

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI**

DOKTORA TEZİ

**MANYETOTELLÜRİK VERİLERİN MODELLENMESİ İLE
YALOVA-TERMAL İLÇESİNİN YER ELEKTRİK YAPISI**

FATİH SEVİM

KOCAELİ 2021

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

MANYETOTELLÜRİK VERİLERİNİN MODELLENMESİ İLE
YALOVA-TERMAL İLÇESİNİN YER ELEKTRİK YAPISI

FATİH SEVİM

Doç. Dr. Ertan PEKŞEN

Danışman, Kocaeli Üniversitesi

.....

Prof. Dr. Mehmet Emin CANDANSAYAR

Jüri Üyesi, Ankara Üniversitesi

.....

Dr. Öğretim Üyesi Berna TUNÇ

Jüri Üyesi, Kocaeli Üniversitesi

.....

Prof. Dr. Emin Uğur ULUGERGERLİ

Jüri Üyesi, Onsekiz Mart Üniversitesi

.....

Doç. Dr. Tahir Serkan IRMAK

Jüri Üyesi, Kocaeli Üniversitesi

.....

Tezin Savunulduğu Tarih: 23.06.2021

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Jeofizik araştırmalar kapsamında farklı yöntemler kullanılarak yer altı yapısının incelenmesi amaçlanılmaktadır. Manyetotellürik yöntem ile toplanan veriler, yer altı iletkenlik yapısını birkaç kilometreden birkaç yüz kilometreye kadar modellemeye olanak sağlamaktadır. Yer altının modellenebilmesi için çeşitli ön veri işlem aşamalarının yanı sıra düz ve ters çözüm yöntemlerine ihtiyaç duyulmaktadır. Manyetotellürik yöntem jeotermal sahaların araştırılması, kabuk çalışmaları, seracılık gibi birçok farklı alanda kullanılmaktadır.

Bu çalışmanın gerçekleştirilmesi için ihtiyaç duyulan manyetotellürik verinin elde edilmesine 117Y184 nolu 1001 projesi ile olanak sağlayan TÜBİTAK'a ve sismoloji verilerinin kullanılmasına izin veren Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü Yer Uzay Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezi'ne (YUBAM) teşekkür ederim.

Tez verisinin modellenmesi için gerekli olan güçlü bilgisayar altyapısından faydalandığım Türk Ulusal Bilim e-Altyapısı'na (TRUBA) teşekkür ederim.

Doktora eğitimim süresince beni destekleyen ve WinGLink paket progmanını kullanmama izin veren TÜBİTAK MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü'ne teşekkür ederim.

Lisans ve yüksek lisans öğrenimlerimden tamamen farklı bir alanda çalışmam konusunda beni cesaretlendiren, tez çalışmamın her aşamasında desteğini esirgemeyen, farklı bakış açısı ve önerileriyle beni yönlendiren ve insani değerleri her şeyin önünde tutan danışman hocam Doç. Dr. Ertan PEKŞEN'e teşekkür ederim.

Tez izleme komitemde yer alan ve çalışmama katkıda bulunan, değerli görüş ve önerileri ile beni yönlendiren ve tezimin olgunlaşmasını sağlayan değerli hocam Prof. Dr. M. Emin CANDANSAYAR'a, tüm tevazusu ve samimiyeti ile tezimin sismoloji konusunda da olgunlaşmasını ve yönlendirmesini sağlayan kıymetli hocam Dr. Berna TUNÇ a teşekkür ederim.

Katkılarını her zaman hissettiğim, ne zaman fikirlerine ihtiyaç duysam yardımlarını esirgemeyen değerli hocam Dr. Deniz AKA'ya, kıymetli abim Dr. Adil TARANCIOğLU'na ve tezimin jeoloji kısmı ile ilgili önemli katkılarından dolayı Dr. Aynur DİKBAŞ'a teşekkür ederim.

Sürekli bilgi alışverişinde bulunduğum ve görüşlerine her zaman değer verip kendilerinden farklı konularda destek aldığım değerli arkadaşlarım Dr. Kerem ÖZKAP, Yük. Müh. Cem AÇIKGÖZ ve katkılarından dolayı Yük. Müh. Doğukan DURDAğ'a teşekkür ederim.

Hayatımda olduğu ve iki pırlanta gibi evlatla bana babalık duygusunu tattırđı için eşim Hazal SEVİM'e teşekkür ederim.

Sevgimi ifade edecek kelime bulamadığım hatta bu satırları yazarken bile gözlerimin dolmasına, burnumun sızlamasına sebep olan, bana baba olma zevkini tattıran ciğerparelerim, nefeslerim, kızlarım Sedef SEVİM ve Bahar SEVİM'e teşekkür ederim.

Hayatımdaki en büyük destekçilerimden biri olan, varlığıyla her zaman güven veren, arkamda dağ gibi duran kardeşim Erdem SEVİM'e teşekkür ederim.

Ve son olarak hayatım boyunca her konuda bana destek olan, bugünlere gelmem için sayısız fedakarlıklarda bulunan annem Saniye SEVİM ve babam Emin SEVİM'e şükran ve minnetlerimi sunarım.

Haziran-2021

Fatih SEVİM



İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	iii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iv
TABLolar DİZİNİ	vii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	viii
ÖZET.....	ix
ABSTRACT	x
GİRİŞ	1
1. ELEKTROMANYETİK YÖNTEM	2
1.1. Elektromanyetik Kuramda Temel Denklemler	2
1.2. Bir Boyutlu (1B) Empedans Tensörü	8
1.3. İki Boyutlu (2B) Empedans Tensörü	9
1.4. Tensör Rotasyonu.....	10
1.5. Tensör Ayırıştırması.....	11
1.6. Faz Tensörü	12
1.7. Üç Boyutlu (3B) Empedans Tensörü	14
1.8. Zaman Serisi Analizi	14
1.9. Üç Boyutlu (3B) Düz Çözüm.....	16
1.10. 3B Ters Çözüm	20
1.11. Geçici Elektromanyetik Yöntem.....	23
1.12. Jeolojik Yapıların İletkenlik Özellikleri	25
2. ARMUTLU YARIMADASI'NIN JEOLojİSİ.....	29
3. TEM VERİSİ.....	34
4. MANYETOTELLÜRİK VERİSİ.....	39
4.1. MT Verilerinin İki Boyutlu (2B) Ters çözümü	43
4.2. MT Verilerinin Üç Boyutlu (3B) Ters Çözümü.....	50
4.3. 2B ve 3B Ters Çözüm Sonuçlarının Birlikte Yorumlanması.....	56
4.4. MT Derinlik Kesitlerinin Faylarla Karşılaştırılması	60
5. SİSMOLOJİ GÖZLEMLERİ VE ARNET SİSMOLOJİ AĞI.....	64
5.1. Tomografi Kesitlerinin MT Kesitler ile Karşılaştırılması.....	67
6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	77
KAYNAKLAR	80
EKLER.....	89
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER	114
ÖZGEÇMİŞ	116

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1.	Galvanik etki. İletken bir ortamda gömülü yüksek öz dirençli yapının uçlarında elektrostatik yük birikmesi (solda). Yüksek öz dirençli bir ortamda gömülü iletken yapının uçlarında elektrostatik yük birikmesi (sağda).....	5
Şekil 1.2.	Düşey süreksizlik ile birbirinden ayrılmış iletkenlikleri farklı olan iki zon ile basitleştirilmiş 2B model gösterimi.....	10
Şekil 1.3.	Faz tensörünün elips şeklinde gösterimi	13
Şekil 1.4.	Sonlu farklar metodunda kullanılan iki farklı sayısal model tanımı	18
Şekil 1.5.	Kübün uç kısımlarındaki elektrik alanın E_x , E_y ve E_z bileşenlerinin hesaplandığı sayısal modelin bir parçasının gösterimi.....	18
Şekil 1.6	ModEM (Modular Elektromagnetic Inversion System) algoritmasının şematik görünümü.....	23
Şekil 1.7.	(a) Verici halkadaki birincil manyetik alan. (b) Birincil elektrik alan. (c) yeryüzünde ölçülen ikincil manyetik alan. (d) Akımın kesilmesinden hemen sonra yer içinde Eddy akımlarının yayılımı. (e) Geç zamanlarda Eddy akımlarının yer içinde yayılımı	24
Şekil 1.8.	Kayaç türlerinin elektriksel özdirenç özellikleri	27
Şekil 2.1.	Armutlu yarımadasının Batı Pontid tektonik birliği içerisindeki konumu.....	30
Şekil 2.2.	Armutlu Yarımadası'nın genelleştirilmiş kolon kesitleri.....	31
Şekil 2.3.	Çalışma alanı ve civarının jeolojisi	32
Şekil 2.4.	Termal Belediye Başkanlığı'nın 2011 yılında özel bir firmaya açtığı jeotermal su sondaj kuyusu derinlik ve litoloji bilgileri	33
Şekil 3.1.	TEM verilerinin toplanması için yapılan saha çalışması.	34
Şekil 3.2.	Statik kayma etkisinin MT özdirenç eğrileri üzerindeki etkisini göstermek için oluşturulan sentetik model.....	35
Şekil 3.3.	Sentetik modelden elde edilmiş özdirenç eğrileri	36
Şekil 3.4.	03 numaralı istasyonda ölçülen TEM verisinin tabaka kalınlıkları ve o tabakalara ait özdirenç değerleri.....	37
Şekil 3.5.	03 nolu istasyona ait gözlenen MT verisi ile TEM verisinden hesaplanan 1B MT verisinin karşılaştırması (üstte) ve MT verisinden statik kayma etkisinin giderilmiş hali (altta).	37
Şekil 4.1.	Manyetotellürik ölçü noktaları	39
Şekil 4.2.	Manyetotellürik veri toplama çalışmalarından örnekler.	40
Şekil 4.3.	Birinci profile ait yapma kesit.....	41
Şekil 4.4.	İkinci profile ait yapma kesit.....	41
Şekil 4.5.	Üçüncü profile ait yapma kesit.....	42
Şekil 4.6.	Dördüncü profile ait yapma kesit.....	42
Şekil 4.7.	Beşinci profile ait yapma kesit.....	43
Şekil 4.8.	Manyetotellürik ölçü noktaları ve 2B modelleme için seçilen K-G doğrultulu 5 profil.	44
Şekil 4.9.	Birinci profil için hesaplanmış gül diyagramları.....	45
Şekil 4.10.	İkinci profil için hesaplanmış gül diyagramları	45

Şekil 4.11	Üçüncü profil için hesaplanmış gül diyagramları	46
Şekil 4.12	Dördüncü profil için hesaplanmış gül diyagramları.....	46
Şekil 4.13.	Beşinci profil için hesaplanmış gül diyagramları.....	47
Şekil 4.14.	Profil 1 boyunca hesaplanan 2B derinlik kesiti.....	48
Şekil 4.15.	Profil 2 boyunca hesaplanan 2B derinlik kesiti.....	48
Şekil 4.16.	Profil 3 boyunca hesaplanan 2B derinlik kesiti.....	49
Şekil 4.17.	Profil 4 boyunca hesaplanan 2B derinlik kesiti.....	49
Şekil 4.18.	Profil 5 boyunca hesaplanan 2B derinlik kesiti.....	50
Şekil 4.19.	Başlangıç modelinden alınmış farklı derinlik kesitler.....	51
Şekil 4.20.	Sentetik test için Tietze ve Ritter, (2015)'ten uyarlanmış model. (a) Modelin XY kesiti, (b) XY görünümündeki 0 (sıfır) eksenini boyunca alınmış YZ kesiti.	53
Şekil 4.21.	Sentetik modelin ters çözümü. (a) Modelin XY düşey kesiti, (b) XY görünümündeki 0 (sıfır) eksenini boyunca alınmış YZ kesiti.	53
Şekil 4.22.	Ters çözüm sonrası elde edilen kuzey güney yönlü kesitler.	55
Şekil 4.23.	Ters çözüm sonrası elde edilen doğu batı yönlü kesitler.	55
Şekil 4.24.	Ters çözüm sonrası elde edilen düşey kesitler.	56
Şekil 4.25.	Bölge jeolojisi, kuyu bilgileri ve MT ters çözüm sonuçlarının birleştirilmesiyle oluşturulan kavramsal model.	57
Şekil 4.26.	Sıcak su sondajı altındaki yer iletkenlik daha detaylı olarak ortaya konması için seçilen profiller	57
Şekil 4.27.	K-G profil için 3B ters çözüm sonuçlarından oluşturulan kavramsal model.....	58
Şekil 4.28.	D-B profil için 3B ters çözüm sonuçlarından oluşturulan kavramsal model.....	58
Şekil 4.29.	Kuzey-güney profil üzerinden 2B ve 3B ters çözüm sonuçlarının karşılaştırılması	60
Şekil 4.30.	3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 250 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.....	61
Şekil 4.31.	3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 500 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.....	61
Şekil 4.32.	3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 750 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.....	62
Şekil 4.33.	3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 1000 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.....	62
Şekil 4.34.	3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 1500 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.....	63
Şekil 4.35.	3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 2000 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.....	63
Şekil 5.1.	MT istasyonları	65
Şekil 5.2.	3B ters çözümü yapılan profillerin depremlerle birlikte gösterimi.	66
Şekil 5.3.	Çalışma sahasında meydana gelen depremlerin MT model ile birlikte gösterimi.	67
Şekil 5.4.	1 km derinliğe ait P dalgası hız perturbasyonu.	68
Şekil 5.5.	1 km derinliğe ait S dalgası hız perturbasyonu.	68
Şekil 5.6.	1 km derinliğe ait V_p/V_s dağılımları.....	69
Şekil 5.7.	1 km derinliğe ait MT kesiti.....	69
Şekil 5.8.	2 km derinliğe ait P dalgası hız perturbasyonu.	70
Şekil 5.9.	2 km derinliğe ait S dalgası hız perturbasyonu.	71

Şekil 5.10. 2 km derinliğe ait V_p/V_s dağılımları.....	71
Şekil 5.11. 2 km derinliğe ait MT kesiti.....	72
Şekil 5.12. 3 km derinliğe ait P dalgası hız perturbasyonu.	73
Şekil 5.13. 3 km derinliğe ait S dalgası hız perturbasyonu.	73
Şekil 5.14. 3 km derinliğe ait V_p/V_s dağılımları.....	74
Şekil 5.15. 3 km derinliğe ait MT kesiti.....	74
Şekil 5.16. K-G profile ait P dalgası hız perturbasyonu.....	75
Şekil 5.17. K-G profile ait S dalgası hız perturbasyonu.....	75
Şekil 5.18. K-G profile ait V_p/V_s dağılımları.	76
Şekil 5.19. K-G 3B MT kesiti.	76



TABLolar DİZİNİ

Tablo 4.1. Kullanılan model ve veri bilgileri	54
---	----



SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

B	: Manyetik akı yoğunluğu, (nT veya Wb/m ²)
D	: Elektrik yer değiştirme, (C/m ²)
E	: Elektrik alan şiddeti, (V/m)
f	: Frekans, (Hz)
H	: Manyetik alan şiddeti, (A/m)
J	: Elektrik akım yoğunluğu, (A/m ²)
t	: Zaman, (s)
q	: Serbest elektrik yük yoğunluğu, (Coulomb/m ³)
Z	: Empedans
μ	: Manyetik geçirgenlik, ($4\pi \times 10^{-7}$ Henry/m)
\emptyset	: Empedans fazı
ϵ	: Dielektrik sabiti, (F/m)
λ	: Elektromanyetik dalga boyu, (m)
σ	: İletkenlik, (S/m)
∇	: Eğim (Gradyent)
$\nabla \cdot$: İraksama (Diverjans)
$\nabla \times$: Dönel (Rotasyonel)

Kısaltmalar

1B	: Bir Boyutlu Ortam
2B	: İki Boyutlu Ortam
3B	: Üç Boyutlu Ortam
T	: Tipper
TE	: Transverse Electric (Enine Elektrik)
TM	: Transverse Magnetic (Enine Manyetik)

MANYETOTELLÜRİK VERİLERİNİN MODELLENMESİ İLE YALOVA- TERMAL İLÇESİNİN YER ELEKTRİK YAPISI

ÖZET

Bu tez çalışmasında, manyetotellürik (MT) yöntem kullanılarak Armutlu Yarımadası'nda bulunan Termal ilçesi jeotermal alanının yer altı iletkenlik yapısı iki boyutlu (2B) ve üç boyutlu (3B) olarak araştırılmıştır. Çalışma sahasında kuzey güney yönlü beş farklı profil belirlenmiş ve bu verilerin 2B ters çözümleri yapılmıştır. 2B ters çözümü yapılan profillerden bir tanesi ile 3B ters çözümden kestirilen modelde aynı yere denk gelen bir profil seçilmiş ve uyumları karşılaştırılmıştır.

Bu tez kapsamındaki çalışma alanını da içine alan ARNET sismoloji ağında kaydedilen mikro deprem aktiviteleri elde edilen 2B ve 3B özdirenç modelleri ile ilişkilendirilmiştir. Çalışma sahasındaki depremlerin belirgin olarak 3 km ve 5 km derinliklerde kümelendiği gözlemlenmiştir. ARNET sismoloji ağında kaydedilen depremlerden elde edilen 3B tomografi sonuçları, 3B özdirenç modelleri ile birlikte yorumlanmıştır.

MT verilerinden kestirilen 2B ve 3B ters çözüm sonuçları birbirine benzerdir. Ancak gerçek yer altı modelini 3B ters çözüm sonuçları daha iyi yansıtmaktadır. Bu nedenle yorumlamada 3B ters çözüm sonuçları kullanılmıştır. MT verilerinin 3B ters çözümü sonucu ile önceden bilinen faylar belirlenmiştir. Ancak deprem fay haritasında gözlenmeyen yeni gömülü fay izleri bu tez çalışmasında elde edilmiştir. Öz direnç ve hız modelleri birlikte yorumlandığında iletken ve yalıtkan zonların, hız modellerinde de (V_p , V_s ve V_p/V_s) düşük hız ve yüksek hız olarak görüldüğü ve MT ters çözüm sonuçlarının deprem tomografisini desteklediği görülmüştür.

MT özdirenç kesitlerinde yalıtkan bölgeler, tomografi kesitlerinde yüksek hızlı davranış gösterirken, MT kesitlerinde iletken bölgeler ise tomografi kesitlerinde düşük hızlı davranış göstermiştir. Ayrıca yalıtkan bölgelerin düşük V_p/V_s hız dağılımına sahip olduğu gözlenirken, iletken bölgelerin ise yüksek V_p/V_s hız dağılımına sahip olduğu gözlemlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Jeotermal, Manyetotellürik, Mikro Deprem, Modelleme, Sismoloji.

GEO-ELECTRIC STRUCTURE OF YALOVA-TERMAL TOWN BY USING MODELING OF MAGNETOTELLURIC DATA

ABSTRACT

In this thesis, magnetotelluric (MT) method was used to investigate the underground conductivity structure of Termal district geothermal area on the Armutlu Peninsula in two and three dimensions. Five different profiles in the north-south direction were chosen in the study area and 2D inversion were carried out by using these data. One of the profiles for which 2D inversion was applied and the result of this profile corresponding to the same place in the estimated 3D model by inversion were selected and their compatibility was compared.

Micro earthquake activities recorded in the ARNET seismology network, which includes the study area with in the scope of this thesis. The recorded micro earthquakes were compared with the estimated 2D and 3D resistivity models. It has been observed that the earthquakes in the study area are significantly clustered at depths of 3 km and 5 km. The 3D tomography results estimated from the earthquakes recorded in the ARNET seismology network were interpreted together with the 3D resistivity models.

The 2D and 3D inversion results estimated from the MT data are similar to each other. However, 3D inversion results were revealed the subsurface structure better than a 2D inversion results. Thus, the estimated resistivity model with 3D inversion was used to interperet the MT data. As a result of the 3D inversion of the MT data, previously known faults were delineated. However, new buried fault traces that are not observed in the earthquake fault map were revealed in this thesis study. As the resistivity and velocity models are interpereted together, it can be deduced that the conductive and resistive zones are observed as low velocity and high velocity in the velocity models (V_p , V_s ve V_p/V_s) and the MT inversion results support the earthquake tomography.

Resistive regions in MT resistivity sections showed high velocity behavior in tomography sections, while conductive regions in MT sections showed low velocity behavior in tomography sections. It was also observed that the resistive regions have a low V_p/V_s velocity distribution, while the conductive regions have a high V_p/V_s velocity distribution.

Keywords: Geothermal, Magnetotelluric, Micro Earthquake, Modelling, Seismology.

GİRİŞ

Elektromanyetik (EM) yöntemler, diğer birçok jeofizik yöntemlerde olduğu gibi yeryüzünde alınan ölçülerle yer içinin yapısal özelliklerini tespit etmeyi amaçlayan yöntemlerdir. Manyetotellürik (MT) yöntemde, EM dalgaların doğal yayılımı ve EM alandaki değişimler esas alınır ve yer içinin elektrik öz direncinin (veya iletkenliğinin) belirlenmesi hedeflenir. MT yöntem birbirinden bağımsız olarak çalışan iki farklı bilim insanı (Tikhonov 1950; Cagniard 1953) tarafından geliştirilmiştir. MT yöntem elektriksel özelliklerinin araştırılması istenen ve çok büyük bir güç kaynağı gerektiren yapılar hakkında birkaç metreden yüzlerce kilometreye kadar çalışma yapılmasına olanak sağlar. Bu nedenle MT yer kabuğu araştırmaları (Ulugergerli ve diğ., 2007; Kaya,2010), petrol ve maden araştırmalarında yoğun bir şekilde kullanılmaktadır. Jeotermal araştırma alanları ise MT yöntemin en yaygın kullanıldığı çalışma alanıdır (Erdoğan ve Candansayar, 2017).

Bu tez çalışmasında olduğu gibi denize yakın bölgelerde alınan MT ölçülerinde iletken su kütlelerinden dolayı problemlerle karşılaşabilmektedir. Böyle durumlarda 2B ters çözümlerde deniz etkisini daha baskın olarak taşıyan E-polarizasyonu verisi yerine B-polarizasyonu verisini kullanmak gerekmektedir (Tank, 2010). Yine denize yakın bölgelerde toplanan MT ölçülerinin 3B ters çözüm çalışmalarında ise başlangıç modeline deniz suyu öz direncine sahip küpler eklenerek bu problem aşılabilmektedir. (Tank ve diğ., 2018).

Armutlu Yarımadası'nın tektonik yapısı çok karmaşıktır ve dağınık mikrodeprem aktivitesi gözlenmektedir. Kabuğun üst kısmı yoğun sismik aktiviteyle deforme olmuştur ve sıvıya doygun kesimlerde düşük sismik hızlar segiler. Kuzey Anadolu Fay sisteminin batı uzantısında olması muhtemel sonraki büyük depremin araştırılması açısından bölgede işletilen sismoloji ağı büyük önem taşımaktadır (Tunç ve diğ., 2011). Armutlu Yarımadası'nda b değerinin uzaysal değişimleri de incelenmiştir (Yeken, 2016). Yarımada'nın kuzey kısmındaki yüksek b değeri, stresin azaltılmasına katkıda bulunan hidrotermal-jeotermal aktivite ile ilişkili

olabileceğini göstermektedir. Kinscher ve diğ., (2013), Armutlu Yarımadası'nda meydana gelen onüç küçük ve orta büyüklükteki depremin moment tensör çözümünden elde ettikleri sismotektonik modeli, önceki modellerle karşılaştırmış ve uyumlarını incelemişlerdir.

Bu tez çalışmasında Armutlu Yarımadası'nda yer alan Yalova ili Termal ilçesinin yer altı iletkenlik yapısı MT verilerinin 2B ve 3B ters çözümlü ile araştırılmıştır. Çalışma alanında Kocaeli Üniversitesi Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma Merkezi tarafında işletilen ARNET sismoloji ağı tarafından kaydedilen mikro depremlerin deprem tomografisi 117Y184 nolu TÜBİTAK 1001 proje çalışması kapsamında yapılmıştır. TÜBİTAK projesinden elde edilen V_p , V_s , V_p/V_s hız modelleri bu tez çalışmasında elde edilen 2B ve 3B özdirenç modellerinin yorumunda kullanılmıştır. Çalışma alanının 5 km derinliğe kadar olan özdirenç modellerinden elde edilen tektonik yapı sınırları ve gömülü fay uzanımlarını hız modelleri de desteklemektedir.

1. ELEKTROMANYETİK YÖNTEM

1.1. Elektromanyetik Kuramda Temel Denklemler

EM dalgaların yayılımı ve soğurulması Maxwell denklemleri ile açıklanır. Bu denklemler, zamanın bir fonksiyonu olarak değişen elektrik alan ve manyetik alan arasındaki ilişkiyi tanımlar. İlk iki denklemin (x, y, z) kartezyen koordinatlarda diferansiyel formu;

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1.1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{J} \quad (1.2)$$

Burada E elektrik alan şiddeti (V/m), B manyetik akım yoğunluğu (Wb/m²), H manyetik alan şiddeti (A/m), D elektrik yer değiştirme (C/m²) ve J ise akım yoğunluğudur (A/m²).

Eşitlik (1.1) Faraday kanunu olarak bilinir ve zamanla değişen manyetik alanın, elektrik alanı nasıl oluşturduğunu açıklamaktadır. Amper kanunu olarak bilinen Eşitlik (1.2) manyetik alanın, elektrik akım yoğunluğu ve elektrik yer değiştirme (deplasman) akımları ile ilişkili olduğunu açıklar. Eşitlik (1.1)' in diverjansı alınarak;

$$\nabla \cdot \nabla \times \mathbf{E} = -\nabla \cdot \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial t} (\nabla \cdot \mathbf{B}) = 0 \quad (1.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1.4)$$

Eşitlik (1.4) elde edilir ve manyetik tek kutbun olmadığını ifade eder (manyetizma için Gauss kanunu).

Benzer şekilde Eşitlik (1.2)' nin diverjansı,

$$\nabla \cdot \nabla \times \mathbf{H} = \frac{\partial}{\partial t}(\nabla \cdot \mathbf{D}) + \nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \quad (1.5)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\frac{\partial}{\partial t}(\nabla \cdot \mathbf{D}) \quad (1.6)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial t}(\nabla \cdot \mathbf{D}) \quad (1.7)$$

böylece buradan;

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (1.8)$$

elde edilir ve Eşitlik (1.8) Gauss kanunu olarak bilinir. Burada q (C/m^3) hacimsel yük yoğunluğudur.

Eşitlik (1.1), (1.2), (1.4) ve (1.8) manyetizmanın temel denklemleri olarak bilinir (Ward ve Hohmann, 1987). Doğrusal ve yön bağımsız ortamlarda elektrik iletkenlik (σ), manyetik geçirgenlik (μ) ve dielektrik geçirgenlik (ϵ) için aşağıdaki üç eşitlik yazılabilir.

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (1.9)$$

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (1.10)$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (1.11)$$

Boşluğun dielektrik geçirgenliği (ϵ) ve boşluğun manyetik geçirgenlikteki değişimleri (μ), elektrik iletkenlikle kıyaslandığında çok küçük olduğu için, boşlukta $\mu = \mu_0 = 1.25566 \cdot 10^{-6}$ H/m, $\epsilon = \epsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12}$ F/m olarak yazılır. Eşitlikler (1.9), (1.10) ve (1.11) kullanılarak Maxwell denklemleri takip eden şekilde yazılabilir.

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1.12)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \epsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu_0 \sigma \mathbf{E} \quad (1.13)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = q/\epsilon_0 \quad (1.14)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1.15)$$

MT yöntem uygulanırken birtakım kabuller yapılmaktadır. Bunlardan ilki MT yöntemlerde kullanılan doğal elektromanyetik kaynak alanının, büyük ölçekli iyonosferik akım sistemleri tarafından üretildiği varsayımdır. Bu sistemlerin kaynağı yer yüzünden çok uzaklardır. Bu yüzden elektromanyetik alan tek düze düzlem dalga davranışı gösterir ve Yer küreye dikey bir şekilde nüfuz eder (Cagniard, 1953). Elektromanyetik dalganın yer yüzüne nüfuz edişi Snell yasası (Ward ve Hohmann, 1988). Düzlem EM dalgalar için elektrik alan şiddeti E , manyetik alan şiddeti H ve bunların genlikleri E_0 ve H_0 olmak üzere;

$$\mathbf{E} = E_0 e^{i\omega t} \quad (1.16a)$$

$$\mathbf{H} = H_0 e^{i\omega t} \quad (1.16b)$$

şeklinde iki eşitlik yazılabilir.

İkinci varsayım MT yöntemlerde iletken yer küre üzerinde elektrik yer değiştirmenin yarı statik olduğu varsayımdır. Bu yüzden zamana göre değişimler gösteren yer değiştirme akımları, zamana göre değişimler gösteren iletme akımları ile kıyaslandığında ihmal edilebilir.

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \sigma \mathbf{E} \quad (1.17)$$

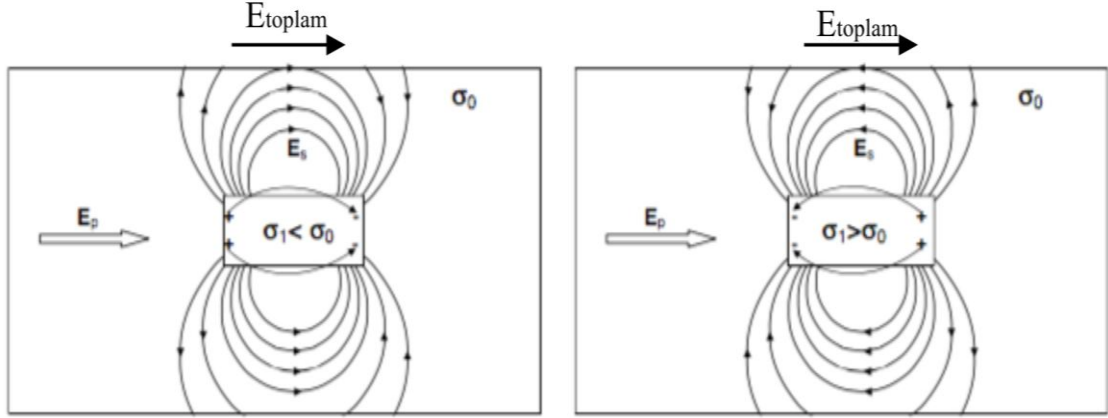
Üçüncü varsayım ise tabakalı ortamda elektriksel yük depolamasının olmadığı varsayımdır. Fakat çok boyutlu ortamda elektriksel yükler sadece iletkenler üzerinde depolanır. Bu durum galvanik etki olarak bilinir (Weaver, 1994; Jiracek, 1990). Galvanik etkiyi fiziksel olarak daha iyi açıklayabilmek için Eşitlik (1.11)' in diverjansı alınır.

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = \nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = \sigma \nabla \cdot \mathbf{E} + (\nabla \sigma) \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (1.18)$$

Eşitlik (1.18) ile Eşitlik (1.14) birlikte yazılırsa;

$$q = -\epsilon_0 (\nabla \sigma) \cdot \mathbf{E} / \sigma \quad (1.19)$$

Eşitlik (1.19) σ_0 ve σ_1 gibi iki farklı iletkenliğe sahip yan yana iki farklı ortam arasındaki iletkenlik farkı elektrostatik yük birikimine neden olur ve bu durum galvanik etki olarak bilinir (Jiracek, 1990).



Şekil 1.1. Galvanik etki. İletken bir ortamda gömülü yüksek öz dirençli yapının uçlarında elektrostatik yük birikmesi (solda). Yüksek öz dirençli bir ortamda gömülü iletken yapının uçlarında elektrostatik yük birikmesi (sağda). Her iki durumda da yük birikimi ikincil elektrik alan oluşmasına neden olur. E_p birincil elektrik alanı, E_s ikincil elektrik alanı ve E_{toplam} ise toplam elektrik alanı göstermektedir.

Eşitlikler (1.12), (1.14) ve (1.17) doğal elektromanyetik dalganın indüksiyonunu gösteren temel denklemlerdir. Bu denklemlere göre yayılan dalgalar zaman bağımlıdır fakat uzaysal dağılımlarının statik alan gibi davranması için zamana bağımlı değişimleri oldukça yavaştır. Bu yüzden bu alanlar yarı statik alan olarak adlandırılırlar. (1.12) eşitliğinde her iki tarafın rotasyoneli alınır ve (1.15) eşitliğinde $(\nabla \times B)$ ' nin yerine konursa;

$$\nabla \times (\nabla \times E) = -\frac{\partial}{\partial t}(\nabla \times B) = -\mu_0 \sigma \frac{\partial E}{\partial t} \quad (1.20)$$

Eşitlik (1.14)' te $(\nabla \cdot E)$ ifadesi yerine Laplasyen operatörü devreye girip (1.20) eşitliği buna göre yeniden düzenlenirse;

$$\nabla^2 E = \mu_0 \sigma \frac{\partial E}{\partial t} - \nabla[(\nabla \sigma) \cdot E / \sigma] \quad (1.21)$$

Benzer şekilde, B için diferansiyel denklem tanımlanacak olursa Eşitlik (1.17)' nin rotasyoneli alınır ve Eşitlik (1.12)' de yerine konursa;

$$\nabla \times (\nabla \times B) = \mu_0 \sigma (\nabla \times E) = -\mu_0 \sigma \frac{\partial B}{\partial t} \quad (1.22)$$

Burada Laplasyen operatörü kullanılır ve Eşitlik (1.11)' de $(\nabla \cdot B)$ ' nin yerine konursa;

$$\nabla^2 B = \mu_0 \sigma \frac{\partial B}{\partial t} - [(\nabla \sigma) \times (\nabla \times B / \sigma)] \quad (1.23)$$

Eşitlikler (1.21) ve (1.23) zamanın bir fonksiyonu olarak değişen elektrik ve manyetik alan için difüzyon denklemleri halini alır. Böylece elektromanyetik dalga difüzyon olarak yayılır ve üstel olarak yer içine nüfuz eder (Weaver, 1994). Yukarıda bahsedilen üç varsayımdan birincisi göz önüne alınarak ve harmonik zaman bağımlı düzlem dalga ifadesi ($e^{i\omega t}$) kullanılarak Eşitlik (1.21)'de E' nin zamana göre türevi hesaplanabilir.

$$\nabla^2 E = i\omega \mu_0 \sigma E - \nabla[(\nabla \sigma) \cdot E / \sigma] \quad (1.24)$$

Benzer şekilde Eşitlik (1.23) düzenlenerek aşağıdaki hale dönüşür.

$$\nabla^2 H = i\omega \mu_0 \sigma H - [(\nabla \sigma) \times (\nabla \times H) / \sigma] \quad (1.25)$$

Tek tip bir iletkeni temsil eden $\nabla \sigma = 0$ eşitliği kullanılarak Eşitlikler (1.24) ve (1.25);

$$\nabla^2 E - i\omega \mu_0 \sigma E = 0 \quad (1.26)$$

$$\nabla^2 H - i\omega \mu_0 \sigma H = 0 \quad (1.27)$$

haline indirgenir. Burada $k = \sqrt{i\omega \mu_0 \sigma}$ karmaşık dalga sayısıdır.

Karmaşık dalga sayısını temsil eden ifade irdelenirse;

$$k = \sqrt{i\omega \mu_0 \sigma} = \sqrt{i} \sqrt{\omega \mu_0 \sigma} = \frac{1+i}{\sqrt{2}} \sqrt{\omega \mu_0 \sigma} = (1+i) \sqrt{\omega \mu_0 \sigma / 2} \quad (1.28)$$

Haline dönüşür. Eşitlik (1.28) dalga sayısının gerçel ve sanal kısımlardan oluştuğunu göstermektedir (Keller, 1988). Eşitlik (1.28)' in gerçel kısmı;

$$\text{Re}(k) = \frac{1}{p} \quad (1.29)$$

Burada $p = \sqrt{2 / \omega \mu_0 \sigma}$ olarak ifade edilir ve nüfuz derinliği olarak bilinir. Nüfuz derinliği genellikle EM dalganın nüfuz edebildiği derinliği hesaplamak için kullanılır. Ortamın özdirenci Ωm , ve periyot saniye cinsinden hesaplanacak olursa nüfuz derinliği formülü metre (m) cinsinden;

$$p \approx 500\sqrt{\rho T} \quad (1.30)$$

MT empedans tensörü (Z), elektrik alanın manyetik alana oranından hesaplanan birbirine dik bileşenleri arasında doğrusal bir ilişki olduğunu ortaya koyar.

$$Z(\omega) = \frac{E(\omega)}{H(\omega)} \quad (1.31)$$

Empedans, elektrik ve manyetik alanın tüm yatay bileşenlerini kullanılarak tensör biçiminde aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (1.32)$$

Eşitlik (1.32) ile verilen karmaşık empedans tensöründen görünür özdirenç ve empedans fazı formülleri izleyen şekilde yazılır.

$$\rho_a^{ij} = 0,2T \left| \frac{E_i}{B_j} \right|^2 = 0,2T |Z_{ij}|^2 \quad (1.33)$$

$$\varphi_{ij} = \arctan \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right) \quad (1.34)$$

Elektrik alan mV/km ve manyetik alan nT cinsinden verilmektedir (Cagniard, 1953; Keller, 1988; Weaver, 1994). Karmaşık empedans tensörünün özellikleri (Weckmann ve diğ., 2003)' tartışılmıştır.

Bir diğer doğrusal ilişki de düşey manyetik alan bileşeni B_z ile yatay manyetik alan bileşenleri B_x , B_y arasında vardır. Söz konusu bileşenler arasındaki ilişki Eşitlik (1.35)' teki gibi tanımlanır.

$$B_z = T_{zx}B_x + T_{zy}B_y \quad (1.35)$$

Burada T_{zx} ve T_{yz} düşey manyetik alan transfer fonksiyonunu oluştururlar ve literatürde tipper olarak adlandırılırlar (Vozoff, 1972). Düşey manyetik alan bileşeninden hesaplanan önemli bir parametre de indüksiyon vektörleridir. Wiese kuralları (Wiese, 1962) kullanılarak indüksiyon vektörlerinin reel kısımlarının genlikleri ve açıları aşağıda verilen şekilde hesaplanır.

$$A(\text{genlik}) = \sqrt{\text{Re}(T_{zx})^2} + \sqrt{\text{Re}(T_{zy})^2} \quad (1.36)$$

$$\phi(A_{çl}) = \left(\frac{\text{Re}(T_{zy})}{\text{Re}(T_{zx})} \right) \quad (1.37)$$

Benzer şekilde sanal kısım hesaplanır. Wiese-kurallarıyla hesaplanmış reel indüksiyon vektörleri iletkene yönelme eğilimindedir. İndüksiyon vektörleri genellikle yer altındaki yanal sınırlara işaret etme eğilimindedir.

1.2. Bir Boyutlu (1B) Empedans Tensörü

Bir boyutlu tabakalı ortamlar için iletkenlik (σ) sadece derinlikle değişir ve MT transfer fonksiyonu ölçülen eksenlerin yönünden bağımsızdır ve sadece frekansa bağlıdır. Böyle durumlar için empedans tensörü aşağıdaki gibi yazılır.

$$Z_{1B} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (1.38)$$

Empedans tensörünün diyagonal elemanları Z_{xx} ve Z_{yy} sıfırdır. Diyagonal olmayan elemanlar ise manyetik ve elektrik alanlar için büyüklük olarak birbirine eşit fakat ters işaretlidir. Bir boyutlu ortamlar için görünür özdirenç ve faz denklemleri sırasıyla Eşitlik (1.39) ve (1.40) ile verilir.

$$\rho_a = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z|^2 \quad (1.39)$$

$$\phi_a = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z}{\text{Re } Z} \right) \quad (1.40)$$

1.3. İki Boyutlu (2B) Empedans Tensörü

İki boyutlu ortamlar için iletkenlik derinlikle ve yatay doğrultulardan bir tanesi ile değişkenlik gösterir. Bir diğer yatay doğrultuda ise sabit kalır. İletkenliğin sabit kaldığı yatay doğrultu yer-elektrik doğrultusu olarak adlandırılır.

MT ölçüm düzeni genellikle yer-elektrik doğrultusunda değildir. İki boyutlu veri analizi yapabilmek için toplanacak verinin ilgili polarizasyon yönüne (yer-elektrik doğrultusu yönüne) döndürülmesi gerekmektedir. Bu yüzden empedans tensörü iki boyutlu durumda x veya y'nin yer-elektrik doğrultusuna paralel veya dik olduğu düşünülen iki bağımsız moda ayrıştırılır. Elektrik alanın yer-elektrik doğrultusuna paralel olduğu mod TE (Transverse Electric) modu veya E-polarizasyon mod, manyetik alanın yer-elektrik doğrultusuna paralel olduğu mod TM (Transverse Magnetic) modu veya B-polarizasyon mod şeklinde isimlendirilir. Tam anlamıyla 2B durumlar için empedans tensörünün köşegen elemanları sıfırdır. Ancak bu durum bozulma veya 3B indüksiyon nedeniyle nadiren gerçekleşir.

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (1.41)$$

Burada;

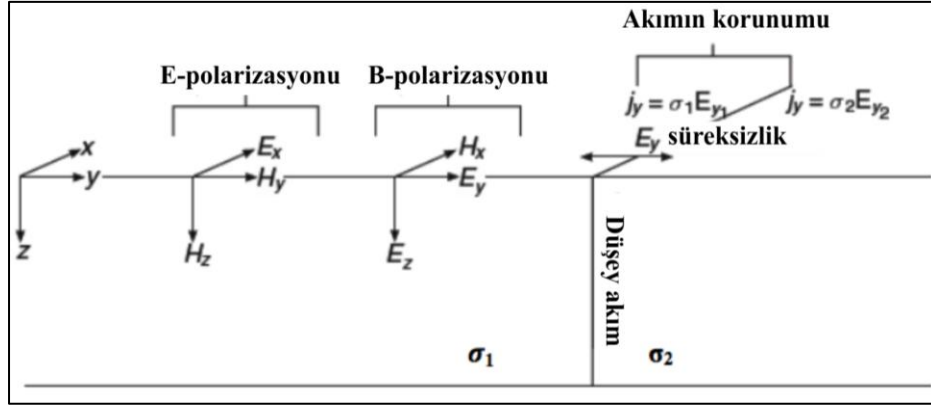
$$Z_{xy}(\omega) = Z_{TE} = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} \quad (1.42a)$$

$$Z_{yx}(\omega) = Z_{TM} = \frac{E_y(\omega)}{H_x(\omega)} \quad (1.42b)$$

İki boyutlu durumlarda görünür öz direnç ve faz formülleri de TE modu için Eşitlik (1.42a)'da TM modu için (1.42b)'de verilmiştir.

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{xy}|^2; \phi_{xy} \quad (1.43a)$$

$$\rho_{yx} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{yx}|^2; \phi_{yx} \quad (1.43b)$$



Şekil 1.2. Düsey süreksizlik ile birbirinden ayrılmış iletkenlikleri farklı olan iki zon ile basitleştirilmiş 2B model gösterimi (Simpson ve Bahr, 2005)

Şekil 1.2’de gösterildiği gibi TE modu, kendisine dik olan manyetik alanları indükleyen yer-elektrik doğrultusuna paralel akımları temsil eder ve elektromanyetik alanın E_x , H_y ve H_z bileşenleri ile tanımlanır. Benzer şekilde TM modu kendisine dik olan manyetik alanları indükleyen yer-elektrik doğrultusuna dik akımları temsil eder ve elektromanyetik alanın H_x , E_y ve E_z bileşenleri ile tanımlanır.

1.4. Tensör Rotasyonu

MT verilerinin ölçümü aşamasında yer elektrik doğrultusu genellikle bilinmemektedir. Bu durumda ölçülen elektrik ve manyetik alan bileşenleri yer elektrik doğrultusuna dik veya paralel olmayabilir. Bu da 2B ortamlar için empedans tensörünün, köşegen elemanlarının sıfırdan farklı olmasını sebep olur. Bu durumu düzeltmek için empedans tensörü matematiksel olarak tercih edilen bir koordinat sistemine döndürülebilir. Tercih edilecek döndürme yönü, 2B ortamlar için uygun koşulları sağlayacak ve empedans tensörünün köşegen elemanlarını sıfır yapacak jeo-elektrik doğrultuya hizalanacak yöndür. Döndürülmüş empedans tensörü Z_R (1.44) eşitliğindeki gibi yazılabilir.

$$Z_R = RZR^T \quad (1.44)$$

Burada R^T , rotasyon matrisinin transpozudur. ϕ döndürme açısı için rotasyon matrisi R , (1.45) denklemindeki gibi verilir.

$$R = \begin{bmatrix} \cos\varphi & \sin\varphi \\ -\sin\varphi & \cos\varphi \end{bmatrix} \quad (1.45)$$

1.5. Tensör Ayırıştırması

Tensör ayırıştırma prosedürleri, verinin 2B varsayımına uyup uymadığını anlamak ve yer elektrik doğrultusunu belirlemek için kullanılır. Tensör ayırıştırma yönteminde gözlenen (bozulmuş) tensör Z_0 , bölgesel (bozulmamış, 2B) tensör Z_2 ve bozulma (distorsiyon) tensörü D (Groom ve Bailey, 1989) olarak iki kısma ayrılır ve

$$Z_0 = DZ_2 \quad (1.46)$$

şeklinde yazılır. Bozulma tensörü dört ayrı parametre ile tanımlanır ve Eşitlik (1.47) ile verilir.

$$D = gTSA \quad (1.47)$$

Burada g kazanç olarak bilinen sabit ölçekleme faktörü; T elektrik akımlarının bölgesel bir doğrultuyla hizalanmak için rotasyonunu temsil eden bir bükülme matrisidir. S , elektrik akımlarının açısız sapmasını gösteren sapma matrisi ve A ise elektrik akımlarının malzeme boyunca bir yönde aktığında oluşan ve farklı yönlerde farklı dirençlere sebep olan anizotropidir. Bozulma tensörü parametreleri gerçeldir ve frekans bağımsızdır (Chave ve Smith, 1994). A ve g parametreleri belirlenemezken, T ve S parametreleri belirlenebilir. g parametresi bölgesel empedans tensörüne statik kayma olarak katılabilir ve modellemede hesaba katılabilir. Hem A hem de g parametrelerinin yer elektrik doğrultusu üzerinde etkileri yoktur.

McNiece ve Jones (2001), tensör ayırıştırma yöntemini istatistiksel yaklaşımlar kullanarak birden çok yeri ve birden çok frekansı içerecek şekilde genişletmiştir. Bu sayede yer elektrik doğrultu açısının belirlenmesi herhangi bir periyot bandı ve bir profile ait istasyon grubu için belirlenebilir. Böylece doğrultunun hem profil boyunca hem de derinlikle nasıl değiştiğini görebilmek mümkün olabilmektedir. İki boyutluluk varsayımı ölçülen tensör (muhtemelen bozulmuş) ve tensör ayırıştırma işlemlerinden gelen bölgesel (bozulmamış) tensör arasındaki uyum dikkate alınarak test edilebilir. Yer altı öz direnç yapısı eğer 2B ise veya 2B olarak tahmin edilebiliyorsa uyum yüksek olacaktır.

1.6. Faz Tensörü

Faz tensörü yöntemi (Caldwell ve diğ., 2004; Bibby ve diğ., 2005b) tensör ayrıştırma metoduna bir alternatif olarak ortaya çıkmıştır. Faz tensörü yönteminin önemli bir avantajı 2B koşulunu şart koşmadan boyutluluk ve yer elektrik doğrultusu hakkında bilgi verebiliyor olmasıdır. X ve Y faz tensörünün gerçel ve sanal kısımlarını temsil ediyor olsun. MT faz tensörü;

$$\varphi = \frac{\text{Re}(Z)}{\text{Im}(Z)} = X^{-1}Y = \begin{bmatrix} \varphi_{xx} & \varphi_{xy} \\ \varphi_{yx} & \varphi_{yy} \end{bmatrix} \quad (1.48)$$

şeklinde yazılır.

Faz tensörünün en önemli özelliği sabit kayma etkisi içermesi muhtemel empedans tensöründen hesaplanıyor olmasına rağmen kendisinin bu kayma etkisinden etkilenmiyor olmasıdır (Caldwell ve diğ., 2004). Bunu açıklayabilmek için bozulmaya uğramış yatay elektrik alanın, bozulmaya sebep olan etki ile arasındaki ilişki (1.49) eşitliğindeki gibi verilmiş olsun.

$$E_D = DE \quad (1.49)$$

Burada D 2x2'lik bozulma matrisidir ve gerçeldir. D bozulma matrisi sadece elektrik alanı değil, manyetik alanı ve dolayısıyla empedansı etkileyecektir. Burada sadece elektrik alana etkisi gösterilmiştir. Eşitlik (1.49), Eşitlik (1.48)'e uygulanırsa Eşitlik (1.50) elde edilir.

$$\varphi_D = X_D^{-1}Y_D = (DX)^{-1}DY = X^{-1}D^{-1}DY = X^{-1}Y = \varphi \quad (1.50)$$

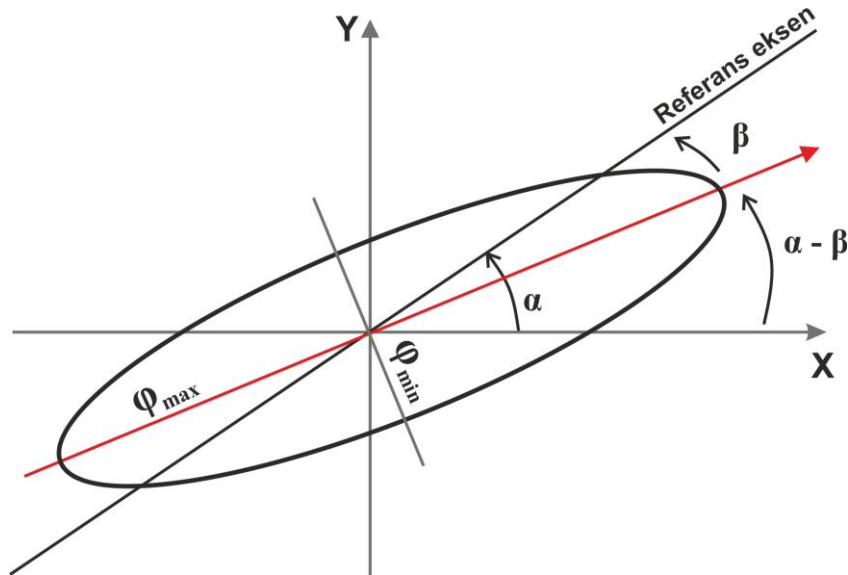
Faz tensörü, köşegen faz tensörü elemanlarının maksimum (φ_{\max}) ve minimum (φ_{\min}) değerlerinin büyüklüklerine eşit eksenlerle bir elips olarak harita üzerinde veya kesit olarak gösterilebilir. Şekil 1.3) bir elips ile temsil edilen faz tensörünü göstermektedir. Yamukluk açısı β ise Eşitlik (1.51) ile verilir.

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\varphi_{xy} - \varphi_{yx}}{\varphi_{xx} - \varphi_{yy}} \right) \quad (1.51)$$

1B yer altı yapıları için faz tensörü elipsleri tam bir daire şeklindedir çünkü φ_{\min} ve φ_{\max} (φ_{xx} ve φ_{yy}) büyüklükleri eşittir. Bu durumda φ_{xy} ve φ_{yx} sifira eşit olacak ve yamukluk açısı β yine sıfır olacaktır.

2B yer altı yapısı için ise faz tensörü, ana eksenini φ_{\max} büyüklüğüne eşit olan bir elips ile temsil edilir. Ters köşegen elemanları sıfır olacağından yamukluk açısı $\beta = 0$ olacaktır. Ancak 2B durumunda $\beta = 0$ şartı tek başına yeterli değildir. Bunun dışında faz tensörü elipsinin uzun ekseninin yer elektrik doğrultusuna paralel olması gerekir. Ana eksen de yer elektrik doğrultusu ile ilişkili olan α açısına göre hizalanacaktır (bozulmamış veri için).

3B yer altı yapısı için faz tensörü matrisindeki tüm elemanlar sıfırdan farklı olacaktır. Yamulma açısı sıfırdan farklı ($\beta \neq 0$) bir değer alır ve iki boyutluluktan (2B) sapmayı gösterir. Faz tensörü elipsinin ana eksenini $\alpha - \beta$ açısına göre hizalanacaktır. $\alpha - \beta$ açısı 2B yer elektrik doğrultusu yönüne en yakın eşdeğer olan en büyük induktif akım akışının yönüdür. Bu nedenle faz tensörü elipslerinin yönü en iletken yöne dik olarak hizalanacaktır (Heise ve diğ., 2006). Dolayısıyla elipslerin yönü bir iletkeni geçerken dönecektir (Şekil 1.3).



Şekil 1.3. Faz tensörünün elips şeklinde gösterimi. Minör ve majör eksenlerin büyüklükleri φ_{\min} ve φ_{\max} ile verilir. MT verisi 1B ise elips eksenleri birbirine eşittir ve faz tensörü daire şeklinde görünür. Veri 3B ise yamukluk açısı β sıfırdan farklı bir değer alır ve 2B durumdan sapmayı gösterir. $\alpha - \beta$ açısı ise 2B yer elektrik doğrultusuna eşdeğer olarak ana eksenin yönünü verir (Caldwell ve diğ., 2004).

1.7. Üç Boyutlu (3B) Empedans Tensörü

İletkenlik dağılımının bütün yönlerde değiştiği durumlarda problem 3B hale gelir. 3B problemlerin çözümünde empedans tensörünün köşegen elemanlarının sıfıra eşitlenmesine gerek kalmamaktadır. Bununla birlikte 2B problemlerde olduğu gibi empedans tensörünün farklı modlarda değerlendirilmesine de gerek kalmamaktadır. 3B problemlerde dört tensör bileşeni de çözümün içinde olmaktadır.

1.8. Zaman Serisi Analizi

Zaman serisi analizi, zaman ortamında ölçülen verilerden frekans ortamındaki elektromanyetik empedans transfer fonksiyonlarının tahmin edilmesi şeklinde tanımlanabilir. Ancak MT verisi gürültü içerdiğinden, bunun üstesinden gelebilecek bir veri işlem tekniğinin uygulanması gerekir. Jones ve diğ., (1989), transfer fonksiyonunun elde edilmesi için çeşitli yöntemler önermişlerdir. Detayları yayınladıkları makalede verilen veri işlem şemasının başlıca adımları ön veri işlem, zaman ortamından frekans ortamına geçiş ve transfer fonksiyonunun tahmin edilmesidir.

Ön veri işlemin amacı verideki trend etkisinin ve diğer gürültü çeşitlerinin azaltılabilmesidir. Bunun için zaman serileri uzunlukları seçilen periyotlara bağlı olan farklı segmentlere bölünür. Farklı segmentlere bölünen zaman serilerinin fazla olması istatistik olarak daha iyi sonuçların elde edilmesini sağlayacaktır. Bu segmentler sonlu uzunlukta olacağından Fourier Dönüşümü esnasında spektral bozulmaya neden olacaktır (Jones, 1977). Spektral bozulmayı önlemek amacıyla zaman serilerine bir pencere fonksiyonu uygulanır ve sonrasında frekans ortamına geçirilir.

Sonraki adımda toplanan veriden alet tepkisi giderilir. Alet tepkisinin giderilmesi işleminde bobinlerin frekans bağımlı kalibrasyon bilgilerine ihtiyaç duyulmaktadır. Wiedelt (1972) dispersiyon teorisi komşu frekanslar için benzer sonuçları öngördüğünden bu işlem için her logaritmik dönem için 6 ile 10 frekans için yapılacak hesaplamalar yeterli olacaktır. Bununla birlikte daha az sayıda frekans kullanılması, frekans ortamında katlanmalara neden olacaktır (Simpson ve Bahr, 2005).

