



T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ



YÜKSEK LİSANS TEZİ

MARMARA BÖLGESİ ve ÇEVRESİNDE GEÇ KRETASE -
SENEZOYİK DÖNEMDEKİ TEKTONİK DEFORMASYONUN
PALEOMANYETİK YÖNTEMLE ARAŞTIRILMASI

Burak Semih ÇABUK

DANIŞMAN
Prof. Dr. Mualla CENGİZ ÇINKU

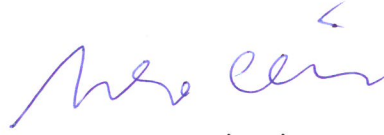
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

İSTANBUL-2019

Bu çalışma 14.02.2019 Tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliğı Anabilim Dalı, Jeofizik Mühendisliğı Programı Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

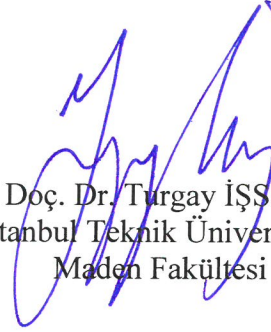
TEZ JÜRİSİ



Prof. Dr. Mualla CENGİZ ÇİNKU
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Ferhat ÖZÇEP
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi



Doç. Dr. Turgay İŞSEVEN
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi



20.04.2016 tarihli Resmi Gazete’de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince; Bu Lisansüstü teze, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa’nın aboneli olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Lisansüstü Eğitim Enstitüsü’nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun rapor alınmıştır.

.

ÖNSÖZ

Marmara Bölgesi ve Çevresinde Geç Kretase - Senezoyik Dönemdeki Tektonik Deformasyonun Palaeomanyetik Yöntemle Araştırılması adlı tez çalışmamda bana desteğini ve yardımlarını esirgemeyen, deneyim ve bilgi birikiminden yararlandığım tez danışmanım Prof. Dr. Mualla Cengiz Çinku'ya teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmalarında bana destek olan ve çok yardımcı olan Doğançan Karataş ve Hakan Uçar'a teşekkür ederim.

Laboratuvar çalışmalarında bilmediğim konuları danıştığım ve bana yardımını esirgemeyen Nurcan Kaya'ya teşekkürlerimi sunarım.

Arazide ekipman sıkıntısı yaşadığımda bana destek veren ve beni zor durumda yalnız bırakmayan Nalan Lom'a çok teşekkür ederim.

Ve varlıkları paha biçilmez olan sevgili aileme, annem Fethiye Çabuk'a ve hem ekonomik hemde fiziksel olarak arkamda olan babam Mustafa Ziya Çabuk'a, tez yapım süresinde bana hem fiziksel hemde moral destek veren kardeşlerim Fatih Kadir Çabuk ve Begüm Merve Çabuk'a çok teşekkür ederim.

Şubat 2019

Burak Semih ÇABUK

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ	iv
İÇİNDEKİLER.....	v
ŞEKİL LİSTESİ	vii
TABLO LİSTESİ.....	xii
SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ.....	xiii
ÖZET	xiv
SUMMARY	xvi
1. GİRİŞ	1
1.1 BÖLGEDE YAPILMIŞ OLAN PALEOMANYETİZMA ÇALIŞMALARI.....	3
2. GENEL KISIMLAR.....	6
2.1 BÖLGENİN GENEL TEKTONİĞİ.....	6
2.2 BÖLGENİN JEOLJİSİ.....	9
2.3 PALEOMANYETİK ÖRNEK YERLERİ	11
2.3.1 Hallaçlar Volkaniti	15
2.3.2 İhsaniye Formasyonu.....	16
2.3.3 Kırklareli Kireçtaşı	18
2.3.4 Keşan Formasyonu	19
2.3.5 Gaziköy Formasyonu.....	21
2.3.6 Korudağ Formasyonu	23
2.3.7 Beyçayır Formasyonu.....	26
2.3.8 Gölpazarı Formasyonu	27
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	28
3.1 PALEOMANYETİK ÇALIŞMALARDA ÖRNEKLERİN TOPLANMASI VE LABORATUVARDA ÖLÇÜM TEKNİKLERİ.....	28
3.2 İKİNCİL MIKNATISLANMANIN TEMİZLENMESİ.....	30
3.2.1 Alternatif Alan Temizleme Yöntemi.....	31
3.2.2 Termal (Isıl) Temizleme Yöntemi	32
3.3 LABORATUVAR ÖLÇÜMLERİNDE KULLANILAN ALETLER	34
3.3.1 Alternatif Alan Temizleme Cihazı (Agico LDA – 3A).....	34
3.3.2 Termal (Isıl) Temizleme Cihazı (MMTD80)	35

3.3.3 Kalıntı Miknatıslanma Ölçüm Cihazı (Agico JR-6A manyetometre).....	36
3.4 MIKNATISLANMA DOĞRULTULARININ ANALİZİ.....	37
3.4.1 As – Zijderveld Diyagramı.....	37
3.4.2 Wulff Diyagramı.....	38
3.5 VERİLERİN İSTATİSTİKSEL ANALİZİ.....	39
3.5.1 Fisher Dağılımı.....	39
3.5.2 Miknatıslanmanın Yaşı.....	41
3.6 KAYA MANYETİZMASI ÇALIŞMALARI.....	42
3.6.1 Termomanyetik Ölçümler.....	42
3.6.2 Eş – Isıl Kalıntı Miknatıslanma ve Üç Eksende Isısal Temizleme Deneyi.....	43
3.6.3 Manyetik Duyarlılık Anizotropisi (MDA) (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) (AMS).....	45
3.7 KAYA MANYETİZMASI ÖLÇÜM CİHAZLARI.....	48
3.7.1 Anlık Miknatıslayıcı.....	48
3.7.2 Manyetik Duyarlılık Ölçüm Cihazı (Bartington MS2).....	48
4. BULGULAR.....	52
4.1 KAYA MANYETİZMASI ÖLÇÜM SONUÇLARI.....	52
4.1.1 Yüksek Sıcaklık Süseptibilitesi Ölçümleri.....	52
4.1.2 Eş-Isıl Kalıntı Miknatıslanma ve Üç Eksenli Isısal Temizleme Deneyi.....	60
4.1.3 Manyetik Duyarlılığın Anizotropisi ((MDA)/Anisotropy of magnetic susceptibilty (AMS)) Ölçüm Sonuçları.....	69
4.2 PALEOMANYETİK SONUÇLAR.....	74
4.2.1 Demanyetizasyon Sonuçları.....	74
4.2.2 Ortalama Paleomanyetik Doğrultular.....	91
4.3 PALEOSEKÜLER DEĞİŞİM (PSD).....	97
4.4 MIKNATISLANMANIN YAŞI.....	100
4.5 PALEOMANYETİK ROTASYONLAR.....	106
4.6 PALEOMANYETİK ENLEM.....	110
5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	111
KAYNAKLAR.....	116
EKLER.....	127
ÖZGEÇMİŞ.....	128

ŞEKİL LİSTESİ

	Sayfa No
Şekil 1.1: Bölgede yapılmış Paleomanyetizma çalışmalarını gösteren harita. (MTA, 2002)'den sadeleştirilmiştir.	4
Şekil 2.1: Türkiye ve çevre coğrafyalara ait tektonik birliklerin gösterimi (Okay ve Tüysüz, 1999'dan sadeleştirilmiştir).	7
Şekil 2.2: Bölgenin jeoloji haritası ve örnek alınan mevkiiler (MTA, 2002).	11
Şekil 2.3: Saroz – Gaziköy Fayının kuzeyi (a) ve güneyine (b) ait genelleştirilmiş stratigrafik kesitler (Şentürk ve diğ., 1998).	12
Şekil 2.4: İstanbul'a ait genelleştirilmiş stratigrafik kesit (Yurtsever ve Çağlayan, 2002).	12
Şekil 2.5: Biga yarımadasına ait genelleştirilmiş stratigrafik kesit (Günaydın, 2017).	13
Şekil 2.6: İznik gölü çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Barka ve diğ., 2001).	14
Şekil 2.7: Hallaçlar volkanitinden örneklenen kayaçlar.	15
Şekil 2.8: BR11 ve BR12 mevkiilerinin örneklendiği Delikkaya, Arnavutköy. İhsaniye formasyonundan örneklenen kayaçlardan bazıları.	17
Şekil 2.9: Kırklareli Kireçtaşları üzerinde örneklenen kayaçlar. Şamlar-Kayabaşı yolu üzeri	18
Şekil 2.10: Keşan Formasyonuna ait örneklenen kayaçlardan bazıları. Uçmakedere-Kumbağ arası.	20
Şekil 2.11: Keşan formasyonuna ait örneklenen kayaçlardan bazıları. BR16 Kumbağ'dan hemen sonra 1 km içerisinde.	21
Şekil 2.12: Şarköy-Uçmakedere yolu. Gaziköy Formasyonundan örneklenen kayaçlardan bazıları.	22
Şekil 2.13: Gaziköy Formasyonundan örneklenen kayaçlardan bazıları. Güzelköy'den 1 kaç km sonra.	23
Şekil 2.14: Korudağ Formasyonu üzerinde örneklenen kayaçlar.	24
Şekil 2.15: Korudağ Formasyonu üzerinde örneklenen kayaçlar.	25

Şekil 3.1: a) Portatif karot alma makinesi b) Arazide alınan örnekler c-d) Pusula ve yönlendirme tablası e) Taş kesme aleti f) Ölçüme hazırlanan örnekler.	29
Şekil 3.2: Laboratuvar ölçümlerinde kullanılan oryantasyon açılarının karot örnek üzerinde gösterilmesi (Butler 1992).	29
Şekil 3.3: Farklı bloklanma ve koersif kuvvete sahip iki bileşenli bir doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün temizlenme aşamaları.	31
Şekil 3.4: Alternatif alan temizleme yönteminin şematik gösterimi. a) Alternatif alan temizleme yönteminde kullanılan manyetik alanın zamanla değişimi. b)Uygulanan dalga biçimi sarmaldır ve genliği zamanla lineer olarak azalmaktadır. a)'daki taralı bölgenin incelenmesidir.....	32
Şekil 3.5: İstanbul Üniversitesi Paleomanyetizma Laboratuvarında bulunan Agico LDA – 3A alternatif alan temizleme cihazı.	34
Şekil 3.6: a) İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarında termal temizleme için kullanılan MMTD80 termal temizleme cihazı. b) MMTD80 termal temizleme cihazına ait kontrol paneli.	35
Şekil 3.7: a) Mıknatıslanma şiddeti ölçümlerinin yapıldığı Agico JR-6A spinner manyetometre. b) Ölçümlerin yermanyetik alanın etkisinden korumak için 4 katmanlı μ metalden bir kalkan başlık. c) Kontrollü akım sağlayan güç kaynağı.....	36
Şekil 3.8: As – Zijderveld Diyagramı. a) Mıknatıslanma vektörünün yatay düzlem üzerindeki gösterimi. b) Kuzey-Güney doğrultulu düşey düzlemde doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün bileşenleri ile gösterimi. c) yatay ve düşey projeksiyonun birlikte gösterildiği diyagram. İçi dolu kareler yatay projeksiyondaki vektör izdüşümünü göstermektedir. Kareler üzerindeki sayılar ise temizlenme adımlarını belirtmektedir (Mıknatıslanma şiddetleri A/m'dir.) (Butler, 1992).	38
Şekil 3.9: Wulff diyagramı. Kuzeyden saat yönünde ilerleyerek çember çevresinde Deklinasyon (Sapma) açısı gösteriliyor. Çemberin çevresinden merkeze doğru ise İnklinasyon (Eğim) açısı gösterilmektedir.	39
Şekil 3.10: Volkanik bir kayaca ait termomanyetik ölçüm. Kırmızı ile gösterilen çizge ısınma eğrisini, mavi ile gösterilen çizgi ise soğuma eğrisini göstermektedir.	43
Şekil 3.11: Manyetit ve Hematit mineralleri için Normalize Mıknatıslanma Şiddet Eğrisi (Butler, 1992).	44
Şekil 3.12: Doygun eş ısıal mıknatıslanma bileşenin üç yönde (x, y, z) farklı alan uygulandıktan sonra ısısal temizleme yöntemiyle temizlenmesi sonucunda oluşan eğri (Mx=Düşük alan sıcaklık bileşeni, My=Orta alan sıcaklık bileşeni, Mz=Yüksek alan sıcaklık bileşeni).	45
Şekil 3.13: İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Laboratuvarında bulunan Molspin şirketine ani mıknatıslandırıcı cihaz.	48

Şekil 3.14: Mağnetik duyarlılığa bağlı anizotropi ölçümlerinin gerçekleştiği Bartington MS2 cihazı. a) Ana konsol b) MS2 B sensörü.	49
Şekil 3.15: Manyetik süseptibilite ölçümleri için uygulanan 18 farklı pozisyonun gösterimi.	50
Şekil 3.16: İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarındaki manyetik duyarlılık ile sıcaklık değişimi ölçümleri için kullanılan Bartington MS2 Sistemi.	51
Şekil 4.1: Termomanyetik çalışma yapılmış fakat duraysız olması sebebiyle yorumlanamayan örneklerden bağızıları.	53
Şekil 4.2: Kretase yaşlı örneklere ait termomanyetik eğriler.	54
Şekil 4.3: Eosen yaşlı örneklere ait termomanyetik eğriler.	55
Şekil 4.4: Eosen yaşlı örneklere ait termomanyetik eğriler devam.	56
Şekil 4.5: Oligosen yaşlı örneklere ait termomanyetik eğriler.	57
Şekil 4.6: Oligosen yaşlı örneklere ait termomanyetik eğriler devam.	58
Şekil 4.7: Oligosen yaşlı örneklere ait termomanyetik eğriler devam.	59
Şekil 4.8: Kretase yaşlı örneklere ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi.	61
Şekil 4.9: Eosen yaşlı örneklere ait EIKM ve üç eksen ısısal temizleme deneyi.	62
Şekil 4.10: Orta-Üst Eosen örneklere ait EIKM ve üç eksen ısısal temizleme deneyi.	63
Şekil 4.11: Orta-Üst Eosen örneklere ait EIKM ve üç eksen ısısal temizleme deneyi devam.	64
Şekil 4.12: Üst Eosen – Oligosen örneklere ait EIKM ve üç eksen ısısal temizleme deneyi.	66
Şekil 4.13: Oligosen yaşlı örneklere ait EIKM ve üç eksen ısısal temizleme deneyi.	67
Şekil 4.14: Oligosen yaşlı örneklere ait EIKM ve üç eksen ısısal temizleme deneyi devam.	68
Şekil 4.15: AMS ölçümleri gerçekleştirilen mevkilerin ortalamalarına ait foliasyon-lineasyon oranlarının Flinn diyagramında gösterimi.	70
Şekil 4.16: a) BR88 nolu mevkiye ait AMS çalışmasının stereonet projeksiyon üzerinde gösterimi b)BR88 nolu mevkiye ait AMS çalışmasının Flinn Diyagramı üzerinde gösterimi.	70
Şekil 4.17: a) BR1 nolu mevkiye ait AMS çalışmasının stereonet projeksiyon üzerinde gösterimi b)BR1 nolu mevkiye aitt AMS çalışmasının Flinn Diyagramı üzerinde gösterimi.	71

Şekil 4.18: Kretase yaşlı mevkiilere ait demanyetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.....	79
Şekil 4.19: Eosen yaşlı örneklerle ait demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.....	81
Şekil 4.20: Orta-Üst Eosen yaşlı örneklerle ait demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.....	83
Şekil 4.21: Orta-Üst Eosen yaşlı örneklerle ait demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.....	84
Şekil 4.22: Orta-Üst Eosen yaşlı örneklerle ait demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.....	86
Şekil 4.23: Üst Eosen – Alt Oligosen yaşlı örneklerle ait demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.....	87
Şekil 4.24: Oligosen yaşlı örneklerle ait demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.....	89
Şekil 4.25: Oligosen yaşlı örneklerle ait demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.....	90
Şekil 4.26: Kretase yaşlarına ait volkanik mevkilerin grup ortalamalarının stereonet projeksiyon üzerinde gösterimi.	91
Şekil 4.27: Eosen yaşlı örneklerle ait mevkilerin grup ortalamalarının stereonet projeksiyon üzerinde gösterimi.	92
Şekil 4.28: Orta-Üst Eosen yaşlı mevkilerden OE-1 grubuna ait örneklerin grup ortalamalarının stereonet projeksiyonda gösterimi.	92
Şekil 4.29: Orta-Üst Eosen yaşlı mevkilerden OE-2,3,4,5 ve 6 gruplarına ait örneklerin grup ortalamalarının stereonet projeksiyonlarda gösterimi.....	95
Şekil 4.30: Üst Eosen – Alt Oligosen yaşlı örneklerle ait grup ortalamalarının stereonet projeksiyon üzerinde gösterimi.	96
Şekil 4.31: Oligosen yaşlı örneklerle ait grup ortalamalarının stereonet projeksiyon üzerinde gösterimi.	96
Şekil 4.32: Kretase yaşlı örneklerle ait kıvrım testi	101
Şekil 4.33: Eosen yaşlı örneklerle ait kıvrım testi.....	102
Şekil 4.34: Orta-Üst Eosen örneklerden OE-2 grubuna ait kıvrım testi.	102
Şekil 4.35: Orta-Üst Eosen örneklerden OE-3 grubuna ait kıvrım testi.	103
Şekil 4.36: Orta-Üst Eosen OE-4 grubuna ait kıvrım testi.....	103

Şekil 4.37: Orta-Üst Eosen OE-5 grubuna ait kıvrım testi.....	104
Şekil 4.38: Orta-Üst Eosen OE-6 grubuna ait kıvrım testi.....	104
Şekil 4.39: Oligosen yaşlı Oli-1 grubuna ait kıvrım testi.....	105
Şekil 4.40: Oligosen yaşlı Oli-2 grubuna ait kıvrım testi.....	105
Şekil 4.41: İnceleme alanındaki Kretase yaşlı kayaçlardan elde edilen rotasyon değerleri.....	106
Şekil 4.42: İnceleme alanındaki Eosen yaşlı kayaçlardan elde edilen rotasyon değerleri.	108
Şekil 4.43: İnceleme alanındaki Oligosen ve Miyosen yaşlı kayaçlardan elde edilen rotasyon değerleri.	109
Şekil 4.44: Yaşa bağlı olarak referans paleoenlem eğrileri Marmara Bölgesindeki bir mevki için Avrupa ve Gondwanaya ait Referans Kutup Dolanım Eğrisinden elde edilmiştir (Torsvik ve diğ. 2012). Paleomanyetik veriler hata sınırları içerisinde gösterilmektedir: Kırmızı noktalar bu çalışma, mavi daire Channell ve diğ. (1996), mor, pembe ve içi boş daireler sırasıyla Çinku (2011), Çinku ve diğ. (2016, 2017), yeşil, daire Meijers ve diğ. (2010).....	110
Şekil 5.1: Eosen'den günümüze bölgenin tektonik rotasyonu.....	115

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

- Tablo 1-1:** Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları.....5
- Tablo 3-1:** Manyetik minerallere ait Curie sıcaklıkları ve bozuşma ürünleri (Tarling, 1983; Dunlop ve Özdemir, 1997; Özdemir ve Banarjee, 1981).....43
- Tablo 4-1:** AMS çalışması sonucunda elde edilen örneklerle ait parametreler (k1: maksimum mağnetik duyarlılık, k2: Ortaç mağnetik duyarlılık, k3: Minimum mağnetik duyarlılık, P: anizotropi derecesi, P': düzeltilmiş anizotropi derecesi, L :mağnetik lineasyon, F : mağnetik foliasyon, T: şekil parametresi).....71
- Tablo 4-2:** Yaşlara Göre Gruplandırılmış Mevkiilerin Ortalama Kalıntı Mıknatıslanma Vektör Parametreleri (Dg:: Tektonik düzeltme öncesi sapma açısı, Ig: Tektonik Düzeltme öncesi eğim açısı, Ds: tektonik düzeltme sonrası sapma açısı, Is: Tektonik düzeltme sonrası eğim açısı, α_{95} : Güvenlik Çemberi (* olan mevkiler grup ortalamasına katılmamıştır).75
- Tablo 4-3:** Yaşlara göre hesaplanmış PSD analiz sonuçları (Ds: tektonik düzeltme sonrası sapma açısı, Is: tektonik düzeltme sonrası eğim açısı, α_{95} : güvenlik çemberi) Elde edilen α_{95} değerleri $\alpha_{95min} > \alpha_{95} > \alpha_{95max}$ ise siyah renkte vır $\alpha_{95} < \alpha_{95min}$ ise yeşil renkte renkte gösterilmiştir.....98
- Tablo 4-4:** İnceleme alanından örneklenen kayalardan elde edilen paleomanyetik rotasyon değerleri. *:Yeniden mıknatıslanma görüldü.107

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
D	: Kalıntı mıknatıslanma vektörü sapma açısı
I	: Kalıntı mıknatıslanma vektörü eğim açısı
T	: Sıcaklık
τ	: Rölaksasyon zamanı
T	: AMS elipsoidi şekil parametresi
P	: Manyetik duyarlılığın anizotropi derecesi
p	: Yoğunluk Dağılımı
k	: Prezisyon parametresi
k₁	: Maksimum manyetik duyarlılık eksen
k₂	: Ortaç manyetik duyarlılık eksen
k₃	: Minimum manyetik duyarlılık eksen
α_{95}	: Güvenlik çemberi
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)
V	: Hacim
Kısaltmalar	Açıklama
AMS	: Anizotropik manyetik süsebtibilite
IRM	: Eş-Isıl kalıntı mıknatıslanma
DKM	: Doğal kalıntı mıknatıslanma
ChRM	: Karakteristik kalıntı mıknatıslanma

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

MARMARA BÖLGESİ ve ÇEVRESİNDE GEÇ KRETASE - SENEZOYİK DÖNEMDEKİ TEKTONİK DEFORMASYONUN PALEOMANYETİK YÖNTEMLE ARAŞTIRILMASI

Burak Semih ÇABUK

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Mualla CENGİZ ÇİNKU

Marmara bölgesi Alp Himalaya orojenez kuşağı üzerinde bulunmaktadır ve aktif tektonik deformasyona uğramış bir bölgedir. Bölge literatürde Batı Pontidler olarak da adlandırılan İstanbul Zonu, Istranca Zonu ve Sakarya Kıtası gibi tektonik birliklerden oluşmaktadır. Yapılan jeolojik çalışmalarda Kretase'de Karadenizin açılmasıyla İstanbul Zonunun batıda Batı Karadeniz fayı ve doğuda Batı Kırım fayı etkisiyle Moezya Platformundan koparak güneye doğru hareket etmeye başladığı bildirilmiştir. Erken Eosen'de güneye ilerleyen İstanbul Zonunun kuzeye hareket eden Sakarya Kıtası ile çarpışarak, bu iki tektonik birlik arasında bulunan İntra-Pontid okyanusun kapandığı ve İntra-Pontid sütürünün oluştuğu bilinmektedir. Bu kıta-kıta çarpışması sonucu bölge Miyosenden günümüze havza oluşumu ve Kuzey Anadolu Fay Zonunun etkisi altında evrimini tamamlamıştır. Bu tez çalışması kapsamında bölgede yerleşen Üst Kretase-Oligosen yaşlı 103 adet mevki sedimanter ve volkanik kayaç örneklenerek farklı fazlarda meydana gelen tektonik deformasyonun değişimi belirlenmek istenmiştir. 13

mevki çok kırıklı yapıda olması sebebiyle laboratuvar çalışmasına katılmamıştır. 10 mevki ise laboratuvar çalışmaları sonrası duraysız sonuç verdikleri için değerlendirmeye alınmamıştır.

Yapılan kaya manyetizması çalışmaları sedimanter ve volkanik kayalarda mıknatıslanmadan sorumlu minerallerin düşük koersiviteli titanyumlu manyetit olduğu belirlenmiştir. Kireçtaşlarında ise yüksek koersiviteye sahip hematitin mıknatıslanmadan sorumlu olduğu görülmüştür. Manyetik süseptibiliteye bağlı anisotropi (AMS) ölçümleri sonucunda örneklerin çoğunda manyetik foliasyonun olduğu ve deformasyon elipsoidinin yassı şeklinde olduğu gözlenmiştir.

Çalışma alanında kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak Eosen'den günümüze kadar Sakarya Kıtası için $19.9^{\circ} \pm 10.9^{\circ}$, Pontidler için $27.4^{\circ} \pm 11.6^{\circ}$ ve Istranca Zonu için $15.6^{\circ} \pm 11.8^{\circ}$ saatin tersi yönünde rotasyona uğradığı belirlenmiştir. Bu sonuçlar, bölgenin Eosen'de çarpışmayı bitirmiş olduğunu ve büyük bir blok olarak saatin tersi yönünde rotasyon ettiğini göstermektedir. Bölgede Miyosen ve sonrası gelişen havza oluşumuna bağlı paleomanyetik rotasyonlar veya faya bağlı blok rotasyonların varlığı bu çalışma sonucunda izlenmemiştir. Daha önceden bölgeden elde edilen Miyosen verileri göz önüne alındığında saatin tersi yönünde Üst Kretaseden günümüze elde edilen benzer miktarda rotasyonlar bu sonucu desteklemektedir.

Şubat 2019, 145 sayfa.

Anahtar kelimeler: Paleomanyetizma, rotasyon, deformasyon, Marmara Bölgesi, fay

SUMMARY

M.Sc. THESIS

**PALEOMAGNETIC INVESTIGATION of the TECTONIC DEFORMATION in
CIRCUM-MARMARA REGION during the LATE CRETACEOUS and
CENOZOIC PERIOD**

Burak Semih ÇABUK

Istanbul University-Cerrahpasa

Institute of Graduate Studies

Department of Geophysical Engineering

Supervisor : Prof. Dr. Mualla CENGİZ ÇINKU

The Marmara region is located on the Alpine Himalayan orogenic belt which experienced a active tectonic deformation. The region consists of tectonic units such as the Istanbul Zone, the Strandja Zone and the Sakarya Continent. It is reported in the previous geological studies that the Istanbul Zone began to move southwards apart from the Moesia Platform with the effect of West Blacksea Fault in the west and West Crimea Fault in the east after the the opening of the Black Sea in the Cretaceous. It is known that the Intra Pontide suture is formed after the closure of the Intra-Pontide ocean during the Early Eocene due to the collision between İstanbul zone and the Sakarya continent which moved northwards. As a result of the continental collision, the region has completed its evolution under the influence of basin formation and the emplacement of North Anatolian Fault Zone from Miocene to the present. In this thesis, Upper Cretaceous-Oligocene sedimentary and volcanic rocks at 103 sites were sampled to investigate the tectonic deformation occurred at different phases. 13 sites were not taken into account

because of samples that has broken. 10 sites could not be evaluated because of unstable behaviour on the demagnetization plots.

As a result of rock magnetism studies, it was shown that magnetic minerals in sedimentary and volcanic rocks are defined by *titanium*-rich titanomagnetite showing low coercivity, while in limestone samples, magnetization is defined by hematite showing high coercivity. As a result of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) measurements, it was observed that most of the samples show magnetic foliation and a deformation ellipsoid which is oblate.

Paleomagnetic results show counterclockwise rotation of $19.9^{\circ}\pm 10.9^{\circ}$ for the Sakarya continent, $27.4^{\circ}\pm 11.6^{\circ}$ for the Pontides and $15.6^{\circ}\pm 11.8^{\circ}$ for the Strandja Zone from Eocene to present. The results indicate that the region has completed the collision in Eocene and rotated counterclockwise as a large block. Deformation due to basin development or fault bounded block rotations which developed after Miocene could not be detected in this study. Miocene paleomagnetic data from previous studies in the study area are compatible with counterclockwise rotations in Upper Cretaceous-Oligocene which shows that different blocks emplaced in the study area moved together as a single plate during Eocene-Miocene time.

February 2019, 145 pages.

Keywords: Paleomagnetism, rotation, deformation, Marmara Region, fault

1. GİRİŞ

Orojenik kuşakların incelenmesinde, orojeni oluşturan tektonik birliklerinin jeolojik devirlerdeki paleocoğrafik konumunun ve bu konumundaki değişimlerin bilinmesi kritik önem taşımaktadır. Bununla birlikte orojenik kuşakların oluşumu esnasında gelişen tektonik rotasyonlar ve bu rotasyonların kökeni de günümüzde önemli bir araştırma konusudur. Yapılan çalışmalar, tektonik olarak oluşan dönmelerin dağ oluşumlarının gelişimi ve olgunlaşmasının her aşamasında geliştiğini ortaya koymaktadır (Butler ve diğ., 1995; Cederquist ve diğ., 2006). Bununla beraber özellikle çeşitli boyuttaki kıtasal blokların aktif kıta kenarlarıyla çarpışması / indentasyon ve orojenin olgunlaşması sırasında meydana gelen tektonik kaçışın blok dönmesini sağladığı ve bu dönmenin fay kinematiğine bağlı olarak saatin tersi veya saat yönünde çok yüksek değerlere ulaşabileceği saptanmıştır. Buna göre Anadolunun levha mozayikliğini oluşturan ve kenet kuşaklarının oluşması sürecinde şekillenen fliş havzaları ile orojenik kuşakların yükselme ve çökmesi sürecinde oluşan molas havzalarının dağılımlarının şekillendirdiği yapısal örneklerin anlaşılmasında sadece jeolojik verilere başvurulmuştur. Aslında bu sürecin yapısal şekillenmesinin ortaya konulmasında Paleomanyetizma verileri çok etkin katkılar yapabilmektedir. Günümüzde yerbilimlerine bu türden katkılar giderek artmaktadır.

Marmara bölgesi, Türkiye'nin kuzeybatısında Istranca Zonu, Sakarya Kıtası ve İstanbul Zonu gibi farklı tektonik birliklerden oluşmaktadır. Bölgenin tektonik deformasyonu Kretase zamanında Karadeniz'in açılması ve Paleozoyik yaşlı İstanbul Zonu'nun Moesya Platformundan kopup, batıda Batı Karadeniz fayı ve doğuda Batı Kırım fayı yardımıyla güneye doğru ilerlemesiyle başlamıştır (Okay ve diğ. 2004). Kretase'den başlayan güneye doğru bu hareket Erken Eosen'de Sakarya Kıtası ile İstanbul Zonu'nun çarpışmasına neden olur ve bu kıta-kıta çarpışması sonucunda bu iki tektonik blok arasında bulunan İntra-Pontid okyanusu kapanarak İntra-Pontid sütürü oluşmuştur (Okay ve Tüysüz, 1999). Bu sebeple bu tez çalışması kapsamında bölgede bulunan tektonik birliklerin rotasyonlarına ve bu rotasyonların süreçlerini belirlemek için Marmara bölgesinden Kretase – Miyosen yaş aralığının da 103 mevkiiden volkanik ve sedimanter kayaçlar örneklenmiştir. Bu mevkiilerden 13 tanesi kırıklı yapıda olduğu için ve 10 mevki ise laboratuvar çalışması sonrası duraysız sonuç verdiği için değerlendirilmeye alınmamıştır.

Paleomanyetizma yöntemi kayaçların ilk oluştukları anda manyetik minerallerin sahip oldukları mıknatıslanma bileşenlerini göz önüne alarak ortaya koyduğu rotasyon ve enlem parametreleri yardımıyla tektonik deformasyonun belirlenmesinde etkili bir yöntemdir. Bu tez çalışmasında kayaçların sahip olduğu karakteristik mıknatıslanmaya ulaşmak amacıyla alternatif alan ve termal temizleme yöntemleri kullanılmıştır. Kaya manyetizma çalışmaları kayaçların sorumlu manyetik mineralinin tespit edilmesi için önemlidir. Bu tez çalışması kapsamında minerallerin tespiti için anizotropik manyetik süseptibilite, termomanyetik yöntem ve eş-ısı kalıntı mıknatıslanma ve temizlenmesi (IRM) yöntemleri uygulanmıştır.

Bu tez çalışmasının amacı Marmara Bölgesini oluşturan Istranca Zonu, İstanbul Zonu ve Sakarya Kıtası'nın Kretase'den Miyosen'e tektonik rotasyonunu ve bu rotasyonun nasıl geliştiğini tespit etmektir. Ayrıca Kuzey Anadolu Fay zonunun bu bölgede meydana getirdiği deformasyonu araştırmaktır.

1.1 BÖLGEDE YAPILMIŞ OLAN PALEOMANYETİZMA ÇALIŞMALARI

Marmara Bölgesi ve çevresinde yapılan paleomanyetizma çalışmaları sınırlı sayıdadır. Genel olarak bölgenin tümü yerine spesifik bir alan üzerinde çalışmalar yapılmıştır. Bölgede yapılan çalışmaların paleomanyetik sonuçları Tablo 1.1 de gösterilmiştir.

Avşar ve İşseven (2009) tarafından yapılan çalışmada, Armutlu Yarımadası'nda Eosen volkaniklerden 50 mevki örneklenmiştir. Elde edilen paleomanyetik sonuçlar $D/I = 26^\circ/52^\circ$ ($k=60.9$ ve $\alpha_{95}=4.6^\circ$) olarak verilmiştir. Armutlu yarımadasının rotasyonunu da saat yönünde $15.6^\circ \pm 5.2$ ve $\sim 38\text{My}$ olarak bulmuşlardır.

Ok, Y. (2013) lisans bitirme tezi çalışmasında İzmit Ağva'da Üst Kretase yaşlı 9 adet mevki örneklenmiştir. YK4-9 (YO) mevkilerinden $D/I = 339.3^\circ/42.6^\circ$ ($k = 23.8$ ve $\alpha_{95} = 16^\circ$) olarak verilmiştir. Mevkiye ait paleoenlem değeri ise 24.7 olarak verilmiştir.

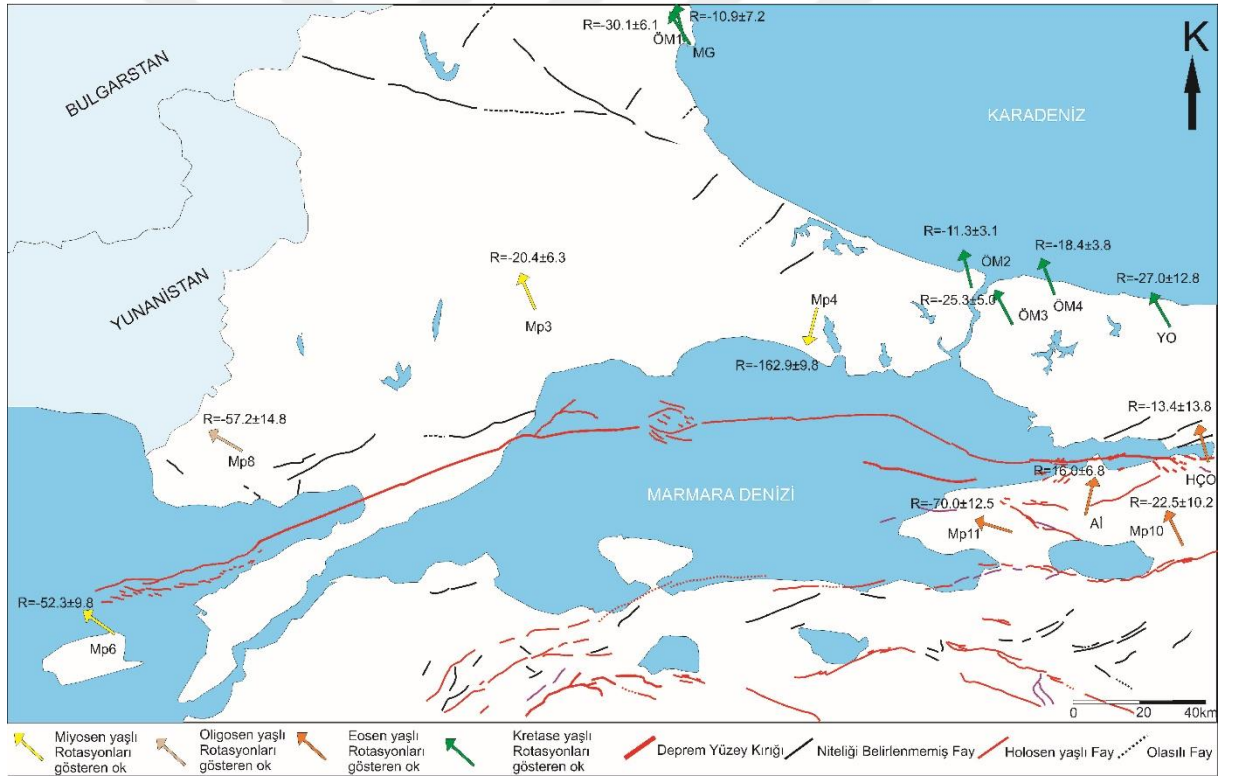
Gümüş, M. (2013) lisans bitirme tezi çalışmasında İğneada'dan Üst Kretase yaşlı 7 mevki örneklenmiştir. Çalışmadan elde edilen sonuçlar $D/I = 14.4^\circ/22^\circ$ ($k = 16.7$ ve $\alpha_{95} = 8.7^\circ$) şeklindedir.

Makaroğlu, Ö. (2004) yüksek lisans tezi çalışmasında Kuzey Marmara bölgesindeki Üst Kretase yaşlı kayaçlardan 15 mevki örneklenmiştir. Bu örneklenen mevkiler 4 kısma ayrılmıştır. Bu bölgeler Istranca, Riva, Poyraz ve Kısırkaya olarak görülmektedir. Istranca mevkiinden elde edilen $D/I = 197^\circ/-46^\circ$, Kısırkaya mevkiinden elde edilen $D/I = 355^\circ/45^\circ$, Poyraz mevkiinden elde edilen $D/I = 161^\circ/-36^\circ$ ve Riva mevkiinden elde edilen $D/I = 348^\circ/40^\circ$ olarak verilmiştir. Çalışmada elde edilen paleoenlem dereceleri Istranca için 27° , Kısırkaya için 26° , Riva için 23° ve Poyraz için ise 20° olarak verilmiştir.

Hisarlı ve diğ. (2011)'de Armutlu bölgesinin ve Almacık bloğunu kinematik evrimini araştırılması için paleomanyetizma çalışması yapılmış ve İstanbul Zonu, Armutlu bölgesi ve Almacık'tan Orta Eosen yaşlı toplamda 25 mevki örneklenmiştir. Armutlu da elde edilen $D/I = 176.7^\circ/-52.4^\circ$ ($k = 46.8$ ve $\alpha_{95} = 13.6^\circ$) olarak verilmiştir. Armutlu bölgesinde elde edilen rotasyon (İstanbul Zonuna göre) $17.7^\circ \pm 14.6^\circ$ olarak verilmiştir.

Orbay, N. (2003) çalışmasında Marmara Denizi çevresindeki kara alanlarında yüzeylenmiş olan Miyosen-Eosen yaş aralığındaki sedimanter kayaçlardan 52 mevki örneklenmiştir. Örneklenen

mevkilerden Miyosen yaşlı olanların ortalamaları 6 farklı grupta toplanmıştır. Oligosen yaşlı olanlar 2, Eosen yaşlı olan mevkilerin ortalamaları ise 5 grupta toplanmıştır. Miyosen yaşlı gruplardan MP1 için $D/I = 326^\circ/57.5^\circ$ ($\alpha_{95} = 24.2^\circ$ ve $k = 27.1$), MP2 için $D/I = 327^\circ/25.1^\circ$ ($\alpha_{95} = 37.5^\circ$ ve $k = 11.67$), MP3 için $D/I = 347^\circ/44.7^\circ$ ($\alpha_{95} = 7.1^\circ$ ve $k = 115.53$), MP4 için $D/I = 204^\circ/20^\circ$ ($\alpha_{95} = 16.9^\circ$ ve $k = 54.41$), MP5 için $D/I = 325^\circ/34.5^\circ$ ($\alpha_{95} = 180^\circ$ ve $k = 4.42$) ve MP6 için $D/I = 315^\circ/35^\circ$ ($\alpha_{95} = 14.1^\circ$ ve $k = 316.93$) olarak verilmiştir. Oligosen yaşlı gruplardan MP7 için $D/I = 275.5^\circ/71.8^\circ$ ($\alpha_{95} = 23.07^\circ$ ve $k = 28.07$) ve MP8 için $D/I = 282.2^\circ/57.7^\circ$ ($\alpha_{95} = 14.9^\circ$ ve $k = 39.09$) olarak verilmiştir. Eosen yaşlı gruplardan MP9 için $D/I = 71.1^\circ/36.6^\circ$ ($\alpha_{95} = 40^\circ$ ve $k = 41.11$), MP10 için $D/I = 32.5^\circ/56.7^\circ$ ($\alpha_{95} = 8.7^\circ$ ve $k = 36.95$), MP11 için $D/I = 80^\circ/35^\circ$ ($\alpha_{95} = 17.9^\circ$ ve $k = 197.03$), MP12 için $D/I = 16.4^\circ/19^\circ$ ($\alpha_{95} = 36.2^\circ$ ve $k = 49.83$), MP13 için $D/I = 22^\circ/12.1^\circ$ ($\alpha_{95} = 39.6^\circ$ ve $k = 41.92$) olarak verilmiştir.



Şekil 1.1: Bölgede yapılmış Paleomanyetizma çalışmalarını gösteren harita. (MTA, 2002)'den sadeleştirilmiştir.

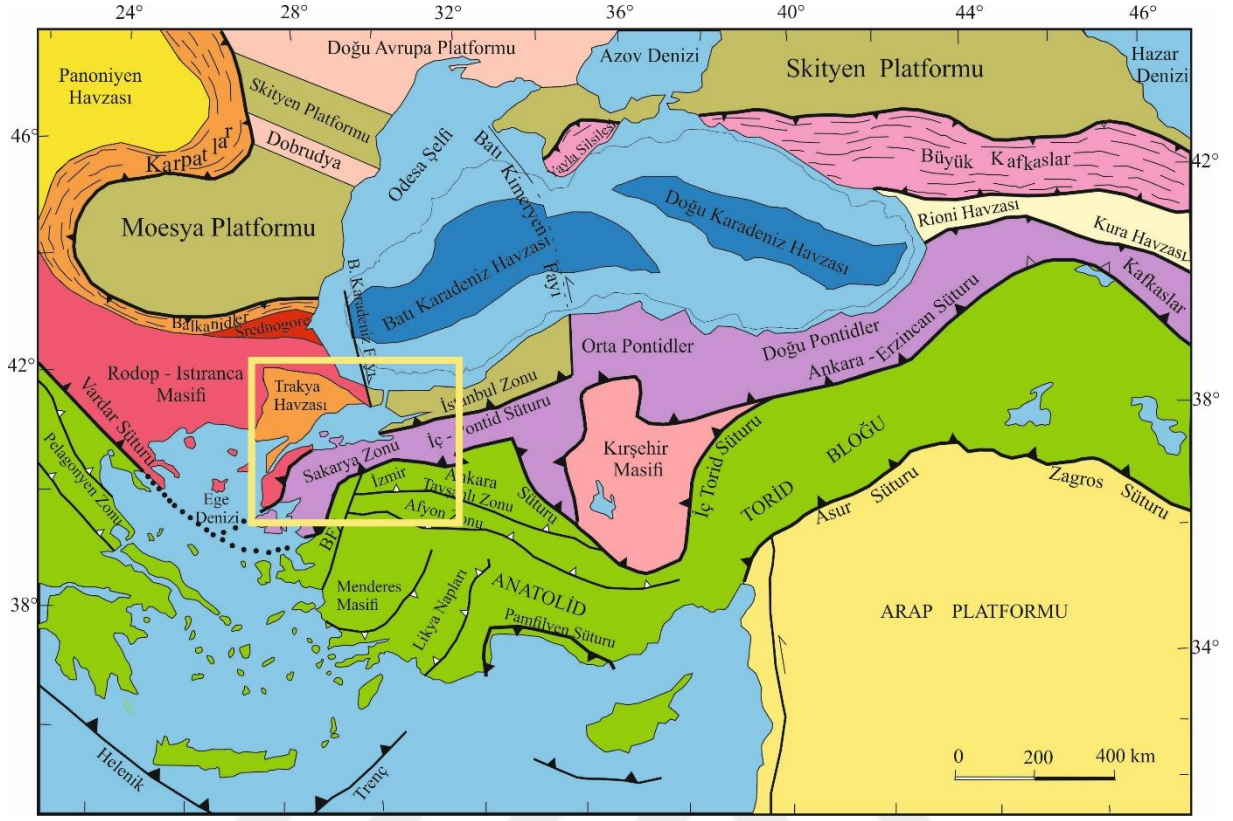
Tablo 1-1: Bölgede yapılmış olan paleomanyetizma çalışmaları.

Mevki	Yaş	D°	I°	α_{95}	k	Referans
TRK12, TR04,MR1 (MP1)	Miyosen	326	57.5	24.2	27.1	Orbay ve diğ., (2003)
DM1, BY1, MHS1 (MP2)	Miyosen	327	25.1	37.5	11.67	
TR02,TR06,TRK1,TRK5 ,CR3,CR5 (MP3)	Miyosen	347	44.7	7.1	115.53	
SL2, SL3, KMZ1 (MP4)	Miyosen	204	20	16.9	54.41	
TR11, TR12 (MP5)	Miyosen	325	34.5	180	4.42	
GK1, GOK5 (MP6)	Miyosen	315	35	14.1	316.93	
GOK1, GOK2, GOK3 (MP7)	Oligosen	275.5	71.8	23.07	28.07	
HS1, HS2, BE1, BE2 (MP8)	Oligosen	282.2	57.7	14.9	39.09	
KY1-PH1 (MP9)	Eosen	71.1	36.6	40	41.11	
IM-İK-KR1 (MP10)	Eosen	32.5	56.7	8.7	36.95	
YTR1-GEM1 (MP11)	Eosen	80	35	17.9	197.03	
MUD1-ZEY1 (MP12)	Eosen	16.4	19	36.2	49.83	
KM3-KM4 (MP13)	Eosen	22	12.1	39.6	41.92	
KB1-2,BC1-2 (HÇO)	Eosen	176.7	-52.4	13.6	46.8	Hisarlı ve diğ. (2011)
YK4-9 (YO)	Üst Kretase	339.3	42.6	16	23.8	Ok (2013)
KM15-17(ÖM1) (Istranca)	Üst Kretase	197	-46			Makaroğlu (2004)
KM34-36(ÖM2) (Kısırkaya)	Üst Kretase	355	45			
KM20-23 (ÖM3) (Poyraz)	Üst Kretase	161	-36			
KM27-30 (ÖM4) (Riva)	Üst Kretase	348	40			
MK4-6 (MG)	Üst Kretase	14.4	22	8.7	16.7	Gümüş (2013)
İZ1-50 (Aİ)	Eosen	26	52	4.6	60.9	Avşar ve İşseven (2009)

2. GENEL KISIMLAR

2.1 BÖLGENİN GENEL TEKTONİĞİ

Yeryüzünde Alpin dağ kuşağının bir üyesi olan Türkiye'nin dünya coğrafyasında sınırladığı bölge içerisinde, Istranca Zonu, İstanbul Zonu, Sakarya Zonu, Anatolid-Torid Bloğu, Kırşehir Bloğu ve Arap platformu olmak üzere altı büyük tektonik birlik bulunmaktadır (Ketin, 1966; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1982; Okay, 1989; Okay ve diğ., 1994; Okay ve Tüysüz, 1999) (**Şekil 2.1**). Bu tektonik birlikler birbirinden suture zonları ile ayrılmıştır. Sakarya Zonu ile Batı Pontidler arasındaki İç Pontid Süturu İstanbul Zonu'nun Geç Kretase'de başlayıp Erken Eosen'e kadar devam eden güneye doğru öteleme hareketi sonucu İstanbul Zonuyla Sakarya Kıtasının Erken Eosen'de kıta-kıta çarpışmasıyla oluşmuştur (Okay ve Tüysüz, 1999). İç Torid suture, Kırşehir Masifi ve Toroslar arasında var olduğu ve İç Torid Okyanusu'nun Geç Mesozoyik'de başlayıp Erken Senozoyik'te kapanması ile oluştuğu bildirilmektedir (Görür ve diğ., 1984). Ashriyan Süturu ve Zağros Süturu, Güney Neotetis Okyanusu'nun Miyosen'de kapanması ile oluştuğu bilinmektedir (Yılmaz, 1983). İzmir-Ankara-Erzincan Süturu, Anatolid-Toridler ve Sakarya Zonu arasında yer almaktadır ve Geç Kretase'de Neotetis'in kuzey kolunun kapanması ile oluşmuştur (Okay ve Tüysüz, 1999). Bu tektonik birimler ve suture zonlarının tek bir kıta olarak bir araya gelmesi Arap ve Anadolu plakalarının Geç Tersiyer'de çarpışması sonucu gerçekleşmiştir (Okay ve Tüysüz, 1999). Miyosen'de Arap levhasının Anadolu Plakasına bindirmesiyle Anadolu Plakası batıya doğru kaymaya başlamıştır (Okay ve Tüysüz, 1999). Bu kayma sonucunda Pontidler ile Anadolu Plakası arasında sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı oluşmuştur. Doğuda Karlıova'dan başlayan KAF Marmara Bölgesinde İzmit Körfezi'nden Marmara Denizine girmektedir ve Gaziköy'den tekrar karaya çıkarak Saroz körfezinden Ege'ye çıkmaktadır. KAF'ın Gelibolu'daki devamı Ganos Fayı olarakta bilinmektedir (Yaltırak, 1996). Kuzey Anadolu Fayı bu bölgedeki kaymalar üzerinde tektonik deformasyona sebep olmuştur.



Şekil 2.1: Türkiye ve çevre coğrafyalara ait tektonik birliklerin gösterimi (Okay ve Tüysüz, 1999'dan sadeleştirilmiştir).

Çalışma alanını literatürde Pontidler olarak anılan İstanbul Zonu ve Sakarya Kıtası ile Istranca Zonu Karadeniz sınırı boyunca uzanarak Türkiye'nin kuzeybatı kısımlarını oluşturmaktadır (Şekil 2.1). Bu tektonik yapılar güneyde Geç Mesozoyik-Erken Tersiyer yaşlı İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu ile Anatolid-Torid ve Kırşehir bloklarından ayrılır, Kretase sürecinde bir araya gelmiş (Okay ve Tüysüz, 1999), çeşitli kıtasal ve okyanusal birimlerin bir mozayikini içermektedir (Ustaömer ve diğ., 2011).

Pontidler, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının kuzeyinde yer almaktadır (Şekil 2.1). Birçok araştırmacı Neotetis okyanusunun kuzey kolunun Avrasyanın altına Triyas sonunda dalmaya başlaması sonucu Sakarya kıtası ve Anatolid-Toridler arasında yay-ardı havza olarak açılmaya başladığı bildirilmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Dilek ve Thy, 2006). Bu okyanusun Geç Mesozoyik-Senozoyik süresince kuzeye dalarak aşamalı olarak kapanması günümüzde genel olarak kabul edilen görüştür (Zonenshain ve Le Pichon, 1986; Banks, 1997; Görür ve Tüysüz, 1997; Ustaömer ve Robertson, 1997; Okay ve Tüysüz, 1999; Dilek, 2006). Pontid

tektonik kuşağının Geç Paleozoyik'ten itibaren Avrasya güney kenarına ait olduğu yaygın olarak kabul edilen bir görüştür (Robertson ve Dixon, 1984; Dercourt ve diğ., 1986, 1993; Ustaömer ve Robertson, 1993; Okay ve diğ., 1994, 2004; Nikishin ve diğ., 1999). İzmir-Ankara-Erzincan kenedinin güneyinde kalan tektonik birlikler ise Gondwana kuzey kenarından Erken Mesozoyik'te riftleşmiş ve kuzeye hareket ederek Avrasya'nın güney kenarına Erken Senozoyik'te çarpışmış mikro-kıtalar olarak düşünülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999; Robertson ve diğ., 2009).

