



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**İSTANBUL FRAGMANININ ORDOVİSİYEN
DÖNEMİNDEKİ TEKTONİK EVRİMİNİN
PALEOMAĞNETİK VERİLERLE
BELİRLENMESİ**

Erdinç ÖKSÜM

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman

Prof. Dr. Z. Mümtaz HİSARLI

Haziran, 2013

İSTANBUL



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**İSTANBUL FRAGMANININ ORDOVİSİYEN
DÖNEMİNDEKİ TEKTONİK EVRİMİNİN
PALEOMAĞNETİK VERİLERLE
BELİRLENMESİ**

Erdinç ÖKSÜM

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman

Prof. Dr. Z. Mümtaz HİSARLI

Haziran, 2013

İSTANBUL

Bu çalışma 22/07/2013 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi



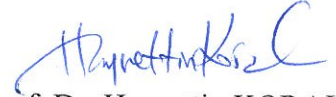
Prof. Dr. Z. Mümtaz HİSARLI (Danışman)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. M. Naci ORBAY
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Oya ÇAKIN
Kocaeli Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Hayrettin KORAL
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Doç. Dr. M. Nuri DOLMAZ
Süleyman Demirel Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

ÖNSÖZ

Kuzey Batı Türkiye'nin önemli tektonik birimlerinden biri olan İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen dönemi paleocoğrafyasındaki konumunun paleomağnetik çalışmalarla belirlenmesini amaçlayan bu tez çalışmasının gerçekleştirilmesindeki her aşamada desteğini ve yardımlarını esirgemeyen, ayrıca doktora öğrenimim süresince her daim olumlu düşünceleri ile beni yönlendiren, bilgisinden ve deneyiminden çokça yararlandığım değerli doktora danışmanım Prof. Dr. Mümtaz HİSARLI'ya içtenlikle teşekkürlerimi sunuyorum.

Doktora öğrenimim süresince, ihtiyaç duyduğum her anda değerli bilgilerinden yararlandığım, çalışmalarımındaki gelişmelere önemli katkılar belirterek beni olumlu yönlendiren Prof. Dr. Naci ORBAY'a teşekkürü bir borç bilirim. İhtiyaç duyduğum yurt dışı laboratuvar olanakları konusunda bana yardımcı olarak Almanya Ludwig Maximillians Üniversitesi Paleomağnetizma Laboratuvarı imkanlarında ölçümlerimi gerçekleştirebilmemi sağlayan, doktoramın her aşamasında önemli katkıları ile beni destekleyen, bilgisini ve deneyimini içtenlikle paylaşan Doç. Dr. Mualla CENGİZ ÇİNKU'ya teşekkürlerimi sunuyorum. Paleomağnetizmanın temel konularında ders niteliğinde bilgi paylaşımları yaparak değerli vaktini esirgemediği ayıran, tezimin yürütülmesindeki idari konularda her türlü kolaylığı sağlayan İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. Niyazi BAYDEMİR'e teşekkür ederim. Tez çalışmamın paleomanyetik sonuçlarının yorumlanmasında yardımlarından dolayı Prof. Dr. Timur USTAÖMER'e teşekkür ederim. Paleomağnetik laboratuvar çalışmalarının bir bölümünü yaptığım ve bu çalışmalar kapsamında bana laboratuvarlarını kullanma olanağına imkan sağlayan başta Ludwig Maximillians Üniversitesi Paleomağnetizma Laboratuvarı Müdürü Prof. Dr. Stuart GİLDER'e ve Prof. Dr. Valerian BACHDATSE olmak üzere diğer tüm çalışanlarına teşekkür ederim. Bu laboratuvarda bulunduğum süre içerisinde, her daim aletsel teknik desteği ile ölçümlerimin sorunsuz yürümesini sağlayan laboratuvar görevlisi Manuela WEİSS'e ve ölçümler süresince arkadaşlığını esirgemeyen, yardımsever doktora öğrencisi Xhiangyu'ya ayrıca teşekkür ederim. İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'ndaki çalışma arkadaşlarım Nurcan KAYA ve Beyza ÜLKER'e, saha çalışmalarımda katkıda bulunan Yüksek Jeoloji Müh. Alper ŞENGÜL'e de teşekkür ederim.

Tüm doktora çalışmam süresince pozitif yönüyle beni sürekli destekleyen ve yanımda olan sevgili eşime içtenlikle teşekkür ediyorum.

Bu tez çalışmasında kullanılan verilerin toplanmasındaki finansal destek, İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin 8201 nolu projesinden sağlanmıştır. Bu desteklerinden dolayı İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğine teşekkürü bir borç bilirim.

Haziran, 2013

Erdinç Öksüm
Jeofizik Yüksek Mühendisi

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	ix
TABLO LİSTESİ	xiii
SEMBOL LİSTESİ.....	xiv
ÖZET.....	xv
SUMMARY	xvii
1. GİRİŞ.....	1
2. GENEL KISIMLAR	7
2.1. YER MAĞNETİK ALANI VE TEMEL ÖZELLİKLERİ.....	7
2.2. YER MAĞNETİK ALAN VEKTÖRÜ VE ELEMANLARI.....	9
2.3. YER MERKEZLİ EKSENEL DİPOL (GAD) MODELİ	11
3. MALZEME VE YÖNTEM	13
3.1. ÇALIŞMA ALANININ ORDOVİSİYEN YAŞLI SEDİMANTER BİRİMLERİ.....	13
3.1.1. Kocatöngel Formasyonu	14
3.1.2. Bakacak Formasyonu	16
3.1.3. Kurtköy Formasyonu	16
3.1.3.1. Süreyyapaşa Üyesi.....	18

3.1.4. Soğuksu Formasyonu	18
3.1.5. Aydos Formasyonu	19
3.2. PALEOMAĞNETİK ÖRNEK ALINAN MEVKİLER.....	20
3.3. PALEOMAĞNETİZMA ESAS VE UYGULAMALARI.....	29
3.3.1. Paleomağnetik Çalışmalarda Kullanılan Arazi Ekipmanı.....	29
3.3.2. Paleomağnetik Örnek Toplanması ve Ölçüm Sistemlerine Uygun Hale Getirilmesi.....	30
3.3.3. Laboratuvar Teknikleri.....	33
3.3.3.1. <i>Isıl Temizleme Yöntemi</i>	35
3.3.3.2. <i>Alternatif Alan Temizleme Yöntemi</i>	37
3.3.4. Mıknatıslanma Doğrultularının Gösterimi ve Analizi	38
3.3.4.1. <i>As-Zijderveld Diyagramı</i>	38
3.3.4.2. <i>Stereonet ve Şiddet Değişim Grafikleri</i>	41
3.3.5. Paleomağnetik Verilerin İstatiksel Analizi	42
3.3.5.1. <i>Fisher İstatistiği</i>	42
3.3.5.2. <i>Mıknatıslanmanın Yaşı</i>	45
3.3.6. Paleomağnetik Kutup Pozisyonlarının Hesaplanması.....	49
3.3.7. Sadece Eğim Açılarının Değerlendirilmesi Yöntemi (Inclination-only data)	53
3.3.8. Eğim Açısı Sığışma Analizi (E/I Yöntemi).....	55
3.3.9. Paleomağnetik Çalışmalarda Kullanılan Ölçüm Sistemleri.....	59
3.3.9.1. <i>Isısal Temizleme Sistemleri (MMTD80/Schonsted TSD-1)</i>	59
3.3.9.2. <i>Alternatif Alan Temizleme Sistemi (Agico LDA-3A)</i>	61
3.3.9.3. <i>Mağnetometre Sistemleri (Agico JR6-A/2G Cryogenic Mağnetometre)</i>	62
3.3.10. Paleomağnetik Değerlendirmede Kullanılan Bilgisayar Programları.....	65

3.4.	KAYA MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARI	65
3.4.1.	Mağnetik Duyarlılığın Anizotropisi (AMS).....	65
3.4.2.	Eş-Isıl Kalıntı Miknatislanma (EIKM) Ölçümleri	71
3.4.3.	Lowrie Testi	72
3.4.4.	Histeresiz Ölçümleri.....	75
3.4.5.	Termomağnetik Ölçümler	77
3.4.6.	Kaya Mağnetizması Çalışmalarında Kullanılan Ölçüm Sistemleri.....	79
3.4.6.1.	<i>Eş-Isıl Kalıntı Miknatislanma Ölçüm Sistemleri (Molspin Anlık Miknatislayıcı)</i>	79
3.4.6.2.	<i>Değişken Alan Çevrim Terazisi (Variable Field Translation Balance-VFTB)</i>	79
3.4.6.3.	<i>Mağnetik Duyarlılık Ölçüm Sistemi (Bartington MS2-MS2B)</i>	80
4.	BULGULAR	82
4.1.	KAYA MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARI VE ÖLÇÜM SONUÇLARI	82
4.1.1.	Eş-Isıl Kalıntı Miknatislanma ve Lowrie Testi Ölçüm Sonuçları.....	83
4.1.2.	Histeresiz Ölçüm Sonuçları.....	91
4.1.3.	Termomağnetik Ölçümler	94
4.1.4.	Mağnetik Duyarlılığın Anizotropisi Ölçüm Sonuçları.....	95
4.2.	PALEOMAĞNETİK BULGULAR.....	103
4.2.1.	Pilot Örneklerin Değerlendirilmesi	103
4.2.2.	Ortalama Kalıntı Miknatislanma Vektör Yönlerinin Belirlenmesi	110
4.2.2.1.	<i>Ortalama Karakteristik Miknatislanma Vektör Yönleri</i>	110
4.2.2.2.	<i>İkincil Miknatislanmalar ve Ortalama Vektör Yönleri</i>	119
4.2.3.	Paleomağnetik Eğim Açılarında Sığlaşma Analizi Sonuçları.....	121
4.2.3.1.	<i>E/I Yöntemi ile Elde Edilen Sığlaşma Analizi Sonuçları</i>	121
4.2.3.2.	<i>AMS Verilerinden Sığlaşma Analizi Sonuçları</i>	123

5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	126
5.1. MEVKİLERİN GRUP ORTALAMALARI	126
5.1.1. O1 Yaşlı Mevkilerin Grup Ortalaması	126
5.1.2. O2 Yaşlı Mevkilerin Grup Ortalaması	136
5.2. MIKNATISLANMANIN YAŞI	138
5.3. İSTANBUL FRAGMANI'NIN ERKEN ORDOVİSİYEN'DEKİ OLASI PALEOCOĞRAFİK KONUMU	141
5.3.1. İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen Paleokutup Pozisyonları	141
5.3.2. İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen Paleoenlemleri	144
KAYNAKLAR	159
EKLER.....	171
EK 1: İZP1-8 arası mevkilerin AMS sonuçlarına ait stereonet (a, c) ve Flinn diyagramları (b, d).	171
EK 2: İZP9-16 arası mevkilerin AMS sonuçlarına ait stereonet (a, c) ve Flinn diyagramları (b, d).	172
EK 3: İZP17-24 arası mevkilerin AMS sonuçlarına ait stereonet (a, c) ve Flinn diyagramları (b, d).	173
EK 4: İZP25-33 arası mevkilerin AMS sonuçlarına ait stereonet (a, c) ve Flinn diyagramları (b, d).	174
EK 5: İZP37-42 arası mevkilerin AMS sonuçlarına ait stereonet (a, c) ve Flinn diyagramları (b, d).	175
EK 6: İZP43-49 arası mevkilerin AMS sonuçlarına ait stereonet (a, c) ve Flinn diyagramları (b, d).	176
EK 7: İZP1-5 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.....	177

EK 8: İZP6-10 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.....	178
EK 9: İZP11-15 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.....	179
EK 10: İZP16-20 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.....	180
EK 11 : İZP21-30 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.	181
EK 12: İZP31-36 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.	182
EK 13: İZP37-42 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.	183
EK 14: İZP43-49 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.	184
EK 15: İZP50-54 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal temizleme ve alternatif alan sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.....	185
EK 16: İZP55-59 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal temizleme ve alternatif alan sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.....	186
EK 17: İZP60-64 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal temizleme ve alternatif alan sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.....	187
EK 18: İZP65-69 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal temizleme ve alternatif alan sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.....	188

EK 19: İZP2-5 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	189
EK 20: İZP7-9 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	190
EK 21: İZP11-14 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	191
EK 22: İZP15-18 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	192
EK 23: İZP19-21 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	193
EK 24: İZP23-27 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	194
EK 25: İZP29 mevkisine ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerinin gösterimi.	195
EK 26: İZP33-36 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	196
EK 27: İZP37-39 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	197
EK 28: İZP40-42 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	198
EK 29: İZP43-46 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	199
EK 30: İZP47-49 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	200
EK 31: İZP54-57 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	201
EK 32: İZP58-61 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.	202

EK 33: İZP62-65 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.....	203
EK 34: İZP66-69 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.....	204
ÖZGEÇMİŞ.....	205

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1: Batı Karadeniz ve çevresine ait tektonik birliklerin gösterimi (Okay ve Tüysüz, 1999'dan sadeleştirilmiştir).....	2
Şekil 2.1: Eğimli jeosantrik dipol alanı ve manyetik kutuplar (McElhinny, 1973'ten değiştirilerek çizilmiştir).....	9
Şekil 2.2: Yermanyetik alanı vektörel bileşenlerinin kartezyen koordinatlardaki gösterimi (Lanza ve Meloni, 2006'dan değiştirilerek çizilmiştir).....	10
Şekil 2.3: Son 5 My. kayaçların paleomanyetik özelliklerinin günümüz yermanyetik alanı özellikleri ile karşılaştırılması. a) paleomanyetik kutup pozisyonları, b) paleomanyetik eğim açıları (içi boş daire) ile GAD modeli teorik eğim açılarının (sürekli eğri) karşılaştırılması (Lowrie, 2007).....	11
Şekil 2.4: GAD modelinde paleomanyetik eğim açısı ve enlem ilişkisi (Lowrie, 2007).	12
Şekil 3.1: Çalışma alanı Paleozoyik yaşlı sedimanter birimlerin genel dağılımı ve paleomanyetik örnekleme yapılan bölgeler (MTA 1:500 000 jeoloji haritasından sadeleştirilerek çizilmiştir).....	21
Şekil 3.2: Çalışma alanı Paleozoyik yaşlı kaya birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri (a: Özgül, 2005 ve b: Gedik ve Aksay, 2002'den değiştirilerek çizilmiştir) . a) İstanbul bölgesinde yapılan paleomanyetik mevkiiler, b) Çamdağ-Yığılca bölgesinde yapılan paleomanyetik mevkiiler.....	22
Şekil 3.3: İstanbul bölgesinde yapılan paleomanyetik mevkiilerin jeoloji haritası üzerinde dağılımı (harita MTA 1:100 000 ölçekli jeoloji haritalarından sadeleştirilerek çizilmiştir).....	23
Şekil 3.4: Çamdağ-Yığılca bölgesinde yapılan paleomanyetik mevkiilerin jeoloji haritası üzerinde dağılımı (harita MTA 1:100 000 jeoloji haritalarından sadeleştirilerek çizilmiştir).....	24
Şekil 3.5: Paleomanyetik mevkiilere ait arazi görünüm örnekleri.....	25
Şekil 3.6: Paleomanyetik çalışmalarda kullanılan standart arazi ekipmanı.....	30
Şekil 3.7: Karotiyer yardımıyla elde edilen karotların yönlendirilmesi.....	32
Şekil 3.8: Karotların kesilerek ölçüm sistemlerine hazır örneklerin elde edilmesi.....	33
Şekil 3.9: Farklı bloklanma ve koersif kuvvete sahip iki bileşenli bir doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün temizlenme aşamaları (Lanza ve Meloni, 2006).....	35
Şekil 3.10: Alternatif alan temizleme işlemi sırasında sinüsoidal alanın zamanla değişimi (Lanza ve Meloni, 2006).....	38
Şekil 3.11: Isısal veya alternatif alan ikincil mıknatıslanma temizleme sonucu elde edilen mıknatıslanma vektörlerinin Zijderveld vektör diyagramlarında analiz edilmesi. a) vektör uç noktalarının yatay ve düşey düzlemlere ayrılması, b) ikincil ve birincil kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin Zijderveld diyagramlarındaki çizgisel davranışları (Lowrie, 2007'den değiştirilerek çizilmiştir).....	40
Şekil 3.12: Maksimum açısal sapmanın (MAD) kartezyen kordinat sistemi üzerindeki gösterimi (İşseven, 2001'den değiştirilerek çizilmiştir).....	41
Şekil 3.13: Paleomanyetik verilerin stereonet ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi. a) stereografik projeksiyon, b) şiddet değişim eğrisi (Lowrie, 2007'den değiştirilerek çizilmiştir).....	42

Şekil 3.14: Paleomağnetik doğrultuların Fisher istatistiği. a) vektör doğrultuları ve bileşke vekötr ilişkisi (Lanza ve Meloni, 2006), b) stereonet üzerinde farklı vektörel dağılımlara ait prezisyon parametreleri (Lowrie, 2007).	45
Şekil 3.15: Paleomağnetik arazi testleri ve uygulama alanları (Lanza ve Meloni, 2006'den değiştirilerek çizilmiştir).	46
Şekil 3.16: DC testi uygulaması (Enkin, 2003).	48
Şekil 3.17: Paleomağnetik bir mevkini sapma ve eğim açılarından elde edilen görünür kutup pozisyonunun küre üzerinde gösterimi (Lowrie, 2007).	51
Şekil 3.18: Görünür kutup pozisyonu ve kıtaların Euler rotasyonunun şematik gösterimi (Liang ve diğ., 2013).	53
Şekil 3.19: MR tekniği ile hesaplanan ortalama eğim açısının Fisher ve Gauss ortalamalarına olan karşılaştırması (Tauxe, 2010).	54
Şekil 3.20: Eğim açısı sığlaşma analizi için E/I yönteminin uygulamasına ait akış şeması.	57
Şekil 3.21: E/I analizi sentetik uygulaması. a) 40° enlem değeri için TK03.GAD teorik modelinden üretilen veri seti, b) teorik veri eğim açılarının f=0.4 sığlaşma katasayısı değeri ile sığlaştırılması sonucu elde edilen E/I analiz verisi, c) sığlaşma analizi sonuçlarına ait E/I grafiği.	59
Şekil 3.22: Magnetic Measurements MMTD80 modeli ısısal temizleme fırını.	61
Şekil 3.23: Shonsted TSD-1 modeli ısısal temizleme fırını.	61
Şekil 3.24: Alternatif Alan Temizleme Sistemi (Agico LDA-3A).	62
Şekil 3.25: Agico JR6-A spinner mağnetometre sistemi.	63
Şekil 3.26: LMU paleomağnetizma laboratuvarı ve kullanılan cryogenic mağnetometre görünümü a) laboratuvar binası dış görünümü b) cryogenic mağnetometre sistemi c) sistemin 3 eksen elektronik kontrol birimi, d) mağnetometrenin genel kesit görüntüsü.	64
Şekil 3.27: AMS şekil parametresi T'nin lineasyon (L) ve foliasyonun (F) bir fonksiyonu olarak Flinn diyagramında gösterimi (Lanza ve Meloni, 2006).	68
Şekil 3.28: AMS elipsoid eksenlerinin (k1, k2 ve k3) stereonet üzerinde gösterimi ve lineasyon ve foliasyon gelişimlerine göre gösterdikleri örnek dağılımlar (Lanza ve Meloni, 2006).	68
Şekil 3.29: AMS verilerinden eğim açısı sığlaşma katsayılarının elde edilmesine ait matematiksel akış şeması.	70
Şekil 3.30: AMS ölçümlerinde gerçekleştirilen 18 farklı ölçüm pozisyonu.	71
Şekil 3.31: Mağnetit ve hematit minerali için teorik eş-ısı kalıntı mıknatıslanma eğrileri (Butler, 1992'den değiştirilerek çizilmiştir).	72
Şekil 3.32: Eş-ısı kalıntı mıknatıslanma eğrisi ve Lowrie testi ile ferromağnetik mineral ayırtlaması. a) mağnetit ve hematit minerali, b) pirotit ve hematit minerali (Lowrie, 2007).	74
Şekil 3.33: Histeresiz çevrim eğrisi ve parametreleri (Lowrie, 2007).	75
Şekil 3.34: Day diyagramı üzerinde domen yapılarına ait alanlar (TD: Tek domen, YTD: Yalancı Tek Domen, ÇD: Çoklu Domen, SPM: Süperparamağnetik).	77
Şekil 3.35: Termomağnetik eğrilerden yararlanarak Curie sıcaklıklarının belirlenmesi (Gromme ve diğ., 1969).	78
Şekil 3.36: Molspin anlık mıknatıslayıcı ölçüm sistemi.	79
Şekil 3.37: Değişken alan çevrim terazisi ölçüm sistemi.	80
Şekil 3.38: Bartington mağnetik duyarlılık ölçüm sistemi a) MS2 elektronik konsol, b) MS2B algılayıcı birim.	81
Şekil 4.1: İZP1-İZP49 arası mevkilerinden elde edilen EIKM eğri karakterleri. a) 1 T alan uygulamasında halen doygun EIKM ulaşamayan eğri karakteri, b) 1 T civarı doygunluğa ulaşan EIKM eğri karakteri, c) 0.2 T alan altında hızlı yükseliş ve doygunluğa ulaşmayan eğri karakteri, d) 0.5 T alan uygulaması öncesinde doygun EIKM şiddetine ulaşılabilen eğri karakteri.	84
Şekil 4.2: İZP1-49 arası mevkileri temsil eden örneklerin Lowrie testi ölçümleri sonucunda elde edilen 3 bileşen sıcaklık-şiddet değişim eğrileri.	85

Şekil 4.3: Şekil 4.3. İZP50-69 arası mevkilere ait eş-ısı kalıntı mıknatıslanma eğrileri, a) doygun EIKM elde edilemeyen mevkiler, b) düşük ve yüksek koersiviteye sahip mevkiler, c) 0.3-0.5 T aralığına doygun EIKM elde edilen mevkiler.....	88
Şekil 4.4: Şekil.4.4. İZP57, 62 ve 64 mevkilerini temsil eden örneklerin Lowrie testi ölçümleri sonucunda elde edilen 3 bileşen sıcaklık-şiddet değişim eğrileri.....	90
Şekil 4.5: Tüm mevkilerin pilot örneklerinden ayırt edilen mıknatıslanmadan sorumlu minerallerin yüzde oranları.....	91
Şekil 4.6: İZP47 mevkisinin pilot örneğine ait histeresis çevrim eğrisi ve bu eğriden hesaplanan histeresis parametreleri.	92
Şekil 4.7: Histeresis ölçüm sonuçlarının Day diyagramında gösterimi.....	93
Şekil 4.8: Bazı Pilot örneklerin termomağnetik ölçümlerinden elde edilen ısınma ve soğuma eğrileri. İZP22 ve 24 örneklerinde hematit mineralinin, İZP26 örneğinde mağnetit mineralinin ve İZP 34 örneğinde ise titanyumlu mağnetit mineralinin varlığı gözlenmektedir.	95
Şekil 4.9: Lineasyon ve foliasyon gelişimini temsil eden İZP39, 15, 43 mevkilerine ait AMS parametrelerinin gösterimi (k1:maksimum, k2: ortalık, k3: minimum eksenler). a) elipsoid eksenlerinin stereografik projeksiyon üzerinde dağılımları, b) Flinn diyagramları üzerinde L-F ilişkisi ve elipsoid şekilleri.	98
Şekil 4.10: AMS ölçümleri gerçekleştirilen tüm örneklerin mevki ortalamalarına ait foliasyon-lineasyon oranlarının Flinn diyagramı üzerinde gösterimi ve elipsoid şekilleri. Sembollere işaret eden rakamlar mevki adlarını temsil etmektedir.	101
Şekil 4.11: Mevkilere ait ortalama mağnetik duyarlılığın yüzde anizotropi dağılımı.	102
Şekil 4.12: Örneklerin ortalama mağnetik duyarlılık dağılımı.	102
Şekil 4.13: Pilot örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanma şiddet aralıkları. a)O1 yaşlı İZP1-49 arası mevkiler ve, b) O2 yaşlı İZP50-69 arası mevkilere ait pilot örnekler.....	104
Şekil 4.14: Duraysız mevkileri temsil eden İZP67 örneklerine ait stereonet, Zijderveld ve şiddet değişim eğrileri. a) ısısal temizleme, b) alternatif alan temizleme sonuçları.	105
Şekil 4.15: İZP 5 mevkisine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarının karşılaştırılması. a) ısısal temizleme, b) alternatif alan temizleme.	106
Şekil 4.16: Alternatif alan ve ısısal temizleme işlemi uygulanan İZP68 pilot örneklerine ait hesaplanan paleomağnetik yönlerin stereonet üzerinde karşılaştırılması.	108
Şekil 4.17: İZP18, 19 ve 20 mevkilerine ait pilot örneklerin ikincil ve birincil mıknatıslanma vektörlerinin karşılaştırılmasına ait Zijderveld ve stereonet grafikleri.....	109
Şekil 4.18: İki farklı mağnetometre sistemi kullanılarak elde edilen ölçüm sonuçlarının karşılaştırılması.....	111
Şekil 4.19: İstanbul bölgesi O1 yaşlı duraysız mevkileri temsil eden örneklere ait ısısal temizleme sonuçları.....	112
Şekil 4.20: İstanbul Bölgesi O2 yaşlı duraysız mevkileri temsil eden İZP51 örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçları.	113
Şekil 4.21: Tek bileşen ve çift bileşen mıknatıslanma vektörlerinin değerlendirilmelerine ilişkin örnek çözümleme.....	115
Şekil 4.22: İZP9 mevkisine ait birincil kalıntı mıknatıslanma vektör yönleri ve mevki ortalaması.....	116
Şekil 4.23: İkincil kalıntı mıknatıslanmalar ve mevki ortalamaları.....	120
Şekil 4.24: Mevkilerin ikincil kalıntı mıknatıslanmalarına ait mevki grup ortalaması.	121
Şekil 4.25: E/I yöntemi ile elde edilen sığlaşma analiz sonuçları.....	123
Şekil 4.26: AMS verilerden elde edilen sığlaşma analiz sonuçları.....	125
Şekil 5.1: O1 yaşlı mevkilerin ortalama paleomağnetik vektör dağılımları ve grup ortalama hesaplarında değerlendirme dışı bırakılan mevkiler (Tablo 4.5).	129
Şekil 5.2: İZP25 mevkisi ve çevresinde belirlenen dayk yerleşimlerine ait arazi görünümü...	130
Şekil 5.3: İstanbul Bölgesi, Çamdağ alanı ve Yığılca alanından seçilen O1 yaşlı mevkilerin stereonet üzerindeki dağılımları ve Fisher grup ortalamaları.	133
Şekil 5.4: Tüm çalışma alanından seçilen O1 yaşlı mevkilerin stereonet üzerindeki dağılımları ve Fisher grup ortalaması.....	134

Şekil 5.5: Şekil 5.5. İstanbul ve Çamdağ-Yığılca Bölgelerinden elde edilen O1 yaşlı mevkilerin sadece ortalama eğim açıları verilerinden elde edilen grup ortalamaları ve istatistiği.....	134
Şekil 5.6: İstanbul Bölgesi O2 yaşlı mevkilerin stereonet üzerindeki dağılımları ve Fisher grup ortalamaları. a) normal polarite, b) ters polarite ve c) $\alpha_95 < 15^\circ$ kriterini sağlayan O2 yaşlı mevkilerin dağılımları ve grup ortalaması.	137
Şekil 5.7: O1 yaşlı mevkilerin kıvrım testleri ve DC doğruları.	140
Şekil 5.8: O2 yaşlı mevkilerin kıvrım testi ve DC doğrusu.	141
Şekil 5.9: İstanbul Fragmanı için elde edilen görünür kutup pozisyonları ve diğer ana kıtaların kutup dolanım eğrileri (VGP1: İstanbul Bölgesi, VGP2: Çamdağ-Yığılca Bölgesi, VGP3: İstanbul Fragmanı için elde edilen paleokutupları gösterir).	144
Şekil 5.10: İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen dönemdeki paleoenlemleri.	145
Şekil 5.11: Erken Ordovisiyen dönemdeki dünya paleocoğrafya modelleri.	148
Şekil 5.12: İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen dönemi dünya paleocoğrafyası üzerindeki olası konumları (Ordovisiyen dönemi paleocoğrafyası Torsvik ve Smethurst (1999) tarafından verilen GMAP programının 2012 versiyonundan alınmıştır).....	149
Şekil 5.13: İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen yaşlı kuvarsit birimlerinden elde edilen zirkon yaş dağılımları (Ustaömer ve diğ., 2011'den sadeleştirilerek çizilmiştir).	150
Şekil 5.14: İstanbul Fragmanı ile diğer kıtaların zirkon yaş spektrumlarının karşılaştırılması.	151
Şekil 5.15: 570 milyon yıl öncesi Avalon-Kadomiyen aktif mağmatizma kuşağı ve kıtaların bu kıtaların paleocoğrafyadaki konumları (Bahlburg ve diğ. (2010)'dan değiştirilerek çizilmiştir). Kıtalar üzerinde verilen sayılar, jeolojik birimlerinden elde edilen zirkon yaş değerlerini göstermektedir.	153
Şekil 5.16: İstanbul Fragmanı'nın Paleozoyik dönem paleocoğrafyasında Model-1 ile açıklanan olası konumları (paleocoğrafyalar Torsvik ve Smethurst (1999) tarafından verilen GMAP programının 2012 versiyonundan alınmıştır).	156
Şekil 5.17: İstanbul Fragmanı'nın Paleozoyik dönem paleocoğrafyasında Model-2 ile açıklanan olası konumları (paleocoğrafyalar Torsvik ve Smethurst (1999) tarafından verilen GMAP programının 2012 versiyonundan alınmıştır).	157

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 3.1: Paleomağnetik örnek alınan mevki koordinatları ve stratigrafik tabaka eğim ve doğrultuları (İst: İstanbul; Çam: Çamdağ; Yiğ: Yığılca).....	26
Tablo 3.2: Bazı ferromağnetik minerallerin maksimum koersif kuvvet ve bloklanma sıcaklıkları (McElhinny ve McFadden, 1999).....	73
Tablo 3.3: Histeresiz parametrelerinin oranları (McElhinny ve McFadden, 1999).....	76
Tablo 3.4: Yaygın mağnetik minerallerin Curie sıcaklıkları ve bozuşma ürünleri (Tarling, 1983; Dunlop ve Özdemir, 1997; Özdemir ve Banarjee, 1981).....	78
Tablo 4.1: İZP1-49 mevkilerine ait örnekler için ayırtlanan mıknatıslanmadan sorumlu hakim mineral türleri (H: hematit ; Mgh: maghemit; M: mağnetit; TM: titanyumlu mağnetit; G: geotit).....	87
Tablo 4.2: İZP50-69 mevkilerine ait örnekler için ayırtlanan mıknatıslanmadan sorumlu hakim mineral türleri (H: hematit ; Mgh: maghemit; M: mağnetit; TM: titanyumlu mağnetit; G: geotit; P:pirotit).....	90
Tablo 4.3: Histeresiz ölçümleri gerçekleştirilen pilot örnekler için histeresiz parametreleri.....	93
Tablo 4.4: İZP1-49 arası mevkilerin ortalama AMS parametreleri.....	99
Tablo 4.5: İstanbul Fragmanı'ndan elde edilen mevkilerin ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörleri.....	117
Tablo 5.1: O1 yaşlı mevkilerin grup ortalamalarına ait kalıntı mıknatıslanma ve İstatiksel parametreleri ile sığlaşma etkisi giderilmiş ortalama eğim açıları (1: İstanbul Bölgesi; 2: Çamdağ ve Yığılca Bölgesi; 3: Her iki bölgenin (İstanbul Fragmanı) ortalaması).....	135
Tablo 5.2: İstanbul Bölgesi, Çamdağ-Yığılca Bölgesi ve İstanbul Fragmanı paleomağnetik verilerinden elde edilen görünür paleomağnetik kutup pozisyonları.....	142

SEMBOL LİSTESİ

ϕ	: Boylam
λ	: Paleoenlem, coğrafik enlem
X	: Kuzey-güney yönde mıknatıslanma vektörü yatay bileşeni
Y	: Doğu-batı yönde mıknatıslanma vektörü yatay bileşeni
Z	: Mıknatıslanma vektörü düşey bileşeni
R	: Bileşke vektör
I	: Kalıntı mıknatıslanma vektörü eğim açısı
D	: Kalıntı mıknatıslanma vektörü sapma açısı
τ	: Rölaksasyon zamanı
V	: Dane Hacmi
T	: Sıcaklık
T	: AMS elipsoidi şekil parametresi
T_c	: Curie sıcaklığı
p	: Yoğunluk dağılımı
P	: Mağnetik duyarlılığın anizotropi derecesi
k	: Prezisyon parametresi
k₁	: Maksimum mağnetik duyarlılık eksenini
k₂	: Ortaç manyetik duyarlılık eksenini
k₃	: Minimum mağnetik duyarlılık eksenini
θ_{95}	: Emniyet çemberi yarıçapı
α_{95}	: Emniyet çemberi
f	: Sığlaşma katsayısı
I₀	: Uygulanan dış mağnetik alanın eğim açısı
I_C	: Sedimantet kayaçta ölçülen kalıntı mıknatıslanma eğim açısı
L	: Lineasyon
F	: Foliasyon
J₀	: Doğal kalıntı mıknatıslanma şiddeti
J_s	: Doygun (satürasyon) kalıntı mıknatıslanma şiddeti
J_r	: Kalıntı mıknatıslanma şiddeti
H	: Uygulanan dış mağnetik alan
H_C	: İç direnme kuvvet (koersif kuvvet)

ÖZET

İSTANBUL FRAGMANI'NIN ORDOVİSİYEN DÖNEMDEKİ TEKTONİK EVRİMİNİN PALEOMAĞNETİK VERİLERLE BELİRLENMESİ

Türkiye'nin kuzeybatısı, doğrultu atımlı fay sistemleri ve çarpışma tektoniği ile bir araya gelmiş çeşitli okyanusal ve kıtasal birimlerden oluşan tektonik bir mozayik gibidir. Alt Ordovisiyen'den Alt Karbonifer'e kadar kesintisiz bir transgressif sedimanter istif içeren ve yaklaşık 100 km genişliğinde ve 500 km uzunluğundaki doğu-batı uzanımlı İstanbul Fragmanı, bu mozayığın önemli bir kıtasal bileşenini oluşturmaktadır.

İstanbul Fragmanı'nın temelindeki kayaların paleocoğrafik açıdan konumu bilinmemektedir. Diğer yandan İstanbul Fragmanı'nın, İstanbul ve Zonguldak zonları olmak üzere kökensel olarak birbirinden farklı iki kara parçasının bir araya gelmesiyle oluşan birleşik bir fragman olduğu da öne sürülmektedir. İstanbul Fragmanı'nın Erken Paleozoyik'teki paleocoğrafik konumu ile ilgili temelde iki farklı görüş vardır. Birinci görüşü savunan araştırmacılar, İstanbul Fragmanı'nın Erken Paleozoyikte Gondwana'dan riftleştiğini düşünmektedirler. İkinci görüşü savunan araştırmacılar ise, İstanbul Fragmanı'nın tüm Paleozoyik dönemi boyunca Lavrasya'nın bir parçası olarak bulunduğunu, günümüz konumuna Kretase'de Karadeniz'in açılımı ile birlikte güneye hareket ederek geldiğini söylemektedirler.

Bu tez çalışması, İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen dönemi paleocoğrafyasındaki konumunu belirlemeye yönelik paleomağnetik çalışmaları ve elde edilen sonuçları ile yukarıda verilen görüşlerin test edilmesini kapsamaktadır.

İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen yaşlı sedimanter birimlerinin yüzeylendiği İstanbul, Çamdağ ve Yığılca alanlarından bu tez kapsamında, Alt Ordovisiyen yaşlı kırmızı arkozik kumtaşlarından 49 mevki, Orta-Üst Ordovisiyen yaşlı kuvarsit birimlerinden 20 mevki olmak üzere toplam 69 mevkide paleomanyetik örneklemeler yapılmıştır. Tüm mevkilerden elde edilen örnekler, ölçüm sistemlerine hazır hale getirildikten sonra İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı ve Ludwig Maximillians Üniversitesi Paleomağnetizma Laboratuvarı olanaklarında standart paleomağnetik ölçüm işlemleri uygulanmıştır.