Frekans ortamına geçildikten sonra her bir zaman segmentinin her bileşeni için kendileri ve eşleniklerinin ayrı ayrı çarpımından oluşan öz ilişki ve çapraz ilişkileri hesaplanır.

$$\begin{array}{cccccc}
 B_x & B_y & B_z & E_x & E_y & \\
 B_x \cdot B_y^* & B_y \cdot B_x^* & B_z \cdot B_x^* & E_x \cdot B_x^* & E_y \cdot B_x^* & B_x \\
 & B_y \cdot B_y^* & B_z \cdot B_y^* & E_x \cdot B_y^* & E_y \cdot B_y^* & B_y \\
 & & B_z \cdot B_z^* & & & B_z \\
 & & & E_x \cdot E_x^* & E_y \cdot E_x^* & E_x \\
 & & & & E_y \cdot E_y^* & E_y
 \end{array}$$

Bir sonraki adım ise empedans tensörü ve düşey manyetik alan (tipper) bileşenlerinden oluşan transfer fonksiyonunun kestirilmesidir.

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega) \cdot H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega) \cdot H_y(\omega) + \delta Z(\omega) \quad (1.52)$$

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega) \cdot H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega) \cdot H_y(\omega) + \delta Z(\omega) \quad (1.53)$$

Burada (1.52) ve (1.53) denklemleri aslında (1.32) eşitliğinden türetilmiştir. Son kısma eklenen $\delta Z(\omega)$ ifadesi ise gürültüyü temsil etmektedir. Aynı şekilde düşey manyetik alan (tipper) bileşeni için de (1.54) eşitliği yazılabilir.

$$H_z(\omega) = T_x(\omega) \cdot H_x(\omega) + T_y(\omega) \cdot H_y(\omega) + \delta Z(\omega) \quad (1.54)$$

Goubau ve diğ. (1978) ve Gamble ve diğ. (1979) gürültüden kaynaklanan yanlış yorumlamaların önüne geçmek amacıyla uzak istasyon (remote reference) metodunu geliştirdiler. Uzak istasyon metodunda, yerel MT istasyonlarından uzakta ekstra bir MT istasyonu ile ölçü alınır. Bu durumda Eşitlikler (1.52, 2.53 ve 2.54) parametreleri daha önceden hesaplanan özel bir matrisin elemanları olan aşağıdaki denklemler kullanılarak çözülebilir.

$$Z_{xx} = \frac{\langle E_x R_x^* \rangle \langle H_y R_y^* \rangle - \langle E_x R_y^* \rangle \langle H_y R_x^* \rangle}{DET} \quad (1.55)$$

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x R_y^* \rangle \langle H_x R_x^* \rangle - \langle E_x R_x^* \rangle \langle H_x R_y^* \rangle}{DET} \quad (1.56)$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle E_y R_x^* \rangle \langle H_y R_y^* \rangle - \langle E_y R_y^* \rangle \langle H_y R_x^* \rangle}{DET} \quad (1.57)$$

$$Z_{yy} = \frac{\langle E_y R_y^* \rangle \langle H_x R_x^* \rangle - \langle E_y R_x^* \rangle \langle H_x R_y^* \rangle}{DET} \quad (1.58)$$

$$T_x = \frac{\langle H_z R_x^* \rangle \langle H_y R_y^* \rangle - \langle H_z R_y^* \rangle \langle H_y R_x^* \rangle}{DET} \quad (1.59)$$

$$T_y = \frac{\langle H_z R_y^* \rangle \langle H_x R_x^* \rangle - \langle H_z R_x^* \rangle \langle H_x R_y^* \rangle}{DET} \quad (1.60)$$

Burada $DET = \langle H_x R_x^* \rangle \langle H_y R_y^* \rangle - \langle H_x R_y^* \rangle \langle H_y R_x^* \rangle$. Karmaşık eşlenik ifadeler R_x^* ve R_y^* teorik olarak referans istasyonun manyetik alan bileşenlerini temsil etmektedir. Uygulamada referans istasyonun yatay manyetik alan bileşenlerinin kullanılması tercih edilir. Çünkü yatay manyetik alanlar genellikle gürültüden daha az etkilenir.

Gürültüden kaynaklanan yanlış yorumlamaların önlenmesi amacıyla farklı yöntemler de geliştirilmiştir. Gerçek zamanlı veri işlem aşamalarında, her frekans aralığında birden fazla görünür öz direnç elde etmek ve bunların ortalamasını kullanmak bu yöntemlerden bir tanesidir. Moore (1977), medyan ortalamasının daha sağlıklı sonuçlar verdiğini belirtmiştir. Bunun dışında geleneksel en küçük kareler (EKK) yöntemi de aynı amaçla kullanılmıştır. Fakat EKK yöntemi, gürültünün normal dağılıma sahip olduğunu varsayması ve her örneği eşit ağırlıklandırması sebebiyle her tür veride sağlıklı sonuç üretmediği görülmüştür (Egbert ve Booker, 1986; Vozoff, 1989).

1.9. Üç Boyutlu (3B) Düz Çözüm

Üç boyutlu EM problemlerin çözümleri iki boyutlu ile kıyaslandığında daha karmaşık bir hal almaktadır. Bunun sebebi iletkenliğin X, Y ve Z yönlerinde uzaysal olarak farklılık göstermesi ve 3B indüksiyon kuramında kaynağın düzenli ve sabit olmamasıdır. Yer yüzeyinin alanı çok geniş olduğundan, EM alanın yatay ve tek düze olduğu varsayımı geçerliliğini yitirir (Weaver, 1994). Fakat 3B problemlerin çözümünü kolaylaştırma adına sadece iletkenliğin üç doğrultuda değiştiği, kaynak alanının ise yatay ve tek düze olduğu kabul edilir. 3B ortamlarda problemler Maxwell denklemlerinin ikinci dereceden türevlerinin alınmasıyla çözülür. Elektrik alan çözümü için;

$$\nabla \times \nabla \times E = i\omega\mu_0\sigma E - \nabla[(\nabla\sigma) \cdot E/\sigma] \quad (1.61)$$

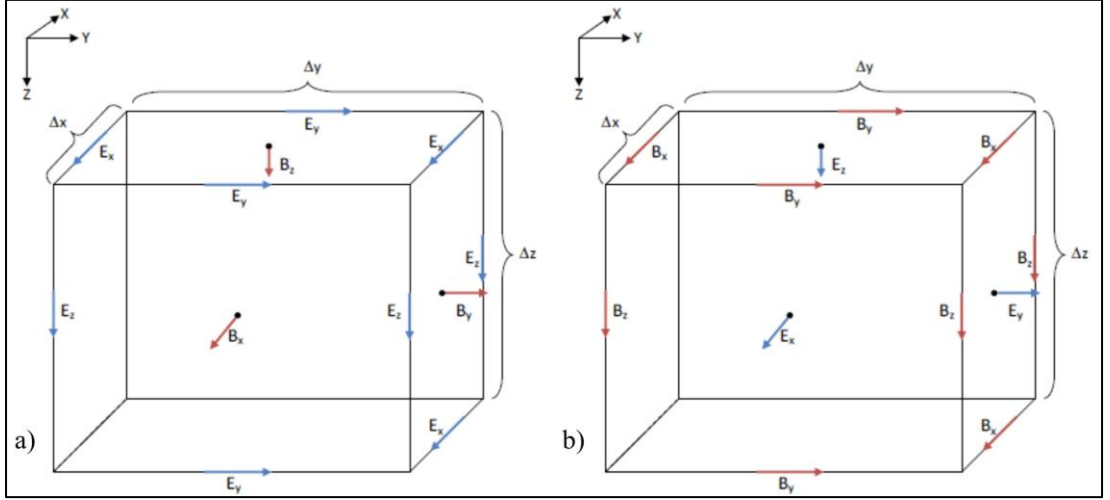
Ve manyetik alan çözümü için;

$$\nabla \times \nabla \times B = i\omega\mu_0\sigma B - [(\nabla\sigma) \times (\nabla \times B)/\sigma] \quad (1.62)$$

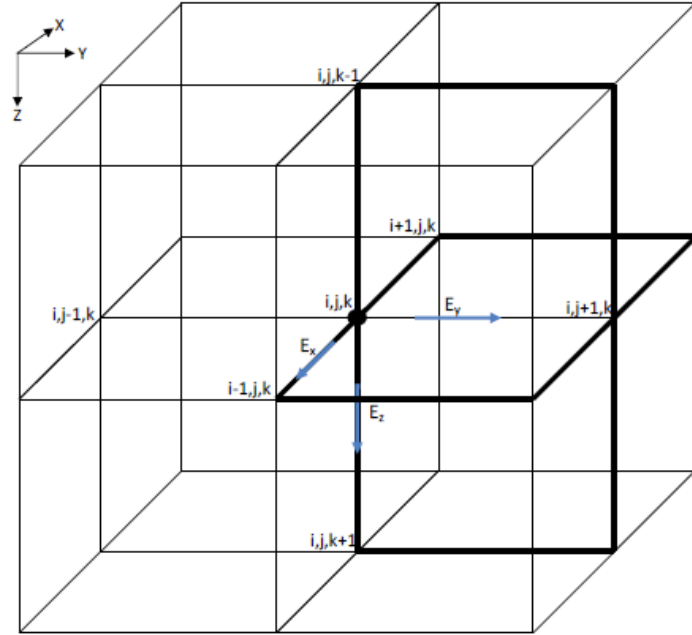
eşitlikleri yazılarak üç bileşenli vektörel alan (E_x, E_y, E_z veya B_x, B_y, B_z) olarak elde edilir. Bununla birlikte sonlu farklarda Eşitlik (1.61) ve (1.62) 3B modele uygulanarak çözüm yapılır. Bu, yer modelinin önce küplere ayrılacağı her kübe sabit bir iletkenlik değeri atanacağı anlamına gelir. Daha sonra 2B’de olduğu gibi hücrelerin düğüm bölgelerinde değil de küplerin her bir kenarında ve yüzünde EM alan hesaplanır.

Sonlu farklar yaklaşımında sayısal model ağı tanımlamanın genel olarak iki yolu vardır. Bunlardan birincisinde 3B model ağında üç elektrik alan bileşeni küplerin uçlarına tanımlanırken, üç manyetik alan bileşeni küplerin yan yüzlerine tanımlanır (Şekil 1.4a). Bu durumda Eşitlik (1.61)’ün çözümünden elektrik alan hesaplanır ve Maxwell eşitliklerinden Faraday kanunu kullanılarak manyetik alan, elektrik alandan türetilir. Maxwell denklemlerinin, EM alanın sınır problemlerini çözmedeki uygulaması, Şekil 1.4’ teki gibi bir model (staggered grid) üzerinde Yee (1966) algoritmasında kullanılarak aşılmıştır. Bu yüzden bu tür sayısal ağlar Yee ağları (Yee-Grid) olarak adlandırılırlar. Bu tip ağlar Alumbaugh ve diğ., (1996), Newman ve Alumbaugh (1997) tarafından geniş bant EM 3B modelleme konularında, sonrasında Siripunvaraporn ve diğ. (2005), Egbert (2006) tarafından 3B MT çalışmaları için kullanılmıştır.

İkinci tip sayısal model ağında ise manyetik alan bileşenleri kübün uç kısımlarına tanımlanırken ikincil elektrik alan bileşenleri kübün yan yüzlerine tanımlanır (Şekil 1.4b). Bu durumda Eşitlik (1.62) manyetik alanı (B) hesaplamak için çözülür ve Amper Yasası kullanılarak elektrik alan (E) hesaplanır. Bu tip ağlar ise Mackie ve diğ., (1994) ve Smith (1997) tarafından 3B MT modelleme için kullanılmıştır. Bu iki tip model ağı arasındaki çözüm doğruluğu ve bir problemi çözmedeki hız karşılaştırılması Siripunvaraporn ve diğ., (2002) tarafından yapılmıştır.



Şekil 1.4. Sonlu farklar metodunda kullanılan iki farklı sayısal model tanımı. a) birincil elektrik alan bileşenleri kübün uç kısımlarında ve ikincil manyetik alan bileşenleri kübün yan yüzlerinde. b) birincil manyetik alan kübün uç kısımlarında ve ikincil elektrik alan bileşenleri kübün yan yüzlerinde. Δx , Δy ve Δz küplerin X, Y ve Z yönlerindeki boyutlarını göstermektedir.



Şekil 1.5. Kübün uç kısımlarındaki elektrik alanın E_x , E_y ve E_z bileşenlerinin hesaplandığı sayısal modelin bir parçasının gösterimi. Şekilde A katsayı matrisinin oluşturulmasında rol oynayan uç kenarların birbiriyle ilişkisi vurgulanmaktadır.

Sonlu farklar yönteminde, sayısal model ağını çözmek için kullanılan Eşitlik (1.61) ve (1.62) bağımsız olarak doğrusal eşitlik sistemi elde edilir.

$$Ax = b \quad (1.63)$$

Ancak burada A, x ve b' nin boyutları farklıdır. Karmaşık, Hermityen olmayan seyrek matris A, merkezi bir kenar ile bu kenara komşu 12 bağlantı bileşeninin değerini içerir. Örneğin şekil 2.5' teki 12 kalın çizgili kenarın, düğümdeki (i, j, k) E_x' e karşılık gelen denklemleri oluşturması gerekir. Yani A katsayı matrisindeki satır sıfır olmayan 13 elemana (1 merkez 12 komşu kenar) sahiptir. Benzer yöntem ağdaki diğer uç kenarlar ve diğer elektrik alan bileşenleri için de uygulanır. Sonuçta boyutları N_x (N_y+1) (N_z+1) + (N_x+1) N_y (N_z+1) + (N_x+1) (N_y+1) N_z şeklinde bir katsayı matrisi oluşur. Burada N_x, N_y ve N_z sırasıyla x, y ve z yönlerindeki model parametreleridir. Bunlarla ilgili detaylı açıklamalar Weaver (1994), Alumbaugh ve diğ. (1996), Smith (1996a) ve Mackie (1996)' da verilmiştir. Burada bahsedilen katsayı matrisinin daha iyi anlaşılabilmesi için sayısal model ağının küçük bir kısmı Şekil 1.5' te gösterilmiştir.

Eşitlik (1.54)' ün x için çözümünden kübün uç kısımlarındaki elektrik alan bileşenleri E_x, E_y, ve E_z' nin değerleri bulunur. Sonraki adımda Faraday yasası kullanılarak manyetik alanın üç bileşeni hesaplanır. Elektrik alanın üç bileşeni K-G (birinci mod) ve D-B (ikinci mod) yönlerinde ilerleyen bir akım sistemi için hesaplanır. Bununla birlikte, mevcut sistemin bir başka oryantasyonunda aynı elektrik alan bileşenlerini elde etmek için Eşitlik (1.63)'deki x'in çözümü model 90° döndürülerek elde edilebilir (Weaver, 1994). Akım sistemindeki üç elektrik alan bileşeninin hesabında iki farklı oryantasyona ihtiyaç duymasının sebebi, 3B MT yöntemde empedans tensörünün tüm elemanlarının bulunması ve düşey manyetik transfer fonksiyonlarının (tipper) olmasıdır. Empedans tensörünün tüm elemanlarının oluşturulması için akım sisteminin iki yönüne ihtiyaç duyulur.

$$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} E_x^1 & E_x^2 \\ E_y^1 & E_y^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x^1 & B_x^2 \\ B_y^1 & B_y^2 \end{pmatrix}^{-1} \quad (1.64)$$

Burada 1 ve 2 alt indisleri elektrik veya manyetik alan bileşenlerinin birinci ve ikinci modlarını göstermektedir. Eşitlik (1.63)' nin sağ tarafındaki b vektörü sınır koşullarından oluşmaktadır. 3B MT düz çözümde sınır değerleri sayısal model ağının kuzey, güney, doğu, batı, üst yüzey ve alt yüzeyinde bulunmaktadır. 3B ağın yüzeylerinde sınır şartlarını sağlamak için iletkenlik 2B dağılımına

$(\sigma(y, z)$ veya $\sigma(x, z))$ bu yüzeylerde ve 1B dağılımına da $(\sigma(z))$ bu yüzeylerin uç kenar kısımlarında ulaşır. Yani 3B MT düz çözüm yaklaşımında problem önce 1B, sonra 2B çözülür. Sonrasında bulunan değerler 3D ağın yüzeylerinin kenar kısımlarına atanır. 2B problemlerin 3B ağların yüzeylerinin son kısımlarında çözülebilir olması için 3B ağda yer alan akım sistemlerinin TE veya TM modları olarak ayrılması gerekir.

3B problemlerde eşitlik sistemi (Eşitlik (1.63)) 2B problemlerdeki eşitlik sistemleri ile benzer özellikler gösterir ancak boyutlar farklıdır. Bununla birlikte Eşitlik (1.63) 2B problemler TE veya TM modu için çözülürken bu modların çözümü bir diğerinden tamamen farklıdır. Yani 2B problemlerde elektrik ve manyetik alan bileşenlerinden hesaplanan model tepkileri ayrı ayrı çözülür, bir modun çözümü için diğer moda ihtiyaç yoktur. 3B problemlerin çözümünde durum tamamen farklıdır. Elektrik ve manyetik alan bileşenlerinin model tepkilerinin iki şekilde hesaplamak için Eşitlik (1.64)' den faydalanılır. 3B düz çözümde modların birbirine bağımlılığı yalnızca model tepkisinin hesaplanmasında önemlidir. Elektrik ve manyetik alan bileşenlerinin hesaplanmasında önem arz etmezler. Buradan her mod için gerekli elektrik ve manyetik alan bileşenlerini elde etmek için hesaplama işlemi paralel olarak yapılabilir anlamı çıkar.

1.10. 3B Ters Çözüm

Son yıllarda 3B ters çözüm algoritmalarının (Farquharson ve diğ., 2002; Siripunvaraporn ve diğ., 2005a; Egbert ve Kelbert, 2012) geliştirilmesiyle MT verilerinin 3B modellemesi yaygınlaşmaya başlamıştır. Ancak 3B veri toplamanın maliyeti, lojistik problemleri sadece doğrultular boyunca ölçü alınarak bu verilerin 2B ters çözüm algoritmaları ile yorumlanmasını kaçınılmaz kılmaktadır. 2B ters çözümde bir doğrultu boyunca MT istasyonlarında ölçülen tüm verilerin tek bir yer-elektrik doğrultuya döndürülmesi gerekir. Bazı durumlarda yer-elektrik doğrultu için tüm periyotlar için ortak bir döndürme açısı hesaplamak zordur (Marquis ve diğ., 1995; Kıyan ve diğ., 2014; Miensopust ve diğ., 2011). Siripunvaraporn ve diğ., (2005b) 2B profiller kullanılarak yapılan araştırmalarda 3B ters çözümün avantajlarını sentetik testlerle göstermiştir. Bununla birlikte tek bir profil verisinin 3B ters çözümünde empedans tensörünün tüm elemanları kullanıldığında yer altı

geometrisinin daha anlamlı bir şekilde gösterilebileceğini savunmuştur. Xiao ve diğ. (2010), Patro ve Egbert (2011), Bertrand ve diğ. (2012) ve Khoza ve diğ. (2013b) 2B MT profil verisiyle 3B modelleme yapmış ve sonuçlarını göstermişlerdir.

Bu tez çalışması kapsamında toplanan MT verisinin 3B modellemesi ModEM (Modular Elektromagnetic Inversion System) (Egbert ve Kelbert, 2012; Kelbert ve diğ., 2014) kodu kullanılarak yapılmıştır. ModEM 3B ters çözüm programı, gradyan tabanlı arama yöntemlerini kullanarak MT verilerin modellenmesini ve ters çözümünü yapan paralel kodlar içerir. Buna göre ModEM 3D MT modelleme şeması, düz çözüm için sonlu farklar eşitliklerine dayanan bir algoritma kullanır. Ters çözüm için ise parametrik fonksiyonelin en küçüklenmesini hedefleyen doğrusal olmayan eşlenik gradyan (NLGG) yöntemini kullanır. Söz konusu bu 3B modelleme kodunda parametrik fonksiyonel (Φ) hem veri ortamında hem de model ortamında parametre düzenlemesi yapmaktadır.

$$\Phi(m, d) = (d - f(m))^T C_d^{-1} (d - f(m)) + v(m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0) \quad (1.65)$$

Eşitlik (1.65)'deki m , ($M \times 1$) boyutlu model yöney (vector), d ise ($N \times 1$) boyutlu ölçülen veri yöneyi temsil etmektedir. m_0 , başlangıç model vektörüdür. C_m , ($M \times M$) boyutlu model kovaryans dizeyi (matrix), C_d , ($N \times N$) boyutlu veri kovaryans dizeyidir. Burada v ise veri uyumu ile modelin düzgünlüğü (smoothness) arasındaki dengeyi kontrol eden düzgünleştirici parametresidir (regularization parameter).

Uzun süreli hesaplamadan kaçınmak için ters çözüme büyük v değerleri ile başlanır ve bu değer her bir iterasyon içinde azalır. v değerinin büyük seçilmesi, gözlenen ve hesaplanan veri arasındaki uyumun birinci derece öneme sahip olmadığına işaret eder ve bu yüzden model normu daha düzgün (smooth) olarak hesaplanır. Diğer taraftan v parametresinin daha küçük değerlere sahip olması durumunda ise ters çözüm algoritması gözlenen ve hesaplanan veri arasındaki uyumu daha iyi hesaplama eğiliminde olur. Veri kovaryans matrisi, veri hatalarının karesinin tersini içeren diagonal bir matristir.

$$C_d = \text{diag} \left(1/e_1^2 \right) \quad (1.66)$$

Model kovaryans matrisi C_m , 1B yumuşatma (smoothing) ve ölçeklendirme operatörlerinin bir dizisi olarak oluşturulmuştur.

$$C_m = c_x c_y c_z c_x^T c_y^T c_z^T \quad (1.67)$$

1B blok-köşegen yumuşatma operatörü x yönü için;

$$c_x = \begin{pmatrix} c_{11}^x & & & \\ & c_{22}^x & & \\ & & \ddots & \\ & & & c_{N_x N_y}^x \end{pmatrix} \quad (1.68)$$

eşitliği yazılabilir.

Penaltı fonksiyonu en küçük kareler yöntemi kullanılarak minimize edilebilir. EM ters çözüm problemleri doğrusal değildir. Doğrusal hale getirmek için $f(m)$ fonksiyonunun başlangıç modeli (m_0) civarında birinci dereceden Taylor serisi açılır. Bu durumda doğrusallaştırılmış $f(m)$ fonksiyonu

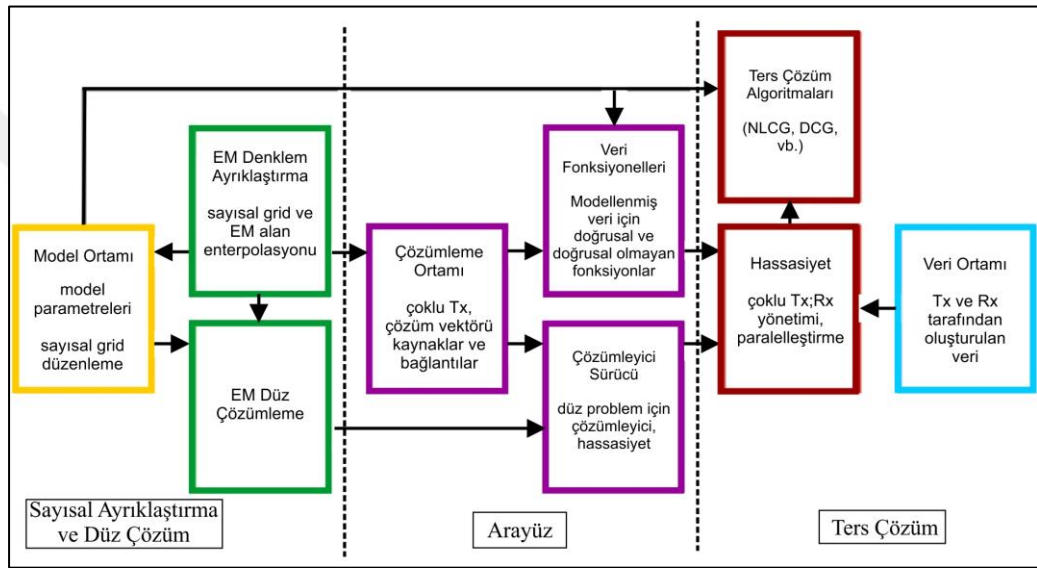
$$f(m_0 + \Delta m) = f(m_0) + \frac{\partial f(m_0)}{\partial m_0} \Delta m = f(m_0) + J \Delta m \quad (1.69)$$

şeklinde yazılır. Burada Δm , m_0 civarındaki küçük pertürbasyonları, J ise model parametrelerindeki küçük değişikliklere göre hesaplanan verinin hassasiyetini tanımlayan Jakobien matrisini temsil eder. NLCG ters çözüm algoritmasında m model parametrelerindeki değişikliklere göre Eşitlik (1.65) ile verilen penaltı fonksiyonunun gradyanı her bir iterasyon adımında n olarak hesaplanır ve Eşitlik (1.70)' deki gibi yazılır.

$$\left. \frac{\partial \Phi}{\partial m} \right|_{m_n} = -2J^T r + 2\nu C_m^{-1} \Delta m_n \quad (1.70)$$

Burada $r = ((f(m_n) - d)^T) C_d$ verideki rezidüellleri ve $\Delta m_n - m_0$ ise hesaplanan model ile başlangıç modeli arasındaki farkı göstermektedir (Egbert ve Kelbert, 2012). Hesaplanan gradyan, daha sonra gradyanın en küçük olduğu doğrultu için $(n+1)$. iterasyon adımında model ortamında yeni bir eşlenik arama yönünü bulmak için kullanılır.

ModEM ters çözüm algoritması, yeni çözüm yollarının koda dahil edilebileceği bir şekilde modüler bir yapıda (Egbert ve Kelbert, 2012; Kelbert ve diğ., 2014). Şekil 1.6'da gösterildiği gibi söz konusu modüller üç kısım olarak düzenlenmiştir. Birinci kısımda, düz çözüm için kullanılan temel ayrıklaştırma ve sayısal çözüm yaklaşımını tanımlayan bileşenler, şeklin sol tarafında gösterilmiştir. İkinci kısım olan sağ tarafta ise birçok EM ters çözüm problemlerine doğrudan uygulanabilecek bileşenler görülmektedir. İlk iki kısmı ayıran ortadaki kısım ise ara yüz olarak karşımıza çıkmaktadır.



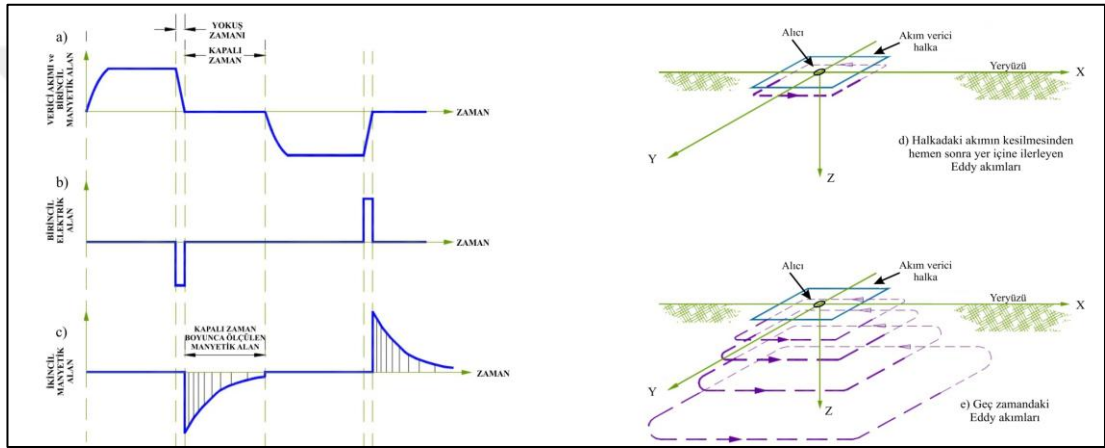
Şekil 1.6. ModEM (Modular Elektromagnetic Inversion System) algoritmasının şematik görünümü (Egbert ve Kelbert, 2012).

ModEM ters çözüm algoritması elektromanyetik verinin çeşidine veya boyutluluğuna bağlı olmaksızın çözüm yapabilmektedir. Bir başka bir deyişle MT, CSEM, CSMT vb. EM verilerin 2B ve 3B ters çözümünü empedans tensörü, düşey manyetik transfer fonksiyonu veya faz tensörünü kullanarak yapabilmektedir. ModEM ters çözüm algoritmasının ayrıntıları Meqbel (2009) ve görünür özdirenç ile faz tensörü çözümünün ayrıntıları ise Tietze (2012)'den incelenebilir.

1.11. Geçici Elektromanyetik Yöntem

Geçici elektromanyetik yöntem (Transient Electromagnetic Method – TEM) ölçümler zaman ortamında yapıldığından, zaman ortamı elektromanyetik yöntem (Time Domain Electromagnetic Method – TDEM) olarak da bilinir. TEM yöntemi verici halkaya uygulanan akımın belirli bir zaman sonra kesilmesi ile oluşan birincil

manyetik alanın (Şekil 1.7a) yer içinde meydana getirdiği EM alanların ölçülmesi temeline dayanmaktadır. Verilen akımın kesilmesinden sonra, verici halka üzerindeki akımın sıfıra düşmesine kadar geçen süreye yokuş zamanı (ramp time) denir ve önemli bir parametredir. Şekil 1.7(a)'da görüldüğü üzere verici halkaya uygulanan akım belirli bir süre sabit tutulur. Akımın kesilmesiyle yokuş zamanı sonunda halkadaki akım değeri sıfıra ulaşır. Yokuş zamanı süresince akımda meydana gelen bu değişim, birincil manyetik alanda ani değişimlere sebep olur. Bunun sonucunda ortamın fiziksel özelliklerine bağlı olarak düşey ve yanal olarak genişleyen Eddy akımları oluşur (Şekil 1.7e).



Şekil 1.7. (a) Verici halkadaki birincil manyetik alan. (b) Birincil elektrik alan. (c) Yeryüzünde ölçülen ikincil manyetik alan. (d) Akımın kesilmesinden hemen sonra yeryüzünde Eddy akımlarının yayılımı. (e) Geç zamanlarda Eddy akımlarının yer içinde yayılımı. (McNeill, 1990; Christensen, 2006).

Yer içinin sonlu iletkenliğe sahip olması sebebiyle Eddy akımları zamanla sönümlenmeye başlar ve ikincil manyetik alanı oluşturur. Yokuş zamanı sonunda oluşan ve yalnızca yerin iletkenliğine bağlı olan bu ikincil manyetik alan (Şekil 1.7c) zamanın bir fonksiyonu olarak ölçülebilmektedir (McNeill, 1990). Uygulamada TEM yöntemi ölçüm sistemi bir verici ve alıcı ünitelerden oluşmaktadır. Verici halkanın ve alıcı bobinin konum ve boyutu yapılacak çalışmanın amacına göre değişmektedir.

TEM verileri, MT verilerinden ölçü alanındaki küçük iletken veya yüksek öz dirençli yapılardan kaynaklanan sabit kayma (static shift) etkisinin kaldırılması amacıyla kullanılır. Ölçü noktasındaki iletken yapılar MT öz direnç eğrilerini düşey ekseninde (görünür öz direnç ekseninde) aşağı doğru indirirken, yüksek öz dirençli yapılar ise

yukarı doğru çeker. İletken bozucu yapıların MT verileri üzerindeki etkisi, yüksek öz dirençli yapılara göre daha fazladır.

MT verilerinin ters çözümüne başlanmadan önce, TEM verilerinden bir boyutlu yer altı modeli hesaplanır. Bu hesaplamadan elde edilen tabaka kalınlığı ve bu tabakaların öz direnç değerleri, 1B MT düz çözüm algoritmasında kullanılarak bir öz direnç eğrisi oluşturulur. Sahada toplanan MT görünür öz direnç eğrilerinin, TEM verilerinden üretilen görünür öz direnç eğrilerine göre ne kadar kaydığı hesaplanır. Sabit kayma katsayıları x_y ve y_x empedans tensör elemanları ile normalize edilerek MT görünür öz direnç eğrilerinden sabit kayma etkisi kaldırılır (Pellerin ve Hohmann, 1990). Söz konusu bu işlemin matematiksel ifadesi Eşitlik (1.71) ile verilir.

$$\begin{bmatrix} Z_{xx}^c & Z_{xy}^c \\ Z_{yx}^c & Z_{yy}^c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & C_x \\ C_y & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (1.71)$$

Bu denklemde C katsayıları ters köşegen (off-diagonal) empedans tensör elemanlarının sabit kayma düzeltme eğrileridir ve Eşitlik (1.72)' teki gibi hesaplanır.

$$C_x = \sqrt{1/S_{xy}}; C_y = \sqrt{1/S_{yx}} \quad (1.72)$$

S_{xy} ve S_{yx} değerleri ise MT görünür öz direnç verisi ile TEM verisinden üretilen yapay görünür öz direnç verisi arasındaki kayma miktarını göstermektedir. Bu katsayılar, MT görünür öz direnç eğrilerinin, TEM verisinden hesaplanan tabakalı modelinin 1B MT düz çözümünden elde edilen MT görünür öz direnç eğrisine oranlanması ile elde edilir.

1.12. Jeolojik Yapıların İletkenlik Özellikleri

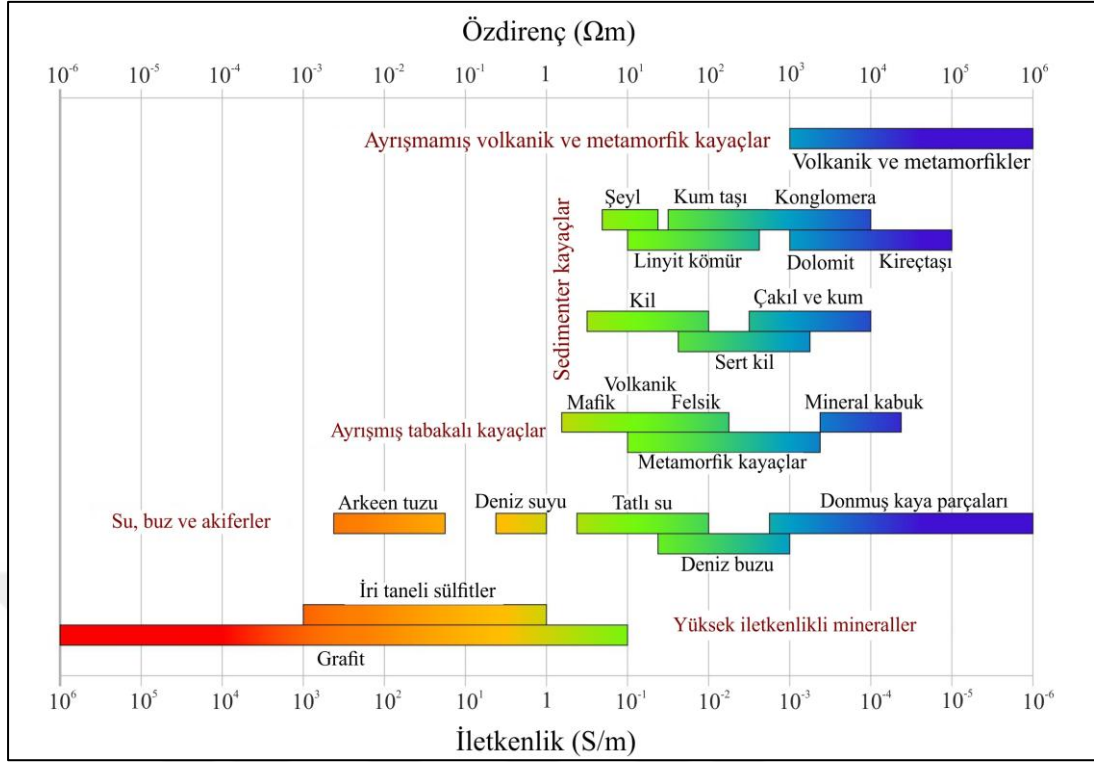
MT yöntem yer altındaki yapıların akım taşıma özelliklerinden yararlanarak yer için elektrik iletkenlik haritasını oluşturur. Yer altındaki yapılar iletkenlik özelliklerine göre başlıca üç ana gruba ayrılırlar (Şekil 2.7). Bunlar iletkenler ($10^{-8} - 10^{-5} \Omega m$), yarı iletkenler ($10^{-5} - 10^7$) ve yalıtkanlardır ($>10^7$). Bununla birlikte iletkenlik sıcaklık, küçük hacimli fakat elektrik iletkenliği yüksek yapıların varlığı ve tektonik koşullar gibi faktörlerin etkisi olabilen bir özelliktir. Akım, uygulanan bir

elektrik alandaki yük taşıyıcıların hareketliliği nedeniyle bir ortamdan bir başka ortama akar. İlgili elektrik yükü taşıyıcısının türüne ve hareketliliğine bağlı olarak iletim mekanizması elektronik veya elektrolitik tip olarak iki alt bölümlere ayrılabilir. Grafit gibi metalik iletkenlerde, akım serbest elektronlar tarafından taşınır ve sıcaklığın artmasıyla iletkenlik azalır. Sülfidler ve volkanik kayaç türleri gibi birçok kayaç yarı iletkenler olarak bilinir ve Arrhenius eşitliği (Eşitlik 2.73) diye adlandırılan bir formülle modellenirler.

$$\sigma = \sum_{i=1}^N \sigma_i e^{-\frac{E_i}{kT}} \quad (1.73)$$

Burada E_i iletkenlik mekanizmasına karşılık gelen aktivasyon enerjisini, k Boltzmann sabitini ve T ise mutlak sıcaklığı temsil etmektedir. Sıcaklığın iletkenlik üzerindeki etkisi, yüklü parçacıkların hareketliliğini ve enerji durumunu etkileyebileceği, sıcaklığın yeterince yüksek olduğu daha derin bölgelerde baskındır. Deneysel veriler, sıcaklığın litosferik derinliklerde iletkenliği artırdığını göstermektedir. Fakat burada asıl önemli olan konu astenosferik derinliklerde (Chave ve Jones, 2012) olivin içerisindeki çözülmüş hidrojenin iletkenliğin artmasındaki rolünün net olarak ortaya konamamış olmasıdır (Karato, 1990; Yoshino, 2010).

Grafit verimli bir elektronik iletken ve litosferde özellikle makaslama bölgelerinde yüksek hacimli iletken olarak ortaya çıkmaktadır. Bununla birlikte bölgesel ölçekte artan öz direncin devamlılığının sağlanması için grafit içeren tabakaların birbirleriyle olan bağlantılarının olması gereklidir. Fakat jeolojik zaman ölçeklerinde bunun mümkün olup olmayacağı tam olarak net değildir (Wannamaker, 2000). Öte yandan yüksek deformasyona uğramış kabuksal makaslama bölgelerinde grafit ağlarının, kayma yönü doğrultusunda bağlantısının kurulması için artan basınç ve karbon varlığından söz edilmektedir (Shankland ve Waff, 1977; Chave ve Jones, 2012). Jeolojik yapıların iletkenlik özellikleri Şekil 1.8 ile verilmiştir. Kabuk içerisindeki çatlaklarda bulunan az miktardaki sıvı veya erimiş malzeme, akım iyonlar tarafından taşınırken elektrolitik iletmeyle ilgili olarak iletkenliği büyük ölçüde artırabilir. Çatlaklar ve gözeneklerdeki sıvı ile iletkenlik arasındaki ilişki Archie yasası (Archie, 1942) ile açıklanabilir ve basitleştirilmiş şekilde Eşitlik (1.74)' deki gibi verilir (Chave ve Jones, 2012).



Şekil 1.8. Kayaç türlerinin elektriksel özdirenç özellikleri (Marti, 2006; Palacky, 1987).

$$\rho_m = A\rho_f\varphi^{-m} \quad (1.74)$$

Burada ρ_m kütleli (çatlaklı veya gözenekli yapının) özdirencini, ρ_f gözeneklerdeki sıvının özdirencini, φ poroziteyi temsil etmektedir. m kütle iletkenliğini kontrol eden bir parametredir ve gözenek sıvısının bağlantı derecesini tanımlar. A ise doygunluk derecesini tanımlamaya yarayan bir uyum faktörüdür. Ortamda kil mineralinin olması durumunda, kil minerali ve su ara yüzeyinde elektriksel çift katman oluşur. Böylece kütleli iletkenliği artabilir ve oluşan elektriksel çift tabaka akımın akışı için ikinci bir yol oluşturmuş olur (Waxman ve Smits, 1968). Örneğin kum taşları ve şeyller, yüksek kil içeriği ve gözenekliliği nedeniyle dolomit ve kireç taşlarına göre daha iletkenlerdir. Gözeneklerdeki sıvının tuzluluk oranının artmasıyla daha fazla iyon taşınacağı için kütleli iletkenliği de artacaktır. Buna karşılık sıkışma ve gözenekliliğin azalması da özdirenci artıracak bir etkidir. Kısmen erimiş halde bulunan manto malzemesinin iletkenliğinin 1-10 S/m dolaylarında olduğu düşünülmektedir. Bu iletkenlik değeri, sıcaklık, basınç, su içeriği, ara bağlantı geometrisi ve malzemenin bileşimi gibi faktörlerden etkilenebilmektedir. Kısmi erimenin daha çok astenosferde gerçekleştiği kabul edilmektedir. Ancak volkanik ve

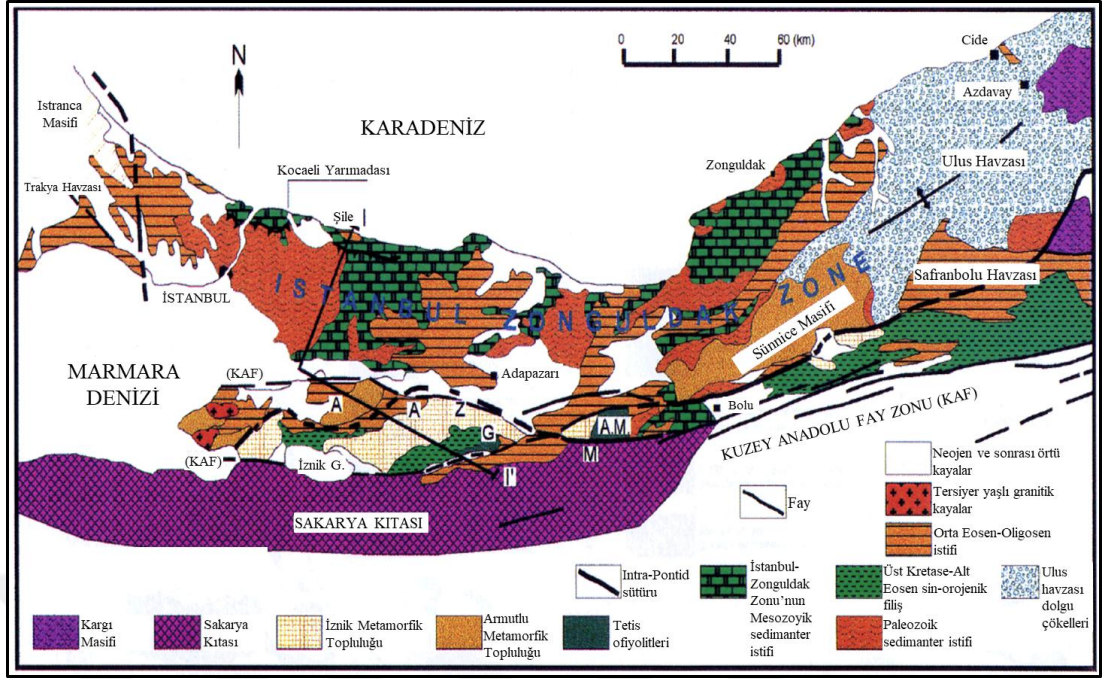
jeotermal bölgeler ile tektonik olarak aktif olan kabukta da varlığına dair kanıtlar bulunmaktadır (Li ve diğ., 2003; Didana ve diğ., 2014).

Kabuktaki iletkenlerin araştırılması ile ilgili çalışmalarda, o bölgenin tektonik geçmişi göz önünde bulundurulmalıdır. Çünkü iletkenlik (veya özdirenç) kısmi ergime, sıvı içeriği, metalik içerik, karbon veya sülfür mineralleri gibi tektonik ile ilişkili faktörlerden etkilenmektedir (Chave ve Jones, 2012).



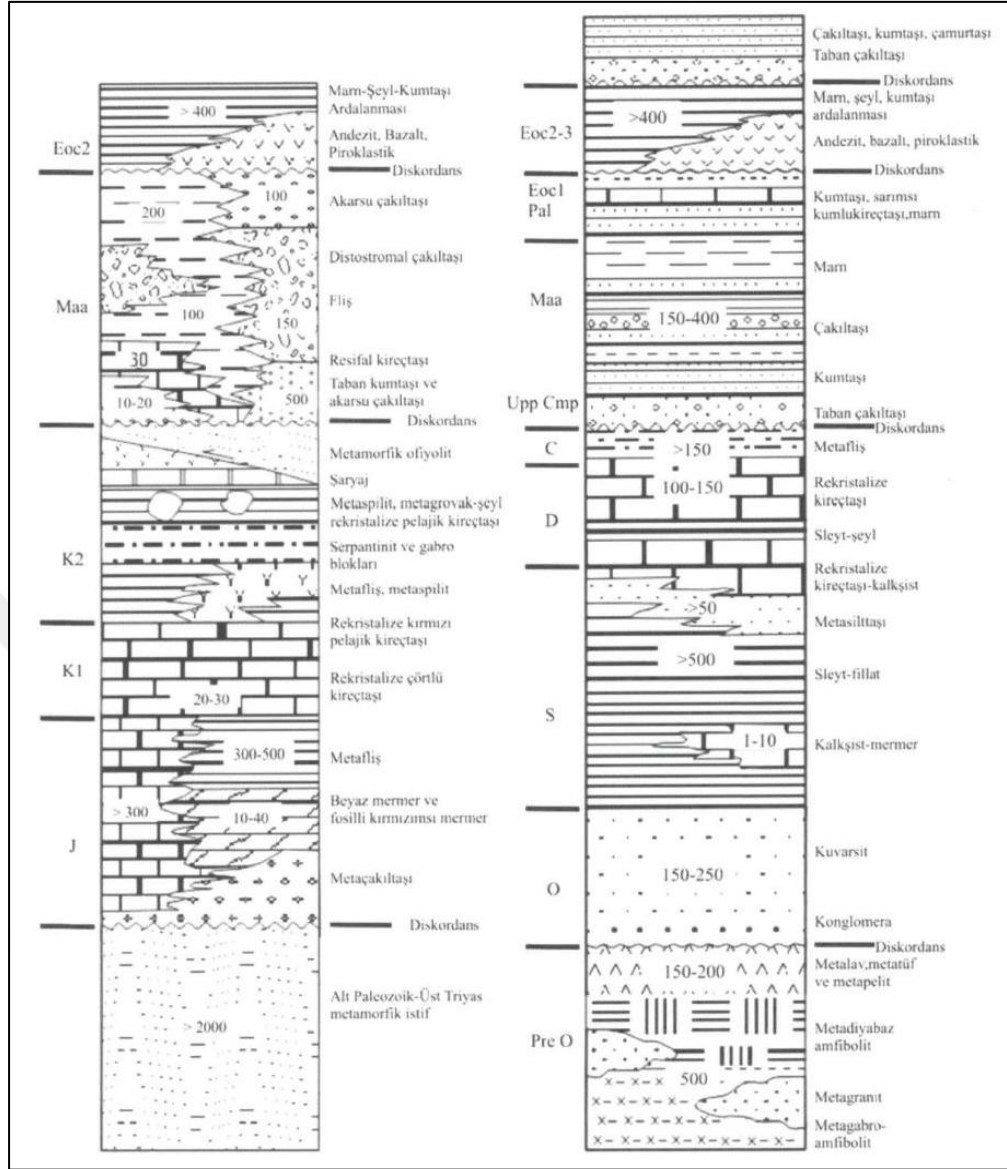
2. ARMUTLU YARIMADASI'NIN JEOLJİSİ

Alp-Himalaya tektonik kuşağında yer alan ülkemiz, Afrika-Arap levhasının Avrasya levhası ile etkileşimi sonucu Anadolu levhasını kuzeye doğru saat ibresinin tersi yönünde hareket ettirmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Anadolu levhası, levhalar arasında kalmış aktif bir tektoniğe sahiptir. Çalışma alanımız Armutlu Yarımadası, yapısal bir yükselimdir. Yarımada, Batı Pontid tektonik birliği içerisinde Armutlu-Almacık Zonu olarak adlandırılır (Yılmaz vd., 1990; Elmas, 2003; Yiğitbaş vd.,2004) ve iki farklı zonun Üst Kretase öncesinde çarpışması ile biraraya gelen kaya topluluklarından ve Intra-Pontid okyanusunun kalıntılarında oluşmuştur (Yılmaz vd., 1997). Bu zonlar kuzeyde İstanbul-Zonguldak Zonu, güneyde ise Sakarya Kıtası'dır (Şekil 2.1) Türkiye'nin kuzey kesimlerinde doğu-batı uzanımlı orojenik bir kuşak olan Pontidler izlenir. Bu orojenik kuşak; Doğu Pontidler, Orta Pontidler ve Batı Pontidler olmak üzere, tektonik ve stratigrafik açıdan birbirinden farklı üç kesime ayrılır (Yılmaz vd., 1997). Armutlu Yarımadası, Doğu Marmara'da, Batı Pontid kuşağında yer alır. Armutlu Yarımadası Kuzey Anadolu Fay Zonuna ait kollarla kuzeyinden ve güneyinden sınırlanmıştır. Şengör ve Yılmaz (1981) Armutlu Yarımadası'ndan geçen bir kenet kuşağı tanımlarlar. Doğu Marmara Denizi'nin güneyinde yer alan Armutlu Yarımadası, ülkemizde meydana gelen yıkıcı depremlerden biri olan 17 Ağustos İzmit depremi ($M_w=7,4$) ile oluşan kırığın batı ucu ile örtüşmektedir (Barka vd., 2002). Yapılan çalışmalar, yarımadaının deformasyonunun KD- GB uzanımlı olduğunu göstermektedir (Eisenlohr, 1995; Straub ve diğ., 1997). Armutlu Yarımadasının temelinde iki farklı metamorfik topluluk (Armutlu metamorfik topluluğu ve İznik metamorfik topluluğu) yer alır (Akartuna, 1968; Yılmaz ve diğ., 1995; 1997; Robertson ve Ustaömer, 2004). Bu metamorfik kayalar yer yer granitik kayalar ile kesilmiştir (Yılmaz ve diğ., 1997; Robertson ve Ustaömer, 2004). Tüm bu kayalar metamorfik olmayan Üst Kretase-Erken Tersiyer çökelleriyle örtülmüştür (Akartuna, 1968; Erendil, 1991; Yılmaz ve diğ., 1995; 1997). Yılmaz ve diğ., (1995) Armutlu Yarımadası'nı merkez ve kuzey olmak üzere iki farklı tektonostratigrafik zona ayırmışlardır. Merkez ve kuzey zon arasındaki sınır kuzeye doğru düşük eğimli bir bindirme fayıdır ve Kuzey Anadolu



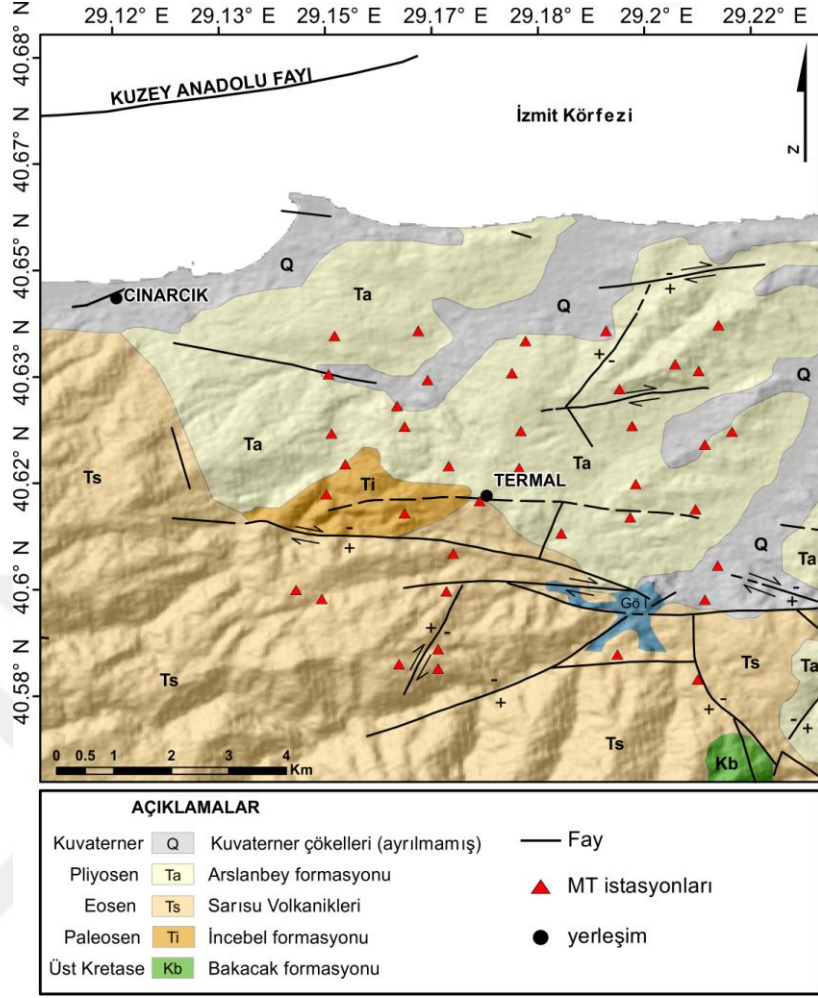
Şekil 2.1. Armutlu yarımadasının Batı Pontid tektonik birliği içerisindeki konumu (A.M.: Almacık Dağları, AAZ: Armutlu-Almacık Zonu, G: Geyve, M: Mudurnu.) (Yılmaz ve diğ., 1997).

Fay Zonu ile kesilmektedir. Yarımadanın batı kesimlerinde yüzeyleyen kuzey zon Armutlu metamorfik topluluğuna ait kayalar ile merkez zon ise İznik metamorfik topluluğuna ait kayalar ile temsil edilir. Her iki zon da Üst Kretase- Erken Tersiyer çökel kayaları ile açısız uyumsuzlukla örtülür (Yılmaz ve diğ., 1995; Yiğitbaş ve diğ., 1999). Merkez ve kuzey zonlara ait stratigrafik kolon kesitler Şekil 2.2' de gösterilmektedir. Çalışma sahası Termal ilçesinde bulunan Termal sıcak su kaynağı ve civarındadır. Bu sahada yüzeyde, Armutlu-Almacık Zonu'na ait örtü birimler bulunmaktadır. Çalışma alanı güney kesimlerinde Üst Kretase yaşlı Bakacak formasyonu haritalanmıştır (Erendil, 1991; Akbaş ve diğ., 2016). Temel kayalar üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alan Bakacak formasyonu (Kb) olistostrom, fliş ve marn litolojileri ile temsil edilir. Bakacak formasyonu üzerinde uyumsuz olarak İncebel Formasyonu (Ti) gözlenir. İncebel Flişi olarak da anılan bu formasyon türbiditik kırıntılı kayalardan oluşan yaklaşık 1000 m kalınlığında bir istifdir (Erendil ve diğ., 1991). İstif üst kesimlerinde piroklastik ara düzeyler de içerir. İncebel formasyonu üzerinde geçişli olarak Sarısu Volkanikleri (Ts) yer alır. Sarısu Volkanikleri (Ts) andezitik lav ve aglomera seviyelerinden oluşur. Tabanında 5-10 m kalınlıkta bir çökel düzeyi ile başlar. Bu taban istifin üzerinde yaklaşık 1000 m kalınlıkta piroklastik ve epiklastik kayalar gözlenir (Erendil ve diğ., 1991).



Şekil 2.2. Armutlu Yarımadası'nın genelleştirilmiş kolon kesitleri kuzey zon (sağda) ve merkez zon (solda) (Yılmaz ve diğ., 1995; Yiğitbaş ve diğ., 1999).

