

**T.C.  
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**ORTA ANADOLU NEVŞEHİR İLİ VE CİVARININ  
JEOTERMAL ENERJİ POTANSİYELİNİN JEOFİZİK  
YÖNTEMLERLE TESPİTİ VE MODELLENMESİ**

**DOKTORA TEZİ**

**Alper KIYAK**

**Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ**

**Tez Danışmanı : Yrd.Doç. Dr. Can KARAVUL**

**Şubat 2017**

T.C.  
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ORTA ANADOLU NEVŞEHİR İLİ VE CİVARININ  
JEOTERMAL ENERJİ POTANSİYELİNİN JEOFİZİK  
YÖNTEMLERLE TESPİTİ VE MODELLENMESİ


DOKTORA TEZİ

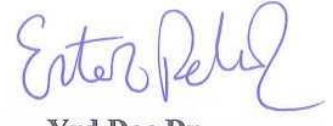
Alper KIYAK

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

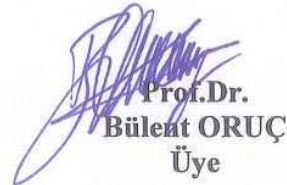
Bu tez 16 / 02 /2017 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Oybirliği ile kabul edilmiştir.

  
Yrd.Doç.Dr.  
Can KARAVUL  
Jüri Başkanı

  
Prof.Dr.  
Levent GÜLEN  
Üye

  
Yrd.Doç.Dr.  
Ertan PEKŞEN  
Üye

Prof.Dr.  
Gündüz HORASAN  
Üye

  
Prof.Dr.  
Bülent ORUÇ  
Üye

## **BEYAN**

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

Alper KIYAK

14/04/2017

## TEŞEKKÜR

Tez çalışmam ve öğrenim hayatım boyunca, danışmanlığımı yürüten, bilgi ve deneyimlerini benimle paylaşıp desteğini esirgemeyen değerli hocam Yrd. Doç.Dr. Can KARAVUL'a en derin şükranlarımla teşekkür ederim.

Doktora çalışmalarım süresince kıymetli eleştiri ve tavsiyeleri ile bana yön veren değerli hocalarım Prof. Dr. Levent GÜLEN ve Yrd. Doç.Dr. Ertan PEKŞEN'e tüm emekleri için teşekkürlerimi sunarım.

Doktora tez çalışmalarımda bilgi ve dokümanlarının kullanımı için gerekli izinleri veren ve personeli olmaktan dolayı onur duyduğum, MTA Genel Müdürlüğüne, MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etütleri Daire Başkanlığına ve Enerji Hammadde Etüt ve Arama Daire Başkanlığına, ayrıca çalışmalarım esnasında bilgi ve tecrübeleri ile yardımlarını esirgemeyen MTA çalışanı kıymetli dostlarım ve mesai arkadaşlarım Dr. M. Özgü ARISOY, Ali Rıza KILIÇ, Hamza KARAMAN (Jeofizik Yük. Müh.), Uğur AKIN, Ömer DUMAN, Serkan KÖKSAL, M. Levent BAKAR, Serdar TOSUNER (Jeofizik Müh.), Melikhan ÇİÇEK ve ayrıca burada ismini yazamadığım desteğini esirgemeyen tüm değerli arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Doktora öğrenimim boyunca her zaman yanımda olan, desteğini esirgemeyen kıymetli eşim Saliha KIYAK'a kızım Ebrar KIYAK ve oğlum Eralp KIYAK'a gösterdiği özveri, fedakarlık ve sabırdan dolayı, sonsuz teşekkür ederim.

Son olarak her zaman maddi ve manevi desteğini esirgemeyen babam Erdoğan KIYAK'a, annem M. Fatma KIYAK'a, kardeşlerim Emre KIYAK ve Burak KIYAK'a en içten duygularıyla teşekkürlerimi sunarım.

## İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR .....	i
İÇİNDEKİLER .....	ii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ .....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ .....	vi
ÖZET .....	viii
SUMMARY .....	ix
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ .....	1
BÖLÜM 2.	
ÇALIŞMA ALANI JEOLJİSİ .....	4
2.1. Kapadokya Bölgesi Genel Jeolojisi .....	7
2.1.1. Keçikalesi volkanitleri.....	9
2.1.2. Hasandağ külleri.....	9
2.1.3. Hasandağı volkanitleri.....	9
2.1.4. Erdaş (Kızılcin) volkanitleri.....	10
2.1.5. Selime tüfleri.....	10
2.1.6. Göstük tüfiti ve ignimbiriti.....	10
2.1.7. Gelveri ignimbiritleri.....	11
2.1.8. Gelveri volkanitleri.....	11
2.1.9. Kızılkaya ignimbiriti.....	11
2.2. Melendiz Volkanitleri.....	11
2.2.1. Acıgöl volkanik karmaşığı.....	12

### BÖLÜM 3.

JEOTERMAL ENERJİ .....	13
3.1. Plaka Tektoniği Ve Jeotermal Enerji İlişkisi.....	15
3.2. Isı Anomali Alanları.....	16
3.3. Jeotermal Enerji Nedir?.....	17
3.3.1. Jeotermal enerjinin ısı kaynağı.....	18
3.4. Jeotermal Sistemin Su Kaynağı.....	19
3.5. Jeotermal Sistemde Rezervuar.....	20
3.6. Jeotermal Sistemde Örtü Kayası.....	21
3.7. Jeotermal Sistemlerin Sınıflaması.....	21
3.7.1. Konvektif jeotermal sistemler.....	21
3.7.2. Kondüktif jeotermal sistemler.....	22
3.8. Termal Karakteristik Ve Suyun Orjinine Göre Sınıflama.....	22
3.8.1. Kondüktif etkin tip jeotermal sistemler.....	22
3.8.2. Sedimanter basen tipi jeotermal sistemler.....	23
3.8.3. Derin meteorik su dolaşimli jeotermal sistemler.....	23
3.8.4. Sıcaksu etkin tip jeotermal sistemler.....	24
3.8.5. Buhar etkin tip jeotermal sistemler.....	25
3.8.6. Magmatik yüksek sıcaklık tip jeotermal sistemler.....	26
3.9. Jeotermal Arama Yöntemleri.....	27
3.10. Türkiye’ de Jeotermal Enerji Uygulamaları.....	29
3.10.1. Doğrudan kullanım.....	29
3.10.2. Elektrik üretimi.....	29

### BÖLÜM 4.

METARYEL ve METOTLAR .....	31
4.1. Manyetik Yöntem .....	31
4.1.1. Güç Spektrumu.....	33
4.1.2. Verilerin değerlendirme için hazırlanması.....	36
4.2. Curie Noktası Derinliği ve Isı Akısı Hesaplamaları.....	38
4.2.1. Yerin iç sıcaklığını derinlikle olan değişimi.....	38
4.2.2. Yerkürede ısı enerjisi iletimi.....	40

4.2.3. Curie sıcaklığı ve minerallerin manyetik özellikleri.....	41
4.2.4. Curie nokta derinliğini belirleme yöntemi.....	44
4.3. Gravite Çalışmaları.....	51
4.3.1. Gravite Ölçülerine Uygulanan Düzeltmeler.....	54
4.3.1.1. Enlem düzeltmesi.....	54
4.3.1.2. Bouguer düzeltmesi .....	55
4.3.1.3. Topografya düzeltmesi .....	55
4.4. 3D Euler Dekonvolüsyon Yöntemi ile Yapı Sınır Analizi.....	56
4.4.1. Temel tanımlar.....	57
4.4.2. Homojen işlevler ve euler eşitliği.....	57
4.4.3. Yapısal indeks kavramı.....	60
4.4.4. Yapısal indeksin seçilmesi.....	61
4.4.5. Çalışma alanı gravite etüdü yapı sınır analizi haritaları.....	63
4.5. Düşey Elektrik Sondaj (DES) Çalışmaları.....	68
4.6. DES Ölçülerinin 2D Modellenmesi .....	69
4.6.1. Inv2DVES programı ile modellenen 2D DES kesitleri.....	71
4.7. Manyetotellürik (MT) Çalışmaları.....	76
4.7.1. Manyetotellürik yöntemde kaynak.....	77
4.7.2. Manyetosferin yapısı.....	77
4.7.3. Yer manyetik alanının değişimi.....	78
4.7.4. Empedans tanımları.....	78
4.7.5. MT Yönteminde ölçü düzeni.....	79
4.7.6. Ölçülerin değerlendirme için hazırlanması.....	80
4.7.7. Ölçülen MT profillerine ait 2D MT kesitleri.....	81
4.8. Doğal Potansiyel (SP) Çalışmaları.....	86
4.9. Sondaj ve Kuyu Logu Birleşik Kesitleri.....	91

## BÖLÜM 5.

SONUÇ VE ÖNERİLER .....	96
-------------------------	----

KAYNAKLAR .....	99
-----------------	----

ÖZGEÇMİŞ .....	106
----------------	-----

## SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

1D	: 1 Boyutlu
2D	: 2 Boyutlu
3D	: 3 Boyutlu
AMT	: Audio Manyetotellürük Yöntem
DAK	: Doğu Anadolu Kırığı
DES	: Düşey Elektrik Sondaj
KAK	: Kuzey Anadolu Kırığı
MT	: Manyetotellürük Yöntem
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
SP	: Self Potansiyel (Doğal Potansiyel)
USA	: United States of America



## ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1. Çalışma alanı jeoloji haritası .....	6
Şekil 3.1. Jeotermal sistemin kavramsal modeli [70] .....	14
Şekil 3.2. Plaka sınırlarındaki hareketler ve volkanizma faaliyetleri [72] .....	16
Şekil 3.3. Plaka tektoniği ve magmanın hareketi birbirinden uzaklaşan levhalar, birbirine yaklaşan levhalar ve Kıta- Kıta çarpışması [72] .....	17
Şekil 3.4. Bir jeotermal sistemin temel elemanları .....	18
Şekil 3.5. Kondüktif jeotermal sistemler .....	22
Şekil 3.6. Sedimanter basen tipi jeotermal sistemler .....	23
Şekil 3.7. Derin dolaşımli jeotermal sistemler .....	23
Şekil 3.8. Sıcak su etkin tip jeotermal sistemler .....	24
Şekil 3.9. Buhar etkin tip jeotermal sistemler .....	25
Şekil 3.10. Magmatik yüksek sıcaklık tip jeotermal sistemler .....	26
Şekil 4.1. Güç spektrumu uygulanarak elde edilen kütle derinliklerine ilişkin bir grafik [36] .....	36
Şekil 4.2. Yerin iç yapısı [67] .....	38
Şekil 4.3. Okyanus ve kıtalar üzerinde ölçülen ısı akısı dağılımları, b. okyanus ve karalarda 90.000 deniz mili karelik bölgelerin ortalamalarından elde edilen ısı akısı değerleri [37] .....	40
Şekil 4.4. Paramanyetik mineral olan biyotitin manyetik duyarlılığının sıcaklıkla değişimi, [44] .....	42
Şekil 4.5. Ferromanyetik maddelerde mıknatıslanma şiddetinin sıcaklık ile değişimi [44] .....	43
Şekil 4.6. Bazı ferromanyetik ve antiferromanyetik minerallerin Curie ve Nell sıcaklıkları [48] .....	44
Şekil 4.7. Dikdörtgen prizmatik yapı .....	45
Şekil 4.8. Çalışma alanı ve civarına ait 75 x 75 km pencere boyu kullanılarak hazırlanan Curie noktası derinlik haritası .....	50

Şekil 4.9. Çalışma alanı ve civarına ait 150 x 150 km pencere boyu kullanılarak hazırlanan Curie noktası derinlik haritası .....	51
Şekil 4.10. Farklı yapısal indeksler için EDY sonuçları (a- yanlış yapısal indeks, b- doğru yapısal indeks) .....	61
Şekil 4.11. Çalışma alanı Bouguer anomali haritası .....	64
Şekil 4.12. Gravite 3D Euler Dekonvolüsyon haritası (yapı sınır indeksi : 0 ) .....	65
Şekil 4.13. Gravite 3D Euler Dekonvolüsyon haritası (yapı sınır indeksi : 1 ) .....	66
Şekil 4.14. Gravite 3D Euler Dekonvolüsyon haritası (yapı sınır indeksi : 2 ) .....	67
Şekil 4.15. DES, MT ve SP Ölçülerinin Lokasyon Haritası .....	68
Şekil 4.16. Inv2Dves programı akış diyagramı .....	71
Şekil 4.17. A Profili 2D öz direnç ters çözüm kesiti .....	72
Şekil 4.18. B Profili 2D öz direnç ters çözüm kesiti .....	73
Şekil 4.19. C Profili 2D öz direnç ters çözüm kesiti .....	73
Şekil 4.20. D Profili 2D öz direnç ters çözüm kesiti .....	74
Şekil 4.21. E Profili 2D öz direnç ters çözüm kesiti .....	75
Şekil 4.22. M Profili 2D öz direnç ters çözüm kesiti .....	75
Şekil 4.23. O Profili 2D öz direnç ters çözüm kesiti .....	76
Şekil 4.24. B Profili 2D MT ters çözüm kesiti .....	82
Şekil 4.25. C profili 2D MT ters çözüm kesiti .....	83
Şekil 4.26. D profili 2D MT ters çözüm kesiti .....	83
Şekil 4.27. O1 Profili 2D MT ters çözüm kesiti .....	84
Şekil 4.28. O2 profili 2D MT ters çözüm kesiti .....	85
Şekil 4.29. M profili 2D MT ters çözüm kesiti .....	86
Şekil 4.30. A profili SP ve Yığışım grafiği .....	89
Şekil 4.31. E profili SP ve Yığışım grafiği .....	90
Şekil 4.32. B profili SP ve Yığışım grafiği .....	90
Şekil 4.33. D profili SP ve Yığışım grafiği .....	91
Şekil 4.34. G sondajı ve kuyu logu birleşik kesiti .....	93
Şekil 4.35. M sondajı ve kuyu logu birleşik kesiti .....	94
Şekil 4.36. S sondajı ve kuyu logu birleşik kesiti .....	95

## ÖZET

Anahtar kelimeler: Jeotermal Enerji, Düşey Elektrik Sondajı (DES), Doğal Potansiyel (SP), Manyetotellürik (MT), Gravite, Havadan Manyetik, Curie Noktası Derinliği, 3D Euler Dekonvolüsyon, Orta Anadolu, Nevşehir

Bu çalışmanın amacı, Türkiye'nin Orta Anadolu bölgesinde yer alan Nevşehir ili ve civarında yer alan alanların jeotermal enerji potansiyelinin çeşitli Jeofizik yöntemlerin birlikte kullanılarak modellenerek belirlenmesidir. Bu Bölge, Üst Miyosen 'den Holosen'e kadar devam eden volkanik faaliyetlerin sonucu oluşmuştur. Bu nedenle ısı entalpi açısından önem taşımaktadır. Çalışma alanında daha önce bu ölçekte ayrıntılı jeotermal araştırma yapılmamıştır. Bu sebeple yapılan çalışma ilk ayrıntılı jeotermal arama çalışmasıdır. Bu amaca yönelik olarak çeşitli jeofizik ölçüm yöntemleri DES, MT, SP, Gravite, Manyetik kullanılmış ve bu yöntemlerle çok sayıda saha ölçüsü alınmıştır (226 nokta DES, 182 nokta MT, 19,2 km SP, 2912 nokta Gravite, 2912 Karadan Manyetik, 30250 nokta Hava Manyetik).

Sahada 1978 yılında MTA tarafından gerçekleştirilmiş olan Gravite etüt verileri de yeniden değerlendirilerek bu çalışma kapsamında Euler 3D dekonvolüsyon analizine tabi tutularak sahanın yapı sınırları ve derinlikleri, farklı yapısal indekslere göre belirlenmiştir.

MTA tarafından 1978-1989 yılları arasında ölçülen havadan manyetik ölçüm verileri çalışma alanını içine alacak şekilde belirlenen bir alan için iki farklı pencere boyu (150 x150 ve 75x75 km) kullanılarak Curie derinlikleri hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlar kıyaslanarak pencere boyutunun hesaplara etkisi değerlendirilmiştir. Ayrıca çeşitli paket modelleme programları kullanılarak (Geosystem Winglink, Geosoft Oasis) alınan ölçüler bilgisayar ortamında modellenerek değerlendirilmiştir.

Ayrıca DES ölçülerinin 2D modellenmesi amacıyla Toshiro Uchida tarafından geliştiren kod kullanılıp revize edilerek INV2DVES yazılımı geliştirilmiş ve bu yazılımla uzun açılımlı derin DES ölçülerinin 2D modellenmesi işlemi geçmişten günümüze kadar olan MTA çalışmalarında ilk kez gerçekleştirilmiştir.

Çalışma kapsamında pek çok araştırmacıya inceleme konusu olan Acıgöl Kalderası'nın sınırları ve kaldera ortasındaki fay mekanizmaları tespit edilmiştir.

Tüm bu çalışmalar ve değerlendirmeler ışığında jeotermal akışkan içerebileceği düşünülen derinlikleri 2200 m. ile 2980 m. arasında değişen 3 lokasyonda araştırma sondajları yaptırılmış ve sondaj sonuçları ile yapılan modelleme sonuçları kıyaslanarak inceleme alanının jeotermal enerji potansiyeli ortaya konmuştur.

# **ASSESSMENT OF GEOTHERMAL ENERGY POTENTIAL BY GEOPHYSICAL METHODS: NEVŞEHİR REGION CENTRAL ANATOLIA**

## **SUMMARY**

Keywords: Geothermal Energy, Vertical Electrical Sounding (VES), Self Potential (SP), Magnetotelluric (MT), Gravity, Aeromagnetic, Curie Point Depth, 3D Euler Deconvolution, Central Anatolia, Nevşehir

Main purpose of this study is to assess the geothermal energy potential of the Nevşehir region which is located in Central Anatolia, Turkey using various geophysical methods. This region was formed by volcanic activity that continued from the Upper Miocene to Holocene. Therefore, this region is important for heat enthalpy. Various geophysical methods such as VES, MT, SP, Gravity and Magnetic were utilized in this study (VES, 226 stations; MT, 182 stations; SP, 19,2 km; Gravity, 2912 points; Magnetic, 2912 points; Aeromagnetic, 30250 points). At this scale no geothermal study was carried out in this region previously. Therefore, this is the first detailed geothermal research in this region

Some gravity data that were acquired by MTA in 1978 in this region were re-evaluated using Euler 3D Deconvolution analysis technique while paying attention to structural boundaries and depths.

Airborne magnetic data that was acquired by MTA between 1978 and 1989 in this region, was used in the calculation of Curie depths using two different window sizes (150 x 150 and 75 x 75 km). The effect of the window size on the calculations was evaluated by comparing the obtained results. Additionally, the geophysical data was modeled by using various package programs (Geosystem Winglink, Geosoft Oasis etc.). The software developed by Toshiro Uchida was used in 2D modelling of DES data and it was developed further to create INV2DVES software. We carried out 2D modelling of extended reach depth DES data first in the history of MTA using this software.

In this study the boundaries of Acıgöl caldera and the existing faults in the caldera were delineated. Synthesizing the results of all the above studies and their careful evaluations, research drillings were suggested to be made for 3 locations that have potential for containing geothermal fluid. Geothermal energy potential of the Nevşehir region was assessed by comparing the results of 2D geophysical models and the results of the drillings.

## BÖLÜM 1. GİRİŞ

Bu çalışma kapsamında söz konusu çalışma alanının jeotermal potansiyelinin M.T.A.'nın 2009-2010 yıllarında yürütülen ve benimde bizzat saha çalışmalarında görev aldığım “Nevşehir ve Civarı Jeotermal Enerji Aramaları” projesi kapsamında elde edilen jeolojik, jeofizik verilerin ve ayrıca sahada geçmiş dönemde yapılmış olan çalışma sonuçlarına ait verilerin geliştirilerek daha ayrıntılı ve farklı teknikler kullanılmak suretiyle değerlendirilmesi ve çalışma alanındaki jeotermal saha potansiyeli taşıyan alanların belirlenmesi amaçlanmıştır.

İlk çağlardan itibaren sağlık alanında ilkel usüllerle kullanılan doğal sıcak su kaynakları ilk defa 1827 yılında İtalya’ da borik asit elde etmek için kullanılmıştır. İlerleyen yıllarda ise 1904 yılında İtalya (Larderello) bölgesinde jeotermal buhar ile elektrik üretimi yapılmış, 250 KWe gücünde ilk turbo jeneratör 1912 yılında kullanılmıştır [1].

Jeotermal akışkan ve onu çevreleyen kayaçların oluşturduğu ortamın fiziki özellik farklılıkları jeofizik yöntemlerle tespit edilip haritalanabilmektedir. Bu sayede yeraltı yapısı ortaya çıkarılırken; hidrojeolojik yapı, örtü kalınlığı, akışkan taşıyan kırık ve çatlakların yerlerinin tespit edilmesi ve uygun sondaj yerinin doğru olarak tespit edilmesi mümkündür. Bu amaçla DES, MT, SP, AMT, Gravite, Manyetik yöntemlerinden yararlanılmaktadır. Jeoelektrik yöntemler arama jeofiziğinin pek çok safhasında olduğu gibi jeotermal aramalarda da en etkin ve yaygın olarak kullanılan yöntemlerin başında gelmektedir. Jeotermal aramanın yapılacağı sahanın her yerini çalışmak çoğu zaman gerek ekonomik gerekse zaman imkanlarının kısıtlılığından

dolayı mümkün olamamaktadır. Bu nedenle alan daraltılmasına yardımcı yöntemler ve teknikler kullanılarak anomali içermesi daha yüksek ihtimal barındıran alanların belirlenmesi arama safhasında önem arz etmektedir. Jeotermal alanların tespitinde önemli belirteçlerden bir tanesi düşük öz dirençli yapıların varlığıdır. Bu nedenle Jeoelektrik çalışmaların yapılması önem taşımaktadır. Bu çalışma kapsamında MTA bünyesinde bugüne kadar yapılmış çalışmalarda bir ilk olarak derin (AB/2 2000-4000 m) DES verilerinin 2D modellerinin oluşturularak yorumları yapılmıştır. Yapılan jeofizik çalışmalara ilişkin detay bilgiler bu tezin 4 numaralı bölümünde sunulacaktır.

Jeotermal alanların tespitinde genelden lokale doğru ilerleyerek alan daraltılmasına uygun çalışma disiplininin seçilmesi doğru hedefe odaklanılması için büyük önem taşımaktadır. Bu amaçla öncelikle varsa sahada yüzeysel belirteçler gözlenmeli, ısı entalpi değişimine yönelik sondaj vb. bilgiler incelenmelidir.

Yerin iç sıcaklığı; depremler, levha hareketleri, volkanizma, manto içi konveksiyon akımları, jeotermal alanlar, gravitasyon enerjisinin ısı enerjisine dönüşümü, radyoaktif elementlerin yarılanma süreleri ve basınç artışı nedeniyle sıcaklık artışından kaynaklanır. Yerin iç ısısının ölçümlerinin yapılması ile jeotermal alanların tespiti, yer kabuğuna ilişkin önemli yapısal özelliklerin belirlenmesi mümkün olabilmektedir. Yer içinde yeryüzüne doğru akan ısı enerjisi ısı akısı olarak isimlendirilir. SI sistemine göre birimi ( $mW/m^2$ )'dir [2], [3].

Potansiyel bir jeofizik yöntem olan manyetik yöntemin sahada uygulanmasıyla elde edilen önemli bir bilgi de Curie derinlik haritalarının oluşturulması sayesinde belirlenecek ısı akısı ve jeotermik gradyan hesaplarının yapılmasının sağlanmasıdır. Havadan manyetik veriler kullanılarak Curie noktası derinliklerinin tespitine yönelik pek çok araştırmacı çeşitli kuramsal çalışmalar yapmışlardır. Bu kuramsal çalışmalardan başlıcaları; [2-15]'dir.

Çalışma alanını içinde bulunduran Orta Anadolu bölgesi Kuzey Anadolu Kırığı (KAK), sol yanal atımlı, Bitlis Zagros doğrultu atımlı kuşağı ve Doğu Anadolu Kırığı (DAK) olmak üzere 3 litosferik çarpışma bölgesi ile çevrilidir. Kapadokya bölgesi volkanik etkinliğin yakın zamana kadar hâkim olduğu bir bölgedir [16].

## **BÖLÜM 2. ÇALIŞMA ALANI JEOLJİSİ**

Çalışma alanının jeoloji haritası Şekil 2.1.'de sunulmuştur. Nevşehir-Acıgöl kaldera kompleksinin de ilişkili olduğu Orta Anadolu'nun jeolojisi Geç Miyosen'den bu yana gelişmiştir [17]. Afro Arap ve Avrasya plakalarının yaklaşması ve yükselimi sonucu Yunanistan'dan İran'a uzanan volkanik kemer oluşmuştur [18], [19].

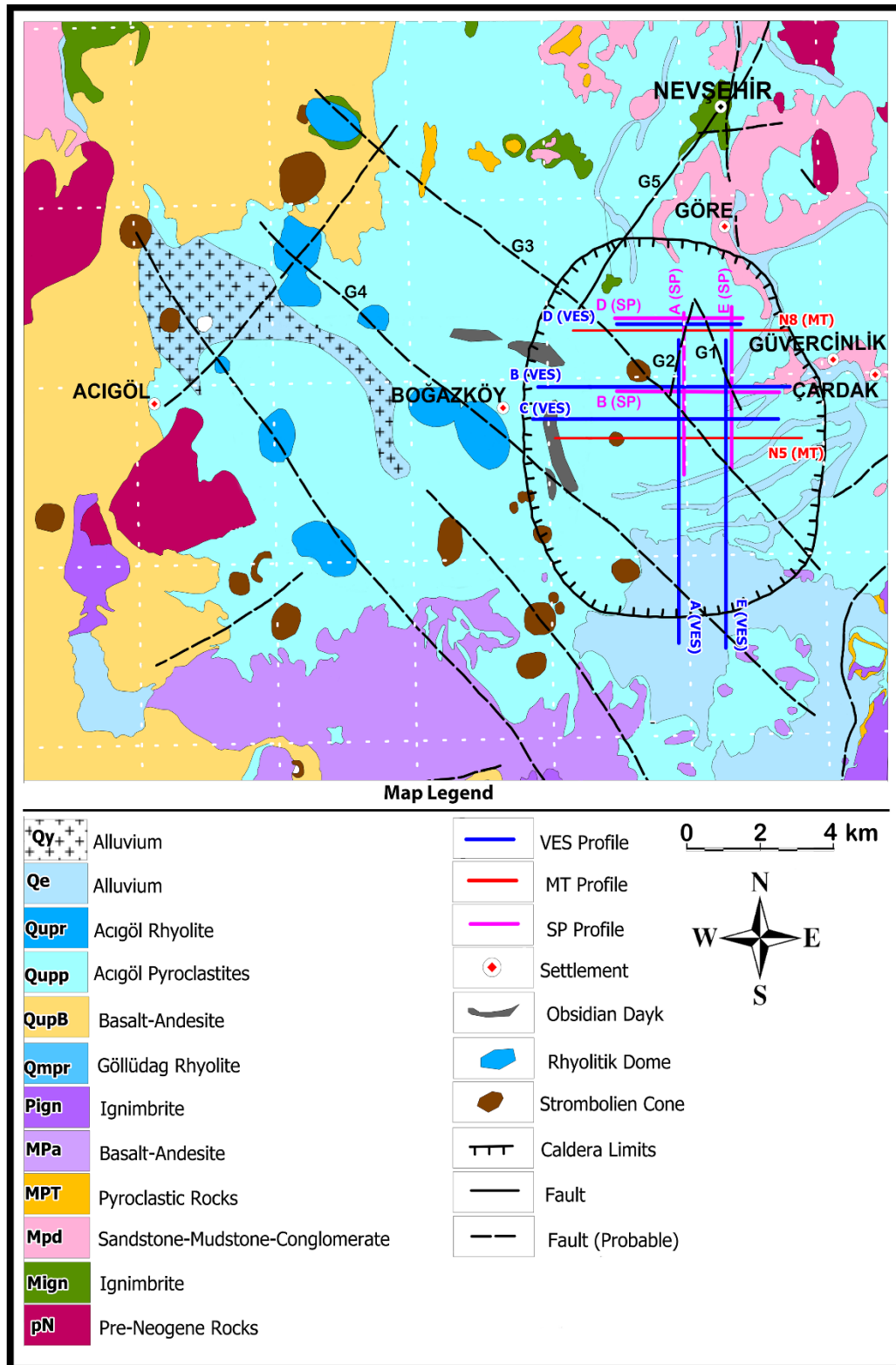
Bu süreç sonucu, çeşitli yaş ve bileşimlerde Orta Anadolu Volkanizması oluşmuştur. Kırşehir masifi temelde Paleozoyik kayaları ile temsil edilir. İçeriğinde mermer, mikaşist ve kuvarsit ihtiva eder. Eosen ve Oligosen yaşlı kayalar (Gabro, diyabaz, andezit, dasit, granit ve granadiyorit) bu Paleozoyik temelin üzerine Üst Kratesede bir uyumsuzlukla gelmiştir. Bu kayaları genel olarak Ürgüp formasyonu üzerlemektedir. Ürgüp formasyonunun yaşı Üst Miyosen'dir. Bu birimlerin üzerine Erdaşdağ Volkanizması, Kızılkaya İgnimbiritleri ve Oyludağ Bazaltları istiflenmiştir. İstifin üzerinde Acıgöl Travertenine ait Kuvaterner volkanik kayalar ve alüvyonlar yer almaktadır [20].

Bölgede volkanik aktivite Miyosen'den günümüze oluşmuştur. Üst miyosende asidik volkanizmadır [17]. Pliyosen sırasında ise bu durumun tersine daha bazik bir volkanizma hâkimdir. Volkanizmanın özellikleri Kuvaterner yaşta bimodal (asidik ve bazik) olarak tespit edilmiştir. Tabanda ofiyolit ve granit bölgelerinde çatlak ve faylanmalar mevcuttur. Genel olarak, oligosen yaşlı sedimanter kayalardan kireçtaşı ve bazaltların ignimbirit ile örtülü olması ve Miyosen'den günümüze oluşan volkanizmanın da etkisiyle potansiyel bir rezervuar özelliği taşımaktadır. Pliyosen Kuvaterner arası Kireçtaşı ve bazaltların ikincil bir rezervuar özelliği de vardır [20].

Aksaray bölgesinde bu baskın karakter, Keçiboyunduran'dan Melendiz ve Göllü Dağ Volkanizmasına kadar hâkimdir. Asidik volkanizma karakteri Melendiz'den Acıgöl'e kadar artış göstermektedir. Volkanizmanın kuvaterner ürünleri; kraterler, domlar, lav



akıntıları ve cüruf konileri, bazalt, andezit ve riyolitik volkanik tabakalardır [21]. Kapadokya bölgesinde Kuvaterner volkanizması iki stratovolkan olan Hasan ve Erciyes dağ volkanizmaları ile son bulmuştur. Bu volkanik aktivite sonucu, bazaltik, andezitik, dasitik lav ve piroklastik lavlar oluşmuştur. Volkanizma, Miyosen'de okyanusal levhanın Anadolu levhası altına dalımı sonucu ortaya çıkmıştır [20].



Şekil 2.1. Çalışma alanı jeoloji haritası (Türkecan vd. 2004 'den alınarak derlenmiştir)

## 2.1. Kapadokya Bölgesi Genel Jeolojisi

Kapadokya bölgesi yüzey jeolojisi oldukça karmaşık bir yapıdadır. Bölgenin temelini Kırşehir Masifine ait metamorfik kayalar temsil etmektedir. Kapadokya bölgesi çoğunlukla, dasitik biçimden bazaltik biçime değişen farklı bileşimlerdeki volkanik kayalar ile örtülü haldedir. KB-GD uzanımlı Tuzgölü ve KB-GD uzanımlı Ecemiş kırıkları bölgeyi tektonik olarak ile çevirmiştir [21].

Bu durum nedeniyle bölge aktif bir tektonik sırt görünümü arzeder. Kapadokya bölgesi; Polijenetik volkanlar, volkanoklastik depozitler ve cüruf konilerinden oluşur. Volkanoklastik depozitler, ana olarak yaklaşık 10 farklı ignimbiritik katmandan oluşur [22], [23], [21], [24].

Yapılan çalışmalarda Radyometrik veriler 13.7 ve 0.019 milyon yıllık bir zaman aralığı göstermektedir [23], [25], [23]. Bölge volkanik etkinlik açısından önemli merkezleri içermektedir (Tablo 2.1.).

Tablo 2.1. Kapadokya bölgesinde kayaç ve ignimbiritler üzerinde yapılan radyometrik yaş belirleme çalışma sonuçları [16].

Numunenin Alındığı Yer	Kayaç Tipi	Radyometrik Yaş (Milyon Yıl)	Yöntem	Referans
ACIGÖL (AG)	Riyolitik İgnimbirit	0,4 - 0,019	FT	Bigazzi vd. 1993
ERDAŞ (ER)	Bazaltik Andezit	13,7 - 6,5	K/Ar	Bigazzi vd. 1993
HASANDAĞI(H) HASAND-2(H)	Andezitik Bazalt	1,151 0,78 – 0,277	K/Ar	Ercan vd. 1992
KEÇİKALESİ(KK)	Bazaltik Andezit	13,7 – 12,4	K/Ar	Besang vd. 1977
KIZILTEPE (KT)	Bazalt	Kuvaterner	-	-
MAMASIN(MM)	Granit	-	-	-
MELENDİZ (MZ)	Andezit	6,5 – 5,1	K/Ar	Innocenti vd. 1975 Besang vd. 1977
GELVERİ (GL) GL – 2	İgnimbirit	5 - 8 5 - 8	K/Ar K/Ar	Innocenti vd. 1975 Besang vd. 1977
GÖSTÜK (GS)	İgnimbirit	~8	K/Ar K/Ar	Innocenti vd. 1975 Besang vd. 1977
KIZILKAYA (KZ) KZ-2	İgnimbirit	5,5 ± 0,2 4,4 ± 0,1	K/Ar K/Ar	Innocenti vd. 1975 Besang vd. 1977

### 2.1.1. Keçikalesi volkanitleri

İnceleme alanındaki ilk volkanizmadır. Günümüzde eski bir kaldera görünümünde olan Hasandağ'ın batısında Keçikalesi ve Akçakent köyleri civarlarındaki koyu gri ve gri renkli lavlar ile oluşmuştur. Hasandağ volkanizmasına ait ilk etkinlik olduğu düşünülür.

Keçikalesi volkanitleri, bazalt ve bazaltik andezit tipi lavlardan oluşmuştur. Bazaltik andezit üzerinde yapılan K/Ar yöntemli radyometrik yaş tayinine göre elde edilen sonuçlar  $13.7 \pm 0.3$  ve  $12.4 \pm 0.6$  milyon yıldır [25].

### 2.1.2. Hasandağ külleri

Hasandağ ana konisini çevreleyen ve Büyük ve Küçük Hasandağ ve Kurt Tepe'den patlamalar sonucu çıkıp havadan geniş alanlara yayılan volkanik ürünlerdir. Bu volkanik ürünler Hasandağ külleri olarak adlandırılır, gene olarak beyaz renkli kül, pomza taşı ve küçük obsidiyen parçaları şeklindedir. Yer yer lav parçaları da bulunur.

Bunlar üzerinde yine aynı bacalardan çıkan andezitik lavlar bulunur. Kalınlıkları 10-20 m arasında değişen ve genellikle beyaz yer yer pembe renkli olan Hasandağ külleri, gevşek ve homojen yapıdadır.

### 2.1.3. Hasandağ volkanitleri

Büyük ve Küçük Hasandağ ile Kurt Tepe'den çeşitli dönemlerde çıkıp uzun mesafeler kat eden, andezit ve dasit türü lavlar, Hasandağ külleri üzerinde yer alıp kimi dokanaklarda pişme bölgeleri gözlenir. Birbirlerini izleyen dönemlerde oluşan lav akıntıları genellikle aynı akıntı yollarını kullanmış ve üst üste yığılmışlardır. En genç lavlar Büyük Hasandağ'ın güneyine doğru akmışlardır. Küçük Hasandağ'ın güneybatı ve batısına akan lavlar kalın bir örtü oluşturmuştur. Kayaçlarda yer yer bozuşma vardır. Hasandağ volkanitleri Üst Kuvaterner yaşlıdır.

#### **2.1.4. Erdaş (Kızılcin) volkanitleri**

Çalışma alanında Topaç, Ağılı, Kurugöl köyleri arasında yüzeyleyen bu birim, tabanda andezitik aglomera ile başlayıp üzerine ise andezitik lavlar gelir. K/Ar yöntemiyle yapılan çalışmalarda  $13.7 \pm 0.3$  milyon yıl,  $12.4 \pm 0.6$  milyon yıl ve  $6.5 \pm 0.2$  milyon yıl gibi yaşlar bulunmuştur [25].

#### **2.1.5. Selime tüfleri**

Aksaray'ın doğu ve güneydoğusunda yayılan birimdir. Genel görünümde grimsi, pembe-bej renkli olan tüfler, aşınmaya uğradıklarında koniler oluşturur. Birimin en iyi gözleendiği yer Selime köyü civarındadır.

Selime'den doğuya doğru Kızılkaya ignimbiritleri altında bir şerit şeklinde Narköy'e kadar kesintisiz olarak devam eden birimin kalınlığı Selime'de 80 m., Narköy ve Şahinkalesi yakınlarında 20 m. civarındadır. Karakaya ve Keltepe üzerinde yer alan bu tüfleri, Gelveri ignimbiritleri, Kızılkaya ignimbiritleri, Kulaklıdağ volkanitleri ve Göllüdağ riyolitleri örter.

#### **2.1.6. Göstük tüfite ve ignimbiriti**

Hasandağı ve Melendiz dağları volkanoklastik serisinin tabanını oluşturur. Tabandan tavana doğru volkanik ve yeşil kaya kırıntılı, mikalı ve kuvarslı kalınlığı 4 m civarı olan kumtaşı seviyesi ile başlar.

