T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ISPARTA HAVZA YAPISININ JEOFİZİK YÖNTEMLER İLE MODELLENMESİ VE SENARYO DEPREM SİSMİK TEHLİKE HARİTALARININ HAZIRLANMASI

DOKTORA TEZİ

Ali SİLAHTAR

Enstitü Anabilim Dalı	**:**	**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ**
Tez Danışmanı	**:**	**Dr. Öğr. Üyesi Günay BEYHAN**
Ortak Danışman	**:**	**Doç. Dr. Mehmet Zakir KANBUR**

Eylül 2018

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ISPARTA HAVZA YAPISININ JEOFİZİK YÖNTEMLER İLE MODELLENMESİ VE SENARYO DEPREM SİSMİK TEHLİKE HARİTALARININ HAZIRLANMASI

DOKTORA TEZİ

Ali SİLAHTAR

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez 20/09/2018 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği/~~oyçokluğu~~ ile kabul edilmiştir.

Prof. Dr.	**Prof. Dr.**	**Doç. Dr.**
Gündüz HORASAN	**Mustafa Nuri DOLMAZ**	**Hamit Haluk SELİM**
Jüri Başkanı	**Üye**	**Üye**
Dr. Öğr. Üyesi		**Dr. Öğr. Üyesi**
Günay BEYHAN		**Ayhan KESKİNSEZER**
Üye		**Üye**

BEYAN

Tez içindeki tüm verilerin akademik kurallar çerçevesinde tarafımdan elde edildiğini, görsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uygun şekilde sunulduğunu, kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapılmadığını, başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunulduğunu, tezde yer alan verilerin bu üniversite veya başka bir üniversitede herhangi bir tez çalışmasında kullanılmadığını beyan ederim.

Ali SİLAHTAR

20.09.2018

TEŞEKKÜR

Doktora eğitimim boyunca bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım, tez çalışmamın tüm aşamalarında yardımlarını esirgemeyen, gerek bilimsel ve gerekse sosyal yaşamımda bana yön veren değerli danışmanlarım Dr. Öğr. Üyesi Günay BEYHAN ve Doç. Dr. Mehmet Zakir KANBUR'a teşekkür ederim. Tez izlemelerim sırasında yönlendirici ve anlayışlı tavırlarıyla her zaman yanımda olan Prof. Dr. Gündüz HORASAN'a ve Doç. Dr. Hamit Haluk SELİM'e teşekkür ederim. Tez hazırlama sürecinde özellikle gravite çözümlemelerine vermiş oldukları desteklerden dolayı Prof. Dr. Mustafa Nuri DOLMAZ ve Dr. Öğr. Üyesi Ayhan KESKİNSEZER'e teşekkür ederim. Simülasyon aşamasında kullanıdığım açık kaynak kodunun derlenmesine verdikleri katkılardan ötürü Dr. John N. LOUIE ve Öğr. Gör. Semih BİTİM'e teşekkür ederim. Çalışmalarıma manevi katkı veren her daim güler yüzlü olan değerli arkadaşım Hilal YALÇIN'a teşekkür ederim. Sakaryadaki günlerimde her zaman bir adım mesafede olan teknik ve manevi desteğini hiçbir zaman esirgemeyen değerli dostum kardeşim Emrah BUDAKOĞLU'na teşekkür ederim.

Lisans hayatımın ilk yılında tanıştığım, zorlukları beraber omuzladığım, tez sürecinde stresli zamanlarımda anlayış ve desteği ile beni her daim motive eden, hayatıma ayrı bir anlam katan değerli eşime sonsuz teşekkür ederim.

Tez çalışmalarımın son döneminde dünyaya gözlerini açan, evimizi bir anda gülücükleri ile şenlendiren ilk göz ağrım oğluma sevgilerimi sunarım.

Bu çalışmayı maddi olarak destekleyen Sakarya Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) Komisyon Başkanlığına (FBEDTEZ 2015-50-02-002) ve Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumuna (TÜBİTAK-114Y836) ayrıca teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR ..……..... i
İÇİNDEKİLER ……... ii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ ……..... vi
ŞEKİLLER LİSTESİ ……..... xi
TABLOLAR LİSTESİ ……. vii
ÖZET …… xix
SUMMARY …….. xx

BÖLÜM 1.
GİRİŞ ……..... 1

BÖLÜM 2.
ÇALIŞMA ALANI JEOLOJİSİ VE TEKTONİĞİ ……..…….……..... 8
2.1. Genel Jeoloji ……..……..……..... 9
2.2. Stratigrafi ……..……. 11
2.2.1. Davraz grubu ……..……. 11
2.2.1.1. Dolomitik kireçtaşı …….. 11
2.2.1.2. Söbü Dağı kireçtaşı üyesi …… 13
2.2.2. Çiğdemtepe kireçtaşı ……..……. 14
2.2.3. Kızılkırma formasyonu ……..…….. 15
2.2.4. Isparta filişi (Isparta formasyonu) …….……... 16
2.2.5. Güneyce formasyonu …….…..……. 16
2.2.6. Gölcük volkanitleri …..……... 17
2.2.7. Volkanoklastikler ……..……... 18
2.2.8. Piroklastikler …….……... 18
2.2.9. Alüvyon ……...…….……... 19

2.3. Tektonik ……..……..... 20
2.4. Depremsellik ……..……..... 26

BÖLÜM 3.
ReMi YÖNTEMİ İLE ZEMİN SINIFLAMASI …….....……..…….. 31
3.1. Kayma Dalgası Hızı ……...…… 31
3.2. Yüzey Dalgaları ……..……...…… 32
3.2.1. Love dalgası ……..… 33
3.2.2. Rayleigh dalgası …… 33
3.3. Dispersiyon ……...……. 34
3.3.1. Faz hızı ve grup hızı ….…… 36
3.4. ReMi (Kırılma-Mikrokırınım) Yöntemi ……...……. 37
3.4.1. Kullanım alanları ……..……...…. 38
3.4.2. Sismik kırılma ekipmanının ReMi yönteminde kullanılması ... 39
3.4.3. Spektral hız analizi (p-f transformu) ……...…. 40
3.4.4. Dispersiyon eğrisi seçimi ……...…. 43
3.4.5. Kayma dalgası modellemesi ……..…. 44
3.5. Saha Çalışması ve Zemin Sınıflaması ……...……. 45
3.5.1. Veri kazanım parametreleri …….……..…… 45
3.5.2. Veri işlem …….……...…. 48
3.5.3. Bulgular ve zemin sınıflaması …..……...…. 52
3.5.4. Zemin sınıflaması sonuçları ve tartışma ……..…. 65

BÖLÜM 4.
SİSMİK YANSIMA YÖNTEMİ İLE BASEN KENARI TESPİTİ ..…….…... 67
4.1. Sismik Yansıma Yöntemi ……...…. 67
4.1.1. Jeofon seçimi ve kaynak alıcı düzeni ….....…… 72
4.1.2. CDP (Common Depth Point) kavramı ……. 73
4.1.3. Yatay ve düşey çözünürlük …..…….…… 76
4.2. Sismik Veri İşlem ……...…… 77
4.1.1. İz ayıklama (editing) ……..……..…… 78
4.2.2. Statik düzeltme (static correction) ……..……..…… 78

4.2.3. Genlik kazanımı (gain recovery) ……..…… 80
4.2.4. Silme (muting) …….……..… 80
4.2.5. Filtreleme ……...……..…… 81
4.2.6. Dekonvolüsyon …….……..……..…… 82
4.2.7. Hız analizi ve NMO düzeltmesi (Velocity analysis and NMO correction) ……...……..…… 84
4.2.8. CDP yığma (Stacking) ……..……..……..…… 87
4.2.9. Migrasyon …….……..……..…… 88
4.3. Basen Kenarı Analizi …..……...…… 90
4.3.1. Veri kazanım parametreleri …..……..……..…… 90
4.3.2. Veri işlem …….……..……..…… 93
4.3.3. Sismik yorumlama ve tartışma …….……..……..…… 102

BÖLÜM 5.
GRAVİTE YÖNTEMİ İLE ANA KAYA ANALİZİ ……... 106
5.1. Gravite Yönteminin Temeli …….....……..…… 106
5.1.1. Gravite potansiyeli ….....……..…… 107
5.1.2. Gravitenin yeryüzünde değişimi ……..……..……..…… 110
5.2. Gravite Verilerine Uygulanan Düzeltmeler ……...…… 111
5.2.1. Drift düzeltmesi …… 112
5.2.2. Gel-Git düzeltmesi ……..……..…… 113
5.2.3. Enlem düzeltmesi …….…… 113
5.2.4. Yükseklik düzeltmesi ……...……..……..…… 114
5.2.4.1. Serbest hava düzeltmesi …….. 114
5.2.4.2. Bouguer düzeltmesi …….…… 115
5.2.5. Topoğrafya düzeltmesi …….……..……..…… 115
5.2.6. İzostazi düzeltmesi ……...…… 118
5.3. Rejyonal Rezidüel Ayrımı ……..…… 118
5.3.1. Sayısal süzgeçleme yöntemi …….…… 119
5.3.2. Trend analizi ……..…… 121
5.4. Modelleme ……..…… 123
5.4.1. Güç spektrumu yöntemi …… 123

5.4.2. Parker ve Oldenburg yöntemi ……..…….. 125
5.5. Jeolojik Yapı ve Sınır Analizi …… 127
5.5.1. 3D Euler dekonvolüsyonu …… 127
5.5.2. Horizontal gradient (yatay türev) ……..…..... 131
5.6. Isparta Havzası Basen Derinlik ve Yapı Analizi ……... 132
5.6.1. Veri kazanım parametreleri ……..…..... 132
5.6.2. Veri işlem ……..…… 134
5.6.3. Basen derinlik analizi .……..…..... 138
5.6.4. Basen yapı sınır analizi …..……..…..... 146
5.7. Simülasyon Alanı Basen Derinlik Analizi ……. 150
5.8. Gravite Çözümleme Sonuçları ve Tartışma …..……..……... 154

BÖLÜM 6.
SENARYO DEPREM SİMÜLASYONU ……... 156
6.1. Elastisite ve Elastik Dalga Denklemi ……...……. 156
6.2. Sonlu Farklar Teoremi ...……..……. 163
6.2.1. Sonlu farklarda 3B dalga denklemi ifadesi ….……..…..... 165
6.2.2. Sınır koşulları ……..……..……..…..... 169
6.2.3. Kaynak fonksiyonu ……..…. 170
6.3. Kullanılan 3D Sonlu Farklar Elastik Dalga Yayılımı Kodu (E3D) 170
6.4. Senaryo Deprem Simülasyonu Modellemeleri ……..…. 177
6.4.1. Senaryo giriş parametreleri ……..…… 177
6.4.2. Fay kırılma senaryoları …..……..…..... 181
6.4.3. Senaryo deprem simülasyonu PGV sonuçları ……..…..... 182
6.4.3.1. 3 Ekim 1914 Burdur depremi senaryosu ……. 182
6.4.3.2. 12 Mayıs 1971 Burdur depremi senaryosu …….. 187
6.4.3.3. 1 Ekim 1995 Dinar depremi senaryosu ……..…. 190
6.4.3.4. 24 Ağustos 2014 Ağlasun depremi senaryosu ..…..…. 194
6.4.4. Sismik tehlike şiddet haritaları …..……..…..... 196
6.4.5. Tartışma ……....……..…..... 202

BÖLÜM 7.
SONUÇ VE ÖNERİLER ……..……. 206

KAYNAKLAR ……. 212
EKLER ……..…… 242
ÖZGEÇMİŞ …….. 248

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

CDP	: Ortak derinlik noktası
E3D	: 3 boyutlu elastik dalga yayılımı kodu
g	: Çekim ivmesi
HG	: Yatay türev
k	: Dalga sayısı
M_o	: Sismik Moment
M_W	: Moment Magnitüdü
PGV	: Yer hızı
p-f	: Yavaşlık-frekans
ReMi	: Refraction Microtremor
SI	: Yapısal indeks
U(ω)	: Grup hızı
MMI	: Mercalli şiddet skalası
NEHRP	: National Earthquake Hazards Reduction Program
NMO	: Normal kayma zamanı
Vs	: S dalga hızı
Vs_{30}	: 30 metredeki ortalama S hızı
Qp	: P dalgası soğrulması
Qs	: S dalgası soğrulması
μ	: Rijitide
ω	: Açısal frekans
λ	: Dalga boyu
σ	: Normal gerilme
τ	: Teğetsel gerilme
ε	: Deformasyon
ρ	: Yoğunluk

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 2.1. Çalışma alanın yer bulduru haritası …..…… 8

Şekil 2.2. Güneybatı Anadolu ve Isparta Açısının basitleştirilmiş temel jeolojik yapısı ……...……..... 10

Şekil 2.3. Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası …… 12

Şekil 2.4. Çalışma kapsamında hazırlanmış Isparta ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti ……...……..... 13

Şekil 2.5. Söbüdağı Formasyonunun tabakalı ve masif yapısı …… 14

Şekil 2.6. Çiğdemtepe Kireçtaşı'nın görünümü (Aliköy'ün kuzeyi) ……... 15

Şekil 2.7. Kızılkırma Formasyonunun çamurtaşı-kumtaşı ardalanması …….. 16

Şekil 2.8. Isparta Filişi genel görüntüsü ……..…. 17

Şekil 2.9. Gölcük volkanitlerinin genel görüntüsü …….…….....**.** 17

Şekil 2.10. Gölcük Volkanitleri içerinde trakiandezit kayaların görünümü …**..** 18

Şekil 2.11. İnceleme alanındaki tüf, tüfit ve aglomeradan oluşan volkanoklastikler …….…..... 19

Şekil 2.12. İnceleme alanı ve çevresindeki alüvyonun doğudan batıya doğru görüntüsü ……..……. 19

Şekil 2.13. Türkiye'deki başlıca neotektonik yapılar ve birbirleri ile konumu .. 20

Şekil 2.14. Anadolu'da GPS hız vektörlerini gösteren harita …… 21

Şekil 2.15. Anadolu ve yakın civarında meydana gelmiş büyük depremlerin odak mekanizma çözümlerini gösteren harita. Her bir çözüm aynı zamanda ait olduğu depremin episantrı üzerinde merkezlenmiştir .. 22

Şekil 2.16. Çalışma alanı ve çevresinde yapılan GPS çalışmaları …… 23

Şekil 2.17. Çalışma alanı ve yakın çevresinin KOERİ-UDİM kataloglarından1900-2016 yıllarını kapsayan magnitüdü 4'ten büyük olan depremlerin dış merkez dağılım haritası ve bazı önemli depremlerin odak mekanizma çözümleri ……. 27

Şekil 2.18. Çalışma alanı depremsellik haritası ……..…….. 29
Şekil 3.1. S dalgası yayılımının tanecik hareketine göre türleri …….……. 31
Şekil 3.2. Yüzey dalgaları yayılımı (a. Love dalgası yayılımı, b. Rayleigh dalgası yayılımı) (Strobbia, 2005) …….……..… 33
Şekil 3.3. Homojen yarı sonsuz bir ortamda Rayleigh dalgalarının partikül hareketlerinin derinlikle değişimi ……..…. 34
Şekil 3.4. Rayleigh dalgası yayılımında dalga boyunun derinlikle olan değişimi (Yuan, 2011'den düzenlenmiştir) ……. 35
Şekil 3.5. Hızın periyod (veya frekans) ile değişiminden meydana gelen dispersiyon eğrisi ……. 35
Şekil 3.6. Birbirinden farklı frekans ve fazdaki iki sinyalin bileşimden oluşmuş dalga treninde grup ve faz hızları …..... 36
Şekil 3.7. Eğim yığmasında τ ve p nin ifadesi ……..…… 42
Şekil 3.8. Çalışma alanından elde edilmiş verinin güç spektrumu ve dispersiyon eğrisi seçimi …….…… 44
Şekil 3.9. Ölçülen dispersiyon eğrisinden yeraltı modeli kestirimi ……. 45
Şekil 3.10. ReMi veri kazanımı noktaları ve Isparta topoğrafya haritası ……... 46
Şekil 3.11. Veri kazanımında kullanılan Geode Ultra-Light marka sismik kayıtçı ve alıcı olarak kullanılan 4.5 Hz'lik jeofonlar ……..… 47
Şekil 3.12. Çalışma alanında belirlenen ölçüm noktalarında veri alımı …… 48
Şekil 3.13. ReMi veri işlem basamakları; a. Sismik gürültü kaydı, b. P-f ortamında hesaplanmış güç spektrumu ve dispersiyon eğrisi seçimi, c. Sönümlü en küçük kareler ile ters çözüm, d. Bir boyutlu derinlik-Vs kesiti ……. 49
Şekil 3.14. Veri işlem aşamasının iki ve üçüncü adımını oluşturan dispersiyon eğrisi seçimi yapılmış güç spektrumu örnekleri …….. 50
Şekil 3.15. Bir boyutlu modelleme yapılmış derinlik-hız kesiti örnekleri ……. 51
Şekil 3.16. 5 ve 15 m derinlik seviyesi için oluşturulmuş alansal Vs kat haritaları (Beyaz noktalar ReMi ölçüm yerlerini, kırmızı noktalar ise sondaj lokasyonlarını göstermektedir) …… 61
Şekil 3.17. 30 ve 50 m derinlik seviyesi için oluşturulmuş alansal Vs kat haritaları (Beyaz noktalar ReMi ölçüm yerlerini, kırmızı noktalar

ise sondaj lokasyonlarını göstermektedir) …… 62
Şekil 3.18. Isparta şehir merkezi ve yakın çevresinin zemin sınıflaması …….. 64
Şekil 4.1. Yatay tabakalı yeraltı modelinde düşey yöndeki dalga yayılım yolu ……. 68
Şekil 4.2. Yatay ve eğimli yansıtıcı yüzeyden yayılan ışınların zaman-uzaklık eğrileri …… 69
Şekil 4.3. Sismik yansıma yönteminde kullanılan kaynak-alıcı açılım geometrileri ……. 72
Şekil 4.4. Düz ve eğimli yansıtıcı yüzey üzerinde CDP geometrisi …… 74
Şekil 4.5. Çok kannalı sismik yansıma veri kazanımında uygulanan kaynak-alıcı serilim geometrileri (kırmızı yıldız: atış yeri, mavi nokta: alıcı yerini göstermektedir) ……..… 75
Şekil 4.6. Fresnel zonunda yansıyan bir dalganın geometrisi ……..... 76
Şekil 4.7. Kaynak ve alıcıların farklı yükseklik seviyelerinde ve düşük hız zonun bulunduğu durumda statik düzeltme işlemi …….. 79
Şekil 4.8. Frekans filtre çeşitleri a. alçak geçişli (low-pass), b.yüksek geçişli (high-pass), c. band geçişli (band-pass), d. çentik (notch) …….. 81
Şekil 4.9. Dekonvolüsyon işleminin şematik gösterimi, altta sismik izler ve üstte bu sismik izlerin frekans ortamındaki karşılıkları ……... 83
Şekil 4.10. Dekonvolüsyon işleminin uygulanması ……... 83
Şekil 4.11. Hız türlerinin şematik gösterimi …….. 85
Şekil 4.12. Tek tabakalı yatay yansıtıcıya ait zaman-uzaklık eğrisi ve NMO düzeltmesi …… 85
Şekil 4.13. NMO düzeltmesinin şematik gösterimi ……... 86
Şekil 4.14. CDP yığma işleminin şematik gösterimi ……. 88
Şekil 4.15. Daire yayı üzerinde kaynak-alıcı geometrisine karşılık yansıma sinyalinin yayılma geometrisi. a) Sinyalin gerçek yansıma noktasından yansımama durumunun sismik kesitteki karşılığı b) Sismik kesitte olması gereken gerçek yeraltı modeli ……... 89
Şekil 4.16. Eğimli yansıtıcı durumunda migrasyon işleminin uygulanması ….. 89
Şekil 4.17. Çalışma alanında sismik yansıma profillerinin yerleri (SY-1 ve SY-2) ve gravite çalışmasında kullanılan veri kazanım noktaları

(sarı üçgenler ile gösterilmiştir) …….. 91
Şekil 4.18. Sismik yansıma profillerinin arazi çalışması örnekleri …… 92
Şekil 4.19. Sismik yansıma çalışmasında kullanılan ağırlık düşürme sistemi ... 93
Şekil 4.20. Veri analizinde kullanılan veri işlem akış diyagramı …….. 94
Şekil 4.21. Simik atış kayıtlarından kötü izlerin ayıklanması (a) ve triger zaman gecikmesi düzeltmesi (b), (b'de mavi çizgi veri işlemin devam eden adımlarında kesilerek veriden uzaklaştırılan alan sınırıdır) …….. 96
Şekil 4.22. SY-2 (Hacılar) profiline ait yükseklik grafiği (üstte) ve statik düzeltme yapılmış CDP (ortak orta nokta) kayıtları …… 97
Şekil 4.23. SY-1(Yakaören) profiline ait yükseklik grafiği (üstte) ve statik düzeltme yapılmış CDP kayıtları ……. 98
Şekil 4.24. Genlik kazanımı ve filtreleme işlemi (a) ham veri, (b) genlik kazanımı, (c) muting, (d) 0-15 Hz bant geçişli filtre, (e) 15-30 Hz bant geçişli filtre, (f) 30-45 Hz bant geçişli filtre, (g) 45-60 Hz bant geçişli filtre,(h) 60-75 Hz bant geçişli filtre, (i) 15-75 Hz bant geçişli filtre, (k) dekonvolüsyon uygulanmış veri …… 99
Şekil 4.25. SY-2 profilinde 1200 (a) ve 1700 (b) m/s sabit NMO hızlarıyla oluşturulmuş CDP yığma kesitleri ……... 100
Şekil 4.26. Hız analizinden elde edilen SY-1 (a) ve SY-2 (2) profillerinin hız modelleri ……. 101
Şekil 4.27. SY-1 profiline ait yorumlanmamış (a) ve derinlik dönüşümü yapılarak yorumlanmış (b) sismik kesit ……... 103
Şekil 4.28. SY-2 profiline ait yorumlanmamış (a) ve derinlik dönüşümü yapılarak yorumlanmış (b) sismik kesit ……... 104
Şekil 5.1. V hacimli m kütlesinin Y noktasındaki potansiyeli ……. 108
Şekil 5.2. Yerkürenin herhangi bir noktasında yer çekimi ivmesi ve merkezkaç kuvveti ……... 110
Şekil 5.3. Drift düzeltmesi şematik gösterimi (yıldız ile gösterilenler baz noktası ölçümleri) …… 112
Şekil 5.4. Düşey prizmalar yaklaşımı ile topoğrafya düzeltmesi türleri a) yakın zon b) orta zon c) uzak zon …… 117

Şekil 5.5. Bouguer anomali haritasında rejyonel rezidüel ayrımı …… 119
Şekil 5.6. Alçak (a) ve yüksek (b) geçişili filtrelemede tepki fonksiyonunda genlikle dalga sayısı değişimi …….. 120
Şekil 5.7. Polinomal trend analizi ile bölgesel etkiden rezidüel anomalinin ayrımı …….. 122
Şekil 5.8. Güç spektrumu yönteminde derinlik kestiriminin şematik gösterimi ……. 125
Şekil 5.9. Ters çözümde kullanılan filtrelerin şematik gösterimi …… 126
Şekil 5.10. Tek bir noktada şematik derinlik kestirimi …….. 129
Şekil 5.11. Farklı geometrideki yapılarda yapısal indeks seçimine karşılık modelleme çözümleri …….. 130
Şekil 5.12. Gravite veri kazanım noktaları (sarı üçgenler) ve sismik yansıma profilleri (SY-1 ve SY-2) …… 133
Şekil 5.13. Gravite saha çalışması örnekleri ve kullanılan CG-5 Autograv gravimetresi (sağ alt) …… 134
Şekil 5.14. Isparta Bouguer anomali haritası ……. 135
Şekil 5.15. Rejyonal-rezidüel ayrımında süzgeç katsayısı seçimi …… 136
Şekil 5.16. Isparta Bouguer gravite rezidüel (a) ve rejyonal (b) haritası ……. 137
Şekil 5.17. Gravite verisinden hesaplanmış güç spektrumu eğrisi (h1 ve h2 ile tanımlanan doğru parçaları farklı yoğunluklara karşılık gelen ara yüzeyleri göstermektedir) …… 139
Şekil 5.18. Isparta Baseni 3-boyutlu anakaya-derinlik dağılımı …… 141
Şekil 5.19. Isparta ana kaya derinlik dağılımı (Kırmızı noktalar EK-2'de verilen sondaj lokasyonlarını, S1 ve S2 sismik yansıma profillerini, A-A' ve B-B' iki boyutlu gravite kesitlerini göstermektedir) …… 142
Şekil 5.20. 2 boyutlu gravite A-A' derinlik kesiti (Sismik yansıma kesitleri (b) Şekil 4.27. ve (c) 4.28.'den düzenlenmiştir) …… 144
Şekil 5.21. 2 boyutlu gravite B-B' derinlik kesiti …….. 145
Şekil 5.22. Farklı yapısal indeks değerleri için Euler dekonvolüsyonu sonuçları (a. Bouguer gravite rezidüel harita, b. Yapısal indeks 0, c. Yapısal indeks 1, d. Yapısal indeks 2) ……... 147

Şekil 5.23. Belirlenen derinlik seviyeleri için yön bağımlı yatay türevler ve toplam HG (a, b, c: rejyonal veri için dx0, dy0, HG0; d, e, f: sırasıyla 1 km yukarı uzanım derinlik seviyesindeki dx1, dy1, HG1; g, h, i: sırasıyla 2 km yukarı uzanım seviyesindeki dx2, dy2, HG2) …… 148
Şekil 5.24. Bouguer gravite anomali haritası üzerinde farklı derinlik seviyeleri için toplam HG'lerin gösterimi (Beyaz noktalı çizgi HG:0, kırmızı kesikli çizgi HG:1km, siyah uzun kesikli çizgi HG:2km) …….. 149
Şekil 5.25. Simülasyon alanı Bouguer gravite anomali haritası …… 151
Şekil 5.26. Simülasyon alanı rezidüel anomali haritası ……. 152
Şekil 5.27. Simülasyon alanı anakaya derinlik dağılımı …… 153
Şekil 6.1. A kesit alanlı bir silindirde F kuvvetinin etkisiyle meydana gelen elastik deformasyon ……. 157
Şekil 6.2. Kuvvet uygulanan küp üzerindeki gerilme bileşenleri (mavi oklar: normal gerilme, kırmızı oklar: teğetsel gerilme) ……. 157
Şekil 6.3. İki boyutta deformasyon (strain) analizi …….. 158
Şekil 6.4. Gerilme-deformasyon ilişkisi …….. 159
Şekil 6.5. Sonlu farklar türev değişkenleri …….. 163
Şekil 6.6. 3B elastik sonlu fark modellemesi için kademeli grid (staggered-grid) formülasyonu. (i, j, k) indisleri uzaysal koordinatlardaki (x, y, z) değerlerini temsil eder, Δx ise iki komşu gridin merkezleri arasındaki uzunluktur …….. 166
Şekil 6.7. ModelAssembler (MA) açık kaynak kodunun java ara yüz adımları …… 173
Şekil 6.8. ModelAssembler ile oluşturulmuş E3D giriş dosyası örneği …….... 176
Şekil 6.9. Senaryo deprem simülasyonunda kullanılan basitleştirilmiş fay geometrileri …….. 179
Şekil 6.10. Senaryo deprem simülasyonunda kullanılan fayların asperite yönleri (mavi yıldızlar her bir senaryoya ait odak noktaları göstermektedir) …… 181
Şekil 6.11. 1914 Burdur depremini üreten fay segmentinin farklı asperite senaryoları sonucunda meydana gelen yer hareketi dağılımları a)

Senaryo depremi üretmede kullanılan fay segmentinin konumu ve fay düzlemi çözümü (beyaz dikdörtgen simülasyon sınırlarını göstermektedir) b) Simülasyonda kullanılan basen derinlik verisi. c) Simülasyonda kullanılan Vs30 dağılımı d) KD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı e) GB-KD yönlü çift taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı f) GB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı ……. 183

Şekil 6.12. 1914 Burdur deprem senaryosunda kırılma başladıktan 11.7 sn ve 53.8 sn sonraki anlık dalga yayılım görüntüleri; a-b: tek taraflı KD yönlü kırılma, c-d: ortadan çift taraflı KD-GB yönlü kırılma, e-f: tek taraflı GB yönlü kırılma. Şekil üzerinde kırmızı renk doğu-batı yönündeki hareketi (kırmızı ok), yeşil renk kuzey-güney yöndeki hareketi (yeşil ok), mavi renk düşey yöndeki hareketi (mavi x), havza içinde yer alan sarı renk KB-GD veya KD-GB yönlü yatay hareketi (sarı ok), beyaz renk ise tüm yönlerdeki hareket yoğunluğunu gösterir. Şekil üzerinde renklerin parlaklığı yüksek sarsıntı yoğunluğunu temsil ederken, koyu renkler düşük sarsıntı yoğunluğunu ifade eder (tüm senaryolarda deprem odağı beyaz yıldız ile gösterilmiştir) …… 184

Şekil 6.13. 1971 Burdur depremini üreten fay segmentinin farklı asperite senaryoları sonucunda meydana gelen yer hareketi dağılımları a) Senaryo depremi üretmede kullanılan fay segmentinin konumu ve kullanılan fay düzlemi çözümü (beyaz dikdörtgen simülasyon sınırlarını göstermektedir) b) Simülasyonda kullanılan basen derinlik verisi. c) Simülasyonda kullanılan Vs30 dağılımı d) KD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı e) GB-KD yönlü çift taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı f) GB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı ……. 186

Şekil 6.14. 1971 Burdur deprem senaryosunda kırılma başladıktan 18.6 sn ve 45.3 sn sonraki anlık dalga yayılım görüntüleri; a-b: tek taraflı KD

yönlü kırılma, c-d: ortadan çift taraflı KD-GB yönlü kırılma, e-f: tek taraflı GB yönlü kırılma. Şekil üzerinde kırmızı renk doğu-batı yönündeki hareketi (kırmızı ok), yeşil renk kuzey-güney yöndeki hareketi (yeşil ok), mavi renk düşey yöndeki hareketi (mavi x), havza içinde yer alan sarı renk KB-GD veya KD-GB yönlü yatay hareketi (sarı ok), beyaz renk ise tüm yönlerdeki hareket yoğunluğunu gösterir. Şekil üzerinde renklerin parlaklığı yüksek sarsıntı yoğunluğunu temsil ederken, koyu renkler düşük sarsıntı yoğunluğunu ifade eder (tüm senaryolarda deprem odağı beyaz yıldız ile gösterilmiştir) …… 188

Şekil 6.15. 1995 Dinar depremini üreten fay segmentinin farklı asperite senaryoları sonucunda meydana gelen yer hareketi dağılımları a) Senaryo depremi üretmede kullanılan fay segmentinin konumu ve fay düzlemi çözümü (beyaz dikdörtgen simülasyon sınırlarını göstermektedir) b) Simülasyonda kullanılan basen derinlik verisi. c) Simülasyonda kullanılan Vs30 dağılımı d) GD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı e) GD-KB yönlü çift taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı f) KB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı ……. 190

Şekil 6.16. 1995 Dinar deprem senaryosunda kırılma başladıktan 11.7 sn ve 52.8 sn sonraki anlık dalga yayılım görüntüleri; a-b: tek taraflı GD yönlü kırılma, c-d: ortadan çift taraflı KB-GD yönlü kırılma, e-f: tek taraflı KB yönlü kırılma. Şekil üzerinde kırmızı renk doğu-batı yönündeki hareketi (kırmızı ok), yeşil renk kuzey-güney yöndeki hareketi (yeşil ok), mavi renk düşey yöndeki hareketi (mavi x), havza içinde yer alan sarı renk KB-GD veya KD-GB yönlü yatay hareketi (sarı ok), beyaz renk ise tüm yönlerdeki hareket yoğunluğunu gösterir. Şekil üzerinde renklerin parlaklığı yüksek sarsıntı yoğunluğunu temsil ederken, koyu renkler düşük sarsıntı yoğunluğunu ifade eder (tüm senaryolarda deprem odağı beyaz yıldız ile gösterilmiştir) …… 192

Şekil 6.17. 2014 Ağlasun simülasyonu sonucunda meydana gelen yer hareketi dağılımı a) Senaryo depremi üretmede kullanılan mekanizma çözümü (beyaz dikdörtgen simülasyon sınırlarını göstermektedir) b) Simülasyonda kullanılan basen derinlik verisi. c) Simülasyonda kullanılan Vs30 dağılımı d) Senaryo simülasyon sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı ……. 194

Şekil 6.18. 2014 Ağlasun deprem senaryosunda kırılma başladıktan 4.5 sn (a), 9.0 sn (b), 18.0 sn (c) ve 34.8 sn (d) sonraki anlık dalga yayılım görüntüleri. Şekil üzerinde kırmızı renk doğu-batı yönündeki hareketi (kırmızı ok), yeşil renk kuzey-güney yöndeki hareketi (yeşil ok), mavi renk düşey yöndeki hareketi (mavi x), havza içinde yer alan sarı renk KB-GD veya KD-GB yönlü yatay hareketi (sarı ok), beyaz renk ise tüm yönlerdeki hareket yoğunluğunu gösterir. Şekil üzerinde renklerin parlaklığı yüksek sarsıntı yoğunluğunu temsil ederken, koyu renkler düşük sarsıntı yoğunluğunu ifade eder (deprem odağı beyaz yıldız ile gösterilmiştir) …….. 196

Şekil 6.19. 1914 Burdur senaryo deprem simülasyonu sismik tehlike şiddet dağılım haritaları a. Simülasyon alanı sınırları ve senaryoda kullanılan fayın konumu ve odak mekanizma çözümü b. KB-GD yönlü çift taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı c. KB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı. d. GD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı …… 198

Şekil 6.20. 1971 Burdur senaryo deprem simülasyonu sismik tehlike şiddet dağılım haritaları a. Simülasyon alanı sınırları ve senaryoda kullanılan fayın konumu ve odak mekanizma çözümü b. KD-GB yönlü çift taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı c. KD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı. d. GB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı …… 199

Şekil 6.21. 1995 Dinar senaryo deprem simülasyonu sismik tehlike şiddet dağılım haritaları a. Simülasyon alanı sınırları ve senaryoda kullanılan fayın konumu ve odak mekanizma çözümü b. KB-GD

yönlü çift taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı c. GD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı. d. KB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı …… 200

Şekil 6.22. 2014 Ağlasun senaryo deprem simülasyonu sismik tehlike şiddet dağılımı haritası a. Simülasyon alanı sınırları ve senaryoda kullanılan odak mekanizma çözümü b. Şiddet dağılım haritası (düşük yoğunluklu şiddet dağılımından kaynaklı diğer modellerden farklı renk paleti kullanılmıştır) …….. 201

Şekil 6.23. ISP-3202 numaralı istasyonda kaydedilmiş (kırmızı) ve sentetik (mavi) dalga formları …….. 204

TABLOLAR LİSTESİ

Tablo 2.1. Çalışma alanı çevresinde meydana gelmiş bazı önemli depremlerin odak mekanizma çözüm parametreleri ……..… 27

Tablo 3.1. ReMi veri kazanım parametreleri …… 47

Tablo 3.2. Bir boyutlu derinlik-Vs değerlerinden oluşturulmuş Vs kat haritalamasında ve zemin sınıflamasında kullanılacak olan hız değerleri …… 53

Tablo 3.3. NEHRP zemin sınıflaması kriterleri ……..……... 63

Tablo 4.1. Sismik yansıma profillerine ait veri kazanım parametreleri ……. 92

Tablo 5.1. Gravite verisi, birinci türev ve ikinci türev bileşenleri için bazı basit kaynak şekillerine karşılık yapısal indeks değerleri …… 128

Tablo 5.2. 3DINVER veri işlem parametreleri ……. 139

Tablo 5.3. Bölgede açılan sondajlara ait derinlik bilgisi (anakaya seviyesine ulaşılan seviyeler sarı renk ile işaretlenmiştir) ……..…… 140

Tablo 6.1. Çalışma alanı için tespit edilen kabuk ve üst manto modeli ……. 178

Tablo 6.2. Şekil 6.9.'da verilen depremler için hesaplanan sismik moment değerleri …… 179

Tablo 6.3. Senaryo depremler için hesaplanan moment magnitüdü değerleri ... 180

Tablo 6.4. 1914 Burdur deprem senaryosunda kullanılan giriş ve çıkış parametreleri …… 185

Tablo 6.5. 1971 Burdur deprem senaryosunda kullanılan giriş ve çıkış parametreleri …… 187

Tablo 6.6. 1995 Dinar deprem senaryosunda kullanılan giriş ve çıkış parametreleri …… 191

Tablo 6.7. Senaryo deprem simülasyonlarından elde edilen yer hareketi değerleri ve ISP havzası için bu değerlerden hesaplanan aletsel şiddet değerleri …… 202

ÖZET

Anahtar kelimeler: Isparta Havzası, Senaryo Deprem Simülasyonu, PGV, ReMi, Sismik Yansıma, Gravite, Deprem Tehlike, Şiddet

Bu tez çalışmasında, Isparta havzasının senaryo deprem simülasyonun bölgede etkili fayları kullanarak elde edilmesi ve deprem tehlike şiddet dağılımının ortaya çıkarılması amaçlanmıştır. Bunun için öncelikle Isparta havzasının zemin özellikleri ve ana kaya derinlik dağılımı ortaya konmuştur. Bu özelliklerin gerçekleştirilmesi için çeşitli jeofizik yöntemler kullanılmıştır. Bunlar; ReMi, sismik yansıma ve gravite yöntemleridir. 152 noktada toplanan Remi verisinden kayma dalgası hızları (Vs) elde edilmiş ve bu hızlar kullanılarak zemin sınıflandırması NEHRP'e (National Earthquake Hazards Reduction Program) göre yapılmıştır. Piroklastik malzeme ve kuvaterner yaşlı alüvyon çökellerden oluşan basen içi ve kenarı D ve C zemin grupları ile tanımlanmıştır. Diğer taraftan çalışma alanında ana kaya derinlik dağılımın ortaya çıkarılmasında sismik yansıma ve gravite yöntemi karşılaştırmalı olarak kullanılmıştır. Havzaya batıdan ve doğudan 2.1 ve 1.1 km'lik iki profil boyunca sismik yansıma verisi toplanmış ve sismik kesitler elde edilmiştir. Sismik yansıma kesitlerinde havzanın batı kenar derinliği 142 m, doğu kenarı derinliği ise 194 m olarak tespit edilmiştir. Havzanın ana kaya derinlik dağılımı için 108 noktada yaklaşık 1.2 km grid aralığı ile gravite verisi toplanmıştır. Bu veri ile yapılan çözümlemelerde Isparta havzasında alüvyal istif kalınlığı maksimum 511 m olarak belirlenmiştir. Simülasyonda kullanılacak sonlu fay kırıklarının ana kaya derinlik dağılımı oluşturabilmek için MTA'ya ait bouguer gravite verileri kullanılmıştır. Jeofizik yöntemlerden elde edilen tüm sonuçlar senaryo deprem simülasyonuna saha parametresi olarak entegre edilmiştir.

Senaryo deprem simülasyonu için, 3 boyutlu elastik dalga yayılım kodu E3D (3-D Elastic Seismic Wave Propagation Code) kullanılmıştır. Simülasyonda Isparta havzası üzerinde etkili olan Fetiye-Burdur fay zonu üzerindeki 3 Ekim 1914 Burdur (Ms=7.0) ve 12 Mayıs 1971 Burdur (Ms=6.0), Dinar-Çivril fayı üzerindeki 1 Ekim 1995 Dinar (Ms=6.2) depremleri dikkate alınmıştır. Bu depremleri üreten sonlu fay segmentlerinin farklı kırılma durumları ve nokta kaynak mekanizmalı 24 Ağustos 2014 Ağlasun (Mw=5.0) depreminin ise tekrarı modellenmiştir. Toplamda 10 farklı senaryo ile Isparta havzasının sismik tehlike şiddet dağılımı ortaya konmuştur. Senaryo simülasyonlar neticesinde 1914-Burdur KD yönlü tek taraflı kırılma modelinde, Isparta havzasında meydana gelecek en büyük yer hızının (Peak Ground Velocity, PGV) 36 cm/sn, aletsel şiddetin ise VIII'e yakın olacağı öngörülmektedir.

MODELING OF ISPARTA BASIN STRUCTURE WITH GEOPHYSICAL METHODS AND PREPARATION OF SCENARIO EARTHQUAKE SEISMIC HAZARD MAPS

SUMMARY

Keywords: Isparta Basin, Earthquake Simulation, PGV, ReMi, Seismic Reflection, Gravity, Earthquake Hazard, Intensity

In this study, it is aimed to reveal earthquake hazard intensity distribution of fault segments affecting Isparta basin south of Isparta angle using scenario earthquake simulation. Primarily, for this purpose, ReMi, seismic reflection and gravity method have been used as geophysical methods in order to reveal the soil properties and bedrock depth distribution of Isparta basin. The ground classification was made according to the National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP) using the slip wave velocities (Vs) obtained from the Remi study at 152 points. The inside and edge of the basin, composed of pyroclastic material and quaternary alluvial deposits, are defined by D and C ground groups. Seismic reflection and gravity method are used comparatively to reveal the depth distribution of the bedrock in the study area. In the seismic reflection method performed at 200 CDP (Common Depth Point) on two profiles with a total length of 3.2 km, the western edge depth of the basin is determined as 142 m and the eastern edge depth is 194 m. The depth distribution of the basin bedrock was determined by gravity method, which is carried out with a grid interval of approximately 1.2 km at 108 points. Within this context, the highest alluvial deposit thickness in the Isparta basin is 511 m. The bouguer gravity data collected by the MTA were used to generate the main rock depth distribution of the simulation area. The results obtained from geophysical methods are entered as field data for scenario earthquake simulations.

In the scenario earthquake simulation, 3-D Elastic Seismic Wave Propagation Code (E3D) was used. In the simulation, 3 October 1914 Burdur (Ms = 7.0) earthquake, 12 May 1971 Burdur (Ms = 6.0) earthquake on the Fethiye-Burdur fault zone and 1 October 1995 Dinar (Ms = 6.2) earthquake on the Dinar-Çivril fault, which are effective on the Isparta basin, were considered. Different rupture states of finite fault segments which are forming these earthquakes are modeled. In addition, 24 August 2014 Ağlasun (Mw = 5.0) point-source mechanism earthquake was modeled. Seismic hazard intensity distribution of Isparta basin is investigated with 10 different scenarios in total. As a result of scenario simulation of the 1914-Burdur NE directional single-sided fracture model, it is predicted that the highest ground speed (Peak Ground Velocity, PGV) will be 36 cm / sec and the instrumental intensity will be close to VIII.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

Türkiye aktif bir deprem kuşağı üzerinde yer almaktadır. Bu durum göz önünde bulundurulmadan gerçekleştirilen yer seçimi ve yapılaşma beraberinde önemli sorunları da meydana getirmektedir. Depremlerin meydana getirdiği yapı hasarlarının sadece depremin fiziksel özelliklerinden değil aynı zamanda zeminin özelliklerine de bağlı olduğu bilinmektedir. Ana kaya üzerindeki yumuşak zeminler deprem dalgalarını büyüterek yapılara ağır hasarlar verebilmektedir. Ülkemizde özellikle altyapı hizmetlerinin götürülmesindeki kolaylıklar nedeniyle yapılaşma alanları olarak düz morfolojik yapıya sahip bölgeler tercih edildiğinden, benzer sonuçlarla çok sık karşılaşılmaktadır. Özellikle alüvyon çökellerin hakim olduğu alanlar deprem esnasında çok büyük oranda tahribata maruz kalmaktadır.

Yakın geçmişte önemli kent yerleşimleri civarında meydana gelen depremler, oluşturdukları can ve mal kayıpları ile sosyoekonomik hayatta önemli kesintilere neden olmuşlardır (Coburn ve Spence 2002). Bu depremler arasında Mexico City'de 1985 Michoacan (M_w:8.2), Amerika Birleşik Devletleri'ndeki 1994 Northridge (M_w:6.7), Japonya'daki 1995 Kobe (M_w:7.2), Türkiye'deki 1999 İzmit (M_w:7.4) ve Tayvan'daki 1999 Chi-Chi (M_w:7.6) depremleri öncelikli olarak gösterilebilir. Bu depremlerin etkileri yerel jeolojik şartlardan dolayı kat kat artmış ve bu artışta özellikle yakındaki kent yerleşimlerinin havza zeminler üzerinde yer almaları ve bu havzaların geometrileri önemli rol oynamıştır (Hartzell ve ark., 1998; Olsen, 2000; Goto ve ark., 2005). Bu gözlemler özellikle yoğun nüfuslu ve sanayileşmiş alanlarda büyük depremlerin neden olduğu kuvvetli yer hareketinin (en büyük ivme, hız ve yer değiştirme türünden) ve içerdikleri zemin etkisinin ayrıntılı bir dağılımının çıkarılmasına olan acil ihtiyacı gündeme getirmektedir. Çünkü bu dağılımın doğru bir şekilde elde edilmesi gelecekte olabilecek bir depremin oluşturacağı tehlikenin

önceden kestirimine, risk değerlendirmelerinin yapılmasına, tehlike veya mikro bölgeleme haritalarının hazırlanmasında temel teşkil edecektir.

Nitekim Los Angeles ve Mexico City gibi metropolitanlar için bu tür ayrıntılı haritalar yoğun bir sismograf dağılımından elde edilen kuvvetli yer hareketi kayıtlarından yararlanılarak üretilmiştir (Hartzell ve ark., 1998; Reinoso ve Ordaz, 1999; Özalaybey ve ark., 2008). Özellikle büyük bir deprem için bu tür dağılımların kent yerleşimleri için doğru bir şekilde çıkartılması kent yerleşimi ve civarında dağılmış durumda yüzlerce sismografın varlığını gerekli kılmasına rağmen çoğu deprem için yeterli sayıda gözlenmiş kayıt mevcut değildir. Örneğin 1999 İzmit depreminin 20 istasyonda kaydı mevcuttur. Ayrıca şu anda yeterli sayıda sismografın olduğu düşünülse dahi büyük bir kuvvetli yer hareketi veri tabanı oluşturmak için orta veya daha büyük magnitütde depremleri beklemek zorunda kalınacaktır. Ancak, sismolojinin bugün geldiği seviye olası büyük bir depremin kuvvetli yer hareketi sismogramlarını hesaplanabilir hale getirdiğinden sismik tehlike haritalarının hazırlanması için tamamen gözlemsel verilerden oluşan bir veri tabanı oluşmasını beklemek gerekmemektedir. Literatürde bunun pek çok örneği mevcuttur (Panza ve ark., 2001; Goto ve ark., 2005; Hallier ve ark., 2008; Bjerrum ve Atakan, 2008; Frankel ve ark., 2009; Skarlatoudis ve ark., 2010; Iwaki ve Iwata 2010; Molnar ve ark., 2014).

Karmaşık jeoloji ile karakterize edilen alanlarda, yakın yüzey tabakalarının yatay ve düşey yöndeki değişken özellikleri yer hareketini etkileyebilir ve sismik tehlike değerlendirmesinde zemin tepkisi (site response) olarak dahil edilir. Kuvvetli yer hareketi esnasında kaynaktan yayılan sismik dalgalar düşük hızlı gevşek zeminlerde odaklanma, tuzaklama, saçılma veya çok yollu rezonansa uğrayarak ve yapıcı veya yıkıcı girişim sergileyebilirler (Özalaybey ve ark., 2008; West, 2017). Zemin tepkisi olarak tanımlanan bu etki dalga yayılımında yakın alan koşulları altında ayrı bir kategoride değerlendirilir (Anderson, 2003).

Genel olarak bu yakın alan koşulları kapsamındaki zemin etkileri (site effect) aslında hem sığ hem de derin jeolojik yapıyla ilişkilidir. Sığ kısımdaki düşük hızlı jeolojik

malzemeler yer hareketini güçlendirmede kritik bir öneme sahiptir (Kramer, 1996). Bordcherdt ve Glassmoyer (1992) ve Bordcherdt (1994) tarafından gerçekleştirilen amprik çalışmalar yer hareketinin genliğinin, sığ tabakalarda düşük hızlı malzemelerin bir fonksiyonu olarak nasıl güçlendiğini ortaya koymuştur.

Deprem tehlike çalışmalarında sığ yüzey tabakalarının deprem esnasındaki tepkisinin belirlenemesinde kesme dalgası hızı (V_s) yaygın kabul gören bir parametredir (Borcherdt, 1970; Kramer, 1996; Boore, 2004; Frankel ve ark., 2009; Poormirzaee ve Moghadam, 2014). Deprem sonrası yapılan araştırmalarda özellikle 30 metre derinlik seviyesine kadar hesaplanan ortalama kesme dalgası hızı V_{s30}'un, gözlenen saha amplifikasyonu verileri ile oldukça iyi korelasyon gösterdiği görülmüştür. Bu nedenle bu parametre modern bina yönetmelikleri ve zemin sınıflama kriterlerince önemli bir indeks olarak önerilmektedir. Öte yandan V_{s30} farklı deprem tehlike projelerinde (Ground Motion Prediction Equation (GMPE) (Abrahamson ve Silva, 2008), Next Generation Attenuation (NGA) (Chiou ve Youngs, 2008), Ulusal Deprem Araştırma Programı (UDAP) (AFAD)) önemli bir alan parametresi olarak vurgulanmaktadır.

Anakaya veya havza tabanının geometrik şekli ve jeolojik yapısı ile karakterize edilen hazva etkisi (basin effect) ise deprem dalgalarının genlikleri üzerinde etkili bir başka değişkendir ve bu geometri yer hareketinin genliklerinin yüzeyde belirli bir alanda daha fazla artmasına neden olabilir (Kramer ve Stewart, 2004, Özalaybey ve ark., 2011). Örneğin Furumura ve Koketsu (2000), Kawase (1996) ve Hallier ve ark. (2008) Japonya Kobe'de, Hartzell ve ark. (2016) California Livermore vadisinde yaptıkları çalışmalarda yer hareketindeki önemli genlik artışının havza kenarlarında meydana geldiğini belirlemişlerdir. Bu durumu araştırmacılar havza kenarı etkisi (basin edge effect) olarak ifade etmişlerdir. Öte yandan Washington Seattle bölgesinde Stephenson ve ark. (2006) ve Frankel ve ark. (2009); Los Angeles bölgesinde Hartzell ve ark. (1997) ve Olsen (2000); Kanada British Columbia eyaletinde Molnar ve ark. (2014) tarafından yapılan araştırmalarda havza sınırları içerisinde belirli bölgelerde meydana gelen güçlü amplifikasyonları, karmaşık havza geometrisinin odaklama etkisi olarak tanımlamışlardır.

Kuvvetli yer hareketi esnasında yapının güvenliğinin sağlanmasının yanında inşaat maliyetlerini asgari düzeye indirgeme mühendisler ve kentsel planlamacılar için önemli bir sorundur. Bu sorunu çözmede en etkili yöntemlerden biri gerçeğe yakın senaryo deprem simülasyonları ile tehlike (şiddet) haritalarının oluşturulmasıdır. Deprem zararlarının ön kestiriminde dalga yayılımı prensibine dayanan simülasyon tekniği 1970'lerden günümüze yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Boore, 1972, Virieux, 1986; Frankel, 1993, Graves, 1996; Pitarka, 1999; Larsen ve ark., 2001; Moczo ve ark., 2007a; Aochi ve ark., 2012; Molnar ve ark., 2014; Louie ve ark., 2016; West, 2017). Çoğunlukla sonlu farklar ve sonlu eleman temelli bu senaryo deprem simülasyonlarında öncelikli hedef deprem dalgalarının zeminleri nasıl etkileyeceğinin öngörülmesidir. Bu durum neticede hazırlanacak güvenlikli yapı tasarımı maliyetini azaltılabileceği ve mevcut yapıların olası bir depremden nasıl etkileneceğini kolaylıkla ortaya çıkarılabilir.

Simülasyon ile yapı hasarının öngörüsünde kullanılan parametre dalga yayılımı algoritmasından hesaplanan PGA (maksimum yer ivmesi) ve PGV (maksimum yer hızı) değerleridir. Bu doğrultuda Wald ve ark. (1999) tarafından geliştirilen ve daha sonra Worden ve ark. (2012) tarafından veri indisleri güncellenen ShakeMap programı jeofizik ve jeolojik veri kullanmaksızın istatiksel olarak üretilen PGA ve PGV değerlerinden deprem şiddetini tahmin etmede USGS (United States Geological Survey) tarafından yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Ancak Savran ve ark. (2011), Louie ve ark. (2011) ve Flinchum ve ark. (2014) tarafından da ifade edildiği gibi zemin özellikleri olmaksızın istatiksel olarak hazırlanan deprem tehlike şiddet haritalarının doğruluğu tartışmaya açıktır.

Birinci derece deprem bölgesi içerisinde yer alan Isparta ili, Isparta açısı adı verilen (Blumental, 1963) Türkiye'nin en önemli tektonik yapılarından birinin tam merkezinde bulunan Isparta ovası içerisinde yer almaktadır. Bu aktif tektonik zon içerisinde sıklıkla küçük ve orta dereceli depremler meydana gelmektedir. Isparta açısı tektoniği içerisinde şekillenen Isparta ve çevresinde güncel çökel araştırmalarının önemini vurgulayan çalışmalarda (Kazancı, 1990; Kazancı ve Karaman, 1988; Kazancı ve ark., 2000; Görmüş ve ark., 2005; Kanbur ve ark., 2008;

Helvacı ve ark., 2013) ovadaki alüvyon istifin etek, göl, nehir, geçiş (delta) çökellerinden meydana geldiği anlaşılmaktadır. Bu tür jeolojik birimlerin hakim olduğu alanların deprem esnasında yüksek tahribata maruz kalacağı ise göz ardı edilemez bir gerçektir. Bu bağlamda bu tür alüvyal çökellerin bulunduğu sedimanter havzalarda farklı deprem senaryoları için yapılacak deprem tehlike çalışmaları can ve mal kaybını azaltmada önemli bir veri sağlamasının yanı sıra bölge ekonomisine de çok büyük kazançlar sağlayacaktır.

Isparta bölgesi ile ilgili olarak yapılan araştırmalar daha çok bölgenin genel jeolojisi (Koçyiğit, 1983, 1984, 2000; Yağmurlu ve ark., 1997; Yağmurlu, 2000; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Poisson ve ark., 2003; Robertson ve ark., 2003; Koçyiğit ve Deveci, 2007; Koçyiğit ve ark., 2012; Helvacı ve ark., 2013), stratigrafik gelişimi (Gutnic ve Poisson, 1970; Gutnic ve ark., 1979; Yalçınkaya, 1989; Akbulut, 1980; Sarız, 1985; Karaman ve ark., 1988; Karaman, 1990, 1994; Görmüş ve Özkul, 1995; Görmüş ve ark., 2003) ve tektonik yapısının ortaya çıkarılması (Koçyiğit, 1984; Barka ve Reilinger, 1997; Zitter ve ark., 2003; Koçyiğit ve Deveci, 2007; Aktuğ ve ark., 2009; Kalyoncuoğlu ve ark., 2011; Gülal ve ark., 2013, Över ve ark., 2016; Koç ve ark., 2016) üzerinde yoğunlaşmıştır (Bu çalışmalara ait detaylı bilgi Bölüm 2'de irdelenecektir).

Bununla birlikte bölgenin gerek kabuk yapısı özelliklerinin belirlenmesi ve gerekse aktif tektoniğine ilişkin jeofiziksel araştırmalar bulunmaktadır (Dolmaz, 2007; Erduran ve ark., 2007; Balkaya ve ark., 2009; Erduran, 2009; Sapaş ve Güney Boztepe, 2009; Över ve ark., 2010; Karabacak, 2010; Biryol ve ark., 2011; Över ve ark., 2013; Gülal ve ark., 2013; Şahin ve ark., 2013; Tiryakioğlu ve ark., 2013). Bu araştırmalarda Isparta açısının tektonik gelişimi ve Isparta üçgeninin batı kolunu oluşturan Burdur fayının özelliklerinin belirlenmesi amacıyla buradaki sismik aktivite üzerine yoğunlaşmaktadır. Kabuk araştırmaları ve tektonik aktivite ile ilgili bu türden çalışmalar Isparta havzasının ana kaya geometrisini ortaya koymaktan uzaktır.

Ova içerisinde havza çökellerinin kalınlığını belirlemede tek araştırma Kanbur ve Etiz (2005) tarafından yapılan gravite çözümlemesidir. Bu araştırmada 10 km'lik bir profil gravite modellemesiyle havza kalınlığı 320 m olarak tespit edilmiştir. Isparta havzasının kuzeydoğu kısmından elde edilen bu veri önemli bir bilgi olmakla birlikte havzanın genelini temsil etmekten uzaktır. Buna karşın Isparta havzası içerisinde zemin özelliklerinin tespitinde etkili V_s hızını belirlemede çeşitli jeofizik çalışmalar (Yiğiter, 2008; Kanbur ve ark., 2008; Kanbur ve Kanbur, 2009; Silahtar, 2011; Silahtar ve Kanbur 2013; Uyanık ve ark., 2013) yer almaktadır. Bu araştımalardan en kapsamlısı Kanbur ve Kanbur (2009) tarafından yapılan ve Isparta şehir merkezinin sadece bir bölümünü (4 km^2) kapsayan V_s dağılımı ve zemin özelliklerinin irdelendiği çalışmadır. Yapılan çalışmalardan da anlaşılacağı üzere, Isparta havzasında ana kaya geometrisi ve makro ölçekte zemin özelliklerinin ortaya çıkarılması üzerine detaylı bir çalışmanın olmadığı görülmektedir.

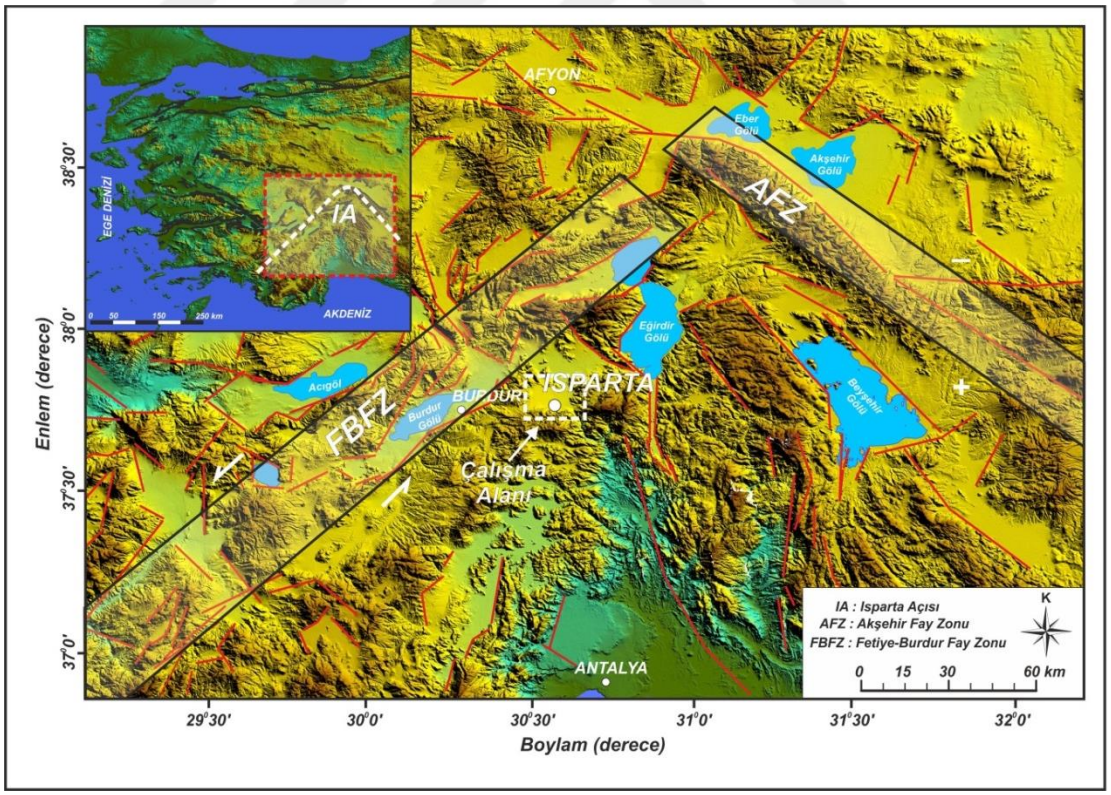
Bu tez kapsamında Isparta havzasında, Isparta şehir merkezi ve yakın yerleşim alanlarını kapsayan bölgenin senaryo deprem tehlike şiddet haritalarının üretilebilmesi için V_s hız dağılımı, zemin sınıflaması ve sediman kalınlığı gibi zemin parametreleri elde edilmiştir. V_s hız dağılımı ve bu değerlerden türetilecek V_{s30} bilgisinin elde edilmesinde ReMi (Refraction-Microtremor) yöntemi kullanılmıştır. Ana kaya geometrisi ve fay çizgiselliklerinin tespitinde ise sismik yansıma ve mikro gravite yöntemi kullanılmıştır. ReMi, sismik yansıma ve gravite çalışmalarının sonuçlarını detaylı bir şekilde irdeleyebilmek için bölgede DSİ (Devlet Su İşleri) tarafından açılan sondaj verileri derlenmiştir. Senaryo deprem simülasyonu için ise Larsen ve ark. (2001) tarafından geliştirilen sonlu farklar elastik dalga yayılımı kodu olan E3D kullanılmıştır.

Bu tez toplamda yedi bölümden oluşmaktadır. Bu bölümler kendi içerisinde ayrı birer çalışma olup her bölümde amaç ve kullanılan yönteme dair bilgiler verilmiştir. Bölüm 2'de çalışma alanı olarak belirlenen Isparta havzasının jeolojisi, tektoniği ve depremselliği üzerine yapılan araştırmalara değinilip çalışma alanı detaylı olarak irdelenmiştir. Üçüncü bölümde havza zemin özelliklerinin belirlenmesinde kullanılan ReMi yönteminin esasları tanımlanmış olup arazi çalışmaları, veri analizi ve elde

edilen analiz bulgularını kapsamaktadır. Dördüncü ve beşinci bölüm havzanın ana kaya geometrisinin belirlenmesinde kullanılan sismik yansıma ve gravite yöntemlerinin temel tanımlamaları, arazi çalışmaları, veri işlem ve analiz bulgularından oluşmaktadır. Senaryo deprem simülasyonunda kullanılan sonlu farklar yaklaşımı ve elastik dalga yayılımı temelleri, kullanılan dalga yayılım kodu içeriği, kullanılan senaryo deprem parametreleri ve simülasyon bulguları ise altıncı bölümde yer almaktadır. Tezin son bölümü olan yedinci bölüm ise tez içeriğinde yapılan tüm çalışmalardan elde edilen sonuçları ve önerileri kapsamaktadır.

BÖLÜM 2. ÇALIŞMA ALANI

Bu çalışmada inceleme alanı olarak Isparta şehir merkezi ve yakın çevresi seçilmiştir (Şekil 2.1.). Çalışma alanı ülkemizin önemli tektonik elemanlarından biri olan Isparta Açısının güneyinde yaklaşık $37^{0}73^{'}$ - $37^{0}85^{'}$ K enlemleri ile $30^{0}48^{'}$ – $30^{0}66^{'}$ D boylamları arasındadır. Doğusunda Fethiye-Burdur fay zonu, batısında ise Akşehir fay zonu ile sınırlandırılmış 12x15 km^{2}'lik alan içerisinde kalan araştırma bölgesi yaklaşık 1050 rakımındadır. İnceleme alanı Isparta şehir merkezinin tamamını kapsamakla birlikte Aliköy, Hacılar, Deregümü, Yakaören, Sav, Kayıköy gibi merkeze yakın köyleri de içerisine almaktadır.



Şekil 2.1. Çalışma alanın yer bulduru haritası (Çalışma alanı kesikli çizgili dikdörtgen ile gösterilmiştir)

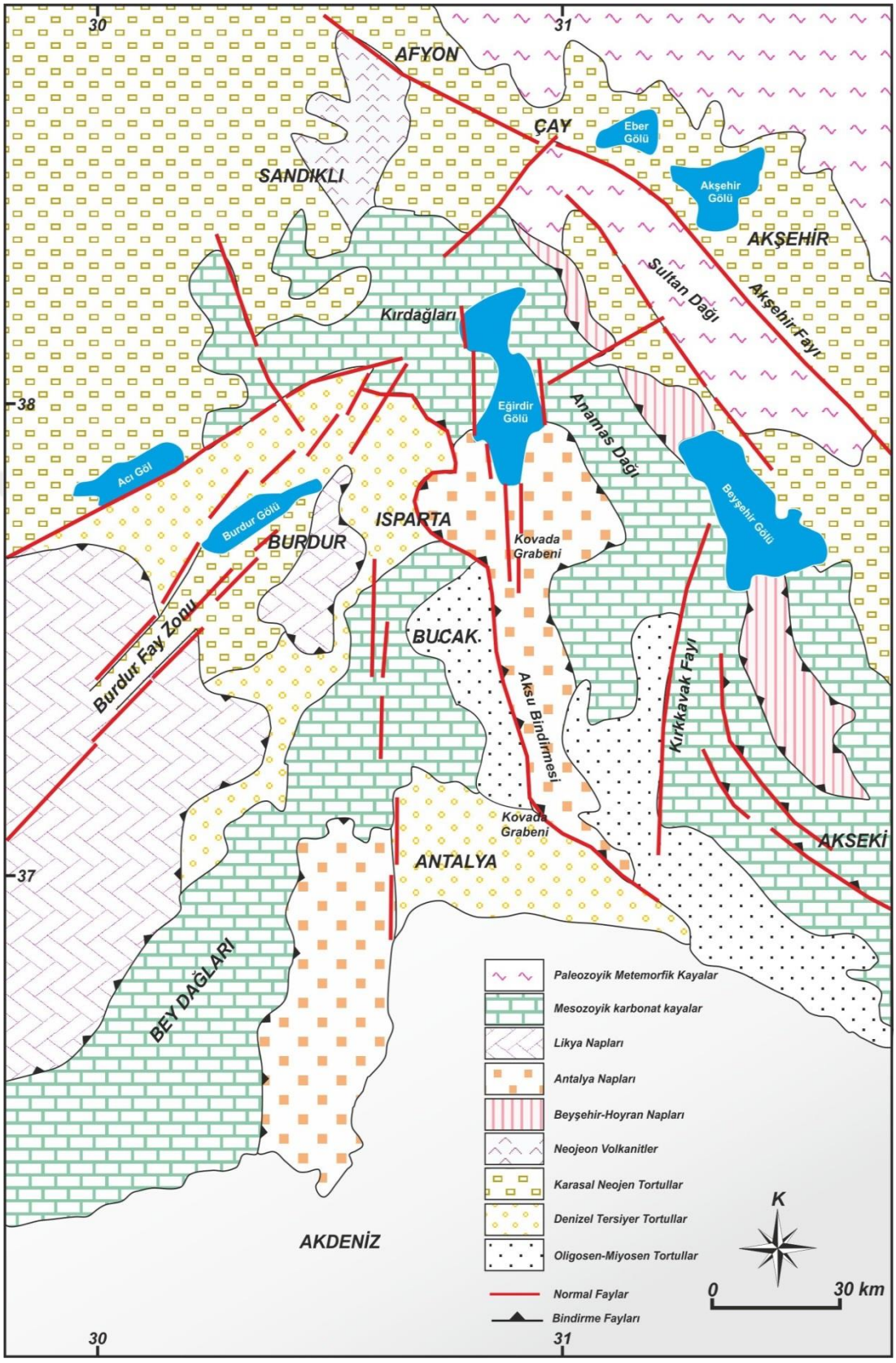
2.1. Genel Jeoloji

Blumenthal (1963) tarafından ters V şeklinde bir yapıyla tanımlanan ve Verhaert ve ark. (2006)'da belirttiği gibi K-G istikametinde 120 km, D-B istikametinde ise 50 km genişliğe sahip Isparta açısının güneyinde kalan çalışma alanı, birçok araştırmacı (Poisson ve ark., 1984; Karaman 1990-1994; Robetrson ve ark., 2003; Bozcu ve ark., 2007; Kanbur ve ark., 2008) tarafından da ifade edildiği gibi otokton ve allakton birimlerden oluşmaktadır (Şekil 2.2.).

Bölgenin genel jeolojik yapısını etkileyen Isparta açısı, içerisinde otokton birimler ile Isparta açısını simetrik biçimde ikiye ayıran Eğirdir-Kovada grabeninin batı ve doğusunda sırayla Beydağları ve Akseki-Anamas Mesozoik yaşlı karbonat platformlarından meydana gelmektedir (Yağmurlu ve ark., 1997; Yağmurlu ve Şentürk, 2005). Bölgede hakim allakton konumlu jeolojik birimler ise doğudan batıya doğru Beyşehir-Hoyran napları, Antalya napları ve Likya naplarıdan oluşmaktadır (Poisson, 1984; Robertson ve ark., 2003; Bozcu ve ark., 2007) (Şekil 2.2.).

Bu allakton birimlerden Beyşehir-Hoyran napları sığ ve denizel birimler, volkanolojik birimler ve ofiyolitler içermektedir (Koçyiğit ve Deveci, 2007, Avşar, 2013). Orta-Geç Eosen ile Geç Miyosen yerleşim yaşına sahip Antalya napları ise Mesozoik ve alt tersiyer yaşlı magmatik ve sedimanter kayaçlardan oluşmaktadır (Yağmurlu ve Şentürk, 2005).

Likya napları Beyşehir-Hoyran napları gibi Orta-Geç Eosen ile Geç Miyosen yerleşim yaşına sahip olup okyanusal kabuk, havza, yamaç ve platform tipi kaya birimlerini içermektedir (Yağmurlu ve ark., 1997; Öncü, 2007).



Şekil 2.2. Güneybatı Anadolu ve Isparta Açısının basitleştirilmiş temel jeolojik yapısı (Poisson ve ark., 2003a; Verhaert ve ark., 2006; Bozcu ve ark., 2007'den düzenlenmiştir)

2.2. Stratigrafi

Isparta açısının kuzeyinde yer alan çalışma alanı, bölgesel jeoloji ve tektoniğin etkisinde Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı Otokton özellikler ihtiva eden çeşitli kayaç topluluklarından (Söbüdağ Kireçtaşı Üyesi, Çiğdemtepe Kireçtaşı, Güneyce Formasyonu) oluşmaktadır (Koçyğit, 1984; Karaman, 1994; Görmüş ve Özkul, 1995; Poisson ve ark., 2003a; Yağmurlu ve Şentürk, 2005). Bölgenin genel jeolojisinde allakton birimlerden de söz etmek mümkün olmasına karşın Şekil 2.3.'te verilen arazi gözlemleri ve daha önceki çalışmalar dikkate alınarak hazırlanmış çalışma alanı ve yakın çevresinin jeolojisini gösteren haritada da verildiği üzere inceleme alanı içerisinde bu kayaç topluluğu yer almamaktadır.

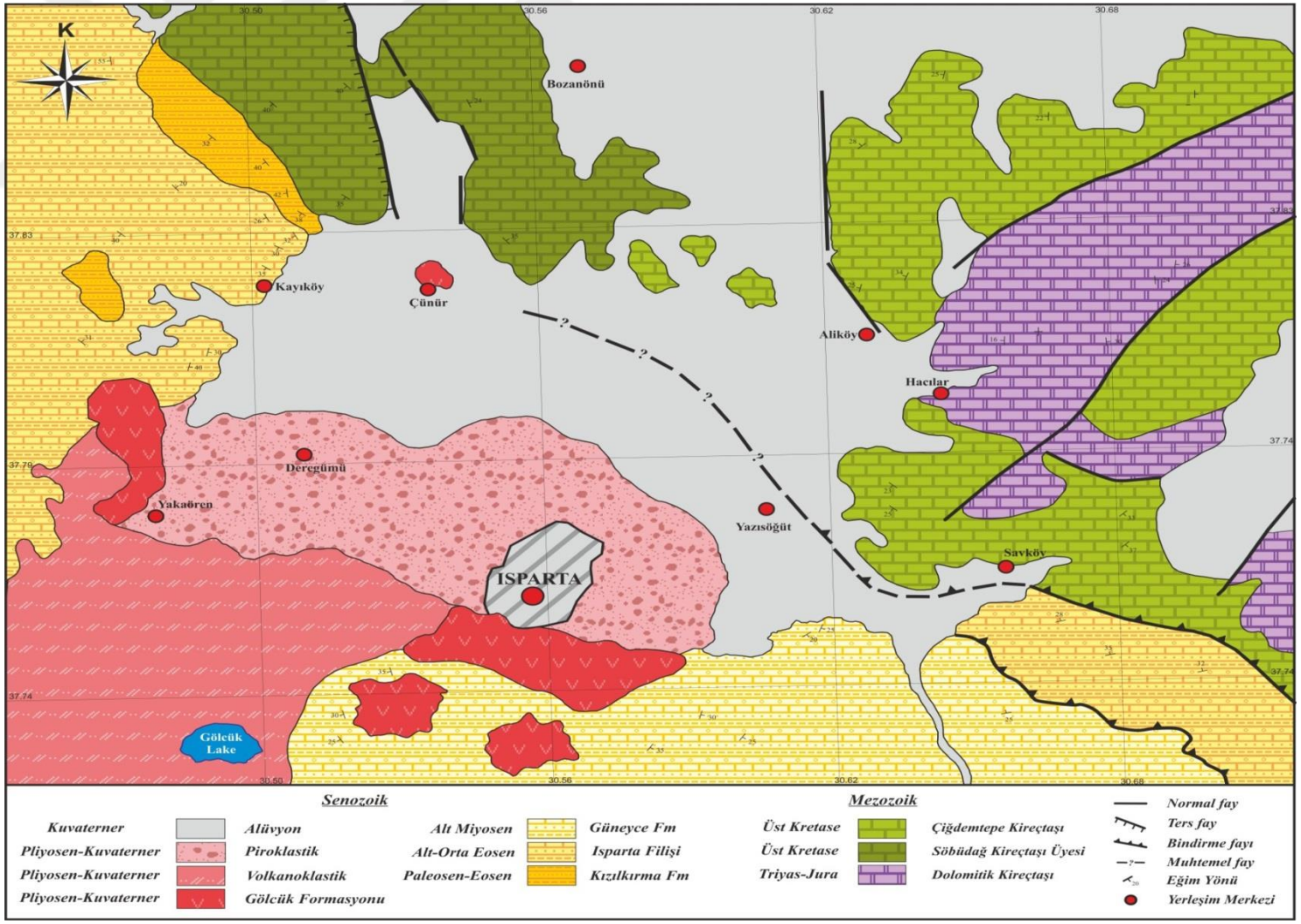
Çalışma alanı içerisinde yüzeylenme veren otokton özellik gösteren kaya birimleri yaşlı birimlerden genç birimlere doğru; Üst kretase yaşlı Davras grubu ve Çiğdemtepe Kireçtaşı, Paleosen yaşlı Kızılkırma formasyonu, Orta Eosen yaşlı Isparta filişi, Alt Miyosen yaşlı Güneyce formasyonu, Pliyosen yaşlı gölcük volkanitleri ve Piroklastikler' den oluşmakta olup tüm bu formasyonları uyumsuz olarak üzerleyen Kuvaterner yaşlı alüvyon malzemelerden meydana gelmektedir (Karaman, 1990-1994; Görmüş ve Özkul, 1995; Poisson ve ark., 2003a; Demer, 2008; Görmüş ve ark., 2010) (Şekil 2.4.).

Bu otokton birimler stratigrafik sütün grafiğinde verilen yaş sıralamasına göre aşağıda özetlenmiştir.

2.2.1. Davras grubu

2.2.1.1. Dolomitik kireçtaşı

İnceleme alanının batısında istiflenen bu birim ilk kez Akbulut (1980) tarafından ayırtlanmış ve Davras Kireçtaşı adı verilmiştir. Birim genellikle gri renkli, kalın tabakalı veya masif dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Yalçınkaya, 1989; Karaman, 1994; Görmüş ve ark., 2010). İstifin kalınlığı saha gözlemlerine

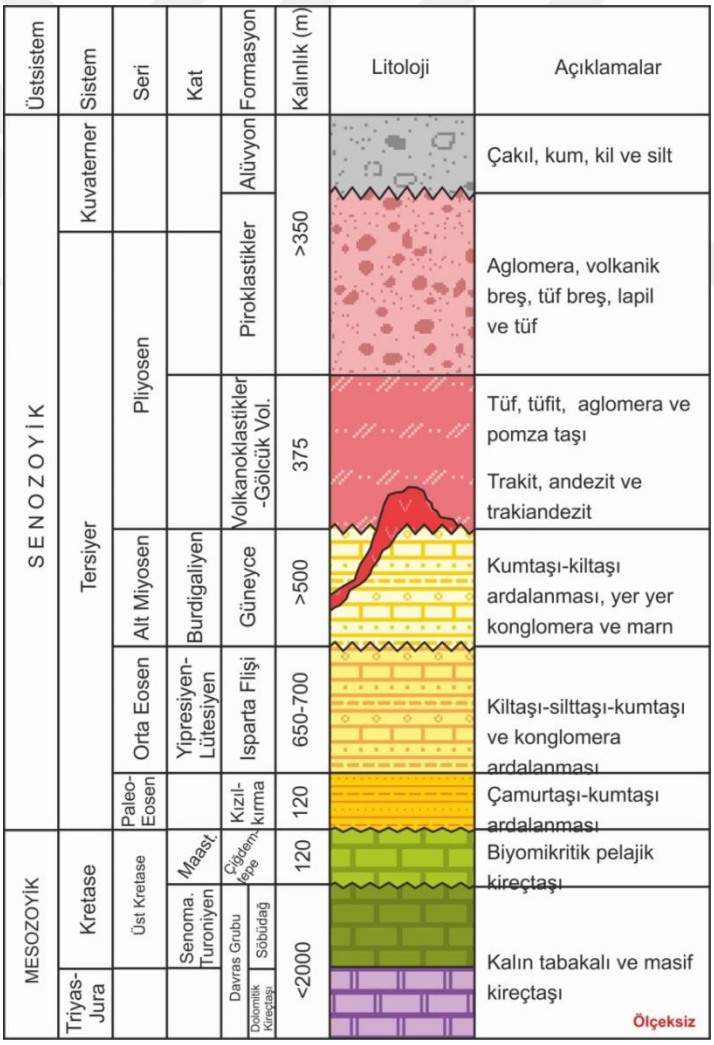


Şekil 2.3. Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Demer, 2008; Sagular ve Görmüş, 2009'dan düzenlenmiştir)

göre 2000 metreden fazladır. İstif Görmüş ve Özkul (1995) tarafından yapılan çalışmaya göre Üst Triyas- Üst Kretase yaş aralığındadır.

2.2.1.2. Söbüdağı kireçtaşı üyesi

Birim, çalışma alanında Süleyman Demirel Üniversitesi (SDÜ) kampüs alanı kuzeyinde, büyük ve küçük Söbü Tepe'de gözlenmektedir. Karaman ve ark. (1988)'de birimi formasyon olarak nitelendirmişse de birimin taban dokanağının tam olarak belirlenememesinden dolayı üye seviyesinde isimlendirilmiştir. Gri renkli olan istif kalın (0.5-1.5m), çok kalın (2-4m) masif veya tabakalı kireçtaşlarından meydana gelmiştir (Demer, 2009; Görmüş ve ark., 2010).



Şekil 2.4. Çalışma kapsamında hazırlanmış Isparta ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti

Bölgede gelişen tektonik olaylardan etkilenmiş olan istif kırklı ve kıvrımlı bir yapıya sahiptir (Şekil 2.5.). Davras grubunun Geç Kretase yaşlı karbonat kesimini oluşturan bu birim aynı zamanda çalışma alanında temel birim olarak yer almaktadır (Görmüş ve ark., 2010).



Şekil 2.5. Söbüdağı Formasyonunun tabakalı ve masif yapısı

2.2.2. Çiğdemtepe kireçtaşı

Birim Karaman (1994) tarafından Senirce formasyonu olarak adlandırılmasına karşın daha sonra Görmüş ve Özkul (1995)'de yaptıkları çalışmada litoloji baskınlığı göstermesinin faydalı olacağı düşünülerek Çiğdemtepe Kireçtaşı adı verilmiştir. Araştırma alanının doğu ve kuzeydoğu kesimde geniş yayılım gösteren birim açık krem, boz renkli pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.6.). Birimin kalınlığı çalışma alanında 50-100m arasında değişmektedir(Karaman, 1994; Görmüş ve Özkul, 1995). Söbüdağ kireçtaşı üyesine göre daha az çatlak düzlemine sahip olan formasyonun üst seviyelerde kil oranı oldukça yüksektir (Karaman, 1994).



Şekil 2.6. Çiğdemtepe Kireçtaşı'nın görünümü (Aliköy'ün kuzeyi)

2.2.3. Kızılkırma formasyonu

Birimin adı çeşitli araştırmalarda farklı isimler ile nitelendirilmektedir (Koçtepe Formasyonu, Kabaktepe formasyonu vb.). Bu çalışmada Karaman ve ark. (1988) tarafından isimlendirilen "Kızılkırma formasyonu" adıyla kullanılmıştır. Formasyon inceleme alanının kuzeybatısında Kayıköy ile SDÜ arasında uzanan vadi boyunca gözlemlenmektedir. İstif kırmızı renkli çamurtaşı ile başlar, üste doğru çamurtaşı-kumtaşı ardalanmalı olarak devam eder (Şekil 2.7.). İstifin yaşı konusunda çeşitli araştırmacılar tarafından farklı yaş tayini yapılmış olup (Karaman, 1994; Yıldız ve Toker, 1991; Görmüş ve Karaman, 1992; Yalçınkaya, 1989), bu çalışmada birimin yaş aralığı Görmüş ve Özkul (1995) tarafından kabul edilen Orta-Üst Paleosen Alt Eosen olarak kabul edilmiştir.



Şekil 2.7. Kızılkırma Formasyonunun çamurtaşı-kumtaşı ardalanması

2.2.4. Isparta filişi (Isparta formasyonu)

Formasyon için farklı kaynaklar tarafından çeşitli isimlendirmeler yapılmış olmakla birlikte tez kapsamında Gutnic ve ark. (1979) tarafından isimlendirilen Isparta Filişi kullanılmıştır. Birim inceleme alanında Kayıköy' ün hemen batısında ve güneyinde yayılım göstermektedir. Fliş, kiltaşı-silttaşı-kumtaşı ve konglomera ardalanmasından oluşur (Şekil 2.8.). Arazi gözlemleri ve daha önce yapılan çalışmalar birimdeki hakim litolojinin kumtaşı ve kiltaşı olduğunu göstermektedir. Birimin kalınlığı santimetre seviyesinden metre seviyelerine kadar ulaştığı ve çalışma alanında görünür kalınlık yaklaşık 1000 m seviyesindedir. Filişin yaşının ise Orta-Üst Eosene karşılık geldiği belirtilmiştir(Karaman, 1990; Görmüş ve Özkul, 1995).

2.2.5. Güneyce formasyonu

Formasyon, Karaman (1990) ve Yağmurlu (1994) tarafından Ağlasun formasyonu olarak nitelendirilmesine karşın bu çalışmada Akbulut (1980) ve Görmüş ve Özkul (1995) tarafından isimlendirilen Güneyce formasyonu kullanılmıştır. İnceleme alanının güneyinde genel olarak filiş özelliklerine sahip olan birim, kumtaşı-kiltaşı ardalanması baskın yer yer marn düzeyleri de görülür (Karaman, 1990; Görmüş ve

Özkul, 1995; Çimen ve ark., 2010). 500-1500 m arasında değişen kalınlığa sahip birim Karaman (1990)' a göre Alt Miyosen yaş ile temsil edilmiştir.



Şekil 2.8. Isparta Filişi genel görüntüsü



Şekil 2.9. Gölcük volkanitlerinin genel görüntüsü

2.2.6. Gölcük volkanitleri

İstif, Kazancı ve Karaman (1988) ve Yıldız ve Toker (1991)'in yapmış oldukları çalışmalar ile ilk defa tanımlanmış ve adlandırılmıştır (Şekil 2.9.). Birim trakit, andezit ve trakiandezit kayalarından oluşur (Şekil 2.10.). İstif sarımsı ve kirli beyaz renklerde oldukça belirgin volkanik morfoloji sunar (Yalçınkaya, 1989).

Formasyonun kalınlığı Karaman (2000) tarafından yaklaşık 375 m, yaşı ise Üst Miyosen-Pliyosen olarak tanımlanmıştır.



Şekil 2.10. Gölcük Volkanitleri içerinde trakiandezit kayaların görünümü

2.2.7. Volkanoklastikler

Yalçınkaya (1989) tarafından ilk defa formasyon mertebesinde incelenmiş ve tanımlanmıştır. formasyon sarı ve kirli sarı renklerde olup tüf, tüfit, aglomera ve bazen de bunların ardalanmasından oluşur (Şekil 2.11.). Tüf ve tüfit seviyeleri oldukça sıkı tutturulmuştur ve ayrıca birimin içinde pomza seviyeleri de gözlenmektedir. 1-15 m seviyelerinde görünür kalınlığa sahip olan formasyonun yaşınında Pliyosen-Kuvaterner olduğu ifade edilmektedir (Görmüş ve Özkul, 1995).

2.2.8. Piroklastikler

İnceleme alanının güney kesimindeki aktif volkanizmanın diğer bir ürünleri olan piroklastikler, irili ufaklı volkanik gereçlerden meydana gelmiştir. Bunlar aynı zamanda bölgede geniş yayılımı olan Piroklastik kırıntılardır ve doğrudan volkanik yollarla oluşmuş malzemelerdir (Elitok ve ark., 2008). Bu volkanik ürünler ise aglomera, volkanik breş, tüf breş, lapil ve tüflerden oluşan kompozisyona sahip bir

karışımdır (Platevoite ve ark., 2008). Isparta il merkezi ve kuzey çevresine kadar oldukça geniş yayılımı vardır. Birimin yaşı volkanizmaya bağlı olarak geliştiği için Pliyosen-Kuvaterner olarak kabul edilmiştir.



Şekil 2.11. İnceleme alanındaki tüf, tüfit ve aglomeradan oluşan volkanoklastikler



Şekil 2.12. İnceleme alanı ve çevresindeki alüvyonun doğudan batıya doğru görüntüsü

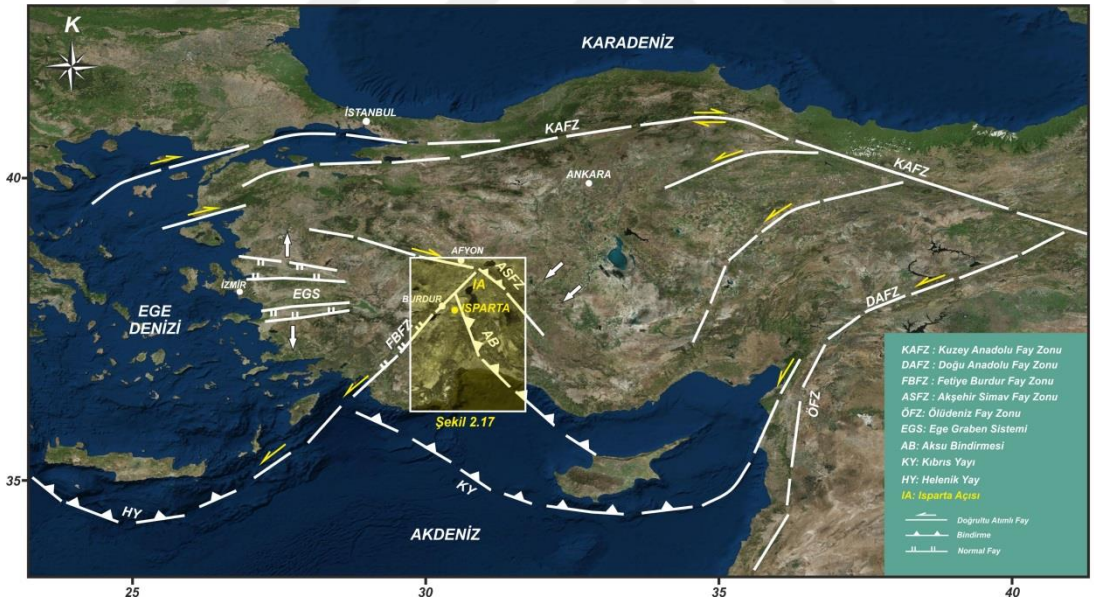
2.2.9. Alüvyon

İnceleme alanında en genç çökellere sahip olan alüvyon birimler, tutturulmamış çakıl, kum, kil ve silt boyutundaki her türlü malzemelerden oluşur. Alüvyon

stratigrafik olarak kendinden önce gelen tüm birimleri uyumsuz olarak örter (Şekil 2.12.).

2.3. Tektonik

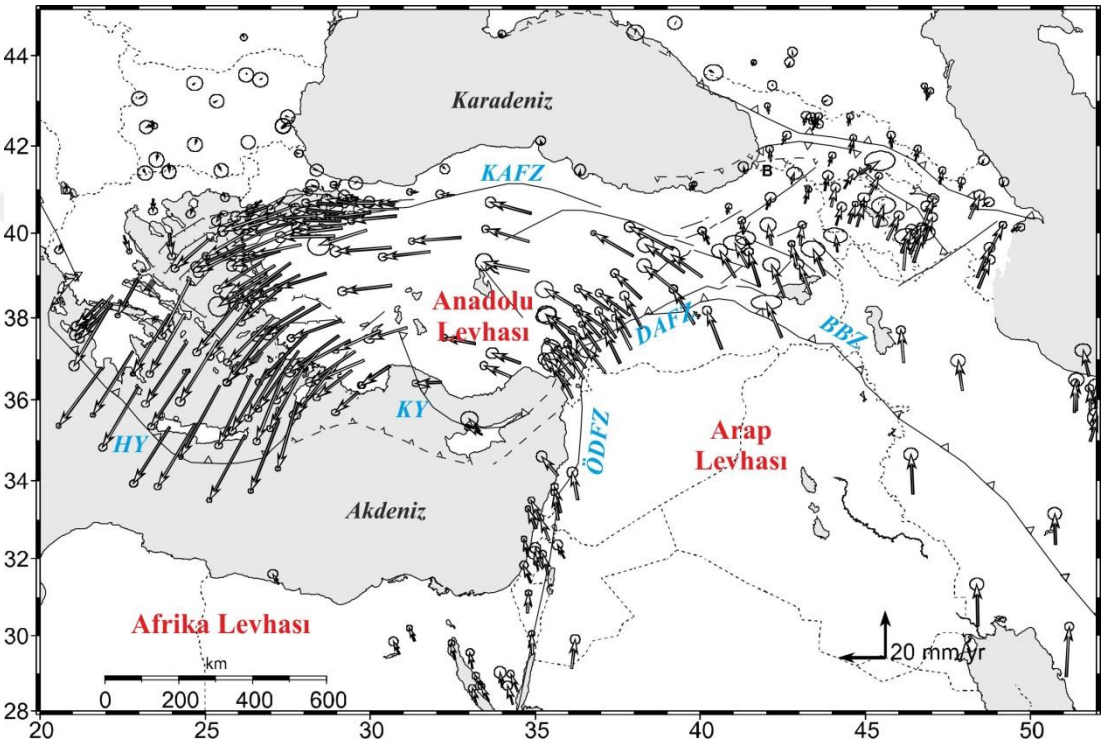
Arap ve Afrika levhalarının hareketsiz olduğu varsayılan Avrasya levhasına göre kuzeye doğru hareketleri Anadolu'nun aktif tektoniğini belirleyen esas unsurlardır (McKenzie, 1972; Alptekin, 1978; Jackson ve McKenzie, 1984; Bozkurt, 2001). Önceleri, Arap levhasının kuzeye doğru hareketi sonucu Avrasya ve Arap levhaları arasında sıkıştığı varsayılan, Anadolu levhasının batıya doğru hareket ettiği öne sürülmekteydi (Dewey ve ark., 1986). Batıya doğru bu hareket Kuzey Anadolu (KAFZ) ve Doğu Anadolu (DAFZ) fay zonları olarak adlandırılan sırasıyla sağ ve sol yönlü iki doğrultu atımlı fay sistemi boyunca gerçekleşmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şengör ve ark., 1985; Şengör ve ark., 2005) (Şekil 2.13.).



Şekil 2.13. Türkiye'deki başlıca neotektonik yapılar ve birbirleri ile konumu (Barka ve Reilinger, 1997; McClusky ve ark., 2000; Yağmurlu ve Şentürk, 2005'den değiştirilmiştir)

Ancak, son 20 yılda yapılan jeodezik ve jeodinamik çalışmalar Anadolu levhasının sıkışmadığını aksine batıdan çekildiğini ve bu çekme kuvvetini Girit Yayı boyunca Afrika levhasının dalımının "slab-roll back-trench suction" olarak bilinen levha kaynaklı bir kuvvet olabileceğini ortaya koymuştur (McClusky ve ark., 2000;

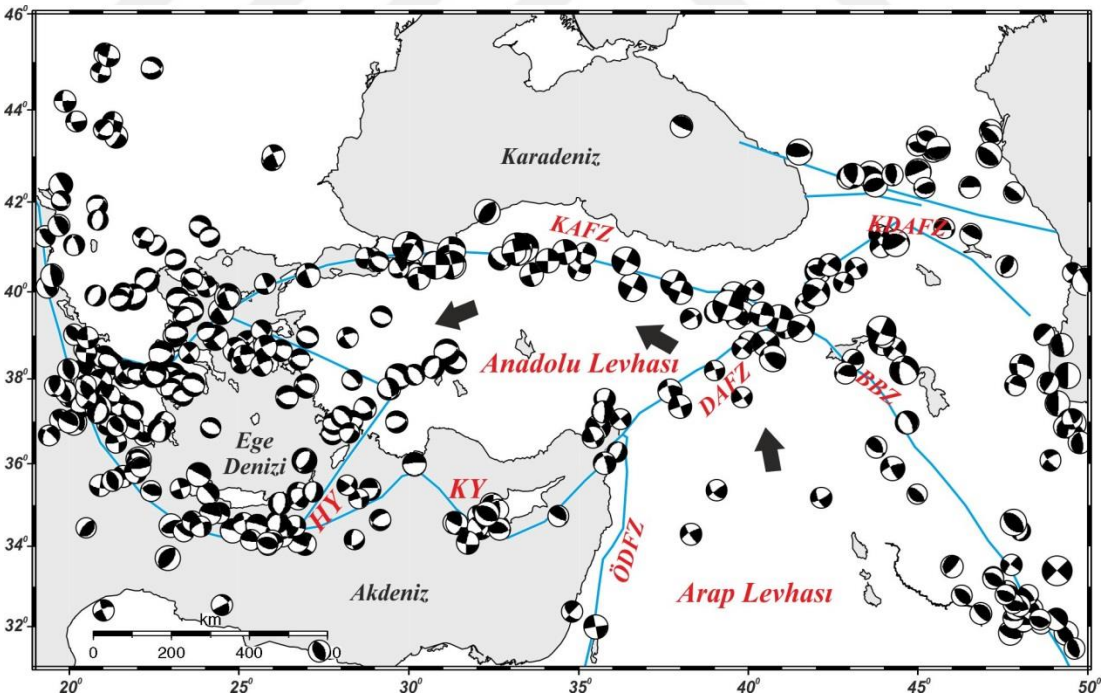
Sandvol ve ark., 2003; Al-Lazki, ve ark., 2003; Şengör ve ark., 2003; Reilinger ve ark., 2006; Faccenna ve ark., 2006). GPS çalışmaları ile de doğrulanan Anadolu levhasının batıya doğru olan hareketinin hızlanması ve Batı Anadolu'da yön değiştirerek güneybatıya yönelmesi bu görüşü destekler niteliktedir (McClusky ve ark., 2000; Reilinger ve ark., 2006; Aktuğ ve ark., 2009; Tiryakioğlu ve ark., 2013) (Şekil 2.14.).