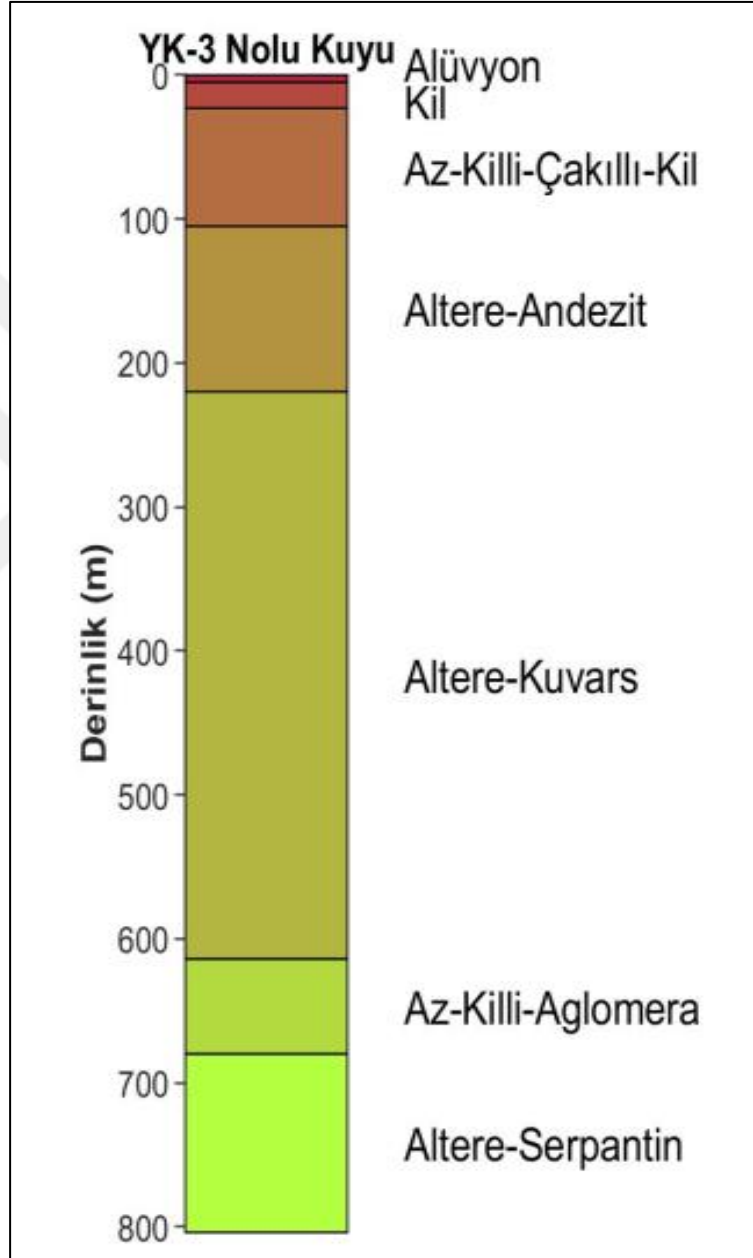
Üst kesimlerinde kalınlığı 5 m'yi bulan lav akıntıları piroklastik kayalar ile ardalanır. Sarısu Volkanikleri üzerinde Pliyosen yaşlı Arslanbey formasyonu (Ta) yer alır (Erendil ve diğ., 1991). Bu formasyon Armutlu yarımadasının kuzey kesimlerinde ve daha yaşlı formasyonların faylı sınırlarına dayalı olarak gözlenir. Kumtaşı, konglomera, çamurtaşı ve marn ardalanmasından oluşur. Yer yer tüf seviyeleri içerir. Arslanbey formasyonu morfolojide daha yumuşak yüzeyler oluşturur. Kuvaterner Çökelleri (Q) bölgedeki daha yaşlı tüm kayalar üzerinde uyumsuzlukla bulunur. Hem dereler boyunca izlenen alüvyon çökelleri hem de kıyı boyunca izlenen plaj çökelleri birarada Kuvaterner Çökelleri (Q) olarak haritada gösterilmiştir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3. Çalışma alanı ve civarının jeolojisi (Erendil ve diğ., 1991; Akbaş ve diğ., 2016; Yiğitbaş ve diğ., 2006).

Termal Belediye Başkanlığı'nın çalışma sahası içerisinde özel bir firmaya açtığı jeotermal su sondaj kuyusunda elde ettiği litoloji bilgileri Şekil 2.4'te verilmiştir. Yukarıda bahsi geçen merkez zonda serpantin birimleri yer almaktadır. Çalışma alanımız içerisinde yer alan sondaj kuyusu bilgilerine göre çalışma alanımızın merkez zonda kaldığı söylenebilir, çünkü kuzey zonda serpantin birimleri kolon kesitte görülmemektedir. Bu sondaj kuyusundan yaklaşık 600 m derinliklerde sıcak suya ulaşılmıştır. Armutlu Yarımadası'ndaki sıcak su kaynakları yüksek lisans tezi olarak Ertekin (2007) tarafından çalışılmıştır. Buna göre bölgede örnekleme yapılan jeotermal kaynaklar, Armutlu, Yalova, Soğucak, Keramet ve Orhangazi kaynaklarıdır. Armutlu jeotermal kaynağı yarımadanın batı ucunda bulunmaktadır. Kaynağın bulunduğu bölge Marmara Çukuru'na deniz içinde eğim atımlı fay ile açılan bir bölgedir. yanal atımlı fayların kesiştiği gerilme şartlarından oluşmuştur. Kaynak Bölgede MTA tarafından 1973 yılında 507 m derinliğe kadar açılan sondajda sıcaklık

değeri 75 °C ve elektriksel iletkenlik değeri de 2850µS/cm verilmiştir. 1998 yılında Yalova Termal ilçesine bağlı Gökçedere Mahallesi civarında MTA tarafından 673,50 m. derinlikli sondaj kuyusu (YT-1) açılmıştır. Bu sondaj sonucunda söz konusu bölgede 40 °C sıcaklığında ve 2,5 l/s debiye sahip suyun varlığı tespit edilmiştir (MTA Envanter Serisi-201, 2005)



Şekil 2.4. Termal Belediye Başkanlığı'nın 2011 yılında özel bir firmaya açtırdığı jeotermal su sondaj kuyusu derinlik ve litoloji bilgileri (Pekşen ve diğ., 2021).

3. TEM VERİSİ

Bu çalışmada MT ölçülerinde statik kayma etkisinin olup olmadığını tespit etmek ve eğer var ise bu etkiyi gidermek amacıyla 36 TEM (Transient Electromagnetic) verisi toplanmıştır. TEM verilerinin toplanması işlemi Zonge marka cihazlar kullanılarak ve merkez ilmek (central loop) yöntemi ile gerçekleştirilmiştir. Ölçüm sahasına serilen ilmek kare şeklindedir ve 50 m kenar uzunluğuna sahiptir ve yer içine 14 ile 16 A. arasında değişkenlik gösteren akım uygulanmıştır. TEM saha çalışmalarını gösteren resimler Şekil 3.1’de gösterilmektedir.



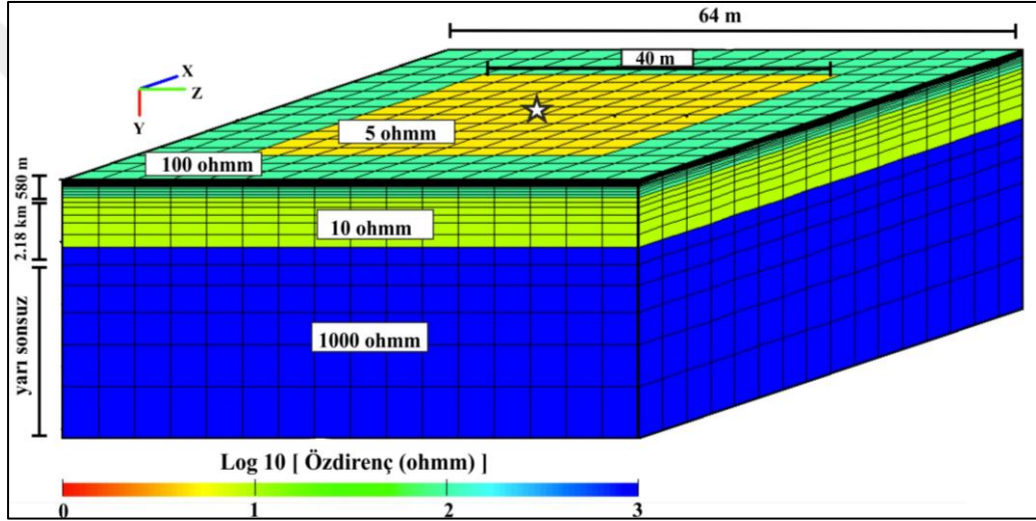
Şekil 3.1. TEM verilerinin toplanması için yapılan saha çalışması.

Veriler yere indüklenen bir voltaj sayesinde alıcıya ulaşmış ve doğrudan öz direnç olarak okunmuştur. Öz direnç yarı sonsuz ortamın yüzeyindeki verici halka için geç zaman yaklaşımı esas alınarak hesaplanır. Tek ilmek (single loop) ya da merkez ilmek (central loop) TEM sistemlerinde görünür öz direnç izleyen şekilde hesaplanır (Spies ve Frischknecht, 1991).

$$\rho_a(t) = \left[\frac{\pi \mu_0^5 a^8}{400 t^5 S^2} \right]^{\frac{1}{3}} = \left[\frac{\sqrt{\pi} a^4}{20 S} \right]^{\frac{2}{3}} \left(\frac{\mu_0}{t} \right)^{\frac{5}{3}} = \left[\frac{\sqrt{\pi} a^2 n b^2}{20 S} \right]^{\frac{2}{3}} \left(\frac{\mu_0}{t} \right)^{\frac{5}{3}} \quad (3.1)$$

Burada, $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ H/m boşluğun manyetik geçirgenliği, a verici ilmeğin yarıçapı, t zaman, $S = v(t)/I$ normalize edilmiş voltaj tepkisi, b dairesel alıcı ilmeğin yarıçapı, b ise alıcı ilmekteki döngü sayısıdır.

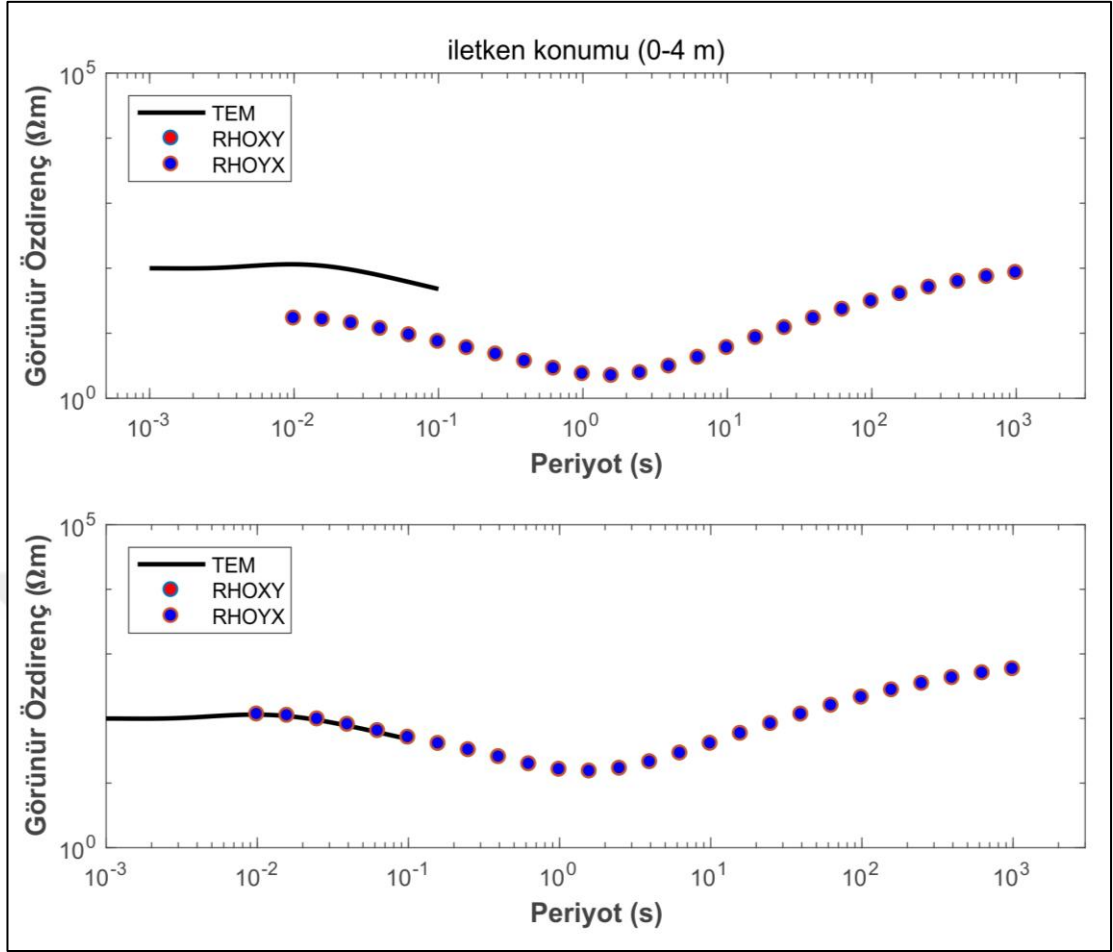
Sabit kayma etkisinin MT özdirenç eğrilerine etkisinin daha net anlaşılabilmesi için Stenberg ve diğ., (1988) de verilen sentetik modelin aynısı oluşturulmuştur. Modele yüzeyden 4 m derinliğe kadar bir iletken vardır. (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Statik kayma etkisinin MT özdirenç eğrileri üzerindeki etkisini göstermek için oluşturulan sentetik model (Stenberg ve diğ., 1988). Model üzerindeki beyaz yıldız hem MT hem de TEM istasyonlarını temsil etmektedir.

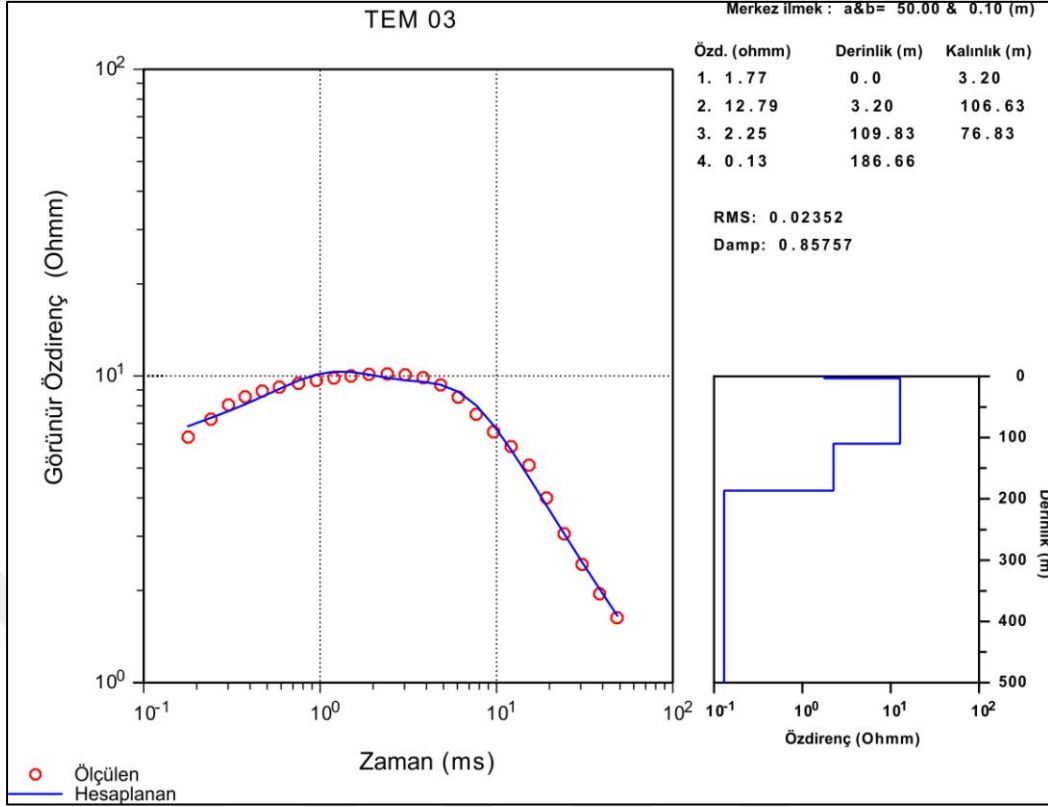
Şekil 3.2'de görüldüğü gibi modelin ilk 580 m' si 100 Ω m, sonraki 2,18 km' si 10 Ω m ve bu derinlikten sonrası ise 1000 Ω m özdirenç değerlerine sahip olan tabakalardan oluşmaktadır. Statik kayma etkisi oluşturabilmek için ise modelin ilk 4 m' lik kısmına 100 Ω m özdirençli tabaka içine 5 Ω m özdirenç değerine sahip bir iletken gömülmüştür.

İlk olarak Şekil 3.2'de gösterilen iletken yapı olmaksızın tabaka kalınlıkları ve özdirenç değerleri kullanılarak 1B MT model tepkisi hesaplanmıştır. Daha sonra 5 Ω m' lik iletken yapı modele eklenmiş ve 3B düz çözüm yapılarak hesaplanan özdirenç eğrisi ile iletken modelden elde edilen 1B özdirenç eğrisi karşılaştırılmıştır (Şekil 3.3).

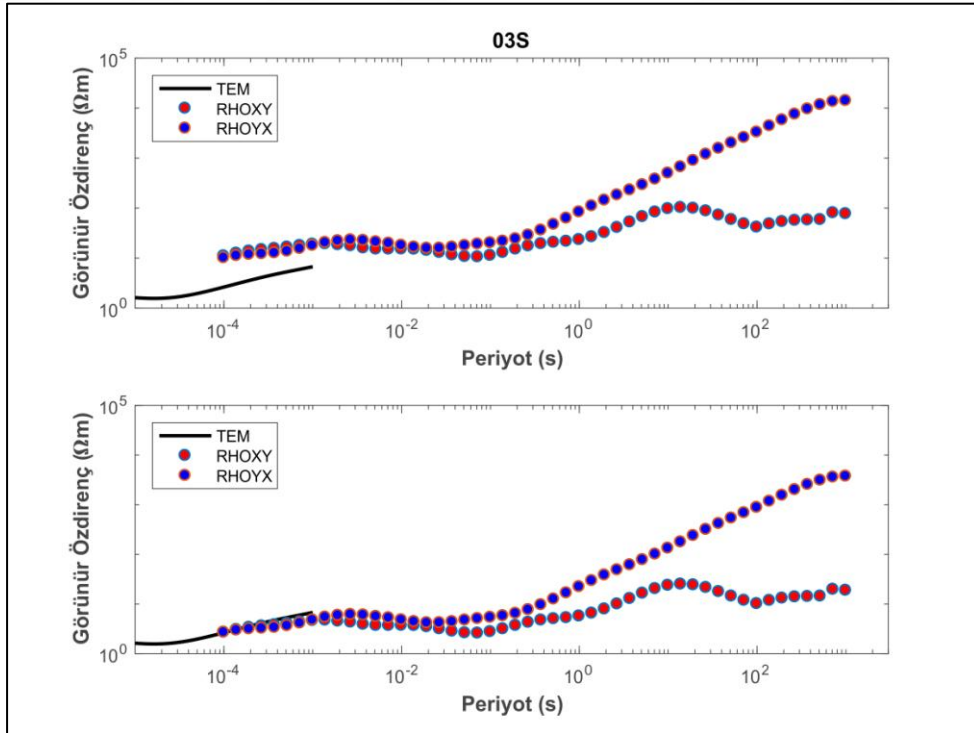


Şekil 3.3. Sentetik modelden elde edilmiş öz direnç eğrileri. İletken yapının 0-4 m derinliğinde olması durumunda hesaplanan model tepkisi (üstte) ve statik kayma etkisinin giderilmiş hali (altta).

Daha önce de bahsedildiği gibi bu tez çalışması için Armutlu Termal ilçesinde 39 noktada TEM ve MT verileri toplanmıştır. Toplana TEM verilerinin ters çözümü (Markku, 2010) programı ile yapılmıştır. Şekil 3.4' te 14 numaralı istasyonda elde edilen TEM verisinin tabaka kalınlıkları ve o tabakalara ait öz direnç değerleri gösterilmektedir. Şekil 3.4' e dikkat edilecek olunursa TEM verisinden elde edilen 1B modelde ilk 3,20 m kalınlığındaki tabaka 1,77 Ωm öz dirence sahiptir. Sonrasında ise sırasıyla 106,63 m, 70,83 m kalınlıklı tabakalar ve yarı sonsuz ortam gelmektedir. Bu tabakaların öz dirençleri ise yine sırasıyla 12,79 Ωm , 2,25 Ωm ve 0.13 Ωm 'dir. TEM 1B modelinden elde edilen tabaka kalınlıkları ve öz direnç değerleri 1B MT düz çözümde kullanılarak arazide elde edilen görünür öz direnç değerleri ile normalize edilmiştir (Şekil 3.5). Normalizasyon sonucunda rhoxy eğrisi için kaydırma katsayısı 4,1483 ve rhoxy eğrisi için kaydırma katsayısı 3,8167 olarak hesaplanmıştır.



Şekil 3.4. 03 numaralı istasyonda ölçülen TEM verisinin tabaka kalınlıkları ve o tabakalara ait özdirenç değerleri



Şekil 3.5. 03 nolu istasyona ait gözlenen MT verisi ile TEM verisinden hesaplanan 1B MT verisinin karşılaştırması (üstte) ve MT verisinden statik kayma etkisinin giderilmiş hali (altta).

Yukarıdaki Şekil 3.5'te TEM verisinden hesaplanan 1B eğri ile gözlenen MT verisinin XY ve YX görünür öz direnç eğrileri arasında bir katsayı hesaplanmış ve bu katsayıya göre gözlenen MT verileri normalize edilerek statik kayma etkisi giderilmiştir.



4. MANYETOTELLÜRİK VERİSİ

Bu çalışmada kullanılan manyetotellürik verileri 2018 yılının ağustos ayında 39 istasyonda Şekil 4.1’de verilen noktalarda toplanmıştır. Veriler Metronix firmasının ürettiği cihazlarla beş bileşen olarak (E_x , E_y , B_x , B_y , B_z) kaydedilmiştir. Burada E_x ve E_y elektrik alan bileşenlerini temsil etmektedir ve polarize olmayan Pc-PbCl elektrotlarla ölçülmüştür (Şekil 4.2). B_x , B_y ve B_z ise manyetik alan bileşenlerini temsil etmektedir ve geniş bant bobinlerle ölçülmüştür. Toplanan zaman serisi verileri uzak istasyon referans metodu kullanılarak (Egbert ve Booker, 1986; Egbert, 1997) frekans ortamına aktarılmış ve manyetotellürik empedans tensörleri elde edilmiştir.



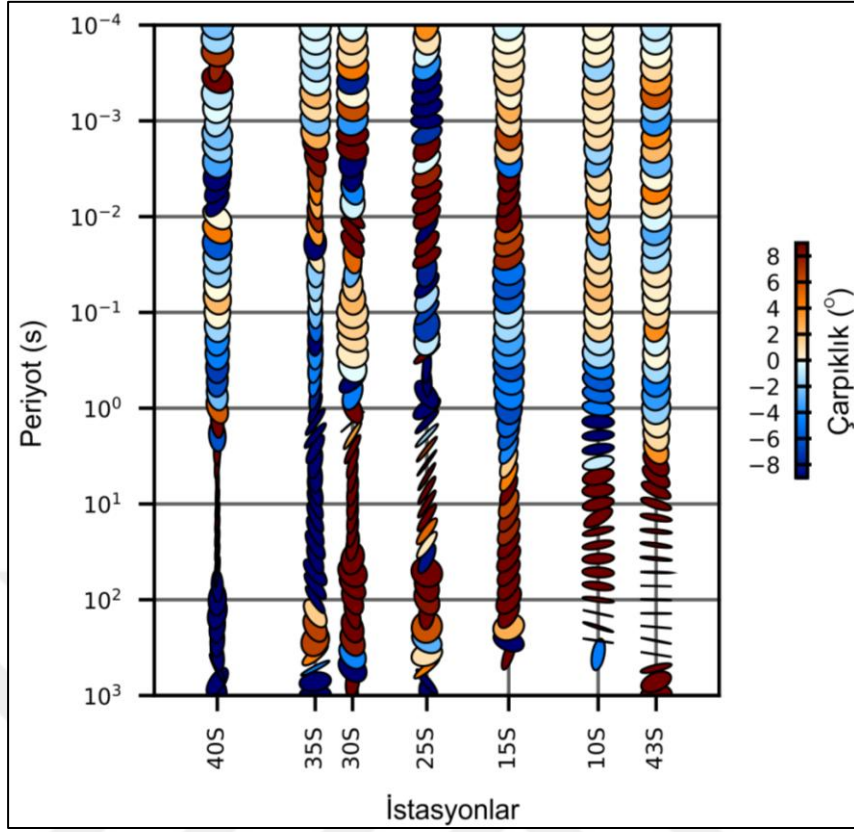
Şekil 4.1. Manyetotellürik ölçü noktaları. Referans istasyonun kendisine en yakın olan 36S istasyonuna olan uzaklığı yaklaşık 5,5 km’dir.

Zaman serisi analizi yapılan verilerden frekans ortamında 10 kHz (0,0001 s) ile 0,001 Hz (1000 s) aralığında ayrıklaştırılmış 50 frekans kullanılmıştır. Düşey manyetik alan (tipper) verileri çok gürültü içerdiği için modelleme aşamasında hesaplama katılmamıştır. Veriler 65536 Hz örnekleme ile 2 dakika, 16384 Hz örnekleme ile 4 dakika, 4096 Hz örnekleme ile 12 dakika, 512 Hz örnekleme ile 30 dakika ve 128 Hz örnekleme ile 13 saat olacak şekilde toplanmıştır. Sonrasında tekrar 512 Hz, 4096 Hz, 16384 Hz ve 65536 Hz örnekleme ile tekrar yukarıda belirtilen sürelerde ölçü alınmıştır. Burada amaç günün farklı saatlerinde aynı parametrelerle tekrar ölçü alabilmektir. Bu şekilde her ölçü noktasında yaklaşık 15 saat süreyle ölçü alınmıştır

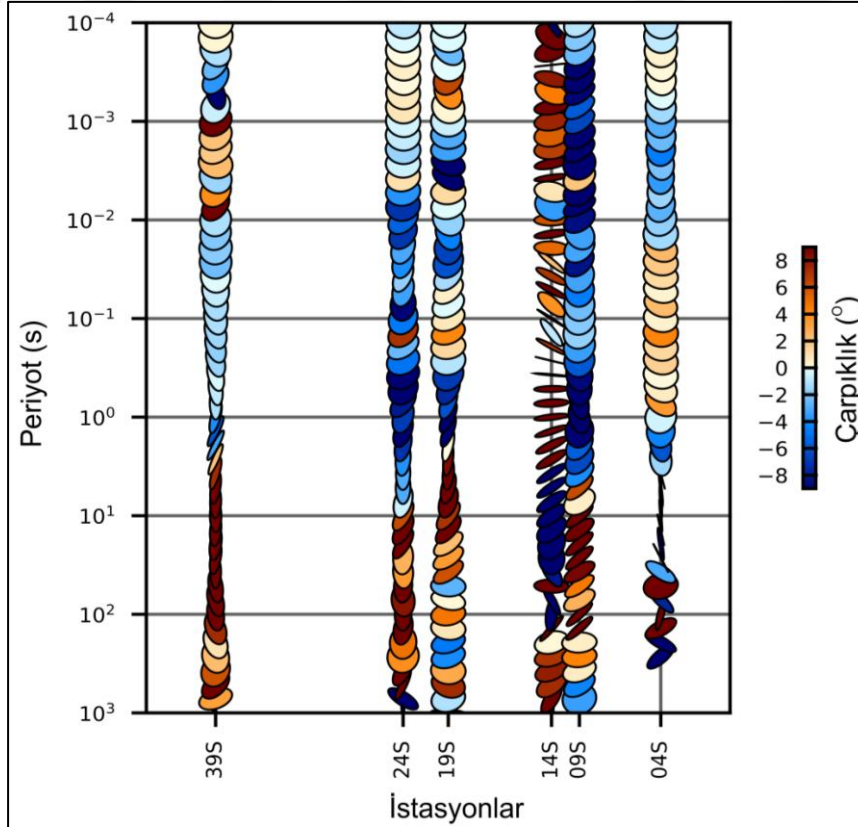


Şekil 4.2. Manyetotellürik veri toplama çalışmalarından örnekler.

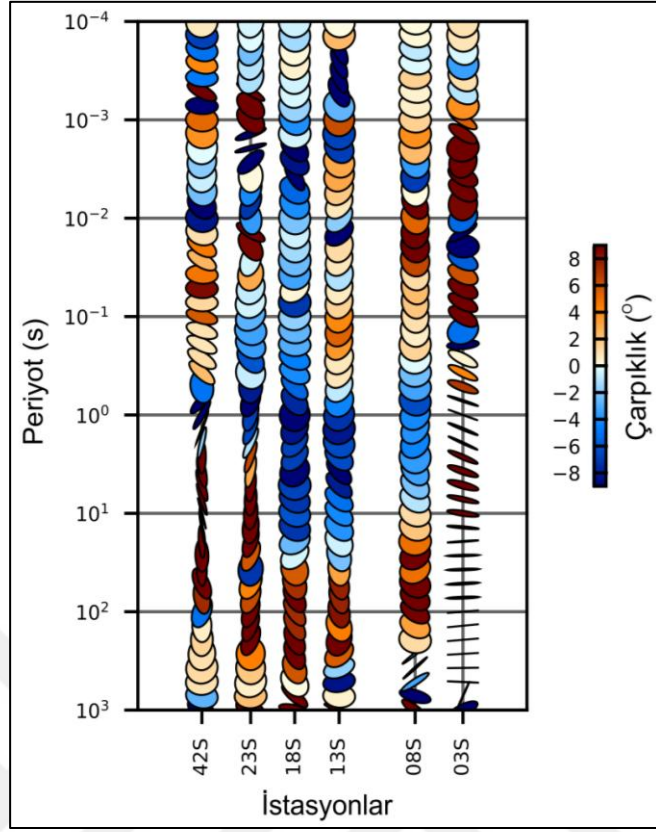
MT verilerinin ters çözümüne başlanmadan önce faz tensörü (Caldwell, 2004) yöntemi ile boyutluluk analizi yapılmıştır. Bu amaçla Şekil 4.8 ile gösterilen profillerdeki ölçülerin her frekansı için faz tensörü elipsleri yamukluk açlarına göre çizdirilerek yapma kesitler halinde gösterilmiştir. Yapma kesitler Şekil 4.3 ile Şekil 4.7 arasında verilmiştir.



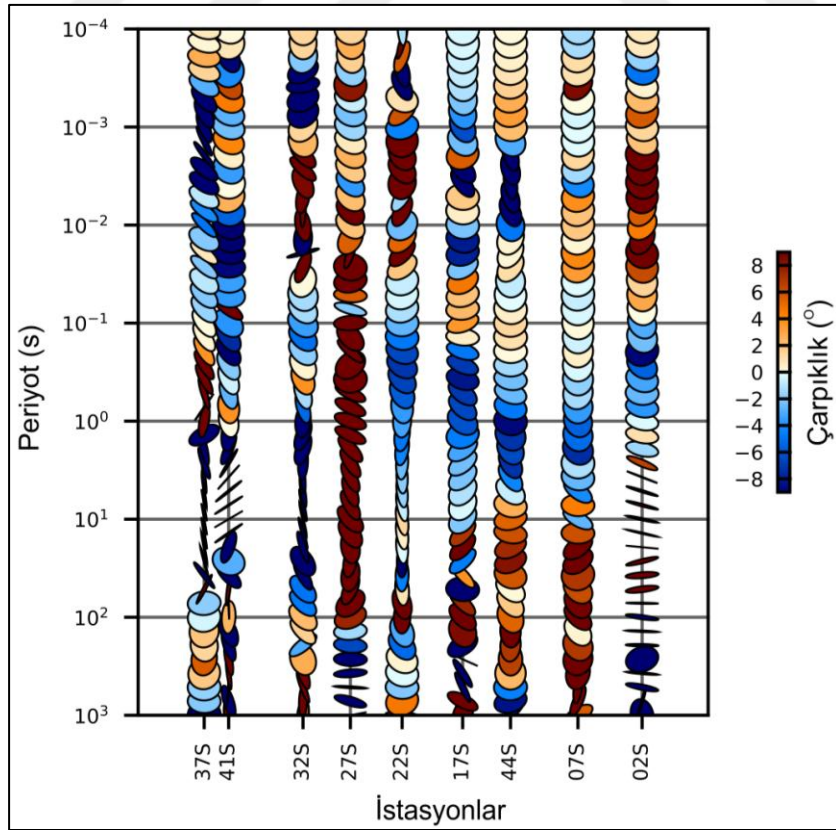
Şekil 4.3. Birinci profile ait yapma kesit.



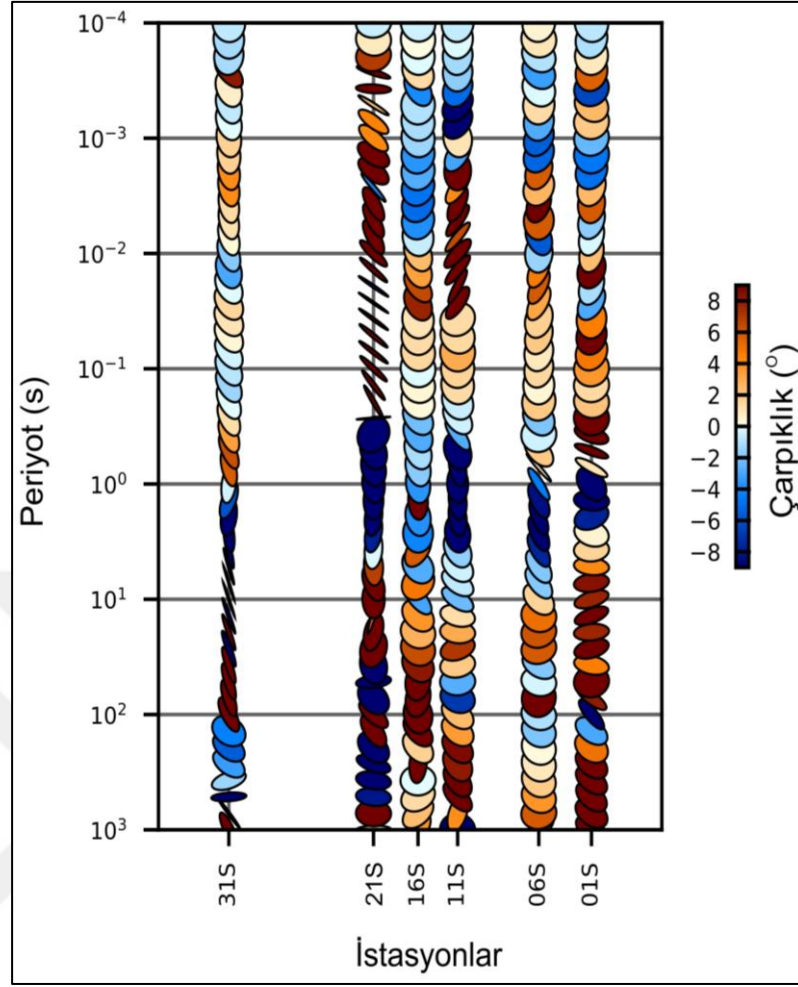
Şekil 4.4. İkinci profile ait yapma kesit



Şekil 4.5. Üçüncü profile ait yapma kesit.



Şekil 4.6. Dördüncü profile ait yapma kesit.



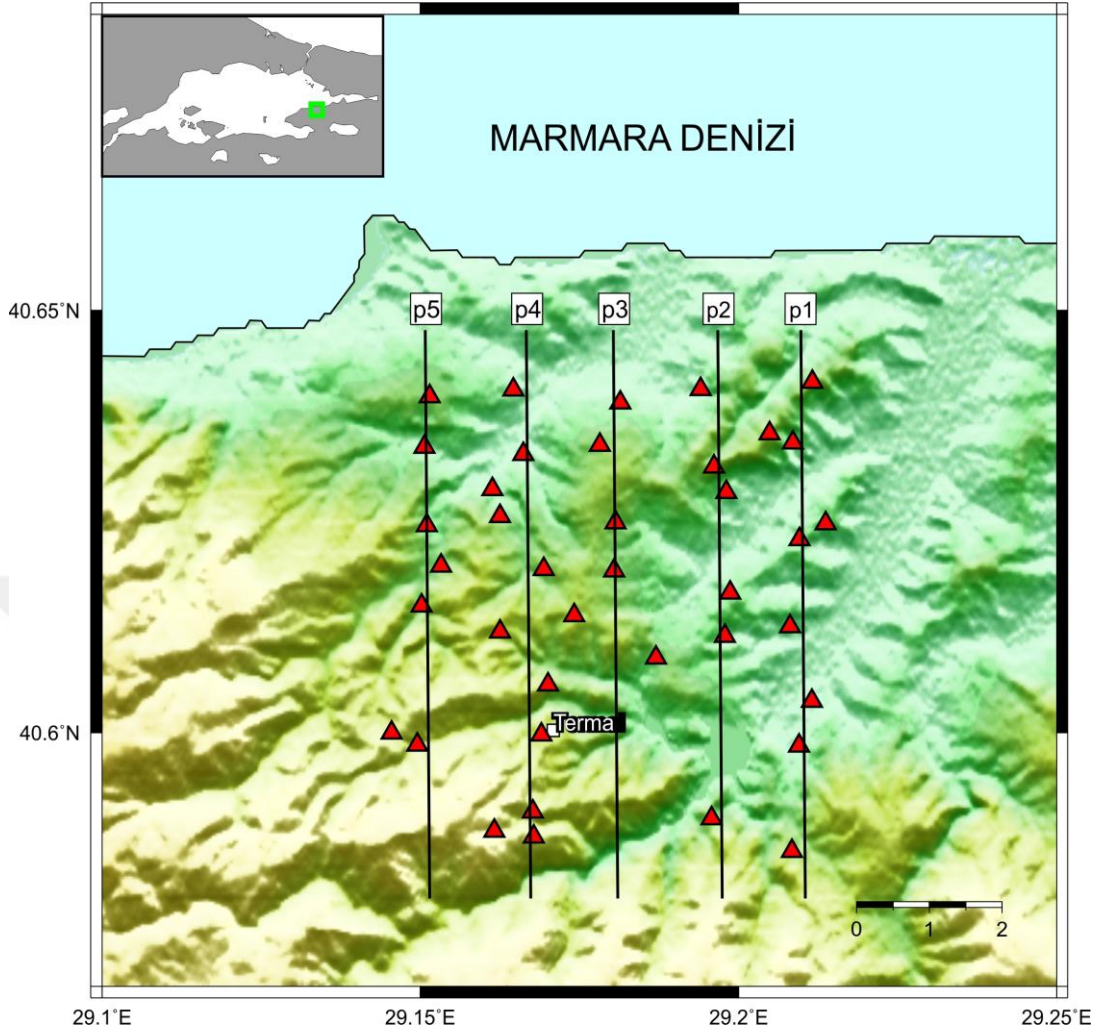
Şekil 4.7. Beşinci profile ait yapma kesit.

Faz tensörü elipslerinden özellikle 10^{-1} saniyeden daha derinde ortamın 2B ve 3B davranış gösterdiği anlaşılmaktadır. 1B'ye daha yakın davranış gösteren daha sık kesimler için MT verilerinin 1B çözümleri de GRNN metoduyla yapılmıştır. Termal Belediyesi tarafından açtırılan sondaj kuyusuna en yakın 4 MT ölçüsünün 1B yer altı iletkenlik modeli de çizdirilmiş ve sondaj kuyusunun su çıkış derinliği ile ilişkilendirilmiştir. Detaylı açıklamalar (EK-B)'de verilmiştir.

Boyutluluk analizinden sonra verilerin 2B ve 3B ters çözümleri yapılmıştır. Yapma kesitler mtpy (Kirkby ve diğ., 2019; Krieger ve Peacock, 2014) paket programı kullanılarak çizdirilmiştir.

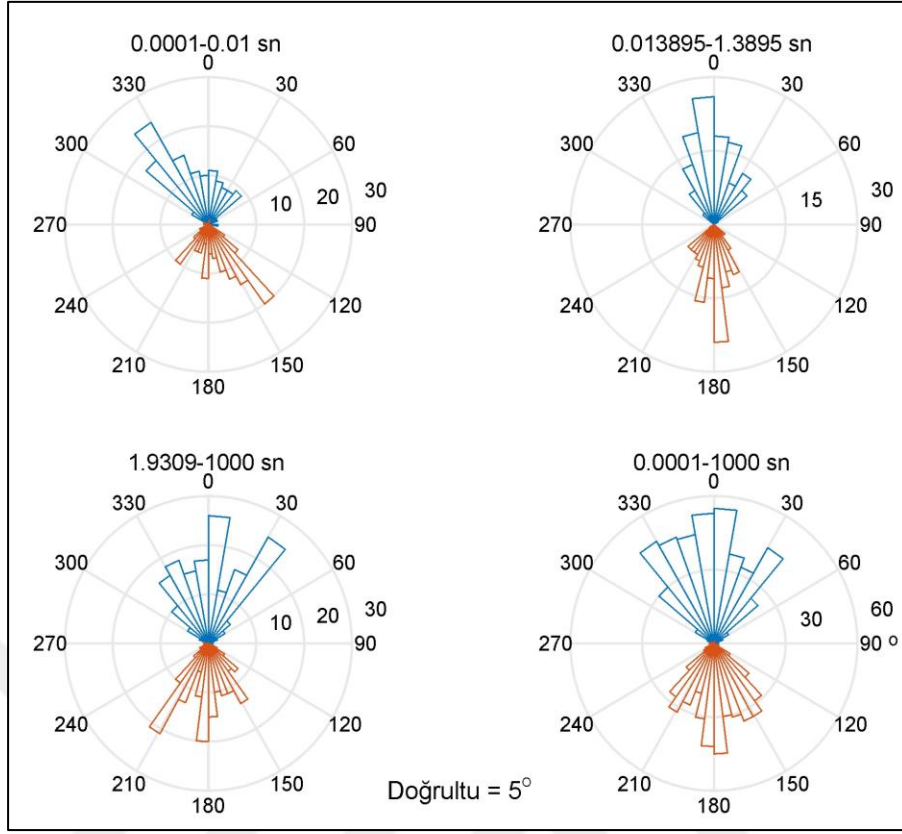
4.1. MT Verilerinin İki Boyutlu (2B) Ters çözümü

Bu çalışma için toplanan 39 MT ölçü noktasından kuzey-güney doğrultulu 5 profil (Şekil 4.8) alınmış ve her bir profilin 2B modellemeleri yapılmıştır.

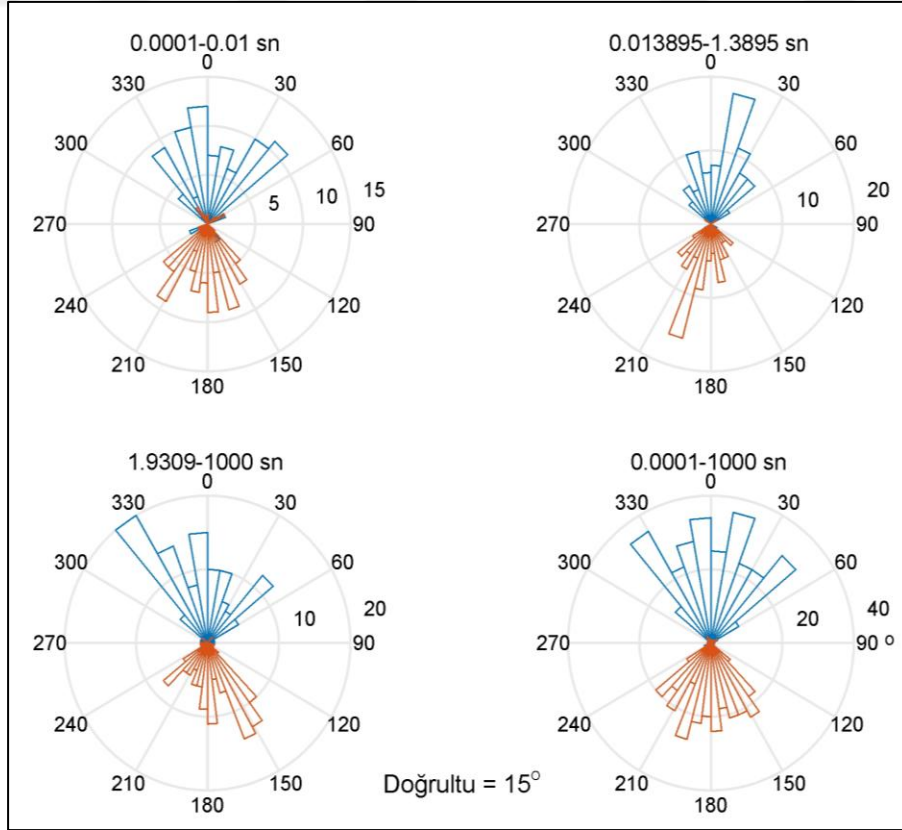


Şekil 4.8. Manyetotellürik ölçü noktaları ve 2B modelleme için seçilen K-G doğrultulu 5 profil.

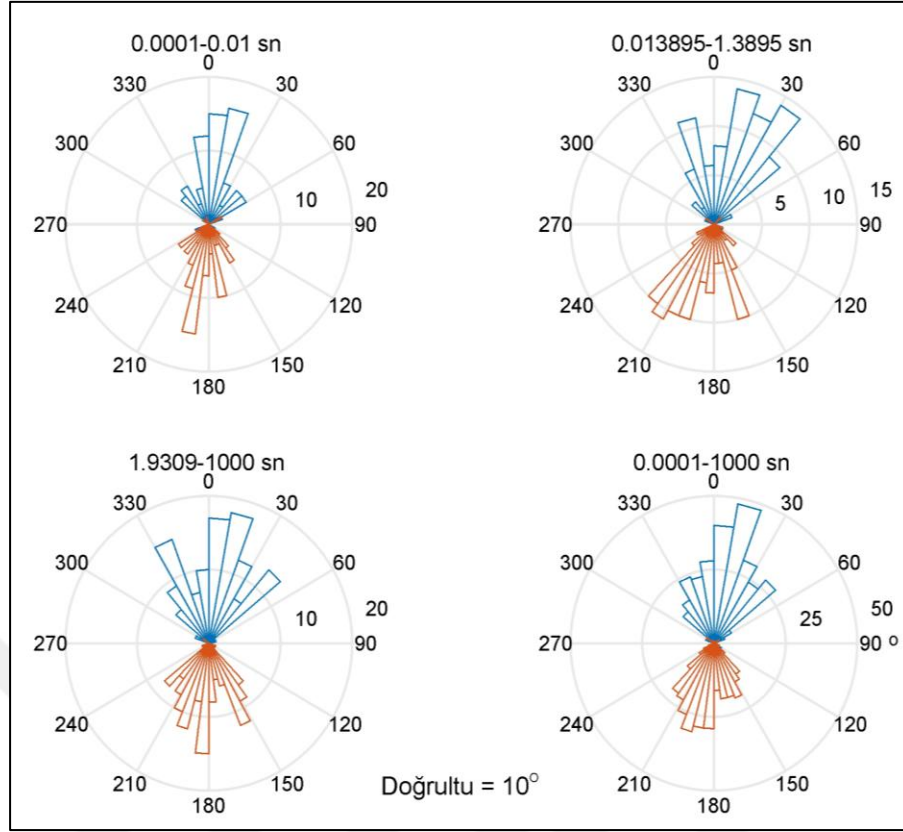
Seçilen profillerin 2B modellemesine geçilmeden önce (Groom ve Bailey, 1989) yöntemiyle rotasyon açıları hesaplanmış ve bulunan döndürme açılarına göre profillerin rotasyonları yapılmıştır. Buna göre P1 profili için kuzeyden doğuya 5° , P2 profili için kuzeyden doğuya 15° , P3 profili için kuzeyden doğuya 10° , P4 profili için kuzeyden batıya -15° ve P5 profili için ise kuzeyden doğuya 25° döndürme açısı hesaplanmıştır. Döndürme açıları gül diyagramları Şekil 4.9 ile Şekil 4.13 arasında verilmiştir. Diyagramlarda döndürme açıları kısa, orta, uzun ve tüm periyotlar olmak üzere dört farklı periyot bandında gösterilmektedir. Bu bantlar verideki toplam periyot sayısının üç eşit parçaya bölünmesinden elde edilmiştir. İlgilenilen derinliğe göre bu periyot bantlarından bir tanesi tercih edilmektedir. Bu çalışmadaki döndürme açıları için gül diyagramlarının sağ alt kısmında bulunan 0.0001-1000 saniye aralığına göre hesaplanan açılar kullanılmıştır.



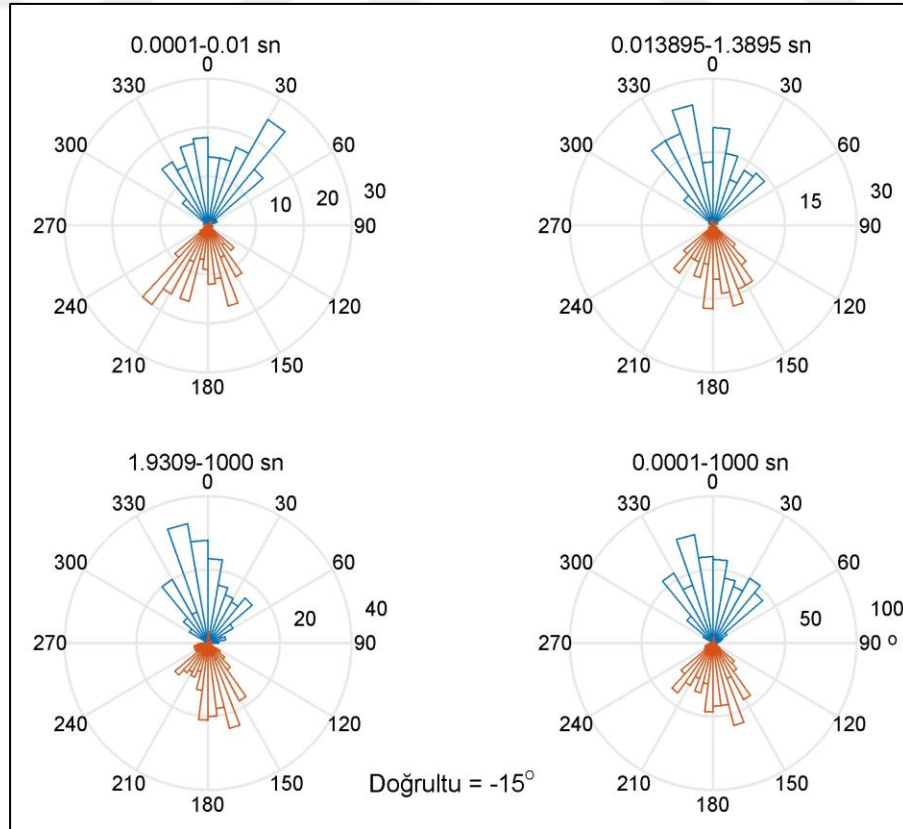
Şekil 4.9. Birinci profil için hesaplanmış gül diyagramları



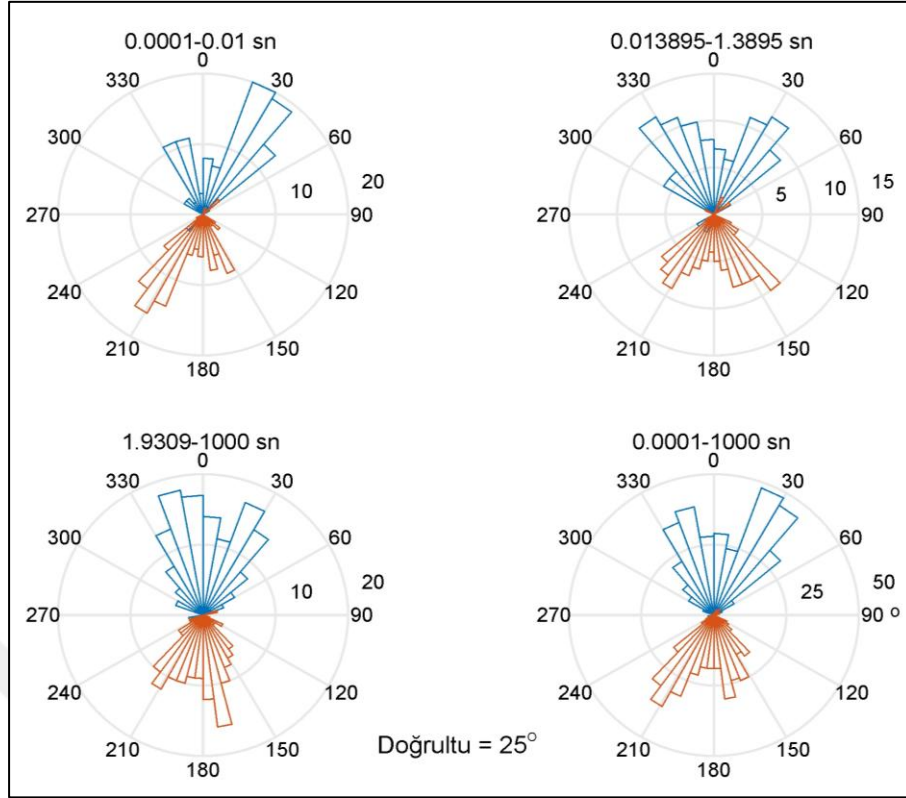
Şekil 4.10. İkinci profil için hesaplanmış gül diyagramları



Şekil 4.11. Üçüncü profil için hesaplanmış gül diyagramları



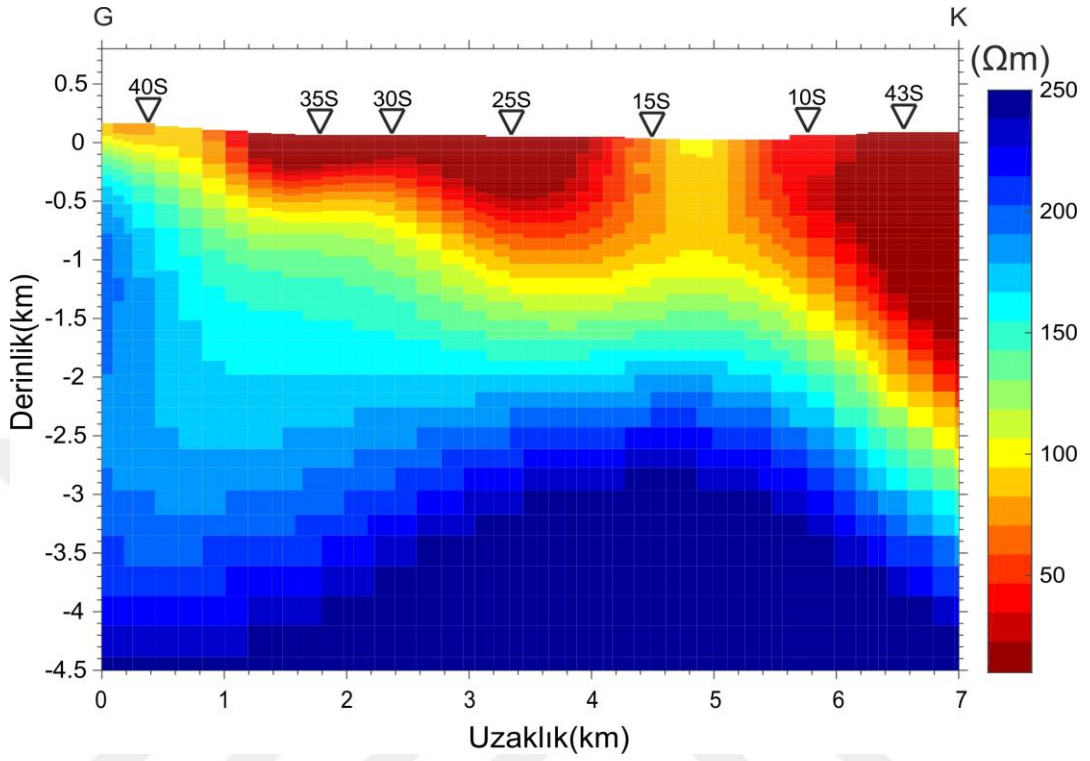
Şekil 4.12 Dördüncü profil için hesaplanmış gül diyagramları



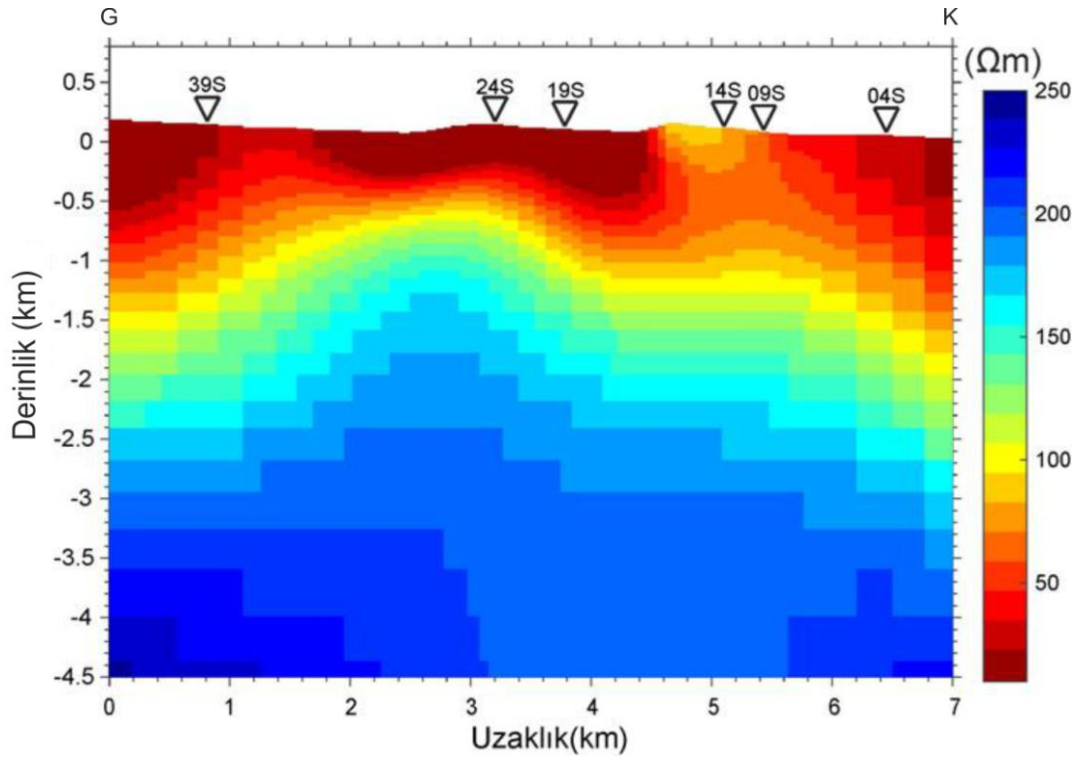
Şekil 4.13. Beşinci profil için hesaplanmış gül diyagramları

Şekil 4.8’de gösterilen her profil için yer elektrik doğrultuya tüm istasyonlar ve frekanslardaki empedanslar döndürüldükten sonra, sabit kayma etkileri giderilmiştir. Daha sonra elde edilen her veri setinin 2B ters çözümü, detayları Rodi ve Mackie (2001) ile verilen ve NLCG algoritmasını kullanan WinGLink paket program kullanılarak yapılmıştır. Her profil veri setinin 2B ters çözümünden elde edilen öz direnç modelleri 2B modelleme sonuçları Şekil 4.14-Şekil 4.18’de verilmiştir. Buna göre 2B öz direnç modellerinde temel olarak üç farklı birim göze çarpmaktadır. En üst kısımda yaklaşık 1 km derinliklere kadar uzanan, 50 Ω m öz dirence sahip iletken bir tabaka görülmektedir. Bunun hemen altında 100-150 Ω m öz dirence sahip ve yaklaşık 1 km kalınlığa sahip görece daha dirençli bir tabaka bulunmaktadır. En altta ise ortalama 2 km derinlikten 4,5 km derinliğe kadar uzanan yüksek öz dirençli yapı gözlemlenmektedir. Şekil 5.13’teki ikinci profil ve Şekil 4.17’teki dördüncü profil kesitlerinde yüksek öz dirençli yapı yüzeye doğru sokulum yapmaktadır. Bu iki profil arasında kalan üçüncü profilde benzer bir sokulumun görülmesi beklenmiştir. Fakat üçüncü profilde diğer profillere göre daha az sayıda istasyon olduğu için daha kısa olduğundan bu bölgede yer altı öz direnç yapısının diğer profiller kadar iyi temsil edilmediği düşünülmektedir. Ayrıca Şekil 4.15 ile verilen modelde 39S ve 24S

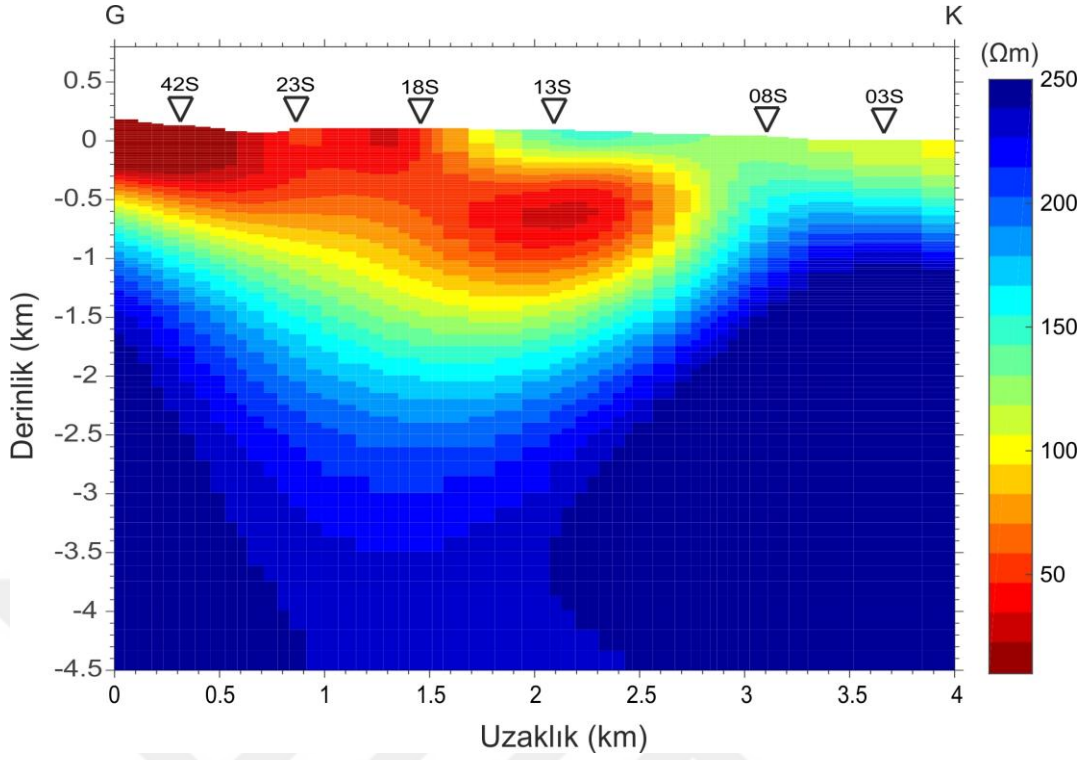
istasyonları arasında 2 km'den daha fazla bir uzaklık bulunmaktadır. Bu bölgede bulunan barajdan dolayı ölçü alma imkânı olmamıştır.



