



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**BATI ANADOLU'NUN GÜNEY KESİMİNİN CURİE
NOKTA DERİNLİKLERİNİN SAPTANMASI VE
JEODİNAMİK OLAYLAR İLE İLİŞKİSİ**

**Jeof.Yük.Müh. M.Nuri DOLMAZ
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Yerfiziği Programı**

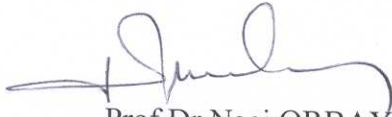
**Danışman
Prof.Dr. Naci ORBAY**

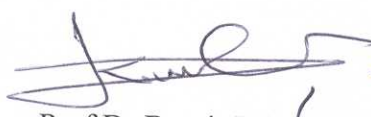
**2. Danışman
Yrd.Doç.Dr. Z.Mümtaz HİSARLI**

Temmuz, 2004


İSTANBUL

Bu çalışma 13/07/2004 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliğı Anabilim Dalı Yerfiziğı programında Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.


Prof.Dr.Naci ORBAY
(Danışman)


Prof.Dr.Demir KOLÇAK


Prof.Dr.Haluk EYİDOĞAN


Doç.Dr.M.Kemal TUNÇER


Doç.Dr.Timur USTAÖMER

*“Bu alışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü
Sekreterliğince desteklenmiştir. Proje No: T44-23072002”.*

ÖNSÖZ

Doktora öğrenimim sırasında ve tez çalışmalarım boyunca değerli bilgi, eleştiri ve gösterdiği her türlü destek ve yardımdan dolayı çok değerli hocam Prof.Dr.Naci ORBAY' a, çalışmam boyunca yardımlarını esirgemeyen ve yapıcı eleştirileriyle beni sürekli destekleyen kıymetli ağabeyim, hocam Yrd.Doç.Dr.Z.Mümtaz HİSARLI' ya, tezimin ilk aşamasından sonuçlanıncaya kadar olumlu görüş ve yapıcı eleştirilerle tezi tamamlamadaki katkıları için kıymetli hocalarım Prof.Dr.Demir KOLÇAK, Doç.Dr.M.Kemal TUNÇER, Prof.Dr.Niyazi BAYDEMİR, Doç.Dr.Zühal DÜZGİT ve İ.Ü. Jeofizik Mühendisliği Yerfiziği Anabilim Dalı öğretim üye ve yardımcılarına, tezimin arazi çalışmalarında benimle birlikte araziye çıkan ve örnekleri alma ve tezimin jeoloji bilgilerinin hazırlanmasına katkılarından dolayı arkadaşım Yrd.Doç.Dr.Ömer ELİTOK' a, tezimin belli aşamalarda jeoloji ve tektonik yorumlara ve tartışmalara katkıları için hocam Doç.Dr.Timur USTAÖMER' e, yöntemi anlamamdaki katkıları için Prof.Dr.Tiku RAVAT ve Prof.Dr.Richard HANSEN' e en içten teşekkürlerimi belirtmek isterim.

Laboratuvar olanaklarından yararlandığım SDÜ Maden Mühendisliği Araştırma Merkezi Müdürü arkadaşım Yrd.Doç.Dr.Raşit ALTINDAĞ' a ve MTA veri, Laboratuvar ve aletlerinden yararlanmama olanak sağlayan Jeofizik Etüdlere Daire Başkanlığına da teşekkür ederim.

Bu günlere gelmemde emeği geçen isimsiz kahramanlara

Temmuz, 2004

M.Nuri DOLMAZ

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	iv
TABLO LİSTESİ	vi
SEMBOL VE KISALTIMA LİSTESİ	vii
ÖZET	viii
SUMMARY	x
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR	5
2.1. YERİN ISIL YAPISI	5
2.1.1. Yerkürenin Sıcaklığı	5
2.1.2. Yerkürede Isı Enerjisinin İletimi	10
2.2. CURİE SICAKLIĞI VE MİNERALLERİN MAĞNETİK ÖZELLİKLERİ	11
3. BÖLGENİN TEKTONİK JEOLJİK JEOFİZİK ÖZELLİKLERİ.....	15
3.1. BÖLGENİN TEKTONİĞİ VE SİSMİSİTESİ	15
3.2. BÖLGENİN GENEL JEOLJİK YAPISI	21
3.2.1. Otokton Birimler	21
3.2.1.1. Beydağları-Karacahisar Otoktonu	21
3.2.1.2. Anamas-Akseki Otoktonu	25
3.2.1.3. Metamorfik Masifler	26
3.2.2. Allohton Birimler	27
3.2.2.1. Antalya Napları	27
3.2.2.2. Beyşehir-Hoyran-Hadım Napları	29
3.2.2.3. Ultramafik Kayaçlar	29

3.2.3. Volkanik Kayaçlar	29
3.2.4. Senozoyik	30
3.3. TÜRKİYE’NİN JEOTERMAL POTANSİYELİ	31
3.4. BÖLGENİN DERİN KABUK YAPISI VE DİĞER ÖZELLİKLER.....	36
4. MALZEME VE YÖNTEM	39
4.1. ÇALIŞMADA KULLANILAN VERİLER	39
4.2. CURİE NOKTA DERİNLİĞİNİ BELİRLEME YÖNTEMİ	40
4.3. ISIL ÖLÇÜM TEKNİKLERİ	45
4.3.1. Isı Gradyenti Ölçüm Tekniği	45
4.3.2. Isıl İletim Katsayısı Ölçüm Tekniği	46
4.3.3. Isı Akısı Ölçüm Tekniği	49
5. UYGULAMA VE BULGULAR	50
5.1. VERİLERİN ANALİZE HAZIRLANMASI	50
5.2. CURİE NOKTA DERİNLİKLERİNİN SAPTANMASI	55
5.3. BÖLGEYE AİT HARİTALARIN HAZIRLANMASI	62
5.3.1. Curie Nokta Derinlik Haritası	62
5.3.2. Isı Gradyent Haritası	63
5.3.3. Isı Akısı Haritası	64
6. TARTIŞMA VE SONUÇ	70
KAYNAKLAR	86
ÖZGEÇMİŞ	99

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 2.1.	a. Okyanus ve kıtalar üzerinde ölçülen ısı akısı dağılımları, b. okyanus ve karalarda 90.000 deniz mili karelik bölgelerin ortalamalarından elde edilen ısı akısı değerleri	6
Şekil 2.2.	Farklı kıta ve okyanus alanları için ısı akısı histogramları	8
Şekil 2.3.	Bölgesel ısı akısı değerlerinin dağılımının tektonik olayın yaşı ile ilişkisi	8
Şekil 2.4.	ABD'nin doğu kısmındaki plütonlara ait ısı akısı değerlerinin aynı bölgedeki yüzey kayaların birim kütle başına ürettikleri ısı enerjisine göre değişimi	9
Şekil 2.5.	Dünya ısı akısı verilerine küresel harmonik analiz uygulanması sonucu elde edilen ısı akısı haritası	10
Şekil 2.6.	Paramağnetik mineral olan biyotitin mağnetik duyarlılığının sıcaklıkla değişimi	12
Şekil 2.7.	Ferromağnetik maddelerde mıknatıslanma şiddetinin sıcaklık ile değişimi	14
Şekil 3.1.	Türkiye'nin genel tektoniği içersinde çalışma alanının konumu.....	15
Şekil 3.2.	Batı Anadolu'nun yalınlaştırılmış sismotektonik haritası	19
Şekil 3.3.	a. Türkiye'nin ana yapısal kuşakları, b. Suture zonları	22
Şekil 3.4.	Güneybatı Anadolu'nun basitleştirilmiş jeoloji haritası	23
Şekil 3.5.	Türkiye'nin tektonik ve jeotermal görünümü	32
Şekil 3.6.	Türkiye'de bazı havzaların 1000 m derinlikteki jeotermal sıcaklık haritası	32
Şekil 3.7.	Türkiye ısı akısı haritası	33
Şekil 3.8.	Silika jeotermometresi kullanarak hesaplanan Batı Anadolu'nun ısı akısı değerleri	34
Şekil 3.9.	Ege denizi ısı akısı haritası	35
Şekil 3.10.	Pn sismik dalga yayınından elde edilmiş Türkiye için hız tomografisi	37
Şekil 3.11.	Türkiye'nin Sn sismik dalga yayını haritası	38
Şekil 4.1.	Dikdörtgen prizmatik bir yapı	41
Şekil 4.2.	Isı gradiyenti ölçümü için bir örnek sıcaklık eğrisi	46
Şekil 4.3.	Değişik kayaç türlerinin ısıl iletim katsayılarının sıcaklıkla değişimi	48
Şekil 5.1.	Çalışma alanının esas alan çıkarılmamış havadan ölçülen mağnetik anomali haritası	51
Şekil 5.2.	Çalışma alanının havadan ölçülen toplam mağnetik alan anomali haritası	52
Şekil 5.3.	Çalışma alanının kutba indirgenmiş havadan ölçülen mağnetik anomali haritası	53
Şekil 5.4.	a. Kutba indirgenmiş verilerin radyal olarak ortalanmış güç spektrumu, b. Bant-geçişli süzgecin yanıt fonksiyonu	54

Şekil 5.5.	Çalışma alanının bant-geçişli süzgeçlenmiş havadan ölçülen mağnetik anomali haritası	54
Şekil 5.6.	Curie Nokta Derinlik tahminleri için kullanılan alt bölgelerin konumlarının çalışma alanında gösterimi	56
Şekil 5.7.	4 numaralı bloğun havadan ölçülen mağnetik anomalisinden elde edilen a. Merkez (z_0), b. Üst derinliğin (z_t) tahmini için kullanılan güç spektrumları	57
Şekil 5.8.	15 numaralı bloğun havadan ölçülen mağnetik anomalisinden elde edilen a. Merkez (z_0), b. Üst derinliğin (z_t) tahmini için kullanılan güç spektrumları	58
Şekil 5.9.	27 numaralı bloğun havadan ölçülen mağnetik anomalisinden elde edilen a. Merkez (z_0), b. Üst derinliğin (z_t) tahmini için kullanılan güç spektrumları	59
Şekil 5.10.	64 numaralı bloğun havadan ölçülen mağnetik anomalisinden elde edilen a. Merkez (z_0), b. Üst derinliğin (z_t) tahmini için kullanılan güç spektrumları	60
Şekil 5.11.	Çalışma bölgesinin Curie Nokta Derinlik haritası	62
Şekil 5.12.	Çalışma bölgesinin Isı gradiyent haritası	64
Şekil 5.13.	Çalışma bölgesinde yüzlelenmiş kayaç örneklerinin farklı litolojiler için ölçülmüş ısı iletim katsayıları	66
Şekil 5.14.	Çalışma bölgesinin Curie Nokta Derinliklerinden elde edilen ısı akısı haritası	69
Şekil 6.1.	Türkiye'nin genel tektoniği içersinde çalışma alanının konumu ve çalışma alanının topoğrafik haritası	71
Şekil 6.2.	Çalışma alanının Curie Nokta Derinlik haritası ve ısı gradiyent dağılımı	72
Şekil 6.3.	Çalışma alanında 1964-2004 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin dağılımı	73
Şekil 6.4.	Curie Nokta Derinlikleri, Curie Nokta Derinliklerinden elde edilen ısı akısı ve Şekil 6.3 deki dörtgen alanda gösterilen deprem verilerinin iki boyutlu (2-B) gösterimi	74
Şekil 6.5.	Çalışma alanının D-B yönündeki Curie Nokta Derinlikleri (580 °C izotermi) ve Şekil 6.3 deki dörtgen alanda gösterilen deprem verilerinin iki boyutlu (2-B) gösterimi	76
Şekil 6.6.	Çalışma alanında 1964-2004 yılları arası meydana gelmiş 6.5 den büyük depremlerin dağılımı ve ısı akısı ilişkisi	78
Şekil 6.7.	Çalışma alanının topoğrafik, Curie Nokta Derinlik ve 1964-2004 yılları arası meydana gelmiş 5.0 den büyük depremlerin odak derinliklerinin üç boyutlu değişimi	79
Şekil 6.8.	Çalışma alanının Curie Nokta Derinliklerinden elde edilen ısı akısı haritası ve bölgenin jeotermal özellikleri	81
Şekil 6.9.	Pn hızı ile sıcaklık ilişkisi	82
Şekil 6.10.	Çalışma alanının Curie Nokta Derinliklerinden hesaplanmış ısı akısı haritası ve önceki çalışmaların karşılaştırılması	84
Şekil 6.11.	Model: çalışma alanının topoğrafik yüzeyi, tektonik birlikler ve düşey kesitte Curie izoterm seviyesi	85

TABLO LİSTESİ

Tablo 2.1.	Farklı kıta ve okyanus alanlarındaki ısı akısı ölçüleri	7
Tablo 2.2.	Bazı ferromagnetik ve antiferromagnetik minerallerin Curie ve Nell sıcaklıkları	14
Tablo 3.1.	1900-2003 yılları arasında Güneybatı Anadolu'da oluşmuş şiddetli ve yıkıcı depremler	20
Tablo 4.1.	Bazı kayaç ve minerallerin normal şartlar altında ısı iletkenlik değerleri	48
Tablo 5.1.	Çalışma alanının tümüne ait üst (z_t), merkez (z_0) ve Curie Nokta Derinlikleri (z_b)	61
Tablo 5.2.	Çalışma bölgesi ısı iletim katsayısı analiz sonuçları	65
Tablo 5.3.	Çalışma alanının ısı gradiyenti, ısı akısı ve Curie Nokta Derinlik değerleri	68
Tablo 6.1.	Çalışma alanında 1964-2004 yılları arasında meydana gelmiş yıkıcı büyük depremler	79
Tablo 6.2.	Çalışma alanının ısı gradiyenti, ısı akısı ve Curie Nokta Derinlik sonuçlarından bulunan ortalama değerleri	83

SEMBOL VE KISALTMA LİSTESİ

BÜ-KRDAE : Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü

IRIS : Incorporated Research Institutions for Seismology

MTA : Maden Tetkik ve Arama

DAFZ : Doğu Anadolu Fay Zonu

KAFZ : Kuzey Anadolu Fay Zonu

USGS : United States Geological Surveys

IGRF : International Geomagnetic Reference Field

ABD : Amerika Birleşik Devletleri

ÖZET

BATI ANADOLU’NUN GÜNEY KESİMİNİN CURIE NOKTA DERİNLİKLERİNİN SAPTANMASI VE JEODİNAMİK OLAYLAR İLE İLİŞKİSİ

Bu çalışmada havadan ölçülen mağnetik verilere spektral analiz yöntemleri uygulanarak, Güneybatı Anadolu’nun Curie Nokta Derinlikleri elde edilmiştir. Çalışmada mağnetik alan ölçülerinden esas alan değerleri çıkarılmış veriler, Albers projeksiyonu yardımı ile bir düzleme izdüşürülmüş ve 2.5 km aralıklı olarak örneklenecek çalışma bölgesinin havadan ölçülen mağnetik anomali haritası elde edilmiştir. Daha sonra FFTFILL programı (Hildenbrand, 1983) yardımı ile, çalışma alanının kutba indirgenmiş verileri elde edilmiştir. Curie Nokta Derinliklerinin belirlenmesi amacıyla, kutba indirgenmiş veriler bir bant geçişli süzgeç ile süzgeçlenerek 81 alt bölgeye ayrılmıştır. Her bir alt bölgenin güç spektrumunun radyal ortalaması alınmış ve dalga sayısına karşılık grafiklenmiştir. Güç spektrumunun en uzun dalga boylu bölümünün eğiminden, mağnetik anomaliye neden olan en derin kütle topluluğunun merkez derinliği (z_0) ve daha kısa dalga boylu kesiminden ise, bu topluluğun üst derinliği (z_t) belirlenmiştir. Curie Nokta Derinlikleri ise spektrumlarından elde edilen merkez (z_0) ve üst (z_t) derinliklerinden hesaplanmıştır.

Güneybatı Anadolu’nun Curie Nokta Derinlikleri, 9.3 ile 19.9 km arasında değişmektedir. Güneybatı Anadolu’da sığ Curie Nokta Derinliğine sahip iki bölge saptanmıştır. Bu bölgelerden ilki, çalışma alanının batısında yaklaşık 150x150 km² lik bir alanı kaplayan Uşak-Afyon bölgesidir. Asismik özellik gösteren bu alan, yüksek sismik aktiviteye sahip Gediz ve Dinar arasında yer almaktadır ve Afrika-Anadolu dalma-batma sisteminin yayardı havzası ile karakterize edilmektedir. İkincisi ise, çalışma alanının doğusunda Kırşehir Massifi içerisinde yer alan Aksaray ve civarındadır. Bu iki sığ Curie Nokta Derinliği, yaklaşık KKB yönünde uzanan göreceli olarak derin Curie Nokta Derinliği ile birbirinden ayrılmaktadır.

Ayrıca bölgenin ısı rejimine bir yaklaşımda bulunmak amacı ile, Curie Nokta Derinliklerinden bir ısı akısı haritası da elde edilmiştir. Güneybatı Anadolu'nun Curie Nokta Derinliklerinden elde edilen ısı akısı değerleri, 61 ile 132 mWm⁻² arasında değişmektedir. Güneybatı Anadolu'nun rejyonel termal kabuk yapısının, hem sığ Curie Nokta Derinliği hem de yüksek ısı akısına sahip bu iki zonda yoğunlaştığı düşünülmektedir.

SUMMARY

DETERMINATION OF CURIE POINT DEPTHS OF SOUTHWESTERN ANATOLIA AND THEIR CORRELATION WITH GEODYNAMIC EVENTS

In this study the Curie Point Depths of southwestern Anatolia are estimated from spectral analysis of the aeromagnetic data. The main field is eliminated from the observed magnetic field and obtained data have been projected onto a plane by Albers projection. So, the aeromagnetic map of the studying area has been obtained by 2.5 km sampling interval. Later on, the aeromagnetic data reduced to pole of the study area have been obtained by using FFTFILL program (Hildenbrand, 1983). The band-pass filtered data have been produced and subdivided into 81 overlapping blocks to estimate the Curie Point Depths. The radially averaged log power spectrum for each subregion was then computed and graphed versus wave-number. The slope of the longest wavelength part of the radially averaged log power spectrum divided by the radial frequency produced the depth to the centroid (z_0) for the deepest crustal block. The depth to the top (z_t) was obtained by the slope of the second longest wavelength part of the spectrum. The Curie Point Depths were then calculated from these depths.

The Curie Point Depths for southwestern Anatolia vary from 9.3 to 19.9 km. Southwestern Anatolia has two sites of shallow Curie Point Depths. The first is the field covered from Usak to Afyon regions where comprises an area of about 150x150 km² in western part of the studying area. This area being aseismic zone, which is among the high seismicity of Gediz and Dinar, is also characterized in fore-arc setting of the subduction of African-Anatolian blocks. The second is the field of Aksaray and its around in Kırşehir Massif in eastern part of the studying area. Relatively a belt of deep Curie Point Depth extended about NNW direction separates these sites.

Separately, in order to estimate about the thermal regime of the studying area, a corresponding heat flow map has been also constructed from the Curie Point Depths. The corresponding heat flow values of southwestern Anatolia range between 61 and 132 mWm^2 . It is interpreted that regional thermal structure of the crust in southwestern Anatolia is concentrated within the two zones of both shallow Curie Point Depths and high heat flows.

1. GİRİŞ

Dünyanın tektonik olarak aktif bir bölgesinde yer alan inceleme alanımızın da içinde bulunduğu Güneybatı Anadolu, gerek coğrafik ve gerekse jeolojik konumu nedeniyle yıllardır bir çok araştırmacının ilgisini çekmektedir. Güneybatı Anadolu, Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki dalmanın etkisiyle oluşmuş Alp-Himalaya orojenez kuşağında yer almaktadır. Afrika levhası Kıbrıs hendeğinden kuzeye doğru Anadolu levhası altına dalmaktadır. Bu dalma Orta-Üst Miyosen süresince devam eden kıtasal çarpışma ile sonuçlanır (Fytikas ve diğ., 1984). Bu çarpışma evresi yerini Batı Anadolu'da genişleme rejimine bırakmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Türkiye ve çevresinin aktif tektoniğini şekillendiren ana yapısal unsurlar: sağ yönlü Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), sol yönlü Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) ve Hellenik-Kıbrıs aktif dalma-batma sistemleridir. Bunlara ek olarak Anadolu levhasını küçük bloklara ayıran sağ yönlü Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ), İnönü-Eskişehir ve Akşehir normal fay zonları sayılabilir. KAFZ ve DAFZ ile sınırlanan Anadolu levhası, Hellenik-Kıbrıs yitim zonu boyunca BGB yönünde Afrika levhasının okyanusal litosferi üzerine bindirmektedir. Anadolu, Arap-Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki karşılıklı etkileşim ve deformasyon sonucu dört ayrı neotektonik bölge meydana gelmiştir. Bunlar Doğu Anadolu sıkışma rejimi, Kuzey Anadolu rejimi, Orta Anadolu ova rejimi ve Batı Anadolu genişleme rejimidir (Şengör ve diğ., 1985; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Bozkurt, 2001a). Her bölge normal, doğrultu atımlı ve ters faylanma gibi kendi yapısal elemanları ile karakterize edilir. Çalışma alanında, Batı Anadolu genişleme ve Orta Anadolu ova rejimleri hakimdir.

Doğrultu atımlı Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu ana fayları ve bir çok tali faylar ile kabuğun parçalandığı Anadolu levhası, bir yandan Afrika levhasının $5-6\pm 2$ mm/yıl hızla kuzeye hareketi ile birlikte Arap levhasının 18 ± 2 mm/yıl hızla kuzeybatıya hareketi etkisinde kalırken, diğer yandan saatin tersi yönünde bir dönme hareketi ile doğudan batıya doğru hareket eder. Orta ve Güney Ege' de hareket 30 ± 1 mm/yıl hızla güneybatı

yönlüdür. Dönme hareketine ek olarak Batı Anadolu’ da bugün 14 ± 5 mm/yıl hızlı K-G açılma saptanmıştır (Reilinger ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000).

Aktif normal faylarla sınırlı yaklaşık D-B yönlü graben havzaları, Batı Anadolu’nun en baskın neotektonik özelliklerindedir (Dumont ve diğ., 1979; Şengör ve diğ., 1985; Hancock ve Barka, 1987; Şengör, 1987; Westaway, 1990; Paton, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1996; Yılmaz ve diğ., 2000). Batı Anadolu’nun yapısal elemanlarını oluşturan diğer daha az belirgin unsurlar, KKD doğrultulu grabenler ve arasındaki horstlardır (Şengör, 1987; Yılmaz ve diğ., 2000).

Batı Anadolu’daki kabuksal genişlemenin kaynağı olarak dört farklı model ortaya atılmıştır:

1. Tektonik kaçış modeli: Anadolu bloğunun yapı sınırları boyunca batıya hareketi (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Şengör, 1987),
2. Yayıldı yayılma modeli: Ege dalma-batma sisteminin GGB göçünden kaynaklanan yayıldı açılma (McKenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Meulenkamp ve diğ., 1988),
3. Orojenik çökme modeli: çok fazla kalınlaşmış kabuğun incelmeye ve yayılması ile meydana gelen genişleme (Seyitoğlu ve Scott, 1991),
4. İki evreli graben modeli: ilk evrede orojenik çökme ve ikinci evrede Anadolu bloğunun batıya kaçışı ve K-G genişleme (Koçyiğit ve diğ., 1999).

Orta Anadolu bloğunda kıtasal litosfer iç deformasyona uğramış ve parçalara ayrılmıştır. Bölge bir yandan saatin tersi yönünde dönerken (Tatar ve diğ. (1996) 33° ye varan dönmeler saptamıştır), diğer yandan Kıbrıs yayı boyunca Afrika ve Anadolu levhalarının çarpışmasıyla ilişkili yaklaşık K-G ve KKD-GGB yönünde sıkışmaya maruz kalmıştır (Şengör ve diğ., 1985; Reilinger ve diğ., 1997; Rotstein, 1984; Tatar ve diğ., 1996; Gürsoy ve diğ., 1998; Platzman ve diğ., 1998). Orta Anadolu bloğundaki dönme miktarının doğudan batıya doğru 25° den 10° ye kadar azaldığı ifade edilmiştir (Özçep, 2000; Özçep ve Orbay, 2000; Tatar ve diğ., 2000).

Güneybatı Anadolu’da Toroslarda yeralan ve bölgenin yüksek tektonik aktivitesini şekillendiren Isparta açısı (Blumenthal, 1951), Antalya Körfezi’nin kuzeyinde Afrika ve Avrasya levhalarının sınırı boyunca KD ve KB yönlü doğrultu atımlı faylar ile şekillenir (Eyidoğan ve Barka, 1996; Yağmurlu ve diğ., 1997).

Genişleme rejiminin etkisi altında kalan Batı Anadolu bölgesinde kabuk kalınlığı incelmış ve bu olayın bölgenin ısı rejimi üzerinde önemli derecede etkisi olmuştur. Genellikle Curie Nokta Derinliklerinin sığılaştığı alanlar ısının yüksek olduğu bölgelere karşılık gelirken, derin Curie Nokta Derinlikleri ise daha soğuk alanlara karşılık gelmektedir. Curie Nokta Derinliği kabuktaki etkin mağnetik minerallerin artan sıcaklık etkisi altında ferromağnetik durumdan paramağnetik duruma geçtiği derinlik olarak bilinir. Mağnetik anomalilere neden olan yapılarıdaki mineraller Curie sıcaklığı üstünde mağnetik özelliklerini kaybederler. Atmosferik basınçta saf mağnetitin Curie sıcaklığı yaklaşık 580 °C dir (Nagata, 1961). Curie sıcaklıklarına karşılık gelen derinliklerin altında litosfer mağnetik özellik göstermez. Bu nedenle, mağnetik anomalilerin spektral analizinden elde edilen mağnetik kaynağın alt derinliği genellikle “*Curie Nokta Derinliği*” olarak kabul edilir.

Ters çözüm ve spektral analiz yöntemleri kullanılarak havadan ölçülen mağnetik verilerinden Curie Nokta Derinliklerinin belirlenmesi üzerine, günümüze kadar bir çok araştırmacı (Vacquier ve Affleck, 1941; Serson ve Hannoford, 1957; Alldredge ve Van Voorhis, 1961; Bhattacharyya ve Morley, 1965; Bhattacharyya ve Leu, 1977; Blakely, 1988; Shuey ve diğ., 1977; Mayhew, 1982, 1985; Tanaka ve diğ., 1999) tarafından çalışmalar yapılmıştır. Çalışılan alanlar arasında National Park (Bhattacharyya ve Leu, 1975a,b; Smith ve diğ., 1977), Arizona (Bylery ve Stolt, 1977), Oregon Coscade sahası (Couch ve diğ., 1981), Japon adaları ve çevresi (Okubo ve diğ., 1985; Okubo ve diğ., 1989; Okubo ve Matsunaga, 1994), Meksika volkanik kuşağı (Enriquez ve diğ., 1990) ve Yunanistan ve çevresi (Tsokas ve diğ., 1998; Stampolidis ve Tsokas, 2002) sayılabilir.

Ülkemizde ise havadan ölçülen mağnetik verilerden yararlanılarak Curie Nokta Derinliklerinin tahmini konusunda ilk alışma, Kuzeybatı Anadolu'da Hisarlı (1996) tarafından yapılmıştır. Çalışmada, ters çözüm tekniği kullanılarak Balıkesir-Ayvalık-Edremit-Susurluk civarı (39° - 40° N enlem ve 26° - $28^{\circ}25'$ E boylamları arası) için 7-12 km ler arasında Curie Nokta Derinlikleri saptanmıştır. alışmasında Curie Nokta Derinliklerinden bölgenin ısı akısı da hesaplanmıştır. Elde edilen sonuçlara göre, Biga Yarımadası ve Kireç-Sındırgı civarından elde edilen sığ Curie Nokta Derinlikleri ve mağnetik-gravite anomalileri arasında izlenen ilişkiden söz konusu bölgelerin yüksek ısı ve ince kabuk yapısına sahip olabileceği ifade edilmiştir. Daha sonraları Doğu Anadolu'da yapılan iki çalışmada; Malatya-Elazığ civarı ($38^{\circ}30'$ - $39^{\circ}30'$ N enlem ve $37^{\circ}30'$ - 39° E boylamları arası) için Curie Nokta Derinlikleri 11-13 km ler arasında (Aşçı, 1998), yine Doğu Anadolu'da Sivas-Malatya-Muş-Erzurum arasındaki (37.42° - 40.78° N enlem ve 36.73° - 43.79° E boylamları arası) bölgenin Curie Nokta Derinlikleri 7-17 km ler arasında bulunmuştur (Kekovalı, 2002). Curie Nokta Derinlikleri, Curie Nokta Derinliklerinden elde edilen ısı akısı değerleri ve bölgenin tektonik, jeolojik ve volkanik yapısı ile ilişkisinden, sıkışma rejiminin etkisi altında yoğun bir tektonik aktiviteye sahip bölgenin yüksek ısı akısı değerlerini içermesinde etken olduğu Kekovalı (2002)' de ifade edilmiştir.

Bu çalışmada, havadan ölçülen mağnetik veriler kullanılarak Batı Anadolu'nun güney kesimi için Curie Nokta Derinliklerinin elde edilmesi ve hesaplanan değerlerden Curie Nokta Derinlik Haritası hazırlanması amaçlanmıştır. Curie Nokta Derinliklerinin belirlenmesinde, Okubo ve diğ. (1985)' nin algoritması kullanılmıştır. Ayrıca elde edilen Curie Nokta Derinliklerinden yararlanarak bölgenin ısı akısı değerleri hesaplanmıştır. Isı akısı verilerinden bölgedeki yüksek ve düşük ısı akısına sahip alanlar belirlenmiştir. Bu bölgeler, Curie Nokta Derinlikleri, deprensellik, tektonik ve termal aktivite vb veriler birbirleriyle karşılaştırılarak bölgenin termal yapısı aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Birinci bölümde tezin amacı, kapsamı, önceki çalışmalar verilmiştir. İkinci bölüm; Yerin ısı yapısı, Curie sıcaklığı ve mağnetik özellikler gibi genel kısımları içerir. Üçüncü bölüm; Güneybatı Anadolu'nun tektonik, sismisite, jeolojik yapısı, jeotermal özellikler, ısı akısı ve derin kabuksal çalışmalar vb gibi özelliklerini kapsar. Dördüncü bölümde; çalışmada kullanılan veri, yöntem ve çalışma şekli yer almaktadır. Havadan ölçülen mağnetik verilerin analize hazırlanması ve Curie Nokta Derinliklerinin tahmini, bölgenin Curie Nokta Derinlik, Isı gradiyent ve Isı akısı haritalarının hazırlanması çalışmaları da beşinci bölümde yer almaktadır. Altıncı ve son bölüm ise, sonuçların değerlendirilmesi ile birlikte Tartışma ve Yorumları kapsamaktadır.

2. GENEL KISIMLAR

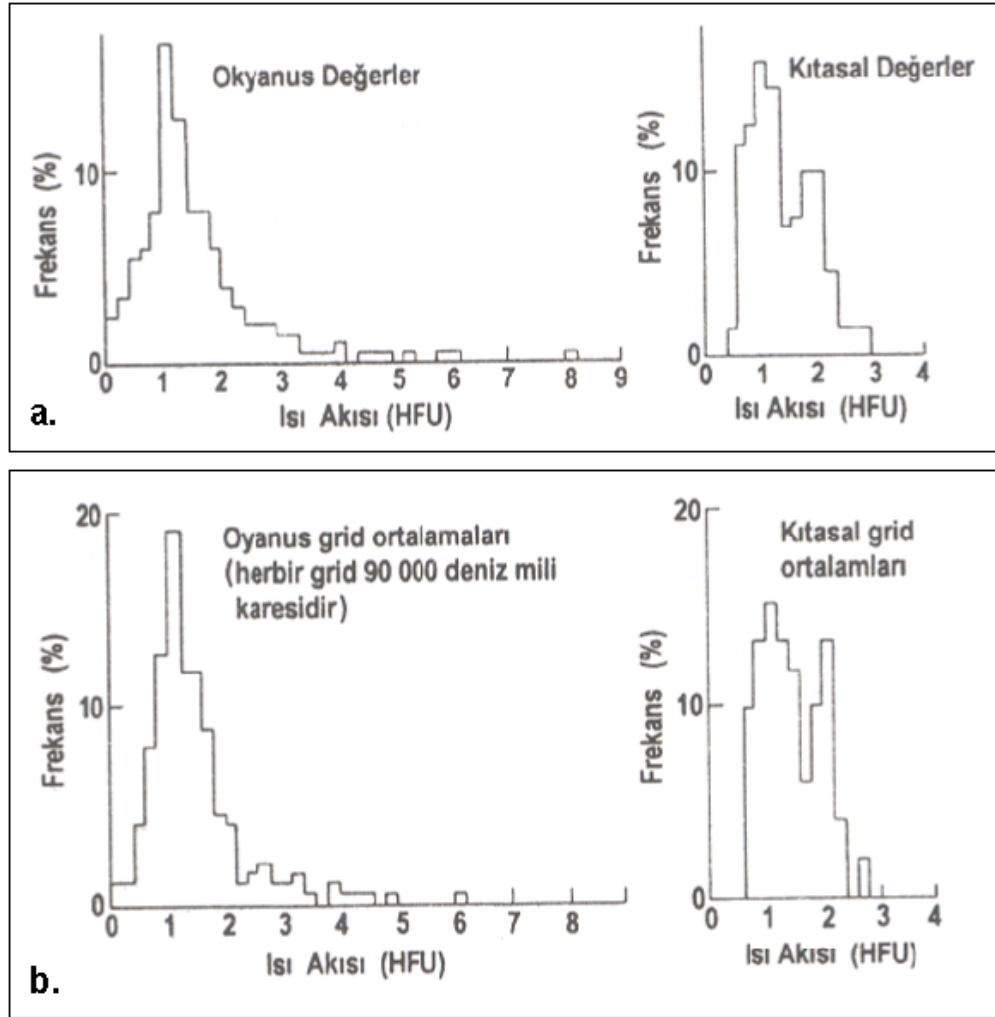
2.1. YERİN ISIL YAPISI

2.1.1. Yerkürenin Sıcaklığı

Yerkürenin sıcaklığının araştırılmasına maden ocakları ve bunun yanısıra hidrotermal, jeotermal ve petrol vb amaçlar ile açılmış sondaj kuyularından sıcaklığın ve ısı gradientinin çeşitli derinliklerde ölçülmesi ile başlanmıştır. Maden ocakları ve sondaj kuyularının derinlikleri sınırlı olduğundan, bu derinliklere ait sıcaklık değerlerinden çok ısı gradientinin saptanması ile, kabuğun erişilemeyen daha alt derinliklerdeki sıcaklık hakkında bilgi edinebilmek olanaklı olabilmektedir. Kabukta ortalama ısı gradiyenti 30 °C/km dir. Kıtasal kabuk tabanındaki sıcaklık 500-1000 °C arasında değişirken; okyanusal kabuk tabanında bu değer 150-200 °C arasında olmaktadır (Sanver, 1983). ABD'nin batı kesiminde tektonik bakımdan aktif "Basen and Range" tipi 30 km kalınlığındaki kabuğun tabanındaki sıcaklık 730-1000 °C iken, ABD'nin doğu kesiminde yeralan yaşlı ve tektonik aktivitesi çok düşük 35 km kalınlığındaki kabuğun tabanında sıcaklık 450-550 °C arasında değişmektedir (Blackwell, 1971).

Yerkürenin derinliklerindeki sıcaklık hakkında bilgi sahibi olabilmenin yollarından biri de ısı akısının hesaplanmasıdır. Gerçekleştirilen ısı akısı ölçüleri bir dünya haritasına işlendiğinde, okyanuslardaki ölçülerin karalardakine oranla daha fazla olduğu dikkati çekmektedir. Yerkürenin ortalama ısı akısı değeri 61.5 mW/m² dir (Lee, 1970). Bunun anlamı, iletkenlikten dolayı yerin içinde yayılan ısı miktarının yüzeyde 2.4x10²⁰ kal/yıl yada 10²⁸ erg/yıl olduğudur. Başka bir deyişle, yerküre her yıl bu kadar ısı kaybetmektedir. Yerkürenin volkanik aktiviteden dolayı kaybettiği ısı miktarı söz konusu değerden 400 kez daha küçüktür.

Yerküreyi 5x5 derecelik alanlara bölerek yapılan karşılaştırma sonucu; karalar için ortalama ısı akısı değeri 58.91 mW/m^2 bulunurken; okyanusal alanlar için ortalama ısı akısı 59.33 mW/m^2 bulunmuştur. Bu değerler yerküre ortalamasına çok yakındır. Kıtalardaki Pleistosen yaşlı buzulların 8.36 mW/m^2 lik etkisi dikkate alındığında, kıtalardaki ısı akısı ortalamasının okyanuslardaki ısı akısına oranla %10-15 daha fazla olduğu sonucuna varılır (Orbay, 2001). Şekil 2.1 de kıta ve okyanuslardaki ısı akısı dağılımı histogramda gösterilmiştir. Şekiller incelendiğinde, kıtalardaki değerlerin dağılımı kısa ve değişim az iken, okyanuslardaki değerlerin dağılımı asimetric ve uzun bir değişim aralığına sahip olduğu görülür.



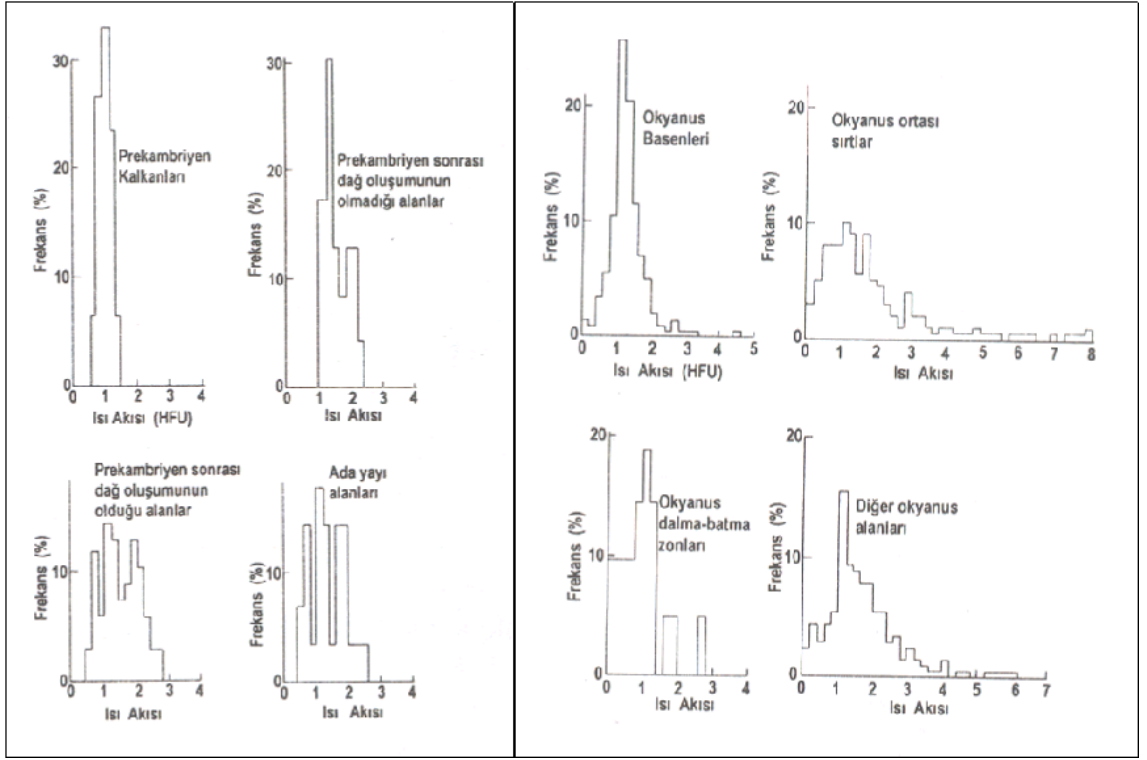
Şekil 2.1.a. Okyanus ve kıtalar üzerinde ölçülen ısı akısı dağılımları, b. okyanus ve karalarda 90.000 deniz mili karelik bölgelerin ortalamalarından elde edilen ısı akısı değerleri (Bott, 1982).

