

**Isparta Havza Yapısının Jeofizik Yöntemler ile
Modellenmesi ve Senaryo Deprem Sismik Tehlike
Haritalarının Hazırlanması**

Program Kodu: 3001

Proje No: 114Y836

Proje Yürütücüsü:
Yrd. Doç. Dr. Günay BEYHAN

Araştırmacı(lar):

Doç. Dr. M. Zakir KANBUR

Doç. Dr. H. Haluk SELİM

Prof. Dr. Murat UTKUCU

Bursiyer(ler):

Ali SİLAHTAR

Emrah BUDAKOĞLU

MAYIS 2017
SAKARYA

Önsöz

Sakarya Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü tarafından yürütülen ve TÜBİTAK tarafından desteklenen 114Y836 numaralı "Isparta Havza Yapısının Jeofizik Yöntemler ile Modellenmesi ve Senaryo Deprem Sismik Tehlike Haritalarının Hazırlanması" projesinin sonuçlarını kapsayan bu final raporu hazırlanmıştır. Projenin konusu, Isparta ovasının ana kaya geometrisinin ve makro ölçekli zemin sınıflamasının yapılması ile elastik dalga yayılımı simülasyonu ile havzanın deprem dalgalarına olan tepkisinin incelenmesidir. Bu raporda projede gerçekleştirilen çalışmaların ve elde edilen sonuçların değerlendirilmesi yapılarak gelecekte bölgenin imar ve kent planlarının oluşturulmasında, güvenli yapılaşma alanlarının belirlenmesi, sismik sağlamlaştırma ve yapısal tasarım gibi mühendislik çalışmalarına yol gösterici olacağı düşünülmektedir.

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

Tablo Listesi	iii
Şekil Listesi	iv
Özet	vii
Abstract	viii
1. Giriş	1
2. Isparta İli ve Civarının Jeolojisi ve Tektoniği	4
2.1. Genel Jeoloji	4
2.2. Stratigrafi	5
2.2.1. Davras Grubu	6
2.2.1.1. Dolomitik Kireçtaşı	6
2.2.1.2. Söbüdağı Kireçtaşı Üyesi	8
2.2.1.3. Çiğdemtepe Kireçtaşı	9
2.2.1.4. Kızılkırma Formasyonu	9
2.2.1.5. Isparta Filişi	9
2.2.1.6. Güneyce Formasyonu	10
2.2.1.7. Gölcük Volkanitleri	12
2.2.1.8. Volkanoklastikler	12
2.2.1.9. Piroklastikler	12
2.2.1.10. Alüvyon	13
2.3. Tektonik	14
3. ReMi (Refraction-Microtremor) Yöntemi ile Zemin Sınıflaması Çalışması	17
3.1. ReMi (Kırılma - Mikrotremor) Yöntemi	17
3.2. ReMi Veri Kazanım Parametreleri	17
3.3. Veri İşlem	19
3.4. ReMi Değerlendirmeleri ile Zemin Sınıflaması	23
4. Sismik Yansıma Yöntemi ile Basen Kenarı Analizi	34
4.1. Sismik Yansıma Yöntemi Arazi Uygulaması	35
4.2. Veri İşlem ve Yorumlama	37
5. Gravite Yöntemi ile Basen Kalınlığı Belirleme Çalışması	46
5.1. Gravite Veri Kazanımı	46
5.2. Gravite Veri Analizi ve Değerlendirmeler	49
6. Senaryo Deprem Sismik Tehlike Şiddet Haritalaması	56
6.1. Elastik Dalga Yayılımı Simülasyonu Kodu	57
6.2. Senaryo Deprem Parametreleri	58
6.3. Senaryo Deprem Simülasyonu PGV Haritaları	59
6.4. Senaryo Deprem Simülasyonu Sismik Tehlike Şiddet Haritaları	63
7. Sonuç ve Öneriler	69
8. Kaynaklar	73
EK-1	81

TABLO LİSTESİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1: ReMi veri kazanım parametreleri	18
Tablo 2: Bir boyutlu derinlik-Vs değerlerinden oluşturulmuş Vs kat haritalamasında ve zemin sınıflamasında kullanılacak olan hız değerleri	24
Tablo 3: NEHRP zemin sınıflaması kriterleri (Zor ve ark., 2007'den düzenlenmiştir.)	32
Tablo 4: Sismik yansıma profillerine ait veri kazanım parametreleri	35
Tablo 5: DSi Sondaj kuyusu litoloji bilgileri	49
Tablo 6: Senaryo deprem grid limit değerleri	58
Tablo 7: Senaryo deprem modellemelerinde kullanılan kaynak parametreleri	59

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1:	Güneybatı Anadolu ve Isparta Açısının basitleştirilmiş temel jeolojik yapısı (Bozcu ve ark., 2007; Verhaert ve ark., 2006; Poisson ve ark., 2003a'den düzenlenmiştir)	5
Şekil 2:	Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Demer, 2008; Sagular ve Görmüş, 2009'dan düzenlenmiştir)	6
Şekil 3:	Isparta ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti	8
Şekil 4:	Söbüdağı Formasyonunun tabakalı ve masif yapısı	9
Şekil 5:	Çiğdemtepe Kireçtaşı'nın görünümü (Aliköy'ün kuzeyi)	10
Şekil 6:	Kızılkırma Formasyonunun çamurtaşı-kumtaşı ardalanması	11
Şekil 7:	Isparta Filişi genel görüntüsü	11
Şekil 8:	Gölcük volkanitlerinin genel görüntüsü	12
Şekil 9:	Gölcük Volkanitleri içinde trakiandezit kayaların görünümü	13
Şekil 10:	İnceleme alanındaki tüf, tüfit ve aglomeradan oluşan volkanoklastikler ...	13
Şekil 11:	İnceleme alanı ve çevresindeki alüvyonun doğudan batıya doğru görüntüsü	14
Şekil 12:	Türkiye'deki başlıca neotektonik yapılar ve birbirleri ile konumu (Barka ve Reilinger, 1997; McClusky ve ark., 2000; Yağmurlu ve Şentürk, 2005'den değiştirilmiştir)	15
Şekil 13:	ReMi veri kazanım noktaları ve Isparta topoğrafya haritası	18
Şekil 14:	Veri kazanımında kullanılan Geode Ultra-Light marka sismik kayıtçı ve alıcı olarak kullanılan 4.5 Hz'lik jeofolar	19
Şekil 15:	ReMi saha çalışması örnekleri	20
Şekil 16:	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	21
Şekil 17:	Veri işlem aşamasının iki ve üçüncü adımını oluşturan dispersiyon eğrisi seçimi yapılmış güç spektrumu örnekleri	22
Şekil 18:	Bir boyutlu modelleme yapılmış derinlik-hız kesiti örnekleri	23
Şekil 19:	5 ve 15 m derinlik seviyesi için oluşturulmuş alansal Vs kat haritaları (Beyaz noktalar ReMi ölçüm yerlerini, kırmızı noktalar ise sondaj lokasyonlarını göstermektedir)	29

Şekil 20:	30 ve 50 m derinlik seviyesi için oluşturulmuş alansal V_s kat haritaları (Beyaz noktalar ReMi ölçüm yerlerini, kırmızı noktalar ise sondaj lokasyonlarını göstermektedir)	30
Şekil 21:	Isparta şehir merkezi ve yakın çevresinin zemin sınıflaması	33
Şekil 22:	Çalışma alanında sismik yansıma profillerinin yerleri (SY-1 ve SY-2) ve gravite çalışmasında kullanılan veri kazanım noktaları (sarı üçgenler ile gösterilmiştir)	34
Şekil 23:	Sismik yansıma profillerinin arazi çalışması örnekleri	36
Şekil 24:	Sismik yansıma çalışmasında kullanılan ağırlık düşürme sistemi	36
Şekil 25:	Veri analizinde kullanılan veri işlem akış diyagramı	37
Şekil 26:	Sismik yansıma verilerine kötü izlerin giderilmesi (editing) işleminin uygulaması	39
Şekil 27:	Statik düzeltme yapılmış yansıma profili 2	40
Şekil 28:	Statik düzeltme yapılmış yansıma profili 1	41
Şekil 29:	Genlik kazanımı ve filtreleme 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	42
Şekil 30:	Yakaören'e ait SY-1 nolu sismik yansıma kesitinin yorumu	44
Şekil 31:	Hacılar' a ait SY-2 nolu sismik yansıma kesitinin yorumu	45
Şekil 32:	Gravite ölçüm noktaları lokasyon bilgileri	47
Şekil 33:	Çalışmada kullanılan CG-5 AUTOGRAV gravimetresi	48
Şekil 34:	Gravite arazi çalışması örnekleri	48
Şekil 35:	Isparta Bouguer Gravite anomali haritası	50
Şekil 36:	Isparta Bouguer Gravite rejyonal haritası	51
Şekil 37:	Isparta baseni ana kaya derinlik haritası (kırmızı noktalar Tablo 5'de verilen sondaj lokasyonlarının yerlerini göstermektedir)	52
Şekil 38:	Bouguer gravite verisi güç spektrumu	53
Şekil 39:	2 boyutlu basen kalınlık kesitleri ve alınan kesit profilleri üzerinde yer alan sondaj verileri	54
Şekil 40:	Isparta baseni 3 boyutlu derinlik görünümü	55
Şekil 41:	Senaryo deprem simülasyonlarında kullanılan faylar	57

Şekil 42:	1914 Burdur Mw:7.0 senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için uzaysal PGV dağılımları a) GB-KD uzanımlı çift taraflı kırılma b) GB uzanımlı tek taraflı yayılma c) KD uzanımlı tek taraflı yayılma	60
Şekil 43:	1971 Burdur Mw:6.0 senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için uzaysal PGV dağılımları a) GB-KD uzanımlı çift taraflı kırılma b) KD uzanımlı tek taraflı yayılma c) GB uzanımlı tek taraflı yayılma	61
Şekil 44:	1995 Dinar Mw:6.2 senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için uzaysal PGV dağılımları a) KB-GD uzanımlı çift taraflı kırılma b) GD uzanımlı tek taraflı yayılma c) KB uzanımlı tek taraflı yayılma	62
Şekil 45:	2014 Ağlasun Mw:5.1 senaryo depremi için uzaysal PGV dağılımı	63
Şekil 46:	1914 Burdur Mw:7.0 senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için sismik tehlike şiddet haritaları a) GB-KD uzanımlı çift taraflı kırılma b) GB uzanımlı tek taraflı yayılma c) KD uzanımlı tek taraflı yayılma	64
Şekil 47:	1971 Burdur Mw:6.0 senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için sismik tehlike şiddet haritaları a) GB-KD uzanımlı çift taraflı kırılma b) KD uzanımlı tek taraflı yayılma c) GB uzanımlı tek taraflı yayılma	65
Şekil 48:	1995 Dinar Mw:6.2 senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için sismik tehlike şiddet haritaları a) KB-GD uzanımlı çift taraflı kırılma b) GD uzanımlı tek taraflı yayılma c) KB uzanımlı tek taraflı yayılma	66
Şekil 49:	2014 Ağlasun Mw:5.1 senaryo depremi için sismik tehlike şiddet haritası	67

Özet

Bu proje, Türkiye'de Isparta açısı olarak bilinen bölgenin üstünde yer alan Isparta baseninin senaryo depremler ve hasar yapıcı depremlerden elde edilen (Peak Ground Velocity-En büyük yer hızı) PGV ile PGV değerlerinden türetilmiş deprem sarsıntı haritaları kullanılarak Isparta baseninin deprem riskinin araştırılmasını kapsamaktadır. Jeolojik ve jeofizik çalışmalardan elde edilen basenin geometrik yapısı ile geoteknik parametreler, Isparta basenindeki mevcut yerleşimler üzerine zemin hareketlerinin muhtemel etkilerinin belirlenmesi ve yakın alan zemin hareketlerinin hesaplanmasında kritik öneme sahiptir. Jeolojik araştırmalardan jeolojik birimler ve alüvyal çökellerin yayılımı belirlenmiş ve çalışma alanının jeolojik haritası türetilmiştir. Basenin derinliğinin ve geometrisinin çıkarılması amacıyla Jeofizik ReMi, sismik yansıma ve gravite çalışmaları yapılmıştır. 152 noktada alınan ReMi ölçülerinden Vs-5, Vs-15, Vs-30 ve Vs-50 olmak üzere dört farklı derinlik seviyelerinde Vs hızı dağılım haritaları ile ortalama 314-1609 m/s arasında değişen S dalgası hızına sahip Vs30 haritası üretilmiştir. Gravite verilerinden havzanın en derin noktası için 510m hesaplanmasına karşın ortalama olarak 450m-500m aralığında değiştiği görülmektedir. Havzanın doğu ve batı kenarlarında Doğu-Batı doğrultulu olmak üzere alınan sismik yansıma profillerinden ana kaya derinliklerinin sırasıyla 194 ve 142 m olduğu hesaplanmıştır. Tarihsel depremler ya da muhtemel tehlikeli deprem simülasyonu senaryolarından basen üzerindeki yerleşimler için sadece 1914 Burdur depreminin tekrarlamasının hasar yapıcı özelliğe sahip olduğu anlaşılmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Isparta, ReMi, Sismik Yansıma, Gravite, Sismik Tehlike, PGV

Abstract

This project involves in investigation of the earthquake hazard of the Isparta Basin located at apex of one of the known tectonic feature in Turkey, Isparta Angle, by means of calculated Peak Ground Velocity (PGV) and PGV-derived earthquake shake maps for observed large damaging and scenario earthquakes. For this purpose, geological and geophysical field studies have been carried out in order to determine structure of the basin because the basin geometry and geotechnical parameters resulted from the field studies will be crucial in calculation of near-field ground motion and for determination possible effects of the ground motion on the settlements perched upon the basin. The geological units and extends of the alluvial deposits on the surface are determined in the geological field studies and a geological map of the study area is generated. Following geophysical field studies include applications of the REMI, seismic reflection and micro-gravity methods in order to reveal depth reaches and geometry of the basin. From the REMI measurements at 152 points shear wave velocities at several depth levels including Vs-5, Vs-15, Vs-30 and Vs-50 are determined in addition to a produced Vs30 map of the study area, which indicate shear wave velocities in the range of 314-1609 m/s. The deepest point of the basin is calculated as 546 m with a mean thickness ranging between 450 and 500 m from the microgravity data. The seismic reflection measurements along the profiles lying in East-West direction over the eastern and western edges of the basin indicate that bedrock depths are 194 and 142 m beneath the profiles, respectively. The simulated ground motions for either historical earthquakes or possible earthquake rupture scenarios demonstrate that only the recurrence of the 1914 Burdur earthquake has the risk of significant damage for the settlements located on the basin.

Key words: Isparta, ReMi, Seismic Reflection, Gravity, Seismic Hazard, PGV

1. GİRİŞ

İnceleme alanı, Türkiye’de ve dünyada bilimsel olarak büyük bir öneme sahip Isparta Büklümü (Isparta Dirseği) üzerinde bulunmaktadır. Isparta ilinin de içinde yer aldığı ve şehrin genişlemeye devam ettiği Isparta ovası çökelleri ise Isparta büklümünün merkezinde yer almaktadır. Bu durum ise özellikle altyapı hizmetlerinin kolaylığı nedeniyle yapılaşma alanlarının ana kaya üzerindeki yumuşak alüvyon zeminlere doğru genişlemesi, muhtemel bir depremde deprem dalgalarını büyüterek yapılara ağır hasarlar vermesine neden olabilmektedir. Bu kapsamda, inceleme alanına baktığımızda Isparta basenini çevreleyen farklı jeolojik birimlerin havzayı oluşturan zemin altındaki konumlarının bilinmediği ve bölgede gözlenen mikro-deprem aktivitesinin de havzanın tektonik olarak diri olduğuna işaret etmektedir. Bu nedenle, muhtemel bir depremde deprem dalgalarının davranışları ve özellikle yerleşim yerlerinde meydana getirebileceği etkilerin tahmin edilebilmesi, bundan sonraki yapılaşmalarda kullanılacak jeoteknik parametreler doğru bir şekilde tespit edilebilmesi açısından çok önemlidir.

Çalışma alanını da içerisine alan gerek kabuk yapısı özelliklerinin belirlenmesi gerekse bölgenin aktif tektoniğine ilişkin jeofiziksel araştırmalar bulunmaktadır (Dolmaz, 2007; Erduran vd., 2007; Balkaya vd., 2009; Erduran, 2009; Şapaş ve Güney Boztepe, 2009; Över vd., 2010; Gülal vd., 2013; Şahin vd., 2013; Tiryakioğlu vd., 2013). Bu araştırmalar daha çok Isparta üçgeninin batı kolunu oluşturan burdur fayının özelliklerinin belirlenmesi amacıyla buradaki sismik aktivite üzerine yoğunlaşmaktadır. Bu çalışmalar kabuk araştırmaları ve tektonik aktivite ile ilgili olduğundan Isparta havzasının basen geometrisini ortaya koymaktan uzaktır.

Bu çalışma ile Isparta basenindeki alüvyon çökel kalınlığı ve özellikleri tespit edilerek aynı zamanda ana kaya geometrisinin 3 boyutlu yapısı elde edilmiştir. İnceleme alanında yapılan çalışmaların ilk aşamasını jeolojik araştırmalar oluşturmaktadır. Isparta baseninin içinin pekişmemiş alüvyon zeminlerden, güney batısının Pliyosen-Kuvaterner yaşlı piroklastik, volkanoklastik birimlerden, diğer kesimlerinin ise Alt Miyosen-Triyas-Jura zaman aralığına sahip Kireçtaşı ve filiş türü kayalardan meydana geldiği görülmektedir. Aynı zamanda baseni KB-GD uzanımlı kesen ve yine basenin kuzey batısında da KD-GB olmak üzere fayların yer aldığı tektonik unsurların yer aldığı izlenmektedir. Isparta dirseği tektoniği içerisinde şekillenen Isparta ve çevresinde güncel çökel araştırmalarının önemini vurgulayan çalışmalarla etek, göl, nehir, geçiş (delta) ve ova gibi bir çok çökel alanlarında farklı geometri ve litolojilerde gelişen sedimanların özellikleri ve fasiyesleri belirlenmeye çalışılmaktadır

(Kazancı vd., 2000a, 2000b; Görmüş vd., 2003; Helvacı vd., 2013). Geç Miyosen sonrası-günümüz aralığında bir sıkışma fazı ile kesilmiş 2 ayrı genişleme döneminin varlığından, bunlardan sonuncusunun da Pliyo-Kuvaterner yaşlı neotektonik dönemde geliştiğinden söz edilmekte olup, oluşan göllerin birer graben havzası olduğu belirtilmektedir (Koçyiğit ve Özacar, 2003; Poisson vd., 2003a; Koçyiğit vd., 2013; Helvacı vd., 2013).

Isparta havzasında daha önce yapılan sismik hız belirleme çalışmaları ve sondaj verilerine göre basen içindeki bazı alanlarda ve özellikle sığ kesimlerde ana kaya hızına yakın hızlar tespit edilmiştir (Kanbur vd., 2008; Kanbur ve Kanbur, 2009; Silahtar ve Kanbur 2013; Uyanık vd. 2013). Bu ova çökelleri altında Çünür tepe benzeri daykların varlığını göstermektedir. Öte yandan, çalışma alanının yakın çevresinde Vs30 verilerinin hazırlanması ve anakaya derinliklerinin bulunmasına yönelik Ansal vd. (2001), Kanlı vd. (2006), Uyanık vd. (2013) tarafından yapılan çalışmalar bulunmaktadır. İnceleme alanı içerisinde havza kalınlığı tespiti için yapılan tek çalışma Etiz ve Kanbur (2005) tarafından havzanın kuzeydoğu kısmında 10 km'lik tek bir profil üzerinde yapılmış gravite çalışmasıdır. Bu çalışmada çökel yapının havzanın bu kenarında 320 m derinlikte olduğunu tespit edilmiştir.

Bölgede 152 noktada alınan jeofizik-ReMi ölçüleri alınarak zeminlerin fiziksel özellikleri belirlenmiştir. Böylece, Vs-5, Vs-15, Vs-30 ve Vs-50 derinlik seviyesindeki kat haritalarının yanı sıra zemin sınıflaması için gerekli olan 30 metre derinliğe kadarki seviyenin ortalama Vs haritası (Vs30) hazırlanmıştır. ReMi ölçülerine Kanbur ve Kanbur (2009)'un Isparta şehir merkezinde yaptıkları ReMi çalışmasının verileri de ilave edilerek toplam 172 noktada zeminlerin modellenmesi yapılmıştır. Bu kapsamda ayrıca Vs30 verileri kullanılarak NEHRP kriterlerine göre zemin sınıflaması yapılmıştır.

Bir depremde oluşan dalgaların yıkıcı etkisinin çökel kalınlık ile de ilişkisi olduğu bilindiğinden havzanın ana kaya derinliğinin bilinmesi önemlidir. Bu itibarla Isparta baseninin yapısal olarak dağılımı ve ana kaya derinliğinin tespit edilmesi amacıyla Gravite ve Sismik Yansıma çalışmaları da yapılmıştır.

Projenin son aşamasını oluşturan senaryo deprem çalışmaları sonlu farklar elastik dalga yayılımı modellenmesi yapan açık kaynak kodlu E3D ile gerçekleştirilmiştir. Bilgisayar teknolojisinin gelişimi ile birlikte elastik dalga yayılımı tekniği kullanılarak oluşturulan deprem modellemeleri ve bunların simülasyonları birçok araştırmacı tarafından farklı şekilde uygulanmıştır (Olsen, 2000; Larsen vd., 2001; Pitarka vd., 2004; Louie, 2008; Frankel vd., 2009, Flinchum vd., 2014). Senaryo deprem modellemelerinde çalışma alanına etki etmiş

geçmişte yaşanmış M_w : 7.0 1914 Burdur, M_w : 6.0 1971 Burdur, M_w : 6.2 1995 Dinar ve M_w : 5.1 2014 Ağlasun depremlerinin çeşitli kırılma senaryoları için PGV (Peak Ground Velocity- En Büyük Yer Hızı) değerleri hesaplanmıştır. Büyüklüğünden dolayı nokta kaynak şeklinde tanımlana 2014 Ağlasun depremi dışındaki depremler üç farklı kırılma yönü ile modellenmiştir. Senaryo deprem modellemeleri sonucunda elde edilen PGV değerleri Wald vd. (1999) tarafından tanımlanan Mercalli Şiddet Skalası (Mercalli Intensity Scale) kullanılarak sismik tehlike şiddet haritalaması yapılmıştır.

2. ISPARTA İLİ VE CİVARININ JEOLJİSİ VE TEKTONİĞİ

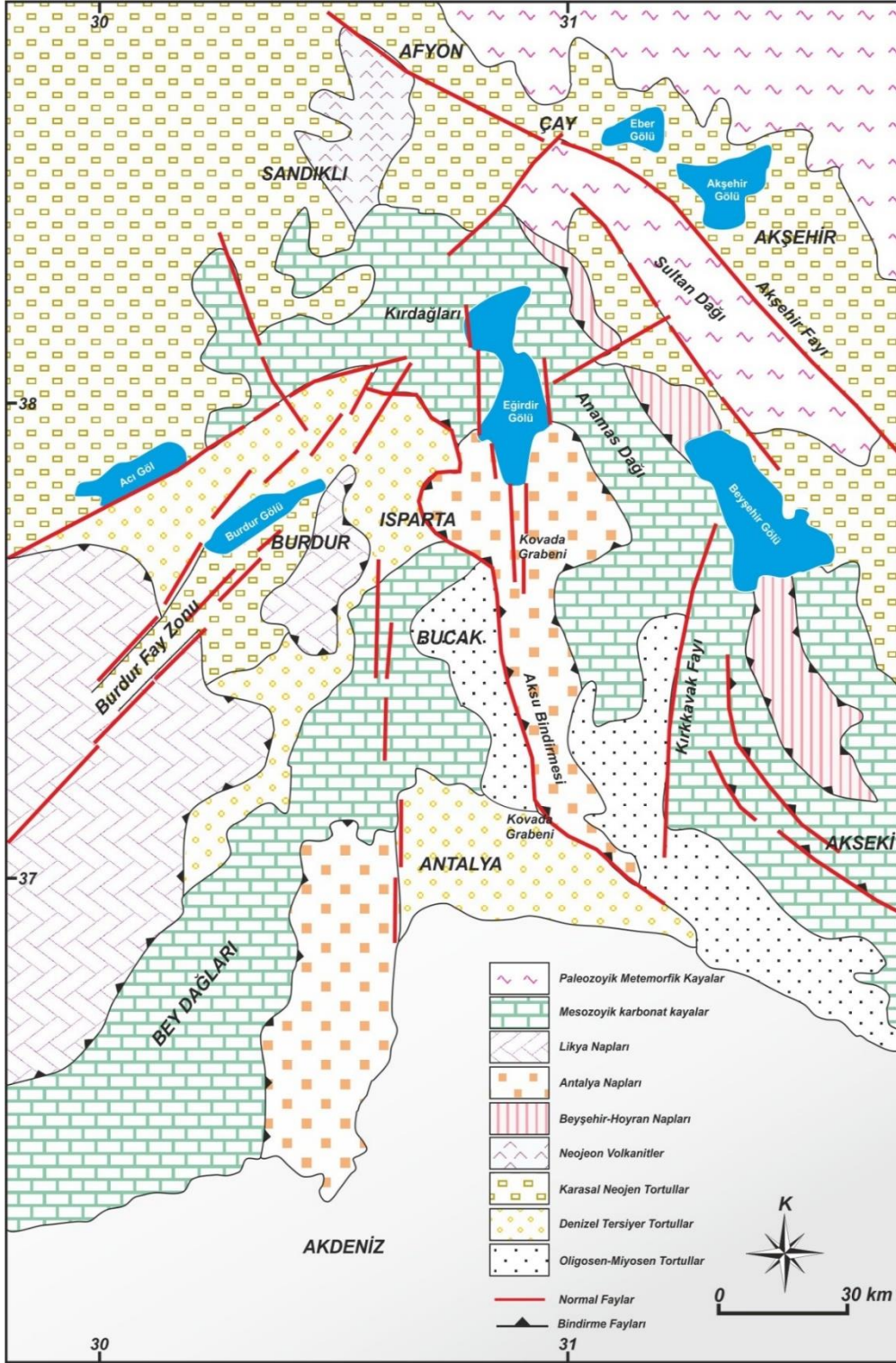
Isparta ili ve çevresi Akdeniz-Göller Bölgesi ve Batı Toroslar dağ kuşağında, Afyon, Konya, Antalya ve Burdur illeri arasında yer almaktadır. Jeolojik bakımdan ise Batı Toroslar orojenik kuşağında, Türkiye’de ve dünyada bilimsel olarak büyük bir öneme sahip Isparta Büklümü (Isparta Dirseği) üzerinde bulunmaktadır. Isparta il sınırları içerisinde Paleozoyik (I. Zaman)’den günümüze kadar oluşan ve farklı kökenli kayaç istifleri ile zengin bir jeoloji müzesi halindedir. İnceleme alanı ve çevresinde ise Mesozoyik ve Senozoyik dönemlere ait kayalar bulunmaktadır.

2.1. Genel Jeoloji

Çalışma alanı, Isparta açısının güneyinde, Blumenthal (1963) tarafından ters V şeklinde bir yapı olan, Verhaert vd. (2006)’da belirttiği gibi K-G istikametinde 120 km D-B istikametinde ise 50 km genişliğe sahip ve birçok araştırmacı tarafından da ifade edildiği gibi (Poisson vd., 1984; Karaman, 1990; Robertson vd., 2003; Bozcu vd., 2007; Kanbur vd., 2008) otokton ve allakton birimlerden oluşmaktadır (Şekil 1).

Bölgenin genel jeolojik yapısını etkileyen Isparta açısı içerisinde otokton birimler Isparta açısını simetrik biçimde ikiye ayıran Eğirdir-Kovada grabeninin batı ve doğusunda sırayla Beydağları ve Akseki-Anamas Mesozoik yaşlı karbonat platformları yer almaktadır (Yağmurlu vd., 1997; Yağmurlu ve Şentürk, 2005). Bölgede hakim allokton konumlu jeolojik birimler ise doğudan batıya doğru Beyşehir-Hoyran napları, Antalya napları ve Likya naplarıdır (Poisson, 1984; Robertson vd., 2003; Bozcu vd., 2007).

Bu allakton birimlerden Beyşehir-horan 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 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 vd., 1997).