Paleomağnetik verilerin mıknatıslanmadan sorumlu mineral yapıları, domen yapıları gibi mıknatıslanma özelliklerini belirlemek amacıyla Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma, Lowrie testi, Histeresis analizleri ve Termomağnetik ölçümler gerçekleştirilmiştir. Kaya mağnetizması deneylerinden elde edilen sonuçlara göre İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen yaşlı sedimanter birimlerinin %80'inde hematit mineralinin varlığı belirlenmiştir.

Paleomağnetik çalışmalar kapsamında mevkilerden elde edilen örneklerin kalıntı mıknatıslanmalarına, ısısal ve alternatif alan temizleme işlemleriyle ulaşılmıştır.

Mevkilerin grup ortalama paleomağnetik vektörleri, Alt Ordovisiyen yaşlı toplam 24 mevkiye ait elde edilen ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin ortalamalarından hesaplanmıştır. Orta-Üst Ordovisiyen yaşlı kuvarsit birimlerini içeren mevkilerden ise anlamlı bir grup ortalaması elde edilememiştir. Bu hesaplamalarda istatistiksel açıdan daha iyi bir grup ortalama eğim açısı elde edebilmek amacıyla sapma açıları ihmal edilmiştir. Diğer yandan sedimanter kayalarda görülebilen eğim açılarındaki sığlaşmaların varlığını araştırmak amacıyla AMS ve E/I olmak üzere farklı iki yöntemde sığlaşma analizleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen sonuçlara göre İstanbul bölgesindeki eğim açıları ortalamasına $f=0.6$ ve Çamdağ-Yığılca Bölgesi eğim açıları ortalamasına $f=0.78$ sığlaşma düzeltmesi uygulanmıştır. Verilerin kalitesini arttırmak amacıyla yapılan bu işlemler neticesinde İstanbul Fragmanı'nın batı alanlarını kapsayan İstanbul Bölgesi için $D/I=313.2^{\circ}/30.4^{\circ}$ ($\alpha_{95}=2.9^{\circ}$) ve doğu alanını kapsayan Çamdağ-Yığılca Bölgesi için $D/I=332.3^{\circ}/49.6^{\circ}$ ($\alpha_{95}=6.3^{\circ}$) ortalama paleomağnetik vektörleri elde edilmiştir. Her iki bölgenin birlikte değerlendirilmesi durumunda ise sığlaşma faktörü $f=0.64$ ve buna göre ortalama paleomağnetik vektörü olarak $D/I=315.6^{\circ}/37.9^{\circ}$ ($\alpha_{95}=4.9^{\circ}$) değeri elde edilmiştir.

Elde edilen paleomağnetik ortalamaların güvenilirliklerin belirlenmesinde mevkilerin istatistiksel kıvrım testleri ve DC testi olmak üzere farklı iki yöntemde mıknatıslanma yaşları da sorgulanmıştır. Elde edilen sonuçlara göre Alt Ordovisiyen yaşlı mevkilerin ortalama paleomağnetik vektörleri, %95 olasılıkla kıvrımlanmadan önce gelişmiş orjinal mıknatıslanmaları yansıtmaktadır.

Bu tez çalışmasının sonucunda, tüm İstanbul Fragmanı'nın , ayrıca alt bölgelerini oluşturan İstanbul ve Çamdağ-Yığılca bölgelerinin Ordovisiyen dönemi enlemsel yerini temsil eden üç farklı paleoenlem değerine ulaşılmıştır. Bu paleoenlemler, İstanbul Bölgesi için $16^{\circ}G$, Çamdağ-Yığılca Bölgesi için $31^{\circ}G$ ve her iki bölgenin birlikte değerlendirilmesi durumunda ise tüm İstanbul Fragmanı için $22^{\circ}G$ olarak hesaplanmıştır. İstanbul ve Çamdağ-Yığılca bölgeleri için elde edilen enlemsel farklar, bu alanların Erken Paleozoyik'te muhtemelen aynı kıtanın farklı enlemlerdeki kısımlarından riftleşmiş olabileceğini düşündürmüştür.

Erken Paleozoyik'te, paleomağnetik çalışmalar ile ekvatorial bölgelerde olduğu belirlenen İstanbul Fragmanı'nın paleoboylamsal olarak ta en olası konumunun belirlenmesinde, bu tez çalışmasından elde edilen paleoenlem sınırları içerisinde kalan diğer kıtalara ait verilen zirkon yaş spektrumları ile İstanbul Fragmanı Ordovisiyen yaşlı kuvarsitlerine ait verilen zirkon yaş spektrumlarının karşılaştırılmaları göz önünde bulundurulmuştur. Sonuç olarak, bu tez çalışmasında, İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen dönemi paleocoğrafyasındaki konumu için iki olası model sunulmuştur. Buna göre İstanbul Fragmanı, güney yarım kürede Erken Paleozoyik'te Baltık kıtasından riftleşmiş, yanal atımlı faylar boyunca hareket ederek Karbonifer'de Lavrasya'ya eklenmiş, yada Amazonya kıtası civarında Gondwana'dan riftleşerek yine yanal atımlı faylar boyunca uzun mesafeler alarak Karbonifer'de Lavrasya'ya eklenmiştir.

SUMMARY

ESTIMATION OF THE TECTONIC EVOLUTION OF THE İSTANBUL FRAGMENT AT ORDOVICIAN AGE BY PALEOMAGNETIC DATA

Northwestern Turkey is a mosaic of various oceanic and continental units amalgamated by strike-slip and collision tectonics. One of its important component is the İstanbul Fragment, dominated by an east-west trending 100 km wide and 500 km long continental unit that comprise an Early Ordovician to Early Carboniferous transgressive sedimentary sequence.

The paleogeographic position of the basement rocks in the İstanbul fragment is unknown. However it was suggested that the İstanbul fragment evolved into a single terrane by the amalgamated of the İstanbul and Zonguldak zones which are in different origin. In principle there are two different views about the paleogeographic position of the İstanbul fragment in Early Paleozoic. One group of researchers suggest that the İstanbul fragment was rifted from the Gondwana in Early Paleozoic. Other researches have alternatively proposed that the İstanbul fragment was a part of the Eurasia during the Paleozoic and obtained its present position by southwards movement in Cretaceous as a result of the opening of Black Sea.

A paleomagnetic study is carried out to put forward the paleogeographic position of the İstanbul fragment in Ordovician by considering the result in the frame of the two alternative models.

A total of 69 sites were sampled from Ordovician sedimentary rocks in the area around İstanbul, Çamdağ and Yiğilca, including Lower Ordovician red continental clastics from 49 sites and Middle-Late Ordovician quartzites at 20 sites. The paleomagnetic measurements are carried out in the İstanbul University Yılmaz Ispir Paleomagnetism laboratory and the Ludwig Maximillians University Paleomagnetism Laboratory after preparing the samples into standart measurement conditions.

Rock magnetic experiments were performed on each pilot sample to identify the magnetic remanence carriers and their domain states. These include thermomagnetic measurements, hysteresis loops, acquisition of saturation isothermal remanent magnetization (SIRM), and thermal demagnetization of SIRM. Rock magnetic measurements indicated that 80% of the Ordovician sedimentary rocks from the İstanbul fragment carries hematite as the magnetic mineral.

Paleomagnetic results from each site are obtained by applying thermal and alternative demagnetization steps. The Lower Ordovician group mean direction is calculated from 24 reliable sites, whereas no reliable mean direction could be obtained from Middle-Late Ordovician quartzites. The paleolatitude of the group mean direction is obtained by using only the inclination data to show a better grouping. AMS and E/I techniques were used to an inclination shallowing correction. A correction factor $f=0.6$ is applied to the

mean inclination values in the İstanbul zone, whereas the correction factor $f=0.78$ is used for the mean inclination values in the Yığılca area. A mean direction of $D/I=313.2^\circ/30.4^\circ$ ($\alpha_{95}=2.9^\circ$) is obtained for the İstanbul area whereas the mean paleomagnetic direction in the Çamdağ-Yığılca area is obtained as $D/I=332.3^\circ/49.6^\circ$ ($\alpha_{95}=6.3^\circ$) after applying the tests for increasing the quality of paleomagnetic data. A mean direction of $D/I=315.6^\circ/37.9^\circ$ ($\alpha_{95}=4.9^\circ$) is obtained with a correction factor $f=0.64$ if the mean directions for the two area are considered together.

The age of the magnetization is discussed by using statistical fold tests and the DC test. A positive fold test at approximately the 95% confidence level, showing that the magnetization of the Lower Ordovician sites is acquired before folding.

With this thesis the paleolatitude in Ordovician for the İstanbul fragment including the subareas of the İstanbul and the Çamdağ-Yığılca areas is obtained. A mean paleolatitude of 16° and 31° are calculated for the İstanbul area and the Çamdağ-Yığılca area, respectively; Whereas a mean paleolatitude of 22° is obtained if the two areas are interpreted together. The difference in the paleolatitude for the İstanbul and the Çamdağ-Yığılca area indicates that these areas should be rifted in the Early Paleozoic from the same continent of its different latitudes.

The paleomagnetic results show that the İstanbul fragment is placed in an equatorial position during Lower Paleozoic. However to constrain the paleolongitudinal position of the İstanbul fragment, zircon ages from the Ordovician quartzites of the İstanbul fragment as well as for the neighbouring continents are considered. Two alternative models are put forward for the paleogeographic position of the İstanbul fragment. As a result, the İstanbul fragment is rifted from the Baltic continent in Early Paleozoic time and is attached to Laurasia during Carboniferous by its movement along lateral faults. Another suggestion would be that the İstanbul fragment is rifted from Gondwana near the Amazonia continent and is amalgamated to Laurasia with the large-scale lateral movement along faults.

1. GİRİŞ

Türkiye'nin dünya coğrafyasında sınırladığı kara alanı içerisinde, Istranca Zonu, İstanbul Zonu, Sakarya Zonu, Anatolid-Torid Bloğu, Kırşehir Bloğu ve Arap platformu olmak üzere altı büyük tektonik birlik bulunmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1982; Okay, 1989; Okay ve diğ., 1994; Okay ve Tüysüz, 1999). Burada Istranca, İstanbul ve Sakarya zonları, literatürde Pontidler olarak anılan ve Karadeniz sınırı boyunca uzanarak Türkiye'nin kuzey kısımlarını oluşturmaktadırlar (Şekil 1.1). Güneyde Geç Mesozoyik-Erken Tersiyer yaşlı İzmir-Ankara-Erzincan Sütur Zonu ile Anatolid-Torid ve Kırşehir bloklarından ayrılan bu tektonik birlikler, Kretase sürecinde bir araya gelmiş (Okay ve Tüysüz, 1999), çeşitli kıtasal ve okyanusal birimlerin bir mozağını içermektedir (Ustaömer ve diğ., 2011). Bu bağlamda birçok araştırmacının dikkatini çekmiş bu tektonik birlikler, gerek jeolojileri, gerekse tektonik evrimleri bakımından çeşitli jeolojik ve jeofizik çalışmalara konu edilmişlerdir. Söz konusu bu mozağın kıtasal birimlerini içeren önemli tektonik birliklerinden biri, Kuzey-batı Türkiye'de bulunan ve Erken Ordovisiyen'den Erken Karbonifer'e kadar kesintisiz bir transgressif sedimanter istif içeren İstanbul Fragmanı'dır. Bu birlik önceleri Ketin (1966) tarafından güney Karadeniz dağ kuşağını kapsayacak biçimde "Pontidler" içerisinde tanımlanmış, daha sonraki çalışmalarda ise Pontidler diğer kesimlerinden olan jeolojik farklılıkları gözetilerek Batı Pontid (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tüysüz, 1990), İstanbul Zonu (Okay, 1989; Okay ve diğ., 1994), İstanbul Fragmanı (Ustaömer ve Robertson, 1993), İstanbul Napı (Şengör ve Yılmaz, 1981), İstanbul-Zonguldak Birliği (Yiğitbaş ve Yılmaz., 1999) gibi değişik isimler ile anılmıştır.

İstanbul Fragmanı, yaklaşık 100 km genişliğinde ve 500 km uzunluğunda doğu-batı uzanımlı kıtasal bir tektonik birlik olup, batısında Batı Karadeniz fayı (Finetti ve diğ., 1988) ile Istranca Zonu'ndan (Okay ve diğ., 1994; Ustaömer ve Rogers, 1999; Özgül, 2012;), güneyinde ise İç Pontid Kuşağı ve sağ yönlü Pliyo-Kuvaterner yaşlı Kuzey Anadolu Fay Zonu ile Sakarya Zonu'ndan sınırlanmaktadır. Ayrıca Istranca ve Sakarya Zonu birimlerinde gözlenen Geç-Triyas ve Geç Jura-Erken Kretase'deki deformasyon ve metamorfizmalar, İstanbul Fragmanı'nın birimlerinde görülmemektedir (Okay ve

kuzeyinde yaklaşık 5000 km uzunluğunda aktif bir yay oluşturmaktadır. Bu yayın etkisiyle Paleozoyik dönemde bir çok kara parçası, Gondwana'nın kuzey kenarından riftleşerek ayrılmış, Lavrentiya ve Baltık kıtalarına eklenmiştir (Skehan 1996; Stampfli ve diğ. 2002; Murphy ve diğ. 2004, Ustaömer ve diğ. 2011). Türkiye'deki fragmanların temel kayaçlarındaki Kadomiyen-Avaloniyen kuşağına ait izler, kuzeybatıda İstanbul Fragmanı (Ustaömer, 1996, 1999; Ustaomer ve Rogers, 1999; Ustaömer ve diğ., 2005) ve Armutlu Metamorfikleri (Okay ve diğ., 2008), batıda Menderes Masifi (Kröner ve Şengör, 1990; Loos ve Reischmann, 1999, 2001; Gürsu ve diğ., 2004; Gürsu ve Göncüoğlu, 2005) ve güneydoğuda Bitlis Masifi (Ustaömer ve diğ., 2009) için çeşitli çalışmalarda araştırılmıştır. İstanbul Fragmanı'nda gözlenen Geç Karbonifer Variskan deformasyonları, onun Türkiye'deki diğer Kadomiyan-Avaloniyen birimlerinden farklı olduğunun bir göstergesidir. İstanbul Fragmanı, Karbonifer'de Lavrasya'nın bir parçası iken Menderes ve Bitlis Masifleri, Geç Paleozoyik'te Gondwana'nın bir parçası olup, ancak Tersiyer zamanlarında Lavrasya'ya eklenmiştir (Ustaömer ve diğ. 2011).

İstanbul Fragmanı'nın temelindeki kayaların paleocoğrafik açıdan konumu bilinmemektedir. Diğer yandan İstanbul Fragmanı'nın, İstanbul ve Zonguldak zonları olmak üzere kökensel olarak birbirinden farklı iki kara parçasının bir araya gelmesiyle oluşan birleşik bir fragman olduğu öne sürülmektedir (Göncüoğlu ve Kozur, 1998; Stampfli ve Borel, 2002). İstanbul Fragmanı'nın Erken Paleozoyik'teki paleocoğrafik konumu ile ilgili çeşitli görüşler vardır. Örneğin Chen ve diğ. (2002), Zonguldak Zonu'ndan elde ettikleri paragnays ve kuvarsit birimlerindeki zirkon yaşlarına dayanarak, kökenlerini kuzeydoğu Afrika ile ilişkilendirmişler, oysa Ustaömer ve diğ. (2005), Bolu Masifi'nden elde ettikleri zirkon yaşlarına dayanarak kuzeybatı Afrika'da bir lokasyon önermişlerdir. Okay ve diğ. (1994) ise İstanbul Fragmanı'nın Odessa şelfine olan jeomorfolojik uyumuna ve Moesya platformu ile olan stratigrafik benzerliğine dayanarak tüm Paleozoyik'te Lavrasya'nın bir parçası olduğunu savunmaktadırlar. Aynı araştırmacılar, İstanbul Fragmanı'nın günümüzdeki konumuna gelmesini ise, Kretase'de Karadeniz'in açılmasıyla birlikte Batı Karadeniz ve Batı Kırım fayları boyunca güneye hareket etmesiyle açıklamışlardır. Diğer yandan stratigrafik ve faunal karşılaştırmalara dayanarak İstanbul Fragmanı'nın Doğu Avalonya topluluklarının bir uzantısı olduğu da ifade edilmektedir (Kalvoda, 2001; Kalvoda ve diğ., 2003; Oczlon ve diğ., 2007; Okay ve diğ., 2008; Winchester ve diğ., 2006; Bozkurt

ve diğ., 2008). Yanev ve diğ. (2006) ise İstanbul Fragmanı'nı, stratigrafik ve faunal karşılaştırmalara göre Armorika kıta parçaları ile ilişkilendirmişlerdir. Sayar ve Cocks (2013), İstanbul Paleozoyiğinde buldukları Orta Ordovisiyen faunalara dayanarak bunların ılık sulara ait olduklarını öne sürmüşler ve buna göre İstanbul Paleozoyiği'nin 40° gibi güney orta enlemlerinde bulunması gerektiğini vurgulamışlardır. Son yıllarda yine zirkon yaşlarına dayanılarak İstanbul Fragmanı'nın Erken Paleozoyik'teki konumunu aydınlatmayı hedefleyen bir diğer çalışma ise Ustaömer ve diğ. (2011) tarafından gerçekleştirilmiştir. Araştırmacıların İstanbul bölgesindeki Orta-Üst Ordovisiyen yaşlı kuvarsit birimlerinden elde ettikleri zirkon yaş spektrumunun en iyi Amazonya kıtasına ait zirkon yaş spektrumu ile uyumlu olduğunu vurgulamışlardır.

Jeolojik zamanlar boyunca geçmişteki konumlarından hareket ederek yerdeğiştirmiş ve günümüz konumuna gelmiş bir kıta parçasının kayaçlarından elde edilebilecek kalıntı mıknatıslanmalar, kayacın oluşum zamanındaki yer mağnetik alanının özelliklerini içermektedir. Volkanik ve sedimanter kayaçların oluşumları zamanında, yermağnetik alanı etkisinde zamanın ve konumun bir fonksiyonu olarak kazandıkları kalıntı mıknatıslanmalarının araştırılması paleomağnetik çalışmaları kapsamaktadır. Dolayısıyla paleomağnetizma yöntemi, kıtasal blokların, içerdikleri kayaç yaşlarıyla eşdeğer zamanlardaki paleocoğrafik konumlarının belirlenmesinde güçlü bir yöntemdir. Sedimanter kayaçların manyetizmaları, volkanik kayaçlara oranla oldukça zayıftırlar. Ancak son yıllarda aletsel olanaklarda meydana gelen teknolojik gelişmeler, çok zayıf mağnetizmalara sahip sedimanter kayaçların da mıknatıslanmalarının güvenilirlikle ölçülebilmesini sağlamıştır.

İstanbul Fragmanı'nın Paleozoyik'teki konumunun belirlenmesi için gerçekleştirilen paleomağnetik çalışmaların sayısı oldukça azdır. İstanbul Paleozoyiği'nde yapılan ilk paleomağnetik çalışma, Gregor ve Zijderveld (1964) tarafından gerçekleştirilmiştir. Araştırmacılar, Amasra bölgesindeki (Zonguldak Zonu) Permiyen yaşlı kırmızı kum taşlarından toplam 18 mevkiden örneklemeler yapmışlardır. Elde ettikleri $D/I=292^\circ/-14.8^\circ$ ortalama mıknatıslanma doğrultuları ile İstanbul Fragmanı'nın Permiyen zamanında Lavrasya'da bulunduğunu ifade etmişlerdir. Lauer (1981), İstanbul'un Ordovisiyen yaşlı kayaçlarından elde ettiği 2 mevkiye ait paleomağnetik çalışmasında, birincil kalıntı mıknatıslanma olarak $D/I=313^\circ/43^\circ$ değerini elde etmiş ve İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen'de ekvatorial bölgedeki paleoenlemlerde bulunmuş olması

gerektiğini söylemiştir. Evans ve diğ. (1991) çalışmasında ise Silüriyen-Karbonifer arası yaşları kapsayan toplam 12 mevkiden örneklemeler yapmışlar ve bunların 9 tane mevkisine ait paleomağnetik değerlendirmelerinden genel olarak 15°'den küçük paleoenlemler elde etmişlerdir. Elde ettikleri sonuçlara göre İstanbul Fragmanı paleoenlemlerinin Lavrasya ile uyumlu olduğunu belirtmişlerdir. İstanbul ve Zonguldak Zonları'nda yapılan ve Paleozoyik dönemi kapsayan son paleomağnetizma çalışması, Hisarlı ve diğ. (2006) tarafından gerçekleştirilmiştir. Araştırmacılar, Ordovisiyen'den 16, Alt Silüriyen'den 2, Üst Devoniyen'den 6, Karbonifer'den 7 ve Permiyen'den 6 olmak üzere toplam 37 mevki örneklemiştir. Ancak Ordovisiyen'den örnekledikleri 16 mevkiden sadece 5 tanesinde kalıntı mıknatıslanma saptayarak bunların ortalamasını $D/I=239^\circ /-40^\circ$ olarak elde etmişlerdir. Yine Alt Silüriyen ($D/I=64^\circ/42^\circ$), Üst Devoniyen ($D/I=88.4^\circ/45.0^\circ$) ve Karbonifer ($I=44^\circ$) için elde ettikleri ortalama değerlere göre İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen-Karbonifer aralığında yaklaşık aynı paleoenlemlerde ($22^\circ-26^\circ$) bulunduğunu ifade etmişlerdir. Permiyen ortalamasına ($D/I=288^\circ/-16.4^\circ$) göre ise İstanbul Fragmanı ekvatora yakın bir enlemdeydi (8°). Sonuç olarak Hisarlı ve diğ. (2006), elde ettikleri paleomağnetik verilerinin İstanbul Fragmanı için Gondwana veya Lavrasya kökenli olduğuna dair birebir destekleyen sonuçlar vermediğini, ancak İstanbul Fragmanı'nın Alt Ordovisiyen'de daha çok Baltık ve Sibirya kıtalarının paleoenlemlerine yakın olduğunu belirtmişlerdir.

İstanbul Fragmanı'nın yukarıda sözü edilen ve Erken Paleozoyik dönemdeki paleocoğrafyadaki konumu ile ilgili öne sürülen görüşler, genel olarak stratigrafik ile faunal karşılaştırmalara ve kayaç birimlerindeki zirkon yaş spektrumlarının diğer kıtalardan elde edilen zirkon yaş spektrumlarına olan karşılaştırmalarına dayanmaktadır. Diğer yandan İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen'deki paleoenlemsel konumunun belirlenmesinde yapılan önceki paleomağnetik çalışmalarda, istatistiksel olarak sınırlı sayıda mevki değerlendirmeleri yapılmış, ayrıca genel olarak kayaçların mıknatıslanma yaşları ve sedimanter kayaçlarda görülebilecek eğim açılarındaki sığlaşma etkileri araştırılmadan yorumlanmıştır.

Bu tez çalışmasında, İstanbul Fragmanı'nın Erken Paleozoyik paleocoğrafyasındaki enlemsel konumunun, paleomağnetik çalışmalar ile belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda, İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen yaşlı sedimanter birimlerinden önceki paleomağnetik çalışmalara göre daha fazla mevkide paleomağnetik

örneklemelerin yapılması, bunların mıknatıslanma yaşlarının sorgulanması ve paleomağnetik eğim açılarında olabilecek sığlaşma etkilerinin analizleri de yapılarak istatistiksel olarak daha güvenilir paleomağnetik ortalamaların elde edilmesi hedeflenmiştir. Diğer yandan paleoboylamsal olarak ta en iyi konumunun belirlenebilmesi amacıyla, bu tez çalışmasının paleomağnetik çalışmalarından elde edilecek paleonlem bilgileri doğrultusunda, önceki çalışmalarda verilen diğer jeolojik bulguların korelasyonlarından yararlanılması hedeflenmiştir. Böylece İstanbul Fragmanı'nın Erken Paleozoyik'teki konumu için önceki çalışmalarda öne sürülen ve temelde iki farklı görüş ile Lavrasya kökenli veya Gondwana kökenli olduğunu savunan modellerin test edilmesi sağlanmıştır.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. YER MAĞNETİK ALANI VE TEMEL ÖZELLİKLERİ

Paleomağnetik çalışmaların temel amaçlarından bir tanesi geçmiş zamanlara ait yer mağnetik (jeomağnetik) alanını ve özelliklerini incelemektir. Yer mağnetik alan ölçümleri, birkaç yüzyıldan günümüze kadar sürekli olarak yapılmaktadır. Ancak daha eski zamanlara ait yer mağnetik alanı ile ilgili bilgilere ulaşmanın tek yolu, günümüzde elde edilebilen mıknatıslanmış kayaların içerdiği paleomağnetik bilgilere ulaşılmasıyla mümkün olmaktadır (Tauxe, 2010). Paleomağnetizmanın jeomağnetizmaya olan bu uygulaması nedeniyle bu tez kapsamında yer mağnetik alanının temel özelliklerinin verilmesi, paleomağnetizmanın temel prensiplerinin anlaşılmasında yararlı olacaktır.

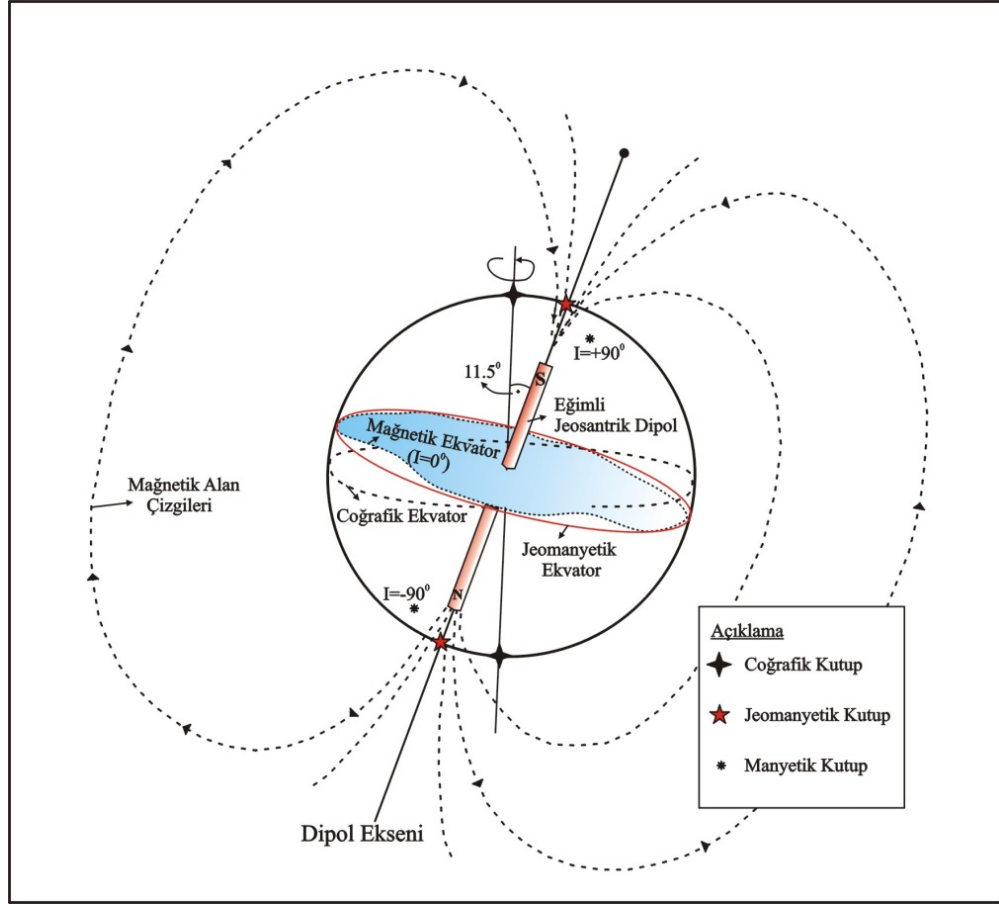
M.S. 16.yy sonrasında manyetizma konusunda hız kazanan bilimsel çalışmalar ile birlikte dünyamızın mağnetik alanı (jeomağnetik alan) ve özellikleri ile ilgili birçok bilimsel bulguya ulaşılmıştır. Buna göre yerin ve zamanın bir fonksiyonu olarak tanımlanan yer mağnetik alanı, iç kaynaklı ve dış kaynaklı olmak üzere farklı kaynakların toplamından oluşmaktadır. Yer mağnetik alanının kaynakları genel olarak aşağıdaki gibi sınıflanmaktadır;

- a) Yerkürenin sıvı dış çekirdeğinde konveksiyon akımları ile bir jeodinamo mekanizmasının oluşturduğu esas alan
- b) Yerkabuğu içerisinde mıknatıslanma gösteren kayaların oluşturduğu kabuksal anomali alanı
- c) Yerkürenin iyonosferi ve mağnetosferi içerisindeki elektrik akımlarının güneş rüzgarları ve güneşin elektromağnetik radyasyonları ile etkileşim halinde oluşturduğu dış alanlar
- d) Dış kaynaklı mağnetik alanların indükleme yoluyla yerkabuğu içerisinde meydana getirdikleri elektrik akımlarının oluşturduğu alanlar

Burada a ve b maddelerinde verilen alanlar yer mağnetik alanının daha çok durağan, diğer c ve d maddelerinde verilenlerin ise zaman içerisinde değişken olan bileşenlerini oluşturmaktadır.

Yer mağnetik alanını matematiksel olarak temsil etmek için ilk defa Gauss (1839) tarafından yapılan yapılan küresel harmonik çalışmalarından, yer mağnetik alanının yerin merkezinde bulunan 3 ayrı dipol tarafından üretilen bir bileşke mağnetik alan ile %90 gibi bir yaklaşımla ifade edilebildiğini ortaya koymaktadır. Sözü edilen dipollerden biri (jeosantrik dipol), yerin dönme ekseni ile paralel ve çakışık konumda, diğer ikisi ise (ekvatorial dipol) ekvator düzlemi içerisindedirler. Bileşkeleri yerin dönme ekseni ile 11.5° açı yapan eğimli jeosantrik dipol oluşturmaktadır. Yer mağnetik alanını matematiksel olarak tanımlayan ve yerin merkezinde varsayılan bu eğimli dipolün ekseni uzatılarak yeryüzünü kestiiği noktalara jeomağnetik kutuplar adı verilmektedir. 2013 yılında jeomağnetik kuzey kutbunun yeri 80.2° K, 72.5° B koordinatlarındadır.

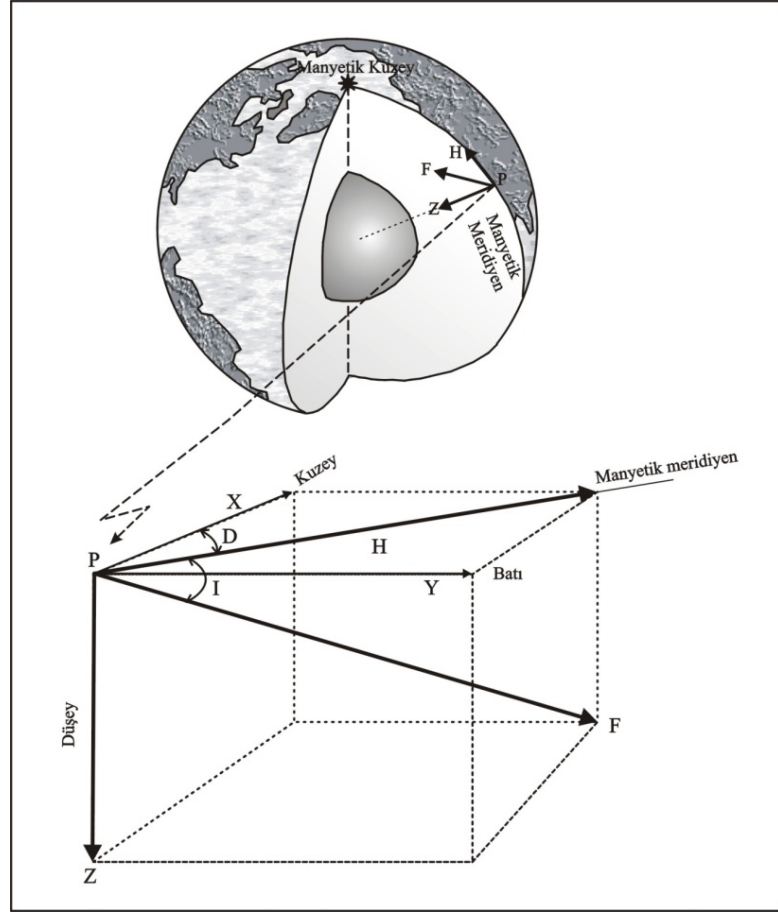
Bir pusula ibresinin doğrultusu, mağnetik meridyen üzerinde olup gerçek mağnetik kutupları işaret etmektedir. Bu kutupların yerleri jeomağnetik kutuplarınkinden farklıdır. Mağnetik kutup noktalarında yer mağnetik alanın eğim (inklinasyon) açıları, kuzey ve güney olmak üzere sırasıyla günümüzde $+90^\circ$ ile -90° olarak ölçülmektedir. Eğim açılarının 0° olduğu yerler ise jeomağnetik ekvatordan farklılıklar göstererek mağnetik ekvatoru oluşturmaktadır (şekil 2.1). Yer mağnetik alanı, büyük ölçüde esas alan tarafından karakterize edilmektedir, nkn esas alanın şiddeti diğer alanlara oranla çok daha büyüktür. Yer mağnetik alanının matematiksel olarak temsil edilemeyen ve ortalama olarak dipol alan şiddetinin % 5'i kadar olan diğer kısımları ise dipolsz alan (none dipole field) olarak adlandırılmaktadır. Yermağnetik alanının dipolsz alanında meydana gelen ve zamanla gelişen değişimler, yerkürenin çeşitli enlem ve boylamlarında farklılıklar gösterebilmektedir. Bu farklılıklar, çeşitli konumlarda oluşan kayaçların mağnetik özelliklerine de yansımaktadır. Yermağnetik alanının meydana gelen zamansal ve konumsal değişimler ve farklılıkları, paleomağnetik çalışmalarda bazı n kabuller ile genelleştirilmektedir.



Şekil 2.1: Eğimli jeosantrik dipol alanı ve mağnetik kutuplar (McElhinny, 1973'ten değiştirilerek çizilmiştir).

2.2. YER MAĞNETİK ALAN VEKTÖRÜ VE ELEMANLARI

Mağnetik alan, vektörel bir büyüklük olup temel olarak şiddeti ve doğrultusu ile tanımlanabilir. Şekil 2.2'de dünya üzerinde bulunan herhangi bir P noktasındaki yer mağnetik alanının bir karteziyen koordinat sistemi üzerindeki vektörel bileşenleri gösterilmektedir. Buna göre şiddeti F olarak verilen bir toplam mağnetik alan vektörünün biri yatay (H) diğeri düşey (Z) olmak üzere iki temel bileşeni vardır. Yatay bileşen H 'nin doğrultusu mağnetik meridyene paralel ve mağnetik kuzey yönündedir. Mağnetik meridiyen doğrultusu ile coğrafi meridiyen doğrultusu arasındaki açı sapma (D : denklinasyon) açısı olarak adlandırılmaktadır. Yatay bileşen H , basit trigonometrik ifadeler ile coğrafi meridiyen ve enlemlerinde olan izdüşümlerine (X ve Y bileşenlerine) indirgenebilir. Toplam alan vektörünün yatay düzlem ile arasındaki açı (I) ise eğim (inklinasyon) açısı olarak adlandırılmaktadır.



Şekil 2.2: Yermağnetik alanı vektörel bileşenlerinin kartezyen koordinatlardaki gösterimi (Lanza ve Meloni, 2006'dan değiştirilerek çizilmiştir).

