



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



YÜKSEK LİSANS TEZİ

**MESOZOYİKTEN GÜNÜMÜZE BİTLİS – ZAGROS SÜTUR
ZONU ÜZERİNDE PALEOMANYETİK İNCELEMELER**

Beyza ÜLKER

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Danışman

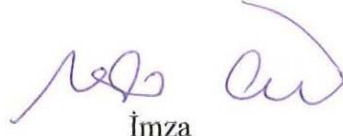
Doç. Dr. Mualla CENGİZ ÇİNKU

Temmuz, 2015

İSTANBUL

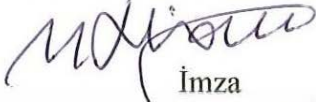
Bu çalışma 06/07/2015 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Jeofizik Mühendisliği programında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi:



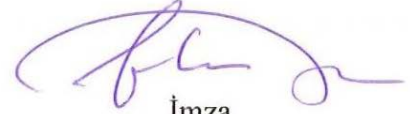
İmza

Doç. Dr. Mualla CENGİZ ÇİNKU
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



İmza

Prof. Dr. Z. Mümtaz HİSARLI
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



İmza

Doç Dr. Ferhat ÖZÇEP
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



İmza

Doç Dr. Turgay İSSEVEN
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi



İmza

Yard. Doç. Dr. Zeynep ÖZBEY
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Bu alışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliđinin 23607 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Mesozoyikten Günümüze Bitlis Zagros Sütur Zonu Üzerinde Paleomanyetik İncelemeler adlı tez çalışmamda hayatım boyunca bana değer katacak olanaklar yaratan, desteğini ve yardımlarını esirgemeyen, deneyim ve bilgi birikiminden yararlandığım tez danışmanım Doç. Dr. Mualla Cengiz Çinku'ya sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmam süresince bilgi birikimi ve desteğinden yararlandığım Prof. Dr. Z. Mümtaz Hisarlı'ya teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmalarında her türlü desteğini ve yardımını esirgemeyen, tez çalışmam boyunca olumlu düşünceleriyle beni yüreklendiren sevgili kardeşim Taha Ülker'e teşekkürüm sonsuzdur. Paleomanyetik laboratuvar çalışmalarımın bir bölümünü yaptığım ve bu çalışmalar kapsamında bana laboratuvarlarını kullanma olanağına imkan sağlayan başta ETH Zürih Üniversitesi Paleomanyetizma Laboratuvarı Müdürü Prof. Dr. Ann Hirt'e, çalışmalarım boyunca her daim aletsel teknik desteği ile ölçümlerimin sorunsuz yürümesini sağlayan laboratuvar görevlisi Hans-Peter Hächler'a ve ölçümler süresince arkadaşlığını ve yardımlarını esirgemeyen, sevgili Andrea Biedermann'a ve Lisa Kapper'a ayrıca teşekkür ederim. Yardımları ve destekleri için çalışma arkadaşlarım dostlarım Nurcan Kaya, Yard. Doç. Dr. Erdiç Öksüm, Yard. Doç. Dr. Oya Tarhan Bal ve Dr. Ayça Sultan Ardalı'ya teşekkürlerimi sunarım.

Varlıkları paha biçilmez olan ailem ve her zaman en büyük destekçilerim olan sevgili annem Birgül Yıldırım ve sevgili babam Ertan Ülker'e en içten teşekkürlerimi sunarım. En zor zamanlarımda pozitif yönüyle beni sürekli destekleyen ve yanımda olan sevgili Selim Bakkal'a içtenlikle teşekkür ediyorum.

Bu tezi her daim hayatımda izleri olan, sevgiyle andığım dayım Murat Yıldırım'a ithaf ediyorum.

Temmuz, 2015

Beyza ÜLKER

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER	ii
TABLO LİSTESİ.....	viii
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ	ix
ÖZET.....	x
SUMMARY	xiii
1. GİRİŞ.....	1
1.1.BÖLGEDE YAPILAN PALEOMANYETİZMA ÇALIŞMALARI.....	6
2. GENEL KISIMLAR	17
2.1.BÖLGENİN GENEL TEKTONİĞİ	17
3. MALZEME VE YÖNTEM	20
3.1.PALEOMANYETİK ÇALIŞMALARDA ÖRNEKLERİN TOPLANMASI VE DEĞERLENDİRMEYE HAZIR HALE GETİRİLMESİ	20
3.2.İKİNCİL MIKNATISLANMALARIN TEMİZLENMESİ.....	22
3.2.1.Alternatif Alan Temizleme Yöntemi	23
3.2.2.Termal (Isıl) Temizleme Yöntemi	24
3.3.LABORATUVAR ÖLÇÜMLERİ VE KULLANILAN CİHAZLAR	25
3.4.MIKNATISLANMA DOĞRULTULARININ ANALİZİ	29
3.4.1.As – Zijderveld Diyagramı	29
3.4.2.Wulff Projeksiyon Grafiği	31
3.5.VERİLERİN İSTATİSTİKSEL ANALİZİ	32
3.5.1.Fisher Dağılımı	32
3.5.2.Mıknatıslanmanın Yaşı	33
3.6.KAYA MANYETİZMASI ÇALIŞMALARI.....	34
3.6.1.Termomanyetik Ölçümler	34
3.6.2.Manyetik Histeresiz	35
3.6.3.Eş – Isıl Kalıntı Mıknatıslanma ve Üç Eksende Isısal Temizleme Deneyi	36

3.6.4.Manyetik Duyarlılığın Anizotropisi (MDA (Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)).....	38
3.7.KAYA MANYETİZMASI ÖLÇÜM SİSTEMİ.....	40
3.7.2.Anlık Miknatıslayıcı	41
3.7.3.Kappa Köprüsü Manyetik Duyarlılık (Süseptibilite) Ölçüm Cihazı.....	41
3.8.BÖLGENİN JEOLJİSİ VE ÖRNEK YERLERİ	43
3.8.1.Paleomanyetik Örnek Yerleri	46
3.8.2.Balk Grubu	48
3.8.3.Amanos Grubu	49
3.8.4.Mardin Grubu.....	49
3.8.5.Kastel Formasyonu	50
3.8.6.Germav Formasyonu.....	51
3.8.7.Ahırdağı Formasyonu	52
3.8.8.Hoya Formasyonu	53
3.8.9.Fırat Formasyonu	54
3.8.10.Şelmo Formasyonu	55
3.8.11.Karaisalı Formasyonu	56
4. BULGULAR	58
4.1.KAYA MANYETİZMASI ÖLÇÜM SONUÇLARI.....	58
4.1.1.Termomanyetik Ölçümler	58
4.1.2.Histerisiz Ölçüm Sonuçları	64
4.1.3.Eş – Isıl Kalıntı Miknatıslanma ve Üç Eksenli Isısal Temizleme Deneyi	65
4.1.4.Manyetik Duyarlılığın Anizotropisi ((MDA)/ Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)) Ölçüm Sonuçları.....	71
4.2.PALEOMANYETİK SONUÇLAR.....	76
4.2.1.Demanyetizasyon Sonuçları.....	76
4.3.PALEOSEKÜLER DEĞİŞİM (PSD).....	87
4.4.MIKNATISLANMANIN YAŞI.....	89
4.5.PALEOMANYETİK ROTASYONLAR	90
4.6.AMS VERİLERİNDEN SİĞLAŞMA ANALİZİ.....	93
4.7.PALEOENLEM.....	95
4.8.KİNEMATİK MODEL	96
5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	100
KAYNAKLAR	103
ÖZGEÇMİŞ.....	121

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1: Güneydoğu Anadolu Bölgesi genel tektoniği (Yılmaz, 1993'den değiştirilerek alınmıştır).....	6
Şekil 1.2: Bölgede yapılmış paleomanyetizma çalışmaları sonucu elde edilen sapma açılarının gösterimi (Harita MTA 1/500.000 lik jeoloji haritaları ve Yılmaz, 1993' Den Sadeleştirilerek Alınmıştır).....	7
Şekil 2.1: Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay Ve Tüysüz 1999' dan Değiştirilerek Alınmıştır).	18
Şekil 3.1: laboratuvar ölçümlerinde kullanılan oryantasyon açılarının karot örnek üzerinde gösterilmesi (Butler 1992).	21
Şekil 3.2: Farklı bloklanma ve koersif kuvvete sahip iki bileşenli bir doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün temizlenme aşamaları (Lanza Ve Meloni, 2006).	22
Şekil 3.3: Alternatif alan temizleme yönteminin şematik gösterimi. a) alternatif alan temizleme yönteminde kullanılan manyetik alanın zamanla değişimi. Uygulanan dalga biçimi sarmaldır (sinüsoidal) ve genliği zamanla lineer olarak azalmaktadır. b) a) daki taralı bölgenin incelemesidir (Butler, 1992).	24
Şekil 3.4: İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarında bulunan alternatif alan temizleme sistemi (Agico LDA-3A).....	25
Şekil 3.5: İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarında bulunan termal temizleme cihazı (MMTD 80).	26
Şekil 3.6: ETH Zürih Üniversitesi Manyetizma Laboratuvarında bulunan termal temizleme cihazı (Schonsted TSD-1).	27
Şekil 3.7: Agico JR-6A manyetometre sistemi.	28
Şekil 3.8: 2G Enterprises, DC-SQUID manyetometre.	28
Şekil 3.9: Mıknatıslanma vektör bileşenlerinin diyagramı: a) Mıknatıslanma vektörünün yatay düzlem üzerindeki gösterimi. b) Kuzey – Güney doğrultulu düşey düzlemde doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün bileşenleri ile birlikte görünümü. c) yatay ve düşey projeksiyonun birlikte gösterildiği diyagram. İçi dolu kareler yatay projeksiyondaki vektör izdüşümünü göstermektedir. Kareler üzerindeki sayılar ise demanyetizasyon adımlarını belirtmektedir (Mıknatıslanma şiddetleri A/m dir) (Butler, 1992).....	30
Şekil 3.10: Wulff diyagramının kullanılması.	31
Şekil 3.11: a)Day diyagramı gösterimi TD: tek domen; YTD: yalancı tek domen; ÇD: çoklu domen; SPM: süperparamanyetikb) histeresiz parametleri oranları (McElhinny ve McFadden, 1999).	36
Şekil 3.12: Manyetit ve hematit mineralleri için teorik eş-ısıll kalıntı mıknatıslanma eğrisi (Butler, 1992).....	37

Şekil 3.13: ETH Zürih Üniversitesi Manyetizma Laboratuvarında bulunan MicroMag 3900 model cihaz.....	40
Şekil 3.14: Molspin şirketine ait anlık mıknatıslayıcı.....	41
Şekil 3.15: Kappa köprüsü manyetik duyarlılık (süseptibilite) ölçüm cihazı.....	42
Şekil 3.16: AMS ölçümleri için uygulanan 15 farklı pozisyonun gösterimi.	43
Şekil 3.17: Bölgenin genel jeoloji haritası (MTA 1:500.000 ölçekli jeoloji haritasından sadeleştirilmiştir).	45
Şekil 3.18: Paleomanyetik örnekleme yerlerinin jeoloji haritası ve misis-andırın baseni (A) ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi kuzeyi (B) genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesitleri (jeoloji haritası MTA 1:500.000 ölçekli jeoloji haritasından sadeleştirilmiştir,A: Yılmaz ve Gürer,1996; B: Güven ve Diğ., 1991’den alınmıştır).....	47
Şekil 3.19: Balk Grubu kayaçları.	48
Şekil 3.20: Amanos Grubu, Ust Jura-Alt Kretase Yaşlı Kayaçlar.....	49
Şekil 3.21: Mardin Formasyonu’ndan örneklenen kayaçlar.....	50
Şekil 3.22: Kastel Formasyonu’ndan örneklenen kayaçlar.	51
Şekil 3.23: Germav Formasyonu’ndan örneklenen kayaçlar.....	52
Şekil 3.24: Ahırdağı Formasyonu’ndan örneklenen kayaçlar.	53
Şekil 3.25: Hoya Formasyonu’ndan örneklenen kayaçlar.....	54
Şekil 3.26: Fırat Formasyonu’ndan Örneklenen Kayaçlar	55
Şekil 3.27: Şelmo Formasyonu’ndan örneklenen kayaçlar.	56
Şekil 3.28: Karaisalı Formasyonu’ndan örneklenen kayaçlar.	57
Şekil 4.1: Üst Jura – Alt Kretase yaşlı örneklere ait termomanyetik eğriler.	59
Şekil 4.2: Üst Kretase yaşlı örneklere ait termomanyetik eğriler.....	61
Şekil 4.3: Üst Kretase yaşlı örneklere ait termomanyetik eğriler devam.	62
Şekil 4.4: Orta Eosen yaşlı örneklerin termomanyetik eğrileri.	63
Şekil 4.5: Orta Miyosen yaşlı örneklerin termomanyetik eğrileri.	63
Şekil 4.6: BZ7 adlı örneğe ait histeresiz eğrisi.	64
Şekil 4.7: Pilot örneklerin day diyagramında gösterilmesi.....	65
Şekil 4.8: Üst Jura – Alt Kretase yaşlı örneklere ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi.....	66

Şekil 4.9: Üst Kretase yaşlı örneklerle ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi.	67
Şekil 4.10: Üst Kretase yaşlı örneklerle ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi (Şekil 4.10 devamı).	68
Şekil 4.11: Üst Kretase yaşlı örneklerle ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi (Şekil 4.10 devamı).	69
Şekil 4.12: Orta Eosen yaşlı örneklerle ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi.	70
Şekil 4.13: Orta Miyosen yaşlı örneklerle ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi.	71
Şekil 4.14: Üst Jura – Alt Kretase ve Üst Kretase yaşlı mevkiler için temel bileşen eksenlerine ait stereografik projeksiyonlar ve emniyet çemberleri coğrafik koordinatlarda gösterilmiştir (Büyük daireler tabakalanma düzlemini göstermektedir). ..	73
Şekil 4.15: Orta Eosen – Orta Miyosen yaşlı mevkiler için temel bileşen eksenlerine ait stereografik projeksiyonlar ve emniyet çemberleri coğrafik koordinatlarda gösterilmiştir (Büyük daireler tabakalanma düzlemini göstermektedir).	74
Şekil 4.16: Üst Jura – Alt Kretase yaşlı mevkilere ait demanyetizasyon eğrileri, stereonet ve Zijderveld diyagramı gösterimi.	79
Şekil 4.17: Üst Kretase yaşlı mevkilere ait demanyetizasyon eğrileri, stereonet ve Zijderveld diyagramı gösterimi.	80
Şekil 4.18: Orta Eosen yaşlı mevkilere ait demanyetizasyon eğrileri, stereonet ve Zijderveld diyagramı gösterimi.	82
Şekil 4.19: Orta Miyosen yaşlı mevkilere ait demanyetizasyon eğrileri, stereonet ve Zijderveld diyagramı gösterimi.	83
Şekil 4.20: Üst Jura – Alt Kretase yaşlarına ait stereonetlerin gösterimi.	84
Şekil 4.21: Üst Kretase yaşlarına ait stereonetlerin gösterimi.	85
Şekil 4.22: Orta Eosen – Orta Miyosen yaşlarına ait stereonetlerin gösterimi.	86
Şekil 4.23: Üst Kretase ve Orta Eosen yaşlı mevkilere ait yalnızca eğim açısı yöntemi ile hesaplanan parametreler; soldan sağa grup ortalamasının stereonet üzerinde gösterimi ve değişen oranlarda uygulanan tektonik düzeltme oranlarıyla istatistiksel parametrelerin değişimi (Enkin ve Watson, 1994).	90
Şekil 4.24: İnceleme Alanında Afrika Levhasına bağlı paleomanyetik rotasyonlar.	92
Şekil 4.25: AMS verilerinden Elde Edilen a) Üst Jura – Alt Kretase, b) Üst Kretase ve c) Orta Eosen yaşlı kayalar için sığlaşma analizi sonuçları.	94
Şekil 4.26: Besse ve Courtillot (2003)’den elde edilen görünür kutup dolanım eğrisinden zamana bağlı olarak verilen Avrasya ve Afrika levhalarına ait referans paleonemlemlerin hata sınırları ile birlikte gösterimi. GA: Güneydoğu Anadolu (Bu çalışma); AR : Antakya Bölgesi; TR: Troodos Ofiyoliti (Morris, 2003); KAR: Kilis – Antep Bölgesi (Gürsoy ve diğ., 2009); EP: Doğu Pontidler (Hisarlı, 2011); HO: Hatay	

Ofiyoliti (Inwood ve diğ., 2009); MU: Mudurnu Bölgesi; DP: Doğu Pontidler (Cengiz Çinku 2010).	95
Şekil 4.27: Kinematik Model: a) Üst Jura – Alt Kretase, b) Üst Kretase, c) Orta Eosen ve d) Orta Miyosen ‘de Anadolu ve Arabistan Levhasının tektonik deformasyonu (oklar paleomanyetik rotasyonları göstermektedir).	99

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 1.1: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları.....	10
Tablo 1.2: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.	11
Tablo 1.3: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.	12
Tablo 1.4: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.	13
Tablo 1.5: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.	14
Tablo 1.6: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.	15
Tablo 1.7: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.	16
Tablo 3.1: Manyetik minerallere ait Curie sıcaklıkları ve bozuşma ürünleri (Tarling, 1983; Dunlop ve Özdemir, 1997; Özdemir ve Banarjee, 1981).	35
Tablo 4.1: Pilot örneklerle ait histeresiz parametreleri.	64
Tablo 4.2: Yaşlara göre manyetik duyarlılık parametreleri	75
Tablo 4.3: Yaşlara Göre Gruplandırılmış Mevkiilerin Ortalama Kalıntı Mıknatıslanma Vektör Parametreleri (D_g : Tektonik düzeltme öncesi sapma açısı, I_g : Tektonik Düzeltme öncesi eğim açısı, D_s : tektonik düzeltme sonrası sapma açısı, I_s : Tektonik düzeltme sonrası eğim açısı, α_{95} : Güvenlik Çemberi (* olan mevkiiler grup ortalamasına katılmamıştır).....	77
Tablo 4.4: Yaşlara göre hesaplanmış PSD analiz sonuçları (D_s : tektonik düzeltme sonrası sapma açısı, I_s : tektonik düzeltme sonrası eğim açısı, α_{95} : güvenlik çemberi).	88

SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

Simgeler	Açıklama
λ	: Paleoenlem
X	: Kuzey – güney yönünde mıknatıslanma vektörü yatay bileşeni
Y	: Doğu – batı yönünde mıknatıslanma vektörü yatay bileşeni
Z	: Mıknatıslanma vektörü düşey bileşen
R	: Bileşke vektör
I	: Kalıntı mıknatıslanma vektörü eğim açısı
D	: Kalıntı mıknatıslanma vektörü sapma açısı
τ	: Rölaksasyon zamanı
V	: Hacim
T	: Sıcaklık
T	: AMS elipsoidi şekil parametresi
p	: Yoğunluk Dağılımı
P	: Manyetik duyarlılığın anizotropi derecesi
k	: Prezisyon parametresi
k₁	: Maksimum manyetik duyarlılık eksen
k₂	: Ortaç manyetik duyarlılık eksen
k₃	: Minimum manyetik duyarlılık eksen
α_{95}	: Güvenlik çemberi
f	: Sığlaşma katsayısı
I₀	: Ölçülen eğim açısı
I_c	: Düzeltilmiş eğim açısı
L	: Lineasyon
F	: Foliasyon
J₀	: Ölçülen doğal kalıntı mıknatıslanma şiddeti
J_r	: Kalıntı mıknatıslanma şiddeti
J_s	: Doygun kalıntı mıknatıslanma şiddeti
H	: Uygulanan dış manyetik alan
H_c	: İç direnme kuvvet (Koersif kuvvet)

Kisaltmalar	Açıklama
GB	: Güneybatı
GD	: Güneydoğu
KD	: Kuzeydoğu
KB	: Kuzeybatı
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
ÖDFZ	: Ölü Deniz Fay Zonu
PSD	: Paleoseküler Değişim

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

MESOZOYİKTEN GÜNÜMÜZE BİTLİS - ZAGROS SÜTUR ZONU ÜZERİNDE PALEOMANYETİK İNCELEMELER

Beyza ÜLKER

İstanbul Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Mualla CENGİZ ÇİNKU

Anadolu'nun da içerisinde yer aldığı Avrasya'nın güney kenarı bir dizi mikro-kıta ve bu kıtaları saran suture zonları tarafından temsil edilmektedir. Her bir mikro-kıta birbirinden Erken Mesozoyik'te riftleşerek kapanan Neotetis Okyanusu'nun kolları ile ayrılmıştır. Alp-Himalaya orojenik kuşağın bir parçası olan GD Anadolu orojenik kuşağı, güney Neotetis Okyanus havzasının kuzeye doğru dalarak kapanması sonucunda Afrika-Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışması ile oluşmuştur. Buna göre, GD Anadolu bölgesindeki bu deformasyonun iki temel tektonik aktivitenin sonucunda meydana geldiği ileri sürülmektedir. Geç Kretase'de Neotetis'in güney kolunu oluşturan Okyanusun kapanmaya başlamasıyla Ofiyolitik kayaçların yerleşimi, Orta Eosen-Miyosen döneminde ise, G Neotetis'in tamamen kapanması Arap platformu ile GD Anadolu'nun çarpışmasına sebep olmuştur. Buna karşın Neotetis'in güney kolunun kuzeyde tek bir koldan oluştuğu ve Geç Kretase'de tamamen kapandığı bunun sonucunda GD'daki tüm Ofiyolitler Neotetis'in tek bir ana kolunun ürünleri olduğu diğer bir görüş olarak bildirilmiştir. Bölgede Neotetis Okyanusu'nun tamamen kapanması sonrasında Neotektonik dönemde sıkışma ve kaçma rejimi etkisiyle gelişen Bitlis – Zagros Kenet Zonu başta olmak üzere, sol yönlü Doğu Anadolu Fay Zonu, Ölü Deniz Fay Zonu ve Helen - Kıbrıs yayı bölgesindeki temel yapısal unsurları meydana getirmiştir.

Bu tez çalışması kapsamında GD Anadolu Bölgesinde Arap kenarı olarak tanımlanan zon üzerinde 34 farklı mevkide Üst Jura - Miyosen yaşlı sedimanter kayaçlar örneklenmiştir. Elde edilen duraylı paleomanyetik doğrultular sonucunda bölgede

Güney Neotetis'in Okyanusu'nun kapanması ve Arap platformu ile Anadolu'nun çarpışması sırasında meydana gelen deformasyonlar zamansal ve bölgesel olarak ayırtılarak Türkiye tektoniğine önemli katkılar sunulmuştur.

Paleomanyetik verilerin değerlendirilmesi aşamasında paleomanyetizmada güncel olarak kullanılan bir dizi farklı yöntem kullanılarak mıknatıslanmanın yaşı (Enkin and Watson, 1994), paleoseküler değişimin etkileri (Deenen et al. 2011) ve paleomanyetik verilerde sığlaşma etkilerinin varlığı (Tarling ve Hrouda, 1993) araştırılmıştır.

Paleomanyetik ölçümlerin güvenilirliğini test etmek için yapılan kaya manyetizması çalışmaları ile mıknatıslanmadan sorumlu mineral yapıları, domen yapıları gibi özelliklerini belirlemek amacıyla Eş-Isıl kalıntı mıknatıslanma, Lowrie testi, histeresiz analizleri ve termomanyetik ölçümler gerçekleştirilmiş ve örneklerin büyük çoğunluğunda titanyumlu manyetit mineralinin varlığı belirlenmiştir.

Üst Jura – Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarından elde edilen grup ortalaması tektonik düzeltme sonrası değerler $D/I = 21.3^\circ/55.3^\circ$ ($\alpha_{95}=11.1^\circ$, $k=124.9$) olarak bulunmuştur. Üst Kretase yaşlı mevkilerden anlamlı bir sonuç vermeyen ve genel ortalama büyük saçılımlar gösteren 7 mevki yaş grup ortalamalarına katılmamıştır. Kireçtaşlarından alınan örneklerin değerlendirilmesi sonucunda Kretase yaşı için bölgesel olarak 4 ayrı ortalama hesaplanmıştır. Grup ortalaması G-K1 (BZ1, 4, 5) tektonik düzeltme sonrasında $D/I = 344.8^\circ/32.8^\circ$ ($\alpha_{95} = 7.6^\circ$, $k = 261.7$) olarak bulunmuştur. Grup ortalaması G-K2 (BZ7, 8, 11, 13, 15, 16) tektonik düzeltme sonrasında $D/I = 354.6^\circ/32.5^\circ$ ($\alpha_{95} = 11.5^\circ$, $k = 35.1$) olarak bulunmuştur. Kahramanmaraş Türkoğlu civarından örneklenen mevkilerin grup ortalaması G-K3 (BZ23, 24, 26, 27) tektonik düzeltme sonrasında $D/I = 24.0^\circ/34.3^\circ$ ($\alpha_{95} = 6.8^\circ$, $k = 185.9$) olarak bulunmuştur. Osmaniye Kuzeyi ve Adana Ceyhan civarından örneklenen mevkilerin grup ortalaması G-K4 (BZ31, 33, 34) tektonik düzeltme sonrasında $D/I = 142.9^\circ/-26.5^\circ$ ($\alpha_{95} = 17.4^\circ$, $k = 51.0$) olarak bulunmuştur. Orta Eosen yaşlı kireçtaşlarından tektonik düzeltme sonrasında elde edilen sapma ve eğim açıları sırasıyla $D/I = 164.6^\circ/-27.8^\circ$ ($\alpha_{95} = 19.3^\circ$, $k = 23.5$) olarak elde edilmiştir. Orta Miyosen yaşlı kumtaşı ve kireçtaşı örneklerinden elde edilen paleomanyetik doğrultu tektonik düzeltme sonrasında ise elde edilen doğrultu $D/I=158.9^\circ/-59.2^\circ$ ($\alpha_{95} = 5.6^\circ$, $k = 482.4$) olarak hesaplanmıştır.

Sedimanter kayalarda görülen sığlaşma etkileri araştırılarak (Tarling ve Hrouda, 1993) 0.73 – 0.76 sığlaşma katsayıları bulunmuş ve sığlaşma düzeltmesi sonucu eğim açılarında 6.9 - 7.3° artış gözlenmiştir. Üst Jura – Alt Kretase yaşlı mevkiler için $\lambda=43.5^\circ$ K ($I=62$); Üst Kretase yaşlı mevkiler için $\lambda=21.9^\circ$ K ($I=38.9$); Orta Eosen yaşlı kireçtaşları için $\lambda=20.2^\circ$ K ($I=36.4$) paleoenlem değerleri elde edilmiştir. Orta Miyosen yaşlı mevkiler için sığlaşma analizi yapılamadığından grup ortalamasından elde edilen $\lambda=38.9^\circ$ K ($I=58.3$) değeri bulunmuştur.

Çalışma alanında Ölü Deniz Fay Zonu olarak tanımlanan bölgede K-G doğrultudaki alanda Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarında Afrika Levhasına göre $35.6^\circ\pm14.1^\circ$ lik saat yönünde bir rotasyon olduğu görülmüştür. Üst Kretase yaşlı kireçtaşları Arabistan kenarında dört farklı alanda gruplanmış ve sırasıyla saatin tersi yönünde $12.3^\circ\pm8.3^\circ$ (KR1), $2.5^\circ\pm10.0^\circ$ (KR2), $34.5^\circ\pm12.5^\circ$ (KR4) rotasyon göstererek, Ölü Deniz Fay Zonu boyunca saat yönünde $26.7^\circ\pm8.0^\circ$ (KR3) rotasyon ortaya koymaktadır. Orta Eosen yaşlı sedimanter kayalar Bitlis-Zagros Sütur Zonu üzerinde, Adıyaman ve Kahramanmaraş

ile çevresinde saatin tersi yönünde $1.3^{\circ} \pm 4.0^{\circ}$ ve $36.0^{\circ} \pm 8.3^{\circ}$ arasında rotasyonlar göstermektedir. İnceleme alanında Orta Eosen yaşlı mevkilerden elde edilen ortalama rotasyon saatin tersi yönünde $12.7^{\circ} \pm 13.6^{\circ}$ 'dir. Üst Miyosen yaşlı kayalar Sütur Zonu üzerinde saatin tersi yönünde $39.4^{\circ} \pm 10.9^{\circ}$ 'lik bir rotasyon gösterirken, süturdan uzaklaştığında saatin tersi yönünde $21.9^{\circ} \pm 29.9^{\circ}$ ve $7.5^{\circ} \pm 5.8^{\circ}$ 'lik bir rotasyon görülmektedir.

İnceleme alanındaki farklı yöndeki tektonik rotasyonlar A-Ölü Deniz fay zonuna bağlı blok rotasyonları, B-Avrasya-Afrika çarpışması sonucu oluşan rotasyonlar ve C-Anadolu bloğunda Üst Kretase'den günümüze geliştiği bildirilen oroklinal bükülmenin etkisinde gerçekleşen rotasyonlar olduğu düşünülmektedir.

Temmuz 2015, 134 Sayfa.

Anahtar kelimeler: Paleomanyetizma, Bitlis – Zagros Sütur Zonu, Neotetis Okyanusu, Tektonik, Mesozoyik

SUMMARY

M.Sc. THESIS

PALEOMAGNETIC INVESTIGATIONS ALONG THE BİTLİS - ZAGROS SUTURE ZONE FROM MESOZOIC TO RECENT

Beyza ÜLKER

İstanbul University

Institute of Graduate Studies in Science and Engineering

Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Doç. Dr. Mualla CENGİZ ÇİNKU

The southern margin of Eurasia, including Anatolia, is characterized by series of micro-continents and suture zones. Each micro-continent was separated from the other by different branches of the Neotethys Ocean, which was rifted during Early Mesozoic. The southeast Anatolian orogenic belt, which is a part of the Alpine-Himalayan belt, is formed by the closure of the southern Neotethys to the north and the collision of the African-Arabian and Eurasian plates to the south. It is reported that the tectonic deformation of the southeast Anatolia occurred as two major episodes during Cretaceous to Miocene. The closure of the southern branch of the Neotethys during Late Cretaceous led to the emplacement of ophiolitic rocks on southeast Anatolia and the Arabian platform that resulted from regional extension. During the Middle Eocene-Miocene the final closure of the Neotethys Ocean led to the collision of the Arabian platform and southeast Anatolia. An alternative view suggests that there was only a single branch of the Neotethys Ocean that existed further north. This branch was completely closed during the Late Cretaceous, and the ophiolites that crop out in southeast Anatolia were the product of a single major Neotethian branch. After the final closure of the Neotethys, a compression and escape regime led to the development of the Bitlis-Zagros Suture Zone in particular, as well as the left lateral East Anatolian fault zone, the Dead Sea fault zone and the Hellenic-Cyprus arc as master structural components.

In this thesis, sedimentary rocks in the age of Late Jurassic and Miocene have been sampled at 34 sites in the SE Anatolian region where the Arabian margin is defined. The reliable paleomagnetic directions are interpreted within two important phases including the closure of the Southern Neotethys and the collision between the Arabian

platform and the Anatolia. The results will bring new insides for the tectonic evolution of Anatolia by recognizing the deformation in time and space.

A serious of different actual methods were applied to evaluate the age of the magnetization (Enkin and Watson, 1994), paleosecular variation effect of the data (Deenen et al. 2011) and inclination flattening (Tarling and Hrouda, 1993).

Rock magnetic experiments were performed on each pilot sample to test the reliability of the paleomagnetic measurements. This include thermomagnetic measurements, saturation isothermal remanent magnetization (SIRM), hysteresis loops and thermal demagnetization of SIRM. Rock magnetic measurements indicate that a great majority of the samples contain titanomagnetite as the ferromagnetic mineral.

The mean direction of the Upper Jurassic - Lower Cretaceous limestones is $D/I = 21.3^\circ/55.3^\circ$ ($\alpha_{95}=11.1^\circ$, $k=124.9$). Seven sites from Late Cretaceous sites were excluded from the interpretation because of showing large scatter in confidence level or unstable behaviour in demagnetization steps. Four different group directions are recognized according to the distribution of Late Cretaceous sites. These are calculated for G-K1 (BZ1, 4, 5) as $D / I = 344.8^\circ / 32.8^\circ$ ($\alpha_{95} = 7.6^\circ$, $k = 261.7$), and for G-K2 (BZ7, 8, 11, 13, 15, 16) as $D / I = 354.6^\circ / 32.5^\circ$ ($\alpha_{95} = 11.5^\circ$, $k = 35.1$). The group mean direction of G-K3 (BZ23, 24, 26, 27) which is obtained near Kahramanmaraş/Türkoğlu is $D/I = 24.0^\circ/ 34.3^\circ$ ($\alpha_{95} = 6.8^\circ$, $k = 185.9$) while north of the Osmaniye and near Adana/Ceyhan a group mean direction of $D/I = 142.9^\circ/ -26.5^\circ$ ($\alpha_{95} = 17.4^\circ$, $k = 51.0$) is calculated for G-K4 (BZ31, 33, 34). The group mean direction of Middle Eocene limestones is $D/I = 164.6^\circ/-27.8^\circ$ ($\alpha_{95} = 19.3^\circ$, $k = 23.5$) and those for the Middle Miocene limestone and sandstone are calculated as $D/I=158.9^\circ/-59.2^\circ$ ($\alpha_{95} = 5.6^\circ$, $k = 482.4$).

The inclination shallowing was investigated by the approach of (Tarling and Hrouda, 1993) with anisotropy of magnetic susceptibility. A inclination flattening factor of 0.73 - 0.76 was found for the limestone and sandstone samples and consequently observed $6.9 - 7.3^\circ$ increase in the inclination. Paleolatitude values obtained after correction for Upper Jurassic - Lower Cretaceous $\lambda = 43.5^\circ$ K ($I = 62$); for Upper Cretaceous $\lambda = 21.9^\circ$ K ($I = 38.9$); for Middle Eocene $\lambda = 20.2^\circ$ K ($I = 36.4$). For Middle Miocene derived from group mean directions $\lambda = 38.9^\circ$ K ($I = 58.3$).

In the study area which defined by Dead Sea fault Zone, Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones suggest $35.6^\circ \pm 14.1^\circ$ clockwise rotation with respect to the African plate. Upper Cretaceous limestones are grouped in 4 different zones and they show counterclockwise rotation at the margin of Arabian Plate; $12.3^\circ \pm 8.3^\circ$ (KR1), $2.5^\circ \pm 10.0^\circ$, (KR2), $34.5^\circ \pm 12.5^\circ$ (KR4) and clockwise rotation $26.7^\circ \pm 8.0^\circ$ (KR3) along the Dead Sea Fault Zone. Middle Miocene sedimentary rocks indicate counterclockwise rotation between $1.3^\circ \pm 4.0^\circ$ and $36.0^\circ \pm 8.3^\circ$ at Bitlis-Zagros Suture Zone, Adıyaman, Kahramanmaraş and their surroundings. Middle Eocene age rocks from the study area suggest counterclockwise rotation about $12.7^\circ \pm 13.6^\circ$. While Upper Miocene units close to the suture zone suggest counterclockwise rotation about $39.4^\circ \pm 10.9^\circ$, farther away from the suture zone they indicate counterclockwise rotation about $21.9^\circ \pm 29.9^\circ$ and $7.5^\circ \pm 5.8^\circ$.

It is considered that the different sense of rotations in the study area are the result of A-Block rotations depending on the Dead Sea fault zone, B-The Africa-Eurasia collision and C- Rotation as a result of oroclinal bending occurred in the Anatolian block from Late Cretaceous to present.

July 2015, 134 Pages.

Keywords: Paleomagnetism, Bitlis – Zagros Suture Zone, Neotethys Ocean, Tectonic, Mesozoic.

1. GİRİŞ

Anadolu, Paleozoyik'ten günümüze gelişen (Şengör ve Yılmaz 1981; Okay, 1989; Okay ve diğ., 1994; Yılmaz ve diğ., 1995; Robertson ve diğ., 1996, 2004) tektonik mozayik şeklindeki bir orojenik kuşaktan oluşmaktadır (Ketin 1966; Şengör ve Yılmaz 1981). İstanbul Zonu araştırmacılara göre Avrasya kökenli olup (Şengör 1979; Okay ve diğ., 1996; Yiğitbaş ve diğ., 1999; Bozkurt ve diğ., 2008), Anadolu'yu oluşturan kıtasal bloklar ise Gondwana'dan riftleşmiş ve Neotetis Okyanus kollarının yayılımı sırasında kuzeye doğru hareket ederek bağımsız levhalar haline gelmişler, Okyanusal basenlerin kapanması sonrasında tekrar Arabistan Levhasına çarparak, Gondwana'ya eklenmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Ustaömer ve Robertson, 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Robertson, 2002; Robertson ve diğ., 2004). Anadolu'da tektonik birimler kenet kuşakları (sütur zonları) tarafından ayrılmaktadır. Bu kenet kuşakları oluşum yaşları bakımından en kuzeyde Triyas döneminde başlayıp (Karakaya karmaşığı; Bingöl ve diğ., 1973), Güneydoğu Anadolu'da en son şekline Miyosen'de ulaşmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür ve diğ., 1984; Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Okay, 1989; Yılmaz 1990, Robertson ve diğ., 1996; Banks, 1997; Görür ve Tüysüz, 1997; Yılmaz ve diğ., 1997a,b; Ustaömer ve Robertson, 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Robertson, 2002; Robertson ve diğ., 2004). Neotetis Okyanusu'nun güney kolunun kapanmasıyla oluşan ve Doğu Toroslarda yer alan kenet kuşağı Güney Neotetis kenet kuşağı olarak da adlandırılmaktadır. Güney Neotetis'in, Gondwana'nın kuzeyinde D-B uzanımlı bir baseni oluşturarak Triyasta riftleşmeye başladığı düşünülmektedir (Robertson ve Dixon, 1984; Şengör ve diğ., 1984; Dercourt ve diğ., 1986; Le Pichon ve diğ., 1988; Stampfli ve diğ., 2001; Robertson, 2006). Yapılan sismik çalışmalar Afrika-Arabistan kıtasının 30-35 km kalınlığında kıtasal bir kabuktan oluştuğunu göstermekte olup (Ginzburg ve Ben-Avraham, 1987; Makris ve diğ., 1988), Güney Neotetis'in kalıntısı olan Doğu Akdeniz baseninin 10 km kabuk kalınlığına sahip olduğu ve pozitif gravite anomalisi gösterdiği (IOC, 1989), muhtemel Okyanusal bir kabuğa sahip olduğu bunun da 6-12 km kalınlığında sedimanlar ile üzerlendiği belirtilmiştir (Makris ve diğ., 1983, 1986; De Voogd ve diğ., 1992; Ben-Avraham ve diğ., 2002). Kabuksal yapıdaki bu süreç, Doğu

Akdeniz baseninin riftleşme sonucu oluştuğu ve kıtasal blokların bu pasif kenardan kuzeye doğru hareketini göstermektedir (Garfunkel, 2004).

Neotetis Okyanusu'nun dalım yönü ile ilgili Perinçek (1979, 1980); Perinçek ve Özkaya, (1981) tarafından yapılan bölgesel çalışmalar sonucunda Şengör ve Yılmaz (1981), güneye dalımlı dalma-batma ve yay-ardı basen oluşumu ile ilgili bir model ortaya koymuş olsa da Güney Neotetis'in kuzeye dalımlı bir dalma-batma zonundan türediği genel olarak kabul edilmiştir (Aktaş ve Robertson 1984; Yazgan 1984; Yazgan ve Chessex 1991; Beyarslan ve Bingöl 2000; Parlak ve diğ., 2004; Robertson 2002; Robertson ve diğ., 2004, 2006). Okyanusun yayılması Geç Jura-Erken Kretase'de başlamış ve Geç Kretasede Güney Neotetis Okyanusu'nun yitimi kuzeyde Güneydoğu Anadolu orojenik kuşakta Berit (Göksun), İspendere, Kömürhan, Guleman ve Killan Ofiyolitlerinin meydana gelmesine sebep olmuş, güneyde Arap kenarında ise Baer-Bassit, Kızıldağ (Hatay) ve Koçalı Ofiyolitleri oluşmuştur (Parlak ve diğ., 2009).

Güney Neotetis'in dalma-batma şekli hakkında Robertson ve diğ., (2007) kuzeydeki ve güneydeki Ofiyolitler için Geç Kretase'de kuzeye dalımlı tek bir dalma-batma zonunun uygun olmadığını ve iki tane kuzeye dalımlı dalma-batma zonu olarak biri kuzeyde intra-Okyanusal dalma-batma zonu diğeri kuzeydeki kıtasal kenar olan Malatya-Keban platformunda Andean tipi mağmatizmaya sebep olan bir kolun varlığını tartışmıştır. Ayrıca çok fazlı yaklaşma modeli öne sürerek kuzeydeki Ofiyolitlerin ~90 My önce kuzeye dalımlı intra-Okyanusal dalma batma zonundan oluştuğunu, dalma-batmanın Torid kıtasal kenarın çok fazla güneyinde oluşmadığını bunun da SSZ-tipi (supra subduction zone) Ofiyolitlerin oluşumuna yol açmış olabileceğini bildirmiştir.

Güney Neotetis'in kapanma yaşı olarak Geç Kretase'de verilse de (Yazgan ve Chessex 1991; Beyarslan ve Bingöl 2000), genel olarak kabul edilen görüş Arabistan kenarı ile Avrasya'nın çarpışmasının Erken-Orta Miyosen'den önce olmadığıdır (Dewey ve diğ., 1986; Yılmaz 1993; Robertson 1998, 2000). Livermore ve Smith(1984), Afrika-Avrasya yaklaşma oranına göz önüne alındığında Güney Neotetis'in Senozoyikte hala açık olması gerektiğine işaret etmiştir. Oysa Neotetis'inin Pontitler ve Sakarya zonu arasındaki kolunun Erken Senozoyikte kapandığı bilindiğinden (Yılmaz ve diğ., 1997; Okay ve Şahintürk 1997; Rice ve diğ., 2006) açık olması gereken Okyanus Güney Neotetis Okyanusu'nun varlığını doğrulanmaktadır. Yazgan ve Chessex (1991)'e göre

Geç Kretase’de Güney Neotetis’in kapanması, Toroslar ile Arap kenarının çarpışması ve Miyosen’de tekrar bindirme ile sonuçlanmıştır. Yılmaz (1993), Güney Neotetis’in kuzeye dalımı Bitlis ve Pütürge Masiflerinin Orta-Eosende güneye bindirmesi ile sonuçlandığını bildirmiştir. Robertson ve diğ.,(2007)’e göre Güney Neotetis’in kuzeye dalımı Ofiyolit ve yay kökenli birimlerin akretasyonu, Orta Eosende tekrar dalma-batma ve genişleme evresi. Erken-Orta Miyosen’de Toroslar ve Arabistan kenarının çarpışması ile sonuçlanmıştır.

Bölgedeki aktif tektonik yapı; Arabistanın kuzey kenarında dalan Okyanusal levhanın ayrılması, Orta Miyosen’de çarpışma sonucu Arabistan Levhasının kuzeye yaklaşması (Şengör ve diğ. 1985; Dewey ve diğ. 1986; Huesing ve diğ. 2009) bölgede var olan yapıların evrimine ve basamak Faylanmaya, kabuksal kalınlaşmaya (Dewey ve diğ., 1986) ve Anadolu’nun batıya kaçıışı sırasında bir dizi doğrultu atımlı Fayların oluşumuna sebep olmuştur (Perinçek ve diğ., 1987; Westaway ve Arger 2001; Kaymakçı ve diğ. 2006). Kaymakçı ve diğ., (2006), Arabistan kenarı ve GD Anadolu’da 5 farklı deformasyon fazı tanımlamıştır. Paleosen-Orta Eosen’de KD-GB yönünde genişleme rejimi Güney Neotetis Okyanusal litosferin roll-back yapması sonucu meydana gelmiştir. Bu genişleme rejimi hem Arabistan kenarında hem de GD Anadolu’da meydana gelmiştir ve Kampaniyen Maestrihtiyende Ofiyolitlerin Torid platformu üzerine yerleşmesine işaret etmektedir (Perinçek ve Özkaya 1981; Perinçek ve Kozlu 1984; Yiğitbaş ve Yılmaz 1996a, b). Kaymakçı ve diğ., (2006) GD Anadolu’daki Paleosen-Eosen genişleme rejiminin G Neotetis’in dalma-batma hızı oranının artması ve Afrika-Avrasya yaklaşma hızının azalması ile ilişkilendirmiştir. Bu durum ise, Eosende slab-roll back ve yaygın bir genişleme rejimine sebep olmuştur (Robertson ve diğ. 2005; Kuşçu ve diğ. 2010). İkinci faz, Geç Eosen- Oligosende doğu-batı dan KB-GD’ya sıkışmanın meydana geldiği bunun da roll-back prosesinin durması sonucu ve daha genç yaşlı litosferin dalma-batması sonucu kaynaklandığını belirtmiştir. Üçüncü deformasyon fazı Geç Oligosen-Orta Miyosen aralığında olduğu, KB-GD doğrultusunda genişleme ile tanımlandığı Neotetis litosferinin batıya doğru ayrılması sonucu geliştiği belirtilmiştir. Dördüncü ve beşinci fazların dalma-batmanın sonlanması bunun sonucunda Arap Levhasının Avrasya Levhasına çarpışması ve indentasyonu sonucu gelişmiştir. Çarpışmanın yaşı olarak Serravalian (11 Ma)’in sonu olarak bildirilmiş (Şengör ve Yılmaz, 1981).