Şekil 1. Güneybatı Anadolu ve Isparta Açısının basitleştirilmiş temel jeolojik yapısı (Bozcu vd., 2007; Verhaert vd., 2006; Poisson vd., 2003a'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

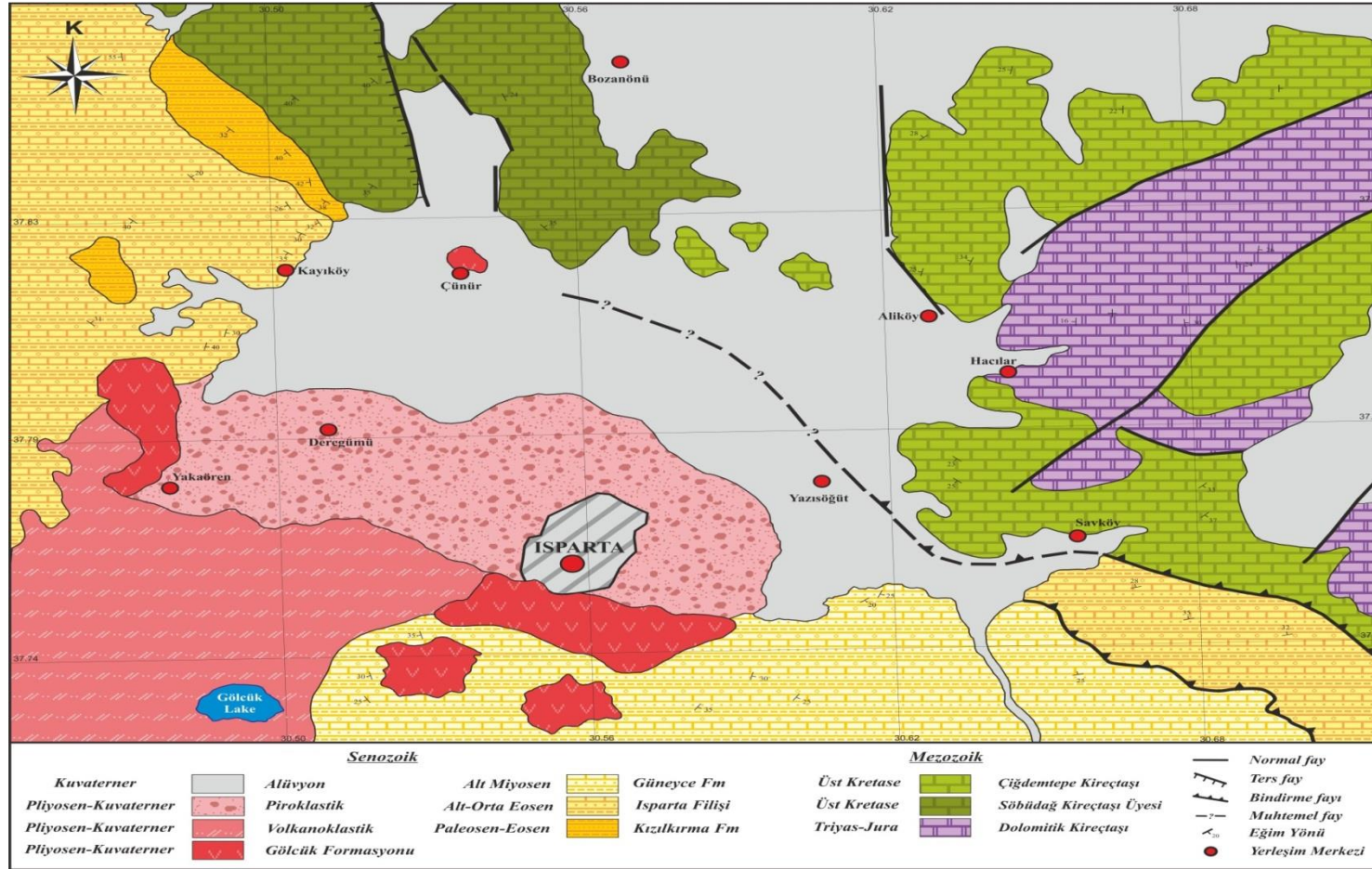
oluşmaktadır (Koçyğit, 1984; Karaman, 1994; Görmüş ve Özkul, 1995; Poisson vd., 2003a; Yağmurlu ve Şentürk, 2005). Bölgenin genel jeolojisinde allakton birimlerden de söz etmek mümkün olmasına karşın Şekil 2'de verilen arazi gözlemleri ve daha önceki çalışmalar dikkate alınarak hazırlanmış çalışma alanı ve yakın çevresinin jeolojisini gösteren haritada da verildiği üzere inceleme alanı içerisinde bu kayaç topluluğu yer almamaktadır.

Proje alanı içerisinde yüzeyleme 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 üstleyen Kuvaterner yaşlı alüvyon malzemelerden oluşmaktadır (Karaman, 1990, 1994; Görmüş ve Özkul, 1995; Poisson vd., 2003a; Demer, 2008; Görmüş vd., 2010) (Şekil 3). Bu otokton birimler stratigrafik sütün grafiğinde verilen yaş sıralamasına göre aşağıda özetlenmiştir.

2.2.1. Davras Grubu

2.2.1.1. Dolomitik Kireçtaşı

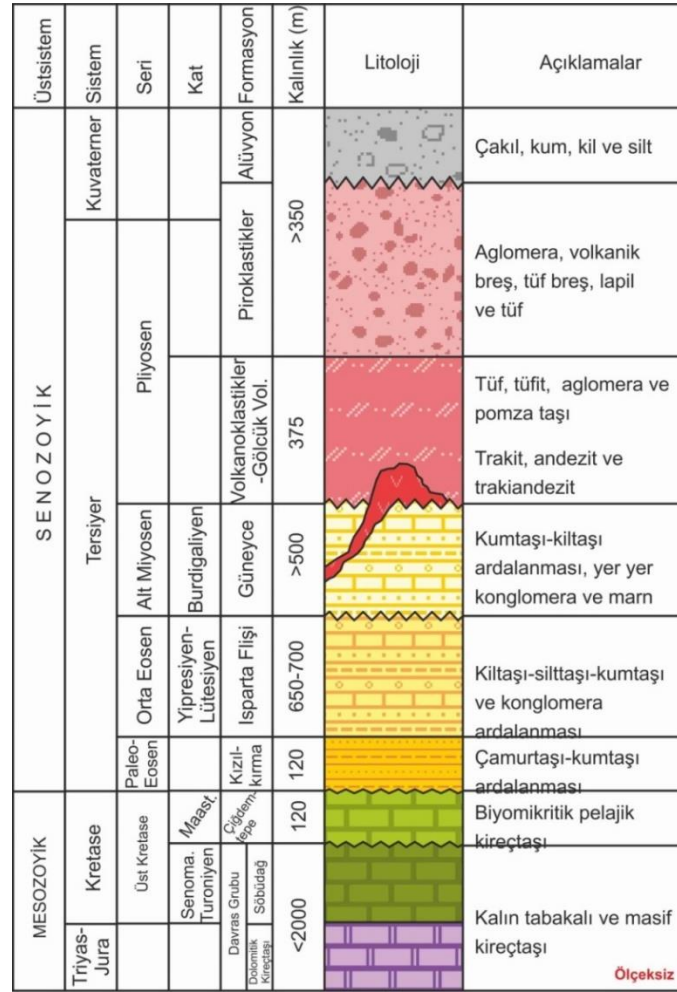
İnceleme alanının batısında istiflenen bu birim ilk kez Akbulut (1980) tarafından tanımlanmış ve Davras Kireçtaşı adı verilmiştir. Birim genellikle gri renkli, kalın tabakalı veya masif dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Yalçınkaya, 1989; Karaman, 1994, Görmüş vd., 2010). İstif kalınlığı saha gözlemlerine göre 2000 metreden fazladır. İstif Görmüş ve Özkul (1995) tarafından yapılan çalışmaya göre Üst Triyas- Üst Kretase yaş aralığındadır.



Şekil 1. Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Demir, 2008; Sagular ve Görmüş, 2009'dan düzenlenmiştir)

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 vd. (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 (Demir, 2008, Görmüş vd., 2010).



Şekil 3. Isparta ve çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti

Bölgede gelişen tektonik olaylardan etkilenmiş olan istif kırıklı ve kıvrımlı bir yapı özelliği göstermektedir (Şekil 4). Davras grubunun Geç Kretase yaşlı karbonat kesimini oluşturan bu birim aynı zamanda çalışma alanında temel birim olarak yer almaktadır (Görmüş vd., 2010).



Şekil 4. Söbüdağı Formasyonunun tabakalı ve masif yapısı

2.2.1.3. Çiğdemtepe Kireçtaşı

Birim Karaman (1994) tarafından Senirce formasyonu olarak adlandırılmasına karşın Görmüş ve Özkul (1995)'de yaptıkları çalışmada litoloji baskınlığı göstermesinin faydalı olacağı düşünülmüş ve formasyon Çiğdemtepe Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. Araştırma alanının doğu ve kuzeydoğu kesimde geniş yayılım gösteren birim açık krem, boz renkli pelajik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 5). 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).

2.2.1.4. Kızılkırma Formasyonu

Birimin adı çeşitli araştırmalarda farklı isimler ile nitelendirilmektedir (Koçtepe Formasyonu, Kabaktepe formasyonu vb.). Bu çalışmada Karaman vd. (1988) tarafından kullanılmış Kızılkırma formasyonu kullanılmıştır. Formasyon inceleme alanın kuzeybatısında Kayıköy ile SDÜ arasında uzanan vadi boyunca gözlemlenmektedir.



Şekil 5. Çiğdemtepe Kireçtaşı'nın görünümü (Aliköy'ün kuzeyi)

İstif kırmızı renkli çamurtaşı ile başlar, üste doğru çamurtaşı-kumtaşı ardalanmalı olarak devam eder (Şekil 6). İstifin yaşı konusunda çeşitli araştırmacılar tarafından farklı yaş tayini yapılmış olup (Karaman, 1994; Yıldız ve Toker, 1991; Görmüş ve Karaman, 1992; Yalçinkaya, 1989), bu çalışmada birimin yaş aralığı Görmüş ve Özkul (1995) tarafından kabul edilen Orta-Üst Paleosen Alt Eosen olarak kabul edilmiştir.

2.2.1.5. Isparta Filişi (Isparta Formasyonu)

Formasyon için farklı kaynaklar tarafından çeşitli isimlendirmeler yapılmış olmakla birlikte tez kapsamında Gutnic vd. (1979) tarafından isimlendirilen Isparta Filişi kullanılmıştır. Birim inceleme alanında Kayıköy' ün hemen batısında ve güneyinde yayılım göstermektedir. Fliş, kiltası-silttaşı-kumtaşı ve konglomera ardalanmasından oluşur (Şekil 7). Arazi gözlemleri ve daha önce yapılan çalışmalar birimdeki hakim litolojinin kumtaşı ve kiltası 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).



Şekil 6. Kızılkırma Formasyonunun çamurtaşı-kumtaşı ardalanması

2.2.1.6. 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-kilitaşı ardalanması baskın yer yer marn düzeyleri de görülür (Karaman, 1990; Görmüş ve Özkul, 1995; Çimen vd., 2010). 500-1500 m arasında değişen kalınlığa sahip birim Karaman (1990)' a göre Alt Miyosen yaş ile temsil edilmiştir.



Şekil 7. Isparta Filîşi genel görüntüsü



Şekil 8. Gölcük volkanitlerinin genel görüntüsü

2.2.1.7. Gölcük Volkanitleri

İstif, Kazancı ve Karaman (1988) ve Yıldız ve Toker (1991)'in yapmış oldukları çalışmalar ile ilk defa tanımlanmış ve adlandırılmıştır (Şekil 8). Birim trakit, andezit ve trakiandezit kayalarından oluşur (Şekil 9). İstif sarımsı ve kirli beyaz renklere oldukça belirgin volkanik morfoloji sunar (Yalçinkaya, 1989). Formasyonun kalınlığı Karaman (2000) tarafından yaklaşık 375 m, yaşı ise Üst Miyosen-Pliyosen olarak tanımlanmıştır.

2.2.1.8. Volkanoklastikler

Yalçinkaya (1989) tarafından ilk defa formasyon mertebesinde incelenmiş ve tanımlanmıştır. Formasyon sarı ve kirli sarı renklere olup tüf, tüfit, aglomera ve bazen de bunların ardalanmasından oluşur (Şekil 10). Tüf ve tüfit seviyeleri oldukça sıkı tutturulmuştur ve ayrıca birimin içinde pomza seviyeleri de gözlenmektedir. 1-15 m seviyelerinde görünür kalınlığa sahip olan formasyon ve Pliyosen-Kuvaterner yaşla ifade edilmektedir (Görmüş ve Özkul, 1995).

2.2.1.9. Piroklastikler

İnceleme alanının güney kesimindeki aktif volkanizmanın diğer bir ürünleri olan piroklastikler, irili ufaklı volkanik gereçlerden oluşur. Bunlar aynı zamanda bölgeye geniş yayılımı olan Piroklastik kırıntılardır ve doğrudan volkanik yollarla oluşmuş malzemelerdir (Elitok vd., 2008). Bu volkanik gereçler ise aglomera, volkanik breş, tüf breş, lapil ve tüflerden oluşan

kompozisyona sahip bir karışımdır (Platevoite vd., 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 9. Gölcük Volkanitleri içerisinde trakiandezit kayaların görünümü

2.2.1.10. Alüvyon

İnceleme alanında en genç çökellere sahip olan alüvyon birimler, tutturulmamış çakıl, kum, kil ve silt boyutundaki her türlü malzemelerden oluşmaktadır. Alüvyon stratigrafik olarak kendinden önce gelen tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 11).



Şekil 10. İnceleme alanındaki tuf, tüfit ve aglomeradan oluşan volkanoklastikler



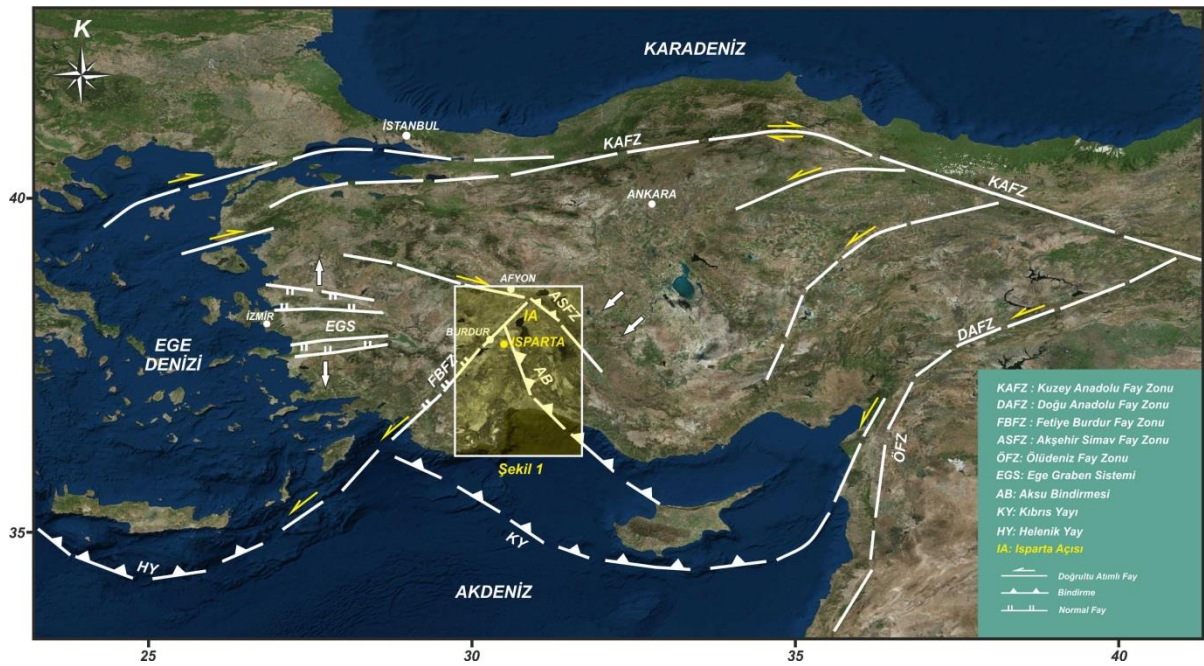
Şekil 11. İnceleme alanı ve çevresindeki alüvyonun doğudan batıya doğru görüntüsü

2.3. Tektonik

Çiçek ve Koçyiğit (2009) tarafından belirtildiği gibi Güneybatı Anadolu yirminci yüzyılın ikinci yarısından günümüze kadar sadece ulusal değil uluslararası ölçekte jeolojinin biliminin özellikle tektonik dalına çok iyi bir çalışma alanı sunmaktadır. Daha önceki bölümlerde anlatıldığı üzere ilk kez Blumental (1963) tarafından adlandırılan Isparta Açısı, karmaşık bir yapıya sahip Güneybatı Anadolu'da Orta Oligosen sonundan günümüze kadar olan zaman aralığını kapsayan Neotektonik dönemde gelişen önemli tektonik elemanlardan birisidir (Şekil 12). 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-Simav Fay Zonu (ASFZ) ile sınırlıdır (Yağmurlu, 2000; Zitter vd., 2003; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Yağmurlu ve Şentürk, 2005).

Güneybatı Anadolu bölgesinde Isparta Açısının batı kanadını sınırlayan FBFZ, bölgede yer alan en önemli aktif fay zonudur (Şekil 1, 12). Ana hatlarıyla bir birine paralel ve yarı paralel basamaklı yapıda KD yönünde uzanım gösteren 300 km uzunluğunda sol oblik atımlı normal faydır (Koçyiğit, 1984; Barka ve Reilinger, 1997; Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Bozcu vd., 2007; Gülal vd., 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 değişimleri yaygın bir şekilde görülmektedir (Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Bozcu vd., 2007).

Isparta açısını doğudan sınırlayan ASFZ, ilk olarak Koçyiğit (1984) tarafından isimlendirilmiş olup yaklaşık 10-30 km genişliğinde 550 km uzunluğunda KD-GB uzanımlıdır (Koçyiğit ve Deveci, 2007) (Şekil 1). ASFZ, birbirini izleyen horst-grabenler ve bu yapıların kenarını sınırlayan sık aralıklı, birbirine paralel-yarı paralel uzanımlı ve çoğunlukla verrev atımlı çok sayıda normal faydan oluşmaktadır (Koçyiğit vd., 2000; Koçyiğit ve Deveci, 2005; Yıldız vd., 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 vd., 2002; Aksarı vd., 2010; Avşar, 2013).



Şekil 12. Türkiye'deki başlıca neotektonik yapılar ve birbirleri ile konumu (Barka ve Reilinger, 1997; McClusky vd., 2000; Yağmurlu ve Şentürk, 2005'den değiştirilmiştir)

Bu iki yapı arasında bölge tektoniğinde önemli bir yere sahip olan 1.5-18 km arasında değişen genişliğe ve 67 km'lik uzunluğa (Koçyiğit vd., 2013) sahip Kovada Grabeni yer almaktadır (Şekil 1). 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 vd., 2002). Grabeni sınırlayan fayların hakim olarak KKB-GGD doğrultulu ve güneye doğru graben yapısının daralıp sonlandığı 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 vd., 2003b; Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Kamacı vd., 2009). 50 km genişliğindeki yaklaşık 150 km uzunluğundaki Aksu bindirmesi Isparta açısından doğu Akdenize kadar uzanmaktadır (Şekil 1). Fay zonu tek parça bir fay olmayıp, bindirmeye paralel gelişmiş çok katlı karmaşık bindirme faylarından oluşan bir yapıdadır (Poisson vd., 2003b). Geçtiğimiz yüzyıl içerisinde meydana gelen önemli bazı depremlerin (Örneğin Mw=5.0 ve Mw=5.8) episantr koordinatlarının fay zonu üzerine karşılık gelmesi bindirme zonunun aktif bir alan olduğunu göstermektedir (Kalafat, 1988; Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Kamacı vd., 2009).

3. ReMi (Refraction-Microtremor) YÖNTEMİ İLE ZEMİN SINIFLAMA ÇALIŞMASI

Bu bölümde Jeofizik-ReMi yöntemi kullanılarak çalışma alanının Vs (kayma dalgası hızı) dağılımı belirlenmiştir. Elde edilen bu hız bilgileri kullanılarak NEHRP (National Earthquake Hazards Reduction Program) kriterlerine göre zemin sınıflaması yapılmıştır.

3.1 ReMi (Kırılma - Mikrotremor) Yöntemi

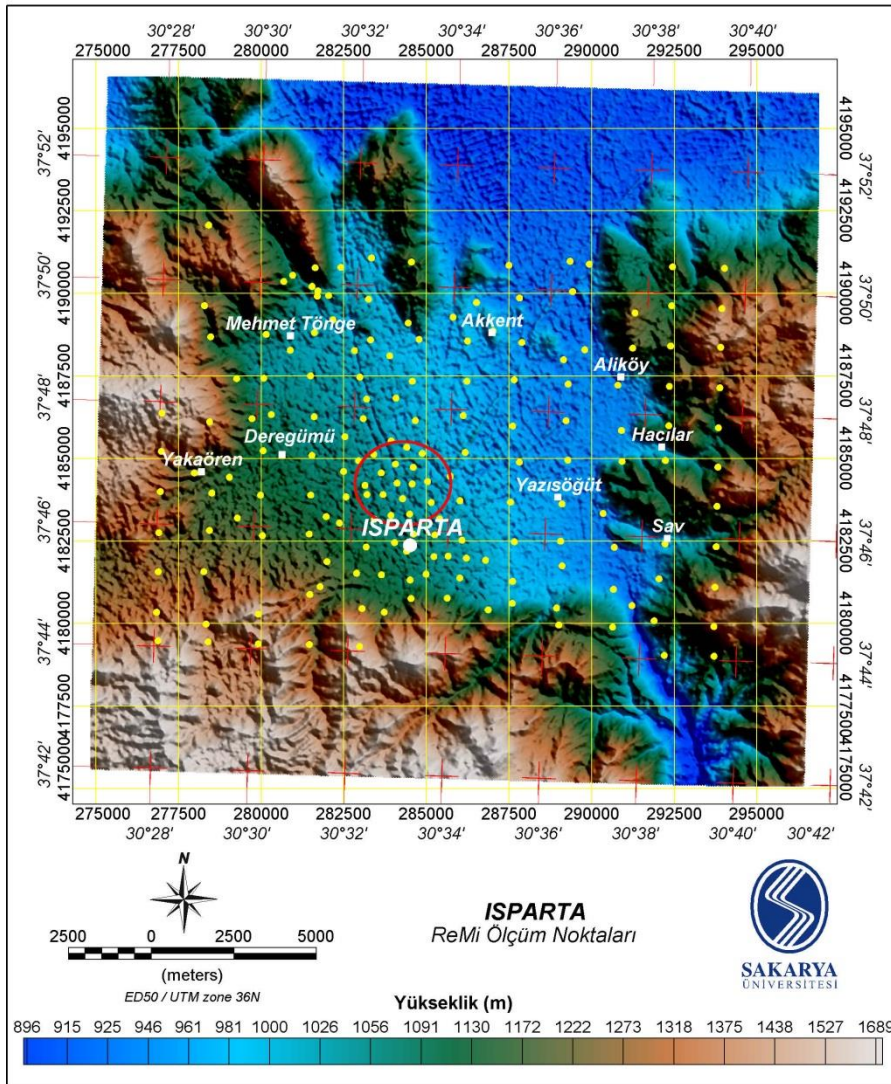
Son yirmi yılda yüzey dalgası analiz yöntemleri (f-k transformu, SASW, MASW, ReMi) kullanarak kayma dalgası hızı elde edilmesi dünya çapında yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Dispersiyon eğrisi analizine dayanan bu tekniklerden ReMi yöntemi, bu yöntemlerden en yenisi olmakla birlikte herhangi bir aktif kaynak kullanmaksızın ölçüm yapılabilmesine imkân sağlamaktadır (Louie, 2001). Aktif kaynak kullanılmadığı için az zahmetle hızlı ölçüm alınabilmesi yöntemin dünya çapında uygulanırılığını hızlandırmıştır (Brady ve Beckmann, 2011). Yöntem Louie (2001) tarafından yeterli açılım ile 100 metre derinlik seviyesine kadar Vs hızının belirlenmesi üzerine amacıyla ortaya çıkmıştır. Ancak son yıllarda jeofizik alet-ekipman teknolojisindeki ilerleme ile birlikte yapılan çalışmalarda (Pancha ve Pullammanappallil, 2012; Pancha ve Pullammanappallil, 2014; Louie vd., 2017) Vs hızı araştırma derinliği 1000-1200 metre seviyelerine kadar ulaşmaktadır. Buna ek olarak yine son yıllarda Vs hızından zemin özelliklerinin ortaya çıkarılmasının yanı sıra arkeolojik yapı aramaları, jeotermal alan tespiti ve fay unsurlarının belirlenmesi gibi alanlarda ReMi yöntemi uygulamaları yaygın bir şekilde kullanılmaktadır.

3.2 ReMi Veri Kazanım Parametreleri

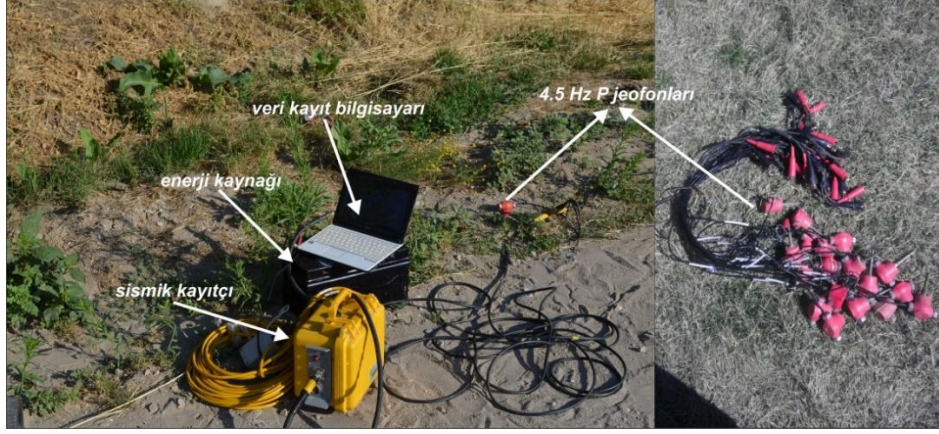
Proje kapsamında Isparta kent merkezi ve yakın çevresindeki yerleşim yerlerini içerisine alacak biçimde Şekil 13'de gösterilen proje sahasında toplamda 152 noktada veri alımı gerçekleştirilmiştir. Bu noktalara ek olarak Kanbur ve Kanbur (2009) tarafından yapılan çalışmada kullanılan veri kazanım noktalarından 20 tanesi (Şekil 13'de 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. ReMi çalışmasındaki öncelikli hedef Vs30 (30 metredeki ortalama Vs hızı) bağımlı zemin sınıflamasıdır. Bu nedenle en az 30 metreye kadar olan zeminin Vs bilgisinin elde edilmesi amaçlanmıştır.

Tablo 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
Herbir sinyaldeki iz sayısı	16000
Kullanılan jeofon (Hz)	4.5 P
Sismik kayıtçı	Geode Ultra-Light
Enerji kaynağı	Çevresel gürültü



Şekil 13. ReMi veri kazanım noktaları ve Isparta topoğrafya haritası



Şekil 14. Veri alımında kullanılan Geode Ultra-Light marka sismik kayıtçı ve alıcı olarak kullanılan 4.5 Hz'lik jeofonlar

Herbir ölçüm noktasında 10-12 arasında değişen tekrarlı veri kaydı alınarak ReMi spektral oranı 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 14) tercih edilerek veri kazanımı gerçekleştirilmiştir (Louie 2001; Pancha ve Pullammanappallil 2012; Silahtar ve Kanbur 2015; Louie vd., 2017).

3.3 Veri İşlem

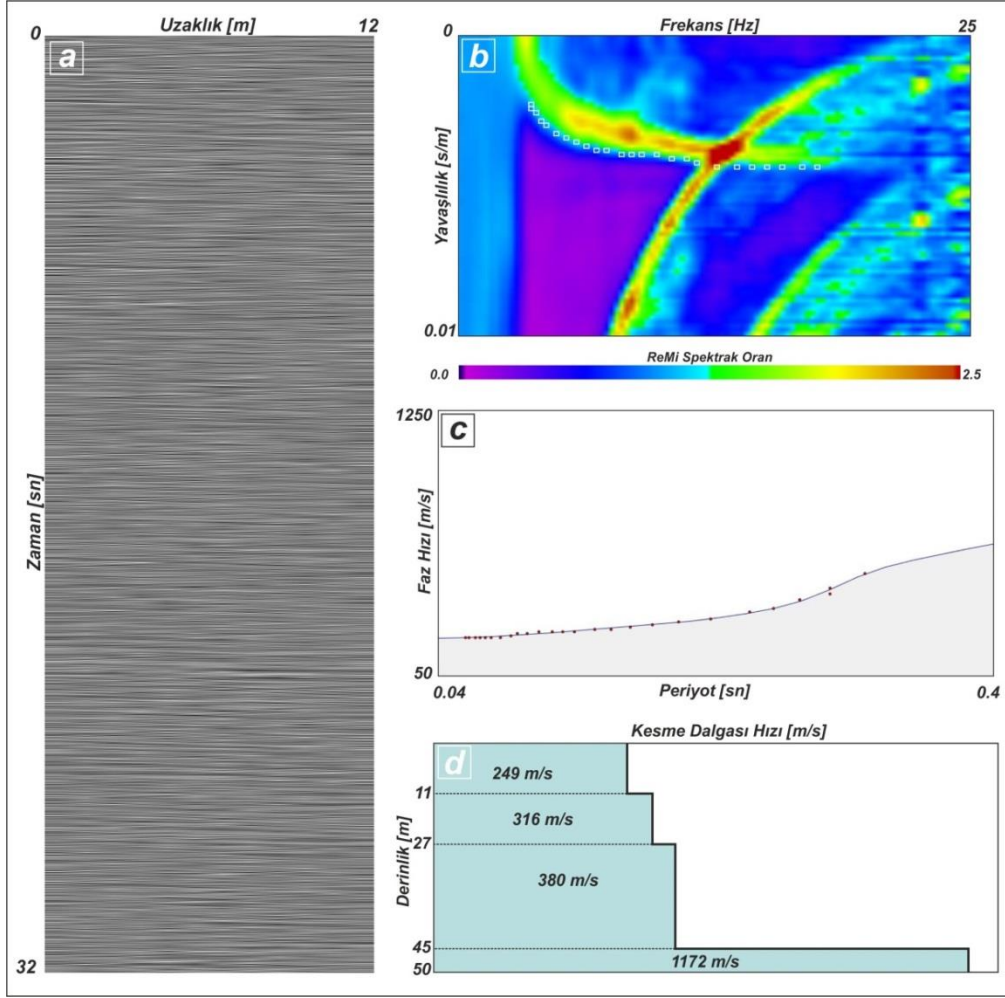
ReMi verilerinin analizinde lisansı Doç. Dr. M. Zakir KANBUR'a ait Optim Software firması tarafından geliştirilen Seisopt-ReMi programı kullanılmıştır. Program vasıtasıyla veri işlem dört aşamada gerçekleştirilmiştir. Birinci aşama ölçüm noktasında zaman-uzaklık ($x-t$) ortamında kaydedilen tekrarlı veriler, 'preprocessing' adı verilen genlik kazanımı işlemi ile varsa geometrik düzeltme işleminin uygulanmasıdır (Şekil 16a). Yapılan bu veri iyileştirmenin ardından ikinci adım yöntemin teorisinde anlatıldığı gibi zaman-uzaklık ortamındaki verinin $p-f$ ortamında hesaplanıp güç spektrumunun oluşturulmasıdır. Şekil 16b'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.