Jeomağnetik çalışmalarda sapma açısı, sapmanın, gerçek kuzey doğrultusunun batısında veya doğusunda olmasına göre negatif ya da pozitif değerler ile ifade edilmektedir. Paleomağnetizma çalışmalarında ise sapma açısı gerçek kuzeyden saat yönünde olmak üzere 0° ile 360° arasındaki değerler ile ifade edilmektedir. Eğim açısı I , aşağı düşeyde pozitif, yukarı düşeyde negatif olmak üzere $+90^\circ$ ile -90° arasında değerler almaktadır. Mağnetik alan vektörünün şiddeti, sapma ve eğim açılarının bilinmesi ile diğer bileşenler ve aralarındaki ilişkiler aşağıda verilen basit trigonometrik bağıntılar ile hesaplanabilmektedir.

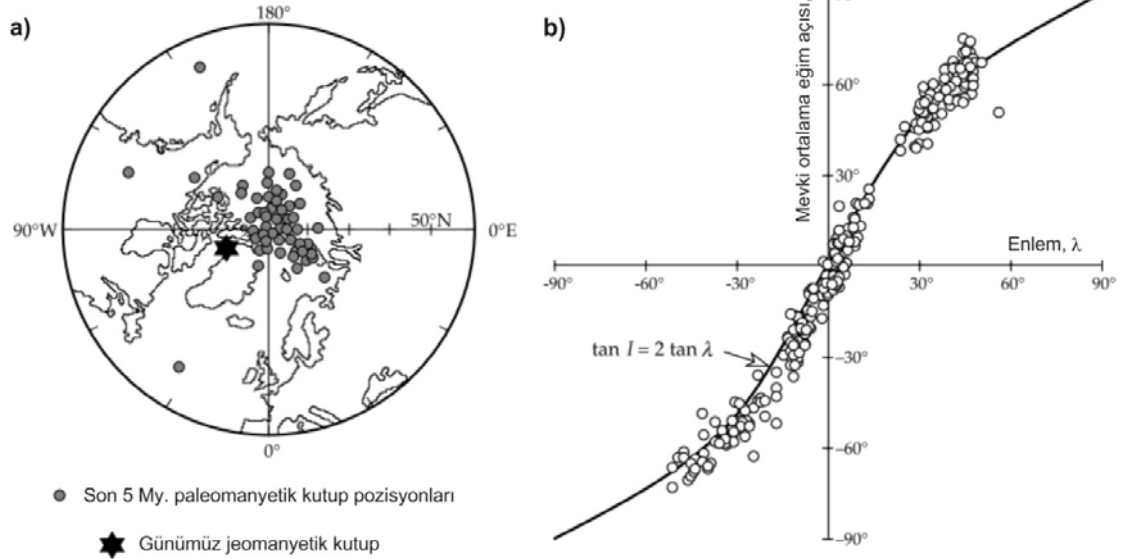
$$H=F.\cos I, \quad Z=F.\sin I, \quad \tan I= Z/H; \quad (2.1)$$

$$X=H.\cos D, \quad Y=H.\sin D, \quad \tan D=Y/X; \quad (2.2)$$

$$F^2=H^2+Z^2 = X^2+Y^2+Z^2 \quad (2.3)$$

2.3.YER MERKEZLİ EKSENEL DİPOL (GAD) MODELİ

Yermağnetik alanı zamanın ve yerin bir bir fonksiyonu olarak değişim göstermektedir. Bu değişim dünyanın herhangi bir konumunda oluşan kayaçların mağnetik özelliklerine de yansımaktadır. Son 5 milyon yıl yaşlarındaki derin deniz sedimanter kayaçlarının paleomağnetik çalışmaları, bu değişimin uzun sürelerdeki ortalamasının, yerkürenin merkezinde varsayılan ve yerin dönme eksenineyle çakışık bir dipol alanın genel özelliklerini sergilemekte olduğunu göstermiştir (Lowrie, 2007). Şekil 2.3'de dünyanın farklı enlemlerinden elde edilen son 5 milyon yaştaki kayaçların paleomağnetik kutup pozisyonlarının yerküre üzerindeki dağılımları ve paleomağnetik eğim açıları ile yerin dipol alanından hesaplanan eğim açılarının bir karşılaştırılması gösterilmiştir. Buna göre son 5 My. yaş içerisindeki kayaçların paleomağnetik çalışmalarından elde edilen kutup pozisyonlarının dağılımları, genel olarak yerin dönme eksenini etrafında konumlanmaktadır (Şekil 2.3.a). Diğer yandan elde edilen eğim açıları değerlerinin elde edildikleri enlemlere göre olan dağılımları, dipol alanı eğim açılarının enlemlere göre olan dağılımları ile büyük bir yaklaşımla örtüşmekte olduğu görülür (Şekil 2.3.b).

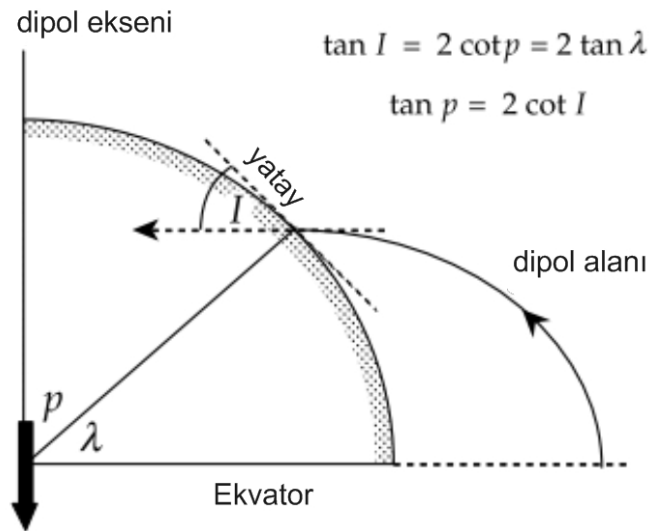


Şekil 2.3: Son 5 My. kayaçların paleomağnetik özelliklerinin günümüz yermağnetik alanı özellikleri ile karşılaştırılması. a) paleomağnetik kutup pozisyonları, b) paleomağnetik eğim açıları (içi boş daire) ile GAD modeli teorik eğim açılarının (sürekli eğri) karşılaştırılması (Lowrie, 2007).

Yerin dönme eksenini ile dipol eksenini çakışık kabul eden ve paleomağnetik çalışmaların temel kabulünü oluşturan Yer Merkezli Eksenel Dipol (GAD: Geocentric Axial Dipol) modeli, kayaçların paleomağnetik verilerine bir referans sistemi oluşturarak, matematiksel olarak onların jeolojik geçmişteki oluşum yerlerinin bulunmasına olanak sağlamaktadır. GAD modelinde mağnetik kutup pozisyonu ile coğrafik kutup pozisyonunun birbirine çakışık kabul edilmesiyle coğrafik enlemler ile mağnetik enlemlerin eşitlenmesi sağlanmaktadır. Böylece paleomağnetik verilerden elde edilen eğim açıları değerlerinden paleoenlem değerleri hesaplanabilmektedir. Diğer yandan GAD modelinde sapma açıları değerleri yerkürenin her boylamında sıfır değeri aldığından paleomağnetik çalışmalardan elde edilen sapma açıları değerleri rotasyon miktarları ile ilişkilendirilebilmektedir. Şekil 2.4’de, GAD modelinde varsayılan ve kayaçların paleomağnetik çalışmalarından elde edilen eğim açıları ile dipol alanı mağnetik enlemleri arasındaki ilişkisi gösterilmiştir. Buna göre paleomağnetik bir çalışma sonucu elde edilen bir paleomağnetik eğim açısı değeri ile paleoenlem değeri arasındaki ilişki GAD varsayımına göre,

$$\tan I = 2 \tan \lambda = 2 \cot p \quad (2.4)$$

ifadesi ile verilen “dipol bağıntısı” ile tanımlanmaktadır.



Şekil 2.4: GAD modelinde paleomağnetik eğim açısı ve enlem ilişkisi (Lowrie, 2007).

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. ÇALIŞMA ALANININ ORDOVİSİYEN YAŞLI SEDİMANTER BİRİMLERİ

Batı Karadeniz bölgesi jeolojik anlamda Türkiye'nin ana tektonik birliklerinden birini oluşturur. Bu birlik, Ketin (1966) tarafından güney Karadeniz dağ kuşağını kapsayacak biçimde "Pontidler" adı ile tanımlanmış, daha sonraki çalışmalarda ise Pontidlerin diğer kesimlerinden farklılıkları gözetilerek Batı Pontid (Şengör ve Yılmaz, 1981; Tüysüz, 1990), İstanbul Zonu (Okay, 1989; Okay ve diğ., 1994), İstanbul Fragmanı (Ustaömer ve Robertson, 1993), İstanbul Napı (Şengör ve diğ., 1984), İstanbul-Zonguldak Birliği (Yiğitbaş ve diğ., 1999) gibi değişik isimler ile anılmıştır. Bu tez çalışmasının çalışma alanını kapsayan İstanbul Fragmanı, batısında Istranca Masifi, güneyinde Sakarya kıtası, kuzeyinde Batı Karadeniz havzası ve doğusunda Ballıdağ Küre Birliği ile sınırlanmaktadır (Şekil 1.1). Bölgenin doğu, batı ve güneyindeki diğer birliklerden en önemli farklılığı ve ayırtman niteliği temelinde yer alan Paleozoyik yaşlı çökel topluluğudur. İstanbul, Çamdağ, Bolu, Zonguldak ve Karadere dolayları İstanbul Fragmanı Paleozoyik yaşlı birimlerin mostra alanlarının buldukları yerlerdir. İstanbul ve çevresi değişik yaşlarda Paleozoyik litostratigrafi birimleri ile temsil edilmektedir ve bu birimlerden bazıları Batı Karadeniz bölgesinin diğer kesimlerinde de görülür. Alttan üste doğru İstanbul Paleozoyik istifini oluşturan birimler Kocatöngel Formasyonu, Bakacak Formasyonu, Soğuksu Formasyonu, Kurtköy Formasyonu, Aydos Formasyonu, Yayalar ve Ereğli formasyonları, Pelitli Formasyonu, Kartal ve Yılanlı formasyonları, Denizliköyü Formasyonu ve Trakya Formasyonu ile temsil edilir (Tüysüz ve diğ. 2004). İstanbul Paleozoyik istifini oluşturan bu birimlerin harita üzerindeki genel dağılımları ve stratigrafik sütun kesitleri, bir sonraki bölümde paleomağnetik çalışmalarda elde edilen mevkilerin de üzerinde gösterilerek bir bütünlük oluşturması açısından Şekil 3.1 ve Şekil 3.2'de verilmiştir.

İstanbul Paleozoyik istifinin Kocatöngel Formasyonu, Bakacak Formasyonu, Soğuksu Formasyonu, Kurtköy Formasyonu ve Aydos Formasyonu bu tez çalışmasının konusu kapsamında paleomağnetik örneklemelerin yapıldığı Ordovisiyen yaşlı formasyonlarını

oluşturmaktadır. Bu nedenle burada sadece bu formasyonların ayrıntılı tanımlamalarına yer verilecektir. Son yıllarda İstanbul il alanı dolaylarında yapılan ayrıntılı jeolojik çalışmalarda kullanılan formasyon adlandırmalarında bazı farklılıklar bulunmaktadır. Örneğin Özgül (2005), Kocatöngel formasyonu ile Kurtköy formasyonlarını Polonezköy Grubu altında grup aşamasında adlandırmıştır. Yine Özgül (2005), sahada birbirinden ayırtılması güç olan Kurtköy ve Bakacak istiflerinin tümünü Kurtköy Formasyonu altında, formasyonun alt kısmını oluşturan Bakacak Üyesi aşamasında adlandırılmasını önermiştir. Aynı çalışmada Kurtköy Formasyonu'nun üst kısımları için Süreyyapaşa Üyesi, Aydos Formasyonu içerisinde Kınalıada ve Başbüyük Çakıltaşı üyeleri ayırtlanmıştır.

Polonezköy Gurubu, İstanbul il alanı içerisinde İstanbul Birliği ve Kocaeli Yarımadası dolaylarında mostra veren en yaşlı kaya birimi olarak tanımlanmaktadır. Özgül (2005), karasal (akarsu, göl, lagün) ortam koşullarında çökelmiş ve kırıntılı kaya birimlerini kapsayan, yaklaşık 3700 metre kalınlıktaki bu istif, yüzeylemeleri geniş alan kapladığı Polonezköy'ün adıyla, gurub aşamasında adlandırmıştır. Polonezköy Gurubu yaşlıdan gence doğru, adını Sakarya ili KD'sunda bulunan Kocatöngel köyünden alan Kocatöngel Formasyonu ile adını İstanbul Anadolu yakası Kurtköy civarından alan Kurtköy Formasyonu olmak üzere iki formasyondan oluşmaktadır.

3.1.1. Kocatöngel Formasyonu

Kocatöngel Formasyonu ilk olarak Sakarya ili KD'sunda Çamdağ yöresi Kocatöngel köyü civarlarındaki yüzeylemeleri Kaya (1982) tarafından (Gedik ve Önalın, 2001; Tüysüz ve diğ., 2004), Yazman ve Çokuğraş (1983) tarafından ise "Kocatöngel Formasyonu" adıyla incelenmiş ve bu ad ile benimsenmiştir (Tüysüz ve diğ., 2004; Özgül, 2005, 2012). Formasyonun İstanbul Birliği içerisindeki varlığı ise Gedik ve Aksay (2002) tarafından saptanmıştır. İstanbul bölgesi için Özgül (2102), formasyonu Polonezköy Grubu (Kocatöngel Formasyonu ve Kurtköy Formasyonu) içerisinde değerlendirmiştir.

Düzce kuzeyi ile Karadere vadisinde Prekambriyen yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak yer aldığı ifade edilen birimin Çamdağ ve İstanbul bölgelerinde tabanı görülmemektedir. Birimin üst dokanağı ise Bakacak Formasyonu (Özgül, 2005'e göre

Kurtköy Formasyonu Bakacak Üyesi) ile dereceli geçişlidir (Gedik ve Önal, 2001; Aydın ve diğ., 1987; Derman, 1997; Derman ve Özçelik, 1993)(Şekil 3.2).

Özgül (2005) ve Gedik ve diğ. (2002) formasyonun İstanbul dolaylarındaki yüzeylemelerinde 1500-2000 metre arasında bir kalınlık öngörmüşlerdir. Çamdağ'da 300 metre (Gedik ve Önal, 2001), Düzce kuzeyinde ise 1200 metre (Aydın ve diğ., 1987) kalınlık belirlenmiştir.

Formasyon başlıca koyu yeşil, yeşilimsi kül rengi, boz miltaşı-kiltaşı ve ince taneli kumtaşından oluşur. Litolojilerinde önemli bir fark ayırt edilmeksizin İstanbul Anadolu yakası, Çamdağ, Düzce kuzeyi, Bolu ve Karadere vadisinde dağılım göstermektedir.

Kocatöngel formasyonunun yüzeylemeleri içerisinde yaş belirlenebilecek herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Dean ve diğ. (1997) Kastamonu bölgesi Eflani-Araç ilçeleri arasında yer alan Karadere vadisinde Bakacak Formasyonu olarak inceledikleri istifin yaşını, akritark fosil kapsamına göre Erken Ordovisiyen (Tremadosiyen) olarak belirlemişlerdir. Kocatöngel Formasyonunun bu istife benzer olan Kurtköy Formasyonu Bakacak Üyesi tarafından geçişli olarak üzerlenmiş olması, formasyon yaşının dolaylı olarak Alt Ordovisiyen yaşta olduğunu düşündürmektedir (Özgül, 2012). Yine İstanbul-Zonguldak Zonu'nda fosil bulgusuyla kesin Kambriyen yaşı verilen serilere rastlanılmadığı önceki çalışmalardan bilinmekte ve literatürde en yaşlı serinin Ordovisiyen olduğu ifade edilmektedir (Abdüsselamoğlu, 1963; Kaya, 1973, 1978; Sayar, 1979, 1984).

Özgül (2012), formasyonun egemen kaya türünü oluşturan fosilsiz, milimetrik boyutlu, açık koyulu renk araldanması gösteren laminalardan oluşan varvli yapısından, çökme ortamında mevsimsel donmaların, anoksit koşulların, buzul yada buzul çevresi ortam koşullarının etkin olduğunu düşünmektedir. Gedik ve diğ. (2002), Kocatöngel Formasyonunun muhtemelen dalgaların fazla etkili olmadığı bir ortamda çökeldiklerini belirtmişlerdir.

3.1.2. Bakacak Formasyonu

Arkozik kırmızı kumtaşı ve silttaşından oluşan birimin ilk tanımlaması Yazman ve Çokuğraş (1983) tarafından kullanıldığı bilinmektedir. Bakacak Formasyonu Çamdağ'daki güney istife (Gedik ve Önalın, 2001) ait Soğuksu Formasyonunun bir bölümüne karşılık gelir (Şekil 3.2). Derman (1997), Bakacak Formasyonunu'nu İstanbul ve Çamdağ alanlarında Kurtköy Formasyonu'nun eşdeğeri olarak değerlendirmiştir. Özgül (2005), İstanbul dolayları için sahada birbirinden ayırtlanması güç olan Kurtköy ve Bakacak istiflerinin tümünü Kurtköy Formasyonu adı altında Bakacak Üyesi aşamasında adlandırılmasını önermiştir.

İstanbul Anadolu yakasında ve Çamdağ alanında birim altta Kocatöngel Formasyonu, üstte ise Kurtköy Formasyonu ile geçişlidir (Aydın ve diğ., 1986, 1987; Gedik ve Önalın, 2001). Özgül (2005, 2012), sahada birbirinden ayırtlanması güç olan Kurtköy ve Bakacak istiflerinin tümünü Kurtköy Formasyonu adı altında Bakacak Üyesi aşamasında adlandırılmasını önermiştir.

Çamdağ alanında Aydın ve diğ. (1986) ve İstanbul bölgesinde Özgül (2012) birimin kalınlığını 500 m olarak öngörmüşlerdir. Birim üste doğru kabalaşan bir istif karakterinde olup yeşilimsi gri renkli kumtaşı ve silttaşı ile mor renkli çamurtaşı ve şeyl ardalılarından oluşur. Üst seviyelere doğru çamurtaşı ve şeyllerle ardalımalı kumtaşı katmanlarında artış gözlenir.

Yüzeylemeleri İstanbul Anadolu yakası, Çamdağ, Bolu kuzeyi, Bakacak Dağı ve Karadere vadisinde görülmektedir (Şekil 3.3). Dean ve diğ. (1997), birimin Karadere vadisindeki yüzeylemelerinin en alt 13 metre'sindeki 5 seviyeden elde ettikleri akritarklara göre olası Tremadosiyen (Erken Ordovisiyen) yaşta olduğunu belirtmişlerdir.

3.1.3. Kurtköy Formasyonu

Paeckelmann (1938) sözkonusu arkoz birimini, altta taban cakıltısı (Hauptkonglomerat) düzeyi ile başlayan ve arkoz (Arkoz-Horizont) olarak devam eden Silüriyen sonu yaşta "Quarzit-Serie" içinde tanımlamıştır. Altınlı (1951) istifi "Arkozlar" başlığı altında incelemiştir. Birim için, ilk kez Haas (1968) tarafından, İstanbul'un Anadolu yakasında

Kurtköy dolayında geniş alan kaplaması nedeniyle, Kurtköy Formasyonu (Kurtköy Schichten) adı kullanılmıştır. Daha sonraları, Kaya (1978), Önalın (1981) ve Tüysüz ve diğ. (2004) tarafından da aynı coğrafya adı korunarak, istif sırasıyla “Kurtköy Arkoz Birimi” ve “Kurtköy Formasyonu” adlarıyla incelenmiştir.

Kurtköy Formasyonu, alt düzeyini oluşturan Bakacak Üyesi ile Kocatöngel Formasyonu’nu uyumlu ve geçişli olarak üstler; Aydos Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla üstlenir.

Özgül (2012), Kurtköy Formasyonu’nun kalınlığını 1500 metrenin üzerinde olduğunu belirtmiştir.

Kurtköy Formasyonu, kızılımsı, mor eflatun renkli arkoz bileşimli kumtaşı, miltaşı, kiltası ve çakıltası gibi sedimenter kayalardan oluşmaktadır. Özgül (2005) formasyonun kumtaşı arakatkılı miltaşlarının egemen olduğu alt düzeyini Bakacak Üyesi ve çakıltası arakatkılı kumtaşından oluşan üst düzeyini ise Süreyyapaşa Üyesi adlarıyla incelemiştir.

Kurtköy Formasyonu İstanbul Anadolu Yakası dışında Kocaeli Yarımadası, Çamdağ, Yığılca ve Bolu bölgesinde yüzeylemektedir (Şekil 3.3 ve Şekil 3.4).

Kurtköy Formasyonu, İstanbul Paleozoyik istifinde, yaşı paleontoloji bilgilerine göre Üst Ordovisiyen-Alt Silüriyen olarak en yaşlı birim olarak belirlenen Yayalar Formasyonun ve Orta Ordovisiyen yaşlı Aydos Formasyonu’nun altında bulunması nedeniyle Alt Ordovisiyen yaşını temsil ettiği kabul edilmektedir. Diğer taraftan Arpat ve diğ. (1978), Safranbolu ilçesinin 35 km GD’unda bulunan ve Aydos Formasyonuna eşdeğer kuvarsit serilerinin altında, kristalin temeli uyumsuzlukla üzerleyen klastik bir istifi belirtmişlerdir. Kurtköy Formasyonuna eşdeğer kabul edilen bu istifin yaşı, Dean ve diğ. (1997) tarafından Tremadosiyen (Alt Ordovisiyen) olarak belirlenmiştir.

Kurtköy Formasyonu’nun kızıl-şarabi rengi, çökme ortamında iklimin sıcak ve oksidasyon koşullarının etkin olduğunu gösterir. Kuvars, kuvarsit gibi birimlerin yanında, magmatit ve metamorfit kökenli feldispat, mika vb. duraysız minerallerin korunmuş oluşu, sedimantasyon sürecinin (aşınma, taşınma ve birikme) hızlı geliştiğinin bir göstergesidir. Bu özellikleriyle formasyon, oksidasyon koşullarının egemen olduğu, düşey faylarla sınırlı dağ eteklerinde gelişmiş, kompleks kollüviyal

yelpaze ortamını yansıtır. Kurtköy Formasyonu alt düzeyini oluşturan Bakacak Üyesi, mevsimsel akarsu ve göl geçiş ortamını yansıtır (Özgül, 2012).

3.1.3.1. Süreyyapaşa Üyesi

Kurtköy Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan Süreyyapaşa Üyesi (Şekil 3.2) egemen kaya türü olarak başlıca mor renkli arkozik kumtaşından oluşur; Süreyyapaşa, Başbüyük yörelerinde yaygın olarak yüzeyleyen değişik düzeylerinde miltaşı ve çakıltaşı mercek ve arakatkılarını kapsar. Önalın (1981) tarafından, istifin kumtaşı-şeyil araldanmasından oluşan bölümü "Süreyyapaşa Üyesi", çakıltaşları ise "Maltepe Üyesi" adlarıyla incelenmiştir. Özgül (2005), istifin egemen kaya türününün kumtaşı olduğunu, söz konusu kumtaşı ve çakıltaşlarının birlikte bir bütün olarak Süreyyapaşa Üyesi adı altında incelenmesi gerektiğini savunur. Kurtköy Formasyonu'nun büyük bölümünü oluşturan üyenin kalınlığı 1000 metreyi aştığı öngörülmektedir.

3.1.4. Soğuksu Formasyonu

Adını Hendek ilçesi KB'sında bulunan Soğuksu köyünden alan birimin ilk tanımlaması Yazman ve Çokuğraş (1983) tarafından kullanıldığı bilinmektedir (Şekil 3.2 ve Şekil 3.4). Stratigrafik olarak Çamdağ alanı güney Paleozoyik istifin tabanında yer alan birim, aynı bölgenin kuzeyinde yer alan Kocatöngel ve Kurtköy Formasyonlarına karşılık gelir.

Alt sınırı görülemeyen birim, üstte Aydos Formasyonu ile geçişlidir (Gedik ve Önalın, 2001).

Birim Gedik ve Önalın (2001) tarafından yaklaşık 2500 metre kalınlıkta olduğu öngörülür. Aydın ve diğ. (1987) ise birimin kalınlığının en az 2000 metre olduğunu belirtmektedir. Soğuksu formasyonu grimsi yeşil ve mor renk araldanmalı, ince-orta tabakalı kumtaşı-şeylden oluşmaktadır. Çamdağ'dan güneye akan Kiliselik dere ile Sakaoğlu deresinde en iyi yüzeylemeleri görülen Soğuksu Formasyonu, İstanbul ve Çamdağ bölgelerinde yüzeyleyen Kocatöngel, Bakacak ve Kurtköy formasyonlarının oluşturduğu istifin yanal karşılığıdır (Gedik ve Önalın, 2001).

Fosil bilgisi bulunmayan birimin yaşı Aydın ve diğ. (1987) tarafından Kambriyen olarak kabul edilmektedir. Gedik ve Önalın (2001) ise Dean ve diğ. (1997)'nin yaşını Erken Ordovisiyen olarak belirledikleri Bakacak Formasyonu'nu ile birimin aynı

stratigrafik konumda olduğunu dikkate alarak birim yaşını Erken Ordovisiyen olarak belirtmişlerdir.

3.1.5. Aydos Formasyonu

İstanbul Anadolu Yakası'nın başlıca yüksek dağ ve tepelerini oluşturan kuvarsitleri, Paeckelman (1938) tarafından Silüryen sonu yaşta "Kuvarsit Serisi", Haas (1968) tarafından "Ayazma Tabakaları", Baykal ve Kaya (1965) tarafından ise "Ortokuvarsit Formasyonu" olarak tanımlanmıştır. Daha sonra Kaya (1978) tarafından "Aydos kuvars arenit birimi" olarak adlandırılan birim Önalın (1981) tarafından "Aydos Formasyonu" adı altında incelenmiştir. Türkiye Stratigrafi Komitesi birimi Aydos Formasyonu olarak benimsemiştir (Tüysüz ve diğ., 2004; Özgül, 2012) .

Birim İstanbul civarında altta Kurtköy Formasyonu, üstte Gözdağ Formasyonu; Çamdağ'da altta Kurtköy ve Soğuksu Formasyonları, üstte Fındıklı Formasyonu; daha doğuda Karadere vadisinde altta Kurtköy Formasyonu, üstte Fındıklı Formasyonu ile geçişlidir (Şekil 3.2).

İstanbul Aydos Dağı'nda birimin kalınlığı yaklaşık 300 metre (Önalın, 1981), Çamdağ'da 50-200 metre (Gedik ve Önalın, 2001) ve Karadere vadisinde 500 metre (Dean ve diğ., 1997) olarak belirtilmiştir.

Genellikle beyaz, açık gri ve kırmızı-pembe renkli, ince-kalın tabakalı, silis çimentolu kuvars kumtaşı ve merceknel kuvars konglomeradan oluşmaktadır. Önalın(1981), fosil içermeyen birimin üstüne geçişli olarak gelen Gözdağ Formasyonu'nun yaşınının Landoveriyen olarak belirlenmesinden dolayı Aydos Formasyonu'nun yaşını Ordovisiyen olarak kabul etmiştir. Özgül (2005), birim içerisinde kesin yaş belirleyebilecek fosil saptanamamış olmasına karşın Aydos Formasyonu'nu, İstanbul bölgesinde Üst Ordovisiyen-Alt Silüriyen yaşta tanımladıkları Yayalar Formasyonu ile aralarında giriklik bulunması nedeniyle yaşıt kabul etmişlerdir.

Gedik ve Önalın (2001), birimin sahil-sığ deniz ortamında çökelmiş olduğunu belirtmektedirler. Önalın (1981), Aydos Formasyonu'nu oluşturan çökellerin, Kurtköy Formasyonu karasal çökellerinin duraylı bir bölgede bol enerjili sığ bir denizde veya sahil ortamında yeniden işlenmesiyle oluştuklarını söyler. Özgül (2012), Aydos Formasyonu içerisinde çakılların mor renkli kaba kumlu gereçleri kapsayışını ana

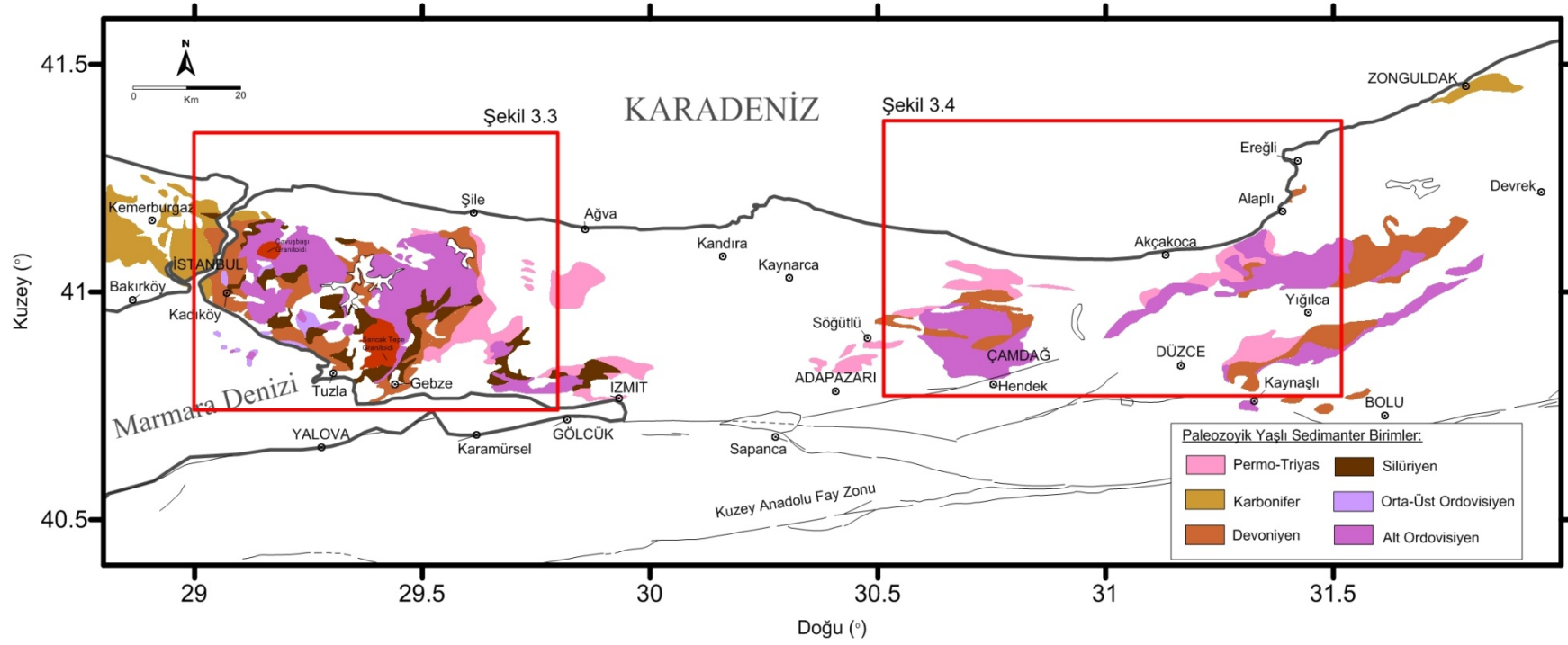
kaynak kayanın büyük oranda arkozlardan oluştuğu ile ilişkilendirmekte ve duraysız minerallerin olmayışını ise yüksek enerjili duraylı kıyı-plaj ortam koşullarının etkin olmasıyla açıklamaktadır.

3.2. PALEOMAĞNETİK ÖRNEK ALINAN MEVKİLER

Bu tez çalışması kapsamında İstanbul Paleozoyik istifinin Ordovisiyen yaşlı birimlerinin yüzeylendiği İstanbul bölgesi ve Sakarya-Bolu illeri arası Çamdağ-Yığılca bölgelerinden (Şekil 3.1) toplam 69 mevkiden paleomağnetik örneklemeler yapılmıştır. Paleomağnetik örnek alınan yerlerin mevki adları IZP olarak adlandırılmıştır.

İstanbul bölgesinde yapılan paleomağnetik örneklemeler, Alt Ordovisiyen (O1) yaşlı birimlerden elde edilen İZP1-36 arası mevkilerin ve Üst Ordovisiyen (O2) yaşlı birimlerden elde edilen İZP50-69 arası mevkilerin örneklerini içermektedir. Şekil 3.2.a'da ve Şekil 3.3'de İstanbul bölgesinden alınan paleomağnetik örneklerin elde edildikleri jeolojik formasyonları ve mevkilerinin harita üzerindeki lokasyonları gösterilmiştir. Buna göre İstanbul bölgesi paleomağnetik mevkilerinden IZP1-34 arası mevkiler Kurtköy Formasyonu (Kurtköy Formasyonu Süreyyapaşa Üyesi; Özgül, 2005; 2012)'ndan, IZP35 mevkisi Kocatöngel Formasyonu'ndan, İZP36 mevkisi Bakacak Formasyonu (Kurtköy Formasyonu Bakacak Üyesi; Özgül, 2005; 2012)'ndan ve IZP50-69 arası mevkiler ise Aydos Formasyonu'ndan elde edilmiştir. Örnekleme yapılan mevkilerin harita koordinatları ve birimlerinde ölçülen stratigrafik tabaka doğrultu ve eğimleri Tablo 3.1'de toplu olarak verilmiştir.

Çamdağ-Yığılca bölgesinde yapılan paleomağnetik örneklemeler, Alt Ordovisiyen (O1) yaşlı birimlerden elde edilen İZP37-49 arası mevkilerin örneklerini içermektedir. Şekil 3.2.b'de ve Şekil 3.4'de Çamdağ-Yığılca Bölgesi'nden alınan paleomağnetik örneklerin elde edildikleri jeolojik formasyonları ve mevkilerinin harita üzerindeki lokasyonları gösterilmiştir. Buna göre Çamdağ-Yığılca Bölgesi paleomağnetik mevkilerinden IZP37, 38, 39 ve 42 mevkileri Soğuksu Formasyonu'ndan, IZP41, 43 ve 44 mevkileri Kocatöngel Formasyonu'ndan ve İZP40, 45-49 mevkileri Kurtköy Formasyonu elde edilmiştir. Örnekleme yapılan mevkilerin harita koordinatları ve birimlerinde ölçülen stratigrafik doğrultu ve eğimleri Tablo 3.1'de toplu olarak verilmiştir. Şekil 3.5'de, bu tez çalışması kapsamında örneklenen İstanbul Bölgesi ve Çamdağ-Yığılca Bölgesi paleomağnetik mevkilerinin bazılarına ait genel görüntüleri de verilmiştir.



Şekil 3.1: Çalışma alanı Paleozoyik yaşlı sedimanter birimlerin genel dağılımı ve paleomağnetik örnekleme yapılan bölgeler (MTA 1:500 000 jeoloji haritasından sadeleştirilerek çizilmiştir).