Üzerinde ise yaklaşık 10 m kalınlığındaki kırmızı renkli 7 tuf seviyesi gelir. Bu birimin üzerinde göstük ignimbiriti yer alır. Göstük ignimbiriti, gri renkli olup, Akasaray'ın güneyinde ve güney doğusunda yaygın görülür. Kaynama farklılığı sonucu aşınma ile peribacalarını oluştururlar. Kalınlığı 5-25 m arasında değişir.

### **2.1.7. Gelveri ignimbiritleri**

İnceleme alanının Güney batısında Sivrihisar'dan Gelveri'ye kadar uzanan vadi içinde erozyon sonucu yüzeylemiş Selime Tüfleri ile üstteki Kızılkaya ignimbiriti arasında yer alan yaklaşık 10-15 m kalınlığında ufak bir lav akıntısıdır. Andezitik olan Gelveri lavının yöredeki tüm volkanitlere kıyasla hayli ileri bir bozunmaya uğramış olması ve yer yer küresel ayrışma göstermesi en belirgin özelliğidir. Genelde gri-yeşilimsi ve toprağımsı kahverenkli bu lav akıntısının üst yüzeyine yakın kesimlerinde gaz boşlukları oldukça bol miktarda bulunur.

### **2.1.8. Gelveri volkanitleri**

Kapadokya bölgesinde Aksaray-Niğde-Nevşehir üçgeni arasında kalan bölümde KD-GB yönlü kırıklar bulunmaktadır. Bu durum bölgenin uzun eksenine paralellik gösterir. Söz konusu sistemin iki ana kırığı Orta Kızılkaya ve Niğde kırıklarıdır. Bu iki kırık aynı zamanda volkanik depresyonun kuzey ve güney sınırlarını teşkil eder [27].

### **2.1.9. Kızılkaya ignimbiriti**

Bölgenin yatay ve yataya yakın konumlu geniş düzlüklerini çoğu yerde genç volkanitlerle örtülü olan Kızılkaya ignimbiriti oluşturur. Bu birim, yaklaşık 4-15 m arasında değişen kalınlıklardadır. Bozunmamış kesimleri pembe veya beyazımsı gri renkte olup, bozunan kesimleri, pembe-kırmızımsı bir renktedir. En tipik olarak görüldüğü yer, Kızılkaya köyü'dür.

## **2.2. Melendiz volkanitleri**

Batıda Hasandağı, KD'da Göllüdağ ürünleri tarafından üzerlenen ve Hasandağı'nın doğusunda GB-KD yönde uzanır. Üstten alta doğru andezit ve andezitik bazalt birleşimindeki lavlar ve bunların farklı boyuttaki piroklastiklerinden oluşur. Lavlar, daha ziyade koninin dış eteklerinde piroklastikler ise patlama merkezinin iç

kesimlerinde gözlenir. Piroklastiklerde yoğun bozunma izleri görülür. Tüfler, limonitize olmuş yersel olarak silisleşme ve opalleşme görülür. Çatlaklarda gözlenen manganez ve hematit çökmesine mineralli sıcak sular neden olmuştur. Radyometrik yaş tayinine göre Melendiz volkanitlerinin yaşı  $6.5 \pm 0.2$  ve  $5.1 \pm 0.15$  milyon yıl olarak hesaplanmıştır [25].

### **2.2.1. Acıgöl volkanik karmaşığı**

Acıgöl volkanik karmaşığı, Nevşehir ve Acıgöl arasında uzanır. Karmaşık sığ bir kaldera, kalın bir piroklastik örtü, yedi dom parçası ve saçılmış konilerden oluşur. Güneyde Erdaş dağı'nın Neojen volkanik masifi ile batıda ise genç bazaltik-andezitik lavlarının uzantısı ile çevrilidir. Acıgöl kalderası Kocadağ kalderası adıyla da anılır. Acıgöl karmaşığında bulunan riyolitik domlar, üç gruptan oluşur.

Buna göre ilk grupta, kaldera çöküntüsü kuzeye ve doğuya doğru iki bölüme ayrılır. Acıgöl alanı içindeki en eski Kuvaterner lavdır. Bu grubun yaşı Fission-Track yöntemine göre,  $182 \pm 20$  bin yıl,  $179 \pm 24$  bin yıl,  $150 \pm 21$  bin yıl olarak bulunmuştur [26]. İkinci grupta ise, karmaşığın en büyük riyolitik domu Kocadağ (1689 m) bulunur. Yaş tayini 70 bin yıl olarak sonuç vermiştir [26]. Üçüncü grupta, Karnıyarık tepe, Güneydağ ve Korudağı ile Acıgöl maarı denilen üç krater bulunur. Bütün domlar oldukça gençtir. Yaş tayini  $19 \pm 7$  bin yıl olarak sonuçlanmıştır [26].



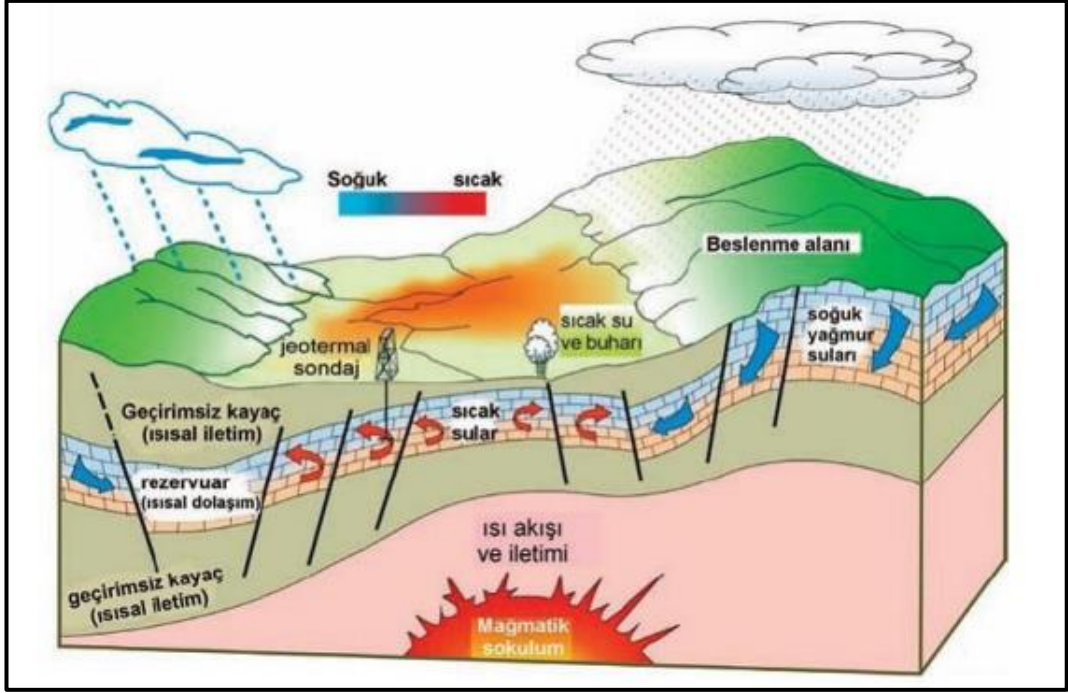
### **BÖLÜM 3. JEOTERMAL ENERJİ**

Jeotermal enerji; yerkabuğunun çeşitli derinliklerinde birikmiş ısının oluşturduğu, kimyasallar içeren sıcak su, buhar ve gazlar ve sıcak gazlardır. Yerkabuğunun çeşitli derinliklerinde anomali yaratacak şekilde birikmiş ısının oluşturduğu, sıcaklıkları sürekli olarak bölgesel atmosferik ortalama sıcaklığın üzerinde olan ve çevresindeki normal yer altı ve yerüstü sularına göre daha fazla erimiş mineral, çeşitli tuzlar ve gazlar içerebilen sıcak su ve buhar olarak tanımlanabilir. Jeotermal akışkanı oluşturan sular meteorik kökenlidir. Böylece yeraltındaki akiferler sürekli beslenmekte ve kaynak yenilenebilmektedir. Bu nedenle pratikte, beslenmenin üzerinde kullanım olmadığı takdirde jeotermal kaynakların tükenmesi söz konusu değildir. Ayrıca bazı alanlarda bulunan kızgın kuru kayalar da akışkan içermemesine rağmen jeotermal enerji kaynağı olarak nitelendirilmektedir. Jeotermal enerji yeni, yenilenebilir, sürdürülebilir, tükenmez, ucuz, güvenilir, çevre dostu, bir enerji kaynağıdır [69].

Jeotermal sistemler genel olarak dört ana unsurdan oluşur (Şekil 3.1.).

Bunlar;

- 1) Isı Kaynağı
- 2) Rezervuar ve/veya hazne kaya
- 3) Isıyı taşıyan akışkan
- 4) Örtü kaya



Şekil 3.1. Jeotermal sistemin kavramsal modeli [70]

Yerkabuğunun derinliklerindeki ısının kaynağı, henüz soğumasını tamamlamamış bir magma kütlesi veya genç bir volkanizma kaynaklıdır. Yeryüzünden kırık ve çatlak sistemleri aracılığıyla derinlere süzülen meteorik kökenli sular değişik derinliklerde bulunan geçirimsiz örtü kayalarla kontrol edilmiş olan gözenekli ve/veya ikincil permeabiliteli rezervuar kayalarda birikerek söz konusu ısı kaynağı vasıtasıyla ısıtılır ve mineralce zenginleşirler [1].

Kırık ve çatlaklar yoluyla yeraltında dolaşım sergileyen jeotermal akışkan, diğer yeraltı ve yerüstü sularına göre daha fazla miktarda ergimiş madde içerir. Jeotermal akışkanlar sondajlar aracılığıyla yeryüzüne çıkarıldığında sıcak su ve/veya buhar içeren hidrotermal sistemler meydana gelir [1].

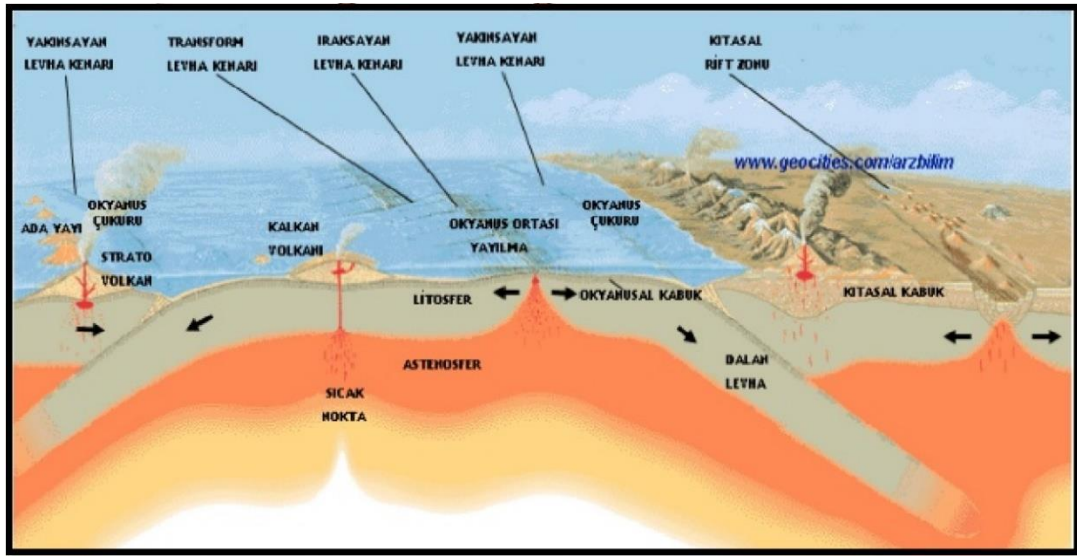
### 3.1. Plaka Tektoniği Ve Jeotermal Enerji İlişkisi

Plaka tektoniği teorisine göre yerkabuğunu oluşturan plakaların kenarları boyunca birbirine göre yaklaşacak, uzaklaşacak yada teğetsel olarak hareket yapacak şekilde Astenosfer üzerinde hareket ederler (Şekil 3.2.).

Hareket eden bu plakaların kenarları deprem kuşaklarının bulunduğu ve büyük jeotermal sistemlerin olduğu alanlardır. Plakaların birbirinden uzaklaştığı yerlerde mantoya ait sıcak materyal (mağma) yüzeye doğru yükselerek yeni plaka olarak tanımlanabilecek okyanus tabanlarından itibaren 5 km. yüksekliğe kadar ulaşabilen sırtları oluşturur. Levhalar arasında oluşabilecek ikinci tip hareket, birbirinin yanından teğetsel hareketle kayarak geçtiği hareket şeklidir. Bunlara örnek San Andreas fayıdır. Burada Pasifik plakası kenarı, yılda birkaç cm kuzeybatıya doğru kaymaktadır. Üçüncü ve en karmaşık tektonik hareket, iki plakanın birbirine yaklaştığı ve birinin diğerinin altına kayarak mantonun içine itildiği hareket şeklidir. Dalan levha ısıtılır ve asimile edilir. Burada kıtasal levhalar genellikle okyanussal levhadan hafif olduğundan, okyanussal levhayı üzerler. Bu plakaların hareketlerindeki zorlayıcı kuvvet nedir? Bir çeşit ısı makinesi mekanizması plakaların hareketini sağlayan gücü ortaya çıkarabilir. Isı değişimine bağlı konveksiyon akımları veya yer içindeki radyoaktif bozunmaya bağlı olarak oluşabilecek ısı ve/veya mağmadaki materyalin faz değişimi, termal duraysızlık yaratarak plakaların hareketi için itici gücü oluşturabilmektedir. Bu konuda bunların dışında birçok teorik açıklama da bulunmaktadır.

Jeotermal enerji yerin iç ısı makinesinin (internal heat engine) bir sonucu olup, sadece tükenmeyen ve sınırsız bir güç kaynağı değil, insanlık için çok büyük doğal enerji kaynağıdır. Kıtasal kuşaklar içindeki göreceli olarak genç volkanizma ve kabuk deformasyonlarının bulunduğu yerler, yüksek sıcaklıklı jeotermal alanları içinde bulunduran çok belirgin sıcak noktaları (Hawaii, Yellow Stone vb. hot spotları) oluşturur.

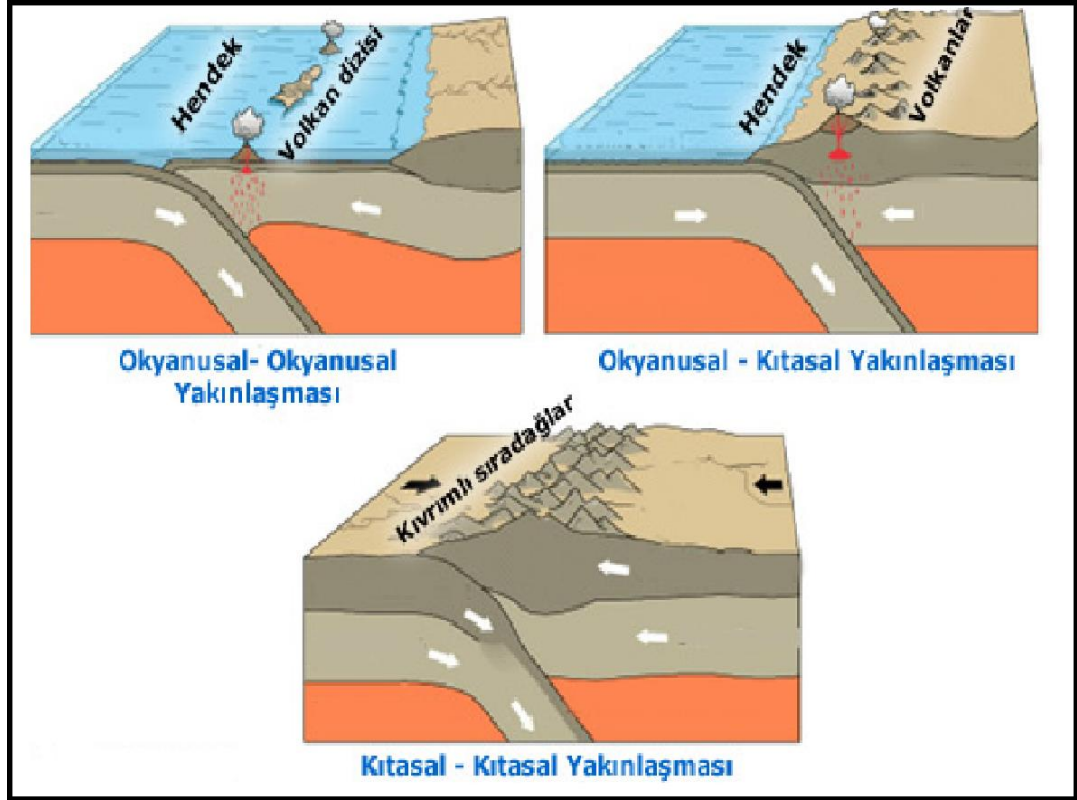
Yer enerjisi; Yerkürenin derinliklerine inildikçe ısı artışı olduğu bugüne kadar yapılmış çalışmalarla ispat edilmiştir. Çünkü yerkürenin merkezi akkor halinde yüksek ısıya sahip bir iç çekirdek bulunmaktadır. Yerkürenin derinliklerini inildikçe sıcaklığın artmasına “ısı gradyanı” veya “jeotermal gradyan” denir. Jeotermal gradyan her 33 m’de 1 °C lik bir ısı gösterir. Bu ısı artışına yerin “normal ısıl gradyanı” denir. Bu artış 30 °C / km sıcaklığa denk gelir [71].



Şekil 3.2. Plaka sınırlarındaki hareketler ve volkanizma faaliyetleri [72].

### 3.2. Isı Anomali Alanları

Yer küre üzerinde bazı bölgelerde gradyan değeri normalin üstünde değişim göstermektedir. Bu değişim kimi yerlerde 1 °C/10m. ile 5-6 °C /10 m değerlerine kadar ulaşabilmektedir. Bu değişimi oluşturan alanlar genellikle jeolojik ve hidrojeolojik olaylar sebebiyle bazı bölgelerde yoğunluk göstermektedir. Bu tip alanlar genellikle; Yerkürenin en dışındaki kabuğu oluşturan levhaların (kıtasal çarpışma ve ayrılma sınırları) sınırlarıdır (Şekil 3.3.).



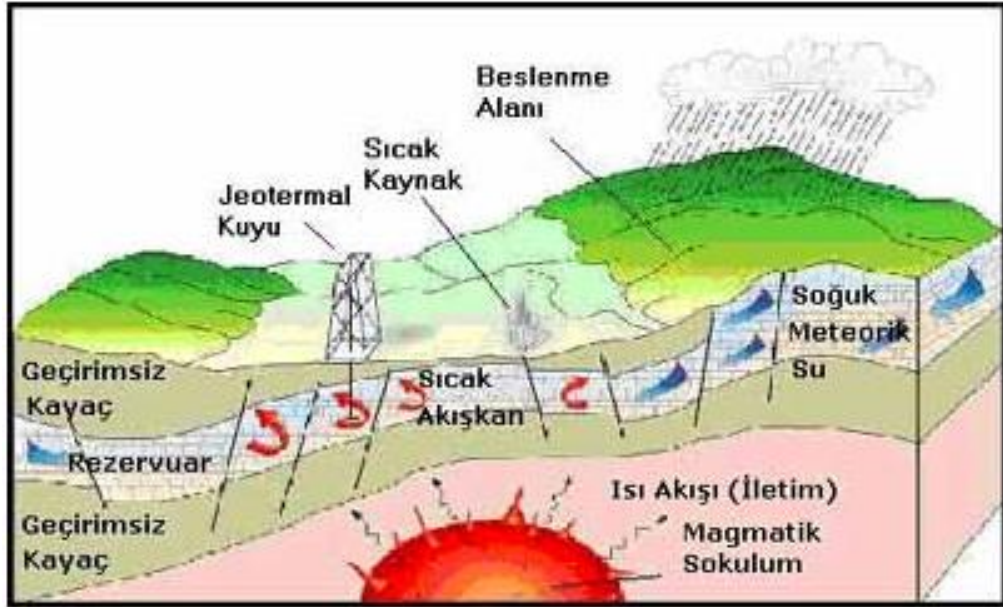
Şekil 3.3. Plaka tektoniği ve magmanın hareketi birbirinden uzaklaşan levhalar (Okyanus tabanı yayılması), birbirine yaklaşan levhalar (dalma-batma) ve Kıta- Kıta çarpışması [72].

### 3.3. Jeotermal Enerji Nedir?

Jeotermal kelime anlamı "yer sıcaklığı" dır, rezervuarlar ise içinde buharın veya sıcak suyun dolaşabileceği geçirimli ve gözenekli kayalardır. Kırıklar boyunca derinlere (birkaç km) doğru süzülen sular derinlerde yerleşmiş olan magma tarafından direkt veya dolaylı yoldan ısıtılır, genişir ve yukarıya doğru yükselir, poroz malzeme içinde depolanır. Sıcak rezervuarın sıcaklığını korumak için geçirimsiz bir örtü kayaç da gereklidir (Şekil 3.4.).

Yüksek ısı akısının bulunduğu yerlerde genellikle sıcak sular, gayzerler ve fümeroller bulunur. Jeotermal enerji sıcak kayalardan elde edilir ve jeotermal sistemlerin elemanları; ısı kaynağı, su kaynağı, permeabil (geçirimli) rezervuar ve örtü kayalardır. Jeotermal enerji, yerkabuğunun çeşitli derinliklerinde anomali yaratacak şekilde birikmiş ısının oluşturduğu, sıcaklıkları sürekli olarak bölgesel atmosferik ortalama sıcaklığın üzerinde olan ve çevresindeki normal yeraltı ve yerüstü sularına göre daha fazla erimiş mineral, çeşitli tuzlar ve gazlar içerebilen

sıcak su ve buhar olarak tanımlanabilir. Çeşitli jeolojik olaylar nedeniyle anomali oluşturan bu alanlarda, ortamın jeolojik karakterine göre hidrotermal, magma ve kızgın kuru kaya enerji alanları oluşur.



Şekil 3.4. Bir jeotermal sistemin temel elemanları [73].

### 3.3.1. Jeotermal enerjinin ısı kaynağı

Jeotermal enerjinin ısı kaynağı, yerkabuğu içinde 7–15 km. derinliklere yerleşmiş 600–900 °C sıcaklıktaki magmatik sokulumlardır. Bu görüş birçok olay ve sonuçlarla desteklenmiştir. Bilinen jeotermal sahalar, volkanik aktivitenin Miyosen Kuvaterner aralığında veya halen devam ettiği alanlarda yer alır. Bazı sahalar volkanik alanlarda yer alır veya volkanlara yakındır. Oysa diğerlerinin güncel volkanik aktivite merkezleri ile doğrudan bir bağlantıları yoktur. Aktif bir volkanda magmatik intrüzyon büyük fay sistemleri boyunca yüzeye ulaşır. Kompakt kayalarda faylanma mağmanın yükselmesi için kanal oluşumunu sağlarken kil gibi plastik özellikli kayalar yerçekimi ile fay boşluklarına akarak kırıkların yukarı ile bağlantısını keserler. Magmatik intrüzyonun enerjisi kırılgen kayaçlarda gelişen faylarda etkili olarak dağılıbilir fakat çevredeki plastik kayalar içinde ise enerjinin dağılımı etkisizdir. Birçok durumda magma kompakt kayalarla, plastik kayaç sınırına yerleşir. Bu kriptovolkanizma (gizli volkanizma) gerçek volkanik aktivitenin bulunmadığı yerlerde görülen ve çoğunlukla türbiditik seriler (fliş, greywake) gibi

kalın plastik formasyonların bulunduğu jeolojik alanlarda görülür. İki önemli kuru buhar sahası Larderello ve Gayzer bu tip sahalara örnektir. Güncel volkanizma aktivitesinin görülmediği magmatik intrüzyonlar asidik volkanlarda ve hatta bazik volkanlarda bile görülür. Japonya ve Meksika'da ısı kaynağı sağlayan bazı intrüzyonlar volkanların çevresinde ve civarında bulunur [71].

### 3.4. Jeotermal Sistemin Su Kaynağı

Jeotermal akışkanlar hakkındaki ilksel hipotezler, bunların "magmatik" veya "juvenil" orijinli olduğu şeklindeydi. Magma odasındaki su buharı ve gazlar, basıncı düştüğünde ortamdan ayrılmaktadır. Bu fikir kısmen doğru olmakla beraber son zamanlarda bilinen bir gerçek de jeotermal rezervuarların en az %90 'ının meteorik kökenli olduğudur. Sıcak ve erimiş magma kütlesi soğumaya başladığında, aynı zamanda su kaybetmeye başlar. Ergimiş kimyasal elementler ve gazlar bakımından zengin olan bu sular, magmanın yerleşimi sırasında oluşturduğu kırıklar içine yerleşirler. Böylece ısı iletimi kondüksiyon ve özellikle konveksiyon yoluyla olur. Bu akışkanların soğudukça ve göç ettikçe mineral depolanmalarını sağlar. Bu mineral depolanmaları zamanla geçiş yollarını tıkar ve akışkanların göçünü neotektonik aktivite ile oluşacak kırıklanmaya yada magmatik suların su basıncının tekrar bir geçiş yolu oluşturacağı kırıklanmaya kadar önler. Geçiş yollarının tıkanıdığı zamanlardaki ısı iletimi kondüksiyon yoluyla sağlanır. Yukarıda tanımlanan ısı kaynağı (jeotermal akışkan) yer altı suyuna ulaştığında sıcaklık ve sıcak kütle (hidrotermal akışkan) sığ seviyelerdeki yer altı suyuyla karışan magmatik suyun aracılığıyla ısı iletimi söz konusu olur. Buna ilave olarak kayaçların soğuyan magma kütlesi tarafından ısıtılmasıyla (kondüksiyon) ısı enerjisi sığ seviyelerdeki yer altı suyuna transfer edilmiş olur. Bu şekilde yer altı suyu yeterince ısındığında yoğunluğu azalmış yüzen konvektif akıntılar oluşur. Bu durumda yükselen sıcak akışkan bir takım açık yollardan (kırık ve çatlaklardan) yüzeye çıkar ve yeraltında hidrotermal aktivitenin mevcut olduğunu gösteren hidrotermal (sıcaksu, fümerol, hidrotermal alterasyon zonları) buharlaşma yerleri oluşturur. Genellikle yeraltı suyu jeotermal akışkanların esas bileşenidir. Buna ilave olarak magmatik su da bu bileşime katılmış olabilir. Isınan yeraltı suyunda sıcaklık arttıkça çevre kayaç

bileşimindeki elementleri çözme ve kimyasını alma yeteneği artar. Böylece akışkanın kimyasal konsantrasyonu bu prosesle değişir [71].

### 3.5. Jeotermal Sistemde Rezervuar

Yeraltının jeolojik şartları, ısınan suyun birikebileceği ve açılan bir kuyuya suyun direnç göstermeden kendiliğinden akabileceği porozite ve permeabilite özelliklerine sahip olmalıdır. Bu şartlar özel jeolojik ortamlarda sağlanır. Sedimanter basenler yüksek porozite ve permeabiliteli materyallerle dolu olduğundan üretken akiferler oluştururlar. Eğer bu basenler volkanik merkezler civarında yer alıyorsa veya tektonik özellikler uygunsa, yukarıda belirtilen ortama ısının transferi için gerekli prosesler mevcutsa, bu ortamlarda hidrotermal rezervuar oluşabilir [70].

Volkanik ortamlarda ve volkanik konglomera gibi permeabil formasyonlar veya değişik formasyonların kontakları sıcak suyun akışı için geçiş yolları oluşturabilirler. Yine de en önemli etkili permeabilite (volkanik oluşuklarda ve Sedimanter ortamlarda) formasyonların tektonik ve neotektonik aktivite ile kırıklaşmaları ile oluşur. Isı kaynağı ve jeotermal rezervuar jeotermalın önemli elemanları olmakla beraber, bunların ikisinin etkileşimde olduğu yerler çok önemlidir [70].

Su kimyası çalışmaları, suların orijinlerinin (volkanik veya meteorik) tanımlanmasına yardımcı olur. Böylece ısının nasıl transfer edildiği saptanabilir. Kimyasal çalışmalar, suyun içinden geçtiği jeolojik ortam hakkında ve hatta jeolojik formasyonların hidrolojik karakterleri hakkında bilgi verir. Yüzey, sığ ve derin suların izotop çalışmaları beslenme alanlarının belirlenmesini ve böylece elde edilebilecek toplam su miktarının belirlenmesini sağlar [71].



### 3.6. Jeotermal Sistemde Örtü Kayacı

Örtü kayaları, rezervuarı örten düşük permeabiliteli tabakalardır. Bütün buhar üretim sahaları örtü kayasına sahiptir. Bulardan bazıları orijinal, geçirgen olmayan, fliş gibi kayalardan oluşurlar Larderello, lakustrin killeri Wairakei- New Zellanda'da ve delta killeri, Cerro Prieto'da örtü kayaçlarını oluşturur. Bazı yerlerde de örtü kaya termal aktivite sonucunda oluşabilir. Muhtemelen termal aktivitenin başlangıcında kayaçlar fissür (çatlak) permeabilitesine sahiptir. Fakat bu aktivite permeabil yolların tıkanmasına yol açabilir. Bu tıkanma iki jeokimyasal işlemle oluşabilir [71].

- 1) Akışkandan kırıklar içine mineral depolanması (çoğunlukla silika),
- 2) Kayacın hidrotermal alterasyona uğramasıyla oluşan kaolinitleşme.

### 3.7. Jeotermal Sistemlerin Sınıflaması

Jeotermal sistemler çok değişik karakterlere sahiptir, bu nedenle bunların tanımlanması için bir takım sınıflanmalara ihtiyaç duyulmaktadır. Her bir sınıflanmanın temel ilkesi sınıflama amacına uygun olmalıdır. Muffler, jeotermal sistemleri sınıflandırmada jeolojik ortamı ve ısı transfer rejimini esas olarak almıştır. Buna göre jeotermal sistemler şu sınıflara ayrılır [28].

#### 3.7.1. Konvektif jeotermal sistemler

- 1) Sığ yerleşimli genç silisik intrüzyonlara bağlı yüksek porozite ve permeabiliteli ortamlarda oluşan hidrotermal sistemler,
- 2) Normal-yüksek rejyonel ısı akısının bulunduğu alanlarla ilgili düşük poroziteli- kırık permeabiliteli ortamlarda gelişen dolaşım sistemleri.

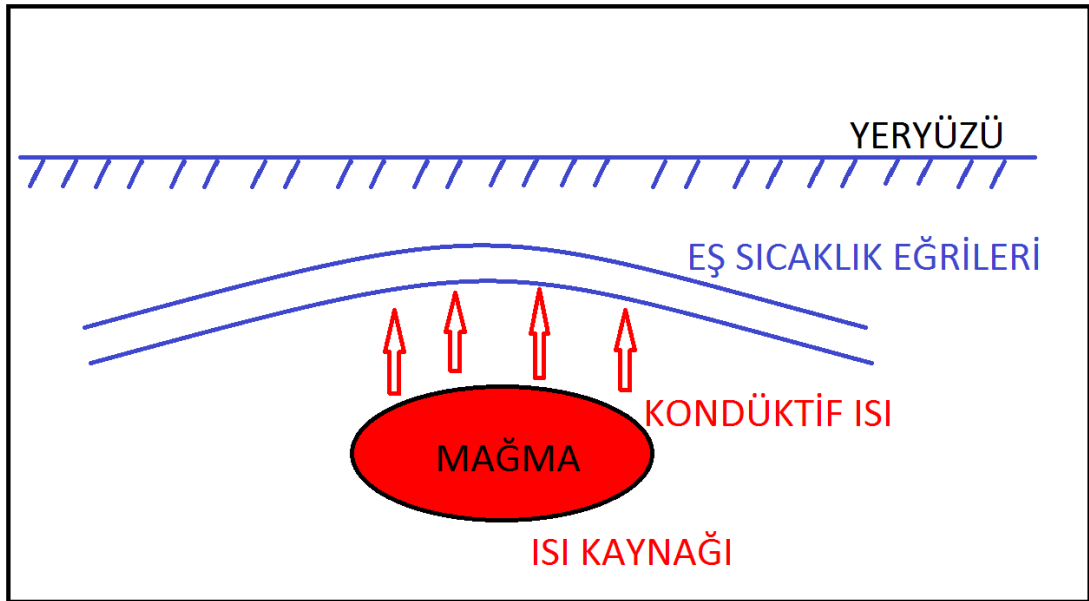
### 3.7.2. Kondüktif jeotermal sistemler

- 1) Normal veya biraz yüksek ısı akısının bulunduğu alanlarda yer alan, yüksek poroziteli ve permeabiliteli sedimanter birimlerdeki düşük sıcaklık / düşük entalpili akiferler,
- 2) Yüksek sıcaklık / düşük poroziteli alanlarda kızgın kuru kaya (hot dry rock). Burada su sirkülasyonu yoktur. Özel bir ısı kaynağı mevcuttur.

### 3.8. Termal Karakteristik Ve Suyun Orjinine Göre Sınıflama

#### 3.8.1. Kondüktif etkin tip jeotermal sistemler

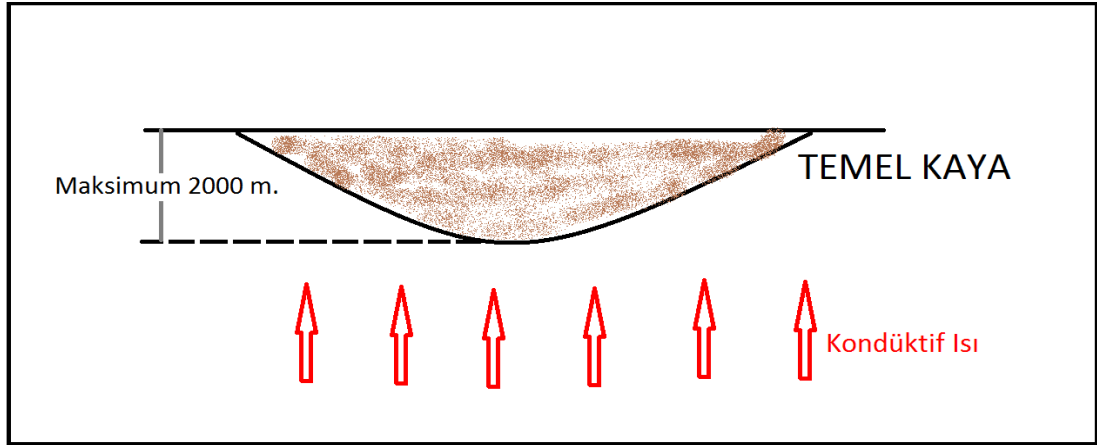
Bu tip sistemlerde ısı transferi moleküler titreşim ile kondüktif yolla sağlanır. Kondüktif yolla ısı transferi sıcaklık farklılığının sonucu olarak, yüksek sıcaklıklı bölgeden düşük sıcaklıklı yere doğru gerçekleşir (Şekil 3.5.).



Şekil 3.5. Kondüktif jeotermal sistemler

### 3.8.2. Sedimanter basen tipi jeotermal sistemler

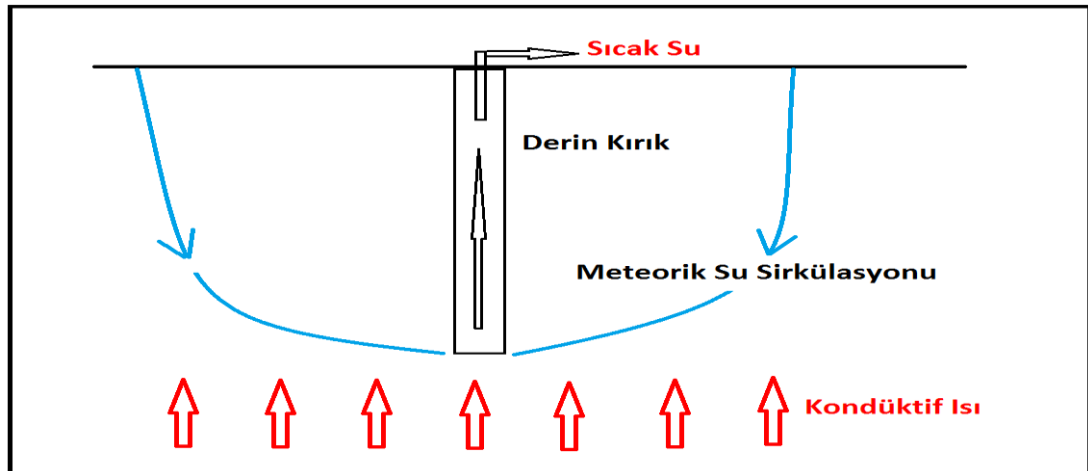
Yüksek poroziteli sedimanter kayalar içindeki sular, derinden gelen kondüktif ısı akısıyla ısıtılır. Sistemde su sirkülasyonu yoktur. Bu tip sistemlerden bazıları çok yüksek rezervuar basıncına sahiptir ve "Jeopressed System" adını alır. Örnek: Kuzey Meksika Körfezi (USA) ve volkanik alanlar etrafında Kuvaterner alüvyon düzlükleri (Japonya) (Şekil 3.6.).