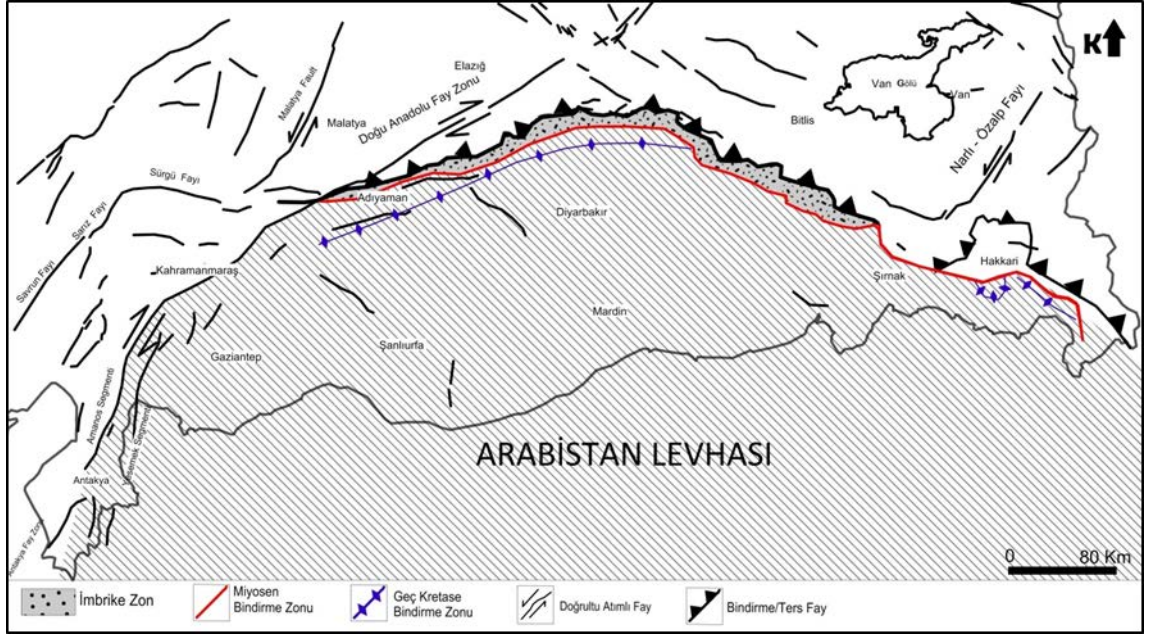
Jolivet ve Faccenna (2000) ve Bellahsen ve diğ. (2003)' nin modeline göre, Arabistan 30 My önce ilk olarak Anadolu/batı İran ile çarpışmıştır. Aşamalı olarak saatin tersi yönünde hareket ederek farklı periyotlarda doğuya doğru GD Anadolu'dan İran körfezine doğru çarpışma gerçekleşmiştir (Hessami ve diğ. 2001). Afrika-Arabistan Levhası ile Avrasyanın çarpışması Doğu Anadolu'da tektonik bir yap-boz ile sonuçlanmıştır. Bu kuzeyde, Doğu Rodop yayının oluşumu, Doğu Anadolu yığılma kompleksi ve Arap kenarının kuzeyinde Bitlis-Pötürge Masifinin yerleşimi şeklindedir (Şengör ve Yılmaz 1981; Yılmaz 1993; Tüysüz ve Erler 1995; Robertson 2000; Sengor ve diğ. 2003; Agard ve diğ. 2005). K-G yönünde kısalma Avrasya ve Arabistan levhalarının yaklaşması ile devam ederken yumuşak ve dirençsiz Doğu Anadolu yığılma kompleksi başlangıçtaki çarpışmayı kısalma ve kalınlaşma ile karşılamıştır (Yılmaz ve diğ., 1998). Yaklaşık 11-13 My'da Doğu Anadolu'da hızlı yükselme ve yaygın volkanizma meydana gelmiştir (Şengör ve Kidd 1979; Innocenti ve diğ. 1980; Şaroğlu ve Yılmaz 1987; Dewey ve diğ. 1986; Yılmaz ve diğ. 1987; Ercan ve diğ. 1990; Pearce ve diğ. 1990; Koçyiğit ve Beyhan 1998; Koçyiğit ve diğ. 2001; Keskin 2003; Şengör ve diğ. 2005). Bu ise Neotetis Okyanusu'nun dalan Levhasının ayrılması ile ilişkilendirilmiştir (Keskin 2003; Faccenna ve diğ. 2006; Hafkenscheid ve diğ. 2006). Arabistanın kuzeye olan hareketi bu anlamda günümüzde de devam ederken, (McClusky ve diğ. 2000; Reilinger ve diğ. 2006; Allmendinger ve diğ. 2007), Türkelli ve diğ., (2003) tarafından yapılan çalışmada Doğu Anadolu'daki sismik aktivitenin yüksek olduğu ile ilgili ve Arap-Avrasya çarpışma zonunda ve Anadolu platosunda herhangi bir deprem verisi kayıt edilmemiştir. Bu da Arap Levhasının Avrasya'ya bindirmesinin çok az veya pek olmadığını akla getirmektedir.

Afrika ve Avrasya levhaları arasında günümüzdeki sınır Bitlis-Zagros Suture Zonu olarak bilinmektedir (Robertson 2000, Westaway 2003). Arabistan Anadolu arasındaki yaklaşmanın tümü Kuzey ve Doğu Anadolu Fayları ile karşılanmaktadır (McClusky ve diğ. 2000; Şengör ve diğ. 2005). Doğu Anadolu Fayı batıda Antakya KD Karlıova'ya kadar uzanan 2-3 km genişliğinde sol-yanal doğrultu atımlı bir Faydır. Karlıova'da Kuzey Anadolu Fayının doğu ucu ile karşılaşmaktadır. Afrika-Arabistan hareketi Ölü Deniz Fayı boyunca doğrultu atımlı yer değiştirme ile karşılanırken (Jolivet & Faccenna 2000), Afrika-Anadolu hareketi Kıbrıs'ın güneyindeki dalma-batma ile karşılanmaktadır. Bindirme ve kıvrımlanma kuşağı Geç Pliyosene kadar oluşmuş ve

yerini genişleme rejimine bağılı olarak doğrultu-atımlı Faylanmaya bırakmıştır. Bunun kanıtı olarak deformasyon şeklinin değişimi, jeolojik yapılar, sedimantasyon ve basenlerin gelişimi, sismik aktivitenin iki farklı Fay sistemi olan Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fayları ile belirlenmesi ve Anadolu'nun bu Fayların izinde Batı-GB ya doğru kaçıışı (Hempton 1987; Koçyiğit ve Beyhan 1998; Yılmaz ve diğ. 1998; Koçyiğit ve diğ. 2001) gösterilebilir. Doğu Anadolu'da doğrultu-atımlı Fay hareketinin yaşı olarak Geç Pliyosen verilmektedir (Koçyiğit ve diğ. 2001).

GD Anadolu orojenik kuşağı ile güneydeki Arap platformu arasında sıkışma rejiminin etkili olduğu ve Ölü Deniz Fayı ile Doğu Anadolu Faylarının farklı kollarının gelişimi ile bölgede bir dizi havza meydana gelmiştir. Orojenden türeyen kırıntılı malzemelerin dalan levhanın üzerine birikmesi, ve aşırı sediman yükünden dolayı çarpışma zonlarında kenar havzaları gelişir.

Günümüzde Bitlis-Zagros Sütur Zonunun kuzeyinde yer alan Muş ve Elazığ basenleri Oligosende birbiriyle bağlantılı basenler olarak Sütur Zonunun güneyinde yer aldıkları bildirilmiştir. Arap kenarının kuzeyinde yer alan Kahramanmaraş baseni ise Orta Miyosen'de kenar havza olarak yorumlanmış, Bu basen ise batıda yer alan Hatay baseni ve doğuda yer alan Lice Baseni ile ilişkili olduğu bildirilmiştir. Hüesing ve diğ., (2009), bölgede en genç sedimanların 11 My yaşında olması sebebiyle Kahramanmaraş'ta bindirmenin sona erdiği ve bunun da Arap Levhasındaki dalma-batma işlevinin de sonlanmasına işaret ettiğini söylemişlerdir. Araştırmacılar bu zaman aralığında Doğu Anadolu'da volkanizmanın başlaması, ve Anadolu'nun Kuzey ve Doğu Anadolu Fay sistemleri ile batıya kaçıışı ile uyumlu olduğunu bildirmiştir (Hüesing ve diğ., 2009). GD Anadolu'da Neotektonik dönemde Doğu Anadolu Fay Zonu üzerine gelişmiş doğrultu atımlı basen olarak Hazar Gölü Baseni bildirilmiştir. Bu basenin gelişimi ile ilgili sol-stepover sonucu oluşan çek-ayır baseninin varlığı ortaya konulsa da (Burchfiel ve Stewart 1966; Robert ve Hatcher 1990) (Hempton ve Dunne 1984), Aksoy ve diğ., (2007), bu baseni negatif çiçek yapısı olarak yorumlamıştır.

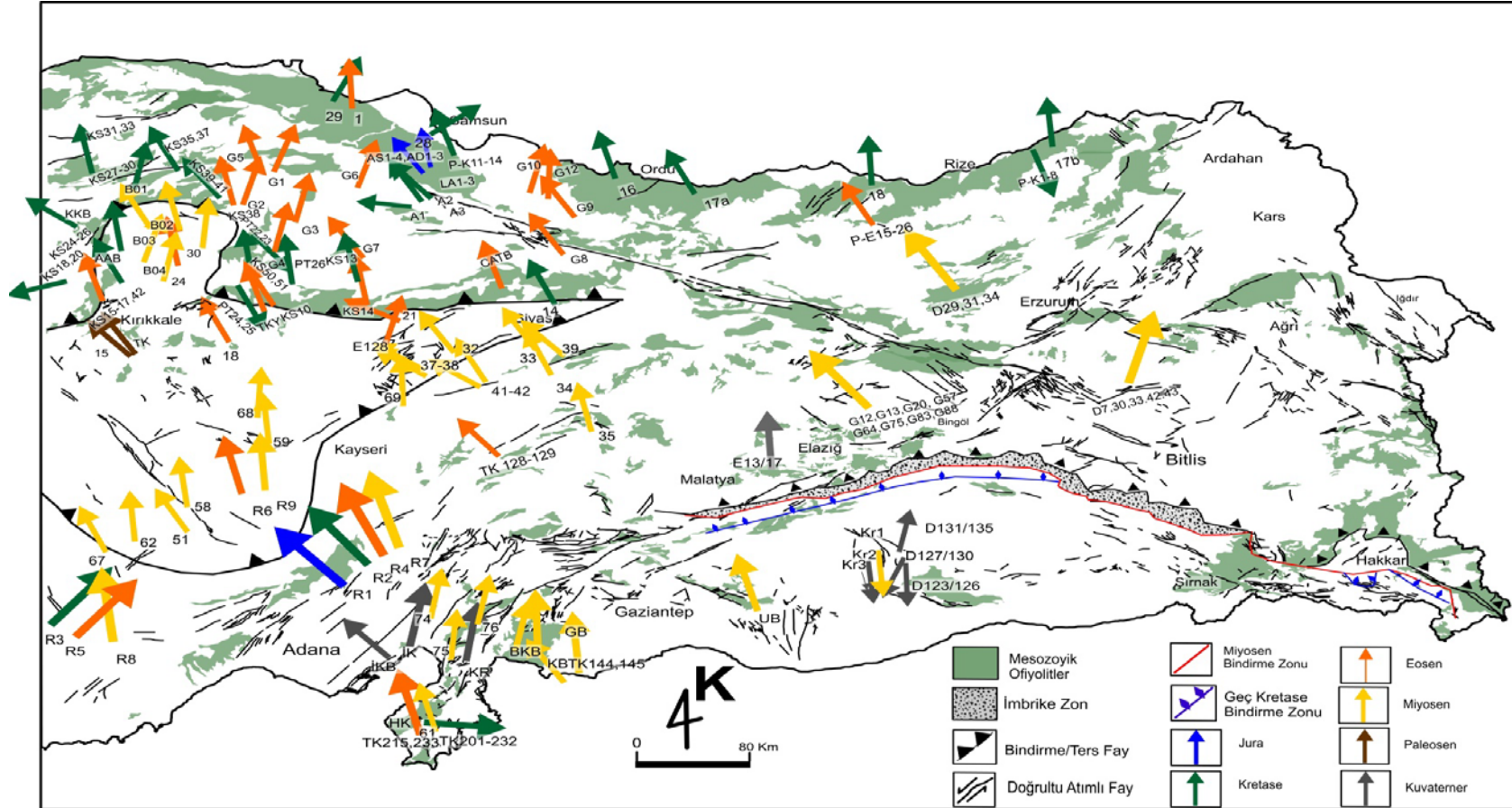


Şekil 1.1: Güneydoğu Anadolu Bölgesi genel tektoniği (Yılmaz, 1993'den değiştirilerek alınmıştır).

Bu tez çalışması kapsamında Üst Jura – Alt Kretase, Üst Kretase, Orta Eosen ve Orta Miyosen yaşlı kumtaşı ve kireçtaşları örneklenerek Sütur Zonunun batısında oluşan tektonik deformasyona sınırlamalar getirilmiştir. Arabistan-Anadolu levhaları arasındaki sıkışma süreci, Bitlis – Zagros Kenet Kuşağı içinde görülen bindirme şekline göre tektonik deformasyon yönünü yansıtacak paleomanyetik sapma açıları incelenerek göz önüne alınmıştır. Ayrıca Arabistan Levhasının kuzeybatı bölümünü kapsayan alanda tektonik deformasyonun bölgede gelişen Faylarla ilişkisi tartışılacaktır. İnceleme alanında Geç Mezosoyikte gelişen kayaçların enlemsel değişimi Avrupa ve Afrika paleoenlemleri göz önüne alınarak incelenecektir.

1.1. BÖLGEDE YAPILAN PALEOMANYETİZMA ÇALIŞMALARI

GD Anadolu bölgesini kapsayan inceleme alanı ve çevresinde yapılan paleomanyetizma çalışmaları sınırlı sayıda olsa da Anadolu'nun farklı tektonik birlikleri üzerinde günümüze kadar pek çok araştırmacı tarafından yapılan paleomanyetizma çalışmaları geniş bir dağılım göstermektedir. Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları yaşları, sapma açılarının vektörel değişimi Şekil 1.2 de gösterilmiş ve Tablo 1.1 –1.7 de listelenmiştir.



Şekil 1.2: Bölgede yapılmış paleomanyetizma çalışmaları sonucu elde edilen sapma açılarının gösterimi (Harita MTA 1/500.000 lik jeoloji haritaları ve Yılmaz, 1993' Den Sadeleştirilerek Alınmıştır).

Sanver (1968) yaptığı çalışmada, Diyarbakır ilinin kuzeybatısından aldığı Kuvaterner yaşlı 3 mevkii sonucunda saatin tersi yönünde 3° ve saat yönünde 9 ve 22° lik sapma açıları elde etmiştir.

Karavul (1995) doktora tez çalışmasında Yavuzeli bölgesinden alınan örneklerden elde edilen sonuçlara göre bölgenin Üst Miyosen'den günümüze kadar olan süreçte saatin tersi yönünde 35° lik bir rotasyona sahip olduğu ve yılda ortalama 4.1 cm lik hareketle kuzeye doğru ilerlediğini bildirmiştir.

Morris (2003)'in yaptığı çalışmada, Kıbrıs'ta bulunan Troodos ve Suriye'de bulunan Baër Bassit Ofiyolitleri üzerinde yapılan paleomanyetik çalışmalardan derlenen verilerden Troodos Ofiyoliti için $20.6^\circ \text{ N} \pm 1.8^\circ$ yayılım eksen ve Baër Bassit Ofiyoliti için $23.6^\circ \text{ N} \pm 2.5^\circ$ yayılım eksen bulunmuştur. Bulunan sonuçlar Türkiye'nin farklı tektonik blokları üzerinde elde edilen Üst Kretase paleoenlemi ile uyumsuzdur. Buna karşılık olarak Toridlerde Isparta üçgeni ve çevresinde Karbonifer-Miyosen yaş aralığında genellikle kireçtaşları üzerinde yapılan paleomanyetik çalışmalar bu bölgede yeniden mıknatıslanmanın varlığını düşündürmüştür (Morris ve Robertson, 1993; Piper ve diğ., 2002; Meijers ve diğ., 2010; Van Hinsbergen ve diğ., 2010). Üst Jura kireçtaşlarından elde edilen düşük eğim açısı, Toridlerin Üst Juradaki paleoenlemini ekvatora yakın olduğunu göstermiştir (Piper ve diğ., 2002).

Kissel ve diğ. (2003) nin yaptığı çalışmada Arabistan Levhası, Hatay bölgesi, doğu Toroslar, Kırşehir Bloğu, Sivas Baseni ve Doğu Pontidler örneklenmiştir. Paleosenden Miyosene kadar olan zaman dilimi çalışılmıştır. Araştırmacılar daha önceki yapılan çalışmalar ile bu çalışmada buldukları sonuçları birleştirdiğinde Anadolu'nun Miyosen'den bu yana saat yönünün tersine 25° lik rotasyona uğradığını söylemişlerdir.

Tatar ve diğ. (2004) nin yaptığı çalışmada Amanos ve ÖDFZ Faylarının kuzeye olan uzantıları oldukları düşünülen Doğu Hatay Fay zonları üzerinde neotektonik hareketi değerlendirmek için bu Faylar arasında kalan Karasu Riftindeki volkanik kayalar paleomanyetizma ile incelenmiştir. Çalışma sonucunda bloğun saat yönünde 8.8 derecelik bir rotasyona sahip olduğu görülmüştür.

Morris ve diğ., (2006), tarafından yapılan çalışmada Doğu Akdeniz de yer alan Troodos ve Baër Bassit Ofiyolitleri için saatin tersi yönünde 74° lik rotasyonlar elde edilmiş, bu

sonuçlar Kretasede Güney Neotetis basenindeki duraylı bir bölgenin intra-Okyanusal rotasyonu olarak yorumlanmıştır.

Inwood ve diğ. (2009) nin yaptığı Okyanus içi mikro levha rotasyonları ve Neotetis baseninin sırt eksen değişimlerini inceleme amaçlı çalışmada Üst Kretase yaşlı Hatay Kızıldağ Ofiyolitlerinden elde edilen paleomanyetik rotasyonlar, bölgenin saatin tersi yönüne $30^{\circ} - 40^{\circ}$ rotasyona uğradığını göstermektedir.

Gürsoy ve diğ. (2009) nin yaptığı çalışmada Gaziantep, Kilis, Pazarcık, Yavuzeli, Batı Kilis, Güneybatı Urfa ve Kuzeydoğu Urfa bölgelerinde Neojen – Kuvaterner yaşlı volkanik mostralardan alınan örneklerle çalışılmıştır. Çalışma sonucunda Orta Miyosen'den bu yana Avrasya'ya göre saat yönünün tersine $10^{\circ} - 14^{\circ}$ lik rotasyonlar bulunmuştur.

Koçbulut ve diğ. (2013) nin Miyosen yaşlı Karacadağ Volkanik Kompleksinden alınan bazaltlardan yapmış oldukları çalışma sonucunda $D/I = 173.4/-46.0^{\circ}$ ($\alpha_{95} = 5.5^{\circ}$) olarak bulunmuş ve saatin tersi yönünde yaklaşık 10° olarak elde edilen rotasyon Arabistan Levhasının 11 My dan günümüze yaptığı saatin tersi yönündeki hareket ile uyumlu olduğu bildirilmiştir.

Tablo 1.1: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları.

Mevki Adı /Lokasyon	Yaş	Litoloji	Enlem (°) K	Boylam (°) D	N	D s(°)	I s(°)	α_{95} (°)	k	Referans
Kr1	Miyosen	Volkanikler	37.6	39.9	37	175	-50.5	4.1	33.13	Koçbulut ve diğ. (2013)
Kr2	Pliyosen	Volkanikler	37.7	39.8	16	173.4	-46	5.5	15.7	Koçbulut ve diğ. (2013)
Kr3	Kuvaterner	Volkanikler	37.7	40.0	6	167.7	-47.6	7.9	5.9	Koçbulut ve diğ. (2013)
HK	Üst Kretase	Ofiyolit	36.20	35.94	46	95	32.4	-	32.3	Inwood ve diğ. (2009)
BKB	Miyosen	Volkanik	36.88	36.82	7	12.2	50.1	5.6	118.8	Gürsoy ve diğ.,(2009)
KB	Miyosen	Volkanik	36.74	37.22	17	358	55	8.2	19.7	
GB	Miyosen	Volkanik	37.31	37.33	21	350.5	48.7	7.3	19.9	
UB	Miyosen	Volkanik	37.19	38.79	20	343.7	48	7	22.5	
KR	Kuvaterner	Bazalt	36.73	36.49	51	8.8	54.7	-		Tatar ve diğ.,(2004)
Baer Bassit ve Troodos	Üst Kretase	Ofiyolit	35.81	36.01			41.1*		56.8	Morris(2003)
			34.94	32.90	-	-	37*	-	22.4	
TK144,145	Miyosen	Bazalt	36.78	37.23	2	328	34	4	-	Kissel ve diğ.,(2003)
TK215,233	Eosen	Bazalt	36.00	36.14	2	345	48	-	-	
TK201,203,208,209,211,213,214,220,225,227,232	Miyosen	Bazalt	36.11	36.18	11	347	43	7.6	36	
İK	Kuvaterner	Volkanikler	37.01	36.07	9	11.3	44.6	12.6	20.4	Gürsoy ve diğ., (2003)
İKB	Kuvaterner	Volkanikler	36.90	35.93	7	137	-60	9.1	45.2	
TK128-129	Eosen	Sedimanlar	38.5	36.5	3	140.3	-38	10	-	Kissel ve diğ. (2002)
MDB	Miyosen	Bazalt			42	309	45	5.6	263.6	Karavul (1995)
YZC	Miyosen	Bazalt			155	325	53	10.26	81.07	Karavul (1995)
E13/17	Kuvaterner	Volkanikler	38.5	39.0	2	349.1	48.1	20.6	-	Sanver, (1968)
D131/135	Kuvaterner	Volkanikler	37.9	40.1	5	9.2	54.4	3.2	-	
D127/130	Kuvaterner	Volkanikler	37.9	40.1	4	202	-43.3	6.2	-	
D123/126	Kuvaterner	Volkanikler	37.8	40.2		177.3	-40.3	3.9	-	

*Yalnızca Eğim Açıları Kullanılarak Hesaplanmıştır.

Tablo 1.2: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.

Mevki	Yaş	Litoloji	Enlem (°) K	Boylam (°) D	N	D s(°)	I s(°)	α_{95} (°)	k	Referans
R1 (TT48,TT49,T T64,TT65,TT119 TT120, ,TT128)	Üst Jura – Alt Kretase	-	-	-	7	317.2	28.9	8.6	49.8	
R2 (TT37,38,40,4 1,125,129,130,44, 51,52a,53,56,43,4 5,46,54b,55)	Üst Kretase	-	-	-	17	321.3	33.7	7.5	22.1	Çinku ve diğ., 2014
R3 (TT100- 101,103-104,107- 108,109-111,113- 115,117)	ÜstKretase	-	-	-	14	36.7	31.4	11.6	14.9	
R4 (TT69,TT70, TT131, TK126, TK128-129)	Orta Eosen	-	-	-	6	324.8	-7.4	60.5	2.2	Çinku ve diğ., 2014., Kissel ve diğ., 2003
R5 (TK176- 180,TK196,TK19 7)	Orta Eosen	-	-	-	7	219.6	-30.1	13.2	22	Kissel ve diğ., 2003
R6 (TT28- 34,TT72,73, 96;KS10,11,14- 17,38,42, TK117; E128-131, E72- 73, E75)	Orta Eosen	-	-	-	32	346.3	42.4	6.5	16.1	Çinku ve diğ., 2014; Çinku ve diğ., 2013b; Kissel ve diğ., 2003; Gürsoy ve diğ., 1997
R7 (TTTT123,124 ,TT57-61;3- 8,11,12,14-8,21- 25,29,32-43,46- 48,51,53,55- 59,61-62,64- 67,69,72,7375- 79,83-84,86,88- 92;M12,M13, M19,M20, M76,M78,M101, M103- 105,M227,M228, S8-11)	Orta Miyosen	-	-	-	88	163	-53.2	3.6	18.9	Çinku ve diğ., 2014; Gürsoy ve diğ., 2011, Gürsoy ve diğ., 1997; Platzman ve diğ., 1998

Tablo 1.3: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.

Mevki	Yaş	Litoloji	Enlem (°) K	Boylam (°) D	N	D s(°)	I s(°)	α_{95} (°)	k	Referans
R8 (K1,K2;TK192-194; Harami, Karaman-Karacadağ-Hasandağ (3-5,7,8,10,12-16,18,19-4,26,28-38,41-45))	Miyosen	-	-	-	44	173.3	-53.6	5.1	19.1	Platzman ve diğ., 1998; Kissel ve diğ., 1993; Krijgsman ve diğ., 1996; Gürsoy ve diğ., 1998
R9 (TT20-23, N6, 1-3,5-11, 12-15, 17, 20, 22-28, 31-33, BO01-04, SU01-02, TU01, UR, KUC)	Miyosen	-	-	-	42	176.1	-50.4	3.2	47.9	Çinku ve diğ., 2014, Platzman ve diğ., 1998, Piper ve diğ., 2002, Lucifora ve diğ., 2013, Kaymakçı ve diğ., 2003
AS1-4, AD1-3	Üst jura – Alt Kretase	Kireçtaşı	40.3,	40.3,	46	324.3	43.3	9.5	94.7	Çinku, 2011
LA1-3	Üst jura – Alt Kretase	Kumtaşı	35.5	35.5	19	168.2	-47.3	5.9	46.1	
16	Üst Kretase	-	-	-	7	166.8	-50	10	-	Orbay ve Bayburdi, 1979
17a	Üst Kretase	-	-	-	8	157.5	-38.1	9.4	-	Van der Voo, 1968
17b	Üst Kretase	-	-	-	5	169.4	-40	8.8	-	
18	Üst Kretase	-	-	-	16	354.3	43.7	6.1	-	Channell ve diğ., 1996
28	Üst Kretase	-	-	-	3	55.8	44.1	21.2	-	Meijers ve diğ., 2010
29	Üst Kretase	-	-	-	11	208.3	-30.2	7.4	-	
KS13	Üst Kretase	Kumtaşı	39.4	35.3	13	178.1	-70.2	10.5	16.5	Çinku ve diğ., 2014
KS18	Üst Kretase	Kumtaşı	39.5	33.2	7	2.2	-18.6	17.3	7.9	
KS20	Üst Kretase	Kumtaşı	39.5	33.2	9	305.9	-31.6	32.8	4.4	
KS27	Üst Kretase	Kumtaşı	40.4	33.4	10	21.5	32.5	12.8	15.1	
KS28	Üst Kretase	Kumtaşı	40.4	33.4	5	39.3	61.1	12.3	20.3	
KS29	Üst Kretase	Kumtaşı	40.4	33.4	6	2.3	66.1	10.3	81.2	

Tablo 1.4: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.

Mevki	Yaş	Litoloji	Enlem (°) K	Boylam (°) D	N	D s(°)	I s(°)	α_{95} (°)	k	Referans
KS30	Üst Kretase	Kumtaşı	40.4	33.4	7	334.1	24.2	13.4	21.3	Çinku ve diğ., 2014
KS31	Üst Kretase	Kumtaşı	41.0	33.4	7	191.8	-48.1	5.4	124.6	
KS33	Üst Kretase	Volkanikler	41.0	33.4	7	336.3	32.1	13.5	209.3	
G1	Orta Eosen	Volkanikler	41.2	33.5	8	356.0	39.0	11.0	26.2	Piper ve diğ.,1996 (32,34,35); Çinku ve diğ., 2011 (KY1, KY2, KY3, IG1, IG2)
G2	Orta Eosen	Volkanikler	40.5	33.6	14	41.0	29.7	7.5	29.2	Çinku ve diğ., 2011 (OS1,3,4, OG1,2, DO1,2); İşseven ve Tüysüz, 2006 (OSM4-7, OSM12-14)
G3	Orta Eosen	Volkanikler	40.4	34.5	6	20.8	54.5	13.2	26.8	İşseven ve Tüysüz, 2006 (OSM8, COM1-5)
G4	Orta Eosen	Volkanikler	40.1	34.4	4	38.1	44.3	14.3	42.3	İşseven ve Tüysüz, 2006 (SU1-4)
G5	Orta Eosen	Volkanikler	40.5	34.5	18	344.4	46.1	9.6	14.8	İşseven ve Tüysüz, 2006 (KAM1-3, OSM1,10,11, GHK1,2,3,5,6), Çinku ve diğ., 2011 (OS5, 7 , HO1, GH1,2, SY1,2)
G6	Orta Eosen	Volkanikler	40.5	35.3	8	17.0	39.7	20.0	8.6	İşseven ve Tüysüz, 2006 (MER1,4,5,7,9; Piper ve diğ., 1996 (24), Çinku ve diğ., 2011 (HV1,2)
G7	Orta Eosen	Volkanikler	40.2	35.3	13	13	-50.5	12.7	11.6	İşseven ve Tüysüz, 2006 (ORT1-4), Piper ve diğ., 1996 (11-14; 18-22)

Tablo 1.5: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.

Mevki	Yaş	Litoloji	Enlem (°) K	Boylam (°) D	N	D s(°)	I s(°)	α_{95} (°)	k	Referans
G8	Orta Eosen	Volkanikler	40.2	36.5	10	146.5	-48.3	7.0	48.8	Piper ve diğ., 1996 (50-56; 61), Platzman ve diğ., 1994 (TV1,2)
G9	Orta Eosen	Volkanikler	40.4	37.0	15	150.5	-41.9	9.6	16.7	Platzman ve diğ., 1994 (TV6, 8, 13, 14, 16); Piper ve diğ., 1996 (33-42)
KS35	Üst Kretase	Volkanikler	40.5	34.0	8	147.7	-47.5	10.0	31.8	Çinku ve diğ., 2014
KS37	Üst Kretase	Volkanikler	40.5	34.1	7	353.3	47.1	8.9	38.5	
KS39	Üst Kretase	Volkanikler	40.4	34.2	8	329.8	41.2	8.7	41.2	
KS40	Üst Kretase	Kumtaşı	40.4	34.2	8	336.1	32.3	10.0	59.4	
KS41	Üst Kretase	Kumtaşı	40.4	34.2	7	307.7	49.2	10.8	32.3	
PT22	Üst Kretase	Lav	40.2	34.3	17	167.8	43.2	4.2	33.7	
PT23	Üst Kretase	Çört	40.2	34.3	6	130.8	55.8	4.3	53.2	
PT24	Üst Kretase	Lav	40.0	34.3	8	161.4	61.5	7.8	45.4	
PT25	Üst Kretase	Çört	40.0	34.3	6	106.5	32.0	8.5	63.1	
PT26	Üst Kretase	Kumtaşı	39.5	34.5	8	347.9	41.1	7.8	25.5	
KS50	Üst Kretase	Lav	39.5	34.3	7	11.0	7.5	8.4	27.9	
KS51	Üst Kretase	Çört	39.5	34.3	16	356.8	11.9	7.3	22.3	
KS24	Üst Kretase	Lav	40.3	33.2	5	326.6	40.1	10.3	27.7	
KS25	Üst Kretase	Pelajik Kireçtaşı	40.3	33.2	7	134.2	-36.6	12.1	27.2	
KS26	Üst Kretase	Pelajik Kireçtaşı	40.3	33.2	11	117.2	-36.7	6.1	57.1	
KKB	Üst Kretase	Granit	39.3	33.8	26	350.7	57.9	2.3	14.8	Lefebvre ve diğ., 2013
AAB	Üst Kretase	Granit	38.6	34.1	29	331.6	51.9	2.6	12.7	Gürsoy ve diğ., 1997
14	Üst Kretase	Lav	39.8	36.9	8	155.3	-56.0	14.1	16.4	Sanver ve Ponat, 1980
15	Paleosen	Lav	33.9	39.2	10	148.0	-61.0	8.7	31.8	Kissel ve diğ., 2003
TK	Paleosen	Lav	33.9	39.2	3	313	48	16.0	62.0	

Tablo 1.6: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.

Mevki	Yaş	Litoloji	Enlem (°) K	Boylam (°) D	N	D s(°)	I s(°)	α_{95} (°)	k	Referans
G10	Orta Eosen	Volkanikler	40.4	36.6	9	9.9	48.6	15.2	12.5	Piper ve diğ, 1996 (1-10, 8 hariç)
G12	Orta Eosen	Volkanikler	40.5	36.6	4	171.5	-67.4	9.5	168.5	Platzman ve diğ, 1994 (TV9,10, 14, 15)
KS10	Orta Eosen	Lav	39.5	34.5	10	151.3	-34.4	7.7	35.1	Çinku ve diğ., 2013
KS14	Orta Eosen	Kumtaşı	39.5	35.3	12	153.2	-31.2	8.6	32.4	
KS15-17, 42	Orta Eosen	Kumtaşı	39.5	33.2	48	340.0	25.0	6.9	9.9	
KS38	Orta Eosen	Kumtaşı	40.4	34.3	7	170.4	-34.8	12.2	25.2	
18	Orta Eosen	Lav	34.5	39.5	6	152.9	-47.7	18.9	13.5	Sanver ve Ponat, 1980
21	Orta Eosen	Lav	35.8	37.9	3	113.9	-43.5	5.2	563.1	Tatar ve diğ., 1996
TKY	Orta Eosen	Volkanikler Ve Sedimanlar	31.8 39.5	37.3 34.4	7	167.0	-13	22.3	8.0	Kissel ve diğ., 2003
24	Orta Eosen	Evaporitler	34.1	40.2	6	168.6	-30.7	17.4	15.8	Kaymakçı ve diğ., 2003
CATB	Orta Eosen	Volkanikler	36.5	39.8	5	169.7	-47.6	19.9	15.7	Gürsoy ve diğ., 1997
TKS	Orta Eosen	Kireçtaşı	36.5	38.5	3	140.3	-38.0	10.0	153	Kissel ve diğ., 2003
E128	Orta Eosen	Volkanik Sedimanlar	39.9	39.8	12	150.9	-57.8	11.9	14.3	Gürsoy ve diğ., 1997
33	Miyosen	Lav	37.0	39.5	18	147.9	-55.0	10.9	11.0	
35	Miyosen	Lav	37.2	38.8	7	157.0	-54.1	14.0	19.5	
37	Miyosen	Sedimanlar	36.0	39.2	35	111.9	-60.8	9.6	7.4	Krijgsman ve diğ., 1996
38	Miyosen	Sedimanlar	36.0	39.2	41	307.9	32.2	6.7	11.9	
39	Miyosen	Sedimanlar	36.0	39.2	30	129.8	-37.3	7.7	12.7	
41	Miyosen	Sedimanlar	37.0	39.4	49	126.3	-33.3	8.8	6.4	
42	Miyosen	Sedimanlar	36.4	39.1	32	329.6	47.7	7.2	13.5	
67	Miyosen	Lav	31.8	38.5	5	156.9	-42.2	14.4	29.2	
62	Miyosen	Lav	33.6	37.5	13	177.5	-57.6	7.0	36.0	Gürsoy ve diğ., 1998
58	Miyosen	Lav	33.7	37.7	7	170.1	-57.6	10.9	31.6	
30	Miyosen	Sedimanlar	31.8	40.6	3	185.8	-42.3	33.0	15.0	Kaymakçı ve diğ., 2003

Tablo 1.7: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları devam.

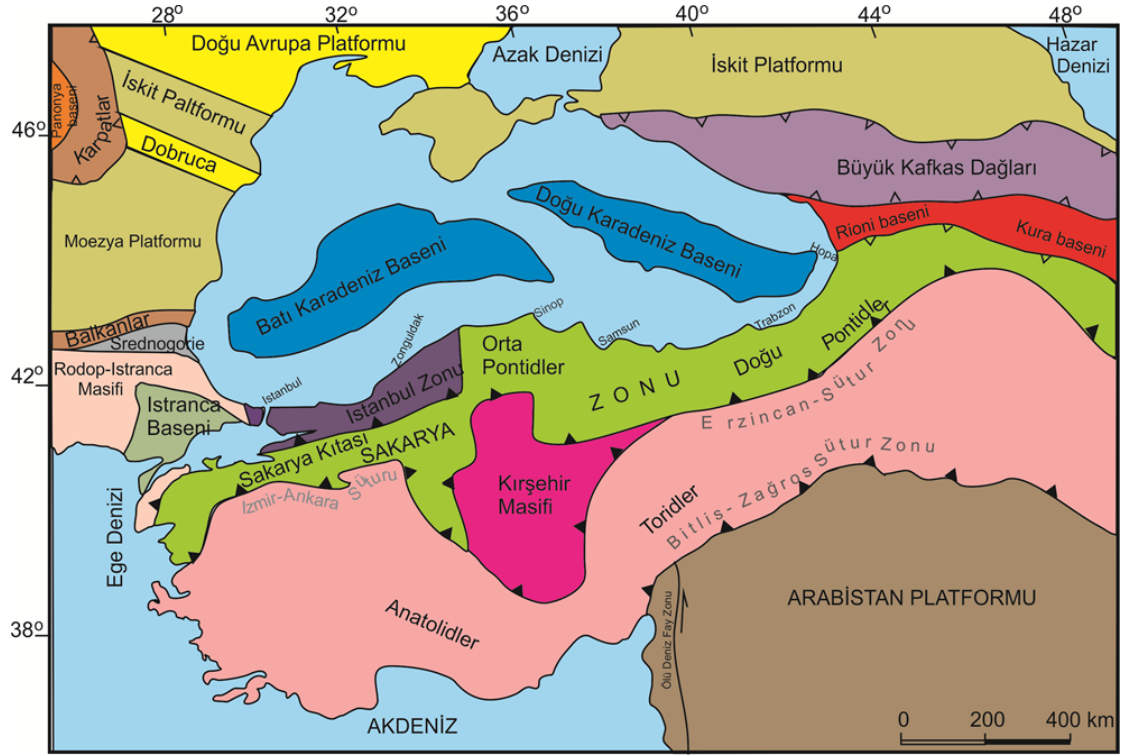
Mevki	Yaş	Litoloji	Enlem (°) K	Boylam (°) D	N	D s(°)	I s(°)	α_{95} (°)	k	Referans
32	Miyosen	Lav	34.3	40.3	5	148.3	-41.8	18.8	17.5	Gürsoy ve diğ., 1997
34	Miyosen	Lav	36.2	39.4	10	156.0	-47.6	19.0	7.4	
51	Miyosen	İgnimbirit	32.0	40.7	4	149.5	-51.8	11.3	67.1	Tatar ve diğ., 2002
59	Miyosen	Lav	32.0	37.5	10	174.0	-51.1	6.6	55.1	Piper ve diğ., 2002
61	Miyosen	Lav	33.0	36.7	13	168.0	-43.9	6.9	37.1	Kissel ve diğ., 2003
68	Miyosen	Lav	36.2	36.1	11	182.7	-52.3	10.2	21	Tatar ve diğ., 2000
69	Miyosen	Lav	34.7	38.8	24	178.4	-53.0	5.6	28.9	
74	Miyosen	Lav	35.8	38.9	8	191.3	-44.6	12.6	20.3	Gürsoy ve diğ., 2003b
75	Miyosen	Lav	36.0	37.0	51	188.8	-54.7	4.0	25.8	Tatar ve diğ., 2004
76	Miyosen	Lav	36.3	36.8	7	189.5	-49.9	4.7	165.9	
B01	Miyosen	Kırmızı Kırıntılılar	31.7	39.5	7	329.2	39.8	8.6	50.3	Lucifora ve diğ., 2013
B02	Miyosen	Kırmızı Kırıntılılar	34.3	40.3	21	344.9	51.4	4.8	44.1	
B03	Miyosen	Kırmızı Kırıntılılar	34.3	40.3	13	19.9	60.9	10.1	17.9	
B03	Miyosen	Kırmızı Kırıntılılar	34.3	40.3	20	6.9	45.7	5.9	31.7	
PE15-26	Eosen	Volkanikler	-	-	12	332.3	49.9	9.2	33.2	Hisarlı, 2011
PK1-8	Kretase	Volkanikler	-	-	8	160.3	-45.0	6.0	85.6	
PK11-14	Kretase	Sedimanlar	-	-	4	344	40.0	14	42.0	

2. GENEL KISIMLAR

2.1. BÖLGENİN GENEL TEKTONİĞİ

Arabistan ve Avrasya levhaları Orta Miyosen sırasında, Türkiye'nin güneydoğusundan İran'daki Zagros dağlarına kadar uzanan karmaşık bir kıta-kıta ve kıta-Okyanus çarpışması sonucu oluşmuş kıvrım ve bindirmelerle tanımlanan (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve diğ., 1993; Şengör, 1979; Hempton, 1984; Hempton, 1985; Şengör 1980; Aktaş ve Robertson, 1985; Yiğitbaş ve Yılmaz, 1996) Bitlis – Zagros Sütur Zonu boyunca çarpışmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu bindirme kuşağı Avrasya ile Gondwana arasında olan Neotetis Okyanusu'nun kalıntısı olarak kabul edilmekte olup, basen kapanımının genel olarak güneyden kuzeye olduğu bildirilmiştir (Hall, 1976; Aktas, ve Robertson, 1984; Dewey ve diğ.,1986; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve diğ., 1993; Parlak ve diğ., 2010).

Neotetis Okyanusu'nun kuzey kenarı Torid Karbonat Platformu olarak bilinmekte ve bu platform Erken Mesozoyikte Gondwana'dan riftleşen mikrokıtalar olarak kabul edilmiştir. Yapılan jeolojik çalışmalar Neotetis'in Güney kolunun oluşumu ile ilgili farklı iki temel görüş ortaya koymaktadır. Araştırmacıların bir kısmı Neotetis Okyanusuna ait tek bir ana kolun bulunduğu ve bu kolun Geç Kretasede kapanarak Güneydoğu Anadolu ve Arabistan Levhasındaki Ofiyolitlerin bindirmelerle güneye yerleştiğini ortaya koymaktadır (Fourcade ve diğ., 1991; Dercourt ve diğ., 1986; Beyarşlan and Bingöl, 2000). Diğer bir yaygın görüşe göre, Neotetis Okyanusu Kuzey (İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu) ve Güney olarak iki ana kola ayrılmaktadır. Geç Kretase'de Neotetis'in güney kolunu oluşturan Okyanusun kapanımı ile Ofiyolitik kayaçlar Güneydoğu Anadolu ve Arabistan platformu üzerine bindirmiş (Yılmaz,1993; Yılmaz ve diğ., 1993; Robertson ve diğ., 2004; Robertson ve diğ., 2006, 2007), Orta Eosen-Miyosen' de ise, Güney kolun tamamen kapanması Arap Levhası ile Güneydoğu'nun çarpışmasına neden olmuştur. Neotektonik dönemde Arabistan Levhası ile Anadolu arasındaki sıkışma ve kaçma rejimi etkisiyle gelişen Bitlis – Zagros Sütur Zonu başta olmak üzere, sol yönlü Doğu Anadolu Fay Zonu, Ölü Deniz Fay Zonu ve Helen - Kıbrıs yayı bölgedeki temel tektonik yapıları oluşturmuştur.



Şekil 2.1: Türkiye'nin tektonik birlikleri (Okay Ve Tüysüz 1999' dan Değiştirilerek Alınmıştır).

Doğu Anadolu Fay Zonu, Orta – Üst Miyosen' de Anadolu ve Arabistan levhaları arasındaki sıkışma sırasında, Anadolu Levhasının batıya doğru hareket etmeye başladığı esnada bir dönüşüm (transform) Fayı olarak meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1985; Çemen ve Perinçek, 1987 – 1990). Yaklaşık 550 km'lik uzunluğa sahip olan Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) Türkiye'nin doğusunda Karlıova ile İskenderun Körfezi arasında KD-GB doğrultusunda uzanan sol yanal bir doğrultu atımlı Fay Zonudur. DAFZ bu ana gidişe paralel, yarı paralel ve oblik olarak yönlenmiş bir dizi Faydan oluşur. Kuzey Anadolu Fay Zonu ile kesiştiği Karlıova'dan güneybatıya doğru Türkoğlu'na ulaşmaktadır.

Fay bu noktadan itibaren iki kola ayrılmaktadır. Faylardan kuzeydeki kol Osmaniye-Karataş Fayı, oradan da Kıbrıs'a doğru, güneydeki kol ise Antakya Fayı ile güneye doğru devam etmektedir.

Doğu Anadolu Fay Zonu ve Ölü Deniz Fayı Kahramanmaraş civarında kesişmektedir. Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) 1000 km uzunluğunda K-G gidişli bir transform Fay Zonudur. Levha içi sol yönlü doğrultu atımlı bir zondur. İç yapı olarak sol yönlü kademelenmiş ve aralarında çek ayır havzaları ve romb şekilli grabenleri bulunur.

Levha tektoniği açısından ÖDFZ Kızıl denizdeki uzaklaşan levha sınırını güney Türkiye'deki Alp-Himalaya orojenik kuşağındaki yaklaşan levha sınırına birleştirir. ÖDFZ, Afrika ve Arap levhalarını birbirinden ayıran transform Fay özelliğindedir. Arabistan Levhasının, Afrika Levhasından kuzeye doğru olan hareketi daha hızlıdır. Bu farklı hareket ÖDFZ tarafından karşılanmaktadır (Reilinger ve diğ., 1997; Oral ve diğ., 1995; De Mets ve diğ., 1990; DeMets ve diğ.,1994).

ÖDFZ'nun Arabistan Levhasının Afrika Levhasından uzaklaşması sonucu Miyosen'de oluşmaya başladığı bildirilmiştir (Hempton 1987, Garfunkel ve Ben Avraham 1996).

Doğu Anadolu' da kabuk kalınlığının ~ 55 km olduğu bildirilmiş olsa da (Şengör, 1980), son yıllarda Doğu Anadolu' da 29 istasyon kullanılarak toplanan sismolojik veriler (Sandvol ve diğ., 2000) alıcı fonksiyonu yöntemi ile çözümlenmiş (Zor ve diğ., 2003) ve bu çözümleme sonucunda ortalama kabuk kalınlığı için ~ 45 km bulunmuştur.

Bölgede yapılan Pn ve Sn faz gözlemleri (Gök ve diğ., 2000-2003; Lazki ve diğ., 2003) bölgenin büyük bölümünde manto litosferinin var olmadığını göstermiştir. Manto litosferinin var olmaması, Doğu Anadolu Yığılma Prizmasının altındaki dalan levhanın kopmasına ve litosferin alt kısımlarının doğrudan astenosferik sıcaklıklara maruz kalıp büyük oranda kısmi ergime oluşturmaya bağlanmaktadır. Doğu Anadolu yüksek platosu kalın bir kabuk tarafından değil, sıcak manto tarafından dengede tutulmaktadır (Keskin, 2003).

Bölgede K-G yönünde meydana gelen açılma çatlakları ile sıçrama yapan doğrultu atımlı Faylar arasında havzalar gelişmiştir. Kıta kabuğunun evrimine bağlı olarak bölgenin genç volkanizması da değişiklikler sergilemiştir. Volkanlar çoğunlukla açılma çatlaklarını kendilerine çıkış yolu olarak seçmiştir.

3. MALZEME VE YÖNTEM

Paleomanyetizma'nın temel amacı, yer manyetik alanının jeolojik zaman içindeki özelliklerini ve levhaların birbirine göre bağıl konumlarını belirlemektir. Paleomanyetik çalışmalardan elde edilen ortalama mıknatıslanma doğrultularının sapma ve eğim açıları kullanılarak bir levha parçasının rotasyon miktarı veya jeolojik zamanın herhangi bir anındaki paleocoğrafik konumu (enlem açısı olarak) belirlenebilir. Ayrıca ortalama mıknatıslanma doğrultularından elde edilen kutup pozisyonları kullanılarak, birbirine yakın veya uzak iki levha parçasının bağıl hareketi de saptanabilmektedir.

Paleomanyetizma çalışması kapsamında gerçekleştirilen saha çalışmasında örneklenen istif üzerinden yeteri kadar karot örnekleri elde edildikten sonra (her bir mevki için ortalama 10 karot), laboratuarda bu karotlar kesilerek (2.54x2.54 cm boy ve çapında) ölçüme hazır hale getirilmektedir. Her karot örneğinin mıknatıslanma doğrultusu spinner veya squid manyetometre yardımıyla ölçülür ve mıknatıslanması yitirdiği sıcaklığa kadar ısısal veya alternatif alanda temizlenir. Bunu yapmadaki amaç, örneğin mıknatıslanmasını hangi sıcaklık (alan) aralığına kadar koruduğunu saptamak ve hangi aralıkta mıknatıslanma doğrultusunda bir değişim olduğunu ortaya koymaktır. Böylece her örneğe ait karakteristik kalıntı mıknatıslanma doğrultusu (Characteristic Remanent Magnetization-ChRM) elde edilir. Paleomanyetizma analizinde her bir ölçme ve temizleme adımı böylece Zijdeveld grafiği (Zijdeveld, 1967) - stereonet grafiği ve mıknatıslanma şiddetinin sıcaklıkla (alternatif alan) değişim grafiğinde izlenebilmektedir.

