine doğru soğurma artarken batı ve güney batısına doğru soğurma azalır. Üçlü kesişme noktasından doğu ve güneye doğru soğurma artar. TBZ istasyonunun güney batısında soğurma katsayısı ortalama  $2.E-04 - 3.7E-04 \text{ km}^{-1}$  arasında değişen düşük soğurmaya sahip bir zon görülmektedir. Ermenistan, Kafkaslar'dan doğuya ve Van'dan İran'a doğru soğurma azalır. Bu bölgede ortalama soğurma katsayısı değeri  $2.85E-04 - 5.4E-04 \text{ km}^{-1}$  arasında değişir. DAF'dan Karlıova üçlü kesişme noktasına, burada KDAF boyunca ve Kafkasların kuzeyine doğru oldukça yüksek soğurma gözlenir. Bu bölge için ortalama soğurma değeri  $7.95E-04 - 1.05E-03 \text{ km}^{-1}$  arasında değişir. Bitlis bindirme kuşağında oldukça yüksek soğurma gözlenir. Bu kuşağın doğusunda İran'a doğru soğurma azalır. Şekil 70' de ise soğurma katsayılarının ters çözümünden elde edilen  $Q_B$  değerlerinin farklı derinlik aralıkları için çizilmiş haritaları görülmektedir.

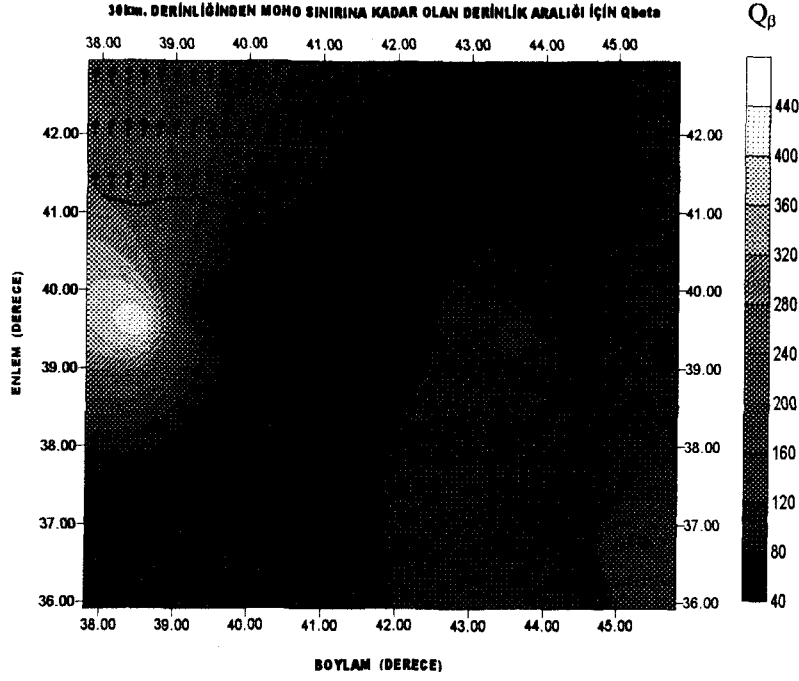


Şekil 70. 0-5 km, 5-15 km, 15-30 km ve 30 km den Moho' ya kadar derinlik aralıkları için çalışılan bölgede  $Q_B$  değerlerinin dağılımı.





Şekil 70'in devamı.



Şekil 70' in devamı.

0-5 km derinlik aralığı için TBZ istasyonunun doğusuna ve güneyine doğru  $Q_B$  azalmaktadır. TBZ istasyonunun batı ve güney batısına doğru  $Q_B$  artar. Burada ortalama  $Q_B=880-1270$  arasında değişir. Bu değer oldukça yüksek bir değerdir. Üçlü kesişme bölgesinde ortalama  $Q_B=230$  dur. KAF' nin batısına ve kuzeyine doğru  $Q_B$  artarken doğusuna doğru azalmaktadır. DAF' dan üçlü kesişme noktasına, buradan KDAF boyunca ve Kafkasların kuzeyine doğru bir zon boyunca  $Q_B$  düşüktür. Yani bu zon boyunca soğurma yüksektir. Bu zon için ortalama  $Q_B=100-490$  arasında değişir. Kafkaslar' dan, Ermenistan ve Türkiye İran sınırından doğuya doğru  $Q_B$  artar ve en doğuda 750 değerine ulaşır. Bitlis bindirme kuşağının orta kısmından batıya doğru  $Q_B$  azalırken ( $Q_B=270$ ) doğuda İran'a doğru artar ( $Q_B=500$ ).

5-15 km aralığı için bölgede gözlenen maksimum  $Q_B=600$  minimum  $Q_B=100$  dür.  $Q_B$  değerleri TBZ istasyonunun güneyine ve doğusuna doğru  $Q_B$  değerleri azalır. Karlıova üçlü kesişme noktasında  $Q_B$  düşük olup 200 civarındadır. DAF'dan Karlıova üçlü kesişme noktasına ve buradan KDAF'nın başlangıcına kadar düşük  $Q_B$

zonu bulunmaktadır. Burada ortalama  $Q_{\beta}=150-200$  arasında değişir. KDAF boyunca ve Kafkaslar'ın kuzeyine doğru  $Q_{\beta}$  biraz artar ve 250 değerine ulaşır. Bitlis bindirme kuşağının orta noktasından batıya doğru  $Q_{\beta}$  azalır. Bu bölgede ortalama  $Q_{\beta}=100-200$  arasında değişir. Bu kuşağın orta noktasından doğuya İran'a doğru  $Q_{\beta}$  artar ve en doğusunda 500 değerine ulaşır. Kafkaslar'dan doğuya Tiflis'e doğru ve Ağrı'dan Erivan'a ve buradan doğuya doğru yine  $Q_{\beta}$  artar ve 550 değerine ulaşır.

15-30 km derinlik aralığı için bölgede gözlenen maksimum  $Q_{\beta}=260$  minimum  $Q_{\beta}=50$  dir. TBZ istasyonunun bulunduğu yerde  $Q_{\beta}=150$  dir. TBZ istasyonunun batısına doğru  $Q_{\beta}$  artarken doğu ve güneyine doğru azalır. Burada gözlenen ortalama  $Q_{\beta}=50-110$  arasında değişir. Üçlü kesişme noktasında  $Q_{\beta}=120$  olup bu noktadan güneye ve doğuya doğru  $Q_{\beta}$  azalır. Yine diğer derinlikler için olduğu gibi DAF'dan Karlıova'ya buradan KDAF boyunca ve buradan da Kafkasların kuzeyine doğru düşük  $Q_{\beta}$  zonu bulunmaktadır. Bu bölgede ise ortalama  $Q_{\beta}=100$  dür. Türkiye'nin doğu sınırından doğuya doğru gidildikçe  $Q_{\beta}$  artar. Bitlis bindirme kuşağının orta noktasının batısında  $Q_{\beta}$  düşük doğusunda ise  $Q_{\beta}$  yüksektir.

30 km'den Moho'ya kadar olan derinlik aralığı için TBZ istasyonu civarında  $Q_{\beta}=120$  dir. İstasyonun doğu ve güneyinde  $Q_{\beta}=80$  olup oldukça düşüktür. İstasyonun batı ve güney batısında ise ortalama  $Q_{\beta}=360-440$  civarında olup bu değer oldukça yüksektir. KAF'nın doğusunda  $Q_{\beta}$  düşük batısında ise yüksektir. Bitlis bindirme kuşağı boyunca  $Q_{\beta}=40-120$  arasında değişmektedir. DAF'dan Karlıova'ya, KDAF boyunca ve Kafkasların kuzeyine doğru  $Q_{\beta}$  düşük olup 40-80 arasında değişir.

Burada yapılan çalışmada, gözlemsel soğurma katsayılarının ( $\gamma_R(T)$ ) anelastik soğurulmadan meydana geldiği ve  $Q_{\beta}$  nın frekanstan bağımsız olduğu varsayılmıştır.  $Q_{\beta}$  haritalarının tümüne bakıldığında çalışma bölgesi içerisinde  $Q_{\beta}$  değerleri derinlikle azalmaktadır. Soğurma ile ilgili olarak yapılan laboratuvar çalışmalarında, kabuk içerisinde gözenek suyunun soğurma mekanizmasında hakim olduğu ve bu halde  $Q_{\beta}$  değerlerinin oldukça düşük olduğu belirlenmiştir (Winkler ve Nur, 1979, 1982; Mitchell, 1975, 1980; Cheng ve Mitchell 1981; Hwang ve Mitchell, 1987). Tektonik olarak aktif bölgelerde  $Q_{\beta}$  derinlikle hızlı olarak azalır ve  $Q_{\beta}$  değerleri tektonik olarak

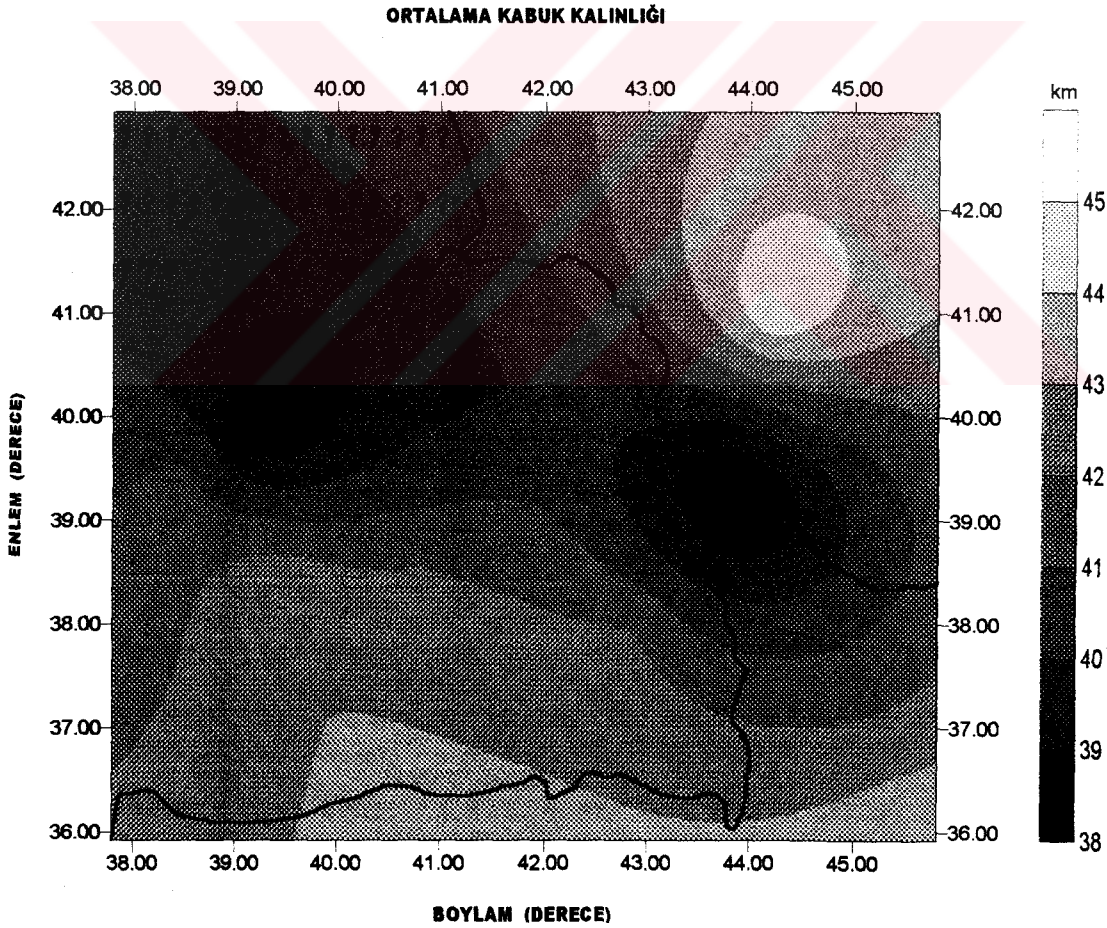


duraylı bölgelerdekinden daha düşüktür (Mitchell, 1995). Yapılan petrolojik çalışmalar (Yardley, 1986) ve sıvı iletimi çalışmaları (Bailey, 1990); kabuğun derin kısımlarına doğru süzülen sıvıların bulunduğunu belirtir (Mitchell, 1995). Soğurma; kayaların özelliklerindeki değişime hızla nazaran daha çok duyarlıdır (Winkler ve Nur, 1982). Bu yüzden, doğu Türkiye’de  $Q_{\beta}$  derinlikle azalır. Bu sonuç Mindevalli (1988)’in yaptığı çalışma ile uyumlu olup yukarıda belirtilen mekanizma çalışma bölgesinde  $Q_{\beta}$  nın derinlikle azalmasını sağlayabilecek bir soğurma mekanizmasıdır.



#### 4. İRDELEME VE TARTIŞMA

Bu çalışmada kullanılan 15 adet depreme ait gözlemsel grup hızı eğrileri teorik grup hızları ile çok iyi bir çakışma göstermiştir. Yine bu depremlere ait gözlemsel soğurma katsayısı eğrileri ile teorik soğurma katsayısı eğrileri çok iyi bir çakışma göstermiştir. Aşağıdaki şekilde bu çalışma sonucu Doğu Anadolu ve çevresi için elde edilen ortalama kabuk kalınlığının değişim haritası görülmektedir.



Şekil 71. Doğu Anadolu ve çevresinde ortalama kabuk kalınlığının değişimi haritası.