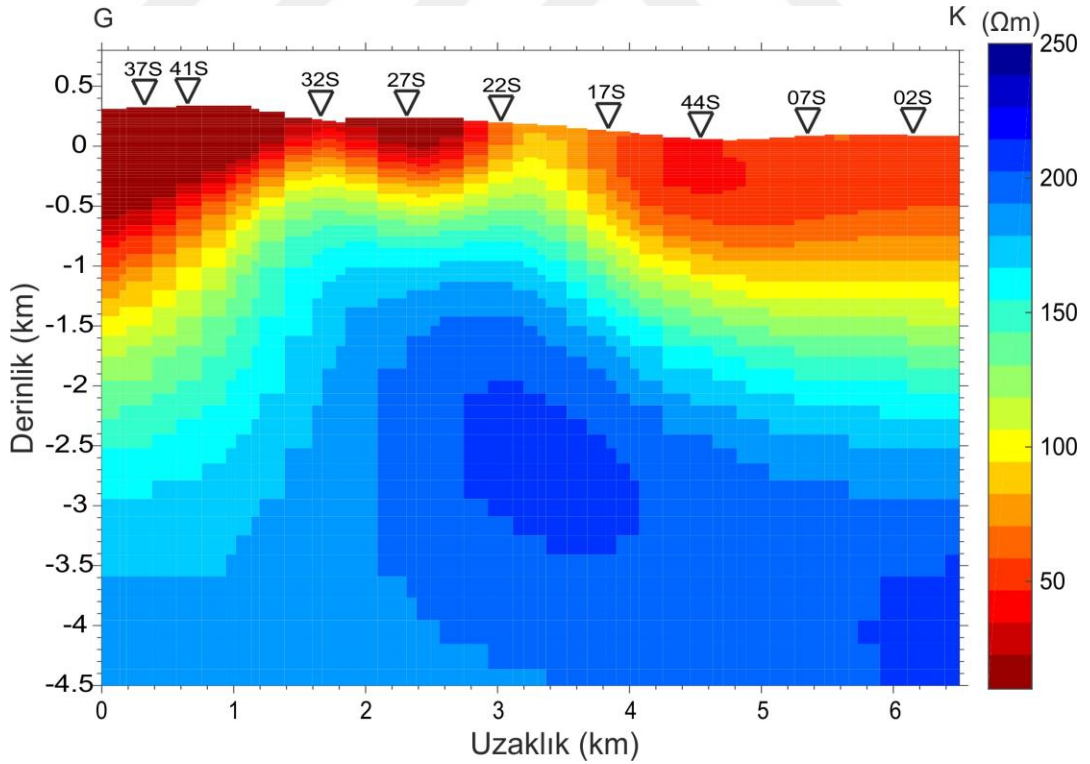
Şekil 4.14. Profil 1 boyunca hesaplanan 2B derinlik kesiti



Şekil 4.15. Profil 2 boyunca hesaplanan 2B derinlik kesiti

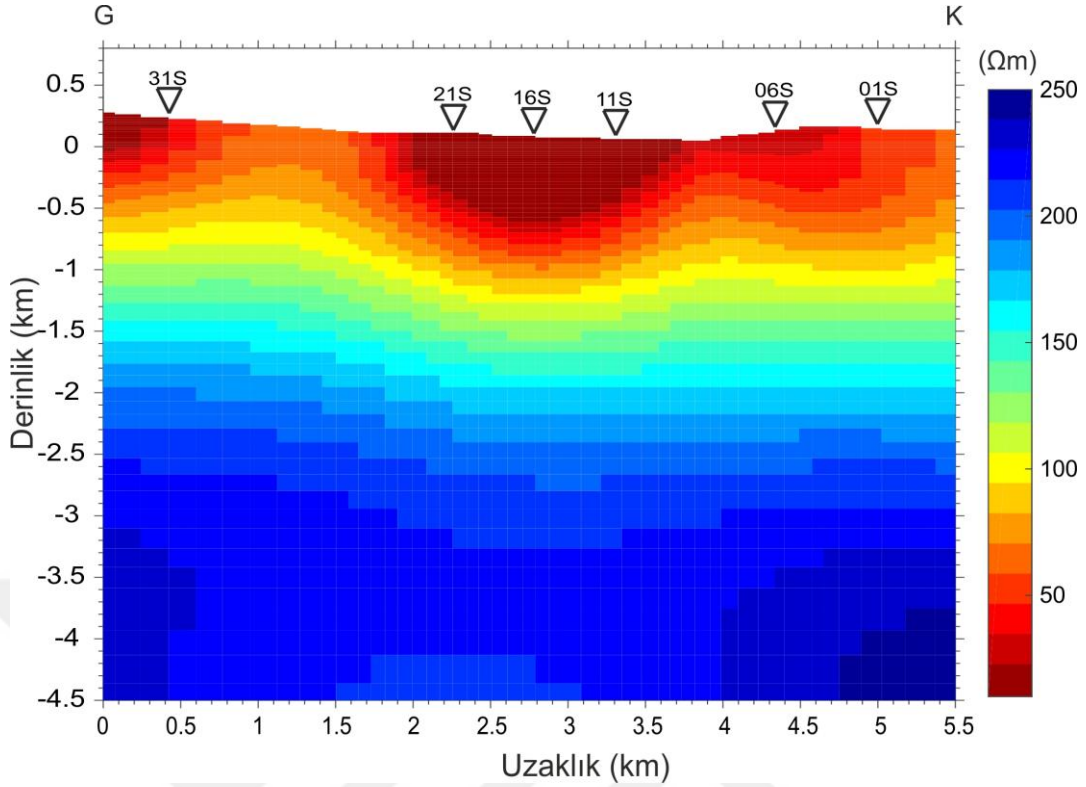


Şekil 4.16. Profil 3 boyunca hesaplanan 2B derinlik kesiti



Şekil 4.17. Profil 4 boyunca hesaplanan 2B derinlik kesiti

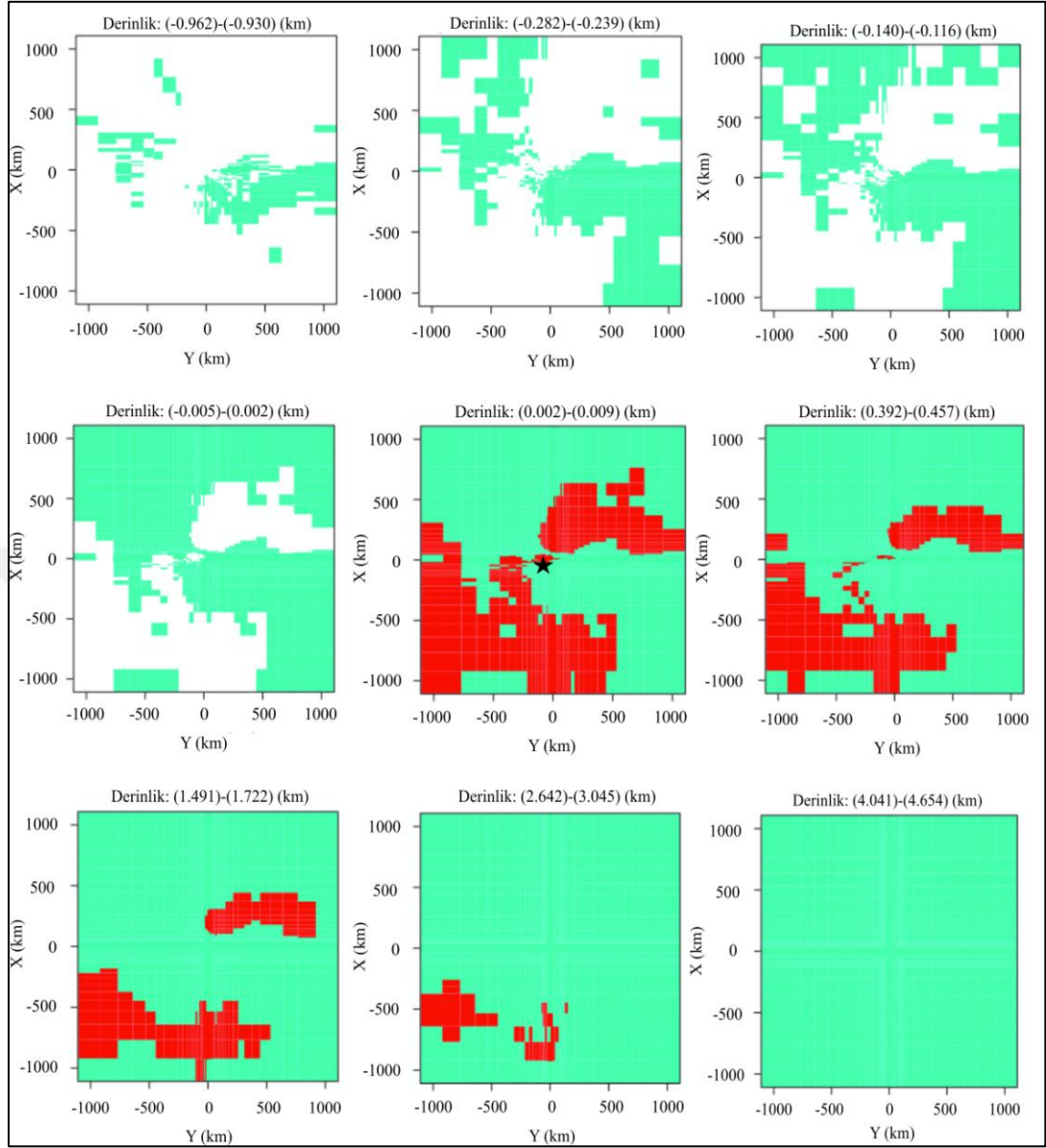
Şekillerde ölçü noktaları üçgenlerle gösterilmiş ve istasyon isimleri ise üçgenler üzerine yazılmıştır. G harfi güneyi K harfi ise kuzeyi temsil etmektedir.



Şekil 4.18. Profil 5 boyunca hesaplanan 2B derinlik kesiti

4.2. MT Verilerinin Üç Boyutlu (3B) Ters Çözümü

Zaman serisi analizi yapılan MT verilerinin ters çözümü için kullanılacak başlangıç modelinin oluşturulması, topografya ve batimetri bilgilerinin eklenmesi için 3D-Grid (Meqbel, 2009) ara yüzünden faydalanılmıştır. Ters çözümü yapılacak veriye ait en kısa periyot 0,0001 saniye olduğundan, 100 Ωm öz dirence sahip başlangıç modelinin ilk tabaka kalınlığı nüfuz derinliği hesaplanarak 7 m olarak belirlenmiştir. Verideki en uzun periyot ise 1000 saniye olduğundan 100 Ωm öz dirence sahip başlangıç modeli için nüfuz derinliği yaklaşık 159 km olarak hesaplanmıştır. Sınır koşullarının olumsuz etkilerini ortadan kaldırmak için (Ranaganyaki ve Madden, 1980; Candansayar, 2008; Lindsey ve Newman, 2015) maksimum nüfuz derinliğinden itibaren X, Y ve Z yönlerinde 12'şer blok daha eklenmiştir. Eklenen bloklar için her üç doğrultuda da 1.15 büyütme faktörü kullanılmıştır. Sonuç olarak başlangıç modelinin boyutları X, Y ve Z yönlerinde sırasıyla 118x118x103 bloktan oluşmaktadır. Modelde topografyayı 10^{16} Ωm ' lik yüksek öz dirençli bloklar temsil ederken, batimetriyi ise 0,3 Ωm ' lik iletken bloklar temsil etmektedir (Şekil 4.19). Şekilde siyah yıldız ile gösterilen yer çalışma alanını temsil etmektedir.

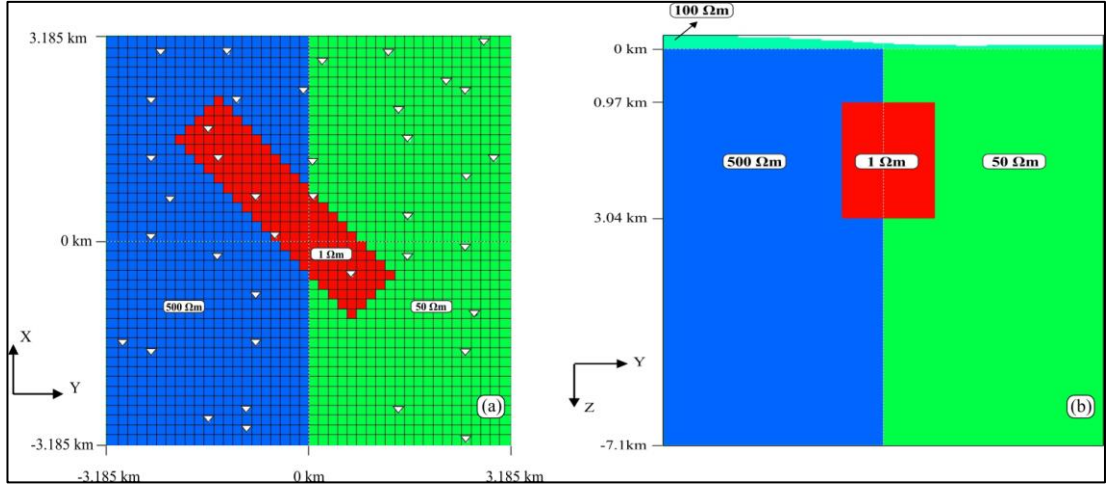


Şekil 4.19. Başlangıç modelinden alınmış farklı derinlik kesitleri. Topografya yüksek öz dirençli bloklar ile (beyaz) batimetri ise iletken bloklar ile (kırmızı) temsil edilmektedir. Siyah yıldız ise çalışma alanını göstermektedir.

Ters çözüm için empedans tensörünün ters köşegen bileşenlerine (Z_{xy} , Z_{yx}) %5 hata seviyesi eklenirken, köşegen bileşenlerine ise (Z_{xx} , Z_{yy}) çok düşük genliklere sahip olmaları nedeniyle (Linsey ve Newman, 2015) %30 hata seviyesi eklenmiştir. Modelleme için kullanılan ModEM3DMT (Egbert ve Kelbert, 2012; Kelbert ve diğ., 2014) algoritmasının amacı daha önce (1.57) eşitliği ile verilen parametrik fonksiyonelin en küçüklenmesidir. Literatürde en uygun ters çözüm parametrelerini ve model geometrisini belirlemek için yapılmış bazı çalışmalar vardır. Miensopust ve diğ., (2013) DSM1 ve DSM2 modellerini kullanarak hem farklı ters çözüm

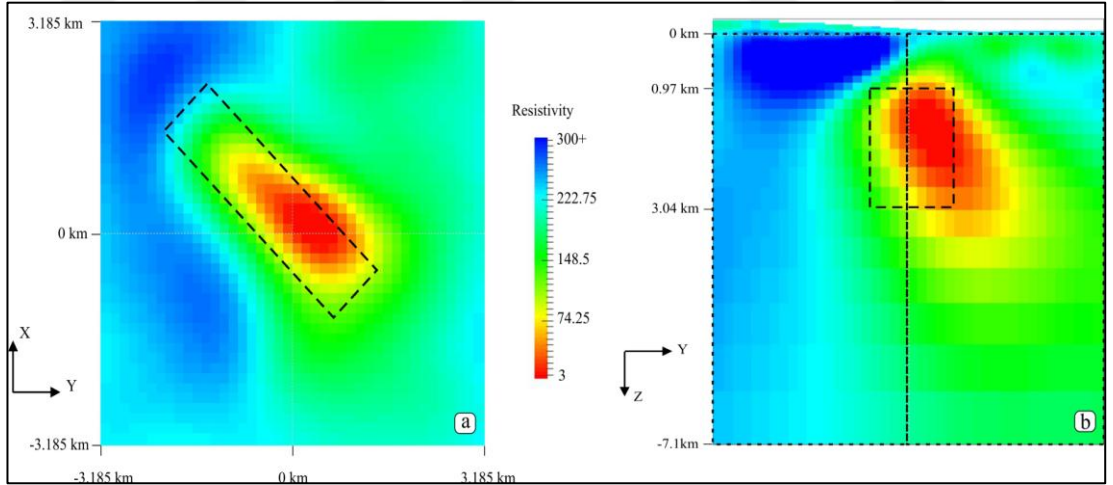
parametrelerini hem de farklı 3B ters çözüm kodlarını karşılaştırmıştır. Avdeeva ve diğ., (2012), sismik yöntemler ile tespit etmekte sorun yaşadıkları tuz domu şeklindeki anomaliler için MT yöntem kullanmışlardır. Bu amaçla sentetik modeller üretilip farklı parametreler deneyerek, MT yönteminin sığ tuz domu şeklindeki anomalilere duyarlı olduğu sonucuna ulaşmışlardır. Tietze ve Ritter, (2015) faz tensörü kullanılarak yapılan ters çözümün, empedans tensörü kullanılarak yapılan ters çözüme karşı avantajlarını savunmuşlar ve farklı birçok parametre denemişlerdir. Miensopust (2017), yaptığı çalışmada 3B ters çözüm kodlarının sıklıkla kullanılmaya başladığını ve sentetik testlerle bu kodların ters çözüm parametrelerinin birbirlerine olan üstünlüklerini tartışmıştır. Ancak sahada toplanan verinin sağlıklı bir şekilde yorumlanabilmesi için sentetik çalışmalar dışında da gereksinimler olduğunu öne sürerek bunları maddeler halinde sıralamıştır. Slezak ve diğ., (2019) Polonya'nın Pamerania bölgesinde yaptıkları çalışmada yer altı iletkenlik yapısının modellenmesi için parametre seçiminin etkisini tartışmışlardır. Çalışmalarının amacı, ters çözüm parametrelerindeki değişikliğin bölgede daha önce yapılan çalışmalardan elde edilen sonuçlarını nasıl etkilediğini göstermektir. Son dönemlerde Robertson ve diğ., (2020) tarafından AusLAMP Projesi'nin verilerinin bir kısmı kullanılarak oldukça kapsamlı bir çalışma gerçekleştirilmiştir. Farklı başlangıç düzgünleştirici parametresi (λ), başlangıç modeli özdirenç değerleri, kovaryans, hücre boyutları vb. kullanarak en uygun parametreleri saptamaya çalışmışlardır.

Bu çalışmada da en doğru parametrelerin belirlenebilmesi amacıyla birtakım sentetik testler yapılmıştır. Bu amaçla Tietze ve diğ., (2015)'dekine benzer, oblik şeklinde bir iletkenin gömülü olduğu bir model tasarlanmıştır (Şekil 4.20). Bu modelde 0,97 km derinlikten 3,04 km derinliğe kadar 1 Ω m özdirenç sahip iletken bir yapı, birbirine bitişik 500 Ω m ve 50 Ω m özdirenç sahip iki yapının arasına gömülü olarak durmaktadır. Şekil 4.20 (b)'den de görüleceği gibi yan yana duran bu iki bloğun derinlikleri de 7,1 km ye ulaşmaktadır. Bütün bu iletken ve görece daha yüksek öz dirençli yapılar 100 Ω m' lik homojen bir model içine yerleştirilmiştir. Modelin topografya ve batimetri bilgileri 3D_Grid (Meqbel, 2009) akademik lisanslı arayüzükullanılarak <https://maps.ngcd.noaa.gov/> adresinden eklenmiştir. Modelde topografya çözünürlüğü yaklaşık 90 metredir. Topografya yüksek öz dirençli bloklarla, deniz suyu ise iletken bloklarla temsil edilmektedir.



Şekil 4.20. Sentetik test için Tietze ve Ritter, (2015)'ten uyarlanmış model. (a) Modelin XY kesiti, (b) XY görünümündeki 0 (sıfır) eksenini boyunca alınmış YZ kesiti.

Şekil 4.20 (a)'daki beyaz renkli üçgenler bu çalışmaya ait MT verilerinin toplandığı istasyonları göstermektedir. Hazırlanan bu model ve ölçü geometrisinden düz çözüm ile model tepkileri elde edilerek Z_{xx} ile Z_{yy} tensör bileşenlerine %5, Z_{xy} ile Z_{yx} bileşenlerine %3 gürültü eklenmiştir. Gürültü eklenen veriler ters çözüme sokularak 12 iterasyon sonucunda Şekil 4.21'deki sonuçlar elde edilmiştir.



Şekil 4.21. Sentetik modelin ters çözümü. (a) Modelin XY düşey kesiti, (b) XY görünümündeki 0 (sıfır) eksenini boyunca alınmış YZ kesiti.

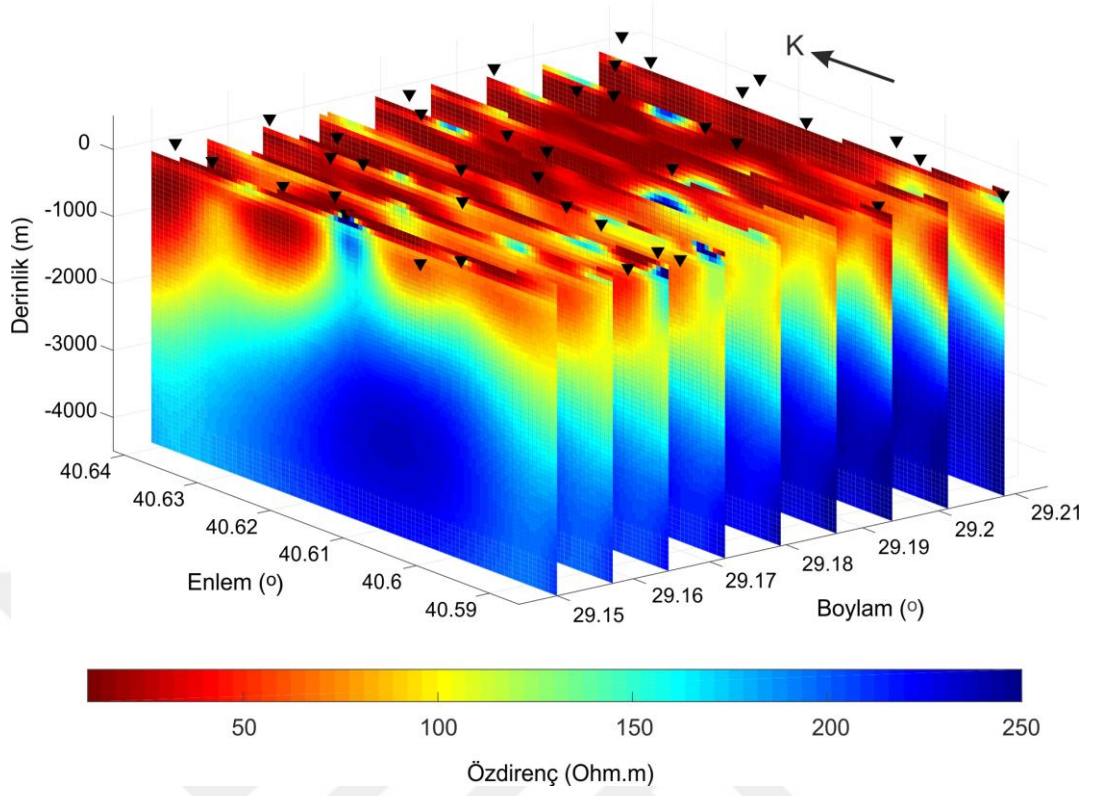
Şekil 4.21 (a)'da sentetik modelin ters çözümünün 2 km derinlik kesiti, Şekil 4.21 (b)'de ise 0 (sıfır) ekseninden alınmış yatay (YZ) kesiti gösterilmektedir. Siyah kesikli çizgiler modelin gerçekte olması gereken konumunu temsil etmektedir. Sentetik test ile oluşturulan başlangıç modelinin doğruluğu kontrol edildikten sonra gerçek verinin ters çözümü yapılmıştır. Arazi verilerinin ters çözümünde aynı model

ağı parametreleri kullanılmıştır. Kullanılan model ve veri bilgileri Tablo 4.1’de verilmiştir.

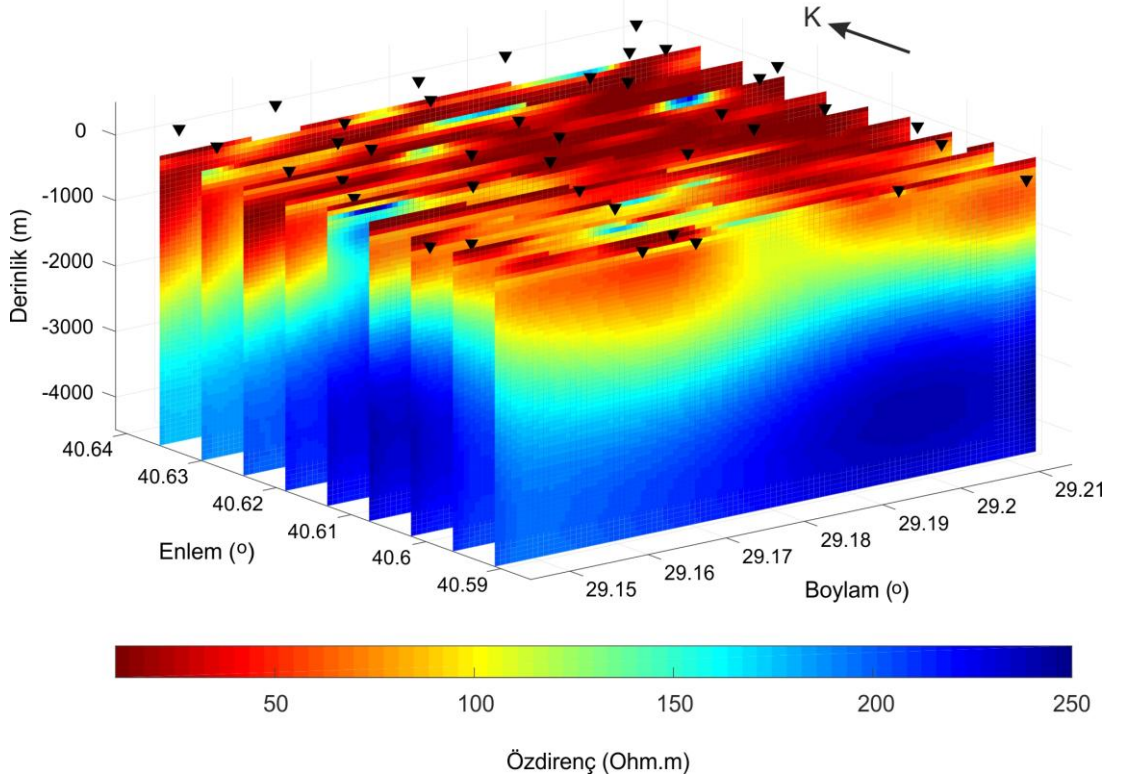
Tablo 4.1. Kullanılan model ve veri bilgileri

Ters çözüm Parametreleri	Kullanılan veri tanımı
Ters çözümde kullanılan veri grubu	$Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}$
Periyot aralığı ve periyot sayısı	0.0001 sn – 1000 sn (50 periyot)
Veri sayısı (istasyon sayısı x periyot sayısı x 4)	7800 (39 x 50 x 4)
Başlangıç modeli	Şekil 4.19’deki model. Homojen ortam öz direnci 100 Ohm.m ve deniz suyu öz direnci 0.3 Ohm.m alınmıştır.
Parametre sayısı	1.434.172 (118 x 118 x 103)
Model ağı boyutu (NX x NY x NZ)	
Toplam yineleme sayısı	72
Sonuç model için RMS değeri	2.85
En büyük ve en küçük düzgünleştirici parametresi (λ)	10 - 0.00001

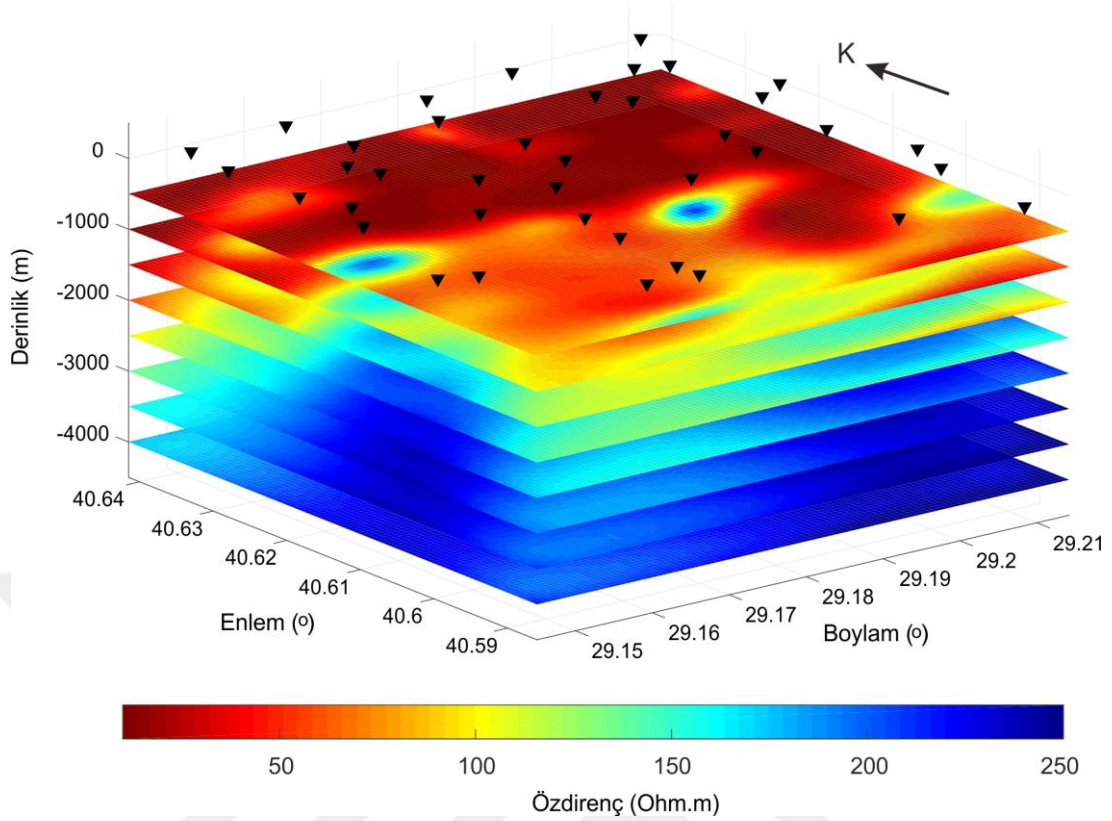
Bu derece büyük bir model ile ters çözüm yapılabilmesi için çok güçlü bilgisayarlara ihtiyaç duyulmaktadır. Bu ihtiyacın karşılanması için Türk Ulusal e-bilim Altyapısı’ndan (TRUBA) faydalanılmıştır. Ters çözüm için her biri 40 çekirdek içeren iki sunucu (toplam 80 çekirdek) kullanılmıştır. 72 yineleme sonucunda 2,85 RMS değerine ulaşılmıştır. Şekil 4.22’de kuzey güney kesitler, Şekil 4.23’de doğu batı kesitler ve Şekil 4.24’de ise düşey kesitler gösterilmiştir. Kesitlerden de görüleceği üzere yüzeyden 4,5 km derinliğe kadar temel olarak 3 farklı birim göze çarpmaktadır. En üstte iletken eosen yaşlı volkanikler, bunun hemen altında görece daha yüksek öz dirence sahip ölçeğe göre yeşil renkle gösterilen yaklaşık 1 km kalınlığa sahip filiz ve ardalanmış kumtaşından oluşan (Erendil ve diğ., 1991; Akbaş ve diğ., 2016) tabaka yer almaktadır. En altta ise yüksek öz dirence sahip ana kaya sokulumu bulunmaktadır. Şekillerde öz direnç ölçeği 10 Ω m ile 250 Ω m arasında seçilmiştir.



Şekil 4.22. Ters çözüm sonrası elde edilen kuzey güney yönlü kesitler.



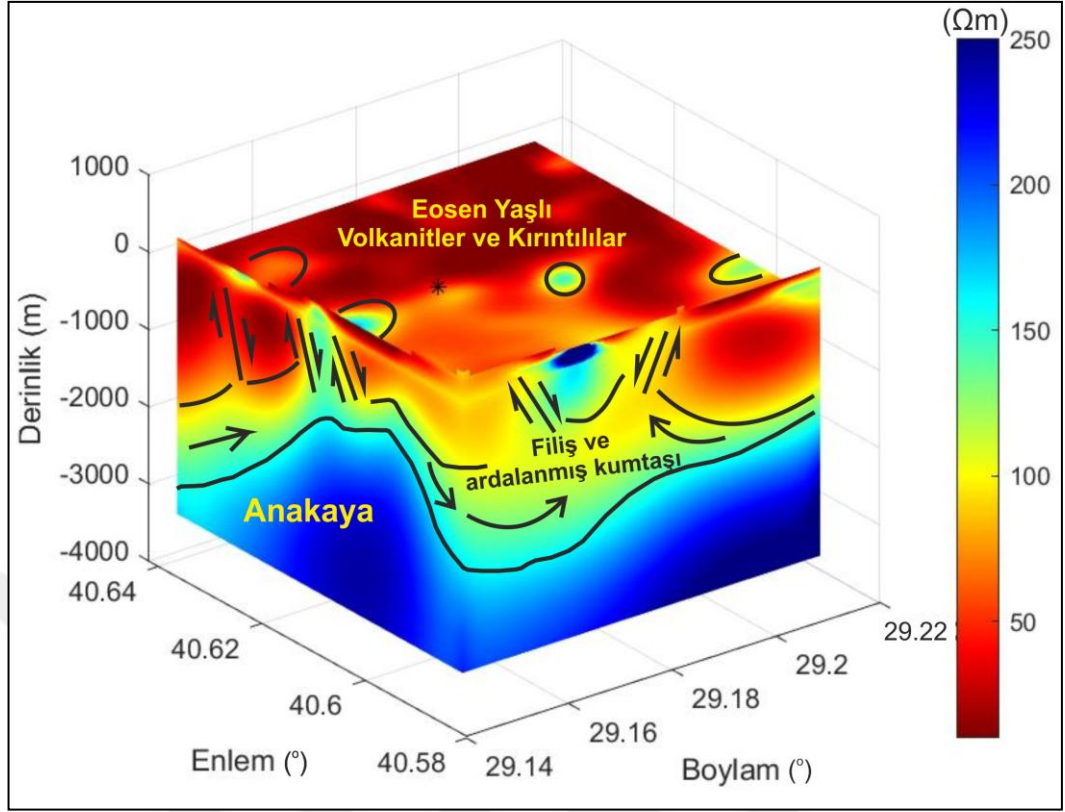
Şekil 4.23. Ters çözüm sonrası elde edilen doğu batı yönlü kesitler.



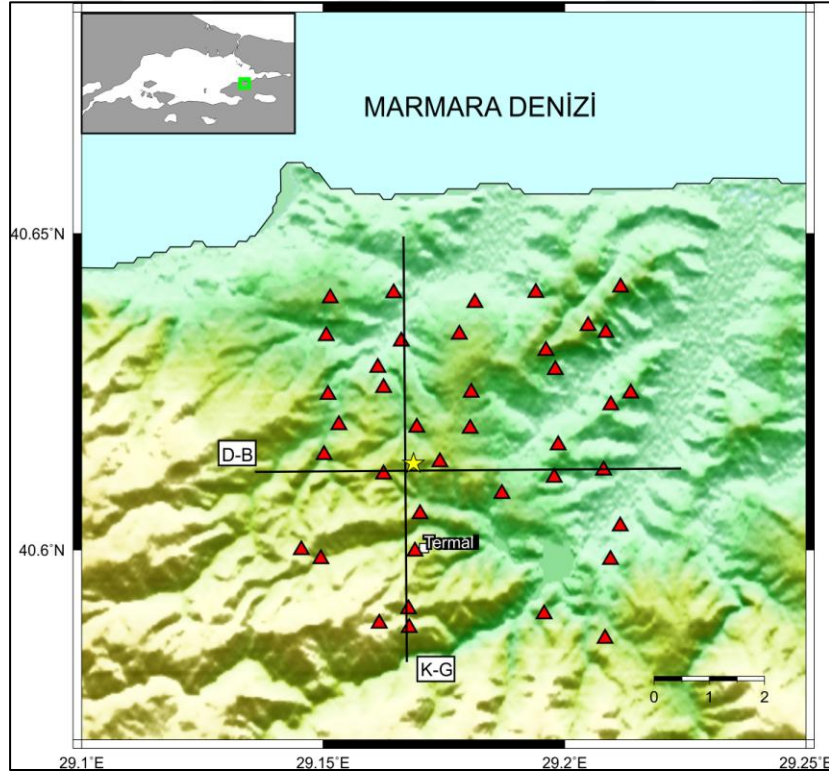
Şekil 4.24. Ters çözüm sonrası elde edilen düşey kesitler. Seviyeler 500 m aralıktadır ve -500 ile -4000 m arasında değişmektedir.

4.3. 2B ve 3B Ters Çözüm Sonuçlarının Birlikte Yorumlanması

Bölgede açılmış olan sıcak su sondajında yaklaşık 550-600 m derinlikte sıcak suya ulaşılmıştır. Şekil 4.24'de siyah nokta ile sondaj yeri gösterilmektedir. 60 °C lik sıcak su altere serpantin biriminden alınmıştır. Bu bilgiler ve bölge jeoloji dikkate alınarak bölgenin 3B basitleştirilmiş bir yeraltı modeli Şekil 4.25'de gösterilmektedir. Bu şekil MT verilerinin sonuçları, bölge jeolojisi ve kuyu bilgileri göz önüne alınarak oluşturulmuştur. Üst katman Eosen yaşlı volkanitler olup bölgede şapka görevi görmektedir. Bunun hemen altında yaklaşık 1 km kalınlığa sahip filiş ve ardalanmış kumtaşından oluşan birim ise çalışma sahasında rezervuar olan birimlerdir. Temelde ise Armutlu Yarımadası'nda bulunan Eosen'den daha yaşlı bir kayaç olabilir. Bu nedenle yarımadanın diğer yerlerinde sıklıkla mostra veren granitoid olabilir. MT sonuçları ve kuyu bilgilerinden yararlanarak bölgedeki potansiyel rezervuar alterasyon zonunun 90 Ω m ve 120 Ω m aralığındaki özdirenç değerleri arasında olabileceği tahmin edilmektedir.

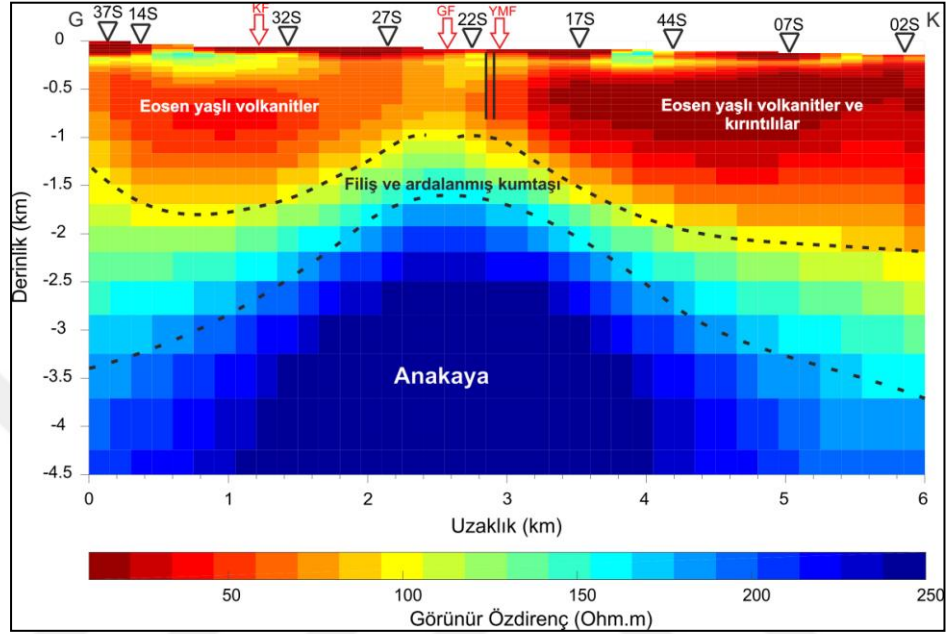


Şekil 4.25. Bölge jeolojisi, kuyu bilgileri ve MT ters çözüm sonuçlarının birleştirilmesiyle oluşturulan kavramsal model.

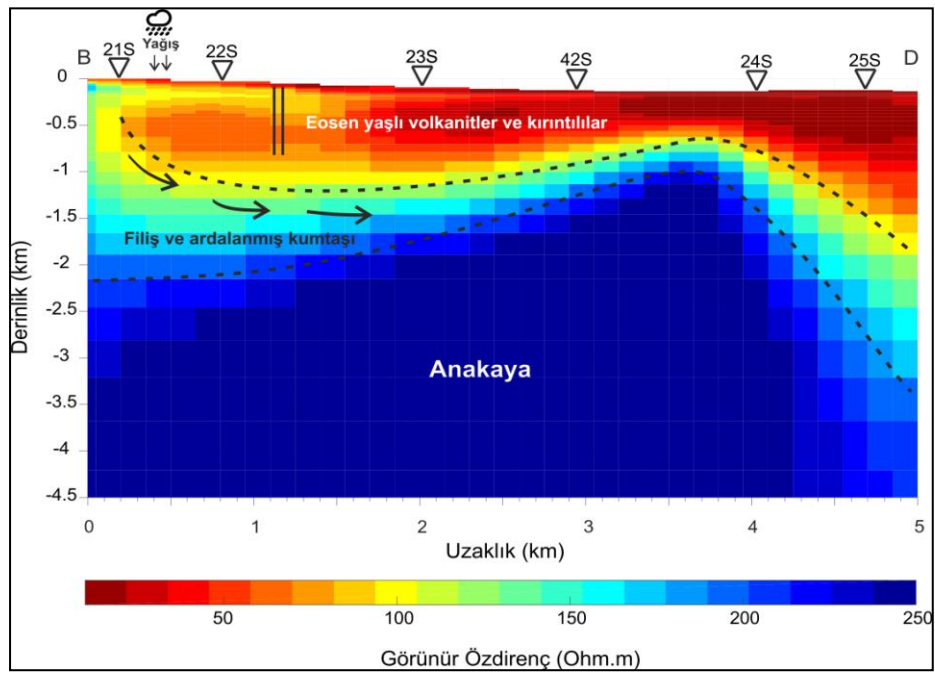


Şekil 4.26. Sıcak su sondajı altındaki yer iletkenlik daha detaylı olarak ortaya konması için seçilen profiller. Sondaj kuyusunun yeri sarı yıldız ile gösterilmiştir.

Çalışma sahası içindeki sıcak su sondajı altındaki yapıyı ortaya koymak amacıyla sondajı kesecek şekilde D-B ve K-G profiller seçilmiş ve 3B ters çözümden elde edilen yer altı iletkenlik modelinden kesitler alınmıştır. Sondaj yeri ve seçilen profiller Şekil 4.26’da gösterilmiştir.



Şekil 4.27. K-G profil için 3B ters çözüm sonuçlarından oluşturulan kavramsal model. (KF: Kaplıca Fayı, GF: Gökçedere Fayı, YMF: Yenimahalle Fayı)

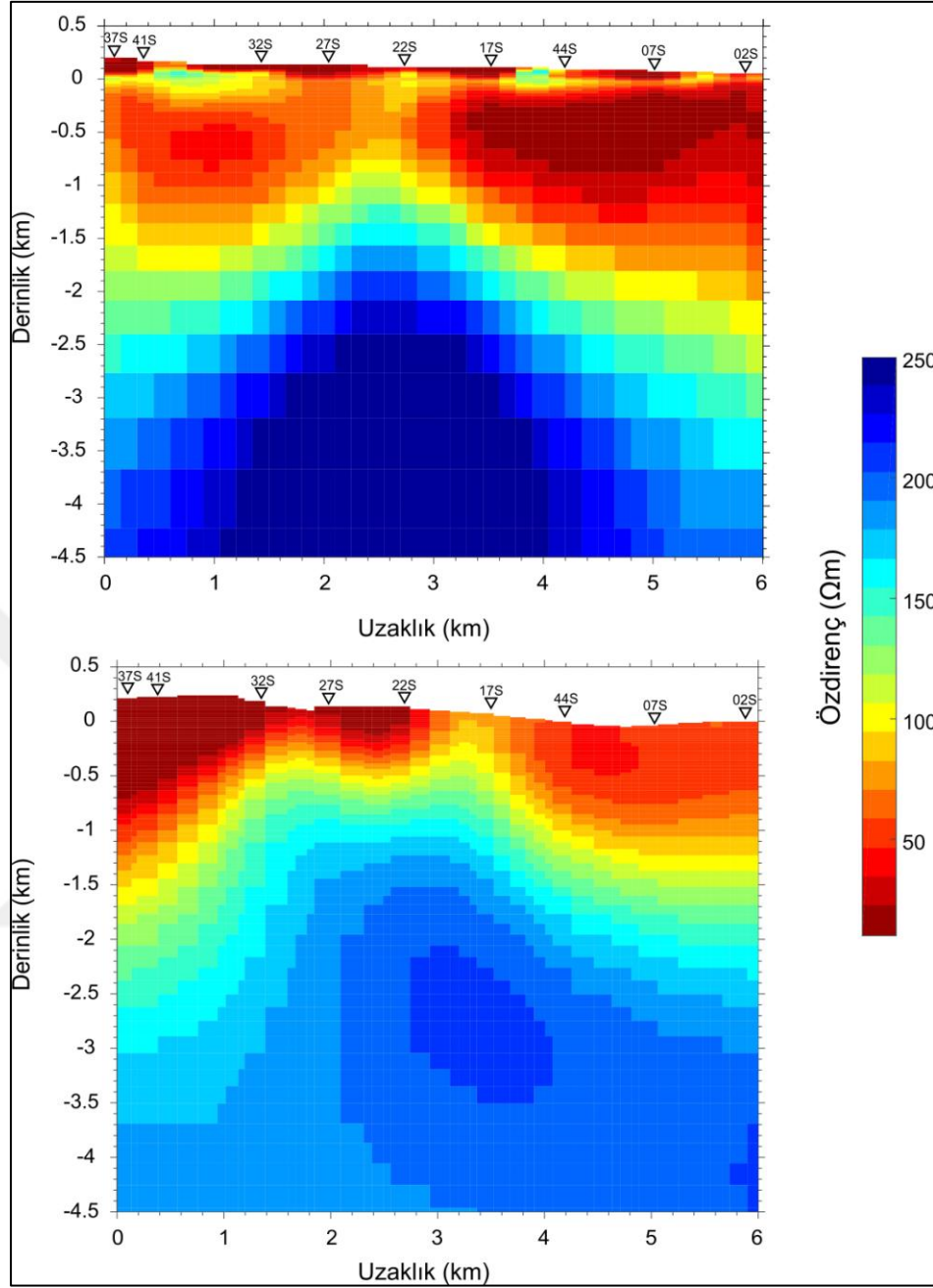


Şekil 4.28. D-B profil için 3B ters çözüm sonuçlarından oluşturulan kavramsal model

Şekil 4.25, Şekil 4.27 ve Şekil 4.28'deki 3B ters çözüm sonuçlarından görüldüğü gibi çalışma alanında temel olarak üç farklı birim bulunmaktadır. Bunlardan birincisi yüzeyden yaklaşık 1,5-2 km derinliklere inen Eosen yaşlı volkanitler ve kırıntılardan oluşan birimdir. Eosen yaşlı volkanitler piroklastik ve tüflerden meydana gelmektedir. Hemen sonrasında ortalama 1 km kalınlığa sahip ve sıcak sızıya rezervuar görevi yaptığı düşünülen filiş ve ardalanmış kumtaşıdan oluşan birim ve son olarak derinlerden bir sokulum yaparak kendini gösteren anakayadır. Şekil 4.27'de çalışma alanındaki faylar kırmızı oklarla gösterilmiştir. Termal Belediyesi tarafından açtırılan sıcak su sondajı ise Şekil 4.27'de 22S kodlu ölçü noktasının kuzeyinde, Şekil 4.28'de ise 22S kodlu istasyonun doğusunda paralel siyah çizgilerle gösterilmiştir.

2B ve 3B ters çözümlerin uyumunu kıyaslamak için Şekil 4.26'daki kuzey-güney profil kullanılmıştır. Bu amaçla 2B ters çözüm yapılan profilin bulunduğu yerden 3B model üzerinden de kesit alınmıştır. Kesitler 6 km uzaklık ve 4,5 km derinlikler için gösterilmiştir.