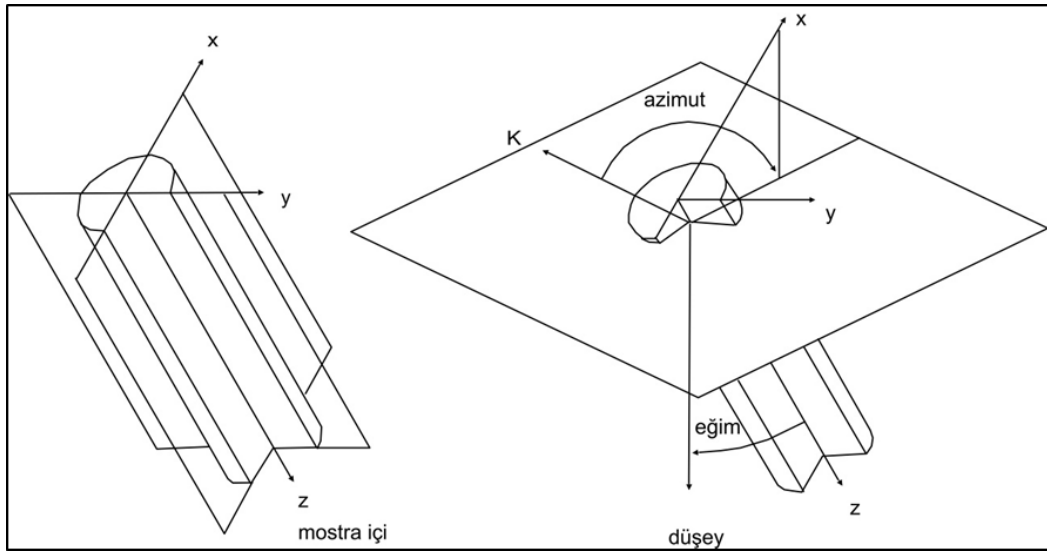
3.1. PALEOMANYETİK ÇALIŞMALARDA ÖRNEKLERİN TOPLANMASI VE DEĞERLENDİRMEYE HAZIR HALE GETİRİLMESİ

Paleomanyetik çalışmalar örnek yerlerinin seçilmesiyle başlar. Çalışma alanının jeolojisi, örnek alınacak kayaçların yaşlarının iyi bilinmesi sonuçların güvenilirliği açısından oldukça önemlidir. Arazi çalışması seçilen mevkilerden yönlü numune toplanması ile başlar. Alınacak örneklerin bozuşmamış birimlerden alınmasına dikkat edilir. Ayrıca birincil mıknatıslanmasının doğru bir şekilde bulunabilmesi için numunelerin tabaka düzleminin bulunduğu yerlerden alınması gerekmektedir. Bu tez

çalışmasında sedimanter kayaçlardan portatif bir karotiyer yardımıyla yönlü numune alınmıştır.

Yönlendirme işlemi için birçok yöntem vardır. Bu çalışmada sağ el yöntemi kullanılmıştır. Şekil 3.1’ de gösterilen z eksenini merkez eksen olmak üzere ona dik olan x eksenini ve yatay olan y eksenini kabul edilmiştir. X eksenini ile Kuzey arasındaki açı azimut açısı ve z eksenini ile düşey arasındaki açı eğim (hade) açısıdır.

Örnek Toplama işleminde karot kesildikten sonra yönlendirme tablası karota geçirilerek yatay eksen düzeçlenerek tablanın altında yer alan kadrandan eğim açısı okunur. Karota çizilen referans çizgisinin azimut açısı jeolog pusulası kullanılarak okunur.



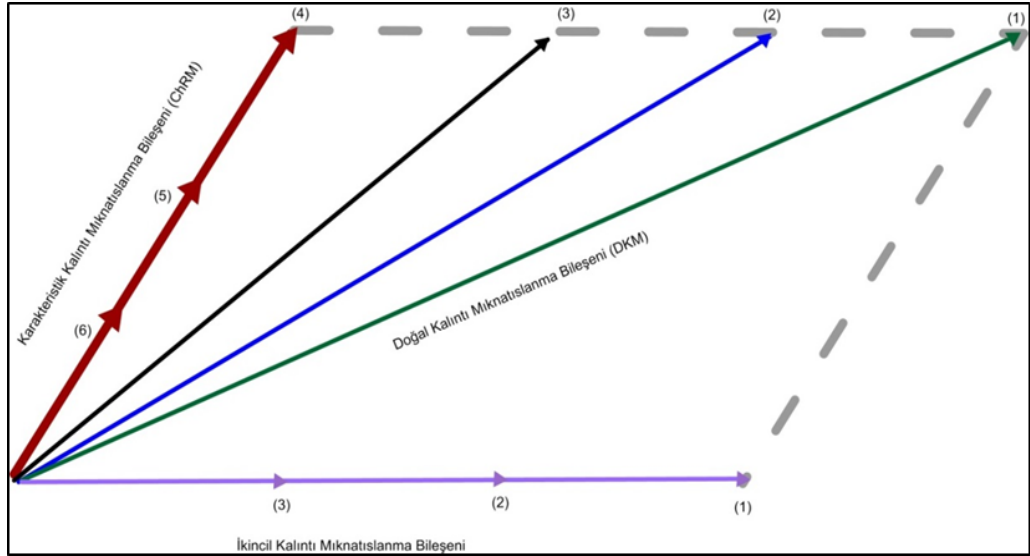
Şekil 3.1: laboratuvar ölçümlerinde kullanılan oryantasyon açılarının karot örnek üzerinde gösterilmesi (Butler 1992).

Her bir paleomanyetik mevkiden 7 - 10 adet 10 – 12 cm uzunluğunda karot numunesi alınır. Karot numuneler laboratuvarında kesilerek 2.54 cm boyutlarında silindir şekilli numuneler haline dönüştürülür. Karot numunesi üstündeki referans çizgisi ve mevkii adı silindirik örneklerin üzerine taşınarak ölçüme hazır hale getirilir. Örneğin üzerine çizilen referans çizgisine göre kayacın sahip olduğu mıknatıslanma doğrultusu, eğimi ve şiddeti spinner manyetometresi veya kriyojenik manyetometre yardımı ile ölçülür.

3.2. İKİNCİL MİKNATISLANMALARIN TEMİZLENMESİ

Çoğu kayaç zaman içinde dış etkenlerle (ısı, basınç) ikincil bir mıknatıslanma kazanır. Bu ikincil mıknatıslanma kayaçtaki ilk kalıntı mıknatıslanma ile birlikte vektörel bir büyüklük olarak ölçülebilmektedir. Ancak karakteristik kalıntı mıknatıslanma belirlenirken ikincil mıknatıslanmalardan kademeli olarak temizlenmesi gerekmektedir. Her bir temizleme adımından sonra mıknatıslanma bileşeni spinner manyetometresinde ölçülüp, sonuçlar Zijdervelt ve Wulff Projeksiyonu üzerinde gösterilerek örneğin en duraylı bileşen olan karakteristik kalıntı mıknatıslanma bileşeni (KMB; Characteristic Remanent Magnetization (ChRM)) belirlenmektedir. Kayaçların ikincil mıknatıslanmaya sahip olup olmadığını ve kazanılan mıknatıslanmanın duraylı olup olmadığını tespit etmek için laboratuvar da gerçekleştirilebilen alternatif alan ve termal temizleme yöntemleri dışında, sahada da mıknatıslanmanın yaşının belirlenmesi için yapılan konglomera testi, kıvrım testi, jeomanyetik alanın ters dönmesi ve pişmiş dokunum testleri yapılmaktadır.

Temizleme yöntemlerini uygulamadan önce örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanma (DKM) bileşenleri ölçülür. Her bir mevki için pilot örnekler seçilerek temizleme adımları uygulanır ve örneğin karakteristik kalıntı mıknatıslanma bileşenini elde etmek için uygun görülen temizleme yöntemi seçilerek diğer örneklerin temizleme işlemi tamamlanır.



Şekil 3.2: Farklı bloklanma ve koersif kuvvete sahip iki bileşenli bir doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün temizlenme aşamaları (Lanza Ve Meloni, 2006).

Şekil 3.2’de iki bileşenli bir doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün aşamalı olarak ikincil kalıntı mıknatıslanmasından temizlenmesi gösterilmiştir. Şekil üzerinde görüldüğü gibi (1) ile gösterilen Doğal Kalıntı Mıknatıslanma vektörü (DKM), (2) ve (3) nolu temizleme adımları sonucunda elde edilen bileşke vektörler karşılaştırıldığında farklı doğrultu ve şiddetlere sahip oldukları görülmektedir. Bu durum bu aşamalarda ikincil mıknatıslanmanın varlığını göstermektedir. Fakat (4), (5) ve (6) nolu temizleme adımlarında bileşke vektörlerin şiddetleri değişmekte fakat doğrultularının aynı olduğu görülmektedir. Bu durum ise Doğal Kalıntı Mıknatıslanma (DKM) vektörünün ikincil kalıntı mıknatıslanmasından tamamen temizlendiğini ve birincil kalıntı mıknatıslanma vektörünün varlığını göstermektedir.

3.2.1. Alternatif Alan Temizleme Yöntemi

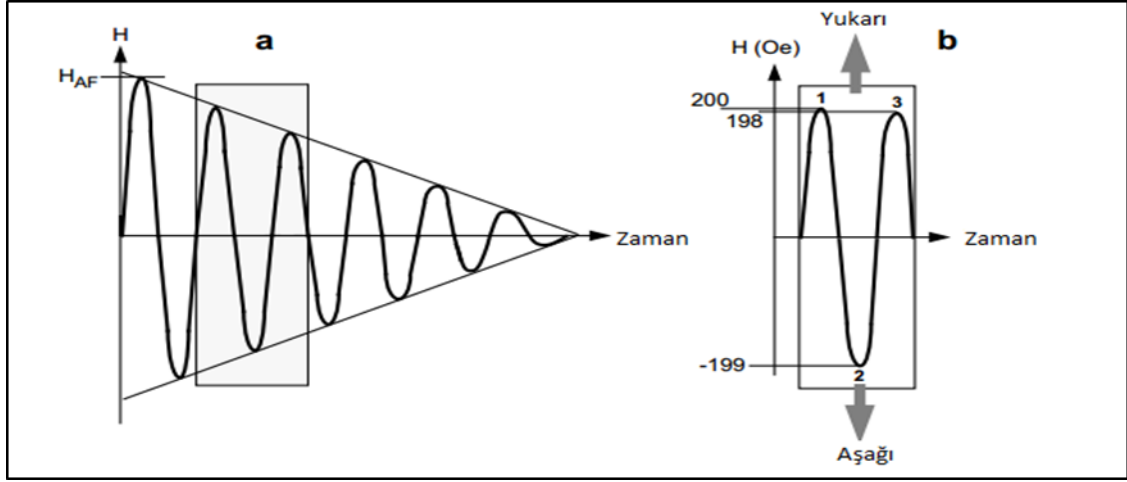
Alternatif alan, zamanla büyüklüğü lineer olarak azalan sarmal bir dalga biçimidir. Şekil 3.3’ de gösterilen temizleme işleminde kullanılan alternatif manyetik alan belirli bir değerde başlayan ve zamanla sıfıra doğru azalan sarmal (sinüsoid) şekilli davranış gösterir. Şekil 3.3b’de 1. noktadaki maksimum genliktir, her yarım periyotta genliğin 1 Oersted azalması istendiğinde 2. Noktadaki genlik değeri -199 Oe ve üçüncü noktadaki genlik değeri de 198 Oe olacaktır. Şekle göre, alternatif manyetik alanın genliği bir devir boyunca 2 Oe azalmaktadır.

Her bir temizleme adımında mıknatıslanma bileşenleri ölçülür ve Zijderveld ve Wulff projeksiyonu üzerinde gösterilir.

Kayaç içerisindeki mıknatıslanmadan sorumlu manyetik mineral danecikleri farklı fiziksel ve kimyasal özelliklere sahiptirler. Kayaç içinde genellikle rastgele dağılmış, rastgele yönelmiş ve doğal yollarla kalıntı mıknatıslanma kazanmışlardır. Her danecik birbirinden farklı özelliklere sahip olduğundan koersif kuvvetleri birbirinden farklıdır.

Alternatif manyetik alanın uygulanması sonucunda koersif kuvveti küçük olan danecikler rastgele yönlerde bir kalıntı mıknatıslanma kazanırlar ve dışarıya net bir mıknatıslanma göstermezler. Her bir adımda uygulanan manyetik alanın şiddeti arttığından, giderek artan sayıda büyük koersif kuvvetli daneciklerin mıknatıslanması

yok edilir ve işlem bittiğinde geriye kalan büyük koersif kuvvetli daneciklerin birincil mıknatıslanması güvenilirdir.



Şekil 3.3: Alternatif alan temizleme yönteminin şematik gösterimi. a) alternatif alan temizleme yönteminde kullanılan manyetik alanın zamanla değişimi. Uygulanan dalga biçimi sarmaldır (sinüsoidal) ve genliği zamanla lineer olarak azalmaktadır. b) a) daki taralı bölgenin incelemesidir (Butler, 1992).

3.2.2. Termal (Isıl) Temizleme Yöntemi

Termal temizleme işleminin mantığını anlamak için öncelikle önemli bir kriterden bahsetmemiz gereklidir.

Manyetik daneler ‘Rölaksasyon Zamanı’ denilen karakteristik bir zaman katsayısına sahiptirler. Manyetik daneler kendilerine özgü rölaksasyon zamanı sonunda mıknatıslık özelliklerini yitirirler. Kayaçların sahip oldukları bu önemli kriter Neel (1949) tarafından geliştirilmiştir. Bu kriter:

$$\tau = 1/C \exp((VHc Js)/2kT) \quad (3.1)$$

Bağıntısıyla gösterilir. Bu bağıntıda;

τ = rölaksasyon zamanı

C = frekans faktörü

V = tek domenli danenin hacmi

Hc = koersif kuvvet

J_s = mıknatıslanma şiddeti

k = Boltzman sabiti

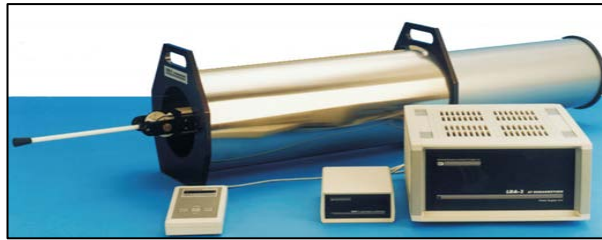
T = sıcaklık

olarak verilmektedir. Burada V/T oranının önemi oldukça büyüktür. Bunu daha iyi görebilmek için $(H_c J_s / 2k)$ oranı bir sabit olarak düşünülürse (C de bir sabit olduğuna göre) V/T oranındaki küçük bir değişim röleksasyon zamanında exponansiyel bir değişime neden olur. Termal demanyetizasyon ile kayacı sıfır manyetik alanda kademeli olarak ısıtıp oda sıcaklığına kadar soğutarak, her aşamada manyetik daneciklerin V/T oranının küçülmesi ve dolayısıyla röleksasyon zamanının küçülmesi sağlanır. Böylece kayacın mıknatıslığı bozulur ve yüksek sıcaklıklarda ısıtıldığında ise yavaş yavaş birincil mıknatıslanmaya sahip daneciklerin mıknatıslanmaları yok edilir.

3.3. LABORATUVAR ÖLÇÜMLERİ VE KULLANILAN CİHAZLAR

3.3.1. Alternatif Alan Temizleme Sistemi (Agico LDA – 3A)

Örneklere uygulanan Lowrie testinin temizleme aşamasında kullanılan Agico şirketine ait alternatif alan temizleme sistemi üç kısımdan oluşmaktadır. Bobin sistemleri yardımıyla alternatif alan üretilerek örneğin temizlendiği tambur, sistemin yer manyetik alanından korunması için 3 katlı μ metalden yapılmıştır. Akımı sağlayan bir güç kaynağı ve manuel olarak ayarlanan dijital bir kontrol ünitesi sistemin diğer elemanlarıdır. Sistem 1-100 mT alternatif alan üretebilmektedir.



Şekil 3.4:İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarında bulunan alternatif alan temizleme sistemi (Agico LDA-3A).

Cihaz iki yolla temizleme yapmaktadır; statik konumunda düşey etki eden alternatif alanda sabit duran örnek istenilen eksen doğrultusunda temizlenebilmektedir. Dinamik konumunda ise örnek, tüm eksenleri doğrultusunda alternatif alana maruz kalmaktadır.

3.3.2. Termal (Isıl) Temizleme Sistemi (MMTD 80 / Schonsted TSD1)

Örneklerin Lowrie Testi için İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Laboratuvarı'nda bulunan Magnetic Measurements şirketine ait MMTD80 ısısal temizleme cihazı kullanılmıştır. Bu cihaz maksimum 80 adet örneği ısıtma ve soğutma işlemlerine tabi tutar, bu işlem dijital bir kontrol paneli yardımıyla yapılabilmektedir. Elektronik kontrol paneli; örneklerin ısınma ve soğuma adımları ile bu adımların sürelerini ayarlamak için kolaylık sağlamaktadır. İçindeki helmholtz bobin sistemleri, dış etkileri önlemek amacıyla dizayn edilmiştir. Ayrıca cihaz 4 katlı μ metalden bir kalkana sahiptir. Bu kalkan sayesinde numuneleri 800 C° ye kadar ısıtma olanağı sağlamakta ve istenilen ısıda, istenilen sürede sabit olarak muhafaza edebilmektedir.



Şekil 3.5: İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarında bulunan termal temizleme cihazı (MMTD 80).

Örneklerin ısısal temizleme adımları İsviçre'de bulunan ETH Zürih Doğal Manyetizma Laboratuvarı'nda bulunan Schonsted TSD-1 cihazıyla yapılmıştır. Bu cihaz ortalama 48 ısıtma 48 soğutma olmak üzere 96 adet örnek temizleyebilmektedir. İki kısımdan oluşmaktadır bunlar; ısı ayarlamasının manuel olarak yapıldığı kontrol paneli ve ısıtma-soğutma işlemlerinin gerçekleştirildiği birimdir.



Şekil 3.6: ETH Zürih Üniversitesi Manyetizma Laboratuvarında bulunan termal temizleme cihazı (Schonsted TSD-1).

3.3.3. Kalıntı Mıknatıslanma Ölçüm Sistemi (Agico JR6A/2G Enterprises, DC-SQUID manyetometre)

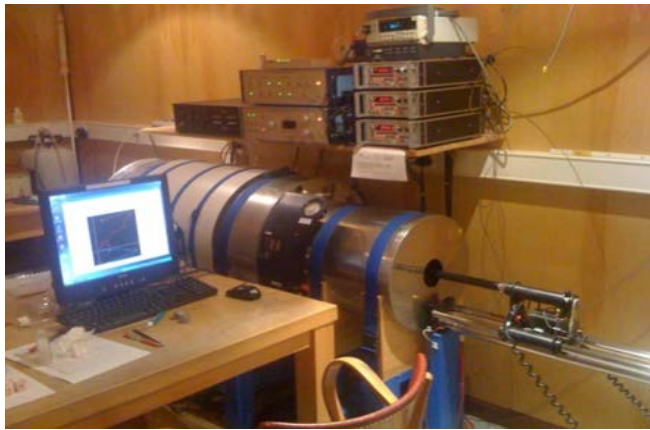
Mıknatıslanma şiddeti 1.7×10^{-3} ile 133 A/m Arasında olan kumtaşı ve kireçtaşı örneklerine ait üç eksenli ısısal temizleme deneyinde kalıntı Mıknatıslanma ölçümleri İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarı'nda bulunan Agico şirketine ait JR6-6A modeli spinner manyetometresi ile gerçekleştirilmiştir. Sistem, paleomanyetik örneğin ölçüldüğü manyetometre bölümü ile kontrollü akım sağlayan güç kaynağı olmak üzere 2 kısımdan oluşmaktadır (Şekil 3.7). Manyetometrenin kontrolü, bilgisayar destekli veri ve komut paylaşımını sağlayan RS232 ünitesi üzerinden yapılmaktadır. Ölçüm hassasiyeti 10^{-6} -12500 A/m aralığında olan spinner manyetometresi, sedimanter kayalar gibi zayıf kalıntı mıknatıslanmalara sahip örneklerin ölçümlerini de gerçekleştirebilmektedir. Yapılan ölçümlerin yermanyetik alanının etkilenmesini engellemek için ölçümün yapıldığı bölüm 4 katmanlı μ metal bir kalkan tarafından korunmaktadır.



Şekil 3.7: Agico JR-6A manyetometre sistemi.

Agico JR-6A manyetometresinin çalışma sistemi bir çift bobin etrafında döndürülen örnekler, bobinler üzerinde indüklem bir alternatif akım oluşturmaktadır. Alternatif akımın genlik ve faz değerleri örneğin mıknatıslanma şiddeti ve yönüyle ilişkilendirilmektedir. Kullanılacak örnek tutucuları boyutlarında kesilen boyutlarında kesilen paleomanyetik örneklerin mıknatıslanma vektörü şiddet ve yönleri, uygun örnek tutucularında 2, 4 veya 6 pozisyonda olmak üzere otomatik veya manuel olarak ölçümü sağlanmaktadır.

Mıknatıslanma şiddeti $1.34 - 563 \times 10^{-6}$ A/m arasında olan kumtaşı ve kireçtaşı örneklerinin kalıntı mıknatıslanma ölçümleri İsviçre'deki ETH Zürich Üniversitesi Doğal Manyetizma Laboratuvarında yer alan 2G Enterprises DC-SQUID Kriyojenik manyetometre (Şekil 3.8) ile gerçekleştirilmiştir.



Şekil 3.8: 2G Enterprises, DC-SQUID manyetometre.

Kriyojenik Manyetometreler (DC-SQUID), yüksek dinamik aralığı, düşük gürültü seviyeleri ve manyetik akı duyarlılıklarıyla, günümüz teknolojisinde en hassas ölçümü yapan manyetik alan sensörleridir. Akım, voltaj, pozisyon vb. fiziksel büyüklükler yüksek hassasiyetle ölçülebilmektedir. Dönme esasına bağlı olmadığı için, sıvı malzeme ve canlı organizmaların manyetik özellikleri de bu cihazla ölçülebilmektedir.

Teknolojik olarak iki tip SQUID (RF ve DC) bulunmaktadır. DC-SQUID Manyetometreler temel olarak, süperiletken bir halka etrafına paralel olarak yerleştirilmiş iki adet Josephson ekleminden oluşmaktadır. 4 K' de sıvı helyum kullanılarak, manyetometre sensörlerinin çevresinde soğuk bir iletken alan oluşturulur. Düşük sıcaklıkta elektrik akımı herhangi bir direnç ile karşılaşmaksızın hareket etmektedir. Mıknatıslanmış örnek, sensörlerin bulunduğu bölgeye konulduğunda, örneğin sahip olduğu manyetik alan süperiletken bobin içerisine bir akım göndermektedir. Bu akım ölçülerek örneğin kalıntı mıknatıslanması bulunmaktadır.

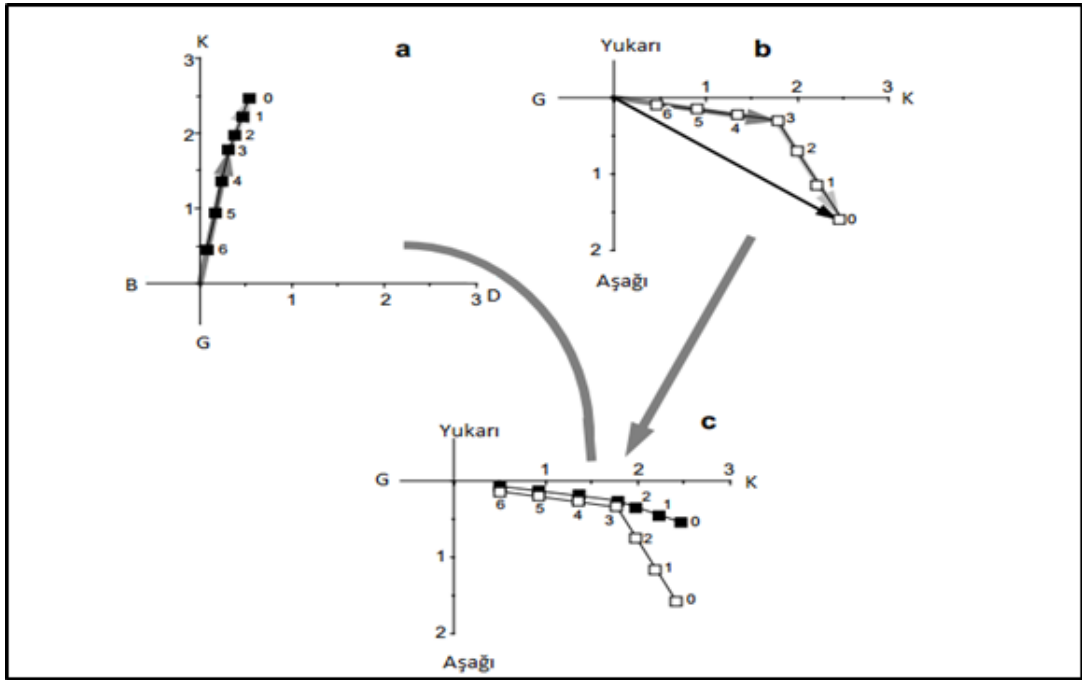
3.4. MIKNATISLANMA DOĞRULTULARININ ANALİZİ

Numunelerden ölçülen mıknatıslanma doğrultu açısı (D), eğim açısı (I) ve mıknatıslanma şiddeti (J), paleomanyetik verileri oluşturur. Bu büyüklükler kayacın mıknatıslanmasıyla ilgili tüm bilgileri verir. İkincil mıknatıslanmanın temizlenmesi ile ilgili laboratuvar çalışmalarının her aşamasında ölçülen bu büyüklükleri ve bazı grafik gösterim tekniklerini kullanarak kayaçların ikincil mıknatıslanmalarının giderilip giderilemediği saptanabilir. Alternatif manyetik alan ve sıcaklıkla temizleme yöntemlerinin bir numuneye uygulanması ile elde edilen sonuçların yorumlanmaya hazırlanmasında kullanılan iki yöntem vardır.

3.4.1. As – Zijderveld Diyagramı

Örnekleri ikincil mıknatıslanmalardan temizlemek için kullanılan ısısal veya alternatif alan temizleme işlemlerindeki her adım için mıknatıslanma bileşenlerinin vektörel davranışı kartezyen koordinat sisteminde gösteren diyagrama As – Zijderveld Diyagramı denir. Bu diyagram şiddet ve doğrultudaki değişimleri göstermektedir. Bu diyagram klasik bir geometriye dayanmıştır. Bununla birlikte günümüzde de geçerli olan Zijderveld diyagramı veya Wulff temizleme diyagramı çalışmalarda sıklıkla kullanılır. (As ve Zijderveld, 1958; As, 1960; Zijderveld, 1967; Dunlop, 1979).

Şekil 3.9 da birincil ve ikincil mıknatıslanmaya sahip bir örneğin demanyetizasyon adımları As- Zijderveld projeksiyonu üzerinde gösterilmiştir. 1-3 adımlar ikincil mıknatıslanmaya, 4-6 adımlar birincil mıknatıslanmaya aittir. Zijderveld diyagramlarından vektörlerin sapma ve eğim açılarının hesaplanması PCA (Principal Component Analysis) yöntemi ile gerçekleştirilmektedir. PCA yöntemi ölçüm sonucunda elde edilen paleomanyetik vektör topluluğunun uç noktalarının dağılımlarına en küçük kareler yöntemiyle geçirilen bir doğru parçasının parametrelerini hesaplamaktadır.



Şekil 3.9: Mıknatıslanma vektör bileşenlerinin diyagramı: a) Mıknatıslanma vektörünün yatay düzlem üzerindeki gösterimi. b) Kuzey – Güney doğrultulu düşey düzlemde doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün bileşenleri ile birlikte görünümü. c) yatay ve düşey projeksiyonun birlikte gösterildiği diyagram. İçi dolu kareler yatay projeksiyondaki vektör izdüşümünü göstermektedir. Kareler üzerindeki sayılar ise demanyetizasyon adımlarını belirtmektedir (Mıknatıslanma şiddetleri A/m dir) (Butler, 1992).

Mıknatıslanma vektörünün Doğrultu (Sapma) açısı (D) grafiklenmiş değerlerin Kuzey eksenini ile yaptığı açı kadardır. Mıknatıslanma vektörünün Eğim açısı (I) ise yatay eksenenden olan açı farkı kadardır.

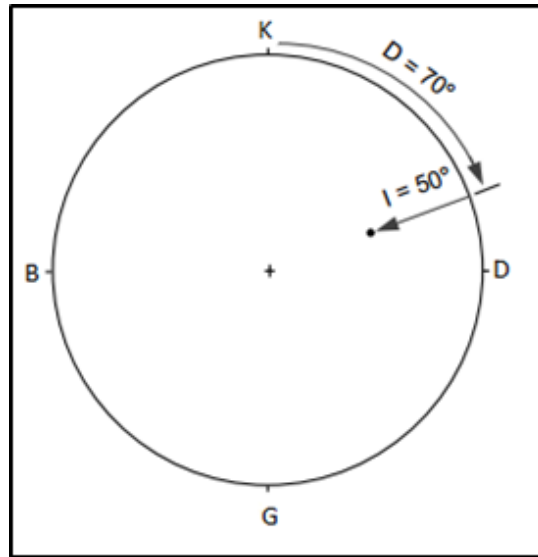
PCA yöntemi ile vektörlere geçirilen doğrunun uyum kriteri MAD (maksimum açısal sapma: maximum angular deviation) olarak gösterilmektedir (Kirschvink, 1980). MAD

değeri, hacimsel dağılım gösteren vektör uç noktalarını içine alan bir dikdörtgen prizmasının diyagonal eksenini ile en uzun kenarı arasındaki açı kadardır.

Mıknatıslanma vektörünün şiddetindeki değişimler ise, normalize edilmiş sıcaklık – mıknatıslanma veya alternatif manyetik alan – mıknatıslanma grafikleriyle takip edilebilir.

3.4.2. Wulff Projeksiyon Grafiği

Paleomanyetik ölçümler sonucu bulunankalıntı mıknatıslanma vektörleri Wulff diyagramı üzerine taşındığında iki boyutlu ortamda gösterilmiş olmaktadır. Vektörel büyüklüklerin bileşenlerinin değişimleri kartezyen koordinat sisteminde bir başlangıç noktası merkez kabul edilerek tasarlanan birim yarıçaplı bir küre üzerine aktarılabilir (Şekil 3.10). Wulff diyagramı ile aynı grupta yer alan mıknatıslanma vektörlerinin doğal kalıntı mıknatıslanmalarının veya temizleme işleminin sonucundaki mıknatıslanma bileşenlerinin güvenilirliği belirlenebilmektedir.



Şekil 3.10: Wulff diyagramının kullanılması.

Wulff diyagramı kullanılırken, mıknatıslanma vektörün Doğrultusu (D) kuzeyi '0°' kabul ederek saat yönünde artmak suretiyle belirlenmektedir. Eğim açısı (I) ise dairenin kenarı '0°' merkez '90°' olacak şekilde diyagramın sağ yarıçapı pozitif sol yarıçapı negatif eğim olarak kabul edilir. İçi dolu daireler normal eğim açısı olarak, içi boş daireler ise ters eğim açısı olarak gösterilmektedir.

3.5. VERİLERİN İSTATİSTİKSEL ANALİZİ

3.5.1. Fisher Dağılımı

Ortalama mıknatıslanma doğrultuların hesaplanmasında kullanılan yaygın istatistik yöntemlerinden biri olan Fisher istatistiği, birim küre üzerindeki noktaların dağılımının, bir düzlem üzerindeki Gauss dağılımına eşdeğer olduğunu ve her noktanın frekansının, dağılımın ortalaması etrafında

$$f(\theta) = [k/(4\pi \sin h.k)] e^{k \cos \theta} \quad (3.2)$$

yoğunluk fonksiyonu ile karakterize edildiğini kabul etmiştir. Bağıntıda:

θ : herhangi bir nokta ile ortalama doğrultu arasındaki açısal uzaklık,

k: duyarlık parametresidir. N tane ölçülmüş örnek varsa, N tane de doğrultu olacaktır. N tane doğrultunun bileşke vektörü R ve bunun bileşenleri de X, Y ve Z ise; bu bileşen değerleri

$$X = \sum \cos I_1 \cos D_1$$

$$Y = \sum \cos I_1 \sin D_1 \quad (3.3)$$

$$Z = \sum \sin I_1$$

olarak verilir. Bu durumda R bileşke vektörü $R^2 = (X^2 + Y^2 + Z^2)$ şeklinde tanımlanır. Ortalama doğrultunun sapma ve eğim açılarını sırasıyla DR ve IR ile gösterecek olursak bu büyüklükler

$$\sin IR = Z/R$$

$$\tan DR = Y/X \quad (3.4)$$

şeklinde tanımlanır. Böyle bir dağılım için

$$\cos \theta = 1 - [(N - R)/R] [(1/P)^{1/N} - 1] \quad (3.5)$$

Bağıntısı kullanılarak θ açısı yani güvenlik çemberinin yarıçapı hesaplanabilir. $P = 0.05$ alındığı takdirde, ortalama doğrultuyu veren noktaların % 5'inin güvenlik çemberi dışında kaldığı söylenir. Doğrultuların dağılımlarının duyarlık parametresi ise

$$k = (N-1) / (N-R) \quad (3.6)$$

bağıntısından hesaplanmaktadır. (3.5) ve (3.6) bağıntıları kullanılarak $P = 0.05$ değeri için

$$\theta = 140^\circ / \sqrt{k.N} \quad (3.7)$$

bağıntısından bulunabilmektedir. (3.5) ve (3.7) bağıntıları incelendiğinde N veri sayısının ne kadar önemli olduğu görülmektedir. Aynı zamanda k duyarlılık parametresi de aynı öneme sahiptir. N ve k değerleri ne kadar büyük olursa güvenlik çemberinin yarıçapı (θ) o kadar küçük olacaktır. Sonuç olarak k 20 'den ne kadar büyükse ve güvenlik çemberinin yarıçapı ne kadar küçükse verilerin güvenilirliği o kadar fazla olacaktır.

3.5.2. Mıknatıslanmanın Yaşı

Paleomanyetizma çalışmaları sonucu elde edilen karakteristik mıknatıslanma yönlerinin kayacın oluşumundan önce ya da sonra kazandığını belirleyebilmek için bazı yöntemler kullanılmaktadır. Bunlardan kıvrım testi ve konglomera testleri Graham (1949) tarafından arazide veri toplama tekniği olarak önerilmiştir. Everitt ve Clegg (1962) ise pişmiş dokunun testi uygulamasını önermişlerdir. Antiklinal veya senklinal gibi jeolojik bir kıvrımın her iki kanadından toplanan örnekler farklı tektonik düzeltme değerleri ile değerlendirilerek kıvrım testi uygulanmış olur. Elde edilen paleomanyetik veriler tektonik düzeltme öncesi (in-situ) dağınık ve tektonik düzeltme sonrası (bedding) toplu olduğunda kayacın mıknatıslanması kayacın oluşumuyla eş zamanlı oluşmuştur diyebiliriz. Tersisi durumda ise mıknatıslanma kayacın oluşumundan sonra tektonik hareketler vb. sonucunda oluşmuştur yorumu yapılabilir. Arazi şartlarında kıvrım testi yapılabilecek bir kıvrım bulunmaması durumunda aynı birimin farklı mevkilerinden elde edilen (farklı tektonik düzeltmelere sahip mevkiler olmalıdır) örnekler ile yapılan kıvrım testi yine aynı şekilde değerlendirilebilir ve güvenilirliği aynı olacaktır.

Kıvrım testi için McElhinny (1964) tarafından verilen istatistik analize göre kıvrım kanatlarından toplanan paleomanyetik verilerin düzeltme öncesi ve paleoyatay durumdaki prezyon parametreleri (k) karşılaştırılır. McElhinny (1964) tarafından öne sürülen yöntemi geliştiren McFadden ve Jones (1981) birçok farklı tabaka-eğim düzlemlerine sahip mevkilerden elde edilen verilerin ortak bir analizini gerektiren bir

yöntem önermişlerdir. Buna göre her bir farklı tektonik yüzeydeki mevkiler kendi değerlendirilerek bir istatistiksel parametreleri bulunur (f) ve

$$f = \left(\frac{N-m}{m-1} \right) \left(\frac{\sum Ri - \frac{R^2}{\sum Ri}}{2(N - \sum Ri)} \right) \quad (3.8)$$

içerisinde bağıntısı uygulanarak f katsayısı belirlenir. Burada m, yüzey sayısını; N, toplam vektör sayısını; Ri, her bir farklı yüzeydeki mevkilerden hesaplanan bileşke vektörünü; R ise, tüm yüzeylerin bileşke vektörünü göstermektedir. Tektonik düzeltme sonrası f değerinin 1'e yakın olması mıknatıslanma yaşının kayacın oluşum yaşıyla uyumlu olduğu düşünülebilir.

3.6. KAYA MANYETİZMASI ÇALIŞMALARI

Paleomanyetik ölçümlerin güvenilirliğini kanıtlamak için yapılan kaya manyetizması çalışmaları ile kalıntı mıknatıslanmadan sorumlu manyetik mineraller tanımlanarak, domen yapıları belirlenebilmektedir (Collinson, 1983; Dunlop ve Özdemir, 1997). Bu bağlamda eş-ısıt kalıntı mıknatıslanma (EIKM), üç eksenli ısısal temizleme ve termomanyetik ölçümler; örneklerin mıknatıslanmasından sorumlu minerallerin belirlenmesinde kullanılmaktadır. Histeresiz eğrilerinden elde edilen histeresiz parametreleri ile de mıknatıslanmanın duyarlılığı test edilebilmektedir.

3.6.1. Termomanyetik Ölçümler

Yüksek bir manyetik alan içerisinde, mıknatıslanmanın sıcaklıkla olan değişimi izlenerek gerçekleştirilen termomanyetik ölçümler, mıknatıslanmadan sorumlu manyetik minerallerin fazlarını belirlemek, sıcaklık etkisi altında davranışlarını ve bozuşma dereceleri hakkında bilgi edinebilmek için gerçekleştirilmektedir. Isıtılan örneğin geçirdiği değişimler fiziksel ya da kimyasal olabilmektedir. Bu ölçümler sonucu elde edilen Curie sıcaklıkları mineralin tanınmasını sağlamaktadır. Manyetik mineraller Curie sıcaklıkları üzerinde manyetik özelliklerini kaybederek paramanyetik karakter göstermektedirler. Curie sıcaklığı veya aralığında ısıtılmaları sırasında kimyasal değişime uğrayabilir ve alterasyon ürünü oluşturabilirler. Birden fazla manyetik faza sahip olan örneklerde farklı mineraller farklı Curie sıcaklıklarına sahip olacağından ısınma ve soğuma eğrileri incelenerek ayırım yapılabilir. Bazı manyetik minerallere ait Curie sıcaklıkları ve bozuşma ürünleri Tablo 3.1' de verilmiştir.

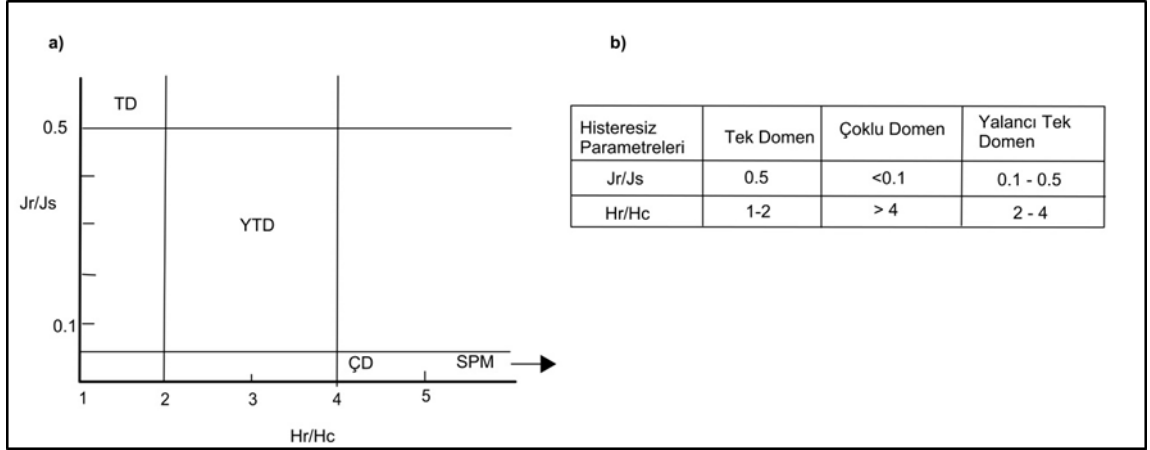
Tablo 3.1: Manyetik minerallere ait Curie sıcaklıkları ve bozuşma ürünleri (Tarling, 1983; Dunlop ve Özdemir, 1997; Özdemir ve Banarjee, 1981).

Mineral Adı	Curie Sıcaklığı(°C)	Bozuşma Ürünü	Bozuşma Sıcaklığı (°C)
Titanyumca Zengin Titanyumlu Manyetit	-153 - 580	Manyetit	> 300
Titanyumlu Hematit	-218 - 675	Manyetit	> 300
Manyetit	580	Maghemit	150 - 250
Manyetit	580	Hematit	> 500
Maghemit	≅ 645	Hematit	350 - 450

3.6.2. Manyetik Histeresiz

Kayaçların histeresiz parametrelerinin belirlenmesi ile manyetik minerallerin domen yapıları ortaya konulabilmektedir (Stoner ve Wohlfarth (1948); Stacey (1963); Stacey ve Berenjee (1974)). Histeresiz ölçümleri kayaç örneklerine belirli bir yönde artan, daha sonra aynı yönde azalan ve tekrar artan bir dış manyetik alan altında mıknatıslanma şiddetlerinin sürekli ölçülmesi şeklinde gerçekleştirilmektedir. Ölçüm sonucunda elde edilen ölçümlerin şematize edilmesi histeresiz çevrim eğrilerini oluşturmaktadır. Bu eğrilerden üretilen histeresiz parametreleri H_c koersif kuvveti; H_r kalıntı mıknatıslanma kazandığı koersif kuvveti; J_s doygun mıknatıslanma şiddeti ve J_r parametresi ise kazandığı kalıntı mıknatıslanma şiddeti olarak açıklanabilir.

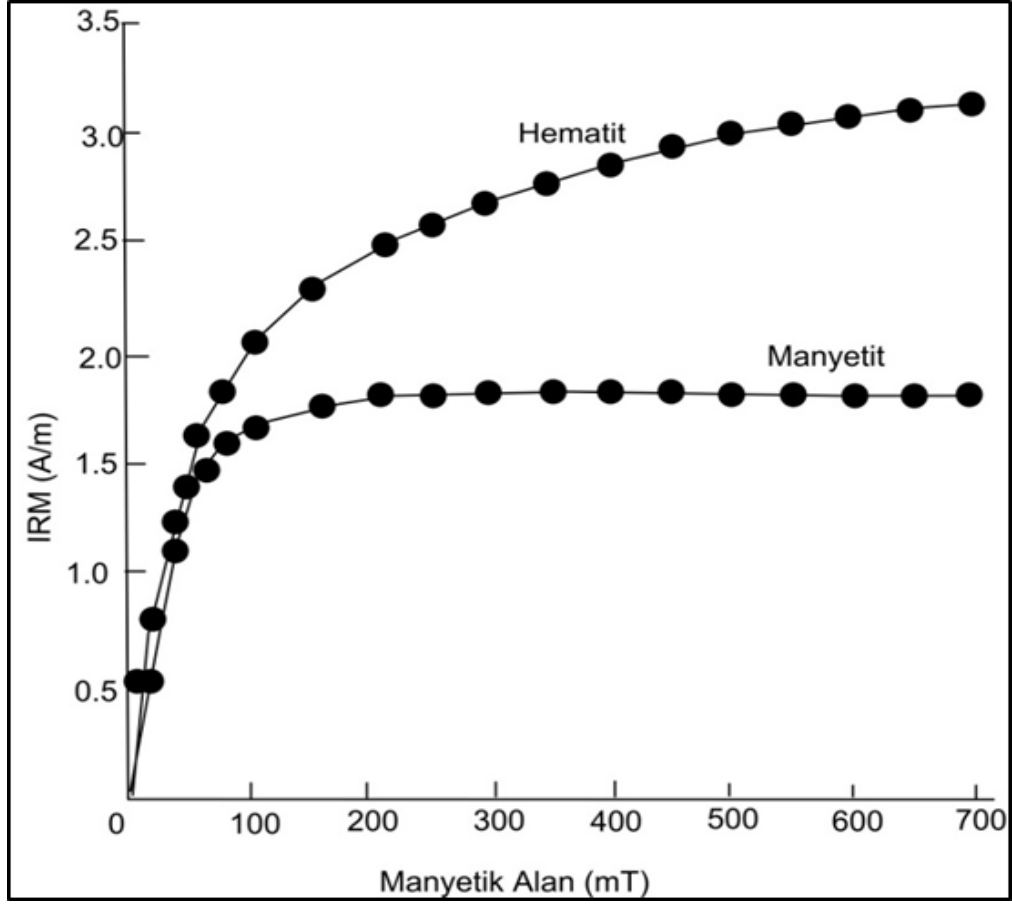
Manyetik minerallerin domen yapıları kalıntı mıknatıslanma oranları (J_r / J_s) ve koersivite (H_r / H_c) oranlarına göre tek domenli (TD), yalancı tek domenli (YTD), çok domenli (ÇD) ve süper paramanyetik (SPM) dane yapıları belirlenebilmektedir. Şekil 3.11a' da Day diyagramı ve 3.11b' de parametre oranlarına göre domen yapıları verilmiştir.



Şekil 3.11: a)Day diyagramı gösterimi TD: tek domen; YTD: yalancı tek domen; ÇD: çoklu domen; SPM: süperparamanyetikb) histeresiz parametreleri oranları (McElhinny ve McFadden, 1999).

3.6.3. Eş – Isıl Kalıntı Mıknatıslanma ve Üç Eksende Isısal Temizleme Deneyi

Kalıntı mıknatıslanması temizlenmiş örneklerle oda sıcaklığında şiddeti artan bir dış alan uygulanarak, her alan uygulamasından sonra örneğin kazandığı kalıntı mıknatıslanma şiddeti ölçülür. Ölçüm sonucunda örneğin uygulanan alan yönünde ve şiddetine bağlı olarak doğru orantılı olarak artan şiddette kalıntı mıknatıslanma kazandığı görülmektedir. Bu mıknatıslanmaya Eş-ısısal Kalıntı Mıknatıslanma (EIKM) denir. Uygulanan alan şiddeti bir değerden sonra arttırılsa bile örneğin kazandığı mıknatıslanma şiddetinde değişme olmaz. Bu durumda kazanılan mıknatıslanmaya Doygun Kalıntı Mıknatıslanma (DKM) adı verilmektedir. Hematit gibi yüksek koersif kuvvete sahip mineraller 1500-3500 mT’da doygun hale getirilirken, manyetit yaklaşık 300 mT alan uygulandığında doygun hale geldiği görülmektedir. Şekil 3.12’de hematit ve manyetit minerallerinin kuramsal eş-ısısal kalıntı mıknatıslanma eğrileri şematize edilmiştir.