Tablo 2.1 de farklı kıta ve okyanus alanları için ölçülmüş ısı akısı değerleri ve Şekil 2.2 de bunların histogramları gösterilmektedir. Şekil 2.2 ve Tablo 2.1 incelendiğinde, Prekambriyen kalkanlardaki ısı akısı değişim aralığının çok dar, dağ oluşumunun olmadığı bölgelerde ve 3. jeolojik zamanın volkanik bölgelerindeki ısı akısı değerlerinin de ortalamadan büyük ve değişim aralığının geniş olduğu görülmektedir. Okyanuslarda ise, okyanus sırtlarında yüksek ısı akısı değerleri gözlenirken, okyanus çukurlarında ise düşük değerler gözlenmektedir.

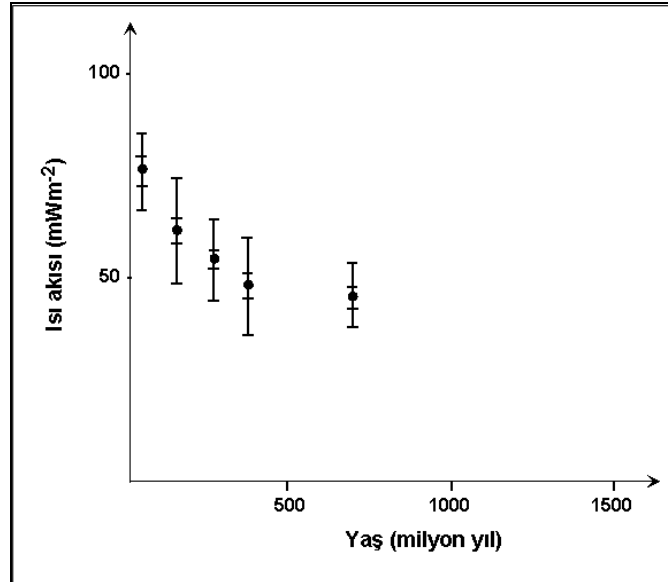
Tablo 2.1. Farklı kıta ve okyanus alanlarındaki ısı akısı ölçüleri. N ölçü sayısını göstermektedir (Bott, 1982).

KİTALAR	N	q (mW/m ²)	standart sapma	Hata
Prekambriyen kalkanlar	26	37.60	0.17	0.03
Kambriyen sonrası (dağ oluş. olmadığı dönem)	23	66.43	0.38	0.08
Paleozoik (dağ oluşumu)	21	51.39	0.40	0.09
Mezozoik-Tersiyer (dağ ol.)	19	80.22	0.49	0.11
Tersiyer (volkanik alanlar)	11	90.24	0.46	0.14
OKYANUSLAR				
Okyanus havzaları	273	53.48	0.53	0.03
Okyanus sırtları	338	76.04	1.56	0.09
Okyanus çukurları	21	41.36	0.61	0.13
Diğer okyanus alanları	281	71.44	1.05	0.06

Kıtasal ısı akısı ölçümlerinden; ısı akısı değerlerinin artan tektonik yaşla azaldığı sonucuna varılmıştır (Pollack ve Chapman, 1977). Şekil 2.3 tektonik yaş ile ısı akısı değerlerinin dağılımını göstermektedir. Kıtasal kabuktaki ısı akısı verilerinin tektonik yaş ile olan azalması, okyanusal ısı akısı verilerindeki azalmaya göre beş kat daha yavaştır. Kıtasal kabuk ısı akısı verilerindeki bu yavaş azalma; kabuk içindeki uzun yarı ömürlü radyoaktif izotopların ölçülen ısı akısı değerlerine katkısından kaynaklanmaktadır. Yeryüzüne yakın ortamlarda ölçülen ve kabuk için fazla olduğunu düşündüğümüz ısı gradiyentinde uzun yarı ömürlü radyoaktif izotopların rolü bulunmaktadır (Sanver, 1983).



Şekil 2.2. Farklı kıta ve okyanus alanları için ısı akısı histogramları (Bott, 1982).

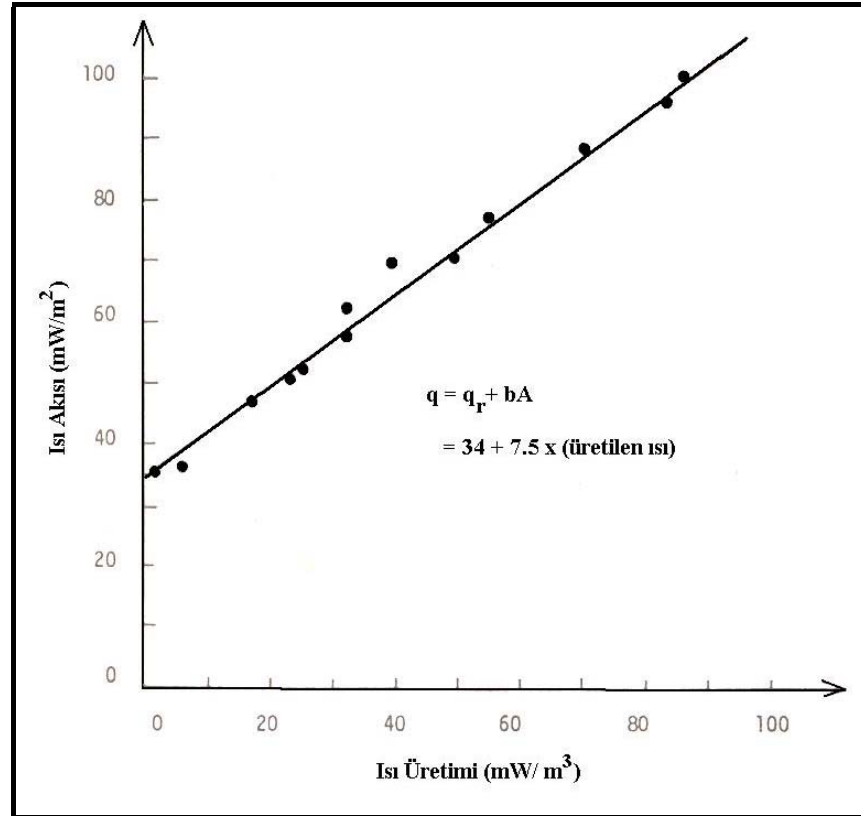


Şekil 2.3. Bölgesel ısı akısı değerlerinin dağılımının tektonik olayın yaşı ile ilişkisi. Noktalar ortalama ısı akısını, uzun çizgi ortalamaya ait standart sapma ve kısa çizgi standart hatayı göstermektedir (Pollack ve Chapman, 1977).

Kıtasal kabuktaki bölgesel ısı akısı değerlerinin oluşmasında, üst kabuğu oluşturan kayaçların değişik miktarda radyoaktif izotop içermelerinin etkisi vardır. Kabuğun derinlikleri için geçerli olacak ısı akısının bulunabilmesi için, kabuğa mantodan iletilen ısı enerjisi ile kabuğun üst katmanlarını oluşturan kayaçlar içindeki radyoaktif izotopların ürettiği ısı enerjisinin birbirinden ayrılması gerekir. Şekil 2.4 de ABD'nin doğu kısmındaki plütonlar ve civarına ait ısı akısı değerleri ile, plütonlarca üretilen ısı üretiminin ilişkisi görülmektedir. Şekildeki değerlerin dağılımı,

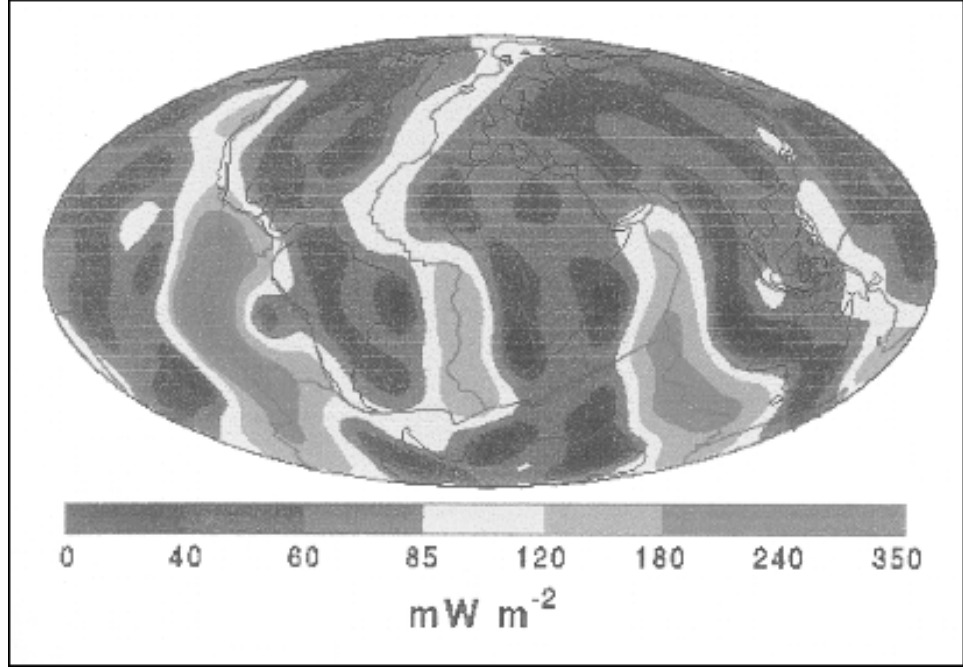
$$q = q_r + b.A \quad (2.1)$$

denklemleri ile verilir. Burada q ölçülen ısı akısını, b doğrunun eğimini, A yer yüzeyinde gözlenen metamorfik veya plütonik kütlelerin birim hacimdeki ürettiği ısı enerjisini, q_r doğrunun eksenini kestiği noktanın değeri olup; kıtasal kabuğun derin kısımlarındaki kaynakların ısı akısına katkısını göstermektedir (Sanver, 1983).



Şekil 2.4. ABD'nin doğu kısmındaki plütonlara ait ısı akısı değerlerinin aynı bölgedeki yüzey kayaçlarının birim kütle başına ürettikleri ısı enerjisine göre değişimi (Roy ve diğ., 1968).

Dünya ısı akısı verilerine küresel harmonik analiz uygulanması sonucu elde edilen harita Şekil 2.5 te gösterilmektedir. Şekilde en yüksek ısı akısı değerlerinin okyanus ortası sırtlar üzerinde olduğu görülmektedir. Karalar üzerinde ise daha düşük değerler görülmektedir (Orbay, 2001).



Şekil 2.5. Dünya ısı akısı verilerine küresel harmonik analiz uygulanması sonucu elde edilen ısı akısı haritası (Lowrie, 1997).

2.1.2. Yerkürede Isı Enerjisinin İletimi

Yer içinde ısı iletimi iletişimsel (conductive), dönüşümsel (convective) ve ışımsal (radiative) olmak üzere üç yoldan gerçekleşmektedir. İletişimsel ısı transferi maddeyi oluşturan atomların titreşim hareketi ile sağlanır. Dönüşümsel ısı transferi ısı farklılığı nedeni ile akışkanların hareketi ile gerçekleşmektedir. Işımsal ısı transferi ise, Güneşten gelen elektromagnetik dalgaların radyasyonu ile ısının taşınmasıdır ve etkisi azdır.

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

$$q = k.gradT \quad (2.2)$$

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

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = k.\nabla^2 T \quad (2.3)$$

şeklinde verilir (Orbay, 2001).

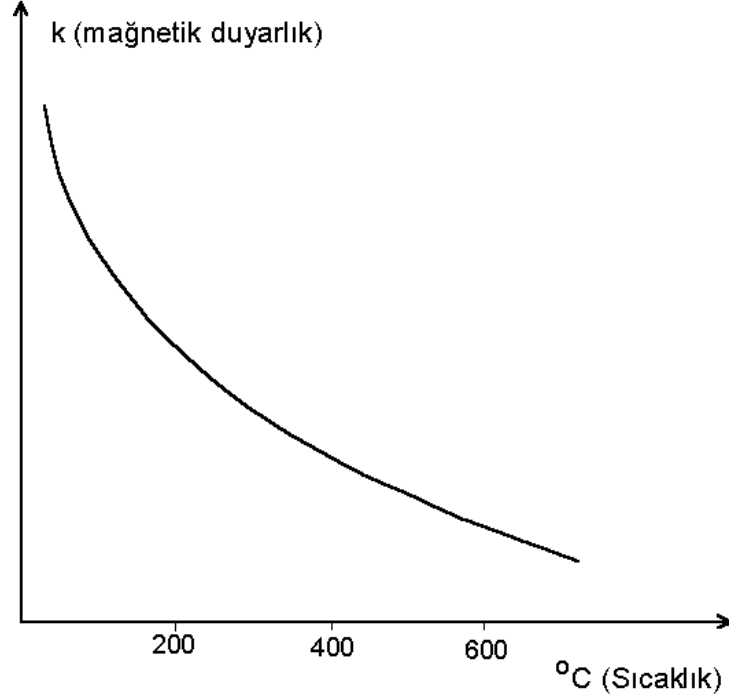
2.2. CURİE SICAKLIĞI VE MİNERALLERİN MAĞNETİK ÖZELLİKLERİ

Bilindiği gibi kayaçlar minerallerden oluşmaktadır. Yeryüzündeki kayaçların hemen hemen hepsi az veya çok miktarda mağnetik mineral içermektedir. Kayaçları oluşturan mineraller mağnetik özelliklerine göre diamagnetik, paramagnetik, ferromagnetik, antiferromagnetik ve ferrimagnetik olarak dört ana grupta sınıflandırılabilir. Bu minerallerin büyük bir kısmı paramagnetik ve diamagnetik özelliklere sahipken; çok az bir kısmı da ferrimagnetik ve antiferromagnetik özelliklere sahiptir.

Bu mineraller kimyasal bileşimlerine göre FeO-Fe₂O₃-TiO₂ üçlü sistemiyle temsil edilmektedir. Minerallerin mağnetik özelliklerinden sorumlu olan titanyumlu mağnetit katı eriyik (titanomağnetit) serisi, mağnetit-mağhemit katı eriyik serisi, ilmenit-hematit katı eriyik serisi, ferropsedobrokit-psedobrokit serisi olarak sayabileceğimiz dört farklı mineral grubu vardır.

Maddeyi oluşturan atom modelinde, merkezde pozitif yüklü bir çekirdek ve onun etrafında negatif yüklü elektronlar vardır. Elektronların çekirdek etrafındaki yörüngesel hareketi sonucu oluşan alan, çok küçük bir çubuk mıknatısın oluşturacağı alana benzer. Bir cisme dışarıdan bir mağnetik etki olmadığı zaman atomların toplam momentleri sıfır olurken; dışarıdan bir mağnetik alan uygulandığında, cismin dipol alanı etkilenir ve mağnetik özellikleri değişime uğrar. Dış alanın etkisiyle kazanılan mıknatıslanma dış alana göre ters yönde olduğunda, negatif işaretlidir ve “diyamağnetizma” olarak

adlandırılır. Eğer kazanılan mıknatıslanma, dış alan doğrultusunda ise bu olay “*paramağnetizma*” adını almaktadır. Paramağnetik bir cismin süseptibilitesinin sıcaklıkla ters orantılı olarak azalması “*Curie kanunu*” olarak bilinir. Şekil 2.6 da paramağnetik özelliklere sahip biyotitin mağnetik duyarlılığının (mıknatıslanmasının) sıcaklıkla değişimi görölmektedir.



Şekil 2.6. Paramağnetik mineral olan biyotitin mağnetik duyarlılığının sıcaklıkla değişimi (Orbay, 1980; Özdoğan ve diğ., 1986; Sanver, 1992’ den değiştirilmiştir).

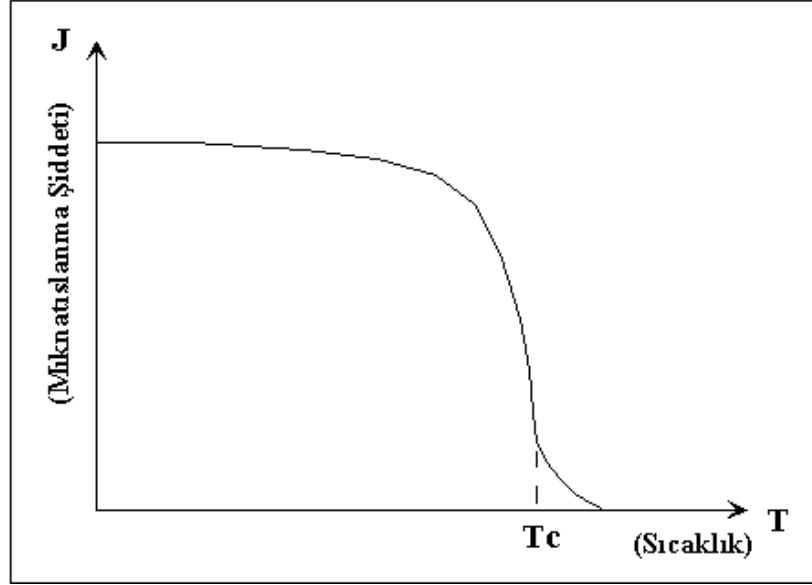
Diamağnetik ve paramağnetik cisimler bir dış alanın varlığı halinde mıknatıslanmaları devam eder, dış alan kaldırıldığında mıknatıslanmalarını kaybederlerken; ferromağnetik cisimler dış alan kaldırıldığında yada hiç uygulanmasa dahi mıknatıslık kazanabilmektedirler.

Belirli bir frekans ve genlikte sürekli titreşen atomların sıcaklık artışı ile titreşim hareketi ve genlikleri büyür. Maddeye verilen ısı çok fazla arttıkça titreşimlerin genliği o kadar büyür ki, atomun düzeni bozularak kristal kafesinin kırılması ile madde sıvı hale dönüşür, yani ergime olayı gerçekleşir.

Ferromağnetik maddeler Curie sıcaklığına kadar ısıtıldıklarında da büyük frekans ve genliklerde titreşirler. Atomların bu hareketleri esnasında Weiss alanı, atomların spin momentlerinin düzenleyici etkisini yenerek gelişigüzel doğrultular almasına ve yönlerinin değişmesine neden olur. Ferro ve ferrimağnetik bir cisim oda sıcaklığından itibaren ısıtmaya başlandığında, cisim belli bir noktadan itibaren ferromağnetik özelliğini kaybeder ve paramağnetik bir madde gibi davranır. İşte cismin ferromağnetik özelliklerini kaybettiği bu sıcaklığa “*Curie sıcaklığı*” adı verilir. Ferromağnetik maddenin Curie sıcaklığı üstündeki mağnetik özellikleri paramağnetik maddenin sahip olduğu mağnetik özelliklere benzer (Orbay, 1980; Özdoğan ve diğ., 1986; Sanver, 1992). Sıcaklık artışı ile ferromağnetik bir maddenin Weiss alanının etkisini azalışı Şekil 2.7 de görülmektedir.

Atmosferik basınçta saf mağnetitin Curie sıcaklığı 580 °C dir. Bu sıcaklık mağnetitin içindeki titanyum miktarının artması ile azalır. Bazı volkanik kayaçlar için Curie sıcaklığı 100 °C olarak belirlenmiştir (Nagata, 1961). Derin kabuk ve üst manto kayaçlarında % 5-10 mol ulvospinel bulunur (Buddington ve Lindsey, 1964). Bu miktar ulvospinel bulunması Curie sıcaklığının 500-560 °C olabileceğini ortaya koymaktadır (Shuey ve diğ., 1977).

Antiferromağnetik maddelerin mağnetik özellikleri ise Neel sıcaklığı üstündeki sıcaklıklardan itibaren değişir ve paramağnetik madde gibi davranırlar. Tablo 2.2 de bazı ferromağnetik ve antiferromağnetik minerallerin Curie ve Neel sıcaklıkları verilmiştir.



Şekil 2.7. Ferromağnetik maddelerde mıknatıslanma şiddetinin sıcaklık ile değişimi (Orbay, 1980; Özdoğan ve diğ., 1986; Sanver, 1992' den değiştirilmiştir).

Tablo 2.2. Bazı ferromağnetik ve antiferromağnetik minerallerin Curie ve Neel sıcaklıkları (Strangway, 1970).

Ferrimağnetik Mineral	Curie sıcaklığı	Antiferromağnetik Mineral	Neel sıcaklığı
Mağnetit (Fe_3O_4)	580 °C	Hematit ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) parasitik ferromağnetik	680 °K 680 °C (Curie)
Mağhemit ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$)	545-675 °C	İlmenit (FeTiO_3)	57 °K
İlmenit-Hematit katı eriyiği (x) FeTiO_3 -(1-x) Fe_2O_3 0.5<x<0.8	50-300 °C	Ulvospinel (Fe_2TiO_4)	120 °K
Pirolit (FeS) _{1+x} 0<x<1/7	320 °C	Geotit (αFeOOH)	120 °K
Jacobsit (MnFe_2O_4)	300 °C	Kalkopirit (CuFeS_2)	300 °K
Mağnesyoferrit (MgFe_2O_4)	440 °C	Siderit (FeCO_3)	40 °K
Trovorit (NiFe_2O_4)	585 °C	Rodokrosit (MnCO_3)	31.5 °K
Franklinit (ZnFe_2O_4)	60 °C	Fayalit (Fe_2SiO_4)	126 °K
Kromit (FeCr_2O_4)	88 °C	Troilit (FeS)	320 °K
		Piroksen (FeSiO_3)	40 °K

Güneybatı Anadolu Dünyadaki aktif kıta içi genişleme, kabuk incelmesi ve riftleşmenin ilk evrelerini yansıtan olayların ve yapıların en iyi gözlemlendiği alanlardan birisidir. Bölge tektonik olarak güneyden Helen-Batı Kıbrıs Yitim Kuşağı, batıdan Batı Anadolu Genişleme Tektoniği, doğudan Tuz Gölü Fay Zonu (TGFZ) ve kuzeyden ise İnönü Eskişehir Fay Zonu (İEFZ) tarafından sınırlanmaktadır (Şekil 3.1) (Koçyiğit, 2000). Bölgenin tektoniğini daha iyi anlamak için tüm Türkiye ve çevresinin tektoniğine bakmak yararlı olacaktır.

Türkiye'nin günümüzdeki aktif tektoniği Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve Ege-Kıbrıs yitim hendeği olarak adlandırılan üç önemli ana yapısal eleman tarafından yönetilmektedir. Bunlar dışında yine bunlarla ilişkili Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ), Fethiye-Burdur Fay Zonu (FBFZ), Afyon-Akşehir Fay Zonu (AAFZ), Ecemiş Fay Zonu ve Ege Graben Sistemi gibi daha bir çok yapıyı da saymak mümkündür.

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) arasında kalan Anadolu levhası, Arap ve Avrasya levhaları arasındaki sıkışma sonucu batıya doğru hareket etmektedir. Bu tektonik olayların arasındaki karşılıklı etkileşim ve deformasyon sonucu Doğu Anadolu sıkışma rejimi, Kuzey Anadolu rejimi, Orta Anadolu ova rejimi ve Batı Anadolu genişleme rejiminin etkili olduğu dört neotektonik bölge oluşmuştur (Bozkurt, 2001a). Her bölge normal, doğrultu atımlı ve ters faylanma gibi kendi yapısal elemanları ile karakterize edilmektedir.

Alp-Himalaya orojenez kuşağında yer alan Güneybatı Anadolu ve çevresi, tektonik olarak dünyanın kıtasal kabuğunun en aktif deformasyona uğrayan alanlarından birisidir. Afrika levhasının Kıbrıs hendeğinden kuzeye doğru Anadolu levhası altına dalması, Orta-Üst Miyosen süresince devam eden kıtasal çarpışma ile sonuçlanmıştır (Fytikas ve diğ., 1984). Bu çarpışma evresi, daha sonra yerini Batı Anadolu'da bir genişleme rejimine bırakmıştır. Bu evre yaklaşık Geç Miyosen-Pliyosen'den beri devam etmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Batı Anadolu'da bugün K-G yönlü hızlı bir kıtasal genişleme hakimdir (Westaway, 1990).

GPS ölçüm sonuçlarına göre, Avrasya ve Arap-Afrika levhaları arasındaki çarpışma sürecine bağlı olarak, Anadolu bloğundaki kabuksal deformasyon (2 mm/yıldan az) günümüzde de devam etmektedir (Oral, 1994; Oral ve diğ., 1995; Le Pichon ve diğ., 1995; Barka ve diğ., 1997). Batı Anadolu ve çevresi dünyanın tektonik olarak kıtasal kabuğunun çok aktif ve hızlı bir şekilde deforme olan bölgelerinden biridir.

Güneybatı Anadolu'da Isparta Büklümü, Antalya Körfezi'nin kuzeyinde Afrika ve Avrasya levhalarının sınırı boyunca KD ve KB yönlü doğrultu atımlı faylar ile şekillenmiştir (Eyidoğan ve Barka, 1996; Yağmurlu ve diğ., 1997). Hellenik ve Kıbrıs hendeklerinin kesişim noktasında karmaşık bir zon olarak Toroslarda yer alan Isparta Büklümü, bölgenin yüksek tektonik aktivitesini şekillendirir (LePichon ve Angelier, 1979). Bundan başka, bölge Batı Anadolu genişleme tektonik rejiminin kontrolü altında blok faylanmalar ile karakterize edilir (Koçyiğit, 1984).

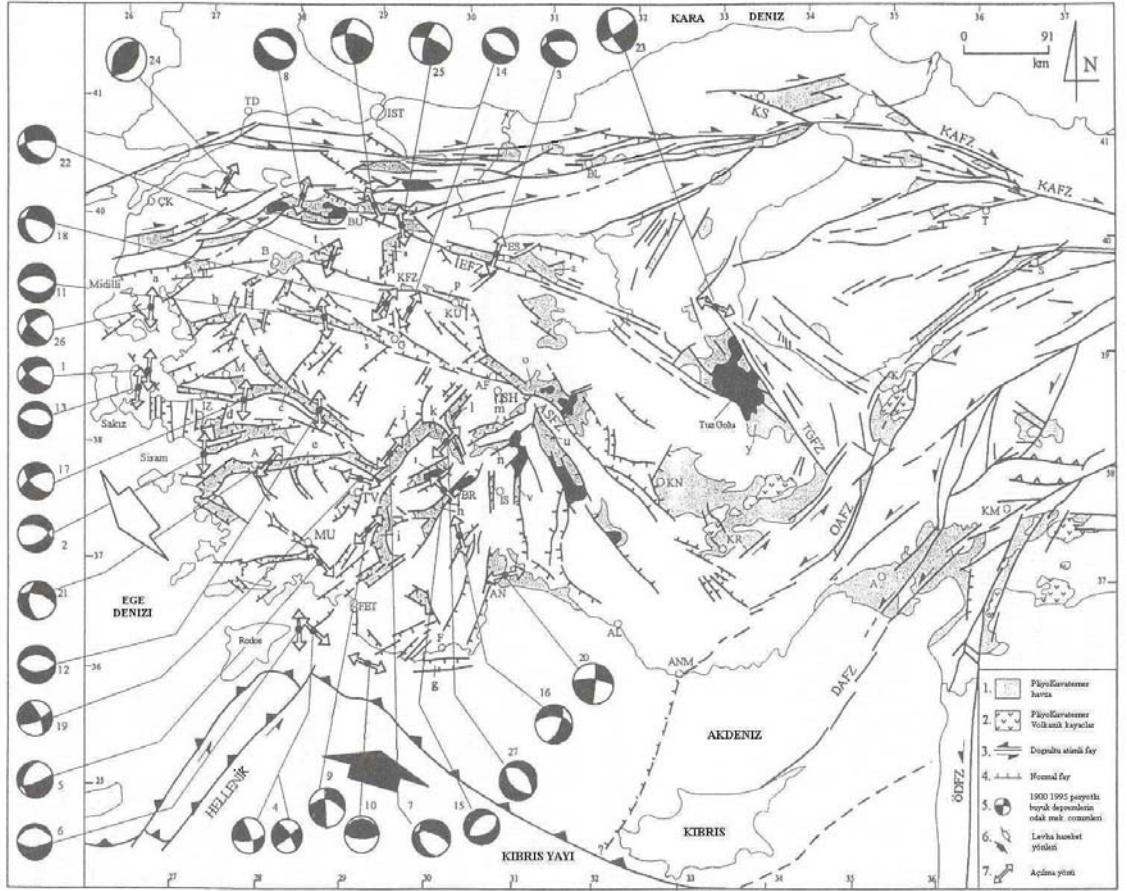
Güneybatı Anadolu Pliyo-Kuvaterner yaşlı, kıta içi genişleme türü bir neotektonik rejim ve Geç Miyosen sıkışma tektoniği evresiyle kesintiye uğramış iki ayrı genişleme evresinde (Erken Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner) gelişmiş karmaşık bir horst-graben sistemi ile temsil edilir. Güncel genişleme yönleri K-G ve D-B doğrultuludur (Şekil 3.2). Çok yönlü genişleme, Güneybatı Anadolu'yu karakterize eden fay ve fay takımlarının dağılımı (geometrisi), deprem odak mekanizması çözümleriyle de uyumludur (Şekil 3.2). Benzer şekilde, Güneybatı Anadolu'da, gerek jeolojik gerekse sismik bakımdan D-B ve K-G gidişli aktif fay ve fay takımlarının varlığı görülür. Bu fayların kinematik analizi ve bunlar üzerinde oluşan depremlerin odak mekanizma çözümleri de çok yönlü aktif genişlemeyi kanıtlamaktadır (Eyidoğan, 1988; Koçyiğit, 2000).

D-B gidişli fay-fay takımları, genelde Güneybatı Anadolu'nun en batısında (Ege ve Akdeniz sahillerine yakın kesimlerde) yer alır. Kuzeyden güneye doğru Edremit-Akçay, Bakırçay, Soma, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes ve Gökova grabenlerinin kenar fayları sayılabilir (Şekil 3.2). Bu faylardan kaynaklanmış depremlerin odak mekanizması çözümleri, bu faylar boyunca aktif olan genişlemenin yaklaşık olarak K-G olduğunu göstermektedir. Buna rağmen, kuzeydoğudaki İnönü-Eskişehir Fay Zonu, Kütahya Fay Zonu, Akşehir-Simav Fay Zonu ve Beyşehir, Dinar, Sarıgöl-Sarayköy,

Acıpayam ve Muğla fay ve fay takımlarının kinematik analizi ve neden oldukları depremlerin odak mekanizması çözümleri, bu faylar boyunca devam eden güncel genişlemenin KB-GD ve KD-GB yönünde olduğunu göstermektedir (Şekil 3.2). Diğer taraftan Sandıklı, Karadilli, Senirkent, Çivril, Acıgöl, Burdur fay ve fay takımları ise genellikle KD gidişlidir. Gerek bu fayların kinematik analizi, gerekse bu faylardan kaynaklanan depremlerin (1971 Burdur Depremi) odak mekanizması çözümleri bu fay ve fay takımları boyunca aktif olan genişlemenin de yaklaşık olarak KB-GD yönlü olduğunu kanıtlamıştır (Şekil 3.2) (Koçyiğit, 2000).

Daha az egemen fakat aktif olan yaklaşık K-G gidişli fay takımları ise, çoğunlukla Antalya körfezi kuzeyinde gelişmiştir. Bu fay ve fay takımlarından bazıları, Şuhut, Dombayova, Gölcük-Isparta, Eğirdir-Kovada, Tavas ve Antalya çöküntüsünün doğu ve batı kenarlarını sınırlayanlardır. Bu fayların kinematik analizi ve deprem odak mekanizması çözümleri, bu faylar boyunca gelişen aktif genişlemenin yaklaşık D-B yönlü olduğunu göstermektedir ve bu yöndeki genişleme Anadolu ve Afrika levhaları arasındaki sıkışma ile uyum içindedir (Şekil 3.2) (Koçyiğit, 2000).

Güneybatı Anadolu'da gerek tarihsel dönemlerde gerekse 20. yüzyılda çok sayıda orta ve büyük boyutlu yıkıcı deprem olmuştur. Bu depremler çeşitli araştırmacılar tarafından incelenmiştir (Soysal ve diğ., 1981; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Eyidoğan, 1988; Kalafat, 1990, 1998; Taymaz ve diğ., 1990, 1991; Eyidoğan ve diğ., 1991; Taymaz ve Price, 1992; Ambrasseys ve Finkel, 1995; Pınar, 1998; Pınar ve Kalafat, 1999; Kurt ve diğ., 1999; Roumelioti ve diğ., 2004). Güneybatı Anadolu'daki tarihsel ve güncel depremler günümüz saha verileri ışığında değerlendirildiğinde, meydana gelen depremlerin bu bölgedeki aktif faylardan kaynaklanmış oldukları görülmektedir (Şekil 3.2 ve Tablo 3.1).



Şekil 3.2. Batı Anadolu'nun yalınlaştırılmış sismotektonik haritası (Koçyiğit, 2000).

a. Akçay-Edremit grabeni, b. Bakırçay grabeni, c. Gediz grabeni, d. Küçük Menderes grabeni, e. Büyük Menderes grabeni, f. Gökova grabeni, g. Finike grabeni, h. Burdur grabeni, i. Acıpayam grabeni, j. Çivril grabeni, k. Dinar grabeni, l. Sandıklı grabeni, m. Karadilli grabeni, n. Senirkent grabeni, o. Akşehir-Afyon grabeni, p. Kütahya grabeni, r. Simav grabeni, s. Harmancık grabeni, t. Kavalcık grabeni, u. Beyşehir grabeni, v. Kovada grabeni, y. Tuz Gölü grabeni, z. Eskişehir grabeni; ASFZ. Akşehir-Simav Fay Zonu, OAFZ. Orta Anadolu Fay Zonu, ÖDFZ. Ölü Deniz Fay Zonu, DAFZ. Doğu Anadolu Fay Zonu, İEFZ. İnönü-Eskişehir Fay Zonu, KFZ. Kütahya Fay Zonu, KAFZ. Kuzey Anadolu Fay Zonu, TGFZ. Tuz Gölü Fay Zonu, A. Adana, AF. Afyon, AL. Alanya, AN. Antalya, ANM. Anamur, B. Balıkesir, BL. Bolu, BR. Burdur, BU. Bursa, ÇK. Çanakkale, ES. Eskişehir, F. Finike, FET. Fethiye, G. Gediz, IS. Isparta, IST. İstanbul, İZ. İzmir, K. Kayseri, KM. Kahramanmaraş, KN. Konya, KR. Karaman, KS. Kastamonu, KÜ. Kütahya, M. Manisa, MR. Marmaris, MU. Muğla, S. Sivas, SH. Şuhut, T. Tokat, TD. Tekirdağ, TV. Tavas.

Tablo 3.1. 1900-2004 yılları arasında Güneybatı Anadolu'da oluşmuş şiddetli ve yıkıcı depremler (parantez içindeki sayılar Şekil 3.2 de gösterilen depremlerdir) (depremler BU-KRDAE Deprem Kataloğu, Canitez ve Üçer, 1967; McKenzie, 1972; Kocafe ve Ataman, 1976; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Kıyak, 1987; Ambraseys, 1988; Eyidoğan, 1988; Eyidoğan ve diğ., 1991; Gündoğdu ve diğ., 1996; Kalafat, 1998 ve Koçyiğit, 2000' den alınmıştır.)

Yıl	Ay	Gün	Enlem	Boylam	Oluş yeri	Büyüklik	Derinlik
1914	10	03	37.70	30.40	Burdur	7	
1914	10	04	38.00	30.00	Bolvadin	4.7	15
1925	08	07	37.40	30.50	Dinar	5.9	20
1944	06	25	38.79	29.30	Gediz	5.5	57
1949	07	23	38.66	26.29	Sakız-Karaburun (1)	6.7	0
1955	07	16	37.66	27.19	Söke-Balat (2)	6.8	6
1956	02	20	39.86	30.49	Eskişehir (3)	6.5	9
1957	04	25	36.47	28.56	Fethiye (4)	7.1	80
1959	04	25	37.05	28.55	Köyceğiz (5)	6.1	43
1961	05	23	36.60	28.80	Marmaris (6)	6.6	49
1963	03	11	38.10	29.30	Denizli (7)	5.7	33
1964	10	06	40.30	28.20	Manyas (8)	6.7	10
1965	06	13	37.80	29.30	Honaz	5.5	16
1967	10	26	37.30	29.10	Acıpayam (9)	4.9	46
1969	01	14	36.11	29.19	Fethiye-Kaş (10)	5.6	22
1969	03	25	39.25	28.44	Yeniköy (Simav) (11)	6	10
1969	03	28	38.55	28.46	Alaşehir (12)	6.6	9
1969	04	06	38.49	26.41	Karaburun (13)	5.9	14
1970	03	28	39.21	29.51	Gediz (14)	7	10
1971	05	12	37.59	29.76	Burdur (15)	6.2	23
1971	09	21	37.27	30.17	Bucak (16)	4.8	42
1974	02	01	38.55	27.22	İzmir (17)	5.5	24
1976	06	09	39.24	29.15	Emet (18)	4.7	12
1976	08	19	37.71	29.00	Denizli (19)	5	20
1977	04	11	36.91	30.73	Antalya (20)	4.7	90
1977	10	27	37.87	27.88	Germencik (21)	5	16
1979	07	18	39.66	28.65	Kavacık (22)	5.2	7
1983	04	21	39.31	33.06	Bala (23)	4.7	36
1983	07	05	40.33	27.23	Biga (24)	6.1	10
1983	10	21	40.00	29.35	İnegöl (25)	4.9	12
1989	08	15	39.18	26.29	Midilli-Edremit (26)	4.5	10
1995	10	01	38.10	30.10	Dinar (27)	6.1	10
2000	12	15	38.46	31.35	Akşehir	5.8	10
2002	02	03	38.7	30.87	Çay	5.5	10
2002	02	03	38.57	31.27	Sultandağı	6.5	5

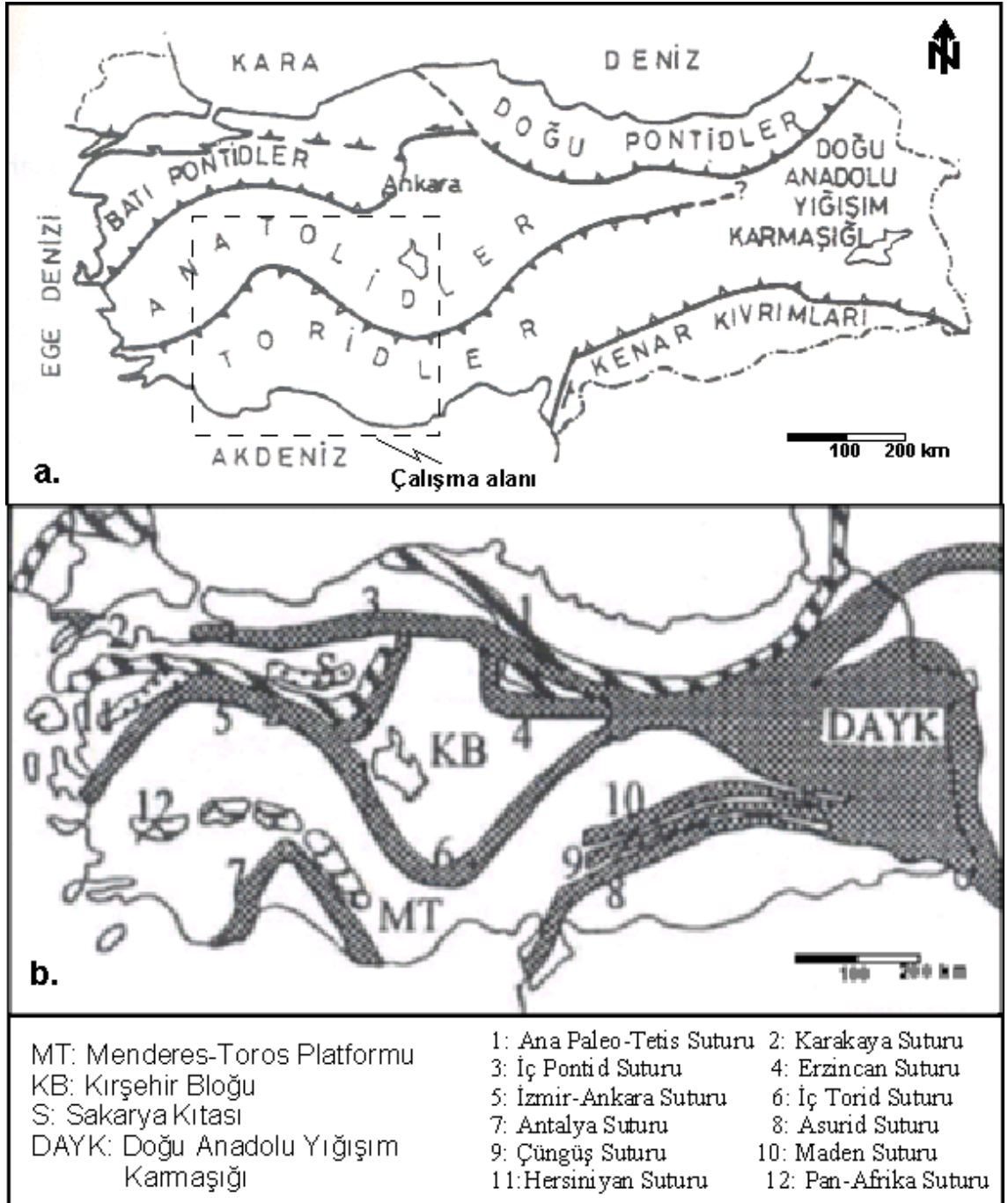
3.2. BÖLGENİN GENEL JEOLJİK YAPISI

Anatolid-Torid kuşağında yer alan çalışma alanı (Şekil 3.3.a), İzmir-Ankara kenet kuşağının devamı niteliğindeki İç Torid kenet kuşağı ve Antalya kenet kuşakları ile değişik doğrultularda kesilmektedir (Şekil 3.3.b). Bunun yanında çalışma alanının Menderes-Toros platformu ve Kırşehir bloğuna ait bölümleri de içerdiği gözlenmektedir. Şekil 3.4 de çalışma alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası görülmektedir. Bölgede Paleozoyikten Tersiyere kadar allokton ve otokton konumlu birimler ve bunları kesen mağmatik intrüzif kayalar yüzeylemektedir. Otokton birimler: Antalya körfezinin batısında Beydağları otoktonu, Antalya körfezinin kuzeydoğusundan Anamasdağ-Akseki otoktonu. Allokton birimler: Beydağları ile Anamas-Akseki otoktonu arasında Antalya napları, Anamas-Akseki otoktonu ile Sultandağları masifi arasında Beyşehir-Hoyran napları, Beydağları otoktonu ile Menderes masifi arasında Likya napları, Menderes masifi kuzeyinde (Eskişehir-Ankara arasında) İzmir-Ankara zonuna ait allokton birimler yer almaktadır. Metamorfik masifler olarak Antalya körfezinin doğusundaki Alanya masifi, Beyşehir Gölü doğu ve kuzeydoğusundaki Sultandağları masifi, Kırşehir ve kuzeyindeki Kırşehir masifi ve inceleme alanının kuzeybatı kesimlerindeki Menderes masifinden söz edilebilir. Yine Kırşehir güneyinde, Konya ile Beyşehir Gölü arasında ve Afyon civarı ile inceleme alanının kuzeybatı kesimlerinde geniş yayılım alanlarına sahip volkanik kayalar yüzeylemektedir (Şekil 3.4).