Şekil 2.14. Anadolu'da GPS hız vektörlerini gösteren harita (Reilinger ve ark., 2006'dan değiştirilerek uyarlanmıştır). KAFZ: Kuzey Andolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, BBZ: Bitlis Bindirme Kuşağı, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, HY: Helenik Yay ve KY: Kıbrıs Yayını temsil etmektedir

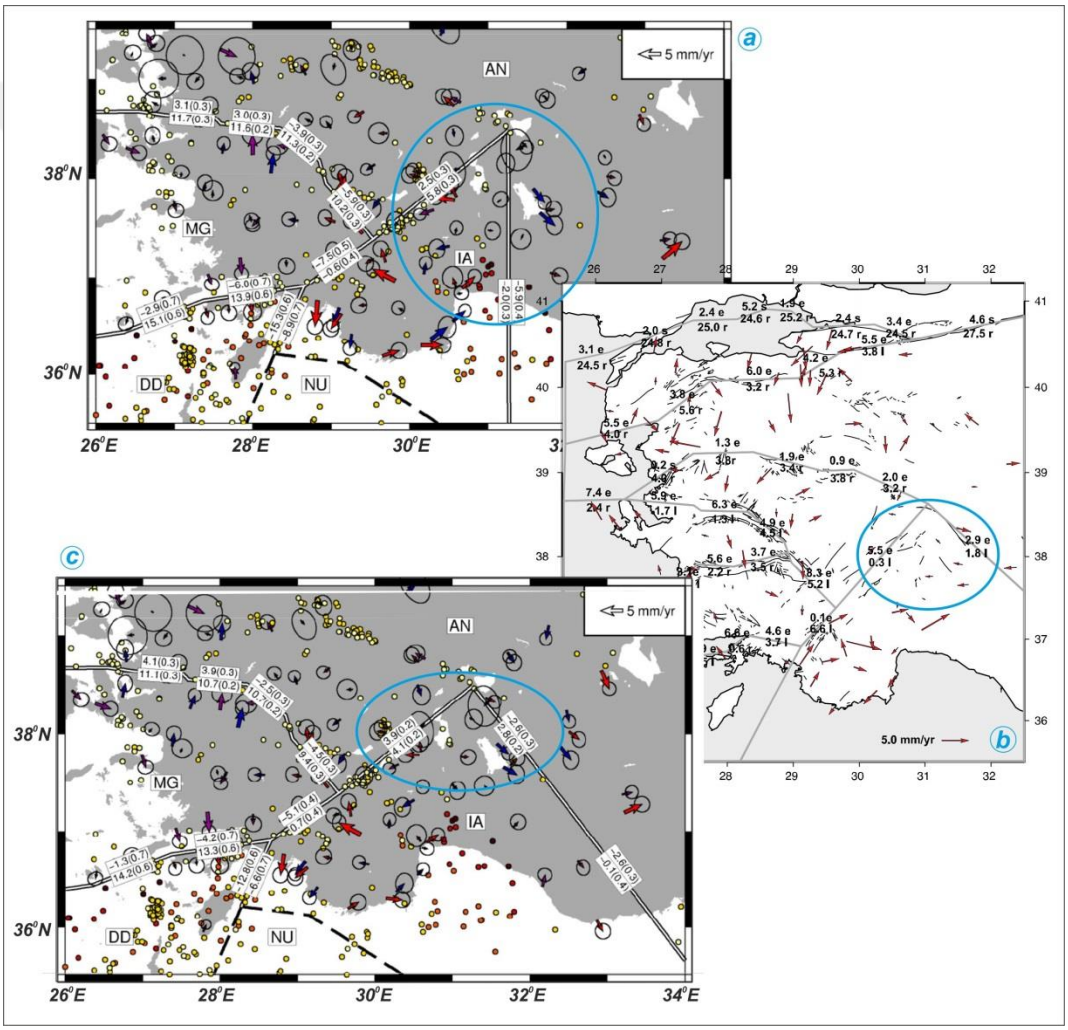
Anadolu ve çevresinin bu tektonik yapısı gerek Anadolu ve civarında meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümleriyle de doğrulanmaktadır (McKenzie, 1972; Alptekin, 1978; Jackson ve McKenzie, 1984; Taymaz ve ark., 1991; Tan ve ark., 2008) (Şekil 2.15.). Batıya doğru Anadolu Levhasının hareketinin hızlanması ve GB'ya yönelmesi Batı Anadolu'da genişleme şeklinde bir tektonik rejim hakim olmasına, ve buna eşlik eden kabuksal incelmeye (Akyol ve ark., 2006; Tezel ve ark., 2010), graben-horst türü jeolojik yapılara (Koçyiğit, 1984; Sözbilir, 2001; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Bozkurt, 2003; Gürboğa ve ark., 2013), yaygın depremsellik (Zhu ve ark., 2006; Tan ve ark., 2008; Bayrak ve Bayrak, 2012) ve volkanizmaya (Dilek

ve Altunkaymak, 2009; Elitok ve ark., 2010) neden olmaktadır. Güneybatı Anadolu'da iki önemli horst-graben sistemi gelişmiştir. Bunlardan ilki, Ege Denizi'nin hemen doğu kıyısında, yaklaşık BKB-DGD doğrultuludur ve kabukta yaklaşık K-G doğrultusunda bir genişlemeye işaret etmektedir. İkinci horst-graben sistemi Göller Bölgesi horst-graben sistemi olup, bu sistem egemen olarak KD-GB, KB-GD, ikinci derecede de yaklaşık K-G doğrultulu ve verev atımlı normal faylarla sınırlanmış graben ve horstlardan oluşmaktadır (Koçyiğit, 1984) (Şekil 2.2.). Her üç doğrultuda uzanan fayların zaman zaman harekete geçmesiyle, Göller Bölgesi Horst-Graben Sistemi'ne bağlı olarak KD-GB ve D-B yönlerinde genişleme olmaktadır. Bunun yanısıra Göller Bölgesi tarihsel süreci boyunca büyük depremlerin meydena geldiği bir yer olmuştur (Ambraseys, 1988; Eyidoğan ve ark., 1991; Tan ve ark., 2008; Makropoulos ve ark., 2012) (Şekil 2.15.). Bölgede meydana gelmiş büyük depremlerin kaynak mekanizma çözümleri genişleme tektoniğinin sismolojik kanıtlarını oluşturmaktadır (Taymaz ve Price, 1992; Pınar, 1998; Taymaz ve Tan, 2001; Zhu ve ark., 2006) (Şekil 2.15.).



Şekil 2.15. Anadolu ve yakın civarında meydana gelmiş büyük depremlerin odak mekanizma çözümlerini gösteren harita. Her bir çözüm aynı zamanda ait olduğu depremin episantrı üzerinde merkezlenmiştir (McClusky ve ark., 2003'den değiştirilerek uyarlanmıştır). KAFZ: Kuzey Andolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, BBZ: Bitlis Bindirme Kuşağı, KDAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, HY: Helenik Yayı ve KY: Kıbrıs Yayını temsil etmektedir

Deprem odak mekanizma ve arazideki fay gözlemlerinden yapılan gerileme tensör analizi σ1 ekseninin düşeye yakın dalımlı ve KD-D yönelimli vermektedir (Över ve ark., 2012). Aynı şekilde σ3 ekseninin ise yaklaşık yatay ve GD yönelimli olarak vermektedir. Böyle bir gerilme alanı KD-GB uzanımlı bir fay düzlemi (FBFZ gibi) üzerinde sol yanal bir hareket gerektirirken, KB-GD uzanımlı (AFZ gibi) bir fay düzlemi üzerinde sağ yanal bir hareket gerektirir. Bununla birlikte gerilme tensör ters çözümleri düşeye yakın σ1 ve yataya yakın σ3 önermesi bölgedeki açısal tektonik rejimin KB-GD yönlü genişleme rejimi olduğunu açıkça göstermektedir.



Şekil 2.16. Çalışma alanı ve çevresinde yapılan GPS çalışmaları. a) Reilinger ve ark., 2006 tarafından önerilen blok model [üst değer: doğrultu atım kayma hızı (pozitif: sağ yanal), alt değer: normal kayma hızı (pozitif: genişleme)] b) Aktuğ ve ark., 2009 tarafından önerilen kinematik elastik blok model [e: genişleme, s: daralma, l: sol yanal kayma, r: sağ yanal kayma] c) Tiryakioğlu ve ark., 2013 tarafından önerilen Reilinger ve ark. 2006'dan düzenlenmiş blok model [üst değer: doğrultu atım kayma hızı (pozitif: sağ yanal), alt değer: normal kayma hızı (pozitif: genişleme)]

Gözlemlenmiş GPS kaynaklı hız değişimi blok modellemeleri, FBFZ ve Akşehir Fay Zonları (AFZ) üzerinde farklı normal ve doğrultu atımlı kayma hızları ile sonuçlanmıştır. FBFZ boyunca uzanan bir blok sınırı üzerinde Reilinger ve ark. (2006) normal ve sağ yanal kayma hızlarını sırayla 5,8mm/yıl-2,5mm/yıl; Aktuğ ve ark. (2009) normal ve sol yanal kayma hızlarını sırayla 5,5mm/yıl-0,3mm/yıl; Tiryakioğlu ve ark. (2013) ise normal ve sağ yanal kayma hızlarını sırayla 4,1mm/yıl-3,9mm/yıl olarak hesaplamıştır (Şekil 2.16.). AFZ boyunca uzanan bir blok sınırı üzerinde ise Reilinger ve ark. (2006) normal ve sol yanal kayma hızlarını sırayla 2,0mm/yıl-5,9mm/yıl; Aktuğ ve ark. (2009) normal ve sol yanal kayma hızlarını sırayla 2,9mm/yıl-1,8mm/yıl; Tiryakioğlu ve ark. (2013) normal ve sol yanal kayma hızlarını sırayla 2,8mm/yıl-2,6mm/yıl olarak hesaplamıştır (Şekil 2.16.). Görüldüğü üzere Aktuğ ve ark. (2009) modeli deprem odak mekanizmaları ve arazi gözlemlerinden yapılan gerilme tensör ters çözümleri ile daha uyumludur. Ancak AFZ üzerinde sol yanal bir kayma hızını önermesi, gerilme tensör analizinde bulunan gerilme eksenlerinin yönleriyle uyumsuzluk sergilemektedir. Büyük olasılıkla asıl tektonik rejimin genişleme olması ve doğrultu atımlı hareketlerin bu fay zonları üzerinde göreceli olarak küçük olması, doğrultu atım bileşenin GPS verilerinde iyi çözülememesine yol açmış olabilir.

Girit ve Kıbrıs Yayları arasında bir kavşak noktası (Barka ve Reilinger, 1997; Robertson ve ark., 2003; Zitter ve ark., 2003) olan Isparta Açısı karmaşık bir yapıya sahip Güneybatı Anadolu'da Orta Oligosen sonundan günümüze kadar olan zaman aralığını kapsayan Neotektonik dönemde gelişen önemli tektonik elemanlardan birsidir (Şekil 2.13.). GB-KD sıkışma rejiminde nap yapılarının etkisinde olan Isparta Açısı, ana çizgileriyle doğuda KD yönlü Fethiye-Burdur Fay Zonu (FBFZ) ile batıda ve KB yönlü Akşehir Fay Zonu (AFZ) ile sınırlıdır (Barka ve ark., 1995; Yağmurlu, 2000; Koçyiğit ve ark., 2002; Zitter ve ark., 2003; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Yağmurlu ve Şentürk, 2005).

Güneybatı Anadolu bölgesinde Isparta Açsının batı kanadını sınırlayan FBFZ, bölgede yer alan en önemli aktif fay zonudur (Şekil 2.13. ve 2.17.). FBFZ, ana hatlarıyla bir birine paralel ve yarı paralel basamaklı yapıda olup KD yönünde

uzanım gösteren ve 300 km uzunluğunda sol oblik atımlı normal faydır (Koçyiğit, 1984; Barka ve Reilinger, 1997; Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Bozcu ve ark., 2007; Gülal ve ark., 2013). FBFZ Yağmurlu ve Şentürk (2005) tarafından KB yönlü faylar ile sınırlandırılmış Fethiye, Gölhisar, Tefenni ve Burdur olmak üzere 4 ayrı segmentle ile tanılandırılmıştır. Fay zonu boyunca H_2S çıkışları, çek-ayır çöküntü bölgeleri, topoğrafik kayma alanları, breşlenme zonları ve kuvaterner tortul birimlerde şekil değişmeleri yaygın bir şekilde görülmektedir (Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Bozcu ve ark., 2007). Fay zonu Senirkent ve Hoyran Gölünü takip ederek Akşehir Fay zonu ile Çay bölgesinde kesişir (Erdoğan ve ark., 2009).

Isparta açısını doğudan sınırlayan AFZ, ilk olarak Koçyiğit (1984) tarafından isimlendirilmiş olup yaklaşık 10-30 km genişliğinde 420 km uzunluğunda BKB-DGD uzanımlıdır (Koçyiğit ve ark., 2002; Koçyiğit ve Deveci, 2007) (Şekil 2.13.). ASZ, birbirini izleyen horst-grabenler ve bu yapıların kenarını sınırlayan sık aralıklı, birbirine paralel-yarı paralel uzanımlı ve çoğunlukla verev atımlı çok sayıda normal faydan oluşmaktadır (Koçyiğit ve ark., 2000; Koçyiğit ve Deveci, 2005; Yıldız ve ark., 2012). Fay zonunu oluşturan ana fay Koçyiğit (2000) tarafından yapılan çalışmada, çok küçük doğrultu atım bileşeni olan oblik atımlı normal fay olarak tanımlanmış olup bu görüş bölgede meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümlerince desteklenmiştir (Taymaz ve ark., 2002; Aksarı ve ark., 2010; Avşar, 2013) (Şekil 2.17.).

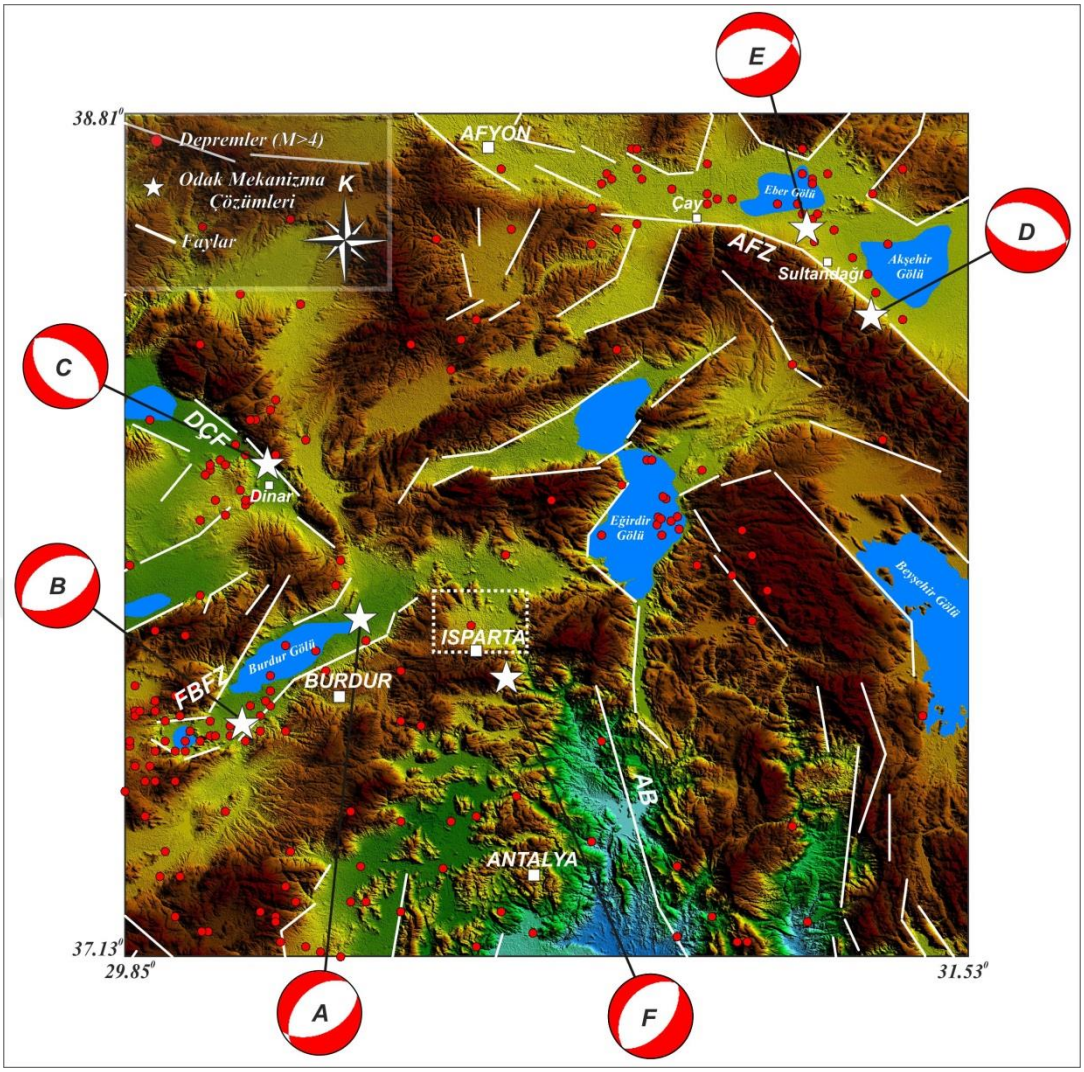
Bu iki yapı arasında bölge tektoniğinde önemli bir yere sahip olan 1.5-18 km arasında değişen genişliğe ve 67 km'lik uzunluğa (Koçyiğit ve ark., 2013) sahip Kovada Grabeni yer almaktadır (Şekil 2.2.). K-G uzanımlı Kovada Grabeni, 35-40 derecelik saatin tersi yönünde rotasyona uğramış batı ve 45 derecelik saatin dönüş yönü doğrultusunda rotasyona uğramış doğu kanatlarını iki farklı bölüme ayırmaktadır (Kissel ve Poisson, 1986; Piper ve ark., 2002). Grabeni sınırlayan fayların hakim olarak KKB-GGD doğrultulu ve güneye doğru graben yapısının daralıp sonladığı tanımlanmıştır (Glover ve Robertson, 1998; Yağmurlu ve Şentürk, 2005).

Isparta açısının güney bölümünde gelişen tektonik yapılardan birisi olan Aksu bindirmesi, geç Miyosen dönemde açının doğu bloğunun batı yönlü bindirmeye maruz kalması sonucu oluşmuştur (Poisson ve ark., 2003b; Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Kamacı ve ark., 2009). 50 km genişliğinde yaklaşık 150 km uzunluğundaki Aksu bindirmesi Isparta açısından doğu Akdenize kadar uzanmaktadır (Şekil 2.17.). Fay zonu tek parça bir fay olmayıp, bindirmeye paralel gelişmiş çok katlı karmaşık bindirme faylarından uluşan bir yapıdadır (Poisson ve ark., 2003b). Geçtiğimiz yüzyıl içerisinde meydana gelen önemli bazı depremlerin (M>5) episantr koordinatlarının fay zonu üzerine karşılık gelmesi bindirme zonunun aktif bir yapıya sahip olduğunu göstermektedir (Kalafat, 1988; Barka ve ark., 1995; Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Kamacı ve ark., 2009).

2.4. Depremsellik

Güneybatı Anadolu, Anadolu-Ege bloğunun batıya kaçış hareketi ve Kıbrıs-Helenik yaylarındaki yitim zonlarının etkisinde sığ ve orta derinlikte deprem etkinliği içerisindedir (Frankel ve ark., 1990; Şahin, 2004). Önceki bölümlerde anlatıldığı üzere FBFZ ile AFZ arasındaki kesişme bölgesinin güneyinde yer alan çalışma alanında deprem aktivitesi oldukça yüksektir. Bu tektonik yapı içerisinde Isparta, Burdur, Afyon ve çevresinde bir çok yıkıcı deprem meydana gelmiştir (Soysal ve ark., 1981; Barka ve Reilinger, 1997; McClusky ve ark., 2003; Reilinger ve ark., 2006).

Şekil 2.17.'de Boğaziçi üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi (KOERİ-UDİM) deprem kataloglarından elde edilmiş 1900-2016 yılları arasını kapsayan ve büyüklükleri M>4 olan depremlerin dış merkez dağılımı ve bazı önemli depremlerin odak mekanizma çözümleri (Tablo 2.1.) gösterilmektedir. Şekil 2.17. incelendiğinde bölgede aletsel dönemde önemli yıkıcı depremler bulunduğu ve deprem etkinliğinin günümüzde de devam ettiği gözlenmektedir. Meydana gelen bu depremler aşağıda kısaca özetlenmiştir.



Şekil 2.17. Çalışma alanı ve yakın çevresinin KOERİ-UDİM kataloglarından1900-2016 yıllarını kapsayan magnitüdü 4'ten büyük olan depremlerin dış merkez dağılım haritası ve bazı önemli depremlerin odak mekanizma çözümleri (Kesikli çizgili dikdörtgen çalışma alanını göstermekte) (AFZ: Akşehir Fay Zonu, FBFZ: Fetiye-Burdur Fay Zonu, DÇF: Dinar Çivril Fayı, AB: Aksu Bindirmesi) (Faylar Yalçın ve ark., 2013'ten alınmıştır)

Tablo 2.1. Çalışma alanı çevresinde meydana gelmiş bazı önemli depremlerin odak mekanizma çözüm parametreleri

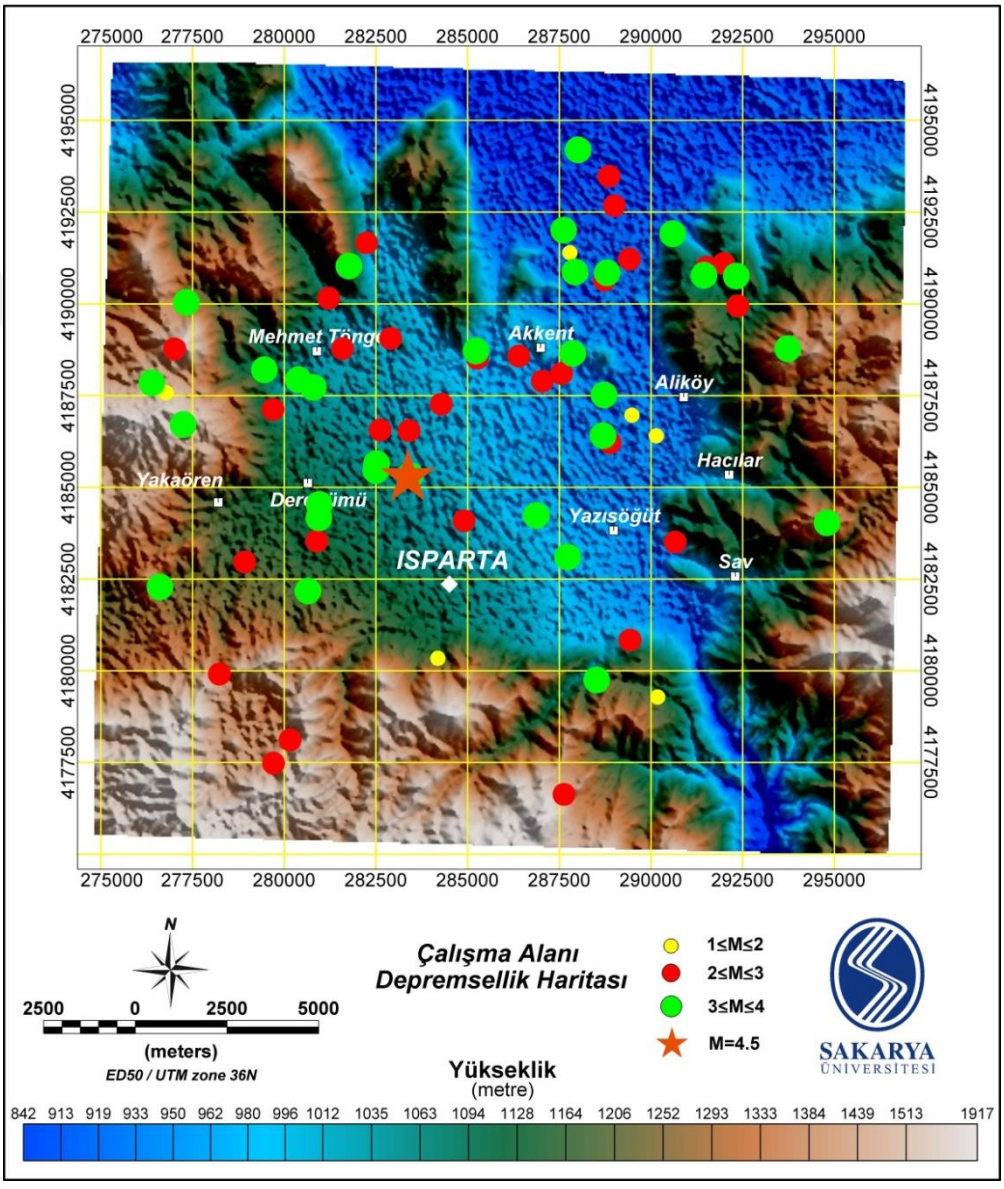
No	Tarih	Enlem	Boylam	Magnitüd	strike°/dip°/rake°	Kaynaklar
A	03.10.1914	37.82	30.27	Ms=7.0	222/42/-107	Ambraseys, 1988
B	12.05.1971	37.64	30.10	Ms=6.2	235/40/-95	Taymaz ve Price, 1992
C	01.10.1995	38.105	30.052	Ms=6.0	136/50/-102	Utkucu ve ark., 2002
D	15.12.2000	38.40	31.33	Mw=6.0	294/40/-80	Taymaz ve ark., 2004
E	03.02.2002	38.52	31.20	Mw=6.2	258/49/-62	Taymaz ve ark., 2004
F	24.08.2014	37.683	30.629	Mw=5.1	220-41/37-53/-90	USGS

a) 1914 Burdur Depremi: Ambraseys ve Finkel (1987) tarafından M_s=7.0 olarak belirlenen deprem 3 Ekim 1914 tarihinde meydana gelmiştir. Burdur fayının kuzeyinde yer alan Gölbaşı-Gökçebağ segmenti üzerinde gölünün hemen kenarında, göle paralel GB-KD uzanımlı yakalaşık 40 km uzunluğunda bir hat boyunca açılmalar meydana gelmiştir (Özer, 2006). Bozcu ve ark., (2007)'de yaptıkları araştırmada açtıkları hendeklerde bu depremde zemin sıvılaşmasında bağlı çamur dayklarının meydana geldiğini ve düşey yer değiştirmenin 2-2,5 m arasında olduğunu ortaya koymuştur. Bu durum, o dönemde yapıların çoğunlukla tek katlı ve kerpiç evlerden oluşmasının (Tolacı ve Beyhan, 2015) yanısıra zeminindeki sıvılaşma probleminin hasar miktarında etkili olduğunu açıkça göstermektedir.

b) 1971 Burdur Depremi: M_s=6,2 (Ambraseys, 1988) büyüklüğünde 12 Mayıs 1971 yılında meydana gelmiş Burdur depremi, 1914 depreminden sonra bölgede meydana gelmiş bir diğer büyük deprem aktivitesi dikkat çekmektedir. Bu depremde ortaya çıkan yüzey kırığının 1914 yılında meydana gelen depremdeki kırıkla aynı doğrultuda olduğu gözlenmiştir (Taymaz ve Price, 1992). 1971 Burdur depreminin odak mekanizması çözümü depremin normal faylanma mekanizmasında meydana geldiğini öne göstermektedir (Eyidoğan ve ark., 1991; Taymaz ve Price, 1992) (Şekil 2.17.). Düşey atımın yaklaşık 20-30 cm civarında (Eyidoğan ve ark., 1991) olduğu depremde yaklaşık 57 kişi hayatını kaybetmiş (Erdinç ve ark., 1971), AFAD verilerine göre ise yaklaşık 3227 bina hasar görmüştür. 1914 depreminde olduğu gibi bu depremde de geniş bir alanda volkanik malzeme içerikli çamur sıvılaşmaları ve göçükler gözlenmiştir (Taymaz ve Price, 1992).

c) 1995 Dinar Depremi: 1 Ekim 1995'te meydana gelmiş M_s=6.0 Dinar depremi Pınar (1998) ya göre iki ana şoktan oluşmuş ve normal atımın yanında bir miktarda doğrultu atım bileşenine sahiptir (Şekil 2.17.). Deprem esnasında Dinar-Çivril fayının 10 km kısmı boyunca KB-GD yönlü yüzey çatlakları gelişmiştir (Koral ve ark., 1997; Weight ve ark., 1999). Utkucu ve ark. (2002)'ye göre fayın GD parçası yüzey kırığı vermiş olmasına karşın KB parçası yüzey kırığı vermemiştir. Ortalama 10-15cm atımın (Tezcan ve İpek, 1996) olduğu depremde 92 kişinin ölümüne 200'den fazla kişinin de yaralanmasına, 4340 yapıda ağır hasara 3712 yapıda orta

dereceli hasara ve 6104 yapıda ise yüzeysel küçük ölçekli hasara neden olmuştur. Deprem sonrası Sucuoğlu ve ark. (1997) ağır hasar gören bölgedeki kuyu litolojisi verilerinden, kum-çakıl ardalanmalı alüvyal dolgulu zemindeki su seviyesinin 3-5m civarında olduğu ve buna bağlı sıvılaşma potansiyelinin yüksek olmasından kaynaklı bu alanlarda hasarın fazla olduğu tespit edilmiştir.



Şekil 2.18. Çalışma alanı depremsellik haritası

d) 2000 Sultandağı Depremi: 15 Aralık 2000'de M_w= 6,0 büyüklüğünde gerçekleşmiştir. Taymaz ve Tan (2001) tarafından yapılan odak mekanizması çözümüne göre depremin normal faylanma ile meydana geldiği (Şekil 2.17.) ve KB-

GD yönlü fayın etkisi ile bu yöndeki yerleşim alanlarında hasar yarattığı görülmüştür (Şahin, 2004). Yapı elemanlarında yıkılma gözlemlenmemesine karşın kuvvetli bir şekilde hissedilen deprem sonrası artçıl depremlerin dağılım şekli AFZ'nun Sultandağı ile Akşehir arasında kalan 25 km'lik kısmın hareket etmiş olduğunu göstermiştir (Koçyiğit ve ark., 2002).

e) 2002 Çay Depremi: M_w=6.2 (Koçyiğit ve ark., 2002) olan Çay depremi 3 Şubat 2002' de Afyon'nun Çay ilçesinde meydana gelmiştir (Şekil 2.17). Normal faylanma özelliği gösteren depremde maksimum düşey atım 25-30 cm aralığındadır (Taymaz ve ark., 2002). 42 kişinin hayatını kaybettiği depremde yaklaşık 10.000 yapı hasar görmüştür. Deprem sanrası yapılan araştırmalar bu hasar ve can kaybının sıvılaşmanın gözlemlendiği gevşek malzeme içerikli zeminden kaynaklı olduğunu açıkça ortaya koymuştur (Koçyiğit ve ark., 2002; Emre ve ark., 2003; Ulusay ve ark., 2004).

f) 2014 Ağlasun Depremi: 24 Ağustos 2014'de M_w=5.0 (USGS) büyüklüğünde meydana gelmiştir. Ulusal Deprem İzleme Merkezi (UDİM) tarafından yapılan fay düzlemi çözümlemelerine göre depremin Batı Anadolu'da görülen açılma trendinin etkisinde normal faylanma ile karakterize edilmiştir.

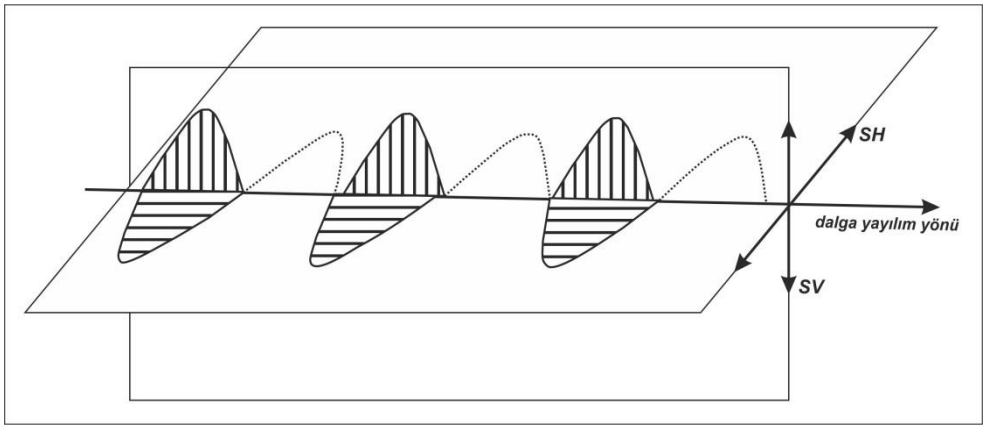
Yukarda bahsi geçen büyük ölçekli depremlerin yanı sıra çalışma alanı içerinde yakın geçmişten günümüze kadar büyüklüğü 2.5-4.5 arasında değişen deprem aktivitesi devam etmektedir (Şekil 2.18.). Şekil 2.18 incelendiğinde çalışma alanı içerisinde aletsel dönemde meydana gelen en büyük depremler; 4.5 büyüklüğündeki 1967 Deregümü, 3.9 büyüklüğündeki 1977 Direkli, 3.6 büyüklüğündeki 1989 Aliköy ve 2009 Deregümü depremleridir.

BÖLÜM 3. ReMi YÖNTEMİ İLE ZEMİN SINIFLAMASI

Bu bölümde ReMi yöntemi kullanılarak çalışma alanının V_s (kayma dalgası hızı) dağılımı belirlenecektir. Elde edilen bu hız bilgileri kullanılarak NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program) kriterlerine göre zemin sınıflaması yapılacaktır.

3.1. Kayma Dalgası Hızı (V_s)

Kayma dalgaları, cisimlerin elastik şekil değişikliğine karşı göstermiş oldukları dayanıklılıktan kaynaklandığı için bu dalgaların hızı da içerisinde ilerledikleri ortamın rijititesine bağlıdır (Kara, 2010). Deprem kayıtlarında P dalgalarından sonra istasyonlarca ikici sırada kayıt edilmesinden ötürü ikincil dalgalar da denilen bu dalgalar, dalga yayılım yönüne dik yönde hareket ederler. Tanecik hareketinin dalga yayılım doğrultusuna düşey yöndeki hareketi ile SV, yatay yöndeki hareketi ile de SH dalgaları meydana gelirler (Şekil 3.1.).



Şekil 3.1. S dalgası yayılımının tanecik hareketine göre türleri (Kara, 2010)

Kayma dalgası hızı;

$$Vs = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho}\frac{1}{2(1+\sigma)}} \quad (3.1)$$

ile hesaplanır ve verilen bağıntıda; μ Shear modülü, ρ yoğunluk, *E* young modülü, σ poisson oranıdır.

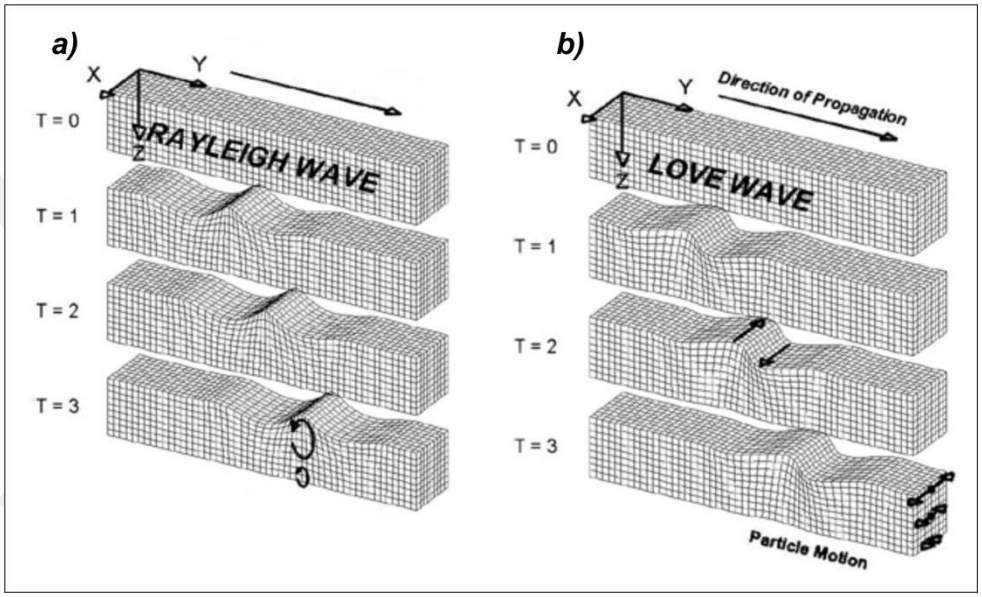
Yukarıda verilen bağıntıda da görüldüğü gibi kayma dalgası hızı, malzemelerin shear modülü ile doğrudan orantılı olması dinamik yükler altında zemin karekterizasyonunu ve tepkisini belirlemede anahtar niteliğinde bir bilgidir (Borcherdt, 1970, Stephenson ve ark., 2005; Beekman, 2008). Deprem esnasında yer hareketlerinin tepkisinin önceden kestirilmesi, sıvılaşma problemlerinin belirlenmesi gibi verilerin elde edilmesinde V_s hız bilgisi önemli bir parametredir (Kramer, 1996; Zang ve ark., 1996; Stephenson ve ark., 2005; Richwalski ve ark., 2007; Odum ve ark., 2013). Bu yüzden V_s verisinin elde edilmesinde maliyetli ve zaman alıcı (sondaj kuyusu vb.) yöntemlerin yerine ucuz ve zamandan kazanç sağlayan yeni yöntemler geliştirilmiştir. Bu doğrultuda geliştirilen ve çoğunlukla yüzey dalgalarının analizine dayanan yöntemler dünya çapında oldukça yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Stokoe ve ark., 1994; Park ve ark., 1999; Louie, 2001; Pancha ve Pullammanappallil, 2012).

3.2. Yüzey Dalgaları

Sonsuz, homojen ve izotrop ortamlarda bilindiği üzere sadece cisim dalgaları oluşabilmektedir. Eğer ortam sonsuza gitmez tabakalı yapılar ile temsil edilirse, bu tabakaların ara yüzeylerinde cisim dalgalarına dönüşerek farklı tür dalgalar meydana gelir. Oluşan bu dalgalar yüzey dalgaları olarak tanımlanır (Kurtuluş, 2010) (Şekil 3.2.). Kara, (2010)'da belirtildiği gibi yüzey dalgaları hızın derinlikle arttığı tabakalı bir ortamda, akustik empedans farklılığı olan yüzeyler boyunca kırılan, yansıyan ve faz dönüşümüne uğrayan P ve S dalgalarının yapıcı girişimleri sonucu oluşurlar. Tabakalı ortamda derinliğin ve yanal değişimin artmasıyla yüzey dalgalarının oluşumu azalarak kaybolur. Yüzeye yakın alanlarda yüksek genlik değerine sahip bu dalgalar derinlikle orantılı üstel olarak genlik değerleri azalır. Başlıca iki tür yüzey dalgası vardır. Bunlar Rayleigh ve Love dalgalarıdır (Şekil 3.2.).

3.2.1. Love dalgası

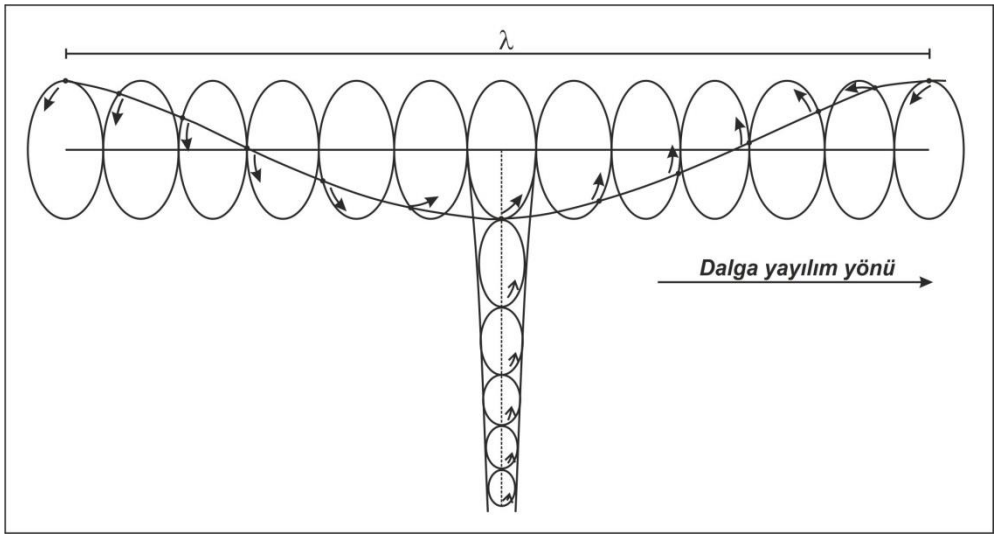
Yerin serbest düzleminde SH türü dalgalardan girişiminden türeyen bu dalgalar, yüksek kayma dalga hızına sahip bir tabakanın düşük hızla örtülmüş olması durumunda meydana gelir. Partikül hareketi dalga yayılım yönüne dik (enine-transverse), yüzeye paralel ilerler (Şekil 3.2.). Hız değerleri dalga boyu ile arttığı için Love dalgaları dispersif özellik gösterirler.



Şekil 3.2. Yüzey dalgaları yayılımı (a. Rayleigh dalgası yayılımı, b. Love dalgası yayılımı) (Strobbia, 2005)

3.2.2. Rayleigh dalgası

Rayleigh dalgaları homojen, yarı sonsuz ve elastik katı bir ortamda, serbest yüzeyde yayılım gösterir. Ground roll olarak da adlandırılan bu dalgalar P ve SV dalgalarının serbest yüzeydeki girişimlerinden meydana gelmişlerdir (Lay ve Wallace, 1995). Yüzeyde paralel hareket eden bu dalgaların partikül hareketi eliptik ve saatin tersi (retrograde hareket) yönündedir. Bu partikül hareketi derinlikle birlikte azalarak tamamen sönümlenir (Şekil 3.3.).



Şekil 3.3. Homojen yarı sonsuz bir ortamda Rayleigh dalgalarının partikül hareketlerinin derinlikle değişimi (Grant ve West, 1965)

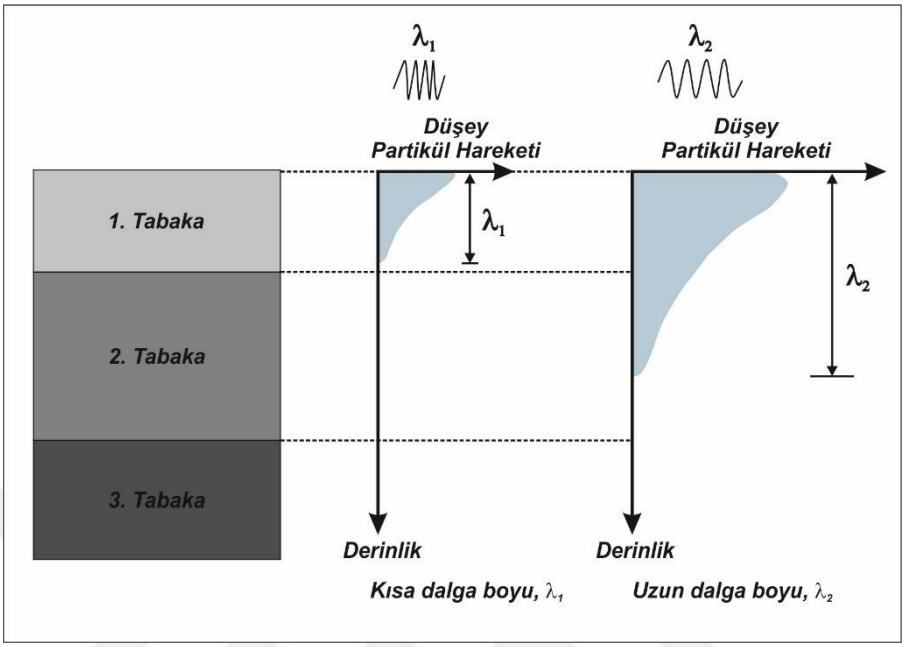
Derinlikle partikül hareketindeki değişim elastik özellikleri etkiler buda sonraki bölümlerde anlatılacak olan dispersiyona neden olur. Ortaya çıkan bu bilgi tüm yüzey dalgaları analiz yöntemlerinin temelini oluşturur (Martos, 2012). Cisim dalgalarına kıyasla genlikleri enerji kaynağından uzaklaştıkça mesafe ile lineer bir şeklide ters orantılı değil mesafenin karekökü ile ters orantılı bir şekilde azalır. Dalgaların hızı ise homojen ortamlarda kayma dalgası hızına eşittir (Strobbia, 2005).

3.3. Dispersiyon

Dispersiyon kavramı elastik özellikteki bir dalganın hızının frekans veya dalga boyuna bağlı olma durumu olarak tanımlanmaktadır. Örneğin yer içerisinde yayılan elastik bir dalganın her bir frekans bileşenin farklı olması (farklı fazda) bu dalgaların şeklinin bir noktadan bir başka noktaya değişeceği anlamına gelmektedir. Dalga şeklindeki bu değişim (hızın frekans ile olan değişimi) dispersiyon olarak açıklanabilir (Kara, 2010).

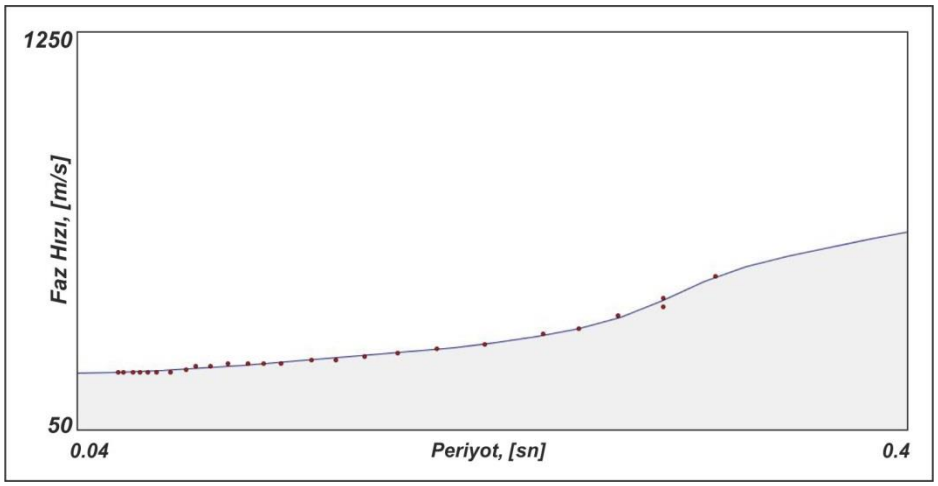
Dispersiyon kavramı materyal ve geometrik olmak üzere iki şekildedir. Bunlardan materyal dispersiyonu, optikte kullanılan maddelerin içsel yapılarından kaynaklı meydana gelen çeşidi olarak tarif edilir. Diğer dispersiyon şekli olan geometrik dispersiyon ise, yüzey dalgalarının oluşumuna imkan sağlayan dalga girişimi

sonucunda oluşur. Bu nedenden ötürü heterojen ortamlarda Rayleigh dalgalarının analizi geometrik dispersiyon ile mümkün hale gelir (Strobbia, 2005).



Şekil 3.4. Rayleigh dalgası yayılımında dalga boyunun derinlikle olan değişimi (Yuan, 2011'den düzenlenmiştir)

Şekil 3.4.'de heterojen ortamda farklı dalga boylarında yayılan yüzey dalgalarının geometrik dispersiyon ile oluşan dalga şekilleri görülmekte. Farklı derinlik seviyesinde dalgalar farklı frekanslarda ve farklı dalga boylarında ve hızlarında yayılım gösterir. Dalga boyu küçüldükçe düşey yönde hedef derinlik azalırken yüksek dalga boylu dalgalar daha derinden bilgi alınması sağlanır.

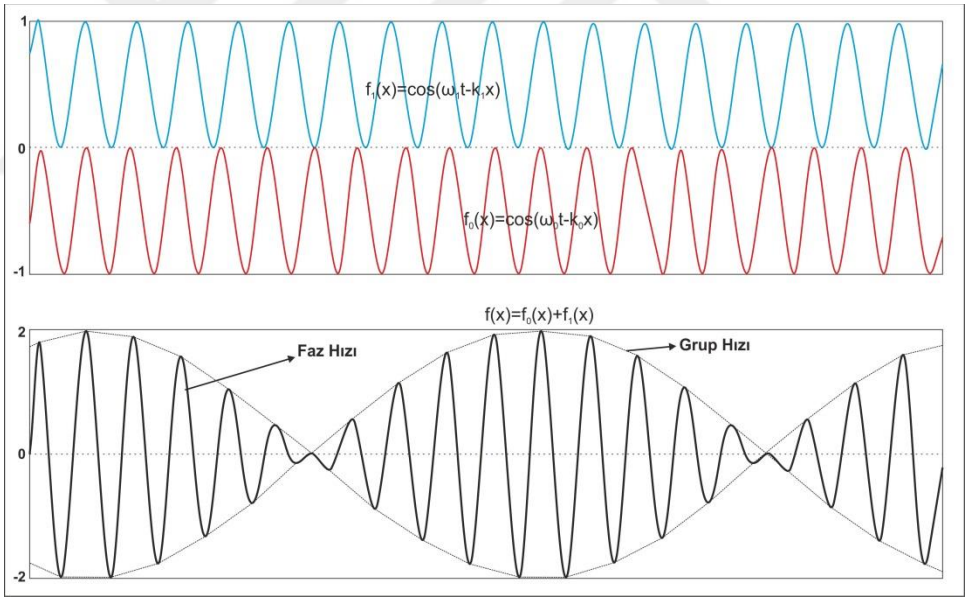


Şekil 3.5 Hızın periyod (veya frekans) ile değişiminden meydana gelen dispersiyon eğrisi

Dispersiyon gösteren yüzey dalgalarının stratigrafi ile ilişkili olarak belirli bir hız değeri yoktur ve dalga hızı periyod veya frekansın fonksiyonudur (Grit, 2014). Grup ve faz hızlarının (devam eden bölümde açıklanacak) periyod veya frekans fonksiyonu olarak çizilmesinden elde edilen eğrilere dispersiyon eğrisi denir (Kara, 2010) (Şekil 3.5.). Birbirinden ayrı fazlarda farklı frekanslarda yayılan yüzey dalgaları birbirinin üzerine binerek dalga grubunu oluşturur. Bu dalga grubunda herhangi bir fazdaki noktanın hızına faz hızı, grubun tamamının yayılım hızına ise grup hızı olarak tanımlanmaktadır.

3.3.1. Faz hızı ve grup hızı

Grup hızı dalga trendinin yayılma hızı, faz hızı ise bu trend içerisinde yer alan her bir dalganın hızı olarak açıklanabilir (Yanık, 2006; Kurtuluş, 2010) (Şekil 3.6.).



Şekil 3.6. Birbirinden farklı frekans ve fazdaki iki sinyalin bileşimden oluşmuş dalga treninde grup ve faz hızları

Sismik kaynaklar farklı periyotlarda birçok harmoniğin toplamından oluşur. Bu harmonikleri her biri c(ω) hızındadır ve bu faz hızı olarak değerlendirilir. Buradaki $w=2\pi f$ (açısal frekans) dalganın yayılım gösterdiği ortamın P ve S hızları gibi parametreleri ile değişim gösterir. Taşıyıcı hız olarak bilinen faz hızı, güvenilir bir başlangıç zamanı ve ilerleme mesafesi bilgisi mevcut ise, bir veya birden fazla istasyon kullanılarak faz hızı;

$$c(\omega) = \frac{w\omega}{k(\omega)} \tag{3.2}$$

olarak verilir. Burada ω açısal frekans ve k frekansa bağlı dalga sayısıdır.

Grup hızı bütün dalga trendinin yayılma hızıdır. Yüzey boyunca seyahat eden dalga paketlerinin yapıcı girişimlerinden dolayı dispersif yapıdadır. Bu hız bilgisi üst kabuk denetiminde geliştiği için çoğunlukla üst kabuk yapısının hızını belirlemede kullanılır. Grup hızı,

$$U(\omega)\frac{\partial\omega}{\partial k} \tag{3.3}$$

ile verilir. Burada ω açısal frekans k ise dalga sayısıdır.

Grup hızı ile faz hızı arasında denklem (3.4)'de belirtildiği gibi bir bağıntı söz konusudur. Bu bağıntı;

$$U(\omega) = c(\omega) - \lambda\frac{\partial c(\omega)}{\partial\lambda} \tag{3.4}$$

olarak verilir. Burada U grup hızı, c faz hızı, λ dalga boyu olarak verilmektedir. Faz hızının dalga boyuna göre türevi pozitif olduğundan faz hızı grup hızından yüksektir.

3.4. ReMi (Kırılma-Mikrokırınım) Yöntemi

Geçtiğimiz son yirmi yılda yüzey dalgası analiz yöntemleri (f-k transformu, SASW, MASW, ReMi) kullanarak kayma dalgası hızı elde edilmesi dünya çapında yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Dispersiyon eğrisi analizine dayanan bu tekniklerden ReMi yöntemi, bu yöntemlerden en yenisi olmakla birlikte herhangi bir aktif kaynak kullanmaksızın ölçüm yapılabilmesine imkan sağlamaktadır (Louie, 2001). Aktif kaynak kullanılmadığı için az zahmetle hızlı ölçüm alınabilmesi yöntemin dünya çapında uygulanırlığını hızlandırmıştır (Brady ve Beckmann, 2011).

Yöntem Louie (2001) tarafından yeterli açılım ile 100 metre derinlik seviyesine kadar V_s hızının belirlenmesi amacıyla ortaya çıkmıştır. Ancak son yıllarda jeofizik alet-ekipman teknolojisindeki ilerleme ile birlikte yapılan çalışmalarda (Pancha ve Pullammanappallil, 2012; Pancha ve Pullammanappallil, 2014; Louie ve ark., 2017) V_s hızı araştırma derinliği 1000-1200 metre seviyelerine kadar ulaşmaktadır. Buna ek olarak yine son yıllarda V_s hızından zemin özelliklerinin ortaya çıkarılmasının yanı sıra arkeolojik yapı aramaları, jeotermal alan tespiti ve fay unsurlarının belirlenmesi gibi alanlarda yöntem uygulamaları yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (kullanım alanları bölümünde bu araştırmalar verilecektir).

Yöntem temelde başlıca iki prensibe dayanmaktadır. Birincisi standart sismik ekipmanı kullanarak doğal veya çevresel etmenlerden kaynaklı meydana gelmiş gürültünün kayıt edilmesidir. İkinci prensip ise iki boyutlu yavaşlık-frekans (*p-f*) dönüşümüyle Rayleigh dalgasını gürültü kayıtlarından ayırıp görünür hıza karşılık gerçek faz hızının elde edilmesidir (Louie, 2001). Yöntemin metodolojisi devam eden bölümlerde anlatılacak olup bu kısımdan önce son yıllarda yapılan güncel ReMi çalışmalarından bilgiler verilecektir.

3.4.1. Kullanım alanları

Louie (2001) tarafından yöntemin geliştirilmesi ile birlikte dünyanın farklı ülkelerinde başta zemin sınıflaması çalışmalarında olmak üzere en çok tercih edilen yöntemler arasında yer almaktadır. Bu çalışmalarda ReMi yöntemi; Pullammanappallil ve ark. (2004) ve Stephenson ve ark. (2005) tarafından Amerika' da, Kanbur ve ark. (2009) ve Büyüksaraç (2013) tarafından Türkiye' de, Basavanagowda ve ark. (2012) tarafından Hindistan'da, Poormirzaee ve Moghadam (2014) tarafından İran'da, Gamal ve Pullammanappallil (2011) tarafından Mısır'da ve Carvalho ve ark. (2016) tarafından Portekiz'de çoğunlukla sondaj verileri ile korelasyona tabi tutularak NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program), UBC (Uniform Building Code) ve EC8 (Eurocode 8) gibi zemin sınıflaması kriterlerince zemin özelliklerinin belirlenmesinde kullanılmıştır.

Zemin sınıflaması çalışmalarının yanı sıra 100 metre derinlik seviyesine kadar V_s bilgisinin elde edilmesi ve olası sığ fay yapılarının tespitinde Kanbur ve ark. (2008) ve Martos (2012) çalışmalarında kullanılmışlardır. Perez-Gracia ve ark. (2009)'da İspanya'nın Mayorka kentinde bulunan Santa Maria Katedralinde yöntemi diğer jeofizik teknikler ile zemindeki boşluk yapılarının tespitinde kullanmıştır. Cashman ve ark. (2013)'de Kuzey Amerika'da Cascade volkanı civarında ve Civilini ve ark. (2016) da Yeni Zellanda'da yöntemi jeotermal saha tespitinde iki boyutlu profiller ile kullanmışlardır.

Son birkaç yılda wireless üzerinden veri iletimi imkanı sunan cihazların uygulamalı jeofizikte kullanılması, yöntemin başlangıçta 100 m olan nüfuz derinliğini 1-1.2 km seviyelerine kadar yükseltmiştir. Amerika'da Reno havzasında Pancha ve Pullammanappallil (2012), Pancha ve Pullammanappallil (2014) ve Louie ve ark. (2017) sayısı 30-60 arasında değişen wireless alıcılar ve 5-6 km'lik açılım profilleri ile ana kaya olduğu düşünülen yaklaşık 1-1,2 km derinliğe kadar V_s dağılımını ortaya çıkarmışlardır.

3.4.2. Sismik kırılma ekipmanının ReMi yönteminde kullanılması

Sismik kırılma ekipmanının ReMi tekniğinde kullanımı Louie (2001) ve Louie ve ark. (2017)'den özetlenmiştir. Yüzey dalgalarının dispersiyonun kayıt edilebilmesinde iki temel faktör yer almaktadır. Bunlardan birincisi her kanalda grup jeofon şekli değil tek bir alıcı bulunması, ikincisi ise 12 kanal ve üzerinde doğrusal serim kullanılmasıdır. Petrol endüstrisinde tercih edilen grup jeofon açılımları yüzey dalgaları ve yatay yöndeki enerjiyi sönümler. Bu sebepten dolayı yüzey dalgalarında tercih edilmeyen bir açılım türüdür.

Pasif kaynak kullanımında kayıt boyu 30-32 saniye civarında tercih edilirken (Pullammanappallil ve ark., 2004), aktif kaynak kullanımında MASW yönteminde olduğu gibi kayıt uzunluğu 4-5 saniye seviyelerine kadar kullanılmaktadır. Aktif kaynak kullanımında dikkat edilmesi gereken bir diğer nokta hedef derinliğin 20 metreden az olmaması gerekmektedir. Standart 30 metre derinliğe kadar ki yapının

V_s modellemesinde en az 30 saniye boyunca tekrarlı asgari 10 kayıt alınmalıdır. Uzun boylu ve fazla tekrarlı bu kayıtlar *p-f* analizinde dispersiyon eğrisi seçimini kolaylaştıracaktır.

Yöntemin uygulanırlığı şehir merkezi gibi çevresel gürültünün her yönden geldiği alanlarda son derece kolaydır. Sessiz alanlarda serimin başından veya sonundan aktif bir kaynak kullanılarak ya da serime paralel doğrultuda araç ile gürültü yapılarak ölçüm gerçekleştirilebilir. Bu tür ölçümlerde verilerin çözümlemesi pasif kaynak kullanılarak elde edilen verilerin değerlendirilmesinden farklı yapılmalıdır.

Jeofon seçimi yöntemin başarılı bir şekilde uygulanabilmesi için bir başka parametredir. Dispersiyon eğrilerinin yüksek çözünürlük ve ayrımlılık ile seçilebilmesinde 8 Hz veya daha düşük frekansa sahip alıcılar tercih edilmelidir.

Jeofon aralığı seçimi nüfuz derinliği ve minimum hedef derinliği ile orantılı seçilmelidir. Örneğin minimum hedef 1 m kalınlığında ise jeofon aralığı 1 metreden fazla olmamalıdır. Buna karşılık nüfuz derinliği, dizilim uzunluğunun yarısı ile üçte biri arasında değişim gösterir (Pullammanappallil ve ark., 2004).

3.4.3. Spektral hız analizi (*p-f* transformu)

Spektral hız analizi Louie (2001), Storobbia (2005) ve Yanık (2006)'dan özetlenmiştir. Spektral hız analizinin temeli Thorson ve Claerbout (1985) tarafından tanımlanan eğim yığması (slantstack) veya p-tau (p-τ) dönüşümü olarak tanımlanmıştır. p-tau dönüşümü Clayton ve McMechan (1981) ve Fuis ve ark. (1984) tarafından P dalgalarından kırılma hızı analizinin ilk adımında kullanmıştır. Bu dönüşüm çoklu sismogramlar tarafından kaydedilen kayıtlar içerisinde bulunan her bir moda ait dispersiyon eğrisi görüntülerini elde etmek için kullanılır.

p-τ dönüşümü, çeşitli *x* noktalarında *t* zamanında ölçüm yapılmış *A(x,t)* olan bir sismik kayıt boyunca çizgisel integral olarak tanımlanır ve;

$$A(p, tau) = \int_x A(x, t = tau + px)\, dx \quad (3.5)$$

eşitliği ile ifade edilir. Burada, $p=dt/dx$ eğimi x doğrultusunda V_a görünür hızın tersine eşittir ve bu yavaşlık bilgisi olarak adlandırılır. Pratikte x, sonlu dx (genellikle 8-20 m) uzaklığında nx aralığında ayrıklaştırılmış ve

$$x = jdx \qquad j = 1,2,3 \ldots., n \quad (3.6)$$

olarak ifade edilir. Aynı şekilde zaman genellikle 0,001-0,01 sn arasında değişir ve

$$t = idt \qquad i = 1,2,3 \ldots., n \quad (3.7)$$

eşitliği ile (Denklem 3.7) ayrıklaşır. Pozitif ve negatif τ-p dönüşümü aşağıda verilen eşitlik ile (Denklem 3.8) tanımlanabilir;

$$A(p = p0 + ldp, tau = kdt) = \sum_{j=0,nx-1} A(x = jdx, t = idt = tau + px) \quad (3.8)$$

Gecikme zamanı olan *tau(τ)*, kesme zamanının yeniden yapılandırılması ile $t=\tau+px$ görülür ve *tau* ve *p* kesme zamanı eğimli düz çizgiyle elde edilir (Şekil 3.7.).

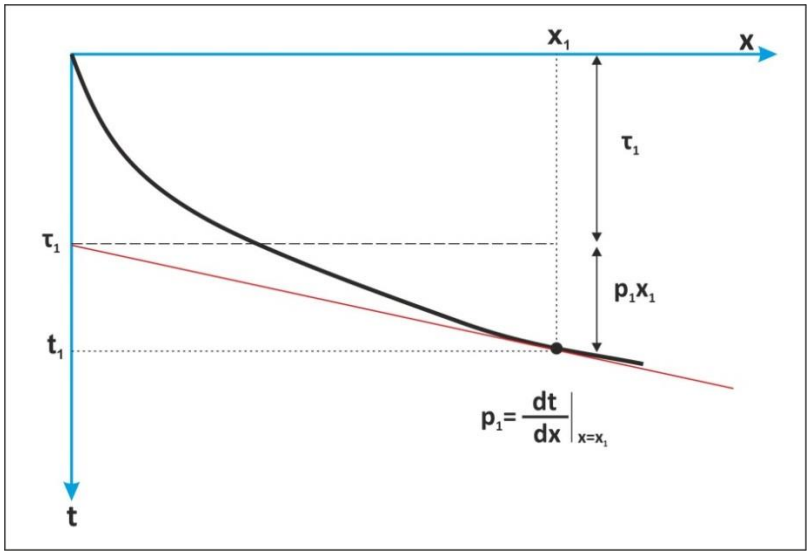
Veri analizindeki ikinci adım denklem 3.8'de ifade edilen *A(p,τ)*'de herbir p-τ izi, kesme zamanı veya τ deki karmaşık Fourier dönüşümünden oluşmaktadır.

$$F_A(p, f) = \int_\tau A(p, \tau) e^{-i2\pi f\tau}\, d\tau \quad (3.9)$$

Burda ayrık Fourier dönüşümünde $f=mdf$ alınırsa;

$$F_A(p, f = m\, df) = \sum_{k=0}^{nt-1} A(p, \tau = kdt) e^{-2i\pi mdfkdt} \quad (3.10)$$

elde edilir. Bir boyutlu dönüşüm uygulaması yavaşlık veya p ekseni için etkili çözüm sunmaz. İyi bir frekans çözünürlüğü sismik yansıma yönteminde olduğu gibi uzun kayıt zamanları ile mümkün hale gelir.



Şekil 3.7. Eğim yığmasında τ ve p nin ifadesi (Storobbia, 2005)

Güç spektrumu S_A (p,f), F_A ve onun karmaşık eşleniğinin çarpımından oluşur (Denklem 3.11).

$$S_A\,(p,f) = F_A^*(p,f)F_A(p,f) \tag{3.11}$$

Burada * karmaşık eşleniği temsil etmektedir. Yapılan bu dönüşümün amacı dizilim boyunca düz ve ters doğrultudaki *p-tau* dönüşümlerinin toplamını ortaya çıkarmaktır.

Yavaşlık eksenine düz ve ters yönden gelen toplam enerji mutlak p değeri ile ifade edilir ve p=0 civarında yavaşlık ekseni toplanarak katlanır. Bir yavaşlık ekseninde düz ve ters doğrultulardan gelen toplam enerji mutlak p değerini gösterir, p=0 civarında yavaşlık ekseni katlanır ve toplanarak;

$$S_A(|p|,f) = [S_A\,(p,f)]_{p\geq 0} + [S_A\,(-p,f]_{p<0} \tag{3.12}$$

elde edilir. Böylece zaman-uzaklık ortamında kaydedilen veri *p-f* ortamında hesaplanmış olur. Yöntemde eğer tek bir analizden ziyade birden fazla çözümleme işlemi yapılmak istenirse ayrı *p-f* görüntü kayıtları olan $S_{An}(|p|,f)$, toplam güç spektrumu görüntüsüne aşağıda verilen bağıntıda (Denklem 3.13) olduğu gibi tek tek eklenir;

$$S_{toplam}(|p|, f) = \sum_n S_{An}(|p|, f) \quad (3.13)$$

Çalışma alanında veri kazanımı yapılan kayıtların toplam güç spektrumu vasıtasıyla elde edilmiş yavaşlık-frekans analizinin amacı bu kayıtların yavaşlık-frekans eksenine çizdirilmesidir. Baskın güçte uyumlu bir faza karşılık gelen eksende eğimler işaretlenip çizdirilirse dispersiyon analizi diyagramı tamamlanmış olur.

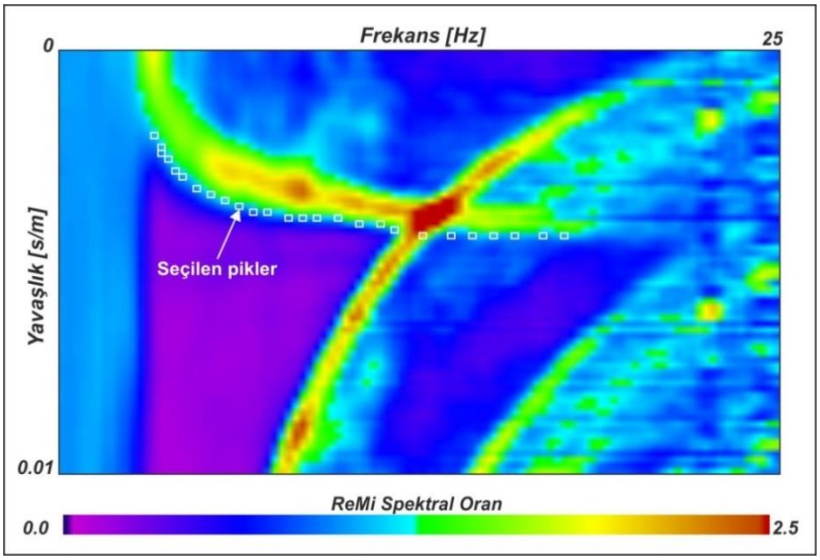
3.4.4. Dispersiyon eğrisi seçimi

Louie (2001) ve Beckmann (2008)'den özetle, dispersif yüzey dalgalarından meydana gelen dispersiyon eğrilerinde yüksek faz hızı (düşük yavaşlık) düşük frekanslarda, düşük faz hızı (yüksek yavaşlık) yüksek frekanslarda meydana gelir. Dispersiyon eğrisi modellemesinde faz hızı seçimi için öncelikle spektral güç normalizasyonunun yapılması gereklidir. Bu spektral normalizasyon sadece McMechan ve Yedlin (1981) tarafından verilen güç-oranı spektrumu eklenerek hesaplanır. Ortalama güçteki dağılım lineer olmayıp, takip eden frekanslarda farklılık gösterebilir.

Ayrı ayrı $S_A\,(|p|,f)$ tayfındaki frekans değerlerinde veya $S_{Toplam}(|p|,f)$ toplam frekans değerlerindeki tüm yavaşlıklar boyunca, herbir yavaşlık-frekans bileşeninde ortalama güce karşı spektral güç oaranı $R(|p|,f)$;

$$R(|p|, f) = \frac{S(|p|,f) * np}{\sum_{j=0}^{np-1} S(|p|=ldp,f)} \quad (3.14)$$

olarak verilir. Eşitlikte verilen np, *0*'dan p_{max} *sn/m*' ye yavaşlık adımı sayısıdır. Genellikle spektral oran görüntüsü, dispersiyon eğrisi boyunca sıralanmış olarak açık bir şekilde görülebilir. *P-f* görüntülerinde spektral oran ile dispersiyon eğrilerinin net bir şekilde işaretlenmesi ve yorumlanması SASW ve MASW teknikleri ile benzerdir. Louie (2001) dispersiyon eğrisi seçiminin üç ayrı hız-frekans bandında yapılmasının ReMi yöntemi için daha güvenilir olacağını ifade etmiştir.



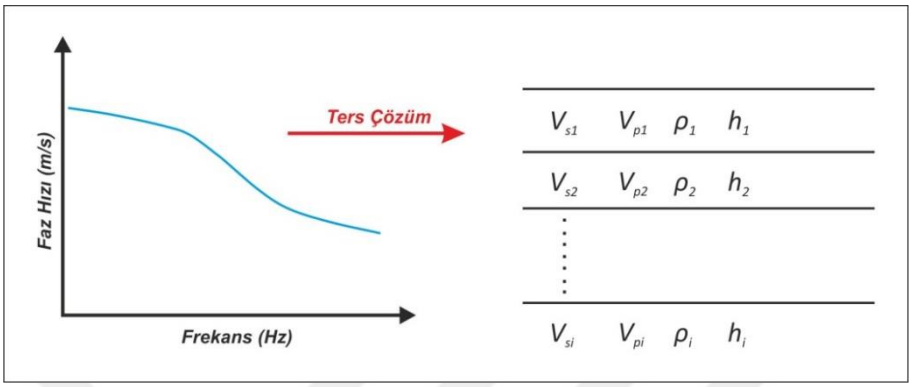
Şekil 3.8. Çalışma alanından elde edilmiş verinin güç spektrumu ve dispersiyon eğrisi seçimi

Temel modda seçilen hızlar daha güvenilir sayılır çünkü Rayleigh dalgalarının temel moddaki faz hızı her zaman yüksek moddaki faz hızı değerinden daha küçüktür. Dispersiyon eğirisi piklemesi Şekil 3.8.'de gösterildiği gibi temel mod olarak verilen düşük-hız sınırından seçilir (Pullammanappallil ve ark., 2003). Burada pik seçim alanı, sıcak renkler ile gösterilen yüksek spektral oran ile soğuk renkler ile gösterilen düşük spektral oran aralığının sınırıdır. Bu band aralığında yapılacak pik seçimi çok kolay bir şekilde elde edilme imkanı sağlamaktadır (Optim, 2006). Galiana-Merino ve ark. (2012) pik seçiminin otomatik seçilmesi üzerine yaptıkları araştırmada, seçimin uygulayıcının deneyimi ile değişim göstermesinden ziyade, belirli bir standart içerisinde olması gerektiğini ileri sürmüştür. Louie ve ark. (2017)'de bu otomatik pik seçimin mevcut çözümleme programları ile mümkün olmadığını ve el yordamı ile görsel olarak bu işlemin yapılmasının daha doğru sonuçlar vereceğini ifade etmiştir.

3.4.5. Kayma dalgası modellemesi

Modelleme işlemi, önceki bölümlerde anlatıldığı şekilde güç spektrumundan elde edilen dispersiyon eğrisine karşılık kuramsal verinin hesaplanmasıdır (Şekil 3.9.). Yeraltının elastik tabakalardan oluştuğu varsayımıyla kuramsal veri hesaplamasında, her bir katman V_p hızı, V_s hızı, yoğunluk ve tabaka kalınlığı olmak üzere dört

değişken ile tanımlanır (Xia ve ark., 1999). Tabakalı ortamda dispersif özellik gösteren Rayleigh dalgası hızının daha çok V_s ve tabaka kalınlığına bağımlı olması ters çözümde sadece bu parametrelerin kullanımına olanak sağlar.



Şekil 3.9. Ölçülen dispersiyon eğrisinden yeraltı modeli kestirimi

ReMi yönteminde p-f analizinden elde edilen dispersiyon eğrisinin ters çözüm işlemi Yuehua (1992)'in Saito (1979, 1988)'den düzenlediği kod kullanılarak yapılmaktadır. Ters çözüm modellemesinde kullanılan bu kod Iwata ve ark. (1998) ve Xia ve ark. (1999) tarafından kullanılan kodun sonuçları ile aynıdır. Temelde Marquardt-Leveberg ters çözüm tekniğini kullanan bu kodun kullanım stratejisi, dispersiyon eğrisinden hızlı bir şekilde derinlik-V_s modelinin oluşturulmasıdır.

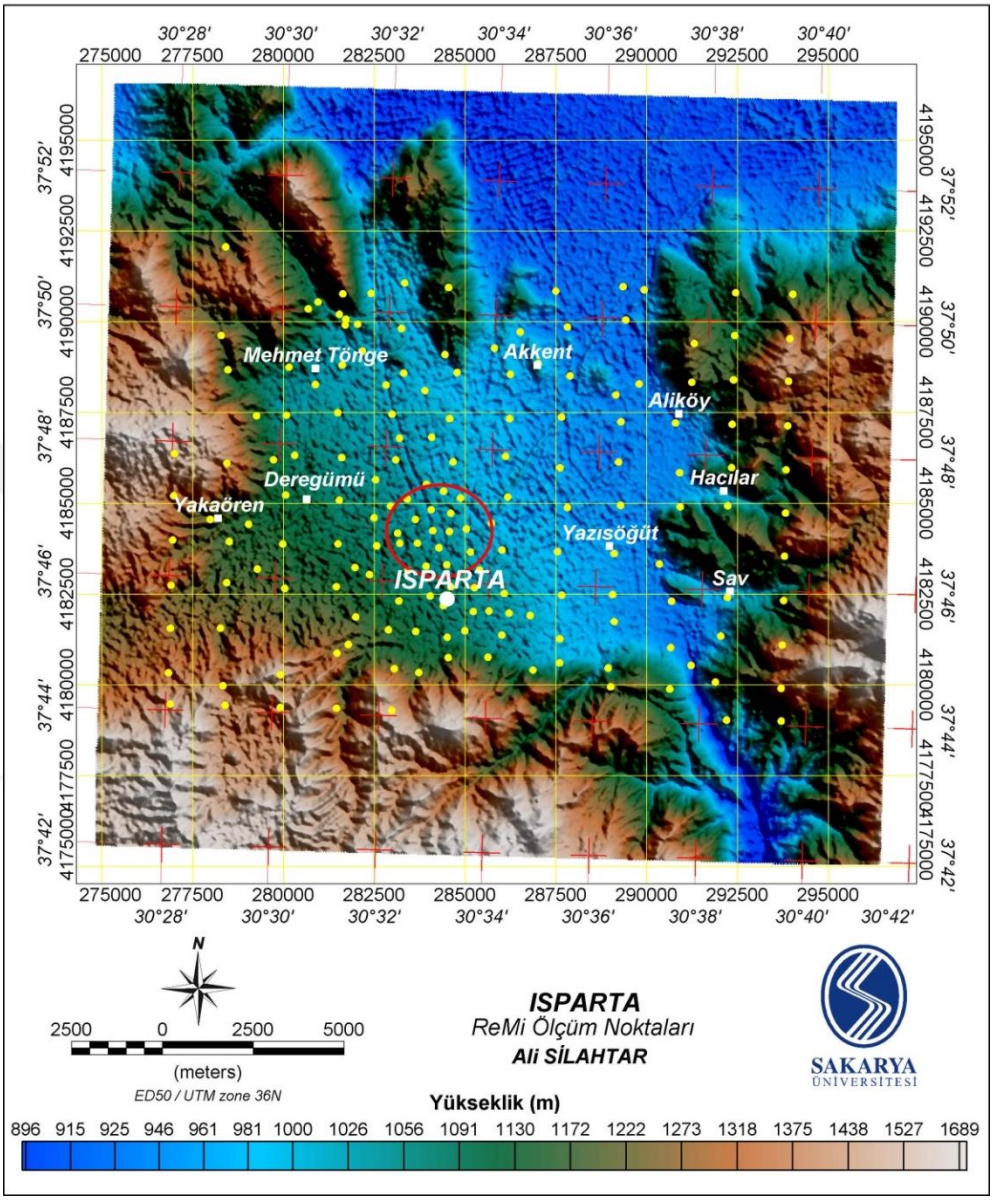
3.5. Saha Çalışması ve Zemin Sınıflaması

Önceki bölümlerde kuramsal olarak teorisi verilen ReMi yöntemi, tez alanı olan Isparta şehir merkezi ve yakın çevresini kapsayan ve yaklaşık 12x15 km'lik bölgenin V_s dağılım ve zemin sınıflaması haritalaması için kullanılmıştır.

3.5.1. Veri kazanım parametreleri

Çalışma kapsamında Isparta kent merkezi ve yakın çevresindeki yerleşim yerlerini içerisine alacak biçimde Şekil 3.10.'da gösterilen tez sahasında toplamda 152 noktada veri alımı gerçekleştirilmiştir. Bu noktalara ek olarak Kanbur ve Kanbur (2009) tarafından yapılan çalışmada kullanılan veri kazanım noktalarından 20 tanesi (Şekil 3.10.'da kırmızı daire içerisinde gösterilen bölge) çalışmaya dahil edilerek veri

sayısı 172'ye yükseltilmiştir. Yöntemin arazi çalışmaları toplamda 15 günlük süre içerisinde, günde yaklaşık 10-11 ölçüm yapılarak gerçekleştirilmiştir.



Şekil 3.10. ReMi veri kazanımı noktaları ve Isparta topoğrafya haritası

ReMi çalışmasındaki öncelikli hedef Vs_{30} (30 metredeki ortalama V_s hızı) bağımlı zemin sınıflamasıdır. Bu nedenle en az 30 metreye kadar olan zeminin V_s bilgisinin elde edilmesi amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda Şekil 3.10.'da belirtilen ölçüm noktalarında, Tablo 3.1.'de verilen veri kazanım parametrelerine göre Geode Ultra-Light marka (Şekil 3.11.) 24 kanallı sismik kayıtçının 12 kanalı aktif kullanılarak veri alımı gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.12).

Tablo 3.1. ReMi veri kazanım parametreleri

Örnekleme aralığı (msn)	2
Kayıt boyu (sn)	32
Kanal sayısı	12
Jeofon aralığı (m)	10
Ölçüm noktası aralığı (km)	~1 km
Ölçüm sayısı	152
Ölçüm noktalarındaki kayıt sayısı	10-12
Her bir sinyaldeki iz sayısı	16000
Kullanılan jeofon (Hz)	4.5 P
Enerji kaynağı	Çevresel gürültü
Sismik kayıtçı	Geode Ultra-Light



Şekil 3.11. Veri kazanımında kullanılan Geode Ultra-Light marka sismik kayıtçı ve alıcı olarak kullanılan 4.5 Hz'lik jeofonlar

Her bir ölçüm noktasında 10-12 arasında değişen tekrarlı veri kaydı alınarak ReMi spektral oranının yükseltilmesi hedeflenmiştir. Ölçümler esnasında Brady ve Beekman (2011) tarafından yapılan çalışmanın sonuçları dikkate alınarak profil doğrultuları mümkün olduğunca aynı yönde (bu çalışmada K-G yönlü) olacak şekilde veri kazanımı yapılmıştır. Alıcı olarak ise bu tür zemin sınıflaması amaçlı sığ çalışmalarda sıkça kullanılan 4.5 Hz P jeofonları (Şekil 3.11.) tercih edilerek veri kazanımı gerçekleştirilmiştir (Louie 2001; Pancha ve Pullammanappallil 2012; Silahtar ve Kanbur 2015; Louie ve ark., 2017).

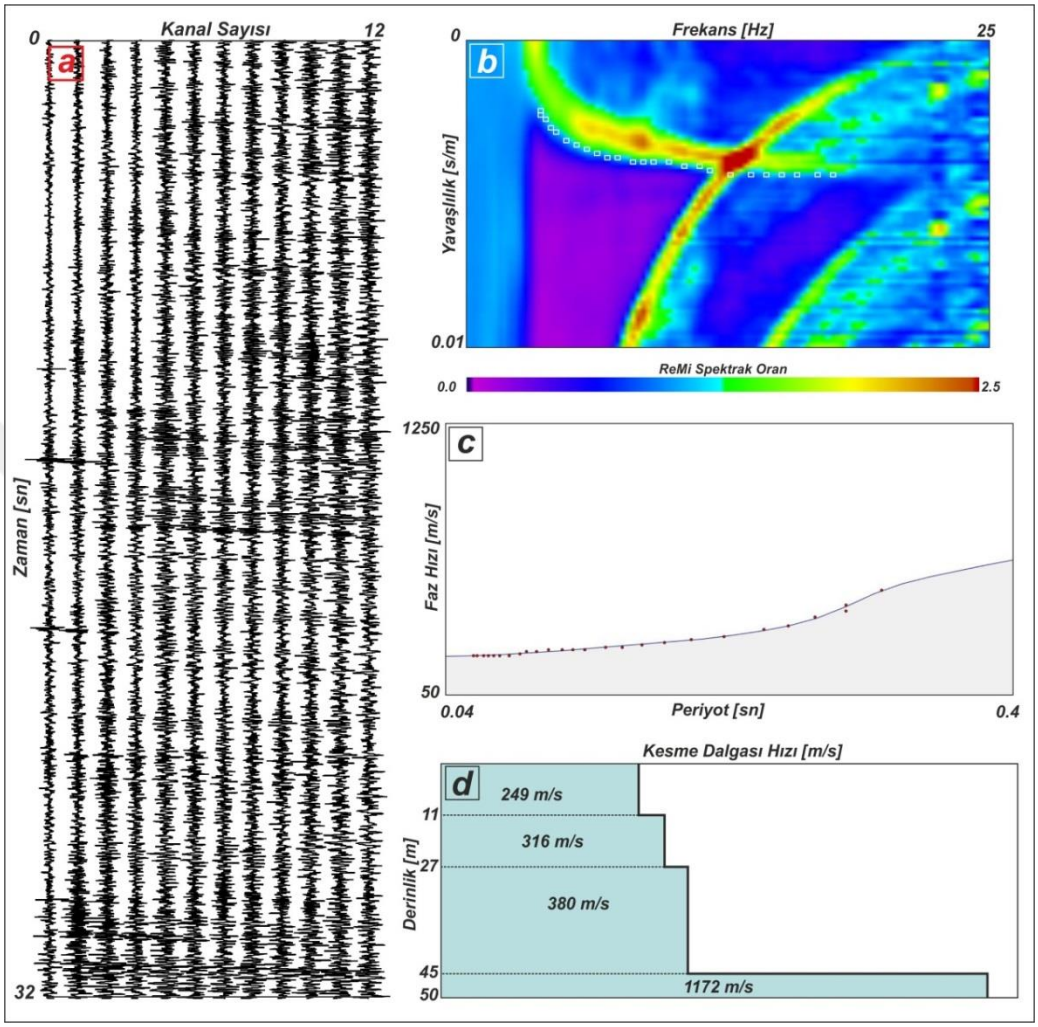


Şekil 3.12. Çalışma alanında belirlenen ölçüm noktalarında veri alımı

3.5.2. Veri işlem

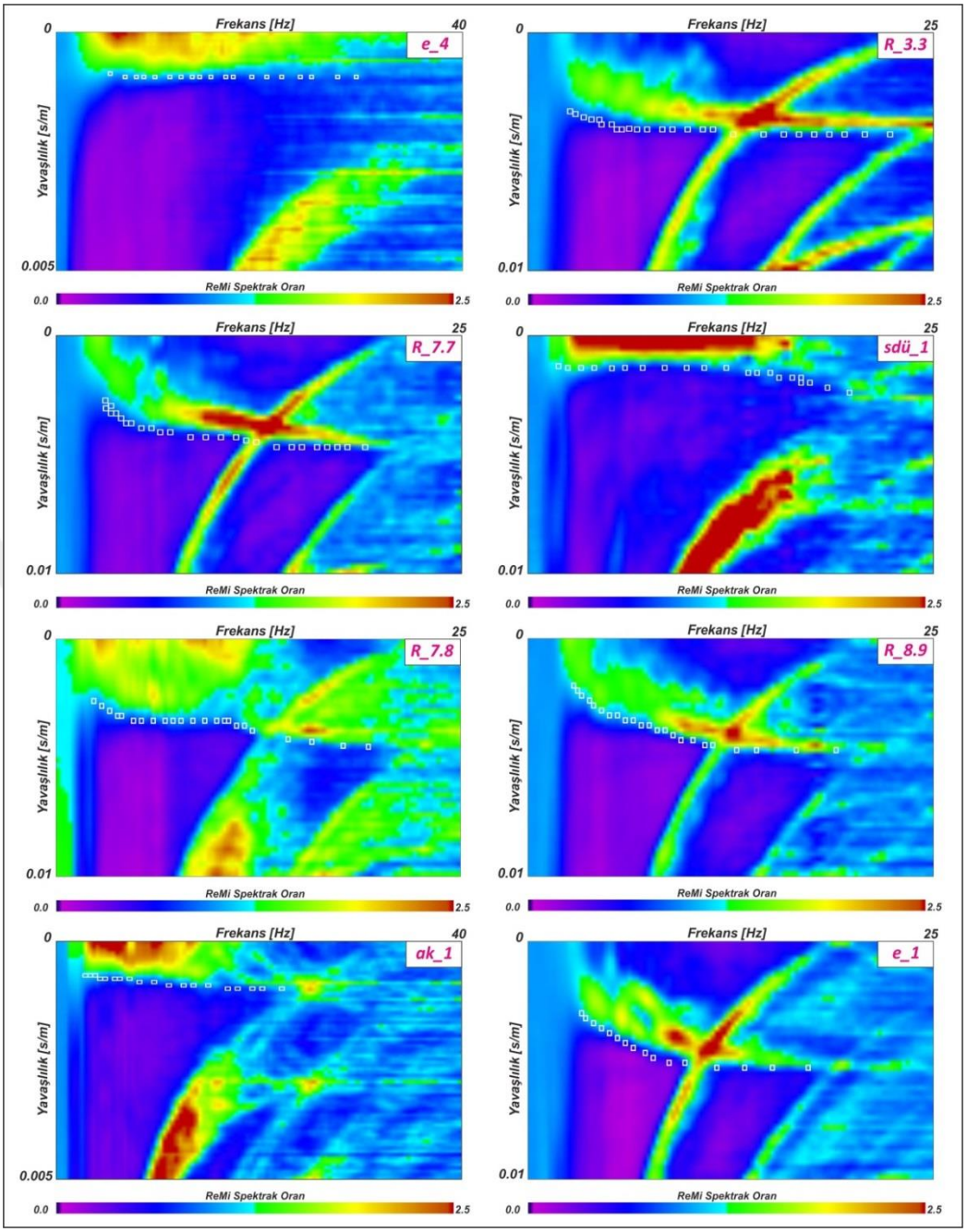
Tez kapsamında ReMi verilerinin analizinde lisansı Doç. Dr. M. Zakir KANBUR'a ait Optim Software firması tarafından geliştirilen Seisopt-ReMi programı kullanılmıştır. Program vasıtasıyla veri işlem dört aşamada gerçekleştirilmiştir. Birinci aşama ölçüm noktasında zaman-uzaklık (x-t) ortamında kaydedilen tekrarlı veriler, 'preprocessing' adı verilen genlik kazanımı işlemi ile varsa geometrik düzeltme işleminin uygulanmasıdır (Şekil 3.13a.). Yapılan bu veri iyileştirmenin ardından ikinci adım yöntemin teorisinde anlatıldığı gibi zaman-uzaklık ortamındaki verinin *p-f* ortamında hesaplanıp güç spektrumunun oluşturulmasıdır. Şekil 3.13b'de program vasıtasıyla güç spektrumu alınmış verinin görüntüsü yer almaktadır. Güç spektrumunun oluşturulmasının ardından üçüncü aşama, Louie (2001) tarafından

ifade edildiği şekilde en uygun yerden yavaşlık (hızın tersi) değerlerine karşılık frekans değerlerinin işaretlenip dispersiyon eğrisinin oluşturulmasıdır.



Şekil 3.13. ReMi veri işlem basamakları, a. Sismik gürültü kaydı. b. P-f ortamında hesaplanmış güç spektrumu ve dispersiyon eğrisi seçimi. c. Sönümlü en küçük kareler ile ters çözüm. d. Bir boyutlu derinlik-Vs kesiti

Şekil 3.13b.'de Optim (2006)'da tanımlandığı gibi (yüksek spektral orana sahip alan ile düşük spektral orana sahip alanın sınırında) açık yeşil ile açık mavi alandan pik seçimi (beyaz kutucuklar) yapılarak dispersiyon eğrisi elde edilmiştir. Bu işlem esnasında Louie (2017)'de tanımlandığı gibi spektral oran karmaşasının olduğu düşük frekans-düşük yavaşlık bölgesinden seçim yapılmamıştır (Şekil 3.13b.).

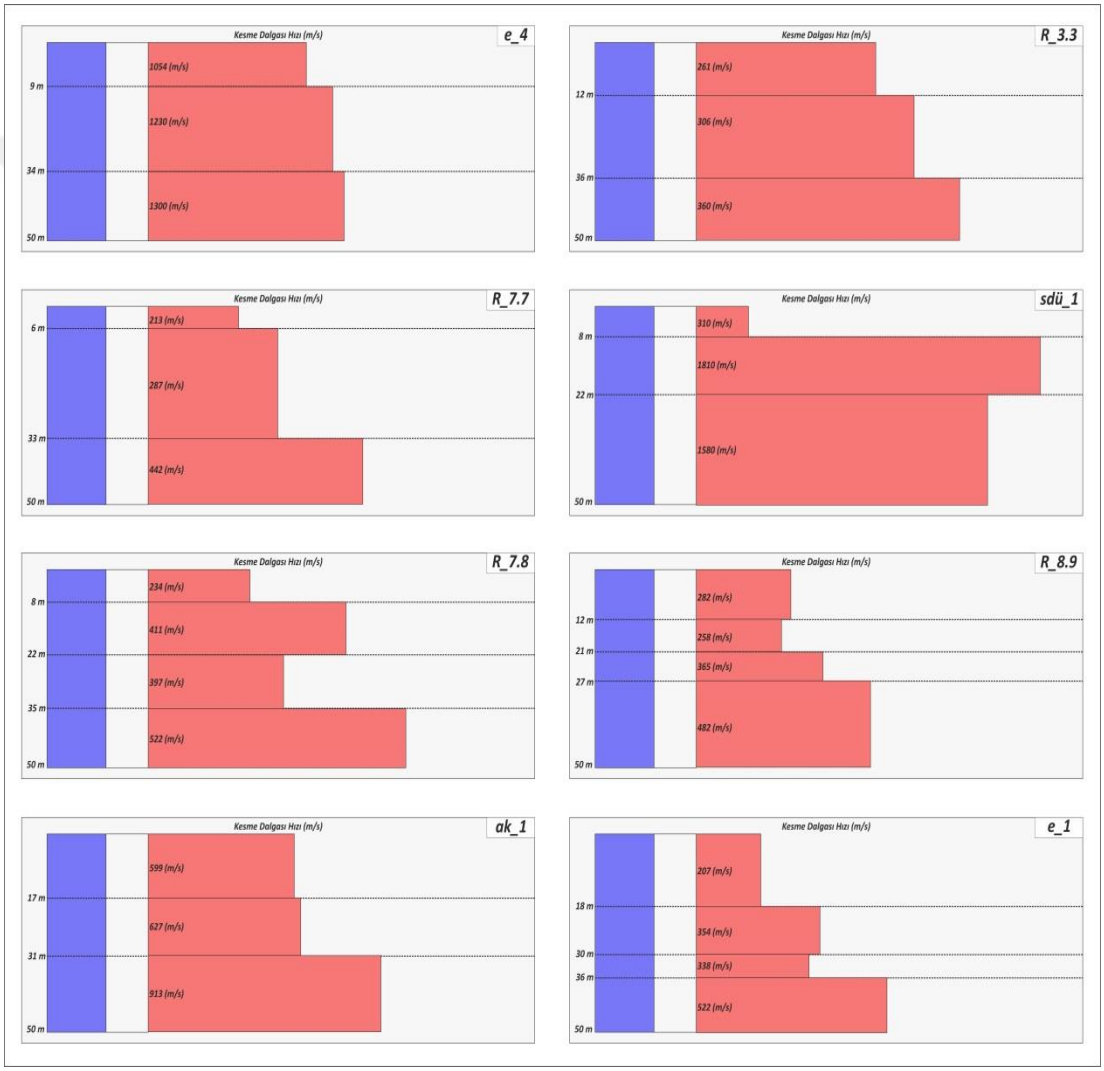


Şekil 3.14. Veri işlem aşamasının iki ve üçüncü adımını oluşturan dispersiyon eğrisi seçimi yapılmış güç spektrumu örnekleri

Veri analizinin son aşaması olan dördüncü adım kuramsal dispersiyon eğrisi ile seçilen dispersiyon eğrisinin ters çözümüdür (Şekil 3.13c.). Şekil 3.13c.'de sönümlü en küçük kareler yöntemi ile dispersiyon eğrisinin ters çözümü ve bu çözüme karşılık oluşturulmuş bir boyutlu derinlik-V_s hız kesiti (Şekil 3.13d.) görülmekte. Detaylı ince tabakaların ayrımından ziyade V_{s30} değerinin elde edilmesi amacıyla Tablo

3.1'de görüleceği üzere jeofon aralığı 10 m olarak dizayn edilmiştir. Bu yüzden bir boyutlu V_s modellemeleri 3-4 tabaka olarak yapılmıştır.

Tez kapsamında çalışma alanında belirlenen 152 ölçüm noktasından elde edilen sismik kayıtlara yukarıda bahsi geçen veri analizi adımları tek tek uygulanmıştır. Şekil 3.14. ve 3.15.'de analiz adımlarına ait güç spektrumu, dispersiyon eğrisi piklemeleri ve bir boyutlu derinlik-hız modellerine ait örnekler verilmiştir.



Şekil 3.15. Bir boyutlu modelleme yapılmış derinlik-hız kesiti örnekleri

Verilen örnekler üzerinde sıkı zemin özelliğine sahip olduğu düşünülen e_4, sdü_1 ve ak_1'de seçilen dispersiyon eğrileri, düşük yavaşlık değerinde ve frekans eksenine neredeyse paralel şekilde ortaya çıkmaktadır. Bu durum Louie (2001) tarafından

belirtildiği gibi bu tür sıkı zeminlerde olması beklenen görüntüdür. Çünkü hızın artması, yavaşlık (hızın tersi) olarak tanımlanan değerin düşmesine neden olacaktır. Benzer şekilde hız değerindeki azalma R_7.7, R_8.9, R_3.3 ve e_1'de görüleceği üzere yavaşlık değerlerinin artması ile açıklanabilir.

3.5.3. Bulgular ve zemin sınıflaması

Isparta şehir merkezi ve yakın çevresindeki yerleşim yerlerini kapsayan 12x15 km'lik alan içerisinde 152 ölçüm noktasında veri kazanımı gerçekleştirilmiştir. Kanbur ve Kanbur (2009) tarafından yapılan araştırmada kullanılan verilerden uyumlu 20 tanesi çalışmaya dahil edilerek toplam veri sayısı 172'e yükseltilmiştir. Yöntemin veri işlem bölümünde anlatıldığı gibi tek tek analiz edilen bu veriler, her bir ölçüm noktasında bir boyutlu derinlik-V_s bilgisine dönüştürülmüştür (Şekil 3.15.).

Bu tür çalışmalarda, yapılan bir boyutlu çözümlemelerin doğruluğunu kontrol etmede sondaj verilerinden yararlanma yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Louie, 2001; Stephenson ve ark., 2005; Richwalski ve ark., 2007; Kanbur ve Kanbur 2009; Gamal ve Pullammanappallil, 2011). Bu sebepten çalışma alanında geçmişte Devlet Su İşleri (DSİ) tarafından açılan sondajların log verileri derlenmiştir (EK-1). Yaklaşık homojen dağılım gösterecek şekilde belirlenen bu 15 log verisinden ReMi ölçüm noktalarına karşılık gelen 11 tanesi (Şekil 3.16. ve 3.17.) üzerine ReMi yönteminden edle edilen bir boyutlu derinlik-V_s hız modellemeleri yerleştirilmiştir (EK-1). Oluşturulan derinlik-hız modelleri sondaj loglarından belirlenen jeolojik formasyon sınırları ile iyi bir uyum göstermektedir. Özellikle 2, 5, 8, 9, 10, 11 numaralı sondaj kuyularında bu uyum neredeyse yüzde yüze yakındır. Diğer sondaj kuyularından örneğin 1 numaralı sondaj kuyusunda yaklaşık 25 metre seviyesine kadar siltli çakıldan oluşan tek bir formasyon varlığı söz konusu iken ReMi modelinde bu yapı kendi içerisinde 3 tabakalı olarak belirlenmiştir. Aynı şekilde 6 numaralı sondaj kuyusunda 23 m kalınlığa sahip kumlu killi birim, derinlik-hız modelinde kendi içerisinde 2 tabaka olarak modellenmiştir. Bu durum yöntemin kuramsal teorisinde bahsedilen %20 hassasiyet sınırı ile açıklanabilir.