İstanbul Zonu, Batı Pontidler olarak bilinmektedir ve batıda Istranca Zonu, güneyde Sakarya Kıtası ve doğuda Pontidlerle komşudur (**Şekil 2.1**). Bu zon Ordovisyen'den Karbonifer'e uzanan, Karbonifer Hersiniyen Orojeni sırasında deforme olmuş, sürekli, iyi gelişmiş, ilerlemiş tortul bir sekans ile örtülmüş bir Prekambriyen kristalin temelden oluşmaktadır (Aydın ve diğ., 1986; Dean ve diğ., 1997; Görür ve diğ., 1997). İstanbul Zonu, Moezya Platform'unkine benzer bir Paleozoik-Mesozoyik stratigrafi gösterir ve Batı Karadeniz Havzasının Geç Kretase açılmasından önce Odessa rafının güneyinde yer alır (Okay ve diğ., 1994). Fransa'daki Montagne Noire, Avusturya'daki Carnic Alpleri, Bulgaristan'daki Krajstides gibi İstanbul Zonu, İskit platformundaki sürekliliği de dahil olmak üzere, batıdaki çok benzer Paleozoyik birimleri ile birlikte, Lavrasya pasif kıta kenarının bir parçasını oluşturur (Okay ve Tüysüz, 1999). Yay ardı yayılımının başlamasıyla İstanbul Zonu Odessa Şelfinden ayrılarak Batıda Batı Karadeniz Transform Fayı ve Doğuda Batı Kırım Transform Faylarının etkisiyle güneye doğru hareket etmiştir (Okay ve diğ., 1994). Bu transform fayları ikiside açık deniz sismik kesitlerinde haritalanmıştır (Finetti ve diğ., 1998). İstanbul Zonu'nun güneye hareketi ve İntra-Pontid okyanusunun kuzeye ilerleyip onun altına dalması sebebiyle İntra-Pontid okyanusu kapanmaya başladı (Okay ve Tüysüz, 1999). Erken Eosen'de Sakarya kıtası ve İstanbul Zonu çarpıştı ve İntra Pontid sütürü bu iki tektonik yapı arasında sınır oldu (Okay ve Tüysüz, 1999).

Sakarya Kıtası, güneyde Anatolid-Torid bloğu ile kuzeyde ise Istranca Zonu, İstanbul Zonu ve Doğu Karadeniz ile sınırlı 1500 km uzunluğunda ve 120 km genişliğinde bir kıtadır (Okay ve Tüysüz, 1999) (**Şekil 2.1**). Şengör ve Yılmaz'ın (1981) Sakarya Kıtası ile benzer bir stratigrafik ve tektonik gelişme gösteren Orta ve Doğu Pontidleri içerir (Okay 1989a). Sakarya Zonunun en göze çarpan jeolojik özelliği, Alp-Himalaya zincirinin geri kalanında nadir olarak bulunmasına rağmen fazlaca deforme olmuş ve kısmen metamorfizma geçirmiş temel üzerinde Alt Jura – Eosen dizilimler olan Triyas yitim-birikim komplekslerinin yaygın olarak

bulunmasıdır (Tekeli, 1981). Sakarya Zonunun batısındaki Karakaya Kompleksi olarak adlandırılan Triyas bindirme-yığışım birimleri, üç kilometreden daha uzun, egzotik Triyas eklojili olan (Okay ve Monie 1997) ve mavişist lensler (Monod ve diğ., 1996) Permo - Triyas metabazit-mermer-fillit serisinin daha düşük bir bölümünü içermektedir (Okay ve Tüysüz, 1999). Sakarya Bölgesi'nin kuzey kesimlerinde görülen Senoniyen andezitik volkanizma, İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusu'nun kuzeye dalımıyla ilişkilidir (Okay ve Tüysüz, 1999). Sakarya Bölgesi'nden elde edilen paleomanyetik veriler, Lias ve Geç Kretase döneminde, Lavrasya sınırına yakın olduğunu göstermektedir (Channel ve diğ., 1996).

Istranca Zonu, Kuzeydoğu Yunanistan, Güney Bulgaristan ve Türkiye'nin Trakya bölgesinde bulunan ve Rodop-Istranca Masifinin en az anlaşılmiş kristalin bölgesinde bulunan bir bölgedir (**Şekil 2.1**). Istranca Zonunun stratigrafisi bariz bir şekilde İstanbul Zonundan farklıdır (Okay ve Tüysüz, 1999). Trakya'da Istranca Zonu, Triyas sedimanter dizisi ile uyumsuz bir şekilde örtüşen Permiyen granitleri (244 My, Aydın, 1974) içeren temel metamorfik kayalardan oluşur (Aydın, 1974). Istranca Zonunun Bulgaristan kesiminde, Mesozoyik dizisi Jura ortasına kadar uzanır (Chatalov 1988). Kristalin temelin yanı sıra Triyas – Orta Jura dizilimler Senomoniyen konglemera ve sığ deniz kireçtaşları tarafından Orta Jura'da itme-fayları ve bölgesel metamorfizma tarafında kıvrımlanmıştır (Okay ve Tüysüz, 1999). Bunlar, Pontid Okyanusu'nun kuzeye dalması sırasında oluşmuştur (Boccaletti ve diğ. 1974; Şengör ve Yılmaz 1981) ve Senoniyen andezitik volkanik ve volkanoklastik kayalara ve ilişkili granodioritlere geçer (Moore ve diğ. 1980).

2.2 BÖLGENİN JEOLJİSİ

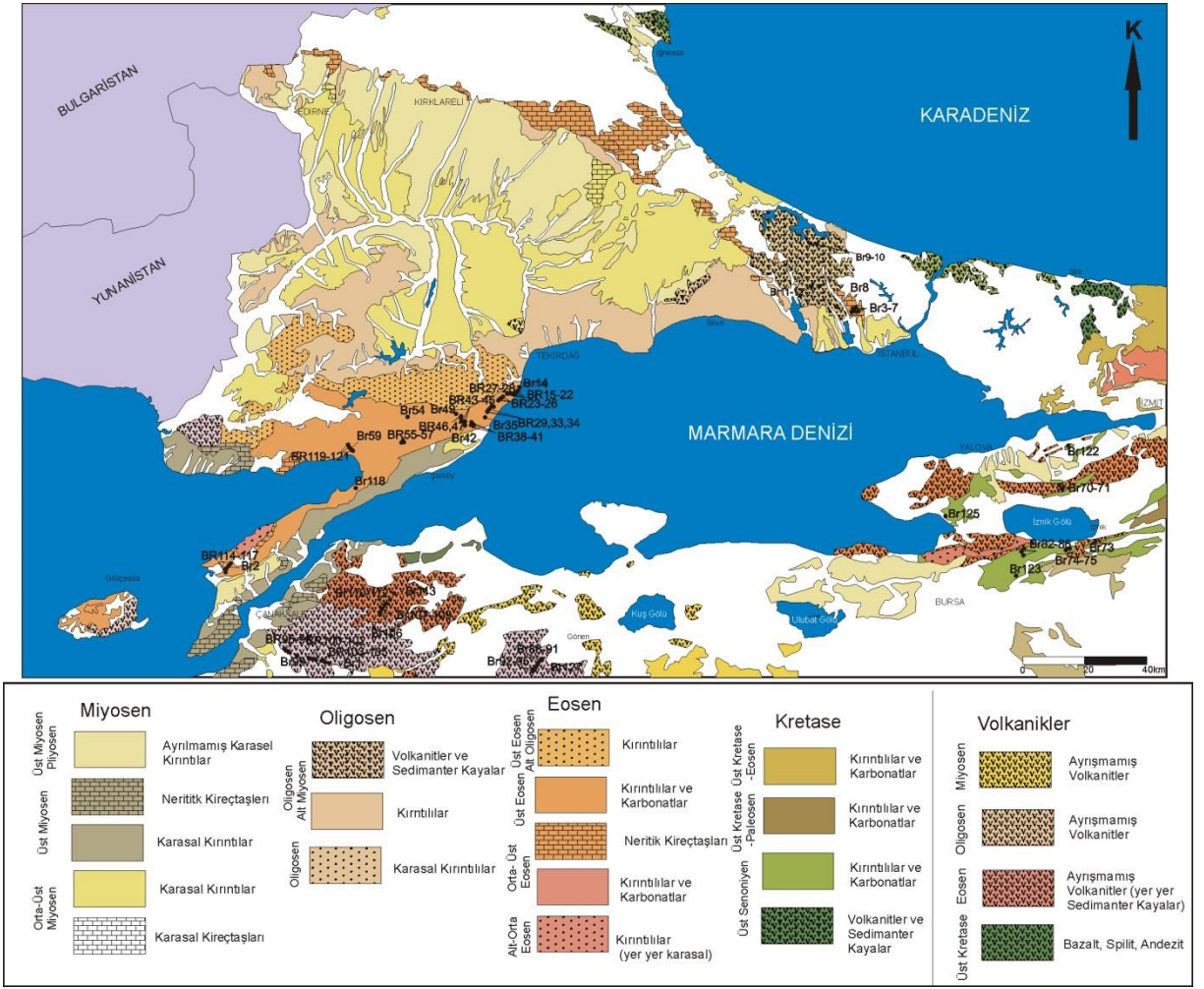
Ketin (1973) ve Okay (1986) ya göre Marmara Bölgesi jeolojik olarak Istranca masifi, Sakarya zonu ve İstanbul Zonu olmak üzere üç parçaya ayrılmıştır. Bu bölgeler, araya giren Neotetyan okyanusunun (İçi-Pontide Okyanusu) Erken Eosen'den Oligosen'e kapatılmasının bir sonucu olarak yan yana dizilmiştir (Görür, ve diğ., 1997). Elde edilen sütürü kabaca aynı yolu izleyecek bir şekilde KAF oluşumu izlemiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tansel, 1992; Okay ve Görür, 1995). Eosen öncesi yaşlı temel kayaçları Marmara Denizi çevresinde ve adalarda yüzlek verir (Akartuna, 1966; Şengör ve Yılmaz, 1981). Marmara Denizinin kuzeyindeki kara alanı olgun bir aşınım yüzeyine sahiptir (Emre, 1998).

Istranca zonu, Geç Kretase'deki tortul ve volkan-plütonik yapılara açısal uyumsuzluktan yukarı doğru kayan Istranca Masifi'nin Alt Triyas'dan Orta Jura'ya metamorfik kayaçlarıyla uyumsuz olarak örtüşen tabandaki granitik ve gnays kayalardan oluşur (Görür, ve diğ., 1997). Istranca masifinin güney kısmı Trakya baseni olarak adlandırılır. Marmara Denizi'ne doğru, bütün bu kayalar Trakya Havzası'nın Eosen - Miyosen sedimanlarına gizlenmiştir (Pamir ve Baykal, 1947; Sungurlu, 1971; Aydın, 1974; Doust ve Arıkan, 1974; Şengör ve diğ., 1984; Turgut ve diğ., 1991; Kasar ve Okay, 1992). Üst Miyosen istifinin tabanında Orta Eosen-Alt Miyosen zaman aralığında çökelmiş sedimenter ve volkanik kayaçlar kapsayan istif en iyi olarak Tekirdağ-Keşan hattında, Gelibolu Yarımadasında, Gökçeada'da ve Armutlu Yarımadasında yüzeylemektedir (Siyako ve diğ., 1989; Yalıtırak, 1995, 1996; Görür ve diğ., 1997; Tapırdamaz ve Yalıtırak, 1995, 1997; Ercan ve diğ., 1998; Temel ve Çiftçi, 2002).

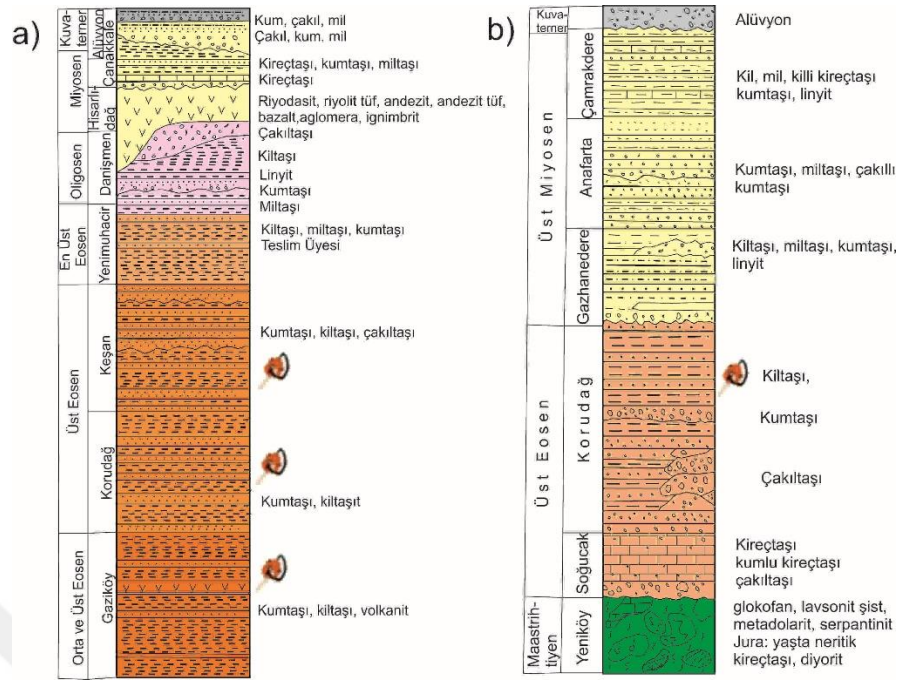
Sakarya bölgesi tortul örtülü metamorfik bir zemine sahiptir. Bu örtü, Jura - Kretase elastik ve karbonat kayaçlarından oluşmaktadır (Şengör ve diğ., 1984; Okay, 1986). Biga yarımadasındaki Eosen volkanitleri: Biga yarımadasının kuzeyinde Lapseki ve Biga ilçe merkezleri arasında, Eosen volkanizmasının ilk ürünleri olan çoğun andezitik, yer yer dasitik lavlar ile tüfler yer almaktadır. Bunlar Siyako ve diğ., (1989) tarafından Orta Eosen yaşlı olduğu saptanan ve "Soğucak kireçtaşı" olarak adlanan birimlerin altında yer alır. Lavlar ve tüfler, "Fıçitepe formasyonu" olarak adlanan ve delta düzlüğü-flüvyal çökeller olarak tanımlanan (Siyako ve diğerleri, 1989) ince kömür arakatlı konglomera, kumtaşı ve şeyllerle arakatlı olarak gözlenirler. Bu volkanitler Alt-Orta Eosen yaşlı olmalıdır. Ancak volkanizmanın Paleosen'de de başlamış olabileceğine ilişkin görüşler de bulunmaktadır (Siyako ve diğerleri, 1989; Ertürk ve diğerleri, 1990), Orta Eosen'de bölgede önemli bir transgresyon başlamış ve sığ denizel kireçtaşları (Soğucak kireçtaşı) çökelmiştir.

2.3 PALEOMANYETİK ÖRNEK YERLERİ

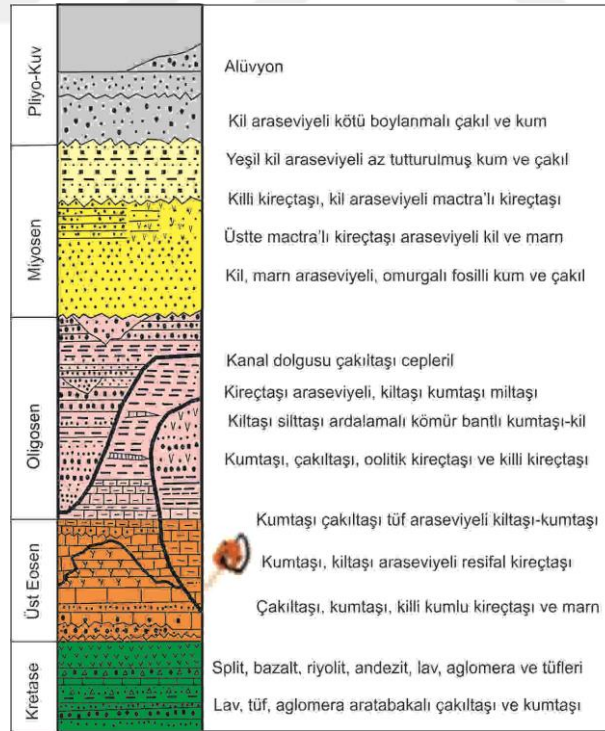
Bu tez çalışmasında Marmara Bölgesi ve çevresinde İstanbul, Tekirdağ, Balıkesir, Çanakkale ve Bursa illerinden Kretase, Eosen, Orta – Üst Eosen, Üst Eosen – Oligosen ve Oligosen yaşlı toplamda 103 mevkii örneklenmiştir. Bu mevkileri gösteren jeoloji haritası ve stratigrafik kesit Şekil 2.2, 2.3-2.6’da verilmiştir.



Şekil 2.2: Bölgenin jeoloji haritası ve örnek alınan mevkiler (MTA, 2002).




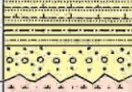
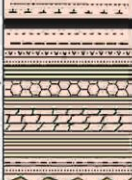
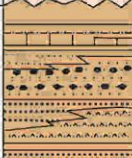
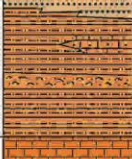


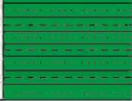
Şekil 2.3: Saroz – Gaziköy Fayının kuzeyi (a) ve güneyine (b) ait genelleştirilmiş stratigrafik kesitler (Şentürk ve diğ., 1998).



Şekil 2.4: İstanbul'a ait genelleştirilmiş stratigrafik kesit (Yurtsever ve Çağlayan, 2002).

Kuvaterner			Alüvyon
Pliyosen	Bayramiç		Çakıltaşı, kumtaşı
Miosen	Taştepe bazaltı		Bazalt, bazaltik proklastikler
	Çarakilize		Sığ denizel kilitaşı, kireçtaşı
	Sarıyar		Karasal çakıltaşı, kumtaşı
	Gölsel Çökeller II		İgnimbrit, ignimbritli tuf, riyolit-dasitik tuf, İgnimbritli dasit, riyolit, perlit
	Gölsel Çökeller I		Gölsel çökeller ardalanmalı, yumrullu ignimbritliktuf, bazaltik lav ve proklastikler
Oligosen	Hallaçlar		Andezitiki bazaltik, riyolitik, dasitik lav ve proklastikler
	Sağburun		Granhoyidik kayalar
	Yeşilköy		Andezitiki bazaltik, riyolitik, dasitik lav ve proklastikler
Eosen	Erdağ		Bazaltik lav ve proklastikler
	Volkaniti		Kumtaşı, kilitaşı, resifal kireçtaşı
	Beybaşı		Yeşil renkli tuf
	Ceylan Formasyonu		Denizel ignimbritler (Denizel piroklastikler), andezit, dasit
			Denizel türbitik kayalar
	Soğucak		Nummulitli kireçtaşı
	Fıçitepe		Delta düzlüğü ve flüvyonal çökeller
	Şahinli		Bazaltik bileşimli lav ve proklastikler, volkaniklastikler, bazaltik dayklar
Kretase	Beyçayır Volkaniti		Andezitik lav ve piroklastikler
	Edincik Volkaniti		Andezitik lav ve piroklastikler
	Temel Kayaçlar		Tersiyer öncesi temel kayalar

Şekil 2.5: Biga yarımadasına ait genelleştirilmiş stratigrafik kesit (Günaydın, 2017).

	Kuvaterner		Alüvyon
Miyosen	Ovaakça formasyonu		Kiltaş-marn ardalanması Çakıltaş-kumtaş
Geç Üst Eosen - Oligosen	Katırlı Formasyonu		Kiltaş-marn Kömür Tüfit Jips, anhidrit İnce katmanlı dolomit Organiklerce zengin siyah şeyl Kumtaş, silttaş, kiltaş
Orta - Üst Eosen	Kurbandağı Formasyonu		Fosilli Kireçtaş Aglomera Andezitik tüf Volkanojerik kumtaş Kumlu kireçtaş Andezitik tüf
			Silttaş, Şeyl, çamurtaş, kiltaş, kumtaş ardalanması (flişi) İnce katmanlı bol fosilli kireçtaş Andezitik Tüf
Orta Eosen	Beyali Formasyonu		Kalın-çok kalın katmanlı bol fosilli kumlu kireçtaş
	Dürdane Formasyonu		Alacak marn, şeyl, çamurtaş, kireçtaş mercikleri Kırmızı kumtaş ve çamurtaş ardalanması Kırmızı kumlu çakıltaş Kırmızı çamurtaş silttaş Kırmızı Koyu kırmızı morumsu, kaotik, boylanımsız, derecelenmesiz kaba çakıltaş
Kretase	Beyçayır Formasyonu		Andezitik lav Kumlu- killi kireçtaş

Şekil 2.6: İznik gölü çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Barka ve diğ., 2001).

2.3.1 Hallaçlar Volkaniti

Yer yer altere andezit ve bazaltik andezitik lav ve piroklastiklerden oluşan kayaçlar Hallaçlar volkaniti olarak adlandırılmıştır (Dönmez ve diğ., 2005). Birim Ercan ve diğ. (1995)'nin Çan ve Kirazlı volkanitleri, Krushensky (1976) tarafından adlandırılan Hallaçlar formasyonu ile eşdeğerdir.

BR1, BR127, BR88-106 mevkileri bu formasyon üzerinden örneklenmiştir (Şekil 2.5, Şekil 2.7 ve Şekil 2.8).



Şekil 2.7: Hallaçlar volkanitinden örneklenen kayaçlar.

İnceleme alanı içerisinde geniş yüzeylemeleri olan birimin, çoğu mostrası aşırı alterasyona uğramış olup, arazide beyaz, sarı, kahverengi, kırmızı renkleri ile dikkati çekmektedir.

Birimden Krushensky (1976) tarafından 23.6 My Dönmez ve diğ. (2005) tarafından ise 26.5 ± 1.1 My jeokronolojik yaşlar bulunmuştur. Dolayısıyla volkanizma Geç Oligosende etkin olmaya başlamıştır.

2.3.2 İhsaniye Formasyonu

İstanbul Yarımadası'nda ve Terkos Gölü çevresinde geniş alanlar kaplayan İhsaniye formasyonu, Terkos Gölü'nün doğu ve batısından, güneyde Büyükçekmece ve Küçükçekmece gölleri çevresinde görülmektedir. Doust ve Arıkan (1974) tarafından İhsaniye üyesi olarak tanımlanan birim, Trakya havzasıyla korellasyon sağlamak için İhsaniye formasyonu (Yurtsever ve diğ., 1993) adı verilmiştir. BR8-12 arasında 5 adet mevki bu formasyon üzerinde örneklenmiştir (Şekil 2.4 ve Şekil 2.9). Akartuna (1953) İhsaniye formasyonu eşdeğeri birimin kalınlığını 100-200 metre olarak vermiştir.

Kirli beyaz, açık gri renkli killi kireçtaşı; bej renkli, kavkı kırıntılı miltaşı-silttaşı, sarımsı beyaz renkli kireçtaşı ve tüflerden oluşur. Orta ve kalın tabakalı birim içinde ince ve orta tabakalı kil topacıklı kumtaşı ve çakıltaşı seviyeleri olağandır. Aralarında yer yer taze yüzeyleri sarımsı beyaz, grimsi ve nadiren yeşilimsi beyaz, aşınma yüzeyi kirli beyaz renkli, yumuşak ve sert konkresyonlu marn seviyelerine sıkça rastlanır. İhsaniye formasyonunun üst kesimlerinde taze yüzey beyaz, gri mavimsi gri renkli, bozuşma yüzeyi kirli beyaz renkli kumtaşı, beyazımsı sarı-grimsi renkli kumlu kireçtaşı-kireçtaşı ara tabakalı marnlar egemendir. Formasyonun çeşitli seviyelerinde ince-orta veya çok kalın tabakalı tüfler ile ekinit, lamellibreş ve gastropod kavkı ve kalıplarına rastlanılır (Yurtsever ve diğ., 1993; Yurtsever, 1996).



Şekil 2.8: BR11 ve BR12 mevkilerinin örneklendiği Delikkaya, Arnavutköy. İhsaniye formasyonundan örneklenen kayalardan bazıları.

İhsaniye formasyonu Trakya havzasında ve Çatalca yöresinde yapılmış çalışmalara göre alt düzeyleri Üst Eosen, üst düzeyleri ise olasılıkla Alt Oligosen yaşındadır (Dizer, 1985; Yurtsever ve diğ., 1993; Çağlayan ve Yurtsever, 1998). İstanbul Yarımadası'ndaki çalışmalarda, Priaboniyen (Dacı-Dizer, 1951; Dizer, 1982); Karaburun yöresinde Kırklareli kireçtaşı üzerine transgressif olarak gelen plaj fasiyesi, Alt Oligosen; derin denizel fasiyes içerisindeki killi Erken Oligosen; en üst fasiyesi olan delta düzlüğü, Geç Oligosen-Erken Miyosen (Oktay ve diğ., 1992); Küçükçekmece kuzeybatısı Kartal tepe ve Bahçeşehir'den alınan örnek ise Orta Oligosen yaşlıdır (Ülkümen ve diğ., 1993). Bu veriler ışığında İhsaniye Formasyonunun Üst Eosen'de başlayıp Orta Oligosene dek uzanan bir yaş skalasına sahip olduğu görülmektedir.

2.3.3 Kırklareli Kireçtaşı

Kumtaşı ve kıltaşı ara seviyeli, bol makro mikro fosilli kireçtaşlarından oluşan birim, ilk kez Keskin (1966 ve 1971) tarafından Kırklareli kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. Kırklareli kireçtaşı, Büyükçekmece gölü batısında Mandıra tepede (Akçimento eski taş ocağı), Mandıra tepenin kuzeyinde, Çatalca dolayında Istranca masifi metamorfitlelerinin doğu eteklerinde, Küçükçekmece Nakkaşdere boyunca, İkitelli-Kayabaşı-Altınşehir arasında (Yarımburgaz mağaraları dolay) ve Kayabaşı-Şamlar-Sazlıbosna arasında mostra verir.

BR3-7 arasındaki mevkiler bu kireçtaşı grubundan örneklenmiştir (Şekil 2.4 ve Şekil 2.10).



Şekil 2.9: Kırklareli Kireçtaşları üzerinde örneklenen kayaçlar. Şamlar-Kayabaşı yolu üzeri

Birimin taze yüzeyi beyaz, grimsi beyaz, sarımsı beyaz, krem renkli; bozuşma yüzeyi, açık gri, gri renklidir. Orta-kalın katmanlı, sert, kavkı kırıntılı olduğu kesimlerde killi, kumlu, tekçe mercanlı, bol nummulitli ve mikro fosilli, yer yer yama resif özelliğindeki biyostromal

kireçtaşlarından oluşmuştur. Çökelme ortamlarının farklı olması nedeniyle çeşitli yerlerde farklı özellikler gösterir. Bu nedenle, birimi tek bir litoloji olarak tanımlamak güçtür. İstanbul Yarımadası'nın kuzey bölümünde, kirli beyaz boz renkli, gözenekli, bağlantılı kovuklu, kireç milinden kireç çakılına değişen taneli resifal kireçtaşı ile az gözenekli bol nimyulitli killi kireçtaşı ve marndır (Yalrı, 1980; Ergün, 1979).

Umut ve diğ.(1983, 1984) Trakya havzasında; Yurtsever ve diğ.(1992), Istranca masifi güney kesiminde, Kırklareli kireçtaşlarına Lütesiyen (Üst) ve genelde Priaboniyen; Dacı (1951) Lütesiyen ve Priaboniyen yaşları vermişlerdir. Buna göre Kırklareli kireçtaşı, Çatalca dolayında, Geç Orta Eosen (Üst Lütesiyen) de çökelmeye başlamış ve Priaboniyen'de ise tüm alanı yayılmıştır.

2.3.4 Keşan Formasyonu

Birim kumtaşı ve kıltaşı ardalanması ile bunlar arasında, mercek şeklindeki çakıltaşı ve volkanik gereçlerden oluşmaktadır. Keşan Formasyonu olarak tanımlanan birim Saros-Gaziköy Fayı kuzeyinde gözlenir. Daha önce Ternek (1949) Üst fliş, Keskin (1974) Hamitabat formasyonu, Ünal (1967) Yeniköy formasyonunun, Saltık (1975) Küllüdere formasyonunun üst düzeyleri, Kemper (1961), Gökçen (1967) ve Kellog (1973) gibi yazarlar da Keşan Formasyonunun üst seviyeleri olarak tanımlamıştır.

BR2, 14-19, 49-59 , 114-117 numaralı mevkiler Keşan formasyonu içerisinde örneklenmiştir (Şekil 2.3a ve Şekil 2.11).



Şekil 2.10: Keşan Formasyonuna ait örneklenen kayalardan bazıları. Uçmakedere-Kumbağ arası.

Keşan formasyonu, Korudağ formasyonu ile dereceli geçiş olup, 1500 m kalınlığa sahiptir (Sümengen ve diğ. 1987).



Şekil 2.11: Keşan formasyonuna ait örneklenen kayalardan bazıları. BR16 Kumbağ'dan hemen sonra 1 km içerisinde.

Keşan Formasyonunda *Cyclococcolithina formosus* (Kamptner), *Reticulafenestra umbilica* (Levin), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Reticulafenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade), *Sphenolithus predistentus* (Bramlette ve Wilcoxon), *Rhabdosphaera perlonga* (Deflandre), *Discoaster saipanensis* (Bramlette ve Riedel) ve *Reticulafenetrabu reticulata* (Gartner ve Smith) fosilleri saptanmıştır (Sümengen ve diğ.1987'den). Bu faunaya göre Formasyon Üst Eosendir.

2.3.5 Gaziköy Formasyonu

Genellikler şeyl, yer yer çok ince taneli kumtaşı ve tuf katkısı içeren Saros-Gaziköy Fayı kuzeyinde görülür. Birimi, Holmes (1961) Kumbağ formasyonunun alt düzeyi, Kemper (1961), Keşan Formasyonun alt kesimi, Ünal (1967) Yeniköy formasyonunun alt bölümü, Saltık (1975) Küllüdere formasyonunun alt seviyesi olarak tanımlamıştır.

Saros-Gaziköy Fayı ile sınırlanması dolayısıyla alt dokanağı izlenemeyen Gaziköy Formasyonu 640 m kalınlığındadır.

BR29-42 arasındaki numaralanmış mevkiler Gaziköy Formasyonu içerisinde örneklenmiştir (Şekil 2.3a ve Şekil 2.13).



Şekil 2.12: Şarköy-Uçmakdere yolu. Gaziköy Formasyonundan örneklenen kayalardan bazıları.



Şekil 2.13: Gaziköy Formasyonundan örneklenen kayalardan bazıları. Güzelköy'den 1 kaç km sonra.

Birimde *Cyclicargolithes floridanus* (Roth ve Hay), *Cyclocolithina formasus* (Kamptner), *Helicoponterera intermedia* (Martini), *Reticulafenestra bisecta bisecta* (Hay, Mohler ve Wade), *Recticulofenestra coenura* (Reinhart), *Reticulofenestra camarvensis* (Deflandre), *Reticulafenestra umbilica* (Levin), *PontoSphaera miltipora* (Kamptner), *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre), *Chiasmolithus grandis* (Bramlette ve Riedel), *Fasciculithus inolutus* (Bramlette ve Sullivan) nannoplaktonlar bulunmaktadır (Sümengen ve diğ.1987'den). Bu fosillere göre Gaziköy formasyonu, Orta-Üst Eosen yaştaadır.

2.3.6 Korudağ Formasyonu

Birim, çakıltaşı aradüzeyle, kumtaşı ve kıltaşı ardalanasından oluşmaktadır. Birimi daha önce Holmes (1961) Kumbağ Formasyon'unun, Gökçen (1967) Korudağ grubunun, Ünal (1967) Yeniköy formasyonunun, Kellog (1973) Korudağ Formasyonu, Saltık (1975) Küllüdere

Formasyon'unun alt düzeyleri, Keskin (1974) ise Yeniköy formasyonunun üst düzeyleri olarak tanımlamışlardır.

BR20-28, 43-45, 118-121 mevkileri Korudağ Formasyonu üzerindeki kayalardan örneklenmişlerdir (Şekil 2.3a,b ve Şekil 2.15).



Şekil 2.14: Korudağ Formasyonu üzerinde örneklenen kayalar.

Formasyonu oluşturan kalın tabakalı kumtaşı ve ince tabakalı kiltası ile mercek şekilli çakıltaşlarının birbirine göre oranları çalışma alanının farklı özelliklerini göstermektedir. Bu kayalar, yanal olarak birbirleriyle tedrici geçişler göstermektedir. Denizaltı dış yelpaze çökelmelerinden oluşan Korudağ Formasyonu, Saros-Gaziköy Fayı güneyinde Soğucak formasyonu ve Saros-Gaziköy Fayı kuzeyinde Gaziköy formasyonu ile dereceli geçişli olup, yaklaşık 1000 m kalınlığındadır (Sümengen ve diğ. 1987).



Şekil 2.15: Korudağ Formasyonu üzerinde örneklenen kayaçlar.

Korudağ Formasyonu, *Reticulafenestra coenura* (Reinhart), *Reticulafenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Cycloccolithina formasus* (Kamptner), *Coronocyclus nitescens* (Kamptner), *Discosater barbadiensis* (Tan, Sen Hok), *Reticolofenestra umbilica* (Levin), *Rhabdospheare perlanga* (Derflandre), *Rhabdospheare tnuis* (Bramlette ve Wilcoxon), *Isthmolithus recurvus* (Deflandre) fosilleri içermektedir (Sümengen ve diğ. 1987'den). Korudağ formasyonu, bu mikro fosillere göre Üst Eosen yaştadır.

2.3.7 Beyçayır Formasyonu

Biga Yarımadası'nda Eosen yaşlı volkanik kayaları Siyako ve diğ., (1989) Akçaalan volkanitleri olarak adlandırmıştır. Yazarlar Akçaalan volkanitlerinin Paleosen-Eosen yaşlı olduğunu belirtmektedir. Ercan ve diğ., (1995) ise yaptıkları çalışmalarda Biga Yarımadasındaki Eosen volkanitlerini sadece tek bir birim olarak tanımlamış ve Balıklıçeşme volkanitleri olarak adlandırmışlardır.

BR107-113 arasındaki numaralanmış mevkiiler Beyçayır Formasyonu üzerinde örneklenmiştir (**Şekil 2.5**).

Beyçayır volkaniti Birim Beyçayır köyü ve kuzeyin de oldukça geniş alanlarda yüzeylenmekte olup egemen olarak andezitik lav ve piroklastitlerden oluşur. Edincik volkanitine benzer olarak bu birim de karasal ortamda etkin olmuştur (Dönmez ve diğ., 2005).

Beyçayır volkaniti holokristalin porfirik dokulu kayalardan oluşmaktadır. Plajiyoklaz, çok az sanidin, amfibol ve mika (biyotit) örneklerin fenokristallerini oluşturur. Plajiyoklaz fenokristalleri öz şekilli, yarı öz şekillidir. Zonlanma ve polisentetik ikizlenme göstermektedirler. Plajiyoklazların bir kısmı kloritleşmiş, bir kısmı da hem kloritleşmiş hem de karbonatlaşmıştır. Örneklerde zaman zaman az miktarda yan öz şekilli sanidin gözlenmektedir. Beyçayır volkanitinden derlenen örneklerin mafik mineralleri amfibol ve mikadır. Amfiboller genellikle opaklaşmış psödomorflar haline dönüşmüştür. Aynı durum mikalarda da gözlenmektedir. Her iki tip psödomorf da öz şekillerini korumuşlardır (Dönmez ve diğ., 2005).

Örneklerde değişik oranlarda bulunan opak mineraller hem fenokristal hem de mikrokristal olarak görülmektedir. Kayanın ince taneli matriksi tümüyle kristallidir ve plajiyoklaz, sanidin mikrolitleri ile opak minerallerden oluşmaktadır. Matriks intergranüler dokulu olup, yer yer kloritleşme ve killeşme sergilemektedir (Dönmez ve diğ., 2005).

Beyçayır volkaniti üzerine, Beyçayır'da uyumsuz olarak Soğucak Formasyonu, Kazmalı köyü doğusunda ise yine uyumsuzlukla Ceylan Formasyonuna ait çökeller gelmektedir. Ceylan Formasyonu ile volkanitler arasında elemanları tümüyle volkanitlerden derlenmiş bir çakıltaşı seviyesi yer alır. Çakıltaşı içerisinde Beyçayır volkanitine ait çakıllar da mevcuttur (Dönmez ve diğ., 2005).

2.3.8 Gölpaşarı Formasyonu

İzmit Gölü ve Bursa arasında yer alan orta Sakarya Havzasının batı kenarı, Jura ve Alt Kretase seriler genellikle aşınmış ve Üst Kretase yaşlı kayalar, Triyas yaşlı Karakaya kompleksi ve Jura kireçtaşları üzerine düzensiz bir biçimde yerleşmişlerdir (e.g., Saner 1978; Bargu 1982). Gölpaşarı Grubu adı verilen Üst Kretase birimler flişlerden ve bir miktar pelajik kireçtaşından oluşmaktadır. Gölpaşarı Grubunun tabanında yaygın olarak bulunan pelajik kireçtaşları Vezirhan Formasyonu olarak ayrılmıştır (Eroskay 1965; Saner 1978).

BR74, 75, 72, 83, 86, 122 ve 123 nolu mevkiler bu formasyon üzerindeki sedimanter kayalardan örneklenmiştir (**Şekil 2.6**).

35 m kalınlığındaki Dışkaya bölümü, kötü şekilde sıralanmış breşler ile başlar. Üst Jura kireçtaşının açısız blokları, pelajik mitritik matrikste 0.5 ile 10 cm genişliğindedir. Karbonat breşleri, radyolarya ve planktonik foraminifer içeren pembe, gri, ince ila orta tabakalı pelajik kireçtaşları ile örtülmüştür.

Dicarinella algeriana (Caron), *D. canaliculata* (Reuss), *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Marginotruncana coronata* (Bolli), *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. renzi* (Gandolfi), *M. sigali* (Reichel), *M. cf. marginata* (Reuss), ve *M. cf. sinuosa* Porthault. Örnek 2 üzerinden toplanan örnek 3, *Dicarella concavata* (Brotzen)'nin Konyasiyen - Santoniyen faunasını içerir, *D. cf. asymetrica* (Sigal), *Marginotruncana coronata* (Bolli), *M. pseudolinneiana* Pessagno, *Muricohedbergella delrionsis* (Carsey), *Heterohelix moremani* (Cushman), *Pseudotextularia nuttali* (Voorwijk), and *Sigalia* sp. göre birimin yaşı Orta Turoniyen (Geç Kretase)'dir.

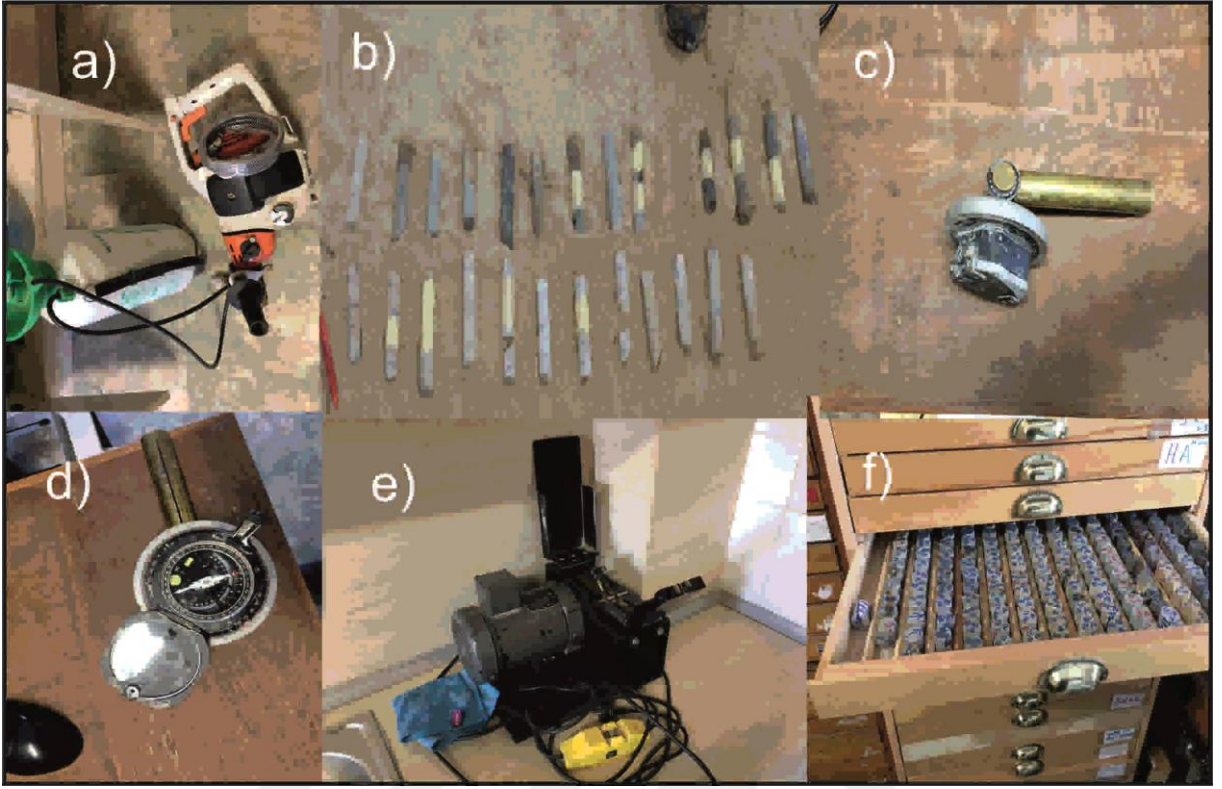
3. MALZEME VE YÖNTEM

Paleomanyetizma, kayaçların oluştuğu zamanki kazandığı yermanyetik alan yönü ile jeolojik devirler boyunca kayacı etkileyen yermanyetik alanın değişiminin özelliklerinin incelendiği ve bu farkların tespit edilmesi yöntemiyle levhaların hareketlerinin jeolojik devirler boyunca saptanabildiği bir bilim dalıdır.

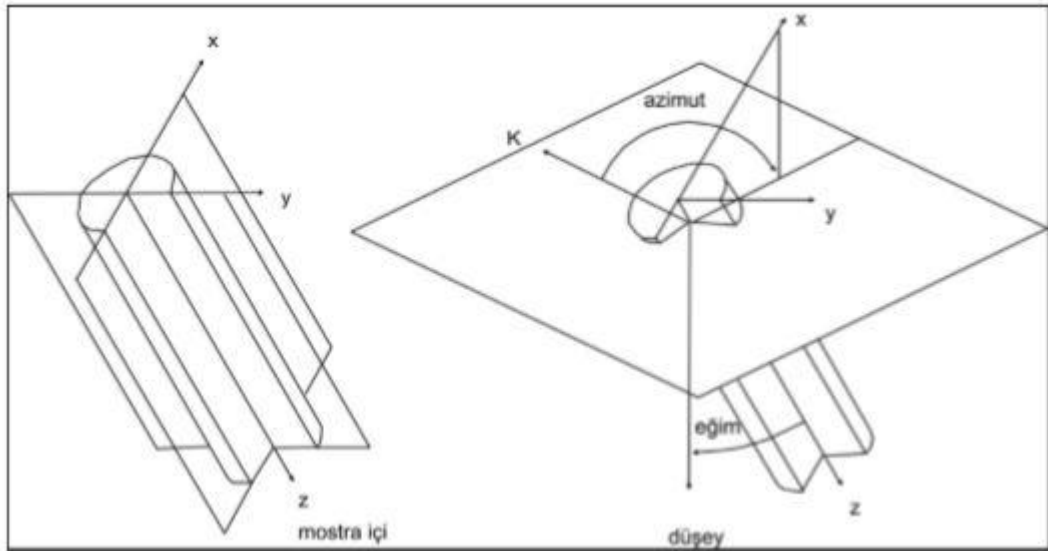
Paleomanyetizma yönteminin temel amacı, yermanyetik alanının jeolojik devirler içerisindeki değişiminin özelliklerini ve levhaların birbiri ile olan bağıl konumlarını saptamaktır. Paleomağnetik çalışmalardan elde edilen ortalama mıknatıslanma doğrultularının sapma ve eğim açıları yardımıyla bir levha parçasının rotasyon miktarı veya jeolojik zamanın herhangi bir anındaki konumu (enlem açısı olarak) saptanabilir. Buna ek olarak ortalama mıknatıslanma doğrultuları yardımıyla elde edilen kutup pozisyonları kullanılarak, birbirine yakın veya uzak iki levha parçasının bağıl hareketi de tespit edilebilmektedir.

3.1 PALEOMANYETİK ÇALIŞMALARDA ÖRNEKLERİN TOPLANMASI VE LABORATUVARDA ÖLÇÜM TEKNİKLERİ

Paleomanyetizma çalışmalarında ilk başta güvenilir mıknatıslanma verecek kayaç istifi tespit edilmelidir. Bu sebeple örnekler toplanmadan önce örnek alınacak kayaçların jeolojisi, yaşı, alterasyon durumu, istifin tabakasının tespit edilebilir olması ve alınacak örnek sedimanter bir kayaç ise ince taneli olmasına dikkat edilmelidir. Örnek alınacak yerler tespit edildikten sonra örnekler portatif karot alma makinası yardımıyla yönlü olarak alınır (**Şekil 3.1.a**). Örnekler portatif karot makinası ile 10-15 cm boyunda silindirik bir şekilde alınır (**Şekil 3.1.b**). Örneğin bulunduğu konumdaki eğim açısı; elde edilen silindirik örnek üzerine eğim kadranı içeren bir yönlendirme tablası geçirilip düzeçlenerek okunur. Örnek üzerine işaretlenen referans çizgisinin azimut açısı yönlendirme tablası üzerine yerleştirilen jeolog ve güneş pusulası yardımıyla saptanmaktadır (**Şekil 3.1.c**, **Şekil 3.1.d**). Bu yöntem ile her bir mevkiden 7-10 adet karot almak yeterlidir. Alınan örnekler laboratuvarda taş kesme aleti (**Şekil 3.1.e**) yardımıyla ölçülecek boyuta getirilir (**Şekil 3.1.f**). Laboratuvar ölçümlerinde kullanılan yatay yüzeyde x eksenini ile kuzey eksen arasında ki açı (azimut) ve z-ekseninin düşey yönde yaptığı açı (eğim-hade açısı) ise **Şekil 3.2**'de gösterilmektedir (Butler, 1992).



Şekil 3.1: a) Portatif karot alma makinesi b) Araziye alınan örnekler c-d) Pusula ve yönlendirme tablası e) Taş kesme aleti f) Ölçüme hazırlanan örnekler.



Şekil 3.2: Laboratuvar ölçümlerinde kullanılan oryantasyon açılarının karot örnek üzerinde gösterilmesi (Butler 1992).

3.2 İKİNCİL MİKNATISLANMANIN TEMİZLENMESİ

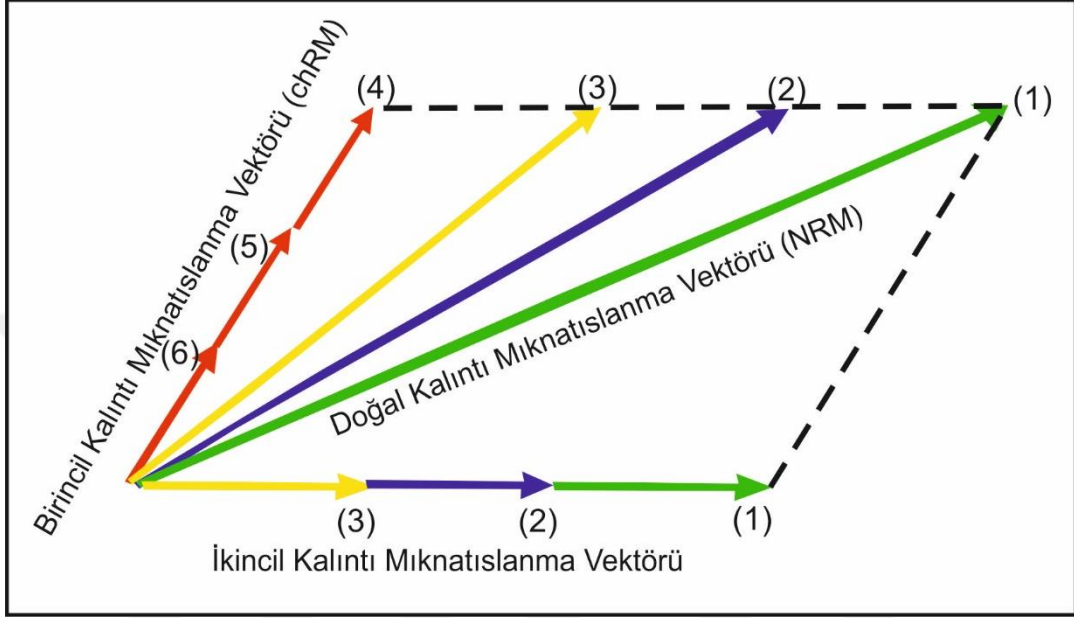
Çoğu kayaç kendi karakteristik (birincil) kalıntı mıknatıslanmalarının yanı sıra dış etkenler vasıtasıyla (ısı, basınç) ikincil bir mıknatıslanma kazanır. Bu mıknatıslanma kayaçtaki ilk kalıntı mıknatıslanma ile birlikte vektörel bir büyüklük olarak ölçülebilir. Fakat karakteristik mıknatıslanma belirlenmeye çalışılırken bu ikincil mıknatıslanmalar kademeli olarak temizlenmesi gerekmektedir.

Sıcaklık veya alternatif alan uygulayarak temizleme yapılan her bir adımının ardından mıknatıslanma bileşeni spinner veya krayojenik manyetometre ile ölçüldükten sonra, sonuçlar Zijderveld ve Wulff Projeksiyonu üzerinde gösterilmek suretiyle örneğin en duraylı bileşen olan karakteristik kalıntı mıknatıslanma bileşeni (KMB; Characteristic Remanent Magnetization (ChRM)) belirlenmeye çalışılmaktadır. Kayaçların ikincil mıknatıslanma bileşenine sahip olup olmadıklarını ve bu mıknatıslanmanın duraylılığını denetlemek için sıcaklık ve alternatif alanla temizleme yönteminden farklı başka yöntemlerde vardır. Bunlar mıknatıslanmanın yaşının belirlenmesi için yapılan konglomera testi, kıvrım testi, pişmiş dokunum testleri ve yermanyetik alanın ters dönmeleridir.

