



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**ORTA ANADOLU BÖLGESİNDE KITASAL KABUĞUN**  
**TERMAL YAPISI**

**Jeofizik Müh. Hatice YEZİZ**  
**Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

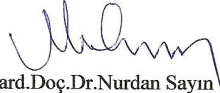
**Danışman**  
**Yrd. Doç. Dr. Nurdan SAYIN**


**Haziran, 2008**

**İSTANBUL**

Bu çalışma 08/07/ 2008 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı yüksek lisans programında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

  
Yard.Doç.Dr.Nurdan Sayın  
(Danışman)  
İstanbul Üniversitesi

  
Prof.Dr.Naci Orbay  
İstanbul Üniversitesi

  
Prof.Dr.Niyazi Baydemir  
İstanbul Üniversitesi

  
Doç.Dr.Z.Mümtaz Hisarlı  
İstanbul Üniversitesi

  
Doç.Dr.Mustafa Kemal Tuncer  
Boğaziçi Üniversitesi

Bu çalışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin T 937 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

## ÖNSÖZ

Yüksek lisans öğrenimim sırasında ve tez çalışmalarım boyunca mesleki bilgi ve birikimlerini esirgemeyen tez danışmanım Sayın **Yard.Doç.Dr. Nurdan SAYIN**'na

Görüş ve önerileriyle tez çalışmamın şekillenmesinde çok önemli katkıları bulunan Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Sayın **Prof.Dr. Timur USTAÖMER**'e

Laboratuvar çalışmaları sırasında yardımlarını esirgemeyen Makina Mühendisliği Bölümü'nden Sayın **Yard.Doç.Dr. Mutlu TUNÇ**'a

Yüksek lisans öğrenimim boyunca ve tez çalışmalarım sırasında fikirlerinden yararlandığım değerleri hocalarım, Sayın **Prof.Dr. Naci ORBAY**'a, Anabilim dalı başkanımız Sayın **Prof.Dr. Niyazi BAYDEMİR**'e, Bölüm başkanımız Sayın **Prof.Dr. Demir KOLÇAK**'a, Sayın **Prof.Dr. Zuhal DÜZGİT**'e, Sayın **Doç.Dr. Mümtaz HİSARLI**'ya, Sayın **Yard.Doç.Dr. Ferhat ÖZÇEP**'e, Sayın **Araş.Gör.Dr. Mualla ÇINKU**'ya, Sayın **Öğr.Gör. Emre GÜVEN**'e

Hayata ve mesleğime dair görüş ve önerilerine değer verdiğim, tez çalışmam boyunca yardım ve desteğini esirgemeyen değerli arkadaşım **Araş.Gör. Nuray ALPASLAN**'a, Jeoloji kısımlarında bilgi birikimini benimle paylaşan Jeoloji Yük.Müh. Sayın **Zeynep ÖZBEY**'e tezime katkılarından dolayı sevgili arkadaşlarım **Araş.Gör. Hakan ALP**'e, **Araş.Gör. Savaş KARABULUT**'a, **Araş.Gör. Özlem MAKAROĞLU**'na, **Araş.Gör. Berrak FIRAT**'a, **Araş.Gör. Oya TARHAN BAL**'a, **Araş.Gör. Hande AYKURT**'a, **Araş.Gör. Gökhan KARCIOĞLU**'na, **Araş.Gör. Lora KOHENHEMSİ**'ye, **Jeofizik müh. Melda KÜÇÜKDEMİRCİ**'ye, **Jeofizik müh. Burcu GÖRENER**'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca çalışmamın yürütülmesi esnasında destek ve sabırlarını esirgemeyen aileme; candan teşekkürlerimi sunarım.

**Haziran, 2008**

**Hatice YEZİZ**

## İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ŞEKİL LİSTESİ.....	VII
TABLO LİSTESİ.....	IX
SEMBOL LİSTESİ.....	X
ÖZET.....	XI
SUMMARY.....	XII
<b>1. GİRİŞ.....</b>	<b>1</b>
<b>2. GENEL KISIMLAR .....</b>	<b>3</b>
2.1. YERİN ISIL YAPISI .....	3
2.1.1. Yeriçinin sıcaklığı ve derinlikle değişimi .....	3
2.1.2. Yer içinde ısının iletimi .....	6
2.1.3. Yer Yüzünde Isının Açığa Çıkışı .....	9
2.2. YER İÇİ ISISININ MUHTEMEL KAYNAKLARI VE KÖKENİ .....	9
2.2.1. Kütle Katılımları ve Çekim Enerjisi.....	9
2.2.2. Adyabatik Basınç ve Sıcaklık .....	10
2.2.3. Radyoaktif Parçalanmanın Neden Olduğu Isı Kaynağı .....	12
2.2.4. Yer kürenin kendi eksenini etrafında dönmesi.....	14
2.3. ISI AKISININ YER YÜZÜNDEKİ DAĞILIMI .....	15
2.3.1. Isı Akısı değerlerinin Jeolojik Yapılarla İlgisi .....	16
2.3.2. Volkanik Bölgelerde Isı Akısı.....	21
2.3.3. Kıtalarda Isı Akısı .....	22
2.3.4. Jeotermal Alanlarda Isı Akısı.....	22
2.3.5. Tektonik Olaylarla Isı Akısı Arasındaki İlişki .....	23
<b>3. MALZEME VE YÖNTEM.....</b>	<b>24</b>
3.1. SIĞ DERİNLİKLERDE ISININ ÖLÇÜLMESİ VE ISI AKISI KAVRAMI.....	24
3.2. ISI AKISINI ÖLÇME YÖNTEMLERİ .....	26
3.2.1. Sıcaklık gradyanı ile ısı akısı hesaplaması.....	28
3.2.2. Silika Jeotermometresi Yöntemi .....	29

3.2.3. Isı akısının Bullard yöntemi ile hesaplanması.....	30
3.2.4. Curie nokta derinliklerinden yararlanarak ısı akısı hesaplanması .....	32
<b>3.3. KAYAÇLARIN ISI İLETİM KATSAYISI .....</b>	<b>32</b>
3.3.1. Isı iletim katsayısı hesabı.....	36
<b>3.4. YERKABUĞUNDA ISI ÜRETİMİ VE KARALARDA ISI AKISI .....</b>	<b>37</b>
<b>3.5. RADYOJENİK ISI.....</b>	<b>40</b>
<b>3.6. ISIL DİFÜZYON .....</b>	<b>41</b>
<b>3.7. BİR BOYUTLU ORTAMDA ISI İLETİMİ.....</b>	<b>42</b>
<b>3.8. İKİ BOYUTLU ORTAMDA ISI İLETİMİ.....</b>	<b>44</b>
<b>3.9. SONLU FARKLAR YÖNTEMİ İLE ISI İLETİMİNE SAYISAL ÇÖZÜMLER .....</b>	<b>45</b>
<b>3.10. THERMOD8.....</b>	<b>48</b>
<b>4. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ VE JEOFİZİĞİ.....</b>	<b>50</b>
4.1. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ.....	51
4.1.1. Çalışma Alanının Stratigrafisi.....	55
4.2. ÇALIŞMA ALANININ KABUK YAPISI.....	57
<b>5. ARAZI VE LABORATUVAR ÇALIŞMALARI .....</b>	<b>60</b>
<b>6. BULGULAR.....</b>	<b>72</b>
<b>7. TARTIŞMA VE SONUÇ.....</b>	<b>84</b>
<b>KAYNAKLAR .....</b>	<b>92</b>
<b>ÖZGEÇMİŞ .....</b>	<b>98</b>

## ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 2.1: Yerin iç yapısı (Bott 1982).....	4
Şekil 2.2: Jeofizik ve Jeolojik kuramsal ve deneysel yeriçi ısı dağılımı.....	5
Şekil 2.3: Dünyadaki ısı dağılımı.....	8
Şekil 2.4: Okyanuslar ve Kıtalar için ısı akısı histogramı (W.H.K.Lee,1970).....	16
Şekil 2.5: Çeşitli jeolojik yapılarda ısı akısı dağılımı (W.H.K. Lee, 1970).....	17
Şekil 2.6: Atlantik ve Pasifik Okyanusu yükselimlerine ait ısı akısı histogramları .....	19
Şekil 2.7: ısı akısı sırt ekseninden uzaklaştıkça azalan değere sahiptir. ....	22
Şekil 3.1: Sıcaklık-derinlik grafiği.....	30
Şekil.3.2: Bullard yöntemi (termal direnç gösterimi).....	32
Şekil.3.3: Bullard – Plot grafiği (Rybach ve Bodmer 1983).....	32
Şekil 3.4: ısı İletim Katsayısının poroziteye bağlı değişimi.....	35
Şekil 3.5: ısı iletim katsayısı ölçüm cihazı.....	38
Şekil 3. 6: Doğrusal ısı akısı – ısı üretimi ilişkisine bir örnek.....	41
Şekil 3.7 : Yer içinde ısı üreten kaynakların derinlikle değişimine ait modeller.....	41
Şekil 3.8: Sonlu farklar kafesi.....	48
Şekil 4.1: Çalışma Alanı.....	52
Şekil 4.2: Çalışma alanının tektonik haritası (İlbeyli, 2005).....	53
Şekil 4.3: Türkiye kenet zonu haritası (Ustaömer ve Robertson, 1999).....	54
Şekil 4.4: Çalışma alanının stratigrafisi.....	57
Şekil 4.5: Çalışmada yer alan istasyon dağılımı (Toksöz 2003).....	59
Şekil 4.6: Çalışma alanının kabuk modeli (Toksöz 2003).....	60
Şekil 5.1: Çalışma alanının enine kesiti.....	61
Şekil 5.2: Mevki yerleri.....	62
Şekil 5.3: Birinci mevki.....	63
Şekil 5.4: İkinci Mevki.....	64
Şekil 5.5: İkinci Mevkiye ait gnays numunesi.....	64
Şekil 5.6: İkinci Mevkiye ait mermer numunesi.....	65
Şekil 5.7: İkinci Mevkiye ait amfibolit numunesi.....	65
Şekil 5.8: Dördüncü mevkiye ait mermer numunesi.....	66

<b>Şekil 5.9:</b> Beşinci Mevki.....	67
<b>Şekil 5.10:</b> Beşinci Mevkiden alınan kumtaşı numunesi.....	67
<b>Şekil 5.11:</b> Altıncı Mevki.....	68
<b>Şekil 5.12:</b> Altıncı Mevkiden alınan gözenekli bazalt numunesi.....	69
<b>Şekil 5.13:</b> Altıncı Mevkiden alınan bazalt numunesi.....	69
<b>Şekil 5.14:</b> Yedinci Mevki. ....	70
<b>Şekil 5.15:</b> Yedinci Mevkiden alınan bazalt numunesi . ....	70
<b>Şekil 5.16:</b> Dokuzuncu mevki. ....	71
<b>Şekil 5.17:</b> Çalışma alanından görünüm. ....	72
<b>Şekil 5.18:</b> Çalışma alanından görünüm. ....	72
<b>Şekil 6.1:</b> Türkiye ısı akısı haritası (MTA 2006). ....	73
<b>Şekil 6.2:</b> Çalışma alanının profili.....	74
<b>Şekil 6.3 :</b> Çalışma alanına ait uranyum miktarı haritası (Aydın vd, 2005). ....	78
<b>Şekil 6.4 :</b> Çalışma alanına ait toryum miktarı haritası (Aydın vd, 2005).....	78
<b>Şekil 6.5 :</b> Çalışma alanına ait potasyum miktarı haritası (Aydın vd, 2005).....	79
<b>Şekil 6.6:</b> 80 mW/m <sup>2</sup> profili boyunca ısı iletim katsayısının değişim grafiği.....	80
<b>Şekil 6.7:</b> 80 mW/m <sup>2</sup> profili boyunca jeoterm grafiği. ....	80
<b>Şekil 6.8:</b> 120 mW/m <sup>2</sup> profili boyunca ısı iletim katsayısının değişim grafiği.....	81
<b>Şekil 6.9:</b> 120 mW/m <sup>2</sup> profili boyunca jeoterm grafiği. ....	81
<b>Şekil 6.10:</b> 110 mW/m <sup>2</sup> profili boyunca ısı iletim katsayısının değişim grafiği.....	82
<b>Şekil 6.11:</b> 110 mW/m <sup>2</sup> profili boyunca jeoterm grafiği. ....	82
<b>Şekil 6.12:</b> 30 mW/m <sup>2</sup> profili boyunca ısı iletim katsayısının değişim grafiği.....	83
<b>Şekil 6.13:</b> 30 mW/m <sup>2</sup> profili boyunca jeoterm grafiği. ....	83
<b>Şekil 7.1:</b> Çalışma alanında kabuğun 2 boyutlu termal yapısı.....	85
<b>Şekil 7.2:</b> Çalışma alanına ait değerlerin kontur grafiği. ....	85
<b>Şekil 7.3:</b> Kabuk içerisinde ısı yayılımı vektörleri.....	86
<b>Şekil 7.4:</b> Curie nokta derinlikleri haritası (Dolmaz vd, 2005).....	88
<b>Şekil 7.5:</b> Kabuk içerisinde yüksek ısı gösteren bölgeler. ....	89
<b>Şekil 7.6:</b> Kabuk içerisinde ısı dağılımı.....	90
<b>Şekil 7.7:</b> Orta Anadolu Bölgesi aletsel dönem deprem etkinliği. ....	91



**TABLO LİSTESİ**

<b>Tablo 2.1:</b> Derine indikçe bazı kayaçların ürettikleri ısı enerjileri. ....	14
<b>Tablo 2.2:</b> Jeolojik devirlerde ölçülen sıcaklıklar (İspir 1972). ....	20
<b>Tablo 2.3:</b> Kıtalarda farklı jeolojik yapılarda ısı akısı ölçüm değerleri. ....	21
<b>Tablo 3.1:</b> Bazı kayaçların ve minerallerin ısı iletim katsayıları (Clark 1966). ....	37
<b>Tablo 6.1:</b> Derine doğru sıcaklık değişimlerini veren program sonuçları. ....	76
<b>Tablo 6.2:</b> Çalışma alanında 8 profil boyunca yüzey radyojenik ısı değerleri. ....	77

## SEMBOL LİSTESİ

a	: Sıcaklığın nüfuz etme katsayısı (Termal difüzyon)
A	: Radyojenik ısı üretimi ( $\mu\text{W}/\text{m}^3$ )
b	: Deneysel yolla hesaplanan bir sabit
$C_K$	: Potasyum konsantrasyon ağırlığı (%)
$C_{Th}$	: Toryum konsantrasyonu (ppm)
$C_U$	: Uranyum konsantrasyonu (ppm)
$C_p$	: Maddenin P basıncındaki spesifik ısı (erg/gr °C)
$\rho$	: Yoğunluk
D	: Radyojenik ısı üretiminin gerçekleşebileceği karakteristik derinlik
dT	: Sıcaklık artışı (°C)
dP	: Adyabatik basınç artımını
dT/dz	: Sıcaklık gradyanı (°C/m)
dZ	: Derinlik farkı (m)
e	: Maddeye ait opaklık
f	: Gözeneklilik
HFU	: cgs biriminde ısı akısı birimi (Heat Flow Units)
g	: Yer çekimi ivmesi ( $\text{cm}/\text{s}^2$ )
k	: Isı iletkenlik katsayısı ( $\text{W}/\text{m} \text{ } ^\circ\text{C}$ )
kr	: Işınsal ısı iletkenlik katsayısı ( $\text{W}/\text{m} \text{ } ^\circ\text{C}$ )
ks	: Kondüktif ısı transferine ait ısı iletim katsayısı ( $\text{W}/\text{m} \text{ } ^\circ\text{C}$ )
km	: Kayacı oluşturan minerallerin ısı iletim katsayısı ( $\text{W}/\text{m} \text{ } ^\circ\text{C}$ )
kw	: Formasyon suyunun ısı iletim katsayısı ( $\text{W}/\text{m} \text{ } ^\circ\text{C}$ )
ko	: Oda sıcaklığındaki ısı iletim katsayısı ( $\text{W}/\text{m} \text{ } ^\circ\text{C}$ )
m	: Termal direnç
n	: Kırılma indisi
P	: Basınç
s	: Stefan-Boltzman sabiti ( $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Jul}/\text{m}^2\text{s} \text{ derece}$ )
q	: Isı akısı ( $\text{mW}/\text{m}^2$ )

## ÖZET

### ORTA ANADOLU BÖLGESİNDE KITASAL KABUĞUN TERMAL YAPISI

Orta Anadolu Bölgesi, Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alması nedeniyle farklı metamorfizma ve deformasyon tarihçelerine sahip kıtasal bloklardan ve bu blokları birbirinden ayıran, eski okyanus kabuğu ve mantosunu temsil eden ofiyolitik kenet kuşaklarından oluşmaktadır.

Bölgenin geçirmiş olduğu bu karmaşık evrim onun ısıl özelliklerine de yansımış olup, Orta Anadolu'da çok yüksek ve çok düşük olan ısı akısı bölgeleri yan yana gelmiştir. Bu açıdan bakıldığında Kırşehir ve Nevşehir il sınırları içerisinde geçen çalışma bölgesi, ölçülmüş ısı akısı değerleri açısından da ilginç bir bölgeyi temsil eder.

Çalışma kapsamında, Kırşehir ve Nevşehir arasında kalan ve yaklaşık olarak 70' km lik bir hat boyunca 2 boyutlu ısı modeli hesaplanmıştır. Model bölgenin kabuk yapısı dikkate alınarak, derinlik profili 35 km' ye kadar alınmıştır. Yüzeyde gözlenen ısı akısı değerlerine bağlı olarak 35 km olarak kabul edilen kabuk manto sınırında sıcaklık değerlerinin 1250 °C gibi yüksek değerler aldığı, modelin güney ucuna doğru düşük ısı akısı gösteren bölgede ise yaklaşık 400 °C sıcaklık değerleri olduğu görülmüştür.

## **SUMMARY**

### **THERMAL STRUCTURE OF CONTINENTAL CRUST IN CENTRAL ANATOLIA**

Central Anatolia Region located in Alp-Himalaya orogenic belt, consist of continental blocks which have a history of different metamorphism and deformation. These blocks are seperated by ophiolitic suture belts represented old oceanic crust and mantle.

These complex evolution of the region are reflected to its thermal properties, high and low heat flow regions are located side by side. From these point of view, the region between Kırşehir and Nevşehir provinces indicate interesting thermal structure for the purposes of mesured heat flow values.

In this study, two dimentional heat flow modelling has been calculated along a line of which is about 70 km located in between Nevşehir and Kırşehir provinces. The depth of the model is 35 km and this value is same with Moho discontinuaty. Temperatur depending on the surface heat flow value, in the 35 km crustal mantle is higher as 1250<sup>0</sup>C and in the south part of the model, is lower as 400<sup>0</sup>C.

## 1. GİRİŞ

Yer içinin tam olarak tanımlanabilmesi için ısı özelliklerinin bilinmesi gerekir. Katıların reolojisi sıcaklığın bir fonksiyonudur. Bu nedenle yer kabuğunun mekanik davranışının anlaşılabilmesi için ısı yapısının bilinmesi gerekmektedir (Turcotte ve Schubert, 1982). Yer kabuğunun mekanik davranış özellikleri de onun tektoniğini ve dolayısıyla depremselliğini etkiler. Bu koşullar altında sıcaklık yer içindeki en önemli parametrelerden biri haline gelmektedir. Böyle olmasına rağmen yerin ısı yapısına ait bilgilerimiz yeterli değildir. Uygulaması zor ve pahalı olan sıcaklık ölçümleri çoğunlukla sığ derinliklerde yapılmakta ve yer altı suyu hareketleri, iklim koşulları, topoğrafya ve yerel jeolojinin etkileri altında kalmaktadır (Mayhew, 1982). Ölçümler üzerindeki bu etkiler sebebiyle yer kabuğunun derin kısımlarındaki sıcaklıklar hakkında güvenli bilgiler elde etmek çok güçtür. Bu nedenle çeşitli matematiksel bağıntılar kullanarak yerin derin kısımlarındaki sıcaklıklar belirlenmeye çalışılır. Bu bağıntılar sıcaklığın derinlikle değişimini veren grafiklerin elde edilmesini sağlar. Ancak sıcaklığın yanal değişimi konusunda bilgi vermez (Göktürkler, 2002).

Günümüzde bilgisayar teknolojisindeki ve sayısal hesaplama yöntemlerindeki gelişmelere bağlı olarak iki boyutlu (2B) ve üç boyutlu (3B) sıcaklık alanı hesaplamaları yani ısı transferi modellemeleri olanaklı hale gelmiştir. Bu türdeki modellemelerin esasını diferansiyel bir denklem olan ısı iletim denkleminin sonlu farklar veya sonlu elemanlar yaklaşımları kullanarak çeşitli sınır ve başlangıç koşulları altında çözülmesi oluşturur. Bu yaklaşımların kendilerine özgü avantaj ve dezavantajları vardır. Örneğin sonlu farklar algoritması ile çözüm nispeten basit iken uygulaması daha zor olan sonlu elemanlar yöntemiyle yüzey ve ara yüzey topoğrafyaları daha kolay bir şekilde modellenabilmektedir.

Ülkemizin ısı akısı dağılımı, bölgesel veya Türkiye geneli için pek çok araştırmaya konu olmuştur. Türkiye'nin bir bölümünü kapsayan Avrupa ısı akısı haritası çalışmaları (Cermak vd 1978), Karadeniz ve Akdeniz çalışmaları (Ericson 1970), Ege denizi çalışmaları (Jongsma 1974 ve Fytikas 1980), sıcaklık gradyanı yöntemi kullanılarak hazırlanan Türkiye ısı akısı haritası çalışmaları (Tezcan ve Turgay 1989), silika sıcaklığı yöntemi ile hesaplanan Türkiye ısı akısı haritası çalışmaları (İlkışık 1992), Marmara bölgesinin araştırılması (Pfister 1995) yapılan başlıca araştırmalar arasındadır. Ancak ısı akısı verilerinden yararlanarak kıtasal kabuğun ısıl yapısını araştırmaya yönelik modelleme çalışmalarının sayısı oldukça azdır. Bu tarz modelleme çalışmalarının, ülkemiz için önemi günden güne artan jeotermal enerji amaçlı uygulamalara katkı sağlayacağı açıktır.

Bu çalışmada sonlu farklar kullanılarak yazılmış THERMOD8 programı kullanılarak Orta Anadoluda kıtasal kabuğun ısıl yapısını belirlemek amaçlanmış, ısı akısı, ısıl iletim katsayı ve radyojenik ısılar kullanılarak yüksek ısı akısı anomalisi gösteren Nevşehir ve Kırşehir illeri arasından geçen bir profil boyunca kıtasal kabuğun iki boyutlu ısıl yapısı modellenmiştir.

## **2. GENEL KISIMLAR**

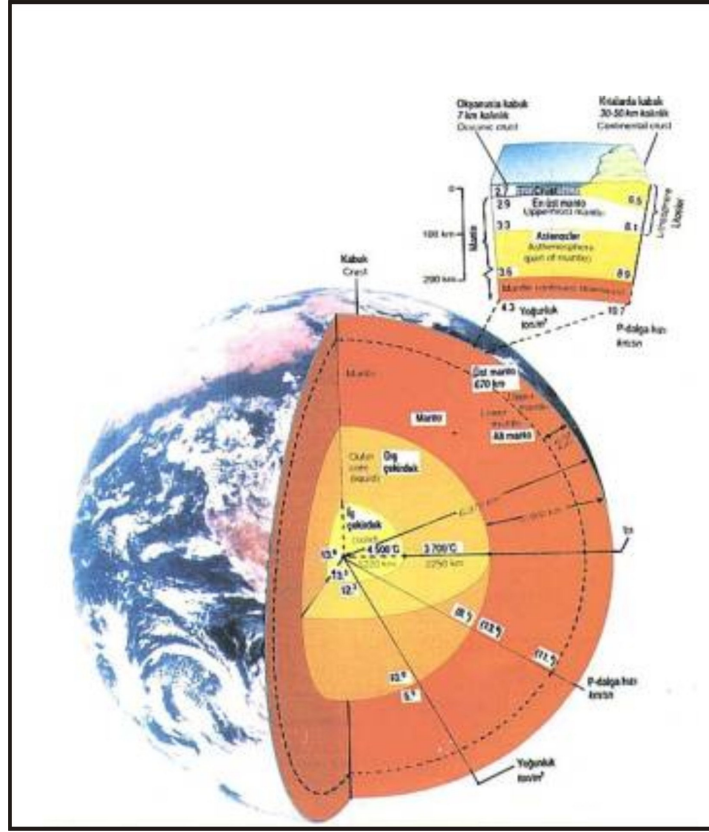
### **2.1. YERİN ISIL YAPISI**

Bu bölümde yerin ısı yapısı hakkında bilgiler verilerek çalışmanın anlaşılabilirliği sağlanmaya çalışılacaktır.

#### **2.1.1. Yeriçinin sıcaklığı ve derinlikle değişimi**

Yerküre bilindiği gibi dıştan içe doğru kabuk, manto ve çekirdek olmak üzere fiziksel ve kimsayal özellikleri birbirinden farklı üç ana katmandan oluşmaktadır. Yerküre oluşumundan günümüze kadar pek çok ayrışma işlemleri geçirerek şimdiki yapısını kazanmıştır (Şekil 2.1).

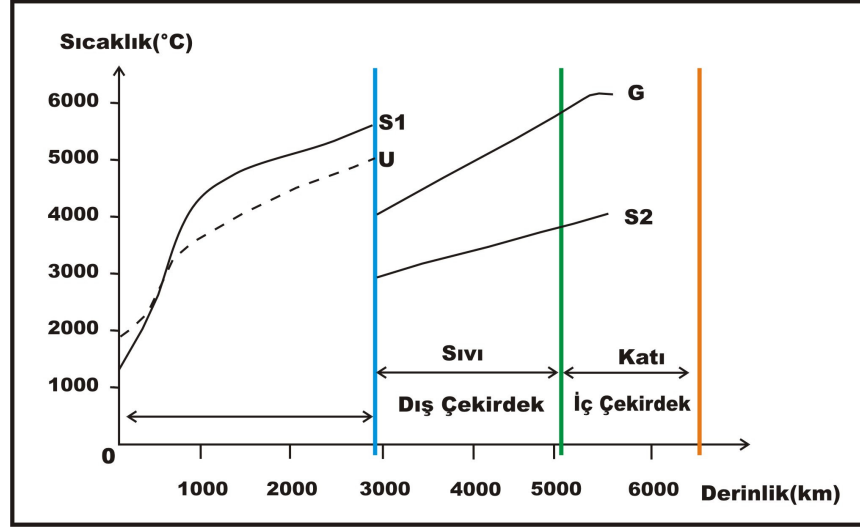
Ayrışma işlemleri için iki temel enerji gerekmektedir. Bu enerjilerden biri ısı diğeri ise çekim enerjisidir. Isı enerjisi ayrışmaya uğrayacak kütlenin ergime sıcaklığına kadar ısıtılması için, çekim enerjisi ise ergimiş kütleyi oluşturan farklı yoğunluklu maddelerin en büyük yoğunluklu olanlarının en altta, en küçük yoğunluklu olanlarının en üstte kalacak biçimde ayrılarak dizilmesi için gereklidir.



Şekil 2.1: Yerin iç yapısı (Bott 1982).

Yerkabuğu, manto ve çekirdeği oluşturan malzemenin minerolojik yapısına ilişkin bazı jeolojik kabuller (Clark ve Ringwood 1964) ve katı maddelerin yüksek basınçlarda ergime sıcaklığına ilişkin kuramsal çalışmalar (Lindemann 1910) sonucunda önerilen bir sıcaklık modeli Şekil 2.2' de verilmiştir.





**Şekil 2.2:** Jeofizik ve Jeolojik kuramsal ve deneysel yeriçi ısı dağılımı. U (Uffen 1952), S1 ve S2 (Stacey 1969) ve G (Gillvarry 1957) tarafından önerilen eğriler.

Sıcaklığın direkt olarak ölçülmesi mümkün olduğu maden galerileri, tüneller ve petrol kuyuları gibi yerlerde yapılan ölçümler, yeriçinde sıcaklığın derinlikle arttığını göstermektedir. Bu durum yalnız volkanik değil, volkanik olmayan bölgeler için de geçerlidir. Yerin sıcaklığının derinlikle artma oranına “jeotermik gradyan” denir. Volkanik olmayan bölgelerde jeotermik gradyan ortalama olarak 100 m de  $3^{\circ}\text{C}$ ’ dir. Bu tamamen ortalama bir değer olup , gerçekte gradyan her 100m de  $1^{\circ}\text{C}$ ’den daha küçük bir değerden  $5^{\circ}\text{C}$ ’ den daha büyük bir değere kadar değişmektedir.

Bir ortamda bir sıcaklık farkı bulunduğunda, ısı, sıcak bölgeden soğuk bölgeye akar. Isı akışının miktarı aynı zamanda ortamın ısı iletkenliğine bağlıdır. Bir yerde birim yüzeyden, birim zamanda açığa çıkan ısı miktarına “ısı akısı “ denir. Isı akısı ortamın ısı iletkenliği ile sıcaklık gradyanı çarpımına eşittir. Bu bakımdan sıcaklık gradyanının ölçüldüğü tabakanın ısı iletkenliğini bilirsek, tabaka içindeki ısı akısını hesaplayabiliriz.

Yerin ıssısı ilk olarak İngiltere’de 1868-1883 yıllarında ele alınmaya başlanmıştır. 1969’dan beri günümüze kadar her ülkede değişik teknik ve yöntemlerle ısı akısı jeofizik ve jeolojinin araştırma konusu olmuştur (İspir 1972).