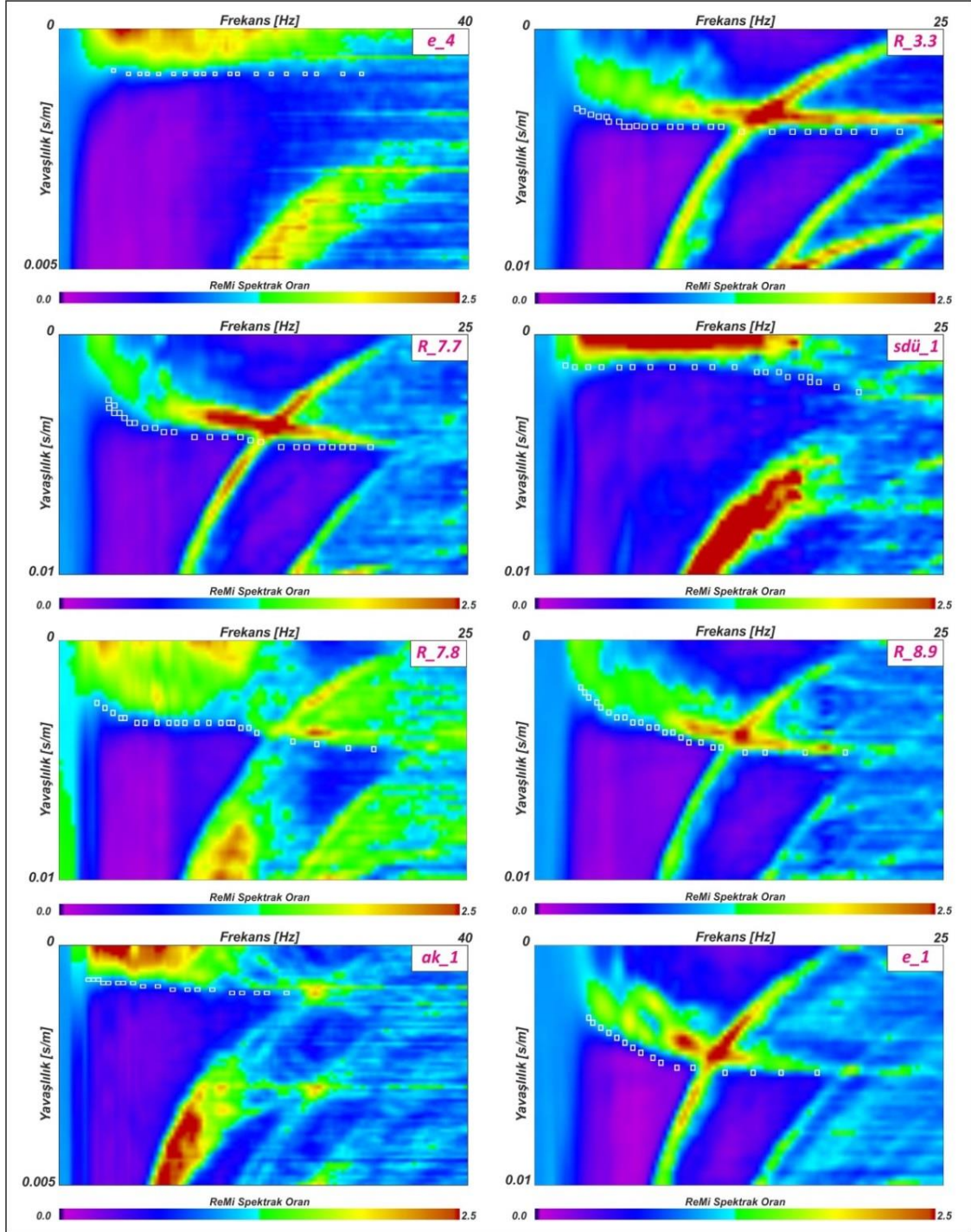
Şekil 15. ReMi saha çalışması örnekleri

Şekil 16b'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 16b).

Veri analizinin son aşaması olan dördüncü adım kuramsal dispersiyon eğrisi ile seçilen dispersiyon eğrisinin ters çözümüdür (Şekil 16c.). Şekil 16c.'de sönümlü en küçük karalar yöntemi ile dispersiyon eğrisinin ters çözümü ve bu çözüme karşılık oluşturulmuş bir boyutlu derinlik-Vs hız kesiti (Şekil 16d.) görülmekte. Detaylı ince tabakaların ayırımından ziyade Vs30 değerinin elde edilmesi amacıyla Tablo 1'de görüleceği üzere jeofon aralığı 10 m olarak dizayn edilmiştir. Bu yüzden bir boyutlu Vs modellemeleri 3-4 tabaka olarak yapılmıştır.

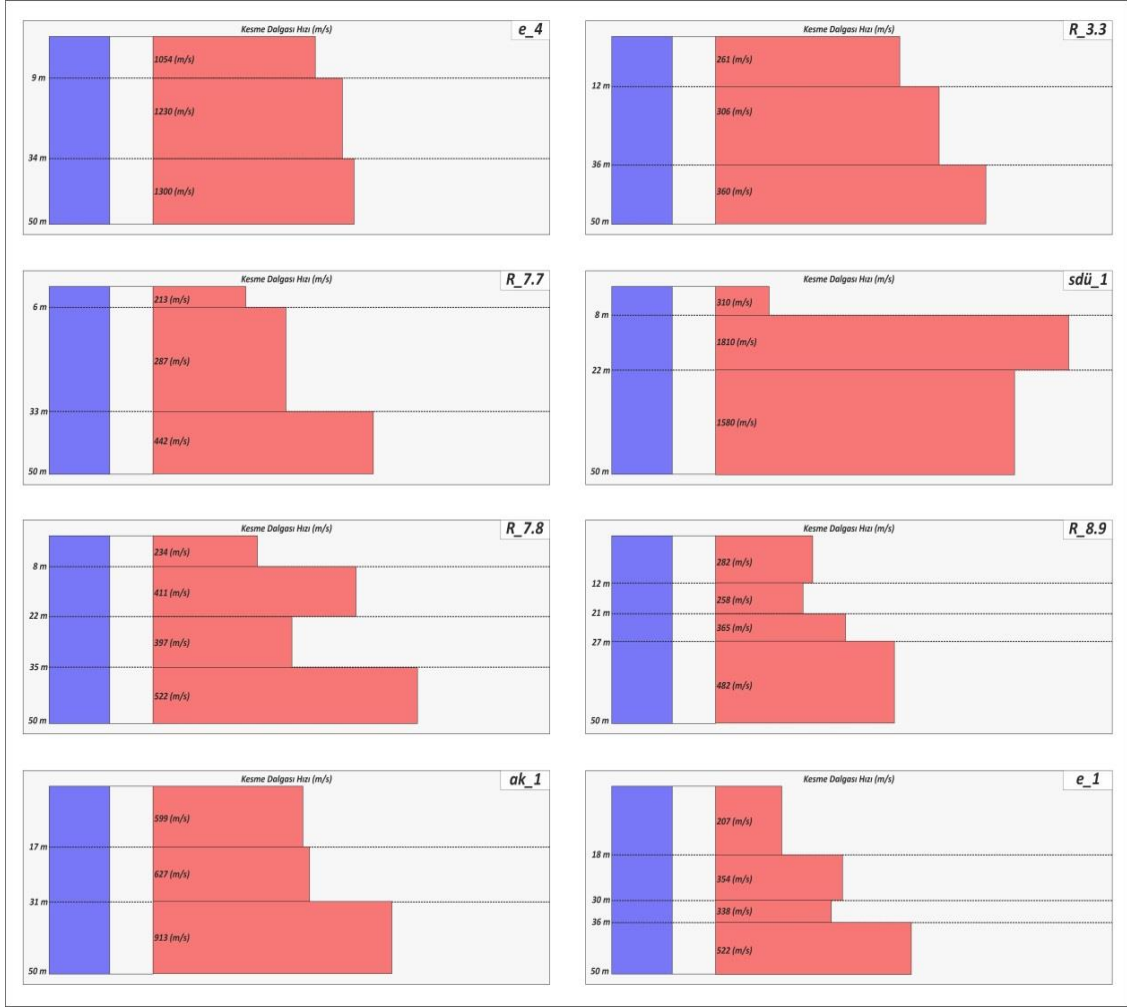


Şekil 16. ReMi veri işlem basamakları, a. Sismik gürültü kaydı. b. P-f ortamında hesaplanmış güç spektrumu ve dispersiyon eğrisi seçimi. c. Sönümlü en küçük kareler ile ters çözüm. d. Bir boyutlu derinlik-Vs kesiti.



Şekil 17. Veri işlem aşamasının iki ve üçüncü adımını oluşturan dispersiyon eğrisi seçimi yapılmış güç spektrumu örnekleri

Çalışma alanında belirlenen 152 ölçüm noktasından elde edilen sismik kayıtlara yukarıda bahsi geçen veri analizi adımları tek tek uygulanmıştır. Şekil 17 ve 18’de analiz adımlarına ait güç spektrumu, dispersiyon eğrisi piklemeleri ve bir boyutlu derinlik-hız modellerine ait örnekler verimiştir.



Şekil 18. Bir boyutlu modelleme yapılmış derinlik-hız kesiti örnekleri

Verilen örnekler üzerinde sıkı zemin özelliğe 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 değer 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.

3.4 ReMi Değerlendirmeleri ve Zemin Sınıflaması

Yöntemin veri işlem bölümünde anlatıldığı üzere her biri ayrı tek tek analiz edilen bu veriler, her bir ölçüm noktasında bir boyutlu derinlik-Vs bilgisine dönüştürülmüştür (Şekil 3.15.). Bu türden çalışmalarda yapılan bir boyutlu çözümlerinin doğruluğunu kontrol etmek amacıyla sondaj verilerinden yararlanma yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Louie, 2001; Stephenson

vd., 2005; Richwalski vd., 2007; Kanbur ve Kanbur 2009; Gamal ve Pullammanappallil, 2011). Bu nedenle çalışma alanında geçmişte Devlet Su İşleri (DSİ) tarafından açılan sondajların log verileri derlenmiştir (EK-1). İnceleme alanında homojen bir dağılım gösterecek şekilde belirlenen bu 15 log verisinden ReMi ölçüm noktalarına karşılık gelen 11 tanesi (Şekil 19 ve 20) üzerine ReMi yönteminden elde edilen bir boyutlu derinlik-Vs hız modelleri 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 kuyulardan 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 2 oluşturulmuştur. Tablo 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. V_{s30}^* ile ifade edilen değer ise 30 m derinlik seviyesine kadar olan tabakaların ortalama hız değerleridir.

Tablo 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
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
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

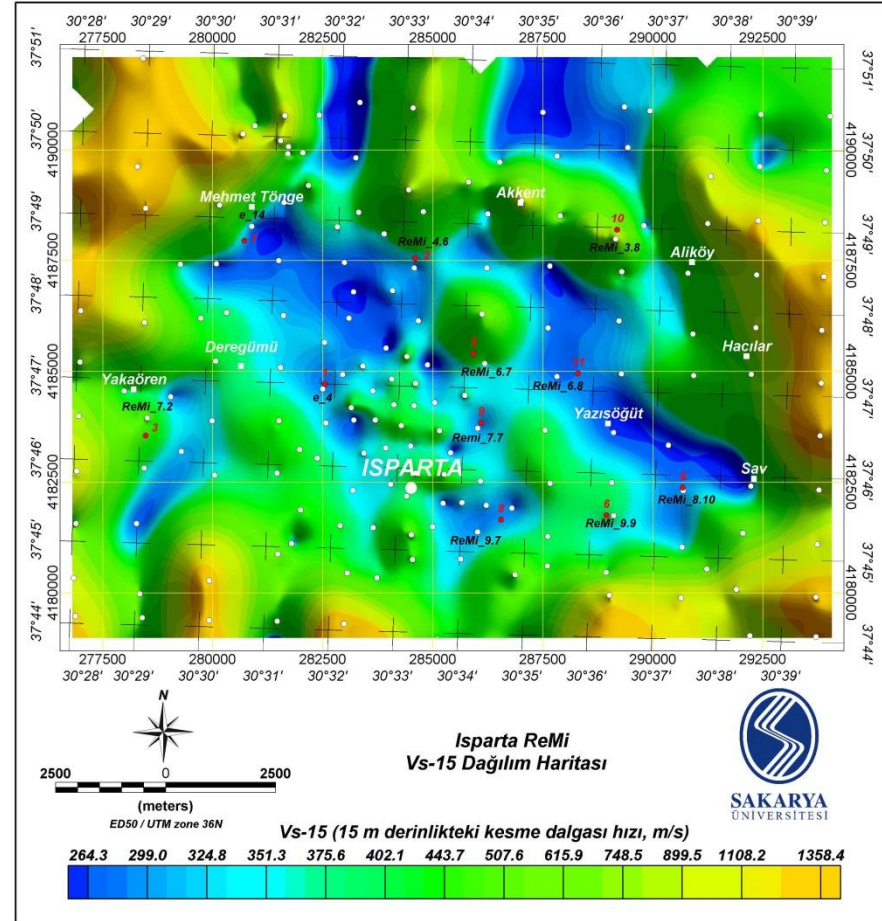
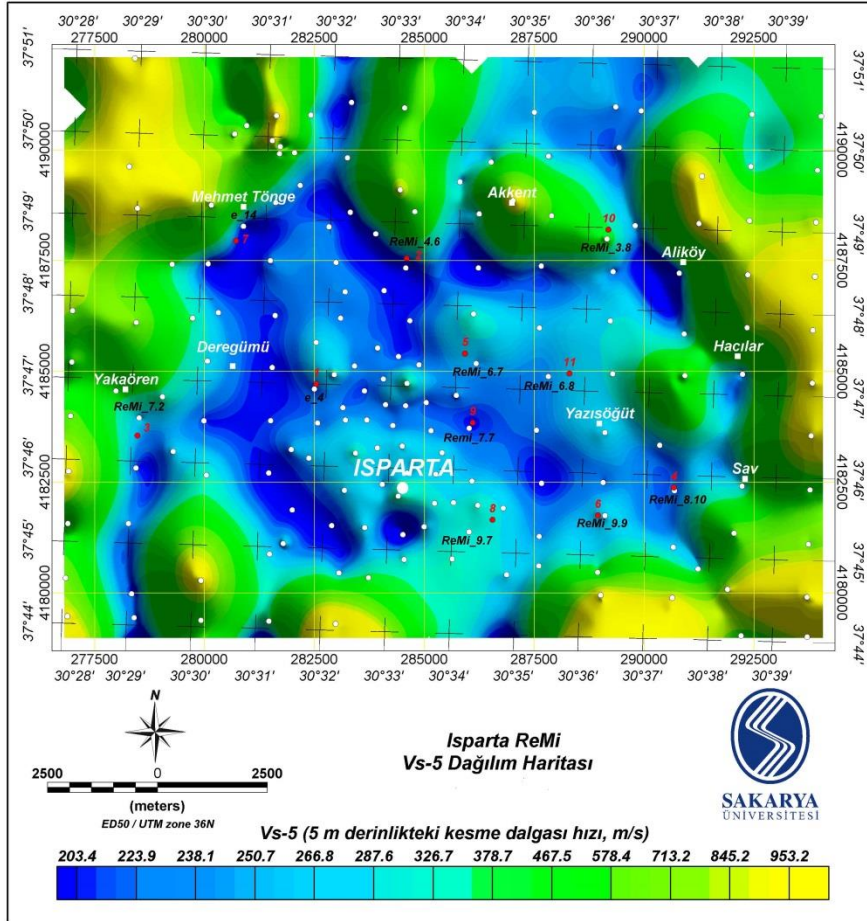
69	ReMi_2.4	894	894	894	905	894
70	ReMi_2.5	304	314	389	496	331
71	ReMi_10.7	286	557	523	899	389
72	g4	284	424	512	664	355
73	ReMi_9.8	242	392	393	534	317
74	ReMi_8.8	195	406	421	421	295
75	ReMi_7.8	234	411	297	522	312
76	ReMi_6.8	245	284	331	540	284
77	ReMi_5.8	255	290	337	554	292
78	ReMi_4.8	245	284	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
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
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
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

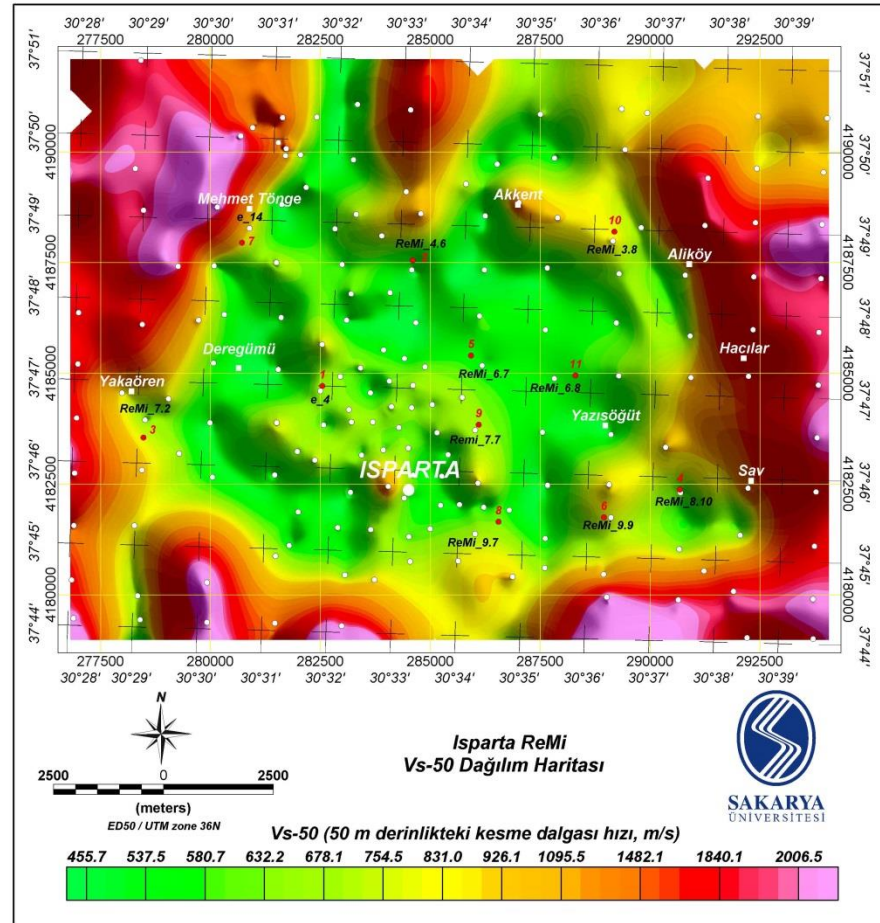
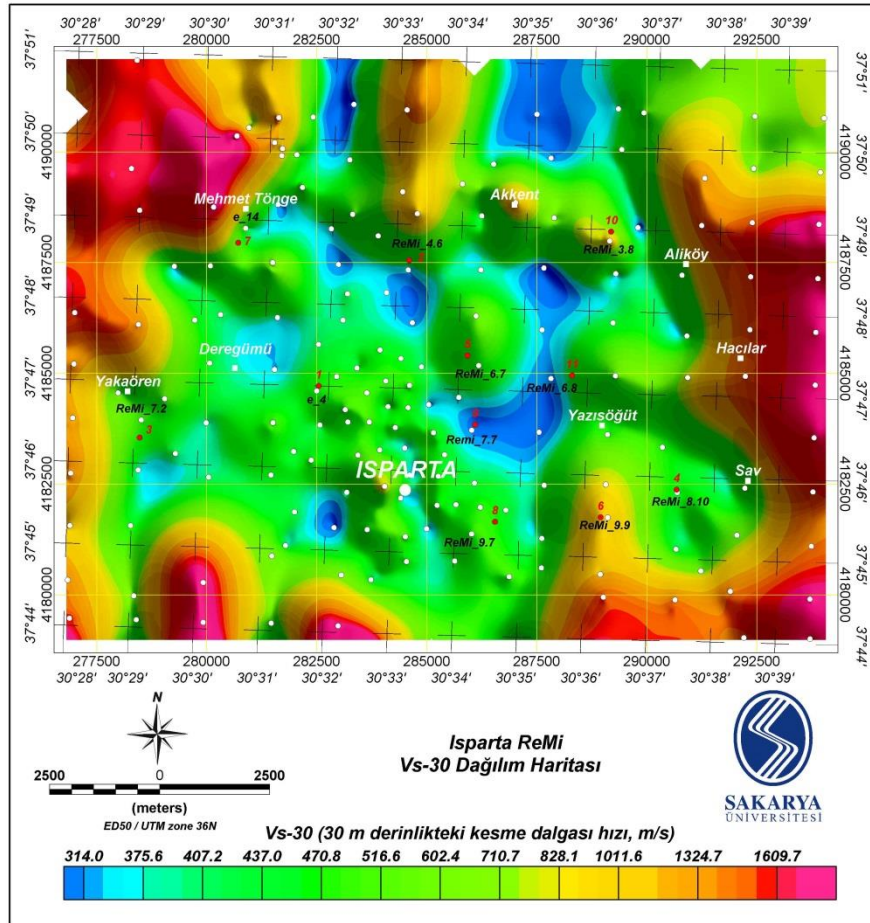
Çalışma sahasında V_s değerinin derinlikle değişimini alansal anlamda değerlendirebilmek için oluşturulan haritaların ilki olan V_{s-5} (Şekil 19) kat haritasında, hız dağılımı 203-953 m/s aralığındadır. Topoğrafik açıdan havza olarak tanımlanan alanda ise bu değerler 203-378 m/s arasında değişmektedir. Bu hız verileri sıvılaşıma 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 veya volkanik sokulumlar olduğu düşünülmektedir.

Şekil 19'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 varolan alüvyon bant bu haritada, Mehmet Töngre 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 20). 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 korolasyona 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'de verilen jeoloji haritasında tanımlanan piroklastik birimlere karşılık geldiği düşünülmektedir.



Şekil 19. 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 20. 30 ve 50 m derinlik seviyesi için oluşturulmuş alansal V_s kat haritaları (Beyaz noktalar ReMi ölçüm yerlerini, kırmızı noktalar ise sondaj lokasyonlarını göstermektedir)

Veri kazanım parametreleri doğrultusunda maksimum nüfuz derinliği olan V_{s-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 İparta 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 yükselmelerinin volkanik kökenli malzemelerden kaynaklı olduğu düşünülmektedir. V_{s-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 19 ve 20) 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 vd., 2013), zemin sınıflamasının bu bilgiye göre yapılması yaygın kabul edilmektedir (Zor vd., 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;

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N h_i/v_i}$$

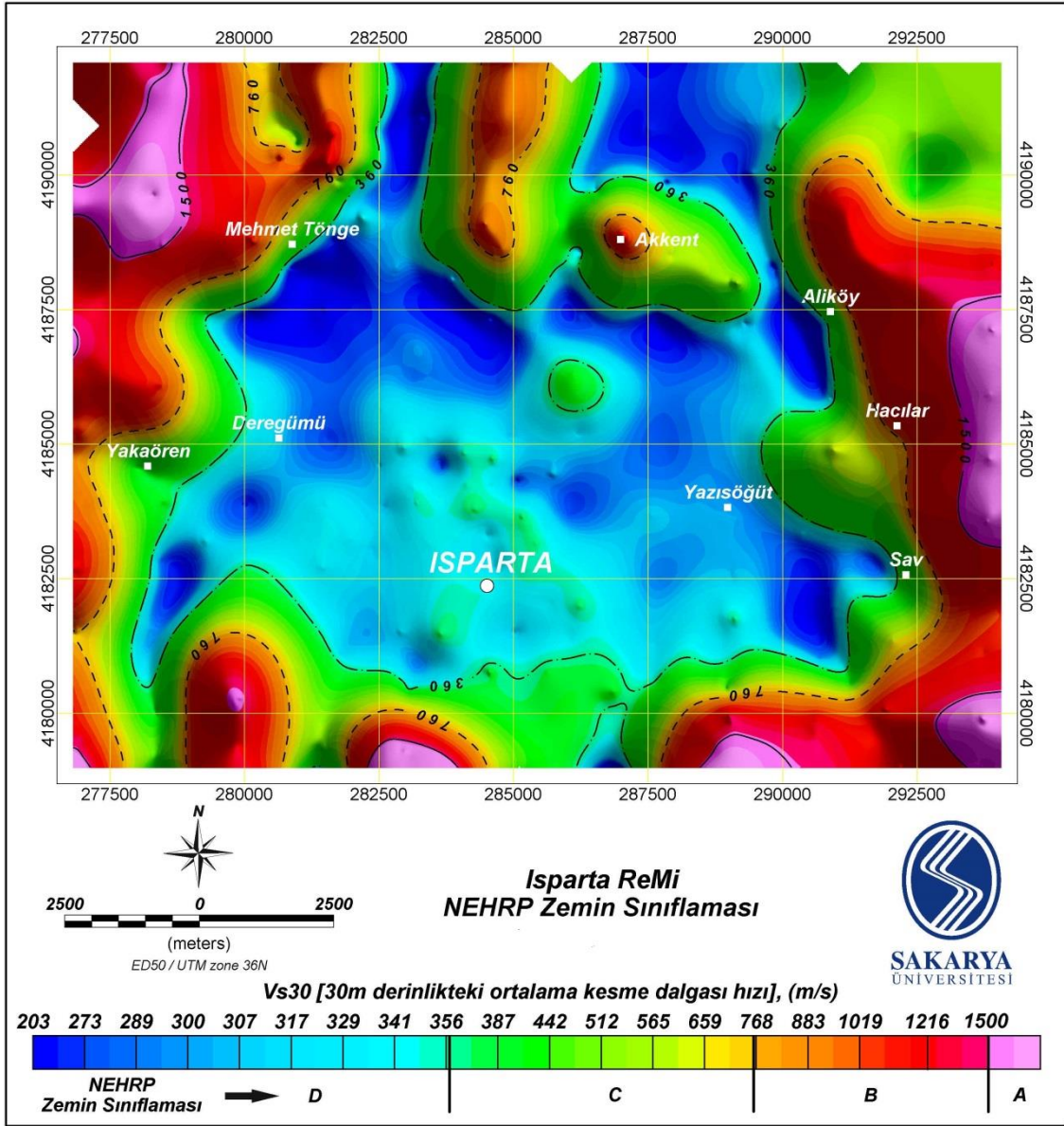
olarak verilmektedir. Burada; h_i tabaka kalınlığı, V_i ise h_i kalınlığındaki tabakanın kayma dalgası hızıdır. Veri analizi sonucunda bir boyutlu derinlik-hız modellerinden (Şekil 18) elde edilen h_i ve V_i yukardaki eşitlikte yerine koyularak her bir ölçüm noktasının V_{s30} değeri hesaplanmıştır (Tablo 2).

Proje kapsamında, detaylarda farklı olmasına karşın genelde benzer özelliklere göre sınıflama yapan zemin sınıflaması kriterlerinden NEHRP kullanılmıştır. Amerikada Jeoteknik ve İnşaat mühendisliğinde kabul gören NEHRP kriterleri, dünyanın çeşitli yerlerinde zemin sınıflaması çalışmalarında başarılı bir şekilde kullanılmıştır (Pullammanappallil vd., 2004; Mahajan, 2009; Thitimakorn ve Channoo, 2012; Silahtar vd., 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'de ayrıntılı olarak verilmiştir.

Tablo 3. NEHRP zemin sınıflaması kriterleri (Zor vd., 2007'den düzenlenmiştir.)

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'de verilen zemin sınıflaması kriterleri doğrultusunda Tablo 2'de hesaplanmış V_{s30} hızlarına göre zemin sınıflaması yapılmıştır (Şekil 21). Şekil 21 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 21'de Isparta ile ifade edilen alan), D olarak tanımlanan bu zemin grubu içerisinde yer almaktadır. Çoğunlukla köy yerleşim alanlarına karşılık gelen basen kenarlarında 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. Havza içerisinde, Akkent olarak tanımlanan yerleşim alanının hemen kuzeyinde çevresine göre daha yüksek V_{s30} değerine sahip küçük bir yapı dikkati çekmektedir.