Şekilden görüldüğü gibi KAF'nın kuzeyinde kabuk ince ve KAF'dan güneye gidildikçe kabuk kalınlığı artmaktadır. Bir önceki bölümde T=6, 10 ve 14 sn periyotları için çizilen grup hızı dağılım haritası kabuk kalınlıklarıyla uyum içerisindedir. Doğu Türkiye'de yüksek grup hızı değerlerinin gözlemlendiği yerlerde kabuk kalın, düşük grup hızı değerlerinin gözlemlendiği yerlerde ise kabuk incedir. TBZ istasyonu civarı için ortalama kabuk kalınlığı 39 km, Güney Doğu Anadolu bölgesi için ortalama kabuk kalınlığı 43 km, Kuzey Doğu Anadolu'da KDAF boyunca ortalama kabuk kalınlığı 41 km, Kafkaslar için ortalama kabuk kalınlığı 44 km, Türkiye-İran sınır bölgesi için ortalama kabuk kalınlığı 43 km, Ermenistan-Türkiye sınır bölgesi için ortalama kabuk kalınlığı 40 km ve Doğu Anadolu için ortalama kabuk kalınlığı 41 km dir. Burada elde edilen ortalama kabuk kalınlığı değerlerini bu bölgede yapılan önceki çalışmalarla daha iyi karşılaştırabilmek amacıyla aşağıdaki tablo düzenlenmiştir

Tablo 38. Doğu Anadolu ve çevresi için çeşitli araştırmacıların buldukları kabuk kalınlıkları.

| Çalışmayı Yapan Araştırmacı  | İnceleme Alanı                       | Kabuk Kalınlığı (km) |
|------------------------------|--------------------------------------|----------------------|
| Canitez (1962;1969)          | Kuzey Anadolu                        | 36                   |
|                              | Güney Karadeniz                      | 25-26                |
| Neprochnov ve diğ. (1970)    | Küçük Kafkaslar<br>(Lesser Caucasus) | 45                   |
| Rizhikova ve Petkov (1975)   | Küçük Kafkaslar                      | 40                   |
|                              | Kuzey ve Doğu Anadolu                | 35                   |
|                              | Güney Doğu Anadolu                   | 30-35                |
|                              | Orta Anadolu                         | 30                   |
|                              | İran ve Ermenistan                   | 35                   |
| Ezen (1983)                  | Kuzey ve Doğu Anadolu                | 38                   |
| Türkelli (1985)              | Ankara ve Civarı                     | 30                   |
| Dewey ve diğ. (1986)         | Doğu Anadolu                         | 52                   |
| Mindevalı (1988)             | Anadolu                              | 40                   |
| Mindevalı ve Mitchell (1989) | Anadolu                              | 40                   |
| Kenar ve Toksöz (1989)       | Kuzey Anadolu                        | 41                   |
| Osmanşahin (1989)            | Kuzey Anadolu                        | 40                   |
| Bu Çalışma                   | Kuzey Doğu Anadolu                   | 40                   |
|                              | Doğu Anadolu                         | 41                   |
|                              | Güney Doğu Anadolu                   | 43                   |
|                              | Küçük Kafkaslar                      | 44                   |
|                              | Türkiye-İran Sınır Bölgesi           | 43                   |
|                              | Türkiye-Ermenistan Sınır Bölgesi     | 40                   |

Bulgular kısmında da verildiği gibi Doğu Anadolu'nun batısı ve doğusu için iki farklı hız modeli elde edilmiştir. Bu hız modellerinden ilki 1. grup depremlerin (5,6,9,10 ve 11 nolu depremler) sınırladığı alanı kapsar. Bu modelde elde edilen toplam kabuk kalınlığı 41.5 km dir. İkincisi ise 2. grup depremlerin (1,3,4 ve 15 nolu depremler) sınırladığı alanı kapsar. Bu modelde ise toplam kabuk kalınlığı 40 km dir. Canitez (1969) yüzey dalgalarıyla ilgili yaptığı çalışma sonucunda Kuzey Anadolu için 4 tabakalı ve toplam 36 km kalınlığında bir kabuk yapısı elde etmiştir. Rizhikova ve Petkov (1975) episantrları Doğu Anadolu ve çevresinde olan depremlerin SOFYA (BULGARİSTAN) istasyonu uzun periyot Love ve Rayleigh dalgası kayıtlarını inceleyerek Kuzey ve Doğu Anadolu için 35 km lik bir kabuk kalınlığı elde etmiştir. Ezen (1983), episantrları Doğu Anadolu' da bulunan 4 adet depremin İTÜ istasyonu Love dalgası kayıtlarından yararlanarak Kuzey ve Doğu Anadolu için 38 km kalınlığında 4 tabakalı bir yapı elde etmiştir. Kenar ve Toksöz (1989) episantrları İran, Pakistan ve Doğu Anadolu'da bulunan depremlerin IST-TAB yüzey dalgası kayıtlarını iki istasyon yöntemiyle inceleyerek Kuzey Anadolu için toplam 41 km kalınlığında 3 tabakalı bir kabuk yapısı elde etmiştir. Osmaşahin (1989) İST-TAB profili için Pakistan'da oluşmuş depremlerin TAB ve IST istasyonu uzun periyot Love dalgası kayıtlarını inceleyerek Kuzey Anadolu için 3 tabakalı ve toplam 40 km kalınlığında bir kabuk yapısı elde etmiştir.

Bu çalışmada kullanılan depremlerin grup hızları oldukça düşüktür. Kullanılan periyot aralığı ortalama 5-15 sn arasında olup, yüzey dalgalarıyla ilgili olarak, bu bölgede, daha önce yapılan çalışmalarla karşılaştırıldığında oldukça düşüktür. Bunun nedeni ise TBZ istasyonundaki analog sismografin özelliğinden kaynaklanmaktadır. Bu çalışmada elde edilen grup hızları ise oldukça düşüktür. Bu bölgede daha önce yapılan çalışmalarda Anadolu yarımadası genellikle D-B yönünde uzanan yörüngeler boyunca incelenmiştir. TBZ istasyonunun konumu nedeniyle bu çalışmada kullanılan depremlerin episantr-istasyon arasındaki yörüngeleri önceki çalışmalardan farklıdır. Dolayısıyla yörüngeler arasındaki farklılık elde edilen kabuk modellerinin farklı olmasına yol açacaktır.

Doğu Anadolu'nun batısı için (1. Grup depremlerin sınırladığı bölge) elde edilen ortalama grup hızı eğrisinde standart sapmalar oldukça büyüktür. Bunun nedeni ise

kullanılan depremlerin grup hızlarının geniş bir aralıkta değişmesi ve kullanılan deprem sayısının yani veri sayısının az oluşudur. Grup hızlarındaki büyük standart sapmalar ters çözüm sonucu elde edilen S-dalgası hız yapısını da etkiler. Dolayısıyla bu bölge için elde edilen hız modelindeki hızlar diğer araştırmacıların modellerinden oldukça düşüktür. Granit-Bazalt sınırı (Conrad süreksizliği) oldukça iyi gözlenememiştir. Kabuk kalınlığı ise diğer araştırmacılarınkinden biraz farklıdır. Bu modelde, kabuğun altındaki derinlik sonsuz kabul edilirken bu tabakadaki P ve S-dalgası hızları MOHO süreksizliğindeki  $P_n$  ve  $S_n$  dalga hızlarına karşılık gelmektedir. Bu modelde  $P_n$ -dalgası hızı  $7.76 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $S_n$ -dalgası hızı ise  $4.31 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Bu değerler Mindevalli (1988), Mindevalli ve Mitchell (1989)'un Doğu Türkiye için hem Love ve hem de Rayleigh dalgalarının ikisinin birlikte ters çözümü sonucu verdiği değerlerle ( $P_n=7.72 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $S_n=4.33 \text{ km sn}^{-1}$ ) uyumludur. Fakat, bu araştırmacılar diferansiyel ters çözüm yöntemiyle çok tabakalı kabuk modeli elde etmişlerdir. Buldukları kabuk kalınlığı 40 km olup Doğu Anadolu' nun batısı için bu çalışmada bulunan modelden 1.5 km incedir.

Doğu Anadolu'nun doğusu için (2. grup depremlerin sınırladığı bölge) elde edilen ortalama grup hızı eğrisinde de standart sapmalar oldukça büyüktür. Fakat grup hızı değerleri 1. grup depremlerinkine nazaran daha büyüktür. Bu model, 4 tabakalı olup 40 km kalınlığındadır. Tabaka sayısı, Canitez (1969) ve Ezen (1983) ün modellerindeki ile aynı, kabuk kalınlığı ise Canitez (1969) ve Ezen (1983)' ünkinden 2 km fazla, Kenar ve Toksöz (1989) inkinden 1 km düşüktür. Bu bölgeye ait elde edilen modelde 14 km kalınlığındaki 4. tabaka Bazalt'a karşılık gelmekte olup bu tabakadaki P-dalgası hızı  $6.66 \text{ km sn}^{-1}$  ve S-dalgası hızı  $3.78 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Bu hız değerleri Canitez (1969)' un modelindeki 18 km kalınlığındaki Bazalt tabakasının hızları ( $V_p=6.61 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $V_s=3.71 \text{ km sn}^{-1}$ ) ile uyumludur. Modelde 10 km kalınlığında olan granit tabakasının P-dalgası hızı  $5.94 \text{ km sn}^{-1}$  ve S-dalgası hızı ise  $3.45 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Bulunan bu değerler Kenar ve Toksöz (1989)'un modelinde bulunan 16.0 km kalınlığındaki granit tabakasına ait hızlarla ( $V_p=6.0 \text{ km sn}^{-1}$ ,  $V_s=3.35 \text{ km sn}^{-1}$  ve Ezen (1983)'ün modelinde 12 km kalınlığındaki granit tabakasına ait hızlarla ( $V_p=6.06 \text{ km sn}^{-1}$ ,  $V_s=3.50 \text{ km sn}^{-1}$ ) uyumludur. Modelde, kabuğun altındaki derinlik yine sonsuz kabul edilmiş ve buradaki P- ve S- dalgası hızları MOHO süreksizliğindeki  $P_n$  ve  $S_n$  dalga hızlarına karşılık gelmektedir. Bu

modelde elde edilen  $P_n$ -dalgası hızı  $7.89 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $S_n$ -dalgası  $4.27 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Burada bulunan  $P_n$ -dalgası hızı değeri Canitez (1969)'un modelindeki  $P_n$ -dalgası hızı değeri ( $8.08 \text{ km sn}^{-1}$ ), Ezen (1983)'ün modelindeki  $P_n$ -dalgası hızı değerinden ( $8.06 \text{ km sn}^{-1}$ ) biraz düşük, Mindevalli (1988) ve Mindevalli ve Mitchell (1989)'un modelindeki  $P_n$ -dalgası hızı değerinden ( $7.54 \text{ km sn}^{-1}$ ) yüksektir. Modelde elde edilen  $S_n$ -dalgası hızı ise  $4.27 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Bu değer Ezen (1983) ün modelindeki  $S_n$ -dalgası hızı değeri ( $4.20 \text{ km sn}^{-1}$ ), Mindevalli (1988), Mindevalli ve Mitchell (1989) un modelindeki  $S_n$ -dalgası değeri ( $4.23 \text{ km sn}^{-1}$ ), Kenar ve Toksöz (1989)' un modelindeki  $S_n$ -dalgası değeri ( $4.37 \text{ km sn}^{-1}$ ) ile uyumludur. Bu modeldeki tabaka kalınlıkları ve hızların burada belirtilen araştırmacıların modellerinden farklı olmasının nedeni eldeki verilerin bu araştırmacılarınkinden daha kısa dalga boylu olması ve yörüngelerin farklı olmasıdır. Yapılan karşılaştırmada görüldüğü gibi diğer araştırmacıların modelleri ile bu çalışmada elde edilen model hemen hemen uyumludur.

Türkiye-İran ve Türkiye-Ermenistan sınır bölgesi ve Kafkasların güney kısmı için (3. grup depremlerin sınırladığı bölge) elde edilen ortalama grup hızı eğrisinde de standart sapmalar oldukça büyüktür. Bu modelde 4 tabakadan ibaret olup toplam kabuk kalınlığı  $40.8 \text{ km}$  dir. Modelde  $14 \text{ km}$  kalınlığında Granit ve  $16 \text{ km}$  kalınlığında ise Bazalt tabakası bulunmaktadır. Granit tabakasının P-dalgası hızı  $6.03 \text{ km sn}^{-1}$  ve S-dalgası hızı  $3.43 \text{ km sn}^{-1}$ , Bazalt tabakasının P-dalgası hızı  $6.72 \text{ km sn}^{-1}$  ve S dalgası hızı ise  $3.89 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Kenar ve Toksöz (1989) un modeli İstanbul-Tebriz arasındaki yörüngeyi içermesi dolayısıyla Kuzey ve Doğu Anadolu bölgesine ilaveten Kuzey İran'ın da bir kısmını içermektedir. 3. grup depremlerin sınırladığı bölge Kuzey İran'ı da içine aldığından bu çalışmada elde edilen yapı Kenar ve Toksöz (1989)'un modeliyle karşılaştırılabilir. Modelimizde elde edilen kabuk kalınlığı ( $40.8 \text{ km}$ ) Kenar ve Toksöz (1969) un bulduğu kabuk kalınlığı ( $41 \text{ km}$ ) ile uyumludur. Fakat tabaka sayısı ve hızlarda farklılıklar vardır. Bu farklılıkların ana nedeni; yörüngesel farklılıktır. Modelde granit için elde edilen P-dalgası hızı ( $6.03 \text{ km sn}^{-1}$ ) ve S-dalgası hızı ( $3.43 \text{ km sn}^{-1}$ ) Kenar ve Toksöz'ün modelinde  $16 \text{ km}$  kalınlığındaki granit tabakasının P-dalgası hızı ( $6.0 \text{ km sn}^{-1}$ ) ve S-dalgası hızı ( $3.35 \text{ km sn}^{-1}$ ) ile uyumludur. Fakat granit tabakasının kalınlığı farklıdır. Modelde  $16 \text{ km}$  lik kalınlıktaki Bazalt tabakasının P-dalgası hızı ( $6.7238 \text{ km sn}^{-1}$ ) Kenar ve Toksöz'ün  $20 \text{ km}$  kalınlığındaki Bazalt tabakasının P-dalgası hızından ( $7.0 \text{ km sn}^{-1}$ )



düşük, S-dalgası hızı ( $3.89 \text{ km sn}^{-1}$ ) Kenar ve Toksöz'ün S-dalgası hızı ( $3.90 \text{ km sn}^{-1}$ ) ile uyumludur. Modelimizde kalınlığı sonsuz kabul edilen en son tabakadaki hızlar  $P_n$  ve  $S_n$  dalgası hızlarına karşılık gelmektedir. Modelimizde elde edilen  $P_n$  dalgası hızı  $7.70 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $S_n$ -dalgası hızı ise  $4.2657 \text{ km sn}^{-1}$  dir. Bu değerler Kenar ve Toksöz'ün modelindeki değerlerden ( $P_n$ -dalgası hızı  $7.90 \text{ km sn}^{-1}$  ve  $S_n$ -dalgası hızı  $4.37 \text{ km sn}^{-1}$ ) düşüktür. Asudeh (1982) ana mod Rayleigh dalgası faz hızlarının ters çözümü sonucunda KB İran için  $P_n$ -dalgası hızını  $7.77 \text{ km sn}^{-1}$  olarak bulmuştur. Bu çalışmada elde edilen  $P_n$ -dalgası hızı  $7.70 \text{ km sn}^{-1}$  değeri ile uyumludur. Kadinsky-Cade ve diğ.,(1981), Tebriz'in Kuzeyi için  $P_n$ -dalgası hızını  $7.6 \text{ km sn}^{-1}$  ve İran'ın Kuzey Batısı için  $P_n$ -dalgası hızını  $7.8 \text{ km sn}^{-1}$  olarak bulmuştur. Bu hız değerleri bu çalışmada bu bölge için elde edilen  $P_n$ -dalgası hızı değeriyle uyumludur. Hearn ve Ni (1994), yaptıkları çalışma sonucunda Türkiye-İran Platosu boyunca  $P_n$ -dalgası hızının  $7.9 \text{ km sn}^{-1}$  den küçük olduğunu Küçük Kafkasların altında ise  $P_n$ -dalgası hızının  $\geq 7.6 \text{ km/sn}$  olduğunu bulmuştur. Bu araştırmacıların bulduğu hız, bu çalışma ile uyumludur. Rodgers ve diğ., (1997), ise yaptığı çalışma sonucunda Türkiye-İran sınır bölgesi, Ermenistan ve Büyük Kafkaslarda  $P_n$ -dalgası hızının  $\leq 7.9 \text{ km/sn}$  olduğunu bulmuştur. Bu araştırmacıların bulduğu  $P_n$ -hızı değeri bu çalışmada bulunan ile uyumludur.