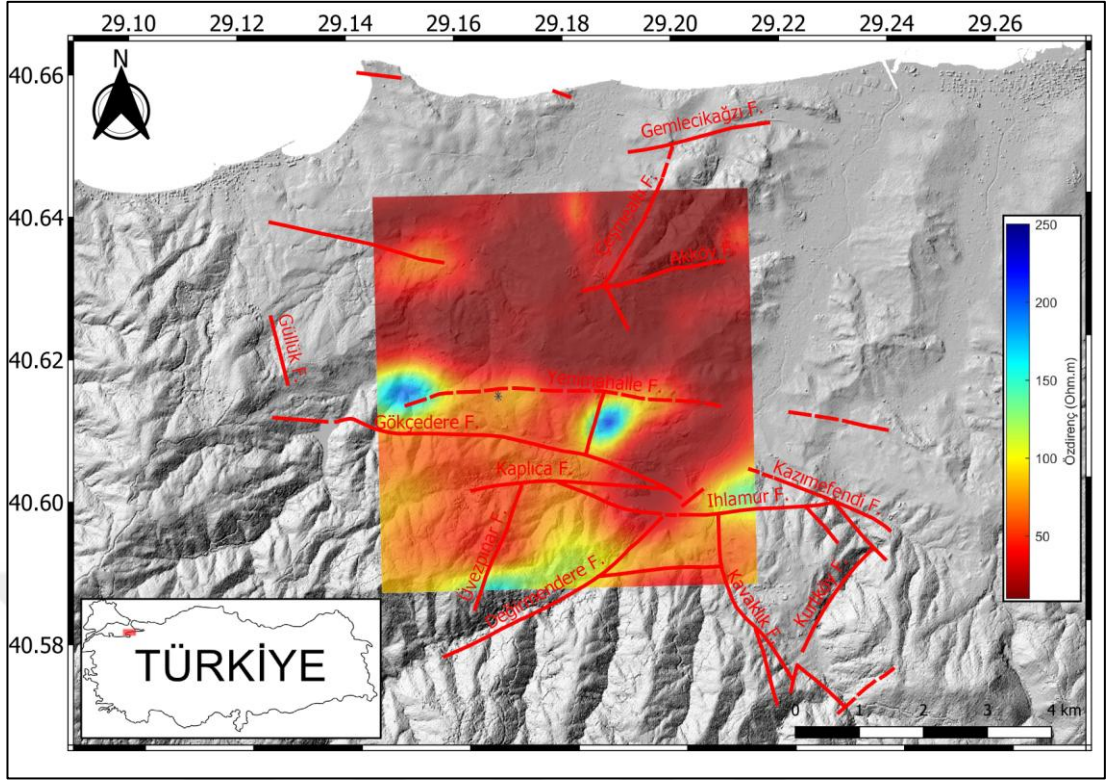
MT verilerinin 2B ve 3B ters çözüm sonuçları Şekil 4.29'da verilmiştir. 2B ters çözümde deniz suyu etkisi ön kestirim modeline dahil edilmemiştir. 3B ters çözümde ise deniz suyu ve batimetri bilgisi ters çözümde başlangıç modeline tanımlanarak sabit tutulmuştur. 2B ve 3B ters çözüm arasındaki farklılığın ana nedenlerinden birisi budur. Hem 2B hem de 3B kesitlerde 4,5 km derinliklerden 1-1,5 km derinlikleri arasına kadar yüksek özdirençli bir sokulum gözlenmektedir. Bu yüksek özdirençli sokulum çalışma sahasındaki anakayayı temsil etmektedir. Kesitlerin en üst kısımlarında tabaka kalınlıkları 500 m ile 1,5 km arasında değişen iletken tabaka görülmektedir. Bu iletken tabaka piroklastik ve tüflerden oluşan Eosen yaşlı volkanitlerdir. Bu iki yüksek özdirençli ve iletken tabaka arasında ise yaklaşık 1,5 km tabaka kalınlığına sahip olan filiş ve ardalanmış kumtaşıdan oluşan ve termal suya rezervuar olma görevini üstlenen tabaka bulunmaktadır. İki kesitteki topografya çözümlerindeki farklı modellerin oluşturulduğu programlardan kaynaklanmaktadır. 2B ve 3B ters çözümlerinin karşılaştırıldığı profilde 37S, 41S, 32S, 27S, 22S, 17S, 44S, 07S, 02S olmak üzere toplam dokuz ölçü noktası bulunmaktadır. Ölçü noktaları uçgenlerle temsil edilmektedir. Özdirenç değerleri 10-250 Ω m aralığında gösterilmiştir.



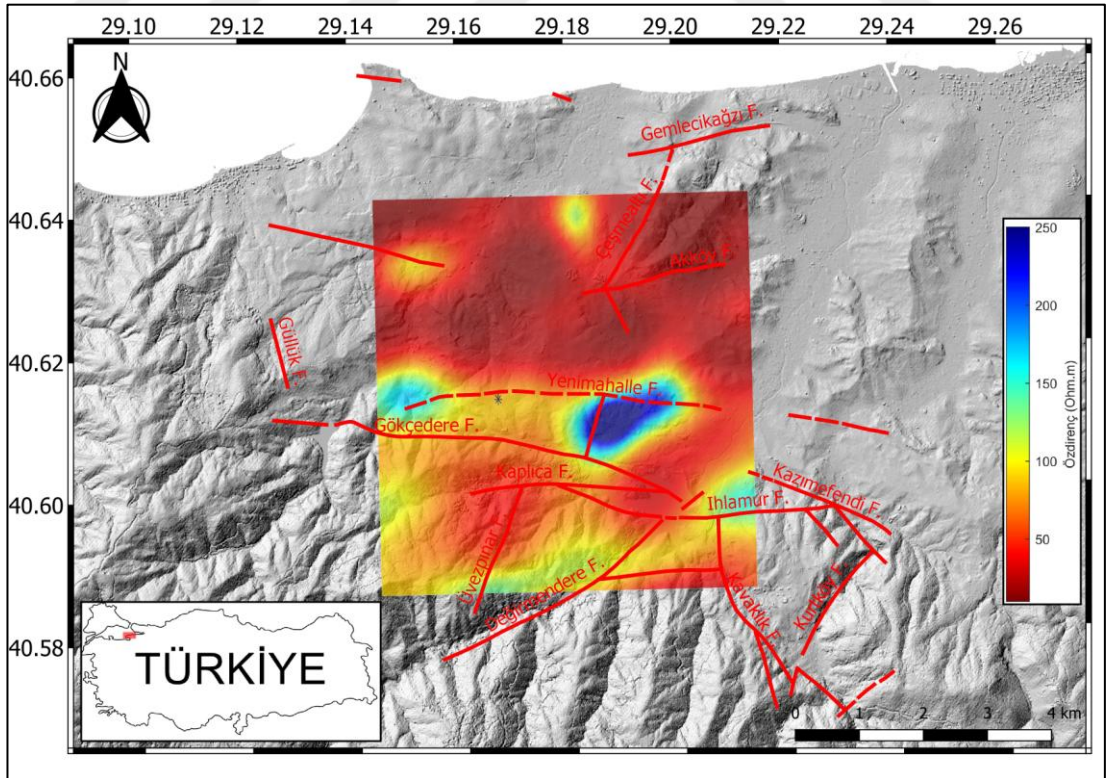
Şekil 4.29. Kuzey-güney profil üzerinden 2B ve 3B ters çözüm sonuçlarının karşılaştırılması. 3B çözüm üstte, 2B çözüm altta verilmiştir. Ters uçgenler MT istasyon lokasyonlarını göstermektedir.

4.4. MT Derinlik Kesitlerinin Faylarla Karşılaştırılması

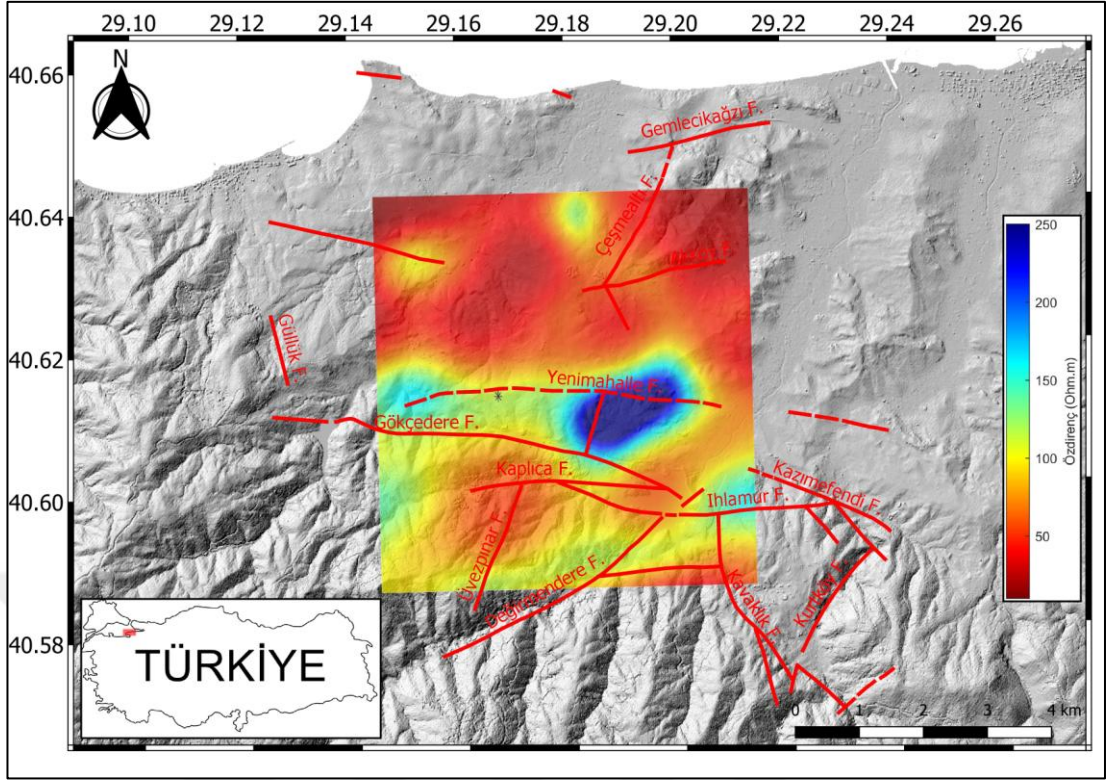
3B ters çözümden elde edilen öz direnç modelinden 250 m ile 2 km arasında 6 farklı derinlik kesitleri çalışma alanındaki faylarla (Yığıtbaş ve diğ., 2006) birlikte Şekil 4.30 ile Şekil 4.35 arasında gösterilmiştir. 250 m derinlik için verilen en sık öz direnç kesiti Gökçedere ve Kaplıca fayı civarında anomali vermektedir. Daha derin kesitlerde ise bölgede gömülü fayların da bulunduğu gözlemlenmektedir.



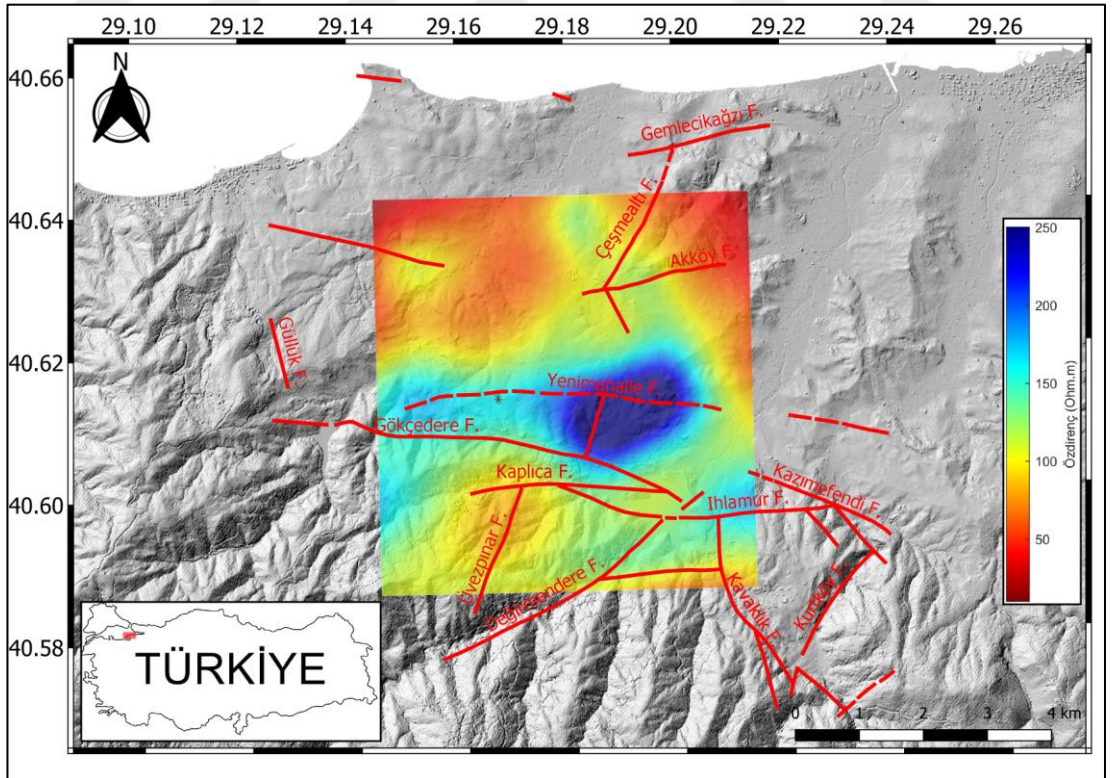
Şekil 4.30. 3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 250 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.



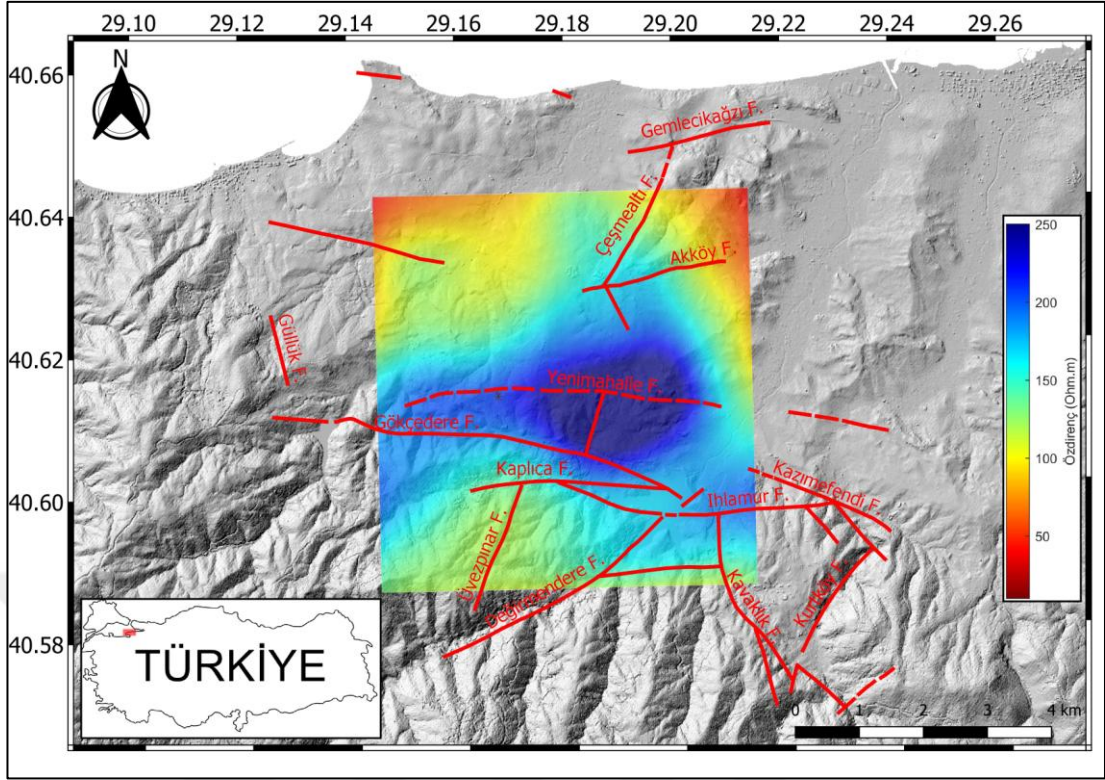
Şekil 4.31. 3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 500 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.



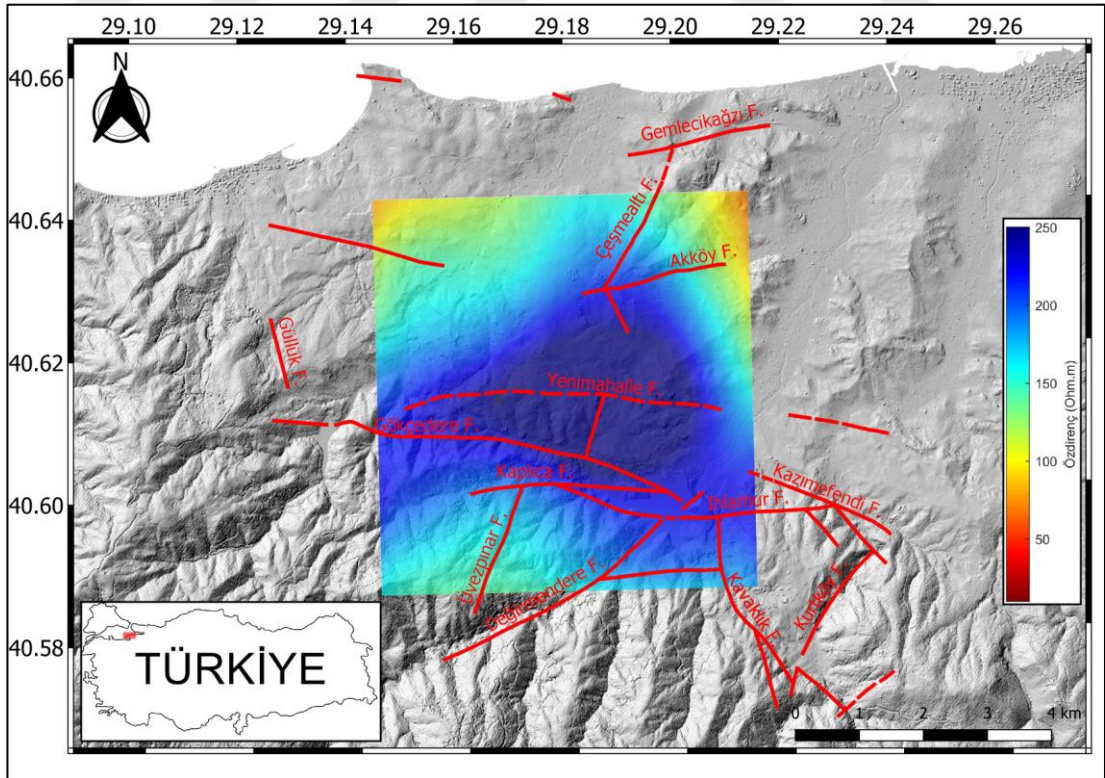
Şekil 4.32. 3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 750 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.



Şekil 4.33. 3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 1000 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.



Şekil 4.34. 3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 1500 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.

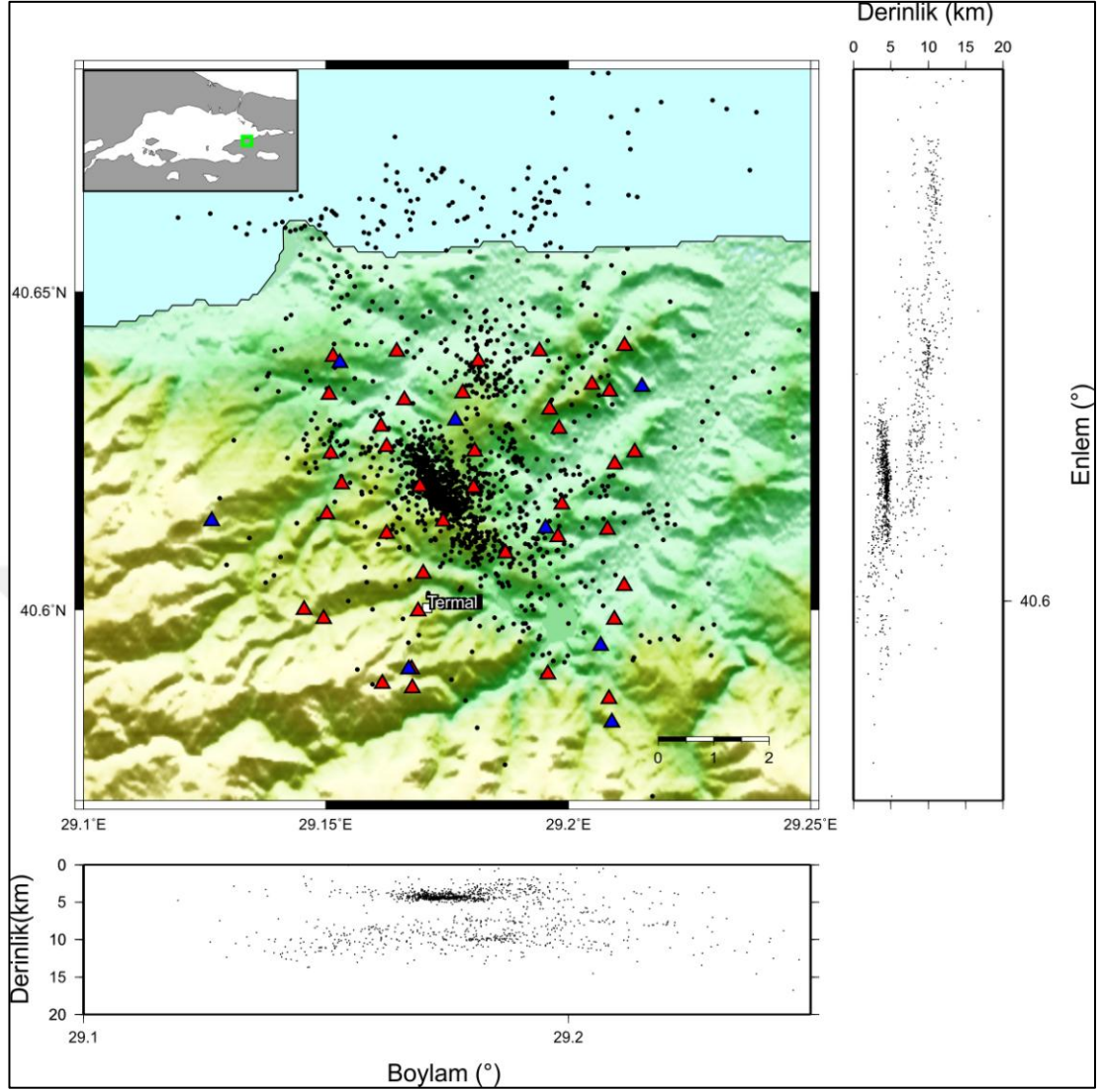


Şekil 4.35. 3B MT ters çözüm sonucu elde edilen 2000 m derinlik kesiti ve bölgedeki faylarla birlikte gösterilmesi.

5. SİSMOLOJİ GÖZLEMLERİ VE ARNET SİSMOLOJİ AĞI

Armutlu Sismoloji Ağı (ARNET) 2005 yılı sonlarında Armutlu Yarımadası ve civarında, Kocaeli Üniversitesi Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma Uygulama Merkezi (YUBAM) ve Helmholtz-Zentrum Postdam Deutches GeoForschungsZentrum (GFZ) tarafından ortak bir proje kapsamında kurulmuştur. Bu tez çalışmasının da gerçekleşmesine olanak sağlayan TÜBİTAK 1001 projesi kapsamında kurulan 8 istasyon ile birlikte ARNET ağında toplam 36 sismoloji istasyonu vardır.

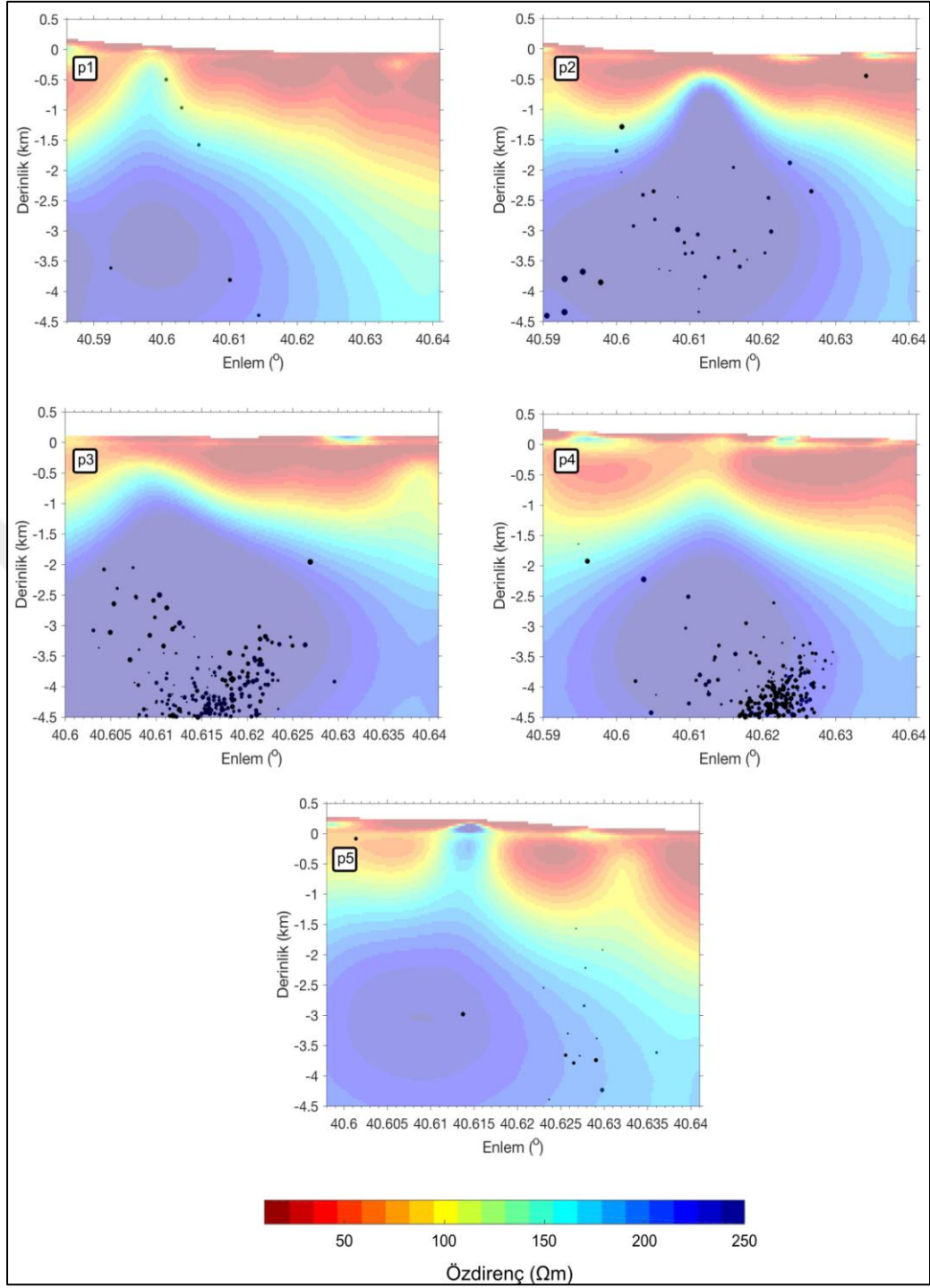
Kuzey Anadolu Fayı'nın iki kolu arasında kalan Armutlu Yarımadası jeotermal kaynaklar açısından oldukça zengin bir bölgedir. Yarımadanın deprem aktivitesini KAF'ın iki kolu ve bunların meydana getirdiği küçük faylar ile küçük fayların meydana getirdiği termal kaynaklar kontrol etmektedir. Bölgede bulunan taş ocaklarındaki patlatma faaliyetleri de sismik aktivite olarak kayıtlarda gözlenmekte ve ayıklanmaktadır. Özetle bölgede sadece tektonik kökenli depremler değil volkanik kökenli ve taş ocağı patlatmalarının neden olduğu yapay depremler de gözlenmektedir. Meydana gelen volkanik kökenli aktivitelerin büyük bir çoğunluğu 2014 yılının Ağustos ayında kaydedilmiştir. Oldukça aktif bir jeotermal bölge olan Termal ilçesi civarında meydana gelen bu yoğun mikro deprem aktivitesi bölgede endişeye neden olmuştur. Söz konusu süre içerisinde en büyüğü $M_L = 4$ olan 6000 civarında deprem kaydedilmiştir. Deprem büyüklükleri oldukça küçük olduğu ve bu nedenle çok sayıda istasyon tarafından kaydedilememesi nedeniyle birçok depremin lokasyonu da yapılamamıştır. Armutlu Yarımadası'nda hali hazırda işletilmekte olan sismoloji istasyonlarına sekiz adet de bu çalışma kapsamında eklenmiştir. Sadece çalışma sahasındaki sismoloji istasyonları ile MT istasyonları deprem lokasyonları ile birlikte Şekil 5.1'de verilmiştir. Şekilde harita üzerindeki siyah noktalar sadece çalışma sahasındaki depremleri göstermektedir. Şeklin sağ tarafındaki kesitte depremlerin kuzey-güney derinlik kesitleri, alt taraftaki kesitte ise doğu-batı derinlik kesitleri görülmektedir.



Şekil 5.1. MT istasyonları (kırmızı üçgenler) ve bu çalışma özelinde kurulan geçici sismoloji istasyonları (mavi üçgenler).

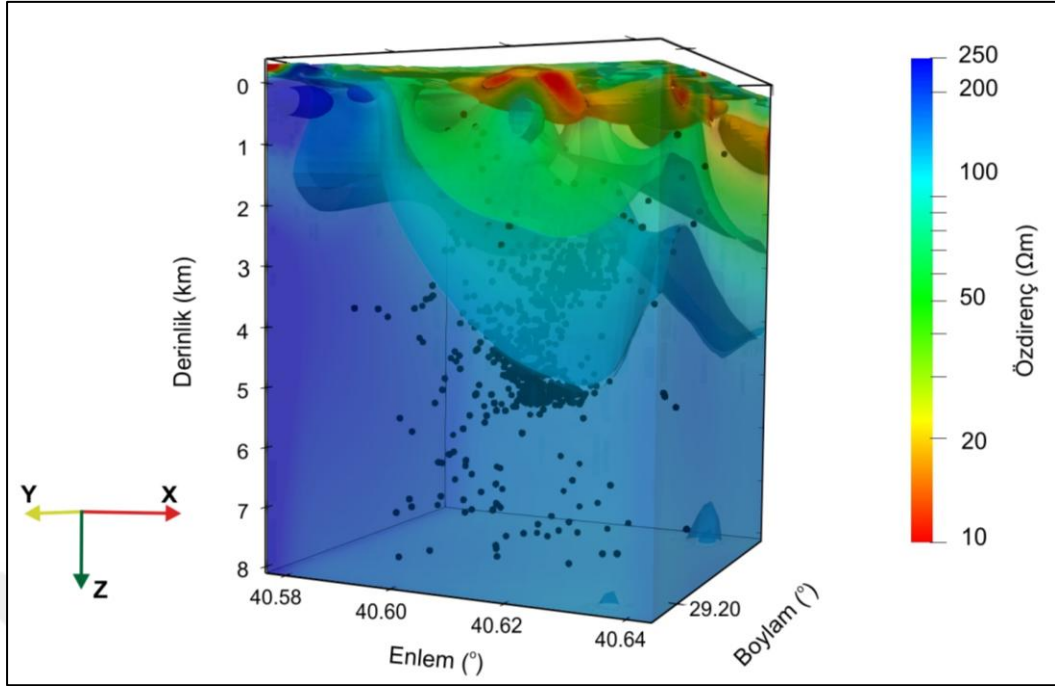
Buna göre 3-5 km derinlik bandında ve 10-12 km derinlik bandında dikkat çekici bir kümelenme gözlemlenmektedir. Harita üzerine bakıldığında ise kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı bir kümelenme göze çarpmaktadır.

Bu tez çalışmasının dördüncü kısmında detaylı bir şekilde anlatıldığı gibi proje alanında 39 MT istasyonu ile toplanan ölçülerle 2B ve 3B MT modelleme yapılmış ve yer altının elektrik iletkenlik yapısı ortaya konmuştur. MT verilerinin 3B ters çözümleri belirlenen beş doğrultuda (Şekil 4.8) X-Z kesitleri şeklinde sunulmuş ve bu modeller üzerine doğrultular boyunca kaydedilmiş deprem odak merkezleri gösterilmiştir (Şekil 5.2). Depremler, her bir profil için 500 m doğuya, 500 m batıya doğru olacak şekilde bir bant belirlenerek seçilmiştir.



Şekil 5.2. 3B ters çözümü yapılan profillerin depremlerle birlikte gösterimi.

3B model içerisine bölgede kaydedilen depremler gömülerek MT model ile depremlerin ilişkileri incelenmiştir (Şekil 5.3). Şekil 5.3’de Amutlu Yarımadası’nda meydana gelen depremlerden sadece çalışma sahasında bulunan depremler gösterilmiş ve derinlik 8 km ile sınırlandırılmıştır.



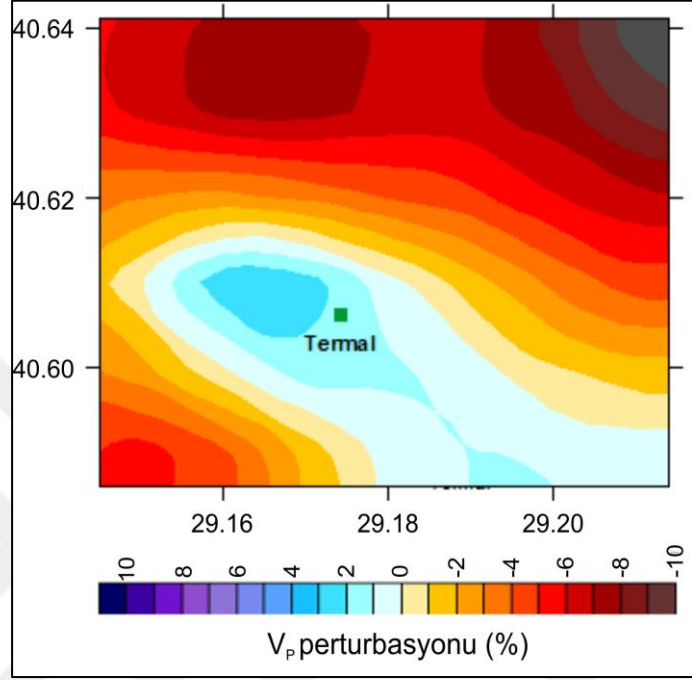
Şekil 5.3. Çalışma sahasında meydana gelen depremlerin MT model ile birlikte gösterimi.

Açıkça görüldüğü gibi 3 km ve 5 km derinliklerde iki farklı küme bulunmaktadır. Daha önce bahsedildiği üzere proje sahasında açılan bir sıcak su sondajı kuyusunda yaklaşık 850 m derinlikten su çıkarılmaktadır. MT modelden de görüldüğü gibi bölgede başlıca üç farklı birim göze çarpmaktadır. Bunlardan birincisi kuzeyden güneye gidildikçe kalınlığı artan alüvyon örtü tabakası, ikincisi sıcak suya hazne görevi üstlendiği düşünülen akiferler ve üçüncüsü ise en alttaki volkanik sokulumdur. Hazne görevi üstlenen akiferlerin gözlemlendiği kısımlarda deprem olmadığı gözlemlenmektedir. Bu birim alttan sokulum yapan volkanik birime göre daha sünek bir yapıya sahip olduğundan ilk 2-2,5 km lik derinliklerinde deprem gözlemlenmemiş olması son derece olağandır. Depremler daha rijit yapıya sahip volkanik sokulum içerisinde meydana gelmiştir.

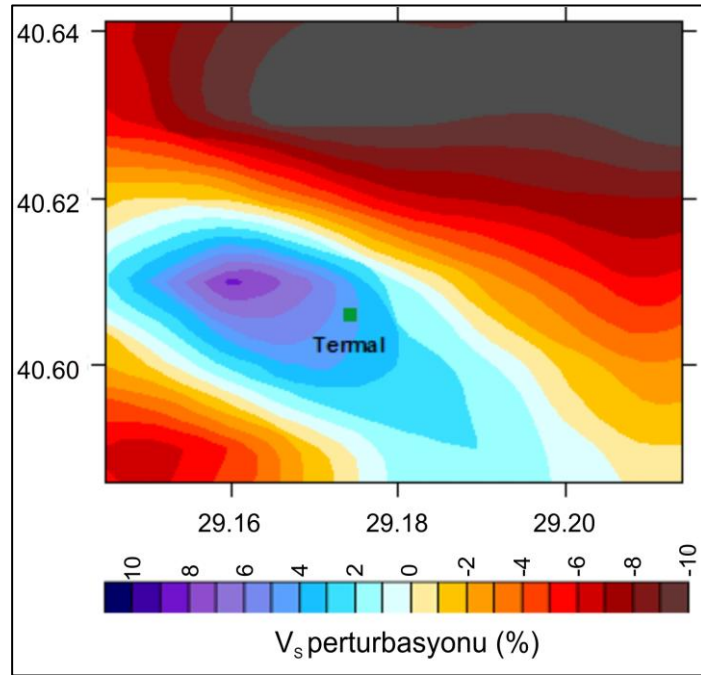
5.1. Tomografi Kesitlerinin MT Kesitler ile Karşılaştırılması

Pekşen ve diğ., 2021 tarafından ters çözümü yapılan 3B deprem tomografisi kesitleri bu tez çalışmasından elde edilen 3B MT kesitleri ile karşılaştırılarak uyumları incelenmiştir. Bu amaçla 1, 2 ve 3 km derinlik kesitleri ile seçilen bir K-G profiline ait kesit kullanılmıştır. 1km derinlik için P ve S dalgası perturbasyonları Şekil 5.4 ve Şekil 5.5’de verilmiştir. Tomografi çalışmaları MT çalışma sahasına göre daha geniş

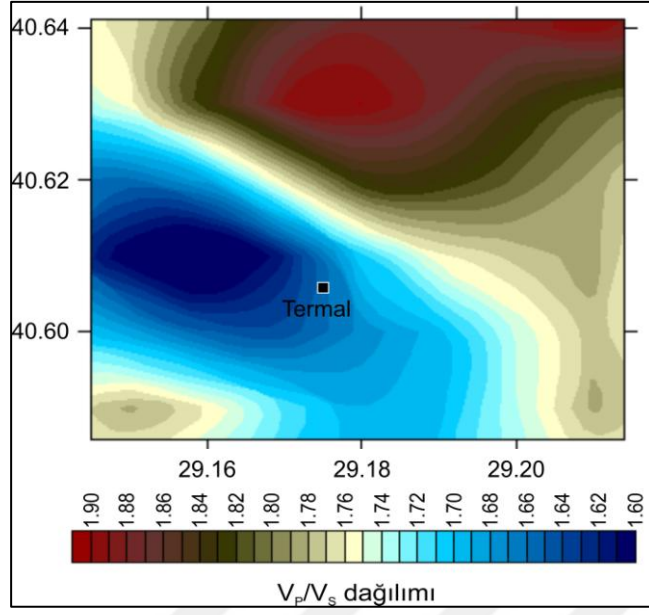
bir alan için yapılmıştır. P ve S dalgası perturbasyonlarına bakıldığında çalışma alanının orta kısmında mavi renkle gözlenen anomalilerde S dalgası hız perturbasyonlarının (başlangıç modelinden sapmalarının) P dalgası hız perturbasyonlarından daha yüksek olduğu görülmektedir.



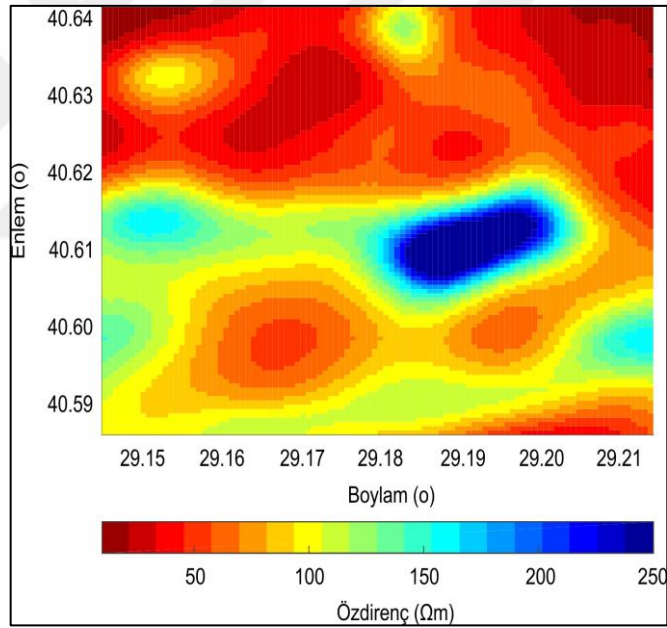
Şekil 5.4. 1 km derinliğe ait P dalgası hız perturbasyonu.



Şekil 5.5. 1 km derinliğe ait S dalgası hız perturbasyonu.



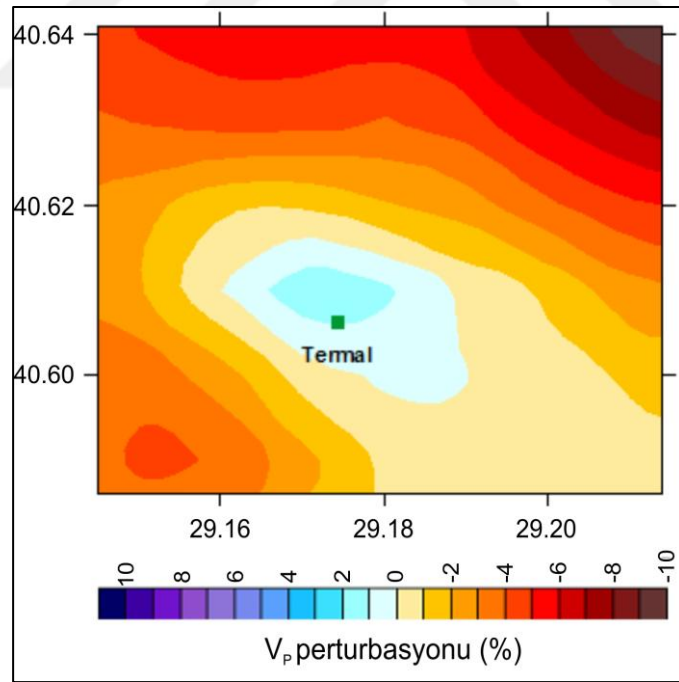
Şekil 5.6. 1 km derinliğe ait V_p/V_s dağılımları



Şekil 5.7. 1 km derinliğe ait MT kesiti.

Şekil 5.6' de ise V_p/V_s hız dağılımları gösterilmektedir. V_p/V_s hız dağılımları yapıların çatlaklılığını ve kırılgenliğini tanımlamaktadır. Çalışma alanımızdaki koyu mavi renk gözlemlenen bölgenin hız dağılımı değeri ölçeğe göre yaklaşık 1,62-1,68 aralığındadır. Bu bölgenin kuzeydoğusunda kalan ve koyu kırmızı renk gözlemlenen alanın ise hız dağılımı değeri ise 1,86-1,90 aralığındadır. Düşük V_p/V_s dağılımı sağlam, rijit ve kırılgen özellik taşıyan yapılara işaret eder. Buna göre koyu mavi renkli bölgenin çatlaklı ve kırılgen yapıya sahip olduğu, koyu kırmızı renkli bölgenin

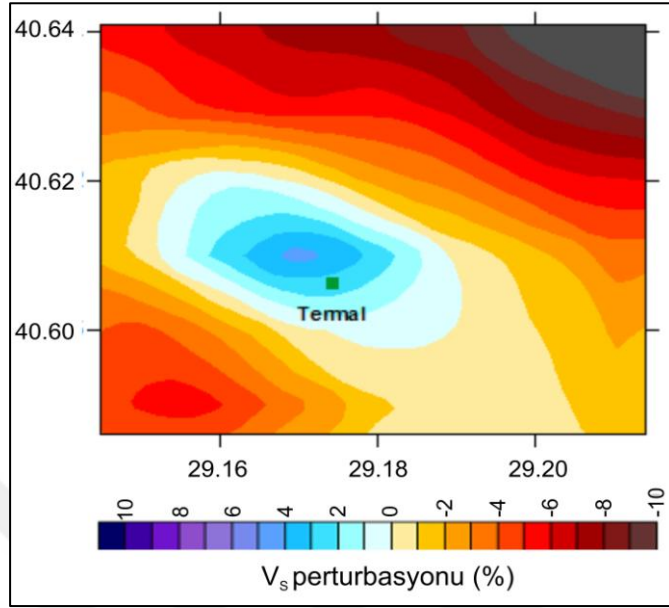
ise daha sünek bir yapıya sahip olduğu sonucuna varılabilir. Bu iki kırılğan ve sünek yapının arasında kalan açık renkli kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı ince yapıyı ise Yenimahalle Fayı ile ilişkilendirmek mümkündür. Tomografi sonuçlarıyla karşılaştırma yapmak ve varsa aradaki uyumu incelemek amacıyla 3B MT modelinden 1 km derinlik için kesit alınmıştır (şekil 5.7). MT kesitte kuzey ve güney kısımlarda görece daha düşük özdirençli (kırmızı renkli bölgeler) arasında yüksek özdirence sahip mavi renkli bir yapı dikkat çekmektedir. Teorik olarak yüksek özdirence sahip volkanik sokulumlarda daha yüksek sismik hızlar beklenmektedir. 1 km derinliklere ait V_p ve V_s perturbasyonları ile MT kesitteki anomalilerin bu anlamda uyumlu olduğunu söylemek mümkündür. Tomografi ve MT çalışmalarına ait 1km kesitleri ile yapılan yorum ve karşılaştırmaların tamamı 2 km derinlik için de yapılmıştır. Sonuçların 1 km derinlikler ile benzer ve yine MT kesit ile V_p ve V_s perturbasyonlarının uyumlu olduğu sonucuna varılmıştır. 2 km derinliğe ait V_p hız perturbasyon kesiti şekil 5.8, V_s hız perturbasyon kesiti şekil 5.9, V_p/V_s hız dağılımları şekil 5.10 ve MT kesiti ise şekil 5.11 ile verilmiştir.



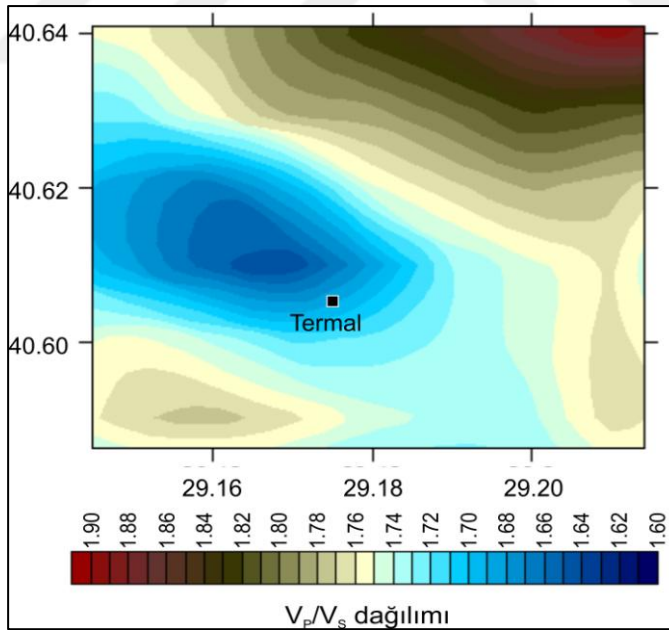
şekil 5.8. 2 km derinliğe ait P dalgası hız perturbasyonu.

2 km derinlik için verilen V_p perturbasyon kesitinde (şekil 5.8) alışma alanının orta kısmında görece daha hızlı bir yapı görülmektedir. Aynı yüksek hızlı yapı şekil 5.9 ile verilen V_s hız perturbasyonu kesitinde de gözlemlenmektedir. Burada da 1 km

derinliğine ait kesitlerde olduğu gibi S dalgası hızlarının perturbasyonları P dalgası hızlarının perturbasyonlarına göre daha yüksektir.

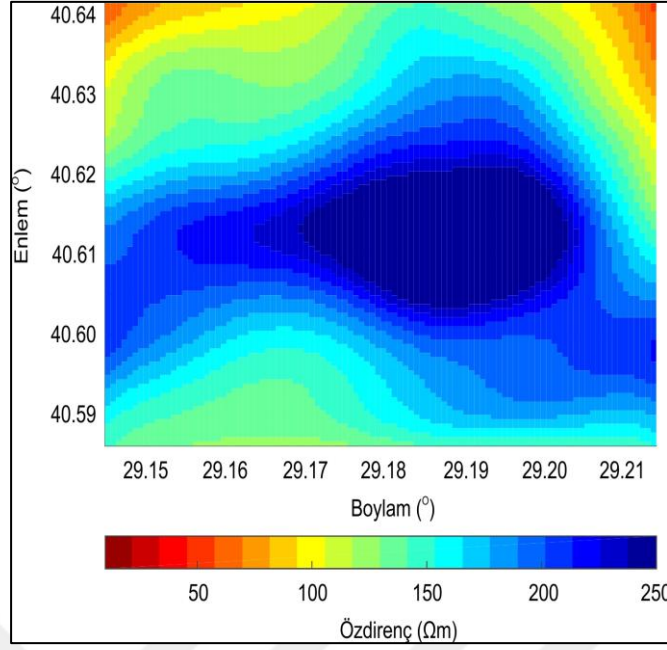


Şekil 5.9. 2 km derinliğe ait S dalgası hız perturbasyonu.



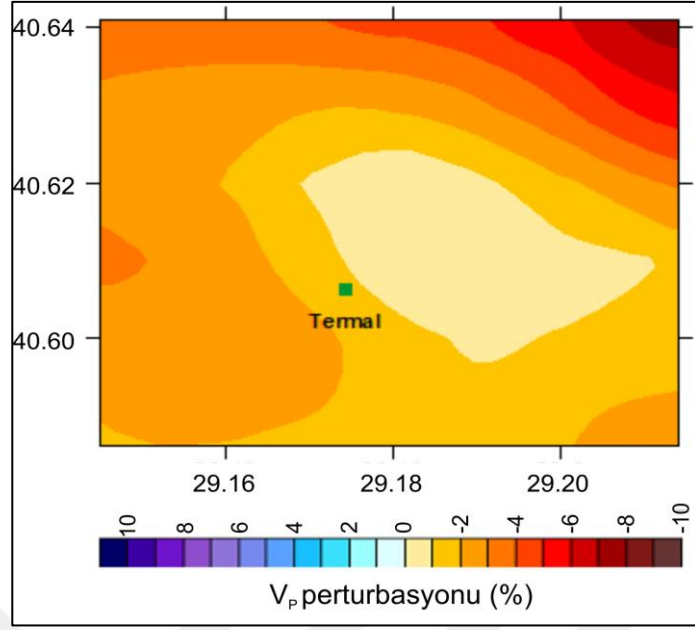
Şekil 5.10. 2 km derinliğe ait V_p/V_s dağılımları

Şekil 5.10'deki V_p/V_s hız dağılımlarında yaklaşık 1,64-1,72 hız bandındaki (görece düşük hız dağılımına sahip) mavi renkli yapı varlığını sürdürmektedir. 1 km derinliğe ait V_p/V_s dağılımı yorumlanırken bahsedilen yüksek V_p/V_s dağılımına sahip sünük yapının biraz daha kuzeydoğuya kaydığı görülmektedir.

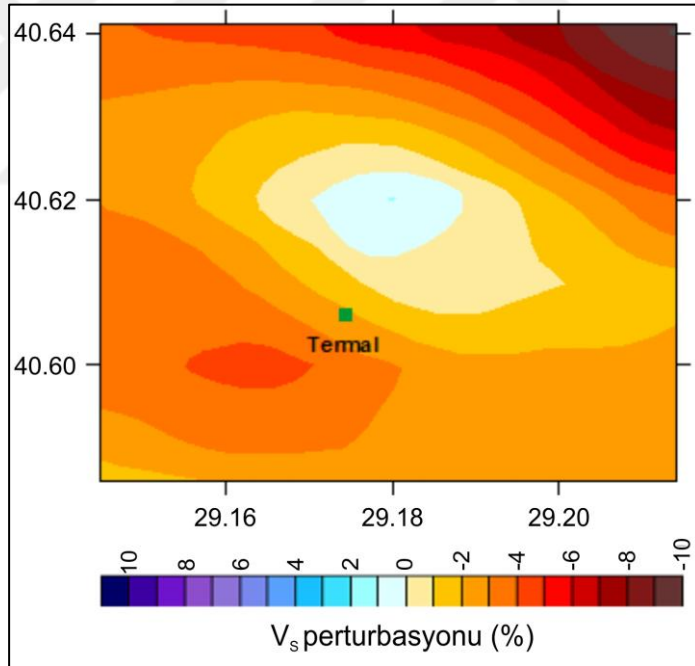


Şekil 5.11. 2 km derinliğe ait MT kesiti.

Yenimahalle fayı ile ilişkilendirilebileceği söylenen kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı yapının da kuzeydoğu yönüne kaydığı açık bir şekilde görülmektedir. Buradan fayla ilişkilendirilen bu yapının kuzeydoğu eğimli olduğu sonucuna varılabilir. Şekil 5.11 ile gösterilen 2 km derinliğe ait MT kesitinin orta kısmında yüksek özdirençli yapının hacmi 1 km kesitine göre daha da büyümüştür. Çalışma sahasının orta kısmındaki yüksek özdirençli yapının varlığı, hem V_p ve V_s hız perturbasyonları ile hem de V_p/V_s hız dağılımları ile yüksek özdirençli yapıların teorik olarak yüksek hızlar sismik hızlara sahip olacağı beklentisi yüzünden uyum içerisindedir. Bundan sonraki aşamada 1 km ve 2 km derinlikler için yapılan analizler 3 km derinlik için de yapılmıştır. 3 km derinlik için V_p hız perturbasyonu kesiti Şekil 5.12’te, V_s perturbasyonu hız kesiti Şekil 5.13’te gösterilmiştir. V_p/V_s dağılımlarını gösteren kesit Şekil 5.14’de, 3B MT ters çözümden elde edilen 3 km derinlik kesiti ise Şekil 5.15 ile verilmiştir. 1 km ve 2 km derinlikler için elde edilen tomografi kesitlerinin tersine 3 km derinlik kesitlerinde V_p ve V_s hızlarının düşük olduğu görülmektedir. Buna karşılık MT kesitinde yüksek özdirençli yapı olan ve teorik olarak yüksek sismik hızlara sahip olması beklenen yapının hacimsel olarak daha da büyük olduğu gözlemlenmektedir. Dolayısıyla 1 km ve 2 km’ lik kesitler için yapılan yorumları burada yapmak mümkün olmamaktadır. Derinlik kesitlerinin karşılaştırılıp yorumlanmasından sonra dördüncü bölümde Şekil 4.26 ile gösterilen profillerden kuzey-güney profil için karşılaştırmalar yapılmıştır.

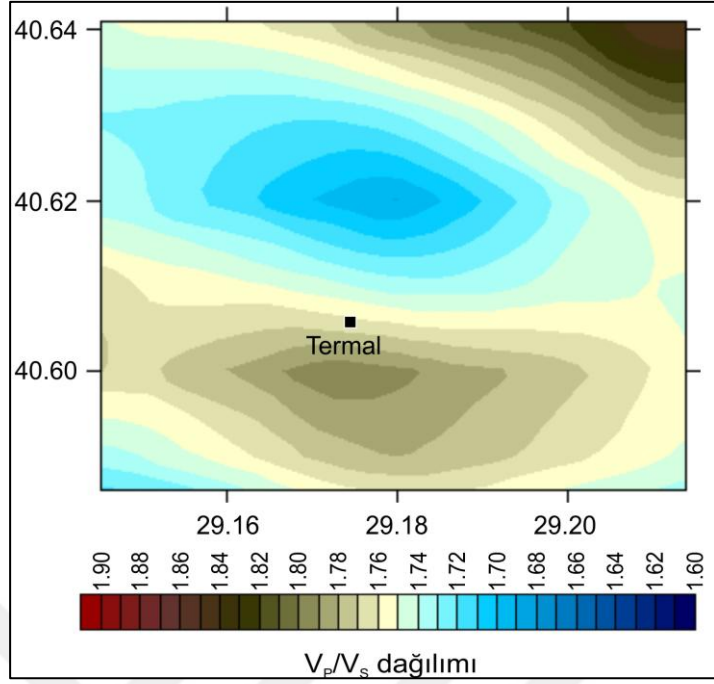


Şekil 5.12. 3 km derinliğe ait P dalgası hız perturbasyonu.