İngiliz jeofizikçi Bullard yerin ısı akısının önemine işaret ederek, 1930'ların başında ölçmeye başlamıştır. Bu bakımdan, Bullard, jeomagnetizmada bir otorite olduğu kadar, jeotermimin de öncüsüdür.

### 2.1.2. Yer içinde ısının iletimi

Yer içindeki malzemenin fiziksel özelliklerini etkileyen en önemli iki parametre basınç ve sıcaklıktır. Basıncın yer içine doğru olan değişimi, sıcaklığın derinlikle değişimine oranla daha iyi bilinir. Ancak, jeodinamik olayların tek sorumlusu olarak ısı ve onun mekanizması, boyutları itibariyle basınçtan çok daha önemli bir yer kaplar. Başka bir deyişle yeryüzünde ve yakın yerlerde ve yerin iç derinliklerinde gelişen tüm jeolojik ve jeofizik olaylar ısının kontrolündedir.

Gezegendeki mevcut ısı rejimi, bu olayların devamlılığını mümkün kılacak düzeyde aktif ve süreklidir. Bu nedenden, yer içindeki yüzeyde ve derinliklerde ısının nasıl davrandığı özellikle jeofizik açıdan merak konusu olmuştur.

Yerin sıcaklık durumunu incelemenin en basit yolu bir kuyu açarak sıcaklığı ölçmektir. Sıcaklığın bu yolla direkt ölçülebileceği yerler, maden galerileri, tüneller ve petrol kuyularıdır. Ne var ki mevcut sondaj ve kuyu açma teknikleri bu direkt ölçme imkânlarını çok sınırlı tutmakta ve çok yüzeysel ve sığ derinlikler için tahmin yapma imkanı vermektedir.

Termodinamikte, ısı bir sistem ile çevresi arasındaki sıcaklık farkından dolayı sistemin sınırında geçen enerji olarak tanımlanır (Yüncü ve Kakaç, 1999). Fiziksel açıdan çok karmaşık olan ısı transferi için üç tür mekanizma tanımlanır. Bunlar: 1. Kondüksiyon (iletim), 2. Konveksiyon (taşınım), 3. Isıl radyasyon (Işınım)'dır. Kondüksiyon ile ısı transferi, bir ortamın (katı, sıvı ve gaz) farklı bölgeleri veya birbiri ile fiziki kontak halinde bulunan farklı ortamlar arasında, moleküllerin doğrudan teması ile sağlanır. Ancak burada fark edilebilir bir molekül hareketi söz konusu değildir. Bilindiği gibi bir ortamın sıcaklığı ile o ortamı oluşturan moleküllerin ortalama kinetik enerjileri doğru

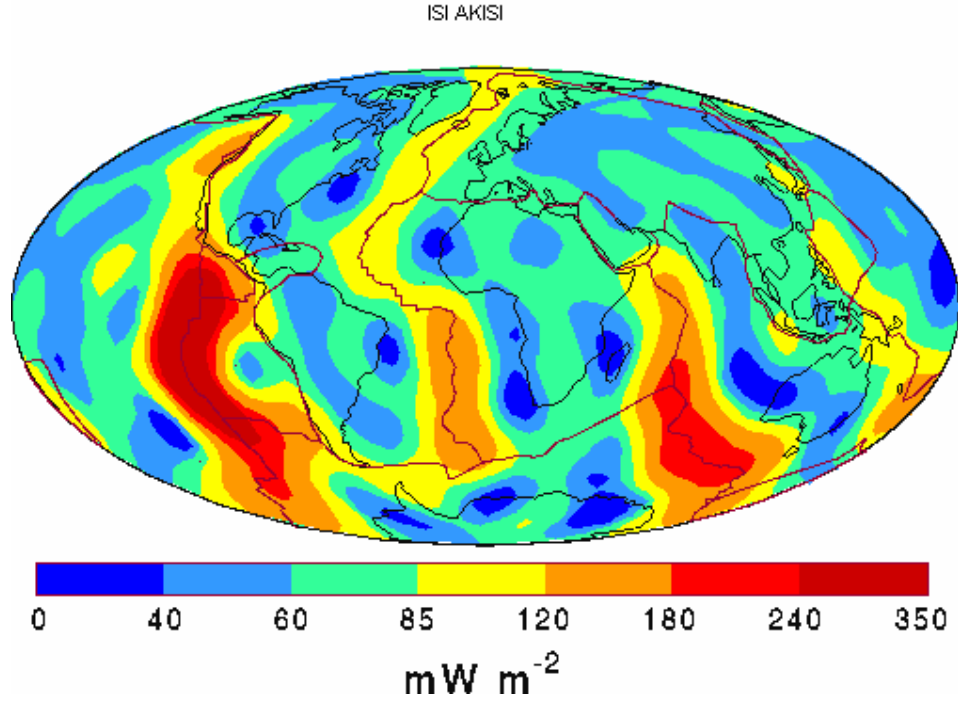
orantılıdır. Dolayısıyla bir ortamın içinde, sıcaklığı yüksek olan bir bölgedeki moleküllerin ortalama kinetik enerjileri de yüksektir. Bu moleküller enerjilerinin bir miktarını komşu bölgedeki düşük enerjili moleküllere iletirler. Bu sayede ortam içinde ısı enerjisinin yayılımı gerçekleşir. Isının iletimi katılarda yüksek sıcaklıktan düşük sıcaklığa serbest elektron sürüklenmesi veya maddeyi oluşturan kafes sisteminin titreşimi ile gerçekleşir.

Genellikle katılarda ısı iletiminin elektron sürüklenmesi ile gerçekleştiği varsayılır. Sıvı ve gazlarda ise bu işlem moleküllerin ardışık çarpışmaları ile sağlanır (Yüncü ve Kakaç, 1999). Bir ortamda ısı enerjisinin artması sonucunda sıcaklık yükselir ve sıcaklığın yükseldiği bölgelerde hacimce genişleme meydana gelir. Hacimce genişleme ise maddenin ortalama yoğunluğunun azalmasına neden olur. Ortalama yoğunluğu azalan madde ortam içinde yükselmeye başlar ve onun boşalttığı yeri göreceli olarak sıcaklığı düşük dolayısıyla ortalama yoğunluğu yüksek olan madde doldurur. Isınmış madde yükseldikçe soğur ve yoğunluğu artar. Artan yoğunluk çekim etkisinin artmasına sebep olur ve madde ortam içinde alçalmaya başlar. Bu arada yükselen maddenin yerini alan nispeten daha soğuk madde de ısınmaya başlar ve benzeri olaylar tekrarlanır. Isı enerjisinin ortam içinde neden olduğu bu yer değiştirme hareketine konveksiyon hareketi denir. Konveksiyon yapan madde beraberinde ısı enerjisi de taşır. İşte konveksiyon hareketi sonucunda ısı enerjisinin ortam içinde bizzat maddenin kendisi tarafından taşınmasına ısıl konveksiyon ile ısı transferi denir. Konvektif hareketler gaz ortamlarda en hızlı; katı ortamlarda ise en yavaştır.

Isıl konveksiyonun meydana geldiği ortamlarda iletim ve ışınlama ile ısı transferi var olmakla birlikte ihmal edilebilecek düzeydedir. Zaten madde aldığı ısı enerjisini iletim ve/veya ışınlama ile hızlı bir şekilde komşu bölgelere yayabilse konveksiyon hareketi meydana gelmeyecektir (Sanver, 1983). Isı enerjisinin elektromanyetik dalgalar vasıtasıyla iletildiği ısı transferi mekanizmasına ışınlama ya da ısıl radyasyon adı verilir. Burada ışınlama ile anlatılmak istenen bir cismin sıcaklığından dolayı oluşan ısıl ışımadır. Bilindiği gibi cisimler yüksek sıcaklıklarda ısı enerjisi yayınlıyorlar ve bu enerji elektromanyetik dalgalar ile aktarılır. Bu nedenle iletim ve taşınımında olduğu gibi enerjinin transferinde bir ortama ihtiyaç duyulmaz (Yüncü ve Kakaç, 1999). Güneşten

dünyaya ulaşan ısı enerjisi ışımaya en iyi örnektir. Yukarıda kısaca açıklanan konduksiyon ve konveksiyon yer içindeki ısı transferinde etkin mekanizmalardır.

Kıtasal kabuk ve litosferdeki sıcaklık dağılımı; kabuk içindeki Radyojenik ısı (kabuk içindeki radyoaktif elementlerin parçalanması sonucunda ortaya çıkan ısı) ile mantodan kabuğa aktarılan ısının konduktif yolla transferinin bir sonucudur. Ayrıca okyanussal kabuk ve litosferde de ısı transferi büyük oranda konduktif yolla olmaktadır. Ancak okyanus içi sırtlara yakın yerlerde deniz suyunun kayalar içindeki dolaşımı nedeniyle konveksiyon ile ısı transferi önemli hale gelmektedir (Şekil 2.3 ).



**Şekil 2.3:** Dünyadaki ısı dağılımı.

Konveksiyon özellikle mantonun derin kesimlerindeki ısı transferi mekanizmasıdır (Turcotte ve Schubert, 1982). Isıl ışıma ise alt kabuk ve mantoda sıcaklığın yaklaşık 800°C' yi aştığı yerlerde oluşur (Kukkonen ve Jöleth, 1996). Ancak ışıma ile ısı transferinin yer içinde küçük ölçekli bir etkisi vardır ve bu etki genellikle ısı iletim katsayısı içinde ifade edilir. Diğer yandan yerkabuğu içindeki magmatik sokulumların

soğuması hem konduktif ve hem de yeraltı suyu dolaşımı nedeniyle konvektif yolla gerçekleşmektedir (Turcotte ve Schubert, 1982).

### **2.1.3. Yer Yüzünde Isının Açığa Çıkışı**

Isı kaynaklarınca yer içinde üretilen ısı, serbest yüzeye volkanlar, intrüzyonlar, depremler, sıra dağ oluşumu ve metamorfizma gibi küresel ölçekli doğal olaylarla açığa çıkar.

Yerkürenin serbest yüzeyine, derinlerden ve güneşten gelen bir ısı vardır. Güneşten gelen ısının yeryüzündeki en önemli rolü hidrolik çevrimi kontrol etmektir. Yerkürenin içinden serbest yüzeye gelen ısı ise litosfer ve astenosferdeki olaylarla ilgilidir.

Yeryuvarı kabuk, manto ve çekirdek olarak ele alındığında, ısının yayılımı katı-rijit kabuk yada litosferde ve katı iç çekirdekte ısı iletim yolu ile, manto da ve sıvı dış çekirdekte ise dolaşım yolu ile gerçekleşir.

## **2.2. YER İÇİ ISISININ MUHTEMEL KAYNAKLARI VE KÖKENİ**

Yer içi ısının kaynakları olarak; kütle katılımları ve çekim enerjisi, adyabatik basınç ve sıcaklık, radyoaktif parçalanmanın neden olduğu ısı ve yerkürenin kendi etrafında dönmesi gösterilebilir.

### **2.2.1. Kütle Katılımları ve Çekim Enerjisi**

Yer kürenin çekim enerjisi bu kaynaklardan birincisini oluşturur. Çekim enerjisinin neden olduğu ısı üretimi iki ayrı safhada düşünülmelidir. Bunlardan birinci safha, yer kürenin oluşum aşamasındaki olanlardır. Güneş nebulası içinde yere kütle katılma işlemleri olmakta, ana kütle giderek büyümektedir. Çarpmalar sonucu olan bu işlem sırasında, giderek büyüyen ana kütle çekim kuvveti sonucu, dışardan gelen çarpmalar daha büyük hızlarla gelişmekte ve çekim enerjisi ısı enerjisine dönüşmektedir. Katılan kütle ne kadar büyük olursa ısı enerjisi o kadar büyük olur. Ancak bu yolla oluşan ısı enerjisinin kütle içinde kalabilmesi için kütle birikim hızının

yeterince büyük olması gerekir. İkinci safhada yer kürenin oluşmasından bugünkü güncel durumuna gelene kadar yani yer tabakalı yapısını (kabuk-manto-çekirdek) kazanana kadar, ayrımlılaşıma işlemleri boyunca karşımıza çıkan yerin çekim kuvvetinin neden olduğu ısı kaynağıdır.

Bilindiği gibi ayrımlılaşıma işlemleri sonucu oluşan ağır kütleler yerin merkezine doğru ilerlerken yer içinde sürtünme kuvvetlerinin oluşmasına neden olmaktadır. Bu sürtünme, kuvvetin büyüklüğüne, hızına ve sürtünen maddenin doğasına bağlı olarak ısı kaynağına dönüşmektedir.

### 2.2.2. Adyabatik Basınç ve Sıcaklık

Yer kürenin içinde sıcaklık yükselimine neden olan bir diğer kaynak; giderek artan kütesinin kendi içinde oluşturduğu basınçtır. Bu basınca Adyabatik Basınç adı verilir. Kütle içinde giderek artan derinlikler adyabatik basınç yükselimini, dolayısıyla da adyabatik sıcaklık artışını sonuçlar. Adyabatik gradiyent, herhangi bir ısı alış verişi olmaksızın düşey yönde yer değiştirmiş olan akışkanın kütlesi ile hesaplanmış ısı değişimi olarak tanımlanmaktadır (Orbay 2001)

Termodinamik prensiplere göre, adyabatik basınçtaki  $dP$  kadarlık bir artış adyabatik sıcaklıkta  $dT$  sıcaklık artımına neden olursa, derinlikle bu sıcaklık artımı,

$$dT = T\alpha \frac{dP}{\rho C_p} \quad (2.1)$$

olarak ifade edilir.

Burada,

$T$ =sıcaklığı,

$\rho$  =yoğunluğu,

$dP$ =adyabatik basınç artımını,

$\alpha$  =maddenin sıcaklıkla genleşme katsayısını,

$C_p$  =maddenin P basıncındaki spesifik ısısını göstermektedir.

Öte yandan yer içinde homojen bir madde dağılımı sonucu olarak, bir hidrostatik dengenin oluştuğu kabul edilirse,

$$dT = g\rho dz \quad (2.2)$$

yazılabilir. İki denklemden

$$\frac{dT}{dZ} = \frac{g\alpha T}{C_p} \quad (2.3)$$

elde edilir

Anlaşılacağı gibi bağıntı adyabatik sıcaklığın derinlikle artışını, başka bir deyişle adyabatik sıcaklık gradyanını vermektedir.

Yer içinde sıcaklığın  $T=700^\circ\text{K}$  ( $700-273=427^\circ\text{C}$ ) olduğu bir derinlikteki adyabatik gradyanını hesaplamak amacıyla yer içinin üst kısımları için makul olan,

$$g = 981 \text{ Cm/sn}^2, \alpha = 2 * 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}, C_p = 2 * 10^6 \text{ erg / gr}^\circ\text{C} \text{ değerlerini,}$$

(2.3) bağıntısında yerine koyarsak,

$$\frac{dT}{dZ} = 0.15^\circ \text{ C / km} \quad (2.4)$$

bulunur.

Görüldüğü gibi yer içine doğru 1 km ilerlediğimizde sıcaklık  $0.15^\circ\text{C}$  artmaktadır.

Öte yandan yeryüzünde mevcut çeşitli kuyular ve maden ocaklarında yapılan sıcaklık ölçümlerinden yer içine doğru her 100 m ilerlediğimizde sıcaklığın ortalama  $3^\circ\text{C}$  kadar

arttığını biliyoruz. Buna jeotermik gradyan denir. Yani 1 km de 30°C artış anlamına gelmektedir.

Dolayısıyla adyabatik sıcaklık gradyanı (0.15°C/km) ile gözlenen sıcaklık gradyanı (30°C/km) arasındaki büyük fark bize yer içinde sıcaklık artımına sebep olan başka bir kaynağın varlığını işaret eder.

### 2.2.3. Radyoaktif Parçalanmanın Neden Olduğu Isı Kaynağı

Yeryüzünden açığa çıkan ısı enerjisinin büyük bir kısmı, yer içindeki radyoaktif atomların parçalanmasından oluşmaktadır.

Fizik bilgilerimize göre, doğada mevcut kimyasal elementlerden bazılarının izotopları vardır. Atom numarası 83'den büyük elementlerin izotopları varsa bu elementlere radyoaktif elementler denir.

Her radyoaktif element kendine özgü bir parçalanma işlemi sonunda bir izotop element oluşturur. Parçalanma işleminin çeşitli aşamalarında  $\alpha$  partikülleri [1 proton (helyum atomu çekirdeği)] ve  $\beta$  partikülleri (elektron) yayarlar. Bu partiküller, parçalanmış atomun içinde belirli bir hız ile atom şebekesi içine atılırlar. Atılan partikülün belirli bir kütlesi ve hızı olduğundan bir kinetik enerjisi de vardır. Radyoaktif atomdan ayrılan  $\alpha$  ve  $\beta$  partikülü onu saran atom şebekesi içinde sahip olduğu kinetik enerji ile ilerlemeye başlar ve bu sırada bazı atomlarla çarpışır.  $\alpha$  partikülü enerjisini yitirdiği yerde çevresindeki atomlardan 2 elektron koparıp Helyum gazına dönüşür,  $\beta$  partikülü ise enerjisini kaybedince bir atomun bünyesine katılır.

$\alpha$  veya  $\beta$  partikülleri kendilerini saran atom şebekesi içinde atomlarla çarpışıp ilerlerken mevcut sıcaklık koşullarına zaten uygun bir genlik ve frekansta titreşmekte olan atomların daha büyük genlik ve frekansta titreşmelerine neden olur. Fizikte bunun anlamı ortamın ısınmasıdır. Böylece  $\alpha$  veya  $\beta$  partiküllerinin kinetik enerjisi ısı enerjisine dönüşmüş olur.



Yer kürenin oluşumundan günümüze kadar geçen zaman içinde yerin sıcaklığının yükselmesinde etkili olmuş radyoaktif atomları kısa ve uzun yarı ömürlü çekirdekler diye ikiye ayırmak mümkündür.

Kısa yarı ömürlü çekirdekler  $Al^{26}$ ,  $Cl^{36}$  ve  $Fe^{60}$  gibi izotoplardır. Yarı ömürlerinin kısa olmaları nedeniyle bu tür izotopların bozunma nedeniyle oluşturacakları ısı kaynağının kısa süreli devamını sağlayacağından, bu tür kaynakların yer içi ısısının başlangıç dönemlerinde ani ve kısa süre için etkili olduğu görüşü yaygındır. Diğer bir deyişle yerin ilkel çekirdeğinin birikmesi sırasında merkezin ısısının yükselmesinde etkili olduğu kabul edilmektedir.

Uzun yarı ömürlü radyoaktif izotopların yer içi sıcaklığına katkılarına gelince şunları söylemek mümkündür. Bu radyoaktif izotoplar  $U^{238}$ ,  $U^{235}$ ,  $Th^{232}$ ,  $K^{40}$  ve  $Rb^{87}$  dir. Günümüzde mevcut uranyumun %0.71 ini  $U^{235}$  mevcut potasyumun %0.0118 ini  $K^{40}$  izotopu oluşturmaktadır.

Tahmin edileceği gibi uzun yarı ömürlü radyoaktif izotopların ürettiği ısı enerjisi, yer kürenin özellikle kütle toplanması ve onu izleyen zaman aralığı için önemli değildir. Daha çok başlangıçtan günümüze kadar geçen uzun süredeki ısı kaynağı açısından önem arz etmektedirler.

Sonuçta şunu söylemek mümkündür, yerkürenin ayrımlaşma (yoğunluk farkına göre tabakalanma) işlemlerini başlatabilmek için kısa yarı ömürlü çekirdeklerin radyoaktif bozunma enerjilerine, bugünkü ısı davranışına erişmesi ve gerekli devamlılığın sağlanması için uzun yarı ömürlü radyoaktif çekirdeklerin ısı enerjisine ihtiyaç vardır.

**Tablo 2.1:** Derine indikçe bazı kayaçların ürettikleri ısı enerjileri (J.A.Jacobs; R.D. Russell; J.T.Wilson 1974).

Kayacın Adı	Üretilen ısı enerjisi (erg/gr.yıl)			Varsayılan K miktarı (10 <sup>4</sup> gr/gr)	Üretilen toplam ısı (erg/gr.yıl)
	U tarafından	Th tarafından	K tarafından		
Granitler	117	84	34	300	235
Asidik	126	109	38	340	273
Geçiş kayaçları	43	36	29	263	108
Geçiş kayaçları	81	81	29	263	191
Bazaltlar	25	41	6.4	57	72
Bazik lavlar	26	28	5.5	49	59
Hualalai bazaltı	15	16	6.3	56	37
Twin Sisters Dünitleri	0.034	0.036	0.01	0.1	0.08
Dünitler	0.42	0.44	0.01	0.1	0.87

Tablo 2.1.de çeşitli magmatik kayaçların 1 gramında bulunan ortalama radyoaktif element miktarına göre açığa çıkan ısı enerjisi ile kayacın 1 gramında mevcut bütün radyoaktif elementlerin ürettiği toplam ısı enerjisi gösterilmiştir.

Görüldüğü gibi en fazla ısı enerjisi Granitler ve asidik kayaçlar tarafından üretilmektedir.

$$\text{Granit } 1.74 \times 10^{-5} \text{ cal/cm}^3$$

$$\text{Bazalt } 0.35 \times 10^{-5} \text{ cal/cm}^3$$

#### 2.2.4. Yer kürenin kendi eksenini etrafında dönmesi

Yer içinde ısı enerjisi üretimine neden olan son bir kaynak olarak yer kürenin eksenini etrafında dönmesi ile ilgili enerjinin bir kısmının zaman içinde ısı enerjisine dönüştürülmesi ele alınabilir. Bu özellik ayın dünyaya uyguladığı gel-git etkisinin yer içinde neden olduğu sürtünme kuvvetidir. Bu sürtünme kuvvetleri nedeni ile yer kürenin eksenini etrafındaki dönme periyodu üç saat kısalarak bugünkü 24 saatlik değerin almış

olsa yer içi sıcaklığı ortalama 200°C kadar artacaktır (McDonald 1967). Görüldüğü gibi bu kaynak önemli bir kaynak değildir.

### **2.3. ISI AKISININ YER YÜZÜNDEKİ DAğILIMI**

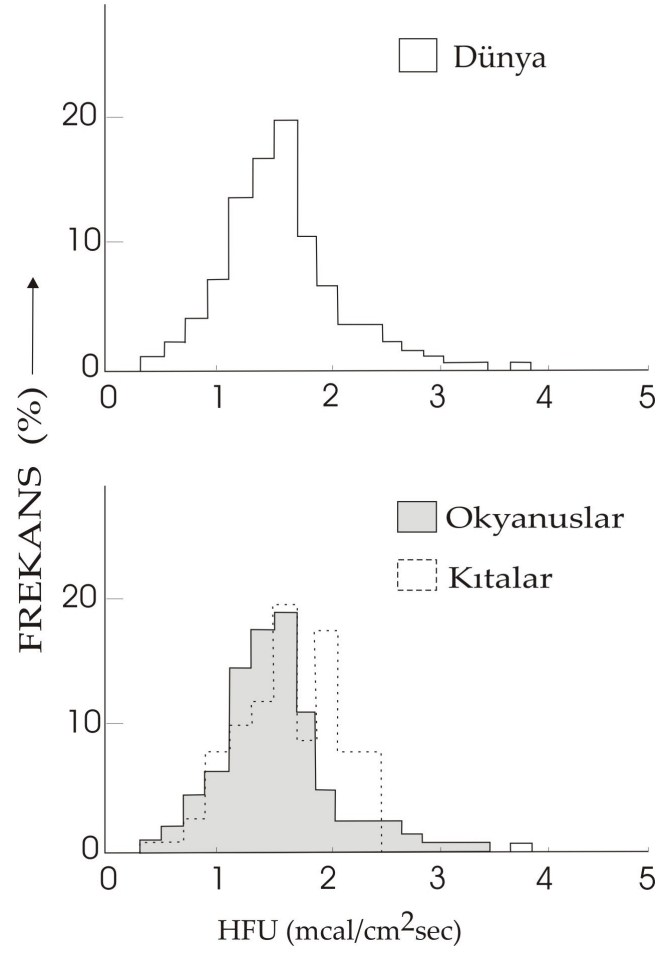
Isı akısı ölçmeleri yeryüzünde çeşitli alanlarda çeşitli kuruluşlara bağlı araştırmacılar tarafından yapılmıştır.

şekil 2.4 de kıta ve okyanus ortalamaları ile dünya ortalaması verilmiş, yeryüzünde llen ve eř alanlı gridlerle ortalanmış değerler kullanılarak çizilmiş histogramlar görülmektedir. Buna göre,

Karalara ait ortalama ısı akısı 1.35 HFU (56.5 mW/m<sup>2</sup>),

Okyanusal alanlara ait ısı akısı 1.87 HFU (78.2 mW/m<sup>2</sup>)

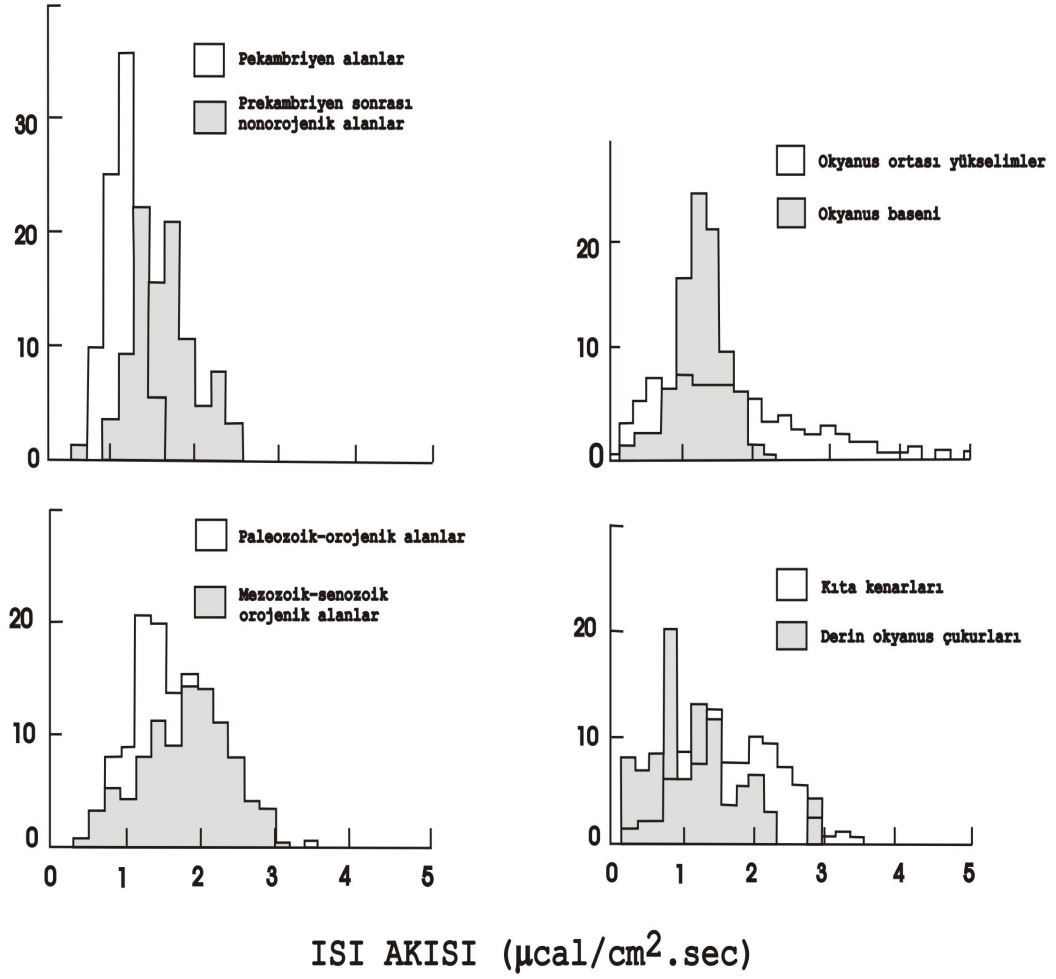
civarındadır. Yerküre ortalaması ise 1.67 HFU (69.9 mW/m<sup>2</sup>) dolayındadır.



Şekil 2.4: Okyanuslar ve Kıtalar için ısı akısı histogramı (W.H.K.Lee,1970).