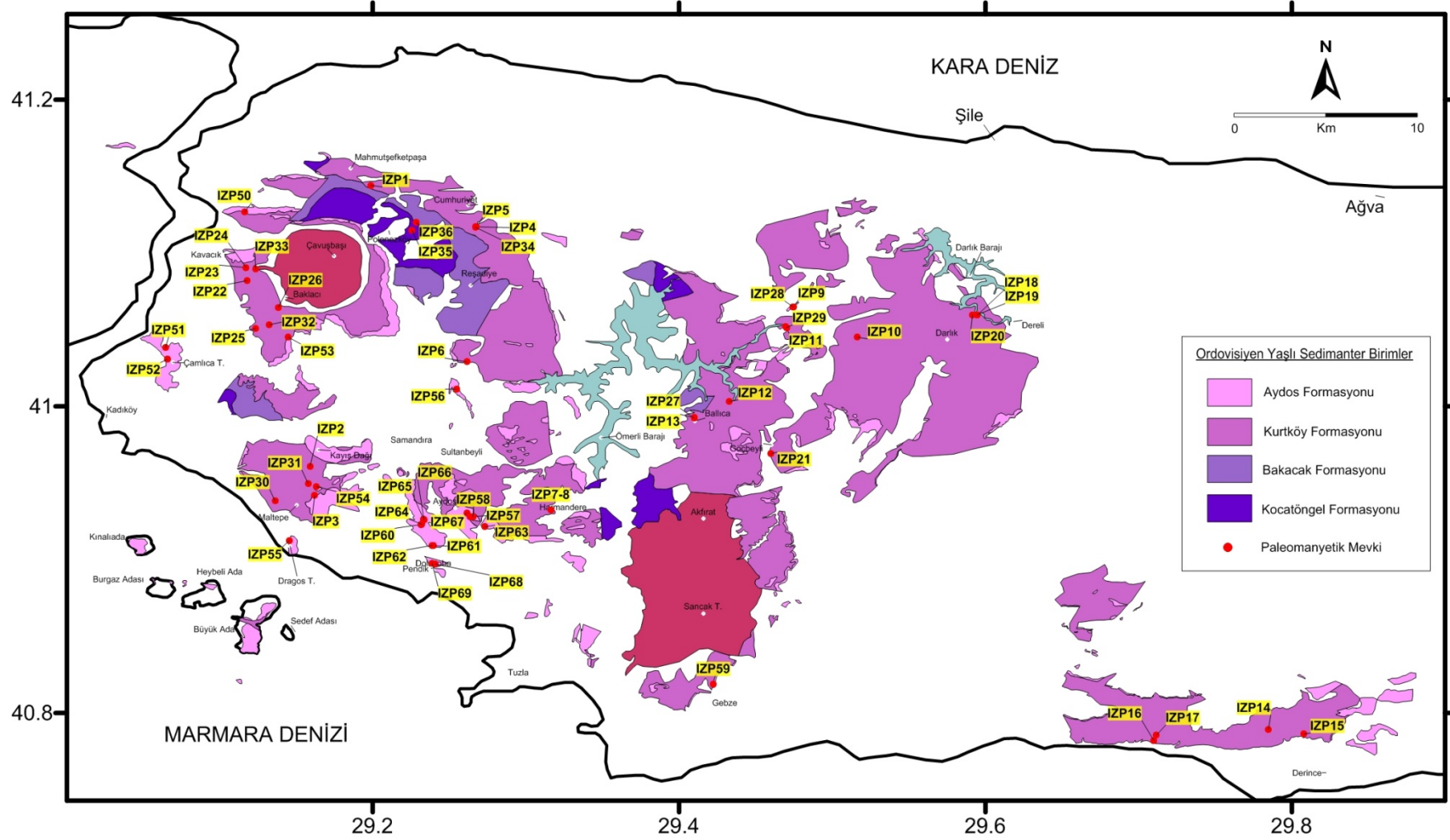
a)

İSTANBUL BÖLGESİ					KAYA TÜRÜ	Paleomanyetik Mevki					
SİSTEM	GURUP	FORMASYON	YAKLAŞIK KALINLIK (M)								
KARBONİFER	TRAKYA	DENİZLİKÖYÜ	170		Kumtaşı-miltaşı-şeyil ardışı						
							>1500				
DEVONİYEN	KARTAL	PELİTLİ	400		Lidit Yumru kireçtaşı Lidit-şeyil Kireçtaşı, killi kireçtaşı						
							YAYALAR	500		killi kireçtaşı, kireçli şeyil	
ORDOVİSİYEN	POLONEZKÖY	KURTKÖY	1500		Kireçtaşı						
							AYDOS	500		Mikalı kumtaşı	IzP50-69
							POÇATÖNGEL	2000		Arkoz türü kumtaşı, miltaşı, çakıtaşı	IzP36
SOĞUKSU	750		Miltaşı kumtaşı ardışı	IzP35							
								Laminallı miltaşı, şeyil			

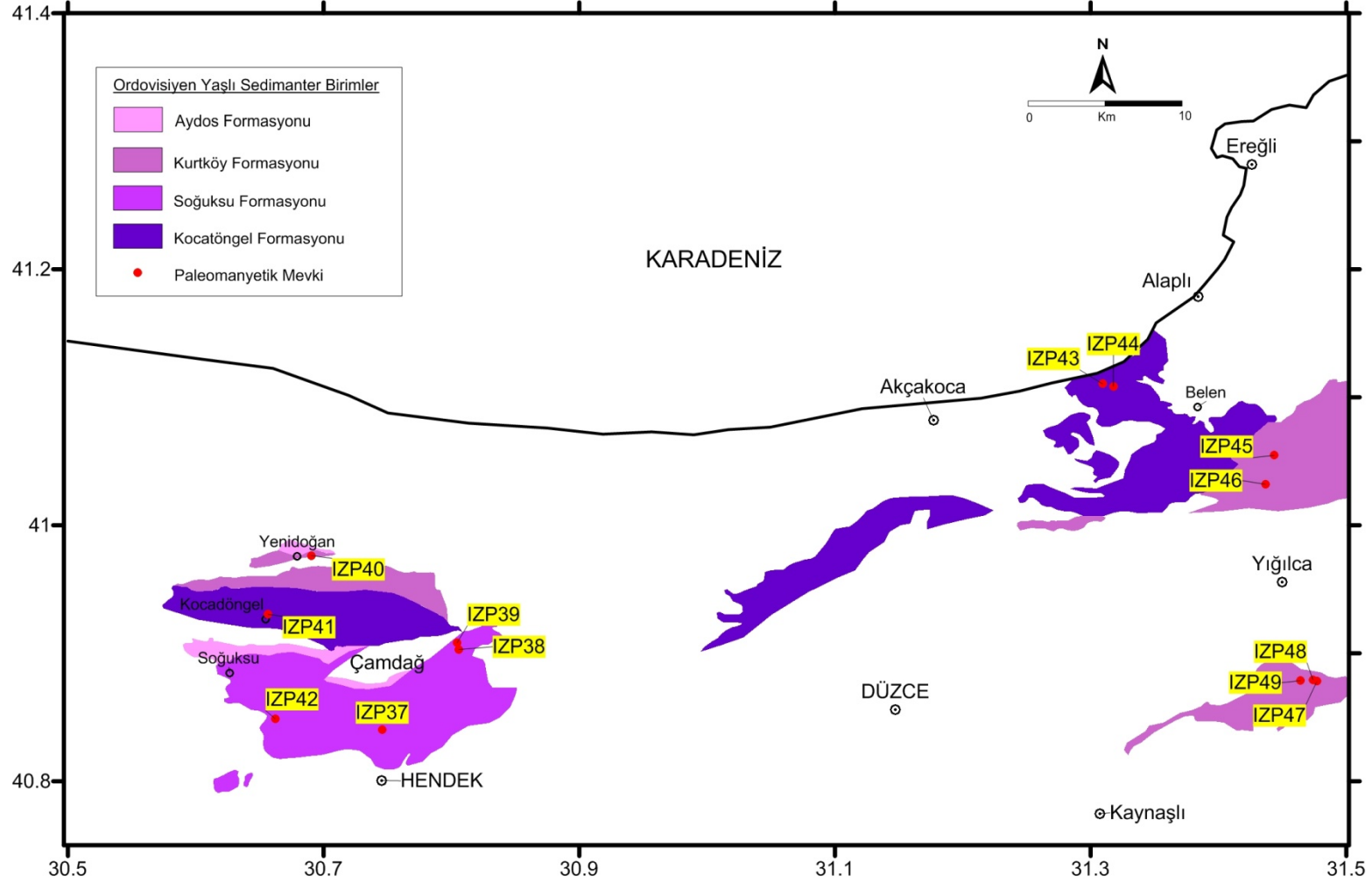
b)

ÇAMDAĞ-YIĞILCA BÖLGESİ					KAYA TÜRÜ	Paleomanyetik Mevki					
SİSTEM	SERİ	FORMASYON	KALINLIK (M)								
DEVONİYEN	ORTA	YILANLI	250		Dolomitik kireçtaşı						
							ALT	EREĞLİ	300-540		Kumtaşı, kireçtaşı
ORDOVİSİYEN	ALT	KURTKÖY	880		Kumtaşı, kireçtaşı						
							AYDOS	50-200		Kuvarsitik kumtaşı, konglomera ve çamurtaşı	Kurtköy Fm. IzP40, 45, 46, 47, 48, 49
										Kumtaşı şeyil arđalanması	
			750		Şeyil, çamurtaşı, kumtaşı arđalanması	IzP41, 43, 44					

Şekil 3.2: Çalışma alanı Paleozoyik yaşlı kaya birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri (a: Özgül, 2005 ve b: Gedik ve Aksay, 2002'den değiştirilerek çizilmiştir) . a) İstanbul bölgesinde yapılan paleomağnetik mevkiler, b) Çamdağ-Yığılca bölgesinde yapılan paleomağnetik mevkiler.



Şekil 3.3: İstanbul bölgesinde yapılan paleomağnetik mevkilerin jeoloji haritası üzerinde dağılımı (harita MTA 1:100 000 ölçekli jeoloji haritalarından sadeleştirilerek çizilmiştir).



Şekil 3.4: Çamdağ-Yığılca bölgesinde yapılan paleomağnetik mevkiilerin jeoloji haritası üzerinde dağılımı (harita MTA 1:100 000 jeoloji haritalarından sadeleştirilerek çizilmiştir).



Şekil 3.5: Paleomağnetik mevkilere ait arazi görünüm örnekleri.

Tablo 3.1: Paleomağnetik örnek alınan mevki koordinatları ve stratigrafik tabaka eğim ve doğrultuları (İst: İstanbul; Çam: Çamdağ; Yiğ: Yığılca).

Bölge	Mevki Adı	Formasyon	Kooordinat		Tabaka	
			Boylam (°)	Enlem (°)	Doğrultu(°)	Eğim(°)
İst	IZP1	Kurtköy	29.19876	41.14418	305	70
İst	IZP2	Kurtköy	29.15903	40.96085	240	24
İst	IZP3	Kurtköy	29.16216	40.94181	333	14
İst	IZP4	Kurtköy	29.26724	41.11712	298	62
İst	IZP5	Kurtköy	29.26762	41.11707	296	87
İst	IZP6	Kurtköy	29.26159	41.02899	42	30
İst	IZP7	Kurtköy	29.31631	40.93226	312	45
İst	IZP8	Kurtköy	29.31631	40.93226	312	45
İst	IZP9	Kurtköy	29.47447	41.06485	125	22
İst	IZP10	Kurtköy	29.51626	41.04512	177	28
İst	IZP11	Kurtköy	29.46967	41.05203	215	52
İst	IZP12	Kurtköy	29.43258	41.00317	140	30
İst	IZP13	Kurtköy	29.40977	40.9926	34	36
İst	IZP14	Kurtköy	29.78467	40.78913	175	66
İst	IZP15	Kurtköy	29.80779	40.78625	291	41
İst	IZP16	Kurtköy	29.70999	40.78188	243	17
İst	IZP17	Kurtköy	29.71162	40.78556	240	8
İst	IZP18	Kurtköy	29.59486	41.05976	275	45
İst	IZP19	Kurtköy	29.59427	41.05957	296	31
İst	IZP20	Kurtköy	29.59153	41.05978	290	40
İst	IZP21	Kurtköy	29.4599	40.96908	261	40

Tablo 3.1: devam.

İst.	IZP22	Kurtköy	29.11811	41.082	250	63
İst.	IZP23	Kurtköy	29.11736	41.09052	250	30
İst.	IZP24	Kurtköy	29.11736	41.09052	250	30
İst.	IZP25	Kurtköy	29.12375	41.0508	256	49
İst.	IZP26	Kurtköy	29.1384	41.06448	220	41
İst.	IZP27	Kurtköy	29.40982	40.99233	350	26
İst.	IZP28	Kurtköy	29.47488	41.06461	180	40
İst.	IZP29	Kurtköy	29.47016	41.05134	200	53
İst.	IZP30	Kurtköy	29.13629	40.93821	270	14
İst.	IZP31	Kurtköy	29.15788	40.94963	270	0
İst.	IZP32	Kurtköy	29.13237	41.05322	270	0
İst.	IZP33	Kurtköy	29.12359	41.08942	250	30
İst.	IZP34	Kurtköy	29.26701	41.11684	295	73
İst.	IZP35	Kocatöngel	29.22569	41.11461	297	75
İst.	IZP36	Kurtköy/Bakacak	29.22857	41.11982	200	43
Çam.	IZP37	Soğuksu	30.74582	40.84045	225	50
Çam.	IZP38	Soğuksu	30.80571	40.90286	65	48
Çam.	IZP39	Soğuksu	30.80438	40.90807	70	50
Çam.	IZP40	Kurtköy	30.69028	40.97626	265	55
Çam.	IZP41	Kocatöngel	30.65648	40.93034	250	30
Çam.	IZP42	Soğuksu	30.66235	40.84872	120	40
Yiğ.	IZP43	Kocatöngel	31.30928	41.11045	200	32
Yiğ.	IZP44	Kocatöngel	31.31778	41.10856	200	43

Tablo 3.1: devam.

Yiğ.	IZP45	Kurtköy	31.44348	41.05465	5	34
Yiğ.	IZP46	Kurtköy	31.4367	41.03199	27	39
Yiğ.	IZP47	Kurtköy	31.47703	40.8782	325	33
Yiğ.	IZP48	Kurtköy	31.47387	40.87925	330	37
Yiğ.	IZP49	Kurtköy	31.46399	40.87856	100	11
İst.	IZP50	Aydos	29.11634	41.12663	74	59
İst.	IZP51	Aydos	29.06475	41.03832	117	22
İst.	IZP52	Aydos	29.06595	41.03067	175	38
İst.	IZP53	Aydos	29.1447	41.04527	313	45
İst.	IZP54	Aydos	29.16314	40.94771	70	33
İst.	IZP55	Aydos	29.14579	40.91254	21	59
İst.	IZP56	Aydos	29.25466	41.01131	200	45
İst.	IZP57	Aydos	29.26377	40.92794	95	34
İst.	IZP58	Aydos	29.26544	40.92788	92	44
İst.	IZP59	Aydos	29.42242	40.81863	350	56
İst.	IZP60	Aydos	29.23163	40.92296	103	34
İst.	IZP61	Aydos	29.23975	40.90907	196	29
İst.	IZP62	Aydos	29.23898	40.90936	270/6	30/35
İst.	IZP63	Aydos	29.27311	40.92146	90	33
İst.	IZP64	Aydos	29.23217	40.92302	75	47
İst.	IZP65	Aydos	29.23317	40.92653	295	25
İst.	IZP66	Aydos	29.23345	40.92605	295	25
İst.	IZP67	Aydos	29.2617	40.93057	274	36
İst.	IZP68	Aydos	29.24071	40.89723	280	30
İst.	IZP69	Aydos	29.23876	40.89775	100	42

3.3. PALEOMAĞNETİZMA ESAS VE UYGULAMALARI

Bir dizi paleomağnetik örneklerin analizi sonucunda elde edilebilecek ortalama paleomağnetik kutup pozisyonunun yermerkezi eksenel dipol (GAD) modelini temsil etmesinin gerekliliği, paleomağnetik analizlerin temelini oluşturan bir kabuldur. Paleomağnetik ölçümlere uygun jeolojik bir birimden (volkanik ve sedimanter kayalar) güvenilir bir paleomağnetik doğrultu ve kutup pozisyonunun elde edilebilmesi, arazi ve laboratuvar ortamında paleomağnetik yöntem ve esaslarının titizlikle uygulanmasına bağlıdır.

İzleyen bölümlerde bir paleomağnetik çalışmanın arazi ve laboratuvar aşamalarını kapsayan örnek toplama, ölçüm, analiz ve paleomağnetik değerlendirmeleri hakkında genel bilgiler verilecektir.

3.3.1. Paleomağnetik Çalışmalarda Kullanılan Arazi Ekipmanı

Bir paleomağnetik çalışmanın arazi aşamasında örneklerin toplanması ve yönlendirilmesi için, elektrik veya benzin ile çalışan portatif bir karotiyer dril motoru, mağnetik özellik göstermeyen elmas kesici uç takımı, su soğutmasını gerçekleştirecek bir su pompası, üzerinde inklinometre, standart pusula ve güneş pusulası bulunduran mağnetik özellik göstermeyen bir yönlendirme tablası, tabaka eğim ve doğrultularını ölçmek için jeolog pusulası, çekiç ve ilave olarak çalışma bölgesinin jeoloji haritaları, iyi bir arazi kayıt defteri ve mevki koordinat tanımı için küresel koordinat belirleme cihazları (GPS) standart arazi ekipmanlarını (Şekil.3.6) oluşturmaktadır.



Şekil 3.6: Paleomağnetik çalışmalarda kullanılan standart arazi ekipmanı.

3.3.2. Paleomağnetik Örnek Toplanması ve Ölçüm Sistemlerine Uygun Hale Getirilmesi

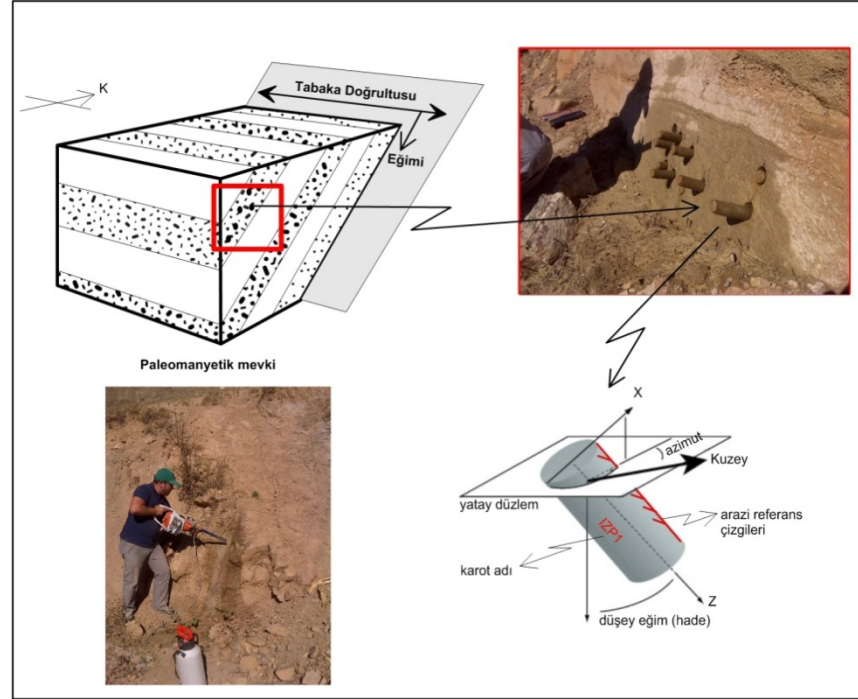
Paleomağnetizma çalışmaları, kalıntı mıknatıslanma özelliklerinin belirlenmesi istenen hedef jeolojik kayaç birimlerinin, doğada buldukları konum ve durum özellikleri ile birlikte laboratuvar ortamına taşınmasıyla başlar. Paleomağnetik bir çalışmanın arazi aşamasını kapsayan bu bölümünde paleomağnetik örnekler, sistematik olmayan hataları elemine etmeyi veya seküler değişim etkilerini en aza indirmeyi amaçlayan belirli arazi kuralları doğrultusunda toplanmaktadır. Araziden yönlü örnekler toplanmadan önce çalışma alanı içerisinde jeolojik birimlerin iyi tanımlanmış olmasının yanı sıra örnek alınan birimlerin yaş özelliklerinin iyi bilinmesi gerekmektedir. Diğer taraftan tektonik aktiviteler sonucu paleomağnetik örnek alınması hedeflenen jeolojik birimler, genellikle kıvrımlanarak veya eğilenecek oluşum zamanlarındaki yatay konumlarını yitirmektedirler. Bu bakımdan güvenilir bir paleomağnetik analiz gerçekleştirilmesinin başlıca gereksinimlerinden biri, paleomağnetik örnek çıkartılan ilgili kaya birimi katmanının doğrultu ve eğiminin belirlenebilmesidir. Diğer yandan iyi bir paleomağnetik örnekleme için örnekleme yapılacak yerin seçimi de önemlidir. Genellikle nehir yatakları ve yol yarmaları gibi taze yüzlekler verebilecek yerlerin seçimi önerilmektedir. Paleomağnetik bir mevki, paleomağnetik alanın anlık

özelliklerini karakterize eden jeolojik bir katman olarak tanımlanabilir. Kesin bir kuralı oluşturmamakla birlikte genel olarak bir paleomağnetik mevkiiden 7-8 adet karot örnekleme veya 3-4 adet el örneğinin alınması istatistiksel açıdan yeterli olmaktadır (Tarling, 1983).

Araziden yönlü örnek alma yolları:

Taşınabilir karot makinesi yardımıyla örnek alma: Paleomağnetik mevki olarak belirlenen bir bölgede yönlendirilmiş örnek almanın en kolay biçimi elektrik veya benzin gereksinimli taşınabilir bir karot makinesi kullanmaktır. Su soğutmalı olarak kesici elmas uçlarının yüksek hızda döndürülmesiyle yaklaşık 10-12 cm uzunluğunda silindirik karot örnekler kesilmektedir. Paleomağnetik çalışmalar için özel olarak tasarlanan ve bir eğim kadranı ile bir jeolog pusulası bulunduran yönlendirme tablası kullanılarak (Şekil 3.6), kesilen her bir karot örneğin eğim ve azimut açıları arazi defterine ilgili örnek adlandırılmasıyla kayıt edilmektedir. Eğer örnek alınan kaya biriminin doğal kalıntı mıknatıslanma şiddeti pusula ibresini etkileyebilecek şiddette ise, güneş pusulası kullanımı azimut ölçümleri için alternatif oluşturmaktadır. Kayıt edilen bu değerler, daha sonra laboratuvar ortamında ölçülen mıknatıslanma eksenlerinin doğadaki orijinal konumuna karşılaştırmak için basit matematiksel ifadelerde kullanılacaktır. Diğer yandan karot numunesi alınan jeolojik katmanın doğrultu ve eğiminin saptanması gerekmektedir. Bu tabaka eğim ve doğrultu bilgisi, laboratuvar ortamında elde edilecek mıknatıslanma doğrultularının, örneklerin toplandığı kayalık katmanının paleoyatay konumundaki değerlere indirgenmesini sağlayacaktır.

Kesilen karotlar orijinal yerlerinden çıkarıldıktan sonra üzerlerine delme doğrultusu (azimut açısı) ve yönünü simgeleyen referans çizgileri çizilmektedir (Şekil 3.7). Bu referans çizgileri, laboratuvar ortamında genellikle 1 inç çapında ve yüksekliğinde daha küçük örneklerle kesilerek ölçüm sistemlerine hazır hale getirilen karot örneklerinin standart bir sistemde ölçülmesine olanak sağlamaktadır.



Şekil 3.7: Karotiyer yardımıyla elde edilen karotların yönlendirilmesi.

El örneği yöntemi: Genellikle $10*10*10 \text{ cm}^3$ hacminde kayaç örneklerinin jeolog veya güneş pusulası yardımı ile yönlendirilip sonrasında da yerinden kopartılmasıyla alınan örneklerdir. El örneği alınırken üst yüzeyini alçı yardımıyla yatay hale getirip bu yatay üzerine izdüşürülen mağnetik kuzey doğrultusunun yönlendirmede referans olarak kullanılması olanaklıdır. Genel olarak bir mevkiiden 3-4 adet el örneği sayısı yeterli bir sayı olmaktadır.

Bu tez kapsamında yürütülen yönlü örnek toplama çalışmalarında benzin yakıtlı ve su soğutmalı taşınabilir bir karotiyer kullanılmıştır. Toplanan örneklerin yönlendirilme işlemleri için yönlendirme tablası üzerindeki pusuladan yararlanılmıştır. Örneklerin çok zayıf mıknatıslanmalara sahip olduklarından dolayı güneş pusulası ölçümlerine ihtiyaç duyulmamıştır. Araziden elde edilen 69 mevkiye ait karot örneklerin herbiri Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan taş kesme hizarı yardımıyla ölçüm cihazlarının standart 1'er inç yüksekliğinde ve çapında silindirik örnek boyutlarına kesilerek ölçümlere hazır hale getirilmiştir. Kesilen her bir örneğin üzerine arazide elde edilen ilgili yönlendirme referans çizgileri işaretlenip ilgili mevki ve adları yazılmıştır (Şekil 3.8).



Şekil 3.8: Karotların kesilerek ölçüm sistemlerine hazır örneklerin elde edilmesi.

3.3.3. Laboratuvar Teknikleri

Paleomağnetik çalışmalarda öngörülen diğer kabullerden biri, kayaçların oluşumları esnasında kazandıkları mıknatıslanmaları (birincil veya primer mıknatıslanma) ile oluşumundan günümüze kadar fiziksel ve kimyasal yollarla kazandıkları mıknatıslanmalarının (ikincil veya sekonder mıknatıslanma) vektörel toplamları, kayacın doğal kalıntı mıknatıslanmasını (NRM) oluşturmasıdır. Dolayısıyla paleomağnetik bir örneğin doğal kalıntı mıknatıslanması (NRM), örneğin çeşitli zamanlarda kazanmış olduğu farklı mıknatıslanma doğrultularına sahip bileşenlerin bir bileşkesini oluşturmaktadır. Vektörel bir büyüklük olan bu bileşkenin X, Y, Z yönündeki şiddetleri, laboratuvarında mağnetometreleri ile ölçülebilmektedir. Daha sonra; X, Y, Z bileşenleri kullanılarak bileşke vektörün şiddeti, doğrultusu ve eğimi hesaplanabilmektedir.

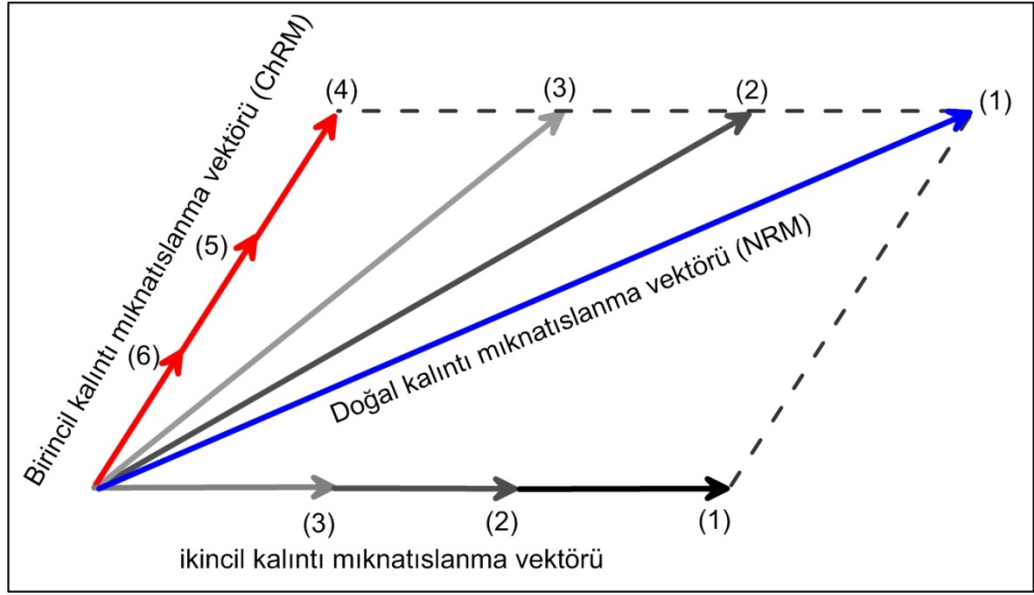
Genel olarak laboratuvar ortamında yapılan bir dizi paleomağnetik ölçümlerin amacı, örnekler içerisindeki istenmeyen parazit ikincil mıknatıslanmaların yok edilerek birincil mıknatıslanma doğrultu ve eğimlerinin ayırt edilmesidir. Bu işlem mağnetik temizleme

(demağnetizasyon) olarak adlandırılmaktadır. Bu amaç doğrultusunda uygulanan iki laboratvar yöntemi,

Isıl (termal) temizleme yöntemi (Thermal demagnetization)

Alternatif alan temizleme yöntemi (Alternatif field demagnetization)

vardır. Her iki temizleme yöntemi, örnek üzerine artan adımlarda ısı veya alternatif alan uygulaması ile her adımda örneğin kalıntı miktarı azalması doğrultusu ve şiddetinin ölçülmesi ve sonuçların Zijderveld ve Wulff projeksiyon ağı üzerinde izlenmesi esasına dayanır. Böylece farklı bloklanma (blocking) sıcaklıklarına veya koersif kuvvetlere sahip ikincil mıknatıslanmalar aşamalı olarak yok edilip sadece şiddeti azalan, fakat doğrultusu değişmeyen karakteristik kalıntı mıknatıslanma vektörünün (characteristic remanent magnetization-ChRM) belirlenmesi hedeflenir (Butler, 1992). Şekil 3.9'da iki bileşenli bir doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün aşamalı olarak ikincil kalıntı mıknatıslanmasından temizlenmesi ve birincil kalıntı mıknatıslanmasının elde edilmesi şematize edilmiştir. Şekil üzerinde görüldüğü gibi NRM vektörü (1) ile simgelenmiştir. NRM vektörünün (2) ve (3) nolu temizleme adımları sonucunda elde edilen bileşke vektörler karşılaştırıldığında farklı doğrultu ve şiddetlere sahip oldukları görülür. Bunun anlamı, bu aşamalarda halen ikincil mıknatıslanmanın varlığının söz konusu olmasıdır. Fakat (4), (5) ve (6) nolu temizleme adımları sonucunda bileşke vektörlerin şiddetleri değişmekte fakat doğrultuları aynı olmaktadır. Bu ise NRM vektörünün ikincil kalıntı mıknatıslanmasından tamamen temizlendiğini ve birincil kalıntı mıknatıslanmayı temsil eden vektörün varlığını ifade etmektedir.



Şekil 3.9: Farklı bloklanma ve koersif kuvvete sahip iki bileşenli bir doğal kalıntı mıknatıslanma vektörünün temizlenme aşamaları (Lanza ve Meloni, 2006).

3.3.3.1. Isıl Temizleme Yöntemi

Kayaçların içerisindeki manyetik daneler, rölaksasyon zamanı olarak tanımlanan karakteristik zaman katsayılarına sahiptir (Neel; 1949, 1955) ve bu rölaksasyon zamanının sonunda kayaç mıknatıslanmasını yitirmektedir. Rölaksasyon zamanı eşitliği;

Kayaçların içerisindeki manyetik daneler, rölaksasyon zamanı olarak tanımlanan karakteristik zaman katsayılarına sahiptir (Neel; 1949, 1955) ve bu rölaksasyon zamanının sonunda kayaç mıknatıslanmasını yitirmektedir. Rölaksasyon zamanı eşitliği;

$$\tau = c \cdot e^{-\left(\frac{VH_c J_s}{2kT}\right)} \quad (3.1)$$

şeklindedir. Eşitlikte ;

τ : rölaksasyon zamanı, c : frekans faktörü, V : tek domenli dane hacmi,

H_c : iç-direnme kuvveti (koersif kuvvet), J_s : satürasyon mıknatıslanma şiddeti,

k : boltzman sabiti, T : sıcaklık .

olarak verilmektedir. Rölaksasyon zamanı bloklanma enerjisinin (VH_cJ_s) termal enerjiye (kT) oranıyla kontrol edilmektedir. (3.1) bağıntısı, sabit katsayıları A ile göstererek bağıntı yeniden düzenlendiğinde,

$$\tau = c \cdot e^{-\left(\frac{V}{T^A}\right)} \quad (3.2)$$

halini alır. Burada V/T oranındaki bir değişimin, rölaksasyon zamanında exponansiyel bir değişime neden olacağı görülmektedir.

Isıl ikincil mıknatıslanma temizleme işlemi sırasında örneğin kademeli olarak ısıtılması halinde, her ısı aşamasında sıcaklığın değişimi nedeniyle örnek içerisinde belirli danelerin V/T oranları küçültülecek, dolayısıyla rölaksasyon zamanları azalacak ve sahip oldukları mıknatıslanmalar yok olacaktır. Düşük rölaksasyon zamanına sahip tek domenli daneler kolaylıkla VRM kazanırken, yüksek rölaksasyon zamanına sahip tek domenli daneler VRM'ye karşı oldukça dirençlidir (McElhinny, 1973; Butler, 1992; Van der Voo, 1993).

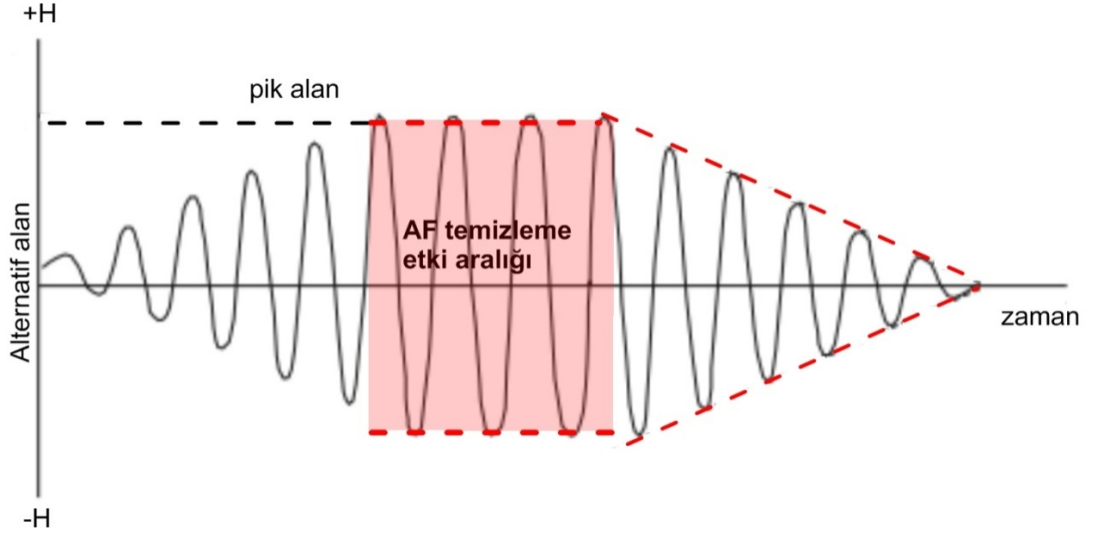
Isıl ikincil mıknatıslanma temizleme yönteminin uygulanabilmesi için laboratuvar ortamında yermağnetik alanın belirli bir hacim içerisinde yok edilmesini sağlayan Helmholtz bobin sistemi ile sıcaklık düzeyi ayarlanabilen mağnetik özellik göstermeyen malzemedan yapılmış bir fırına gereksinim vardır. Isısal temizleme işlemi uygulamada örneklerin aşamalı olarak Curie sıcaklıklarına ulaşmaya kadar dış mağnetik alandan yoksun bir fırınında ısıtılıp ve sıfır alanda oda sıcaklığına soğutulularak gerçekleştirilmektedir. Kayaçların ısı iletim katsayılarının genellikle küçük olması nedeniyle ısıtma prosedürü esnasında kayaçlar 30-60 dakika gibi zamanlarda fırın içerisinde bekletilerek iç sıcaklığının da hedef ısıya ulaşılması sağlanır. Her ısıtma-soğutma aşaması sonrasında örneklerin kalıntı mıknatıslanma şiddetleri ve yönleri ölçülür ve sonuçlar Zijderveld ve stereonet gibi vektörel özelliklerin gösterimini sağlayan çizim ortamlarına aktarılıp izlenir.

3.3.3.2. Alternatif Alan Temizleme Yöntemi

Kayaçların mıknatıslanma özelliklerinden sorumlu, farklı kimyasal bileşime ve fiziksel boyutlara sahip mağnetik daneler, genellikle düzensiz dağılmış, yönelmiş ve doğal yollardan birincil (primer) kalıntı mıknatıslanma kazanmışlardır. Daneciklerin kazandıkları birincil mıknatıslanmalarının koersif kuvvetleri birbirinden farklılık göstererek buldukları kayaçlarda kendine özgü bir koersif kuvvet spektrumu oluşturmaktadırlar.

Alternatif bir mağnetik alan, maksimum bir genlik ile başlayan ve zamanla sıfıra doğru azalan sinüsoidlerden oluşmaktadır (Şekil 3.10). Alternatif alan temizleme yöntemi ile kayaçlar içerisindeki mağnetik daneciklerin koersif kuvvetleri sinüsoidal olarak sıfıra ulaşan alternatif mağnetik alan ile aşılarak domen yapılarındaki mıknatıslanmaların yeniden düzenlenmesi sağlanmaktadır. Alternatif alan uygulamasının pik şiddetine bağlı olarak domen yapılarında yeniden düzenlenen bu mıknatıslanmalar gelişigüzel yönlerde olacak, dolayısıyla dışa karşı net bir mıknatıslanma göstermeyeceklerinden dolayı bir temizleme işlemi gerçekleştirilmiş olacaktır. Paleomağnetik örnek üzerine her aşamada ilk şiddeti giderek artan bir alternatif alan uygulamasıyla giderek artan sayıda büyük koersif kuvvetli daneciklerin mıknatıslanmaları temizlenecektir. Alternatif alan temizleme yöntemiyle böylece büyük koersif kuvvetlere sahip daneciklerin oluşturduğu güvenilir primer mıknatıslanmalara ulaşılması amaçlanmaktadır.