İkincil mıknatıslanmaları temizlemek için yapılacak temizleme adımlarına başlamadan önce örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanma (DKM) bileşenleri ölçülür. Temizleme adımlarına başlamadan önce her bir mevki den pilot örnekler seçilir ve ilk bunlar üzerinde çalışma yapılarak hangi mevki de karakteristik mıknatıslanmayı daha doğru tespit edecek ikincil mıknatıslanma temizleme yöntemi seçilmeye çalışılır. Bu şekilde temizleme işlemi tespit edilen yöntem uygulanarak tamamlanır.

Şekil 3.3’de farklı bloklanma ve koersif kuvvete sahip 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) numaralı temizleme adımları sonucunda elde edilen bileşke vektörler ile karşılaştırıldığında farklı doğrultu ve şiddetlere sahip oldukları görülmektedir. Bu durum bu aşamalarda ikincil mıknatıslanmanın varlığının sürdüğünü göstermektedir. Fakat (4), (5) ve (6) numaralı temizleme adımlarında uygulandığında bileşke vektörlerin şiddetlerinde değişiklik olmakta fakat doğrultularının aynı yönde olduğu görülmektedir. Bu sonuç ise Doğal Kalıntı

Mıknatıslanma (DKM) vektörünün ikincil kalıntı mıknatıslanmasından tamamen temizlendiğini ve birincil kalıntı mıknatıslanma vektörünün varlığını göstermektedir.



Şekil 3.3: Farklı bloklaşma ve koersif kuvvete sahip iki bileşenli bir doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün temizlenme aşamaları.

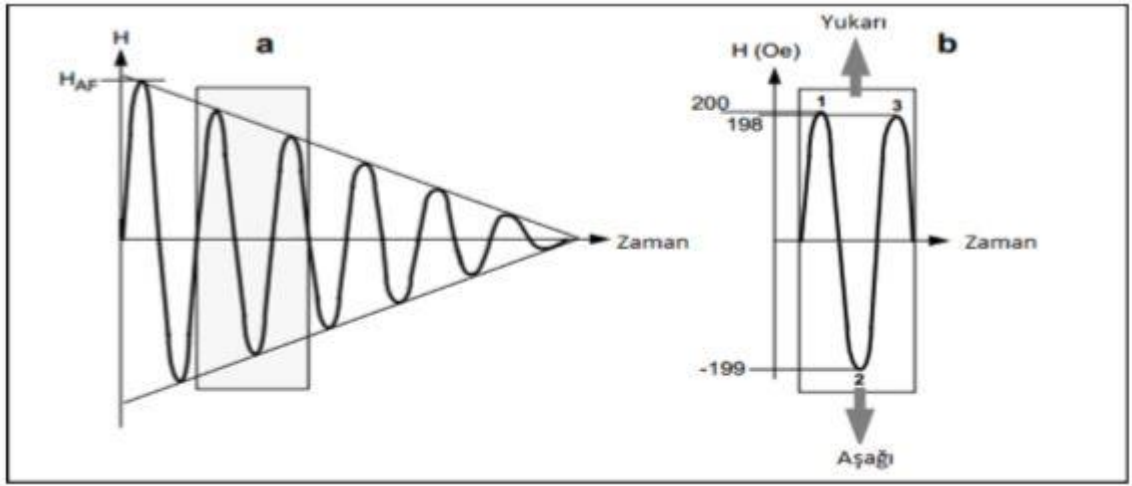
3.2.1 Alternatif Alan Temizleme Yöntemi

Kayaçların yapısında bulunan daneler, birincil (primer) kalıntı mıknatıslanma özelliklerini oluştukları anda kazanmış, farklı kimyasal bileşime ve fiziksel boyutlara sahip genellikle düzensiz dağılmış bir yapıdadır. Bu yapı farklılıkları kayaçlardaki dane yapılarında birbirinden farklı koersif kuvvet spektrumları görülmesini sağlamaktadır.

Alternatif alan zamanla büyüklüğü lineer biçimde azalan sarmal bir dalga biçimidir. Şekil 3.4’ de görülmekte olan temizleme işleminde kullanılan alternatif alan belirli bir değerde başlayan ve zamanla sifira doğru azalan sarmal (sinüzoidal) şekilli davranış göstermektedir. Şekil 3.4b’de ise 1. noktadaki maksimum genliktir, her yarım periyotta genliğin 1 Oersted azaltıldığı da 2. noktadaki genlik değeri -199 Oe ve üçüncü noktadaki genlik değeri ise 198 Oe olacaktır. Şekilde görüldüğü üzere, alternatif manyetik alanın genliği bir devir boyunca 2 Oe azalmaktadır.

Uygulanan her temizleme adımında mıknatıslanma bileşenleri ölçülmektedir. Sonrasında sonuçlar Zijderveld ve Wulf projeksiyonların da gösterilmektedir.

Alternatif manyetik alan uygulandığında koersif kuvvetleri zayıf olan danecikler rastgele yönelirler ve bu yapılar dışarı doğru net bir mıknatıslanma gösteremezler. Her bir adım sonrasında uygulanan manyetik alan şiddeti arttığından, giderek daha büyük koersif kuvvetli daneciklerin mıknatıslanmaları yok edilmeye başlanır. İşlemin sonunda geriye kalan büyük koersif kuvvetli danecikler birincil mıknatıslanmayı temsil ederler.



Şekil 3.4: Alternatif alan temizleme yönteminin şematik gösterimi. a) Alternatif alan temizleme yönteminde kullanılan manyetik alanın zamanla değişimi. b) Uygulanan dalga biçimi sarmaldır ve genliği zamanla lineer olarak azalmaktadır. a)'daki taralı bölgenin incelenmesidir.

3.2.2 Termal (Isıl) Temizleme Yöntemi

Paleomanyetizma laboratuvar çalışmalarında ikincil mıknatıslanmanın temizlenmesinde kullanılan bir diğer yöntem termal temizleme yöntemidir. Yöntemin uygulanması için yermanyetik alanın etkisinin belirli bir yer için sıfırlanması gerekmektedir. Bu ise Helmholtz bobin sistemi ile sıcaklığı ayarlanabilen ve manyetik olmayan malzemeden yapılmış bir fırın yardımıyla yapılmaktadır. Helmholtz bobin sistemi üç bobin çiftinden meydana gelmektedir. Bunlar kuzey-güney, doğu-batı ve düşey yönlü olmak üzere üç yapıdadır. Bobin çiftleri öyle düzenlenmiştir ki, yeter şiddette bir doğru akım geçirildiğinde her bobin çifti yermanyetik alanının bobin eksenine doğrultusundaki bileşeninin şiddetine eşit ama zıt yönde bir manyetik alan oluşturur. Bu sayede bobinin merkezini içine alan küçük bir hacimde yermanyetik alan

yok edilmiş olur. Örneklerin ikincil mıknatıslanmalarının temizleme işlemi işte bu yer manyetik alanın yok edildiği alanda yapılmaktadır.

Termal temizleme yönteminde de öncelikle örnekleri doğal kalıntı mıknatıslanmaları (DKM) ölçülür. Ardından ferromanyetik mineraller, Curie sıcaklığı altındaki bir sıcaklığa kadar kademeli olarak ısıtılarak sıfır manyetik alanda oda sıcaklığına kadar soğutulurlar.

Manyetik daneler 'Röleksasyon Zamanı' olarak adlandırılan karakteristik bir zaman katsayısına sahiptir. Bu manyetik daneler her biri kendine özgü bu röleksasyon zamanları sonunda mıknatıslık özelliklerini kaybederler. Kayaçların sahip oldukları bu önemli kriter Neel (1949) tarafından geliştirilmiştir. Bu kriter:

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

Bağıntısıyla gösterilir. Bu bağıntıda;

τ = röleksasyon zamanı

C = frekans faktörü

V = tek domenli danenin hacmi

Hc = koersif kuvvet

J_s = mıknatıslanma şiddeti

k = Boltzman sabiti

T = sıcaklık

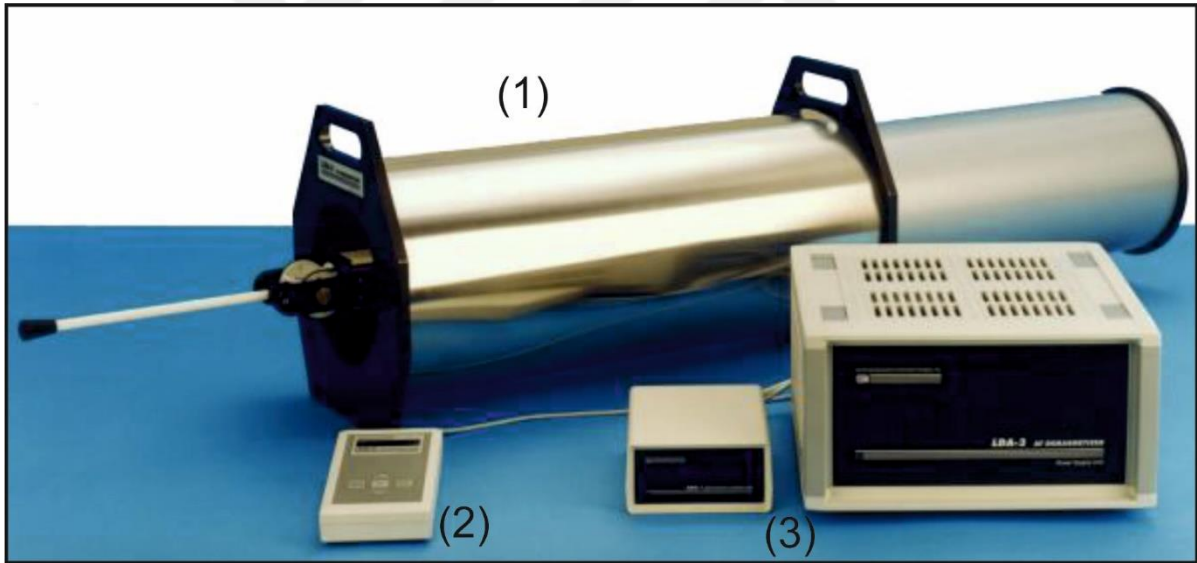
olarak verilmektedir. Bu bağıntıda V/T oranı oldukça önemlidir. Bunu daha iyi anlayabilmek için (HcJ_s/2k) oranı sabit olarak düşünülürse (C değeri de bir sabit olduğundan) V/T oranındaki küçük bir değişim röleksasyon zamanında exponansiyel bir değişime sebebiyet verir. Termal temizleme yönteminde yermanyetik alanın etkisi sıfırlanan ortamda kayaçlar ısıtılıp, oda sıcaklığına kadar soğutma işlemi kademeli olarak uygulanırsa her bir adımda V/T oranının küçülmesi ve buna bağlı olarak röleksasyon zamanının küçülmesi sağlanmaktadır. Bu şekilde

kayaçların doğada kazandığı V/T oranı küçük ikincil mıknatıslanmadan sorumlu danecikler zamanla yok edilir ve birincil mıknatıslanma belirlenmeye çalışılır.

3.3 LABORATUVAR ÖLÇÜMLERİNDE KULLANILAN ALETLER

3.3.1 Alternatif Alan Temizleme Cihazı (Agico LDA – 3A)

Paleomanyetizma örneklerinin temizlenmesi Yılmaz İspir Laboratuvarındaki Agico LDA – 3A alternatif alan temizleme aleti vasıtasıyla yapılmıştır. Alet başlıca 3 bölümden oluşur. Bunlar Şekil 3.5’te görülen (1) numaralı bölüm örneğin temizlendiği ve bobin sistemini içeren alternatif alanın üretildiği ve yermanyetik alandan korunması için 3 katlı μ metalden yapılan tambur, (2) numaralı kısım olan manuel olarak kontrol edile bilen dijital bir kontrol ünitesi ve (3) numaralı kısım olan akımın kontrolünü sağlayan bir güç kaynağından oluşmaktadır. Sistem 100’mT ye kadar alternatif alan üretebilmektedir.



Şekil 3.5: İstanbul Üniversitesi Paleomanyetizma Laboratuvarında bulunan Agico LDA – 3A alternatif alan temizleme cihazı.

Cihaz iki farklı yolla temizleme yapabilmektedir; bunlardan birincisi statik konumunda düşey etki eden alternatif alanda sabit duran örnek istenilen eksen doğrultusunda temizlenebilmektedir. Bir diğeri olan dinamik konumunda ise örnek, tüm eksenleri doğrultusunda alternatif alana maruz kalmaktadır.

3.3.2 Termal (Isıl) Temizleme Cihazı (MMTD80)

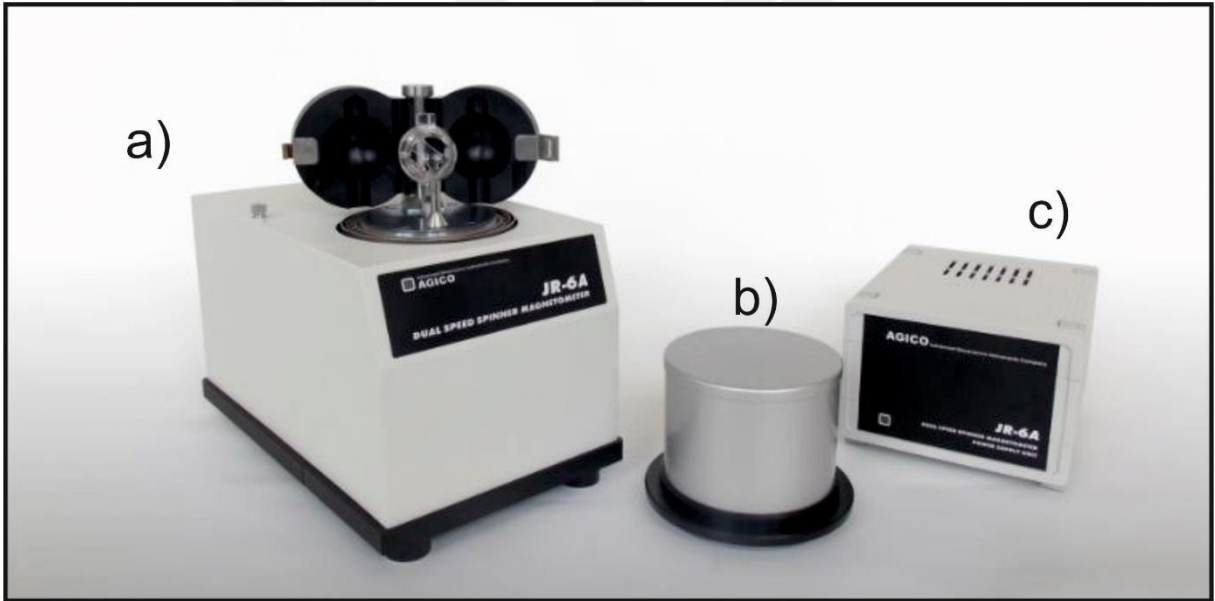
Termal temizleme yöntemi ile ikincil mıknatıslanmaları temizleme yöntemi için Yılmaz İspir Paleomanyetizma laboratuvarındaki Magnetic Measurements şirketine ait olan MMTD80 termal temizleme fırını kullanılmıştır (Şekil 3.6). Bu cihaz maksimum 80 adet numuneyi bir seferde ısıtma ve soğutma işlemine tabi tutabilmektedir. Cihaz üzerindeki elektronik kontrol paneli yardımıyla istenen sürede ve istenen derecelerde ısıtma ve soğutma programı yapılabilmektedir. Cihaz içerisinde bulunan Helmholtz bobin sistemi örneklerin yermanyetik alan etkilerinden korumaktadır. Bununla birlikte cihaz 4 kat μ metalden bir kalkana sahiptir. Bu kalkan yardımıyla 800°C ye kadar cihaz ısıtılabilir ve istenen ısıda, istenen sürede muhafaza bir şekilde ısını koruyabilmektedir.



Şekil 3.6: a) İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarında termal temizleme için kullanılan MMTD80 termal temizleme cihazı. b) MMTD80 termal temizleme cihazına ait kontrol paneli.

3.3.3 Kalıntı Mıknatıslanma Ölçüm Cihazı (Agico JR-6A manyetometre)

Örnek alınan numunelerin laboratuvardaki yönlü mıknatıslanma şiddeti ölçümleri İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarındaki Agico firmasına ait JR-6A spinner manyetometre ile ölçülmüştür. Sistem örneğin ölçüldüğü hazneyi barındıran manyetometre bölümü ile kontrollü akım sağlayan güç kaynağı olmak üzere iki 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, güçlü kalıntı mıknatıslanmaya sahip volkanik kayalar dışında zayıf kalıntı mıknatıslanmaya sahip sedimanter kayaların da mıknatıslanmalarını ölçebilmektedir. Yapılan ölçümlerin var olan yermanyetik alanından etkilenmemesi için manyetometrenin ölçüm kısmı 4 katmanlı μ metalden bir kalkan tarafından korunmaktadır.



Şekil 3.7: a) Mıknatıslanma şiddeti ölçümlerinin yapıldığı Agico JR-6A spinner manyetometre. b) Ölçümlerin yermanyetik alanın etkisinden korumak için 4 katmanlı μ metalden bir kalkan başlık. c) Kontrollü akım sağlayan güç kaynağı.

Agico JR-6A spinner manyetometresinin çalışma prensibi bir çift bobin etrafında döndürülen örnekler, bobinler üzerinde indüklenmiş bir alternatif alan oluşturmaktadır. Alternatif akımın genlik ve faz değerleri ölçülen örneğin mıknatıslanma şiddeti ve yönüyle ilişkilenebilir. Standart boyutlarda kesilen paleomanyetizma örneklerinin mıknatıslanma vektör şiddetleri ve

yönleri, uygun örnek tutucularında 2, 4 veya 6 pozisyonda olmak üzere otomatik veya manuel olarak ölçüm yapılmaktadır.

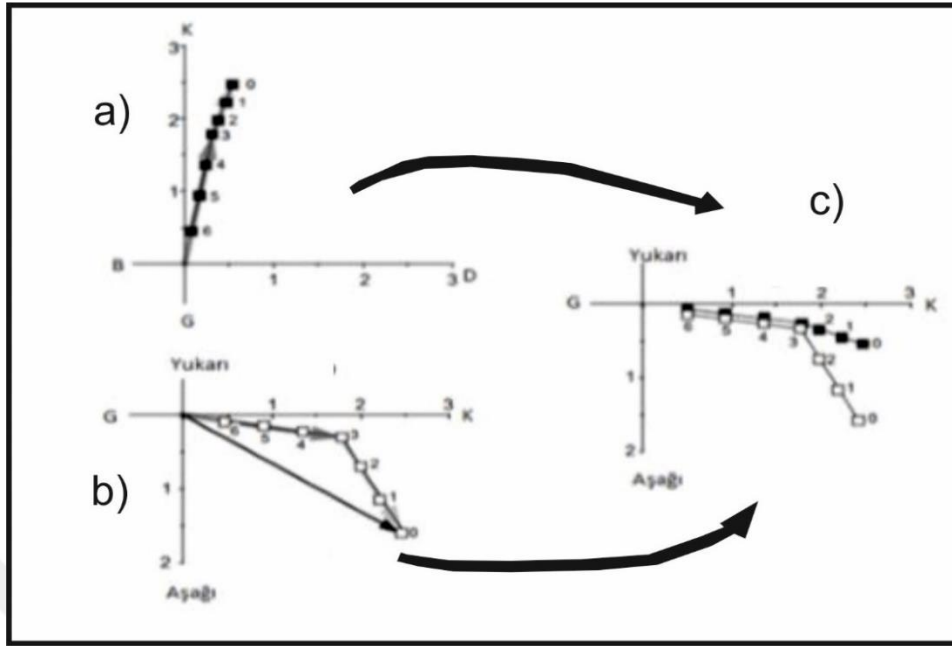
3.4 MIKNATISLANMA DOĞRULTULARININ ANALİZİ

Laboratuvarda yapılan paleomanyetizma ölçümleri sonucunda denklinasyon (sapma açısı (D)), inklinasyon (eğim açısı (I)) ve mıknatıslanma şiddeti (J) gibi paleomanyetik veriler elde edilir. Bu bilgiler kayacın mıknatıslanmasıyla ilgili bilgiler verir. İkincil mıknatıslanmanın temizlenmesi esnasında laboratuvarda yapılan her kademeli ölçüm bazı teknik ve grafikler yardımıyla ikincil mıknatıslanmanın giderilip giderilemediği tespit edilebilir. Alternatif manyetik alan ve termal temizleme yöntemlerinin bir numuneye uygulanması sonrası elde edilen sonuçları yorumlamak için iki yöntem vardır.

3.4.1 As – Zijderveld Diyagramı

Numunelerin ikincil mıknatıslanmalarında temizlemek için kullanılan temizleme yöntemlerinde temizle işlemi sırasında her adım için mıknatıslanma bileşenlerinin vektörel davranışı Kartezyen koordinat sisteminde gösteren diyagrama As – Zijderveld Diyagramı denilmektedir. Bu diyagram şiddet ve doğrultudaki değişim ilişkisini göstermektedir. Bu diyagram klasik bir geometriye dayalıdır. Bunların birlikte günümüzde geçerli Zijderveld diyagramı ve Wulf diyagramı çalışmalarda sıklıkla kullanılmaktadır (As ve Zijderveld, 1958; As, 1960; Zijderveld, 1967; Dunlop, 1979).

Şekil 3.8’de As – Zijderveld diyagramı üzerinde birincil ve ikincil mıknatıslanmaya sahip bir örneğin temizlenme adımları gösterilmiştir. 1-3 adımlar ikincil mıknatıslanmaya, 4-6 adımlar birincil mıknatıslanmaya aittir. Zijderveld diyagramlarından vektörlerin sapma ve eğim açılarının hesaplanmasında PCA (Principal Component Analysis) denilen yöntem kullanılmaktadır. PCA yöntemi ölçüm sonucunda elde edilen paleomanyetik vektör topluluğunun uç noktalarının dağılımlarına en küçük kareler yöntemiyle geçirilen bir doğru parçasının parametrelerini hesaplamaktadır.



Şekil 3.8: As – Zijderveld Diyagramı. a) Mıknatıslanma vektörünün yatay düzlem üzerindeki gösterimi. b) Kuzey-Güney doğrultulu düşey düzlemde doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün bileşenleri ile gösterimi. c) yatay ve düşey projeksiyonun birlikte gösterildiği diyagram. İçi dolu kareler yatay projeksiyondaki vektör izdüşümünü göstermektedir. Kareler üzerindeki sayılar ise temizlenme adımlarını belirtmektedir (Mıknatıslanma şiddetleri A/m'dir.) (Butler, 1992).

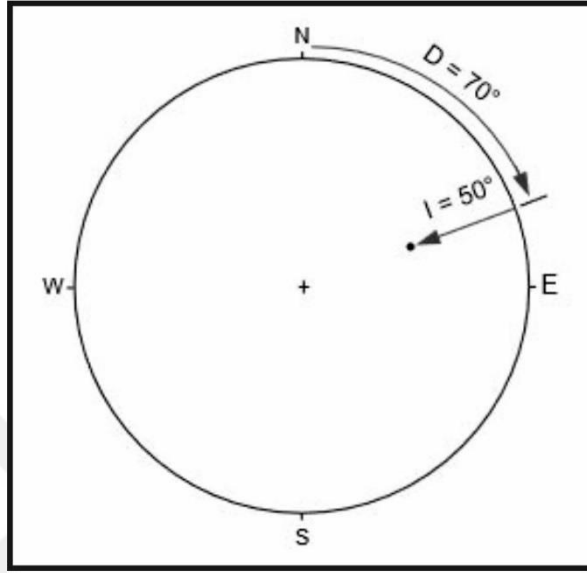
Mıknatıslanma açısının Sapma açısı (D) grafiklenmiş değerlerin Kuzey eksenine ile yaptığı açı kadardır. Mıknatıslanma vektörünün Eğim açısı (I) ise yatay eksenden olan açı farkı kadardır. PCA yöntemi ile vektörlere geçirilen doğrunun uyum kriteri MAD (maksimum açısal sapma: maximum angular deviation) olarak gösterilmektedir (Kirschvink, 1980). MAD değeri, hacimsel dağılım gösteren vektör uç noktalarını içine alan bir dikdörtgen prizmasının diyagonal eksenine 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 Diyagramı

Paleomanyetizma temizleme işlemleri sonucu elde edilen kalıntı mıknatıslanma vektörleri Wulff diyagramı üzerine taşındığında iki boyutlu bir ortamda gösterilmiş olmaktadır. Vektörel büyüklüklerin bileşenlerinin değişimleri kartezyen koordinat sisteminde bir başlangıç noktası merkez kabul edilerek tasarlanan birim yarıçaplı bir küre üzerine aktarılarak sağlanmaktadır

(Şekil 3.9). Wulff diyagramı kullanılarak aynı grupta yer alan mıknatıslanma vektörlerinin doğal kalıntı mıknatıslanmalarının veya temizleme işleminin sonucundaki mıknatıslanma bileşenlerinin güvenilirliği saptanabilmektedir.



Şekil 3.9: Wulff diyagramı. Kuzeyden saat yönünde ilerleyerek çember çevresinde Deklinasyon (Sapma) açısı gösteriliyor. Çemberin çevresinden merkeze doğru ise İnklinasyon (Eğim) açısı gösterilmektedir.

Wulff diyagramı kullanılırken, mıknatıslanma vektörün Doğrultusu (D) kuzeyi '0°' kabul edilerek saat yönünde artmak suretiyle belirlenmektedir. Eğim açısı (I) ise dairenin kenarı '0°' kabul edilerek merkeze doğru '90°' ye ulaşmaktadır. Diyagramın sağ yarıçapı pozitif sol yarıçapı ise negatif değerleri içerir. İçi dolu daireler normal eğim açısını, içi boş daireler ise ters eğim açısını temsil eder.

3.5 VERİLERİN İSTATİSTİKSEL ANALİZİ

3.5.1 Fisher Dağılımı

Ortalama mıknatıslanma doğrultularının hesaplanmasında yaygın olarak kullanılmakta olan Fisher istatistik yöntemi, birim küre üzerinde bulunan noktalarının dağılımının, bir düzlem

üzerinde bulunan 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. Bağlantıda:

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

$$\begin{aligned} X &= \sum \cos I_1 \cos D_1 \\ Y &= \sum \cos I_1 \sin D_1 \\ Z &= \sum \sin I_1 \end{aligned} \quad (3.3)$$

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

$$\begin{aligned} \sin IR &= Z/R \\ \tan DR &= Y/X \end{aligned} \quad (3.4)$$

Şeklinde tanımlanır. Böyle bir dağılım için

$$\cos\theta = 1 - [(N-R)/R] \left[\frac{1}{N-1} - 1 \right] \quad (3.5)$$

Bağıntısı kullanılarak θ açısı yani güvenlik çemberinin yarıçapı hesaplanabilir. P = 0.05 alındığında, 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 bunun karşılığında güvenlik çemberinin yarıçapı “(θ)” değeri ise 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 laboratuvar çalışmaları sonrasında elde edilen karakteristik mıknatıslanma kayacın oluşumundan önce mi yoksa daha sonradan mı oluştuğunu tespit edebilmek için bazı istatistiksel yöntemler geliştirilmiştir. Bunlardan bazıları kıvrım ve konglomera testleri Graham (1949) tarafından arazide veri toplama tekniği olarak önerilmiştir. Everitt ve Clegg (1962) ise pişmiş doku testi uygulamasını önermiştir. Senklinal veya antiklinal gibi jeolojik bir kıvrımın her iki kanadından elde edilen örnekler farklı tektonik düzeltme değerleri ile değerlendirilerek bu şekilde kıvrım testi uygulanmış olur. Elde edilen paleomanyetik veriler tektonik düzeltme öncesi dağınık ve tektonik düzeltme sonrası toplu ise kayacın mıknatıslanması kayacın oluşum anıyla eş zamanlı olmuştur denilebilir. Tersi bir durumda ise mıknatıslanma kayacın oluşumu sonrası tektonik olaylar vb. sonucu oluşmuş şeklinde yorumlanabilir. Arazi şartlarında kıvrım testi için gerekli jeolojik yapılar bulunmadığı takdirde aynı birimin farklı tektonik düzeltme yapılmış mevkilerinden örnekler ile kıvrım testi yapılabilir ve güvenilirlik seviyesi aynı durumdadır.

Kıvrım testi için McElhinny (1964) tarafından önerilen istatistik analize göre, kıvrım kanatlarından elde edilen paleomanyetik verilerin düzeltme öncesi ve paleoyatay durumdaki presiyon parametreleri (k) karşılaştırılır. McFadden ve Jones (1981), McElhinny (1964)’ün öne sürdüğü istatistiksel yöntem üzerine çalışmış ve bu yöntemi geliştirerek 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 için kendi değerlendirilerek bir istatistiksel parametreleri bulunur (f) ve

$$f=((N-m)/(m-1))(\Sigma Ri - R2/\Sigma Ri)/(2(N-\Sigma Ri)) \quad (3.8)$$

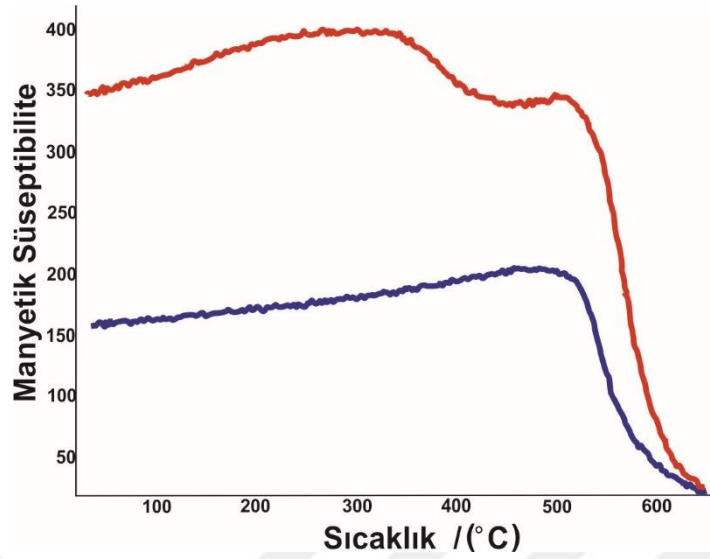
içerisinde bağıntısı uygulanarak “f” katsayısı belirlenir. Burada “m”, yüzey sayısını; “N”, toplam vektör sayısını; “R_i”, her bir farklı yüzeydeki mevkilerden hesaplanan bileşke vektörünü; “R” ise, tüm yüzeylerin bileşke vektörünü göstermektedir. Tektonik düzeltme yapıldıktan sonra f değerinin 1’e yakın olması durumunda mıknatıslanma yaşının kayacın oluşum yaşıyla uyumlu olduğu yorumu yapılabilir.

3.6 KAYA MANYETİZMASI ÇALIŞMALARI

Paleomanyetik ölçümlerin güvenilirliğini test etmek için yapılan kaya manyetizması çalışmaları ile kalıntı mıknatıslanmadan sorumlu manyetik mineraller tanımlanabilir. Bu manyetik mineralin alterasyonu, domen yapısı, koersif kuvveti ve manyetik duyarlılığı bulunabilir (Stacey ve Banerjee, 1974; Butler ve Banerjee, 1975; Senanayake ve McElhinny, 1981 ve 1982; Collinson, 1983; Tarling, 1983; Fuller ve Cisowski, 1987; O’Reilly, 1984; Dunlop ve Özdemir, 1997). Kaya manyetizması çalışmalarındaki yöntemler; Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma Ölçümleri, Eş-Isıl Mıknatıslanma Bileşenin Üç Eksende Isısal Temizleme İşlemi, Termomağnetik Ölçümler ve Mağnetik Duyarlılığın Anizotropisi (AMS)’dir.

3.6.1 Termomanyetik Ölçümler

Yüksek bir manyetik alan içinde, termomanyetik ölçümlerde ısınma ve soğuma esnasında elde edilen eğriler vasıtasıyla manyetik duyarlılığın sıcaklıkla olan değişimi gözlenerek mıknatıslanmadan sorumlu mineral tespit edilebilir, bunun yanı sıra sıcaklık etkisi altındaki davranışı ve alterasyonu gözlemlenebilir (Şekil 3.10). Isıtılan numunenin değişimleri fiziksel ve kimyasal olabilir. Bu ölçümlerde elde edilen Curie sıcaklıkları ile kayacın mıknatıslanmasını oluşturan mineral tespit edilir. Manyetik mineraller Curie sıcaklığı üzerinde tüm manyetik özelliklerini yitirir ve paramanyetik bir karakter gösterirler. Curie sıcaklığına ulaştıklarında kimyasal değişim gösterebilir veya alterasyona uğrayabilirler. Birden fazla manyetik faza sahip olan numuneler farklı mineraller farklı Curie dereceleri göstereceği için ısınma ve soğuma eğrileri kullanılarak ayırım yapılabilir. Bazı manyetik minerallere ait Curie sıcaklıkları ve bozuşma ürünleri Tablo 3.1’ de verilmiştir.



Şekil 3.10: Volkanik bir kayaca ait termomanyetik ölçüm. Kırmızı ile gösterilen çizgi ısınma eğrisini, mavi ile gösterilen çizgi ise soğuma eğrisini göstermektedir.

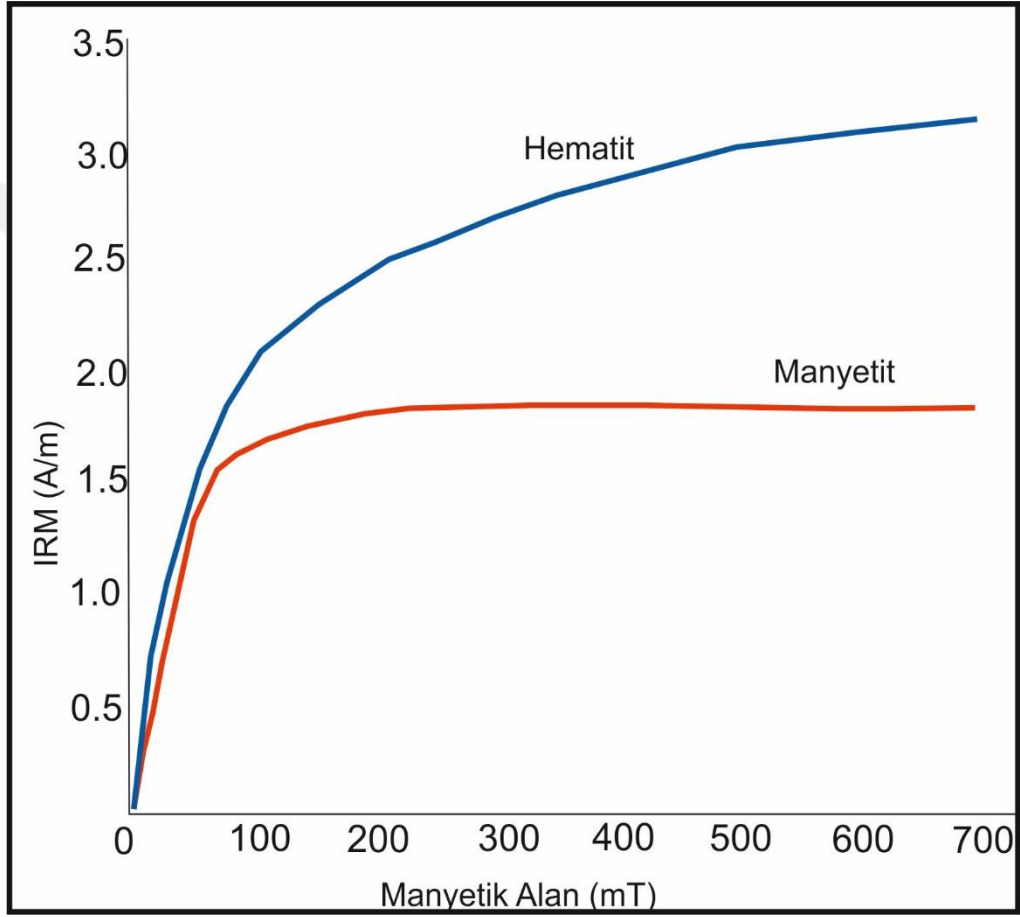
Tablo 3-1: Manyetik minerallere ait Curie sıcaklıkları ve bozuşma ürünleri (Tarling, 1983; Dunlop ve Özdemir, 1997; Özdemir ve Banarjee, 1981).

Mineralin 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 Eş – Isıl Kalıntı Mıknatıslanma ve Üç Eksende Isısal Temizleme Deneyi

Kalıntı mıknatıslanması tamamen temizlenmiş numunelere oda sıcaklığında şiddeti artan bir dış alan uygulanır ve her alan uygulaması sonucunda numunenin kazandığı kalıntı mıknatıslanma şiddeti ölçülür. Ölçüm sonucunda numuneye uygulanan alan yönünde ve uygulanan şiddete bağlı olarak doğru orantılı bir şekilde artan şiddette kalıntı mıknatıslanma kazandığı görülmektedir. Bu mıknatıslanma türüne Eş – Isıl Kalıntı Mıknatıslanma (EIKM)

denmektedir. Uygulanan alan belli bir miktardan sonra arttırılsa dahi numunenin kazandığı mıknatıslanma şiddetinde değişim olmaz. Bu şekilde kazanılan mıknatıslanmaya Doymuş Kalıntı Mıknatıslanma denmektedir. Hematit gibi yüksek koersif kuvvete sahip mineraller 1500-3500 mT'da doymuş hale getirilirken, buna karşılık manyetit minerali yaklaşık 300 mT alan uygulandığında doymuş hale gelmektedir. Şekil 3.11'de hematit ve manyetit minerallerinin kuramsal eş-ısı kalıntı mıknatıslanma eğrileri gösterilmiştir.



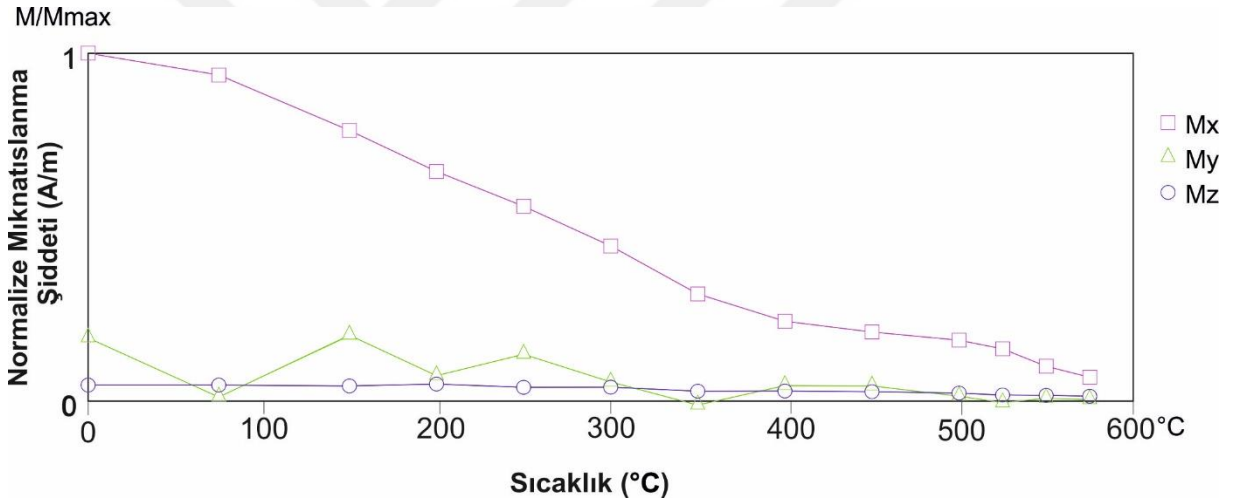
Şekil 3.11: Manyetit ve Hematit mineralleri için Normalize Mıknatıslanma Şiddet Eğrisi (Butler, 1992).

Eş – Isıl Kalıntı Mıknatıslanma ölçümleri için arazide toplanan kayaç numuneleri laboratuvarında standart boyutta kesilip elde edildikten sonra sırasıyla şu işlemler uygulanır.

- Alternatif alan yöntemiyle tüm örneklerin kalıntı mıknatıslanması temizlenir.
- Tüm numunelerin kalıntı mıknatıslanma şiddetleri ölçülür.

- Eş – Isıl Kalıntı mıknatıslanma ölçümleri sonucunda her bir numune için numunenin Z- doğrultusunda maksimum 1T alan uygulanmasında sonra, Y- doğrultusunda 0.4T ve X- doğrultusunda ise 0.12T alan uygulanmaktadır (Lowrie, 1990). Bu üç ekseninde farklı büyüklüklerde alan uygulanma sonrasında, her bir örnek kademeli olarak termal temizlemeye tabi tutulur. Her bir temizleme adımından sonra numunelerin şiddet değerleri manyetometre ile ölçülür.

Üç farklı yönde farklı büyüklükler de alan uygulandığından farklı koersif kuvvete bağlı olarak mineraller ayırt edilirler. Isısal temizleme sonucunda ise, farklı bileşenlerin bloklanma sıcaklıklarına bağlı olarak mineralleri özellikleri belirlenebilir (Şekil 3.12). Benzer koersif kuvvete sahip mineraller genellikle farklı bloklanma sıcaklığına sahip olabilmektedir (Lowrie,1990).



Şekil 3.12: Doygun eş ısıal mıknatıslanma bileşenin üç yönde (x, y, z) farklı alan uygulandıktan sonra ısısal temizleme yöntemiyle temizlenmesi sonucunda oluşan eğri (Mx=Düşük alan sıcaklık bileşeni, My=Orta alan sıcaklık bileşeni, Mz=Yüksek alan sıcaklık bileşeni).

3.6.3 Manyetik Duyarlılık Anizotropisi (MDA) (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) (AMS)

Birim hacime etkiyen manyetik duyarlılık, bir mineral ya da kayaca uygulanan düşük bir manyetik alan etkisinde oluşan indüklem manyetizasyonu ile lineer ilişkili, boyutsuz bir parametredir. κ ile gösterilir ve (3.9) bağıntısı yardımıyla hesaplanır. Bağıntıda; \mathbf{J} mıknatıslanma şiddetini temsil eder, \mathbf{H} ise manyetik alanı temsil eder.

$$\kappa=J/H \quad (3.9)$$

Kayaçların manyetik duyarlılığındaki yöne bağlı değişimler manyetik duyarlılık anizotropisi olarak tanımlanır (Tarling ve Hrouda, 1993). Bu değişim matematiksel olarak ikinci derece bir tensör ile gösterilir ve üç eksenli elipsoidin şeklini yansıtır (Tarling ve Hrouda, 1993). Bu elipsoidin bileşenleri olan k_{max} , k_{int} , k_{min} ($k_1 > k_2 > k_3$) maksimum, ortaç ve minimum manyetik duyarlılık bileşenleri olarak adlandırılmaktadır. Bu anizotropi parametrelerini kullanarak anizotropi derecesi (P), düzeltilmiş anizotropi derecesi (P_j), manyetik lineasyon (L), manyetik foliasyon (F) ve şekil parametresi (T) elde edilir. Anizotropi derecesi P, elipsoidin deformasyon derecesi göstermekte olup küresellikten olan sapmayı verir (Nagata, 1961). Elipsoidin şekli, T değeri $0 \leq T \leq 1$ arasında olduğu zaman yassı (oblate) olarak adlandırılır, bu değer $-1 \leq T \leq 0$ ile arasında olduğu zaman ise yayvan (prolate) olarak adlandırılır (Tarling ve Hrouda, 1993).

AMS çalışmaları sonucu elde edilen bu parametreler yardımıyla sediman kayaçlardaki suyun akış yönünü, volkanik ve plütonik kayaçlardaki lav veya magma akış yönünü belirlemek bunun yanı sıra metamorfik kayaçlarda ise deformasyonu seviyesini tanımlamak için kullanılmaktadır (Tarling ve Hrouda, 1993).

Çökme esnasında tanecikler tabana paralel olacak şekilde çöklerler ve sonrasında çökelen taneciklerin üzerine yenileri çökmeye devam eder bunun sonucu olarak kayaçta bir yük bindirmesi oluşur buna kompensasyon etkisi denmektedir. Bunun gibi dış etmenler vasıtasıyla taneciklerin manyetik momentleri yermanyetik alanının doğrultusundan sapmaktadır. Meydana gelen bu kompensasyon etkisi sapma açılarındaki gelişigüzel etkiler oluştursa da, eğim açlarına olan etkileri düşük düzeydedir (Blow ve Hamilton, 1978; Anson ve Kodama, 1987). Laboratuvar çalışmaları sonucu elde edilen, sedimanter kayaçlar için literatürde “eğim açısı hatası (inclination error)” olarak adlandırılan bu azalım (3.10) bağıntısıyla açıklanır.

$$\text{tg}I_c = \frac{1}{f \cdot \text{tg}I_0} \quad (3.10)$$

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 kayaçlarda çoğu zaman rastlanan eğim açılarındaki sığlaşma etkisinin yok edilmesi hususunda AMS ölçümlerinden elde edilen duyarlılık parametreleriyle hesaplanabilen bir yöntem önerilmiştir (Tan ve Kodama, 2003).

Önerilen yöntemde manyetit içeren kayaçlar için sığlaşma etkisi;

$$\tan I_0 / \tan I_c = [K_{\min}(a+2)-1] / [K_{\max}(a+2)-1] \quad (3.11)$$

hematit içeren kayaçlar için sığlaşma etkisi;

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

bağıntıları ile verilmektedir. Eşitliğin sağ tarafı f sığlaşma katsayısını belirtir. 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 için bir mevkiye ait bir sığlaşma katsayısının elde edilebilmesi için, bağıntılarda kullanılmak üzere o mevkinin tüm numunelerini temsil edebilecek bir a katsayısının hesaplanması gerekmektedir. Bu katsayının hesaplanabilmesi için bir dizi laboratuvar ölçümleri yapılması gerekmektedir ve buna alternatif olarak kısa süren ve hızlı çözüme ulaştıran iteratif bir işlem önerilmiştir (Kodama, 2009). Buna göre bir mevkinin her bir örneği için, 3.11 veya 3.12 eşitliğinin sağ tarafı belli bir başlangıç “ a ” değeri kabul edilip hesaplanır ve bir “ f ” serisi elde edilir (f_i). Bunun sonucunda her bir örnek için, $\tan I_m$ her bir örnek için hesaplanmış olan düzeltilmiş eğim açılarının ortalaması olmak üzere $\tan I_0 / \tan I_m$ oranı elde edilmek suretiyle 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, laboratuvarda kullanılan manyetik duyarlılık ölçebilen cihazlar tarafından numunelerin belirli bir kartezyen sistem içerisinde 18 farklı yönde (**Şekil 3.14**) olmak üzere manyetik duyarlılıkları ölçülmek yoluyla elde edilir.

3.7 KAYA MANYETİZMASI ÖLÇÜM CİHAZLARI

3.7.1 Anlık Mıknatıslayıcı

Eş – Isıl kalıntı mıknatıslanma ölçümlerinde kullanılmak için İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarı'nda bulunan Molspin şirketine ait Anlık Mıknatıslayıcı cihaz kullanılmıştır (**Şekil 3.13**). Bu cihaz 1T'ya kadar manyetik alan üretebilen bir bobin sahiptir. Bu alanı üretebilmek için 400 Amper akıma gereksinim duymaktadır ve anlık olarak ürettiği manyetik alanla örneklerle mıknatıslanma kazandırmaktadır.



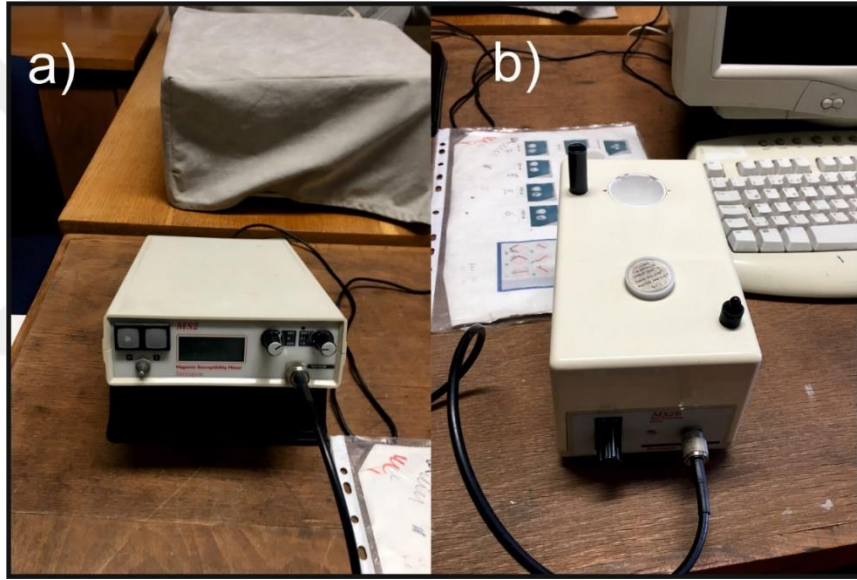
Şekil 3.13: İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Laboratuvarında bulunan Molspin şirketine ani mıknatıslandırıcı cihaz.

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

3.7.2 Manyetik Duyarlılık Ölçüm Cihazı (Bartington MS2)

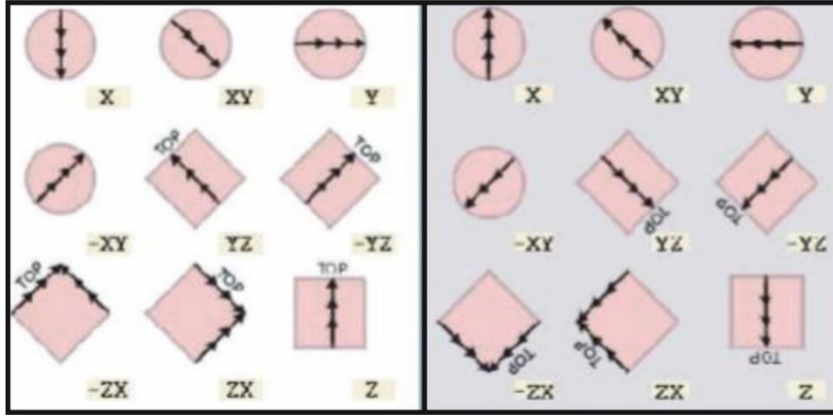
Tez çalışması kapsamında yapılan manyetik duyarlılığın anizotropisi ve manyetik duyarlılığa bağlı sıcaklık ölçümleri İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarı'nda bulunan Bartington firmasına ait MS2 cihazları (**Şekil 14, Şekil 16**) kullanılarak yapılmıştır.

Manyetik duyarlılık ölçümü bir sensör etrafında düşük frekans ve düşük şiddette bir alternatif alan oluşturması yoluyla gerçekleştirilir. İki bobin sistemi bulunmaktadır. Birinci bobin sisteminden bir akım geçtiğinde ikinci bobin sisteminde bir indüklenmiş akım (1 mT) ve bir manyetik alan oluşturmaktadır. Kaya manyetizması çalışması kapsamında ölçülecek numune, sensörün yakınına konulduğunda, oluşan akım örnek içerisinde bir manyetik alan meydana getirmektedir. Bunun sonucunda birinci bobindeki akım da indüklenmiş mıknatıslanma ile orantılı lineer bir değişim oluşturur. Bu değişimin eğiminden manyetik duyarlılık değeri hesaplanır.