### 2.3.1. Isı Akısı değerlerinin Jeolojik Yapılarla İlgisi

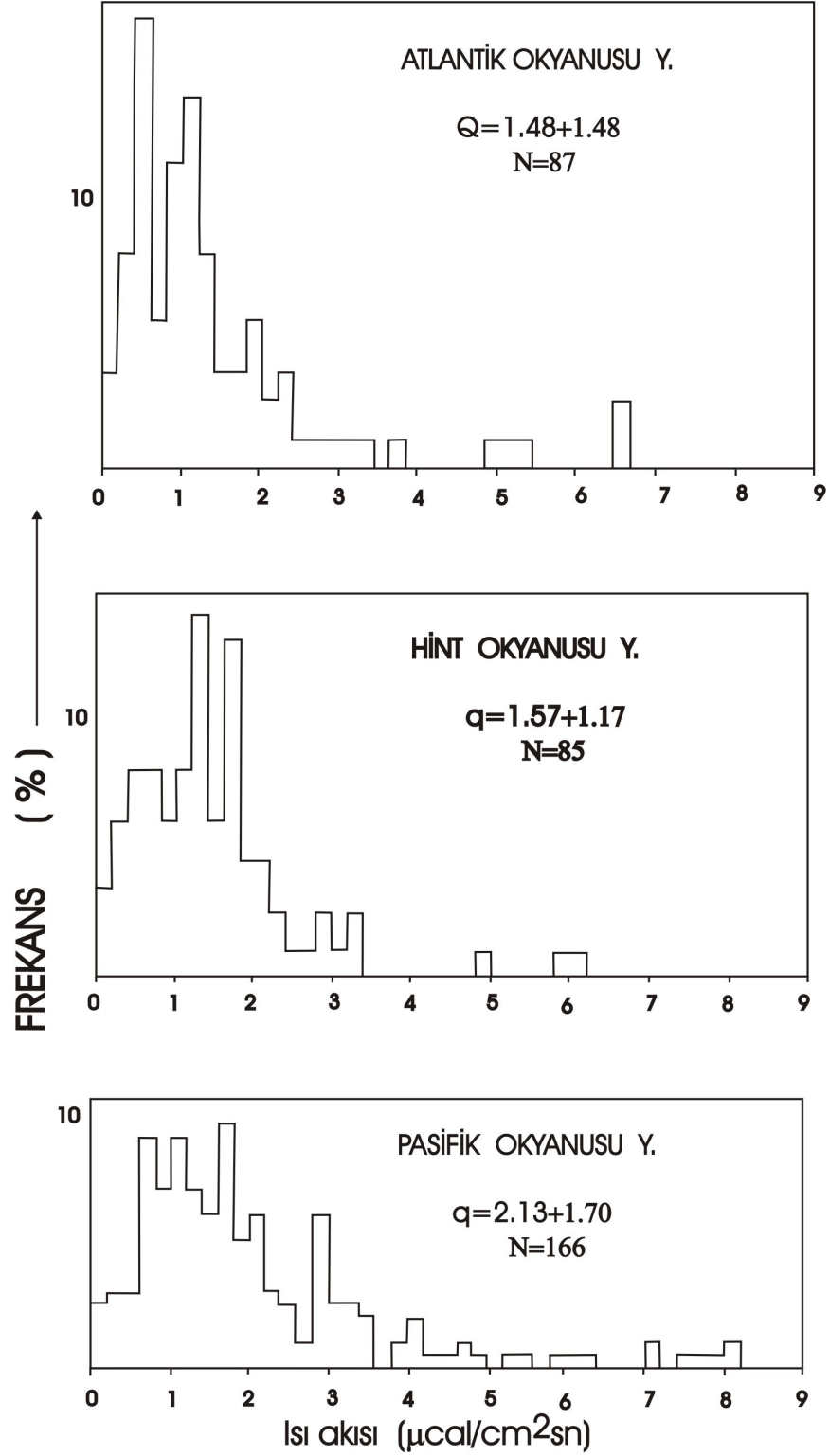
Değişik jeolojik yapılar civarında ölçülmüş ısı akısı değerleri histogramlar haline dönüştürülürse ısı akısı değerlerinin belirli oldukları görülür. Şekil 2.5 de verilen bu amaçla düzenlenmiş histogramlar incelenirse şu özellikler göze çarpar.



Şekil 2.5: Çeşitli jeolojik yapılarda ısı akısı dağılımı (W.H.K. Lee, 1970).

- i. Kıtalarda prekambriyen kalkanlarda ölçülen ısı akısı değerleri genellikle yerküre ortalamasından küçüktür ve iyi bir gruplaşma gösterir.
- ii. Prekambriyen sonrası ve orojenik olmayan alanlardaki değerler daha geniş bir değer aralığına yayılmakta ve prekambriyen kalkanlara göre daha büyük bir ortalama ısı akısına sahip görünmektedirler.
- iii. Paleozoik orojenik alanlarına ait ölçmeler mezozoik ve senozoik orojenik alanlarına ait ölçmelere göre hem daha iyi bir gruplaşma hem de daha düşük ortalama ısı akısı göstermektedirler.

- iv. Kıta kenarları ve derin okyanus çukurlarını ilgilendiren alanlarda yapılan ölçmelerin belirli bir değer etrafında yığılma gösterdiklerinden söz edilemez.



Şekil 2.6: Atlantik, Hint ve Pasifik Okyanusu yükselimlerine ait ısı akısı histogramları (Lee ve Uyeda, 1965).

**Tablo 2.2:** Jeolojik devirlerde ölçülen sıcaklıklar (İspir 1972).

Sistem	Seri	Sıcaklık ( °C )
Karbonifer	Alt Karbonifer	27
Permiyen		17
	Sorkmarian-Buzul dev.	7.7
	Artinskian	21
Trias		
Jura		25
	Alt Jura	6.5
	Orta Jura	26
	Üst Jura	23
Kretase		18
	Üst Kretase	24
Tersiyer	Paletsen	10
	Eosen	13
	Oligosen	17
	Miyosen	15
	Pliosen	10

Isı akısının yüksek olması, genel olarak mantodaki konveksiyon akımlarının daha fazla olduğunu ortaya koymaktadır. Genellikle tektonik zonlarda ısı akısı yüksektir (Tablo 2.2).

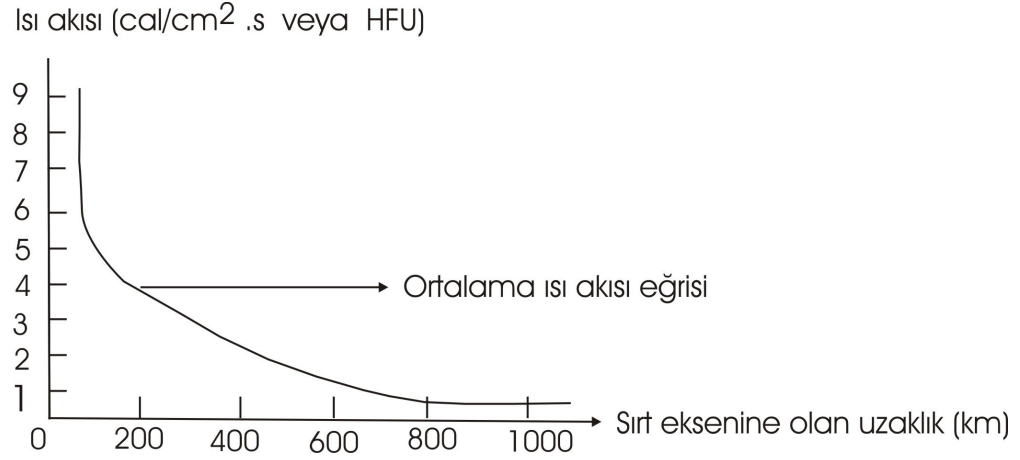


**Tablo 2.3:** Kıtalarda farklı jeolojik yapılarda ısı akısı ölçüm değerleri (Lee and Uyeda 1965).

Jeolojik Yapı	Ortalama Isı Akısı (mW/m <sup>2</sup> )
Prekambriyen Kalkanlar	38.5 ± 29.3
Palezoyik Orogenik Alanlar	51.5 ± 16.76
Mesozoyik-Senezoyik yaşlı orojenik alanlar	80.4 ± 20.5
Senezoyik yaşlı volkanik alanlar (jeotermal alan dışı)	90.5 ± 19.2

Okyanus ortası sırtlarında ısı akısı değerleri yüksektir (Lee ve Uyeda 1965, Langseth ve Taylor 1967, Mc Kenzie 1967, Gorshkov 1972, Zonshin 1975). Okyanus eksenine dik yönde uzaklaştıkça ısı akısında azalma görülmüştür (Şekil 2.6). En yüksek değer sırt eksenini üzerinde bulunurken okyanus çukurlarında ısı akısı oldukça düşüktür (Tablo 2.3).

Japon adalarının doğusunda yer alan çukurlarda Tongo çukurunda 41,9 mW/m<sup>2</sup> civarındadır (Şekil 2.7).



**Şekil 2.7:** Isı akısı sırt ekseninden uzaklaştıkça azalan değere sahiptir.

### 2.3.2. Volkanik Bölgelerde Isı Akısı

Volkanik etkinliklerin olduğu yerlerde açığa çıkan ısı miktarı, yeryüzünde ölçülen ısı akısı değerlerine yansımaktadır. Bu yüzden volkanik etkinliği yüksek yerlerde ölçülen ısı akısı değerleri yerin normal ısı akısı değildir.

Yer yüzeyindeki toplam ısı

$$Q_t = Q_c + Q_m \quad (2.5)$$

$Q_c$ : Yerin iletkenliği sonucu çıkan ısı miktarı

$Q_m$ : Kütle yer değişiminden dolayı açığa çıkan ısı

Volkanik jeotermal alanların dışındaki bölgelerde  $Q_c$  ihmal edilebilecek kadar küçükken  $Q_m$  değeri büyüktür ve aynı zamanda aktiviteye bağlıdır. Yer yüzeyinde ısı akısı değerleri 83,8 mW/m<sup>2</sup> den yüksek olduğu noktalar, Pasifik ve Alp dağ kuşaklarında, Orta Okyanus sırt sistemi ve uzantılarında, yüksek dağlık bölgelerde görülür. Volkanların üçte ikisi Pasifik zonundadır. Yaşlı ve genç volkanikler arasında ısı

akısı farklılıkları vardır. Genel olarak volkanik bölgelerde ısı akısının yüksek olduğu görülmektedir.

### **2.3.3. Kıtalarda Isı Akısı**

Yüksek ısı akısı anomalileri Afrika–Avrasya arasındaki Akdeniz çarpışma kuşağı ile uyumludur. Batı Akdeniz’de yüksek ısı akısı, doğu Akdeniz’de düşük ısı akısı değerleri görülür (Erickson 1970, Jongsma 1974). En yüksek ısı akısı Ege Volkanik yayının üzerinde ve hemen arkasındadır (Fytikas, 1980).

Avrupa kıtasında Avrupa Jeotravers Projesi (EGT) kapsamında sıcaklık yapısı incelenmiş, İskandinavya’nın kuzeyinden Kırım’ın güneyine bir doğrultu boyunca sıcaklık dağılımı 60-70 km. derinlere kadar haritalanmış (Shen vd, 1991) ve bu bölge ısı akısı değerleri bakımından iki bölgeye ayrılmıştır. Buna göre doğu kısmı 41,9–50,2 mW/m<sup>2</sup> gibi normal değerlere sahipken, batı kısmı 83,8 mW/m<sup>2</sup> gibi yüksek değerlere sahiptir. Düşük değerlerin bulunduğu yerler Prekambriyen kalkanların bulunduğu bölgelerdir. Baltık kalkanında 36 mW/m<sup>2</sup>, Ukrayna kalkanında 29.33 mW/m<sup>2</sup>, Hindistan kalkanı 38,5 mW/m<sup>2</sup> değerlere sahipken Doğu Avrupa ve Sibiry’a’daki Prekambriyen platformlarda ısı akısı değeri düşük ve düzgün dağılımlıdır. Graben bölgelerinde yüksek ısı akısına rastlanmıştır. Ren grabeni 83,8–167,6 mW/m<sup>2</sup>, Baykal grabeni 83,8–209,5 mW/m<sup>2</sup>, Cambay Grabeni 83,8–104,7 mW/m<sup>2</sup> ısı akısı değerleri bulunmuştur (Gupta vd, 1970, Gorshkov 1972, Tissot ve Espitalie 1975).

### **2.3.4. Jeotermal Alanlarda Isı Akısı**

Jeotermal alan, yer kabuğunun derinliklerinde bulunan bir mağma odası tarafından ısıtılan, çevresindeki yeraltı ve yerüstü sularına göre daha fazla erimiş madde içeren sıcak su ve buharın bulunduğu alanlardır. Isı akısı 0-125.7 mW/m<sup>2</sup> arasında olan alanlar normal alanlar, 125.7 mW/m<sup>2</sup> den büyük olan yerler jeotermal alanlar olarak adlandırılabilir (Elder, 1965).

Dünyadaki önemli jeotermal kuşaklar Alp-Himalaya Kuşağı, And volkanik kuşağı, Doğu Afrika rift sistemi, Karayib adaları, Orta Amerika volkanik kuşağı.

### **2.3.5. Tektonik Olaylarla Isı Akısı Arasındaki İlişki**

Kabukta üretilen ısı akısının bir kısmı aktif tektonik bölgelerde, tektonik hareketlerden kaynaklanır. Bir kısmı da Radyojenik ısı akısıdır (Witorello ve Pollak, 1980). Tektonik ile ilgili ısı akısı bileşeni jeolojik yaşa göre değişir ve Prekambriyen'de sıfır olur. Senezoyik gibi genç kıvrımlarda yüksek ısı akısı görülmektedir. Dağ oluşumuna paralel doğrultular da yüksek ısı akısı vermektedir. Adayayı oluşum yerlerinde, Grabenlerde ısı akısı yüksektir (Sclater ve Francheteau, 1970). Genç havza oluşumları ısı akısı açısından önem arz etmektedir. Adayayı oluşum yerlerinde, dalma batma zonlarında, derin fay zonlarında levha çarpışma zonlarının yakınlarında ısı akısı yüksektir.

### 3. MALZEME VE YÖNTEM

Yerkabuğuna ilişkin araştırmaların ilk amacı, jeodinamik olayların ana kaynağı olan üst manto litosfer sistemi içindeki sıcaklık dağılımını ve olası ısı hücrelerinin yapısını anlamak ve özellikle kabuk yapısındaki yanal ve düşey değişimleri belirlemektir.

Yerkabuğu içinde sıcaklığın derinlikle değişimlerinin hesaplanabilmesi için başlangıç şartı olarak bilinmesi gereken parametreler ; ısı akısı, ısı iletim katsayısı ve ısı difüzyondur. Ayrıca kayaçların içindeki doğal radyoaktif elementler tarafından üretilen ısı, jeotermikte özellikle kıtasal ısı akısı yoğunluk verilerinin hesaplanmasında anahtar etkenlerden birisidir. Radyoaktif ısı üretiminin doğru olarak bilinmesi, yerkabuğu yapısı ve sıcak bölgeler hakkında temel bilgi veren ısı akısı yoğunluğunun hesaplanmasında ve jeoloji ile ısı akısı yoğunluğu arasındaki karşılıklı ilişkileri anlamak için gereklidir.

#### 3.1. SIĞ DERİNLİKLERDE ISININ ÖLÇÜLMESİ VE ISI AKISI KAVRAMI

Yerküreye ait ısı rejimini açıklarken başlangıçta yüzeysel ve sığ derinliklerdeki ısı rejimini ve yerin çekirdeğine kadar olan çok derin kısımlardaki ısı rejimini tartışarak bir giriş yapmak yerinde olur. Önce serbest yüzeyde ve sığ derinliklerde ısı rejimini ele alalım, 19. yüzyılın ortalarına kadar yapılan çalışmalarda sadece teknolojinin imkanları ölçüsünde açılabilen derinliklerdeki kuyularda yapılan sıcaklık gradyanı ölçülerinin sonuçlarından bahsedilmiştir. Sıcaklık gradyanının ölçüldüğü malzemenin ısı iletim katsayıları hiç dikkate alınmamıştır. Isı iletim katsayısının dikkate alındığı ölçümler literatüre ısı akısı tayinleri diye geçmiş ve öncelikle yeryüzünün serbest yüzeyini oluşturan kıtalar ve okyanuslardaki ve nispeten sığ derinlik sayılabilecek kabuk kısmındaki ısı rejimini saptamaya yönelik kalmıştır.

Isı akısı teriminin fiziksel tanımı üzerinde duracak olursak; Homojen izotrop bir cisim içinde ısı akısı dediğimiz zaman aslında vektörel bir büyüklükten söz etmiş oluyoruz. Bu vektörel bağıntıyı sözle ifade edersek

Isı Akısı = Ortamın Isı İletkenliği \* Ortamın Sıcaklık Gradyanı

Ortamda ısının iletiminin Kondüksiyon, Konveksiyon ve Radyasyon (Işıma) ile olduğunu biliyoruz. Isı akısı vektörü Q en genel halde,

$$Q = -k\nabla T \quad (3.1)$$

ile verilir. Burada,

k : Ortamın ısı iletim katsayısı

$\nabla T$  : sıcaklık gradyanı (vektör), burada  $\nabla$  diverjans operatörü diye bilinir ve  $i, j, k$  dediğimiz  $x, y, z$  yönlerindeki birim vektörleri üzerine,  $T$  büyüklüğünün birinci kısmi türevlerinin toplamı yani,

$$\nabla T = i \frac{\partial T}{\partial x} + j \frac{\partial T}{\partial y} + k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.2)$$

oluşturur. Ancak görüldüğü gibi  $\nabla T$  bir vektörel büyüklük olup,  $x, y, z$  yönünde bileşenlere sahiptir. Jeofizik düşey bileşenle uğraştığından sonuçta, biz  $\vec{Q}$  genel vektörünün, düşey doğrultudaki bileşeni  $\vec{Q}_z$  i hesaplamak istersek ilk eşitlikte  $\nabla T$  yerine  $\frac{\partial T}{\partial z}$  yazarak,

$$\vec{Q}_z = -k \frac{dT}{dz} \quad (3.3)$$

elde edilir.

Bağıntıdaki (-) işaretinin anlamı, yerin merkezinden dışına doğru ısı akısının yönü + olarak benimsenmiştir. Halbuki bir yer içi problemi kullandığımız kartezyen koordinat. Sisteminde  $z$  yi yer içine doğru aldığımızda yer içini ister istemez (-) almak durumundayız.

Sonuç itibariyle yeryüzünde bir noktada ısı akısını ölçmek için, düşey doğrultuda birbirinden  $z_2 - z_1 = \Delta z$  uzaktaki iki noktadan ölçülen  $T_2 - T_1 = \Delta T$  sıcaklık farkını

bularak  $\frac{\Delta T}{\Delta z}$  oluşturmak suretiyle ve ilgili malzemenin  $k$  ısı iletim katsayısını ölçmekle,

3.3 bağıntısından ısı akısını bulmak mümkündür. Fizikten bilindiği gibi k ısı iletim katsayısının birimi kalori /cm sn°C dir.

$$Q = \frac{\text{kalori}}{\text{cm.sn.C}^{\circ}} * \frac{\text{C}^{\circ}}{\text{cm}} \text{ alınırsa,}$$

$$Q = \frac{\text{kalori}}{\text{cm}^2 .\text{sn}} \text{ olur, bunun } 10^{-6} \text{ da birini düşünürsek,}$$

$$Q = 10^{-6} \text{ cal / cm}^2 .\text{sn} \text{ elde edilir.}$$

Bu birime göre ısı akısı cismin 1 cm<sup>2</sup> lik yüzeyden 1 sn de, mikrocalori cinsinden açığa çıkan ısı enerjisi olarak tanımlanır. Diğer bir deyişle birim yüzeyden, birim zamanda açığa çıkan ısı enerjisidir.

Ancak genel olarak,

$$1 * 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 .\text{sn} = 1 \text{ HFU (Heat Flow Unit)} = 41.84 \text{ mW/m}^2 \text{ şeklinde kullanılır.}$$

Açıkça görülmektedir ki ısı akısı, ısı iletim katsayısı (k), düşey sıcaklık gradyanının doğrudan fonksiyonudur. Isı akısı ile ilgili dönüşüm formleri:

$$1 \text{ HFU} = 10^{-13} \text{ cal.cm}^{-3} .\text{sn}^{-1} = 4.2 \times 10^{-7} \text{ Wm}^{-3}$$

$$1 \text{ HFU} = 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 . \text{Sn}$$

$$\text{İletkenlik katsayısı } 0.006 \text{ cal /cm.sn}^{\circ}\text{C} = 252 \text{ W/m}^{\circ}\text{C} \text{ şeklindedir.}$$

### 3.2. ISI AKISINI ÖLÇME YÖNTEMLERİ

Karalarda yapılan ısı akısı ölçmelerinde, tünellerden, maden ocaklarından başka amaçlarla açılmış ve muhafaza borusu bulunmayan sondaj kuyularından veya özel amaçla açılmış sondaj kuyularından yararlanılır.

Karalarda yapılan ısı akısı ölçümlerinde sıcaklık gradyanı saptamak amacı ile bir noktadaki maksimum sıcaklığı ölçen maksimum termometrelerden., platin dirençli termometrelerden ve termistörlerden yararlanılır.

Kayalarda sıcaklık gradyanı ölçülürken içinde sıcaklığa hassas bu elemanlardan en az ikisini bulunduran problardan yararlanılır. Sıcaklığa hassas elemanlar bu prob üzerinde belirli aralıklarla dizilmişlerdir. Probların baş kısımlarında bazen sıcaklığa hassas elemanların her birinin ölçtüğü sıcaklığı yeryüzündeki kayıtçı alete iletecek bir elektrik devre vardır.

Prob kuyuya öyle sarkıtılır ki sıcaklığa hassas elemanlar kuyunun kestiği aynı bir tabaka içinde kalmış olur. Sıcaklığa hassas elemanlar duraylı bir değer verene kadar tutulurlar. Okumadan sonra aşağıya indirilirler.

Karada sıcaklıklar günlük ve mevsimlik değişmelere maruz kalırlar. Bu etkilerden korunmak için derin kuyulara ihtiyaç vardır. Okyanuslarda böyle bir sorun yoktur. Okyanus, deniz tabanını günlük ve mevsimlik sıcaklık değişimlerinden korur. Deniz ve okyanuslarda sıcaklık gradyanı ölçmesi karalardakine benzerdir. Isıya hassas eleman olarak termistör kullanılır. Problar deniz dibine indirilir. Deniz tabanına gelince uygun bir tetik düzeni ile serbest düşmeye bırakılır. Prob çamur içersine gömülür. Prob üzerindeki termistörler sabit sıcaklık verene kadar beklenir. Okuma işlemi bittikten sonra yukarıya çekilir. Bu ölçümlerin hassas yapılması gerekmektedir.

Karalarda yapılan ısı akısı ölçmelerinde ortamın ısı iletim katsayısı, laboratuvarında ve yerinde olmak üzere iki yoldan ölçülmektedir. Ölçümlerde disk şeklinde numuneler kullanılır. Aynı yarıçaplı iki silindir arasına konulan numuneye bir uçtan ısı verilir. Numunenin ve diğer silindirin iki ucu arasındaki sıcaklık farkları ölçülür ve birbirlerine oranlanırsa ısı iletim katsayısı bulunmuş olur. Bu yolla bulunan ısı iletim katsayısı çok geçerli değildir. Ölçümün yerinde yapılması daha doğru sonuç verecektir.

Denizlerde ise, numune alıcı boru deniz dibine indirilir ve numune alınır. Laboratuvarında aynı yöntemle tayin edilir. İkinci yöntemde ise, bir boru ve boru içinde bir direnç vardır. Ortada da termistör bulunur. Dirence akım verilir ve termistörde her 5 dakikada bir



sıcaklık değişimi okunur. Sıcaklık-zaman (log) eğrisinden yararlanılarak ısı iletim katsayısı bulunabilir.

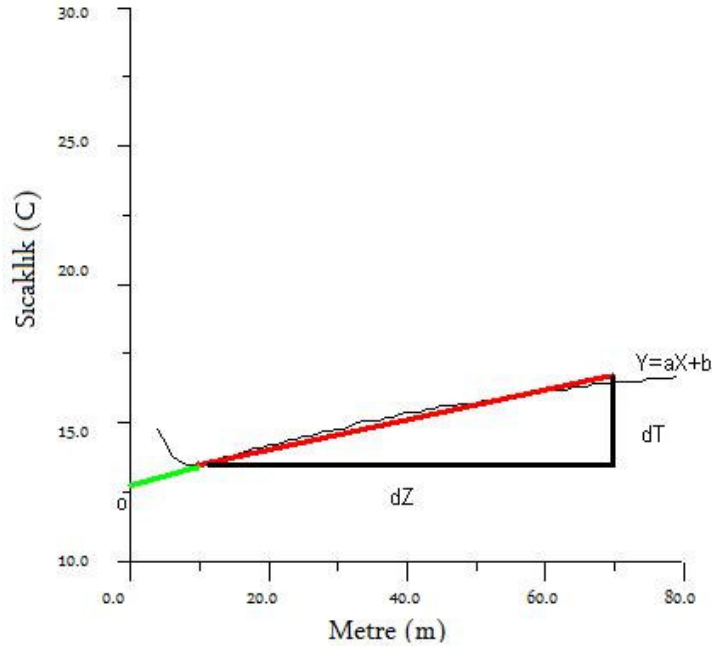
### 3.2.1. Sıcaklık gradyanı ile ısı akısı hesaplaması

Isının bir ortamda iletimi sırasında sıcaklığın derinlikle değişim oranına sıcaklık gradyanı denir. Herhangi bir ortam içerisinde, birbirine paralel birim kesitte yüzeyler içinde bu yüzeylere dik olarak akmakta ise ve dengeli duruma ulaşmış ise, ısı akısı; ısı iletkenlik katsayısı ve sıcaklık gradyanının çarpımına eşittir. SI birim sisteminde birimi  $mW/m^2$  'dir.

Sıcaklık gradyanının hesaplanabilmesi için en az iki farklı derinlikte sıcaklıkların ve derinliklerin bilinmesi gerekmektedir. Isı iletim katsayısı da bu ara derinlikteki kayacın ısı iletimidir.

$$dT/dZ=(T_2-T_1) / (Z_2-Z_1) \quad (3.4)$$

Formülden yararlanarak sıcaklık gradyanı hesap edilir.



**Şekil 3.1:** Sıcaklık-derinlik grafiği.

Sondaj kuyularından elde edilen sıcaklığın, derinliğe bağlı sürekli bir fonksiyonu olarak değiştiği grafiklerden yararlanarak sıcaklık gradienti ( $dT/dZ$ ) değerleri hesap edilir (Şekil 3.1).

### 3.2.2. Silika Jeotermometresi Yöntemi

Kaynak sularından çözülmüş  $SiO_2$  miktarları kullanılarak ısı akısı hesaplanmasına dayanır. Jeotermal sistemlerin hazne kayalarının sıcaklıklarının saptanmasında uygulanan silika jeotermometresi, kuvarsın sudaki çözülebilirliğinin sıcaklık ile değişimini temel alır (Fournier ve Rowe 1966). Sudaki çözülmüş silikat mg/lt olarak ölçülmüş ise hazne kaya sıcaklığı  $^{\circ}C$  cinsinden;

$$T_{SiO_2} = 1315 / (5,205 - \log SiO_2) - 273,15 \quad (\text{Trusdell 1976}) \quad (3.5)$$

bağıntısından hesaplanabilir.

Silika sıcaklıklarından ısı akısı değerleri ise;

$$q = (T_{SiO_2} - T_H) / m \quad (3.6)$$

bağıntısı yardımıyla hesaplanabilir (Swanberg ve Morgan, 1979). Burada  $T_{SiO_2}$  °C olarak hazne kaya sıcaklığı,  $q$  mW/m<sup>2</sup> olarak ısı akısı,  $T_H$  °C olarak uzun dönem ortalama hava sıcaklığı,  $m$  ise ısıl direnç olup ortamın ısı iletkenlik katsayısı ile çarpıldığında yer altı sularının dolaştığı ortalama derinliği verir.

### 3.2.3. Isı akısının Bullard yöntemi ile hesaplanması

Özellikle sediman kayaların bulunduğu ortamda açılan sondaj kuyularında ısı akısı hesaplamak için en çok tercih edilen yöntem Bullard yöntemidir. Düzgün olmayan sıcaklık gradyanı ve iletkenlik gözlemlendiği durumlarda geçerli en iyi yöntemdir. Eğer bir boyutlu ortamda  $q_0$  yüzeydeki ısı akısı belli ise ve kayaların  $k$  ısı iletim katsayıları biliniyorsa farklı derinliklerdeki sıcaklıklar aşağıdaki bağıntıdan bulunur (Bullard 1939).

$$T_{(z)} = T_0 + q_0 \cdot \sum_{i=0}^{i=\max} (\Delta z_i / k_i) \quad (3.7)$$

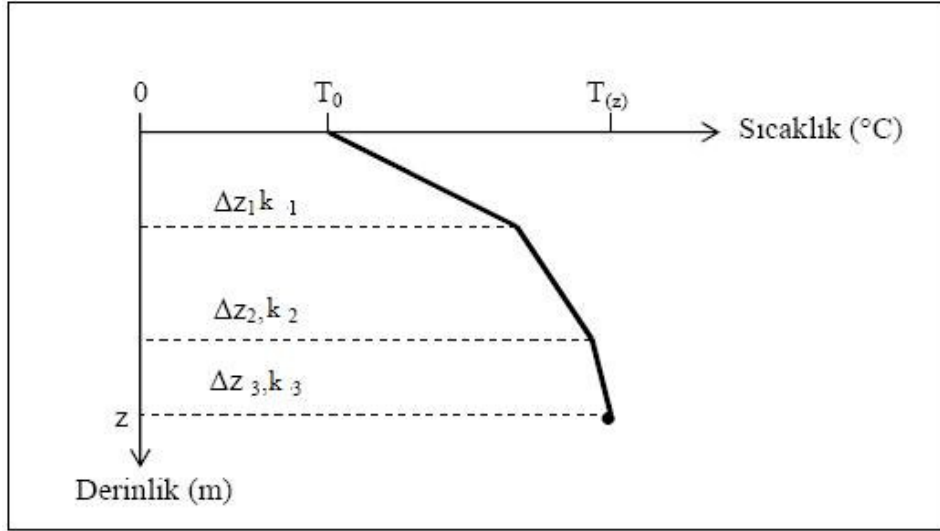
$T_{(z)}$  :  $z$  derinlikteki sıcaklık ( °C)

$T_0$  :  $z=0$  daki yüzey sıcaklığı ( °C)

$\Delta z_i$  : Derinlik artımı (m)

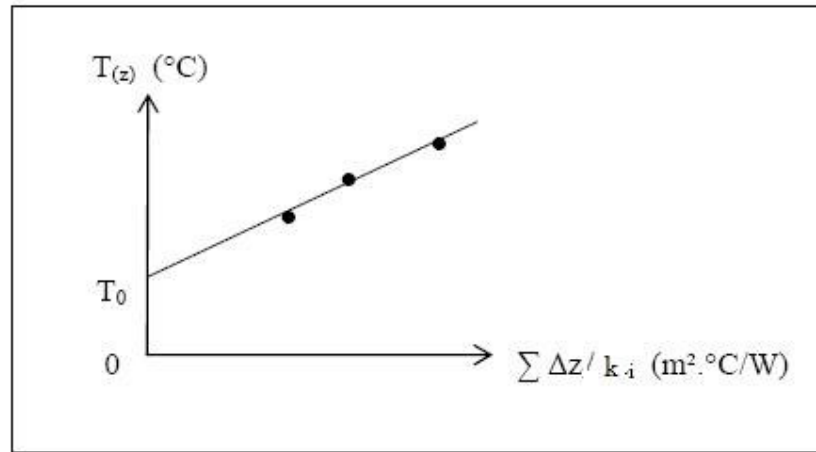
$k_i$  :  $\Delta z$  aralığındaki ısı iletim katsayısı (W/m°C)

$q_0$  : Yüzey ısı akısı



Şekil.3.2: Bullard yöntemi (ısıl direnç gösterimi).