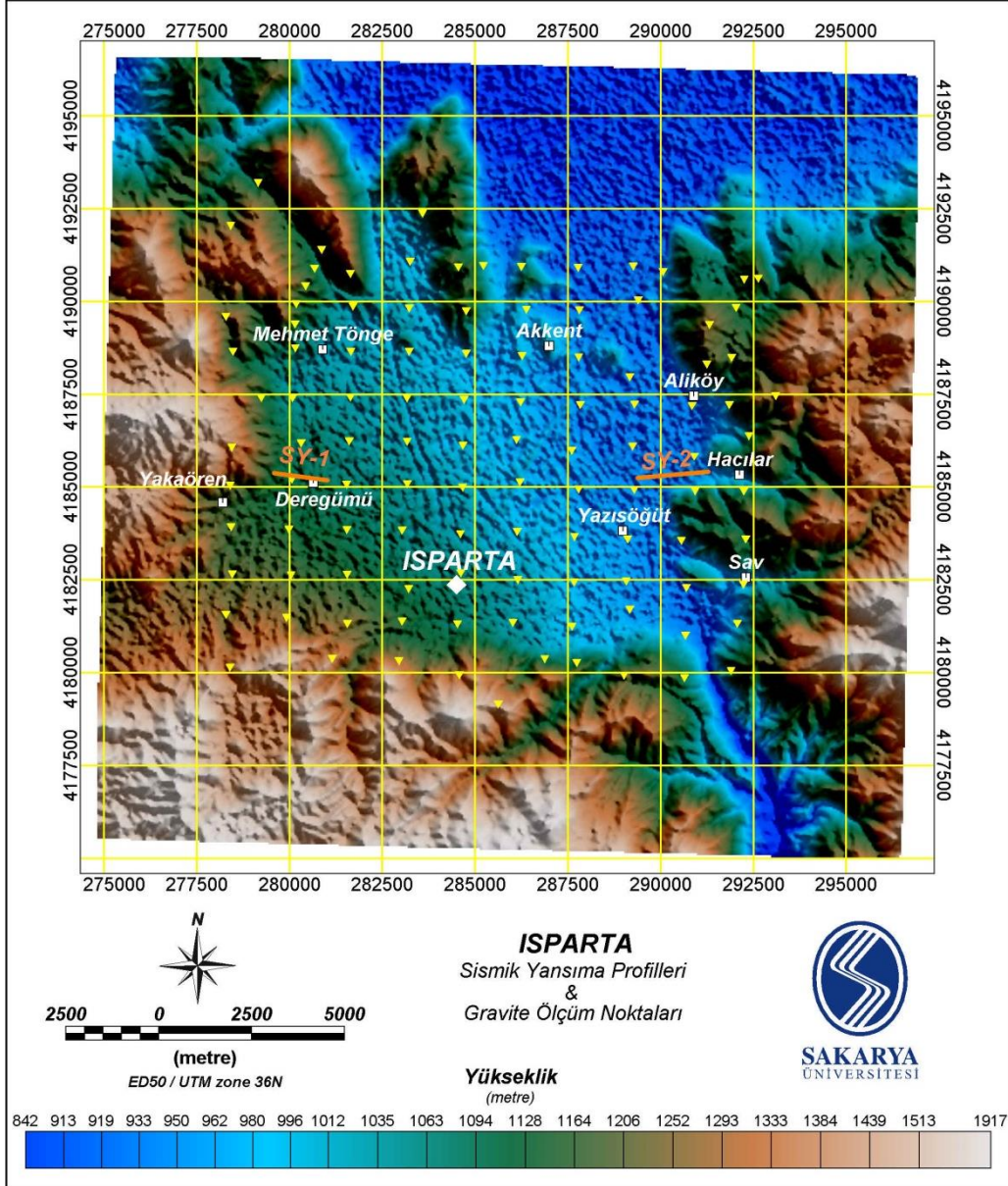


Şekil 21. Isparta şehir merkezi ve yakın çevresinin zemin sınıflaması

Dolayısıyla bu alanda zemin sınıfı C, yani yoğun toprak veya yumşak kaya varlığına işaret etmektedir. Şekil 21’de Mehmet Töngre, Deregümü ve Akkent arasında koyu mavi ile gösterilen ve çevresine göre nispeten daha düşük Vs30 hız (~250 m/s) dağılımına sahip alan dikkat çekmektedir. Bölgenin jeoloji ile birlikte değerlendirildiğinde hızlardaki bu göreceli düşüşün, Kanbur vd., (2008) tarafından da belirtildiği gibi yamaç molozu birikiminden kaynaklı olduğu düşünülmektedir.

4. SİSMİK YANSIMA YÖNTEMİ İLE BASEN KENARI ANALİZİ

Sismik yansımaya yöntemi, yeraltı yapısının belirlenmesinde en sağlıklı sonucu verdiği için başta petrol, doğalgaz ve kömür olmak üzere arama jeofiziğinin hemen hemen her alanında yaygın olarak kullanılmaktadır. Ancak yöntemin bu avantajına karşın, uygulamada çok maliyetli olması nedeniyle, çalışma alanında ancak iki profil üzerinde uygulama yapılmıştır.



Şekil 22. Çalışma alanında sismik yansımaya profillerinin yerleri (SY-1 ve SY-2) ve gravite çalışmasında kullanılan veri kazanım noktaları (sarı üçgenler ile gösterilmiştir).

4.1 Sismik Yansıma Yöntemi Arazi Uygulaması

Isparta baseninin doğu ve batı kenarlarındaki ana kaya dalımının ve bu kesimlerdeki alüvyon kalınlığının tespit edilmesi amacıyla iki profilde uygulama yapılmıştır. 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 22’de verildiği gibi konumlandırılmıştır. Ölçüm profillerinin bu şekilde belirlenmesindeki bir diğer neden ise, arazi topoğrafyası göz önüne alındığında sismik kesitle basen kenarının D-B yönünde daha iyi ortaya çıkarılabileceğidir. 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 23.).

Yöntemin arazi uygulamasında veri kazanımı Tablo 4’de verilen parametrelere göre gerçekleştirilmiştir. Burada amaç ayrıntılı sekans stratigrafi analizi olmayıp, sığ kabul edilen (150-200 m) derinlikteki basen kenarı kalınlığı tespiti olduğundan 24 kanallı sistemde alıcı aralığı 10 m olarak seçilmiştir. Kullanılan tetikleyicinin (triger) zaman kayması yapabileceği ön görüşü ile kayıt boyu 2 saniye, örnekleme aralığı ise 0,5 milisaniye seçilmiştir.

Tablo 4. 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



Şekil 23. Sismik yansıma profillerinin arazi çalışması örnekleri.

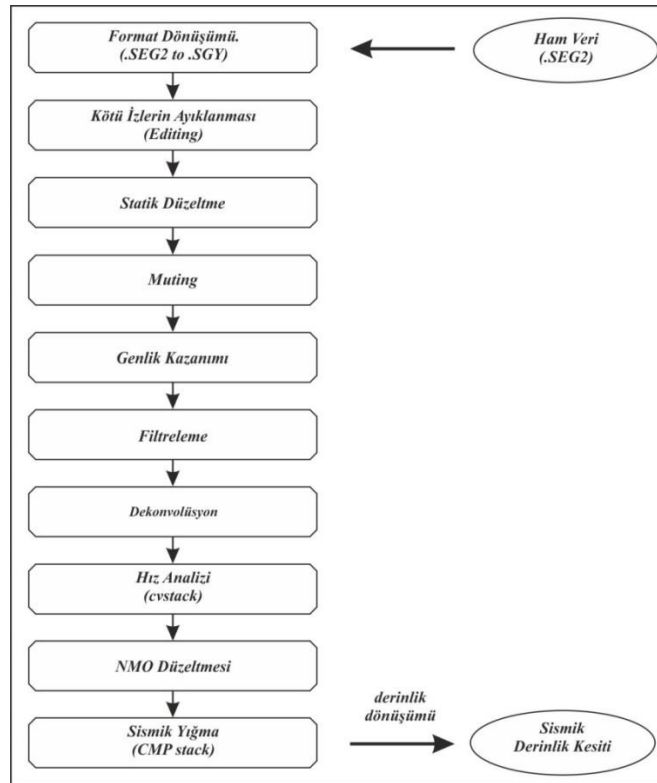


Şekil 24. Sismik yansıma çalışmasında kullanılan ağırlık düşürme sistemi

Uygulamada alıcı olarak bu tür basen tespiti ve yüzeye yakın sığ yapıların tespitinde sıkça kullanılan 28 Hz düşey P jeofonları kullanılmıştır (van der Veen vd., 2001; Gruber, 2007, Kaiser vd., 2009). Sismik enerji kaynağı olarak ise Doç. Dr. M. Zakir KANBUR tarafından geliştirilen 120 kg'lık ağırlığı 1,25 m yükseklikten ivmeli şekilde yere fırlatan yarı otomatik ağırlık düşürme sistemi kullanılmıştır (Şekil 24).

4.2 Veri İşlem ve Yorumlama

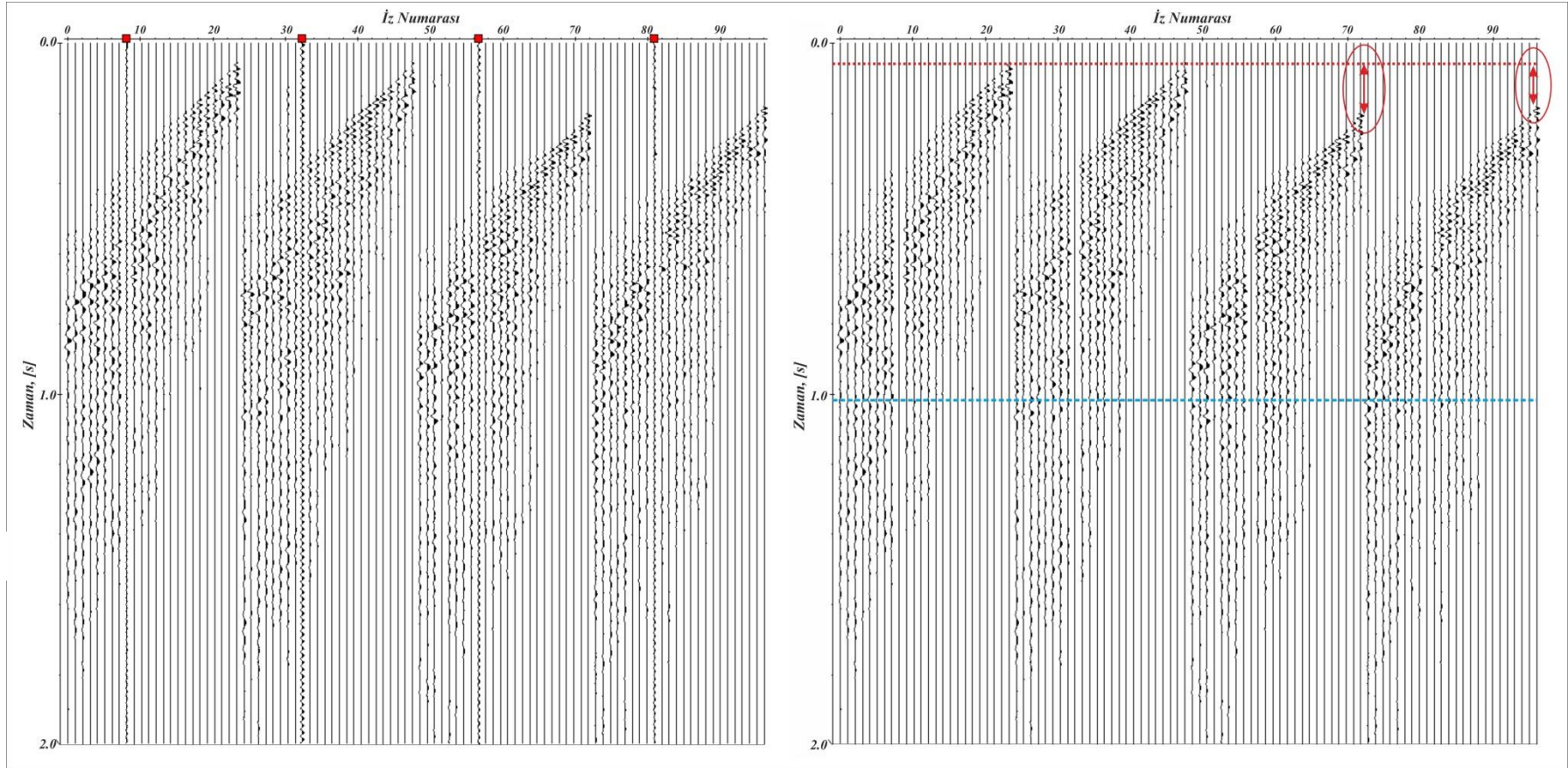
Sismik yansıma yönteminin bu aşamasında ReflexW ve Java tabanlı JRG paket programları ile veri-işlem çalışması gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemin uygulamasının temel amacı basen kenarında ana kaya sınırının takibi ve bu seviye üzerinde kalan sediman kalınlığının tespiti olduğundan veri işlem basamaklarında kullanılan parametre seçimi de bu doğrultuda belirlenmiştir. Sismik yansıma yönteminde veri işlem adımlarının belirli bir rutini olmayıp sahada yer alan problemin türüne göre değişiklik gösterebilir (Gadallah ve Fisher, 2005). Bu nedenle her iki profilden alınan verilerin analizinde S/G oranını arttırmada Şekil 25'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.



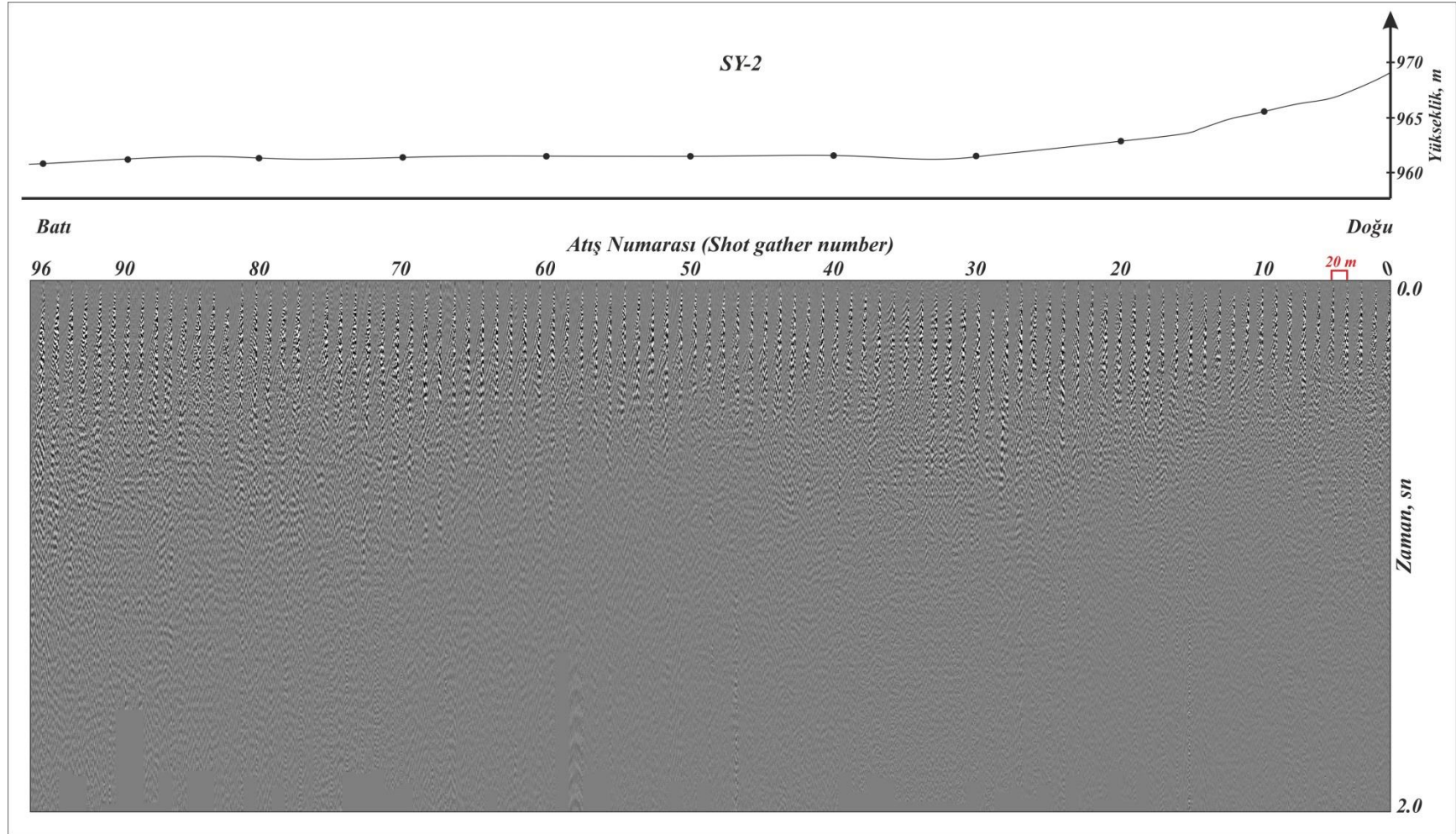
Şekil 25. Veri analizinde kullanılan veri işlem akış diyagramı

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 yapılmıştır. 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 26). Yapılan editing işleminin ardından her iki profilde bazı atış kayıtlarında tetikleyicinin (trigger) gecikmesinden kaynaklı zaman ekseninde ötelemenin meydana geldiği görülmüştür (Şekil 26b). Triggerden kaynaklı bazı atışlarda ortaya çıkan bu düzensizlik, her bir atışta ilk jeofon tarafından kaydedilen sinyal baz alınarak Hacılar profilinde (SY-2) Şekil 26b'de kesikli kırmızı çizgiyle ifade edilen zaman değerine taşınarak giderilmiştir (Şekil 27). Deregümü mevkiinden alınan sismik yansıma profili (SY-1) üzerinde de bu trigger tetikleme sorunu benzer şekilde çözümlenerek Şekil 28 elde edilmiştir. Saha çalışması esnasında böyle bir sorunla karşılaşılabilmesi öngörüldüğünden, veri kaydının 2 saniye seçilmesi ile yeniden ölçüm yapılması önlemiştir.

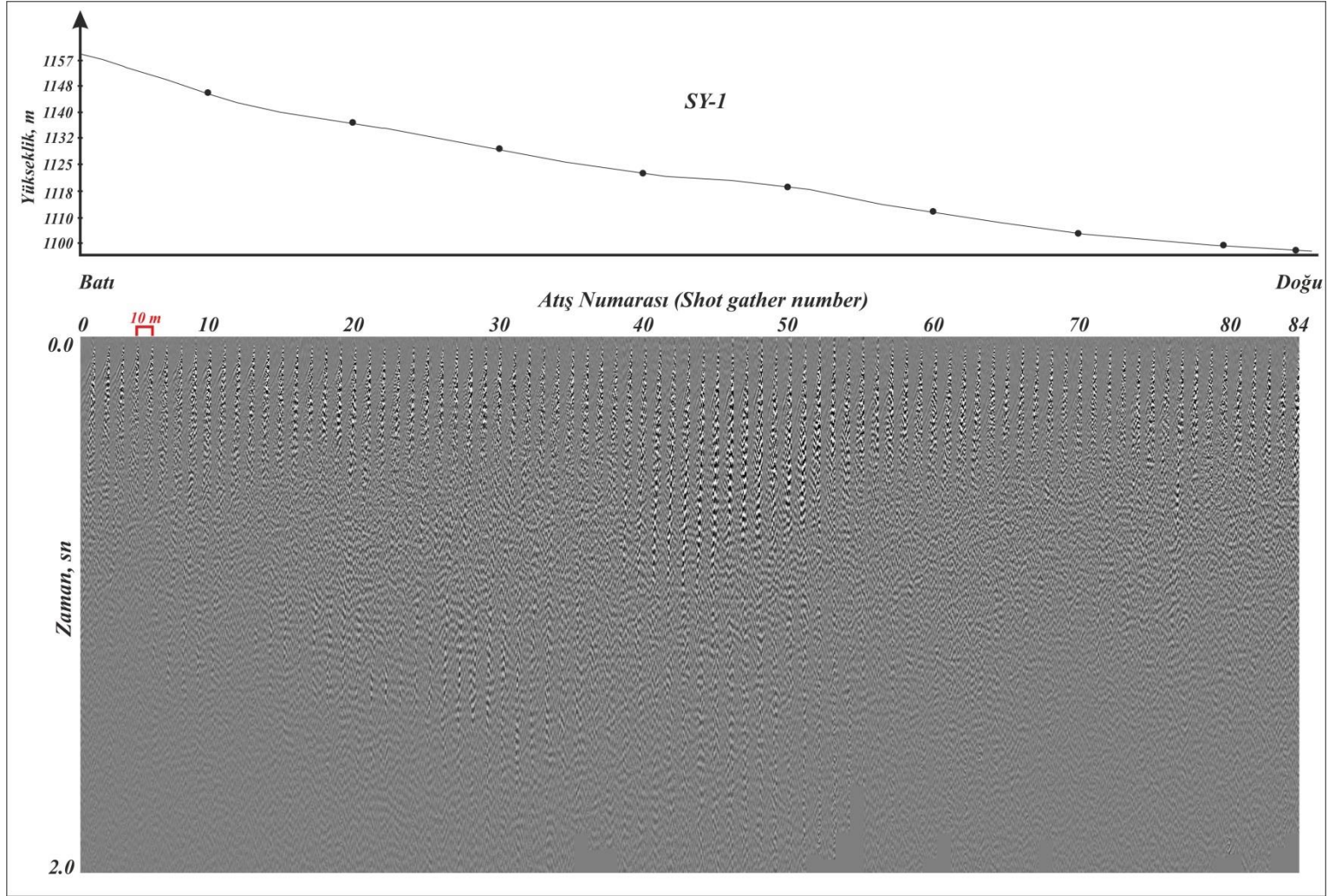
Arazi çalışmaları esnasında atış noktalarındaki yükseklik farkından kaynaklı etkinin statik düzeltme ile giderilebilmesi için GPS kullanılarak her bir serimde yükseklik değerleri kaydedilmiş ve profil doğrultuları düzleminde çizdirilmiştir. Her iki profil için oluşturulan bu yükseklik grafikleri doğrultusunda statik düzeltme yapılarak atış kayıtları aynı düzleme indirgenmiştir (Şekil 27 ve 28).



Şekil 26. Sismik yansıma verilerine kötü izlerin giderilmesi (editing) işleminin uygulaması

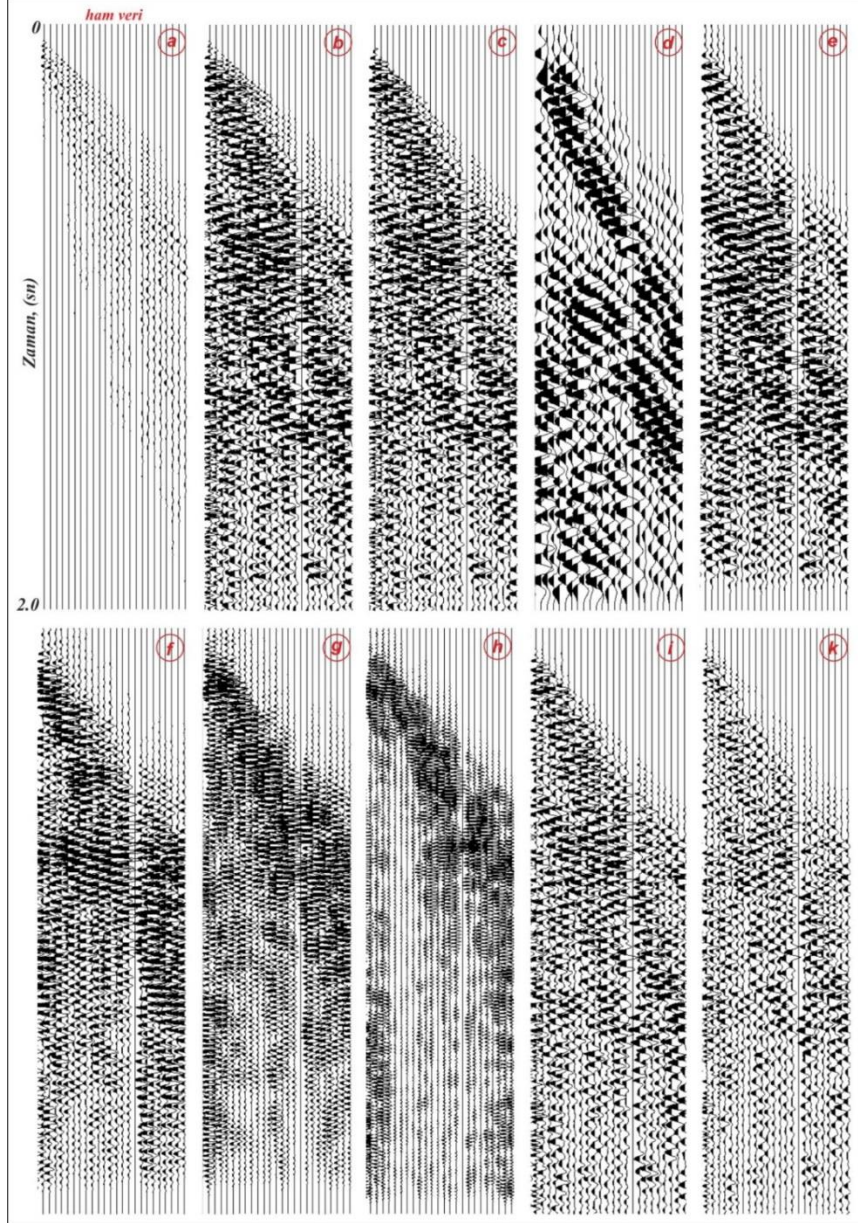


Şekil 27. Statik düzeltme yapılmış yansıma profili 2



Şekil 28. Statik düzeltme yapılmış yansıma profili 1

Sismik veride izlerin genlik değerlerinde açılım geometrisi veya zeminin soğurma etkisinden kaynaklı bir takım kayıplar görülebilir (Şekil 29a). Genlik değerlerinde meydana gelen bu kayıp sismik yansıma profillerine uygulanan genlik fonksiyonu ve AGC genlik kazanımı ile giderilmiştir (Şekil 29b)



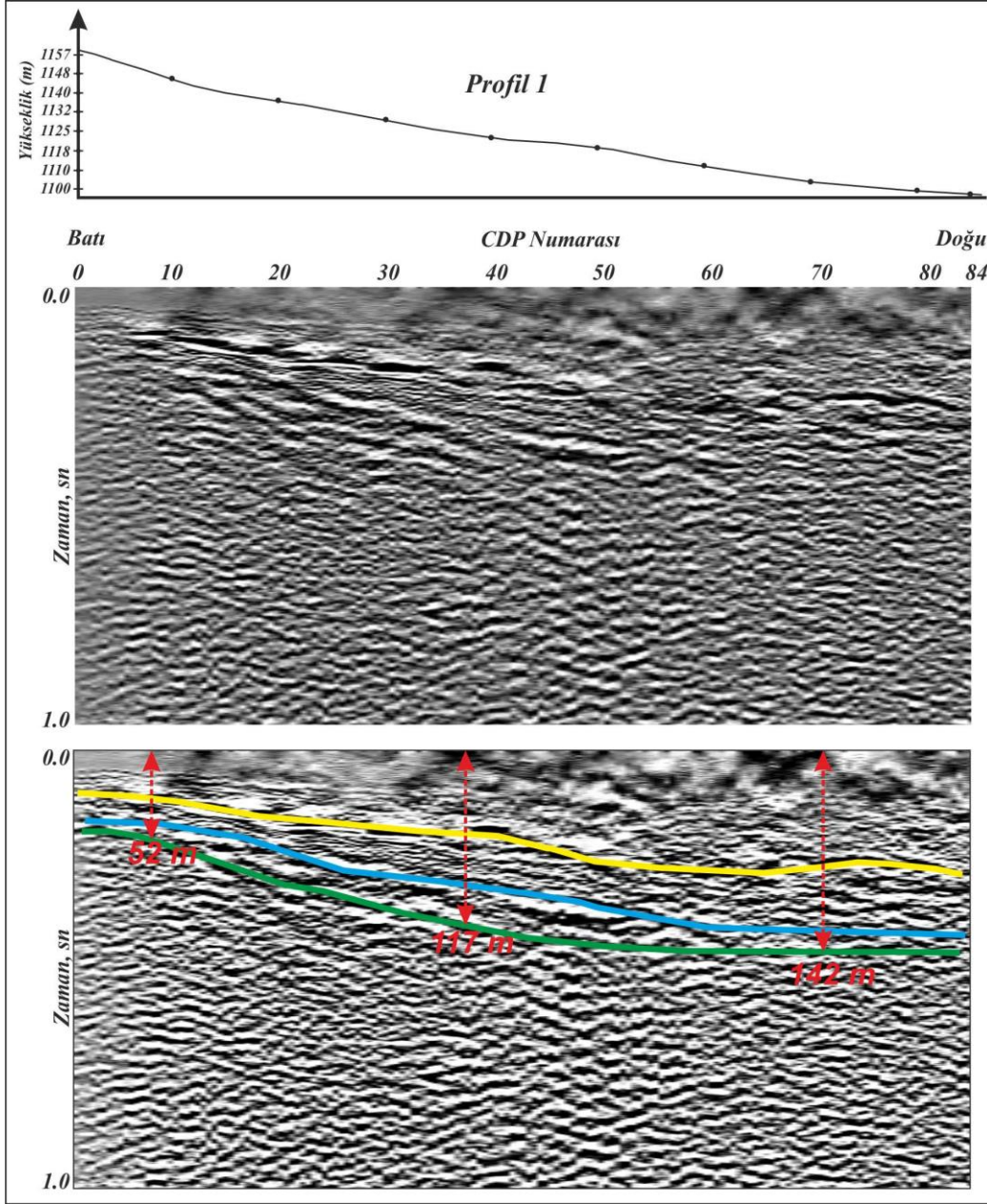
Şekil 29. Genlik kazanımı ve filtreleme a) ham veri, b) genlik kazanımı, c) muting, d) 0-15 Hz bant geçişli filtre, e) 15-30 Hz bant geçişli filtre f) 30-45 Hz bant geçişli filtre, g) 45-60 Hz bant geçişli filtre, h) 60-75 Hz bant geçişli filtre, i) 15-75 Hz bant geçişli filtre, k) dekonvolüsyon uygulanmış veri

Atış kayıtlarında S/G oranını azaltan iki önemli gürültünün varlığı dikkat çekmektedir. Bunlardan birincisi ilk varışlar, diğeri ise yüzey dalgalarından kaynaklı gürültülerdir (Şekil 29b). Bu etkilerden birincisi olan ilk varışlar, muting (silme) işlemi ile veriden temizlenmiştir (Şekil 29c.).