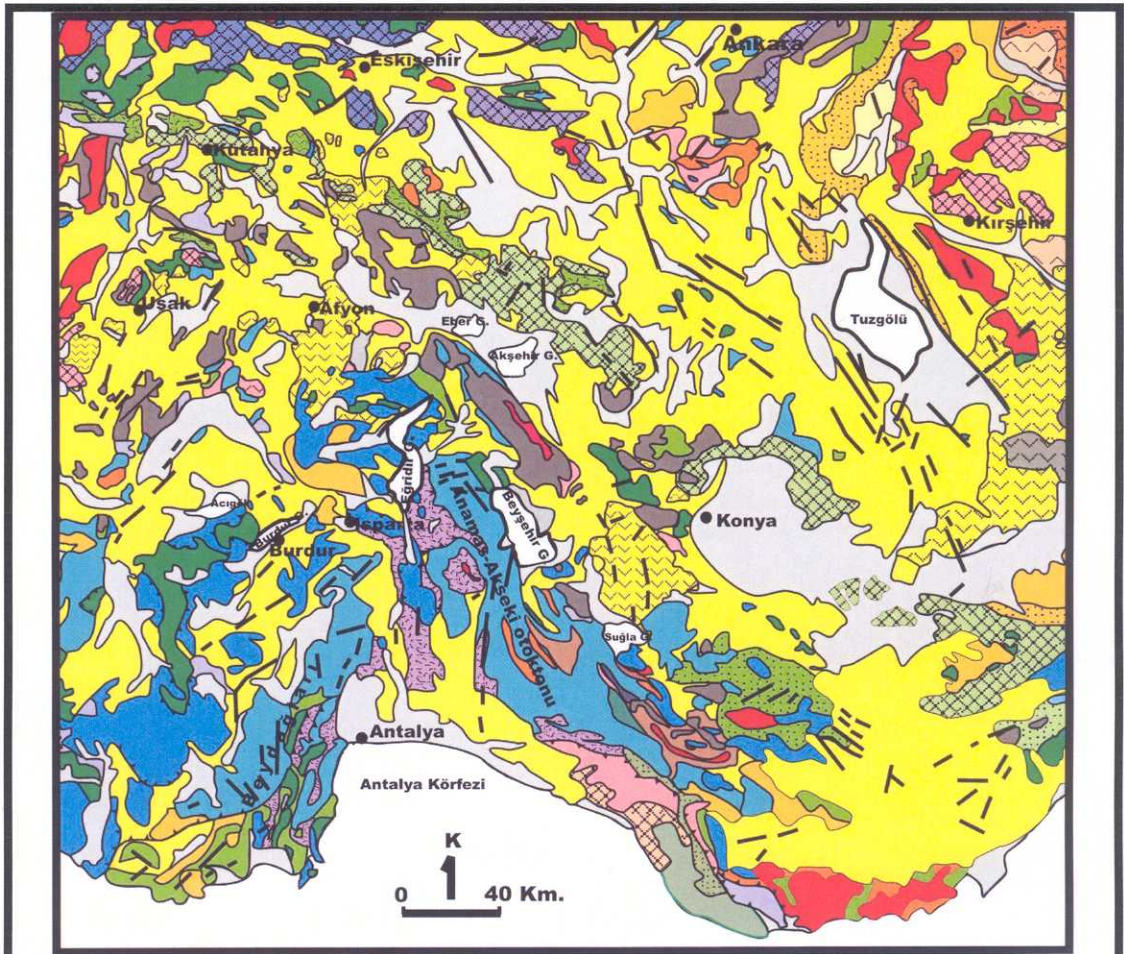
3.2.1. Otokton Birimler

3.2.1.1. Beydağları-Karacahisar Otoktonu

Antalya körfezinin batısında K-G doğrultusunda uzanan yüksek dağlık alanı kapsayan Bey Dağları'nın adı ile adlandırılmış otokton birim, batıda Likya napları (Brunn ve diğ., 1971) yada Teke napları, doğuda ise Antalya napları tarafından üstlenmiş olan görelî otokton konumlu istifleri kapsar (Şekil 3.4). Beydağları otoktonu Prekambriyen, Kambro-Ordovisyen, Karbonifer ve Orta Triyas-Kuvaterner'de oluşmuş; genelde platform tipi çökellerle temsil edilmekte ve yaşlıdan gence doğru bu otoktonu oluşturan litolojiler kısaca aşağıda özetlenmiştir Şenel (1997):



Şekil 3.3.a. Türkiye'nin ana yapısal kuşakları, b. Suture zonları (Ketin, 1966; Şengör ve Yılmaz, 1981; Kadioğlu ve diğ., 1998' den alınmıştır).



AÇIKLAMALAR

	Alüvyon		Mesozoik		Paleozoik-Mesozoik
	Neojen		Kretase		Permo-Triyas
	Paleojen		Jura		Paleozoik
			Triyas		Permiyen
	Mesozoik-Miyosen asidik intrüzifler				Metamorfiter
	Bazik ve ultrabazikler				Sediment arakatlı denizaltı volkanitleri
	Ofiyolitli bindirmeli fliş benzeri litoloji				Karasal volkanitler
					Evaporitli sedimentler

Şekil 3.4. Güneybatı Anadolu'nun basitleştirilmiş jeoloji haritası (MTA 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritalarından değiştirilmiştir).

Prekambriyen

Bozburun şistleri (yoğun diyabazik, andezitik dayk ve siltleri içeren epimetamorfik şist), Sarıçiçek şistleri (tekdüze epimetamorfik şist).

Kambriyen

Zabuk formasyonu (Kuvarsitik kumtaşı, kuvarsit çakıllı konglomera), Çaltepe formasyonu (dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı).

Kambro-Ordovisiyen

Seydişehir formasyonu (ince kumtaşı ara seviyeli, yapraklanmalı, bol mikalı şisti yapı sunan şeyl).

Karbonifer

Orbucak formasyonu (konglomera, kuvarsitik kumtaşı ve kumlu-killi şist), Gökdağ kireçtaşı (biyoklastik kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı), Karlık formasyonu (genelde kumlu kireçtaşı ve breşik kireçtaşı ara seviyeli kuvarsitik kumtaşı, kumlu şist ve konglomera gibi kırıntılı kayaçlar), Bahçelievler formasyonu (kireçtaşı, silttaşı, kumtaşı, konglomera vb. kaya türleri), Hacıilyas kireçtaşı (killi kireçtaşı, kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı), Köseköy konglomerası (orta-kötü, yersel iyi boylanmalı ve yer yer derecelenmeli olup yuvarlak kuvars, kuvarsit, şist, kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı vb. çakıllarından yapılı polijenik konglomeralar), Başakdere mermeri (tabanda ince-orta-kalın tabakalı kavkı izli kireçtaşı ara seviyeli silttaşı, kiltası ve kumtaşlarıyla başlayıp üstte tedrici olarak yumrulu mermer ve rekrystalize kireçtaşı), Kartoz kireçtaşı (altta şisti yapı kazanmış silttaşı, kiltası, orta ve üst kesimlerde çörtlü kireçtaşı, rekrystalize kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, killi kireçtaşı), Muslu kireçtaşı (genel olarak masif görümlü, kalın tabakalı, kısmen rekrystalize kireçtaşı), Karagöl formasyonu (konglomera, kumtaşı, silttaşı ve kireçtaşı), Dipoyraz formasyonu (dolomit, dolomitik kireçtaşı ve resifal kireçtaşı), Kasımlar formasyonu (genel olarak marn, kiltası, kireçtaşı, killi kireçtaşı, rekrystalize kireçtaşı, resifal kireçtaşı ve seyrekte olsa birim içerisinde diyabaz dayk ve silleri), Menteşe dolomiti (genel olarak dolomit ve dolomitik kireçtaşları).

Jura-Kretase

Beydağları formasyonu (dolomitik kireçtaşları, oolitle pelletli kireçtaşları, fosilli kireçtaşları), Eşekini kireçtaşı (egemen kaya türü, ince-orta tabakalı çörtlü mikritler, yer yer değişik kalınlıkta kalarenit, breşik kireçtaşı, konglomeratik kireçtaşı ve killi-kumlu kireçtaşı seviyeleri, seyrek olarak da yuvarlak, kuvarsit, kireçtaşı, çört, kuvars çakıllı konglomera, kumtaşı ve kiltası seviyelerinden oluşmaktadır).

Paleosen

Çamlıdere olistostromu (altta killi kireçtaşı, kumtaşı, üstte ise çeşitli bloklar içeren kırıntılılar), Pelitli formasyonu (ince-orta, yer yer kalın tabakalı kiltası, silttaşı, marn ve değişik kalınlıkta killi, kumlu kireçtaşı ve kumtaşı ara seviyeleri ile bazı alanlarda orta-kötü boylanmalı konglomeralar).

3.2.1.2. Anamas-Akseki Otoktonu

Anamas-Akseki otoktonu orta Toroslar'ın otokton kaya birimlerini oluşturur. Eksikli de olsa Kambriyen-Orta Eosen aralığında çökelmiş platform tipi kayalardan yapıli birimlerden oluşmakta ve yaşlıdan gence doğru bu otoktonu oluşturan birimler aşağıda verilmiştir (Şenel, 1997):

Kambriyen

Çaltepe formasyonu (dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı).

Kambro-Ordovisiyen

Seydişehir formasyonu (ince kumtaşı ara seviyeli, yapraklanmalı, bol mikalı olup şisti yapı sunan şeyl), Pınarbaşı formasyonu (masif orta-kalın tabakalı konglomera ve kumtaşı), Kasımlar formasyonu (genel olarak marn, kiltası, kireçtaşı, killi kireçtaşı, rekristalize kireçtaşı, resifal kireçtaşları ve seyrekte olsa birim içerisinde diyabaz dayk ve sil), Menteşe dolomiti (genellikle dolomit ve dolomitik kireçtaşı), Leylek kireçtaşı (orta-kalın tabakalı dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı), Üzümdere formasyonu (ince-orta kalın tabakalı kumtaşı, kiltası, konglomera, kumlu-killi kireçtaşı ve kireçtaşı).

Jura-Kretase

Kurucaova formasyonu (ince-orta-kalın tabakalı kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı), Hendos kireçtaşı (orta-kalın tabakalı dolomit), Feletepe formasyonu (orta-kalın tabakalı konglomera, kumtaşı, silttaşı ve kiltası), Hacılabaz kireçtaşı (orta-kalın tabakalı dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşı), Akkuyu formasyonu (ince-orta yersel tabakalı killi kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı), Akseki kireçtaşı (orta-kalın tabakalı sık erime boşluklu kireçtaşı).

Senozoyik

Bakalabay formasyonu (ince-orta yersel tabakalı çört yumrulu mikritik kireçtaşı, kumlu-killi kireçtaşı ve marn), Çasıryayla formasyonu (ince-orta kalın tabakalı rekrystalize kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı ara düzeyli karbonatlı kayaçlar), Gümüşdamla formasyonu (ince-orta-kalın tabakalı kumtaşı, kiltası, marn, killi kireçtaşı ve az oranda konglomeralar).

3.2.1.3. Metamorfik Masifler

İnceleme alanının batı kesimlerinde Menderes masifine ait metamorfitleer ile düşük dereceli Afyon metamorfitleeri birlikte yer almakta, Uşak, Sandıklı üzerinden ve Afyon doğusundan Karapınar (Konya) güneyine kadar uzanan Afyon metamorfitleeri kesikli de olsa bir kuşak şeklinde gözlenmektedir (Şekil 3.4). Her derecede metamorfizmaya uğramış kayaç toplulukları içeren Menderes masifinde çeşitli gnayslar (örneğin; gözlü gnayslar, porfiroblastik gnayslar, bantlı ve masif granitik gnayslar, iki mikalı gnayslar), eklojit kalıntıları içeren metagabro ve migmatiklerden oluşan bir çekirdek kısım bulunmaktadır. Bunun üzerinde de çeşitli şistlerden, kuvarsit ve mermerlerden oluşan ve çekirdeği çevreleyen örtü serisi yer almaktadır. Örtü serisi Üst Devoniyen öncesi ile Alt Eosen aralığında oluşmuş metasedimanter kayaçlardan (üst amfibolit fasiyesinden başlayıp yeşilşist fasiyesine kadar uzanan) granat-, stavrolit-, disten ve sillimanit-mika şist, granat amfibolit, metapsammit, gözlü şist ve kireçtaşı arakatlı fillitler, mermerlerin hakim olduğu düşük dereceli metasedimanter birimlerden oluşmaktadır (Bozkurt, 2001b). Afyon zonu metamorfitleeri bölgesel metamorfizmaya uğramış şelf türünde Paleozoyik-Mezozoyik istiflerden oluştuğu ve kuzeyde Tavşanlı zonuna ait yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfitleeri ve peridotit napları tarafından tektonik olarak üzerlendiği belirtilmiştir (Okay, 1986). Yine aynı çalışmada Tavşanlı zonu iki

kısımda incelenmiştir: (1) metamorfik olmayan kendi içerisinde bindirmeli, tektonize spilit, aglomera, radyolarit-çört, kırmızı-yeşil pelajik şeyller, pelajik kireçtaşları ve grovaplardan oluşan volkanosedimanter birim, (2) alttan üste doğru grafit şist, fillit, mermer, metaçört, metabasit, metapelit katkılı kalın istiften oluşan rekristalize ve sünümlü deformasyona uğramış metamorfize metavolkanosedimanter birim. Kırşehir masifi yer yer granulit fasiyesi koşullarında görüldüğü yeşilşist fasiyesinden üst amfibolit fasiyesine kadar değişen metamorfik kayaçları kapsar. Ayrıca Afyon yöresindeki metamorfitletler sedimanter kökenli bölgesel metamorfitletler olarak yorumlanmışlardır (Tolluoğlu ve diğ., 1997). Antalya körfezinin doğu kesiminde yer alan Alanya masifi yapısal uyumlu olarak alt nap, orta nap ve üst nap olmak üzere üç naptan meydana gelmektedir (Okay ve Özgül, 1984). Alt nap metapelit, metapsammit, metadolomit, rekrisralize kireçtaşı, kuvarsitler ve daha az oranda metadolaritler ve rekristalize radyolarit-çörtlerden meydana gelmektedir. Orta nap genellikle içerisinde granat, omfasit, glokofan, paragonit, barrosit minerallerinden yapıli eklojit ve mavişist metabasitlerin budinajlar şeklinde yada ince arakatkılı olarak bulunduğu mika-granat şistlerden oluşmaktadır. Üst nap şistlerden (pelit, psammit, kalkşist, metadolomit ve rekristalize kireçtaşı bantları) ve bunları uyumlu olarak üzerleyen rekristalize kireçtaşlarından (Üst Permiyen) meydana gelmektedir. Sultandağ birimi Alt Paleozoyik yaşli alttan üste doğru açık renkli kuvarsitlerden oluşan Hüdai kuvarsiti, dolomit, rekristalize kireçtaşı, yumrulu kireçtaşları ile temsil edilen Çaltepe formasyonu ve düşük dereceli metamorfizma gösteren kumtaşı, kiltası şeyl türü kırıntılıların düzensiz ardanmasından oluşan kuvarsit ve yumrulu kireçtaşı arakatkılı Seydişehir formasyonu ile temsil edilir. Yine Sultandağ Biriminin büyük bir bölümünde Mesozoyik (Dogger-Üst Kretase aralığında) çökelmiş özellikle alt kısımlarda dolomitlerle başlayıp üst kısımlara doğru dolomitik kireçtaşı ve düzgün tabakalı kireçtaşlarına geçen platform tipi sığ deniz karbonatları yer alır (Özgül ve diğ., 1991).

3.2.2. Alloktan Birimler

3.2.2.1. Antalya Napları

Beydağları ile Anamas-Akseki otoktonu arasında yer alan ve kuzeyde Eğirdir gölüne kadar uzanan alloktan birim ilk kez Lefevre (1967) tarafından adlanmış ve daha sonra alttan üste doğru olmak üzere Çataltepe napı, Alakırçay napı, Tahtalıdağ napı ve

Tekirova ofiyolit napı olarak adlandırılmıştır Şenel ve diğ. (1992, 1996, 1998). Bu allokton birim içerisinde yer alan alt birimler detaylı olarak incelenmiştir Şenel (1997):

Çataltepe Napı

Devret formasyonu (orta-kalın katmanlı kalsirudit, kalkarenitler), Karaçam formasyonu (değişik katmanlı kumlu kireçtaşı, breşik kireçtaşı, oolitik kireçtaşları), Kapız formasyonu (ince-orta tabakalı gri kiltası, kumtaşı, killi-kumlu kireçtaşı, breşik kireçtaşı, tabakalı çörtler), Yeniceboğazidere formasyonu (genelde ince-orta-kalın tabakalı radyolarit-çört, şeyl, kalkarenit, mikrit ve çörtlü mikritler), Dereköy radyolariti (koyu renkli tabakalı çörtler), Gavurçali formasyonu (mikritik kireçtaşı, çörtlü mikritik kireçtaşı), Çevlim formasyonu (mikritik kireçtaşı ve tabakalı çörtler), Keçili formasyonu (ince tabakalı kumtaşı, kiltası, silttaşı ve konglomeralar).

Alakırçay Napı

Dinek formasyonu (orta-kalın, yer yer ince tabakalı sık çatlaklı kireçtaşları ve üst seviyelerinde ince dolomitik kireçtaşları), Kesmeköprü formasyonu (ince-orta kalın tabakalı marn, killi kireçtaşı, silttaşı ve kumtaşları), Alakırçay grubu (yastık yapılı spilit ve spilitleşmiş bazaltlardan oluşan Karadere formasyonu, çörtlü ve halobialı kireçtaşlarından oluşan Gökdere formasyonu, radyolarit-çört ve şeyllerden oluşan Tesbihli formasyonu), Ballık formasyonu (tabakalı çörtler), Darıoğlu formasyonu (radyolarit-çört, halobialı kireçtaşı, kumlu-killi kireçtaşı, bitkili kumtaşı, silttaşı, kiltası ve az oranda bazik volkanikler), Barak radyolariti (radyolarit-çört ve şeyl), Yaslantaş formasyonu (ince radyolaryalı mikrit ve kumlu kireçtaşı seviyelerini içeren orta-kalın tabakalı kalsitürbiditler).

Tahtalıdağ Napı

Kesmeköprü formasyonu (ince-orta kalın tabakalı marn, killi kireçtaşı, silttaşı ve kumtaşları), Gökdere formasyonu (çörtlü ve halobialı kireçtaşları), Tekedağ formasyonu (ince-orta katmanlı kireçtaşı, dolomit ve dolomitik kireçtaşları), Kovada dolomiti (masif ve kalın tabakalı dolomitler), Dulup kireçtaşı (orta-kalın tabakalı dolomit, dolomitik kireçtaşı araseviyeli neritik kireçtaşları), Keçili formasyonu (ince tabakalı kumtaşı, kiltası, silttaşı ve konglomeralar), Tekirova Ofiyolit Napı (serpantinit, lerzolitik harzburjit, masif harzburjit, dunit, vb. kaya türleri ile izole diyabaz daykları).

3.2.2.2. *Beyşehir-Hoyran-Hadım Napları*

Beyşehir-Hoyran napları başlıca ofiyolitik melanj, amfibolit-yeşilist fasiyesinde gelişmiş ofiyolit tabanı metamorfiteri, radyolarit-çört, kumtaşı, kiltası, çamurtaşı vb. sedimanter kayaçlar ile çeşitli volkanik kayaçların bir arada buldukları volkanosedimanter birimler ve bunlar içerisinde haritalanabilir boyutlarda masif rekrystalize kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Harzburjitik ultramafik tektonitler özellikle Beyşehir gölünün kuzeyinde (Şarkikaraağaç güneyi ve batısında), yine Beyşehir gölünün hemen güneyinde büyük masifler şeklinde yer almaktadır.

3.2.2.3. *Ultramafik Kayaçlar*

Ultramafik masifler başlıca Antalya napları içerisinde (Antalya körfezi batısı, Eğridir Gölü güneyinde-Kızıldağ peridotiti), Beyşehir-Hoyran napları içerisinde (Beyşehir Gölü güneyinde Beyşehir ofiyoliti ve Kuzey kesimlerinde Şarkikaraağaç ofiyoliti), Likya napları içerisinde ve Acıgöl güneyinde (Yeşilova ofiyoliti) yer almaktadır. Genellikle harzburjit tipte peridotitlerden yapılı olup içerisinde yer yer dunitlere rastlanabilmektedir. Tüketilmiş üst manto kesimini temsil etmekte ve yüksek magnezyum (Mg) içerikli kayaçlar olarak bilinir.

3.2.3. **Volkanik Kayaçlar**

Volkanik kayaçlar genel olarak inceleme alanı içerisinde Antalya napları içerisinde Antalya körfezinin batısında, Isparta civarında, Eğridir gölü güneydoğusunda (Antalya napları içerisinde), Afyon civarında, Konya-Beyşehir-Suğla Gölü arasında, Kırşehir güneyinde, Uşşğın batı kesimlerinde yüzeylenmektedir (Şekil 3.4). Antalya körfezinin batısında Beydağlarına paralel konumlu olarak Antalya napları içerisinde yer alan volkanitler (Karadere formasyonu) başlıca yastık yapılı spilit ve spilitleşmiş bazaltlardan oluşmaktadır. Isparta yöresinde yer alan Gölcük volkanitleri trakit, trakiandezit ve andezitik bileşimde olup Gölcük gölü ve civarında yüzeylenmektedir. Yine bu yörede bu volkaniklerin ürünü tuf ve pomza türü püskürük malzemeler Isparta ve civarında gözlenebilmektedir. Aksu kuzeyinde (Eğridir güneydoğusu-Isparta) yüzeyleyen bazaltlar Antalya napları içerisinde kalmakta ve başlıca masif ve yastık yapılı bazaltlardan oluşmaktadır. Uşşğak yöresi volkanitleri riyolit, riyodasit lav ve

tüfleri, trakiandezit, andezit lav, tuf, aglomeralar, bazaltik andezit lavlarından meydana gelmektedir (Ketin, 1983). İnceleme alanı içerisinde Kırşehir güneyinde yer alan volkanikler lav kubbeleri, lav akıntıları, volkan konileri, kraterler, volkanik tuf ve aglomeralar şeklinde Karapınar ve kuzeydoğu kesimlerinde yüzeylemekte, başlıca andezit, dasit, riyodasit, trakit, bazalt türü kayalardan oluşmaktadırlar (Ketin, 1983). Afyon ve güney kesimlerinde dom yada lav akıntısı şeklinde potassik (trakibazalt, trakit, şoşonit, latit), ultrapotassik (foidit, tefrifonolit) türde kayalar yüzeylemektedir (Francalanci ve diğ., 2000).

3.2.4. Senozoyik

Tuzgölü havzası Senozoyik yaşlı Alpli kireçtaşları, kırıntılı tortullar, türbiditik oluşumlar (Eosen), jipsli-killi birimler (Oligosen), gösel çökeller ve volkanitler (Miyosen-Pliyosen), taraçalar, genç volkanitler (Pleistosen) ve güncel alüvyonlardan oluşmaktadır (Ketin, 1983). Antalya ve kuzey kesimlerinde masif, kalın, yersel orta tabakalı, yer yer bloklu ve içerisinde yer yer kumtaşı, kıltaşı, siltaşı, marn ara düzeylerinin yer aldığı konglomeralardan oluşan Aksu formasyonu (Miyosen), gevşek tutturulmuş konglomera ve kumtaşları (Pliyosen) yer almaktadır (Şenel, 1997). Yine inceleme alanının orta ve batı kesimlerinde yüksek dağ yamaçları ve eteklerinde bulunan tutturulmuş blok ve çakıl birikintilerinden oluşan eski yamaç molozu ve birikintileri, akarsu, ova kenarları ve göl kenarlarında bulunan blok, çakıl ve çamur birikintilerinden oluşan alüvyon yelpazeleri, nehir yatakları, düzlükler ve göl kenarlarında yer alan çakıl, kum ve çamur birikintilerinden oluşan güncel alüvyonlar bulunmaktadır.

3.3. TÜRKİYE’NİN JEOTERMAL POTANSİYELİ

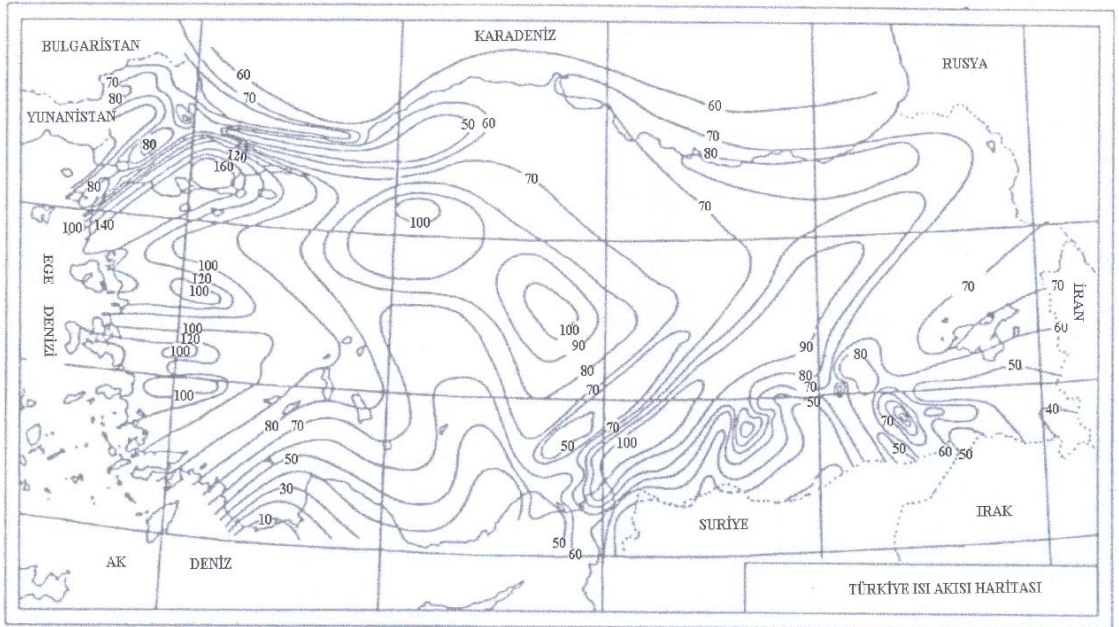
Jeotermal alanlar, ısının değişik işlemlerle yüzeye transfer edildiği alanlardır. Bu işlemler volkanik bölgelerde duman püskürten bacalar, buhar kuyuları, sıcak su kaynakları ve sıcak göllerden yükselen buhar olarak sıralanabilir (Orbay, 2001). Alp-Himalaya tektonik kuşağında yer alan Türkiye’de, sıcaklıkları 20-101 °C arasında 1500 civarında kaynak su ve sıcaklıkları 30-242 °C arasında değişen 400 kuyudan mineralli ve sıcak su çıkışı mevcuttur. Türkiye’deki bu jeotermal kaynaklar başlıca Batı Anadolu graben sistemi üzerinde, Kuzey Anadolu Fay hattında, Orta ve Doğu Anadolu’daki volkanik bölgelerde ve yoğun tektonik zonlarda yer almaktadır. Jeotermal suların kimyasal analizi ve jeotermometre hesaplamalarına göre, Türkiye’deki bazı jeotermal alanlarda 242 °C’ye varan rezervuar sıcaklıkları belirlenmiştir (Pfister ve diğ., 1998; Şimşek ve Yıldırım, 2000; Şimşek, 2001).

Türkiye’nin tektonik ve jeotermal alanları arasındaki ilişkiyi gösteren bir harita Şekil 3.5 te gösterilmektedir. Şekil incelendiğinde, Batı Anadolu’da yaklaşık D-B yönünde uzanan grabenler ile jeotermal alanlar arasında iyi bir uyum gözlenmektedir. Aynı şekilde Orta ve Doğu Anadolu’da ise volkanik alanlar ile jeotermal alanlar arasında bir ilişki gözlenmektedir. Türkiye’de bazı havzaların 1000 m derinlikteki jeotermal gradiyent sıcaklıkları Şekil 3.6 da verilmiştir. Şekil incelendiğinde, en sıcak alanların ülkenin batı kesimlerinde yoğunlaştığı gözlenmektedir.

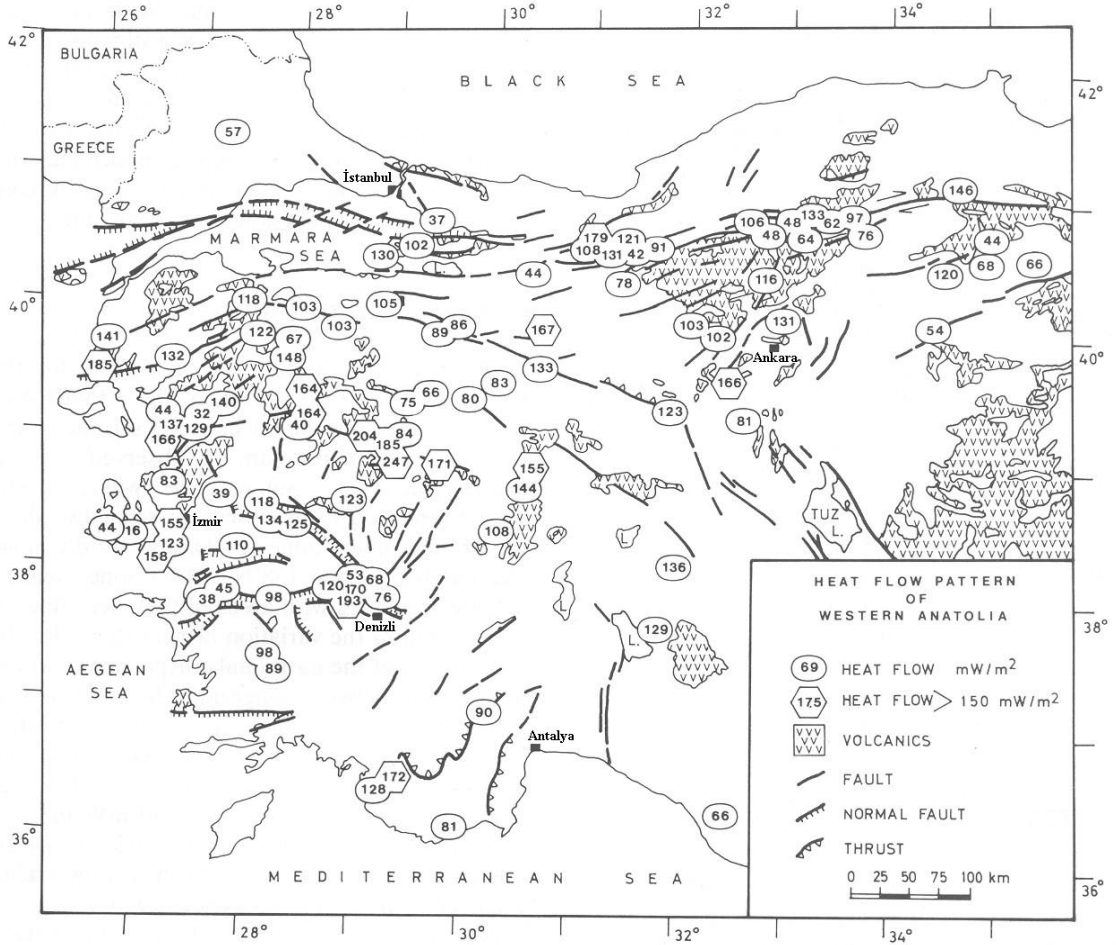
Sığ Curie Nokta Derinlikleri ile jeotermal ve volkanik yapılar arasında yakın bir ilişki gözlenmektedir. Ülkemizde Curie Nokta Derinlikleri ile jeotermal yapıların ilişkisinin saptanması üzerine ilk çalışma, Kuzeybatı Anadolu’da Hisarlı (1996) tarafından yapılmıştır. Elde edilen sığ Curie Nokta Derinliklerinden Biga Yarımadası ve Kireç-Sındırgı civarınının yüksek ısı ve ince kabuk yapısına sahip olabileceği vurgulanmıştır. Doğu Anadolu’da Sivas-Malatya-Muş-Erzurum arasındaki bölge için Kekovalı (2002) tarafından yapılan çalışmada ise, sıkışma rejiminin etkisi altında yoğun bir tektonik aktiviteye sahip bölgenin sığ Curie Nokta Derinlikleri ve yüksek ısı akısı değerlerini içermesinde etken olduğu vurgulanmıştır.

Ülkemizde ısı akısı konusundaki ilk çalışma Tezcan (1979) tarafından yapılmıştır. Daha sonraları genellikle jeotermal alanlardaki ısı gradientlerini ve sabit bir ısıl iletim katsayısı ($2.1 \text{ W/m}^{\circ\text{C}}$) kullanarak tüm Türkiye için ilk rejyonel ısı akısı haritası hazırlanmıştır (Tezcan ve Turgay, 1989; Tezcan, 1995). Bu harita (Şekil 3.7) incelendiğinde, Güneybatı Anadolu'nun ısı akısı dağılımının $10\text{-}100 \text{ mW/m}^2$ arasında değiştiği görülmektedir.

Batı Anadolu'da ısı akısına yönelik bir diğer çalışmada İlkışık (1995) tarafından silika jeotermometresi kullanılarak yapılmıştır (Şekil 3.8). Bu çalışmada Anadolu'nun batı kesimlerinde ortalama ısı akısı $107 \pm 45 \text{ mW/m}^2$ olarak verilmiştir. Bu değer dünya ortalamasının % 60 kadar üzerindedir.



Şekil 3.7. Türkiye ısı akısı haritası (Tezcan ve Turgay, 1989). Konturlar mWm^{-2} olarak verilmiştir.

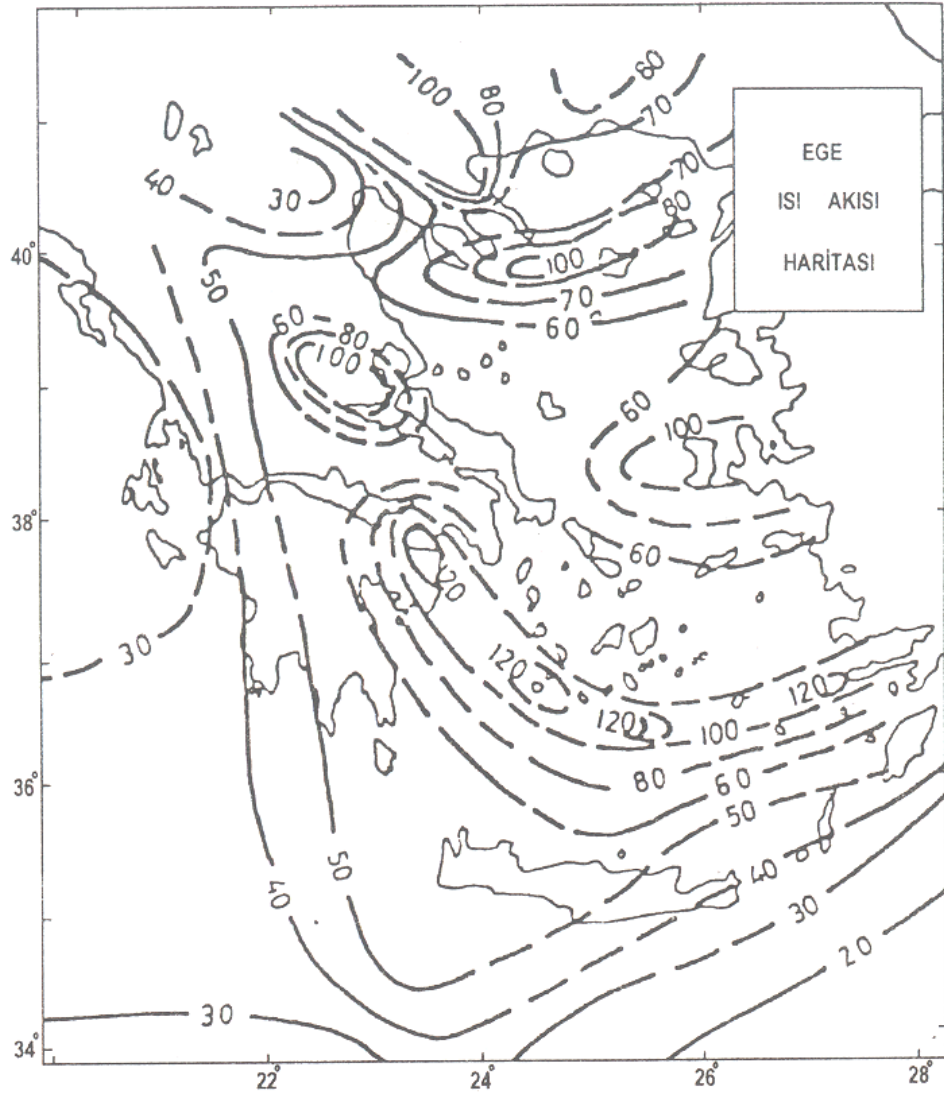


Şekil 3.8. Silika jeotermometresi kullanarak hesaplanan Batı Anadolu'nun ısı akısı değerleri (İlkışık, 1995).