Alansal boyutta V_s dağılımının derinlikte olan değişimini detaylı şekilde inceleyebilmek için 5, 15, 30 ve 50 m derinlik seviyelerindeki V_s bilgilerinden Tablo 3.2. oluşturulmuştur. Tablo 3.2.'de verilen değerler doğrultusunda V_{s-5}, V_{s-15}, V_{s-30} ve V_{s-50} kat haritalamaları yapılmıştır. Bu haritalama esnasında kullanılan hız verileri, zemin sınıflamasında kullanılacak olan ortalama hız bilgisinden ziyade derinlik-hız modelinde hedef seviyeye karşılık gelen değerlerdir.

Tablo 3.2. Bir boyutlu derinlik-Vs değerlerinden oluşturulmuş Vs kat haritalamasında ve zemin sınıflamasında kullanılacak olan hız değerleri

Nokta No	Nokta Adı	V_{s-5}	V_{s-15}	V_{s-30}	V_{s-50}	V_{s30}*
1	y2	397	397	607	835	397
2	ReMi_10.2	209	558	708	708	374
3	ReMi_9.2	249	282	468	861	303
4	ReMi_8.2	214	376	376	943	290
5	ReMi_7.2	265	528	525	665	395
6	e13	343	295	595	807	367
7	ReMi_4.2	373	373	373	1996	373
8	y1	365	424	490	963	393
9	ReMi_4.3	203	288	550	620	271
10	ReMi_3.2	863	900	1928	2200	1039
11	s2	769	1338	1880	2150	998
12	ReMi_5.3	237	389	410	585	320
13	ReMi_6.3	278	406	427	575	347
14	ReMi_7.3	211	348	382	426	269
15	e12	268	312	409	680	323
16	ReMi_8.3	323	368	406	538	373
17	g1	268	555	612	723	417
18	ReMi_9.4	290	321	362	469	315
19	e7	198	453	425	575	309
20	ReMi_8.4	190	394	432	514	336
21	e3	253	395	467	756	311
22	ReMi_7.4	214	446	512	796	332

* Hesaplanan değer 30 m derinlik seviyesine kadar olan tabakaların ortalama hızdır.

Tablo 3.2. (Devam)

Nokta No	Nokta Adı	V_{s-5}	V_{s-15}	V_{s-30}	V_{s-50}	V_{s30}*
23	e8	227	314	409	590	308
24	e4	235	293	473	656	307
25	ReMi_6.4	199	324	336	366	275
26	e16	272	325	410	849	323
27	ReMi_5.4	212	312	375	460	279
28	ReMi_4.4	245	289	660	716	253
29	e14	196	301	405	868	254
30	ReMi_3.3	260	305	340	360	285
31	s1	241	457	489	549	350
32	sdü_4	403	403	481	636	403
33	ReMi_2.1	600	518	853	1069	568
34	sdü_1	310	719	1079	1810	755
35	sdü_2	1012	1054	1230	1300	1172
36	sdü_3	381	381	654	1180	471
37	ReMi_1.2	221	221	297	415	245
38	ReMi_2.3	290	290	395	507	317
39	ReMi_3.4	205	393	589	746	343
40	e15	236	360	541	792	305
41	ReMi_4.5	232	286	305	580	274
42	ReMi_5.5	232	273	398	426	292
43	e1	207	325	354	522	266
44	ReMi_8.5	273	338	376	418	330
45	ReMi_9.5	206	422	289	541	320
46	e5	246	359	877	1106	346
47	e6	279	365	547	666	366
48	ReMi_10.5	243	465	643	643	352
49	g2	399	399	399	894	399
50	g3	329	467	467	725	384
51	ReMi_9.6	114	512	535	595	331
52	h1	328	379	379	617	348

* Hesaplanan değer 30 m derinlik seviyesine kadar olan tabakaların ortalama hızdır.

Tablo 3.2. (Devam)

Nokta No	Nokta Adı	V_{s-5}	V_{s-15}	V_{s-30}	V_{s-50}	V_{s30}*
53	e10	271	351	333	595	308
54	ReMi_8.6	258	408	335	559	319
55	e9	270	465	471	544	356
56	e2	286	329	441	544	337
57	t1	331	331	414	824	375
58	ReMi_9.7	297	297	500	698	338
59	ReMi_8.7	259	373	421	838	350
60	ReMi_7.7	208	297	297	671	278
61	ReMi_6.7	246	362	497	536	318
62	ReMi_5.7	306	584	584	584	396
63	ReMi_4.7	190	325	384	438	280
64	ReMi_3.6	304	304	389	395	331
65	e11	267	736	736	736	432
66	ReMi_5.6	216	305	318	372	279
67	ReMi_4.6	201	295	337	406	276
68	ReMi_3.5	580	638	999	999	819
69	ReMi_2.4	894	894	894	905	894
70	ReMi_2.5	304	314	389	496	331
71	ReMi_10.7	286	557	523	899	389
72	g4	284	424	512	664	355
73	ReMi_9.8	242	392	393	534	317
74	ReMi_8.8	195	406	421	421	295
75	ReMi_7.8	234	411	297	522	312
76	ReMi_6.8	245	284	331	540	284
77	ReMi_5.8	255	290	337	554	292
78	ReMi_4.8	245	284	297	514	276
79	ReMi_3.7	559	600	627	913	612
80	ReMi_2.6	259	300	300	515	281
81	ReMi_1.5	254	254	296	678	267
82	ReMi_1.6	249	316	380	833	300

* Hesaplanan değer 30 m derinlik seviyesine kadar olan tabakaların ortalama hızdır.

Tablo 3.2. (Devam)

Nokta No	Nokta Adı	V_{s-5}	V_{s-15}	V_{s-30}	V_{s-50}	V_{s30}*
83	ReMi_2.7	241	304	445	912	303
84	ReMi_1.7	238	359	620	833	355
85	z1	252	305	288	734	277
86	ReMi_3.8	420	961	948	846	575
87	ReMi_4.9	229	398	359	690	304
88	ReMi_5.9	289	316	431	580	310
89	ReMi_6.9	300	320	641	641	321
90	ReMi_7.9	282	258	482	482	305
91	ReMi_8.9	231	380	853	911	307
92	ReMi_9.9	287	380	996	781	360
93	g5	371	465	1141	928	471
94	g6	294	659	659	1244	448
95	ReMi_9.10	264	334	426	678	297
96	ReMi_9.11	655	655	655	659	655
97	ReMi_8.10	233	306	447	653	267
98	ReMi_8.11	304	304	522	1068	397
99	b1	263	263	491	918	317
100	ReMi_6.10	561	540	795	921	633
101	ReMi_5.10	268	401	397	729	324
102	ReMi_6.11	240	805	1333	1333	740
103	ReMi_4.10	236	434	629	778	337
104	ak-1	1094	1094	1098	1130	1105
105	r1	242	375	484	636	356
106	r7	224	224	398	622	310
107	r9	213	413	456	538	328
108	r11	230	230	456	571	322
109	r16	225	342	415	653	331
110	r18	300	300	477	620	351
111	r22	218	329	504	534	285
112	r26	223	410	534	662	348

* Hesaplanan değer 30 m derinlik seviyesine kadar olan tabakaların ortalama hızdır.

Tablo 3.2. (Devam)

Nokta No	Nokta Adı	V_{s-5}	V_{s-15}	V_{s-30}	V_{s-50}	V_{s30}*
113	r30	255	255	486	686	352
114	r34	244	385	426	677	353
115	r36	249	391	534	649	343
116	r40	224	425	470	630	365
117	r43	272	364	423	612	342
118	r45	302	361	523	618	342
119	r51	293	353	353	649	325
120	a1	235	419	477	661	368
121	a3	220	322	322	643	281
122	a4	353	397	506	665	363
123	a7	233	377	468	632	336
124	i-3	277	277	448	534	361
125	i-9	285	285	441	558	337
126	362	326	326	446	642	367
127	c-1	232	370	370	639	304
128	c-11	241	241	410	623	301
129	ant-3	292	292	471	551	336
130	ant-6	315	315	483	553	361
131	mig-4	249	381	381	676	311
132	hzt-46	254	423	423	689	333
133	ReMi_5.2	710	920	1350	1780	1033
134	ReMi_3.1	950	1360	1600	1960	1364
135	ReMi_Ek1	960	1390	1650	2000	1395
136	ReMi_Ek2	940	1280	1570	1910	1322
137	ReMi_1.3	580	790	1200	1650	888
138	ReMi_1.1	1012	1054	1230	1510	1126
139	ReMi_2.8	996	1054	1300	1930	1151
140	ReMi_3.9	996	1054	1300	1930	1151
141	ReMi_10.11	896	1080	1410	1960	1177
142	ReMi_10.10	940	1100	1430	1990	1204

* Hesaplanan değer 30 m derinlik seviyesine kadar olan tabakaların ortalama hızdır.

Tablo 3.2. (Devam)

Nokta No	Nokta Adı	V_{s-5}	V_{s-15}	V_{s-30}	V_{s-50}	V_{s30}*
143	ReMi_10.9	1020	1220	1500	2200	1298
144	ReMi_5.1	800	1250	1500	1840	1237
145	ReMi_6.1	630	830	1290	1810	948
146	ReMi_7.1	600	800	1210	1760	902
147	ReMi_8.1	996	1054	1300	1930	1151
148	ReMi_9.1	510	725	980	1450	771
149	ReMi_10.1	710	920	1350	1780	1033
150	ReMi_11.1	1020	1220	1580	2160	1327
151	ReMi_11.2	230	602	696	723	500
152	ReMi_10.3	990	1310	1620	2180	1367
153	ReMi_11.3	650	1300	1600	2100	1211
154	ReMi_11.4	360	510	693	1450	544
155	ReMi_11.5	1200	1450	1800	2050	1546
156	ReMi_1.8	360	450	723	941	527
157	ReMi_2.9	310	310	658	875	421
158	ReMi_3.10	786	1250	1480	1831	1224
159	ReMi_4.11	896	1080	1410	1960	1177
160	ReMi_5.11	843	993	1350	1853	1106
161	ReMi_11.11	768	926	1360	1785	1058
162	ReMi_11.12	912	1290	1821	1963	1397
163	ReMi_10.12	1200	1450	1800	2050	1546
164	ReMi_9.12	760	948	1396	1786	1076
165	ReMi_8.12	712	912	1390	1800	1042
166	ReMi_7.12	1010	1420	1821	2043	1482
167	ReMi_6.12	993	1395	1798	1986	1460
168	ReMi_5.12	965	1386	1802	1965	1447
169	ReMi_4.12	965	1386	1802	1965	1447
170	ReMi_3.11	863	900	1928	2200	1215
171	ReMi_2.10	420	462	769	965	565
172	ReMi_1.9	385	469	742	986	550

* Hesaplanan değer 30 m derinlik seviyesine kadar olan tabakaların ortalama hızdır.

Çalışma sahasında V_s değerinin derinlikle değişimini alansal anlamda değerlendirebilmek için oluşturulan haritaların ilki olan V_{s-5} (Şekil 3.16.) kat haritasında, hız dağılımı 203-953 m/s aralığındadır. Topoğrafik açıdan havza olarak tanımlanan alanda ise bu değerler 203-378 m/s arasında değişmektedir. Bu hız verileri sıvılaşma ölçütleri dikkate alındığında limit değer olan 200 m/s hız değerinin üzerinde bulunmaktadır. Bunun yanı sıra haritada kuvaterner döneme ait olduğu düşünülen özellikle KB-GD uzanımlı çeşitli çizgisellikler dikkati çekmektedir. 203-223 m/s hız aralığında olan bu çizgiselliklerin EK-1'de verilen sondaj logu verileri doğrultusunda, siltli kum ve killi kum bantları şeklinde gevşek malzemelerden oluşarak yayılım gösterdiği anlaşılmaktadır. Yaklaşık 203-240 m/s hız aralığında havzanın etrafını çevreleyen yapının içerisinde kalan kısımda 280-360 m/s aralığında nispeten daha yüksek hıza sahip bölgeler dikkati çekmektedir. Bunların bölgedeki tektonik aktiviteden kaynaklanan basınç sırtları olduğu öngörülmektedir.

Şekil 3.16.'da verilen V_{s-15} kat haritasında hız dağılımı 264-1358 m/s arasında değişmesine karşın havza olarak tanımlanan bölgede ise hız verileri yaklaşık 264-507 m/s aralığındadır. Bu hız yapısının nispeten pekişmiş siltli kum, killi kum ve bunların çakıl içeren ardalanmalarından oluştuğu anlaşılmaktadır (EK-1). V_{s-5} haritasında var olan alüvyon bant bu haritada, Mehmet Tönge ile Sav arasında 264-300 m/s hız aralığında KD-GB doğrultusunda baskın bir şekilde ortaya çıkmaktadır. Havzada V_{s-5} haritasında mavi ile gösterilen düşük hızlı bölge içinde yaklaşık 443-507 m/s arasında değişen hızlara sahip yeşil renkli olarak tanımlanan basınç sırtlarının varlığı bu haritada daha belirgin olarak ortaya çıkmıştır. Ayrıca bu yapıların KB-GD yönelime sahip olduğu açıkça izlenmektedir.

30 m derinlik seviyesine karşılık gelen V_{s-30} kat haritasında V_s hızları 314-1609 m/s arasında değişmektedir (Şekil 3.17.). 5 ve 15 metre derinlik seviyelerinde düşük hız bantları ile tanımlanan bölgeler V_{s-30} haritasında lokal olarak görülmektedir. Özellikle basen içerisinde ReMi_7.7, ReMi_6.8 ve ReMi_3.8 doğrultusu boyunca gözlemlenen yaklaşık 314-340 m/s hıza sahip düşük hız zonu dikkati çekmektedir. Bu bölge EK-1'de verilen 9-11 numaralı sondajlara ait litoloji bilgileri ile korelasyona tabi tutulduğunda, bu seviyelerin çakıl içerikli formasyonlara karşılık

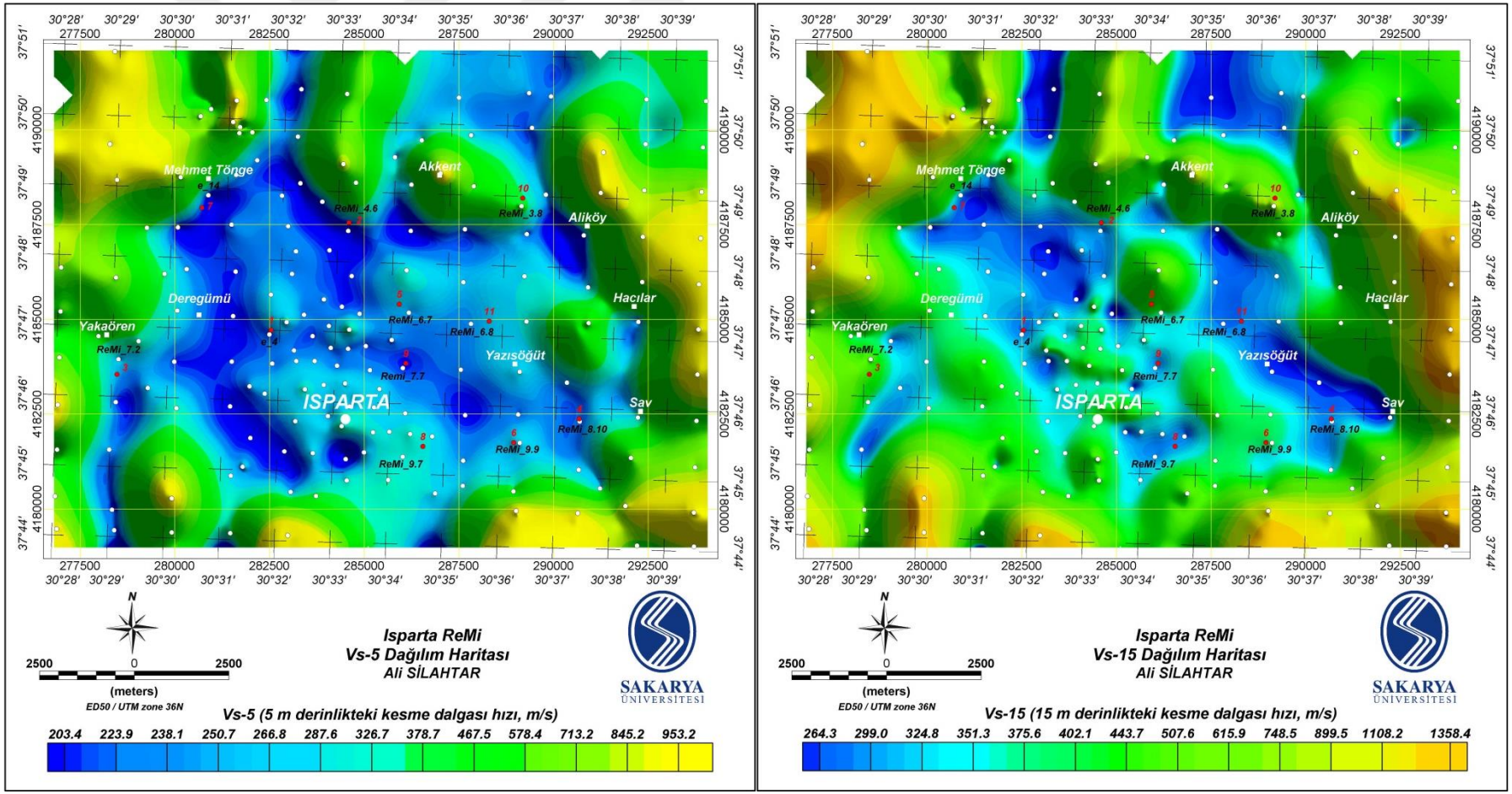
geldiği anlaşılmaktadır. Havzanın yaklaşık güneyinde ReMi_7.2, e_4 ve ReMi_9.7 noktaları boyunca sınırlanan ve yeşil renkte ~470-600 m/s hız ile temsil edilen bölge, Şekil 2.3.'de verilen jeoloji haritasında tanımlanan piroklastik birimlere karşılık geldiği düşünülmektedir.

Veri kazanım parametreleri doğrultusunda maksimum nüfuz derinliği olan $V_{s\text{-}50}$ kat haritasında V_s dağılımı 455-2006 m/s'dir. Bu dağılımın basen içerisindeki maksimum sınırı yaklaşık 900 m/s'dir. Ayrıca yine basen içerisinde ReMi_9.9 ve Isparta yerleşim merkezi olarak tanımlanan noktanın hemen batısında ve yaklaşık 1250-1400 m/s hız aralığı ile temsil edilen hız yükselim alanları tespit edilmiştir. Bu noktaların civarında bulunan 6 ve 8 numaralı sondajlara ait jeolojik birimler dikkate alındığında, hız yükselimlerinin volkanik kökenli malzemelerden kaynaklı olduğu düşünülmektedir. $V_{s\text{-}50}$ haritasında bir diğer detay ~1500 m/s hıza karşılık gelen ve kahverengi renk ile temsil edilen hız bandıdır. Ortaya çıkan bu seviyenin havza sınırına karşılık geldiği düşünülmektedir.

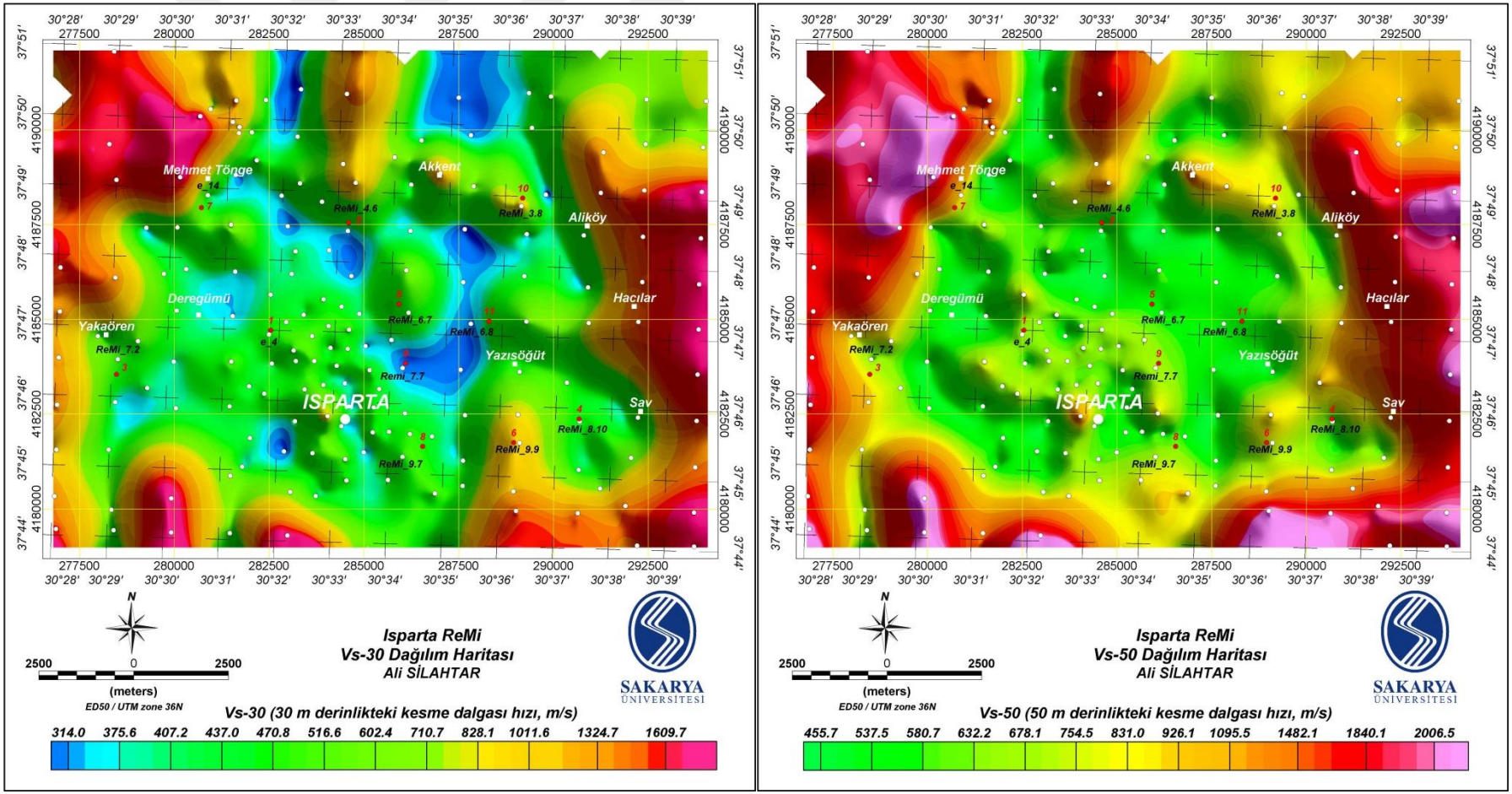
Alansal boyutta çeşitli derinlik seviyeleri için oluşturulan bu V_s dağılım kat haritaları (Şekil 3.16. ve 3.17.) deprem dalgalarının zemini ne derecede sarsacağına dair yeterli bir bilgi içermemektedir. Deprem mühendisliğinde zemin tepkisinin ortaya çıkarılmasında V_{s30} (30 metre derinliğin ortalama V_s hızı) anahtar niteliğinde bir parametre olup (Odum ve ark., 2013), zemin sınıflamasının bu bilgiye göre yapılması yaygın olarak kabul edilmektedir (Zor ve ark., 2007). Bu nedenle dünya çapında kullanılan NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program), UBC (Uniform Building Code) ve EC8 (Eurocode 8) gibi zemin sınıflaması yönetmeliklerinde V_{s30} bilgisi tercih edilmektedir. V_{s30} olarak tanımlanan bu değer;

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^{N} hi/vi} \tag{3.15}$$

olarak verilmektedir. Burda; h_i tabaka kalınlığı, V_i ise h_i kalınlığındaki tabakanın kayma dalgası hızıdır. Veri analizi sonucunda bir boyutlu derinlik-hız modellerinden (Şekil 3.15.) elde edilen h_i ve V_i, denklem 3.15'de yerine konularak her bir ölçüm noktasının V_{s30} değeri hesaplanmıştır (Tablo 3.2.).



Şekil 3.16. 5 ve 15 m derinlik seviyesi için oluşturulmuş alansal V_s kat haritaları (Beyaz noktalar ReMi ölçüm yerlerini, kırmızı noktalar ise sondaj lokasyonlarını göstermektedir)



Şekil 3.17. 30 ve 50 m derinlik seviyesi için oluşturulmuş alansal V_s kat haritaları (Beyaz noktalar ReMi ölçüm yerlerini, kırmızı noktalar ise sondaj lokasyonlarını göstermektedir)

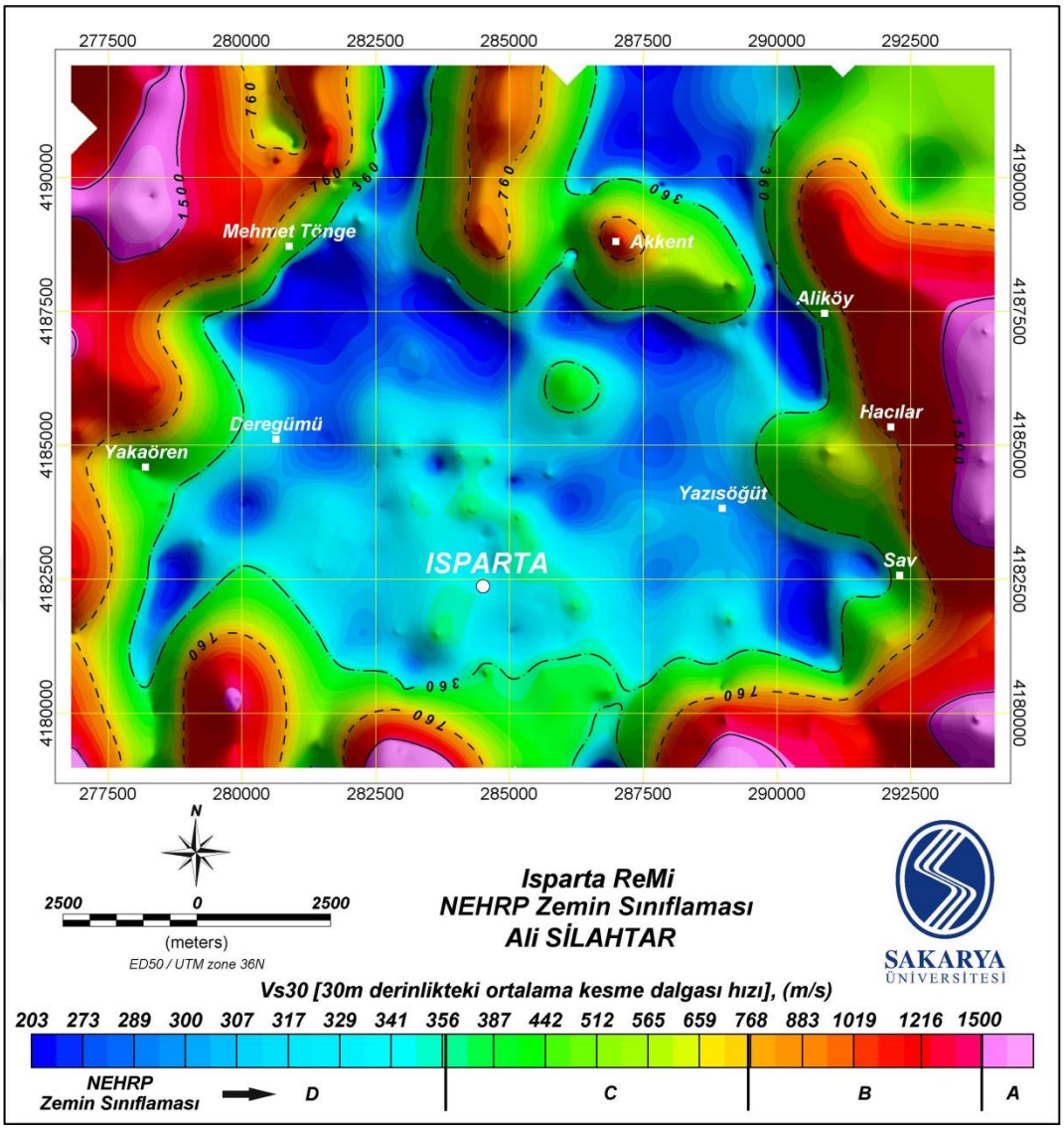
Tez kapsamında, detaylarda farklı olmasına karşın genelde benzer özelliklere göre sınıflama yapan zemin sınıflaması kriterlerinden NEHRP kullanılmıştır. Amerika'da Jeoteknik ve İnşaat mühendisliğinde kabul gören NEHRP kriterleri, dünyanın çeşitli yerlerinde zemin sınıflaması çalışmalarında başarılı bir şekilde kullanılmaktadır (Pullammanappallil ve ark., 2004; Mahajan, 2009; Thitimakorn ve Channoo, 2012; Silahtar ve ark., 2016). NEHRP; V_{s30}, tabaka kalınlığı ve sıvılaşma potansiyeli gibi özellikleri esas alarak zemini A, B, C, D, E ve F olmak üzere 6 sınıfla tanımlamaktadır. Bu sınıflara ait detaylar Tablo 3.3.'de ayrıntılı olarak verilmiştir.

Tablo 3.3. NEHRP zemin sınıflaması kriterleri (Zor ve ark., 2007'den düzenlenmiştir)

NEHRP Zemin Sınıfı	Açıklama	V_{s30} (30 m derinlik için ortalama kayma dalgası hızı), m/s
A	Sert ana kaya	>1500
B	Dayanıklı sert kaya	$760 < V_{s30} \leq 1500$
C	Yoğun toprak, yumuşak kaya	$360 < V_{s30} \leq 760$
D	Sert toprak	$180 < V_{s30} \leq 360$
E	Yumşak killer	≤ 180
F	Özel çalışma gerektiren zeminler	

Yukarıda Tablo 3.3.'de verilen zemin sınıflaması kriterleri doğrultusunda Tablo 3.2.'de hesaplanmış V_{s30} hızlarına göre zemin sınıflaması yapılmıştır (Şekil 3.18.).

Şekil 3.18. Isparta şehir merkezi ve yakın çevresinin, ReMi değerlendirmesi sonucunda üretilmiş zemin sınıflama haritasıdır. Harita üzerinde genellikle mavinin tonları ile gösterilen ve NEHRP kriterlerine göre D olarak tanımlanan zemin yapısı geniş bir alanda yayılım göstermektedir. Basen içerisine kurulmuş ve yapılaşmanın devam ettiği şehir merkezi (Şekil 3.18.'de Isparta ile ifade edilen alan), D olarak tanımlanan bu zemin grubu içerisinde yer almaktadır. Çoğunlukla köy türü yerleşim alanlarına karşılık gelen basen kenarları ağırlıklı olarak C grubu zemin sınıfına sahiptir. Akkent dışında yerleşimin olmadığı basenin dışında kalan yüksek kotlardaki alanlarda ise B ve A grubu zemin sınıflaması yapılmıştır. Bu doğrultuda inceleme alanı; basen içi ve kenarında D ve C, basen dışında ise B ve A zemin sınıfı olarak başlıca iki grup altında tanımlanmıştır.



Şekil 3.18. Isparta şehir merkezi ve yakın çevresinin zemin sınıflaması

Havza içerisinde, Akkent olarak tanımlanan yerleşim alanının hemen kuzeyinde çevresine göre daha yüksek V_{s30} değerine sahip küçük bir yapı dikkati çekmektedir. Dolayısıyla, yoğun toprak veya yumuşak kaya varlığına işaret eden bu alan ise C sınıfı zemin olarak tanımlanmıştır.

Şekil 3.18.'de Mehmet Tönge, Deregümü ve Akkent arasında koyu mavi ile gösterilen ve çevresine göre nispeten daha düşük V_{s30} hız (~250 m/s) dağılımına sahip alan dikkat çekmektedir. Bölgenin jeolojisi ile birlikte değerlendirildiğinde hızlardaki bu göreceli düşüşün, Kanbur ve ark. (2008) tarafından da belirtildiği gibi yamaç molozu birikiminden kaynaklı olduğu düşünülmektedir.

3.5.4. Zemin sınıflaması sonuçları ve tartışma

Isparta şehir merkezi ve yakın çevresini kapsayan inceleme alanında ReMi yöntemi kullanılarak makro ölçekli V_{s30} bağımlı zemin sınıflaması çalışması yapılmıştır. Çalışma kapsamında 152 noktada veri kazanımı gerçekleştirilmiş olup çözünürlüğü arttırmak için Kanbur ve Kanbur (2009) tarafından yapılan araştırmadan seçilen 20 veri de çalışmaya dahil edilmiştir. Böylelikle 12x15 km'lik çalışma alanı 172 ReMi noktası ile tanımlandırılmıştır.

Zemin sınıflaması çalışmasından önce V_s hızının derinlikle olan dağılımını gözlemleyebilmek amacı ile 5, 15, 30 ve 50 m derinlik seviyeleri için V_s kat haritaları hazırlanmıştır. Bu kat haritalarından V_{s-5} haritasında basen içerisinde düşük kayma dalgası hızları ve KB-GD uzanımlı çizgisellikler tespit edilmiştir. Düşük kayma dalgası hızları, çalışma alanının jeoloji haritası (Şekil 2.3.) ve Ek-1'de sondajlardan elde edilen formasyon bilgileri ile birlikte değerlendirildiğinde killi kum ve siltli kum gibi gevşek malzemelerden kaynaklı olduğu düşünülmektedir.

Şekil 3.16.'da verilen V_{s-15} kat haritasında beklendiği gibi bir önceki seviyeye göre hızlar basen içerisinde göreceli olarak artış göstermiştir. Bu haritada da V_{s-5} haritasında gözlemlenen çizgiselliklere benzer KB-GD uzanımlı düşük kayma dalgası hızlı çizgisellikler tespit edilmiştir. V_{s-15} kat haritasında Mehmet Tönge ile Sav arasında gözlenen bu çizgisellikler, Şekil 2.3.'de verilen jeoloji haritasında Demer (2010)'dan eklenen olası fay yapısı çizgisellikleri ile benzer özelliktedir. İlk bakışta bu durum, fay zonu boyunca bozuşmuş gevşek malzeme birikiminden kaynaklı gibi düşünülmektedir. Ancak V_{s-30} derinlik seviyesinde benzer bir çizgiselliğin izlenmemesi olası fay yapısından ziyade, söz konusu uzanım boyunca sırasıyla yer alan 7, 2, 11 ve 4 numaralı sondajların litolojisi doğrultusunda bu seviyede gözlemlenen kum ve çakıl ardalanmaları ile açıklanabilir.

30 metre derinlik seviyesinde KD-GB uzanımlı 200 m/s ile 300 m/s arasında değişen düşük hızlı çizgisellikler ortadan kaybolmaktadır. ReMi_3.8 noktası ile ReMi_7.7 arasında K-G uzanımlı kısa bir hat boyunca ortalama 325 m/s hız bandında benzer

bir düşük hız zonu oluşumu söz konusudur. Bu oluşum 9 ve 11 numaralı sondajlarda bu seviyede yer alan çakıl birimlere karşılık gelmektedir. Bununla birlikte V_{s-30} haritasında çalışma alanının yaklaşık güney-güneybatısında ~470-600 m/s hız aralığında değişen yapının ise Şekil 2.3.'de ifade edilen piroklastik birimlere karşılık geldiği düşünülmektedir.

Şekil 3.17.'de son seviye olan V_{s-50} kat haritasında basen içerisinde kayma dalgası hızı yaklaşık 900 m/s hıza kadar yükselmiştir. Kent merkezi ile ReMi_9.9 noktasında 1250-1400 m/s aralığında hız yükselim alanları olarak tanımlanan yapılar, 6 ve 8 numaralı kuyu litolojileri dikkate alındığında volkanik kökenli malzeme varlığıyla açıklanabilir. Elitok ve ark. (2008) ve Elitok ve ark. (2010)'da volkanik birimlerin çalışma alanı içerisinde mostra verebileceği (Çünür Tepe) gibi yer yer gömülü olabileceği ifade edilmiştir. Ortaya çıkan bu yükselim alanları bu tanımlamayı doğrular niteliktedir. Ayrıca bu kat haritası Şekil 3.10.'da çalışma alanının topoğrafya haritası ile birlikte değerlendirildiğinde, ~1500 m/s hız bandı ile tanımlanan kısım basen kenarını net bir şekilde ortaya koymaktadır.

Çalışma alanında son olarak V_{s30} verileri kullanılarak NEHRP kriterlerine göre zemin sınıflaması yapılmıştır. Zemin sınıflaması çalışmasında inceleme alanı, basen içi ve basen dışı olarak iki grup altında değerlendirilmiştir. Piroklastik malzeme ve kuvaterner yaşlı alüvyon çökellerden oluşan basen içi ve kenarı, D ve C zemin grupları ile tanımlanmıştır. Akkent dışında yerleşim alanı bulunmayan basen dışında mezozoyik ve senozoyik yaşlı kayaçlardan oluşan yüksek kotlarda, B ve A sınıfı zemin tespit edilmiştir. Isparta şehir merkezi ve yeni yerleşim alanlarının bulunduğu basen içerisinde zayıf özellikteki D grubunun hakim olması, bu zemin üzerine inşaa edilmiş mühendislik yapılarının güvenliğinin araştırılması gerektiğini ortaya koymaktadır. Ayrıca genellikle basen kenarına konumlandırılmış köy yerleşim alanları, basen içine göre daha sağlam C grubu olarak belirlenmişse de "basin edge effect" olarak tanımlanan basen kenarı etkisinin buraları nasıl etkileyeceği senaryo deprem modelleri ile ayıca araştırılmalıdır. Tezin bu bölümden elde sonuçlar, Bölüm 6'da yapılacak olan senaryo deprem modellemelerinde zeminin tanımlamasında kullanılacaktır.

BÖLÜM 4. SİSMİK YANSIMA YÖNTEMİ İLE BASEN KENARI TESPİTİ

Sismik yansıma yöntemi, yeraltı geometrisini belirlemede kullanılan jeofizik yöntemlerden en sağlıklı sonuç vereni olarak ön plana çıkmaktadır. Yöntem bu açıdan avantaj sunmasına karşın uygulaması diğer yöntemlere kıyasla son derece maliyetlidir. Bu yüzden tez kapsamında sismik yansıma yöntemi iki profil üzerinde, Bölüm 5'de oluşturulacak gravite derinlik modeli ile korelasyon yapılması amacıyla uygulanmıştır.

4.1. Sismik Yansıma Yöntemi

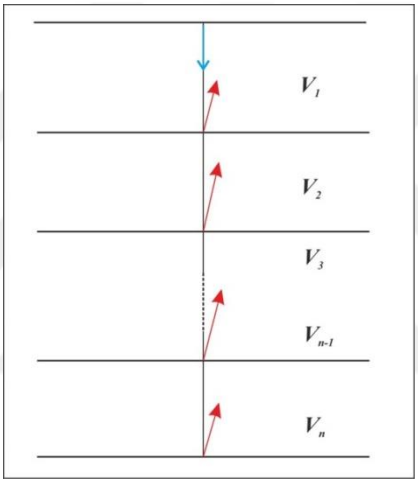
Jeofizik arama tekniklerinden sismik yansıma yöntemi, petrol endüstrisinde 1920'li yıllardan günümüze kadar kullanılan en etkili yöntemdir (Burger, 1992; Siahkoohi, 1997). Yaklaşık son 25-30 yıl içerisinde yöntem göreceli olarak sığ kabul edilen yakın yüzeyde; mühendislik çalışmalarında, yeraltı su akiferi çalışmalarında ve çevresel araştırmalarda kullanılmaya başlanmıştır (Steeples ve Miller, 1990; Goforth ve Hayward, 1992; Steeples ve Miller, 1998; Yılmaz, 2001; Bradford, 2002; Gruber, 2007; Kaiser ve ark., 2009; Kanbur ve ark., 2011).

Sismik yansıma tekniği, farklı hız ve yoğunluk değerlerine sahip bir yeraltı modelinde ara yüzeylerden yansıyan dalgaların yayılma zamanlarının kaydedilmesidir. Yöntem genellikle yatay olarak tanımlanan veya az eğimli yataya yakın düzlemdeki yeraltı tabakaların görüntülenmesinde başarılı sonuçlar vermektedir. Bu gibi tabakalaşmaya sahip bir ortamda düşey yöndeki değişim yanal yöndeki değişimden daha fazladır ve derinliğin fonksiyonu olan hız yanal yöndeki hız değişiminden daha fazladır.

Birçok yatay tabakadan oluşan bir düşey derinlik modelinde (Şekil 4.1.) toplam, V_i ara hızları ile tanımlanan her bir tabakanın toplamına eşittir. Ara hız olarak verilen bu değer tekdüze bir jeolojik birimin hızı olabileceği gibi birden fazla birimden oluşmuş devam eden yapıların ortalama hızıda olabilir. Ara hız,

$$V_i = \frac{Z_i}{\tau_i} \tag{4.1}$$

olarak verilir. Burada Z_i tabakanın ara kalınlığı, τ_i ise tek yön seyahat zamanını göstermektedir.



Şekil 4.1. Yatay tabakalı yeraltı modelinde düşey yöndeki dalga yayılım yolu (Kearey ve ark., 2002)

Şekil 4.1.'deki gibi n tabakalı modelde farklı derinlikteki ara hızların ağırlıklı ortalaması ortalama hız olarak tanımlanır ve

$$\bar{V} = \frac{z_1+z_2+\ldots\ldots z_n}{\tau_1+\tau_2+\ldots\ldots \tau_n} = \frac{\sum_{i=1}^{n} Z_i}{\sum_{i=1}^{n} \tau_i} = \frac{\sum_{i=1}^{n} v_i\tau_i}{\sum_{i=1}^{n} \tau_i} \tag{4.2}$$

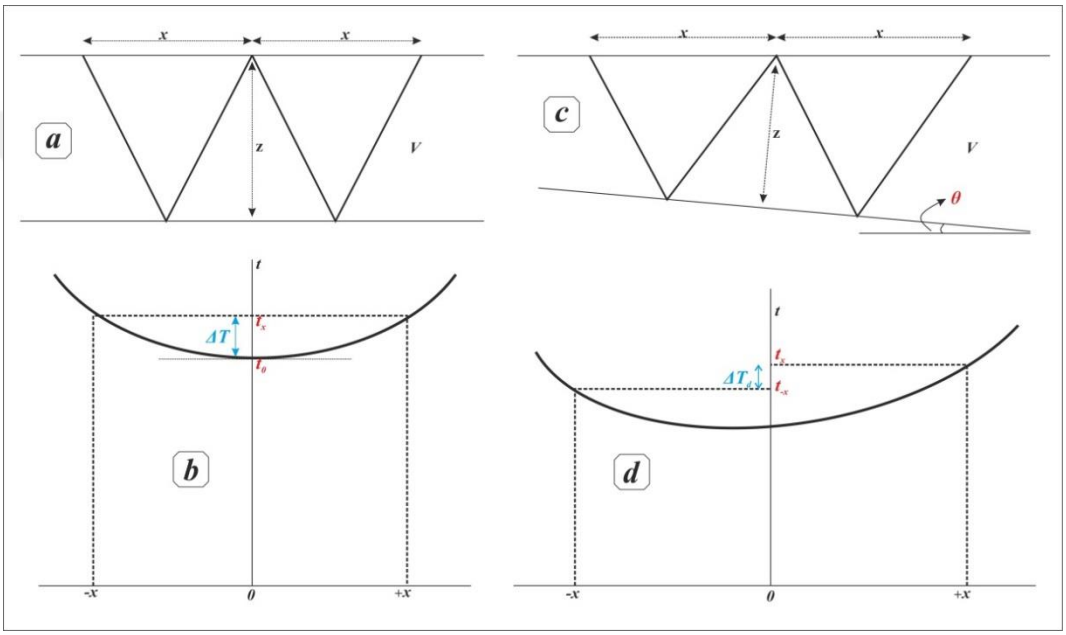
formülü ile verilir. Burada n tabakalı ortamda toplam tabaka kalınlığı Z_n, tek yön seyahat zamanı toplamı T_n olarak verilirse o zaman ortalama hız,

$$\bar{V} = \frac{Z_n}{T_n} \tag{4.3}$$

olarak verilir.

Eğer *V* hızında ve *Z* derinliğinde homojen yatay bir yansıtıcıdan gelen ışının dalga yayılımı göz önüne alınırsa (Şekil 4.2.), bu yatay tabakadan gelen yansımış gelen dalganın t yayılma zamanı;

$$t = \frac{\sqrt{x^2+4z^2}}{V} \tag{4.4}$$



Şekil 4.2. Yatay ve eğimli yansıtıcı yüzeyden yayılan ışınların zaman-uzaklık eğrileri (Sheriff ve Geldart, 1995)

eşitliği ile verilir. Şekil 4.2a. incelenirse *t* yansıma çalışmasında *x* ofsetindeki yansıma zamanını verir ve denklem 4.4 ile farklı zamanlarda ve farklı *x* kayma noktalarında hesaplama yapılırsa eşitlikteki bilinmeyenler olan *Z* ve *V* değerleri bulunur. Şekil 4.2a.'da verilen eğimsiz homojen yansıtıcı ortamda denklem 4.4 kullanılarak hiperbolik zaman uzaklık eğrisi elde edilir (Şekil 4.2b.) ve sıfır ofset için gidiş geliş zamanı,

$$t_0 = \frac{2z}{V} \tag{4.5}$$

olarak verilir ve buda kesme zamanı olarak tanımlanır. Denklem 4.4

$$t^2 = \frac{4z^2}{V^2} + \frac{x^2}{V^2} \tag{4.6}$$

şeklinde yazılıp denklem 4.5'e göre yeniden düzenlenirse,

$$t^2 = {t_0}^2 + \frac{x^2}{V^2} \tag{4.7}$$

elde edilir. Burada t^2 x^2'lere göre yeniden çizdirilirse $1/V^2$ eğimli düz bir grafik elde edilir ve böylelikle yatay tabakanın derinliği bulunmuş olur. Ancak pratikte *x* uzaklığındaki kısıtlı değişim eğimin belirlenmesinde belirsizliğe neden olur ve bu kısıtlama eğim kayması ile açıklanabilir. Denklem 4.6 bu doğrultuda yeniden düzenlenirse denklem 4.8 elde edilir.

$$t = \frac{2z}{V}\left[1 + \left(\frac{x}{2z}\right)^2\right]^{1/2} = t_0\left[1 + \left(\frac{x}{Vt_0}\right)^2\right]^{1/2} \tag{4.8}$$

Bu denklem biraz daha sadeleştirilmek için binoma açılırsa,

$$t = t_0\left[1 + \frac{1}{2}\left(\frac{x}{Vt_0}\right)^2 - \frac{1}{8}\left(\frac{x}{Vt_0}\right)^4 + \ldots\ldots\right] \tag{4.9}$$

elde edilir. Binoma açılan seride birinci terimden sonraki terimlerdeki değişim yaklaşık %1 den daha azdır. Sismik yansıma çalışmalarında birinci terimden sonraki terimlerdeki bu küçük açılım/derinlik oranı ($x/z << 1$) normaldir ve genellikle bu değerler veriden atılır. Böylelikle,

$$t \approx t_0 + \frac{x^2}{2V^2 t_0} \tag{4.10}$$

denklemi elde edilir. Yansıma ışın yolarını için kullanılan bu zaman-uzaklık denklemi sismik yansıma verilerinin yorumlanmasında ve veri işleminde yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Yansıma sinyallerinin x1 ve x2 ofsetindeki t1 ve t2 yayılma zamanları zaman kayması olarak tanımlanır ve denklem 4.10 düzenlenirse,

$$t_2 - t_1 \approx \frac{{x_2}^2 - {x_1}^2}{2V^2 t_0} \quad (4.11)$$

şeklinde yazılabilir. Burdan Şekil 4.2b.'de ΔT olarak tanımlanan ve sıfır ofset ile x mesafedeki yayılma zamanı farkı normal zaman kayması (NMO)'a karşılık gelmektedir.

$$\Delta T = t_x - t_0 \approx \frac{x^2}{2V^2 t_0} \quad (4.12)$$

NMO; yansıtıcı yüzey derinliği, hızın ve ofsetin bir fonksiyonudur ve özellikle yansıma veri işlemin birçok aşamasında ve yorumlanmasında kullanılır.

Şekil 4.2c.'deki gibi eğimli bir yansıtıcı durumunda ise zaman-uzaklık eşitliği denklem 4.4 içerisine eğim miktarı olan θ yeni bir bilinmeyen olarak dahil olur ve bu denklem yayılım uzunluğunun hıza bölünmesiyle,

$$t = \frac{(x^2 + 4z^2 + 4xz\sin\theta)^{1/2}}{V} \quad (4.13)$$

eşitliği (Denklem 4.13) elde edilir. Bu durumda Şekil 4.2d.'de görüldüğü gibi yatay yansıtıcının zaman eksenindeki hiperbolü simetrik olarak gözlenmez. Denklem 4.13 binoma açılıp ilk terimi alınırsa,

$$t \approx t_0 + \frac{(x^2 + 4xz\sin\theta)}{2V^2 t_0} \quad (4.14)$$

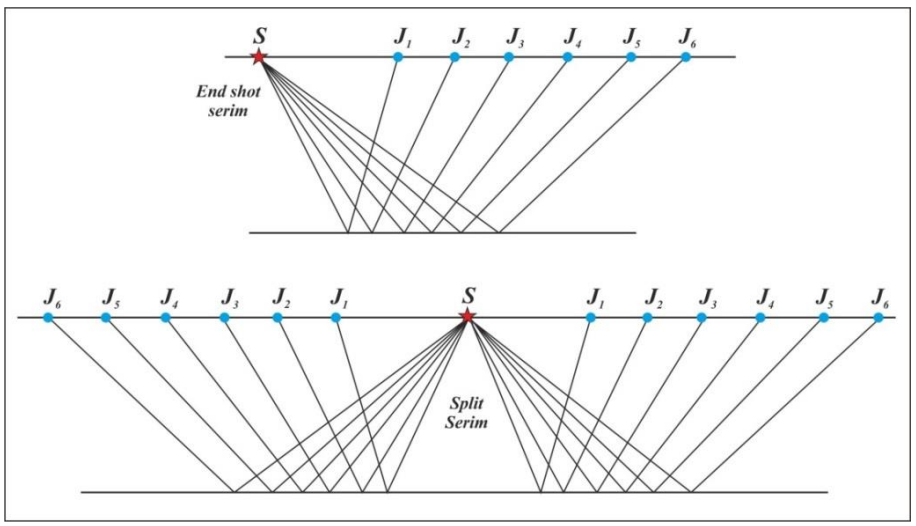
elde edilir. Şekil 4.2c.'deki gibi atış noktası merkezinden aşağı ve yukarı yönde eğimli eşit mesafedeki bir alıcı düzeninde eğimli yansıtıcıdan yayılan ışın birbirinden farklı yayılım yolu izleyecektir. Dolayısıyla birbirinden farklı seyahat süresine sahip olacaktır. Eğimli yüzeyden alıcılara olan seyahat zamanındaki bu farklılık (t_x-t_{-x}) eğim kayması (ΔT_d) olarak tanımlanır. Denklem 4.14'de yayılma zamanları ayrı ayrı yerine konulursa eğim kayması,

$$\Delta T_d = {}^{2x\sin\theta}/_{V} \quad (4.15)$$

olarak hesaplanır. Eğer eğim çok küçük açılı (sinθ=θ) ise, $\theta \approx V\Delta Td/2x$ olarak verilir. Böylelikle eğimli yansıtıcı hızının bilinmesi durumunda eğim kayma zamanı ile yansıtıcı eğimi hesaplanabilir.

4.1.1. Jeofon seçimi ve kaynak alıcı düzeni

Sismik yansıma yönteminde tekniğin çözüm gücü veri işlem stratejisi ve sonuçlarından çok veri kazanım parametreleri seçimi ve kullanılan ekipman ile doğrudan ilişkilidir (Yılmaz, 2001). Kullanılan ekipman içerisinde kullanılan jeofon türü karar verme yeraltını doğru ve yüksek çözünürlükle modellemede son derece önemlidir. Jeofon doğal frekansının altında olan sinyalleri soğurmada tıpkı bir düşük frekanslı filtre gibi davranır (Hearn ve Hendrick, 2001). Jeofonun üst frekans değerindeki kayıt aralığı ise kullanılan jeofonun merkez frekansının *fn* olması durumunda yaklaşık 10*fn*'e kadardır (Steeples ve Miller, 1990). Uygulama yapılacak alana yönelik jeofon tercihi genel olarak; düşük frekanslı gürültüler ve yüzey dalgalarının minimum miktarda kayıt edilebilmesi için 28-30 Hz veya daha fazla, düşük frekanslı sinyalleri güçlendirmek ve yüksek frekanslı gürültüleri azaltmak için 8-10 Hz ve daha aşağısı, sığ yüzeyde yüksek çözünürlüklü yansıma çalışması için ise 100 Hz'lik olmak üzere gruplandırılabilir (Gadallah ve Fisher, 2009).



Şekil 4.3. Sismik yansıma yönteminde kullanılan kaynak-alıcı açılım geometrileri

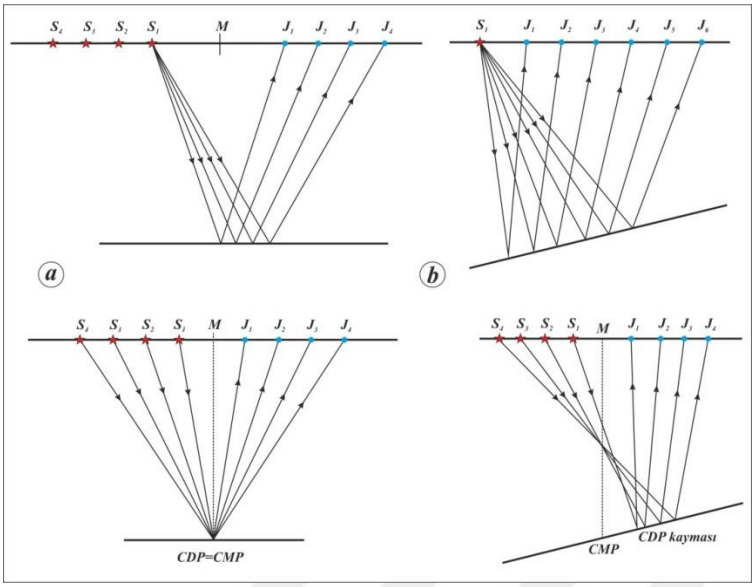
Çok kanallı sismik yansıma tekniğinde data, bir kaynak tarafından üretilen enerjinin bu kaynağa çeşitli uzaklıklardaki alıcılar tarafından kaydedilmesi şeklinde olur. Bu işlem belirli bir hat boyunca kaydırılarak yeraltı görüntülemesi yapılır (Kanbur, 2002). Farklı geometride açılımlar mevcut olmasına karşın yansımalı sismikte split ve end-shot (Şekil 4.3.) olarak tanımlanan kaynak-alıcı düzenleri uygulamacılar tarafından en çok tercih edilenlerdir (Knapp ve Steeples, 1986).

End-shot açılımda alıcılar kaynağın tek bir tarafında dizilirken, split şeklinde ise atış kaynağı merkezde alıcılar ise kaynağın her iki tarafına sıralanmıştır. Bu iki serimden split açılım kara çalışmalarında eğimli tabakalı yapılarda iyi sonuç vermesinden dolayı daha çok tercih edilirken, end-shot daha çok deniz çalışmalarında tercih edilir.

4.1.2. CDP (Common Depth Point) kavramı

Her sismik iz doğasından kaynaklı öncelikle üç geometrik faktör tarafından kontrol edilir. Bunlardan ikisi atış pozisyonu ve alıcı pozisyonudur. Üçüncü ve en önemli olan ise yansıtıcı yüzeyin pozisyonudur. Yansıtıcı yüzeye ait bu bilgi veri işlemden önce belirsizdir ancak atış ve alıcı noktaları arasındaki orta nokta vasıtasıyla düşey yönde yansıma yüzeyinin pozisyonu hakkında iyi bir yaklaşım yapılabilir (Kearey ve ark., 2002). Bu nokta sismik yansımada ortak derinlik noktası (CDP) veya ortak orta nokta (CMP) olarak tanımlanır (Yılmaz, 2001) ve yansıtıcı yüzeyin bir noktasından farklı kaynak-alıcı konumları için birden fazla yansıma kaydedilmesidir (Kara, 2010).

Bu işlemdeki amaç sinyal/gürültü (S/G) arttırarak en iyi yansıma kaydını elde etmektir. Şekil 4.4a. tek düze yatay tabakalı bir ortamda sismik kayıt düzenini ve bu düzene karşılık CDP koordinatlarını göstermektedir. Burda tek bir noktadan yansıma kaydı alınabilmişken Şekil 4.4b.'de eğimli yüzeyde eğim kaymasından kaynaklı CDP kayması durumu gerçekleşmiştir. Bu durumda ortak derinlik noktası (CDP) yerine ortak orta nokta (CMP) teriminin kullanılması daha doğru olur.



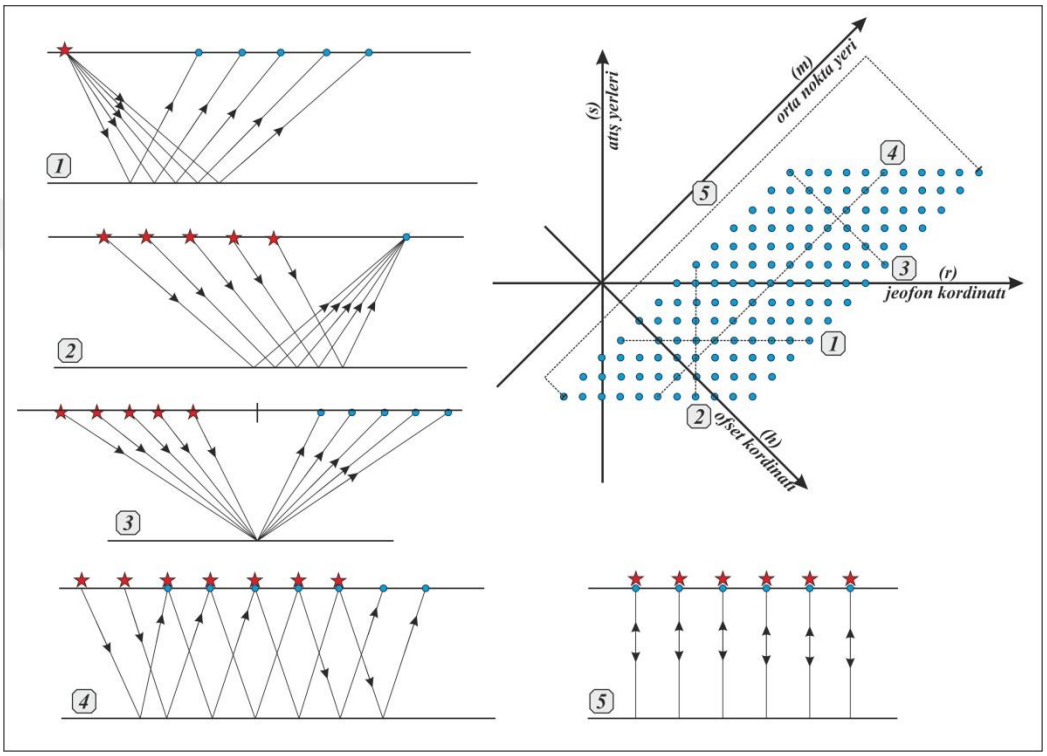
Şekil 4.4. Düz ve eğimli yansıtıcı yüzey üzerinde CDP geometrisi (Yılmaz, 2001)

Şekil 4.5.'deki gibi bir alıcı-atış düzeni göz önüne alalım. Burda orta nokta-ofset koordinatları kaynak-alıcı eksinine göre 45^0 döndürülmüş ve kaynak-alıcı, orta nokta-ofset ve farklı geometrideki atış tipleri tanımlanmıştır. Şekil üzerinde paralel kenar alan içerisinde kalan kırmızı noktalar sayfa düzlemine dik yönde zaman eksenine sahip sismik izleri temsil etmektedir. Aynı şekil üzerinde rakamlar ile temsil edilen alıcı-atış ve iz gruplarının tanımı şu şekildedir;

a) Common-shot gather (ortak atış grubu)
b) Common-receiver gather (ortak alıcı grubu)
c) CDP gather (ortak derinlik-orta noktası)
d) Commen-offset section (ortak ofset kesiti)
e) CDP-stacked section (sıfır ofset yığma kesiti)

Yansıma kaydı her bir iz için alıcı-atış koordinatlarında toplanmaktadır. Bu aşamanın ardından her bir iz için oluşturulmuş CDP noktaları bir araya getirilerek tek bir iz haline getirilir ve bu işlemde yığma (stack) denir. Her bir atış noktasında kaydedilen verideki izlerin bu şekilde gruplanması 'CDP gather' olarak tanımlanır ve verinin bu şekilde sıralanması 'CDP sort' olarak tanımlanır (Yılmaz, 2001, Dondurur, 2009). Sismik veri işlemde CDP gruplama işlemi iki yönden önemlidir. Birincisi seyahat zamanın ofsetle değiştiği yatay tabakalı yansıtıcı durumunda CDP toplaması,

NMO'dan yansıtıcı yüzeyin hızının belirlenmesinde son derece etkili çözümleme yapılması imkanı sunar. İkincisi ise, yansıma sinyalinin enerjisi genellikle çok azdır ve S/G oranın arttırılması gereklidir. Buda doğru bir hız değerinde CDP grubundaki her bir izden NMO etkisi çözümlenerek yapılır. Tüm veri setindeki izlerin toplanması ile CDP yığması yapılmış olur ve böylelikle S/G oranı arttırılmış olur (Kearey ve ark., 2002; Kanbur, 2002).



Şekil 4.5. Çok kannalı sismik yansıma veri kazanımında uygulanan kaynak-alıcı serilim geometrileri (kırmızı yıldız: atış yeri, mavi nokta: alıcı yerini göstermektedir) (Yılmaz, 2001; Dondurur, 2009)

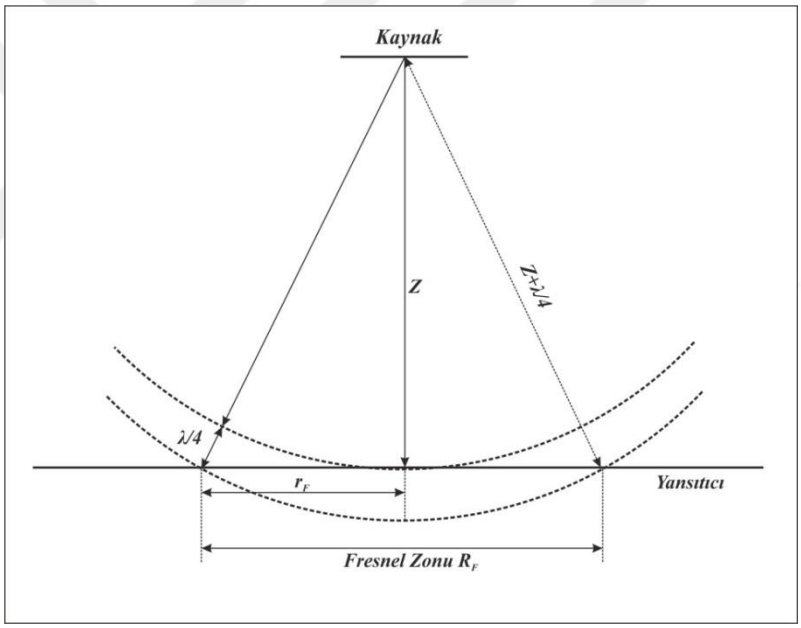
CDP grubundaki iz sayısı, sismik yansıma hattı boyunca ortak derinlik noktası sayısı 'fold' (katlama) olarak tanımlanır. Katlanma sayısı Şekil 4.5.'de görüldüğü gibi serimin her iki ucunda azalım gösterir. Bir sismik veride maksimum katlama olarak tanımlandırılan katlanma sayısı yansıma hattının orta kısmında bulunur,

$$fold = \frac{n}{2} * \frac{\Delta x}{\Delta S} \qquad (4.16)$$

ile formülüze edilir. Eşitlikte; n alıcı sayısını, Δx iki jeofon arasındaki mesafeyi, ΔS atış noktaları arasındaki mesafeyi göstermektedir.

4.1.3. Yatay ve düşey çözünürlük

Ayrımlılık farklı özellikteki iki veya daha fazla jeolojik yapının sismik kesit üzerinde ayırt edilebilme yeteneği olarak tanımlanır. Sismik çalışmalar bu sebeple hem düşey hem de yatay yöndeki yeraltı jeolojisini tanımlayabilmek için tasarlanır. Çözünürlük sismik sinyalin dalga boyu (λ) ve hedef derinlik ile orantılı olarak değişir (Schuck ve Lange, 2007). Bilindiği gibi yüksek frekanslı (kısa dalga boylu) sinyaller yüksek çözünürlük imkanı sunarken, düşük frekanslı (uzun dalga boylu) sinyaller daha az çözünürlük daha fazla penetrasyon derinliğine sahiptir. Çözünürlüğü doğrudan etkileyen en önemli parametre olan sinyalin dalga boyu dalganın hızı ile doğru orantılı olmasına karşın sinyalin frekansı ile ters orantılıdır ($\lambda=v/f$).



Şekil 4.6. Fresnel zonunda yansıyan bir dalganın geometrisi (Schuck ve Lange, 2007)

Düşey çözünürlük ince bir tabakanın alt ve üst sınırının nasıl ayırt edileceği anlamına gelir. Düşey çözünürlük için tabaka kalınlığı, dalga boyunun 1/4 ile 1/8 arasında olması gereklidir (Widess, 1973). Bu değerler arasında olan yansıtıcı yüzeylerin doğru tabaka kalınlığı tespit edilebilir. Tabaka kalınlığı (d) *λ/8* den küçük ise tabakanın alt ve üst sınırından gelen yansımlar ayırt edilemez ve böylelikle kalınlık tespit edilemez.

Yatay çözünürlük ise fresnel zonu (Şekil 4.6.) ile belirlenebilir (Sheriff ve Geldart, 1995). Kaynaktan çıkan dalga tek bir ışın şeklinde yayıldığı kabul edilsede dalganın dalga cepheleri şeklinde yayıldığı bir gerçektir. Doğal olarak bir dalga cephesi yansıtıcı düzleme geldiğinde tek bir noktadan yansımayacak dalga cephesinin çapı ile orantılı olarak yansıma olayı belli bir alandan gerçekleşecektir. Dalganın yansıdığı bu alan fresnel zonu olarak tanımlanır (Kara, 2010). Fresnel zonunun çapı,

$$R_f = 2\sqrt{\frac{1}{2}z\lambda} \tag{4.17}$$

ile belirlenir (Schuck ve Lange, 2007). Burda; R_f fresnel zonunun çapı, λ dalga boyunu, z kalınlığı ifade eder. Fresnel zonunda çap genellikle sismik sinyaldeki iz aralığından daha büyüktür. Örneğin 30 m derinlikte bir yansıtıcı yüzey ele alalım. Ttabaka hızının 1800 m/s, yansıma sinyalinin baskın frekansının ise 90 Hz olduğunu varsayarsak $\lambda=v/f$ formülünden 20 m olarak hesaplanır. Bu değerler denklem 4.17'de yerine yerleştirildiğinde ilk fresnel zonu çapı ~35m olarak hesaplanır. Jeofon aralığının 10 m olduğu bir sismik serimde CDP aralığı 5 m olacaktır ve buda hedef seviyedeki yapısal ayrımın yapılabilmesi için en 7 izin olması gerektiğini gösterir. Sismik veri kazanım tasarımı planlamasında bu bilgilerin dikkate alınması çözünürlülüğü yükseltecektir.

4.2. Sismik Veri İşlem

Sismik yansıma çalışmalarında çoğunlukla yüksek yoğunlukta (data boyutu) veri kaydı gerçekleştirilir. Bu veri setleri, yer altındaki yansıtıcı yüzeylerin çözümlenmesine ait bilgiler içermesinin yanı sıra bu yüzeyler ile uyumlu ve uyumsuz birçok gürültü de içermektedir (Upadhyay, 2004). Sismik yansımada veri işlem tam bu noktada veri kayıtlarından anlamlı kesitler elde edilip yeraltı stratigrafisinin belirlenmesinde son derece önem arz etmektedir. Veri işlem yeraltı jeolojisi ve stratigtafisi ile doğrudan ilişkili olduğu için belirli bir uygulama rutini olmayıp her veri seti için farklı veri işlem adımı ve parametre seçimi mümkündür (Gadallah ve Fisher, 2009). Bu yüzden ardışık veri işlemde, adımlarının etkinliği bir önceki adımda seçilen parametrenin seçimiyle doğrudan ilişkilidir (Dondurur, 2009).

Yılmaz (2001)'de sismik veri işlemi dekonvolüsyon, yığma ve migrasyon olmak üzere başlıca üç grup altında tanımlamıştır. Diğer veri işlem tekniklerinin ise, başlıca olarak tanımlanan bu veri işlem yöntemlerini iyileştirmeye yardımcı olduğunu belirtmiştir. Bu nedenle bu üç veri işlem adımının dışında kalan veri işlem adımlarını "preprocessing" ön veri işlem olarak adlandırmıştır. Farklı gruplama şekilleri olsa da veri işlemdeki asıl amaç sinyal/gürültü (S/G) oranını yüksek tutarak veriden yansıma sinyali dışında kalan sinyallerin uzaklaştırılıp, yer altının en doğru şekilde modellemeye hazırlanıp derinlik kesitlerinin üretilmesidir.

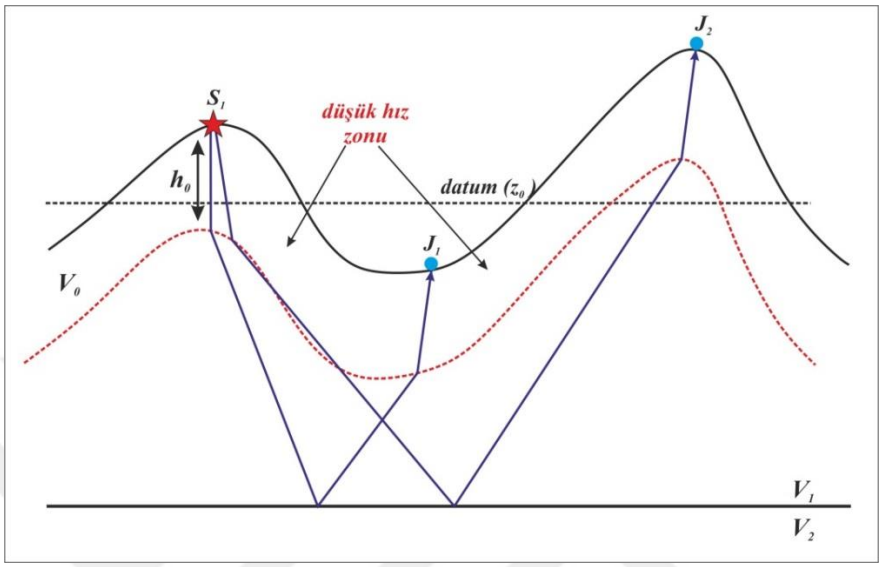
4.2.1. İz ayıklama (editing)

Sismik yansıma çalışmasında araziden elde edilen ham verinin (raw data) kalitesi çoğunlukla değişkenlik gösterir (Schuck ve Lange, 2007). Bu değişkenlik genellikle yere iyice sabitlenmemiş alıcı, bozuk jeofonlar veya sığ yüzey şartlarından kaynaklanmaktadır. Sismik sinyalden bu gibi nedenlerden kaynaklı yüksek genlikli devamlılık gösteren gürültü, alıcıda sinyalin olmaması, ters polarite gibi bozucu etkilerin giderilmesi iz ayıklama (editing) olarak tanımlanmıştır (Kurtuluş, 2010). Veri işlem sıralaması veri türüne göre değişkenlik gösterse de bu işlem genellikle veri işlemin başında yer alır.

4.2.2. Statik düzeltme (static correction)

Sismik yansıma yönteminde özellikle kara sismiğinde shot gather veya CDP gather'lardan yansıma eğrilerinin seyahat zamanından elde edilen hiperbollerde, kaynak ve alıcıların yükseklikle değişimi ve sığ yüzeydeki yanal yöndeki hız değişiminden kaynaklı bazı bozulmalar meydana gelir (Santamarina ve ark., 2005). Bu nedenlerden kaynaklı etkilerin veriden uzaklaştırılması sismik veri işlemde statik düzeltme ile mümkün olmaktadır (Sheriff, 1991). Yılmaz (2001)'de ön veri işlem adımları içerisinde yer alan bu düzeltme, sismik yansıma kesitlerinde yorumcunun yanılıp yanlış veya hatalı yorum yapmaması açısından son derece önemlidir. Çünkü statik düzeltme yapılmaması durumunda, NMO düzeltmesi doğru yapılmamış olacak böylelikle CDP yığmasında stratigrafik seviyeler olduğundan farklı bir seviyede ve

şekilde olacaktır. Statik düzeltmede amaç her bir yansıma sinyalini düşük hız zonu veya topoğrafya etkisi olmaksızın düz bir referans seviyesinden (datum) kaydedilmiş gibi tanımlamaktır (Sheriff, 1991) (Şekil 4.7.).



Şekil 4.7. Kaynak ve alıcıların farklı yükseklik seviyelerinde ve düşük hız zonun bulunduğu durumda statik düzeltme işlemi (Kaşlılar, 2009)

Şekil 4.7. düşük hız zonu ve topoğrafya düzeltmesini bir arada göstermektedir. Eşitlikte düşük hız zonu (t_w) ve topoğrafya etkisi (t_e),

$$t_w = h_0 \left(\frac{1}{V_0} - \frac{1}{V_1}\right) \tag{4.18}$$

$$t_e = \frac{z - z_0}{V_1} \tag{4.19}$$

eşitlikleri ile tanımlanır. Verilen eşitliklerde (4.18, 4.19); h_0 düşük hız zonunun kalınlığı, V_0 düşük hız zonunun hızı, V_1 düşük hız zonunu barındıran rijit tabaka hızı, z kaynak ve alıcıların düşey konumdaki seviyesi, z_0 datum düzlemini göstermektedir. Toplam statik düzeltme ise,

$$t = t_e + t_w \tag{4.20}$$

düşük hız zonu ile topoğrafya düzeltmesinin toplamıdır.

4.2.3. Genlik kazanımı (gain recovery)

Bir sismik kayıtta sinyalin yayıldığı ortamın fiziksel özellikleri, sinyalin genliğini etkileyen faktörlerin çoğunluğunu kapsamaktadır. Tekrarlı yansımlar, kaynak enerji miktarı, soğrulma, ince tabaka etkileri, saçılma ve küresel açılım sinyalin genliğini etkileyen parametreler arasında yer alır. Bunlar içerisinde ise en baskın etkiye sahip parametre küresel açılım ve soğrulmadır (Dondurur, 2009). Bir atış grubunda nokta kaynaktan yayılan sismik enerji küresel bir dalga alanı ile yayılır. Zemin, alansal şeklide yayılan bu dalga iki önemli etkide bulunur. Birincisi homojen dalga cephesi yarıçapı *r* olan bir ortamda dalganın enerji yoğunluğu dalga cephesinin yarı çapı ile orantılı ($1/r^2$) olarak azalır. Bu durumda dalga genliği de enerji yoğunluğunun karekökü ile orantılı ($1/r$) azalır. Bu durum derinlikle hızın arttığı kabulüne göre dalga cephesinin uzaklık ile daha fazla sapmasına ve genliklerin daha fazla azalmasına neden olur ve küresel açılım etkisi olarak tanımlanır (Yılmaz, 2001). İkinci önemli etken olan soğrulma dalganın genliğinin azalması ile birlikte frekans içeriğinin de azalmasıdır. Genlik kazanımı bu etkiden kaynaklı sinyaldeki genlik kaybını iyileştirmeye yönelik preprocessing (ön veri işlem) adımları içerisinde uygulanır. Tegain (iz dengeleme), Tar (gerçek genlik kurtarımı), PGC (genlik fonksiyonu) ve AGC (otomatik genlik kontrolü) genlik kazanımında en çok tercih edilen tekniklerdir.

4.2.4. Silme (muting)

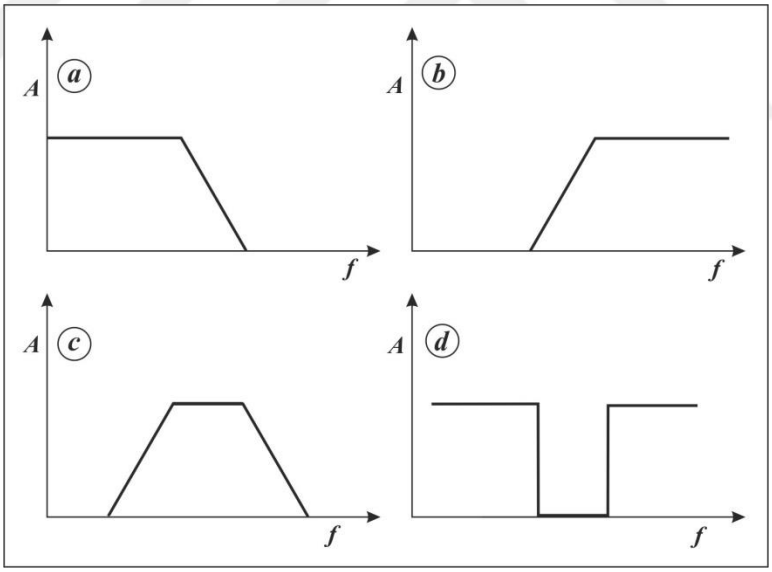
Muting (silme) işlemi sinyalden daha fazla gürültü içeren kısımların uzaklaştırılmasıdır. Klasik sismik yansıma çalışmasında sığ yansıtıcılardan gelen kırılma dalgası uzak ofsette yer alan jeofonlara yansıma dalgasından daha önce gelir. Yığma sırasında uzak ofsetteki izler bu denli etkilenmesine karşın yakın ofsetteki izler bu kadar etkilenmez. Bu etkiden kaynaklı yansıma kaydında istenmeyen doğrudan gelen dalga ve kırılma varışlarının veriden silinmesi “Front-End mute” (veri başı-veri sonu) olarak tanımlanır. Bunun yanında muting işlemi sismik veride belli bir zaman-uzaklık aralığında hava dalgası, yüzey dalgası ve yığma modelinin

dışında kalan gürültüleri de silmede kullanılabilir. Bu şekilde yapılan silme işlemi ise "surgical mute" bölmesel silmedir (Gadallah ve Fisher, 2009).

4.2.5. Filtreleme

Yansıma sinyalleri çoğunlukla sınırlı bir frekans aralığında gürültüye sahiptir (Sheriff ve Geldart, 1995). Filtreleme işlemi verinin genlik spektrumunun değiştirilmesi olarak tanımlanabilir. Bu işlem için çeşitli filtre tasarımı çeşitleri bulunmakta olup temel olarak şu şekildedir;

a) Alçak geçişli (low-pass)
b) Yüksek geçili (high-pass)
c) Band geçişli (band-pass)
d) Çentik band geçişli (notch)



Şekil 4.8. Frekans filtre çeşitleri a. alçak geçişli (low-pass), b.yüksek geçişli (high-pass), c. band geçişli (band-pass), d. çentik (notch) (Costain ve Çoruh, 2004)

Bu filtreler içinden band-pass filtre en çok tercih edilenidir. Çünkü bir sismik iz içerisinde düşük frekanslı yüzey dalgaları olduğu gibi yüksek frekanslı çevresel gürültülerde bulunmaktadır. Band-pass filtrelemede Şekil 4.8.'de verildiği gibi belirli bir frekans aralığını geçirerek veriyi bu düşük ve yüksek frekanslı gürültülerden eleminize etmede sıklıkla kullanılır (Yılmaz, 2001). Bir sismik veri katlama

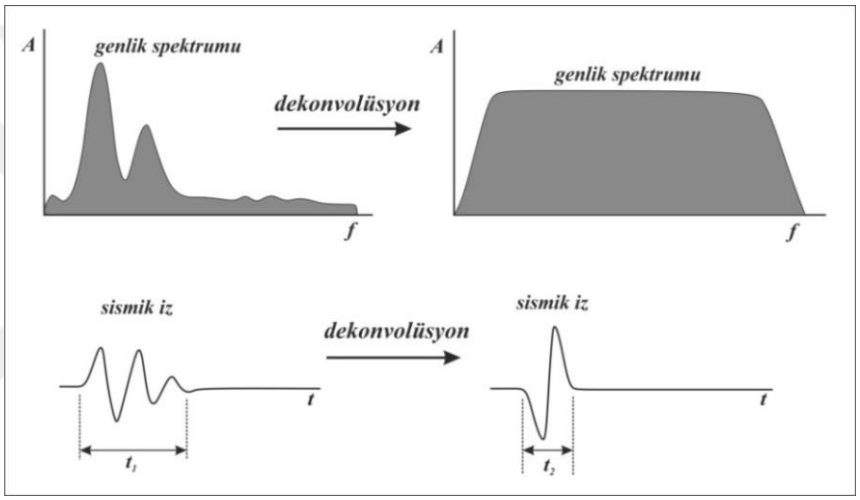
frekansına (nyquist frequency) kadar frekans bileşenlerinde genliklere sahip olduğu göz önüne alındığında yansıma çalışmasında kullanılan kaynağın üretmiş olduğu maksimum frekans değeri ile katlama frekansı arasında kalan kısım sadece yüksek frekanslı gürültüden meydana gelmiş anlamına gelir. Eğer bir sismik atışta kaynak 125 Hz'e kadar enerji üretebiliyorsa 2 ms örnekleme aralığı (*fn=250 Hz*) ile alınan bir veride 125-250 Hz arasının sadece yüksek frekanslı gürültü içerdiği anlamına gelir ve bu durum uygun bir filtre tasarımı ile veriden uzaklaştırabilir.

Filtreleme işlemi hem zaman hem de frekans ortamında uygulanabilir. Eğer filtrenin zaman veya frekans ortamında tepkisi bilinirse buna karşılık olan frekans veya zaman ortamı tepkisi de kolaylıkla belirlenebilir (Upadhyay, 2004). Ancak her iki ortam içinde seçilen filtre operatörünün değer aralığı son derece önem arz etmektedir. Filtreleme işlemi esnasında gürültü ile birlikte yansıma sinyalleri de veriden uzaklaştırılmamalıdır. Sismik sinyalde ayrımlılığın arttırılması yüksek ve düşük frekanslı bileşenlerin veride aynı anda bulunması ile mümkün olduğundan operatör seçiminde yüksek ve düşük frekansları aynı anda içeren bir frekans aralığı tercih edilmelidir (Yılmaz, 1987; Yılmaz, 2001; Dondurur, 2009).

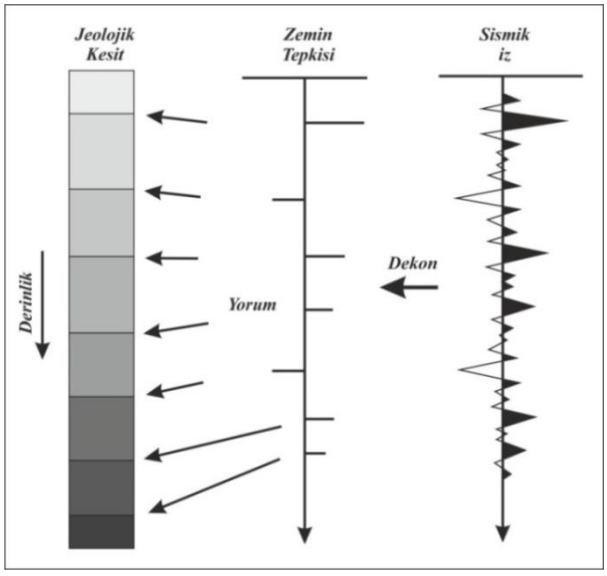
4.2.6. Dekonvolüsyon

Sismik veri işlemde temel bir unsur olan dekonvolüsyon, sismik dalgaların zeminde ilerlemesi esnasında olumsuz filtreleme etkilerini ortadan kaldırıp sismik kayıtlardaki düşey çözünürlüğü iyileştirmede kullanılır (Kearey ve ark., 2002). Düşey çözünürlük baskın dalga boyunun dörtte biri ile ifade edilir ve bu hedef seviyenin baskın frekansı ile hızının bir fonksiyonudur. Dekonvolüsyon işlemi sismik dalgacığı sıkıştırarak dalgacığın band genişliğini arttırır (Şekil 4.9.). Aynı zamanda dekonvolüsyon hayalet yansımaları, aletsel etkileri, salınımları ve tekrarlı yansımaları zayıflatma kullanılan önemli bir veri işlem basamağıdır (Gadallah ve Fisher, 2009). Yöntem çoğunlukla yığma öncesi veri işlem adımları yapılmış (genlik kazanımı, muting, filtreleme, vb.) veri setine uygulanır. Dekonvolüsyon işlemi çoğunlukla belirgin yansımaların dalga biçimini sıkıştırırken bu bölüm dışında kalan alanın enerjisinin önemli kısmını kaldırabilir (Yılmaz, 2001).

Bir sismik iz, zeminde yayılırken geçtiği ortamın fiziksel özelliklerinin konvolüsyonu ile modellenir. Dekonvolüsyon işlemi ile sismik dalgacık tamamen sıkıştırıp tekrarlı yansımaları veriden atılması durumunda sadece yansıtıcı yüzeye ait bir iz elde edilmiş olur (Şekil 4.10.). Bu durumda zamansal ayrımlılık arttırılarak düşey çözünürlük artırılmış yeryüzü ve yansıma tepkisi düzeltilmiş olur. Literatürde farklı kullanım amaçları ile geliştirilmiş birçok dekonvolüsyon yöntemi vardır (Gadallah ve Fisher, 2009). Bunlardan iğnecik (spiking) ve kestirim (predictive) dekonvolüsyonu, dekonvolüsyon yöntemleri arasında en çok tercih edilenleridir (Yılmaz, 2001; Masoomzadeh, 2005).



Şekil 4.9. Dekonvolüsyon işleminin şematik gösterimi, altta sismik izler ve üstte bu sismik izlerin frekans ortamındaki karşılıkları (Dondurur, 2009)



Şekil 4.10. Dekonvolüsyon işleminin uygulanması (Gadallah ve Fisher, 2009)

4.2.7. Hız analizi ve NMO düzeltmesi (Velocity Analysis and NMO correction)

Sismik veri işlemde yansıma sinyallerinin alıcıların konumundan kaynaklı zaman ekseninde meydana gelen gecikmesinin giderilmesi NMO (Normal Moveout) düzeltmesi olarak tanımlanmaktadır. Ancak bu düzeltmeyi irdeleyebilmek için sismikteki bazı hız kavramlarını tanımlanması gereklidir. Sismik yansıma yönteminde hız kelimesi nadiren tek başına kullanılır. Bunun yerine anlık hız, ara hız, ortalama hız, RMS hızı, NMO hızı, yığma hızı gibi kavramlar ile kullanılır. Şekil 4.11. üzerinden bu kavramlar şu şekilde özetlenebilir;

a) Anlık hız (Instantaneous Velecity): Şekil 4.11. üzerinde x_a noktasına karşılık z_a derinlik seviyesine karşılık gelen $V(x_a, z_a)$ hızı olarak tanımlanır. Bu hız türü ortamdaki heteronijiteden kaynaklı sismik hızın derinlikle sürekli olarak değişmesi sebebiyle belirli bir anda hızı belirlenebilmesinde tercih edilir.

b) Ara hız (Interval Velocity): Bu hız Şekil 4.11. üzerinde V_1, V_2, V_3 hızları ile ifade edilen hızlardır. Ara hız belirli derinlik veya kayıt zamanı aralığındaki ortalama hız olarakta tanımlanabilir ve aşağıdaki eşitlikte (Denklem 4.21) verildiği gibi derinlik aralığındaki kalınlığın bu aralık boyunca düşey yöndeki süreye bölünmesiyle elde edilebilir.

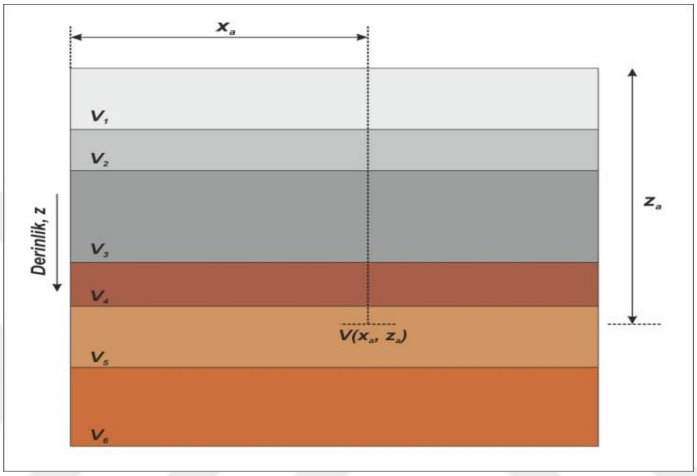
$$V_{int} = \frac{h_2 - h_1}{t_2 - t_1} \tag{4.21}$$

c) Ortalama hız (Average Velocity): Ortalama hız sismik yansımada zaman ortamındaki kesitleri derinlik kesitine dönüştürmede kullanılan bir hız çeşididir. Ortalama hız hedef seviyedeki yansıtıcı yüzeye kadarki tabakaların kalınlıkları toplamının sismik sinyalin tek yol seyahat zamanı toplamına bölünmesiyle elde edilir (Denklem 4.22).

$$V_{ort} = \frac{z_1 + z_2 + \cdots + z_n}{t_1 + t_2 \ldots + t_n} = \frac{\sum_{i=1}^{n} z_i}{\sum_{i=1}^{n} t_i} \tag{4.22}$$

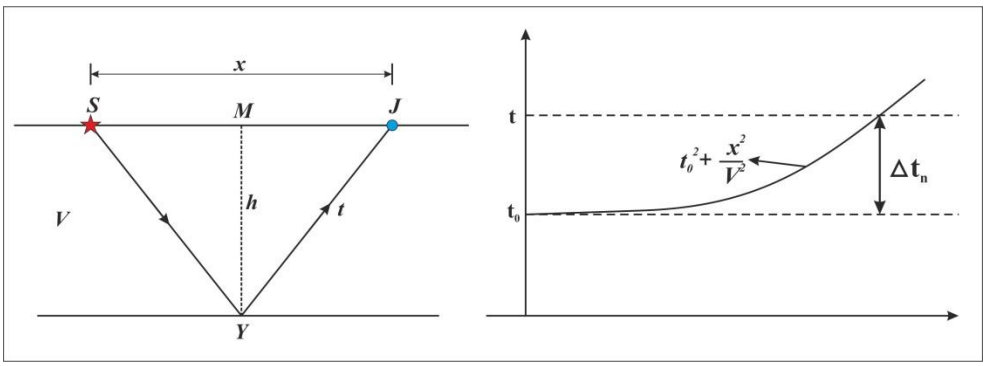
d) Karekök hız (Root Mean Square-RMS Velocity): Karekök hız, T_i değerine sahip zaman dilimine kadar seçilen sismik kesitte ara hızların toplamının kareköküdür (Denklem 4.23). RMS hızı, tabakalı ortamda yansıtıcı yüzeylerin yatay veya yataya yakın olması durumunda NMO düzeltmesinde kullanılan hız değeridir.

$$V_{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} V_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^{n} t_i}} \tag{4.23}$$



Şekil 4.11. Hız türlerinin şematik gösterimi

e) NMO hızı (NMO Velocity): NMO hızı, sismik kayıtta zamandan kaynaklı farkın giderilmesinde kullanılan hız türüdür ve veri işlemde x^2-t^2, hız spektrumu, sabit hız yığması gibi tekniklerle elde edilen bu hız türüdür. Yılmaz (2001) NMO hızını yatay tabakalı ortamda kısa açılımlarda RMS hızına eşit, tek tabakalı durumda ise üstteki ortamın hızına eşit olduğu şeklinde tanımlamıştır. Bu durum yatay olmayan eğimli tabalarda ise yansıtıcının eğiminin kosinüsü ile orantılı olarak değişmektedir.



Şekil 4.12. Tek tabakalı yatay yansıtıcıya ait zaman-uzaklık eğrisi ve NMO düzeltmesi (Upadhyay, 2004)

Zaman kayması düzeltmesi olarak tanımlanan NMO, bir sismik izde her bir zaman aralığında ayrı hesaplanarak yapılır. Bu düzeltmenin doğru yapılabilmesi yukarda bahsedilen hız bilgilerinin doğru kullanımına bağlıdır ve düzeltmenin yapılabilmesi için statik düzeltmenin veriye uygulanmış olması gereklidir (Kearey ve ark., 2002).

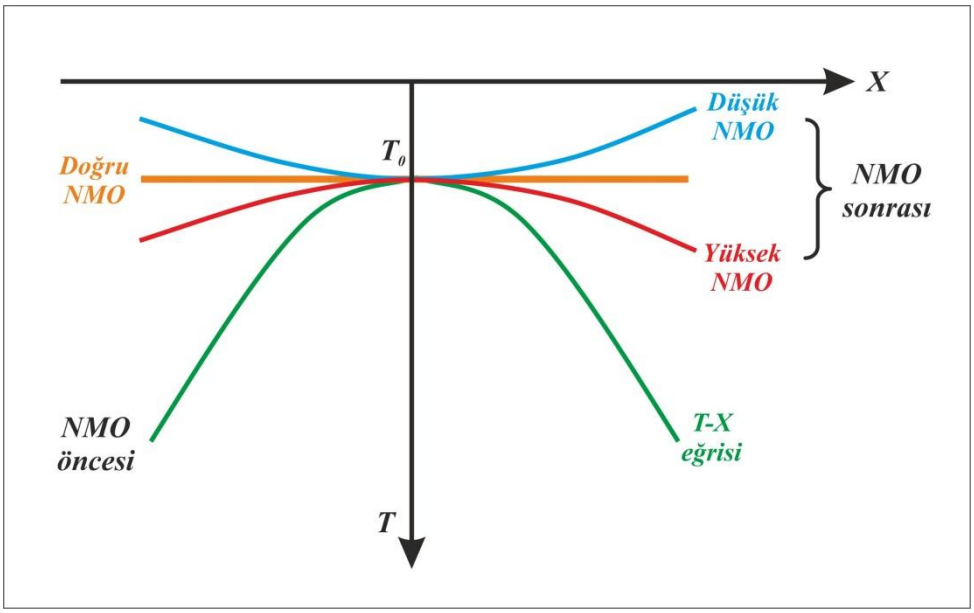
Şekil 4.12. gibi yatay tek tabakalı bir modelde gidiş geliş zamanı;

$$t^2 = {t_0}^2 + \frac{x^2}{V^2} \tag{4.24}$$

ile hesaplanır. Burada V ile verilen hız NMO hızı olup, kısa açılımda bu değer RMS hızı ile tanımlanır. Şekil 4.12.'de yatay yansıtıcıya ait yansıma hiperbolü incelendiğinde zaman kaymasından kaynaklı Δt_n kadar zaman ekseninde bir kayma meydana gelmiştir. Bu zaman kayması (4.24) bağıntı kullanılarak,

$$\Delta t_n = \sqrt{\frac{x^2}{V^2} + {t_0}^2} - t_0 \tag{4.25}$$

eşitliği ile düzeltilir (Upadhyay, 2004).