Şekil 3.6. Sedimanter basen tipi jeotermal sistemler

### 3.8.3. Derin meteorik su dolaşimli jeotermal sistemler

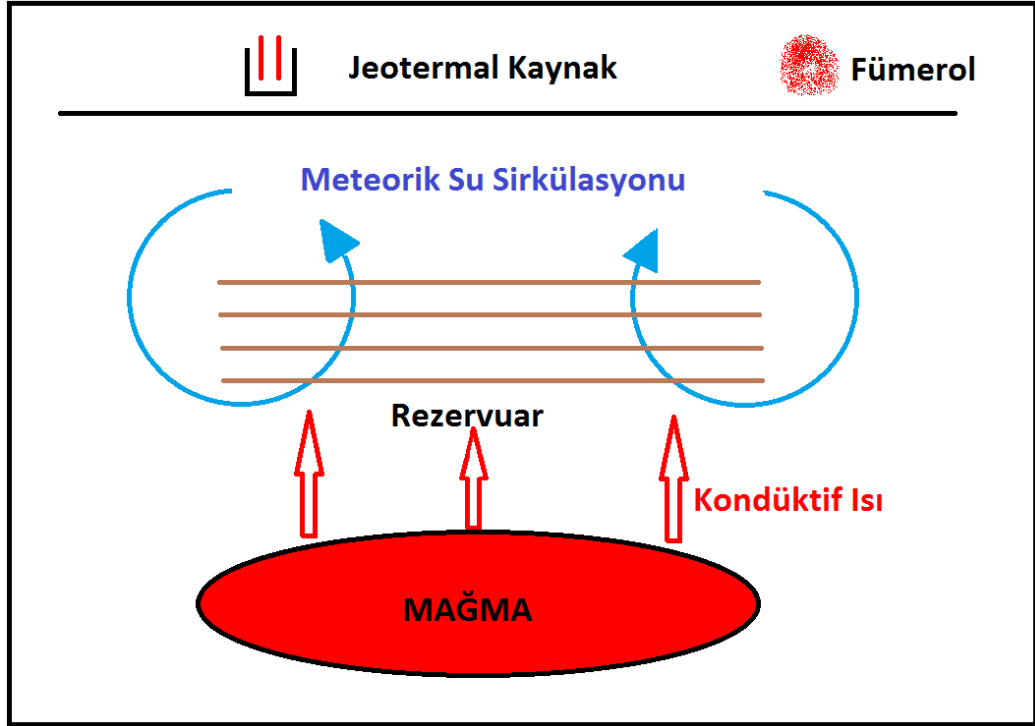
Derine inen kırık sistemleri bulunur, ısı akısı normalin biraz üzerindedir. Volkanik olmayan bölgelerdeki sıcak sular bu tip sistemlere örnek olarak verilebilir.



Şekil 3.7. Derin dolaşimli jeotermal sistemler

### 3.8.4. Sıcaksu etkin tip jeotermal sistemler

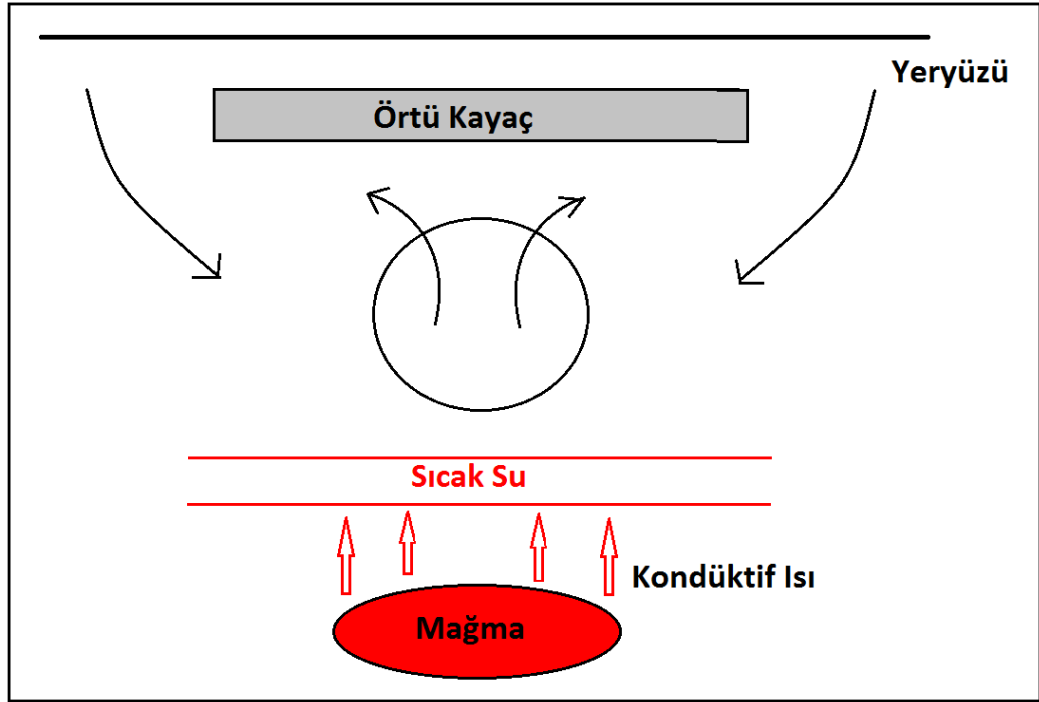
Mağmadan sağlanan yüksek kondüktif ısı ve likit su konveksiyonu ile oluşan sistemlerdir. Kuvaterner yaşlı volkanik alanlarda bulunan yüksek sıcaklıklı jeotermal sistemler, Wairekei (Kuzey İzlanda), Hatchobaru (Japonya) örnek olarak verilebilir.



Şekil 3.8. Sıcaksu etkin tipi jeotermal sistemler

### 3.8.5. Buhar etkin tip jeotermal sistemler

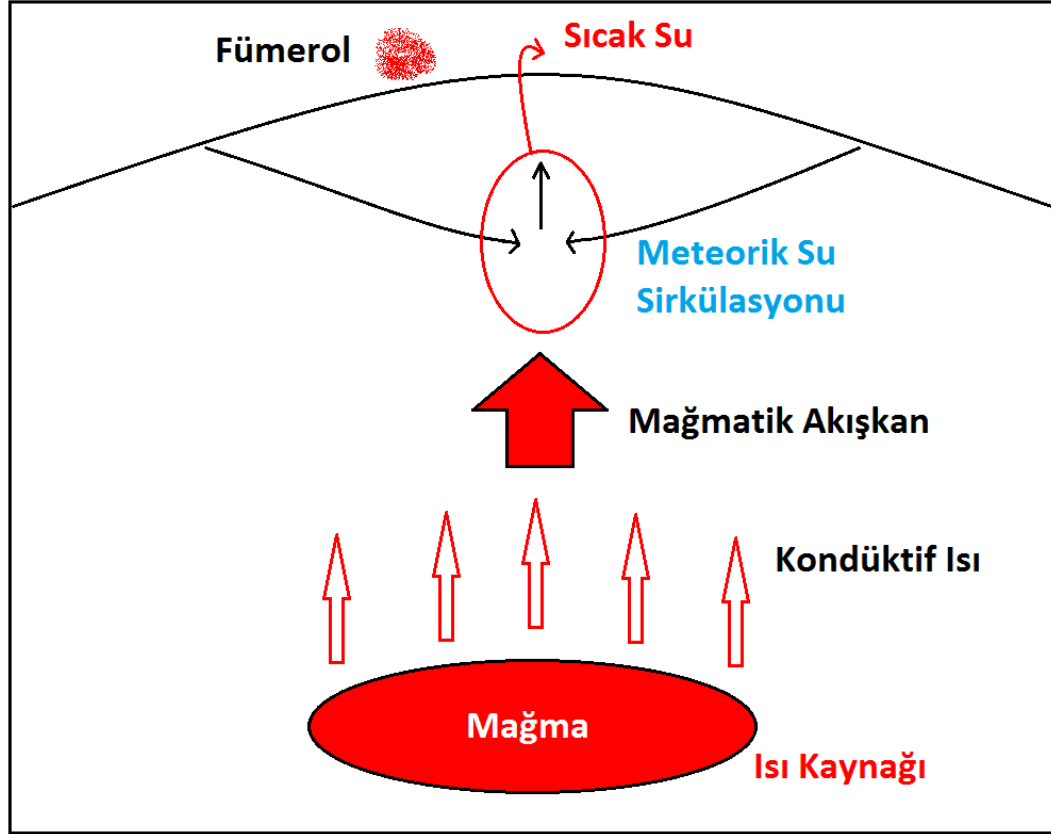
Magmadan sağlanan yüksek kondüktif ısı ve iki fazlı rezervuardan oluşan sistemlerdir. Yüksek sıcaklıklı jeotermal sistemler; Gayzer (USA), Larderello (İtalya), Kamodgang (Endonezya), Matsukawa (Japonya) bu tip sistemlere örnek olarak verilebilir.



Şekil 3.9. Buhar etkin tip jeotermal sistemler

### 3.8.6. Magmatik yüksek sıcaklık tip jeotermal sistemler

Magmatik su karışımı, iki fazlı ve yüksek sıcaklıklı rezervuarlardır. Volkanların merkezi kısımlarında aktif jeotermal sistemlere, White (İzlanda), Kuju Volkanı (Japonya) örnek olarak verilebilir.



Şekil 3.10. Magmatik yüksek sıcaklık tip jeotermal sistemler

### 3.9. Jeotermal Arama Yöntemleri

Jeotermal enerji aramaları çeşitli disiplinlerin birarada kullanılması ile gerçekleştirilen bir süreçler bütünüdür. Araştırma safhasında ne kadar çok teknik bir arada kullanılırsa sonuçta önerilecek olan araştırma sondajının lokasyonu o kadar isabetli tespit edilir. Kullanılan disiplin, uygulanan teknik ve tekniğin hangi amaca yönelik olduğu görülmektedir (Tablo 3.1.).

Tablo 3.1. Jeotermal araştırma yöntemleri

Disiplin	Uygulanan Teknik	Amaç
Literatür tarama ve derleme	Eski Çalışmalar, Bölgesel jeoloji	Bölgeye genel bir bakış, bilgi derlenmesi
Bölgesel Jeolojik	Fotojeoloji Uzaktan algılama	Bölgesel ölçekli yapıların belirlenmesi (Büyük ölçekli fay, volkanik kaldera, krater, büyük kıvrım), temel kayaların yayılımı
Bölgesel Jeofizik Araştırmalar	Havadan Manyetik, R.Gravite, Bölgesel jeolojik H.	Örtülü alanlarda temel derinliğine yaklaşım, gömülü büyük çaplı sokulum kayalarının (intrüzif) yerlerinin belirlenmesi
Detay jeoloji	Stratigrafi Volkaniko- stratigrafi (Volkanik Kayaların Dağılımı ve Yaşı) Yapısal jeoloji	Stratigrafik dizilimin belirlenmesi, birimlerin ayrıntılı litoloji ve yaş oluşum ortamı özelliklerinin belirlenmesi, fayların ve çatlakların dağılımının belirlenmesi, açılma ve sıkışma yönlerinin saptanması
Jeokimyasal Çalışmalar	Hidrotermal alterasyon Alanlarının belirlenmesi, örnekleme ve XRD-XRF analizleri	Kayaçları jeotermal akışkan dolaşımına bağlı olarak etkileyen alterasyon tipinin ve mineral parajenezinin belirlenmesi, indeks minerallere dayanarak oluşum sıcaklığının belirlenmesi ve fizikokimyasal koşulların belirlenmesi
Hidrojeokimyasal	Yüzeysel boşalımların örnekleme ve analizleri Kuyu örnekleme ve analizleri Akışkanların Sıcaklıkları Akışkanların Fiziksel özellikleri (Sıcaklık, pH, Debi) ve Kimyasal Bileşimleri Beslenme alanı Meteoroloji	Kaynak noktalarının belirlenmesi, Yüzey ve yer altı sularının ilişkisi, beslenme koşullarının belirlenmesi, havzanın beslenme miktarının belirlenmesi

Tablo 3.1. (Devamı)

Disiplin	Uygulanan Teknik	Amaç
Hidrojeokimyasal (devam)	Klor Konsantrasyonu SiO <sub>2</sub> İçeriği Na-K-Ca-Mg Oranları Hidrojen ve Oksijen İzotopik Bileşenleri (C, S, He izotopları)	Karışım hesapları jeotermometre uygulamaları, beslenme yaşı ve alanına yaklaşım
Jeofizik	Isı Akısı	Yüksek ısı akılı alanların belirlenmesi
	Manyetik, Gravite	Hedef alanın seçilmesi, temel derinliği, büyük ölçekli faylar, ısıtıcı kayaç araştırmaları
	Sismik Aktivite	Örtülü alanlarda Fayların ve stratigrafik istifin belirlenmesi, deprensellik
	Manyetotellürik	Büyük ölçekli stratigrafik yapılar, Isı kaynağı (intrüzifler; Batolit, dom, apofiz) araştırmaları, petrol araştırmaları, deprensellik, kabuk kalınlığı
	CSAMT	Süreksizliklerin yanal değişimlerinin belirlenmesi
	Elektriki (Rezistivite) ve SP	Sığ ve orta ölçekli derinlikler için temel derinliği, örtü kayaç ve rezervuara giriş derinliklerinin belirlenmesi
Sondaj	Gradyan sondajları (orta ve sığ)	Yer sıcaklık artışının belirlenmesi, elde edilecek sıcaklığa yaklaşımda bulunmak, isabetli araştırma sondaj yerlerini belirlemek
	Araştırma Kuyuları Açılması (dar çaplı)	Beklenen verilerin, tetkiki, rezervuar derinliği, sıcaklık ve diğer log ölçülerinin (Rezistivite, SP, G-ray- Nötron, vb) alınması
	Üretim Kuyularının açılması Uygun teçhiz, Kuyu logu ölçüleri, Üretim testleri (St. Sıcaklık, Water-lost, çok debili enjeksiyon, basın düşümü ve basınç yükselim testleri, dinamik sıcaklık ve dinamik basınç	Rezervuar seviyelerin ve bu seviyenin sıcaklık ve basıncı ile kuyu veriminin araştırılması, kuyunun enjektivite ve üretim indekslerinin ve potansiyelinin belirlenmesi



### 3.10. Türkiye’de Jeotermal Enerji Uygulamaları

Türkiye jeotermal enerji açısından önemli bir potansiyele sahiptir. Türkiye'nin teorik jeotermal enerji potansiyeli 60.000 MWt olarak kabul edilmektedir. Ülkemizde ilk jeotermal enerji aramaları MTA Genel Müdürlüğü tarafından 1962 yılında İzmir Balçova’da başlatılmıştır. O yıldan günümüze kadar, 504 adet, 252.936 m sondajlı arama yapılarak 190 adet saha keşfedilmiş ve doğal çıkışlar dahil 4500 MWt ısı enerjisi kullanıma hazır hale getirilmiştir. Türkiye’de jeotermal enerji başta termal turizm, ısıtma, seracılık, elektrik üretimi ve endüstriyel mineral (CO<sub>2</sub>) elde edilmesi amaçlı olarak kullanılmaktadır [74].

#### 3.10.1. Doğrudan kullanım

Ülkemizde jeotermal enerjiden doğrudan kullanım olarak merkezi ısıtma, sera ısıtması ve termal turizmde yararlanılmaktadır. Ülkemizde 18 yerleşim birimimizde merkezi konut ısıtması (81060 konut eşdeğeri, 729 MWt), 15 sahada seracılık, (1.989.500 m<sup>2</sup>, 379 MWt) ve 350 adet termal tesiste tedavi ve termal turizm amaçlı yararlanılmaktadır [74].

#### 3.10.2. Elektrik üretimi

Türkiye’de elektrik üretimine uygun, MTA tarafından keşfedilmiş 19 jeotermal saha bulunmaktadır. Bu sahalardan hâlihazırda elektrik üreten ve/veya projelendirilmiş lisansı alınmış 7 saha bulunmaktadır. Bu sahalardan kurulu kapasiteleri, Denizli-Kızıldere (15 MWe ve 5 MWe), Aydın-Germencik, (47,4 MWe), Çanakkale-Tuzla (7,5 MWe), Aydın-Salavatlı (7,4 MWe, 9,5 MWe, 9,5 MWe inşa halinde), İzmir-Seferihisar (3,2 MWe projelendirilmiş) ve Aydın-Bozköy-Çamur (9,5 MWe projelendirilmiş) sahaları olarak göze çarpmaktadır.

Bunların yanında Manisa-Alaşehir-Köseali, Kütahya-Şaphane, Aydın-Salavatlı, Kütahya-Simav, İzmir-Dikili, İzmir-Balçova, Aydın-Umurlu, Aydın-Atça, Aydın-Sultanhisar, Aydın-Pamukören ve Manisa-Salihli-Caferbeyli sahaları elektrik

üretimine uygun sahalardan olmakla beraber bu sahalardan geliştirilme sürecinde olup, Aydın-Yılmazköy sahası ise ihale aşamasındadır. Ülkemizde jeotermal enerjiden elektrik üretiminin 2013 sonunda 600 MWe ulaşabileceği öngörülmektedir. Tüm bu sahalardan ilave geliştirme çalışmaları neticesinde 1000 MWe ulaşılacağı düşünülmektedir (Tablo 3.2.).

Tablo 3.2. Türkiye Jeotermal Enerji kullanımı verileri [74].

Kullanım Şekli	Açıklama	Uygulama (MWt)
Konut Isıtılması (Konut, tesis, hastane vs.)	115000 Ke*	1033
Sera Isıtılması	3930000 m <sup>2</sup>	760
Kaplıca Kullanımı	400 Adet	1005
Elektrik Üretimi	<b>Saha</b>	<b>Üretim (MWe)</b>
	Denizli Kızıldere	650
	Çanakkale-Tuzla	
	Aydın-Germencik	
	Aydın-Salavath Dora I	
	Aydın-Salavath Dora II	

## **BÖLÜM 4. MATERYAL ve METOTLAR**

### **4.1. Manyetik Yöntem**

Manyetik Yöntem arzın manyetik alanındaki değişimlerini inceler. Yöntemin uygulandığı araştırmalarda, genelde yer manyetik alanı vektörü toplam değeri (T) ve düşey bileşeni (Z) ölçülür. Doğal kaynaklı uygulamanın kuramsal alt yapısını, Gauss yasaları oluşturur ve birimi gamma'dır [42].

Yeraltında bulunan bir yapının manyetik anomali verebilmesi; cismin manyetik duyarlılığının (suseptibilite), çevresindeki kayaçların duyarlılığından farklı olmasına bağlıdır. Manyetik duyarlılık; bir yapıda oluşan manyetizasyon şiddetinin yapıyı etkileyen manyetik alan şiddetine oranlanmasıyla bulunur [42].

Farklı suseptibiliteye sahip olan alanlarda, doğal kaynakların aranması ve bulunması manyetometre cihazı ile manyetik alan farklılıkları ölçülerek yapılmaktadır. Litolojik, stratigrafik ve tektonik farklılıkların neden olduğu yerel manyetik alan değişimleri ölçülerek manyetik anomalilerin belirlenmesi ve sonuçların yorumlanması manyetik etüdün amacıdır [29].

Yerin iç derinliklerinde bulunan yapıların yeryüzünden jeofizik yöntemlerle araştırılması pahalı olup zaman gerektirir. Bu nedenle araştırmaların çabuk ve hızlı bir sürede yapılabilmesi için bazı jeofizik etütler havadan uçakla yapılmaktadır. Bu şekilde yapılan başlıca yöntemler manyetik ve elektromanyetik yöntemlerdir. Havadan manyetik yöntem çoğunlukla ön etüt amacına yöneliktir. Havadan yapılan etütler verinin bir çeşit yukarı doğru analitik uzanım yapılmış şeklinin elde edilmesidir. Havadan manyetik anomalilerde sığ yapıların etkisi pek görülmez. Bunlar genellikle derinlerde bulunan temel kayanın etkisini yansıtır [31], [32], [47].

Uçaklarda genellikle ölçü aleti olarak toplam alan ölçen proton veya optik pompaj manyetometreleri kullanılır. Manyetometre uçağın kuyruk bölümüne monte edilir ve kuş (bird) adı verilen 30-150 m'lik bir kablo ile uçaktan sarkıtılır. Ancak bu sistemde uçaktan kaynaklanabilecek etkiler, ölçülerin duyarlılığına etki etmemelidir. Günümüzde kullanılan bir diğer yöntem ise manyetometrelerin özel tüpler içinde kanatlara ve kuyruğa monte edilerek kullanılmasıdır [47].

Uçuş yüksekliği ve profil aralığı amaca uygun olarak saptanır. Maden arama çalışmalarında uçuş yüksekliği 150 m ve profil aralığı 500 m civarında seçilir. Eğer etüt rejyonel amaçlı ise, uçuş yüksekliği 700–1000 m ve profil aralığı 1–2 km arasında olabilir. Havadan manyetik etütlerde en önemli sorunlardan biri uçuş yönünün belirlenmesidir. Yön planlaması yapılırken dikkat edilmesi gereken önemli nokta uçuşların manyetik trende dik olarak yapılabilmesidir. Diğer önemli sorunlardan biri uçağın lokasyonunun saptanmasıdır. Bu işlem fotoğraf çekme ya da radyo aracılığı ile elektronik lokasyon tespit etme şeklinde yapılır [44].

Ölçüler manyetik şeritler üzerine veya bilgisayar belleğine belirli zaman aralıklarıyla sayısal olarak kaydedilir. Ölçüler alınırken ayrıca ölçü noktalarının koordinatları ve zamanda kaydedilmelidir. Havadan manyetik ölçüler kısa zamanda alındığından yer manyetik alanının değişimlerinin etkisi de en aza indirgenmiş olmaktadır [47].

Türkiye’de havadan manyetik etütlere ilk olarak 1960 yılında başlanmıştır. Bu tarihte Canadian Aero Service isimli Kanada şirketi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) adına Batı, Orta ve Doğu Anadolu’nun bazı yörelerine demir aramaları amacıyla uçuşlara başlamış ve etütlerini 1961 yılında tamamlamıştır. Bu etütlerde proton manyetometresi ve sintilometre kullanılmıştır. 1966 yılında MTA’nın oluşturduğu bir ekiple Batı, Orta ve Doğu Anadolu’da demir arama amaçlı etütler sürdürülürken, diğer taraftan petrol ve jeotermal enerjiye yönelik havadan manyetik etütlerine de devam edilmiştir. 1978 yılında bir proje olarak ortaya çıkan Türkiye havadan manyetik haritaların hazırlama çalışması, 1989 yılı uçuşları ile tamamlanmıştır. Bu projede uçuşlar nominal 2000 feet yükseklikten yapılmış ve

önceki yılların başka amaçlarla yapılan 2000 feet yükseklikli uçuş verilerinden de yararlanılmıştır [44].

Türkiye’de havadan manyetik haritaların hazırlanmasına yönelik çalışmalarda, uçuş profilleri, jeolojik ve tektonik hatları olabildiğince dik kesecek şekilde ve genellikle kuzey-güney yönlerinde seçilmiştir. Uçuş hatları arasındaki mesafeler beklenen maden, jeotermal veya diğer potansiyel kaynaklara bağlı olarak 1-5 km arasında seçilmiştir. Toplam manyetik alan şiddetinin ölçüldüğü havadan etütlerde, proton manyetometresi kullanılmış ve kayıtlar, 1 sn zaman aralığı ile analog olarak alınmıştır. Bu analog kayıtların topoğrafik haritalar üzerindeki izdüşümleri sayısallaştırılarak, 1/100 000, 1/500 000 ve 1/2 000 000 ölçekli manyetik haritalar hazırlanmıştır. Yıllık değişimler, bir önceki yılın aynı profilinde aynı yükseklikten uçularak bulunan manyetik değerler ortalamasının bir önceki yılın ortalamasından çıkartılmasıyla hesaplanmıştır. Günlük değişimler için, uçuşu yapılan bölgede kurulan baz istasyonunda sürekli kayıtlar alınmıştır. Etüdün belli bir gününün belli bir saati baz alınarak, yer istasyonunun bu saatte ölçülen manyetik değerlerinden sapmalar, uçaktan ölçülen manyetik değerlere uygulanan günlük değişim düzeltmesi miktarları olmuştur. Uçuş yönüne bağlı manyetik değişimler ise, etüt öncesi manyetik olarak sakin bir nokta üzerinde sekiz değişik yönde uçularak kaydedilen ölçümler ortalamasının, etüt profilleri yönü olarak seçilen yönde kaydedilen değerlerden çıkartılmasıyla bulunmuştur [44].

#### **4.1.1. Güç spektrumu**

Jeolojik yapıların manyetik belirtilerini hesaplamada, uzun yıllardır dikdörtgen prizma modeli Jeofizikçiler tarafından kullanıla gelmiştir. Dikdörtgen bir prizmanın toplam manyetik alan şiddetinin güç spektrumu ilk defa Bhattacharyya tarafından verilmiştir [33].

Manyetik anomalilerin istatistiksel özelliklerinin incelenmesi sonucu, zaman ortamındaki veriler frekans ortamına dönüştürülerek anomalilerin spektrumu ile manyetik kaynağın derinliği arasında bir ilişki belirlenmiştir [34].

Bu ilişki miknatıslanmış yapıların ortalama üst derinliklerinin tahmininde oldukça başarılı sonuçlar vermiştir. Yerin ve zamanın fonksiyonu olan jeofizik veriler, birden fazla sinyalin üst üste binmiş şeklini içerirler. Bu sinyallerin frekanslarının da farklı olacağı açıktır. Kütleler hakkında bilgi edinmek için eldeki verinin, frekans ortamına dönüştürülerek incelenmesi düşünülebilir [34], [41], [43].

Yani kütlelerin zaman ortamındaki yanıtını, frekans ortamına dönüştürmek için bir dönüşüm tekniğine ihtiyaç duyulur. Potansiyel alanların dalga sayısı ortamında incelenmesi, verilerin analizinde bazı kolaylıklar getirmektedir. Gravite ve manyetik anomaliler için Laplace denklemini sağlaması, denklemini her iki anomali içinde uygulanabilir kılmaktadır [47].

Ara yüzey topografyası  $h(x,y)$  ile ifade edilen bir yapının yüzeyde oluşturacağı gravite anomalisi;

$$\Delta G(k_x, k_y) = 2\pi G \Delta \rho e^{-\sqrt{k_x^2 + k_y^2} z} \sum_{n=1}^{\infty} k^{n-1} F(h^n(x, y)) \quad (4.6)$$

denklemini ile verilmektedir [35].

Burada;  $z$ : ortalama katman derinliği,  $G$ : Gravite sabiti,  $\rho \Delta$  yoğunluk farkı,  $G \Delta$  Gravite ve Manyetik anomalisi  $y \times k_k$ ,  $k_x, k_y$  ise  $x$  ve  $y$  yönlerindeki dalga sayılarını,  $F$ , Fourier dönüşümlerini simgeler.

$z \gg h(x,y)$ , olursa, denklemdeki  $n$  değerinin 1'den sonraki terimleri çok küçük değerler alması nedeniyle ihmal edilebilir.  $N$  veri noktasına sahip iki boyutlu bir anomaliye ait Laplace denklemini ise,

$$g(x_j, z) = \sum_{j=0}^{n-1} A k e^{i2kx_j} e^{\pm 2\pi k z} \quad (4.7)$$

olarak verilir. Buradan,

$$Ak = \sum_{j=0}^{n=1} g(x_j, z) e^{-i\pi k x_j} e^{\pm 2\pi k z} \quad (4.8)$$

yazabiliriz.  $0 = z$  üzerinden,

$$Ak = (Ak)_0 e^{\pm 2\pi k z} \quad (4.9)$$

olur. Denklemdaki  $Ak$  genlik sabitini gösterir. Güç spektrumu  $P_k$  aşağıdaki gibi tanımlanmaktadır.

$$P_k = (Ak)^2 \quad (4.10)$$

$$P_k = (P_k)_0 e^{\pm 4\pi k z} \quad (4.11)$$

$$\text{Log}_e P_k = \text{log}_e (P_k)_0 \pm 4\pi k z \quad (4.12)$$

Burada  $k$  yatay eksene,  $\text{Log}_e(P_k)$  ise düşey eksene bağlı olacak şekilde grafik çizilecek olursa, en küçük kareler ile uydurularak eğri veya eğrilerden ara yüzey derinliklerinin bulunmasında kullanılır.

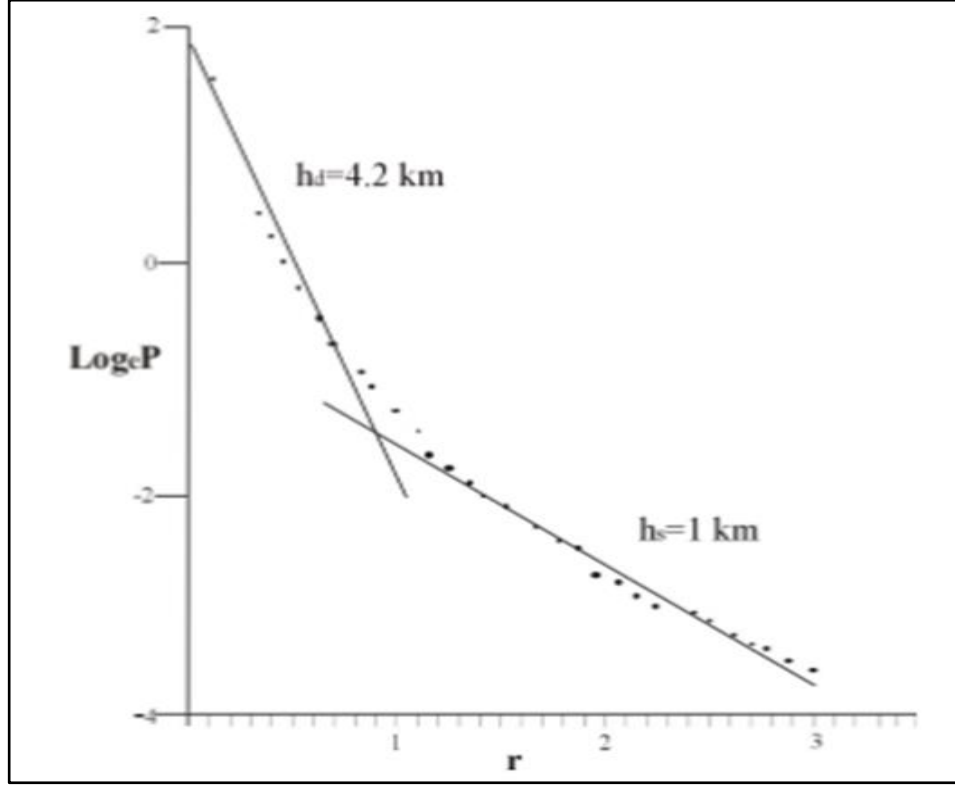
Güç spektrumu bağıntısını dalga boyuna ( $r$ ) bağlı olarak yazmak mümkündür. Buradan logaritması alınan bağıntı,

$$\text{Ln } G(r) = -2hr + C \quad (4.13)$$

şeklinde gösterilir ve bir doğru denklemini verir. Bu doğrunun eğimi ( $-2h$ )'dir. Doğrunun eğimi gravite ve manyetik anomaliye neden olan yeraltındaki kütlelere ait ortalama derinliği verir [34].

Havadan manyetik anomaliler istatistiksel bir yöntemle güç spektrumu kullanılarak incelenmiştir. [34]'e göre bozucu kütlelerin kalınlıkları hesaplamada ihmal edilmektedir. Güç spektrumundan elde edilen değerler grafik haline getirildikten sonra en küçük kareler yöntemi kullanılarak hesaplanan noktalardan en uygun doğru

geçirilir. Elde edilen doğru denkleminde (4.13) de verilen formül kullanılarak derinlikler elde edilir.



Şekil 4.1. Güç spektrumu uygulanarak elde edilen kütle derinliklerine ilişkin bir grafik [36].

#### 4.1.2. Verilerin değerlendirme için hazırlanması

Aşağıdaki bölümlerde verilen tüm jeofizik veriler ve değerlendirme sonuçları incelenirken, ölçülerek elde edilen tüm jeofizik verilerin değerlendirme ve yorumlama sonuçları; eşdeğer veri algılanamama olasılığı nedeniyle, her zaman jeolojik veri ve birimlerle birebir uyum sağlamadığı kuralı dikkate alınmalıdır. Çünkü jeolojide birimler; yaş, köken ve içeriklerine göre tanımlanarak adlandırılırlar. Oysa jeofizikte birimler; fiziksel ve kimyasal özelliklerini belirleyen değişkenlere ve bunların değişim sınırlarına göre tanımlanarak ayrılırlar. Dolayısı ile jeolojide bir birim veya tabaka olarak verilen kalınlık; jeofizikte birden fazla tabaka (katman) olarak izlenebileceği gibi, bunun tam terside birçok sahada görülebilmektedir.



Saha çalışmalarından elde edilen yer manyetik alanının toplam bileşen değerleri minimum 45176 nT, maksimum 49723 nT, ortalama 47449 nT ve minimum maksimum arasındaki fark 4547 nT olarak saptanmıştır.

Çalışma sahalarında yapılan ölçümlere günlük değişim düzeltilmesi uygulanması gerekir. Bunun için arazide sabit bir istasyon kurulur ve bu istasyonda belirli zaman aralıklarında manyetik kayıt alınır. Okunan manyetik değerlerin günün saatlerinin bir fonksiyonu olarak çizilmesiyle günlük değişim grafiği elde edilir (Şekil 4.1.). Bu eğriden yararlanarak gün içinde çalışma sahasında ölçü alınan saat, günlük değişim grafiğinde de bulunarak aynı saatteki günlük değişim değeri okunarak düzeltmeler yapılır.

Etüt alanlarında manyetik değerlerin günlük değişim düzeltmeleri için manyetik değişimin az olduğu bir lokasyonda Geometrics marka proton manyetometresi yerleştirilmiştir. Belirli zaman aralıklarında sürekli ölçüm alınmıştır. Daha sonra yapılan değerlendirme ile 46595 nT referans seviyesi tespit edilmiştir. Sabit istasyonda ölçülen değerlerden referans değerinin üstünde ve altında kalan değerler arazi ölçülerine eklenmiş veya çıkarılmıştır.

Enlem-boylamdan ileri gelen değişimleri tespit etmek için yapılan hesaplamalarda yer manyetik alanın kuzeye ortalama 3.18 nT/km, doğuya 1.17 nT/km, artış gösterdiği bulunmuştur. Etüt sahasında ölçülen manyetik toplam alan değerleri datuma indirgenerek enlem ve boylamdan ileri gelen düzeltmeler yapılmıştır.

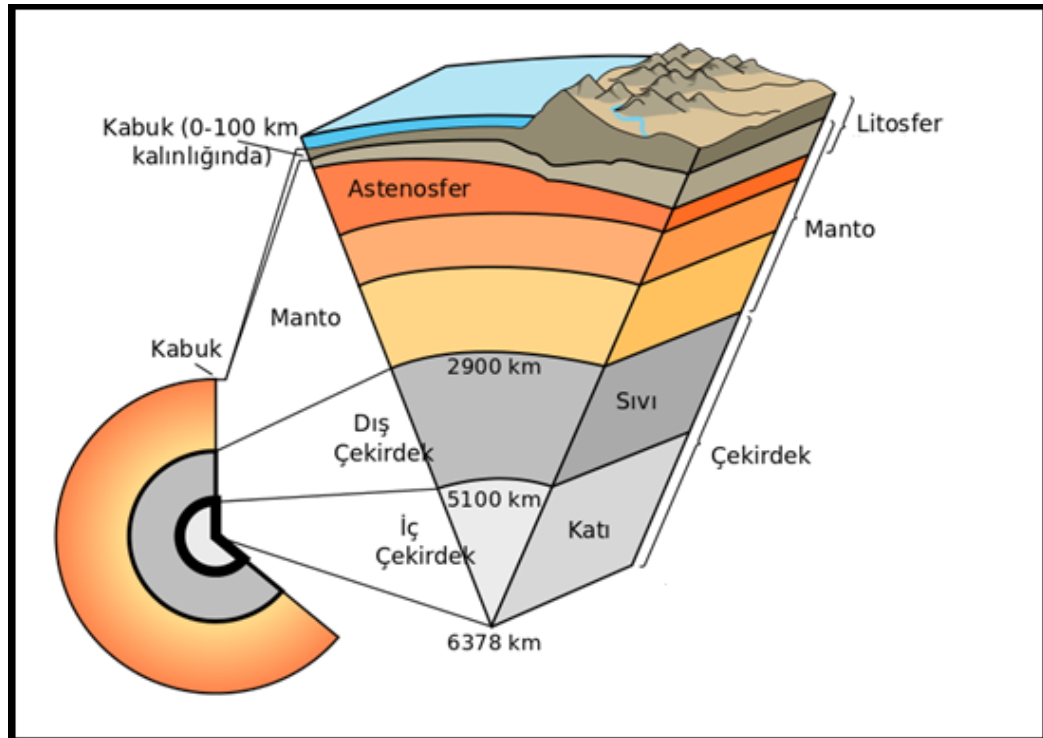
Ayrıca MTA Genel Müdürlüğü tarafından gerçekleştirilmiş olan havadan Manyetik ölçüm datalarının çalışma alanını içine alacak şekilde oluşturulan bir data seti kullanılarak çalışma alanı ve çevresine iki farklı pencere boyutunda (75x75km ve 150x150 km) Curie noktası derinliği (CND) haritalar oluşturulmuştur.

## 4.2. Curie Noktası Derinliği ve Isı Akısı Hesaplamaları

### 4.2.1. Yer içi sıcaklığının derinlikle olan değişimi

Yerküre, fiziksel ve kimyasal özellikleri birbirinden farklı olan üç ana katmana ayrılmaktadır. Bunlar; dıştan içe doğru kabuk, manto ve çekirdek olarak adlandırılır. Yerkürenin iç yapısı Şekil 4.2.'de görülmektedir. Yerküre günümüzdeki yapısını oluşumundan bugüne kadar geçirdiği ayrışma işlemleri ile kazanmıştır [68].