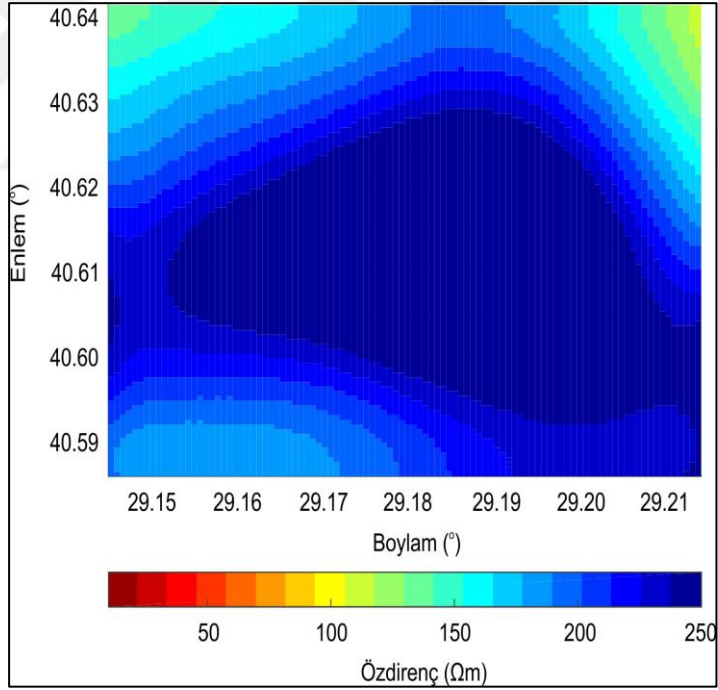


Şekil 5.13. 3 km derinliğe ait S dalgası hız perturbasyonu.

K-G profil için V_p hız perturbasyonu kesiti Şekil 5.16, V_s hız perturbasyonları kesiti Şekil 5.17 ve V_p/V_s hız dağılımları Şekil 5.20 ile verilmiştir. K-G profile ait 2B modelleme sonucu elde edilen MT kesiti ile Şekil 5.21 ile gösterilmiştir. Şekillerde siyah çerçeve ile gösterilen alan MT profil için elde edilen 2B modele ait alanı temsil etmektedir.

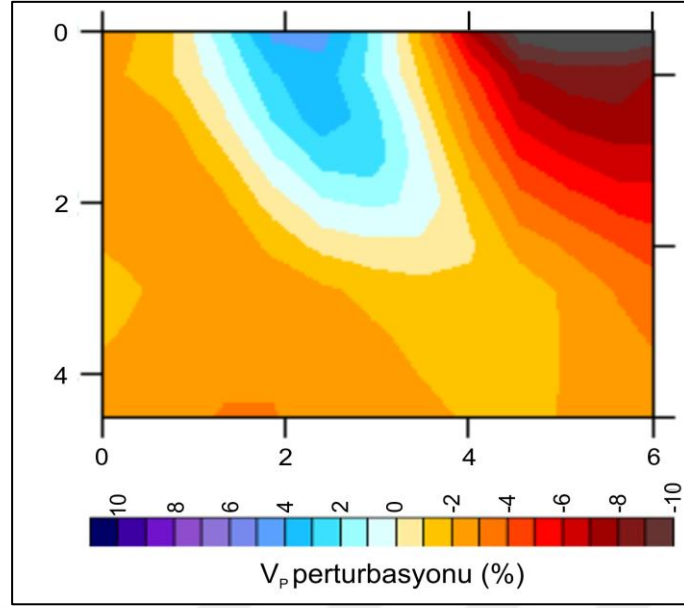


Şekil 5.14. 3 km derinliğe ait V_p/V_s dağılımları.

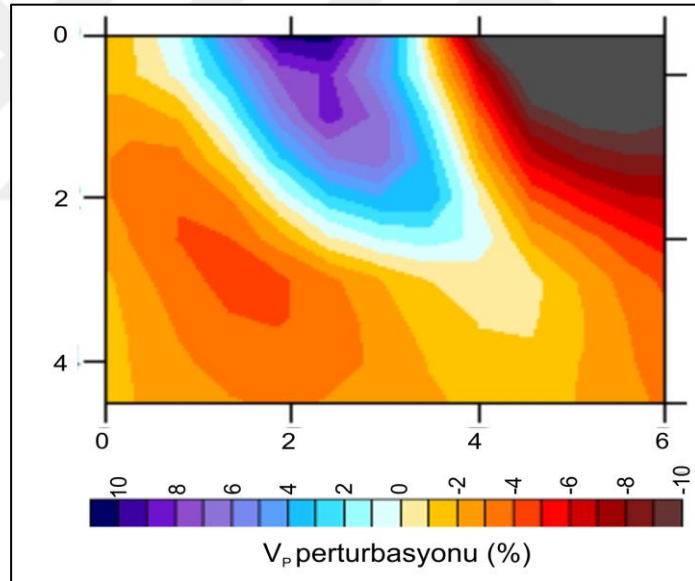


Şekil 5.15. 3 km derinliğe ait MT kesiti.

P ve S dalgalarına ait hız perturbasyon kesitlerinde yatay ekseninde 5 km civarında, yüzeyden yaklaşık 3 km derinliklere kadar uzanan ve görece yüksek hızlara sahip dalımlar dikkat çekmektedir. Burada da derinlik kesitlerinde olduğu gibi S dalgası hız perturbasyonlarının P dalgası hız perturbasyonlarına göre daha yüksek olduğu gözlemlenmektedir.



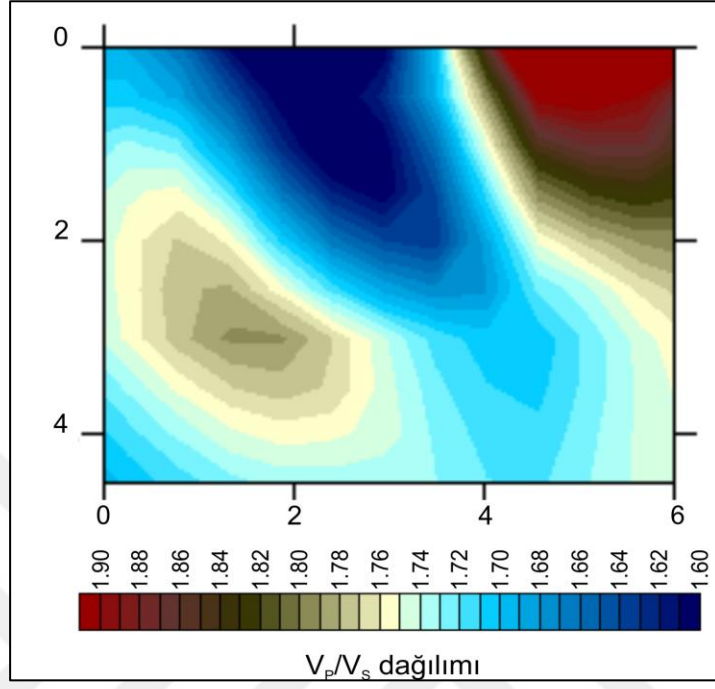
Şekil 5.16. K-G profile ait P dalgası hız perturbasyonu.



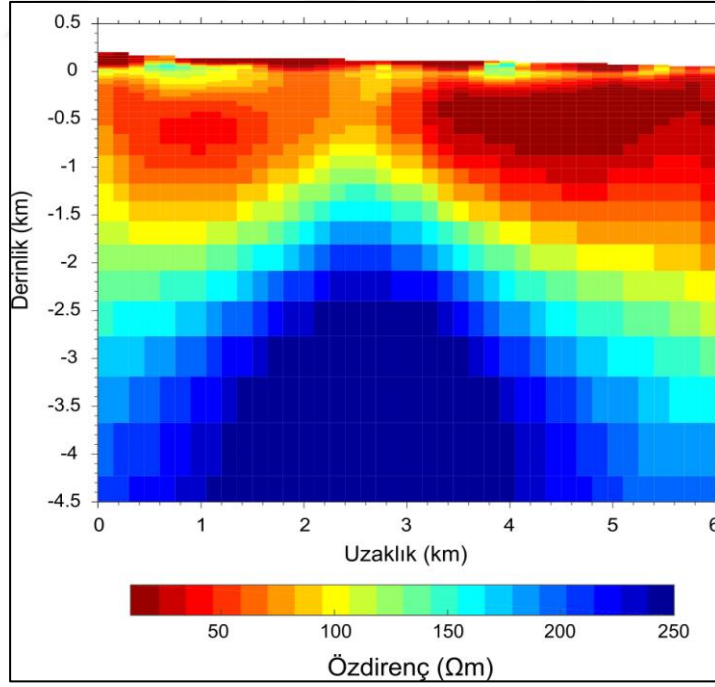
Şekil 5.17. K-G profile ait S dalgası hız perturbasyonu.

Şekil 5.18 ile verilen V_p/V_s dağılımları kesitine bakıldığında P ve S perturbasyon kesitleri ile hemen hemen aynı bölgelerde görece daha düşük V_p/V_s dağılımına sahiptir ve dolayısıyla kırılğan özellik sergileyen rijit yapıları temsil eden dalım görülmektedir. MT kesitinde de hemen hemen benzer yerlerde yüksek öz dirençli ve yüksek sismik hızlara sahip olması beklenen bir sokulum dikkat çekmektedir. P ve S

dalgası perturbasyonlarında da bu bölgelerde görece yüksek hızlar gözleendiği için aralarında bir uyum olduğunu söylemek mümkündür.



Şekil 5.18. K-G profile ait V_p/V_s dağılımları.



Şekil 5.19. K-G 3B MT kesiti.

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu tez çalışması kapsamında Armutlu Yarımadası Termal ilçesinde yaklaşık 36 km²'lik bir alanda TEM ve MT ölçüleri alınmıştır. TEM verilerinin analizi sonucunda MT öz direnç eğrilerinde statik kayma etkisinin çok fazla olmadığı gözlemlenmiştir. MT verileri ile empedans tensörünün bütün bileşenleri kullanılarak çalışma alanının yer altı iletkenlik yapısı 3B modellenmiştir. Modelleme aşamasında topografya ve batimetri etkisi de göz önünde bulundurulmuştur. Elde edilen modele göre temel olarak 3 farklı birimin varlığından söz etmek mümkündür. Bunlardan birincisi yüzeyden yer yer 1,5 km derinliklere kadar uzanan düşük öz dirençli eosen yaşlı volkanitlerdir. Bu birimin hemen altında meteorik kökenli termal suları tuttuğu düşünülen filiş ve ardalanmış kum taşlarından oluşan ve tabaka kalınlığı yaklaşık 1 km olan katman bulunmaktadır. En alt kısımda ise çalışma alanının orta kısımlarına doğru sokulum yapan magmatik kökenli anakaya yer almaktadır. MT verilerinin 5 farklı kuzey-güney profil boyunca 2B ters çözümleri de yapılmıştır. Bunlardan Şekil 4.26 ile verilerin K-G profili 3B modelden aynı yerden kesit alınarak karşılaştırmaları yapılmıştır. Karşılaştırılan 2B ve 3B kesitlerin birbiriyle çok küçük farklılıklar dışında oldukça uyumlu olduğu gözlemlenmiştir. Farklılıkların en temel nedeni 2B ters çözümde başlangıç modeline deniz suyunun eklenmemiş olmasıdır.

Elde edilen 3B yer altı iletkenlik modeli kullanılarak kavramsal jeolojik model oluşturulmuştur. Termal Belediyesi'nden alınan Sevgi Kuyusu sıcak su sondajının K-G kesitteki kavramsal yapı ile uyumlu olduğu sonucuna varılmıştır. Sondaj yeri Şekil 4.26 ile verilen kavramsal modelde 17S ile 22S istasyonlarının arasına denk gelmektedir. Bu noktadan yaklaşık 550 m derinlikten sıcak su çıkışı vardır.

3B MT iletkenlik modelinden elde edilen 1 km, 2 km ve 3 km derinlik kesitleri, aynı derinliklere ait tomografi çözümlerinden elde edilen (Pekşen ve diğ., 2021) V_p ve V_s hız perturbasyonları ve V_p/V_s hız dağılımları ile karşılaştırılmış ve uyumları incelenmiştir. Çalışma alanına ait 1 km ve 2 km derinlik kesitlerinde, V_p ve V_s hızlarında etraflarındaki yapılara göre daha yüksek hızlar gözlemlenmiştir. Elde edilen 1km V_p/V_s kesitlerinde çalışma alanının kuzeyinde yüksek hız dağılımları

gözlenmiştir. Yüksek V_p/V_s hız dağılımı, malzemenin çatlaklı ve suya doymun olduğunu göstermektedir. Tomografi kesitlerinde yüksek V_p/V_s dağılımı gözlenen bölgelerde, MT derinlik kesitlerinde ise düşük özdirenç (yüksek iletkenlik) gözlemlenmiştir. Düşük özdirençli yapılar ise yüksek özdirençli yapılara göre daha sünek malzemeyi işaret etmektedir.

Çalışma alanımızın güneyinde 1 km V_p/V_s dağılımlarında yüksek hızlar gözlemlenmiştir. V_p/V_s hız dağılımlarının yüksek olması yapının sağlam ve rijit olduğu anlamına gelmektedir. Aynı derinliğe ait MT kesitte ise güney kısımda görece yüksek özdirençler görülmektedir. Yüksek özdirençli yapılar da sağlam ve dayanımı yüksek malzemeyi işaret etmektedir. Buradan yola çıkılarak özellikle 1 km derinlik kesitlerinde MT ve tomografi kesitlerinin birbiriyle uyumlu olduğunu söylemek mümkündür. V_p/V_s hız dağılımları bazı bölgelerde 1,60 değerine kadar düşmüştür. Böyle durumlarda inceleme alanındaki yapıların gözenek ve boşluklarında su buharı veya gaz varlığından bahsetmek mümkündür (Hamada, 2004). Çalışma alanımızda gaz ve su buharı çıkışının olup olmadığını anlamak için hidrojeoloji çalışmalarının yapılması önerilmektedir.

Şekil 4.26 ile gösterilen kuzey-güney profil için de 2B MT model ile yine tomografi çözümlerinden elde edilen V_p ve V_s hız perturbasyonları ve V_p/V_s hız dağılımları karşılaştırılmış ve benzer anlamda bir uyumlarının olup olmadığı incelenmiştir. 6 km uzunluğa sahip MT profilinde orta kesimlerden yaklaşık 1 km derinliklere kadar yüksek özdirençli bir sokulum görülmektedir. V_p ve V_s hız perturbasyonlarında ise çalışma alanının hemen hemen orta kısımlarında yüzeyden yaklaşık 3 km derinliklere kadar görece yüksek sismik hızlar gözlemlenmiştir. Yüksek özdirençli sokulumlarda yüksek sismik hızlar beklentisi yüzünden K-G profile MT ile tomografi yöntemlerinin uyumundan bahsedilebilir. V_p/V_s dağılımlarında da yüzeyden derine doğru gözlemlenen dalımda düşük dağılımının gözlemlenmesi rijit bir yapıyı işaret ettiğinden bu uyumu desteklemektedir.

3B MT modelden 250 m'den 2000 m'ye kadar farklı derinliklerde altı farklı kesit çalışma alanındaki faylarla (Yiğitbaş ve diğ., 2006) karşılaştırılmıştır. Özellikle 250 m ve 500 m MT derinlik kesitlerinde Gökçedere Fayı ve Kaplıca Fayı'nın olduğu

yerlerde anomaliler gözlenmiştir. Mevcut fayların dışında daha derinlere inildikçe gömülü fayların bulunduğu tespit edilmiştir.

ARNET sismik ağı tarafından kaydedilen depremlerden lokasyonları sadece çalışma alanına denk gelenler, 3B ters çözümden elde edilen yer altı iletkenlik modeli ile birlikte gösterilmiştir (Şekil 5.3). Çalışma alanındaki depremler 3 km ve 5 km derinliklerde iki farklı küme oluşturmuştur. 2 km'den daha sığ derinliklerde deprem yoğunluğu çok azdır. Depremler yüksek özdirençli sahne, kırılma özelliği gösteren bölgelerde kümelenirken daha sünük sayılabilecek düşük özdirençli bölgelerde deprem gözlenmemektedir.



KAYNAKLAR

Akartuna M., Armutlu Yarımadası'nın jeolojisi, *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri*, 1968, **20**, 1-105.

Akbaş B., Akdeniz N., Aksay A., Altun İ. E., Balcı V., Bilginer E., Bilgiç T., Duru M., Ercan T., Gedik İ., Günay Y., Güven İ. H., Hakyemez Y. K., Konak N., Papak İ., Pehlivan Ş., Sevin M., Şenel M., Tarhan N., Turhan N., Türkecan A., Ulu Ü., Uğuz M. F., Yurtsever A., 1:1.250.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını*, Ankara, Türkiye, 2011.

Alumbaugh D.L., Newman G.A., Prevost L., Shadid J.N., Three-dimensional wideband electromagnetic modeling on massively parallel computers. *Radio Sci.* 1996, **31**, 1–23.

Archie G., The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. AIME*, 1942, **146**, 54–67.

Avdeeva A., Avdeev D., Jegen M., Detecting a salt dome overhang with magnetotellurics: 3D inversion methodology and synthetic model studies, *Geophysics*, 2012, **77**, 251-263.

Avşar Ü, Türkoğlu E, Unsworth M, Çağlar İ, Kaypak B, Geophysical images of the North Anatolian Fault zone in the Erzincan Basin, eastern Turkey, and their tectonic implications, *Pure Appl Geophys*, 2013, **170**(3), 409–431.

Barka, A., Akyüz, H. S., Sunal, G., Çakır, Z., Dikbaş, A., Yerli, B., Altunel, E., Armijo, R., Meyer, B., Chabailier, J. B., Rockwell, T., Dolan, J. R., Hartleb, R., Dawson, T., Christofferson, S., Tucker, A., Fumal, T., Langridge, R., Stenner, H., Lettis, W., Bachhuber, J., Page, W., The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 İzmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. *Bulletin of Seismological Society of America*, 2002, **92**, 43-60.

Berdichevsky M. N., Dimitrev V. L., Golubtsova N. S., Mersheikova N., Pushkarev P. Y., Magnetovariational Sounding: New Possibilities, *Physic of the Solid Earth*, 2003, **39**, 3-30.

Bertrand E. A., Unsworth M. J., Chiang C. W., Chen C. S., Chen C. C., Wu F. T., Türkoğlu E., Hsu H. L., Hill, G. J., Magnetotelluric imaging beneath the Taiwan orogen: An arc-continent collision, *Journal of Geophysical Research*, 2012, **117**(B1), B01402.

Cagniard L., Basic Theory of the Magnetotelluric Method of Geophysical Prospecting, *Geophysics*, 1953, **18**, 605–635.

- Caldwell T. G., Bibby, H. M., Brown, C., The magnetotelluric phase tensor, *Geophysical Journal International*, 2004, **158**, 457–469.
- Candansayar M. E., Two-dimensional inversion of magnetotelluric data with consecutive use of conjugate gradient and least-squares solution with singular value decomposition algorithms, *Geophys. Prospecting*, 2008, **56**, 141–157.
- Chave A. D., Smith J. T., On electric and magnetic galvanic distortion tensor, *Journal of Geophysical Research*, 1994, **99**(B3), 4669–4682.
- Chave A.D., Jones A.G., *The magnetotelluric method: theory and practice*, 1st ed., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2012.
- Christensen A., Auken E., Sorensen K., The transient electromagnetic method. *Groundwater Geophysics*, 2006, **71**, 179-225.
- Cumming W., Geothermal resource conceptual models using surface exploration data, in Proceedings, Thirty-Fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA, 2009.
- Didana Y.L., Thiel S., Heinson G., Magnetotelluric imaging of upper crustal partial melt at Tendaho graben in Afar, Ethiopia, *Geophysical Research Letters*, 2014, **41**, 3089–3095.
- Djarfour N., Ferahtia J., Babaia F., Baddari K., Said E.A., Farfour, M., Seismic Noise Filtering Based on Generalized Regression Neural Networks, *Computers & Geosciences*, 2014, **69**, 1-9.
- Egbert G. D., Booker J. R., Robust estimation of geomagnetic transfer functions, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1986, **87**(2), 173–194.
- Egbert G., Robust multiple-station magnetotelluric data processing, *Geophysical Journal International*, 1997, **130**, 475–496.
- Egbert G., Kelbert A., Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical Journal International*, 2012, **189**, 251-267.
- Eisenlohr T., Die Thermalwasser Der Armutlu-Halbinsel (NW-Turkei) und Deren Beziehung Zu Geologie und Aktiver Tektonik, Doktora Tezi, ETH, Zürich, Switzerland, 1995.
- Elmas A., Neotectonic fetures of Northwestern Anatolia: The effects of the North Anatolian Fault to the region, *International Journal of Earthsciences*, 2003, **92**, 380-396.
- Erdoğan E., Candansayar M. E., The conductivity structure of the Gediz Graben geothermal area extracted from 2D and 3D magnetotelluric inversion: Synthetic and field data applications, *Geothermics*, 2017, **65**, 170–179.

Erendil M., Göncüoğlu M. C., Tekeli, O., Aksay, A., Kuşçu, İ., Ürgün, B. M., Tunay, G., Temren, A., Armutlu Yarımadası'nın jeolojisi, *Ankara, MTA Genel Müdürlüğü*, 1991, Rapor no: 9165.

Erdoğan E., Candansayar E., The conductivity structure of the Gediz Graben geothermal area extracted from 2D and 3D magnetotelluric inversion: Synthetic and field data applications, *Geothermics*, 2016, **65**, 170-179.

Farquharson C., Oldenburg D., Haber E., Shekhtman R., An algorithm for the three-dimensional inversion of magnetotelluric data, SEG Technical Program Expanded Abstracts, *Society of Exploration Geophysicists*, 2002.

Ferahtia J., Baddari K., Djarfour N., Kassouri A.K., Incorporation of a Non-linear Image Filtering Technique for Noise Reduction in Seismic Data, *Pure and Applied Geophysics*, 2010, **167**(11), 1389-1404.

Gamble T.D., Goubau W. M., Clarke J., Magnetotellurics with a Remote Magnetic Reference, *Geophysics*, 1979, **44**, 53–68.

Goubau W.M., Gamble T.D., Clarke J., Magnetotelluric Data Analysis: Removal of Bias, *Geophysics*, 1978, **43**, 1157–1166.

Groom R. W., Bailey R. C., A decomposition of the magnetotelluric impedance tensor which is useful in the presence of channeling; *Journal of Geophysical Research*, 1988, **94**, 1913–1925.

Hamada G. M., Reservoir fluids identification using V_p/V_s ratio, *Oil & Gas Science and Technology*, 2004, **59**, 649-654.

Heise W., Caldwell T. G., Bibby, H. M., Brown, C., Anisotropy and phase splits in magnetotellurics, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2006, **158**, 107–121.

Hübert J., Juanatey M., Malehmir A., Tryggvason A., Pedersen L. B., The upper crustal 3-D resistivity structure of the Kristineberg area, Skellefte district, northern Sweden revealed by magnetotelluric data, *Geophysical Journal International*, 2013, **192**, 500-513.

Jiracek G. R., Near-surface and topographic distortion in electromagnetic induction, *Surveys in Geophysics*, 1990, **11**, 163–203.

Johnston J., Pellerin L., Hohmann G., Evaluation of electro-magnetic methods for geothermal reservoir detection, *Transactions- Geothermal Resources Council*, 1992, **16**, 241–245.

Jones A.G., Geomagnetic Induction Studies in Southern Scotland, Dissertation, Doktora Tezi, Faculty of Science, University of Edinburgh, 1977.

Jones A. G., Chave A. D., Egbert G. D., Auld D., Bahr K., A comparison of techniques for magnetotelluric response function estimation, *Journal of Geophysical Research*, 1989, **94**, 14201–14214.

Karaş M., Tank S. B., Ogawa T., Probing the role of crustal fluids on seismicity by three-dimensional magnetotellurics: case study from Armutlu Peninsula, NW Turkey, EGU general assembly, **20**, 2018.

Karato S., The electrical conductivity of an isotropic olivine mantle, *Nature*, 1990, **347**, 272–273.

Kaya C., Deep crustal structure of northwestern part of Turkey, *Tectonophysics*, 2010, **489**, 227-239.

Kelbert, A. Meqbel N., Egbert G., Tandon K., ModEM: A modular system for inversion of geophysical data. *Computers&Geosciences*, 2014, **66**, 40-53.

Keller V. G., Physical Laws, Electromagnetic Induction and Rock Properties, Editor: Nabighian M. N., Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, *Society of Exploration Geophysics (SEG)*, 13–51, 1988.

Khoza D., Jones A.G., Muller M.R., Evans R.L., Webb S.J., Miensopust M., Tectonic model of the Limpopo belt: constraints from magnetotelluric data, *Precambrian Research*, 226, 143–156, 2013b.

Kıyan D., Alan G. J., Vozar J., The inability of magnetotelluric off-diagonal impedance tensor elements to sense oblique conductors in three-dimensional inversion, *Geophysical Journal International*, 2014, **196**, 1351-1364.

Kinscher J., Krüger F., Woith H., Lühr B. G., Hintersberger E., Irmak T. Ts., Barış S., Seismotectonics of the Armutlu Peninsula (Marmara Sea, NW Turkey) from geological field observation and regional moment tensor inversion, *Tectonophysics*, 2013, **608**, 980-995.

Kirkby A. L., Zhang F., Peacock J., Hassan R., Duan J., The MTPy software package for magnetotelluric data analysis and visualisation, *Journal of open source software*, 2019, **4(37)**, 1358-1464.

Konate A.A., Pan H., Khan N., Yang J.H., Generalized Regression and Feed-Forward Back Propagation Neural Networks in Modelling Porosity from Geophysical Well Logs, *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 2015, **5(2)**, 157-16.

Krieger L., Peacock J., MTPy: A Python toolbox for magnetotellurics *Computers and geosciences*, 2014, **72**, 167-175.

Li S., Unsworth M.J., Booker J.R., Wei W., Handong T., Jones, A.G., Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of Southern Tibet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data, *Geophysical Journal International*, 2003, **289**, 289-304.

Lindsey, N. J., Newman, G. A., Improved workflow for 3D inverse modeling of magnetotelluric data: Examples from five geothermal systems, *Geothermics*, 2015, **53**, 527– 532.

- Mackie R.L., Smith J.T., Madden T.R., Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example, *Radio Science*, 1994, **29**(4), 923–935.
- Mackie R., Mathematical methods for geo-electromagnetic induction, *Physics of the earth and planetary interiors*, 1996, **97**, 279–280.
- McNeice W. G., Jones G. A., Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data, *Geophysics*, 2001, **66**(1), 158–173.
- McNeill J.D., Use of electromagnetic methods for groundwater studies, *Geotechnical and Environmental Geophysics*, 1990, **1**, 191–218.
- Martí A., A Magnetotelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and Study of the Central Betic Crustal Structure. Dissertation, Doktora Tezi, Department de Geodinmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, 2006.
- Marquis G., Jones A.G., Hyndman R.D., Coincident conductive and reflective middle and lower crust in southern British Columbia, *Geophysical Journal International*, 1995, **120**, 111–131.
- Meqbel M. N., The electrical conductivity structure of the Dead Sea Basin derived from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data, Doktora Tezi, Fachbereich Geowissenschaften, Freien Universität, Berlin, 2009.
- Miensopust M. P., Jones A. G., Muller M. R., Garcia X., Evans R. L., Lithospheric structures and Precambrian terrane boundaries in northeastern Botswana revealed through magnetotelluric profiling as part of the Southern African magnetotelluric experiment, *Journal of Geophysical Research*, 2011, **116**, B02401.
- Miensopust M. P., Queralt P., Jones A. G. and the 3D MT modellers, Magnetotelluric 3-D inversion-a review of two successful workshops on forward and inversion code testing and comparison, *Geophysical Journal International*, 2013, **193**, 1216-1238.
- Miensopust M. P., Application of 3-D electromagnetic inversion in practice: challenges, pitfalls and solution approaches, *Survey of Geophysics*, 2017, **38**, 869-933.
- Munoz G., Ritter O., Moeck I., A target-oriented magnetotelluric inversion approach for characterizing the low enthalpy Groß Schönebeck geothermal reservoir. *Geophysical Journal International*, 2010, **183**, 1199-1215.
- Newman G.A., Alumbaugh D.L., Three-dimensional massively parallel electromagnetic inversion-I. Theory, *Geophysical Journal International*, 1997, **128**, 345–354.
- Özaydın S., Tank S. B., Karaş M., Electrical resistivity structure at the north-central Turkey inferred from three-dimensional magnetotellurics, *Earth, Planet and Science*, 2018, **70**, 49-58.

Palacky G.J., *Resistivity characteristics of Geologic targets. In: Electromagnetic methods in applied geophysics*, 1. Theory. Soc. Expl. Geophys., Tulsa, OK, USA, 1987.

Patro P.K., Egbert G.D., Application of 3D inversion to magnetotelluric profile data from the Deccan Volcanic Province of Western India, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2011, **187**(1-2), 33–46.

Pekşen E., Oruç B., Tunç B., Çaka D., Budakoğlu E., Türkmen T., Manyetotellürik, Gravite Yöntemleri ve Sismolojik Analizlerle Yalova-Termal Bölgesinin Üst Kabuk Yapısının Modellenerek Deprem Fırtınası ve Gömülü Jeotermal Kaynakların Araştırılması, *TÜBİTAK*, 117Y184, 2021.

Pellerin L., Hohmann G. W., Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts, *Geophysics*, 1990, **55**, 1242–1250.

Pirttijärvi, M., Joint interpretation of electromagnetic and geoelectrical soundings using 1-D layered earth model, Doktora Tezi, Faculty of Mines, University of Oulu, Finland, 2010.

Porstendorfer G., *Principles of Magneto-telluric Prospecting*, 5th ed., Geoexploration Monographs, Berlin, 1975.

Ranaganyaki R. P., Madden T. R., Generalized thin sheet analysis in magnetotellurics: an extension of Price's analysis, *Geophysical Journal International*, 1980, **60**, 445-457.

Robertson H. F., Ustaömer T., Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey, *Tectonophysics*, 2004, **381**, 175-209.

Robertson K., Thiel S. Meqbel N., Quality over quantity: on workflow and model space exploration of 3D inversion of MT data, *Earth, Planet and Space*, 2020, **72**, 2-24.

Rodi W., Mackie R L., Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 2001, **66**, 174–187.

Shankland T.J., Waff H.S., Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle, *Journal of Geophysical Research*, 1977, **82**, 5409–5417.

Simpson F., Bahr K., *Practical magnetotellurics*, 1st ed., Cambridge University Press, Cambridge, 2005.

Siripunvaraporn W., Egbert G., An efficient data-subspace inversion method for 2D magnetotelluric data, *Geophysics*, 2000, **65**, 791–803.

Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Uyeshima M., Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2005, **150**, 3-14.

- Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Numerical accuracy of magnetotelluric modeling: a comparison of finite difference approximations, *Earth Planets Space*, 2002, **54**, 721–725.
- Slezak K., Jowizak W., Novozynski K., Orynski S., Brasse H., 3-D studies of MT data in the Central Polish Basin: Influence of inversion parameters, model space and transfer function selection, *Journal of Applied Geophysics*, 2017, **161**, 26-36.
- Smith J.T., Conservative modeling of 3-D electromagnetic fields, Part I: Properties and error analysis, *Geophysics*, 1996, **61**(5), 1308–1311.
- Smith J.T., Estimating galvanic-distortion magnetic fields in magnetotellurics, *Geophysical Journal International*, 1997, **130**, 65–72.
- Specht D.F., Probabilistic Neural Networks, *Neural Networks*, 1990, **3**(1), 109-118.
- Specht D.F., A general regression neural network, *IEEE Transactions on Neural Networks*, 1991, **2**(6), 568-576.
- Spies B.R., Frischknecht F.C., Electromagnetic Sounding, Nabighian N.B., Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, 2nd ed., *Society of Exploration Geophysics*, 285-387, USA, 1991.
- Sternberg B.K., Washburne J.C., Pellerin L., Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings, *Geophysics*, 1988, **53**, 1459–1468.
- Straub C., Kahle, H., Schindler C., GPS and geologic estimates of the tectonic activity in the Marmara Sea region, NW Anatolia, *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**, 275-287.
- Şengör A. M. C., Yilmaz Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 1981, **75**, 181-241.
- Tank S. B., Modeling the three dimensional ocean effect on magnetotelluric data at Armutlu Peninsula, *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 2010, **23**, 65-72.
- Tank S. B., Özyaydın S., Karaş M., Revealing the electrical properties of a gneiss dome using three-dimensional magnetotellurics: Burial and exhumation cycles associated with faulting in Central Anatolia, Turkey, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2018, **283**, 26-37.
- Tietze K., Ritter O., Three-dimensional magnetotelluric inversion in practice—the electrical conductivity structure of San Andreas Fault in Central California, *Geophysical Journal International*, 2013, **195**, 130-147.
- Tietze K., Ritter O., Egbert G., 3-D joint inversion of the magnetotelluric phase tensor and vertical magnetic transfer functions, *Geophysical Journal International*, 2015, **203**, 1128-1148.

Tunc B., Caka D., Irmak T. S., Woith H., Tunc S., Baris S., Ozer M. F., Lühr B. G., Günther E., Grosser H., Zschau J., The Armutlu Network: an investigation into the seismotectonic setting of Armutlu–Yalova–Gemlik and the surrounding regions, *Annals of Geophysics*, 2011, **54(1)**, 35-45.

Türkoğlu E., Unsworth M., Bulut F., Çağlar İ., Crustal structure of the North Anatolian and East Anatolian Fault Systems from magnetotelluric data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2015, **241**, 1–14.

Ulugergerli E. U., Seyitoğlu G., Başokur A. T., Kaya C., Dikmen Ü., Candansayar M. E., The Geoelectrical Structure of Northwestern Anatolia, Turkey, *Pure and App. Geop.*, 2007, **164**, 999-1026.

Unsworth M., Magnetotelluric studies of active continent-continent collisions, *Survey of Geophysics*, 2010, **31**, 137-161.

Van Leeuwen W., Muller R. M., Schotting R., A Geothermal Exploration MT Data Set and its 3-D Inversion Using Two Different Codes: An Example from Western Turkey, *Proceedings World Geothermal Congress*, Melbourne, Australia, 2015.

Vozof T. K., The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, 1972, **37**, 98–141.

Ward H. S., Hohmann G. W., *Electromagnetic Theory for Geophysical Applications*, Editor: Nabighian M. N., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 1st ed., Tulsa, 131–308, 1987.

Waxman M.H., Smits L.J., Electrical Conduction in Oil Bearing Sands, *Society Petroleum Engineers Journal*, 1968, **8**, 107–122.

Weaver J. T., *Mathematical Methods for Geo-electromagnetic Induction. Applied and Engineering Mathematic Series*, 1st ed., Research Studies Press, Taunton, Somerset, Enagland, 1994.

Weckmann U., Ritter O., Haak V., Images of the magnetotelluric apparent resistivity tensor, *Geophysical Journal International*, 2003, **155(2)**, 456–468.

Wiedelt P., The inverse problem of geomagnetic induction. Jour., *Geophysics*, 1972, **38**, 257–289.

Wiszniewski J., Applying the General Regression Neural Network to Ground Motion Prediction Equations of Induced Events in the Legnica-Głogów Copper District in Poland, *Acta Geophysica*, 2016, **64(6)**, 2430-2448.

Xiao Q., Cai X., Xu X., Liang G., Zhang B., Application of the 3D magnetotelluric inversion code in a geologically complex area, *Geophysical Prospecting*, 2010, **58**, 1177–1192.

Yee K.S., Numerical solution of initial boundary problems involving Maxwell's equations in isotropic media, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 1966, **14**, 302–309.

Yeken T., Spatial Analysis of b-value Variability in Armutlu Peninsula (NW Turkey), *Open Geoscience*, 2016 **8**, 548–555.

Yiğitbaş E., Yılmaz Y., Şengör A. M. C., Transcurrent plate boundary along the Rhodop-Pontide fragment: Northwestern Turkey, *TERRA Abstracts, EUG 8 Strasbourg*, p. 176 7, 9-13 April 1995.

Yiğitbaş E., Elmas A., Yılmaz Y., Pre-Cenozoic tectono-stratigraphic components of the western Pontides and their geological evolution, *Geological Journal*, 1999, **34**, 55-74.

Yiğitbaş E., Elmas A., Sefunç A., Özer N., Major neotectonic features of eastern Marmara region, Turkey: development of Adapazarı-Karasu corridor and its tectonic significance, *Geological Journal*, 2004, **39**, 179-198.

Yiğitbaş E., Bozcu M., Aylan E., Gürer Ö. F., Yılmaz K., Armutlu Yarımadasının Yalova Batısında kalan kesminin morfolojik-jeolojik niteliklerinin incelenmesi, *TÜBİTAK*, 101Y068, 2006.

Yılmaz Y., Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia under a compressional regime: a review, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1990, **44**, 69-87.

Yılmaz Y., Tüysüz O., Yiğitbaş E., Genç Ş. C., Şengör A. M. C., Geology and tectonic evolution of the Pontides: Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region (ed. AG Robinson), *American Association Petroleum Geologists*, 1997, **68**, 183-266.

Yoshino T., Laboratory electrical conductivity measurement of mantle materials, *Surveys in Geophysics*, 2010, **31**, 163–206.

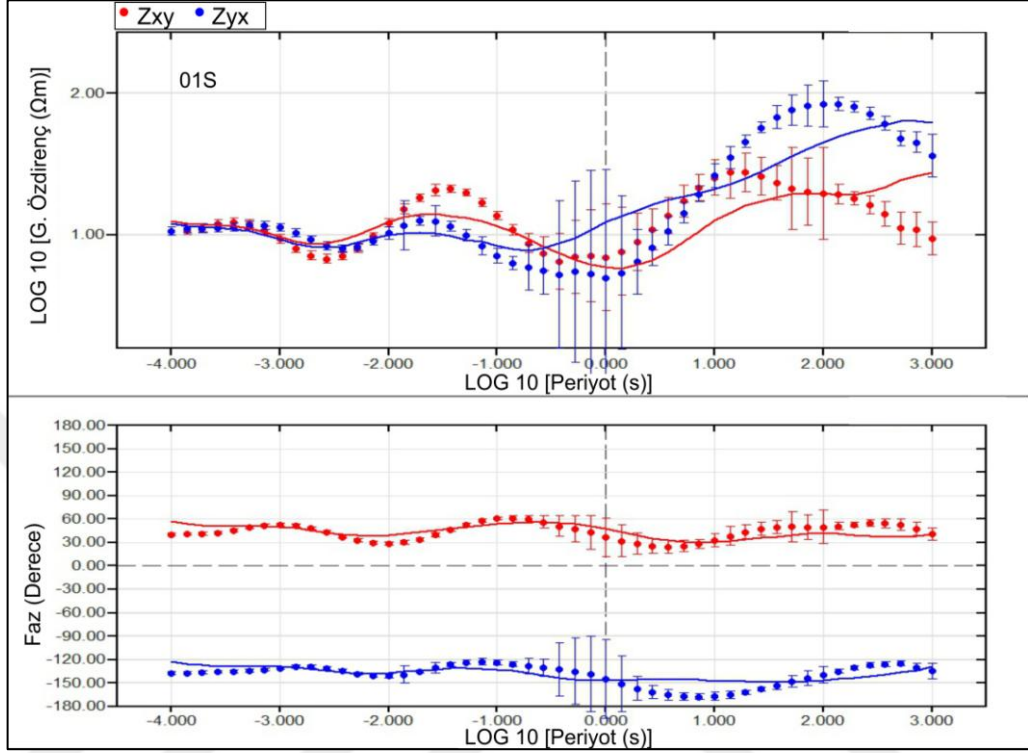
Zhang, L., *Locating layer boundaries with unfocused resistivity tools*, Editor: Poulton M.M., *Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration 1st ed.*, 257-285, Pergamon, 2001.



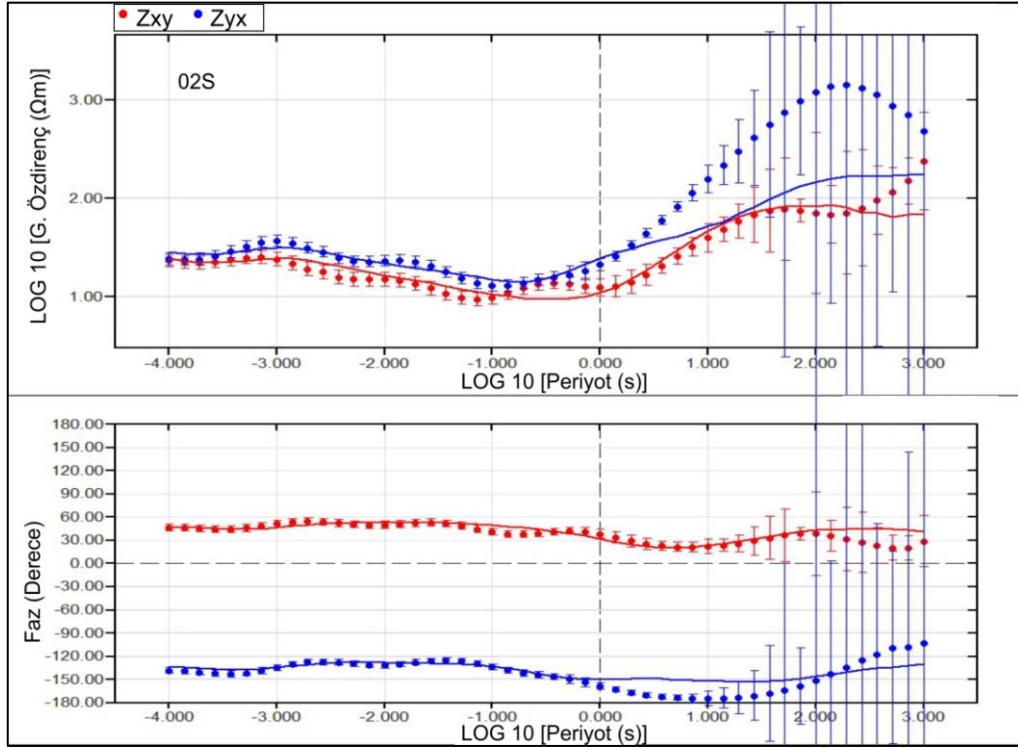
EKLER

EK-A

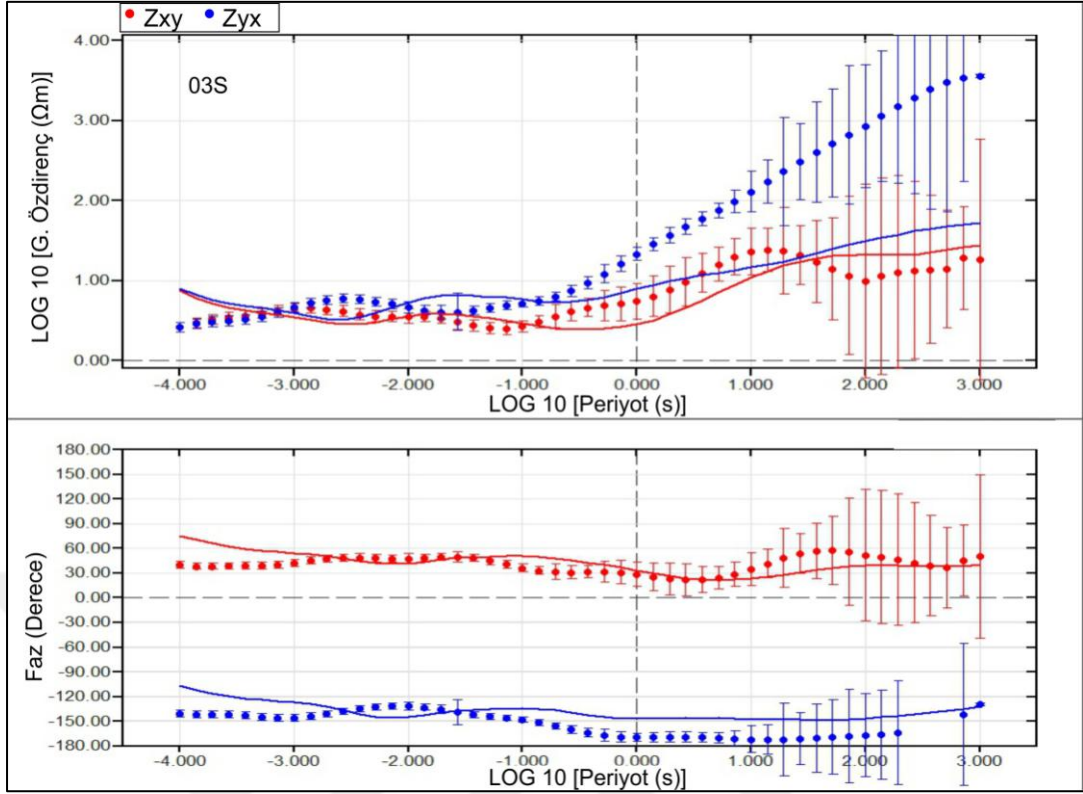
Gözlenen ve Hesaplanan Özdirenç Eğrilerinin Uyumları



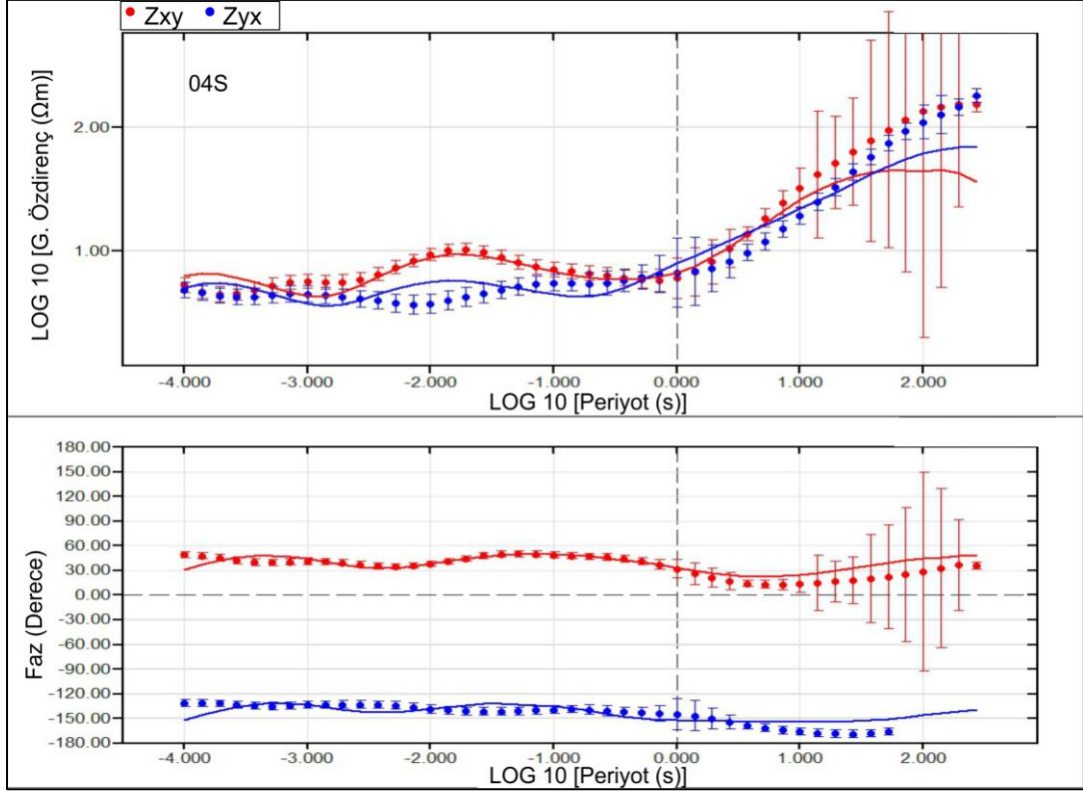
Şekil A.1. Bir nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



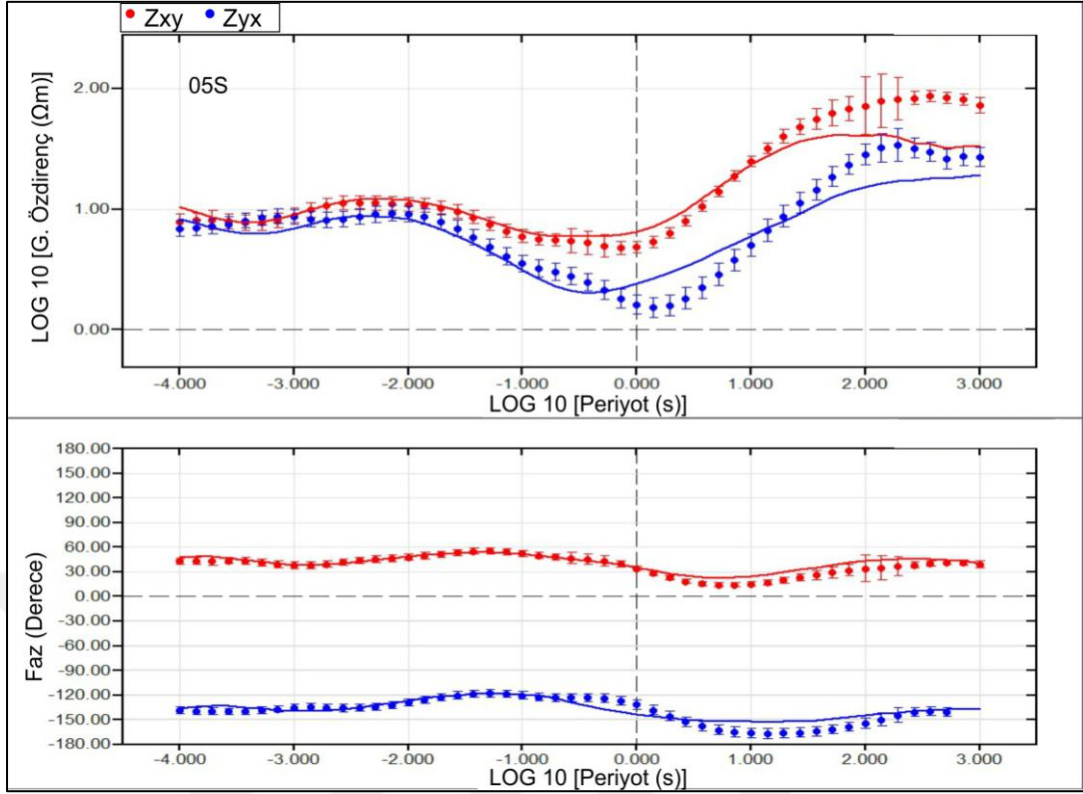
Şekil A.2. İki nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



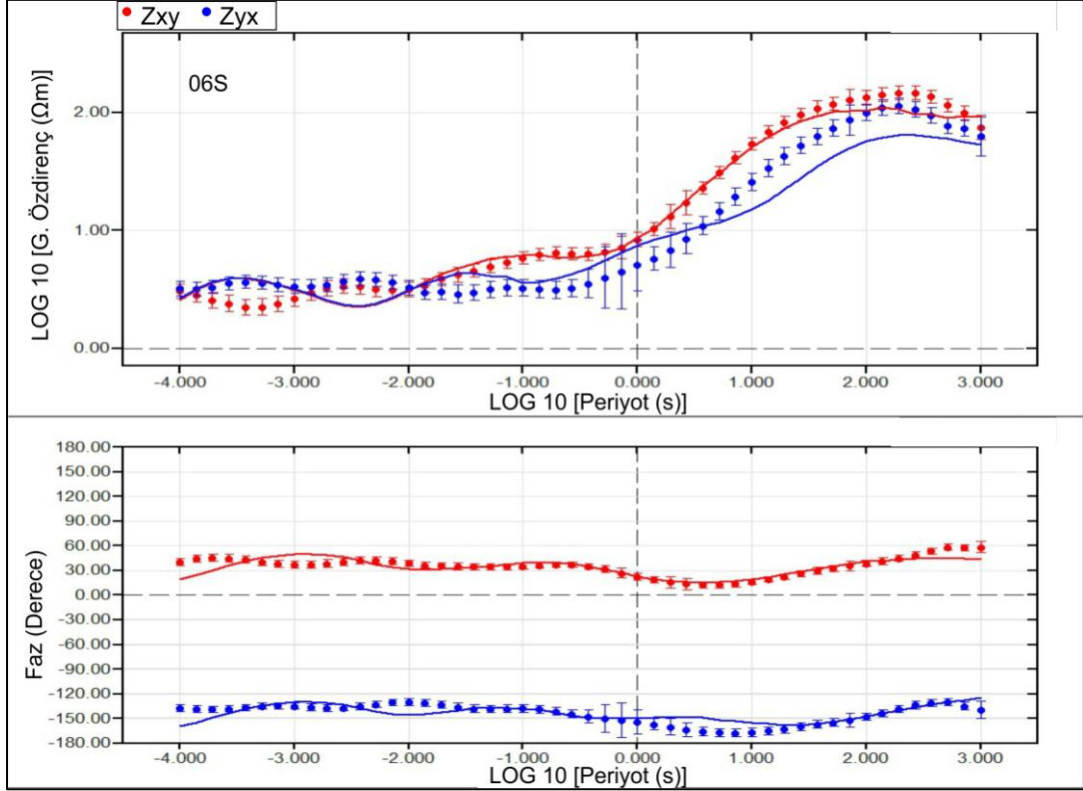
Şekil A.3. Üç nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



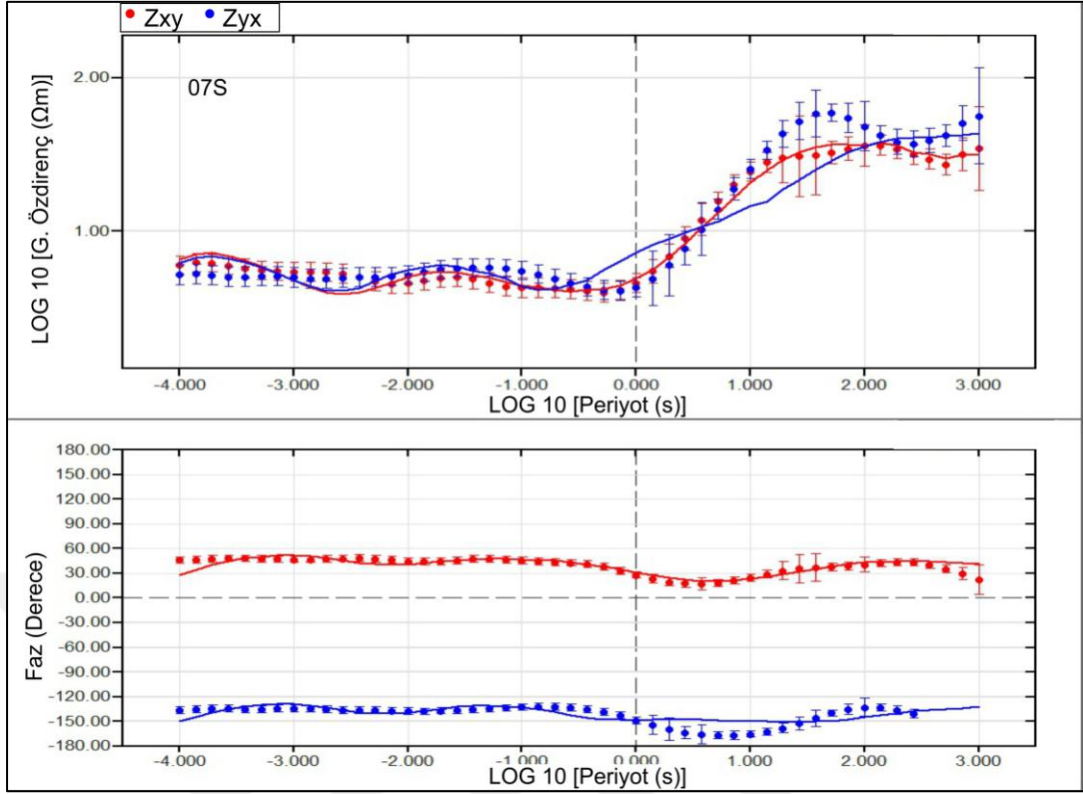
Şekil A.4. Dört nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