MTA Genel Müdürlüğü 1995 yılında “*Türkiye Isı Akısı Haritası*” projesini, Ege bölgesi çalışmaları ile başlatmıştır. Bu projede, ısı gradientleri yaklaşık 150-250 m derinliğe sahip kuyulardaki sıcaklık loglarından hesaplanırken, ısıl iletim katsayısı ise kuyu litolojisine uygun olarak kuyu civarından toplanan örnekler üzerinde yapılan ölçümlerden belirlenmiştir. Bu verilere dayanarak Ege Bölgesi (Aydın, İzmir ve Manisa) için hesaplanan ısı akısı değerlerinde bazı düşük ve 250-300 mW/m^2 ye ulaşan yüksek anomaliler saptanmıştır (Yemen, 1999).

Karadeniz ve Akdeniz'in ısı akısı araştırmalarından; Batı Akdeniz yüksek ısı akısı değerleri verirken, Karadeniz ve Doğu Akdeniz ise düşük ısı akısı değerleri içerdiği sonucuna varılmıştır (Erickson, 1970). Karadeniz'in ortalama ısı akısı 35.93 mW/m^2

dir. Karadeniz’de sedimantasyon hızının yüksek ve 15 km ye varan kalınlığı nedeni ile bir düzeltmenin yapılması halinde; düşük ısı akısı ortalamasına sahip olan Karadeniz’in gerçekte yüksek ısı akısına sahip olduğu görülebilir (Orbay, 2001). Doğu Akdeniz’de elde edilen 30.92 mW/m^2 ısı akısı değeri denizlerin ortalamasından düşüktür. Batı Akdeniz ise (İtalya-Sicilya-Korsika) 118.24 mW/m^2 ortalama ısı akısına sahiptir. Ege Denizi içersinde yapılan ölçüler sonucunda ortalama 74.37 mW/m^2 ısı akısı değeri elde edilmiştir. 112.9 mW/m^2 ye varan yüksek ısı akısı anomalileri dahi gözlenmektedir (Jongsma, 1974). Şekil 3.9 da Ege denizinin ısı akısı haritası görülmektedir.



Şekil 3.9. Ege denizi ısı akısı haritası (Fytikas, 1980). Rakamlar ısı akısını (mWm^{-2}) göstermektedir.

3.4. BÖLGENİN DERİN KABUK YAPISI VE DİĞER ÖZELLİKLER

Love ve Rayleigh dalgalarının grup hızlarından yararlanarak yapılan çalışmalardan ve sismik veriler ile gravite ve mağnetik verilerin denestirildiği araştırmalardan, Batı Anadolu için 35-40 km kabuk kalınlığı saptanmıştır (Canitez, 1975; Le Pichon ve Angelier, 1981; Makris, 1985).

Bouguer gravite verilerine bakıldığında, Ege Denizi'nin pozitif Batı Anadolu'nun ise negatif gravite anomalileri ile temsil edildiği gürölür. Gediz ve Büyük Menderes Masifleri üzerinde negatif Bouguer gravite anomalileri gözlenmektedir. Gravite verilerinin düz modellenmesi ve spektral analizi ile Batı Anadolu kabuk kalınlığı yaklaşık 35-40 km arasında bulunmuştur (Akçığ, 1988; Hisarlı ve Orbay, 2000).

Bölgenin havadan ölçülen mağnetik anomali haritası incelendiğinde, bölgede rejyonal anomalilerin KD-GB doğrultusunda bir dağılım gösterdiği gürölür. Ege'deki bir çok mağnetik anomali Alp tektoniğini ve topoğrafik trendleri yansıtmaktadır (Vogt ve Higgs, 1969). Sanver (1974) Bergama-Savaştepe-Sındırgı kırık hattı kuzeyinde yer alan mağnetik anomalileri KD-GB yönünde iyi gelişmiş kırık zonların bir göstergesi olarak yorumlamıştır. 10 km aralıklarla gridlenmiş Türkiye havadan ölçülen mağnetik anomali haritası incelendiğinde, güney kesimleri hafif mağnetik anomaliler ile temsil edilirken, kuzey kesimlerinin şiddetli ve yoğun mağnetik anomaliler içerdđi gürölür (Ateş ve diğ., 1999).

Magsat uydusundan elde edilen mağnetik anomaliler Batı Anadolu üzerinde pozitif anomaliler gösterir. Belirgin pozitif mağnetik anomaliler İzmir-Ankara ofiyolit zonu boyunca yoğunlaşmaktadır. Magsat verilerinden elde edilen mağnetik anomaliler volkanik yayın Ege Denizi'nden Batı Anadolu içinde de devam ettiğini göstermektedir. Bu yay Afrika levhasının Ege levhası altına hala aktif dalımının yüzeydeki bir belirtisi olarak düşünölür (şalk, 1994).

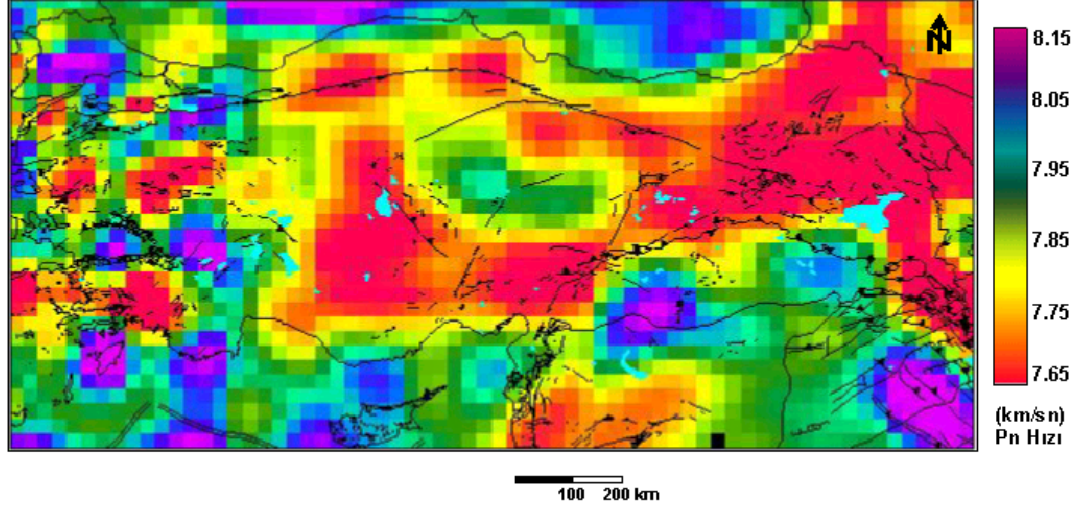
Gürer ve diğ. (2004) mağnetotellürük yöntem ile GB Anadolu için KB-GD doğrultulu bir elektrik öz direnç modeli ortaya koymuşlardır. Bu modelde güneyde oldukça kalın dirençli bir tabaka bulunurken, kuzeye doğru gidildikçe dirençli tabaka incelererek iletken tabakanın üst yüzeyinin daha sığlaştığı görülmektedir. Toplam kabuk kalınlığı 23 km den 42 km ye kadar değişim göstermektedir.

Telesismik alıcı fonksiyonu kullanılarak Batı Anadolu için yapılan kabuk yapısı araştırmalarında, Uşak'ta 34 km, Kula'da 30 km ve Kula'dan Ege Denizine doğru azalan bir kabuk kalınlığı saptanmıştır (Saunders ve diğ., 1998). Aynı çalışmada Ankara için ise 38 km lik bir kalınlık hesaplanmıştır. Isparta ve civarının alıcı fonksiyonu analizi yöntemi ile kabuk yapısı araştırmasından, Isparta merkez ve 25 km yarıçaplı bir alanda toplam kabuk kalınlığı 31 ± 1 km saptanmıştır (Kalyoncuoğlu, 2001; Kalyoncuoğlu ve Özer, 2003). Yapılan kabuk modellemesine göre, kabuk yaklaşık 2 km kalınlığında yüzey tabakası, 15 km kalınlığında üst kabuk ve 14 km kalınlığa sahip alt kabuktan oluşmaktadır.

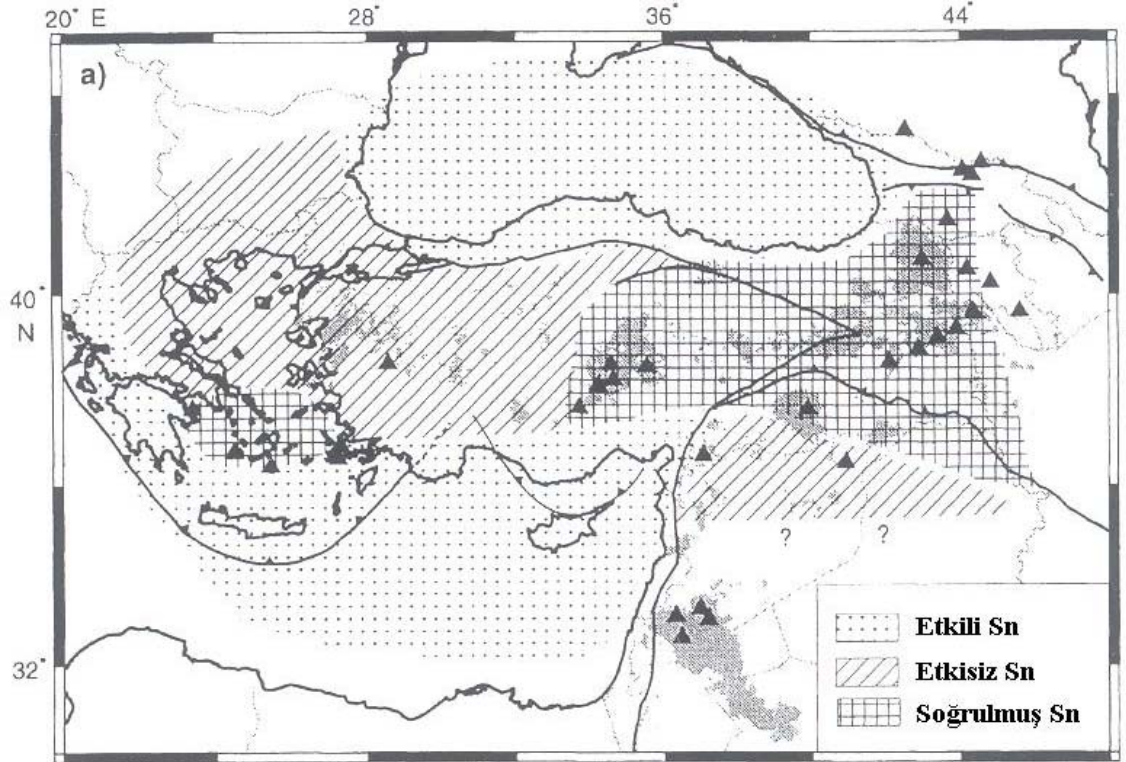
Pn sismik dalgalarının yayılım hızlarından yararlanılarak hazırlanan Türkiye'nin hız tomografisi Şekil 3.10 da görülmektedir. Şekilde maviden kırmızıya doğru gidildikçe Pn hızları azalmaktadır. Şekil incelendiğinde, Pn dalga hızları dağılımının Karadeniz ve Doğu Akdeniz'in bir çok kesiminde yüksek hızlar içerdiği ve Ege Denizi ile Anadolu'nun birçok kesiminde düşük hızlarla temsil edildiği görülmektedir.

Sn dalga hızı da geçtiği ortamın reolojisine bağlı olarak değişmektedir. Türkiye ve civarında sismik dalgalarının yayılımı ve soğurulması üzerine yapılan bir çalışmada (Gök ve diğ., 2000), Batı Anadolu ve orta kesimlerinde Sn dalgası iyi bir şekilde yayılım göstermezken, güneyde sahil şeridi boyunca Toroslarda ve Akdeniz'de Sn dalgalarının etkili bir şekilde yayıldığı görülmektedir. Doğu Anadolu'da ise Sn dalgalarının yayılımının hiç olmadığı ve soğurulduğu izlenmektedir (Şekil 3.11). GB Anadolu'nun S dalgası yayılım ve soğurulma özelliklerinin incelendiği başka bir çalışmada ise (Şahin, 2002), bölgede S dalgası soğurulmasının kabuğun üst kısımlarında yüksek iken, derine doğru soğurulmanın azaldığı görülmüştür. Sismotektonik açıdan aktif olan GB Anadolu'da, olası olarak belli bir derinlikten sonra bir düşük hız zonunun

varlığı veya mağmanın kabuğun iç kısımlarına kadar sokulmuş olabileceği ifade edilmiştir.



Şekil 3.10. Pn sismik dalga yayınından elde edilmiş Türkiye için hız tomografisi (Hearn ve Ni, 1994' den değiştirilmiştir).



Şekil 3.11. Türkiye'nin Sn sismik dalga yayılım haritası (Gök ve diğ., 2000).

4. MALZEME VE YÖNTEM

4.1. ÇALIŞMADA KULLANILAN VERİLER

Türkiye’de havadan ölçülen mağnetik etüdlere ilk olarak 1960 yılında başlanmıştır. Aynı yıl Kanada’nın “*Canadian Aero Service*” isimli şirketi tarafından Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) adına Anadolu’nun bazı kesimlerinde demir arama amaçlı uçuşlar yapılmıştır (Hutchison ve diğ., 1962).

MTA’nın kendi ekipleriyle maden, petrol ve jeotermal amaçlı havadan ölçülen mağnetik etüdlere 1966 yılında başlanmıştır. 1978-1989 yılları arasında “*Türkiye Havadan Ölçülen Mağnetik Haritası*”nın hazırlanması amacıyla, 2000 feet yükseklikte uçuşlar yapılmıştır (Karat ve Metin, 1992). Uçuş profilleri, jeolojik ve tektonik hatları dik kesecek şekilde ve çoğunlukla kuzey güney yönlü seçilmiştir. Ancak topoğrafyanın çok engebeli olduğu doğu Karadeniz ve Orta Toroslar’da uçuş yüksekliğini korumak için ölçüler doğu batı doğrultusunda alınmıştır.

Toplam yermağnetik alan şiddetinin ölçüldüğü havadan ölçülen mağnetik etüdlere, ölçüler proton mağnetometresi ile alınmış ve 1/100.000, 1/500.000 ve 1/2.000.000 ölçekli mağnetik haritalar hazırlanmıştır. Yermağnetik alanının yıllık, günlük ve uçağın yönüne bağlı değişimleri ölçülerden çıkarılmıştır. Yıllık değişimler, yükseklik sabit olmak koşulu ile birbirini izleyen yıllarda yapılan ölçümlerin mağnetik değerler ortalamasının, bir önceki yılın ölçü değerlerinden farkının alınması ile bulunmuştur. Günlük değişimler için, uçuş yapılan bölgede bir baz istasyonunda sürekli mağnetik kayıt alınmıştır. Mağnetik etüdün belli bir günün belli bir saati baz alınarak, yer istasyonunun aynı saate ölçülen mağnetik değerlerden sapmaları günlük değişim düzeltme miktarını oluşturmuştur. Uçuş yönünden kaynaklanan mağnetik değişimlerin etkisinin giderilmesi için, etüd öncesi çalışma alanı içinde mağnetik olarak sakin bir bölge belirlenmiş ve bu bölgede alınan sekiz farklı doğrultudaki ölçülerin ortalaması

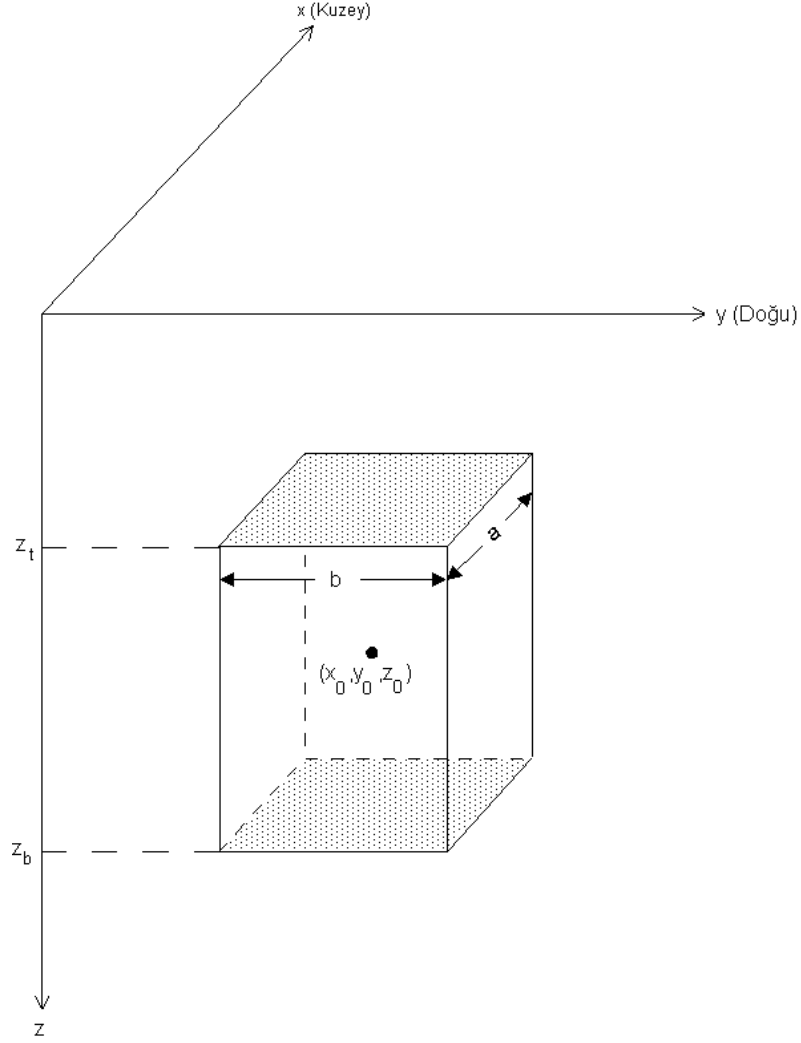
belirlenerek etüd profilleri yönü olarak seçilen yönde kaydedilen değerden çıkartılmıştır (Aydın ve Karat, 1995).

Bu çalışmada Batı Anadolu'nun güney kesimine ait 29°-34.5° E boylamları ile 36°-40° N enlemleri arasında kalan havadan ölçülen mağnetik veriler kullanılmıştır.

4.2. CURIE NOKTA DERİNLİĞİNİ BELİRLEME YÖNTEMİ

Mağnetik anomalilere neden olan yapılar, içerdikleri minerallerinin Curie sıcaklıkları üzerinde mağnetik özelliklerini kaybederler. Atmosferik basınçta saf mağnetitin Curie sıcaklığı 580 °C dir (Nagata, 1961). Curie nokta derinlikleri altında litosfer non-mağnetik özellikler gösterir. Mağnetik yapının taban derinliği hesaplandığında, Curie Nokta Derinliği tahmini yapılmış olacaktır.

Jeofizikçiler çoğunlukla değişik jeolojik birimlerin mağnetik anomalisini hesaplarken, temel model olarak dikdörtgen prizma modellerini kullanırlar (Şekil 4.1). Dikdörtgen prizma modeli, mağnetik yapıların derinliğinin tahmini için uzun yıllardır iyi bir araç olarak kullanıla gelmiştir. Dikdörtgen bir prizmanın toplam mağnetik alan şiddetinin güç spektrumu ilk defa Bhattacharyya (1966) tarafından verilmiştir. Mağnetik anomali örneklerinin istatistiksel özelliklerinin incelenmesi sonucu, zaman ortamındaki veriler frekans ortamına dönüştürülerek anomalilerin spektrumu ile mağnetik kaynağın derinliği arasında bir ilişki belirlenmiştir (Spector ve Grant, 1970). Bu yaklaşım miknatislanmış yapıların ortalama üst derinliklerinin tahmininde oldukça başarılı sonuçlar vermiştir.



Şekil 4.1. Dikdörtgen prizmatik bir yapı.

Shuey ve diğ. (1977) Curie Nokta Derinliklerinin belirlenmesinde, Spector ve Grant (1970)' in yönteminin ters çözüm tekniklerine göre daha uygun olduğunu ifade etmişlerdir. Anomali kaynağı olarak kabul edilen gelişigüzel mıknatıslanmaya sahip birbirinden bağımsız kare prizmalar topluluğunun radyal ortalaması alınmış güç spektrumu sabittir. Gerekli teoriyi geliştirmek için kare prizmanın en uygun model olduğu Okubo ve diğ. (1985) tarafından belirtilmiştir. Bu çalışmada spektral yöntemlerle Curie Nokta Derinliklerinin bulunmasında, Spector ve Grant (1970)' in yöntemini temel alan Okubo ve diğ. (1985)' nin yaklaşımları kullanılacaktır.

Şekil (4.1) de verilen model prizmanın polar koordinatlarda (r,θ) frekans uzayında mağnetik anomalisinin spektrumu

$$\begin{aligned}
E(r,\theta) = & 2\pi JA[N + i(L \cos \theta + M \sin \theta)] \\
& \times [n + i(l \cos \theta + m \sin \theta)] \\
& \times \sin c(\pi a \cos \theta) \sin c(\pi b \sin \theta) \\
& \times \exp[-2\pi i(x_0 \cos \theta + y_0 \sin \theta)] \\
& \times [\exp(-2\pi z_t) - \exp(-2\pi z_b)]
\end{aligned} \tag{4.1}$$

şeklinde verilmiştir (Okubo ve diğ., 1985). Burada u ve v , x ve y yönündeki açısıl frekanslar yani frekans düzlemini gösterirken, $r^2 = u^2 + v^2$ ve $\theta = \text{Arc tan } \frac{u}{v}$ bağıntıları geçerlidir. Denklemdede,

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

Spector ve Grant (1970) tarafından, tek bir yapının (prizma) kaynak spektrumu ile topluluğu temsil eden ortalama parametreleri (z_t, z_b, z_0, x_0, y_0) kullanan modelden elde edilen spektrumun aynı sonuçları verdiği ifade edilmiştir.

Yapıların alt derinliklerinin tahminine, ilk olarak (z_0) merkez derinliğinin ve daha sonra da (z_t) üst derinliğinin bulunması ile yaklaşım sağlanmaya çalışılmıştır (Bhattacharyya ve Leu, 1975a, 1977 ve Okubo ve diğ., 1985). Buradan Curie Nokta Derinliği olarak adlandırılan prizmanın alt derinliği (z_b),

$$z_b = 2z_0 - z_t \tag{4.2}$$

bağıntısı yardımıyla hesaplanır.

(4.1) bağıntısının son satırındaki z_t terimini içeren üstel sinyalin spektrumdaki etkisi, z_b terimini içeren üstel sinyalden daha fazladır. Alt derinliğin doğrudan hesaplanması, üst derinliğin de eş zamanlı olarak hesabını gerektirir. (4.1) denklemindeki z_t ve z_b terimlerini içeren kısımlar z_0 merkez terimini de içerecek şekilde hiperbolik sine fonksiyonu için tekrar hesaplanabilir (Okubo ve diğ., 1985). Çok uzun dalga boylarında hiperbolik sine yalnızca z_0 terimini içerir. Daha kısa dalga boylarında üstten gelen sinyal spektruma baskın olduğundan, üst derinlik elde edilebilir (Tsokas ve diğ., 1998). Yapı boyutlarına oranla çok uzun dalga boylarında (4.1) nolu bağıntı yeniden,

$$\begin{aligned}
E(r, \theta) = & 4\pi^2 V Jr [N + i(L \cos \theta + M \sin \theta)] \\
& \times [n + i(l \cos \theta + m \sin \theta)] \\
& \times \exp[-2\pi r i(x_0 \cos \theta + y_0 \sin \theta)] \\
& \times \exp(-2\pi r z_0)
\end{aligned} \tag{4.3}$$

şeklinde yazılır. Burada V ortalama yapı hacmidir. (4.3) denklemini bir dipolün spektrumu olarak tanımlanabilir. Çok küçük frekanslardaki dağılımın spektrumu, gelişigüzel nokta dipollerin dağılımlarından elde edilen etki ile aynıdır. Dolayısı ile spektrum yapı parametrelerinden bağımsızdır. Mağnetizasyon indüklense bile, kutba indirgeme unutulmamalıdır.

z_0 merkez derinliğinin tahmini için güç spektrumu,

$$G(r, \theta) = \frac{1}{r} E(r, \theta) \tag{4.4}$$

şeklinde tanımlanmıştır (Okubo ve diğ., 1985). Spector ve Grant (1970), Shuey ve diğ. (1977) ve Okubo ve diğ. (1985)' ne benzer bir şekilde frekans ortamında integrali alınan G amplitüdünün karesi,

$$H^2(r) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |G(r, \theta)|^2 d\theta \tag{4.5}$$

şeklindedir. Buradan bağıntı

$$H(r) = A \exp(-2\pi r z_0) \quad (4.6)$$

şeklini alır. Her iki tarafın logaritması alınırsa bağıntı

$$\ln H(r) = \ln A - 2\pi r z_0 \quad (4.7)$$

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

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

$$\begin{aligned} \text{Sinc}(\pi r a \cos \theta) &\cong 1, \\ \text{Sinc}(\pi r b \sin \theta) &\cong 1, \\ \text{Exp}(-2\pi r z_b) &\cong 0, \end{aligned} \quad (4.8)$$

eşitlikleri geçerlidir. Bu durumda (4.1) bağıntısındaki spektrum

$$\begin{aligned} E(r, \theta) &= 2\pi J A [N + i(L \cos \theta + M \sin \theta)] \\ &\times [n + i(l \cos \theta + m \sin \theta)] \\ &\times \exp[-2\pi r i(x_0 \cos \theta + y_0 \sin \theta)] \\ &\times \exp(-2\pi r z_t) \end{aligned} \quad (4.9)$$

olarak yazılabilir. (4.9) denklemini tek kutbun spektrumunu tarif eder ve (4.3) denkleminde çok benzemektedir. Radyal olarak ortalanmış güç spektrumu,

$$K^2(r) = \frac{I}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} |E(r, \theta)|^2 d\theta \quad (4.10)$$

bağıntısı kullanılarak

$$K(r) = B \exp(-2\pi r z_t) \quad (4.11)$$

şeklinde hesaplanabilir. Burada B bir sabittir.

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

Sonuç olarak, Curie Nokta Derinlikleri:

1. Havadan ölçülen mağnetik verilerin kutba indirgenmesi,
2. Tüm bölgenin spektrumundan süzgeç parametrelerinin belirlenerek havadan ölçülen mağnetik verilerin süzgeçlenmesi,
3. Tüm çalışma alanının uygun boyutlarda birbirine girişimli alt bölgelere ayrılması,
4. Her bir alt bölgenin Okubo ve diğ. (1985)' nin algoritmasına uygun olarak spektrumlarının ve onların radyal ortalamalarının alınması,
5. Spektrumun en düşük ve ikinci en düşük frekanslı segmentlerinden, her bir alt bölgenin merkez (z_0) ve üst derinliklerinin (z_t) bulunması ve buradan (4.2) bağıntısı yardımı ile Curie Nokta Derinliklerinin hesaplanması adımları ile belirlenir.

4.3. ISIL ÖLÇÜM TEKNİKLERİ

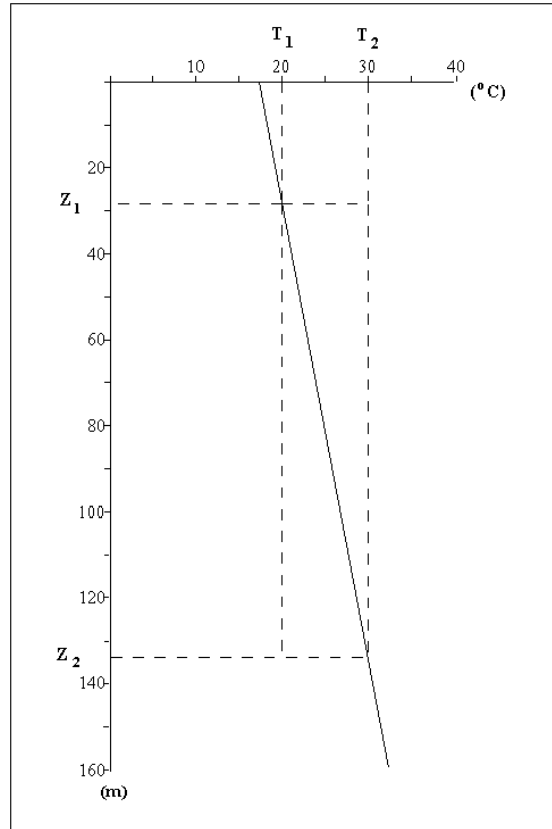
4.3.1. Isı Gradiyenti Ölçüm Tekniği

Sondaj kuyusu içerisinde uygun problemler ile ölçülen ısı gradiyenti ölçülerinin, yüzey etkilerinden etkilenmeyecek derinlikten itibaren alınması gerekir. Ölçüler alınırken kuyu içerisinde ısıl denge sağlanana kadar beklenmelidir. Gözenekli kayaların bulunduğu ortamlarda akan su ısıyı ortamdan uzaklaştırabileceği için, en tutarlı ölçüler gözeneksiz kayaların bulunduğu ortamlardan elde edilmektedir. Isı gradiyentinin hesaplanabilmesi için, en az iki farklı noktada sıcaklığın ölçülmesi gerekir ve ısı gradiyenti

$$gradT = \frac{dT}{dz} = \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} \quad (4.12)$$

denklemleri ile elde edilir.

Isı gradiyentinin ölçülmesinde kullanılan prob sondaj kuyusu içine yerleştirilirken, aynı zamanda yeryüzeyindeki bir kayıta bağlıdır. Böylece alet, aralarında 1-2 m uzaklık olan probtaki iki termistörün geçtiği yerdeki T_1 ve T_2 sıcaklıklarını sürekli kaydeder (Orbay, 2001). Şekil 4.2 de ısı gradiyentinin alındığı bir sıcaklık eğrisi örneği görülmektedir.



Şekil 4.2. Isı gradiyenti ölçümü için bir örnek sıcaklık eğrisi.

4.3.2. Isıl İletim Katsayısı Ölçüm Tekniği

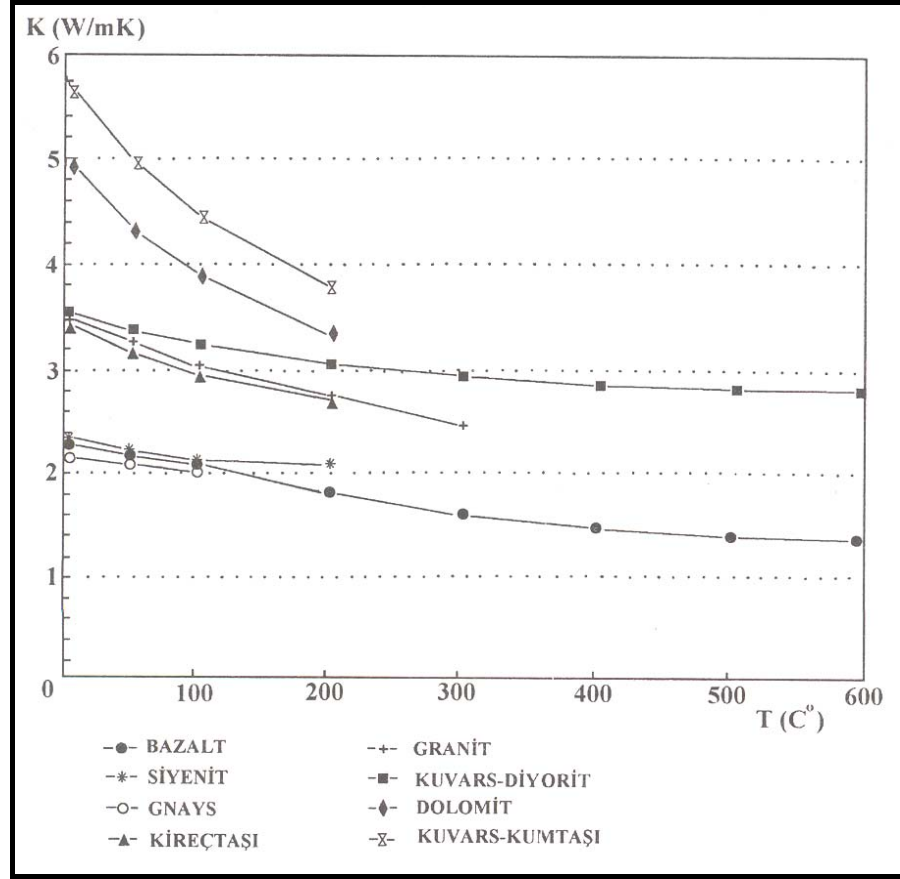
Isı iletimi birim zamanda birim alandan geçen ısı miktarı olarak tanımlanır. Kayaçların ısı iletim katsayısını hem laboratuarda hem de arazide sondaj kuyusu içinde ölçmek olanaklıdır. Isıl iletim katsayısı ölçümleri QTM (Quick Thermal Measurement) aleti ile gerçekleştirilmektedir. Araziden alınan kayaç örnekleri 5x10x15 cm boyutlarında

düzenleştirilerek ölçüme hazır hale getirilir. Laboratuvar ölçülerine başlamadan önce ısısal dengenin oluşması için, kayaç örnekleri en az bir kaç saat sabit oda sıcaklığında bekletilmelidir. Her ölçüm öncesi QTM aletinin probu değeri bilinen bir pirinç malzeme örneği ile kontrol edilir. Bu işlem bir şekilde soğutmadır, yani aletin sıfırlanmasıdır. Daha sonra QTM aletinin probu kayaç örneğinin en büyük yüzeyine düzgün bir şekilde oturtulur ve voltaj uygulanarak ısıtma sonucu kayacın ısıl iletim katsayısı saptanır. Bu işlem her bir örnek için küçük zaman aralıkları ile üç kez tekrarlanır. Ölçüm sonuçları “Uygulamalar” bölümünde verilmiştir.

Eğer ölçüm bir sondaj kuyusunda yapılıyorsa; sağlıklı bir ısıl iletim katsayısı değerinin elde edilebilmesi için, olanaklı olduğu ölçüde çok ölçü almak (her 10 cm de bir) gerekir (Orbay, 2001).

Bir kayacın ısıl iletim katsayısını etkileyen faktörler; sıcaklık, basınç, gözeneklilik, yoğunluk, dane boyutu ve şekli, çimentolanma derecesi ve mineral içeriği vb sayılabilir. Gözeneklilik ve suya doygunluk, katsayının değişiminde önemi rol oynayan faktörlerdendir. Suya doygun ve kuru örnekler arasında ısıl iletim katsayıları % 30 oranında değişim göstermektedir (Scharli ve Ryback, 1984).

Burada yalnızca sıcaklığın ısıl iletimi üzerine etkisine değinilecektir. Isı iletiminin sıcaklıkla nasıl değiştiğinin bilinmesi, yerkürenin derinliklerindeki ısı akısını değerlendirme açısından önemlidir (Mongelli ve diğ., 1982). Bazalt, granit, andezit, siyenit, diyorit vb gibi volkanik kayaçlar, gnays gibi metamorfik kayaçlar ve kireçtaşı, kumtaşı vb gibi sedimanter kayaçlar üzerinde farklı sıcaklıklarda yapılan iletkenlik ölçüleri Şekil 4.3 de gösterilmektedir. Şekil incelendiğinde, söz konusu kayaçların ısıl iletim katsayısı değerlerinin sıcaklıkla azaldığı görülmektedir. Artan sıcaklıklarda kuvars-kumtaşı ve dolomitin ısıl iletim katsayısı değerlerinde paralel bir azalma görülürken; yaklaşık olarak aynı değere sahip kuvars-diyorit, granit ve kireçtaşının ısıl iletim katsayısı değerleri arasında artan sıcaklıkla üstel bir fark oluştuğu, granit ile kireçtaşının 200 °C' ye kadar olan değerlerinin yaklaşık aynı olduğu görülmektedir (Orbay, 2001). Tablo 4.1 de bazı kayaç ve minerallerin normal şartlar altında ısıl iletkenlik değerleri görülmektedir.



Şekil 4.3. Değişik kayaç türlerinin ısı iletim katsayılarının sıcaklıkla değişimi (Kappelmeyer ve Haenel, 1974).

Tablo 4.1. Bazı kayaç ve minerallerin normal şartlar altında ısı iletkenlik değerleri (Clark, 1966).

Kayaç veya mineralin adı	Isıl iletkenliği (W/m°C)
Granit	2.7±0.6
Granodiyorit	3.0±0.5
Gnays	3.1±0.6
Bazalt	1.8±0.3
Diabaz	2.2±0.1
Gabro	2.15±0.15
Serpantinit	2.3±0.5
Dunit	3.7-5.2
Kumtaşı	2.5-3.2
Şeyl	1.4±0.2
Kireçtaşı	2.5±0.5
Kayatuzu	5.7±1.0

4.3.3. Isı Akısı Ölçüm Tekniği

Yerkürenin derinliklerindeki ısı rejimi hakkında bilgi sahibi olabilmenin yollarından biri de ısı akısının hesaplanmasıdır. Isı akısı birimi $\text{kal/cm.sn}^\circ\text{C}$ eşit olan HFU “*Heat Flow Unit*” olarak verilmektedir. SI birim cinsinden mW/m^2 olarak ifade edilmekte olup, 1 HFU 41.78 mW/m^2 ye eşittir. Isı akısını klasik ve silika jeotermometresi yöntemleri ile hesaplamak olanaklıdır. Burada klasik yöntemde değinilecektir. Yeryüzünde belli bir noktadaki q ısı akısı (2.2) denklemi ile hesaplanmakta olup; burada k ısıl iletim katsayısı ve $gradT$ ise daha önce sözü edildiği gibi ısı gradiyentidir. Klasik yöntemde ısı akısını hesaplamanın yolu, sondaj kuyusu içinde geçilen her bir formasyona ait ısı gradiyent değerlerinin en küçük kareler yöntemi ile hesaplanması ve yine her bir formasyona ait ısıl iletim katsayılarının ölçülmesine dayanır. Elde edilen her bir ısı gradiyenti ile ısıl iletim katsayısı çarpılarak ısı akısı değerleri hesaplanır ve sonra bunların ağırlıklı ortalaması alınarak sonuçta o kuyu için tek bir ısı akısı değeri elde edilmiş olur.

Isı akısı ölçüleri yanal yönde sıcaklık değışiminin olmadığı ve yüzeyin engebesiz olduğu bir ortamda yapılması arzu edilir. Gerçek ısı akısı değerlerini elde etmek için ısı gradiyenti ve iletkenliğin ölçüldüğu sondajın kuyu etkileri ile kuyu eğimi, topoğrafya ve iklim değışimleri ile ilgili düzeltmelerin yapılması gerekir (Orbay, 2001).