Kuyu boyunca sıcaklık logu alınmış ve kuyudaki kayaçların ısı iletkenlik katsayıları biliniyorsa, ısıl direncin fonksiyonunu  $\Sigma \Delta z_i / k_i$  olarak  $T_{(z)}$  sıcaklık grafiği çizilirse (Şekil 3.2) bu doğrunun eğimi bize o kuyudaki  $q$  ısı akısı değerini verecektir (Rybach ve Bodmer 1983).



Şekil.3.3: Bullard – Plot grafiği (Rybach ve Bodmer 1983).

Şekil 3.3 deki grafikte doğrunun denklemi  $y = ax + b$  ise eğimi  $x = q$  ( $mW/m^2$ ) ve  $b = T_0$  olacaktır.

### 3.2.4. Curie nokta derinliklerinden yararlanarak ısı akısı hesaplanması

Isı akısı değerlerinin bu yöntemle hesaplanmasında ilk yapılması gereken şey aeromağnetik verilerden curie nokta derinliklerinin belirlenmesidir. Bilindiği gibi, ferromağnetik özellik gösteren mineraller curie sıcaklıklarının üzerinde mıknatıslanmalarını kaybederek paramağnetik özellik gösterirler. Bu mıknatıslanmanın kaybolduğu veya mıknatıslanma özelliğinin değiştiği sıcaklıklara curie sıcaklığı, bu noktalara ise curie nokta derinliği denir.

Aeromağnetik veriler kullanarak curie nokta derinliklerinin belirlenmesinde spektral yöntemler ile en küçük kareler ters çözüm yöntemi kullanılmaktadır.

Isı akısının hesaplanmasında ikinci aşama ise curie sıcaklığını 580°C olarak curie nokta derinliklerinden ısı gradyentlerini hesaplamaktır. Isı gradiyenti hesaplandıktan sonra ısı iletim katsayıları da kullanılarak ısı akısı hesaplanır.

### 3.3. KAYAÇLARIN ISI İLETİM KATSAYISI

Maddelerin ısı enerjisini iletme yeteneklerini belirten parametreye ısı iletim katsayısı adı verilir. Yer kabuğunu oluşturan kayalarda kendilerine özgü ısı iletim katsayılarına sahiptirler. Kayaçlara ait ısı iletim katsayısı

$$k = k_s + k_r \quad (3.8)$$

ile tanımlanır. Burada “ks” kondüktif ısı transferine ait ısı iletim katsayısını; “kr” ise ısı ışıma ile ısı transferine ait katsayıyı gösterir. Isı enerjisinin bu iki yoldan hangisi yardımıyla iletildiğini dikkate almadan maddenin ısı enerjisini iletme yeteneğinden söz ediyorsak yalnız k simgesi kullanılır ve k’ya maddenin ısı iletim katsayısı denir. Yaklaşık 500°C’ den düşük sıcaklıklarda ks daha etkin iken; 500°C’ nin üstündeki sıcaklıklarda ks 'nin etkinliği azalır ve ısı ışımaya ait iletim katsayısı (kr ) etkin hale gelmeye başlar. ks hem sıcaklığa ve hem de basınca bağlı olarak değişmektedir. ks 'nin sıcaklıkla olan değişimi aşağıdaki bağıntı ile ifade edilir.

$$k_s = k_o / (1+bT) \quad (3.9)$$

Burada “ $k_o$ ” oda sıcaklığındaki (20°C) ısı iletim katsayısı; “ $T$ ” sıcaklık ve “ $b$ ” ise deneysel yolla saptanan bir sabittir. Bu bağıntıdan da görülebileceği gibi sıcaklık arttıkça iletim katsayısının değeri küçülür (Sanver, 1983).  $k_s$  'nin basınç ile olan değişimi ise

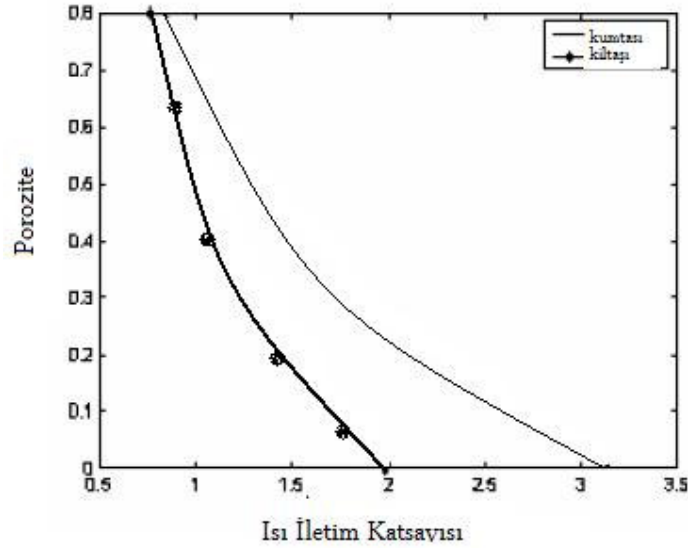
$$k_s = k_o (1+aP) \quad (3.10)$$

olarak tanımlanır. Burada  $k_o$  yine oda sıcaklığındaki (20°C) ısı iletim katsayısı; “ $P$ ” basınç ve “ $a$ ” ise deneysel olarak belirlenen basınç katsayısıdır (Hänel, 1976). Bu ifadeye göre basınç arttıkça  $k_s$  ' de artmaktadır. Genellikle  $k_s$  'nin basınçla değişimi sıcaklıkla değişiminin yanında ihmal edilir ve  $k_s$  sadece sıcaklığın bir fonksiyonu olarak düşünülür. Ayrıca  $k_s$ 'nin basınç ile değişimi yeteri kadar belgelenmemiştir (Sams ve Thomas-Betts, 1988).

Kayaçların ısı iletim katsayıları ayrıca gözenekliliğine bağlı olarak da değişmektedir. Gözeneklilik özellikle sedimanter kayaçlar için önemlidir. Bu tip kayaçlarda gözenekler genellikle formasyon sıvısı ile doludur. Formasyon sıvısı su veya petrol olabileceği gibi bunların karışımı da olabilir. Hatta bazı durumlarda gözenekler gaz, gaz-su veya gaz-petrol karışımı ile dolu olabilir. Gözenekleri dolduran bu maddelerin ısı iletim katsayıları kayacı oluşturan minerallere (matrix mineralleri) göre çok düşüktür. Bu nedenle kayacın ısıl iletkenliği üzerinde önemli etkileri vardır. Bu durumda kayaçların efektif (bulk) ısıl iletkenliğinden söz edilir. Aşağıda verilen ampirik bağıntı kayaçların ısı iletim katsayısı ile gözeneklilik arasındaki ilişkiyi göstermektedir (Lewis ve Rose, 1970).

$$k = k_m (k_w / k_m)^f \quad (3.11)$$

Burada "k" kayacı oluşturan mineraller ile gözenekleri dolduran akışkandan (genellikle formasyon suyu) oluşan sistemin ısı iletim katsayısı ( $W/m^{\circ}C$ ); "kw" formasyon suyunun ısı iletim katsayısı; "km" kayacı oluşturan minerallerin ısı iletim katsayısı ve "f" ise gözenekliliktir (Yalçın vd., 1997; Yalçın, 1990). Eşitlik, kw / km oranı çok küçük veya çok büyük olduğu durumlarda geçerli değildir (Palciauskas 1986; Ungerer vd., 1990). Şekil 3.4. iki farklı sedimanter kayaç türü için ısı iletim katsayısının porozite ile değişimini göstermektedir. Burada km kumtaşı için  $3.16 W/m^{\circ}C$ , kil taşı için  $1.98 W/m^{\circ}C$  ve kw ise  $0.60 W/m^{\circ}C$  olarak alınmıştır (Yalçın vd. 1997).



Şekil 3.4: Isı İletim Katsayısının poroziteye bağlı değişimi.

Herhangi bir kayaç için ışıma ile ısı transferine ait iletim katsayısı aşağıdaki bağıntı yardımıyla hesaplanabilir.

$$k_r = 16 T^3 n^2 s / 3e \quad (3.12)$$

Burada "T" sıcaklık, "n" kırılma indisi, "s" Stefan-Boltzman sabiti ( $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Jul/m}^2\text{s}$  derece) ve "e" ise opaklıktır. Her ne kadar yukarıdaki bağıntıda  $k_r$  'nin sıcaklığın küpü

ile arttığı ifade edilse bile deneysel çalışmalar 500-1800 K arasındaki sıcaklıklarda  $k$ 'nin sıcaklık ile doğrusal olarak arttığını göstermektedir (Sanver, 1983). Tüm bunların ışığında yerkabuğunu oluşturan kayalara ait ısı iletim katsayısı ( $k$ ) sıcaklığın bir fonksiyonu olarak aşağıdaki gibi tanımlanabilir.

$$k = [k_0 / (1+bT)] + c(T+273.15)^3 \quad (3.13)$$

Burada ilk terim  $k_s$ 'nin sıcaklık ile olan değişimini ikinci terim ise ışıma ile olan ısı transferinin etkisini ifade eder; “c” ise deneysel sabittir. Daha öncede belirtildiği gibi alt kabuk ve mantoda sıcaklığın yaklaşık 800°C'yi aştığı yerlerde ışıma ile ısı transferi etkin hale gelmektedir (Kukkonen ve Jöeleth, 1996). Buna göre ısı iletim katsayısı sıcaklık 800°C' a ulaşıncaya kadar sıcaklık ile azalır bundan sonra ise ısı ışımanın etkin hale gelmesiyle bir artış trendine girer ve sıcaklık ile artmaya başlar (Kukkonen ve Jöeleth, 1996). Global ölçekte kıtasal ve okyanusal kabuk için ısı iletim katsayısı 2.5 W/m°C, kıtasal kabuk altındaki Moho süreksizliği için 2.8 W/m°C ve okyanusal kabuk altındaki Moho süreksizliği için 3.4 W/m°C olarak alınır (Sanver, 1983).



**Tablo 3.1:** Bazı kayaçların ve minerallerin ısı iletim katsayıları (Clark 1966).

Kayaç Türü	k (W/m°C)
Granit	0,6 – 2,7
Granodiyorit	0,5 – 3,0
Gnays	0,6 – 3,1
Bazalt	0,3 – 1,8
Diyabaz	0,1 – 2,2
Gabro	0,15 – 2,15
Serpantinit	0,5 – 2,3
Dunit	3,7 – 5,2
Kumtaşı	2,5 – 3,2
Şeyl	0,2 – 1,4
Kireçtaşı	0,5 – 2,5
Kaya tuzu	1,0 – 5,7
Su	0,59
Buz	2,2

### 3.3.1. Isı iletim katsayısı hesabı

Isıl iletim katsayısı “k” maddenin bir fiziksel büyüklüğü olup, enerjinin birim alandan diğer birim alana sıcaklık gradyanının şiddeti altında geçmesinin bir oranı olarak tarif edilir. Tablo 3.1 de bazı kayaçların ısı iletim katsayıları verilmiştir. k bir vektörel büyüklük olup, yön bağımlıdır. Birimi SI’ da W/m°C, cgs’de kcal./cm.s.K’ dir. Kayaçların k değerlerini, değişik ölçüm tekniklerini kullanarak bulmak mümkündür. Biz bu çalışmada, İ.Ü. Makine mühendisliği Bölümünde bulunan, Dantec firması tarafından, fourier ısı denklemini esas alarak üretilmiş ve doğruluk oranı yüksek olan “Heat Conduction Test Unit” aletini kullandık.

Bu alet k değeri ölçülmek istenen kayacın sıcaklığı kararlı hale geldikten sonra ölçülebilen bir alettir (şekil 3.5).



**Şekil 3.5:** Isı iletim katsayısı ölçüm cihazı.

k değeri ölçülmek istenen silindir şeklindeki kayacın çapı 3cm, boyu 6cm ayrıca kayacın yüzeyinin düz ve pürüzsüz olması gerekmektedir.

Örnek kayaç yüzeyine yaklaşık 3 saat boyunca voltaj uygulanarak ısıtma yapılırken yine bu süre boyunca kayacın sıcaklığı (T), zamanın (t) fonksiyonu olarak belirli bir süre için kaydedilir.

$$Q = kA (\Delta T / \Delta x) \quad (3.14)$$

$$k = Q / A (\Delta T / \Delta x) \quad (3.15)$$

Q : Uygulanan ısı enerjisi

A : Silindirin alanı

$\Delta T$  : Sıcaklık farkı

$\Delta x$  : Silindirin boyu

Araziden alınan kayaçlar üzerinde yukarıdaki işlemler uygulandıktan sonra 3.15 bağıntısı kullanılarak ısı iletim katsayıları belirlenmiştir.

### 3.4. YERKABUĞUNDA ISI ÜRETİMİ VE KARALARDA ISI AKISI

Yerkabuğundaki mevcut ısı enerjisinin iki bileşeni söz konusudur. Bunlar mantodan kabağa iletilen ısı enerjisi ile kabuktaki radyoaktif elementlerin bozunması ile açığa çıkan ısı enerjisidir. Yerkürenin oluşumundan günümüze kadar olan dönem boyunca geçirdiği ısıl evrimdeki en etkili kaynağın radyoaktif bozunma olduğu konusunda pek çok araştırmacı fikir birliğindedir. Buna neden olan radyoaktif elementler kısa ve uzun yarı ömürlü izotoplar olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır. Kısa yarı ömürlü radyoaktif izotoplar Al26 , Cl26 ve Fe60 ve uzun yarı ömürlü izotoplar ise U235 , U238 , Th232 ve K40 dır. Kısa yarı ömürlü izotoplar yerkürenin oluşumunun ilk dönemlerindeki ısı enerjisinin üretiminde etkili olmuşlardır. Uzun yarı ömürlü olanlar ise, ilk dönemlerden günümüze kadar olan süreçte üretilen ısı enerjisinden sorumludurlar. Radyoaktif izotoplar yer içini oluşturan maddeler içinde hemen hemen hiç bir zaman kendi başlarına mineral oluşturacak kadar büyük bir bağıl bolluğa sahip olamazlar. Söz konusu izotoplar, bazı mineraller ağırlıklı olmak üzere, mineraller içinde "kirlilik" düzeyinde bulunurlar. Bilindiği gibi radyoaktif elementlerin bozunması ile birlikte ortamda a ve b partikülleri salınımı ve elektromanyetik dalga yayınına meydana gelir. Gerek elektromanyetik dalgaların ortamdaki diğer atomlar tarafından emilmesi ve gerekse ortamdaki diğer atomların a ve b partikülleri ile çarpışması sonucu bu atomların kinetik enerjilerinde bir artış meydana gelir ve dolayısı ile ortamın ortalama kinetik enerjisi yani sıcaklığı artar. Karalarda ölçülen ısı akısı ( $q_s$ ) ile yüzeye yakın kayalara ait hacim başına Radyojenik ısı üretimi ( $A_o$ ) arasında doğrusal bir ilişki vardır ve bu ilişki,

$$q_s = q_m + A_o D \quad (3.16)$$

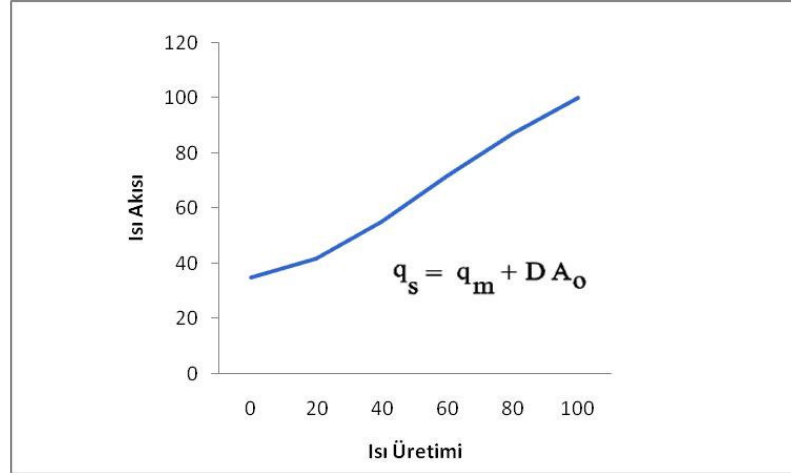
olarak ifade edilir. Burada  $q_m$  indirgenmiş ısı akısı (reduced heat flow) ve  $D$  ise karakteristik derinlik (characteristic depth) olarak adlandırılır. Şekil 3.6'den de anlaşılacağı gibi  $q_m$  kabuktaki Radyojenik kökenli ısı enerjisinin sıfır olması durumunda elde edilen ısı akısı değeri olup genelde mantodan kabağa iletilen ısı akısı olarak düşünülür;  $D$  ise doğrunun eğimidir ve radyoaktif minerallerce zengin üst kabuk

tabakasının kalınlığı olarak düşünülür ve yerküre genelinde 4 ile 14 km arasında değişir (Condie, 1970).

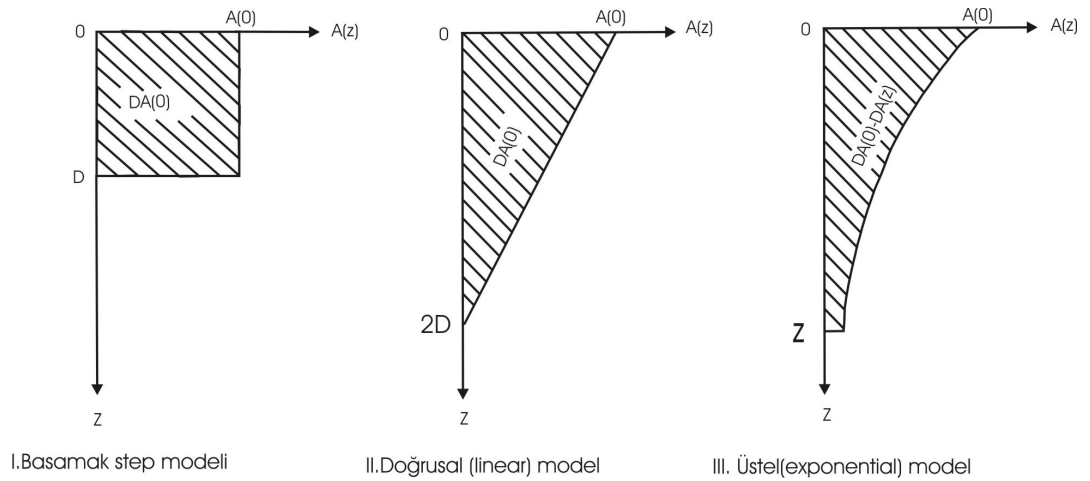
Kabuktaki Radyojenik ısı kaynaklarının dağılımı ile ilgili olarak üç farklı model göz önünde bulundurulmaktadır. Bunlar basamak (step), doğrusal (linear) ve üstel (exponential) ısı üretim modelleri olarak adlandırılırlar ve bu modellerin hepsi yukarıda bahsi geçen doğrusal ısı akısı-ısı üretimi ilişkisini sağlarlar (Şekil 3.7). Basamak modelde D kalınlığına sahip Radyojenik zon içinde sabit bir değerde hacim başına ısı üretimi söz konusudur. Doğrusal modelde hacim başına ısı üretimi kabuk içinde lineer olarak azalmaktadır. Üstel modelde ise Radyojenik ısı üretimi aşağıda ifade edildiği şekilde derinlik ile eksponansiyel olarak azalır,

$$A = A_0 \exp(-z / D) \quad (3.17)$$

Burada “A<sub>0</sub>” yüzeye yakın veya yüzeydeki hacim başına ısı üretimi; “A” ise herhangi bir z derinliğindeki ısı üretimidir. Bu modeller içinde üstel modelin tabiattaki durumu en iyi yansıtan model olduğu konusunda araştırmacılar arasında bir fikir birliği vardır. Ayrıca derin sondaj kuyularında yapılan Radyojenik ölçümler bu modeli destekleyen niteliktedir (Condie, 1970). Yerküre üzerinde yapılan ısı akısı ölçümleri göstermiştir ki aktif tektonik rejim altında bulunmayan kıtasal kabuktaki ortalama ısı akısı ile kabuk kalınlığı arasında ters orantılı bir ilişki vardır. Yani ısı akısı değeri azaldıkça kabuk kalınlığı artmaktadır. Ayrıca gerek kıtasal ve gerekse okyanusal alanlardaki ortalama ısı akısı, kabuğu oluşturan kayaçların ortalama yaşı arttıkça azalmaktadır.



**Şekil 3. 6:** Doğrusal ısı akısı – ısı üretimi ilişkisine, A. B. D.'nin doğusundan bir örnek.



**Şekil 3.7 :** Yer içinde ısı üreten kaynakların derinlikle değişimine ait modeller (Lachenbruch,1970)

Bu modellerin üçüde doğrusal ısı akısı – ısı üretimi ilişkisini sağlamaktadır.

Isı transferinde kararlı (steady) ve kararsız (unsteady) olmak üzere iki farklı hal söz konusudur. Kararlı halde ortamdaki ısı transferi zamandan bağımsızdır. Yani ortamdaki sıcaklıklar zamana bağlı olarak değişmez. Kararsız halde ise ortamdaki ısı transferi

zamanın bir fonksiyonudur diğer bir ifade ile ortamdaki sıcaklıklar zamana bağlı olarak değişir. Bu tip ısı transferinde yeterli bir süre geçtikten sonra ısı iletimi kararlı hale gelir. Yerkabuğunun yaşı göz önüne alındığında kabuktaki ısı transferinin kararlı olduğunu düşünmek belirli sınırlar içinde kabul edilebilecek bir varsayımdır. Yukarıda da belirtildiği gibi yer içindeki ısı transferi için iletim, dolaşım ve ışınlım olmak üzere üç tür mekanizma söz konusudur. Kıtasal kabuk ve litosferdeki sıcaklık dağılımında kondüksiyon en etkin ısı transferi mekanizmasıdır ve bu çalışma kapsamında kabuk içindeki sıcaklık dağılımının hesaplanması gibi geniş ölçekli problemler üzerinde durulacaktır. İki boyutlu heterojen bir ortamda kararlı-hal kondüktif ısı iletimi aşağıdaki şekilde ifade edilir.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial T}{\partial z} \right) + A = 0 \quad (3.18)$$

Burada  $k(x,z)$  ısı iletim katsayısı,  $T(x,z)$  sıcaklık alanı,  $A(x,z)$  birim hacim başına ısı üretimi,  $x$  ve  $z$  ise yatay ve düşey koordinatlarıdır (Cermák vd., 1991). Yukarıda da belirtildiği gibi ısı iletim katsayısı ( $k$ ) yalnızca uzay koordinatlarının değil aynı zamanda sıcaklığın da bir fonksiyonudur. Isı üretim modeli olarak radyoaktif ısı kaynaklarının derinlik ile üstel olarak azaldığı eksponansiyel model kullanılmıştır.

### 3.5. RADYOJENİK ISI

Radyoaktif ısı üretim oranı ortamdaki sıcaklık ve basınca bağlı olarak, skaler ve izotropik petrofiziksel bir özelliktir. Isı üretim oranının boyutu  $Wm^{-3}$  olup jeotermikte genellikle  $\mu Wm^{-3}$  kullanılır. Kayaçların ısı üretim oranları içerdikleri  $U$ ,  $Th$  ve  $K$ 'nin miktarlarına ve bunların ısı üretim sabitlerine bağlıdır. Isı üretim sabiti ise o izotopun ışıma enerjisi ve yarılanma zamanıyla ilgilidir.

Rybach 1988'de doğal radyoaktif izotoplar ve bunların ısı üretimine ilişkin yaptığı araştırmalardan elde ettiği veriler sonucunda

$$A = \rho ( 9,52 \cdot C_U + 2,56 \cdot C_{Th} + 3,48 \cdot C_K ) \cdot 10^{-5} \quad (3.19)$$

denklemini ortaya koymuştur (Rybach 1988). Bu denklem yoğunluğu ve U,Th,K miktarları bilinen bir kayacın radyoaktif ısı üretim oranını verir. Burada A ( $\text{mWm}^{-3}$ ) kayacın ısı üretimini  $C_U$  ve  $C_{Th}$ , ppm mertebesinde Uranyum ve Toryum miktarını,  $C_K$  ise potasyumun yüzde ağırlığını göstermektedir. Radyojenik ısı olarak adlandırılan, yerin üst kabuğunda bulunan Uranyum, Toryum ve Potasyum'un oluşturduğu ısı kaynakları, kıtasal bölgelerde yüzey ısı akısına %40 'a varan oranlarda katkı yapabilmektedir. Bu da radyojenik ısıyı kabuk sıcaklık dağılımını saptamada önemli bir eleman haline getirir (Sayın 2007). Çalışma alanında yukarıdaki formül kullanılarak yüzey radyojenik ısı üretimleri hesaplanmıştır.

### 3.6. ISIL DİFÜZYON

Isıl difüzyon maddelerin ısı iletim katsayılarının, onların sabit basınçtaki özgül ısı kapasitelerinin yoğunluklarıyla çarpımının bölümüne eşittir.

$$a = k / C_p \cdot \rho \quad (3.20)$$

Kayaçların ısı difüzyon katsayısı genellikle sıcaklığın bir fonksiyonudur ve değeri artan sıcaklıkla azalır. Yukarıdaki bağıntıda görüldüğü gibi ısı difüzyon katsayısına benzer bir tarzda fakat ısı kapasitesinde sıcaklıktan etkilenmesi sebebiyle daha büyük şiddetle değişir. Bu çalışmada ısı difüzyon katsayısı değeri, Thomas D. Hoisch tarafından 2005'de kıtasal kabuk için önerilen  $0,011 \text{ cm}^2/\text{sn}$  olarak alınmıştır.

### 3.7. BİR BOYUTLU ORTAMDA ISI İLETİMİ

Bir ortamda ısı iletiminin genel denklemi;

$$\rho c (\partial T / \partial t) = \nabla k \nabla T + k \nabla^2 T + A \quad (3.21)$$

olup, Burada  $\rho$  yoğunluk,  $c$  özgül ısı,  $T$  mutlak sıcaklık,  $t$  zaman,  $k$  ısı iletkenlik katsayısı ve  $A$  ise ısı üretimidir. Eğer  $k$  sabit ve  $T$  durağan ise bağıntı;

$$k \nabla^2 T + A = 0 \quad (3.22)$$

şeklinde ifade edilebilir ve kabuk sıcaklığı için yapılan birçok hesaplamalarda kullanılır. Jeolojik açıdan genelde sıcaklığın yanal olarak değişmediğini de kabul edersek (3.22) bağıntısı

$$(\partial^2 T / \partial z^2) = -A / k \quad (3.23)$$

şeklinde olur ve integrasyondan sonra (3.23) bağıntısı

$$\partial T / \partial z = -(A / k) z + \text{Sabit} \quad (3.24)$$

biçimine girer.

Öte yandan ısı akısı yoğunluğu'nun (ısı iletimine ilişkin birinci Fourier bağıntısına göre birim zaman da birim yüzeyden geçen ısı miktarı)

$$q_0 = k(dT/dz)_{z=0} \quad (3.25)$$

olduğu dikkate alınarak; sabit terim , yeryüzü ( $z = 0$ ) için

$$\text{Sabit } (dT/dz)_{z=0} = q_0 / k \quad (3.26)$$



olur. (3.25) bağıntısı ile verilen ısı akısı yoğunluğunun hesaplanabilmesi için (karalarda) bir sondaj kuyusunda veya derin bir madende sıcaklık gradyanı ( $dT/dz$ ) ölçülmeli ve aynı noktada geçilen kayaların ısı iletkenlik katsayısı  $k$  ile çarpılmalıdır. Gradyanın bulunmasında gereçlere ilişkin sorunların yanı sıra , (çoğu kez yapıldığı gibi) petrol sondajlarının (1000-4000 m) kuyu dibi sıcaklıkları kullanılıyorsa “ölçü zamanı “ düzeltilmesi veya jeotermal haritalama için çok sayıda sığ kuyular kullanılıyorsa “ engebe düzeltilmesi “ uygulanmalıdır. Kuyuda geçilen bütün litolojiyi simgeleyecek sayıda kayaç örneğinin ısı iletkenlik katsayısının ( $k$ ) dikkatle ölçülmesi gereklidir.