Şekil 3.14: Mağnetik duyarlılığa bağlı anizotropi ölçümlerinin gerçekleştirildiği Bartington MS2 cihazı. a) Ana konsol b) MS2 B sensörü.

Bu cihazda yapılan manyetik duyarlılığa bağlı anizotropi ölçümleri 18 farklı yönelimle yapılmıştır (Şekil 3.15).



Şekil 3.15: Manyetik süseptibilite ölçümleri için uygulanan 18 farklı pozisyonun gösterimi.

Kaya manyetizması çalışmaları kapsamında gerçekleştirilen termomanyetik ölçümlerde manyetik duyarlılığın sıcaklıkla değişiminin belirlenmesi için kullanılan sistem yine aynı firmaya ait Bartington MS2'nin kullanım aparatları şu şekildedir. Her iki sistemde manyetik olmayan ısıtma sistemi, soğutma için su devir daim eden bir düzenek, sıcaklığın ölçülebilmesi için özel bir platinyum termometrenin olduğu sıcaklık aparatına ihtiyaç vardır (**Şekil 3.16**). Cihaza bağlı olan diğer ekipmanlar MS2W (Water Jacketed Sensor- kılıflı su sensörü), MS2WF (Furnace- fırın benzeri ısı elde edici), MS2WFP (güç kaynağı)'dır. Ayrıca suyla soğutma desteği için bir depo ve su devir daimini yapacak motor vardır (water pump/ flowmeter).



mömjyuuh

Şekil 3.16: İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarındaki manyetik duyarlılık ile sıcaklık değişimi ölçümleri için kullanılan Bartington MS2 Sistemi.

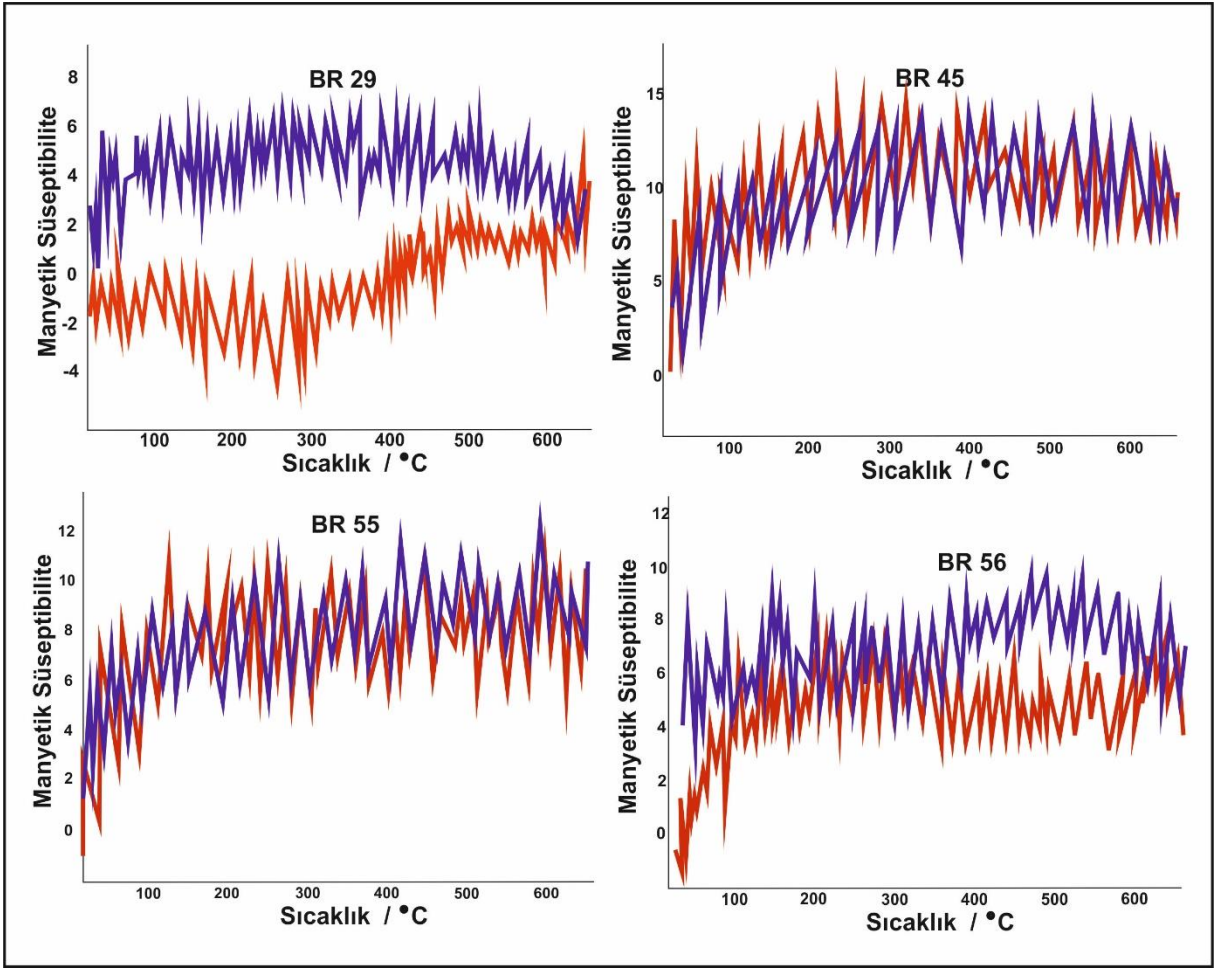
4. BULGULAR

4.1 KAYA MANYETİZMASI ÖLÇÜM SONUÇLARI

4.1.1 Yüksek Sıcaklık Süseptibilitesi Ölçümleri

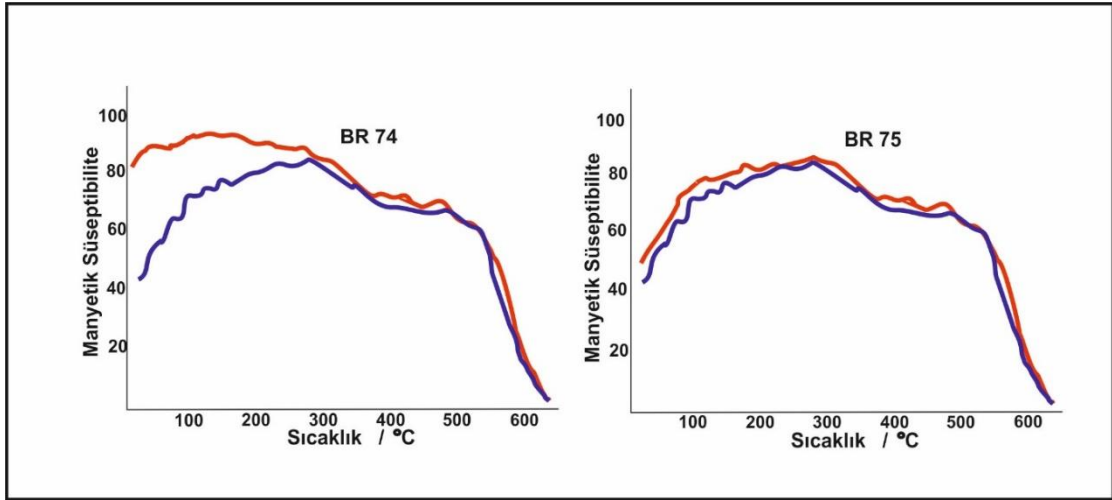
Bu tez çalışması kapsamında her bir mevkiden bir pilot örnek olmak üzere 70 adet mevkiden Yüksek Sıcaklık Süseptibilitesi ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Örneklerin bir kısmının düşük süseptibilite değerleri sebebiyle duraysız sonuçlar vermiş ve değerlendirme kullanılmamışlardır. 40 adet mevki Yüksek Sıcaklık Süseptibilitesi ölçümleri sonucunda duraysız sonuçlar vermiştir. Duraysız örneklerden bazıları Şekil 4.1’de gösterilmektedir.

Çalışma alanında farklı yaş ve litolojide kayaçlardan örnek alındığından, yapılan termomanyetik ölçümlerin değerlendirilmesinde de bu yaş sınıflanması kullanılmıştır. Kretase yaşlı örneklerde ısınma ve soğuma eğrisine ait süseptibilite değerlerinde herhangi bir farkın görülmemesi örneklerde alterasyonun olmadığına işaret etmektedir (Şekil 4.2). Örneklerde 580 °C’de elde edilen Curie sıcaklığı mıknatıslanmadan sorumlu mineral manyetit olarak görülmektedir. Eosen yaşlı örneklerde yapılan çalışmaların birçoğunda çok yüksek seviyede alterasyon gözlenmiştir. Yine bu yaştaki örneklerde genel olarak titanyumlu manyetitin mıknatıslanmadan sorumlu mineral olduğu gözükmemektedir (Şekil 4.3 – Şekil 4.4). Isınma eğrilerinde 400 °C civarlarında görülen ani düşüş titanyumca zengin manyetitin manyetit veya titanyumca fakir manyetite dönüştüğünü göstermektedir. Oligosen yaşlı örneklerde mıknatıslanmadan sorumlu mineral manyetit olarak görülmektedir (Şekil 4.5 – Şekil 4.6 – Şekil 4.7). Bu volkanik örneklerde ısınma ve soğuma eğrileri arasında az veya çok farklılık görülmesi alterasyon derecesini göstermektedir.



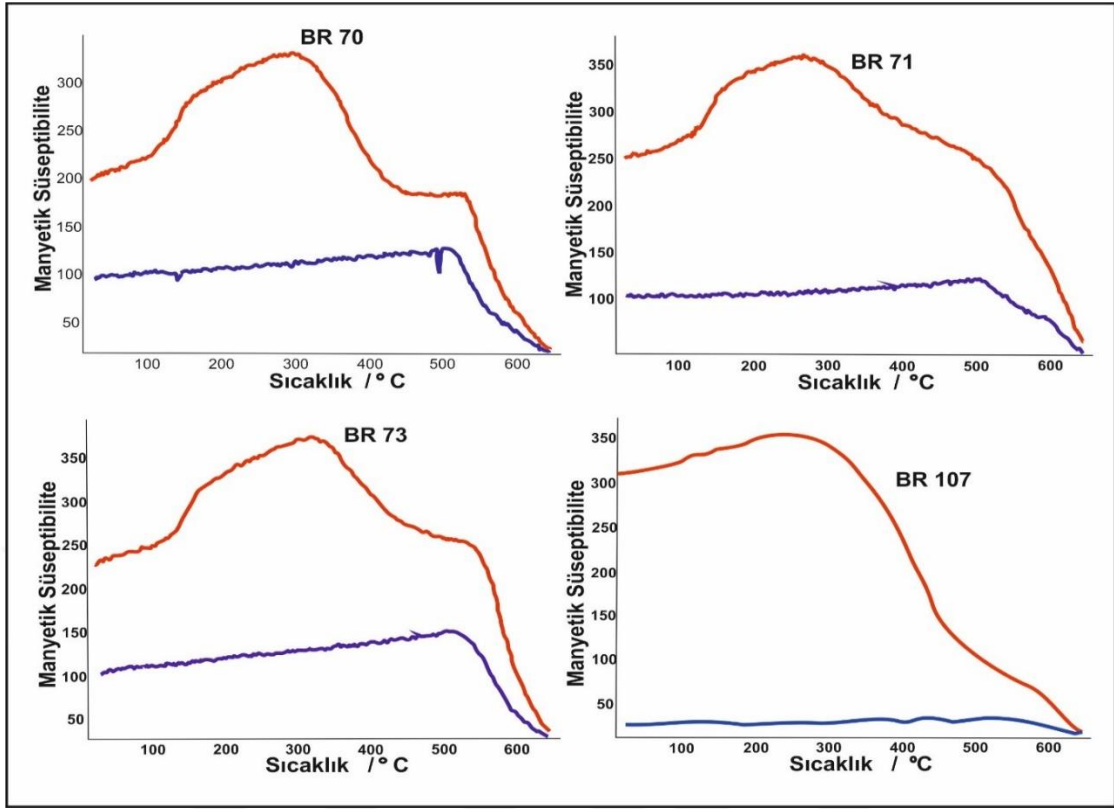
Şekil 4.1: Termomanyetik çalışma yapılmış fakat duraysız olması sebebiyle yorumlanamayan örneklerden bazıları.

Kretase yaşlı volkanik örnekleri temsil eden BR74 ve BR75'te ısınma ve soğuma eğrilerinde 550 °C'de görülen düşüş titanyumca fakir manyetit olarak yorumlanmıştır. Bu örneklerde sıcaklık eğrisi ile soğuma eğrisi birbirine çok yakın bir yol izlemesi herhangi bir alterasyonun olmadığını göstermektedir (Şekil 4.2).



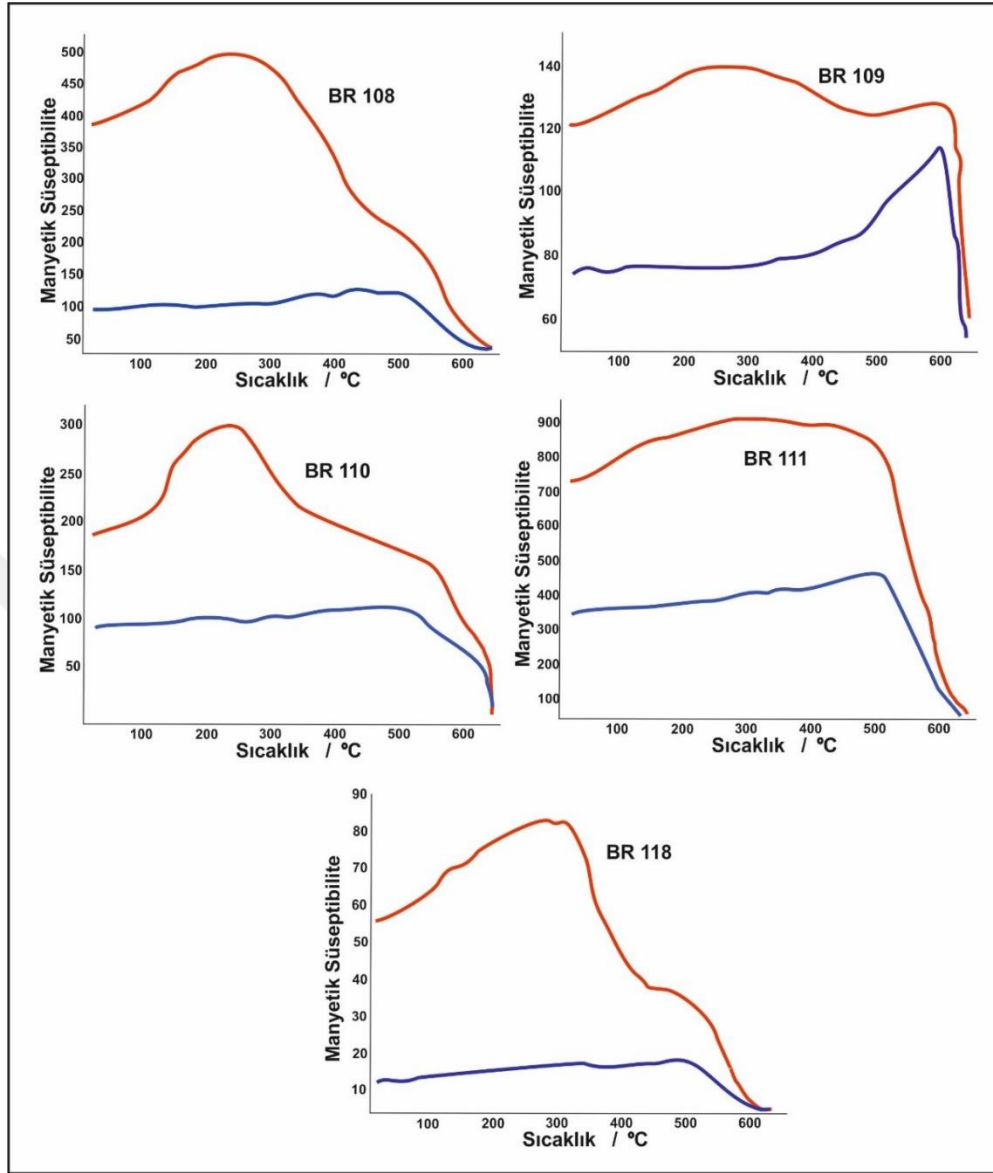
Şekil 4.2: Kretase yaşlı örneklerle ait termomanyetik eğriler.

Eosen yaşlı örnekleri göz önünde bulundurduğumuzda, BR70'de 400 °C civarındaki ani düşüş mıknatıslanmadan sorumlu mineralin titanyumlu manyetitın titanyumca zengin manyetite dönüştüğünü göstermektedir. Sıcaklık ve soğuma eğrisi arasındaki fark alterasyon varlığını göstermektedir. BR71 ve BR73 nolu örneklerde sıcaklık eğrisinde yolunda 300 °C civarında düşüş gözlenmiş ve eğrinin 580 °C düşüşüyle son bulmuştur. Bu titanyumca zengin manyetitın mıknatıslanmadan sorumlu olduğu ve örnek içerisinde ısınma sonrası alterasyon meydana geldiğini göstermektedir. BR107, BR108, BR118 nolu volkanik ve kumtaşı örneklerinde çok yüksek seviyede alterasyon gözlenmekte olup, mıknatıslanmadan sorumlu mineral titanyumca zengin manyetit olduğu söylenebilmektedir (**Şekil 4.3**).



Şekil 4.3: Eosen yaşlı örneklerle ait termomanyetik eğriler.

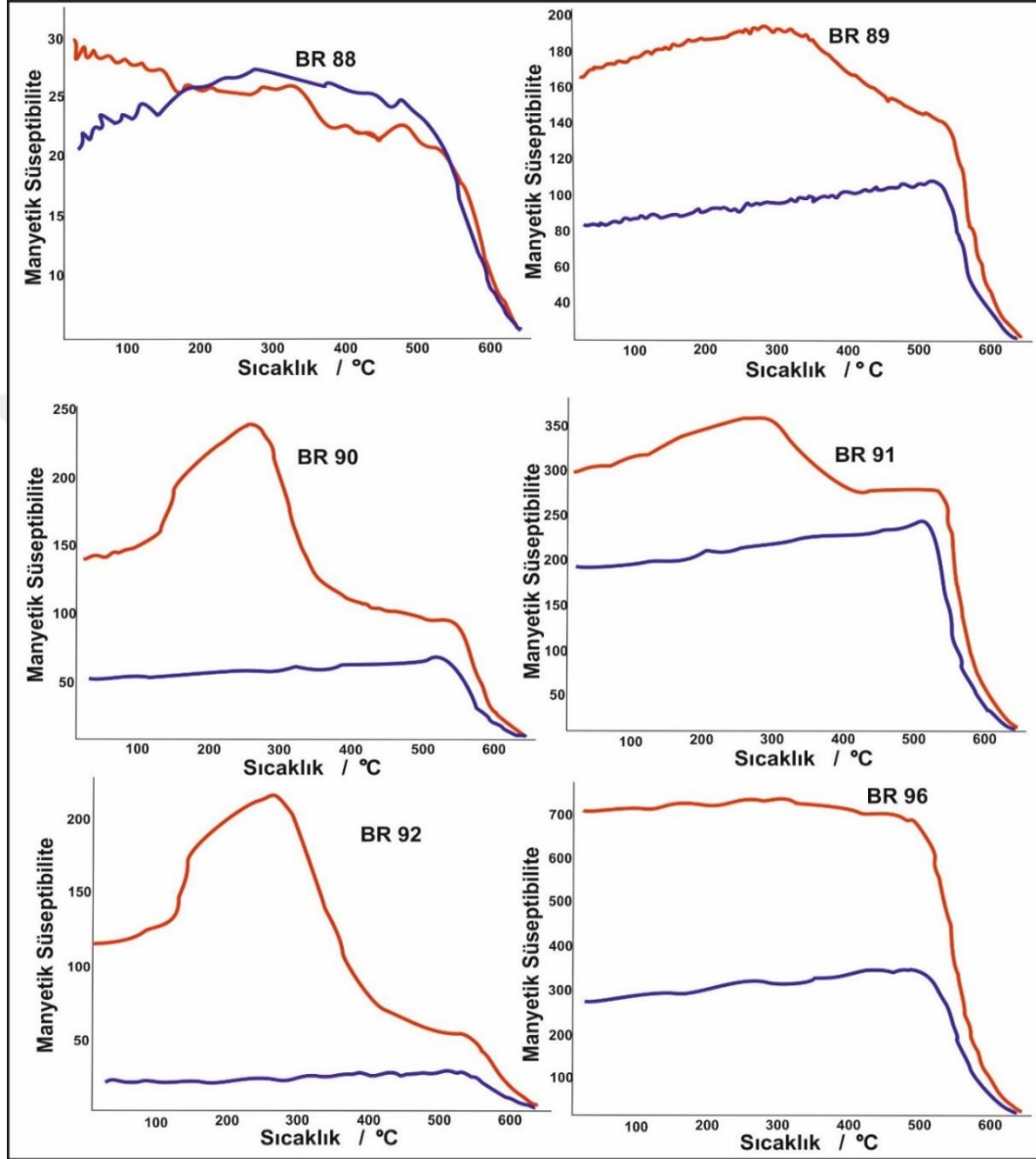
BR109'da mıknatıslanmadan sorumlu mineral, 400 °C de hafif düşüş göstermesi titanyumlu manyetite, Curie sıcaklığının 600 °C de elde edilmesi titanyumlu hematitin varlığına işaret etmektedir. Sıcaklık ve soğuma eğrisi arasındaki fark alterasyon varlığını göstermektedir. BR110'da 200 °C de yükselen sıcaklık eğrisi 320 °C civarında tekrar düşüş gösteriyor. Bu titanyumca fakir manyetitin titanyumca zengin manyetite dönüşümünü göstermektedir. Volkanik örneğin 600 °C civarında düşüşe geçmesi titanyumca zengin hematit olarak yorumlanabilir. BR111 nolu örnekte mıknatıslanmadan sorumlu mineral 500 °C deki düşüş sebebiyle titanyumlu manyetit olarak yorumlanabilir. Isınma ve soğuma eğrisine ait süseptibilite değerlerindeki fark alterasyonun varlığına işaret etmektedir (Şekil 4.4).



Şekil 4.4: Eosen yaşlı örneklere ait termomanyetik eğriler devam.

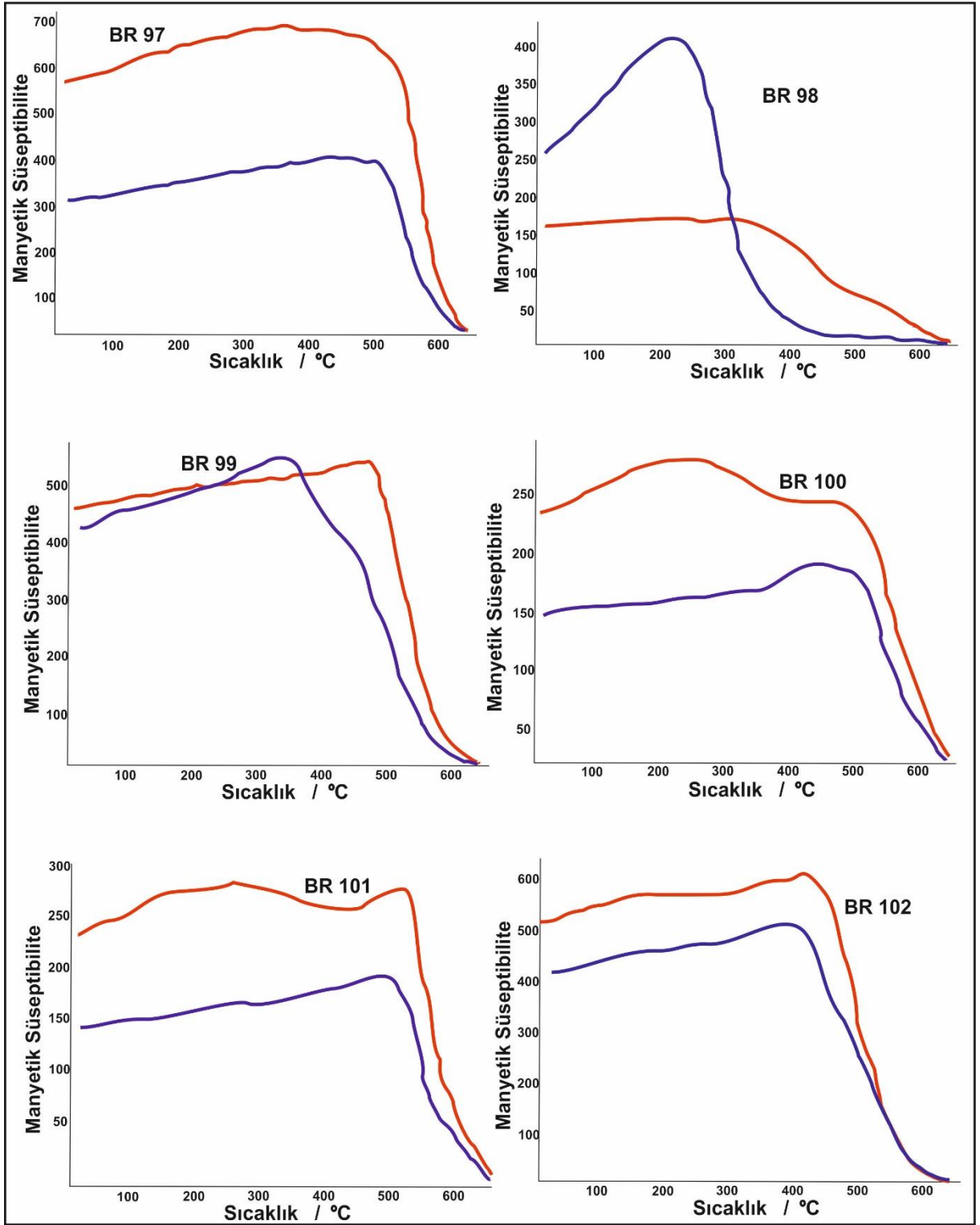
Oligosen yaşlı BR88 nolu volkanik örnekte mıknatıslanmadan sorumlu mineral titanyumca zengin manyetit olduğu görülmektedir. Sıcaklık ve soğuma eğrileri arasındaki uyum alterasyonun olmadığını göstermektedir. BR90 ve BR92 nolu volkanik örneklerde yüksek seviyede alterasyon görülmektedir. 400 °C civarlarında düşen eğriler titanyumca fakir manyetitin, titanyumca zengin manyetite dönüşümü olarak yorumlanabilir. BR89 ve BR96'da ise, alterasyona uğramış örnekler olup, mıknatıslanmadan sorumlu mineralleri titanyumca zengin manyetittir. BR91'de sıcaklık eğrisinin 300 °C olan düşüşü titanyumca fakir manyetitin

titanyumca zengin manyetite dönüştüğü ve bu mineralin mıkınatıslanmadan sorumlu mineral olduğunu göstermektedir. Örnekte düşük seviyede alterasyon görülmektedir (Şekil 4.5).

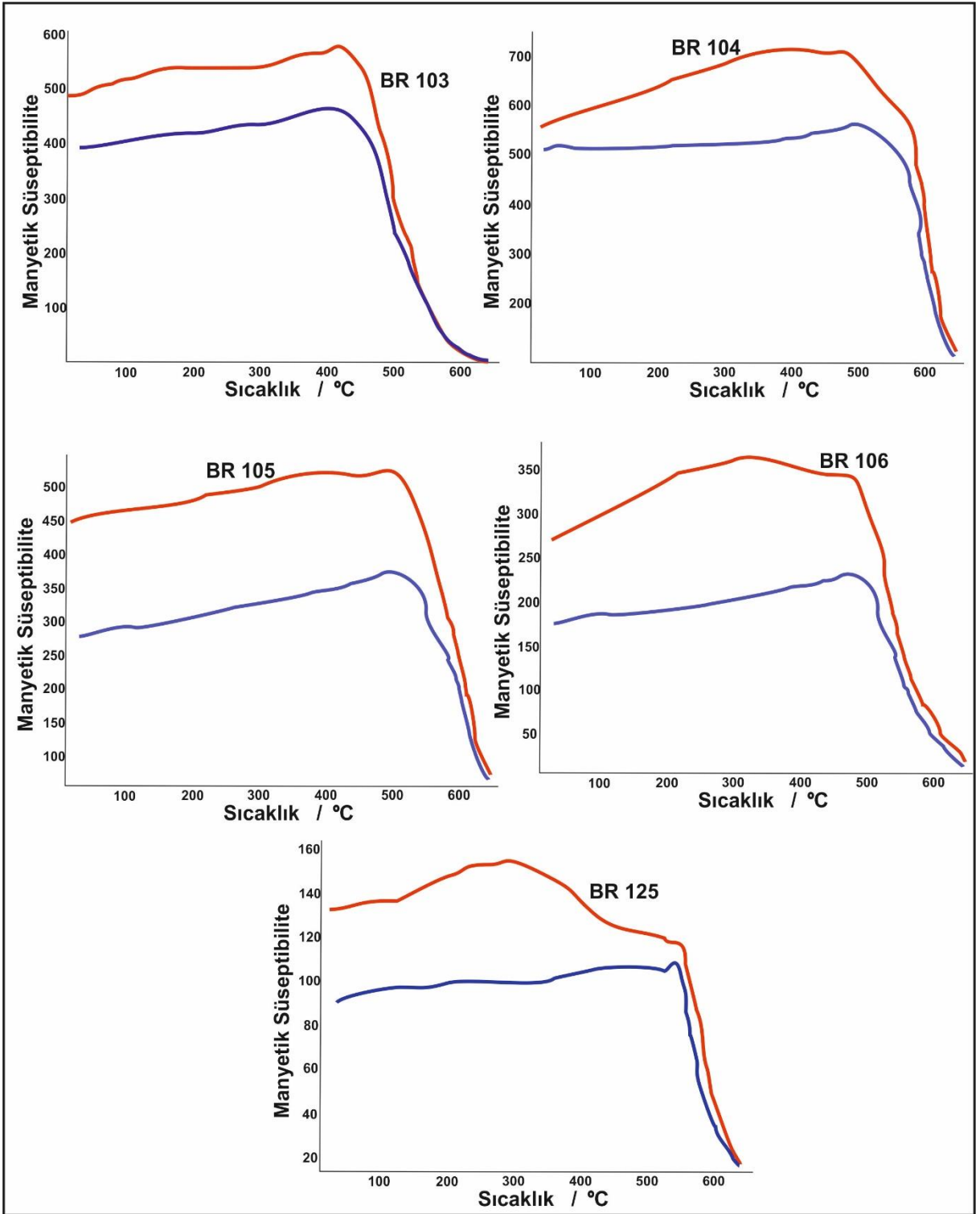


Şekil 4.5: Oligosen yaşlı örneklerle ait termomanyetik eğriler.

BR97, BR99, BR100, BR101, BR102, BR103, BR104, BR105, BR106 ve BR125 nolu volkanik örneklerde mıkınatıslanmadan sorumlu mineral titanyumca zengin manyetit olarak görülmektedir. BR99 ve BR102’de bozuşma gözükmezken, BR97, BR100 ve BR101’de orta seviyede alterasyon görülmektedir. BR98’de ise, 350 °C de var olan bozuşma ile titanyumca zengin manyetitin, maghemite dönüşümüne işaret etmektedir (Şekil 4.6, Şekil 4.7).



Şekil 4.6: Oligosen yaşlı örnekler için termomanyetik eğrilerin devamı.

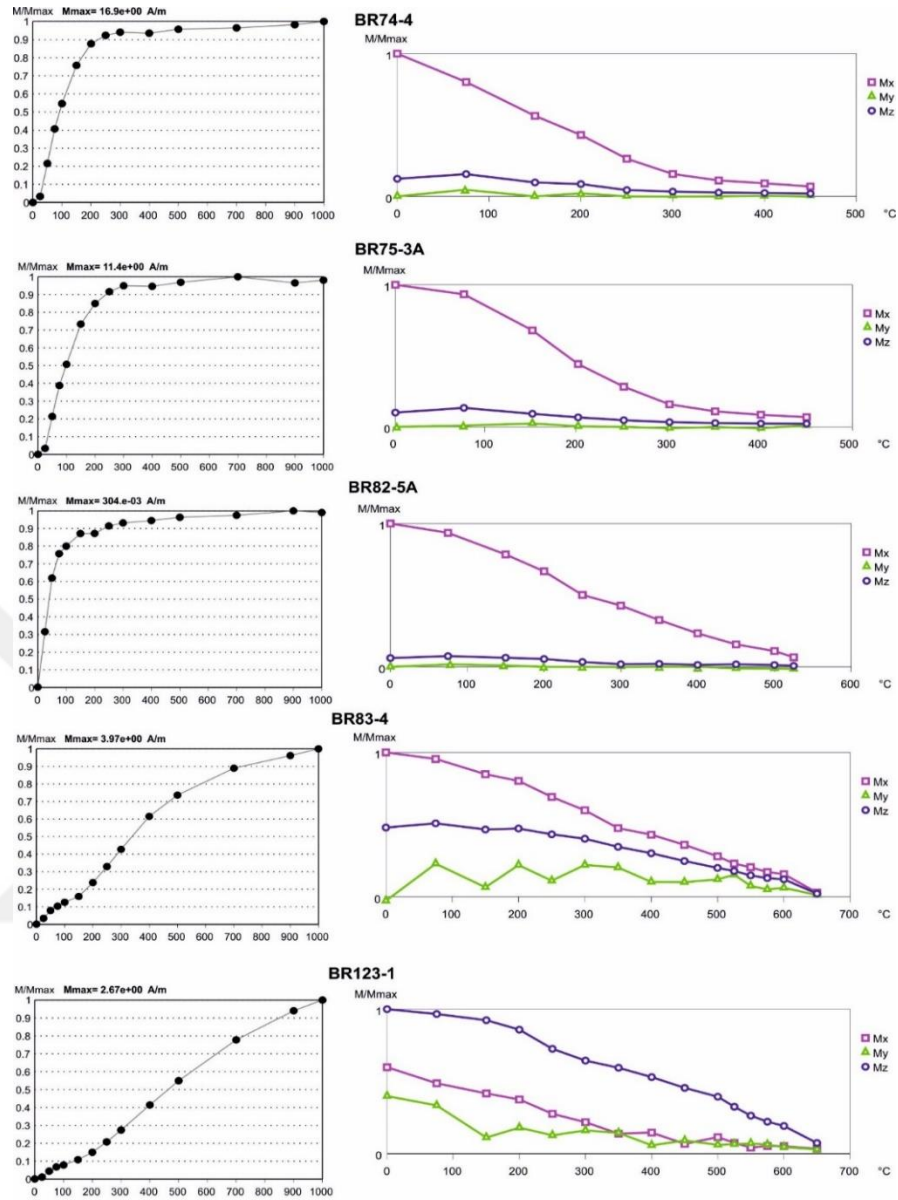


Şekil 4.7: Oligosen yaşlı örnekler için termomanyetik eğriler devam.

4.1.2 Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma ve Üç Eksenli Isısal Temizleme Deneyi

Eş-Isıl kalıntı mıknatıslanma (EIKM) ölçümleri sonucu farklı yaş ve litolojilerden elde edilen genel sonuca göre örneklerin bir kısmının 1T alana kadar doygunluğa ulaşamadığı gözlemlenmektedir. Örneklerin büyük çoğunluğunun ise genel olarak 250-350mT civarında doygunluğa ulaştığı gözlemlenmiştir. Örneklerin değerlendirilmesinde ölçülen pilot örneklerin ait olduğu yaşlar gözönünde bulundurularak değerlendirme yapılmıştır.

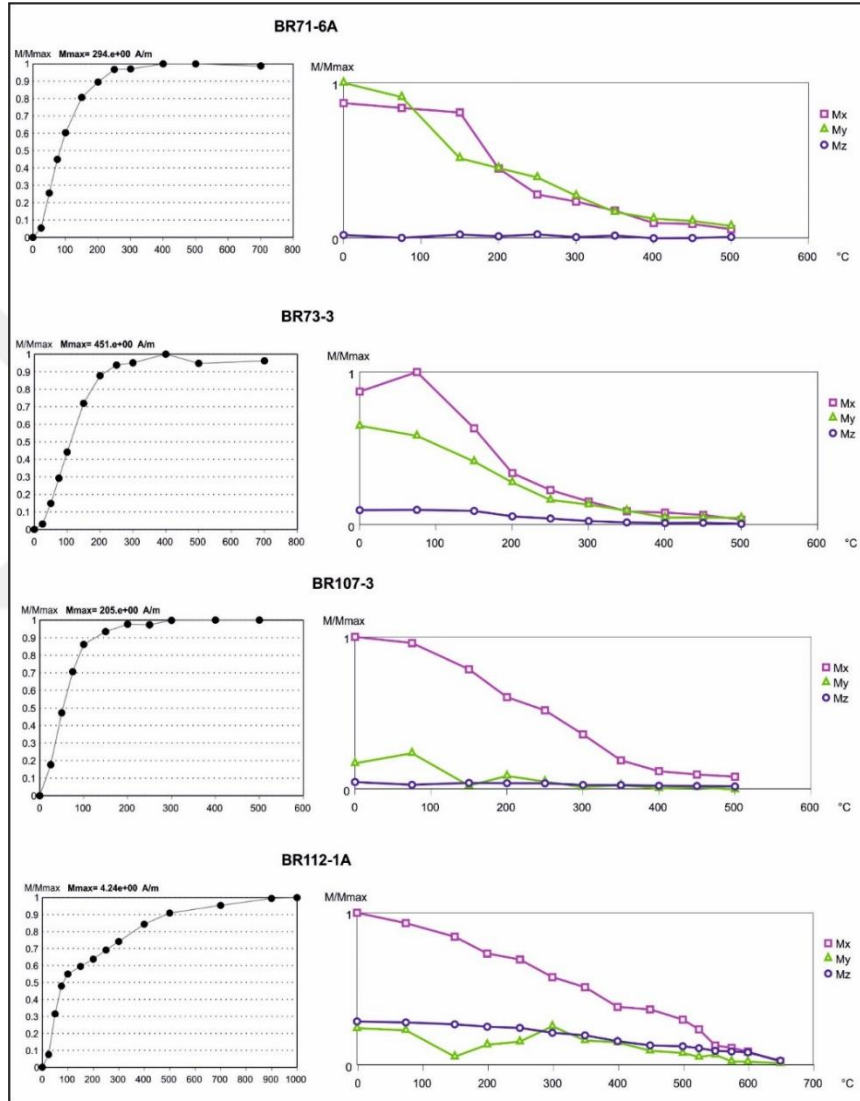
Kretase yaşlı örnekleri değerlendirildiğinde, BR74-BR75 ve BR82’de mıknatıslanmanın 250-300mT civarlarında doygunluğa ulaştığı görülmektedir. BR74 ve BR75’de düşük koersivite bileşeni 300 °C de düşüş gösterdiği görülmektedir. Bu titanyumlu manyetit içeriği ile birlikte örneğin maghemit te içerdiğini gösterir. BR82’de yüksek ve orta seviyeli koersivite bileşenlerinin etkisi gözükmezken, düşük koersivite bileşen 520 °C’de düştüğü gözlenmektedir. Bu durum titanyumca fakir manyetitin varlığını işaret eder. BR83 ve BR123’te ise, 1T ya kadar verilen alanda örneklerin doygunluğa ulaşamadığı görülmektedir. Bu hematitin varlığı olarak yorumlanabilir. Her iki örnekte de üç koersif bileşende etkin görülürken, BR83’te düşük koersiviteli bileşenin daha baskın olduğu, BR123’te ise yüksek koersivite bileşenin hakim olduğu görülmektedir. Her iki örnekte için 630 °C bloklanma sıcaklığı örneklerde var olan hematitin bir miktar titanyum içerdiğini göstermektedir (**Şekil 4.8**).



Şekil 4.8: Kretase yaşlı örneklerle ait EIKM ve üç eksenli ısısal temizleme deneyi.

Eosen yaşlı örneklerden BR71 ve BR73'te 300mT'da doygunluğa ulaşıldığı görülmekte. Ve her iki örnek için yüksek koersiveli bileşenler etkisizken, orta ve düşük koersiveli bileşenlerin baskın oldukları görülmektedir. BR71'de 150 $^{\circ}C$ ve BR73'te 100 $^{\circ}C$ de ani düşüş gösteren düşük koersiviteli bileşenler geotit içeriğini gösterirken, eğrilerin 500 $^{\circ}C$ de sönümlenmesi örneklerin titanyumlu manyetit içerdiğini göstermektedir. BR107'de 200mT'de doygunluğa ulaşıldığı görülmektedir. Üç eksen ısısal temizleme eğrilerinde orta ve yüksek koersiviteli bileşenler etkisiz iken, düşük koersiviteli bileşen etkin ve 500 $^{\circ}C$ de bloklanma sıcaklığı

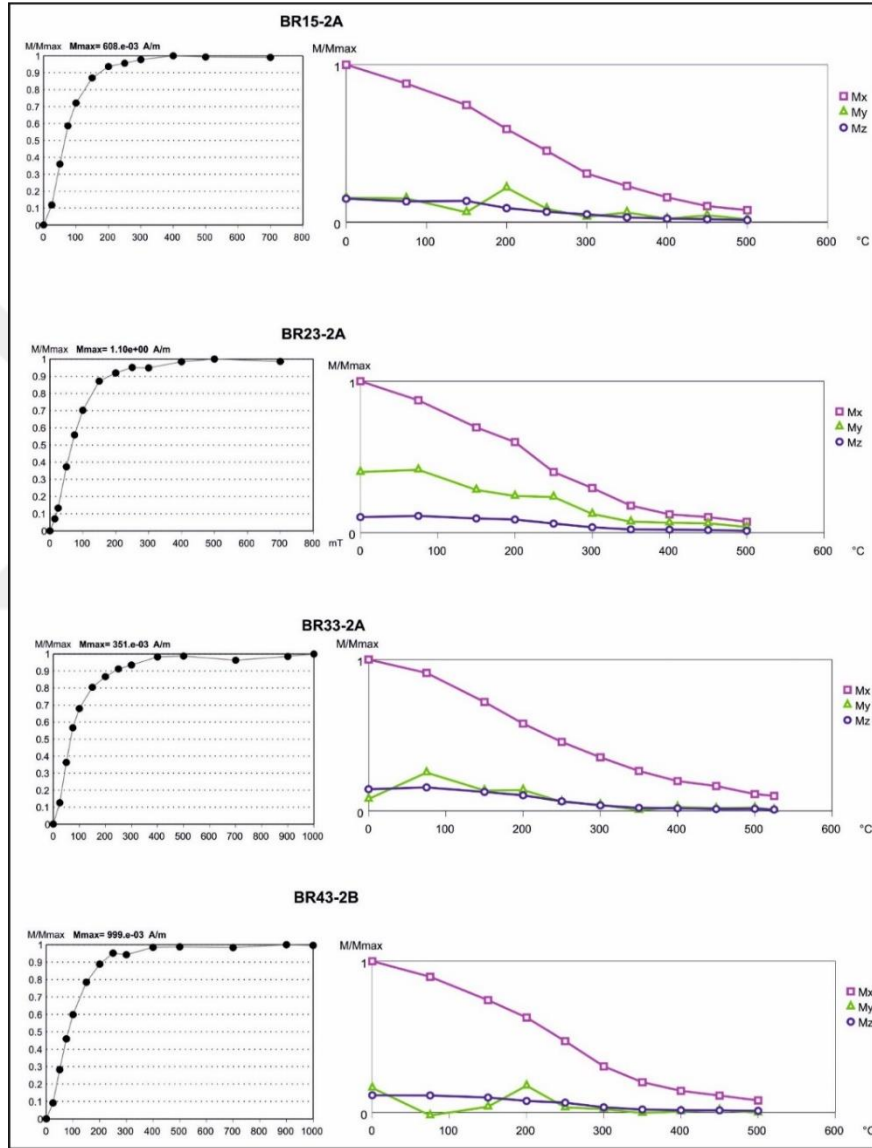
göstermekte Bu sonuçta örneğin titanyumlu manyetit içerdiğini göstermektedir. BR112’de örnek 900mT’da doygunluğa ulaştığı görülmektedir. Örnekte üç bileşeninde etkisi görülürken baskın olan bileşen düşük koersiviteli bileşendir. Örnek 650 °C de bloklanma sıcaklığına ulaşmaktadır. Bu örneğin bir miktar pirotin ile birlikte titanyumlu hematit içerdiği olarak yorumlanabilir (Şekil 4.9).



Şekil 4.9: Eosen yaşlı örneklere ait EIKM ve üç eksen ısıl temizleme deneyi.

Orta-Üst Eosen örneklerden BR15-23-33-43’te mıknatıslanmanın 300mT de doygunluğa ulaştığı görülmektedir. BR33 520 °C bloklanma sıcaklığına uğrarken, BR15 ve BR43, 500 °C de bloklanma sıcaklığına uğramaktadırlar. Her üç örnekte de sadece düşük koersiviteli bileşen

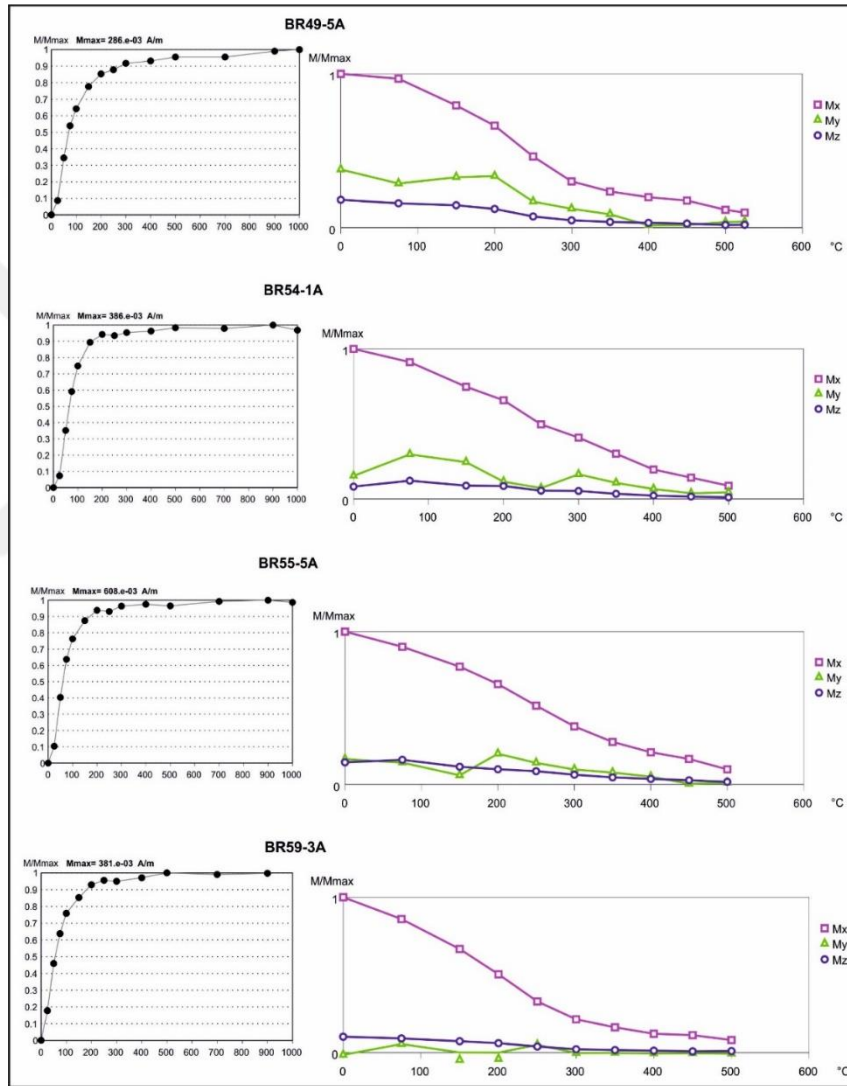
etkindir. Bu üç örnekte de titanyumlu manyetit içermektedirler. BR23'te ise üç koersif bileşende etkin görülse de baskın olan düşük koersiviteli bileşen olarak görülmektedir. Örnekte orta koersiviteli bileşen 350 °C de bloklanma sıcaklığına uğrarken, düşük koersiviteli bileşen 500 °C'de bloklanma sıcaklığına uğramaktadır. Bu titanyumlu manyetit içeriği yanında örneğin bir miktarda maghemit içerdiğini göstermektedir (Şekil 4.10).



Şekil 4.10: Orta-Üst Eosen örneklere ait EIKM ve üç eksen ısıl demagnetizasyon deneyi.

Orta-Üst Eosen örneklerden BR49'da 900 mT de örneğin doyuma ulaştığı görülmektedir. Üç koersif bileşeninde etkin olduğu örnekte, yüksek koersiviteli bileşen 300 °C de bloklanma

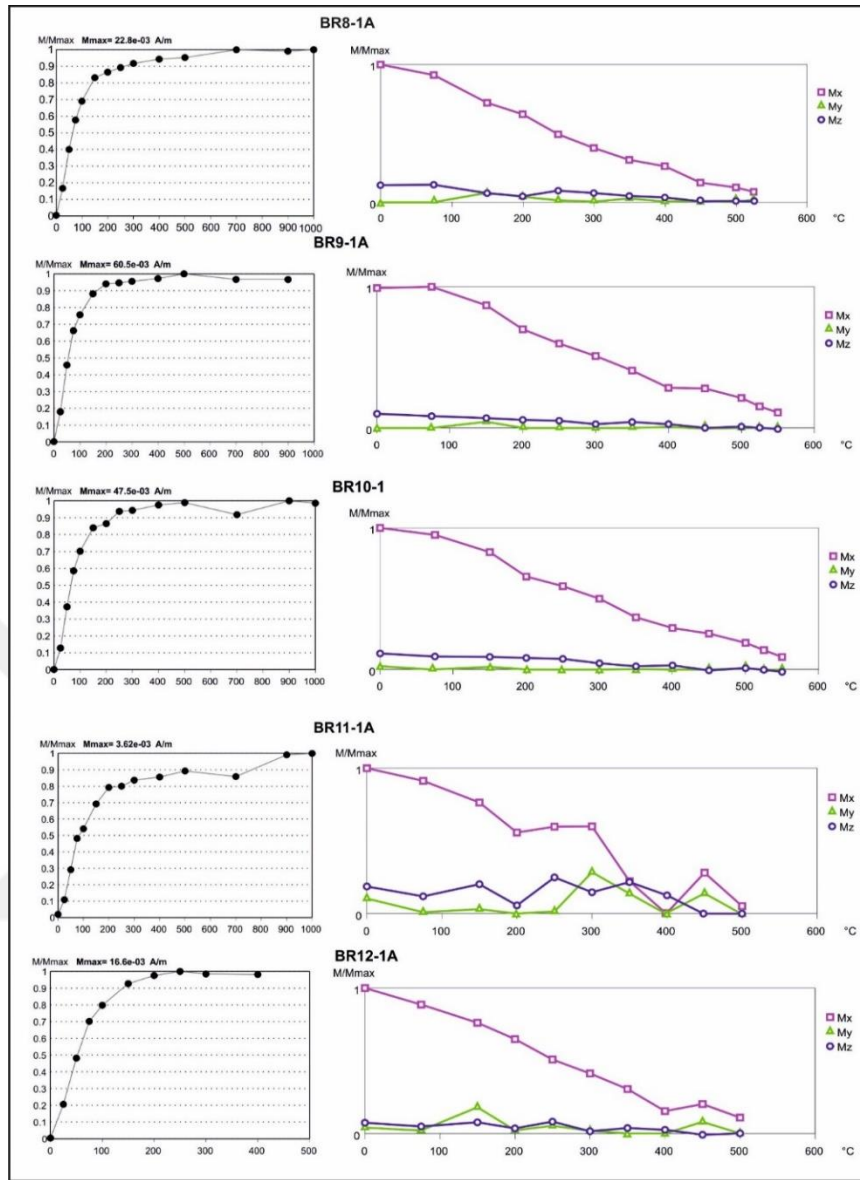
sıcaklığına uğrarken, orta koersiviteli bileşen 380 °C’de bloklanma sıcaklığına uğramaktadır. Ve düşük koersiviteli bileşen ise 50 °C’de bloklanma sıcaklığına uğramaktadır. Bu durum örneğin bir miktar pirotit, titanyumlu hematit, titanyumlu manyetit ve bir miktarda maghemit içerdiğini göstermektedir. BR54-55-59’da ise örnekler 250-300 mT arasında doygunluğa ulaşmaktadır. Her üç örnekte de düşük koersiviteli bileşen etkin olup, bloklanma sıcaklıkları 500 °C dir. Bu sonuç örneklerin titanyumlu manyetit içerdiğini göstermektedir (Şekil 4.11).