Söz konusu ayrışma işlemleri için ısı ve çekim enerjisi olmak üzere iki temel enerji gereklidir. Bu enerjilerden ısı enerjisi, farklılaşmaya uğrayacak kütlelerin ergime sıcaklığına kadar ısıtılması için gereklidir. Bir diğer enerji olan çekim enerjisi ise ergiyen kütleleri oluşturan farklı yoğunluktaki maddelerin yoğunluğu en büyük olanların en altta, en küçük olanların ise en üstte kalacak biçimde birbirinden ayrılıp dizilmeleri için gereklidir [68].



Şekil 4.2. Yerin iç yapısı [67].

Yerin iç ısı; levha hareketleri, depremler, volkanizma, jeotermal alanlar, manto içi konveksiyon akımları, gravitasyon enerjisinin ısı enerjisine dönüşmesi, arz içi radyoaktif elementlerin yarılanma ömürleri ve basınç nedeniyle sıcaklığın derinlikle artmasından kaynaklanır [2].

Yerkürenin sıcaklığının araştırılmasına maden ocakları ve bunun yanısıra hidrotermal, jeotermal ve petrol vb. amaçlar ile açılmış sondaj kuyularında sıcaklığın ve ısı gradiyentinin çeşitli derinliklerde ölçümleri ile başlanmıştır. Maden ocakları ve sondaj kuyuları sınırlı derinliklere sahip olduğu için, bu derinliklere ait sıcaklık değerlerinden ziyade ısı gradiyentinin saptanması yoluyla yer kabuğunun erişilemeyen daha alt derinliklerine ait sıcaklıklara ilişkin bilgi edinilebilmektedir. Kabukta ortalama ısı gradiyenti 30 °C/km dir. Kıtasal kabuk tabanındaki sıcaklık 500-1000 °C arasında değişirken; okyanusal kabuk tabanında bu değer 150-200 °C arasında olmaktadır [68]. ABD'nin batı kesiminde tektonik bakımdan aktif "Basen and Range" tipi 30 km kalınlığındaki kabuğun tabanındaki sıcaklık 730-1000°C iken, Amerika'nın doğu kesiminde yeralan yaşlı ve tektonik aktivitesi çok düşük 35 km kalınlığındaki kabuğun tabanında sıcaklık 450-550 °C arasında değişmektedir [38].

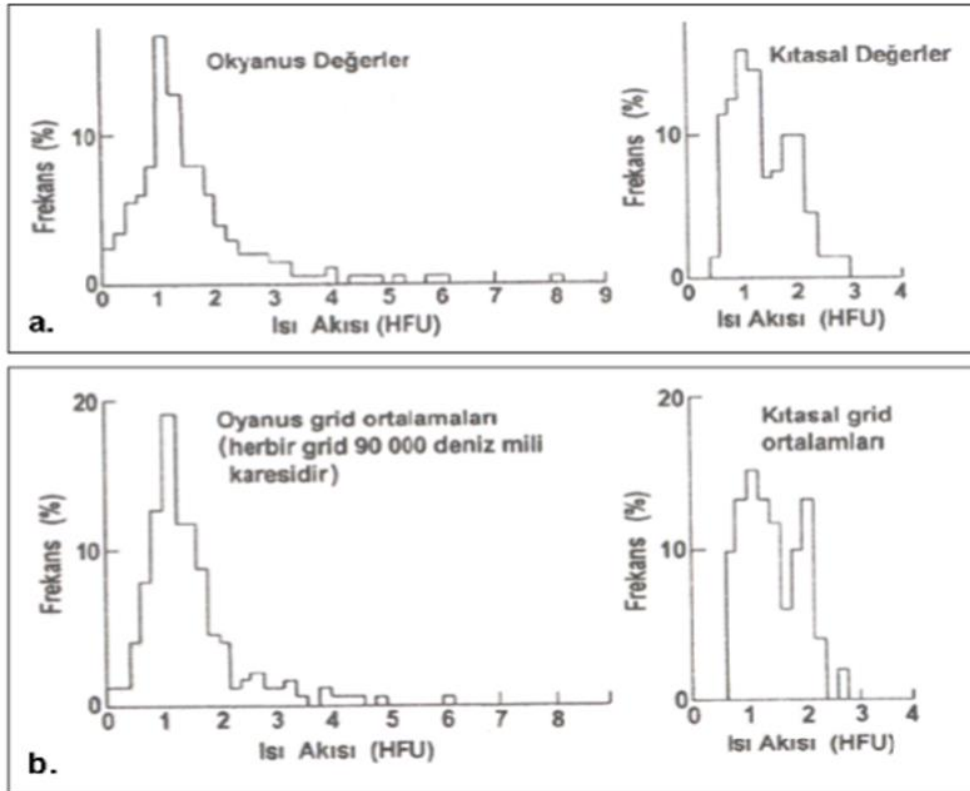
Yerkürenin derinliklerindeki sıcaklık hakkında bilgi sahibi olabilmenin bir diğer yolu da ısı akısının hesaplanmasıdır. Gerçekleştirilen ısı akısı ölçümleri bir dünya haritasına işlendiğinde, okyanuslardaki ölçümlerin karalardakine oranla daha fazla olduğu dikkati çekmektedir. Yerkürenin ortalama ısı akısı değeri 61.5 mW/m<sup>2</sup> dir [39].

Bunun anlamı, iletkenlikten dolayı yerin içinde yayılan ısı miktarının yüzeyde 2.4x10<sup>20</sup> kal/yıl ya da 1028 erg/yıl olduğudur. Başka bir deyişle, yerküre her yıl bu kadar ısı kaybetmektedir. Yerkürenin volkanik aktiviteden dolayı kaybettiği ısı miktarı söz konusu değerden 400 kez daha küçüktür [68].

Yerküreyi 5x5 derecelik alanlara bölerek yapılan karşılaştırma sonucu; karalar için ortalama ısı akısı değeri 58.91 mW/m<sup>2</sup> bulunurken; okyanusal alanlar için ortalama ısı akısı 59.33 mW/m<sup>2</sup> bulunmuştur. Bu değerler yerküre ortalamasına çok yakındır. Kıtalardaki Pleistosen yaşlı buzulların 8.36 mW/m<sup>2</sup> lik etkisi dikkate alındığında,

kıtalardaki ısı akısı ortalamasının okyanuslardaki ısı akısına oranla %10-15 daha fazla olduğu sonucuna varılır [40].

Şekil 4.3.'te kıta ve okyanuslardaki ısı akısı dağılımı histogramda gösterilmiştir. Şekiller incelendiğinde, kıtalardaki değerlerin dağılımı kısa ve değişim az iken, okyanuslardaki değerlerin dağılımı asimetrik ve uzun bir değişim aralığına sahip olduğu görülür [37].



Şekil 4.3. a.Okyanus ve kıtalar üzerinde ölçülen ısı akısı dağılımları, b. okyanus ve karalarda 90.000 deniz mili karelik bölgelerin ortalamalarından elde edilen ısı akısı değerleri [37].

#### 4.2.2. Yerkürede ısı enerjisi iletimi

Yer içinde ısı iletimi iletişimsel (conductive), dönüşümsel (convective) ve ışımsal (radiative) olmak üzere üç yoldan gerçekleşmektedir. İletişimsel ısı transferi maddeyi oluşturan atomların titreşim hareketi ile sağlanır. Dönüşümsel ısı transferi ısı farklılığı nedeni ile akışkanların hareketi ile gerçekleşmektedir. Işımsal ısı transferi

ise, Güneşten gelen elektromanyetik dalgaların radyasyonu ile ısının taşınmasıdır ve etkisi azdır [68].

Katı bir cisimde eğer ısı dağılımı düzgün değilse, akı olarak adlandırılan ısı transferi gerçekleşir. T sıcaklığı göstermek üzere akı;

$$Q=k.\text{grad}T \quad (4.14)$$

şeklinde tanımlanır. Burada ısı denklemi bir vektördür ve dx, dy ve dz bileşenleri cinsinden yazılabilir, k ısısal iletkenliğin ölçüsüdür. Kısaca ısı denklemi, t zamanı ve C ısısal kapasiteyi göstermek üzere

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = k. \nabla^2 T \quad (4.15)$$

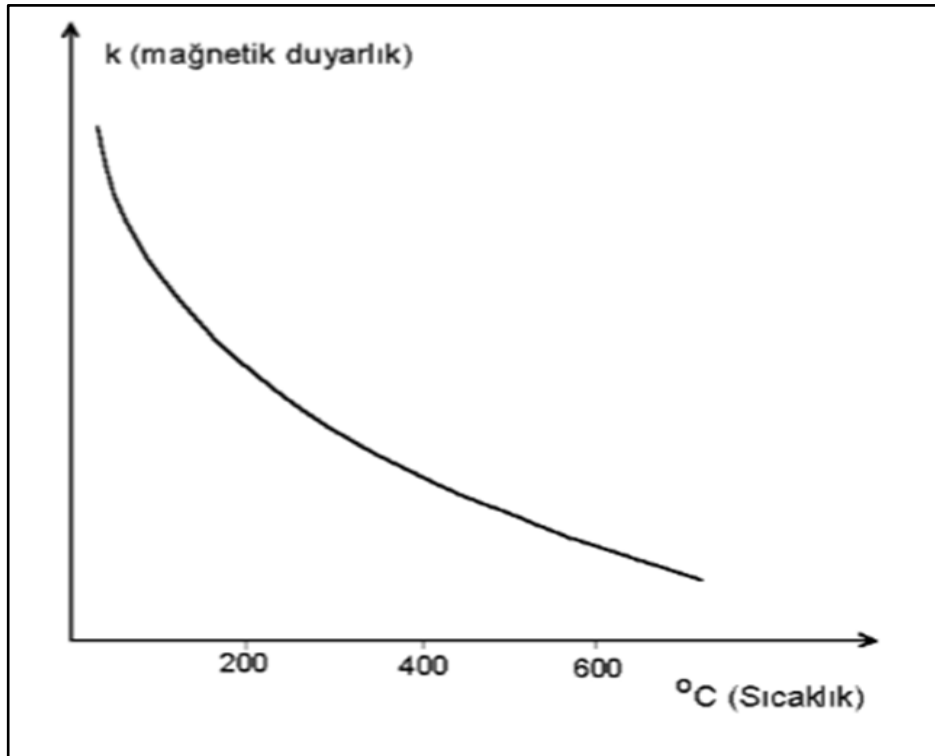
şeklinde verilir [40].

#### 4.2.3. Curie sıcaklığı ve minerallerin manyetik özellikleri

Bilindiği gibi kayaçlar minerallerden oluşmaktadır. Yeryüzündeki kayaçların hemen hemen hepsi az veya çok miktarda manyetik mineral içermektedir. Kayaçları oluşturan mineraller manyetik özelliklerine göre diamanyetik, paramanyetik, ferromanyetik, antiferromanyetik ve ferrimanyetik olarak dört ana grupta sınıflandırılabilir. Söz konusu minerallerin büyük bir kısmı diamanyetik ve paramanyetik özelliklere sahiptir; çok az bir kısmı ise antiferromanyetik ve ferrimanyetik özelliklere sahiptir.

Bu mineraller kimyasal bileşimlerine göre FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> üçlü sistemiyle temsil edilmektedir. Minerallerin manyetik özelliklerinden sorumlu olan titanyumlu magnetit katı eriyik (titanomagnetit) serisi, magnetit-maghemit katı eriyik serisi, ilmenit-hematit katı eriyik serisi, ferrosedobrokit-psedobrokit serisi olarak sayabileceğimiz dört farklı mineral grubu vardır.

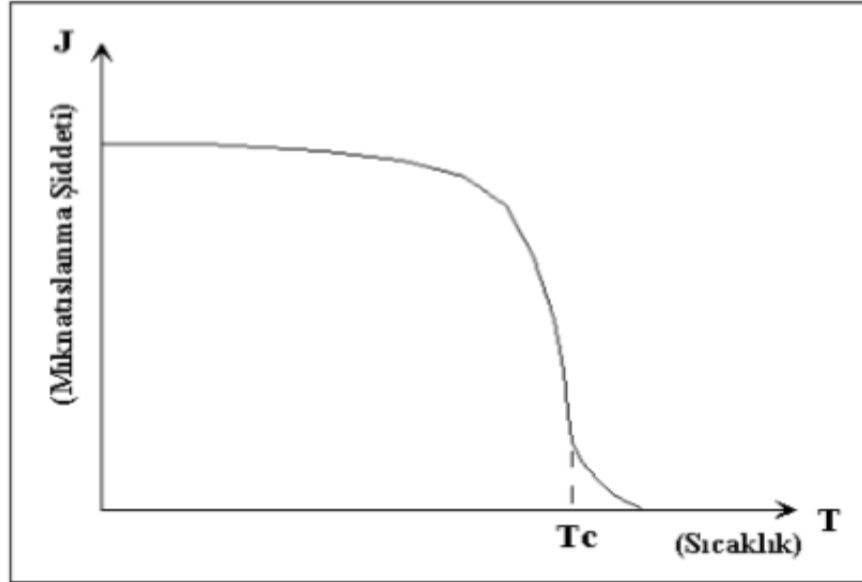
Maddeyi oluşturan atom modelinde, merkezde pozitif yüklü çekirdek ile etrafında negatif yüklü elektronlar bulunur. Elektronların çekirdek etrafındaki yörüngesel hareketi sonucu oluşan alan, çok küçük bir çubuk mıknatısın oluşturacağı manyetik alanla benzerdir. Bir cisme dışarıdan bir manyetik etki olmadığı zaman atomların toplam momenti sıfır olurken; dışarıdan bir manyetik alan uygulandığında, cismin dipol alanı etkilenir ve manyetik özellikleri değişime uğrar. Dış alanın etkisiyle kazanılan mıknatıslanma dış alana göre ters yönde olduğunda, negatif işaretli olur ve “diyamanyetizma” olarak adlandırılır [41]. Eğer kazanılan mıknatıslanma, dış alan doğrultusunda ise bu olay “paramanyetizma” adını almaktadır. Paramanyetik bir cismin süseptibilitesinin sıcaklıkla ters orantılı olarak azalması “Curie kanunu” olarak bilinir [43]. Şekil 4.4.’de paramanyetik özelliklere sahip biyotitin manyetik duyarlığının (mıknatıslanmasının) sıcaklıkla değişimi görülmektedir [44], [47].



Şekil 4.4. Paramanyetik mineral olan biyotitin manyetik duyarlığının sıcaklıkla değişimi [44].

Diamanyetik ve paramanyetik cisimlerin bir dış alanın varlığı halinde mıknatıslanmaları devam eder, dış alan kaldırıldığında mıknatıslanmalarını kaybederlerken; ferromanyetik cisimler dış alan kaldırıldığında ya da hiç uygulanmasa dahi mıknatıslık kazanabilmektedirler [44].

Atomların belirli bir genlik ve frekansta titreştirilmesiyle sıcaklığı artar. Titreşim hareketi ve genlikleri büyür. Maddeye verilen ısı çok fazla arttıkça titreşimlerin genliği o kadar büyür ki, atomun düzeni bozularak kristal kafesinin kırılması ile madde sıvı hale dönüşür, yani ergime olayı gerçekleşir [42].



Şekil 4.5. Ferromanyetik maddelerde mıknatıslanma şiddetinin sıcaklık ile değişimi [44].

Ferromanyetik maddeler Curie sıcaklığına kadar ısıtıldıklarında da büyük frekans ve genliklerde titreşirler. Atomların bu hareketleri esnasında Weiss alanı, atomların spin momentlerinin düzenleyici etkisini yenerek gelişigüzel doğrultular almasına ve yönlerinin değişmesine neden olur. Ferro ve ferrimanyetik bir cisim oda sıcaklığından itibaren ısıtılmaya başlandığında, cisim belli bir noktadan itibaren ferromanyetik özelliğini kaybeder ve paramanyetik bir madde gibi davranır. İşte cismin ferromanyetik özelliklerini kaybettiği bu sıcaklığa “Curie sıcaklığı” adı verilir. Ferromanyetik maddenin Curie sıcaklığı üstündeki manyetik özellikleri paramanyetik maddenin sahip olduğu manyetik özelliklere benzer [44]. Sıcaklık artışı ile ferromanyetik bir maddenin Weiss alanının etkisinin azalışı Şekil 4.5.’te görülmektedir [42].

Atmosferik basınçta saf magnetitin Curie sıcaklığı 580 °C dir. Bu sıcaklık magnetitin içindeki titanyum miktarının artması ile azalır. Bazı volkanik kayalar için Curie sıcaklığı 100 °C olarak belirlenmiştir [45].

Derin kabuk ve üst manto kayalarında % 5-10 mol ulvospinel bulunur [46]. Bu miktar ulvospinel bulunması Curie sıcaklığının 500-560 °C olabileceğini ortaya koymaktadır [47].

Antiferromanyetik maddelerin manyetik özellikleri ise Neel sıcaklığı üstündeki sıcaklıklardan itibaren değişir ve paramanyetik madde gibi davranırlar. Şekil 4.6.' da bazı ferromanyetik ve antiferromanyetik minerallerin Curie ve Neel sıcaklıkları görülmektedir [44].

Ferrimağnetik Mineral	Curie sıcaklığı	Antiferromagnetik Mineral	Neel sıcaklığı
Mağnetit ( $Fe_3O_4$ )	580 °C	Hematit ( $\alpha Fe_2O_3$ )	680 °K
		parasitik ferromağnetik	680 °C (Curie)
Mağhemit ( $\gamma Fe_2O_3$ )	545-675 °C	İlmenit ( $FeTiO_3$ )	57 °K
İlmenit-Hematit katı eriyiği (x) $FeTiO_3$ -(1-x) $Fe_2O_3$ 0.5<x<0.8	50-300 °C	Ulvospinel ( $Fe_2TiO_4$ )	120 °K
Pirolit ( $FeS$ ) <sub>1+x</sub> 0<x<1/7	320 °C	Geotit ( $\alpha FeOOH$ )	120 °K
Jacobsit ( $MnFe_2O_4$ )	300 °C	Kalkopirit ( $CuFeS_2$ )	300 °K
Mağnesyoferrit ( $MgFe_2O_4$ )	440 °C	Siderit ( $FeCO_3$ )	40 °K
Trovorit ( $NiFe_2O_4$ )	585 °C	Rodokrosit ( $MnCO_3$ )	31.5 °K
Franklinit ( $ZnFe_2O_4$ )	60 °C	Fayalit ( $Fe_2SiO_4$ )	126 °K
Kromit ( $FeCr_2O_4$ )	88 °C	Troilit ( $FeS$ )	320 °K
		Piroksen ( $FeSiO_3$ )	40 °K

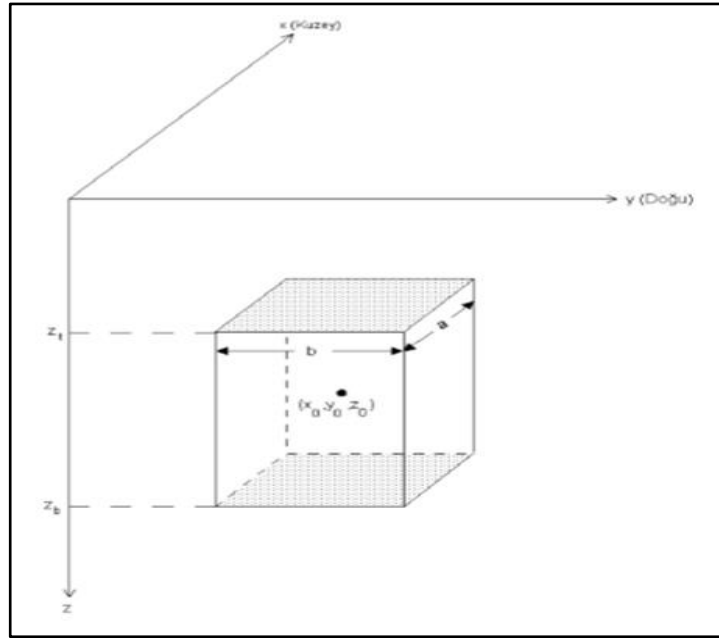
Şekil 4.6. Bazı ferromanyetik ve antiferromanyetik minerallerin Curie ve Neel sıcaklıkları [48].

#### 4.2.4. Curie nokta derinliğini belirleme yöntemi

Manyetik anomalilere neden olan yapılar, içerdikleri minerallerinin Curie sıcaklıkları üzerinde manyetik özelliklerini kaybederler. Atmosferik basınçta saf magnetitin Curie sıcaklığı 580 °C dir [45]. Curie nokta derinlikleri altında litosfer nonmanyetik özellikler gösterir. Manyetik yapının taban derinliği hesaplandığında, Curie Nokta Derinliği tahmini yapılmış olacaktır.



Jeofizikçiler çoğunlukla değişik jeolojik birimlerin manyetik anomalisini hesaplarken, temel model olarak dikdörtgen prizma modellerini kullanırlar (Şekil 4.7.). Dikdörtgen prizma modeli, manyetik yapıların derinliğinin tahmini için uzun yıllardır iyi bir araç olarak kullanıla gelmiştir. Dikdörtgen bir prizmanın toplam manyetik alan şiddetinin güç spektrumu ilk defa Bhattacharyya tarafından verilmiştir [33]. Magnetik anomali örneklerinin istatistiksel özelliklerinin incelenmesi sonucu, zaman ortamındaki veriler frekans ortamına dönüştürülerek anomalilerin spektrumu ile manyetik kaynağın derinliği arasında bir ilişki belirlenmiştir [34]. Bu yaklaşım mıknatıslanmış yapıların ortalama üst derinliklerinin tahmininde oldukça başarılı sonuçlar vermiştir.



Şekil 4.7. Dikdörtgen prizmatik yapı

Shuey ve diğerleri Curie Nokta Derinliklerinin belirlenmesinde, Spector ve Grant'ın yönteminin ters çözüm tekniklerine göre daha uygun olduğunu ifade etmişlerdir [47], [34]. Anomali kaynağı olarak kabul edilen gelişigüzel mıknatıslanmaya sahip birbirinden bağımsız kare prizmalar topluluğunun radyal ortalaması alınmış güç spektrumu sabittir. Gerekli teoriyi geliştirmek için kare prizmanın en uygun model olduğu Okubo ve diğerleri tarafından belirtilmiştir [49].

Bu çalışmada spektral yöntemlerle Curie Nokta Derinliklerinin bulunmasında, Spector ve Grant' in yöntemini temel alan Okubo ve diğerlerinin yaklaşımları kullanılacaktır [34], [49].

Şekil 4.9.'da verilen model prizmanın polar koordinatlarda  $(r,\theta)$  frekans uzayında manyetik anomalisinin spektrumu

$$E(r, \theta) = 2\pi JA[N + i(L\cos\theta + M\sin\theta)]x[n + i(l\cos\theta + m\sin\theta)]x\text{sinc}(\pi r a \cos\theta)\text{sinc}(\pi r b \sin\theta)x\exp[-2\pi r i(x_0 \cos\theta + y_0 \sin\theta)]x[\exp(-2\pi r z_t) - \exp(-2\pi r z_b)] \quad (4.16)$$

şeklinde verilmiştir [49]. Burada u, x yönüde v ise y yönündeki açısız frekanslar yani frekans düzlemini gösterirken

$$r^2 = u^2 + v^2 \text{ ve } \theta = \text{Arctan} \frac{u}{v} \quad (4.17)$$

bağıntıları geçerlidir. Denklemden,

- J : birim hacimdeki magnetizasyon şiddeti,
- A : yapının ortalama alanı,
- L, M, N : yermanyetik alanın doğrultu kosinüsleri,
- L, m, n : ortalama manyetizasyon vektörünün doğrultu kosinüsleri,
- a, b : modelin x ve y merkez koordinatları,
- $x_0, y_0$  : ortalama yapının x ve y merkez koordinatları,
- $z_t$  : yapıların ortalama üst derinlikleri,
- $z_b$  : yapıların ortalama alt derinlikleridir.

[34] tarafından, tek bir yapının (prizma) kaynak spektrumu ile topluluğu temsil eden ortalama parametreleri ( $z_t, z_b, z_0, x_0, y_0$ ) kullanan modelden elde edilen spektrumun aynı sonuçları verdiği ifade edilmiştir.

Yapıların alt derinliklerinin tahminine, ilk olarak ( $z_0$ ) merkez derinliğinin ve daha sonra da ( $z_t$ ) üst derinliğinin bulunması ile yaklaşım sağlanmaya çalışılmıştır [7], [49].

Buradan Curie Nokta Derinliği olarak adlandırılan prizmanın alt derinliği ( $z_b$ ),

$$z_b = 2z_0 - z_t \quad (4.18)$$

Bağıntısı yardımıyla hesaplanır.

(4.1) bağıntısının son satırındaki  $z_t$  terimini içeren üstel sinyalin spektrumdaki etkisi,  $z_b$  terimini içeren üstel sinyalden daha fazladır. Alt derinliğin doğrudan hesaplanması, üst derinliğin de eş zamanlı olarak hesabını gerektirir. (4.1) denklemindeki  $z_t$  ve  $z_b$  terimlerini içeren kısımlar  $z_0$  merkez terimini de içerecek şekilde hiperbolik sine fonksiyonu için tekrar hesaplanabilir [49]. Çok uzun dalga boylarında hiperbolik sine yalnızca  $z_0$  terimini içerir. Daha kısa dalga boylarında üstten gelen sinyal spektruma baskın olduğundan, üst derinlik elde edilebilir. Yapı boyutlarına oranla çok uzun dalga boylarında (4.1) nolu bağıntı yeniden,

$$E(r, \theta) = 4\pi^2 V J_r [N + i(L\cos\theta + M\sin\theta)] x [n + i(l\cos\theta + m\sin\theta)] x \exp[-2\pi r i(x_0\cos\theta + y_0\sin\theta)] x \exp(-2\pi r z_0) \quad (4.19)$$

şeklinde yazılır.

Burada  $V$  ortalama yapı hacmidir. (4.19) denklemi bir dipolün spektrumu olarak tanımlanabilir. Çok küçük frekanslardaki dağılımın spektrumu, gelişigüzel nokta dipollerin dağılımlarından elde edilen etki ile aynıdır. Dolayısı ile spektrum yapı parametrelerinden bağımsızdır. Magnetizasyon indüklense bile, kutba indirgeme unutulmamalıdır.

$Z_0$  merkez derinliğinin tahmini için güç spektrumu,

$$G(r, \theta) = \frac{1}{r} E(r, \theta) \quad (4.20)$$

şeklinde tanımlanmıştır [49], [34], [47], [49]. Çalışmacıların benzer bir şekilde frekans ortamında integrali alınan G amplitüdünün karesi,

$$H^2(r) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |G(r, \theta)|^2 d\theta \quad (4.21)$$

şeklindedir. Buradan bağıntı;

$$H(r) = A \exp(-2\pi r z_0) \quad (4.22)$$

şeklini alır. Her iki tarafın logaritması alınırsa bağıntı

$$\ln H(r) = \ln A - 2\pi r z_0 \quad (4.23)$$

şekline dönüşür. Burada A bir sabittir ve  $z_0$ ;  $\ln H(r)$  e en küçük kareler uyumu ile tahmin edilebilir.

İkinci adımda  $z_t$  üst derinliğin tahminine geçilir. Bunun için (4.1) denklemini yeniden ele alacak olursak, ( $z_0$ ) merkez derinliğini hesaplarken düşündüğümüzden daha küçük dalga boyları için

$$\text{Sinc}(\pi r a \cos \theta) \cong 1 \quad (4.24)$$

$$\text{Sinc}(\pi r b \sin \theta) \cong 1$$

$$\text{Exp}(-2\pi r z_b) \cong 0$$

eşitlikleri geçerlidir. Bu durumda (4.17) bağıntısındaki spektrum

$$E(r, \theta) = 2\pi J A [N + i(L \cos \theta + M \sin \theta)] x [n + i(l \cos \theta + m \sin \theta)] x \exp[-2\pi r i(x_0 \cos \theta + y_0 \sin \theta)] x \exp(-2\pi r z_t) \quad (4.25)$$

olarak yazılabilir. (4.25) denklemini tek kutbun spektrumunu tarif eder ve (4.19) denkleminde çok benzemektedir. Radyal olarak ortalanmış güç spektrumu

$$K^2(r) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |E(r, \theta)| d\theta \quad (4.26)$$

Bağıntısı kullanılarak

$$K(r) = B \exp(-2\pi r z_t) \quad (4.27)$$

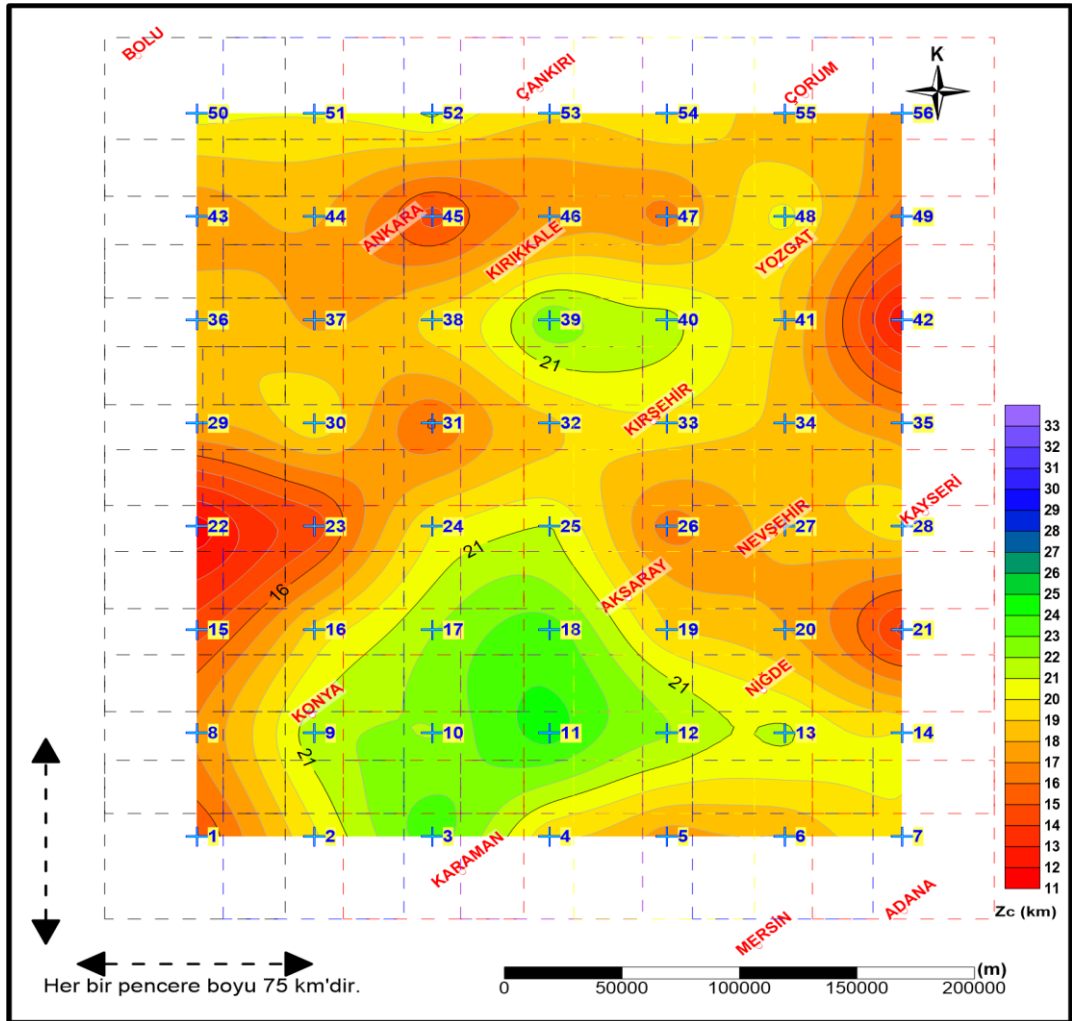
şeklinde hesaplanabilir. Burada B bir sabittir.

Tek kutbun spektrumunun eğimi  $2\pi$  ile bölünerek, en derin kabuksal bloğun üst derinliği ( $z_t$ ) elde edilebilir. Böylece radyal olarak ortalanmış logaritmik güç spektrumu iki kez alınarak, spektrumun en düşük frekanslı segmenti ve ikinci en düşük frekanslı segmentinden sırasıyla  $z_0$  ve  $z_t$  hesaplanmış olur.

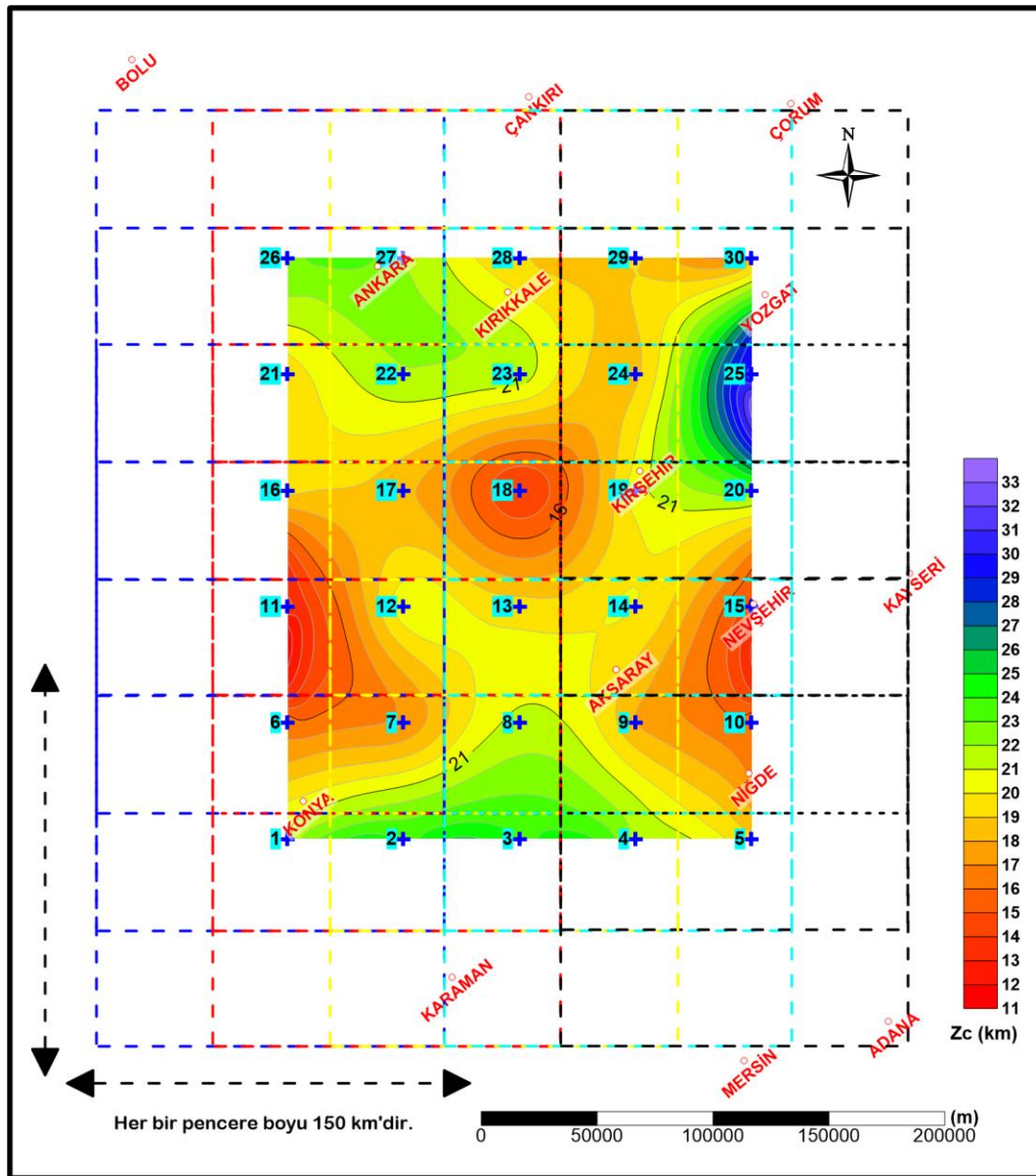
Sonuç olarak, Curie Nokta Derinlikleri:

- 1) Havadan ölçülen manyetik verilerin kutba indirgenmesi,
- 2) Tüm çalışma alanının spektrumundan süzgeç parametrelerinin belirlenmesiyle havadan ölçülen manyetik verilerin süzgeçlenmesi,
- 3) Tüm çalışma alanının uygun boyutlarda birbirine girişimli pencerelere ayrılması,
- 4) Her bir pencerenin [49] algoritmasına uygun şekilde spektrumlarının ve radyal ortalamalarının alınması [49].
- 5) Spektrumun en düşük ve ikinci en düşük frekanslı segmentlerinden, her bir pencerenin merkez ( $z_0$ ) ve üst derinliklerinin ( $z_t$ ) bulunması ve buradan (4.18) bağıntısı yardımı ile Curie Nokta Derinliklerinin hesaplanması adımları ile belirlenir.

Çalışma kapsamında MTA tarafından toplanan inceleme alanı ve civarını içine alan Havadan Manyetik ölçüm verileri kullanılarak Curie derinlik noktası hesaplamaları yapılmıştır. Yapılan hesaplamalarda iki farklı pencere boyutu seçilerek (75x75 km. ve 150x150 km.) pencere boyutu farklılığının hesaplamalar sonucu üzerindeki etkileri incelenmiştir. Hesaplama sonuçlarının birbiri üzerine denk gelen noktalardan elde edilen verilerin oranlarının bir (1) değerine yaklaşımının kontrolü ile hesaplamaların doğruluğu irdelenmiştir. Elde edilen sonuçlara göre 75x75 km boyutlu pencere sonuçlarının 150 x150 km boyutlu pencere sonuçlarına oranının 0,64 ile 1,34 arasında değiştiği görülmüştür. Oranların % 95 inin 0,85 ve üzeri değerler ile bire yaklaştığı, dolayısı ile hesaplamaların doğruluğunun yaklaşık % 95 olduğu görülmüştür. Hazırlanan haritalar Şekil 4.8. ve Şekil 4.9.'da görülmektedir.