Şekil 3.12: Manyetit ve hematit mineralleri için teorik eş-ısı kalıntı mıknatıslanma eğrisi (Butler, 1992).

EIKM ölçümleri için araziden toplanan kayaç örneklerinden laboratuvarında standart boyutta silindirik numuneler elde edildikten sonra aşağıdaki sıra takip edilmektedir.

- Tüm örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanmaları alternatif alan ile temizlenir,
- Tüm örneklerin kalıntı mıknatıslanma şiddetleri ölçülür,
- Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma ölçümleri sonucunda örneğin Z- doğrultusunda maksimum 1 T alan uygulanmasından sonra, Y doğrultuda 0.4 ve X doğrultuda 0.12 T alan uygulanmaktadır (Lowrie, 1990). Üç ekseninde farklı büyüklüklerde alan uygulandıktan sonra, her bir örnek aşama aşama ısısal temizlemeye tabii tutulur. Her bir temizleme adımından sonra örneklerin şiddet değerleri uygun manyetometrelerde ölçülür.

Üç farklı ekseninde farklı büyüklükte alan uygulanması sonucu örnek içerisinde farklı koersif kuvvete bağlı olarak mineral ayırt edilirken, ısısal temizleme uygulanması sonucu ise örnek içerisinde farklı bileşenlerin bloklanma sıcaklıklarına bağlı olarak

minerallerin özellikleri belirlenebilmektedir. Benzer koersif kuvvete sahip mineraller genellikle farklı bloklanma sıcaklığına sahip olabilmektedir (Lowrie,1990).

3.6.4. Manyetik Duyarlılığın Anizotropisi (MDA (Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS))

Kayaçların manyetik duyarlılığındaki yöne bağlı değişimler manyetik duyarlılık anizotropisi olarak tanımlanır (Tarling ve Hrouda, 1993). Bir örneğe düşük şiddette manyetik alan uygulandığında örnekteki mıknatıslanma elektronlardaki manyetik momentle ilişkili olarak artar ve örneklerin yönlenmesine göre değişim gösterir. Bu değişim (AMS) matematiksel olarak ikinci derece tensör olarak tanımlanır ve üç eksene sahip bir elipsoid olarak ifade edilir (Tarling ve Hrouda, 1993). Bu elipsoidin bileşenlerini tanımlayan parametreler k_{max} , k_{int} , k_{min} ($k_1 > k_2 > k_3$) maksimum, orta ve minimum manyetik duyarlılık bileşenleri olarak adlandırılırlar. Anizotropi parametreleri yardımıyla anizotropi derecesi (P), düzeltilmiş anizotropi derecesi P_j , manyetik lineasyon (L), manyetik foliasyon (F) ve şekil parametresi (T) elde edilebilmektedir. Anizotropi derecesi P, elipsoidin deformasyon derecesi olup küresellikten olan sapmayı göstermektedir (Nagata, 1961). Elipsoidin şekli, T değeri $0 \leq T \leq 1$ arasında olduğu zaman yassı (oblate), bu değer $-1 \leq T \leq 0$ ile arasında olduğu zaman yayvandır (prolate) (Tarling ve Hrouda, 1993).

AMS yöntemi sonucu elde edilen bu parametreler sedimanlardaki suyun akış yönünü, volkanik ve plütonik kayaçlardaki lav veya magma akış yönünü, metamorfik kayaçlarda deformasyonu tanımlamak için kullanılmaktadır (Tarling ve Hrouda, 1999).

Çökelme sırasında tanecikler tabana paralel çökelişirler ve sonrasında çökelen taneciklerin üzerlerine yeni malzemelerin birikerek yük bindirmesi kayaçta kompensasyon etkisi yaratmaktadır. Bunun gibi dış etkiler sonucu taneciklerin manyetik momentleri yer manyetik alanı doğrultusundan sapmaktadır. Meydana gelen bu kompensasyon etkisi sapma açılarındaki gelişigüzel etkiler yaratsa da eğim açılarındaki düşük değerler göstermelerine neden olur (Blow ve Hamilton, 1978; Anson ve Kodama, 1987). Laboratuvar deneyleri sonucunda elde edilen, sedimanter kayaçlar için literatürde “eğim açısı hatası (inclination error)” olarak gösterilen bu azalım (3.11) bağıntısıyla açıklanır.

$$\tan I_c = 1/f \tan I_0 \quad (3.11)$$

Bağıntıda; I_0 ve I_c değerleri, sırasıyla ölçülen eğim açısını ve düzeltilmiş eğim açısını simgelemektedir. f değeri 0-1 arasında değişen sığlaşma katsayısını göstermektedir. Basıklık derecesi de denilen sığlaşma katsayısı 0.4-0.6 aralığında bir değere sahiptir (King, 1955; Griffiths ve diğ., 1960; Tauxe ve Kent, 1984).

Sedimanter kayalarda genellikle rastlanan eğim açılarındaki sığlaşma etkisinin giderilmesi konusunda AMS ölçümlerinden elde edilen duyarlılık parametreleriyle hesaplanabilen bir yöntem önerilmiştir (Tan ve Kodama, 2003).

Önerilen yöntemde manyetit içeren kayalar için sığlaşma etkisi;

$$\tan I_0 / \tan I_c = [K_{min}(a + 2) - 1] / [K_{max}(a + 2) - 1] \quad (3.12)$$

hematit içeren kayalar için sığlaşma etkisi;

$$\tan I_0 / \tan I_c = [K_{min}(2a+1)-1] / [K_{max}(2a+1)-1] \quad (3.13)$$

bağıntılarıyla verilmektedir. Eşitliğin sağ kısmı f sığlaşma katsayısını ifade etmektedir. Sığlaşma katsayısı hesabındaki K_{max} ve K_{min} değerleri, AMS ölçümlerinden elde edilen k_1 ve k_3 eksenlerindeki manyetik duyarlılıkların normalize edilmiş halleridir ($k_1+k_2+k_3=1$).

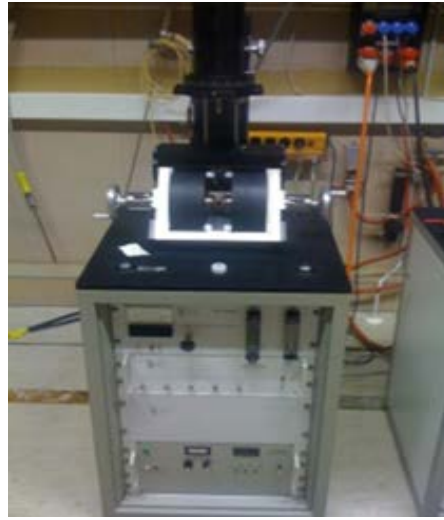
Hesaplamalarda kullanılmak üzere bir mevkiye ait olan bir sığlaşma katsayısının elde edilebilmesi için, bağıntılarda kullanılmak üzere o mevkinin tüm örneklerini temsil edebilen bir a katsayısının hesaplanması gereklidir. Bu katsayının hesaplanması için bir dizi laboratuvar ölçümleri gereklidir ve buna alternatif olarak kısa süren ve hızlı çözüme ulaştıran iteratif bir işlem önerilmiştir (Kodama (2009)). Buna göre bir mevkinin her bir örneği için, 3.12 veya 3.13 eşitliğinin sağ tarafı belli bir başlangıç a değeri kabulü ile hesaplanır ve bir f serisi elde edilir (f_i). Daha sonra her bir örnek için, $\tan I_m$ her bir örnek için hesaplananan düzeltilmiş eğim açılarının ortalaması olmak üzere $\tan I_0 / \tan I_m$ oranı elde edilerek f serisi ile arasındaki farkların karekök hatası (rms) hesaplanır. Bu işlemler, a değeri değiştirilerek en küçük rms değeri elde edilinceye kadar tekrarlanarak sürdürülür.

AMS parametreleri, laboratuvarında kullanılan manyetik duyarlılık ölçebilen cihazlar tarafından örneklerin belirli bir kartezyen sistem içerisinde 15 farklı yönde (Şekil 3.16) olmak üzere manyetik duyarlılıkları ölçülmek suretiyle yapılır.

3.7. KAYA MANYETİZMASI ÖLÇÜM SİSTEMİ

3.7.1. Titreşen Numune Manyetometresi

Histeresiz parametrelerinin elde edilmesi için, ETH Zürih Üniversitesi Manyetizma Laboratuvarı'nda (LNM) bulunan MicroMag 3900 model cihaz kullanılmıştır (Şekil 3.13). Ölçme sistemi; numunenin manyetik alanda titreşerek manyetik akı değişimi oluşturması ve bu değişimin indüksiyon elektromotor kuvvetinin ölçülmesine dayanır. Oda sıcaklığından 750 °C ye kadar ölçüm yapan cihaz maksimum 1.8 T alan uygulayabilir. Duyarlığı 10^{-7} Am^2 ve uygulanan manyetik momentin en yüksek değeri 10^{-2} Am^2 'dir.



Şekil 3.13: ETH Zürih Üniversitesi Manyetizma Laboratuvarında bulunan MicroMag 3900 model cihaz.

3.7.2. Anlık Mıknatıslayıcı

Eş – Isıl kalıntı mıknatıslanma ölçümleri için İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarı'nda bulunan Molspin şirketine ait Anlık Mıknatıslayıcı cihaz kullanılmıştır (Şekil 3.14). Bu cihaz; 0.25 - 1 T aralığında manyetik alan üretebilen bir bobin içermektedir. Bu alanı üretebilmek için 400 Amper akıma gereksinim duymaktadır ve anlık olarak ürettiği manyetik alanla örneklerle mıknatıslanma kazandırmaktadır.



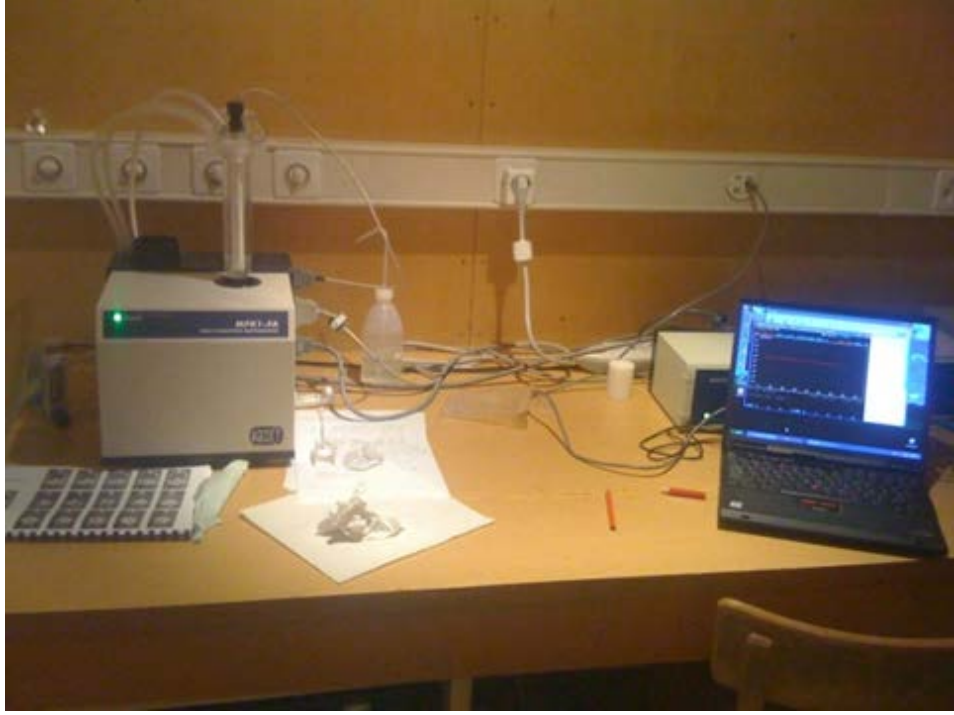
Şekil 3.14: Molspin şirketine ait anlık mıknatıslayıcı.

2.54 cm çapında ve boyunda kesilmiş örnekler, cihaz içerisinde bulunan örnek tutucuya konularak bobin merkezine yerleştirilir. Manuel olarak kullanılan göstergeler yardımıyla istenilen alan şiddet değerine ayarlanarak örneğe atış (pulse) yapılır ve örnek 0.03 sn boyunca alana maruz kalarak yükleme işlemi tamamlanır.

3.7.3. Kappa Köprüsü Manyetik Duyarlılık (Süseptibilite) Ölçüm Cihazı

Tez çalışması kapsamında İsviçre'deki ETH Zürih Manyetizma Laboratuvarı'nda bulunan Agico firmasına ait Kappa Köprüsü manyetik duyarlılık (süseptibilite) ölçüm cihazı (Agico MFK1- FA) kullanılarak örnekler üzerinde manyetik süseptibilitenin anizotropisi ve sıcaklığa bağlı süseptibilite ölçümleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.15). Manyetik süseptibilite - sıcaklık değişim eğrileri her iki sistem içerisinde yer alan non-manyetik ısıtma sistemi ve özel platinyum termometrenin bulunduğu sıcaklık aparatının ilave edilmesiyle gerçekleştirilmiştir. Bu termosensör sayesinde örnekler 26 – 700°C ye kadar ısıtılır ve oda sıcaklığına kadar soğutulur.

Örneklerin süseptibiliteleri, bir sensör etrafında düşük şiddet, düşük frekanslı bir alternatif alan oluşturma şeklinde ölçülmektedir. 1. bobin sisteminden bir akım geçtiğinde 2. bobin sisteminde bir indüklem akım (1 mT) ve bir manyetik alana sebep olmaktadır. Örnek sensörün yakınına bırakıldığında, bu akım örnek içerisinde bir manyetik alan oluşturmaktadır. Bunun sonucunda 1. bobindeki akım da indüklem mıknatıslanma ile orantılı bir ofset meydana getirmektedir. Bu da manyetik süseptibilite değeri olarak okunmaktadır.



Şekil 3.15: Kappa köprüsü manyetik duyarlılık (süseptibilite) ölçüm cihazı.

Manyetik Süseptibilitenin Anizotropisi ölçümleri isteğe bağlı olarak manuel yada otomatik olarak kontrol edilebilen bir örnek tutucu sayesinde Şekil 3.16' da verilen pozisyonlarda gerçekleştirilmiştir.

Bu cihaz ile bir numunenin ölçümü yaklaşık 2-3 dk sürmektedir. Cihazın sıfırlanması için standart bir numune, tutucuya yerleştirilerek cihaz kalibrasyonu gerçekleştirilmektedir. Böylelikle hassas ölçümler yapılabilmektedir.



Şekil 3.16: AMS ölçümleri için uygulanan 15 farklı pozisyonun gösterimi.

Kullanılan yazılım, üç dik düzlemde yığın şeklinde elde edilmiş değerleri birleştirerek duyarlılık tensörü oluşturmaktadır. Tensör hesaplamasında olabilecek hatalar çok değişkenli istatistik prensibine dayanarak kullanılan özel bir yöntem ile belirlenmektedir.

3.8. BÖLGENİN JEOLJİSİ VE ÖRNEK YERLERİ

Güneydoğu Anadolu Bölgesi, Ust Jura-Pliyosen yaş aralığında volkanosedimanter birimlerin oluşturduğu farklı tektonik birlikleri kapsamaktadır. Bu bölgede farklı zamanlarda olan bindirmelerle birbirinden ayrılmış üç farklı ana tektonik birlik bulunmaktadır (Yılmaz, 1993; Yılmaz ve diğ., 1993).

1-Arabistan Levhası

2-Ekay (İmbrike) Zon

3-Nap Bölgesi

Arabistan Levhası Jura tipi kıvrım kuşağını temsil ederken diğer birlikler ana orojenik zonları oluşturmaktadır. Arabistan Levhası Alt Paleozoyik-Miyosen yaşlı otokton sedimanter istiflerden oluşmaktadır. Ofiyolitik naplar bu levha üzerine Geç Kretase-Eosen zaman aralığında üzerlenmiştir (Yılmaz ve diğ., 1993).

İmbrike zon farklı sayıda tektonik dilimlerden oluşmuştur. Bu tektonik dilimler naplaşma öncesi stratigrafik istifleri kapsamakta ve Geç Kretase-Erken Eosen zaman aralığındaki Okyanusal ortamı (Bitlis Okyanusu veya Güney Tetis) temsil etmektedir (Yılmaz, 1993; Yılmaz ve diğ., 1993).

Arabistan ve Avrasya levhaları arasındaki yakınsama kuzeyden güneye doğru ilerleyen naplar oluşturmuş ve bunlar üç ana evrede gerçekleşmiştir.

1-Geç Kretase

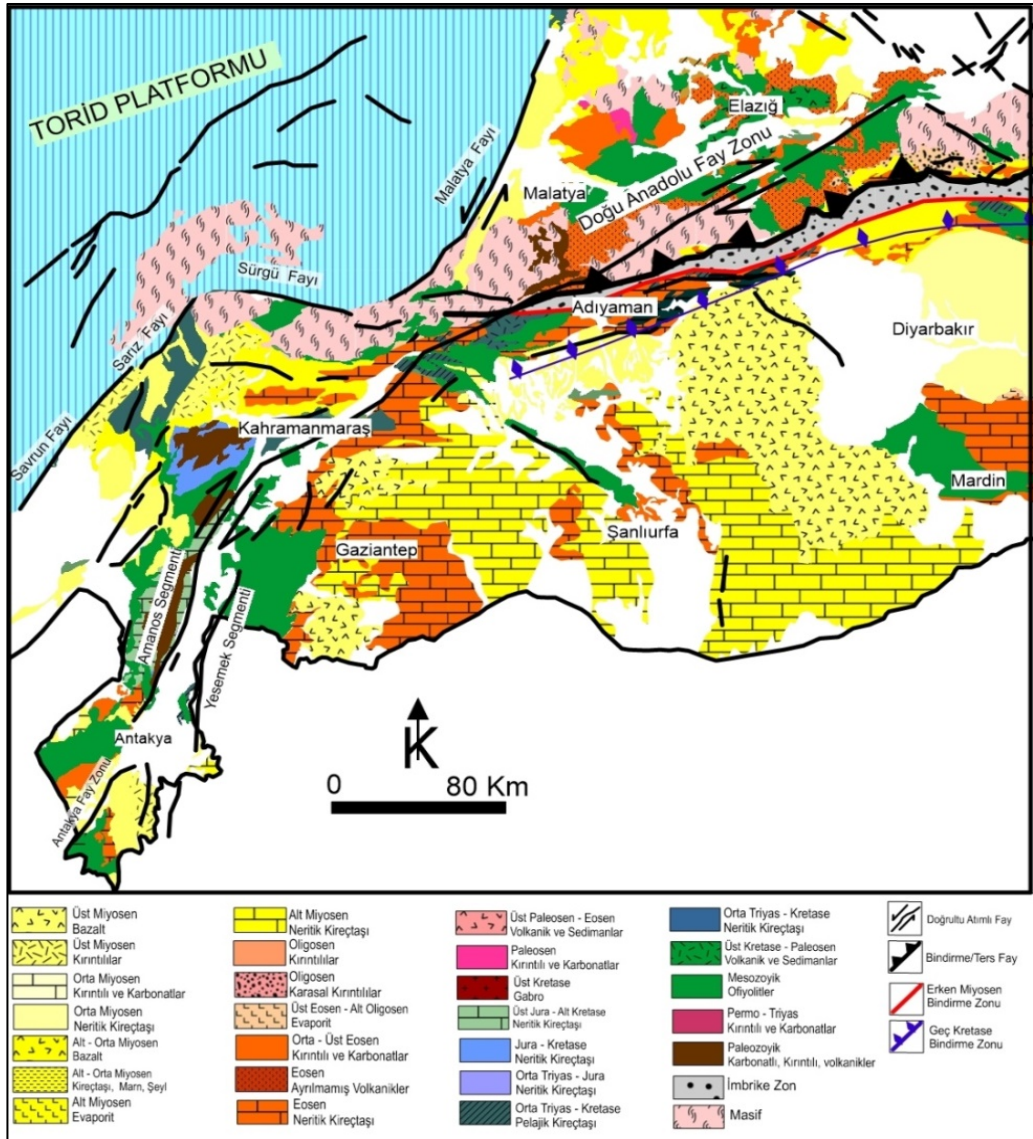
2- Erken Geç Eosen

3-Erken Orta Miyosen

Erken – Geç Eosen’de Ofiyolitler Arabistan Levhası üzerine bindirmiş ve Erken Orta Miyosen’de Arabistan Levhası üzerine Ofiyolitler ve bunları üstleyen metamorfikler yerleşmiştir (Yılmaz ve diğ., 1993).

Arap platformu Antekambriyen’den Kuvaterner’e kadarki dönemde değişik fasiyeslerde gelişmiş kalın çökel istifleri içermektedir. Yapısal olarak, Arap platformunun kuzeyi ön ülke kıvrım-şaryaj kuşağı olarak isimlendirilir (Perinçek, 1992; Yılmaz, 1993). Bu zonda gelişen birimler şiddetle kıvrımlanmış ve şaryajlanmıştır. Bölgede Geç Kretase sonrası Neotetis’in güney kolu kapanmaya başlamış ve Hatay bölgesinde Kızıldağ Ofiyolit kayaçlar yerleşmiştir (Yılmaz, 1993). GD Anadolu Bölgesinde Ekay Zonu diye tanımlanan alan Arap platformuna ait istiflerin en kuzey kesimini kapsamaktadır. Bu zon Arap platformu ile kuzeydeki orojenik kuşak arasında sıkıştırılarak dilimlenmiş D-B gidişli, ters Fay ve şaryaj dilimlerinden oluşan zon temsil etmektedir. Ekay zonlu Kretase – Miyosen aralığına ait volkanik ve sedimanter birimleri içermektedir. Nap alanı farklı Ofiyolitik topluluklar ile onun üzerinde yer alan metamorfik Masiflerin naplarından oluşmaktadır. Nap alanının doğu kesimleri “Alt Nap ve “Üst Nap” olmak üzere iki yapısal düzeye ayrılmaktadır. Alt nap genellikle Alt Paleozoyik –Kampaniyen yaşlı metasedimanter birimlerden oluşurken (Lütesiyen yaşlı Maden Grubu, Üst Kretase – Eosen yaşlı Yüksekova Grubu, Ofiyolitik kayaçlar ve Bitlis Masifi) Üst Nap alanı Ofiyolitik, volkanik ve sedimanter topluluklardan oluşmaktadır. Bölgede Neotetis’in kuzeye doğru dalmasına bağlı olarak çeşitli ada yayı volkanikleri ve sedimanlar gelişmiştir. Bu volkanik birimlerin yaşlarının batıdan doğuya doğru gidildikçe gençleştiği bildirilmiştir (Yılmaz, 1993).

Şekil 3.17’ de bölgenin genel jeolojisi verilmiştir. Çalışma alanında Alt Kampaniyenden günümüze kadar zaman zaman duraksayan bir sıkışma tektoniği etkin olmuştur. Üst Kampaniyen – Alt Maestrihtiyen zaman aralığında derin deniz fasiyesi çökelleri (Karadut Karmaşığı) ile Ofiyolitik kayaçlardan (Koçalı Karmaşığı) oluşan birimler birlikte yükselerek Arabistan kıta kenarına itilmişlerdir.



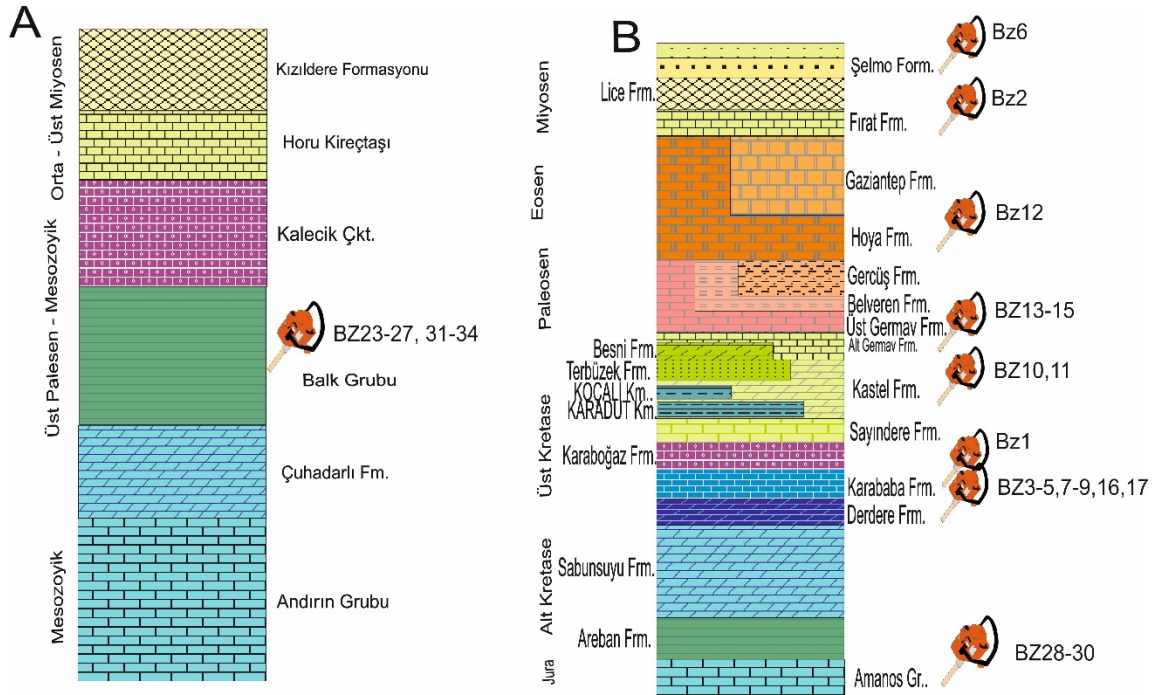
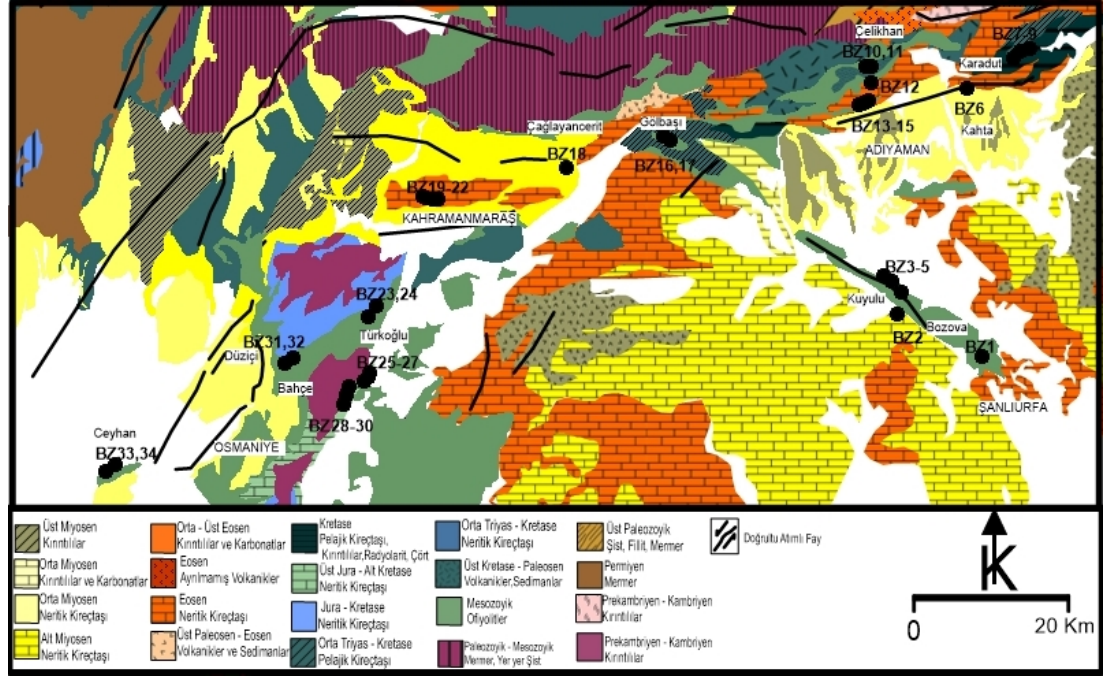
Şekil 3.17: Bölgenin genel jeoloji haritası (MTA 1:500.000 ölçekli jeoloji haritasından sadeleştirilmiştir).

Maestrihtiyen – Alt Paleosen döneminde bölgede açık şelf çökeltme ortamı koşulları gelişmiştir (Germav Formasyonu). Dönem sonunda bölge karasallaşmış ve tabanı Faylarla kontrol edilen havza değişken tektonizma ile Orta Eosen – Alt Miyosen zaman aralığında göreceli olarak sığlaşan ve derinleşen istiflerle karakterize edilen

karbonatların çökeldiği denizel ortam özelliğindedir (Hoya, Gaziantep ve Fırat Formasyonları). Orta – Üst Miyosen zaman aralığında Şelmo Formasyonunu oluşturan karasal çökeller depolanmıştır. Pliyo – Kuvaterner zaman aralığında fluviyal çökeller ile yelpaze depoları gelişmiştir (Ulu, 1996).

3.8.1. Paleomanyetik Örnek Yerleri

Bitlis – Zagros sutureunun kuzey batı bölümünde Adana, Osmaniye, Gaziantep, Kahramanmaraş, Adıyaman ve Urfa illerinden, Üst Jura – Alt Kretase – Orta Miyosen yaşlı kireçtaşı ve kumtaşlarından alınan 34 mevkinin harita üzerindeki yeri ve stratigrafisi Şekil 3.18 ile verilmiştir.



Şekil 3.18: Paleomanyetik örnekleme yerlerinin jeoloji haritası ve misis-andırın baseni (A) ve Güneydoğu Anadolu Bölgesi kuzeyi (B) genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesitleri (jeoloji haritası MTA 1:500.000 ölçekli jeoloji haritasından sadeleştirilmiştir, A: Yılmaz ve Gürer, 1996; B: Güven ve Diğ., 1991'den alınmıştır).

3.8.2. Balk Grubu

Çalışma alanında genel olarak Üst Kretase yaşlı kayaçlar örneklenmiştir. En yaşlı örnekler ise Amanos Grubundan alınmıştır (BZ28-30). Amanos Grubu'nun görünür tabanındaki karbonat istifli Balk Grubu olarak bildirilmiştir (Yılmaz ve Gürer,1996).

Karbonat istifli, başlıca dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşı ile temsil edilir. İçinde kaya birimi ayırdı kolay yapılamadığı için önceki araştırmacılar tarafından komprehensif seri olarak tanıtılmıştır (Yılmaz ve diğ., 1985; Kozlu, 1987). Sarp bir morfolojiye sahip karbonatlar Balk Dağının kuzey etekleri boyunca Orta Miyosen istifleri ile uyumsuz olarak örtülür. Önceki araştırmacılara göre birimin yaşı Üst Paleozoyik-Üst Kretase dönemini kapsar (Yılmaz, 1993).

Balk Grubu'ndan örneklenen mevkiler Şekil 3.19a BZ-23, 3.19b BZ-24, 3.19c BZ-25, 3.19d BZ-26, 3.19e BZ-27, 3.19f BZ-31, 3.19g BZ-32, 3.19h BZ-33, 3.19i BZ-34 olarak gösterilmektedir.



Şekil 3.19: Balk Grubu kayaçları.

3.8.3. Amanos Grubu

Amanosların doğu ve batı kenarında GB – KD uzanan yaygın mostraları bulunan Toroslardaki ‘Komprehensif Seri’ nin eşdeğeri olarak yorumlanmıştır. Karbonat istifi çoğu araştırmacı tarafından sahada çoğunlukla mavi, sert, mikritik orta kalın katmanlı kireçtaşı olarak tanımlanan birimin değişik düzeylerinde, pembe renkli kil katkıları, sileksit yumruları, açık sarı kahverengi killi kireçtaşı katmanları, dolomitik düzeyler gözlenmiştir. Amanos Grubu’nun kalınlığı 150 – 200 m civarında olmakla birlikte 1000 m den kalın olarak gözlendiği bölgelerde mevcuttur. Amanos Grubu diğer birimleri açılı diskordans ile örtmektedir. Üzerinde tektonik dokanakla Kızıldağ Ofiyoliti bulunmaktadır. Birimin yaşı bulunan fosillere göre Üst Triyas – Üst Kretase olarak belirlenmiştir (Yalçın, 1980). BZ – 28, 29, 30 nolu mevkiiler (Sırasıyla Şekil 3.20 a,b, c ve d) örnekler Amanos Grubu’nun Üst Jura – Alt Kretase yaşlı pelajik kireçtaşlarından alınmıştır.



Şekil 3.20: Amanos Grubu, Ust Jura-Alt Kretase Yaşlı Kayaçlar

3.8.4. Mardin Grubu

Grubun tip kesit yeri Mardin ili civarındır. Alttan üste doğru Apsiyen-Albiyen yaşlı Areban Formasyonu, Albiyen-Senomaniyen yaşlı Sabunsuyu Formasyonu, Senomaniyen yaşlı Derdere ve Alt Kampaniyen yaşlı Karababa formasyonlarından oluşmaktadır (Sungurlu, 1973). Grubun en alt birimi olan “Areban Formasyonu klastik kayalardan, Sabunsuyu Formasyonu marn şeyl ara bantları içeren dolomitlerden, Karababa Formasyonu ise, dolomitik kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Adıyaman ili Gölbaşı yakın civarında, Derdere Formasyonu (Erdoğan, 1975; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988) kumlu ve yer yer çörtlü dolomitlerden

oluşmaktadır (Erdoğan,1975; Perinçek, 1979, 1980, 1989 ve 1990; Aksu, 1980; Yılmaz, 1982; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988).

Adıyaman güneyinde mostra veren Alt Santoniyen yaşlı kireçtaşları ile temsil edilen Karababa formasyonu (Gossage, 1956; Tuna, 1973; Sungurlu, 1973 ve 1974; Aksu, 1980; Pasin ve diğ., 1982; Güven ve diğ., 1988 ve 1991) BZ-1 nolu mevkii Urfa Bozova Fayı güneyinden killi kireçtaşlarından alınmıştır (Mardin Formasyonu’ndan örneklenen mevkilerin görüntüleri Şekil 3.21’de verilmektedir (a: BZ-1, b: BZ-3, c, d: BZ-4, e: BZ-5, f: BZ-9, g: BZ-16, h,i: BZ-17 olarak gösterilmektedir).



Şekil 3.21: Mardin Formasyonu’ndan örneklenen kayaçlar.

3.8.5. Kastel Formasyonu

Şırnak Grubu’nun birimi olan Üst Kampaniyen – Alt Mاستrihtiyen Kastel Formasyonunun tip kesit yeri Diyarbakır’daki Kastel sahası kuyularıdır. Şırnak Grubu’nun tabanında bulunan en yaşlı formasyondur. Kastel Formasyonu Güneydoğu Anadolu Bölgesi’nin kuzey alanlarında, Miyosen sürüklenim cephesi boyunca doğu-batı yönünde uzanmaktadır (Eren ve Sarı, 1984). Kastel Formasyonu; Adıyaman-Gölbaşı arasında, Çelikhan ilçesi dolayında, Adıyaman ili, Kahta-Gerger ilçeleri arasında,

mostra vermektedir. Kastel Formasyonu mostra verdiği alanlarda, genel olarak şeyl, marn ve kumtaşı litolojilerinin ardalanmasından oluşmaktadır (Ketin, 1964; Sungurlu, 1973 ve 1974; Tuna, 1973; Erdoğan, 1975; Yalçın, 1978; Günay, 1984; Thomas ve diğ., 1986; Yoldemir, 1987; Güven ve diğ., 1988 ve 1991; Perinçek, 1989 ve 1990; Günay, 1990). Kastel Formasyonunun denizaltı yamacı/öneyi-derin deniz ortamında çökeldiği belirtilmektedir (Güven ve diğ., 1991).

Adıyaman kuzeyinde örneklenen BZ-10 (Şekil 3.22a) kumtaşlarından ve BZ-11 nolu mevki (Şekil 3.22b) kireçtaşlarından alınmıştır.



Şekil 3.22: Kastel Formasyonu'ndan örneklenen kayaçlar.

3.8.6. Germav Formasyonu

Altta marn ve killi kireçtaşı, üstte ise marndan oluşan bu birimin ilk tanımlaması Maxon ve Tromp (1940; Tuna, 1973'den) tarafından yapılmıştır. Tanımlamasının yapıldığı yer Batman ili Gercüş ilçesinin 40 km doğusundaki Germav köyü çevresidir. Formasyon en altta gri – boz renkli, çok ince tabakalı veya tabakasız 3-5 m kalınlığında marn ile başlamaktadır. Bunun üzerine 100 – 200 m arasında kalınlıkta killi kireçtaşı arakatkılı marn gelmektedir. Kireçtaşı düzeyleri genel olarak sarımsı gri renkli, ince orta tabakalı, killi, yer yer kumlu, kırılğan, piritli, solucan izli, yer yer bitümlü olup, pelajik özelliktedir. Birimde bulunan fosillere göre alt ve orta düzeyler Orta – Üst Mastrihtyen, üst düzeyler ise Alt (?) Paleosen yaşıdır (Terlemez ve diğ., 1997). Germav Formasyonu'ndan alınan örnekler Adıyaman kuzeyinde Palanlı Köyü civarından alınmıştır (Şekil 3.23a BZ-13, 3.23b BZ-14 ve 3.23c BZ-15 nolu mevkiileri göstermektedir).



Şekil 3.23: Germav Formasyonu'ndan örneklenen kayaçlar.

3.8.7. Ahırdağı Formasyonu

İlk kez Önalın (1984) tarafından, Eosen yaşı pelajik fosilli kireçtaşıları için Midyat formasyonunun Ahırdağı Üyesi adı kullanılmıştır.

En geniş yüzeylemeleri Ahırdağı ve Milcan Dağı'nda (Kahramanmaraş) izlenen birim genel olarak krem, beyaz, beyazımsı-sarı, boz renkte, pelajik foraminiferli, çört bantlı ve yumrulu, orta kalın tabakalı kireçtaşıları ve sütlü kahve renkli, kalın tabakalı killi kireçtaşıları ardalanmalarından oluşmaktadır.



Şekil 3.24: Ahırdağı Formasyonu’ndan örneklenen kayalar.

Ahırdağı formasyonu için Alt-Orta Eosen yaşı benimsenmiştir. Litolojik özellikleri dikkate alındığında Ahırdağı Formasyonu oluşturan bileşenlerin giderek derinleşen bir sığ deniz ortamında çökeldiği ileri sürülmüştür (Yalçın, 1979). Ahırdağı civarında örneklenen mevkiiler Şekil 3.24a BZ-19, 3.25b BZ-20, 3.25c BZ-21 ve 3.25d BZ-22 olarak gösterilmiştir.

3.8.8. Hoya Formasyonu

Karbonatlardan oluşan birim Sungurlu (1974) tarafından Korudağ (Diyarbakır) kuzeyinde adlandırılmıştır. Formasyonun egemen kaya türü kireçtaşıdır. Altta çakıllı kireçtaşı ile başlar. Gri, bej, yer yer kırmızı renkli, kalın – çok kalın tabakalı olan kireçtaşları, üste doğru kireçtaşına geçer. Yüzey sularının etkisiyle çok yoğun bir karst topografyası gelişmiştir. Yer yer resifal karakter göstermektedir. Birimi oluşturan kireçtaşlarından bulunan fosillere göre formasyon Orta – Üst Eosen yaşlıdır (Terlemez ve diğ., 1997). Adıyaman Kuzeyinde örneklenen BZ-12 nolu mevki Şekil 3.25 ile gösterilmiştir.



Şekil 3.25: Hoya Formasyonu'ndan örneklenen kayaçlar.

3.8.9. Fırat Formasyonu

Bol fosil içerikli kireçtaşı litolojisi ilk kez İlker (1972) tarafından adlandırılmıştır. Orta kalın tabakalı, sıkı dokulu, bol çört yumrulu, fosil kavkılı ve oldukça sert olmasından dolayı birim arazide kolaylıkla ayırtlanabilmektedir. Yer yer Masif görünümlü, orta-kalın tabakalı, oldukça sert-sağlam yapılı, çatlaklı-kırıklı, bol fosilli, sıkı kalsit dolgulu ve sparitik dolgulu kireçtaşları gözlenmektedir. Fırat Formasyonu'nun Erken-Orta Miyosen yaşında olduğu bildirilmiştir (Yalçın, 1979). Bu tez çalışması kapsamında Fırat Formasyonuna ait kireçtaşları BZ-2 nolu mevkiide örneklenmiştir (Şekil 3.26).



Şekil 3.26: Fırat Formasyonu'ndan Örneklenen Kayaçlar

3.8.10. Şelmo Formasyonu

Çakıltaşı, kumtaşı, şeyl, çamurtaşı ardalanmalı akarsu çökelleri ile kumtaşı, çakıllı marn, şeyl ve tüfitli göl çökellerinden oluşan birim, Yoldemir (1987) tarafından adlandırılmıştır.

Formasyon kumtaşı, kıltaşı, çamurtaşı, silttaşı ile bunların arasında yer alan çakıltaşların, yer yer de kumtaşı, çakıllı marn, şeyl, tüfit ve killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birimin yaşını belirleyecek fosiller saptanmamıştır. Stratigrafik konumuna göre, en üst düzeyinin yaşı Alt Miyosen olan Fırat Formasyonu üzerine açısız uyumsuzlukla gelmesi ve Üst Miyosen yaştaki Yavuzeli Bazaltı tarafından örtülmesi nedeniyle formasyon olası Orta – Üst Miyosen yaşlıdır (Terlemez ve diğ., 1997). Adıyaman Narince dolaylarında Şelmo Formasyonu'ndan örneklenen BZ-6 nolu mevkii Şekil 3.27 ile gösterilmiştir.



Şekil 3.27: Şelmo Formasyonu'ndan örneklenen kayaçlar.

3.8.11. Karaisalı Formasyonu

Çalışma alanında Kahramanmaraş – Çağlayancerit civarında en geniş yayılımı gözlenen kireçtaşı litolojisine İlk kez Schmidt (1961) tarafından Karaisalı kalkerleri adı verilmiştir.

Genel olarak boz, beyaz, sütlü kahve renkli, orta-kalın tabakalı, mercan, alg ve foraminiferli resifal özellikli kireçtaşlarından oluşan birimin içerisindeki kireçtaşları ayrıışmış yüzeyi; gri-bej, taze kırık yüzeyi; gri sarımsı gri ve kirli beyaz renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer Masif görünümlü, dayanımsız, kırıklı-çatlaklı, bol fosilli, bol fosil kavkılı ve kalsit dolguludur. Birim içerisinde bulunan fosillerden birimin yaşı orta Miyosen olarak belirlenmiştir. Kahramanmaraş Bozlar köyü civarında Karaisalı Formasyonu'ndan örneklenen BZ-18 nolu mevkii, Şekil 3.29 da gösterilmiştir.



Şekil 3.28: Karaisalı Formasyonu'ndan örneklenen kayaçlar.

4. BULGULAR

4.1. KAYA MANYETİZMASI ÖLÇÜM SONUÇLARI

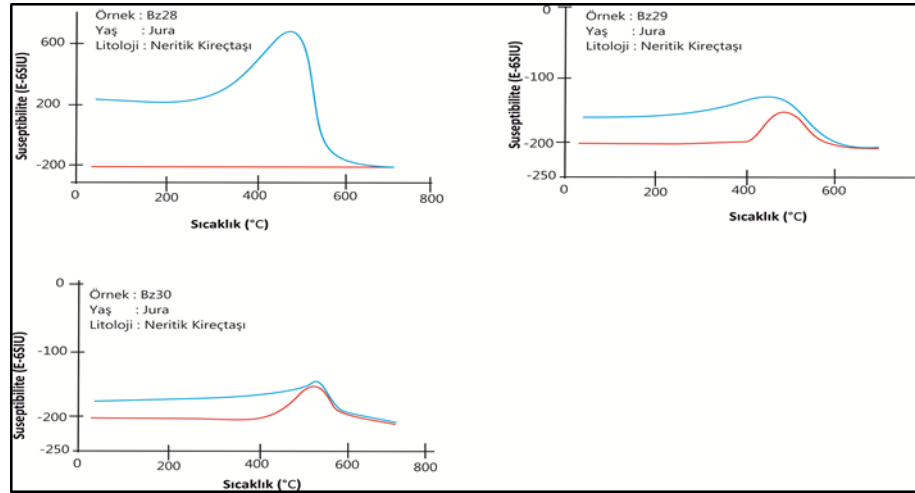
4.1.1. Termomanyetik Ölçümler

Bu tez çalışması kapsamında her bir mevkiye ait pilot örnekleri üzerinde termomanyetik ölçümler gerçekleştirilmiştir. Örneklerin bir kısmının süseptibilitelerinin düşük olması duraylı eğrilerin elde edilmesine engel olmuştur. Toplam 24 pilot örneğe ait Curie sıcaklıkları elde edilmiş olup Şekil 4.1- 4.5 ile gösterilmiştir.

İnceleme alanında farklı yaş ve litolojiye ait kayaç örnekleri örneklendiğinden, termomanyetik eğrileri değerlendirilirken kireçtaşı, kumtaşı ve marn örneklerine bağlı bir sınıflandırma yapılmıştır. Kireçtaşı örnekleri genel olarak 400-600°C arasındaki Curie sıcaklıkları ile titanyumlu manyetitin mıknatıslanmadan sorumlu mineral olarak göz önüne alınabileceğini göstermektedir (Şekil 4.1 BZ28 - 30). Kireçtaşı örneklerinin büyük bir kısmında ısınma ve soğuma eğrilerine ait oda sıcaklığındaki süseptibilite değerleri arasında gözlenen farklılık örnek içerisinde meydana gelen alterasyonu göstermektedir. Isınma eğrisine ait süseptibilite soğuma eğrisine göre daha düşük olması ısınma sonrası yeni oluşan minerallerin varlığına işaret etmektedir. Bu mineraller genel olarak 500 °C lik Curie sıcaklığına sahip olup, örnek içerisinde ısınma sonrası titanyumlu manyetitin var olduğunu göstermektedir. Yüksek süseptibiliteye sahip kumtaşı örneği, Orta Miyosen yaşlı kumtaşı ve kireçtaşı örneklerinde ısınma sonrası elde edilen soğuma eğrilerinde herhangi bir farklılığın olmaması örnekte alterasyonun olmadığını göstermektedir. Bu örneklerde titanyumlu manyetit minerali mıknatıslanmadan sorumlu mineral olarak düşünülmektedir (Şekil 4.2 BZ10, Şekil 4.5 BZ 2 ve BZ 6). Kireçtaşı örnekleri göz önüne alındığında, ısınma sonrası düşük sıcaklıklarda (200-400°C) bir mineral dönüşümü olduğu görülmektedir (Şekil 4.3, BZ25 - 27).