Şekil 4.13.NMO düzeltmesinin şematik gösterimi (Al-Shuhail, 2010)

Ancak zemin koşulları göz önüne alındığı zaman çok tabakalı ortamda bu tek tabakalı ortam için yapılan bu düzeltme yetersiz olacaktır. Bu durumda herhangi bir *x* açılımında *t* zamanı için NMO düzeltmesi $\Delta t_{NMO}=t-t_0$ olacaktır. Denklem 4.24 kullanılarak NMO düzeltmesi

$$\Delta t_{NMO} = t_0 \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{V_{NMO} t_0} \right)^2} - 1 \right] \tag{4.26}$$

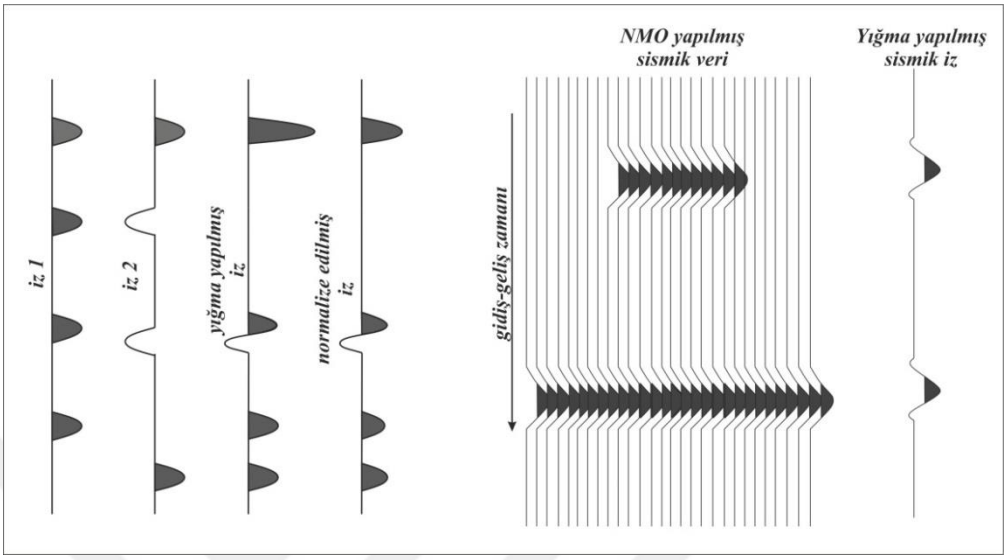
ile tanımlanır (Yılmaz, 2001). Hız analizinden hesaplanan NMO hızları belirlenen bir t_0 ve *x* için hesaplanarak yansıtıcı yüzeye ait hiperboller sıfır ofset ile ölçüm yapılmış gibi düz hale getirilir (Şekil 4.13). Burda dikkat edilmesi gereken nokta doğru NMO hızının seçilmesidir. Olması gereken NMO hızından farklı bir hız değeri ile düzeltme işleminin yapılması durumunda yetersiz (undercorrection) veya fazla (uppercorrection) NMO düzeltmesi (Şekil 4.13.) meydana gelir. Yansıma hiperbolünü tamamen yatay konumlandıran hız doğru NMO hızıdır.

4.2.8. CDP yığma (Stacking)

CDP yığması veri kalitesini arttırmada en önemli veri işlem uygulamasıdır. Birden fazla şekli olan yığma işlemi NMO düzeltmesi ile yatay hale gelen refleksiyonların sıfır ofsetli tek bir sismik izde bir araya getirilmesidir (Telford ve ark., 1990; Sheriff ve Geldart, 1995; Upadhyay, 2004) (Şekil 4.14.). Yığma işleminde asıl amaç ise verideki gürültü seviyesini zayıflatarak S/G oranını yükseltmektir (Upadhyay, 2004; Schuck ve Lange, 2007). CDP yığma işlemi veri işlemin kolaylıkla yorumlanabilen ilk çıktısıdır. Burda yapılan işlem aslında en az iki veya daha fazla CDP'nin yan yana bir araya getirilmesidir.

Sismik veri işlemde izlerin genlikleri sayı olarak ifade edilir ve yığma işleminde yapılan bu sayıların bir araya getirilmesidir. Örneğin iki sismik izin aynı zaman aralığında ve pozitif yönlü olan genlik değerleri, yığma işleminde başlangıçtaki genliklerinden daha fazla hale gelecektir (Şekil 4.14.). Benzer şekilde bu zaman aralığında eşdeğer genliklere sahip pozitif ve negatif yönlü iki izin yığmasında

genlikler birbirini sönümleyecektir. Böylelikle gürültüden kaynaklı gelişigüzel izler yığma işlemi ile sönümlenecektir (Gadallah ve Fisher, 2009).



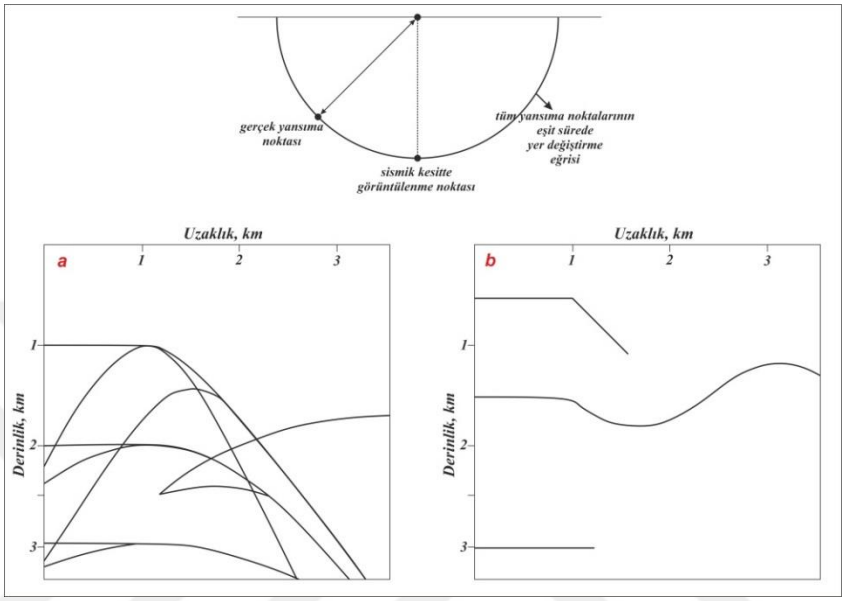
Şekil 4.14. CDP yığma işleminin şematik gösterimi (Gadallah ve Fisher, 2009; Schuck ve Lange, 2007)

4.2.9. Migrasyon

Sismik kesitin yeraltına ait bir kesiti temsil ettiği bir varsayımdır. Bu varsayım yeraltında yansıtıcı yüzeylerin yatay veya oldukça az eğimli olduğu tabakalarda oldukça başarılı bir yaklaşımdır (Gadallah ve Fisher, 2009). Ancak yeraltında yansıtıcıların eğimli veya dik olduğu durumda yansımalar eğim yüzeyinden farklı bir düzlemde meydana gelir. Migrasyon, eğimli veya dik yansıtıcılara ait yansıma izlerinin doğru yansıma noktasına ve zamanına taşıma işlemidir (Yılmaz, 1987; Upadhyay, 2004; Schuck ve Lange, 2007). Bunun yanında migrasyon işlemi frensel zonunda yayılmış enerjiye, nokta kaynaktan ve fay yapısından meydana gelen difraksiyon (saçılma) alanına fokuslanarak sismik kesitte çözünürlüğü arttırır (Kearey ve ark., 2002).

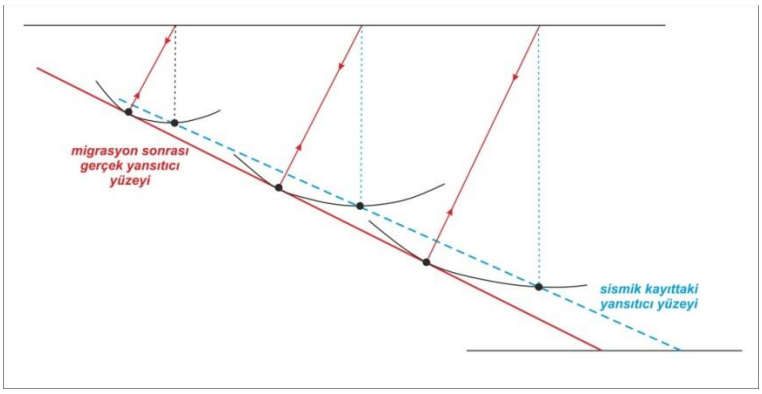
Sıfır ofsetli (kaynak alıcı aynı noktada) ve sabit hızlı ortamda bir yansıma izi ele alırsak kaynaktan çıkan enerji klasik şartlarda Şekil 4.15.'de verilen yarım daire şeklinde gidiş-geliş zamanı grafiğinin orta noktasından yansıyıp kaydedilir. Ancak bu gidiş geliş zamanı eğrisi yarım dairenin merkez noktasından olacağı gibi dairenin

başka bir noktasından da olabilir. Bu durum antiklinal ve senklinal veya bunların birleşiminden meydana gelen odülasyonlu yapıların sismik kesitlerde olduğundan farklı şekillerde meydana gelmesine neden olur (Şekil 4.15.) (Gadallah ve Fisher, 2009).



Şekil 4.15. Daire yayı üzerinde kaynak-alıcı geometrisine karşılık yansıma sinyalinin yayılma geometrisi. a) Sinyalin gerçek yansıma noktasından yansımama durumunun sismik kesitteki karşılığı b) Sismik kesitte olması gereken gerçek yeraltı modeli (Yılmaz, 2001)

Yeraltında yine sabit hızlı ortamda yansıtıcı düzlemin eğimli olması durumunu göz önüne alırsak bu durumda CDP yığmasında sismik iz kaynak-alıcı çiftlerinin hemen altında bir noktadan yansımış gibi görünür (Şekil 4.16.). En basit migrasyon işlemi ile bu durum Şekil 4.16.'da verildiği gibi bu noktalar gerçek yansıma noktalarına dalga cephesi yayı ile eğim yukarı taşınır.



Şekil 4.16. Eğimli yansıtıcı durumunda migrasyon işleminin uygulanması (Kearey ve ark., 2002)

Uygulama şekilleri ve türleri farklı olsa da migrasyon tekniklerinin temeli benzerdir. Migrasyon işleminde uygun parametrelerin seçimi (girdi verisi, migrasyon hızları) ve jeolojik yapının karmaşıklığına bağlı bir stratejide en uygun migrasyon türü belirlenmelidir. Yapısal yönden karmaşık ve yanal hız değişiminin fazla olduğu bir ortamda yığma öncesi migrasyon yapılması uygunken, yapısal karmaşanın az yanal hız değişiminin olduğu ortamda yığma sonrası migrasyon işleminin uygulanması uygun olur (Yılmaz, 1987).

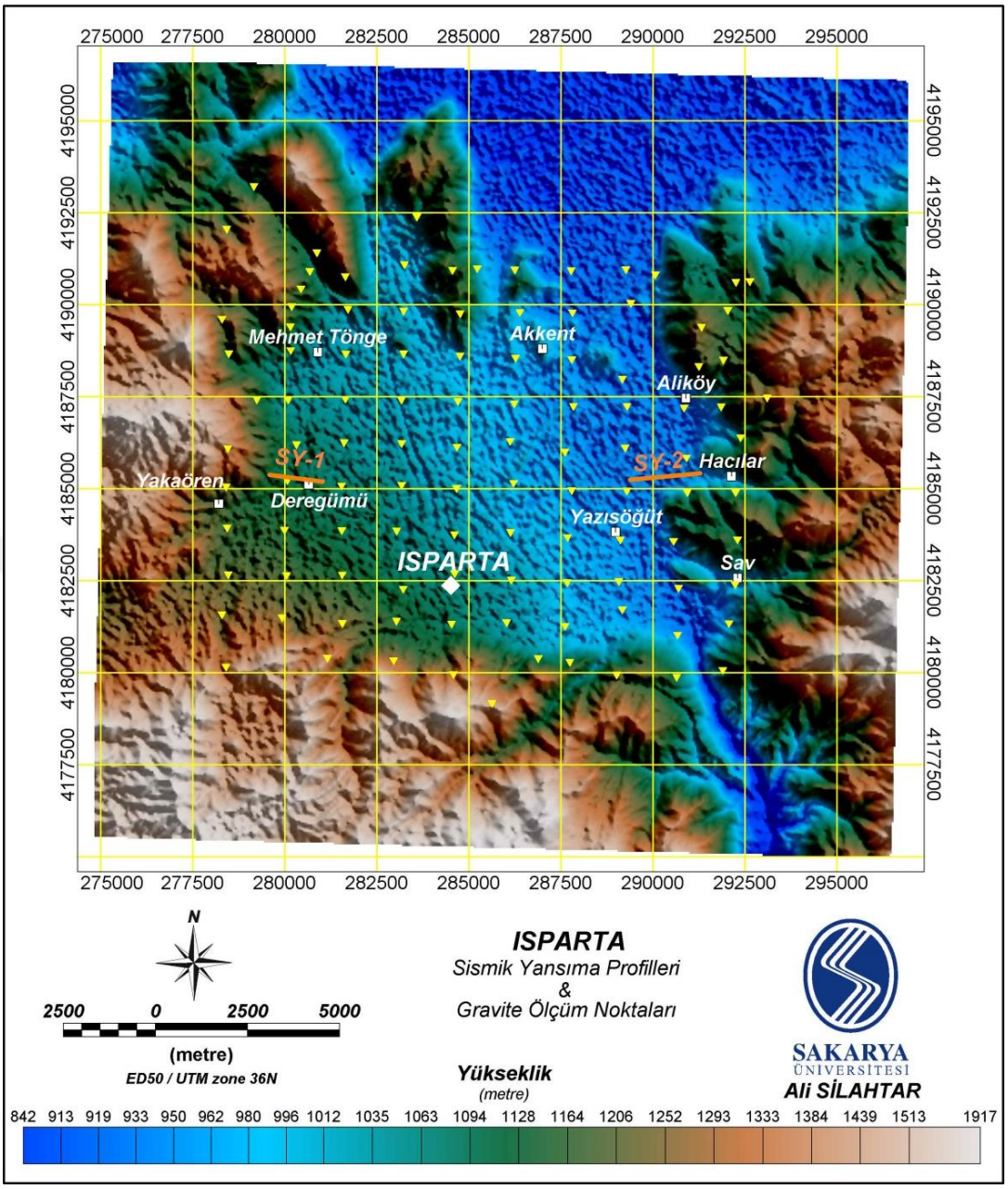
4.3. Basen Kenarı Analizi

Tez kapsamında iki profilde uygulaması yapılan sismik yansıma yöntemi, basen kenarında ana kayanın dalımını ve bu seviye üzerindeki alüvyon kalınlığının tespitinde kullanılmıştır. Bu nedenle ayrıntılı stratigrafik analizden ziyade hedef seviyenin ortaya çıkarılmasına yönelik veri işlem adımları gerçekleştirilip sismik derinlik kesitleri oluşturulmuştur.

4.3.1. Veri kazanım parametreleri

Sismik yansıma yöntemi kullanılan ekipman ve arazi uygulama süreci açısından oldukça maliyetli bir yöntemdir. Bu nedenle çalışma alanında yöntem, Bölüm 5'de gravite yöntemi ile basen analizinden elde edilecek sonuçların korelasyonu için iki profilde uygulanmıştır. Bu iki profil ise çalışma alanında gravite ölçüm noktalarının doğu ve batı kenarında yaklaşık D-B yönünde alınmış bir derinlik-uzaklık kesitinin kenarları olacak biçimde Şekil 4.17.'deki gibi konumlandırılmıştır.

Ölçüm profillerinin bu şekilde belirlenmesindeki bir diğer neden ise arazi topoğrafyası göz önüne alındığında kuzey-güney yönünde alınacak sismik kesitle basen kenarının D-B yönündeki kesitten daha iyi ortaya çıkarılamayacağıdır. İki profilde toplamda 180 atış noktasında (shot gather) veri alımı, günde 16-20 arasında değişen ölçümler ile yaklaşık 10 günlük bir arazi çalışmasıyla tamamlanmıştır (Şekil 4.18.).



Şekil 4.17. Çalışma alanında sismik yansıma profillerinin yerleri (SY-1 ve SY-2) ve gravite çalışmasında kullanılan veri kazanım noktaları (sarı üçgenler ile gösterilmiştir)



Şekil 4.18. Sismik yansıma profillerinin arazi çalışması örnekleri

Tablo 4.1. Sismik yansıma profillerine ait veri kazanım parametreleri

Parametreler	SY-1 (Yakaören)	SY-2 (Hacılar)
Örnekleme aralığı (mls)	0.5	0.5
Kayıt boyu (sn)	2	2
Kanal sayısı	24	24
Kanal aralığı (m)	10	10
Atış aralığı (m)	10	20
Ofset (m)	20	20
Atış sayısı (shot gather)	84	96
Her bir sinyaldeki iz sayısı	2000	2000
Kullanılan jeofon (Hz)	28	28
Enerji Kaynağı	Ağırlık düşürme	Ağırlık düşürme

Sismik yansıma yönteminde probleme yönelik veri kazanım parametre seçimi ve ekipman tercihi veri kalitesi açısından son derece önemlidir (Knapp ve Steeples,

1986). Tez kapsamında sismik yansıma verilerinin veri kazanımı Tablo 4.1.'de verilen parametrelere göre yapılmıştır. Çalışma kapsamında hedef ayrıntılı stratigrafik seviye analizinden ziyade, göreceli olarak sığ kabul edilen (150-200 m) derinlikte basen kenarı kalınlığı tespiti olduğu için 24 kanallı sistemde alıcı aralığı 10 m seçilmiştir. Kullanılan tetikleyicinin (triger) zaman kayması yapabileceği ön görüsü ile kayıt boyu 2 saniye, örnekleme aralığı ise 0,5 milisaniye tercih edilmiştir.



Şekil 4.19. Sismik yansıma çalışmasında kullanılan ağırlık düşürme sistemi

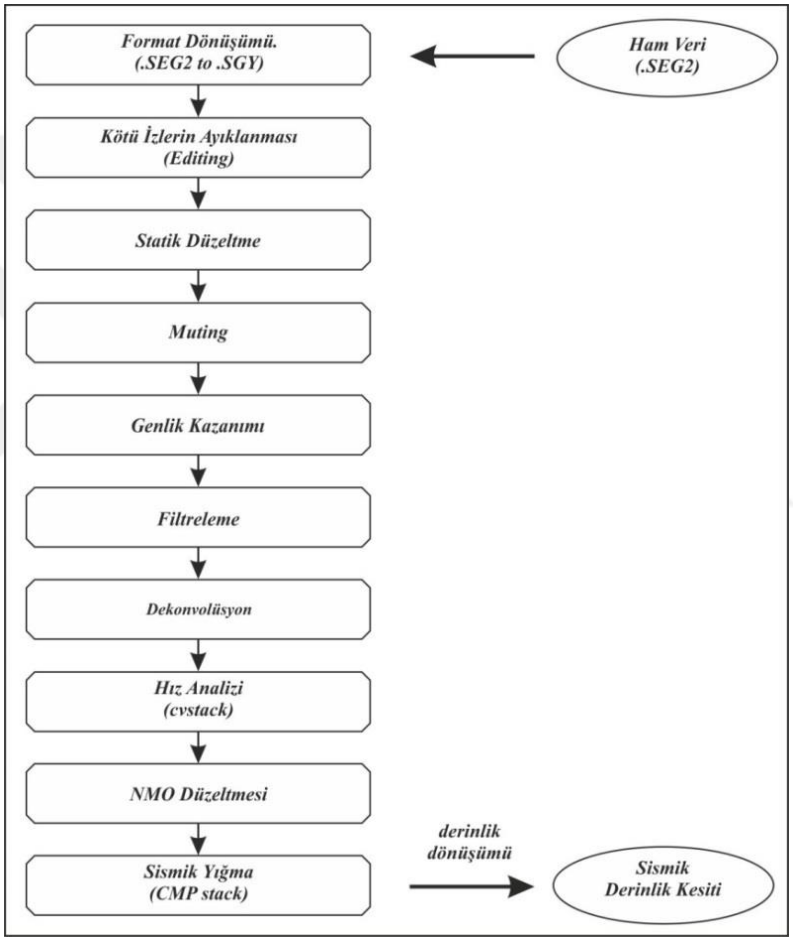
Çalışma kapsamında alıcı olarak bu tür basen tespiti ve sığ yüzeydeki yapıların tespitinde sıkça kullanılan 28 Hz düşey P jeofonları kullanılmıştır (Büker ve ark., 1998; van der Veen ve ark., 2001; Gruber, 2007; Kaiser ve ark., 2009). Sismik enerji kaynağı olarak ise Doç. Dr. M. Zakir KANBUR tarafından geliştirilen 120 kg'lık ağırlığı 1,25m yükseklikten ivmeli şekilde yere fırlatan yarı otomatik ağırlık düşürme sistemi kullanılmıştır (Şekil 4.19.).

4.3.2. Veri işlem

Sismik yansıma verilerin analizinde eş zamanlı ReflexW ve Java tabanlı JRG paket programları birlikte kullanılmıştır.

Yansıma yönteminde hedef basen kenarında ana kaya sınırının takibi ve bu seviye üzerinde kalan sediman kalınlığının tespiti olması nedeniyle veri işlem

basamaklarında kullanılan parametre seçimi bu doğrultuda belirlenmiştir. Sismik yansıma yönteminde veri işlem adımlarının belirli bir rutini olamayıp sahada yer alan problemin türüne göre değişiklik gösterebilir (Gadallah ve Fisher, 2009). Bu çalışma kapsamında her iki profilden alınan verilerin analizinde S/G oranını arttırmada Şekil 4.20.'de verilen veri işlem akış diyagramı kullanılmıştır. Devam eden kısımda bu akış diyagramında verilen veri işlem aşamalarının örnekleri Hacılar profilinden (SY-2) alınan veri seti üzerinde gösterilecektir.

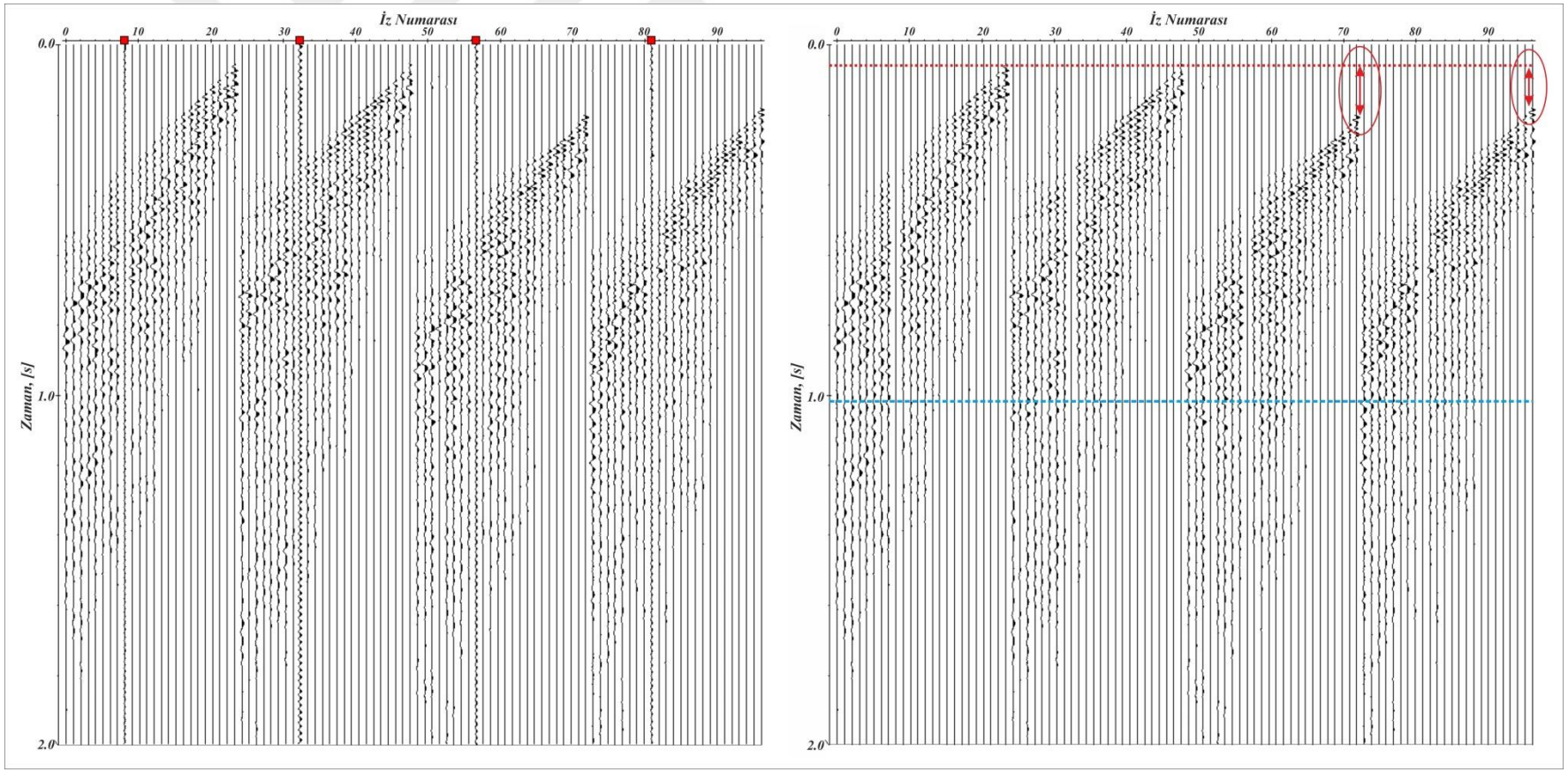


Şekil 4.20. Veri analizinde kullanılan veri işlem akış diyagramı

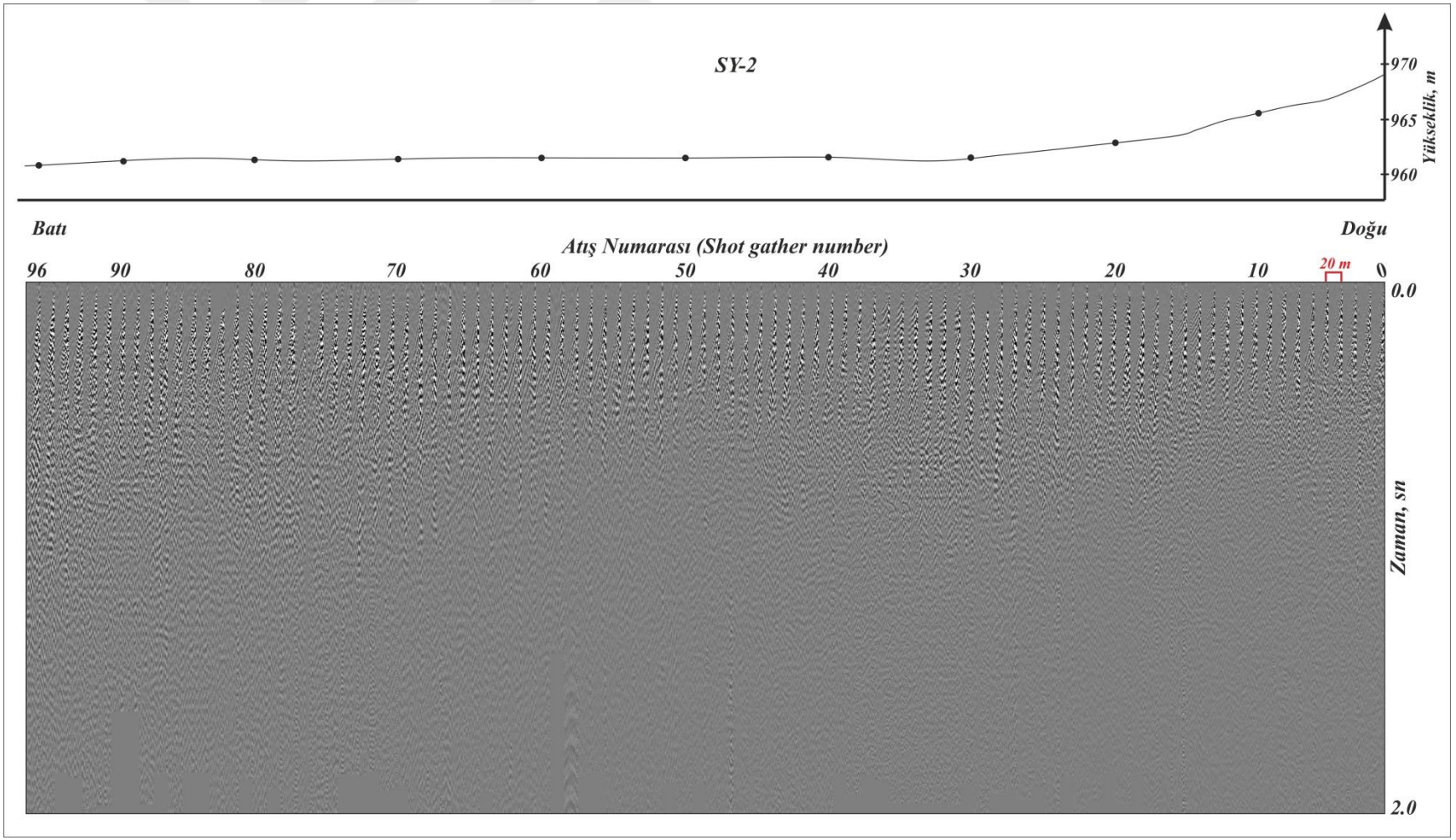
Sismik yansıma veri işleminde kullanılan programların neredeyse tamamı (çalışma kapsamında kullanılan programlarda dahil) *.SGY veri formatını kullandığı için araziden *.SEG2 formatında kaydedilen verilere format dönüşümü uygulanmıştır. Format dönüşümü işlemi yapılan veriler incelenerek gerek arazi şartlarından ve gerekse jeofonlarda meydana gelen sorunlardan kaynaklı sinyalin düzensiz olduğu kötü izler sıfırlanarak (editing) veriden uzaklaştırılmıştır (Şekil 4.21.).

Yapılan editinig işleminin ardından her iki profilde bazı atış kayıtlarında tetikleyicinin (triger) gecikmesinden kaynaklı zaman ekseninde ötelemenin meydana geldiği görülmüştür (Şekil 4.21b.). Trigerden kaynaklı bazı atışlarda ortaya çıkan bu düzensizlik, her bir atışta ilk jeofon tarafından kaydedilen sinyal baz alınarak hacılar profilinde (SY-2) Şekil 4.21b.'de kesikli kırmızı çizgiyle ifade edilen zaman değerine taşınarak giderilmiştir (Şekil 4.22.). Deregümü mevkiinden alınan sismik yansıma profili (SY-1) üzerinde de bu triger tetikleme sorunu benzer şekilde çözümlenerek Şekil 4.23. elde edilmiştir. Saha çalışması esnasında böyle bir sorunun ön görülmüş olup veri kaydının 2 saniye seçilmesi yeniden ölçüm yapılmasını önlemiştir. Kullanılan sismik kaynağının enerji penetrasyonu göz önüne alınarak bu adımdan sonraki veri işlem aşamasında veri yoğunluğu oluşturmaması için verinin son 1 saniyelik kısmı veriden uzaklaştırılmıştır (Şekil 4.21b.).

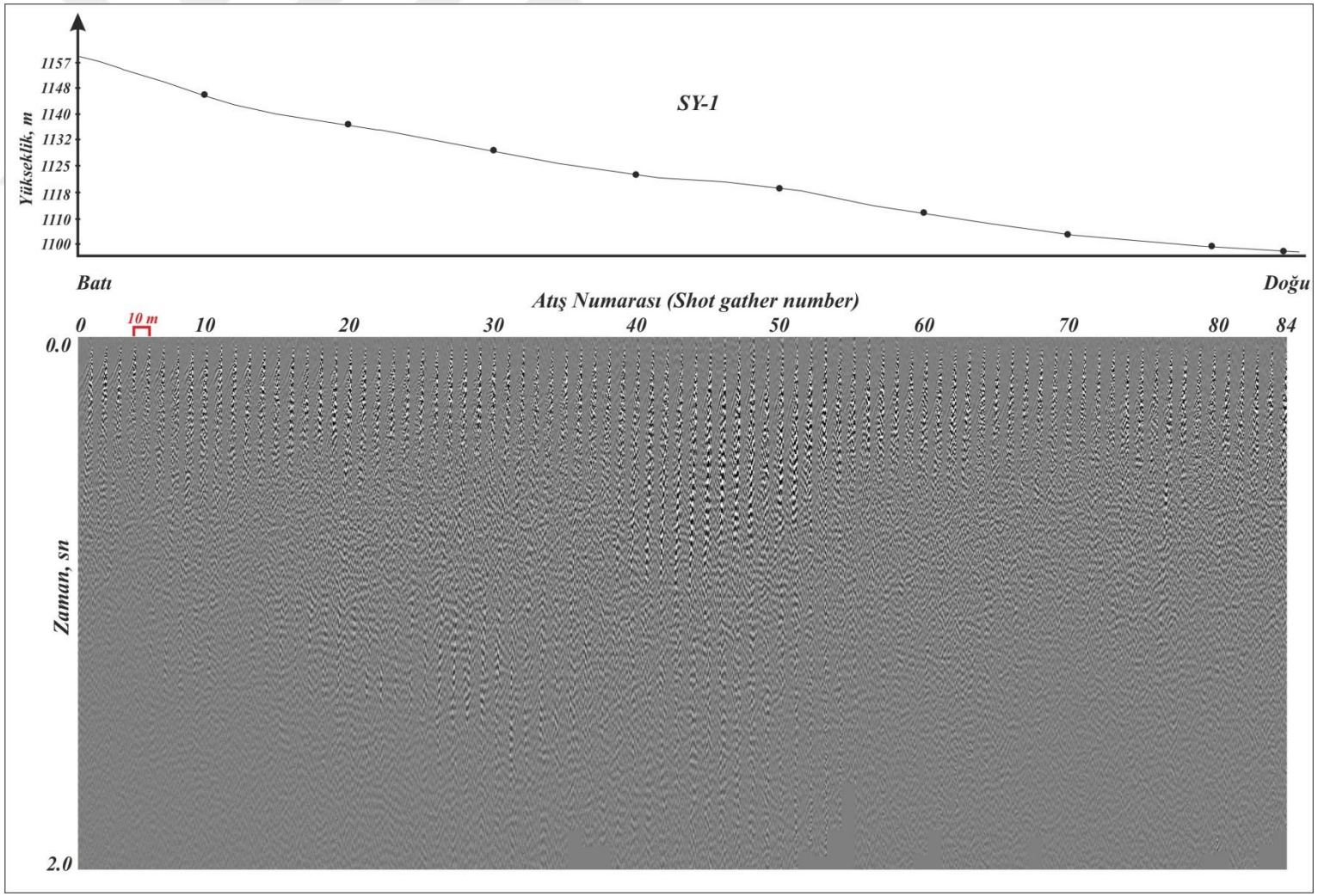
Arazi çalışmaları esnasında atış noktalarındaki yükseklik farkından kaynaklı etkinin statik düzeltme ile giderilebilmesi için GPS kullanılarak her bir serimde yükseklik değerleri kaydedilmiş ve profil doğrultuları düzleminde çizdirilmiştir. Her iki profil için oluşturulan bu yükseklik grafikleri doğrultusunda statik düzeltme yapılarak atış kayıtları aynı düzleme indirgenmiştir (Şekil 4.22. ve 4.23.).



Şekil 4.21. Simik atış kayıtlarından kötü izlerin ayıklanması (a) ve triger zaman gecikmesi düzeltmesi (b), (b'de mavi çizgi veri işlemin devam eden adımlarında kesilerek veriden uzaklaştırılan alan sınırıdır)

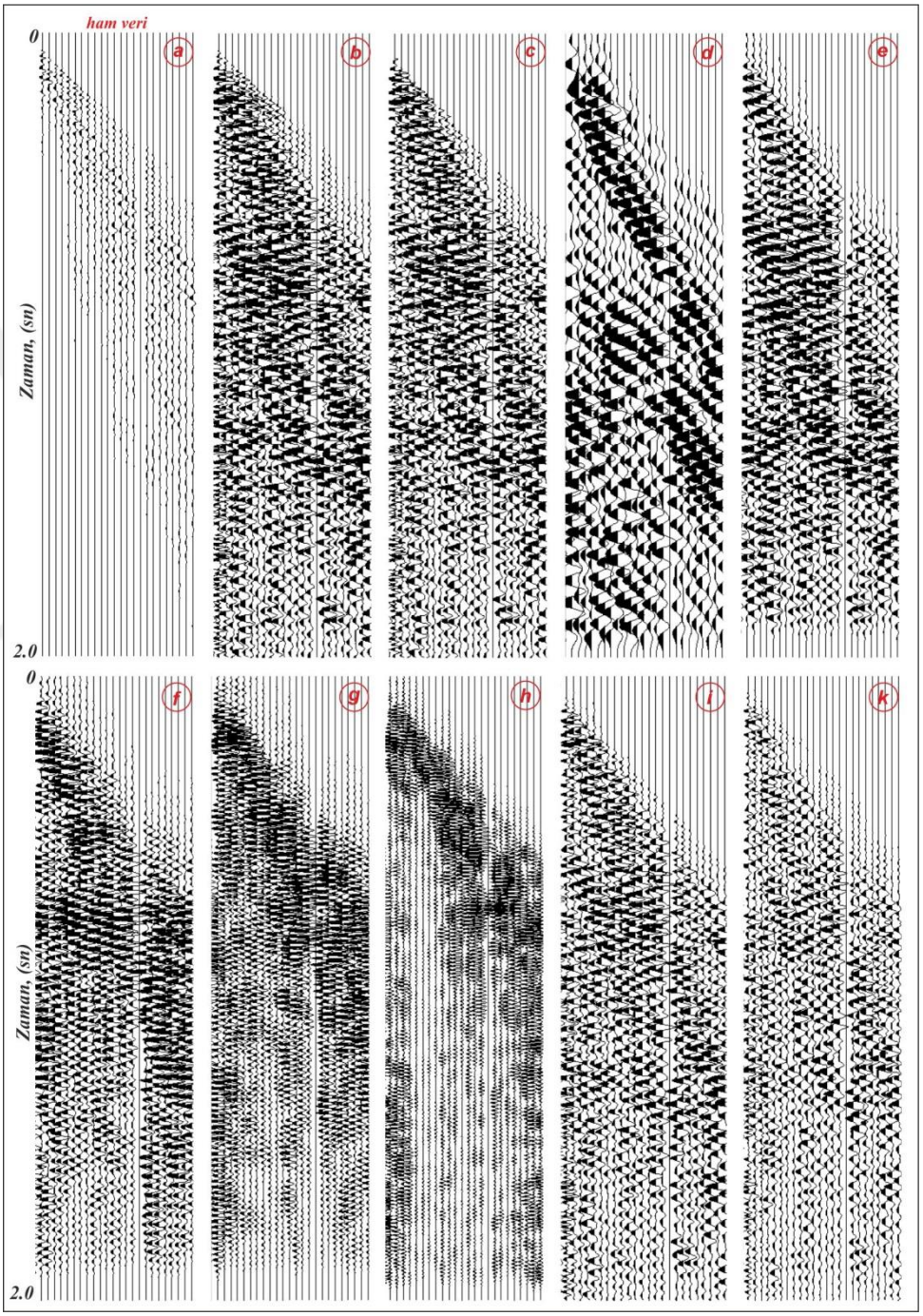


Şekil 4.22. SY-2 (Hacılar) profiline ait yükseklik grafiği (üstte) ve statik düzeltme yapılmış CDP (ortak orta nokta) kayıtları



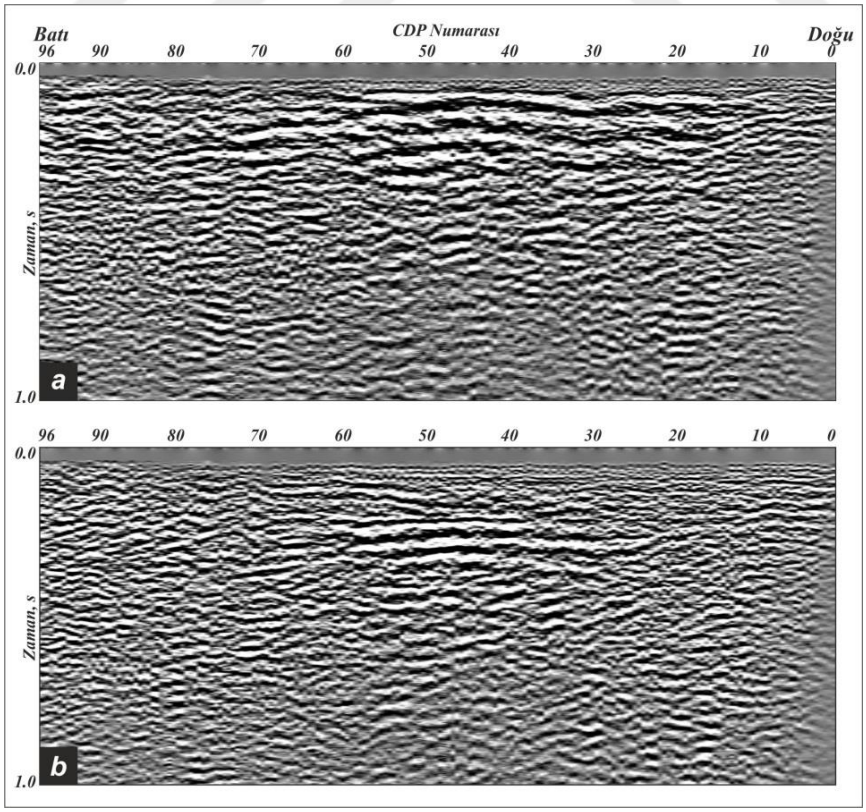
Şekil 4.23. SY-1(Yakaören) profiline ait yükseklik grafiği (üstte) ve statik düzeltme yapılmış CDP kayıtları

Sismik veride izlerin genlik değerlerinde açılım geometrisi veya zeminin soğurma etkisinden kaynaklı bir takım kayıplar görülebilir (Şekil 4.24a.). Genlik değerlerinde meydana gelen bu kayıp sismik yansıma profillerine uygulanan genlik fonksiyonu ve AGC genlik kazanımı ile giderilmiştir (Şekil 4.24b.)



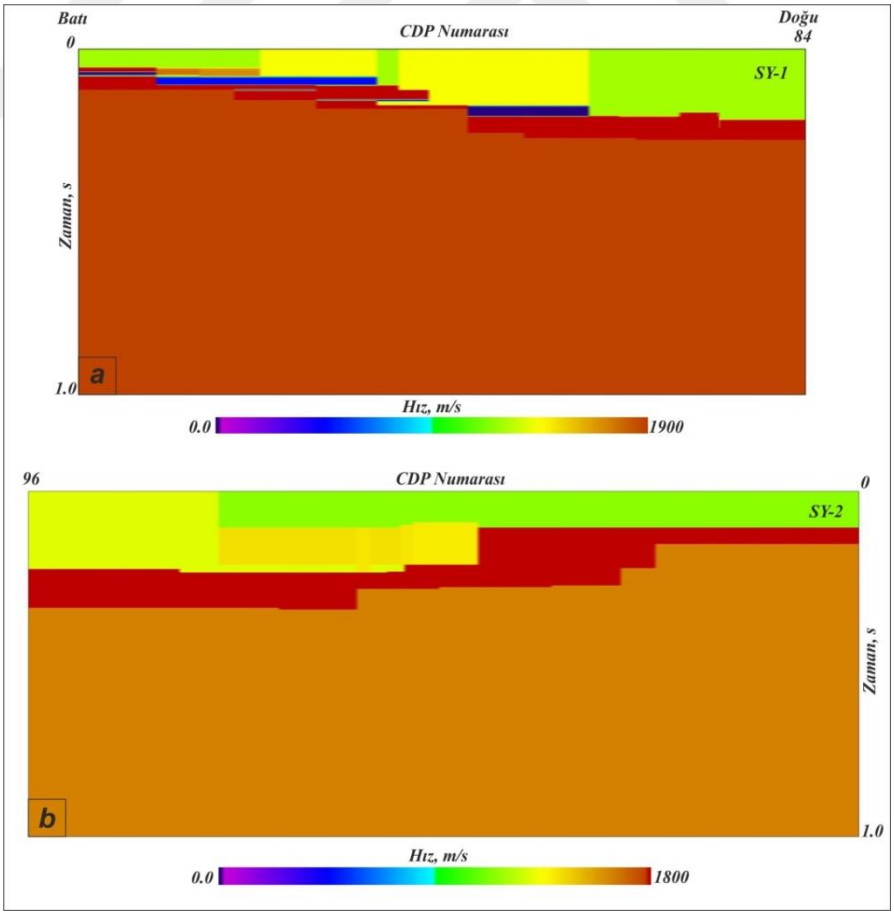
Şekil 4.24. Genlik kazanımı ve filtreleme işlemi (a) ham veri, (b) genlik kazanımı, (c) muting, (d) 0-15 Hz bant geçişli filtre, (e) 15-30 Hz bant geçişli filtre, (f) 30-45 Hz bant geçişli filtre, (g) 45-60 Hz bant geçişli filtre,(h) 60-75 Hz bant geçişli filtre, (i) 15-75 Hz bant geçişli filtre, (k) dekonvolüsyon uygulanmış veri

Atış kayırlarında S/G oranını azaltan iki önemli gürültünün varlığı dikkat çekmektedir. Bunlardan birincisi ilk varışlar, diğeri ise yüzey dalgalarından kaynaklı gürültülerdir (Şekil 4.24b.). Bu etkilerden birincisi olan ilk varışlar, muting (silme) işlemi ile veriden temizlenmiştir (Şekil 4.24c.). Veri setini yüzey dalgalarından temizleyebilmek için öncelikle verideki olayların frekans içeriği belirlenmelidir (Kanbur, 2002). Bu nedenle 0'dan 75 Hz'e kadar 15 Hz eşit frekans aralıklı band geçişli filtreleme yapılmıştır (Şekil 4.24d-h.). Şekilden görüldüğü üzere yansıma seviyeleri 15-75 Hz frekans bandında ortaya çıkmaktadır. Bu nedenle SY-2 profilinde 15-75 Hz band geçişli filtreleme uygulanmıştır (Şekil 4.24i.). SY-1 profilinde ise benzer şekilde frekans aralığı belirlenip 15-75 Hz arasında band geçişli filtreleme yapılmıştır. Hız analizinden önce düşey çözünürlüğü biraz daha arttırmak ve yansıtıcı yüzeylere ait izlerin belirginleştirilmesinde iğnecik dekonvolüsyonu uygulanmıştır (Şekil 4.24k.). Ancak yapılan dekonvolüsyon sonucu veride herhangi bir iyileşme gözlenmemiştir. Bu nedenle her iki veri setine dekonvolüsyon uygulanmamıştır. Veri işlemin takip eden aşamalarında dekonvolüsyon uygulanmamış filtreleme yapılmış veri ile tercih edilmiştir.



Şekil 4.25. SY-2 profilinde 1200 (a) ve 1700 (b) m/s sabit NMO hızlarıyla oluşturulmuş CDP yığma kesitleri

NMO hızı CDP yığmasında kullanılan hız olduğundan, sismik veri setinde ofset etkisi NMO düzeltmesi ile kaldırılabilir. Veri işlemde en önemli adımlardan biri olan bu adımda sabit NMO yığma hızındaki CDP görüntülerini elde etmek için 100 m/s aralıklı deneme amaçlı NMO hızları tanımlanmıştır. Bu tanımlamada deneme hızları 500-2200 m/s aralığında belirlenmiş ve yaklaşık her CDP noktasına pikleme yapılarak yanal hız geçişi yumuşatılmaya çalışılmıştır (Şekil 4.25.). Şekil 4.25.'de SY-2 profili için 1200 ve 1700 m/s deneme hızlarına ait sabit NMO hızı piklemesi ile oluşturulmuş yığma kesitleri görüntüsü verilmiştir. Burada amaç ara yüzeyleri temsil eden en uygun hız modelini oluşturmak ve bu modelden birleştirilmiş CDP yığmasını üretmektir. Bu bağlamda her iki yansıma profiline ait hız modelleri oluşturulmuştur (Şekil 4.26.). Bu işlemle her bir CDP grubuna belirli bir aralık için çok sayıda hız değeri seçilerek NMO düzeltmesi işlemi uygulanmıştır. Böylece bu CDP gruplarının yan yana çizdirilmesi ile SY-1 ve SY-2 sismik yansıma kesitlerine ulaşılmıştır (Şekil 4.27a. ve 4.28a.).



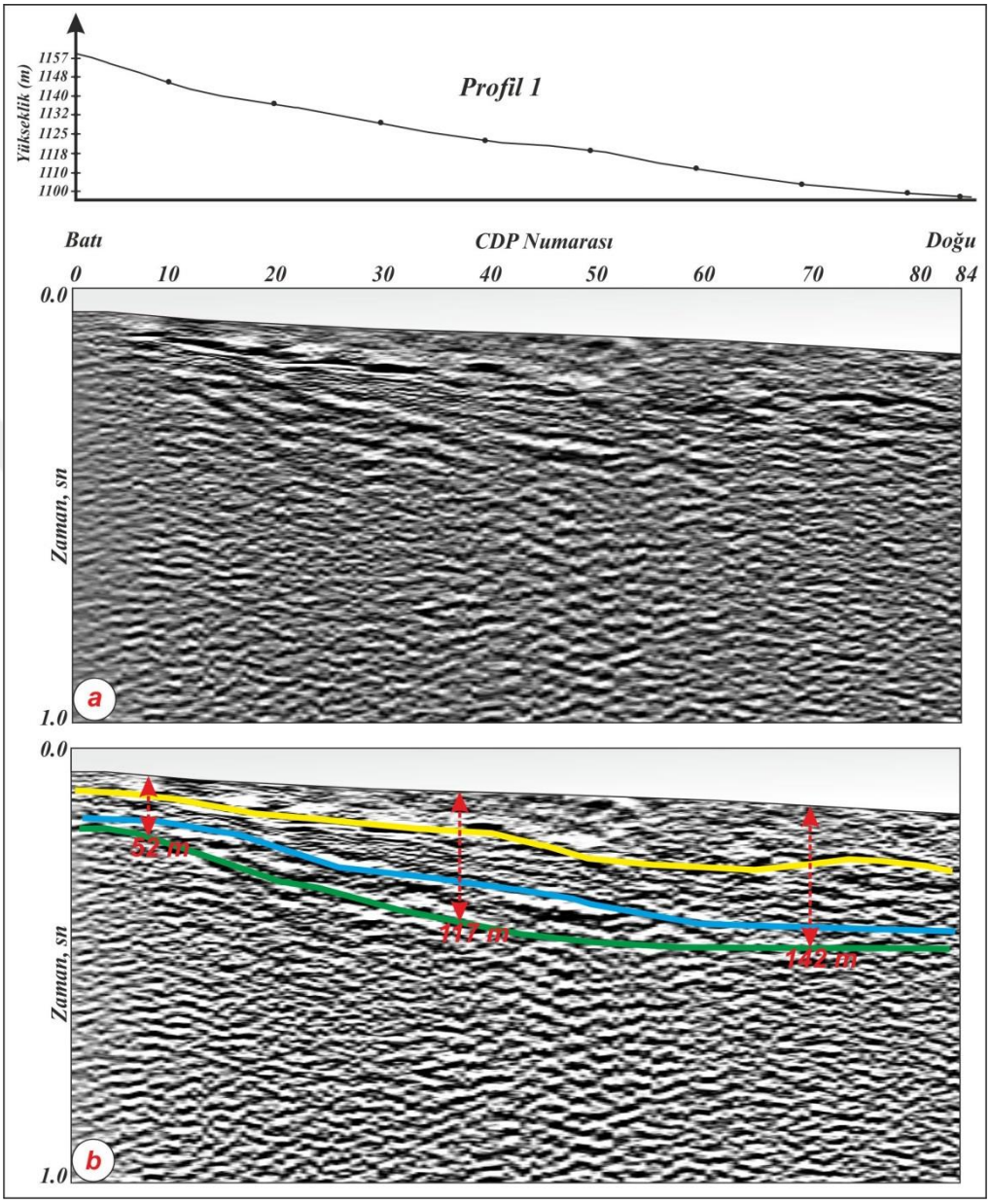
Şekil 4.26. Hız analizinden elde edilen SY-1 (a) ve SY-2 (2) profillerinin hız modelleri

4.3.3. Sismik yorumlama ve tartışma

Çalışma kapsamında sismik yansıma yöntemi Şekil 4.17.'de görüleceği gibi Isparta baseni kenarında iki profil üzerinde uygulanmış ve Şekil 4.27a. ve 4.28a.'da verilen yığma kesitleri elde edilmiştir. Zaman ortamında verilen bu kesitler, stratigrafik yorum yapılmasına imkan sunmasına karşın basen kenarı kalınlığına dair bir bilgi vermemektedir. Yansıma çalışmasındaki asıl amaç basen kenarındaki kalınlık bilgisinin elde edilmesi olduğu için zaman ortamındaki sismik yığma kesitleri derinlik kesitlerine dönüştürülmüştür. Derinlik dönüşümünde çözümlemeye sonig log veya kuyu atışı (VSP) bilgisinin dahil edilmesinin hata oranını oldukça düşüreceği bilinmektedir (Sefünç ve Vur, 2009). Ancak her iki sismik yansıma profiline yakın herhangi bir noktada sonik log veya kuyu atışı bilgisine dair hız verisinin olmaması, Şekil 4.26 verilen hız değerlerinden ortalama hızın Şefünç ve Vur (2009) tarafından ifade edildiği gibi Denklem 4.22'de yerine konulması ile derinlik dönüşümü gerçekleştirilmiştir (Şekil 4.27b. ve 4.28b.). Yansıma yönteminin kullanılmasındaki amaç ana kaya derinlik seviyesinin belirlenmesi olduğu için derinlik bilgisi sadece bu seviye için oluşturulmuştur.

Yaklaşık 1.1 km uzunluğunda ve 84 CDP'den meydana gelen SY-1 profilinde yüzeyden itibaren dört adet jeolojik tabaka ayırt edilmiştir (Şekil 4.27b.). Bu tabaklaşmada hedef seviye olan ana kaya sınırı yeşil renk ile çizilmiştir. Bu seviye üzerindeki birimler ise mavi ve sarı renk ile sınırlandırılmıştır. Burada ana kaya üzerindeki birimlerin üç tabaka ile sınırlıymış gibi görüntülenmesi, ana kaya seviyesinin ortaya çıkarılması üzerine veri kazanım ve işlem yapılması ile açıklanabilir. Öte yandan, sismik yansıma kesitlerinin yorumlanmasında kuyu verisi gibi bilgilerin olması, yorumcuya ciddi katkılar sağladığı da bilinmektedir. Bu amaçla, yansıma profilinin güneyinde DSİ tarafından açılan su kuyusuna ait litolojisi bilgisi (EK-2'de 3 numaralı sondaj kuyusu) (Şekil 4.17.) dikkate alındığında; ana kaya yapısının andezit, üzerindeki birimlerin ise volkanik malzeme içerikli çakıl, kum ve tüf-tüfit içerikli malzemeden meydana geldiği düşünülmektedir. Batıdan doğuya doğru CDP noktaları dikkate alındığında ana kaya 10. CDP noktasında 52 m,

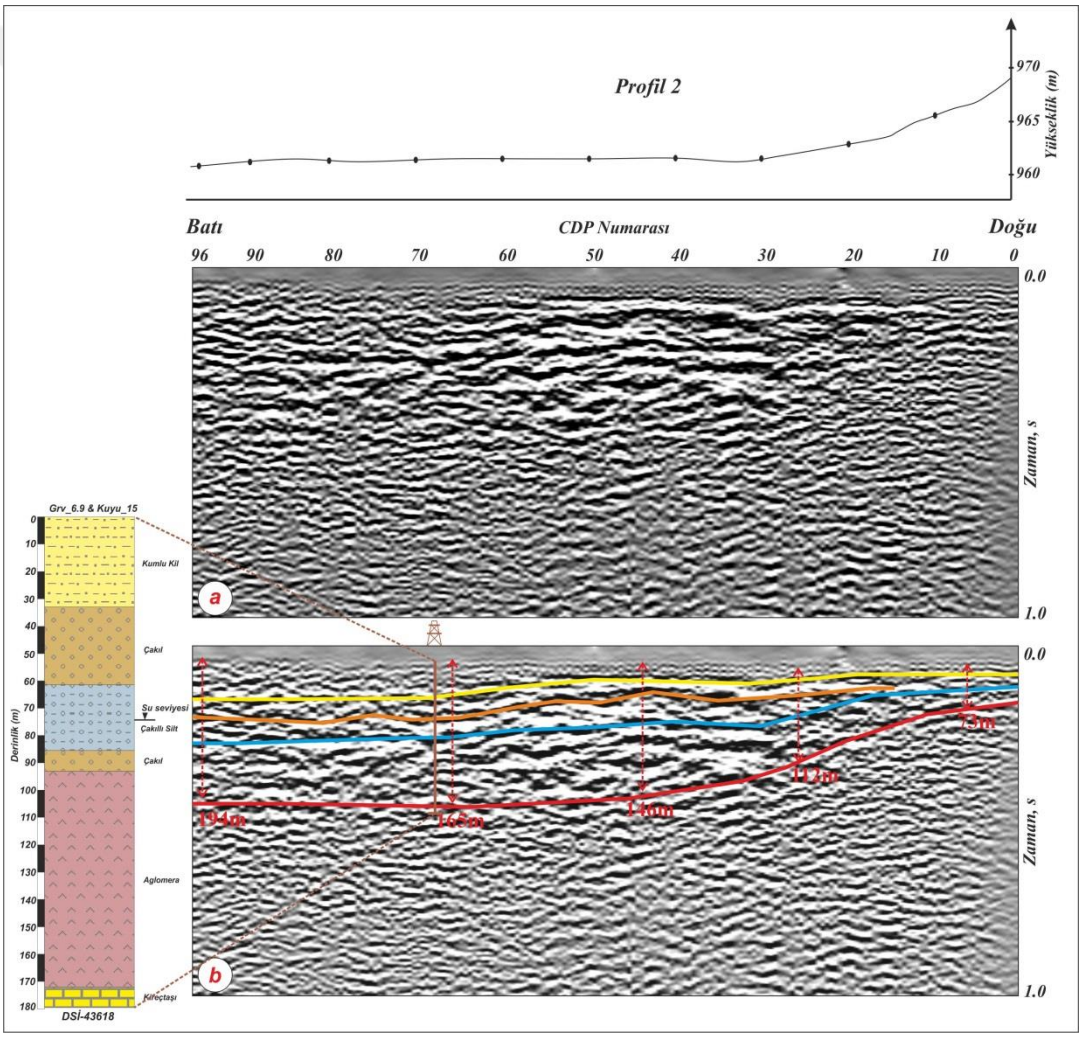
37. CDP noktasında 117 m ve 70. CDP noktasında ise 142 m derinlik seviyesinde izlenmektedir (Şekil 4.27b.).



Şekil 4.27. SY-1 profiline ait yorumlanmamış (a) ve derinlik dönüşümü yapılarak yorumlanmış (b) sismik kesit

Hacılar profiline ait yaklaşık 2.1 km uzunluğundaki yorumlanmış sismik yansıma kesiti Şekil 4.28b.'de verilmiştir. SY-1 profilinden farklı olarak SY-2 profli üzerinde 68. CDP noktasına karşılık gelen kısımda DSİ kuyu (EK-2'de 15 numaralı kuyu) verisi olması yansıma kesitinde stratigrafik sınırların belirlenmesine kolaylık sağlamıştır. Kuyu litolojisi ile oldukça uyumlu olan stratigrafik seviyeler kesitte

yüzeyden derine doğru sarı turuncu mavi renkler ile tanımlanmıştır. Hedef birim olan ana kaya ile bu sedimanlar arasındaki stratigrafik ayrım ise kırmızıçizgi ile seviyelendirilmiştir. Kesit üzerinde ana kaya olarak düşünülen seviye ile örtü sedimanlar arasındaki sismik refleksiyonların farklılığı oldukça dikkat çekicidir. Bu durum kuyu verisi de göz önüne alındığında çakıl ve aglomera içerikli sedimanlar ile kireçtaşı ana kaya seviyesi arasındaki hız tersliği ile açıklanabilir. Kesit üzerinde ana kaya derinlik değişimi seviyesi ise profil doğrultusu boyunca 8. CDP noktasında 73 m, 28. CDP noktasında 112 m, 45. CDP noktasında 146 m, 67. CDP noktasında 165 m ve 96. CDP noktasında 194 m olarak ortaya çıkmıştır.



Şekil 4.28. SY-2 profiline ait yorumlanmamış (a) ve derinlik dönüşümü yapılarak yorumlanmış (b) sismik kesit

Sonuç olarak bu tür çalışmalar açısından göreceli olarak kısa profiller olmasına karşın, basen içerisinde doğu-batı yönünde alınacak bir profilin kenarlarını

oluşturacak şekilde seçilmiş iki profilde sismik yansıma çalışması gerçekleştirilerek basen kenarı kalınlık bilgisi elde edilmiştir. Elde edilen bu veriler tezin bir sonraki bölümünde, üç boyutlu ana kaya derinlik dağılımı sonuçlarının korelasyonunda kullanılacaktır.

BÖLÜM 5. GRAVİTE YÖNTEMİ İLE ANA KAYA ANALİZİ

Gravite yöntemi, yer altında farklı derinlik ve kütlelerde olan jeolojik yapıların yer çekimi ivmesinde meydana getirdiği değişimlerin modellenip yorumlanması üzerine dayanmaktadır. Yöntem petrol doğal gaz zonlarının tespitinde tuz domları, bindirme, jeolojik kıvrımların ortaya çıkarılmasında; çeşitli maden sahalarının tespitinde; jeotermal saha tespitinde; derin kabuksal araştırmalarda ve çalışma kapsamında kullanıldığı gibi ana kaya sediman sınırının tespitinde kullanılmaktadır. Ayrıca yöntem arama ve bulma araştırmaları içerisinde ekonomikliği ile de ön plana çıkmaktadır. Farklı amaçlar için çözümlemeler sunan teknik tez kapsamında Isparta basen sınırı ile kalınlığının tespitinde ve basen içerisindeki lokal fayların tespitinde kullanılmıştır.

5.1. Gravite Yönteminin Temeli

Temel jeofizik tekniklerden birisi olan yöntem yerçekimi alanını kullanır. Yeraltının farklı yoğunluk, boyut ve derinlikte malzemelerden oluşmuş heterojen bir yapıda olması yerçekimi ivmesinin düşey bileşeninde küçük değişimlere neden olur. Bu değişimleri algılayacak şekilde geliştirilmiş cihazlar ile kaydedilen verilerin amaca göre değerlendirilip yorumlanması yöntemin esasını oluşturur (Reynolds, 2011). Yirminci yüzyılın başlarında özellikle petrol ve doğal gaz rezervuarlarının tespitinde kullanılan yöntem günümüzde hidrokarbon aramalarından arkeolojik aramalara kadar birçok alanda kullanılmaktadır (Komazawa ve ark., 2002; Sheriff, 2002; Pacheco ve ark., 2006; Özalaybey ve ark., 2011; Setyawan ve ark., 2015; Akyol, 2016).

Yöntemin esasında yer alan çekim kuvveti, çekim ivmesi ve potansiyel kavram Newton kanunları ile açıklanabilir. Potansiyel teoriden bilindiği üzere iki m_1 ve m_2 kütlesinin birbiri üzerine uyguladıkları çekim; kütlelerin arasındaki uzaklığın

karesiyle ters, birbirlerine etkileriyle doğru orantılıdır (Ergin, 1973; Telford ve ark., 1976).

$$F = G\frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (5.1)$$

Burda gravitasyon sabiti G ile tanımlanır ve mks birim sisteminde $6.67x10^{-11}$ m^3 kg/sn^2, cgs birim sisteminde $6.67x10^{-8}$ cm^3 gr/sn^2 olarak tanımlanır. Bu iki kütle temelde aynı oranda birbirlerini çekseler de Newton'un ikinci kanuna göre çeken kütlenin oluşturduğu çekim alanı kütlenin hareketi ile orantılıdır ve

$$F = m.a \quad (5.2)$$

ile verilir. Bu denklemde F yerine denklem 5.1 bağıntısı yazılırsa denklem

$$a = G\frac{M}{r^2} \quad (5.3)$$

olarak tanımlanır. Ancak gravite prospeksiyonda çekim ivmesi *g* ile tanımlandığı için

$$g = G\frac{M}{r^2} \quad (5.4)$$

bağıntısı elde edilir.

5.1.1. Gravite potansiyeli

Newton potansiyeli olarak da tanımlanan gravite potansiyeli birim kütlenin Şekil 5.1.'de gösterildiği gibi Z noktasından *Y* noktasına kadar izlediği yola değil hareketin başlangıç ve bitiş konumuna bağlıdır. Bir başka deyişle bu potansiyel çekilen kütlenin uzak bir noktadan bilinen bir noktaya getirmek işin yapılan işe eşittir (Sanver ve İşseven, 2007). Buda gravite alanın konservatif olduğunu ve skaler bir büyüklüğe sahip olduğunu gösterir (Telford ve ark., 1976).

Nokta olarak alınan m kütlesinin kendisinden r_1 uzaklıktaki *Y* noktasındaki bir kütleye etki eden kuvvetin büyüklüğü denklem 5.4 eşitliğine benzetilerek

$$F = G\frac{M}{r_1^2} \tag{5.5}$$

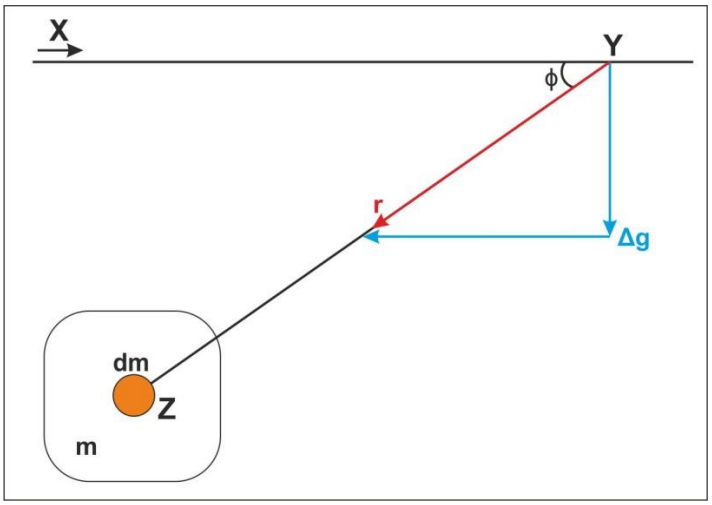
şeklinde yazılabilir. Gravite potansiyeli *U* ile tanımlanırsa, Şekil 5.1.'de *Y* noktasındaki gravite potansiyeli

$$U_Y = G.m/r \tag{5.6}$$

ile formülüze edilir. Şekil 5.1.'de verildiği gibi tek bir kütle yerine n sayıda ve m_1, m_2, m_3, ……., m_n kütlelerinin *Y* noktasındaki potansiyeli

$$Uy = G\left(\frac{m_1}{r_1} + \frac{m_2}{r_2} + \ldots\ldots + \frac{m_n}{r_n}\right) = G\sum_{i=1}^{n}\frac{m_i}{r_i} \tag{5.7}$$

ile hesaplanır.



Şekil 5.1. V hacimli m kütlesinin Y noktasındaki potansiyeli (Blakely, 1996'ten düzenlenmiştir)

Skaler bir alanı ifade eden gravite potansiyeli, kütlenin bulunmadığı yoğunluğun sabit olduğu bir yüzeyde Laplace eşitliği (Denklem 5.8) ile ifade edilir.

$$\nabla^2 U = \nabla.\nabla U = 0 \tag{5.8}$$

Verilen eşitlik çözümlenirken problemin sınır koşullarına göre bir koordinat sisteminde tanımlanması gereklidir (Sanver ve İşseven, 2007). Denklem 5.8'de verilen eşitlik kartezyen (Denklem 5.9), silindirik (Denklem 5.10) ve küresel (Denklem 5.11) koordinat sistemlerinde şu şekilde ifade edilir;

$$\nabla^2 U = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \tag{5.9}$$

$$\nabla^2 U = \frac{1\partial}{r\partial r}\left(\frac{r\partial U}{\partial r}\right) + \frac{1}{r^2}\frac{\partial^2 U}{\partial \emptyset^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \tag{5.10}$$

$$\nabla^2 U = \frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left(r^2 \frac{\partial U}{\partial r}\right) + \frac{1}{r^2 \sin\theta}\frac{\partial}{\partial \theta}\left(\sin\theta \frac{\partial U}{\partial \theta}\right) + \frac{1}{r^2 sin^2\theta}\left(\frac{\partial^2 U}{\partial \emptyset^2}\right) = 0 \tag{5.11}$$

Potansiyel alan içerisinde *M* büyüklüğünde bir kütlenin olması durumunda ise gravite potansiyeli diverjans teoreminden Poisson eşitliğini sağlayarak

$$\nabla^2 U = -4\pi G M \tag{5.12}$$

elde edilir (Parasnis, 1989). Eğer nokta kütleyi kaplayacak sonsuz bir *V* hacmi olması durumunda (Denklem 5.12) eşitliği kütlenin yoğunluğu (ρ) kullanılarak aşağıdaki şekilde yazılabilir (Oruç, 2013).

$$\nabla^2 U = 4\pi G \rho \tag{5.13}$$

Bu şekilde ifade edilen *M* kütlesinin ise Şekil 5.1.'de *Y* noktasına uyguladığı ivme,

$$\vec{g} = -grad\ U = -\left(\vec{\imath}\frac{\partial U}{\partial x} + \vec{\jmath}\frac{\partial U}{\partial y} + \vec{k}\frac{\partial U}{\partial z}\right) \tag{5.14}$$

ile tanımlanır ve burdan gravite vektörünün bileşenleri (koordinat eksenleri düzleminde);

$$g_x = -\frac{\partial U}{\partial x} = G \iiint \frac{(x-x')dm}{r^3} \tag{5.15}$$

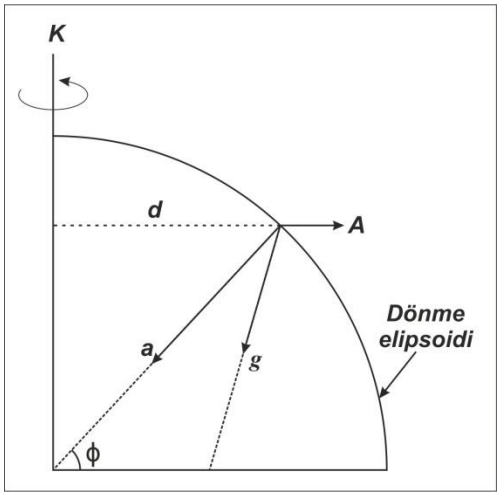
$$g_y = -\frac{\partial U}{\partial y} = G \iiint \frac{(y-y')dm}{r^3} \quad (5.16)$$

$$g_x = -\frac{\partial U}{\partial z} = G \iiint \frac{(z-z')dm}{r^3} \quad (5.17)$$

ile elde edilir (Ergin, 1973). Prospeksiyon çalışmalarında gravite ivmesinin düşey bileşeni ölçüldüğü için g ile gösterilen değer aslında denklem 5.17 eşitliğindeki g_z bileşenidir.

5.1.2. Gravitenin yeryüzünde değişimi

Yerkürenin şeklinin kutuplarda basık ekvatorda şişkin olması, denklem 5.4'de verilen eşitliğin dünyanın herhangi bir noktasındaki uygulanabilirliğini olumsuz yönde etkilemektedir. Verilen eşitlikte paydada yer alan dünyanın yarıçapının, kutuplarda ekvatora göre daha küçük olması g ile tanımlanan yer çekimi ivmesinin kutuplarda ekvatora göre daha yüksek olmasına neden olmaktadır. Yerçekimi ivmesine aynı etki eden bir diğer kuvvet ise dünyanın dönme hareketinden kaynaklanan merkezkaç kuvvetidir (Şekil 5.2.).



Şekil 5.2. Yerkürenin herhangi bir noktasında yer çekimi ivmesi ve merkezkaç kuvveti (Reynolds, 2011)

Referans Sferoidi ve jeoid bu kavramları açıklayabilmek için geliştirilmiş modellerdir. Bu modellerden dönme elipsoidi veya referans sferoidi matematiksel bir model olup g ile tanımlanan yer çekimi ivmesi vektörüne her zaman dik bir

eşpotansiyel alan olarak tanımlanır (Akçığ ve Pınar, 2000; Sanver ve İşseven, 2007). Bu modelde kutuplardan ekvatora kadar olan değişim

$$a = w^2 d \tag{5.18}$$

ile tanımlanabilir. Burada; *a* merkezkaç kuvveti, *w* yerkürenin dönme hareketinin açısal hızı, *d* ise herhangi bir noktada dönen cismin dönme merkezine olan uzaklığıdır (Şekil 5.2.). Bu doğrultuda oluşturulmuş belirli bir enlem değerindeki teorik çekim ivmesi ise genel olarak

$$g = g_0(1 + \alpha sin^2\emptyset + \beta sin^2 2\emptyset) \tag{5.19}$$

ile verilir. Bu eşitlikte; g_0 ekvatordaki gravite değeri, ϕ enlem, α ve β ise açısal hız ile basıklığa bağlı sabitlerdir (Telford ve ark., 1976). Jeoid model, referans sferoid modelinin yerkürede yanal yoğunluk ve yükselti değişimlerinden kaynaklı ideal bir model olmamasından dolayı Jeoid model geliştirilmiştir. Ortalama deniz seviyesinden geçen jeoid yüzey, okyanuslarda sferiodin altından karalarda ise sferoidin üstünden geçmektedir ve bu iki eş potansiyel yüzey arasında fark yaklaşık 50 m seviyesindedir.

5.2. Gravite Verilerine Uygulanan Düzeltmeler

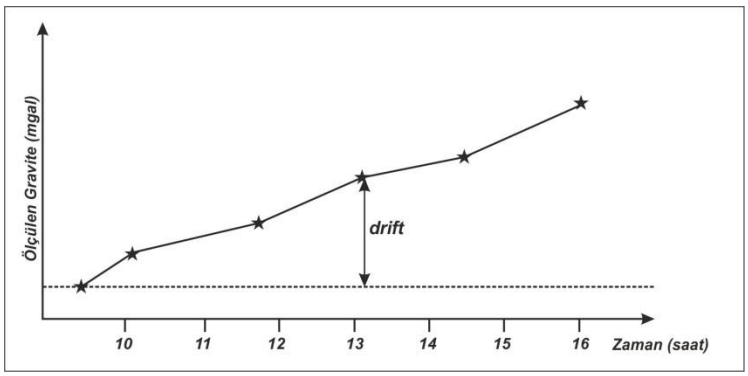
Gravite ölçümleri, yeryüzü şekilleri ve diğer yeraltı kaynaklarının etkilerinden dolayı bazı düzeltmelere ihtiyaç duyar. Prospeksiyon amaçlı çalışmalarda kullanılan gravimetreler mutlak gravite değerinden ziyade bağıl gravite değerini ölçmede kullanıldığı için bu değerlere, yerküre üzerinde meydana gelen çekim ve merkezkaç kuvvetlerinden farklı olarak yerkürenin şekli ile ilgili bir takım etkiler girebilmektedir. Genellikle düzgün ve yavaş bir şekilde değişim gösteren gravite verilerinden bu düzensizliklerin ortadan kaldırılması değerlendirme ve yorumlamada yanlışlıkların önüne geçecektir (Akçığ ve Pınar, 2000).

Bu etkilerin giderilmesi için ölçülen gravite verilerinden yapılan düzeltmeler aşağıda sıralanmış olup devam eden bölümde açıklanacaktır.

a) Drift düzeltmesi
b) Gel-Git (Tide) düzeltmesi
c) Enlem (Latitude)düzeltmesi
d) Yükseklik (Elevation) düzeltmesi
   - Serbest hava (Free-air) düzeltmesi
   - Bouguer düzeltmesi
e) Topoğrafya (Terrain) düzeltmesi
f) İzostazi düzeltmesi

5.2.1. Drift düzeltmesi

Gravimetrelerin uzun süreli kullanımda gerek ortamın fiziksel şartları (sıcaklık, basınç, vb.) gerekse ölçüm sürecinde taşıma esnasında meydana gelen sarsıntılardan kaynaklı alet içerisindeki hassas yayın elastik özelliklerinde değişim meydana gelebilir. Alet drifti olarak tanımlanan bu durum gün içerisinde her 1-2 saatlik zaman aralığında belirli bir baz noktasında ölçüm yapılarak giderilebilir (Reynolds, 2011). Baz noktasında alınan ölçümler zaman eksenine karşılık ölçülen gravite ekseninde çizdirilirse oluşan eğrinin referans noktası ile arasındaki farkı düzeltilecek drift değerine karşılık gelecektir (Şekil 5.3.). Bu şekilde düzeltilecek drift değeri birçok gravimetrede lineer olarak gözlenmesi beklense de, drift eğer 1 mgal'den büyükse kullanılan cihaz kontrol edilmelidir (Parasnis, 1989).



Şekil 5.3. Drift düzeltmesi şematik gösterimi (yıldız ile gösterilenler baz noktası ölçümleri)

5.2.2. Gel-Git düzeltmesi

Güneş ve aydan kaynaklı gelgitler yerkürenin gravite alanında değişimlere neden olur. Bu etkilerden kaynaklı gravite ölçümlerinde en fazla 0.3 *mgal*'e kadar çok küçük miktarda değişim meydana gelir (Blakely, 1996). Gravite ölçümlerinden bu etkinin giderilmesi işlemi gel-git düzeltmesi olarak tanımlanır. Birkaç saatlik ölçümlerde bu etkiyi doğrusal saymak ve drift kaymasının bir parçası gibi kabul edilerek veriden uzaklaştırılabilir. Uzun süreli etüt çalışmalarında Avrupa Jeofizikçiler Birliği tarafından yayınlanan gel-git etkileri ölçümleri kullanılabileceği gibi aşağıdaki formül ile de belli bir zaman diliminde ay ve güneşten kaynaklı etki hesaplanabilir (Kenar, 1998).

$$g = \frac{3GrM_{ay}}{2D_{ay}^3}\left(\cos 2\alpha_{ay} + \frac{1}{3}\right) + \frac{3GrM_{güneş}}{2D_{güneş}^3}\left(\cos 2\alpha_{güneş} + \frac{1}{3}\right) \quad (5.20)$$

Eşitlikte; *r* yerküre çapı, *M* ay ve güneş kütleleri, α jeosanstik açı olak tanımlanır.

5.2.3. Enlem düzeltmesi

Yerkürenin elipsoid şekli (kutuplarda basık ekvatorda şişik) yerçekimi ivmesinin kutuplardan ekvatora doğru değişimine neden olduğu daha önceki bölümlerde verilmişti. Yerküre üzerinde herhangi bir noktada ölçülen gravite ivmesi Şekil 5.2.'den görüleceği üzere yerin merkezine doğru çekim vektörü ile merkezkaç kuvvetinin bileşkesidir. Bu durumda eğer çalışma alanı yeteri kadar büyükse denklem 5.19 kullanılarak kuzey-güney yönünde enleme bağlı değişim hesaplanarak ölçülen gravite noktasının indirgeme enlemine olan konumuna göre eklenir veya eksiltilir (Reynolds, 2011; Oruç, 2013). Ancak prospeksiyon amaçlı maden ve mühendislik çalışmalarında araştırma alanı çoğunlukla birkaç km ile sınırlıdır. Bu durumda 1-2 km (yaklaşık 0,5-1 derecelik enlem) başına değişim miktarı denklem 5.19'un türevi alınarak

$$k = 0.8122 \sin 2\varphi \quad (5.21)$$

ile hesaplanır. Burda φ ile ifade edilen baz olarak alınan çalışma alanın ortasından geçen enlem açısıdır. Kuzey yarım kürede denklem 5.21'den elde edilen değer ölçüm noktasının baz enleminin kuzeyinde olması durumunda negatif, güzeyinde olması durumunda ise pozitif miktarda ölçülen gravite değerine etki eder. Güney yarım kürede yapılan çalışmalarda yukarda ifade dilen işaretlerin tersi alınmalıdır.

5.2.4. Yükseklik düzeltmesi

Gravite ölçüm noktalarının yerleri yerkürenin şeklinden kaynaklı yerin merkezine farklı mesafede olacaktır. Bu yükseklik farkından dolayı verilerde oluşmuş etkinin giderilmesi yükseklik düzeltmesi olarak tanımlanır ve iki kısımda incelenir.

5.2.4.1. Serbest hava düzeltmesi

Gravite ölçümleri eğer deniz üzerinde alınsaydı, ölçüm noktaları arasında herhangi bir yükseklik değişimi olmayacaktı. Ancak karada ölçüm noktaları topoğrafyadan kaynaklı aynı yükseklik seviyesinde bulmak pek mümkün değildir. Yerçekimi ivmesinin uzaklığın karesi ile ters orantılı olarak değişimi deniz seviyesinden üst kotlara doğru gravite ivmesinin azalmasına neden olacaktır (Blakely, 1996). Bu etki ölçümlerin bir referans düzleme indirgenmesi ile giderilir. Burada referans düzlem herhangi bir yükseklik alınabileceği gibi deniz seviyesi de alınabilir (Sanver ve İşseven, 2007). Serbest hava düzeltmesi indirgeme düzlemi ile ölçüm noktası arasında kütlenin bulunmadığı kabulü ile aşağıdaki eşitlik kullanılarak gerçekleştirilir.

$$\mathrm{g} = -0.3086h\ mgal/m \tag{5.22}$$

Verilen eşitlikte h yüksekliğinde gravite değerinin azaldığını ve bu değerin ölçülen değere eklenmesi gerektiğini göstermektedir. Ancak serbest hava düzeltmesinde ölçüm noktası ile indirgeme düzlemi arasında kütlenin bulunmadığı var sayılır. Bu nedenle iki düzey arasındaki ρ yoğunluklu kütlenin de ölçümler üzerindeki etkisi hesaplanmalıdır.

5.2.4.2. Bouguer düzeltmesi

Serbest hava düzeltmesi gözlenen ve deniz seviyesi arasındaki kütlenin olmadığı varsayımına dayanmaktadır. Bu yaklaşım doğru olmakla birlikte ölçülen gravite verilerine bu iki düzlem arasında kalan ρ yoğunluklu kütlenin de etkisi vardır. Kütleden kaynaklı bu etkinin giderilmesi Bouguer düzeltmesi olarak tanımlanır (Akçığ ve Pınar, 2000). Düzeltmede ölçüm noktası ile referans düzlem arasında h yüksekliğinde ve sonsuz yarıçaplı bir silindirin olduğu varsayılır. Silindir üzerinde bir noktanın gravite çekimi;

$$\Delta g = 2\pi G\rho h \tag{5.23}$$

ile hesaplanır. Eşitlikte 2πG teriminin sabit olmasından eşitlik

$$g = 0.04191\ \rho h\ \ mgal \tag{5.24}$$

şeklinde yazılabilir ve buda Bouguer düzeltmesidir. Denklem 5.22 ve 5.24 bağıntılarının toplamı ile oluşan

$$g = (0.3086 - 0.04191\rho)h \tag{5.25}$$

bağıntısı yükseklik düzeltmesi olarak verilir.

5.2.5. Topoğrafya düzeltmesi

Bu düzeltme yükseklik düzeltmesinde Bouguer düzeltmesinin devamı olarak tanımlanabilir. Denklem 5.24'de ölçüm noktası seviyesi ile bu seviye altında kalan çukur bölgeler için yoğunluk değeri olmamasında karşın yoğunluk bilgisi varmış gibi bir varsayım yapıldı. Ancak topoğrafyadaki engebelerden kaynaklı bu düzensizlikler gravite verilerinde düzeltme yapılmasını gerektirmektedir (Kenar, 1998). Farklı uygulama yöntemleri olan topoğrafya düzeltmesi düşey silindir modeli Hammer, dikdörtgen prizmatik yaklaşım modeli ile yapılabilir.

Bu modellemelerden hammer yöntemi, uygulamada kolaylık sunmasına karşın belirli bir programlama rutinin olmaması tekniği dezavantajlı hale getirmektedir. Yöntemi kullanarak topoğrafya düzeltmesi r_1 ve r_2 yarıçaplı iç içe geçmiş iki silindirin orta eksenlerinden geçen bir *A* noktadaki silindir diliminin çekim kuvveti hesaplanarak yapılabilir (Parasnis, 1989). Bu kuvvet

$$g_A = 2\pi G\rho \int_h^{\Delta h} \left(\frac{1}{(r_1{}^2+z^2)^{1/2}} - \frac{1}{(r_2{}^2+z^2)^{1/2}} \right) z\, dz \tag{5.26}$$

bağıntısı ile hesaplanır. Eğer çekim etkisi iç içe geçmiş silindirin merkezi alınırsa h=0 olacaktır ve eşitlik

$$gA = 2\pi G\rho \int_0^{\Delta h} \left(\frac{1}{(r_1{}^2+z^2)^{1/2}} - \frac{1}{(r_2{}^2+z^2)^{1/2}} \right) z\, dz \tag{5.27}$$

şeklini alacaktır. Eğer integral çözümlenirse,

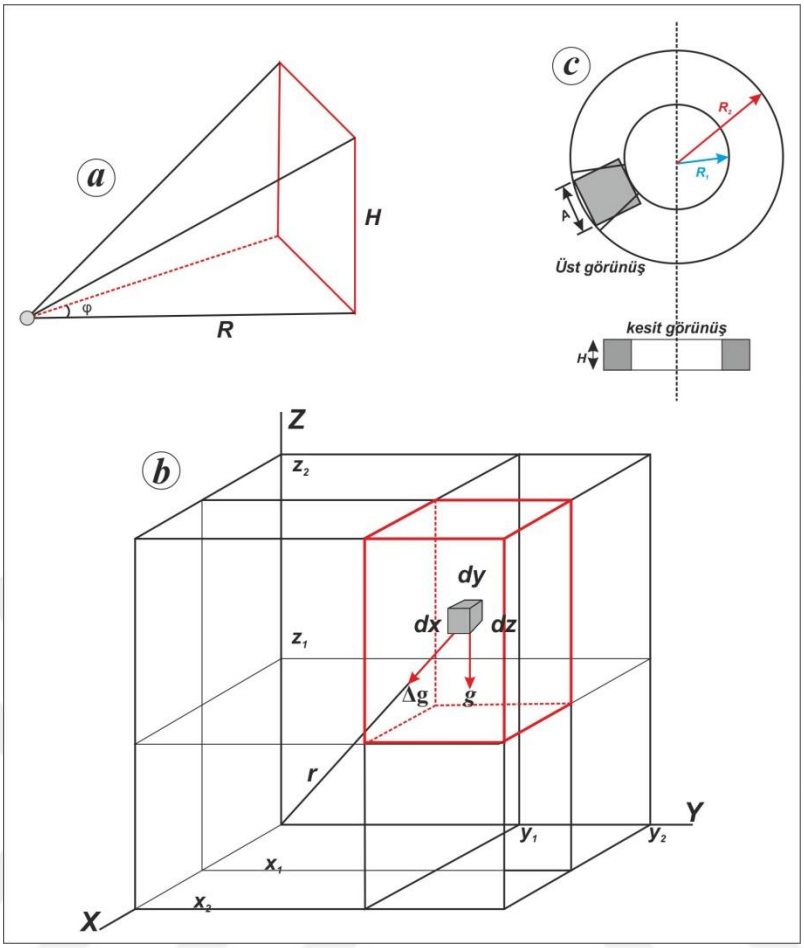
$$\Delta g = 2\pi G\rho \left[r_{2-} r_1 + \sqrt{r_1^2 + \Delta h^2} - \sqrt{r_2^2 + \Delta h^2} \right] \tag{5.28}$$

topoğrafya düzeltmesi bağıntısı elde edilecektir.

Düşey prizmalar yöntemi aslında Kane (1962) ve Naggy (1966) bağıntılarının bir arada kullanımı olarak kabul edilebilir (Oruç, 2013). Kane (1962) ölçüm noktasındaki topoğrafya etkisi yakın, orta ve uzak zon etkisi olarak tanımlamıştır. Merkezden bir birim uzaklıktaki hücre arasındaki bölge olarak tanımlanan yakın zondaki düzeltme

$$g_y = G\rho\varphi \left(R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2+H^2}} \right) \tag{5.29}$$

ile verilir. Burda; ρ alanın yoğunluğunu, R grid aralığını, φ merkez noktanın yatayla yaptığı açı, H ise ölçü noktası yüksekliği ile diyagonal köşe arasındaki farkı göstermektedir (Şekil 5.4a.).



Şekil 5.4. Düşey prizmalar yaklaşımı ile topoğrafya düzeltmesi türleri a) yakın zon b) orta zon c) uzak zon (Geosoft, 2010)

Bir birim ile sekiz birim arasındaki alanı kapsayan orta zondaki (Şekil 5.4b.) düzelteme Naggy (1966) tarafından

$$g_o = -G\rho \left|\begin{matrix} z_2 \\ z_1 \end{matrix}\right| \left|\begin{matrix} y_2 \\ y_1 \end{matrix}\right| \left|\begin{matrix} x_2 \\ x_1 \end{matrix}\right| x\ln(y+R) + y\ln(x+R) + Z\arctan\frac{ZR}{xy} \quad (5.30)$$

ile tanımlanmıştır. Burda; x, y, z prizma köşe koordinatlarını, R ise ölçü noktası ile birim kütle arasındaki mesafedir.

Merkezden 8 birim mesafedeki hücreden sonraki uzaklığı temsil eden uzak zondaki topoğrafya etkisi

$$g_u = 2G\rho A^2 \frac{R_2 - R_1\sqrt{{R_1}^2+H^2} - \sqrt{{R_2}^2+H^2}}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad (5.31)$$

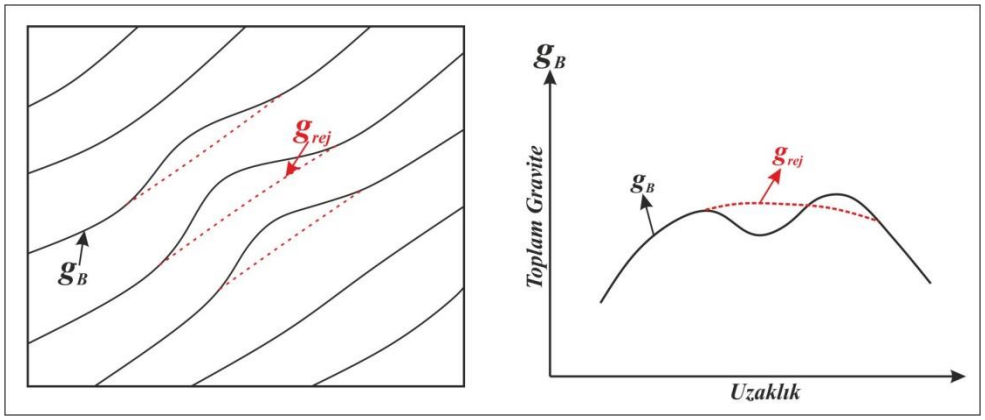
eşitliği ile giderilebilir. Burada; *A* prizmanın yatay uzunluğunu, *H* prizmanın yüksekliğini, R_2 ve R_1 sırayla dış ve iç halka yarıçapı ifade eder (Şekil 5.4c.). Bu yaklaşımlar neticesinde düşey prizmalar modeli ile topoğrafya düzeltmesi yakın (g_y), orta (g_o) ve uzak (g_u) zonların toplamına eşittir (Geosoft, 2010).

5.2.6. İzostazi düzeltmesi

Yoğunluk dağılımı yer içinde hem düşey hem de yatay doğrultuda değişiminden kaynaklı etkilerin gravite verilerinden uzaklaştırılmasıdır. Prospeksiyon amaçlı çalışmalar daha çok sığ yüzeye yakın alanları kapsadığı için bu tür çalışmalarda kullanılmaz. Bu düzeltme daha çok rejyonel jeodezik çalışmalarda yüksek dağ eteklerinde ve kara-okyanus sınırlarında uygulanır (Kenar, 1998; Akçığ ve Pınar, 2000).

5.3. Rejyonal Rezidüel Ayrımı

Çeşitli düzeltmeler yapılmış gravite verilerinin yorumlanması aslında anomalilere neden olan kaynakların ve çeşitli jeolojik yapıların tespit edilmesi olarak tanımlanabilir. Ancak yer çekimi ivmesini oluşturan potansiyel, yer içindeki tüm etkilerin birleşimi oluştuğu için belirsizliğe yatkındır ve modellemenin çok dikkatli yapılmasını gerektirir (Mallick ve ark., 2012). Bir başka ifadeyle Bouguer gravite değeri, farklı derinlik, kütle ve boyutlardaki yapıların derinden yüzeye kadar olan etkileri toplamıdır ($g_B=g_{rej}+g_{rez}$) (Oruç, 2013). Gravite çalışmalarında genel olarak bölgesel etkinin yerel etkiyi maskelemesi (Sanver ve İşseven, 2007), ayrım yapılmaksızın yapılan modelleme ve yorumlamanın doğruyu temsil etmemesine neden olacaktır. Buda çalışmanın amacına göre derin (rejyonal) ve sığ (rezidüzel) etkilerin birbirinden ayrılmasını gerektirir. Burada dikkat edilmesi gereken nokta ayrım yapılırken hedef yapı ve seviyedeki kütlelere ait anomaliye zarar verilmemesi gerektiğidir.



Şekil 5.5. Bouguer anomali haritasında rejyonel rezidüel ayrımı

Şekil 5.5.'de verilen Bouguer anomali haritası incelendiğinde derindeki yapıların etkisi düzgün ve yavaş değişim sunarken, yüzeye yakın yapılar hızlı ve ani anomali değişimi göstermektedir. Bununla birlikte daha derinden büyük alanları temsil eden rejyonal etkiler büyük genlikli ve dalga boylu gözlenirken, daha sığ ve küçük alanları temsil eden rezidüel etkiler daha küçük genlikli ve dalga boyludur.

Bu iki etkinin birbirinden ayrılmasında; ortalama değer (Grifin), trend analizi (en küçük kareler), sayısal süzgeçler, düşey türev ve analitik uzanım yöntemleri geliştirilmiştir. Uygulama şekline göre ayrımlanan bu tekniklerin ayrı avantaj ve dezavantajları bulunmaktadır. Araştırma kapsamında bölgesel anomali ile yerel anomaliyi ayırmada sıkça kullanılan yöntemlerden sayısal süzgeçleme ve trend analizi yöntemleri kullanılacaktır. Bu nedenle devam eden bölümde bu iki analize dair bilgiler verilecektir.

5.3.1. Sayısal süzgeçleme yöntemi

Süzgeçleme işlemi Bouguer anomali haritasında rejyonal veya rezidüel etkinin veriden süzülerek amaca uygun veri setinin oluşturulmasıdır. Matematiksel ifade olan konvolüsyon işlemi olarak bilinen süzgeç fonksiyonu bir boyutlu *f(x)* uzunluk ortamında

$$\bar{v}(x) = \int_{-\infty}^{\infty} f(a)\, v(x-a)\, da \qquad (5.32)$$

bağıntısı ile verilirken, iki boyutlu *f(x,y)*uzunluk ortamında

$$\bar{v}(x,y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(a,b)\, v(x-a,\ y-b)\, da\, db \qquad (5.33)$$

ile tanımlanır. Bu bağıntıda görüleceği üzere süzgeç fonksiyonun boyu ve giriş verisi sonsuz uzunluktadır. Ancak saha çalışmalarında kullanılan veriler sonlu uzunlukta olduğu için denklem 5.33 bağıntısı

$$\bar{v}(x,y) = \int_{-x}^{x} \int_{-y}^{y} f(a,b)\, v(x-a,\ y-b)\, da\, db \qquad (5.34)$$

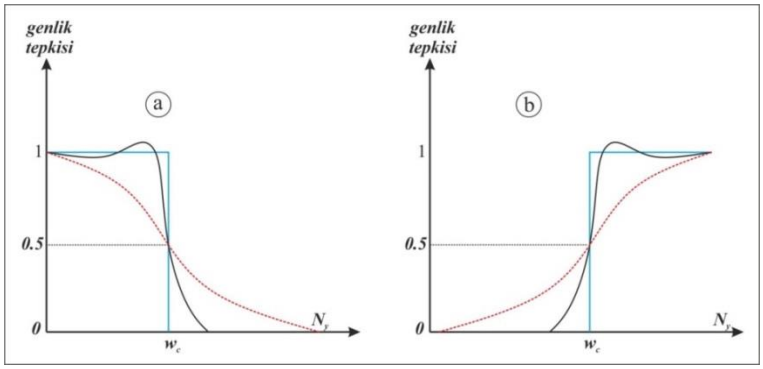
şeklini alacaktır. Bu bağıntı basit bir şekilde gösterilecek olursa

$$\bar{v}(x,y) = f(x,y) * v(x,y) \qquad (5.35)$$

ile verilir. Bu adımda eşitliğin her iki tarafının Fourier dönüşümü alınırsa

$$\bar{v}(u,v) = F(u,v)\, v(u,v) \qquad (5.36)$$

elde edilir. Bu eşitlikte *F(u,v)* dalga sayısı tepki fonksiyonudur ve uygulamada süzgeçler bu fonksiyondan yararlanarak alçak geçişli, band geçişli, yüksek geçişli ve band durdurucu olarak dört grupta tanımlanır. Ancak gravite yönteminde rejyonal-rezidüzel ayrımında bunlardan alçak ve yüksek geçişli olanlar tercih edilmektedir (Akçığ ve Pınar, 2000).



Şekil 5.6. Alçak (a) ve yüksek (b) geçişili filtrelemede tepki fonksiyonunda genlikle dalga sayısı değişimi (Sanver ve İşseven, 2007)

Derinden gelen büyük genlikli ve dalga boylu rejyonal etkiler veriden yüksek geçişli filtre ile süzülürken, yerin sığ kısmından gelen düşük genlikli ve kısa dalga boylu rezidüel etki alçak geçişli filtreleme ile süzülebilir. Burada dikkat edilmesi gereken yer genlik spektrumunda kesme dalga sayınısın iyi belirlenmesidir. Şekil 5.6. üzerinde görüleceği üzere pratikte alçak ve yüksek geçişli filtrelemede en uygun kesme dalga sayısı (w_c), genlik tepki fonksiyonunun yarıya ulaştığı değer olarak kabul edilir (Sanver ve İşseven, 2007).