Sıcaklığın derinlikle değişimi (3.26 ) bağıntısına ikinci bir integral işlemi uygularsak,

a) eğer ortamda sabit bir ısı üretimi varsa

$$T = T_0 + (q_0/k) z - (A/2k) z^2 \quad (3.27)$$

b) ısı üretimi derinlikle

$$A = A_0 \exp(-z/D) \quad (3.28)$$

Biçiminde üstel olarak değişiyorsa

$$T = T_0 - (q_0/k + A_0 D/k) z - (A_0 D^2/k) [1 - \exp(-z/D)] \quad (3.29)$$

bağıntısını sağlar. Burada geçen  $D$ , yer kabuğu kalınlığının yaklaşık  $1/3'$  ü kadar olup, Radyojenik ısı üretiminin oluştuğu üst kısmın kalınlığını simgeler.

Eğer katmanlı bir ortamda bulunuyorsak bağıntı

$$T_n(z) = T_{n-1} + (q_{n-1}/k_n) - (H_{n-1}/2k_n) (z - z_{n-1})^2 \quad (3.30)$$

biçimine dönüşür. Yeryüzündeki  $q_0$  ve  $T_0$  gibi bazı ısıl değerler biliniyorsa ve her katmandaki  $k_n$  için bir yaklaşım yapılabilirse sıcaklığın katmanlı bir ortamda derinlikle değişimi yinelemeli olarak bulunabilir.

Sıcaklığın derinlikle ve yanal dağılımının yanı sıra ısı akısı yoğunluğunun yerkabuğu ve manto içindeki değişimi de başka bir araştırma konusudur. Burada ısının iletim yerine dolaşım yolu ile aktarılması ve Radyojenik ısı üretimi (A) gibi olaylar önem kazanır. Yeryüzünde ölçülen ısı akısı yoğunluğu

$$q_0 = q_c + q_m \quad (3.31)$$

olup, “ $q_c = A.D$ ” yeryüzünde ölçülen değere Radyojenik kaynaklı kabuk katkısı ve  $q_m$  mantonun üst sınırındaki ısı akısı yoğunluğudur.  $q_m$  mantodaki ısı hücrelerinin incelenmesi açısından daha doğru bilgiler içerir.

### 3.8. İKİ BOYUTLU ORTAMDA ISI İLETİMİ

Ortamin iki boyutlu olduğu bazı problemlerde, bir boyutlu ortamda ısı iletimi için verilen kısmi diferansiyel denklemin analitik çözümü mümkün olmayabilir. Bazı sayısal çözüm yöntemleri geliştirilmiştir. Sonlu farklar yöntemi bunlardan biridir. Yeraltının düşey kesitini simgeleyen (x,z) düzleminde Laplace bağıntısının geçerli olduğu varsayılarak;

$$(\partial^2 T / \partial X^2) + (\partial^2 T / \partial Z^2) = 0 \quad (3.32)$$

Sıcaklığın belli bir (x,z) yönünde doğrusal olmayan değişimi durumunda küçük değişimleri simgeleyen merkezi sonlu farklar yöntemi ile birinci türev ;

$$(\partial T / \partial X) = (T_{x+1} - T_{x-1}) / 2\Delta X \quad (3.33)$$

ve ikinci türevi ise ;

$$(\partial^2 T / \partial X^2) = \partial (\partial T / \partial X) / \partial X = (T_{x+1} + T_{x-1} - 2T_x) / 2\Delta X^2 \quad (3.34)$$

Şeklinde hesaplanarak (3.32) bağıntısında yerine koyulursa çok yaklaşık olarak;

$$T_{ij} = (T_{i+1j} + T_{i-1j} + T_{ij+1} + T_{ij-1}) / 4 \quad (3.35)$$

Çözümü elde edilir.

$i = 0, 1, 2, 3, 4, \dots, n$  ve  $j = 0, 1, 2, 3, \dots, m$  ortamı simgeleyen yatay ve düşey hücrelerin sayısıdır. Burada hücre boyları birbirine eşit alınmış olup ( $\Delta X = \Delta Z$ )'dir. Eğer kayaçların ısı iletim katsayısı ve ortamdaki radyojenik ısı üretimi de dikkate alınırsa bağıntı;

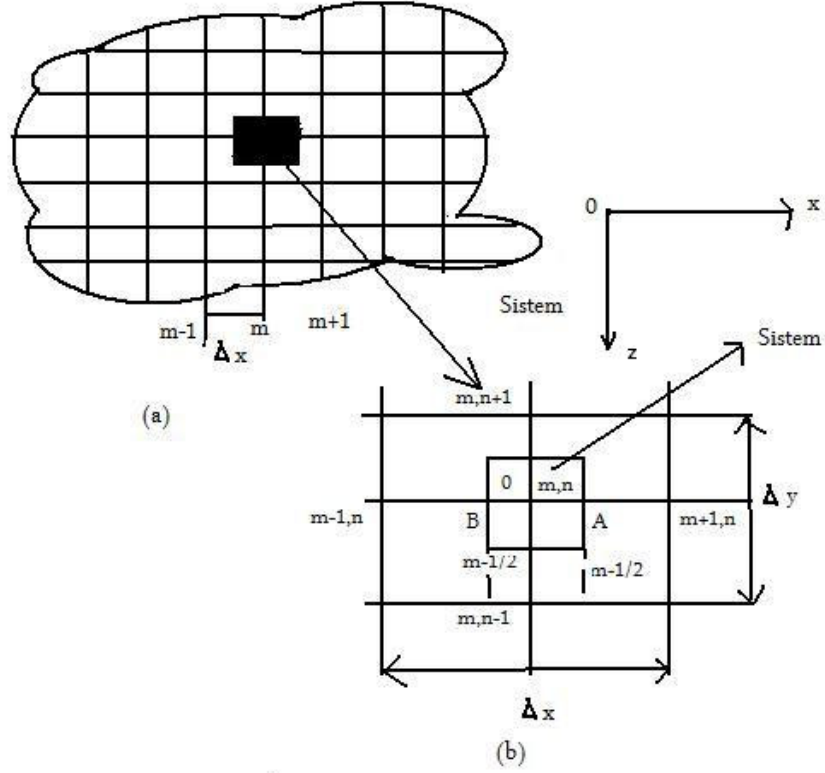
$$T_{ij} = [T_{i+1j} + T_{i-1j} + T_{ij+1} + T_{ij-1} + \Delta X^2 (H/k)] / 4 \quad (3.36)$$

Şeklini alır. Yeraltı yapısına ait kabullerin sınır koşullarının çeşitli durumlarına göre sayısal çözüm yöntemleri başarı ile uygulanabilir (İlkışık 1995).

### **3.9. SONLU FARKLAR YÖNTEMİ İLE ISI İLETİMİNE SAYISAL ÇÖZÜMLER**

Sınır değer problemlerinin çok defa kesin ve kapalı çözümleri yoktur, bunun için yaklaşık bir çözümle yetinmek zorunda kalınır. Yaklaşık metodlar karakter bakımından ikiye ayrılır. Birinci grup metodlarda, kısmi sınır şartların gerçekleşmesinde yaklaşıklık kabul eder; fakat diferansiyel denklemin kesin olarak sağlanmasını ister; ikinci grup metodlarda ise sınır şartlarının gerçekleşmesi kesin olduğu halde diferansiyel denklemin sağlanmasında yaklaşıklık vardır. Sonlu farklar metodu bu ikinci gruba giren ve hemen her hale uygulanabilen basit bir methodur. Dayandığı esas, diferansiyeller yerine sonlu farkları alarak, problemin diferansiyel denklemini, fonksiyonun ayrık noktadaki değeriyle yaklaşık olarak ifade etmektir.

Isı iletimi problemlerinin sonlu farklar yöntemi ile formülasyonunda temel prensip, sürekli sıcaklık dağılımını gösteren diferansiyel denklemini, katı cisim içerisinde belirli noktalarda sıcaklık dağılımını sağlayan sonlu farklar denklemini cinsinden yazmaktır. Katı cisim içerisinde Şekil 3.8.a. da gösterildiği gibi  $x$  ve  $z$  yönünde bir kafes meydana getirilir.



Şekil 3.8: Sonlu farklar kafesi.

İki boyutlu ısı iletiminin sürekli rejimde diferansiyel denklemi;

$$\partial^2 T / \partial x^2 + \partial^2 T / \partial z^2 = 0 \quad (3.37)$$

Olarak yazılır. Bu denklemin sonlu farklar cinsinden yazılması türevlerin (Sıcaklık basamaklarının) ayrı ayrı sonlu farklar cinsinden ifade edilmesidir. Şekil 3.8.b de gösterilen m,n noktasında  $\partial T / \partial X$  türevleri, ileri sonlu fark cinsinden,

$$\partial T / \partial x \approx (T(x + \Delta x, z) - T(x, z)) / \Delta x \quad (3.38)$$

olarak yazılır. Şekil 3.8.b de görüleceği gibi, x yönünde  $\Delta x$  artımlarının sayısını m, z yönünde  $\Delta z$  artımlarının sayısını da n ile gösterirsek denklem genel olarak

$$(\partial T / \partial x)_{m+1/2, n} \approx (T(x + \Delta x, z) - T(x, z)) / \Delta x = T_{m+1, n} - T_{m, n} / \Delta x \quad (3.39)$$

halini alır. Geri fark cinsinden ise;

$$(\partial T / \partial x)_{m-1/2, n} = T_{m, n} - T_{m-1, n} / \Delta x \quad \text{olarak yazılır.} \quad (3.40)$$

$\partial^2 T / \partial x^2$  ise merkezi fark cinsinden aşağıdaki şekilde ifade edilir.

$$\partial^2 T / \partial x^2 \approx 1 / \Delta x [( \partial T / \partial x )_{m-1/2, n} - ( \partial T / \partial x )_{m-1/2, n}] \quad (3.41)$$

bu değerler (3.21) ve (3.22) denklemlerinde yerine koyulursa

$$\partial^2 T / \partial x^2 \approx T_{m+1, n} - 2T_{m, n} + T_{m-1, n} / (\Delta x)^2 \quad (3.42)$$

elde edilir. Benzer şekilde;

$$\partial^2 T / \partial z^2 \approx T_{m,n+1} - 2T_{m,n} + T_{m,n-1} / (\Delta z)^2 \quad (3.43)$$

yazılır. Hesapları kolaylaştırmak için  $\Delta x = \Delta z$  seçilir. (3.36) ve (3.37) denklemleri (3.19) denkleminde yerine koyulur ve  $\Delta x = \Delta z$  seçilirse;

$$T_{m+1,n} + T_{m-1,n} + T_{m,n+1} + T_{m,n-1} - 4T_{m,n} = 0 \quad (3.44)$$

elde edilir.

Katı cisimler içerisinde kafesin her kesim noktası için iki boyutlu sistemin diferansiyel denkleminin sonlu farklar cinsinden nasıl yazılacağı belirlendikten sonra sınır şartlarının belirlenmesi gerekmektedir. Sınırlara yaklaştıkça, sınır sıcaklıklarının hesabı için sınır şartlarının bilinmesi modelin doğruluğu açısından önem arz etmektedir. Sınırdaki sıcaklıklar belirlenmişse bu sıcaklıklar aynen yazılır.

### 3.10. THERMOD8

Bu program sonlu farklar yöntemini kullanarak bir ve iki boyutlu ısı modelleme yapmak amacıyla Thomas D. Hoisch tarafından 2005 yılında yazılmıştır. Programın kullanılabilmesi için modelin yapılacağı bölgede radyojenik ısı üretimlerinin hesaplanması, ısı difüzyon hızı değerlerinin belirlenmesi, ısı akışı ve başlangıç sıcaklıkları hesaplanması ve bölgeyi temsil edecek kayaçların ısı iletim katsayılarının belirlenmesi gerekmektedir. Bu hesaplamalar önceden oluşturulmuş griddaki her düğüm noktası için yapılmalıdır (Hoisch, 2005). Satır ve sütun olarak girilen bu verilerde, satır değerleri için, derine doğru her kilometredeki yanal olarak veriler girilmiş ve sütun değerleri için ise yanal olarak her 20 km için derine doğru tüm veriler girilmiştir. Program gerekli verilerin girişi sonrasında diferansiyel bir

denklem olan ısı iletimi denkleminin çözümünü sonlu farklar yöntemini kullanarak yapmaktadır. Sonuçta her düğüm noktası için sıcaklık değerlerini hesaplayarak program çıktısı olarak verir.

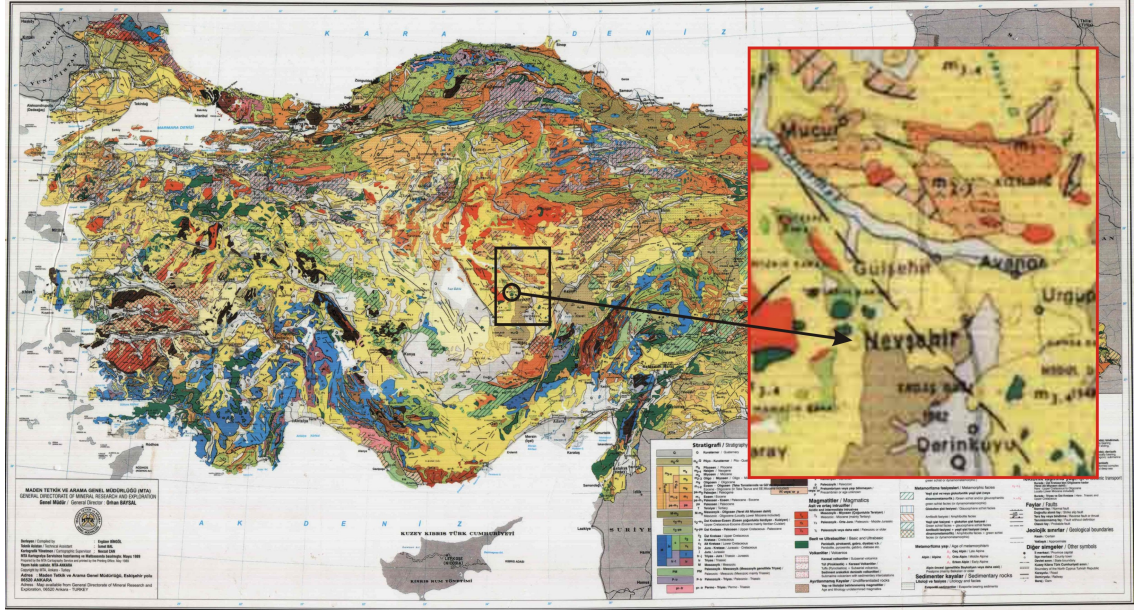
Herhangi bir sayısal simülasyonda, sınırların davranışı matematiksel olarak tanımlanmak zorundadır. Bu program genel olarak kullanılan ve matematiksel olarak uygun sınır koşullarından faydalanır. İki boyutlu ısı modellemede en çok kullanılan seçenekler, sol ve sağ sınırlar için yalıtıcı, alt sınırlar için sabit ısı akısı ve yüzey sıcaklığı içinse sabit değerler olmalıdır. Sınır şartlarıyla ilgili etkileri azaltmanın en iyi yolu hareketi sınır şartlarından uzağa konumlandırılmaktır.

Thermod 8 programı kullanıcıya, modellerin süreçleri boyunca, klavuzluk edecek kolay kullanımlı bir arayüze sahiptir. Yazılımın geliştirilmesinin ardındaki ana amaç, faylanmanın iki boyutlu modellerindeki D-T (Derinlik-Sıcaklık), T-t (Sıcaklık-Zaman) grafiklerinin hesaplanmasının sağlanması olmasına rağmen, yazılım ayrıca kullanıcıya fayları içermeyen bir boyutlu ve iki boyutlu modelleri çalıştırma ve erimenin kristalizasyonunu ortaya koymayı da sağlar.

Bu çalışma yapılırken, modellemenin yapılacağı bölge olan Nevşehir-Kırşehir arasında 20 km ve derine doğru 1 km olacak şekilde karelajlanarak düğüm noktaları belirlenmiştir. Daha sonra veri girişleri yapılmış ve bölgede her düğüm noktası için sıcaklıklar elde edilmiştir. Bu sıcaklık değerleri Surfer programı kullanılarak çizdirilmiş ve bölgenin 2 boyutlu ısı yapısı belirlenmiştir.

## 4. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ VE JEOFİZİĞİ

Bu alanda çalışmanın yapıldığı alanın (Şekil 4.1) jelojisi, stratigrafisi, tektoniği ve jeofizik yöntemlerden sismik kullanılarak yapılan çalışmayla kabuk yapısı hakkında bilgi verilecektir.



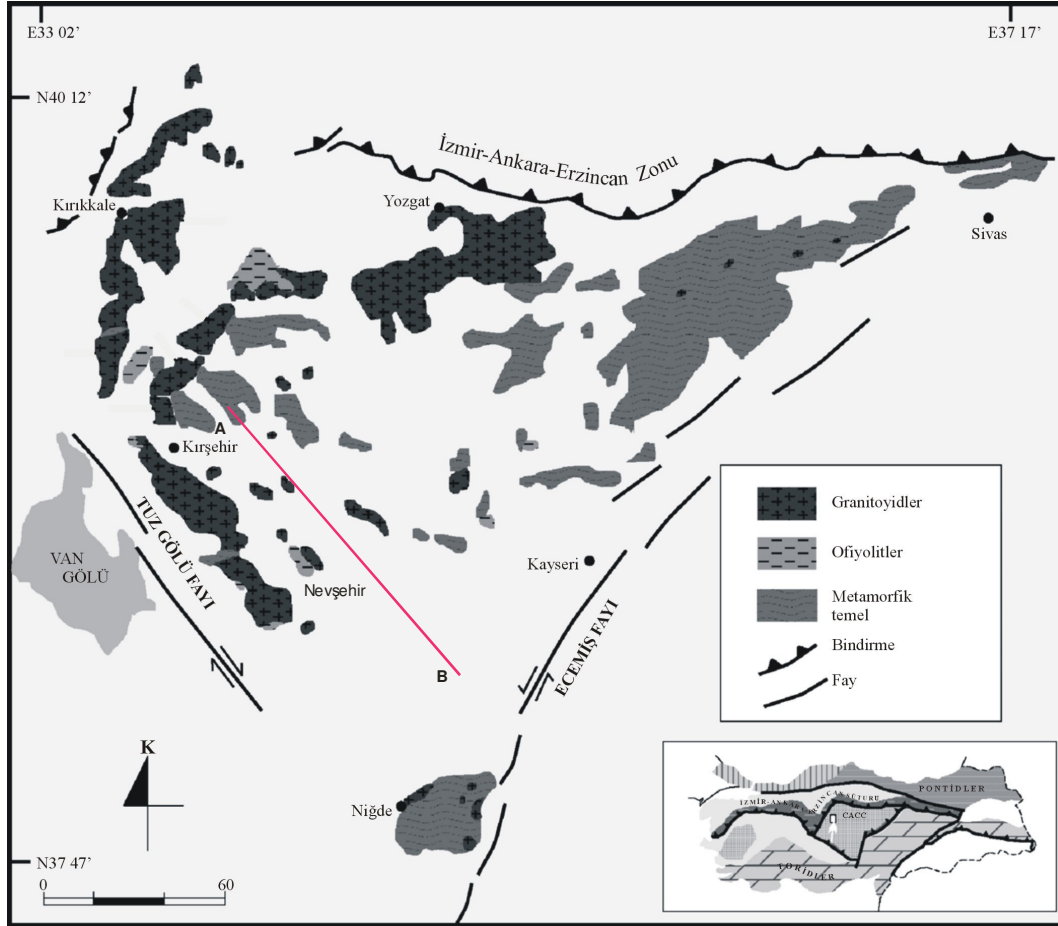
Şekil 4.1: Çalışma Alanı (MTA).

### 4.1. ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

Kırşehir-Nevşehir arasında kalan inceleme alanı, Türkiye'nin tektonik sınıflamasında Kırşehir Bloku olarak adlandırılan tektonik birliğin üzerinde yer alır. Kırşehir Bloku'nun kabuk yapısı Paleotektonik ve Neotektonik dönemlerde hüküm sürmüş farklı stres rejimleri altında ve farklı jeolojik süreçler sonucunda şekillenmiştir. Bu süreçler içinde ofiyolit yerleşimi, kıta-kıta çarpışması, gömülme-metamorfizma, tektonik kaçma ve mağmatizma sayılabilir. Bu bölümde inceleme alanının geçirmiş olduğu jeolojik evrim kısaca tanıtılacaktır. Önce Kırşehir Bloku'nun Alt-Orta Miyosen öncesi tektonik evrimi (Paleotektonik dönem), daha sonra da Üst Miyosen-Kuvaterner evrimi (Neotektonik dönem) incelenecektir. Bilindiği gibi Türkiye'nin Paleotektonik

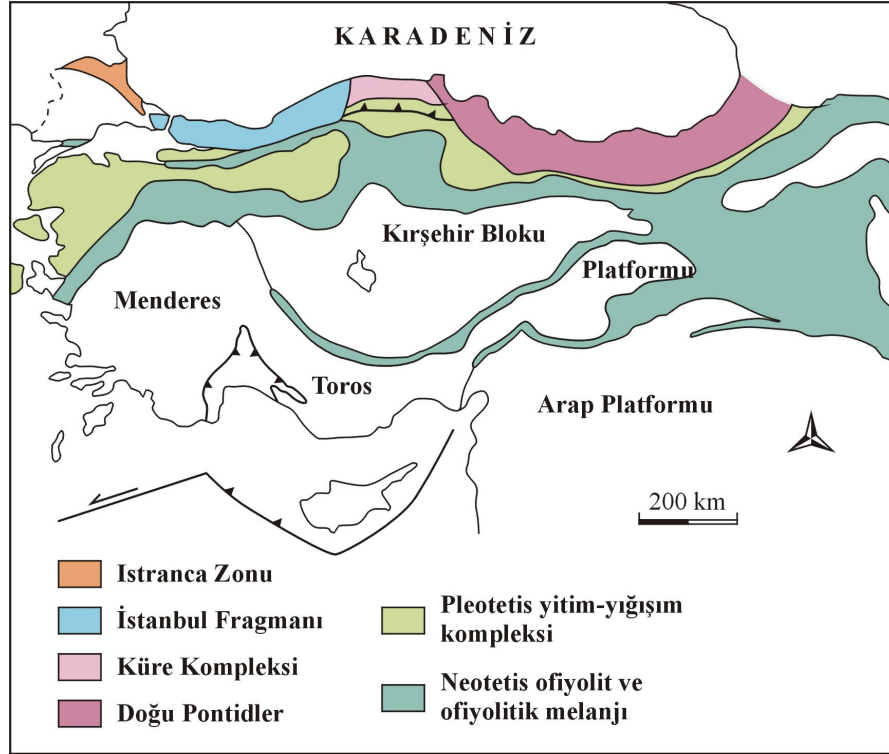


dönemden Neotektonik döneme geçişi, Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Arap Platformu'nun Doğu Anadolu ile Alt-Orta Miyosen'de çarpışması ile başlamıştır (Şengör vd, 1984). Şekil 4.2'de görülen AB doğrusu çalışmanın yapıldığı profili göstermektedir.



**Şekil 4.2:** Çalışma alanının tektonik haritası (İlbeyli, 2005).

Alp-Himalaya orojenik kuşağının bir parçası olan Türkiye, farklı metamorfizma ve deformasyon tarihçelerine sahip kıtasal bloklardan ve bu blokları birbirinden ayıran, eski okyanus kabuğu ve mantosunu temsil eden ofiyolitik kenet kuşaklarından oluşmaktadır (Şekil 4.3). Kırşehir Bloku kuzeyden İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı, güneyden de İç Toros Kenedi ile sınırlanır (Şekil 4.2). Sol yanal Ecemiş Fay Zonu İç Toros Kenet kuşağını öter, o nedenle de Kırşehir Bloku'nun yerel olarak sınırını oluşturur.



Şekil 4.3: Türkiye kenet zonu haritası (Ustaömer ve Robertson, 1999).

İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı, Neotetis okyanusunun kuzey kolunu belirler ve Türkiye'nin en önemli tektonik kuşağıdır. Bu kuşağın kuzeyinde kalan alan Avrasya'ya, güneyinde kalan alan ise Gondwana'ya ait kıtasal bloklardan oluşur. Kırşehir Bloku Gondwana'ya ait bir kıtasal blok olarak kabul edilmektedir ancak Toros kuşağının bir devamı olup olmadığı tartışmalıdır. Yaygınca kabul edilen görüş, Kırşehir Bloku'nun Erken Mesozoyik döneminde Toros kuşağından ayrıldığını öne süren görüştür. Buna göre Kırşehir Bloku İç Toros okyanusunun riftleşmesi ve genişlemesi sonucu Toros Platformundan ayrılmış ve kuzeye, Avrasya'ya doğru hareket etmiştir. Kırşehir Bloku'nun kuzeye hareketi, daha kuzeydeki İzmir-Ankara-Erzincan okyanusal litosferinin (Neotetis'in kuzey kolu) kuzeye doğru yitimi ile karşılanmıştır.

Kırşehir Bloku'nun Toros Platformundan riftleşmesi ve kuzeye ilerlemesi sırasında kalın bir kırıntılı-karbonatlı kaya istif çökelmiş, ancak İzmir-Ankara-Erzincan kenedinin oluşumu sırasında bu istif ofiyolit naplarının altında gömülmüştür. Ofiyolit yerleşimi kıta kabuğunun kalınlaşmasına, metamorfizmaya uğramasına ve takip eden safhalarda granitik intruzyonların sokularak yerleşmesine neden olmuştur. Anatolid-

Torid platformu ve Pontidler Geç Paleosen-Eosen sırasında çarpışmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). İnuzyonların, Paleozoyik-Mezozoyik orta-yüksek dereceli metamorfik kayalar ve bu kayalar üzerinde tektonik sınırlar boyunca yer alan ofiyolitleri keserek yerleşmesi ile Kırşehir Bloku'nun Paleotektonik evrimi büyük ölçüde tamamlanmıştır. İç Toros okyanusunun kapanması sırasında Kırşehir Bloku üzerinde Eosen döneminde derin havzalar oluşmuş, bu derin havzalar Oligosen döneminde sedimanlar ile dolarak sığlaşmış ve giderek kapalı göl alanlarına dönüşmüştür. Bu göl ortamında tuz yatakları meydana gelmiştir.

Kırşehir Bloku farklı P-T-t (basınç-sıcaklık-zaman) tarihçesine sahip dört ayrı alt masiften oluşmaktadır. Bunlar; kuzeybatıda Kırşehir dolayında Kırşehir Masifi, kuzeydoğuda Yozgat ve Sivas arasında Akdağ Masifi, güneyde Niğde Masifi ve batıda Aksaray Masifidir. Bu alt masiflerin ortak özelliği litolojik olarak üç ana birimden oluşmalarıdır. Bunlar: 1) yüksek dereceli (amfibolit fasiyesi) metamorfik temel (Paleozoyik-Mezozoyik): mermerlerin baskın olduğu şist, gnays ve metabazitler, 2) ofiyolit kökenli izole dilimler, ve 3) granitoidik kayalar. Üst Kretase-Erken Tersiyer yaşlı granitoidik plütonlarda yapılan incelemeler, granitik mağmatizmanın oluşumunda litosferik delaminasyon prosesinin etkin olduğunu ortaya koymuştur. O nedenle Kırşehir Bloku'nun altındaki litosferik manto Erken Tersiyer döneminde kopmuş olmalıdır. Litosferik delaminasyonun gerçekleşmesi için, daha altta herhangi bir dalan okyanusal levhanın olmaması veya böylesi bir levhanın kopmuş olması gerekir. Bu bağlamda kuzeye, Kırşehir Bloku altına dalan İç Toros okyanusuna ait levhanın da Tersiyer döneminde kopmuş olması gerekmektedir.

Litosferik delaminasyon sırasında üst kabuk gerilme rejimi altına girer ve çok sayıda normal fay gelişir. Bu normal faylar boyunca alt kabuk kayaları çekirdek kompleksleri olarak yüzeyleyir. Niğde Masifi'nin düşük açılı bir sıyrılmaya fayı boyunca çekirdek kompleksi şeklinde yüzeyleyilmesi buna örnek olarak gösterilebilir.

Neotektonik dönemle birlikte sağ yanal Kuzey Anadolu ve sol yanal Doğu Anadolu Fay Zonları ile ayrılan Anadolu Bloku batıya doğru tektonik olarak kaçmaya başlamıştır. Kırşehir Bloku üzerinde bu süreçte çok sayıda doğrultu atımlı fay gelişmiştir. Bunlar Ecemiş Fayı, Tuzgölü Fayı ve Kızılırmak Fayıdır (Şekil 4.2 ). Faylarla birlikte Kırşehir

Bloku üzerinde, yoğun bir mağmatik etkinlikde başlamış ve bu mağmatik etkinlik 6.000 yıl öncesine kadar aralıklı olarak devam etmiştir. Üst Miyosen döneminde bazaltik-andezitik volkanizma meydana gelmiş, daha sonra bu bazik mağmatizma yerini asidik mağmatizmaya bırakmıştır. Erciyes, Melendiz, Hasan Dağı gibi volkanlar strato-volkan olarak evrimin son aşamasında oluşmuş (Pliyo-Kuvaterner) ve günümüzde de bu bölgenin önemli yükseltilerini oluşturmaktadırlar. Bu volkanik merkezlerden açığa çıkan tüfler geniş bir alana yayılmış ve inceleme alanını kaplayan peri bacalarını (Kapadokya) oluşturmuştur.