Şekil 4.8. Çalışma alanı ve civarına ait 75 x 75 km pencere boyu kullanılarak hazırlanan Curie noktası derinlik haritası



Şekil 4.9. Çalışma alanı ve civarına ait 150 x 150 km pencere boyu kullanılarak hazırlanan Curie noktası derinlik haritası

### 4.3. Gravite Çalışmaları

Gravite yöntemi, yaygın olarak kullanılan doğal kaynaklı bir jeofizik yöntemdir. Newton'un kütle çekimi yasası ve o yasanın sunduğu yerçekimi ivmesi gravite yönteminin temelini oluşturur. Kayaçlar arasındaki yoğunluk farklılıkları yerçekimi ivmesinin farklı ölçülmesine neden olur. Hassas gravimetrelerle yerçekimi ivmesindeki bu hassas farklılıklar ölçülür ve aranan yapıya dair bulgular elde edilir.

Modern gravite yöntemi, ilk olarak 20. Yüzyılın ilk çeyreğinde petrol ve doğal gaz aramalarında kullanılmıştır. Gravite yöntemi araştırma amaçlı olarak ilk defa 1920'lerde Amerika Birleşik Devletleri'nde Gulf Coast ve Meksika'da petrol araştırmalarında tuz domu yapılarının araştırılmasında uygulanmıştır. Daha sonraları yöntem, hem veri işlem hem de kullanılan cihazlar açısından günümüze kadar hızla geliştirilmiştir.

Gravite yöntemi, kayaçlardaki yoğunluk farkının ayırt edici özellik olduğu her jeofizik çalışmada kullanılabilir. Doğrudan aranan materyalin yoğunluğu birincil ayırt edici özellik olarak göz önünde bulundurulabileceği gibi dolaylı olarak bölgenin genel tektonik yapısı, çökel havzanın belirlenmesi gibi çalışmalarda da yaygın olarak kullanılmaktadır.

Bu çalışmalara örnek olarak maden aramaları, petrol ve doğalgaz aramaları, mühendislik jeofiziği çalışmaları, jeotermal aramaları örnek verilebilir. Jeotermal aramalarda gravite yöntemi özellikle çöküntü alanlarının belirlenmesi ve genel tektonik yapının ortaya konması amacı ile kullanılmaktadır. Böylece jeotermal akışkanın oluşum mekanizması ve jeolojik oluşum ile etkileşimi ortaya konulabilmektedir. Bu şekilde yapılacak çalışmalar sayesinde yapılacak jeotermal sondajların lokasyonları daha net bir şekilde belirlenebilmektedir.

Yöntem, özellikle hidrotermal alterasyon geçirmiş kayaçların olduğu alanlar ve çevresindeki alterasyona uğramamış kayaç birimlerinin bulunduğu ve yeterli yoğunluk zıtlığının olduğu durumlarda oldukça yararlı sonuçlar verebilir. Jeotermal alanların araştırılmasındaki gravite uygulamaları sonucunda bölgesel ve yerel tektonik (görünür ve gömülü fay sistemleri) çöküntü havzaları ve temel yükselimleri, yüzey ve dolgu kayaç cinslerinin genel özellikleri hakkında bilgiler elde edilebilir. Ayrıca ayrıntılı uygulamaların yapılacağı alanlar sınırlandırılır. Gravite haritalarında negatif değerli yapılar düşük yoğunluklu kayaçları ve çöküntü alanlarını, pozitif değerli yapılar ise yüksek yoğunluklu kayaçları işaret eder. Pozitif gravite, gömülü volkanik veya sokulum mağmatik kaya olarak yorumlanabilir.



Kütle çekim yasası olarak bilinen Newton yasası gravite yönteminin temelini oluşturur. Bu yasaya göre,  $m_1$  ve  $m_2$  kütleli iki cisim birbirini kütleleriyle doğru, aralarındaki uzaklığın karesi ile ters orantılı olacak şekilde çekerler. Bu durum bağıntı 4.28'deki gibidir.

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (4.28)$$

Bağıntı 4.28 'de  $F$  çekim kuvveti,  $G$  evrensel çekim sabiti ( $6,673 \cdot 10^{-8}$ ),  $m_1$  ve  $m_2$  kütleleri,  $r$  ise kütleler arasındaki uzaklığı temsil etmektedir. Newton'un diğer yasasına göre, bir cisme etki eden kuvvet cismin kütlesi ile ivmesinin çarpımına eşittir. Bu durum bir kütlenin sonsuz küçüklükte olduğu durumda yani nokta kaynak olduğu durumdadır ve bağıntı 4.29'daki gibi ifade edilir.

$$F = m \cdot g \quad (4.29)$$

Yeryuvarının üzerinde herhangi bir kütlenin oluşturacağı sistemi bu iki formülle eşitleyerek ifade edersek,  $m_1 = M_e$  (Yeryuvarının kütlesi) olduğu durumda bir cismin yeryüzünde etkilendiği yer çekim ivmesi hesaplanmış olur.

$$g = G \frac{M_e}{R_e^2} \quad (4.30)$$

Bağıntı 4.30'da  $R_e$ , Yeryuvarının yarıçapıdır. Bu durumda yer çekim ivmesi yukarıdaki gibidir ve yaklaşık  $980 \text{ cm/s}^2$  'dir. Yerçekimi ivmesi birimi Gal' dir. Ölçümlerde genellikle mGal değeri kullanılır ve bir mGal yerçekimi ivmesinin yaklaşık binde birine denk gelmektedir.

Elbette yukarıda belirtilen formül yeryuvarının küre şeklinde olduğu, topoğrafyanın düz olduğu ve dönmediği kabulü ile tam olarak geçerlidir. Bu durumda birçok düzeltme gravite yönteminde kaçınılmaz olmaktadır.

Yerçekimi ivmesini hesaplayabilmek için, kütle çekim yasasıyla birlikte kuvvet alanı ve gravite potansiyeli hesaplamalarını da göz önünde bulundurmak gerekir.

Bir m kütlesinin bir P noktasında oluşturacağı gravite potansiyelinin bilinmesi, o potansiyel alan içerisinde oluşacak kuvvetin hesaplanabilmesine olanak sağlar. Bu bağlamda, gravite potansiyeli (kütlesi m olan bir cismin herhangi bir P noktasındaki potansiyeli) 4.31 bağıntısındaki gibi tanımlanır.

$$U = G \iiint \frac{dm}{r} \quad (4.31)$$

Kuvvet alanı, bir M kütlesinin bir noktaya uyguladığı kuvvetin oluştuğu alandır. Bu alan içinde herhangi bir yöndeki kuvvet, bu yöne dik olarak alınan birim alanı kesen kuvvet çizgilerinin sayısı ile ölçülebilir. Kuvvet alanı içerisinde v hacminin bir noktasına toplanan bir s yüzeyi üzerinde oluşan kuvvet vektörünün düşey bileşeni gravite yönteminde ölçülen bileşendir.

Bu bağıntı 4.32 bağıntısındaki gibi ifade edilir.

$$g_z = - \frac{\partial u}{\partial y} G \iiint \frac{(z-z^l)dm}{r^3} \quad (4.32)$$

$$r^2 = (x - x^l)^2 + (y - y^l)^2 + (z - z^l)^2 \quad (4.33)$$

Yukarıdaki 4.32 ve 4.33 bağıntıları yardımıyla yerçekimi ivmesinin bir noktadaki düşey bileşeni hesaplanmış olur. Ayrıca yerçekimi ivmesini, yeryuvarı çevresinde bulunan en yakın ve en büyük ay ve güneş gibi kütlelerin çekim güçleri de etkilemektedir. Bu etkilerin hesaplanabilmesi için, gravite potansiyeli hesaplamalarına bakmamız gerekir.

### 4.3.1 Gravite ölçülerine uygulanan düzeltmeler

#### 4.3.1.1 Enlem düzeltmesi

Yer yuvarının kutuplardan basık ekvator da şişkin bir elipsoid şeklinde olması ve yeryuvarının dönmesine bağlı merkezkaç kuvveti sonucu yerçekimi ivmesi

kutuplardan ekvatora gidildikçe azalır. Bu değişimin etkisinin giderilmesi enlem düzeltmesi olarak bilinir ve 4.34 bağıntısı ile hesaplanır.

$$g_0 = 978031.85(1 + 0,005278895 \sin^2 \phi + 0,000023462 \sin^4 \phi) \quad (4.34)$$

Burada  $\phi$ , enlemi ifade eder ve birimi derecedir. Kuzey yarım kürede ekvatora yaklaştıkça ölçülen gravite değerinin azalmasından dolayı, baz noktasının kuzeyindeki ölçü noktaları için enlem düzeltmesinin işareti eksi, güneyindeki noktalar içinse artıdır.

$$E.D. = 0,8122 \sin 2\phi [mGal/km] \quad (4.35)$$

Petrol ve maden gibi küçük ölçekli aramalarda yukarıdaki 4.35 bağıntısı kullanılabilir. Buradaki  $\phi$ , çalışma sahasının ortasından geçen enlemdir.

#### 4.3.1.2. Bouguer düzeltmesi

Karada yapılan ölçümlerde ölçüm yapılan araştırma sahasında yüksekliğin etkisinin yoğunluk bilgisi eklenerek ölçülerden giderilmesidir. Kütlelen kaynaklanan bu düzeltme Bouguer Plakası (sonsuz yarıçaplı, h alınlığındaki silindir) düzeltmesi olarak adlandırılır.

$$g_B = 2\pi \cdot g \cdot \rho \cdot h = 0,04191 \cdot \rho \cdot h [mGal] \quad (4.36)$$

4.36 bağıntısı ile Bouguer düzeltmesi yapılmaktadır.

#### 4.3.1.3. Topografya düzeltmesi

Araştırma sahasında bulunan ani topoğrafik değişimlerin ölçülere olan etkisinin giderilmesidir. Bu etkinin giderildiği bağıntıda, kalınlığı sonlu ve yarıçapları  $a_1$  ve  $a_2$  olan iç içe ve eksenleri ortak iki silindir arasındaki halkanın etkisi hesaplanır. 4.37 bağıntısı ile topografya düzeltmesi hesaplanmaktadır.

$$\Delta g = 2\pi G\rho \left[ \sqrt{h^2 + a_1^2} + \sqrt{h^2 + a_2^2} + a_1 - a_2 \right] \quad (4.37)$$

Gravite yönteminde, mutlak gravite değeri ölçülmemektedir. Bunun yerine geliştirilen hassas gravimetrelerle iki nokta arasındaki çekim ivmeleri farkı ölçülmektedir. Bu bağlamda, Worden gravimetresi olarak bilinen kararlı gravimetreler, La CosteRomberg gravimetresi olarak bilinen kararsız gravimetreler ve titreşen tel esaslı gravimetreler bilinen gravimetrelerdir. Kararlı gravimetrelerin temeli bir yay ucuna düşey olarak asılı bir kütle için yerçekimi ivmesinin değişimine göre gösterdiği boyca uzama miktarının hassas olarak ölçülmesine dayanır. Kararsız gravimetrelerde sıfır uzunluklu yayın değişen çekim ivmesi sonucunda başlangıçtaki konumuna döndürmek için uygulanan zıt kuvvetin büyüklüğü ölçülmek istenen çekim ivmesi farkına eşittir [50], [51].

Değerlendirmelerde kullanılan gravite dataları 1978 yılında MTA tarafından gerçekleştirilmiştir. Ölçümler Profiller boyunca gerçekleştirilmiştir [52].

#### 4.4. 3D Euler Dekonvolüsyon Yöntemi ile Yapı Sınır Analizi

Manyetik verilerin evrensel bağlamda en yaygın kullanılan alanlarından bir taneside, manyetik kaynaklı derinliklerinin saptanmasıdır. Örneğin hidrokarbon arama için, bu genellikle sedimanter katman kalınlığının bulunması anlamındadır. Maden aramalarında ise derinlik kestirimleri manyetik mineraller içeren cevher kütlelerinin derinliğini belirlemek için yapılır. Potansiyel alan verilerindeki bu tür uygulamalar jeofizik literatüründe birçok yayında yer almıştır. [64] 'deki çalışmasında tanıttığı teknikte ise daha önce tanıtılmış yöntemlerden çok farklı bir şekilde derinlik bulma işlemini gerçekleştirmiştir.

Euler'in homojen denklemine dayanarak (kısaltması EULDPH) olarak geliştirilen yöntem, derinlik kestirimine ek olarak 'yapısal indeks' kavramını da ortaya koymaktadır. [64]' nin iki boyutlu yöntemini üç boyutlu duruma getirmiş ve bu uygulama birçok yazar tarafından da geniş bir şekilde kullanılmıştır

Yapısal indeksi yapının şekline bağlı bir fonksiyon olarak tanımlayarak ve ölçü noktası ile diğer ölçü noktası ile diğer ölçü noktaları arasındaki uzaklıkla orantılı bir yanlış işleviyle Euler eşitliğini ağırlandırarak, bazı hatalı ölçülerin yol açtığı çözümleri yok etmenin olası olduğunu göstermiştir.

Yapısal indeksi belirlemek için yeni bir kriter de [65] tarafından sunulmuştur. Bu kriter gözlenen profiller boyunca olası yapısal indek değerler için kayan pencerenin her bir adımında ilişki katsayısının elde edilmesi temeline dayandırılmıştır. Bu çözümler arasındaki en küçük ilişkiyi veren olası yapısal indeksin en doğru yapısal indeks değeri olduğunu göstermiştir.

#### 4.4.1. Temel tanımlar

Bu bölümde Euler eşitliğinin tanımı ve Euler eşitliğinin homojen işlevlerle ilişkii gösterilecektir. Aynı zamanda homojen işlevlerle Laplace eşitliği arasındaki bağlantı irdelenmeye çalışılacaktır. Bunların ardından ise Euler eşitliğinde yer alan yapısal indeks kavramı ve rejyonel değeri irdelenmiş ve yapısal indeks ile kaynak yerinin koordinatları arasındaki ilişki sunulmuştur.

#### 4.4.2. Homojen işlevler ve Euler eşitliği

Bilindiği gibi kaynak bölgesinin dışında potansiyel alanlar (4.38) ile verilen Laplace eşitliği sağlar.

$$\nabla^2 U = \frac{\partial^2 U}{\partial^2 x} + \frac{\partial^2 U}{\partial^2 y} + \frac{\partial^2 U}{\partial^2 z} \quad (4.38)$$

Eğer işlevinin birinci türevi sürekli ve ikinci türevi alınabiliyorsa Laplace eşitliğinin her bir çözümü harmonik bir işlevdir. Dik koordinat sisteminde herhangi bir uzaysal diferansiyeli göstermek üzere böylesi D veya D' operatörler (örneğin, (4.40) ve (4.41) ve (4.42) ile verilen yer değiştirebilme özelliğine sahiptir.

$$\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial^2}{\partial x \partial y} \text{ veya } \nabla^2 \quad (4.40)$$

$$DD'f(x, y, z) = D'Df(x, y, z) \quad (4.41)$$

$$D\nabla^2 f(x, y, z) = \nabla^2 DU(x, y, z) \quad (4.42)$$

Bu nedenle  $U(x, y, z)$  harmonik bir işlev ise  $U(x, y, z)$  'nin herhangi bir mertebeden türevi alınabiliyor demektir. Bir işlevin harmonik olabilmesi için Laplace eşitliğini sağlaması gerekmektedir. Örneğin, bir nokta kütleinin gravite potansiyeli veya manyetik potansiyeli Laplace eşitliği sağladığından,

$$\nabla^2 \frac{1}{r} = 0 \quad (4.43)$$

türevleri de harmoniktir. (örneğin,  $\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}, \nabla \frac{1}{r}$ ), Örneğin, yerkürenin skaler manyetik potansiyeli harmoniktir. Bu nedenle, yerkürenin manyetik alanının her hangi bir bileşeni de harmoniktir.

Bir  $f(x, y, z)$  işlevi,  $z=0$  ( $z$  aşağıya doğru pozitif) gözlem düzlemini,  $x$  eksenini kuzeyi,  $y$  eksenini doğuyu göstermek üzere, eğer aşağıdaki (4.44) eşitliğini sağlıyorsa,  $f(x, y, z)$  işlevi  $n$ 'inci dereceden homojen denklem olarak adlandırılır.

$$f(t_x, t_y, t_z) = t^n f(x, y, z) \quad (4.44)$$

Eğer  $f(x, y, z)$   $n$ 'inci dereceden harmonik bir işlev [64] tarafından verilen

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + \frac{\partial f}{\partial y} + \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (4.45)$$

veya [30] tarafından verilen

$$r \nabla f = -nf \quad (4.46)$$

Bağıntılarıyla ifade edilebilir. Eğer  $f(x,y,z)$  fonksiyonu  $n$ . derece Euler eşitliği sağlıyorsa,  $f(x,y,z)$  işlevinin türevi de harmoniktir ve benzer şekilde  $n+1$  derecesi için de harmoniktir.

$$x \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial f}{\partial z} \right) + y \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial f}{\partial z} \right) + z \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial f}{\partial z} \right) = -(n+1) \left( \frac{\partial f}{\partial z} \right) \quad (4.47)$$

Bu kısmi diferansiyel denklem, Euler homojen denklemi ya da kısaca Euler denklemi olarak bilinmektedir. Ölçüm düzlemine bağlı olarak  $x_0, y_0, ve z_0$  noktasında yerleşmiş bir noktasal kaynak ele alınması durumunda toplam manyetik alan şiddeti aşağıdaki şekilde gösterilir.

$$\Delta T(x,y) = f[(x-x_0), (y-y_0), z_0] \quad (4.48)$$

(4.48) ifadesinin, Euler denklemi aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$(x-x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y-y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -n \Delta T(x,y) \quad (4.49)$$

Bu üç yöndeki gradyanlar, uzay ve dalgasayısı ortamlarında belirli potansiyel teori kuralları kullanılarak hesaplanabilmektedir. Bazı durumlarda, düşey gradyan ölçülmüş olabilir ve (4.49) nolu denklemde doğrudan kullanılabilir. (4.49) denklemi üç boyutlu (3-B) Euler eşitliği olarak bilinir ve harita düzleminde manyetik verileri değerlendirmek için kullanılır. Eğer yapının  $x$  yönündeki genişliği  $y$  yönündeki genişliğinden çok büyükse, (4.49) ve (4.50) ile verilen iki boyutlu (2D) Euler eşitliğine dönüşür ve profil verilerinin değerlendirilmesine olanak sağlar.

$$(x-x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} - z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -n \Delta T(x) \quad (4.50)$$

Bu ifadenin tekrar düzenlenmesiyle de (4.51) elde edilir.

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} = x \frac{\partial T}{\partial x} + n \Delta T(x) \quad (4.51)$$

### 4.4.3. Yapısal İndeks Kavramı

Genel olarak manyetik yöntemde herhangi bir alan bileşeni  $f(x,y,z)$ 'nin aşağıdaki genel forma sahip olduğu varsayılır.

$$f(x, y, z) = \frac{M}{r^n} \quad (4.52)$$

Teorik olarak noktasal manyetik kaynakların çoğu (4.52) denklem şeklinde gösterilmektedir. (4.52) nolu bağıntıda  $r = (x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}$  çekim uzaklığını,  $\mu$  terimi ise anomaliyi en iyi şekilde tanımlayan yapı tipini temsil eder. Buradan görüleceği üzere manyetik anomalinin şiddeti uzaklıkla azalan bir karakterdedir.

(4.51) denklemindeki türev değerleri, araziden elde edilmiş gravite veya manyetik verilerden hesaplanabilir. Sözü edilen denklemde bilinmeyen nitelikler  $X_0, Z_0$  ve  $\mu$  'dir. Burada  $X_0, Z_0$  nokta kaynağın profil boyunca lokasyonu ve derinliğini temsil ederken, yapı tipine bağlı olarak anomali azalma oranını tanımlayan  $\mu$  parametresi "yapısal indeks" olarak isimlendirilir ve  $\mu = 0$  ile 3 arasında değiştiği kabul edilir.

Bazı yapılar dayk, silindir ve küre gibi basit geometrik şekillere benzetilerek çözüme ulaşılır. Buran hareketle anomali azalma oranına bağlı olarak her bir yapı için yapısal indeks değeri Tablo 4.1.'de tanımlanmıştır [64].

Tablo 3.1. Basit modellerin yapısal indeksleri [64]

Basit Modeller	Yapısal İndeks ( $\mu$ )
Kontakt	0,0
Dayk	1,0
Silindir	2,0
Küre	3,0

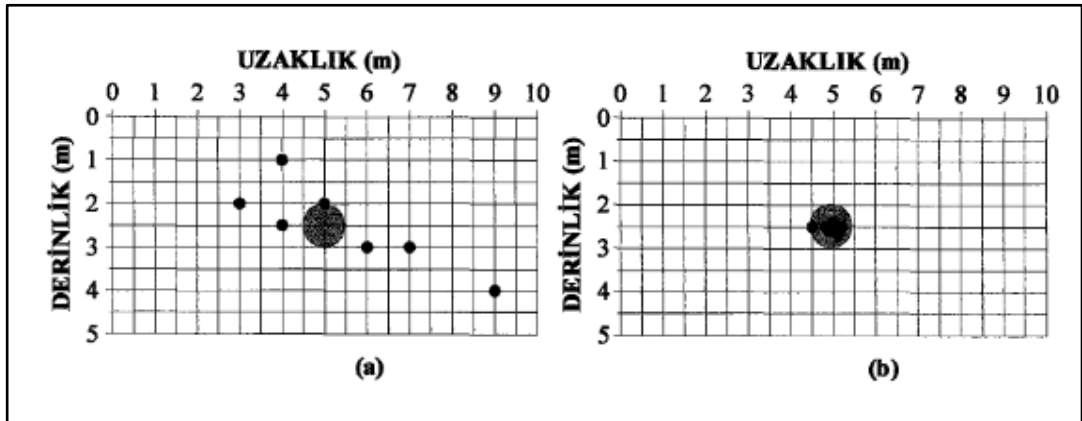


#### 4.4.4. Yapısal indeksin seçilmesi

Euler Dekonvolüsyon Yöntemi (EDY), kaynak manyetizasyon yönüne ait herhangi bir ön bilgi gerektirmediği için manyetik verilerin yorumlanmasında yaygın olarak kullanılmaktadır. Ancak değerlendirme sırasında “yapısal indeks” olarak isimlendirilen parametrenin bilinmesi gerekmektedir. Çözüm sırasında yapısal indeksin doğru seçilmesi bu yöntemin başarı oranını artırır [65].

Euler denkleminin çözümü sırasında  $T(x)$  araziden ölçüldüğü için bilinmekte ve bu çalışmada  $\frac{\partial T}{\partial x}$  ve  $\frac{\partial T}{\partial y}$  yatay türev bileşenleri sonlu farklar yöntemiyle,  $\frac{\partial T}{\partial z}$  düşey bileşen Fourier dönüşüm yöntemiyle hesaplanmıştır. Aynı zamanda, düşey bileşeni Hilbert dönüşümü yardımıyla hesaplamak olanaklıdır. Ancak  $\mu$  yapısal indeks değerinin önceden verilmesi gerekmektedir. Başka bir deyişle  $Z_0$  derinlik değerini bulmak için  $\mu$  değerinin önceden bilinmesi gerekmektedir [65].

[64] gibi araştırmacılar bir profil boyunca  $\mu$  yapısal indeks için kayan veri penceresinin farklı koordinatlarında elde edilen  $X_0$  ve  $Z_0$  her bir koordinat çiftinin koordinat çiftinin koordinat ekseninde birbirine en yakın kapanımı, başka bir deyişle en küçük saçılımı oluşturan yapısal indeksi doğru kabul ederler. Şekil 4.10.-a incelendiğinde yanlış indeks için çözüm yapıldığında sonuçların saçıldığını, buna karşın Şekil 4.10.-b ‘de doğru indeks için çözümlendiğinde sonuçların bir merkez etrafında kapanım oluşturduğu gözlenmektedir.



Şekil 4.10. Farklı yapısal indeksler için EDY sonuçları (a- yanlış yapısal indeks, b- doğru yapısal indeks)

Euler eşitliği yardımıyla [65] çalışmacılar, toplam alan anomalisi ve türevlerini kullanarak elde ettikleri parametrelerin ( $X_0$ ,  $Z_0$ ,  $\mu$ , ve  $b$ ) hesaplanması için kuramsal çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışmalar sonucunda,  $X_0$ 'ın diğer tüm parametrelerden bağımsız olarak belirlendiğini ve  $Z_0$ , değerinin  $\mu$  yapısal indeks ile eş zamanlı hesaplanamayacağını göstermişlerdir. Çünkü kaynağın düşey koordinatı ile yapısal indeks doğrusal olarak bağımlı, diğer taraftan, yatay koordinat ve yapısal indeks doğrusal olarak bağımsızdırlar.

Eğer  $\mu$  yapısal indeks değeri bilinirse (örneğin,  $\mu = 1, 2, 3$ ), yapısal indeksin değerine bakılmaksızın hem  $Z_0$  hem de  $X_0$ 'ın hesaplanması tutarlı ve durağan bir değer olacaktır. Sonuç olarak, eğer  $\mu$  sıfırdan farklı ise,  $b$  tek ve sabit şekilde eş zamanlı olarak hesaplanabilmektedir.

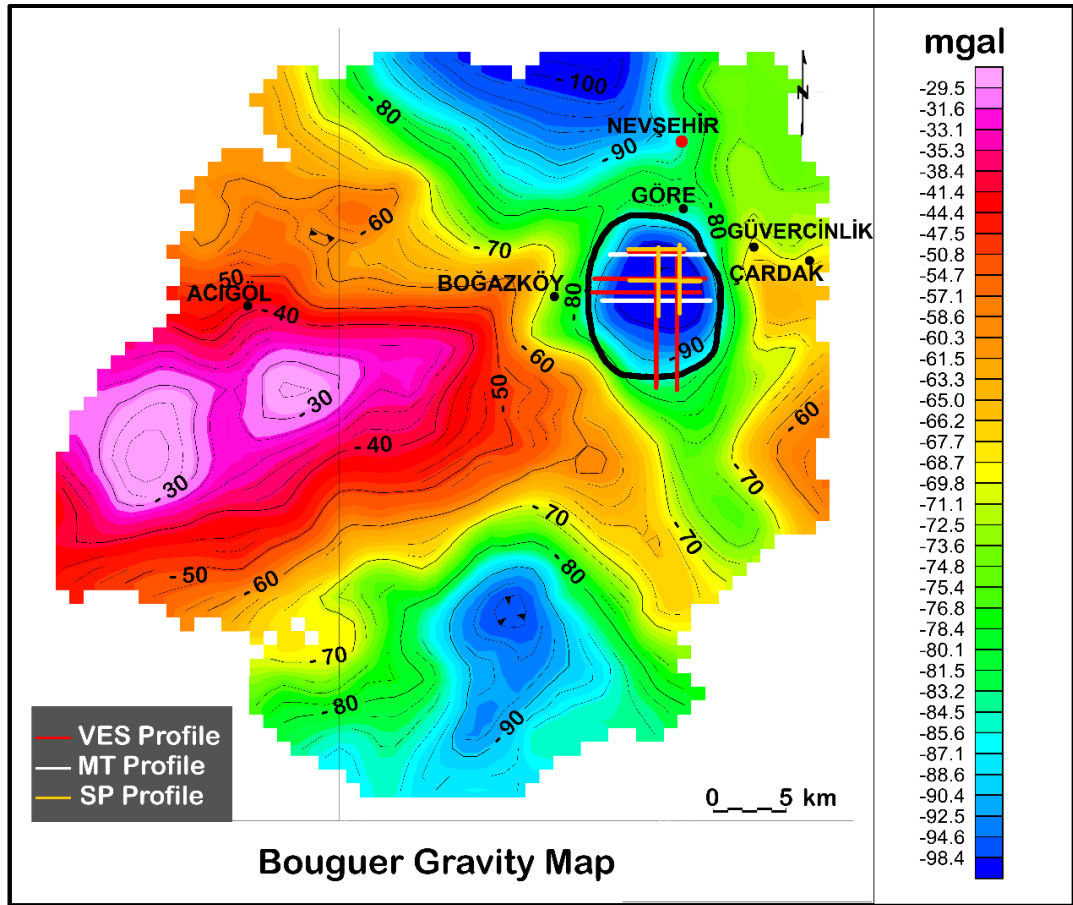
[65],  $\mu$  yapısal indeksi belirleyebilmek için yeni bir kriter ortaya koymuşlardır. Bu kriter, toplam alan anomalisi ile bilinmeyen  $b$  bölgesel değerleri arasındaki ilişkiye dayanmaktadır. Bu hesaplamalar, gözlenen profil boyunca yapısal indeksin çeşitli olası değerleri için kayan veri penceresinin her bir durumu için elde edilirler. En küçük ilişkiyi veren olası yapısal indeks değeri, en doğru yapısal indeksi veren çözümdür.

Birçok araştırmacı yapısal indeks değerinin seçiminde kullandıkları kriter, kaynağın düşey koordinatı için yalnızca başlangıç değerden daha küçük standart sapma üreten yapısal indeksin seçilmesine dayanmaktaydı. [65] ise şimdiye kadar sayısal sonuçlara bakılarak yapılan çözümler yerine doğru indeksin seçimi için analitik olarak çözüm yapmışlardır. [66] Tarafından sonlu basamak yapılar için gravite verileri kullanılarak yapılacak yapı sınır hesaplamalarında indeks değeri 1, silindirik yapılar için ise 2 olarak belirlenmiştir. Çizgisel dipoller ile silindirik yapının temsili mümkündür.

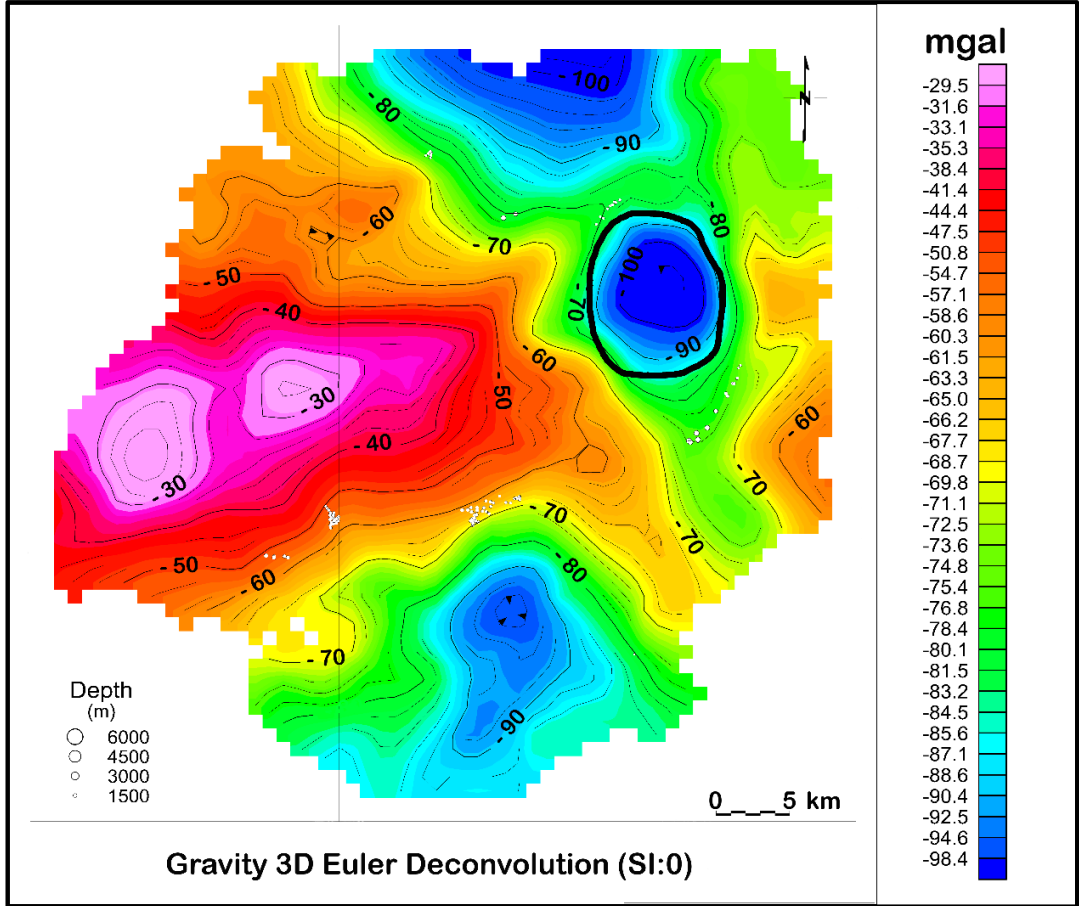
#### 4.4.5. Çalışma alanı Gravite etüdü yapı sınır analizi haritaları

Çalışma alanında MTA tarafından 1978 yılında ölçülen 2912 noktada ölçülen gravite verileri kullanılarak oluşturulan Bouguer anomali haritası üzerinde farklı yapı sınır indeksleri kullanılarak inceleme alanına ait yapı sınır haritaları oluşturulmuştur (Şekil 4.11., 4.12., 4.13., 4.14.).

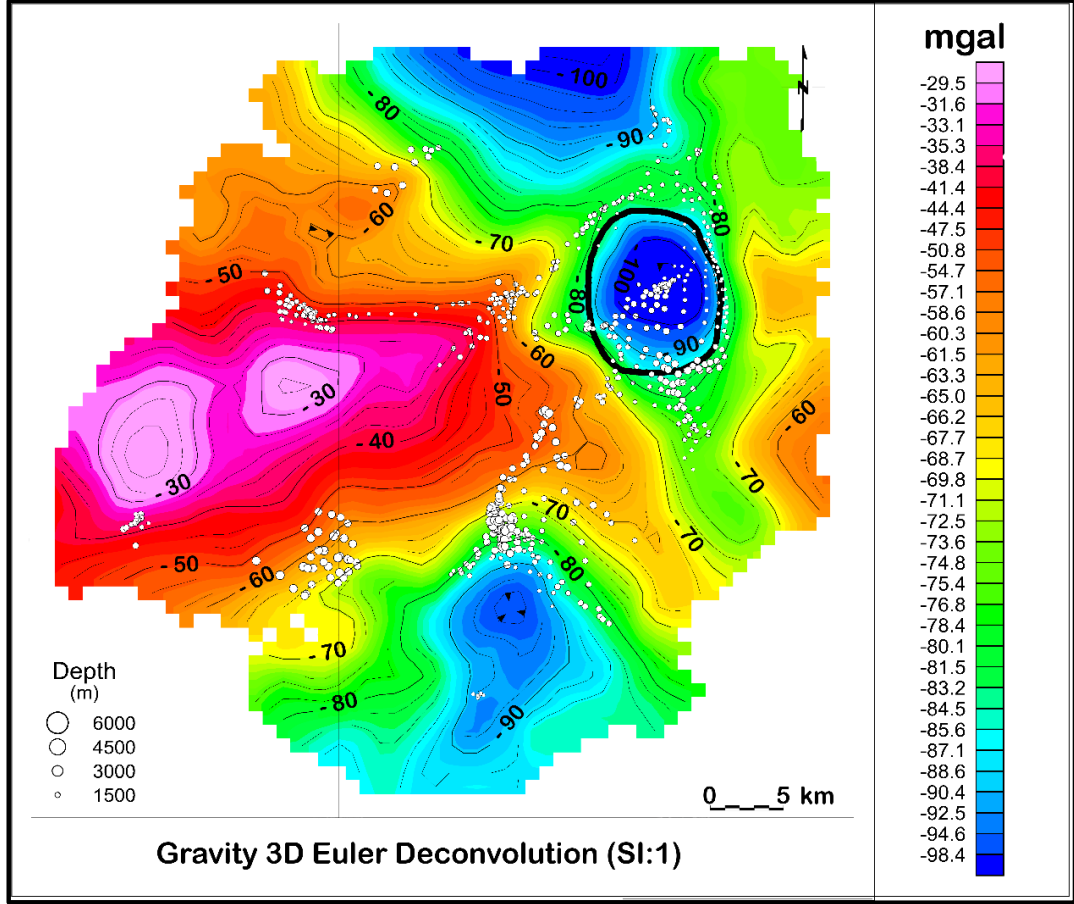
Şekil 4.14.'te görülen yarı küresel modellere göre oluşturulan yapı sınır hesaplaması çalışma alanında varlığı bilinen ancak net sınırları ortaya konmamış olan Nevşehir Kalderasının sınırlarını oldukça net şekilde verdiği görülmektedir. Söz konusu kalderanın jeolojik olarak temsilinin yarı küresel bir geometrik yapıya benzerlik taşıyor olması hesaplanan yapı sınır hesaplarının diğer modellere göre daha başarılı sonuçlar üretmesinde etkili olduğu düşünülmüştür.