Frekans süzgeçlemesi işlemi ile sismik verinin doğrudan doğruya genlik spektrumu değiştirilerek yüzey dalgalarından arındırılması sağlanmaktadır. Bu amaçla sismik verinin yüzey dalgalarından temizleyebilmek için ise öncelikle verideki olayların frekans içeriğinin belirlenmesi gereklidir (Kanbur, 2002). Bu nedenle sismik veriye 0'dan 75 Hz'e kadar 15 Hz eşit frekans aralıklı band geçişli filtreleme yapılmıştır (Şekil 29d-29h). 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 29i). SY-1 profilinde ise benzer şekilde frekans aralığı belirlenip 15-75 Hz arasında band geçişli filtreleme yapılmıştır. Bu işlemin ardından hız analizinden önce düşey çözünürlüğü biraz daha arttırmak ve yansıtıcı yüzeylere ait izlerin belirginleştirilmesinde içnecik dekonvolüsyonu uygulanmıştır (Şekil 29k.). Ancak yapılan dekonvolüsyon sonucu veride herhangi bir iyileşme gözlenmemiştir. Bu nedenle veriye dekonvolüsyon uygulanmamıştır.

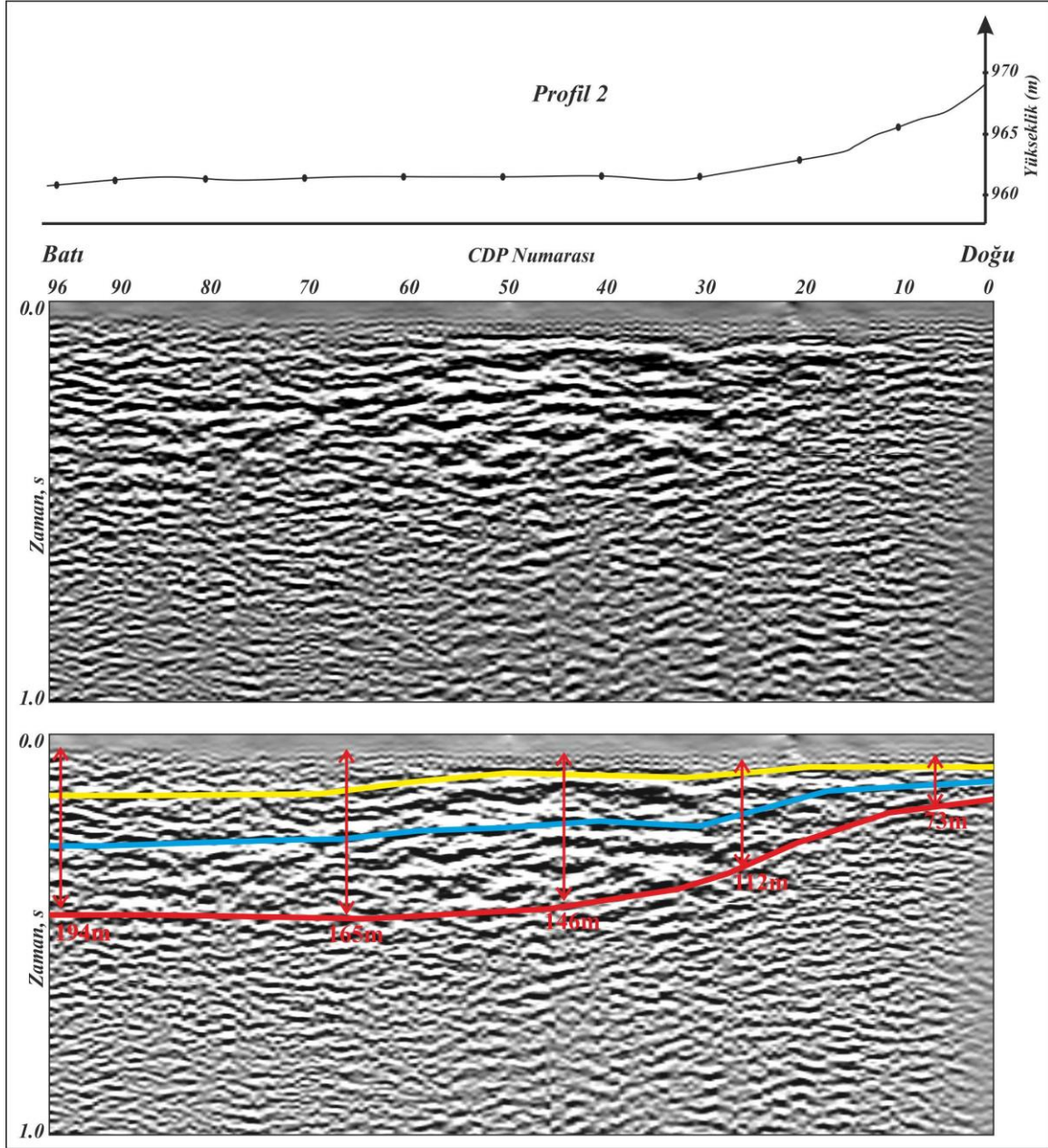
Bilindiği üzere sismik yansıma uygulamasında kaydedilen yansımalar farklı dalga hızlarına sahip tabakaların ara yüzeylerinden kaynaklandığından, sismik hız bilgisi yeraltındaki tabakaların derinlik, eğim ve yatay konumlarının belirlenmesi açısından oldukça önemlidir. Bu kapsamda SY-1 ve SY-2 profillerine frekans süzgeçlemesi işleminin ardından hız analizi gerçekleştirilmiştir. Bu işlemle her bir CDP (ortak orta nokta) 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.

Yakaören'e ait SY-1 nolu sismik yansıma kesitinin yorumu Şekil 30'da verilmiştir. Yaklaşık 1.1 km uzunluğuna ve 84 CDP uygulanan kesit incelendiğinde yüzeyden itibaren dört adet jeolojik tabaka yapısı ayırdedilmektedir. Batıdan doğuya doğru temel derinliği 10. CDP noktasında 52 m, 37. CDP noktasında 117 m ve 70. CDP noktasında ise 142 m olarak hesaplanmıştır.



Şekil 30. Yakaören'e ait SY-1 nolu sismik yansıma kesitinin yorumu

Şekil 31'de Hacılar'a ait SY-2 nolu sismik yansıma kesitinin yorumu verilmiştir. Bu kesit SY-1 kesitinden daha uzun olup 96 CDP uygulamasına sahiptir. Yaklaşık 2.1 km uzunluğuna sahip kesit incelendiğinde yüzeyden itibaren dört adet jeolojik tabaka yapısı ayırt edilmektedir. Doğudan batıya doğru temel derinliği 10. CDP noktasında 73 m, 30. CDP noktasında 112 m, 70 CDP noktasında 165m ve 96. CDP noktasına ise 194 m olarak hesaplanmıştır.



Şekil 31. Hacılar' a ait SY-2 nolu sismik yansıma kesitinin yorumu

5. GRAVİTE YÖNTEMİ İLE BASEN KALINLIĞI BELİRLEME ÇALIŞMASI

Gravite yöntemi, jeolojik birimler arasındaki yoğunluk farkı özelliklerinden kaynaklanan değişimlerin analizi ile basenlerdeki dolgu derinliğinin bulunmasında, sokulum yapan kayaç kütlelerinin yerlerinin belirlenmesinde ve yeraltındaki kayaçların yapısal uzantılarının ve kalınlıklarının tespit edilmesinde oldukça yaygın olarak kullanılmaktadır. Gravite yöntemi, diğer jeofizik yöntemlere göre hem daha ucuz, hem de daha hızlı olması nedeniyle bu projede de kullanılmıştır.

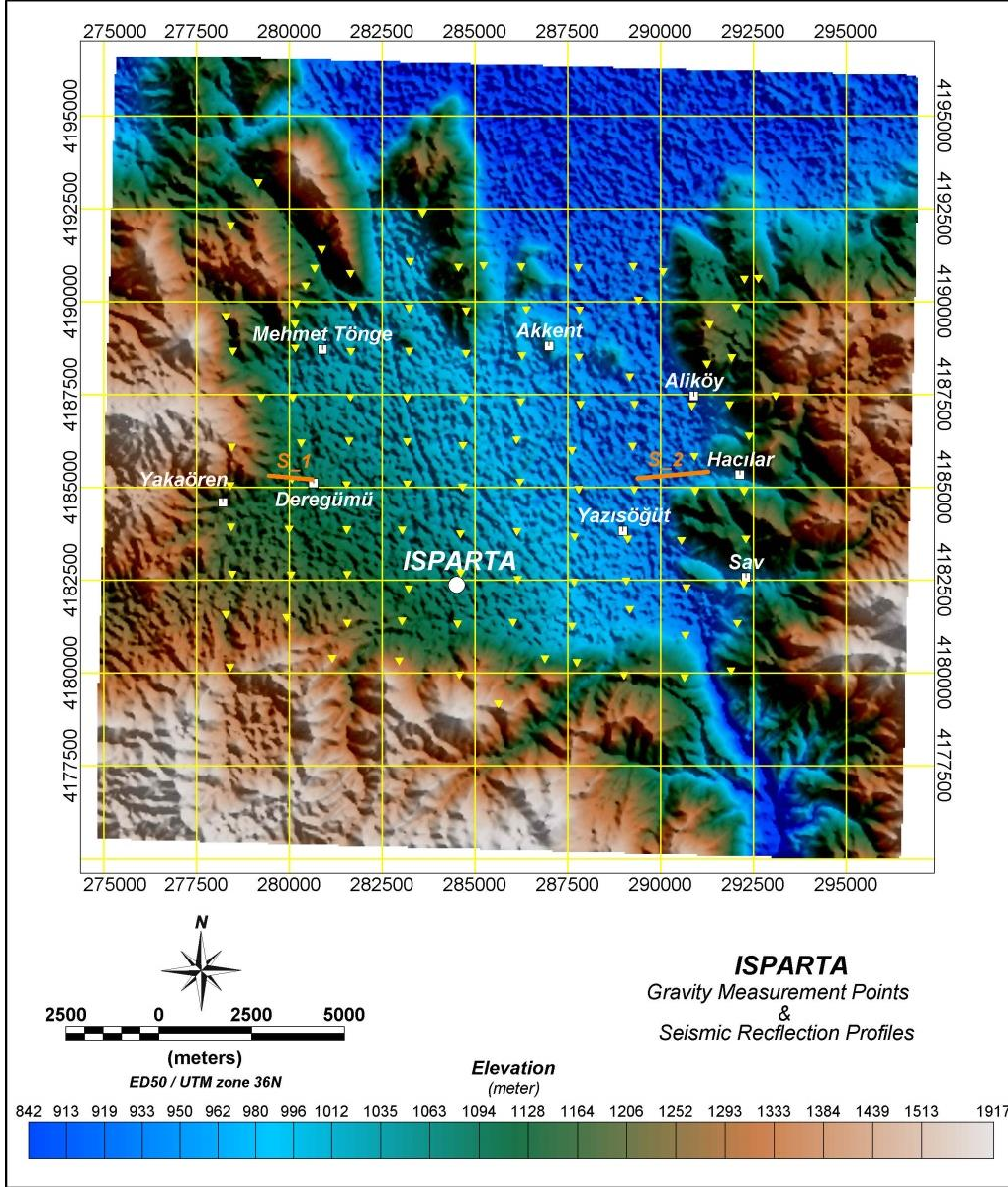
5.1 Gravite Veri Kazanımı

Anakaya ile havza arasında yer alan pekişmemiş veya az pekişmiş sedimanter kayaçlar arasındaki yoğunluk kontrastı, sedimanter havzaların altında yer alan ana kaya yapılarının incelenmesini sağlar. Böylece meydana gelen gravite anomalileri sayesinde basenlerin yapısal özellikleri ve derinlikleri belirlenebilir.

Isparta gibi basen yapısına sahip alanlarda alüvyon tabakaların ana kayaya kadar olan yapısal özelliklerinin bilinmesi, bu tür gevşek tortul tabakaların deprem dalgalarını büyütme etkisi dolayısıyla oldukça önemlidir. Ne yazık ki ülkemizde şehirleşmenin de bu tür basen alanlar üzerinde gelişmesi nedeniyle zeminlerin özelliklerinin bilinmesini zorunlu kılmaktadır. Dolayısıyla deprem hasarlarını en aza indirebilmek için, basenin özelliklerinin bilinmesi, deprem etkilerini tahmini açısından gereklidir.

Projenin bu aşamasında, gravite verilerinin çalışma alanında toplanması ve veri-işlem çalışmasının ardından, Isparta baseninin 3 boyutlu derinlik haritalarının oluşturulması gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla Isparta baseninin geometrisini en iyi şekilde ortaya çıkarmak amacıyla planlanan 152 ölçüm noktasından ancak 108 noktada veri kazanımı yapılabilmektedir. Gravite ölçüm çalışmaları, Nisan 2016-Haziran 2016 tarihleri arasında gerçekleştirilmiş olup ölçüm noktaları Şekil 32’de verilen dijital yükseklik haritası üzerine işaretlenmiştir.

Yapılan arazi çalışmaları sırasında alınan gravite ölçümleri için **Scintrex** firması tarafından üretilen **CG-5 Autograv** Gravimetresi (Şekil 33) kullanılmıştır.



Şekil 32. Gravite ölçüm noktaları lokasyon bilgileri

Gravimetre cihaz dahili 12 MB belleğe sahip olup gerekli ayarlar dijital olarak yapılabildiğinden, arazideki ölçü alım süremizi azalmış ve ölçüm sırasında oluşabilecek hatalar da en aza indirgenmiştir. Ayrıca bu ölçümler sırasında **Garmin Etrex 20x** marka GPS kullanılarak her ölçü noktasının yükseklik değeri de gravite veri-işlem çalışması için kaydedilmiştir. Yapılan arazi çalışmalarına ait bazı resimler şekil 34'te verilmiştir.



Şekil 33. Çalışmada kullanılan CG-5 AUTOGRAV gravimetresi



Şekil 34. Gravite arazi çalışması örnekleri

Gravite yönteminin uygulaması bu tür basen kalınlığı belirlemesi çalışmalarında çok sayıda araştırmacı tarafından tercih edilmektedir (Abbott ve Louie 2000, Özalaybey vd. 2011, Maden ve Dondurur 2012, Dossing vd. 2014). Yaklaşık 12x15 km'lik bir alanda ortalama 1,3 km'lik grid aralığı ile boyları yaklaşık 11 ile 12 km arasında değişen profiller boyunca veri kazanımı gerçekleştirilmiştir. Belirlenen bu ölçüm noktalarından 3 tanesi askeri alan sınırları içerisinde bulunduğu için dolaylı olarak bu noktalarda ölçüm yapılamamıştır. Ayrıca proje yazımı esnasında

belirlenen ancak, çok sarp alanları kapsadığı için havzanın geometrisine katkı sağlamayacağı düşünülen 3 profilden oluşan 41 noktada da ölçüm yapılmamıştır. Gravite ölçümleri sırasında kontur aralığı geniş tutulduğu için, Süleyman Demirel Üniversitesi Deprem Araştırma Merkezinin kuzeyinde ana kaya üzerinde bazı lokasyonu belirlenmiş ve her yarım günde bir baz ölçümü gerçekleştirilmiştir. Her bir ölçüm noktasında 30 saniyelik 5 tekrarlı gravite ölçümü yapılmıştır.

5.2 Gravite Veri Analizi ve Değerlendirmeler

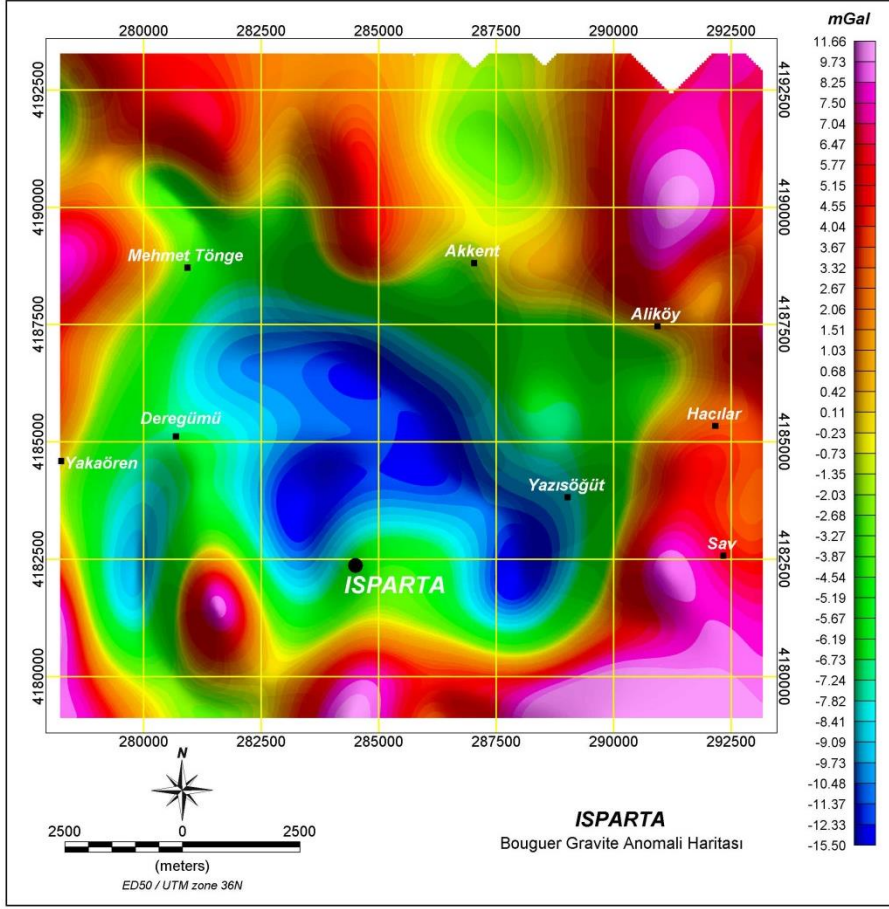
Gravite veri-işlemi ve yorumlama çalışmaları Yrd. Doç. Dr. Can KARAVUL tarafından kullanım izni verilen Oasis Montaj 7.0.1 programı ile gerçekleştirilmiştir. Araziden elde edilen ham veri sırasıyla;

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

veri işlem adımlarına tabi tutulmuştur. Bu veri işlem aşamalarından Bouguer ve topoğrafya düzeltmelerinde yoğunluk değeri $2,40 \text{ gr/cm}^3$ olarak alınmıştır. Yukarıda ifade edilen veri işlem aşamaları sonucunda elde edilen Bouguer Gravite Anomali haritası Şekil 35'da verilmiştir.

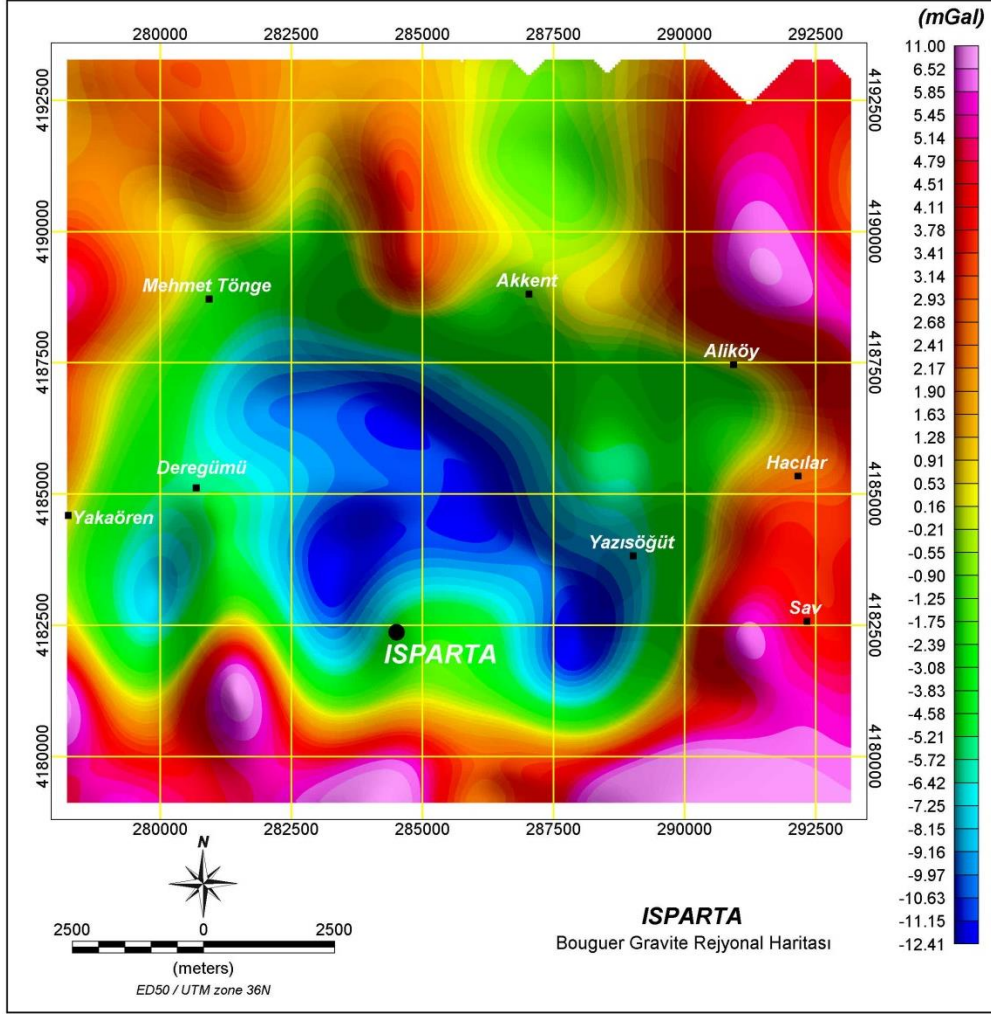
Tablo 5. DSİ sondaj kuyusu litoloji bilgileri

<u>Kuyu No</u>	<u>Enlem (UTM)</u>	<u>Boylam (UTM)</u>	<u>Max Derinlik (h)</u>	<u>Kuyu Sonu Birimi</u>
01	282544	4184715	150	Aglomera
02	284600	4187550	170	Tüf-Tüfit
03	278475	4183550	150	82-150 m - Andezit
04	289745	4182526	140	90-140 m – Altere Andezit
05	285925	4185400	215	Çakıl
06	289216	4181672	153	112-153 m - Andezit
07	281912	4187828	240	236-240 m - Andezit
08	286319	4181328	160	98-160 m – Andezit
09	286100	4183840	140	Tüf-Tüfit
10	288678	4187562	108	54-108 m - Kireçtaşı
11	288300	4184950	169	Çakıl
12	286792	4191403	142	72-142 m - Kireçtaşı
13	279635	4186282	159	91-159 m - Andezit
14	281130	4187796	180	Çakıl
15	289600	4185500	180	173-180 m - Kireçtaşı



Şekil 35. Isparta Bouguer Gravite anomali haritası

Elde edilen bu haritadan 3 boyutlu havza derinlik haritalaması yapılabilmesi için yüzeye yakın sığ yapıların etkilerinin veriden uzaklaştırılması gereklidir. Bu amaçla, basen-ana kaya derinlik haritasının oluşturulması için Rejyonel Bouguer Gravite anomali haritası hazırlanmıştır (Şekil 36).

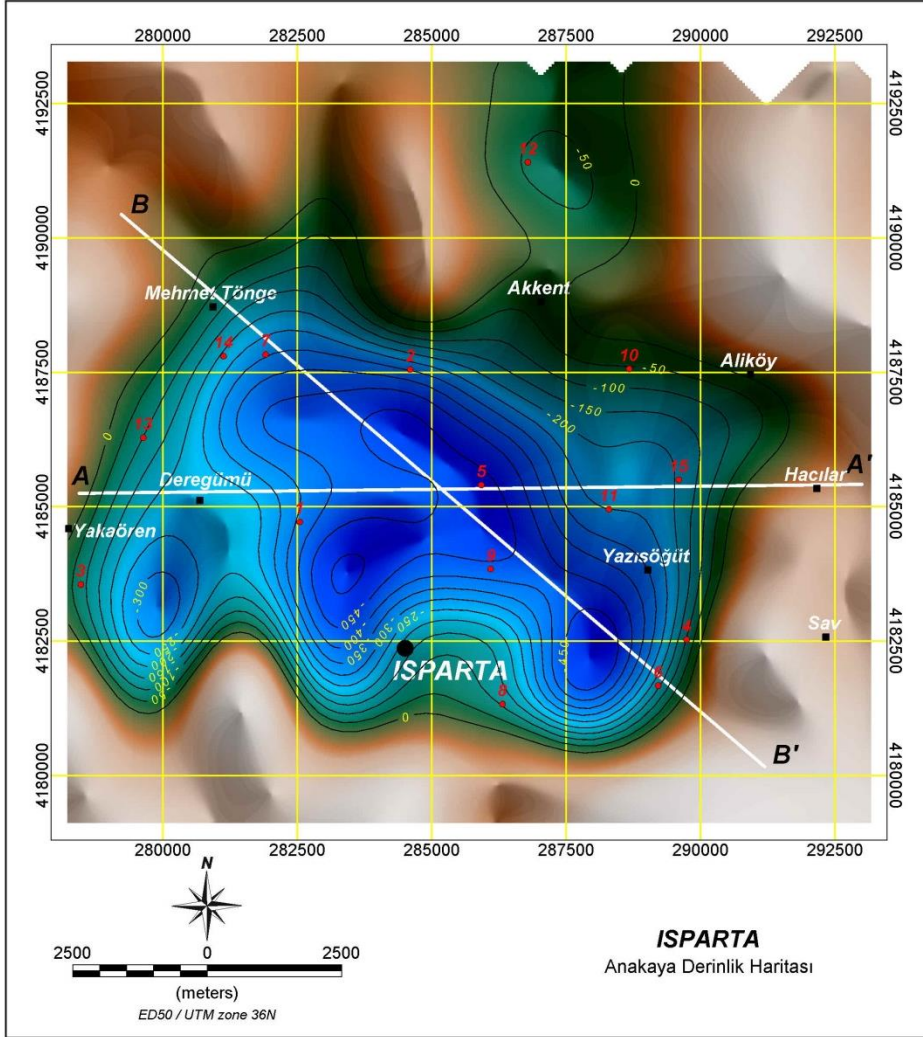


Şekil 36. Isparta Bouguer Gravite rejyonel haritası

Bu işlem sırasında Bouguer Gravite değerlerine 3. dereceden bir polinom yaklaşımı ile uygun bir yüzey çakıştırılarak bölgesel anomalinin temsili sağlanmıştır. Rejyonel gravite anomali haritasındaki verilere sonsuz slap yaklaşımı ile aşağıda verilen eşitlik kullanılarak ana kaya derinlik modellemesi yapılmıştır (Özalaybey vd., 2008).

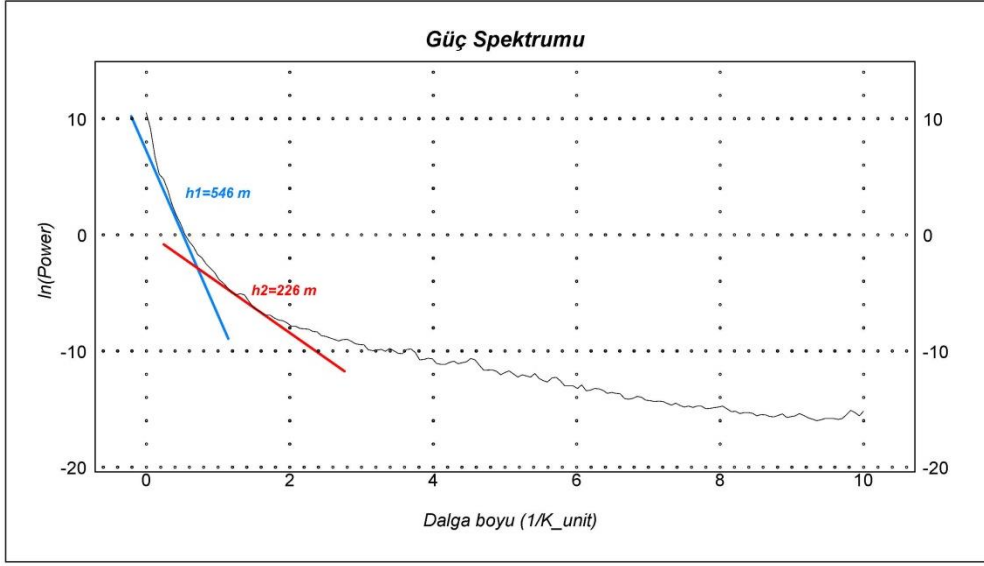
$$\Delta g = 0.04192 \times \Delta \rho \times \Delta h$$

Yukarıda verilen formülde; Δg ölçülen gravite değeri, $\Delta \rho$ ana kaya ile alüvyon arasındaki yoğunluk farkı, Δh derinlik bilgisini ifade etmektedir. Formülde ana kaya ile havza çökelleri arasındaki yoğunluk farkı $\Delta \rho = 0,58 \text{ gr/cm}^3$ olarak alınmıştır. Bu değer, Tablo 5’de verilen ve Devlet Su İşleri (DSİ) tarafından bölgede açılan sondaj kuyu kütük bilgilerinden elde edilen ana kaya derinlik bilgisi göz önüne alınarak belirlenmiştir. Şekil 37’de sondaj lokasyonları ile birlikte verilen ana kaya derinlik haritasında baseni içeren bölge mavi tonlama ile gösterilmiştir.