Alternatif alan temizleme yönteminin uygulanabilmesi için dış mağnetik alan etkisinin olmadığı bir ortamda belirli bir ilk şiddet değerinden başlayarak zamanla sıfıra azalan bir alternatif mağnetik alana gereksinim vardır. Bu gereksinimi, paleomağnetik çalışmalarda laboratuvar ortamları için özel olarak tasarlanmış alternatif alan ikincil mıknatıslanma temizleme cihazları karşılamaktadır. Bu cihazlar, ikincil mıknatıslanmalarından arındırılmak istenen kayaç örneğinin temizleme aşamasında “anhisteritik kalıcı mıknatıslanma” adı verilen bir başka ikincil mıknatıslanma kazanmasını önlemek amacıyla mağnetik geçirgenliği çok büyük olan μ -metal katmanlar ile donatılmıştır.



Şekil 3.10: Alternatif alan temizleme işlemi sırasında sinüsoidal alanın zamanla değişimi (Lanza ve Meloni, 2006).

3.3.4. Mıknatıslanma Doğrultularının Gösterimi ve Analizi

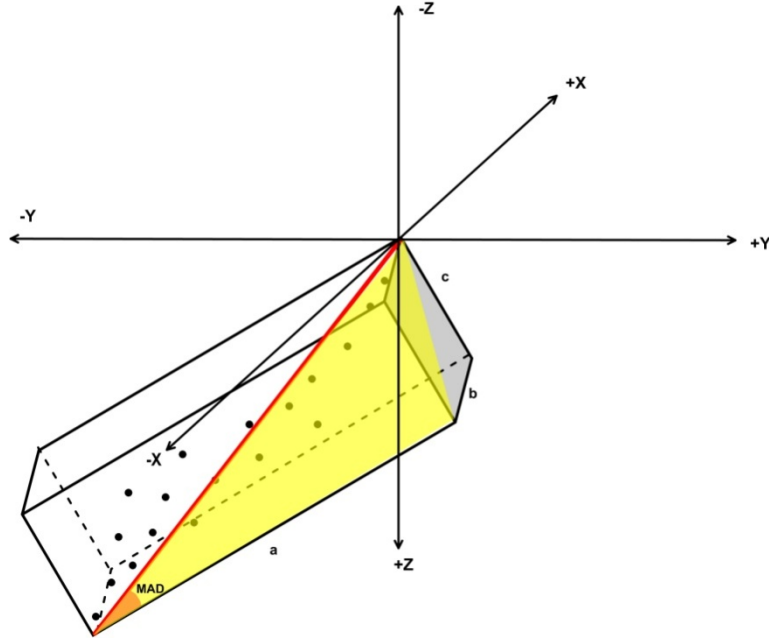
Alternatif alan veya ısıl ikincil mıknatıslanma temizleme işlemlerinin her aşamasında paleomağnetik örneklerin verilerini oluşturan mıknatıslanma şiddetleri (J), doğrultu (D) ve eğimleri (I) laboratuvar tipi magnetometreler kullanılarak X, Y ve Z bileşenlerine ait şiddetlerinin ölçülmesiyle elde edilebilmektedir. İkincil kalıntı mıknatıslanmaların sağlıklı bir şekilde temizlendiklerinin izlenebilmesi için örneklere ait her bir temizleme aşaması sonrası ölçülen paleomağnetik verilerin vektörel davranışları, kartezyen koordinatlardaki geometriler ile gösterilmektedir (Collinson, 1983). Bu amaçla birçok paleomağnetik çalışmada, Zijderveld diyagramı, eşit-alan stereografik projeksiyon ve şiddet değişim grafikleri kullanılmaktadır.

3.3.4.1. As-Zijderveld Diyagramı

Zijderveld (1967) tarafından geliştirilen Zijderveld vektör diyagramı yöntemi, mıknatıslanma vektörünün bitiş noktasını aynı anda iki yüzeye ayırmaktadır. Alternatif alan veya ısıl ikincil mıknatıslanma temizleme işleminin her adımı sonrasında, şiddeti, doğrultusu ve eğimi hesaplanan magnetizasyon vektörü X1 (kuzey), X2 (doğu) ve X3 (düşey) olmak üzere basit trigonometrik ifadeler kullanılarak yatay ve düşey bileşenlerine indirgenmektedir. Zijderveld diyagramları bu bileşen büyüklüklerinin birbirlerine göre olan çizimlerini tek bir kartezyen koordinat sisteminde göstermektedir. Mıknatıslanma vektörlerinin kuzey bileşenleri doğu bileşenlerine (X1-X2) karşılık

çizdirilir. Diğer yandan aynı koordinat sistemi üzerine yatay bileşenlerden biri düşey bileşenlere ($X_1, X_2 - X_3$) karşılık çizdirilir. Böylece her ikincil mıknatıslanma temizleme adımı sonrasında mıknatıslanma vektörünün yatay ve düşey düzlemdeki değişimleri irdelenebilir. Şekil 3.11.a'da bir mıknatıslanma vektörünün Zijderveld vektör diyagramında yatay ve düşey düzlemlere indirgenmesi şematize edilmiştir.

Koersif kuvvet veya bloklanma sıcaklık spektrumları birbirinden ayrıık olan doğal kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin Zijderveld diyagramları doğrusal segmentler oluşturur. Koersif kuvvet veya bloklanma sıcaklıkları birbirleri içerisinde geçişli olan doğal kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin demağnetisasyon sonrası Zijderveld diyagramlarındaki görünümüleri eğrisel karakterlerde olmaktadır. Şekil 3.11.b'de yatay ve düşey düzlemde ayrıık koersif kuvvetlere sahip ve ikincil mıknatıslanma temizleme işlemleri sonucunda 2 adet doğrusal segment oluşturan bir paleomağnetik örneğin Zijderveld diyagramı gösterilmektedir. Burada eğimi farklı herbir doğrusal çizgi, doğal kalıntı mıknatıslanmanın (NRM) farklı doğrultu ve eğimlerdeki bileşenlerini göstermektedir. Şekil üzerinde bu bileşenlerin 0-300 °C ve 300-580 °C sıcaklık aralıklarında temizlenmiş edilmiş oldukları kolaylıkla izlenmektedir. Burada 300-580 °C aralığındaki temizle sonuçlarının vektörel davranışlarının çizgisel görünümü, şiddeti giderek azalan ve orjine yönelen duraylı primer bir mıknatıslanma vektörüne karşılık gelmektedir. Yatay düzlemdeki çizgisel segmentlerin kuzeyle yaptığı açı, ilgili vektör bileşenin sapma açısına (D), düşey düzlemdeki çizgisel segmentlerin yatayla yapmış olduğu açı, ilgili vektör bileşenin eğim (I) açısına karşılık gelmektedir.



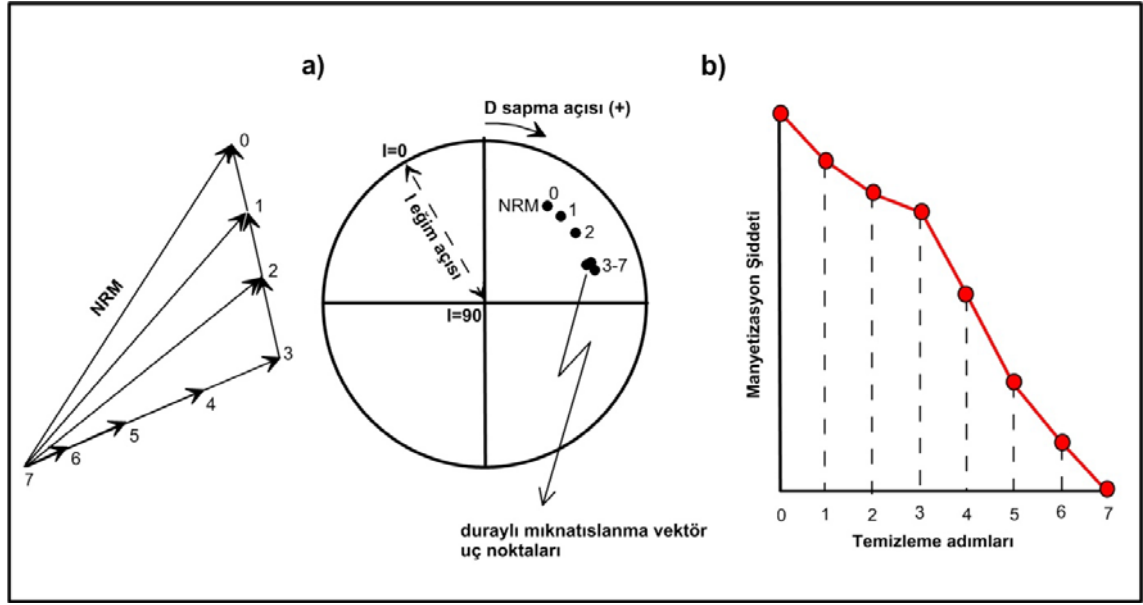
Şekil 3.12: Maksimum açısal sapmanın (MAD) kartezyen kordinat sistemi üzerindeki gösterimi (İşseven, 2001'den değiştirilerek çizilmiştir).

3.3.4.2. Stereonet ve Şiddet Değişim Grafikleri

Stereonet projeksiyon, alternatif alan veya ısıtılmış ikincil mıknatıslanma temizleme işleminin her adımı sonrasında ölçülen mağnetizasyon vektörlerin şiddetleri göz önüne alınmaksızın doğrultu ve eğimlerinin bir küre üzerinde birim vektörler ile gösterilmesini sağlamaktadır. Sapma açısı stereonet diyagramının kuzeyi sıfır olmak üzere saat yönünde pozitif değerlerdeki açıyla ifade edilir, eğim açısı ise stereonet merkezinde 90° , çember üzerinde 0° olmak üzere 90 derecelik bir yarıçap üzerinde değişim gösterir. Doğal kalıntı mıknatıslanmanın duraylı bileşenleri, stereonet üzerinde bir gruplaşma gösterecektir. Şekil 3.13'de birincil ve ikincil mıknatıslanma içeren bir doğal mıknatıslanma vektörünün ikincil mıknatıslanma temizleme işlemi sonrasında elde edilen stereonet dağılımı verilmiştir. Görüldüğü gibi ikincil mıknatıslanma temizleme işlemlerinin ilk 3 adımında temizlenen ikincil bileşenin vektörel yönleri stereonet üzerinde farklılık gösterirken, birincil mıknatıslanmaya ait 3-7 aralığındaki ikincil mıknatıslanma temizleme aşamalarında elde edilen vektörel yönler aynı nokta etrafında bir gruplaşma göstermektedir.

Mıknatıslanma vektörlerin stereonet üzerindeki izdüşümleri yönsel değişimleri yansıtır, şiddet değişimlerini yansıtmaz. Paleomağnetik bir örneğin hangi sıcaklık veya alternatif

alanda ikincil mıknatıslanmalarından temizlendiğinin belirlenmesi, ısıtma soğutma işlemlerinin örneğin mıknatıslanmasından sorumlu minerallerin üzerinde kimyasal değişime neden olup olmadığını belirlemek için ilave bir grafik yöntem gerekmektedir. Bu amaca yönelik olarak normalize edilmiş sıcaklık-şiddet veya alternatif manyetik alan-şiddet grafikleri kullanılmaktadır.



Şekil 3.13: Paleomağnetik verilerin stereonet ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi. a) stereografik projeksiyon, b) şiddet değişim eğrisi (Lowrie, 2007’den değiştirilerek çizilmiştir).

3.3.5. Paleomağnetik Verilerin İstatiksel Analizi

3.3.5.1. Fisher İstatistiği

Bir paleomağnetik mevkinin gerçek değerine en yakın karakteristik mıknatıslanma vektörünün yönü, o mevkiye ait birim şiddette oldukları varsayılan N adet paleomağnetik örnekten elde edilen karakteristik mıknatıslanma vektör yönlerinin (D_i , I_i) ortalaması tarafından yansıtılır.

Coğrafik referans sistemine göre (x, y, z = kuzey, doğu, düşey aşağı) her bir vektörün doğrultman kosinüsleri (l_i, m_i, n_i),

$$l_i = \cos D_i \cdot \cos I_i; \quad m_i = \sin D_i \cdot \cos I_i; \quad n_i = \sin I_i \quad (3.3)$$

eşitlikleri ile hesaplanabilir. Bileşke vektörün büyüklüğü (R) ve doğrultman kosinüsleri (l_r , m_r , n_r),

$$R^2 = (\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2 \quad (3.4)$$

$$l_r = \frac{\sum l_i}{R}; \quad m_r = \frac{\sum m_i}{R}; \quad n_r = \frac{\sum n_i}{R} \quad (3.5)$$

olarak bulunur. Bu durumda ortalama karakteristik mıknatıslanma vektörünün sapma (D) ve eğim açısı (I),

$$D = \tan^{-1} \left(\frac{m_r}{l_r} \right); \quad I = \sin^{-1}(n_r) \quad (3.6)$$

ifadesiyle hesaplanır.

Fisher istatistiği (Fisher, 1953), bir küre merkezine yerleştirilmiş birim uzunlukta bir grup vektörün küre yüzeyi üzerindeki uç nokta dağılımlarının gerçek ortalama etrafındaki güvenilirliğini irdelemekte ve güvenlik çemberi (α_{05}), prezisyon parametresi (k) gibi bazı istatistiksel parametreler ile ifade edilmektedir. Fisher istatistiğinde böyle bir dağılımın yoğunluğu,

$$P(\theta) = k \cdot \exp(k \cdot \cos\theta) / 4\pi \sinh(k) \quad (3.7)$$

şeklinde verilir. Burada θ , grup içinde yer alan bir vektör ile gruba ait gerçek ortalama vektör arasındaki açıyı göstermektedir. Eşitlikte “k”, prezisyon parametresi olarak adlandırılmış olup,

$$k = \frac{(N-1)}{(N-R)} \quad (3.8)$$

bağıntısı ile verilir. Burada N, ortalamaya giren birim uzunluktaki vektör sayısı, R bu vektörlerin vektörel toplamı sonucu elde edilen bileşke vektör büyüklüğünü gösterir. Prezisyon parametresi değeri, ortalamaya girecek vektörlerin gelişigüzel yönlerde olması durumunda sifıra yaklaşırken belirli ortak bir yön doğrultusunda olma durumlarında birkaç yüz değerinde olabilmektedir. Kesin bir kriter olmamakla birlikte yeteri sayıda bir vektör grubunun k parametresi ≥ 20 ise elde edilen ortalama vektör genellikle güvenilir olarak nitelendirilmektedir (Butler, 1992).

İstatistikte ortalamaya giren vektörlerin gerçek ortalama etrafındaki dağılım kalitesini belirtmek amacıyla k prezisyon parametresi kullanılarak küre üzerinde ortalama nokta etrafında çeşitli çemberler çizilir. Bir nokta dağılımına ait θ_{95} emniyet çemberine göre, merkezi ortalama nokta olmak üzere, ortalamaya giren noktaların %95'i bu çemberin içerisinde kalmaktadır. Böyle bir çemberin yarıçapı,

$$\theta_{95} = \frac{140^\circ}{\sqrt{k}} \quad (3.9)$$

şeklinindedir. Paleomağnetik çalışmalarda kullanılan emniyet çemberi ise, bir nokta dağılımı için hesaplanan ortalama noktanın, dağılımın gerçek ortalamasından olan farklılığı belirtmektedir. Fisher (1953)'e göre dağılımın gerçek ortalaması, tepe noktası bir kürenin merkezi ile çakışık, tabanının merkezi hesaplanan ortalama nokta ile çakışık tanımlanan bir koninin tabanı içerisinde yer alır. Tanımlanan bu koninin tepe yarım açısı,

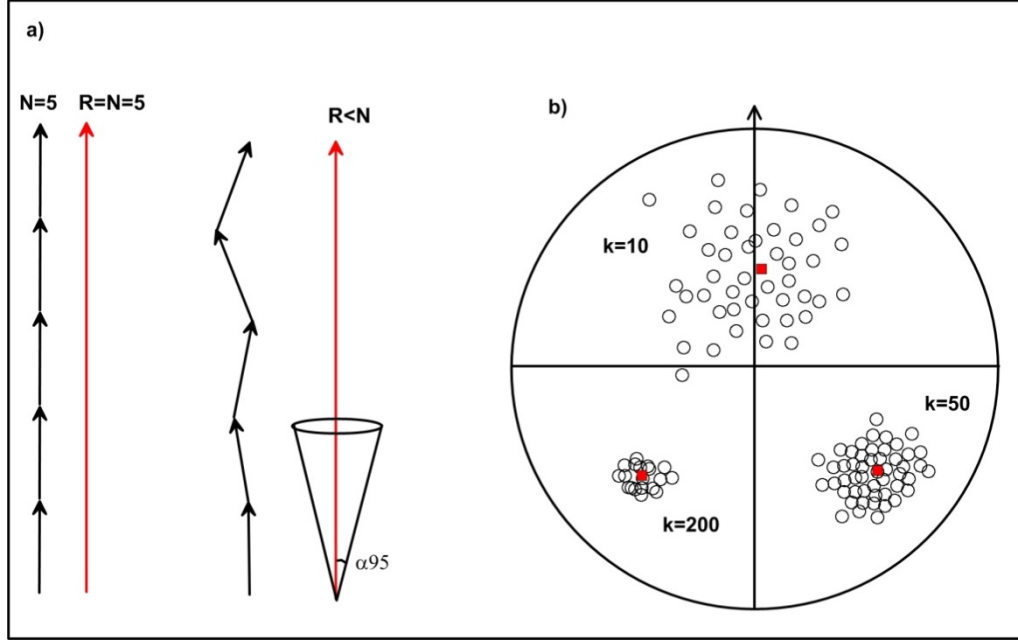
$$\cos\alpha_{(1-p)} = 1 - \left[\frac{N-R}{R} \right] \cdot [(1/p)^{1/(N-1)} - 1] \quad (3.10)$$

bağıntısı ile belirlenir. Uygulamada ortalama alma işleminin kalitesi, genelde $p=0.05$ alınarak hesaplanan ortalama noktayı merkez kabul eden ve yarıçapı α_{95} olan emniyet çemberi ile ifade edilir. Emniyet çemberinin anlamı, nokta dağılımına ait gerçek ortalamanın %95 olasılıkla bu çemberin içerisinde yer aldığıdır. Emniyet çemberinin (α_{95}) prezisyon parametresi cinsinden ifadesi,

$$\alpha_{95} = 140^\circ / (kN)^{1/2} \quad (3.11)$$

şeklinde verilir. Anlaşıldığı gibi α_{95} çemberinin yarıçapı, ortalamaya giren vektör sayısı ve hesaplanan prezisyon parametresinin artmasına bağlı olarak küçülmektedir. Butler (1992), paleomağnetik uygulamalarda α_{95} çemberinin yarıçapının kabul edilebilir en büyük değerini 15° olarak önermiştir. Şekil 3.14'de paleomağnetik vektörlerin Fisher istatistikleri şematize edilmiştir. Buna göre Şekil 3.14.a'da 5 adet birim vektörlerin aynı doğrultuda ve farklı doğrultularda olması durumuna göre elde edilecek bileşke vektörün (R) büyüklükleri gösterilmiştir. Birim vektörler aynı doğrultularda ise bileşke vektör ortalamaya giren vektör sayısına eşit olur. Prezisyon parametresi (k) değeri bu durumda sonsuz, α_{95} çemberinin yarıçapı ise sıfır olur. Vektörler farklı doğrultularda olması durumunda ise $R < N$ olacağından dağılıma ait sonsuzdan küçük bir prezisyon

parametresi ve sıfırdan büyük bir α_{95} çemberi yarıçapı elde edilecektir. Şekil 3.14.b’de ortalamalarından farklı prezisyon parametreleri hesaplanan 3 adet veri setinin stereonet üzerindeki dağılımları gösterilmiştir. Buna göre stereonet üzerindeki vektörel dağılımları en toplu görünen veri setinin ortalamasına ait prezisyon parametresi en büyük değere sahiptir.

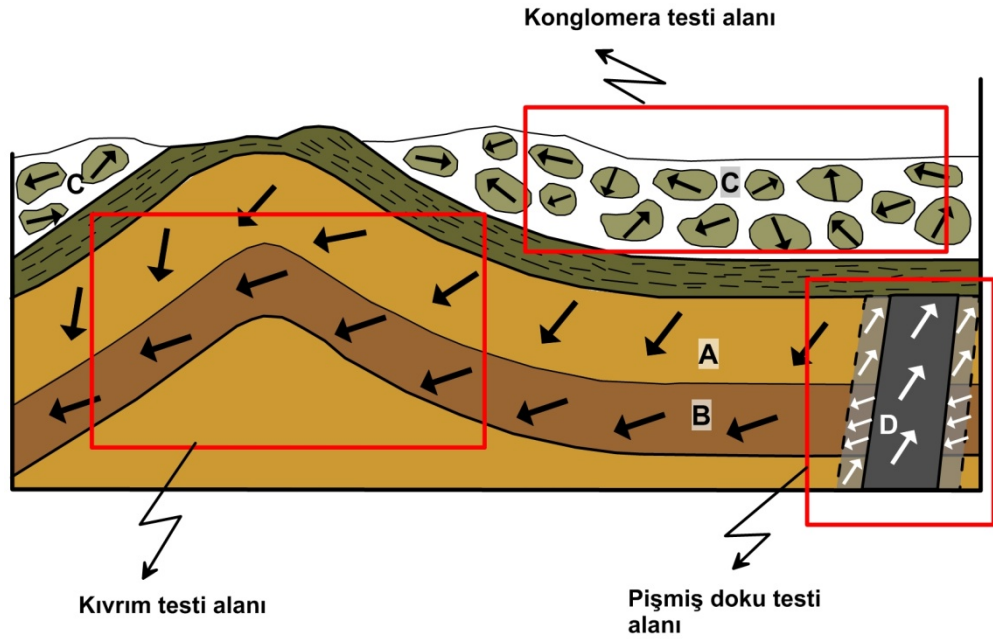


Şekil 3.14: Paleomağnetik doğrultuların Fisher istatistiği. a) vektör doğrultuları ve bileşke vektör ilişkisi (Lanza ve Meloni, 2006), b) stereonet üzerinde farklı vektörel dağılımlara ait prezisyon parametreleri (Lowrie, 2007).

3.3.5.2. Mıknatıslanmanın Yaşı

Paleomağnetik çalışmalar sonucunda elde edilen karakteristik mıknatıslanma yönlerinin kayacın oluşum zamanında kazandıkları orjinal mıknatıslanmalar olup olmadığını belirleyebilmek veya diğer bir deyim ile kayacın mıknatıslanma yaşını sorgulayabilmek amacıyla uygulanan bazı arazi teknikleri ve değerlendirme kriterleri vardır. Graham (1949) kıvrım testi ve konglomera testi olmak üzere arazide uygulanan iki veri toplama tekniği önermiştir. Daha sonraları Everitt ve Clegg (1962) diğer bir mağnetizasyon yaşı belirleme tekniği olarak pişmiş dokunun testi uygulamasını önermişlerdir. Söz konusu bu testler için gerekli olan arazi koşullarını belirten bir görünüm Şekil 3.15’de gösterilmiştir.

Klasik kıvrım testi uygulamasında paleomağnetik örnekler, bir antiklinal veya senklinal gibi jeolojik bir kıvrımın her iki kanadından yeterli sayılarda alınarak farklı tektonik düzeltme değerleri ile değerlendirilirler. Eğer örneklerin mıknatıslanmaları kayacın oluşumuyla eş zamanlı ise tektonik düzeltme öncesi (in-situ) paleomağnetik verilerin dağılımları dağınık, düzeltme sonrası (bedding) ise daha toplu olması beklenir (Şekil 3.15 A katmanı). Ters durumda, yani düzeltme öncesi paleomağnetik doğrultularının dağılımları toplu, tektonik düzeltme sonrası dağınık bir dağılım elde ediliyorsa mıknatıslanmanın yaşı tektonizma sonrası gelişmiştir yorumu yapılır (Şekil 3.15 B katmanı). Arazi koşulları gereği kıvrım testi uygulanabilecek bir kıvrımın bulunamaması durumunda aynı stratigrafik birimin farklı mevkilerinden elde edilen farklı tektonik düzeltmelere sahip örneklemeler yapılır. Bu durumda yapılan rejyonel ölçekteki kıvrım testi uygulamasının jeolojik anlamı yine benzer olacaktır.



AÇIKLAMA:

- A katmanı : Mıknatıslanma yaşı kıvrımlanma öncesi
- C katmanı : Konglomera test sonucu pozitif
(A katmanı mıknatıslanma yaşının primer oluşunu desteklemekte)
- B Katmanı: Mıknatıslanma yaşı kıvrımlanma sonrası.
Pişmiş Doku testine göre mıknatıslanma yaşı
dayk yaşından daha genç

Şekil 3.15: Paleomağnetik arazi testleri ve uygulama alanları (Lanza ve Meloni, 2006'den değiştirilerek çizilmiştir).

McClelland Brown (1983) kıvrım testi uygulaması için tektonik düzeltme işlemini aşamalı uygulayarak her aşamadaki dağılımları incelemiş ve bazı durumlarda en iyi uyumun tam tektonik düzeltmeye ulaşmadan gözlendiğini belirtmiştir. Böyle bir durumda kayaçlar mıknatıslanmalarını kıvrımlanma esnasında kazandıkları yorumu yapılı ve literatürde “synfolding magnetization” olarak bilinir. Konglomera testinde ise paleomağnetik örnekler, konglomeralı bir istifin farklı tanelerinden alınır. Elde edilen paleomağnetik yönlerin dağılık (Şekil 3.15 C katmanı) olması mıknatıslanmanın orjinal, toplu olması durumunda ise sonradan kazanılmış bir mıknatıslanma olduğu yorumu yapılır. Pişmiş doku testinde ise dayklar gibi çevresini ısıtarak sokulum yapmış mevkilerdeki birimlerden örneklemeler yapılır. Bu durumda orjinal bir mıknatıslanma yaşı için daha genç olan dayklardan elde edilen paleomağnetik veriler ile sokulum yapılan istiften elde edilen paleomağnetik verilerin farklı yönlerde olması beklenir (Şekil 3.15 D katmanı).

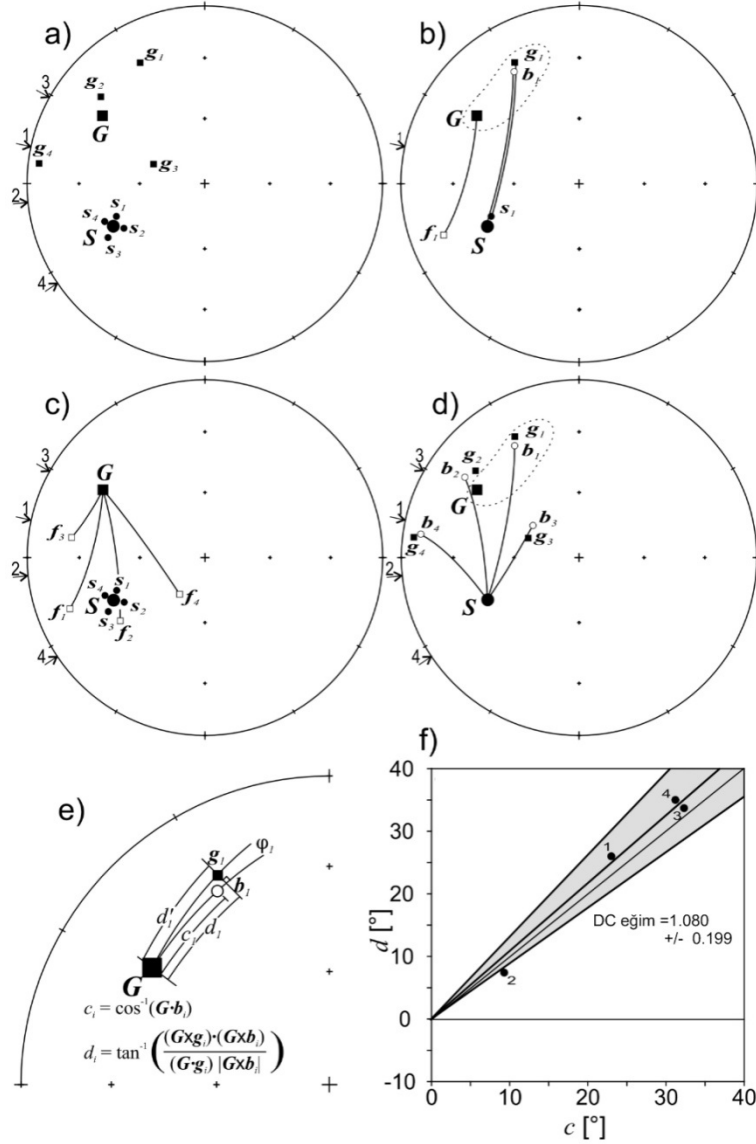
Kıvrım testi için ilk istatitksel analiz McElhinny (1964) tarafından verilmiştir. Bu analize göre kıvrım kanatlarından toplanan paleomağnetik verilerin düzeltme öncesi ve paleoyatay durumdaki prezisyon parametreleri (k) karşılaştırılmaktadır. Daha sonra McFadden ve Jones (1981), McElhinny (1964) tarafından öne sürülen yöntemi geliştirerek bir çok farklı tabaka-eğim düzlemlerine sahip mevkilerden elde edilen verilerin ortak bir analizini gerektiren bir yöntem önermişlerdir. Buna göre her bir farklı tektonik yüzeydeki mevkiler kendi içerisinde değerlendirilerek bir istatitksel parametreleri bulunur (f) ve

$$f = \left(\frac{N-m}{m-1} \right) \left(\frac{\sum R_i - R^2 / \sum R_i}{2(N - \sum R_i)} \right) \quad (3.12)$$

bağıntısı uygulanarak f katsayısı belirlenir. Burada m, farklı tektonik doğrultu ve eğime sahip yüzey sayısını; N, toplam vektör sayısını; R_i , her bir farklı yüzeydeki mevkilerden hesaplanan bileşke vektörünü; R ise, tüm yüzeylerin bileşke vektörünü simgelemektedir. Tektonik düzeltme sonrası f değerinin 1'e yakın olması mıknatıslanma yaşının orjinal olduğu yorumu yapılır.

Mıknatıslanmanın yaşı konusunda son yıllarda ileri sürülen istatitksel yöntemlerden bir diğeri de Enkin (2003) tarafından önerilen “direction-correction tilt test (DC test)” yöntemidir. Bu yöntemde yapılan uygulama, ortalamaya giren vektörler ve coğrafik

koodinatlardaki (in-situ) ortalaması ile, stratigrafik koordinatlardaki ortalamasından hesaplanabilen matematiksel coğrafik koordinatlardaki vektörlerinin açıl mesafelerinin karşılaştırılması esasına dayanmaktadır. Şekil 3.16'da mknatıslanması tektonizmadan önce gelişmiş bir veri setine ait DC testi uygulaması ve açıklamaları örnek olarak verilmiştir.



Şekil 3.16: DC testi uygulaması (Enkin, 2003).

Buna göre 4 adet birim vektör stereonet üzerindeki dağılımları coğrafik koordinatlarda g_i , ortalaması G , stratigrafik koordinatlardaki dağılımı s_i ve ortalaması S ile simgelenmiştir (Şekil 3.16.a). Bilindiği üzere tektonik düzeltme işlemi, bir mevkinin

coğrafi koordinatlara göre elde edilen paleomağnetik vektörlerinin ilk oluşum zamanında kazandıkları yönleri indirgeme işlemlerini kapsar (örneğin Şekil 3.16.b'de g_1 vektörü s_1 vektörüne düzeltilmektedir). Eğer her bir mevkiye ait tektonik düzeltme değerleri G ortalama vektörüne uygulanırsa f_i gibi bir dağılım elde edilir (Şekil 3.16.c). Benzer şekilde her bir mevkiye ait tektonik düzeltme değerleri S vektörüne uygulanarak stratigrafik koordinatlardan coğrafi koordinatlara geri dönüşüm yapılırsa b_i gibi bir dağılım elde edilir (Şekil 3.16.d). DC testi uygulamasında, g_i ve b_i vektörlerinin G vektörüne olan açısal uzaklıkları (Şekil 3.16.e'de c_i ve d_i) hesaplanır ve her bir mevki için hesaplanan bu değerler karşılıklı olarak çizdirilir (yatay eksen c_i , düşey eksen d_i). Buna göre elde edilen dağılıma ait geçirilen bir doğrunun eğimi değerlendirilir. DC testine göre mıknatıslanmanın yaşı %100 kıvrımlanma öncesi gelişmiş ise bu c ve d değerlerinin birbirine çok yakın veya aynı olması beklenir ve pozitif bir test sonucunu yansıtır. Dolayısıyla c ve d değerlerinin karşılıklı olarak çizilmesi sonucu elde edilecek doğrunun eğimi 1 veya 1'e yakın bir değer olacaktır (Şekil 3.16f). DC testi uygulamada genel olarak tektonik düzeltmelerin aşamalı olarak farklı yüzde değerlerindeki sonuçlarını da inceler. Böylece mıknatıslanmanın kıvrımlanma esnasında olup olmadığı araştırılabilir.

3.3.6. Paleomağnetik Kutup Pozisyonlarının Hesaplanması

Yermağnetik alanı, zamanın ve yerin bir fonksiyonu olarak değişmektedir. Bu nedenle farklı coğrafi konumlardan toplanmış paleomağnetik verilerin birbirleri ile karşılaştırılması güçtür. Paleomağnetik verilerin coğrafi konumdan bağımsız olarak ortak bir referans sistemine aktarılması paleomağnetik kutup pozisyonların hesaplanması ile olanaklıdır. Paleomağnetik bir kutup pozisyonu, aynı yaş grubunu temsil eden mevkilerden elde edilen görünür kutup pozisyonların (VGP) ortalamalarından elde edilir.

Coğrafi koordinatlarda λ_s enlem ve ϕ_s boylamında bulunan bir S noktasındaki paleomağnetik mevkiden elde edilen ortalama mıknatıslanma vektörünün sapma (D) ve eğim (I) açısı kullanılarak hesaplanan görünür kutup pozisyonu (VGP), S noktasından geçen ve S noktasında boylam meridiyenini ile D açısı yapan bir büyük çember üzerinde yer alır (Şekil 3.17). S noktası ile VGP noktası arasındaki açısal mesafeyi veren ko-enlem (co-latitude) p açısı Bölüm 2.4 de verilen ve

$$\tan I = 2 \tan \lambda_S = 2 \cot p$$

ile ifade edilen dipol bağıntısı ile hesaplanabilir. Buna göre p ,

$$p = \arccot(1/2 \tan I) \quad (3.13)$$

olarak bulunur.