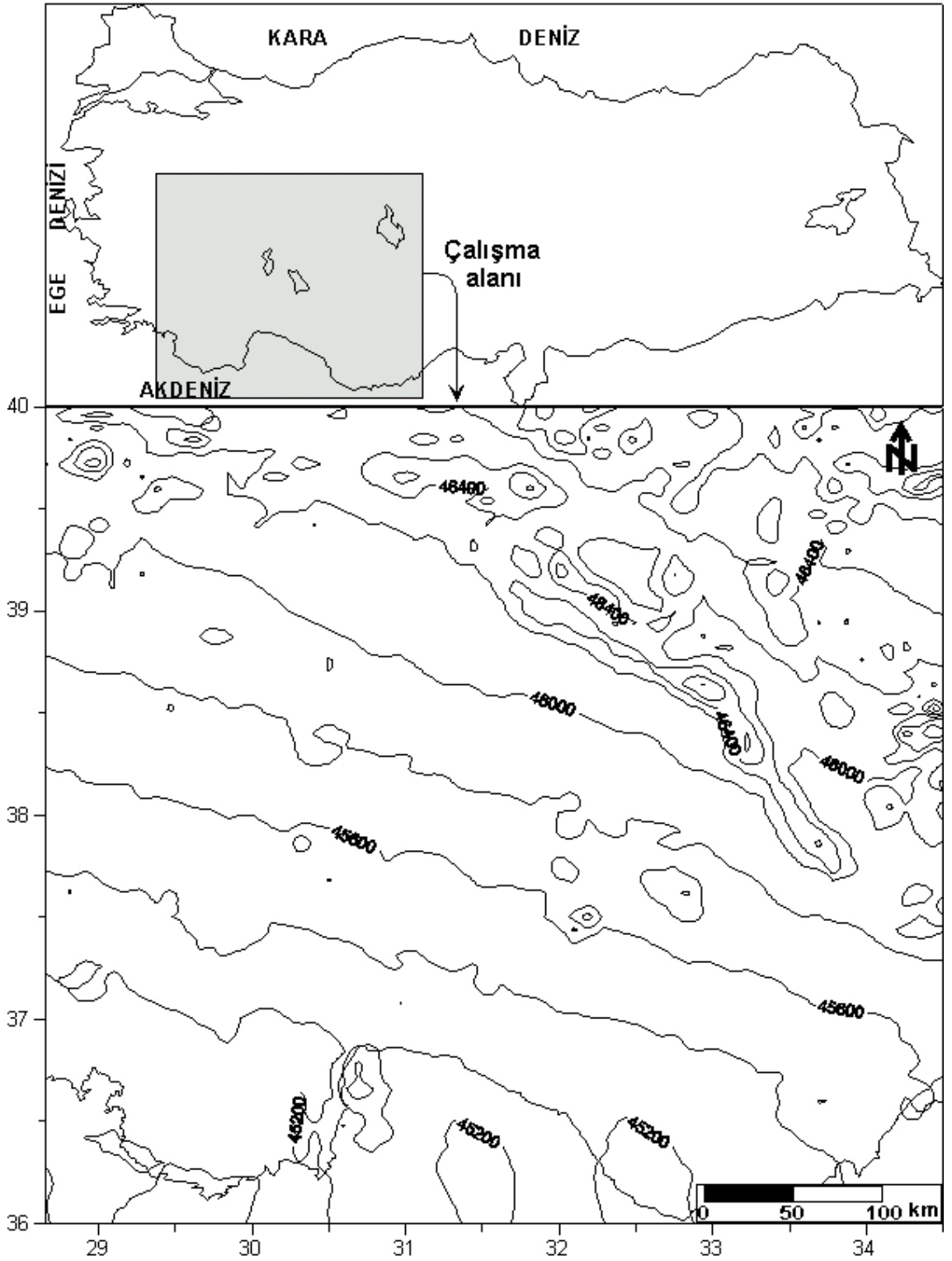
5. UYGULAMA VE BULGULAR

5.1. VERİLERİN ANALİZE HAZIRLANMASI

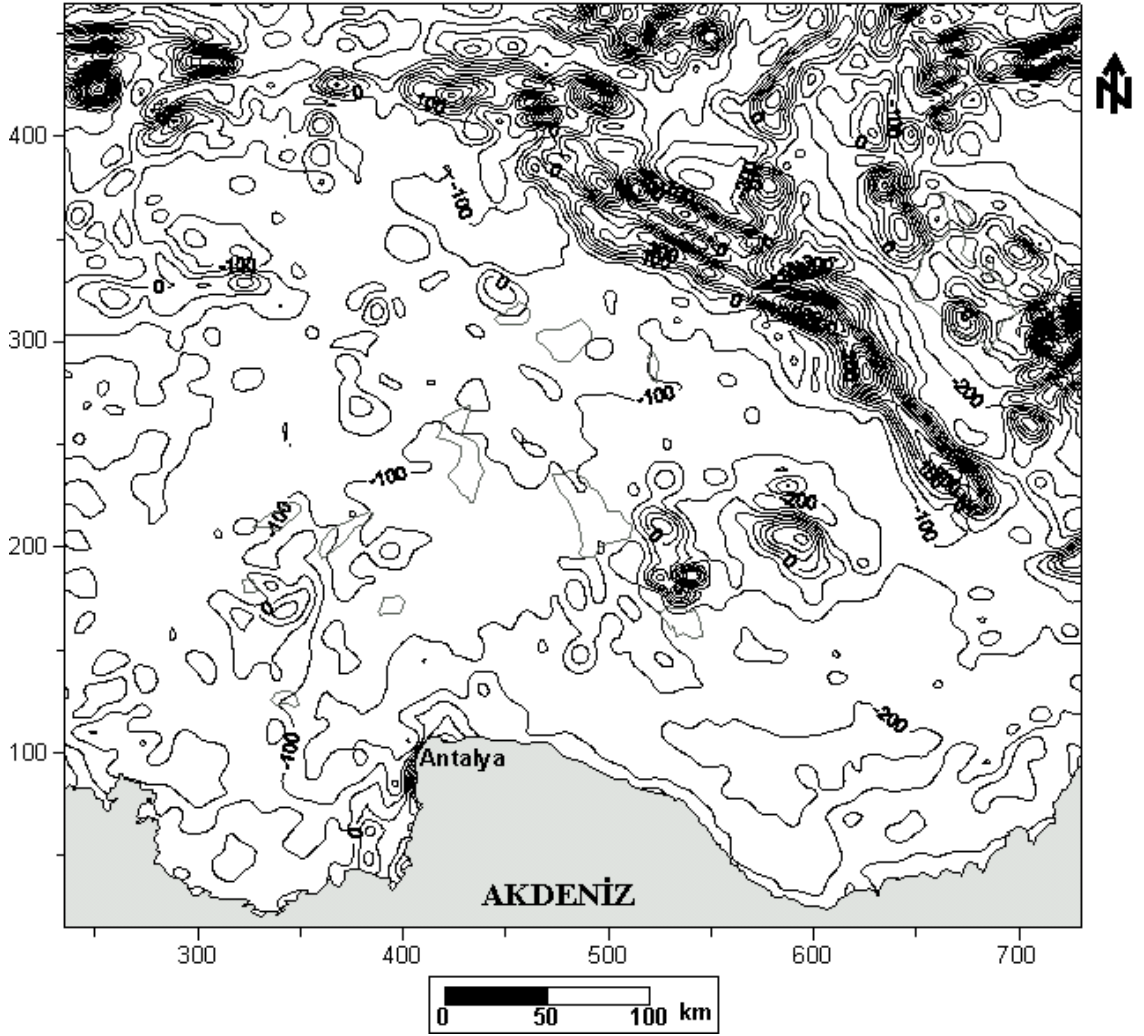
Çalışma alanına ait havadan ölçülen toplam mağnetik alan anomalileri Şekil 5.1 de görülmektedir. Şekil incelendiğinde, anomaliler genel olarak 45200 ile 46600 nT arasında değişim göstermektedir. 46000 nT lı değerler ve KB-GD doğrultulu anomalilerden de anlaşılacağı üzere bu verilerden esas alan çıkarılmamıştır. Bu amaçla verilerden (Şekil 5.1), ilk olarak Malin ve Barraclough (1981) tarafından hazırlanan program kullanılarak International Geomagnetic Reference Field (IGRF 1982.5) değerleri çıkartılmıştır.

İkinci adımda, esas alan uzaklaştırılmış verilerin Albers projeksiyonu yardımı ile 26° merkez meridyeni ve 36° başlangıç enlemi civarında projeksiyonu yapılmıştır. Veriler daha sonra 2.5 km aralıklı olarak enterpole edilerek 36019 adet (495 x 450 km² boyutlu) veriden oluşan mağnetik harita elde edilmiştir. Şekil 5.2 de çalışma alanının havadan ölçülen toplam mağnetik alan anomali haritası görülmektedir. Harita incelendiğinde, anomalilerin Tuz Gölü civarında KB-GD doğrultusundaki bir hat boyunca yoğunlaştığı görülmektedir. Tuz Gölü civarındaki bu alan dışında, çalışma alanının diğer bölgeleri göreceli olarak daha düşük değerli anomaliler (100-200 nT) içermektedir.

(4.3) denklemindeki yermağnetik alanının doğrultu kosinüslerini içeren terimler, (4.5) ve (4.10) denklemlerindeki azimut ortalamalarını etkileyebilecek açıya sahiptirler (90 dereceden farklı açılar). Bu nedenle üçüncü adımda, bu etkiyi ortadan kaldırmak için havadan ölçülen mağnetik veri seti USGS'e ait FFTFIL paket programı (Hildenbrand, 1983) kullanılarak kutba indirgenmiştir. Şekil 5.3 de çalışma alanının kutba indirgenmiş havadan ölçülen mağnetik anomali haritası verilmiştir. Hem uzun hem de kısa dalga boylu bileşenlerin etkisi kutba indirgenmiş verilerde görülmektedir. Kutba indirgenmiş ve indirgenmemiş değerler arasında çok az fark gözlenmektedir.



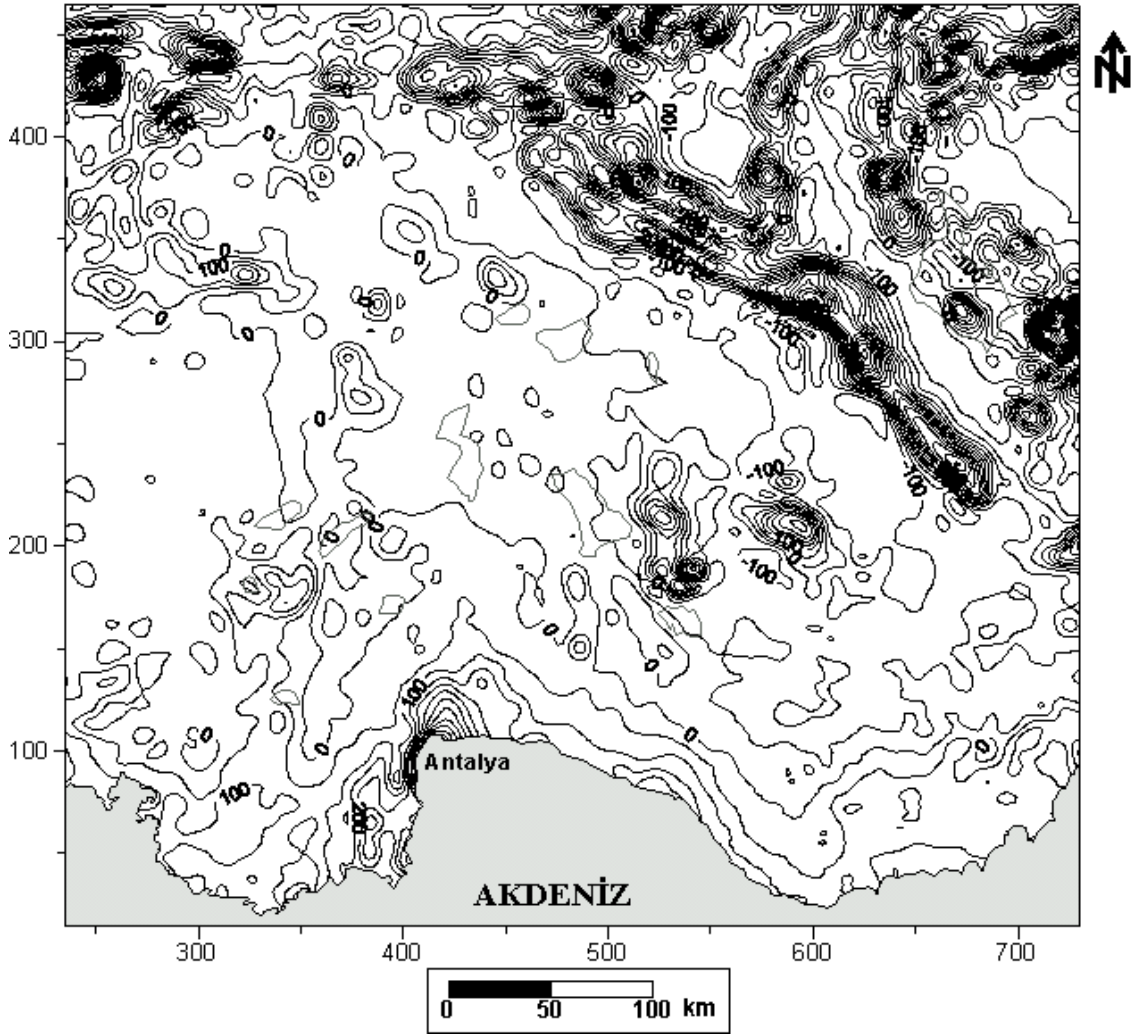
Şekil 5.1. Çalışma alanının esas alan çıkarılmamış havadan ölçülen mağnetik anomali haritası. Kontur aralığı 200 nT.



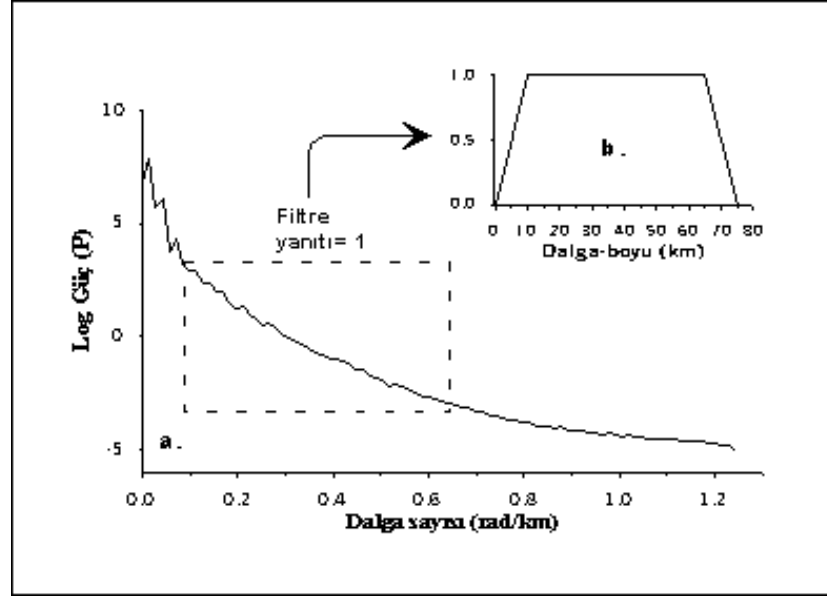
Şekil 5.2. Çalışma alanının havadan ölçülen toplam mağnetik alan anomali haritası. Kontur aralığı 50 nT.

Dördüncü adımda, tüm çalışma alanının kutba indirgenmiş veri setinin radyal olarak ortalaması alınmış ve logaritmik güç spektrumu hesaplanmıştır. Şekil 5.4.a da güç spektrumu dalga sayısına karşı grafikte gösterilmektedir. Spektrumun farklı segmentleri mağnetik alanın farklı farklı bileşenlerini temsil etmektedir. Topoğrafya, rejyonel özellikler ve IGRF ile yeterince uzaklaştırılmamış esas alandan kaynaklanan bileşenler merkez derinlik (z_0) tahminlerini etkileyebilir (Okubo ve diğ., 1985; Tsokas ve diğ., 1998; Stampolidis ve Tsokas, 2002). Bu nedenle, verilerden bu bileşenler uzaklaştırılmalıdır. Rejyonel özellikleri vurgulamak için çok küçük dalga boylu anomaliler de verilerden uzaklaştırılmalıdır. Curie Nokta Derinliklerinin

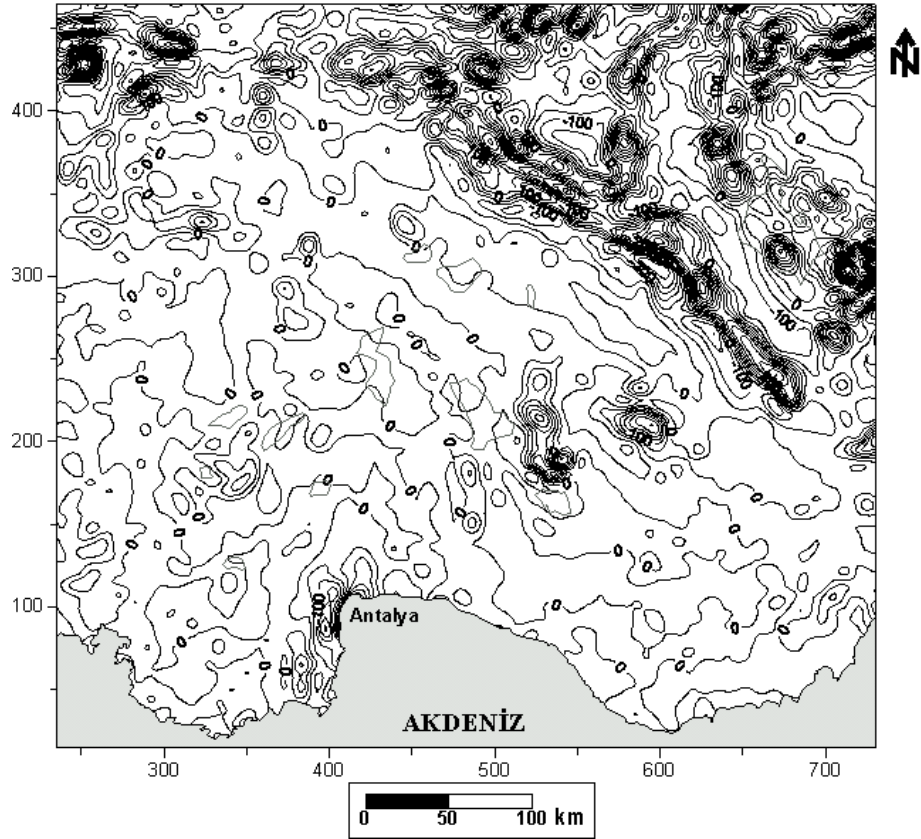
hesaplamalarının, 10 km den büyük dalga boyları kullanılarak yapılması gerektiği (Tanaka ve diğ., 1999) tarafından ifade edilmiştir. Sözü edilen etkileri ortadan kaldırmak için, 10-65 km dalga boyları arasını geçiren bir bant-geçişli süzgeç düzenlenmiştir (Şekil 5.4.b). Çalışma alanının kutba indirgenmiş mağnetik anomali verileri, FFTFILL programı yardımı ile tasarlanan süzgeçten geçirilmiştir. Curie Nokta Derinlik tahminleri için kullanılacak olan çalışma alanının bant-geçişli süzgeçlenmiş havadan ölçülen mağnetik anomali haritası Şekil 5.5 te verilmiştir.



Şekil 5.3. Çalışma alanının kutba indirgenmiş havadan ölçülen mağnetik anomali haritası. Kontur aralığı 50 nT dir.



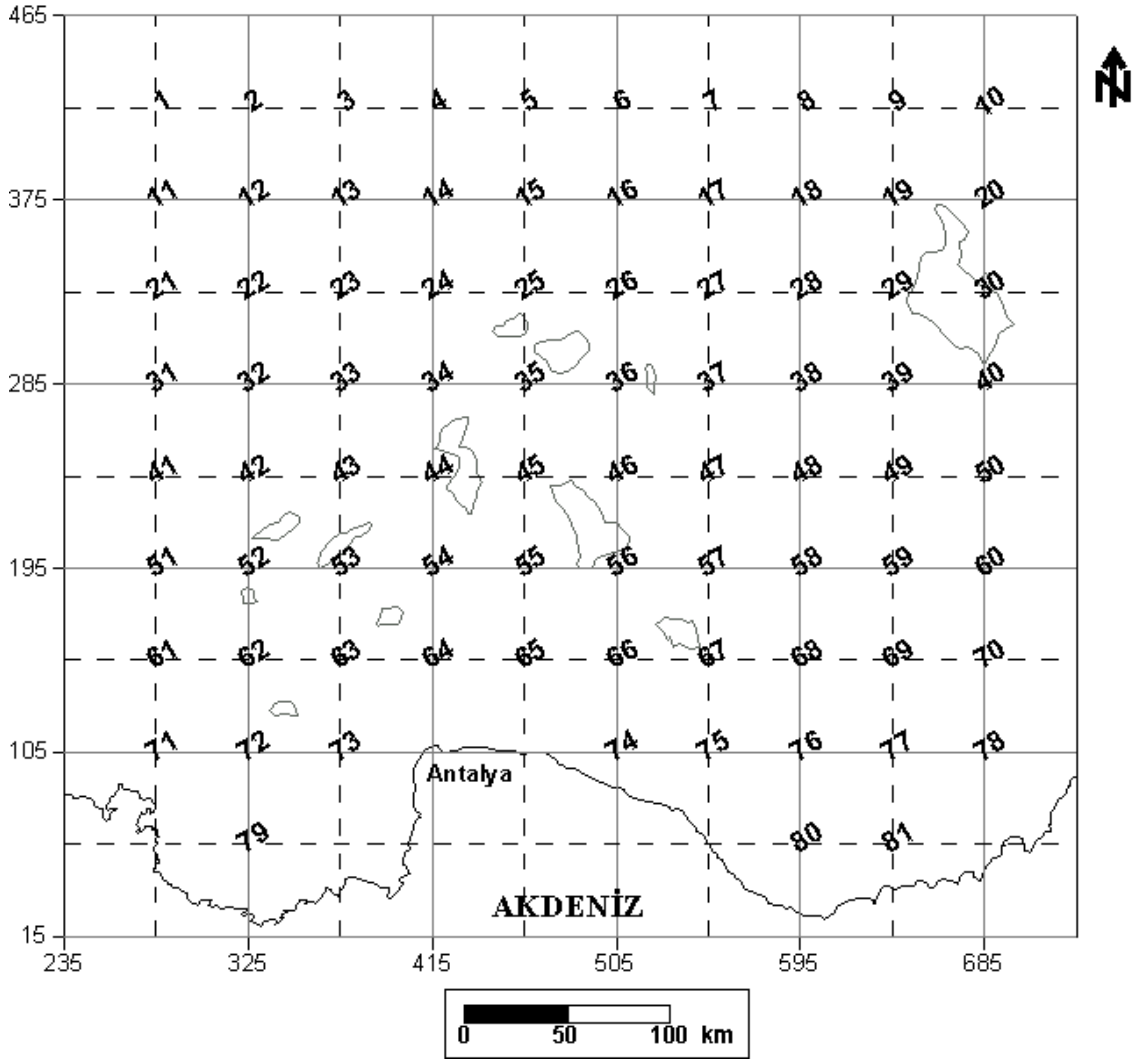
Şekil 5.4.a. Kutba indirgenmiş verilerin radyal olarak ortalanmış logaritmik güç spektrumu. Kutucuk bant-geçişli süzgecin amplitüd yanıtı, b. Bant-geçişli süzgecin yanıt fonksiyonu.



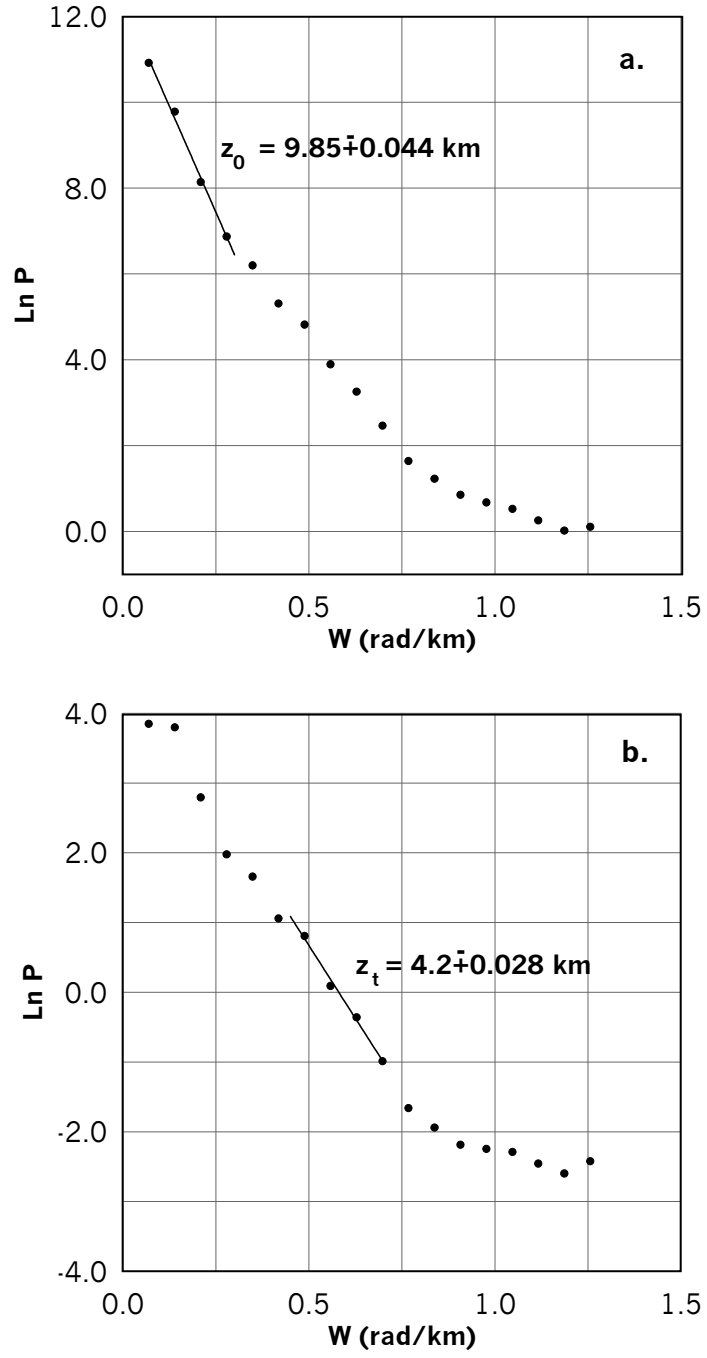
Şekil 5.5. Çalışma alanının bant-geçişli süzgeçlenmiş havadan ölçülen magnetik anomali haritası. Kontur aralığı 50 nT.

5.2. CURIE NOKTA DERİNLİKLERİNİN SAPTANMASI

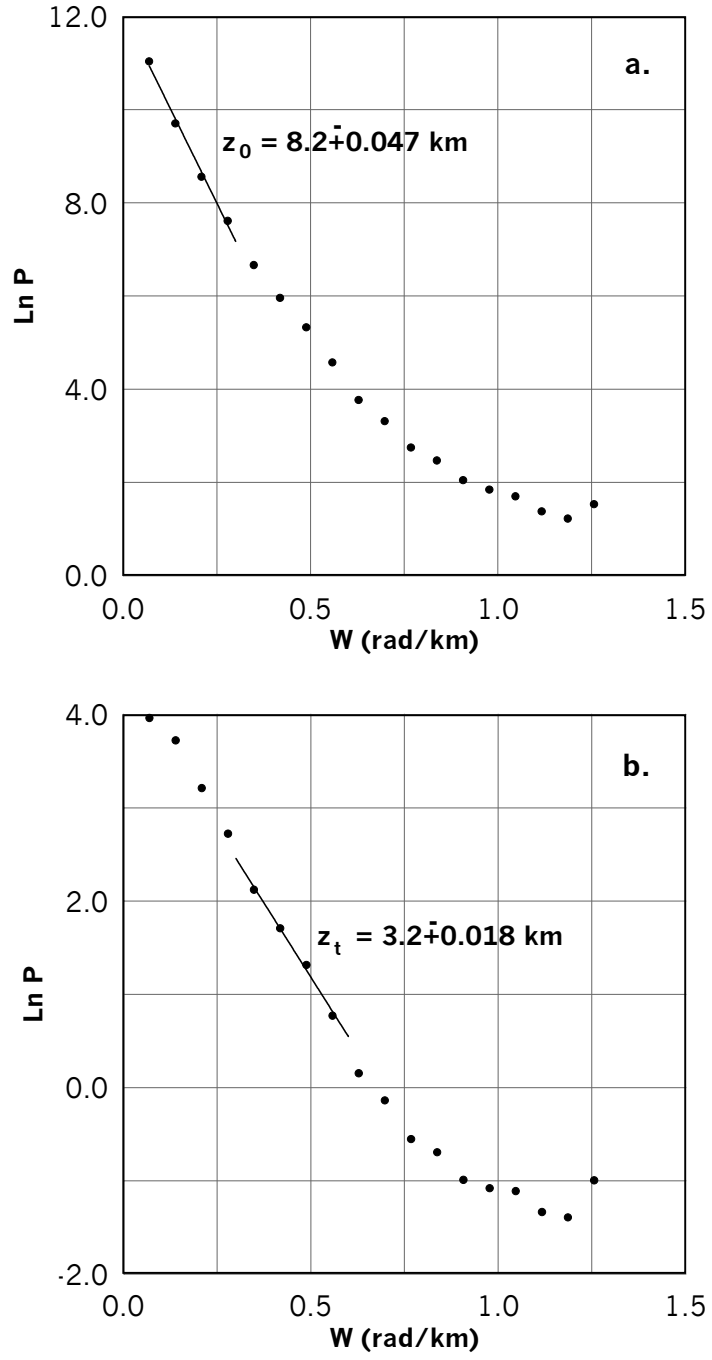
Curie Nokta Derinliklerinin belirlenmesi amacıyla; hazırlanan bant-geçişli süzgeçlenmiş havadan ölçülen mağnetik anomali haritasını (Şekil 5.5), 4.2 bölümünde de belirtildiği gibi alt bölgelere bölmek gerekmektedir. Kabuktaki mağnetizasyonun derinliğinin sınırlı olması ve uzun dalga boylarında yeryüzündeki mağnetik anomalilerin belirginsizleşmesi nedeniyle, güç spektrumu için seçilen mağnetik haritanın boyutları 100x100 km yi aşmamalıdır (Maus ve diğ., 1997). Bazı çalışmalarda (Okubo ve diğ., 1985; Tsokas ve diğ., 1998 ve Stampolidis ve Tsokas, 2002), 90x90 km alt blok boyutu kullanılmıştır. Bu bilgiler ışığında, alt grupların oluşturulmasında kullanılan kayan pencereleme yönteminden dolayı, belirlenen alt grubun kenar uzunluğuna bağlı olarak tüm verinin kenarlarından veri kaybı olacağından bu uzunluğun çok büyük seçilmemesi gerekir. Derin kaynaklı uzun dalga boylu anomaliler ve çalışma alanının 495x450 km boyutlarında olması da dikkate alınarak, bant-geçişli süzgeçlenmiş harita 90x90 km boyutlu kare matrisler şeklinde bölünmüştür. Alt bölgeler birbirine yüzde elli girişimli olduklarından, 45 km aralıklı olarak 81 adet alt bölge için tahminler yapılmıştır. Bu alt bölgelerin konumları Şekil 5.6 da gösterilmektedir. Böylece alt gruplara ayrılan her bir kare alanın iki boyutlu güç spektrumunun radyal ortalamaları alınarak, 4.2 bölümünde verildiği üzere spektrumun en düşük ve ikinci en düşük frekanslı segmentinden, en derin mağnetik kaynağın sırasıyla merkez (z_0) ve üst (z_t) derinliği hesaplanmış olur. Cismin (en derin mağnetik kaynağın) merkez derinliği (z_0), radyal frekansa bölünmüş spektrumun (4.4 ve 4.6 denklemleri) en düşük frekanslı kısmına en küçük karelerle geçirilen doğrunun eğiminden saptanır. Cismin üst derinliği (z_t) ise, spektrumun (4.11 denklemi) ikinci en düşük frekanslı bölümünden geçirilen doğrunun eğiminden elde edilmiştir. Şekil 5.7, 5.8, 5.9 ve 5.10 da Curie Nokta Derinlik tahminlerinde kullanılan bir kaç spektrum örnekleri görülmektedir. 4, 15, 27 ve 64 numaralı bloklara ait Curie Nokta Derinlikleri, Şekil 5.7, 5.8, 5.9, ve 5.10 da saptanan merkez (z_0) ve üst derinlik (z_t) değerlerinden 4.2 numaralı denklem yardımı ile sırasıyla 15.5, 13.2, 13.1 ve 17.7 km olarak hesaplanmıştır. Saptanan her bir Curie değeri o alt bloğu temsilen merkez noktasına atanır. Tablo 5.1 de çalışma alanın tümüne ait üst (z_t), merkez (z_0) ve Curie Nokta Derinlikleri (z_b) verilmiştir. Üst derinlikler 3.0 ile 6.5 km ler arasında değişirken, Curie Nokta Derinlikleri olarak kabul edilen alt derinlikler ise 9.3 ile 19.9 km ler arasında değişim göstermektedir.



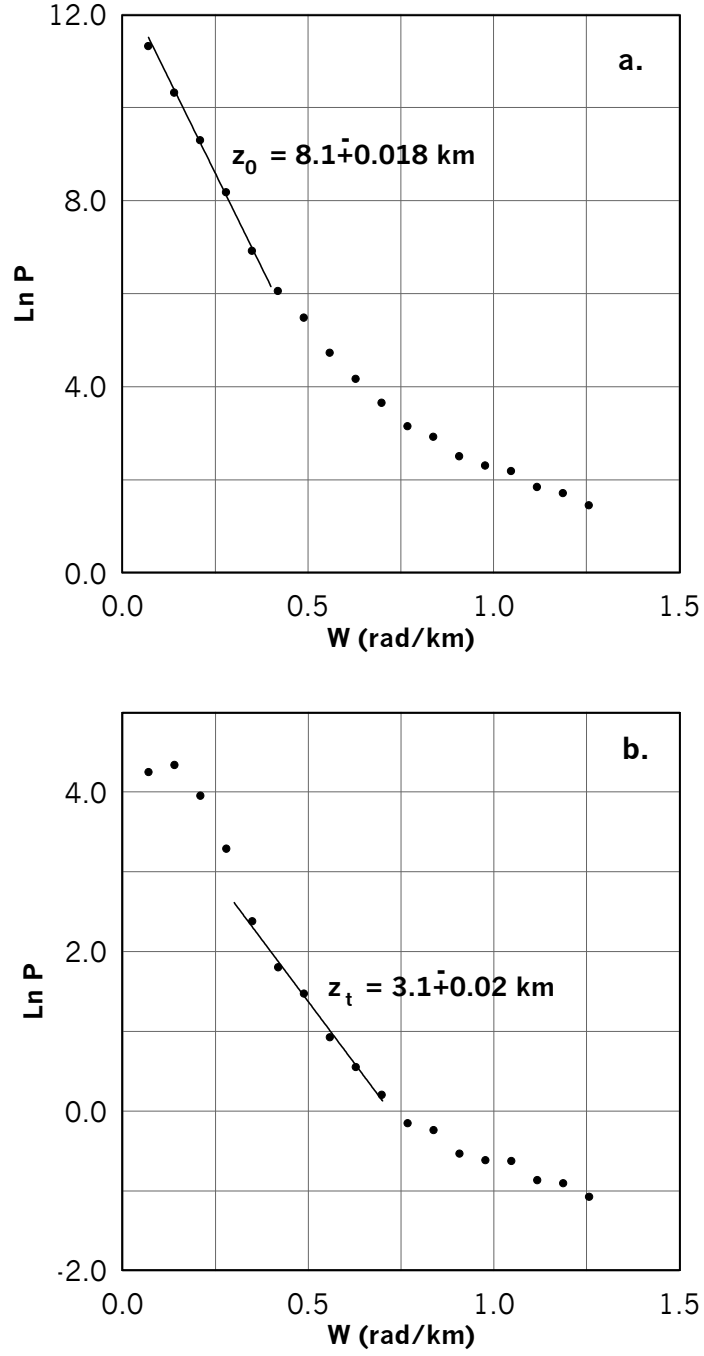
Şekil 5.6. Curie Nokta Derinlik tahminleri için kullanılan alt bölgelerin konumlarının çalışma alanında gösterimi.



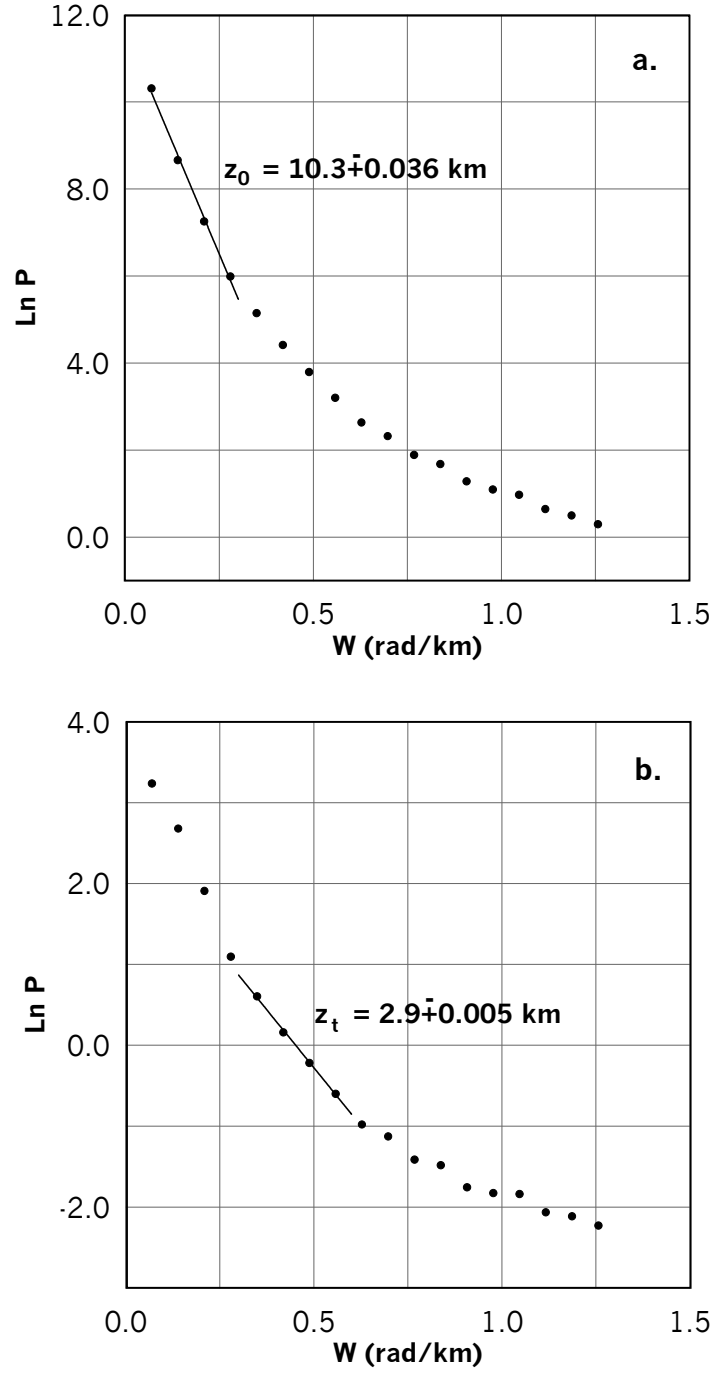
Şekil 5.7. 4 numaralı bloğun havadan ölçülen mağnetik anomalisinden elde edilen a. Merkez (z_0), b. Üst derinliğin (z_t) tahmini için kullanılan güç spektrumları.



Şekil 5.8. 15 numaralı bloğun havadan ölçülen mağnetik anomalisinden elde edilen a. Merkez (z_0), b. Üst derinliğin (z_t) tahmini için kullanılan güç spektrumları.



Şekil 5.9. 27 numaralı bloğun havadan ölçülen mağnetik anomalisinden elde edilen a. Merkez (z_0), b. Üst derinliğin (z_t) tahmini için kullanılan güç spektrumları.



Şekil 5.10. 64 numaralı bloğun havadan ölçülen mağnetik anomalisinden elde edilen a. Merkez (z_0), b. Üst derinliğin (z_t) tahmini için kullanılan güç spektrumları.