5.3.2. Trend analizi

Gravite manyetik verilerin rejyonal ve rezidüel ayrımında sıklıkla kullanılan yöntemlerden biri olan trend analizinde hedef Bouguer anomali haritalarına çeşitli dereceden polinom kat sayılardan oluşan yüzeylerin geçirilmesidir. Bu nedenle trend yüzeyleri polinomal ifadelerle tanımlandırılır (Hisarlı ve Orbay, 2000). Polinomal yüzeylerin tanımlanması ise uygun trend eğrisini veren kat sayıların belirlenmesi anlamına gelir. Bouguer gravite anomalisinin herhangi bir tred yüzeyi ile çakıştırılmasının ardından iki bileşen türetilir. Bu bileşenlerden birisi trend yüzeyi diğeri ise rejyonal anomaliden ayrıklaştırılımış rezidüel anomalidir.

Trend analizinde trend yüzeyini hesaplama aslında bir veri çakıştırma problemidir (Oruç, 2013). Analiz işlemi bağımsız iki değişkeninle temsil edilen polinom derecelerinin en küçük kareler yöntemi ardışık olarak gravite verisine uygulanmasıdır. Burda bölgesel eğilim düz bir çizgi veya genel olarak düze yakın bir eğri ile temsil edilir. Eğer gravite profilinde yatay bileşen x ile tanımlanırsa, rejyonal gravite Δg_R şu şekilde yazılabilir ve hesaplanan gravite verileri en küçük kareler yöntemi ile çakıştırılır.

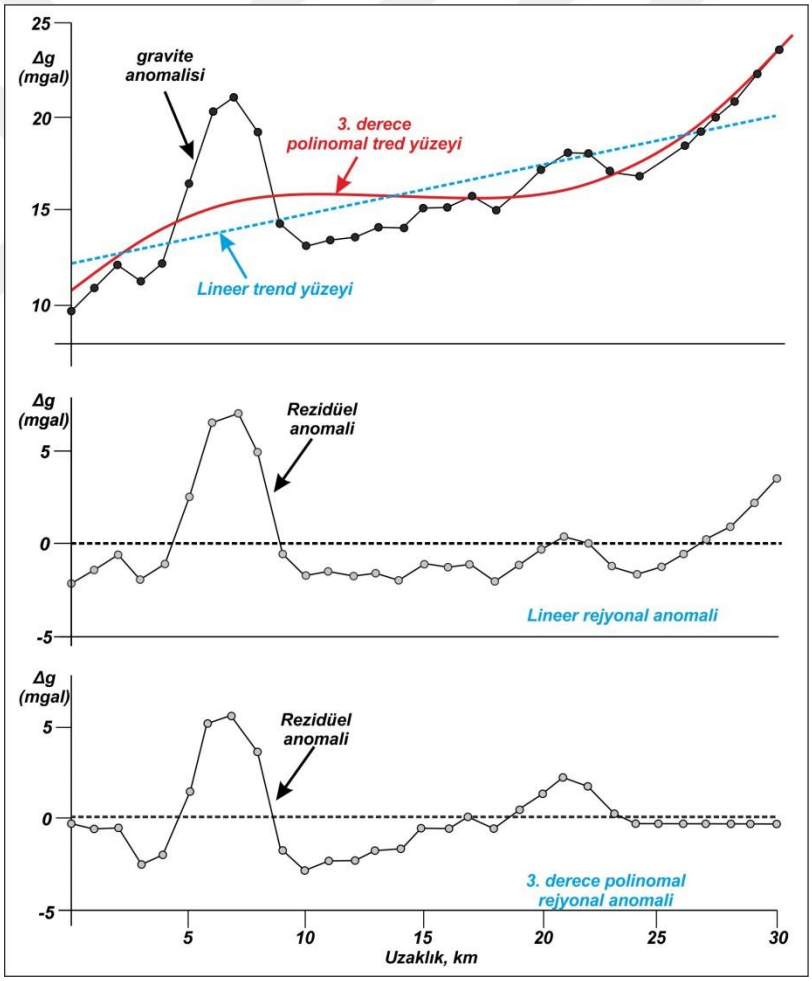
$$\Delta g_R = \Delta g_0 + \Delta_{g1} x + \Delta_{g2} x^2 + \Delta_{g3} x^3 + \cdots + \Delta_{gn} x^n \tag{5.37}$$

Eşitlik (5.37)'de Δg_n ile tanımlanan optimum değere kadar polinom katsayıları belirlenir ve rejyonal-rezidüel ayrımı yapılır. Burda polinom derecesi yükseldikçe gözlemsel verilerle uyum artmaktadır (Şekil 5.7.). Şekil 5.7.'de görüldüğü gibi en

basit şekli ile bölgesel anomali bir polinom veya düzlem ile ifade edilir. Gravite gradyanındaki değişiklikleri ifade etmede yüksek mertebeden polinom gereklidir (Lowrie, 2007). Örneğin ikinci dereceden bir polinomla bölgesel etki denklem 5.37'den,

$$\Delta g(x,y) = \Delta g_0 + \Delta_{gx1}x + \Delta_{gy1}y + \Delta_{gx2}x^2 + \Delta_{gy2}y^2 + \Delta_{gxy}xy \qquad (5.38)$$

şeklinde yazılabilir. Verilen eşitlikte Δg_{x1}, Δg_{y1}, Δg_{x1}, Δg_y, Δg_{xy} katsayıları en küçük kareler ile belirlenir. Sonuç olarak elde edilen bölgesel etkinin orijinal veriden çıkarılması ile rezidüel etki ortaya çıkarılmış olur.



Şekil 5.7. Polinomal trend analizi ile bölgesel etkiden rezidüel anomalinin ayrımı (Lowrie, 2007'den düzenlenmiştir)

5.4. Modelleme

Modelleme çalışmaları gravite yönteminde anomaliye neden olan yapının şeklinin ve derinliğinin belirlenmesidir. Gravite prospeksiyonda bu gibi bilinmeyenlerin belirlenmesinde çeşitli ters ve düz çözüm teknikleri geliştirilmiştir. Bu teknikler belirli bir geometriye sahip yapıların ürettiği anomalilerin modellemesinde kullanıldığı gibi ana kaya ara yüzey sınırlarının modellenmesinde de kullanılmaktadır. Ancak ondülasyonlu sediman-anakaya sınırlarının belirlenmesinde bilinmeyen parametre sayısının fazlalığı modellemeyi güçleştirmektedir (Oruç, 2013). Güç spektrumu (Spector ve Grant, 1970) ve yoğunluk-derinlik (Parker-Oldeburg) dönüşümü, bilinmeyen parametre sayısının fazla olduğu ana kaya derinlik modellemesinde yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Maus ve Dimri, 1996; Abbott ve Louie, 2000; Jachens ve ark., 2002; Gomez-Ortiz ve Agarwal, 2005; McPhee ve ark., 2006; Özalaybey ve ark., 2011; Bonde ve ark., 2014; Shafie ve ark., 2016).

5.4.1. Güç spektrumu yöntemi

Potansiyel alanların spektral analizi ile farklı yoğunluktaki jeolojik yapılara ait derinlik kestirimi uzun yıllardan bu yana çeşitli araştırmacılar tarafından kullanılmaktadır (Spector ve Grant, 1970; Maus ve Dimri, 1996; Bansal ve Dimri, 2001; Salem ve ark., 2005; Olowofela ve ark., 2012; Shafie ve ark., 2016). İlk olarak Bhattacharyya (1966) tarafından ortaya atılan ve Spector ve Grant (1970) tarafından farklı kütlelerin derinliklerini belirlemede kullanılan yöntem yüzeyde ölçülen manyetik alanın yeraltındaki tüm derinliklerin manyetik değerlerinin integrali olarak tanımlanmaktadır (Nwosu ve ark., 2013). Fourier dönüşümü ile elde edilen güç spektrumu, yeraltında anomaliye kaynak oluşturan yapıların ortalama maksimum derinliklerini tespit etmede kullanılır. Diğer taraftan teknik herhangi bir kaynak geometrisi ve yoğunluk farkı bilgisi olmaksızın frekans ortamında anomali spektrumu ile kaynak üst yüzey derinliğinin çözümlenmesine imkanı vermektedir ve bu da yöntemin en önemli avantajıdır (Oruç, 2013).

İki boyutlu Fourier dönüşümü yapılarak uzay ortamından frekans ortamına aktarılan bir gravite verisi Karner ve Watts (1983) ve Oruç (2013)'den özetle

$$G(k) = 2\pi G\Delta\rho exp(-kd)H(k) \tag{5.39}$$

eşitliği ile tanımlanır. Burda; *Δρ* tabaka düzlemindeki yoğunluk kontrastı, *k* dalağa sayısını, *H(k)* ise *h(x)* topoğrafyasının Fourier dönüşümüdür. Bu eşitlik Bouguer düzeltmesi yapıldıktan sonra

$$|G(k)|^2 = 4\pi^2 G\Delta\rho^2 \exp(-2kd)\ |K(k)|^2 \tag{5.40}$$

şekline gelecektir. Eşitlikte $|G(k)|^2$ ortalama gravite güç spektrumudur ve tek bir noktanın yoğunluk kontrastı (*Δρ*), derinlik (*d*) ile Fourier dönüşümünün serbest değişiminden oluşur. Ortalama güç spektrumu denklem 5.40 kullanılarak

$$\langle|G(k)^2|\rangle = 4\pi^2 G^2\langle\Delta\rho^2\rangle\langle e^{-2k\bar{d}}\rangle\langle|H(k)|^2\rangle \tag{5.41}$$

olarak yazılabilir. Eşitlikte $\langle e^{-2k\bar{d}}\rangle$ terimi

$$\langle e^{-2k\bar{d}}\rangle = e^{-2k\bar{d}}\sinh\frac{(2k\Delta d)}{k} \tag{5.42}$$

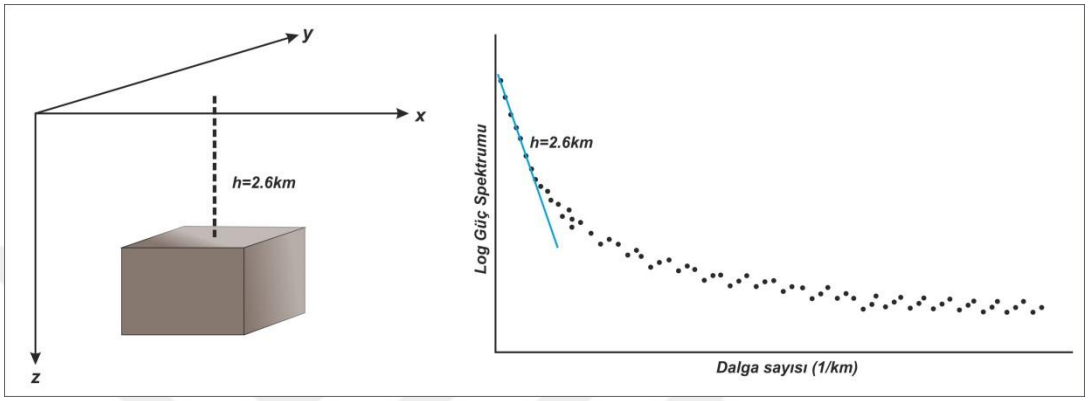
yazılıp denklem 5.41'de her iki tarafın logaritması alınırsa

$$\ln\left[\langle e^{-2k\bar{d}}\rangle\right] = -2k\bar{d} + \ln[\sinh\frac{(2k\Delta d)}{k}] \tag{5.43}$$

şeklinde doğru denklemi eşitliği elde edilir.

Denklem 5.43'de $-2\bar{d}$ ile ifade edilen terim doğrunun eğimidir. Logaritmik dalga sayısına karşılık frekans değerlerinden çizdirilen güç spektrumu eğrilerinin eğimleri, anomali veren yapının üst yüzey derinliğini verir (Şekil 5.8.). Dalga sayısı ile lineer olarak değişen güç spektrumu artan dalga sayısı ile birlikte sıfıra yakınsar (Akay ve

ark., 2013). Buda güç spektrumunun logaritmasının dalga sayısı ile azalacağını gösterir. Güç spektrumunda genel olarak eğriler sığ ve derin olmak üzere iki kaynak ile tanımlanır. Spektrum eğrisinde büyük dalga sayıları sığ kaynaklar ilişkilendirilirken, küçük dalga sayıları ise derin kaynaklar ile ilişkili olmaktadır (Sadek ve ark., 1984).



Şekil 5.8. Güç spektrumu yönteminde derinlik kestiriminin şematik gösterimi

5.4.2. Parker ve Oldenburg yöntemi

Gravite anomalilerinden üç boyutlu ara yüzey yoğunluk sınırlarının tespiti birçok jeofizik çalışmanın ortak sorunudur (Jachens ve Moring, 1990; Abbott ve Louie, 2000; Jachens ve ark., 2002; Gomez-Ortiz ve Agarwal, 2005; Chakravarthi ve Sundararajan, 2007; Özalaybey ve ark., 2011). Bu sorundan yola çıkan çeşitli araştırmacılar yoğunluk ara yüzey sınırlarının hesaplaması için farklı algoritmalar geliştirilmiştir (Talwani ve Ewing, 1960; Parker, 1973; Oldenburg, 1974; Tsuboi, 1983; Holstein ve Ketteridge, 1996; Chakravarthi ve Sundararajan, 2004). Bu algoritmalardan Oldenburg (1974) algoritması, Fourier dönüşümünü kullanarak gravite veri setlerinin analizi ve tektonik yorumlamasında kullanışlı bir algoritma olarak bilinmektedir (Gomez-Ortiz ve Agarwal, 2005). Teknik esasında Parker (1973) algoritmasının iteratif çözümleme yapılmış şeklidir ve bu nedenle literatürde Parker-Oldenburg yöntemi olarak geçer.

Parker (1973) tarafından tanımlanan algoritma, düzenli veya düzensiz sınır derinliklerinden meydana gelen gravite anomalilerinin Fourier dönüşümü yapılarak hesaplanmasını sağlar (Nagendra ve ark., 1996). Bu ifade bir boyutlu olarak

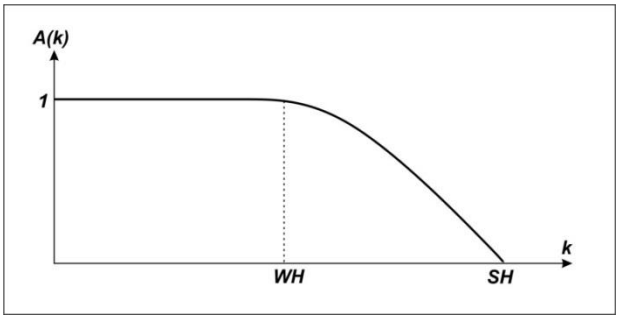
$$F(\Delta g) = -2\pi G\rho e^{(-kz_0)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (5.44)$$

şeklinde verilir. Burda; *F(Δg)* gravite anomalisinin Fourier transformu, *G* gravite sabiti, *ρ* ara yüzey boyunca yoğunluk, *k* dalga sayısı, *h(x)* ara yüzey derinliği, z_0 yatay ara yüzeyin ortalama derinliği, *n* ise ondülasyon derecesidir.

Gravite anomalisine neden olan ondülasyonlu ara yüzey seviyesinin derinliğini iteratif hesaplanabilmesi için Oldenburg (1974) denklem 5.44'ü yeniden düzenleyerek

$$F[h(x)] = -\frac{F[\Delta g(x)]e^{(-kz_0)}}{2\pi G\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (5.45)$$

eşitliğini türetmiştir. Verilen bu eşitlik ara yüzey yoğunluk kontrastından, ara yüzey derinlik değişiminin ters çözüm yöntemi ile belirlenmesini sağlar (Gomez-Ortiz ve Agarwal, 2005). Eşitlikte z_0 ara yüzeyin ortalama derinliğini *ρ* ise iki ortam arasındaki yoğunluk kontrastını ifade eder. Bu durumda iterasyon *h(x)=0* başlangıç derinliği ile başlar ve $F[h^n(x)]$'in ters Fourier dönüşümü ile bir değer üretir. Üretilen *h(x)* denklem 5.45'de tekrar yerine konularak yeni bir derinlik seviyesi elde edilir. Hesaplanan *h(x)*'ler arasındaki farkın makul kabul edilen bir değere yakınsamasıyla süreç sonlandırılır.



Şekil 5.9. Ters çözümde kullanılan filtrelerin şematik gösterimi

Denklem 5.45'de ters çözüm işlemi yüksek frekanslarda kararsızdır ve bu işlemin yakınsaması için Oldenburg (1974) low-pass (düşük frekans geçiren) veya high-cut (yüksek frekans kesme) filtre önermiştir (Şekil 5.9.) (Nagendra ve ark., 1994). Bu nedenle gravite anomalilerinin Fourier spektrumunda, yüksek frekans içeriğinin sınırlanmasında aşağıda verilen denklem 5.46 ters çözüm işlemine dahil edilir.

$$WH < k < SH;\ \ YFK(k) = \frac{1}{2}\left[1 + \cos\left(\frac{k-2\pi WH}{2(SH-WH)}\right)\right]$$
$$k > SH;\ \ YFK(k) = 0$$
$$k < WH;\ \ YFK(k) = 1 \qquad (5.46)$$

Verilen eşitlikte *WH* ve *SH* filtre katsayıları olup, *k* ise *1/λ* ile ifade edilir. Ancak bu filtre değerleri seçilirken dikkatli olmak gereklidir. Yüksek frekans içeriğinin gereğinden fazla filtrelenmesi topoğrafyadaki yapısal detayların eleminize edilmesine neden olacaktır. Bu durumda SH ile ifade edilen kesme frekansının azalması daha yuvarlatılmış bir derinlik dağılımı oluşturacaktır.

5.5. Jeolojik Yapı ve Sınır Analizi

Gravite yönteminde jeolojik yapıların derinliklerinin belirlenmesinin yanında yorumlamada yapılarının sınırlarının tespiti de son derece önem taşır. Çoğunlukla bu sınırlar fay, kontakt, basen ve horst yapıları şeklinde gözlemlenmektedir. Jeolojik yapıların sınırlarının belirginleştirilmesinde çoğunlukla türev tabanlı geliştirilen iyileştirme teknikleri kullanılmaktadır. Bu tekniklerin bazıları yer altındaki yapı sınırlarının yatay konumlarının yeryüzündeki iz düşümlerini belirleyeceği gibi, bazıları da hem yatay lokasyon hem de derinlik bilgisi verebilmektedir (Oruç, 2013).

5.5.1. 3D Euler dekonvolüsyonu

Euler dekonvolüsyonu potansiyel alan verilerinin yorumlanmasında kullanılan yaygın yöntemlerden biridir (Keating, 1998). Otomatik derinlik tahmini ve sınır analizi yapan bu teknik, hem manyetik hem de gravite anomalilerine birçok araştırmacı tarafından uygulanmıştır (Thompson, 1982; Reid ve ark., 1990; Dawi ve

ark., 2004; Rim ve ark., 2007; Khalil ve ark., 2014; Reid ve ark., 2014; Ghosh, 2016). Thompson (1982) homojenlik derecesi n olan bir *g(x, y, z)* fonksiyonu veya uzaysal türevi

$$g(tx, ty, tz) = t^n g(x, y, z) \tag{5.47}$$

eşitliğini sağlıyorsa bu fonksiyon

$$x\frac{\partial g}{\partial x} + y\frac{\partial g}{\partial y} + z\frac{\partial g}{\partial z} = gn \tag{5.48}$$

eşitliği ile verilen basit Euler denklemini veya Euler homojenik denklemi olarak bilinen diferansiyel denklemini de sağlar. Bu eşitlikte belirli bir noktada (x, y, z) sonlu uzunluk ve boyutta olmayan kalınlık ve örtü parametreleri basit olarak $g=1/r^N$ ile ifade edilebilir. Burada yapısal indeks negatif olmayan bir tam sayıdır (Reid ve ark., 2014).

Tablo 5.1. Gravite verisi, birinci türev ve ikinci türev bileşenleri için bazı basit kaynak şekillerine karşılık yapısal indeks değerleri (Hinze ve ark., 2013 ve Oruç, 2013'ten düzenlenmiştir.)

	Yapısal İndeks Değerleri (SI)				
	Küre	Yatay ve düşey silindir	Yarı sonsuz ince tabaka veya basamak	Yarı sonsuz kontakt	Yarı sonsuz ince dayk
Gravite Verisi	2	1	0	-1?	1
Birinci türev	3	2	1	0	2
İkinci türev	4	3	2	1	3

Ölçüm düzlemine göre x_0, y_0, z_0 noktasında bulunan bir nokta kaynağı göz önüne alırsak, bu noktada Euler homojenlik ilişkisi

$$(x - x_0)\frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0)\frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0)\frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \tag{5.49}$$

şeklinde olacaktır. Eşitlikte; x_0, y_0, z_0 gravite verilerinin kaynak derinliği bilgisi, *T x, y, z* kaynak lokasyonundaki gözlenen veri; B bölgesel alan değeri, N ise yapısal

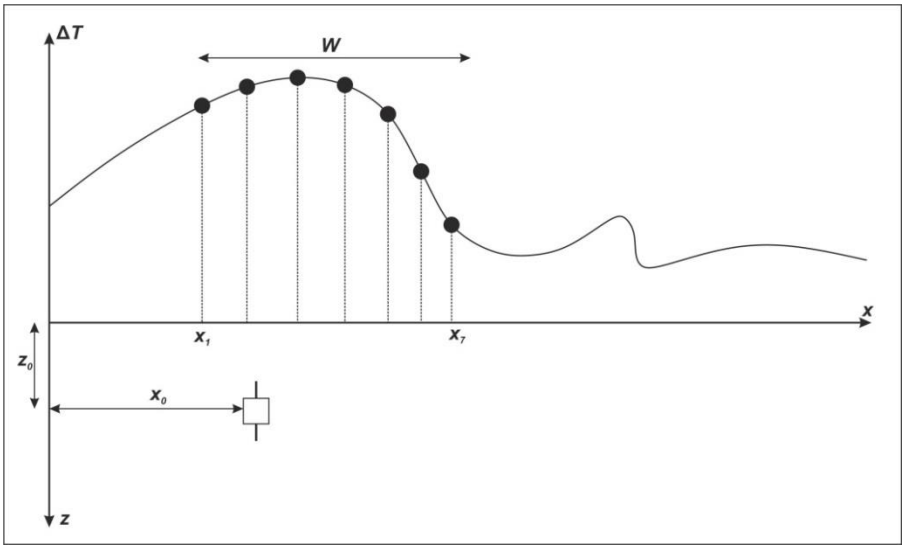
indeks değerini ifade eder. Profil verilerinde ise Euler eşitliği, gözlem düzlemi yeryüzü yani *z=0* olarak düzenlenirse denklem 5.49

$$(x - x_0)\frac{\partial T}{\partial x} - z_0\frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \tag{5.50}$$

şeklinde yazılabilir. Bu eşitliğin her iki tarafı açılıp yeniden düzenlenirse

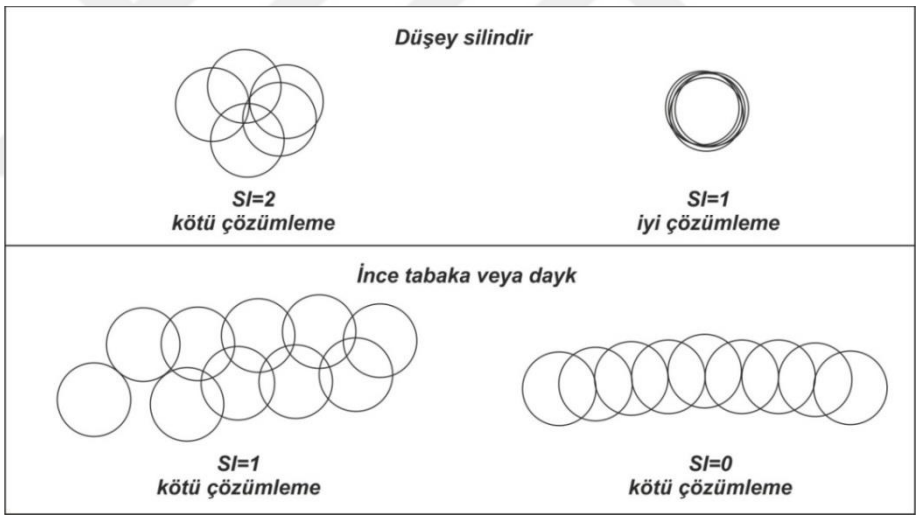
$$x_0\frac{\partial T}{\partial x} + z_0\frac{\partial T}{\partial z} + NB = x\frac{\partial T}{\partial x} + NT \tag{5.51}$$

elde edilir. Verilen eşitlikte bilinmeyenler x_0, z_0 ve B'dir. En küçük kareler ile bu bilinmeyenler denklem 5.51'de en az üç gözlem noktasında hesaplanarak elde edebilir. Teoride en az üç noktada gözlenen veriler kullanılarak çözümleme yapılabileceği ifade edilse de, pratikte bu durum Şekil 5.10.'da gösterildiği gibi her bir pencerede yedi veri noktası ile gerçekleştirilir (Hinze ve ark., 2013). Şekil üzerinde W ile verilen pencere boyutu, Reid ve ark. (2014) tarafından ölçüm noktaları mesafeler göz önüne alınarak olabildiğince küçük, ancak iki ölçüm noktası arası mesafenin iki katından daha büyük ve araştırma derinliğinin yarısından daha büyük olması gerektiğini önermiştir.



Şekil 5.10. Tek bir noktada şematik derinlik kestirimi (Thompson (1982)

Euler homojenlik denklemi, manyetik alanı ve gradyan bileşenlerini kaynağın konumuna yapısal indeks olarak ifade edilen homojenlik derecesi ile ilişkilendirir (Thompson, 1982). Bu tekniğin diğer derinlik yorumlama yöntemlerine göre avantajları, belirli bir jeolojik modelin varsayılmadığı ve çözülmenin, prizma veya dayk gibi belirli model jeolojiyi düzgün şekilde temsil edemediği durumlarda bile doğrudan uygulanabileceği ve yorumlanabileceğidir (Toushmalani ve Hemati, 2013). Yöntemdeki en önemli zorluk ise denklem 5.49'da verilen yapısal indeks parametresinin seçimidir. Yapısal indeksin doğru seçilmemesi yapı derinlik bilgisinin yanlış hesaplanmasına neden olabilir (Ried, 2003; Reid ve ark., 2014). Diğer taraftan bir veri kümesinin çeşitli yapısal indekslere sahip kaynaklardan gelen anomalileri içermesi muhtemeldir. Bu nedenle, çözümlemeler birkaç indeks değeri için yapılmalı ve sonuçlar her bir indeks değeri için çizdirilmelidir (Ried ve ark., 1990). Daha sonra her bir özellik için en iyi çözümü veren değer seçilmelidir (Şekil 5.11.).



Şekil 5.11. Farklı geometrideki yapılarda yapısal indeks seçimine karşılık modelleme çözümleri (Geosoft, 2010)

Euler dekonvolüsyonu doğrudan hesaplanan gravite verilerine uygulanabileceği gibi düşey türevlerine de uygulanabilir (Oruç, 2013). Bu nedenle indeks değerleri seçilen gravite çözümlemesine göre farklılık gösterir. Tablo 5.1.'de bazı basit şekillerin gravite verisine göre yapısal indeks değerleri verilmiştir. Ried ve ark. (1990) yapısal indeks seçiminde, kümelenmenin yoğun saçılmanın az olduğu durumu 'iyi çözümleme' olarak ifade etmiştir. Şekil 5.11.'de düşey silindir ve ince tabaka-dayk modelinde seçilen yapısal indeks değerine karşılık iyi ve kötü çözümleme sonuçları

görülmektedir. Buradan da anlaşılacağı üzere bu işlem çözümleme yapılacak yapının niteliği konusunda önemli bir ön bilgi sunmaktadır (Hinze ve ark., 2013).

5.5.2. Horizontal gradient (yatay türev)

Horizontal Gradient (HG) yöntemi ilk olarak Cordell (1979) tarafından gravite daha sonra ise Cordell ve Grauch (1985) tarafından pseudo-gravite (sahte gravite) verilerinden, yoğunluk veya manyetik sınırlarının tespitinde kullanılmıştır. Yöntemin uzunluk ortamında hesaplanabilmesi ve düşey türev gerektirmemesi en önemli avantajıdır (Oruç, 2013). Çünkü belirli bir yönde gerçekleştirilen birinci yatay türev yerçekimi alanındaki yanal değişime duyarlıdır ve bu yöndeki bölgesel eğilimi azaltabilir. Yoğunluk kontrastının yüksek olduğu alanlarda birinci yatay türev en yüksek veya en düşük seviyeye ulaşacaktır. Bu nedenle bu alanlarda yoğunluk süreksizliğini türetme yönüne dik doğrultuda fay veya jeolojik kontakt sınırlarının çizilmesi mümkün hale gelecektir (Khalil ve ark., 2014). Yöntem Phillips (2000) tarafından ifade edildiği gibi sadece çalışma alanın birinci derece yatay türevinin ve yatay gradyanın hesaplanmasını gerektirir. Bu hesaplama Cordell ve Grauch (1985) tarafından verilen

$$HG(x,y) = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2\right]} \tag{5.52}$$

eşitliği ile elde edilir. Bu eşitlikte ∂g/∂x ve ∂g/∂y gravite alanının *x* ve *y* yönündeki yatay türevidir. Bu birinci derece yatay türev hesaplanmasının gürültüye karşı daha az duyarlı olması yöntemin bir diğer önemli avantajıdır (Phillips, 2000; Salem ve ark., 2005; Setyawan ve ark., 2015).

Bu avantajlarının yanında Blakely (1996) tarafından ifade edildiği gibi yoğunluk kontrastının jeolojik birimler arasındaki konumu ve değişim yönünden kaynaklı birtakım dezavantajı da vardır. Yer altındaki jeoloji sadece düşey yönde değişim gösterecek basit bir yapıda değildir. Aksine jeoloji tüm yönlerde değişim göstermekte ve bazı yerlerde birbirine çok yakın konumlanmaktadır. Bu gibi yoğunluk sınırlarının birbirine yakın ve düşey olmaması durumunda HG'in

maksimum değeri bu sınırları temsil etmeyebilir (Cordell ve Grauch, 1985). Bu nedenle sığ ve derin jeolojik yapı ve sınırlarının her ikisini de çözümleme imkanı vermesine karşın yöntemin rejyonal ölçekli verilerin yorumlanmasında kullanılması önerilmiştir (Blakely, 1996).

5.6. Isparta Havzası Basen Derinlik ve Yapı Analizi

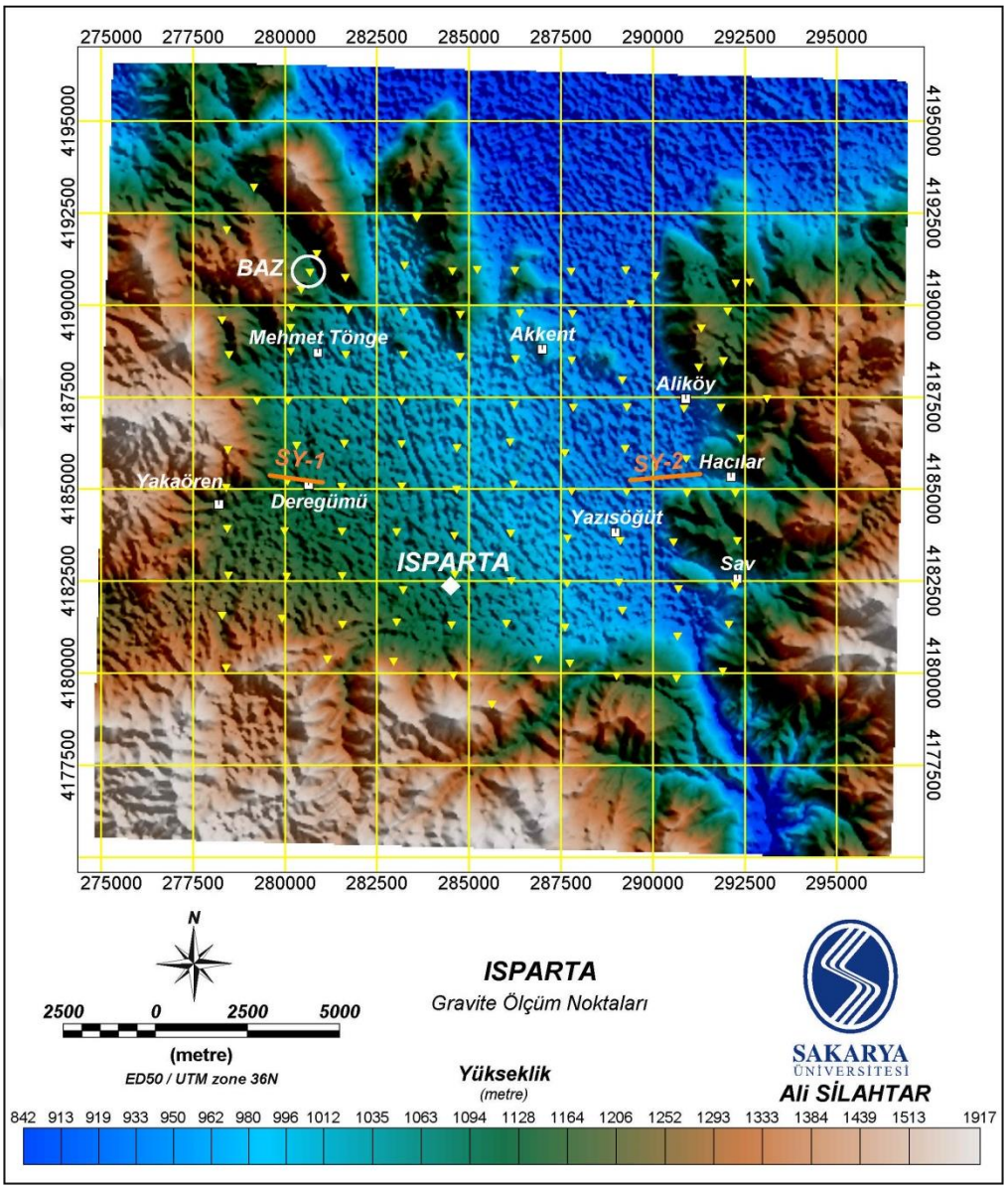
Sedimanter havzalarda basen geometrisi, deprem esnasında yıkıcı etkiye sahip yüzey dalgalarının etkilerini şiddetlendirerek yüzeydeki sismik sarsıntı (seismic shaking) süresini uzatabilir (Abbot ve Louie, 2000). Bu konuda Frankel ve ark. (2009)'un Seattle, Hallier ve ark. (2008)'in Kobe, Stephenson ve ark. (2006)'nın batı Seattle, Olsen (2000)'in Los Angeles baseninde yaptıkları çalışmalar, basen yapısının deprem hasarında önemli bir etkiye sahip olduğunu açıkça göstermektedir.

Alüvyal basenlerde ana kaya ile yeryüzü arasında yer alan pekişmiş veya az pekişmiş sedimanter kayaçlar arasındaki yoğunluk kontrastı ana kaya geometrisinin incelenmesine olanak sağlamaktadır. Tezin bu bölümünde gravite anomalilerinin bu özelliği esas alınarak teorisi daha önceki bölümlerde anlatılan modelleme yöntemleri, Türkiye'nin en önemli tektonik elemanlarından birisi olan Isparta açısının güneyinde, Isparta yerleşim merkezinin de içerisinde yer aldığı Isparta basenin (Şekil 2.1. ve Şekil 5.12.) geometrisinin belirlenmesinde kullanılmıştır. Ayrıca basen içerisinde yer alan muhtemel fay yapılarının konumu da bu modelleme teknikleri ile tespit edilerek haritalar oluşturulmuştur.

5.6.1. Veri kazanım parametreleri

Isparta basen geometrisini en iyi şekilde belirleyebilmek için başlangıçta 152 noktada veri alımı planlanmıştır. Ancak arazi gözlemi sırasında noktalardan bazılarının çok sarp ölçü alınamayacak dağlık alanlarda olduğunun tespit edilmesi üzerine nokta sayısı basen modellemesini etkilemeyecek şeklide 108'e düşürülmüştür (Şekil 5.12.). Gravite yönteminin saha çalışmasında ölçü kayıt işlemi tez kapsamında kullanılan diğer yöntemlere göre çok daha az zahmetli olmasına

karşın, her 3-4 ölçüm noktasından sonra Şekil 5.12.'de belirtilen baz noktasına tekrardan dönüş yapılması ve kullanılan gravimetre düzecinin konumlama ayar süresi nedeniyle yöntemin saha çalışması yaklaşık 1 ayda tamamlanmıştır.



Şekil 5.12. Gravite veri kazanım noktaları (sarı üçgenler) ve sismik yansıma profilleri (SY-1 ve SY-2)

Saha çalışmasında Scintrex firması tarafından üretilen CG-5 Autograv gravimetresi kullanılmıştır (Şekil 5.13.). Ayrıca her bir ölçüm noktasındaki yükseklik değerleri gravite veri işlemde kullanılmak üzere Magellan Explorist XL marka GPS ile kayıt edilmiştir. 12x15 km^2'lik çalışma alanında yaklaşık 1.2 km'lik grid aralığı ile 11-12 km'lik profiller boyunca veri kazanımı gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.13.). Veri

kazanımı sürecinde ortam şartlarından kaynaklı etkileri de en aza indirgeyebilmek için her bir ölçüm noktasında 30 saniyelik 5 tekrarlı gravite ölçümü ile saha süreci tamamlanmıştır.

5.6.2. Veri işlem

Gravite veri işlem ve yorumlama çalışmaları Dr. Öğr. Üyesi Can KARAVUL tarafından kullanım izni verilen Oasis Montaj 7.0.1 programı ile gerçekleştirilmiştir.

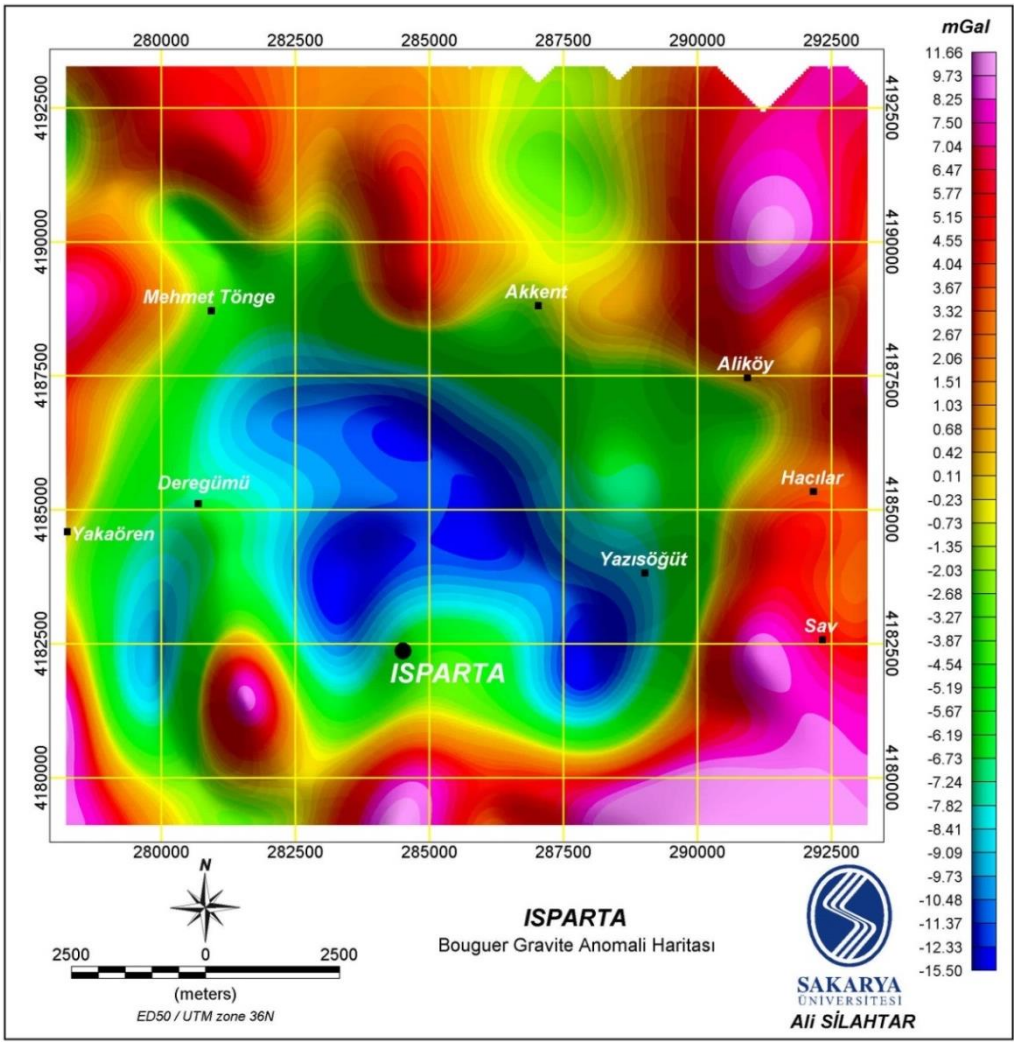


Şekil 5.13. Gravite saha çalışması örnekleri ve kullanılan CG-5 Autograv gravimetresi (sağ alt)

Yöntemin teorisinde verildiği üzere saha çalışması sonucu elde edilen ham veri, modelleme öncesi kullanılan paket program vasıtasıyla aşağıda verilen bir dizi düzeltme işlemine tabi tutulmuştur. Bu düzeltmeler sırasıyla şu şekildedir;

- Baz noktası

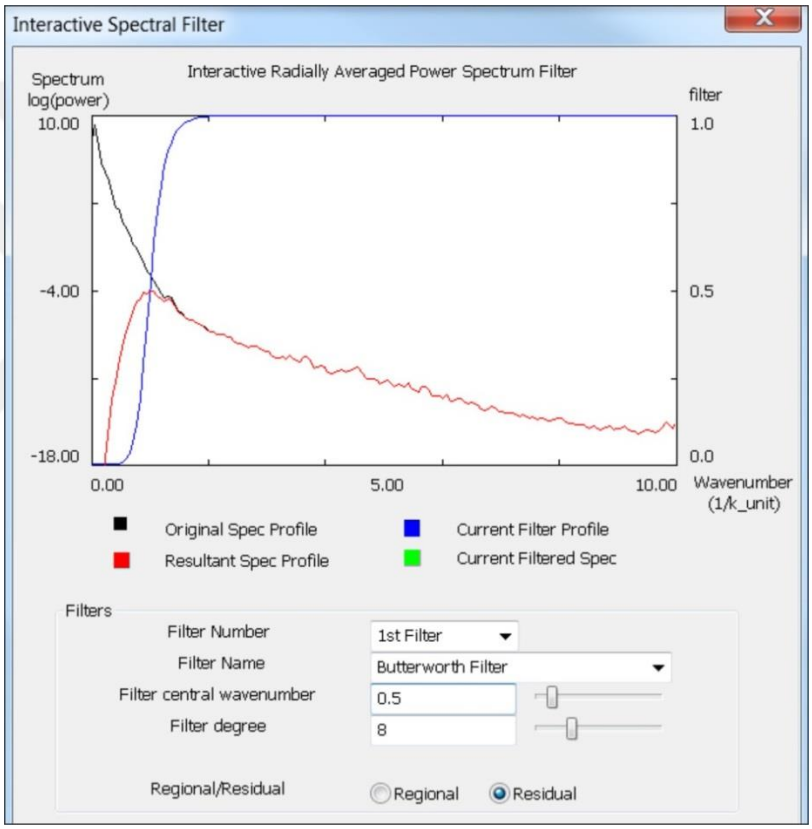
- Drift
- Enlem
- Yükseklik
- Serbest hava
- Topoğrafya
- Bouguer düzeltmesi



Şekil 5.14. Isparta Bouguer anomali haritası

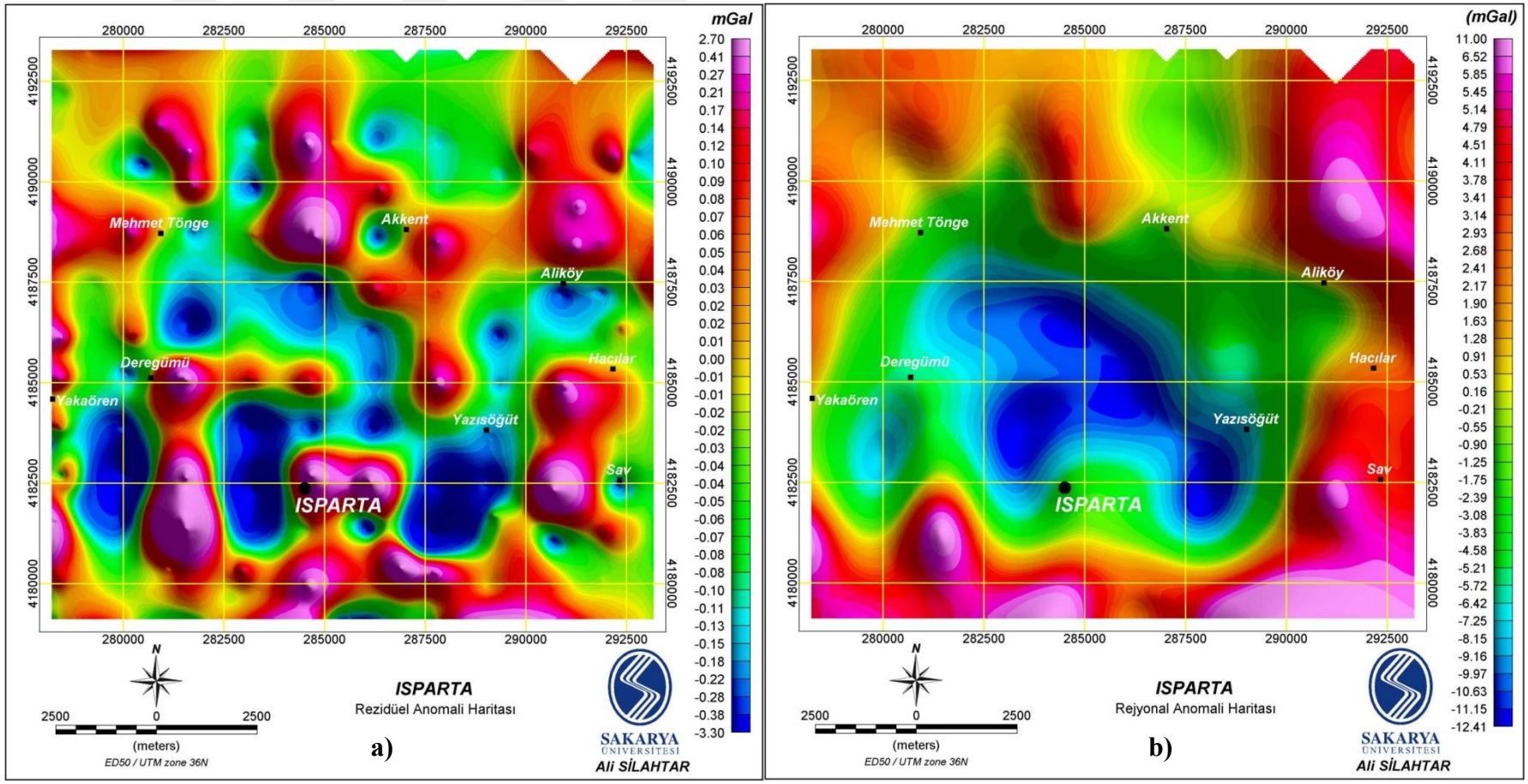
Bu veri işlem sırasında denklem 5.25'te Bouguer ve denklem 5.28'de topoğrafya düzeltmesinde yoğunluk değeri, bölgede açılan sondaj verileri (EK-2) ve Isparta-Burdur havzalarını kapsayan Dolmaz (2007) çalışması dikkate alınarak 2,40 gr/cm^3 olarak alınmıştır. Yukarıda verilen bu düzeltme adımları sorası çalışma alanının Gravite Anomali Haritası Şekil 5.14.'de görülmektedir.

Şekil 5.14.'de verilen Bouguer anomali haritasında derin ve sığ yapılardan kaynaklı etkiler bir arada bulunmaktadır. Remi çalışması sonuçlarında çalışma alanında sığ derinlikte çeşitli yapıların varlığından söz edilmişti (Şekil 3.17.). Ayrıca Oruç (2013) temel ana aya çalışmalarında bu gibi sığ etkilerin bozucu etkisinden uzaklaştırılmış bölgesel anomali (rejyonal) haritalarının kullanılmasının daha doğru olacağını önermiştir. Gravite çalışmasında hedef ana kaya tespiti olduğu için yüzeye yakın yapıların etkisini veriden uzaklaştırabilmek için rejyonal-rezidüel ayrım yöntemlerinden sayısal süzgeçleme işlemi kullanılmıştır.



Şekil 5.15. Rejyonal-Rezidüel ayrımında süzgeç katsayısı seçimi

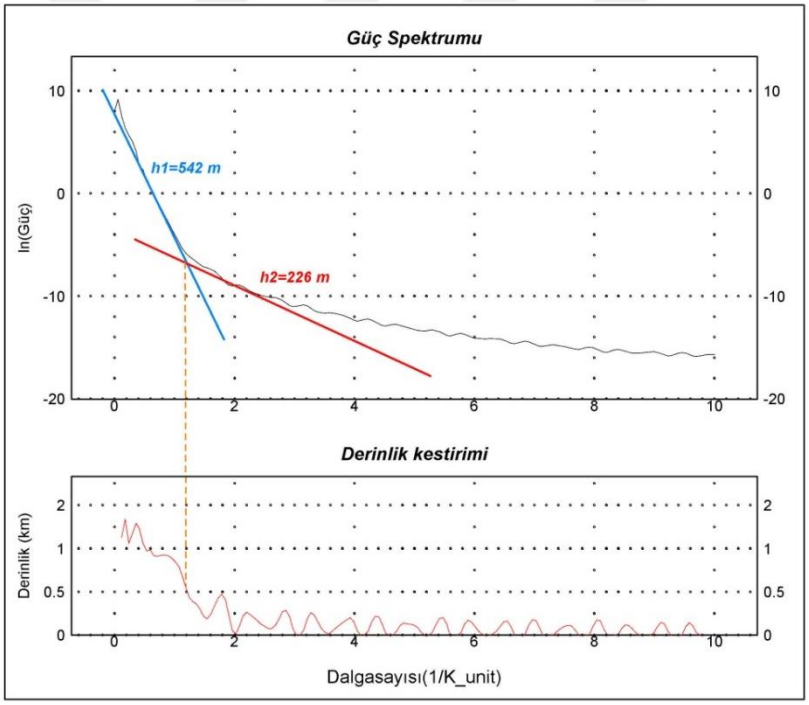
Süzgeçleme aşamasında en önemli işlem süzgeç katsayısının seçimidir. Çünkü uygun olmayan bir katsayı çözümlemede kullanılacak veri bloğunu veriden uzaklaştırabilir. Bu nedenle Bouguer anomalisinin güç spektrumu incelenerek (Şekil 5.15.) en uygun filtre katsayısı Sanver ve İşseven (2007) tarafından ifade edildiği gibi genlik tepki fonksiyonunu yarıya düşüren değer olan 0.5 dalga sayısı, kesme frekansı olarak tercih edilmiştir. Yapılan ayrım sonucu çalışma alanı Rejyonal ve Rezidüel haritaları aşağıda Şekil 5.16.'da verilmiştir.



Şekil 5.16. Isparta Bouguer gravite rezidüel (a) ve rejyonal (b) haritası

5.6.3. Basen derinlik analizi

Basen geometrisi modellemesinde gravite yöntemlerinden güç spektrumu ve Parker-Oldenburg teknikleri tercih edilmiştir. Herhangi bir yoğunluk değişimi bilgisi veya kaynak modeli olmaksızın iki boyutlu Fourier dönüşümü ile derinliğin hesaplanması sağlayan güç spektrumu ilk önce uygulanmıştır. Yöntemin önce uygulanmasındaki bir diğer neden elde edilen sonuçların Parker-Oldenburg derinlik analizinde kullanılacak ortalama derinlik bilgisi ve filtre katsayılarının seçimine sağlayacağı katkıdır. Güç spektrumu yüzeye yakın bozucu kütlelerin etkisinden uzaklaştırılmış Bouguer rejyonal haritasında uygulanmış ve sonucunda Şekil 5.17.'de verilen güç spektrumu eğrisi elde edilmiştir.



Şekil 5.17. Gravite verisinden hesaplanmış güç spektrumu eğrisi(h_1 ve h_2 ile tanımlanan doğru parçaları farklı yoğunluklara karşılık gelen ara yüzeyleri göstermektedir)

Bilindiği üzere spektrum eğrisi üzerinde çizilen doğruların eğimleri, farklı yoğunluklara sahip ara yüzeylerin üst yüzey derinliklerinin belirlenmesine olanak sağlamaktadır (Maden ve Dondurur, 2013). Şekil 5.17. üzerinde *h1* ve *h2* olarak iki farklı eğime sahip frekans bölgesi belirlenmiştir. Bu belirlemede, Sadek ve ark. (1984) tarafından ifade edilen derin kaynakların etkilerinin küçük dalga sayılarında

hesaplanabileceği tanımı dikkate alınmıştır. Farklı yoğunluktaki ara yüzeyleri ifade eden her iki doğrunun eğimleri en küçük kareler yaklaşımı ile *h1* 542 m, *h2* ise 226 m olarak hesaplanmıştır. Güç spektrumu analizinden elde edilen sonuçlar neticesinde temel kayanın yüzey derinliğinin basen içerisinde ortalama 542 m derinlik seviyesine kadar uzandığı ve ortalama 226 m seviyesinde ise daha sığda başka bir seviye tespit edilmiştir.

Parker-Oldenburg yöntemi ile modelleme Gomez-Ortiz ve Agarwal (2005) tarafından geliştirilen matlap kodu (3DINVER) ile gerçekleştirilmiştir. Programın temeli gridlenmiş gravite verilerinin Fourier dönüşümü vasıtasıyla 3 boyutlu ara yüzey geometrisinin kestiriminde dayanır. Yoğunluk derinlik dönüşümünde ana kaya yoğunluk kontrastının belirlenmesi oldukça önemlidir. Bu nedenle EK-2'de verilen kuyu litolojileri incelenmiş ve ana kaya ile sedimanlar arasındaki yoğunluk farkının heterojeniteden kaynaklı yaklaşık 0.55-0.6 aralığında değiştiği belirlenmiştir. Kullanılan matlap kodunda önemli olan bir bilinmeyen ise programın hedef yapının ortalama derinlik bilgisine ihtiyaç duymasıdır. Bu bilginin elde edilmesi adına modellemede güç spektrumu işlemi önce uygulanmış ve ana kaya seviyesinin ortalama 542 m seviyesinde kadar uzandığı tespit edilmiştir. Aynı zamanda Şekil 5.17.'de verilen spektrumda her iki doğrunun kesişme yeri dikkate alınarak denklem 5.46'da $k(1/\lambda)$ ile tanımlanan filtre katsayıları WH ve SH sırasıyla 0.04-0.06 seçilmiştir. Çözümleme esnasında 12x15 km^2'lik çalışma alanında kenar etkilerini önlemek için çözüm alanı genişliği, maksimum entropi yöntemi (Burg, 1972) doğrultusunda 300x300 km^2 olarak belirlenmiştir (Tablo 5.2.).

Tablo 5.2. 3DINVER veri işlem parametreleri

Çalışma alanı genişliği	12x15 km^2
Grid aralığı	1.2 km
Ortalama ana kaya derinliği	0.542 km
Yoğunluk kontrastı	0.58 gr/cm^3
Çözüm alanı genişliği	300x300 km^2
WH	0.04
SH	0.06

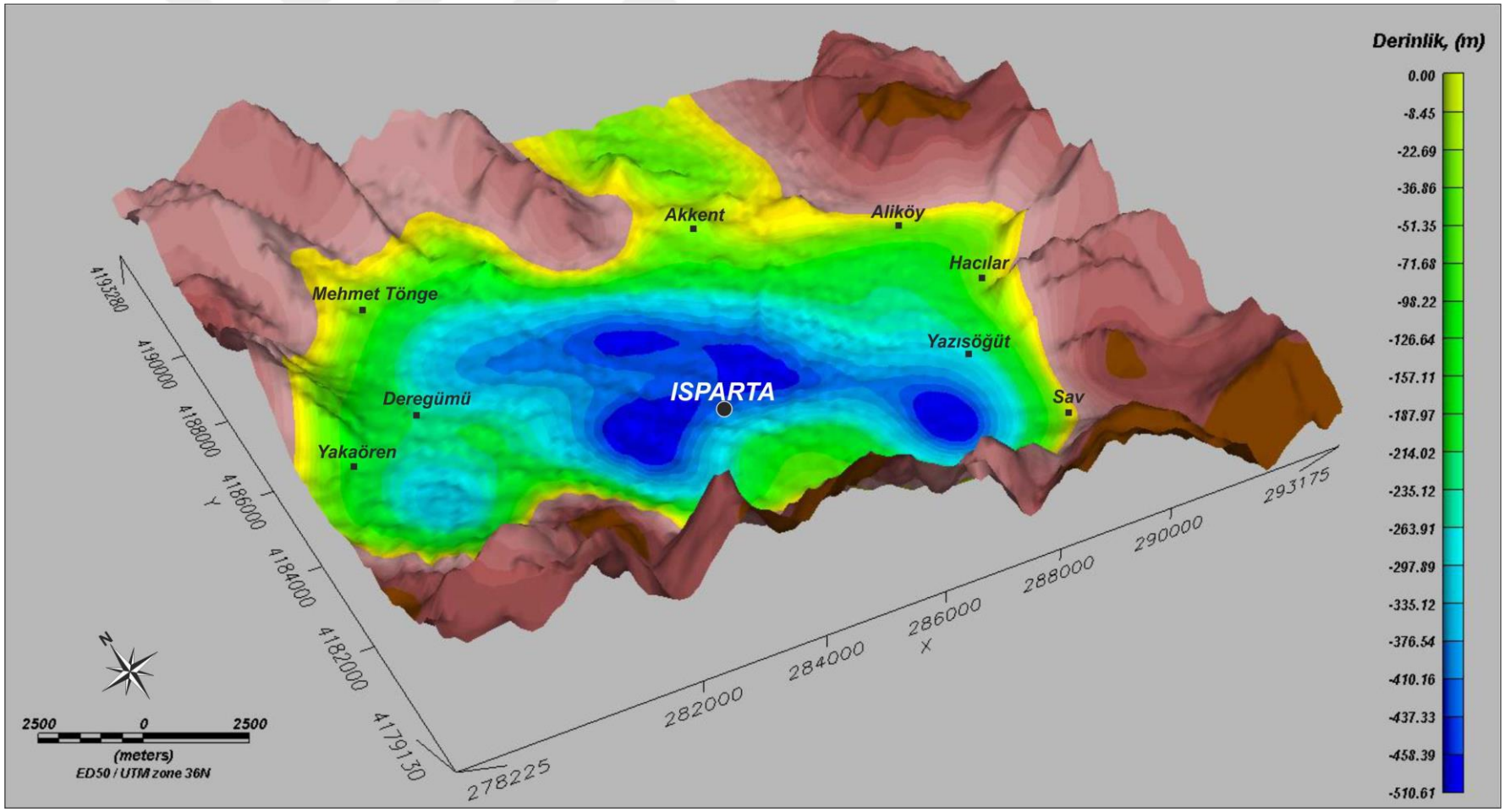
Gomez-Ortiz ve Agarwal (2005) matlap programı ile derinlik modellemesi Tablo 5.2.'de verilen parametreler kullanılarak Şekil 5.14. verilen gravite rejyonal değerlerine uygulanmış ve Isparta baseni ana kaya derinlik dağılım haritası elde edilmiştir (Şekil 5.18.).

Tablo 5.3. Bölgede açılan sondajlara ait derinlik bilgisi (anakaya seviyesine ulaşılan seviyeler sarı renk ile işaretlenmiştir)

Kuyu No	Boylam(UTM)	Enlem(UTM)	Maksimum Derinlik (m)	Kuyu Sonu Litolojisi
1	282544	4184715	150	Aglomera
2	284600	4187550	170	Tüf-Tüfit
3	278475	4183550	150	82-150 Andezit
4	289745	4182526	140	90-140 Andezit
5	285925	4185400	215	Çakıl
6	289216	4181672	153	112-153 Andezit
7	281912	4187828	240	236-240 Andezit
8	286319	4181328	160	98-160 Andezit
9	286100	4183840	140	Tüf-Tüfit
10	288678	4187562	108	54-108 Kireçtaşı
11	288300	4184950	169	Çakıl
12	286792	4191403	142	72-742 Kireçtaşı
13	279635	4186282	159	91-159 Andezit
14	281130	4187796	180	Çakıl
15	289600	4185500	180	173-180 Kireçtaşı

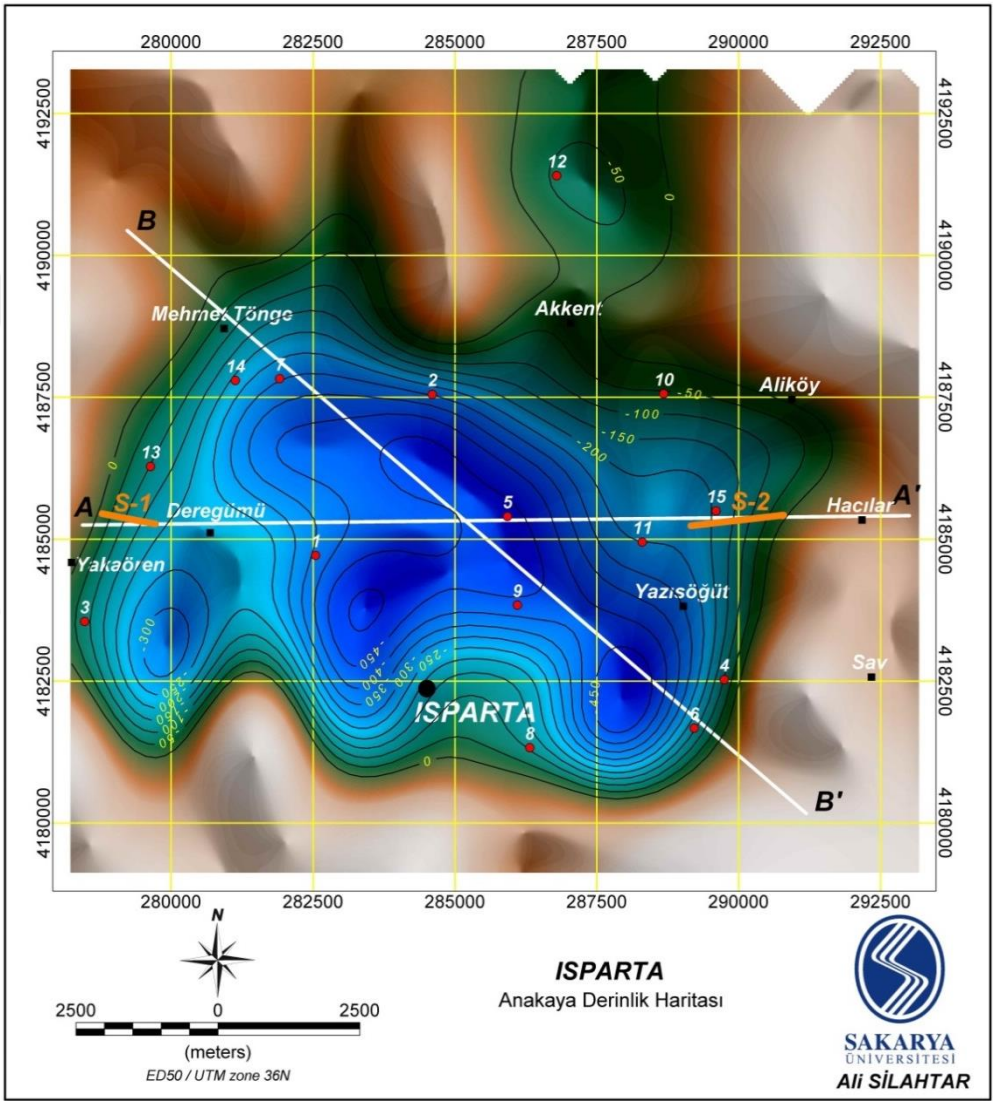
3 boyutlu ana kaya derinlik dağılımı incelendiğinde (Şekil 5.18.) basen içerisinde en derin seviyenin 510 metre olduğu görülmektedir. Güç spektrumunda seçilen doğrunun eğimi ile orantılı ortalama derinlik seviyesinin belirlendiği ve eğrinin seçimi ile değişkenlik gösterebileceği dikkate alınırsa elde edilen sonuçların birbiriyle uyumlu olduğu görülmektedir.

Anakaya-derinlik dağılımını, çalışma alanında yer alan sondaj litolojileri (EK-2) ve bir önceki bölümde elde edilen sismik yansıma kesitleri (Şekil 4.27. ve 4.28.) ile karşılaştırabilmek için ise Şekil 5.18. harita projeksiyonunda yeniden çizdirilmiştir (Şekil 5.19.). Çalışma alanında yer alan sondajların ve sismik yansıma profillerinin lokasyonları da ölçekli bir şekilde Şekil 5.19. üzerine aktarılmıştır.



Şekil 5.18. Isparta Baseni 3-boyutlu anakaya-derinlik dağılımı

Elde edilen ana kaya derinlik dağılımı ile sondaj verilerinin uyumunu görebilmek için için Tablo 5.3. hazırlanmıştır. Tablo 5.3.'de yer alan 15 sondaj noktasından altısında ana kayaya ulaşılamazken dokuzunda ulaşılmıştır. Ana kayaya ulaşılan sondajlardaki derinlik sevileri ile Şekil 5.19.'de verilen derinlik konturları ile uyumu açıkça görülmektedir.



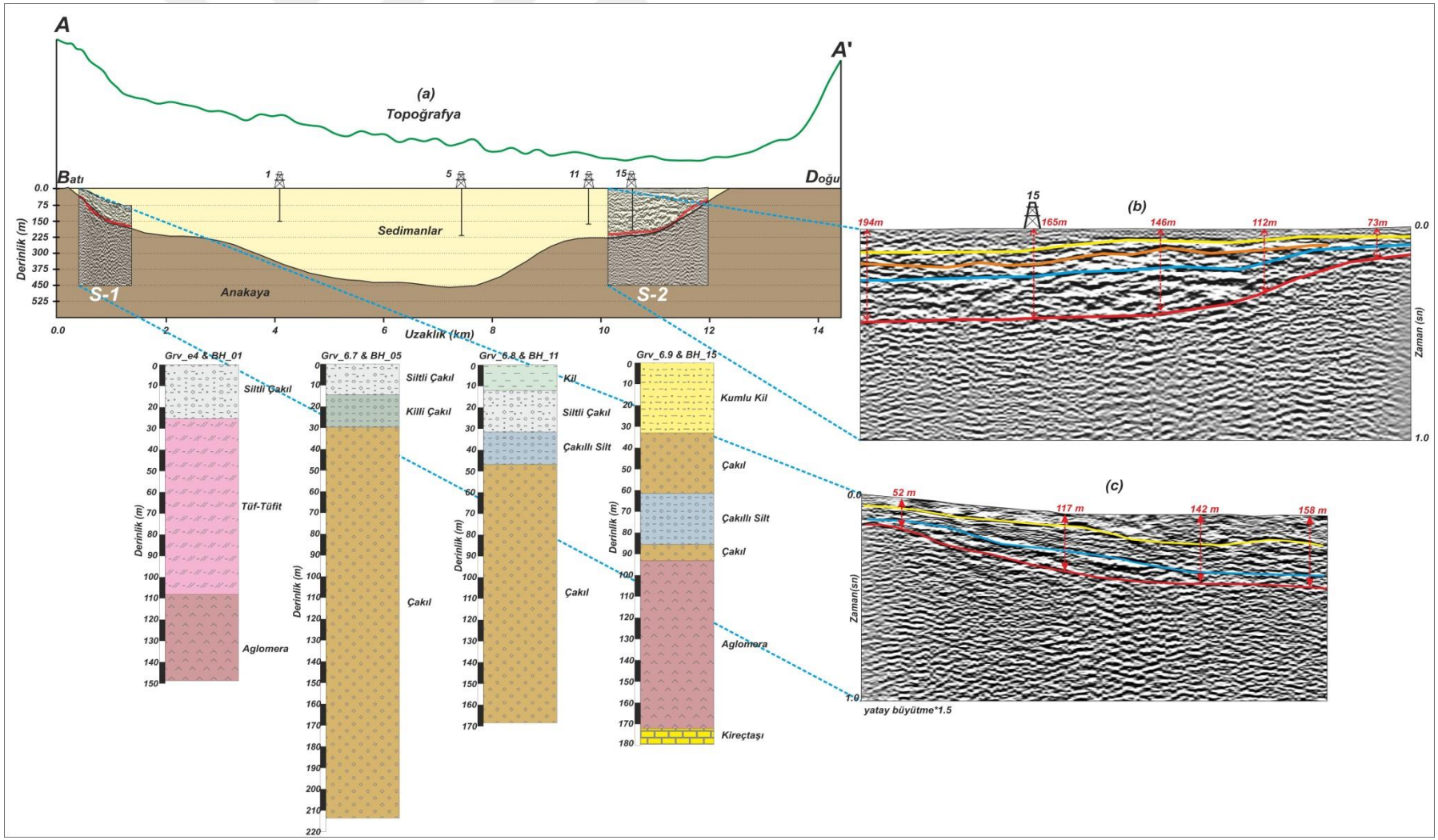
Şekil 5.19. Isparta ana kaya derinlik dağılımı (Kırmızı noktalar EK-2'de verilen sondaj lokasyonlarını, S1 ve S2 sismik yansıma profillerini, A-A' ve B-B' iki boyutlu gravite kesitlerini göstermektedir)

Sondaj lokasyonları çalışma alanında yaklaşık homojen bir dağılım gösterirken sismik yansıma profilleri basenin sadece batı ve doğu kenarında yer almaktadır. Bu bilgiler dikkate alınarak gerek sismik yansıma profillerini gerekse en fazla sondaj

lokasyonunu kapsayacak şekilde çalışma alanında yaklaşık birbirine dik A-A' ve B-B' kesitleri alınmıştır (Şekil 5.19.).

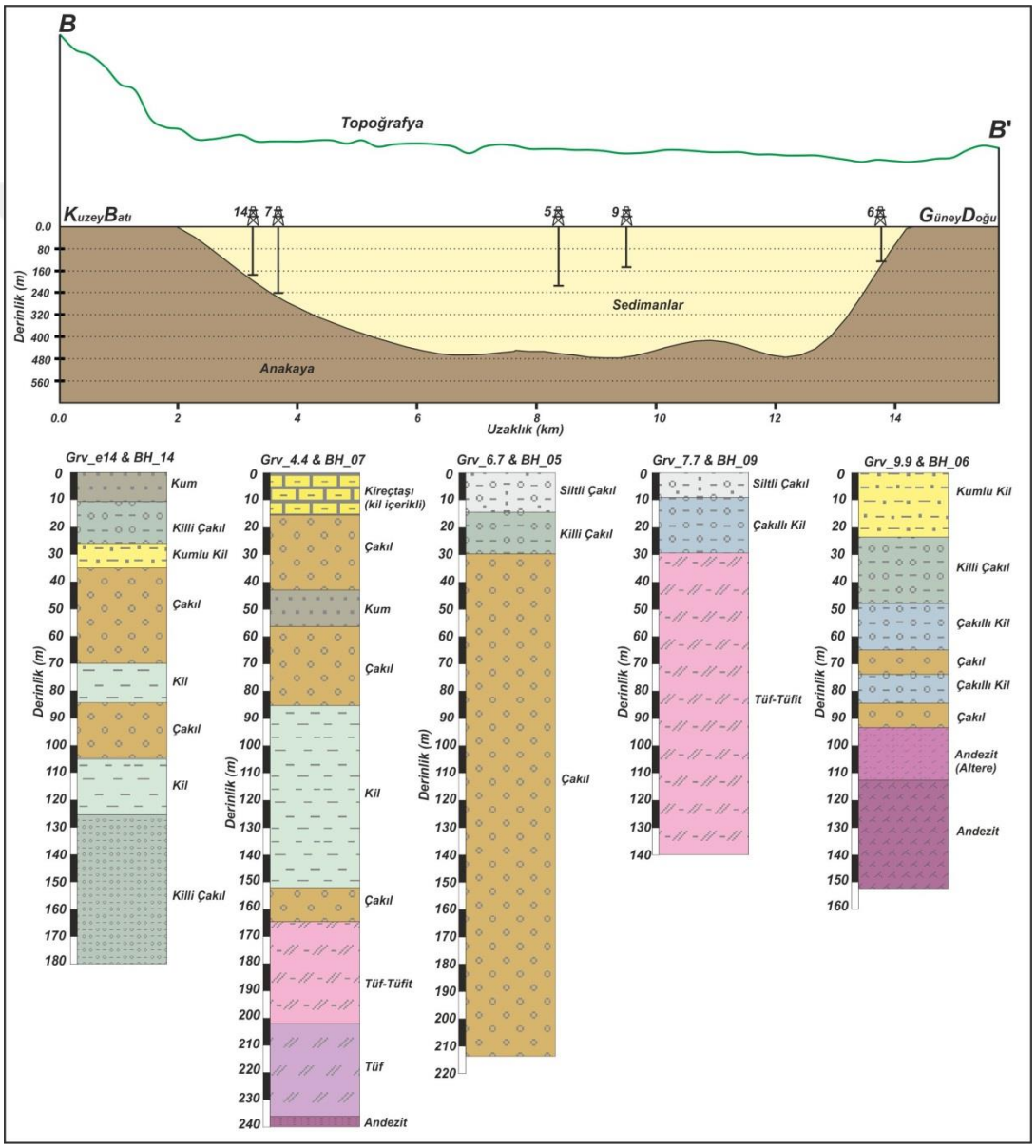
Şekil 5.20.'de verilen iki boyutlu A-A' derinlik kesiti üzerine sondaj lokasyonları ve sismik yansıma profilleri ölçekli olarak yerleştirilmiştir. A-A' derinlik kesitinde sondaj litolojilerine göre basen içerisinde kalın bir çakıl seviyesi varlığı öne çıkmaktadır. Diğer taraftan havzanın batısında volkanik malzeme varlığı söz konusu iken doğusunda kireçtaşı seviyeleri gözlenmektedir. Demer (2008) sondaj bilgileri ve jeolojik veriye dayanarak basen içerisindeki bu durumu olası bir faylanma ile ifade etmiştir. Sismik yansıma verilerinin A-A' kesti boyunca uzanmaması mevcut veriler ışığında bu durumun varlığına dair bir yorumu mümkün kılmamaktadır. Çalışma kapsamında yansıma kesitlerinin elde edilmesindeki asıl amaç havza kenarındaki sediman kalınlığının tespiti ve gravite derinlik verisi ile karşılaştırılmasıdır. Bu amaç doğrultusunda hazırlanan Şekil 5.20.'de basenin doğu ve batı kenarında alının sismik kesitler ile gravite derinlik kesiti arasında iyi bir uyum olduğu görülmektedir. Sismik kesitlerin özellikle havza içerisine uzanan son kısımlarında, gravite ana kaya değerlerinden hafif sapmalar gözlenmektedir. Ortaya çıkan farklılık kesit sonlarındaki çözünürlük kaybı ile açıklanabilir. Sismik kesitlerin sonlarında katlanma (fold) sayısının açılımdan kaynaklı düşmesi çözünürlükte azalmaya neden olmakta ve bu nedenle de kesit sonlarında ara yüzeylerin belirlenmesi güçleşmektedir. Buna rağmen 2 boyutlu A-A' gravite ana kaya derinlik kesiti ile havzanın doğu ve batı kenarından elde edilen sismik kesitlerdeki sediman kalınlığı bilgisinin birbirini desteklediği açıktır.

Basen içerisinde alınan diğer B-B' derinlik kesiti KB-GD uzanımlıdır (Şekil 5.21.). Bahsi geçen profil üzerinde sismik kesit olmadığı için derinlik bilgisi sadece sondaj litolojileri ile birlikte verilmiştir. Kesit üzerinde en derin seviye yaklaşık 480 m civarındadır. Kesitin KB kenarında tedrici bir dalım gözlenirken GD kenarında yaklaşık 45 derece civarında bir dalım söz konusudur. Basen kenarındaki dalım olası bir normal faylanmaya işaret ederken bu durum bir sonraki bölümde jeolojik sınır analizi sonuçlarında irdelenecektir.



Şekil 5.20. 2 boyutlu gravite A-A' derinlik kesiti (Sismik yansıma kesitleri (b) Şekil 4.27. ve (c) 4.28.'den düzenlenmiştir)

B-B' kesiti üzerindeki sondaj litolojileri incelendiğinde ise havzanın her iki kenarındaki andezit varlığı dikkat çekmektedir. Havza ortasında ana kayaya ulaşan bir sondaj bulunmaması kesit düzlemi boyunca andezit temel kaya yorumunu mümkün kılmamaktadır. Buna karşın basen kenarındaki bu sondajlarda verilen ana kaya derinlik seviyesi ile gravite çalışması sonucunda elde edilen seviye arasındaki uyum açık bir şekilde görülmektedir.



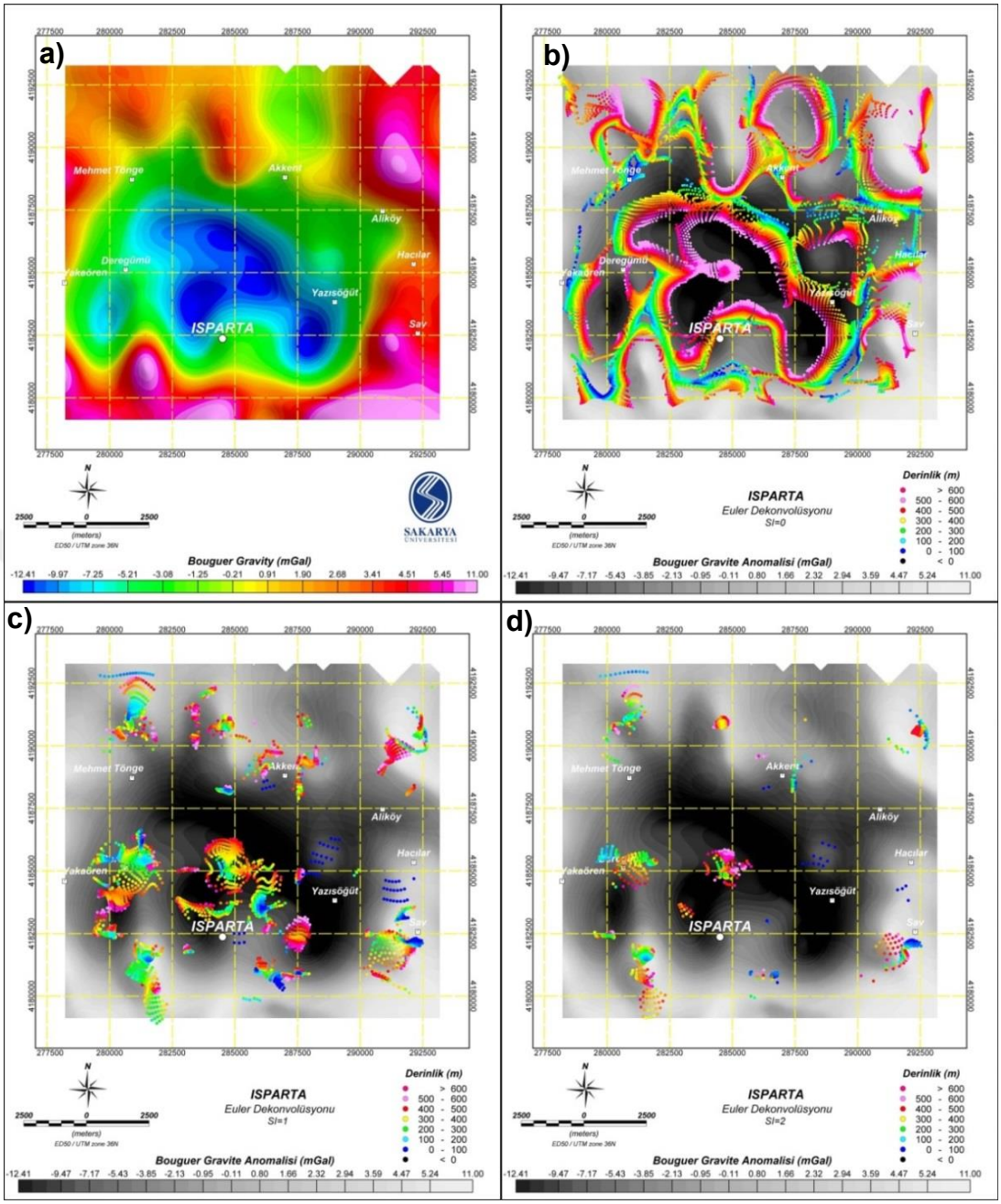
Şekil 5.21. 2 boyutlu gravite B-B' derinlik kesiti

5.6.4. Basen yapı sınır analizi

Basen yapısı ve sınır analizi Euler dekonvolüsyonu ve yatay türev yöntemleri ile gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemler anomali kapanımlarını sınırlayan gradient bölgelerindeki yükselim ve çökelim alanlarından muhtemel fay veya jeolojik kontakt sınırlarının belirlenmesinde kullanılmaktadır. Çalışma alanından elde edilen bouguer gravite rejyonal verisine (Şekil 5.16.) ilk önce 3 boyutlu Euler dekonvolüsyonu uygulanmıştır.

3 boyutlu Euler dekonvolüsyonunda yöntemin teorisinde izah edildiği üzere 2 parametre çok dikkatli seçilmelidir. Bu parametrelerden birincisi euler pencere boyutu ikincisi ise yapısal indeks değeridir. Geosoft (2010) ve Reid ve ark. (2014) tarafından verilen ifade dikkate alınarak (pencere boyutu; veri grid aralığından büyük, bitişik ve çoklu kaynaklardan kaçınabilecek kadar küçük) euler pencere boyutu veri seti için 10x10 olarak belirlenmiştir. Bir veri kümesinin farklı indekslere sahip kaynaklardan gelen anomalileri içerebilmesi, farklı yapısal indeks değerleriyle çözümlemeler yapılmasını gerektirmektedir (Ried ve ark., 1990). Bu doğrultuda Euler dekonvolüsyonu Tablo 5.1.'de verilen bilgiler dikkate alınarak farklı yapısal indeks değerleri (SI:0, SI:1, SI:2) için ayrı ayrı gerçekleştirilmiş ve sonuçlar her bir indeks değeri için çizdirilmiştir (Şekil 5.22.).

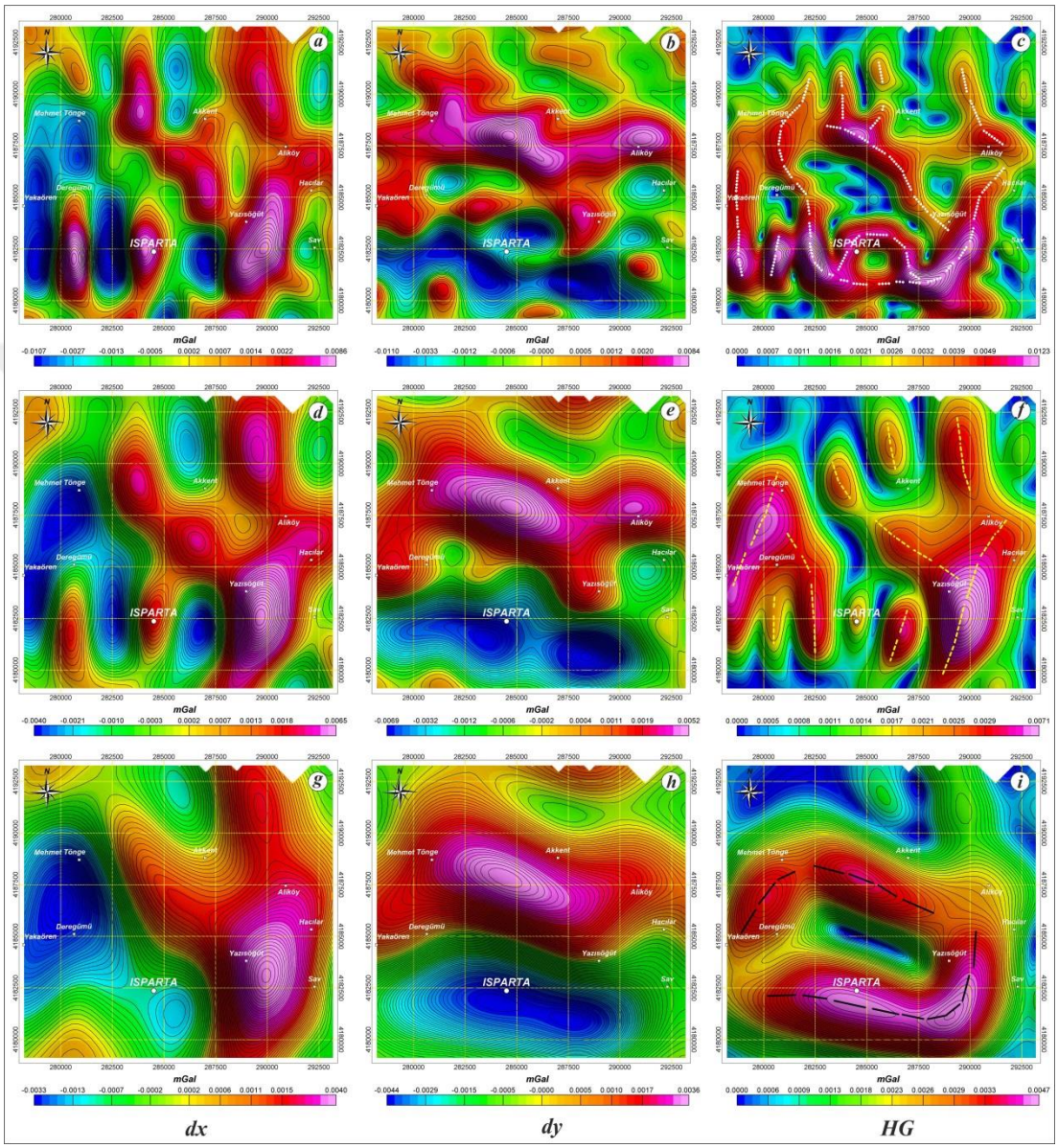
Şekil 5.22.'de verilen yapısal indeks seçimi sonuçları Ried ve ark. (1990) tarafından verilen iyi çözümleme (saçılmanın az kümelenmenin yoğun) ifadesi doğrultusunda değerlendirildiğinde, yarı sonsuz tabaka basamak modeline karşılık gelen sıfır indeksinde çok iyi bir kümelenme söz konusudur. Kümelenmenin dağılımının basen sınırı ile uyumu açık bir şekilde görülmektedir. Diğer taraftan bu uyum Euler derinlik dağılımında sadece basen içerisinde görülmektedir.



Şekil 5.22. Farklı yapısal indeks değerleri için Euler dekonvolüsyonu sonuçları (a. Bouguer gravite rezidüel harita, b. Yapısal indeks 0, c. Yapısal indeks 1, d. Yapısal indeks 2)

Havzanın dışında kuzey ve kuzey batısında kalan bölgede ise derinlik değerlerinde biraz farklılık dikkat çekmektedir. Bu farklılık sıfır indeksinin fiziksel sınırlarından kaynaklamaktadır. Potansiyel alana karşılık gelen bu değerin (SI:0), anomalinin kaynağından bağımsız olarak sabit olması gerçek kaynak artışlarının fiziksel sınırlarını belirmede etkili olduğu ile açıklanabilir (Stavrev ve Reid, 2010). Yapısal indeks seçimlerinden SI:1 ve SI:2 çözümlemesinde ise bahsi geçen yapıları ifade

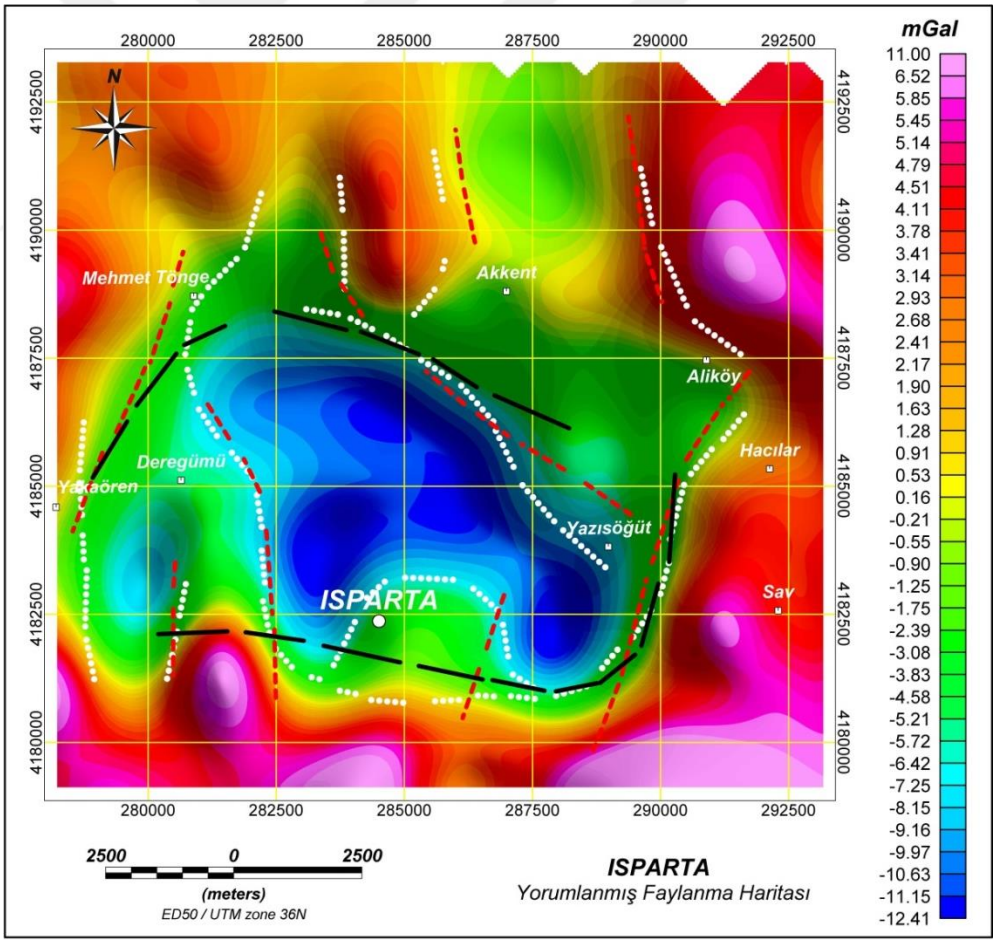
edecek bir kümelenme gözlenmemiştir. Bu saçılım özellikle SI:2 modelinde oldukça belirgindir (Şekil 5.22.). SI:1 modelinde ise saçılım göreceli olarak azalmış olsa da modeli temsil edecek baskın bir kümelenme yapısı gözlenmemiştir.



Şekil 5.23. Belirlenen derinlik seviyeleri için yön bağımlı yatay türevler ve toplam HG (a, b, c: rejyonal veri için dx_0, dy_0, HG_0; d, e, f: sırasıyla 1 km yukarı uzanım derinlik seviyesindeki dx_1, dy_1, HG_1; g, h, i: sırasıyla 2 km yukarı uzanım seviyesindeki dx_2, dy_2, HG_2)

Yerçekimi alanındaki yanal değişime duyarlı yatay türev yöntemi çalışma alanında jeolojik kontakt veya fay sınırlarının belirlenmesinde Euler dekonvolüsyonu sonuçlarına ek olarak uygulanmıştır. Bouguer gravite verilerinin yukarı analitik uzanım ile çeşitli derinlik seviyelerinde yatay türevin maksimum değerinin

belirlenmesi, bu maksimum harekete neden olacak yapının derinlikle olan değişimi ve dalımının belirlenmesinde etkilidir (Shandini ve Tadjou, 2012). Böylelikle fayların eğilimi ve doğrusal özellikleri kolaylıkla izlenebilir. Çalışma alanında yatay gradyantın hesaplanabildiği rejyonal gravite verisine (Şekil 5.16.) h=0 düzleminde ve yukarı uzanım 1, 2 km derinlik seviyelerinde her iki yönde (*x*,*y*) yatay türevler alınmış ve denklem 5.52 vasıtasıyla toplam yatay türev (Horizontal Gradient, HG) hesaplanmıştır (Şekil 5.23.). Toplam yatay türev (HG) haritaları üzerinde (Şekil 5.23c., Şekil 5.23f., Şekil 5.23i.) yoğunluk kontrastının pozitif yönde baskın olduğu maksimum alanlardan jeolojik yapı sınırları çizilmiştir. Ancak görüldüğü gibi bu şekilde yapılara dair yorum yapabilmek pek mümkün değildir. Bu nedenle çözüm seviyelerine ait toplam HG bilgilerinden elde edilen yapı sınırları bouguer gravite anomali haritası üzerine aktarılmıştır (Şekil 5.24.).



Şekil 5.24. Bouguer gravite anomali haritası üzerinde farklı derinlik seviyeleri için toplam HG'lerin gösterimi (Beyaz noktalı çizgi HG:0, kırmızı kesikli çizgi HG:1km, siyah uzun kesikli çizgi HG:2km)

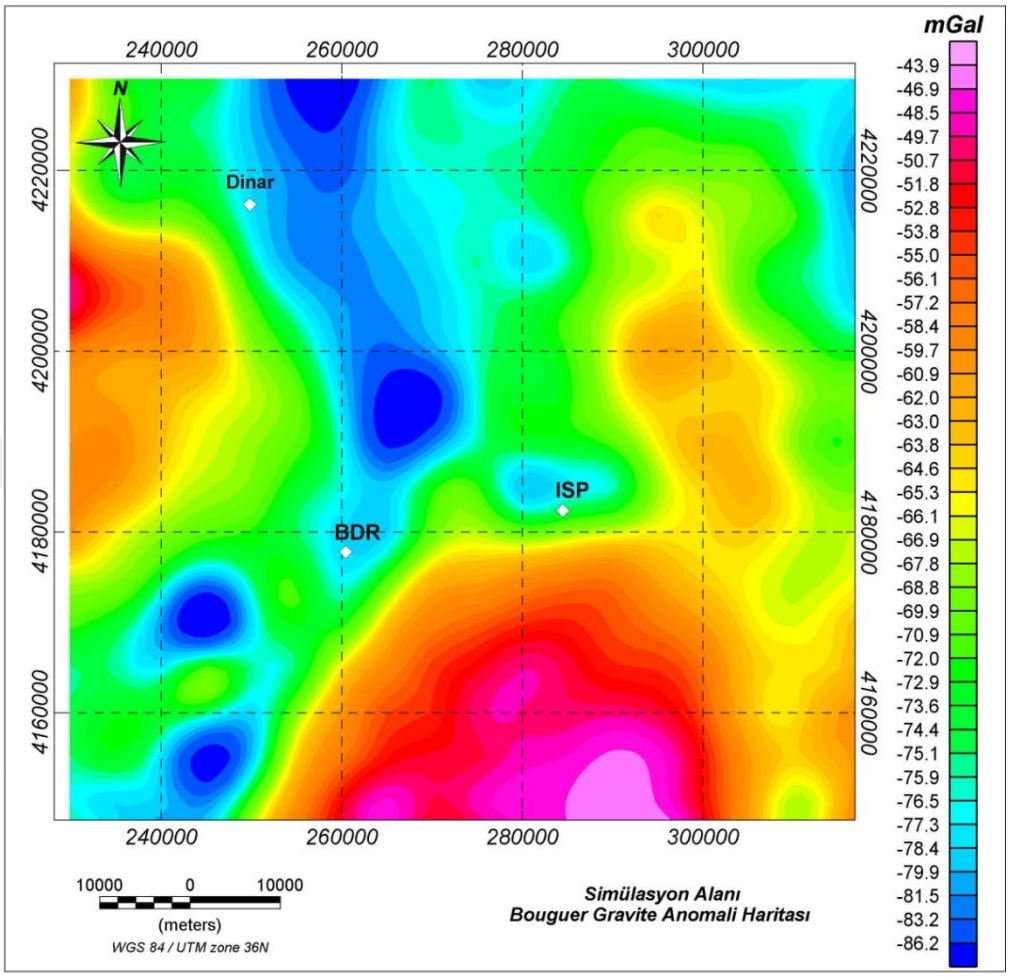
Şekil 5.24. üzerinde çalışma alanında gravite verisinden elde edilen fay çizgisellikleri verilmiştir. Bu çizgisellikler Şekil 5.22.'de yarı sonsuz kontakt modeline karşılık gelen yapısal indeks (SI=0) sonuçları oldukça uyumludur. Özellikle h=0 düzlemi için ortaya çıkan çizgisellik dağılımı SI=0 sonuçlarını ile yüksek uyumluluk ile örtüşmektedir. Öte yandan HG_0'da (h=0 düzlemi) fay çizgisellikleri basen sınırlarını takip etmekte ve 1 km seviyesinde sadece basenin orta kesimi ve doğusunda devamlılık sergilemektedir. Bu durum sığ kesimdeki küçük ölçekli kırıklıklar ve basen içerisindeki düşük yoğunluklu sedimanların etkileri ile açıklanabilir. 2 km derinlik seviyesinde basenin KB ve GD kenarları apeks olacak şekilde saatin tersi yönünde bir rotasyon eğilimi görülmektedir. Çalışma alanını içerisine alan GPS çalışmaları (McClusky ve ark., 2000; Reilinger ve ark., 2006; Aktuğ ve ark., 2009; Tiryakioğlu ve ark., 2013) Isparta açısı içerisinde kütle hareketliliğinin saatin tersi yönünde bir rotasyona sahip olduğunu göstermektedir. Havza içesinde meydana gelen bu eğilim GPS çalışmalarında verilen kütle hareketi ile ilgili olmalıdır.