Görüldüğü gibi, bu çalışmada elde edilen hız yapıları diğer araştırmacıların bulduğu yapılarla hemen hemen uyumludur. Bu çalışmada elde edilen yapılarda kalınlık ve hızların diğer araştırmacılarınkinden farklı olmasının nedeni yörüngesel farklılık ve verilerin diğer araştırmacılarınkinden daha küçük periyotlu olmasıdır. Gözlemsel grup hızı değerlerinin geniş bir aralıkta değişim göstermesi her üç bölge için hesaplanan ortalama grup hızı eğrilerinde büyük standart sapmalara yol açmıştır. Böylece, ortalama eğrilerin ters çözümünden elde edilen hız modelleri bu büyük standart sapmalardan etkilenmiştir. Dolayısıyla her bir tabakaya ait hızlarda da büyük standart sapmalar gözlenmiştir. Elde uzun periyotlu (uzun dalga boyulu) verinin bulunmaması, çalışılan bölgede kabuğun derin kısımlarındaki detayları görmemizi güçleştirmiştir. Bölgede elde edilen  $S_n$ -dalgası hızları normal değerden oldukça düşüktür. Molnar ve Oliver (1969), Kadinsky-Cade ve diğ., (1981), Hearn ve Ni (1994), Rodgers ve diğ., (1997), yaptıkları çalışma sonucunda Kuzey ve Doğu Anadolu, Türkiye-İran Platosu, Ermenistan ve Kafkasların bir kısmında  $S_n$ -dalgası

hızlarının normalden çok düşük olduğunu, bu bölge içerisinde çok kötü yayıldığını ve soğurulduğunu bulmuşlardır. Bu çalışmada elde edilen düşük  $S_n$ -dalgası hızı değerleri bu araştırmacıların yaptıkları çalışmayla uyumludur.

Çalışma bölgesinde oluşan kabuk kalınlıkları Tablo 38 de verildiği gibi diğer araştırmacıların çalışmaları ile uyumludur. Bu çalışma sonucunda KAF'ın kuzeyinde kabuğun ince ve güneyinde ise kalın olduğu bulunmuştur. Türkiye'de yer kabuğu çalışmalarıyla ilgili olarak ilk etüt Canitez (1962) tarafından yapılmıştır. Bu araştırmacı KAF'ı K-G doğrultusunda kesen profiller boyunca aldığı gravite ölçüleri sonucunda KAF'ın kuzeyinde kabuğun ince ve güneyine doğru ise kalınlaştığını belirtmektedir. Daha sonra Özelçi (1973a ve 1973b), Türkiye ve çevresi için gravite Bouguer değerlerini derleyerek Doğu Anadolu ve Kuzey İran'da -150 mgal'lik anomaliler olduğunu bulmuştur. Her iki araştırmacının yaptığı çalışma sonucunda KAF'ın kuzeyinde kabuğun ince güneyinde ve Türkiye-İran sınır bölgesinde daha kalın olduğu belirtilmektedir. Böylece bu çalışmada elde edilen kabuk kalınlığı dağılımı bu araştırmacıların gravite sonuçlarıyla uyum göstermektedir. Tezcan (1977), Türkiye ve çevresinde yapılan ısı akısı çalışmalarını derleyerek yorumlamıştır. Bu araştırmacı Doğu Anadolu için ısı akısı değerini  $80 \text{ mW/m}^2$  ve Kafkaslar için ise  $112 \text{ mW/m}^2$  olarak vermekte ve bu ısı akısı değerlerine göre Kafkaslar da kabuk kalınlığının Doğu Anadolu'ya göre daha kalın olduğunu belirtmiştir. Bu çalışmada ise Kafkaslarda kabuk kalınlığı 44 km, Doğu Anadolu' da ise 41 km olarak belirlenmiş olup bu sonuçlar ile Tezcan (1977) nin ısı akısı verilerinden kabuk kalınlığı hakkında belirttiği sonuçlarla uyumludur.

Doğu Anadolu ve çevresindeki dağlık bölge şiddetli deformasyona maruz kalmıştır. Güneyden Arap plakasının Avrasya plakasıyla Miyosen'de çarpışması Türkiye-İran platosunun yükselmesine yol açmış, Bitlis-Bindirme kuşağı ve Zağros dağları oluşmuştur (Rodgers ve diğ., 1997; Yılmaz, 1997). Dolayısıyla, KAF'ın güneyinde ve Bitlis Bindirme Kuşağının kuzeyinde kabuk daha kalın olup 43 km dir. Dercourt ve diğ., (1986), Kazmin ve diğ., (1986) yaptıkları jeolojik ve volkanolojik çalışmalar sonucu Kuvaterner'de Türkiye, İran, Ermenistan sınır bölgesi boyunca şiddetli volkanizmanın meydana geldiğini belirtmektedirler. Hearn ve Ni (1994), istasyon gecikmelerini kullanarak Türkiye-İran platosu boyunca  $P_n$ -dalgası hızlarını belirlemişler, Ermenistan civarında kabuğun ince ve 45 km'den az olduğunu

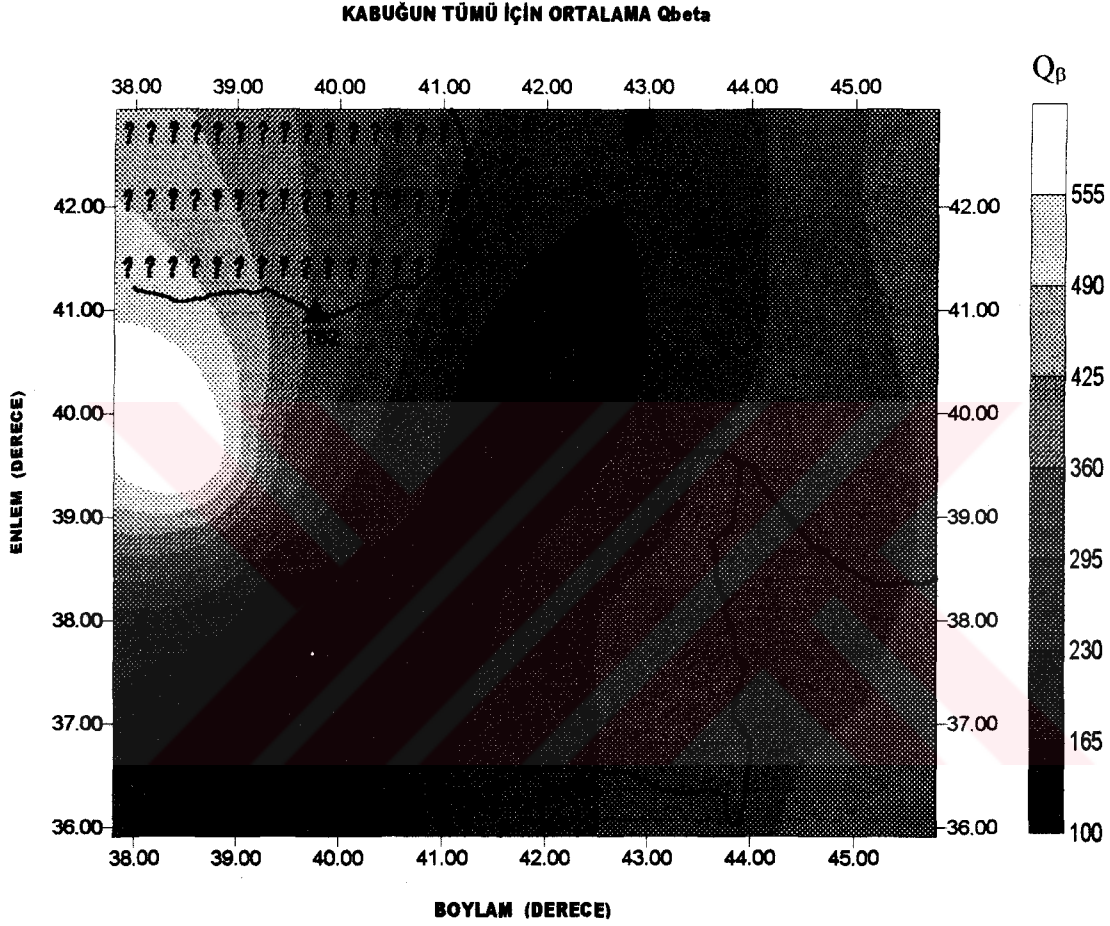


bulmuşlardır. Bu araştırcılar; Kuvaterner volkanizmanın hakim olduğu bu bölgede mantonun yükselmesi sonucu kabuğun alt kısımlarının ergidiğini ve bununda katı kabukta bir incelmeye neden olduğunu belirtmektedir. Dolayısıyla bu bölge için elde edilen ortalama 40 km lik kabuk kalınlığı bu araştırcıların belirttiği sonuçla uyum göstermektedir.

Küçük Kafkaslar (Lesser Caucasus) başlangıçta Karadeniz'in güneye doğru yitimi sonucu bir volkanik yay gerisi şeklinde geç Miyosen ve Kuvaterner başlangıcında oluşmuştur. Bu bölgede; KKD-GGB doğrultulu sol yönlü yer değiştirmeler, KKB-GGD dalımlı sağ yönlü kaymalar, KB-GD doğrultulu bindirmeler, ters faylar ve kıvrımlanmaların bulunması (Brinkmann, 1976; Adamia ve diğ., 1981; Jackson ve McKenzie, 1984; Kazmin ve diğ., 1986; Gamkrelidze, 1986; Zonenshain ve diğ., 1986; Boulin, 1991; Adamia ve diğ., 1995; Yılmaz, 1997) bölgenin tektoniğinin oldukça karmaşık olduğunu gösterir. Neprochnov ve diğ., (1970) bu bölgede yapılan; sismik, gravite ve manyetik verileri birlikte yorumlayarak Küçük ve Büyük Kafkasların tümü için kabuk kalınlığının 43-55 km arasında değiştiğini belirtmiştir. Hearn and Ni (1994), Rodgers ve diğ., (1997) bu bölge için  $P_n$ -dalgası hızının 7.6-8.2 km sn<sup>-1</sup> arasında değiştiğini ve buralarda kabuğun kalın olduğunu belirtmektedirler. Bu tez çalışmasında Küçük Kafkaslar ve civarı için 44 km lik kabuk kalınlığı elde edilmiştir. Fakat, elimizde bu bölgeye ait fazla deprem kaydının bulunmaması nedeniyle bölgenin kabuk kalınlığındaki değişim tam olarak belirlenememiştir.

Soğurma ile ilgili olarak bölgede meydana gelen 15 adet depremin Rayleigh dalgası kayıtlarından tek-istasyon yöntemiyle gözlemsel soğurma katsayıları hesaplanmıştır. Elde edilen gözlemsel soğurma katsayılarının anelastik soğurulmadan kaynaklandığı ve soğurma katsayılarının ters çözümünde  $Q_B$  nın frekanstan bağımsız olduğu varsayılmıştır. Bulgular kısmında verilen ve belirli derinlik aralıkları için çizilen  $Q_B$  haritalarına bakıldığında Doğu Anadolu ve çevresinde  $Q_B$  nın derinlik ile azaldığı görülmektedir. Mindevalli (1988 ve 1989b) iki istasyon yöntemini kullanmak suretiyle 8-50 sn periyot aralığındaki ana mod Rayleigh dalgalarından Anadolu'nun tümü için soğurma katsayılarını belirlemiştir. Bu araştırıcı elde ettiği soğurma katsayılarının ters çözümünü yaparak Anadolu'nun tümü için  $Q_B$ 'nın derinlikle

azaldığını ve kabuk için ortalama  $Q_{\beta} = 150$  olduğunu bulmuştur. Bu tez çalışmasında elde edilen gözlemsel soğurma katsayıları ile ters çözümleme sonucunda elde edilen teorik soğurma katsayısı eğrileri birbirleriyle uyumludur. Aşağıdaki şekilde ise çalışılan bölgede kabuğun tümü için belirlenen ortalama  $Q_{\beta}$  değerlerinin değişimi görülmektedir.



Şekil 72. Doğu Anadolu ve çevresinde kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta}$ 'nin dağılımı.

Şekilden de görüldüğü gibi TBZ istasyonundan doğu ve güneye doğru gidildikçe  $Q_{\beta}$  değeri azalır yani soğurma artar. Üçlü kesişme civarında  $Q_{\beta}$  düşük ve ortalama 200 civarındadır. TBZ istasyonunun batı ve güney batısına doğru artar. GD-KB doğrultusunda DAF ve KDAF'ı içine alan bir zon boyunca  $Q_{\beta}$  oldukça düşük olup ortalama 100-165 arasında değişmektedir. Kafkaslar'dan doğu ve güney

doğuya, Türkiye-Ermenistan ve Türkiye-İran sınır bölgesinden doğuya doğru  $Q_B$  artar. Bu çalışmada Doğu Anadolu için elde edilen ortalama  $Q_B=198$  dir. Bu değer Mindevalli (1988, 1989b) tarafından Türkiye için verilen ortalama değerden ( $Q_B=150$ ) biraz büyüktür. Bulgular kısmında verilen ortalama  $Q_B$  yapılarına bakıldığında genel özellik Mindevalli'nin ki ile uyumludur. Yani bu çalışmada Mindevalli'nin kinde olduğu gibi  $Q_B$  nın derinlikle azaldığı bulunmuştur. Kabuğun üst kısımları için elde edilen  $Q_B$  değerleri genel olarak Mindevalli'nin modelindeki değerlerden oldukça yüksektir. Yörüngesel farklılık elde edilen  $Q_B$  değerlerini etkilemektedir. Bu çalışmada; tek istasyon yöntemi kullanılmış olup, Mindevalli (1988, 1989b)'nin çalışmasında ise iki istasyon arasında spektral oran yöntemi kullanılmıştır. Özellikle, soğurma çalışmalarında kaynağın etkisini tam olarak gidermek gerekir. Bu tez çalışmasında kullanılan depremlere ait odak mekanizması çözümlerinin elde bulunmaması nedeniyle tüm depremlerin basit kaynaklı olduğu varsayılarak soğurma katsayıları hesaplanmıştır. Fakat her bir depreme ait kaynak fonksiyonu mutlaka farklıdır. Böylece kaynak etkisinin tam olarak giderilmemesi elde edilen soğurma katsayılarını ve  $Q_B$  değerlerini etkilemektedir. Bulgular kısmında verilen ortalama soğurma katsayısı eğrilerinde standart sapmalar oldukça büyüktür. Bunun nedeni ise elde bulunan verinin azlığı ve soğurma katsayısı eğrilerinin oldukça geniş bir aralıkta değişim göstermesidir. Dolayısıyla, oldukça büyük standart sapmaya sahip soğurma katsayılarının ters çözümü sonucu elde edilen  $Q_B$  değerleride bu büyük standart sapmalardan etkilenecek ve bunlar da büyük standart sapmalara sahip olacaktır. Ayrıca bu çalışmada kullanılan ve-rilerin maksimum periyotları Mindevalli (1988, 1989b)'nin kinden oldukça küçüktür.