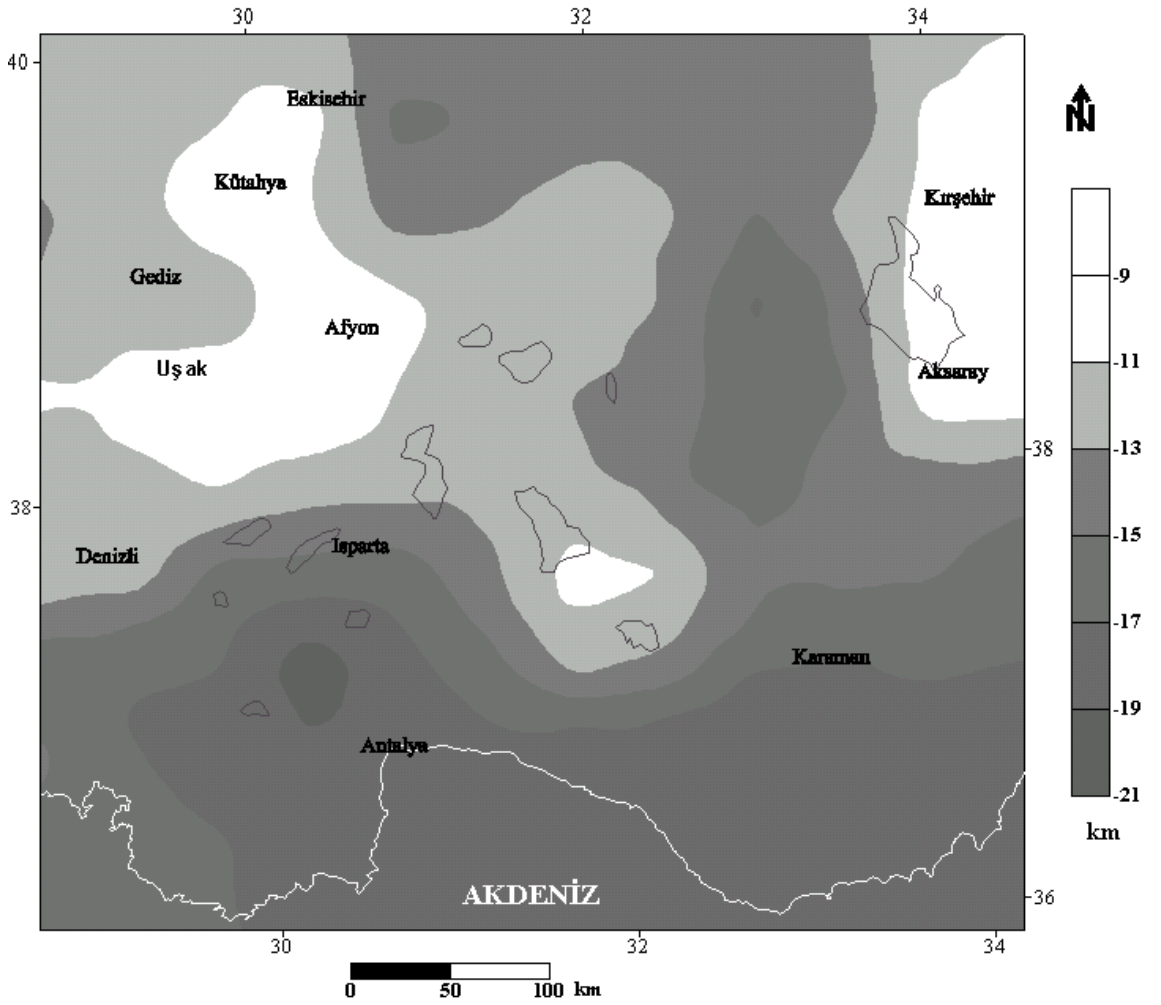
Tablo 5.1. Çalışma alanının tümüne ait üst (z_t), merkez (z_0) ve Curie Nokta Derinlikleri (z_b).

Blok No	z_t (km)	z_0 (km)	z_b (km)	Blok No	z_t (km)	z_0 (km)	z_b (km)
1	3.8	7.75	11.7	41	6.0	8.8	11.6
2	6.0	8.5	11.0	42	4.5	7.65	10.8
3	4.7	7.4	10.1	43	3.6	7.75	11.9
4	4.2	9.85	15.5	44	3.5	7.8	12.1
5	3.9	9.0	14.1	45	4.2	8.4	12.6
6	3.2	8.6	14.0	46	4.0	8.3	12.6
7	4.1	8.8	13.5	47	3.3	8.85	14.4
8	3.1	9.05	15.0	48	3.1	9.85	16.6
9	2.7	8.6	14.5	49	6.2	9.7	13.2
10	2.9	6.55	10.2	50	4.6	9.3	14.0
11	4.3	8.0	11.7	51	4.3	8.05	11.8
12	3.8	6.8	9.8	52	4.5	10.0	15.5
13	4.5	7.65	10.8	53	4.1	9.95	15.8
14	3.5	8.65	13.8	54	2.1	9.1	16.1
15	3.2	8.2	13.2	55	3.7	8.6	13.5
16	3.8	7.8	11.8	56	2.7	6.45	10.2
17	3.8	8.3	12.8	57	2.7	6.9	11.1
18	3.2	9.1	15.0	58	2.6	8.5	14.4
19	3.5	8.0	12.5	59	2.5	8.5	14.5
20	4.7	7.5	10.3	60	3.0	8.95	14.9
21	4.8	8.2	11.6	61	3.8	10.3	16.8
22	6.5	9.5	12.5	62	3.9	10.4	16.9
23	4.1	6.8	9.5	63	4.1	12.0	19.9
24	5.8	8.2	10.6	64	2.9	10.3	17.7
25	4.8	8.2	11.6	65	3.5	9.6	15.7
26	2.7	7.7	12.7	66	2.3	7.25	12.2
27	3.1	8.1	13.1	67	4.7	9.1	13.5
28	2.8	10.0	17.2	68	4.5	10.65	16.8
29	5.7	10.0	14.3	69	3.8	11.3	17.2
30	5.2	7.3	9.4	70	2.7	9.6	16.5
31	3.9	7.1	10.3	71	3.3	10.1	16.9
32	3.5	6.7	9.9	72	4.2	10.3	16.4
33	3.5	6.4	9.3	73	3.9	9.95	16.0
34	4.3	7.7	11.1	74	3.4	10.95	18.5
35	4.0	8.45	12.9	75	3.5	11.2	18.9
36	2.8	7.9	13.0	76	3.9	11.25	18.6
37	3.2	8.3	13.4	77	3.1	10.2	17.3
38	4.7	10.65	16.6	78	3.8	11.3	18.8
39	6.3	10.7	15.1	79	3.2	10.05	16.9
40	4.0	6.8	9.6	80	3.1	10.35	17.6
				81	3.0	10.65	18.3

5.3. BÖLGEYE AİT HARİTALARIN HAZIRLANMASI

5.3.1. Curie Nokta Derinlik Haritası

Her bir alt blok için hesaplanan Curie Nokta Derinlikleri o alt bloğu temsilen onun merkez koordinatlarına atanarak, standart gridleme yöntemi ile gridlenmiş ve konturlanmıştır. Şekil 5.11 de çalışma alanının Curie Nokta Derinlik haritası verilmiştir.



Şekil 5.11. Çalışma bölgesinin Curie Nokta Derinlik haritası.

Harita incelendiğinde ilk bakışta sığ Curie Nokta Derinlikleri, çalışma alanının batısında Uşak-Afyon dolaylarında ve çalışma alanının doğusunda Tuz Gölü civarında izlenmektedir. Derin Curie Nokta Derinlikleri ise, çalışma alanının güneyinde (yaklaşık D-B uzanımlı) ve yukarıda sözedilen iki sığ bölge arasında 33° boylamında (yaklaşık K-G uzanımlı) gözlenmektedir. Haritanın ayrıntılı yorumu ve değerlendirilmesi “Tartışma ve Sonuçlar” bölümünde verilecektir.

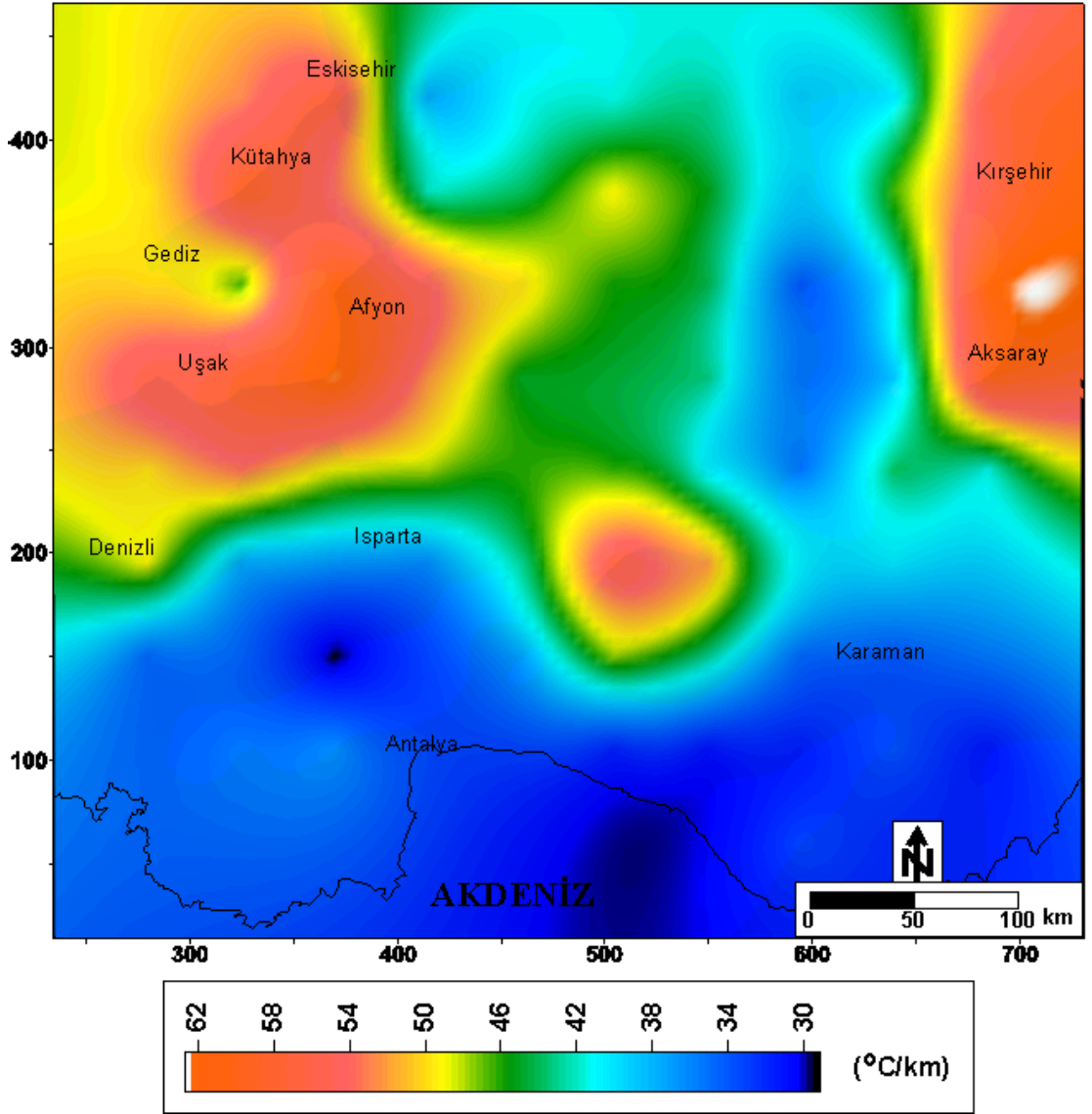
5.3.2. Isı Gradyent Haritası

Jeofizik yöntemlerin doğası gereği yeraltı modelleme çalışmaları yapılırken, problem çözümünde bilinmeyenler birden fazla olduğu zaman bazı kabuller yapmak gerekebilir. Curie Nokta Derinliği, kabuktaki etkin mağnetik minerallerin derine doğru sıcaklık artışı ile ferromagnetik durumdan paramagnetik duruma geçtiği derinlik olarak bilinir. Mağnetik anomalilere neden olan yapılar, içerdikleri minerallerinin Curie sıcaklıkları üzerinde mağnetik özelliklerini yitirirler. Bu sıcaklık saf mağnetit için 580 °C dir. Bu derinlikten itibaren litosfer mağnetik olmayan özellik gösterir.

Isı gradyenti, ısının iletimi sırasında sıcaklığın uzaklık ile değişim oranıdır. Burada kastedilen düşey ısı gradyentidir. Curie Nokta Derinliği tahmini yapılan çalışmalarda, Curie Nokta Derinliğine kadar kayaçların mağnetit içeriği bakımından zengin olduğu kabul edilir. Isı gradyent değerleri,

$$gradT = 580^{\circ}C / z_b \quad (5.1)$$

denklemini yardımı ile hesaplanmıştır. Bağlantıda geçen z_b miknatıslanmanın görüldüğü en son derinliğe karşılık gelmektedir. Bu çalışmada z_b değeri, Curie Nokta Derinliği olarak adlandırılmıştır (Tablo 5.1 ve Şekil 5.11). Tablodaki z_b değerleri kullanılarak çalışma alanına ait ısı gradyent değerleri elde edilmiş ve standart gridleme yöntemi ile gridlenmiştir. Çalışma alanının Isı gradyent haritası incelendiğinde (Şekil 5.12), mavi renkli alanlar ısı gradyentinin Dünya ortalamasında (30 °C/km) olan alanlardır. Isı gradyentinin yüksek (50-60 °C/km) olduğu alanlar ise, kırmızının tonları ile gösterilmektedir.



Şekil 5.12. Çalışma bölgesinin Isı gradiyent haritası.

5.3.3. Isı Akısı Haritası

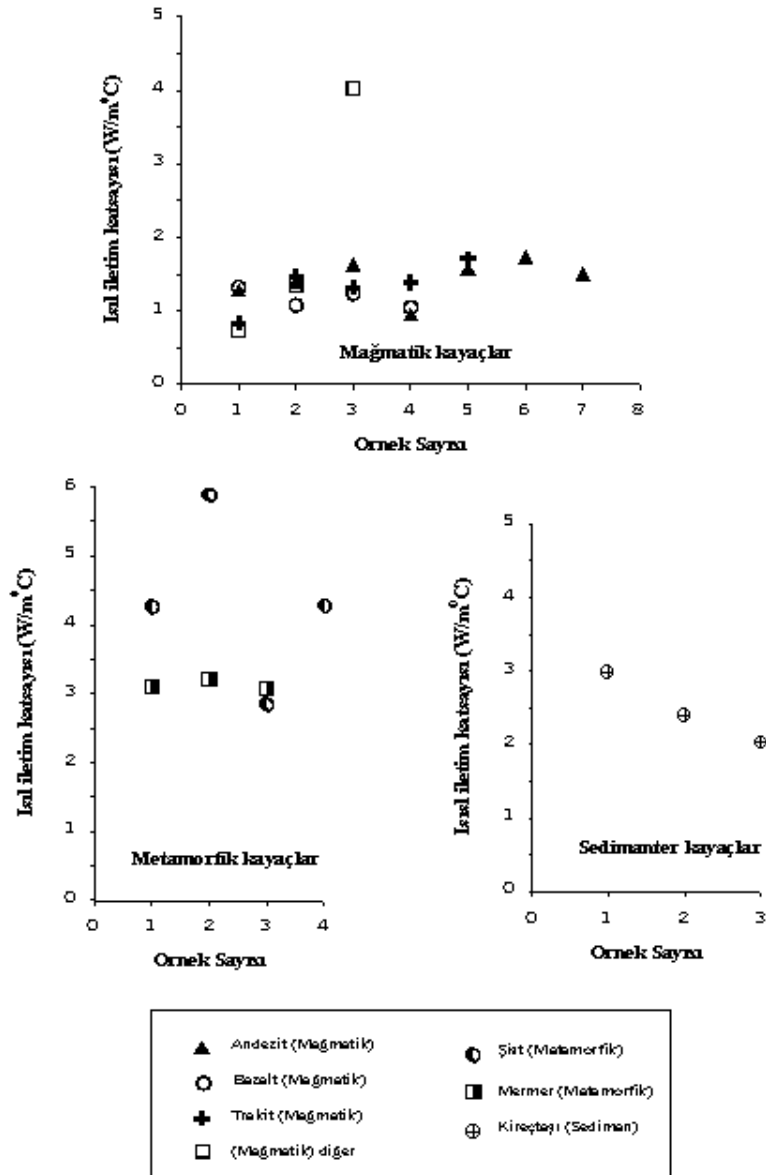
Yerkabuğu ve onun daha alt katmanlarının ısısal rejimi hakkında daha fazla bilgi sahibi olabilmek için, ısı akısının saptanmasının önemi büyüktür. Bu kapsamda ısıl iletim katsayısının saptanması amacı ile, Bölüm 3.2 de değinildiği üzere çalışma alanındaki hakim mağmatik, metamorfik ve nadiren sedimanter kayalardan örnekler alınmıştır. Tablo 5.2 araziden alınan örneklerin ısıl iletim katsayısı analiz sonuç değerlerini

göstermektedir. Tabloda, belli zaman aralıkları ile alınan ölçüler k_1 , k_2 , k_3 ve bunların ortalamaları k_{ort} olarak verilmiştir. Örneklerin ıslak olarak da ölçümleri yapılmıştır. Genel olarak ıslak olarak alınan ölçüler, kuru örneklerle göre daha büyük değerler sunmaktadır.

Tablo 5.2. Çalışma bölgesi ısı iletim katsayısı analiz sonuçları.

Örnek No	Kayaç türü	k_1	k_2	k_3	k_{ort} (kuru)	k (ıslak)
01	Mağmatik (Trakit)	0.826	0.857	0.816	0.833	0.985
02	Mağmatik (Trakit ya trakiandezit)	1.412	1.497	1.512	1.474	1.604
03	Mağmatik (Trakit ya trakiandezit)	1.314	1.328	1.318	1.320	1.849
04	Mağmatik (Bazalt)	1.276	1.252	1.443	1.324	1.349
05	Mağmatik (Bazalt)	1.058	1.087	1.092	1.079	1.526
06	Mağmatik (Bazalt)	1.186	1.280	1.246	1.237	1.802
07	Mağmatik (Trakit)	1.360	1.412	1.409	1.394	2.221
08	Mağmatik (Trakiandezit)	1.624	1.714	1.802	1.713	1.588
09	Mağmatik (Andezit)	1.259	1.283	1.329	1.290	1.440
10	Mağmatik (Tefrifonolit)	1.346	1.325	1.373	1.348	1.410
11	Mağmatik (Andezit)	1.387	1.401	1.418	1.402	1.478
12	Mağmatik (Andezit)	1.552	1.602	1.731	1.628	1.710
13	Mağmatik (Bazalt)	1.052	1.039	1.055	1.048	1.555
14	Mağmatik (Andezit)	0.922	0.970	0.994	0.962	1.139
15	Mağmatik (Andezit)	1.472	1.596	1.626	1.565	1.733
16	Mağmatik (Andezit)	1.728	1.736	1.730	1.731	1.810
17	Mağmatik (Andezit)	1.450	1.484	1.570	1.501	1.503
18	Mağmatik (Trakiandezit-Tüf ?)	5.880	3.113	3.101	4.031	3.063
19	Mağmatik (Bazalt-Tüf)	0.722	0.735	0.754	0.737	1.174
20	Metamorfik (Fillit yada sleyt türü)	3.013	3.127	3.07	3.070	4.079
21	Metamorfik (Şist)	4.118	4.404	4.26	4.261	6.972
22	Metamorfik (Şist)	5.819	5.937	5.88	5.878	9.008
23	Metamorfik (Şist)	2.799	2.909	2.809	2.839	3.733
24	Metamorfik (Şist)	4.265	4.365	4.188	4.273	6.112
25	Metamorfik (Mermer)	3.087	3.111	3.120	3.106	3.612
26	Metamorfik (Mermer)	3.152	3.203	3.292	3.216	3.757
27	Sedimanter (Kireçtaşı)	2.832	3.616	2.479	2.976	3.178
28	Sedimanter (Kireçtaşı)	2.360	2.436	2.40	2.398	3.241
29	Sedimanter (Kireçtaşı)	1.121	2.753	2.204	2.026	2.678

Şekil 5.13 de, çalışma bölgesinde yüzleklenmiş farklı litolojilerden değişik kayaç örneklerinin ısı iletim katsayısı ölçümleri örnek sayılarına karşılık gösterilmektedir. Mağmatik kayaçlardan bazaltlar 1-1.5 mWm⁻² aralığında sonuçlara sahipken, trakit, andezit ve trakiandezitler ise 1.5-2 mWm⁻² aralığında ısı iletimine sahip oldukları görülmektedir. Metamorfik şistler 2.8-5.8 mWm⁻² gibi geniş bir aralıkta değerler sunarken, mermerler ise 3-3.2 mWm⁻² aralığında ısı iletim katsayılarına sahip oldukları görülür. Sedimanter kayaçlardan kireçtaşı 2-3 mWm⁻² aralığında sonuçlar vermiştir.



Şekil 5.13. Çalışma bölgesinde yüzleklenmiş kayaç örneklerinin farklı litolojiler için ölçülmüş ısı iletim katsayıları.

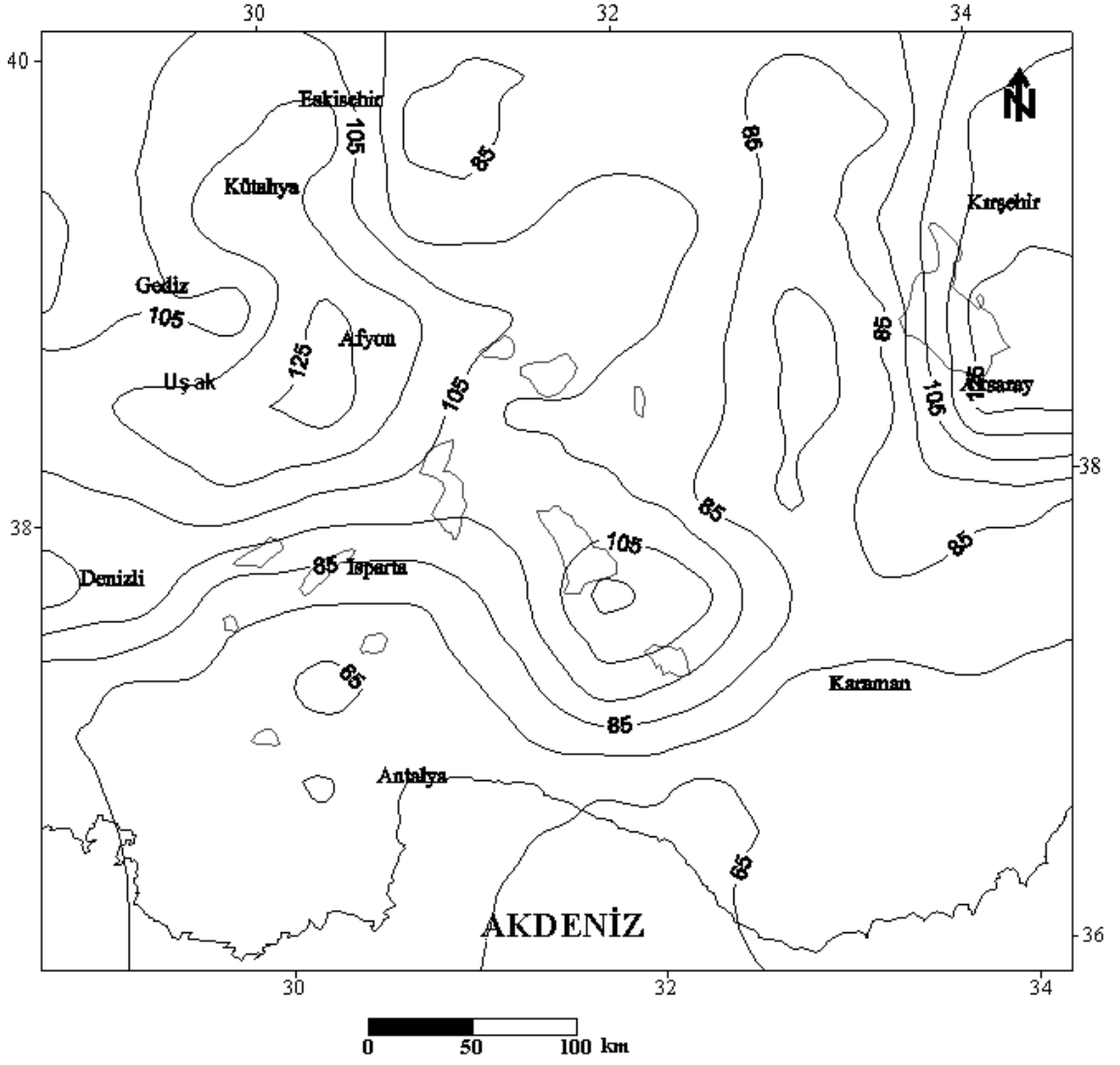
Isı akısı haritasının hazırlanması aşamasında, çalışma alanındaki derin özelliklere sahip olduğu düşünülen mağmatik ve metamorfik kayaç örneklerinin belli zaman aralıkları ile ölçülen ısı iletkenlik katsayısı değerlerinin ortalamalarından, tüm çalışma alanı (GB Anadolu) için etkin ortalama ısı iletim katsayısı değeri $2.12 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ olarak saptanmıştır. Batı Anadolu’da Ege Bölgesi için yapılan bir ısı akısı çalışmasındaki (Yemen, 1999) ısı iletim katsayılarından ise, ortalama ısı iletim katsayısı $2.127 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ olarak elde edilmiştir. Bundan başka Kırşehir Masifi üzerinde yapılan bir çalışmada, etkin ısı iletim katsayısı olarak yaklaşık $2.106 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ değeri kullanılmıştır (İlkışık ve diğ., 1997).

Bu çalışmada $2.12 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ ortalama ısı iletim katsayısı kullanılarak, her bir alt bölge için (2.2) denklemi yardımı ile tüm çalışma alanı için ısı akısı değerleri hesaplanmıştır. Tablo 5.3 de çalışma alanının ısı gradiyent, ısı akısı ve hesaplanan Curie Nokta Derinlik değerleri verilmiştir.

Çalışma alanı için Tablo 5.3 de verilen akısı değerleri, standart gridleme yöntemi kullanılarak gridlenmiş ve konturlanmıştır. Şekil 5.14 de çalışma alanının 10 mW/m^2 aralıklarla konturlanmış ısı akısı haritası görülmektedir. Şekil incelendiğinde ısı akısı değerlerinin, Akdeniz’den kuzeye Anadolu içlerine doğru 60 mW/m^2 den 130 mW/m^2 ye kadar artan bir trende sahip olduğu görülür. 33° boylamı civarında, $75\text{-}85 \text{ mW/m}^2$ ısı akısına sahip yaklaşık K-G doğrultulu göreceli düşük bir ısı akısı anomalisi göze çarpmaktadır. Bu anomalinin hemen doğusundaki Tuz Gölü ve civarı, $95\text{-}125 \text{ mW/m}^2$ lik yüksek ısı akısı anomalileri ile karakterize edilmektedir. Çalışma alanının batısında Gediz civarında, 105 mW/m^2 ısı akısı gözlenirken, bölgede daha yüksek ısı akısı gözlenen Uşak-Afyon civarı ise $115\text{-}125 \text{ mW/m}^2$ lik ısı akısı değerleri ile karakterize edilmektedir. Bu sonuçların tektonik açıdan irdelenmesi “Tartışma ve Sonuçlar” bölümünde verilecektir.

Tablo 5.3. Çalışma alanının ısı gradiyenti, ısı akısı ve Curie Nokta Derinlik (CND) değerleri.

Blok No	CND (km)	Isı Grad. (°C/km)	Isı Akısı (mW/m ²)	Blok No	CND (km)	Isı Grad. (°C/km)	Isı Akısı (mW/m ²)
1	11.7	49.57	105.1	41	11.6	50.00	106
2	11.0	52.73	111.8	42	10.8	53.70	113.8
3	10.1	57.43	121.7	43	11.9	48.74	103.3
4	15.5	37.42	79.3	44	12.1	47.93	101.6
5	14.1	41.13	87.2	45	12.6	46.03	97.6
6	14.0	41.43	87.8	46	12.6	46.03	97.6
7	13.5	42.96	91.1	47	14.4	40.28	85.4
8	15.0	38.67	82	48	16.6	34.94	74.1
9	14.5	40.00	84.8	49	13.2	43.94	93.1
10	10.2	56.86	120.5	50	14.0	41.43	87.8
11	11.7	49.57	105.1	51	11.8	49.15	104.2
12	9.8	59.18	125.46	52	15.5	37.42	79.3
13	10.8	53.70	113.8	53	15.8	36.71	77.8
14	13.8	42.03	89.1	54	16.1	36.02	76.4
15	13.2	43.94	93.1	55	13.5	42.96	91.1
16	11.8	49.15	104.2	56	10.2	56.86	120.5
17	12.8	45.31	96.1	57	11.1	52.25	110.8
18	15.0	38.67	82	58	14.4	40.28	85.4
19	12.5	46.40	98.37	59	14.5	40.00	84.8
20	10.3	56.31	119.38	60	14.9	38.93	82.5
21	11.6	50.00	106	61	16.8	34.52	73.2
22	12.5	46.40	98.37	62	16.9	34.32	72.8
23	9.5	61.05	129.4	63	19.9	29.15	61.8
24	10.6	54.72	116	64	17.7	32.77	69.47
25	11.6	50.00	106	65	15.7	36.94	78.3
26	12.7	45.67	96.8	66	12.2	47.54	100.8
27	13.1	44.27	93.85	67	13.5	42.96	91.1
28	17.2	33.72	71.5	68	16.8	34.52	73.2
29	14.3	40.56	86	69	17.2	33.72	71.5
30	9.4	61.70	130.8	70	16.5	35.15	74.5
31	10.3	56.31	119.38	71	16.9	34.32	72.8
32	9.9	58.59	124.2	72	16.4	35.37	75
33	9.3	62.37	132.2	73	16.0	36.25	76.85
34	11.1	52.25	110.77	74	18.5	31.35	66.46
35	12.9	44.96	95.3	75	18.9	30.69	65.1
36	13.0	44.62	94.6	76	18.6	31.18	66.1
37	13.4	43.28	91.75	77	17.3	33.53	71.1
38	16.6	34.94	74.1	78	18.8	30.85	65.4
39	15.1	38.41	81.4	79	16.9	34.32	72.8
40	9.6	60.42	128.1	80	17.6	32.95	69.85
				81	18.3	31.69	67.2

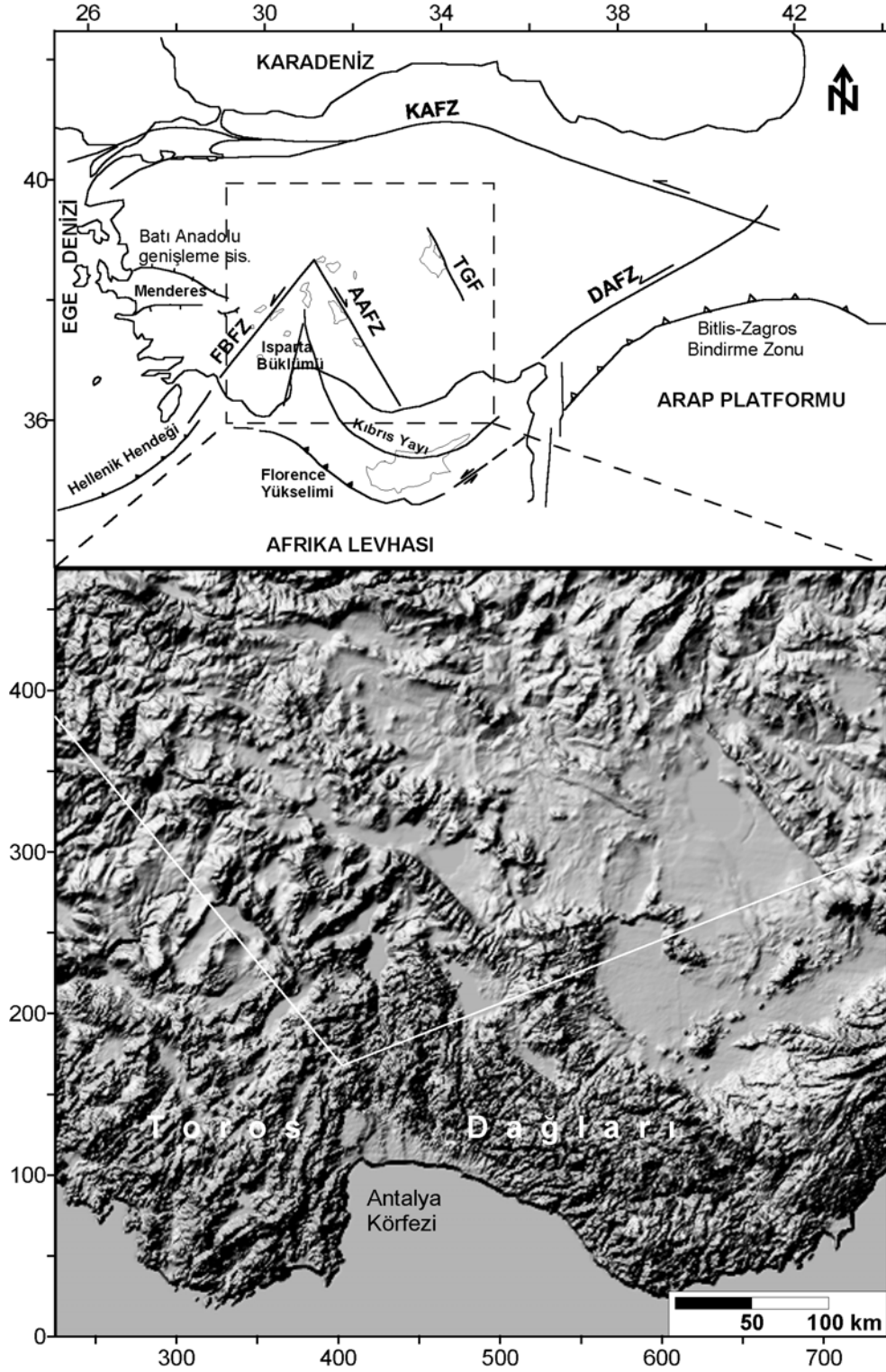


Şekil 5.14. Çalışma bölgesinin Curie Nokta Derinliklerinden elde edilen ısı akısı haritası. Kontur aralığı 10 mW/m^2 .

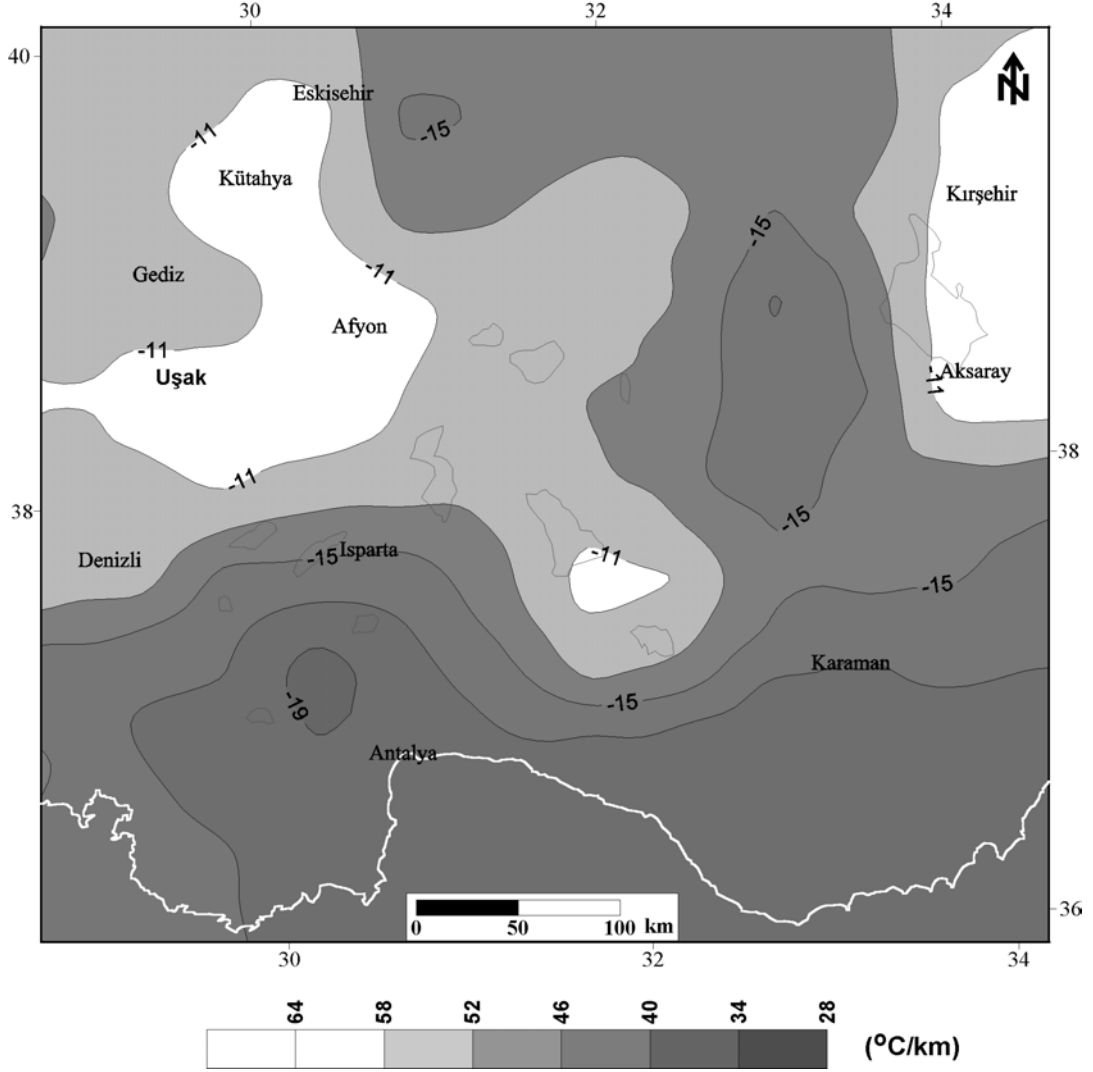
6. TARTIŞMA VE SONUÇ

Dünyada kıtasal kabuğun çok hızlı bir şekilde deforme olan alanlarından birinde yer alan çalışma alanının Curie Nokta Derinliklerinin tahmini, litosferik yapının özelliklerinin belirlenmesi açısından önemlidir. Havadan ölçülen mağnetik verilerin spektral analizinden elde edilen çalışma alanının Curie Nokta Derinlikleri 9.3 ile 19.9 km ler arasında değişim göstermektedir. Şekil 6.1 de Türkiye'nin genel tektoniği içerisinde çalışma alanının konumu ve altta çalışma alanının topoğrafik haritası verilmiştir. Şekil incelendiğinde, çalışma alanının güneyinde doğudan batıya doğru kıvrımlı bir biçimde uzanan ve yüksekliği yer yer 3100 m yi bulan Toroslar'ın geniş bir alan kapladığı görülür. Çalışma alanının batısında topoğrafik değişimin oldukça yüksek olduğu gözlenirken, Tuz Gölü'nün güneyi ve güneybatısı düşük değerli düz bir topoğrafik yapıya sahiptir.