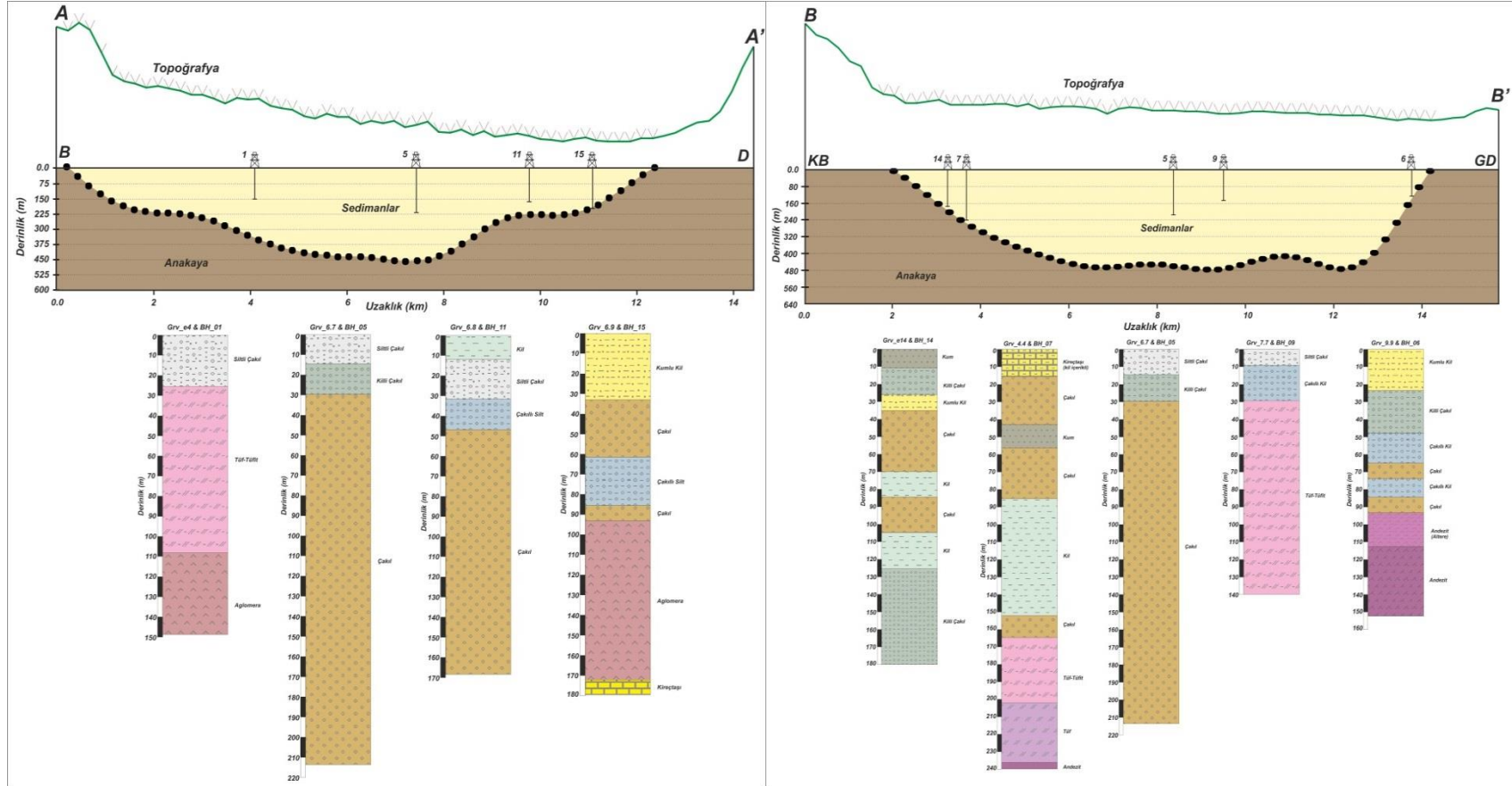
Şekil 37. Isparta baseni ana kaya derinlik haritası (kırmızı noktalar Tablo 5’de verilen sondaj lokasyonlarının yerlerini göstermektedir)

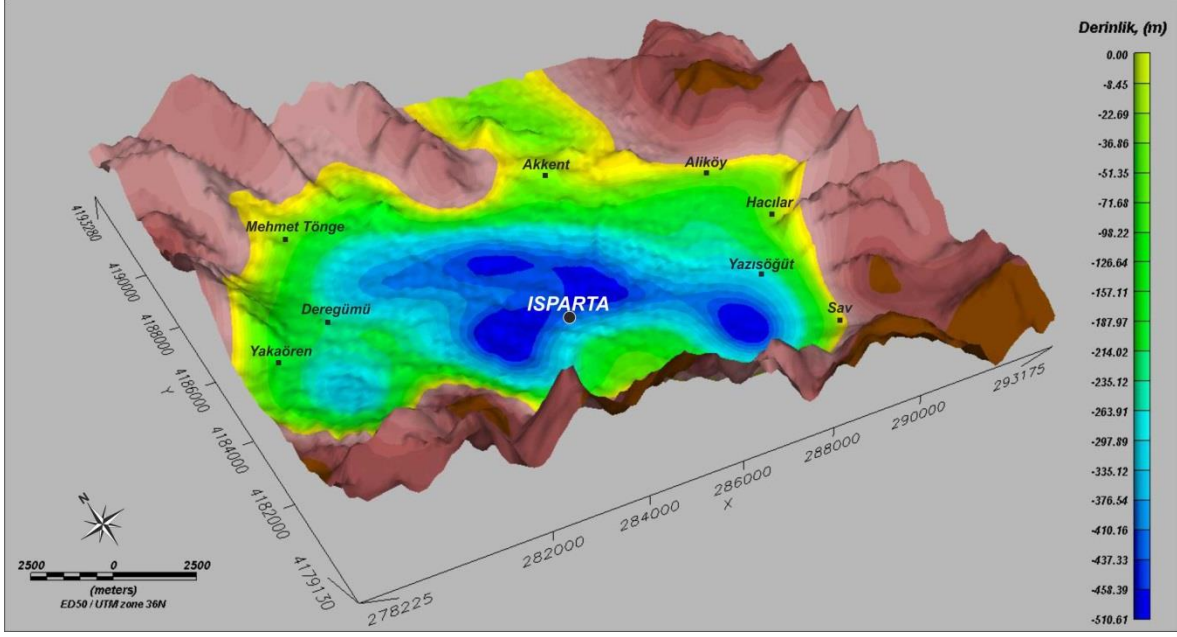
Öte yandan, Isparta baseninin derinliğinin tespitinde istatistiksel bir yaklaşım olan güç spektrumu yöntemi de uygulanmıştır. Güç spektrumu yöntemi, Bouguer anomalisinin 2D Fourier dönüşümü ile sedimanter havzaların kalınlığını ve ana kaya derinliğinin hesaplanmasında kullanılmaktadır (Spector ve Grant, 1970). Bununla ilgili Bouguer gravite verisi güç spektrumu grafiği Şekil 38’de görülmektedir.



Şekil 38. Bouguer gravite verisi güç spektrumu

Şekil 37'de verilen Isparta baseni ana kaya derinlik haritası üzerinde şehir merkezinin basen içerisinde nasıl bir konumda olduğunu ve kalınlık değerleri ile DSi kuyu verileri arasındaki uyumunu biraz daha detaylı inceleyebilmek için birbirine dik iki kesit alınmıştır (Şekil 39). Alınan A-A' kesitinde havzanın en derin yeri 450 m seviyesinde, B-B' kesitinde ise bu derinlik 480 m civarındadır. Basenin 3 boyutlu yapısını topoğrafik yapı ile birlikte görüntüleyebilmek için Şekil 40'da verilen üç boyutlu derinlik modeli oluşturulmuştur.





Şekil 40. Isparta baseni 3 boyutlu derinlik görünümü

6. SENARYO DEPREM SİSMİK TEHLİKE ŞİDDET HARİTALAMASI

Depremlerde meydana gelecek can ve mal kaybını en aza indirmede deprem tehlike haritalarının hazırlanması ve kentsel planlamanın bu doğrultuda yapılması son derece önemlidir. Deprem tehlikesinin belirlenmesinde yaygın olarak deterministik ve Probabilistik olmak üzere başlıca iki yöntem kullanılır. Deterministik yöntem belirlenen bir çalışma alanında bir zaman aralığı kısıtlaması olmaksızın alanı etkileyecek senaryo deprem modelleri için yer hareketinin seviyesinin belirlenmesidir. Probabilistik yöntem ise belirli bir zaman periyodundaki depremlerin çalışma alanı için belirlenen bir yer hareketi değerine ulaşılma olasılığının belirlenmesidir. Bu araştırma kapsamında Deterministik yöntem kullanılarak Isparta baseni içerisinde yer alan Isparta şehir merkezi ve yakın çevresini (basen içerisinde şehir merkezi dışında kalan diğer yerleşim alanları) kapsayan alanın PGV (Peak Ground Velocity) ve Mercalli şiddet haritaları şu şekilde belirlenmiştir;

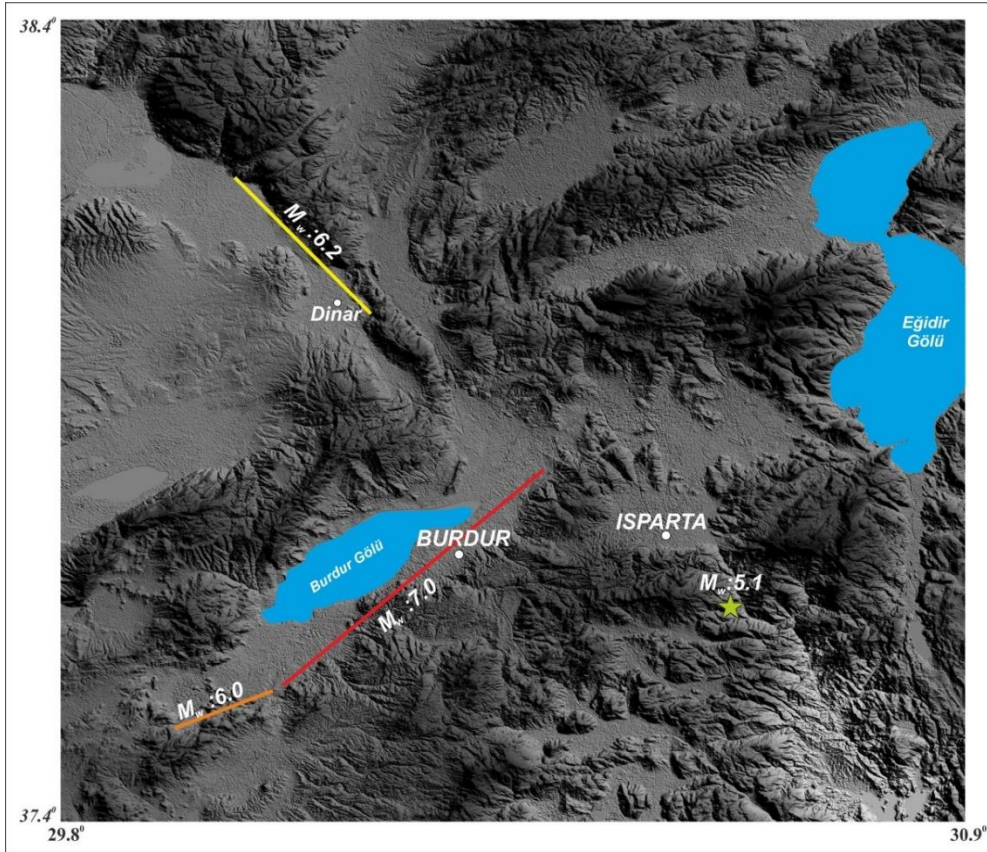
- Çalışma alanının ana kaya derinliğinin belirlenmesi
- Vs30 verilerinden zemin sınıflamasının yapılması
- Senaryo depremde kullanılacak fayların ve depremlerin belirlenmesi

Yukardaki ilk iki aşama daha önceki bölümlerde gerçekleştirilmişti. Çalışma alanı çevresinde meydana gelmiş ve inceleme alanına etki etmiş Şekil 41'de verilen depremlerin çeşitli kırılma modelleri ile bir tekrarı düşünülerek senaryo depremler oluşturulmuştur.

Bu depremlerin meydana geldiği faylar ve bu fayların üretebilecekleri maksimum moment değerleri hesaplanarak bu değerlere karşılık senaryo depremlerin moment magnitüdü Wells ve Coppersmith (1994) bağıntısı kullanılarak Şekil 41 üzerinde verilmiştir. Çalışma alanını etkileyecek en büyük momentin FBFZ üzerinde meydana gelmiş 1914 burdur ($M_w:7.1$) (Ambraseys, 1988) depreminde kırılan 44 km uzunluğundaki fay segmenti olduğu görülmektedir. FBFZ üzerinde meydana gelmiş 1971 ($M_w:6.0$) (Taymaz ve Price, 1992) burdur depreminde kırılmış 12 km'lik fay ile 1995 Dinar ($M_w:6.2$) (Pınar, 1998) depreminde kırılış 24 km'lik fay belirlenen diğer faylardır. Belirlenen bu faylar dışında çalışma alanının yaklaşık güneydoğusunda nokta kaynak şeklinde meydana gelmiş 2014 Ağlasun ($M_w:5.1$) (USGS) depremi de senaryo deprem modellemesine dahil edilmiştir.

6.1 Elastik Dalga Yayılımı Simülasyonu Kodu

Elastik dalga yayılımı simülasyonları ile deprem modellemeleri, gelişen bilgisayar teknolojisi ile birlikte birçok araştırmacı tarafından kullanılmaktadır (Olsen, 2000; Larsen vd., 2001; Pitarka vd., 2004; Louie, 2008; Frankel vd., 2009; Flinchum vd., 2014). Projede Lawrence Livermore Ulusal Laboratuvarında jeofizik araştırma projesinde Shawn Larsen tarafından geliştirilen E3D sonlu farklar elastik dalga modeli kodu kullanılmıştır. İzotrop ve anizotrop ortamda dalga yayılımı modellemesine imkan sağlayan kod, tam dalga denkleminin belirli grid aralığındaki elastodinamik formülasyonuna dayanır. Her bir gridin hızı ve gerilme tensörü bileşenleri sonlu farklar ile çözümlenir ve bu işlem her değişken için diğer değişkenden grid aralığının yarısı kadar ötelenerek devam ettirilir. Her bir değişken dördüncü derece mekansal kalıp kullanılır ve ikinci derece açık yöntem ile simülasyon zamana yayılır. Burada ikinci derecede açık yöntemin uygulanması simülasyonda bellek gereksinimini azaltacaktır (Larsen vd., 2001).



Şekil 41. Senaryo deprem simülasyonlarında kullanılan faylar

Harita projeksiyonunda PGV dağılımı modellemesine imkan sağlayan E3D'de PGV ve şiddet haritalarının en doğru şekilde oluşturulabilmesi için çalışma alanına ait ana kaya derinliği,

Vs30 bilgisi, jeolojik veri bilgisi, fay modeli, odak mekanizma modeli, soğrulma katsayısı vb. gibi veriler giriş dosyasında uygun formatta tanımlanmalıdır. Louie vd. (2005) tarafından geliştirilen Java tabanlı açık kaynak kodu MA-CME (ModelAssembler Community Modeling Environment), E3D giriş dosyalarının basit bir şekilde hazırlanabileceği yardımcı bir koddur. MA-CME hem jeofizik hem de jeolojik verileri E3D'nin giriş dosyası formatına uygun hızlı bir şekilde hazırlanmasını sağlamaktadır. Her iki koda dair ayrıntılar Larsen vd. (2001) ve Louie vd. (2005)'de ayrıntılı bir şekilde verilmiştir.

6.2 Senaryo Deprem Parametreleri

Senaryo depremlerin oluşturulmasında zemine dair geoteknik parametrelerin belirlenmesi ReMi çalışması sonucunda elde edilen bilgiler neticesinde ana kaya yapısı; Vs30 hızı 760m/s ve üzerindeki hız değerleri ile tanımlanırken zemin sedimanlarının Vs30 hızı 360 m/s ve aşağısı olarak kabul edilmiştir. Isparta havzasının gravite çalışmasından üretilen ve en derin noktası 510 m olan basen derinlik geometrisi girdi dosyası olarak tanımlanmıştır. Proje kapsamında sadece Isparta ve yakın çevresinin basen geometrisi oluşturulduğu için çalışma alanının dışında kalan senaryo deprem lokasyonlarını kapsayan alanlar için topoğrafya verisi göz önüne alınarak göreceli bir sentetik basen modeli hazırlanarak sonuçların güvenilirliği artırılmıştır. Soğrulma katsayıları (Qp, Qs) Anderson vd. (2001) tarafından verilen model ile Erduran (2009) tarafından elde edilen derinlik-hız ve derinlik-yoğunluk modelleri kullanılarak düzenlenmiştir (Tablo 6).

Tablo 6. Senaryo deprem grid limit değerleri

Min Vp	1.4 km/s
Max Vp	6.8 km/s
Min Vs	0.245 km/s
Max Vs	3.43 km/s
Min rho	1.91 gr/cm ³
Max rho	2.72 gr/cm ³
Min Qp	17.7
Max Qp	1600
Min Qs	11.8
Max Qs	1200

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. Tüm bu parametreler doğrultusunda senaryo depremlerin grid limitleri Tablo 6’da verildiği gibi hesaplanmıştır.

6.3 Senaryo Deprem Simülasyonu PGV Haritaları

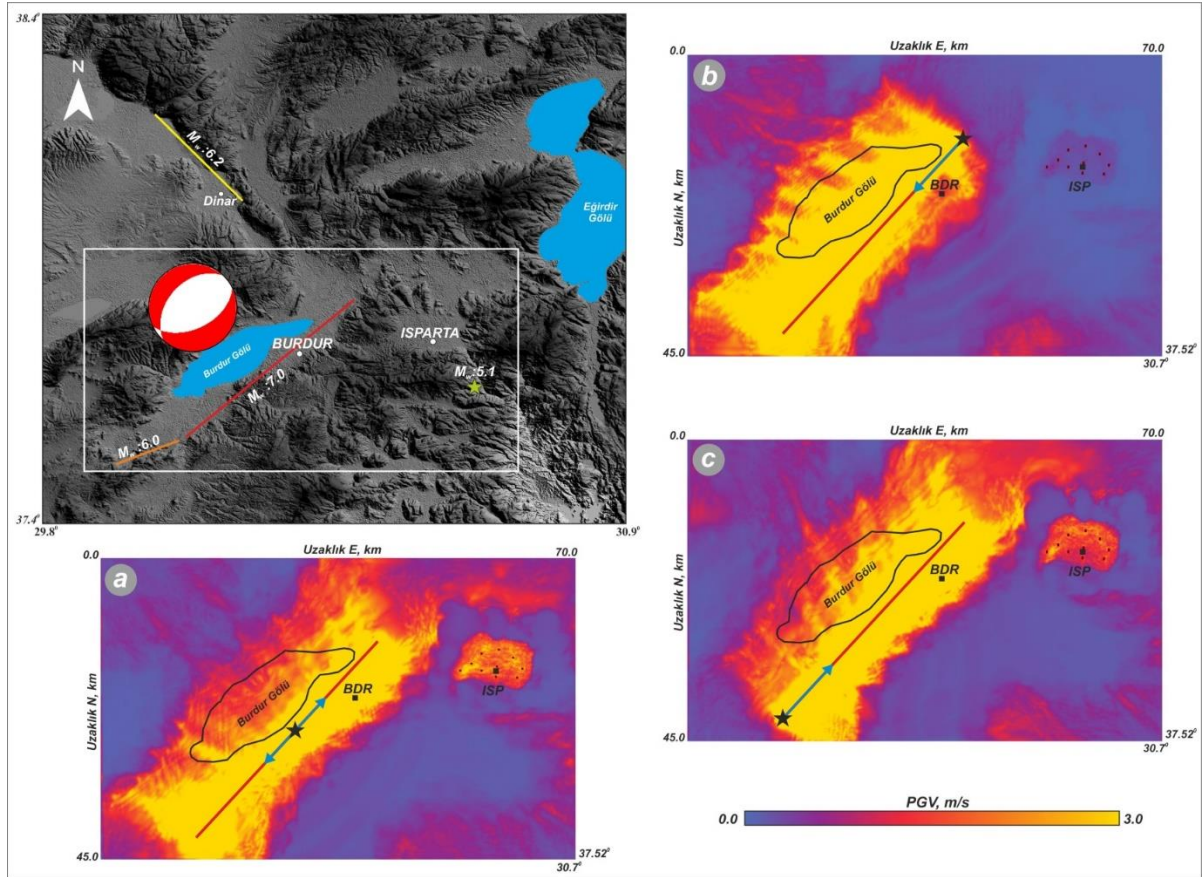
Sonlu fay modeli şeklinde tanımlanan 1914, 1971 ve 1995 depremleri 3 farklı kırılma (directivity) modeli ile senaryolandırılmıştır. Nokta kaynak şeklinde tanımlanan 2014 Ağlasun depremi ise USGS tarafından çözümlenen odak mekanizma verisi doğrultusunda tek bir senaryo ile modellenmiştir. Tablo 7’de verilen parametreler kullanılarak her bir kırılma modeline karşılık PGV haritaları üretilmiştir (Şekil 42-45)

Tablo 7. Senaryo deprem modellemelerinde kullanılan kaynak parametreleri

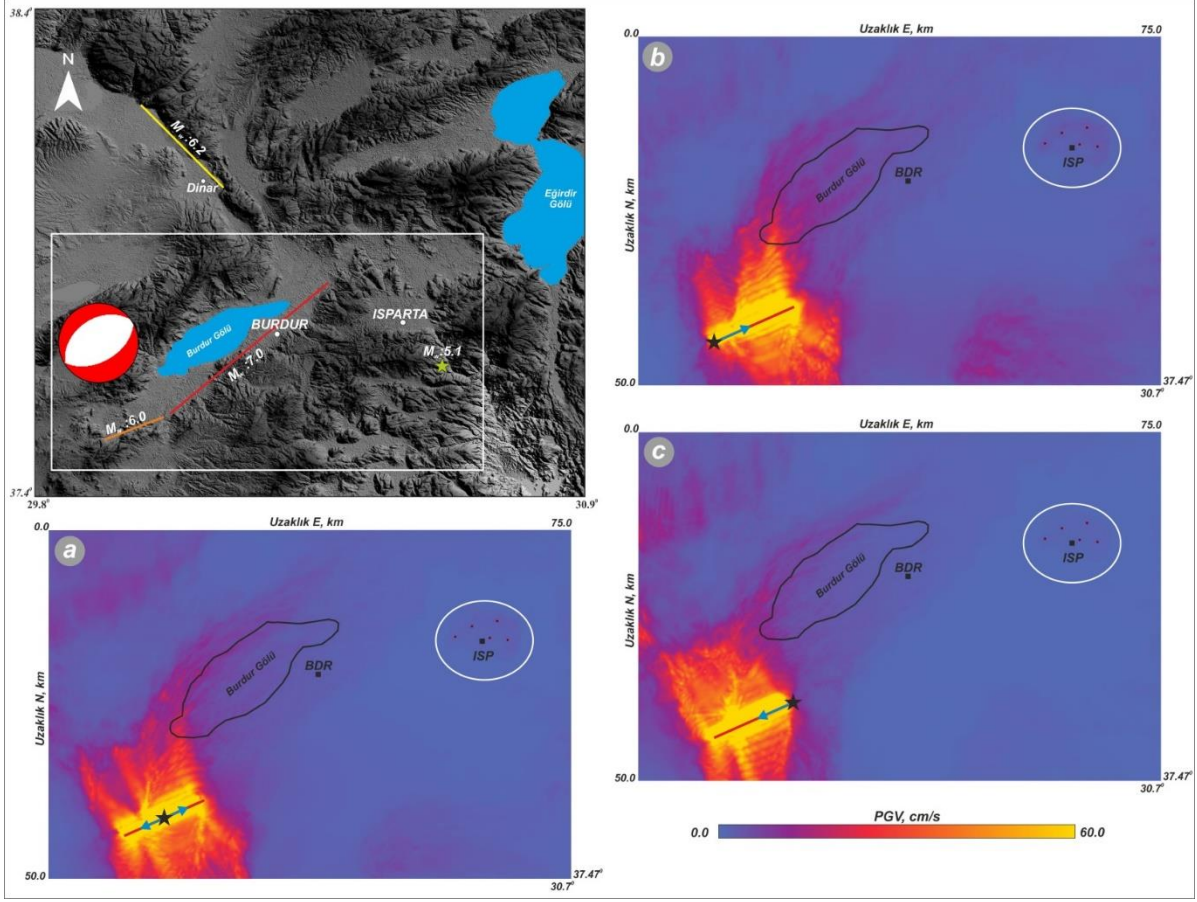
Deprem	Büyükük (M_w)	Sismik Moment (dyn-cm)	Senaryo Frekansı (Hz)	Strike/Dip/Rake ($^{\circ}$)	Fay Genişliği/Boyu (km)	Kırılma Yönü
1914	7.0	3.375E26	0.5	222/42/-107	15/44	Şekil 42
1971	6.0	1.3E25	0.5	235/40/-95	12/12	Şekil 43
1995	6.2	2.8E25	0.5	136/50/-102	24/24	Şekil 44
2014	5.1	5.95E23	0.5	220/53/-90	Nokta kaynak	Şekil 45

Isparta yerleşim alanı ve yakın çevresini etkileyen depremlerin bir tekrarı şeklinde üretilen senaryo deprem modellemelerinden M_w :7.0 1914 Burdur depreminde kırılmanın KD yönlü (Isparta baseni yönüne doğru) olduğu modelde Isparta baseni içerisinde PGV değerleri 108-186 cm/s arasında değişim göstermektedir (Şekil 42c). Kırılmanın GB yönlü (Isparta basenine zıt yönde) olması durumunda ise PGV değerleri basen içerisinde 22-36 cm/s aralığında değişim göstermektedir (Şekil 42b). Kırılmanın KD-GB şeklinde iki yönlü olduğu durumda PGV değerleri basen içerisinde 160-261 cm/s aralığında değişim göstermektedir (Şekil 42a). M_w :6.0 1971 Burdur senaryo deprem modelinde PGV en yüksek 60 cm/s tespit edilirken kırılmanın KD yönlü olması durumunda PGV değerleri Isparta baseni içerisinde 2.7-3.6 cm/s

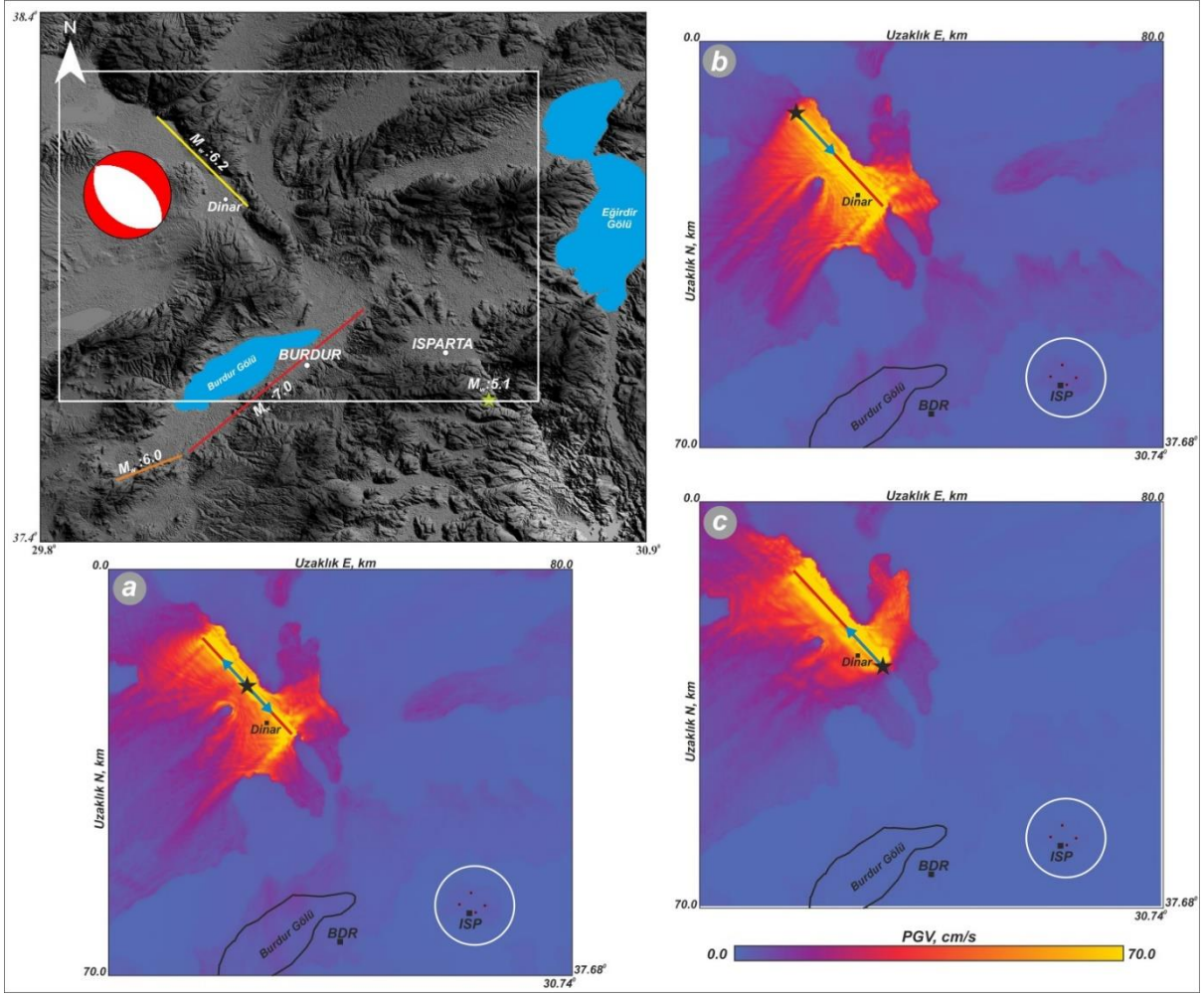
aralığında değişirken, kırılmanın GB yönlü olduğu modelde PGV değerleri basen içerisinde 1 cm/s değerinden daha düşüktür. Çift taraflı kırılma şeklinde ise PGV hızları basen içerisinde 1.6-2.8 cm/s seviyesi civarındadır (Şekil 43). $M_w:6.2$ Dinar senaryosunda maksimum PGV 70 cm/s olmasına karşın kırılmanın yaklaşık GD (Isparta baseni yönüne doğru) yönünde gerçekleşmesi durumunda Isparta baseni içerisinde PGV değerleri 2.8-4.4 cm/s aralığında, yaklaşık KB yönlü kırılma modelinde ise PGV hızları 1cm/s'den daha düşüktür. İki taraflı kırılmanın olduğu senaryo modelde ise PGV değerleri basen içerisinde 1.5-2.5 cm/s aralığında belirlenmiştir (Şekil 44). Son olarak düşük magnitüdü olduğu için nokta kaynak olarak simüle edilen $M_w:5.1$ Ağlasun depreminde maksimum PGV 13 cm/s olmasına karşın bu değerler Isparta baseni içerisinde 5-8 cm/s seviyelerinde hesaplanmıştır (Şekil 45).