Soğurma ile ilgili olarak yapılan laboratuvar çalışmalarında, kabuk içerisinde gözenek suyu soğurma mekanizmasının hakim olduğu ve bu mekanizmanın  $Q_B$ ' yı oldukça azalttığı belirtilmiştir (Winkler ve Nur, 1979, 1982; Mitchell, 1975, 1980; Cheng ve Mitchell, 1981; Hwang ve Mitchell, 1987). Tektonik olarak aktif bölgelerde  $Q_B$  değerleri derinlikle hızlı olarak azalır ve bu bölgelerde elde edilecek  $Q_B$  değerleri tektonik olarak aktif olmayan sakin bölgelerdekenden oldukça düşüktür (Mitchell, 1995). Yapılan petrolojik çalışmalar (Yardley, 1986) ve sıvı iletimi çalışmaları (Bailey, 1990); kabuğun derin kısımlarına doğru süzülen sıvıların

olduğunu belirtir (Mitchell, 1995). Soğurma, kayaçların özelliklerindeki değişime hıza nazaran daha çok duyarlıdır (Winkler ve Nur, 1982). Böylece kabuk içerisinde bulunan suların derinlere doğru süzülmesi ve buralardaki kayaçlarda yapacağı alterasyonlar  $Q_p$  değerlerini azaltır. Sonuçta, burada belirtilen soğurma mekanizması Doğu Anadolu ve çevresinde  $Q_p$  değerlerinin derinlikle azalmasını sağlayacak bir mekanizma olarak dikkate alınabilir.



## 5. SONUÇLAR

Bu çalışmada; episantrları doğu Anadolu ve çevresinde bulunan 15 adet depremin TBZ istasyonundaki, analog, düşey bileşen-uzun periyot Rayleigh dalgası kayıtları kullanılarak bölgenin hız yapısı, kabuk kalınlığı ve  $Q_{\beta}$  yapısı belirlenmiş ve diğer araştırmacıların bu bölgede yaptığı çalışmalarla karşılaştırılmıştır. Kayıtlar katalogdan seçildikten sonra sayısallaştırılıp eşit aralıklarla örneklendikten sonra tek-istasyon yöntemi kullanılarak hem gözlemsel grup hızı ve hem de soğurma katsayısı eğrileri hesaplanmıştır. Hesaplanan bu eğrilerin ters çözümü yapılarak bölgenin kabuk yapısıyla ilgili parametreler belirlenmiştir. Elde edilen grup hızları farklı periyot değerleri ( $T=6, 10-14$  sn) için haritalanarak bölgede grup hızının değişimi elde edilmiştir. Benzer şekilde gözlemsel soğurma katsayısı değerleri de haritalanarak bölgede soğurmanın değişimi elde edilmiştir. Elde edilen hız ve  $Q_{\beta}$  yapısı farklı derinlik aralıkları için haritalanarak bölgede S-dalgası hızı ve  $Q_{\beta}$  nın derinlikle değişimi belirlenmiştir. Bunlara bağlı olarak bölgede kabuk kalınlığının ve kabuğun tümü için ortalama  $Q_{\beta}$  nın değişimi haritalanarak diğer araştırmacıların yaptıkları çalışmalarla karşılaştırmalı olarak yorumlanmıştır.

Kayıtlardan elde edilen gözlemsel grup hızı eğrileri ile ters çözümleme sonucu elde edilen grup hızı eğrileri birbirleriyle oldukça iyi uyum göstermiştir. Ters çözüm sonucu elde edilen çözünürlük çekirdeklerinin maksimumları hemen hemen referans derinliklerine (her bir tabakanın orta noktasına yeryüzünden olan derinlik) karşılık gelmektedir. Fakat, genellikle 35 km'den daha derinlerde çözünürlük zayıftır. Bunun nedeni ise elde uzun periyotlu yani uzun dalga boylu verinin bulunmamasıdır. Gözlemsel ortalama grup hızı eğrilerinin standart sapmaları oldukça büyük olup uzun periyotlar doğru artmaktadır. Bunun nedeni, grup hızlarının oldukça geniş bir aralıkta değişmesi ve uzun periyotlara doğru saçılma göstermesidir. Bu büyük standart sapmalar, gözlemsel ortalama grup hızı eğrilerinin ters çözümü sonucu elde edilen S-dalgası hız modellerinde de büyük standart sapmalara yol açmıştır. Bu

gözlemsel ortalama grup hızı eğrileri ile bunun ters çözümünden elde edilen teorik grup hızı eğrileri iyi uyum göstermektedir. Yani ters çözümleme sonucunda iyi bir üst üste çakışma sağlanmıştır.

Bulgular kısmında farklı periyot değerleri ( $T=6, 10$  ve  $14$  sn) için çizilen grup hızı dağılımı haritalarında periyodun artmasıyla grup hızları artar. Çalışılan bölgeye ait Rayleigh dalgaları normal dispersiyon gösterirler. KAF'ın kuzeyinde grup hızları düşük ve kabuk kalınlığı ince güneyinde ise grup hızı yüksek ve kabuk kalındır. Ermenistan-Türkiye sınırında bulunan Kuvaterner yaşlı volkanik merkez (Dercourt ve diğ., 1986) civarında grup hızı düşük ve kabuk incedir. Küçük Kafkaslar' da (Lesser Caucasus) ise yüksek grup hızları görülmektedir. Grup hızları, Küçük Kafkaslar' dan Doğuya Tiflis'e doğru artar. Bu bölgede kabuk kalındır. KDAF' tan (Kuzeydoğu Anadolu Fayı) KD' ya Küçük Kafkaslar'a doğru grup hızı artarken kabuk kalınlığı da artar. Üçlü kesişme (triple-junction) noktası Karlıova'dan güneye ve doğuya doğru gidildikçe grup hızları artarken kabuk kalınlığı da artar. Bitlis bindirme zonu boyunca yüksek grup hızları gözlenmektedir. Burada da kabuk kalındır.

Grup hızlarının dağılımına benzer şekilde belli derinlik aralıkları için (0-5 km, 5-15 km, 15-30 km ve 30 km den Moho sınırına kadar) S-dalgaları haritalanmıştır. Bu haritalar bulgular kısmında verilmiştir. Genel olarak çalışma bölgesi içerisinde S-dalgası hızları derinlikle artmaktadır. Tüm derinlik aralıkları için Küçük Kafkaslar'da KD'dan itibaren doğu ve GD'ya doğru artar. 15 km ye kadar olan derinlik aralığı için KAF'tan doğuya ve KDAF'tan KD'ya doğru S-dalgası hızı artar. 15 km derinliğinden sonra Van civarından doğuya İran' a doğru S-dalgası hızı artmaktadır. Bu artış İran'a doğru eğimli bir yapı olabileceğini gösterir. Tüm derinlik aralıkları için TBZ istasyonu civarında düşük S-dalgası hızları gözlenmektedir. Bitlis Bindirme zonunda düşük S-dalgası hızları gözlenmektedir. Bu düşük hızlar bu bölgenin sıkışma zonu olduğunu belirtir. Elde bulunan verinin çok uzun periyotlu olmaması nedeniyle granit-bazalt sınırı çok iyi bir şekilde bir birinden ayırt edilememiştir.

Ana mod Rayleigh dalgası kayıtlarından elde edilen gözlemsel soğurma katsayısı eğrileriyle bunların ters çözümü sonucu elde edilen teorik soğurma katsayıları oldukça iyi bir çakışma göstermektedir. Ayrıca, bu ters çözümleme sonucu elde edilen çözünürlük çekirdeklerinin (Resolving Kernels) maksimumları hemen hemen



referans derinliklerine karşılık gelmektedir. Bu da soğurma katsayılarının ters çözümünün sağlıklı olduğunu gösterir. Grup hızlarında olduğu gibi farklı periyot değerleri ( $T=6,10$  ve  $14$  sn) için çizilen soğurma katsayısı dağılım haritalarında periyot arttıkça soğurma katsayısı değerleri azalır. Bütün periyot değerleri için, Doğu Anadolu'da GB-KD doğrultusunda yüksek soğurucu bir zon vardır. Bu zon içerisinde DAF, KDAF, üçlü kesişme noktası ve Bitlis Bindirme Kuşağının bir kısmı yer almaktadır.  $T=10$  sn den itibaren Küçük Kafkasları da içine almaktadır. Bilindiği gibi bu bölgeler tektonik olarak aktiftir. Dolayısıyla, tektonik olarak aktif bölgelerde soğurmanın yüksek olması beklenen bir durumdur. Çünkü tektonik olarak aktif bölgelerde bol çatlaklı yapıların ve de aktif fayların bulunması dalga yayılımını etkiler ve soğurmayı artırır. Farklı periyotlar için çizilen soğurma katsayısı dağılım haritaları ile farklı derinlik aralıkları için çizilen  $Q_b$  dağılımı haritaları uyum içerisindedir. Yüksek soğurmanın olduğu kısımlarda düşük  $Q_b$ , düşük soğurmanın olduğu kısımlarda ise yüksek  $Q_b$  değerleri elde edilmiştir. Çalışılan bölgede  $Q_b$  değerleri derinlikle azalmaktadır. Bu durum Mindevalli (1988, 1989b) nin çalışmasıyla uyumludur. Üst kabuk için elde edilen  $Q_b$  değerleri Mindevalli (1988, 1989b) nin elde ettiği değerlerden oldukça yüksektir. Bu araştırıcı soğurma katsayılarını iki istasyon yöntemiyle elde etmiştir. Bu tez çalışmasında ise tek istasyon yöntemi kullanılmıştır. İki istasyon yönteminde soğurma hesaplanırken spektral genlik oranı alındığından kaynağın etkisi otomatik olarak giderilmiş olur. Fakat tek istasyon yönteminde ise kaynağın etkisini gidermek için deprem odak mekanizmasının ve dolayısıyla kaynağın bilinmesi gerekir. Burada kullanılan depremlerin odak mekanizmalarına ait herhangi bir bilgi elde bulunmadığından kaynak fonksiyonu olarak basit bir kaynak alınmış ve tüm depremlere uygulanmıştır. Dolayısıyla bu durum elde edilen  $Q_b$  değerlerini etkilemiştir.

Elde edilen kabuk kalınlıkları diğer araştırmacıların bulduğu değerlerle uyumludur. KAF'ın kuzeyinde kabuk ince güneyinde ise kalındır. Küçük Kafkaslarda kabuk kalındır. Bitlis Bindirme Zonu boyunca kabuk kalındır. Türkiye-Ermenistan sınırı civarında kabuk incedir. Türkiye-Ermenistan sınırından güneye İran' a ve Gürcistan' a doğru kabuk kalınlaşır. Bu çalışma sonucu elde edilen ortalama kabuk kalınlıkları Tablo 39' da özetlenmiştir.

Tablo 39. Ortalama kabuk kalınlıklarının bölgesel dağılımı.

| ÇALIŞILAN BÖLGE ADI                 | KABUK KALINLIĞI<br>(km) |
|-------------------------------------|-------------------------|
| KUZEY DOĞU ANADOLU                  | 40                      |
| DOĞU ANADOLU                        | 41                      |
| GÜNEYDOĞU ANADOLU                   | 43                      |
| KÜÇÜK KAFKASLAR                     | 44                      |
| TÜRKİYE-İRAN SINIR<br>BÖLGESİ       | 43                      |
| TÜRKİYE-ERMENİSTAN<br>SINIR BÖLGESİ | 40                      |

Kabuğun tümü için elde edilen  $Q_B$  dağılım haritasında da GB-KD doğrultusunda uzanan bir zon boyunca düşük  $Q_B$  değerleri gözlenmektedir. Bu tez çalışması sonucunda Doğu Anadolu Bölgesinde kabuğun tümü için elde edilen ortalama  $Q_B$  değeri 198 olup bu değer Mindevalli (1988, 1989b) tarafından elde edilmiş olan  $Q_B=150$  değerinden biraz yüksektir. Aşağıdaki tabloda ise bu tez çalışması sonucu kabuğun tümü için elde edilen ortalama  $Q_B$  değerleri Tablo 40' da özetlenmiştir.

Tablo 40. Kabuğun tümü için ortalama  $Q_B$  değerlerinin bölgesel dağılımı.

| ÇALIŞILAN BÖLGE ADI                 | $Q_B$ |
|-------------------------------------|-------|
| KUZEY DOĞU ANADOLU                  | >400  |
| DOĞU ANADOLU                        | 198   |
| GÜNEYDOĞU ANADOLU                   | 198   |
| KÜÇÜK KAFKASLAR                     | 230   |
| TÜRKİYE-İRAN SINIR<br>BÖLGESİ       | 265   |
| TÜRKİYE-ERMENİSTAN<br>SINIR BÖLGESİ | 265   |



Sonuç olarak; bu tez çalışmasının sonuçları araştırmacıların bölgede yaptığı çalışmalarla uyum göstermektedir. KAF'ın kuzeyinde kabuk ince güneyinde ise kalındır. Arap plakasının güneyden Anadolu plakası ile çarpışması sonucu olarak kabuk kısalmış ve kalınlaşmıştır. Böylece Bitlis dağları ve Türkiye-İran yüksek platosu oluşmuştur (Yılmaz, 1997). Bu çalışmada bu bölge için elde edilen kabuk kalınlığı 43 km dir. Küçük Kafkaslar boyunca ise kabuk kalınlığı 44 km dir. Doğu Anadolu ve civarında  $Q_p$  değerleri derinlikle azalmaktadır. Bu duruma tektonik olarak aktif olan bölgelerde rastlanmaktadır.



## 6. ÖNERİLER

Yüzey dalgası dispersiyon eğrilerinin ters çözümlenmeleri bir bölgenin kabuk yapısının belirlenmesinde kullanılan yöntemlerden biridir. Dispersiyon eğrilerinin elde edilmesinde kullanılan bir çok yöntem vardır. Bunlar tek-istasyon, iki-istasyon ve üç-istasyon yöntemleridir. Bu çalışmada, tek istasyon yöntemi kullanılmak suretiyle Doğu Anadolu ve çevresinin kabuk yapısı belirlenmiştir. Tek istasyon yöntemi eldeki verinin sınırlı, yani iki yada çok istasyon verisi bulunmadığında bir bölgenin kabuk yapısı hakkında bilgi edinmek için kullanılan iyi bir yöntemdir.