Şekil 4.11: Orta-Üst Eosen örneklere ait EIKM ve üç eksen ısısal temizleme deneyi devam.

Üst Eosen – Oligosen yaşlı örneklerde, BR8’de örnek 200 mT de doygunluğa ulaşmaya başlarken bu doygunluk seviyesine 500 mT de tamamen ulaştığı görülüyor. Bu durum pirotin

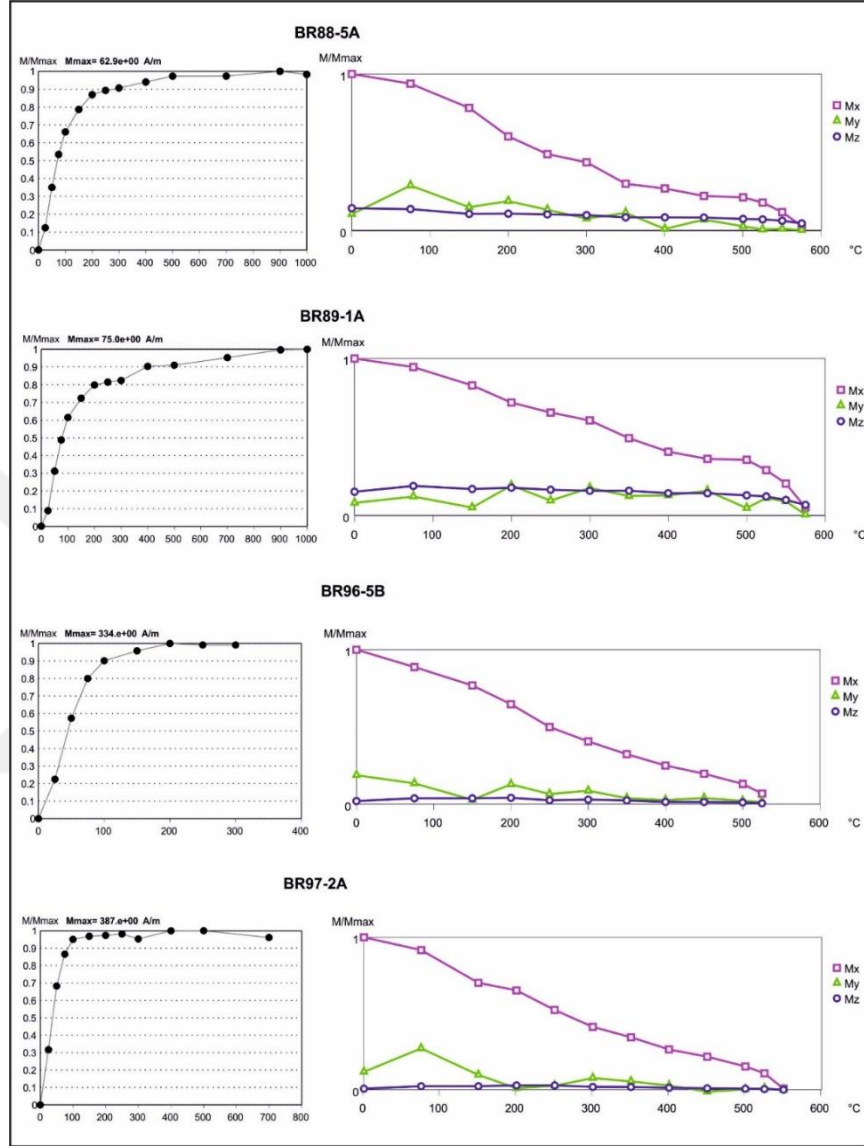
içeriği olarak yorumlanabilir. Örnekte sadece düşük koersiviteli bileşen etkin ve bloklanma sıcaklığı 520 °C'de. Bu örneğin titanyumlu manyetit içerdiğini de göstermektedir. BR9 ve BR10 300 mT da doyunluğa ulaşmışlardır. Her iki örnekte de sadece düşük koersiviteli bileşen etkindir ve bloklanma sıcaklıklarında 550 °C dir. Bu sonuç örneklerde titanyumca fakir manyetit varlığını göstermektedir. BR11'de örnek 900 mT de doyunluğa ulaşmıştır. Örneğe ait koersif kuvvetlerde baskın olan düşük koersiviteli bileşendir. Yüksek koersiviteli bileşen 200 °C'de ani düşüş göstermiş fakat 400 °C'de bloklanma sıcaklığına uğramıştır. Orta koersiviteli bileşen 450 °C'de temizlenirken, yüksek koersiviteli bileşen 500 °C'de temizlenmiştir. Bu durum örnekte bir miktar pirotin, bir miktar maghemit ve titanyumlu manyetit varlığını göstermektedir. BR12'de örnek 200 mT'da doyunluğa ulaşmıştır. Örnekte orta ve yüksek koersiviteli bileşenler etkisiz olup etkin olan bileşen düşük koersiviteli bileşendir. Örnek 500 °C'de temizlenmiştir. Bu durum örnekte titanyumlu manyetit içeriğini göstermektedir (**Şekil 4.12**).



Şekil 4.12: Üst Eosen – Oligosen örneklerine ait EIKM ve üç eksen ısısız temizleme deneyi.

Oligosen yaşlı örneklerden BR88 500 mT de doygunluğa ulaşılırken, BR89 ise 900 mT de doygunluğa ulaşmaktadır. Her iki örnekte de düşük koersiviteli bileşenler baskınken, orta ve yüksek koersiviteli bileşenler etkisi azdır. Her iki örnekte 575 °C’de temizlenmektedir. Bu durum örneklerde bir miktar pirotin içeriği ile birlikte hematit olduğunu göstermektedir. BR96 ve BR97’de ise, 200 mT da örneklerin doygunluk seviyesine ulaştıkları görülmektedir. Her iki örnekte de sadece düşük koersiviteli bileşenler etkindir. BR96 525 °C’de temizlenirken, BR97

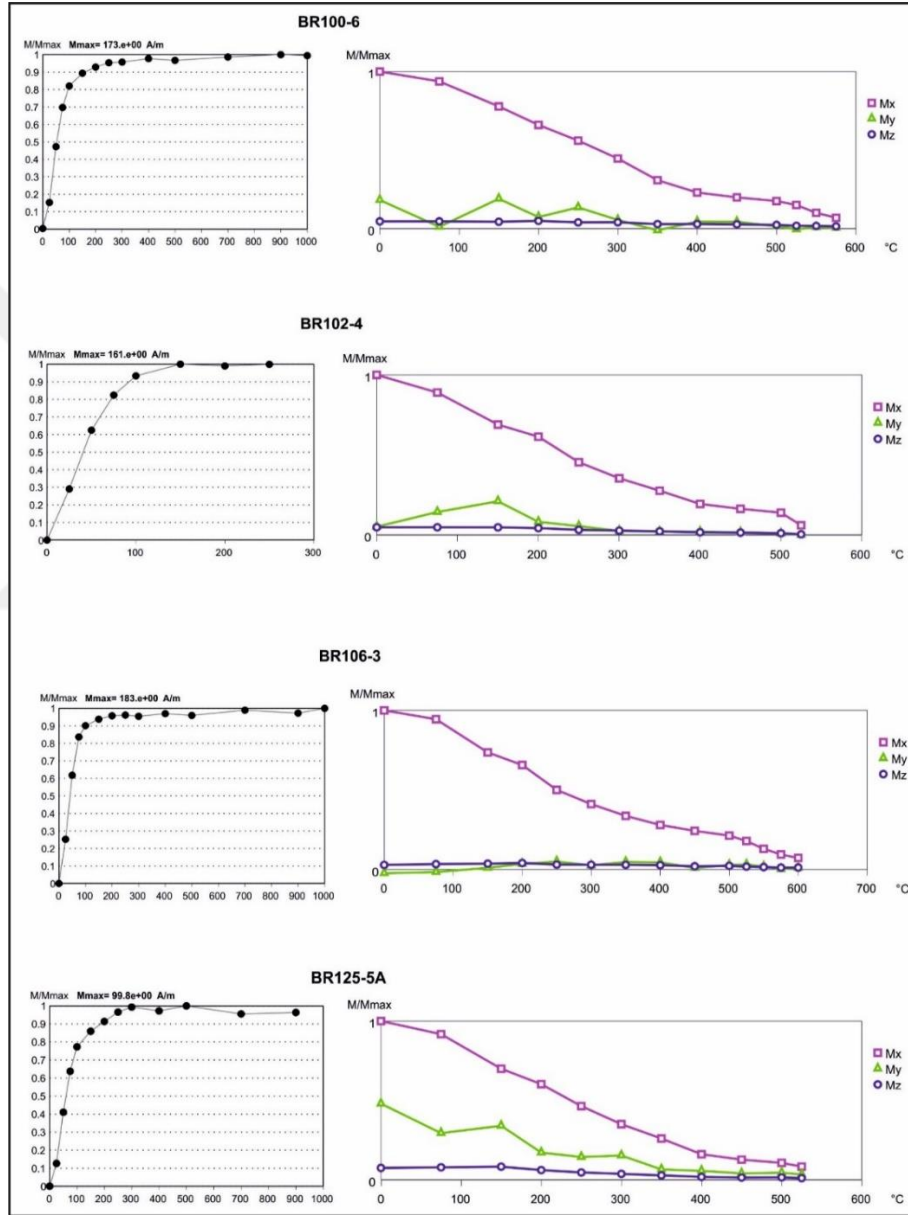
550 °C’de temizlenmektedir. Bu sonuçlarda her iki örneğin de titanyumlu manyetit içerdiğini göstermektedir (Şekil 4.13).



Şekil 4.13: Oligosen yaşlı örneklerle ait EIKM ve üç eksen ısıl temizleme deneyi.

Oligosen yaşlı örneklerden BR100-102-106’da örnekler 100-150 mT arasında doygunluğa ulaşmışlardır. Bu durum örneklerde geotit içeriği olarak yorumlanabilir. Her üç örnekte de sadece düşük koersiviteli bileşen etkin olmaktadır. BR100 örneği 575 °C’de temizlenirken bu sonuç manyetit varlığını göstermektedir. BR102 ve BR106 sırasıyla 525 °C ve 500 °C’de temizlenmişlerdir. Bu sonuçlarda örneklerin titanyumlu manyetit içerdiğini göstermektedir.

BR125 örneği 300 mT da doyunluğa ulaşmıştır. Örnekte düşük ve orta seviye koersiviteli bileşenler etkin olup, baskın bileşen düşük koersiviteli bileşendir. Orta koersiviteli bileşen 350 °C'de temizlenmiştir. Düşük koersiviteli bileşen ise 525 °C'de temizlenmiştir. Bu durum örnekte bir miktar maghemit içeriği ile birlikte titanyumlu manyetit olduğunu göstermektedir (Şekil 4.14).

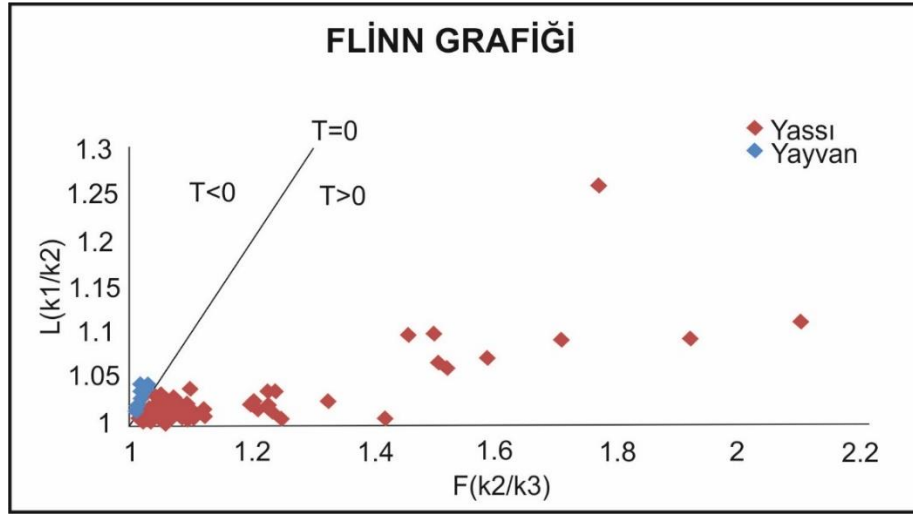


Şekil 4.14: Oligosen yaşlı örnekler için EIKM ve üç eksenli ısıl temizleme deneyi devam.

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

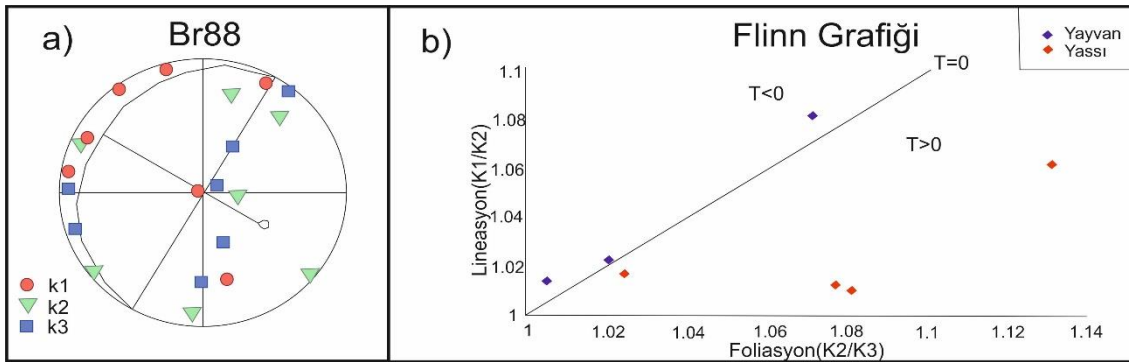
Bu tez çalışması kapsamında çalışma alanında toplanmış 90 mevkiden 78'inden toplam 836 numune kullanılarak İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarında bulunan Bartington MS2 ve MS2B cihazlarıyla AMS ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Örnekler 18 farklı pozisyonda ölçülmüştür. AMS-BAR programı kullanılarak k1 (maksimum), k2 (ortaç), k3 (minimum) manyetik duyarlılık öz değerleri hesaplanmıştır. AMS ölçümleri yapılan tüm numunelerin mevki ortalamalarına ait foliasyon - lineasyon oranları hesaplanmış ve Flinn Diyagramı üzerinde gösterilmiştir. Flinn diyagramı incelendiğinde 6 mevki yayvan sonuç verirken 72 mevki yassı sonuç vermiştir. Bu sonuç doğrultusunda örnekler %92 oranında yassıdır denilebilir (Şekil 4.15). Ölçülen tüm mevkii ortalamaları ve AMS parametreleri Tablo 4.1'de gösterilmiştir.

Göl ortamları gibi akıntının durağan olduğu yerlerde çökelen sedimanter kayaların manyetik duyarlılık anizotropilerinde, yassı tanecikler tabakalanmaya paralel olarak çökelmektedir. Manyetik dokudaki k3 bileşeni, belirgin bir kümelenme göstererek güçlü yassı bir manyetik duyarlılık elipsoidi oluşturacaktır (Lanza ve Meloni, 2006). Bu durum sedimanter kayaların büyük çoğunluğunda manyetik foliasyonun farklı doğrultularda gruplaşma göstermesiyle belirlenmiştir. Belirli bir yönde su akışının olması durumunda ise uzun eksenli tanecikler akış yönünde bir dizilim oluşturarak k1 bileşeninde düzgün bir yönlenme oluşturacaktır (Lanza ve Meloni, 2006). Bu çalışmadaki sedimanter kayalarda k1 bileşeni genel olarak tabaka doğrultusu etrafında dağılım göstermektedir. Lav örneklerinde lineasyondan çok foliasyonda gruplaşma gözlenmiş ve bu gruplaşma tabakalanma doğrultusuna dik gelişirken, k1 eksenli tabakalanma düzlemi etrafında dağılmıştır.



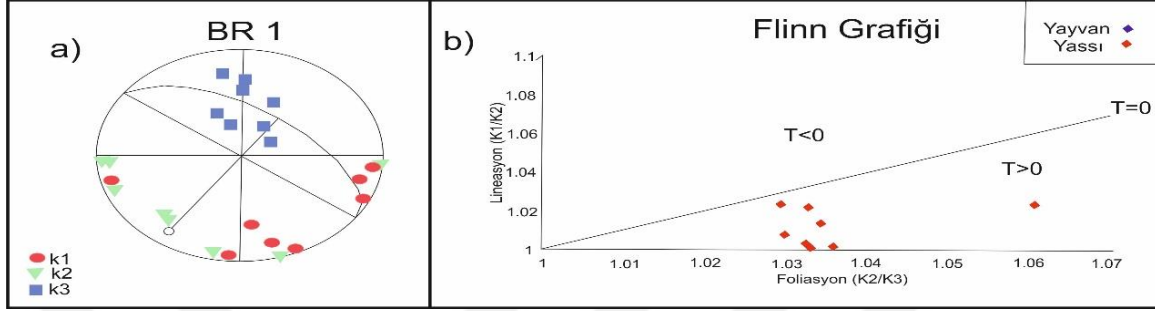
Şekil 4.15: AMS ölçümleri gerçekleştirilen mevkilerin ortalamalarına ait foliasyon-lineasyon oranlarının Flinn diyagramında gösterimi.

Mevkilere ait stereonoid projeksiyonlar üzerindeki dağılımlar gözlemlendiğinde belli bir lineasyon ve foliasyon gelişimi göstermeyen (**Şekil 4.16**) ve sadece foliasyon gelişimi gösteren (**Şekil 4.17**) görülmektedir. Şekil 4.16'da BR88 nolu mevkiye ait volkanik bir kayacın AMS çalışmasında stereonoid projeksiyon da k1(maksimum), k2(ortaç) ve k3(minimum) değerlerin saçılma gösterdiği görülmektedir. Flinn diyagramı üzerinde ise 3 örnek yayvan görülürken, 4 örnek ise yassı görülmektedir.



Şekil 4.16: a) BR88 nolu mevkiye ait AMS çalışmasının stereonoid projeksiyon üzerinde gösterimi
b) BR88 nolu mevkiye ait AMS çalışmasının Flinn Diyagramı üzerinde gösterimi.

Şekil 4.17’de BR1 nolu sedimanter bir mevkiye ait AMS çalışmasının sterenoit projeksiyonu ve Flinn diyagramı görülmektedir. Sterenoit üzerinde k3 (minimum) değerlerinin gruplaşma gösterdiği görülmektedir. Bu durum örnekte foliasyonun olduğunu göstermektedir. Flinn diyagramında ise 8 örneğinde yassı elipsoid şekli gösterdiği görülmektedir.



Şekil 4.17: a) BR1 nolu mevkiye ait AMS çalışmasının stereonet projeksiyon üzerinde gösterimi b)BR1 nolu mevkiye aitt AMS çalışmasının Flinn Diyagramı üzerinde gösterimi.

Tablo 4-1: AMS çalışması sonucunda elde edilen örneklere ait parametreler (k1: maksimum mağnetik duyarlılık, k2: Ortaç mağnetik duyarlılık, k3: Minumum mağnetik duyarlılık, P: anizotropi derecesi, P': düzeltilmiş anizotropi derecesi, L :mağnetik lineasyon, F : mağnetik foliasyon, T: şekil parametresi).

MEVKİ	K1 (eigenvalue)	K2 (eigenvalue)	K3 (eigenvalue)	KM	P	P'	T	L	F
BR1	2369.9	2349.9	2183.3	2301.033	1.085467	1.07280869	0.793318899	1.008511	1.076307
BR2	130.2	128.2	118.5	125.6333	1.098734	1.083121191	0.671189727	1.015601	1.081857
BR8	10.8	9.9	5.8	8.833333	1.862069	1.682636623	0.72008034	1.090909	1.706897
BR9	18.9	17.2	11.5	15.86667	1.643478	1.512722334	0.62057281	1.098837	1.495652
BR10	17.6	16.1	8.4	14.03333	2.095238	1.85956329	0.759135918	1.093168	1.916667
BR11	17.9	16.3	11.2	15.13333	1.598214	1.477717767	0.600604759	1.09816	1.455357
BR12	2.9	2.3	1.3	2.166667	2.230769	1.933147423	0.422190732	1.26087	1.769231
BR14	651.1	650.6	458.9	586.8667	1.418828	1.35591097	0.995608014	1.000769	1.417738
BR15	96.9	96.9	91.8	95.2	1.055556	1.048714381	1	1	1.055556
BR16	118.5	117.9	112.4	116.2667	1.05427	1.046462864	0.807899835	1.005089	1.048932
BR17	128.2	126.5	116.9	123.8667	1.096664	1.081635418	0.710656786	1.013439	1.082121
BR18	98.8	98.2	92.9	96.63333	1.063509	1.054283971	0.802143975	1.00611	1.057051
BR19	96.8	96.2	88.7	93.9	1.091319	1.078289701	0.857698991	1.006237	1.084555
BR20	95.8	93.5	90.8	93.36667	1.055066	1.046925644	0.093294494	1.024599	1.029736
BR22	151.6	150.2	143	148.2667	1.06014	1.050897317	0.682273974	1.009321	1.05035
BR23	114.7	112.5	104.3	110.5	1.099712	1.083553457	0.592486584	1.019556	1.078619
BR24	146.6	145.7	143.4	145.2333	1.022315	1.018805949	0.441946991	1.006177	1.016039

BR25	118.3	118	111.9	116.0667	1.057194	1.0495189	0.90869361	1.002542	1.054513
BR27	128.6	128	102.9	119.8333	1.249757	1.213750093	0.958048304	1.004688	1.243926
BR28	168	164.6	158.7	163.7667	1.058601	1.04930269	0.721322117	1.020656	1.037177
BR29	96.7	96.2	88.1	93.66667	1.097616	1.083946333	-0.4405388	1.005198	1.091941
BR33	113.3	112.1	106.7	110.7	1.061856	1.05221221	0.815338269	1.010705	1.050609
BR34	122.6	121.2	112.9	118.9	1.085917	1.072710302	0.82821952	1.011551	1.073516
BR35	173.8	168	165.8	169.2	1.048251	1.044573846	0.600779242	1.034524	1.013269
BR38	91.1	90.3	82.8	88.06667	1.100242	1.085451646	0.88904172	1.008859	1.09058
BR39	119.2	118.5	111.3	116.3333	1.070979	1.060784468	0.637061588	1.005907	1.06469
BR40	90.5	89.5	85.6	88.53333	1.057243	1.048229265	0.44057196	1.011173	1.045561
BR41	114.8	114.4	107.8	112.3333	1.064935	1.056037183	0.754638828	1.003497	1.061224
BR42	98.5	96.9	90	95.13333	1.094444	1.079375837	1.792108947	1.016512	1.076667
BR43	166.6	163.3	155.1	161.6667	1.074146	1.062080562	0.445032822	1.020208	1.052869
BR44	755.3	712.3	468.4	645.3333	1.612511	1.495453373	0.795445047	1.060368	1.520709
BR45	162.2	164.1	157.5	161.2667	1.029841	1.030940384	0.767463033	0.988422	1.041905
BR46	164.2	161.1	153.3	159.5333	1.071102	1.059555962	0.650038826	1.019243	1.050881
BR47	31.5	31.1	27.8	30.13333	1.133094	1.112822783	0.79544798	1.012862	1.118705
BR49	72	71.4	67	70.13333	1.074627	1.063492336	0.873307395	1.008403	1.065672
BR54	98.3	96.7	89.5	94.83333	1.098324	1.082664694	0.901560024	1.016546	1.080447
BR55	112.8	111.6	101.6	108.6667	1.110236	1.093675559	0.777565599	1.010753	1.098425
BR56	71.9	71.4	64.4	69.23333	1.11646	1.099766347	0.442442437	1.007003	1.108696
BR57	122.6	122.4	118.6	121.2	1.033727	1.029249102	0.716379829	1.001634	1.03204
BR59	39.9	39	32.5	37.13333	1.227692	1.190806333	0.474575888	1.023077	1.2
BR70	1677.3	1617.5	1472.5	1589.1	1.139083	1.115550339	0.360699873	1.036971	1.098472
BR71	1073.3	1060.8	988.2	1040.767	1.086116	1.072848271	-0.25391898	1.011784	1.073467
BR73	1238.5	1214	1147.8	1200.1	1.079021	1.066142518	0.728528744	1.020181	1.057676
BR74	80.3	78.8	75.7	78.26667	1.060766	1.050992228	0.827572015	1.019036	1.040951
BR75	156.9	154	152.3	154.4	1.030204	1.027008665	0.565009483	1.018831	1.011162
BR82	27.3	25.6	17	23.3	1.605882	1.488912606	0.117844648	1.066406	1.505882
BR83	31.6	31	25.3	29.3	1.249012	1.209401475	0.273319899	1.019355	1.225296
BR86	93.3	91.8	86.6	90.56667	1.077367	1.064925205	0.720356941	1.01634	1.060046
BR88	334.2	330.2	325.2	329.8667	1.027675	1.023613106	0.530937218	1.012114	1.015375
BR92	1480.7	1464.3	1436	1460.333	1.031128	1.026288892	0.91543814	1.0112	1.019708
BR94	2987.5	2886.3	2334.9	2736.233	1.279498	1.231750943	0.519651231	1.035062	1.236156
BR95	158.5	155.2	144.9	152.8667	1.093858	1.078516551	0.153386583	1.021263	1.071084
BR96	4383.3	4372	4123.7	4293	1.062953	1.054518887	0.795271362	1.002585	1.060213
BR97	4609.1	4580.7	4492	4560.6	1.026069	1.021983357	0.201023131	1.0062	1.019746
BR98	792.8	777.4	756.9	775.7	1.04743	1.040256538	0.281956703	1.01981	1.027084
BR99	3246.7	3219	2986	3150.567	1.087307	1.074376055	-0.88868377	1.008605	1.078031
BR100	1274.8	1259.4	1236.6	1256.933	1.030891	1.026187899	0.283493396	1.012228	1.018438

BR101	1272.6	1242.3	1225.7	1246.867	1.038264	1.034359428	0.283493396	1.02439	1.013543
BR102	2232.9	2204	2086.9	2174.6	1.06996	1.058894853	0.614699406	1.013113	1.056112
BR103	3727.5	3681.6	3527.8	3645.633	1.056608	1.047597909	0.549960763	1.012467	1.043597
BR104	3763.2	3755.7	3680.9	3733.267	1.022359	1.019235206	0.819560439	1.001997	1.020321
BR105	3137.4	3066.8	2318.2	2840.8	1.353378	1.295213201	0.849573679	1.023021	1.322923
BR106	1628.4	1608.6	1307.2	1514.733	1.245716	1.208290471	0.88863798	1.012309	1.230569
BR107	1552.7	1524	1434.3	1503.667	1.082549	1.069147187	-0.52956974	1.018832	1.062539
BR110	1097.5	1080.2	1064.4	1080.7	1.031097	1.026948072	0.037673804	1.016016	1.014844
BR111	3812.6	3779.9	3642.1	3744.867	1.046814	1.039537952	0.623447378	1.008651	1.037835
BR113	4106.1	3987.3	3803.2	3965.533	1.079643	1.066984118	0.233745658	1.029795	1.048407
BR114	142.1	141.3	126.2	136.5333	1.12599	1.108256616	0.904844115	1.005662	1.119651
BR115	199	193.9	186.3	193.0667	1.06817	1.057483094	0.212627086	1.026302	1.040794
BR116	149.7	146	138.7	144.8	1.079308	1.066421983	0.344164531	1.025342	1.052632
BR117	75.5	75	68.8	73.1	1.097384	1.083428477	0.856997298	1.006667	1.090116
BR118	162.8	160.5	147.6	156.9667	1.102981	1.086901549	0.709671229	1.01433	1.087398
BR119	71.6	71.3	64.8	69.23333	1.104938	1.09048942	0.915847904	1.004208	1.100309
BR120	34.7	34	28.4	32.36667	1.221831	1.186376022	0.796564939	1.020588	1.197183
BR121	45.8	45.1	37.4	42.76667	1.224599	1.18977201	0.847968144	1.015521	1.205882
BR122	1197.7	1119.4	707	1008.033	1.694059	1.557385477	0.743476853	1.069948	1.58331
BR125	3782.8	3403.9	1619.4	2935.367	2.335927	2.034346842	0.751198603	1.111313	2.101951
BR127	2189.4	2117.5	1726.2	2011.033	1.268335	1.222711059	0.719051969	1.033955	1.226683

4.2 PALEOMANYETİK SONUÇLAR

4.2.1 Demanyetizasyon Sonuçları

Bu tez çalışması kapsamında yapılan demanyetizasyon işlemleri İstanbul Üniversitesi Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarındaki paleomanyetik temizleme cihazları yardımıyla yapılmıştır. Araziden toplanan toplam 90 mevkiden 998 örneğe demanyetizasyon çalışması uygulanmıştır.

Demagnetizasyon uygulamasına başlarken ilk olarak her mevkiden ikişer adet plot örnek seçilerek hem termal temizleme hem de alternatif alan ile temizleme işlemi gerçekleştirilmiştir. Bunun sonucunda hangi mevkide hangi yöntemin kullanılacağına karar verilmiştir. Ardından örneklerin uygun temizleme işlemi sonucunda ikincil mıknatıslanmalar temizlenmiştir. Elden edilen sonuçlar Zijderveld (1967) diyagramında değerlendirilmiş ve her bir mevki için bulunduğu jeolojik yaş dikkate alınarak grup ortalamaları hesaplanmıştır. Yaşlara göre gruplandırılmış örnek mevkilerine ait konum ve litoloji bilgilerinin yanı sıra elde edilen kalıntı mıknatıslanma vektör parametreleri Tablo 4.2’de verilmiştir.

Kretase yaşlı örneklere ait mıknatıslanma şiddetleri 1.84×10^{-3} ile 14.6×10^{-3} A/m aralığında değişmektedir (**Şekil 4.18**). BR74 ve BR123’te termal temizleme yöntemi kullanılırken BR74, 82, 86 mevkilerinde alternatif alan temizleme yöntemi kullanılmıştır. BR74-1A, BR74-7A ve BR86-1 örnekleri 50 mT da temizlendiği görülmektedir. BR74-1A ve BR74-7A örnekleri 30 mT’da orjine yönelme gösterirken BR86-1 5 mT’da orjine yöneldiği görülmektedir. BR74 mevkii örneklerinde örneğe ait mıknatıslanmasının yarısını yitirdiği alan değeri (medium destructive field (MDF)) 15 mT’dır. BR82 de örnek tam anlamıyla mıknatıslanma şiddetini yitirmediği görülmekle birlikte 3mT’dan itibaren orjine yöneldiği görülmektedir. BR82 ve 86’da MDF değeri 10 mT’dır. BR75’te örnek 500 °C de mıknatıslanma şiddetini yitirdiği görülürken, örnek 400 °C den itibaren orjine yönelmeye başlamıştır. BR123’te örnek 675 °C de mıknatıslanma şiddetini yitirmiştir ve 600 °C itibaren örnek orjine yönelmiştir.

Tablo 4-2: Yaşlara Göre Gruplandırılmış Mevkiilerin Ortalama Kalıntı Miknatıslanma Vektör Parametreleri (Dg:: Tektonik düzeltme öncesi sapma açısı, Ig: Tektonik Düzeltme öncesi eğim açısı, Ds: tektonik düzeltme sonrası sapma açısı, Is: Tektonik düzeltme sonrası eğim açısı,α95: Güvenlik Çemberi (* olan mevkiiler grup ortalamasına katılmamıştır).

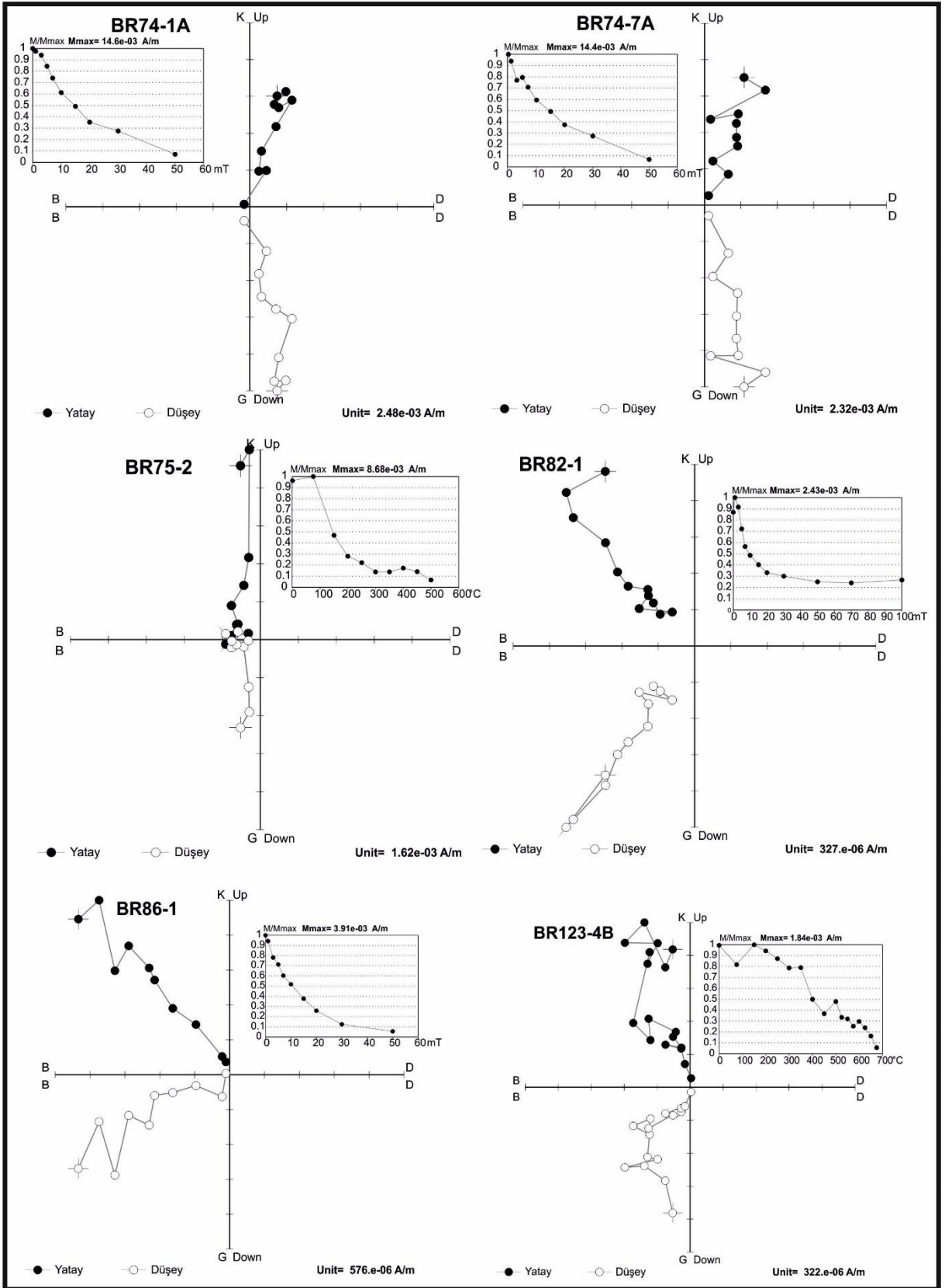
Me...	
Kretase															
BR74	Volkanik	40.360230°	29.596290°	190/35	7/7	16.7	48.8	340.6	41.33	7.3	69.5				
BR75	Volkanik	40.360230°	29.596290°	210/30	8/6	352.4	64.1	327	40.22	7.0	91.54				
BR82	Volkanik	40.365400°	29.584967°	195/25	8/8	321.9	50.7	341.1	35.47	6.4	66.6				
BR83	Volkanik	40.365870°	29.419880°	140/40	4/4	178.7	-28.2	149.8	-45.7	4.1	505.26				
BR86	Sediman	40.359580°	29.411470°	205/20	11/7	326.8	57.5	316.5	39.52	6.6	83.54				
BR122	Çört	40.666399°	29.584967°	78/30	8/6	339.8	13.5	339.7	43.5	9.6	49.9				
BR123	Çört	40.328333°	29.417778°	150/35	10/7	346.4	33.7	321	36.1	6.9	76.8				
(BR74,75,82,83,86,122,123)											17.0	13.6			
(BR74,75,82,83,86,122,123)										325.6	39.8	7.5	66.2		
Eosen															
BR70*	Volkanik	40.549770°	29.521380°	190/10	7/7	6.2	46.3	356.1	44.7	9.7	33.9				
BR71*	Volkanik	40.545290°	29.524360°	Yatay	8/6	57.4	38.9	57.4	38.9	8.3	66				
BR73*	Volkanik	40.387200°	29.680470°	Yatay	8/7	354.8	49.5	354.8	49.5	5.3	133.02				
BR107	Volkanik	40.198328°	26.903993°	220/55	7/5	25.3	67.3	334.69	26.68	8.7	78.7				
BR108	Volkanik	40.205820°	26.914700°	114/14	12/11	154.7	-56.1	174.06	-65.18	3.5	169.4				
BR109	Volkanik	40.206138°	26.915199°	114/14	7/5	160.4	-59.1	183.91	-66.67	5.0	236.54				
BR110	Volkanik	40.211228°	26.925192°	44/34	7/7	162.9	-13.5	173.25	-42.03	6.8	80.7				
BR111	Volkanik	40.212470°	26.927321°	25/55	8/8	313.1	-26.8	312.95	25.87	7.4	49.9				
BR112*	Volkanik	40.226650°	26.941451°	165/60	9/7	165.9	-57.4	111.	-25.4	5.0	149.08				
BR113	Volkanik	40.236610°	26.942640°	54/20	7/7	165.9	-26.8	172.08	-44.99	6.3	94.2				
(BR107,108,109,110,111,113)										339.5	35.4	35.2	4.6		
(BR107,108,109,110,111,113)										341.3	51.3	14.5	22.2		

Mevkii	Litoloji	Enlem(K°)	Boylam(D°)	Doğrultu/Eğim	N/n	Dg	Ig	Ds	Is	A ₉₅	k
BR3	Neritik Kireçtaşı	41.098333°	28.745278°	Yatay	14/5	9.6	40.0	9.6	40.0	6.9	123.27
BR4	Neritik Kireçtaşı	41.098333°	28.745278°	Yatay	18/8	184.1	44.6	184.1	44.6	7.9	50.46
BR5	Neritik Kireçtaşı	41.098333°	28.745278°	Yat	15/7	343.7	56.7	343.7	56.7	7.1	73.46
BR6	Neritik Kireçtaşı	41.098333°	28.745278°	Yatay	16/6	326.4	69.3	326.4	69.3	7.7	75.76
BR7	Neritik Kireçtaşı	41.098333°	28.745278°	Yatay	19/8	157.3	44.0	157.3	44.0	5.2	114.85
OE-1(BR3,4,5,6,7)					5/5	349.0	51.8	349.0	51.8	15.0	27.1
BR14	Kumtaşı	40.857600°	27.456360°	270/78	14/13	153.3	50.9	23.82	45.44	7.7	30.24
BR15	Kumtaşı	40.854576°	27.455679°	270/78	12/7	177.4	43.0	3.7	59.0	3.5	292.17
BR16	Kumtaşı	40.854576°	27.455679°	270/78	17/14	172.3	65.1	4.0	36.6	4.2	88.64
BR17	Kumtaşı	40.854576°	27.455679°	270/80	12/8	151.9	28.03	51.81	58.06	4.4	161.65
BR18	Kumtaşı	40.851357°	27.453323°	240/80	17/6	128.5	27.1	16.95	63.48	4.9	185.78
BR19	Kumtaşı	40.851460°	27.450390°	265/56	13/5	186.9	65.6	345.85	57.6	7.8	96.94
BR20*	Kumtaşı	40.853220°	27.442150°	244/66	7/7	172.2	54.8	315.03	56.37	4.9	127.6
BR22	Kıltaşı	40.851211°	27.437891°	355/50	22/13	343.6	55.8	40.58	38.08	3.5	138.88
BR23	Kıltaşı	40.844510°	27.434940°	Yatay	16/5	349.0	38.9	349.0	38.9	5.1	225.23
BR24	Kıltaşı	40.844060°	27.433460°	70/10	11/8	349.1	56.5	352.6	66.3	8.6	42.1
BR25	Kumtaşı	40.843798°	27.432084°	66/5	14/9	7.4	53.9	11.49	58.08	4.8	114.68
BR27	Kumtaşı	40.828960°	27.405420°	115/47	16/8	206.2	26.8	206.14	-20.19	3.6	236.52
BR28	Kumtaşı	40.828660°	27.399810°	325/41	16/13	337.9	60.1	18.33	35.54	5.5	58.77
BR29*	Kumtaşı	40.821504°	27.401127°	88/35	15/6	321.3	5.3	313.3	32.3	6.7	101.07
BR33*	Kireçtaşı	40.818451°	27.390725°	160/20	4/4	198.2	40.6	204.24	23.01	10.6	75.59
BR34	Kireçtaşı	40.818451°	27.390725°	20/32	12/10	339.9	53.7	32.9	62.32	5.9	67.48
BR35	Kireçtaşı	40.796902°	27.364160°	10/65	13/7	349.5	47.8	52.27	31.75	9.1	45.13
OE-2(BR14,15,16,17,18,19,22,23,24,25,27,28,34,35)					17/14	127.4	88.6	22.9	48.7	10.9	14.3

Orta-Üst Eosen

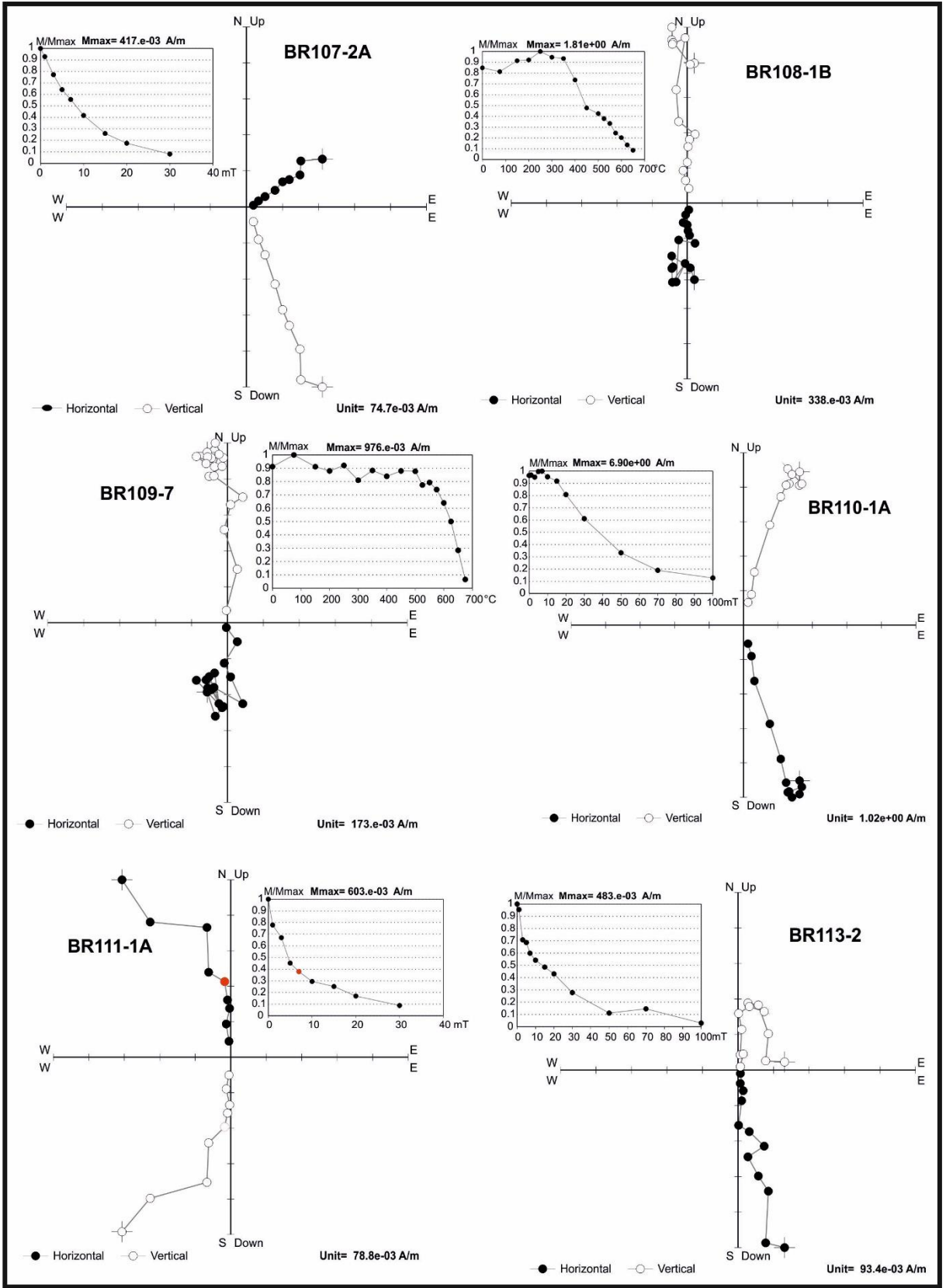
Mevkii	Litoloji	Enlem(K°)	Boylam(D°)	Doğrultu/Eğim	N/n	Dg	Ig	Ds	Is	A _{ss}	k
BR38	Kireçtaşı	40.748600°	27.290060°	320/35	11/5	316.8	61.7	5.6	47.43	8.9	74.92
BR39	Kireçtaşı	40.750790°	27.289826°	320/35	10/5	340.5	53.5	8.59	32.62	6.9	124.77
BR40	Kireçtaşı	40.749286°	27.288720°	15/25	8/6	339.0	43.3	5.56	53.35	7.3	85.83
BR41	Kireçtaşı	40.752785°	27.288081°	35/25	6/5	346.4	46.1	15.0	60.79	3.8	40.251
BR42	Kireçtaşı	40.748920°	27.281710°	305/25	8/7	357.0	65.2	14.3	43.0	5.5	123.01
BR43	Kireçtaşı	40.756970°	27.279260°	240/18	14/10	358.6	54.8	350.6	38.4	5.1	89.4
BR44	Kireçtaşı	40.759428°	27.276233°	305/45	13/11	336.0	57.8	5.04	23.85	6	59.59
BR45	Kireçtaşı	40.759660°	27.274660°	15/40	9/5	332.9	38.8	15.25	54.67	7	121.73
BR46	Kireçtaşı	40.770470°	27.263060°	15/40	9/5	337.3	46.4	29.63	55.67	7.9	95.79
BR47	Kumtaşı	40.774740°	27.262290°	295/2	10/6	358.5	60.0	359.95	58.2	5	183.64
BR49	Kumtaşı	40.781531°	27.252616°	295/60	5/5	4.5	63.9	17.62	55.57	7.8	97.11
					11/11	338.2	57.4			11.4	17.1
OE-3(BR38,39,40,41,42,43,44,45,46,47,49)								8.9	48.1	10.9	14.3
BR54	Kumlu Kireçtaşı	40.778920°	27.023300°	80/10	11/7	4.4	35.8	6.71	45.44	7.3	69.51
BR55	Kumlu Kireçtaşı	40.695720°	26.993670°	20/25	11/5	329.4	45.1	356.4	60.75	8.3	86.39
BR56	Kumlu Kireçtaşı	40.698270°	26.989320°	110/20	8/7	45.1	44.9	23.7	53.38	7.8	61.3
BR57	Kireçtaşı	40.696770°	26.973760°	290/10	10/8	10.5	61.8	12.74	51.9	7.5	54.91
					4/4	7.0	50.0			11.8	28.0
OE-4(BR54,55,56,57)								16.3	56.9	19.1	24.0
BR2*	Kumtaşı	40.307083°	26.324333°	350/58	18/14	349.9	56.3	41.8	26.2	4.8	69.13
BR114*	Kumtaşı	40.295977°	26.320387°	231/59	17/9	128.5	76.1	325.2	44.5	8.8	35.4
BR115	Kumtaşı	40.303407°	26.322952°	240/51	13/12	329.1	54.8	329.48	3.8	5.9	55.9
BR116	Kumtaşı	40.303372°	26.321933°	140/60	14/6	339.5	54.0	272.6	35.0	7.7	76.9
BR117	Kumtaşı	40.312436°	26.335062°	75/70	13/8	359	53.1	150.26	55.18	7.5	55.3
BR118	Kumtaşı	40.551250°	26.799707°	236/14	9/7	358.4	54.4	350.85	42.07	5.6	118.39
					6/4	346.6	54.7			9.8	89.0
OE-5(BR115,116,117,118)								320.9	10.1	75.6	2.5
BR59	Kumtaşı	40.691650°	26.782220°	220/20	16/13	350.5	54.7	25.52	44.77	4.5	86.3
BR119	Kumtaşı	40.687814°	26.793450°	250/18	11/6	339.6	60.7	353.3	78.1	7.1	90.15
BR120	Kumtaşı	40.693114°	26.780082°	43/30	14/6	319.7	26.0	323.7	55.7	6.9	94.52
BR121	Kumtaşı	40.693114°	26.780082°	145/30	10/6	171.8	-57.4	234.38	-72.45	4.9	191.39
					4/4	339.9	51.5			15.6	24.0
OE-6(BR59,119,120,121)								330.3	51.4	13.9	44.6

Mevkii	Litoloji	Enlem(K°)	Boylam(D°)	Doğrultu/Eğim	N/n	Dg	Ig	Ds	Is	A _{as}	k
BR8	Neritik Kireçtaşı	41.057120°	28.732370°	40/10	10/8	339.9	40.0	345.2	48.5	4.6	143.5
BR9	Neritik Kireçtaşı	41.255950°	28.662460°	52/10	10/8	331.3	52.4	334.2	62.3	5.6	98.8
BR10	Neritik Kireçtaşı	41.255950°	28.662460°	115/10	9/5	342.4	52.4	331.4	59.1	8.9	74.97
BR11	Neritik Kireçtaşı	41.111944°	28.648611°	40/8	10/6	325.9	34.2	327.7	41.9	8.1	69.75
BR12	Neritik Kireçtaşı	41.115556°	28.661389°	40/8	10/6	327.9	44.7	330.9	52.2	7.4	82.83
(BR8,9,10,11,12)											
Oligosen											
BR1*	Volkanik	40.041722°	26.697917°	36/64	13/9	165.3	-58.2	276.4	-47.6	3.9	202.98
BR88	Volkanik	40.029002°	27.536718°	300/30	7/7	142.6	-55.0	168.6	-36.8	3.3	337.4
BR89	Volkanik	40.027230°	27.536820°	300/30	7/6	134.6	-55.2	164.0	-39.7	5.7	140.8
BR90	Volkanik	40.026050°	27.536650°	300/30	6/6	139.1	-61.6	172.0	-43.2	6.1	156.1
BR91	Volkanik	40.025167°	27.536439°	300/30	6/5	151.5	-73.0	187.7	-48.8	8.2	87.2
BR92	Volkanik	40.020640°	27.534590°	100/35	8/7	357.3	18.5	350.1	52.3	7.1	72.3
BR94	Volkanik	39.971520°	27.443220°	210/40	10/10	7.8	66.5	327.7	37.3	6.5	56
BR95	Volkanik	39.957860°	27.423180°	200/35	6/5	59.3	68.1	330.4	63.6	6.0	102.04
BR127	Volkanik	40.024850°	27.536270°	270/35	14/12	323.3	71.9	346.1	39.5	6.0	53.7
Oli-1(BR88,89,90,91,92,94,95,127)											
9/8 341.9 62.5 346.1 45.7 8.7 41.5											
Mevkii	Litoloji	Enlem(K°)	Boylam(D°)	Doğrultu/Eğim	N/n	Dg	Ig	Ds	Is	A _{as}	k
BR96	Volkanik	40.061706°	26.556399°	152/21	12/9	148.9	-58.1	119.9	-51.5	5.4	57.8
BR97	Volkanik	40.063317°	26.552955°	72/21	14/7	154.9	-19.2	153.2	-40.1	5.1	138.77
BR98	Volkanik	40.062140°	26.558160°	172/21	14/13	356.3	52.7	330.1	49.4	5.5	57.2
BR99	Volkanik	40.057099°	26.593421°	260/40	8/6	217.4	57.8	294.2	61.7	5.9	132
BR100	Volkanik	40.054607°	26.628334°	224/26	6/5	170.6	-56.1	157.5	-33.3	8.0	93.09
BR101	Volkanik	40.054858°	26.627152°	300/22	6/6	153.2	-69.3	180.8	-52.6	6.9	94.88
BR102	Volkanik	40.053970°	26.655710°	230/22	12/8	103.3	-73.7	123.3	-53.3	5.2	113.2
BR103	Volkanik	40.045638°	26.690300°	50/10	11/11	159.7	-58.5	167.7	-67.7	6.2	56.07
BR104	Volkanik	40.045638°	26.690300°	50/10	11/6	154.2	-51.2	158.4	-60.7	6.3	112.62
BR105	Volkanik	40.045638°	26.690300°	185/5	11/7	181.2	-44	176.5	-43.5	9.5	41.08
BR106	Volkanik	40.130829°	26.884104°	180/12	10/8	8.0	56.1	350.1	55.9	6.1	82.9
Oli-2(BR96,97,98,99,100,101,102,103,104,105,106)											
11/11 158.0 -59.2 152.9 -53.8 14.4 11.1											
BR125*	Volkanik	40.476706°	29.019921°	118/30	8/6	342	11.7	332.6	31	3.3	423.34



Şekil 4.18: Kretase yaşlı mevkiiilere ait demanyetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.