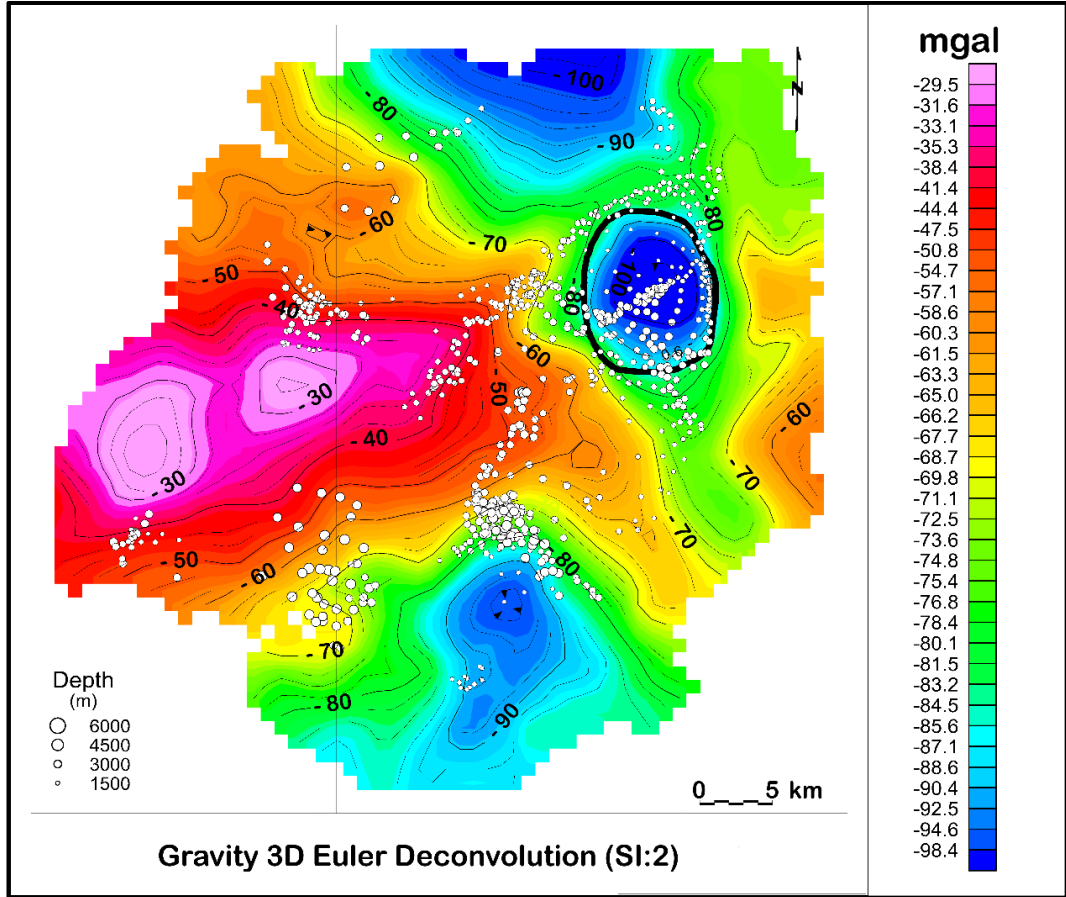
Şekil 4.11. Çalışma alanı Bouguer anomali haritası



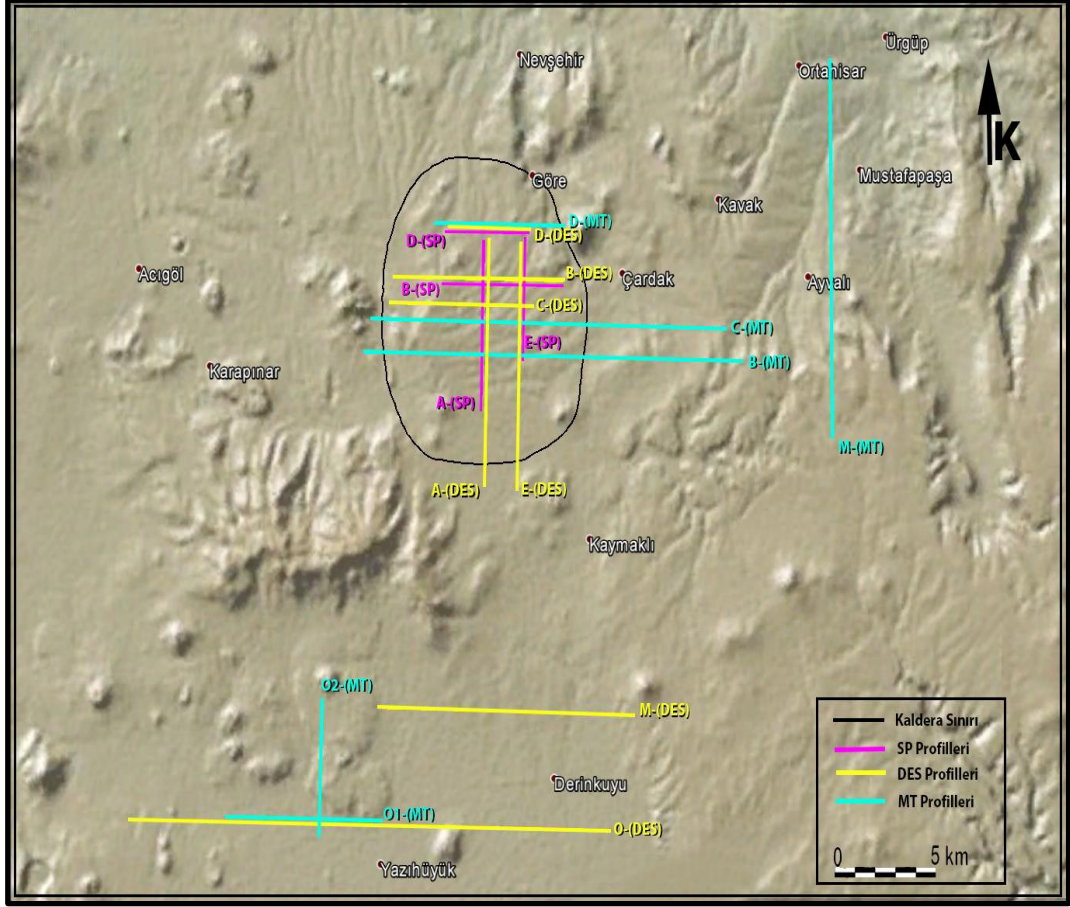
Şekil 4.12. Gravite 3D Euler Dekonvolüsyon haritası (yapı sınır indeksi : 0 )



Şekil 4.13. Gravite 3D Euler Dekonvolüsyon haritası (yapı sınır indeksi : 1 )



Şekil 4.14. Gravite 3D Euler Dekonvolüsyon haritası (yapı sınır indeksi : 2 )



Şekil 4.15. DES, MT ve SP Ölçülerinin Lokasyon Haritası

#### 4.5. Düşey Elektrik Sondaj (DES) Çalışmaları

Özdirenç yöntemi ile yeraltındaki elektrik iletkenliğinin değişkenliği incelenmektedir. bir boyutlu olarak alınan ölçüler sayesinde derinlik kestirimi ile yeraltının modellenmesi yapılabilmektedir. Böylece belirlenen anomali bölgeleri ve temel derinliği farklılıkları ile jeotermal akışkanın yeri belirlenebilmektedir.

Jeoelektrik arazi uygulamaları kapsamında yapılan özdirenç çalışmalarında DES (Düşey Elektrik Sondaj) ölçüleri, Schlumberger elektrot dizilimi ile alınmıştır. Potansiyel fonksiyonunun gradient değerinin ölçüldüğü bu sistemde, hem her zaman istenen etkin penetrasyon derinliği sağlanmakta ve hem de, jeolojik stratigrafinin elektrik parametrelere yaptığı etki ve değişimler daha iyi saptanabilmektedir. Nevşehir ve civarındaki ruhsat sahalarında da bu dizilim ve uygulama yöntemiyle, belirlenen lokasyonlarda açma ölçüleri alınarak, derin kapasiteli düşey elektrik

sondajlar (DES) yapılmıştır. DES lokasyonlarının konuşlanma aralıkları, ortalama 500 m. civarında seçilmiştir. DES noktalarının arazideki konuşlandırılması ve profil hatlarının konumları jeolojik veriler ışığında programlanmış olup; arazi ölçümleri sırasında belirlenen bu noktaların ölçülmesine azami özen gösterilmiştir [29].

#### 4.6. DES Ölçülerinin 2D Modellenmesi

Çalışma kapsamında saha ölçüleri toplanan Des ölçülerinin 2D modellemesinin yapılması amacıyla Toshira Uchida (1990) tarafından geliştirilen kod temel alınarak geliştirilen Inv2DVeS, programı hazırlanmıştır [53].

Inv2DVeS programı Yuvarlatılmış Enküçük kareler ters çözüm algoritmasını kullanarak 1 Boyutlu (1D) DES verilerinin 2D ters çözüm probleminin çözümü için tasarlanmış Kullanıcı arayüz programdır. Program arka planda [53] tarafından geliştirilmiş olan ters çözüm Fortran kodlarını kullanarak işlem yapmaktadır. Inv2DVes, sözkonusu Fortran kodlarının kolay kullanılması, veri girişlerinin düzenlenebilmesi, verilerin görselleştirilmesi için basit ve kullanışlı bir Kullanıcı dostu arayüz olarak tasarlanmıştır.

Bilindiği gibi, her ne kadar 2 ve 3 Boyutlu veri alımına imkan tanıyan çok kanallı sistemler yaygınlaşmasına ve gelişmesine rağmen, DES yöntemi; maden aramaları, yeraltı suyu ve jeotermal araştırmalarda en sık uygulanan çalışmadır.

DES verilerinin yorumu, sıklıkla 1B ters çözüm algoritmaları kullanılarak yatay tabakalı, homojen ve izotrop modeller kullanılarak yapılmaktadır. Ve her bir DES verisinden elde edilen yatay tabaka modelleri birbirleriyle birleştirilerek 2B yeraltı modeli oluşturulmaktadır. Fakat yeraltı genellikle karmaşık yapılardan oluştuğu için her DES verisi yanal ortamlardan da etkilenmektedir. Bunun sonucunda aynı doğrultu üzerinde dizilmiş olan DES verilerinin 2B ters çözüm algoritması kullanılarak yorumlanması, daha gerçekçi modeller tasarlanmasına imkan tanımaktadır.

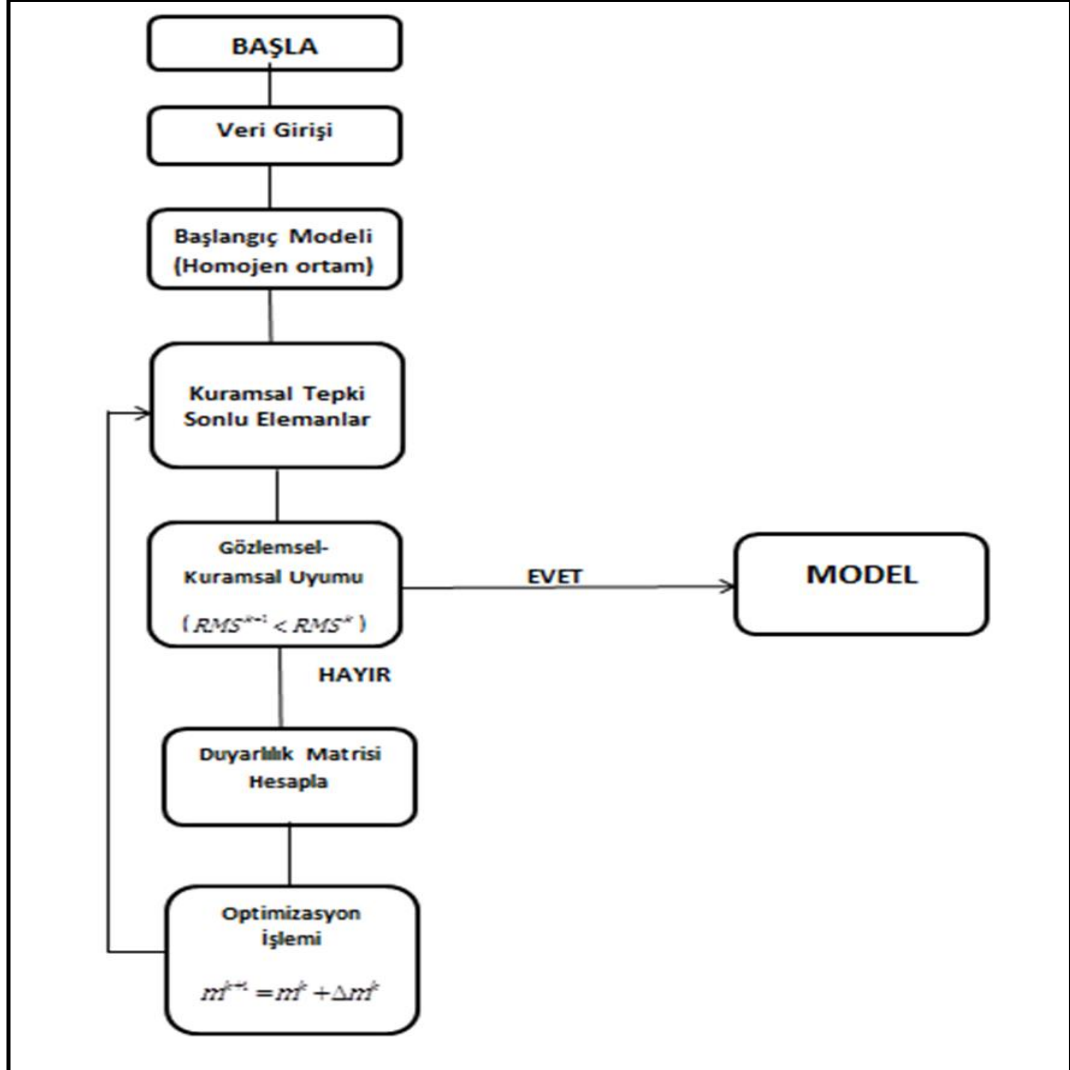


2D DES yöntemlerinde kuramsal tepkiye genellikle kısmi diferansiyel denklemlerin çözümüyle elde edilir. Kuramsal tepkinin sınır integral yöntemiyle hesaplanmasının yanı sıra sayısal yöntemlerde geliştirilmiştir. Bu sayısal yöntemlerden en sık kullanılan iki yöntem Sonlu Farklar (SF) ve Sonlu Elemanlar (SE) sayısal yöntemleridir. Bu yöntemlerin her ikisi de, temel kısmi diferansiyel denklem sistemi (Poisson ya da Helmholtz denklemi) çözümüne dayalıdır. Bu program SE tekniğini kullanarak işlem yapmaktadır. Yuvarlatılmış Enküçük kareler ters çözüm algoritmasını 2B modeller için çok sık kullanılmaktadır [53].

Program akışı aşağıda sıralanmıştır;

- 1) Programa, gözlemsel veriler girildikten sonra, DES noktası sayısına ve tüm noktaların maksimum  $AB/2$  değerine göre boyutlandırılan hesaplama ağı oluşturulur.
- 2) Bir sonraki adımda, SE sayısal hatalarını hesaplamak için, 100 ohm.m özdirencine sahip homojen ve düz bir yüzey için oluşturulan model uzayına göre düz çözüm hesaplaması yapılır. Hatalar Fourier dönüşüm katsayılarından kaynaklanmaktadır. Homojen ortam için elde edilen görünür özdirenç değerleri düz ve ters çözüm işleminde düzeltme faktörleri olarak kullanılır.
- 3) Başlangıç modeli olarak, genellikle homojen yeraltı modeli için her bir DES noktası için görünür özdirenç değerleri ve karesel hata değerleri hesaplanır.
- 4) Her bir model bloğuna karşılık gelen kısmi türevler hesaplanır.
- 5) Yuvarlatılmış enküçük kareler ters çözüm problemiyle elde edilen düzeltme vektörüyle, her bir bloğa ait özdirençler güncellenerek yeni bir model elde edilir. Saptanan yuvarlatma operatörü ve sönüm parametresi sonuçlara doğrudan etki etmektedir.
- 6) Yeni parametreler ile düz çözüm yöntemi ile kuramsal tepki ve karesel hatalar hesaplanır. Yineleme adımlarında elde edilen karesel hatalar ve yuvarlatma operatörleri ekrana yazılır. Tüm yineleme adımlarındaki modellere ulaşılabilirdiği için çözüm işlemi maksimum yineleme adımına kadar devam etmektedir.

Özdirenç bloklarının sayısı genellikle sonuç modeline etki etmektedir. Daha derinde ve daha küçük bloklar görünür özdirençlerde ve dolayısıyla kısmi türevlerde küçük değişimlere sebep olacağından matrislerde uygun olmayan değerler oluştururlar. Yuvarlatma operatörüyle bu sorunun üstesinden gelinmektedir (Şekil 4.16.).

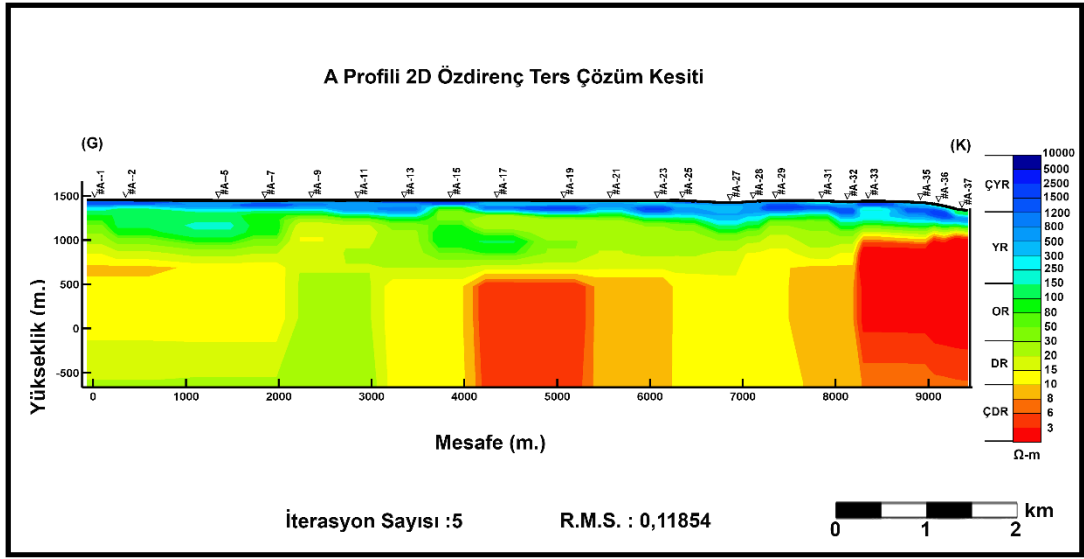


Şekil 4.16. Inv2Dves programı akış diyagramı

#### 4.6.1. Inv2DVES Programı ile modellenen 2D DES kesitleri

Çalışma alanında 226 noktada ölçülen DES verilerinden oluşturulana profillere ait 2D özdirenç modelleri Inv2Dves programı kullanılarak model kesitleri oluşturulmuştur. Söz konusu kesitler ilerleyen sayfalarda sunulmuştur. Modellere ait iterasyon sayıları ve RMS değerleri ilgili kesitler üzerinde sunulmuştur.

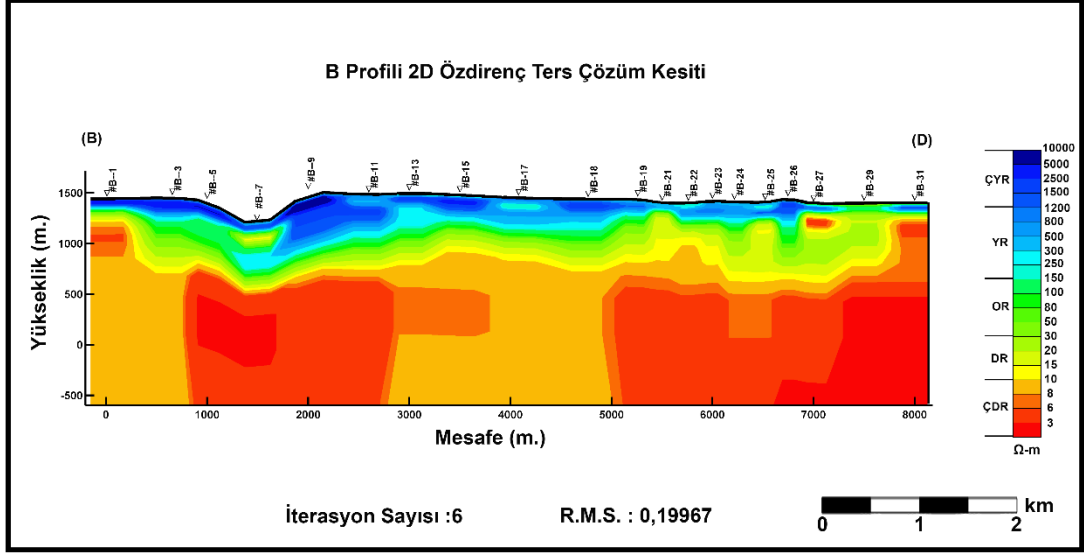
Oluşturulan kesitlerin yorumlanmasını ve anlaşılmasını kolaylaştırmak amacı ile tüm kesitlerde aynı öz direnç aralığını belirten renklendirme kullanılmış olup ayrıca renk skalası üzerinde indeksleme yapılmıştır. Tüm profillerin konumları oluşturulan harita üzerinde Şekil 4.15.'de gösterilmiştir. Buna göre 1-10 Ohm.m. bandı çok düşük rezistivite aralığını gösteren ÇDR, 10-40 ohm.m. bandı düşük rezistivite aralığını gösteren DR, 40-15 ohm.m. bandı orta rezistivite aralığını gösteren OR, 150-800 Ohm.m. bandı yüksek rezistivite aralığını gösteren YR ve 800 Ohm.m ve üzeri değerleri içeren band ise çok yüksek rezistivite değerlerini içeren ÇYR harfleri ile indekslenmiştir. Bu indeksleme mantığına göre sahada jeotermal aktivite varlığından söz edilebilecek alanlara ağırlıklı olarak ÇDR ve OR indeksleri ile tanımlanan alanlar ve bu alanlar ile YR veya ÇYR indeksleri ile tanımlanan alanların kesişim bölgelerinde rastlandığı görülmektedir.



Şekil 4.17. A Profili 2D öz direnç ters çözüm kesiti

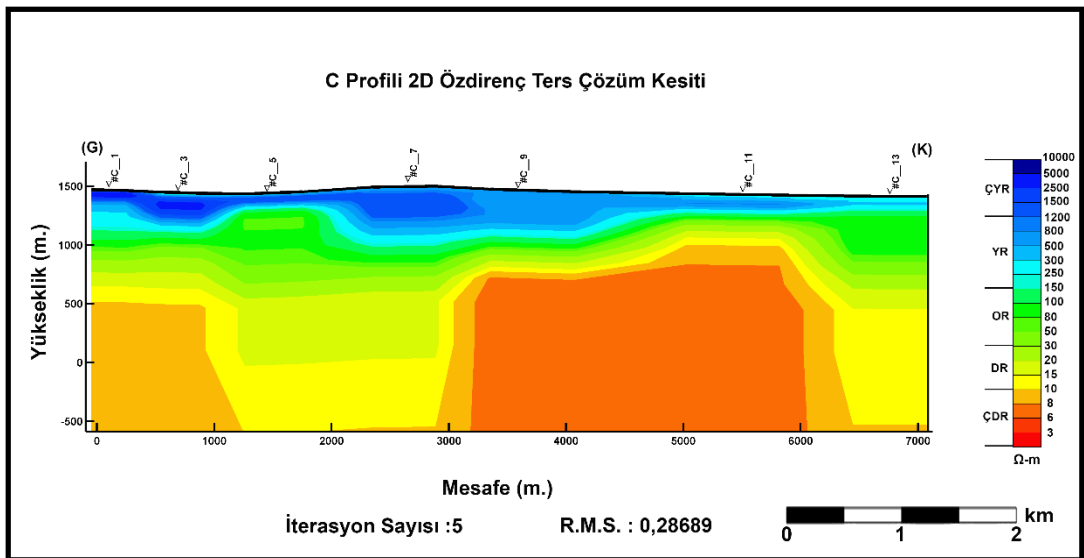
A profiline ait 2D öz direnç kesiti (Şekil 4.17.) incelendiğinde tüm profil boyunca yüzeyde güney ucunda yaklaşık 200 metre kalınlığında kuzeye doğru yaklaşık 400 metre kalınlığa kadar değişim gösteren YR bandında yapı izlenmektedir. Bu yapının altında yaklaşık 500 metre kalınlığında OR ve DR bandında yapı izlenmektedir. Profilin ortasından kuzey ucuna doğru yaklaşık 3000 metre derinliklere kadar ÇDR ve DR bandında değişim gösteren yapı kuzey ucunda ÇDR bandında kesintisiz

olarak devamlılık göstermektedir. Bu bölgelerdeki özdirenç bandlarının değişim bölgelerinin kenar zonlarının kırıklı yapılara işaret ettiği düşünülmektedir.



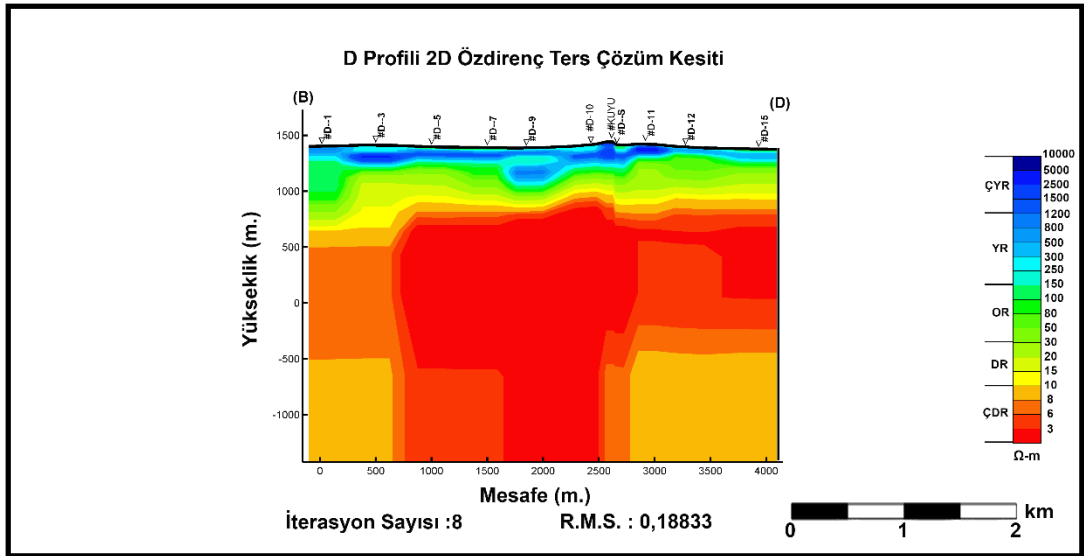
Şekil 4.18. B Profili 2D özdirenç ters çözüm kesiti

B profiline ait 2D kesit (Şekil 4.18.) incelendiğinde profil üzerinde yüzeyde hakim yapının YR ve ÇYR bandında olduğu görülmektedir. Yüzeyde gözlenen bu yüksek özdirençli bandın altında OR ve DR bandında yapı sokulumları izlenmektedir. Bu görüntü profil hattında pek çok kırıklı yapının varlığını düşündürmektedir.



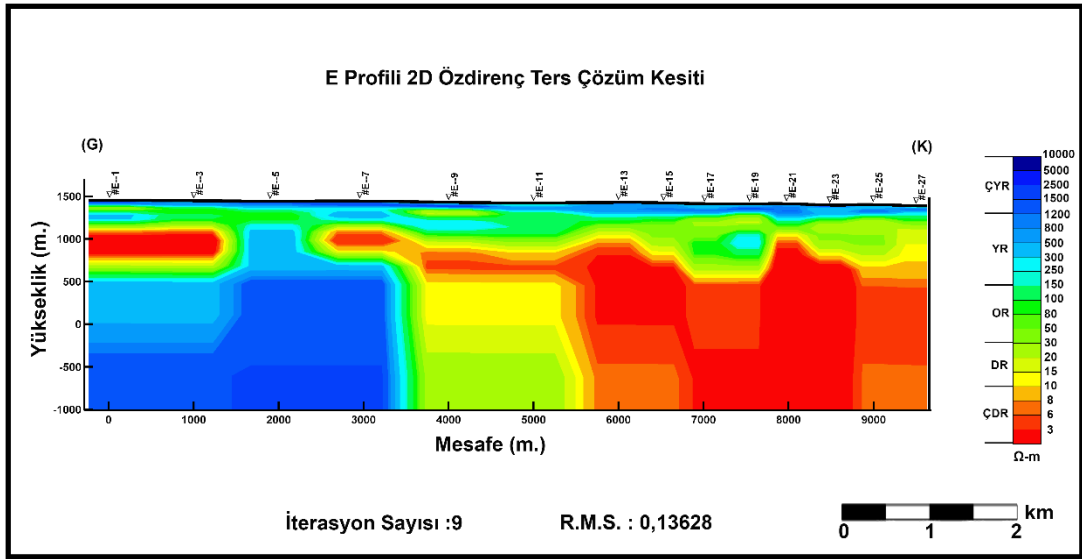
Şekil 4.19. C Profili 2D özdirenç ters çözüm kesiti

B profili ile paralel doğrultuda olup B profiline göre daha güneyde konulan C profilinde de (Şekil 4.19.) benzer şekilde yüzeyde YR bandında yapı gözlenmektedir. Derinlerde ise B profiline göre nispeten daha yüksek bandda olmakla beraber yine DR bandında yapı ve ÇYR bandının üst limitlerine yakın seyreden yapılar sokulum göstermektedir. Bu yapıların kenar zonlarının yine kırık hatlarının varlığına işaret ettiği düşünülmektedir.



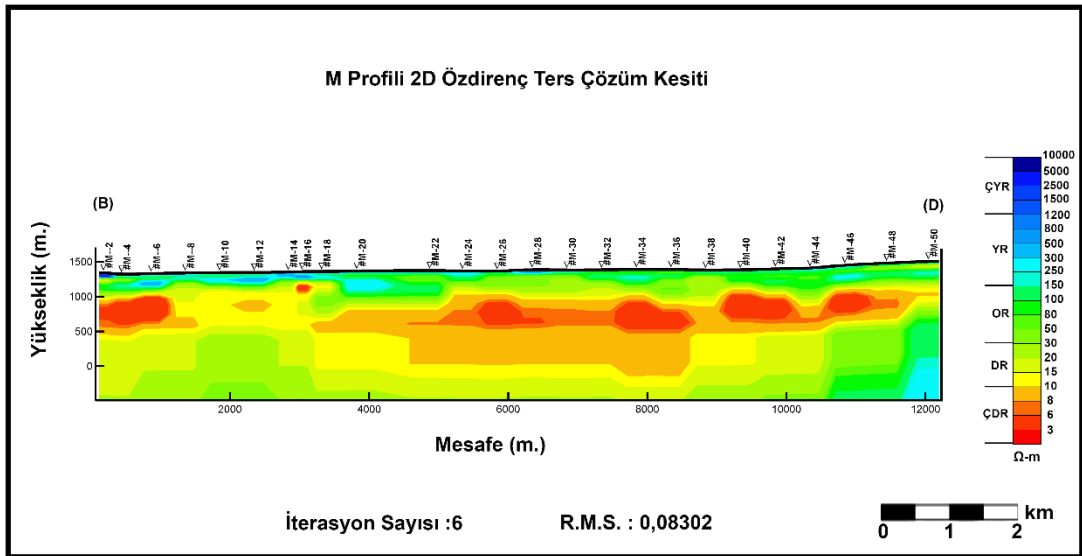
Şekil 4.20. D Profili 2D özdirenç ters çözüm kesiti

Bir başka batı doğu uzanımlı D profiline ait kesit (Şekil 4.20.) incelendiğinde yüzeydeki ÇYR bandındaki yapı profilin ortalarında OR bandındaki yapının içine sokulum göstermektedir. Bu bölgenin derine doğru bir girişim içinde olduğu görülmektedir. Bununla beraber aynı doğrultudaki paralel profillerde olduğu gibi bu profilde de yüzeydeki ÇYR bandının altında OR bandında bir yapı ve onun altında ise kenarlarda DR bandında ortada ise ÇDR bandında yapının sokulum yaptığı görülmektedir. Profil üzerinde bulunan Kuyu isimli istasyon, tüm yöntemlerin birlikte yorumlanması ile önerilen ilerleyen bölümlerde sondaj kesiti sunulan G sondajına (Şekil 4.34.) denk gelmektedir.



Şekil 4.21. E Profili 2D özdirenç ters çözüm kesiti

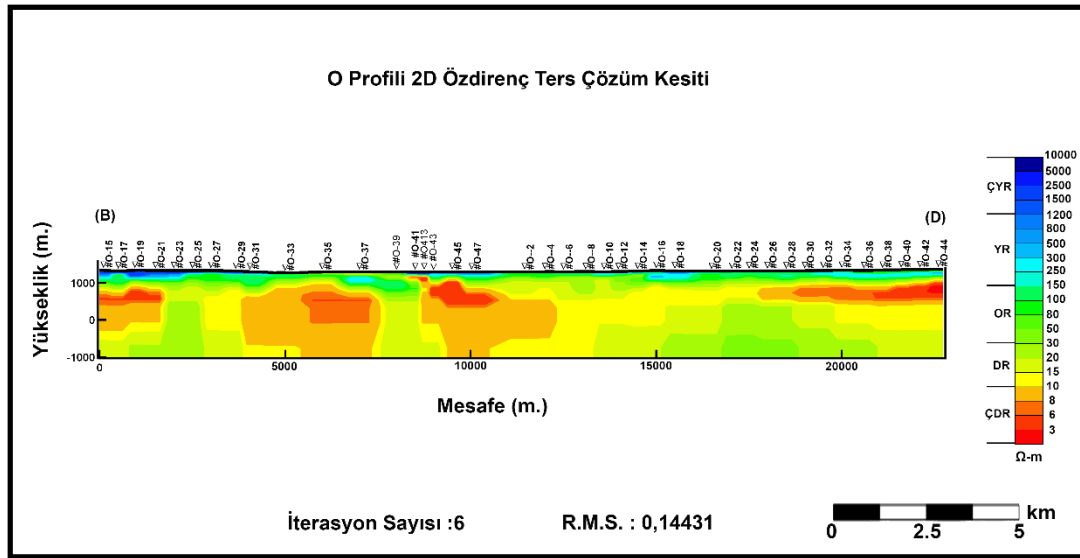
E profili (Şekil 4.21.) A profiline paralel olarak uzanmakta olup sahanın doğu sınırına yakındır. A profilinde izlenen yapı ve özdirenç bandlarındaki değişim benzer şekilde bu profilde de izlenmektedir.



Şekil 4.22. M Profili 2D özdirenç ters çözüm kesiti

M profiline ait kesit (Şekil 4.22.) incelendiğinde profilin genelinin OR ve DR bandında değişim gösteren sokulumlar içerdiği izlenmektedir. Farklı bandların kenar bölgelerinde yer alabilecek muhtemel kırık hatlarına işaret etmektedir. Ayrıca profil

üzerinde yer alan süreksizlik zonları olarak düşünülen bir yapının yakınında çok sığ bir sondajda yaklaşık 26 °C sıcaklık verisinin alınması bu bölgelerin sondajla denetlenebileceği fikrini güçlendirmiş ve bu bölgede ilerleyen bölümlerde sondaj kesiti sunulan M sondajına (Şekil 4.35.) denk gelmektedir



Şekil 4.23. O Profili 2D özdirenc ters çözüm kesiti

O profiline ait kesit (Şekil 4.23.) incelendiğinde profilin orta kesimine denk gelen ÇDR bandında iki yapının arasına sokulum yapan DR ve OR bandındaki sokulumlu yapının kenar zonlarını aktif olduğu ve bu bölgelerin sondajla denetlenebileceği fikrini güçlendirmiş ve bu bölgede ilerleyen bölümlerde sondaj kesiti sunulan S sondajına (Şekil 4.36.) denk gelmektedir

#### 4.7. Manyetotellürik (MT) Çalışmaları

Manyetotellürik (MT) sözcüğü, manyetik ile ilgili manyeto ve yerküre akımları için kullanılan tellürik sözcüklerinin birleşiminden oluşur. Bu anlamda manyetotellürik, manyetik alan nedeniyle oluşan akımların oluşturduğu değişimleri inceleyen bir yöntem olarak tanımlanabilir. Yöntem, kuramsal ilkeleri [54] ve [55] tarafından, belirlenen ve ölçü sistemleri açısından gerekli teknolojiye 1970'lerde [56]'da ulaşılan doğal kaynaklı elektromanyetik yöntemlerinden biridir. Başka bir tanımla manyetotellürik, genellikle 10-4 Hz –104 Hz aralığında, doğal elektrik ve manyetik

alan değişimlerinin ölçülerek yer elektrik özdirenç yapısının belirlendiği bir yöntemdir [56].

[54] ve [55]' in önerdiği bu yöntem, yerküreyi oluşturan kayaçların iletkenlik değişimlerinden yararlanılarak yerkürenin derin elektrik özdirenç yapısının araştırılmasında yaygın olarak kullanılır.

#### **4.7.1. Manyetotellürik yöntemde kaynak**

Yerküreyi saran katmanlarda (atmosfer, iyonosfer, manyetosfer) gelişen olayların, yerküre üzerinde yarattığı ani değişikliklere MT değişimler denir. Manyetotellürik yöntemde, yer manyetik alanının zamanla değişimi sürekli gözlemlendiğinde çok uzun ve çok kısa periyotlar arasında oldukça geniş bir aralıkta yer alan olayların var olduğu bilinir. Bu aralıkta, iyonosfer ve manyetosfer içindeki yüklü parçacıkların titreşimleri yer elektromanyetik alan değişimlerinin kaynağıdır. Dolayısıyla bu değişimlere bağlı olarak yerküre katmanları içinde indüklenen elektrik akımları (Eddy-tellürik akımlar) da yerin doğal elektromanyetik alanını oluştururlar.

#### **4.7.2. Manyetosferin yapısı**

Yerküre içinde zamanla değişen doğal elektromanyetik (EM) alanın iki önemli dalga kaynağı vardır.

- 1) 1 Hz'den küçük frekanslardaki EM alanlar, güneşten gelen plazma akışı ile yerkürenin kalıcı doğal manyetik alanının birbirleriyle etkileşiminden oluşurlar. Güneş rüzgârları olarak adlandırılan bu parçacık akışı, yerin kalıcı manyetik alanı üzerinde değişik frekanslarda salınımlara neden olur.
- 2) 1 Hz'den büyük frekanslardaki EM alan değişimlerini ise genellikle ekvator yakınında gerçekleşen dünya genelindeki yıldırım ve şimşekler oluşturur.