#### **4.1.1. Çalışma Alanının Stratigrafisi**

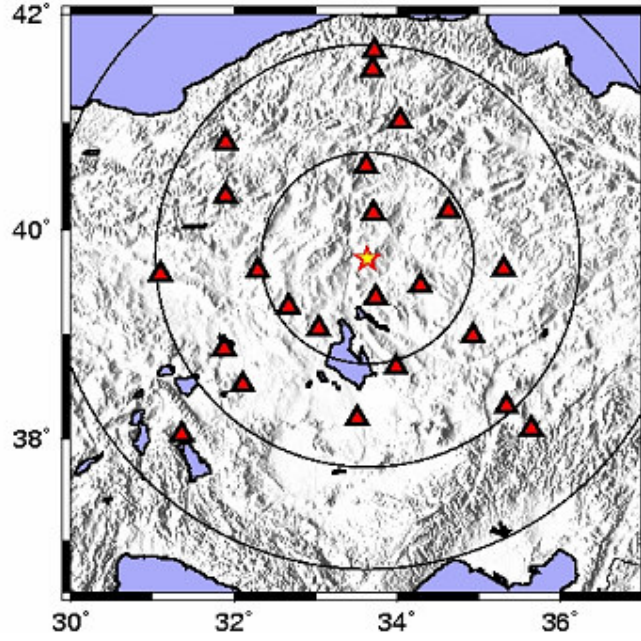
İnceleme alanı Orta Anadolu Kristalin Kompleksi'nin bir bölümünü temsil eden Kırşehir Masifi'nin orta kesiminde yer almaktadır. Metamorfik istif içinde yapısal olarak alttan üste doğru Gümüşler Formasyonu, Kaleboynu Formasyonu ve Aşıgediği Formasyonu olmak üzere üç alt birim tanımlanmıştır (Göncüoğlu, 1977). Gümüşler formasyonu mermer, amfibolit, kuvarsitik gnays ve kalksilikat-mermer arabant ve mercekleri içeren farklı mineral birleşimli gnayslardan oluşur (Göncüoğlu, 1977). Karbonat-kırıntılı ardalanmasından oluşan Kaleboynu Formasyonu karbonat bileşimli kayaların hakim olduğu Aşıgediği Formasyonu ile uyumlu olarak üzerlenir. Aşıgediği Formasyonu, masif mermerler, amfibol şistler ve amfibolit bantlı mermerlerden oluşmaktadır. Bu metamorfik istif ofiyolitik kaya topluluğu ile tektonik olarak üzerlenir ve Üçkapılı Granodiyoriti ile kesilirler (Göncüoğlu vd, 1991).



Birim uyumsuz olarak Yeşilöz Formasyonu (Göncüoğlu vd, 1993) tarafından örtülür. Yeşilöz Formasyonu altta metamorfik ve volkanik kökenli konglomeralarla başlar ve üste doğru kırıntılı ve karbonatlı kayalara geçer (Köksal, 1996). Alt-Orta Eosen yaşlı Mucur Formasyonu, Yeşilöz Formasyonu'nu açısız uyumsuzlukla örter ve temel birimleri üzerine transgresif olarak gelir. Formasyon konglomera ile başlar resifal karakterli kireçtaşlarına geçer. Daha üstte derin denizel özellikli filiş istifli bulunur ve sığ denizel-gösel özellikte kireçtaşları ile tamamlanır (Göncüoğlu ve diğerleri, 1993). Çalışma alanında Paleojen birimlerin açısız uyumsuzlukla örten kırıntılı ve volkanoklastik birimler Kızılırmak grubu adı altında toplanmış ve Üst Miyosen-Pliyosen olarak yaşlandırılmıştır (Göncüoğlu ve diğerleri, 1993). İncelenen alanda Kızılırmak grubuna ait birimlerden sadece Ürgüp ve Asarcık formasyonları (Pasquare, 1968; Göncüoğlu ve diğerleri, 1993; Toprak, 1993) yüzeylenmektedir. Ürgüp Formasyonu kumtaşı ve çamurtaşı içeren tüflü akarsu-göl çökelleri ile ardalanmış çok sayıda piroklastik seviyeden oluşur. Asarcık Formasyonu gösel ve akarsu ortamını temsil eder (Köksal, 1996). Birim Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Ürgüp Formasyonu'nun eşleniği olarak kabul edilmektedir (Göncüoğlu ve diğ, 1993). Tüm birimler kuvaterner alüvyonlarla örtülür.

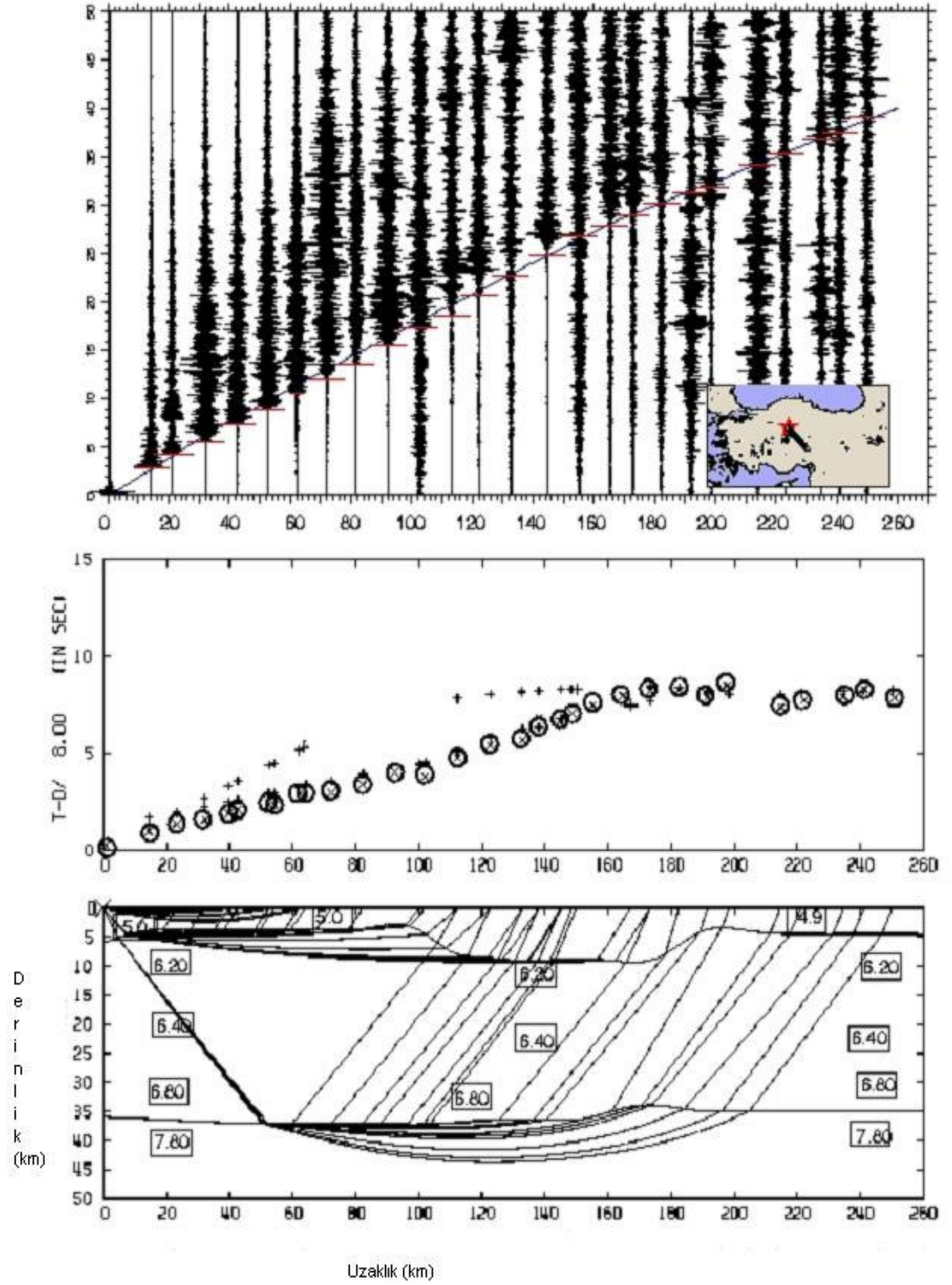
#### **4.2. ÇALIŞMA ALANININ KABUK YAPISI**

Bu çalışmada modellemenin yapılabilmesi için kabuğun alt sınırının bilinmesi gerekmektedir. Kabuk derinliğini belirlemek amacıyla bölgede Toksöz ve diğerleri tarafından 2004 yılında yapılmış olan çalışmada, Orta Anadolu'da Keskin yakınlarında 14 adet 80m derinlikte yapılmış olan atış ve bu bölge içersinde 300 km'lik alan içersine yerleştirilmiş 90 adet sismik istasyon kullanarak (şekil 4.5) Türkiye ve Ortadoğu çevresinde seyahat zamanlarını ve sismik dalga yayılımı karakteristiğini incelenmiştir.



Şekil 4.5: Çalışmada yer alan istasyon dağılımı (Toksöz vd, 2004).

Çalışma da varış zamanları analiz edilerek profil boyunca atışların altında detaylı kabuk modeli ortaya çıkarılmıştır. Modele göre 35km'lik kabuk kalınlığı 5km/s ve 6km/s 'lik hızlarla temsil edilen iki tabaka ile gösterilmiştir (Şekil 4.6). Pn dalga hız ise 7.8km/s olarak bulunmuştur. Kabuk kalınlığının kuzeye doğru yani profillerin KAF'ı kestiği bölgeye doğru azaldığı görülmüş , batıya doğru ise hızda küçük bir artış olsa bile kabuk kalınlığında bir değişim görülmemiştir (Toksöz vd, 2004).



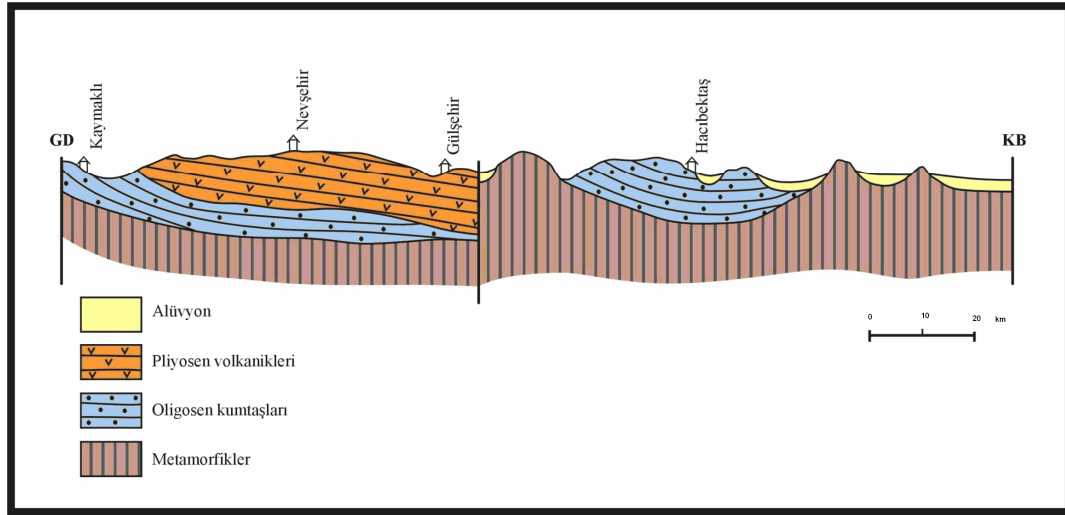
Şekil 4.6: Çalışma alanının kabuk modeli (Toksöz vd, 2004).



## 5. ARAZİ VE LABORATUVAR ÇALIŞMALARI

MTA tarafından 2006 yılında basılan Türkiye ısı Akısı Haritası incelendiğinde Orta Anadolu'da Nevşehir ve Kırşehir arasında bir profil boyunca yüksek ısı akısı gösteren iki kapanıma rastlanmıştır. Yüzeydeki bu yüksek ısı akısı değerlerinin kıtasal kabuktaki karşılıkları merak edilmiş ve bölgenin derine doğru ısı yapısını belirlemek amacıyla 2 boyutlu ısı modelleme çalışmalarına başlanılmıştır.

Kırşehir Nevşehir arasında bir hat boyunca kıtasal kabuğun ısı yapısını belirlemek amacıyla yapılan çalışma kapsamında kullanılmak üzere, kayaların ısı iletim katsayılarını ölçebilmek için derine doğru bölgeyi temsil edebilecek kayalardan (şekil 5.1) el numuneleri alınmış ve daha sonra bu numunelerden karotlar alınarak ısı iletim katsayısı ölçümleri yapılmıştır. Araziden alınan kayaç örnekleri arasında mermerler, karasal kırıntılılar, piroklastikler, kireç taşları, bazaltlar ve tüf bulunmaktadır.

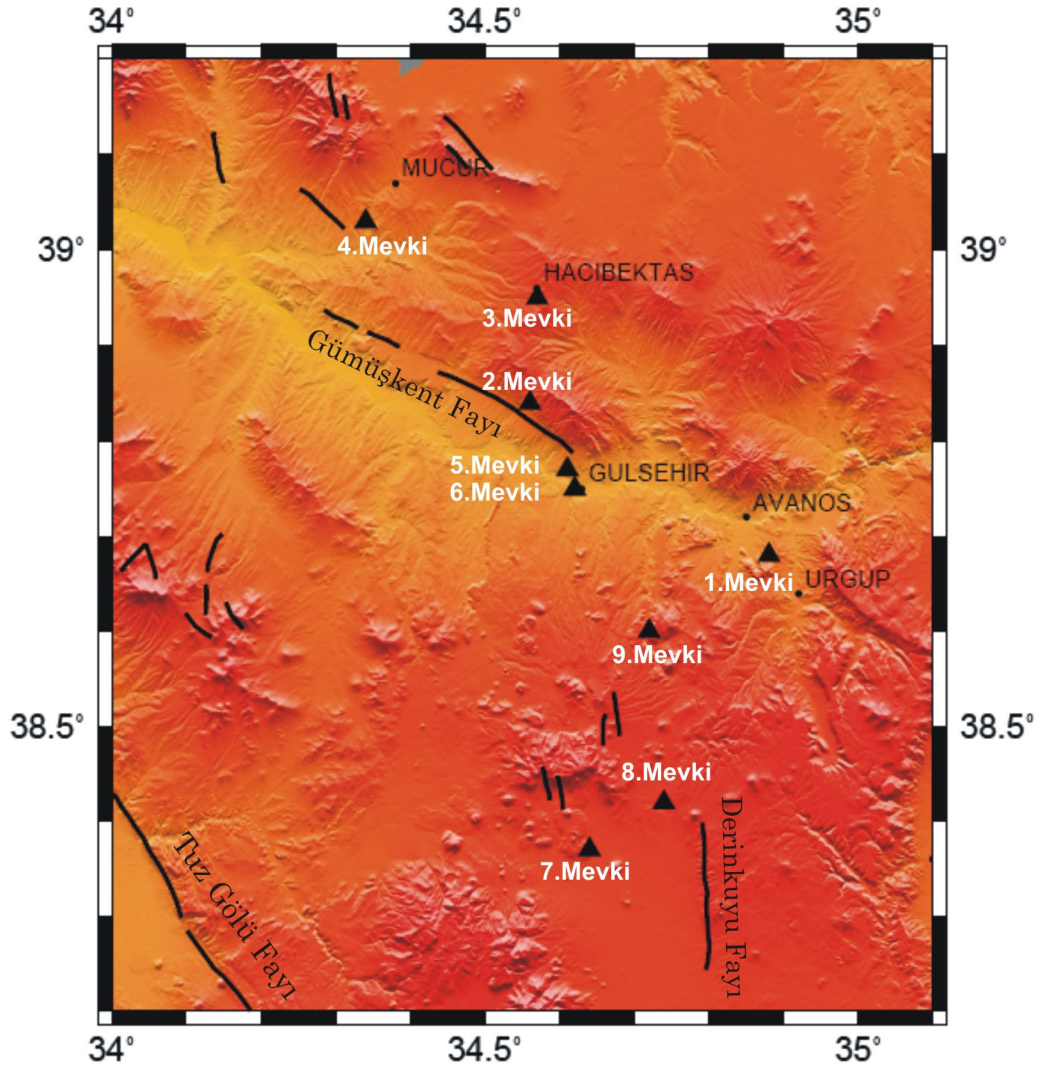


**Şekil 5.1:** Çalışma alanının enine kesiti.

Çalışma alanı kapsamında ısı iletim katsayılarını belirlemek amacıyla NK olarak adlandırılan, toplam 9 mevkiden 20 el numunesi alınmıştır (Şekil 5.2). Alınan numunelerden İ.Ü. Jeofizik Mühendisliği Paleomağnetizma Taş Kesme

Laboratuvarında, çapı 3cm ve boyu 6cm olacak şekilde silindirik karotlar alınarak, örnekler ölçüme hazır hale getirilmiştir.

Elde edilen örneklerin İ.Ü. Makine Mühendisliğinde ölçümleri yapılmıştır.



Şekil 5.2: Mevki yerleri.

Şekilde görülen mevki yerlerinden ısı iletim katsayılarını ölçmek amacıyla el numuneleri alınarak laboratuvarında ölçümleri yapılmıştır.

Arazi alışmaları sırasında enine kesit göz önünde bulundurularak, bölgeyi temsil edecek türde her birimden numuneler alınmaya çalışılmıştır. İlk mevki, Ürgüp'ten Avanos'a doğru giderken 6. ve 7. km'ler arasında yer almaktadır (şekil 5.3).



**şekil 5.3:** Birinci mevki.

Bu mevkiden 3 asidik tf rneği alınmıştır. İkinci mevki Gülşehir – Hacıbektaş arasında kalmaktadır (şekil 5.4). Bu mevkiden iki amfibolit, bir gnays ve biri iri kristalli olmak üzere iki mermer rneği alınmıştır. şekil 5.5 'de bu mevkiden alınan gnays, şekil 5.6'da mermer ve şekil 5.7'de amfibolit numunesi görülmektedir.



**Şekil 5.4:** İkinci Mevki.



**Şekil 5.5:** İkinci Mevkiye ait gnays numunesi.



**Şekil 5.6:** İkinci Mevkiye ait mermer numunesi.



**Şekil 5.7:** İkinci Mevkiye ait amfibolit numunesi.

Üçüncü mevki Hacı Bektaşda yer almaktadır. Bu mevkiden iki adet kırmızı kumtaşı örneği alınmıştır. Dördüncü mevki Kırşehir il sınırının yakınlarında yer almaktadır. Bu

mevkiden bir adet mermer örneği alınmıştır (şekil 5.8). Beşinci mevki Hacı Bektaş – Nevşehir yolu arasında, kızılırmak yanında yer almaktadır (şekil 5.9). Bu mevkiden kırıntılı – apraz tabakalı kumtaşı – amur taşı ve tf örnekleri alınmıştır. şekil 5.10’da bu mevkiden alınan kumtaşı numunesi görülmektedir.



**şekil 5.8:** Dördüncü mevkiye ait mermer numunesi.



**Şekil 5.9:** Beşinci Mevki.



**Şekil 5.10:** Beşinci Mevkiden alınan kumtaşı numunesi.

Altıncı mevki hava alanı yolu üzerinde yer almaktadır (Şekil 5.11). Bu mevkiden alınan bazalt ve gözenekli bazalt numuneleri Şekil 5.12 ve 5.13’de görülmektedir. Yedinci mevkinin bulunduğu alan bir taş ocağıdır (Şekil 5.14). Bu alandan bazalt örnekleri alınmıştır. Sekizinci mevki Derinkuyu yakınlarındadır. Bu mevkiden tuf örnekleri alınmıştır (Şekil 5.15). Dokuzuncu ve son mevki, il merkezi yakınlarındadır (Şekil 5.16). Bu alandan tuf örnekleri alınmıştır.



**Şekil 5.11:** Altıncı Mevki.





**Şekil 5.12:** Altıncı Mevkiden alınan gözenekli bazalt numunesi.



**Şekil 5.13:** Altıncı Mevkiden alınan bazalt numunesi.



**Şekil 5.14:** Yedinci Mevki.



**Şekil 5.15:** Yedinci Mevkiden alınan bazalt numunesi .



**Şekil 5.16:** Dokuzuncu mevki.

Şekil 5.17 ve Şekil 5.18’da çalışma alanının bir bölümü görülmektedir.



**Şekil 5.17:** Çalışma alanından görünüm.

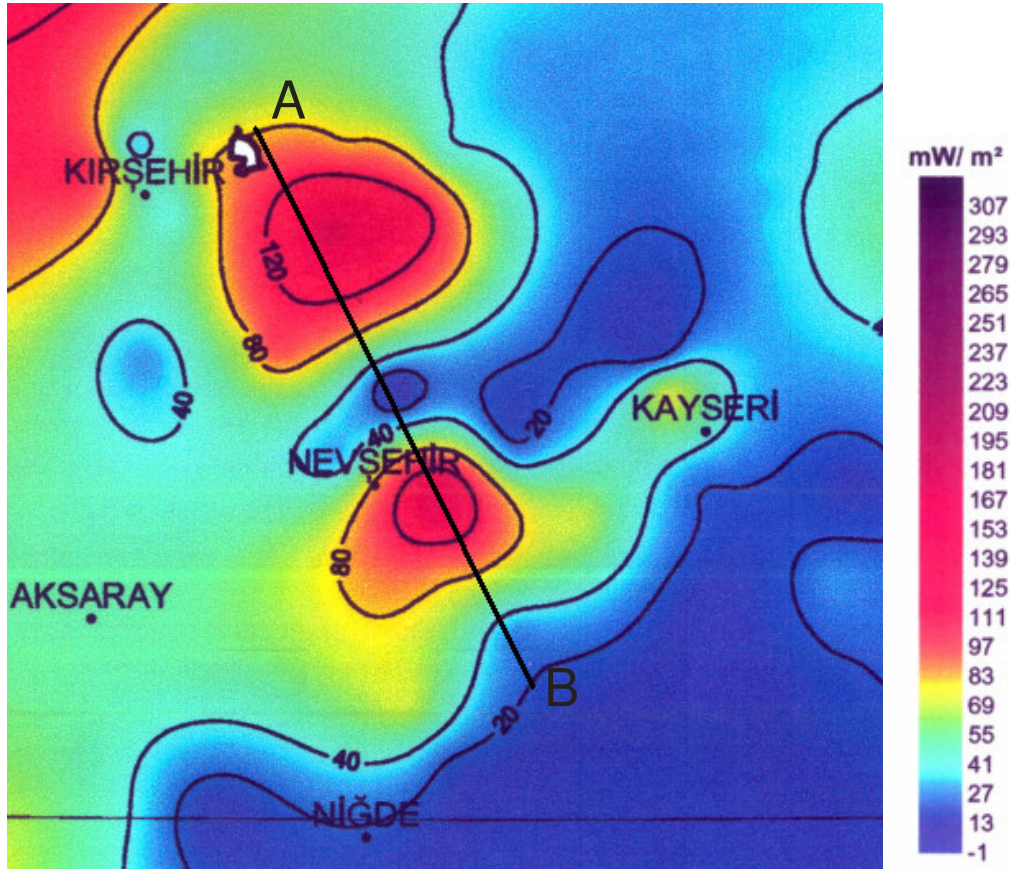


**Şekil 5.18:** Çalışma alanından görünüm.



Bölgeye ait ısı modelini elde edebilmek için Thermod8 ısı modelleme programına giriş verisi olarak tanımlanması gereken parametreler, modelin ne kadar derinde ve hangi uzunlukta hesaplanacağını tanımlayan sıra ve sütun sayıları, ısı iletkenlik katsayısı, ısı difusivite, kabuktaki ısı üretimi ve başlangıç sıcaklıkları değerleridir.

Isı modelini kabuk manto sınırına kadar oluşturabilmek amacıyla, bölgede kabuk kalınlığının 35 km civarında olduğu bilindiğinden (Toksöz vd, 2004) modelde sıra sayısı 36 olarak seçilmiştir. Bölgedeki ısı akısı değişimi göz önüne bulundurulduğuna hattın 8 kolan ile optimum düzeyde temsil edilebileceği düşüncesiyle, kolon sayısı 8 olarak seçilmiştir. Şekil 6.2’de görülen AB profili üzerinden 20 km aralıklarla ısı akısı değerleri okunmuştur.



Şekil 6.2: Çalışma alanının profili (MTA, 2006’ dan değiştirilerek alınmıştır.)

Model programı başlangıç sıcaklıklarını iki farklı yaklaşımla (England ve Tompson 1984) ve (Thorcotte ve Shubert 1982) bir boyutlu sıcaklık değişimini hesaplamakta ve daha sonra bu sıcaklık bilgisini iki boyutlu modelleme için giriş verisi olarak kullanmaktadır. Ancak ortalama hava sıcaklığı olarak girilen 11°C ye göre hesaplanan sıcaklıklar oldukça düşük kalmakta ve bölgenin yüksek ısı akısı değişimini yansıtmamaktadır. Bu durumu ortadan kaldırabilmek amacıyla sekiz ayrı sütun için bir boyutlu sıcaklık değişimi hesaplandı. Bu bir boyutlu sıcaklık-derinlik değişimi verileri Tablo 6.1’de verilmiştir.

**Tablo 6.1:** Derine doğru sıcaklık değişimlerini veren program sonuçları.

	1.Sütun 0 km	2.Sütun 20 km	3.Sütun 40 km	4.Sütun 60 km	5.Sütun 80 km	6.Sütun 100 km	7.Sütun 120 km	8.Sütun 140 km
Derinlik(km)	80 mW/m2	120 mW/m2	110 mW/m2	20 mW/m2	120 mW/m2	80 mW/m2	30 mW/m2	20 mW/m2
0	11	11	11	11	11	11	11	11
1	3,710,667	50,44	4,710,667	1,710,667	50,44	3,710,667	20,44	1,877,333
2	6,209,333	88,76	8,209,333	2,209,333	88,76	6,209,333	28,76	2,542,667
3	85,96	125,96	115,96	25,96	125,96	85,96	35,96	30,96
4	1,087,067	162,04	1,487,067	2,870,667	162,04	1,087,067	42,04	3,537,333
5	1,303,333	197	1,803,333	3,033,333	197	1,303,333	47	3,866,667
6	150,84	230,84	210,84	30,84	230,84	150,84	50,84	40,84
7	1,702,267	263,56	2,402,267	3,022,667	263,56	1,702,267	53,56	4,189,333
8	1,884,933	295,16	2,684,933	2,849,333	295,16	1,884,933	55,16	4,182,667
9	205,64	325,64	295,64	25,64	325,64	205,64	55,64	
10	2,216,667	355	3,216,667	2,166,667	355	2,216,667	55	3,833,333
11	3,261,923	4,954,231	4,531,154	7,234,615	4,954,231	3,261,923	1,146,538	93,5
12	3,525,385	5,371,538	491	7,561,538	5,371,538	3,525,385	1,217,692	9,869,231
13	378,5	578,5	528,5	78,5	578,5	378,5	128,5	103,5
14	4,040,769	6,194,615	5,656,154	81	6,194,615	4,040,769	1,348,462	1,079,231
15	4,292,692	6,600,385	6,023,462	8,311,538	6,600,385	4,292,692	1,408,077	1,119,615
16	4,540,769	7,002,308	6,386,923	8,484,615	7,002,308	4,540,769	1,463,846	1,156,154
17	478,5	7,400,385	6,746,538	8,619,231	7,400,385	478,5	1,515,769	1,188,846
18	5,025,385	7,794,615	7,102,308	8,715,385	7,794,615	5,025,385	1,563,846	1,217,692
19	5,261,923	818,5	7,454,231	8,773,077	818,5	5,261,923	1,608,077	1,242,692
20	5,494,615	8,571,538	7,802,308	8,792,308	8,571,538	5,494,615	1,648,462	1,263,846
21	6,744,091	1,056,227	9,607,727	1,016,818	1,056,227	6,744,091	1,971,364	1,494,091
22	701	1101	1001	101	1101	701	201	151
23	7,271,364	1,145,318	1,040,773	9,986,364	1,145,318	7,271,364	2,044,091	1,521,364
24	7,528,182	1,189,182	1,080,091	9,827,273	1,189,182	7,528,182	2,073,636	1,528,182
25	7,780,455	1,232,591	1,118,955	9,622,727	1,232,591	7,780,455	2,098,636	1,530,455
26	8,028,182	1,275,545	1,157,364	9,372,727	1,275,545	8,028,182	2,119,091	1,528,182
27	8,271,364	1,318,045	1,195,318	9,077,273	1,318,045	8,271,364	213,5	1,521,364
28	851	1,360,091	1,232,818	8,736,364	1,360,091	851	2,146,364	151
29	8,744,091	1,401,682	1,269,864	83,5	1,401,682	8,744,091	2,153,182	1,494,091
30	8,973,636	1,442,818	1,306,455	7,918,182	1,442,818	8,973,636	2,155,455	1,473,636
31	9,198,636	1483,5	1,342,591	7,440,909	1483,5	9,198,636	2,153,182	1,448,636
32	9,419,091	1,523,727	1,378,273	6,918,182	1,523,727	9,419,091	2,146,364	1,419,091
33	963,5	1563,5	1413,5	63,5	1563,5	963,5	213,5	138,5
34	9,846,364	1,602,818	1,448,273	5,736,364	1,602,818	9,846,364	2,119,091	1,346,364
35	1,005,318	1,641,682	1,482,591	5,077,273	1,641,682	1,005,318	2,098,636	1,303,182

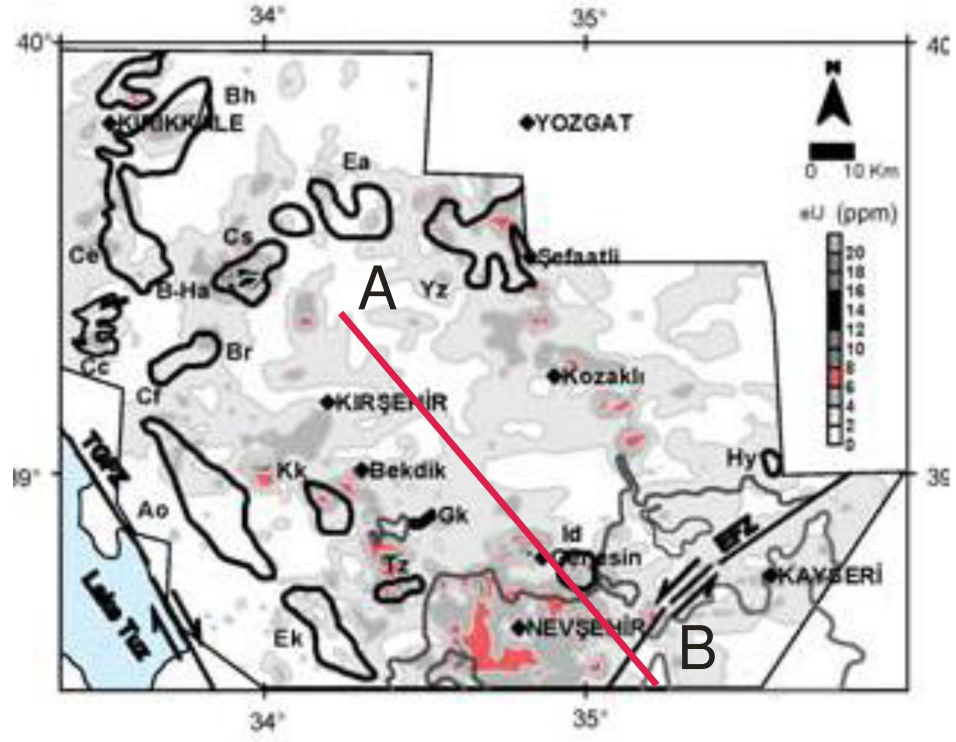


Manto ısı akısının  $20 \text{ mW/m}^2$  olarak alınması 10 km derindeki sıcaklığı yaklaşık olarak  $20^\circ\text{C}$  azaltmaktadır. Isıl difüzyon katsayısının 0.01 alınması derine doğru sıcaklıklarda hemen hemen hiç değişiklik yaratmamıştır. Isı iletkenlik katsayısının 0.004 'e düşürülmesi 10km derinde sıcaklığın yaklaşık  $20^\circ\text{C}$  düşmesine yol açmıştır. Isı üretiminin  $2\text{E}^{-13}$  alınması yine 10 km derinde yaklaşık  $20^\circ\text{C}$  sıcaklık düşüşüne yol açmıştır.