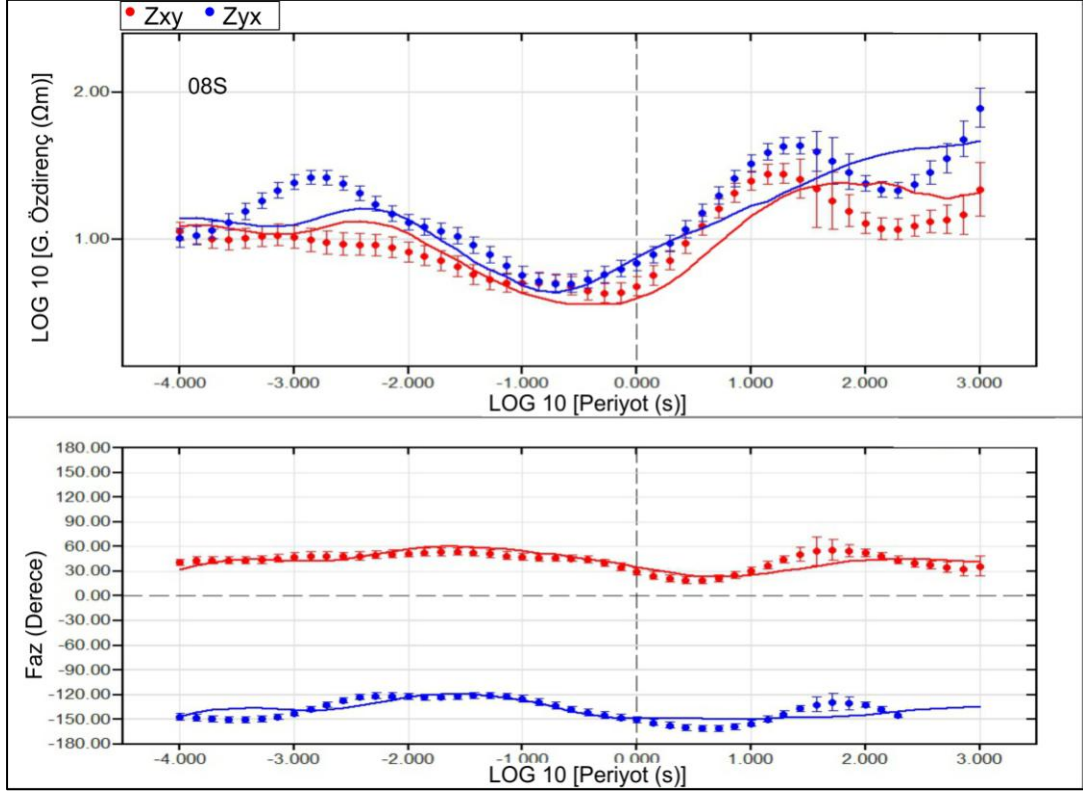
Şekil A.5. Beş nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



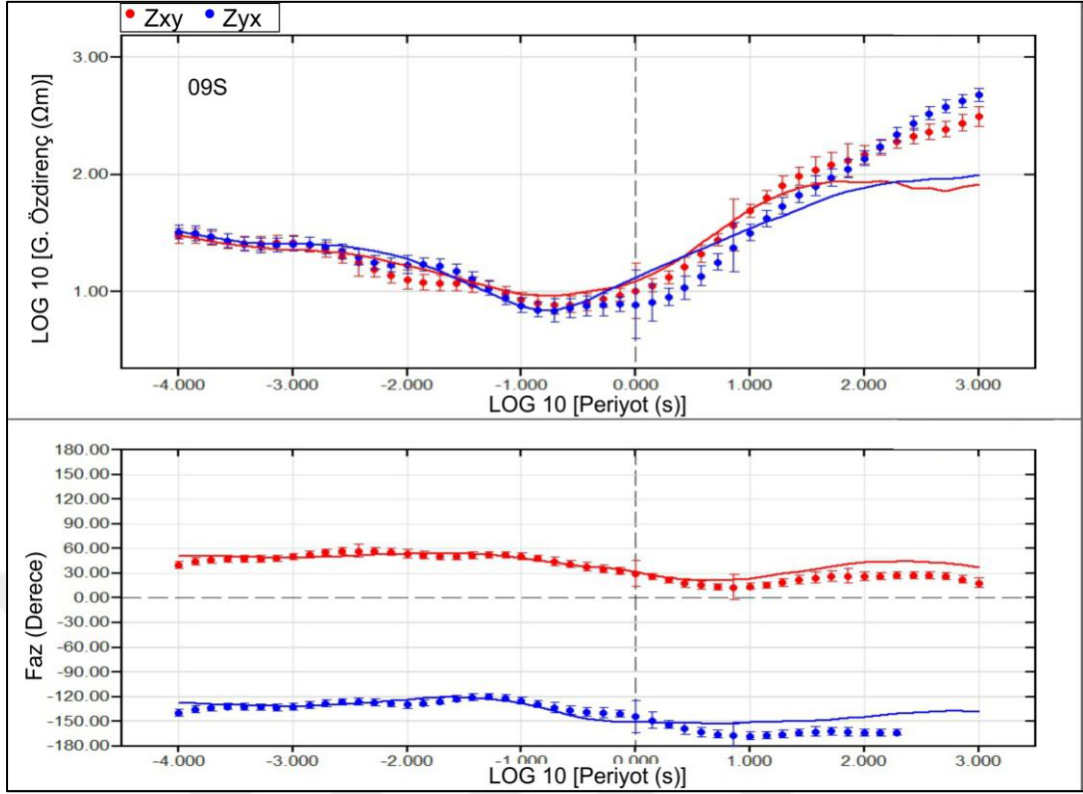
Şekil A.6. Altı nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



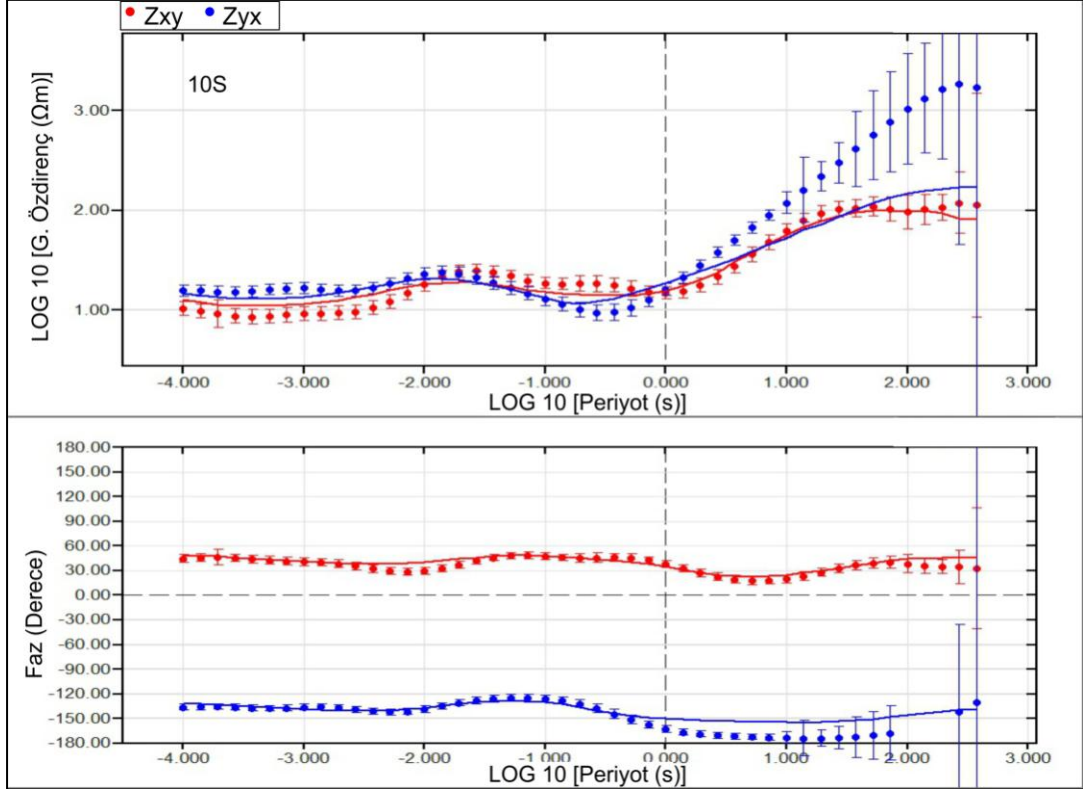
Şekil A.7. Yedi nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



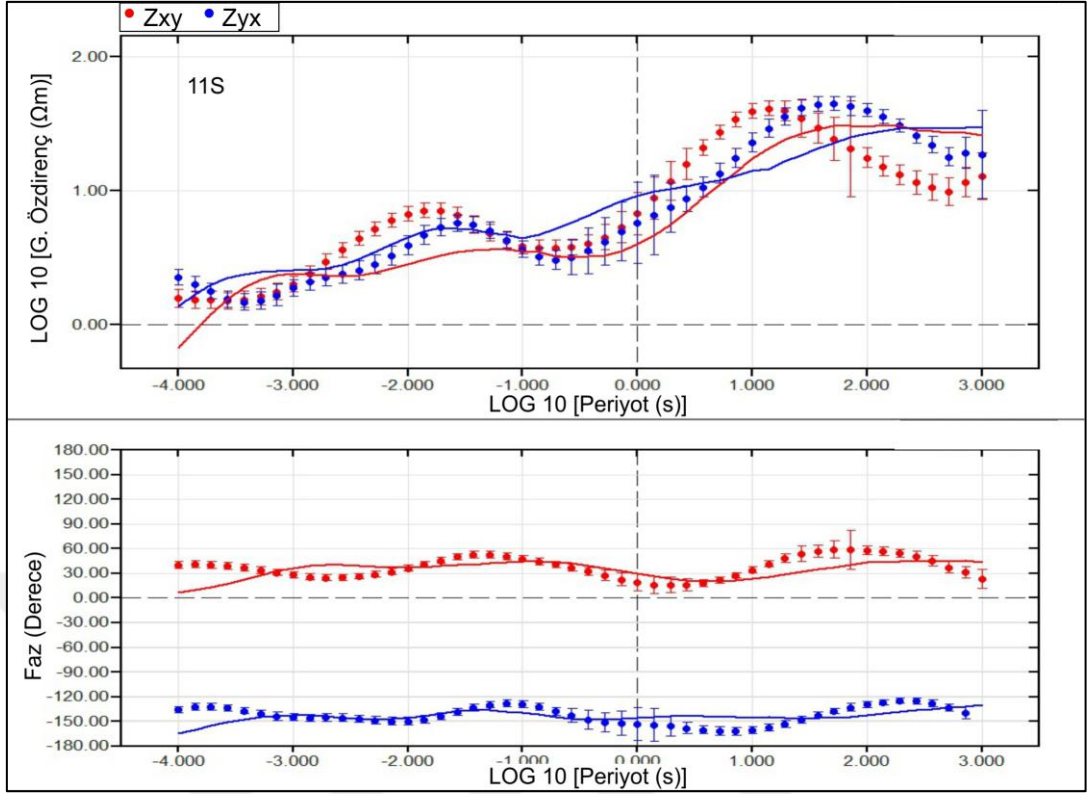
Şekil A.8. Sekiz nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



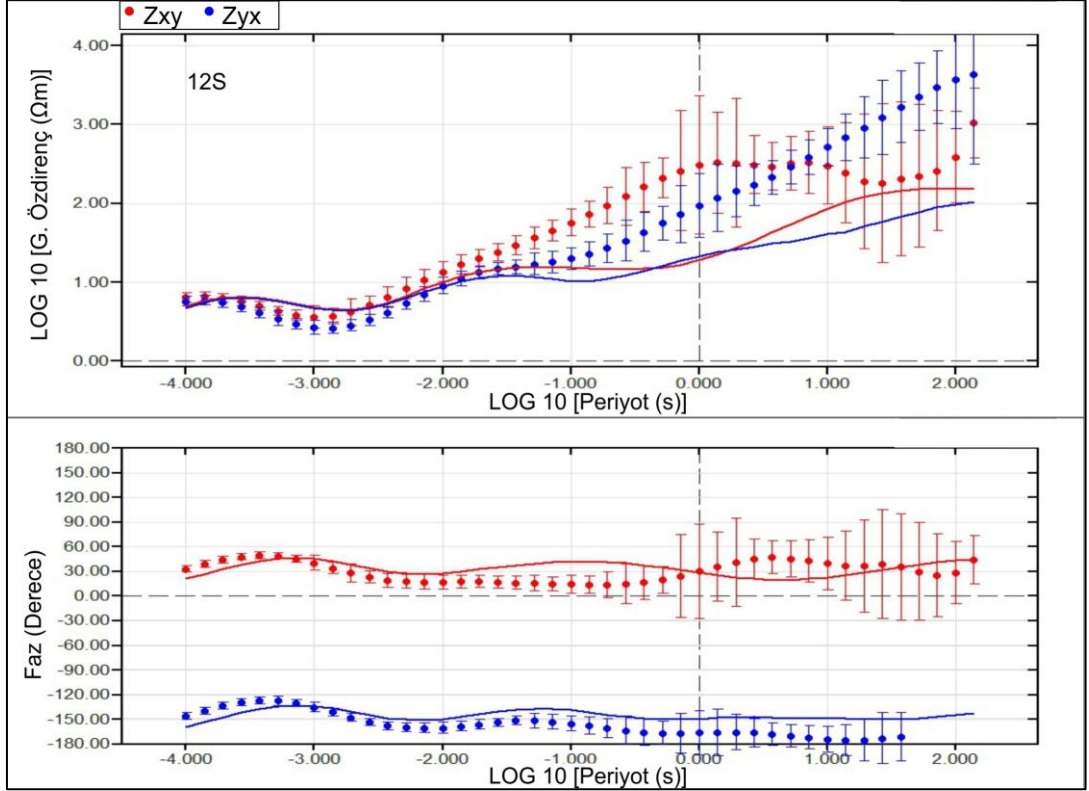
Şekil A.9. Dokuz nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



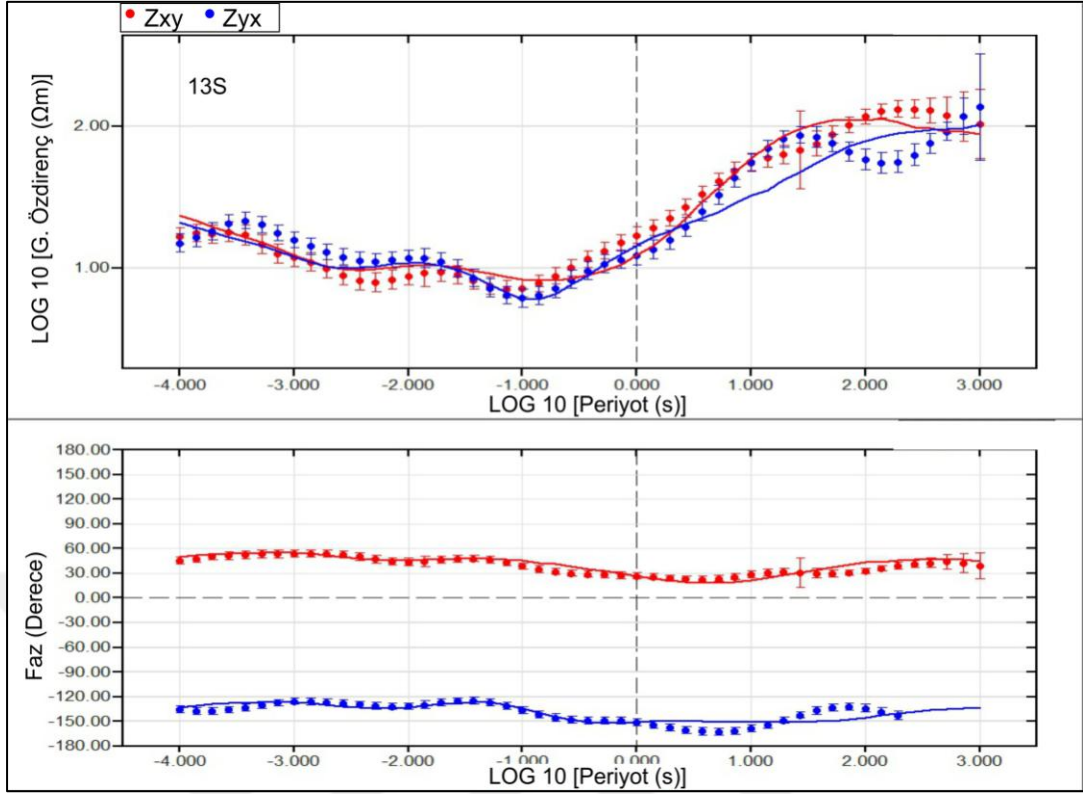
Şekil A.10. On nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



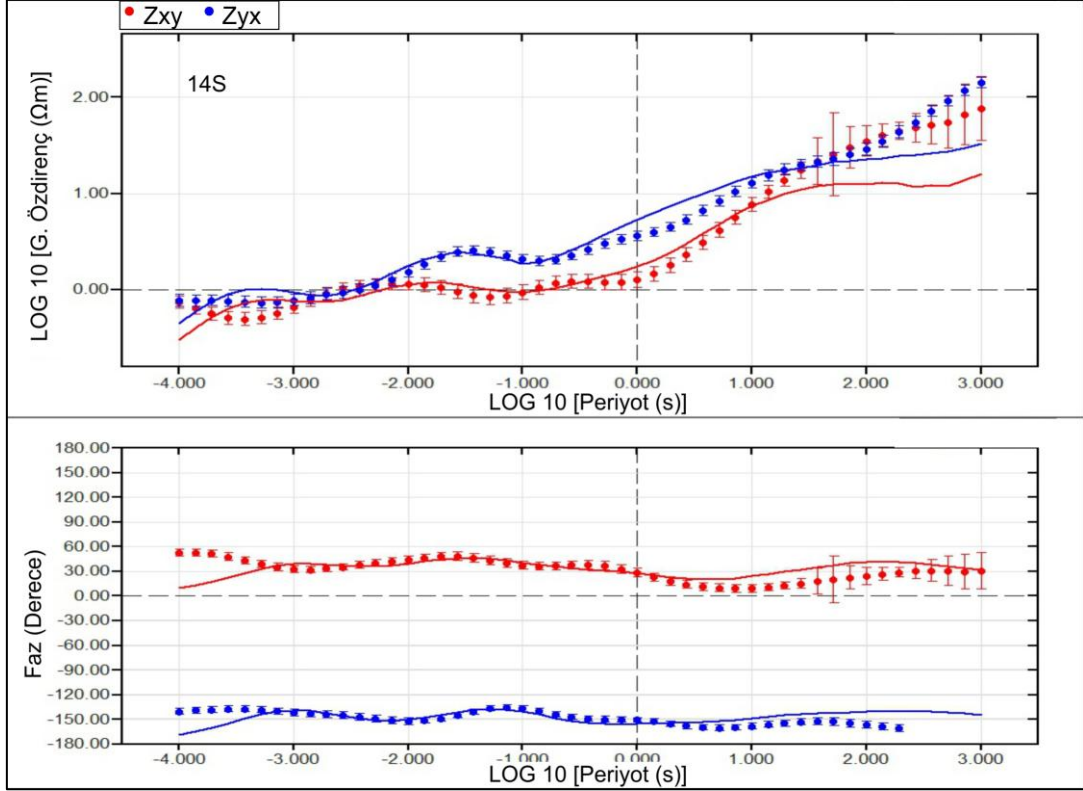
Şekil A.11. Onbir nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



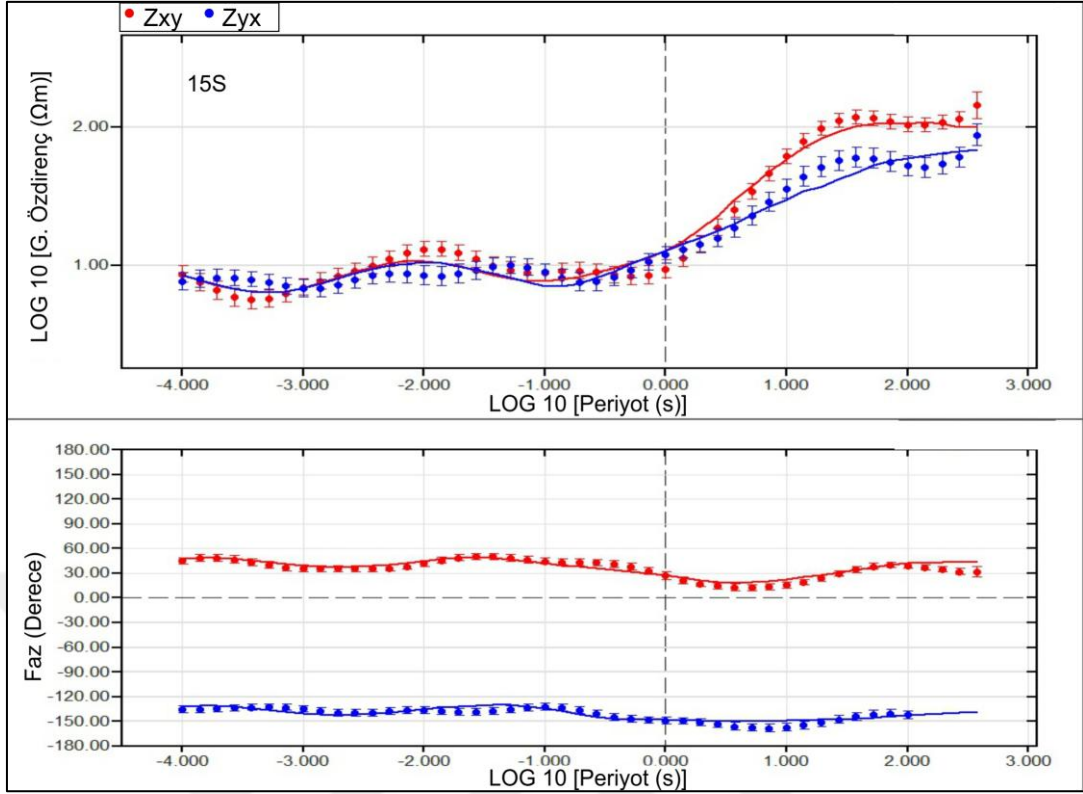
Şekil A.12. Oniki nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



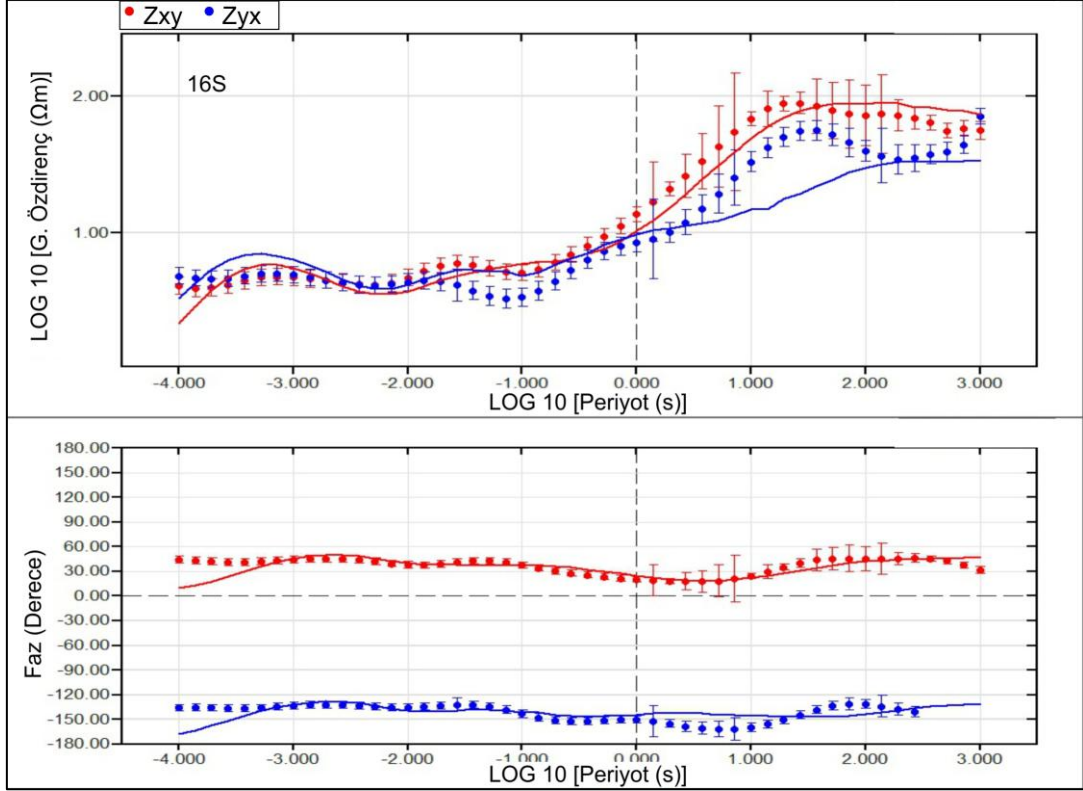
Şekil A.13. Onüç nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



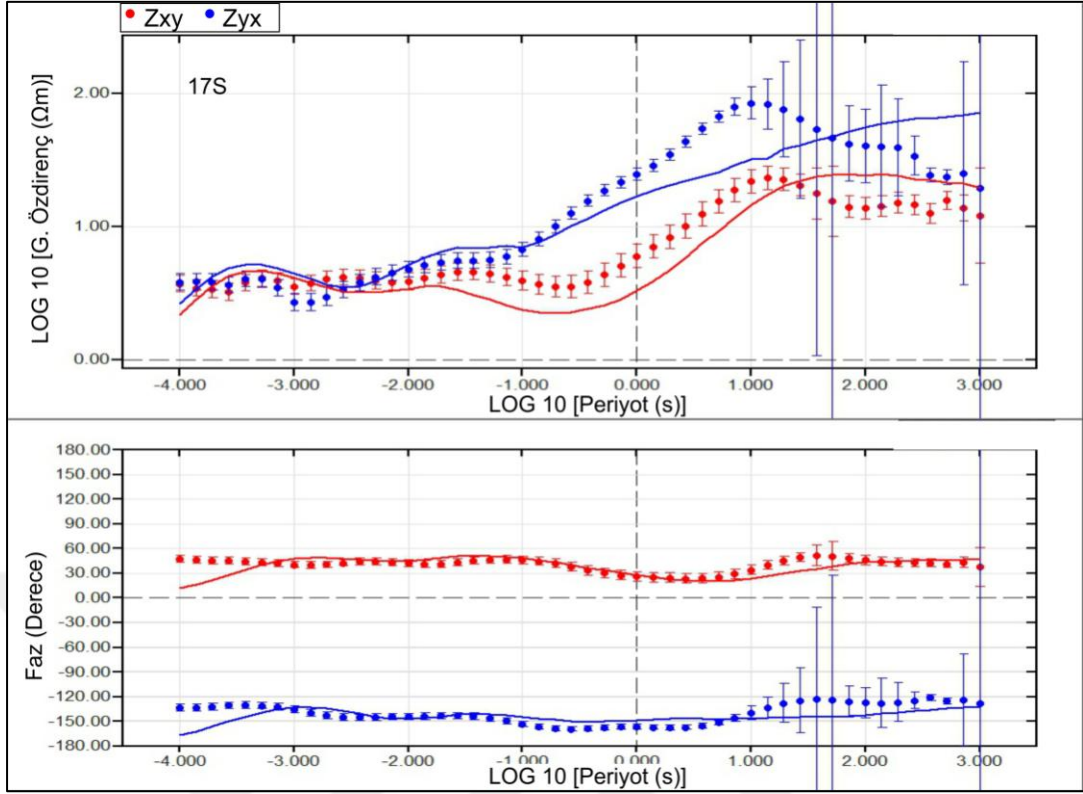
Şekil A.14. Ondört nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



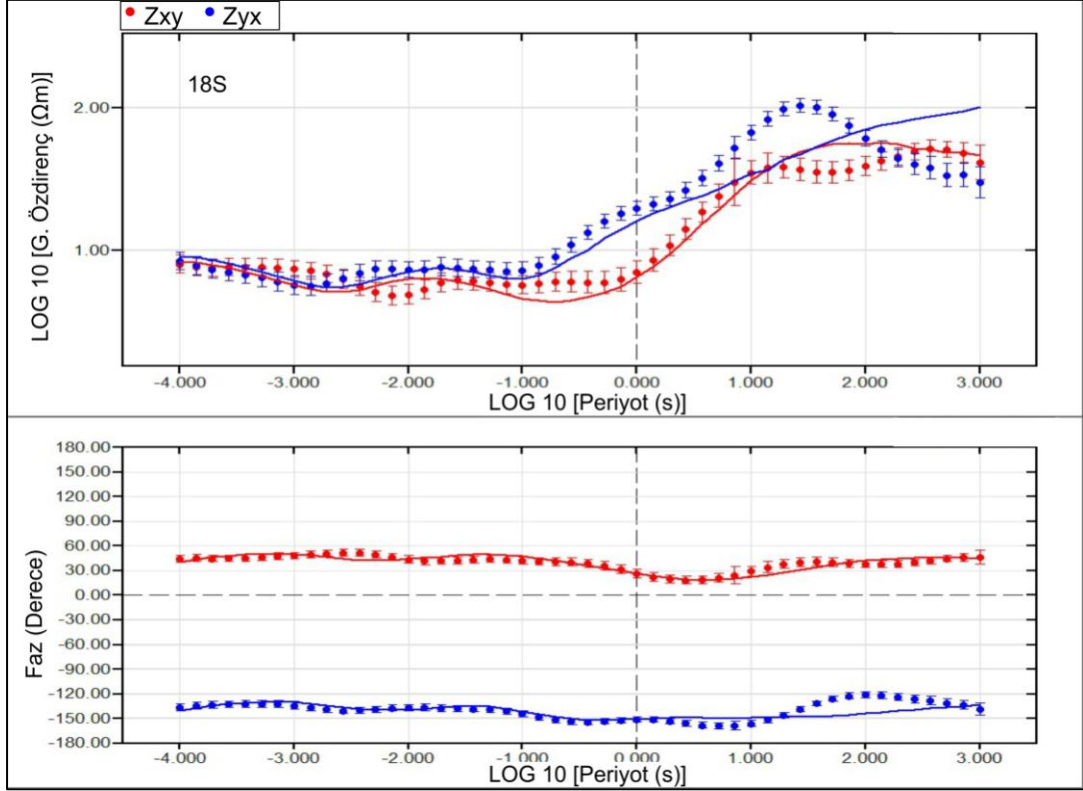
Şekil A.15. Onbeş nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



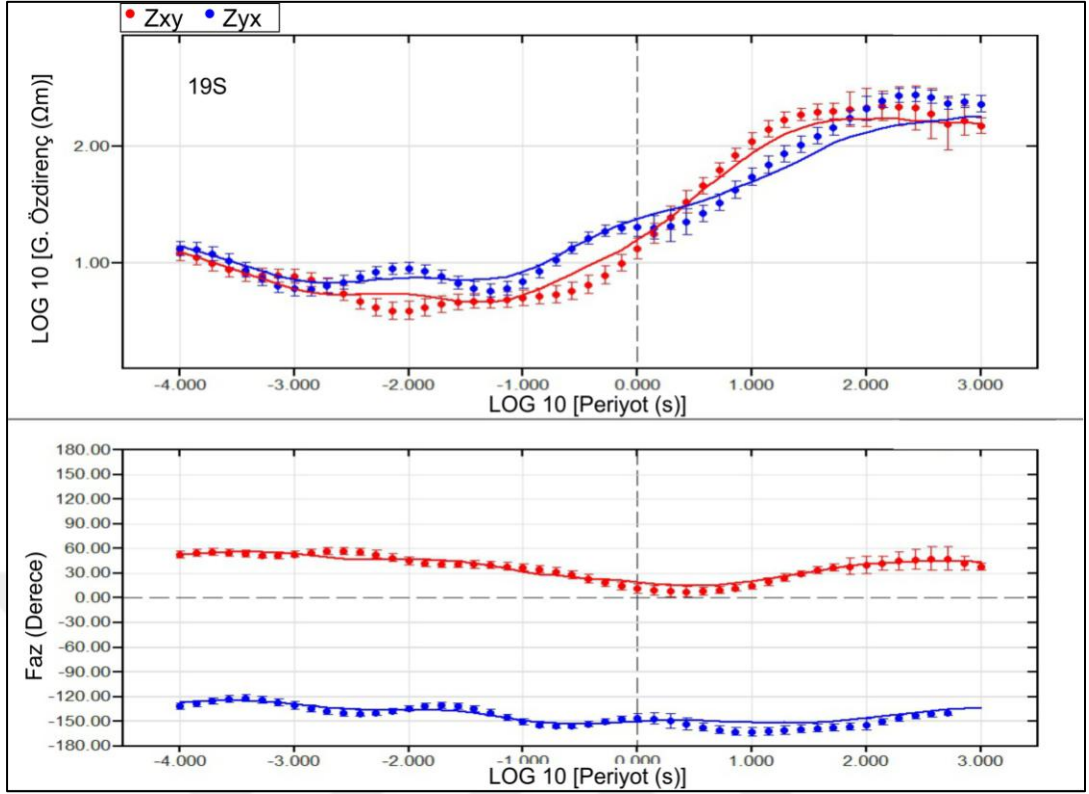
Şekil A.16. Onaltı nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



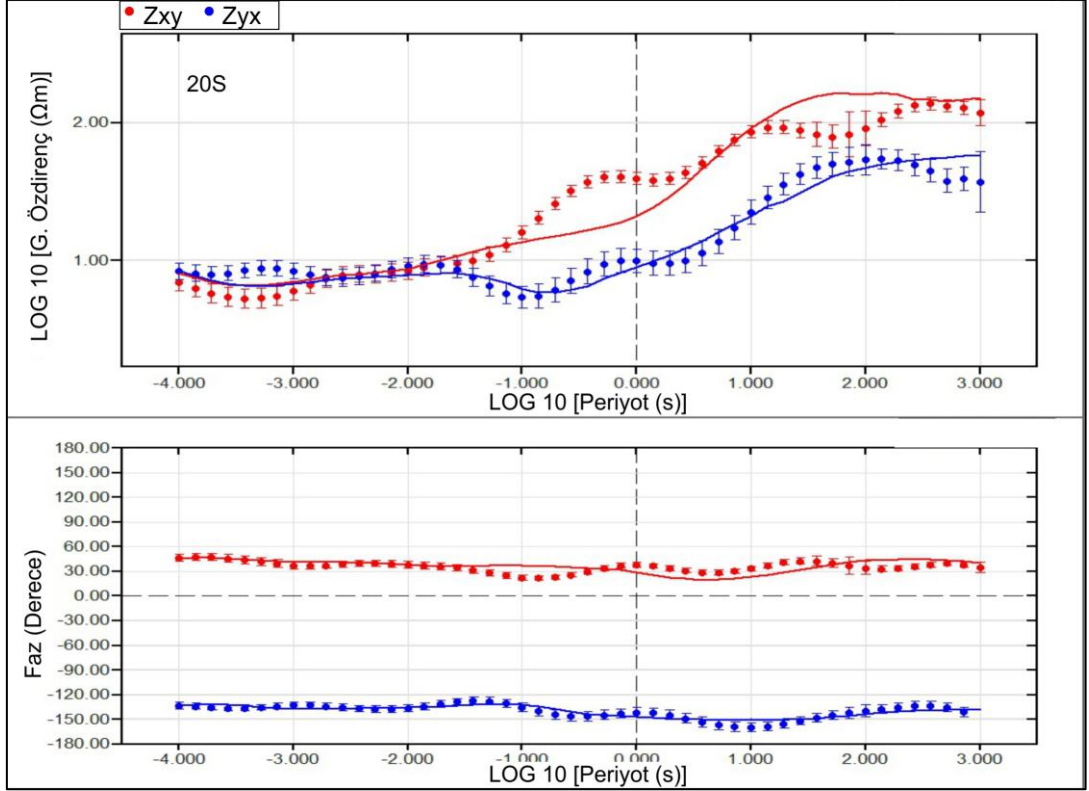
Şekil A.17. Onyedinci nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



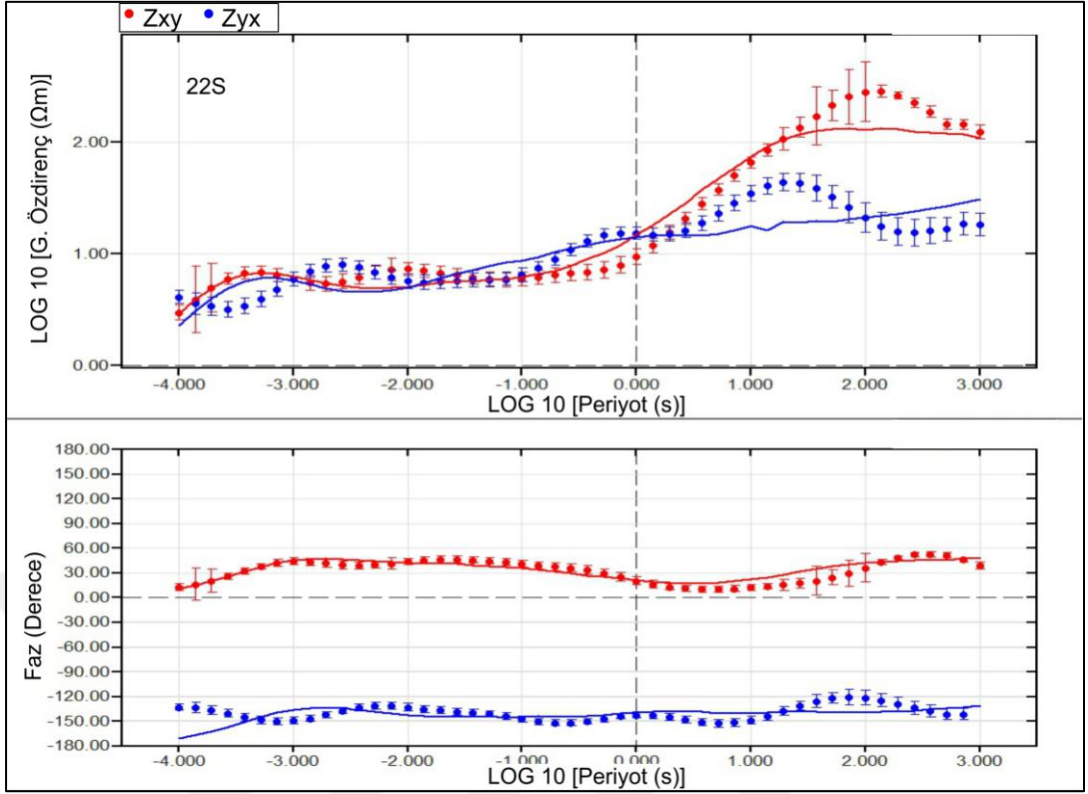
Şekil A.18. Onsekizinci nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



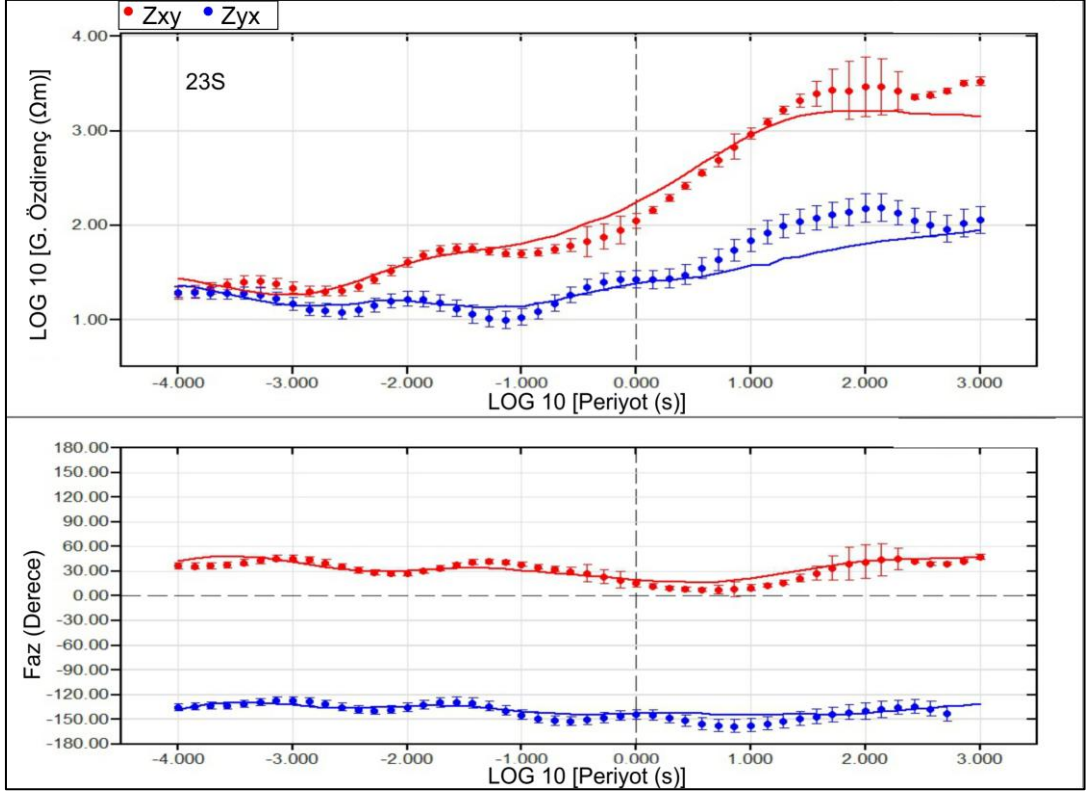
Şekil A.19. Ondokuz nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



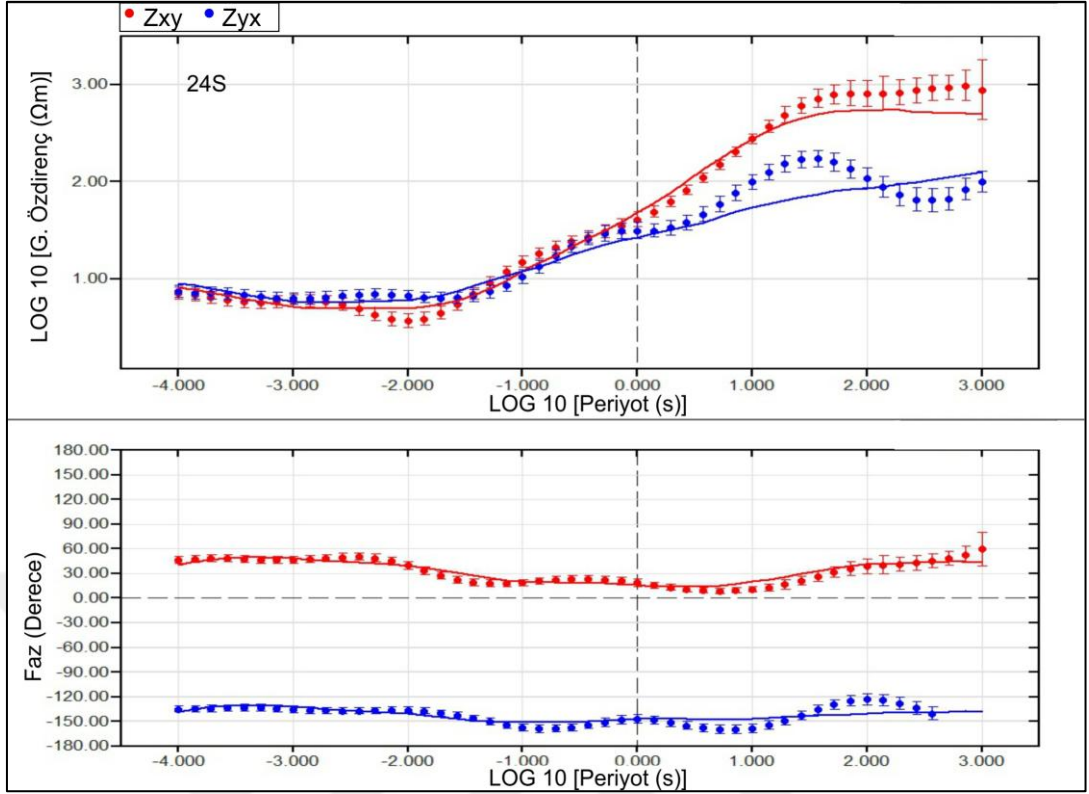
Şekil A.20. Yirmi nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



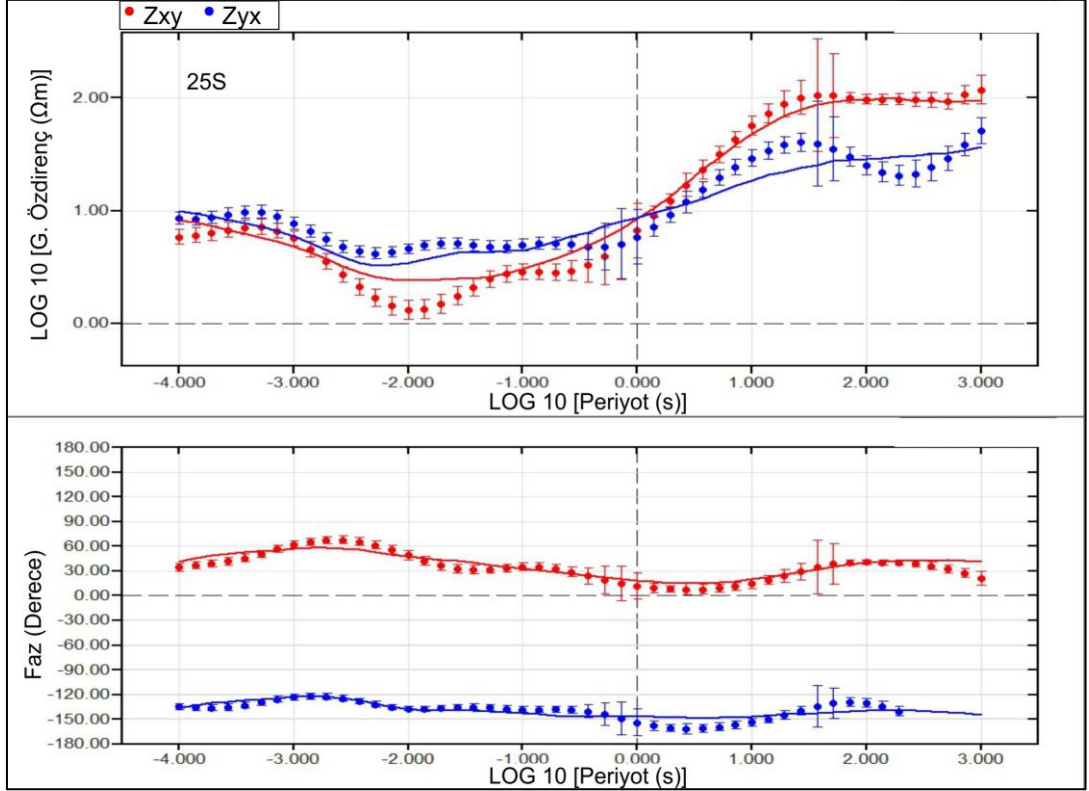
Şekil A.21. Yirmiiki nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



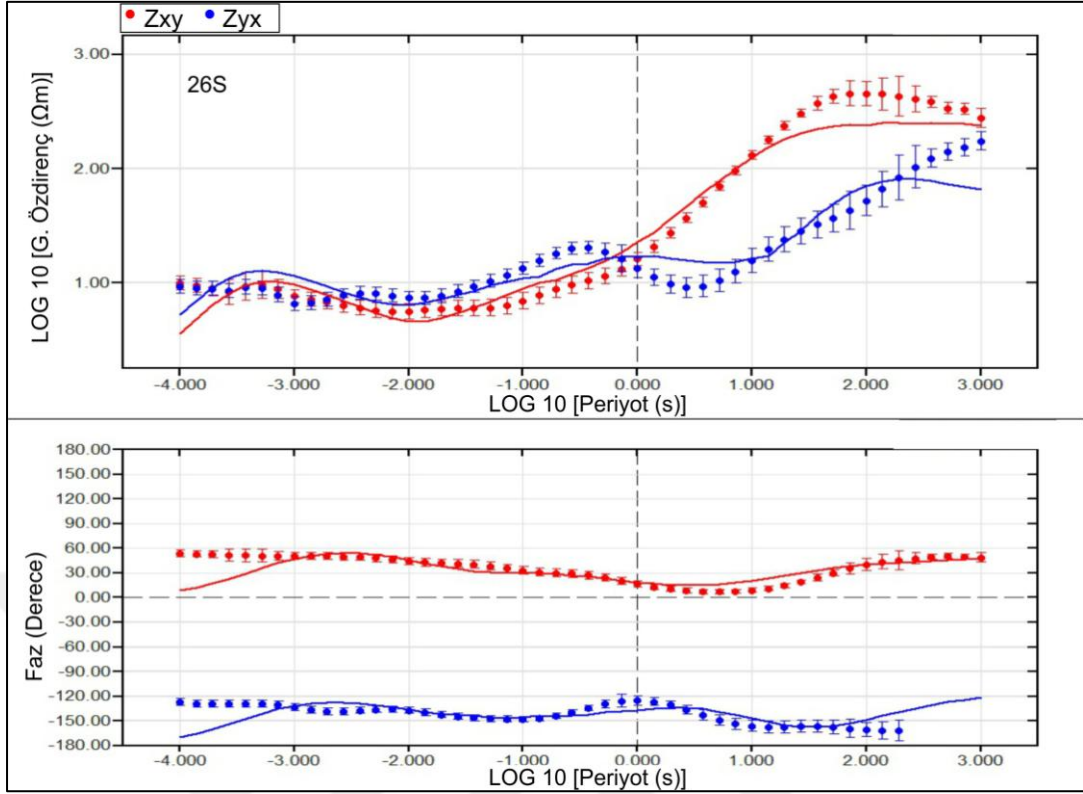
Şeki A.22. Yirmiüç nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



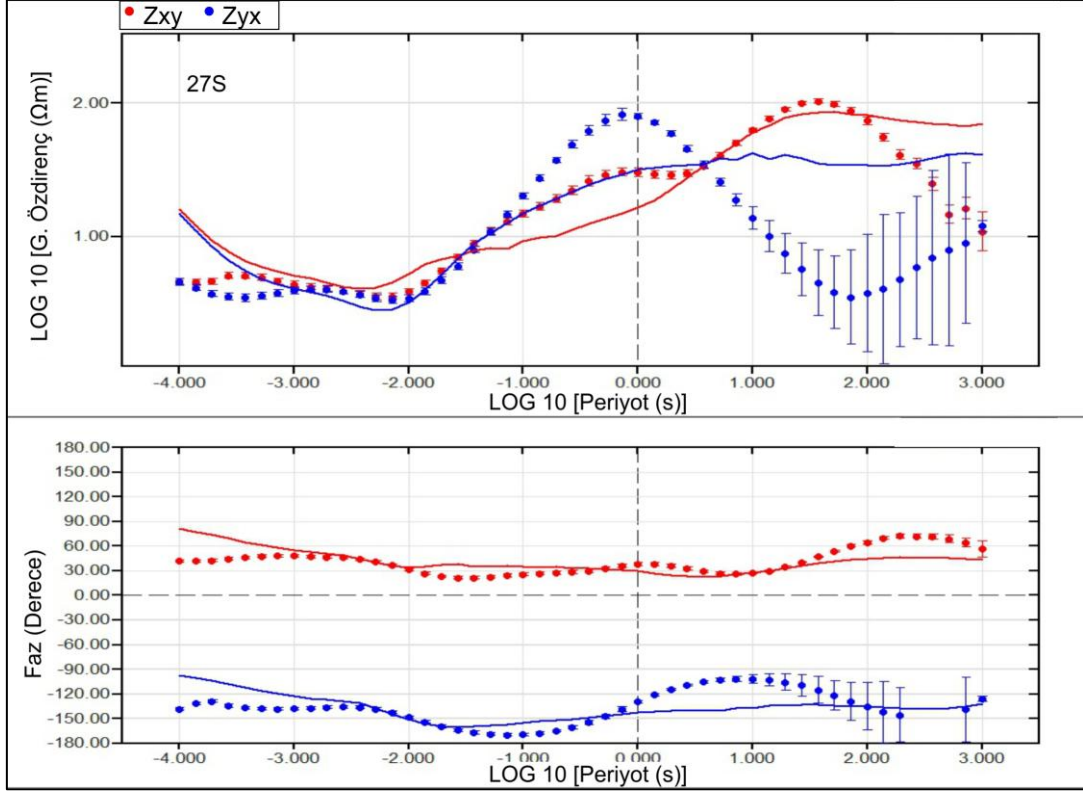
Şekil A.23. Yirmidört nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



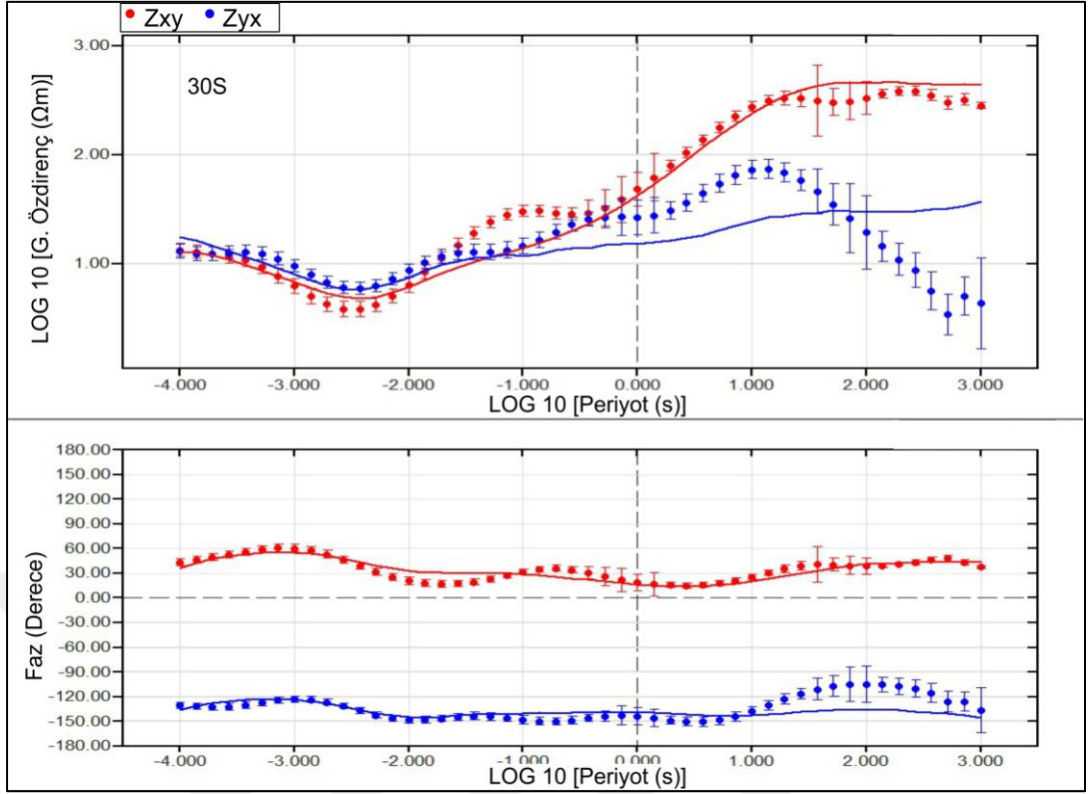
Şekil A.24. Yirmibeş nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