Doğal kaynaklı manyetik alandaki ( $10^{-5} - 10^5$  Hz aralığında) değişimler nedeniyle atmosfere göre daha iletken olan yer içinde tellürik akımlar akar. Yer içinde elektrik alandaki değişimler manyetik alandaki değişimlere neden olur. MT yöntemle, dalga yayılım yönüne dik doğrultuda elektrik (E) ve manyetik (H) değişimlerini içeren düzlem dalgaların zamana bağlı değişimi kullanılır. Bu değişimden yararlanarak, öz direncin frekansla değişimi incelenebilmektedir. E ve H vektörleri yatay düzlemedir.

#### 4.7.3. Yer manyetik alanının değişimi

Yer manyetik alanının değişimi, frekansın bir fonksiyonu olarak incelenirse, en zayıf değişim 1 Hz civarında olduğu görülür. İyonosfer ve manyetosferde oluşan 1 Hz'in üzerindeki değişimler yere ulaşmadan iyonosfer içinde soğurulurlar. 1 Hz'in altındaki EM dalga ise güneşten gelen yükler ile manyetosfer sınırındaki girişimlerden oluşur ve astenosfer içinde yayılırlar. 1 Hz'den büyük frekanslardaki EM alan değişimlerini ise genellikle ekvator yakınında gerçekleşen dünya genelindeki yıldırım ve şimşekler oluşturur.

#### 4.7.4. Empedans tanımları

Yer içine doğru ilerleyen bir elektromanyetik dalganın yüzey empedansı, yatay elektrik alanın (E) buna dik olan manyetik alana (H) oranı olarak tanımlanır. Doğal elektrik alanın iki bileşeni ( $E_x, E_y$ ) ve manyetik alanın üç bileşeni ( $H_x, H_y, H_z$ ) ölçülür. Manyetotellürik yöntemde Elektrik alan, iki adet polarize olmayan elektrod ile ölçülür. Manyetik alan ise indüksiyon bobinleri ile ölçülür.

Elektrik ve manyetik alanların frekans bölgesindeki oranları empedans olarak adlandırılır.

İki-boyutlu ortamlarda, elektrik alanın yönü yer-elektrik doğrultu boyunca ise, doğrultuya dik yöndeki manyetik alan kutuplanır ve yapıdan etkilenir. TE (Transverse Electric) modu veya E-polarizasyonu olarak adlandırılır.

MT ölçümleri, manyetik kuzey-güney ve doğu-batı eksen yönlerinde kayıt edilirler. Veri-işlem aşamasında, TE ve TM modlarına ait empedansların bulunması için  $Z_{xx}$  ve  $Z_{yy}$  tensör elemanlarını minimum yapacak şekilde en küçük kareler yöntemi ile empedans tensörü döndürülür [57].

#### 4.7.5. MT yönteminde ölçü düzeni

MT yönteminde manyetik alanın üç bileşeni ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ), elektrik alanın iki bileşeni ( $E_x$  ve  $E_y$ ), birer adet alıcı ve hafıza kartında toplanır. Manyetik alanlar bobin, elektrik alanlar ise polarize olmayan potlar ile (Cu-CuSO<sub>4</sub> veya Pb-PbCl) ölçülür.

MT yöntemde amaç, yeryüzündeki yatay bir doğrultudaki yer elektrik alan şiddeti ile buna dik açıdaki yatay doğrultudaki yer manyetik alan şiddetini zamanın bir fonksiyonu olarak ölçmektir. Arazi koşullarına göre birbirlerinden 50-200 m uzaklıkta bulunan elektrotlar arazi üzerine L veya + oluşturacak biçimde yerleştirilerek MT ölçü alınır. Bu çalışmada, kullanılan MT ölçüleri AMT ve MT ölçümlerinin birleştirilmesiyle oluşturulan Combine MT ölçümleri kullanılmıştır. AMT ölçümleri için manyetik alıcılar (MTC-30 bobinleri, MT ölçümleri için de MTC-50 bobinleri) kullanılmıştır. Her iki (AMT ve MT) ölçümlerinde de Phoenix firması tarafından üretilen 5 kanallı, çok amaçlı V-5 System 2000 adlı alıcı kullanılmıştır. Kanallardan 2 tanesi Elektrik alan bileşenlerini ( $E_x$ ,  $E_y$ ), 3 kanal ise Manyetik Alan bileşenlerini ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) ölçmede kullanılır. Ölçülen  $H_z$  bileşeni jeolojik doğrultu hakkında bilgi almak için kaydedilir. Diğer bileşenler ise yer altı elektrik özdirençleri hakkında bilgi elde etmek için ölçülür.

MT parametreler gerçek zamanda hesaplanırken, zaman serisi verileri; harici hafıza kartına kayıt edilmektedir. Phoenix V-5 System 2000 MT alıcısı ile AMT yönteminde 10000 Hz-1 Hz arasında; MT yönteminde ise 320 Hz-0.001 Hz arasındaki frekanslarda ölçü kayıt edilmiştir. Elektrik alan mV/km ve manyetik alan, nT cinsinden ölçülen büyüklüklerdir. Yatay düzlemde birbirine dik olan E ve H alanların empedans ile olan ilişkisinden hesaplanan özdirençler ise Ohm.m cinsindedir.

#### 4.7.6. Ölçülerin değerlendirme için hazırlanması

Manyetotelürük (MT) yöntemde, doğal elektromanyetik alanın vektör bileşenleri ölçülür. E ve H (elektrik ve manyetik) alanın vektör bileşenleri olmak üzere empedans, olarak tanımlanır. Z empedans tensörünün büyüklüğü, yerin üç-boyutlu öz direnç yapısı tarafından belirlenir.

Manyetotellürük veriye sabit kayma etkisi; modelleme aşamasında kayma miktarının parametre olarak düzeltilmiştir [58].

Her MT istasyonunda kuzey-güney ve doğu-batı doğrultularında ölçülen yön bağımlı empedans değerleri, ayrıştırma analizi yapılmıştır. Bu çalışmada, temeli [59]'a dayanan ve [60] tarafından geliştirilen her profil için tek açı bulan strike programı kullanılarak yerelektrik doğrultu açıları bulunmuştur [61]. Döndürme işleminden sonra; TE (elektrik alan jeolojik doğrultuya paralel) ve ona dik TM modları belirlenmiştir. Çalışma sahasında MT profillerinde 320 Hz-0.001 Hz arası ayrıştırma analizine tabi tutularak, her profil için hesaplanan döndürme açıları hesaplanmıştır. Döndürme işlemi yapılmış her profildeki istasyonlar, döndürme açısına çevrilmiş ve her istasyon için, TE ve TM modları belirlenmiştir.

[62] tarafından geliştirilen yazılımda, sonlu farklar ağı ile verilen elektrik yapı kesiti üzerinden "Network Analogy" hesaplama yöntemi ile 2-B model için düz çözüm yapılmaktadır. Sonlu farklar ağında hücrelerin kalınlık ve genişlikleri kullanılan frekanslara ve ölçülen görünür öz dirençlere veya kestirilen ortalama ortam öz direncine bağlı olarak seçilmektedir. Jeolojik yapılarının öz dirençleri göz önüne alınarak, ağı oluşturan hücrelere istenilen öz direnç değerleri atanarak elektriksel yapılar oluşturulur. Ağ üzerinden yapılan düz çözüm işlemi ile TE ve TM modları için hesaplanan elektrik ve manyetik alan değerlerinin oranından empedans tanımlanarak, kuramsal [55] görünür öz direnç ve empedansın fazı değerleri elde edilir.

Ters çözüm işleminde parametre olarak ağı oluşturan her bir hücrenin özdirençleri kullanılmaktadır. Çözüm için ise “Non Linear Conjugate Gradient (NLCG)” [63] yöntemi kullanılmaktadır. Yöntem kısmi türevler dizeyinin tersinin alınmasını gerektirmediğinden, geleneksel Gauss-Newton veya Marquard-Levenberg yöntemlerine göre daha kısa bir süre içerisinde çözüm yapabilmektedir.

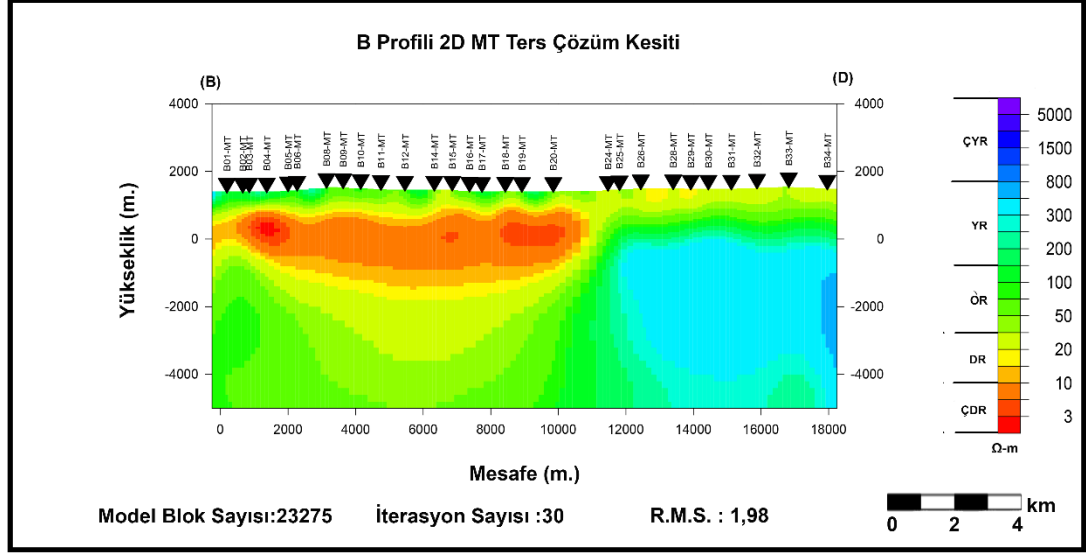
Düz çözüm tekniğinden kaynaklanabilecek duraysızlığı gidermek, model duyarlılığını veren kısmi türevler dizeyindeki tekilliği azaltmak ve parametre olarak kullanılan hücre özdirençlerinin aşırı değişimini engellemek için yumuşatma (smoothing) işleci kullanılmıştır.

Yapma-kesitlerin incelenmesi ile yapılan yorum nitel olup, yeraltındaki gerçek özdirenç dağılımının hesaplanması için iki boyutlu ters çözüm işleminin uygulanması ve ölçüm profili boyunca yeraltı yapısını temsil edebilecek 2 boyutlu yer elektrik modelinin elde edilmesi gerekmektedir. 2 boyutlu yerelektrik kesitindeki özdirenç dağılımından bölgenin jeolojik yapısına ait bilgiler türetilenir. Bu amaçla arazi çalışmalarından elde edilen verilerin 2-B yorumunda WinGlink® adlı yazılım kullanılmıştır. Yazılım veri hazırlama, 1-B ve 2-B modelleme, kesit hazırlama ve veri sunumu işlevlerini kullanıcının görsel denetiminde yapabilmektedir.

#### **4.7.7. Ölçülen MT profillerine ait 2D MT kesitleri**

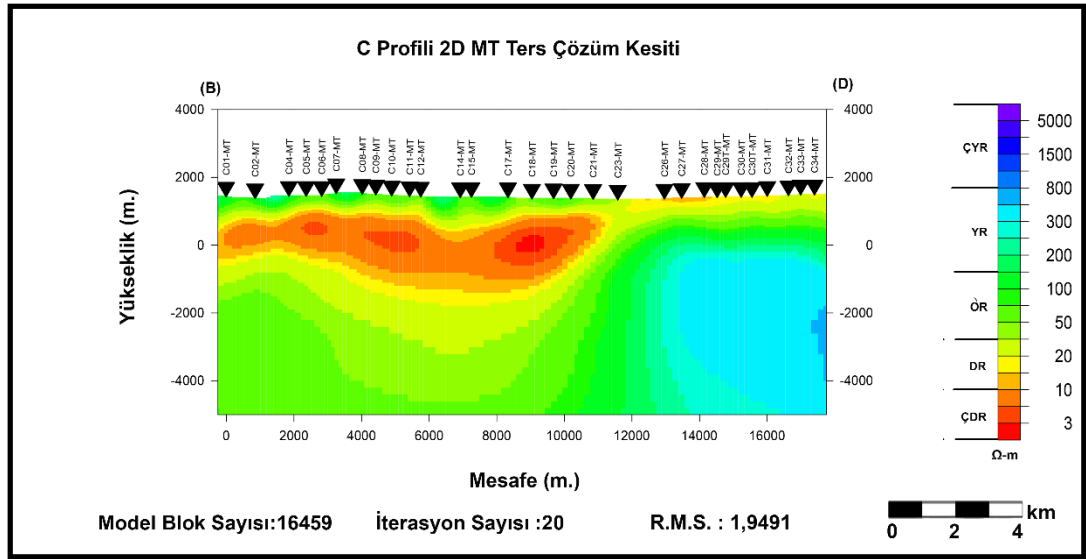
Sahada toplam 182 istasyonda ölçülen MT ve AMT ölçülerinden oluşturulan 2D MT kesitleri sunulmaktadır. Oluşturulan kesitlerin yorumlanması ve anlaşılmasını kolaylaştırmak amacı ile tüm kesitlerde aynı özdirenç aralığını belirten renklendirme kullanılmış olup ayrıca renk skalası üzerinde indeksleme yapılmıştır. Buna göre 1-10 Ohm.m. bandı çok düşük rezistivite aralığını gösteren ÇDR , 10-40 ohm.m. bandı düşük rezistivite aralığını gösteren DR, 40-15 ohm.m. bandı orta rezistivite aralığını gösteren OR, 150-800 Ohm.m. bandı yüksek rezistivite aralığını gösteren YR ve 800 Ohm.m ve üzeri değerleri içeren band ise çok yüksek rezistivite değerlerini içeren ÇYR harfleri ile indekslenmiştir. Bu indeksleme mantığına göre sahada jeotermal aktivite varlığından söz edilebilecek alanlara ağırlıklı olarak ÇDR ve OR indeksleri

ile tanımlanan alanlar ve bu alanlar ile YR veya ÇYR indeksleri ile tanımlanan alanların kesişim bölgelerinde rastlandığı görülmektedir.



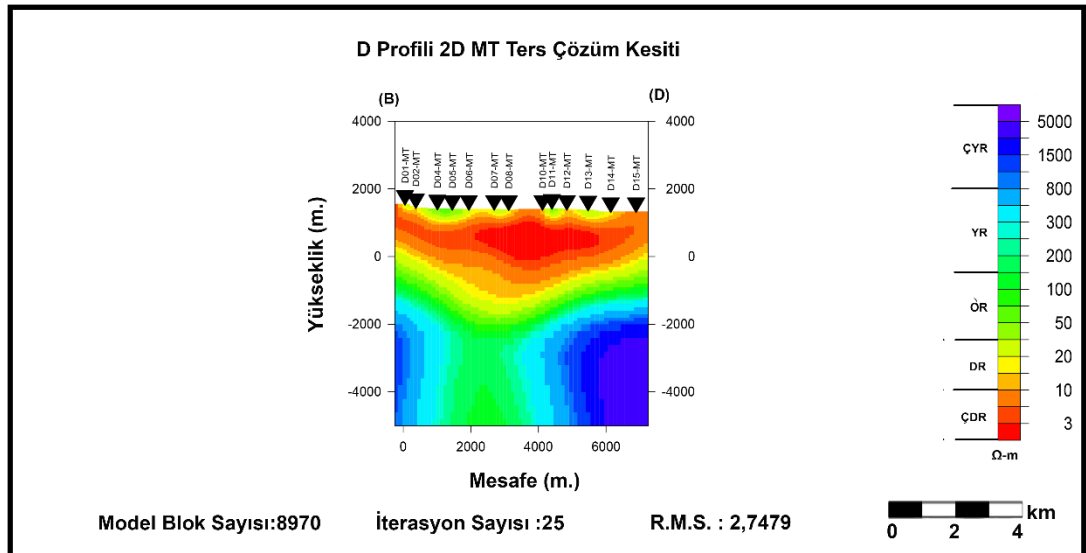
Şekil 4.24. B Profili 2D MT ters çözüm kesiti

B profiline ait 2D MT ters çözüm kesiti (Şekil 4.24.) incelendiğinde tüm profil boyunca sahanın yüzeyden ilk bir kaç yüz metreye kadar OR bandı ile temsil edilen öz direnç değerlerinin hakim olduğu gözlenmektedir. Batı ucundan profilin ortalarına kadar yaklaşık 1000-3000 metreler arasında DR ve ÇDR öz direnç bantlarının hakim olduğu, doğu ucunda ise aynı derinliklerde OR ve YR bandında öz direnç yapısının hakim olduğu görülmektedir. Bu durum profilin orta kesimlerinde ÇDR ile YR bandındaki kesimlerin kenar zonlarında kırıklı bir yapının hakim olduğu fikrini düşündürmektedir.



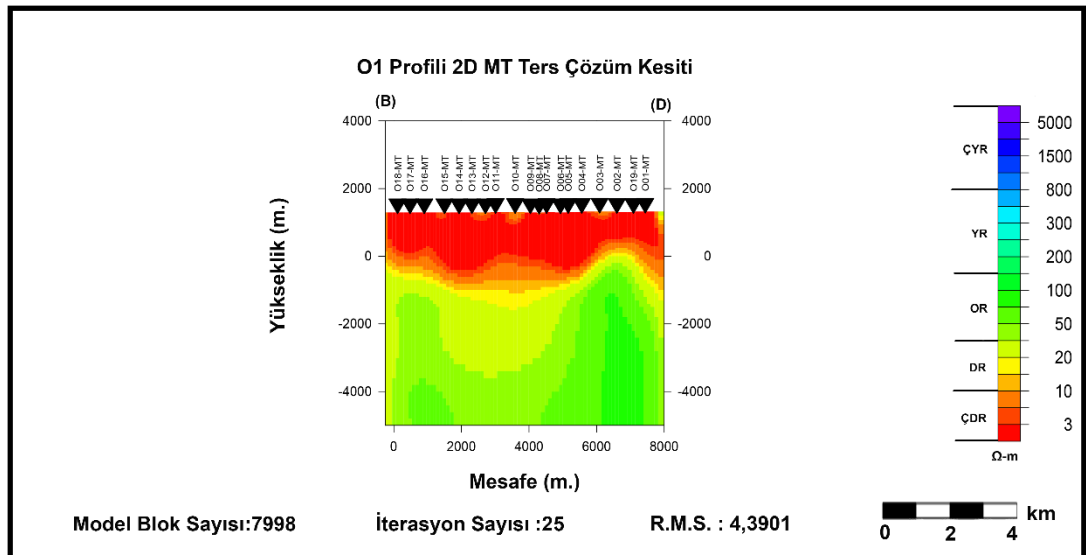
Şekil 4.25. C profili 2D MT ters çözüm kesiti

B profiline paralel konumda bulunan C profiline ait kesit (Şekil 4.25.) incelendiğinde B profilinde izahı yapılan yapının oldukça benzer şekilde C profilinde de devam ettiğini göstermektedir. Batı-Doğu uzanımlı bu iki kesitte yapının benzer şekilde tekrarlanması sahanın bu kesiminin güneyden kuzeye doğru devamlılık gösteren bir yapının varlığını işaret etmektedir.



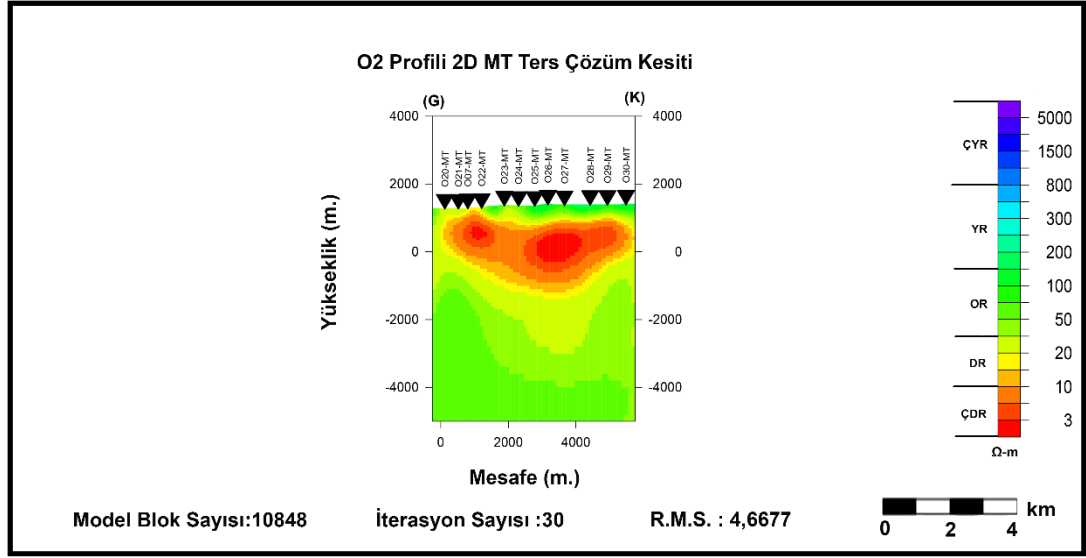
Şekil 4.26. D profili 2D MT ters çözüm kesiti

Batı – doğu doğrultulu bir diğer profil olan D profiline ait kesit (Şekil 4.26.) incelendiğinde yüzeyden itibaren yaklaşık ilk 3000 metre civarına kadar DR ve ÇDR bandında bir yapının devamlılık gösterdiği sadece yer yer yüzeyel bazı kesimlerde OR yapıların izlendiği görülmektedir. DR ve ÇDR bandındaki yapı derine doğru ilerledikçe çanaksı bir hal almakta bu durum bir kaldera varlığını çağrıştırmaktadır. Yaklaşık 4000 metreden daha derine doğru inildikçe hem batı hemde doğu kenarda gözlenen ÇYR bandındaki yapıların ortasından sokulum yapan ve kenar kısımlardan yukarı doğru yükselen OR bandında izlenen yapının altta daha derinlerde bir ısıstıcı varlığına işaret edebileceği kanısını güçlendirmektedir. Profil üzerinde bulunan D11 istasyonu, tüm yöntemlerin birlikte yorumlanması ile önerilen ilerleyen bölümlerde sondaj kesiti sunulan G sondajına denk gelmektedir.



Şekil 4.27. O1 Profili 2D MT ters çözüm kesiti

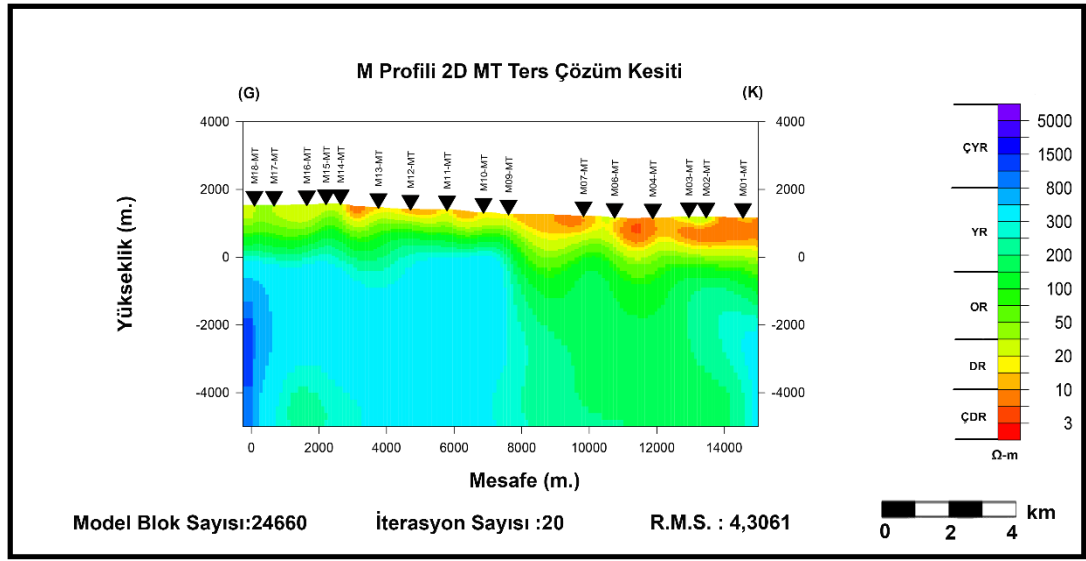
O1 profiline ait kesit (Şekil 4.27.) incelendiğinde yüzeyden ilk 1500 -2000 metreye kadar ÇDR bandında yapının hakim olduğu gözlenmektedir. Bu yapının altında ise DR ve OR bandında yapı izlenmektedir.



Şekil 4.28. O2 profili 2D MT ters çözüm kesiti

O1 profilini dik kesen güney kuzey doğrultulu O2 profiline ait kesit (Şekil 4.28.) incelendiğinde yüzeyde ilk bir kaç yüz metreye kadar OR bandında yapı izlenmektedir. Bu yapının altında ise özellikle profilin ortalarda derinleşen bir yapıda ÇDR ve DR bandında yapı izlenmektedir. Bu profilde O1 profilinde gözlemlendiği gibi yüzeyden itibaren ÇDR bandında yapının gözlenmemesi iki profilin kesim bölgelerine yakın alanlarda kırık hatlarının aktif olabilceğini düşündürmektedir. Bu bölge tüm yöntemlerin birlikte yorumlanması ile önerilen ilerleyen bölümlerde sondaj kesiti sunulan S sondajına denk gelmektedir.





Şekil 4.29. M profili 2D MT ters çözüm kesiti

M profiline ait 2D MT kesiti (Şekil 4.29.) incelendiğinde profilin kuzey ucunda yüzeyden birkaç yüz metreye kadar OR bandında izlenen bir yapının hakim olduğu bu yapının profilin güney ucunda doğru ilerlendikçe OR bandına doğru yükselim gösterdiği izlenmektedir. Profilin kuzey ucundan ortalarına kadar OR bandında derinlere doğru gözlenen yapı profilin ortasından güneyine kadar ağırlıklı olarak YR bandında olmak üzere güney kenarına doğru ÇYR bandına kadar değişim göstermektedir. OR ve YR yapının dokanak bölgelerine denk gelen alınlar kırıklı yapılara işaret edebileceğini düşündürmektedir. Ayrıca profil üzerinde yer alan süreksizlik zonları olarak düşünülen bir yapının yakınında çok sığı bir sondajda yaklaşık 26 °C sıcaklık verisinin alınması bu bölgelerin sondajla denetlenebileceği fikrini güçlendirmiş ve bu bölgede ilerleyen bölümlerde sondaj kesiti sunulan M sondajına denk gelmektedir.

#### 4.8. Doğal Potansiyel (SP) Çalışmaları

Jeotermal araştırmalarda SP ölçümlerinin katkısı oldukça önemli olduğundan, özellikle önemli olabilecek profillerin bazı kesimlerinde uygulanmasına gerek duyulmuştur. Arazi ölçümleri pot aralıkları 50 m ve ilerleme 50 m seçilerek gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda Göre sahasında yapılan çalışmalara ilaveten batı-doğu yönlerinde alınan B ve D profilleri üzerinden iki ve güney-kuzey oluşturulan A ve E

profilleri üzerinden de iki olmak üzere toplamda dört farklı profil üzerinden SP Türev ölçümleri alınmıştır.

SP ölçümleri gruplandırılarak incelendiğinde batı-doğu ve güney-kuzey yönlerinde saha ile ilgili şu önemli bilgilere ulaşılmaktadır. Öncelikle batı-doğu profillerini içeren SP grafiklerinden D profili (Şekil 4.33.) değerlendirildiğinde, iyonizasyon transferinin ve elektron akışının oluşturduğu doğal potansiyel alandaki etkinlik; 10-32 ve 41-79 nolu ölçüm noktaları arasında algılanmıştır. Profilin batı kesimlerinde ve 10-32 aralığında küçük genlikli ve de şiddeti stabil SP değerlerinin hakim olduğu görülmektedir. Zayıf bir potansiyel alan göstergesi olan bu SP-Türev grafiğinde bu kesimdeki anomali, yüzeyde etkin bir tektonik hareketlilik göstermemektedir ve buna bağlı olarak da, akışkan deviniminin de zayıf olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır. Ancak, 41-79 aralığında sahanın background değerlerine göre anomali vermiştir. Max-min ve min-max geçiş trentlerinin oluştuğu birçok belirgin SP anomalisini, öz direnç verileri de etkin bir şekilde desteklemektedir. Bu iki anomalinin oluşum biçimi ve yerleri, elektro-kinetik bir mekanizmanın etkinliğini göstermektedir. Büyük boyutlu çift yönlü kutuplaşma aynı zamanda çift yönlü hareket aktivitesine de işaret eder. İki ayrı zayıf zon özelliğindeki bu ayrışım yerleri, etkin ve aktif bir alanı sınırlayan ana tektonik birer unsur görünümündedir. Bu iki zayıf zonun arasında kalan bölge; tektonik ayrışım yerlerine bitişik kesimlerde negatif, orta kesimlerde ise pozitif SP değerleri ile algılanmıştır. Yığmsal SP değerlerinin ise 26 nolu ölçüm noktasına kadar homojen ve yatay yönde bir trend göstermektedir. Bu durum bu kesimlerdeki oluşum mekanizmalarının derin kökenli olduğunun veya akışkan deviniminin zayıf olduğunun bir başka göstergesidir. Özellikle 41 noktası kontak teşkil etmek üzere, doğu kesimlerine doğru SP yığışım eğrisi negatif yönde artan bir trend sunmaktadır. Bu durum, bu kesimlerde gelişen kırık sistemlerinin daha etkin akışkan devinimine sahip olduklarını ve oluşum mekanizmalarının daha sığ kökenli olduğunu yansıtmaktadır.

B profili üzerinden alınan SP ölçümü (Şekil 4.32.) ise daha güneyden ve kaldera olarak düşünülen alanın daha derin kesimlerinden geçmektedir. SP Türev grafiği üzerinde 3-55 ve 76-101 aralığında benzer SP anomali karakteri sunan kesimler

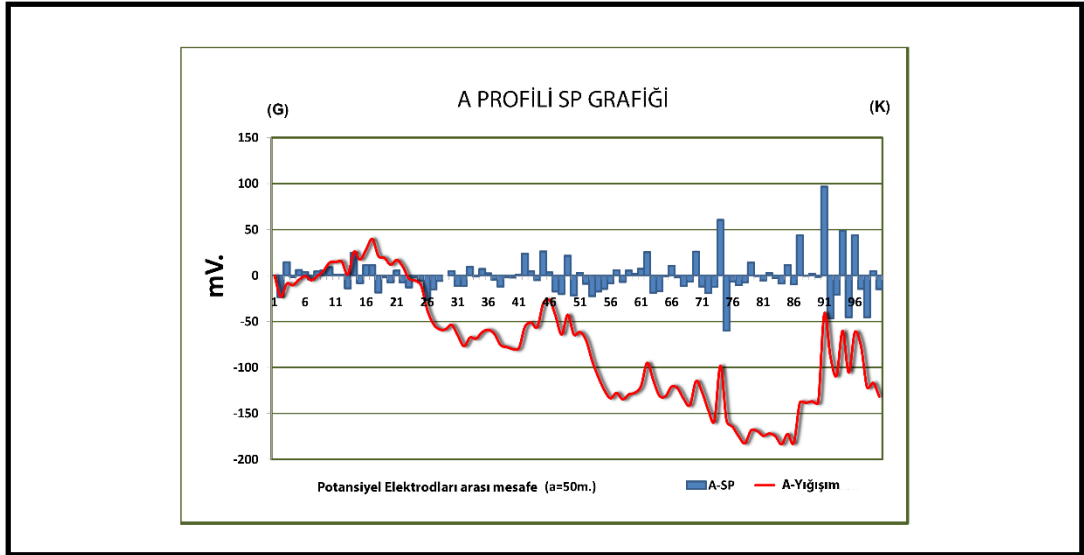
algılanmıştır. Bu kesimlerin başlangıç ve bitiş noktaları zayıf zonları sınırlayan kesimlere karşılık gelmektedir. Bu zayıf zonlar içerisinde belirlenen maksimum ve minimum geçişli daha şiddetli SP anomalileri akışkan içeren kırık sistemlerine karşılık gelebilir. Özellikle 55-76 noktaları arasında büyük genlikli pozitif değerler kaydedilmiştir. Bu kesim içerisinde 61 nolu nokta civarında max-min geçiş trendinin olduğu SP anomalisi akışkan içeren önemli bir kırık sistemine karşılık gelebilir. Zaten bu kesimlere karşılık gelen SP yığışım eğrisi de 55 noktası başlangıç olmak üzere pozitif yönde 76 nokta civarına kadar artış göstermektedir. Bu durum bu kesimlerde gelişen akışkan deviniminin oldukça derin kökenli mekanizmalar sonucu geliştiğini veya akışkan deviniminin zayıf olduğunu yansıtmaktadır. Dolayısıyla bu kesimlerde yapılması düşünülen sondajlar derin olmalıdır. Bu kesimler dışında hem batı hem de doğu yönünde SP yığışım eğrisi genelde yatay bir trend sunmaktadır. Bu görünüm, bu kesimlerde gelişebilecek jeotermal aktivitenin benzer özellikleri yansıttığını göstermektedir.

Bu profilleri dik kesen A ve E profilleri üzerinde alınan SP ölçümleri güney-kuzey yönünde ve jeotermal yönden önemli olabilecek bir kesimde alınmıştır. Bu ölçümlerden A SP Türev grafiği (Şekil 4.30.) incelendiğinde güneyden kuzeye doğru max-min geçişli SP genliklerinin şiddetlenerek arttığı izlenmektedir. Bu durum kuzey kesimlerindeki akışkan deviniminin güney kesimlerindeki nazaran daha etkin olacağını yansıtmaktadır. SP Türev grafiği üzerinde nispeten daha farklı SP anomali özelliklerini yansıtan kesimler algılanmıştır. Bu kesimler 19-41 ve 50-90 ölçüm noktaları arasında karşılık gelmektedir. SP yığışım eğrisi de 19 nolu noktanın kuzeyine doğru negatif yönde artan bir trend sunmaktadır. Bu görünüm bu kesimlerde gelişen akışkan deviniminin daha etkin ve sık kökenli mekanizmalar sonucu oluştuğunu yansıtmaktadır. Zaten bu verileri SP Türev ve öz direnç verileri de desteklemektedir. Profilin güneyine doğru gidildikçe jeotermal sistemin gittikçe zayıfladığı da açıkça görülmektedir.

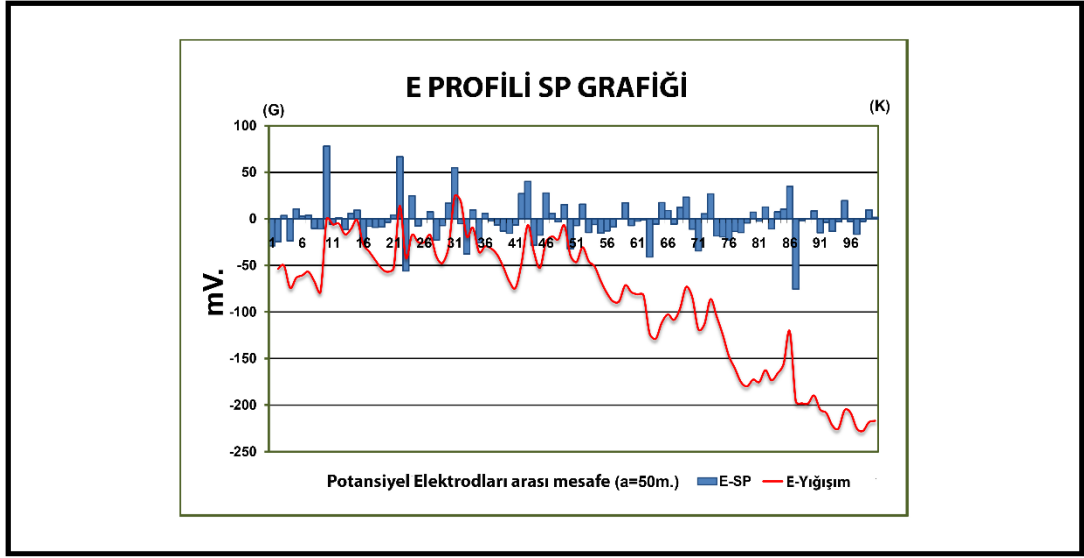
E SP Türev grafiği (Şekil 4.31.) A profiline paralel güneyden kuzeye doğru oluşturulmuş olup; A SP grafiğindeki verilere benzer özellikler sunmaktadır. Profilin güney kesimlerinde oldukça şiddetli maksimum-minimum geçişli SP anomali zonları

izlenmektedir. Bu kesim 49 nolu ölçüm noktasına kadar benzer SP anomali özelliklerini yansıtmaktadır. Aynı kesimlere karşılık SP yığışım eğrisi de 49 ölçüm noktasına kadar genelde yatay bir eğilimde ve sınırlı bir genlikte değişim göstermektedir. Ancak 49 noktası iki iletken kesimi ayıran bir zon görünümünde ve bu zonun kuzey kesimlerinin güney kesimlerine nazaran daha iletken olduğu söylenebilir. Profilin kuzey kesimlerinde gelişen jeotermal sistemin sığ kökenli mekanizmalar sonucu oluştuğu ve akışkan deviniminin daha etkin olduğu görülmektedir. Ancak güney kesimlere doğru gidildikçe akışkan deviniminin zayıfladığı veya derinlerde geliştiği düşünülmektedir. Bu verileri öz direnç ölçümleri de desteklemekte ve veri bütünlemesini sağlamaktadır.