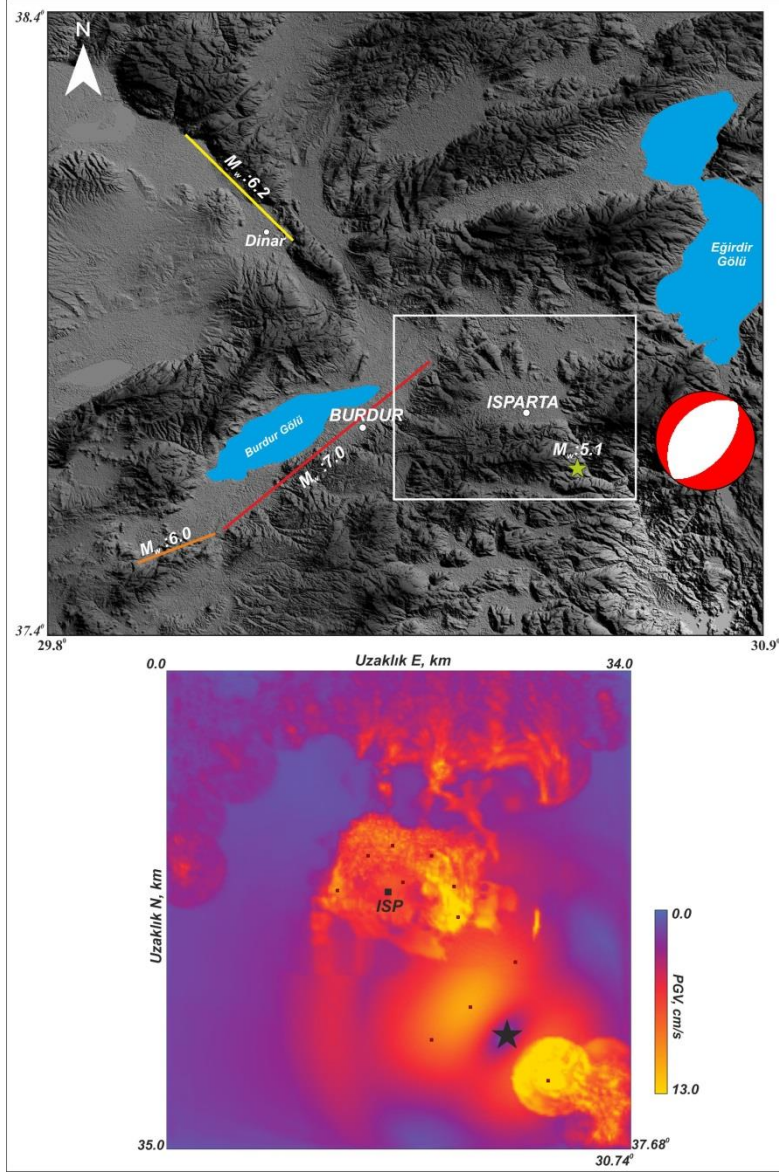
Şekil 42. 1914 Burdur $M_w:7.0$ senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için uzaysal PGV dağılımları a) GB-KD uzanımlı çift taraflı kırılma b) GB uzanımlı tek taraflı yayılma c) KD uzanımlı tek taraflı yayılma



Şekil 43. 1971 Burdur $M_w:6.0$ senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için uzaysal PGV dağılımları a) GB-KD uzanımlı çift taraflı kırılma b) KD uzanımlı tek taraflı yayılma c) GB uzanımlı tek taraflı yayılma



Şekil 44. 1995 Dinar $M_w:6.2$ senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için uzaysal PGV dağılımları a) KB-GD uzanımlı çift taraflı kırılma b) GD uzanımlı tek taraflı yayılma c) KB uzanımlı tek taraflı yayılma

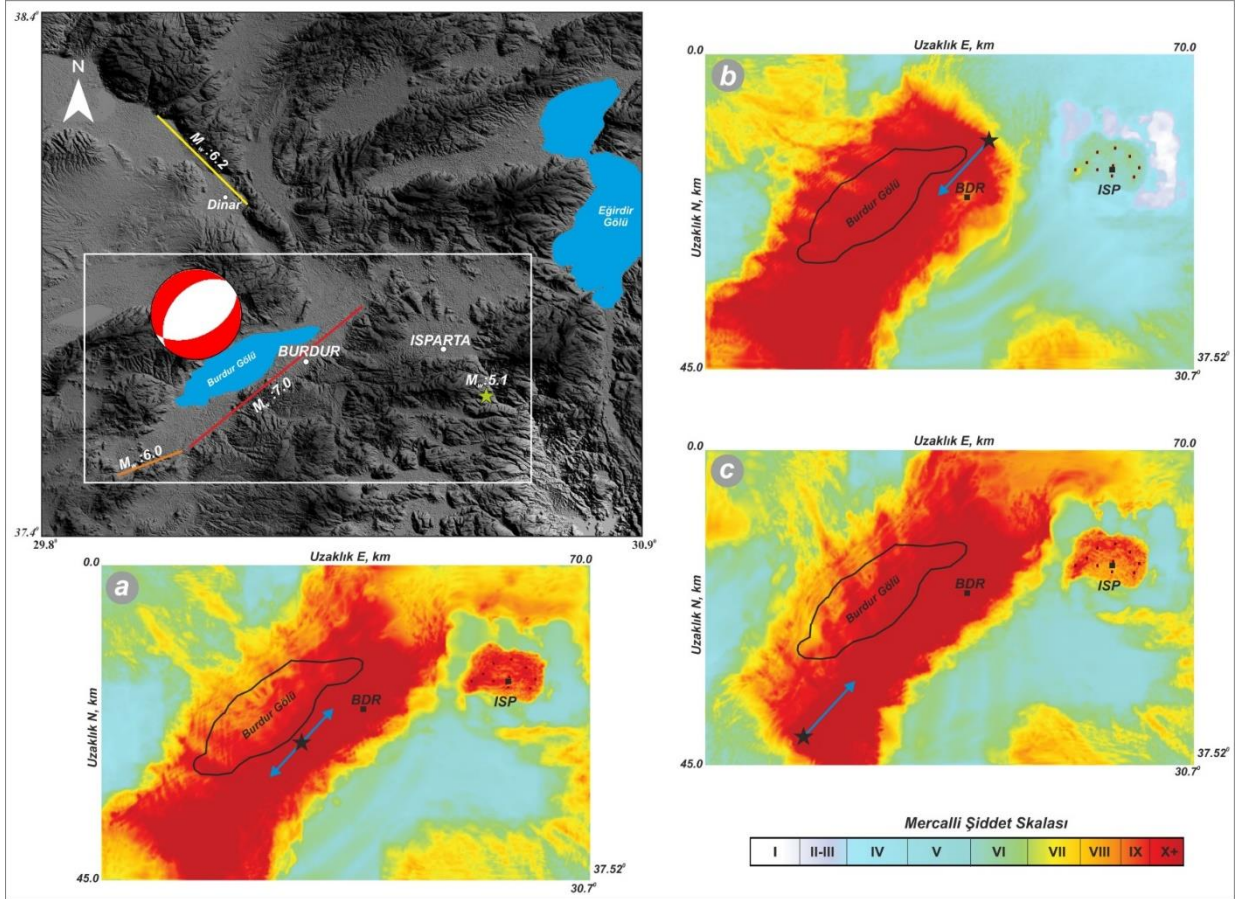


Şekil 45. 2014 Ağlasun M_w :5.1 senaryo depremi için uzaysal PGV dağılımı

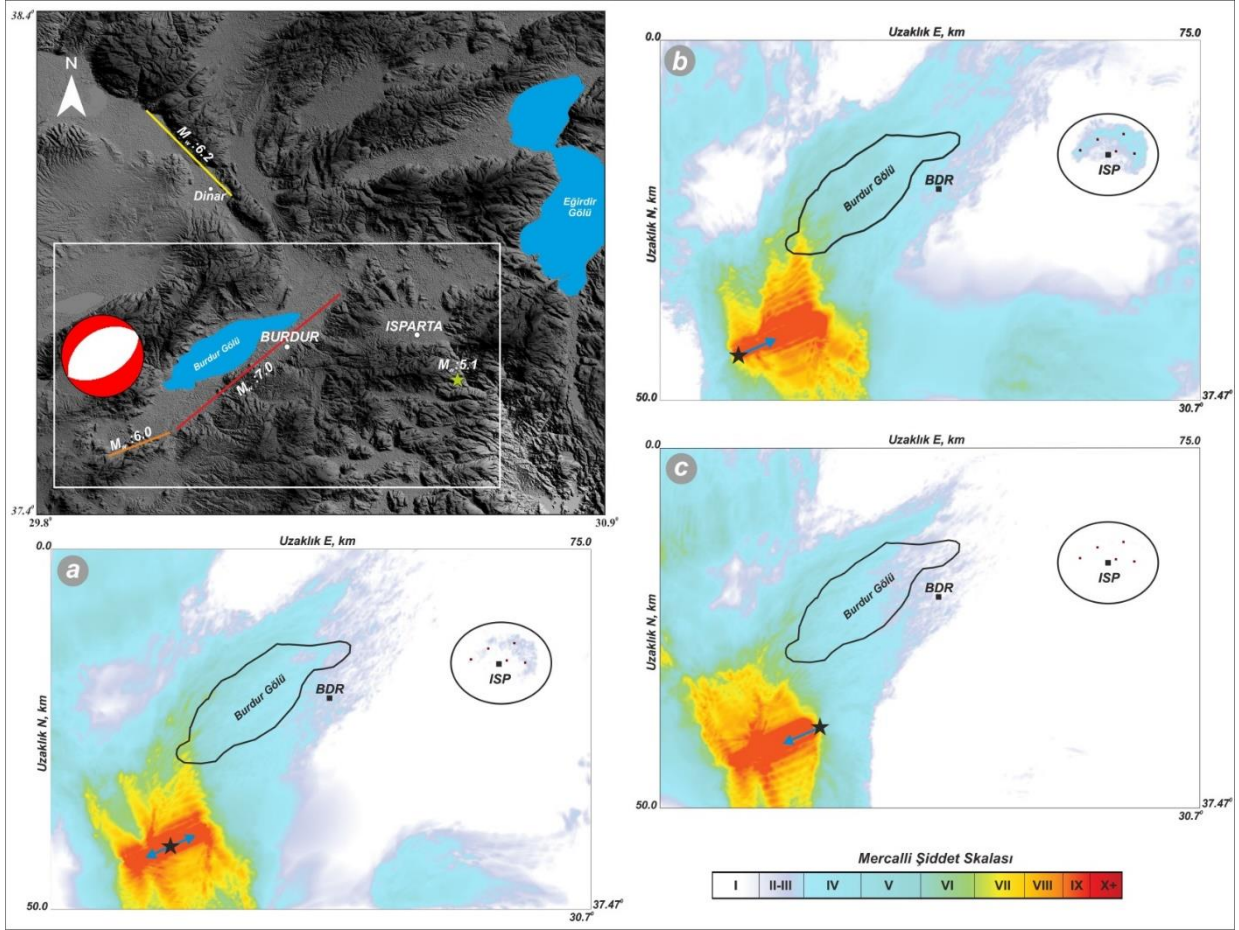
6.4 Senaryo Deprem Simülasyonu Sismik Tehlike Şiddet Haritaları

Depremlerde ortaya çıkan enerjinin bir göstergesi olarak tanımlanan şiddet, aynı büyüklük ve özellikteki iki farklı depremde ortamın zemin özellikleri ve yapı stoğu doğrultusunda farklılık gösterebilir (Flinchum vd., 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 (Akkar ve Bommer, 2007), proje kapsamında Wald vd. (1999) tarafından hazırlanan Mercalli şiddet skalası ile deprem tehlike şiddet haritalarının elde edilmesinde kullanılmıştır. PGV değerlerinden senaryo deprem

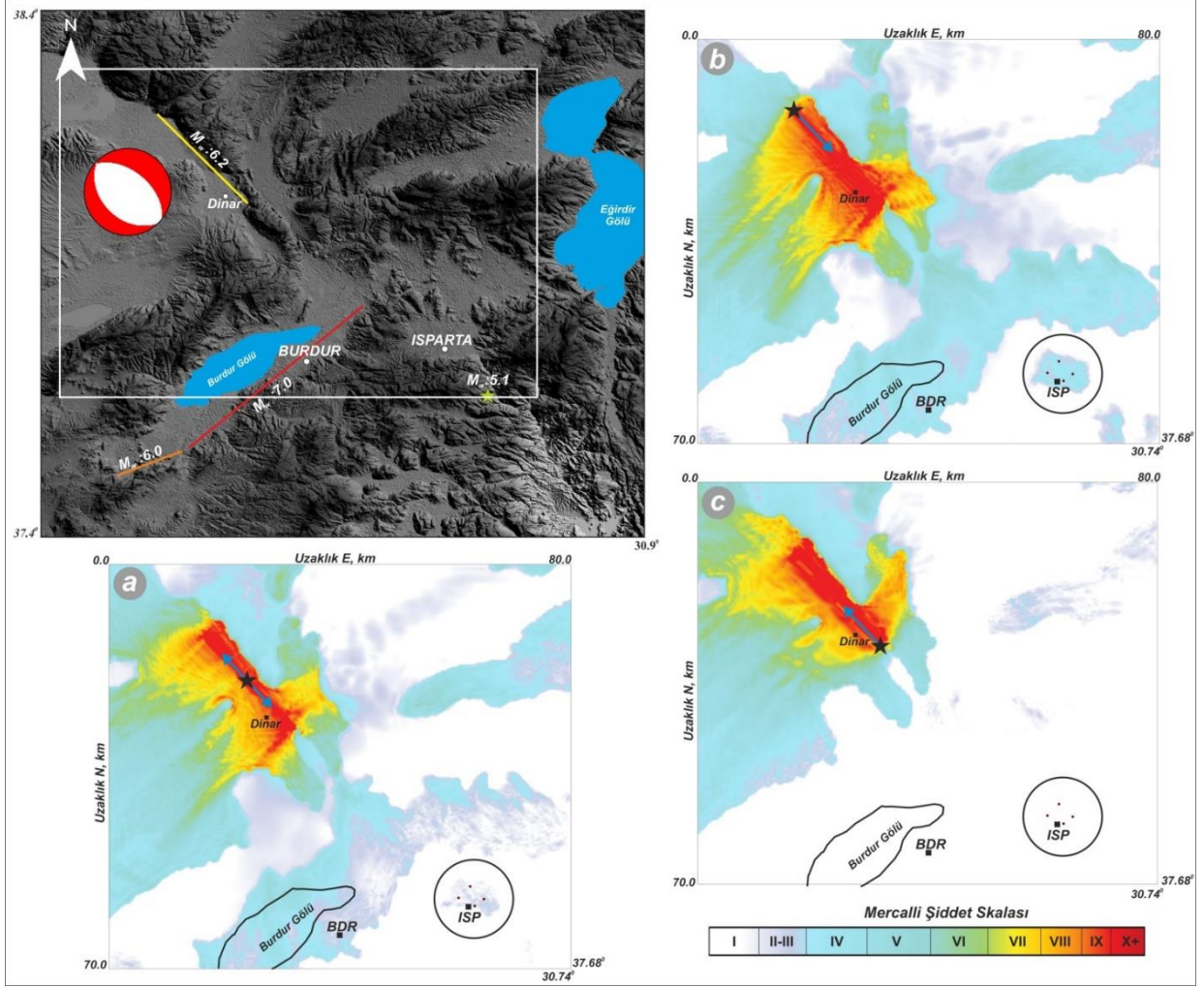
sismik tehlike şiddet haritaları $MM = 3.47 \log (PGV) + 2.35$, $I \geq 5$ Wald vd. (1999) bağıntısı kullanılarak hazırlanmıştır (Şekil 46-49).



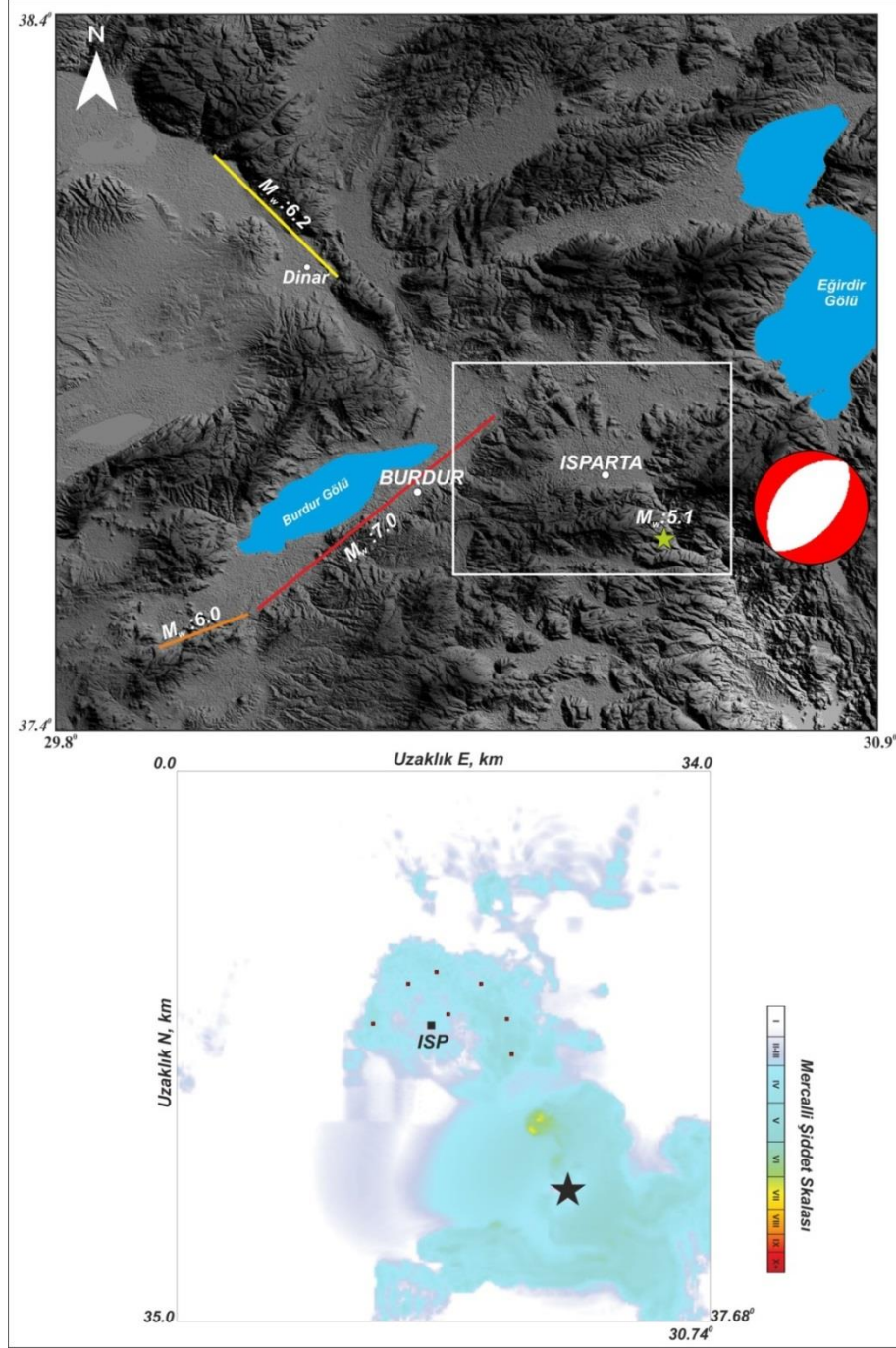
Şekil 46. 1914 Burdur M_w :7.0 senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için sismik tehlike şiddet haritaları a) GB-KD uzanımlı çift taraflı kırılma b) GB uzanımlı tek taraflı yayılma c) KD uzanımlı tek taraflı yayılma



Şekil 47. 1971 Burdur $M_w:6.0$ senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için sismik tehlike şiddet haritaları a) GB-KD uzanımlı çift taraflı kırılma b) KD uzanımlı tek taraflı yayılma c) GB uzanımlı tek taraflı yayılma



Şekil 48. 1995 Dinar $M_w:6.2$ senaryo depremi farklı kırılma yayılım modelleri için sismik tehlike şiddet haritaları a) KB-GD uzanımlı çift taraflı kırılma b) GD uzanımlı tek taraflı yayılma c) KB uzanımlı tek taraflı yayılma



Şekil 49. 2014 Ağlasun $M_w:5.1$ senaryo depremi için sismik tehlike şiddet haritası

Senaryo deprem PGV değerleri kullanılarak oluşturulan sismik tehlike şiddet haritalarından $M_w:7.0$ 1914 Burdur depremi modelinde şiddetin yüksek olduğu (X+), kırılmanın KD yönlü tek taraflı ve KD-GB yönlü çift taraflı olduğu modellemelerde (Şekil 46a ve 46c). Isparta baseni içerisinde hasarın oldukça fazla ve yıkıcı olacağı gözlemlenmektedir. Buna karşın yönelimin tek taraflı GD yönlü olması durumunda (Şekil 46b) ise basen içerisinde şiddetin (VII-VIII) diğer iki kırılma modeline göre daha az olmasına rağmen hafif ve orta şiddetli hasara neden olacağı öngörülmüştür. $M_w:6.0$ 1971 Burdur depremi senaryosunda her üç kırılma modelinde

(Şekil 47) Isparta baseni içerisinde şiddetin IV-V arasında olduğu ve hasarın olmayacağı veya oldukça az olacağı tespit edilmiştir. M_w :6.2 1995 Dinar depremi modellenmesinde Dinar ve çevresinin her bir kırılma türünde şiddetin yüksek olduğu (VIII-IX) ve hasarın yıkıcı olacağı belirlenmiştir (Şekil 48). Kırılmanın Isparta basenine doğru GD yönlü olduğu modelde hissedilecek şiddetin basen içerisinde V civarında olduğu ve hasarsız veya oldukça az hasarlı etki edeceği gözlenmiştir (Şekil 48b). Diğer iki kırılma modelinde ise (Şekil 48a ve 48c) basen içerisine etki edecek şiddetin çok zayıf olacağı belirlenmiştir. Isparta basenine en yakın senaryo deprem modeli olan M_w :5.1 2014 Ağlasun depreminde şiddetin Isparta baseni içerisinde VI seviyesinde olduğu ve hasar verici bir etkisinin olmayacağı anlaşılmıştır.

Farklı kırılma (directivity) modellemeleri ile yapılan senaryo deprem sismik tehlike şiddet haritalamalarında, 1914 depreminin haricinde diğer üç senaryo modelinin farklı kırılma modelleriyle tekrar gerçekleşmesi durumunda Isparta baseni içerisinde ağır hasar verici bir şiddet değerinin ortaya çıkmadığı görülmektedir. Basen içerisinde yüksek tehlike şiddetine sahip deprem ise FBFZ'nun içerisinde 44 km'lik fay segmenti üzerinde meydana gelen M_w :7.0 büyüklüğündeki 1914 Senaryosunun tekrar gerçekleşme durumu olarak ortaya çıkmaktadır. Bu senaryo modelinde özellikle kırılmanın çift taraflı ve Isparta basenine doğru olduğu durumda basen içerisindeki yapı stoğuna ciddi zarar ve hasar vermesi beklenmektedir. Gerek mevcut yapıların ve gerekse yeni yapılaşmaların böyle bir senaryo modele karşı tasarlanarak inşa edilmesi mal ve can kaybını en aza indirecektir.



7. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu proje kapsamında Isparta baseni içerisinde yer alan Isparta şehir merkezi ve yakın çevresini (basen içerisinde şehir merkezi dışında kalan diğer yerleşim alanları) kapsayan alanın PGV ve Mercalli şiddet haritaları hazırlanmıştır. Muhtemel bir depremde deprem dalgalarının davranışları ve özellikle yerleşim yerlerinde meydana getirebileceği etkilerin tahmin edilebilmesi meydana gelebilecek can ve mal kaybını en aza indirmede oldukça önemlidir. Bu amaçla deprem tehlike haritalarının hazırlanması ve kentsel planlamanın bu doğrultuda yapılması son derece önemlidir. Projenin ilk aşamasını jeolojik ve jeofizik çalışmalar oluşturmaktadır. Çalışma alanında jeolojik saha gözlemleri ve mevcut literatür verileri doğrultusunda jeoloji verileri güncellenerek bölgenin jeoloji haritası oluşturulmuştur. Buna göre, Isparta baseninin pekişmemiş alüvyon zeminlerden, güney batı kesiminin Pliyosen-Kuvaterner yaşlı piroklastik, volkanoklastik birimlerden, diğer kesimlerinin ise Alt Miyosen- Triyas-Jura zaman aralığına sahip Kireçtaşı ve fliş türü kayalardan meydana geldiği görülmektedir (Şekil 1). Ayrıca Isparta basenini KB-GD uzanımlı kesen ve basenin kuzey batısında KD-GB olmak üzere fayların yer aldığı tektonik yapılarda izlenmektedir. Jeolojik çalışmalar sonrasında jeofizik araştırmalar gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda Jeofizik-ReMi, Sismik Yansıma ve Gravite yöntemleri sırasıyla uygulanarak, alınan ölçülerin değerlendirilmesi ve yorumlanması yapılmıştır.

ReMi çalışmaları, Isparta ve çevresindeki yerleşim yerlerini kapsayacak şekilde toplamda 152 noktada veri alımı ile gerçekleştirilmiştir. Buna ek olarak Kanbur ve Kanbur (2009) tarafından yapılan çalışmada kullanılan veri kazanım noktalarından 20 tanesi daha çalışmaya dahil edilerek veri sayısı 172'ye yükseltilmiştir. Yapılan veri analizi çalışmaları ile her ReMi ölçüm noktasının bir boyutlu derinlik-Vs bilgisi elde edilmiştir. Buna daha önce Devlet Su İşleri (DSİ) tarafından açılan sondajlara ait log verileri de derlenerek ReMi ölçüm noktalarına karşılık gelen 11 tanesi (Şekil 19 ve 20) üzerine ReMi yönteminden elde edilen bir boyutlu derinlik-Vs hız modellemeleri yerleştirilmiştir (EK-1). Alansal boyutta V_s dağılımının derinlikte olan değişimini detaylı şekilde inceleyebilmek amacıyla 5, 15, 30 ve 50 m derinlik haritaları oluşturulmuştur. Daha sonra proje sahası için NEHRP zemin sınıflaması yapılmıştır. Böylece NEHRP; V_{s30} , tabaka kalınlığı ve sıvılaşma potansiyeli gibi özellikleri esas alarak yapılan zemin sınıflamasında Isparta baseni için A, B, C ve D tanımlamaları yapılmıştır (Şekil 21).

Jeofizik çalışmalar kapsamında Isparta baseninin doğu ve batı kenarlarındaki ana kaya dağılımının ve bu kesimlerdeki alüvyon kalınlığının tespit edilmesi amacıyla iki profilde sismik



yansıma uygulaması yapılmıştır. Çalışma alanımızın batısında yer alan Yakaören'e ait SY-1 nolu sismik yansıma kesitinde 84 CDP uygulaması yapılmıştır. Yaklaşık 1.1 km uzunluğuna sahip kesit incelendiğinde yüzeyden itibaren dört adet jeolojik tabaka yapısı ayırt edilmektedir. Batıdan doğuya doğru temel derinliği 10. CDP noktasında 52 m, 37. CDP noktasında 117 m ve 70. CDP noktasında ise 142 m olarak hesaplanmıştır. Çalışma alanımızın doğusunda yer alan Hacılar'a ait SY-2 nolu sismik yansıma kesitinde ise 96 CDP uygulaması yapılmıştır. Yaklaşık 2.1 km uzunluğuna sahip kesit incelendiğinde yüzeyden itibaren dört adet jeolojik tabaka yapısı ayırt edilmektedir. Doğudan batıya doğru temel derinliği 10. CDP noktasında 73 m, 30. CDP noktasında 112 m, 70 CDP noktasında 165m ve 96. CDP noktasına ise 194 m olarak hesaplanmıştır.

Gravite çalışmaları ile Isparta baseninin derinlik haritalarının oluşturulması gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla çalışma alanının geometrisini en iyi şekilde 108 noktada gravite ölçüleri alınmıştır. Alınan gravite ölçülerinin analizinden hazırlanan ana kaya derinlik dağılım haritası incelendiğinde basenin en derin yerinin 546 m civarında olduğu ve şehir merkezinin olduğu kesimlerde ise basenin kalınlığının yaklaşık 450-500 m arasında değiştiği görülmektedir.

Projemizin temel amacını ise, Isparta baseni içerisinde yer alan Isparta şehir merkezi ve yakın çevresini (basen içerisinde şehir merkezi dışında kalan diğer yerleşim alanları) kapsayan alanın PGV (Peak Ground Velocity) ve deprem tehlike şiddet haritalarının meydana getirilmesi oluşturmaktadır. Bu kapsamda yukarıda bahsedildiği üzere çalışma alanının ana kaya derinliğinin belirlenmesi yapılarak Vs30 verilerinden zemin sınıflaması yapılmıştır. Daha sonra çalışma alanı çevresinde meydana gelmiş ve inceleme alanına etki etmiş Şekil 41'de verilen depremlerin çeşitli kırılma modelleri ile bir tekrarı düşünülerek senaryo depremler oluşturulmuştur. Bu amaçla çalışma alanını etkileyecek en büyük momentin FBFZ üzerinde meydana gelmiş 1914 burdur (M_w:7.1) depreminde kırılan 44 km uzunluğundaki fay segmenti olduğu görülmektedir. FBFZ üzerinde meydana gelmiş 1971 (M_w:6.0) burdur depreminde kırılmış 12 km'lik fay ile 1995 Dinar (M_w:6.2) depreminde kırılış 24 km'lik fay belirlenen diğer faylardır. Söz konusu bu fayların dışında çalışma alanın yaklaşık güneydoğusunda nokta kaynak şeklinde meydana gelmiş 2014 Ağlasun (M_w:5.1) depremi de senaryo deprem modellemesine dahil edilmiştir.