Bilindiği gibi Doğu Anadolu Bölgesi tektonik olarak aktif bir bölgedir. Bu bölgede öncelikle üç bileşen, geniş-bandlı sayısal sismograf ağı kurularak bölgedeki fayların deprem etkinliği yakından gözlenmelidir. Bu ağda kayıt edilecek yerel depremlerin yüzey dalgası kayıtlarından yüksek modları da dahil ederek dispersiyon eğrileri hesaplanarak bölgedeki kabuk yapısı daha detaylı olarak belirlenebilir. Özellikle, bu kayıtlarda bulunan Love dalgalarını kullanmak suretiyle gerek hızda ve gerekse  $Q_B$  yapısındaki yanal değişimler daha detaylı olarak açığa çıkarılabilir. Elde edilen bu sayısal verilerin çok uzun periyotlu olması halinde bölgenin altındaki üst manto yapısı ile ilgili detaylar ortaya konulabilir. Bölgede meydana gelecek çok sayıdaki yerel depremin yüzey dalgası kayıtlarını kullanmak suretiyle yüzey dalgası yerel deprem tomografisi çalışmaları yapılabilir. Dolayısıyla yapılan bu çalışmalar birleştirilerek kabuğun yapısı daha detaylı olarak ortaya çıkarılabilir.

Doğu Anadolu'da kurulacak istasyon ağında kayıt edilecek telesismik olayları kullanmak suretiyle her bir istasyona ait alıcı fonksiyonu (receiver function) çalışması yapılabilir. Her bir istasyon altındaki yapı belirlenerek birbiriyle korele edilip yüzey dalgalarından elde edilen sonuçlarla karşılaştırılabilir. Burada belirtilen çalışmaların dışında diğer jeofizik yöntemlerden de yararlanarak yapılan sismolojik çalışmalarını destekleyici bilgiler elde edilebilir. Bölgede belli hatlar boyunca yapılacak derin sismik yansıma çalışmalarıyla bilhassa üst kabuktaki hızlar ve muhtemel süreksizlik

sınırları belirlenebilir. Bölgede yapılacak gravite ölçümleri sonucu bölgede kabuk kalınlığının değişimi belirlenebilir. Sonuç olarak, burada belirtilen çalışmaların sonuçları bir arada yorumlanarak Doğu Anadolu ve çevresinin kabuk ve Üst Manto yapısı daha detaylı olarak ortaya konulabilir.



## 7. KAYNAKLAR

- Adamia, Sh. A., Chkhouta, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, M., and Shavishvili, I., 1981, Tectonics of the Caucasus and Adjacent Regions: Implications for Evolution of the Tethys Ocean, *J. Struct. Geol.*, 3(4), 437-447.
- Adamia, Sh., Adamia, V., Kloshvili, S., and Shengelaia, G., 1995, The Main Features of the Seismotectonics of Georgia, In: *Geology of the Black Sea Region*, Edited by A. Erler, T. Ercan, E. Bingöl., and S. Örçen, MTA and TJK Publication, Ankara, Turkey, 300-307.
- Akasheh, B., 1972, The Thickness of the Crust in Iran, *Bull. Fac. Sci. Tehran Univ.*, 4, 63-69.
- Akasheh, B., 1975, Travel Time Residuals in the Iranian Plateau, *Zeit. Für. Geophys.*, 41, 281-288.
- Akdoğan, N., 1995, Türkiye Gravite Çalışmaları ve Bazı Sonuçları, *Jeofizik*, 9, 24-31.
- Aki, K., and Richards, P. G., 1980, *Quantitative Seismology Theory and Methods Vol I and II*, W. H. Freeman, San Francisco.
- Al-Khatib, H. H., and Mitchell, B. J., 1991, Upper Mantle Anelasticity and Tectonic Evolution of the Western United States from Surface Wave Attenuation, *J. Geophys. Res.*, 96, 18129-18146.
- Alptekin, Ö., 1973, Focal Mechanism of Earthquake in Western Turkey and Their Tectonic Implication, PhD. Thesis, New Mexico, Inst. of Mining and Tech., Socorro, Mexico.
- Ambraseys, N. N., 1970 Same Characteristic Features of the North Anatolian Fault Zone, *Tectonophysics*, 9, 143-165.
- Ambraseys, N. N., 1975, Studies in Historical Seismicity and Tectonics, in: *Geodynamics of Today*, The Royal Society of London, 9-16.
- Ambraseys, N. N., 1980, Studies in Historical Seismicity and Tectonics, *Earthquake Infor. Bull.*, 12, 26-35.
- Ambraseys, N. N., and Finkel, C. F., 1987, Seismicity of Turkey and Neighbouring Regions, 1899-1915, *Ann. Geophys.*, 5B(6), 701-726.

- Anderson, D. L., 1963, Recent Evidence Concerning the Structure and Composition of the Earth's Mantle, *Physics and Chemistry of the Earth*, Chap. 1, 1-129, Pergaman Press, New York.
- Anderson, D. L., 1964, Universal Dispersion Tables I; Love Waves Across Oceans and Continents on a Spherical Earth, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 681-726.
- Anderson, D. L., and Archambeau, C. B., 1964, The Anelasticity of the Earth, *J. Geophys. Res.*, 69, 2071-2084.
- Anderson, D. L., and Harkrider, D. G., 1968, Universal Dispersion Tables II: Variational Parameters for Amplitudes, Phase Velocity and Group Velocity for First Four Love Modes for an Oceanic and a Continental Earth Model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1407-1499.
- Anderson, D. L., Ben-Menahem, A., and Archambeau, C. B., 1965, Attenuation of seismic Energy in the Upper Mantle, *J. Geophys. Res.*, 70, 1441-1448.
- Anderson, D. L., Dziewonski, AE. M., 1982, Upper Mantle Anistropy: Evidence from Free Oscillations, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 69, 383-404.
- Archambeau, C. B., Flinn, E. A., and Lambert, D. G., 1966, Detection, Analysis, and Interpretation of Teleseismic Signals: Compressional Phases from the Salmon Event, *J. Geophys. Res.*, 71, 3483-3501.
- Archambeau, C. B., Flinn, E. A., and Lambert, D. G., 1969, Fine Structure of the Upper Mantle, *J. Geophys. Res.*, 74, 5825-5865.
- Arpat, E., 1977, 1975 Lice Depremi, *Yeryuvarı ve İnsan*, 2, 15-27.
- Arpat, E., and Şaroğlu, F., 1972, The East Anatolian Fault System: Thoughts on Its Development, *Bull. Miner. Res. Explor. Inst., Ankara*, 78, 33-39.
- Arpat., E., ve İz, H. B., 1977, 1976 Çaldıran Depremi, *Yeryuvarı ve İnsan*, 2, 29-41.
- Asudeh, I., 1982, Seismic Structure of Iran from Surface and Body Wave Data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 71, 715-730.
- Aydın, İ., ve Karat, H. İ., Türkiye Aeormanyetik Haritalarına Genel Bir Bakış, *Jeofizik*, 9, 41-44.
- Backus, G. E., and Gilbert, J. F., 1967, Numerical Applications of A. Formalism for Geophysical Inverse Problems, *Geophys. J. R., Astr. Soc.*, 13, 247-276.
- Backus, G. E., and Gilbert, J. F., 1970, Uniqueness in the Inversion of Inaccurate Gross Earth Data, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.*, 266, 123-192.
- Backus, G. E., and Gilbert, J. F., 1968, The resolving Power of Gross Earth Data, *Geophys.J. Astron. Soc.*, 16, 169-205.

- Badal, J., 1990, Inversion of Seismic Wave Velocities by Means of the Stochastic Inverse Operator, *Rev. Acad. Ciencias, Zaragoza*, 45, 127-150.
- Badal, J., 1991, Constraints in the Filtering and Inversion of Long- and Short-Period Seismic Data and Uncertainty in Interpretation, *Rev. Acad. Cienc. Zaragoza*, 46, 97-112.
- Badal, J., Corchete, V., Payo, G., Canas, J. A., Pujades, L., and Seron, F. J., 1990, Processing and Inversion of Long-Period Surface-Wave Data Collected in the Iberian Peninsula, *Geophys. J. Int.*, 100, 193-202.
- Badal, J., Corchete, V., Payo, G., Seron, F.J., Canas, J. A., and Pujades, L., 1992, Deep Structure of the Iberian Peninsula Determined by Rayleigh Wave Velocity Inversion, *Geophys. J. Int.*, 108, 71-88.
- Badal, S., Corchete, V., Payo, G., Canas, J. A., and Pujades, L., 1993, Shear Wave Velocity Structure Below the Iberian Peninsula as Obtained by a Detailed Analysis of Surface Waves, *Tectonophysics*, 225, 167-190.
- Bailey, R. C., 1990, Trapping of Aqueous Fluids in the Deep Crust, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1129-1132.
- Ballard, R. F., Jr., 1964, Determination of Soil Shear Moduli at Depth by In-situ Vibratory Techniques, *WES Misc. Pap.*, No. 4-858, 90p.
- Banda, E., and Ansorge, J., 1980, Crustal Structure Under the Central and Eastern Part of the Betic Cordillera, *Geophys. J. R., Astr. Soc.*, 63, 515-532.
- Barka, A. A., and Hancock, P. L., 1984, Neotectonic Deformation Patterns in the Convex-Northwards Arc of the North Anatolian Fault. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Spec. Publ., Edited by J. G. Dixon and A. H. F. Robertson, *Geol. Soc. London*, 763-773.
- Barka, A. A., and Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-Slip Fault Geometry in Turkey and Its Influence on Earthquake Activity, *Tectonics*, 7, No. 3, 663-684.
- Barka, A. A., Şaroğlu, F., ve Güner, Y., 1983, 1983-Horasan-Narman Depremi ve bu Depremın Doğu Anadolu Neotektoniğindeki Önemi, *Yeryuvarı ve İnsan*, 8/3, 16-21.
- Barmin, M. P., Levshin, A. L., and Starovoit, O. E., 1984, Iterativnyy Spectralno-Vremennoi Analiz Poverhnostnih Voln, *Vychislitel'naya Selsmologiya*, 16, Nauka, Moscow, 156-169.
- Bath, M., 1973, *Introduction to seismology*, Birkhauser Verlag, Basel and Stuttgart.
- Bath, M., 1974, *Spectral Analysis in Geophysics*, Elsevier, Amsterdam.
- Bath, M., 1981, Earthquake magnitude-Recent Research and Current Trends, *Earth Sci. Rev.*, 17, 315-398.

- Ben-Menahem, A., and Singh, S. J., 1981, *Seismic Waves and Sources*, Springer-Verlag, NY., 1098p.
- Bhattacharya, S. N., 1971, Seismic Surface Waves Dispersion and Crust-Mantle Structure of Indian Peninsula, *Indian J. Met. Geophysics*, 22, 179-186.
- Bhattacharya, S. N., 1992, Crustal and Upper Mantle Velocity Structure of India from Surface Wave Dispersion, *Current Science*, Vol. 62, No.1, 94-100.
- Bird, P., 1976, Thermal and Mechanical Evaluation of Continental Convergence Zones: Zagros and Himalayas, PhD. Thesis, Mit, USA, 250p.
- Biswas, N. N., and Knopoff, L., 1974, The Structure of Upper-Mantle Under the United States from the Dispersion of Rayleigh Waves, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 36, 515-539.
- Bolt, B. A., and Drake, L. A., 1986, Love Mode Dispersion Across Subduction zones by Finite Element Modeling, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 84, 515-528.
- Bott, M.H.P., 1982, *The Interior of the Earth*, Second Edition, Edward Arnold Publ. Co., London, P. 403.
- Boulin, J., 1991, Structures In Southwest Asia and Evolution of the Eastern Tethys, *Tectonophysics*, 196, 211-268.
- Brinkman, R., 1976, *Geology of Turkey*, Enke, Stuttgart, 158p.
- Brune, J. N., 1962, Attenuation of Dispersed Wave Trains, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52, 109-112.
- Brune, J. N., 1968, Seismic Moment, Seismicity and Rate of Slip Along Major Fault Zones, *J. Geophys. Res.*, 73, 777-784.
- Brune, J. N., Nafe, J., and Oliver, J., 1960, A Simplified Method for the Analysis and Synthesis of Dispersed Wave Trains, *J. Geophys. Res.*, 65, 287-304.
- Brune, J., and Dorman, J., 1963, Seismic Waves and Earth Structure in the Canadian Shield, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 53, 167-209.
- Bullen, K. E., and Bolt, B. A., 1985, *An Introduction to the Theory of Seismology*, Fourth Edition, Cambridge University Press.
- Burton, P. W., 1974, Estimates of Q from Seismic Rayleigh Waves, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 167-189.
- Burton, P. W., 1977, Inversion of high-frequency  $Q^{-1}_r(f)$ , *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 48, 29-51.

- Burton, P. W., Mc Gonigle, R., Makropoulos, K. C., and Üçer, S. B., 1984, Seismic Risk in Turkey, the Aegean and the Eastern Mediterranean, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 78, 455-506.
- Büyükaşikoğlu, S., 1979, Sismolojik Verilere Göre Güney Anadolu ve Doğu Akdeniz'de Avrasya Afrika Levha Sınırının Özellikleri, İTÜ, İstanbul, 75s.
- Canas, J. A., 1981, Attenuation of Love and Rayleigh Waves Across the Atlantic, *J. Phys. Earth*, 29, 119-129.
- Canas, J. A., 1982, Rayleigh Wave Anelastic Attenuation Across the Bermuda Rise and the Volcanic Caribbean Arc, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 71, 703-713.
- Canas, J. A., and Mitchell, B. J., 1978, Lateral Variation of Surface Wave Anelastic Attenuation Across the Pacific, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 1637-1650.
- Canas, J. A., and Mitchell, B. J., 1981, Rayleigh Wave Attenuation and Its Variation Across the Atlantic Ocean, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 67, 159-176.
- Canas, J. A., Correig, A. M., and Mitchell, B. J., 1980,  $Q_{\beta}^{-1}$  Models for the East Pacific and the Nazca Plate, In: P. A. Davies and S. K. Runcorn (Editors), *Mechanics of Continental Drift and Plate Tectonics*, Academic Press, New York, 123-133.
- Canas, J. A., de Miguel, F., Vidal, F., and Alguacil, G., 1988, Anelastic Rayleigh Wave Attenuation in the Iberian Peninsula, *Geophys. J.*, 95, 391-396.
- Canitez, N., 1962, Gravite ve Sismolojiye Göre Kuzey Anadolu'da Arz Kabuğunun Yapısı, İTÜ Maden Fak. İstanbul, 87s.
- Canitez, N., 1969, Türkiye ve Civarındaki Depremlere Ait Fundamental Moddan Yüzey Dalgaları Üzerine İncelemeler, TÜBİTAK Proje No. MAG-150.
- Canitez, N., 1973, Yeni Kabuk Hareketlerine İlişkin Çalışmalar ve Kuzey Anadolu Fay Problemi, KAF ve Dep, Kuşağı Symp., MTA Yayını, Ankara, 12, 35-58.
- Canitez, N., 1992, Jeofizikte Modelleme (Düz ve Ters Problem Çözümleri) Kollokyumu Ders Notları, TMMOB, JMO, İstanbul Şubesi Yayını, 240s.
- Canitez, N., and Toksöz, M. N., 1971, Source Parameters of Earthquakes from Body and Surface Wave data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, 1369-1379.
- Canitez, N., and Toksöz, M. N., 1980, Crustal Structure Beneath Turkey, *EOS trans, AGU*, 61, 290.
- Cermak, V., and Zahradnik, J., 1982, Two-Dimensional Correlation of Heat Flow and Crustal Thickness in Europe, In: V. Cermak and R. Haenel (Editors), *Geothermics and Geothermal Energy*, 17-25.