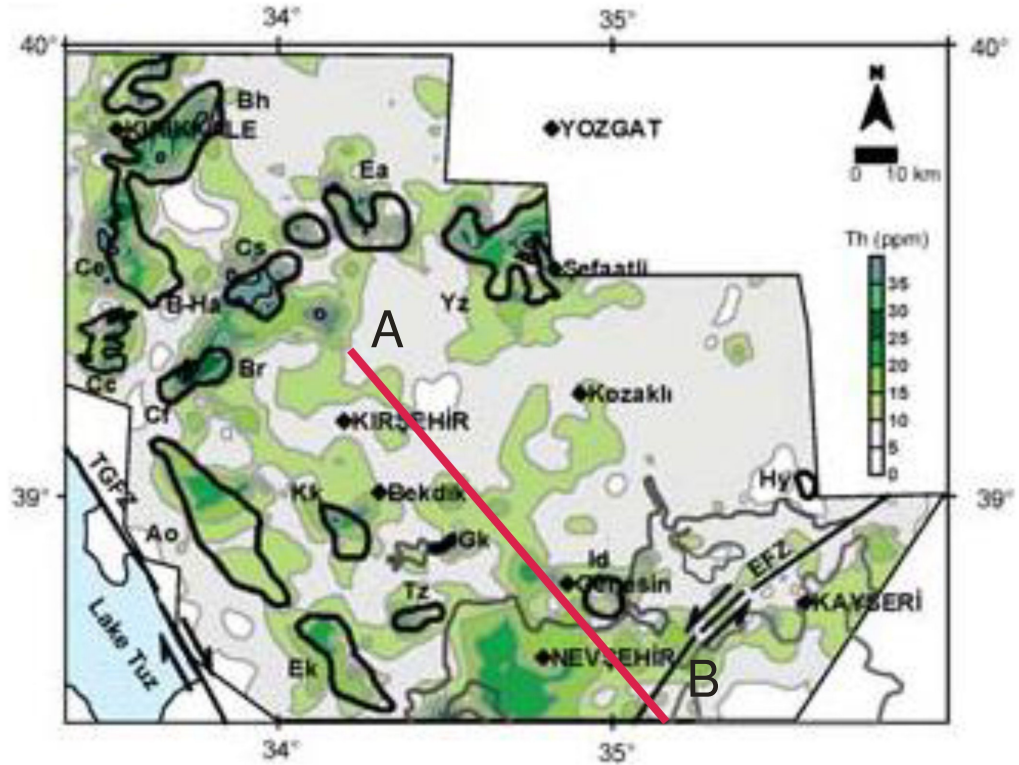
Çalışma alanında radyojenik ısı üretiminin ısı akısına etkisini hesaplamak amacıyla radyojenik ısı hesapları yapıldı (Tablo 6.2). Bunun için bölgedeki uranyum (Şekil 6.3), toryum (Şekil 6.4) ve potasyum (Şekil 6.5) miktarlarını veren İbrahim Aydın'a ait çalışmalardan yararlanıldı (Aydın vd, 2005). Uranyum, Toryum ve Potasyum haritaları üzerinde görülen AB profili boyunca değerler okunarak hesaplamalar yapıldı.

**Tablo 6.2:** Çalışma alanında 8 profil boyunca yüzey radyojenik ısı değerleri.

q	U	Th	K	A
80	2	15	1	1.64484
120	4	13	1.2	2.039472
110	3	10	2.5	1.69722
20	4	10	2	1.90728
120	7	14	2.5	3.00186
80	4	16	1.5	2.27502
30	6	12	1	2.46564
20	2	8	0.5	1.11402

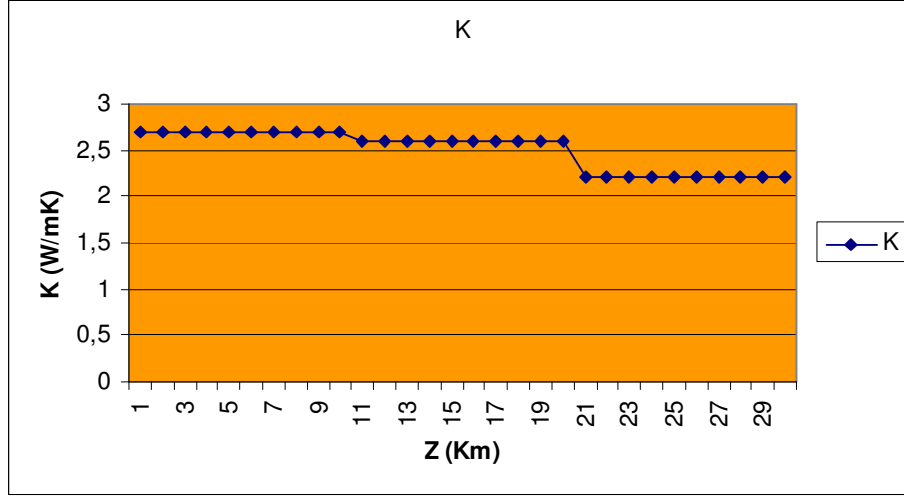


Şekil 6.3 : Çalışma alanına ait Uranyum miktarı haritası (Aydın vd, 2005).

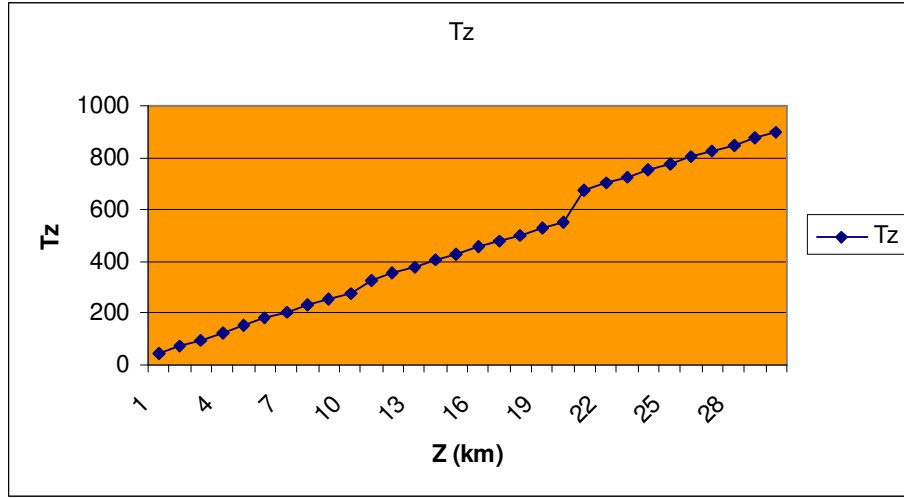


Şekil 6.4 : Çalışma alanına ait Toryum miktarı haritası (Aydın vd, 2005).

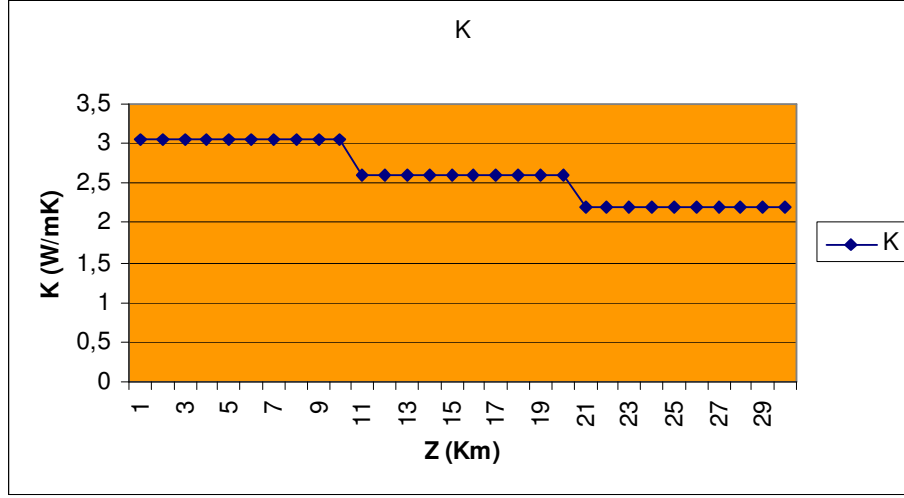




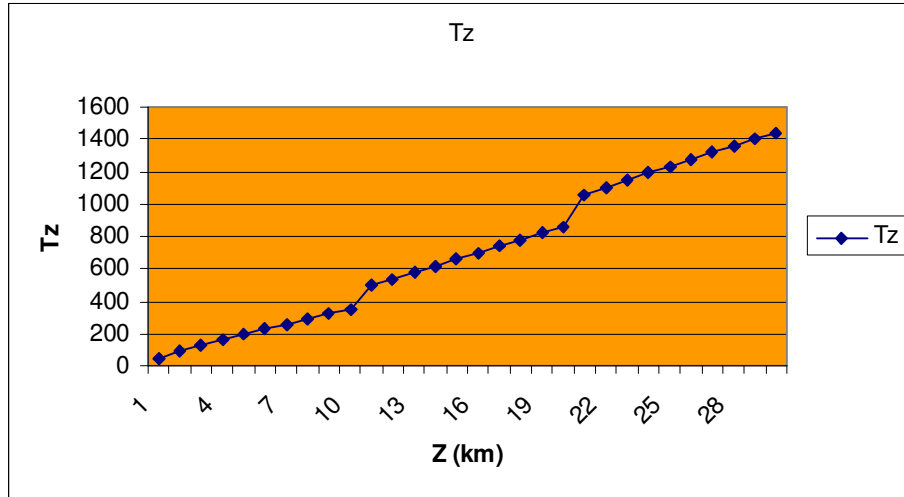
Şekil 6.6: 80 mW/m<sup>2</sup> profili boyunca ısı iletim katsayısının değişim grafiği.



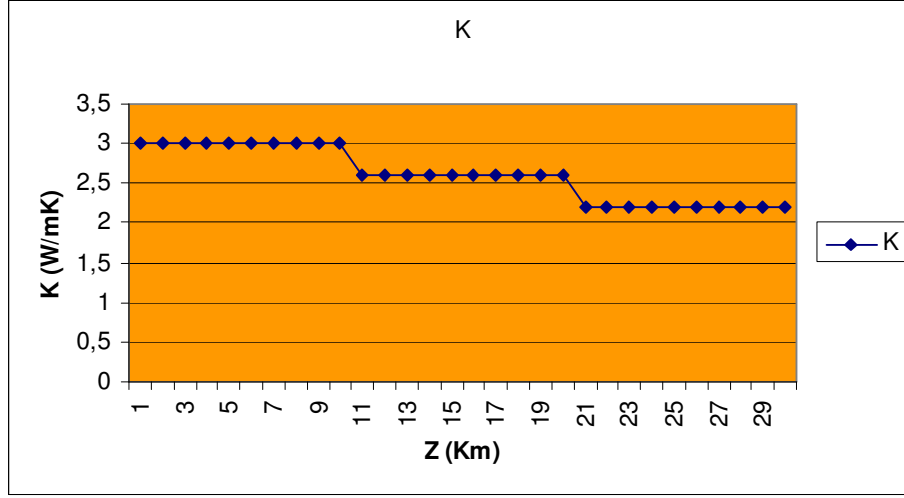
Şekil 6.7: 80 mW/m<sup>2</sup> profili boyunca jeoterm grafiği.



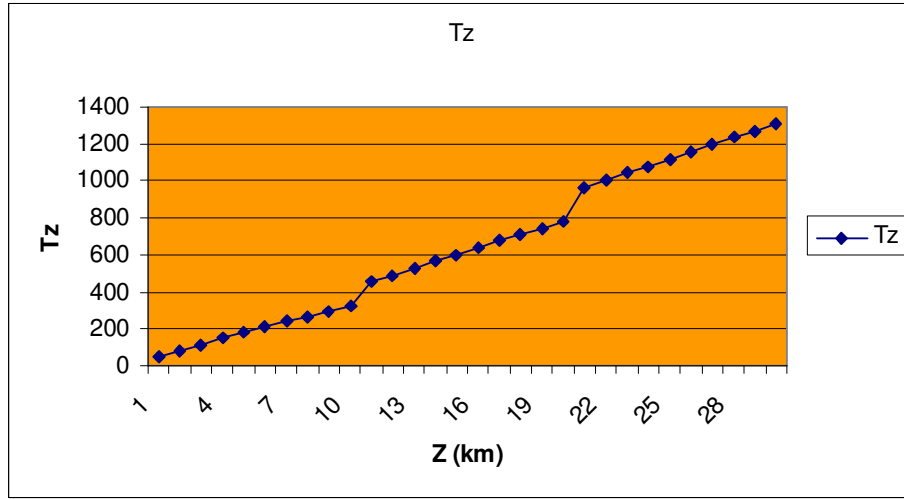
Şekil 6.8: 120 mW/m<sup>2</sup> profili boyunca ısı iletim katsayısının değişim grafiği.



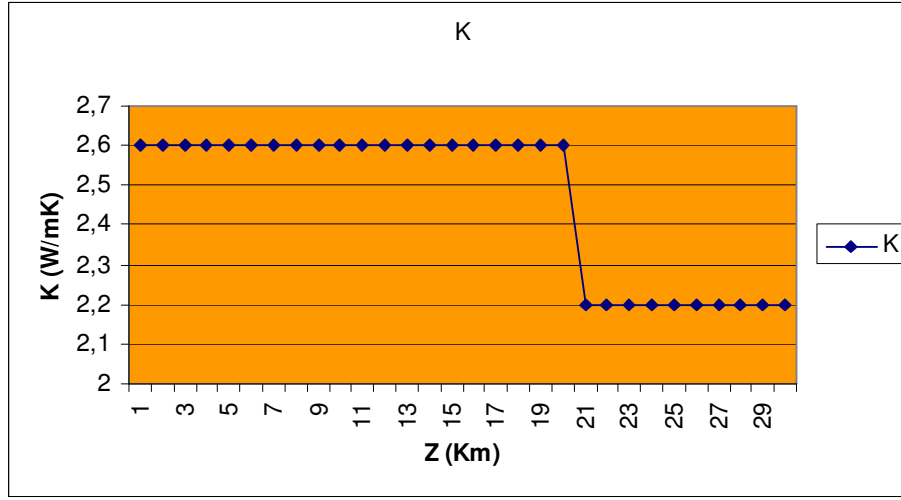
Şekil 6.9: 120 mW/m<sup>2</sup> profili boyunca jeoterm grafiği.



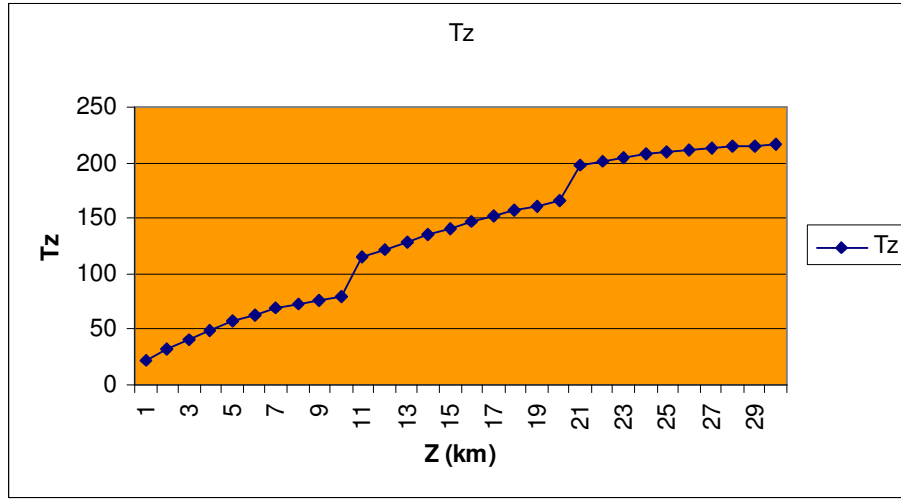
Şekil 6.10: 110 mW/m<sup>2</sup> profili boyunca ısı iletim katsayısının değişim grafiği.



Şekil 6.11: 110 mW/m<sup>2</sup> profili boyunca jeoterm grafiği.



Şekil 6.12: 30 mW/m<sup>2</sup> profili boyunca ısı iletim katsayısının değişim grafiği.



Şekil 6.13: 30 mW/m<sup>2</sup> profili boyunca jeoterm grafiği.

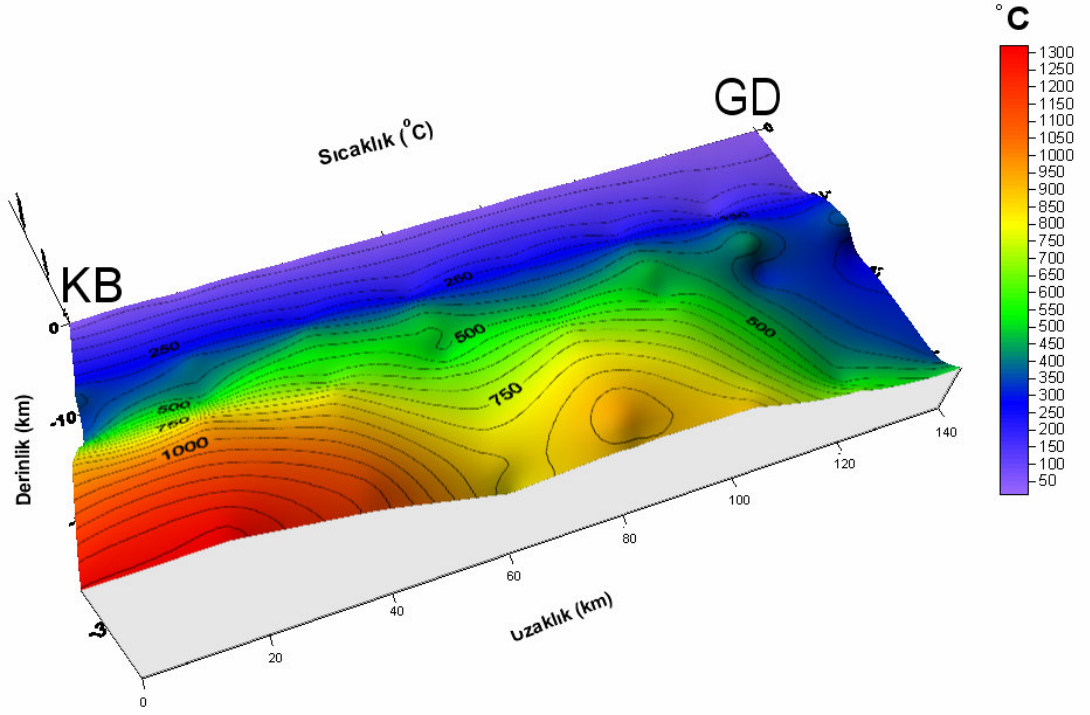
Çalışma bölgesine ait hesaplanan bu bulgular kullanılarak, çalışma bölgesi boyunca kıtasal kabuğun ısıl yapısı modellenmiş ve bölgenin jeolojik ve tektonik yapısına dair yorumlara gidilmiştir.

## 7. TARTIŞMA VE SONUÇ

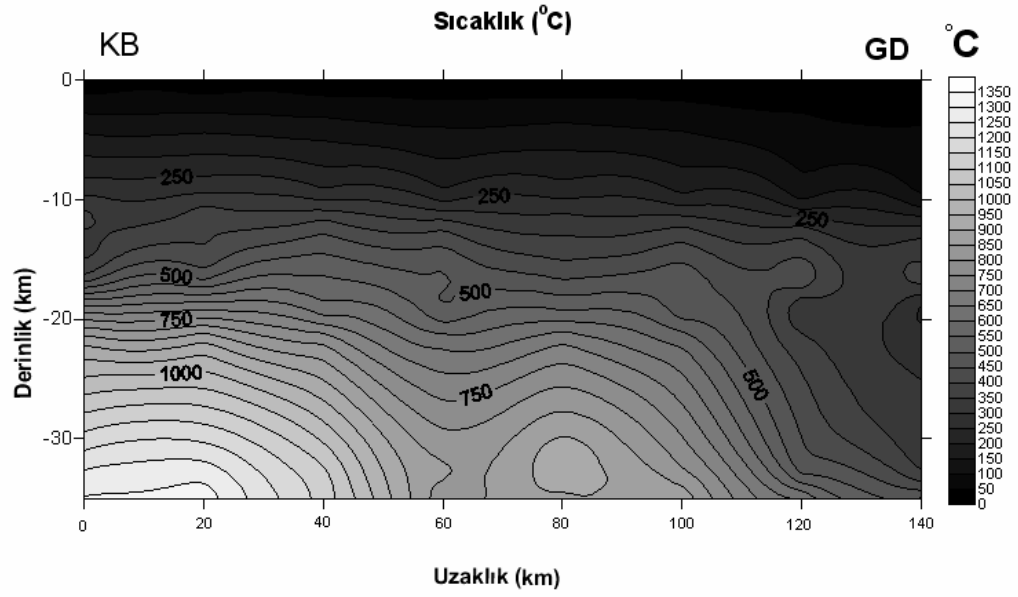
Alp-Himalaya orojenik kuşağının bir parçası olan Türkiye, farklı metamorfizma ve deformasyon tarihçelerine sahip kıtasal bloklardan ve bu blokları birbirinden ayıran, eski okyanus kabuğu ve mantosunu temsil eden ofiyolitik kenet kuşaklarından oluşmaktadır. Kırşehir Bloku kuzeyden İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı, güneyden de İç Toros Kenedi ile sınırlanır. Bölgenin geçirmiş olduğu bu karmaşık evrim onun ısıl özelliklerine de yansımış olup, Orta Anadolu'da ısı akısı çok yüksek ve çok düşük olan bölgelerin çok yakın bölgelerde yanyana bulunmasına yol açmıştır. Bu açıdan bakıldığında Kırşehir ve Nevşehir il sınırları içerisinde geçen çalışma bölgesi ısı akısı anomalisi gösteren ilginç bir bölgeyi temsil etmektedir.

Kırşehir ve Nevşehir arasında kalan yaklaşık olarak 70 km lik bir hat boyunca 2 boyutlu ısı modeli Şekil 7.1'de ve kontur grafiği şekil 7.2'de verilmiştir. Model bölgenin kabuk yapısı dikkate alınarak, derinlik profili 35 km ye kadar alınmıştır. Yüzeide gözlenen ısı akısı değerlerine bağlı olarak 35 km olarak kabul edilen kabuk manto sınırında sıcaklık değerlerinin 1250 °C derece gibi yüksek değerler aldığı modelin alt kısmını temsil eden düşük ısı akısı gösteren bölgede ise yaklaşık 400 °C sıcaklık değeri hesaplandığı görülür. Başlangıç modelinde daha düşük olduğu gözlenen ara değerlerde ise sonlu farklar yaklaşımı ile komşu değerlerin etkisiyle daha yüksek sıcaklık değerleri verdiği modelden gözlenmiştir.



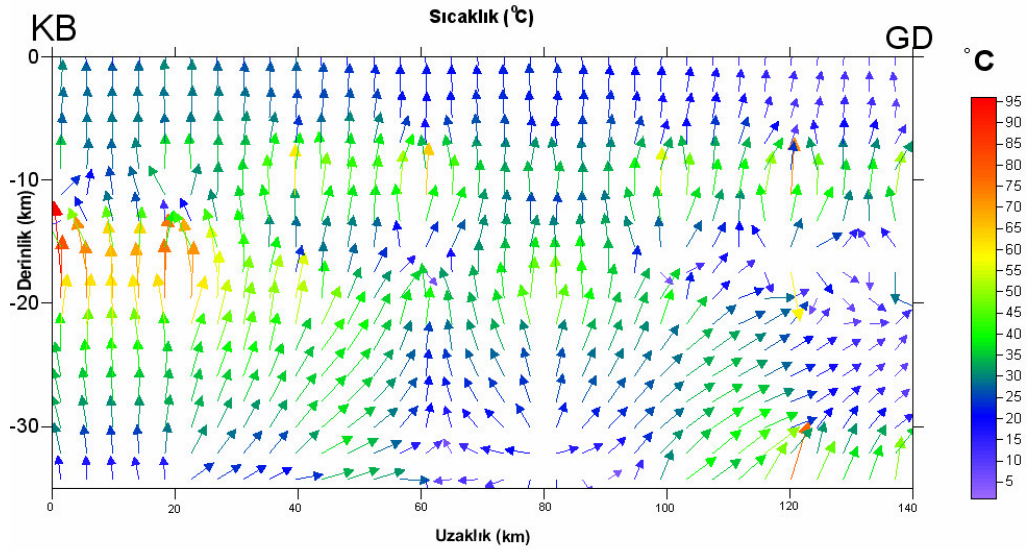


Şekil 7.1: Çalışma alanında kabuğun 2 boyutlu ısıl yapısı.



Şekil 7.2: Çalışma alanına ait değerlerin kontur grafiği.

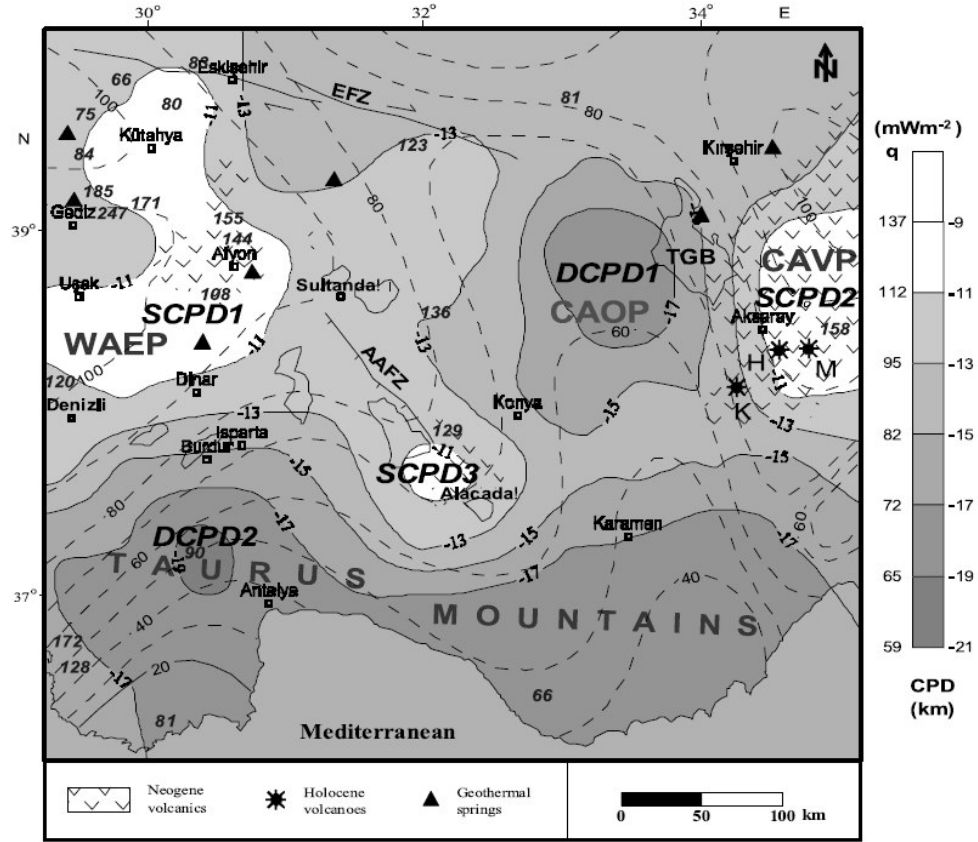
Bölgede yapılan sismik kırılma çalışması (Toksöz vd, 2004) üst kabuk sınırının bölge için yaklaşık olarak 10 km derinde olduğunu ve fay hatları boyunca üst kabuk sınırının sığlaşma gösterdiğini ortaya koymuştur. Bu sınırdaki sıcaklıklar 350-400 C civarındadır. Orta kabuk - alt kabuk sınırının sismik kayıtlarda görülmemesi, 10 km'den kabuk - manto sınırına kadar (yaklaşık 35km) kayaçların aynı fiziksel özellikler sahip olduğunu düşündürmektedir. Güneye doğru gidildikçe kabuk manto sınırında da bir sığlaşma dikkati çekmektedir. Elde edilen ısı modelinde güneydeki bölgelerde kabuk manto sınırındaki sıcaklıkların düşük olması bu sığlaşma ile uyum içerisindedir. Kabuk içerisinde ısı dağılımı gösteren vektörler (Şekil 7.3) ısının geçişini göstermektedir.