Senaryo depremlerin oluşturulmasında çalışma sahasında daha önce yapılan jeofizik ReMi çalışmasından ana kaya yapısı; Vs30 hızı 760m/s ve üzerindeki hız değerleri ile tanımlanırken zemin sedimanlarının Vs30 hızı 360 m/s ve aşağısı kabul edilmiştir. Ayrıca,

Isparta havzasının gravite çalışmasından üretilen ve en derin noktası 510 m olan basen derinlik geometrisi girdi dosyası olarak tanımlanmıştır.

Yukarıda ifade edilen 1914, 1971 ve 1995 depremleri için Sonlu fay modeli şeklinde tanımlanan ile 3 farklı kırılma (directivity) modeli senaryosu gerçekleştirilmiştir. Nokta kaynak şeklinde tanımlanan 2014 Ağlasun depremi ise USGS tarafından çözümlenen odak mekanizma verisi doğrultusunda tek bir senaryo ile modellenmiştir. Tablo 7’de verilen parametreler kullanılarak her bir kırılma modeline karşılık PGV haritaları üretilmiştir (Şekil 42-45).

Elde edilen bu PGV değerleri kullanılarak oluşturulan senaryo deprem sismik tehlike şiddet dağılımları Isparta baseni içerisinde şu şekildedir;

- **M_w :7.0 1914** Burdur depremi modelinde kırılmanın KD yönlü tek taraflı ve KD-GB yönlü çift taraflı olduğu modellemelerde (Şekil 46a ve 46c) önemli hasarlara neden olacak **X+** şiddetinde, yönelimin tek taraflı GD yönlü olması durumunda (Şekil 46b) ise **VII-VIII** şiddetinde hissedileceği belirlenmiştir. Bu değerler dikkate alındığında KD yönlü tek taraflı ve KD-GB yönlü çift taraflı kırılma durumlarında basen içerisinde önemli yıkıcı hasar beklenirken GD yönlü kırılma modelinde ise hafif ve orta şiddetli hasara neden olacağı beklenmektedir.

- **M_w :6.0 1971** Burdur deprem senaryosunun her üç kırılma modelinde Isparta baseni içerisinde şiddetin **IV-V** arasında olabileceği ve buna karşı önemli derecede bir hasarın olmayacağı veya oldukça az olacağı öngörülmektedir (Şekil 47).

- **M_w :6.2 1995** Dinar depremi her üç kırılma senaryosunda hissedilecek şiddetin Dinar ve çevresinde **VIII-IX** (Şekil 48) olabileceği ve yıkıcı hasarlar meydana getireceği tahmin edilmektedir. Bütün kırılma modelleri Isparta baseni içerisinde önemli hasar etkisi vereceği beklenmemekle birlikte sadece kırılmanın GD yönlü olduğu durumda **V** ile tanımlanan şiddetin hasarsız veya oldukça az hasarlı etki edeceği gözlenmiştir (Şekil 48b).

- **M_w :5.1 2014** Ağlasun depreminde şiddetin Isparta baseni içerisinde **VI** seviyesinde olduğu ve hasar verici bir etkisinin olmayacağı gözlenmiştir.

Senaryo deprem sismik tehlike şiddet haritalamalarında kullanılan farklı kırılma (directivity) modellemeleri ile yapılan değerlendirmeler sonucunda 1914 depremi dışında diğer üç senaryo modelinin tekrar gerçekleşmesi durumunda Isparta baseni içerisinde ağır hasar

verici bir şiddet değerinin ortaya çıkamayacağı anlaşılmaktadır. FBFZ'nun üzerinde 44 km'lik fay segmentinde meydana gelen $M_w:7.0$ büyüklüğündeki 1914 Burdur depremi senaryosunun tekrar gerçekleşme durumunda basen içerisinde yıkıcı hasar tehlikesinin **X+** olabileceği anlaşılmaktadır. Bu bilgiler ışığında gerek tarihi depremler gerekse olası kırılma senaryoları için üretilen yer hareketleri ve sarsıntı haritaları basen içerisindeki yerleşimlerde önemli hasar riski oluşturabilecek depremi 1914 depreminin tekrarı olacağını göstermiştir.

Proje kapsamında araştırma alanı için basen kalınlığı ve Vs30 dağılımı bilgisi yukarda söz edildiği üzere jeofizik çalışmalardan elde edilmiş ve senaryo modellemelerinde saha verisi olarak kullanılmıştır. Ancak Isparta baseni dışında kalan ve basene etki eden fayların yer aldığı bölgelere ait ayrıntılı ana kaya modeli ve Vs30 bilgisi yeterli seviyede olmadığı için senaryo modellemelerinde bu alanlarda topoğrafya ile orantılı sabit değerler kullanılmıştır. Bu nedenle sınırlı bir alan içerisinde şiddet haritalaması yapılabilmektedir. Bundan sonraki dönemde Isparta üçgenini içerisine alacak geniş kapsamlı ana kaya ve Vs30 belirleme çalışmaları yapılması, bölge içerisinde kalan diğer şehirler içinde bu tarz şiddet haritalarının çıkarılmasına olanak sağlayacaktır.

Tektonik yönden son derece aktif olan ülkemizde bu gibi çalışmaların yapılması gerek can kaybını gerekse ekonomik zararı da en aza indirmeye açısından son derece önemlidir. Bu çalışmada Isparta merkezi yerleşim alanı ve yakın çevresi için olası deprem kırılma modelleriyle bir yaklaşım yapılarak deprem hasar haritaları oluşturulmuştur. Çalışma alanı içerisinde yeni inşa edilecek yapıların tasarımında bu verilerin de önemli bir altlık olarak kullanılması önerilmektedir. Ayrıca Isparta şehir merkezi ve yakın çevresinde yapılacak kentsel dönüşüm çalışmalarına proje sonuçlarının dahil edilmesi önerilmektedir.



8. 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.
- Ambraseys, N.N. 1988. "Engineering seismology", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 17: 1-105.
- Ansal, A. M., İyisan, R., Güllü, H. 2001. "Microtremor Measurements for the Microzonation of Dinar", *Pure appl. Geophys.* 158, 2525-2541.
- Akkar, S., Bommer, J. J. 2007. "Empirical prediction equations for peak ground velocity derived from strong-motion records from Europe and the Middle East", *Bull. Seism. Soc. Am.* 97(2), 511-530.
- Anderson, J.G., Zeng, Y., Sucuoglu, H. 2001. "Analysis of accelerations from the 1 October 1995 Dinar, Turkey, earthquake", *Bull Seismol Soc Am* 91, 1433-1445.
- Akbulut, A. 1980. "Eğirdir gölü güneyinde Çandır (Sütçüler-Isparta) yöresindeki Batı Torosların Jeolojisi", *TJK Bülteni*, 23(1): 1-9.
- Aksarı, D., Karabulut, H. and Özalaybey, S. 2010. "Stress interactions of three moderate size earthquakes in Afyon, southwestern Turkey", *Tectonophysics*, 485: 141-153.
- Avşar, Ü. 2013. "Isparta Büklümü Tektonik Yapısının Mayetotellürik Yöntem İle Araştırılması", *İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Doktora Tezi.*
- Barka, A.A., Reilinger, R. 1997. "Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonics and seismicity data", *Ann. Geofis.*, 40: 587-610.
- 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.
- 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.
- Brady, R.C., 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.
- Çiçek, A., 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., Ward, K.M. 2015. "Shear wave velocity structure of the Anatolian Plate: anomalously slow crust in southwestern Turkey", *Geophys. J. Int.*, 202, 261-276.
- Demir, 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.
- 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.
- Dossing, A., Hansen, T. M., Olesen, A. V., Hopper, J. R. and Funck, T. 2014. "Gravity inversion predicts the nature of the Amundsen Basin and its continental borderlands near Greenland", *Earth and Planetary Science Letters*, 408, 132-145.
- Elitok, Ö., Özgür, N. ve Yılmaz, K., 2008. "Gölcük volkanizmasının (Isparta) jeolojik evrimi, GB-Türkiye", TÜBİTAK Araştırma Projesi Final Raporu (104Y181).
- 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.
- Erduran, M. 2009. "Teleseismic Inversion of Crustal S-wave Velocities beneath the Isparta Station", *Journal of Geodynamics*, 47, 225-236.
- Kanbur, Z., Etiz, A. 2005. "Isparta Havzası'nın Ana Kaya Derinliğinin Saptanması", *Deprem Sempozyumu Kocaeli 2005, Özler Kitabı, Kocaeli*, s:90.
- Frankel, A., Stephenson, W. and Carver, D. 2009. "Sedimentary basin effects in Seattle, Washington: Ground-motion observations and 3-D simulations", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3), 1579-1611.
- 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 Mtn. earthquake records", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1), 439-450.
- Gadallah, M. R. and Fisher, R. L. 2005. "Applied seismology: a comprehensive guide to seismic theory and application", PennWell Corporation, 473 p.
- 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.
- 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.
- Görmüş, M., Karaman, M.E. 1992. "Facies changes and new stratigraphical-paleontological data in the Cretaceous-Tertiary boundary around Söbüdağ (Çünür-Isparta)", *Geosound-Yerbilimleri Dergisi*, 21: 43-47.
- Görmüş, M., Özkul, M. 1995. "Gönen-Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) arasındaki bölgenin stratigrafisi", *SDÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 1: 43-64.

- Görmüş, M., Caran, Ş., Başayığit, L., Çoban, H., Hilal, H., Uysal, K. ve Şenol, H. 2003. "Eğirdir-Senirkent-Senirce (Isparta) Arasındaki Pliyo-Kuvaterner Sedimanları ve Landsat7 ETM+ Görüntülerinde Yorumu", SDÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 7(2), 57-72.
- 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", M.Sc. Thesis Boston College, Chestnut Hill, MA, 60pp.
- 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.
- Helvacı, C., Alçiçek, M.C., Gündoğan, İ., Gemici, Ü. 2013. "Tectonosedimentary development and palaeoenvironmental changes in the Acıgöl shallow-perennial playalake basin, SW Anatolia, Turkey", Turkish Journal of Earth Sciences, 22, 173-190.
- 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. "Ultra-high-resolution seismic reflection imaging of the Alpine Fault", New Zealand Journal of Geophysical Research, doi: 10.1029/2009JB006338.
- Kalafat, D. 1988. "Güneybatı Anadolu ve Yakın Çevresinin Depremselliği, Aktif Tektoniği", Deprem Araştırma Bülteni, 63: 5-98.
- Kamacı, Z., Özgür, N., Yağmurlu, F., Sarı, C., Şentürk, M., Öksüm, E., Çiftçi, C. 2009. Tübitak Araştırma Projesi Final Raporu (106Y186).
- Kanbur, Z. 2002. "Yığma Öncesi Migrasyon Tekniği İle Marmara Denizi Tekirdağ Havzası Yansıma Verilerinin Tektonik Yorumlaması", İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Bölümü, Doktora Tezi, 102s.
- 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): 76-86.
- Kanbur, Z., Kanbur, S. 2009. "Isparta şehir merkezi kuzeyinin sismik kırılma-mikrotitreşim (ReMi) tekniği ile S-dalgası hız dağılımı", SDÜ Fen Bilimleri Dergisi, 13-2, 156-172.
- Kanlı, A. İ., Tildy, P., Pr'onay, Z., Pınar, A., Hermann, L. 2006. "VS30 Mapping And Soil Classification For Seismic Site Effect Evaluation İn Dinar Region, SW Turkey" Geophys. J. Int. (2006) doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02882.x.
- 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.
- Kazancı, N., Emre, Ö., Keçer, M. ve Özdoğan, M. 2000a. "Jeoloji Raporları İçin Güncel Çökellerin Haritalanması: Öneri ve Örnek", 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Özetler Kitabı, s. 237.
- Kazancı, N., Alçiçek, M. C., Emre, Ö., Erkal, T., Erdem, B., Tuncel, K., Baba, K. ve Mısırlı, A. 2000b. "Biga ve Gönen Deltalarının Kumsal Tortulları: Taneboyu-Enerji İlişkisi Hakkında Durum Araştırması", 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Özetler Kitabı, s. 366.
- Kissel, C., 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.
- Koçyiğit, A. 1984. "Güneybatı Türkiye ve Yakın dolayında levha içi yeni tektonik geliş", 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., Kaymakçı, 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.
- Larsen, S., Wiley, R., Roberts, P., and House, L. 2001. "Next-generation numerical modeling: incorporating elasticity, anisotropy and attenuation", Society of Exploration Geophysicists Annual International Meeting, Expanded Abstracts, 1218-1221.
- Louie, J.N. 2001. "Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays", Bulletin of the Seismological Society of America, 91(2), 347-364.



- Louie, J. N., Pancha, A., Biasi, G. P., Heimgartner, M., Coolbaugh, M. F. and Larsen, S. 2005. "Tests and applications of 3-d geophysical model assembly in the Great Basin", Seismological Society of America Annual Meeting, 26-29.
- Louie, J. N. 2008. "Assembling a Nevada 3-d velocity model: earthquake-wave propagation in the Basin & Range, and seismic shaking predictions for Las Vegas", SEG Expanded Abstracts, 27, 2166-2170.
- 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.
- Maden, N., Dondurur, D. 2012. "Orta Karadeniz Sirtının Tektonik ve Kabuk Yapısının Gravite Verileri Yardımıyla Belirlenmesi", Jeofizik, 17, 25-37.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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), S77-S94.
- Optim, 2006. "User's manual seisopt remi version 4.0. Optim software and data solutions". UNR-MS, 174, 89557-0141.
- 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.
- Özalabey, S., Zor, E., Tapırdamaz, M.C., Tarancioğlu, A., Özalaybey, S.Ç., vd. 2008. "Kocaeli İçin Zemin Sınıflaması Ve Sismik Tehlike Değerlendirme Projesi", Tübitak 5057105 proje sonuç raporu, 105s
- Özalaybey, S., Zor, E., Ergintav, S. and 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, 883-894.
- 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.

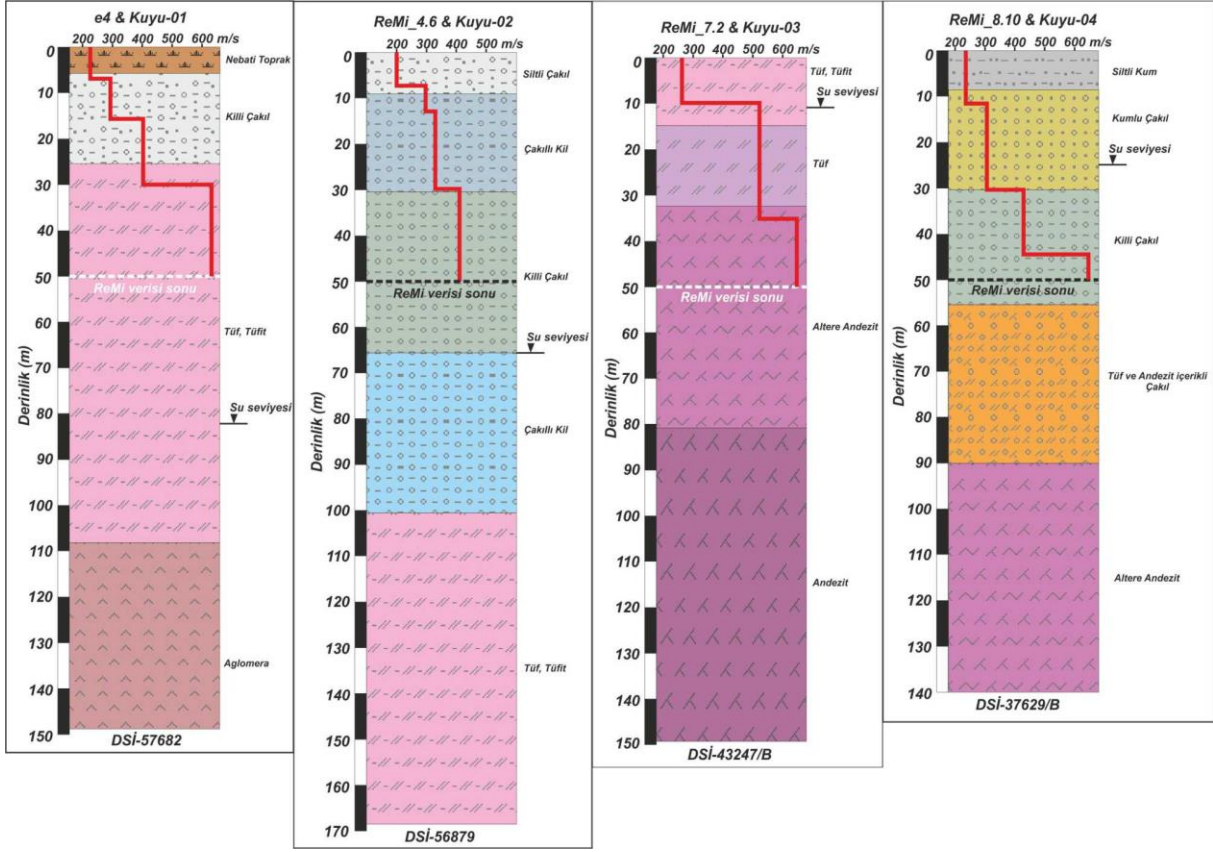
- Pitarka, A., Graves, R. and Somerville, P. 2004. "Validation of a 3D Velocity Model of the Puget Sound Region Based on Modeling Ground Motion from the 28 February 2001 Nisqually Earthquake", *Bull. Seism. Soc. Am.* 94, 1670-1689.
- Pınar, A. 1998. "Source inversion of the October 1, 1995, Dinar earthquake (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.
- 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.
- Pullammanappallil, S., Honjas, W. and Louie, J.N. 2004. "One-Dimensional Shear Wave Profiling for V30 and Nehrps 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.
- 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.
- 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.
- Sagular, E. K., Görmüş, M. 2009. "Isparta yöresindeki Kretase-Tersiyer denizel tortullarında taşınmış nannofosil ve foraminifer bulguları", *Yerbilimleri*, 30(2): 83-103.
- Şapaş, A. and Boztepe Güney, A. 2009. "Shear wave splitting in the Isparta Angle, southwestern Turkey: Anisotropic complexity in the mantle", *J. Earth Syst. Sci.*, 118(1), 71-80.

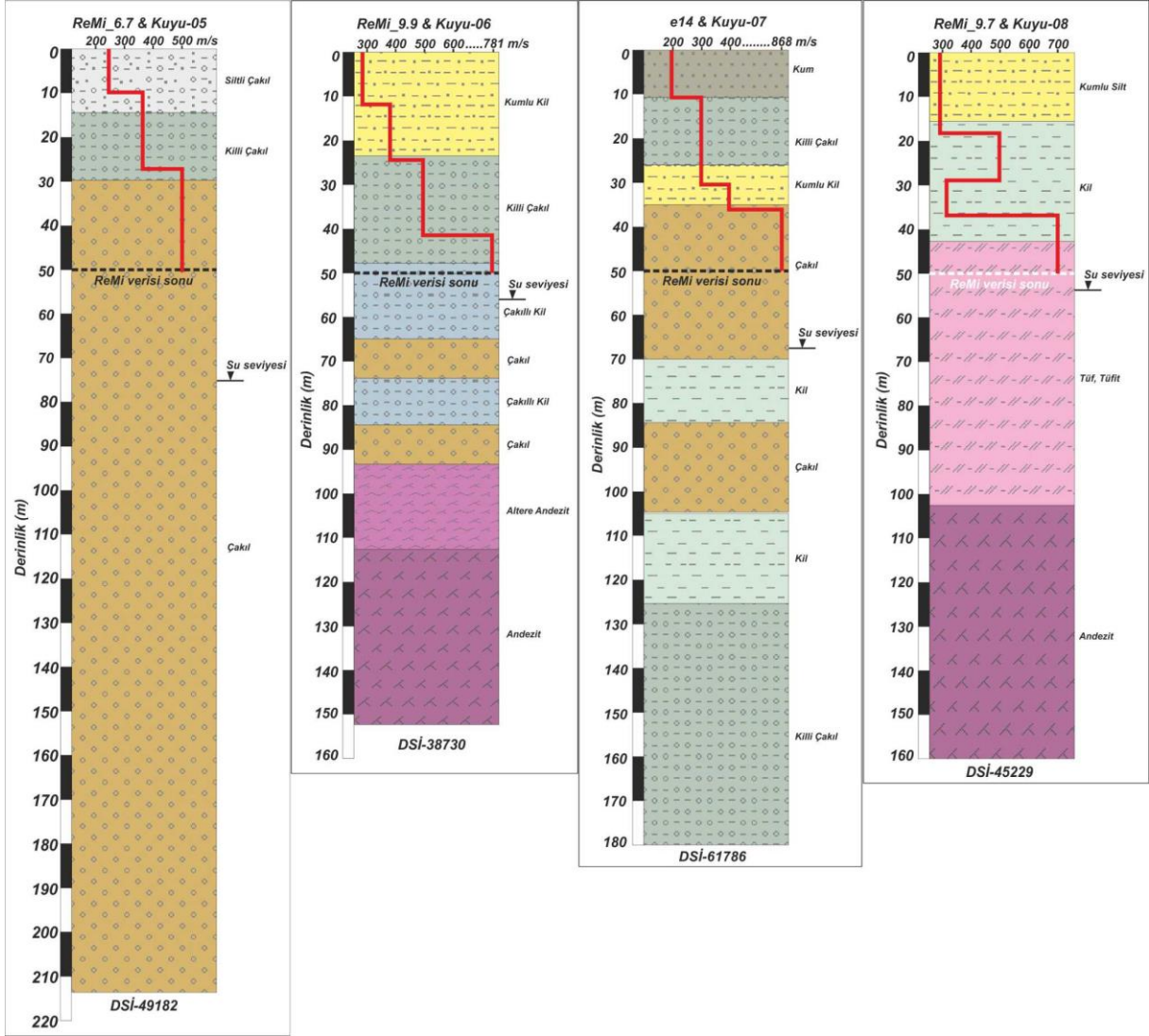
- Silahtar, A., Kanbur, M.Z. 2013. “Zemin Sınıfı ve Tabakalaşmanın ReMi (Kırılma-Mikrokırınım) Tekniği İle Belirlenmesi: Isparta, Çünür Örneği”, 2. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı Hatay, Tdmsk121.
- Silahtar, A. ve Kanbur, M.Z. 2015. “Senirkent Yerleşim Alanına Ait Zemin Özelliklerinin ReMi Yöntemi İle İncelenmesi”, International Burdur Earthquake and Environment Symposium, Burdur, 69-75.
- Spector, A., Grant, F. S. 1970. “Statistical models for interpreting aeromagnetic data”, Geophysics, 35, 293-302.
- 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.
- 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.
- Taymaz, T., Price, S. 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., 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.
- Thitimakorn, T., 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.
- 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.
- Uyanık, N.A., Uyanık, O., 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.
- Utkucu, M., Pinar, A., Alptekin, Ö. 2002. “A detailed slip model for the 1995, October 1, Dinar, Turkey, earthquake (Ms=6.1) determined from inversion of teleseismic P and SH waveforms”, Geophys. J. Int., 151: 184-195.
- 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, 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.

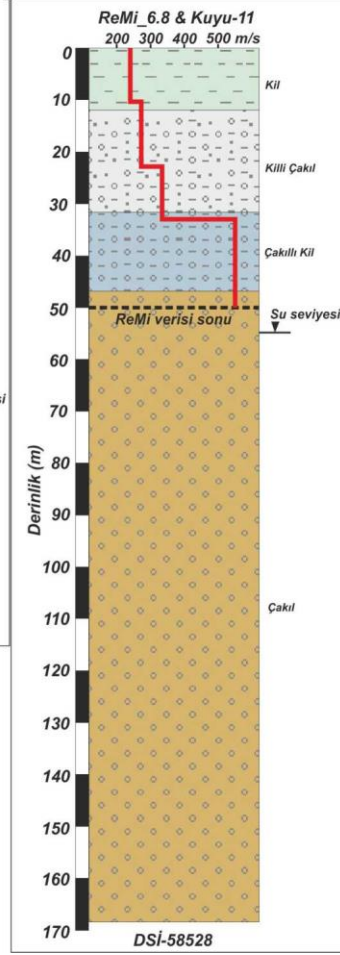
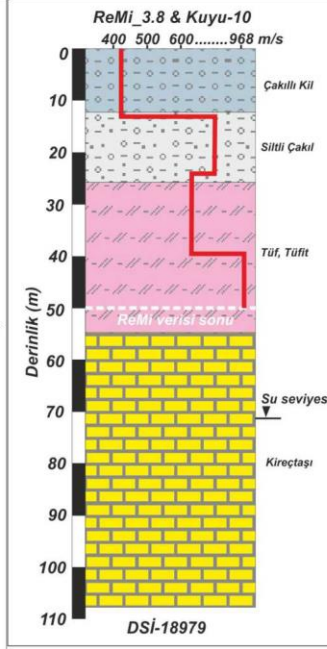
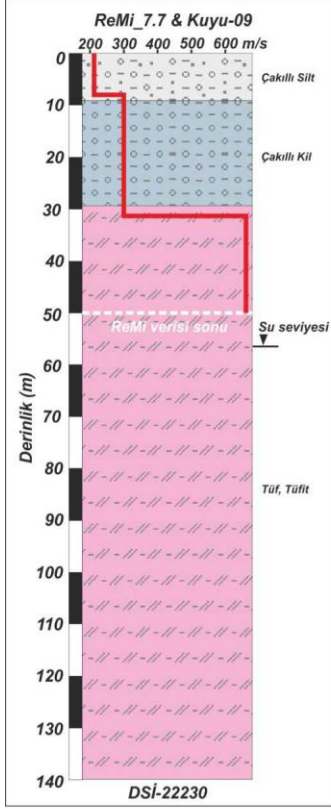


- Wald, D. J., Quitoriano, V., Heaton, T. H., Kanamori, H. 1999. "Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and modified Mercalli intensity in California", *Earthquake Spectra*, 15, 557-564.
- Wells, D. L., and Coppersmith, K. J. 1994. "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(4), 974-1002.
- 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. ve Şentürk, M. 2005. "Güneybatı Anadolu'nun Güncel Tektonik Yapısı", *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu*, İstanbul, 55-61.
- Yalçınkaya, S. 1989. "Isparta-Ağlasun (Burdur) dolaylarının jeolojisi", İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Doktora tezi (yayınlanmamış).
- Yıldız, A., 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 Depremelliği", *Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen Bilimleri Dergisi*, 12: 1-7.
- Yılmaz, Ö. 1987. "Seismic data processing", *Soc. of Expl. Geophys.*
- 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.

EK-1







TÜBİTAK
PROJE ÖZET BİLGİ FORMU

Proje Yürütücüsü:	Yrd. Doç. Dr. GÜNAY BEYHAN
Proje No:	114Y836
Proje Başlığı:	Isparta Havza Yapısının Jeofizik Yöntemler İle Modellenmesi Ve Senaryo Deprem Sismik Tehlike Haritalarının Hazırlanması
Proje Türü:	3001 - Başlangıç AR-GE
Proje Süresi:	24
Araştırmacılar:	ZAKİR KANBUR, MURAT UTKUCU, HAMİT HALUK SELİM
Danışmanlar:	
Projenin Yürütüldüğü Kuruluş ve Adresi:	SAKARYA Ü. MÜHENDİSLİK F. JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ B.
Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri:	01/03/2015 - 01/05/2017
Onaylanan Bütçe:	84950.0
Harcanan Bütçe:	51131.86
Öz:	<p>Bu proje, Türkiye'de Isparta açısı olarak bilinen bölgenin üstünde yer alan Isparta baseninin senaryo depremler ve hasar yapıcı depremlerden elde edilen (Peak Ground Velocity-En büyük yer hızı) PGV ile PGV değerlerinden türetilmiş deprem sarsıntı haritaları kullanılarak Isparta baseninin deprem riskinin araştırılmasını kapsamaktadır. Jeolojik ve jeofizik çalışmalardan elde edilen basenin geometrik yapısı ile geoteknik parametreler, Isparta basenindeki mevcut yerleşimler üzerine zemin hareketlerinin muhtemel etkilerinin belirlenmesi ve yakın alan zemin hareketlerinin hesaplanmasında kritik öneme sahiptir. Jeolojik araştırmalardan jeolojik birimler ve alüvyal çökellerin yayılımı belirlenmiş ve çalışma alanının jeolojik haritası türetilmiştir. Basenin derinliğinin ve geometrisinin çıkarılması amacıyla Jeofizik ReMI, sismik yansıma ve gravite çalışmaları yapılmıştır. 152 noktada alınan ReMI ölçülerinden Vs-5, Vs-15, Vs-30 ve Vs-50 olmak üzere dört farklı derinlik seviyelerinde Vs hızı dağılım haritaları ile ortalama 314-1609 m/s arasında değişen S dalgası hızına sahip Vs30 haritası üretilmiştir. Gravite verilerinden havzanın en derin noktası için 510m hesaplanmasına karşın ortalama olarak 450m-500m aralığında değiştiği görülmektedir. Havzanın doğu ve batı kenarlarında Doğu-Batı doğrultulu olmak üzere alınan sismik yansıma profillerinden ana kaya derinliklerinin sırasıyla 194 ve 142 m olduğu hesaplanmıştır. Tarihsel depremler ya da muhtemel tehlikeli deprem simülasyonu senaryolarından basen üzerindeki yerleşimler için sadece 1914 Burdur depreminin tekrarlamasının hasar yapıcı özelliğe sahip olduğu anlaşılmaktadır.</p>
Anahtar Kelimeler:	Isparta Baseni, PGV, Vs30, Senaryo Deprem Simülasyonu
Fikri Ürün Bildirim Formu Sunuldu Mu?:	Hayır