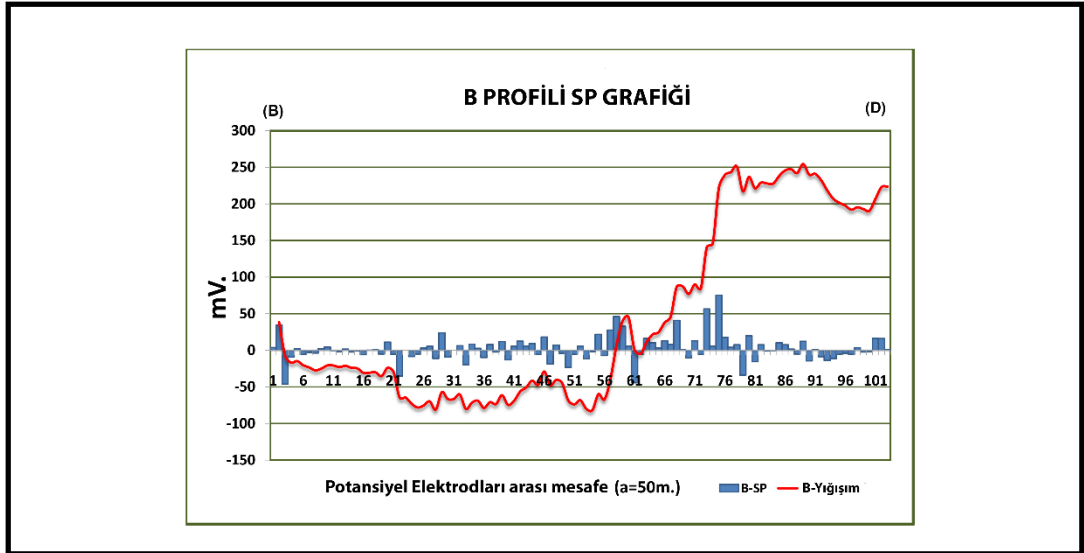
Göre sahasında değişik yönlerde alınan bu dört adet SP ölçüm verilerinden çıkarılan ortak bilgiler şunlardır. Jeotermal aktivite kaldera olarak düşünülen alanın kenar zonlarında ve bu zonları kesen tektonik kuşaklarda en etkin bir şekilde algılanmıştır. Dolayısıyla akışkan deviniminin de bu zonlarda en etkin olacağı düşünülmektedir. Ancak, sahanın güneyine doğru akışkan devinimi zayıflamakta ya da derinlerde gelişebileceği jeofizik veriler sonucunda söylenebilir.



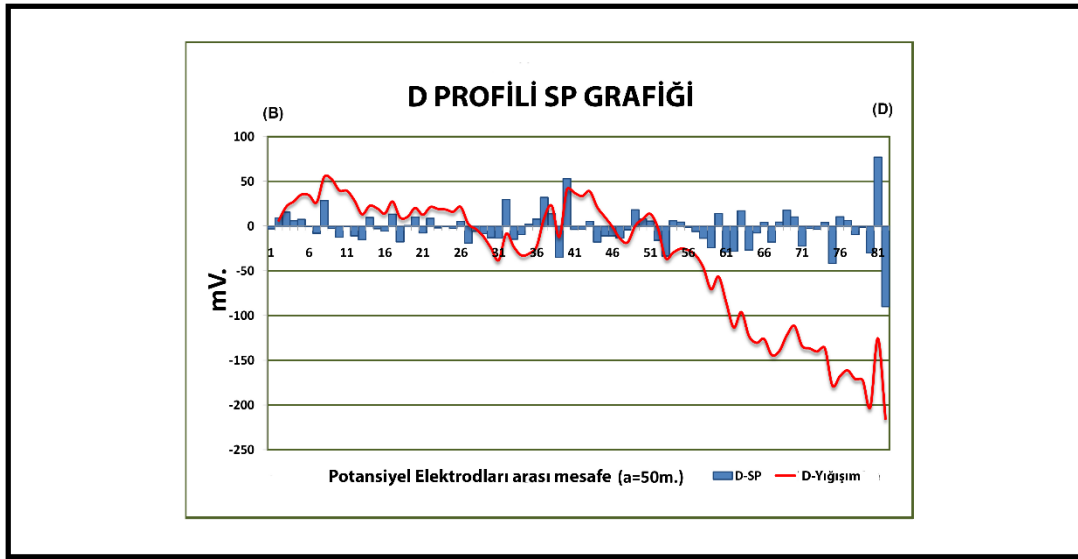
Şekil 4.30. A profili SP ve Yığışım grafiği



Şekil 4.31. E profili SP ve Yığışım grafiği



Şekil 4.32. B profili SP ve Yığışım grafiği



Şekil 4.33. D profili SP ve Yığışım grafiği

#### 4.9. Sondaj ve Kuyu Logu Birleşik Kesitleri

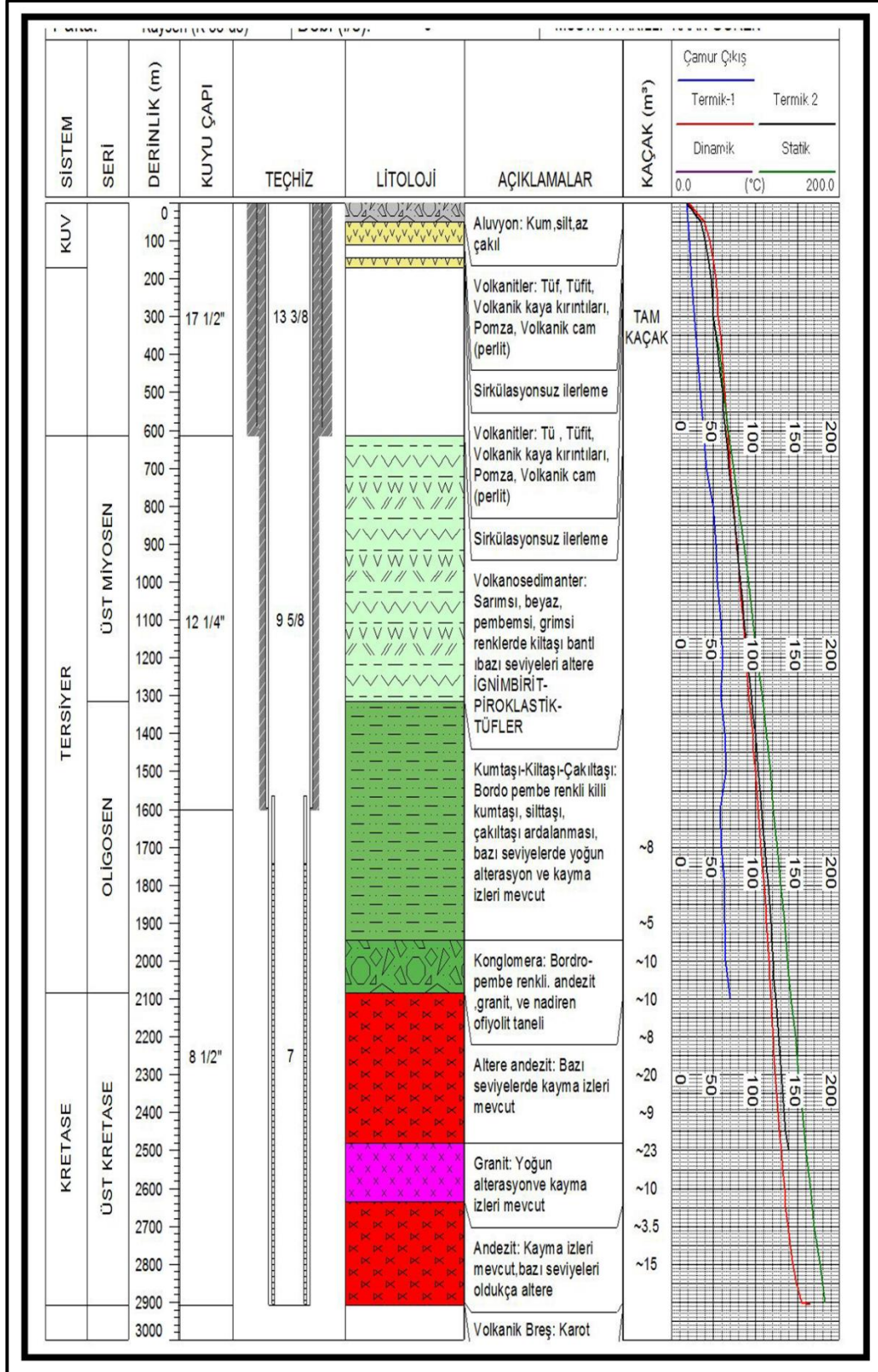
Kuyu içinde alınan Temperature (sıcaklık) logları, kuyuyu çevreleyen formasyonların jeotermik özelliklerini ortaya koyar. Kuyudaki çamur hareketi yeraltındaki ısı dengesini bozar. Bu nedenle jeotermik incelemeler için alınan sıcaklık logu sirkülasyondan belli süre sonra alınması gerekir. Bu süre, istenen duyarlılığa bağlı olarak, 6 saat ile 6 hafta arasında olabilir. Çünkü, yeraltında bozulan bir ısı dengesinin tamamen eski haline dönmesi, formasyonların ısıl iletkenliğine bağlı olduğundan çok değişik karakter gösterebilir. Özel amaçla kuyudaki ısı dengesi bozulmuşsa, Temperature logunun hemen alınması gerekir. Bilindiği gibi yeraltında sıcaklıklar, derine indikçe artmaktadır.

Jeotermik gradyanın bilinmesi, istenilen derinlikteki formasyon sıcaklığını bulmamızı sağlar. Jeotermik gradyan her yerde aynı değildir. Tektonik olaylar da jeotermik gradyanı değiştirir.

Yapılan tüm çalışmalardan elde edilen bilgiler ışığında çalışma alanında önerilen Jeotermal araştırma sondajlarına ilişkin kesitler sunulmuştur. Yapılan sondaj sonuçları da gösterdiği üzere inceleme alanı jeotermal potansiyel barındıran ve çeşitli alanlarda bu enerjiden yararlanılabilecek bir alan özelliği taşımaktadır.

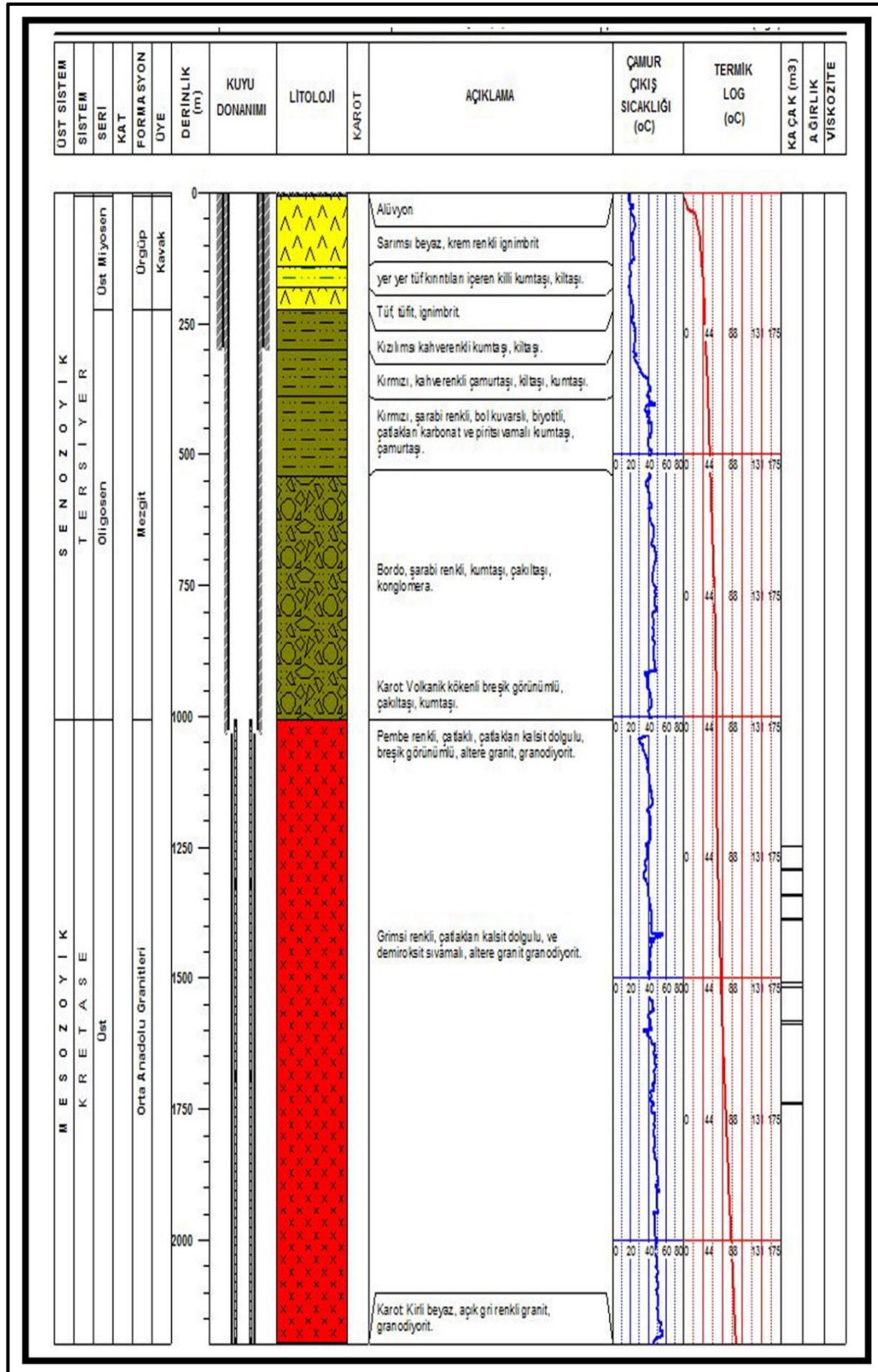
Sondajlardan elde edilen sonuçlar aşağıda özetlenebilir;

- 1) G Sondajı toplam sondaj derinliği 2980 metre olup kuyu tabanı sıcaklığı 185°C olarak ölçülmüştür (şekil 4.34.).
- 2) M sondajı toplam sondaj derinliği 2200 metre olup kuyu tabanı sıcaklığı 90°C olarak ölçülmüştür (şekil 4.35.).
- 3) S sondajı toplam sondaj derinliği 2500 metre olup kuyu tabanı sıcaklığı 120°C olarak ölçülmüştür (şekil 4.36.).

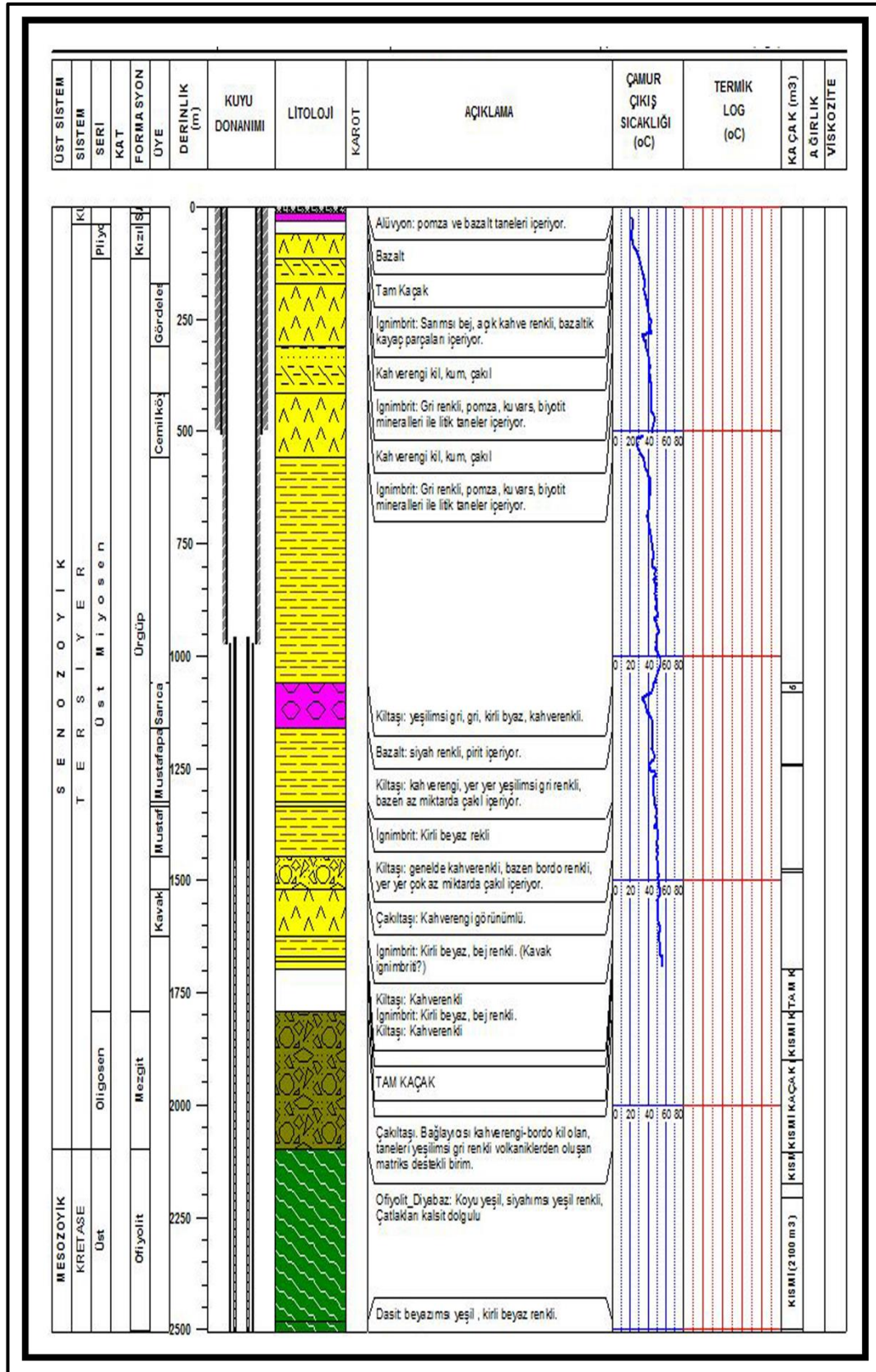


Şekil 4.34. G sondajı ve kuyu logu birleşik kesiti





Şekil 4.35. M sondajı ve kuyu logu birleşik kesiti



Şekil 4.36. S sondajı ve kuyu logu birleşik kesiti

## BÖLÜM 5. SONUÇ VE ÖNERİLER

- 1) Öncelikle sahanın stratigrafik ve tektonik yapısı belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca yer altındaki jeotermal enerji belirteçleri ve yerleri ile aktivite zonları saptanarak sınırlandırılmıştır.
- 2) Çalışmalar kapsamında pekçok jeofizik yöntemin birlikte kullanılması saha hakkında yorum ve değerlendirmeler esnasında verilerin birbirini destekler nitelikte sonuçlar elde edilmiştir.
- 3) Curie derinlik hesaplarında farklı pencere boyutları (75x75) km ve (150x150) km kullanımının hesaplama sonuçlarına etkisi gözlenmiştir. Buna göre pencere boyutunun küçülmesinin hesaplamalar sonrası üretilen Curie derinlik haritasının kontrastının arttırdığı sonucuna ulaşılmıştır. Bununla beraber her iki çalışma sonuçlarının birbirine uyum oranları incelendiğinde her iki pencere boyutu için hesaplanan değerlerin güvenilirliğinin % 95 oranında olduğu görülmüştür.
- 4) Bouguer Anomali haritaları üzerine yapılan Euler dekonvolüsyon yöntemi ile farklı yapısal indeksler kullanılarak yapılan yapı sınırı ve derinliği hesaplama sonuçlarından yapısal indeks olarak 2 değeri seçilerek elde edilen sonuçların sahanın genel tektonik hatlarını ortaya net şekilde çıkardığı bununla beraber bulunan derinlik değerlerinin ise gerek MT gerekse DES verilerinden elde edilen derinlik değerleri ile uyum gösterdiği görülmüştür.
- 5) Jeotermal aktivite kaldera olarak düşünülen alanın kenar zonlarında ve bu zonları kesen tektonik kuşaklarda en etkin bir şekilde algılanmıştır. Dolayısıyla akışkan deviniminin de bu zonlarda en etkin olacağı düşünülmektedir. Bu zonlar jeotermal enerji olanakları açısından olumlu görünmektedir. Bu zon yer yer belirginleşen süreksizlik hatları ile batı ve doğudan sınırlanmaktadır. Ayrıca yine bu geniş zon içinde yaklaşık güney-kuzey ve batı-doğu yönlü bazı süreksizlik hatları da belirlenmiştir. Bunların bazıları kırık ve bazıları da çatlak özelliklidir. Dolayısı ile Göre sahası örtü

altındaki yapısal konumuyla jeotermal etkinliklerin gelişmesine uygundur. Özellikle sahanın kuzeydoğu kesimleri daha çok çatlak ve kırık sistemi içermektedir.

- 6) Örtü kayacının altında yer alan birincil rezistif kayacın yer yer rezervuar özelliğine sahip olduğu düşünülmektedir. Ancak temel kayacının daha derin seviyelerinde, farklı fiziksel içerik sunan bazı yüksek rezistiviteli katmanlar da saptanmıştır. Özellikle bu katmanların kontaklarında yer yer jeotermik etkinlik de izlenmektedir
- 7) Derinkuyu civarında elde edilen jeofizik veriler, bu sahaların ısısal ve akışkan devinimi yönünden düşük enerjili jeotermal saha özelliklerini yansıttığını düşündürmektedir. Ancak, O profili üzerinde O43 DES noktası civarında belirlenen düşük özdirençli zon, jeotermal yönden önem arzeden ve sondaj ile araştırılmasının sahanın geleceğine ışık tutması açısından faydalı olacağı düşünülmüş ve bu noktada önerilen sondaj sonucunda 2500 metre derinlikte kuyu tabanı sıcaklığı 120 ° C ölçülmüştür.
- 8) Mustafapaşa civarında elde edilen jeofizik veriler, bu sahanın düşük enerjili jeotermal saha özelliklerini yansıttığını düşündürmektedir. Bu bilgiler ışığında sahada yapılan sondaj sonucunda 2200 metre derinlikte kuyu tabanı sıcaklığı 90 ° C olarak ölçülmüştür.
- 9) Doğu-Batı yönlü MT profilleri üzerinde belirlenen kaldera yapısında etkili olduğu düşünülen süreksiz yapılar da negatif kapanımının özellikle batı ve güneydoğu sınıрыyla uyumlu olduğu görülmektedir. Kalderanın oluşmasında bloklu bir çökme yapısının hakim olduğu görülmektedir. 2 boyutlu özdirenç modellerinin derin yapısı incelendiğinde, 6000 m ile 9000 m derinliklerde etkili olan göreceli olarak düşük özdirençli anomaliler görülmektedir.
- 10) Bu düşük özdirençli anomaliler, negatif kapanımların içinde kalmaktadır. Bu düşük özdirençli derin etkiler, kalderanın oluşumunda etkili olan magmatik sokulumlar olarak yorumlanmıştır. Bu yapılar bu alan içinde alınan bütün doğu batı profillerinde gözlenmektedir. Yine derinlerde gözlenen düşük özdirenç değerleri, negatif kapanımın sınırlarında da gözlenmektedir. Bu alanlar gerek ısı, gerekse süreksizlik hatları ile beraber yorumlanarak ve diğer parametrelerle korele edildiğinde; jeotermal

sistemin gelişebileceği alanlar olarak düşünülmektedir. Saha geliştirme çalışmalarında bu alanlar öncelikli olarak değerlendirmeye alınmalıdır.

## KAYNAKLAR

- [1] Temimhan, S., Salihli-Kurşunlu Kaplıcaları ve Civarının Jeotermal Potansiyelinin Araştırılması, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeofizik Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, 2005.
- [2] Bal, A., Aydın-İzmir Civarının Hava Manyetik Verilerinden Isı Akısı Değerlerinin Belirlenmesi ve Isı Akısı Dağılımının İncelenmesi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, 2004.
- [3] Hisarlı, Z.M., Batı Anadolu'da Curie Noktası Derinliklerinin Saptanması ve Jeotermal Alanlarla İlişkisi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yerbilimi Programı, Doktora Tezi, 1996.
- [4] Vacquier, V., Affleck, J., A computation of the average depth the bottom of the earth's crust, based on a statistical magnetic properties. Transactions American Geophysical Union, 446-450, 1941.
- [5] Serson, P.H., Hannoford, W.L.W., A statistical analysis of magnetic profiles, Journal of Geophysical Research, 62, 1-18, 1957.
- [6] Alldredge, L. R., Van Voorhis, G. D., Depth to sources of magnetic anomalies, Journal of Geophysical Research, 66; 3793-3800, 1961.
- [7] Bhattacharyya, B.K., Morley, L.W., The delineation of deep crustal magnetic bodies from total aeromagnetic anomalies, J. Geomag. and Geoelec.,17;237-252, 1965.
- [8] Ericson, A.J., The measurement and interpretation of heat flow in the Mediterranean and Black Sea, Ph.D. Thesis, MIT, Dept. of Earth and Planetary Science, Massachusetts, 1970.
- [9] Byerly, P.E., Stolt, R.H., Attempt to define the Curie point isotherm in Northern and Central Arizona. Geophysics, 42, 1394-1400, 1977.

- [10] Cermak, V., Hurting E., The preliminary heat flow map of Europe and some of its tectonic and geophysical implications, *Pageoph.* 117; 92-103, 1978-1979.
- [11] Couch, R., Gemperle, M., Connard, G., Pitts, G. S., Structural and thermal implications of gravity and aeromagnetic measurements made in Cascade Volcanic Arc, *Geophysics*, 47; 424-430, 1981.
- [12] Okuba, Y., Grat, J.R., Hansen, R.O., Ogawa, K., Tsu, H., Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan, *Geophysics*, 53,481-494, 1985.
- [13] Tezcan, A.K., Turgay, I., Türkiye ısı akısı haritası. MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etütleri Dairesi (yayınlanmış doküman), Ankara, 1989.
- [14] Enriquez, J. O., Esquivel, M.A.A., Fucuqauchi, J. U., Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Belt, from aeromagnetic data. *Tectonophysics*, 172, 77-90, 1990.
- [15] İlkışık, O.M. Silica heat flow estimates and litospheric temperature in Anatolia, *Proc. of XI. Con. of World Hydrothermal Org.* 13-18.5, 92-106, İstanbul-Pamukkale, 1992.
- [16] Büyüksaraç A., Kapadokya ve Çevresinin Paleotektonik Evriminin Jeofizik yöntemlerle İncelenmesi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, 2002.
- [17] J.-L Froger, J.-F Lénat, J Chorowicz, J.-L Le Pennec, J.-L Bourdier, O Köse, O Zimitoglu, N.M Gündogdu, A Gourgaud, Hidden calderas evidenced by multisource geophysical data; example of Cappadocian Calderas, Central Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, pp. 99-128, 1998.
- [18] Şengör A.M., Yılmaz, Y., Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75,181-241, 1981.
- [19] Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Rita, F. & Villari, L. Acid and basic late Neogene volcanism in central Aegean Sea: its nature and geotectonic significance. *Bull. Volcanology*, 45, 87-97, 1982.
- [20] Türkecan.A., Dönmez.M., Akçay.A.E., The volcanic Tertiary units of Kayseri, Niğde, Nevşehir, Kayseri, Niğde, Bölgesi Volkanik Tersiyer Birimleri, MTA Derleme No: 10575, 2004.

- [21] Pasquare, G., Poli, S., Vezzoli, L., Zanchi, A., Continental arc volcanism and tectonics setting in Central Anatolia, Turkey, *Tectonophysics*, 146, 271-230, 1988.
- [22] Pasquare G., Geologie of the Senezoic Volcanic area of Central Anatolia, *Atti della Acad. No. Delince, memorie serie VIII, Vol IX s55-204 Roma*, 1968.
- [23] Innocenti, F., Mazzuoli, G., Pasquare, F., Radicati Di Brozolo, F., Villari, L., The Neogene calcalkaline volcanism of Central Anatolia geochronological data on Kayseri-Niğde area, *Geol. Mag.* 112 (4), 349-360, 1975.
- [24] Le Pennec, J.-L., Bourdier, J.-L., Froger, J.-L., Temel, A., Camus, G., Gourgaud, A., Neogene ignimbrites of the Nevşehir Plateau (Central Turkey): stratigraphy, distribution and source constraints. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 63, 59-87, 1994.
- [25] Besang C., Eckhardt, F.J., Harre, W., Kreuzer, H. ve Müller, P., Radiometrische altersbestimmungen an Neogen Eruptivgesteinen der Türkei, *Geol. Jb.*, B-25,3-36, 1977.
- [26] Bigazzi G., Ercan T., Oddone, M., Özdoğan, M., Yegingil, Z., Application of fission track dating to archaeometry: Provenance studies of prehistoric obsidian artifacts. *Nuclear Tracks and Radiation Measurement*, 22, 757-762, 1993.
- [27] Toprak, V., Vent distribution and its relation to regional tectonics, Capadocian volcanics Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 55-67, 1998.
- [28] Muffler, L.P.J., Cataldi, R., Methods for regional assessment of geothermal resources: *Geothermics*, v. 7, p. 53-89, 1978.
- [29] Kılıç A. R., Duman Ö., Kıyak A., Köklü Ş., Nevşehir ve civarı jeotermal enerji aramaları jeofizik etüt raporu, MTA Raporu, 2010.
- [30] R.J. Blakely, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications* Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 1995.
- [31] Baranov, V., A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo Gravimetric anomalies, *Geophysics*, vol 22, No. 2, p. 359-383, 1957.
- [32] Baranov, V., Naudy, H., Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, *Geophysics*, 29, pp. 67-79, 1964.



- [33] Bhattacharyya, B.K., Quantative interpretation of aeromagnetic information, Can Geol. Surv., 66-42, 22-23, 1966.
- [34] Spector, A., Grant F.S., Statistical models for interpreting aeromagnetic data, Geophysics, 35, 293-302, 1970.
- [35] Parker, R.L., Inverse theory with grossly inadequate data. Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 29, 123-138, 1972.
- [36] Öksüm, E., Dolmaz, M.N., Etiz, A., Aydoğan, S., Aydın, İ., Analysis of aeromagnetic anomalies related by Baklan granite in S of Muratdağı (Uşak), W Turkey. 4th Balkan Geophysical Congress, Bucharest- Romania, Journal of Balkan Geophysical Society, 8(1), 601, 2005.
- [37] Bott, M.H.P., The interior of the Earth. Edward Arnold, London, 1982.
- [38] Blackwell, D.D., The thermal structure of continental crust, "In the structure on physical properties of the Earth crust", (Ed. J.G. Heacock). Geophys. Monogr., No:14, AGU, Washington DC, 169-184, 1971.
- [39] Lee, W.H.K., On the global variations of terrestrial heat flow. Phys. Earth Planet. Int., V.2, 332-341, 1970.
- [40] Orbay, N., Jeotermik, İstanbul Üniversitesi Yayını, S.4296, N.8, 109 sh., İstanbul, 2001.
- [41] Orbay, N., Kayaçların Mıknatıslanma Özellikleri, İstanbul Üniversitesi Yayını, S.2728, N.2, 104 sh., İstanbul. 1980.
- [42] Özdoğan, İ., Işıkkara, A.M., Orbay, N., Düzgit, Z., Arzmanyetizması İlkeler ve Uygulamalar. İstanbul Üniversitesi Yayını, S.3386, N.69, 231 sh., İstanbul, 1986.
- [43] Sanver, M., Paleomanyetizma. İ.T.Ü. Yayınları, S.1495, İstanbul, 1992.
- [44] Dolmaz N., Batı Anadolu'nun Güney Kesiminin Curie Nokta Derinliklerinin Saptanması ve Jeodinamik Olaylar ile ilişkisi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Yerfiziği Programı, Doktora, 2004.
- [45] Nagata, T., Rock Magnetism. Maruzen Company Ltd., Tokyo, 1961.
- [46] Buddington, A.F., Lindsley, D.H., Iron Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalent. J. Petrol., V.5, 310-357, 1964.

- [47] Shuey, R.T., Schellinger, D.K., Tripp, A.C., Alley, L.B., Curie Depth Determination from Aeromagnetic Spectra. *Geophysical J. The Roy. Astr. Soc.*, V.50, 75-101, 1977.
- [48] Strangway, D.W., *The History of the Earth's Magnetic Field*. McGraw-Hill Book Comp., New York, London, 1970.
- [49] Okubo, Y., Graf, J.R., Hansen, R.O., Ogawa, K., Tsu, H., Curie Point Depths of the Island of Kyushu and Surrounding Areas, Japan. *Geophysics*, V.53, 481494, 1985.
- [50] Şahin S., *Gediz Grabeni Alaşehir Bölgesinin Jeotermal Potansiyelinin Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması*, ÇOMU Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, 2014.
- [51] Sanver M., İşseven T., *Gravite ve Manyetik Arama Yöntemleri*. Nobel Yayın Dağıtım, Ankara. ISBN: 978-9944-77-168-9-368, 2007.
- [52] Ekingen, A, Güvün, Ç., *Jeotermal enerji aramaları Acıgöl (Nevşehir) Gravite etüdü*, MTA Derleme No: 6289, 1978.
- [53] Uchida T., Murakami Y., *Development of a Fortran Code for the Two-Dimensional Schlumberger Inversion*, Geological Survey of Japan Open-File Report No. 150, Japonya, 1990.
- [54] Tikhonov, A.N., *On determination of electric characteristics of deep layers of the Earth crust*, *Dokl. Acad. Nauk SSSR* 151, 295-297, 1950.
- [55] Cagniard, L, *Basic theory of magnetotelluric of geophysical prospecting*, *Geophysics* 18, 605-635, 1953.
- [56] Vozoff, K., *The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins*, *Geophysics*, vol 37, No 1, p 98-141, 1972.
- [57] Swift, C.M., Jr., *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States*, Ph. D. Thesis, Dept. Of Geol. And Geophys., MIT, Cambridge, MA, 1967.
- [58] De Groot-Hedlin, CD., *Removal of static shift in two dimensions by regularized inversion*. *Geophysics*. 56, 2102-2106, 1991.
- [59] Groom R.W., Bailey R.C., *Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion*, *J.Geophys. Res.*, 94(B2), 1913–1925, 1989.

- [60] McNeice, G., Jones, A., Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data, *Geophysics*, 66(1), 158–173, 2001.
- [61] Özyıldırım, Ö., Manyetotellürük yönteminde frekans düzgünleştirilmiş empedans ayrıştırma analizi, Cumhuriyet üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, 2010.
- [62] Mackie, R. L., Rieven, S., and Rodi, W., Users Manual and Software Documentation for Two-dimensional Inversion of Magnetotelluric Data Massachusetts Institute of Technology, Earth Resources Laboratory Cambridge, MA., 1997.
- [63] Rodi, W. L., & Mackie, R. L. Nonlinear conjugate gradient algorithm for 2-d magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, 174-187., 2001.
- [64] Thompson, D.T., EULDHD: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data: *Geophysics*, 47, 31-37, 1982.
- [65] Barbosa, V.C.F., Silva , J.B.C. and Medeiros, W.E.,. Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution. *Geophysics*, Vol. 64, p.48-60, 1999.
- [66] Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., Somerton, I. W., Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics*, 55, 80–91, 1990.
- [67] [https://tr.wikipedia.org/wiki/Dosya:Yerin\\_iç\\_yapısı.svg](https://tr.wikipedia.org/wiki/Dosya:Yerin_iç_yapısı.svg), Erişim Tarihi: 23.12.2016.
- [68] Sanver, M., Yerkürenin ısı evrimi ve günümüzde yerin iç sıcaklığı, İstanbul, İTÜ, Maden Fakültesi, 798 s., 1983.
- [69] [https://tr.wikipedia.org/wiki/Jeotermal\\_enerji](https://tr.wikipedia.org/wiki/Jeotermal_enerji)., Erişim Tarihi: 23.12.2016
- [70] <http://www.jeotermal.com/dokumanlar/dosyalar/3792175-60.pdf>., Erişim Tarihi: 23.12.2016.
- [71] CANİK, B., ÇELİK, M., ARIGÜN, Z., Jeotermal Enerji, Ankara Üniversitesi Döner Sermaye İşletmesi Yayınları No: 59, 60 s., 2000.
- [72] [https://tr.wikipedia.org/wiki/Levha\\_hareketleri](https://tr.wikipedia.org/wiki/Levha_hareketleri)., Erişim Tarihi: 23.12.2016.

[73] [http://www.eie.gov.tr/yenilenebilir/jeo\\_enerji\\_nedir.aspx.](http://www.eie.gov.tr/yenilenebilir/jeo_enerji_nedir.aspx.),  
Erişim Tarihi: 23.12.2016.

[74] <http://www.jeotermaldernegi.org.tr/sayfalar-Turkiye-de-Jeotermal.>,  
Erişim Tarihi: 23.12.2016.

## ÖZGEÇMİŞ

Alper KIYAK, 24.08.1981'de Nevşehir'de doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Nevşehir'de tamamladı. 2001 yılında başladığı Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünü 2005 yılında bitirdi. Aynı yıl Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans eğitimine başladı ve 2008 yılında bu eğitimini tamamladı. 2005 Aralık ayında Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya başladı. 2008 yılında Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), Jeofizik Etütler Dairesi Başkanlığına kurumlar arası nakil ile geçiş yaparak burada çalışmaya başladı. 2008 Haziran ayında Yüksek Lisans eğitimini tamamladı. 2009 yılında Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında Doktora eğitimine başladı. 2008-2015 yılları arasında MTA Ankara'dan görevli olarak gittiği ülkemizin pek çok ilinde Rejyonel Jeofizik projeleri, Jeotermal Enerji projelerinde Kamp Şefi ve Kamp Şefi Yardımcısı ve Teknik eleman olarak görev yaptı. 2015 Aralık ayında MTA Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etütleri Dairesi Başkanlığı, Jeoelektrik Etütler ve Kuyu Ölçüleri Koordinatörü olarak görevlendirildi. Halen bu görevini yürütmektedir. Evli bir kız bir erkek olmak üzere 2 çocuk babasıdır.