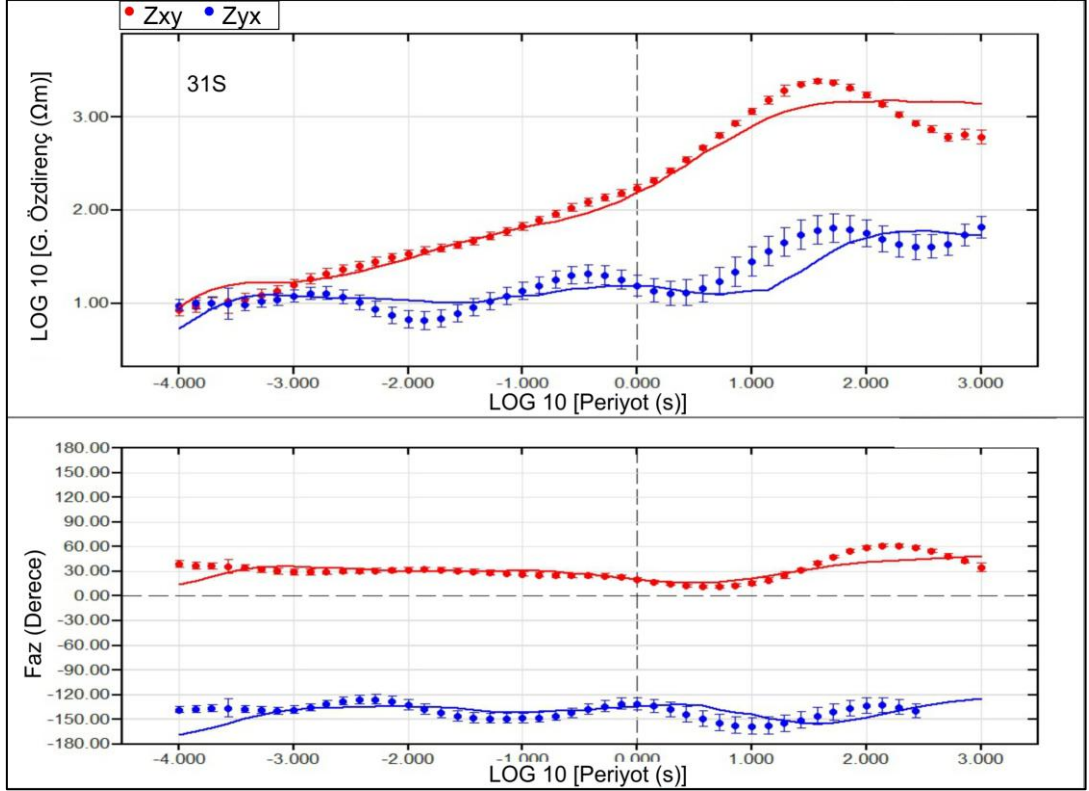
Şekil A.25. Yirmialtı nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



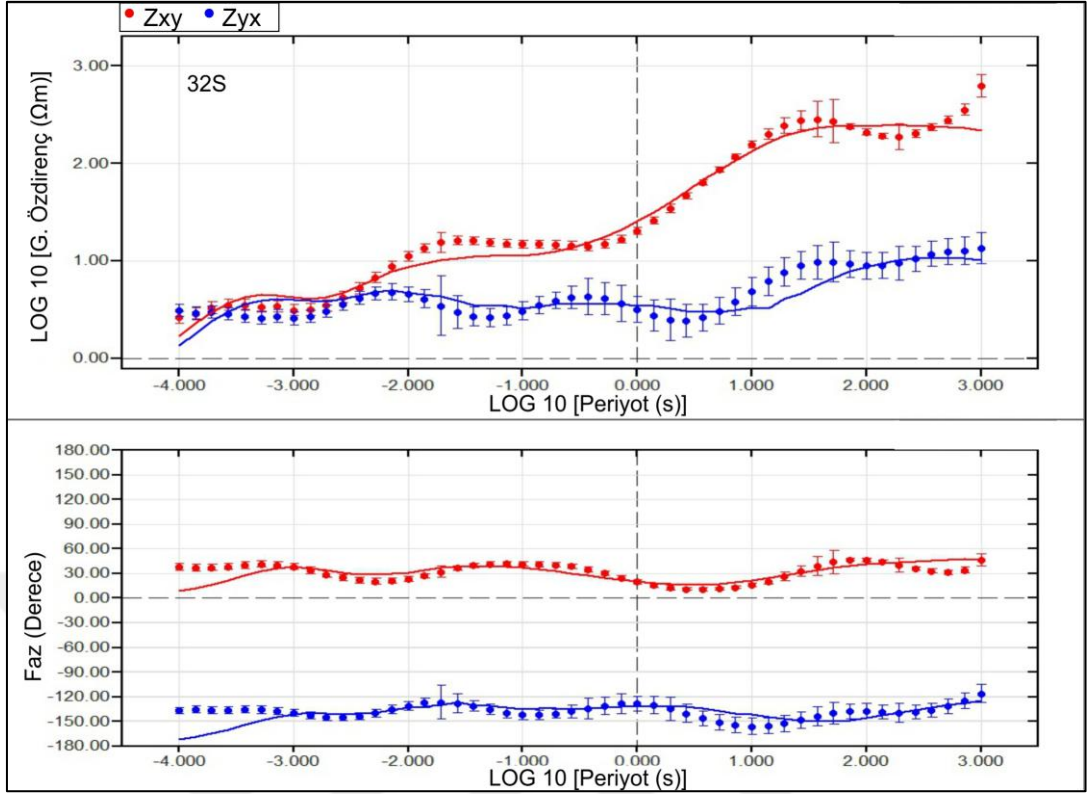
Şekil A.26. Yirmiyedi nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



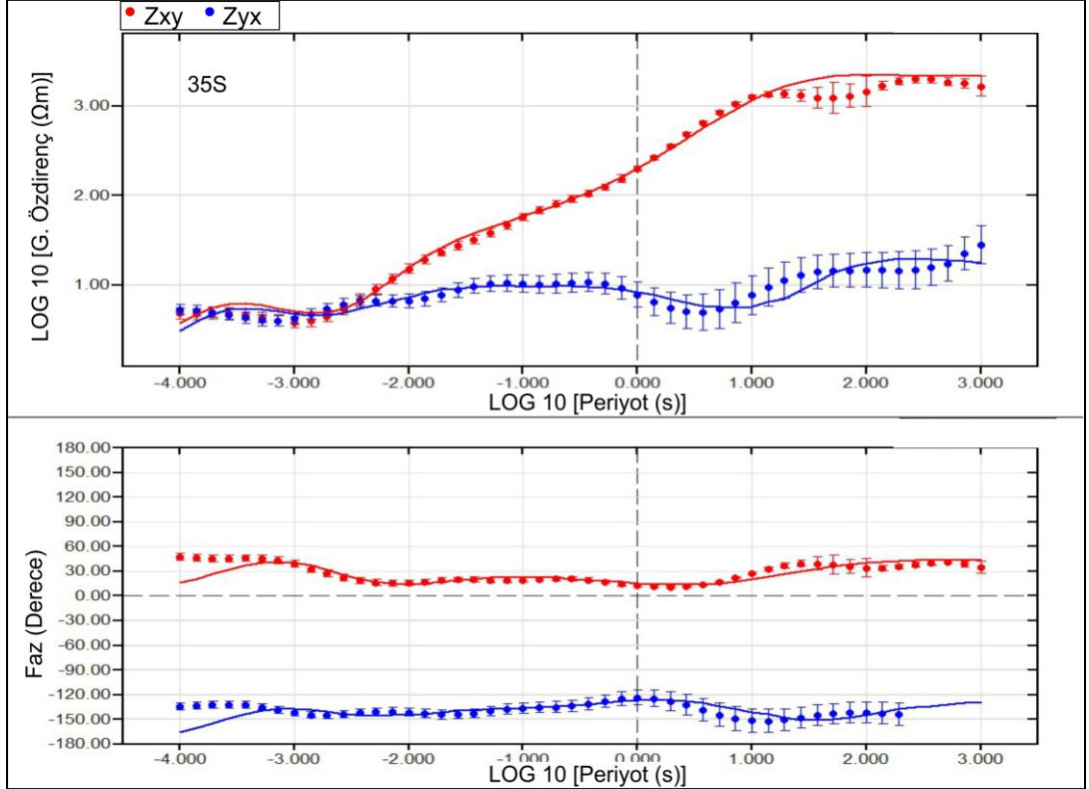
Şekil A.27. Otuz nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



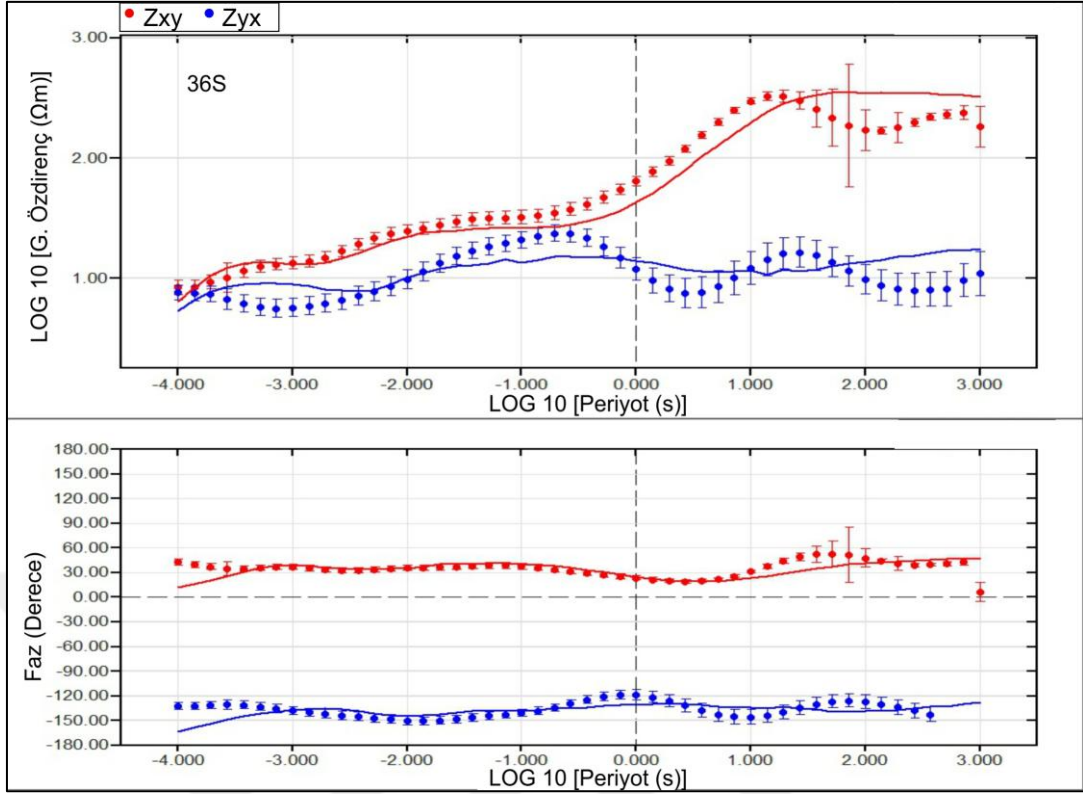
Şekil A.28. Otuzbir nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



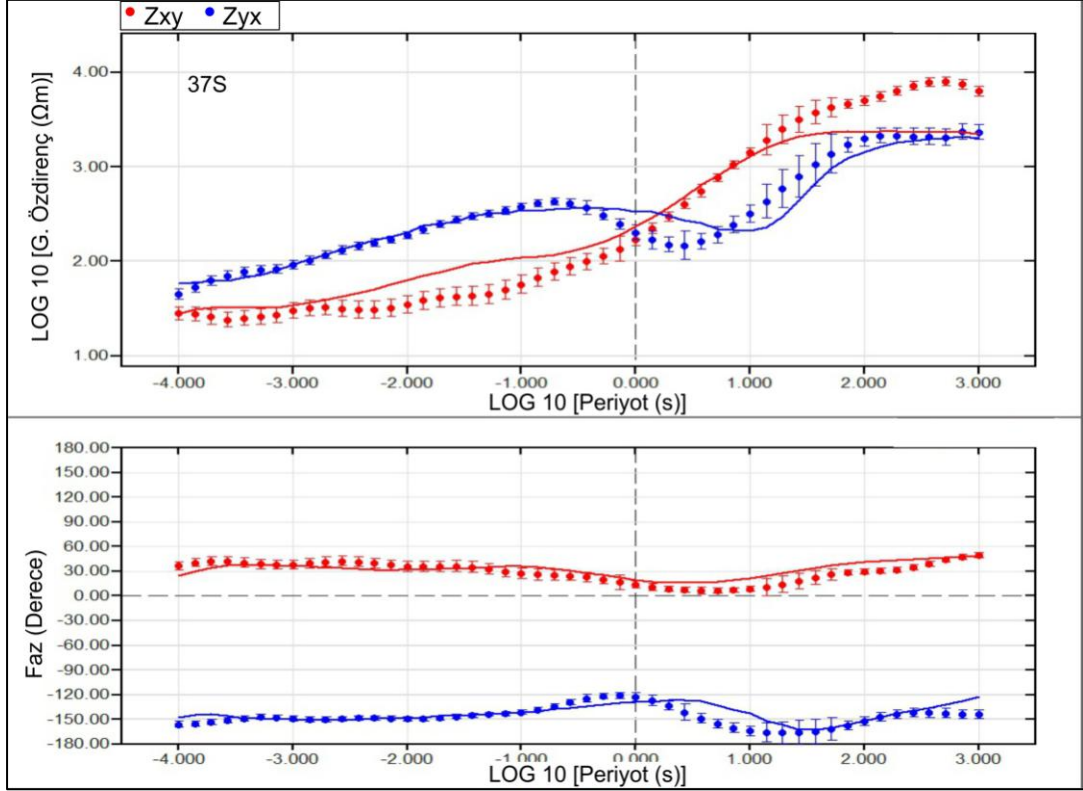
Şekil A.29. Otuziki nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



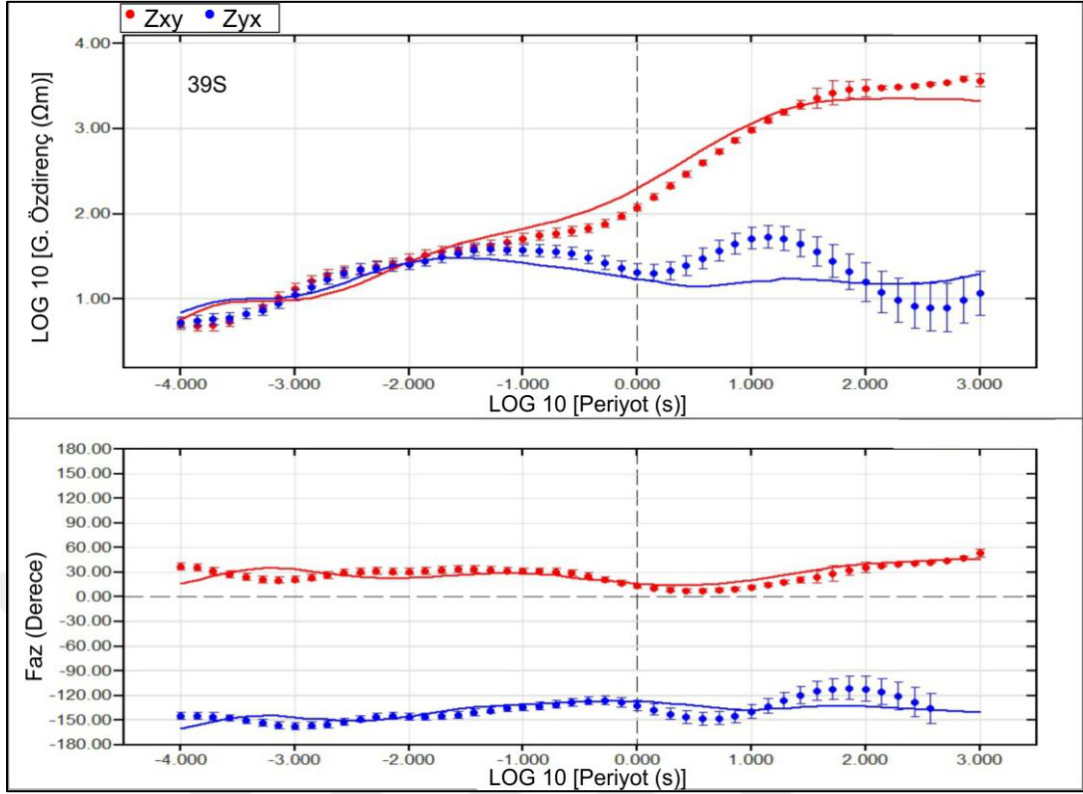
Şekil A.30. Otuzbeş nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



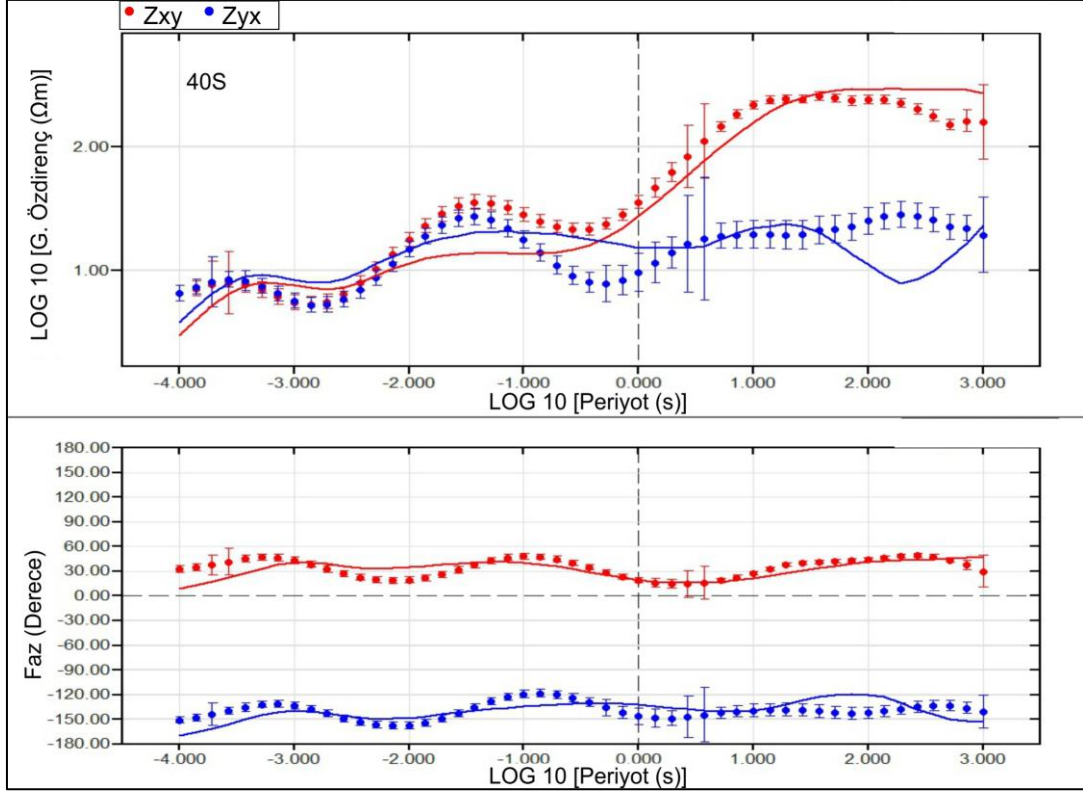
Şekil A.31. Otuzaltı nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



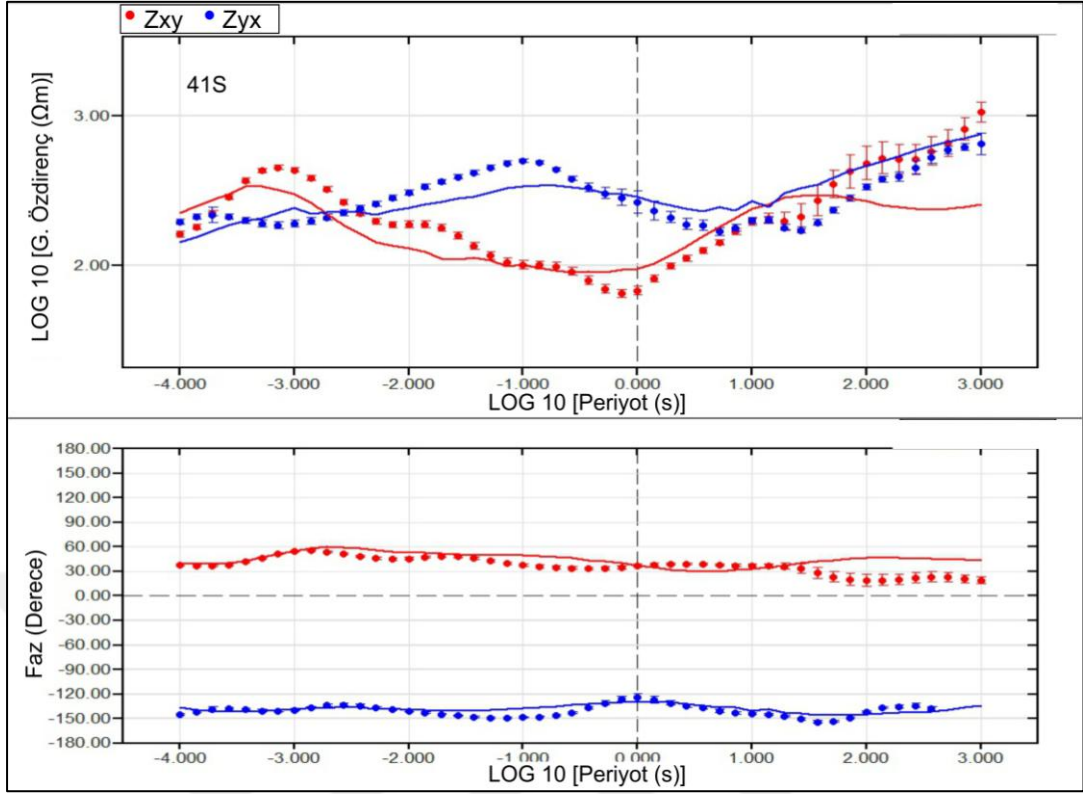
Şekil A.32. Otuzyedinci nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



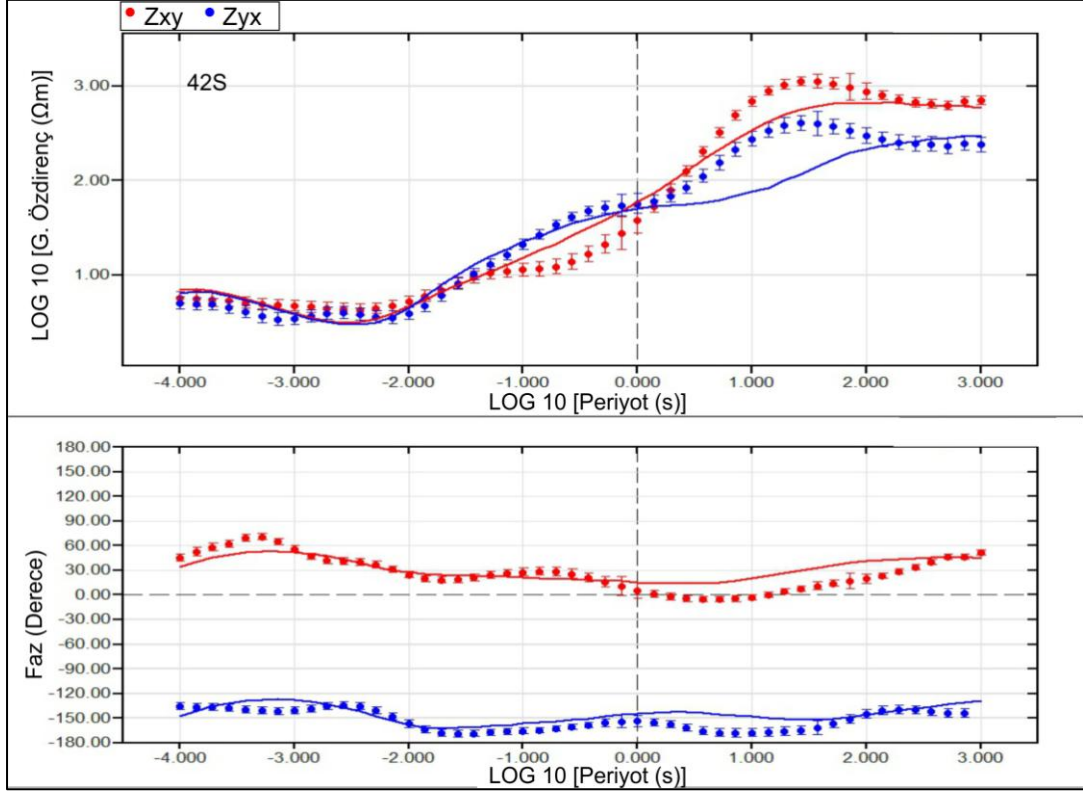
Şekil A.33. Otuzdokuz nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



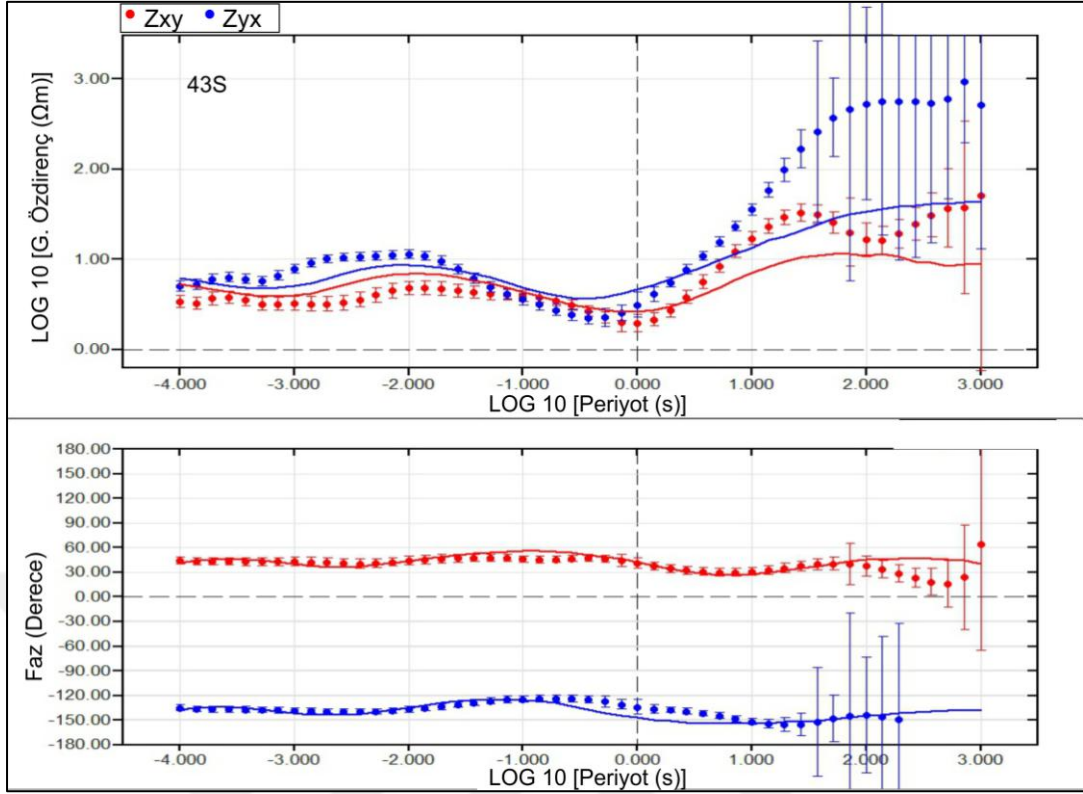
Şekil A.34. Kırk nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



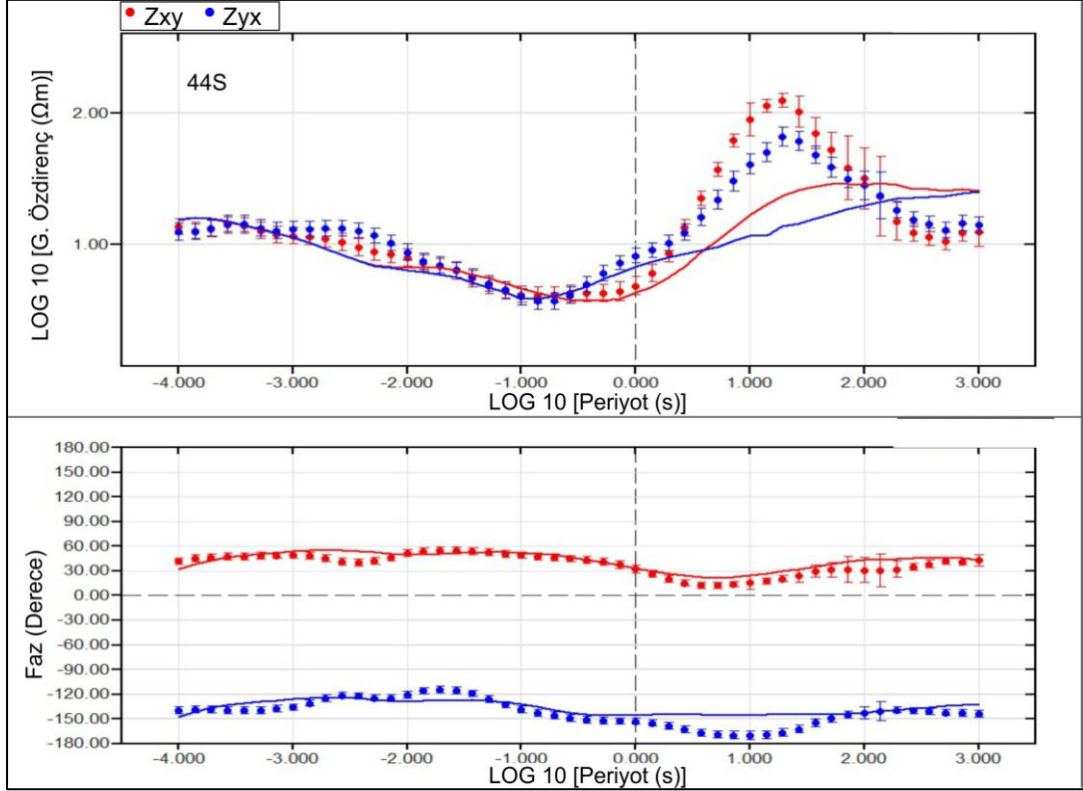
Şekil A.35. Kırkbir nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



Şekil A.36. Kırkiki nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



Şekil A.37. Kırk üç nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.



Şekil A.38. Kırkdört nolu MT istasyonuna ait gözlenen ve hesaplanan eğriler.

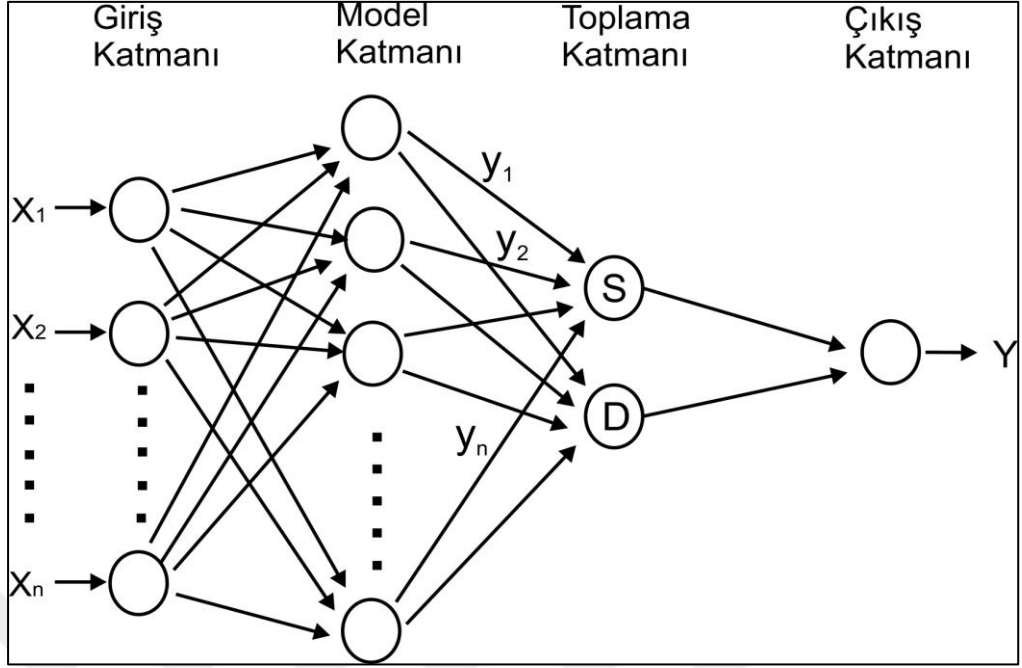
EK-B

Bir Boyutlu (1B) Modelleme

Arazide toplanan MT verisi zaman ortamından frekans ortamına aktarıldıktan sonra daha önce tanımlandığı gibi empedanslar elde edilir. Verinin 1B analizinin yapılabilmesi için ise farklı yöntemler uygulanmaktadır. Bu yöntemlerden bir tanesi Eşitlik (B.1) ile verilen empedansların determinantının karekökünün hesaplaması yöntemidir (Porstendorfer, 1975).

$$Z_{\det} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}} \quad (\text{B.1})$$

Bu çalışma için kullanılan verinin 1B ters çözümü için genel regresyon sinir ağı (GRNN) metodundan faydalanılmıştır. Bu yöntem ilk olarak Specht (1990 ve 1991) tarafından tanıtılmış ve geliştirilmiştir. Sonraları yer bilimleri alanında da bazı problemleri çözmek için de kullanılmıştır (Zhang, 2001; Ferahtia ve diğ. 2010; Djarfour ve diğ. 2014; Konate ve diğ. 2015; Wiszniowski, 2016). GRNN, temel olarak fonksiyon yaklaşımı ve modelleme gibi amaçlarla kullanılan bir yöntemdir. Diğer doğrusal olmayan regresyon tekniklerine göre bazı avantajlara sahiptir. Önemli avantajlarından bir tanesi geri yayılım sinir ağı olarak yinelemeli bir çalışma gerektirmemesidir. Bununla birlikte, hesaplanacak sonuç gözlenen verinin maksimum ve minimumuyla sınırlıdır. Hesaplamalar bazen yinelemeli tekniklerle gerçekleşmesine rağmen hata kriterinin yerel minimumlarına karşılık gelen zayıf çözümlerine yaklaşamaz (Specht, 1991). GRNN' nin yapısı sırasıyla giriş katmanı, model katmanı, toplama katmanı ve çıkış katmanından oluşmaktadır (Şekil B.1). Girdileri içeren katman giriş katmanı olarak bilinir. Model katmanı ve toplama katmanı gizli katman olarak da adlandırılır. Çıkış katmanı ise üretilen ağ çıktılarını temsil eder. Giriş katmanı, model katmanındaki her bir nöronun bir çalışma modelini temsil ettiği model katmanına bağlanır. Model katmanındaki tüm nöronlar toplama katmanındaki iki nörona bağlıdır. Toplama katmanı genellikle S ve D toplama nöronları olarak bilinen iki farklı nörona sahiptir. GRNN, hesaplamaları Eşitlik (B.2)'ye göre yapar. Yöntemin temel amacı eğitim modelinde girdiler (x_i) ve ilgili çıktılarını (y_i) kullanarak bağımsız değişkenden (X) bir değişkeni (Y) tahmin etmektir.



Şekil B.1. GRNN yönteminin şematik gösterimi (Specht, 1991).

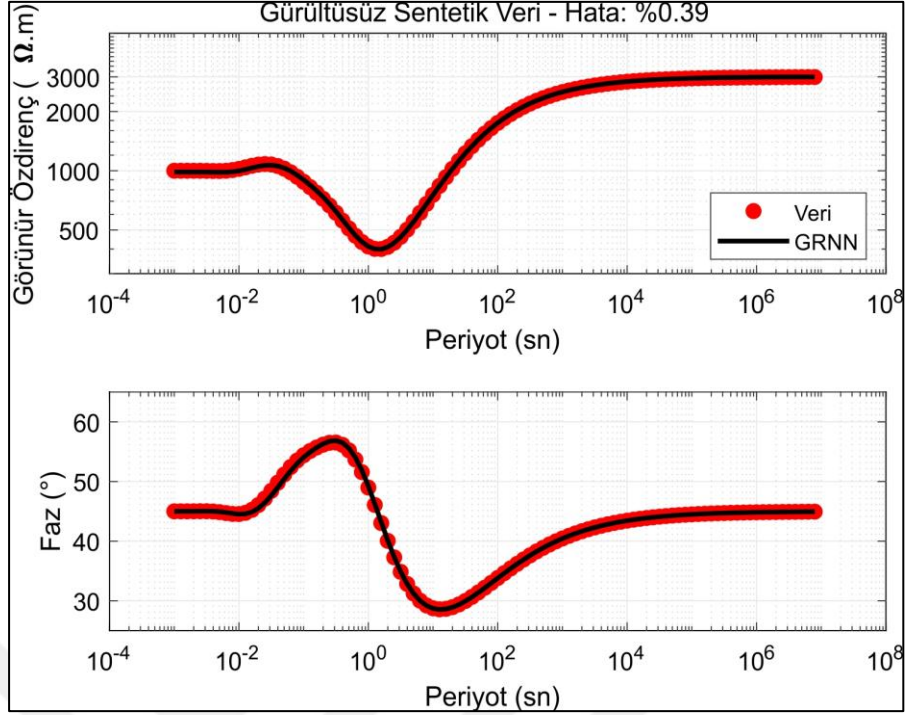
$$Y = \frac{\sum_{i=1}^n y_i \exp(-D(x, x_i))}{\sum_{i=1}^n \exp(-D(x, x_i))} \quad (B.2)$$

Bu eşitlikte n eğitim örüntülerinin sayısıdır ve D Eşitlik (B.3) tarafından verilen bir fonksiyondur.

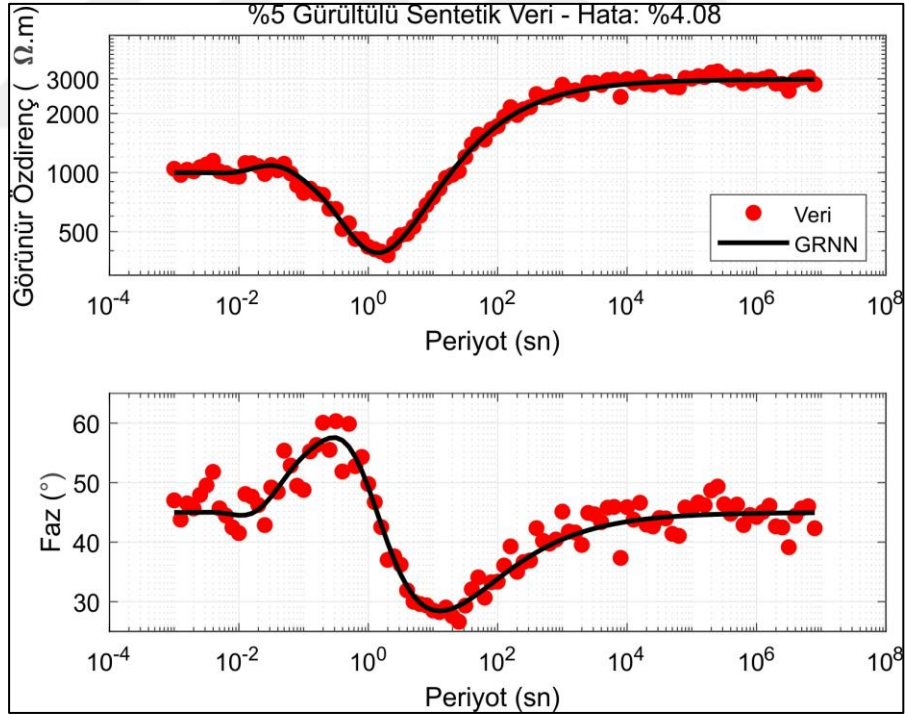
$$D(x, x_i) = \sum_{j=1}^m \left(\frac{x_j - x_{ij}}{a} \right)^2 \quad (B.3)$$

Eşitlik (B.3)'te m bir giriş vektörünün eleman sayısıdır. x_i ve x_{ij} sırasıyla X ve X_i 'nin j'nci elemanıdır ve a yayılma parametresidir. Yayılma parametresi GRNN performansını etkiler. Optimum yayılma değeri, çok sayıda deneme olmadan kolayca bulunabilir ve en küçük hatayı veren yayılma parametresinin değeri, nihai ağda kullanılmalıdır (Specht, 1991).

Yukarıda verilen bilgiler ışığında MT verilerinin 1B ters çözümlerinin yapılması için bir kod geliştirilmiş ve bu kod sentetik veri ile test edilmiştir. Sentetik veri oluşturmak için kullanılan parametreler Tablo B.1 ile verilmiştir. Geliştirilen matlab kodunda model katmanı hesaplamalarında matlab paketi içindeki fonksiyonlardan faydalanılmıştır. Gürültü eklenmeden oluşturulan sentetik veri sonuçları Şekil B.2 ile %5 gürültü eklenerek oluşturulan sentetik veri sonuçları ise Şekil B.3 ile verilmiştir.



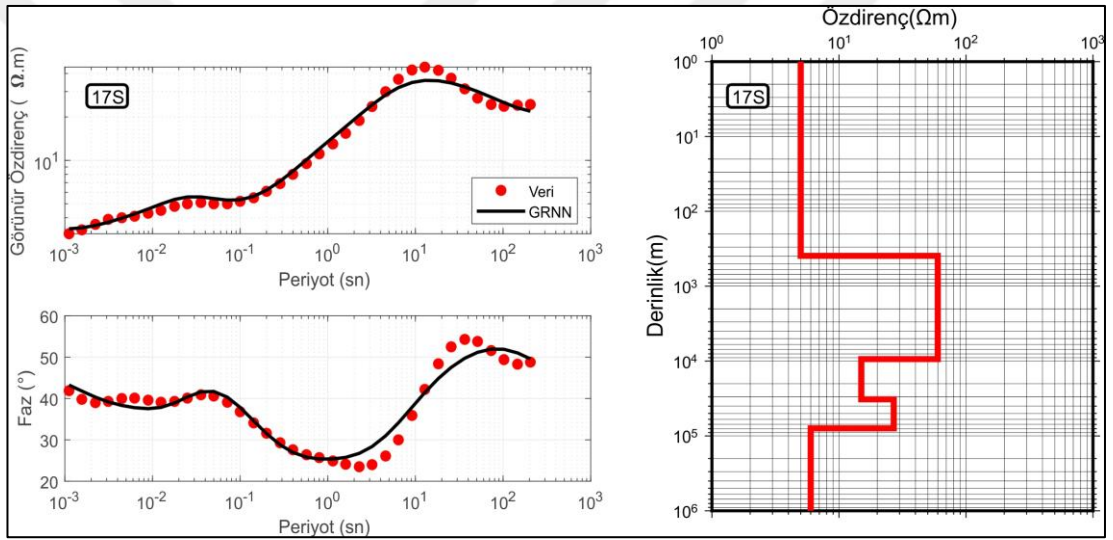
Şekil B.2. Gürültüsüz veriden üretilen sentetik verinin GRNN sonucu.



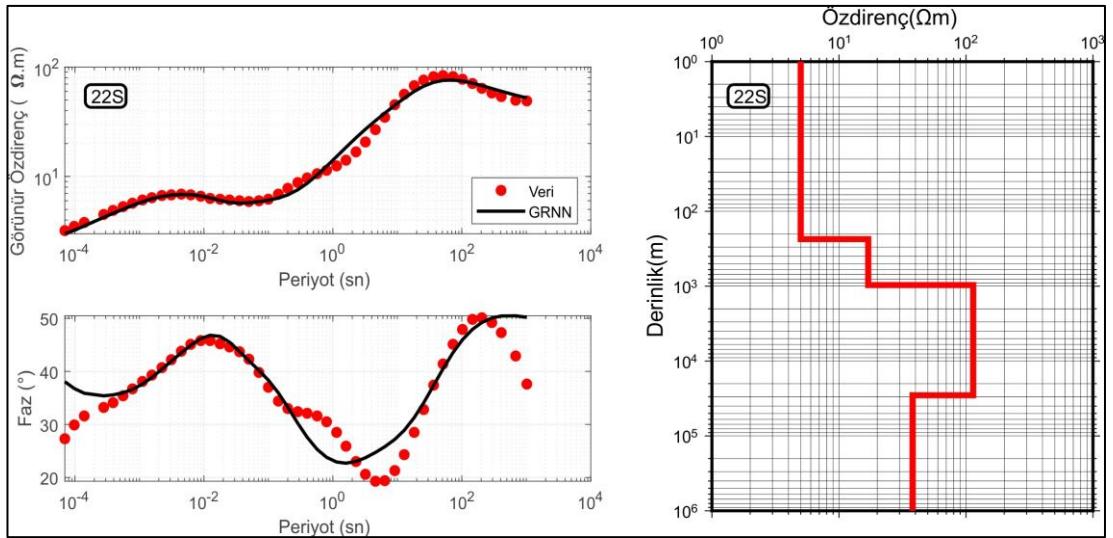
Şekil B.3. %5 gürültü eklenerek oluşturulan veriden üretilen sentetik verinin GRNN sonucu.

Çalışma sahasında Termal Belediye Başkanlığı tarafından bir sondaj kuyusu açtırıldığı ve bu kuyda yaklaşık 550-600 m derinliklerde sıcak suya rastlandığı daha önceki bölümlerde ifade edilmişti. Sondaj kuyusuna en yakın 17S, 22S, 23S ve 27S

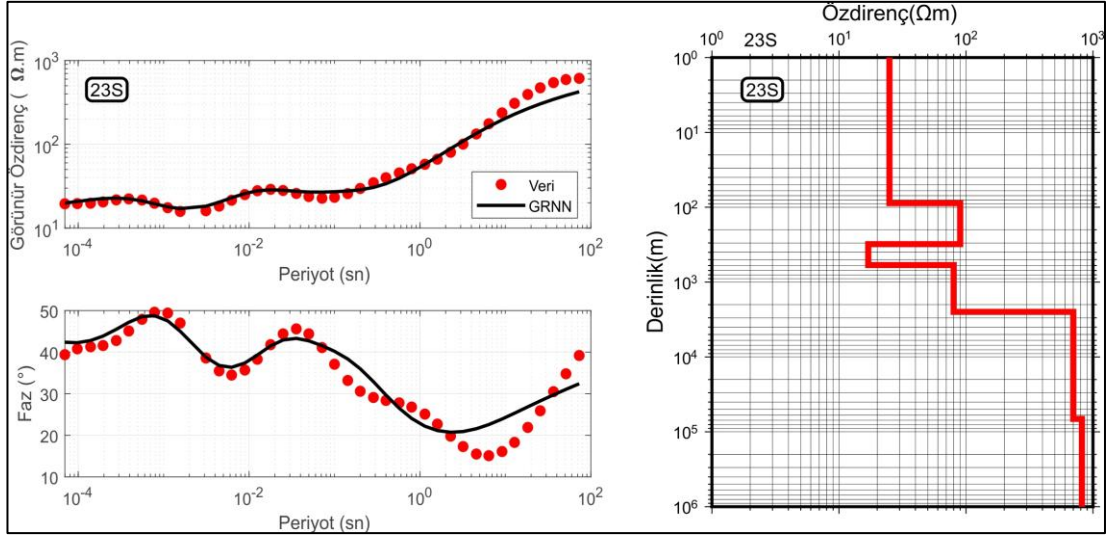
MT istasyonlarının verileri GRNN metodu ile 1B olarak analiz edilmiş ve yer altı iletkenlik modelleri ile birlikte izleyen şekillerde gösterilmiştir. Şekillerde 1B gözlenen ve hesaplanan eğri uyumları sol tarafta, 1B yer altı iletkenlik modelleri ise sağ tarafta verilmiştir. Hız modellerinde eksenler logaritmik olarak gösterilmiştir. 23S kodlu istasyonun öz direnç modelinde 300 m ile 650 m arasında iletken bir tabakanın varlığı dikkat çekmektedir. Bu derinlik değerleri sıvı çıkış derinliğine oldukça yakın değerlerdir. 17S, 22S ve 27S istasyonlarında ise benzer bir durum gözlemlenmemektedir. Bu durumu bölgedeki litolojiyle birlikte değerlendirmek daha doğru olacaktır. 23S istasyonunun verisiyle GRNN yöntemi kullanılarak yapılan 1B değerlendirme sondaj kuyusundaki sıcak su çıkış derinliğini destekler niteliktedir.



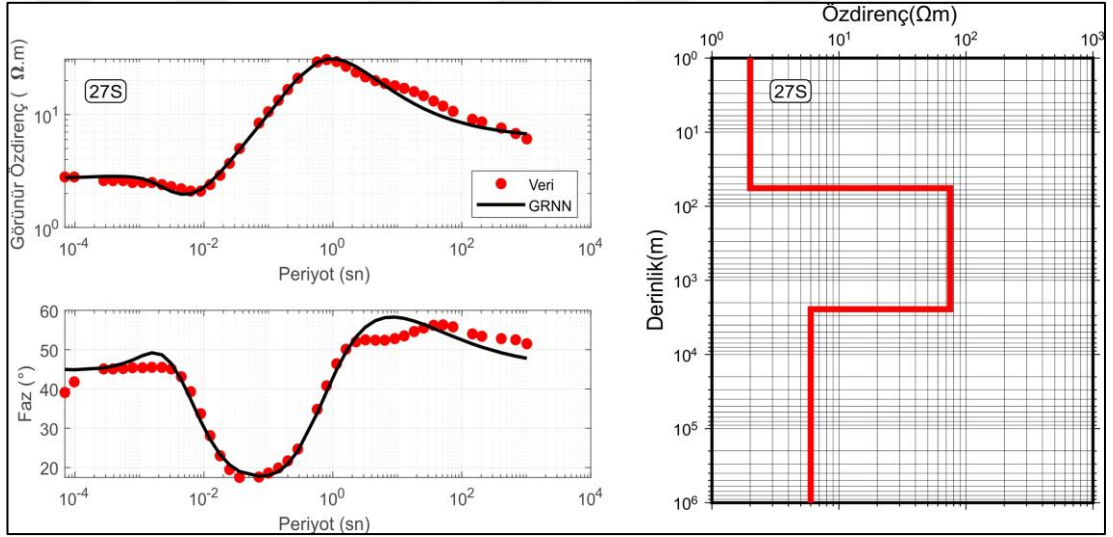
Şekil B.4. 17S kodlu MT ölçüsünün GRNN yöntemi ile 1B değerlendirilmesi.



Şekil B.5. 22S kodlu MT ölçüsünün GRNN yöntemi ile 1B değerlendirilmesi.



Şekil B.6. 23S kodlu MT ölçüsünün GRNN yöntemi ile 1B değerlendirilmesi.



Şekil B.7. 27S kodlu MT ölçüsünün GRNN yöntemi ile 1B değerlendirilmesi.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Sevim F., Zor E., Acikgoz C., Tarancioglu, A (2018). Ambient noise levels and characterization in Aegean region, Turkey, *Journal of Seismology*, 2018, **22**, 499–518, <https://doi.org/10.1007/s10950-017-9720-y>.

Peksen E., **Sevim F.**, Analytic Notch Filter Design Using the Hyperbolic Secant Function, *Bulletin of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University*, 2016, **37** (3), 271-284.

Sevim F., Açıkgöz C, Zor E., Tan O., Ergin M., Biçmen F., Kurt L., Sinop ve çevre illerdeki sismoloji istasyonlarının arka plan gürültü analizleri, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 19. Çalıştayı*, Sakarya Üniversitesi, Sakarya, Türkiye, 7-9 Ekim, 2015.

Cankurtaranlar A., Saatçılar R., Demirbağ M.E., İnan S., Ergintav S., Tapırdamaz M.C., Çakmak-Koşma R., Duyğun F., Koşma M.K., Tarancıoğlu A., Açıkgöz C., **Sevim F.**, Özkan A., Belgen A., Yılmaz M., Toygar A.R., Uygun S., Kösebalaban A., Aktaş M., Anaç S., Duran H., Onbaşı M., Ersoy M., Atasayar M., Ergüder İ., Integration of walkaway VSP and surface seismic reflection data for coal exploration in Soma Tertiary Basin, Turkey, *Istanbul International Geophysical Conference and Oil & Gas Exhibition*, Istanbul, Turkey, 17-19 September 2012.

Pabuçcu Z., Tan O., Yörük A., Açıkgöz C., **Sevim F.**, Ergintav S., İnan S., Analysis of the micro-earthquake activity in the Western Marmara Sea based on data from 2006 to 2012, *Paleoseismology Along the North Anatolian Fault & Commemorating the 9 August 1912 Mürefte Earthquake after 100, PANAF-2012*, İstanbul Technical University, İstanbul, 8-10 October 2012.

Tan O., Pabuçcu Z., Yörük A., **Sevim F.**, Açıkgöz C., Ergintav S., Leptokaropoulos K., Papadimitriou L, Karakostas V., 1 May 2012 Foça (İzmir Bay) earthquake and its aftershocks: Normal faulting in İzmir Bay, International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, *IESCA-2012*, Izmir, Turkey, 1-5 October 2012.

Tan O., Papadimitriou E., Karakostas V., Pabuçcu Z., Leptokaropoulos K., İnan S., Ergintav S., Yörük A., Tapırdamaz M.C., Açıkgöz C., **Sevim F.**, Karaaslan A., Seismicity and seismotectonic properties of the central east Aegean Sea & western Turkey: a complex deformation zone, International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, *IESCA-2012*, Izmir, Turkey, 1-5 October 2012.

Tan O., Ergintav S., İnan S., Pabuçcu Z., Yörük A., Tapırdamaz M.C., **Sevim F.**, Açıkgöz C., Tarancıoğlu C., Karaaslan A., Yüksek Çözünürlüklü Deprem Lokasyonları ile Kuzey Anadolu Fayı'nın Marmara Denizi Altındaki Davranışı, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 16. Çalıştayı*, Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi, İstanbul, Türkiye, 18-19 Ekim 2012.

Tan O., Pabuçcu Z., Ergintav S., İnan S., Yörük A., Tapırdamaz M.C., Karaaslan A., Açıkgöz C., **Sevim F.**, Karaburun Yarımadası Deprem Aktivitesi ve KB-GD Sol-Yanal Doğrultu Atımlı Deformasyonun Kanıtları, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 15. Çalıştayı*, Çukurova Üniversitesi, Adana, Türkiye, 19-22 Ekim 2011.

Tan O., Tapırdamaz M.C., Pabuçcu Z., Yörük A., Açıkgöz C., **Sevim F.**, Karaaslan A., Cankurtaranlar A., Aksoy E., İmamoğlu Ş., Kavak O., Nurlu M., Ergintav S., İnan S., 8 Mart 2010 Kovancılar (Elazığ) Depremi (ML=5.9) Mikro-Deprem Gözlemleri, *Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Bildiriler Kitabı sayfa, Ankara, Türkiye 63. 5-9 Nisan, 2010.

Tan O., Ergintav S., İravul Y., İnan S., Eyidoğan H., Yörük A., Tapırdamaz M.C., Tarancıoğlu A., Pabuçcu Z., Cankurtaranlar A., **Sevim F.**, Ödüm B., Açıkgöz C., Göknil C., Tan E., Kartal R., Yanık K., A new step in seismological studies in Turkey: Micro-earthquake observations, *International Geo-Hazards Research Symposium*, İstanbul, Turkey, 9-11 March 2009.

Tapırdamaz M., Tan O., Ergintav S., Yörük A., Pabuçcu Z., İnan S., İravul Y., Tüzel B., Karaaslan A., **Sevim F.**, Açıkgöz C., Tarancıoğlu A., Tan E., Göknil C., Kılıç T., Zünbül S., Karakısa S., Kaplan M., Denizli baseni deprem aktivitesinin bölge tektoniği ile ilişkisinin araştırılması, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG) 13. Çalıştayı*, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Çanakkale, Türkiye, 08-11 10 2009.

Sevim F., Yörük A., Açıkgöz C., Tan O., Ergintav S., Akgül T., Deprem kataloglarının iyileştirilmesine yönelik bir yaklaşım: mikro-deprem ve patlatma dalga biçimlerinin frekans ortamı ayrımı, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 12. Çalıştayı*, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Akçakoca Eğitim ve Dinlenme Tesisleri, Akçakoca, Düzce, Türkiye, p.60 13-14 11 2008.

ÖZGEÇMİŞ

2001 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 2005 yılında mezun oldu. 2008 yılında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Ana Bili Dalı'nda başladığı yüksek lisans çalışmasını 2011 yılında tamamladı. 2006 yılının aralık ayından bu yana TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü'nde araştırmacı olarak görev yapmaktadır. Evli ve iki kız çocuk babasıdır.