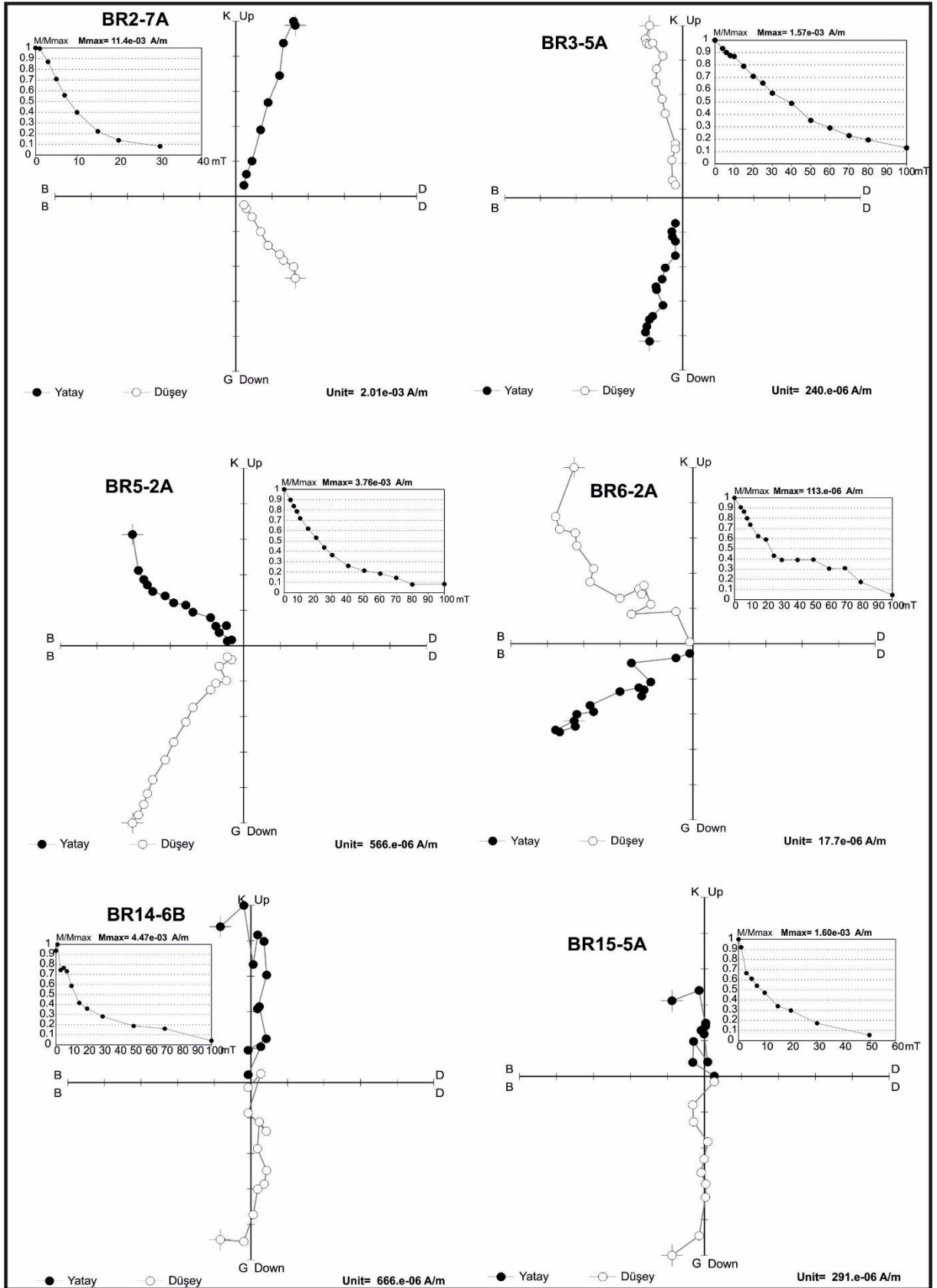
Eosen yaşı örneklerine ait mıknatıslanma şiddetleri 417×10^{-3} - 6.90×10^0 A/m arasında değişmektedir (Şekil 4.19). BR108 ve 109'uncu mevkilere termal temizleme yöntemi uygulanırken, BR107, 110, 111 ve 113'e ise alternatif alan temizleme yöntemi uygulanmıştır. BR108'de örnek $650 \text{ }^\circ\text{C}$ 'de mıknatıslanma şiddetini kaybederken, BR109'da örnek $675 \text{ }^\circ\text{C}$ 'de mıknatıslanma şiddetini yitirmiştir. BR108 $450 \text{ }^\circ\text{C}$ 'de orjine yönelim gösterirken, BR109 ise $600 \text{ }^\circ\text{C}$ 'de orjine yönelmiştir. BR107 ve BR111, 30 mT de mıknatıslanma şiddetlerini yitirirken, BR107'nin MDF değeri 7mT ve BR111'in MDF değeri ise 5 mT'dır. BR107 5mT'dan itibaren orjine yönelmişken, BR111 7 mT'dan itibaren orjine yönelim göstermektedir. BR110 100 mT'de mıknatıslanma şiddetini yitirmeye yaklaşırken, BR113 tam 100 mT'de mıknatıslanma şiddetini yitirmiştir. BR110'da MDF değeri 30 mT iken, BR113'te bu değer 15 mT'dir. BR110 10 mT seviyesinde orjine yönelmeye başlarken, BR113'te bu seviye 20 mT'dir. BR113'te 20 mT de olan kırılma örneğin iki bileşenli bir numune olduğunu göstermektedir.



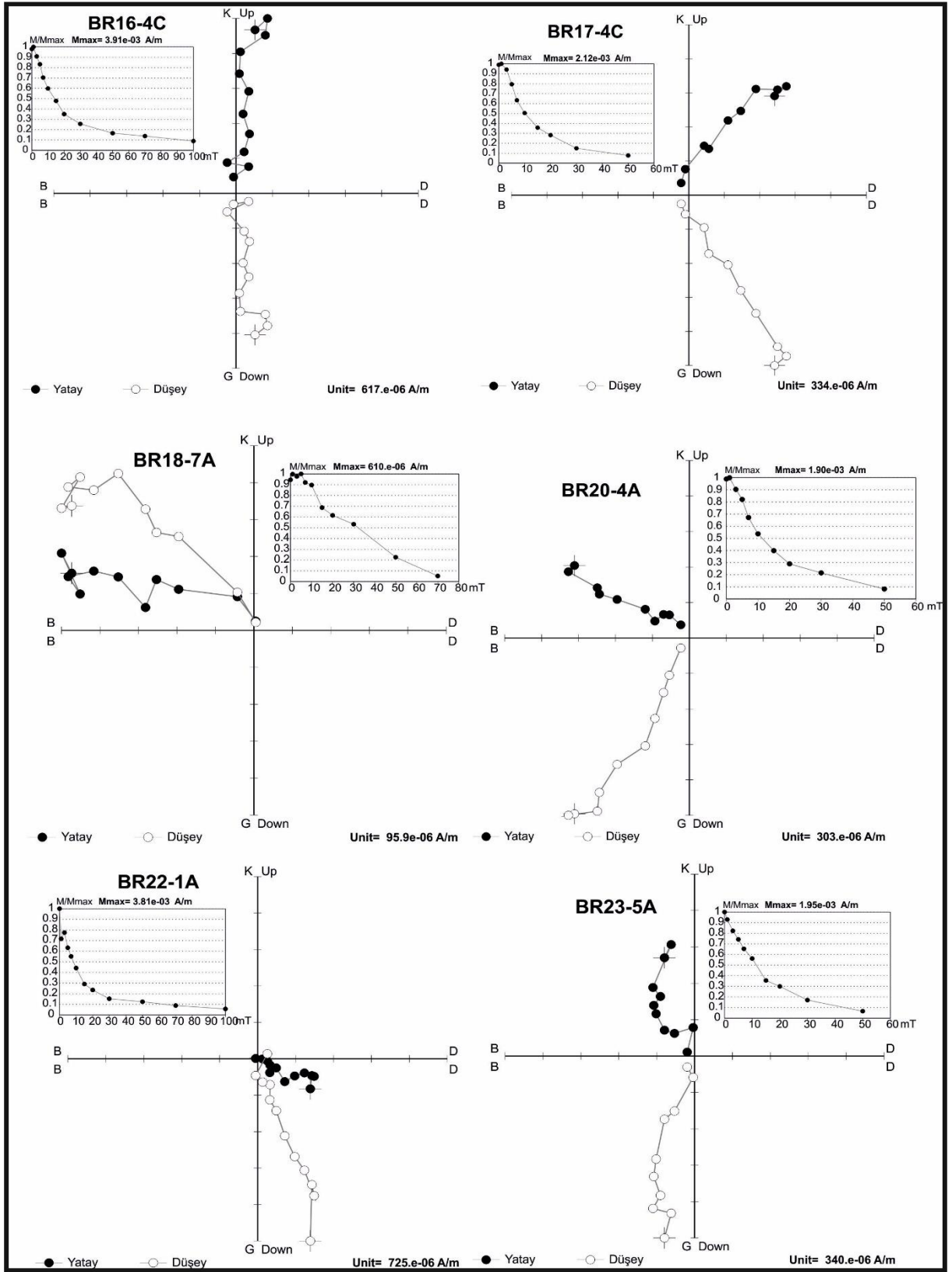
Şekil 4.19: Eosen yaşlı örneklerle ait demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.

Orta – Üst Eosen yaşlı örneklerde mıknatıslanma şiddeti 113×10^{-6} A/m ile 11.4×10^{-3} A/m arasında değişmektedir (**Şekil 4.20 – Şekil 21**). Orta – Üst yaşlı örnekler sedimanter kayalardan oluştuğu için örneklerin temizlenmesi işleminde alternatif alan temizleme yöntemi kullanıldı. BR2’de örnek 30 mT’da mıknatıslanma şiddetini kaybetmiştir ve örneğin MDF değeri 7 mT’dır. Örnek 3 mT’dan itibaren orjine yönelmiş bir haldedir. BR3, 5, 6 ve 14’te mıknatıslanma şiddetleri 100 mT’de son bulduğu görülmektedir. Örneklerin MDF değerleri sırasıyla 40, 20, 15 ve 7 mT değerlerindedir. BR3 3 mT’dan itibaren orjine yönelmeye başladığı görülmektedir. Bunun yanı sıra BR5 10 mT’de, BR6 80 mT’de ve BR14 ise 10 mT’da orjine yöneldiği görülmektedir. BR15 50 mT’de mıknatıslanma şiddetini kaybetmiştir. Örneğin MDF değeri 7 mT’dır. Ve örnek 5 mT ile 20 mT arasında orjine yönelmektedir.

Orta – Üst Eosen yaşlı örneklerden BR17, 20 ve 23 örnekleri mıknatıslanma şiddetlerini 50 mT’da yitirmişlerdir (**Şekil 4.21**). Örneklerin MDF değerleri BR17 ve 23 için 7 mT iken bu değer BR20’de 10 mT olarak görülmektedir. BR17’de 3 mT ile 20 mT arasında orjine yönelim görülürken, BR23’de bu değer 10 mT ile 20 mT arasındadır. BR20’de ise örnek 15 mT den itibaren orjine yönelmeye başlamıştır. BR16 ve 22’de örnekler 100 mT de şiddetlerini kaybederken, MDF değerleri 10 mT olarak görülmektedir. BR16’da örnek 7 mT ile 50 mT arasında orjine yönelme göstermişken, BR22’de ise 3 mT ile 50 mT arasında örnek orjine yönelmiştir. BR18 70 mT’de mıknatıslanma şiddetini kaybederken, örneğin MDF değeri 30 mT’dir. Örnek 50 mT’de orjine yönelmeye başlamıştır.



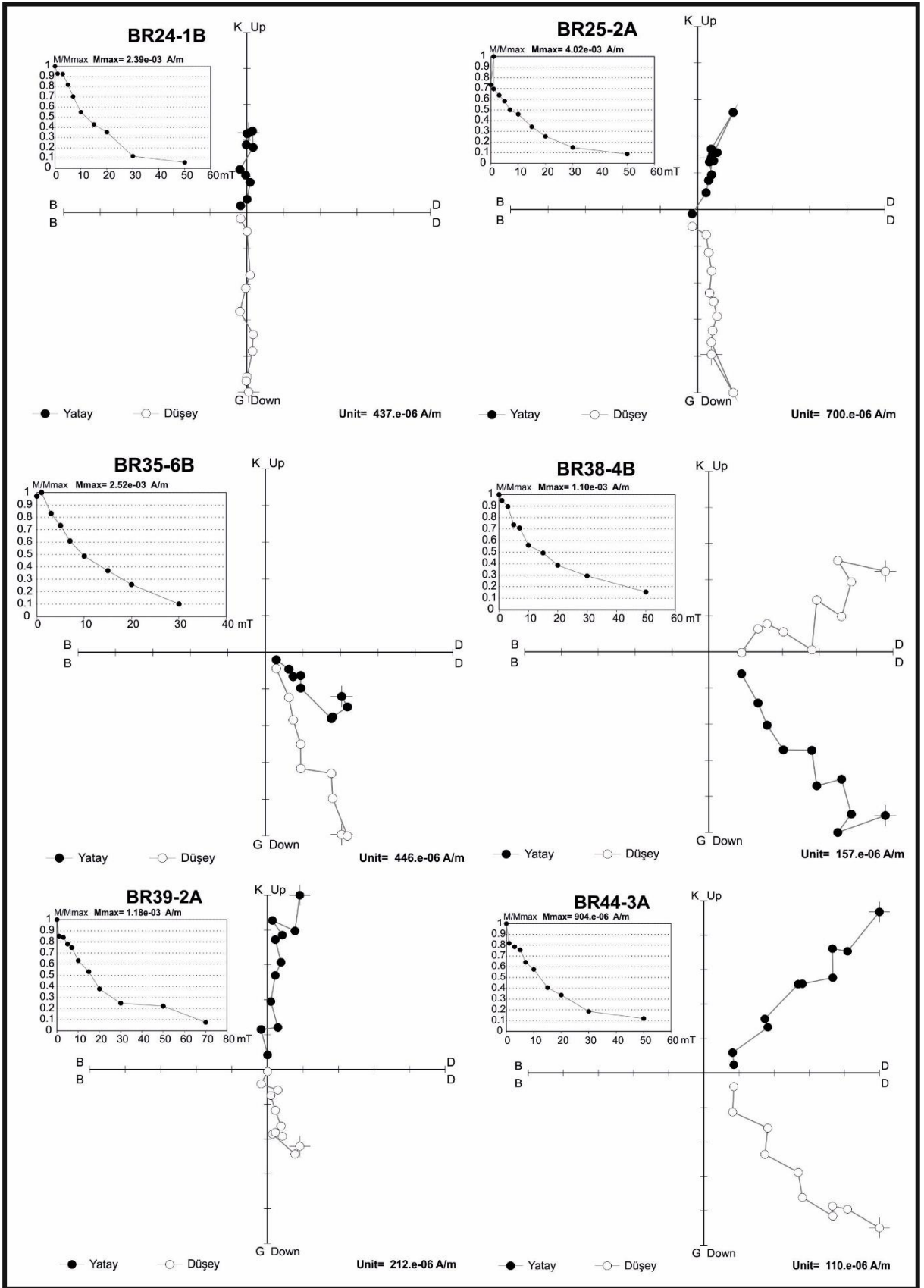
Şekil 4.20: Orta-Üst Eosen yaşlı örnekler için demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.



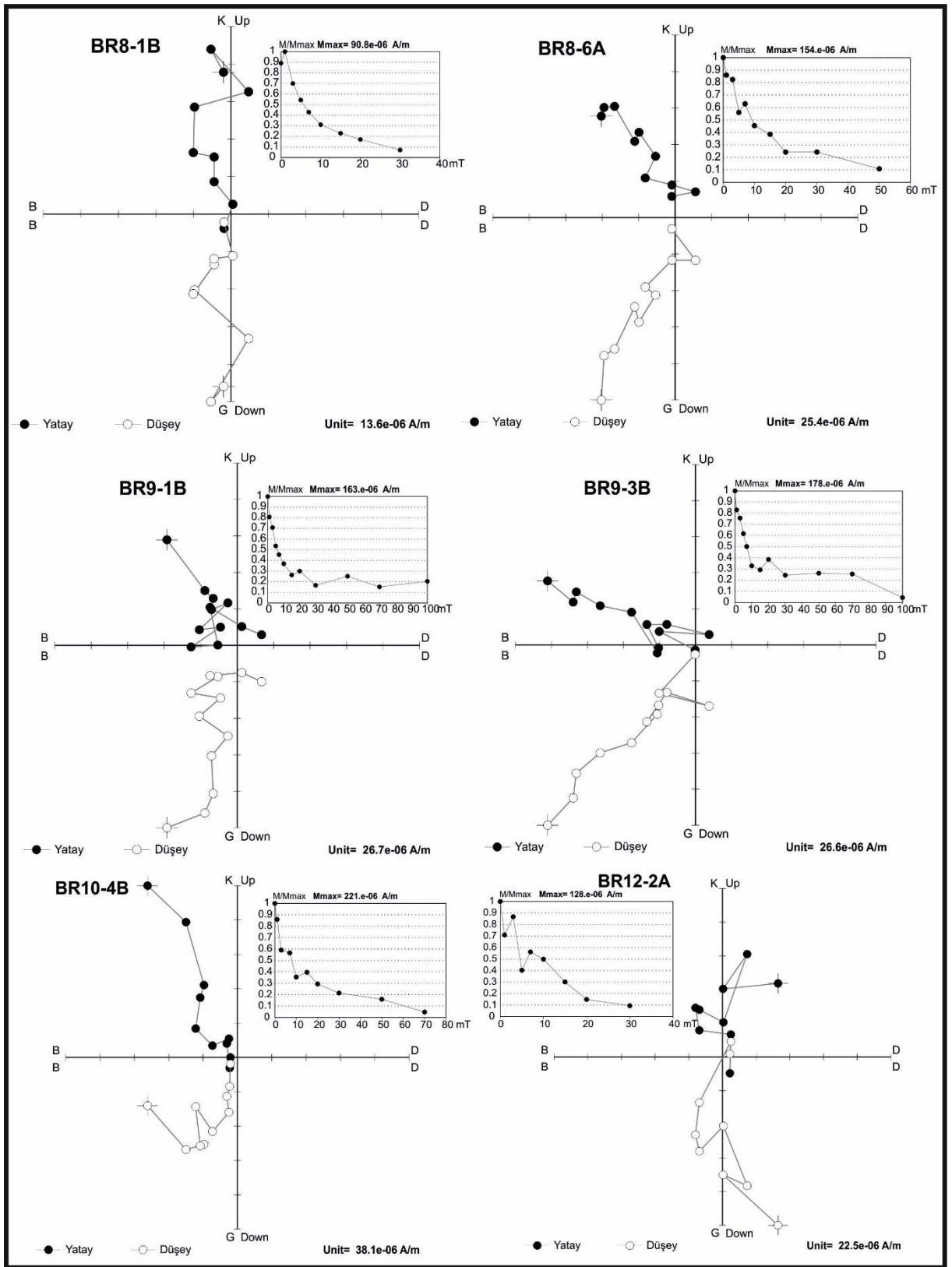
Şekil 4.21: Orta-Üst Eosen yaşlı örnekler için demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.

Orta – Üst Eosen yaşlı örneklerden, BR24, 25, 38 ve 44 mevkilerine ait örnekler 50 mT seviyesinde mıknatıslanma şiddetlerini kaybettikleri görülmektedir (Şekil 4.22). Örneklerin MDF değerleri, BR24, 38 ve 44 için 10 mT iken, BR25'te bu değer 7 mT'dir. BR24 0-50 mT arası orjine yönelme gösterirken, BR25 5-30 mT arasında orjine yönelmiştir. BR38'de 15 mT den itibaren orjine yönelim söz konusuyken, BR44'de bu değer 10-30 mT arasındadır. BR35 30 mT'da mıknatıslanmasını yitirmiştir ve 10mT'den itibaren de orjine yönelmiştir. Örneğin MDF değeri 10 mT'dir. BR39 ise 70 mT'de mıknatıslanmasını yitirmiştir ve örnek 7-20 mT arasında orjine yönelmiştir. Örneğin MDF değeri 10 mT'dir.

Üst Eosen – Alt Oligosen yaşlı örneklerde mıknatıslanma şiddeti 13.6×10^{-6} ile 90.8×10^{-6} arasında görülmektedir (Şekil 4.23). BR8.1B'de örnek 30 mT'de mıknatıslanmasını kaybetmiş ve 15 mT'den itibaren orjine yönelmiştir. Örneğin MDF değeri 7 mT'dir. BR8-6A'da ise mıknatıslanma şiddeti 50 mT'de sönümlenmiştir ve örnek 5-7 mT arasında orjine yönelim göstermektedir. Örneğin MDF değeri 7 mT'dir. 9. mevkiye ait örneklerden BR9-1B ve BR9-3B'ye 100 mT ye kadar alan uygulanmıştır. BR9-1B tam olarak mıknatıslanmasını kaybetmese de 3-10 mT arasında orjine yönelim göstermiştir. BR9-3B ise 100 mT'de tamamen mıknatıslanma şiddetini kaybederken, 0-100 mT arasında tamamen orjine yönelmiş bir haldedir. Eğrinin 50 mT'deki salınımı şiddetin çok düşük olması sebebiyle muhtemelen programdan kaynaklanan bir hata olarak yorumlanabilir. BR9-1B'de MDF değeri 7 mT iken, BR9-3B'de ise bu değer 10 mT'dir. BR102da mıknatıslanma şiddeti 70 mT'de son bulurken, BR12'de bu değer 30 mT'dir. Her iki mevki içinde MDF değerleri 7 mT'dir. BR10'da 3-5 mT değerlerinde örnek orjine yönelirken, BR12'de bu değer 10-15 mT arasındadır.



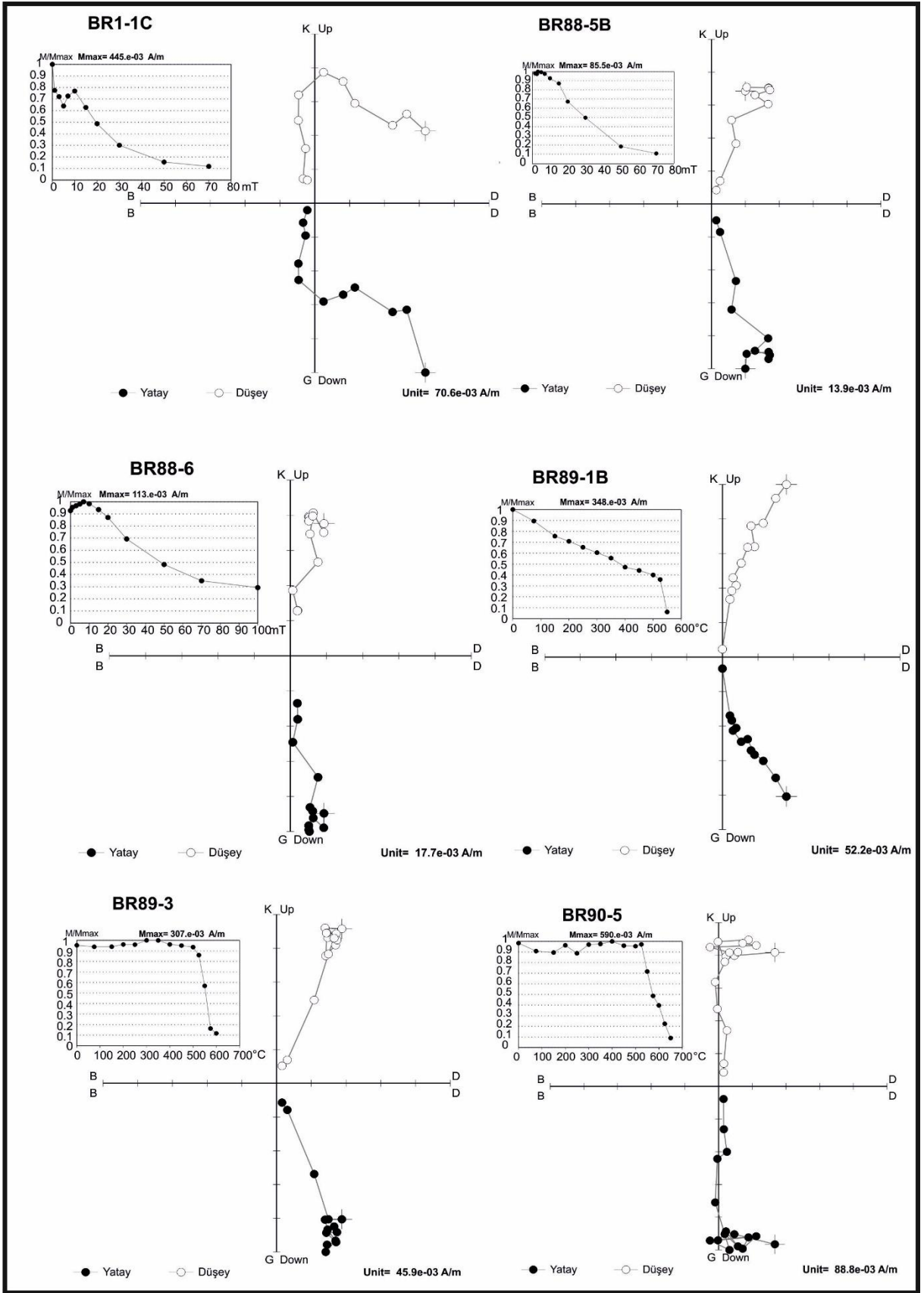
Şekil 4.22: Orta-Üst Eosen yaşlı örnekler için demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.



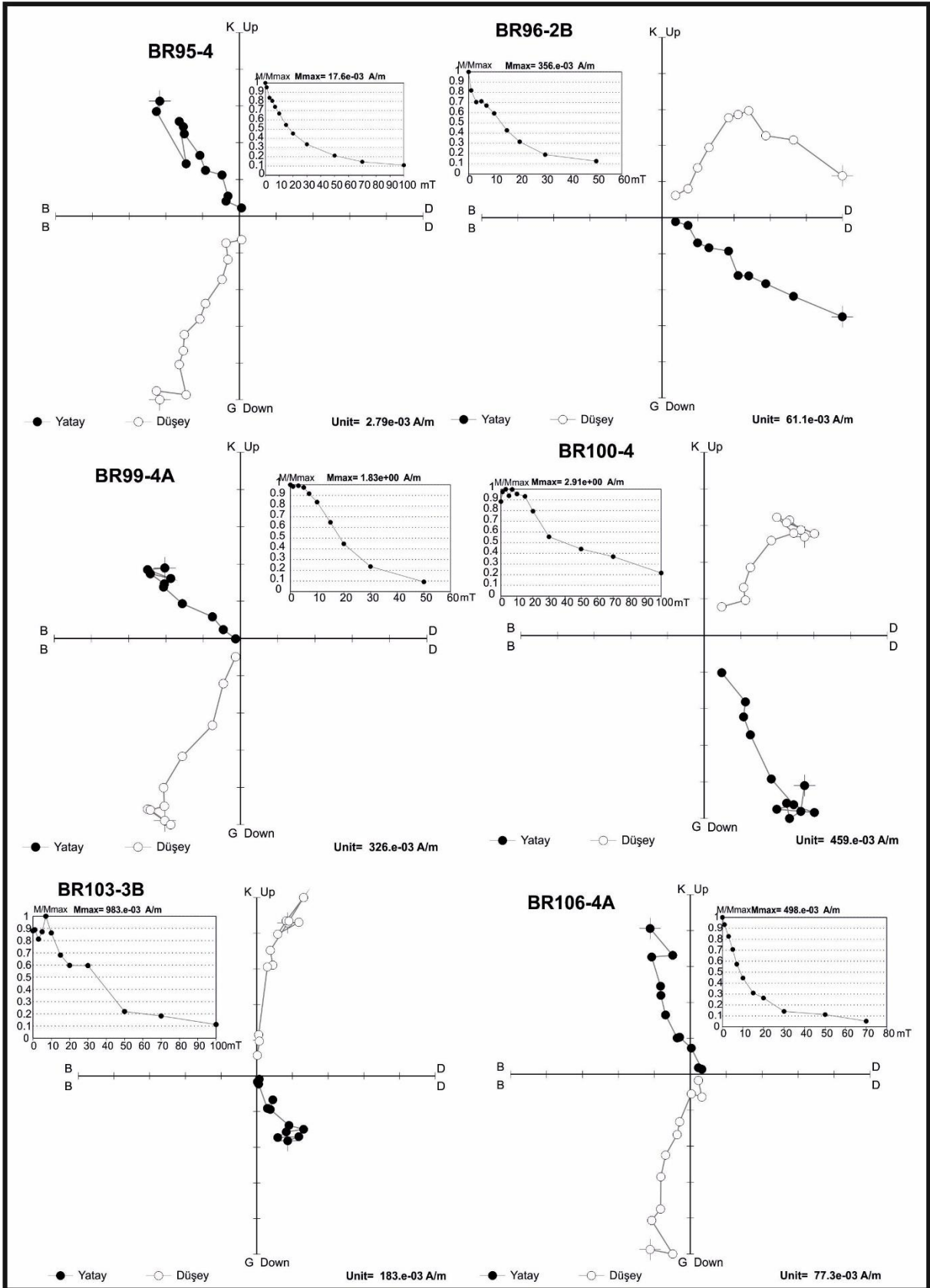
Şekil 4.23: Üst Eosen – Alt Oligosen yaşlı örneklerle ait demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.

Oligosen yaşı örneklerde mıknatıslanma şiddeti 17.6×10^{-3} ile 2.91×10^0 A/m arasında görülmektedir (Şekil 4.24 – Şekil 4.25). BR1 ve BR88’lerde alternatif alanla temizleme uygulanırken, BR89’lar ve BR 90’da örneklere termal temizleme uygulanmıştır. BR1 ve BR88-5B 70 mT’de mıknatıslanma şiddetlerini yitirirken, BR1’in MDF değeri 7 mT ve BR88-5B’nin MDF değeri ise 30 mT dir. BR1 15 mT’den itibaren orjine yöneldiği görülmekte ve iki bileşenli bir yapıdadır. BR 88-5B ise 30 mT’den itibaren orjine yöneldiği görülmektedir BR88-6 ya 100 mT’ye kadar alan uygulanmış fakat tam olarak mıknatıslanması temizlenmemiştir. Örneğin MDF değeri 50 mT’dir. Ve örnek 50 mT’de orjine yönelmeye başlamıştır. BR89-1B 525 °C’de ve BR89-3 600 °C’de mıknatıslanma şiddetlerini yitirmişlerdir. BR89-1B’de 400 °C’den itibaren orjine yönelirken BR89-3’te ise 500 °C’den itibaren örneğin orjine yöneldiği görülmektedir. BR90’da örnek 650 °C’de mıknatıslanmasını yitirirken, 600 °C’den itibaren örneğin orjine yöneldiği görülmektedir.

Oligosen yaşı örneklerden, BR96 ve BR99 da mıknatıslanma şiddetleri 50 mT’de sönümlendiği görülmektedir (Şekil 4.25). Her iki örnekte de 10 mT’den itibaren örnekler orjine yönelmeye başlamışlardır. Fakat BR96’da ikinci bileşende belirgin bir yapıdadır. BR99’da MDF değeri 20 mT iken, BR96’da bu değer 15 mT’dir. BR95, 100 ve 103’e 100 mT’ye kadar alan uygulanırken BR95 ve 103’ün mıknatıslanma şiddetlerini yitirdiği, fakat BR100’ün tam olarak mıknatıslanma şiddetini kaybetmediği görülmektedir. BR95’in MDF değeri 15 mT iken, BR100 ve 103’te bu değer 30 mT’dir. BR95 7 mT’den itibaren orjine yönelmişken, BR100 ve 103’te bu değer 30 mT’dir. BR106, 70 mT’de mıknatıslanma şiddetini yitirmiştir. Örnek 5-20 mT arasında orjine yöneldiği görülmektedir. Örneğin MDF değeri ise 10 mT’dir.



Şekil 4.24: Oligosen yaşlı örnekler için demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.

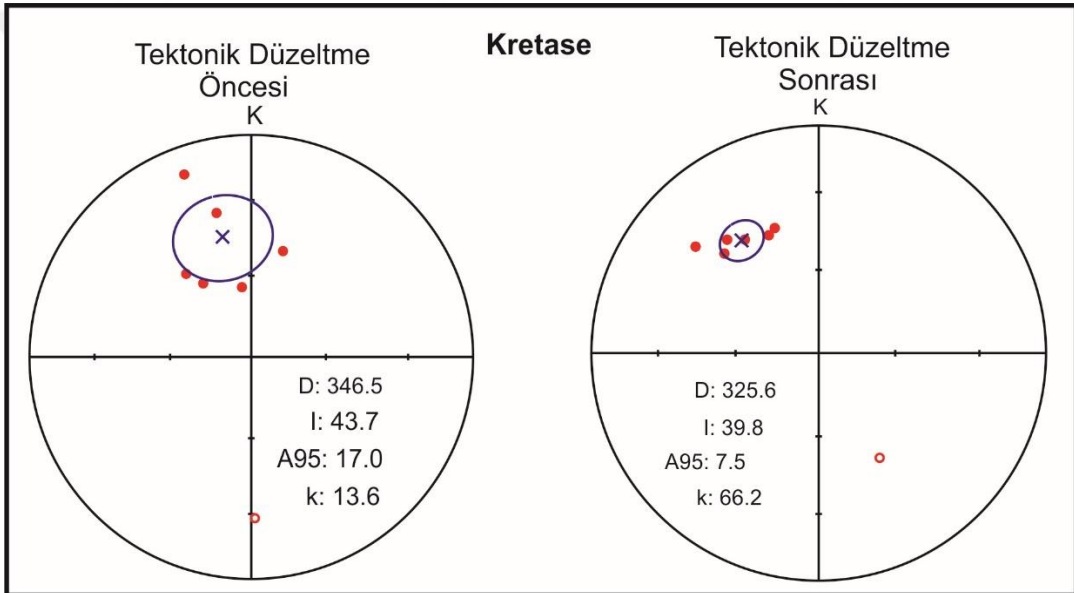


Şekil 4.25: Oligosen yaşlı örnekler için demagnetizasyon eğrileri ve Zijderveld diyagramları.

4.2.2 Ortalama Paleomanyetik Doğrultular

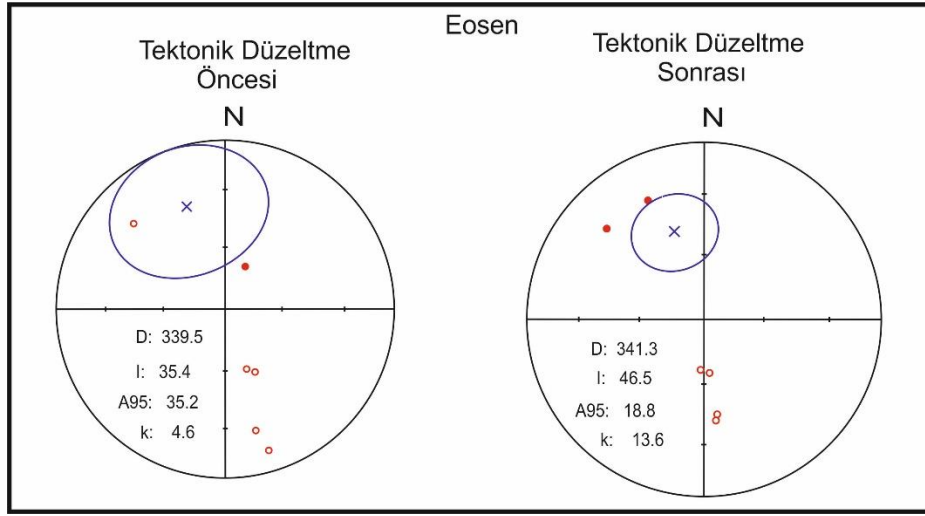
Bireysel olarak ölçülen ve analiz edilen her bir mevkii yaşlarına göre ayrılarak gruplaştırılmış ve grup ortalamaları hesaplanmıştır. Şekil 4.26'da Kretase yaşlı sedimanter kayaç örneklerine ait grup ortalamaları verilmiştir..

Kretase yaşlı sedimanter kayaç örneklerin tektonik düzeltme öncesi $D/I = 346.5^{\circ}/43.7^{\circ}$ ($\alpha_{95} = 17.0^{\circ}$, $k = 13.6^{\circ}$) olarak bulunmuştur. Tektonik düzeltme sonrası $D/I = 325.6^{\circ}/39.8^{\circ}$ ($\alpha_{95} = 7.5^{\circ}$, $k = 66.2^{\circ}$) olarak hesaplanmıştır. Sapma ve eğim açılarına çok büyük bir değişim gözlenmezken, güvenlik çemberinin yarıçap değerinde bariz bir iyileşme gözlemlenmektedir.



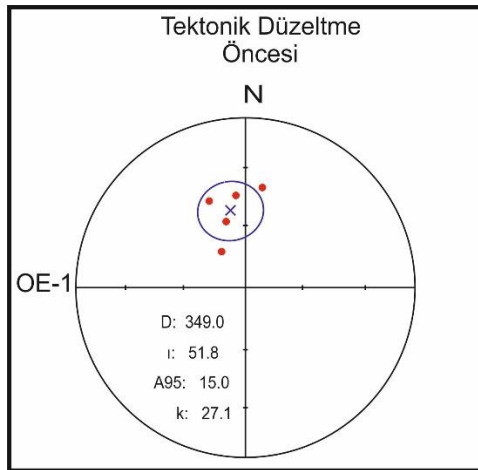
Şekil 4.26: Kretase yaşlarına ait volkanik mevkilerin grup ortalamalarının stereonet projeksiyon üzerinde gösterimi.

Eosen yaşlı mevkilere ait grup ortalamaları Şekil 4.27'de gösterilmektedir. İznik gölü ve çevresinde bulunan bu yaşa ait örnekler mevkilerinden BR70-71 ve 73'te elde edilen sonuçlar çok fazla saçılma gösterdiği için ortalamaları alınmamıştır. Beyçayır civarı Eosen örneklerden olan BR112 örneği ise duraysız olduğu için grup ortalamasına katılmamıştır. Örneklerin tektonik düzeltme öncesi $D/I = 339.5^{\circ}/35.4^{\circ}$ ($\alpha_{95} = 35.2^{\circ}$, $k = 4.6^{\circ}$) olarak bulunmuştur. Tektonik düzeltme sonrası ise $D/I = 341.3^{\circ}/46.5^{\circ}$ ($\alpha_{95} = 18.8^{\circ}$, $k = 13.6^{\circ}$) olarak hesaplanmıştır.



Şekil 4.27: Eosen yaşlı örnekler için mevkilerin grup ortalamalarının stereonet projeksiyon üzerinde gösterimi.

Orta-Üst Eosen yaşlı mevkiler 6 grupta incelenmiştir. Ve bu gruplar OE-1,2,3,4,5 ve 6 olarak kodlanmışlardır. OE-1 grubu mevkileri İstanbul Yarımburgaz ve çevresinden elde edilen mevkilerdendir. Bu mevkilerin tabakaları yatay olduğu için grup ortalaması işlemi herhangi bir düzeltme yapılmamıştır (**Şekil 4.28**). Mevkilere ait elde edilen grup ortalaması $D/I = 349.0^\circ/51.8^\circ$ ($\alpha_{95} = 15.0^\circ$, $k = 27.1$) olarak hesaplanmıştır.



Şekil 4.28: Orta-Üst Eosen yaşlı mevkilerden OE-1 grubuna ait örneklerin grup ortalamalarının stereonet projeksiyonunda gösterimi.

Orta-Üst Eosen yaşlı örneklerden Kumbağ-Uçmakedere köyleri arası mevkiler OE-2 grubu olarak adlandırılmışlardır (Şekil 4.29). Bu gruba ait mevkilerden BR20,29,33 mevkileri duraysız oldukları için ortalamaya dahil edilmemişlerdir. Bu gruba ait tektonik düzeltme öncesi $D/I = 127.4^\circ/88.6^\circ$ ($\alpha_{95} = 25.5^\circ$, $k = 3.4^\circ$) olarak hesaplanmıştır. Tektonik düzeltme sonrası ise $D/I = 22.9^\circ/48.7^\circ$ ($\alpha_{95} = 10.9^\circ$, $k = 14.3^\circ$) olarak bulunmuştur. Mevkilere ait sapma ve eğim açılarındaki belirgin bir farklılık gözlemlenirken, güvenlik çemberinin yarıçap değerinde de belirgin bir iyileşme görülmektedir.

Orta-Üst Eosen yaşlı örneklerden Uçmakedere-Ormanlı köyleri arası mevkiler ise OE-3 grubu olarak adlandırılmışlardır (Şekil 4.29). Bu gruba ait tektonik düzeltme öncesi $D/I = 338.2^\circ/57.4^\circ$ ($\alpha_{95} = 11.4^\circ$, $k = 17.1^\circ$) olarak bulunurken tektonik düzeltme sonrası $D/I = 8.9^\circ/48.1^\circ$ ($\alpha_{95} = 7.7^\circ$, $k = 35.8^\circ$) olarak bulunmuştur. Mevkilere ait sapma açısında belirgin bir değişim görülürken eğim açısında ufak bir miktar değişim görülmektedir. Güvenlik çemberi yarıçap değeri ise çok fazla bir değişim olmamıştır.

Orta-Üst Eosen yaşlı örneklerden Çimendere-Yüllüce köyleri arası mevkiler OE-4 grubu olarak adlandırılmışlardır (Şekil 4.29). Bu gruba ait mevkilerin tektonik düzeltme öncesi $D/I = 7.0^\circ/50.0^\circ$ ($\alpha_{95} = 28.0^\circ$, $k = 11.8^\circ$) olarak saptanmıştır. Tektonik düzeltme sonrası değerler ise $D/I = 16.3^\circ/56.9^\circ$ ($\alpha_{95} = 19.1^\circ$, $k = 24.0^\circ$) olarak bulunmuştur. Sapma ve eğim açılarındaki belirgin bir değişim gözlenmemektedir. Güvenlik çemberi yarıçap değerinde ise belirgin bir iyileşme görülmektedir.

Orta-Üst Eosen yaşlı örneklerden Gelibolu'daki mevkiler OE-5 grubu olarak adlandırılmışlardır (Şekil 4.29). Bu gruba ait örneklerden BR2,114,121 mevkileri duraysız oldukları için ortalamaya dahil edilmemişlerdir. Bu gruba ait mevkilerin tektonik düzeltme öncesi $D/I = 346.6^\circ/54.7^\circ$ ($\alpha_{95} = 9.8^\circ$, $k = 89.0^\circ$) olarak hesaplanırken tektonik düzeltme sonrası $D/I = 320.9^\circ/10.1^\circ$ ($\alpha_{95} = 75.6^\circ$, $k = 2.5^\circ$) olarak hesaplanmıştır. Sapma ve eğim açılarındaki büyük miktarlarda değişim gözlemlenirken, güvenlik çemberi yarıçap değerinde ise büyük oranda bir kötüleşme görülmektedir.

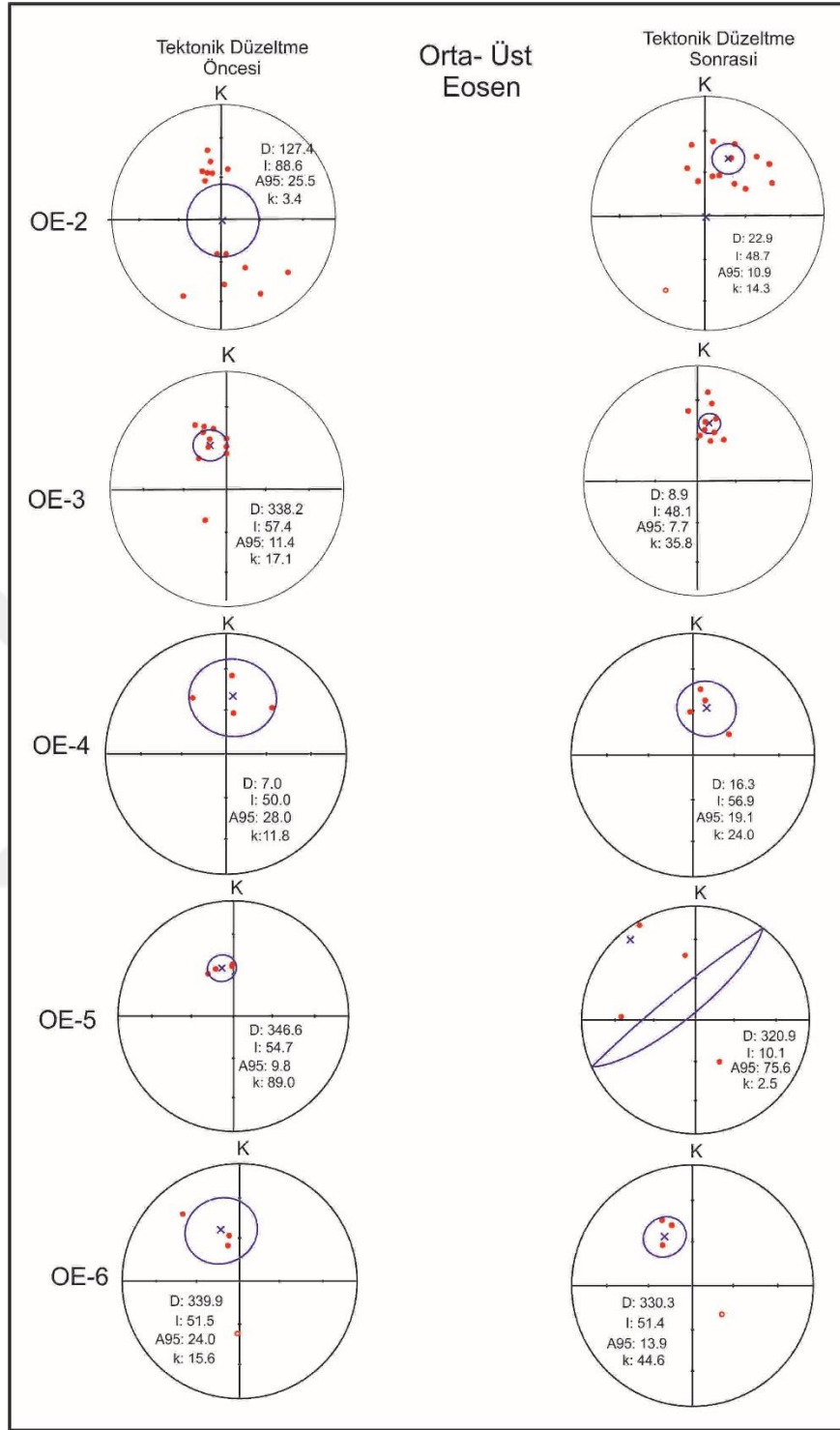
Orta-Üst Eosen yaşlı örneklerden Gelibolu – Keşan yolu üzerindeki mevkiler OE-6 grubu olarak adlandırılmışlardır (Şekil 4.29). Bu gruba ait mevkilerin tektonik düzeltme öncesi $D/I = 339.9^\circ/51.5^\circ$ ($\alpha_{95} = 24.0^\circ$, $k = 15.6^\circ$) olarak hesaplanırken tektonik düzeltme sonrası $D/I = 330.3^\circ/51.4^\circ$ ($\alpha_{95} = 13.9^\circ$, $k = 44.6^\circ$) olarak hesaplanmıştır. Sapma ve eğim açılarındaki belirgin

bir değişim gözlenmemektedir. Güvenlik çemberi yarıçap değerinde ise belirgin bir iyileşme görülmektedir.