Genel olarak çalışma alanının batısındaki sığ Curie Nokta Derinlikleri ve yüksek ısı gradiyentine sahip alan, merkezde Afyon olmak üzere batıda Uşak ve KB da Kütahya'ya doğru uzanmaktadır (Şekil 6.2). Bunun yanısıra Beyşehir Gölü ve civarı da sığ Curie Nokta Derinlikleri ve yüksek ısı gradiyent anomalileri ile karakterize edilmektedir. Çalışma alanının güneyindeki derin Curie Nokta Derinlikleri (17-20 km) ve düşük ısı gradiyent anomalileri (28-40 °C/km) ile karakterize olan bölge, güneyde topoğrafik olarak geniş bir alanı kaplayan Toroslara karşılık gelmektedir. Bu alanda deprem verilerinin odak derinlik değişimi dalan levhanın varlığına işaret etmektedir (Şekil 6.3 ve 6.4). Bu durum düşük ısı akısı değerleri ile karakterize olan diğer dalma-batma alanları ile (Oxburgh ve Turcotte, 1971; Tanaka ve diğ., 1999) benzeşim göstermektedir



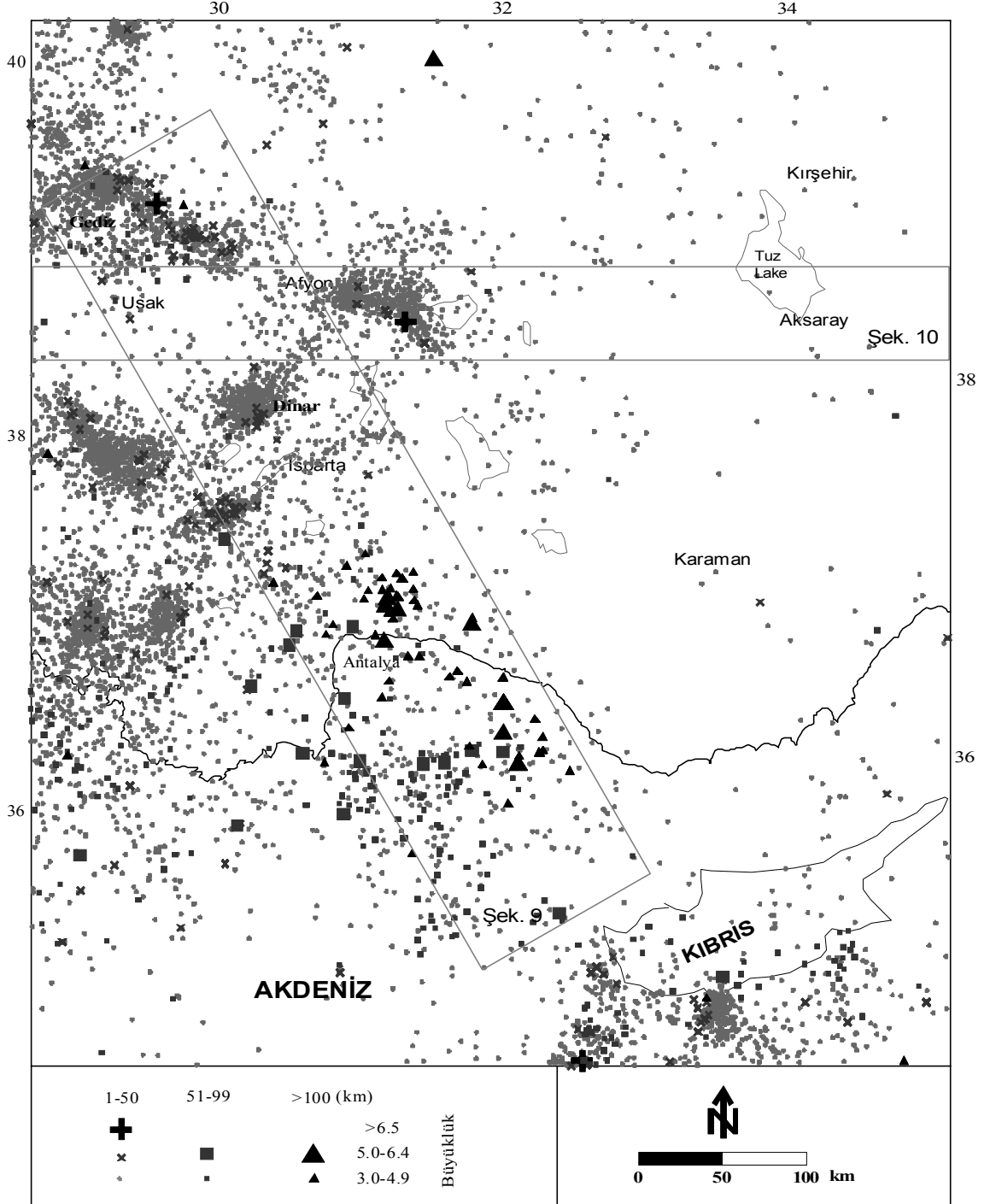
Şekil 6.1. Türkiye'nin genel tektoniği içerisinde çalışma alanının konumu ve çalışma alanının topoğrafik haritası. Ana tektonik hatlar Eyidoğan ve Barka (1996) ve Pınar (1998)'den değiştirilmiştir. KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, FBZ: Fethiye-Burdur Fay Zonu, AAFZ: Afyon-Akşehir Fay Zonu, TGF: Tuz Gölü Fayı. Topoğrafik haritadaki hat Şekil 6.11 de kullanılan kesit yerini göstermektedir.



Şekil 6.2. Çalışma alanının Curie Nokta Derinlik haritası ve ısı gradiyent dağılımı.

Çalışma alanının doğusundaki Aksaray ve civarı, yine sığ Curie Nokta Derinlikleri (9-10 km) ve yüksek ısı gradiyent anomalileri ile temsil edilmektedir. Sismik kırılma profillerinden Tuz Gölü havzasının düşük hızlı bir Neojen-Kuvaterner sediman tabaka ve onun altında yaklaşık 10 km derinliğine uzanan kalın bir Kretase metamorfik tabandan oluştuğu yorumlanmıştır (Gürbüz ve Evans, 1991). Tuz Gölü havzası civarındaki Curie Nokta Derinlik tahminleri 10 km civarındadır. Kırşehir Masifinde elektromagnetik araştırmaları göreceli olarak sığ (yaklaşık 0.5-1 km) iletken bir tabakanın varlığını ortaya koymuştur (İlkışık ve diğ., 1997). Görünür rezistivite haritaları bu bölgede düşük rezistivite anomalilerine sahipken; KD-GB doğrultulu görünür rezistivite kesiti ise kabuğun üst derinliklerinde iletken bir zon ($\rho_a < 10$ ohm m)

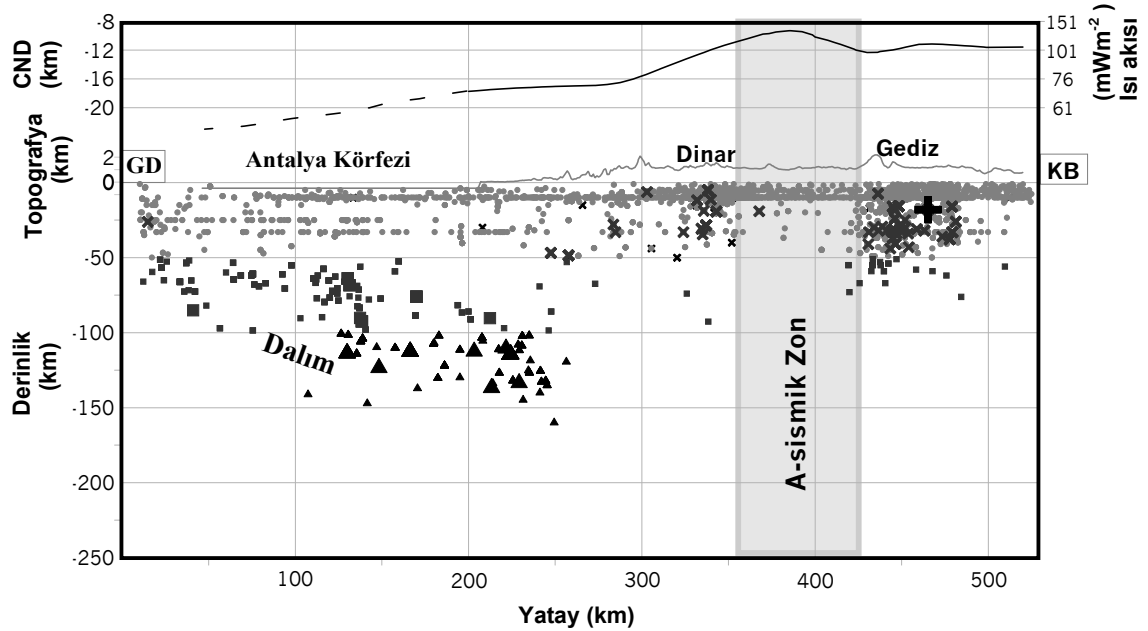
göstermektedir. Aynı çalışmada, Ihlara Vadisindeki Ziga termal çıkışının rezervuar sıcaklığı 158.5 °C ve ortalama jeotermal gradient 68.1 °C/km olarak bulunmuştur. Bu alandaki Curie Nokta Derinliklerinden hesaplanan ısı gradient değeri ise yaklaşık 62 °C/km dir.



Şekil 6.3. Çalışma alanında 1964-2004 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin dağılımı.

Bölgenin Curie Nokta Derinliklerinin sismisite ile ilişkisini saptamak amacıyla, çalışma bölgesinde 1964-2004 yılları arasında meydana gelmiş 3.0 den büyük depremlerin dış merkez dağılımı sınıflandırılmış biçimde Şekil 6.3 de gösterilmiştir. Deprem verileri IRIS veri bankasından alınmıştır. Şekilde gösterilen dikdörtgen alanlar düşey kesitlerde (Şekil 6.4 ve 6.5) kullanılan sismolojik verinin sınırını temsil etmektedir. Curie Nokta Derinliği profili yaklaşık 95 km genişliğindeki dikdörtgenin (Şekil 6.3) ortasında yer almaktadır. Şekil 6.5 teki deprem verilerini içeren dikdörtgenin genişliği ise yaklaşık 50 km dir.

Isparta Büklümü içerisinde gözlenen derin odak derinlikli (>100 km) yoğun sismik aktivite, dalan Afrika levhasının uç kısımlarına karşılık gelmektedir (Şekil 6.3 ve 6.4). Özellikle Fethiye-Burdur fay Zonu (FBFZ) ve Afyon-Akşehir Fay Zonu (AAFZ) boyunca ve Gediz merkez kabul edilmek üzere 50 km yarıçaplı bir alanda yoğun sismik aktivite gözlenmektedir (Şekil 6.1, 6.3 ve 6.4). Yaklaşık 32° D boylamının doğusunda hemen hemen sismik aktivite yok gibidir. 31° D boylamı ise Isparta Büklümünü ve Fethiye-Burdur fay zonu ile Afyon-Akşehir fay zonunun kollarını oluşturduğu dış Isparta Büklümünü yaklaşık ortadan ikiye ayırmaktadır.

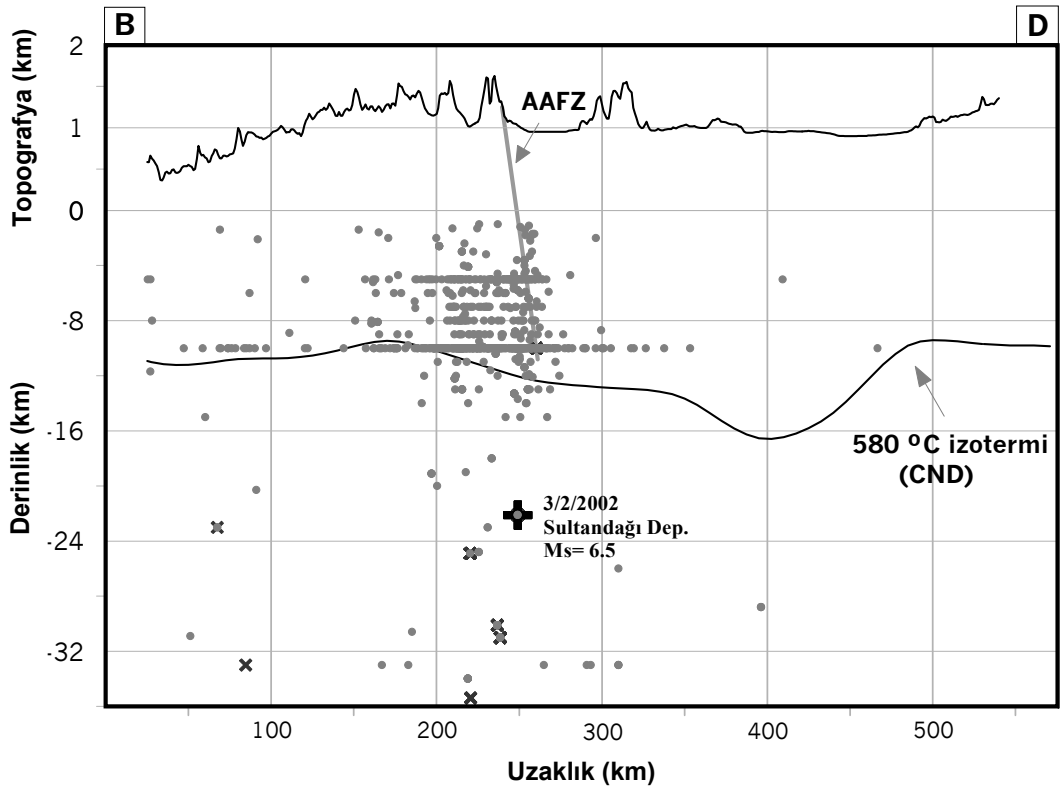


Şekil 6.4. Curie Nokta Derinlikleri, Curie Nokta Derinliklerinden elde edilen ısı akısı ve Şekil 6.3 deki dörtgen alanda gösterilen deprem verilerinin iki boyutlu (2-B) gösterimi.

Yayardı açılma havzası niteliğindeki bölge, yüksek ısı akısı değerleri ile karakterize edilmektedir. Yoğun sismik aktivite gözlenen Dinar ve Gediz arasındaki asismik bölge (Uşak-Afyon arası), sıg Curie Nokta Derinlikleri (9 km civarı) ve yüksek ısı akısı (130 mWm^{-2} civarı) değerleri ile temsil edilmektedir (Şekil 6.4). Bir bölgedeki sismik asismik geçişi o bölgedeki termal etkiyi yansıtabilir (Hyndman ve Wang, 1993). Bundan başka bir bölgedeki sismik asismik sınırının kabuktaki kırılma-gevrek sınırı ile de ilişkili olabileceği düşünülür. Ayrıca, büyük depremlerin ısı gradiyentindeki büyük yanal değişimin olduğu bölgelerde meydana gelmesi olasıdır (Ito, 1999). Bu zonda olası olarak büyük deprem oluşumu için gerekli enerji birikmemiştir. Buna rağmen bu zondaki sıcak malzemenin hareketi ile zon kenarlarında olası olarak gerilme artışı meydana geldiği için yoğun deprem aktivitesi gözlenmiştir. Yoğun deprem aktivitesi gözlenen bu alanlarda sismojenik tabaka kalınlığının ortadaki asismik zona göre daha fazla olduğu görülmektedir (Şekil 6.4). Japonya'nın Izu yarımadası civarında yüksek ısı akısı değerlerinin görüldüğü volkanik bölgelerde sismojenik tabaka kalınlığının daha ince olmasından dolayı, bu bölgede yoğun deprem oluşumu için gereken gerilme enerjisinin birikmeyeceği vurgulanmıştır (Tanada, 1999). Buna rağmen bölgedeki sıcak malzemenin hareketi halinde çevre kayalarda gerilme artışı olacağından dolayı deprem fırtınası şeklinde mikro deprem aktivitesi de olabileceği belirtilmiştir. Aksine düşük ısı akısı gözlenen bazı alanlarda sismojenik tabakanın daha kalın olması sebebiyle yoğun depremsellik olabileceği de ifade edilmiştir. Tüm bunların yanısıra, bölgedeki kayaç deformasyonunun gerçekleştiği kırılma-gevrek geçiş zonuyla da ilişkili olabileceği vurgulanmıştır (Sibson, 1982; Doser ve Kanamori, 1986; Ito, 1990).

Düşük dirençli tabakanın üst derinliği ile ısı akısı arasında bir ilişki olabileceği Hyndman ve Shearer (1989) tarafından vurgulanmıştır. Çalışma alanının batısındaki sıg Curie Nokta Derinlikleri elde edilen alan, MT verilerden elde edilen ince üst kabuk ve iletken bir alt kabuğa (Gürer ve diğ., 2004) karşılık gelmektedir. Bu alanda iletken alt kabuğun üst sınırı yaklaşık 10 km civarındadır. MT veriler ile oluşturulan KD Japonya'nın elektrik özdirenç modeli, Curie Nokta Derinliklerinin sıg olduğu jeotermal alanlar altında iletken zonların varlığını göstermektedir (Ogawa, 1992).

Çalışma alanının D-B yönlü düşey kesiti (Şekil 6.5), üstte topoğrafya ve onun altında Curie Nokta Derinlikleri (580 °C izotermi) ve deprem verilerini içermektedir. Profiller yaklaşık 50 km genişliğindeki deprem verilerinin alındığı dikdörtgenin ortasında yer almaktadır. Bol kırıklı topoğrafik yapıya sahip olan Batı Anadolu genişleme bölgesi, sığ Curie Nokta Derinlikleri ile (yaklaşık 9-11 km arası) karakterize edilmektedir (Şekil 6.5). Çalışma alanının doğu kesimlerine doğru (450-650 arası) yaklaşık 200 km genişliğinde derin Curie Nokta Derinlikleri (13-17 km) ile karakterize olan bölge, genelde yüzeyde düz bir topoğrafyaya sahip olarak gözükmemektedir. Bu bölgenin doğusunda Curie Nokta Derinlikleri yeniden sığlaşmaktadır.



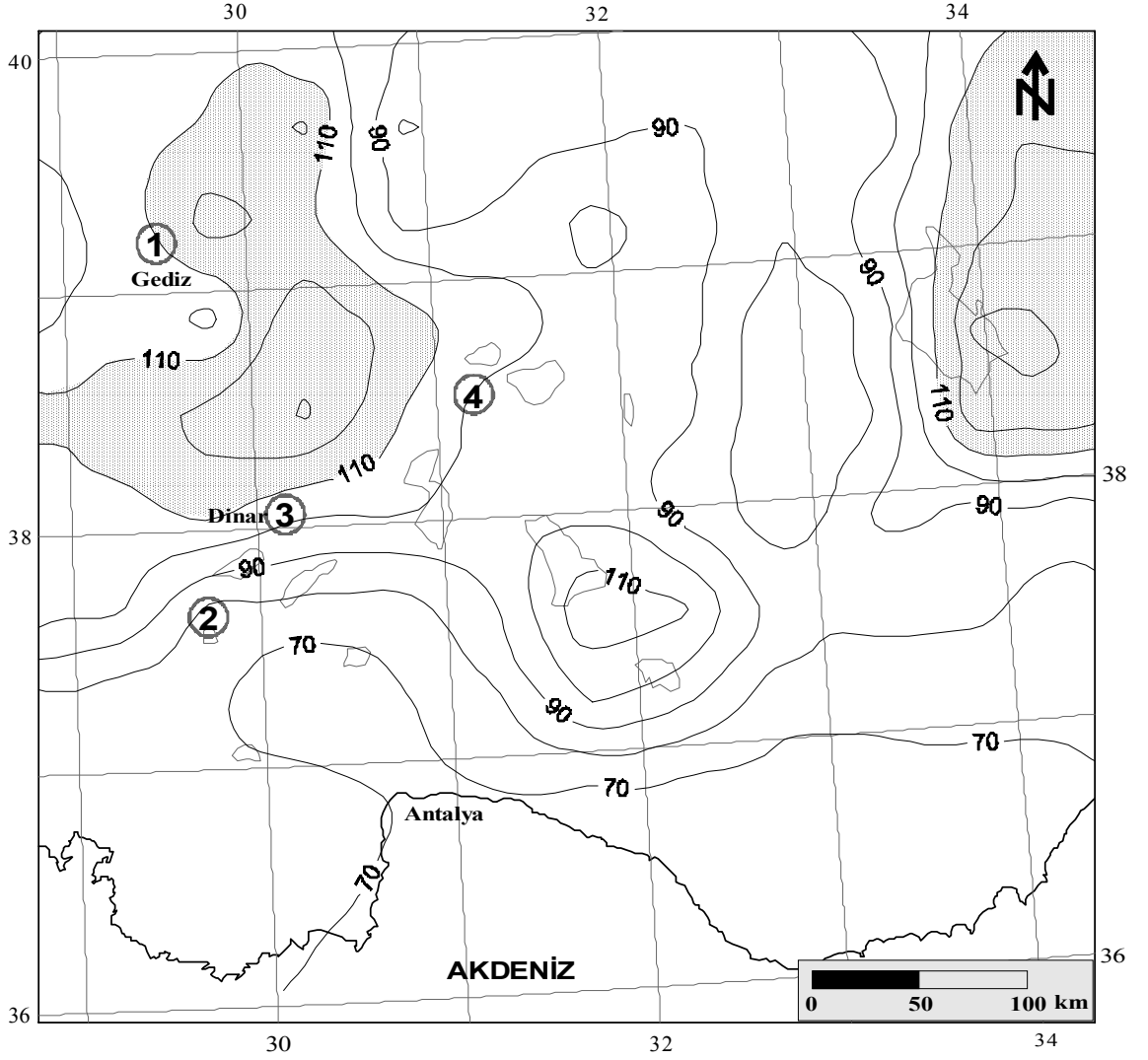
Şekil 6.5. Çalışma alanının D-B yönündeki Curie Nokta Derinlikleri (580 °C izotermi) ve Şekil 6.3 deki dörtgen alanda gösterilen deprem verilerinin iki boyutlu (2-B) gösterimi. AAFZ: Afyon-Akşehir Fay Zonunu göstermektedir.

Çalışma alanının batısında Pınar (1998) tarafından yapılmış olan sismolojik bir çalışmada, 1 Ekim 1995 Dinar depreminin kırılma modeli açıklanmıştır. Modelde, 10-20 km derinlikleri arasında bir asismik bölgenin varlığını ortaya konmuştur. Dinar ve çevresinde bulunan Curie Nokta Derinlikleri (12 km civarı) bu zon içinde kalmaktadır.

Çalışma bölgesinde 1964 ten beri meydana gelmiş hasar yapıcı büyük depremlerin dağılımının (Şekil 6.6 ve Tablo 6.1), Curie Nokta Derinliklerinin çok sığ (ısı akısı değerlerinin çok yüksek) olduğu alanların kenarlarında yer aldığı görülmektedir. Büyük depremler ile ısı akısı arasındaki ilişkiyi saptamak amacıyla yapılan bir çalışmada (Sibson, 1992); volkanik alan ve jeotermal kaynaklarca zengin olan bölge ve yakın dolaylarında büyük depremlerin oluşmama nedeni olarak, yüksek sıcaklıktan dolayı ince sismojenik tabakada deprem oluşumu için gerekli enerjinin birikmeyeceği ifade edilmiştir. Japonya’da kıta depremleri üzerinde yapılan bir çalışmada (Ito, 1999) ise; genellikle büyük depremler ısı akısının yüksek olduğu volkanik alanların merkezinde değil, fakat merkezden 10 km uzaklıktan itibaren oluştuğu ifade edilmiştir. Bu ilişki oldukça önemli bir özellik olarak göze çarpmaktadır.

Curie Nokta Derinlikleri ile deprem odaklarının ilişkisini çıkarmak amacıyla, çalışma alanında 1964-2004 yılları arasında meydana gelmiş 5.0 den büyük depremlerin odak derinlikleri, bölgenin topoğrafyası ve Curie Nokta Derinlik dağılımları üç boyutlu olarak çizilmiştir (Şekil 6.7). Şekil incelendiğinde, genel olarak derin odak derinlikli depremlerin daha derin Curie Nokta Derinliklerine ve sığ odaklı depremlerin sığ Curie Nokta Derinliklerine karşılık geldiği gibi bir yorum yapmak olanaklı gözükürken, çalışma alanının doğusunda 5.0 den büyük deprem oluşumu sayısı çok az olduğu için ilk bakışta bu bölgenin tümünün ısısal açıdan potansiyele sahip olduğu düşüncesini ortaya çıkarmıştır. Ancak bu bölgenin orta kesiminde 33 °D boylamı boyunca elde edilen yaklaşık KKB yönünde uzanan göreceli olarak daha derin Curie Nokta Derinlikleri bu durum ile uyumsuzdur. Bunu bir başka mekanizma ile açıklamak daha olanaklı olacaktır. Olası olarak bu bölgede kabuğu oluşturan malzemeler sıcak bölgelere göre daha yaşlı ve otokton malzemelerden oluşmaktadır. Bunun yanısıra Batı Anadolu aktif genişleme rejimi yanında aktivitesinin ona göre çok düşük veya hiç olmaması, bölgenin soğuk kabuk yapısında olduğu tezini destekler konumdadır.

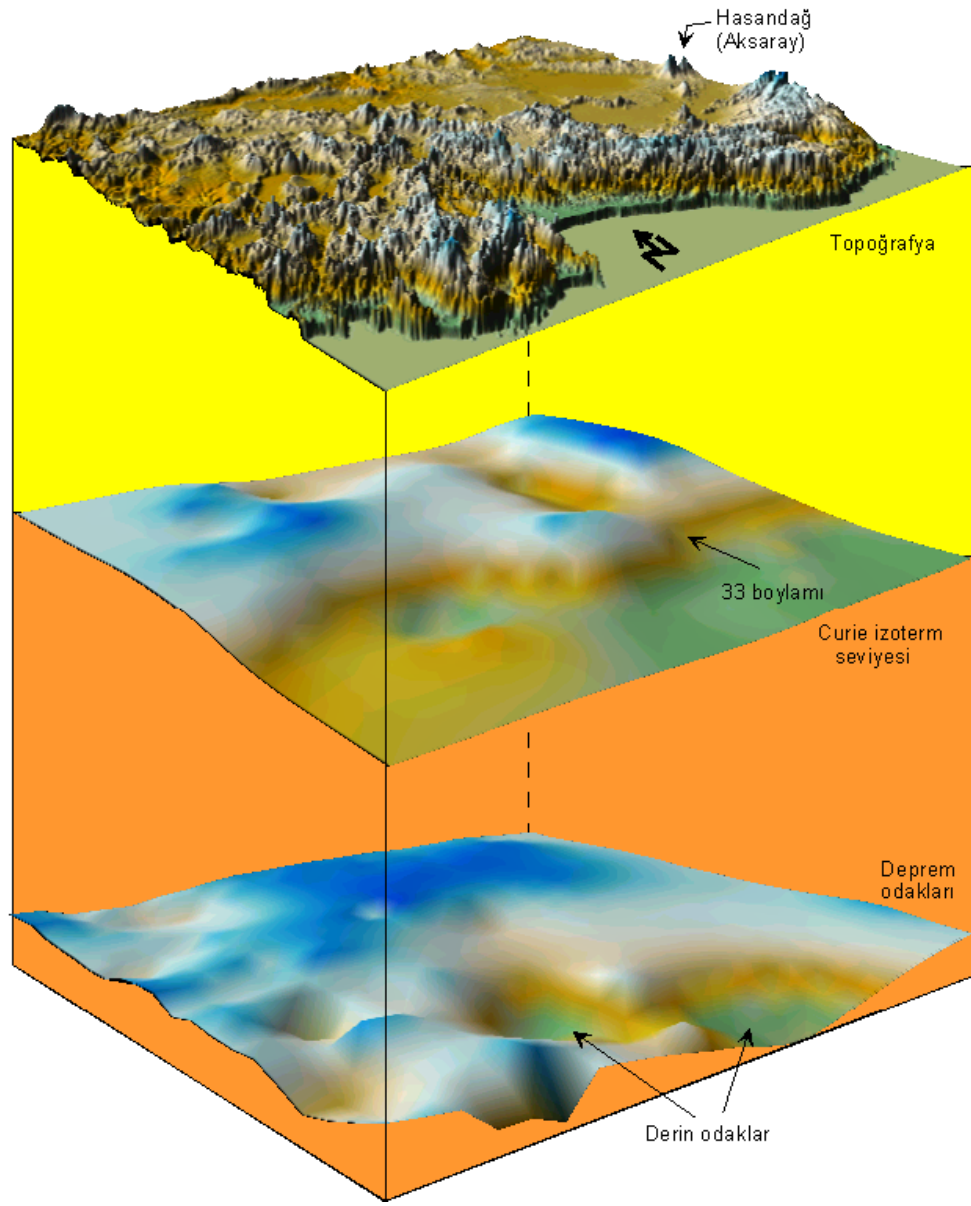
Hasandağ (Aksaray) dolaylarında ise, sığ Curie Nokta Derinlikleri ile sığ odak derinlikleri arasında iyi bir uyum gözlenmiştir.



Şekil 6.6. Çalışma alanında 1964-2004 yılları arası meydana gelmiş hasar yapıcı büyük depremlerin dağılımı ve ısı akısı ilişkisi. Taralı alanlar ısı akısının yüksek olduğu alanları göstermektedir. Depremler Tablo 6.1 de verilen sırada numaralandırılmıştır. Isı akısı değerleri mWm^{-2} dir.

Tablo 6.2. Çalışma alanında 1964-2004 yılları arasında meydana gelmiş Şekil 6.6 da verilen yıkıcı büyük depremler

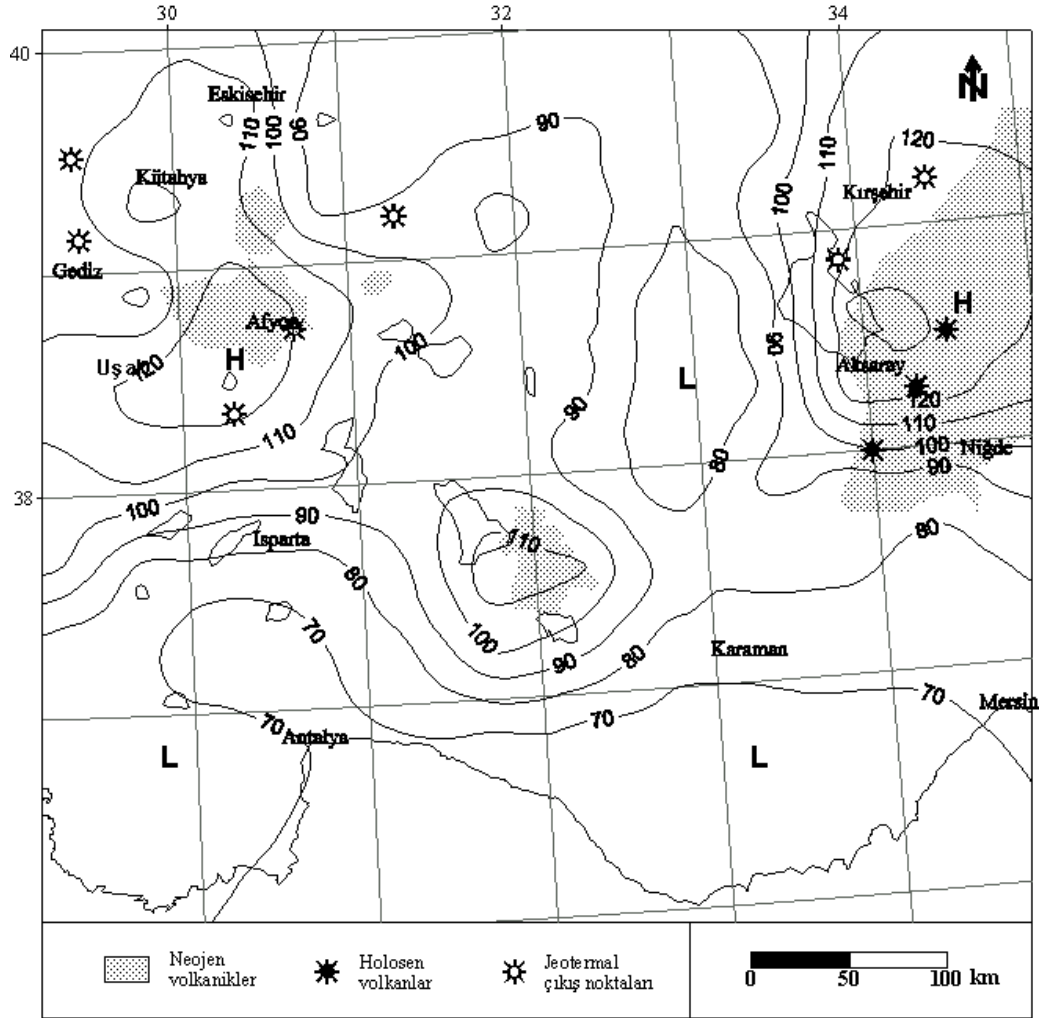
No	Tarih	Yer	Büyükölük	Kaynak
1	28/3/1970	Gediz	7.0	(Eyidogan ve Jackson, 1985)
2	12/5/1971	Burdur	6.2	(Ambraseys, 1988)
3	1/10/1995	Dinar	6.1	(Eyidogan ve Barka, 1996; Pinar, 1998)
4	3/2/2002	Sultandağı	6.5	IRIS



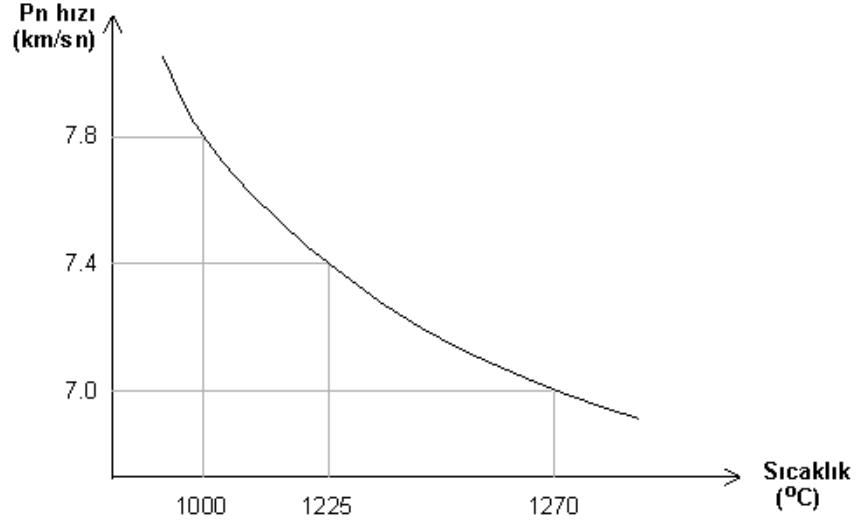
Şekil 6.7. Çalışma alanının topoğrafik, Curie Nokta Derinlik ve 1964-2004 yılları arası meydana gelmiş 5.0 den büyük depremlerin odak derinliklerinin üç boyutlu değişimi.

Genel olarak bir bölgede sıcak su kaynaklarının bulunması o bölgenin ısısal yapısı ile yakından ilişkilidir. Bölgenin, dalma-batma olayının etkisi altında yoğun bir tektonik aktiviteye sahip olması ve Anadolu içlerine doğru yüzlelenen volkanikler, yüksek ısı akısının göstergesidir. Şekil 6.8 de çalışma alanının Curie Nokta Derinliklerinden elde edilen ısı akısı haritası görülmektedir. Volkanik ve jeotermal alanlar da aynı harita üzerinde gösterilmiştir. Bölgedeki sıcak su çıkışlarının dağılımı (Şekil 6.8), bölgenin Türkiye genelinde olduğu gibi jeotermal kaynaklar bakımından oldukça zengin olduğunu göstermektedir. Çalışma bölgesinde Curie Nokta Derinliklerinden elde edilmiş ısı akısı değerleri bölgedeki Neojen volkanikleri ile ilişkilendirildiğinde, Neojen volkaniklerinin yüzlekler verdiği alanlarda genellikle ısı akısının yüksek olduğu görülmektedir. Ayrıca, çalışma alanının doğusunda Aksaray civarındaki Holosen yaşlı volkanlar (Hasandağ vd.) ile yüksek ısı akısı (sığ Curie Nokta Derinlikleri) değerlerinin ilişkisi dikkat çekicidir. Bu durum çalışma alanının batısındaki geniş bir alanı (kabaca 270 km uzunluğunda ve 180 km genişliğinde) kapsayan sığ Curie Nokta Derinlikleri ve yüksek ısı akısı değerleri ile ve doğuda Aksaray civarı değerleri ile uyum içersindedir.

Sismik dalgaların yayılım özellikleri geçtikleri ortamın ısı yapısı ile yakından ilişkilidir. P dalga hızı, genellikle ısının arttığı ortamlarda ters orantılı olarak düşmektedir. Bu nedenle bölgedeki sismik dalgaların yayılımının bilinmesi, bize bölgenin ısı rejimini değerlendirmek açısından katkı sağlayabilir. Kıtalar için ortalama Pn dalga hızı 8.1 km/sn civarındadır (Mooney ve Braile, 1989). Çalışma alanında Pn dalgası hız değerleri genellikle bu değerden düşüktür (Şekil 3.10). Kuzey Amerika'da Pn dalga hızı ile ısı akısı arasında ters ilişki saptanmıştır (Black ve Braile, 1982). Isı akısının yüksek olduğu bölgelerde tersine Pn dalga hızı düşüktür. Bu düşüşün nedeni olarak sıcaklık üzerinde durulmuştur. Şekil 6.9 Murase ve Kushiro (1979) ve Murase ve Fukuyama (1980) deney sonuçlarından yararlanılarak çizilmiş Pn dalga hızı ile sıcaklık arasındaki ilişkiyi göstermektedir. Pn dalga hızları ve Curie Nokta Derinliklerinin (ısı akısı) hazırlandığı dalga boyları arasındaki farklılıktan dolayı, alt bölgeler arasında tam bir ilişki gözlenememiştir (Şekil 3.10). Buna rağmen, çalışma alanının genelinde Pn dalga hızınının 8.0 km/sn nin altında olması, bölgenin düşük hız değerinde olduğunu göstermektedir. Bu durum genellikle bölge için bulunan ortalama yüksek ısı akısı (91 mWm^{-2}) değeri ile uyum içindedir (Tablo 6.2).



Şekil 6.8. Çalışma alanının Curie Nokta Derinliklerinden elde edilen ısı akısı haritası ve bölgenin jeotermal özellikleri (Şimşek, 2001' den değiştirilmiştir). H ve L sırasıyla yüksek ve düşük ısı akısı alanlarını göstermektedir.



Şekil 6.9. Pn hızı ile sıcaklık ilişkisi.

Sn dalga hızı da geçtiği ortamın reolojisine bağlı olarak değişmektedir. Anadolu'nun batı ve orta kesimlerinde Sn dalga yayılımının etkin olmadığı görülürken (Şekil 3.11), güneyde sahil şeridi boyunca Toroslarda ve Akdeniz'de Sn dalgalarının etkili bir şekilde yayıldığı görülmektedir. Doğu Anadolu'da ise Sn yayılımının hiç olmadığı ve soğrulduğu izlenmektedir (Gök ve diğ., 2000). Genel bir değerlendirme yapmak gerekirse, Güney şeridi dışında çalışma alanının genelinde Sn dalga yayılımının etkin olmaması veya soğrulması ve Pn dalga hızlarının düşük olması ve Curie Nokta Derinliklerinden elde edilen yüksek ısı akısı değerlerinden, sıcaklık artışı ile birlikte üst mantonun dalga soğurma özelliğinin arttığını söyleyebilmek olanaklıdır.

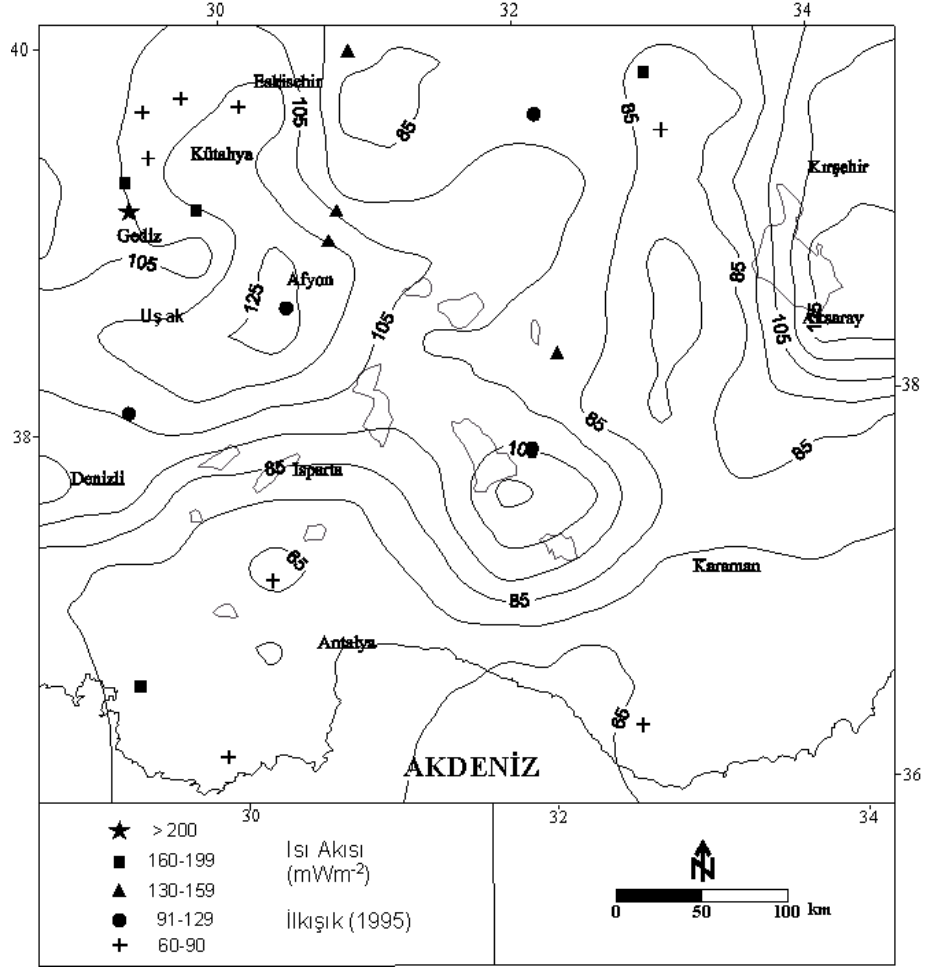
Bir bölgede ısının yükselmesi kabuğun incelmeye ile ilişkili olabileceği gibi, kabuktaki radyoaktif elementlerin (Uranyum, Toryum ve Potasyum) varlığıyla da ilişkili olabilmektedir. Bunun yanında kabuğu oluşturan kayaların ısı iletiminin farklılığının da ısı akısı değişiminde rol oynadığı bilinmektedir. Ayrıca, ısı akısı değişiminde kayaların yaş özelliklerinin de etkisi olabilmektedir. Yaşlı olanlar genç olanlara nazaran daha düşük ısı akısı alanlarında bulunabilir.