Yaşlara göre termomanyetik eğriler gözönüne alındığında Üst Jura-Alt Kretase yaşlı BZ-29 ve BZ-30 nolu kireçtaşı örneklerinde, ısınma sonrası soğuma eğrisinin oda sıcaklığında sahip olduğu süseptibilite değerinin çok fazla değişmemiş olması örnek

içerisinde çok büyük alterasyonun olmadığını göstermektedir. BZ-29 örneğinde 520 °C de elde edilen Curie sıcaklığı, örneğin soğuma sırasında bu Curie sıcaklığının 480 °C olarak görülmesi, titanyumlu manyetitin titanyumca zengin titanyumlu manyetite dönüştüğünü göstermektedir. BZ-30 nolu örnekte ısınma ve soğuma eğrisinde gözlenen 550 °C 'lik Curie sıcaklığı örnek içerisinde titanyumlu manyetitin mıkmatıslanmadan sorumlu olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.1: Üst Jura – Alt Kretase yaşlı örneklere ait termomanyetik eğriler.

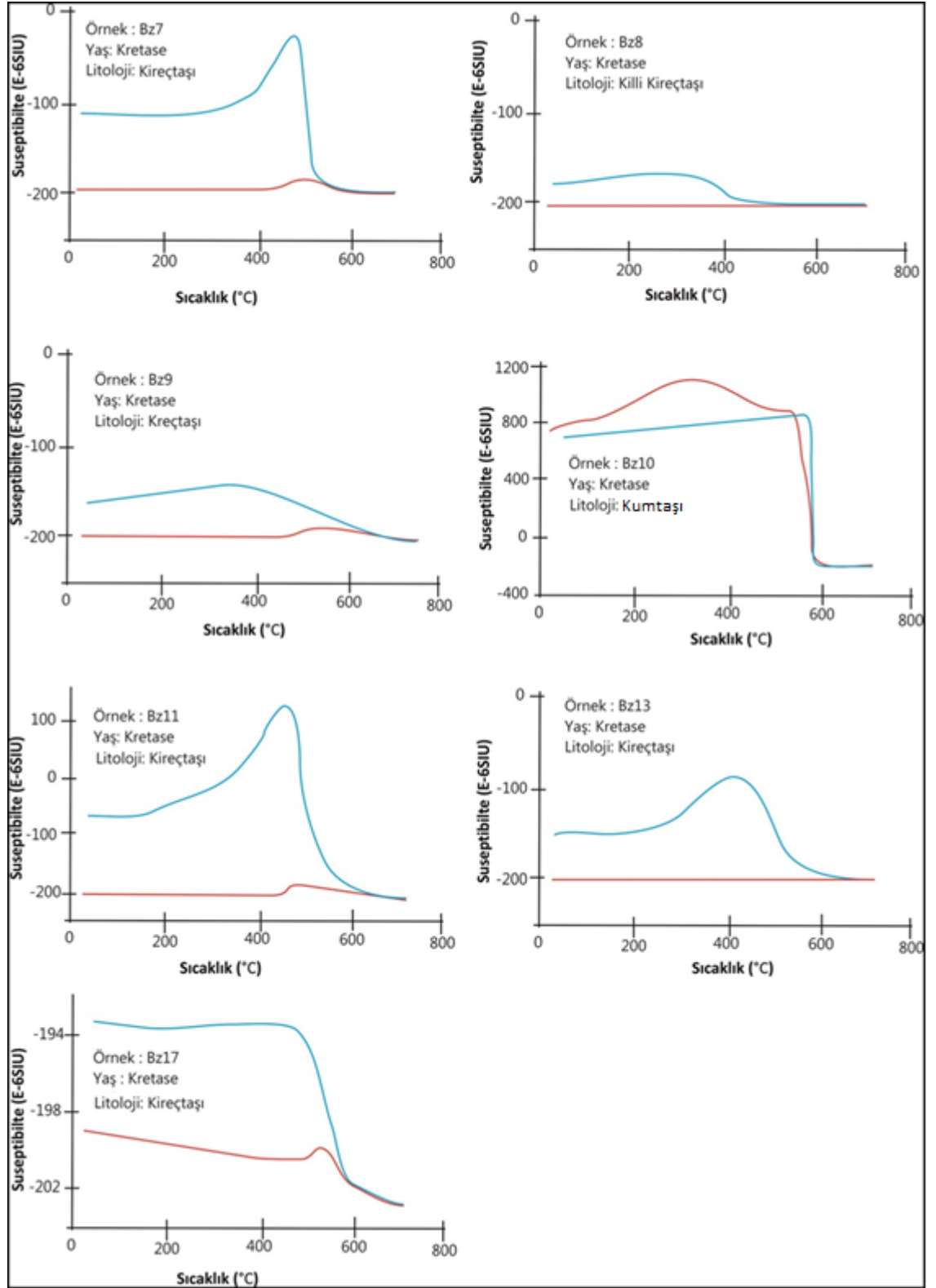
Şekil 4.2' de verilen Kretase yaşlı örneklerden elde edilen termomanyetik eğriler değerlendirildiğinde; BZ7, BZ11 ve BZ17 nolu örnekler ait ısınma ve soğuma eğrilerinde görülen süseptibilite değerlerindeki büyük farklar örnekler içerisinde oluşan alterasyonu göstermektedir. BZ7 nolu örnekte elde edilen 520 °C lik c sıcaklığı bize örnek içerisinde titantumlu manyetit olduğunu gösterirken soğuma eğrisinden elde edilen 480°C lik Curie sıcaklığı ise örnek içerisinde titanyumlu manyetitin titanyumca zengin titanyumlu manyetite dönüştüğünü göstermektedir. BZ8 nolu örneğe ait eğrilerde görülen 420 °C lik Curie sıcaklığı örneğin titanyumlu manyetit varlığını göstermektedir. Isıtma işlemi sonrasında örneğin süseptibilitesinin çok fazla değişmemiş olması örnek içerisinde alterasyon olmadığını göstermektedir. BZ10 örneğine ait eğrilerde 580 °C lik Curie sıcaklığı manyetitin titanyumlu manyetite dönüştüğünü göstermektedir. Isıtma işleminden sonra örneğin süseptibilitesinin oda sıcaklığında değişmemesi örnek içerisinde alterasyon olmadığını göstermektedir. BZ11 ve BZ17 nolu örnekler ait 500 °C lik bozuşma sıcaklığı ve 620 – 640 °C lik Curie sıcaklığı örneklerin içerisindeki bozuşmanın manyetitin titanyumlu hematite dönüşümü

olarak açıklanabilmektedir. BZ13 ve BZ24 e ait eğrilerde görülen 400 °C lik bozuşma sıcaklığı ve ~630 °C lik curie sıcaklığı örnek içerisinde Maghemitin Hematite dönüşümünü göstermektedir. Isıtma işlemi sonrasında örneklerin süseptibilitesi artmıştır (Şekil 4.3).

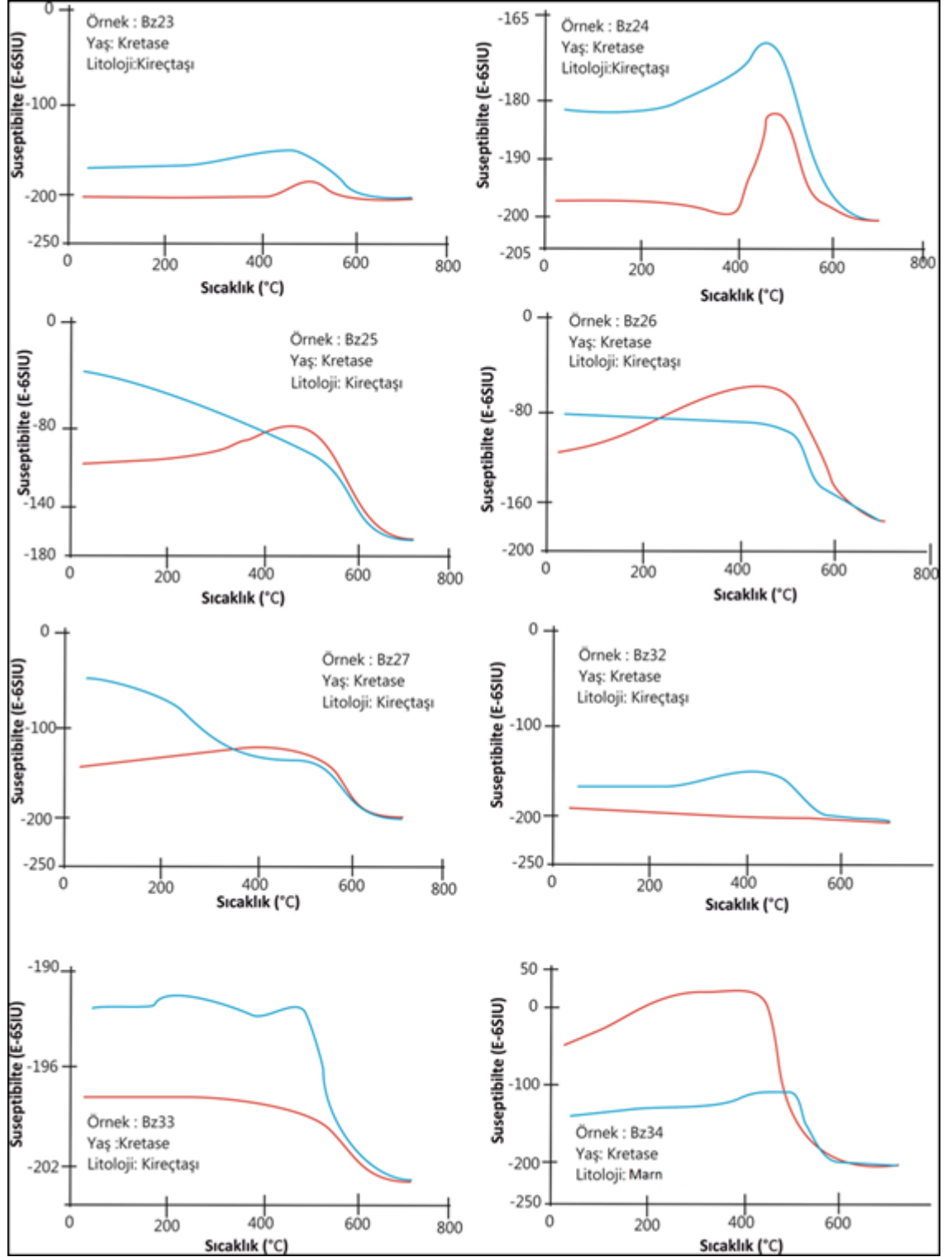
BZ 25-27 nolu kireçtaşı örneklerine ait ısınma ve soğuma eğrilerinde 580 °C'ye kadar elde edilen Curie sıcaklıkları manyetite işaret ederken, BZ 27 nolu örnekte soğuma eğrisinde ilave bir manyetik faz görülmektedir. Bu ise 400 °C'de bir Curie sıcaklığı ile titanyumlu manyetitin varlığına işaret etmektedir. Bu örneklerde ısınma sonrası soğuma eğrisi göz önüne alındığında, 200-400 °C'de bir alterasyon izlenmektedir. Aynı litolojiye sahip BZ 32 nolu örnekte ise 550 °C'lik Curie sıcaklığı elde edilirken, diğer kireçtaşı örneklerin aksine örnek içerisinde alterasyonun varlığı görülmemektedir (Şekil 4.3).

BZ 33 örneğinde 200 – 500 °C lerde görülen pikler örnek içerisindeki bozuşmayı ve farklı mineral fazlarının olduğunu göstermektedir. Görülen bozuşma sıcaklıkları ve ~630 °C lik curie sıcaklığı örnek içindeki manyetit mineralinin titanyumlu hematite dönüştüğünü göstermektedir. Isıtma işlemi sonucu örneğin süseptibilitesi artmıştır.

BZ 34 nolu marn örneği göz önüne alındığında, 500 °C'de elde edilen Curie sıcaklığı titanyumlu manyetite işaret ederken, ısınma sonrası soğuma eğrisinde alterasyonun varlığı görülmektedir.



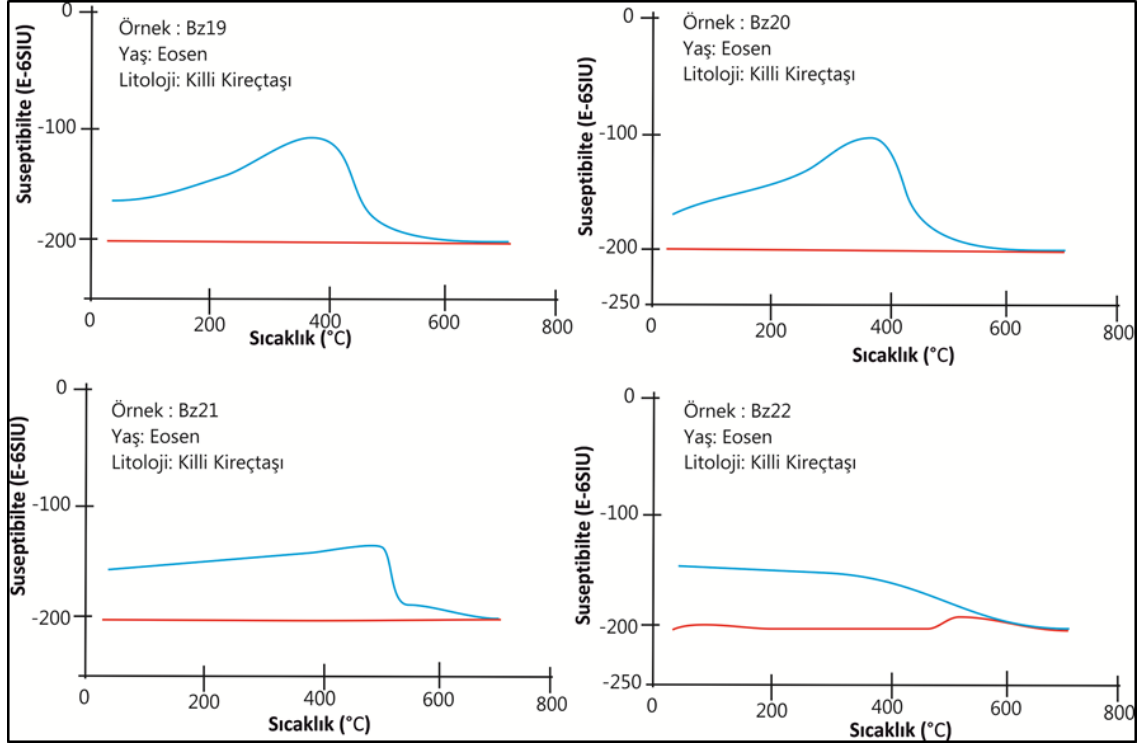
Şekil 4.2: Üst Kretase yaşlı örneklerle ait termomanyetik eğriler



Şekil 4.3: Üst Kretase yaşlı örneklerle ait termomanyetik eğriler devam.

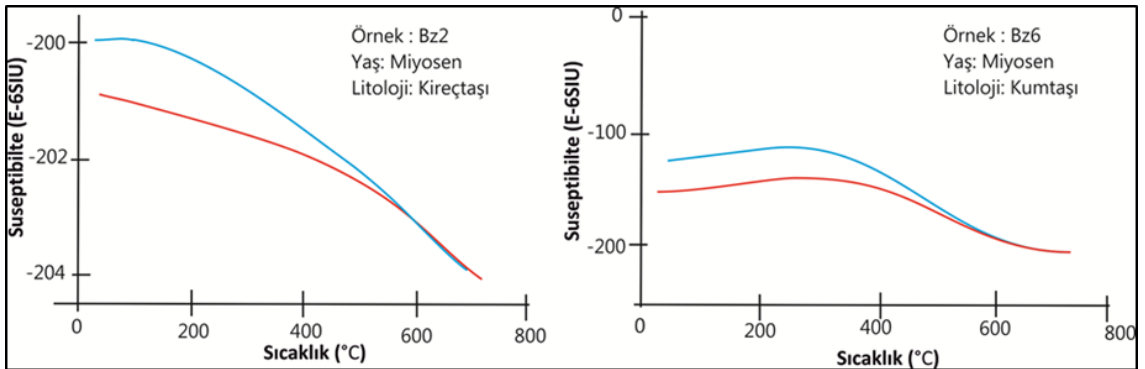
Orta Eosen yaşlı örneklerle ait termomanyetik eğriler Şekil 4.4 ile gösterilmiştir. Isıtma işlemi sonucu örneklerin süseptibilite değerlerinde görülen artış örneklerde yeni minerallerin oluşumuna işaret etmektedir. Bu ise manyetitin ısınma sonrası titanyumlu

manyetite dönüşümünü göstermektedir. Eosen yaşlı BZ19, BZ20, BZ21 ve BZ22 nolu örneklerde 580 °C lik Curie sıcaklığı, örnek içerisinde manyetit mineralinin varlığını göstermektedir.



Şekil 4.4: Orta Eosen yaşlı örneklerin termomanyetik eğrileri.

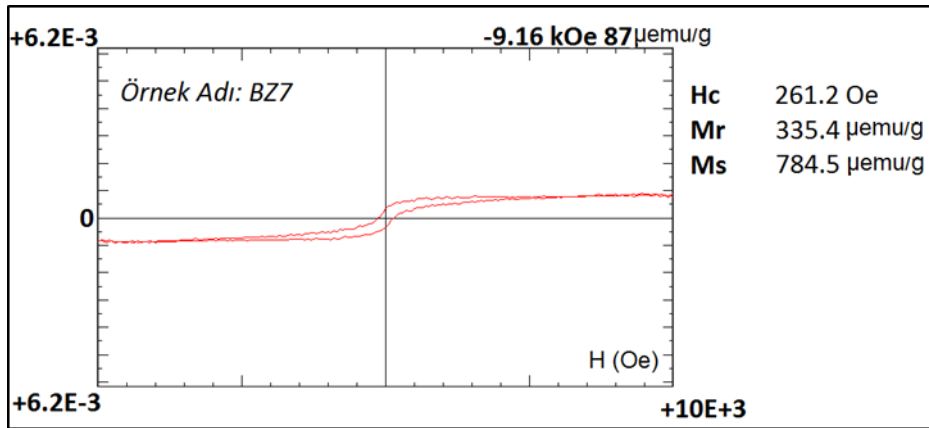
Şekil 4.5 ile verilen Orta Miyosen yaşlı örneklerle ait termomanyetik eğrilerde oda sıcaklığındaki süseptibilitelerinin çok fazla değişmediği buna bağlı olarak örnek içerisinde alterasyon gerçekleşmediği görülmektedir. BZ2 ve BZ6 nolu örneklerde 580°C lik Curie sıcaklığı örnekler içerisinde manyetit olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.5: Orta Miyosen yaşlı örneklerin termomanyetik eğrileri.

4.1.2. Histerisiz Ölçüm Sonuçları

34 mevkiiden elde edilen örneklerin domen yapılarını belirleyebilmek adına yapılan Histerisiz parametreleri, ETH Zürih Üniversitesi Manyetizma Laboratuvarında bulunan VSM cihazıyla gerçekleştirilmiştir. Çalışma alanında örneklenen kayalardan her birini temsil edecek pilot örnekler seçilerek histerisiz ölçümleri sonucu elde edilen H_c : örneğin koersif kuvveti ve H_{cr} : örneğin kalıntı mıknatıslanma kazandığı koersif kuvveti olmak üzere koersivite oranları H_{cr}/H_c ve J_s : örneğin doygun mıknatıslanma şiddeti ve J_{rs} : örneğin kazandığı kalıntı mıknatıslanma kazanma şiddeti olmak üzere kalıntı mıknatıslanma oranları J_{rs}/J_s parametreleri ile örneklerin domen yapıları incelenmiştir. Örneklerin bir kısmı mıknatıslanma şiddeti zayıf olan kireçtaşlarından oluştukları için duraylı histerisiz eğrisi bu örneklerde elde edilememiştir. BZ7 adlı örneğe ait histerisiz eğrisi Şekil 4.6 ve seçilen pilot örneklere ait histerisiz parametreleri Tablo 4.1 ile verilmiştir.

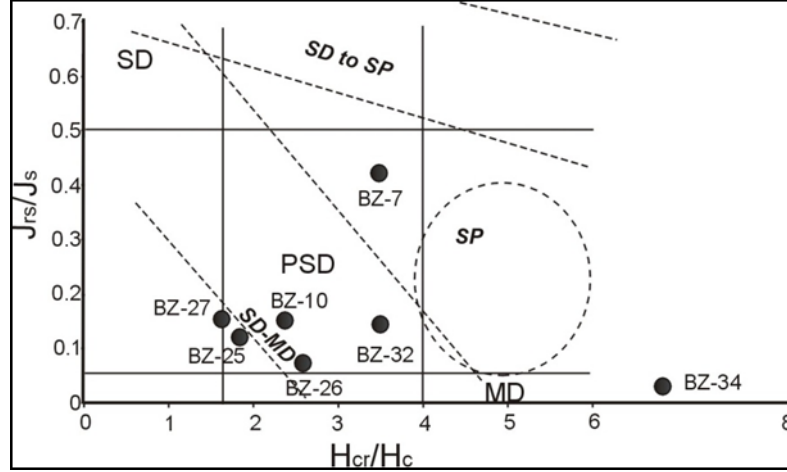


Şekil 4.6: BZ7 adlı örneğe ait histerisiz eğrisi.

Tablo 4.1: Pilot örneklere ait histerisiz parametreleri.

Mevkii	H_{cr}	H_c	J_{rs}	J_s	H_{cr}/H_c	J_{rs}/J_s
BZ-7	897	261.2	335.4	784.5	3.43	0.43
BZ-10	20.84	9.2	20.4	134.9	2.26	0.15
BZ-25	287.6	159.8	54.59	404.4	1.8	0.13
BZ-26	499.4	200.9	13.63	168.7	2.48	0.08
BZ-27	263.7	158.6	7.257	48.59	1.66	0.15
BZ-32	52.36	15.42	31	192.1	3.39	0.16
BZ-34	173	25.65	4.315	166	6.74	0.03

Örneklerin genel olarak J_{rs}/J_s parametresi 0.03 – 0.43 ve H_{cr}/H_c parametresi 1.66 – 6.74 aralıklarında değişmektedir. BZ34 nolu örnekte ise 25.65'dir. Şekil 4.7 ile verilen Day diyagramında (Day ve diğ., 1977) örneklerin tane yapılarının yalancı-tek domenli bölgeye karşılık geldiği görülürken, BZ34 nolu örnek çoklu domen yapısına sahiptir.



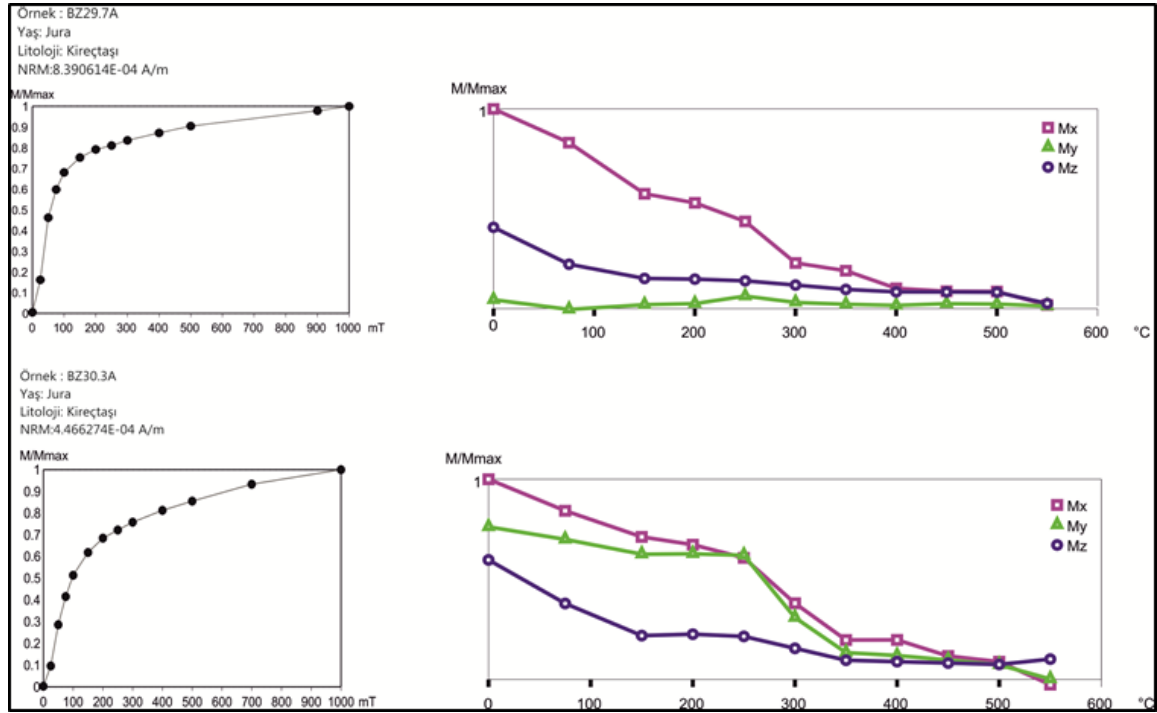
Şekil 4.7: Pilot örneklerin day diyagramında gösterilmesi.

4.1.3. Eş – Isıl Kalıntı Mıknatıslanma ve Üç Eksenli Isısal Temizleme Deneyi

Örneklere ait EIKM incelendiğinde genel olarak 200-300 mT'da elde edilen doyumluk ile düşük koersiviteli mineralin baskın olduğu bunun da üç eksenli temizleme işlemi sonucu 250-550 °C 'de temizlendiği görülmüştür. Örneklerin bazılarında EIKM eğrisinde 1 T'ya kadar doyumluğun elde edilemediği görülmüştür (BZ29, 30, 3, 5, 7, 17, 23, 24). Bu örneklerde yüksek koersiviteli mineral 120 °C 'de mıknatıslanmasını yitirdiğinden bu örneklerde hematitin varlığının söz konusu olduğu söylenebilmektedir. Bir diğer kireçtaşı Grubunda ise (BZ7, 24) yüksek koersiviteli minerale ait bloklanmama sıcaklığı 600 °C'nin üzerinde olup, Hematit mineralinin varlığına işaret etmektedir.

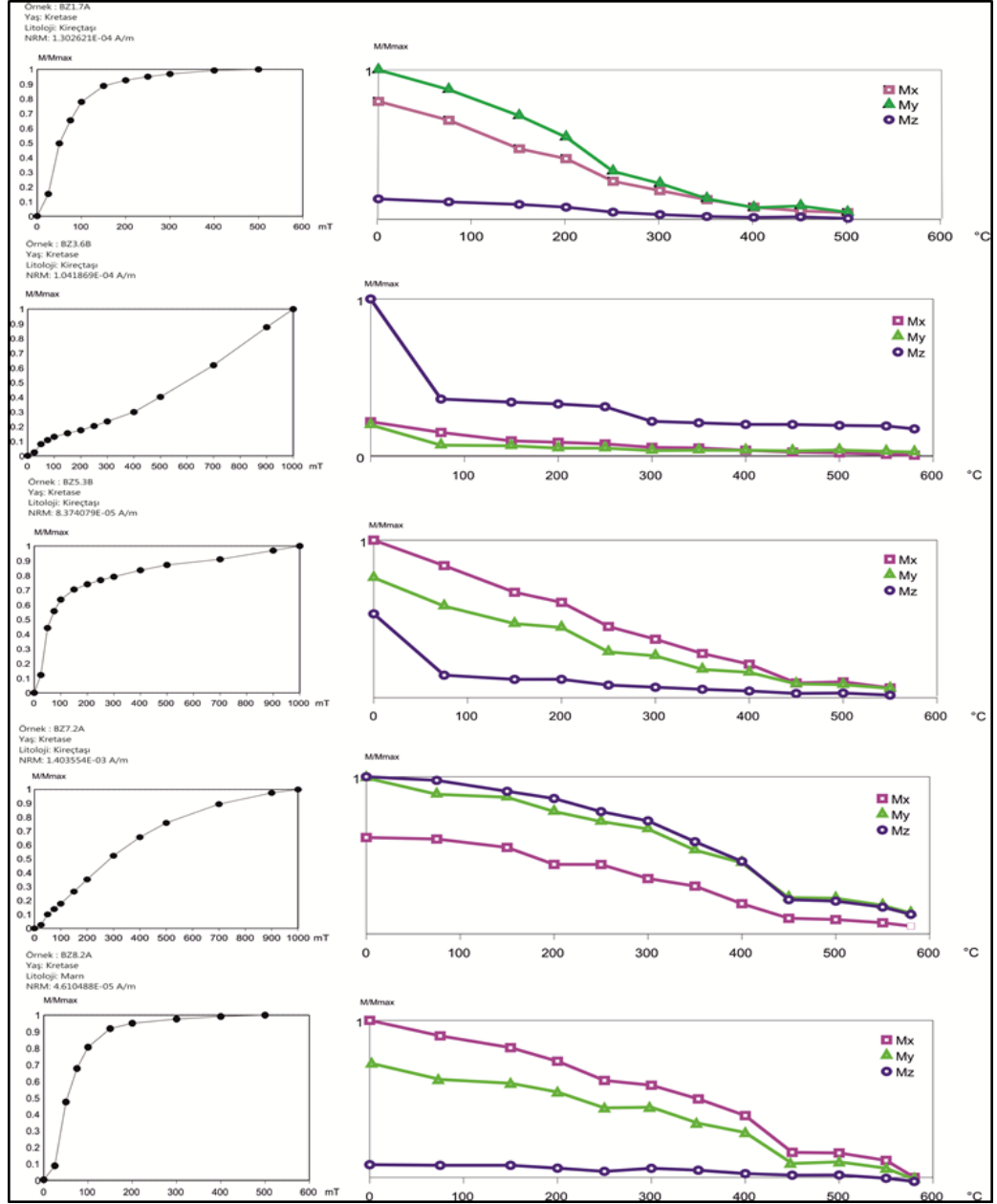
Yaşlara göre örnekler göz önüne alındığında; Üst Jura – Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarına ait eş-ısı kalıntı mıknatıslanma eğrilerinde 1 T alan karşısında doyumluğa ulaşmadığı görülmektedir (BZ29.7A ve 30.3A). Bu örneklerde yüksek koersiviteye sahip minerallerin baskın olduğu görülmektedir. Ancak aynı örneklere ait üç-eksende demanyetizasyon eğrileri göz önüne alındığında, düşük, orta ve yüksek bileşenin baskın olduğu görülmektedir. Bu bileşenler mıknatıslanmalarını 400-550 °C'de yitirmektedirler. Bu da mıknatıslanmadan sorumlu mineralin titanyumlu manyetit

olduğuna işaret etmektedir. Bu örneklere ait Curie eğrilerinde de bu durum gözlenmektedir (Şekil4.8).



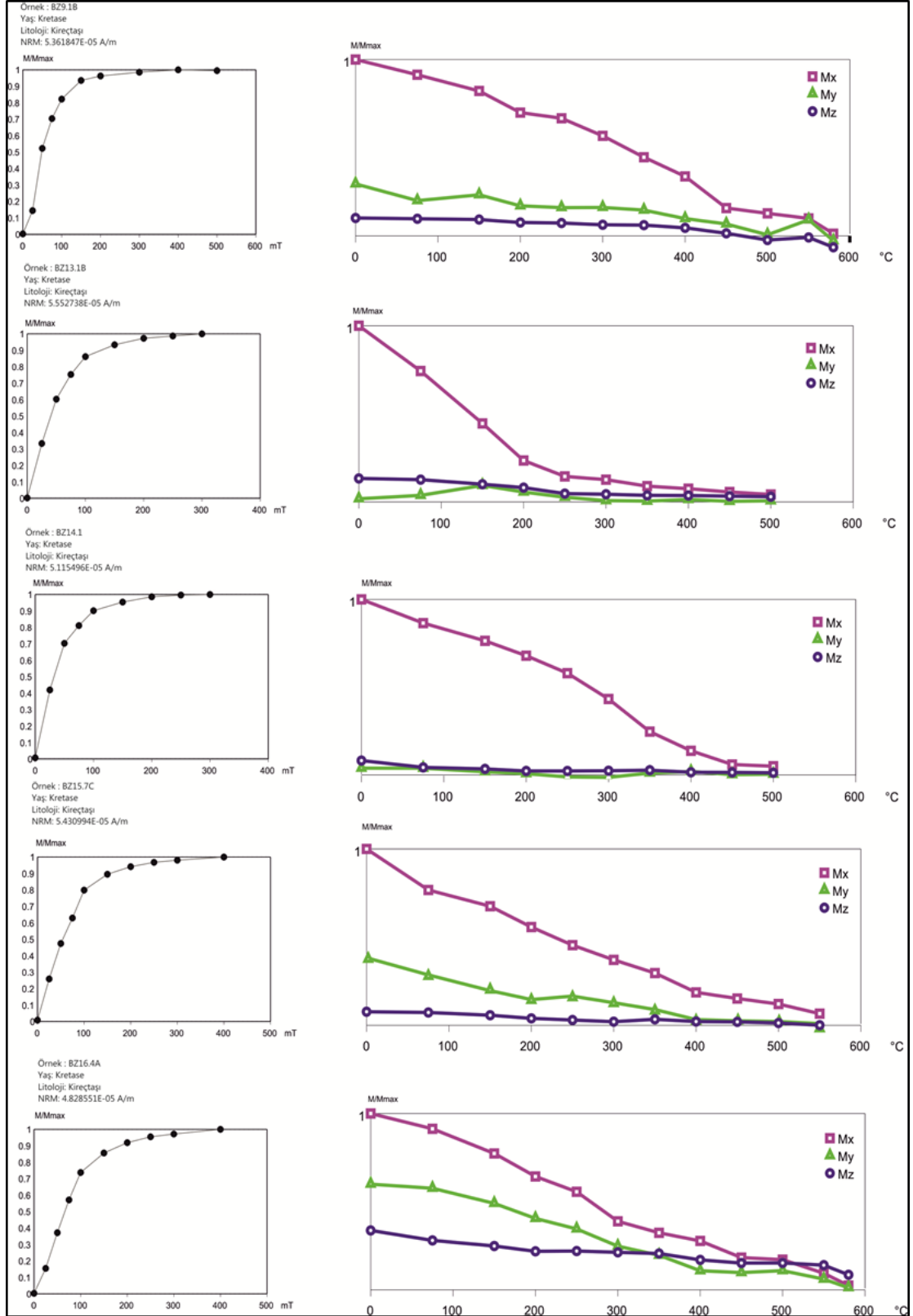
Şekil 4.8: Üst Jura – Alt Kretase yaşlı örneklere ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi.

Şekil 4.9 – 4.11 ile verilen Üst Kretase yaşlı örneklerde koersiviteleri yüksek olan minerallere ait demanyetizasyon eğrilerinde yüksek koersiviteli bileşenin 75 (BZ3.6B ve BZ5.3B) veya 150 (17.7B) °C’de düşüş göstermesi bu örneklerde bir miktar geotitin varlığını göstermektedir. Diğer kireçtaşı örneklerinde ise (BZ1.7A, BZ23.4A ve BZ13.1B), her üç bileşenin 350-400 °C’de mıknatıslanmalarını yitirmesi örnek içerisinde titanyumlu manyetitin yanısıra maghemitin varlığına işaret ettiği görülmektedir.

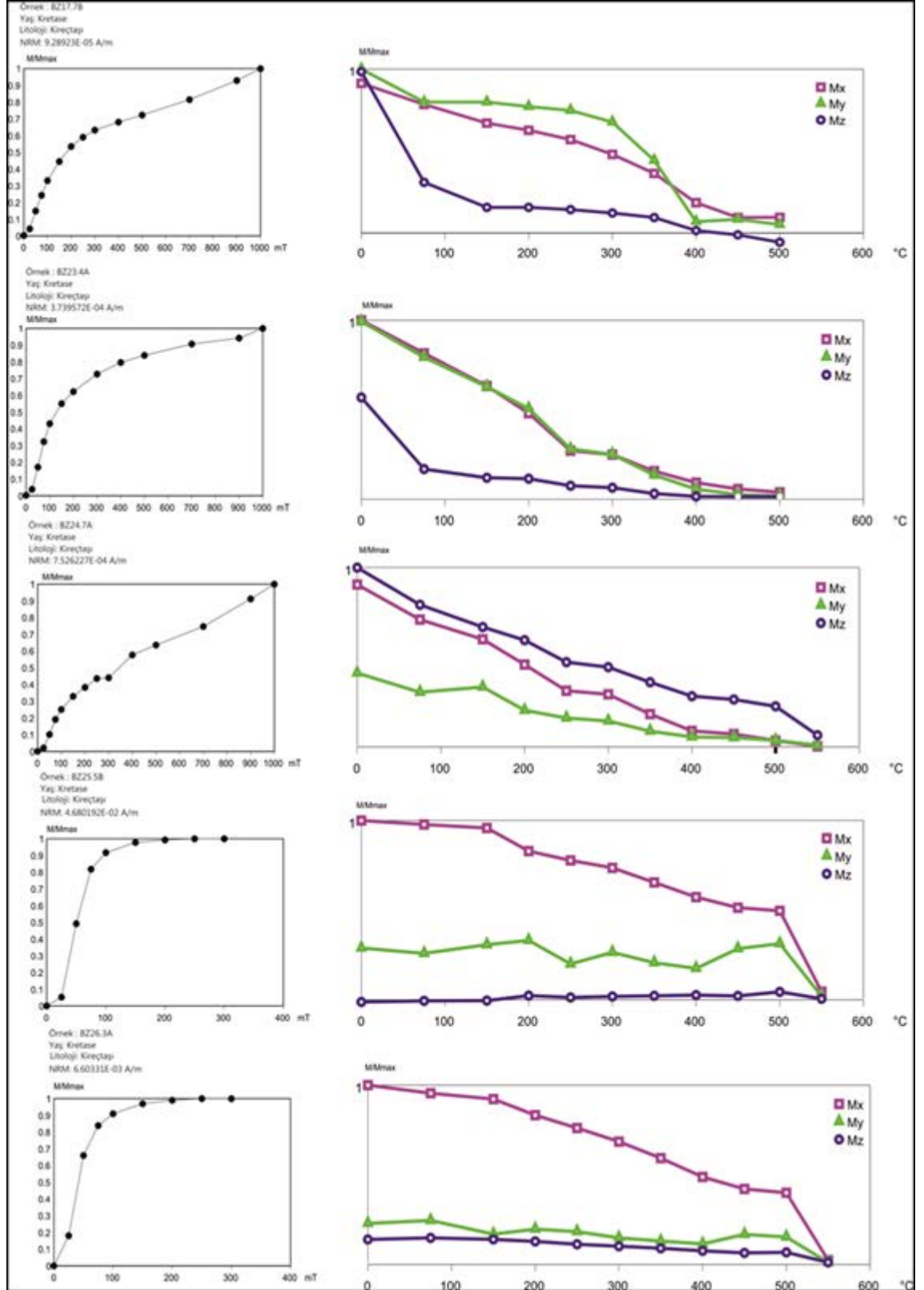


Şekil 4.9: Üst Kretase yaşlı örnekler için EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi.

Bazı örnekler 1T alan verilmesine karşın doygunluğa ulaşmadığı görülmektedir (BZ7.2A, BZ33.7A, BZ24.7A). Demanyetizasyon eğrilerinde görülen 3 bileşeninde 550 – 580 °C de mıknatıslanmayı yitirmesi titanyumlu manyetit varlığını göstermektedir.

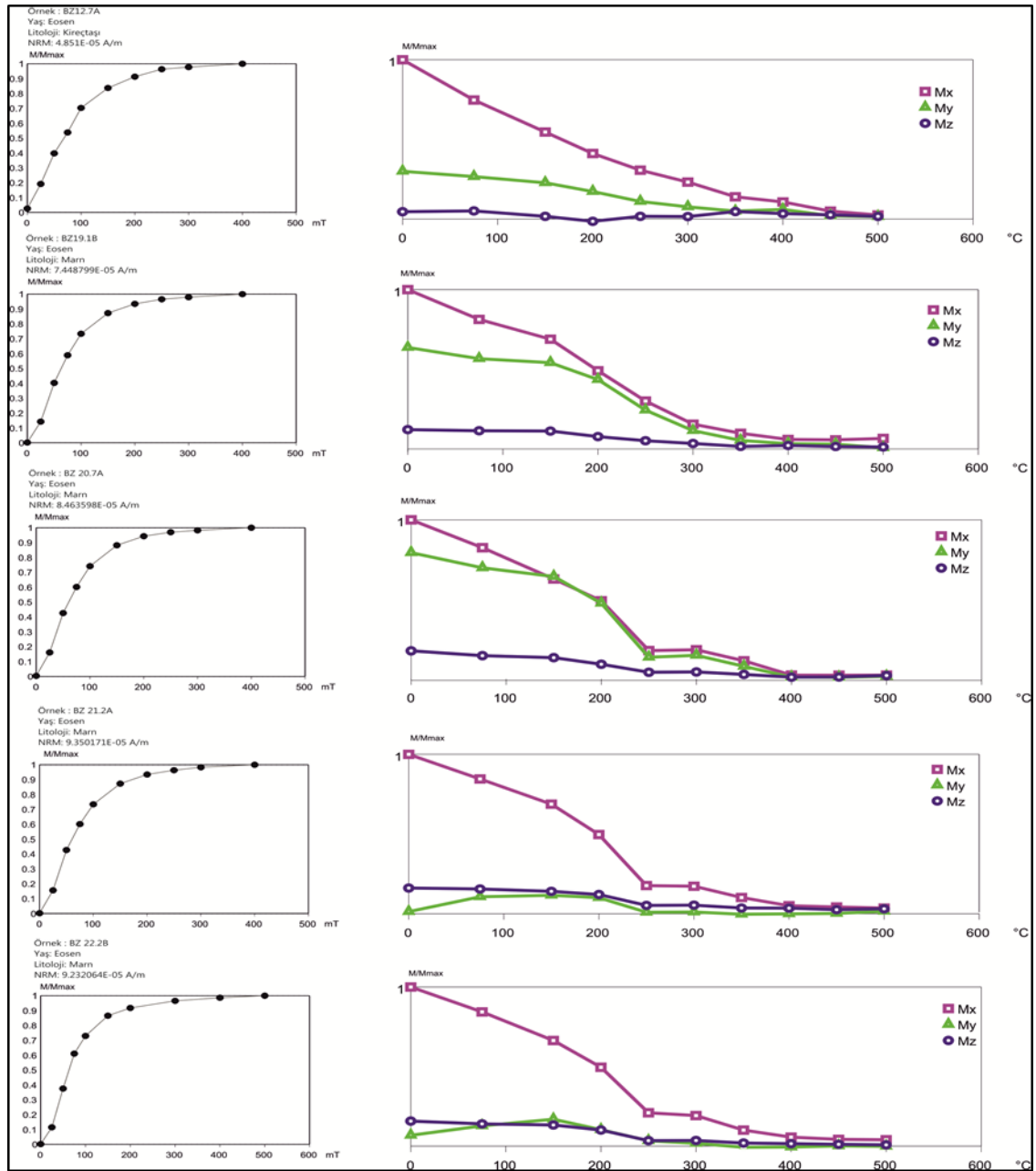


Şekil 4.10: Üst Kretase yaşlı örneklerle ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi (Şekil 4.10 devamı).



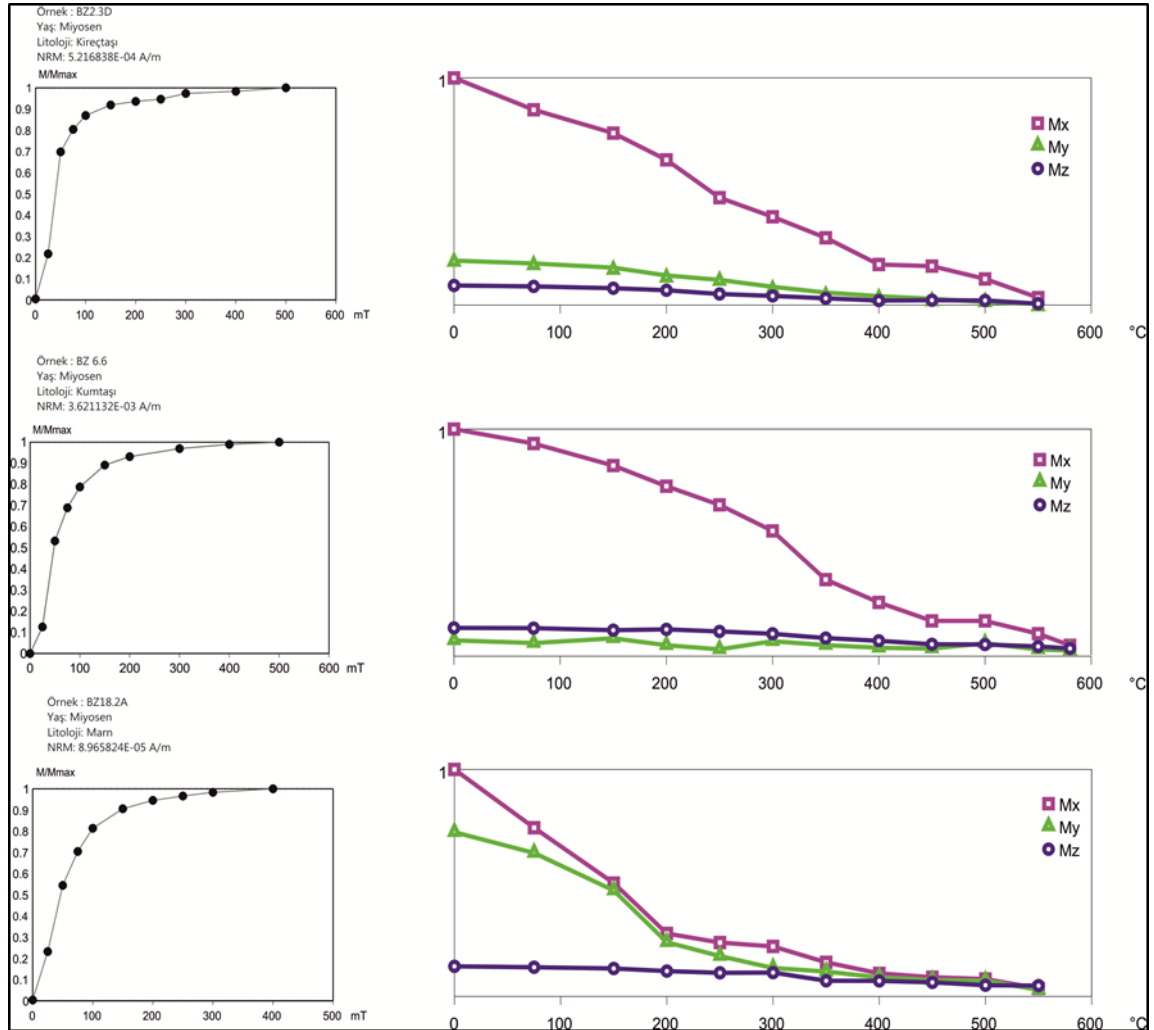
Şekil 4.11: Üst Kretase yaşlı örneklerle ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi (Şekil 4.10 devamı).