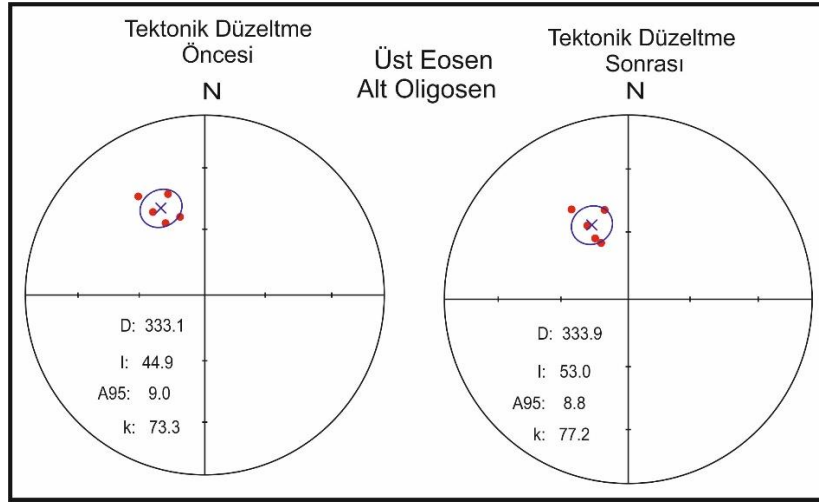
Üst Eosen – Alt Oligosen yaşlı örneklere ait mevkilerin grup ortalamaları Şekil 4.30’de gösterilmektedir. Mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi $D/I = 333.1^\circ/44.9^\circ$ ($\alpha_{95} = 9.0^\circ$, $k = 73.3^\circ$) olarak hesaplanmıştır. Tektonik düzeltme sonrası ise $D/I = 333.9^\circ/53.0^\circ$ ($\alpha_{95} = 8.8^\circ$, $k = 77.2^\circ$) olarak bulunmuştur. Mevkilere ait sapma ve eğim açıları ve güvenlik çemberi yarıçap değerinde belirgin bir değişim görülmemektedir.

Oligosen yaşlı mevkiler 2 grupta incelenmişlerdir. Bu gruplar Oli-1 ve Oli-2 olarak adlandırılmışlardır. Oli-1 grubu Gönen ile Yenice arasında örneklenen mevkilerden oluşmaktadır (Şekil 4.31). Bu grupta BR1 duraysız olduğu için ortalamaya dahil edilmemiştir. Mevkilere ait tektonik düzeltme öncesi $D/I = 341.9^\circ/62.5^\circ$ ($\alpha_{95} = 16.5^\circ$, $k = 12.2^\circ$) olarak hesaplanmıştır. Tektonik düzeltme sonrası $D/I = 346.1^\circ/45.7^\circ$ ($\alpha_{95} = 8.7^\circ$, $k = 41.5^\circ$) olarak bulunmuştur. Mevkilere ait sapma açısında belirgin bir değişim görülmezken eğim açısında belirgin bir farklılık görülmektedir. Güvenlik çemberinin yarıçap değerinde ise bir miktar iyileşme görülmektedir.

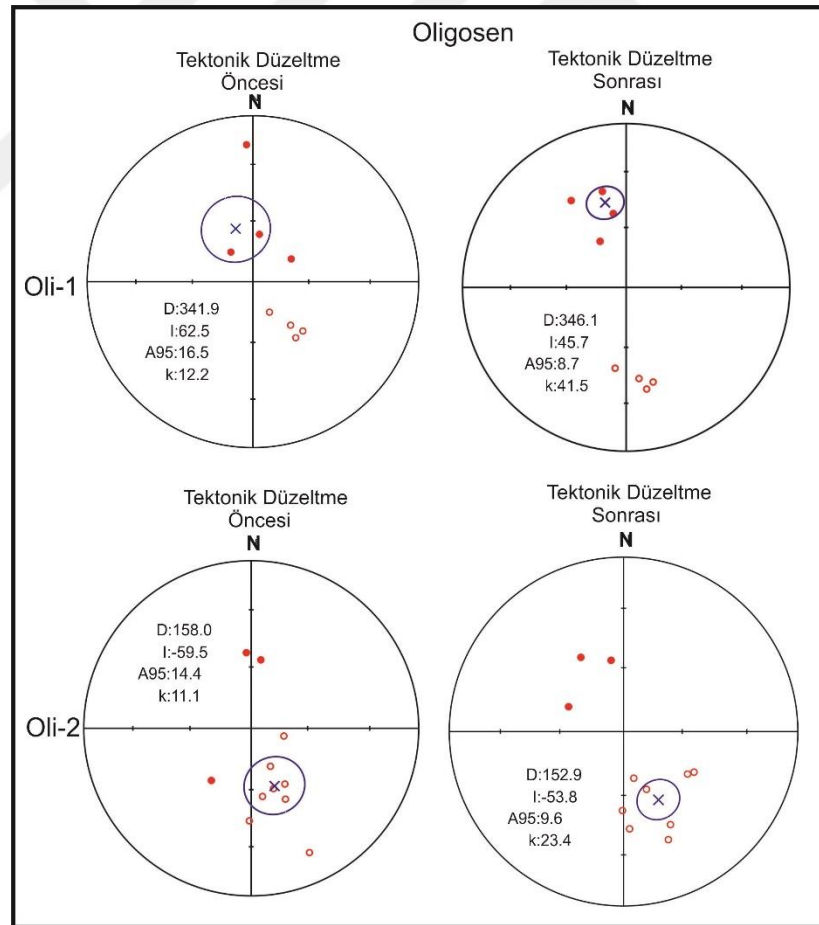
Oli-2 grubu Çanakkale ile Kirazlı bucağı arası örneklenen mevkilerden oluşmaktadır. Gruba ait tektonik düzeltme öncesi $D/I = 158.0^\circ/59.5^\circ$ ($\alpha_{95} = 14.4^\circ$, $k = 11.1^\circ$) olarak hesaplanmıştır. Tektonik düzeltme sonrası $D/I = 152.9^\circ/53.8^\circ$ ($\alpha_{95} = 9.6^\circ$, $k = 23.4^\circ$) olarak bulunmuştur. Sapma ve eğim açıları ile güvenlik çemberi yarıçap değerinde büyük bir fark görülmemektedir.



Şekil 4.29: Orta-Üst Eosen yaşlı mevkilerden OE-2,3,4,5 ve 6 gruplarına ait örneklerin grup ortalamalarının stereonet projeksiyonlarda gösterimi.



Şekil 4.30: Üst Eosen – Alt Oligosen yaşlı örneklere ait grup ortalamalarının stereonet projeksiyon üzerinde gösterimi.



Şekil 4.31: Oligosen yaşlı örneklere ait grup ortalamalarının stereonet projeksiyon üzerinde gösterimi.

4.3 PALEOSEKÜLER DEĞİŞİM (PSD)

Tez çalışmasında elde edilen paleomanyetik sonuçlardan görünür kutup pozisyonları ve rotasyonlarının güvenilirliğini tespit etmek için paleoseküler değişim (PSD) analizi yapılmıştır. Jeomanyetik alanın yönünün tek bir gözleminden hesaplanan herhangi bir kutup pozisyonu görünür kutup pozisyonu olarak adlandırılır (GKP (virtual geomagnetic pole (VGP))). Bu bir noktadaki ve bir alandaki manyetik alan yönünü açıklayabilen jeosantirik dipolün kutup pozisyonudur.

Paleoseküler değişimi anlamada bazı istatistiksel yöntemler geliştirilmiştir. Bu yöntemlerden (Deenen ve diğ., 2011), paleomanyetik veri setlerinin istatistiksel değerlerine (görünür manyetik kutup verilerinin (VGP) α_{95} güvenlik çemberi ve veri sayısına (N)) bağlıdır. Her mevkiye ait VGP Fisher ortalamaları alınarak paleomanyetik vektörler görünür kutup pozisyonlarına (VGP) çevrilir. 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 değerleri için hesaplanan α_{95} değeri, analizlerden elde edilen α_{95min} ve α_{95max} arasında ise, bu durum VGP verilerinde tutarlı bir dağılım olduğu şeklinde yorumlanır. Bunun sonucu olarak da PSD ortalamalarının tutarlı olduğu söylenebilir. Eğer α_{95} değeri α_{95min} 'in altında ya da α_{95max} 'in üzerinde ise PSD'nin altında olarak yorumlanabilir. Eğer α_{95} , α_{95max} 'ın üzerinde ise PSD etkisinin yanı sıra başka dış etkilerinde varlığından söz edilebilir.

Tablo 4-3: Yaşlara göre hesaplanmış PSD analiz sonuçları (Ds: tektonik düzeltme sonrası sapma açısı, Is: tektonik düzeltme sonrası eğim açısı, α_{95} : güvenlik çemberi) Elde edilen α_{95} değerleri $\alpha_{95min} > \alpha_{95} > \alpha_{95max}$ ise siyah renkte vr $\alpha_{95} < \alpha_{95min}$ ise yeşil renkte renkte gösterilmiştir.

Mevki	Ds	Is	A95	A95min	A95max
Kretase					
BR74	340.6	41.33	7.3	5.5	24.1
BR75	326.95	40.22	7.0	5.2	22.1
BR82	341.09	35.47	6.4	5.2	22.1
BR83	149.76	-45.74	4.1	6.9	34.2
BR86	316.53	39.52	6.6	4.6	18.1
BR122	339.73	43.5	9.6	5.2	22.1
BR123	321.04	36.1	6.9	4.8	19.2
Eosen					
BR70	356.1	44.7	9.7	5.4	24.1
BR71	57.4	38.9	8.3	5.2	22.1
BR73	354.8	49.5	5.3	5.2	22.1
BR107	334.69	26.68	8.7	5.5	24.1
BR108	174.06	-65.18	3.5	4.3	16.3
BR109	183.91	-66.67	5.0	5.5	24.1
BR110	173.25	-42.03	6.8	5.5	24.1
BR111	312.95	25.87	7.4	5.2	22.1
BR112	111.7	-25.4	5.0	5.0	20.5
BR113	172.08	-44.99	6.3	5.5	24.1
Orta-Üst Eosen					
BR3	9.6	40	6.9	4.3	16.3
BR4	184.1	44.6	7.9	3.8	13.3
BR5	343.7	56.7	7.1	4.1	14.9
BR6	326.4	69.3	7.7	4	14.3
BR7	157.3	44	5.2	3.7	12.8
BR14	23.82	45.44	7.7	4.2	15.6
BR15	3.7	59	3.5	4.4	17.1
BR16	4	36.6	4.2	3.9	13.8
BR17	51.81	58.06	4.4	4.4	17.1
BR18	16.95	63.48	4.9	3.9	13.8
BR19	345.85	57.6	7.8	4.3	16.3
BR20	315.03	56.37	4.9	5.5	24.1
BR22	40.58	38.08	3.5	3.5	11.7
BR23	349	38.9	5.1	4	14.3
BR24	352.6	66.3	8.6	4.6	18.1
BR25	11.49	58.08	4.8	4.2	15.6
BR27	206.14	-20.19	3.6	4	14.3
BR28	18.33	35.54	5.5	4	14.3

BR29	313.3	32.3	6.7	4.1	14.9
BR33	204.24	23.01	10.6	6.9	34.2
BR34	32.9	62.32	5.9	4.4	17.1
BR35	52.27	31.75	9.1	4.3	16.3
BR38	5.6	47.43	8.9	4.6	18.1
BR39	8.59	32.62	6.9	4.8	19.2
BR40	5.56	53.35	7.3	5.2	22.1
BR41	15	60.79	3.8	5.9	26.5
BR42	14.29	43.08	5.5	5.2	22.1
BR43	350.61	38.37	5.1	4.2	15.6
BR44	5.04	23.85	6.0	4.3	16.3
BR45	15.25	54.67	7.0	5	20.5
BR46	29.63	55.67	7.9	5	20.5
BR47	359.95	58.2	5.0	4.8	19.2
BR49	17.62	55.57	7.8	6.3	29.7
BR54	6.71	45.44	7.3	4.6	18.1
BR55	356.4	60.75	8.3	4.6	18.1
BR56	23.7	53.38	7.8	5.2	22.1
BR57	12.74	51.9	7.5	4.8	19.2
BR59	25.52	44.77	4.5	4	14.3
BR2	41.8	26.2	4.8	3.8	13.3
BR114	325.2	44.5	8.8	3.9	13.8
BR115	329.48	3.8	5.9	4.3	16.3
BR116	272.6	35	7.7	4.2	15.6
BR117	150.26	55.18	7.5	4.3	16.3
BR118	350.85	42.07	5.6	5	20.5
BR119	353.3	78.1	7.1	4.6	18.1
BR120	323.7	55.7	6.9	4.2	15.6
BR121	234.38	-72.45	4.9	4.8	19.2
Üst Eosen – Alt Oligosen					
BR8	345.2	48.5	4.6	4.8	19.2
BR9	334.2	62.3	5.6	4.8	19.2
BR10	331.4	59.1	8.9	5	20.5
BR11	327.7	41.9	8.1	4.8	19.2
BR12	330.9	52.2	7.4	5	20.5
Oligosen					
BR1	276.4	-47.6	3.9	4.3	16.3
BR88	168.6	-36.8	3.3	5.5	24.1
BR89	164	-39.7	5.7	5.5	24.1
BR90	172	-43.2	6.1	5.9	26.5
BR91	187.7	-48.8	8.2	5.9	26.5
BR92	350.1	52.3	7.1	5.2	22.1

BR94	327.7	37.3	6.5	4.8	19.2
BR95	330.4	63.6	6.0	5.9	26.5
BR96	119.9	-51.5	5.4	4.4	17.1
BR97	153.2	-40.1	5.1	4.2	15.6
BR98	330.1	49.4	5.5	4.2	15.6
BR99	294.2	61.7	5.9	5.2	22.1
BR100	157.5	-33.3	8.0	5.9	26.5
BR101	180.8	-52.6	6.9	5.9	26.5
BR102	123.3	-53.3	5.2	4.4	17.1
BR103	167.7	-67.7	6.2	4.6	18.1
BR104	158.4	-60.7	6.3	4.6	18.1
BR105	176.5	-43.5	9.5	4.6	18.1
BR106	350.1	55.9	6.1	4.8	19.2
BR125	332.6	31	3.3	5.2	22.1
BR127	346.1	39.5	6.0	4.2	15.6

4.4 MIKNATISLANMANIN YAŞI

Paleomanyetizma çalışmalarında elde edilen sonuçların güvenilirliği önemlidir ve bu sebeple mıknatıslanmanın yaşının belirlenmesi gerekmektedir. Yapılan bu tez çalışmasında arazide kıvrım testi uygulanabilecek bir kıvrım örneklenememiştir. Fakat aynı stratigrafik birimlerden örneklenmiş fakat farklı tektonik düzeltme değerine sahip mevkilere bölgesel olarak bir kıvrım testinin uygulanabilirliği mümkündür. Bu çalışmada Fisher istatistiği verileri için McFadden (1990) tarafından verilen yöntem kullanılmıştır.

Kretase yaşlı sedimanter (**Şekil 4.32**) kayalarda en büyük prezisyon parametresi %80 olarak elde edilmiştir.

Eosen yaşlı mevkilerde en büyük prezisyon parametresi %96 olarak görülmektedir (**Şekil 4.33**).

Kumbağ-Uçmaktdere köyü arasında örneklenen Orta-Üst Eosen OE-2 grubu mevkilerinden elde edilen kıvrım testinde en büyük prezisyon parametresi %100 olarak elde edilmiştir (**Şekil 4.34**).

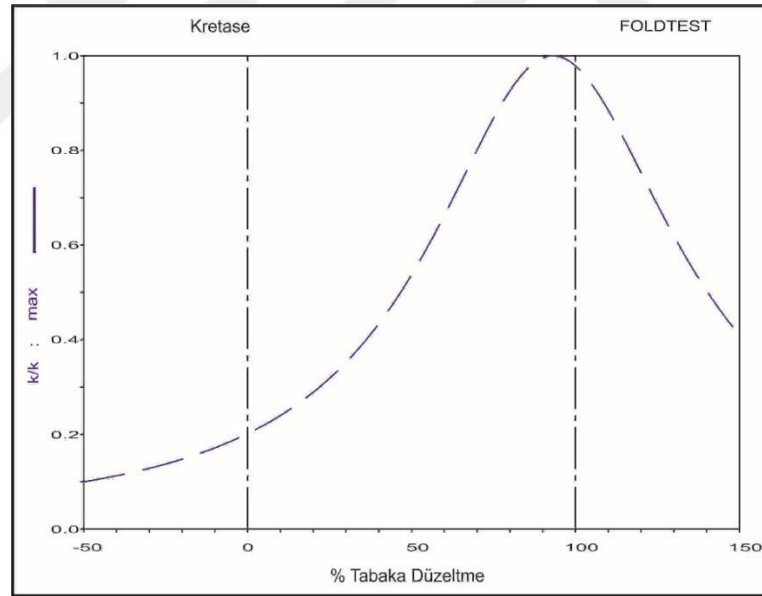
Uçmaktdere-Ormanlı köyleri arasında örneklenen Orta-Üst Eosen OE-3 grubu mevkilerden elde edilen kıvrım testinde en büyük prezisyon parametresi %67 olarak elde edilmiştir (**Şekil 4.35**).

Çimendere-Yüllüce köyleri arasında örneklenen Orta-Üst Eosen OE-4 grubu mevkilerden elde

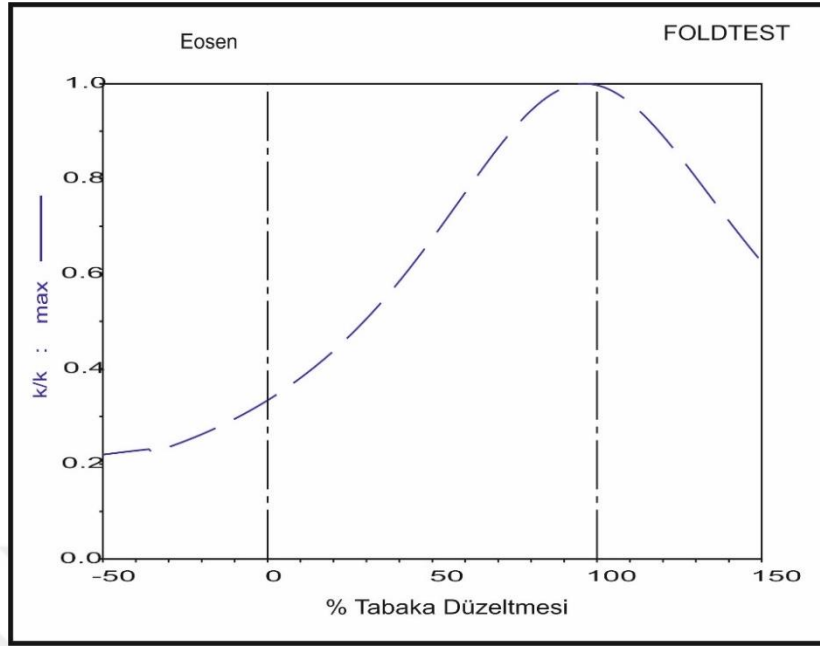
edilen kıvrım testinde en büyük prezisyon parametresi %105 olarak elde edilmiştir (**Şekil 4.36**). Gelibolu'ndan örneklenen Orta-Üst Eosen OE-5 grubuna ait mevkilerden elde edilen kıvrım testinde en büyük prezisyon parametresi % -2 olarak elde edilmiştir (**Şekil 4.37**). Orta-Üst Eosen OE-6 grubuna ait mevkilerden elde edilen kıvrım testinde en büyük prezisyon parametresi %60 olarak elde edilmiştir (**Şekil 4.38**).

Üst Eosen – Alt Oligosen yaşlı mevkilerin tabakaları yatay olduğu için bu mevkiler üzerinde kıvrım testi uygulanmamıştır.

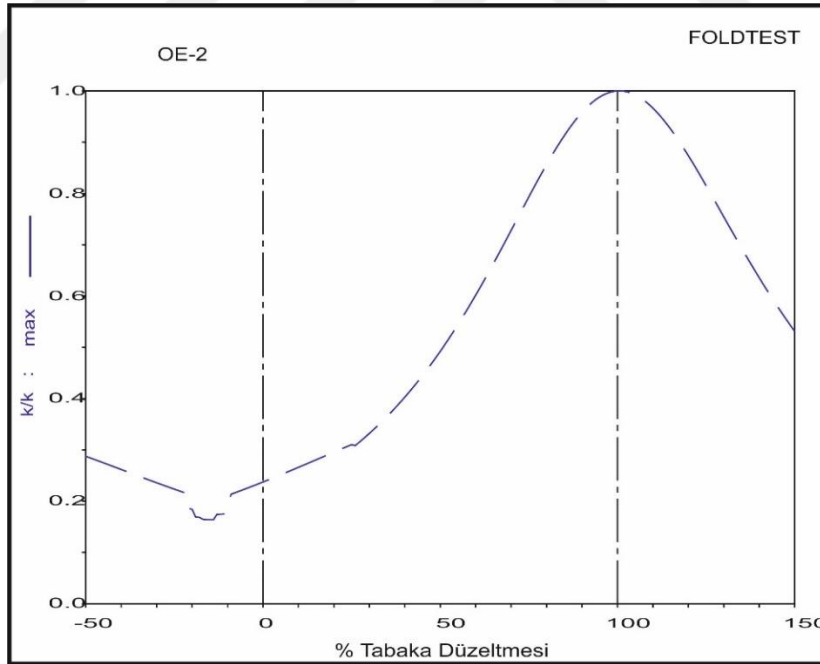
Oligosen yaşlı Oli-1 grubu mevkileri Gönen-Yenice arasında örneklenmişlerdir. Bu gruba ait mevkiler için kıvrım testinden elde edilen en büyük prezisyon parametresi %75 olarak elde edilmiştir (**Şekil 4.39**). Çanakkale ile Kirazlı bucağı arasında örneklenen Oligosen yaşlı OE-2 grubu mevkileri için kıvrım testinden elde edilen en büyük prezisyon parametresi %94 olarak elde edilmiştir (**Şekil 4.40**).



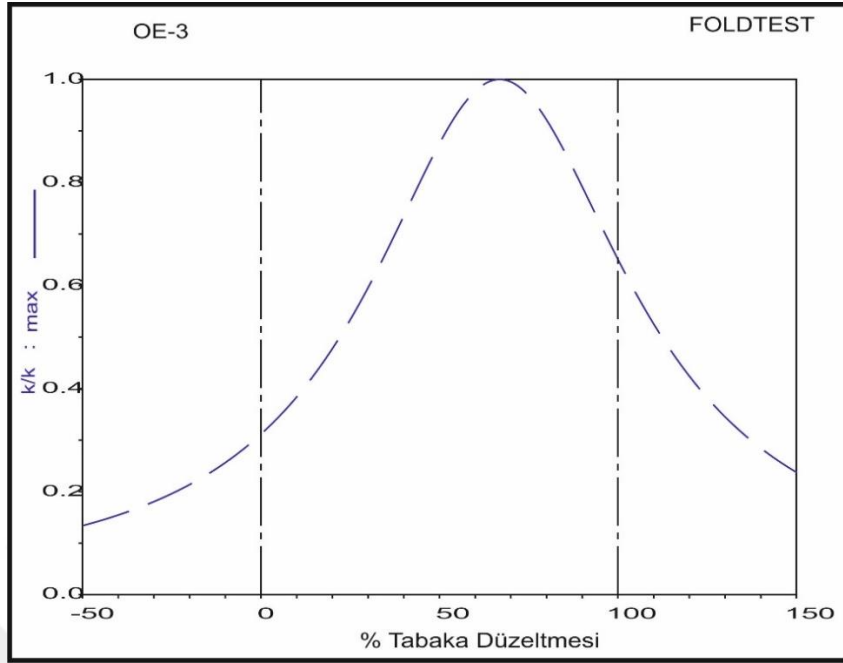
Şekil 4.32: Kretase yaşlı örneklerle ait kıvrım testi



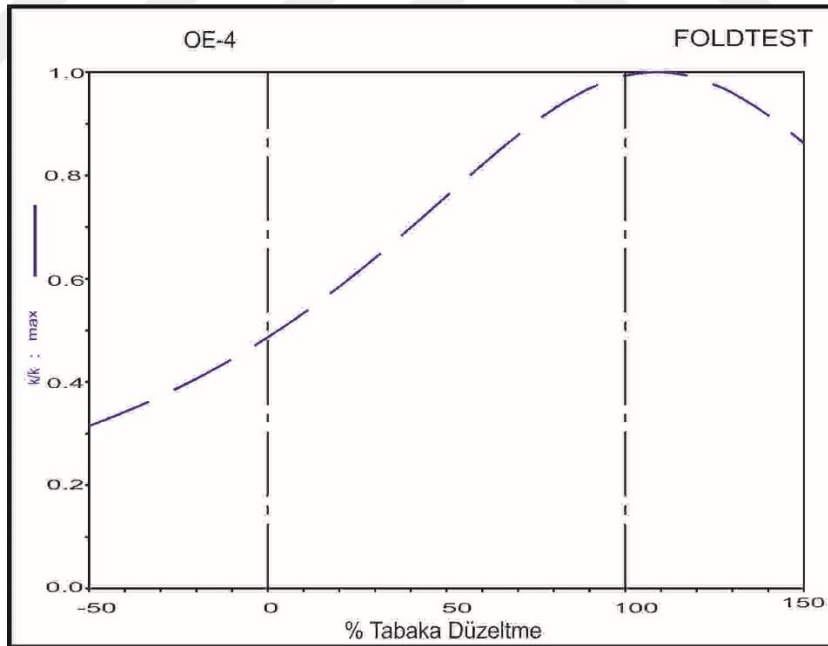
Şekil 4.33: Eosen yaşlı örneklerle ait kıvrım testi.



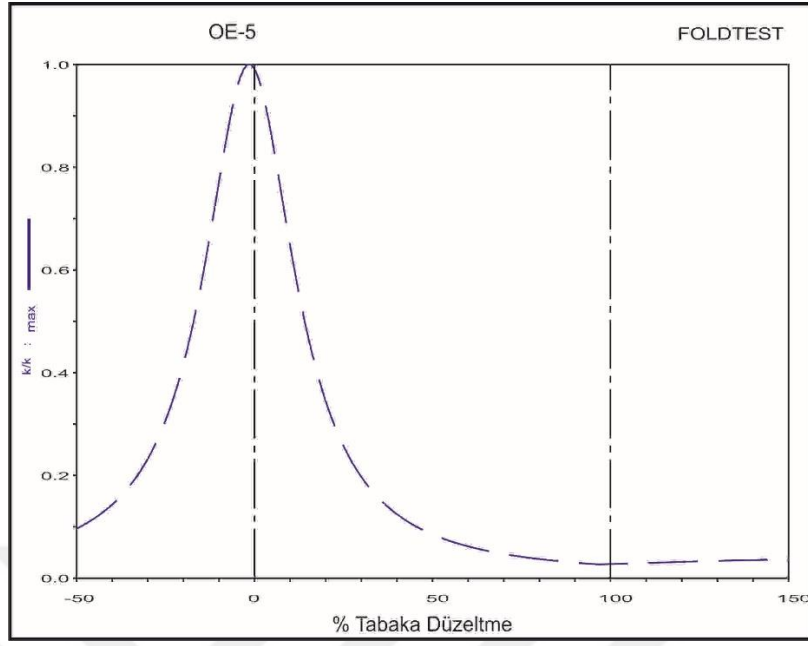
Şekil 4.34: Orta-Üst Eosen örneklerden OE-2 grubuna ait kıvrım testi.



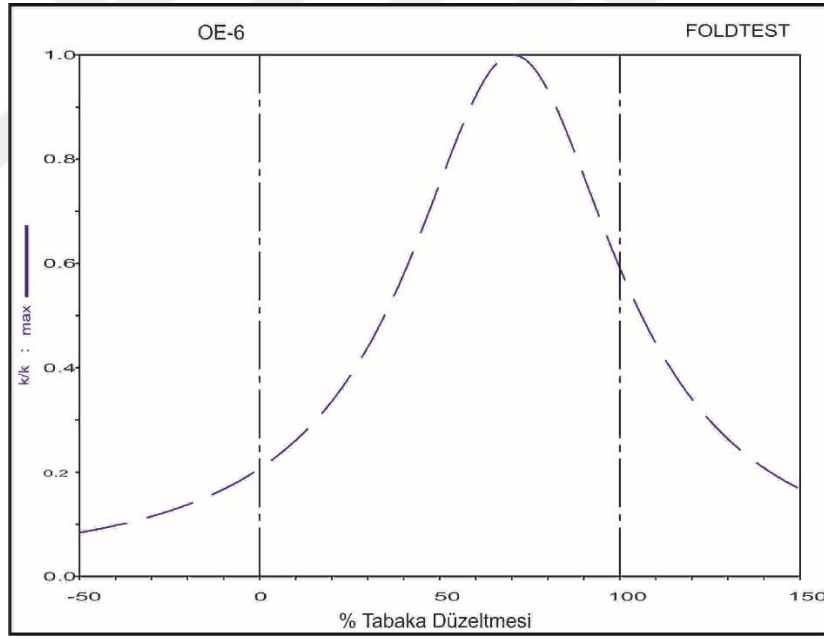
Şekil 4.35: Orta-Üst Eosen örneklerden OE-3 grubuna ait kıvrım testi.



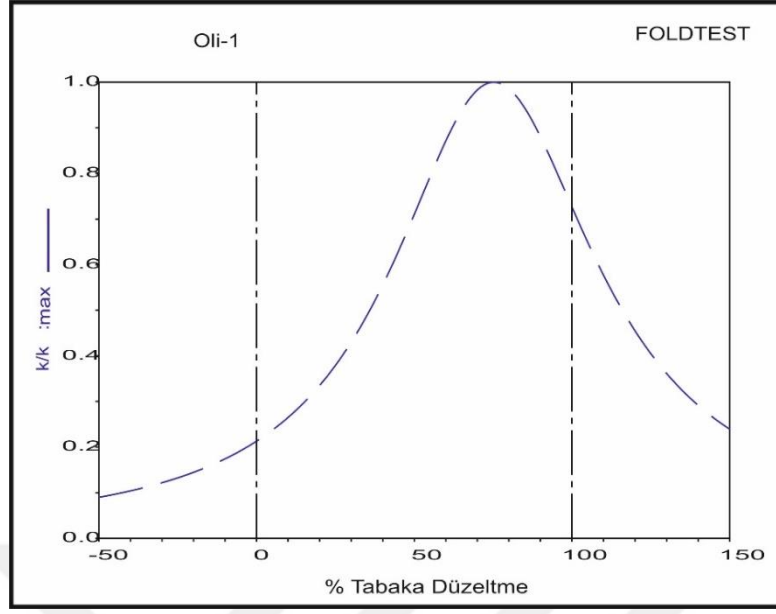
Şekil 4.36: Orta-Üst Eosen OE-4 grubuna ait kıvrım testi.



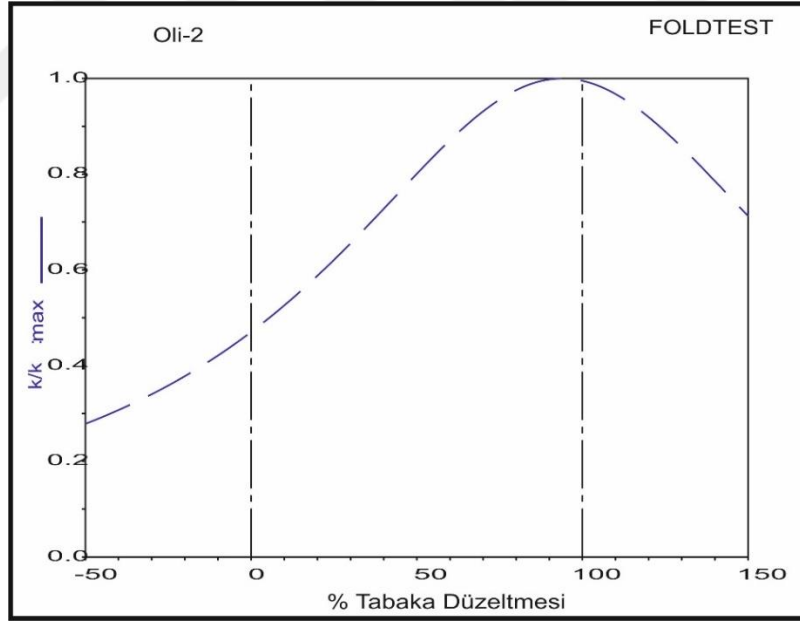
Şekil 4.37: Orta-Üst Eosen OE-5 grubuna ait kıvrım testi.



Şekil 4.38: Orta-Üst Eosen OE-6 grubuna ait kıvrım testi



Şekil 4.39: Oligosen yaşlı Oli-1 grubuna ait kıvrım testi.

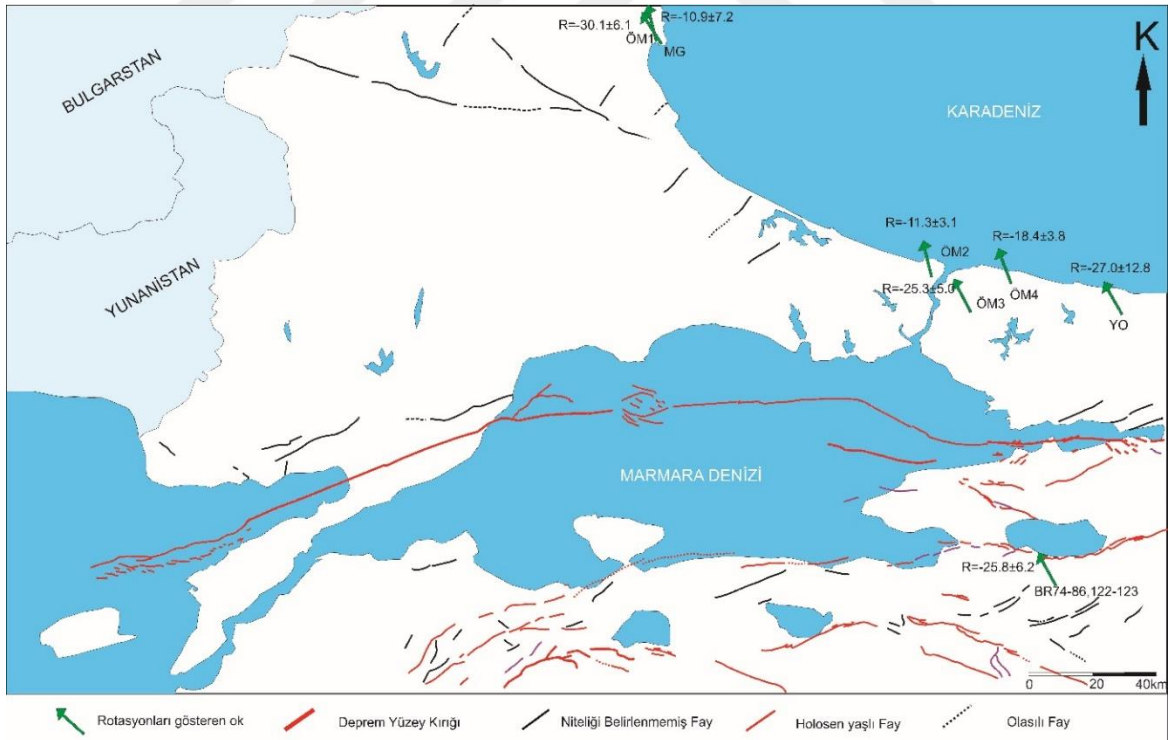


Şekil 4.40: Oligosen yaşlı Oli-2 grubuna ait kıvrım testi.

4.5 PALEOMANYETİK ROTASYONLAR

İnceleme alanında her bir yaş ve grup içinde elde edilen paleomanyetik doğrultu değerlerini Avrupa'ya ait paleomanyetik doğrultu değerleri ile karşılaştırarak göreceli rotasyonlar elde edilmiştir. Bu rotasyonların hesaplanmasında PMGSC programına bağlı Avrupa (Torsvik ve diğ., 2012) paleokutup değerleri kullanılmıştır.

Marmara Bölgesi ve çevresinde Kretase – Miyosen yaşlı kayalardan elde edilen rotasyonlar Tablo 4.4'te gösterilmiştir. Bölgede yapılan paleomanyetizma çalışmalarına ait rotasyonlar ise EK-1'de gösterilmiştir. İznik gölü güneyinden alınan Gölpazarı formasyonuna ait Kretase yaşlı volkanik kayalardan (BR74-83) elde edilen rotasyon miktarı $R + \Delta R = -31.3 \pm 6.5$ değerindedir (**Tablo 4.4**). Aynı bölgeden alınan Gölpazarı formasyonuna ait Kretase yaşlı sedimanter kayaların (BR86,122,123) rotasyonu ise $R + \Delta R = -40.7 \pm 11.7$ değerindedir (**Tablo 4.4**). Kretase yaşlı kayalardan elde edilen rotasyonlar Şekil 4.42 te gösterilmiştir.



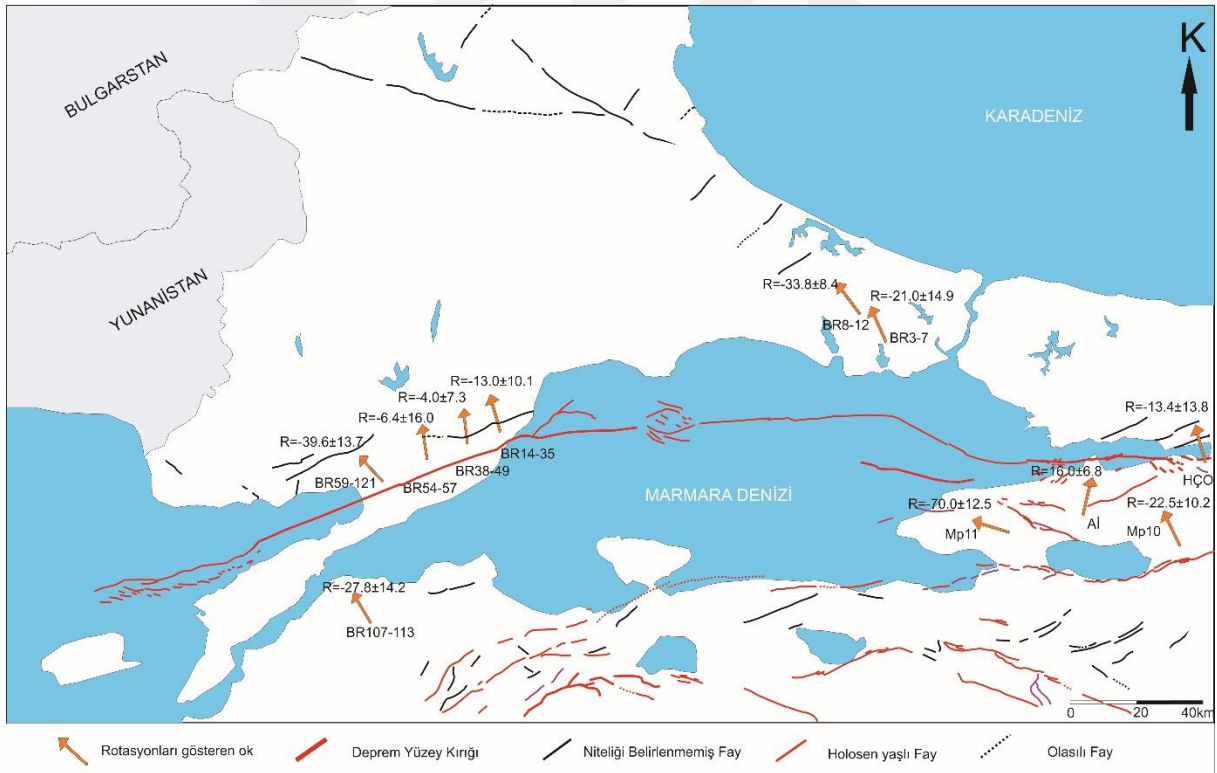
Şekil 4.41: İnceleme alanındaki Kretase yaşlı kayalardan elde edilen rotasyon değerleri.

Tablo 4-4: İnceleme alanından örneklenen kayalardan elde edilen paleomanyetik rotasyon değerleri.
*:Yeniden mıknatıslanma görüldü.

							Referans; Avrupa (Torsvik ve diğ., 2012)
Mevki	Mevki λ, ϕ (N°, E°)	D/I	α_{95}	$\lambda_{obs}, \phi_{obs}$ (N°, E°)	α_{95}	λ	R + ΔR
Kretase							
BR74- 86,122- 123	40.3/29.5	325.6/39.8	7.5	58.5/307.7	7.0	23.4	-25.8±6.2
Eosen							
BR107- 113	40.2/26.9	341.3/51.3	14.5	72.7/274.8	16.2	32.0	-27.8±14.2
Orta-Üst Eosen							
BR3-7 (OE-1)	41.0/28.7	349.0/51.8	15.0	78.0/259.5	16.9	32.4	-21.0±14.9
BR14-35 (OE-2)	40.8/27.4	22.9/48.7	10.9	68.4/141.5	11.6	29.6	-13.0±10.1
BR38-49 (OE-3)	40.7/27.2	8.9/48.1	10.9	76.5/173.1	8.1	29.1	-4.0±7.3
BR54-57 (OE-4)	40.6/26.9	16.3/56.9	19.9	73.7/92.9	23.7	35.0	6.4±22.0
BR115- 118 (OE- 5)*	40.2/26.3	346.6/54.7	9.8	76.8/344.5	11.6	36.8	-25.2±10.6
BR59-121 (OE-6)	40.6/26.7	330.3/51.4	13.9	64.2/325.8	15.6	34.8	-39.6±13.7
Üst Eosen - Oligosen							
BR8-12	41.2/28.6	333.9/53.0	8.0	68.1/288.4	9.2	33.6	-33.8±8.4
Oligosen							
BR1-127	40.0/27.5	346.1/45.7	8.7	72.4/253.4	8.8	27.1	-21.5±7.6
BR96-106	40.0/26.6	158.0/-53.8	9.6	67.7/291.2	11.2	34.3	-34.8±10.2

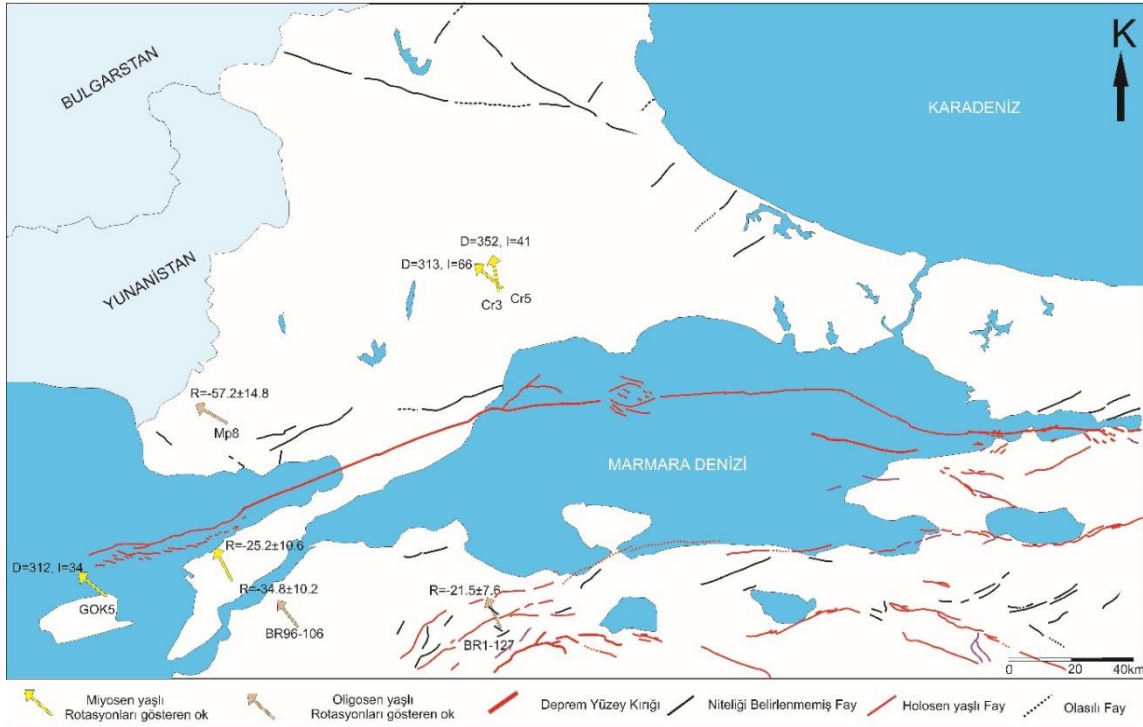
Çanakkale’de Dededağ bölgesinden Beyçayır formasyonundan örneklenen Eosen yaşlı volkanik kayalardan (BR107-113) elde edilen paleomanyetik rotasyon miktarı $R + \Delta R = -27.8 \pm 14.2$ değerindedir (**Tablo 4.4**). İstanbul Küçükçekmece gölü kuzeyindeki Orta-Üst Eosen Kırklareli Kireçtaşları formasyonundan örneklenen kayalardan (OE-1, BR3-7) elde edilen paleomanyetik rotasyon miktarı $R + \Delta R = -21.0 \pm 14.9$ değerindedir (**Tablo 4.4**). Tekirdağ Kumbağ’dan Gelibolu’na kadar çok sayıda Orta – Üst Eosen yaşlı sedimanter kayaç örneklenmiştir. Bunlar birbirlerine olan yakınlık ve elde edilen rotasyon değerlerine göre gruplandırılmıştır. Bunlardan OE-2 (BR14-35) Kumbağ’dan başlayıp Uçmakedere köyünde son bulur. Orta – Üst Eosen yaşlı örnekler Keşan, Korudağ ve Gaziköy kireçtaşları ve kumtaşlarından örneklenmiştir. Elde edilen rotasyon miktarı $R + \Delta R = -13.0 \pm 10.1$ değerindedir (**Tablo 4.4 (devam)**). Uçmakedere köyüyle Palamut köyü arasındaki örneklerin grup kodu OE-3 (BR35-49)’tür. Buradaki örneklenen kayaçlar da Gaziköy, Keşan ve Korudağ formasyonuna

ait kireçtaşları ve kumtaşlarından oluşmaktadır. Elde edilen paleomanyetik rotasyon miktarı $R + \Delta R = -4.0 \pm 7.3$ değerindedir (**Tablo 4.4 (devam)**). Yulucak ve Çokal köyleri kuzeyinde örneklenen mevkilerin grup kodu OE-4 (BR54-57)'tür. Buradaki örneklenen kayaçlar Orta – Üst Eosen Keşan formasyonuna ait kayaçlardır. Ve elde edilen paleomanyetik rotasyon miktarı $R + \Delta R = -6.4 \pm 22.0$ değerindedir (**Tablo 4.4 (devam)**). Gelibolu yarımadasında örneklenen mevkilerin grup kodu OE-5 (BR115-118)'tir. Korudağ ve Keşan formasyonuna ait Orta – Üst Eosen yaşlı kayaçlar örneklenmiştir. Elde edilen paleomanyetik rotasyon miktarı $R + \Delta R = -25.2 \pm 10.6$ değerindedir. Bu gruptaki mevkilerin sonuçlarından kayaçların yeniden mıknatıslandığını görülmektedir. Bu yüzden alınan örnekler Orta – Üst Eosen yaşlı olsa da yaşlarının daha genç olduğu düşünülmektedir. Gelibolu – Keşan yolu arasında örneklenen kayaçlar OE-6 (BR59,119-121) olarak gruplanmıştır. Orta – Üst Eosen yaşlı Keşan ve Korudağ formasyonunun ait kayaçlar örneklenmiştir. Elde edilen paleomanyetik rotasyon miktarı $R + \Delta R = -39.6 \pm 13.7$ değerindedir (**Tablo 4.4 (devam)**).



Şekil 4.42: İnceleme alanındaki Eosen yaşlı kayaçlardan elde edilen rotasyon değerleri.

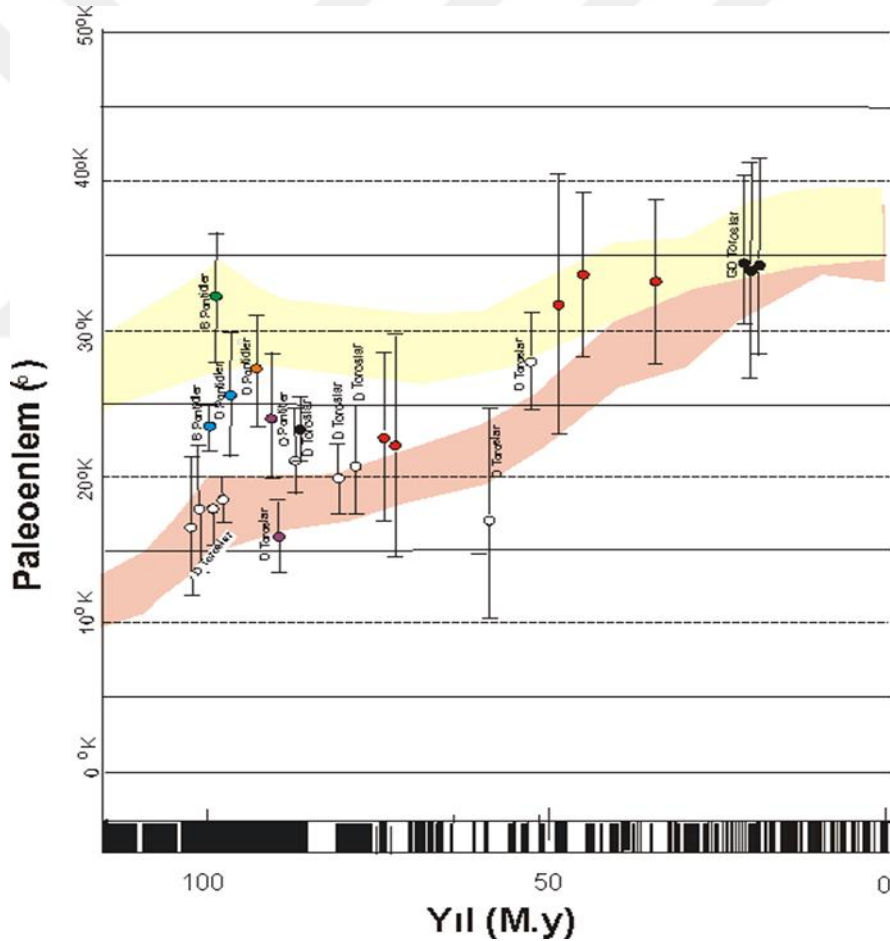
Gönen ile Yenice yolu arasındaki Hallaçlar volkanitlerine ait Oligosen yaşlı kayalardan (BR88-95, 1-127) elde edilen paleomanyetik rotasyon miktarı $R + \Delta R = -21.5 \pm 7.6$ değerindedir (**Tablo 4.4 (devam)**). Çanakkale – Çan yolu arasındaki Hallaçlar volkanitlerine ait Oligosen yaşlı kayalardan (BR96-106) elde edilen paleomanyetik rotasyon miktarı $R + \Delta R = -34.8 \pm 10.2$ değerindedir (**Tablo 4.4 (devam)**). İstanbul Arnavutköy ve çevresinden örneklenen Üst Eosen – Alt Oligosen yaşlı İhsaniye formasyonuna ait kireçtaşlarından (BR8-12) elde edilen paleomanyetik rotasyon miktarı $R + \Delta R = -33.8 \pm 8.4$ değerindedir (**Tablo 4.4 (devam)**).