Basen içerisindeki dikkat çeken bir diğer önemli detay, her derinlik seviyesinde gözlenen ve yaklaşık Yazısöğüt civarından Mehmet Tönge'ye kadar uzanan KB-GD yönlü faylanmadır. Demer (2008) çalışma alanındaki sondajlara ait kuyu litolojisi bilgilerine dayanarak basen içerisinde yeni KB-GD yönlü bir faylanma olabileceğini ifade etmiştir (Şekil 2.3.). HG analizi neticesinde basen içerisinde ortaya çıkan KB-GD yönelimli bu faylanma, Demer (2008) tarafından verilen ifadeyi destekler niteliktedir. Böylelikle sondaj verileri ile varlığına dair ön bulguları olan bu lokal faylanma, Euler dekonvolüsyonu ve yatay türev sonuçları ile modellenmiştir.

5.7. Simülasyon Alanı Basen Derinlik Analizi

Tez kapsamında gravite çalışması ile öncelikli hedef Isparta baseninin ana kaya dağılımının modellenmesidir ve bu amaç çalışma alanında 108 noktada toplanan gravite verisinin çözümlenmesi ile gerçekleştirilmiştir. Ancak çalışma alanı üzerinde etkili fay düzlemleri, modellenen Isparta havzasının dışında yer almaktadır. Daha önceki bölümlerde de ifade edildiği gibi dalga yayılımı üzerinde ana kaya dağılımı son derece etkilidir. Bu nedenle Bölüm 6 da gerçekleştirilecek olan senaryo deprem

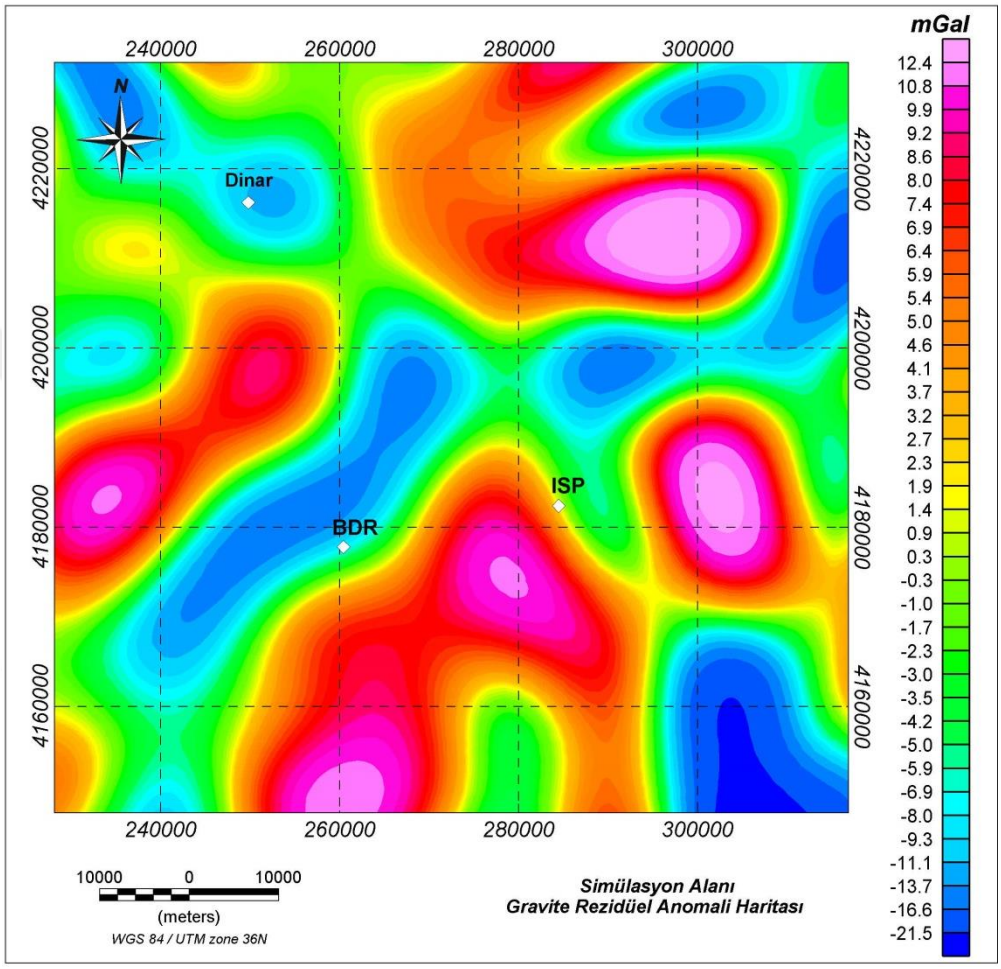
simülasyonu için sonlu fay düzlemlerini kapsayan alanın da ana kaya derinlik dağılımının modellenmesi simülasyon sonuçlarına önemli bir katkı sağlayacaktır.



Şekil 5.25. Simülasyon alanı Bouguer gravite anomali haritası

Simülasyon alanın boyutları göz önüne alındığında (140x100 km) yüksek çözünürlükle (yaklaşık 1x1 km grid aralığı) basen topoğrafyasının oluşturulması çok geniş kapsamlı bir araştırma gerektirmektedir. Bu bağlamda simülasyon alanının modellenmesinde Maden Tetkik Arama (MTA) tarafından toplanan ve Dolmaz, (2007)'de kullanılan Bouguer gravite verisi (Şekil 5.25.) kullanılmıştır. Kaydedilmiş bu veri setinde grid aralığı 2-5 km arasında değişirken, gravite verisine MTA tarafından sırasıyla; enlem, bouguer düzeltmesi (yoğunluk indirgemesi 2.4 gr/cm^3 alınmıştır), topoğrafya, serbest hava ve gel-git düzeltmeleri uygulanmıştır. Bouguer gravite verisinden derin yapıların etkisini bastırıp sığ yapıların etkisini belirginleştirmede, bouguer gravite verisi öncelikle Dolmaz (1999) elde edilen trend

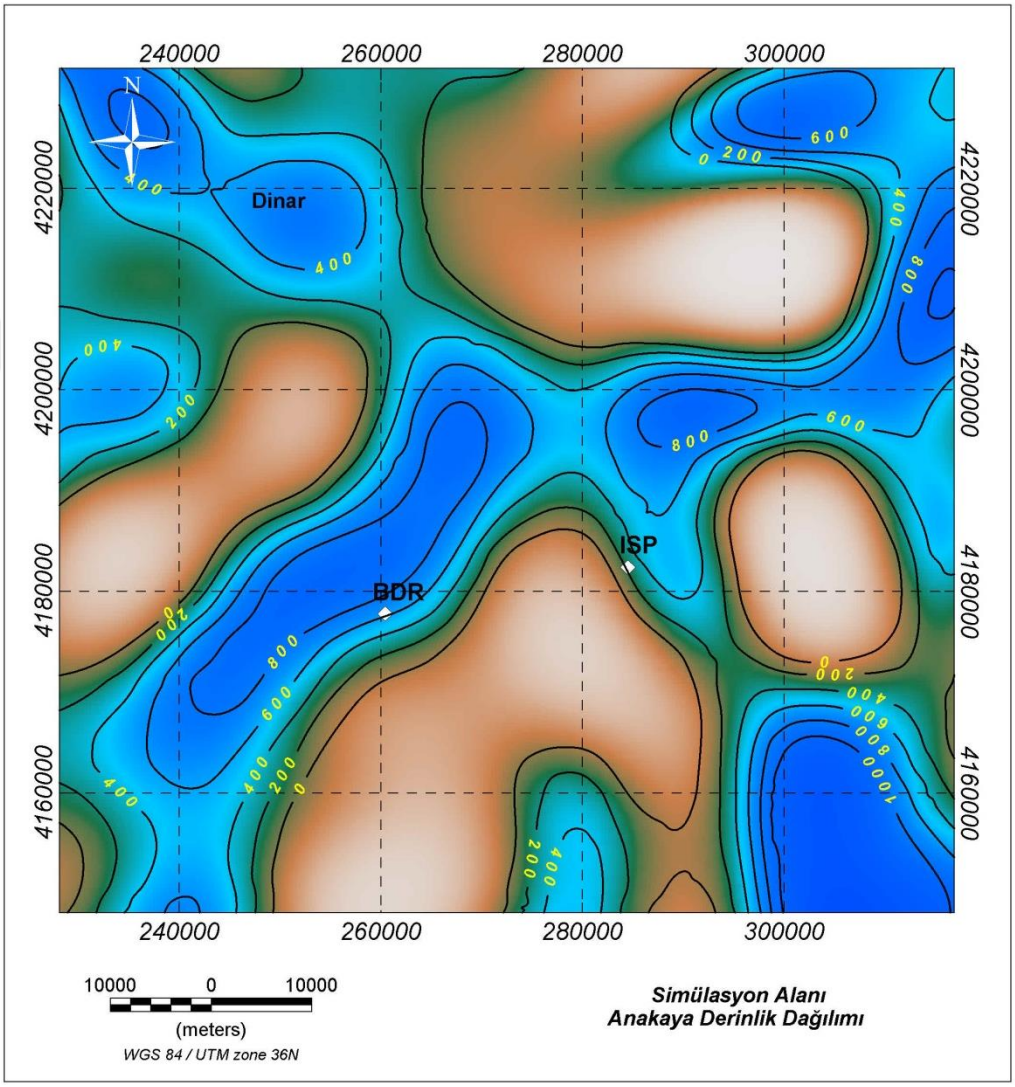
dağılımları dikkate alınarak veriden 2. dereceden bir polinomal trend yüzeyi çakıştırılmış ve ardından Oldow ve Sprenke (2006) tarafından önerilen spline yüzeyi ile çok sığ jeolojik etkiler veriden uzaklaştırılmıştır. Böylelikle rezidüel anomali ortaya çıkarılmıştır (Şekil 5.26.).



Şekil 5.26. Simülasyon alanı rezidüel anomali haritası

Elde edilen rezidüel anomaliden ana kaya derinlik dağılımını modellemede Gomez-Ortiz ve Agrarwal (2005) tarafından geliştirilen 3DINVER matlap kodu kullanılmıştır. Yaklaşık 140x100 km'lik simülasyon alanında çözümleme esnasında kenar etkilerini önlemek için çözüm alanı genişliği, maksimum entropi yöntemi (Burg, 1972) doğrultusunda Gomez-Ortiz ve Agrarwal (2005) tarafından önerildiği gibi 666x666 km^2 olarak benimsenmiştir. Üç boyutlu olarak ara yüzeylerin kestiriminde, yüksek frekanslarda kararsız olan Fourier spektrumunun ters çözümde yakınsaması için eşitlik 5.46'da WH ve SH ile tanımlanan filtre katsayıları Isparta

baseni için benimsenen değerler olan 0.04 ve 0.06 alınmıştır. Ters çözüm işleminde bir diğer önemli parametre referans seviye derinliği, Isparta havzasından elde edilen maksimum seviye olan 542 m seçilmiştir. Bu parametreler kullanılarak elde edilen ana kaya derinlik dağılımı Şekil 5.27.'de verilmiştir.



Şekil 5.27. Simülasyon alanı anakaya derinlik dağılımı

Şekil 5.27. incelendiğinde en derin seviye yaklaşık 800-950 m ile Isparta baseninin güneydoğusunda burdur gölünün güneybatı sınırında görülmektedir. Price (1989) ve Kazancı (1990)'da bu alan genç alüvyal sedimanlar ile tanımlamıştır. Price ve Scott (1989, 1994) yarı graben şeklinde oluşan bu havzadaki sediman istifin kalınlığını 1100 m olarak önermişlerdir (Alçiçek ve ark., 2013). Ters çözüm sonucu bu bilgiler ile oldukça benzerdir. Diğer taraftan Dinar havzasında yapılan rezistive ve sondaj

çalışmalarında Oligosen yaşlı konglomera ile tanımlanan ana kayanın 150-200 m seviyelerine kadar ulaştığı anlaşılmaktadır (Özpınar, 1978; Yalçınkaya ve Alptekin, 2003). Aynı çalışmalarda konglomera seri altında yer alan Eosen Filiş seviyesinin daha derine uzandığı da tanımlanmaktadır. Şekil 5.25.'de Dinar baseni civarında derinlik eğrileri bu tanımlama göz önüne alındığında uyum göstermektedir. Isparta basenine karşılık gelen lokasyonda ise derinlik eğrileri yaklaşık 400-600 m aralığındadır. Isparta havzası modellemesinden en derin seviyenin yaklaşık 500 m olduğu dikkate alınırsa, simülasyon alanı derinlik dağılımının makul sınırlar içerisinde olduğu görülmektedir. Veri setindeki geniş grid aralığı (2-5 km) bazı alanlarda yuvarlatma yapılmasına ve her ne kadar basen sınırlarında çözünürlüğün tedrici olarak düşmesine neden olsa da, simülasyon alanının geneline dair bir yaklaşım yapabilme imkanı sağlamaktadır.

5.8. Gravite Çözümleme Sonuçları ve Tartışma

Gravite çalışması kapsamında Isparta baseni ana kaya derinlik dağılımını belirlemede, güç spektrumu ve Parker-Oldenburg ters çözüm yöntemleri birbirleriyle etkileşimli olarak kullanılmıştır. Yapılan değerlendirme sonucunda havzanın üç boyutu ana kaya dağılımı modellenmiş (Şekil 5.16.) ve en derin seviyenin 510 m olduğu tespit edilmiştir. Sonuçları havzadaki sondaj verileri ve bir önceki bölümde elde edilen sismik yansıma profilleri ile karşılaştırabilmek için kesitler alınmıştır (Şekil 5.18. ve 5.19.). Yapılan değerlendirme neticesinde gravite çalışmasından elde edilen sediman kalınlığı dağılımının hem sondaj hem de yansıma kesitleri ile desteklendiği görülmüştür.

Basen içerisinde yapı sınır analizi için ise Euler dekonvolüsyonu ve HG yöntemleri eş zamanlı uygulanmıştır. Yapılan analiz neticesinde yarı sonsuz tabaka-basamak modelinde (SI:0) çok iyi bir kümelenme olduğu ve bu kümelenmenin basen sınırını çok iyi temsil ettiği görülmüştür (Şekil 5.20.). Diğer yapısal indeks değerlerinde anlamlı bir kümelenmenin olmayışı bu yapılara ait bir yorumlamanın önüne geçmiştir. Basen içerisindeki faylanma çizgiselliklerini ve bu çizgiselliklerinin dalımını irdeleyebilmek için farklı derinlik seviyelerinde x ve y yönünde türevler

alınmıştır (Şekil 5.21.). Belirlenen seviyelere ait toplam HG haritaları oluşturulmuş ve faylanma çizgisellikleri belirlenmiştir (Şekil 5.22.). Her bir seviyede devamlılığı izlenemeyen çizgisellikler, küçük ölçekli sığ kırıklar olmalıdır. Ayrıca faylanma haritasında (Şekil 5.22.) basen içerisinde her bir derinlik seviyesinde gözlenen KB-GD uzanımlı gelişen yapı, Demer (2008)'de sondaj verileri ile varlığına dair bulgular elde edilen yeni bir lokal faylanma olarak yorumlanmıştır.

Simülasyon alanının geneline ait bir ana kaya derinlik modeli oluşturabilmek için ise MTA tarafından toplanan bouguer gravite verileri kullanılmıştır (Şekil 5.25.). Veri kazanım aralığı 2-5 km arasında değişen bu veri setinden rezidüel anomali dağılımı (Şekil 5.26.) elde edilmiş ve Isparta havzasında kullanılan Parker-Oldenburg ters çözüm yöntemi ile ana kaya derinlik dağılımı elde edilmiştir. Elde edilen sonuçların gerek literatür verileri ile gerekse tez kapsamında Isparta baseninde ortaya çıkan ana kaya derinlik dağılımı ile uyumlu olduğu görülmüştür. Ancak veri kazanım aralığı çok detaylı bir çözümlemeden ziyade daha genel bir çözümleme yapılabilmesine olanak sağlamıştır. Simülasyon alanı ve çevresini kapsayan alanın sık aralıklı gravite ağı ile veri kazanımı, yüksek çözünürlüklü havza modellemelerine imkan sağlayacağı açıktır.

Tezin gravite bölümünden elde edilen bu veriler devam eden bölümde senaryo deprem sismik tehlike haritalarında son derece önemli olan ana kaya derinlik dağılımı veri girdisinde kullanılacaktır.

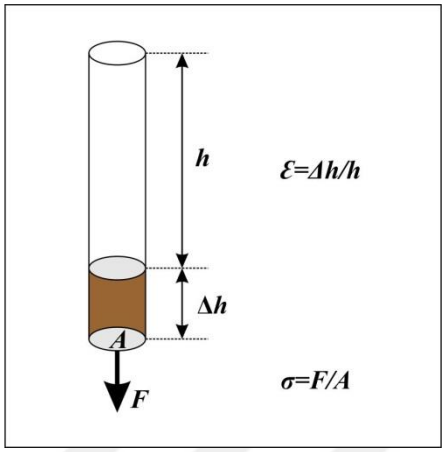
BÖLÜM 6. SENARYO DEPREM SİMÜLASYONU

Yerküre yapısı ve deprem mekanizmalarına göre dalga yayılımını anlamak ve orta-büyük dereceli depremler için nicel sismik tehlike değerlendirmesinde kuvvetli yer hareketinin şiddetinin öngörülmesi sismolojinin ana hedeflerinden birisidir. Yeryüzünde dalga yayılımı ise ortamdaki elastik kuvvetler neticesinde gerçekleşen bir durumdur. Teorisi 20. yüzyıldan önceye dayanan elastisite teorimi kuvvet altındaki maddenin gerilme ve yamulma davranışının irdelenmesidir. Elastik (bazen anelastik) ortamdaki dalga yayılım problemini çözmek için sonlu fark yöntemi, basit formülasyonu ve büyük hesaplamalardaki kolay ölçeklenebilirliği nedeniyle 1970'lerden bu yana diğer sayısal yöntemlerden daha yaygın olarak kullanılmaktadır. Tezin bu bölümünde 3 boyutlu sonlu farklar elastik dalga yayılımı prensibine dayayan Larsen ve Grieger (1998) ve Larsen ve ark. (2001) tarafından geliştirilen açık kaynaklı E3D (3-D finite-difference wave propagation code) kodu kullanılarak çalışma alanı üzerinde etkili 1914-1971 Burdur, 1995 Dinar ve 2014 Ağlasun depremlerinin farklı kırılma modelleri için deprem tehlike şiddet haritaları hazırlanmıştır.

6.1. Elastisite ve Elastik Dalga Denklemi

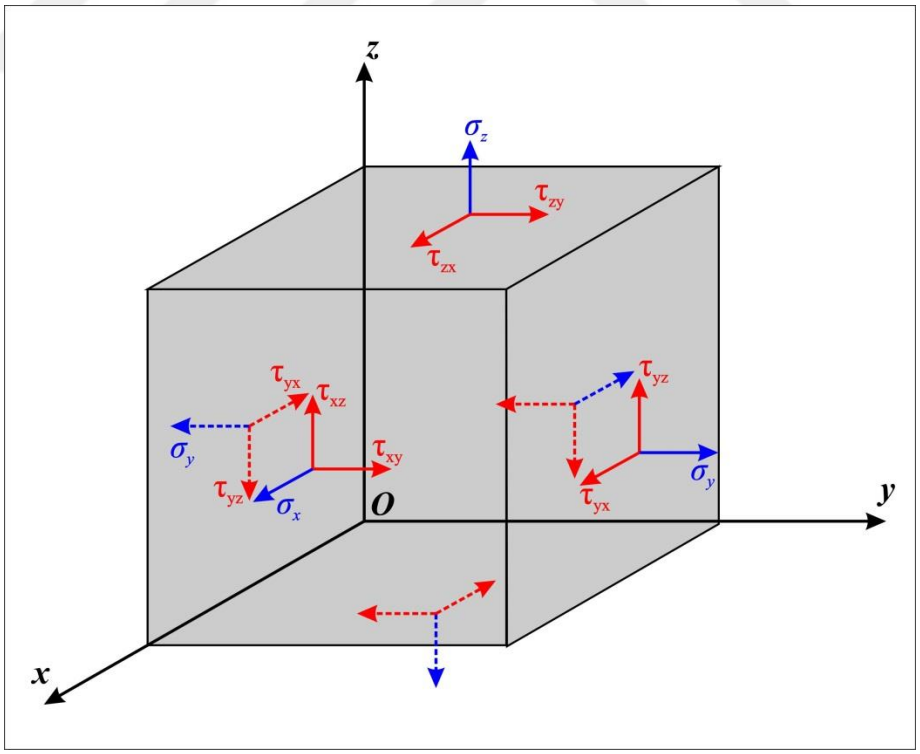
Bir malzemeye bir kuvvet uygulandığında deforme olur ve maddenin parçacıklarının orijinal konumlarından uzaklaştırıldığı anlamına gelir. Kuvvetin kritik bir değeri aşmaması koşuluyla, yer değiştirmeler tersine çevrilebilir; malzeme parçacıkları kuvvet kaldırıldığında orijinal pozisyonlarına geri döner ve kalıcı deformasyon meydana gelmez. Bu durum elastik davranış olarak tanımlanır. Şekil 6.1.'de yüksekliği h, kesit alanı A olan silindirik bir blok F kuvvetinin etkisiyle Δh kadar uzatılmaya çalışıldığı bir ortamda elastik deformasyon uygulanan kuvvet ve gerilmemiş blok boyutuyla doğru, ancak bloğun kesitiyle ters orantılıdır. Burada

gerilme $\sigma=F/A$ ile tanımlanırken deformasyon $\varepsilon=\Delta h/h$ ile tanımlanır (Lay ve Wallace, 1995; Lowrie, 2007).



Şekil 6.1. A kesit alanlı bir silindirde F kuvvetinin etkisiyle meydana gelen elastik deformasyon

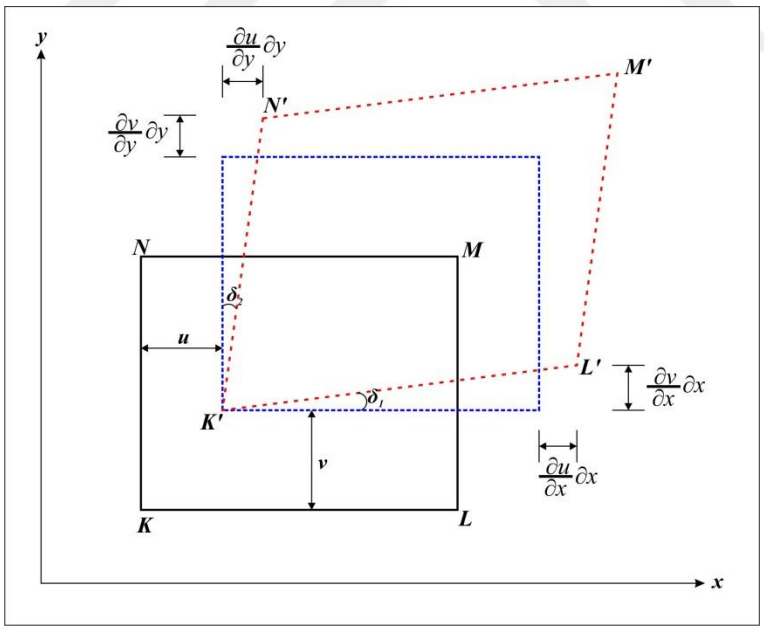
Kayaların elastik deformasyonu neticesinde gerçekleşen sismik dalga yayılımı gerilme ile yamulma arasındaki özelliklerle açıklanabilir.



Şekil 6.2. Kuvvet uygulanan küp üzerindeki gerilme bileşenleri (mavi oklar: normal gerilme, kırmızı oklar: teğetsel gerilme) (Timoshenko ve Goodier, 1970'den düzenlenmiştir)

Gerilme bilindiği üzere birim yüzeye uygulanan kuvvettir. Birim yüzeye uygulanan kuvvetin yönü yüzeye dik ise normal gerilme, yüzeye paralel ise teğetsel (kesme) gerilme meydana gelir (Aki ve Richards, 1980; Lay ve Wallace, 1995). Kuvvetin bu iki durumdan farklı bir açıyla yüzeye uygulanması halinde ise her iki gerilme bileşeni ortaya çıkar. Gerilme altında bir küp göz önüne alınırsa, z düzlemine dik etkiyen bir kuvvetin kübün 6 yüzeyinde meydana getireceği gerilme elemanları Şekil 6.2.'de görülmektedir. Kuvvet uygulanan küp üzerinde görüleceği üzere 9 gerilme bileşeni yer almaktadır. Bu bileşenlerden σ_x, σ_y, σ_z normal gerilmeyi gösterirken, τ_{xy}, τ_{xz}, τ_{yx}, τ_{yz}, τ_{zx}, τ_{zy} kayma (teğetsel) gerilmesini göstermektedir (Telford ve ark., 1990). Bu bileşenler aşağıda yer alan gerilme matrisinde tanımlanmıştır (Denklem 6.1). Bu matris içerisinde gerilme bileşenlerinin ilk indisleri gerilmenin yönünü, ikinci indisler ise gerilmemenin etki ettiği yüzeyin dik olduğu ekseni ifade eder.

$$\begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{bmatrix} \tag{6.1}$$

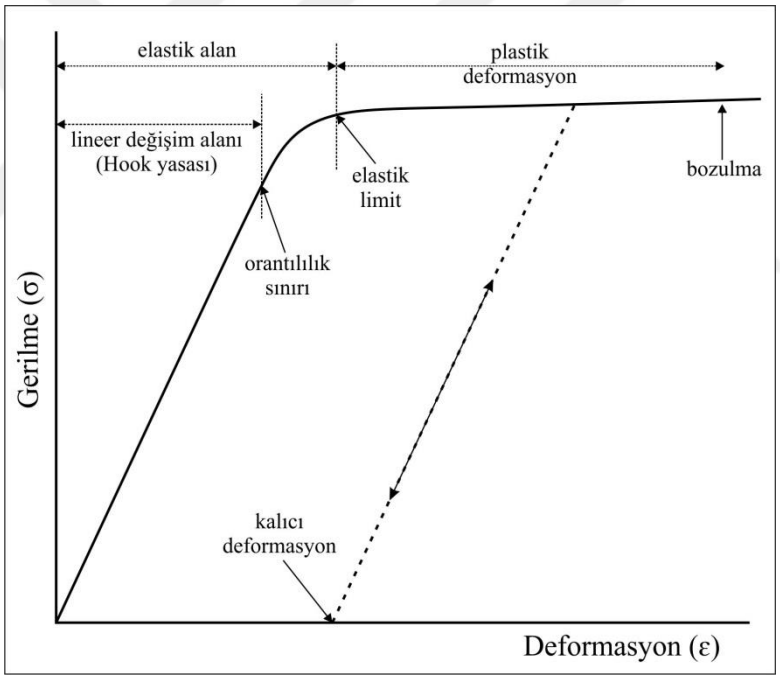


Şekil 6.3. İki boyutta deformasyon (strain) analizi (Telford ve ark., 1990'dan düzenlenmiştir)

Yamulma (deformasyon) ise gerilme kuvveti altındaki bir cisimdeki hacim ve şekil değişikliğinin ölçüsü olarak tanımlanır. Şekil 6.3.'de iki boyutta yamulmanın KLMN dikdörtgeni üzerinde nasıl gerçekleştiği görülmektedir. Burda K noktasına uygulanan

kuvvetin etkisi ile K noktası x doğrultusunda u, y doğrultusunda v kadar ilerleyerek K' noktasına ötelenmiştir. Uygulanan gerilme ile LMN köşelerinin de eş miktarda ötelenmesinde yamulma (deformasyon) durumu gerçekleşmez (Şekil 6.3.'de mavi dörtgen), ancak yer değiştirme eşit değilse yamulma durumu gerçekleşmiş olur. X ve y yönündeki uzamalar (Şekil 6.3.) göreceli uzamalar olup normal deformasyon bileşenleri olarak tanımlanır (ε_{xx}, ε_{yy}, ε_{zz}). Benzer şekilde xy düzlemindeki daralma hareketi ise kayma (teğetsel) deformasyonu olup ε_{xy}, ε_{xz}, ε_{yx}, ε_{yz}, ε_{zx}, ε_{zy} ile tanımlanır (Denklem 6.2) (Lay ve Wallace, 1995; Kara, 2010).

$$\begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon\sigma_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{bmatrix} \tag{6.2}$$



Şekil 6.4. Gerilme-deformasyon ilişkisi

Elastik özellikteki maddelerde deformasyon gerileme ile doğrusal olarak değişir ($\sigma=c\varepsilon$) ve gerilme ile yamulma bu elastik bölgede Hook yasası ile temsil edilir (Şekil 6.4.). Ancak gerilmenin orantısız şekilde büyük olduğu ve elastik sınırın aşıldığı durumlarda Hook yasası geçerliliğini yitirir. Aşağıda verilen

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl}\varepsilon_{kl} \tag{6.3}$$

denklemi izotrop ortamda basitleştirilmiş Hooke yasasıdır. Denklem 6.3'te σ gerilmeyi, ε yamulmayı gösterirken c_{ijkl} elastik parametrelere bağlı bir orantı sabiti olup 81 elemanlı bir vektördür. Gerilme ve yamulma tensörlerinin simetriklik özelliği bu bağımsız katsayı adedini 36'ya indirir. Dördüncü mertebe c_{ijkl} elastisite katsayısı indislerinin ikili değişim özelliğinden ($c_{ijkl} = c_{jikl} = c_{ijlk} = c_{klij}$) denge durumundaki cisimde elastik sabit sayısı 21 olur (Lay ve Wallace, 1995; Saad, 2009). Bu bağımsız katsayılar fiziksel özelliklerin bütün yönlerde aynı olduğu izotrop ortamda λ ve μ ile ifade edilen 2 adet Lamé katsayısı ile verilir (Denklem 6.4). Böylelikle elastik sabit;

$$c_{ijkl} = \lambda\delta_{ij}\delta_{kl} + \mu\left(\delta_{ik}\delta_{jl} + \delta_{il}\delta_{ik}\right) \tag{6.4}$$

ile ifade edilir. Bu eşitlikte gerilme (σ) ve deformasyon (ε) ilişkisi δ_{ij} Kronecker deltası ile sadeleştirilirse

$$\sigma_{ij} = \lambda\varepsilon_{kk}\delta_{ij} + 2\mu\varepsilon_{ij} \tag{6.5}$$

eşitliği elde edilir. Burda Knocker deltası i = j olması durumunda 1, i ≠ j olması durumunda ise 0 alınır. Diğer bilinmeyenlerden μ rijitide modülü olup kayma deformasyonunu ifade ederken, λ Lame sabitidir (Aki ve Richards, 1980; Virieux ve ark., 2012).

Yukarda verilen gerileme tensörü açısal momentumun korunması nedeni ile simetriktir ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$). Denge konumunda hacimsel kütle başına düşen kuvvet *fi* (f_x, fy_y, f_z), belirli bir yer değiştirme hareketinin ivmesi *u* olarak tanımlanırsa

$$\rho\frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial\sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i \tag{6.6}$$

ile elastik dalga teorisinin temel eşitliği elde edilir. Verilen bu diferansiyel denklemde cisme etkiyen *fi* (f_x, fy_y, f_z) kuvvetinin olmaması halinde eşitlik

$$\frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} \tag{6.7}$$

şeklini alacaktır ve buda tekdüze dalga denklemi olarak ifade edilir (Moczo ve ark., 2004; Akkaya, 2011). Bu hareket denkleminin (Denklem 6.7) kartezyen koordinatlarında Hooke eşitliğinin (Denklem 6.3) çözümlenmesi ile,

$$\begin{aligned}
\rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \\
\rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} &= \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \\
\rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} &= \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z}
\end{aligned} \tag{6.8}$$

denklemleri elde edilir (Virieux, 1986; Telford ve ark., 1990). Bu eşitlikte u_x, u_y, u_z yön bağımlı yer değiştirme vektörlerini, $\sigma_{xx}, \tau_{yx}, \tau_{zx}$ ise gerilme bileşenlerini göstermektedir. Knocker deltası ile sadeleştirilen Hooke yasası (Denklem 6.5) kartezyen koordinatlarına göre yeniden düzenlenirse, gerilme ve deformasyon bileşenleri arasındaki bağıntılar,

$$\begin{aligned}
\sigma_{xx} &= \lambda\left(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}\right) + 2\mu\varepsilon_{xx} \\
\tau_{xy} &= 2\mu\varepsilon_{12} \\
\tau_{xz} &= 2\mu\varepsilon_{13} \\
\tau_{yx} &= 2\mu\varepsilon_{21} \\
\sigma_{yy} &= \lambda\left(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}\right) + 2\mu\varepsilon_{yy} \\
\tau_{yz} &= 2\mu\varepsilon_{23} \\
\tau_{zx} &= 2\mu\varepsilon_{31} \\
\tau_{zy} &= 2\mu\varepsilon_{32} \\
\sigma_{zz} &= \lambda\left(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}\right) + 2\mu\varepsilon_{zz}
\end{aligned} \tag{6.9}$$

şeklinde olur. Deformasyon bileşenleri ise denklem 6.8'de verilen yön bağımlı yer değiştirmeler cinsinden yeniden düzenlenirse,

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u_x}{\partial x}$$
$$\varepsilon_{xy} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x}\right)$$
$$\varepsilon_{xz} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x}\right)$$
$$\varepsilon_{yx} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y}\right)$$
$$\varepsilon_{yy} = \frac{\partial u_y}{\partial y}$$
$$\varepsilon_{yz} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y}\right)$$
$$\varepsilon_{zx} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z}\right)$$
$$\varepsilon_{zy} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z}\right)$$
$$\varepsilon_{zz} = \frac{\partial u_z}{\partial z} \qquad (6.10)$$

eşitlikleri elde edilir (Lay ve Wallace, 1995; Lowrie, 2007). Denklem 6.8'de verilen hareket denklemi, denklem 6.9 ve 6.10 ile düzenlenirse,

$$\frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} = \frac{1}{\rho}\left[(\lambda+2\mu)\frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} + (\lambda+\mu)\left(\frac{\partial^2 u_y}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial x \partial z}\right) + \mu\left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2}\right)\right]$$
$$\frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} = \frac{1}{\rho}\left[(\lambda+2\mu)\frac{\partial^2 u_y}{\partial y^2} + (\lambda+\mu)\left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial y \partial z}\right) + \mu\left(\frac{\partial^2 u_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial z^2}\right)\right]$$
$$\frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} = \frac{1}{\rho}\left[(\lambda+2\mu)\frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} + (\lambda+\mu)\left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y \partial z}\right) + \mu\left(\frac{\partial^2 u_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial y^2}\right)\right] \qquad (6.11)$$

kartezyen koordinatlarında 3 boyutlu hareket denklemi elde edilir (Telford ve ark., 1990). P ve S dalgalarının yayıldığı izotropik bir ortamda,

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}}, \quad V_{S=}\sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \qquad (6.12)$$

ile tanımlanan V_p ve V_s hızları (Virieux ve ark., 2012) denklem 6.11'de yerine yazılırsa,

$$\frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} = V_p^2\frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} + V_s^2\left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2}\right) + \left(V_p^2 - V_s^2\right)\left(\frac{\partial^2 u_y}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial x \partial z}\right)$$

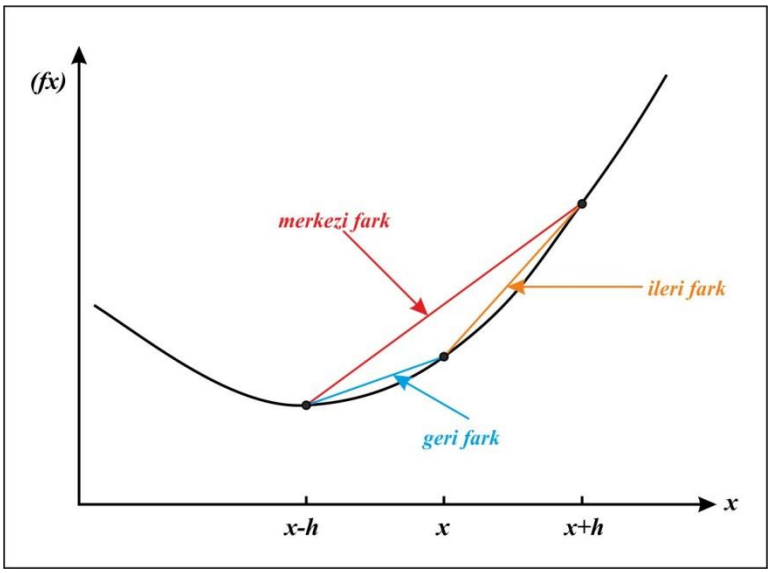
$$\frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} = V_p^2 \frac{\partial^2 u_y}{\partial y^2} + V_s^2 \left(\frac{\partial^2 u_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial z^2}\right) + \left(V_p^2 - V_s^2\right)\left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial y \partial z}\right)$$

$$\frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} = V_p^2 \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} + V_s^2 \left(\frac{\partial^2 u_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial y^2}\right) + \left(V_p^2 - V_s^2\right)\left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y \partial z}\right) \quad (6.13)$$

3 boyutlu elastik dalga yayılımı eşitliği elde edilir.

6.2. Sonlu Farklar Teoremi

Sonlu farklar (finite-difference), sonlu elemanlar (finite-element) sayısal analize dayanan gridleme temelli yöntemlerdir. Farklı çözüm algoritmalarına sahip bu yöntemlerin birbirine göre avantajları tartışmalı bir konudur. Karmaşık diferansiyel hesaplamaları kolaylaştıran bu yöntemlerden sonlu farklar (SF), kademeli gridleme (staggered grid) tekniği kullanılarak geniş grid aralığı ile daha az hesaplama ve beraberinde zaman tasarrufu sağlamaktadır (Graves, 1996; Pitarka, 1999; Moczo ve ark., 2007b). Diğer taraftan Moczo ve ark. (2002) tarafından da ifade edildiği gibi yöntemin temelinde olan doğal kısıtlamalar ve karmaşık model uygulamalarının tamamen ayrıntılılandırılamaması sonlu farkların nispeten zayıflığı olarak görülebilir. Bununla birlikte birçok pratik uygulamada diğer yöntemlere kıyasla daha avantajlıdır (Moczo ve ark., 2007a).



Şekil 6.5. Sonlu farklar türev değişkenleri

Sonlu farklar ile sürekli bir *f(x)* fonksiyonun değişken bir x_0 noktasında birinci türevi

$$\frac{df}{dx}(x_0) = \lim_{h\to 0} \frac{f(x_0+h)-f(x_0)}{h},$$
$$\frac{df}{dx}(x_0) = \lim_{h\to 0} \frac{f(x_0)-f(x_0-h)}{h},$$
$$\frac{df}{dx}(x_0) = \lim_{h\to 0} \frac{f(x_0+h)-f(x_{0-h})}{2h} \quad (6.14)$$

ile verilir ve burada limit değerlerinin sonucu aynı değeri verir. Bu eşitliklerde SF grid aralığı olan *h, x* doğrultusunda iki grid arası mesafe ile sınırlandığı için sınırlar değerlendirilemez. Denklem 6.14 Taylor serisi yaklaşımı ile açılırsa

$$\frac{df}{dx}(x_0) = \frac{f(x_0+h)-f(x_0)}{h} + O(h^1) \quad (6.15)$$
$$\frac{df}{dx}(x_0) = \frac{f(x_0)-f(x_0-h)}{h} + O(h^1) \quad (6.16)$$
$$\frac{df}{dx}(x_0) = \frac{f(x_0+h)-f(x_{0-h})}{2h} + O(h^2) \quad (6.17)$$

eşitlikleri elde edilir. Verilen eşitliklerden denklem 6.15 ileri sonlu fark, denklem 6.16 geri sonlu fark, denklem 6.17 ise merkezi sonlu fark olarak tanımlanır (Yang, 2008) (Şekil 6.5.). Burada ileri ve geri farklarda SF'ın hata miktarı *h* ile orantılı olup birinci türev için 1. derece yaklaşımdan, merkezi farklarda ise birinci türevin 2. derece yaklaşımından elde edilir. SF bu üç türev için genel olarak yaklaşık değerler verecektir ve bu değerler belirli bir cebirsel SF yaklaşımın kullanılması ile elde edilir. SF tasarımında konvensiyonel yer değiştirmenin ikici türevini yakınsamada sıklıkla kullanılan 2. derece SF yaklaşımı,

$$\frac{d^2f}{dx^2}(x_0) = \frac{f(x_0-h)-2f(x_0)+f(x_0+h)}{h^2} + O(h^2) \quad (6.18)$$

ile verilir. Birinci türevin önemli olan 4. derece yaklaşımı ise

$$\frac{df}{dx}(x_0) = \frac{1}{h}\left\{a\left[f\left(x_0+\frac{3}{2}h\right)-f\left(x_0-\frac{3}{2}h\right)\right]+b\left[f\left(x_0+\frac{1}{2}h\right)-f\left(x_0-\frac{1}{2}h\right)\right]\right\}+ O(h^4) \quad (6.19)$$

şeklindedir (Moczo ve ark., 2007b; Vireux ve ark., 2012). Verilen eşitlikte a=-1/24, b=9/8'dir (Levander, 1988) ve bu yaklaşım SF tasarımının aşırtmalı gridlemesinde kullanılır. Yukarda verildiği gibi Taylor açılımları, istenilen türeve yaklaştırma işleminde oldukça kolaylık sağlamaktadır. Burada önemli olan belirli bir problemin çözümünde istenilen yaklaşıma anacak doğru gridleme ile ulaşılabileceğidir.

Sonlu farklar yönteminin çözümünde genel olarak açık ve kapalı yaklaşım kullanılmaktadır. Kapalı yaklaşımda belirli bir zaman adımındaki fonksiyon, önceki zaman adımlarındaki tüm uzaysal düğüm noktalarındaki değerlerin ters matrisi ile hesaplanır (Mufti, 1985; Moczo ve ark., 2004; Moczo ve ark., 2007a). Açık yaklaşımda ise belirli bir zaman seviyesindeki düğüm noktasında fonksiyon, bir önceki zaman veya düğüm noktasından elde edilen değer kullanılarak hesaplanır (Madariaga, 1976; Moczo ve ark., 2004). Kapalı yaklaşım hassasiyet açısından açık yönteme göre daha iyi sonuç vermesine karşın hesaplamadaki işlem hacminin fazlalığı, hafıza ve zaman sorununu beraberinde getirmektedir. Bu nedenle SF ile yapılan deprem simülasyon modellemelerinde çoğunlukla açık yaklaşım kullanılmaktadır (Moczo ve ark., 2007a) .

6.2.1. Sonlu farklarda 3B dalga denklemi ifadesi

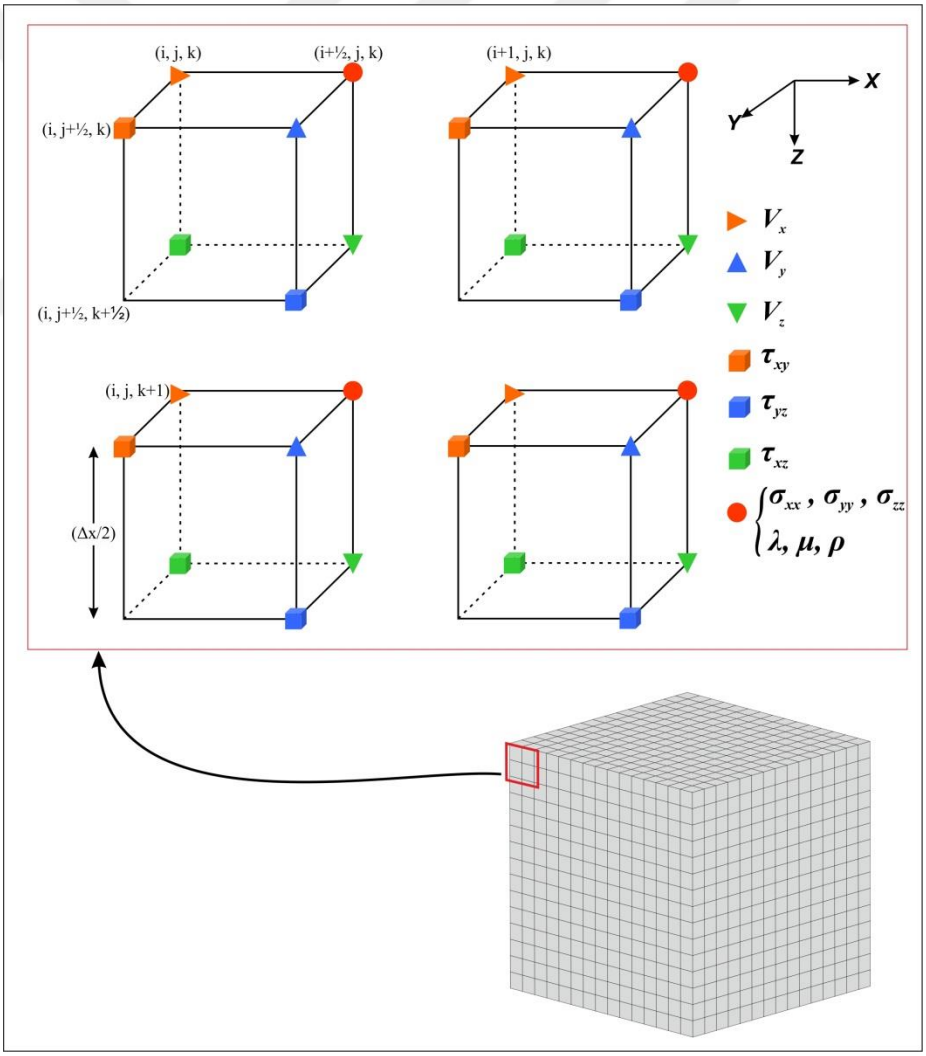
3 boyutlu SF yöntemiyle dalga yayılımı çalışması, dalga yayılım yolu etkilerinin ve karmaşık yapıların tepkisinin daha iyi anlaşılmasına olanak sağlamaktadır. Önceki bölümlerde üç boyutlu elastik dalga denklemi (Denklem 6.8) ve bu denklemin gerilme-deformasyon bileşenleri (Denklem 6.9) arasındaki ilişkisi tanımlanmıştı. Denklem 6.8'de verilen eşitlikler denklem 6.9'un birinci derece diferansiyelinde, yer değiştirmenin zaman ayrıklaştırılmasında hız bileşenleri (V_x, V_y, V_z) yerine yazılıp yeniden düzenlenirse denklem 6.8

$$\partial_t V_x = \frac{1}{\rho}(\partial_x \sigma_{xx} + \partial_y \tau_{xy} + \partial_z \tau_{xz} + f_x)$$
$$\partial_t V_y = \frac{1}{\rho}(\partial_x \tau_{xy} + \partial_y \tau \sigma_{yy} + \partial_z \tau_{yz} + f_y)$$
$$\partial_t V_z = \frac{1}{\rho}(\partial_x \tau_{xz} + \partial_y \tau_{yz} + \partial_z \sigma_{zz} + f_z) \qquad (6.20)$$

denklem 6.9 ise

$$\partial_t \sigma_{xx} = (\lambda + 2\mu)\partial_x V_x + \lambda(\partial_y V_y + \partial_z V_z)$$
$$\partial_t \sigma_{yy} = (\lambda + 2\mu)\partial_y V_y + \lambda(\partial_x V_x + \partial_z V_z)$$
$$\partial_t \sigma_{zz} = (\lambda + 2\mu)\partial_z V_z + \lambda(\partial_x V_x + \partial_y V_y)$$
$$\partial_t \tau_{xy} = \mu(\partial_y V_x + \partial_x V_y)$$
$$\partial_t \tau_{xz} = \mu(\partial_z V_x + \partial_x V_z)$$
$$\partial_t \tau_{yz} = \mu(\partial_z V_y + \partial_y V_z) \qquad (6.21)$$

şeklinde olacaktır.



Şekil 6.6. 3B elastik sonlu fark modellemesi için kademeli grid (staggered-grid) formülasyonu. (i, j, k) indisleri uzaysal koordinatlardaki (x, y, z) değerlerini temsil eder, Δx ise iki komşu gridin merkezleri arasındaki uzunluktur (Graves, 1996'dan düzenlenmiştir)

Denklem 6.20 ve 6.21'de verilen karmaşık denklem sistemi kademeli grid (staggered-grid) SF yöntemi ile kolaylıkla çözülebilir (Graves, 1996; Pitarka, 1999; Moczo ve ark., 2002). Kademeli veya aşamalı grid (staggered-grid) sonlu fark algoritması hız ve stres açısından ifade edilen hareketin birinci dereceden elastodinamik denklemlerini çözümünde kullanılır. İlk olarak Madariaga (1976) tarafından sismik uygulamalarda kullanılan bu gridleme yöntemi 2B ve 3B olarak birçok araştırmacı tarafından yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Virieux, 1986; Randall, 1989; Graves, 1996; Kristek ve Moczo, 2003; Moczo ve ark., 2007b; Rubio ve ark., 2014; Etemadsaeed ve ark., 2016). Kademeli grid yaklaşımında dalga denklemindeki tüm bileşenler bir referans grid üzerinde ($x=i\Delta x$) tanımlanmaktan ziyade, bazıları referans grid noktasından grid aralığının yarısı mesafede ($x=(i\pm\frac{1}{2})$) tanımlanır (Şekil 6.6.). Bu gridleme sisteminde her bir yer değiştirme veya partikül hız bileşeni (V_x) ve her bir kayma gerilmesi bileşeni (τ_{yz}) ayrı grid pozisyonuna sahiptir. Buna karşılık normal gerilme (σ_{xx}, σ_{yy}, σ_{zz}) bileşenleri başka bir grid noktası üzerinde yer alır. Kademeli grid yaklaşımının önemli özelliklerinden birisi çeşitli fark operatörlerinin uzay ve zaman ortamında aynı noktada merkezlenmiş olmasıdır. Bu durumda sistem sadece uzaysal bir kademeli grid üzerinde değil, geçici olarak aynı zaman düzleminde de düzenlenmiştir. Böylelikle hız değerleri gerilme bileşenlerinden bağımsız olarak güncellenebilir (Pitarka, 1999; Yao ve Margrave, 2000). Denklem 6.20 ve 6.21 kademeli grid SF'da zaman türevinin iki mertebeden yaklaşımı ile ayrı ayrı çözümlenirse dalga denkleminde

$$[V_x]_{i,j,k}^{n+1/2} = [V_x]_{i,j,k}^{n-1/2} + [\Delta t b_x\left(D_x\sigma_{xx} + D_y\tau_{xy} + D_z\tau_{xz} + f_x\right)]_{i,j,k}^{n},$$

$$[V_y]_{i+1/2,j+1/2,k}^{n+1/2} = [V_y]_{i+1/2,j+1/2,k}^{n-1/2} + [\Delta t b_y\left(D_x\tau_{xy} + D_y\sigma_{yy} + D_z\tau_{yz} + f_y\right)]_{i+1/2,j+1/2,k}^{n},$$

$$[V_z]_{i+1/2,j,k+1/2}^{n+1/2} = [V_z]_{i+1/2,j,k+1/2}^{n-1/2} + [\Delta t b_z\left(D_x\tau_{xz} + D_y\tau_{yz} + D_z\sigma_{zz} + f_z\right)]_{i+1/2,j,k+1/2}^{n} \quad (6.22)$$

partikül hızı bileşenleri,

$$[\sigma_{xx}]_{i+1/2,j,k}^{n+1} = [\sigma_{xx}]_{i+1/2,j,k}^{n} + \Delta t\left[(\lambda+2\mu)D_xV_x + \lambda\left(D_yV_y + D_zV_z\right)\right]_{i+1/2,j,k}^{n+1/2},$$

$$\left[\sigma_{yy}\right]_{i+1/2,j,k}^{n+1} = \left[\sigma_{yy}\right]_{i+1/2,j,k}^{n} + \Delta t\left[(\lambda+2\mu)D_y V_y + \lambda(D_x V_x + D_z V_z)\right]_{i+1/2,j,k}^{n+1/2},$$

$$[\sigma_{zz}]_{i+1/2,j,k}^{n+1} = [\sigma_{zz}]_{i+1/2,j,k}^{n} + \Delta t\left[(\lambda+2\mu)D_z V_z + \lambda\left(D_x V_x + D_y V_y\right)\right]_{i+1/2,j,k}^{n+1/2},$$

$$\left[\tau_{yz}\right]_{i+1/2,\ j+1/2,\ k+1/2}^{n+1} = \left[\tau_{yz}\right]_{i+1/2,\ j+1/2,\ k+1/2}^{n} + \Delta t[\mu_{yz}\left(D_z V_y + D_y V_z\right)]_{i+1/2,\ j+1/2,\ k+1/2}^{n+1/2},$$

$$\left[\tau_{yz}\right]_{i+1/2,\ j+1/2,\ k+1/2}^{n+1} = \left[\tau_{yz}\right]_{i+1/2,\ j+1/2,\ k+1/2}^{n} + \Delta t[\mu_{yz}\left(D_z V_y + D_y V_z\right)]_{i+1/2,\ j+1/2,\ k+1/2}^{n+1/2},$$

$$[\tau_{xz}]_{i,j,k+1/2}^{n+1} = [\tau_{xz}]_{i,j,k+1/2}^{n} + \Delta t[\mu_{xz}(D_z V_x + D_x V_z)]_{i,j,k+1/2}^{n+1/2},$$

$$\left[\tau_{xy}\right]_{i,j+1/2,k}^{n+1} = \left[\tau_{xy}\right]_{i,j+1/2,k}^{n} + \Delta t[\mu_{xy}\left(D_y V_x + D_x V_y\right)]_{i,j+1/2,k}^{n+1/2} \quad (6.23)$$

ise gerilme bileşenleridir. Verilen bu eşitliklerde üst indisler zaman katsayılarını, alt indisler ise uzaysal katsayıları temsil eder. Δt zaman aralığını, D_x, D_y, D_z ise sırasıyla ∂x, ∂y ∂z uzaysal türevlerin merkezi sonlu fark operatörlerini temsil eder. Burada efektif ortam parametresi olan b,

$$b_x = (b_{i,j,k} + b_{i+1,j,k})/2$$
$$b_y = (b_{i,j,k} + b_{i,j+1,k})/2$$
$$b_z = (b_{i,j,k} + b_{i,j,k+1})/2 \quad (6.24)$$

ile tanımlanırken, μ ile ifade edilen rijitide,

$$\mu_{xy} = \left[0.25\left(\frac{1}{\mu_{i,j,k}} + \frac{1}{\mu_{i+1,j,k}} + \frac{1}{\mu_{i,j+1,k}} + \frac{1}{\mu_{i+1,j+1,k}}\right)\right]^{-1}$$
$$\mu_{xz} = \left[0.25\left(\frac{1}{\mu_{i,j,k}} + \frac{1}{\mu_{i+1,j,k}} + \frac{1}{\mu_{i,j,k+1}} + \frac{1}{\mu_{i+1,j,k+1}}\right)\right]^{-1}$$
$$\mu_{yz} = \left[0.25\left(\frac{1}{\mu_{i,j,k}} + \frac{1}{\mu_{i,j+1,k}} + \frac{1}{\mu_{i,j,k+1}} + \frac{1}{\mu_{i,j+1,k+1}}\right)\right]^{-1} \quad (6.25)$$

ile verilir.

Denklem 6.22 ve 6.23'ün sayısal olarak uygulanmasında iki önemli noktaya dikkat edilmesi gereklidir. Birincisi Diferansiyel operatörler sadece dalga alanı değişkenlerine göre hareket eder, bu düzen içerisinde ortam katsayılarının farklılaşması gerekli olmayıp ortamdaki karmaşıklığın diferansiyel terimler üzerinde herhangi bir etkisi yoktur. İkinci olarak $[n+(1/2)]\Delta t$ anındaki hız alanı hesaplaması denklem 6.22'de açık olarak belirlenmiş $[n-(1/2)]\Delta t$ anındaki hız alanı ve $n\Delta t$ anındaki gerilme alanı ile hesaplanır. $(n + 1)\Delta t$ anında gerileme alanı hesaplaması ise denklem 6.23'de $n\Delta t$ anındaki gerilme alanı ve daha önce hesaplanan $[n+(1/2)]\Delta t$ anındaki hız alanından elde edilir. Bu nedenle zaman modernizasyon şeması oldukça basittir. Kaynak uygulaması (hız, gerilme, vb.) ise kaynak bileşeninin dalga alanına eklenmesi ile gerçekleştirilir (Graves, 1996).

6.2.2. Sınır koşulları

Uzaysal SF grid düzeni sonlu büyüklüğe sahip olmalıdır. Dalga yayılımı sayısal simülasyon modellemelerinde süreğen problemlerden biri hesaplama yapılan sonlu grid kenarlarında ortaya çıkan yapay yansımalardır. Grid sınırında içe doğru yayılım gösteren bu yansımalar, sonsuz olarak tanımlanan bir ortamdaki çözümleri maskeleyebilir (Clayton ve Engquist, 1977). Smith (1974) bu sorunun çözümlemesini her bir emici sınırda (absorbing bounadary) Dirichlet ve Neumann sınır koşullarının birer kez uygulaması ile gerçekleştirmiştir. Bu iki sınır koşulu birbirleriyle zıt işaretli yansımalar üreteceği için iki yaklaşımın birlikte kullanımı yapay yansımaları sönümleyecektir. Ancak bu sönümleme işlemindeki en büyük eksiklik işlemdeki hesaplamaların birçok kez tekrarlanması gerektiğidir.

Clayton ve Engquist (1977) elastik dalga denkleminin paraksiyal yaklaşımına dayanan sınır koşulu ile grid sınırında içe ve dışa doğru oluşan yansımanın enerjisinin birbirinden ayrılabilesini sağlamıştır. Böylelikle yapay yansımaların modellenerek soğrulması sağlanmıştır. SF elastik dalga yayılımında geniş bir aralıkta enerjiyi soğurabilmesi ve kullanım kolaylığı yöntemin etkin kullanılmasını sağlamıştır. Çalışma kapsamında kullanılan SF elastik dalga yayılımı simülasyonu kodunda grid sınırlarında yapay yansımaları önlemede Clayton ve Engquist (1977)

tarafından geliştirilen elastik dalga denkleminin paraksiyal yaklaşımına dayanan emici sınır koşulları benimsenmiştir.

6.2.3. Kaynak fonksiyonu

Elastik dalga yayılımı simülasyonlarında dalga yayılımını başlatacak sentetik bir sismik enerji kaynağı gereksinimi vardır. Bu sentetik kaynak nokta kaynak fonksiyonu olabileceği gibi hacimsel veya düzlemsel kaynak fonksiyonu da olabilir. Dalga yayılımında zaman arttıkça dispersiyon sebebiyle düşük frekanslı sinyaller yüksek frekanslı sinyallere kıyasla daha hızlı hareket edecektir (Kelly ve ark., 1976). Bu nedenle kaynak fonksiyonu çoğunlukla sıfır fazlı Ricker veya Gauss fonksiyonları ile ifade edilir. Bu fonksiyonlardan Gauss zaman serisi (Gussian time-history) fonksiyonunda enerji, belirtilen frekansa kadar tüm frekanslarda eşit olarak dağıtılır (Larsen ve ark., 2001). Çalışma kapsamında kullanılan elastik dalga yayılımı simülasyonunda Gauss zaman serisi fonksiyonu kaynak olarak kullanılmış olup,

$$f(t) = -2\alpha(t - t_0)exp^{-\alpha(t-t_0)^2} \tag{6.26}$$

ile verilir. Burda t_0 titreşimin ortasındaki zaman, α parametresi ise kaynağın frekans içeriğini kontrol eder (Larsen ve Harris, 1993). Larsen ve ark. (2001)'e göre yüksek köşe frekanslar, küçük grid aralığı ile temsil edilen daha dar ölçekli coğrafik alanlarda etkili sonuçlar sunmaktadır. Bu karşılık geniş grid aralığı ile tanımlanan büyük ölçekli havza coğrafyalarında ise düşük köşe frekans seçiminin etkili olacağı belirtilmiştir. Öte yandan Hartzell ve ark. (2010) ve Anderson (2015)'de yer hareketi simülasyonunda ortama dair detaylı hız yapısı olması halinde yüksek köşe frekans seçiminin uygun olacağını ifade edilmiştir.

6.3. Kullanılan 3D Sonlu Farklar Elastik Dalga Yayılımı Kodu (E3D)

Çalışma kapsamında Lawrence Livermore Ulusal Laboratuvarında Larsen ve Grieger (1998) ve Larsen ve ark. (2001) tarafından geliştirilen ve 3D jeolojik modellerde elastik dalgaları gerçekçi bir şekilde simüle edebilen sonlu fark dalga yayılımı kodu

benimsenmiştir. E3D olarak bilinen bu kod özellikle sismik tehlike şiddet değerlendirmelerinde kullanılmaktadır (Larsen ve ark., 2001; Louie ve ark., 2004; Larsen ve ark., 2006; Savran ve ark., 2011; Flinchum ve ark., 2014; Louie ve ark., 2016). E3D, üç boyutlu elastik ve viskoelastik modellemeyi (Robertson ve ark., 1994) ve yüzey topografyasını sismik enerji üzerindeki etkilerini (Schultz, 1997) dahil etmede fizik tabanlı hesaplamaları ve gelişmeleri içerir. Bu gelişmeler büyük ölçekli problemlerin daha verimli bir şekilde simüle edilmesine olanak sağlamıştır. Kod geniş hacimli hesaplamaları yüksek işlemci hızına sahip Linux işletim sistemleri, masaüstü iş istasyonları (workstation) ve büyük paralel işlemciler (Massively Parallel Processors)'de verimli bir şekilde gerçekleştirme imkanı sunmaktadır.

E3D Madariaga (1976), Virieux (1986), Levander (1988)'de verilen kademeli grid elastik dalga denkleminin elastodinamik formülasyonuna dayanır. Bu fomülüzasyonda V_i hız ile τ_{ij} gerilme bileşenlerini açık yaklaşım bir sonlu fark şeması ile çözülebilir. Yinelenen indeks değeri *i* kullanılarak bu denklemin basit şekli,

$$v_i = \frac{1}{\rho}(\tau_{ij,j} + f_i) \tag{6.27}$$

ve

$$\tau_{jj} = \lambda V_{ii} + 2\mu V_{jj} + m_{jj} \tag{6.28}$$

$$\tau_{ij} = \mu\left(V_{i,j} + V_{j,i}\right) + m_{ij} \tag{6.29}$$

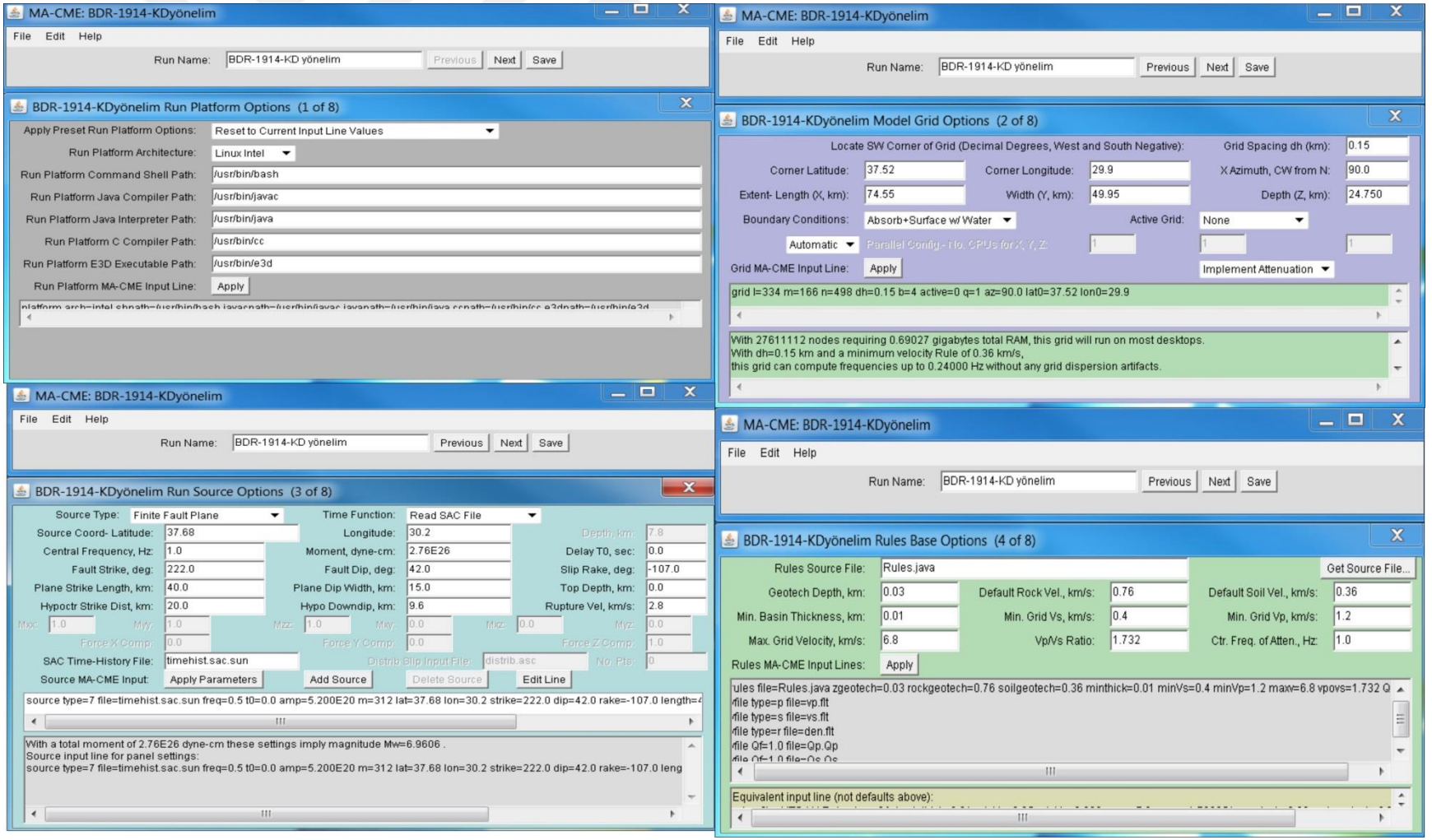
ile verilir. Bu eşitliklerde ρ yoğunluk, μ rijitide, λ ise Lame sabitidir. Burda f_i ile tanımlanan cismin kuvvet fonksiyonu veya sismik moment (m_{ij}), hızları ve gerilmeleri yönlendirmede kaynak olarak kullanılır (Larsen ve Grieger, 1998).

E3D de 3D elastik dalga yayılımı simülasyonu için her grid noktasında 12 durum değişkenine ihtiyaç vardır. Bu değişkenlerin 3'ü ortam parametresi, 3'ü hız bileşeni kalan 6'sı ise bağımsız gerilme bileşenleridir. Denklem 6.27, 6.28 ve 6.29 kademeli

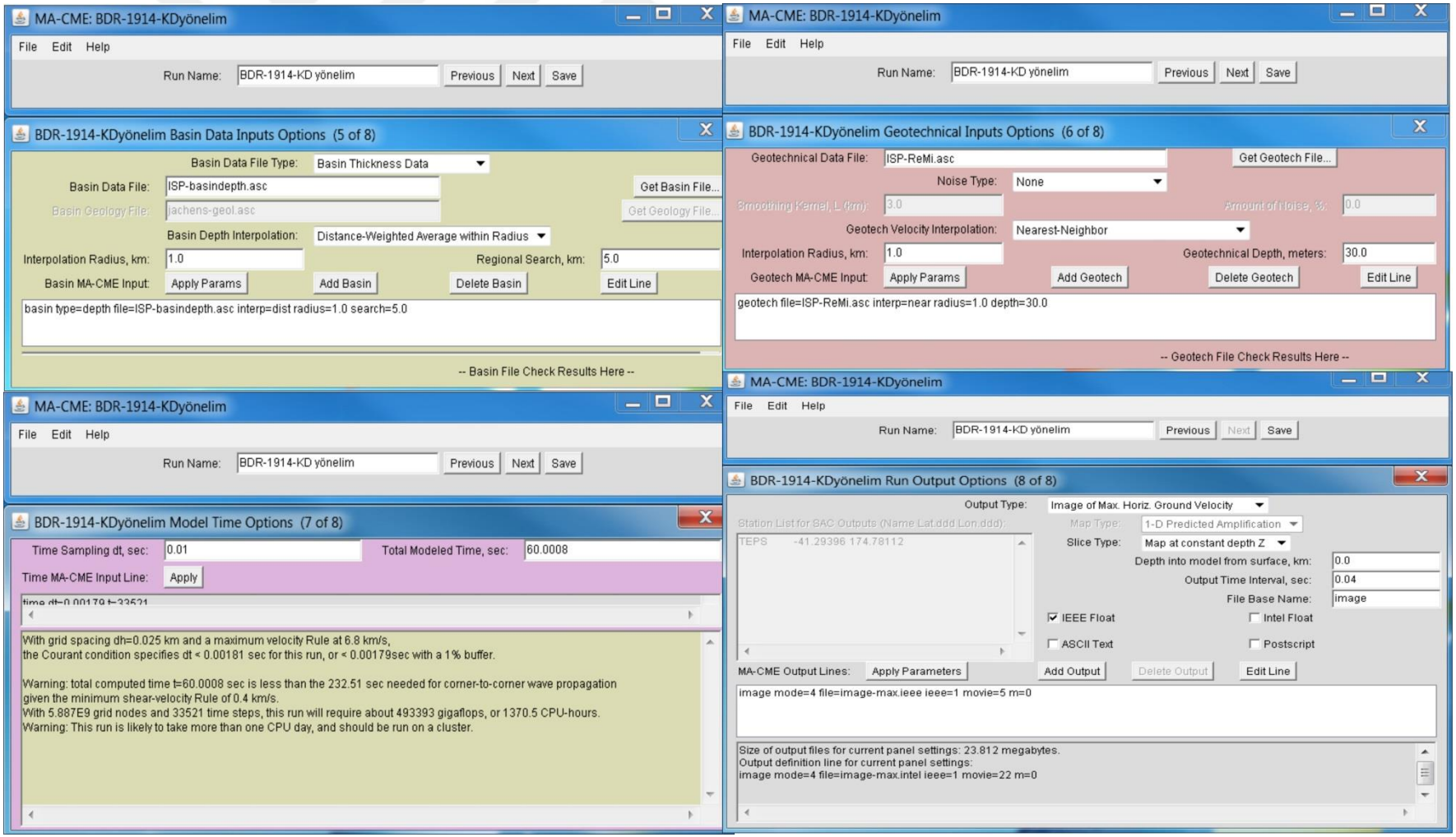
grid düzeni üzerinde, her bir değişken diğer değişkenlerden ½ grid mesafede ayrıklaştırılır. Her bir değişkene 4. mertebeden uzaysal bir model uygulanır. Simülasyonu zamana yaymak için ise 2. dereceden açık yaklaşım kullanılmaktadır. Kod içeriğinde kullanılan kademeli gridleme (staggered-grid) uygulamasında uzamsal olarak farklılık gösteren modeller her bir değişken etrafında ortalanır ve böylelikle belirli bir doğruluk değeri için yapılan hesaplama yükünü en aza indirilir. Buna ek olarak 2. mertebeden zaman adımı tekniği tüm denklemlerin yerinde hesaplanıp güncellenmesine olanak sağlar. Bu durumda ise simülasyonun bellek gereksinimi azalır (Larsen ve ark., 2001).

3D sismik modellemede modelin büyüklüğü, hesaplamada kullanılacak bilgisayarın aktivitesi ve sonlu fark şemasındaki grid ağı sayısı ile sınırlıdır. Ön bölümde tanımlandığı gibi E3D 3D bir simülasyonda her bir grid noktasında 12 değişken ile tanımlanır. Nod olarak tanımlanan grid ağının sayısı gridler arasındaki mesafeye bağlıdır. Genel olarak bir simülasyonda sismik dalga boyu başına 5-10 grid noktası olması gereklidir (Larsen ve Grieger, 1998). Dalga boyunun ortamın hızı ve dalganın frekansı ile değiştiği bilgisinden yola çıkarak çözüm yapılabilecek maksimum derinlik, ortamdaki frekansa ve en düşük hızına bağlıdır. Bu durumda 3D simülasyonda frekansın iki katına çıkarılması veya ortamdaki en düşük hızın 1/2 kat azaltılması bilgisayar belleğinde 8 kat artış olmasına neden olacaktır.

E3D de simülasyon modelin büyüklüğünü sınırlayan bir diğer değişken ise simülasyonun çalışma zamanıdır. Bu çalışma zamanı; bilgisayarın hızı, simülasyonun süresi, modeldeki grid sayısı ve zaman adım aralığına bağlıdır. Ancak zaman adımı artışı, ortamdaki hıza ve sonlu fark ağındaki grid aralığına bağlı olan Courant koşulu tarafından sınırlandırılır. Bu nedenle simülasyonu sınırlayan maksimum çalışma zamanı süresi de ortamın en düşük hızı ve frekansına bağlıdır (Larsen ve ark., 2001). Bilgisayar bellek gereksinimi ile benzer şekilde frekansın iki katına çıkarılması veya ortamdaki en düşük hızın yarıya indirilmesi durumunda hesaplama zamanı 16 kat artacaktır.



Şekil 6.7. ModelAssembler (MA) açık kaynak kodunun java ara yüz adımları



Şekil 6.7. (Devam)

Sonlu fark elastik dalga yayılımı simülasyonu için geliştirilen E3D'de ön izleme olmaksızın simülasyon modeli oluşturulması bazı güçlükleri de beraberinde getirmektedir. Simülasyon giriş parametrelerinin (devam eden bölümlerde tanımlanacak) yoğunluğu, bazen bazı parametrelerin simülasyonun kodlamasında eksik veya yanlış tanımlama yapılabilmesine neden olabilmektedir. Bu gibi durumları en aza indirgemede Louie (2006) ModelAssembler Community Seismic Modeling Environment (CME) adlı java tabanlı açık kaynak kod geliştirmiştir (Şekil 6.7.).

ModelAssembler (MA) olarak bilinen bu kod aslında E3D için bir ön işlemcidir. MA 3 boyutlu dalga yayılım kodu olan E3D için karmaşık jeolojiyi temsil eden jeolojik ve jeofizik veri kümelerinin sistemli olarak formatlaştırılmasında kullanılmaktadır. MA toplamda 8 adımda E3D için giriş dosyasını oluşturabilmektedir. Bu 8 adımın ilk yedisinde model alanı, kaynak türleri ve lokasyonları, jeolojik ve jeofizik veri girdi dosyaları, simülasyon süresi gibi veri giriş dosyaları, sekizinci adımda ise simülasyona ait çıktı dosyaları tanımlanabilmektedir. MA bu girdi ve çıktı verilerinden *.txt uzantılı bir kontrol dosyası üretir (Şekil 6.8.). Bu kontrol dosyası üzerinde kolaylıkla düzenleme ve ekleme yapılabilir ve üretilen bu dosya doğrudan E3D tarafından çalıştırılabilir

```
# MA-CME Input File for ModelAssembler and E3D
# ModelAssembler 5.2.2 by John Louie and William Savran 05/17/11
#  www.seismo.unr.edu/ma
# Run Name: 1914_M7.0
# Written to: /root/Desktop/ma-5.3.2/1914_M7.0.in
# Run Requires: 0.47089 gigabytes RAM total
# This grid can compute frequencies up to 0.86000 Hz without any
grid dispersion artifacts.

# Run Platform Paths:
platform arch=intel shpath=/bin/bash javacpath=/usr/bin/javac
javapath=/usr/bin/java ccpath=/usr/bin/cc e3dpath=/usr/bin/e3d

# Grid Definition:
grid l=301 m=134 n=467 dh=0.15 b=3 active=0 q=1 az=90.0 lat0=
37.52 lon0=29.9

# Source Definitions:
source type=7 file=timehist.sac.sun freq=0.5 t0=0.0 amp=1.809E22
m=52 lat=37.68 lon=30.2 strike=222.0 dip=42.0 rake=-107.0 length=
40.0 width=15.0 depth=0.0 v=2.8 s0=20.0 d0=10.0

# Rules Base and Property-Grid Files for MA to create:
rules file=Rules.java zgeotech=0.03 rockgeotech=0.76 soilgeotech=
0.5 minthick=0.01 minVs=0.36 minVp=1.45 maxv=6.5 vpovs=1.732 Qf=
0.5
vfile type=p file=vp.flt
vfile type=s file=vs.flt
vfile type=r file=den.flt
vfile Qf=0.5 file=Qp.Qp
vfile Qf=0.5 file=Qs.Qs

# Basin Data Inputs:
basin type=depth file=depth_burdur.asc interp=dist radius=10.0
search=25.0
basin type=geodepth file=sp_basin_depth.asc interp=dist
geo=Sparta_geology.asc radius=2.0 search=8.0

# Geotechnical Data Inputs:
geotech file=Remi_sparta.asc interp=near radius=2.0 depth=30.0

# Run Time-Step Definition:
time dt=0.01 t=6001

# Run Output Definitions:
image mode=4 file=1914_M7.0-max.intel intel=1 movie=4 m=0
amplif file=1914_M7.0-mapdepth.ieee ieee=1 format=binary
type=depth
amplif file=1914_M7.0-mapvels.ieee ieee=1 format=binary type=vels
image mode=2 file=1914_M7.0-snap.intel ieee=1 movie=29 m=0

# End of MA-CME Input File
```

Şekil 6.8. ModelAssembler ile oluşturulmuş E3D giriş dosyası örneği

6.4. Senaryo Deprem Simülasyonu Modellemeleri

Senaryo deprem modellemelerinde Isparta havzası üzerinde etkili; Fetiye-Burdur fay zonu üzerinde meydana gelmiş 3 Ekim 1914 Burdur (Ms=7.0) ve 12 Mayıs 1971 Burdur (Ms=6.0), Dinar-Çivril fayı üzerinde meydana gelmiş 1 Ekim 1995 Dinar (Ms=6.2), nokta kaynak mekanizması ile tanımlanmış 24 Ağustos Ağlasun (Mw=5.0) depremleri seçilmiştir. Belirlenen bu depremlerden Ağlasun depremi dışındaki diğer üç deprem homojen asperiteli sonlu fay modelleri ile senaryolandırılmıştır. Bölge için verilen aktif fay haritasında herhangi bir faylanma düzlemine karşılık gelmeyen Ağlasun depremi için deprem senaryosu ise, depremin aynı özelliklerle yeniden meydana gelmesi üzerinedir. Bu depremlere ait dinamik ve kinematik özellikler devam bölümde detaylandırılacak olup her bir senaryo modeli için PGV dağılım haritaları türetilmiştir. Her bir kırılma modeli için üretilen bu PGV dağılım haritaları Mercalli şiddet skalası yardımı ile deprem tehlike şiddet haritalarına dönüştürülmüştür.

6.4.1. Senaryo giriş parametreleri

Kuvvetli yer hareketi simülasyonu yapmak için çeşitli parametreler gereklidir. Bu parametreler bölgesel (regional) ve sonlu fay parametreleri olarak iki ana grup altında sıralanabilir. Her bir senaryo modeli, gerçekleştirilecek fay kırılma modeli ile tanımlanır ve simülasyon gerçekleştirilir.

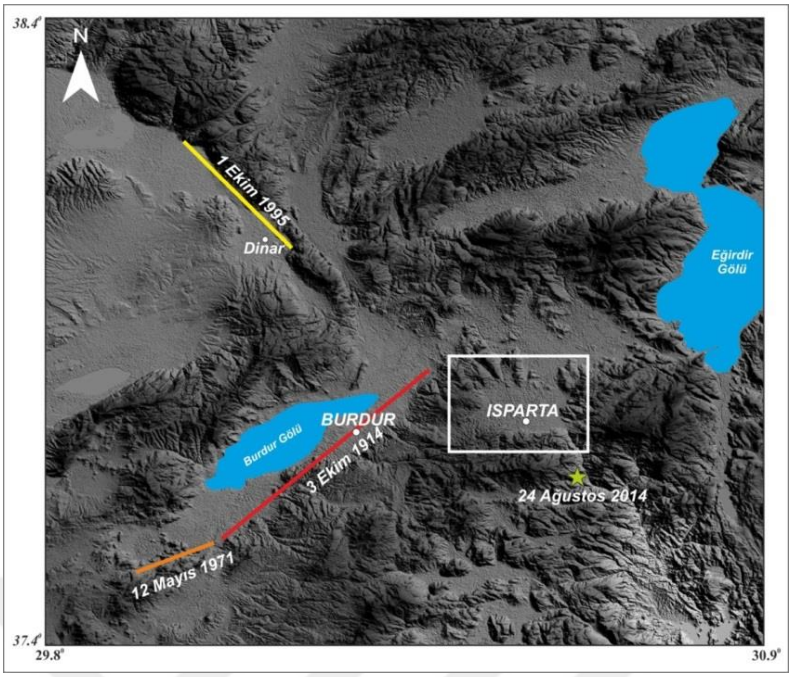
Bölgesel parametreler yer hareketi simülasyonunun yapıldığı alandaki jeolojiye bağlıdır. Bu parametreler simülasyonda sismik dalgaların yayılımı üzerinde etkili hız, derinlik ve soğrulma değerlerinden meydana gelir. Tez kapsamında daha önce 1 Ekim 1995 Dinar depremi sonrası Gurbuz ve Brunbaugh (1996) ve Anderson ve ark. (2001) tarafından bölge kabuk yapısı için hesaplanan 1 boyutlu hız ve soğrulma değerleri kullanılmıştır (Tablo 6.1.). Bölüm 3'te ReMi çalışmasından elde edilen değerler ile çalışma alanın bir bölümünü kapsayan Durukal ve ark. (1999) ve Kanlı ve ark. (2006) tarafından yapılan araştırmalardan elde edilen hız değerleri Tablo 6.1.'e sığ tabakalardaki yumuşak sedimanların etkisi olarak dahil edilmiştir. Öte

yandan kuvvetli yer hareketi esnasında zemin tepkisinin öngörüsünde modern bina yönetmelikleri ve zemin sınıflama kriterlerince önemli bir indeks olarak tanımlanan Vs_{30}, ReMi çalışması (Bölüm 3) ile elde edilip simülasyon giriş parametrelerine bölgesel parametre olarak eklenmiştir. Vs_{30} verisinin olmadığı alanlar için bu değer NEHRP zemin sınıflaması kriterleri (Tablo 3.3.) dikkate alınarak zemin için 360 m/s, kaya ortamı için 760 m/s olarak kabul edilmiştir (Savran ve ark., 2011; Tanırcan, 2012; Louie ve ark., 2016).

Tablo 6.1. Çalışma alanı için tespit edilen kabuk ve üst manto modeli (Gurbuz ve Brunbaugh, 1996 ve Anderson ve ark., 2001'den düzenlenmiştir)

Tabaka	Yüzeyden olan derinlik (km)	Kalınlık (km)	Vp (km/sn)	Qp	Vs (km/sn)	Qs	Yoğunluk (gr/cm^3)
1	0	0.22	1.1	10	300	5	1.8
2	0.22	0.38	2.2	15	400	10	1.9
3	0.6	0.32	2.9	20	600	15	2.0
4	0.92	0.2	3.8	30	1.2	20	2.3
5	1.12	4.8	4	300	2.2	200	2.5
6	5.92	5	4.7	450	2.7	300	2.6
7	10.92	5	5.5	900	3.2	600	2.75
8	15.92	15	6.8	1200	3.9	800	3.0
9	30.92	-	8	1500	4.6	1000	3.4

Bölgesel parametre olarak tanımlanan bir diğer önemli giriş dosyası sediman havza alanlarının derinlik bilgisidir. Ana kaya geometrisinin kuvvetli yer hareketi üzerindeki etkisi daha önceki bölümlerde ayrıntılı olarak tanımlanmıştır. Havza geometrisinin simülasyona dahil edilmesinde bölüm 5'de verilen iki ayrı veri seti kullanılmıştır. Bunlardan birincisi tez kapsamında Isparta baseni içerisinde veri kazanımı yapılan gravite çalışmasından, ikincisi ise Dolmaz (2007)'de kullanılan MTA bouguer gravite verilerinin tez kapsamında Parker-Oldenburg yöntemi ile çözümlenmesi sonucunda elde edilen ana kaya derinlik dağılımıdır.



Şekil 6.9. Senaryo deprem simülasyonunda kullanılan basitleştirilmiş fay geometrileri

Senaryo deprem simülasyonu için belirlenen sonlu fay modellerinin koordinatlarının belirlenmesinde Koçyiğit ve Deveci (2007) ve Yalçın ve ark. (2013)'de verilen fay koordinatları esas alınmıştır. Daha sonra bu koordinatlar 1914 Burdur depremi için Ambraseys (1988), 1971 Burdur depremi için Taymaz ve Price (1992), 1995 Dinar depremi için Utkucu ve ark. (2002) tarafından verilen sonlu fay çözümleri dikkate alınarak yeniden düzenlenmiştir. Tez kapsamında farklı asperite modelleri için kullanılacak bu fay geometrileri topoğrafik harita üzerine aktarılmıştır (Şekil 6.9.). Her bir fay segmentinin magnitütlerinin hesaplanabilmesi için aşağıda verilen eşitlik (Denklem 6.30.) (Aki, 1966) kullanılarak öncelikle sismik moment değerleri hesaplanmıştır (Tablo 6.2.).

$$M_0 = \mu\, A\, u \tag{6.30}$$

Bu eşitlikte; μ rijidite, A faylanma alanı, u ise yer değiştirme miktarını temsil eder.

Tablo 6.2. Şekil 6.9.'da verilen depremler için hesaplanan sismik moment değerleri

Fay	μ	A (boy-genişlik)	u	M_0
03.10.1914	3.11^{11} dyne/cm^2	40x15 km	150 cm	2.7E26 dyne.cm
12.05.1971	3.11^{11} dyne/cm^2	12x12 km	30 cm	1.3E25 dyne.cm
01.10.1995	3.11^{11} dyne/cm^2	24x16 km	41 cm	4.6E25 dyne.cm

Elde edilen bu moment değerleri denklem 6.31'de (Hanks ve Kanamori, 1979) yerine yazılarak her bir fayın üreteceği moment magnitüdü hesaplanmıştır (Tablo 6.2.).

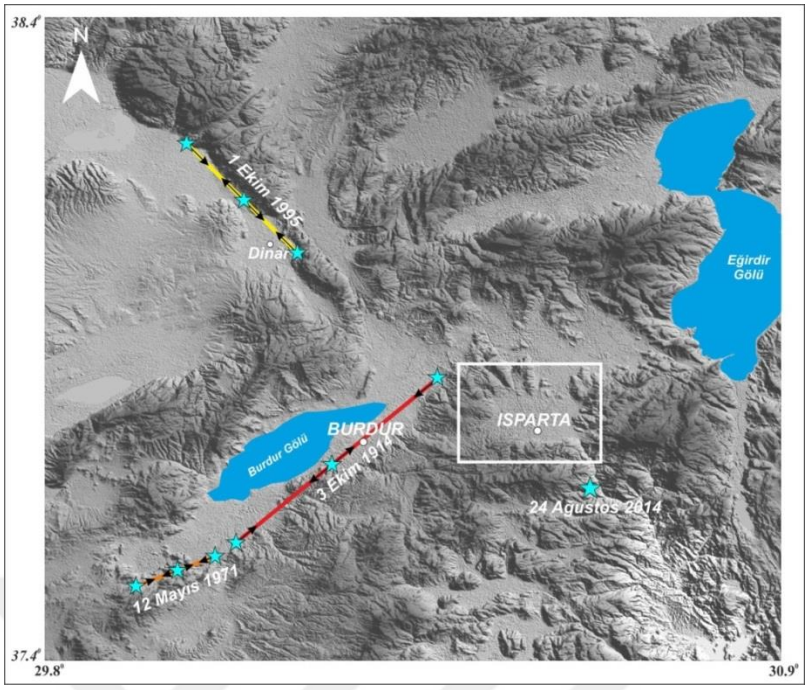
$$M_w = \frac{2}{3} log M_0 - 10.73 \quad (6.31)$$

Sonlu fay modellerine ait fay düzlemi çözümlemeleri (doğrultu açısı (strike), dalım açısı (dip) ve kayma açısı (rake)) için Tablo 6.3.'de referansları verilen çalışmaların moment tensör çözümleri benimsenmiştir. Nokta kaynak mekanizması ile tanımlanan Ağlasun depremi için ise KOERİ moment tensör çözümü benimsenmiştir. Her bir sonlu fay kırılma senaryosunda fay düzlemi üzerindeki kayma hızı (Vr) ise 2.8 k/s (kişisel görüşme Utkucu, 2017) olarak kabul edilmiştir.

Tablo 6.3. Senaryo depremler için hesaplanan moment magnitüdü değerleri

Fay	strike°/dip°/rake°	Magnitüd (Mw)	Referans
03.10.1914	222/42/-107	6.92	Ambraseys, 1988
12.05.1971	230/35/-105	6.07	Taymaz ve Price, 1992
01.10.1995	309/51/-102	6.38	Utkucu ve ark., 2002
24.08.2014	202/77/-94	5.0	KOERİ

Senaryo depremin proje alanına olan mesafesi ile orantılı olarak simülasyon modellerinin en ve boyları değişkenlik göstermektedir. Delph vd. (2015) Isparta açısında kabuksal kalınlığın 30 km civarında olduğunu ve depremlerinde bu alanda yaklaşık 20-25 km derinlik seviyelerine kadar meydana geldiğini ortaya koymuştur. Bu nedenle üretilen senaryo depremlerde derinlik 25 km ile sınırlandırılmıştır. 1914, 1971 ve 2014 senaryo deprem modellerinde grid aralığı tüm yönlerde (dx, dy, dz) 150 m alınırken 1995 deprem senaryosunda ise alanın genişliğinden kaynaklı 200 m alınmıştır. Larsen ve ark. (2001)'de verilen tanımlama doğrultusunda senaryo alanlarının genişliği ve bu alanların tamamına dair detaylı bir hız yapısı olamaması nedeni ile simülasyon modellerinde kaynağın köşe frekansı 1 Hz olarak benimsenmiştir. Nispeten büyük sayılabilecek grid aralığı (150-200 m) için kabul edilebilir doğrulukta dispersiyon art efektsiz yaklaşık 0.86 Hz'e kadar frekanslar için hesaplamalar yapılabilmiştir.



Şekil 6.10. Senaryo deprem simülasyonunda kullanılan fayların asperite yönleri (mavi yıldızlar her bir senaryoya ait odak noktaları göstermektedir)

6.4.2. Fay kırılma senaryoları

Isparta havzasının içerisinde bulunduğu bölgenin aktif fay haritası Şekil 2.17.'de verilmiştir. Senaryo deprem simülasyonu için bu aktif faylardan Şekil 6.9.'da tanımlanan Isparta havzası üzerinde etkili, büyük ölçekli deprem üreten aktif fay segmentleri seçilmiştir. Seçilen bu segmentlerden (40x15 km) 1914 Burdur depremi simülasyonunda asperite öncelikle Isparta baseni yönüne, fayın GB ucundan KD'ya olacak şekildedir (Şekil 6.10.). Daha sonra aynı segment için asperite yön değiştirilerek Isparta baseni tarafından (KD) GB'ya doğru tanımlanmıştır. Bu segment üzerindeki son senaryo ise fayın ortadan çift taraflı (KD-GB) olarak kırılmasıdır. Benzer şekilde 12x12 km kare fay düzlemi ile tanımlanan 1971 Burdur simülasyonu ve 24x16 km dikdörtgen fay düzlemi ile ifade edilen 1995 Dinar depremi yine üç asperite modeli ile tanımlanmıştır (Şekil 6.10.). Bu kırılma modellerinde de yönelim; önce Isparta havzası yönüne, ardından havza konumuna tam ters istikamete, son olarak ise fayın ortadan çift taraflı kırılma modellemesidir.

Deprem simülasyonunda kullanılacak son model nokta kaynak mekanizmalı 2014 Ağlasun depreminin tekrar gerçekleşmesi durumudur (Şekil 6.10.). Çalışma alanının

kuzey sınırı sayılabilecek lokasyonda, diğer simülasyonlara oranla düşük hasar potansiyeline sahip Ağlasun depremi, jeolojik ve senaryo deprem parametrelerinin uyumunu kontrol amaçlı simüle edilmiştir.

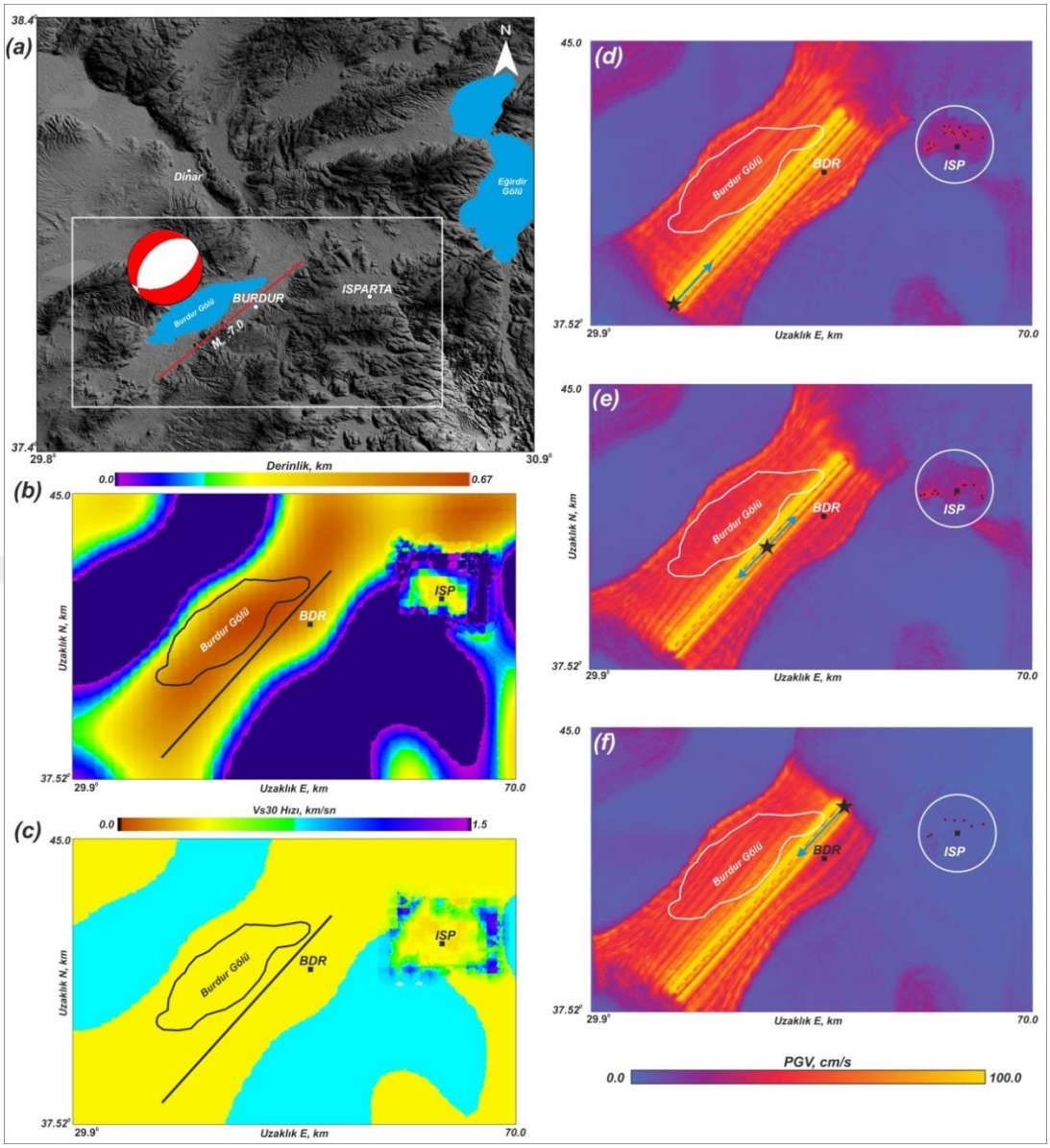
6.4.3. Senaryo deprem simülasyonu PGV sonuçları

Elastik dalga yayılımı simülasyonu ile gerçekleştirilen 10 farklı deprem senaryosundan elde edilen sonuçlar bu bölümde verilmiştir. Kuvvetli yer hareketinin dağılımı hakkında bilgi sahibi olmak için her bir senaryo ait PGV haritaları ve belirli zaman dilimi için anlık dalga yayılımı görüntüleri çizdirilmiştir. Ayrıca her bir simülasyonun giriş ve çıkış parametreleri için ayrı tablolar hazırlanmıştır.