Görünür kutup pozisyonunun enlem açısı (λ_p),

$$\lambda_p = \sin^{-1}(\sin \lambda_S \cos p + \cos \lambda_S \sin p \cos D) \quad (3.14)$$

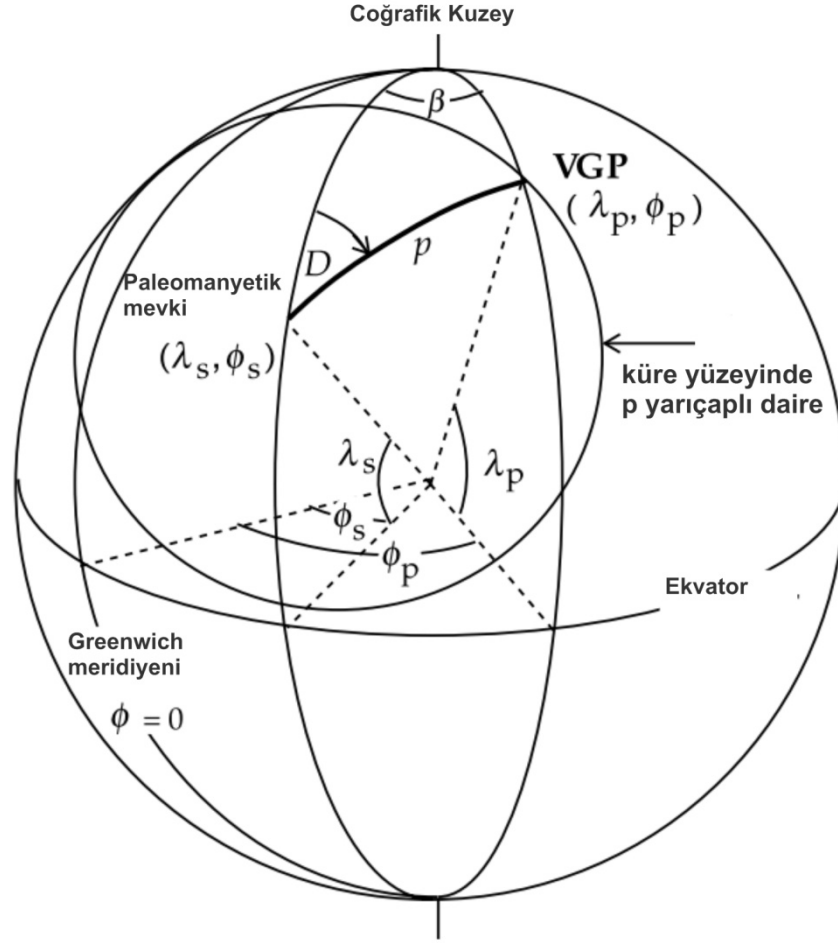
bağıntısıyla hesaplanır. Örnekleme mevkisinden geçen φ_S boylamı ile görünür kutup pozisyonu boylamı (φ_p) arasındaki farkı veren β açısı,

$$\beta = \sin^{-1}(\sin p \sin D / \cos \lambda_p) \quad (3.15)$$

ile hesaplanır. Paleomağnetik kutbun Greenwich boylamına göre olan φ_p boylam açısını hesaplamak için aşağıda verilen yardımcı eşitliklerden yararlanır.

$$\varphi_p = \varphi_S + \beta \quad (\cos p \geq \sin \lambda_S \sin \lambda_p \text{ ise}) \quad (3.16)$$

$$\varphi_p = \varphi_S + 180^\circ - \beta \quad (\cos p < \sin \lambda_S \sin \lambda_p \text{ ise})$$



Şekil 3.17: Paleomağnetik bir mevkiyi sapma ve eğim açılarından elde edilen görünür kutup pozisyonunun küre üzerinde gösterimi (Lowrie, 2007).

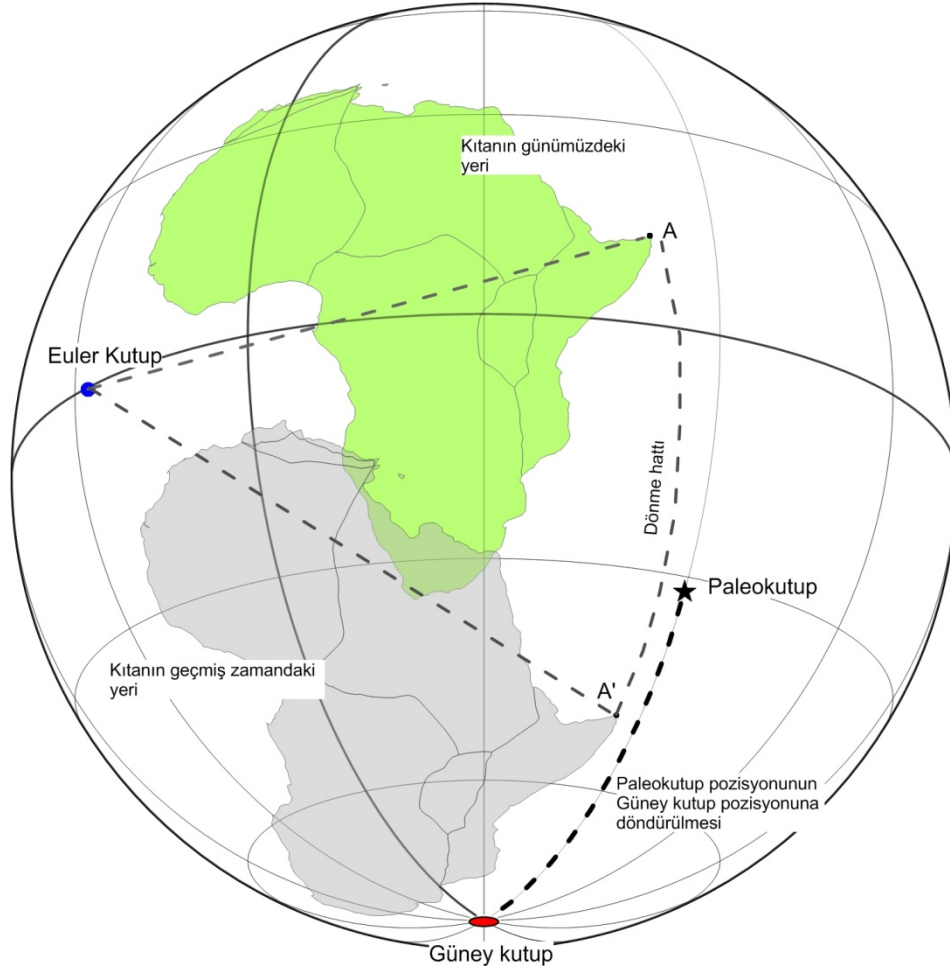
Bilindiği üzere kuzey yarım kürede enlemler pozitif, güney yarım kürede negatif ve boylamlar Greenwich boylamı sıfır olmak üzere doğuya doğru pozitif değerler ile ifade edilmektedir. Yer mağnetik alanının zaman içerisinde terslenerek kuzey ve güney mağnetik kutup pozisyonlarının yer değiştirmeleri, paleomağnetik çalışmalar sonucu elde edilecek kutup pozisyonlarının hangi yarımküreye ait olabileceği konusunda bir belirsizlik oluşturmaktadır. Van der Voo (1993), paleomağnetik çalışmalar sonucu elde edilebilecek paleoenlem değerlerinin değerlendirmelerinde her iki polarite durumunun da göz önünde bulundurulmasını önermiştir. Diğer taraftan, jeolojik zamanlar boyunca hareket etmiş ve günümüz konumuna gelmiş bir kara parçasının kayalarından elde edilen paleomağnetik görünür kutup pozisyonları, kara parçasının ilgili kayaç yaşındaki paleoenlem bilgisini taşımakta fakat paleoboylamı konusunda bir bilgi içermemektedir.

Dolayısıyla görünür kutup pozisyonları kullanılarak kıtaların geçmişteki konumlarına indirgenmesi sadece enlemsel olarak gerçekleştirilme, boylamsal olarak diğer jeolojik bilgiler ile ilişkilendirilmektedir (Butler, 1992; Van der Voo, 1993; Greiner, 1999; Liang ve diğ., 2013). Paleomağnetik çalışmalarda kıtaların geçmiş konumlarına taşıma işlemleri “reconstruction” adı ile tabir edilmektedir. Bilindiği üzere bir kayacın kalıntı mıknatıslanmasından elde edilen görünür kutup pozisyonu, kayacın oluşum yaşında, yerin dönme eksenini ile aynı konumda, yani coğrafi kutuplar ile çakışıktır. Fakat günümüz zamanında elde edilen bu kutup pozisyonu, o kayacın üzerinde bulunduğu kara parçasının günümüz konumuna hareket etmesi nedeniyle coğrafik kutuplardan olan yerdeğiştirmesinin bir sonucudur. Paleomağnetik “reconstruction” çalışmalarında, görünür kutup pozisyonundan bir Euler kutup noktası hesaplanır. Hesaplanan bu Euler kutup noktası, görünür kutup noktasından ve coğrafik kutup noktasından geçen bir çemberin merkezini oluşturmaktadır. Görünür kutup pozisyonu, bu çemberin üzerinde döndürülerek coğrafik kutup noktası ile çakıştırılır. Daha sonra, görünür kutup pozisyonunun temsil ettiği kıta parçasının tüm sınır noktaları, aynı yay hareketinin bir fonksiyonu olarak döndürülür. Böylece kıtanın görünür kutup pozisyonunun coğrafik kutup pozisyonu ile çakışık olduğu zamandaki konumuna indirgenme işlemleri gerçekleştirilmiş olur. Şekil 3.18’de Afrika kıtası için görünür kutup pozisyonu ve Euler kutup pozisyonu kullanılarak yapılan bir “reconstruction” işlemi şematize edilmiştir.

Görünür kutup noktasından (VGP) hesaplanan Euler kutup noktası aşağıda verilen ifadeler ile tanımlanmaktadır. Buna göre

$$E_{\lambda} = 0, E_{\varphi} = VGP_{\varphi} + 90^{\circ}, \phi = VGP_{\lambda} - 90^{\circ} \quad (3.17)$$

Burada λ , enlem değerini, φ , boylam değerini ve ϕ , rotasyon açısını ifade etmektedir.

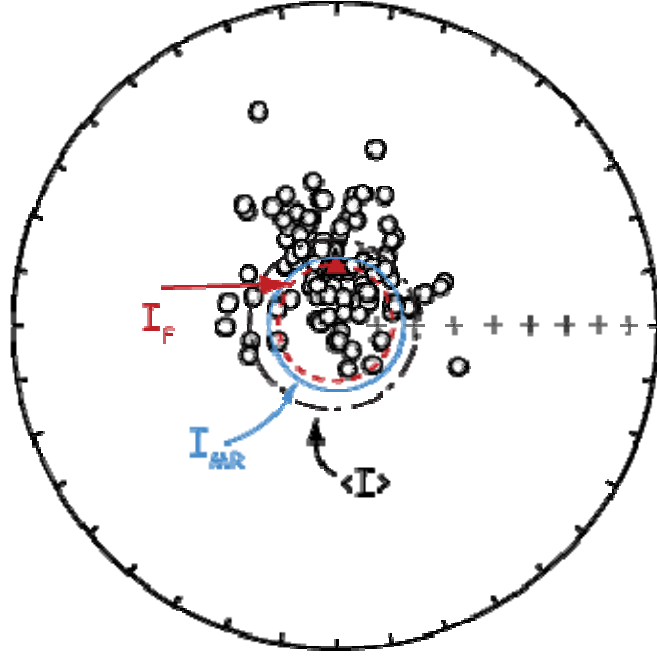


Şekil 3.18: Görünür kutup pozisyonu ve kıtaların Euler rotasyonunun şematik gösterimi (Liang ve diğ., 2013).

3.3.7. Sadece Eğim Açılarının Değerlendirilmesi Yöntemi (Inclination-only data)

Lokal tektonik etkiler ile göreceli olarak birbirlerine göre rotasyon yapmış paleomağnetik mevkilerin ortak paleoenlem hesaplamaları için literatürde “inclination-only data” olarak adlandırılan yöntem kullanılabilir. Bu yöntemde paleomağnetik verilerin sapma açıları göz ardı edilerek sadece eğim açıları göz önünde bulundurulur. McFadden ve Reid (1982), sapma açılarını ihmal edip sadece eğim açısı değerlerini kullanarak Fisher ortalamasına en yakın ortalama eğim açısının hesaplanabilmesi için bir teknik önermişlerdir. Şekil 3.19 ‘de bir grup paleomağnetik verinin Fisher ortalaması (kırmızı üçgen: IF), sadece eğim açılarının Gauss ortalaması (siyah halka: $\langle I \rangle$) ve McFadden ve Reid (1982) tekniğine (MR tekniği) göre hesaplanmış ortalama eğim açısı (mavi halka: IMR) verilmiştir. Burada Gauss ortalamasının gerçek Fisher ortalamasına

göre daha sığ, söz konusu tekniğin uygulanması sonucu elde edilen ortalamanın ise Fisher ortalamasına daha yakın sonuç verdiği görülür.



Şekil 3.19: MR tekniği ile hesaplanan ortalama eğim açısının Fisher ve Gauss ortalamalarına olan karşılaştırması (Tauxe, 2010).

Mcfadden ve Reid (1982), N adet Fisher dağılımı gösteren bir veri seti için,

$$- \quad (3.18)$$

eşitliğini tanımlamışlardır. Burada α eğim açılarının tümleyenlerini ($\alpha=90-I$), $\hat{\alpha}$ açısı ise verilen eşitlikte nümerik olarak hesaplanacak eğim açılarının tümleyenleridir.

Araştırmacılar S ve C olarak

$$) \quad (3.19)$$

iki parametre daha tanımlamışlardır. Buna göre prezisyon parametresi k ,

$$(3.20)$$

olarak verilir. Ortalama eğim açısı ise,

$$\hat{I} = 90 - \hat{a} + (S/C) \quad (3.21)$$

bağıntısıyla verilir. Son olarak sadece eğim açıları değerlerinin kullanılmasıyla hesaplanan eğim açısı ortalamasının α_{95} emniyet çemberi,

$$\cos \alpha_{95} = 1 - (S/C)^2 - (f/2Ck) \quad (3.22)$$

bağıntısıyla verilir.

3.3.8. Eğim Açısı Sıglaşma Analizi (E/I Yöntemi)

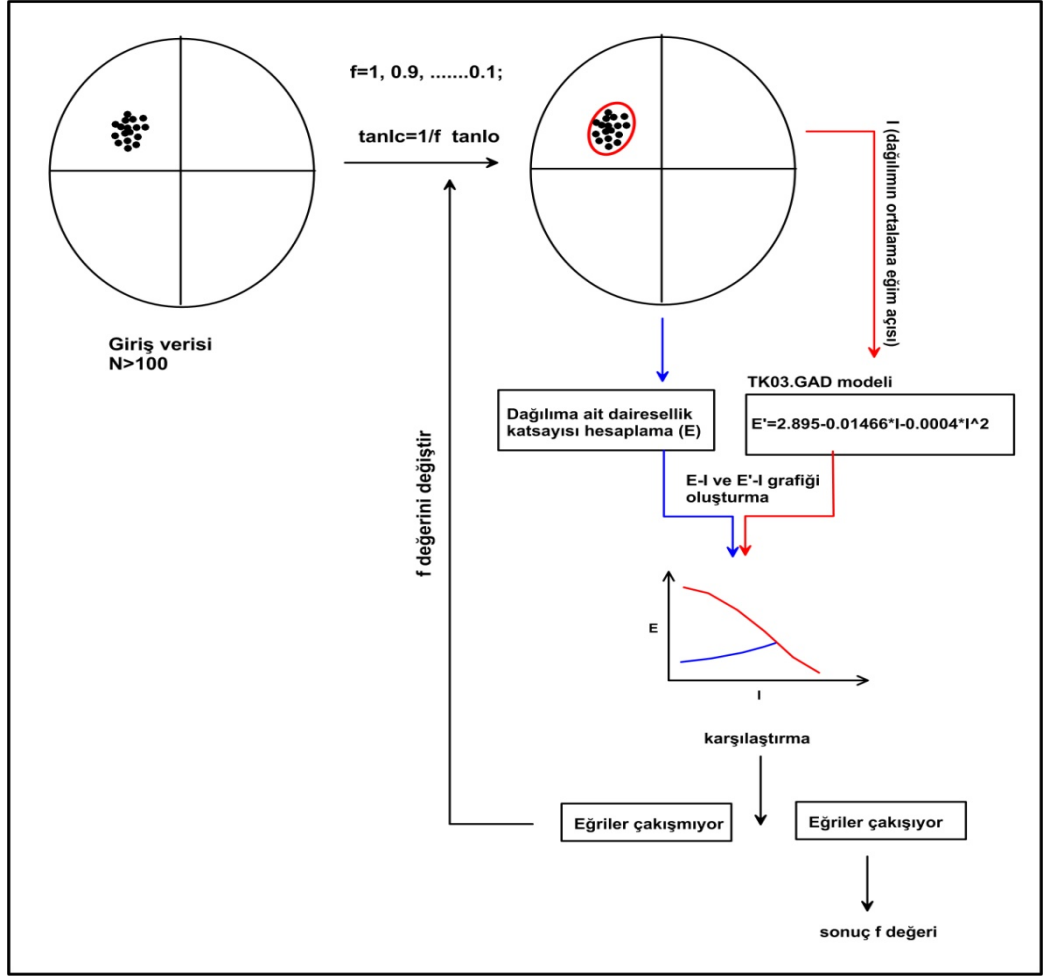
Sedimanter kayaçların çökmesi esnasında, daha önceden mıknatıslanmış taneciklerin üzerlerinde onları döndürmeye çalışan mekanik bir tork etkin olmaktadır. Taneciklerin 10µm boyutlarından fazla olması halinde bu tork etkisi tanecikleri yermağnetik alanı doğrultusuna yönlendirmeye çalışan mağnetik kuvvetten fazla olmaktadır (Dunlop ve Özdemir, 1997). Diğer taraftan mağnetik taneciklerin şekli genel olarak bir yönde uzama gösterir. Çökme sırasında bu tanecikler tabana paralel çökmeyi tercih eder. Çökme sonrasında taneciklerin üzerlerine yeni malzemeler gelip yük binmesi kompensasyon etkisi yaratmaktadır. Tüm bu gibi dış etkiler nenediyle taneciklerin mağnetik momentleri yermağnetik alanı doğrultusundan sapmaktadırlar. Çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan model çalışmaları sonucunda çökme esnasında mağnetik tanecik üzerine etki eden mekanik torkların taneciğin sapma açısı üzerinde gelişigüzel etkiler gösterdiği fakat eğim açılarında sistematik bir azalma değerleri verdiğini göstermiştir. Yine kompensasyon etkisiyle mağnetik tanecikler tabakalanma doğrultusuna yönlenerken daha düşük eğim açısı değerleri gösterir (Blow ve Hamilton, 1978; Anson ve Kodama, 1987). Laboratuvar deneyleri sonucunda sedimanter kayaçlar için literatürde “eğim açısı hatası (inclination error)” olarak adlandırılan eğim açısındaki bu azalım etkisi,

$$\tan I_0 = f \tan I_C \quad (3.23)$$

bağıntısı ile tanımlanmaktadır. Burada I_C , uygulanan dış mağnetik alanın eğim açısını; I_0 , sedimanter örnekte elde edilen eğim açısını ve f ise 0 ile 1 arasında değişen sıglaşma katsayısını simgelemektedir. Sıglaşma katsayısı (f) genel olarak 0.4-0.6 aralığında bir değere sahiptir (King, 1955; Griffiths ve diğ., 1960; Tauxe ve Kent, 1984).

Sedimanter kayaçlardaki eğim açısı hatasının giderilmesi için Jackson ve diğ. (1991) bir seri laboratuvar deneyleri gerektiren bir yöntem önermişlerdir. Önerdikleri yöntem Kodama ve Sun (1992), Kim ve Kodama (2004) gibi bazı araştırmacılar tarafından başarıyla uygulanmış fakat küresel ölçekte kullanımı laboratuvar zorlukları nedeniyle yaygın hale gelmemiştir.

Tauxe ve Kent (2004) eğim açısı hatasının giderilmesi konusunda laboratuvar deneylerine alternatif bir çözüm olarak E/I (Elongation/Inclination) yöntemini önermişlerdir. Yöntemin esası Tauxe ve Kent (2004) tarafından hesaplanan ve yermağnetik alanının 5 milyon yıllık seküler değişimlerinin verilerini içeren TK03.GAD istatiksel modelinden hesaplanan E parametresi (dairesellik parametresi) değerleri ile 3.23 eşitliğinde verilen eğim hatası bağıntısının azalan yönde değişen f değerleri için uygulanması sonucu elde edilen dağılımların E parametresi değerlerinin karşılaştırılmasına dayanmaktadır (Şekil 3.20). Tauxe (2010) Monte Carlo simülasyon verilerine göre E/I yönteminin uygulanabilmesi için en az 100 örneğin paleomağnetik verilerine ihtiyaç olduğunu belirtmiştir. Yöntemin uygulanışı aşağıda verildiği gibi özetlenebilir. Buna göre,



Şekil 3.20: Eğim açısı sığlaşma analizi için E/I yönteminin uygulamasına ait akış şeması.

- f sığlaşma katsayısı 1 ile 0 aralığında azalan yönde belirli aralıklarla değiştirilerek her bir değeri için;

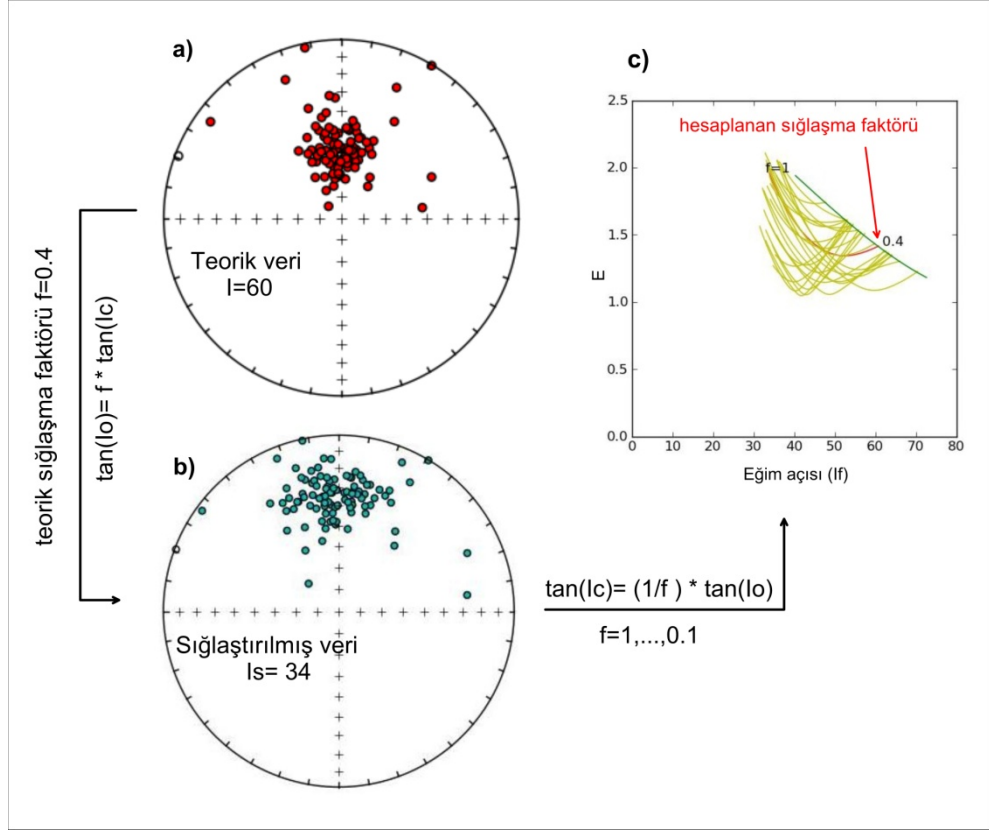
$$\tan I_C = \frac{1}{f} \tan I_0$$

bağıntısı uygulanır. Burada I_0 , ölçülen magnetik eğim açıları değerlerini, I_C ise ilgili f katsayısı kullanılarak düzeltilmiş eğim açıları değerlerini göstermektedir.

- Her bir f değeri için D ve I_C değerlerinin küre üzerindeki dağılımlarına ait dairesellik katsayısı E hesaplanır. Dairesellik katsayısı E, oryantasyon matrisinin ikinci ve üçüncü tekil değerlerinin oranından hesaplanır.
- Herbir f değeri için hesaplanan E değeri, ilgili adımdaki ortalama I_C değerine karşılık grafiklenir (yatay eksen I veya f, düşey eksen E parametresi).

- Aynı grafik üzerine TK03.GAD istatistiksel modelinin E/I eğrisi çizilir. Tauxe ve diğ. (2008) paleo seküler değişimlerin ekvator ile kutup arası dağılımlarını inceleyerek E parametresi için $E=2.895-0.01466I-0.0004I^2$ polinomunu hesaplamışlardır.
- Her iki eğrinin birbirini kestiği noktanın düşey eksendeki izdüşümü, düzeltilmiş eğim açısı değerine karşılık gelmektedir.

E/I yöntemini test etmek amacıyla sığlaşma analizine örnek sentetik bir uygulama Şekil 3.21'de gösterilmiştir. Buna göre Tauxe ve Kent (2004) tarafından verilen TK03.GAD modeli kullanılarak 40° enlem için sentetik olarak 100 örneklik bir veri seti oluşturulmuştur ($D_i, I_i ; i=1, 2, \dots, 100$). Elde edilen veri setinin gerçek ortalama eğim açısı $I_C^*=60^\circ$ olarak hesaplanmıştır (Şekil 3.21.a). Daha sonra tüm veri setinin sapma açıları aynı değerlerde bırakılarak eğim açıları $f=0.4$ katsayısıyla sığlaştırılmış ve yeni bir sığlaşmış veri seti türetilmiştir (Şekil 3.21.b). Elde edilen bu test verisinin ortalama eğim açısı $I_0^*=34^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Sığlaştırılmış veriye uygulanan E/I yönteminin sonuçları Şekil 3.21.c'de gösterilmiştir. Buna göre verinin E/I eğrisi ile TK03.GAD teorik eğrisi $f=0.4$ değerinde birbiriyle çakışmakta olduğu görülür. Bu noktada düzeltilmiş eğim açısı ortalaması $I_C=60.8^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Elde edilen bu sonuç, oluşturulan teorik veri ile uyumludur.



Şekil 3.21: E/I analizi sentetik uygulaması. a) 40° enlem değeri için TK03.GAD teorik modelinden üretilen veri seti, b) teorik veri eğim açılarının $f=0.4$ sığlaşma katasayısı değeri ile sığlaştırılması sonucu elde edilen E/I analiz verisi, c) sığlaşma analizi sonuçlarına ait E/I grafiği.

3.3.9. Paleomağnetik Çalışmalarda Kullanılan Ölçüm Sistemleri

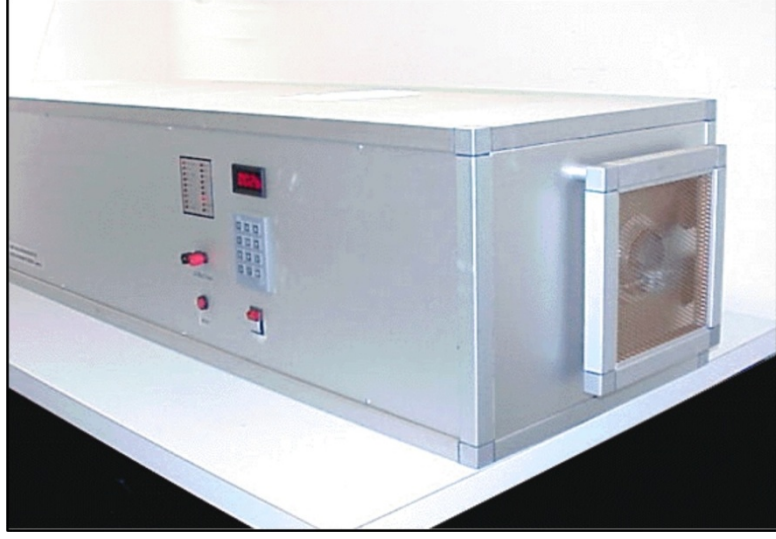
3.3.9.1. Isısal Temizleme Sistemleri (MMTD80/Schonsted TSD-1)

Paleomağnetik örneklerin ısısal temizleme işlemleri, İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan Magnetic Measurements şirketine ait MMTD80 modeli ısısal temizleme cihazı ve Almanya München'de Ludwig Maximilian Üniversitesi (LMU) Paleomağnetizma Laboratuvarında bulunan Schonsted TSD-1 modeli ısısal temizleme fırını olmak üzere iki farklı sistem kullanılarak yapılmıştır.

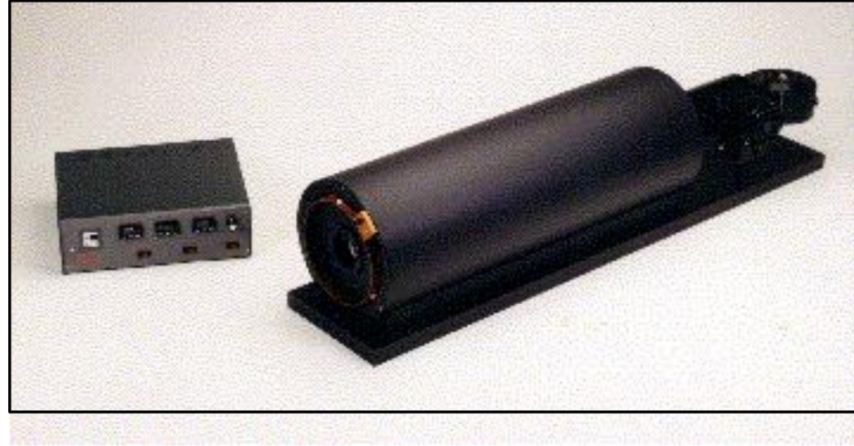
İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan İngiltere'nin Magnetic Measurements şirketine ait MMTD80 (Magnetic Measurements Thermal Demagnetizer) modeli ısısal temizleme fırını (Şekil 3.22) 80 adet örnek kapasiteli olup ısıtma ve soğutma işlemlerinin kontrolü, üzerinde otomatik programlamaya olanak sağlayan dijital bir kontrol paneli kullanılarak yapılabilmektedir.

Elektronik kontrol paneli kullanılarak örneklere uygulanacak ısı adımı, ayarlanan ısıda bekleme süresi ve soğutma işlemi için fan hız kontrolü gibi ayarlamalar yapılmaktadır. Her bir işlem aşaması, kontrol paneli üzerinde bulunan dijital bir göstere ile takip edilebilmektedir. Isıtma ve soğutma işlemi, fırının aynı bölümünde yapılmaktadır. MMTD80 modeli ısısal temizleme cihazı 4 katlı μ metal bir kalkan ile çevrilidir. İçerisindeki helmholtz bobin sistemleri dış alan etkisini önleyerek örneklerin ısıtma ve soğutma işlemlerini alansız (genellikle $< 3nT$) bir ortamda gerçekleştirmektedir. Örnekler, herbiri 20 örnek kapasiteli 4 şeritten oluşan μ metal bir örnek tutucu ile cihaz içerisine sürülmektedir. MMTD80 ile bir veri setinin oda sıcaklığından 500 C° 'ye ısıtılıp 30 dakika bekletilerek tekrar oda sıcaklığına soğutulmasıyla yapılan bir ısıtma-soğutma döngüsü ortalama 80 dakika sürmektedir. Bu süre daha düşük sıcaklıklarda kısaltmakta, daha yüksek sıcaklıklarda uzamaktadır. Fırının ayarlanan bir ısı adımına ulaştıktan sonra 30-60 dakika arası aynı ısıda sabit olarak bekletilerek yapılan uygulama ile ısının örneklere nüfuz edilmesi sağlanmaktadır.

LMU Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda kullanılan Amerikan üretimi Shonsted şirketine TSD-1 modeli ısısal temizleme fırını (Şekil 3.23), 10 örnek kapasiteli olup ısıtma ve soğutma işlemlerinin gerçekleştirildiği bir gövde birimi ve ısı ayarlamasının yapıldığı bir kontrol ünitesi olmak üzere iki kısımdan oluşmaktadır. Isıtma ve soğutma işlemi, gövde birimin farklı iki bölümünde aynı anda gerçekleştirilebilmektedir. Örneklerin bulunduğu cam örnek tutucu, ısınma işlemi sonrasında bir itici gereç yardımıyla ısınma bölümünden soğutma bölümüne itilir ve ısınma bölümüne yeni örnekler yerleştirilebilir. Sistemin bu özelliği işlem hızı açısından bir avantaj oluşturmakta fakat örnek kapasitesinin az olması çoklu örnek setleri için temizleme sürecini uzatmaktadır. 30 adet örneğin belirlenen bir ısı adımında gerekli sürede bekletilmesi ve soğutulması işlemi ortalama 3 saat sürmektedir.



Şekil 3.22: Magnetic Measurements MMTD80 modeli ısısal temizleme fırını.

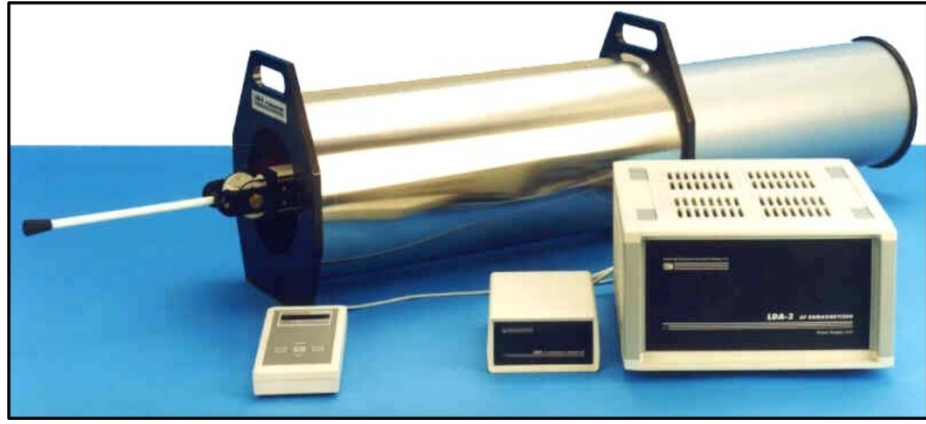


Şekil 3.23: Shonsted TSD-1 modeli ısısal temizleme fırını.

3.3.9.2. Alternatif Alan Temizleme Sistemi (Agico LDA-3A)

Paleomağnetik örneklerin alternatif alan temizleme işlemleri, İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan Agico şirketine ait LDA-3A modeli alternatif alan temizleme cihazı kullanılarak yapılmıştır. Sistem paleomağnetik örneğin temizlendiği ve bobin sistemlerinin bulunduğu alternatif alan üreten bir tambur, dijital bir kontrol ünitesi ve akım kontrolünü sağlayan bir güç kaynağı olmak üzere 3 ana kısımdan oluşmaktadır (Şekil 3.24). Sistemin tambur kısmı, temizleme işlemi sırasında paleomağnetik örneğin yermağnetik alanı etkisinden korunması amacıyla 3 katmanlı μ metal bir kalkan ile çevrilidir. Paleomağnetik bir örnek tamburun içerisinde

olan özel bir örnek tutacağına yerleştirilir ve kontrol ünitesinden belirlenen alternatif alan şiddeti ve süresi ile statik veya dinamik olarak temizleme işlemi gerçekleştirilir. Statik seçeneği, düşey etki eden alternatif alana karşılık konumlandırılan paleomağnetik örneğin istenilen eksen doğrultusunda temizlenmesine olanak sağlar. Dinamik seçeneğinde ise örnek tüm eksenleri doğrultusunda belirli bir sistematikte döndürülerek temizleme işlemi gerçekleştirilir. Sistem maksimum 1000 Oersted (100 mT) pik alternatif alan üretme kapasitesine sahip olup dinamik seçeneğinde maksimum alan için temizleme süreci yaklaşık 90 saniye sürmektedir .



Şekil 3.24: Alternatif Alan Temizleme Sistemi (Agico LDA-3A).

3.3.9.3. Mağnetometre Sistemleri (Agico JR6-A/2G Cryogenic Mağnetometre)

Paleomağnetik örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanmaları, temizleme adımları sonrası mıknatıslanma şiddeti ve yönlerinin ölçüm işlemleri, İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan Agico JR6-6A modeli spinner mağnetometresi ve Almanya München'de Ludwig Maximilian Üniversitesi Paleomağnetizma Laboratuvarında bulunan 2G cryogenic mağnetometre olmak üzere iki farklı sistem kullanılarak yapılmıştır.

İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan Agico şirketine ait JR6-6A modeli spinner mağnetometre sistemi, paleomağnetik örneğin ölçüldüğü mağnetometre birimi ile bu birime kontrollü akım sağlayan güç kaynağı olmak üzere 2 kısımdan oluşmaktadır (Şekil 3.25). Mağnetometrenin kontrolü, bilgisayar destekli olarak veri ve komut paylaşımını sağlayan RS232 bağlantı ünitesi üzerinden gerçekleştirilmektedir. 10^{-6} -12500 A/m aralığında ölçüm hassasiyetine sahip

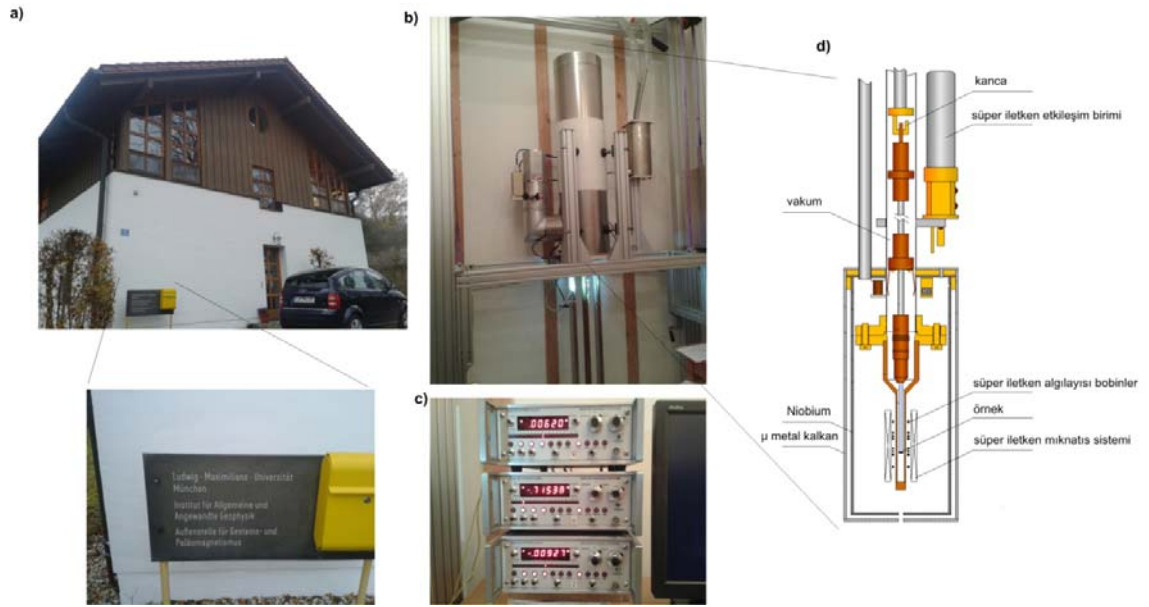
JR6-6A modeli spinner mağnetometresi, sedimanter kayaçlar gibi zayıf kalıntı mıknatıslanmalara sahip örneklerin ölçümlerine olanak sağlamaktadır. Sistemin çalışma prensibi, bir çift bobin etrafında döndürülen paleomağnetik örneğin bobinler üzerinde indüklem bir alternatif akım oluşturması ve bu akımın genlik ve faz değerinin paleomağnetik örneğin mıknatıslanma şiddeti ve yönüyle ilişkilendirilmesi esasına dayanmaktadır. Standart paleomağnetik örnek boyutlarında silindirik veya kübik örneklerin mıknatıslanma vektörü şiddet ve yönleri, uygun örnek tutucularında 2, 4 veya 6 pozisyonda olmak üzere otomatik veya el ile işletilerek ölçülebilmektedir. Yermağnetik alanı etkisinden korunma amacıyla mağnetometrenin örnek tutacağı, 4 katmanlı μ metal bir kalkan düzeneği içerisinde bulunmaktadır.



şekil 3.25: Agico JR6-A spinner mağnetometre sistemi.

Almanya Múnich'de Ludwig Maximilian Üniversitesi Paleomağnetizma Laboratuvarında bulunan 2G cryogenic süper iletken kuantum etkileşimli mağnetometre sistemi (şekil 3.26), 10^{-7} A/m 'den daha düşük düzeylerde mıknatıslanma şiddeti ölçülebilme özelliği ile en hassas mağnetometre türünü oluşturmaktadır. Spinner mağnetometrelerine göre farklı bir çalışma prensibine sahip bu sistemde ölçüm örneği, sıvı helyum haznesi içerisinde bulunan süperiletken bir mıknatısın etkisi altındaki süper iletken bir bobin sistemi içerisinden geçirilir ve oluşan akı farkı süper iletken kuantum algılayıcılarına iletilerek değerlendirilmektedir. Sistem genel itibari ile algılayıcı birimi

ile elektronik kullanıcı kontrolunu sağlayan konsolu olmak üzere iki kısımdan oluşmaktadır. Elektronik konsol üzerindeki göstergeler, ölçülen mıknatıslanmanın 3 eksendeki değerlerini ve aletin duraylılığının dijital olarak izlenmesine olanak sağlamaktadır. Algılayıcı kısımda bulunan süperiletken algılayıcı bobin ve mıknatıs birimlerinin bulunduğu kısım ile sıvı helyum haznesi, nobium içerikli bir kalkan ve μ metal bir kalkan ile dış manyetik alan etkilerinden korunmaktadır. Bu çalışmada elde edilen paleomanyetik verilerin bu sistemdeki ölçümleri için gidilen LMU paleomanyetizma laboratuvar binasının bir dış görünümü ve manyetometre sisteminin dış görüntüsü ile iç kesitini şematitize eden bir görünüm Şekil 3.26.b ve Şekil 3.26.d’de verilmiştir.



Şekil 3.26: LMU paleomanyetizma laboratuvarı ve kullanılan cryogenic manyetometre görünümü a) laboratuvar binası dış görünümü b) cryogenic manyetometre sistemi c) sistemin 3 eksen elektronik kontrol birimi, d) manyetometrenin genel kesit görüntüsü.

3.3.10. Paleomağnetik Değerlendirmede Kullanılan Bilgisayar Programları

Bu çalışmada elde edilen paleomağnetik verilerin gösterimi ve mıknatıslanma vektörlerinin değerlendirilmesi, Chadima ve Hrouda (2006) tarafından verilen “Remasoft3” programı ile gerçekleştirilmiştir. LMU paleomağnetizma laboratuvarında cryojenic mağnetometre ölçümleri sonucu elde edilen paleomağnetik veriler, sistemin kendine özel formatında kayıt edilmiştir. Bu verilerin Remasoft3 programı için format dönüşüm işlemi Wack (2010) tarafından verilen “Cryomag” programı kullanılarak yapılmıştır. Paleomağnetik verilerin sığlaşma analizi Tauxe (2010) ‘da verilen pmagpy-2.58 paket programı içerisindeki find_EI.py alt programı ile gerçekleştirilmiştir. Paleomağnetik kutup pozisyonlarından kıtaların geçmiş jeolojik zamanındaki konumuna (reconstruction) taşıma işlemleri Torsvik ve Smethurst (1999) tarafından verilen GMAP programı kullanılarak yapılmıştır.

3.4. KAYA MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARI

3.4.1. Mağnetik Duyarlılığın Anizotropisi (AMS)

Mağnetik duyarlılık anizotropisi (AMS) kayaçların fiziksel bir özelliği olup son yıllardaki petrofabrik ve yapısal çalışmaların analizlerinde sıkça kullanılmaktadır. Örneğin yapısal ve deformasyon analizleri (Borradaile, 1988; Li ve Powell, 1993; Borradaile ve Henry, 1997), deformasyona uğramış kayaçların paleomağnetik değerlendirilmeleri (Conge ve Perroud, 1985) ve mağmatik intrüfif mekanizması ve akış yönlerinin belirlenmesi (Ernst ve Baragar, 1992) gibi çeşitli uygulamalarda AMS analizlerinden yararlanılmıştır.

Bir kayacın yada mineralin hacim mağnetik duyarlılığı, zayıf bir mağnetik alan etkisinde indüklem mağnetizasyonu ile lineer ilişkili boyutsuz bir parametreyi ifade eder. Kayaçların mağnetik duyarlılık anizotropisi ise, mağnetik duyarlılığın yöne bağlı değişimlerini yansıtır (Tarling ve Hrouda, 1993). Mağnetik duyarlılığın bu anizotropik değişimi, matematiksel olarak ikinci derece bir tensör ile ifade edilir ve 3 eksenli bir elipsiodin şeklini tanımlar. Buna göre mıknatıslanma şiddeti J ve mağnetik alan H arasındaki ilişki 3 eksenli bir kartezyen sisteminde

$$J_1 = k_{11}H_1 + k_{12}H_2 + k_{13}H_3,$$

$$J_2 = k_{21}H_1 + k_{22}H_2 + k_{23}H_3,$$

$$J_3 = k_{31}H_1 + k_{32}H_2 + k_{33}H_3 \quad (3.24)$$

ile ifade edilir. Burada k_{ij} mağnetik duyarlılık tensörü olup $k_{ij} = k_{ji}$ olmaktadır. Tensörün diyagonal olmayan terimlerinin birbirini götürmesiyle 3.24 eşitliği sadeleştirilerek,

$$J_1 = k_{11}H_1 ,$$

$$J_2 = k_{22}H_2 ,$$

$$J_3 = k_{33}H_3 \quad (3.25)$$

elde edilir. Burada k_{ii} ($i=1,2,3$), mağnetik duyarlılığın 3 farklı eksenindeki özdeğerleri olup AMS çalışmalarında genel olarak k_{max} , k_{int} , k_{min} (veya $k_1 > k_2 > k_3$) olarak maksimum, ortaç ve minimum mağnetik duyarlılık bileşenleri olarak adlandırılırlar. Bu tensör, görsel olarak 3 eksenli ve uzunlukları mağnetik duyarlılık bileşenleri ile ilişkili olan bir elipsoidin şeklini tanımlamaktadır. Bu elipsoidin sayısal olarak anizotropi derecesi ve şekil tanımlaması için bir takım parametreler belirtilir. Buna göre anizotropi derecesi (P), düzeltilmiş anizotropi derecesi P_J , mağnetik lineasyon (L), mağnetik foliasyon (F) ve şekil parametresi (T) olmak üzere 5 farklı büyüklük hesaplanır. İlgili parametrelerin sayısal eşitliklikleri,

$$P = \frac{k_1}{k_3} ; \quad L = \frac{k_1}{k_2} ; \quad F = \frac{k_2}{k_3}$$

$$P_J = \exp\sqrt{2[(n_1 - n)^2 + (n_2 - n)^2 + (n_3 - n)^2]},$$

$$T = (\ln F - \ln L) / (\ln F + \ln L) ,$$

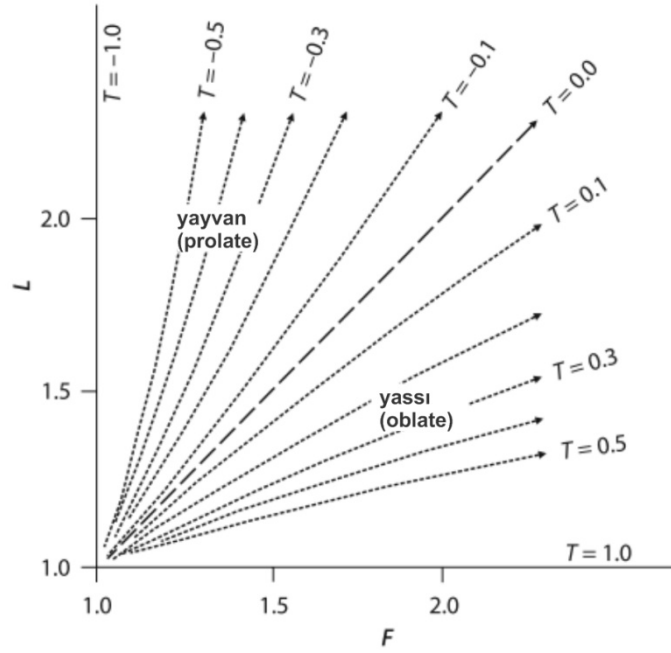
$$T = \frac{\ln F - \ln L}{\ln F + \ln L} \quad (3.26)$$

olarak verilir. Burada $n_i = \ln k_i$ ve $n = \sum n_i / 3$.

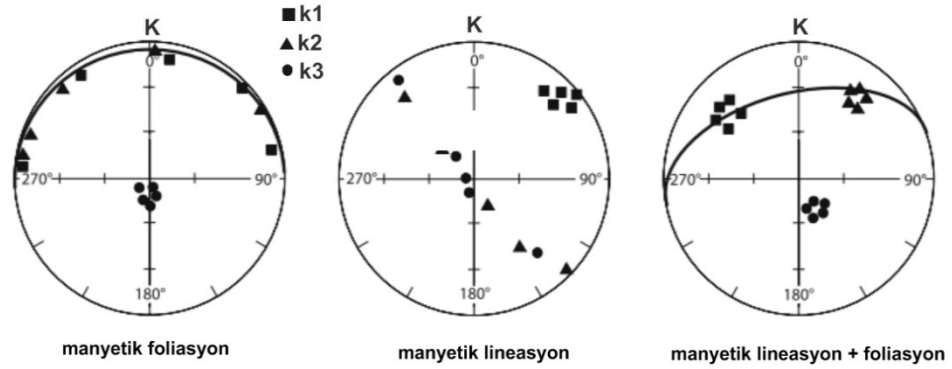
Anizotropi derecesi P , elipsoidin deformasyon derecesi olup küresellikten olan sapmayı yansıtır (Nagata, 1961). Elipsoidin şekli, T değerleri $0 \leq T \leq 1$ arasında olduğu zaman yassı (oblate), bu değer $-1 \leq T \leq 0$ ile arasında olduğu zaman yayvandır (prolate) (Tarling ve

Hrouda, 1993). AMS elipsodilerininin yayvan veya yassı olarak şeklini ifade eden T parametresi genel olarak lineasyon ve foliasyonun bir fonksiyonu olarak Flinn diyagramlarında gösterilir (Balsley ve Buddington, 1960). Şekil 3.27’de şekil parametresi T’nin lineasyon ve foliasyon ifadeleri ile Flinn diyagramındaki gösterimi verilmiştir. Yassı ve yayvan elipsoid şekillerin ayırtlanması, gerilme mekanizmaların çözümünde etkin bilgiler vermektedir. Minerallerin kristal eksenleri, mağnetik doku eksenleri ile ilişkilidir. Kristallerde X eksenine gerilme yönüne veya akma yönüne paralel gelişirken Z eksenleri foliasyon, akış düzlemi ve tabaka düzlemi gibi düzlemsel yapılara diktir. Mağnetik dokuda ise k_1 X eksenine, k_3 ise Z eksenine paraleldir (Rochette ve diğ., 1999).

AMS çalışmalarında mağnetik duyarlılık bileşenleri genel olarak stereografik projeksiyonda gösterilir. Birçok çalışmada mağnetik duyarlılığın k_1 , k_2 ve k_3 bileşenleri sırasıyla kare, üçgen ve içi dolu daire şeklinde simgelenir. Şekil 3.28’de foliasyon, lineasyon ve her iki fiziksel oluşumu temsil eden bir grup örneğinin AMS verilerinin stereonet üzerindeki dağılımları gösterilmiştir. Burada mağnetik dokusu foliasyona uğramış kayaçlar için k_3 bileşenleri, lineasyona uğramış kayaçlar için k_1 bileşenleri, her iki gelişimin söz konusu olduğu kayaçlarda ise k_1 , k_2 ve k_3 olmak üzere tüm bileşenlerin bir gruplaşma sergilediği görölmektedir.



Şekil 3.27: AMS şekil parametresi T 'nin lineasyon (L) ve foliasyonun (F) bir fonksiyonu olarak Flinn diyagramında gösterimi (Lanza ve Meloni, 2006).



Şekil 3.28: AMS elipsoid eksenlerinin (k_1 , k_2 ve k_3) stereonet üzerinde gösterimi ve lineasyon ve foliasyon gelişimlerine göre gösterdikleri örnek dağılımları (Lanza ve Meloni, 2006).

Sedimanter kayaçların depolanma sürecinde gravite etkisi, yermağnetik alanı, suyun akış hızı gibi dış kaynaklı kuvvetler etkindir. Göl ortamları gibi akıntının olmadığı ortamlarda gelişen sedimanter kayaçların mağnetik duyarlılık anizotropilerinde, yassı taneciklerin tabakalanmaya paralel çökmeleriyle mağnetik dokularının k_3 bileşenleri, belirgin bir birliktelik göstererek güçlü bir yassı mağnetik duyarlılık elipsoidi oluşturacaktır. Belirli bir yönde su akışının olması durumunda ise uzun eksenli

tanecikler akış yönünde bir dizilim oluşturarak mağnetik dokunun k1 bileşenlerinde ortak bir yönlenme oluşturacaktır (Lanza ve Meloni, 2006).

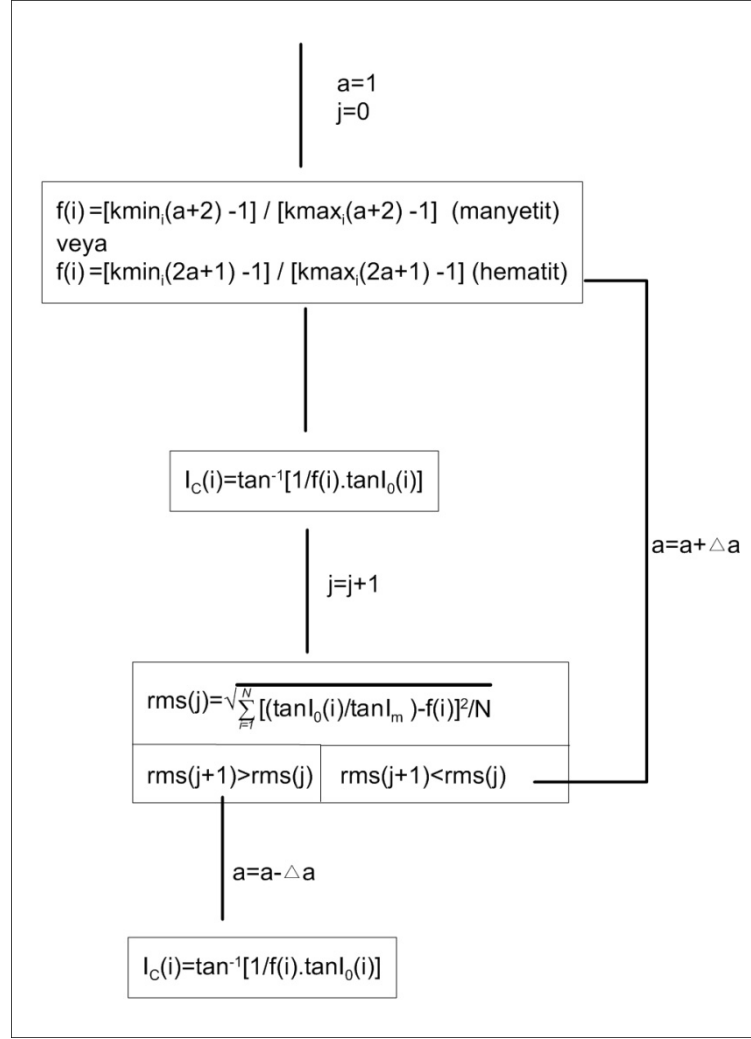
Tan ve Kodama (2003), sedimanter kayaçlarda görülebilen kalıntı mıknatıslanma eğim açılarındaki sığlaşma etklerinin giderilmesi konusunda, AMS ölçümlerinden elde edilen duyarlılık parametrelerinin kullanılabilceğini belirtmişler ve bir yöntem önermişlerdir. Önerdikleri yöntemde mağnetik duyarlılık eksenleri ile ilişkilendirdikleri sığlaşma etkisi, mağnetitit içerikli kayaç örnekleri için,

$$\tan I_o / \tan I_C = [K_{min}(a + 2) - 1] / [K_{max}(a + 2) - 1] \quad (3.27)$$

ve hematit içerikli örnekler için

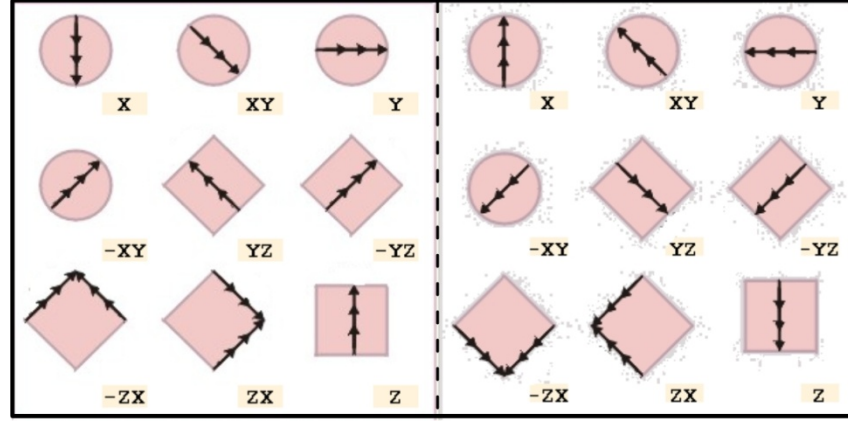
$$\tan I_o / \tan I_C = [K_{min}(2a + 1) - 1] / [K_{max}(2a + 1) - 1] \quad (3.28)$$

bağıntıları ile tanımlanmıştır. Burada I_o ve I_C , sırasıyla ölçülen eğim açısını ve düzeltilmiş eğim açısını simgelemektedir. Eşitliğin sağ tarafı ise, 3.23 bağıntısında da verilen f sığlaşma katsayısına karşılık gelmektedir. K_{max} ve K_{min} değerleri, AMS ölçümlerinden elde edilen k_1 ve k_3 eksenlerindeki mağnetik duyarlılıkların normalize edilmiş değerleridir ($k_1+k_2+k_3=1$). Bir mevkiye ait örneklerden bir sığlaşma katsayısının elde edilebilmesi için, 3.27 ve 3.28 bağıntılarında mevkinin tüm örneklerini temsil eden bir a katsayısının hesaplanması gerekmektedir. Kodama (2009), bu a katsayısının hesaplanması için uygulanan uzun süreli bir dizi laboratuvar ölçümlerine alternatif olarak iteratif bir işlem önermiştir. Buna göre bir mevkinin her bir örneği için, 3.27 veya 3.28 eşitliğinin sağ tarafı belli bir başlangıç a değeri kabulü ile hesaplanır ve bir f serisi elde edilir (f_i). Daha sonra her bir örnek için $\tan I_o / \tan I_m$ oranı elde edilerek f serisi ile arasındaki farkların karekök hatası (rms) hesaplanır. Burada $\tan I_m$, her bir örnek için hesaplanan düzeltilmiş eğim açılarının ortalamasıdır. Bu işlemler, a değerinin değiştirilmesi ile karekök hatanın en küçük değeri elde edilinceye kadar tekrarlanarak sürdürülür. Mevkiyi temsil eden sığlaşma faktörünün hesaplanmasında kullanılacak en uygun a değeri, en küçük rms değerinin elde edilmesinde kullanılan a değeri olacaktır. AMS verilerinden sığlaşma katsayısının hesaplanmasına ilişkin bu iteratif işleyişin şematik bir akış diyagramı Şekil 3.29'da gösterilmiştir.



Şekil 3.29: AMS verilerinden eğim açısı sığlaşma katsayılarının elde edilmesine ait matematiksel akış şeması.

AMS ölçümleri, laboratuvar tipi mağnetik duyarlılık ölçebilen sistemler kullanılarak yapılır. AMS analizlerinde kullanılacak örnekler için standart paleomağnetik veri toplama, yönlendirme ve boyutlandırma ilkeleri aynen geçerlidir. Her örneğin belirli bir kartezyen sistem içerisinde 18 farklı yönde (Şekil 3.30) olmak üzere mağnetik duyarlılıkları ölçülür ve AMS parametreleri hesaplanır.



Şekil 3.30: AMS ölçümlerinde gerçekleştirilen 18 farklı ölçüm pozisyonu.

3.4.2. Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma (EIKM) Ölçümleri

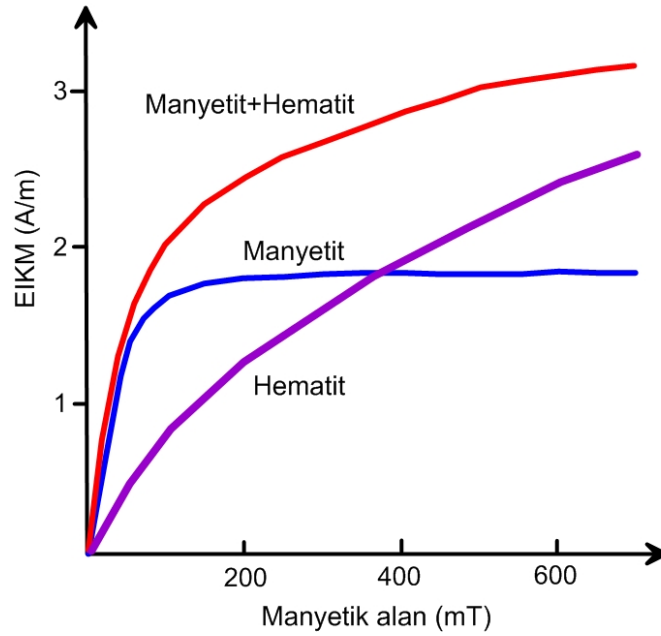
Eş-Isıl kalıntı mıknatıslanma (EIKM) ölçümleri, bir kayacın kalıntı mıknatıslanmasından sorumlu minerallerini ayırtlamak ve tanımlamak amacıyla uygulanır. Robertson ve France (1994), EIKM yöntemi için bir kayacın sahip olduğu kalıntı mıknatıslandan Hematit mineralinin sorumlu olup olmadığını belirlemede en duyarlı yol olduğunu belirtmişlerdir.

Kalıntı mıknatıslanması temizlenmiş bir örneğe oda sıcaklığında, şiddeti giderek artan bir dış alanın 3 milisaniye gibi kısa süreler boyunca uygulanması, danelerin manyetik momentlerinin kolay mıknatıslanma doğrultularına paralel yönelmelerine neden olacaktır (Tarling, 1983). Böylece kazanılan mıknatıslanmaya Eş-Isıl kalıntı mıknatıslanma denir. Kazandırılan EIKM'nin şiddeti, uygulanan dış alanın büyüklüğüne bağlı olarak değişir (Thompson ve Oldfield, 1986). Örneğin kalıntı mıknatıslanmasından sorumlu minerallerin türüne bağlı olarak, uygulanan dış alanın belirli bir büyüklüğünden sonra EIKM şiddeti artış göstermemektedir. Bu durumda kayaç örneği, doygun eş-ısıllı kalıntı mıknatıslanmasını kazanmıştır. Dolayısıyla EIKM ölçümleri ile mineralleri farklı koersivitelere göre ayırmak olanaklıdır (Dunlop, 1971, 1972).

Kalıntı mıknatıslanması manyetit minerali tarafından sağlanan örneklerin EIKM şiddetleri doygunluğa genel olarak dış alanın 500 mT'dan daha düşük değerlerinde ulaşmaktadır. Yüksek koersiviteye sahip hematit mineralinin söz konusu olması durumunda ise doygunluk seviyesi, dış alanın 1500-3500 mT gibi değerlerinde

gerçekleşebilir veya tam olarak bir doygunluğa ulaşılamayabilir. Her iki mineralin varlığı söz konusu ise EIKM eğrilerinde önce mağnetit ile ilişkili ani bir yükselim, daha sonra hematit ile ilişki düşük eğimli bir yükselim gözlenir. Şekil 3.31’de mağnetit, hematit ve mağnetit-hematit danelere ilişkin teorik EIKM eğrileri görülmektedir.

EIKM uygulamada örneklerin kalıntı mıknatıslanmaları yüksek AF değerlerinde demağnetize edilmesiyle başlanır. Bir pulse magnetizer ile şiddeti giderek artan adımlarda örneklere 3 milisaniye gibi kısa süreli alanlar uygulanır ve her adımda kazanılan EIKM şiddeti laboratuvar tipi bir mağnetometre ile ölçülür. Elde edilen sonuçlar şiddet-alan grafiklerinde gösterilir ve yoruma gidilir.



Şekil 3.31: Mağnetit ve hematit minerali için teorik eş-ısı kalıntı mıknatıslanma eğrileri (Butler, 1992’den değiştirilerek çizilmiştir).

3.4.3. Lowrie Testi

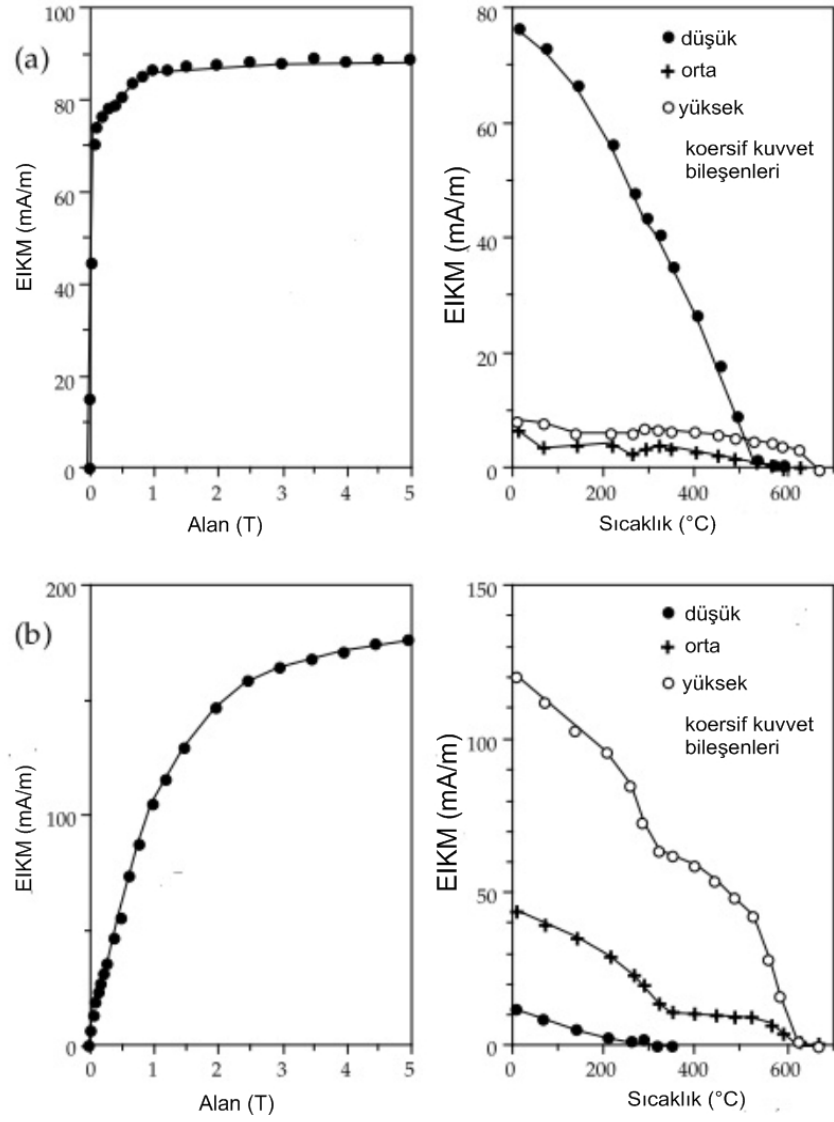
EIKM ölçümleri sonucu elde edilen doygun kalıntı mıknatıslanma bileşenine adım adım ısısal temizleme işleminin uygulanması ile ferromağnetik mineraller tanımlanabilmektedir (Heller, 1978). Bu yöntem ferromağnetik fazların ayırımını sağlamaktadır. Benzer koersif kuvvete sahip mineraller genellikle farklı bloklanma sıcaklığına sahiptir. Isısal temizleme eğrilerinde gözlenen ani değişimlerin hangi

sıcaklıklarda gözleendiğinin belirlenmesi örnek içerisindeki mineraller tanımlanabilmelerine olanak sağlamaktadır (Lowrie, 1990).

Farklı koersif kuvvete sahip fazları ortaya çıkarmanın başka bir yolu da örneğe düşey yönde 1 T maksimum mağnetik alan yükledikten sonra, Y eksenini yönünde 0,4T ve X eksenini yönünde 0,12T alan uygulanır. Daha sonra örnek aşamalı olarak ısısal temizleme işlemine tabi tutulur. Böylece farklı koersif kuvvete sahip hematit, maghemit ve mağnetit gibi mineralleri üç ayrı bileşen içerisinde hem koersif kuvvetlerine hem de bloklanma sıcaklıklarına göre sınıflandırarak mağnetik minerallerinin türleri belirlenebilmektedir. Tablo 3.2’de bazı ferromağnetik minerallerin maksimum koersif kuvvet ve bloklanma sıcaklıklarına göre sınıflandırılması görülmektedir. Şekil 3.32’de EIKM ve Lowrie testi uygulaması sonucunu elde edilen eğrilerin değerlendirilmesine ait bir örnek verilmiştir. Buna göre her iki örnek için 5 T’ya kadar alan uygulaması ile elde edilmiş EIKM eğrisi ve sırasıyla 3 farklı ekseninde 5 T, 0.4 T ve 0.12 T alan yüklemesi ve ısısal temizlemesi sonucu elde edilen yüksek, orta ve düşük bileşen eğrileri birlikte değerlendirilmiştir. Her iki örneğin EIKM eğrisinde doygunluk seviyesinin >1 T olması ve ısısal temizleme eğrisinde yüksek koersif bileşenin 675 °C civarında temizlenmesi hematit mineralinin varlığını göstermektedir. Ancak Şekil 3.32.a’da verilen birinci örneğin düşük koersif bileşeni 575 °C ‘de temizlenirken Şekil 3.32.b’de verilen ikinci örneğin düşük koersif bileşeni 300-330°C civarında temizlenmekte ve diğer bileşenlerinde de bu sıcaklık aralığında bir azalış gözlenmektedir. Bu durumda birinci örnekte hematitin yanında mağnetit mineralinin varlığı, ikinci örnekte ise hematit minerali yanında pirotit mineralinin varlığı söz konusudur.

Tablo 3.2: Bazı ferromağnetik minerallerin maksimum koersif kuvvet ve bloklanma sıcaklıkları (McElhinny ve McFadden, 1999).

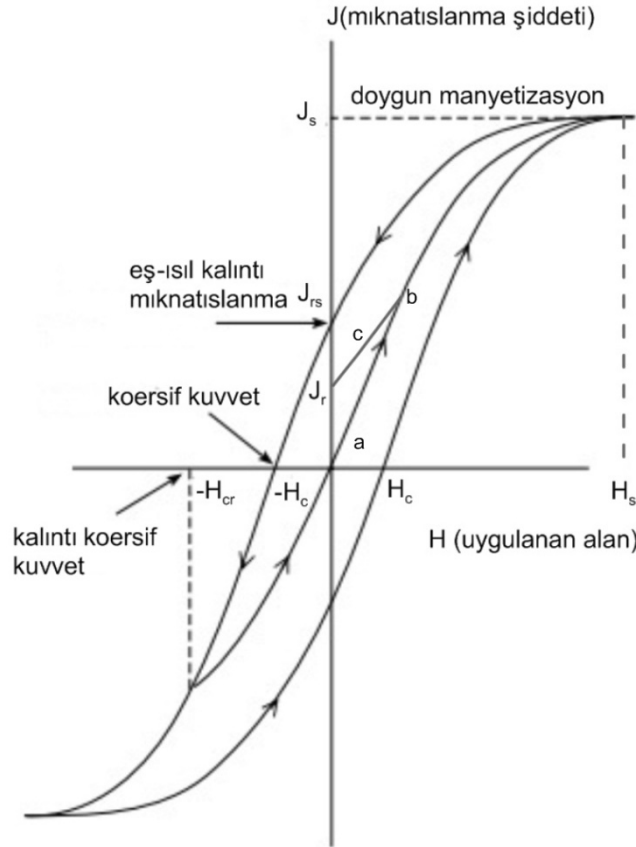
Mağnetik Mineral	Maksimum koersif kuvveti (T)	Maksimum bloklanma sıcaklığı (°C)
Mağnetit	0.3	575
Maghemit	0.3	~350
Titanomağnetit ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$)		
x=0.3	0.2	350
x=0.6	0.1	150
Pirotit	0.5-1	325
Hematit	1.5-5	675
Geotit	>5	80-120



Şekil 3.32: Eş-ısı kalıntı mıknatıslanma eğrisi ve Lowrie testi ile ferromagnetik mineral ayırtılması. a) mağnetit ve hematit minerali, b) pirotit ve hematit minerali (Lowrie, 2007).