Şekil 4.43: İnceleme alanındaki Oligosen ve Miyosen yaşlı kayalardan elde edilen rotasyon değerleri.

4.6 PALEOMANYETİK ENLEM

İnceleme alanı içerisinde elde edilen eğim açıları kullanılarak hesaplanan enlem değerleri Avrupa ve Gondwana'ya ait paleoenlem eğrileri karşılaştırıldığında inceleme alanının Üst Kretase yaşlı mevkiler Avrasya Gondwana arasında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.44). İnceleme alanı ve çevresinde yapılan paleomanyetik çalışmalar Üst Kretase Pontidlerin bu çalışma sonucu elde edilen paleoenlem değerleri ile uyumlu olduğunu göstermektedir. Torosların paleoenlem değerlerinin Gondwana referans dolanım eğrisiyle uyumlu olduğu bildirilmişti bu uyum Miyosene kadar devam etmiştir (Çinku 2016). Bu çalışma sonucu elde edilen Eosen ve Oligosen yaşlı veriler ise kuzeye hareket eden kıtalar ile birlikte Avrupa kutup dolanım eğrisiyle uyumlu hareket ettiği görülmektedir (Tablo 4-4, Şekil 4.44).



Şekil 4.44: Yaşa bağlı olarak referans paleoenlem eğrileri Marmara Bölgesindeki bir mevki için Avrupa ve Gondwanaya ait Referans Kutup Dolanım Eğrisinden elde edilmiştir (Torsvik ve diğ. 2012). Paleomanyetik veriler hata sınırları içerisinde gösterilmektedir: Kırmızı noktalar bu çalışma, mor, pembe ve içi boş daireler sırasıyla Çinku (2011), Çinku ve diğ. (2016, 2017), yeşil, daire Meijers ve diğ. (2010).

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

İnceleme alanı kuzeyde Istranca masifi, batıda Pontitler ve güneyde Sakarya zonunu kapsamaktadır. Üst Kretase yaşlı veriler Pontidler ve Istranca masifinde daha önceki çalışmalardan elde edilen veriler sonucunda saatin tersi yönünde $27.0^{\circ} \pm 12.8^{\circ}$ ile $10.9^{\circ} \pm 7.2^{\circ}$ rotasyon göstermektedir (Makaroglu, 2013; Ok, 2015). Batı Pontitlerin doğusunda Ereğli Cide arasında daha önceki çalışmalardan elde edilen paleomanyetik veriler (Saribudak 1989; Channell ve diğ. 1996; Çinku 2004; Meijers ve diğ. 2010; Çinku ve diğ. 2013) sedimenter kayalar için saatin tersi yönünde $D/I=335.4^{\circ}/45.1^{\circ}$ $\alpha_{95} = 5.5^{\circ}$, $k=33.86$ olup volkanik kayalarda rotasyonun olmadığı görülmüştür ($D/I=356.9^{\circ}/39.9^{\circ}$, $\alpha_{95} = 7.6^{\circ}$, $k=27.98$). Bu sonuçlar Marmara bölgesi Üst Kretase verileri ile uyumludur. Istranca masifi Üst Kretase yaşlı lavlarında ise Gümüş (2015) saatin tersi yönünde $30.1^{\circ} \pm 6.1^{\circ}$ lik rotasyon elde ederken bölgedeki lavların yeniden mıknatıslandığını ve bu rotasyonun daha yakın bir zamanda meydana geldiğini bildirmiştir. Bu çalışma sonucunda Sakarya zonunda iki farklı alanda elde edilen Üst Kretase yaşlı veriler saatin tersi yönünde $40.7^{\circ} \pm 1.7^{\circ}$ ve $31.3^{\circ} \pm 6.5^{\circ}$ dir.

Orta Eosen yaşlı paleomanyetik veriler bu çalışma sonucunda Istranca Masifi'nde saatin tersi yönünde $39.6^{\circ} \pm 13.7^{\circ}$ ve $6.4^{\circ} \pm 16.0^{\circ}$ arasında elde edilmiştir. Batı Pontitlerde saatin tersi yönünde $33.8^{\circ} \pm 8.4$ ve $21.0^{\circ} \pm 14.9^{\circ}$, Sakarya zonunda ise saatin tersi yönünde $27.8^{\circ} \pm 14.2^{\circ}$ dir. Ereğli-Kastamonu arasında Batı Pontidleri kapsayan alanda daha önceden yapılan paleomanyetizma çalışmaları (Saribudak 1989; Meijers ve diğ. 2010; Hisarlı ve diğ. 2011) volkanik kayalar için $D/I= 191.5^{\circ}/-47.1^{\circ}$, $\alpha_{95} = 7.1^{\circ}$, $k=167.3$ elde edilirken sedimenter kayalar için $D/I=358.7^{\circ}/37.3^{\circ}$, $\alpha_{95} = 6.9^{\circ}$, $k=57.32$ elde edilmiştir. Bu sonuç bölgenin Orta Eosen'de stabil olduğu ve günümüze kadar rotasyona uğramadığıdır. Armutlu bloğu içerisinde saatin tersi yönünde $70.0^{\circ} \pm 12.5^{\circ}$ rotasyonların daha önceki çalışmalardan elde edildiği görülmüştür. Daha önceki çalışmalarda elde edilen paleomanyetik veriler Armutlu ve Almacık bloğunun Eosen'de bir arada bulunduğu ve Kuzey Anadolu Fayı'nın etkisiyle birbirinden ötelenerek saatin tersi yönünde $22.3^{\circ} \pm 7.8^{\circ}$ ve $17.7^{\circ} \pm 14.6^{\circ}$, günümüze kadar rotasyona uğradığı bildirilmiştir (Hisarlı ve diğ. 2011). Kuzey Anadolu Fayının Saroz kolunun kuzey ve güneyinde saatin tersi yönünde rotasyonların görülmesi bu fayın etkisiyle bölgede blok rotasyonun olmadığına işaretler. Benzer bir sonuç Platzman ve diğ. (1994) tarafından Niksar ve civarında

KAF kuzey ve güneyinde saatin tersi yönünde aynı miktarda rotasyonların var olduğu bildirilmiştir.

Bu çalışma sonucunda Oligosen yaşlı sedimentler kayaçlar Sakarya zonu içerisinde saatin tersi yönünde $34.8^{\circ} \pm 10.2^{\circ}$ - $21.5^{\circ} \pm 7.6^{\circ}$ rotasyon gösterirken, Istranca masifi üzerinde Miyosen yaşlı volkanik kayaçlardan Cr3 D: 313° , I: 66° ($k=38.7$ ve $\alpha 95=10.9$) ve Cr5 D: 353° , I: 41° , ($k=71.3$ ve $\alpha 95=4.1$) saatin tersi yönünde $^{\circ} \pm ^{\circ}$ rotasyon gösterdiği bildirilmiştir (Orbay ve diğ. 2003).

Çalışma alanı güneyinde Ege Bölgesinde gerçekleştirilen paleomanyetik çalışmalar Neotektonik dönemde gerilme rejimi veya Miyosende yerleşen tektonik yapılar ile ilişkilendirilmiştir. Orbay ve diğ. (1997) ve İşseven (1995) saatin tersi yönünde rotasyonların varlığını Geç Oligosen, Alt-Orta Miyosen-Orta Miyosen ve Üst Miyosen volkanik kayaçlar kullanarak Çanakkale Foça ve Bergama bölgesinde tanımlamışlardır. Araştırmacılar farklı eğim açısı değerlerini göz önüne alarak bölgenin kuzeye hareket ettiğini ve eğim açılarındaki farklılıkların listrik faylara bağlı değişim gösterdiğini öne sürmüşlerdir. Buna karşılık Biga Yarımadası'nın kuzeyinde önemli bir rotasyonun olmadığı bildirilmiştir. Karaburun ve İzmir'de Lauer (1984) saat yönünde ve saatin tersi yönünde rotasyonların varlığını ortaya koyarken Orbay ve diğ. (1993) bu bölgede sadece saat yönünde rotasyon olduğunu bildirmiştir. Van Hinsbergen (2010) geniş bir paleomanyetik veri seti kullanarak bölgenin tektonik yapısı ve bölgede oroklinal bendleşmenin varlığını açıklamak için kullanmıştır. Araştırmacı Likya napları ve Beydağlarında saatin tersi yönünde $\sim 20^{\circ}$ lik rotasyonun son 16 ve 5 My içerisinde meydana geldiğini belirtmiştir. Bu rotasyonun Geç Oligosen-Miyosen'de Orta Mendere çekirdek kompleksinin oluşumu ile ilişkili olduğu belirtilmiştir. Midilli adası ve Uşak arasında Miyosen'den günümüze önemli bir rotasyon olmadığı, ve bu bölge ile Afyon arasında ise saat yönünde $\sim 20^{\circ}$ lik bir rotasyon olduğu ortaya konmuştur. Platzman ve diğ. (1998) ve Kissel ve diğ. (2003)'nin çalışmalarında saatin tersi yönünde 20° - 30° lik rotasyonların tüm Anadolu levhasının hareketi için yorumlanırken Van Hinsbergen (2010) nin çalışmasında bu sonuçlar sağlanamamıştır. Uzel ve diğ. (2015)'in çalışmasında ise, farklı yönde paleomanyetik rotasyonların Erken Miyosen ve Geç Miyosen olmak üzere iki fazda Bergama Söke arasında İzmir Eskişehir Transfer Zonu (İETZ) boyunca meydana geldiği belirtmiştir.

Çalışma alanının güneyinde yer alan Ege bölgesinin Neotektonik dönemde aktif olduğu daha önceden yapılan paleomanyetik sonuçlar tarafından desteklenirken, Batı Pontitlerin Üst Kretase'de saatin tersi yönünde $\sim 30^{\circ}$ lik rotasyon gösterdiği paleomanyetik çalışmalar ile ortaya

konmuştur. Buna karşılık Batı Pontidler’de Eosen’den günümüze rotasyon miktarının saatin tersi yönünde $\sim 20^\circ$ (Saribudak 1989; Piper ve diğ. 1996; Meijers ve diğ. 2010; Hisarlı ve diğ. 2011; Çinku ve diğ. 2011) olduğu görülmüştür. Bu çalışma sonucu Üst Kretase’den günümüze üç farklı blok üzerinde benzer miktarlarda saatin tersi yönünde rotasyonların görülmesi Sakarya Zonu, Istranca Bloğu ve Batı Pontitlerin bir araya geldiği ve döndüğü görülmüştür (**Şekil 5.1a, b, c, d**).

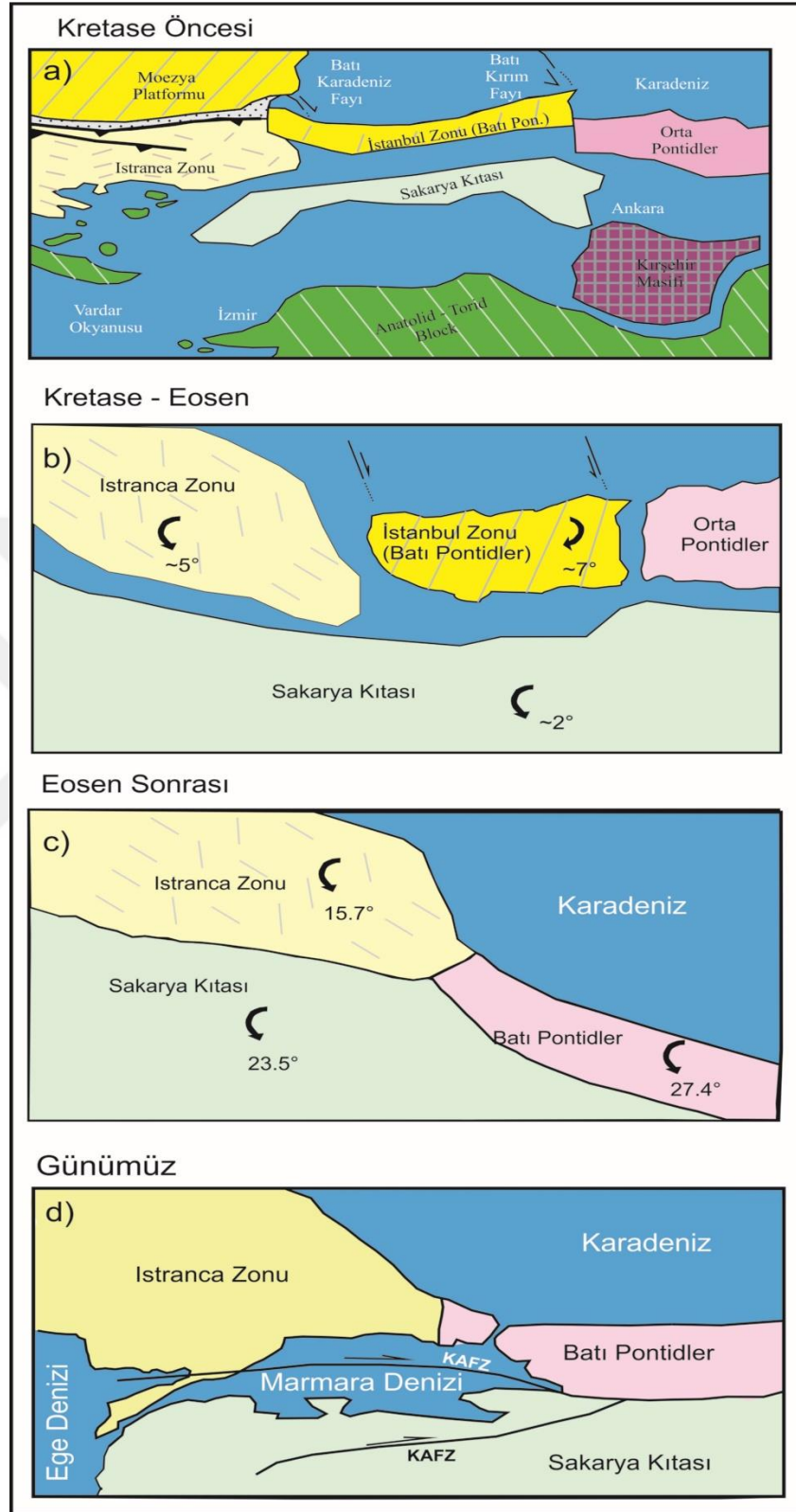
Sakarya Kıtası üzerinde örneklenen Orta – Üst Eosen yaşlı BR107-113 nolu mevkilerden elde edilen ortalama rotasyon değeri saatin tersi yönünde $27.8^\circ \pm 14.2$, Orbay (2003)’ten alınan MP10 kodlu örneklerin rotasyon değeri $-22.5^\circ \pm 10.2$ ve MP11 kodlu örneklerin rotasyon değeri saatin tersi yönünde $70.0^\circ \pm 12.5$, Hisarlı ve diğ. (2011)’e ait HÇO kodlu örneklerin rotasyon değeri saatin tersi yönünde $13.4^\circ \pm 13.8$ ve Avşar ve İşseven (2009)’a ait Aİ kodlu örneklerin rotasyon değeri saatin yönünde $15.8^\circ \pm 5.2$ ortalaması alınarak Sakarya Kıtası için Eosen’den günümüze saatin tersi yönünde $23.5^\circ \pm 11.1$ değerinde bir rotasyon hesaplanmıştır. Kretase yaşlı BR74-86, 122-123 nolu mevkilerden elde edilen ortalama rotasyon Sakarya Kıtası için Kretase’den günümüze rotasyonu hesaplamak için kullanılmıştır ve saatin tersi yönünde $25.8^\circ \pm 6.2$ değerinde bir rotasyon hesaplanmıştır. Sakarya Kıtası için Kretase’den Eosen’e ise saatin tersi yönünde $\sim 5^\circ$ değerinde bir rotasyon hesaplanmıştır (**Şekil 5.1b – c**).

Pontidler içinde örneklenen Orta – Üst Eosen yaşlı BR3-7 nolu mevkilerden elde edilen saatin tersi yönünde $21.0^\circ \pm 14.9$ rotasyon ve BR8-12 nolu mevkilerden elde edilen saatin tersi yönündeki $33.8^\circ \pm 8.4$ değerindeki rotasyonların ortalaması alınarak Pontidlerin Eosen’den günümüze olan rotasyon değeri saatin tersi yönünde $27.4^\circ \pm 11.6$ olarak hesaplanmıştır. (Makaroğlu, 2004)’ten alınan Kretase yaşlı ÖM2 kodlu örneklerin rotasyon değeri saatin tersi yönünde $11.3^\circ \pm 3.1$, ÖM3 kodlu örneklerin rotasyon değeri saatin tersi yönünde $25.3^\circ \pm 5.0$, ÖM4 kodlu örneklerin rotasyon değeri saatin tersi yönünde $18.4^\circ \pm 3.8$ ve (Ok, 2013)’ten alınan Kretase yaşlı YO kodlu örneklerin rotasyon değeri saatin tersi yönünde $27.0^\circ \pm 12.8$ değerleri ortalaması alınarak Pontidler için Kretase’den günümüze olan rotasyon değeri saatin tersi yönünde $20.5^\circ \pm 6.1$ olarak hesaplanmıştır. Pontidler için Kretase’den Eosen’e rotasyon değeri saat yönünde $\sim 7^\circ$ olarak hesaplanmıştır (**Şekil 5.1b - c**).

Istranca Zonun’dan örneklenen Orta – Üst Eosen yaşlı OE-2 kodlu (BR14-35) mevkilere ait saatin tersi yönünde $13.0^\circ \pm 10.1$ değerindeki rotasyon, OE-3 kodlu (BR38-49) mevkilere ait saatin tersi yönünde $4.0^\circ \pm 7.3$ değerindeki rotasyon, OE-4 kodlu (BR54-57) mevkilere ait

saatin tersi yönünde 6.4 ± 16.0 değerindeki rotasyon ve OE-6 kodlu (BR119-121,59) mevkilere ait satın tersi yönünde 39.6 ± 13.7 değerindeki rotasyonun ortalaması alınarak Istranca Zonu için Eosen'den günümüze olan rotasyon değeri saatin tersi yönünde 15.6 ± 11.8 olarak hesaplanmıştır. (Makaroğlu, 2004)'ten alınan Kretase yaşlı ÖM1 kodlu örneklerin rotasyon değeri saatin tersi yönünde 10.9 ± 7.2 ve (Gümüş, 2013)'ten alınan MG kodlu örneklerin rotasyon değeri saatin tersi yönünde 30.1 ± 6.1 değerleri ortalaması alınarak Istranca Zonu için Kretase'den günümüze saatin tersi yönünde 20.5 ± 6.6 değerinde rotasyon hesaplanmıştır. Istranca Zonu için Kretase'den Eosen'e rotasyon değeri saatin tersi yönünde $\sim 2^\circ$ olarak hesaplanmıştır (**Şekil 5.1b - c**).

Yaşa bağlı olarak referans paleoenlem eğrileri Marmara Bölgesindeki bir mevki için Avrupa ve Gondwanaya ait Referans Kutup Dolanım Eğrisinden elde edilmiştir (Torsvik ve diğ. 2012). Kretase yaşlı mevkilerin Avrupa ve Gondwana arasında görülmektedir (**Şekil 4.44**). İnceleme alanı ve çevresinde yapılan paleomanyetik çalışmalar Üst Kretase Pontidlerin bu çalışma sonucu elde edilen paleoenlem değerleri ile uyumlu olduğunu göstermektedir. Bu çalışma sonucu elde edilen Eosen ve Oligosen yaşlı veriler ise kuzeye hareket eden kıtalar ile birlikte Avrupa kutup dolanım eğrisiyle uyumlu hareket ettiği görülmektedir (**Tablo 4-4, Şekil 4.44**).



Şekil 5.1: Eosen'den günümüze bölgenin tektonik rotasyonu.

KAYNAKLAR

- Akartuna, M., 1953. *Çatalca Karacaköy Bölgesinin Jeolojisi*. İÜ Fen Fak. Mon. 13, 87 pp.
- Akartuna, M., 1966, *Armutlu Yarımadasının jeolojisi*. İ.Ü. Fen Fak. Monog. 20, 105 s.
- Anson, G.L., and Kodama, K.P., 1987, Compaction-Induced Inclination Shallowing of the Postdepositional Remanent Magnetization in a Synthetic Sediment, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 88,673-692.
- As, J.A. and Zijdeveld, J.D.A., 1958, Magnetic cleaning in paleomagnetic research, *Geophysical Journal International*, 1, 318-319.
- As, J. A., 1960, Instruments and measuring methods in paleomagnetic research, *Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut*.
- Avşar, Ü. & İşseven, T. 2009, Regional clockwise rotation of the Armutlu Peninsula, western Turkey, resolved from palaeomagnetic study of Eocene volcanics, *Tectonophysics*, 475(3-4), 415-422.
- Aydın, Y., 1974, *Etude pdrographique et geochimique de la partie centrale du Massif d'Istranca (Turquie)*, PhD Thesis, Universite de Nancy.
- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, İ., Üngör, A., Çokuğraş, R. ve Kasar, S., 1986, Ballıdağ-Çangaldağ (Kastamonu) Arasındaki Bölgenin Jeolojisi, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 29, 2, 1-14.
- Banks, C. J., 1997, AAPG Memoir 68: *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, Chapter 8: Basins and Thrust Belts of the Balkan Coast of the Black Sea.
- Bargu, S. (1982). The Geology of İznik-Yenişehir (Bursa) Osmaneli (Bilecik) Area. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 3(1-2).
- Barka, A., Uçarkuş, G., Sieh, K., Altunel, E., Akyüz, S., Genç, C., 2001, Borusan Gemlik Tesisleri Aktif Fay ve Deprem Projesi, İTÜ Vakfı.
- Blow, R.A. and Hamilton, N., 1978, Effect of Compaction on the Acquisition of A Detrital Remanent Magnetization in Fine-Grained Sediments, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 52, 13-23.
- Boccaletti, M., Gocev, P., & Manetti, P., 1974, Mesozoic isopic zones in the Black Sea region, *Bollettino della Società geologica italiana*, 93(3), 547-565.
- Butler, R.F., and Banerjee, S.K., 1975, Theoretical single-domain grain-size range in magnetite and titanomagnetite, *Journal of Geophysical Research*, 80: 4049.
- Butler, R. F., 1992, *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*, Boston, MA: Blackwell Scientific.

- Butler, R. F., Richards, D. R., Sempere, T., & Marshall, L. G., 1995, Paleomagnetic determinations of vertical-axis tectonic rotations from Late Cretaceous and Paleocene strata of Bolivia, *Geology*, 23(9), 799-802.
- Cederquist, D.P., Van der Voo, R., and van der Pluijm, B.A., 2006, Syn-folding remagnetization of CambroOrdovician carbonates from the Pennsylvania salient postdates oroclinal rotation: *Tectonophysics*, v. 422, p. 41–54, doi: 10.1016/j.tecto.2006.05.005.
- Channell JET, O. Tüysüz, O, Bektas, A.M.C., Şengör, AMC ,1996, Jurassic-Cretaceous paleomagnetism and paleogeography of the Pontides (Turkey), *Tectonics* 15(1):201–212.
- Chatalov, G. A., 1988, Recent developments in the geology of the Strandzha Zone in Bulgaria, *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 41, 433-465.
- Collinson, D.W., 1983, Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism: Techniques and Instrumentation. *Chapman and Hall, London*, 503pp.
- Çağlayan, M. A. ve Yurtsever, A., 1998, *Burgaz a3, Edirne b2-b3, Burgaz a4, Kırklareli b4, Kırklareli b5-b6, Kırklareli c6 paftaları, No. 20, 21, 22, 23, 1/100000 ölçekli jeoloji haritaları, MTA yayınları*, 100s.
- Çinku, C., M., 2004, Batı Karadeniz Bölgesinin Paleomanyetik İzleri, Doktora Tezi. Paleomagnetism and Paleogeography of the Pontides (Turkey), *Tectonics*, 15, 1, 201-212.
- Çinku, M. C., Hisarlı, Z. M., Heller, F., Orbay, N., & Ustaömer, T., 2011, Middle Eocene paleomagnetic data from the eastern Sakarya Zone and the central Pontides: Implications for the tectonic evolution of north central Anatolia, *Tectonics*, 30(1).
- Cinku, M. C., Hisarlı, Z. M., Orbay, N., Ustaömer, T., Hirt, A. M., Kravchenko, S., ... & Sayın, N., 2013, Evidence of Early Cretaceous remagnetization in the Crimean Peninsula: a palaeomagnetic study from Mesozoic rocks in the Crimean and Western Pontides, conjugate margins of the Western Black Sea, *Geophysical Journal International*, 195(2), 821-843.
- Cinku M., Hisarlı Z.M., Yılmaz Y., Ülker B., Kaya N., Öksüm E., et al., "The tectonic history of the Niğde-Kırşehir Massif and the Taurides since the Late Mesozoic: Paleomagnetic evidence for two-phase orogenic curvature in Central Anatolia", *Tectonics*, vol.35, pp.772-811, 2016.
- Cinku M., Heller F., Ustaömer T., "New paleomagnetic results from Upper Cretaceous arc-type rocks from the northern and southern branches of the Neotethys ocean in Anatolia ", *INTERNATIONAL JOURNAL OF EARTH SCIENCES*, vol.17, pp.1-18, 2017
- Dean, W. Y., Martin, E, Monod, O., Demir, O., Rickards, A. B., Bultynick, P. & Bozdoğan, N., 1997, Lower Paleozoic stratigraphy, KaradereZirze area, central Pontides, northern Turkey. In: Göncüoğlu, M. C. & Derman, A. S. (eds) Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana, *Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publications*, 3, 32-38.

- Dacı (Dizer), A., 1951, Küçükçekmece ile Çatalca Arasındaki Nümmülitliğin Paleontolojik Etüdü, *İ.Ü.F.F. Mecmuası*, Seri B,C.16, S.3, 89-246, İstanbul.
- Dacı-Dizer, A., 1951, Etude paleontologique du Nummulitique entre K. Cekmece et Catalca, *Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul. B*, XVI, 2, 89–112, 207–241.
- Deenen, M. H., Langereis, C. G., van Hinsbergen, D. J., & Biggin, A. J., 2011, Geomagnetic secular variation and the statistics of palaeomagnetic directions, *Geophysical Journal International*, 186(2), 509-520.
- Dercourt, J. E. A., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., ... & Pechersky, D. H., 1986, Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.
- Dilek, Y., & Thy, P., 2006, Age and petrogenesis of plagiogranite intrusions in the Ankara mélange, central Turkey, *Island Arc*, 15(1), 44-57.
- Dilek, Y., 2006, Collision tectonics of the Mediterranean region: causes and consequences. *Special Papers-Geological Society of America*, 409, 1.
- Dizer, A., 1982, *Tersiyer Devrinin Bazı Foraminiferleri ve Paleocoğrafyası*, İ.Ü.S.B.F. Prof. Dr. Ümit Doğanay'ın Anısına 2, İstanbul.
- Dizer, A., 1985, *The Oligocene of Pınarhisar, Piri Reis*; International Contribution Series Publication N.Z. Sixth Colloquim on Geology of the Aegean Region.
- 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.
- Doust H and Arıkan Y., 1974, *The geology of the Thrace Basin*, Proc 2nd Petrol Congr of Turkey, pp 227–248.
- Dönmez, M., Akçay, E. A., Genç, Ş. Ç. Ve Acar, Ş., 2005, Biga Yarımadası'nda Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbiritler: *MTA Dergisi*, 131, 49-61.
- Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M., & Ünay, E., 1998, Doğu Marmara bölgesinin Neojen-Kuvaternerdeki evrimi, *MTA Dergisi*, 120, 289-314.
- Ercan, T., Satır, M., Walter, G. S., & Yıldırım, T., 1995, Biga yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 117(117).
- Ercan, T., Türkecan, A., Guillou, H., Satır, M., Sevin, D., & Şaroğlu, F., 1998, Marmara Denizi çevresindeki Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, 120, 199-221.
- Ergün, A., 1979, İstanbul-Sarıyer-Kilyos Refrakter Kil Aramaları Detay Etüd Raporu, *MTA Rap. No:6756*, Ankara (Yayımlanmamış).

- Eroskay, S. O. (1965). *Paşalar Boğazı-Gölpazarı Sahasının Jeolojisi*. Fen Fakültesi Döner Sermaye Basımevi.
- Ertürk, O.; Dinçöz, E. ve Alaygut, D., 1990, *Petrology of the Cenozoic Volcanics in the Biga Peninsula*, NW Turkey: International Earth Sciences Congress on Aegean Region Proceedings, II, 368-384.
- Everitt, C. W. F., & Clegg, J. A., 1962, A field test of palaeomagnetic stability, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 6(3), 312-319.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pıpan, M. & Xuan Z., 1988, Geophysical study of the Black Sea, *Bullettin Geofisica Teoretica et Application* 30, 197D324.
- Fuller, M., and Cisowski, S.M., 1987, Lunar paleomagnetism, In: Jacobs, J.A. (Ed.). *Geomagnetism 2. Academic Press, Orlando*, pp. 307–455.
- Gökçen, L. S., 1967, Keşan bölgesinde Eosen-Oligosen sedimantasyonu, Güneybatı Türkiye Trakyası: *Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg.* 69, 1-10.
- Görür, N., F. Y. Oktay, İ. Seymen, and Şengör, A. M. C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuz Gölü basin complex, Central Anatolia: Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure, in *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geol. Soc. London Spec. Publ., vol. 17, edited by J. E. Dixon and A. H. F. Robertson, *Geological Society, London*, pp. 455–466.
- 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., Monod, O., Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Sakınç, M., Akkök, R., 1997, Paleogeographic and tectonic position of the carboniferous rocks of the western pontides (Turkey) in the frame of the variscan belt, *Bull. Soc. Geol. France*, 168, 2, 197-205.
- Graham, J. W., 1949, The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks, *Journal of Geophysical Research*, 54(2), 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 of London*, A256, 359-383.
- Gümüş, M. 2003, *Istranca Masifinde Üst Kretase Yaşlı Volkanik Kayaçların Paleomanyetik İncelenmesi*, Lisans Bitirme Tezi, İ. Ü. Fen Bilimleri Ünstitüsü.
- Günaydın, 2017, A. Arıklı ve Nusratlı Köyleri (Ayvacık-Çanakkale) Yumrulu Fosfat ve Fay Kontrollü Hidrotermal-Fosfat Cevherleşmelerinin Jeolojisi ve Jeokimyası, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, (155), 135-150.
- Hisarlı, Z. M., Çinku, M. C., & Orbay, N., 2011, Paleomagnetic evidence of complex tectonic rotation pattern in the NW Anatolian region: Implications for the tectonic history since the Middle Eocene, *Tectonophysics*, 505(1-4), 86-99.

- İşseven, T., 1995, *Kuzeybatı Anadolu'nun tektoniği ve paleomanyetik sonuçlar*, Doctoral dissertation, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Kasar, S., & Okay, A., İ., 1992, Silivri-Kıyıköy-İstanbul Boğazı arasındaki alanın jeolojisi, *TPAO raporu*, (3119), 79.
- Kellog, H.E., 1973, Geology and petroleum prospects of Gulf of Saros and vicinity, southwestern Thrace, Turkey: Ashland Oil of Turkey, *Inc. TPAO rep.*
- Kemper, E., 1961, The Kırklareli Limestone (Upper Eocene) of the northern basin rim, *G. Deilman Bergbau GMBH jeolojik raporu*, 37.
- Keskin, C., 1966, Pınarhisar resif karmaşığı mikrofasiyes incelemesi: *Rev. Fac. Scien. Univ. İst., Seri B*, 31/3-4;109-146.
- Keskin, C., 1971, Pınarhisar alanının jeolojisi: Türkiye jeoloji kurumu bülteni. 14/1, 31-84.
- Keskin, C., 1974, Kuzey Ergene havzasının stratigrafisi: *Türkiye 2. Petrol Kongresi Tebligleri*, Ankara, 137-163.
- Kissel, C., Laj, C., Poisson, A., Görür, N., 2003, Paleomagnetic Reconstruction of the Cenozoic Evolution of the Eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, 362, 199-217.
- Ketin, İ. 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 66(66).
- Ketin, İ. 1973. *Umumi Jeoloji (General Geology)*, Published by TÜ, 4th Ed.
- King, R.F., 1955, The Remanent Magnetism of Artificially Deposited Sediments. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, *Geophysical Supplement*, 7, 115-134.
- Kirschvink, J.L., 1980, The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data, *Geophyscs Journal Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- 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.
- Krushensky, R. D., 1976, Volcanic rocks of Turkey, *Bulletin of Geological Survey, Japan*, 26, 393-412.
- Lanza, R., Meloni, A., 2006, The Earth's magnetism: An introduction for geologist, *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 116-195.
- Lauer, J. P., 1984, Geodynamic evolution of Turkey and Cyprus based on palaeomagnetic data. Geological Society, *London, Special Publications*, 17(1), 483-491.
- Lowrie, W., 1990, Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties, *Geophysical Research Letters*, 17, 159–162.

- Makaroğlu, Ö., 2004, *Kuzey Marmara bölgesinin paleomanyetizması*, Yüksek Lisans Tezi, İ.Ü.Fen Bilimleri Enstitüsü.
- McElhinny, M.W., 1964, Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism, *Geophysical Society*, 8, 338-340.
- McFadden, P.L., and Jones, D.L., 1981, The Fold Test in Palaeomagnetism, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 67, 53-58.
- McFadden, P. L. (1990), A new fold test for palaeomagnetic studies. *Geophysical Journal International*, 103(1), 163-169.
- 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.
- Monod, O., Okay, A. I., Maluski, H., Monie, P. & Akkok, R. 1996, Schistes bleus du Trias superieur en Turquie du NW: Comment s'est fermee la Paleo-Tethys?, *In: 16e Reunion des Sciences de la Terre*, 10-12 April 1996, Orleans, France, Abstracts, 43.
- Moore, W. J., Mckee, E. H. & Akıncı, O., 1980, Chemistry and chronology of plutonic rocks in the Pontid Mountains, northern Turkey. *European Copper Deposits*, 1, 209-216.
- MTA. 2002, *Türkiye jeoloji Haritası 1/500000 ölçekli*. Maden Tetkik Arama Kurumu. Ankara.
- Nikishin, A. M., Stephenson, R. A., & Cloetingh, S. A. P. L., 1999, Styles of tectonic deformations within the East-European Craton during Phanerozoic times. *In Journal of Conference Abstracts* (Vol. 4, No. 1).
- OK, Y., 2013, *İzmit-Ağva bölgesine ait Üst Kretase yaşlı kayaçların paleomanyetik incelenmesi*, Lisans Bitirme Tezi, İ. Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Okay, A. I., 1986, High-pressure/low-temperature metamorphic rocks of Turkey. In Blueschists and eclogites, *Geological Society of America Memoir*, Vol. 164, pp. 333-348.
- Okay, A. I., 1989, Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In Tectonic evolution of the Tethyan region, *Springer*, Dordrecht, pp. 109-116.
- Okay, A., 1989a, Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In: Sengör, A. M. C. (ed.) Tectonic evolution of the Tethyan region, *Kluwer Academic Publications*, Dordrecht, 109-115.
- Okay, A. I., & Tansel, I., 1992, New data on the upper age of the Intra-Pontide ocean from north of Şarköy (Thrace), *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 114, 23-26.
- 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., & Görür, N., 1995, Batı Karadeniz ve Trakya havzalarının kökenleri arasında zaman ve mekan ilişkisi. *Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu*, 30, 9-11.
- Okay, A. I., & Monié, P., 1997, Early Mesozoic subduction in the Eastern Mediterranean: evidence from Triassic eclogite in northwest Turkey. *Geology*, 25(7), 595-598.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey, *Geological Society*, London, Special Publications, 156, 475-515.
- Okay, A. I., Tüysüz, O., & Kaya, Ş., 2004, From transpression to transtension: changes in morphology and structure around a bend on the North Anatolian Fault in the Marmara region, *Tectonophysics*, 391(1-4), 259-282.
- Oktay, F.Y., Eren, R. H. Ve Sakınç, M., 1992, Karaburun-Yeniköy (İstanbul) Çevresinde Doğu Trakya Oligosen Havzasının Sedimanter Jeolojisi, *Türkiye 9. Petrol Kongresi*, Ankara.
- Orbay M.N., Düzgüt Z., Gündoğdu O., Hisarlı Z.M., Özçep F., 1993, "Batı Anadolu'nun Tektonik Yapısına Paleomağnetik Yaklaşım", *Türkiye 13. Jeofizik Kurultayı*, Ankara, Türkiye.
- Orbay M.N., Özçep F., Hisarlı Z.M., Sanver M., Tapırdamaz C., İşseven T., 1997, "Paleomagnetic Evidence On Opening Of Gulf Of Saros, Nw Turkey", *European Geophysical Society General Assembly*, Avusturya.
- Orbay, N., Ustaömer, T., Hisarlı, M., Çinku, M., Bactadse, V. ve Tait, A. J. 2003, Marmara havzası sedimanter kayaçların palaeomanyetizması ve jeodinamik Evrimi. *Tübitak*. 101Y078. (Yayınlanmamış.)
- O'Reilly, W., 1984, *Rock and mineral magnetism*. Blackie & Son, Glasgow, 220.
- Özdemir, Ö. and Banerjee, S. K., 1981, An experimental study of magnetic viscosity in synthetic monodomain titanomagnhemites: implications for the magnetization of the ocean crust, *Journal of Geophysical Research*, 86, 35-42.
- Pamir, H. N., & Baykal, F., 1947, Geological structure of Strandja Massif, *MTA Report*, 2257.
- Piper, J. D. A., Moore, J. M., Tatar, O., Gürsoy, H., Park, R. G., 1996, Paleomagnetic Study of Crustal Deformation Accross an Intracontinental Transform: The North Anatolian Fault Zone in Northern Turkey, Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region, *Geological Society Special Publication*, 105, 299-310.
- Platzman, E. S., Platt, J. P., Tapırdamaz, C., Sanver, M., Rundle, C. C., 1994, Why there is no clockwise rotation along the North Anatolian Fault Zone?. *J. Geophys. Res.* 99, 21705–21715.
- Platzman, E. S., Tapırdamaz, C., & Sanver, M., 1998, Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia (Turkey): preliminary palaeomagnetic and geochronological results, *Tectonophysics*, 299(1-3), 175-189.

- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984, Introduction: Aspects of the Geology of the Eastern Mediterranean, in J.E. Dixon and A.H.F. Robertson, eds., *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society of London Special Publication*, 17, 1-74.
- Robertson, A. H., Parlak, O., & Ustaömer, T., 2009, Melange genesis and ophiolite emplacement related to subduction of the northern margin of the Tauride–Anatolide continent, central and western Turkey, *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 9-66.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984, Introduction: Aspects of the Geology of the Eastern Mediterranean, in J.E. Dixon and A.H.F. Robertson, eds., *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society of London Special Publication*, 17, 1-74.
- Robertson, A. H., Parlak, O., & Ustaömer, T., 2009, Melange genesis and ophiolite emplacement related to subduction of the northern margin of the Tauride–Anatolide continent, central and western Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 9-66.
- Saltık, O., 1975, 1. Bölge Malkara-Tekirdağ-Işıklıdağ sahalarının jeolojisi ve petrol olanakları: *TPAO Rap:918*, Ankara (Yayımlanmamış).
- Saner, S. (1978). Geology and the environments of deposition of Geyve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı area. *Istanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*, Seri B, 43, 63-91.
- Sarıbudak M., 1989, New results and a paleomagnetic overview of the Pontides in northern Turkey, *Geophysical Journal International*, 99, 521-531.
- Senanayake, W.E. and McElhinny, M.W., 1981, Hysteresis and susceptibility characteristics of magnetite and titanomagnetites: interpretation of results from basaltic rocks, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26, 47–55.
- Senanayake, W.E. and McElhinny, M.W., 1982, Variations in the geomagnetic dipole, 1: The past 50,000 years, *Journal Geomagnetism and Geoelectricity*, v. 34, 39– 51.
- Siyako, M., Bürkan, A.K., Okay, A.İ., 1989, Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, *TPJD Bülteni* 1 (3), 183-199.
- Stacey, F.D., and Banerjee, S.K., 1974, *The Physical Principles of Rock Magnetism*, Elsevier, Amsterdam, 195pp.
- Sungurlu, O., 1971, Geology of the Black Sea coast between the Bosphorus and the Bulgarian border: *TPAO Rep.*, p. 1-21.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K., Karaköse, C., Erkan, E. N., Ünay, E., Gürbüz, M. ve Atalay, Z., 1987, Gelibolu Yarımadası ve güneybatı Trakya Tersiyer havzasının stratigrafisi, sedimantolojisi ve tektoniği: *MTA derleme no.8218*, (Yayınlanmamış).
- Şengör, A. M. C., & Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.

- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Ketin, İ., 1982, Remnants of a Pre-Late Jurassic Ocean in Northern Turkey: Fragments of Permo-Triassic Paleo-Tethys?: Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 932-936.
- 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.
- Şentürk, K., Sümengen, M., Terlemez, İ. ve Karaköse, C. 1998, *Bandırma G18 paftası jeolojisi*, 1/100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, No:64 Jeoloji Etütleri Dairesi Ankara.
- Tan, X. and Kodama, K.P., 2003, An analytical solution for correcting paleomagnetic inclination error, *Geophysical Journal International*, 152, 228-236
- Tapırdamaz, M.C. ve Yaltırak, C., 1995, Trakya'da genç volkanik kayalar üzerinde yapılan paleomanyetik çalışma sonuçları, *Nezihi Canitez Sempozyumu*, Jeofizik 9 (1-2), 213-217.
- Tapırdamaz, C., Yaltırak, C, 1997, Trakya'nın Senozoyik Volkanitlerinin Paleomağnetik Özellikleri ve Tektonik Yorumu, *Bull. MTA*, 119, 27-42.
- Tarling, D.H., 1983, *Principles and Applications of Paleomagnetism*, Chapman and Hall, London.
- Tarling, D.H. and Hrouda, F., 1993, *The Magnetic Anisotropy of Rocks*, Chapman & Hall, London.
- 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, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 76, 543-561.
- Tekeli, O., 1981, Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey, *Geology*, 9, 68-72.
- Temel, R. Ö., & Çiftçi, N. B., 2002, Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer çökellerinin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 14(2), 17-40.
- Ternek, Z., 1949, Geological study of the region of Keşan Korudağ.
- Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., ... & Meert, J. G., 2012, Phanerozoic polar wander, palaeogeography and Dynamics, *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 325-368.
- Turgut, S., Türkaslan, M., and Perincek, D., 1991, Evolution of the Thrace Sedimentary Basin and its hydrocarbon prospects, in Spencer, A. M., ed., Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons: Oxford, Oxford Univ. Press Spec. Publ. Eur. Assoc. Petrol. Geosci., v. 1, p. 415-417.

- Umut, M., Kurt, Z., İmik, M., Özcan, T., Sarıkaya, H., Saraç, G., 1983, Tekirdağ ili – Silivri (İstanbul ili) – Pınarhisar (Kırklareli ili) alanının jeolojisi; *MTA rap.* No. 7349 (Yayınlanmamış).
- Umut, M., Kurt, Z., İmik, M., Özcan, T., Ateş, M., Karabıyıkoglu, M., Saraç, G., 1984, Edirne ili – Kırklareli ili - Lüleburgaz (Kırklareli ili) – Uzunköprü (Edirne ili) civarının jeolojisi; *MTA rap.* No. 7604 (Yayınlanmamış).
- Ustaömer, T. and Robertson, A.H.F., 1993, A Late Palaeozoic-Early Mesozoic Marginal Basin Along the Active Southern Continental Margin of Eurasia: Evidence From the Central Pontides (Turkey) and Adjacent Regions, *Geol. J.*, Vol. 28, 219-238
- 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.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Gerdes, A., Zulauf, G., 2011, Detrital Zircon Ages From a Lower Ordovician Quartzite of the Istanbul Exotic Terrane (NW Turkey): Evidence for Amazonian Affinity, *International Journal of Earth Sciences*, 100, 23-41.
- Uzel, B., Langereis, C. G., Kaymakci, N., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., & Özkaptan, M., 2015, Paleomagnetic evidence for an inverse rotation history of Western Anatolia during the exhumation of Menderes core complex, *Earth and Planetary Science Letters*, 414, 108-125.
- Ülkümen, N. R., Kaya, O. Ve Hottenroth, M., 1993, Neue beiträge sur Tertier-Stratigraphie und otolithen-fauna der Umgebung von İstanbul (Küçükçekmece and Büyükçekmece see), Türkei, *Mitt. Bayer. Staasslg. Plaeont. hist. Geol.*, 33,51-89, München.
- Ünal, O. T., 1967, 1. Bölge (Marmara), Trakya Jeolojisi ve Petrol İmkanları: *TPAO arşiv no.* 391, (Yayınlanmamış).
- Van Hinsbergen, D.J.J., 2010, A key extensional metamorphic complex reviewed and restored the Menderes Massif of western Turkey, *Earth-Science Reviews* 102, 6076.
- Yalçı, T., 1980, İstanbul İli Kilyos-Gümüşdere, Boğluca ve Akpınar Köyleri Dolayının Kil Etüdü, *MTA Rap.* No:6904, Ankara (Yayınlanmamış).
- Yalçı, C., 1995, Gelibolu Yarımadasında Pliyo-Kuvaterner sedimentasyonunu denetleyen tektonik mekanizma, *Nezihî Canitez Sempozyumu*, İstanbul, Jeofizik 9/10, 103-106.
- Yalçı, C., 1996, The tectonics history of the Ganos fault system, *TPJD Bülteni.* 8/1, 137-150.
- Yılmaz, Y., 1983, New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 251–271.
- Yurtsever, A., İmik, M., Özcan, İ., Arda, A. ve Çağlayan, M. A., 1993, Yıldızdağları (Istranca Masifi)'nin Jeolojisi: *MTA derleme rapor no.* 9929, 2 cilt 400s. (Yayınlanmamış).

- Yurtsever, A., 1996, *Trakya Jeoloji Haritası Tanıtım Raporu*, açın-sama nitelikli, 1/200000 ölçekli, MTA İstanbul Şube Müdürlüğü. İstanbul, (Yayınlanmamış).
- Yurtsever ve Çağlayan, 2002, İstanbul F21 ve G21 (kısmen) paftaları jeolojisi, 1/100000 ölçekli, açın-sama nitelikli, Türkiye Jeoloji Haritaları, No:65 Jeoloji Etütleri Dairesi Ankara.
- Zijderveld, J.D.A., 1967, AC demagnetization of rocks: analysis of results, methods in paleomagnetism, *Elsevier*, Amsterdam, 26, 245-286.
- Zonenshain, L. P., & Pichon, X., 1986, Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins, *Tectonophysics*, 123(1-4), 181-211.



EKLER

EK-1: Bölgede yapılmış paleomanyetizma çalışmalarına ait rotasyon değerlerini gösteren tablo.

						Referans; Avrupa (Torsvik, 2012)
Mevki	Mevki λ, ϕ (N°, E°)	D/I	α_{95}	$\lambda_{obs}, \phi_{obs}$ (N°, E°)	α_{95}	R + ΔR
Üst Kretase						
KM15-17 (ÖM1)	41.5/27.5	197.0/-46.0		69.9/158.7	5.3	-10.9±7.2
KM34-36 (ÖM2)	41.1/28.5	355.0/45.0		47.8/226.3	5.5	-11.3±3.1
KM20-23 (ÖM3)	41.1/29.0	161.0/-36.0		63.4/252.2	4.6	-25.3±5.0
KM27-30 (ÖM4)	41.1/29.1	348.0/40.0		69.1/242.1	3.5	-18.4±3.8
YK4-9 (YO)	41.0/29.3	339.3/40.0	16.0	66.3/262.6	15.5	-27.0±12.8
MK4-6 (MG)	41.5/27.5	14.4/22.0	8.7	37.1/181.6	6.8	-30.1±6.1
Eosen						
İM-İK-KR1 (MP10)	40.3/29.4	32.5/56.7	8.7	64.6/116.5	10.7	-22.3±10.2
YTR1-GEM1 (MP11)	40.3/29.0	80.0/35.0	17.9	19.8/110.2	15.7	-70.0±12.5
KB1-2, BC1-2 (HÇO)	40.4/30.0	176.7/-52.4	13.6	82.0/230.1	10.2	-13.4±13.8
İZ1-50 (Aİ)	40.3/29.0	26.0/52.0	4.6	67.8/132.6		16.0±6.8
Oligosen						
HS1, HS2, BE1, BE2 (MP8)	40.4/26.1	282.2/57.7	14.9	32.0/321.5	18.7	-57.2±14.8

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler	
Adı Soyadı	Burak Semih ÇABUK
Doğum Yeri	Bakırköy
Doğum Tarihi	09.05.1990
Uyruğu	<input checked="" type="checkbox"/> T.C. <input type="checkbox"/> Diğer:
Telefon	0534 945 72 02
E-Posta Adresi	buraksemihcabuk@gmail.com
Web Adresi	



Eğitim Bilgileri	
Lisans	
Üniversite	Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fakülte	Mühendislik Fakültesi
Bölümü	Jeofizik Mühendisliği Bölümü
Mezuniyet Yılı	19.06.2013

Yüksek Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi - Cerrahpaşa
Enstitü Adı	Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Anabilim Dalı	Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Programı	Jeofizik Mühendisliği Programı
Mezuniyet Yılı	Tarih girmek için tıklayın veya dokunun.

Doktora	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Enstitü Adı	Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Anabilim Dalı	Anabilim Dalı Adı
Programı	Program Adı

Makale ve Bildiriler	
Cabuk, B. S., Cengiz Çinku, M., & Mumtaz Hisarlı, Z., 2015, New Paleomagnetic Results from Southeastern Anatolia; A tectonic scenario for the evolution of Anatolia since Mesozoic, <i>In EGU General Assembly Conference Abstracts</i> (Vol. 17).	
Karabulut, S., Cabuk, B. S., & Cengiz Çinku, M., 2017, Paleomagnetic Results from NW Aegean Region; Evidence of Neogene Block Rotations. <i>In EGU General Assembly Conference Abstracts</i> (Vol. 19, p. 400).	
Cengiz Çinku, M., Ustaömer, U., Parlak, O., Karabulut, S. ve Çabuk, B. S., 2018, GD-Anadolu Orojenik Kuşakta Yer Alan Üst Kretase Ofiyolitlerin Paleomanyetik Sonuçları, <i>Uluslararası Katılımlı Kapadokya Sempozyumu</i> .	