6.4.3.1. 3 Ekim 1914 Burdur depremi senaryosu

FBFZ üzerinde 40 km'lik fay segmentinde yer alan 1914 Burdur deprem senaryosu 222^0 strike ve 42^0 dip açısı ile tanımlanmıştır. 15 km genişlik ile dikdörtgen fay düzlemine sahip bu segment için fay üst yüzey derinliği sıfır alırken, hiposantr 9.6 km (Ambraseys, 1988) derinlikte konumlandırılmıştır. Moment magnitüdü yaklaşık 6.9 olarak hesaplanan fay, üç farklı asperite modeli ile simüle edilmiştir. Her bir deprem senaryosu sonucunda ortaya çıkan yer hareketi dağılımı Şekil 6.11.'de verilmiştir.

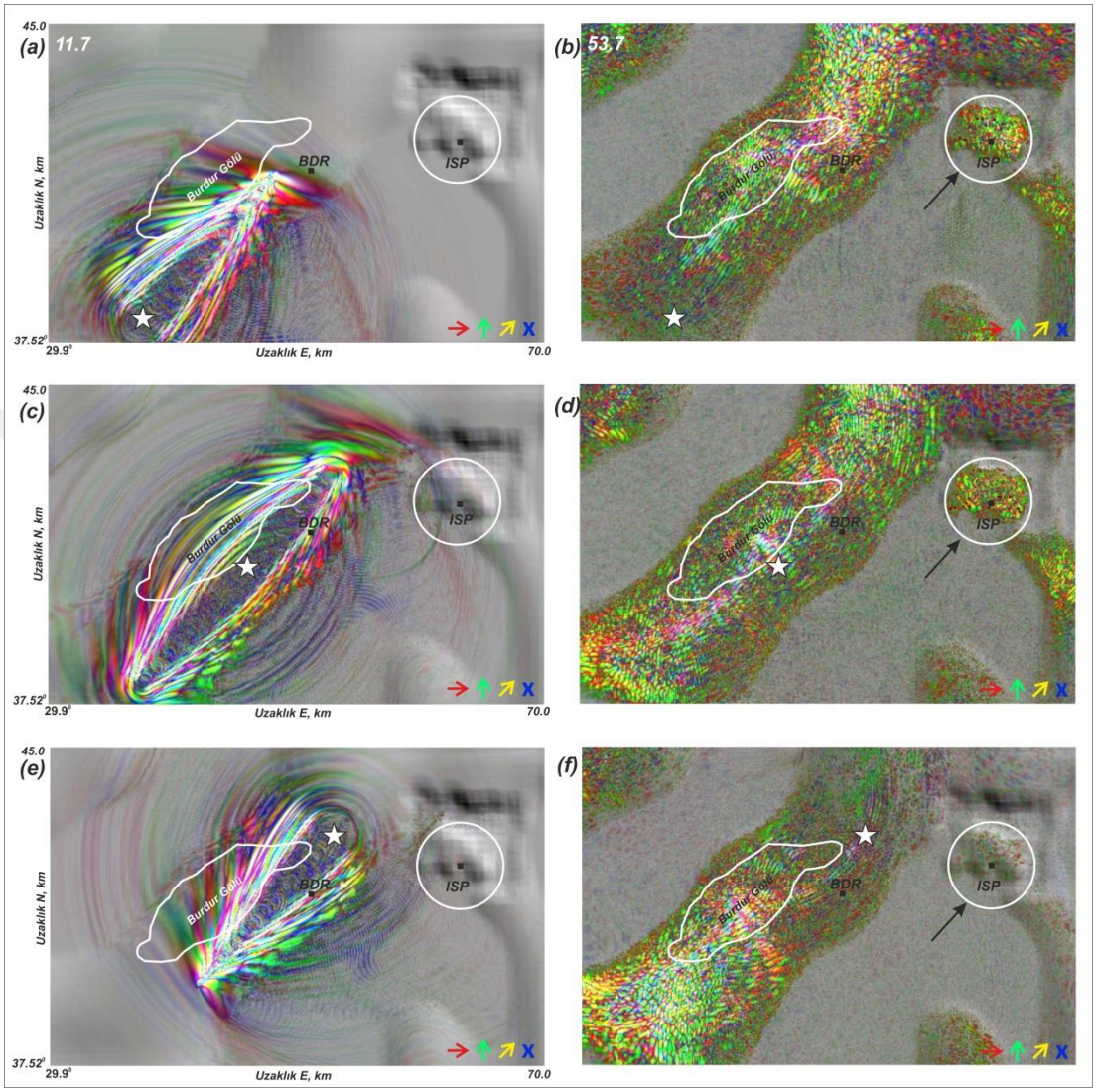
Üç senaryo modelinde de yönelim (directivity) etkisi açık bir şekilde gözlenmektedir. Her bir senaryoda fayın kırılma noktasının konumuna göre en güçlü yer hareketi değerinin fay düzleminin üzerinde veya yakınında meydana geldiği görülmektedir. Tüm deprem senaryolarında en yüksek PGV hızı, kırılmanın episantrında yaklaşık 1.6-1.7 m/s civarındadır. Bununla birlikte havza alanları dışındaki ana kaya örtüsü üzerinde yer hareketinin zayıflığı oldukça belirgindir.



Şekil 6.11. 1914 Burdur depremini üreten fay segmentinin farklı asperite senaryoları sonucunda meydana gelen yer hareketi dağılımları a) Senaryo depremi üretmede kullanılan fay segmentinin konumu ve fay düzlemi çözümü (beyaz dikdörtgen simülasyon sınırlarını göstermektedir) b) Simülasyonda kullanılan basen derinlik verisi. c) Simülasyonda kullanılan Vs_{30} dağılımı d) KD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı e) GB-KD yönlü çift taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı f) GB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı

Yırtılmanın Isparta baseni yönüne doğru gerçekleştiği senaryoda (Şekil 6.11d.) deprem odağına yaklaşık 50 km uzaklıktaki Isparta baseninde en yüksek PGV hızı 36 cm/sn'dir. Deprem odağının fay segmentinin KD ucuna yerleştirildiği, yırtılmanın Isparta basenine ters yönde (GB) gerçekleştiği senaryoda (Şekil 6.11f.) Isparta havzasında en yüksek PGV hızı yaklaşık 13 cm/sn civarındadır. Kırılmanın çift

taraflı gerçekleştiği durumda (Şekil 6.11e.) ise Isparta havzası içerisinde en yüksek PGV hızı 28 cm/sn elde edilmiştir (Tablo 6.4.).



Şekil 6.12. 1914 Burdur deprem senaryosunda kırılma başladıktan 11.7 sn ve 53.8 sn sonraki anlık dalga yayılım görüntüleri; a-b: tek taraflı KD yönlü kırılma, c-d: ortadan çift taraflı KD-GB yönlü kırılma, e-f: tek yönlü GB yönlü kırılma. Şekil üzerinde kırmızı renk doğu-batı yönündeki hareketi (kırmızı ok), yeşil renk kuzey-güney yöndeki hareketi (yeşil ok), mavi renk düşey yöndeki hareketi (mavi x), havza içinde yer alan sarı renk KB-GD veya KD-GB yönlü yatay hareketi (sarı ok), beyaz renk ise tüm yönlerdeki hareket yoğunluğunu gösterir. Şekil üzerinde renklerin parlaklığı yüksek sarsıntı yoğunluğunu temsil ederken, koyu renkler düşük sarsıntı yoğunluğunu ifade eder (tüm senaryolarda deprem odağı beyaz yıldız ile gösterilmiştir)

Şekil 6.12. her bir senaryo için havzadaki dalga yayılımını ve kırılma başladıktan belirli bir saniye sonra hesaplanan yer hareketini göstermektedir. Şekil üzerinde D-B bileşenini kırmızı, K-G bileşeni yeşil, düşey yöndeki bileşen ise mavi tonları ile ölçeklendirilmiştir. Ayrıca koyu renkler düşük yoğunluklu sarsıntıyı temsil ederken

parlak renkler yüksek yoğunluklu sarsıntıyı ifade etmektedir. Havza alanlarında sarı renk ile temsil edilen alanlar KB-GD veya KD-GB yatay yönlü sarsıntıya karşılık gelmektedir.

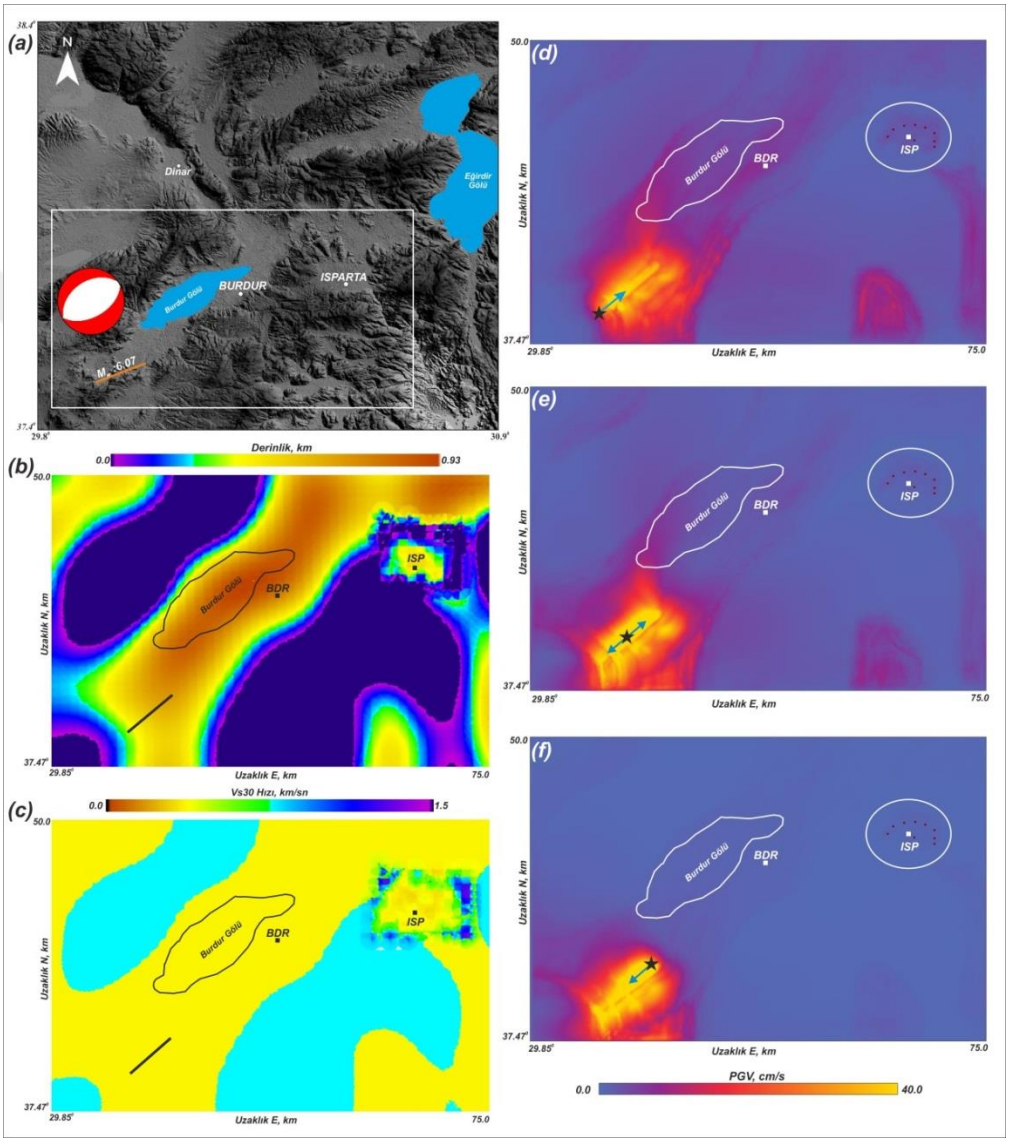
Tablo 6.4. 1914 Burdur deprem senaryosunda kullanılan giriş ve çıkış parametreleri

Kırılma yönü ve yeri	Şekil 6.11d.	Şekil 6.11e.	Şekil 6.11f.
Moment magnitüdü, M_w	6.92	6.92	6.92
Fay düzlemi çözümü	$222^0/42^0/-107^0$	$222^0/42^0/-107^0$	$222^0/42^0/-107^0$
Hiposantr derinliği	9.6 km	9.6 km	9.6 km
Senaryodaki max PGV	168 cm/sn	170 cm/sn	160 cm/sn
Isparta basenindeki max PGV	36 cm/sn	28 cm/sn	13 cm/sn

Isparta baseni doğrultusunda KD yönlü asperite modelinde (6.12a.) kırılma başladıktan 11.7 sn sonra P dalgalarının Isparta havzasının GD kenarına ulaştığı görülmektedir. Buna karşılık yüksek genlikli ve uzun dalga boylu Rayleigh dalgaları (parlak sarı/yeşil ve mor/mavi) deprem odağından Isparta baseni yönüne yayılmaktadır. Beklendiği gibi havza dışında kalan alanlarda yüzey dalgaları daha düşük genliklidir (soluk renkli). Rayleigh dalgaları KD'ya doğru ilerlediği bu zaman diliminde özellikle fay düzlemi üzerinde uzun dalga boylu Rayleigh dalgaları hakimdir. Kırılmadan yaklaşık 54 saniye sonra (Şekil 6.12b.) tüm havzada kısa dalga boylu Rayleigh ve Love dalgaları görülmektedir. Bu zaman zarfında dalga yayılımının başlangıcı artık belli değildir. Bunun yerine kırılmadan sonra havza içinde, yansımalar ve tuzaklanmalardan kaynaklı enerji yer almaktadır ve genlikler oldukça düşüktür.

Asperitenin çift taraflı olduğu senaryoda (Şekil 6.12c. ve 6.12d.), kırılma başladıktan 11.7 sn sonra P dalgaları Isparta baseninden uzaklaşmış, yüzey dalgaları dalgaları basene GB kenarından nüfuz etmektedir. Burdur havzasının KB kenarında dalgaların odaklama yaptığı oldukça açıktır. Buna karşılık bu bölgedeki genlikler oldukça büyük olmakla birlikte, bir önceki simülasyona oranla daha düşüktür. Kırılmadan yaklaşık 54 saniye sonra (Şekil 6.12d.) havza genelinde bir önceki asperite modelinde olduğu gibi düşük yoğunluklu yüzey dalgaları yayılımı söz konusudur. Asperitenin GB uzanımlı olduğu son senaryoda kırılmadan (Şekil 6.12e.) yaklaşık 12

sn sonra yüzey dalgaları Isparta baseni içerisinde yayılım göstermekle birlikte daha çok düşük yoğunluklu soluk renkler hakimdir. Kırılma başlangıcından yaklaşık 54 sn sonra Burdur havzasında yatay hareket yoğunluğunu ifade eden sarı ve yeşil tonları hakimdir. Aynı zaman penceresinde Isparta baseninde ise soluk renk ile tanımlanan çok düşük yoğunluklu dalga yayılımı gözlenmiştir.



Şekil 6.13. 1971 Burdur depremini üreten fay segmentinin farklı asperite senaryoları sonucunda meydana gelen yer hareketi dağılımları a) Senaryo depremi üretmede kullanılan fay segmentinin konumu ve kullanılan fay düzlemi çözümü (beyaz dikdörtgen simülasyon sınırlarını göstermektedir) b) Simülasyonda kullanılan basen derinlik verisi. c) Simülasyonda kullanılan Vs30 dağılımı d) KD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı e) GB-KD yönlü çift taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı f) GB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı

6.4.3.2. 12 Mayıs 1971 Burdur depremi senaryosu

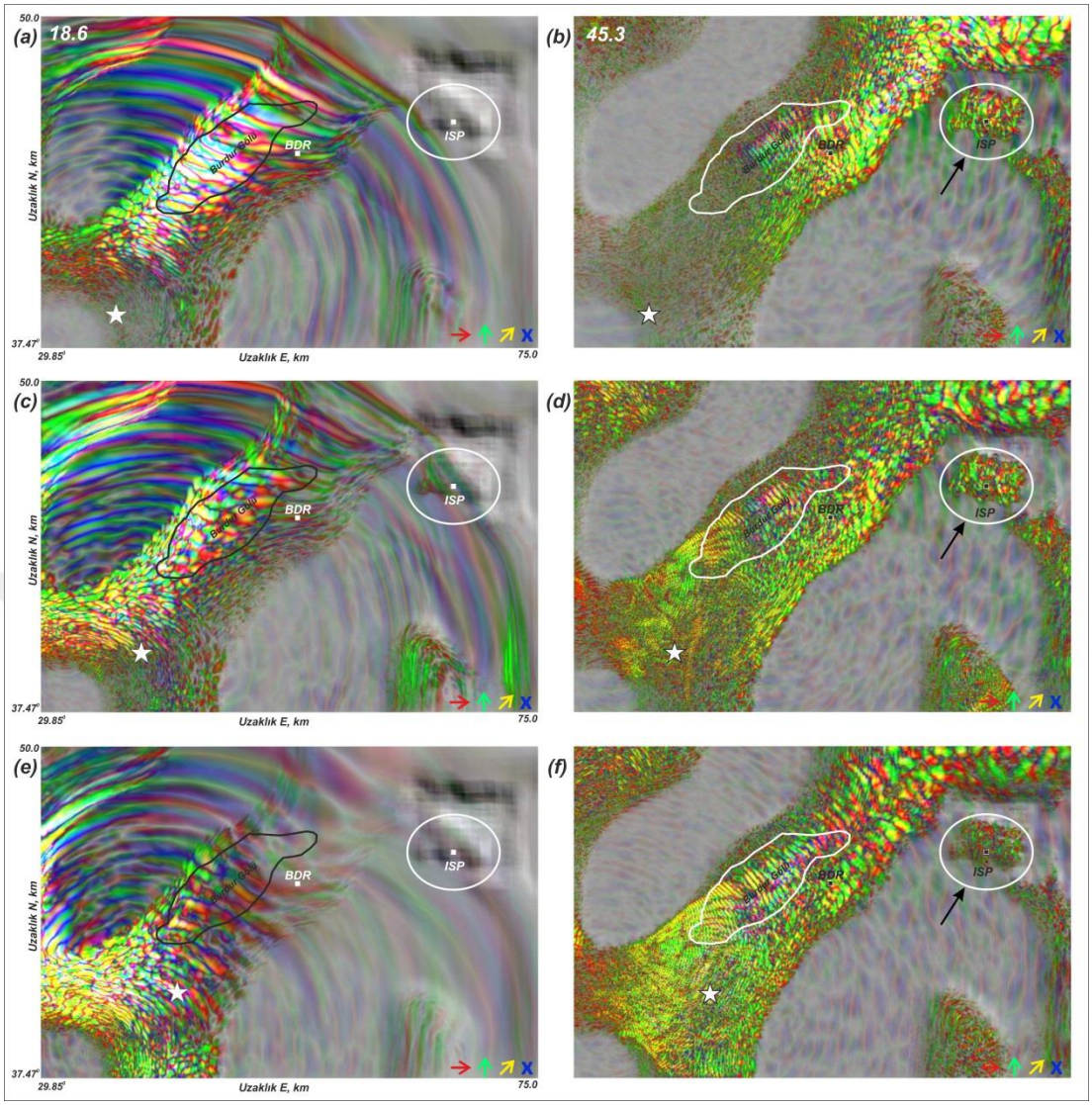
FBFZ üzerinde 12 km'lik fay segmentinde yer alan 1971 Burdur deprem senaryosu 230^0 strike ve 35^0 dip açısı ile tanımlanmıştır. 12 km genişlik ile kare fay düzlemine sahip bu segment için fay üst yüzey derinliği sıfır alırken, hiposantr 8 km (Taymaz ve Price, 1992) derinlikte konumlandırılmıştır (Tablo 6.5.). Moment magnitüdü yaklaşık 6.1 olarak hesaplanan fay, üç farklı asperite modeli ile simüle edilmiştir. Her bir deprem senaryosu sonucunda ortaya çıkan yer hareketi dağılımı Şekil (6.13.)'de verilmiştir.

Şekil 6.13.'de verilen her bir asperite modelinde, normal faylanma mekanizmasından kaynaklı PGV dağılımı hakim olarak KB-GD yönlüdür. Tüm asperite modellerinde fayın kırılma noktasının konumuna göre en güçlü yer hareketi değerinin fay düzleminin üzerinde veya yakınında meydana geldiği görülmektedir. Bu senaryo modelinde yönelim etkisi 1914 senaryosunda olduğu kadar belirgin olmamakla birlikte en yüksek PGV hızı yaklaşık 56-63 cm/sn aralığındadır.

Yırtılmanın Isparta baseni yönüne doğru gerçekleştiği senaryoda (Şekil 6.13d.) deprem odağına yaklaşık 60 km uzaklıktaki Isparta baseninde en yüksek PGV hızı yaklaşık 3.1 cm/sn'dir. Deprem odağının fay segmentinin KD ucuna yerleştirildiği, yırtılmanın Isparta basenine ters yönde (GB) gerçekleştiği senaryoda (Şekil 6.13f.) Isparta havzasında en yüksek PGV hızı 1 cm/sn'den oldukça küçüktür. Asperitenin çift taraflı gerçekleştiği senaryoda (Şekil 6.13e.) ise Isparta havzası içerisinde en yüksek PGV hızı 1.5 cm/sn'ye yakındır (Tablo 6.5.).

Tablo 6.5. 1971 Burdur deprem senaryosunda kullanılan giriş ve çıkış parametreleri

Kırılma yönü ve yeri	Şekil 6.13d.	Şekil 6.13e.	Şekil 6.13f.
Moment magnitüdü, M_w	6.07	6.07	6.07
Fay düzlemi çözümü	$230^0/35^0/-105^0$	$230^0/35^0/-105^0$	$230^0/35^0/-105^0$
Hiposantr derinliği	8 km	8 km	8 km
Senaryodaki max PGV	63 cm/sn	58 cm/sn	56 cm/sn
Isparta basenindeki max PGV	~3.1 cm/sn	~1.5 cm/sn	<< 1 cm/sn



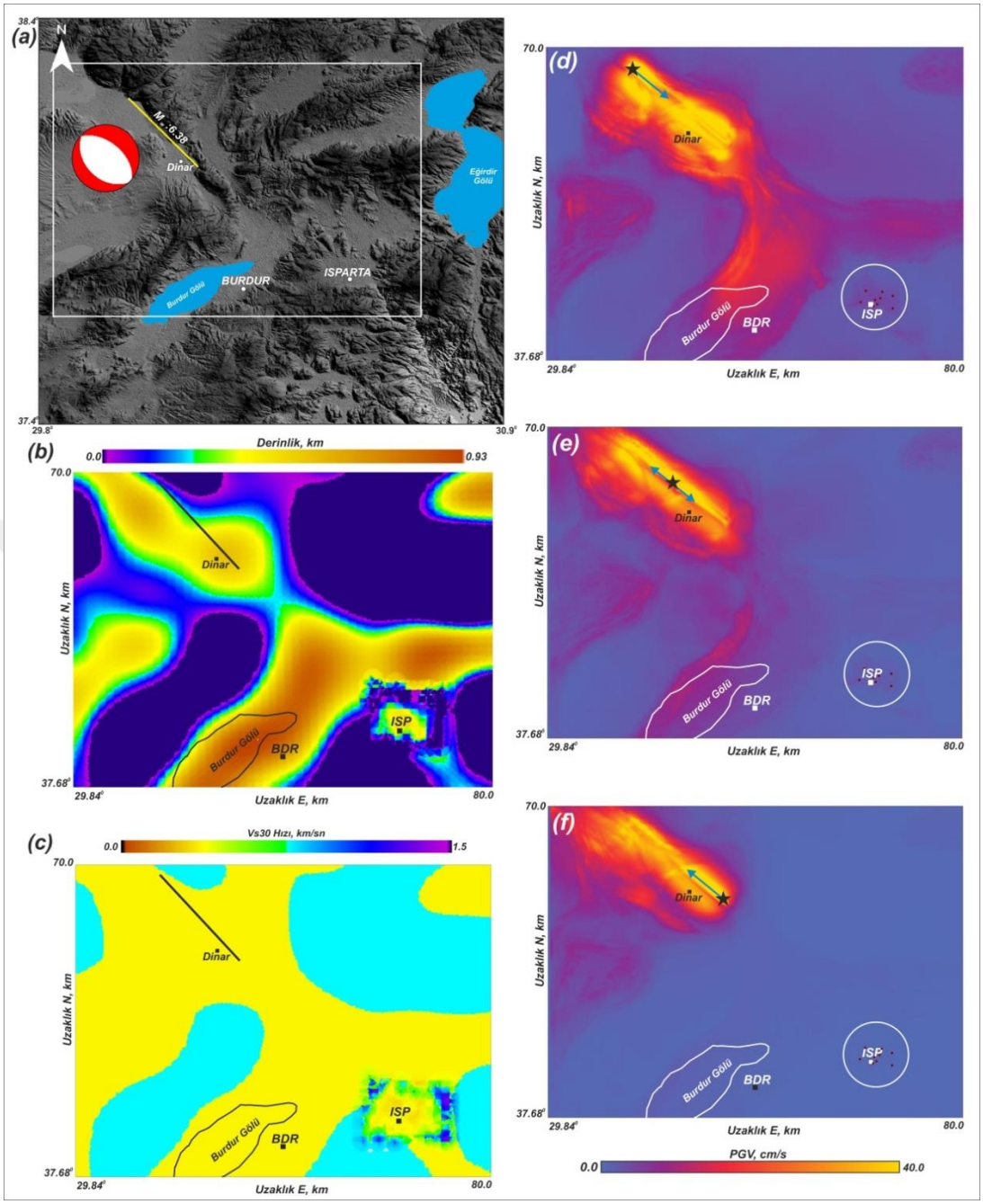
Şekil 6.14. 1971 Burdur deprem senaryosunda kırılma başladıktan 18.6 sn ve 45.3 sn sonraki anlık dalga yayılım görüntüleri; a-b: tek taraflı KD yönlü kırılma, c-d: ortadan çift taraflı KD-GB yönlü kırılma, e-f: tek taraflı GB yönlü kırılma. Şekil üzerinde kırmızı renk doğu-batı yönündeki hareketi (kırmızı ok), yeşil renk kuzey-güney yöndeki hareketi (yeşil ok), mavi renk düşey yöndeki hareketi (mavi x), havza içinde yer alan sarı renk KB-GD veya KD-GB yönlü yatay hareketi (sarı ok), beyaz renk ise tüm yönlerdeki hareket yoğunluğunu gösterir. Şekil üzerinde renklerin parlaklığı yüksek sarsıntı yoğunluğunu temsil ederken, koyu renkler düşük sarsıntı yoğunluğunu ifade eder (tüm senaryolarda deprem odağı beyaz yıldız ile gösterilmiştir)

Şekil 6.14. her bir senaryo için havzadaki dalga yayılımını ve kırılma başladıktan belirli bir saniye sonra hesaplanan yer hareketini göstermektedir. Isparta havzası doğrultusunda KD yönlü asperite modelinde kırılma başladıktan yaklaşık 19 sn sonra (6.14a.) cisim dalgaları Isparta baseninden uzaklaşırken, yüksek genlikli ve uzun dalga boylu yüzey dalgaları (parlak sarı/yeşil ve mor/mavi) deprem odağından Isparta baseni yönüne yayılmaktadır. Simülasyonda ana kaya olarak tanımlanan alanlarda düşük dalga yoğunluğunu ifade eden soluk renkler hakimdir. Kırılma

başladıktan 45 saniye sonra (Şekil 6.14b.) Isparta havzası içerisinde, sarı ve yeşil renkler ile temsil edilen düşük genlikli yatay bileşenlerin yayılımı devam etmektedir. Buna karşılık Burdur baseninde bazı alanlarda düşey yöndeki hareketi temsil eden mavi renk tonları söz konusudur. Graves (1996) havzaların derin kısımlarında yüksek frekanslı enerji fokuslamasının meydana gelebileceğini ve bu kısımlarda hareket yoğunluğunun düşey yönde olacağını ifade etmiştir. Bu ifade doğrultusunda mavi renk hakim alanların, basenin derin kısımlarına karşılık geldiği söylenebilir.

Kırılmanın fayın merkezinden çift yönlü meydana geldiği senaryoda kırılma başladıktan yaklaşık 19 saniye sonra (Şekil 6.14c.) yüksek yoğunluklu parlak sarı-yeşil ve mor-mavi ile tanımlanan yüzey dalgaları Burdur baseni içerisinde KB ve GD uzanımlı yayılım göstermektedir. Aynı zaman aralığında yüzey dalgalarının bir kısmının Isparta havzasının GD bölümüne nüfuz ettiği görülmektedir. Dalga yayılımının yaklaşık 45 saniyelik zaman penceresinde (Şekil 6.14d.) yer hareketinin kaynağının yeri belli olmamakla birlikte Isparta baseninde tuzaklanmalardan kaynaklı olduğu düşünülen oldukça düşük genlikli yatay bileşen hareketi yer almaktadır. Havza içerisinde alüvyon örtünün fazla olduğu bazı alanlarda ise mavi renk tonu ile temsil edilen düşey hareket yoğunluğu gözlenmektedir.

GD yönlü asperite senaryosunda kırılma başladıktan yaklaşık 19 saniye sonraki (Şekil 6.14e.) zaman penceresinde yüksek genlikli dalga yoğunluğu yönelim (directivity) etkisinden kaynaklı simülasyon alanı sınırına doğrudur. KB yönlü dalga yayılımında ise düşük yoğunluklu dalga yayılımının göstergesi soluk renk grubu hakimdir. Dalga yayılımının yaklaşık 45. Saniyesinde (Şekil 6.14f.), asperite yönünde parlak yeşil-mavi ve sarı ile temsil edilen yatay bileşen hakimdir. Aynı zaman diliminde Isparta havzasında oldukça düşük yoğunluklu dalga yayılımını temsil eden soluk renk tonları yer almakla birlikte havzanın kuzey sınırında taban kayanın geometrisinden kaynaklı olduğu düşünülen yer hareketi dağılımı ortaya çıkmıştır.



Şekil 6.15. 1995 Dinar depremini üreten fay segmentinin farklı asperite senaryoları sonucunda meydana gelen yer hareketi dağılımları a) Senaryo depremi üretmede kullanılan fay segmentinin konumu ve fay düzlemi çözümü (beyaz dikdörtgen simülasyon sınırlarını göstermektedir) b) Simülasyonda kullanılan basen derinlik verisi. c) Simülasyonda kullanılan Vs_{30} dağılımı d) GD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı e) GD-KB yönlü çift taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı f) KB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı

6.4.3.3. 1 Ekim 1995 Dinar depremi senaryosu

Dinar-Çivril üzerinde 24 km'lik fay segmentinde yer alan 1995 Dinar deprem senaryosu 309^0 strike ve 51^0 dip açısı ile tanımlanmıştır. 16 km genişlik ile

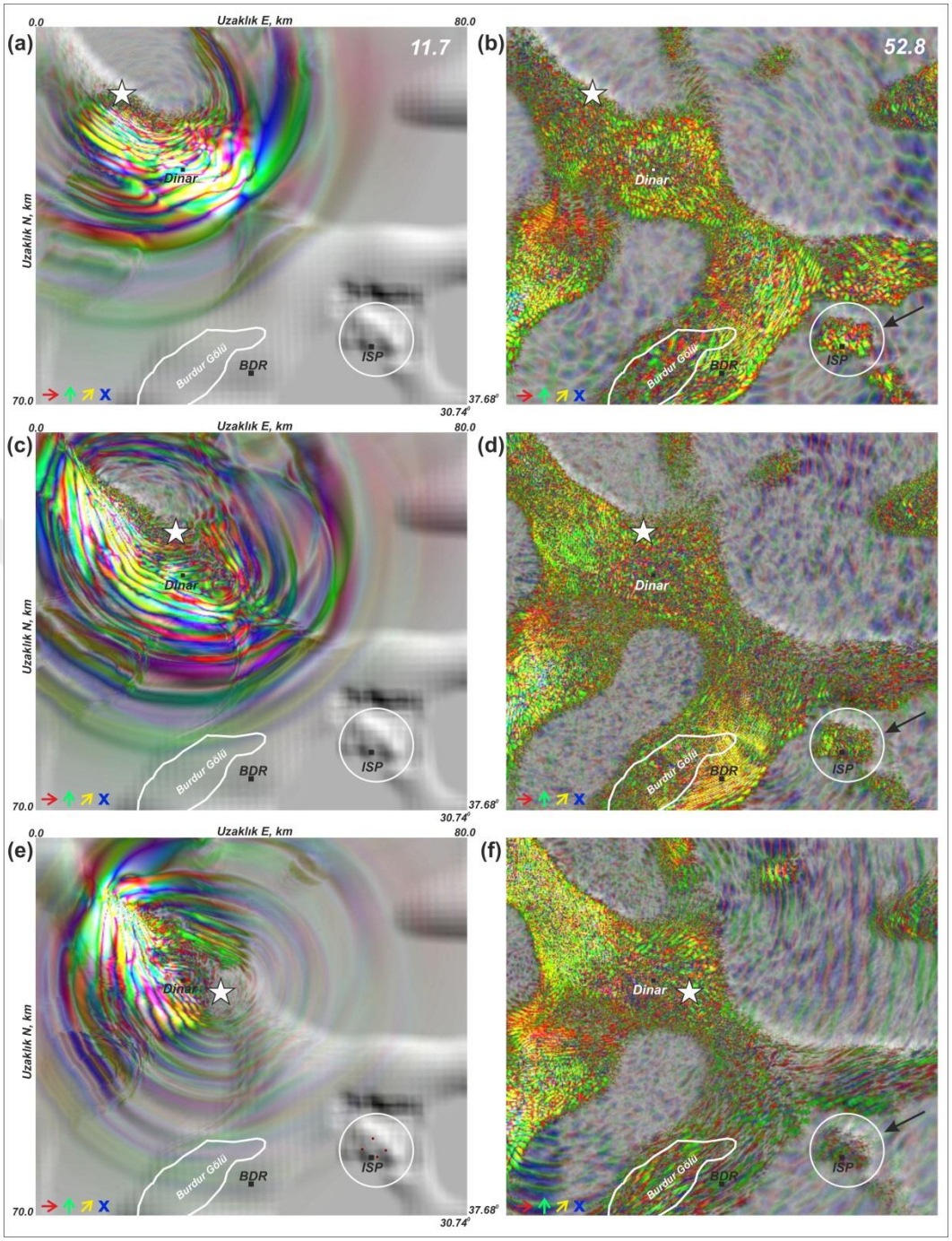
dikdörtgen fay düzlemine sahip bu segment için fay üst yüzey derinliği sıfır alırken, hiposantr 7.5 km (Utkucu ve ark., 2002) derinlikte konumlandırılmıştır (Tablo 6.5.). Moment magnitüdü yaklaşık 6.4 olarak hesaplanan fay, üç farklı homojen asperite modeli ile simüle edilmiştir. Her bir deprem senaryosu sonucunda ortaya çıkan yer hareketi dağılımı Şekil (6.15.)'de verilmiştir.

Şekil 6.15.'de her bir senaryoda fayın kırılma noktasının konumuna göre en güçlü yer hareketi değerinin fay düzleminin üzerinde veya yakınında meydana geldiği görülmektedir. Asperitenin yönelim etkisi (directivity) özellikle Şekil 6.15d. ve 6.15f.'de açıkça gözlenmektedir. Senaryo deprem simülasyonlarında en yüksek PGV hızı, kırılmanın episantrında yaklaşık 65-68 cm/s civarındadır. Senaryo simülasyonunda havza alanları dışındaki ana kaya örtüsü üzerinde yer hareketinin zayıflığı oldukça belirgindir.

Tablo 6.6. 1995 Dinar deprem senaryosunda kullanılan giriş ve çıkış parametreleri

Kırılma yönü ve yeri	Şekil 6.13d.	Şekil 6.13e.	Şekil 6.13f.
Moment magnitüdü, M_w	6.37	6.37	6.37
Fay düzlemi çözümü	$309^0/51^0/-102^0$	$309^0/51^0/-102^0$	$309^0/51^0/-102^0$
Hiposantr derinliği	7.5 km	7.5 km	7.5 km
Senaryodaki max PGV	68 cm/sn	64 cm/sn	65 cm/sn
Isparta basenindeki max PGV	5.5 cm/sn	~2.5 cm/sn	<< 1 cm/sn

Asperitenin GD uzanımlı Isparta baseni yönüne doğru gerçekleştiği senaryoda (Şekil 6.15d.), deprem odağına yaklaşık 55 km uzaklıktaki Isparta baseninde en yüksek PGV hızı ~5.5 cm/sn'dir. Deprem odağının fay segmentinin ortasına, yırtılmanın iki taraflı gerçekleştiği senaryoda (Şekil 6.15e.) Isparta havzasında en yüksek PGV ~2.5 cm/sn civarındadır. Bu fay segmenti için hazırlanan son senaryo yırtılmanın Isparta havzasına ters istikamette, kuzeybatı yönlü gerçekleşmesi durumudur. Bu senaryoda ise Isparta baseninde elde edilen en yüksek PGV hızı 1 cm/sn'den oldukça düşüktür (Tablo 6.6.).



Şekil 6.16. 1995 Dinar deprem senaryosunda kırılma başladıktan 11.7 sn ve 52.8 sn sonraki anlık dalga yayılım görüntüleri; a-b: tek taraflı GD yönlü kırılma, c-d: ortadan çift taraflı KB-GD yönlü kırılma, e-f: tek taraflı KB yönlü kırılma. Şekil üzerinde kırmızı renk doğu-batı yönündeki hareketi (kırmızı ok), yeşil renk kuzey-güney yöndeki hareketi (yeşil ok), mavi renk düşey yöndeki hareketi (mavi x), havza içinde yer alan sarı renk KB-GD veya KD-GB yönlü yatay hareketi (sarı ok), beyaz renk ise tüm yönlerdeki hareket yoğunluğunu gösterir. Şekil üzerinde renklerin parlaklığı yüksek sarsıntı yoğunluğunu temsil ederken, koyu renkler düşük sarsıntı yoğunluğunu ifade eder (tüm senaryolarda deprem odağı beyaz yıldız ile gösterilmiştir)

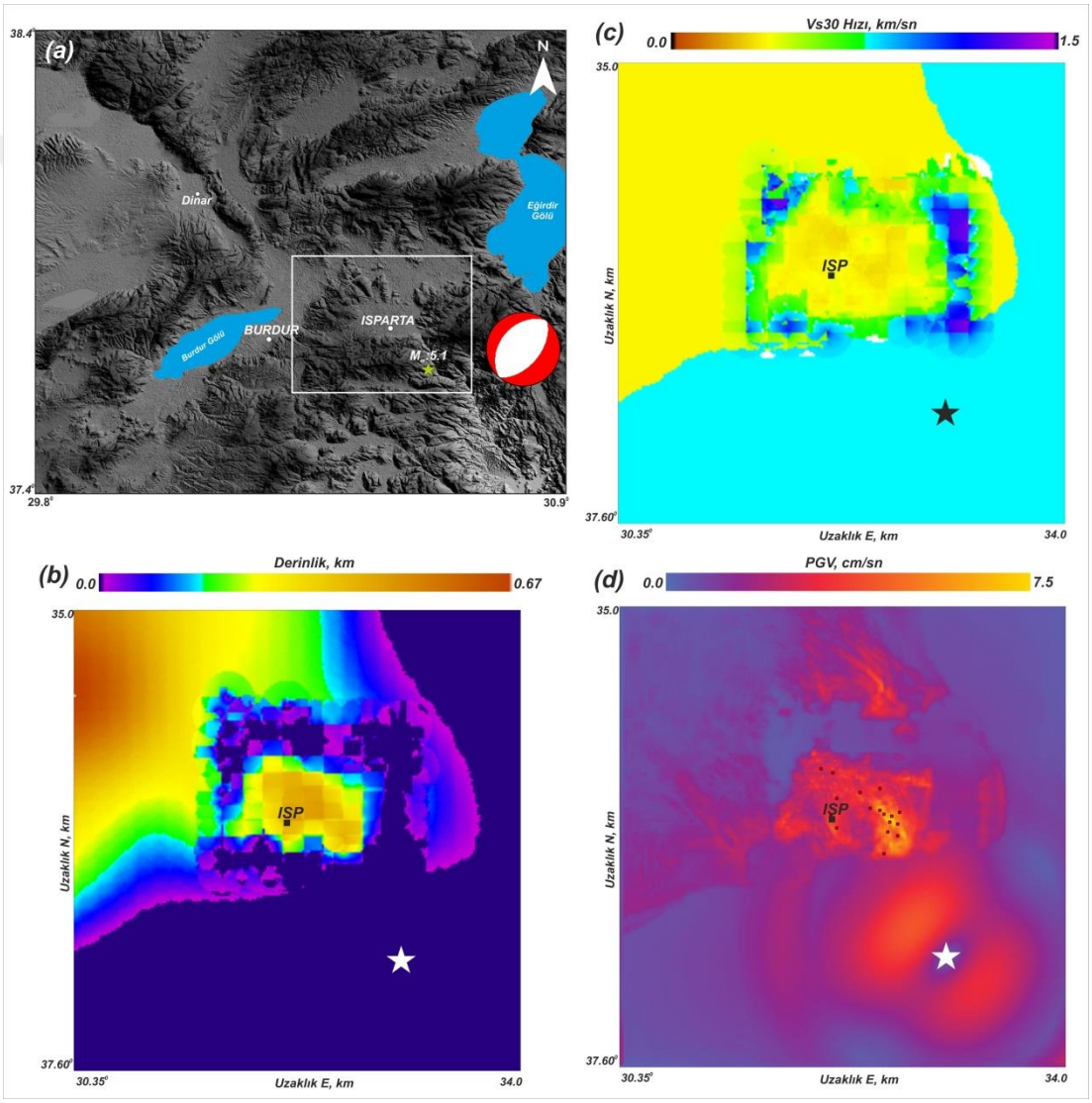
Şekil 6.16. her bir senaryo için havzadaki dalga yayılımını ve kırılma başladıktan belirli bir saniye sonra hesaplanan yer hareketini göstermektedir. Isparta baseni

doğrultusunda KD yönlü asperite modelinde (6.16a.) kırılma başladıktan 11.7 saniye sonra P dalgalarının Isparta havzasının KB kenarına ulaştığı görülmektedir. Eş zaman diliminde yüksek genlikli ve uzun dalga boylu Rayleigh dalgaları (parlak kırmızı-mavi-kırmızı-mavi) fay segmenti üzerinde ve Dinar havzasının sınırlarında yoğunlaşmıştır. Bu zaman penceresinde dalga yayılım yönünde Isparta ve Dinar arasında yatay bileşenlere karşılık gelen yeşil ve sarı renk tonu hakimdir. Kırılmadan yaklaşık 53 sn sonra (Şekil 6.16b.)Isparta havzasında kuvvetli yer hareketinden ziyade lokal yansımalar ve tuzaklanmalardan kaynaklı olduğu düşünülen kısa dalga boylu Rayleigh ve Love dalgaları görülmektedir. Simülasyon alanının genelinde ise x ve y bileşeni ifade eden sarı renk tonu ile y bileşeni temsil eden yeşil tonları baskındır.

Kırılmanın fayın merkezinden çift taraflı gerçekleştiği senaryoda, yırtılma başladıktan 11.7 s sonra (Şekil 6.16c.) Dinar havzasında normal faylanma mekanizması ile uyumlu eliptik parlak renkli ve yüksek genlikli Rayleigh dalgaları gözlenmektedir. Enerjinin çift yönlü yayılmasından dolayı yırtılmanın GD yönlü tek taraflı gerçekleştiği senaryoya oranla basen içerisindeki genliklerde biraz daha azalım söz konusudur. Kırılma başladıktan yaklaşık 53 saniye sonra (Şekil 6.16d.) havza geometrisinin yansıma, kırılma ve saçılma özelliklerinden kaynaklı olduğu düşünülen düşük genlikli dalga yayılımı görülmektedir. Asperitenin KB yönlü tek taraflı olduğu senaryo modelinde, kırılmanın başlangıcından 11.7 sn sonra (Şekil 6.16e.) dalga yayılımının yönelim etkisi nedeni ile Isparta havzası yönünde genlikler oldukça zayıf yer hareketini temsil eden soluk renk tonu hakimdir. Yırtılmadan yaklaşık 53 sn sonra (Şekil 6.16f.) dalga yayılımın başlangıcı belli olmamakla birlikte Isparta havzasında tuzaklanmalardan kaynaklı olduğu düşünülen çok küçük genlikli yüzey dalgası yayılımı yer almaktadır. Her üç kırılma modelinde de havza dışında kalan alanlarda yüzey dalgaları genliklerinin azlığı oldukça belirgin bir şekilde ortaya çıkmıştır.

6.4.3.4. 24 Ağustos 2014 Ağlasun depremi senaryosu

Isparta havzasının güneybatı sınırına yakın 2014 Ağlasun deprem senaryosu 202^0 strike, 77^0 dip ve -94^0 rake açısı ile tanımlanmıştır. Deprem hiposantr derinliği KOERİ tarafından yapılan çözümlemede verilen 7 km alınmıştır. 24 Ağustos depreminin tekrarı niteliğindeki bu senaryoda ortaya çıkan yer hareketi dağılımı Şekil 6.17.'de verilmiştir.



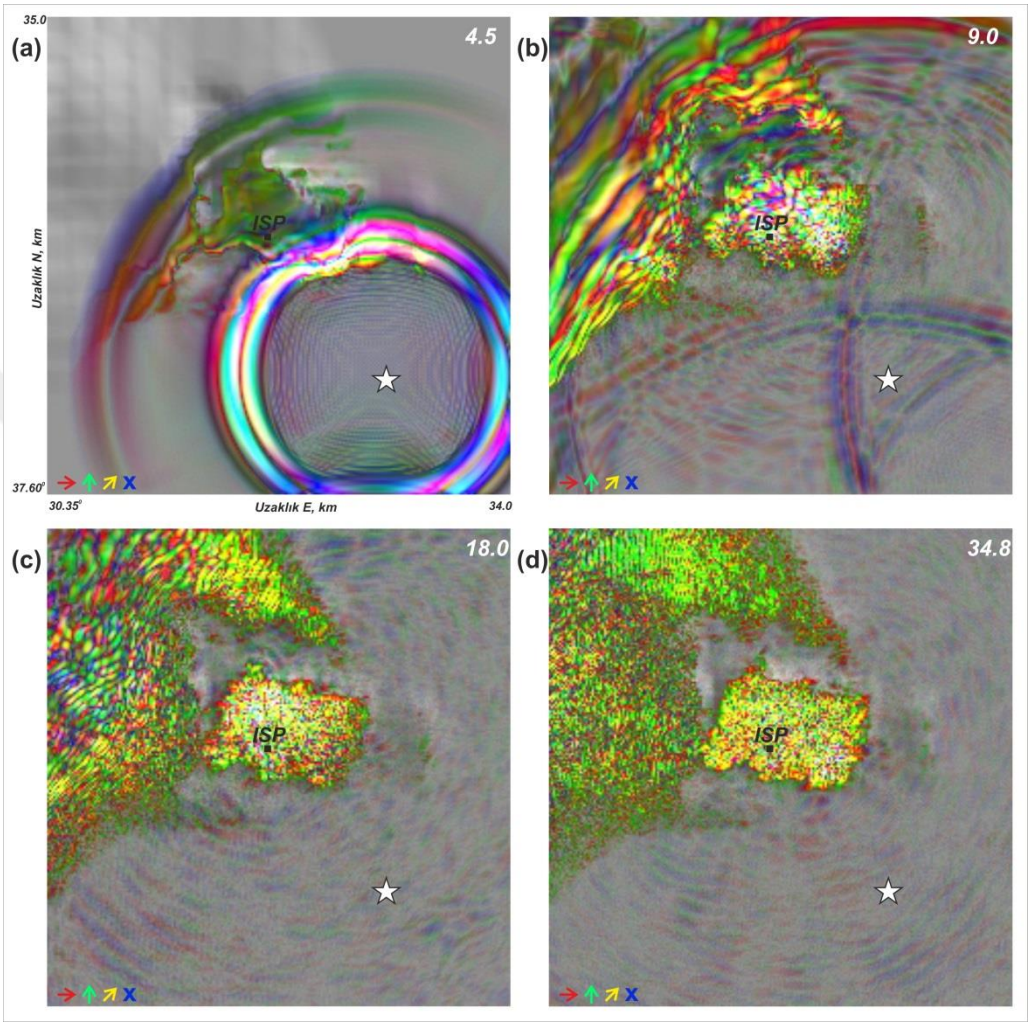
Şekil 6.17. 2014 Ağlasun simülasyonu sonucunda meydana gelen yer hareketi dağılımı a) Senaryo depremi üretmede kullanılan mekanizma çözümü (beyaz dikdörtgen simülasyon sınırlarını göstermektedir) b) Simülasyonda kullanılan basen derinlik verisi. c) Simülasyonda kullanılan Vs_{30} dağılımı d) Senaryo simülasyon sonucu ortaya çıkan PGV dağılımı

Şekil 6.17.'de görüldüğü üzere deprem odağı ana kaya üzerindedir ve odağa göre en güçlü yer hareketi Isparta havzasının GB kenarında meydana geldiği görülmektedir. Senaryoda ortaya çıkan en yüksek PGV hızı yaklaşık 7.5 cm/sn'dir ve ana kaya ile tanımlanan bölümlerde yer hareketinin zayıflığı açıkça gözlenmektedir. Isparta Havzası içerisindeki PGV dağılımı simülasyon alanı boyutları nedeni ile diğer senaryolara kıyasla daha detaylı irdelenebilmektedir. Ayrıca simülasyonda ortaya çıkan PGV dağılımının Şekil 6.17b.'de verilen ana kaya derinlik haritası ile uyumu oldukça belirgindir. PGV dağılımında en yüksek değer havzanın GD kenarında alüvyon birikim seviyesinin en yüksek olduğu bölümün sınırında meydana gelmiştir. Bu durum Graves (1996), Pitarka (1999) ve Olsen (2000) tarafından ifade edilen basen kenarı etkisi (basin edge effect) ile açıklanabilir. Alüvyal istifin daha sığ olduğu yerlerde daha düşük PGV değerlerini içeren renk (soluk kırmızı-mor) tonu yer almakla birlikte, simülasyonda ana kaya olarak tanımlanan alanlardaki zayıf yer hareketi dağılımı oldukça belirgindir.

2014 Ağlasun senaryosu anlık dalga yayılımı görüntülerinde deprem meydana geldikten 4.5 sn sonra (Şekil 6.18a.) yüksek genlikli yüzey dalgaları, Isparta havzasına basenin GD kenarından giriş yapmıştır. Bununla birlikte ana kaya üzerinde meydana gelen senaryoda yüzey dalgalarının deprem odağındaki soğrulması da açıkça gözlenmektedir. Kırılma başladıktan 9.0 sn sonra (Şekil 6.18b.) havza içerisinde yatay yöndeki hareketi ifade eden sarı ve yeşil tonların yanında yer yer düşey yöndeki hareketi temsil eden mavi renkler yer almaktadır. Havza içerisinde yer yer gözlemlenen bu mavi renkler, ana kaya derinlik dağılımında havzanın yaklaşık orta bölümünde yer alan KB-GD uzanımlı kalın alüvyal istif varlığı ile ilgili olmalıdır. Ayrıca bu zaman diliminde simülasyonun GD bölümünde, simülasyon sınırından türemiş düşük genlikli iki dalga yayılımı yer almaktadır.

Senaryo başlangıç zamanından 18 sn sonra (Şekil 6.18c.) havza içerisinde düşük genlikli ve yoğunluklu yüzey dalgaları hakimken, havza dışında kalan alanlarda dalga yayılımındaki genlikler oldukça zayıftır. Bu zaman penceresinde havzanın KB sınırında yoğun gözlenen düşey hareket yoğunluğu (mavi renk tonu hakim alanlar) derin ana kaya varlığından kaynaklı olmalıdır. Kırılma başladıktan yaklaşık 35 sn

sonra (Şekil 6.18d.) deprem odağı tamamen belirginliğini kaybederken havza içerisinde tuzaklanmalardan ve havza içi yansımalarda olduğu düşünülen oldukça düşük genlikli dalga yayılımı gözlenmiştir.



Şekil 6.18. 2014 Ağlasun deprem senaryosunda kırılma başladıktan 4.5 sn (a), 9.0 sn (b), 18.0 sn (c) ve 34.8 sn (d) sonraki anlık dalga yayılım görüntüleri. Şekil üzerinde kırmızı renk doğu-batı yönündeki hareketi (kırmızı ok), yeşil renk kuzey-güney yöndeki hareketi (yeşil ok), mavi renk düşey yöndeki hareketi (mavi x), havza içinde yer alan sarı renk KB-GD veya KD-GB yönlü yatay hareketi (sarı ok), beyaz renk ise tüm yönlerdeki hareket yoğunluğunu gösterir. Şekil üzerinde renklerin parlaklığı yüksek sarsıntı yoğunluğunu temsil ederken, koyu renkler düşük sarsıntı yoğunluğunu ifade eder (deprem odağı beyaz yıldız ile gösterilmiştir)

6.4.4. Sismik tehlike şiddet haritaları

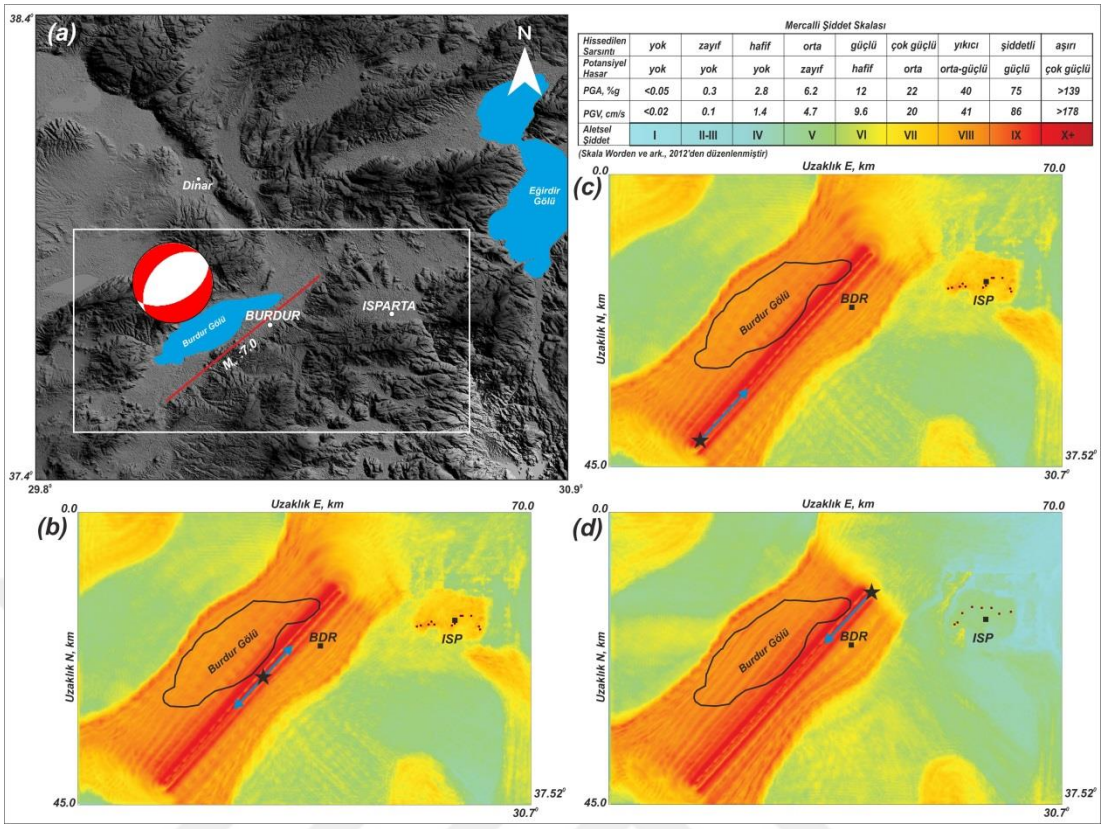
Depremlerde ortaya çıkan enerjinin bir göstergesi olarak tanımlanan şiddet, aynı büyüklük ve özellikteki iki farklı depremde ortamın zemin özellikleri ve yapı stoğu türü doğrultusunda farklılık gösterebilir (Flinchum ve ark., 2013). Bu nedenle

senaryo deprem parametrelerine bu gibi bilgiler ne kadar fazla dahil edilirse elde edilen sonuçlar gerçeğe daha yakın olacaktır. Deprem mühendisliğinde geniş bir kullanım alanına sahip olan PGV, tez kapsamında Mercalli şiddet skalası ile deprem tehlike şiddet haritalarının elde edilmesinde kullanılmıştır. PGV değerlerinden senaryo deprem sismik tehlike şiddet haritaları, Worden ve ark. (2012) tarafından verilen

$$MMI = 2.89 + 3.16\log(PGV) \tag{6.32}$$

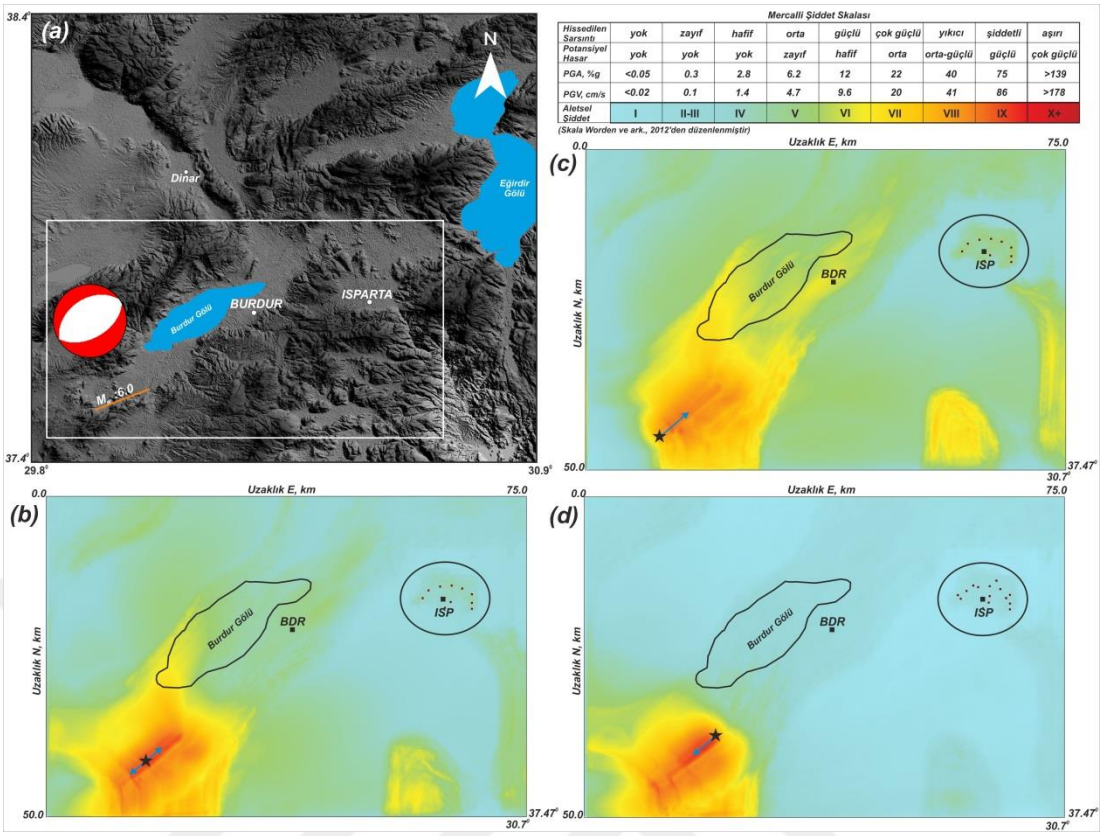
düzenlenmiş Mercalli şiddet skalası bağıntısı kullanılarak hazırlanmıştır.

1914 Burdur depremi senaryosunda her bir kırılma modelinde en yüksek şiddet fay düzlemi üzerinde veya yakında IX seviyesinde değişim göstermektedir (Şekil 6.19.). Fay düzleminin yer aldığı yaklaşık 1 km alüvyon kalınlıkla tanımlanan burdur baseninin genelinde ise şiddet dağılımı VII-VIII aralığındadır. Asperitenin tek taraflı Isparta baseni yönüne gerçekleştiği durumda ve deprem odağının merkeze yerleştirildiği kırılmanın çift yönlü gerçekleştiği senaryoda Isparta baseninde hakim şiddet dağılımı VII civarındadır. Ancak her iki senaryoda Isparta havzasının güneydoğu-kuzeybatı sınırında şiddet değerleri VIII'e yakındır (Şekil 6.19b. ve 6.19c.). Basen kenarında ortaya çıkan bu durum yönelim (directivity) etkisinden kaynaklı havza kenarında meydana gelen tuzaklanmalardan olmalıdır. Kırılmanın GB yönlü tek taraflı gerçekleştiği senaryoda (Şekil 6.19d.) Isparta baseninde şiddet V-VI civarındadır. Bu değerler neticesinde kırılmanın KB-GD yönlü çift taraflı (Şekil 6.19b.) ve KB yönlü tek taraflı (Şekil 6.19c.) gerçekleştiği senaryolarda Isparta baseninde orta-güçlü hasar potansiyeline sahip hasar indeksinin meydana geleceği ve hissedilen sarsıntının olukça güçlü olacağı belirlenmiştir. Kırılmanın Burdur havzası doğrultusunda GB uzanımlı tek taraflı gerçekleştiği senaryoda ise (Şekil 6.19d.) Isparta havzasında hasar indeksi orta hasar ile tanımlanmış ve hissedilen sarsıntının güçlü olacağı öngörülmektedir.



Şekil 6.19. 1914 Burdur senaryo deprem simülasyonu sismik tehlike şiddet dağılım haritaları a. Simülasyon alanı sınırları ve senaryoda kullanılan fayın konumu ve odak mekanizma çözümü b. KB-GD yönlü çift taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı c. KB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı. d. GD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı

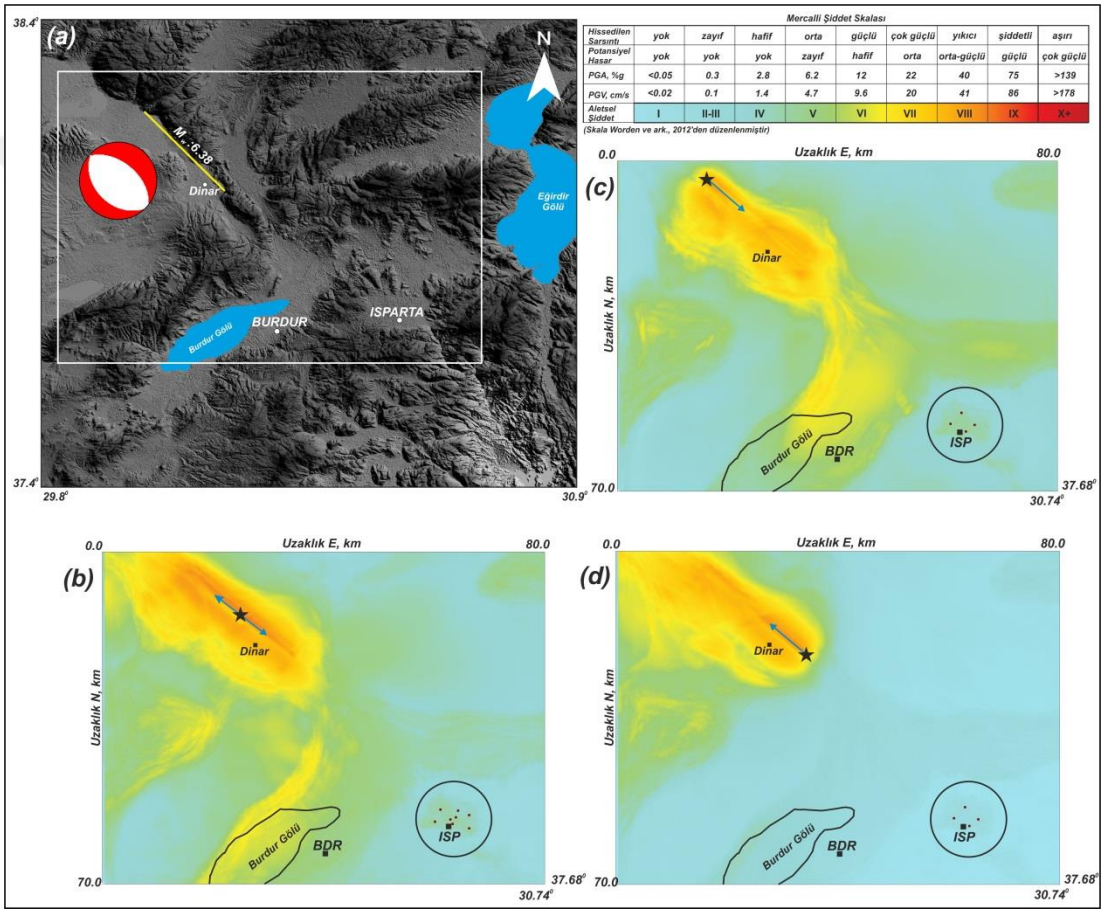
1971 Burdur simülasyonunda üç asperite modelinde de en yüksek aletsel şiddet dağılımı fay düzlemi üzerinde veya yakınında VIII civarındadır (Şekil 6.20.). Ağırlıklı olarak Burdur havzasının güneybatı bölümünde etkin bir şiddet dağılımı gözlenen senaryolarda genel olarak fay konumuna göre aletsel şiddet dağılımı VI-VIII seviyelerindedir. Buna karşılık tüm kırılma senaryolarında Isparta baseninde hesaplanan en yüksek aletsel şiddet II-IV aralığında ortaya çıkmıştır. Ağırlıklı olarak Burdur havzasının GD bölümünde faylanma alanının çevresinde elde edilen aletsel şiddet değerlerine karşılık faylanma yüzeyi ve yakınında hissedilecek şiddetin yıkıcı, potansiyel hasar indeksinin de orta güçlü olacağı öngörülmektedir.



Şekil 6.20. 1971 Burdur senaryo deprem simülasyonu sismik tehlike şiddet dağılım haritaları a. Simülasyon alanı sınırları ve senaryoda kullanılan fayın konumu ve odak mekanizma çözümü b. KD-GB yönlü çift taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı c. KD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı. d. GB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı

Dinar simülasyonunda üç asperite modelinde de en yüksek aletsel şiddet, faylanma düzlemi üzerinde veya yakın çevresinde VIII olarak hesaplanmıştır (Şekil 6.21.). Şekil 6.21.'de verilen asperite modellerine karşılık aletsel şiddet dağılımı haritalarında yönelim etkisi 1914 Burdur senaryo modellerindeki gibi oldukça belirgindir. Dinar havzası merkez olmak üzere aletsel şiddet tüm senaryolarda, deprem odağına mesafe ve ortam parametreleri ile orantılı olarak VI-VII dağılım göstermektedir. Asperitenin GB uzanımlı tek taraflı (Şekil 6.21c.) Isparta baseni yönüne gerçekleştiği senaryoda aletsel şiddet Isparta baseninde V olarak hesaplanırken, deprem odağının merkeze yerleştirildiği kırılmanın KD-GB çift yönlü (Şekil 6.21b.) gerçekleştiği senaryoda ise havza içindeki en yüksek aletsel şiddet IV olarak hesaplanmıştır. GB uzanımlı tek taraflı kırılmada Isparta havzasının genelinde şiddet dağılımı IV seviyelerinde iken çift taraflı kırılma modelinde bu dağılım yer yer III civarındadır. Deprem odağının fayın GD ucuna asperitenin KB yönlü (Şekil 6.21d.) gerçekleşmesi durumunda Isparta havzasında hesaplanan aletsel şiddetin

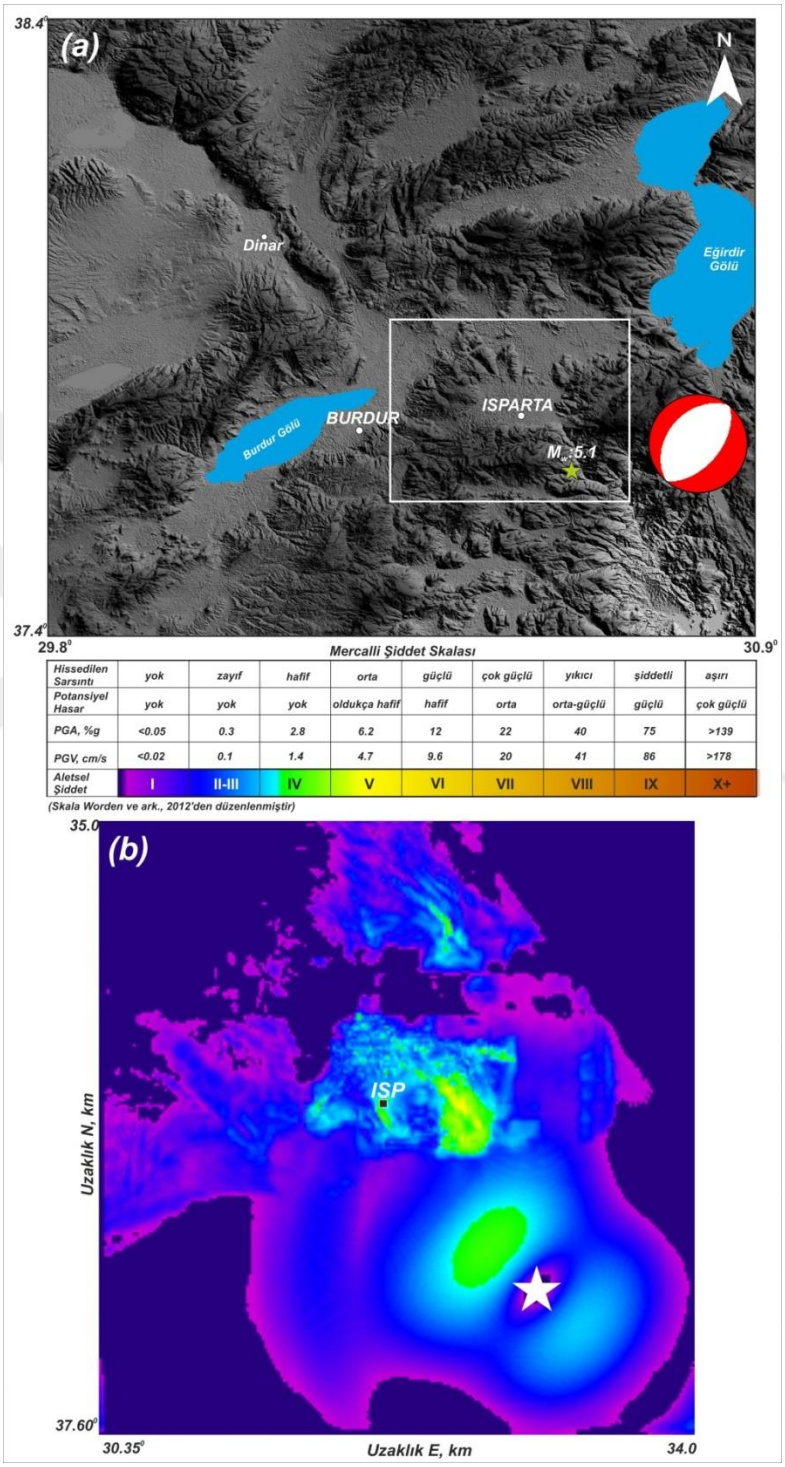
Mercalli skalasındaki karşılığı II-III aralığıdır. Üç simülasyonda elde edilen aletsel şiddet değerleri doğrultusunda Dinar havzasında; kırılma yönü ile dağılımı değişim göstermekle birlikte potansiyel hasar indeksinin orta ve güçlü, hissedilen şiddetin ise güçlü-çok güçlü arasında değişeceği belirlenmiştir. Kırılmanın GB ve KD-GB yönlü gerçekleştiği senaryolarda meydana gelen yer hareketinin Isparta havzasında potansiyel hasara neden olmayacağı, hissedilen şiddetin ise hafif olacağı ortaya çıkarılmıştır.



Şekil 6.21. 1995 Dinar senaryo deprem simülasyonu sismik tehlike şiddet dağılım haritaları a. Simülasyon alanı sınırları ve senaryoda kullanılan fayın konumu ve odak mekanizma çözümü b. KB-GD yönlü çift taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı c. GD yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı. d. KB yönlü tek taraflı kırılma senaryosu şiddet dağılımı

Episantrı ana kaya lokasyonuna karşılık gelen Ağlasun senaryosunda en yüksek aletsel şiddet, sediman istif kalınlığının yüksek olduğu havzanın GD kenarında V olarak hesaplanmıştır (Şekil 6.22.). Havza genelinde ise aletsel şiddet sediman istifin az olduğu lokasyonlarda IV civarındadır. Hesaplanan aletsel şiddet değerlerine

karşılık Isparta havzasında potansiyel bir hasarın olmayacağı ya da oldukça hafif olacağı, hissedilecek şiddetin ise orta dereceli olacağı öngörülmektedir.



Şekil 6.22. 2014 Ağlasun senaryo deprem simülasyonu sismik tehlike şiddet dağılımı haritası a. Simülasyon alanı sınırları ve senaryoda kullanılan odak mekanizma çözümü b. Şiddet dağılım haritası (düşük yoğunluklu şiddet dağılımından kaynaklı diğer modellerden farklı renk paleti kullanılmıştır)

6.4.5. Tartışma

Isparta havzasını etkileyecek en kötü deprem senaryosunu belirlemek amacı ile simüle edilmiş tüm senaryoları içeren Tablo 6.7. hazırlanmıştır. Tablo 6.7.'de toplamda 10 farklı simülasyonda kullanılan moment magnitütlerine karşılık elde edilen maksimum PGV değerleri ve hesaplanan şiddet değerleri verilmiştir.

Tablo 6.7. Senaryo deprem simülasyonlarından elde edilen yer hareketi değerleri ve ISP havzası için bu değerlerden hesaplanan aletsel şiddet değerleri

Senaryo	M_w	Max. PGV, cm/sn	ISP havzsındaki max. PGV, cm/sn	ISP havzasındaki şiddet dağılımı
BDR-1914, KD yönelim	6.92	168	36	VII
BDR-1914, KD-GB yönelim	6.92	170	28	VI-VII
BDR-1914, GB yönelim	6.92	160	13	V-VI
BDR-1971, KD yönelim	6.07	63	3.1	II-IV
BDR-1971, KD-GB yönelim	6.07	58	1.5	II-III
BDR-1971, GB yönelim	6.07	56	<< 1	II-III
DNR-1995, GD yönelim	6.38	66	5.5	IV
DNR-1995, KB-GD yönelim	6.38	68	2.5	II-IV
DNR-1995, KB yönelim	6.38	65	<< 1	II-III
AĞLSN-2014	5.0	7.5	7.5	IV-V

Tüm senaryo modellerinde simülasyon alanında ortaya çıkan en yüksek PGV değeri 164 cm/sn ile 1914 Burdur (BDR-1914) senaryosudur. Isparta havzasında elde edilen en yüksek PGV değeri 36 cm/sn ile BDR-1914 senaryosunun KD yönlü tek taraflı asperite modeline karşılık gelmektedir. BDR-1914 senaryosunun her bir kırılma modelinde Isparta havzasına ortaya çıkan PGV dağılımı diğer senaryoların tüm asperite modellerinden daha fazladır (Tablo 6.7.). Nokta kaynak mekanizması ile tanımlanan ve moment magnitüdü 5.0 2014 Ağlasun simülasyonunda Isparta havzasında gözlemlenen en büyük yer hareketi dağılımı, moment magnitüdü daha büyük olan BDR-1971 ve DNR-1995 senaryolarından üretilen PGV değerlerden daha fazladır. Bu durum deprem odağına olan mesafe ile soğrulmadan kaynaklanmaktadır. Bununla birlikte her bir sonlu fay senaryosunda ortaya çıkan en büyük yer hareketi faylanma yüzeyi veya yakınında meydana gelirken, 2014 Ağlasun senaryosunda ise en yüksek PGV deprem episantrında değil Isparta havzasının GB

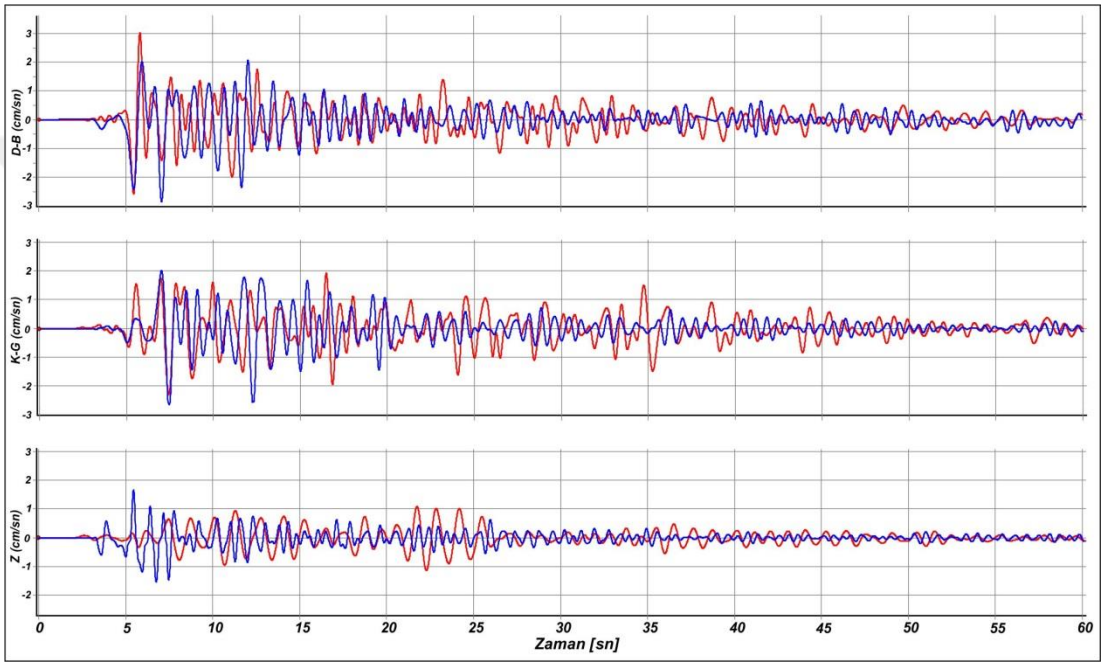
bölümünde meydana gelmiştir (Şekil 6.17.). Ortaya çıkan bu durum sonlu fay senaryolarının havza tanımlı alanlarda, Ağlasun senaryosunun ise ana kaya ortamında meydana gelmesi ile ilgilidir (Pitarka, 1999; Ewald ve ark., 2006; Frankel ve ark., 2009; Molnar ve ark., 2014).

PGV değerlerinden türetilen deprem tehlike şiddet dağılımı haritalarında, Isparta basenin batı sınırında BDR-1914 KD ve BDR-1914 KD-GB senaryolarında yönelim etkisinden kaynaklı aletsel şiddetin VIII'e yakın olduğu hesaplanmıştır (Şekil 6.19.). Her iki senaryoda Isparta havzasının doğu sınırı dışında kalan bölümlerinde şiddetin VI-VII aralığında ve havza içerisinde meydana gelecek hasar potansiyelinin ise orta-güçlü arasında değişeceği öngörülmektedir. BDR-1914 GB yönelim senaryosunda ise Isparta havzasında orta hasar potansiyeli ile temsil edilen V-VI şiddet değerleri gözlenmektedir. PGV dağılımı ile paralel olarak BDR-1971 ve DNR-1995 senaryolarının tüm asperite modellerinde Isparta havzasında şiddet dağılımın II-V aralığında, hasar indeksinin hafif olacağı tespit edilmiştir. 2014 Ağlasun depreminin tekrarı niteliğindeki senaryoda Isparta havzasının yaklaşık GB kesiminde şiddet değerlerinin VI sınırına yakın olduğu, havza genelinde ise basen kalınlığı doğru orantılı V civarında olduğu hesaplanmıştır. Bu değerlere karşılık basende meydana gelecek hasar indeksinin oldukça hafif olacağı belirlenmiştir.

Senaryo deprem simülasyonlarında sonlu fay kırılma modellerinde asperitenin homojen olduğu varsayımı göz ardı edilmemelidir. Bu nedenle bir kayma dağılımı modeli ile gerçekleştirilecek simülasyonlarda yer hareketi dağılımında azalım beklenmelidir. Özellikle 1914 Burdur senaryosunda ortaya çıkan yüksek PGV değeri bu durumla açıklanabilir.

Çalışmada kullanılan fay düzlemlerinin konumları ve simülasyon alanı boyutları gereği Burdur ve Dinar havzalarında NEHRP kriterlerine göre sığ zemin özellikleri (Vs_{30} değeri) sediman ortamda 360 m/s, ana kayada 760 m/s benimsenmiştir (Savran ve ark., 2011; Tanırcan, 2012; Louie ve ark., 2016). Sığ zemin üzerinde etkili alüvyal istif kalınlığının belirlenmesinde ise grid aralığı 2-5 km aralığında değişen nispeten düşük çözünürlüklü gravite seti kullanılmıştır. Nitekim sığ zemin özelliklerinin dalga

yayımı üzerindeki etkinliği bilinen bir gerçektir (Bordcherdt ve Glassmoyer, 1992; Kramer, 1996). Bu durum 1914-1971 Burdur ve 1995 Dinar deprem senaryoları için dalga formu karşılaştırmasının önüne geçmiştir. Bu nedenle senaryo simülasyon modellerinde sığ zemin özelliklerinin ve ana kaya dağılımının daha detaylı yer aldığı sadece 2014 Ağlasun senaryosunda, Isparta baseninin merkezi sayılabilecek bir konumda yer alan ISP-3202 numaralı istasyonda kaydedilmiş ve hesaplanan dalga formları karşılaştırılabilmiştir (Şekil 6.23.).



Şekil 6.23. ISP-3202 numaralı istasyonda kaydedilmiş (kırmızı) ve sentetik (mavi) dalga formları

Şekil 6.23.'de verilen dalga formları 0.01-1.0 Hz geçişli filtre (band-pass) ile filtrelenmiştir. İstasyonda kaydedilmiş hem sentetik hem de gerçek veride en büyük yer hareketi düşey bileşenden ziyade yatay bileşenlerde ortaya çıkmıştır. Ortaya çıkan bu durum simülasyonda yatay yöndeki hareketin baskın olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte sentetik olarak üretilen dalga formları ile istasyonda kaydedilen dalga formları birbirleri ile oldukça iyi uyum göstermektedir. Bu uyum düşey bileşende diğer iki yatay bileşene oranla düşüktür. Hesaplanan ve gerçek dalga formlarının hız genlikleri ise tüm bileşenlerde birbirlerine oldukça yakındır.

Önemli bir zemin parametresi olan Vs_{30} kalın çökel istifin bulunduğu havzalarda zemin tepkisini tam olarak yansıtmada yetersiz kalabilir (Abrahamson ve Silva,

2008; Castellaro ve ark., 2008; Kuo ve ark., 2016). Bu nedenle güncel Ground Motion Prediction Equations (GMPEs) ve Next Generation Attenuation (NGA) gibi sismik tehlike tasarımı projelerinde Z1.0 (kayma dalgası hızının 1000 m/s hıza ulaştığı derinlik) olarak tanımlanan parametrenin yakın yüzey koşullarını daha iyi yansıtacağı önerilmektedir. Ancak çalışma kapsamında veri kazanımı Vs_{30} hesaplaması planlanarak yapıldığı için hali hazırda Z1.0 elde edilecek veri seti yer almamaktadır. Bu nedenle zemin parametresi girdisi Vs_{30} yerine Z1.0 ile yapılacak simülasyonla elde edilecek dalga formlarının gerçek bileşenlerle daha uyumlu olması beklenmektedir. Ayrıca çalışma kapsamında simülasyon alanı için 1 boyutlu kabuk hız modeli kullanılmıştır. Çalışma alanı için geliştirilecek lokal deprem tomografisi ile 3 boyutlu kabuk hız modellerinin simülasyona entegre edilmesinin de sonuçlara önemli katkı yapacağı kesindir.

BÖLÜM 7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, Türkiye'nin en önemli tektonik unsurlarından birisi olan Isparta açısının güneyinde yer alan Isparta havzası ve yakın çevresi için makro ölçekli V_s derinlik dağılım haritaları elde edilmiştir. Elde edilen V_s değerlerinden V_{s30} değerleri hesaplanarak çalışma alanı için zemin sınıflaması yapılmıştır. Çalışma alanından toplanan sismik yansıma ve gravite verileriyle havza içeresindeki ana kaya derinlik dağılımı irdelenmiştir. Elde edilen bu parametreler, Isparta havzası ve yakın çevresini kapsayan alan için hazırlanacak 3 boyutlu sonlu farklar elastik dalga yayılımı simülasyonunda zemin değişkenlerini tanımlamada altlık olarak kullanılmıştır. Senaryo simülasyonunda Isparta havzası üzerinde etkili; Fetiye-Burdur fay zonu üzerinde 3 Ekim 1914 Burdur (Ms=7.0) ve 12 Mayıs 1971 Burdur (Ms=6.0), Dinar-Çivril fayı üzerinde 1 Ekim 1995 Dinar (Ms=6.2) depremlerini üreten sonlu fay kırıkların farklı kırılma durumları ve nokta kaynak mekanizmalı 24 Ağustos 2014 Ağlasun (Mw=5.0) depreminin ise benzer koşulları modellenmiştir. Modellemeler neticesinde ortaya çıkan PGV değerlerinden deprem tehlike şiddet dağılımı hesaplanmış, Isparta havzasındaki hasar etkisi incelenmiştir.

Isparta havzası içerisinde zemin sınıflamasında kullanılan kayma dalgası derinlik-hız dağılımı ReMi çalışması ile yaklaşık 1 km grid aralığı ile toplamda 152 noktada gerçekleştirilmiştir. V_s hızının derinlikle olan dağılımını gözlemleyebilmek amacı ile 5, 15, 30 ve 50 m derinlik seviyeleri için V_s kat haritaları hazırlanmıştır. Hazırlanan kat haritalarında özellikle sığ yüzeydeki düşük hız zonları sondaj litolojileri dikkat alınarak gevşek özellikteki killi kum veya siltli kum seviyeleri olarak yorumlanmıştır. Daha çok havza kenarlarında ortaya çıkan yüksek hız zonu basen sınırı olarak tanımlanırken, havza içerisindeki hız yükselim alanları volkanik malzeme varlığı ile açıklanmıştır.

NEHRP kriterlerinde verilen V_{s30} esas alınarak hazırlanan zemin sınıflamasında inceleme alanı, basen içi ve basen dışı olarak iki grup altında değerlendirilmiştir. Piroklastik malzeme ve kuvaterner yaşlı alüvyon çökellerden oluşan basen içi ve kenarı, D ve C zemin grupları ile tanımlanmıştır. Akkent dışında yerleşim alanı bulunmayan basen dışında mezozoik ve senozoik yaşlı kayaçlardan oluşan yüksek kotlarda, B ve A sınıfı zemin tespit edilmiştir. Isparta şehir merkezi ve yeni yerleşim alanlarının bulunduğu basen içerisinde zayıf özellikteki D grubunun hakim olması, bu zemin üzerine inşa edilmiş mühendislik yapılarının güvenliğinin araştırılması gerektiği şeklinde yorumlanmıştır. Ayrıca çalışma kapsamında oluşturulan V_s-derinlik kat haritaları ile makro ölçekteki zemin sınıflaması haritası, inceleme alanında yapılan ilk ve tek çalışmadır. Bu nedenle çalışmanın, ilerde bölgede yapılacak jeofizik araştırmalara önemli katkılar sağlayacağı düşünülmektedir.

Çalışma alanında ana kaya derinlik dağılımın ortaya çıkarılmasında sismik yansıma ve gravite yöntemi etkileşimli olarak kullanılmıştır. Sismik yansıma çalışması havzanın batı (SY-1) ve doğu (SY-2) kenarına karşılık gelen lokasyonlarda sırasıyla 1.1 (84 CDP) ve 2.1 (96 CDP) km şeklinde iki profil üzerinde gerçekleştirilmiştir. Yapılan veri işlem neticesinde havzanın batı kenarında (SY-1) ana kayayı temsil eden seviyenin en derin 142 m civarında olduğu ortaya çıkmıştır. Doğu kenarında (SY-2) sediman istif kalınlığı profilin sonunda yaklaşık 194 m olarak tespit edilmiştir. SY-2 de ortaya çıkan stratigrafik istifin profilin 68. CDP noktasında yer alan 180 m derinliğe sahip kuyu litolojisi ile de son derece uyumlu olduğu tespit edilmiştir. SY-1 üzerinde herhangi bir sondaj lokasyonun olmaması SY-2'deki gibi bir karşılaştırmanın yapılmasını engellemiştir.

Gravite çalışması kapsamında Isparta baseni ana kaya derinlik dağılımını belirlemede, güç spektrumu ve yoğunluk-derinlik dönüşümü (Parker-Oldenburg) yöntemleri kullanılmıştır. Yapılan çözümlemeler sonucunda havza içerisinde ortaya çıkan en yüksek derinlik güç spektrumunda 542 m, Parker-Oldenburg çözümünde 510 m seviyesindedir. Güç spektrumunda seçilen doğrunun eğimi ile orantılı ortalama derinlik seviyesinin belirlendiği ve eğrinin seçimi ile değişkenlik gösterebileceği dikkate alınırsa elde edilen sonuçların birbiriyle uyumlu olduğu

görülmüştür. Havza içeresinde ortaya çıkan alüvyal istifin kalınlık dağılımı havza kenarlarındaki sondaj verileri ile oldukça uyumludur. Bununla birlikte havza kenarında sismik yansıma profillerini kapsayan gravite derinlik kesitinde (A-A') havza kenarında ana kayayı temsil eden stratigrafik seviyenin gravite kesitini desteklediği görülmüştür. Havza merkezinde taban kayaya ulaşan bir sondaj veya herhangi yansıma verisi bulunmamaktadır. Ancak basen kenarlarında ortaya çıkan uyum, havzanın geneline dair yapılan çözümlemeye pozitif yönde ilişki kurulabileceğini göstermiştir.

Havza içi yapı sınır analizinde Euler dekonvolüsyonu ve HG yöntemleri uygulanmıştır. Euler dekonvolüsyonunda yarı sonsuz tabaka-basamak modelinde karşılık gelen SI:0 değerinde havza sınırlarında kümelenmenin oldukça yoğun olduğu tespit edilmiştir. Toplam yatay türev çözümlemesi sonucunda elde edilen çizgiselliklerin bu kümelenmeyi takip ettiği belirlenmiştir. Yukarı uzanım 1 ve 2 km derinlik seviyelinde ortaya çıkan yatay türev fay çizgiselliklerinin yönelimi, Isparta açısı içerisinde saatin tersi yönündeki kütle hareketinin etkisi olarak yorumlanmıştır. Bununla birlikte her bir seviyede devamlılığı izlenemeyen çizgisellikler, küçük ölçekli sığ kırıklar olarak yorumlanmıştır. Ayrıca çizgisellik haritasında basen içerisinde her bir derinlik seviyesinde gözlenen KB-GD uzanımlı gelişen yapı, jeolojik bulgular ile varlığına dair bir yaklaşım yapılan (Demer, 2008) ve daha önce tespit edilmemiş lokal fay olarak yorumlanmıştır.

Simülasyonda kullanılacak sonlu fay kırıklarının yer aldığı simülasyon alanının geneline dair ana kaya derinlik dağılımı oluşturabilmek için ise MTA tarafından toplanan bouguer gravite verileri kullanılmıştır. Isparta havzasında kullanılan Parker-Oldenburg ters çözüm yöntemi ile ana kaya derinlik dağılımı çözümlemesi neticesinde en derin seviye yaklaşık 994 m olarak tespit edilmiştir. Simülasyon alanın geneline dair ana kaya derinlik dağılımına bir yaklaşım yapılabilmesi amacıyla yapılan çözümleme sonuçlarının gerek literatür verileri, gerekse tez kapsamında Isparta baseninde ortaya çıkan ana kaya derinlik dağılımı ile uyumlu olduğu görülmüştür. Ancak veri kazanım aralığı çok detaylı bir çözümlemeden ziyade daha genel bir çözümleme yapılabilmesine olanak sağlamıştır. Simülasyon

alanı ve çevresini kapsayan alanın sık aralıklı gravite ağı ile veri kazanımı, yüksek çözünürlüklü havza modellemelerine imkan sağlayacağı açıktır.

Isparta havzasını etkileyecek en kötü deprem senaryosunu belirlemek amacıyla Fetiye-Burdur fay zonu üzerinde 3 Ekim 1914 Burdur (Ms=7.0) ve 12 Mayıs 1971 Burdur (Ms=6.0), Dinar-Çivril fayı üzerinde 1 Ekim 1995 Dinar (Ms=6.2) depremlerini üreten fay segmentlerinin farklı kırılma durumları ve nokta kaynak mekanizmalı 24 Ağustos 2014 Ağlasun (Mw=5.0) depreminin ise tekrarı olmak üzerek toplamda 10 ayrı sonlu farklar senaryo deprem simülasyonu ile PGV dağılımı elde edilmiştir. Isparta havzasında sismik tehlike açısından gerçekleşecek en kötü senaryo yaklaşık 36 cm/sn PGV değeri meydana getiren BDR-1914 KD yönelimli tek taraflı kırılma senaryosudur. Havza sismik tehlike değerlendirmesinde bir diğer senaryo ise, 28 cm/sn PGV üreten BDR-1914 KD-GB uzanımlı fay segmentinin merkezden çift taraflı kırılma modeli olarak ortaya çıkmıştır. Senaryo deprem simülasyonlarında sonlu fay düzlemlerinde ortaya çıkan PGV değerlerindeki yüksekliğin ağırlıklı olarak homojen asperite modellerinin kontrolünde meydana geldiği düşünülmektedir. Simülasyolara yaklaşık kayma dağılımı modellerinin entegre edilmesi ile PGV değerlerinde azalım beklenmektedir.

Sonlu fay düzlemleri ile tanımlanan 1914, 1971 ve 1995 senaryolarında yönelim etkisi doğrultu atımlı bir faylanmada gözlemlenen etki kadar olmasada, kırılma yönündeki göreceli yüksek PGV dağılımı oldukça belirgindir. Ayrıca daha önceki çalışmalarda gözlemlendiği gibi normal faylanma ile tanımlanan senaryo deprem simülasyonlarında ortaya çıkan yer hareketi dağılımındaki eğilim beklendiği gibi tavan blok üzerinde yoğunlaşmıştır.

En kötü deprem senaryolarında elde edilen PGV değerlerine karşılık Isparta havzasında meydana gelecek en yüksek şiddettin VII-VIII aralığında havzanın batı sınırında meydana geleceği öngörülmüştür. Bu senaryolarda havza genelinde ise şiddetin VI-VII seviyelerinde olacağı tahmin edilmiştir. Havzanın batı kenarında ortaya çıkan yüksek PGV dağılımı ve beraberinde ortaya çıkan yüksek şiddet, kırılmanın yönelim ve havza kenarında tuzaklanmalardan kaynaklı olduğu düşünülen

basen kenarı etkisi (basin edge effect) olarak yorumlanmıştır. Elde edilen bu aletsel şiddet değerlerine karşılık Isparta havzasında hissedilecek sarsıntının çok güçlü-yıkıcı arasında, potansiyel hasarın ise orta ve orta-güçlü arasında değişeceği öngörülmüştür.

Çalışmada kullanılan sonlu fay düzlemlerinin konumları nedeni ile Isparta havzası dışında yer alan ve simülasyon alanı olarak tanımlanan bölge için anakaya derinlik dağılımı ve sığ zemin tepkisi parametresi olan V_{s30} değerlerine yaklaşım yapılarak ulaşılmıştır. Sığ zemin özelliklerinin dalga yayılımı konusundaki etkisinden kaynaklı bu verilerin detaylı olarak simülasyona entegre edildiği sadece Ağlasun senaryosuna ait üretilen dalga formları Isparta havzasında yer alan ISP-3202 numaralı istasyon kayıtları ile karşılaştırılabilmiştir. Senaryo sonucu üretilen ve gerçek bileşenlerdeki dalga formaları birbirleriyle oldukça uyumlu olduğu görülmüştür. Bununla birlikte güncel sismik tehlike tasarımı projelerinde, çökel istifin kalın olduğu havzalarda zemin tepki parametresi olarak V_{s30} yerine Z1.0 önerilmektedir (Abrahamson ve Silva, 2008; Castellaro ve ark., 2008; Kuo ve ark., 2016). Bundan sonraki dönemde Z1.0 parametresi kullanılarak oluşturulacak senaryo deprem simülasyonlarında dalga formlarındaki uyumun yükseleceği tahmin edilmektedir. Öte yandan 1 boyutlu kabuk hız modelinden ziyade yerel deprem tomografisi ile Isparta açısı için yapılacak 3 boyutlu kabuk hız modelinin simülasyona entegre edilmesi çözümleme sonuçlarına önemli katkı sağlayacaktır.