Şekil 4.12 ile verilen Orta Eosen yaşlı kireçtaşı örneklerinde 400 – 500 mT civarı doygunluğa ulaştığı görülmektedir. Örneklerde yüksek koersiviteli bileşenin var olmadığı, düşük koersiviteli bileşenin 300-500 °Cde temizlendiği görülmektedir (Şekil 4.12; BZ12.7a, BZ21.2a,b). Orta koersiviteli bileşen ise bazı mevkilerde düşük koersiviteli bileşen ile birlikte görülmektedir (Şekil 4.12; BZ19, 1a, BZ20, 7a).



Şekil 4.12: Orta Eosen yaşlı örneklere ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi.

Orta Miyosen yaşı çoğu kireçtaşı ve kumtaşı örneklerinde (Şekil 4.13) sadece düşük koersiviteli bileşenin varlığı görülmüştür. Bu bileşen ise 400 - 500 °C'de tamamen temizlenmiş olup, titanyumlu manyetit miktansızlanmadan sorumlu olduğuna işaret etmektedir. BZ18.2a nolu mevkide ise hem düşük hem orta koersiviteli bileşenin var olduğu ve 400°C'de temizlendiği görülmektedir (Şekil 4.13).



Şekil 4.13: Orta Miyosen yaşı örneklerle ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi.

4.1.4. Manyetik Duyarlılığın Anizotropisi ((MDA)/ Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)) Ölçüm Sonuçları

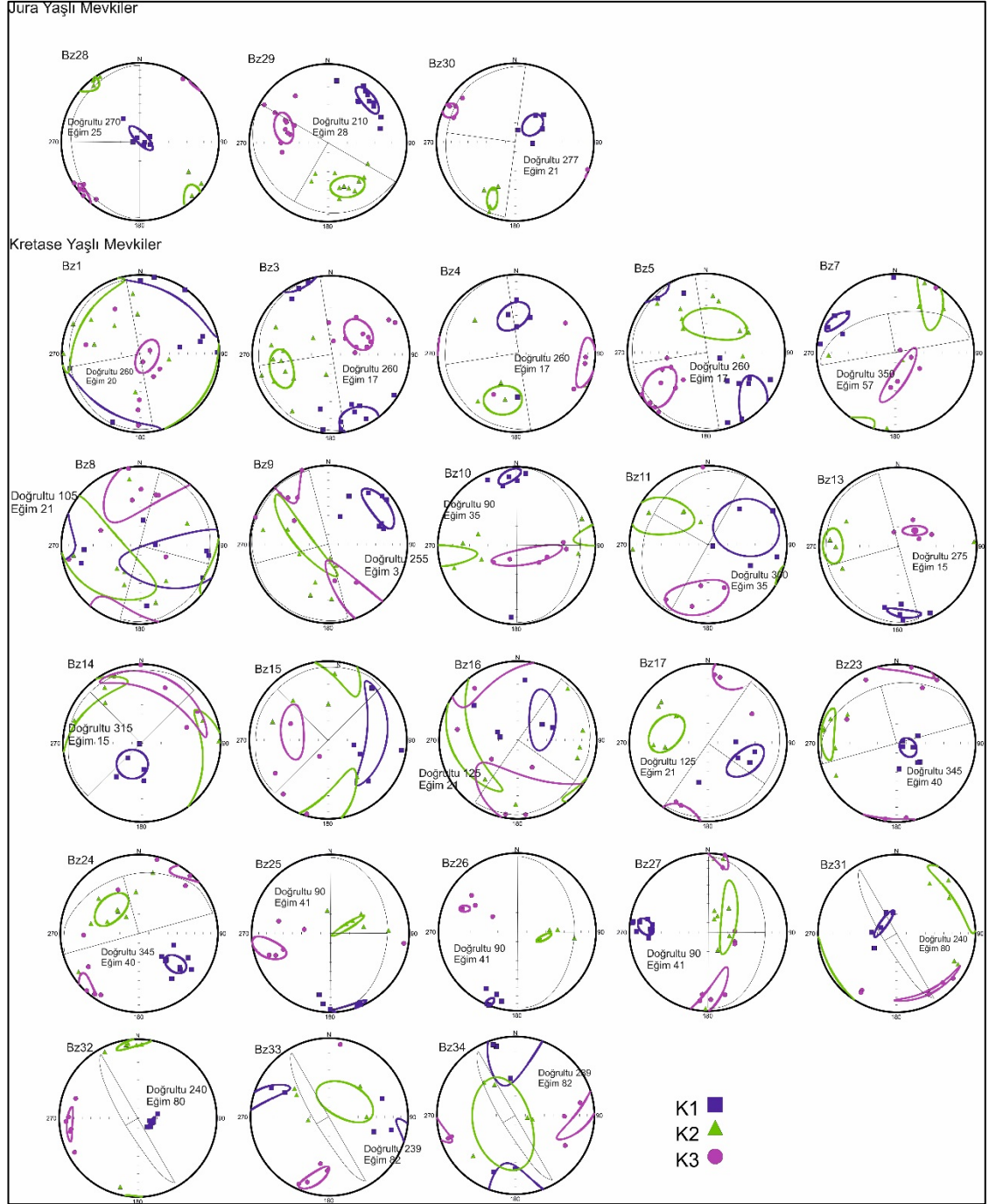
Çalışma alanında 34 farklı mevkide örneklenen Üst Jura-Miyosen yaşı kireçtaşı, kumtaşı, ve marn örneklerinden toplam 240 karot örneği üzerinde AMS ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Örneklerin, İsviçre'deki ETH Zürih Manyetizma Laboratuvarı'nda bulunan Agico firmasına ait Kappa Köprüsü manyetik duyarlılık (süseptibilite) ölçüm

cihazı (Agico MFK1- FA) kullanılarak 15 farklı ölçüm pozisyonunda ölçümleri gerçekleştirilmiştir.

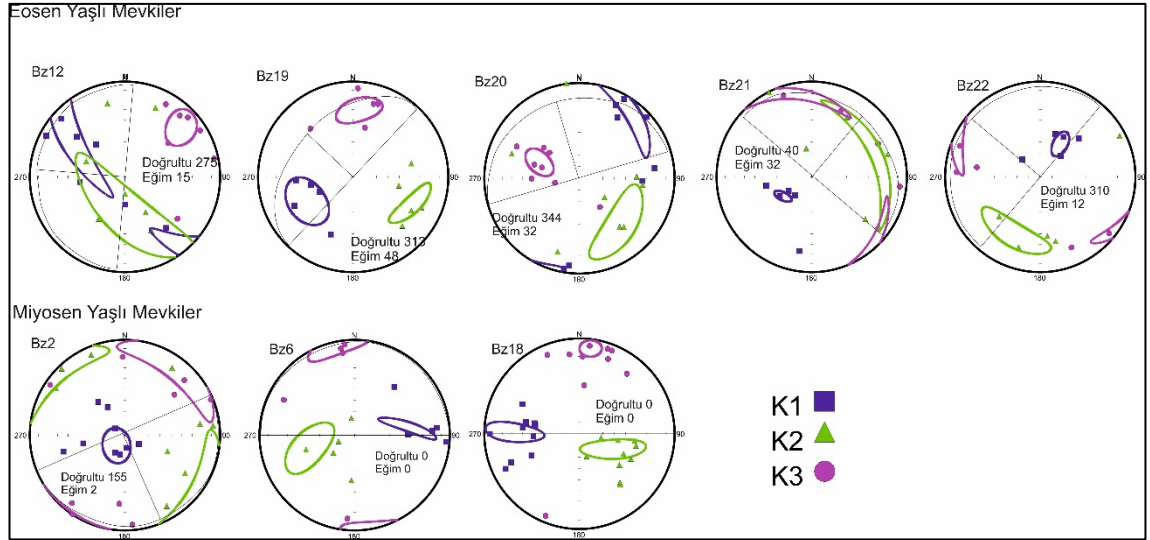
Ölçüm sonucunda herbir örneğin farklı eksenlerindeki manyetik duyarlılık değerlerinden AMS elipsoidinin ana eksenlerini tanımlayan maksimum (k_1), ortaç (k_2) ve minimum (k_3) manyetik duyarlılık değerleri hesaplanmıştır. Mevkilere ait elipsoid eksenlerinin (k_1, k_2, k_3) stereografik projeksiyon üzerindeki dağılımları incelendiğinde genel olarak örneklerin büyük kısmında hem foliasyon hem lineasyon gelişimini birlikte gösteren yapılar ortaya çıkmıştır (Şekil 4.14-15). Bu örneklerle ait şekil parametrelerinin grafiklenmesi sonucu örneklerin hem yayvan hem yassı elipsoid şeklinde olduğu görülmüştür (Şekil 4.15). Düzeltilmiş anizotropi derecesi P_j 1.006 - 1.125 ve Biçim anizotropisi T ise -0.064 – 1.111 arasında değişmektedir.

Şekil 4.15’de manyetik lineasyon ve tabaka doğrultusu arasındaki ilişki göz önüne alındığında Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarında lineasyonun tabaka doğrultusu yönünde geliştiği görülmektedir.

Üst Kretase yaşlı örneklerde manyetik foliasyon yönünün tabakalanma doğrultusu arasındaki ilişki BZ1, BZ3, BZ4, BZ5, BZ7, BZ10 ve BZ 13 nolu örneklerde görülürken, BZ14, BZ17, BZ23, BZ27, BZ31 ve BZ 32 nolu mevkilerde manyetik lineasyonun tabakalanma doğrultusunda geliştiği görülmektedir (Şekil 4.14).



Şekil 4.14: Üst Jura – Alt Kretase ve Üst Kretase yaşı mevkiler için temel bileşen eksenlerine ait stereografik projeksiyonlar ve emniyet çemberleri coğrafik koordinatlarda gösterilmiştir (Büyük daireler tabakalanma düzlemini göstermektedir).



Şekil 4.15: Orta Eosen – Orta Miyosen yaşlı mevkiler için temel bileşen eksenlerine ait stereografik projeksiyonlar ve emniyet çemberleri coğrafik koordinatlarda gösterilmiştir (Büyük daireler tabakalanma düzlemini göstermektedir).

Orta Eosen yaşlı örneklere manyetik lineasyon ve foliasyonun tabakalanmaya paralel geliştiği (BZ12, BZ19, BZ20) veya tabakalanma yönünde (BZ21, BZ22) geliştiği görülmektedir (Şekil 4.15). Manyetik lineasyonun tabakalanma yönünde bir ilişki gösterdiği Miyosen yaşlı BZ 2 nolu mevkide de görülmektedir.

Tablo 4.2: Yaşlara göre manyetik duyarlılık parametreleri (L:Lineasyon derecesi ($(\kappa_1/2)-1$); F:Foliasyon derecesi ($(\kappa_2/\kappa_3) - 1$); Pj: Düzeltilmiş anizotropi derecesi ($\exp\{2[(\eta_1-\eta)2+(\eta_2-\eta)2+(\eta_3-\eta)2]\}^{1/2}$; $\eta_1 = \ln K_1$, $\eta_2 = \ln K_2$, $\eta_3 = \ln K_3$ ve $\eta_m = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3$); T: Şekil faktörü $T = [2(\ln K_2 - \ln K_3) / (\ln K_1 - \ln K_3)] - 1$); P: Anizotropi derecesi ($(\kappa_1/\kappa_3) - 1$) k_1 : maksimum duyarlılık eksen, k_2 : ortaç duyarlılık eksen, k_3 : minimum duyarlılık eksen).

Mevkii	N	K ₁	K ₂	K ₃	K _{ort}	L	F	P	P _j	T
Jura Yaşlı Mevkiiler										
BZ28	7	1.008	1.001	0.990	8.29E ⁻⁵	1.007	1.011	1.018	1.018	0.234
BZ29	11	1.010	1.001	0.989	6.16E ⁻⁵	1.009	1.012	1.021	1.021	1.111
BZ30	5	1.006	1.001	0.994	2.48E ⁻⁵	1.005	1.007	1.012	1.012	0.163
Geç Kretase Yaşlı Mevkiiler										
BZ1	9	1.008	1.003	0.989	3.73E ⁻⁰⁵	1.005	1.015	1.019	1.020	0.501
BZ3	12	1.006	1.001	0.994	2.48E ⁻⁰⁵	1.005	1.007	1.012	1.012	0.163
BZ4	5	1.007	1.000	0.993	1.86E ⁻⁰⁵	1.006	1.007	1.014	1.014	0.082
BZ5	10	1.005	1.001	0.993	6.92E ⁻⁰⁵	1.004	1.008	1.012	1.012	0.374
BZ7	6	1.015	0.999	0.985	1.55E ⁻⁰⁴	1.016	1.014	1.030	1.030	-0.046
BZ8	8	1.004	1.000	0.996	2.45E ⁻⁰⁵	1.005	1.003	1.008	1.008	-0.139
BZ9	8	1.016	0.998	0.986	5.71E ⁻⁰⁵	1.018	1.012	1.031	1.031	-0.194
BZ10	6	1.041	0.996	0.963	6.58E ⁻⁰²	1.044	1.035	1.080	1.081	-0.123
BZ11*	6	1.004	1.002	0.994	2.44E ⁻⁰⁵	1.002	1.008	1.010	1.011	0.542
BZ13	5	1.041	1.003	0.956	4.92E ⁻⁰⁶	1.037	1.050	1.089	1.089	0.140
BZ14	5	-0.989	-1.005	-1.009	-1.16E ⁻⁰⁵	1.005	1.019	1.024	1.025	0.601
BZ15*	5	-0.987	-0.998	-1.015	-1.23E ⁻⁰⁵	1.016	1.012	1.028	1.029	-0.155
BZ16	6	1.003	0.999	0.998	3.58E ⁻⁰⁵	1.004	1.001	1.006	1.006	-0.501
BZ17	5	1.012	1.006	0.982	3.20E ⁻⁰⁵	1.007	1.024	1.031	1.032	0.558
BZ23	7	1.013	0.997	0.990	9.47E ⁻⁰⁵	1.016	1.007	1.023	1.024	-0.384
BZ24	9	1.017	0.995	0.988	1.31E ⁻⁰⁴	1.022	1.007	1.030	1.031	-0.508
BZ25	6	1.042	0.998	0.960	3.20E ⁻⁰³	1.045	1.039	1.086	1.086	-0.064
BZ26	5	1.051	1.012	0.937	2.52E ⁻⁰³	1.039	1.080	1.122	1.125	0.340
BZ27	9	1.027	0.992	0.981	3.54E ⁻⁰³	1.035	1.011	1.047	1.049	-0.507
BZ31	5	1.019	0.994	0.987	9.24E ⁻⁰⁴	1.025	1.007	1.032	1.034	-0.541
BZ32	6	1.024	0.994	0.981	8.39E ⁻⁰⁴	1.030	1.013	1.044	1.045	-0.383
BZ33	5	1.006	1.003	0.991	7.69E ⁻⁰⁵	1.002	1.013	1.015	1.016	0.675
BZ34*	5	1.004	1.001	0.995	6.32E ⁻⁰³	1.003	1.006	1.009	1.009	0.328
Eosen Yaşlı Mevkiiler										
BZ12*	7	-0.992	-0.996	-1.012	-1.08E ⁻⁰⁵	1.017	1.003	1.020	1.022	-0.670
BZ19	5	1.012	0.999	0.989	2.98E ⁻⁰⁵	1.013	1.010	1.023	1.023	-0.133
BZ20	8	1.011	1.005	0.983	2.22E ⁻⁰⁵	1.006	1.023	1.028	1.030	0.593
BZ21	5	1.028	0.991	0.982	9.65E ⁻⁰⁶	1.037	1.009	1.047	1.050	-0.600
BZ22	5	1.015	0.999	0.986	1.23E ⁻⁰⁵	1.016	1.012	1.029	1.029	-0.152
Miyosen Yaşlı Mevkiiler										
BZ2	9	-0.526	-0.566	-0.575	-2.94E ⁻⁰⁶	1.016	1.077	1.094	1.100	0.652
BZ6	5	1.025	1.011	0.964	3.58E ⁻⁰³	1.013	1.049	1.063	1.066	0.561
BZ18	10	1.027	1.014	0.959	1.50E ⁻⁰⁵	1.013	1.057	1.071	1.076	0.624
* Sağılım Gösteren Mevkiiler										

4.2. PALEOMANYETİK SONUÇLAR

4.2.1. Demanyetizasyon Sonuçları

Tez çalışması kapsamında örneklenen 34 mevkiden elde edilen 390 adet örneğin paleomanyetik ölçümleri ETH Zürih Üniversitesi Manyetizma Laboratuvarı olanakları kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Her mevkiden elde edilen pilot örnekler uygulanan alternatif alan ve ısısal temizleme işlemi sonucunda, hangi temizleme yöntemine karşı duyarlı sonuç verdiği belirlenmiştir. Örneklerin uygun temizleme yöntemi ile ikincil mıknatıslanmalarının temizlenmesi ve Zijdeveld (1967) diyagramlarında değerlendirilmesinden sonra herbir mevkinin yaşlara bağlı olarak grup ortalamaları hesaplanmıştır. Yaşlara göre gruplandırılmış örneklerle ait konum, litoloji bilgileri ve kalıntı mıknatıslanma vektör parametreleri Tablo 4.3’de verilmektedir.

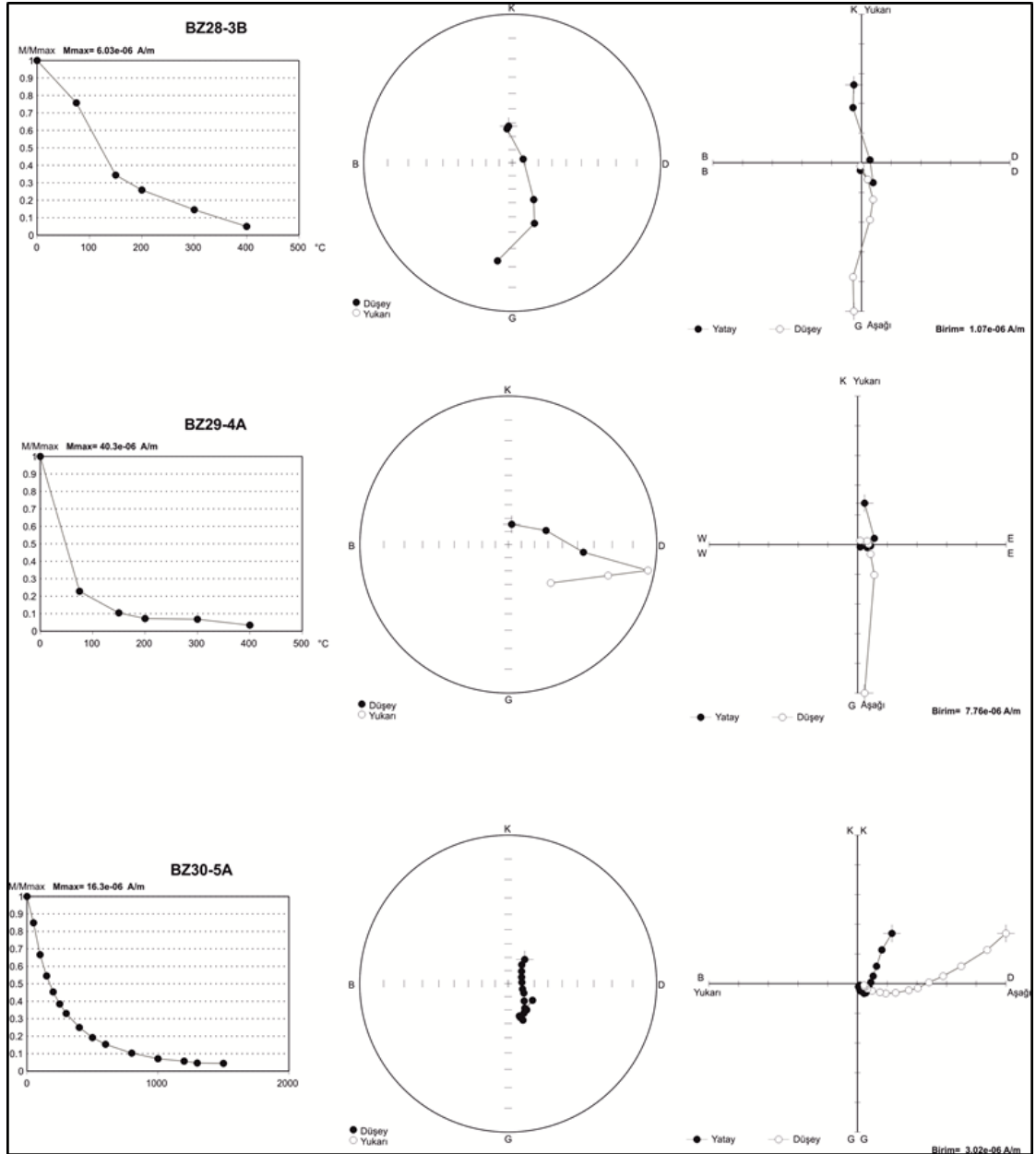
Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı örneklerine ait mıknatıslanma şiddet değerleri $6.3 - 40.3 \times 10^{-6}$ A/m olarak değişmektedir (Şekil 4.16). BZ28 ve BZ29 nolu örnekler alternatif alan ile temizlenemediğinden ısısal yöntem ile temizlenmiştir. 400 °C de temizlenen bu örnekler BZ29 nolu örnek ters polariteli olmak üzere 200 °C den sonra orjine yöneldiği görülmektedir. Doğal kalıntı mıknatıslanma değeri 16.3×10^{-6} A/m olan BZ30 nolu örnekte 1500 Oe alternatif alanda temizlenmiş ve bu alan değerinden itibaren orjine doğru yönelmiştir. Bu örneğe ait mıknatıslanmasının yarısını yitirdiği alan değeri (medium destructive field (MDF)) 130 Oe dir.

Üst Kretase yaşlı kireçtaşı örneklerine ait mıknatıslanma şiddet değerleri 0.474×10^{-6} ile 92.6×10^{-6} A/m aralığında değişmektedir (Şekil 4.17). BZ1-5A ve 7-4B nolu örnekler alternatif alan ile temizlenemediğinden ısısal temizleme uygulanmıştır. BZ1-4B nolu örnek mıknatıslanmasını 600 Oe de mıknatıslanmasını kaybetmiş, 50 Oe değerinde orjine doğru yönelmiştir. MDF değeri 125 Oe dir. BZ8-4 nolu örnek mıknatıslığını 200 Oe da kaybetmiş ve 100 Oe da orjine doğru yönelmiştir. MDF değeri 100 dür. BZ5-1A nolu örnek 250 °C de mıknatıslanmasını yitirmiştir. 150 °C değerinde ise orjine doğru yönelime başlamıştır. BZ7-4B nolu örnek 550 °C de mıknatıslanmasını yitirmiş ve 250 °C de orjine yönelmiştir.

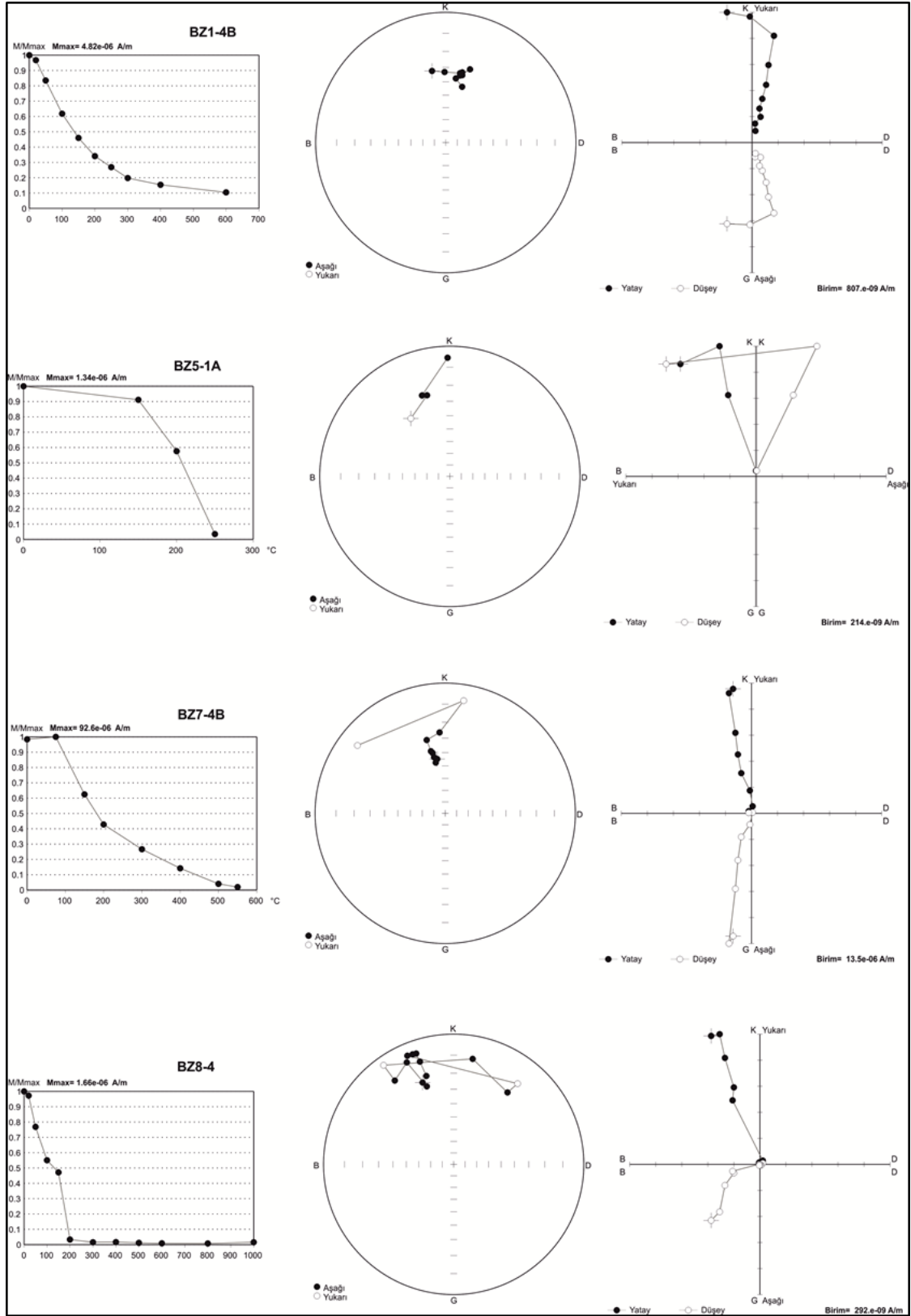
Tablo 4.3: Yaşlara Göre Gruplandırılmış Mevkiilerin Ortalama Kalıntı Miknatıslanma Vektör Parametreleri (D_g: Tektonik düzeltme öncesi sapma açısı, I_g: Tektonik Düzeltme öncesi eğim açısı, D_s: tektonik düzeltme sonrası sapma açısı, I_s: Tektonik düzeltme sonrası eğim açısı, α₉₅: Güvenlik Çemberi (* olan mevkiiler grup ortalamasına katılmamıştır).

Mevki	Litoloji	Enlem(°K)	Boylam(°D)	Doğrultu/E gim	N/n	D _g	I _g	D _s	I _s	α ₉₅	k
Jura											
BZ28	Neritik Kireçtaşı	37.19234	36.71932	270/25	8/7	55.3	74.4	22.3	54.3	8	57.5
BZ29	Neritik Kireçtaşı	37.17183	36.70072	250/20	11/7	40.5	62.5	17.9	49.1	5.3	131.4
BZ30	Neritik Kireçtaşı	37.16549	36.68879	277/21	9/8	65.7	80.4	25.0	62.7	11.8	27.1
						3/3	49.6	72.7		15	68.2
(BZ28, 29, 30)								21.3	55.3	11.1	124.9
Geç Kretase											
BZ1	Kumlu Kireçtaşı	37.28419	38.71214	260/20	20/13	347.7	55.3	348.4	35.3	7.3	33.05
BZ3*	Killi Kireçtaşı	37.51998	38.22031	260/17	15/8	11	65.7	3.1	49.4	22.7	17.3
BZ4	Killi Kireçtaşı	37.52633	38.21911	260/17	6/6	344	51.5	347.1	34.5	12.4	14.3
BZ5	Kumlu Killi Kireçtaşı	37.53591	38.21717	260/17	9/7	338.7	45	341	28.3	5.7	182.7
						4/3	343.1	50.7		9.1	185.3
G-K1 (BZ1, 4, 5)								344.8	32.8	7.6	261.7
BZ7	Kireçtaşı	37.96970	38.89452	350/57	8/6	333.7	26.6	5.5	27	14.5	22.3
BZ8	Marn	37.94882	38.86003	35/25	9/7	339	8	343.9	28.2	6.2	118.8
BZ9*	Kireçtaşı	37.94526	38.85111	255/3	10/8	283.6	28.9	285	27.7	14.2	16.7
BZ10*	Kumtaşı	37.90674	38.28389	90/35	11/10	205.4	-8.9	213.4	-40.2	6.8	51.7
BZ11	Kireçtaşı	37.90499	38.29741	300/35	15/10	339.9	44.7	354.9	18.3	6.3	58.9
BZ13	Kireçtaşı	37.84244	38.30418	255/15	18/7	357.7	55.9	354.4	41.2	3.1	130.7
BZ14*	Kireçtaşı	37.83812	38.30693	315/15	10/8	-	-	-	-	-	-
BZ15	Kireçtaşı	37.83799	38.31069	315/15	10/7	1.7	48.4	10.4	36.7	3.1	130.7
BZ16	Killi Kireçtaşı	37.75807	37.73318	125/21	9/9	140.5	-53.4	157.4	-40.6	11.1	22.6
						341.3	40.4			18.2	14.5
G-K2(BZ7, 8, 10, 11, 13, 15, 16)								354.6	32.5	11.5	35.1

Mevkii	Litoloji	Enlem(°K)	Boylam(°D)	Doğrultu/ Eğim	N/n	D _g	I _g	D _s	I _s	α_{95}	k
BZ17*	Kireçtaşı	37.76262	37.72503	125/21	13/8	-	-	-	-	-	-
BZ23	Kireçtaşı	37.39375	36.83211	345/40	12/7	336	49.5	17.7	40.4	4.1	219.9
BZ24	Kireçtaşı	37.39326	36.83473	345/40	8/7	358.1	51.2	30	30.4	3.7	422.6
BZ25*	Kireçtaşı	37.23997	36.77610	90/41	16/7	275.5	62.2	220.4	44.2	12.3	25.1
BZ26	Kireçtaşı	37.23758	36.77602	75/30	10/5	197	-8.5	203.8	-33.2	14.7	28.2
BZ27	Kireçtaşı	37.21532	36.77253	90/40	19/9	200	4.3	204.1	-33.3	26.8	22.4
								6/4	6.4	27.3	40.3
G-K3(BZ23, 24, 26, 27)								24	34.3	6.8	185.9
BZ31	Kireçtaşı	37.24307	36.48011	235/70	11/7	298.1	-76.2	152.4	-32.3	26.8	22.4
BZ32*	Kireçtaşı	37.24274	36.47992	240/80	18/9	148.5	39.3	332.3	60.7	23.7	5.7
BZ33	Pelajik Kireçtaşı	36.99872	35.92658	249/82	11/11	20	-58.8	122.4	-26.2	6.8	46
BZ34	Marn	37.01139	35.96451	330/85	7/4	132.7	7.2	141.2	-17.2	26.9	12.6
								4/3	329.1	-52.8	77.1
G-K4(BZ31, 33,34)								142.9	-26.5	17.4	5.1
Eosen											
BZ12	Kireçtaşı	37.84498	38.30474	275/15	14/5	169.8	-51.4	173.3	-36.8	19.1	16.9
BZ19	Marn	37.62109	36.88137	313/48	13/11	152.5	-54.2	186.1	-23.5	4.7	97
BZ20	Marn	37.61950	36.88568	235/18	15/14	354.2	50.1	347.2	33.7	4.7	72.9
BZ21	Marn	37.61179	36.91213	40/25	13/8	145.7	-10.3	148.8	-34.2	65	74.2
BZ22	Marn	37.61245	36.91328	310/12	7/7	332.1	21.7	336	16.9	43.4	9.1
								5/5	154.6	34.5	27.6
(BZ19, 20, 21, 22)								164.6	-27.8	19.3	23.5
Miyosen											
BZ2	Kireçtaşı	37.48648	38.23080	155/2	19/15	359.5	57	356.7	57.8	4.7	66.6
BZ6	Kumtaşı	37.87014	38.68959	-/-	6/6	342.3	55.9			22.8	30.4
BZ18	Marn	37.70942	37.43267	-/-	15/6	153.5	-61.3			15.8	18.9
								3/3	341.2	57.4	3.1
(BZ2, 6, 18)								324.9	58.3	8	11.4



Şekil 4.16: Üst Jura – Alt Kretase yaşlı mevkiilere ait demanyetizasyon eğrileri, stereonet ve Zijderveld diyagramı gösterimi.

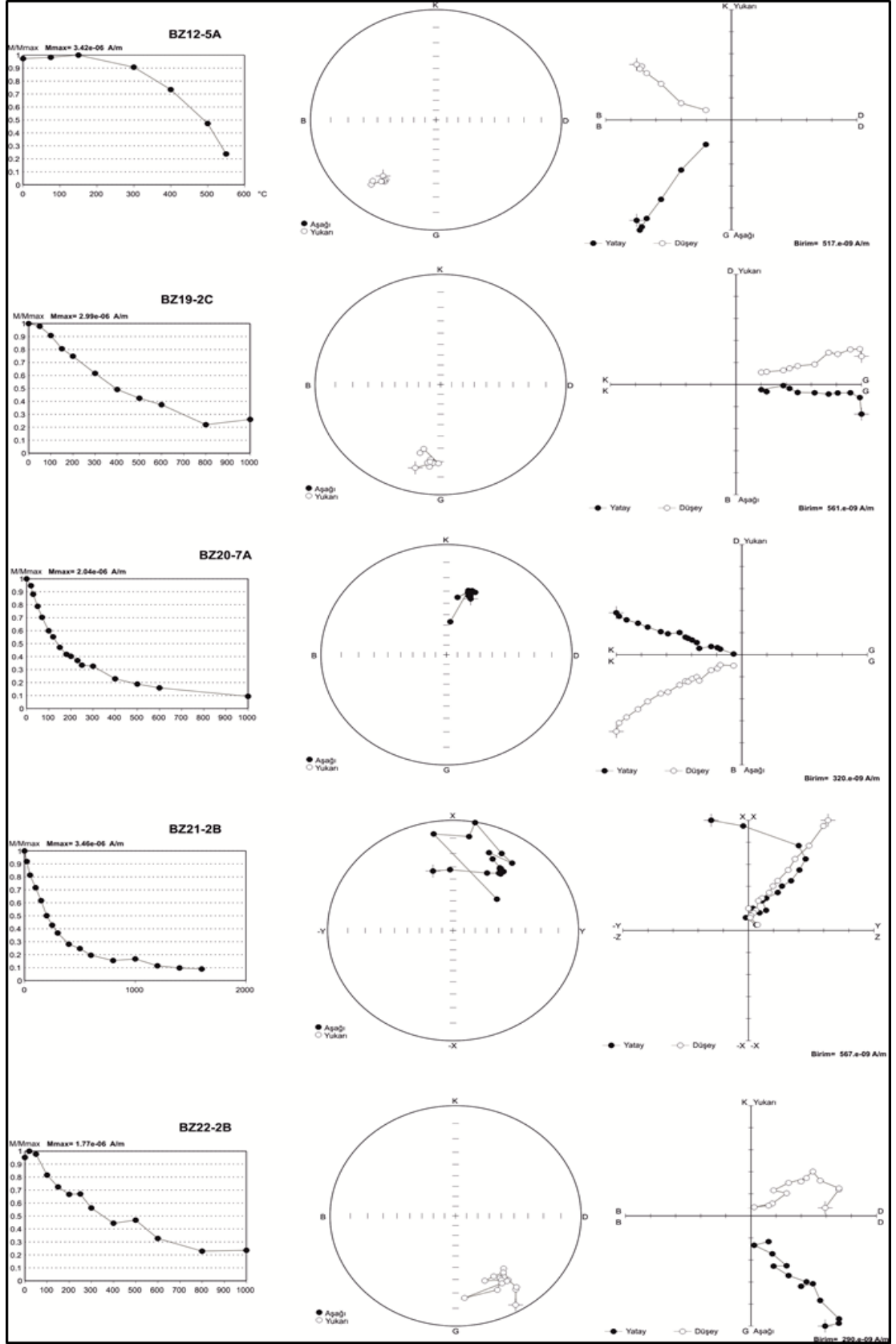


Şekil 4.17: Üst Kretase yaşlı mevkiilere ait demanyetizasyon eğrileri, stereonet ve Zijderveld diyagramı gösterimi.

Orta Eosen yaşı örneklerde doğal kalıcı mıknatıslanma şiddetinin $1.77 - 3.46 \times 10^{-6}$ A/m arasında olduğu görülmektedir (Şekil 4.18). BZ12-5A nolu örnek alternatif alan ile temizlenemediğinden ısısal temizleme işlemleri uygulanmıştır. Örnek 500 °C de orjine yönelmeye başlamış, stereonet diyagramında ise saçılım göstermemiştir.

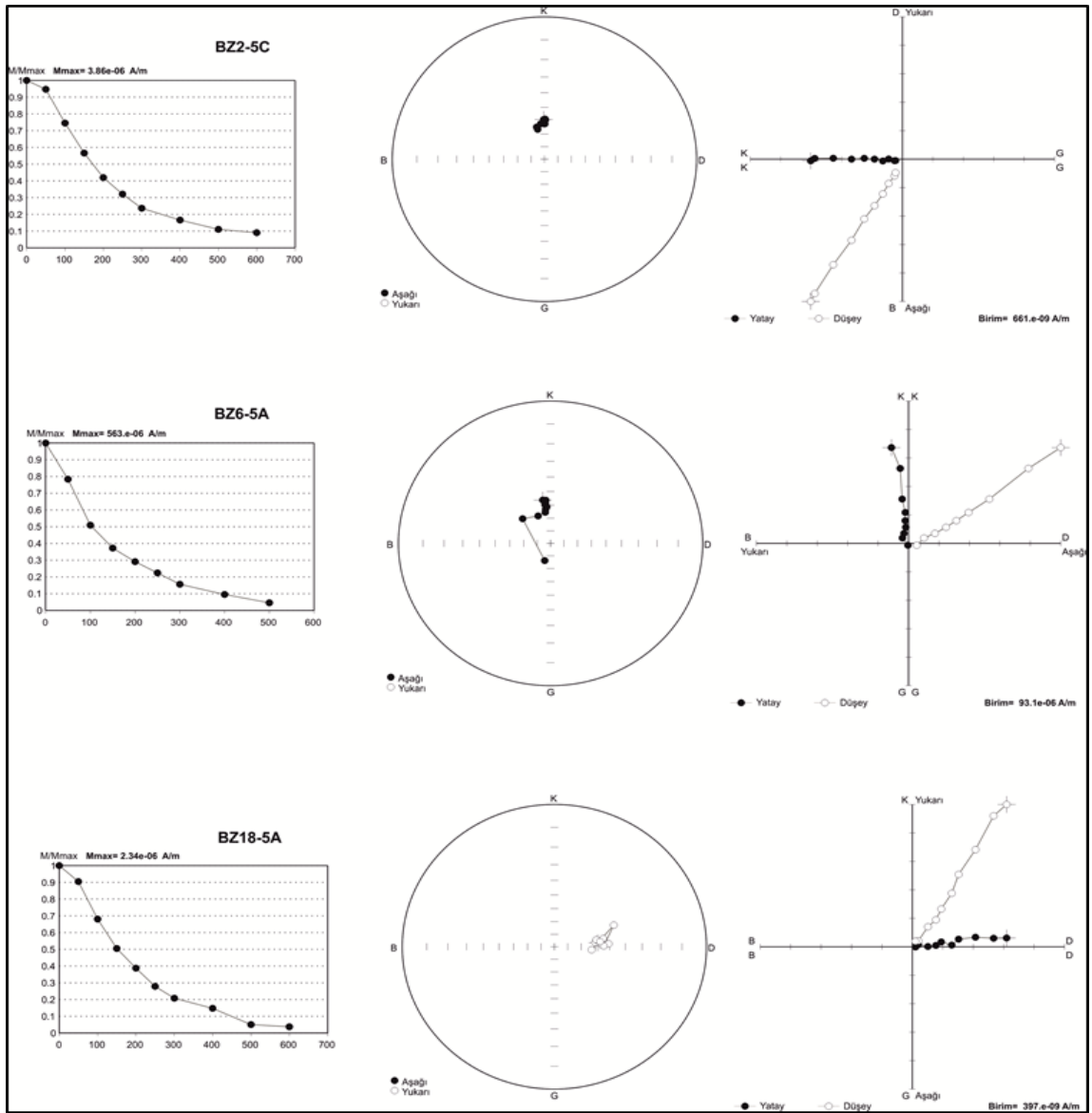
BZ19-2C nolu örnek 20 mT da orjine yönelmeye başlamış ve mıknatıslanmasını 800 mT da kaybetmiştir. MDF değeri 400 Oe dür. Kalıntı mıknatıslanması 2.04×10^{-6} olan BZ20-7A nolu örnek mıknatıslanmasını 1T da yitirmiş ve 20 mT dan itibaren orjine yönelmiştir. MDF değeri 200 Oe olarak değerlendirilmiştir.

BZ21-2B nolu örnek kalıntı mıknatıslanmasını 1.6 T alan değerinde yitirmiş ve 100 mT dan itibaren orjine yönelmiştir. Stereonet diyagramında saçılma göstermiştir. MDF değeri 200 Oe dir. BZ22-2B nolu örneğin şiddet değişim diyagramı, stereonet ve Zijderveld diyagramlarında örneğin duraysız bir davranış sergilediği görülmektedir.



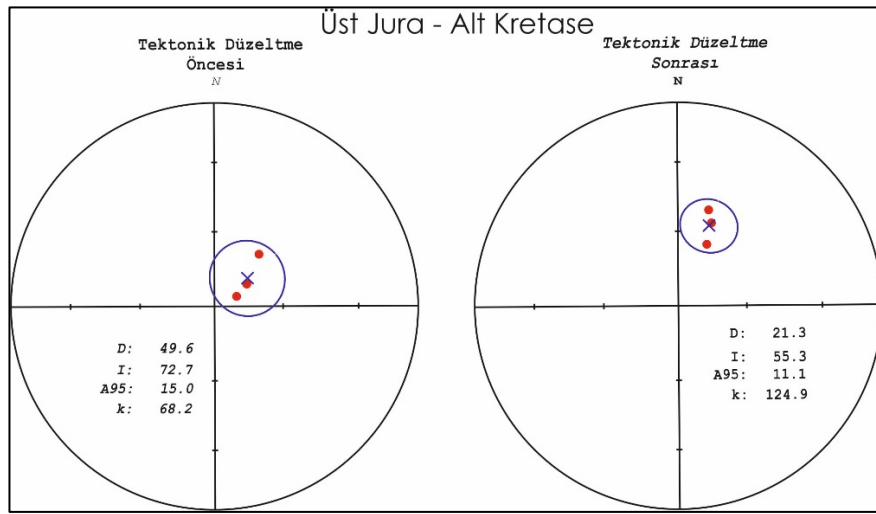
Şekil 4.18: Orta Eosen yaşlı mevkiilere ait demanyetizasyon eğrileri, stereonet ve Zijderveld diyagramı gösterimi.

Orta Miyosen yaşı kireçtaşları $2.34 - 3.86 \times 10^{-6}$ A/m kalıntı mıknatıslanma şiddetine sahiptir (Şekil 4.19). BZ2 – 5C nolu örnek 600 mT da kalıntı mıknatıslanmasını yitirmiş ve stereonette saçılım göstermeyen örnek 10 mT dan itibaren orjine yönelmiştir. Örneğin MDF değeri 170 dir. BZ18 – 5A nolu örnek yine 600 mT da kalıntı mıknatıslanmasını yitirmiş ve 50 mT dan itibaren orjine yönelmiştir. Örneğin MDF si 150 dir. Orta Miyosen yaşı kumtaşı örnekleri (BZ6-5A) ise 563×10^{-6} A/m kalıntı mıknatıslanma şiddetine sahiptir. 500 Oe’de kalıntı mıknatıslanmasını yitiren örnek 50 Oe’ de orjine yönelmiştir. Örneğin MDF değeri 100 Oe’dir.



Şekil 4.19: Orta Miyosen yaşı mevkiilere ait demanyetizasyon eğrileri, stereonet ve Zijderveld diyagramı gösterimi.

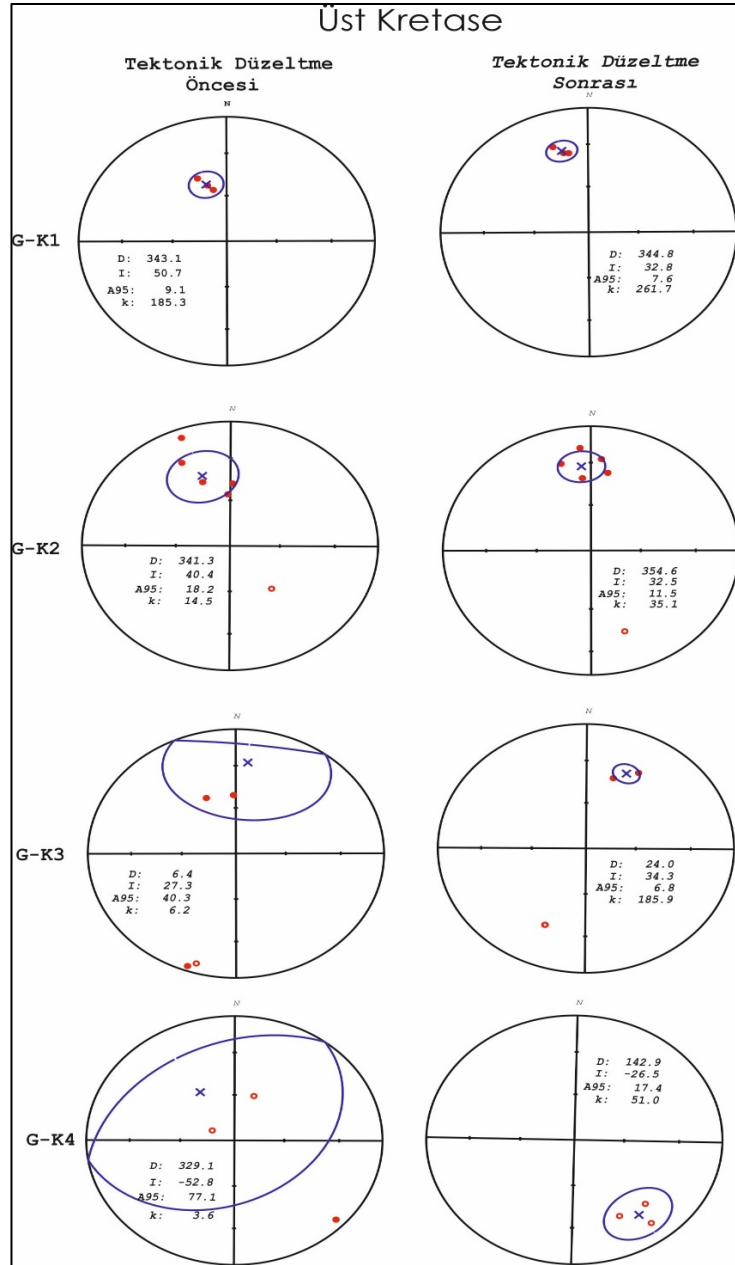
Bireysel olarak ölçülen ve analiz edilen örneklerin yaşlara göre yapılmış grup ortalamaları Şekil 4.20 ve 4.21 ile verilmiştir. Üst Jura – Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarından elde edilen grup ortalaması tektonik düzeltme öncesinde $D/I = 49.6^\circ/72.7^\circ$ ($\alpha_{95} = 15^\circ$, $k = 68.2$) olarak hesaplanmıştır. Tektonik düzeltme sonrası değerler $D/I = 21.3^\circ/55.3^\circ$ ($\alpha_{95}=11.1^\circ$, $k=124.9$) olarak bulunmuştur. Sapma ve eğim açılarında kayda değer bir değişim görülürken güvenlik çemberinin yarıçap değeri çok fazla bir değişime uğramamıştır.