**Şekil 7.3:** Kabuk içerisinde ısı yayılımı vektörleri.

Yaklaşık 13 milyon yıl önce Arap plakasının Anadolu plakasına bindirmesi ile Bitlis-Zagros bindirme kuşağı, Kuzey Anadolu Kırığı ve Doğu Anadolu Kırığı etkinliğinin başladığı bilinmektedir. Bu sistemin etkisini yoğun olarak çalışma bölgesinde de görmekteyiz. Bölgede yapılan paleomagnetizma çalışmaları (Büyüksaraç, 2002) Bu dönem boyunca bölgede yaşanan tektonik olayları analiz etmektedir. Bu sürecin başlamasıyla saatin tersi yönünde 25° -30° ye varan dönme hareketinin olduğu ortaya konmuştur. Yaklaşık olarak 5 milyon yıl öncesi döneme gelindiğinde bu yöndeki dönme

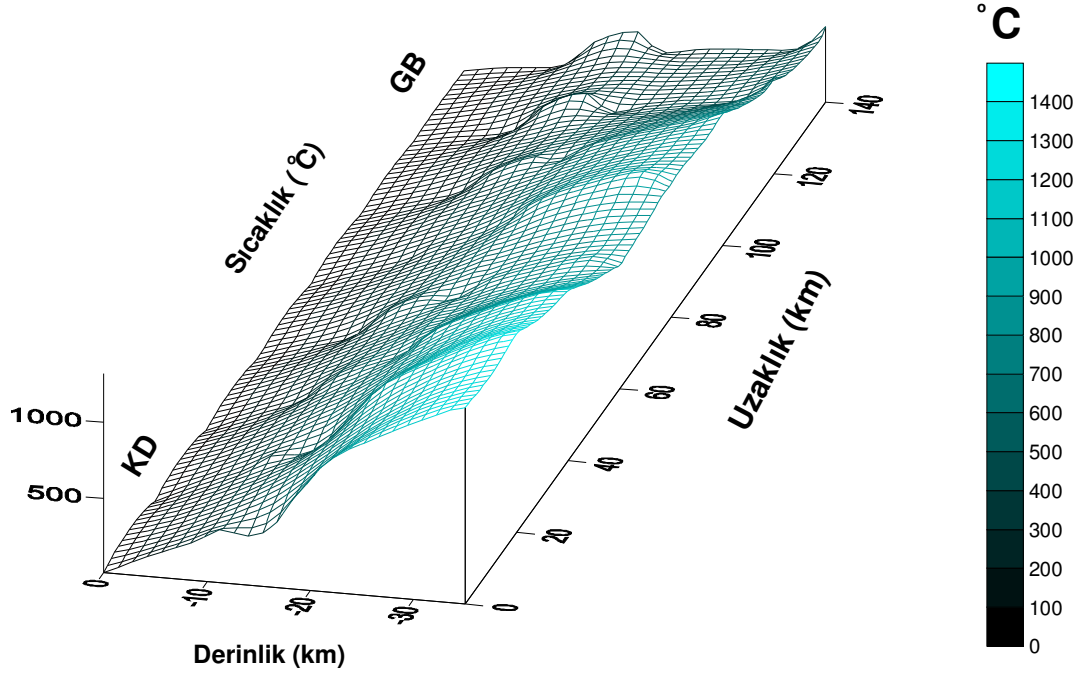
etkinliğini yitirmiş ve Anadolu plakasındaki kırık sistemlerinin etkisiyle, özellikle Anadolu plakasının batıya doğru olan hareketi nedeniyle, saat yönünde dönme sürecine geçilmiştir. 5 milyon yıldan günümüze gelinceye kadar olan dönemde  $12^{\circ}$  - $15^{\circ}$ 'lik saat yönünde dönme gerçekleşerek, günümüzdeki konuma ulaşılmıştır. Özellikle Kapadokya Bölgesi'nde volkanik etkinliğin yoğun yaşandığı son bir milyon yıllık dönemde etkin bir tektonik hareketin varlığından söz edilemez. Paleomanyetik çalışmalardan elde edilen sonuçlar, bu dönemdeki konumun, günümüzdeki konum ile aynı olduğu yönündedir. Ayrıca Kapadokya bölgesinde aktif volkanizmanın nedeni olarak kabuğun üst katmanlarına sokulum yapan magmatik bir kütleinin varlığından sözedilmiştir. Kapadokya Bölgesi'nde magnetik anomaliye sebep olan yapının üst derinliği 5,17 km, taban derinliği 13,7 km'dir. Bu bulgu yaklaşık olarak 14 km derinde kayaların hala mıknatıslanma özelliklerini kaybetmediği yani sıcaklıkların  $580^{\circ}\text{C}$  nin üzerinde sıcaklıkta olmadıklarını ortaya koymaktadır. Bu durum, kabuk sıcaklık modelinde 14 km derindeki sıcaklıkların yaklaşık olarak  $400-450^{\circ}\text{C}$  de olması ile uyum içerisindedir. Ancak sığ Curie nokta derinlikleri haritası (Dolmaz vd, 2005) yaklaşık olarak 9-11 km ile bölgede göreceli olarak magnetik kütle açısından sığlaşmayı ortaya koymaktadır (Şekil 7.4).



Şekil 7.4: Curie nokta derinlikleri haritası (Dolmaz vd, 2005).

Kesikli çizgilerle gösterilen ısı akısı konturları Tezcan ve Turgay 1989'dan, italik sayılarla gösterilen ısı akısı değerleri ise silika jeotermometresi ile yapılan (İlkışık 1997) çalışmadan alınmıştır. AAFZ:Afyon-Eskişehir Fay Zonu, EFZ:Eskişehir Fay Zonu, TGB:Tuz Gölü Baseni, WAEP:Batı Anadolu Açılma Bölgesi, CAVP:Orta Anadolu Volkanik Bölgesi, CAOP:Orta Anadolu Ova Bölgesi, K:Karacadağ, H:Hasandağı,M:Melendiz volkanlarını, SCPD:Sığ Curie Nokta Derinliğini, DCPD: Derin Curie Nokta derinliğini göstermektedir.

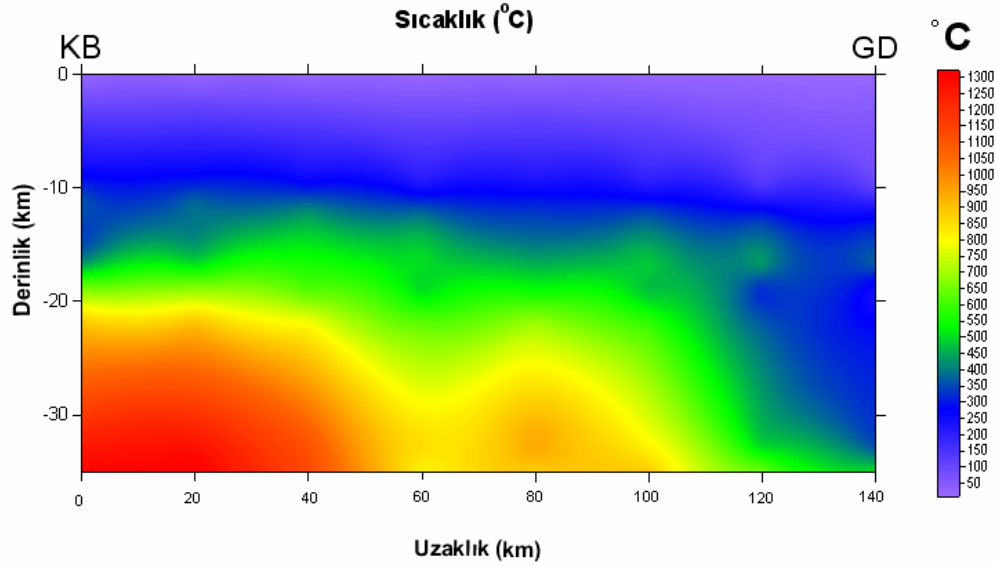
Çalışma alanının iki boyutlu ısıl modelinin yüksek ısı gösteren şekline bakılırsa (Şekil 7.5) derinlerde ısın oldukça yüksek olduğu görülür.



Şekil 7.5: Kabuk içerisinde yüksek ısı gösteren bölgeler.

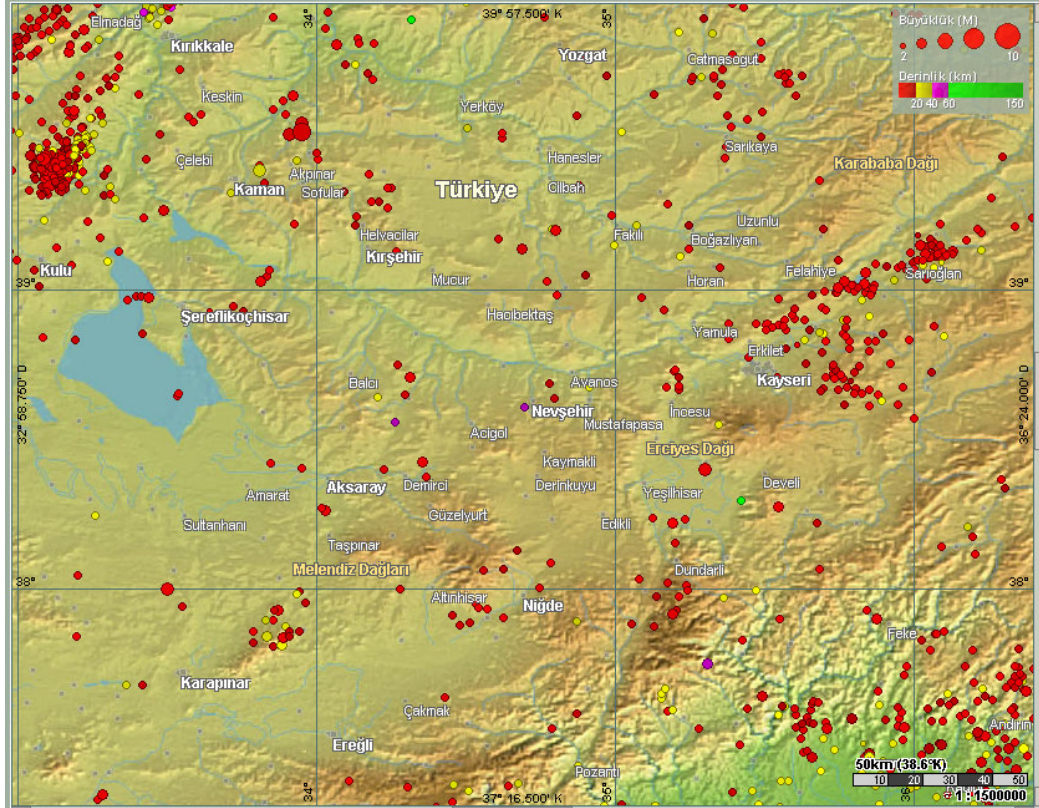
Elde edilen kabuktaki sıcaklık dağılımı modelinde güneye doğru ısının daha düşük çıkması, bölgede Tersiyer döneminde gerçekleşen, kuzeye iç torid kabuğun dalmasıyla ilişkili olarak ısının düştüğü bölge olarak yorumlanabilir. Orta Anadolu volkanik kompleksi olarak da tanımlanan bölgede bu dönemden sonra aktif volkanik faaliyetin günümüzden onbin yıl öncesine kadar sürdüğü arkeolojik belgelerle de ortaya koyulmuştur. Paleosen ve Eosen yaşlı volkanitler yitme zonlarında dalma-batma olayları sonucu türemiş adayayı volkanizması niteliğindedirler (Ercan, 1986). Oligosen, Miyosen ve Pliyosen yaşlı olan volkanitler ise levhalar arası yakınsama hareketinin uzun süre devamı sonucunda okyanusal kabuğun tüketilmesi ve kıtasal kabukların çarpışmalarından sonra meydana gelen ve esas olarak kıtasal kabuk kökenli ve kalkalkalen nitelikte volkanitlerdir. Ancak, yer yer de manto etkileri görülmektedir. Böylece esas olarak kıtasal kabuk kökenli kalkalkalen volkanitler, yer yer manto

kökenli alkali volkanitler, yer yer de bu iki farklı magmanın karışmasıyla oluşmuş hibridik volkanitler oluşmuştur. Nevşehir bazaltlarında inisiyal stronsiyum izotop oranı 0.7057 olarak ölçülmüştür ve bu durum volkanizmanın kabuksal kökenini işaret eder (Batum 1978). Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizmasının Arap-Afrika levhası ile Anadolu levhacığı arasında kıta-kıta çarpışması sonucunda meydana geldiklerini ve kabuksal kökenli olduklarını belirtir. Bununla birlikte Orta Anadolu'daki Kuvaterner bazaltlarının bir bölümünün hafif alkali özellikte olup potasyum zenginleşmesi göstermeleri, bunların türedikleri magmanın oluşmasını sağlayan ergimenin, kalkalkelen volkanitleri oluşturandan daha derinlerde meydana gelmiş olmasının kanıtı olarak kabul edilebilir. Bölgeden elde edilen sıcaklık dağılımı haritasında orta kabukta görülen sıcaklıktaki dalgalanmalarının bu magmatik faaliyetin bir sonucu olduğu söylenebilir (Şekil 7.6).



**Şekil 7.6:** Kabuk içerisinde ısı dağılımı.

Bölgedeki deprem etkinliğini ve yaşanan depremleri derinlik olarak analiz ettiğimizde son dönemde oldukça sakin bir dönem yaşandığını görmekteyiz. Bölgede aletsel dönemde sınırlı sayıda deprem olduğunu ve bunların küçük magnitudlü ve oldukça sığ depremler olduklarını söyleyebiliriz (Şekil 7.7). Bu da bölgenin sakin tektonizmasını doğrulamaktadır.



**Şekil 7.7:** Orta Anadolu Bölgesi aletsel dönem deprem etkinliği (KRDAE, KOERİ [www.koeri.boun.edu.tr](http://www.koeri.boun.edu.tr)).

Depremlerin oldukça sığ olması yine kabuktaki sıcaklık dağılımı ile ilişkilendirilebilir. Isı akısı yüksek bölgelerde sığ depremlerin olduğu, ısı akısı düşüğe deprem derinliklerinde artma görüldüğü bilinmektedir. Çalışma bölgesinin orta kısımlarından geçen Gümüşkent Fayı da deprem aktivitesi göstermeyen bir fay niteliğindedir. Fayın atım ve derinlik bilgisine sahip olunması durumunda faydaki sıcaklığın derine doğru değişimi modellenilebilir. Ancak fayla ilgili bilgilerin artması durumunda bu tür modeller gerçekleştirilebilecektir.

## KAYNAKLAR

- AYDIN, İ., SELMAN A. M., ÖKSÜM, E., KOÇAK, A., 2005, An attempt to use aerial gamma-ray spectrometry results in petrochemical assessments of the volcanic and plutonic associations of Central Anatolia, *Geophys. J. Int.* 167, 1044–1052
- BATUM, İ., 1978 , Nevehir güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl yöresi volkanitlerinin jeolojisi ve petrografisi: *Yerbilimleri*, 4/1-2, 50-69.
- BOTT, 1982., *The Interior of the Earth: Its Structure, Constitution and Evolution*, Edward Arnold, London (1982), 493
- BULLARD, E. C., 1939, Heat flow in South Afric, *.Proc.Roy.Soc.,London, Ser.A.*,173, 474- 502.
- BÜYÜKSARAÇ, A., 2002, Kapadokya ve çevresinin paleotektonik evriminin jeofizik yöntemlerle incelenmesi: Yüksek Lisans Tezi, A.Ü
- CERMAK, V., HURTIG, E., 1978, The preliminary heat flow map of Europa and some of its tectonic and geohsical implications, *Pageoph*, 117,92-103.
- CLARK, S. P., RINGWOOD, A. E., 1964, Density distribution and constitution of themantle. *Rev. Geophys.*, 2, 35-88.
- CLARK, S. P., 1966, *Handbook of physical constants*. GSAM, no: 97, Washington.
- CONDIE, K.C., 1970, *Plate tectonics and crustal evolution*, Pergaman Press Inc., New York.
- DOLMAZ, M.N., USTAÖMER,T., HİSARLI, Z.M., ORBAY, N., 2005, Curie Point Depth variations to infer thermal structure of the crust at the African-Eurasian convergence zone, SW Turkey., *Earth Planets Space*, 57, 373–383.
- ELDER, J. W., 1965, Physical process in geothermal area: in *Terrestrial Heat Flow Geop. Monog. Serie. Am. Geop.*, 8, 211-238.
- ENGLAND, P.C., THOMPSON, A.B., 1984, Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust, *Journal of Petrology* 25 , pp. 894–928.
- ERCAN, T., 1986, Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması, *MTA Dergisi*, 107, 119-141
- ERICSON, A.J., 1970, *The measurement and interpretation of heat flow in the Mediterranean and Black Sea*. Ph.D.Thesis, MIT, Dept. of Earth and Planetary Sci., Massachusetts.



- FOURNIER, R.O., Rowe. J.J., 1966, Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Am. J. Of Science*, 264, 685-697.
- FYTIKAS, M., 1980, Geothermal exploitation in Greece. In: Strub, A.S. and Ungemach, P.(Eds.) 2nd Int. Sem. On The Results of E.C. Geothermal Energy Research, Strasborg.Reidel Publ., Dordrecht, 213-237.
- GILLVARRY, J. J., 1957, Temperature in the Earth's interior. *J. Atmospheric. Terres. Phys.*, 1, 84.
- GORSHKOV, G. S., 1972., Progress and problems in volcanology: *Tectonophysics*, 13(14),123-140.
- GÖKTÜRKLER, G., 2002, Yerbilimlerinde ısı transferi modellenmesi: Kararlı-Hal kondüktif ısı iletimi. *DEÜ Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, Cilt: 4 Sayı: 3 ,67-80
- GÖNCÜOĞLU, M.C., 1977, Geologie des westlichen Niğde Massivs: Bonn Üniv. Doktora tezi, 181.
- GÖNCÜOĞLU, M.C., TOPRAK, V., KUŞÇU, I., ERLER, A., OLGUN, E., 1991, Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their implications. *Geol. J.* 28, 371–382.
- GÖNCÜOĞLU, M.C., YALINIZ, K.; K.KUŞÇU, I.; KOKSAL, S. ve DIRİK, K. 1993. Orta Anadolu Masifinin orta bölümünün jeolojisi, Bölüm 3: Orta Kızılırmak Tersiyer Baseninin jeolojik evrimi, TPAO Rap., 3313,
- GUPTA, M.L., VERMA, R.K., HAMZA, V.M., G.V., RAO, R.U.M., 1970, Terrestrial heat flow and tectonics of the Cambay basin, Gujarat state, India, *Tectonophysics* 10, pp. 147–163
- HÄNEL, R., 1976, Geothermic investigations, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 32-39
- HOISCH, T.D., 2005, Thermod7: A general two-dimensional numerical modeling program for heat conduction and advection, with special application to faults, *Computers & Geosciences* 31, 698–703
- HOISCH, T.D., 2005, THERMOD7., <http://jan.ucc.nau.edu/~tdh5>, [ Ziyaret Tarihi:18 Ocak 2008].
- İLBEYLİ, N., 2005, Mineralogical–geochemical constraintson in trusives in central Anatolia, Turkey:tectono-magmatic evolution and characteristics of mantle source, Cambridge University Press, 187–207.

- İLKIŞIK, O.M., 1992, Silica heat flow estimates and lithospheric temperature in Anatolia. Proc. of XI. Con. Of World Hydrothermal Org.13-18.5 İstanbul-Pamukkale,92-106.
- İLKIŞIK, O.M., 1995, Regional heat flow in western Anatolia using silica temperature estimates from thermal springs. Tectonophysics, 244, 175-184.
- İLKIŞIK, O.M., YALÇIN, M.N., SARI, C., OKAY, N., BAYRAK, M., ÖZTÜRK, S., ŞENER, Ç., YENİGÜN, H.M., YEMEN, H., SÖZEN, İ., KAHRAMANDERESİ, İ. H., 1997, Ege bölgesinde ısı akısı araştırmaları. Tübitak Proje No: YDABÇAĞ-233/G, İstanbul.
- İSPIR, Y., 1972. Arz içinde ısı akısı. İ.Ü. Fen Fakültesi Jeofizik Kürsüsü Öğretim Yayınları 5, İstanbul.
- JACOBS, J.A., RUSSELL, R.D., WILSON, J.T., 1974, Physics and Geology, McGraw Hill.
- JONGSMA, D., 1974, Heat flow in the Aegean Sea. Geophys.J.R.astr.soc., 37,337-346.
- KOKSAL, S., 1996, The geological and petrological characteristics of the İdiş Dağı-Avanos area (Nevşehir-Central Anatolia): Y. Lisans Tezi, ODTÜ., 140s
- KUKKONEN, I.T., JÖELEHT A., 1996, Geothermal Modelling of the Lithosphere in the Central Baltic Shield and its Southern Slope, Tectonophysics, v. 255, 25-45.
- LACHENBRUCH A.H., 1970, Crustal Temperatures and Heat Production: Implications of the Linear Heat Flow Relationship, J. Geophys. Res. v. 75, 3291-3300.
- LANGSETH, M. G., TAYLOR, P. T., 1967, Recent heat flow measurements in the Indianocean: Journ. Geop. Research, 72(24), 6249-6260.
- LEE, W.H.K., UYEDA, S., 1965, Review of heat flow data: Terrestrial Heat Flow. Geop. Monog. Serie. Am. Geop. Union, 8, 87-190.
- LEE, W.H.K., 1970, On the global variations of terrestrial heat flow. Phys. Earth Planet. Int., 2, 332-341
- LEWIS C.R., ROSE S.C., 1970, A Theory Relating High Temperatures and Overpressures, Jour. Petroleum Technology, v. 22, 11-16.
- LINDEMANN, F. A., 1910, The calculation of molecular vibration frequencies. Phys. Zeit., 11, 609.
- MAYHEW M.A., 1982, Application of Satellite Magnatic Anomaly Data to Curie Isoterm Mapping, Jour. Geophys. Res., v. 87, 4846-4854.

- McKENZIE, D.P., 1967, Some remarks on heat flow and gravity anomalies, *J. Geophys. Res.* 72 , pp. 6261–6273.
- MACDONALD, G.J.F., 1967, Calculations on the thermal history of the earth, *Journal Of Geophysical Research*, 64
- ORBAY, N., 2001, Jeotermik, İstanbul Üniversitesi Yayın No:4296, İstanbul, 975-404-623-9
- ÖZTÜRK, S., DESTUR, M., KARLI, M., 2006, Türkiye Isı Akısı Haritası, 1:2500000, Ankara, MTA Genel Md., Jeofizik Etüdüleri Dairesi.
- Pasguare, G., 1968, Geology of the Cenozoic volcanic area of the Central Anatolia. *Atti Accad. Naz. Lincei*, 9, 53-204.
- Palciauskas V.V., 1986, Models For Thermal Conductivity and Permeability in Normally Compacting Basins, Paris, Editions Technip, 323-336.
- PFISTER, M., 1995, Gethermische untersuchungen in der Region Marmara (NW - Türkei).
- RYBACH, L., BODMER, P., 1983, Processing and representation of heat flow density maps. Part II. Construction and contouring of heat flow density maps. *Zlb. Geol. Palaon-tol. Teil I*, 1/2, 87-92, Stuttgart.
- RYBACH, L., 1988, Determination of heat production rate. In: Haenel, R., Rybach, L.,
- SAMS, M.S., THOMAS-BETTS, A., 1988, 3-D numerical modelling of the conductive heat flow of SW England, *Geophys. J.*, v. 92, p. 323-334.
- SANVER, M., 1983, Yerkürenin ısı evrimi ve günümüzde yer içinin sıcaklığı, İstanbul, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, 798 s.
- SAYIN, N., 2007, Radyojenik Isı Üretiminin Yüzey Isı Akısına Katkısı: Kuzey Batı Anadolu Örneği, TMMOB Jeotermal Kongresi Bildiriler Kitabı, 2007, Ankara, 221-230
- SCLATER, J. G., FRANCHETEAU, J., 1970, The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth, *Geophys. J. R. astron. Sot.*, 20, 509-542.
- SHEN, P.Y., WANG, K., BECK, A.E., 1991, Crustal thermal models along East European geotraverses: inverse solutions. *Tectonophysics*, 194, 363-385.
- STACEY, F.D., 1969, *Physics of the Earth*, 343pp. John Wiley and Sons. N.Y.
- SWANBERG, C.A., MORGAN, P., 1979, The linear relation between temperatures based on the silica content of groundwater and regional heat flow: A new heat flow map of the United States. *Pageoph*, 117; 227-241.

- ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y. 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75; 181–241.
- ŞENGÖR, A.M.C, SATIR, M., AKKÖK, R. 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics* 3; 693-707
- TEZCAN, A.K., ve TURGAY, I., 1989, Türkiye ısı akışı haritası MTA Gen.Md., Jeofizik Etüdüleri Dairesi .Ankara.
- TISSOT, B., and ESPITALIE, J., 1975, L'evolution thermique de la matiere organique des sediments: Applications d'une simulation mathematique. *Rev. Inst. Fr. Pet.*, 30, 743-777.
- TOKSOZ M. N., KULELI, S., GÜRBÜZ, C., KALAFAT, D., BEKLER, T., ZOR, E., SCHULTZ, C., GOK, R., HARRIS, D., 2004, Calibration of regional seismic stations in Middle East with shots in Turkey. 26th Seismic Research Review: Trends in nuclear explosion monitoring, Orlando. UCRL-JC-154458
- TOPRAK, V., GÖNCÜOĞLU, M.C., 1993, Tectonic control on the development of the Neogene – Quaternary Central Anatolian volcanic province, Turkey. *Geological Journal*, vol.28, 357 - 369
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 1982, *Geodynamics -Application of continuum physics to geological problems*, New York, Wiley, 705.
- UFFEN, R.J., 1952, A method of estimating the melting point gradient in the Earth's mantle. *Trans. Am. Geophys. Un.*, 33; 893.
- UNGERER, P., BURRUS, J., DOLIGEZ, B., CHENET, P.Y., BESSIS, F., 1990, Basin evaluation by integrated two-dimensional modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration, *AAPG Bull*, v. 74, p. 309-335.
- USTAÖMER, T., ROBERTSON, A.H.F., 1999, Geochemical evidence used to test alternative plate tectonic models for the pre–Upper Jurassic (Palaeotethyan) units in the Central Pontides, N Turkey: *Geological Journal*, v. 34, 2553, doi:10.1002/(SICI)1099-1034(199901/06)
- WITORELLO, I., POLLAK, H.N., 1980, On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. *J. Geophys. Res.*, 85; 983-995.

- YALÇIN, M.N., 1990, Hidrokarbon aramalarında bilgisayar destekli havza modelleri, Ankara, Petrol Jeologları Derneği & Petrol Mühendisleri Odası, Türkiye 8. Petrol Kongresi, s. 228-239 (Engl. abst. p. 228).
- YALÇIN, M.N., LITCKE, R., SACHSENHOFER R. F., 1997, Thermal history of sedimentary basins, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 535.
- YÜNCÜ, H., KAKAÇ, S., 1999, Temel ısı transferi, Ankara, Bilim Yayıncılık, 454 s.
- ZONENSHIN, L. P., 1975, Problems of global tectonics. Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists,59(1); 124-133.
- KRDAE, KOERİ., [www.koeri.boun.edu.tr](http://www.koeri.boun.edu.tr).

## ÖZGEÇMİŞ

10.11.1977 İstanbul doğumluyum. 1992 yılında Şair Mehmet Emin Yurdakul Ortaokulunu, 1995 yılında Beşiktaş Lisesini bitirdim. 1996 yılında başladığım İ.Ü. Jeofizik mühendisliği bölümünden 2000 yılında mezun oldum. 2004 yılında İ.Ü.Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik mühendisliği yüksek lisans programına başladım. Aralık 2006 tarihinde aynı üniversitede Yerfiziği Anabilim Dalı'nda Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya başladığım görevimi halen sürdürmekteyim.