- Chan, W.W., Sacks, I. S., and Morrow, R., 1989, Anelasticity of the Iceland Plateau from Surface Wave Analysis, *J. Geophys. Res.*, 94, 5675-5688.
- Chekunov, A. V., Pustovitenko, B. G., and Kul'chitsky, V. E., 1994, Seismicity and Deep Tectonics of the Black Sea Depression and Its Margins, *Geotectonics*, 28, 221-225.
- Chen, C.Y., Chen, W. P., and Molnar, P., 1980, The Uppermost-Mantle P-Wave Velocities Beneath Turkey and Iran, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 77-80.
- Cheng, C. C., and Mitchell, B. J., 1981, Crustal Q Structure in the United States from Multi-Mode Surface Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 161-181.
- Cisternas, S., Philip, N., Busgnat, J. C., Cara, M., Deschams, A., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Jimenez, E., Necesslan, A., Rivara, L., Romanowicz, B., Gvishiani, A., Shebalin, N.R., Aptiekman, I., Arefiev, S., Borisov, B., Gorshkov, A., Grazier, V., London, A., Pletven, K., Rogozhin, A., and Tatevossian, R., 1989, The Spitak (Armenia) Earthquake of 7 December 1988; Field Observation, *Seismology and Tectonic, Nature*, 339, 675-679.
- Clowes, R. M., and Kanasevich, E. R., 1970, Seismic Attenuation and the Nature of Reflecting Horizons Within the Crust, *J. Geophys. Res.*, 75, 6693-6705.
- Correig, A. M., Mitchell, B. J., and Ortiz, R., 1990, Seismicity and Coda Q Values in the Eastern Pyrenees: First Results from the La Cerdanya Network, *PAGEOPH*, 132, 311-329.
- Demirtaş, R., ve Yılmaz, R., 1996, Türkiye'nin Sismotektoniği: Sismisitedeki Uzun Süreli Değişim ve Güncel Sismisiteyi Esas Alarak Deprem Tahminine Bir Yaklaşım, T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Sismoloji Bölümü, Ankara, 91s.
- Dercourt, J., Zonenshain, L., Ricou, L., Kazmin, V., LePichon, X., Knipper, A., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I., Geysant, J., Lepvrler, C., Pechersky, D., Boulin, J., Sibuet, J., Savastin, L., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M., Lauer, J., and Biju-Duval, B., 1986, Geological Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs Since Lias, *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dewey, J. F., and Şengör, A. M. C., 1979, Aegean and Surrounding Regions: Complex Multi-Plate and Continuum Tectonics in a Convergent zone, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 90, 84-92.
- Dewey, J. F., 1976, Seismicity of Northern Anatolia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 843-868.
- Dewey, J. F., 1977, Suture Zone Complexities: A Review, *Tectonophysics*, 40, 53-67.

- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F., and Şengör, A. M. C., 1986, Shortening of Continental lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia-a Young Collision zone. In: Collision Tectonics, M. P. Coward and A. C. Ries (Eds.), Geol. Soc. Spec. Publ., No. 19, 3-36.
- Ditmar, D. G., and Yanovskaya, T. B., 1987, Obobjenje Metoda Beikusa-Gilberta Dlya Otlenki Gorizontalnyh Variatsiy Skorosti Poverhnostnih Voln, Fizika Zekmli, 6, 30-40.
- Dmitrieva, L. A., Kapitanova, S. A., and Yanovskaya, T. B., 1985, Primenenie Metoda Beikusa-Gilberta Dlya Nahojdenia Raspredelnie Skorostey Poverhnostnih Voln V Oblasti Tchernomorskoy Vpadini, Trudi Seismologi, 5, Naukova Dumka, Kiev, 20-26.
- Dobrin, M. B., Simon, R. F., and Lawrence, P.L., 1951, Rayleigh Waves from Small Explosions, Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 32, 822-832.
- Drake, L. A., 1972a, Love and Rayleigh Waves in Nonhorizontally Layered Media, Bull. Seism. Soc. Am., 62, 1241-1258.
- Drake, L. A., 1972b, Rayleigh Waves in Continental Boundary by the Finite Element Method, Bull. Seism. Soc. Am., 62, 1259-1268.
- Drake, L. A., and Bolt, B. A., 1980, Love Waves Normally Incident at a Continental Boundary, Bull. Seism. Soc. Am., 70, 1103-1123.
- Dziewonski, A. M., and Hales, A.L., 1972, Numerical Analysis of Dispersed Seismic Waves, In: Methods in Computational Physics, Vol. 11., Bruce A. Bolt (Editor), 39-85, Academic Press.
- Dziewonski, A., Bloch, S., and Landisman, M., 1969, A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals, Bull. Seism. Soc. Am., 59, 427-444.
- Ecevitöğlu, B., 1992, Sismik Q Değeri ve Modellenmesi, Jeofizikte Modelleme (Düz ve Ters Problem Çözümleri) Kollokyumu Ders Notları, Prof. Dr. Nezihi CANITEZ (Editör), Ocak-1992, TMMOB, JMO İstanbul Şubesi Yayını, Bölüm 16, 223-227.
- Ekström, G., and Dziewonski, A. M., 1988, Evidence of Bias in Estimations of Earthquake Size, Nature, 332, 319-323.
- Ergin, K., 1966, Türkiye ve Civarının Episantr Haritası Hakkında, TJK Bülteni, 10, 122-125.
- Ergin, K., 1981, Jeofiziğin Verilerine Göre Yerkağuğunun ve Üstmantonun Yapısı, İÜ Yerbilimleri Dergisi, 2, 283-295.
- Ergin, K., Güçlü, U., and Uz, Z., 1967, A Catalogue of Earthquakes of Turkey and Surrounding Area (11 AD to 1964 AD), İTÜ Maden Fak. Arz Fiziği Enst. Yayınları, İstanbul, 24, 1-28.

- Eslami, A. A., 1972, Velocity of Pn and Depth of Moho Discontinuity in Western Iran, *J. Earth Space Phys.*, 1, 1-12.
- Ewing, M., and Press, F., 1952, Crustal Structure and Surface Wave Dispersion, Part II: Solomon Island Earthquake of July 29, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 42, 315-325.
- Ewing, M., and Press, F., 1954, An Investigation of mantle Rayleigh Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 44, 127-147.
- Ewing, M., and Press, F., 1956, Surface Waves and Guided Waves, In: *Encyclopedia of Physics*, Vol. 47, S. Flügge and J. Bartels (Editors), 119-139, Seringer-Verlag, Berlin.
- Ewing, W. M., Jardetzky, W. S., and Press, F., 1957, *Elastic Waves in Layered Media*, Mc Graw-Hill Book Company, New York
- Eyidoğan, H., 1980, The Source Parameters of the Lice, Turkey Earthquake of September 6, 1975., In *Individual Studies by Participants, IISEE.*, 16, 107-130.
- Eyidoğan, H., 1983a, Bitlis-Zağros Kıtasal Çarpışma Kuşağı Boyunca Etkin Sığ Deformasyonlar ile Depremler Arasındaki İlişkiler, *Deprem*
- Eyidoğan, H., 1983b, Kıta-Kıta Çarpışma Bölgeleri: Jeofizik, "Levha Tektoniği Ders Notları", N. Canitez (Editör), Tübitak-İTÜ Mad. Fak. Jeoloji-Jeofizik Lisansüstü Yaz okulu, 651-715, İTÜ Mad. Fak. Ofset Baskı Atelyesi, İstanbul.
- Ezen, Ü., 1983, Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love Dalgalarının Dispersiyonu ve Yerkabuğu Yapısı, *Deprem Arş. Bül.*, 43, 42-62.
- Ezen, Ü., 1991a, Crustal Structure of Western Turkey from Rayleigh Wave Dispersion, *Bull, IISEE*, Vol. 25, 1-21.
- Ezen, Ü. 1991b, Surface Wave Dispersion and Upper Crustal Structure Along N-S Direction in Western Turkey from Burdur Earthquake of 12 May 1971, *Bull. IISEE*, Vol. 25, 39-59.
- Fowler, C. M. R., 1992, *The Solid Earth, An Introduction to Global Geophysics*, Cambridge University Press.
- Franklin, J. N., 1970, Well-Posed Stochastic Extensions of Ill-Posed Linear Problems, *J. Math. Anal. Appl.*, 31, 682-716.
- Fry, Z. B., 1963, Development and Evaluation of Soil Bearing Capacity, *Foundations of Structures*, WES Tech. Rep. No. 3-362, Rep. No. 1. 20p.
- Gamkrelidze, I. P., 1986, Geodynamic Evolution of the Caucasus and Adjacent Areas in Alpine Time, *Tectonophysics*, 127, 261-277.

- Galanopoulos, A., 1974, On the Tectonic Process Along the Hellenic Arc, *Ann. Geof.*, 27, 3-4.
- Gibbs, J.F., Boore, D. M., Joyner, W. B., and Fumal, T. E., 1994, The Attenuation of Seismic Shear Waves in Quaternary Alluvium in Santa Clara Valley, California, *Bull. Seism. Am.*, 84, 76-90.
- Gobarenko, V. S., Nikolova, S. B., and Yanovskaya, T. B., 1987, 2-D and 3-D Velocity Patterns in Southeastern Europe, Asia Minor and the Eastern Mediterranean from Seismological Data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 90, 473-484.
- Goodman, N. R., 1961, Some Comments on Spectral Analysis of Time Series, *Technometrics*, 3, 221-228.
- Gordon, R. B., and Davis, L. A., 1968, Velocity and Attenuation of Seismic Waves in Imperfectly Elastic Rock, *J. Geophys. Res.*, 73, 3917-3935.
- Gregersen, S., 1978, Possible Mode Conversion between Love and Rayleigh Waves at a Continental Margin, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 54, 121-127.
- Gupta, H.K., and Hamada, K., 1975, Rayleigh- and Love-Wave Dispersion up to 140 Second Period Range in the Indonesia- Philippine Region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 507-521.
- Hanya, A., 1985, *Seismic Wave Propagation in The Earth*, PWN-Polish Scientific Publishers, Warszawa, 478p.
- Harkrider, D. G., 1964, Surface Waves in Multi-Layered Elastic Media, I: Rayleigh and Love Waves for Buried Sources in Multi-Layered Elastic Half-Space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 627-629.
- Haskell, N. A., 1953, The Dispersion of Surface-Waves on Multi-Layered Media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 43, 17-34.
- Haskell, N. A., 1964, Radiation Pattern of Surface Waves from Point Sources in a Multi-Layered Medium, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 377-393.
- Harkrider, D. G., 1968, The Perturbation of Love Wave Spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 861-880.
- Harkrider, D. G., 1970, Surface Waves in Multi-Layered Elastic media, II: Higher Mode Spectra and Spectral Ratios for Point Sources in Plane-Layered Elastic Earth models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 1937-1987.
- Hearn, T., and Ni. J., 1994, Pn Velocities Beneath Continental Collision Zones: the Turkish- Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, 117, 273-283.

- Heisey, J. S., Stokoe, K. H. II., and Meyer, A. H., 1982, Moduli of Pavement Systems from Spectral Analysis of Surface Waves (SASW), Transportation Research record, No. 852, Washington, D. C., 50p.
- Herrmann, R. B., 1973, Some Aspects of Band-Pass Filtering of Surface Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 663-671.
- Herrmann, R. B., 1987, *Computer Programs in Seismology, Users's Manual, Vol I-VIII*, St. Louis University.
- Herrmann, R. B., and Mitchell, B. J., 1975, Statistical Analysis and Interpretation of Surface Wave Anelastic Attenuation Data for the Stable Interior of North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1115-1128.
- Hestenes, M., and Stiefel, E., 1952, Methods of Conjugate Gradients for Solving Linear Systems, *NBSJ. Res.*, 49, 409-436.
- Heukelom, W., and Foster, C. R., 1960, Dynamic Testing of Pavements, *J. Soil Mech., and Found. Div., Proc. ASCE*, Vol. 86, No. SM1, Part 1, 97-127.
- Housley, R. M., Tittman, B. R., and Cirlin, E. H., 1974, Crustal Porosity Information from Internal Friction Profile, *Bull. Seism. Soc. A.*, 64, 2003-2004.
- Hwang, H.-J., and Mitchell, B. J., 1987, Shear Velocities,  $Q_{\beta}$  in Stable and Tectonically Active Regions from Surface Wave Observations, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 90, 575-613.
- Jackson, D. D., 1972, Interpretation of Inaccurate, Insufficient and Inconsistent Data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 28, 97-109.
- Jackson, D. D., 1979, The Use of a Priori Data to Resolve Non-Uniqueness in Linear Inversion, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57, 137-157.
- Jackson, J., and Mc Kenzie, D., 1988, The Relationship Between Plate Motions and Seismic Moment Tensors, and the Rates of Active Deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. Int.*, 93, 45-73.
- Jackson, J., and McKenzie, D., 1984, Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt Between Western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Jeffreys, H., 1961, Small Corrections in the Theory of Surface Waves, *Geophys. J.*, 6, 115-117.
- Jenkins, G. M., and Watts, D. G., 1968, *Spectral Analysis and Its Applications*, Holden-Day, San-Francisco, 580p.
- Johnston, D. H., and Toksöz, M. N., 1981, *Seismic Wave Attenuation*, *Geophys. Reprint Ser., SEG.*, Tulsa, Ok.