Bu çalışmada öncelikli olarak jeofizik yöntemlerle Isparta havzası ana kaya derinlik dağılımı, fay çizgisellikleri ve ilk 50 metredeki için kayma dalgası hız dağılımı belirlenmiştir. Elde edilen bu verilerin farklı sismik tehlike tasarımlarına katkı sağlayacağı açıktır. Ayrıca çalışmada 10 farklı sonlu farklar senaryo deprem simülasyonu ile Isparta havzasının deprem tehlike şiddet dağılımı ortaya çıkarılmıştır. Makro ölçekte elde edilen bu sonuçlar havzada yapılan ilk çalışma olması sebebi ile oldukça önemlidir. Bu nedenle sonuçların kapsamı itibariyle yerbilimleri alanında çalışacak araştırmacılara belirleyici bilgiler sunması beklenmektedir. Ayrıca sonuçların imar ve kent tasarımında deprem güvenli yapılaşma alanlarının belirlenmesine, sismik sağlamlaştırma ve yapısal tasarım gibi

mühendislik çalışmalarında şehir bölge planlamacılarına ve inşaat mühendislerine önemli bir veri sağlayacağı düşünülmektedir. Tektonik yönden son derece aktif olan ülkemizde bu gibi çalışmaların yapılması bilimsel içeriğinin yanında gerek can kaybını gerekse ekonomik zararları en aza indirgemede son derece önemlidir.

KAYNAKLAR

Abbott, R.E., Louie, J.N. 2000. Depth to bedrock using gravimetry in the Reno and Carson City, Nevada, area basins. Geophysics, 65(2): 340-350.

Abrahamson, N. and Silva, W. 2008. Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations. Earthquake spectra, 24(1): 67-97.

Akay, T., Bilim, F., Koşaroğlu, S. 2013. Menderes Masifi tektonik yapılarının (Batı Anadolu, Türkiye) Bouguer Gravite analizi kullanılarak incelenmesi. Cumhuriyet Yerbilimleri Dergisi, 30(2): 71-86.

Akbulut, A., 1980. Eğirdir gölü güneyinde Çandır (Sütçüler-Isparta) yöresindeki Batı Torosların jeolojisi. TJK Bülteni, 23(1): 1-9.

Akçığ, Z., Pınar, R. 2000. Gravite ve manyetik arama yöntemleri. Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, 1-168.

Aki, K. and Richards, P.G. 1980. Quantitative Seismology Theory and Methods. Vol. 1, Freemand Corp, 1-557.

Akkaya, İ. 2011. Melez (hibrid) yöntemle elastik dalga denkleminin iki-boyutta modellenmesi. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora Tezi.

Aksarı, D., Karabulut, H. and Özalaybey, S. 2010. Stress interactions of three moderate size earthquakes in Afyon, southwestern Turkey. Tectonophysics, 485: 141-153.

Aktuğ, B., Nocquet, J.M., Cingöz, A., Parsons, B., Erkan, Y., England, P., Lenk, O., Gürdal, M.A., Kilicoglu, A., Akdeniz, H., Tekgül, A. 2009. Deformation of western Turkey from a combination of permanent and cam- paign GPS data: Limits to block-like behavior. Journal of Geophysical Research, 114(B13): 10404, doi:10.1029/2008JB006000.

Akyol, N., Zhu, L., Mitchell, B., Sözbilir, H., Kekovali, K. 2006. Crustal structure and local seismicity in western Anatolia. Geophys. J. Int., 166(3): 1259-1269.

Akyol, N. 2016. Gömülü Jeolojik Yapıların Görüntülenmesinde Farklı Sınır Belirleme Yöntemleri. Yerbilimleri, 37(3): 253-270.

Alptekin, Ö. 1978. Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ilişkileri, 2. Odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli. Jeofizik, 3: 30-57.

Al-Lazki, A., Seber, D., Sandvol, E., Türkelli, N., Mohamad, R. And Barazangi, M. 2003. Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and surrounding regions. Geophys. Res. Lett., 30: 8043, doi:10.1029/2003GL017391.

Al-Shuhail, A.A. 2010. Seismic Data Processing, Short Course Notes.

Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F. 1987. Seismicity of Turkey and neighbouring regions, 1899-1915. Ann. Geophys., 5B(6): 701-726.

Ambraseys, N.N. 1988. Engineering seismology. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 17: 1-105.

Anderson, J.G., Zeng, Y. and Sucuoglu, H. 2001. Analysis of accelerations from the 1 October 1995 Dinar, Turkey, earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America, 91(6): 1433-1445.

Anderson, J.G. 2003. Strong-motion seismology. International Geophysics Series, 81(B): 937-966.

Anderson, J.G. 2015. Physical Processes That Control Strong Ground Motion. In: Gerald Schubert, Ed., Treatise on Geophysics, 2nd edition, Vol 4, Oxford: Elsevier, 505-557.

Aochi, H., Ulrich, T., Ducellier, A., Dupros, F., and Michea, D. 2013. Finite difference simulations of seismic wave propagation for understanding earthquake physics and predicting ground motions: Advances and challenges. In Journal of Physics: Conference Series, doi:10.1088/1742-6596/454/1/012010.

Avşar, Ü. 2013. Isparta Büklümü Tektonik Yapısının Mayetotellürik Yöntem İle Araştırılması. İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Doktora Tezi.

Balkaya, Ç., Kaya, M.A., Göktürkler, G. 2009. Delineation of shallow resistivity structure in the city of Burdur, SW Turkey by vertical electrical sounding measurements. Environmental Geology, 57: 571-581.

Bansal, A.R., Dimri, V.P. 2001. Depth estimation from the scaling power spectral density of nonstationary gravity profile. Pure and Applied Geophysics, 158(4): 799-812.

Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K. 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7: 663-684.

Barka, A.A., Reilinger, R., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1995. The Isparta Angle: its importance in the neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. In: Pişkin, Ö., Ergin, M., Savasçın, M.Y., Tarcan, G. (Eds.), Proceedings of International Earth Sciences 1, Colloquium on the Aegean Region, İzmir, 3-17.

Barka, A.A. and Reilinger, R. 1997. Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonics and seismicity data. Ann. Geofis., 40: 587-610.

Basavanagowda, G.M., Govindaraju, L., Chethan, K., Ramesh Babu, R. 2012. Application of Refraction Microtremor (ReMi) for Seismic Site Characterisation. The 15th World Conference on Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal, paper No: 4813.

Bayrak, Y. And Bayrak, E. 2012. An Evaluation of Earthquake Hazard Potential for Different Regions in Western Anatolia Using the Historical and Instrumental Earthquake Data. Pure and Applied Geophysics, 169: 1859, doi:10.1007/s00024-011-0439-3.

Beekman, A.N. 2008. A comparison of experimental ReMi measurements with various source, array, and site conditions. University of Arkansas, Masters of Science in Civil Engineering.

Bhattacharyya, B.K. 1966. Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. Geophysics, 31(1): 97-121.

Biryol, B., Beck, S.L., Zandt, G. and Özacar, A.A. 2011. Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography. Geophysical Journal International, 184(3): 1037-1057.

Bjerrum, L. W. and Atakan, K. 2008. Scenario based ground motion simulations for assessing the seismic hazard in İzmir, Turkey. In Proceeding of the 14th World Conference on Earthquake Engineering, China, 12-17.

Blakely, R.J. 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, 1-441.

Blumenthal, M.M. 1963. Le système structural du Taurus sud Anatolies. B. Soc. Geol. Fr. (Livre à Mémoire de Professor P. Fallot, Mémoir hors-série)1: 611-662.

Bonde, D.S., Udensi, E.E., Rai, J.K. 2014. Spectral Depth Analysis of Sokoto Basin. Journal of Applied Physics, 6(1):15-21.

Boore, D.M. 1972. Finite difference methods for seismic wave propagation in heterogeneous materials. Methods in computational physics, 11: 1-37.

Boore, D.M. 2004. Estimating Vs (30)(or NEHRP site classes) from shallow velocity models (depths<30 m). Bulletin of the seismological society of America, 94(2): 591-597.

Borcherdt, R.D. 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. Bulletin of the Seismological Society of America, 60(1): 29-61.

Borcherdt, R.D. and Glassmoyer, G. 1992. On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California. Bulletin of the Seismological Society of America, 82(2): 603-641.

Borcherdt, R.D. 1994. Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). Earthquake spectra, 10(4): 617-653.

Bozcu, M., Yağmurlu, F. ve Şentürk, M. 2007. Fethiye-Burdur Fay Zonunun Bazı Neotektonik ve Paleosismolojik Özellikleri, GB-Türkiye. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 31(1): 25-48.

Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey-a synthesis, Geodinamica Acta, 14: 3-30.

Bozkurt, E. 2003. Origin of NNE-trending basins in Western Turkey. Geodinamica Acta, 16: 61-81.

Bradford, J.H. 2002. Depth characterization of shallow aquifers with seismic reflection, Part I, The failure of NMO velocity analysis and quantitative error prediction. Geophysics, 67: 98-109.

Brady, R.C. and Beekman, A.N. 2011. Intramethod Variability in ReMi Dispersion Measurements and Vs Estimates at Shallow Bedrock Sites. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 137(4): 354-362.

Burg, J.P. 1972. The relationship between maximum entropy spectra and maximum likelihood spectra. Geophysics, 37(2): 375-376.

Burger, H.R. 1992. Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface. Prentice Hall PTR, New Jersey, 1-489.

Büker, F., Green, A.G. and Horstmeyer, H. 1998. Shallow seismic reflection study of a glaciated valley. Geophysics, 63, 1395-1407.

Büyüksaraç, A., Bektaş, Ö., Yılmaz, H., Arısoy, M.Ö., 2012. Preliminary seismic microzonation of Sivas city (Turkey) using microtremor and refraction microtremor (ReMi) measurements. J. Seismol., 17: 425-435.

Carvalho, J.F., Teves-Costa, P., Almeida, L., Almeida, I.M. 2016. Seismic susceptibility map for Cascais County (Portugal): a simple approach. B. Eng. Geol. Environ., 5: 1227-1249.

Cashman, P.H., Peterson, C.D., Louie, J.N., Pullammanappallil, S., Pancha, A., Sladek, C. and West, L.T. 2013. Testing methods for geothermal exploration in the Pacific Northwest. Presented at the 37th Geothermal Resources Council Annual Meeting, 237-247.

Castellaro, S., Mulargia, F., Rossi, P.L. 2008. Vs30 proxy for seismic amplification?. Seismol. Res. Lett., 79: 540-543.

Chakravarthi, V., Sundararajan, N. 2004. Ridge-regression algorithm for gravity inversion of fault structures with variable density. Geophysics, 69(6): 1394-1404.

Chakravarthi, V., Sundararajan, N. 2007. 3D gravity inversion of basement relief-A depth-dependent density approach. Geophysics, 72(2): I23-I32.

Chiou, B.J. and Youngs, R.R. 2008. An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. Earthquake Spectra, 24(1): 173-215.

Civilini, F., Pancha, A., Savage, M.K., Sewell, S. And Townend, J. 2016. Inferring shear-velocity structure of the upper 200 m using cultural ambient noise at the Ngatamariki geothermal field, Central North Island, New Zealand. American Association of Petroleum Geologists and Society of Exploration Geophysicists, doi: 10.1190/INT-2015-0204.1.

Clayton, R. and Engquist, B. 1977. Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. Bulletin of the seismological society of America, 67(6): 1529-1540.

Clayton, R.W. and McMechan, G.A. 1981. Inversion of refraction data by wavefield continuation. Geophysics, 46: 860-868.

Coburn, A. and Spence, R. 2002. Earthquake Protection. John Wiley, Chichester, U.K., 1-436.

Cordell, L. 1979. Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe country and the Espanola basin, New Mexico. In New Mexico Geol. Soc. Guidebook, 30th Field Conf, 59-64.

Cordell, L., Grauch, V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps, Soc. Exploration Geophysics, Tulsa, Oklahoma, 181-197.

Costain, J.K. and Çoruh, C. 2004. Basic Theory of Exploration Seismology, with Mathematica Notebooks and Examples on CD-ROM. Elsevier, 1-571.

Çiçek, A. and Koçyiğit, A. 2009. A NNE-trending active graben in the Isparta Angle, SW Turkey: Karamık Graben, its geometry, age and earthquake potential. Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 29: 168-174.

Çimen, Ö., Uyanık, O., Elmasdere, E., Korkmaz, K.A., ve Keskin, S.N. 2010. Mavikent-Isparta Örneğinde Sismik Mikrobölgeleme Çalışmaları için Yerel Zemin Koşullarının Belirlenmesi. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 14(1): 46-54.

Delph, J.R., Biryol, C.B., Beck, S.L., Zandt, G. And Ward, K.M. (2015). Shear wave velocity structure of the Anatolian Plate: anomalously slow crust in southwestern Turkey. Geophysical Journal International, 202(1): 261-276.

Demer. S. 2008. Isparta ve Yakın Çevresi Yeraltısularının Hidrojeolojik, Hidrojeokimyasal ve İzotop Jeokimyasal İncelenmesi ve İçme Suyu Kalitesinin İzlenmesi. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Doktora Tezi.

Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C. 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision. In Collision Tectonics, eds. Coward MP and Ries AC, Geol. Soc. Spec. Publ., 19: 3-36.

Dilek, Y. and Altunkaynak, Ş. 2009. Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. Geological Society, London, Special Publications, 311: 213-233, doi:10.1144/SP311.8.

Dolmaz, M.N. 2007. An aspect of the subsurface structure of the Burdur-Isparta area, SW Anatolia, based on gravity and aeromagnetic data, and some tectonic implications. Earth planets and space, 59(1): 5-12.

Dondurur, D. 2009. Deniz Sismiğinde Veri İşlem, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Eğitim Yayınları NO:11, 1-294.

Durukal, E., Erdik, M., Avci, J., Yüzügüllü, Ö., Alpay, Y., Avar, B. And Mert, A. 1998. Analysis of the strong motion data of the 1995 Dinar, Turkey earthquake. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 17(7-8): 557-578.

El Dawi, M.G., Tianyou, L., Hui, S., Dapeng, L. 2004. Depth estimation of 2-D magnetic anomalous sources by using Euler deconvolution method. American Journal of Applied Sciences, 1(3): 209-214.

Elitok, Ö., Özgür, N. ve Yılmaz, K., 2008. Gölcük volkanizmasının (Isparta) jeolojik evrimi, GB-Türkiye. Tübitak Araştırma Projesi Final Raporu (104Y181).

Elitok, Ö., Özgür, N., Drüppel, K., Dilek, Y., Platevoet, B., Guillou, H., Poisson, A., Scaillet, S., Satır, M., Siebel, W., Bardintzeff, J-M., Deniel, C. and Yılmaz, K. 2010. Origin and geodynamic evolution of late Cenozoic potassium-rich volcanism in the Isparta area, southwestern Turkey. International Geology Review, 52: 454-504.

Emre, Ö., Duman, T.Y., Doğan, A., Özalp, S., Tokay, F. and Kuşçu, İ. 2003. Surface faulting associated with the Sultandağı earthquake (MW=6.5) of 3 February 2002, Southwestern Turkey. Seismol. Res. Lett., 4: 382-392.

Erdoğan, S., Şahin, M., Tiryakioğlu, İ., Gülal, E. and Telli, A.K. 2009. GPS Velocity and Strain Rate Fields in Southwest Anatolia from Repeated GPS Measurements. Sensors, 9: 2017-2034.

Erduran, M., Çakır, Ö., Tezel, T., Şahin, Ş. and Alptekin, Ö. 2007. Anatolian Surface Waves Evaluated at GEOFON Station ISP (Isparta, Turkey). Tectonophysics, 434: 39-54.

Ergin, K. 1973. Uygulamalı jeofizik. İstanbul Teknik Üniversitesi, 1-371.

Erinç, S., Bener, M., Sungur, K. and Göçmen, K. 1971. 12 Mayıs 1971 Burdur Depremi. İ.Ü, Coğrafya Enstitüsü Yayınları, 66.

Etemadsaeed, L., Moczo, P., Kristek, J., Ansari, A. and Kristekova, M. 2016. A no-cost improved velocity–stress staggered-grid finite-difference scheme for modelling seismic wave propagation. Geophysical Journal International, 207(1): 481-511.

Eyidoğan, H., Utku, Z., Güçlü, U. ve Değirmenci, E. 1991. Türkiye büyük depremleri makro-sismik rehberi (1900-1988). İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi yayını, 1-198.

Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C. and Regard, V. 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. Earth and Planetary Science Letters, 242: 85-97.

Flinchum, B.A., Louie, J.N., Smith, K.D., Savran, W.H., Pullammanappallil, S.K. and Pancha, A. 2014. Validating Nevada ShakeZoning predictions of Las Vegas basin response against 1992 Little Skull Mountain earthquake records. Bulletin of the Seismological Society of America, 104(1): 439-450.

Frankel, A., McGarr, A., Bicknell, J., Mori, J., Seeber, L., Cranswick, E. 1990. Attenuation of high frequency shear waves in the crust: measurements from New York State, South Africa and southern California. Journal of Geophysical Research, 95: 17441-17457.

Frankel, A. 1993. Three-dimensional simulations of ground motions in the San Bernardino Valley, California, for hypothetical earthquakes on the San Andreas fault. Bulletin of the Seismological Society of America, 83(4): 1020-1041.

Frankel, A., Stephenson, W. and Carver D. 2009. Sedimentary Basin Effects in Seattle, Washington: Ground-Motion Observations and 3D Simulation. Bulletin of the Seismological Society of America, 99: 1579-1611.

Fuis, G., Mooney, W., Healy, J., McMechan, G., and Lutter, W., 1984. A seismic refraction survey of the Imperial Valley region, California. J. Geophys. Res., 89: 1165-1190

Furumura, T. and Koketsu, K. 2000. Parallel 3-D Simulation of Ground Motion for the 1995 Kobe Earthquake: The Component Decomposition Approach. Pure and Applied Geophysics, 157: 2047-2062.

Gadallah, M.R. and Fisher, R. 2009. Exploration Geophysics, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 261 pp.

Galiano-Merino J.J., Ortiz-Zamora, F., Rosa-Herranz J.L. 2012. Automatic picking in the refraction microtremor (ReMi) technique using morphology and color processing. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 42: 95-104.

Gamal, M.A. and Pullammanappallil, S. 2011. Validity of the Refraction Microtremors (ReMi) Method for Determining Shear Wave Velocities for Different Soil Types in Egypt. International Journal of Geosciences, 2: 530-540.

Geosoft Inc. 2010. Montaj Gravity and Terrain Correction v.7.1: Geosoft Incorprorated, 1-50.

Ghosh, G.K. 2016. Interpretation of gravity data using 3D Euler deconvolution, tilt angle, horizontal tilt angle and source edge approximation of the North-West Himalaya. Acta Geophysica, 64(4): 1112-1138.

Glover, C., Robertson, A., 1998. Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. Tectonophysics, 298: 103-132.

Grant, F.S. and West, G.F. 1965. Interpretation Theory in Applied Geophysics, New York, McGraw-Hill, 583 pp.

Graves, R.W. 1996. Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bulletin of the Seismological Society of America, 86(4): 1091-1106.

Grit, M. 2014. Yüzey Dalgalarının Analizi ve Yorumlanması. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.

Goforth, T. and Hayward, C. 1992. Seismic reflection investigations of a bedrock surface buried under alluvium, Geophysics, 57(9): 1217-1227.

Gómez-Ortiz, D., Agarwal, B.N. 2005. 3DINVER. M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm. Computers and Geosciences, 31(4): 513-520.

Goto, H., Sawada, S., Morikawa, H., Kiku, H. Ozalaybey, S. 2005. Modeling of 3D subsurface structure and numerical simulation of strong ground motion in the Adapazari basin during the 1999 Kocaeli earthquake, Turkey. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(6): 2197-2215.

Görmüş, M. ve Özkul, M. 1995. Gönen-Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) arasındaki bölgenin stratigrafisi. SDÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 1: 43-64.

Görmüş, M. ve Karaman, M.E. 1992. Facies changes and new stratigrahphical-paleontological data in the Cretaceous-Tertiary boundary around Söbüdağ (Çünür-Isparta). Geosound-Yerbilimleri Dergisi, 21: 43-47.

Görmüş, M., Çoban, H., Caran, Ş., Uysal, K., Bircan, C. ve Tunç, İ.O. 2005. Eğirdir Gölü Batısı Pliyo-Kuvaterner Sedimanları. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu-V, İTÜ-Aybe, 205-218.

Görmüş, M., Uysal, K., Kanbur, S., Uysal, B., Özdemir, A. ve Bayır, M. 2010. Söbüdağ-Çünür (Isparta) Arasının Jeolojisi. SDUGEO (Online), 1(2): 27-41 (www.geo.sdu.edu.tr), ISSN 1309-6656.

Gruber, M.P. 2007. Using shallow seismic reflection to resolve the glacial history along the southern coast of Cape Cod, MA, Boston College, Master of science in Geology and Geophysics.

Gurbuz, C. and D.S. Brumbaugh 1996. A new look at the Erzincan earthquake of March 13, 1992: aftershock sequence and crustal structure, EOS 77 (Fall meeting suppl.), Abstract S12B-14.

Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. ve Dumont, J.F. 1979. Geologie des Taurides occidentales (Turquie). Memoire de la Societe Geologique de, France, 137: 1-112.

Gülal, E., Tiryakioğlu İ., Erdoğan, S., Aykut, N.O., Baybura, T., Akpınar, B., Telli, A.K., Ata, E., Gümüş, K., Taktak, F., Yılmaz, İ., Öcalan, T., Kalyoncuoğlu, Ü.Y., Dolmaz, M.N., Elitok, Ö., Erdoğan, H., Soycan, M. 2013. Tectonic activity inferred from velocity field of GNSS measurements in southwest of Turkey. Acta Geod Geophys. 48: 109-121.

Gürboğa, S., Koçyiğit, A., Ruffet, G. 2013. Episodic two-stage extensional evolutionary model for southwestern Anatolian graben–horst system: new field data from the Erdoğmuş-Yenigediz graben (Kütahya). J. Geodyn., 65: 176-198.

Hallier, S., Chaljub, E., Bouchon, M. and Sekiguchi, H. 2008. Revisiting the Basin-edge Effect at Kobe During the 1995 Hyogo-Ken Nanbu Earthquake. Pure and Applied Geophysics, 165: 1751-1760.

Hanks, T.C., and Kanamori, H. 1979. A moment magnitude scale. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 84(B5): 2348-2350.

Hartzell, S., Cranswick, E., Frankel, A., Carver, D. and Meremonte, M. 1997. Variability of site response in the Los Angeles urban area. Bulletin of the Seismological Society of America, 87(6): 1377-1400.

Hartzell, S., Harmsen, S., Frankel, A., Carver, D., Cranswick, E., Meremonte, M. and Michael, J. 1998. First-generation site-response maps for the Los Angeles region based on earthquake ground motions. Bulletin of the Seismological Society of America, 88(2): 463-472.

Hartzell, S., Harmsen, S. and Frankel, A. 2010. Effects of 3D random correlated velocity perturbations on predicted ground motions. Bulletin of the Seismological Society of America, 100(4): 1415-1426.

Hartzell, S., Leeds, A.L., Ramirez-Guzman, L., Allen, J.P. and Schmitt, R.G. 2016. Seismic Site Characterization of an Urban Sedimentary Basin, Livermore Valley, California: Site Response, Basin-Edge-Induced Surface Waves, and 3D SimulationsSeismic Site Characterization of an Urban Sedimentary Basin, Livermore Valley, California. Bulletin of the Seismological Society of America, 106(2): 609-631.

Hearn, S.j. and Hendrick, N. 2001. Bandwidth requirements for shallow, high-resolution seismic reflection. 15th Geophysical Conference and Exhibition, Brisbane, 1-4.

Helvacı, C., Alçiçek, M.C., Gündoğan, İ. and Gemici, Ü. 2013. Tectonosedimentary development and palaeoenvironmental changes in the Acıgöl shallow-perennial playa-lake basin, SW Anatolia, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 22(2): 173-190.

Hinze, W.J., Von Frese, R.R., Saad, A.H. 2013. Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. Cambridge University Press,1-502.

Hisarlı, Z., Orbay, N. 2000. Determination of the Crustal Thickness of the Aegean Sea from Bouguer Gravity Anomalies. Engin. Faculty's Earth Sci. Rev, 13: 119-131.

Holstein, H., Ketteridge, B. 1996. Gravimetric analysis of uniform polyhedra. Geophysics, 61(2): 357-364.

Iwaki, A. and Iwata, T. 2010. Simulation of long-period ground motion in the Osaka sedimentary basin: performance estimation and the basin structure effects. Geophysical Journal International, 181: 1062-1076.

Iwata, T., Kawase, H., Satoh, T., Kakehi, Y., Irikura, K., Louie, J.N., Abbott, R.E. and Anderson, J.G., 1998. Array microtremor measurements at Reno, Nevada, USA (abstract). Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, 79, suppl. to no. 45, p. F578.

Jachens, R.C., Moring, B.C. 1990. Maps of the thickness of Cenozoic deposits and the isostatic residual gravity over basement for Nevada (No. 90-404). US Dept. of the Interior, Geological Survey, 1-15.

Jachens, R.C., Langenheim, V.E., Matti, J.C. 2002. Relationship of the 1999 Hector Mine and 1992 Landers fault ruptures to offsets on Neogene faults and distribution of late Cenozoic basins in the Eastern California Shear Zone. Bulletin of the Seismological Society of America, 92(4): 1592-1605.

Jackson, J. and McKenzie, D.P. 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. J. Roy. Astr. S., 77: 185-264.

Kaiser, A.E., Green, A.G., Campbell, F.M., Horstmeyer, H., Manukyan, E., Langridge, R.M., McClymont, A.F., Mancktelow, N., Finnemore, M. and Nobes, D.C. 2009. Ultrahigh-resolution seismic reflection imaging of the Alpine Fault, New Zealand. Journal of Geophysical Research, 114: doi: 10.1029/2009JB006338.

Kalafat, D. 1988. Güneybatı Anadolu ve Yakın Çevresinin Depremselliği, Aktif Tektoniği. Deprem Araştırma Bülteni, 63: 5-98.

Kalyoncuoglu, Ü.Y., Elitok, Ö., Dolmaz, M.N., Anadolu, N.C., 2011. Geophysical and geological imprints of southern Neotethyan subduction between Cyprus and the Isparta Angle, SW Turkey. J. Geodyn., 52(1): 70-82.

Kamacı, Z., Özgür, N., Yağmurlu, F., Sarı, C., Şentürk, M., Öksüm, E., Çiftçi, C. 2009. Tübitak Araştırma Projesi Final Raporu (106Y186).

Kanbur, M.Z. 2002. Yığma Öncesi Migrasyon Tekniği İle Marmara Denizi Tekirdağ Havzası Yansıma Verilerinin Tektonik Yorumlaması, İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Bölümü, Doktora Tezi.

Kanbur, Z., Etiz, A. 2005. Isparta Havzası'nın Ana Kaya Derinliğinin Belirlenmesi. Kocaeli Deprem Sempozyumu, 128-130.

Kanbur, Z. Görmüş, M., Kanbur, S. 2008. Isparta yerleşim alanı kuzey kesiminin sığ S-Dalgası kesitinin çıkarılmasında Kırınım-Mikrotitreşim Tekniğinin (ReMi) kullanılması. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri dergisi, 29(2): 77-86.

Kanbur, Z., Kanbur, S., 2009. Isparta şehir merkezi kuzeyinin sismik kırılma-mikrotitreşim (ReMi) tekniği ile S-dalgası hız dağılımı. SDU, Fen Bilimleri Dergisi, 13(2): 156-172.

Kanbur, M.Z., Silahtar, A. Özsoy, C. 2011. Yansıma ve Yüzey Dalgaları Metotları ile İnsan Yapımı Tünel Yerinin Bulunması, SDÜ Kampüs Örneği-Isparta, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 15(3): 244-255.

Kane, M.F. 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. Geophysics, 27(4): 455-462.

Kanlı, A. I., Tildy, P., Prónay, Z., Pınar, A. and Hermann, L. (2006). Vs30 mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey. Geophysical Journal International, 165(1): 223-235.

Kara, V. 2010. Elastik Dalga Teorisi ve Sismik Yansıma Yönteminin İlkeleri. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları, 1-361.

Karabacak, V. 2010. Geological, geomorphological and archeoseismological observations along the Cibyra Fault and their implications on the regional tectonic of SW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, doi:10.3906/yer-0911-51.

Karaman, M.E., Meriç, E., ve Tansel, İ. 1988. Çünür (Isparta) dolaylarında Kretase-Tersiyer geçişi. Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi, 4: 80-100.

Karaman, M.E. 1990. Isparta güneyinin temel jeolojik özellikleri. TJK Bülteni, Ankara, 33: 57-67.

Karaman, M.E. 1994. Isparta-Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri. TJK Bülteni, Ankara, 37(2): 119-134.

Karaman, M. E., 2000. Tectono-Stratigraphic Outline of the Burdur-Isparta Area (Western Taurides, Turkey). Türkiye Jeoloji Bülteni 43(2): 71-81.

Karner, G.D., Watts, A.B. 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88(B12): 10449-10477.

Kaşlılar, A. 2009. Sismik Yansıma Yöntemi ve veri İşlem, JMO eğitim kursları 5-6 Aralık, Ankara.

Kawase, H. 1996. The cause of the damage belt in Kobe:"The basin-edge effect," constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves. Seismological Research Letters, 67(5): 25-34.

Kazancı, N. 1990. Fan-Delta Sequences in the Pleistocene and Holocene Burdur Basin, Turkey: the Role of Basin-Margin Configuration in Sediment Entrapment and Differential Facies Development. Spec. Publs int. Ass. Sediment, 10: 185-198.

Kazancı, N., Karaman, M.E. 1988. Gölcük (Isparta) Pliyosen Volkanoklastiklerinin Sedimenter Özellikleri ve Depolanma Mekanizmaları. Akd. Üniv. Isp. Müh. Fak. Dergisi, 4:16-35.

Kazancı, N., Emre, Ö., Keçer, M. ve Özdoğan, M. 2000a. Jeoloji Raporları Için Güncel Çökellerin Haritalanması: Öneri ve Örnek. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Özetler Kitabı, 1-237.

Kearey, P., Brooks, M. and Hill, I. 2002. An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science, 1-296.

Keating, P.B. 1998. Weighted Euler deconvolution of gravity data. Geophysics, 63(5): 1595-1603.

Kelly, K.R., Ward, R.W., Treitel, S. and Alford, R.M. 1976. Synthetic seismograms: a finite-difference approach. Geophysics, 41(1): 2-27.

Kenar, Ö. 1998. Gravite ve Manyetik Prospeksiyon. Kocaeli Üniversitesi Yayınları, 1-103.

Khalil, M.A., Santos, F.M., Farzamian, M. 2014. 3D gravity inversion and Euler deconvolution to delineate the hydro-tectonic regime in El-Arish area, northern Sinai Peninsula. Journal of applied Geophysics, 103: 104-113.

Kissel, C., and Poisson, A. 1986. Etude paléomagnétique préliminaire des formations néogènes du bassin d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, 302(10): 711-716.

Knapp, R.W. and Steeples, D.W. 1986. High-resolution common-depth-point reflection profiling:Field acquisition parameter design, Geophsics, 51(2): 283-294.

Koç, A., van Hinsbergen, D.J., Kaymakci, N. and Langereis, C.G. 2016. Late Neogene oroclinal bending in the central Taurides: A record of terminal eastward subduction in southern Turkey?. Earth and Planetary Science Letters, 434: 75-90.

Koçyiğit, A. 1984. Güneybatı Türkiye ve Yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 2: 1-16.

Koçyiğit, A. 2000. Güneybatı Türkiye'nin depremselliği. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, İzmir, 30-38.

Koçyiğit, A., Ünay, E. ve Saraç, G. 2000. Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a key study in the Akşehir-Afyon graben, Turkey. Geological Society, London, Special Publication, 173: 405-421.

Koçyiğit, A., Bozkurt, E., Kaymakcı, N., Şaroğlu, F. 2002. 3 Şubat 2002 Çay (Afyon) Depreminin Kaynağı ve Ağır Hasarın Nedenleri: Akşehir Fay Zonu. Jeolojik ön rapor, 17 sayfa.

Koçyiğit, A. and Özacar, A.A. 2003. Extensional Neotectonic Regime through the NE Edge of the Outer Isparta Angle, SW Turkey: New Field and Seismic Data. Turkish Journal of Earth Sciences, 12: 67-90.

Koçyiğit, A. and Deveci, Ş. 2007. A N–S-trending Active Extensional Structure, the Şuhut (Afyon) Graben: Commencement Age of the Extensional Neotectonic Period in the Isparta Angle, SW Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 16: 391-416.

Koçyiğit, A., Gürboğa, S., Kalafat, D. 2013. Nature and onset age of neotectonic regime in the northern core of Isparta Angle, SW Turkey. Geodinamica Acta, 25: 52-85.

Komazawa, M., Morikawa, H., Nakamura, K., Akamatsu, J., Nishimura, K., Sawada, S., Erken, A., Onalp, A. 2002. Bedrock structure in Adapazari, Turkey-a possible cause of severe damage by the 1999 Kociaeli earthquake. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 22(9): 829-836.

Koral, H., Laçin, D., Şakir, Ş. 1997. 1 Ekim 1995 Dinar depreminin yüzey çatlakları. Jeoloji Mühendisliği, 50: 50-58.

Kramer, S.L. 1996. Geotechnical earthquake engineering. In prentice–Hall international series in civil engineering and engineering mechanics. Prentice-Hall, New Jersey, 1-273.

Kramer, S.L. and Stewart, J.P. 2004. Geotechnical aspects of seismic hazards. Earthquake Engineering: from Engineering Seismology to Performance-Based Engineering, Y. Bozorgnia, V. Bertero (Eds.), CRC Press, 4: 85.

Kristek, J. and Moczo, P. 2003. Seismic-wave propagation in viscoelastic media with material discontinuities: A 3D fourth-order staggered-grid finite-difference modeling. Bulletin of the Seismological Society of America, 93(5): 2273-2280.

Kuo, C.H., Chen, C.T., Lin, C.M., Wen, K.L., Huang, J.Y. and Chang, S.C. 2016. S-wave velocity structure and site effect parameters derived from microtremor arrays in the western plain of Taiwan. Journal of Asian Earth Sciences, 128: 27-41.

Kurutuluş, C. 2010. Sismik Araştırmalar Teori ve Uygulama. Kocaeli Üniversitesi Yayınları, 3. Baskı, 1-358.

Larsen, S. and Harris, D. 1993. Seismic wave propagation through a low-velocity nuclear rubble zone (No. UCRL-ID-115729). Lawrence Livermore National Lab., CA (United States).

Larsen, S. and Grieger, J. 1998. Elastic modeling initiative, Part III: 3-D computational modeling. In SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1803-1806).

Larsen, S., Wiley, R., Roberts, P. and House, L. 2001. Next-generation numerical modeling: incorporating elasticity, anisotropy and attenuation. In SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1218-1221.

Lay, T. and Wallace, T.C. 1995. Modern Global Seismology, Academic Press, 521 pp.

Levander, A.R. 1988. Fourth-order finite-difference P-SV seismograms. Geophysics, 53(11): 1425-1436.

Louie, J.N. 2001. Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. B. Seismol. Soc. A., 91(2): 347-364.

Louie, J.N. 2006. Numerical Benchmark: Seismic Modeling Trials Using E3D with the ModelAssembler Community Modeling Environment. In Proceedings, Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion.

Louie, J.N., Savran, W., Flinchum, B., Plank, G., Kent, G., Smith, K.D., Pullammanappallil, S.K., Pancha, A. and Hellmer, W.K. 2011. Next-Level ShakeZoning for earthquake hazard definition in the Intermountain West. In Proceedings of the 2011 Symposium on Engineering Geology and Geotechnical Engineering (EGGE), Las Vegas, Nevada.

Louie, J., Schmauder, G., Kent, G., Smith, K., McBean, K., McBean, A., Gray, K. and Hall, K. 2016. Simulation of Scenario-Earthquake Shaking in the Lake Tahoe Basin - a Comparison Between ShakeMap and Nevada ShakeZoning: in Applied Geology in California, R. Anderson and H. Ferriz, Eds., Assoc. of Environmental and Engineering Geologists Special Publication 26, ISBN 978-0-89863-399-3, Star Publishing Co., Belmont, Calif., 896-925.

Louie, J.N., Pancha, A., Pullammanappallil, S. 2017. Applications of Refraction Microtremor Done Right, and Pitfalls of Microtremor Arrays Done Wrong. 16th World Conference on Earthquake Engineering, Santiago Chile, Paper No: 4947.

Lowrie, W. 2007. Fundamentals of geophysics. Cambridge university press, 1-375.

Madariaga, R. 1976. Dynamics of an expanding circular fault. Bulletin of the Seismological Society of America, 66(3): 639-666.

Maden, N., Dondurur, D. 2013. Determination of Tectonic and Crustal Structure of Mid-Black Sea Ridge Using Gravity Data. Jeofizik Dergisi, 18: 29-46.

Mahajan, A.K. 2009. NEHRP soil classification and estimation of 1-D site effect of Dehradun fan deposits using shear wave velocity. Engineering Geology, 104: 232-240.

Makropoulos, K., Kaviris, G., Kouskouna, V. 2012. An updated and extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900. Natural Hazards and Earth System Sciences, 12: 1425-1430.

Mallick, K., Vasanthi, A., Sharma, K.K. 2012. Bouguer Gravity Regional and Residual Separation: Application to Geology and Environment. Springer Science and Business Media, 1-288.

Martos, J.R. 2012. Fault Mapping with the Refraction Microtremor and Seismic Refraction Methods along the Los Osos Fault Zone. California Polytechnic State University, Master of Science in Civil and Environmental Engineering.

Masoomzadeh, H. 2005. Processing techniques for wide-angle seismic data. University of Cambridge, PhD thesis.

Maus, S., Dimri, V. 1996. Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields?. Geophysical Journal International, 124(1): 113-120.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, K., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, M., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Şanlı, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G. 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, J. Geophys. Res., 105: 5695-5719.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari D. and Tealeb, A. 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. J. Geophys. Res., 155: 126-138.

McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. Roy. Astr. S., 30, 109-185.

McMechan, G.A. and Yedlin, M.J. 1981. Analysis of dispersive waves by wave-field transformation. Geophysics, 46:6, 869-874.

McPhee, D.K., Langenheim, V.E., Hartzell, S., McLaughlin, R.J., Aagaard, B.T., Jachens, R.C., McCabe, C. 2007. Basin structure beneath the Santa Rosa plain, northern California: Implications for damage caused by the 1969 Santa Rosa and 1906 San Francisco earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 97(5): 1449-1457.

Moczo, P., Kristek, J., Vavrycuk, V., Archuleta, R. J. And Halada, L. 2002. 3D heterogeneous staggered-grid finite-difference modeling of seismic motion with volume harmonic and arithmetic averaging of elastic moduli and densities. Bulletin of the Seismological Society of America, 92(8): 3042-3066.

Moczo, P., Kristek, J. and Halada, L. 2004. The Finite-Difference Method for Seismologists; An Introduction. Comenius University Bratislava, 1-161.

Moczo, P., Kristek, J., Galis, M., Pazak, P. and Balazovjech, M. 2007a. The finite-difference and finite-element modeling of seismic wave propagation and earthquake motion. Acta Physica Slovaca, 57(2): 177-406.

Moczo, P., Robertsson, J. O. and Eisner, L. 2007b. The finite-difference time-domain method for modeling of seismic wave propagation. Advances in geophysics, 48: 421-516.

Molnar, S., Cassidy, J.F., Olsen, K.B., Dosso, S.E. and He J. 2014. Earthquake ground motion and 3D Georgia basin amplification in SW British Columbia: Deep Juan de Fuca plate scenario earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America, 104(1): 301-320.

Mufti, I.R. 1985. Seismic modeling in the implicit mode. Geophysical prospecting, 33(5): 619-656.

Nagendra, R., Prasad, P.V.S., Bhimasankaram, V.L.S. 1996. Forward and inverse computer modeling of a gravity field resulting from a density interface using Parker-Oldenberg method. Computers and Geosciences, 22(3): 227-237.

Nagy, D. 1966. The prism method for terrain corrections using digital computers. Pure and applied geophysics, 63(1): 31-39.

NEHRP Recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures. Fema. 450-2/2003 Edition.

Nwosu, O.B., Umego, M.N., Onuba, L.N. 2013. Spectral Re-Evaluation Of The Magnetic Basement Depth Over Parts Of Middle Benue Trough Nigeria Using HRAM. International journal of scientific and technology research, 2(10): 111-119.

Odum, J.K., Stephenson, W.J., Williams, R.A. and Von Hillebrandt-Andrade, C. 2013. Vs30 and Spectral Response from Collocated Shallow, Active-, and PassiveSource Vs Data at 27 Sites in Puerto Rico. B. Seismol. Soc. A., 103: 2709-2728.

Oldenburg, D.W. 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. Geophysics, 39(4): 526-536.

Olowofela, J.A., Akinyemi, O.D., Idowu, O.A., Olurin, O.T., Ganiyu, S.A. 2012. Estimation of Magnetic Basement Depths Beneath the Abeokuta Area, South West Nigeria from Aeromagnetic Data Using Power Spectrum. Asian Journal of Earth Sciences, 5(3): 70.

Olsen, K.B. 2000. Site amplification in the Los Angeles basin from three-dimensional modeling of ground motion. Bulletin of the Seismological Society of America, 90(6B): 77-94.

Optim, 2006. User's manual seisopt remi version 4.0. Optim software and data solutions. UNR-MS, 174, 89557-0141.

Oruç, B. 2013. Yeraltı kaynak aramalarında gravite yöntemi:(matlab kodları ve çözümlü örnekler). Umuttepe Yayınları, 1-270.

Öncü, Z. 2007. Burdur Fay Zonunda Deprem Erken Uyarı Sisteminin Geliştirilmesi. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Doktora Tezi.

Över, S., Pınar, A., Özden, S., Yılmaz, H., Can, U. and Kamacı, Z., 2010. Late Cenozoic stress field in the Cameli Basin, SW Turkey, Tectonophysics, 492(1-4): 60-72.

Över, S., Yılmaz, H., Pınar, A., Özden, S., Ünlügenç, U.C., and Kamacı, Z. 2013. Plio-quaternary stress state in the Burdur Basin, SW-Turkey. Tectonophysics, 588: 56-68.

Över, S., Özden, S., Pınar, A., Yılmaz, H., Kamacı, Z. and Ünlügenç, U.C. 2016. Late Cenozoic stress state distributions at the intersection of the Hellenic and Cyprus arcs, SW Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 132: 94-102.

Özalabey, S., Zor, E., Tapırdamaz, M.C., Tarancıoğlu, A., Özalaybey, S.Ç., vd. 2008. Kocaeli İçin Zemin Sınıflaması Ve Sismik Tehlike Değerlendirme Projesi, Tübitak 5057105 proje sonuç raporu, 1-105.

Özalaybey, S., Zor, E., Ergintav, S., Tapırdamaz, M.C. 2011. Investigation of 3-D basin structures in the Izmit Bay area (Turkey) by single-station microtremor and gravimetric methods. Geophysical Journal International, 186(2): 883-894.

Özer, N. 2006. New information on earthquake history of the Aksehir-Afyon Graben System, Turkey, since the second half of 18th century. Natural Hazards and Earth System Sciences, 6:1017-1023.

Özer, N., Altınok, Y., Ceyhan, S. 2009. Properties of the aftershocks sequences of the 2000 and 2002 earthquakes in Aksehir-Afyon graben, west-central Anatolia, Turkey. Nat. Hazards., 40: 553-562.

Öztrürk, S., Bayrak, Y., Çınar, H., Koravos, G.C., Tsapanos, T.M. 2008. A quantitative appraisal of earthquake hazard parameters computed from Gumbel I method for different regions in and around Turkey. Nat. Hazards., 47: 471-495.

Pacheco, J., Arzate, J., Rojas, E., Arroyo, M., Yutsis, V., Ochoa, G. 2006. Delimitation of ground failure zones due to land subsidence using gravity data and finite element modeling in the Querétaro valley, México. Engineering Geology, 84(3): 143-160.

Pancha, A., Pullammanappallil, S. 2012. Determination of 3D-velocity structure across the deepest portion of the Reno area basin. Final Technical Report to the U.S. Geological Survey, External Grant Award No. G12AP20026, 54 pp.

Pancha, A., Pullammanappallil, S. 2014. Determination of 3D-velocity structure across the northeastern portion of the Reno area basin. Final Technical Report to the U.S. Geological Survey, External Grant Award No. G14AP00020, 27 pp.

Panza, G.F., Vaccari, F. and Romanelli, F. 2001. Realistic Moddeling of Seismic Input in Urban Areas. Pure and Applied Geophysics, 158: 2389-2406.

Parasnis, D.S. 1989. Principles of Applied Geophysics. Chapman and Hall, London, 4th edition, 1-402.

Park, C.H., Miller, R.D., Xia, J. 1999. Multichannel analysis of surface waves. Geophysics, 64: 800-808.

Parker, R.L. 1973. The rapid calculation of potential anomalies. Geophysical Journal International, 31(4): 447-455.

Perez-Gracia, V., Caselles, J.O., Clapes, J., Osorio, R., Martinez, G. and Canas, J.A. 2009. Integrated near-surface geophysical survey of the Cathedral of Mallorca. Journal of Archaeological Science, 36: 1289-1299.

Phillips, J.D. 2000. Locating magnetic contacts: a comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods. In SEG Technical Program Expanded Abstracts, 402-405.

Pınar, A. 1998. Source inversion of the October 1, 1995, Dinar earthquake (Ms=6.1): a rupture model with implications for seismotectonics in SW Turkey. Tectonophysics, 292(3-4): 255-266.

Piper, J. D. A., Gürsoy, H., Tatar, O., İşveren, T. and Koçyiğit, A. 2002. Palaeomagnetic evidence for the Gondwanian origin of the Taurides and rotation of the Isparta Angle, southern Turkey. Geol. J., 37(4): 317-336.

Pitarka, A. 1999. 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing. Bulletin of the Seismological Society of America, 89(1): 54-68.

Platevoite, B., Scaillet, S., Guillou, H., Blamart, D., Nomade, S., Massault, M., Poisson, A., Elitok, Ö., Özgür, N., Yağmurlu, F. ve Yılmaz, K., 2008. Pleistocene eruptive chronology of the Gölcük volcano, Isparta Angle, Turkey. Quaternaire, 19: 147-156.

Poisson, A. 1984. The extension of the Ionian trough into SW Turkey in the geological evolution of the eastern medditerranean. Special Publication 17. Geological Society, London, 241-250.

Poisson, A., Orsay, A., Akay, E., Dumont, J.F. and Uysal, S. 1984. The Isparta Angle: a Mesozoic palaeorift in the Western Taurides, in Geology of Taurus Belt, Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey Publication, Eds. Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C.. Proceedings of International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara, 11-26.

Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M. and Şentürk, M. 2003a. New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle. Geol. J., 38: 257-282.

Poisson, A., Wernli, R., Sagular, E.K., Temiz, H., 2003b. New data concerning the age of the Aksu Thrust in the south of the Aksu Valley, Isparta Angle (SW Turkey): consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean. Geol. J., 38: 311-327.

Poormirzaee, R. and Moghadam, R.H. 2014. Determination of S-Wave structure via refraction microtremor technique in urban area: A case study. Journal of Tethys, 2(4): 347-356.

Pullammanappallil, S., Honjas, B., Louie, J.N., Siemens J.A. and Miura, H. 2003. Comparative Study of the Refraction Microtremors Method: Using Seismic Noise and Standard P-Wave Refraction Equipment for Deriving 1D Shear-Wave Profiles. 6th SEGJ International Symposium, Tokyo, 192-197.

Pullammanappallil, S., Honjas, W. and Louie, J.N. 2004. One-Dimensional Shear Wave Profiling for V30 and Nehrp Soil Classification Using the Refraction Microtremor (Remi) Method. Fifth International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering, New York, U.S.A., paper No: 12A-16.

Randall, C.J. 1989. Absorbing boundary condition for the elastic wave equation: Velocity-stress formulation. Geophysics, 54(9): 1141-1152.

Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.T., Somerton, I.W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. Geophysics, 55(1): 80-91.

Reid, A., 2003. Euler deconvolution of gravity data. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 2003, Society of Exploration Geophysicists, 580-583.

Reid, A.B., Ebbing, J., Webb, S.J. 2014. Avoidable Euler Errors-the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. Geophysical Prospecting, 62(5): 1162-1168.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. J. Geophys. Res., 111:(B05411), doi:10.1029/2005JB004051.

Reinoso, E. and Ordaz, M. 1999. Spectral ratios for Mexico City from free-field recordings. Earthquake Spectra, 15(2): 273-295.

Reynolds, J.M. 2011. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Wiley, 2nd Edition, 1-712.

Richwalski, S., Picozzi, M., Parolai, S., Milkereit, C., Baliva, F., Albarello, D., Roy-Chowdhury, K., van der Meer, H., Zschau, J. 2007. Rayleigh wave dispersion curves from seismological and engineering-geotechnical methods: a comparison at the Bornheim test site (Germany). J. Geophys. Eng., 4: 349-361.

Rim, H., Park, Y.S., Lim, M., Koo, S. B., Kwon, B.D. 2007. 3D gravity inversion with Euler deconvolution as a priori information. Exploration Geophysics, 38(1): 44-49.

Robertsson, J.O.A., Blanch, J.O. and Symes, W.W. 1994. Viscoelastic finite-difference modeling. Geophysics, 59: 1444-1456.

Robertson, A.H.F., Poisson, A. and Akıncı, Ö. 2003. Developments in research concerning Mesozoic–Tertiary Tethys and neotectonics in the Isparta Angle, SW Turkey. Geol. J., 38: 195-234.

Rubio, F., Hanzich, M., Farrés, A., De La Puente, J. And Cela, J.M. 2014. Finite-difference staggered grids in GPUs for anisotropic elastic wave propagation simulation. Computers and Geosciences, 70: 181-189.

Sadd, M.H. 2009.. Elasticity: theory, applications, and numerics. Academic Press, 1-461.

Sadek, H.S., Rashad, S.M., Blank, H.R. 1984. Spectral analysis of aeromagnetic profiles for depth estimation principles, software, and practical application (No. 84-849). US Geological Survey, 1-40.

Sagular, E. ve Görmüş, M. 2009. Isparta yöresindeki Kretase-Tersiyer denizel tortullarında taşınmış nannofosil ve foraminifer bulguları. Yerbilimleri, 30(2): 83-103.

Saito, M., 1979. Computations of reflectivity and surface wave dispersion curves for layered media; I, Sound wave and SH wave. Butsuri-Tanko, 32(5): 15-26.

Saito, M., 1988. Compound matrix method for the calculation of spheroidal oscillation of the Earth. Seismol. Res. Lett., 59, 29.

Salem, A., Furuya, S., Aboud, E., Elawadi, E., Jotaki, H., Ushijima, K. 2005. Subsurface structural mapping using gravity data of Hohi geothermal area, Central Kyushu, Japan. In Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 1-6.

Sandvol, E., Türkelli, N. and Barazangi, M. 2003. The Eastern Turkey Seismic Experiment: The study of a young continent-continent collision. Geophysical Research Letters, 30(24): 8038, Doi: 10.1029/2003GL018912.

Santamarina, J.C., Rinaldi, V., Fratta, D., Klein, K., Wang, Y.H., Cho, G.C. and Cascante, G. 2005. A survey of elastic and electromagnetic properties of near-surface soils. Near-Surface Geophysics, edited by D. K. Butler, Society of Exploration Geophysicists, 71-87.

Sanver, M., İşseven, T. 2007. Gravite ve manyetik arama yöntemleri. Nobel Yayın Dağıtım, 1-368.

Sapaş, A. and Boztepe Güney, A. 2009. Shear wave splitting in the Isparta Angle, southwestern Turkey: Anisotropic complexity in the mantle. Journal of Earth System Science, 118: 71-80.

Savran, W.H., Flinchum, B., Plank, G., Dudley, C., Prina, N., and Louie, J.N. 2011. Comparing physics-based Next-Level ShakeZoning computations with USGS ShakeMap statistics for So. NV earthquake scenarios. In Proceedings of the 2011 Symposium on Engineering Geology and Geotechnical Engineering (EGGE), Las Vegas, Nevada.

Schuck, A., and G. Lange (2007). Seismic methods, in Environmental Geology: Handbook of Field Methods and Case Studies, K. Knödel, G. Lange, and H.-J. Voight (Editors), Springer, Berlin, Germany, 337–402.

Schultz, C.A. 1997. A density-tapering approach for modeling the seismic response of free-surface topography. Geophysical research letters, 24(22): 2809-2812.

Sefünç, A. ve Vur, C.T. 2009. Sismik Yorumlamada Hızlar ve Derinlik Dönüşümü. TPJD bülteni, 21(2): 13-29.

Setyawan, A., Yudianto, H., Nishijima, J., Hakim, S. 2015. Horizontal Gradient Analysis for Gravity and Magnetic Data Beneath Gedongsongo Geothermal Manifestations, Ungaran, Indonesia. In Proceedings World Geothermal Congress Melbourne, Australia, 19-25.

Shafie, N.H., Hamzah, U., Samsudin, A.R., Ibrahim, A. 2016. Basement depth estimation of Cheshire Basin in Northwest England by power spectrum analysis of gravity data. Electron. J. Geotech. Eng., 21(1): 395-408.

Shandini, Y., Tadjou, J.M. 2012. Interpreting gravity anomalies in south Cameroon, central Africa. Earth Sciences Research Journal, 16(1): 5-9.

Sheriff, R.E. 1991. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics: Society of Exploration Geophysicists.

Sheriff, R.E. and Geldart, L.P. 1995. Exploration Seismology (second edition), Cambridge Univerity Press, Cambridge, 1-592.

Sheriff, R.E. 2002. Encyclopedic dictionary of applied geophysics. Society of exploration geophysicists.

Siahkoohi, H.R. 1997. 3-D Seismic Imaging of Complex Structures In Near-Surface Deposits. University of Toronto, Doctor of Philosophy in Physics.

Silahtar, A. 2011. Isparta-Gönen arasındaki pliyo-kuvaterner havzanın aktif ve pasif kaynaklı sismolojik yöntemlerle incelenmesi. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.

Silahtar, A. ve Kanbur, M.Z. 2013. Zemin Sınıfı ve Tabakaşma'nın ReMi (Kırılma-Mikrokırınım) Tekniği ile Belirlenmesi: Isparta, Çünür Örneği. 2. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, Hatay.

Silahtar, A. ve Kanbur, M.Z. 2015. Senirkent Yerleşim Alanına Ait Zemin Özelliklerinin ReMi Yöntemi İle İncelenmesi. International Burdur Earthquake and Environment Symposium, Burdur, 69-75.

Silahtar, A., Budakoğlu, E., Horasan, G., Yıldırım, E., Küyük, H.S., Yavuz, E. and Çaka, D. 2016. Investigation of site properties in Adapazarı, Turkey, using microtremors and surface waves. Environmental Earth Sciences, 75:1354.

Skarlatoudis, A.A., Papazachos, C.B., Theodoulidis, N., Kristek, J., Moczo, P. 2010. Local site-effects for the city of Thessaloniki (N. Greece) using a 3-D finite-difference method: a case of complex dependence on source and model parameters. Geophysical Journal International, 182(1): 279-298.

Smith, W.D. 1974). A nonreflecting plane boundary for wave propagation problems. Journal of Computational Physics, 15(4): 492-503.

Spector, A., Grant, F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics, 35(2): 293-302.

Stavrev, P., Reid, A. 2010. Euler deconvolution of gravity anomalies from thick contact/fault structures with extended negative structural index. Geophysics, 75(6): I51-I58.

Steeples, D.W. and Miller, R. 1990. Seismic reflection methods applied to engineering, Environmental, and Groundwater problems, SEG publications, 1-30.

Steeples, D.W., Miller, R.D. 1998. Avoiding pitfalls in shallow seismic reflection surveys. Geophysics, 63: 1213-1224.

Stephenson, W.J., Louie, J.N., Pullammanappallil, S., Williams, R.A., Odum, J.K. 2005. Blind shear-wave velocity comparison of ReMi and MASW results with boreholes to 200 m in Santa Clara Valley: Implications for earthquake ground motion assessment. B. Seismol. Soc. A., 95(6): 2506-2516.

Stephenson, W.J., Frankel, A.D., Odum, J.K., Williams, R.A., Pratt, T.L. 2006. Toward resolving an earthquake ground motion mystery in west Seattle, Washington State: Shallow seismic focusing may cause anomalous chimney damage. Geophysical research letters, 33(6).

Stokoe, II.K.H., Wright, G.W., James, A.B. and Jose, M.R. 1994. Characterization of geotechnical sites bySASW method, in Geophysical characterization of sites, Oxford Publishers.

Strobbia, C. 2005. Surface Wave Methods Acquisition Processing and Inversion, Politecnico Di Torino, Phd Thesis, 260 p.

Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y. 1981. Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (MÖ 2100-MS 1900). TBAG Projesi.

Sözbilir, H. 2001. Extensional Tectonics and the Geometry of Related Macroscopic Structures: Field Evidence from the Gediz Detachment, Western Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 10(2): 51-68.

Stephenson, W.J., Frankel, A.D., Odum, J.K., Williams, R.A. and Pratt, T.L. 2006. Toward resolving an earthquake ground motion mystery in west Seattle, Washington State: Shallow seismic focusing may cause anomalous chimney damage. Geophysical Research Letters, 33(6).

Sucuoglu, H., Nurtug, A., Ergunay, O., Gencoglu, S. 1997. Engineering evaluation of the 1 October 1995 Dinar Earthquake (M=5.9). Journal of Earthquake Engineering, 1: 581-602.

Şahin, Ş. 2004. Güneybatı Anadolu'da Gerilme Dağılımı ve Burdur Fayına Olan Etkisi. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 17: 1-9.

Şahin, Ş., Bao, X., Türkelli, N., Sandvol, E., Teoman U. and Kahraman, M. 2013. Lg wave Attenuation in the Isparta Angle and Anatolian Plateau (Turkey). Pure and Applied Geophysics, 170: 337-351.

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: T.R. Biddle and N. Christie-Blick (Editors), Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Spec. Publ., 37: 227-264.

Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T., Zor, E. 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. Geophys. Res. Lett., 30(24), 8045, doi:10.1029/2003GL017858.

Şengor, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakınç, M., Eyidogan, H., Görür, N., LePichon, X. and Rangin, C. (2005), The North Anatolian Fault: A new look. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 33: 37-112.

Talwani, M., Ewing, M. 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, 25(1): 203-225.

Tan, O., Tapırdamaz, M. and Yörük, A. 2008. The earthquake catalogues for Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 17: 405-418.

Tanırcan, G. 2012. İstanbul için 3 boyutlu hız modeli ile yer hareketi simülasyonu. Gazi Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, 27(1): 27-35.

Taymaz, T., Jackson, J.A. and McKenzie, D. 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophys. J. Int., 106: 433-490.

Taymaz, T. and S, Price. 1992. The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations. Geophys. J. Int., 108: 589-603.

Taymaz, T. and Tan, O. 2001. Source paramaters of June 6, 2000 Orta-Çankırı (MW=6.0) and December 15, 2000 Sultandağ-Akşehir (MW=6.0) earthquakes obtained from inversion of teleseismic P and SH body waveforms. Symposia on Seismotectonics of the North-Western Anatolia-Agean and Recent Turkish Earthquakes. İstanbul, Turkey: İstanbul Technical University, Extended Abstract book, 96-107.

Taymaz, T., Tan, O., Özalaybey, S. and Karabulut, H. 2002. Source characteristics of February 3, 2002 Çay-Sultandağı Earthquake (Mw=6.5) sequence in SW-Turkey: a synthesis of Seismological Observations of Body-Waveforms, Strong Motions, and Aftershock Seismicity Survey Data. Abstracts of 1st International Symposium of İstanbul Technical University the Faculty of Mines on Earth Sciences and Engineering, İstanbul, 60pp.

Taymaz, T., Tan, O. and Yolsal, S. 2004. Seismotectonics of western Turkey: a synthesis of source parameters and rupture histories of Recent earthquakes. AGU Fall Meeting, Session T14, San Francisco-California, EOS Transactions 85(47).

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A. 1976. Applied Geophysics. Cambridge university press, 1-860.

Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E. 1990. Applied Geophysics (Second edition), Cambridge University Press, 1-770.

Tezcan, S.S. and İpek, M. 1996. A reconnaissance report: 1995 Dinar, Turkey. Engineering Structures, 18: 906-916.

Tezel, T., Shibutani, T. and Kaypak, B. 2010. Crustal structure variation in western Turkey inferred from the receiver function analysis. Tectonophysics, 492: 240-252.

Thitimakorn, T. and Channoo, S. (2012). Shear Wave Velocity of Soils and NEHRP Site Classification Map of Chiang Rai City, Northern Thailand. Electronic Journal of Geotechnical Engineering. 17: 2891-2904.

Thompson, D.T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. Geophysics, 47(1): 31-37.

Thorson, J.R. and Claerbout, J.F. 1985. Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion. Geophysics, 50: 2727-2741.

Timoshenko, S.P. and Goodier J.N. 1970. Theory of Elasticity. McGraw-Hill Book Company, 1-506.

Tiryakioglu, I., Floyd, M., Erdogan, S., Gulal, E., Ergintav, S., McClusky, S., Reilinger, R. 2013. GPS constraints on active deformation in the Isparta Angle region of SW Turkey. Geophys. J. Int., 195: 1455-1463.

Tolacı, S.Ş., Beyhan, Ş.G. 2015. 1914 ve 1971 Tarihli Depremlerin Burdur Kent Yerleşimi ve Konut Biçimlenmesi Üzerine Etkileri, Int. Burdur Earthquake and Environment Symposium, Burdur 152-162.

Toushmalani, R., Hemati, M. 2013. Euler deconvolution of 3D gravity data interpretation: New approach. J. Appl. Sci. Agric, 8(5): 696-700.

Tsuboi, C. 1983. Gravity. Ciel et Terre, 99, 159.

Ulusay, R., Aydan, O., Erken, A., Tuncay, E., Kumsar, H., Kaya, Z. 2004. An overview of geotechnical aspects of the Cay-Eber (Turkey) earthquake. Eng. Geol. 73: 51-70.

Upadhyay, S.K. 2004. Seismic Reflection Processing: With Special Reference to Anisotropy (2004th edition), Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1-621.

Utkucu, M., Pınar, A., Alptekin, Ö. 2002. A detailed slip model for the 1995, October 1, Dinar, Turkey, earthquke (Ms=6.1) determined from inversion of teleseismic P and SH waveforms. Geophys. J. Int., 151: 184-195.

Uyanık, N.A., Uyanık, O., and Akkurt, İ. 2013. Micro-zoning of the natural radioactivity levels and seismic velocities of potential residential areas in volcanic fields: The case of Isparta (Turkey). Journal of Applied Geophysics, 98: 191-204.

Van der Veen, M., Spitzer, R., Green, A.G. and Wild, P. 2001. Design and application of a towed land-streamer system for cost-effective 2-D and pseudo–3-D shallow seismic data acquisition. Geophysics, 66(2): 482-500.

Verhaert, G., Dominique Similox-Tohon, Vandycke, S., Sintubin, M. and Philippe M. 2006. Different stress states in the Burdur–Isparta region (SW Turkey) since Late Miocene times: a reflection of a transient stress regime. Journal of Structural Geology, 28: 1067-1083.

Virieux, J. 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. Geophysics, 51(4): 889-901.

Virieux, J., Etienne, V., Cruz-Atienza, V., Brossier, R., Chaljub, E., Coutant, O., Garambois, S., Mercerat, D., Prieux, V., Operto, S., Ribodetti, A., Tago, J. 2012. Modelling seismicwave propagation for geophysical imaging. Seismic Waves Research and Analysis, Masaki Kanao, Chap.13, 253-304.

Wald, D.J., Quitoriano, V., Heaton, T.H., and Kanamori, H. 1999. Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and modified Mercalli intensity in California. Earthquake spectra, 15(3): 557-564.

West, L.T. 2017. Sensitivity Tests Between Vs30 and Detailed Shear Wave Profiles Using 1D and 3D Site Response Analysis, Las Vegas Valley. University of Nevada, Reno, PhD Thesis in Geological Sciences and Engineering.

Widess, M.B. 1973. How thın is a thin Bed?. Geophysics, 38(6): 1176-1180.

Wright, T.J., Parsons, B., Jackson, J., Haynes, M., Fielding, E., England, P. and Clarke, P. 1999. Source parameters of the 1 October 1995 Dinar (Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic bodywave modelling. Earth Planet. Sci. Lett., 172: 23-37.

Worden, C.B., Gerstenberger, M.C., Rhoades, D.A., and Wald, D.J. 2012. Probabilistic relationships between ground-motion parameters and modified Mercalli intensity in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 102(1): 204-221.

Xia, J., Miller, R.D. and Park, C.B. 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. Geophysics, 4:691-700.

Yağmurlu, F. 1994. Isparta güneyinde yeralan Tersiyer yaşlı türbitidik birimlerin fasiyes özellikleri. Geosound-Yerbilimleri Dergisi, 24: 17-28.

Yağmurlu, F., Savaşçın, Y. and Ergün, M. 1997. Relation of Alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of the Isparta Angle, SW Turkey. The Journal of Geology, 105: 717-728.

Yağmurlu, F. 2000. Burdur Fayının sismotektonik özellikleri. Proceedings of Symposium on Seismicity in Western Anatolia, İzmir 143-151.

Yağmurlu, F. ve Şentürk, M. 2005. Güneybatı Anadolu'nun Güncel Tektonik Yapısı. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu, İstanbul, 55-61.

Yalçın, H., Gülen, L., Utkucu, M. 2013. Türkiye ve Yakın Çevresinin Aktif Fayları Veri Bankası ve Deprem Tehlikesinin Araştırılması. Yerbilimleri, 34(3): 133-160.

Yalçınkaya, S. 1989. Isparta-Ağlasun (Burdur) dolaylarının jeolojisi. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Doktora tezi (yayınlanmamış).

Yang, X. 2008. Simulation of seismic real and virtual data using the three-dimensional finite-difference technique and representation theorem. Texas A&M University, Geophysics, PhD thesis.

Yanık, K. 2006. Yüzey dalgası dispersiyon verilerinden sönümlü en küçük kareler ters-çözüm yöntemi ile S-dalgalarının hesaplanması. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.

Yao, Z. And Margrave, G.F. 2000. Elastic wavefield modelling in 3D by fourth-order staggered-grid finite difference technique. CREWES Research Report, 12: 1-10.

Yıldız, A. ve Toker, V. 1991. Çünür Köyü yöresindeki (Isparta kuzeyi) Üst Kretase-Eosen yaşlı birimlerin planktik foraminiferler ile biyostratigrafik incelemesi. TJK Bülteni, 34(2): 43-58.

Yıldız, A., Dumlupınar, İ., Bağcı, M., Ulutürk, Y., Başaran, C., Erdoğan, E. 2012. Afyonkarahisar ve Çevresinin Depremselliği. Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen Bilimleri Dergisi, 12: 1-7.

Yılmaz, Ö. 1987. Seismic Data Processing. Society of Exploration Geophysicists, Investigations in geophysics, Vol. 2, 1-526.

Yılmaz, Ö. 2001. Seismic Data Analysis. Society of Exploration Geophysicists, Investigations in geophysics, Vol 1 and 2, 1-2027.

Yiğiter, N. 2008. Isparta Çünür Bölgesi'nde yüzey dalgası yöntemi ile zemin özelliklerinin araştırılması. Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.

Yuan, J. 2011. Field studies comparing SASW, beamforming and MASW test methods and characterization of geotechnical materials based on Vs. University of Texas, Austin, Doctoral dissertation.

Yuehua, Z. 1992. Comment on " Compact Solutions for Scattered Wave Energy in Time Domain" by Yuehua Zeng. B. Seismol. Soc. A., 82(3): 1552-1553.

Zhang, B., M, Yu., Lan, C.Q. and Xiong, W. 1996. Elastic waves and excitation mechanism of surface waves in multilayered media. J. Acoust. Soc. Am., 100: 3527-38.

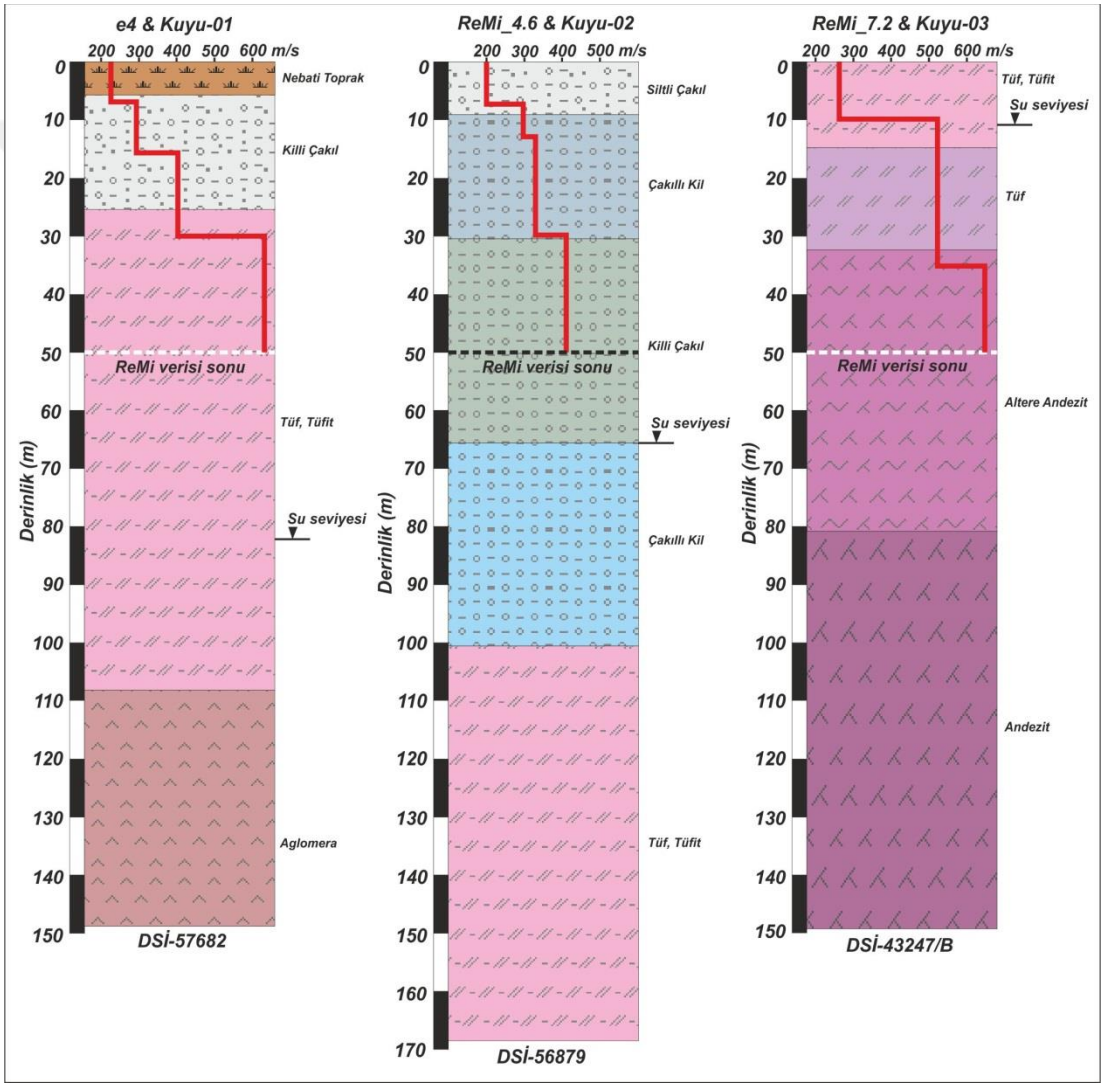
Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, B.J., Sözbilir, H., 2006. Seismotectonics of western Turkey from high resolution earthquake relocations and moment tensor determinations. Geophys. Res. Lett., 33: L07316, doi:10.1029/2006GL025842.

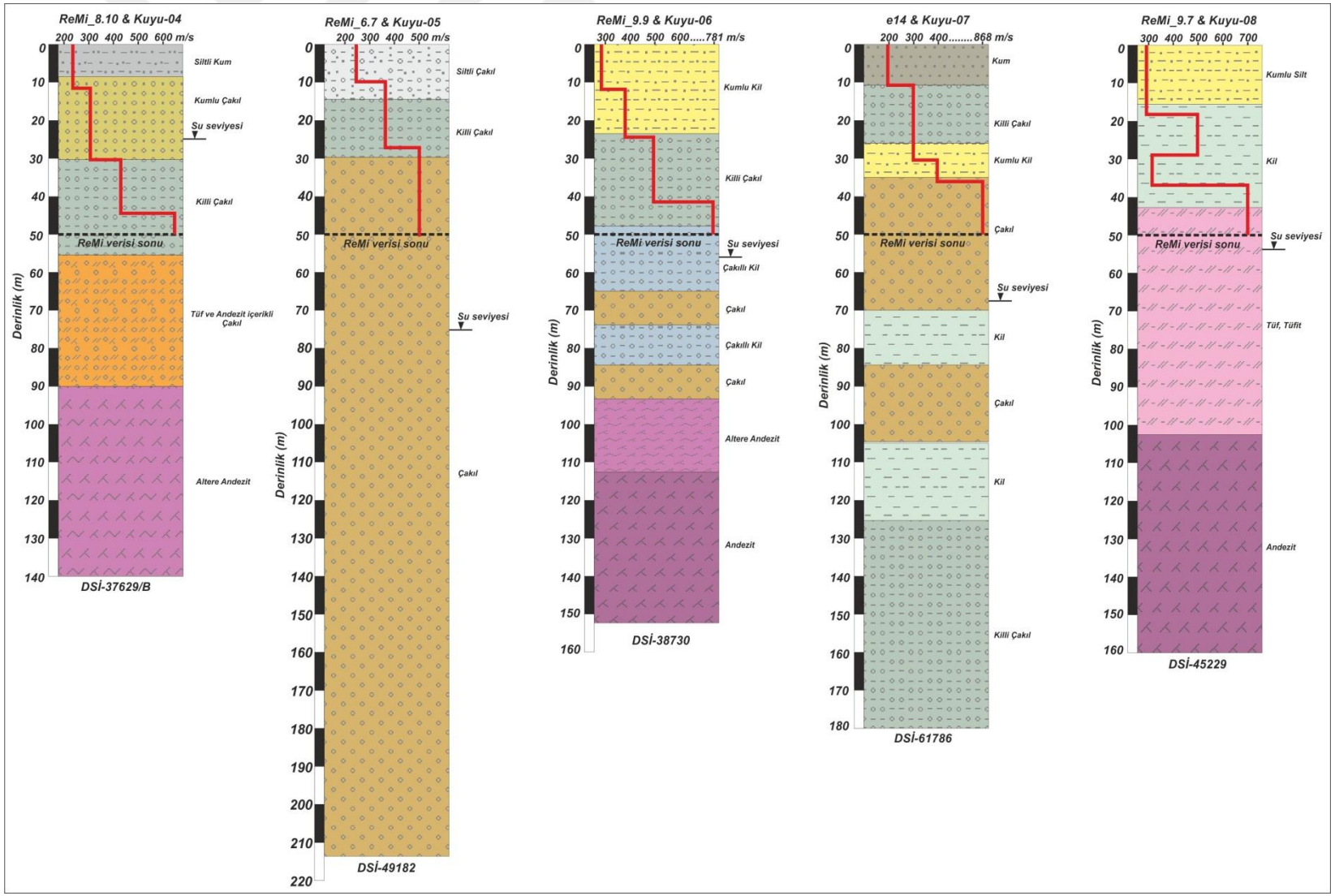
Zitter, T.A.C., Woodside, J.M. and Mascle, J. 2003. The Anaximander Mountains: a clue to the tectonics of southwest Anatolia. Geol. J., 38: 375-394.

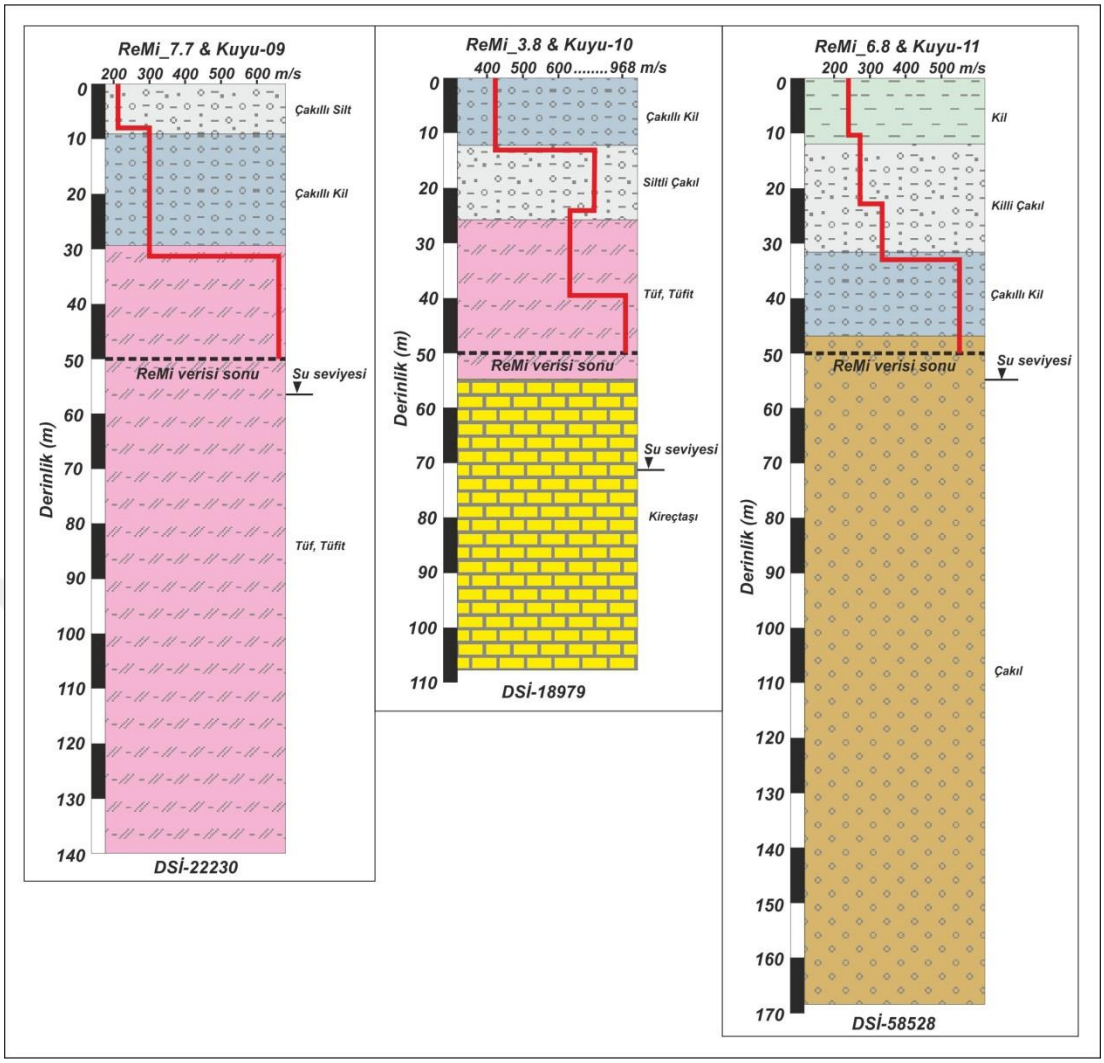
Zor, E., Cevher, M., Mengüç, G., Soydabaş, M., Bilgiç, A., Ayan, E., Özalaybey, S. 2007. Kocaeli İlinde Zemin Sınıflaması Ve Sismik Tehlike Değerlendirme Çalışmaları. 6. Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı, İstanbul, 133-144.

EKLER

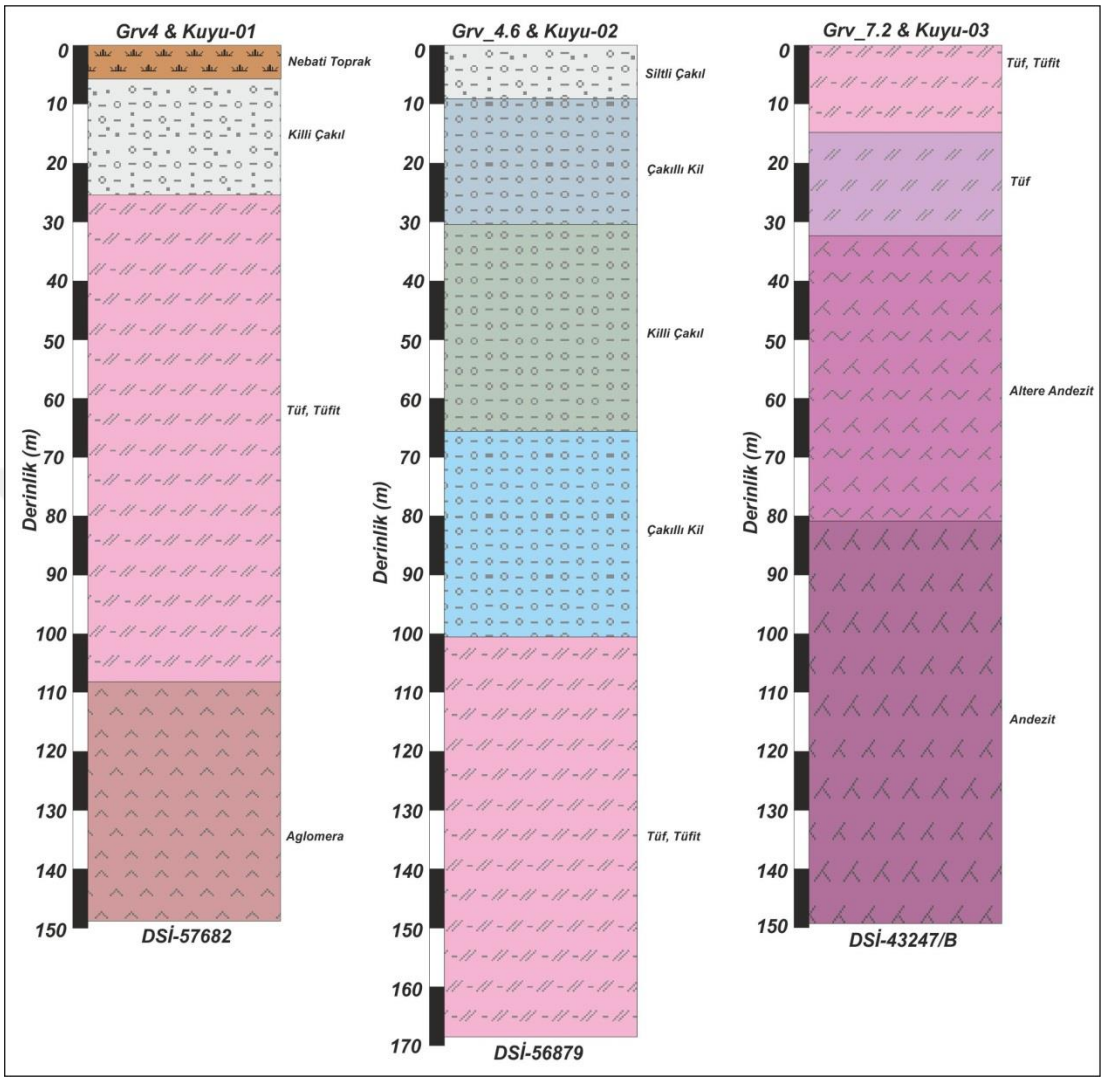
EK 1: DSİ sondaj litojileri ile 1D ReMi sonuçlarının karşılaştırılması

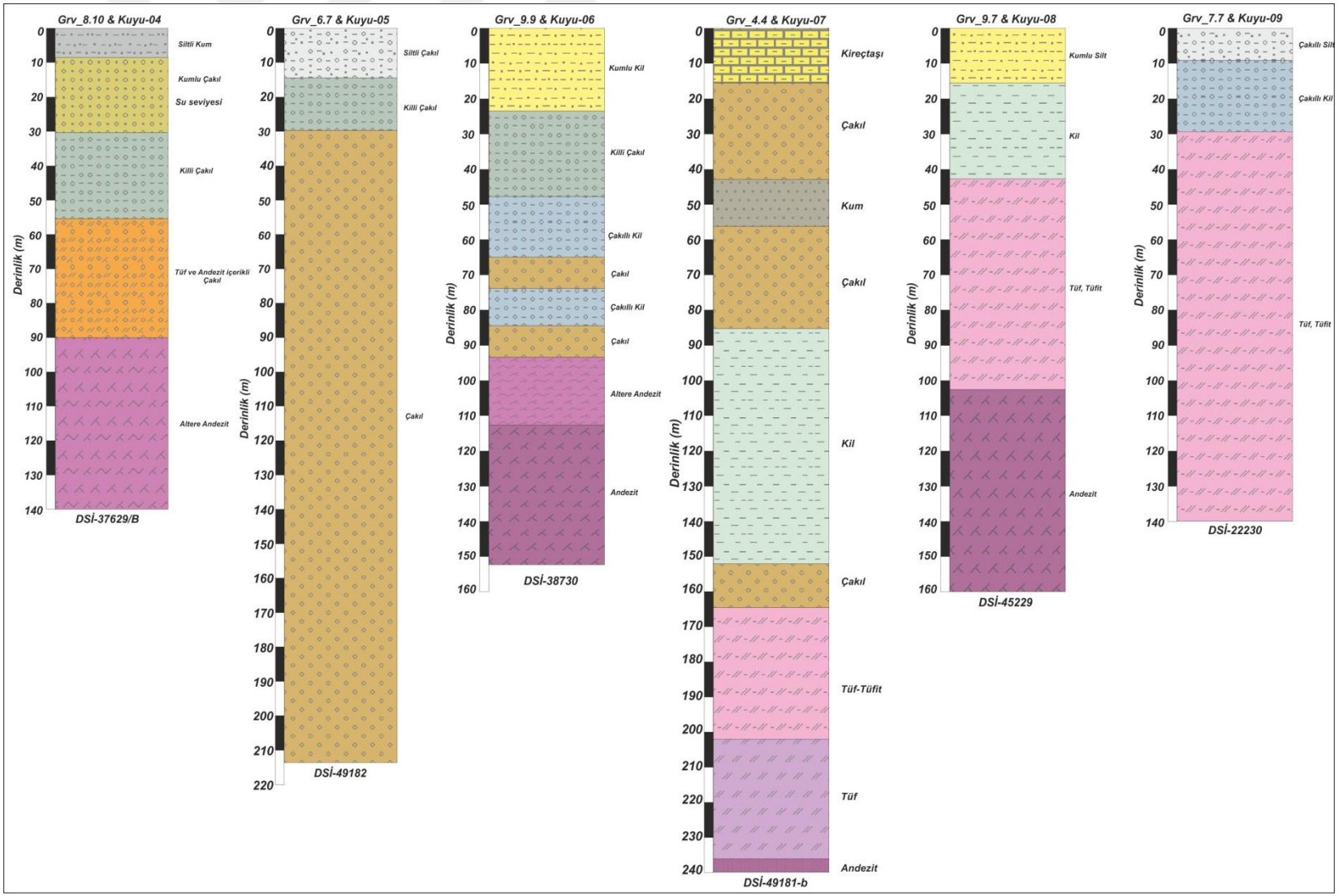


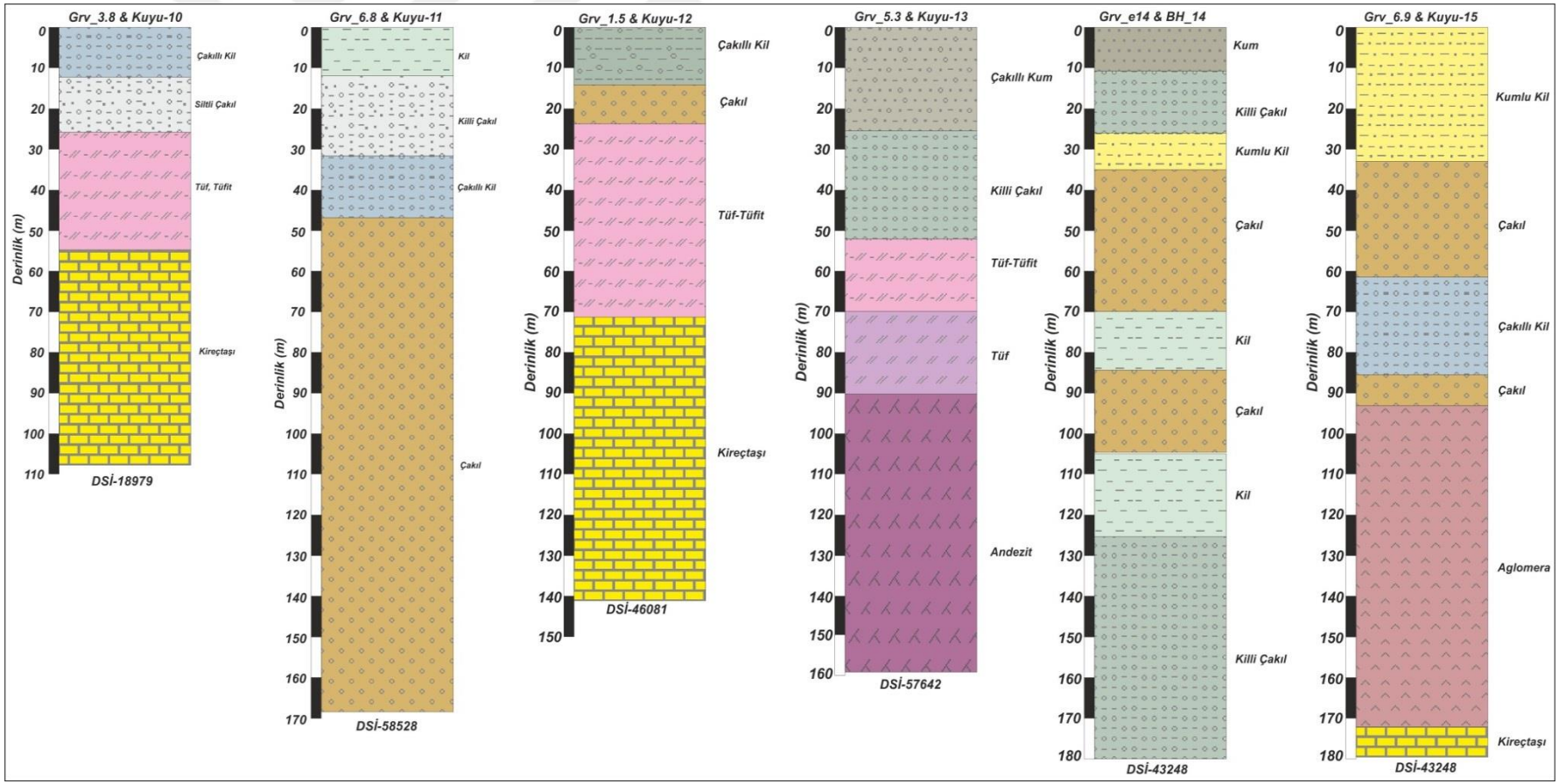

ReMi_8.10 & Kuyu-04
200 300 400 500 600 m/s
Siltli Kum
Kumlu Çakıl
Su seviyesi
Killi Çakıl
ReMi verisi sonu
Tüf ve Andezit içerikli Çakıl
Altere Andezit
Derinlik (m)
DSİ-37629/B
ReMi_6.7 & Kuyu-05
200 300 400 500 m/s
Siltli Çakıl
Killi Çakıl
ReMi verisi sonu
Su seviyesi
Çakıl
Derinlik (m)
DSİ-49182
ReMi_9.9 & Kuyu-06
300 400 500 600.....781 m/s
Kumlu Kil
Killi Çakıl
ReMi verisi sonu
Su seviyesi
Çakıllı Kil
Çakıl
Çakıllı Kil
Çakıl
Altere Andezit
Andezit
Derinlik (m)
DSİ-38730
e14 & Kuyu-07
200 300 400.....868 m/s
Kum
Killi Çakıl
Kumlu Kil
Çakıl
ReMi verisi sonu
Su seviyesi
Kil
Çakıl
Kil
Killi Çakıl
Derinlik (m)
DSİ-61786
ReMi_9.7 & Kuyu-08
300 400 500 600 700
Kumlu Silt
Kil
ReMi verisi sonu
Su seviyesi
Tüf, Tüfit
Andezit
Derinlik (m)
DSİ-45229


ReMi_7.7 & Kuyu-09
200 300 400 500 600 m/s
Çakıllı Silt
Çakıllı Kil
ReMi verisi sonu
Su seviyesi
Tüf, Tüfit
Derinlik (m)
DSİ-22230
ReMi_3.8 & Kuyu-10
400 500 600.....968 m/s
Çakıllı Kil
Siltli Çakıl
Tüf, Tüfit
ReMi verisi sonu
Su seviyesi
Kireçtaşı
Derinlik (m)
DSİ-18979
ReMi_6.8 & Kuyu-11
200 300 400 500 m/s
Kil
Killi Çakıl
Çakıllı Kil
ReMi verisi sonu
Su seviyesi
Çakıl
Derinlik (m)
DSİ-58528

EK 2: Anakaya-derinlik dağılımı karşılaştırmasında kullanılan DSİ sondaj logları




Grv_8.10 & Kuyu-04
Siltli Kum
Kumlu Çakıl
Su seviyesi
Killi Çakıl
Tüf ve Andezit içerikli Çakıl
Altere Andezit
Derinlik (m)
DSİ-37629/B
Grv_6.7 & Kuyu-05
Siltli Çakıl
Killi Çakıl
Çakıl
Derinlik (m)
DSİ-49182
Grv_9.9 & Kuyu-06
Kumlu Kil
Killi Çakıl
Çakıllı Kil
Çakıl
Çakıllı Kil
Çakıl
Altere Andezit
Andezit
Derinlik (m)
DSİ-38730
Grv_4.4 & Kuyu-07
Kireçtaşı
Çakıl
Kum
Çakıl
Kil
Çakıl
Tüf-Tüfit
Tüf
Andezit
Derinlik (m)
DSİ-49181-b
Grv_9.7 & Kuyu-08
Kumlu Silt
Kil
Tüf, Tüfit
Andezit
Derinlik (m)
DSİ-45229
Grv_7.7 & Kuyu-09
Çakıllı Silt
Çakıllı Kil
Tüf, Tüfit
Derinlik (m)
DSİ-22230


Grv_3.8 & Kuyu-10
Çakıllı Kil
Siltli Çakıl
Tüf, Tüfit
Kireçtaşı
Derinlik (m)
DSİ-18979
Grv_6.8 & Kuyu-11
Kil
Killi Çakıl
Çakıllı Kil
Çakıl
Derinlik (m)
DSİ-58528
Grv_1.5 & Kuyu-12
Çakıllı Kil
Çakıl
Tüf-Tüfit
Kireçtaşı
Derinlik (m)
DSİ-46081
Grv_5.3 & Kuyu-13
Çakıllı Kum
Killi Çakıl
Tüf-Tüfit
Tüf
Andezit
Derinlik (m)
DSİ-57642
Grv_e14 & BH_14
Kum
Killi Çakıl
Kumlu Kil
Çakıl
Kil
Çakıl
Kil
Killi Çakıl
Derinlik (m)
DSİ-43248
Grv_6.9 & Kuyu-15
Kumlu Kil
Çakıl
Çakıllı Kil
Çakıl
Aglomera
Kireçtaşı
Derinlik (m)
DSİ-43248

ÖZGEÇMİŞ

Ali SİLAHTAR, 12.11.1984'de Mersin ili Anamur ilçesinde doğdu. İlköğretimini Mersinde, orta ve lise eğitimini İzmir'de tamamladı. 2004 yılında Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği bölümünde lisans eğitimine başladı ve 2008 yılında lisans eğitimini tamamladı. Aynı yıl Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği anabilim dalında yüksek lisans eğitimine başladı. Yüksek Lisans eğitimini 2011 yılında tamamladı. 2010-2011 yılları arasında özel sektörde jeofizik mühendisi olarak çalıştı. 2011 yılında öğretim elemanı yetiştirme programı (ÖYP) kapsamında Sakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği bölümüne araştırma görevlisi olarak atandı. 2013 yılında Sakarya Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği anabilim dalında doktora eğitimine başladı. Halen Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde araştırma görevlisi olarak görev yapmaktadır. Evli ve bir çocuk babasıdır.