Şekil 4.20: Üst Jura – Alt Kretase yaşlarına ait stereonetlerin gösterimi.

Üst Kretase yaşlı Kireçtaşlarından alınan örneklerin değerlendirilmesi sonucunda BZ17 ve BZ14 nolu mevkiiler duraylı olmamasından dolayı mevkii ortalaması hesaplanamamıştır. Üst Kretase yaşı için bölgesel olarak 4 ayrı ortalama hesaplanmıştır. BZ3, 9, 1, 25, ve BZ32 nolu mevkiler genel ortalamadan büyük sapmalar gösterdiğinden yaş grup ortalamasına katılmamıştır. Urfa Atatürk Barajı Batısından alınan mevkilerin grup ortalaması G-K1 (BZ1, 4, 5) tektonik düzeltme öncesinde $D/I = 343.1^\circ/ 50.7^\circ$ ($\alpha_{95} = 9.1^\circ$, $k = 185.3$) olarak hesaplanmıştır. Tektonik düzeltme sonrasında ise $D/I = 344.8^\circ/ 32.8^\circ$ ($\alpha_{95} = 7.6^\circ$, $k = 261.7$) olarak bulunmuştur. Adıyaman Kuzeydoğusundan örneklenen mevkilerin grup ortalaması G-K2 (BZ7, 8, 11, 13, 15, 16) tektonik düzeltme öncesinde $D/I = 341.3^\circ/ 40.4^\circ$ ($\alpha_{95} = 18.2^\circ$, $k = 14.5$) olarak hesaplanmıştır. Tektonik düzeltme sonrasında ise $D/I = 354.6^\circ/ 32.5^\circ$ ($\alpha_{95} = 11.5^\circ$, $k = 35.1$) olarak bulunmuştur. Kahramanmaraş Türkoğlu civarından örneklenen mevkilerin grup ortalaması G-K3 (BZ23, 24, 26, 27) tektonik düzeltme öncesinde $D/I = 6.4^\circ/ 27.3^\circ$ ($\alpha_{95} = 40.3^\circ$, $k = 6.2$) olarak hesaplanmıştır. Tektonik düzeltme sonrasında

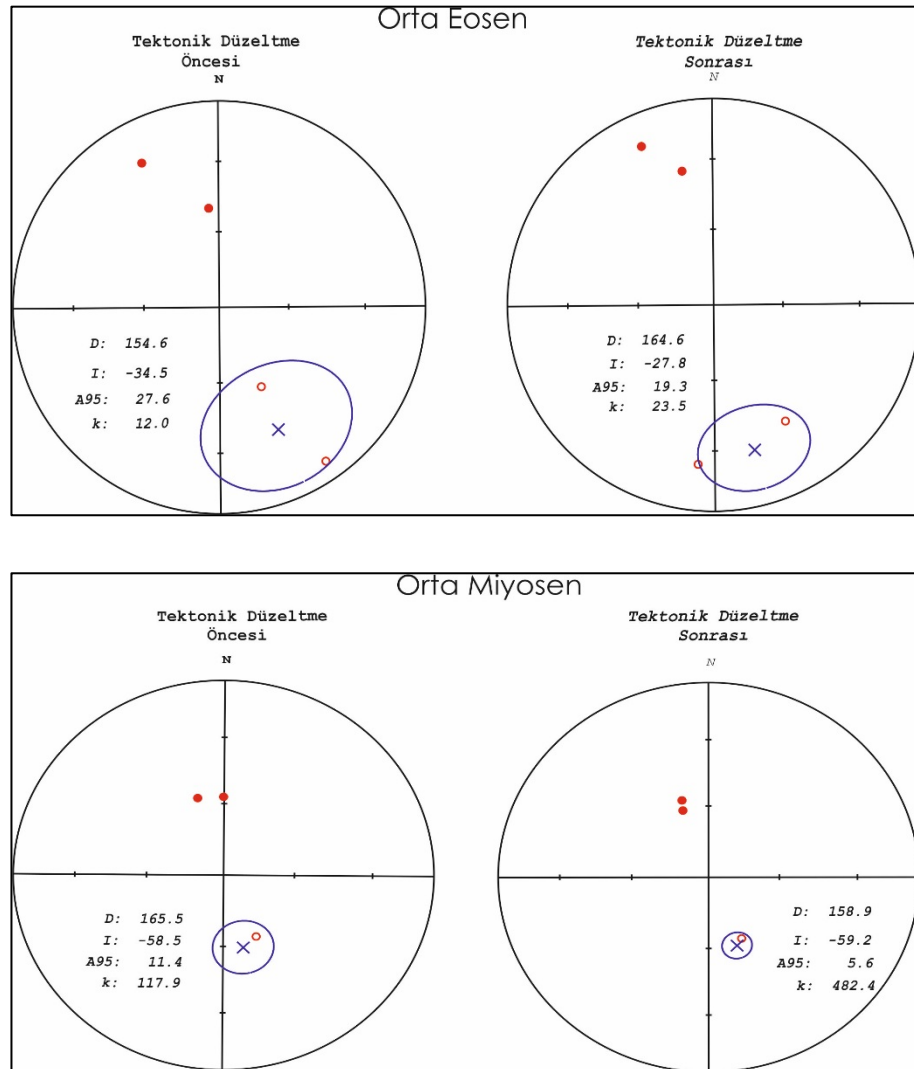
ise $D/I = 24.0^\circ / 34.3^\circ$ ($\alpha_{95} = 6.8^\circ$, $k = 185.9$) olarak bulunmuştur. Osmaniye Kuzeyi ve Adana Ceyhan civarından örneklenen mevkilerin grup ortalaması G-K4 (BZ31, 33, 34) tektonik düzeltme öncesinde $D/I = 329.1^\circ / -52.8^\circ$ ($\alpha_{95} = 77.1^\circ$, $k = 3.6$) olarak hesaplanmıştır. Tektonik düzeltme sonrasında ise $D/I = 142.9^\circ / -26.5^\circ$ ($\alpha_{95} = 17.4^\circ$, $k = 51.0$) olarak bulunmuştur.



Şekil 4.21: Üst Kretase yaşlarına ait stereonetlerin gösterimi.

Orta Eosen yaşlı kireçtaşlarından elde edilen sapma ve eğim açıları sırasıyla $D/I=154.6^{\circ}/-34.5^{\circ}$ ($\alpha_{95}=27.6^{\circ}, k=12$) olarak verilmiştir. Tektonik düzeltme sonrasında hesaplanan değerler $D/I = 164.6^{\circ}/-27.8^{\circ}$ ($\alpha_{95} = 19.3^{\circ}, k = 23.5$) olarak verilmektedir.

Orta Miyosen yaşlı kumtaşı ve kireçtaşı örneklerinden elde edilen paleomanyetik doğrultu $D/I= 165.5^{\circ}/-58.5^{\circ}$ ($\alpha_{95}=11.4^{\circ}, k=117.9$) olarak hesaplanmıştır. Tektonik düzeltme sonrasında ise elde edilen doğrultu $D/I=158.9^{\circ}/-59.2^{\circ}$ ($\alpha_{95} = 5.6^{\circ}, k = 482.4$) olarak hesaplanmıştır.



Şekil 4.22: Orta Eosen – Orta Miyosen yaşlarına ait stereonetlerin gösterimi.

4.3. PALEOSEKÜLER DEĞİŞİM (PSD)

Paleomanyetik sonuçların tektonik yorumu için Paleoseküler Değişim (PSD) analizi yapılması gereklidir. Paleoseküler değişim analizi için geliştirilen kriterler (Deenen ve diğ., 2011), paleomanyetik veri setlerinin istatistiksel değerlerine (görünür manyetik kutup verilerinin (VGP) α_{95} güvenlik çemberi ve veri sayısı (N)) bağlıdır. Herbir mevkinin VGP Fisher ortalaması alınarak paleomanyetik vektörler VGPlar haline dönüştürülür. Vandamme (1994) tarafından verilen Kesme Değeri (Cut – off) kriteri, 45 derecelik kesme değeri (cut – off) ile birlikte, Deenen ve diğ. 2011 kriterlerinin α_{95} min ve max. değerlerinin mevki bazında güvenilirliğini kontrol edilebilmektedir.

Ortalama VGP için hesaplanan α_{95} değeri jeomanyetik alan modellerden elde edilen α_{95} min ve α_{95} max değerleri arasında ise, VGP verilerinde gözlenen dağılım ve PSD ortalamalarının tutarlı olduğu sonucuna varılabilmektedir. α_{95} in altındaki ve üzerindeki değerler büyük olasılıkla PSD nin altında ve α_{95} üzerindeki değerler ise PSD 'nin dışında ayrıca bir etki içermektedir.

Bu çalışmada Deenen ve diğ. (2011) ne göre uygulanan PSD analizi sonucu verilerin büyük çoğunluğunda α_{95} değerlerinin hata sınırları arasında kaldığı görülmektedir (Tablo 4.4). Bu yüzden PSD'in örneklerden ayıklandığı düşünülmektedir.

Tablo 4.4: Yaşlara göre hesaplanmış PSD analiz sonuçları (D_s : tektonik düzeltme sonrası sapma açısı, I_s : tektonik düzeltme sonrası eğim açısı, α_{95} : güvenlik çemberi).

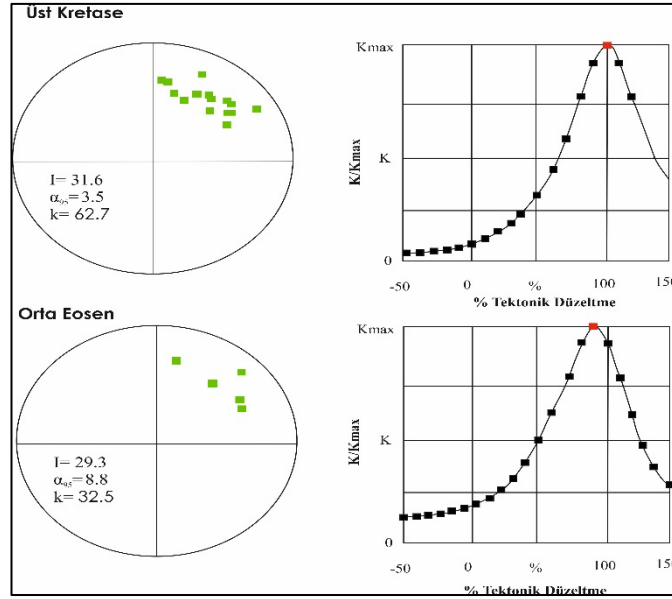
Mevki	D_s°	I_s°	α_{95}	α_{95min}	α_{95max}
Üst Jura – Alt Kretase					
BZ28	22.3	54.3	8.2	5.9	26.5
BZ29	17.9	49.1	8.4	7.7	41.0
BZ30	25.0	62.7	16.2	5.9	26.5
Üst Kretase					
BZ1	348.4	35.3	9.6	4.6	18.1
BZ3	3.1	49.4	-	-	-
BZ4	347.1	34.5	25.4	6.3	29.7
BZ5	341	28.3	10.2	5.2	22.1
BZ7	5.5	27	13.8	5.9	26.5
BZ8	343.9	28.2	8.8	5.0	20.5
BZ9	285	27.7	12.5	5.2	22.1
BZ10	213.4	-40.2	8.7	4.8	19.2
BZ11	354.9	18.3	9.5	5.2	22.1
BZ13	354.4	41.2	2.7	4.1	14.9
BZ14	-	-	10.7	5.0	20.5
BZ15	10.4	36.7	4.8	5.5	24.1
BZ16	157.4	-40.6	8.8	5.9	26.5
BZ17	-	-	-	-	-
BZ23	17.7	40.4	5.3	5.5	24.1
BZ24	30	30.4	6.3	6.3	29.7
BZ25	220.4	44.2	10.8	5.5	24.1
BZ26	203.8	-33.2	10.1	6.9	34.2
BZ27	204.1	-33.3	8.4	4.8	19.2
BZ31	152.4	-32.3	15.1	6.9	34.2
BZ32	332.3	60.7	-	-	-
BZ33	122.4	-26.2	6.6	4.8	19.2
BZ34	141.2	-17.2	51.7	7.7	41.0
Orta Eosen					
BZ12	173.3	-36.8	20.7	6.3	29.7
BZ19	186.1	-23.5	3.4	4.6	18.1
BZ20	347.2	33.7	3.7	4.2	15.6
BZ21	148.8	-34.2	7.9	4.8	19.2
BZ22	336	16.9	52.1	7.7	41.0
Orta Miyosen					
BZ2	356.7	57.8	5.3	4.8	19.2
BZ6	342.3	55.9	18.2	6.3	29.7
BZ18	153.5	-61.3	4.5	4.4	17.1

4.4. MIKNATISLANMANIN YAŞI

Paleomanyetizma çalışmalarında mıknatıslanmanın yaşının bilinmesi, sonuçların güvenilirliği açısından oldukça önemlidir. Bu çalışmada arazi aşamasında kıvrım testinin doğrudan uygulanabileceği bir kıvrım örneklenememiştir. Aynı stratigrafik birimlerden örneklenen farklı tektonik düzeltme değerlerine sahip farklı mevkilerden elde edilen sonuçlara istatistiksel olarak sadece eğim açıları ile hesaplanan kıvrım testi (Enkin ve Watson,1994) uygulanmıştır. Şekil 4. 22 de Orta Eosen ve Üst Kretase yaşlarından alınan mevkiler için hesaplanmış mevki grup ortalamalarının tektonik düzeltme öncesi ve tektonik düzeltme sonrası değerleri verilmiştir.

Buna göre Üst Kretase yaşı için en büyük prezisyon parametreleri % 100 tektonik düzeltmede elde edilmiştir. Üst Kretase Yaşlı 16 mevki ile hesaplanan düzeltme öncesi eğim açısı $I=45.9^{\circ}$ ($\alpha_{95}=17.1/-10.1^{\circ}$, $k=4.9$) ve düzeltme sonrası eğim açısı $I=31.6^{\circ}$ ($\alpha_{95}=3.5^{\circ}$, $k=62.7$) olarak hesaplanmıştır.

Orta Eosen yaşı için en büyük prezisyon parametreleri % 90 tektonik düzeltmede elde edilmiştir. Orta Eosen Yaşlı 5 mevki ile hesaplanan düzeltme öncesi eğim açısı $I=39.6^{\circ}$ ($\alpha_{95}=20.0/-14.2^{\circ}$, $k=4.4$) ve düzeltme sonrası eğim açısı $I=29.3^{\circ}$ ($\alpha_{95}=8.8^{\circ}$, $k=32.5$) olarak hesaplanmıştır.



Şekil 4.23: Üst Kretase ve Orta Eosen yaşlı mevkilere ait yalnızca eğim açısı yöntemi ile hesaplanan parametreler; soldan sağa grup ortalamasının stereonet üzerinde gösterimi ve değişen oranlarda uygulanan tektonik düzeltme oranlarıyla istatistiksel parametrelerin değişimi (Enkin ve Watson, 1994).

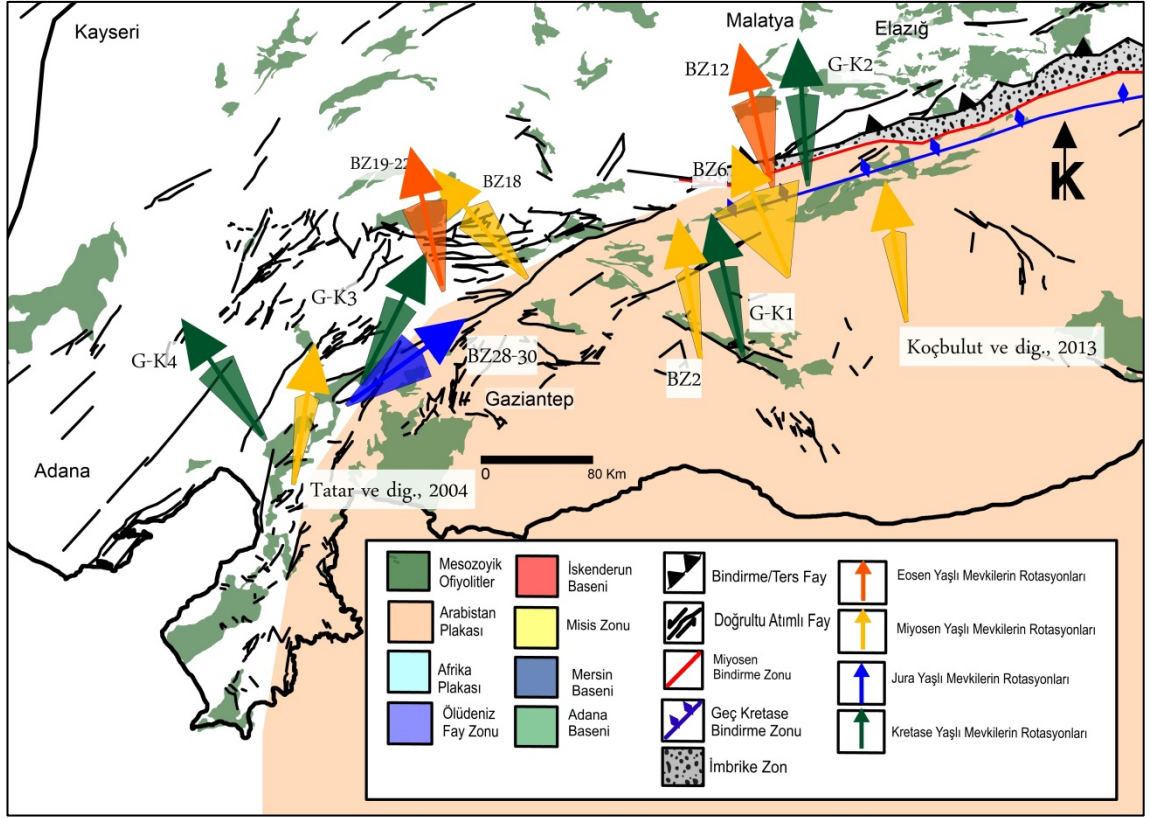
4.5. PALEOMANYETİK ROTASYONLAR

İnceleme alanında herbir mevki ve yaş grupları için elde edilen paleomanyetik doğrultular aynı yaşa ait ve Avrupa ve Afrikaya ait paleomanyetik doğrultular ile karşılaştırılarak göreceli rotasyonlar elde edilmiştir. Bunun için PMGSC (version 4.2) yazılımına bağlı olarak elde edilen Avrupa ve Afrika paleokutup değerleri (Besse ve Courtillot 2003) kullanılmıştır.

Bitlis – Zagros Sütur Zonu kuzey batısında yaşlara göre grup ortalamalarına ait paleomanyetik rotasyonların dağılımı Şekil 4.24 ile gösterilmiştir. Arabistan kenarının en batısında Ölü Deniz Fayı üzerinde Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarından Afrikaya bağlı olarak saat yönünde 35.6 ± 14.3 lik bir rotasyon elde edilmiştir. Referans noktası olarak Avrupa Levhası göz önüne alındığında rotasyon miktarında bir azalma görülmektedir ($+15.6 \pm 12.9$).

Tablo 4.5: Yaşlara göre gruplandırılmış mevki ortalamaları ile Afrika ve Avrupaya bağlı olarak elde edilen rotasyon açısındaki değişimler (Gözlenen kutup (λ_{obs} , ϕ_{obs}) ve referans kutup (λ_{ref} , ϕ_{ref}), arasındaki fark Beck (1980)'e göre hesaplanmıştır (R:Düşey eksenle rotasyonunu göstermekte, emniyet sınırı (ΔR) Demarest (1983)'e göre hesaplanmıştır).

						Referans; Güney Afrika (Besse ve Courtillot,2003)	Referans; Avrupa (Besse ve Courtillot,2003)
Mevki	Mevki λ , ϕ (N°, E°)	D/I	α_{95}	λ_{obs} , ϕ_{obs} (N°, E°)	α_{95}	R + ΔR	R + ΔR
ÜST JURA-ALT KRETASE						$\lambda_{\text{ref}} = 72.4; \phi_{\text{ref}} = 5.8; \alpha_{95} = 6.0$	$\lambda_{\text{ref}} = 73.8; \phi_{\text{ref}} = 197.6; \alpha_{95} = 6.0$
Bz28	37.1/36.7	22.3/54.3	8	71.9/127.2	9.4	36.7 ±11.4	16.6±9.6
Bz29	37.1/36.7	17.9/49.1	5.3	73.5/147.0	6.3	32.3±9	12.3±6.8
Bz30	37.1/36.6	25/62.7	11.8	69.9/98.5	16.4	39.3±18.4	22.3±21.6
		21.3/55.3	11.1	72.9/124.4	13.3	35.6±14.3	15.6±12.9
ÜST KRETASE						$\lambda_{\text{ref}} = 87.7; \phi_{\text{ref}} = 275.8; \alpha_{95} = 6.0$	$\lambda_{\text{ref}} = 81.4; \phi_{\text{ref}} = 206.1; \alpha_{95} = 5.9$
Bz1	37.2/38.7	348.4/35.3	7.3	69.6/251.6	6.4	-8.7±8.3	-13.7±7
Bz4	37.5/38.2	347.1/34.5	12.4	68.3/253	10.8	-10±10.7	-17.9±6.9
Bz5	37.5/38.2	341/28.3	5.7	62.0/260.2	4.6	-16.1±7.5	-25.1±5.9
KR1		344.8/32.8	7.6	66.3/256.5	6.5	-12.3±8.3	-21.3±6.9
Bz7	37.9/38.8	5.5/27	14.5	65.9/205.7	11.6	8.4±11	0.8±10.0
Bz8	37.9/38.8	343.9/28.2	6.2	63/255	5.0	-13.2 ±7.7	-22.4±6.1
Bz11	37.9/38.2	354.9/18.3	6.3	61.1/228.7	4.7	-2.2±7.6	-11.2±5.9
Bz13	37.8/38.3	354.4/41.2	3.1	75.1/238.6	2.9	-2.5±7.1	-11.7±5.3
Bz15	37.8/38.3	10.4/36.7	5.1	70.4/188.0	4.6	13.3±7	4.3±6.0
Bz16	37.7/37.7	140.5/-53.4	11.1	58/313.2	12.9	-1.2±10.4	-41.5±12.4
KR2		354.6/32.5	11.5	69.4/232.5	9.8	-2.5±10.1	-11.4±8.9
Bz23	37.3/36.8	17.7/40.4	4.1	69.2/164.9	3.9	20.4±7.3	12±5.7
Bz24	37.3/36.8	30/30.4	3.7	56.3/157.0	3.1	32.7±7.1	24.3±5.3
Bz26	37.2/36.7	203.8/-33.2	14.7	61.7/162.6	12.6	26.5±11.8	18.2±10.8
Bz27	37.2/36.7	204.1/-33.3	26.8	61.6/162.1	23.0	26.8±15.5	18.4±18.4
KR3		24/34.3	6.8	62.1/161.3	5.9	26.7±8	18.4±6.6
Bz31	37.2/36.4	125.4/-32.3	26.8	38.5/299.5	22.7	-24.9±18.7	-60.1±18.1
Bz33	36.9/35.9	122.4/-26.2	6.8	34/297.5	5.4	-55±7.8	-63.0±6.2
Bz34	37.0/35.9	141.2/-17.2	26.9	57.1/251.7	20.0	-36.2±16.3	-24.2±15.6
KR4		142.9/-26.5	17.4	62.4/253.9	13.9	-34.5±12.5	-22.5±11.5
ORTA EOSEN						$\lambda_{\text{ref}} = 84.7; \phi_{\text{ref}} = 174.7; \alpha_{95} = 3.4$	$\lambda_{\text{ref}} = 80.9; \phi_{\text{ref}} = 164.4; \alpha_{95} = 3.4$
Bz12	37.8/38.3	173.3/-36.8	19.1	71.8/238.7	17.1	-11.6±13.7	-15.3±4.3
Bz19	37.6/36.4	186.1/-23.5	4.7	64.1/202.7	3.7	-1.3±4	-2.3±4.0
Bz20	37.6/36.8	347.2/33.7	4.7	67.8/250.6	4.0	-17.6±4.2	-21.4±4.3
Bz21	37.6/36.9	148.8/-34.2	65	56.9/280.9	56.3	-36±43.7	-39.6±43.7
Bz22	37.6/36.9	336/16.9	43.4	53.8/259.8	32.2	-28.8±24.1	-32.4±24.1
BZ(19-22)		164.6/-27.8	19.3	63.4/251.9	15.6	-12.7±13.6	-23.8±12.2
ORTA MİYOSEN						$\lambda_{\text{ref}} = 85.1; \phi_{\text{ref}} = 162.2; \alpha_{95} = 3.8$	$\lambda_{\text{ref}} = 82.8; \phi_{\text{ref}} = 158.1; \alpha_{95} = 3.8$
Bz2	37.4/38.2	356.7/57.8	4.7	87.2/331.2	5.9	-7.5±5.8	-7.9±5.8
Bz6	37.8/38.6	342.3/55.9	22.8	75.8/308.6	27.7	-21.9±29.9	-22.4±25.3
Bz18	37.7/37.4	144.7/-35.2	15.8	54.3/286.6	13.9	-39.4±10.9	-39.9±11.0



Şekil 4.24: İnceleme Alanında Afrika Levhasına bağlı paleomanyetik rotasyonlar.

Üst Kretase yaşlı kireçtaşları genel olarak geniş bir perspektifte alınmış ve çalışma alanını genel olarak temsil edecek şekilde örneklenmiştir. Anadolu Bloğu üzerinde bulunan mevkilerden elde edilen rotasyon miktarı Afrikaya göre saatin tersi yönünde $-34.5 \pm 12.5^\circ$ olarak hesaplanmıştır (Tablo 4.5; G-K4). Osmaniye – Kahramanmaraş civarından alınan örnekler saat yönünde $26.7 \pm 8^\circ$ lik rotasyon göstermektedir. Bu rotasyon miktarı Avrupaya göre karşılaştırıldığında çok fazla değişim göstermediği görülmektedir (Tablo 4.5; G-K3). Bu zonun doğusunda Adıyaman civarında örneklenen kayaçlar saatin tersi yönünde $-2.5 \pm 10.1^\circ$ ve Urfa civarında örneklenen kireçtaşları saatin tersi yönünde $-12.3 \pm 8.3^\circ$ lik rotasyon göstermektedir (Tablo 4.5; G-K2). Avrupaya bağlı rotasyon miktarı göz önüne alındığında, kuzeyden güneye gidildikçe rotasyon miktarında bir artışın olduğu görülmektedir (Tablo 4.5; G-K2, G-K1).

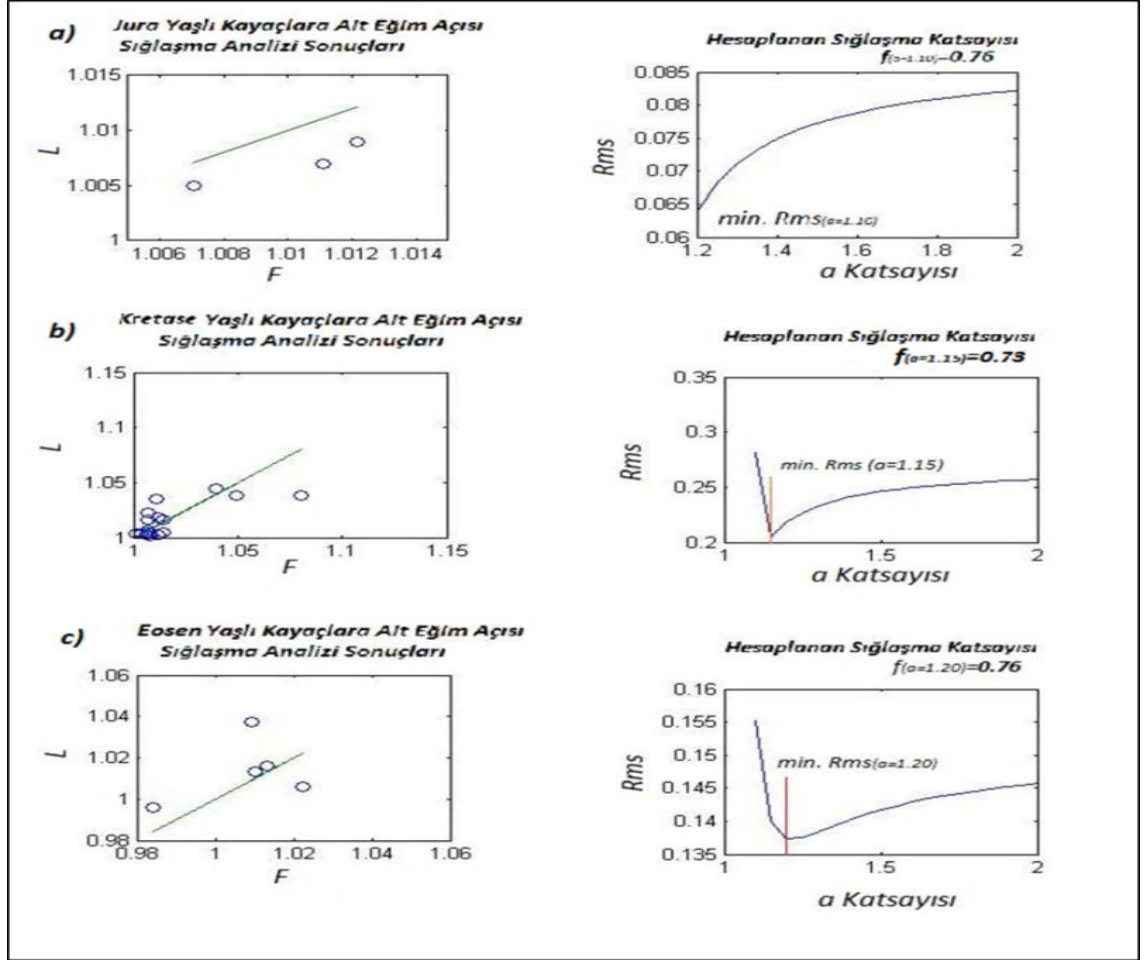
Orta Eosen yaşlı kireçtaşları Adıyaman bölgesinde saat yönünde 1.3° rotasyon göstermektedir. Kahramanmaraş kuzeyinden örneklenen marınlar ise saatin tersi yönünde $17-36^\circ$ aralığında rotasyon miktarına sahiptirler. Orta Eosen yaşlı kayaçların

grup ortalamaları Afrikaya göre saatin tersi yönünde $-12.7 \pm 13.6^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Bu değer Avrupa ile karşılaştırıldığında artış göstermektedir.

Kahramanmaraş bölgesinde Orta Miyosen yaşlı marnlar saatin tersi yönünde 39.4° lik büyük rotasyonlar gösterirken, Adıyaman civarından örneklenen kumtaşları saatin tersi yönünde 21.9° lik bir rotasyona sahiptir. Şanlıurfa civarından örneklenen kireçtaşı örnekleri ise saatin tersi yönünde 7.5° rotasyon göstermektedir.

4.6. AMS VERİLERİNDEN SIĞLAŞMA ANALİZİ

Örnekleme yapılan mevkilerin paleomanyetik kalıntı mıknatıslanma vektörleri ile manyetik duyarlılık parametreleri arasındaki ilişkiyi veren matematiksel işlem bağıntı 3.13 ve 3.14 ile verilmişti. Buna göre, çalışma alanında örneklenen Üst Jura-Alt Kretase, Üst Kretase ve Orta Eosen yaşlı mevkilerinin AMS çalışmalarıyla elde edilen manyetik duyarlılık parametreleri (Tablo 4.2) ve paleomanyetik çalışmaları kapsamında elde edilen ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin eğim açıları (Tablo 4.3) kullanılarak, bölgeyi temsil eden ortalama birer sığlaşma katsayısı hesaplanmıştır. Orta Miyosen yaşı için veriler yeterli sayıda (3 mevki) olmadığından hesaplama yapılmamıştır. Bu üç yaş için hesaplanan sonuçlar Şekil 4.24 ile verilmiştir. Hesaplamalarda kullanılan mevkilerin AMS parametrelerinin foliasyon ve lineasyon ilişkilerini gösteren Flinn diyagramları (solda) ile sığlaşma katsayısının elde edilmesinde kullanılan en uygun a parametresinin bulunmasındaki iteratif işlemin eğrileri (sağda) gösterilmiştir. Flinn diyagramlarında gösterilen mevkilerin iteratif işlemlerinde en uygun a parametreleri, Üst Jura – Alt Kretase yaşlı örnekler için $a=1.1$, Üst Kretase yaşlı örnekler için $a=1.15$ ve Orta Eosen yaşlı örnekler için $a=1.2$ olarak hesaplanmıştır. Elde edilen bu a parametreleri, 3.13 bağıntısında kullanılarak Üst Jura – Alt Kretase yaşlı kayaçlar için ortalama sığlaşma katsayısı $f=0.73$, Üst Kretase yaşlı kayaçlar için $f=0.76$ ve Orta Eosen yaşlı kayaçlar için $f=0.73$ sığlaşma katsayıları hesaplanmıştır.



Şekil 4.25: AMS verilerinden Elde Edilen a) Üst Jura – Alt Kretase, b) Üst Kretase ve c) Orta Eosen yaşlı kayaçlar için sığlaşma analizi sonuçları.

Mevki ortalamaları hesaplandığında verilerden 0.73 – 0.76 sığlaşma katsayıları yani yaklaşık %25 değerinde sığlaşma görülmüştür. Hesaplamalarda kullanılan tüm mevkilerin sığlaşma faktörleri göz önüne alınarak eğim açıları hesaplanmış ve buna bağlı olarak paleoenlemi değerleri elde edilmiştir (Tablo 4.6).

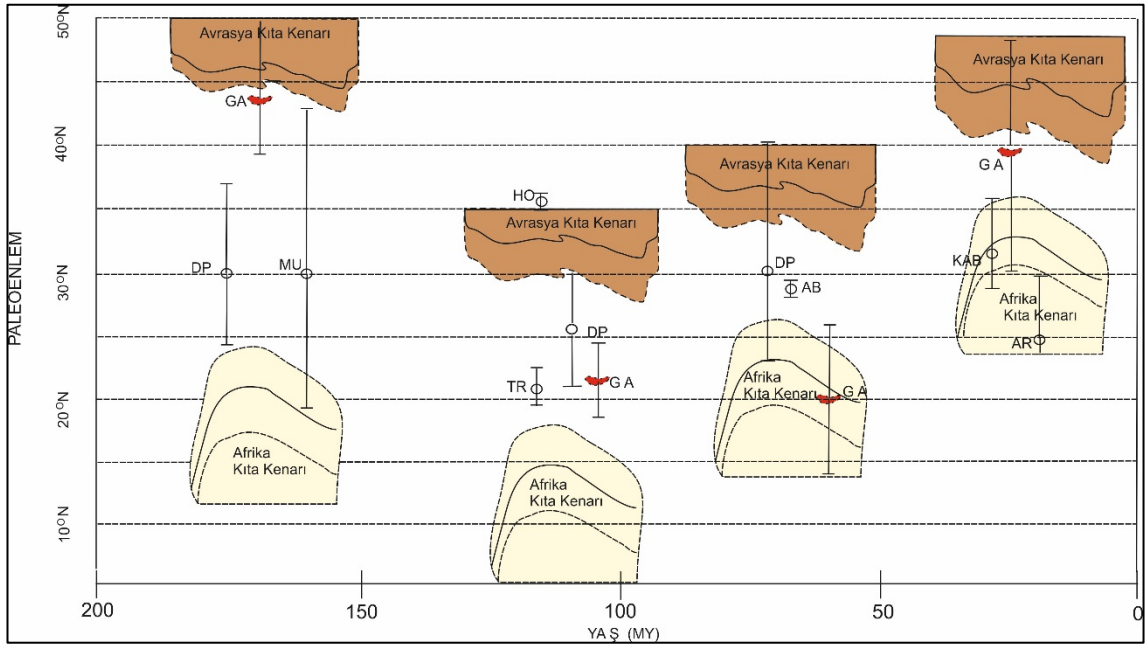
Tablo 4.6: Sığlaşma analizi sonucu yaşlara göre düzeltilmiş eğim açıları ve paleoenlem değerleri.

Yaş	I_0 (Ölçülen Eğim Açısı)	λ (°K)	I_c (Düzeltilmiş Eğim Açısı)	λ (°K)
Üst Jura – Alt Kretase	55.3±11.1	35.8+13/-9.9	62.2+7.7/-3.8	43.5+9.9/-4.7
Üst Kretase	31.6±3.5	17.0+2.3/-2.1	38.9±3.8	21.9+2.8/-2.6
Orta Eosen	29.3±8.8	15.6+5.8/-5.1	36.4+7.7/-10.3	20.2+5.6/-6.5

4.7. PALEOENLEM

Paleomanyetik örneklerden elde edilen mevki grup ortalamalarına sığlaşma analizi uygulanmış ve sonucunda düzeltilmiş eğim açılarından hesaplanan paleoenlemler (Tablo 4.6) Şekil 4.26 ile verilmiştir. Üst Jura-Alt Kretase yaşlı mevkilerin grup ortalamalarına göre hesaplanan düzeltilmiş paleoenlem değeri $\lambda = 43.5^\circ$ K ($I = 62.2$) olarak hesaplanmıştır.

Üst Kretase yaşlı mevkilerden elde edilen $\lambda = 21.9^\circ$ K ($I = 38.9$) paleoenlem değeri bölgenin Afrika ve Avrasya kenarı arasında yer aldığını göstermektedir. Orta Eosen yaşlı kireçtaşlarından elde edilen $\lambda = 20.2^\circ$ K ($I = 36.4$) paleoenlem değeri Anadolu'nun Orta Eosendeki paleoenleminde daha sık bir değer verirken, bölgenin Afrika enlemi ile uyumlu olduğunu göstermektedir. Oysa Orta Eosende Anadolu'da yapılan birçok paleomanyetizma çalışması sığlaşmanın varlığını göstermektedir (Kissel ve diğ. 2003; Kaymakçı ve diğ. 2003; Çinku ve diğ., 2014).



Şekil 4.26: Besse ve Courtillot (2003)'den elde edilen görünür kutup dolanım eğrisinden zamana bağlı olarak verilen Avrasya ve Afrika levhalarına ait referans paleoenlemlerin hata sınırları ile birlikte gösterimi. GA: Güneydoğu Anadolu (Bu çalışma); AR : Antakya Bölgesi; TR: Troodos Ofiyoliti (Morris, 2003); KAR: Kilis – Antep Bölgesi (Gürsoy ve diğ., 2009); EP: Doğu Pontidler (Hisarlı, 2011); HO: Hatay Ofiyoliti (Inwood ve diğ., 2009); MU: Mudurnu Bölgesi; DP: Doğu Pontidler (Cengiz Çinku 2010).

Orta Miyosen yaşı örneklerin alındığı mevkilerin sığlaşma analizi yapılamamış ancak grup ortalamaları sonucunda bir paleoenlem hesaplanmıştır. Orta Miyosen yaşı kireçtaşı ve kumtaşı örnekleri $\lambda = 38.9^\circ \text{ K}$ ($I = 58.3$) paleoenlem değeri vermiştir.

4.8. KİNEMATİK MODEL

GD Anadolu bölgesinde Arabistan kenarının Bitlis-Zagros Suture Zonu boyunca örneklenen sedimanter kayalardan elde edilen bilgiler, farklı yaşlara bağlı olarak grup ortalamalarına göre bölgenin Geç Mesozoyikten günümüze tektonik gelişimini modellemede büyük önem taşımaktadır.

Günümüzde Ölü Deniz Fay Zonu ile tanımlanan bölgede K-G doğrultudaki alanda Üst Jura-Alt Kretase yaşı kireçtaşlarında Afrika Levhasına göre $35.6^\circ \pm 14.1^\circ$ ’lik saat yönünde bir rotasyon olduğu görülmüştür (Tablo 4.5, Şekil 4.24). Üst Kretase yaşı kireçtaşları Arabistan kenarında dört farklı alanda gruplanmış ve sırasıyla saatin tersi yönünde $12.3^\circ \pm 8.3^\circ$ (Tablo 4.5; KR1), $2.5^\circ \pm 10.0^\circ$, (Tablo 4.5; KR2), $34.5^\circ \pm 12.5^\circ$ (Tablo 4.5; KR4) rotasyon göstererek, Ölü Deniz Fay Zonu boyunca saat yönünde $26.7^\circ \pm 8.0^\circ$ (Tablo 4.5; KR3) rotasyon ortaya koymaktadır. Orta Eosen yaşı sedimanter kayalar Bitlis-Zagros Suture Zonu üzerinde, Adıyaman ve Kahramanmaraş ile çevresinde saatin tersi yönünde $1.3^\circ \pm 4.0^\circ$ ve $36.0^\circ \pm 8.3^\circ$ arasında rotasyonlar göstermektedir (Tablo 4.5; Şekil 4.24). İnceleme alanında Orta Eosen yaşı mevkilerden elde edilen ortalama rotasyon saatin tersi yönünde $12.7^\circ \pm 13.6^\circ$ ‘dir (Tablo 4.5). Orta Miyosen yaşı kayalar Suture Zonu üzerinde saatin tersi yönünde $39.4^\circ \pm 10.9^\circ$ lik bir rotasyon gösterirken, suturedan uzaklaşıldığında saatin tersi yönünde $21.9^\circ \pm 29.9^\circ$ ve $7.5^\circ \pm 5.8^\circ$ lik bir rotasyon göstermektedir. Bölgede daha önce yapılmış çalışmalar (Tatar ve diğ., 2004) Arabistan kenarının Üst Miyosen’den günümüze stabil olduğu ve 8.8° lik bir rotasyon gösterdiği bildirilmiştir (Şekil 4.24).

İnceleme alanından elde edilen rotasyonlar Afrika Plakasına göre göz önüne alındığında bölgenin Üst Jura-Alt Kretase’de günümüzde Ölü Deniz Fay Zonu ile tanımlanan alanda saat yönünde rotasyon gösterdiği, Arabistan kenarı ve GD Toroslarda ise saatin tersi yönünde farklı büyüklükte rotasyonların meydana geldiği görülmektedir.

Ölü Deniz Fayı ile sınırlandırılan alanda saat yönünde Üst Jura- Alt Kretaseden günümüze 36° (BZ28-30, Tablo 4.5) olup, diğer bölgelerde saatin tersi yönündedir. Aynı bölgede Üst Kretase elde edilen saat yönünde 26.7° (KR3, Tablo 4:5) ve daha

önce Üst Miyosen yaşlı volkanik kayalarda yapılan paleomanyetik çalışmalarla (Tatar ve diğ. 2004) belirlenen saat yönünde 8° lik rotasyonun sonucuna bağlı olarak, Üst Kretase-Orta Eosende 9°, Orta Eosen -Üst Miyosen'de 19° ve Üst Miyosen'den günümüze 8° olduğu söylenebilmektedir. Bu zon dışına bakıldığında, inceleme alanındaki Üst Kretase-Miyosen yaşlı kayalarda Orta Eosenden günümüze saatin tersi yönünde 13°lik bir rotasyonun olduğu görülmektedir (Şekil 4.24).

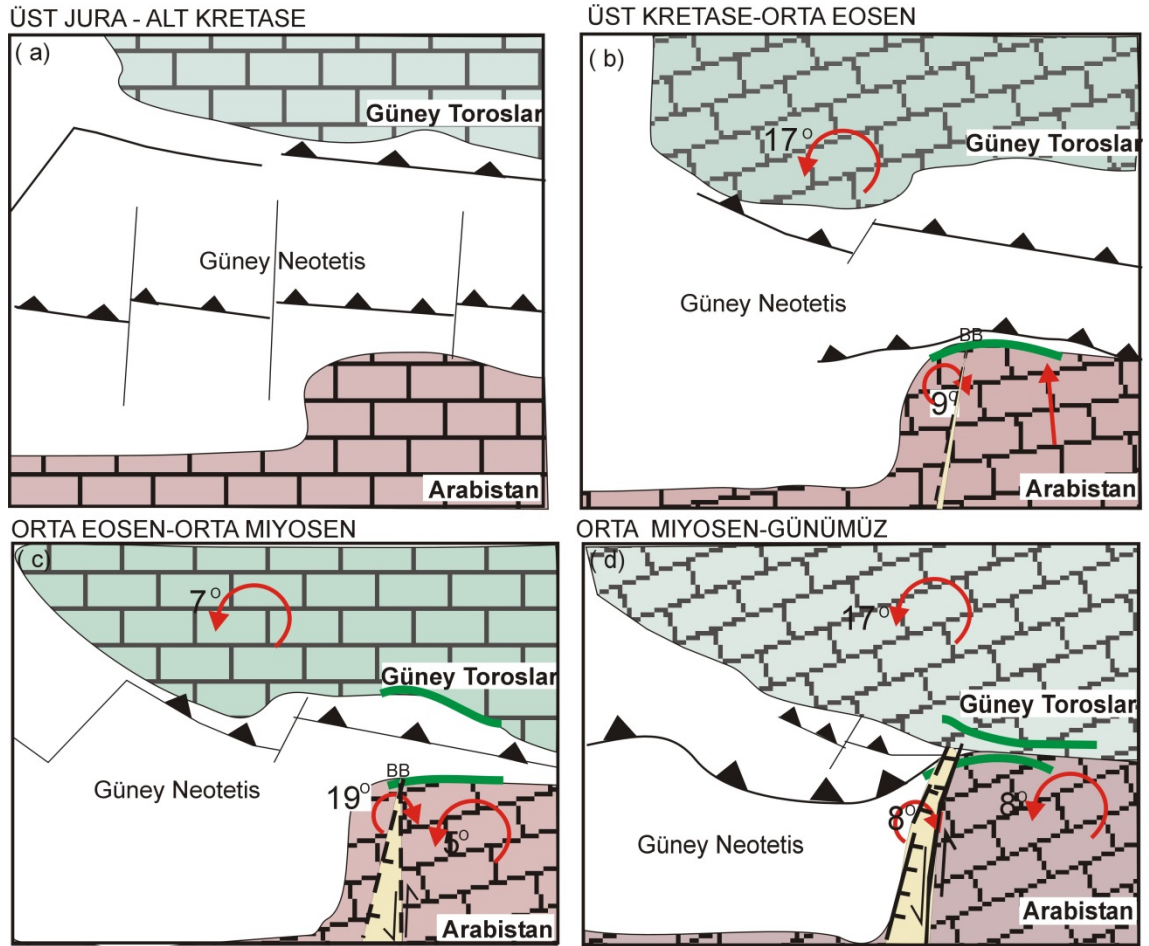
Bu çalışma sonucunda G Toroslarda saatin tersi yönünde 34.5 °lik bir rotasyon elde edilmiştir. Güney Toroslarda daha önce yapılmış paleomanyetik çalışmalar (Çinku ve diğ., 2014) Üst Kretase –Miyosen arasında aşamalı olarak saatin tersi yönünde rotasyonun elde edildiği bildirilmiştir (Üst Kretase-Eosen:17°; Eosen-Miyosen:7°, Miyosen-Günümüz:17°). Araştırmacılar bu rotasyonun kaynağını oroklinal bükülme ile açıklamaktadır.