- Jones, R., 1955, A Vibration Method for Measuring the Thickness of Concrete Road Slabs In-Situ, *Magazine of Concrete Research*, 7, 1-20.
- Jones, R., 1958, In-Situ measurement of the Dynamic Properties of Soil by Vibration Methods, *Geotechnique*, 8, 217-237.
- Jones, R., 1962, Surface Wave Technique for Measuring the Elastic Properties and Thickness of Roads: Theoretical Development, *Brit. J. Appl. Phys.*, 13, 21-29.
- Jongmans, D., and Campillo, M., 1993, The Determination of Geophysical Prospecting and the Validity of Measured Q Values for Numerical Simulations, *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 12, 149-157.
- Jongmans, D., and Demanet, D., 1993, The Importance of Surface Vibration Study and the Use of Rayleigh Waves for Estimating the Dynamic Characteristics of Soils, *Eng. Geol.*, 34, 105-113.
- Kadinsky-Cade, K., Barazangi, M., Oliver, J., and Isacks, B., 1981, Lateral Variations of High-Frequency Seismic Wave Propagation at Regional Distances Across the Turkish and Iranian Plateaus, *J. Geophys. Res.*, 88, 9377-9396.
- Kalegoras, I. S., Drakopoulos, J. K., and Burton, P. W., 1992, Dispersion Curves for the Dodecanese- Athens Path Inferred from Rayleigh Waves, Paper Presented at 5<sup>th</sup> Congress of the Geological Society of Greece, Athens, May 25-27, 1992.
- Kulhanek, O., 1990, Anatomy of Seismograms. *Developments in Solid Earth Geophysics*, 18, Elsevier, Amsterdam.
- Kausel, E. G., Leeds, A. R., and Knopoff, L., 1974, Variations of Rayleigh Wave Phase Velocities Across the Pacific Ocean, *Science*, 18, 139-141.
- Kazmin, V., Sbornshikov, I., Ricou, L., Zonenshain, L., Boulin, J., and Knipper, A., 1986, Volcanic Belt as Markers of the Mesozoic-Cenozoic Active Margins of Eurasia, *Tectonophysics*, 123, 123-152.
- Keilis-Borok, V. I., and Yanovskaya, T. B., 1967, Inverse Seismic Problems (Structural Review), *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 13, 223-233.
- Keilis-Borok, V. I., Levshin, A. L., Yanovskaya, T. B., Lander, A. V., Bukchin, B. G., Barmin, M. P., Ratnikova, L. I., and Its, E. I., 1989, *Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht.
- Kenar, Ö., ve Toksöz, M. N., 1989, Anadolu Yarımadasında Yüzey Dalgalarının Dispersiyonu ve Ortamın Soğurma Özellikleri, *Jeofizik*, 3, 92-106.
- Ketin, İ., 1948, Über die Tektonisch-Mechanischen Folgerungen aus den Grossen Anatolischen Erdbeben des Letzten Dezenniums, *Geol. Rdsch.*, 36, 77-83.



- Ketin, İ., 1966, Tectonic Units of Anatolia, *Bull. Miner. Res. Explor. Inst., Ankara*, 66, 23-34.
- Ketin, İ., 1968, Relations Between General Tectonic Features and the Main Earthquake Regions of Turkey, *Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey*, 71, 63-67.
- Ketin, İ., 1969, Ober die Nordanatolische Horizontalverschiebung, *Bull. Miner. Res. Explor. Inst., Ankara*, 72, 1-28.
- Ketin, İ., 1977, Genel Jeoloji, Cilt I, İTÜ Maden Fakültesi Yayını, İstanbul.
- Khain, V. E., and Lobkovsky, L. I., 1994, Relict Seismicity in the Alpine belt of Eurasia: mode of Occurrence, *Geotectonics*, 28, 192-198.
- Khalilov, E. N., Mekintiev, and Khain, V. E., 1987, Some Geophysical Evidence, Conforming the Collisional Origin of the Greater Caucasus, *Geotectonic*, 2, 54-60.
- Kiratzi, A. A., 1993, A Study on the Active Crustal Deformation of the North and East Anatolian Fault Zones, *Tectonophysics*, 225, 191-203.
- Knopoff, L., 1972, Observation and Inversion of Surface Wave Dispersion, *Tectonophysics*, 13, 497-519.
- Knopoff, L., 1983, The Thickness of the Lithosphere from the Dispersion of surface Waves, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 74, 55-81.
- Kovach, R. L., 1978, Seismic Surface Waves and Crustal and Upper Mantle Structure, *Rev. Geophys., and Space Phys.*, 16, 1-13.
- Lawson, C. L., and Hanson, R. J., 1979, *Solving Least Square Problems*, Prentice Hall, Inc., New Jersey.
- Lee, W. B., and Solomon, S. C., 1975, Inversion Schemes for Surface Wave Attenuation and Q in the Crust and Mantle, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 43, 47-71.
- Lee, W. B., and Solomon, S. C., 1978, Simultaneous Inversion of Surface Wave Phase Velocity and Attenuation: Love Waves in Western North America, *J. Geophys. Res.*, 83, 3389-3400.
- Levshin, A. L., 1973, *Surface and Channel Seismic Waves*, Moscow, Nauka (in Russian), 750p.
- Levshin, A. L., 1980, *Geofizicheskie Metodii Poiskov i Razvedkii*, *Izvestia Visschih Utchebnyh Zavedenia Geologia i Razvedka*, No. 8, Nauka, Moscow, 156-169.

- Levshin, A. L., and Yanson, Z. A., 1971, Surface Waves in Vertically and Radially Inhomogeneous Media, Algorithms for the Interpretation of Seismic Data, In: Computational Seismology, V. I. Keilis-Borok (Editor), Academia Nauka Press, Moscow, Vol. 5, 147-177, In Russian; English Translation by R. B. Herrmann, 1978.
- Levshin, A. L., Pisarenko, V. F., and Pogrebinsky, G. A., 1972, On a Frequency-Time Analysis of Oscillations, *Ann. Geophys.*, 28, 211-218.
- Lines, L. R., and Treitel, S., 1984, Tutorial: A Review of Least-Squares Inversion and Its Application to Geophysical Problems, *Geophys. Prospect.*, 32, 159-186.
- Landisman, M., Dziewonski, A., and Sato, Y., 1969, Recent Improvements in the Analysis of Surface Wave Observations, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 17, 369-403.
- Lay, T., and Wallace, T. C., 1995, *Modern Global Seismology*, Academic Press, NY.
- Lysmer, J., and Drake, L. A., 1972, A Finite Element Method for Seismology. In B. A. Bolt, ed., *Methods of Computational Physics*, Vol. 11, Academic Press, New York, 181-216.
- MacBeth, C. D., and Burton, P. W., 1983, Single Station  $Q_{\beta}^{-1}$ : Attenuation of 2Hz Rayleigh Waves Along Single Isolated Propagation Path in Scotland, *Annales Geophysicae*, 1, 223-228.
- MacBeth, C. D., and Burton, P. W., 1987, Single Station Attenuation Measurements of High Frequency Rayleigh Waves in Scotland, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 757-797.
- Malagnini, L., Herrmann, R. B., Biella, G., and de Franco, R., 1995, Rayleigh Waves in Quaternary Alluvium from Explosive Sources: Determination of Shear-Wave Velocity and Q Structure, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 85, 900-922.
- Malischewsky, P., 1987, *Surface Waves and Discontinuities*, Elsevier, Amsterdam.
- Malovitsky, Ya. P., and Neprochnov, Yu. P., 1966, Comparison of Seismic and Gravimetric Data on the Earth's Crust Structure of the Black Sea Basin, In: *The Structure of The Black Sea Basin*, Nauka, Moscow, 5-16.
- Masse, R. P., Lambert, D. G., and Harkrider, D. G., 1973, Precision of the Determination of Focal Depth from the Spectral Ratio of Love/Rayleigh Surface Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 59-100.



- Mc Cowan, D. W., 1976, Moment Tensor Representation of Surface Wave Sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 44, 595-599.
- Mc Cowan, D. W., 1978, High-Resolution Group Velocity Analysis, *Geoexploration*, 16, 97-109.
- McKenzie, D., 1972, Active Tectonics of Mediterranean Region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185.
- Mendiguren, J. A., 1977, Inversion of Surface Wave Data in Source Mechanism Studies, *J. Geophys. Res.*, 82, 889-894.
- Menke, W., 1984, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, Academic Press, Orlando, FL, 260pp.
- Milanovsky, E. E., 1990, Geological Structure of the Area of the Catastrophic Spitak Earthquake and Tectonic Causes of Its Origin, *Geotectonics*, 1, 3-13.
- Mindevalli, Ö. Y., 1988, Crust and Upper Mantle Structure of Turkey and the Indian Sub-Continent from Surface Wave Studies, PhD. Thesis, Saint Louis University, 164p.
- Mindevalli, Ö. Y., 1989,  $Q_{\beta}$  Model for Turkey from Rayleigh Wave Attenuation, Paper Presented at 11<sup>th</sup> Geophysical Convention of Turkey, September 18-22, 1989, İstanbul.
- Mindevalli, Ö. Y., and Mitchell, B. J., 1989, Crustal Structure and Possible Anisotropy in Turkey from Seismic Surface Wave Dispersion, *Geophys. J. Int.*, 98, 93-106.
- Mindley, P. Sh., Neprochnov, Yu. P., and Pataraya, E. I., 1965, Definition of The Area Without Granitic Layer in The Black Sea Basin an DSS Data and Seismology, *Izv. Akad. Nauk, SSSR., Ser. Geol.*, 12, 7-15 (in Russian With English Abstract).
- Mitchell, B. J., 1973, Surface-Wave Attenuation and Crustal Anelasticity in Central North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1057-1071.
- Mitchell, B. J., 1975, Regional Rayleigh Wave Attenuation in North America., *J. Geophys. Res.*, 81, 4904-4916.
- Mitchell, B. J., 1980, Frequency Dependence of Shear Wave Internal Friction in the Continental Crust of Eastern North America, *J. Geophys. Res.*, 85, 5212-5218.
- Mitchell, B. J., 1981, Regional Variation and Frequency Dependence of Q in the Crust of the United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1531-1538.

- Mitchell, B. J., 1995, Anelastic Structure and Evolution of the Continental Crust and Upper Mantle from Seismic Surface Wave Attenuation, *Rev. Geophys.*, 33, 4, 441-462.
- Mokhtar, T. A., Herrmann, R. B., and Russel, D. R., 1988, Seismic Velocity and Q Model for the Shallow Structure of the Arabian Shield from Short-Period Rayleigh Waves, *Geophysics*, Vol. 53, No. 11, 1379-1387.
- Molnar, P., and Oliver, J., 1969, Lateral Variations of Attenuation in the Upper Mantle and Discontinuities in the Lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 74, 2648-2682.
- Molnar, P., and Tapponnier, P., 1975, Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision, *Science*, 189, 419-426.
- Nazarian, S., Stokoe, K. H. II., and Hudson, W. R., 1983, Use of Spectral Analysis of Surface Waves for Determination of Moduli and Thickness of Pavement Systems, *Transportation Record*, No. 945, Washington, D. C., 65p.
- Necioğlu, A., Madisson, B., and Türkelli, N., 1981, A Study of Crustal and Upper Mantle Structure of Northwestern Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, 8, 33-35.
- Neprochnov, Yu. P., Kosminskaya, I. P., and Malovitsky, Ya. P., 1970, Structure of the Crust and Upper Mantle of the Black and Caspian Seas, *Tectonophysics*, 10, 517-538.
- Newlands, M., 1952, The Disturbance due to a Line Source in a Semi-Infinite Elastic Medium with a Single Surface Layer, *Phil. Trans. Roy. Soc. (London) A*, Vol. 245, 213-308.
- Nowroozi, A. A., 1971, Seismotectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucasus, and Hindukush Region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, 317-341.
- Nowroozi, A. A., 1972, Focal Mechanism of Earthquakes in Persian, Turkey West Pakistan and Afghanistan, and Plate Tectonics of the Middle East, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 823-850.
- O'Connell, R. J., and Budiansky, B., 1978, Measures of Dissipation in Viscoelastic Media, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 5-8.
- Oliver, J., 1962, A Summary of Observed Seismic Surface Wave Dispersion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52, 81-86,
- Oliver, J., and Isacks, B., 1967, Deep Earthquake Zones, Anomalous Structures in the Upper Mantle, and the Lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 72, 4259-4275.
- Osmanşahin, I., 1989, Yüzey Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto Yapısının Belirlenmesi, *Doktora Tezi, İ. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü*, 114s.

- Özçep, T., ve Alptekin, Ö., 1995, Türkiye ve Yakın Çevresi Depremlerin Odak Mekanizmaları Kataloğu (1963-1990), Jeofizik, 9, 317-324.
- Özelçi, H. F., 1973a, Gravity Anomalies of the Eastren Mediterranean, Bull. Min. Res. Explor., Inst., Turkey (MTA), 80, 54-92.
- Özelçi, H. F., 1973b, Zağros Tektonik Zonu ve Bu Zonun Anadolu'da Uzanımı İle İlgili Jeofizik Gözlemler, Türkiye 1. Jeofizik Bilimsel Teknik Kongre Tebliğleri, 241-249.
- Panza, G. F., 1981, The Resolving Power of Seismic Surface Waves With Respect to Crust and Upper Mantle Structural models, in: The Solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation, Ed. R. Cassinis, Plenum Publ. Co., 39-77.
- Parker, R. L., 1977, Understanding Inverse Theory, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 5, 35-64.
- Patton, H. J., and Taylor, S. R., 1984, Q Structure of the Basin and Range from Surface Waves, J. Geophys. Res., 89, 6929-6940.
- Payo, G., Nikolova, S. B., and Badal, J., 1992, Group Velocity Patterns of Rayleigh Waves over the Iberian Area, Rev. De Geofisica, 48, 211-220.
- Peacock, K. L., and Treitel, S., 1969, Predictive Deconvolution: Theory and Practice, Geophys., 34, 155-169.
- Perinçek, D., 1979, Geological Investigation of the Çelikhan-Sincik-Koçali Area (Adıyaman Province), İ. Ü. Müh. Fak. Mecmuası, 44, 127-147.
- Perinçek, D., and Çemen, İ., 1990, The Structural Relationship Between the East Anatolian and Dead Sea Fault Zones in southeastern Turkey, Tectonophysics, 172, 331-340.
- Perinçek, D., Günay, Y., and Kozlu, H., 1987, New Observations on Strike-Slip Faults in East and Southeast Anatolia, 7<sup>th</sup> Biannual Petroleum Congress of Turkey, Ankara, 89-103.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., and Gorshkov, A., 1989, The Caucasus: An Actually Example of the Initial Stages of Continental Collision, Tectonophysics, 161, 1-12.
- Pilant, W. L., 1979, Elastic Waves in the Earth, Developments in Solid Earth Geophysics, Vol. 11, Elsevier/North-Holand Inc.
- Press, F., 1956, Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, Part I: Southern California, Bull. Geol. Soc. Am. 67, 1647-1658.
- Raooof, M. M., and Nuttli, O. W., 1985, Attenuation of High Frequency Earthquake Waves in South America, PAGEOPH, 122, 619-644.