Tüm çalışma alanı için belirlenen Curie Nokta Derinlikleri ve bunlardan hesaplanan ısı gradiyenti ve ısı akısı değerlerinin değişim aralıkları ve bunların ortalamaları Tablo 6.2 de görülmektedir. Bölgeden elde edilen 2.12 W/m°C ortalama ısıl iletimi dikkate alınarak, bölge için hesaplanan ısı akısı değişim aralığı (61-132 mWm⁻²) ve ortalaması (91 mWm⁻²), bölgenin genel olarak yüksek ısı akısına sahip olduğunu göstermektedir.

Çalışma alanının Curie Nokta Derinliklerinden hesaplanan ısı akısı değerlerinin önceki çalışmalar ile ilişkisini çıkarmak amacıyla, İlkışık (1995)' in silika jeotermometresi yöntemi ile bulunduğu ısı akısı değerleri sınıflandırılarak aynı harita üzerinde gösterilmiştir (Şekil 6.10). Şekil incelendiğinde, çalışma alanının güney kısımlarında çok fazla hesaplanmış değer gözlenmemekle birlikte, düşük ısı akısı değerleri genel olarak Curie Nokta Derinliklerinden bulduğumuz ısı akısı değerleri ile uyum içersindedir. Çalışma alanının batısında Curie Nokta Derinliklerinden elde ettiğimiz yüksek ısı akısı içeren bölge daha fazla hesaplanmış değerler (İlkışık, 1995) içermekte ve yine yüksek ısı akısı gözlenmektedir. Bu alanın kuzeyindeki Kütahya-Eskişehir bölgesinde göreceli olarak daha düşük hesaplanmış ısı akısı değerleri sayısının arttığı gözlenmektedir. Bu durum Curie Nokta Derinliklerinden bulunan sonuçlarla benzeşmektedir. Çalışma alanının doğusunda hesaplanmış değer sayısı bir karşılaştırma yapmak için yeterli sayıda değildir.

Tablo 6.2. Çalışma alanının ısı gradiyenti, ısı akısı ve Curie Nokta Derinlik sonuçlarından bulunan ortalama değerleri.

	En düşük	En yüksek	Ortalama	Standart Sapma
Curie Nokta Derinliği (km)	9.3	19.9	13.8	2.7
Isı Gradiyenti (°C/km)	29	62	43.7	8.8
Isı akısı (mW/m²)	61	132	91	18.45
Isıl iletim katsayısı (W/m°C)	0.74	5.88	2.12	1.32



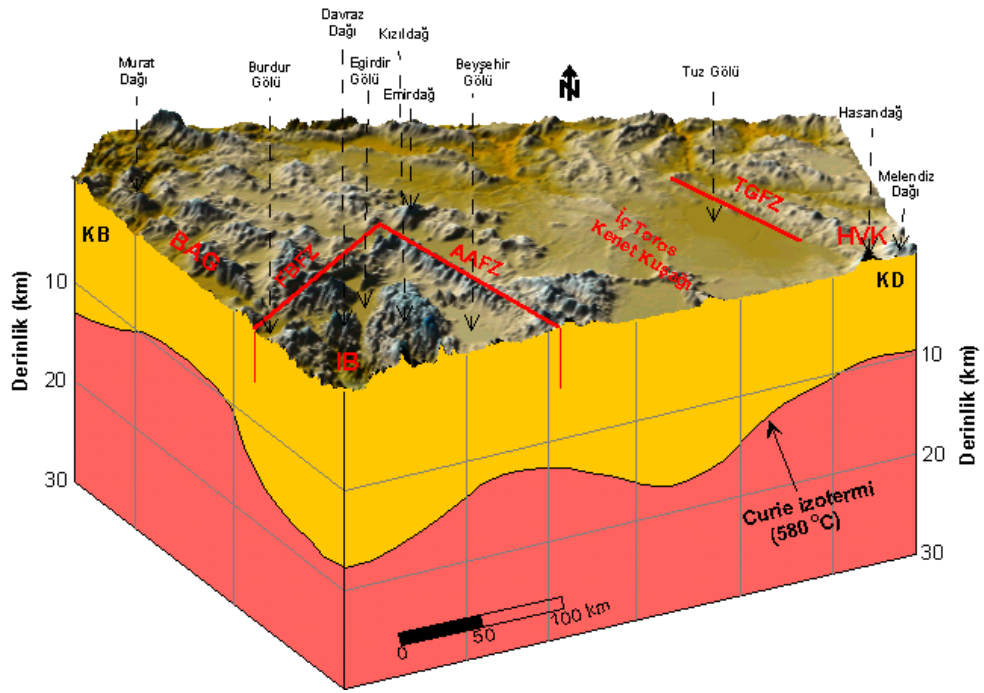
Şekil 6.10. Çalışma alanının Curie Nokta Derinliklerinden hesaplanmış ısı akısı haritası ve önceki çalışmaların (İlkışık, 1995'den sınıflandırılmıştır) karşılaştırılması.

GB Anadolu'nun ana tektonik hatları KD uzanımlı Fethiye-Burdur Fay Zonu (FBFZ), KB uzanımlı Afyon-Akşehir Fay Zonu (AAFZ) ve bunlar içerisinde yer alan Isparta Büklümü sayılabilir (Şekil 6.11). Isparta Büklümü güneyden aktif olarak dalan Hellenik yay ile sınırlı Batı Anadolu genişleme sistemi; ve yine güneyden Kıbrıs dalma zonu ile sınırlı yükselen Anadolu platosu ile bağlantılıdır (Glover ve Robertson, 1998). Sonuç olarak, Güneyden itibaren Kuzeye doğru Curie izoterm seviyesinde (ısı akısı değerlerinde) artış gözlenmekte ve Fethiye-Burdur Fay Zonunu hemen geçtikten sonra Curie izoterm seviyesinin (ısı akısının) daha yüksek değerler içerdiği görülmektedir. Bu bölgede (Batı Anadolu) GPS verilerinden, 14 ± 5 mm/yıl hızda K-G yönünde bir açılma kaydedilmiştir (Reilinger ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000). Ayrıca bu bölgede

kabuk kalınlığı Uşak'ta 34 km, Kula'da 30 km ve Kula'dan Ege Denizine doğru azalan bir kabuk kalınlığı saptanmıştır (Saunders ve diğ., 1998).

Antalya'dan itibaren Anadolu içine doğru ısı akışı yükselmekte ve Beyşehir Gölü ile Afyon Akşehir Fay Zonu civarında göreceli olarak yüksek değerlere ulaşmaktadır. Anadolu içinde 33° D boylamı civarında Curie izoterm seviyesi (ısı akışı) daha düşük değerler gösterir. Bu bölge jeolojik olarak İç Torid Suture Zonuna karşılık gelmektedir. Anadolu platosunda Ankara için saptanan 38 km lik bir kalınlık (Saunders ve diğ., 1998), bu bölgenin de kalın kabuk yapısında olabileceğinin göstergesidir.

Curie izoterm seviyesi (ısı akışı), Aksaray civarında yeniden yükselmiştir. Bölgenin jeolojik olarak bir çok sönmüş volkanlar (Hasandağ volkanik kompleksi) içermesi, sıcak Curie izotermi açıklamaya olanak sağlamıştır.



Şekil 6.11. Model: çalışma alanının topoğrafik yüzeyi, tektonik birimler ve düşey kesitte Curie izoterm seviyesi. Kısaltmalar: FBFZ: Fethiye-Burdur Fay Zonu, AAFZ: Afyon-Akşehir Fay Zonu, BAG: Batı Anadolu Genişlemesi, IB: Isparta Büklümü, HVK: Hasandağ Volkanik Kompleksi.

KAYNAKLAR

- AKÇIĞ, Z., 1988, Batı Anadolu'nun yapısal sorunlarının gravite verileri ile irdelenmesi. *TJK Bülteni*, S.31, 63-70.
- ALLDREDGE, L.R., VAN VOORHIS, G.D., 1961, Depth to Source of Magnetic Anomalies. *J. Geophys. Res.*, V.66, 3793-3800.
- AMBRASEYS, N.N., 1988, Engineering seismology. *Earthquake Eng.Struct.Dyn.*, S.17, 1-105.
- AMBRASEYS, N.N. ve FINKEL, C.F., 1995, The seismicity of Turkey and adjacent areas: A historical Review, 1500-1800. *Evren Yayıncılık ve Kitapçılık Ltd.Şti.*, İstanbul, 240 s.
- AŞÇI, M., 1998, *Doğu Anadolu Bölgesi Mağnetik Haritalarının Değerlendirilmesi ve Curie Derinliklerinin Saptanması*. Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst.
- ATEŞ, A., KEAREY, P., TUFAN, S., 1999, New gravity and magnetic maps of Turkey (Research Note). *Geophys.J. Int.*, V.136, 499-502.
- AYDIN, İ., KARAT, H.İ., 1995, Türkiye Aeromağnetik Haritalarına Genel Bir Bakış. *Jeofizik*, C.9, 41-44.
- BARKA, A.A. ve KANDISKY-CADE, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, V.7, 663-684.
- BARKA, A., REILINGER, R., ŞAROĞLU, F., ŞENGÖR, A.M.C., 1997, The Isparta Angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region. *Proceedings of the International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*, 9-14 October 1995, İzmir, Turkey, 3-17.
- BHATTACHARYYA, B.K., MORLEY, L.W., 1965, The Delineation of Deep Crustal Magnetic Bodies from Total Aeromagnetic Anomalies. *J. Geomag. And Geoelec.*, V.17, 237-252.
- BHATTACHARYYA, 1966, Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, V.31, 97-121.
- BHATTACHARYYA, B.K., LEU, L.K., 1975a, Spectral Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies due to Two Dimensional Structures. *Geophysics*, V.40, 993-1013.

BHATTACHARYYA, B.K., LEU, L.K., 1975b, Analysis Magnetic Anomalies Over Yellowstone National Park: Mapping of Curie Point Isothermal Surface for Geothermal Reconnaissance. *J. Geophysics, Res.*, 80, 4461-4465.

BHATTACHARYYA, B.K., LEU, L.K., 1977, Spectral Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies due to Rectangular Prismatic Bodies. *Geophysics*, V.42, 41-50.

BLACK, P.R., BRAILE, L.W., 1982, Pn velocity and cooling of the continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, V.84, N.10, 557-568.

BLACKWELL, D.D., 1971, The thermal structure of continental crust, "In the structure on physical properties of the Earth crust", (Ed. J.G. Heacock). *Geophys. Monogr.*, No:14, AGU, Washington DC, 169-184.

BLAKELY, R.J., 1988, Curie Temperature Isotherm Analysis and Tectonic Implications of Aeromagnetic Data from Nevada. *J. Geophys. Res.*, V.93, 817-832.

BLUMENTHAL, M.M., 1951, Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Alanya. *Mineral Research and Exploration Institute (MTA) of Turkey Publications*, Series D5.

BOTT, M.H.P., 1982, *The interior of the Earth*. Edward Arnold, London.

BOZKURT, E., 2001a, Neotectonics of Turkey (a synthesis). *Geodinamica Acta*, V.14, 3-30.

BOZKURT, E., 2001b, Late Alpine evolution of the Menderes Massif, western Turkey. *Int. J. Earth Sciences*, V.89, 728-744.

BRUNN, J.H., DUMONT, J.F., GRACIANSKY, P.C., GUTNIC, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J., MONOD, O., ve POISSON, A., 1971, Outline of the geology of the western Taurids. *Geology and History of Turkey*: In.A.S.Compelli (ed.), Tripoli, 225-255.

BUDDINGTON, A.F., LINDSLEY, D.H., 1964, Iron Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalent. *J. Petrol.*, V.5, 310-357.

BYLERY, P.E., STOLT, R.H., 1977, Attempt to Define the Curie Point Isotherm in Northern and Central Arizona. *Geophysics*, V.47, 424-430.

CANITEZ, N., ÜÇER, S.B., 1967, Computer determinations for the fault-plane solutions in and near Anatolia. *Tectonophysics*, V.4, 235-244.

CANITEZ, N., 1975, *Ege Bölgesi'nde Yerkabuğunun Yapısı*. İTÜ Maden Fak. Jeofizik Kürsüsü, Yayın no: 86, 28 sh.

CLARK, S.P., 1966, *Handbook of Physical Constants*. GSAM, No: 97, Washington.

COUCH, R., GEMPERLE, M., CONNARD, G., PITTS, G.S., 1981, Structural and Thermal Implications of Gravity and Aeromagnetic Measurements Made in Cascade Volcanic Arc. *Geophysics*, V.47, 424-430.

DEWEY, J.F., ŞENGÖR, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 84-92.

DOSER, D.I, KANAMORI, H., 1986, Depth of seismicity in the Imperial Valley region (1977-1983) and its relationship to heat flow, crustal structure and the October 15, 1979 earthquake. *J. Geophys. Res.*, 91, 675-688.

DUMONT, J.F., UYSAL, Ş., ŞİMŞEK, Ş., KARAMANDERESİ, I.H., LETOUZCY, F., 1979, Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu. *MTA Dergisi*, 92, 7-17.

ENRIQUEZ, J.O., ESQUIVEL, M.A.A., FUCUQUAUCHI, J.U., 1990, Curie Isotherm and Shallow-Crustal Structure of the Trans-Mexican Belt, from Aeromagnetic data. *Tectonophysics*, V.172, 77-90.

ERICKSON, A.J., 1970, *The measurement and interpretation of heat flow in the Mediterranean and Black Sea*. PhD Thesis, MIT, Dept. of Earth and Planetary Sci., Massachusetts.

EYİDOĞAN, H., JACKSON, J., 1985, A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-1970 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, V.81, 569-607.

EYİDOĞAN, H., 1988, Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes. *Tectonophysics*, V.148, 83-92.

EYİDOĞAN, H., GÜÇLÜ, U., UTKU, Z., DEĞİRMENCİ, E., 1991, *Türkiye büyük depremleri makro-sismik rehberi (1900-1988)*. Kurtiş Matbaası, İstanbul, 199 s.

EYİDOĞAN, H., BARKA, A., 1996, The 1 October 1995 Dinar earthquake, SW Turkey. *Terra Nova*, V.8, 479-485.

FRANCALANCI, L., INNOCENTI, E., MANETTI, P., SAVAŞÇIN, M.Y., 2000, Neogene alkaline volcanism of the Afyon-Isparta area, Turkey: petrogenesis and geodynamic implications. *Mineralogy and Petrology*, V.70, 285-312.

FYTIKAS, M., 1980, Geothermal exploitation in Greece. In: A. S. Strub and P. Ungemach (Editors), *2nd Int. Sem. Results E. C. Geothermal Energy Research*, Strasbourg. Reidel, Dordrecht, 213-237.

FYTIKAS, M., INNOCENTI, F., MANETTI, P., PECCERILLO, A., VILLARI, L., 1984, Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, V.17, 687-699.

- GLOVER, C., ROBERTSON, A., 1998, Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 298, 103-132.
- GÖK, R., TÜRKELLİ, N., SANDVOL, E., SEBER, D., BARAZANGI, M., 2000, Regional wave propagation in Turkey and surrounding regions. *Geophy. Res. Lett.*, V.27, N.3, 429-432.
- GÜNDOĞDU, O., ALTINOK, Y., ERSOY, Ş., 1996, 1 Ekim 1995 Dinar depremi gözlem ve değerlendirilmesi. *IX. Mühendislik sempozyumu*, 29-31 Mayıs, Isparta.
- GÜRBÜZ, C., EVANS, J.R., 1991, A seismic refraction study of the western Tuz Lake basin, central Turkey. *Geophys. J. Int.*, 106, 239-251.
- GÜRER, A., BAYRAK, M., GÜRER, Ö.F., İLKİŞİK, O.M., 2004, The deep resistivity structure of southwestern Turkey: Tectonic Implications. *Int. Geol. Rew.* (in press)
- GÜRSOY, H., PIPER, J.D.A., TATAR, O., MESCI, L., 1998, Palaeomagnetic study of the Karaman and Karapınar volcanic complex, Central Turkey: neotectonic rotation in the south-central sector of the Anatolian block, *Tectonophysics*, V.299, 191-211.
- HANCOCK, P.L., BARKA, A.A., 1987, Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey, *J. Struct. Geol.*, 9, 419-427.
- HEARN, T., NI, J., 1994, Pn velocities beneath continental collision zones: the Turkish-Iranian plateau. *Geophys. J. Int.*, 117, 273-283.
- HILDENBRAND, T.G., 1983, FFTFIL: A Filtering Program Based on Two-dimensional Fourier Analysis, *U.S.G.S. Open File Report*, pp. 83-237.
- HİSARLI, Z.M., 1996, *Batı Anadolu'da Curie Noktası Derinliklerinin Saptanması ve Jeotermal Alanlarla İlişkisi*. Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst.
- HİSARLI, Z.M., ORBAY, N., 2000, Bouguer gravity anomalilerinden Ege Denizi'nin kabuk kalınlığının belirlenmesi. *İÜ Yerbilimleri Dergisi*, S.13, 119-131.
- HUTCHISSON, R.D., LUCARELLI, I.B., HARTMAN, R.R., 1962, Türkiye'nin müntesap sahalarında maden kaynaklarının kıymetlendirilmesi hakkında inkişaf programı. *M.T.A. Yayınları*, 108, 109, 110. Ankara.
- HYNDMAN, R.D., SHEARER, P.M., 1989, Water in the lower continental crust: modeling magnetotelluric and seismic reflection results. *Geophys. J.*, 98, 343-365.
- HYNDMAN, R.D., WANG, K., 1993, Thermal constraints on the zones of major thrust earthquake failure: the Cascadia subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 98, 2039-2060.
- ITO, K., 1990, Regional variations of the cut-off depth of seismicity in the crust and their realltion to heat flow and large inland-earthquakes. *J.Phys. Earth*, V.38, 223-250.

ITO, K., 1999, Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland earthquakes. *Tectonophysics*, V.306, 423-433.

İLKIŞIK, O.M., 1995, Regional Heat Flow in Western Anatolia Using Silica Temperature Estimates from Thermal Springs, *Tectonophysics*, V.244, 175-184.

İLKIŞIK, O.M., GÜRER, A., TOKGÖZ, T., KAYA, C., 1997, Geoelectromagnetic and geothermic investigations in the Ihlara Valley geothermal field. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 78, 297-308.

JONGSMA, D., 1974, Heat flow in the Aegean Sea. *Geophys. J.R.Astr.Soc.*, V.37, 337-346.

KADIOĞLU, Y.K., ATEŞ, A., GÜLEÇ, N., 1998, Structural interpretation of gabbroic rocks in Ağaören Granitoid, central Turkey: field observations and aeromagnetic data. *Geol. Mag.*, V.135(2), pp.245-254.

KALAFAT, D., 1990, *Güneybatı Anadolu ve yakın çevresinin depremselliği ve aktif tektoniği*, Yüksek lisans tezi, İ.Ü. Deniz Bil.Enst.

KALAFAT, D., 1998, Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi. *Deprem Araştırma Bülteni*, S.77, 1- 277.

KALYONCUOĞLU, Ü.Y., 2001, *Isparta sismograf istasyonu altındaki yerkabuğu ve üst manto yapısının belirlenmesi*. Doktora Tezi, Kocaeli Üniv. Fen Bil.Enst.

KALYONCUOĞLU Ü. Y., ÖZER M. F., 2003, Isparta Sismograf İstasyonu Altındaki Kabuk Yapısının Belirlenmesi. *Dokuz Eylül Üniv. Fen ve Mühendislik Dergisi*, İzmir (Basımda).

KAPPELMEYER, O., HAENEL, S., 1974, *Geothermics with special reference to application*. ISBN 3443130062, Coplo Lumon, Berlin.

KARAT,H.İ., METİN, O., 1992, *Türkiye'nin Havadan Rejyonel Mağnetik Haritalarının Hazırlanması Hakkında Genel Bilgi*. MTA Raporu, Derleme no.9402, Ankara.

KEKOVALI, K., 2002, *Doğu Anadolu Bölgesi Curie Nokta Derinliklerinin Belirlenerek Sismolojik ve Tektonik Verilerle Denetlenmesi*. Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst.

KETİN, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Enst.Derg.*, S.66, 23-24.

KETİN, İ., 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış. *İ.T.Ü.yayınları*, S.32, İstanbul.

KIYAK, Ü., 1987, *Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Batı Uzantılarının İncelenmesi*. Doktora Tezi, İ. Ü. Fen Bil. Enst.

KOCAEFE, S., ATAMAN, G., 1976, Batı Anadolu'nun aktif tektoniği. *Yerbilimleri*, 9, 149-162.

KOÇYİĞİT, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. *TJK. Bülteni*, 27, 1–16.

KOÇYİĞİT, A., BEYHAN, A., 1998, A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, V.284, 317–336.

KOÇYİĞİT, A., YUSUFOĞLU, H., BOZKURT, E., 1999, Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 156, 605–616.

KOÇYİĞİT, A., 2000, Güneybatı Türkiye'nin depremselliği. *Batı Anadolu'nun depremselliği sempozyumu (BAD SEM 2000)*, S.30-38, İzmir.

KURT, H., DEMİRBAĞ, E., KUŞÇU, I., 1999, Investigation of the submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia-southeast Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data. *Tectonophysics*, V.305, 477–496.

LEE, W.H.K., 1970, On the global variations of terrestrial heat flow. *Phys. Earth Planet. Int.*, V.2, 332-341.

LEFEVRE, R., 1967, Un nouvel element dela geologie du Taurus Lycian: Les nappes d'Antalya (Turquie). *C.R.Ac.Sci.*, V.263, 1365-1368.

LE PICHON, X., ANGELIER, J., 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, V.60, 1-42.

LE PICHON, X., ANGELIER, J., 1981, The Aegean Sea. *Phil. Trans.Roy.Soc. London*, A 300, 357-372.

LE PICHON, X., CHAMOT-ROOKE, C., LALLEMANT, S., NOOMEN, R., VEIS, G., 1995, Geodetic determination of the kinematics of Central Greece with respect to Europe: implications for Eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, V.100, 12675-12690.

LOWRIE, W., 1997, *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge Univ. Press.

MAKRIS, J., 1985, Geophysics and Geodynamic Implications for the Evaluation of the Hellenides. *Geological Evaluation of the Mediterranean Basin*, Eds. Stanley D.J., Wezel F.C., Springer- Verlag, New York, 231-248.

MALIN, S.R.C., BARRACLOUGH, D.R., 1981, An algorithm for synthesing the geomagnetic field, *Computer & Geoscience*, V.7, N.4, 401-405.

MAUS, S., GORDON, D., FAIRHEAD, D., 1997, Curie-temperature depth estimation using a self- similar magnetization model, *Geophys. J. Int.*, V.129, 163-168.

MAYHEW, M.A., 1982, Application of Satellite Magnetic Anomaly Data to Curie Isotherm Mapping, *J. Geophys. Res.*, 87, 4846-4854.

MAYHEW, M.A., 1985, Curie Isotherm Surfaces Inferred from High-altitude Magnetic Anomaly Data, *J. Geophys. Res.*, 90, 2647-2654.

MCCLUSKY, S., BALASSANIAN, S., BARKA, A., DEMİR, C., ERGİNTAV, S., GEORGIEV, I., GURKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H., KASTENS, K., KEKELIDZE, G., KING, R., KOTZEV, V., LENK, O., MAHMOUD, S., MISHIN, A., NADARIYA, M., OUZOUNIS, A., PARADISSIS, D., PETER, Y., PRILEPIN, M., REILINGER, R., SANLI, I., SEEGER, H., TEALEB, A., TOKSÖZ, M.N., VEIS, G., 2000, Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105, 5695-5719.

MCKENZIE, D.P., 1972, Active tectonics of Mediterranean region. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 30, 109-185.

MCKENZIE, D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 55, 217-254.

MEULENKAMP, J.E., WORTEL, W.J.R., VAN WAMEL, W.A., SPAKMAN, W., HOOGERDUYN, S.E., 1988, On the Hellenic subduction zone and geodynamic evolution of Crete in the late middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203-215.

MONGELLI, F., LODDO, M., TRAMACERE, A., 1982, Thermal conductivity, diffusivity and specific heat variation of some travel field (Tuscany) rocks versus temperature. *Tectonophysics*, V.63,33-43.

MOONEY, W.D., BRAILE, L.W., 1989, The seismic structure of the continental crust and upper mantle of North America. In *Geology of North America-an overview*, A.W. Bally and A.R. Palmer (Editors), *Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado*, 39-52.

MURASE, T., KUSKIRO, I., 1979, Shear wave velocity in partially molten peridotite at high pressures. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, 78, 559-562.

MURASE, T., FUKUYAMA, H., 1980, Shear wave velocity in partially molten peridotite at high pressures. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, 79, 307-311.

NAGATA, T., 1961, *Rock Magnetism*. Maruzen Company Ltd., Tokyo.

OGAWA, Y., 1992, *Deep crustal resistivity structure revealed by wide-band magnetotellurics*. Tohoko and Hokkaido, Tokyo, Japan.

OKAY, A. İ, 1986, High Pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey. *Geol. Soc. Am. Mem.*, V.164, 333-347.

OKAY, A.İ., ÖZGÜL, N., 1984, HP/LT metamorphism and structure of the Alanya Massif, southern Turkey. In: Dixon JE, Robertson AHF (eds), *The evolution of the eastern Mediterranean*. *Geol. Soc. Lond Spec Publ*, V.17, 429-439.

- OKUBO, Y., GRAF, J.R., HANSEN, R.O., OGAWA, K., TSU, H., 1985, Curie Point Depths of the Island of Kyushu and Surrounding Areas, Japan. *Geophysics*, V.53, 481-494.
- OKUBO, Y., TSU, H., OGAWA, K., 1989, Estimation of Curie Point Temperature and Geothermal Structure of Island Arc of Japan. *Tectonophysics*, 159, 279-290.
- OKUBO, Y., MATSUNAGA, T., 1994, Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity. *J. Geophys. Res.*, V.99, B11, 22363-22371.
- ORAL, M.B., 1994, *GPS measurements in Turkey (1988-1992): Kinematics of Africa-Arabia-Eurasia Collision Zone*. PhD Thesis, Mas. Ins. of Tech., 344 p.
- ORAL, M.B., REILINGER, R.E., TOKSÖZ, M.N., KONG, R.W., BARKA, A.A., KINIK, İ., LENK, O. 1995, Global positioning system offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. *EOS Transac.*, V.76 (9).
- ORBAY, N., 1980, *Kayaçların Miknatıslanma Özellikleri*. İÜ Yayını, S.2728, N.2, 104 sh., İstanbul.
- ORBAY, N., 2001, *Jeotermik*. İÜ Yayını, S.4296, N.8, 109 sh., İstanbul.
- OXBURGH, E.R., TURCOTTE, D.L., 1971, Origin of Paired Metamorphic Belts and Crustal Dislocation in Island Arc Regions. *J. Geophys. Res.*, 76, 1315-1327.
- ÖZÇEP, F., 2000, *Anatolit Kuşağı Boyunca Neojen Volkanizmasının Paleomağnetizmadaki İzleri ve Bölgenin Tektonik Evrimine katkıları*. Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst.
- ÖZÇEP, F., ORBAY, N., 2000, Paleomagnetic Studies on the Anatolian (Turkish) Plate and Geodynamic Implications: A Review. *Terra Nostra*, 10, 93-94.
- ÖZDOĞAN, İ., IŞIKARA, A.M., ORBAY, N., DÜZGİT, Z., 1986, *Arzmağnetizması İlkeler ve Uygulamalar*. İÜ Yayını, S.3386, N.69, 231 sh., İstanbul.
- ÖZGÜL, N., BÖLÜKBAŞI, S., ALKAN, H., ÖZTAŞ, H., KORUCU, M., 1991, Göller bölgesinin tektono-stratigrafik birlikleri. *Ozan Sungurlu Semp. Bild.* (Ed: S. Turgut), 213-237.
- PATON S., 1992, Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 149, 1031-1044.
- PFISTER, M., RYBACH, L., ŞİMŞEK, Ş., 1998, Geothermal reconnaissance of the Marmara Sea region (NW Turkey); Surface heat flow density in an area of active continental extension. *Tectonophysics*, V.291, 77-89.

- PINAR, A., 1998, Source inversion of the 1 October, 1995, Dinar earthquake (Ms=6.1): a rupture model with implications for seismotectonics in SW Turkey. *Tectonophysics*, V.292, 255-266.
- PINAR, A., KALAFAT, D., 1999, Source processes and seismotectonic implications of the 1995 and 1996 Cyprus, Eastern Mediterranean region, earthquakes. *Tectonophysics*, V.301, 217-230.
- PLATZMAN, E.S., TAPIRDAMAZ, C., SANVER, M., 1998, Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia (Turkey): preliminary palaeomagnetic and geochronological results. *Tectonophysics*, V.299, 175–189.
- POLLACK, N.N., CHAPMAN, D.S., 1977, Regional geotherm and lithospheric thicknesses. *Geology*, V.5, 265-268.
- REILINGER, R.E., MCCLUSKY, S.C., ORAL M.B., KING, W., TOKSOZ, M.N., BARKA, A.A., KINIK, I., LENK, O., SANLI, I., 1997, GPS measurements of present-day crustal movements in the Arabian–Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102, 9983–9999.
- ROTSTEIN, Y., 1984, Counterclockwise rotation of Anatolian block. *Tectonophysics*, V.108, 71–91.
- ROUMELIOTI, Z., BENETATOS, C., KIRATZI, A., THEODOULIDIS, N., AKTAR, M., KARABULUT, H., ORGULU, G., 2004, Source process of normal earthquakes: the 3 February 2002, M6.3 Afyon, Turkey and the 7 September 1999, M5.9 Athens, Greece Earthquakes. *Proceedings: Fifth Int. Conf. on Case Histories in Geotechnical Eng.*, New York, April 13-17.
- ROY, R.F., BLACKWELL, D.D., BIRCH, F., 1968, Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *EPS Letters*, V.5, 1.
- SANVER, M., 1974, *Ege Bölgesi Havadan Mağnetik Haritasının İki Boyutlu Fitreler ve İstatistik Yöntemlerle Analizi*. Doçentlik Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi.
- SANVER, M., 1983, *Yerin ısı yapısı ve sonuçları: Levha Tektoniği*. Ed. Nezih Canitez, TÜBİTAK-İTÜ Yaz Okulu Ders Notları, 51-109.
- SANVER, M., 1992, *Paleomağnetizma*. İ.T.Ü. Yayınları, S.1495, İstanbul.
- SAUNDERS, P., PRIESTLEY, K., TAYMAZ, T., 1998, Variations in the crustal structure beneath western Turkey. *Geophys J. Int.*, V.134, 373-389.
- SCHARLI, U., RYBACH, L., 1984, On the thermal conductivity of low porosity crystalline rocks. *Tectonophysics*, V.103, 307-313.
- SERSON, P.H., HANNOFORD, W.L.W., 1957, A Statistical Analysis Magnetic Profiles. *J. Geophys. Res.*, V.62, 1-18.

- SEYİTOĞLU, G., SCOTT, B., 1991, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.*, 128, 155–166.
- SEYİTOĞLU, G., SCOTT, B., 1996, The cause of N–S extensional tectonics on western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *J. Geodyn.*, 22, 145-153.
- SHUEY, R.T., SCHELLINGER, D.K., TRIPP, A.C., ALLEY, L.B., 1977, Curie Depth Determination from Aeromagnetic Spectra. *Geophysical J. The Roy. Astr. Soc.*, V.50, 75-101.
- SIBSON, R.H., 1982, Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 151-163.
- SIBSON, R.H., 1992, Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. *Tectonophysics*, 211, 283-293.
- SMITH, R.B., SHUEY, R.T., FELTON, J.R., BAILEY, J.P., 1977, Yellowstone Hot Spot: Contemporary Tectonics and Crustal Properties from Earthquake and Magnetic data. *J. Geophys. Res.*, V.82, 3665-3676.
- SOYSAL, H., SİPAHİOĞLU, S., KOLÇAK, D., ALTINOK, Y., 1981, *Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu*. TÜBİTAK, Proje No. TBAG-314, Rapor, 87 s.
- SPECTOR, A., GRANT, F.S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, V.35, 293-302.
- STAMPOLIDIS, A., TSOKAS, G.N., 2002, Curie Point Depths of Macedonia and Thrace. N. Grece. *Pure Appl. Geoph.*, V.159, 2659-2671.
- STRANGWAY, D.W., 1970, *The History of the Earth's Magnetic Field*. McGraw-Hill Book Comp., New York, London.
- ŞAHİN, Ş., 2002, *Doğu Akdeniz ve Güneybatı Anadolu'da S-Dalgası Yayınımının İncelenmesi*. Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst.
- ŞALK, M., 1994, *Investigation of Geodynamical Structures of the Aegean Region*. PhD Thesis, DEU.
- ŞENEL, M., 1997, *1/25.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları Isparta J12 paftası*. M.T.A., S.4, Ankara.
- ŞENEL, M., DALKILIÇ, H., GEDİK, İ., SERDAROĞLU, M., BÖLÜKBAŞI, A.S., METİN, S., ESENTÜRK, K., BİLGİN, A.Z., UĞUZ, F., KORUCU, M.F., ÖZGÜL, N., 1992, Eğridir-Yenişerbademli-Gebiz ve Geriş-Köprülü (Isparta-Antalya) arasında kalan alanların jeolojisi. *MTA Rap. 9390, TPAO Rap. 3132, 559s.*, Ankara (yayımlanmamış).

ŞENEL, M., GEDİK, İ., DALKILIÇ, H., SERDAROĞLU, M., BİLGİN, A.Z., UĞUZ, M.F., BÖLÜKBAŞI, A.S., KORUCU, M., ÖZGÜL, N., 1996, Isparta Büklümü doğusunda otokton ve allokton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar). *MTA Derg.*, S.118, 111-160.

ŞENEL, M., DALKILIÇ, H., GEDİK, İ., SERDAROĞLU, M., METİN, S., ESENTÜRK, K., BÖLÜKBAŞI, A.S., ÖZGÜL, N., 1998, Orta Toroslar'da Güzelsu koridoru ve kuzeyinin stratigrafisi, Türkiye. *MTA Derg.*, S.120 (Basımda).

ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, V.75, 181-241.

ŞENGÖR, A.M.C., GÖRÜR, N., ŞAROĞLU, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. ed. K.T. Biddle, N. Christie-Blick, Strike-slip Faulting and Basin Formation. *Soc. Econ. Paleon. Min. Spec. Pub.*, V.37, 227-264.

ŞENGÖR, A.M.C., 1987, Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. in: Coward M.P., Dewey J.F., Hancock P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics, *Geological Society of London Special Publication* N.28, pp. 575-589.

ŞİMŞEK, Ş., YILDIRIM, N., 2000, Effects of 1999 Earthquakes Geothermal Fields and Manifestations. *IGA-International Geothermal Association News*, V.40, 7-9, Pisa-Italy.

ŞİMŞEK, Ş., 2001, An Overview of Geothermal Developments in Turkey. *ITIT International Symposium extended abstracts*, 17-23, Tokyo, Japan.

TANADA, T., 1999, Seismicity in the northeast area of Izu Peninsula, Japan, comparing with three-dimensional velocity structure and temperature distribution of geothermal water. *Tectonophysics*, V.306, 449-460.

TANAKA, A., OKUBO, Y., MATSUBAYASHI, O., 1999, Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, V.306, 461-470.

TATAR, O., PIPER, J.D.A., GÜRİSOY, H., TEMİZ, H., 1996, Regional significance of neotectonic counterclockwise rotation in Central Turkey. *Inter. Geol. Rev.*, 38, 692-700.

TATAR, O., PIPER, J.D.A., GÜRİSOY, H., 2000, Palaeomagnetic study of the Erciyes sector of the Ecemis, Fault Zone: neotectonic deformation in the eastern part of the Anatolian Block. in: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, *Geological Society Special Publication* N.173, pp. 423-440.

TAYMAZ, T., JACKSON, J.A., WESTAWAY, R., 1990, Earthquake Mechanisms in the Hellenic Trench near Crete. *Geop. J. Int.*, V.102, 695-731.

- TAYMAZ, T., JACKSON, J., MC KENZIE, D., 1991, Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geop. J. Int.*, V.108, 433-490.
- TAYMAZ, T., PRICE, S.P., 1992, The 12.05.1971 Burdur earthquake sequence: a synthesis of seismological and geological observations. *Geoph. J. Int.*, V.108, 589-603.
- TEZCAN, A.K., 1979, Geothermal studies, their present status and contribution to heat flow contouring in Turkey. In: V. Cermak and L. Rybach (Editors), *Terrestrial Heat Flow in Europe*, Springer, Berlin, 283-291.
- TEZCAN, A.K., TURGAY, İ., 1989, Türkiye ısı akısı haritası. *MTA Jeofizik Etüd Dairesi*, Ankara.
- TEZCAN, A.K., 1995, Geothermal explorations and heat flow in Turkey. in: M. Yamano (Editor), *Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia* A.A. Balkema, Rotterdam, 23-42.
- TOLLUOĞLU, Ü., ERKAN, Y., SÜMER, E.Ö., BOYACI, M.N., YAVAŞ, F., 1997, Afyon metasedimanter grubunun Mesozoyik öncesi metamorfik evrimi. *T.J.K. Bülteni*, N.40, S.1, 1-17.
- TSOKAS, G.N., HANSEN, R.O., FYTIKAS, M., 1998, Curie point depth of Island of Crete (Greece). *Pure and Applied Geop.*, V.152, 747-757.
- ÜNALAN, G., ÖNGÜR, T., 1979, Geothermal gradient temperature investigation at 1000 m depth at some of basins of Turkey. *Yeryuvarı ve İnsan*, MTA, 54-70.
- VACQUIER, V., AFFLECK, J., 1941, A Computation of average depth the bottom of the Earth's crust based on a statistical magnetic properties. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 446-450.
- VOGT, P.R., HIGGS, R.H., 1969, An aeromagnetic survey of the Eastern Mediterranean Sea and its interpretation. *EPS. Letters*, V.5, 439.
- WESTAWAY, R., 1990, Block rotation in Western Turkey; 1. Observational Evidence. *J. Geophys. Res.*, V.95, 19857-19884.
- YAĞMURLU, F., SAVAŞÇIN, Y., ERGÜN, M., 1997, Relation of alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of the Isparta angle, SW Turkey. *J. Geol.*, V.105, 717-728.
- YEMEN, H., 1999, *Ege Bölgesi ısı akısı dağılımı*. Yük.Lis. Tezi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Isparta.
- YILMAZ, Y., GENÇ, S.C., GÜRER, O.F., BOZCU, M., YILMAZ, K., KARACIK, Z., ALTUNKAYNAK, Ş., ELMAS, A., 2000, When did the western Anatolian grabens begin to develop? in: Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A. (Eds.), *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*, *Geological Society Special Publication* 173, pp. 353-384.

ÖZGEÇMİŞ

1972 yılında Uşak'ta doğdu. İlk ve orta öğreniminden sonra girdiği Uşak Lisesinden 1989 yılında mezun oldu. Aynı yıl girdiği Yıldız Üniversitesi Kocaeli Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünü 1993 yılında başarıyla tamamladı. 1994 yılında vatani görevini tamamladı. 1995 yılında Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümüne Araştırma Görevlisi olarak atandı. 1999 yılında Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nden, "İsparta ve Civarının Gravite ve Havadan Manyetik Anomalilerinin İncelenmesi" adlı Tezi ile Jeofizik Yüksek Mühendisi ünvanını aldı. 2001 yılında YÖK Kanununun 35. Maddesi uyarınca İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümüne Araştırma Görevlisi olarak atandı. O tarihten beri İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği A.B.D Yerfiziği Programında Doktora çalışmalarına devam etmektedir. Evlidir.