Neotetis'in güney kolunun Toroslar ve Arabistan kenarı arasında Üst Jurada yayılım gösterdiği jeolojik çalışmalarla ortaya konmuştur (Şekil 4.27a). Bu Okyanusun tek veya birden fazla dalma batma zonu ile temsil edildiği bildirilmiştir (Aktaş ve Robertson 1984; Yazgan 1984; Yazgan ve Chessex 1991; Beyarslan ve Bingöl 2000; Parlak ve diğ., 2004; Robertson 2002; Robertson ve diğ., 2004, 2006).

Güney Neotetis Okyanusu'nun tek bir dalma –batma zonu ile kuzeye daldığı ve kapanma yaşının Orta Eosen olduğu göz önüne alınırsa, Arabistan-Anadolu bloklarının çarpışması bu zaman aralığında meydana gelebileceğini düşündürebilmektedir.

İnceleme alanında dar bir zonda günümüzdeki Ölü Deniz Fay Zonu üzerindeki alanda Üst Kretase-Orta Eosende saat yönünde 9 ° lik bir rotasyon oluşturmaktadır. Bu aşamada Arabistanın kuzeye olan hareketi de devam etmektedir (Şekil 4.27b). GD Toroslarda ise bu çalışmada Üst Kretase-Miyosen arasında görülen saatin tersi yönündeki rotasyonu dışında Çinku ve diğ. (2014) nin Üst Kretase-Orta Eosende hesapladıkları saatin tersi yönündeki 17° lik rotasyon göz önüne alınabilmektedir. İnceleme alanında Üst Kretase-Miyosen yaşlı kayaları etkileyen deformasyon Güney Neotetis'in kapanma yönü ve Arabistan –Anadolu çarpışmasının etkilerini taşıdığı söylenebilmektedir.

Güney Neotetis'in iki aşamalı bir dalma-batma zonu ile temsil edildiğini düşünürsek (Robertson, 2002) ve ilk dalma-batmanın Kampaniyende Baer- Basit Ofiyolitlerinin Arabistan kenarında yerleşmesi (Şekil 4.27b) ile sonuçlandığını diğer dalma-batmanın Geç Eosende Anadolu bloğu üzerinde Ofiyolitik kayaçların yerleşmesi ile sonuçlandığını göz önüne alabilmekteyiz (Şekil 4.27c). Yapılan jeolojik çalışmaların birçoğu Ölü Deniz Fay Zonunun Erken Miyosen'de geliştiğini bildirmiştir (Robertson, 2002). Orta Eosen-Miyosen arasında elde edilen 19° saat yönündeki rotasyonların Üst Miyosen öncesinde, muhtemelen Alt Miyosen'de geliştiği düşünülebilmektedir (Şekil 4.27c). Bölgedeki saatin tersi yönündeki rotasyonlar ise Miyosen'de Arabistan-Avrasya çarpışması sonucunda geliştiği, Sütur Zonu yakınında ise rotasyonlarda artış olduğu söylenebilmektedir (Şekil 4.27c, d; Şekil 4.24).



Şekil 4.27: Kinematik Model: a) Üst Jura – Alt Kretase, b) Üst Kretase, c) Orta Eosen ve d) Orta Miyosen 'de Anadolu ve Arabistan Levhasının tektonik deformasyonu (oklar paleomanyetik rotasyonları göstermektedir).

İnceleme alanında GD Toroslar, Afrika Plakası ve Arabistan kenarı olarak üç farklı bloğun varlığını düşündüğümüzde, blok rotasyonunun; a-Ölü Deniz Fay Zonuna bağlı, b- Avrasya-Arabistan çarpışması c- Anadolu bloğunda Üst Kretase'den günümüze geliştiği bildirilen oroklinal bükülmenin etkisiyle olduğu düşünülmektedir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Örneklenen kayaçların mıknatıslanmasından sorumlu mineral yapıları, domen yapıları gibi mıknatıslanma özelliklerini belirlemek amacıyla Eş-Isıl kalıntı mıknatıslanma, üç eksenli demanyetizasyon, histeresiz analizleri ve termomanyetik ölçümler sonucunda örneklerin büyük çoğunluğunda titanyumlu manyetit mineralinin varlığı belirlenmiştir.

Mevkilerin grup ortalama paleomanyetik vektörleri, Üst Jura – Alt Kretase – Orta Miyosen yaş aralığında toplam 27 mevkiye ait elde edilen ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin ortalamalarından hesaplanmıştır. 7 mevkiden anlamlı bir grup ortalaması elde edilememiştir. Bu hesaplamalarda Üst Kretase yaşlı mevkilerden istatistiksel açıdan daha iyi bir grup ortalama eğim açısı elde edebilmek amacıyla sapma açıları ihmal edilmiştir. Diğer yandan sedimanter kayaçlarda görülebilen eğim açılarındaki sığlaşmaların varlığını araştırmak amacıyla AMS yöntemiyle sığlaşma analizleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen sonuçlara göre 0.73 – 0.76 sığlaşma katsayıları bulunmuştur.

Elde edilen paleomanyetik ortalamaların güvenilirliklerin belirlenmesinde mevkilerin istatistiksel kıvrım testi (Enkin ve Watson, 1994) ile mıknatıslanma yaşları da sorgulanmıştır. Elde edilen sonuçlara göre mevkilerin ortalama paleomanyetik vektörleri, %95 olasılıkla kıvrımlanmadan önceki orijinal mıknatıslanmaları yansıtmaktadır.

Üst Kretase yaşlı kireçtaşları genel olarak geniş bir perspektifte alınmış ve çalışma alanını genel olarak temsil edecek şekilde örneklenmiştir. Anadolu Bloğu üzerinde bulunan mevkilerden elde edilen rotasyon miktarı saatin tersi yönünde $34.5^{\circ} \pm 12.5^{\circ}$ olarak hesaplanmıştır. Osmaniye – Kahramanmaraş civarından alınan örnekler saat yönünde $26.7^{\circ} \pm 8.0^{\circ}$ lik rotasyona uğramıştır. Bu zonun doğusunda Adıyaman civarında örneklenen kayaçlar saatin tersi yönünde $2.5^{\circ} \pm 10.0^{\circ}$ ve Urfa civarında örneklenen kireçtaşları saatin tersi yönünde $12.3^{\circ} \pm 8.3^{\circ}$ lik rotasyona sahiptir.

Orta Eosen yaşı Adıyaman–Varlık civarından örneklenen Kireçtaşları saat yönünde 1.3° rotasyon göstermektedir. Kahramanmaraş kuzeyinden örneklenen marnlar ise saatin tersi yönünde $1.3^\circ \pm 4.0^\circ$ ve $36.0^\circ \pm 8.3^\circ$ aralığında rotasyon miktarına sahiptirler. Eosen yaşı kayaçların grup ortalama sapması ise saatin tersi yönünde $12.7^\circ \pm 13.6^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Eosen yaşı kayaçlardan elde edilen sapmalar farklı bölgelerde de birbirine benzer değerler vermiştir. Bu sayede bölgede var olan Doğu Anadolu Fayının blok hareketi yaratmadığı söylenebilir.

Orta Miyosen yaşı kayaçlardan alınan örnekler birbirinden bağımsız noktalardan alınmış ve Kahramanmaraş – Bozlar mevkiinde örneklenen marnlar saatin tersi yönünde $39.4^\circ \pm 10.9^\circ$ lik sapma açısı göstermektedir. Adıyaman–Narince civarından örneklenen kumtaşları saatin tersi yönünde $21.9^\circ \pm 29.9^\circ$ lik bir rotasyona sahiptir. Şanlıurfa – Kuyulu civarından örneklenen kireçtaşı örnekleri ise saatin tersi yönünde $7.5^\circ \pm 5.8^\circ$ rotasyon vermektedir.

Neotetis Okyanusu’nun Güney kolunun kapanımına ilişkin 2 model düşünülmekte olup bunlardan ilki Güney Neotetis Okyanusu’nun tek bir dalma –batma zonu ile kuzeye daldığı ve kapanma yaşının Orta Eosen olduğudur. Buna göre Arabistan-Anadolu bloklarının çarpışması bu zaman aralığında meydana gelebileceğini düşündürebilmektedir. İnceleme alanında Afrika Plakası olarak belirlenen alanda Üst Jura-Orta Miyosen arası saat yönündeki rotasyonlar bu çarpışma sonrası sol yanıl Ölü Deniz Fayının hareketine bağlı olarak meydana gelebilmektedir. Arabistan kenarında Üst Kretase –Üst Miyosen’de saatin tersi yönündeki rotasyonlar ile Toroslarda yapılan çalışmalar (bu çalışma ve Çinku ve diğ., 2014) göz önüne alındığında saatin tersi yönünde 44° lik bir rotasyon olduğu görülmektedir. Toroslar üzerindeki rotasyon Üst Kretase’den günümüze oroklinal bükülme ile açıklanırken, inceleme alanında Üst Kretase-Miyosen yaşı kayaçları etkileyen deformasyon Güney Neotetis’in kapanma yönü ve Arabistan –Anadolu çarpışmasının etkilerini taşımaktadır.

İkinci modele göre Güney Neotetis’in iki aşamalı bir dalma-batma zonu ile kapandığını göz önüne alırsak (Robertson, 2002) ve ilk dalma-batmanın Kampaniyende Baer - Bassit Ofiyolitlerinin Arabistan kenarında yerleşmesi ile sonuçlandığını diğer dalma-batmanın Geç Eosende Anadolu bloğu üzerinde Ofiyolitik kayaçların yerleşmesi ile sonuçlandığını söyleyebilmekteyiz. Üst Kretase-Orta Miyosen arasında elde edilen 36°

saat yönündeki rotasyonların Üst Miyosen öncesinde, muhtemelen Alt Miyosen’de geliştiği düşünülebilmektedir. Bölgedeki saatin tersi yönündeki rotasyonlar ise Miyosen’de Arabistan-Avrasya çarpışması sonucunda geliştiği, Sütur Zonu yakınında ise rotasyonlarda artış olduğu söylenebilmektedir.

İnceleme alanı GD Toroslar, Afrika Plakası ve Arabistan kenarı olarak üç kısım olarak düşünüldüğünde Arabistan Plakasının kuzeye olan etkisiyle göz önüne alırsak, blok rotasyonunun Ölü Deniz Fay Zonuna bağlı ve Anadolu bloğunda Üst Kretase’den günümüze geliştiği bildirilen oroklinal bükülmenin etkisinde olduğu düşünülmektedir.

KAYNAKLAR

- Agard, P., Omranı, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005, Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation, *International Journal of Earth Sciences*, 94, 401-419.
- Aksoy, E., Inceöz, M. and Koçyiğit, A. 2007, Lake Hazar Basin: a negative flower structure on the East Anatolian Fault System (EAFS), SE Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 319-338.
- Aktaş, G. and Robertson, A. H. F. 1984, The Maden Complex, SE Turkey, evolution of a neotethyan active margin, *Geological Society London Special Publications*, 17, 375-403.
- Aksay, A., Tekeli, O., Ürgün, B.M. ve Işık, A., 1988, Amanoslar'ın paleozoyik birimleri ve mesozoyik platform karbonat istifleri, *Maden Tetkik Arama Raporu*, 8312, 64 (yayımlanmamış).
- Aksu, R., 1980, Hakkari-Çukurca, Harbol, Derik-Bedinan, Hazro bölgelerinin jeolojisi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 1460, 58.
- Allmendinger, R.W., Reilinger, R. and Loveless, J., 2007, Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia and the Altiplano, *Tectonics*, 26, 26-39.
- Araç, M., Yılmaz, E., 1991, XI ve XII. bölge güneyindeki kuyularda kesilen Cudi ve Mardin gruplarının sedimantolojisi ile fasiyes, diyajenez ve rezervuar özellikleri, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 1715, 154.
- As, J.A. and Zijdeveld, J.D.A., 1958, Magnetic cleaning in paleomagnetic research, *Geophysical Journal International*, 1, 318-319.
- Banks, C.J., 1997, Basins and thrust belts of the Balkan coast and the Black Sea, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Tulsa, 115-128.
- Baştuğ, M.C., 1980, Sedimentation, deformation and melange emplacement in the Lice basin, Dicle - Karabegan area, Southeast Turkey (Doctora thesis), *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Grubu*, Ankara, Rapor 1494, 282.
- Ben-Avraham, Z., Ginzburg, A., Makris, J., Eppelbaum, L., 2002, Crustal structure of the Levant basin, Eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, 346, 23 – 45.
- Besse, J. and Courtillot, V., 2003, Correction to “Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr”, *Journal of Geophysical Research*, 108(B10), 2469.

- Bellahsen, N., Faccenna, C., Funicello, F., Daniel, J.M., Jolivet, L., 2003, Why did Arabia separate from Africa? Insights from 3-D laboratory experiments, *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 365–381.
- Beyarslan, M., Bingöl, A.F., 2000, Petrology of a supra-subduction zone ophiolite (Elazığ, Turkey), *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 1411–1424.
- Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmazer, B., 1973, Biga yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri, Maden Tetkik Arama, *Cumhuriyetin 50.yılı yer bilimleri kongresi, Tebliğler*, Ankara, 70-76.
- Bilgin, A. Z., Elibol, E., Bilgin, Z.R. ve Beğenilmiş, S., 1981, Ceyhan-Karataş-Yumurtalık Osmaniye-Haruniye-Kadirli dolayının jeoloji raporu, *Maden Tetkik Arama Raporu*, 7215, 87.
- Bozkurt, E., Winchester, J.A., Yiğitbaş, E., Ottley, C.J., 2008, Proterozoic ophiolites and mafic-ultramafic complexes marginal to the Istanbul block: an exotic terrane of Avalonian affinity in NW Turkey, *Tectonophysics*, 461, 240-251.
- Burchfiel and Stewart, 1966, "Pull-apart" origin of the central segment of Death Valley, California, *Geological Society of America Bulletin*, 77, 439-442.
- Çemen, İ. and Perinçek, D., 1987, Extensional origin of the northern part of the Hatay-Karasu half graben (Abstract), *Annu Geological Congres Turkey*, 51, 10-11.
- Çelikdemir, E. ve Dülger, S., 1990, Güneydoğu Anadolu'da Mardin grubu karbonatlarının stratigrafisi, sedimantolojisi ve rezervuar özellikleri, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 2665, 105.
- Çinku, M.C., 2010, Paleogeographic evidence on the Jurassic tectonic history of the Pontides: new paleomagnetic data from the Sakarya continent and Eastern Pontides, *International Journal of Earth Sciences*, 196, 569-3.
- Çoruh, T., 1991, Adıyaman civarında (XI. bölge kuzeybatısı ve XII. bölge) yüzeyleyen Kampaniyen-Tanesiyen istifinin biyostratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Araştırma Merkezi*, Rapor 1656, 42.
- Day, R., Fuller, M.D. and Schmidt, V.A., 1977, Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 260-267.
- DeVoogd, B., Truffet, C., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., Lallemand, S., Le Pichon, X., 1992, Two-ship deep seismic sounding in the basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise), *Geophysical Journal International*, 109, 536 – 552.
- Dewey, J. F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., and Sengor, A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere; the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone, *Geological Society Special Publications*, 19, 3-36.

- DeMets, C.R. G., Gordon, D. F. Argus, S. Stein, 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, 21, 2191–2194.
- DeMets, C.R. G. Gordon D. F. Argus S. Stein, 1990, Current plate motions, *Geophysical Journal International*, 101, 425–478.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjaquet, C., Sbertshikov, I.M., Geussant, J., Lepvrier, C., Pechersku, D.H., Boulin, J., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986, Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Liassic, *Tectonophysics*, 123, 241 – 315.
- Dunlop, D.J., 1979, On the use of Zijderveld vector diagrams in multi-component paleomagnetic studies, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 20, 12-24.
- Dunlop, D.J., and Özdemir, O., 1997, *Rock magnetism: fundamentals and frontiers*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 573.
- Ercan, T., Ergül, E., Akçaören, F., Çetin, A., Granit, S. ve Asutay, J., 1990, Balıkesir-Bandırma arasının jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi ve bölgesel yayılımı, *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 110, 113-130.
- Erenler, M., 1989, XI-XII. Bölge güney alanlarındaki kuyularda Mesozoyik çökel istifinin mikropaleontolojik incelemesi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 1364, 44.
- Erdoğan, T., 1975, Gölbaşı civarının jeolojisi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 929, 17.
- Eren, A., Sarı, R., 1984, Güneydoğu Anadolu’da X. Bölgenin jeolojik evrimi ve petrol potansiyeli, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, Rapor 1867, 52.
- Enkin, R. J., and G. S. Watson, 1996, Statistical analysis of palaeomagnetic inclination data, *Geophysical Journal International*, 126, 495 – 504.
- Esso, 1959, Kastel no. 1 composite well log, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, arşiv 64, 83.
- Everitt, C.W.F., Clegg, J.A., 1962, A field test of paleomagnetic stability, *Geophysical Journal of The Royal Astronomical Society*, 6, 312-319.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., Regard, V., 2006, Slab detachment beneath eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the North Anatolian fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 85–97.
- Fisher, R. A., 1953, Dispersion on a sphere, *Proceedings of the Royal Society of London*, 217, 297 – 305.

- Fourcade, E., Dercourt, J., Gunay, Y., Azéma, J., Kozlu, H., Bellier, J.P., Cordey, F., Cros, P., Wever, P., Enay, R., Hernandez, J., Lauer, J., Vrielynck, B., 1991, Stratigraphic et paléogéographie de la marge septentrionale de la plate-forme arabe au Mésozoïque (Turquie du Sud-Est), *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 162, 27-41.
- Garfunkel, Z., 2004, Origin of the Eastern Mediterranean basin: a reevaluation, *Tectonophysics*, 391, 11 – 34.
- Garfunkel, Z., Ben-Avraham, Z., 1996, The structure of the Dead Sea basin, *Tectonophysics*, 255, 155–176.
- Ginzburg, A., Ben-Avraham, Z., 1987, The deep structure of the central and southern Levant continental margin, *Annales Tectonicae* 1, 105 – 115.
- Gök, R., Turkelli, N., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., 2000, Regional wave propagation in Turkey and surrounding regions, *Geophysical Research Letters*, 27, 429-432.
- Gök, R., Sandvol, E., Türkelli, N., Seber, D., Barazangi, M., 2003, Sn attenuation in the Anatolian and Iranian plateau and surrounding regions, *Geophysical Research Letters*, 30, 8042.
- Görür, N., Tüysüz, O., 1997, Petroleum geology of the southern continental margin of the Black Sea, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 63, 241–254.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I. ve Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonic evolution of Tuz gölü basin complex, central Turkey, *Special Publication of the Geological Society*, 17, 81 -96.
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M. E. ve Çoruh, T., 1991, Güneydoğu Anadolu Kampaniyen-Paleosen otokton istifinin stratigrafisi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 2828, 133.
- Güven, A., Dinçer, A., Tuna, M.E., Tezcan, Ü. Ş. ve Çoruh, T., 1988, Güneydoğu Anadolu’da Mardin ve Midyat grupları arasında yer alan birimlerin stratigrafisi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 2414, 154.
- Graham, J.W., 1949, The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks, *Journal of Geophysical Research*, 54, 131-167.
- Griffiths, D.H., King, R.F., Rees, A.I., and Wright, A.E., 1960, The remanent magnetism of some recent varved sediments, *Proceedings of the Royal Society*, A256, 359-383.
- Gürsoy, H., Tatar, O., Piper, J.D.A., Heimann, A., Kocbulut, F., Mesci, B.L., 2009, Palaeomagnetic study of Tertiary volcanic domains in southern Turkey and Neogene anticlockwise rotation of the Arabian plate, *Tectonophysics*, 465, 114-127.

- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O., 2003, Neotectonic deformation in the western sector of tectonic escape in Anatolia, palaeomagnetic study of the Afyon region, central Turkey, *Tectonophysics*, 374, 57–79.
- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O., Mesci, L., 1998, Palaeomagnetic study of the Karaman and Karapinar volcanic complexes, central Turkey: neotectonic rotation in the south-central sector of the Anatolian block, *Tectonophysics*, 299, 191–211.
- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O. and Temiz, H. 1997, A palaeomagnetic study of the Sivas Basin, central Turkey, crustal deformation during lateral extrusion of the Anatolian Block, *Tectonophysics*, 271, 89–105.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M.J.R. and Spakman, W., 2006, Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions, *Journal of Geophysical Research*, 111, 20-24.
- Hall, R., 1976, Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1078-1088.
- Hessami, K., Koyi, H.A., Talbot, C.J., Tabasi, H. and Shabanian, E. 2001, Progressive unconformities within an evolving foreland fold–thrust belt, Zagros mountains, *Journal of the Geological Society*, London, 158, 969–981.
- Handfiel D, R. W., Bryant, G. F. ve Keskin, C., 1959, Measured section of Korudağ, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, Arşiv 523, 65.
- Hempton, M.R., 1987, Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea, *Tectonics*, 6, 687–705.
- Hempton M.R., 1985, Structure and deformation history of Bitlis suture near lake Hazar, southeastern Turkey, *Geological Society of America Bulletin*, 96, 233–243.
- Hempton M.R., 1984, Result of the detailed mapping near lake Hazar Geology of the Taurus Belt, *Maden Tetkik Arama Dergisi*, Türkiye, 52, 223–238.
- Hempton, M.R., Dunne, L.A., 1984, Sedimentation in pull-apart basins: active examples in eastern Turkey, *Journal of Geology*, 92, 513–530.
- Hisarlı, Z.M., 2010, New paleomagnetic constraints on the late Cretaceous and early Cenozoic tectonic history of the Eastern pontides, *Journal of Geodynamics*, 52, 114-128.
- Huesing, S. K., Zachariasse, W. J., 2009, Oligo Miocene foreland basin evolution in SE Anatolia: implications for the closure of the eastern Tethys gateway, *London, Special Publications*, 311, 107–132.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Serri, G. ve Villari, L., 1980, Geology of the volcanic area north of Lake Van (Turkey), *Geological Rundschau*, 69, 292-322.
- Inwood, J., Morris, A., Anderson, M.W., Robertson, A.H.F., 2009, Successive structural events in the Hatay ophiolite of southeast Turkey, distinguishing oceanic,

- emplacement and post-emplacement phases of faulting, *Tectonophysics*, 473, 208–222.
- İlker, S., 1972, VI. Bölge Adıyaman kuzey ve kuzeydoğusundaki sahalar hakkında jeolojik rapor, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 981, 27.
- İşseven, T. and Tüysüz, O., 2006, Palaeomagnetically defined rotations of fault-bounded continental blocks in the north Anatolian shear zone, north central Anatolia, *Journal of Asian Earth Sciences*, 28, 469–479.
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000, Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 19, 56–69.
- Karavul C., 1995, *Güneydogu Anadolu bölgesinin paleomağnetizması*, (Doktora Tezi), İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Kaymakçı, N., İnceöz, M., Ertepinar, P., 2006, 3D-architecture and Neogene evolution of the Malatya basin: inferences for the kinematics of the Malatya and Ovacık fault zones, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 15, 123–154.
- Keskin, M., 2003, Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction–accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, *Geophysical Research Letters*, 30, 10–15.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu’nun tektonik birlikleri, *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi*, Ankara, 66, 20–34.
- Kissel, C., Laj, C., Poisson, A., Gorur, N., 2003, Paleomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, 362, 199–217.
- Kirschvink, J.L., 1980, The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data, *Geophysics Journal Royal Astronomical Society*, 62, 699–718.
- Koçbulut, F., Akpınar Z., Tatar O., Piper, J. D.A., Roberts A. P., 2013, Palaeomagnetic study of the Karacadağ Volcanic Complex, SE Turkey: Monitoring Neogene anticlockwise rotation of the Arabian plate, *Tectonophysics*, 608, 1007–1024.
- Koçyiğit, A., Beyhan, A., 1998, A new intracontinental transcurrent structure: the central Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*, 284, 317–336.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S., 2001, Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and lesser caucasus: implications for transition from thrusting to strike-slip faulting, *Geodinamica Acta*, 14, 177–195.
- Kissel, C., C. Laj, A. Poisson, and N. Görür 2003, Paleomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, 362, 199–217.
- Kodama K.P., 2009, Simplification of the anisotropy-based inclination correction technique for magnetite- and hematite bearing rocks: a case study for the

- carboniferous gleshaw and mauch chunk formations, North America, *Geophysical Journal International*, 176, 467–477.
- Kuşçu, İ., Gençalioglu-Kuşcu, G., Tosdal, R. M., Ulrich, T. D., Friedman, R. 2010, Magmatism in the southeastern Anatolian orogenic belt: transition from arc to post-collisional setting in an evolving orogen, *Geological Society*, London, Special Publications, 340, 437–460.
- Krijgsman, W., Garcés, M., Langereis, C.G., Daams, R., Van Dam, J., Van der Meulen, A.J., Agustí, J., Cabrera, L., 1996, A new chronology for the middle to late Miocene continental record in Spain, *Earth and Planetary Science Letters*, 142, 367-380.
- Lanza, R., Meloni, A., 2006, *The Earth's magnetism: An introduction for geologist*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 116-195.
- Lazki, A., Seber, D., Sandvol, E., Turkelli, N., Mohamad, R., and Barazangi, M., 2003, Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions, *Geophysical Research Letters*, 30, 24.
- Lefebvre, C., Meijers, M.J.M., Kaymakci, N., Peynircioğlu, A., Langereis, C.G., Van Hinsbergen, D.J.J., 2013, Reconstructing the geometry of central Anatolia during the Late Cretaceous: Large-scale Cenozoic rotations and deformation between the Pontides and Taurides, *Earth and Planetary Science Letters*, 366, 83–98.
- Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M.J., 1988, Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation: A new analysis, *Geological Society of America*, 218, 111 – 131.
- Livermore, R. A.i Smith, R. G., 1984, Relative motions of Africa and Europe in vicinity of Turkey in: *Geology of the Taurus belt*, Mineral Research and Exploration Institute, Ankara, 75, 1–10.
- Lowrie, W., 1990, Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties, *Geophysical Research Letters*, 17, 159–162.
- Makris, J., Ben-Avraham, Z., Behle, A., Ginzburg, A., Giese, P., Steinmetz, L., Whitmarsh, R.B., Elelftheriou, S., 1983, Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 75, 575 – 591.
- Makris, J., Nicolich, R., Weigel, W., 1986, A seismic study of the Western Ionian sea, *Annales Geophysicae*, 77, 665 – 678.
- Makris, J., Rihm, R., Allam, A., 1988, Some geophysical aspects of the evolution and structure of the crust in Egypt, *Friedrich Vieweg und Sohn Braunschweig*, Germany, 56, 345 – 369.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Nadariya, M., Ouzouni, A.,

- Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G., 2000, GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and caucasus, *Journal of Geophysical Research*, 105, 55-58.
- McElhinny, M.W., 1964, Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism, *Geophysical Society*, 8, 338-340.
- McFadden, P. L., 1990, A new fold test for paleomagnetic studies, *Geophysical Journal International*, 103, 163-169.
- McFadden, P.L. And Reid, A.B., 1982, Analysis of palaeomagnetic inclination data, *Geophysical Journal of The Royal Astronomical Society*, 69, 307-319.
- McFadden, P.L., and Jones, D.L., 1981, The fold test in palaeomagnetism, *Geophysical Journal of The Royal Astronomical Society*, 67, 53-58.
- McKenzie, D., 1972, Active tectonics of the Mediterranean, *Geophysical Journal of The Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Meijers, M.J.M., Kaymakci, N., Van Hinsbergen, D.J.J., Langereis, C.G., Stephenson, R.A., and Hippolyte, J. C., 2010, Late Cretaceous to Paleocene oroclinal bending in the central Pontides (Turkey), *Tectonics*, 29, 38-53.
- Morris A., 2003, The Late Cretaceous palaeolatitude of the Neotethyan spreading axis in the eastern Mediterranean region, *Tectonophysics*, 377, 157– 178.
- Morris, A., Anderson, M.W., Inwood, J., Robertson, A.H.F., 2006, Palaeomagnetic insights into the evolution of Neotethyan oceanic crust in the eastern Mediterranean, *Geological Society of London Special Publication*, 260, 351–372.
- Morris A., Robertson A.H.F., 1993, Miocene remagnetisation of carbonate platform and Antalya complex units within the Isparta angle, SW Turkey, *Tectonophysics*, 220, 243–266.
- Morris, A., Anderson, M.W., Robertson, A.H.F., Al-Riyami, K., 2002, Extreme tectonic rotations within an eastern Mediterranean ophiolite (Baer – Bassit, Syria), *Earth and Planetary Science Letters*, 202, 247– 261.
- Néel, L., 1949, Théorie du raïnage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites, *Géophysics*, 5, 99-136.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Görür, N., 1994, Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions, *Geological Society of America Bulletin*, 22, 267-270.
- Okay, A.I., Satır, M., Maluski, H., Sıyako, M., Monie, P., Metzger, R. Akyüz, S. 1996, Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints, *Tectonics of Asia*, Cambridge University Press, 96, 420–441.

- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey, *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 475-515.
- Okay A.İ., Şahintürk O., 1997, Geology of the eastern Pontides, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 113, 291- 311.
- Orbay N., Bayburdi A., 1979, Paleomagnetism of dikes and tuffs from the Mesudiye region and rotation of Turkey, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59, 437-444.
- Önalın, M., 1984, *Ahırdağ (K.Maraş) kuzeyinin jeolojisi ve paleontolojisi*, Yüksek Lisans Tezi, İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü.
- Özdemir, Ö. and Banerjee, S. K., 1981, An experimental study of magnetic viscosity in synthetic monodomain titanomaghemites: implications for the magnetization of the ocean crust, *Journal of Geophysical Research*, 86, 35-42.
- Parlak, O., Karaoğlu, F., Klötzli, U., Koller, F., Rızaoğlu T., 2010, Geochronology of ophiolites in Turkey: implications for Neotethyan geodynamics in eastern Mediterranean, 20th General Meeting of the International Mineralogical Association, *Abstract Series Mineralogica-Petrographica*, 585, 46-58.
- Parlak, O., Rızaoğlu, T., Bağcı, U., Karaoğlu, F., Hoeck, F., 2009, Tectonic significance of the geochemistry and petrology of ophiolites in southeast Anatolia, *Tectonophysics*, 473, 173 – 187.
- Parlak, O., Höck, V., Kozlu, H., Delaloye M., 2004, Oceanic crust generation in an island arc tectonic setting, SE Anatolian Orogenic Belt (Turkey), *Geological Magazine*, 141, 583–603.
- Pasin, C., Akgül, A., Dülger, S., 1982, Güneydoğu Anadolu’da Mardin grubu, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 1635, 81.
- Pearce, J. A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yılmaz, Y., Moor bath, S., Mitchell J.G., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229.
- Perinçek, D., 1978, Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman İli) alanının jeolojik incelenmesi ve petrol olanaklarının araştırılması, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 1250, 212.
- Perinçek, D., 1979, Çelikhan-Sincik-Koçali (Adıyaman ili) alanının jeolojik incelemesi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 1394, 30.
- Perinçek, D., 1980, IX. Bölge Hakkari, Yüksekova, Çukurca, Beytüşşebap, Uludere, Pervari dolayının jeolojisi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 80, 185.

- Perinçek, D., 1989, Hakkari ili ve dolayının stratigrafisi, yapısal özellikleri, petrol imkanları, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 2545, 127.
- Perinçek, D., 1990, Hakkari ili dolayının stratigrafisi, Güney Doğu Anadolu Türkiye, *Türkiye Petrol Jeologları Bülteni*, cilt 2/1, 21-68.
- Perinçek, D., Duran, O., Bozdoğan, N. ve Çoruh, T., 1991, Stratigraphy and paleogeographical evolution of the autochthonous sedimentary rocks in the SE Turkey, *Ozan Sungurlu Symposium Proceedings*, 73, 274-305.
- Perinçek, D. 1991, Possible strand of the North Anatolian fault in the Thrace Basin, Turkey: an interpretation, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75, 241-57.
- Perinçek, D., Çemen, İ., 1990, The structural relationship between the east Anatolian and Dead Sea Fault Zones in southeastern Turkey, *Tectonophysics*, 203, 331-340.
- Perinçek, D. 1979, The geology of Hazro-Korudağ- Çüngüş-Maden- Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya region guid book, *Geological Society of Turkey*, Special Publications, 33, 45-56.
- Perinçek, D. 1980, Arabistan kıtası kuzeyindeki tektonik evrimin kıta üzerinde çökelen istifteki etkileri, Türkiye 5. Petrol Kongresi, *Tebliğler*, 77-93.
- Perinçek, D. ve Özkaya, İ. 1981, Arabistan levhası kuzey kenarının tektonik evrimi, *Yerbilimleri*, 8, 91-101.
- Perinçek, D., Kozlu, H., 1984, Stratigraphical and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan Doğanşehir region (eastern Taurus), *Proceedings of International Symposium Maden Tetkik Arama*, Ankara, 181-198.
- Perinçek, D., Günay, Y., Kozlu, H., 1987, New observations about the strike-slip faults in east and southeast Anatolia, *Proceedings of the 7. Turkish Petroleum Congress*, 89-103.
- Piper J.D.A., Gursoy H., Tatar O., Isseven T., Kocyigit A., 2002, Palaeomagnetic evidence for the Gondwanian origin of the Taurides and rotation of the Isparta angle, southern Turkey, *Geological Journal*, 37, 317-336.
- Platzman, E.S., Tapırdamaz, C., Sanver, M., 1998, Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia (Turkey), preliminary paleomagnetic and geochronological results, *Tectonophysics*, 299, 175-189.
- Reilinger, R.E., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Özener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. and Karam, G., 2006, GPS constraints on continental deformation in the Africa-

- Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *Journal of Geophysical Research*, 111, 156-175.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksoz, M.N., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O. and Sanli, I., 1997, Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *Journal of Geophysical Research*, 102, 85-102.
- Rice, S.P., Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., 2006, Late Cretaceous – Early Cenozoic tectonic evolution of the Eurasian active margin in the central and eastern Pontides, northern Turkey, *Geological Society London Special Publications*, 260, 413 – 445.
- Rigo De Righi, M. ve Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast Turkey, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 48, 1911-1937.
- Robert, D., Hatcher, J.R., 1990, *Structural Geology*, Merrill Publishing Company, London, 458-512.
- Robertson, A.H.F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlügenç, Ü., İnan, N., Taşlı, K., Ustaömer, T., 2007, Tectonic evolution of the south Tethyan ocean: evidence from the eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey), *Geological Society of London*, 272 (1), 231–270.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U. C., Taşlı, K., İnan, N., 2006, The Berit transect of the Tauride thrust belt, S. Turkey: late Cretaceous-early Cenozoic accretionary/collisional processes related to closure of the southern Neotethys, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 108–145.
- Robertson, A.H.F. 2006, Contrasting modes of ophiolite emplacement in the eastern Mediterranean region, *Geological Society London Memoirs*, 32 (1), 235-261.
- Robertson, A. H. F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U. C., Taşlı, K., İnan, N. 2005, late Cretaceous–early Tertiary tectonic evolution of south-Neotethys in SE Turkey: evidence from the Tauride thrust belt in SE Turkey (Binboga-Engizek segment), *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 108–145.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Pickett, E.A., Collins, A.S., Andrew, T., Dixon, J.E., 2004, Testing models of late Palaeozoic–early Mesozoic orogeny in western Turkey: support for an evolving open-Tethys model, *Journal of the Geological Society*, London 161, 501–511.
- Robertson, A.H.F., 2002, Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the eastern Mediterranean Tethyan region, *Lithos* 65 (1), 1-67.
- Robertson, A.H.F., 2000, Tectonic evolution of Cyprus in its easternmost Mediterranean setting, *Natural Resources and Environment*, Nicosia, Cyprus, 27, 11-44.

- Robertson, A.H.F., 1998, Lithofacies evidence for the Cretaceous-Paleogene sedimentary history of Eratosthenes Seamount, Eastern Mediterranean, in its regional tectonic context (Sites 966 and 967), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 32, 48-63.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., Sharp I., 1996, Alternative tectonic models for the late Palaeozoic-early Tertiary development of Tethys in the eastern Mediterranean region, *Geological Society, London, Special Publications* 105 (1), 239-263.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., 1984, Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean, *Geological Society, London*, 17, 1-74.
- Sanver, M., 1968. A palaeomagnetic study of Quaternary volcanic rocks from Turkey, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1, 403-421.
- Saribudak M., 1989, New results and a paleomagnetic overview of the Pontides in northern Turkey, *Geophysical Journal International*, 99, 521-531.
- Schmidt, G.C., 1961, XII. Adana petrol bölgesinin stratigrafik nomenklatürü, *Petrol Dairesi Yayını*, 6, 25-39.
- Schmidt, K., 1935, First report over geological and paleontological, *Maden Tetkik Arama Derleme*, Ankara, 1532, 1.
- Sungurlu, O., 1973, VI. Bölge Gölbaşı-Gerger arasındaki sahanın jeolojisi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 802, 30.
- Sungurlu, O., 1974, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi ve petrol imkanları, *Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri*, 85-107.
- Sungurlu, O., 1972, VI. Bölge Gölbaşı – Gerger arasındaki sahanın jeolojisi, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Raporu*, Ankara, 802 (yayınlanmamış), 105-117.
- Stacey, F.D., and Banerjee, S.K., 1974, The physical principles of rock magnetism, *Elsevier*, Amsterdam, 195, 207-238.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones, *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.
- Stampfli, G., Mosar, J., Favre, P., Pillevuit, A., Vannay, J.C., 2001, Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the neo-Tethys east Mediterranean basin connection, *Peri-Tethys Memoir*, Paris, 128, 51 – 108.
- Stoner, E. C., Wohlfarth, E. P., 1948, A mechanism of magnetic hysteresis in heterogeneous alloys, *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, 240, 599-642.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. 1987, Doğu Anadolu'da Neotektonik dönemdeki jeolojik evrimi ve havza modelleri, *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 107, 73-94.

- Şengör, A.M.C.; Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C., 2005, The North Anatolian Fault: A new look, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37-112.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör A.M.C., Yılmaz Y. and Sungurlu O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys, *Geological Society London Special Publication*, 17, 77-112.
- 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, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 37, 227-264.
- Şengör A.M.C., 1979, Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications, *Nature*, 279, 590-593.
- Şengör A.M.C., White G., Dewey J.F., 1979, Tectonic evolution of the Bitlis Suture, southeastern Turkey: implications for the tectonics of the eastern Mediterranean, *Rapport Commission International Mer Mediterranee*, 25/26, 95-97.
- Şengör, A.M.C., Kidd, W.S.F., 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör A.M.C., 1980, Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of Anatolia and surrounding regions, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 115, 1-137.
- Tan, X. and Kodama, K.P., 2003, An analytical solution for correcting paleomagnetic inclination error, *Geophysical Journal International*, 152, 228-236.
- Tarling, D. H., 1983, *Principles and applications of paleomagnetism*, Chapman and Hall, London, 379, 115-142.
- Tarling D.H., Hrouda F., 1993, *The magnetic anisotropy of rocks*, Chapman and Hall, London, 217, 138-165.
- Tatar, O., Piper, J.D.A., Gürsoy, H., Heimann, A., Koçbulut, F., 2004, Neotectonic deformation in the transition zone between the Dead Sea transform and the East Anatolian Fault Zone, southern Turkey: A palaeomagnetic study of the Karasu Rift Volcanism, *Tectonophysics*, 385, 17-43.
- Tauxe, L. and Kent, D. V., 1984, Properties of a detrital remanence carried by hematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments, *Geophysical Journal of The Royal Astronomical Society*, 76, 543-561.
- Terlemez, H. C., Şentürk, K., Ateş, Ş., Sümengen, M., Oral, A., 1997, *1.100.000 ölçekli açınısına nitelikli Gaziantep-K24 paftası*, Maden Tetkik Arama Jeoloji Etütler Dairesi, Ankara.

- Thomas, E., Aytuna, S. and Özcan, O., 1986, Geological field report, southeast Turkey, international oil and gas company report, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 2247, 62.
- Tuna, D., 1973, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Grubu*, Ankara, Rapor 813, 131.
- Turner, F., Dorsey, R., 1958, Tutköy section, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, Arşiv 973, 42.
- Tuna, D., 1973, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı*, Ankara, Rapor 813, 13 (yayınlanmamış).
- Tüysüz, N. and Erler, A., 1995, Geology and geotectonic implications of Kazıkkaya area, Kağızman Kars (Turkey), *General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers*, Ankara, 36, 76-81.
- Ustaömer, T. and Robertson, A., 1997, Tectonic-sedimentary evolution of the north Tethyan margin in the central Pontides of northern Turkey, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Oklahoma, 68, 255-290.
- Van Der Voo F., 1968, Paleomagnetism and Alpin tectonics of Euroasia, Part 4, Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions from NE Turkey, *Tectonophysics* 6, 251-259.
- Van Hinsbergen, D.J.J., 2010, A key extensional metamorphic complex reviewed and restored the Menderes Massif of western Turkey, *Earth-Science Reviews* 102, 60-76.
- Westaway, R. and Arger, J. 2001, Kinematics of the Malatya-Ovacık fault zone, *Geodynamica Acta*, 14, 103–131.
- Westaway, R., 2003, Kinematics of the middle East and eastern Mediterranean updated, *International Journal of Earth Sciences*, 12, 5 – 46.
- Yalçın, N., 1980, Amanosların litolojik karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, Ankara, 23, 21-30.
- Yalçın, N., 1979, Doğu Anadolu yarılımının Türkoğlu Karaağaç (K.Maraş) arasındaki kesiminin özellikleri ve bölgedeki yerleşme alanları, *Türkiye Jeoloji Kurumu Altın Sempozyumu*, 12, 49-57.
- Yalçın, N., 1978, Kahramanmaraş-Gaziantep arasındaki allohton birimlerin ayırtlanması ve ilişkileri, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 1249, 68.
- Yazgan, E. 1984, Geodynamics evolution of the southern Taurides in the region, *International Symposium, Proceedings*, 199-208.
- Yazgan, E. and Chessex, R. 1991, Geology and tectonic evolution of the southern Taurides in the region of Malatya, *Türkiye Petrol Jeologları Dergisi*, 3 (1), 1-42.

- Yılmaz Y., 1990, Comparisons of the young volcanic associations of the west and the east Anatolia under the compressional regime: a review, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 69–87.
- Yılmaz Y., 1993, New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen, *Geological Society of America Bulletin*, 105, 251–271.
- Yılmaz Y., Yiğitbaş, E., Genç C., 1993, Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt, *Tectonics* 12, 1280–1297.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M., Yılmaz, K., 1995, Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of northwestern Anatolia, *Tectonophysics*, 243, 155–171.
- Yılmaz, Y., Gürer, Ö. F., 1996, Andırın (Kahramanmaraş) dolayında Misis-Andırın kuşağının jeolojisi ve evrimi, *Turkey Journal of Earth Sciences*, 5, 39-55.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş .C., Şengör, A.M.C., 1997, Geology and tectonic evolution of the Pontides, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 45, 183–226.
- Yılmaz, Y., Serdar, H.S., Genç, C., Yiğitbaş, E., Gürer, Ö.F., Elmas, A., Yıldırım, M., Bozcu, M., Gürpınar, O., 1997, The geology and evolution of the Tokat Massif, south- central Pontides, Turkey, *International Geological Reviews*, 39, 365–382.
- Yılmaz, Y., Güner, Y. and Şaroğlu, F., 1998, Geology of the Quaternary volcanic centers of the east Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 173-210.
- Yılmaz Y., Şaroğlu F., Güner, Y., 1987, Initiation of the neomagmatism in east Anatolia, *Tectonophysics*, 134, 177-199.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz Y., 1996, Post-Late Cretaceous strike-slip tectonics and its implications for the southeast Anatolian Orogen, Turkey, *International Geological Reviews*, 38, 818–831.
- Yiğitbaş, E., Yılmaz Y., 1996, New evidence and solution to the Maden Complex controversy of the southeast Anatolian orogenic belt (Turkey), *Geological Rundschau*, 85, 250–263.
- Yiğitbaş, E., Elmas, A., Yılmaz, Y., 1999, Pre Cenozoic tectonostratigraphic components of western Pontides and their geological evolution. *Geological Journal*, 34, 55-74.
- Yoldemir, O., 1987, Suvarlı-Haydarlı-Narlı-Gaziantep arasında kalan alanın jeolojisi, yapısal durumu ve petrol olanakları, *Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Raporu*, Ankara, 275, 60.
- Zijderveld, J.D.A., 1967, *AC demagnetization of rocks: analysis of results, methods in paleomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, 26, 245-286.

- Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., 1986, Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins, *Tectonophysics*, 123, 181–211.
- Zor, E., Sandvol, E., Gurbuz, C., Turkelli, N., Seber, D., and Barazangi, M., 2003, The crustal structure of the east Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions, *Geophysical Research Letters*, 30, 24.

ÖZGEÇMİŞ



Kişisel Bilgiler

Adı Soyadı	Beyza ÜLKER
Uyruğu	TC
Doğum tarihi, Yeri	04.01.1987, İstanbul
Telefon	5077194065
E-mail	beyzaulker@gmail.com

Eğitim

Derece	Kurum/Anabilim Dalı/Programı	Yılı
Yüksek Lisans	İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü/ Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı /Jeofizik Mühendisliği Programı	2015
Lisans	Sakarya Üniversitesi / Jeofizik Mühendisliği	2009
Lise	Ahmet Buhan Lisesi	2014

Makaleler / Bildiriler

Ulker, B., Cengiz Çinku M., Hirt, A., "Paleomagnetic Investigations Along The Bitlis-Zagros Suture Zone From Mesozoic To Recent. ", Avrupa Yerbilimleri Kongresi, AVUSTURYA, 8-12 Nisan 2013, pp.4691-4692. Cinku, M.C., Hisarli, Z.M., Hirt, A., Ulker, B., Oksum, E., Kaya, N., Setzer, F., YILMAZ, Y. and Orbay, N., 2013, A Paleomagnetic study on the tectonic evolution of the Nigde-Kirsehir massif and the Taurides since the Mesozoic-Cenozoic;, AGU FALL MEETING, 9-13 December 2013, San Fransisco.
--