- Rebollar, C. S., 1984, Calculation of  $Q_{\beta}$  Using the Spectral Ratio Method in Northern Baja, California, Mexico, *bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 91-96.
- Richter, C. F., 1958, *Elementary Seismology*, W. H. Freeman Co., San Francisco.
- Rikitake, T., Sato, R., and Hagiwara, Y., 1987, *Applied Mathematics for Earth Scientist*, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- Rizhikova, S., and Petkov, I., 1975, Group Velocity Dispersion and the Black Sea Crust Structure, *Veröff. Zentralinst. Physik der Erde* Nr. 31, Teil 1, 383-390.
- Rodgers, A. J., Ni, J. F., and Hearn, T., 1997, Propagation Characteristics of Short-Period Sn and Lg in the Middle East, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 396-413.
- Rodi, W. L., Glover, P. I., Li, T. M. C., and Alexander, S. S., 1975, A Fast, Accurate Method for Computing Group-Velocity Partial Derivatives for Rayleigh and Love modes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1105-1114.
- Romanowicz, B. A., 1982, Moment Tensor Inversion of Long Period Rayleigh Waves a New Approach, *J. Geophys. Res.*, 87, 5395-5407.
- Rostein, Y., and Kafka, A. L., 1982, Seismotectonics of the Southern Boundary of Anatolia, Eastern Mediterranean Region: Subduction, Collision and Arc Jumping, *J. Geophys. Res.*, 87, 7694-7706.
- Russell, D. R., Herrmann, R. B., and Hwang, H. J., 1984, SURF: An Interactive Set of Surface Wave Dispersion Programs for Analyzing Crustal Structure, *Earthquake Notes*, 55, p. 13.
- Rustanovich, D. N., 1974, The Zanzegur Earthquake of 1968, *Izvestia, Fizika Zemli*, 11, 15-29.
- Saito, M., 1967, Excitation of Free Oscillations and Surface Waves by a Point Source in a Vertically Heterogeneous Earth, *J. Geophys. Res.*, 72, 3689-3699.
- Sanchez-Salinero, I., Roesset, S. M., Shao, K-Y., Stokoe, K. H. II., and Rix, G. J., 1987, Analytical Evaluation of Variables Affecting Surface Wave Testing of Pavements, Paper Prepared for Publication at the Annual Meeting of the Transportation Research Board, January 1987, 36p.
- Santo, T., and Sato, Y., 1966, World-Wide Survey of the Regional Characteristics of Group Velocity Dispersion of Rayleigh Waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 939-964.
- Sato, Y., 1955, Analysis of Dispersed Surface Waves I, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 33, 33-47.
- Sato, Y., 1956a, Analysis of Dispersed Surface Waves, II, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.*, 34, 9-18.

- Sato, Y., 1956b, Analysis of Dispersed Surface Waves III, Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 34, 131-138.
- Savage, J. C., and White, W. R. H., 1969, A Map of Rayleigh Wave Dispersion in the Pacific, Con. J. Earth Sci., 6, 1289-1300.
- Savarensky, E. F., and Voldner, N. G., 1960, Lg and Rg Waves from Earthquakes of the Area of the Black sea and some Consideration About Their Origin. In: Seismic Investigation, Geofiz. Com. SSSR. Akad., 4, 55-77 (in Russian With English Abstract).
- Savarensky, E. F., Glasko, V. B., and Granit, J. S., 1965, Rayleigh and Love Wave Dispersion Curves Applied to a Two-and Three Layer Continental Earth Crust, (in Russian with English Abstract), Izvestia Akad. Nauk SSSR, Fizika Zemli, 4, 38-51.
- Seneff, S., 1978, A Fast New Method for Frequency-Filter Analysis of Surface Waves: Application in the West Pacific, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 1031-1048.
- Seron, F. J., 1985, Love Waves Across the Atlantic Continental Margin of the Iberian Peninsula, Rev. Geofisica, 41, 219-236.
- Seymen, I., 1975, Kelkit Vadisinde KAF Zonu'nun Tektonik Karakteristikleri, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fak., İstanbul, 1925.
- Shebalin, N., and Borisov, B., 1989, Zemletyatresenii i Spitaka, Priorda, 4, 69-72.
- Shekinsky, E., Ahundov, A., Elenbogen, A., Muradhanov, S., Veremeyenko, O., and Yakovleva, L., 1995, Abyssal Structure of Azerbaijan and Its Seismic Activity, In: Geology of the Black Sea Region, Edited by A. Erler, T. Ercan, E. Bingöl., and S. Orçen, MTA and TJK Publication, Ankara, Turkey, 308-315.
- Singh, S. K., and Herrmann, R. B., 1983, Regionalization of Crustal Coda Q in the Continental United States, J. Geophys. Res., 88, 527-538.
- Solomon, S. C., 1972, On Q and Seismic Discrimination, Geophys. J. R. Astr. Soc., 31, 163-177.
- Solomon, S. C., 1973, Shear Wave Attenuation and Melting Beneath the Mid-Atlantic Ridge, J. Geophys. Res., 78, 6044-6059.
- Souriau, A., 1981, The Upper Mantle Beneath Ninetyeast Ridge and Broken Ridge, Indian Ocean from Surface Waves, Geophys. J. R. Astr. Soc., 67, 359-374.
- Souriau, A., Correig, A. M., and Souriau, M., 1980, Attenuation of Rayleigh Wave Across the Volcanic Are of Massif Central France, Phys. Earth Planet. Int., 23, 62-71.

- Stokoe, K. H. II., and Nazarian, S., 1983, Effectiveness of Ground Improvement from Spectral Analysis of Surface Waves, Proc. Of 8<sup>th</sup> European Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Helsinki, Finland.
- Stuart, G.W., 1978, The Upper Mantle Structure of the North Sea Region from Rayleigh Wave Dispersion, Geophys. J. R. Astr. Soc., 52, 367-382.
- Şaroğlu, F., ve Güner, Y., 1981, Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik Gelişimine Etki Eden Öğeler, Jeomorfoloji, Tektonik-Volkanizma İlişkileri, TJK Dergisi, 24, 39-50.
- Şeber, D., and Mitchell, B.J., 1992, Attenuation of Surface Waves Across the Arabian Peninsula, Tectonophysics, 204, 137-150.
- Şengör, A.M.C., 1976, Collision of Irregular Continental Margins: Implications for Foreland Deformation of Alpine-Type Orogens, Geology, 4, 779-782.
- Şengör, A.M.C., 1979, North Anatolian Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance, J. Geol. Soc. London, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., 1980, Fundamentals of Neotectonics of Turkey, TGS Conf. Ser 2, 40p.
- Şengör, A.M.C., Büyükaşıkoglu, S., and Cantez, N., 1983, Neotectonics of the Pontides: Implications for Incompatible Structures Along the North Anatolian Fault, J. Struct. Geol., 5, 211-216.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., and Şaroğlu, F., 1985, Strike-Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study. In: Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation, Soc. of Econ. Paleont. and Mineral., Tulsa, Ok, 37, 227-264
- Takeuchi, H., and Saito, M., 1972, Seismic Surface Waves, In : B. A. Bolt (Editor), Methods In Computational Physics, Vol. 11, Seismology: Surface Waves and Earth Oscillations, 217-295.
- Takeuchi, H., and Kudo, K., 1968, Partial Derivatives of Free Oscillation Period With Respect to Physical Parameter Changes Within the Earth, J. Geophys. Res., 73, 3801-3806.
- Takeuchi, H., Saito, M., and Kobayashi, N., 1962, Study of Shear Velocity Distribution in the Upper Mantle by Monte Rayleigh and Love Waves, J. Geophys. Res., 67, 2831-2839.
- Tapponnier, P., 1977, Evolution Tectonique du Systeme Alpin en Mediterranee: Poinçonnement et Ecrasement Rigide-Plastique, Bul. Soc. Geol. France, 19, 437-460.
- Tarantola, A., 1987, Inverse Problem Theory, Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation. Elsevier, Amsterdam, 613pp.



- Tarantola, A., and Valette, B., 1982a, Generalized Non-Linear Inverse Problems Solved Using the Least Squares Criterion, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 219-232.
- Tarantola, A., and Valette, B., 1982b, Inverse Problems-Quest for Information, *J. Geophys.*, 50, 159-170.
- Taylor, S. R., 1980, Crust and Upper Mantle Structure of the Northeastern United States, PhD. Thesis (Unpublished), M. I. T., 283pp.
- Taylor, S. R., and Toksöz, M. N., 1982, Measurement of Interstation Phase and Group Velocities and Q using Wiener Filtering, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 73-91.
- Tezcan, A. K., 1977, Türkiye'de Jeotermal Etüdler, Bu Günkü Durum ve Isı Akısı Haritasına Katkıları, MTA, Ankara.
- Tirifonov, V. G., 1987, Neotectonics and the Modern Tectonic Conceptions, *Geotectonics*, 1, 25-38.
- Tirifonov, V. G., 1995, World Map of Active Faults (Preliminary Results of Studies), *Quaternary International*, 25, 3-12.
- Toksöz, M. N., and Anderson, D. L., 1966, Phase Velocities of Long-Period Surface Waves and Structure of the Upper-Mantle, I Great-Circle Love and Rayleigh Wave Data, *J. Geophys. Res.*, 71, 1649-1658.
- Toksöz, M. N., and Ben-Menahem, A., 1963, Velocities of Mantle Love and Rayleigh Waves over Multiple Paths, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 53, 741-764.
- Toksöz, M. N., Shakal, A. F., and Michael, A. J., 1979, Space-Time Migration of Earthquakes Along the North Anatolian Fault Zone and Seismic Gaps, *PAGEOPH.*, 117, 1258-1270.
- Tolstoy, I., 1973, *Wave Propagation*, McGraw Hill, Inc., USA.
- Treitel, S., and Lines, L. R., 1982, Linear Inverse Theory and Deconvolution, *Geophysics*, 47, 1153-1159.
- Treitel, S., and Robinson, B. A., 1966, The Design of High Resolution Digital Filters, *IEEE Trans. Geoscience Electronics*, 4, 25-38.
- Tryggvason, E., 1965, Dissipation of Rayleigh Wave Energy, *J. Geophys. Res.*, 70, 1449-1455.
- Tsai, Y. B., and Aki, K., 1969, Simultaneous Determination of the Seismic Moment and Attenuation of Seismic Surface Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 275-287.

- Tsai, Y. B., and Aki, K., 1970, Precise Focal Depth Determination from Amplitude Spectra of Surface Waves, *J. Geophys. Res.*, 75, 5729-5743.
- Türkelli, N., 1985, Seismic Investigation of the Crustal Structure in Central Anatolia, Ph.D. Dissertation, METU, Ankara, Turkey, 112p.
- Uluğ, A., 1983, Frequenzabhängigkeit Von Q Seismischer Raumwellen im Erdmantel, *Ber. Inst. Meteorol. U. Geophys. Univ. Frankfurt*, 49.
- Uluğ, A., and Berckhemer, H., 1984, Frequency Dependence of Q for Seismic Body Waves in the Earth's Mantle, *J. Geophys.*, 56, 9-19.
- Valle, P. E., 1949, Sulla Misura Della Velocità di Gruppo Delle Onde Sismiche Superficiali, *Ann. Geofis.*, 2, 370-376.
- Valyus, V. P., Keilis-Borok, V. I., and Levshin, A., 1969; Determination of the Upper-Mantle Velocity Cross-Section for Europe, *Proc. Acad. Sci. USSR*, 185, N. 3, 45-59 (in Russian With English Abstract).
- Vlaar, N. J., 1966, The Field From an SH-Point Source in a Continuously Layered Inhomogeneous Medium, 1, The Field in a Layer of Finite Depth, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 715-724.
- Von Seggern, D., 1977, Amplitude-Distance Relation for 20-second Rayleigh Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 405-411.
- Wadati, K., and Hirono, T., 1956, Magnitude of Earthquakes-Especially of Near, Deep Focus Earthquakes, *Geophys. Mag.*, 27, 1-10.
- Wallace, R. E., 1968, Earthquake of August 19, 1966, Varto Area, Eastren Turkey, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 11-45.
- Wiggins, R. A., 1972, The General Linear Inverse Problem: Implications of Surface Waves and Free Oscillations for Earth Structure, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, 251-285.
- Wiggins, R. A., 1972, The General Linear Inverse Problem: Implications of Surface Waves and Free Oscillations for Earth Structure, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, 251-285.
- Willmore, P. L., 1979, Manual of seismological Observatory Practice, Report SE-20, World Data Center For A Solid Earth Geophysics, NOAA, Boulder, Colorado.,
- Winkler, K., and Nur, A., 1979, Pore Fluids and Seismic Attenuation in Rocks, *Geophys. res. Lett.*, 6, 1-4.
- Winkler, K., and Nur, A., 1982, Seismic Attenuation: Effects of Pore Fluids and Frictional Sliding, *Geophysics*, 47, 1-15.



- Yacoub, N. K., and Mitchell, B. J., 1977, Attenuation of Rayleigh Wave Amplitudes Across Eurasia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 751-769.
- Yamanaka, H., Seo, K., and Samano, T., 1992, Analysis and Numerical Modeling of Surface-Wave Propagation in a Sedimentary Basin, *J. Phys. Earth*, 40, 57-71.
- Yanovskaya, T., and Nikolova, S. B., 1984, *Raspredelnie Gruppovnyh Skorostei Poverhnostnyh Voln Releia: Lyava v Yugo-Vostchnoi Evrope Maloi Azii*, *Bulgarsko Geofizichsko Spisanie*, Sofia, 83-93.
- Yardley, B. W. D., 1986, Is There Water in the Deep Continental Crust?, *Nature*, 323, 111.
- Yilmaz, Y., 1997, Tectonics of the East Anatolian-Caspian Regions, *The Leading Edge*, 889-891.
- Yu, G-K., and Mitchell, B. J., 1979, Regionalized Shear Velocity Models of the Pacific Upper Mantle From Observed Love and Rayleigh Wave Dispersion, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57, 311-341.
- Zeng, Y., Teng, T.-L., and Aki, K., 1989, Surface Wave Mapping of the Crust and Upper Mantle in the Arctic Region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1520-1541.
- Zonenshain, L., and LePichon, X., 1986, Deep Basins of the Black Sea and Caspian Sea as Remnants of Mesozoic Back-Arc Basins, *Tectonophysics*, 123, 181-211.

## 8. ÖZGEÇMİŞ

15.06.1962 yılında Trabzon'da doğdu. İlk, Orta ve Lise öğrenimini Trabzon'da tamamlayarak 1982 yılında K.T.Ü. Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde Lisans öğrenimine başladı ve 4 Temmuz 1986 tarihinde Jeofizik Mühendisi ünvanı ile mezun oldu. Aynı yıl K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans öğrenimine başladı.

11 Nisan 1988 tarihinde Erzurum Atatürk Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, İnşaat Mühendisliği Bölümü, Geoteknik Anabilim Dalı'nda araştırma görevlisi olarak çalışmaya başladı. 21 Temmuz 1989 tarihinde K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Jeofizik Yüksek Mühendisi ünvanı ile mezun oldu ve aynı yıl, aynı enstitüde doktora öğrenimine başladı.

1 Mayıs 1995 tarihinde Atatürk Üniversitesi'ndeki görevinden ayrılarak K.T.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Yer Fiziği Anabilim Dalı'nda Öğretim Görevlisi olarak çalışmaya başladı. Halen doktora öğrenimine ve bölümdeki görevine devam etmektedir. Bölümde, Sismoloji ve Jeomanyetizma adlı dersleri vermektedir. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odasının üyesidir. İngilizce bilmekte olup, evlidir.