3.4.4. Histeresiz Ölçümleri

Kayaçların histeresiz özelliklerinin incelenmesiyle onların bazı mağnetik özelliklerinin tahmin edilebileceği Stoner ve Wohlfarth (1948); Stacey (1963); Stacey ve Banerjee (1974) tarafından ortaya konmuştur. Histeresiz ölçümleri, kalıntı mıknatıslanması temizlenmiş kayaç örneklerine belirli bir yönde artan, daha sonra aynı yönde azalan ve tekrar artan bir dış mağnetik alan altında mıknatıslanma şiddetlerinin ölçülmesiyle gerçekleştirilir. Uygulanan değişken dış alan şiddeti ve yönüne göre ölçülen mıknatıslanma şiddetleri histeresiz çevrim eğrilerini oluşturmaktadır. Histeresiz çevrim eğrileri ve bu eğrilerden türetilen histeresiz parametreleri (örneğin koersif kuvveti (H_c); kalıntı mıknatıslanma kazandığı koersif kuvveti (H_{cr}); doymun mıknatıslanma şiddeti (J_s) ve kazandığı kalıntı mıknatıslanma şiddeti (J_{rs})) (Şekil 3.33), mağnetik mineral varlığı, domen yapıları ve şekilleri ile ilgili önemli bilgiler vermektedir.



Şekil 3.33: Histeresiz çevrim eğrisi ve parametreleri (Lowrie, 2007).

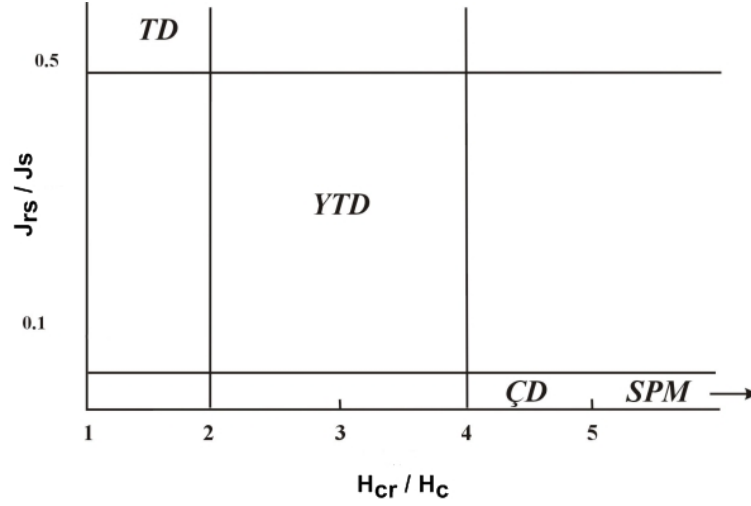
Şekil 3.33’de verilen histeresiz eğrisinde sıfırdan a kısmına kadar arttırılan H alanında elde edilen J mıknatıslanma şiddetleri lineer olarak değişmektedir. Rayleigh bölgesi olarak bilinen eğrinin bu kısımlarında uygulanan dış alan (H) kaldırılırsa mıknatıslanma şiddeti (J) sıfıra düşecektir. Histeresiz eğrisinin düşük şiddetindeki dış alan uygulamasına ait bu lineer kesimi manyetik duyarlılığın ölçülmesinde kullanılır. Uygulanan dış alanın b noktası ve daha büyük değerlerinde ortadan kaldırılması sonucunda mıknatıslanma şiddeti J sıfıra düşmeyecek ve c gibi bir yolu izleyerek J_r ve J_{rs} aralığında eş-ısıt kalıntı mıknatıslanma kazanacaktır. Burada J_{rs} , H_s değerine kadar arttırılan dış alanın etkisiyle kazanılan doygun kalıntı mıknatıslanma şiddetini vermektedir. H alanının ters yönde arttırılarak mıknatıslanma şiddetini sıfırladığı değeri (H_c), örneğin koersif kuvvetini vermektedir. Daha da arttırılarak kalıntı mıknatıslanmayı yok ettiği H_{cr} değerinde ise örneğin kalıntı koersif kuvveti elde edilir (McElhinny ve McFadden, 1999)

Kalıntı mıknatıslanma oranları (J_{rs} / J_s) ve koersivite (H_{cr} / H_c) oranlarına göre tek domenli (TD), yalancı tek domenli (YTD), çok domenli (ÇD) ve süperparamagnetik (SPM) daneler olarak sınıflandırılabilir. Tablo 3.3’de TD, YTD, ve ÇD manyetik danelerin histeresiz parametre oranları verilmektedir.

Tablo 3.3: Histeresiz parametrelerinin oranları (McElhinny ve McFadden, 1999).

Histeresiz parametreleri	Tek Domenli Daneler	Çok Domenli Daneler	Yalancı Tek Domenli Daneler
J_{rs} / J_s	≥ 0.5	< 0.1	0.1-0.5
H_{cr} / H_c	1-2	> 4	2-4

Bu sınıflandırma grafiksel olarak, eksenleri J_{rs} / J_s ve H_{cr} / H_c oranlarına karşılık gelen Day diyagramı (Şekil 3.34) üzerinde de gösterilebilir. Böylece birçok sayıda histeresiz parametre oranları elde edilmiş örneklere ait manyetik domen yapılarının dağılımları izlenebilir (Day ve diğ., 1977).



Şekil 3.34: Day diyagramı üzerinde domen yapılarına ait alanlar (TD: Tek domen, YTD: Yalancı Tek Domen, ÇD: Çoklu Domen, SPM: Süperparamağnetik).

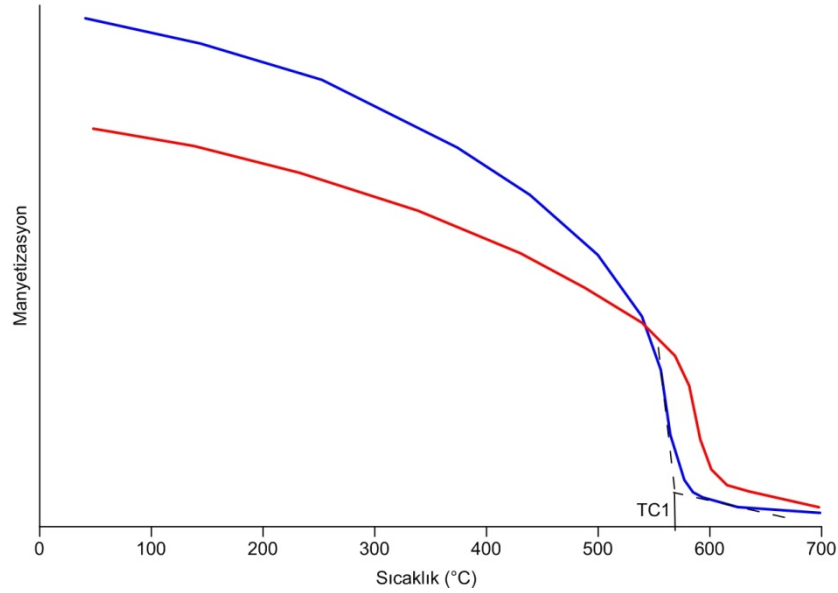
3.4.5. Termomağnetik Ölçümler

Termomağnetik ölçümler, kayaçlar içerisindeki mağnetik minerallerin fazlarını ortaya koymak, sıcaklık etkisi altında davranışlarını belirlemek ve buna bağlı olarak ısınma süreci içerisinde meydana gelebilecek bozuşma hakkında bilgi sahibi olmak amacıyla gerçekleştirilmektedir. Yüksek bir mağnetik alan içerisinde, mıknatıslanmanın sıcaklıkla olan değişimi fiziksel veya kimyasal bir sebeple gelişir. Bilindiği gibi mağnetik bir mineralin tanınabilmesinde en önemli fiziksel parametre Curie sıcaklığıdır. Ferrimağnetik veya ferromağnetik mineraller Curie sıcaklıklarının üzerindeki sıcaklıklarda mağnetik özelliklerini yitirerek paramağnetik özellikler sergilerler. Yine kayaçlar Curie sıcaklığı üzerinde veya sıcaklık aralığında ısıtılmaları durumunda minerallerinde kimyasal bir dönüşüm gelişebilir ve alterasyon ürünleri oluşturabilirler. Termomağnetik ölçümler sonucunda elde edilen ısınma ve soğuma eğrilerinin analiz edilemesi ile mineral fazlarında meydana gelebilecek bu bozuşma dereceleri saptanabilmektedir. Birden fazla mağnetik faz içeren kayaçlarda farklı minerallerin Curie sıcaklıkları farklı olacağından bunların termomağnetik eğriler üzerinde nicelikleri ayırtlanabilir. Yaygın olarak bulunan mağnetik minerallerin Curie sıcaklıkları ve üzerlerindeki sıcaklıklarda oluşacak alterasyon ürünleri Tablo 3.4’de verilmiştir.

Tablo 3.4: Yaygın mağnetik minerallerin Curie sıcaklıkları ve bozuşma ürünleri (Tarling, 1983; Dunlop ve Özdemir, 1997; Özdemir ve Banarjee, 1981).

Mineral	Curie Sıcaklığı TC (°C)	Bozuşma Ürünü	Bozuşma Sıcaklığı (°C)
Titanyumlu Mağnetit	-153-580	Mağnetit	>300
Titanyumlu Hematit	-218 - 675	Mağnetit	>300
Mağnetit	580	Maghemit	150-250
Mağnetit	580	Hematit	>500
Maghemit	≈645	Hematit	350-450

Termomağnetik ölçümler sonucu elde edilen ısınma ve soğuma eğrilerinin her ikisinde de Curie sıcaklıklarının belirlenmesinde genellikle, Gromme ve diğ. (1969) tarafından önerilen tanjant yöntemi kullanılmaktadır. Bu yöntemle Curie sıcaklığı belirlenirken, ısınma veya soğuma eğrilerinin maksimum gradyan gösteren kısmına ve aynı eğrilerin son kısmına teğetler çizilir. Çizilen bu teğetlerin kesişim noktasının yatay eksene (sıcaklık ekseni) olan izdüşümü, Curie sıcaklığına karşılık gelmektedir (şekil 3.35).



şekil 3.35: Termomağnetik eğrilerden yararlanarak Curie sıcaklıklarının belirlenmesi (Gromme ve diğ., 1969).

3.4.6. Kaya Mağnetizması Çalışmalarında Kullanılan Ölçüm Sistemleri

3.4.6.1. Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma Ölçüm Sistemleri (Molspin Anlık Mıknatıslayıcı)

Bu çalışmada, EIKM analizleri ve Lowrie testi için seçilen paleomağnetik örneklerle eş-ısl kalıntı mıknatıslanma kazandırma işlemleri, İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan İngiltere üretimi Molspin şirketine ait bir anlık mıknatıslayıcı cihazı kullanılarak yapılmıştır (Şekil 3.36). Düşey yönde alan etkileyen cihazın maksimum ayarlanabilir alan şiddeti 100 000 Oe (1.0 Tesla)'dır.



Şekil 3.36: Molspin anlık mıknatıslayıcı ölçüm sistemi.

3.4.6.2. Değişken Alan Çevrim Terazisi (Variable Field Translation Balance-VFTB)

Değişken alan çevrim terazisi sistemi (VFTB), histeresiz çevrim eğrilerinin elde edilmesinde, koersif kuvvet ölçümlerinde, eş-ısl kalıntı mıknatıslanma ölçümlerinde ve termomağnetik ölçümlerde kullanılabilen özel bir magnetometre düzeneğidir. Sistem, yatay konumda bir curie terazisi ve buna bağlı bir elektromıknatıs, su dolaşımıyla soğutulabilen bir fırın ve 0.2 cm^3 ölçülerinde bir örnek tutucu kısımlarından oluşmaktadır. Şekil 3.37'de bu çalışmada kullanılan ve Almanya Ludwig Maximilians Üniversitesi Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan VFTB ölçüm sisteminin bir görünümü verilmiştir. VFTB sistemi, bobinlerinde üretilen yatay gradiyent bir magnetik alanın indüklediği elektromıknatısın örnek üzerinde oluşturduğu kuvvetin ölçülmesi

prensibine dayanmaktadır. Örnek üzerinde etkiyen bu kuvvet, örneğin mağnetik momenti ile orantılı olup,

$$F(t) = \mu \frac{\partial B}{\partial z} \cos(w_R t) \quad (3.29)$$

eşitliği ile ifade edilmektedir. Burada μ , örneğin mağnetik momenti, B, düzgün olmayan gradiyent alan ve w_R , sistemin rezonans frekansıdır.

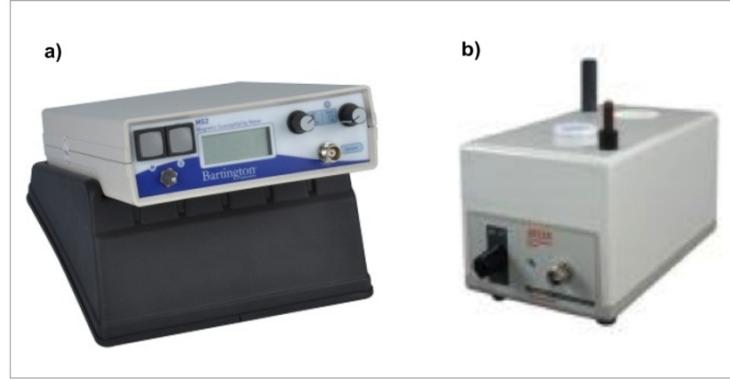


Şekil 3.37: Değişken alan çevrim terazisi ölçüm sistemi.

3.4.6.3. Mağnetik Duyarlılık Ölçüm Sistemi (Bartington MS2-MS2B)

Bu çalışmada elde edilen paleomağnetik örneklerin mağnetik duyarlılık anizotropisi (AMS) analizlerinde kullanılan mağnetik duyarlılık değerleri, Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan Bartington Instruments şirketine ait MS2 ve MS2B mağnetik duyarlılık ölçer sistemi ile elde edilmiştir (Şekil 3.38). MS2 birimi sistemin, algılayıcı türüne göre arazi veya laboratuvar ortamında mağnetik duyarlılık ölçüm işlemlerini gerçekleştiren elektronik konsolunu, MS2B birimi ise sistemin laboratuvar ölçümlerine uygun algılayıcı birimini oluşturmaktadır. Ayarlanabilen iki farklı hassasiyet seçeneğine göre bir mağnetik duyarlılık ölçümü, 1.2 veya 12 saniye süresinde yapılmaktadır. İsteğe göre SI birim sistemi veya cgs birim sistemine göre 4 karakter boyutunda okuma gerçekleştiren sistemin mağnetik duyarlılık ölçme hassasiyeti $2 \cdot 10^{-6}$ SI ($2 \cdot 10^{-7}$ cgs) düzeyindedir. MS2B algılayıcı birimin kalibrasyonu için üzerinde oda sıcaklığında ölçülmesi gereken SI ve cgs biriminde değerleri bilinen

bir kalibrasyon örneği vardır. Mağnetik duyarlılık ölçümünde düşük ve yüksek frekans (0.465 kHz ve 4.65 kHz) ayarında uygulanan pik alanın genliği $250 \mu\text{T}$ 'dir. MS2B algılayıcı kısımda bulunan örnek tutucu bölmesi, standart paleomağnetik boyutlarında silindirik veya kübik örneklerin farklı eksenlerinde konumlandırılabilcek şekilde tasarlanmıştır. Birimin bu özelliği mağnetik duyarlılığın anizotropisi uygulamalarında yapılan farklı yönlerdeki mağnetik duyarlılık ölçümlerine kolaylık sağlamaktadır.



Şekil 3.38: Bartington mağnetik duyarlılık ölçüm sistemi a) MS2 elektronik konsol, b) MS2B algılayıcı birim.

4. BULGULAR

4.1.KAYA MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARI VE ÖLÇÜM SONUÇLARI

Bu tez çalışması kapsamında İstanbul Fragmanı olarak tanımlanan çalışma alanında 2011-2012 yılları arasında Ordovisiyen yaşlı arkozik kumtaşları ve kuvarsit birimlerden oluşan sedimanter kayalardan 56 adet mevkisi İstanbul-Kocaeli il sınırlarında, 6 adet mevkisi Çamdağ ve dolaylarında ve 7 adet mevkisi Düzce ili kuzey-kuzey doğusu Yığılca alanında olmak üzere toplam 69 adet mevkiden paleomağnetik örneklemeler yapılmıştır. Elde edilen paleomağnetik örnekler için yapılan kaya mağnetizması çalışmalarının niteliği aşağıda belirtilmiştir.

Herbir mevkiiyi temsilen miknatıslanmadan sorumlu mineral türünün belirlenmesi amacıyla toplam 69 örnek üzerinde İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma laboratuvarında EIKM kalıntı miknatıslanma kazandırma çalışmaları ve üç eksen Lowrie testi uygulamaları gerçekleştirilmiş, sonuçları birlikte değerlendirilmiştir.

Elde edilen sonuçlara göre ayırtlanan mineral çeşitliliği sınıflandırılarak her bir sınıfı temsil eden birer örnek üzerinde Almanya Ludwig Maximilian Üniversitesinde histeresiz ve termomağnetik ölçümler gerçekleştirilerek mağnetik minerallerin domen yapıları ve curie sıcaklıkları belirlenmiştir.

Tez kapsamında İstanbul, Çamdağ ve Yığılca dolaylarından Alt Ordovisiyen yaşlı ve arkozik kumtaşlarından elde edilen 49 mevkiden 45 farklı mevkiye ait toplam 680 örnek üzerinde İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda mağnetik duyarlılığın anizotropisi ölçümleri gerçekleştirilmiş ve anizotropi parametreleri elde edilerek sonuçları değerlendirilmiştir.

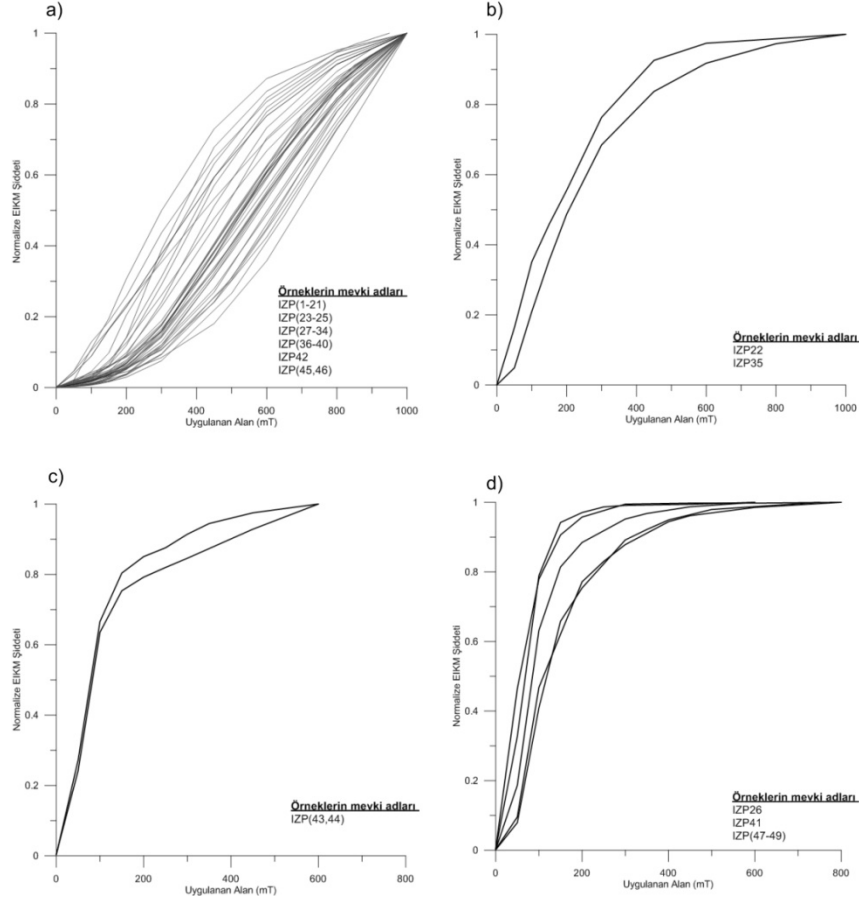
4.1.1. Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma ve Lowrie Testi Ölçüm Sonuçları

Bu tez çalışması kapsamında toplam 69 mevkiden elde edilen paleomağnetik örneklerden mevkilere ait birer tanesi üzerinde mevcut laboratuvar cihazları imkanlarında 1 T'ya kadar eş-ısıll kalıntı mıknatıslanma ölçümleri uygulanmış ve söz konusu örneklerin mıknatıslanmasından sorumlu mağnetik minerallerin türleri belirlenmeye çalışılmıştır. 69 örnekten 49 (İZP1-49) tanesi Alt Ordovisiyen yaşlı arkoz bileşimli kırmızı sedimanter birimlerden, 20 (İZP50-69) tanesi ise açık renkli Orta-Üst Ordovisiyen yaşlı kuvarsit birimlerinden elde edilmiştir. Örnekler arası bu litoloji ve yaş farklılığı göz önünde bulundurularak EIKM kalıntı mıknatıslanma ölçüm sonuçları iki grup altında sınıflandırılarak değerlendirilmiştir.

O1 yaşlı (İZP1-İZP49) mevkilerin örnekleri:

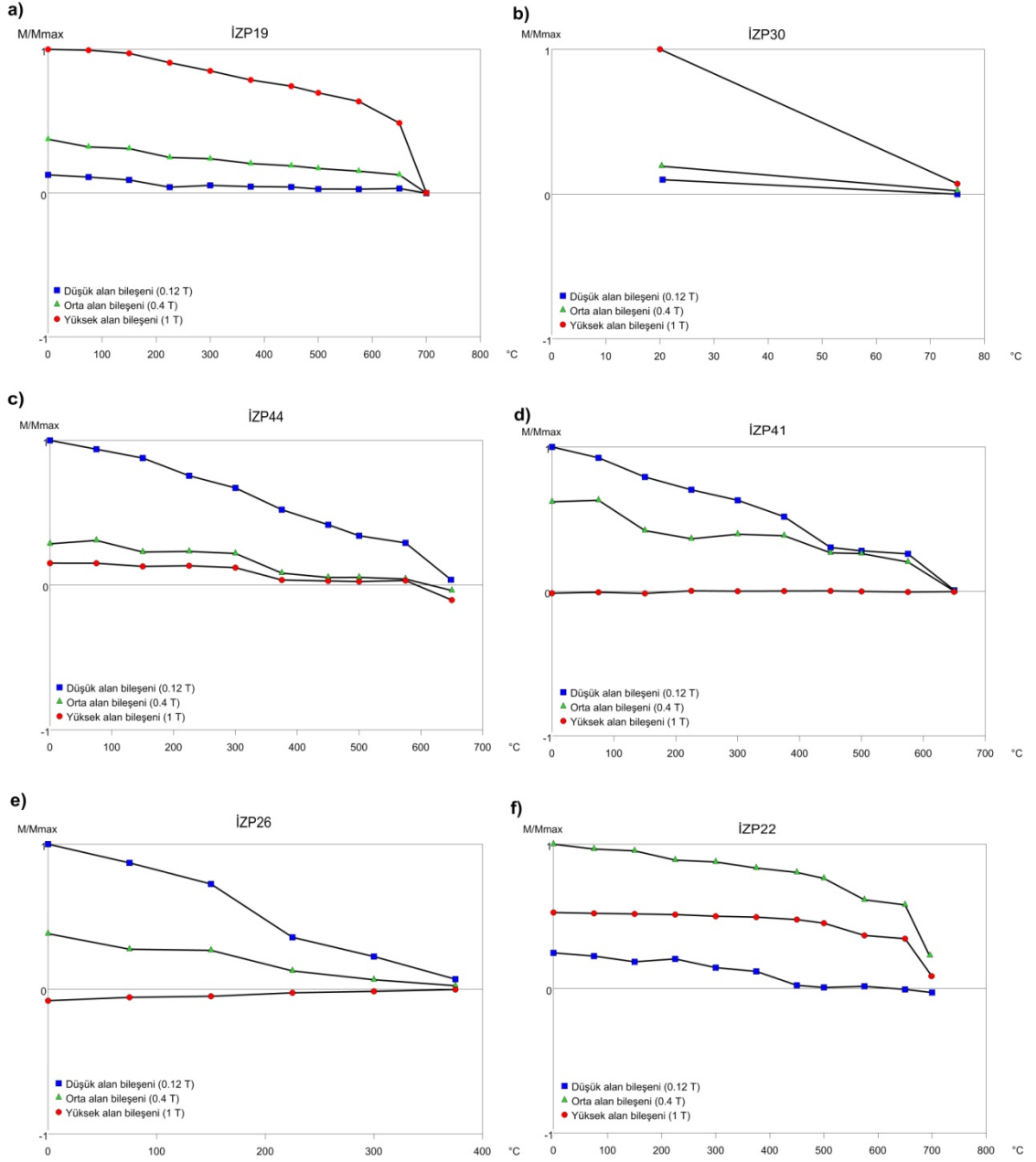
Birinci gurubu oluşturan ve litolojileri arkoz türü kayalar olarak tanımlanan İZP1-49 arası mevkilerden elde edilen 49 örneğe ait EIKM eğrileri incelendiğinde 4 farklı türde eğri karakteri belirlenmiş (Şekil.4.1) ve bu eğri tipleriyle karakterize edilen örneklerin mevki isimleri ayırtlanmıştır. Buna göre 49 örnektekten 40 tanesi, 1 T alan uygulamasıyla doymuş hale gelmemiş birinci türdeki eğri karakterini (Şekil 4.1.a); iki tanesi 1 T civarında uygulanan alanla doymuşluğa ulaşan ikinci türdeki eğri karakterini (Şekil 4.1.b) ; iki tanesi 0.2 T alana kadar olan kısmında dik bir çıkış ve sonrasında doymuşluğa ulaşmayan üçüncü tür eğri karakterini (Şekil.4.1.c) ve son olarak 5 adet örnekte ise 0.5 T alan uygulamasından önce doymuşluğa ulaşan dördüncü tür bir eğri karakterini (Şekil.4.1.d) göstermektedir.

İZP1-49 arası mevkilerine ait EIKM uygulanmış örneklerin herbirine 3 farklı eksenle sırasıyla 1 T, 0.4 T ve 0.12 T alan uygulanarak EIKM kazandırılmış ve daha sonra standart temizleme adımları gerçekleştirilmiş ve her temizleme adımındaki yüksek, orta ve düşük bileşen sıcaklık-şiddet eğrileri elde edilmiştir. Elde edilen bu 3 bileşen eğrileri genel karakterlerine göre sınıflandırılmıştır. Bu sınıflamayı temsil eden örneklerin 3 bileşen sıcaklık-şiddet eğrileri Şekil 4.2 'de gösterilmiştir. Lowrie testi olarak tanımlanan bu yöntem ile elde edilen sonuçlar EIKM ölçümleri ile birlikte değerlendirilerek mağnetik mineral türleri hakkında daha sağlıklı bilgi edinilmesi amaçlanmıştır.



Şekil 4.1: İZP1-İZP49 arası mevkilerinden elde edilen EIKM eğri karakterleri. a) 1 T alan uygulamasında halen doymuş EIKM ulaşamayan eğri karakteri, b) 1 T civarı doymuşluğa ulaşan EIKM eğri karakteri, c) 0.2 T alan altında hızlı yükseliş ve doymuşluğa ulaşmayan eğri karakteri, d) 0.5 T alan uygulaması öncesinde doymuş EIKM şiddetine ulaşılabilen eğri karakteri.

Buna göre Şekil 4.1.a 'da verilen 40 adet yüksek koersiviteye sahip olduğu belirlenen örneklerin 37 tanesinin üç bileşen eğrileri aynı zamanda yüksek sıcaklıklarda temizlenmiş, dolayısıyla bu mevkilere ait örneklerde Hematit mineralinin varlığını işaret etmişlerdir. Bu durumu temsil eden İZP19 mevkisine ait bir örneğin 3 bileşen sıcaklık-şiddet eğrisi Şekil 4.2.a'da gösterilmiştir. Buna karşın geri kalan IZP30,31,32 mevkilerine ait örneklerde yüksek koersivite gözlenmesine karşın 100 °C gibi çok düşük bir sıcaklık adımında tüm bileşenlerinin sıfırlanması tipik bir Geotit minerali (Tablo 2.1) varlığını göstermiştir (Şekil 4.2.b).



Şekil 4.2: İZP1-49 arası mevkileri temsil eden örneklerin Lowrie testi ölçümleri sonucunda elde edilen 3 bileşen sıcaklık-şiddet değişim eğrileri.

İZP43 ve İZP44 mevkilerine ait örneklerin 3 bileşen sıcaklık-şiddet eğrileri (Şekil 4.2.c) benzer karakterde olup her ikisinde de yüksek alan ve orta alan bileşenleri yaklaşık 580 °C civarlarında ve düşük alan bileşenleri 670 °C’lerde temizlenmiştir. Bu örneklerin EIKM eğrileri (Şekil 4.1.c), 3 bileşen sıcaklık-şiddet eğrileri (Şekil 4.2.c) ve Tablo 2.1 de göz önünde bulundurulduğunda mıknatıslığından sorumlu minerallerin magnetit ve

hematit olduğu kanısına varılmıştır. Bu grubu temsilen İZP44 mevkisine ait örneğin 3 bileşen sıcaklık-siddet eğirisi Şekil 4.2.c'de gösterilmiştir.

EIKM eğrilerinden (Şekil 4.1.d) görüldüğü gibi düşük alanlarda doygunluğa ulaşan İZP41, İZP47, İZP48 ve İZP49 mevkilerine ait örneklerin 3 bileşen sıcaklık-şiddet eğrileri benzer özellik göstererek her bileşeni için yaklaşık 650 °C'lerde temizleme gerçeklenmiştir (Şekil 4.2.d). Tablo 2.1 dikkate alınarak düşük koersivite ve yüksek bloklanma sıcaklığı gösteren bu mevkilere ait örneklerin mağnetik mineral türü maghemit olarak tanımlanmıştır. Bu gurubu temsilen İZP41 mevkisine ait örneğin 3 bileşen sıcaklık-siddet eğirisi Şekil 4.2.d'de gösterilmiştir.

Düşük koersif kuvvete sahip olduğu belirlenen İZP26 mevkisine ait örneğin 3 bileşen sıcaklık-şiddet eğirisindeki (Şekil 4.1.d ve Şekil 4.2.e) tüm bileşenler 400 °C'de temizlenmiştir. Tablo 2.1'de dikkate alınarak bu örnekte titanyumlu mağnetitin varlığı gözlenmiştir.

İZP22 mevkisine ait örneğin düşük alan bileşeninde 450-500 °C arasında gözlenen azalma yine titanyumlu mağnetit ile ilişkilendirilmiş fakat aynı zamanda yüksek bir koersif kuvvete sahip olması (Şekil 4.1.b), diğer alan bileşenlerini 670 °C civarlarında yok edilmesi (Şekil 4.2.f) ve Tablo 2.1 gözönüne alınarak bu örnekte hematitin varlığını göstermiştir.

İZP1-49 arası mevkilerin birer örneği üzerinde yapılan eş-ışıl kalıntı mıknatıslanma ölçümleri ve Lowrie testi uygulamaları sonucunda her bir örnek için ayırtlanan mıknatıslanmadan sorumlu mineral türleri Tablo 4.1'de toplu olarak verilmiştir. Buna göre 49 mevkiye ait örneklerden 37'sinde hematit minerali, 2 tanesinde mağnetit ve hematit, 4 tanesinde maghemit, 1 tanesinde titanyumlu mağnetit, 2 tanesinde titanyumlu mağnetit ve beraberinde hematit ve 3 tanesinde geotit mineralleri olmak üzere toplam 6 bileşimde mıknatıslanmadan sorumlu minerallerin varlığı tespit edilmiştir.

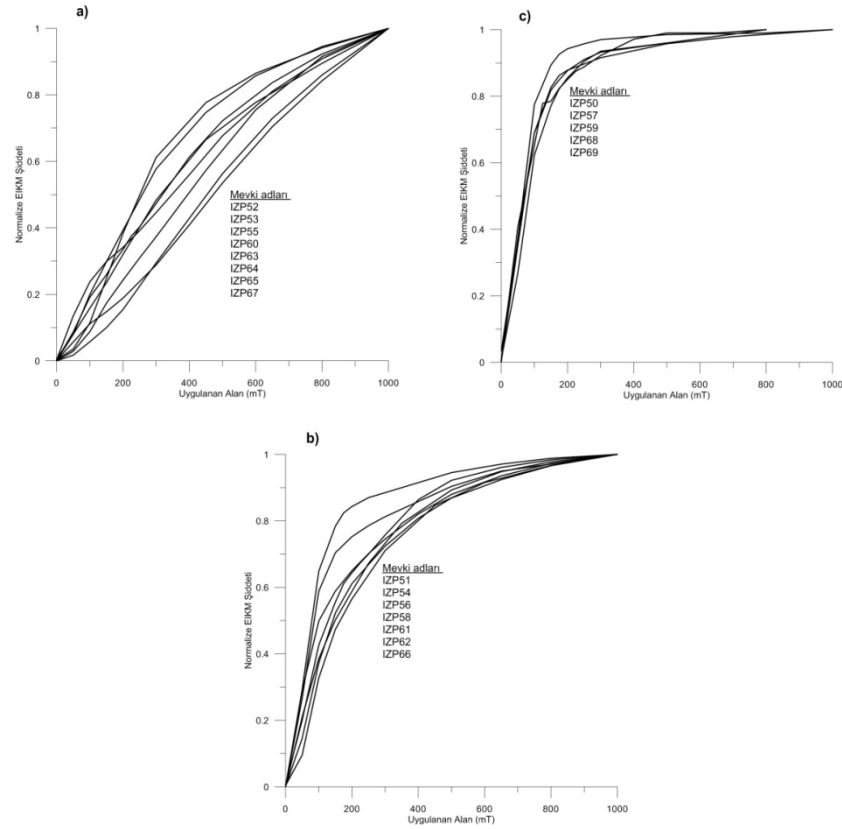
Tablo 4.1: İZP1-49 mevkilerine ait örnekler için ayırtılan miknatislanmadan sorumlu hakim mineral türleri (H: hematit ; Mgh: maghemit; M: mağnetit; TM: titanyumlu mağnetit; G: geotit).

Mevki Adı	Baskın M.mineral	Mevki Adı	Baskın M.mineral
İZP1	H	İZP26	TM
İZP2	H	İZP27	H
İZP3	H	İZP28	H
İZP4	H	İZP29	H
İZP5	H	İZP30	G
İZP6	H	İZP31	G
İZP7	H	İZP32	G
İZP8	H	İZP33	H
İZP9	H	İZP34	H
İZP10	H	İZP35	TM+H
İZP11	H	İZP36	H
İZP12	H	İZP37	H
İZP13	H	İZP38	H
İZP14	H	İZP39	H
İZP15	H	İZP40	H
İZP16	H	İZP41	Mgh
İZP17	H	İZP42	H
İZP18	H	İZP43	M+H
İZP19	H	İZP44	M+H
İZP20	H	İZP45	H
İZP21	H	İZP46	H
İZP22	TM + H	İZP47	Mgh
İZP23	H	İZP48	Mgh
İZP24	H	İZP49	Mgh
İZP25	H		

O2 yaşlı (İZP50-İZP69) mevkilerin örnekleri;

İkinci gurubu oluşturan ve litolojileri kuvarsit olarak tanımlanan İZP50-69 arası mevkilerden elde edilen 20 örneğe ait EIKM eğriler incelendiğinde 3 farklı türde eğri

karakteri belirlenmiştir (Şekil.4.3). Buna göre birinci türdeki eğri karakterini temsil eden mevkilerin örnekleri (Şekil.4.3.a), 1 T alan uygulamasıyla doymuş EIKM ye ulaşamamış yüksek koersif kuvvete sahip bir mineral yapısını sergilemektedir. İkinci türdeki eğri karakterini temsil eden mevkilerin örneklerinde ise 0.2 T alana kadar hızlı artan ve daha büyük alanlara doğru eğimini azaltarak yine doymunluğa ulaşmayan EIKM eğrileri gözlenmektedir (Şekil.4.3.b). Üçüncü tür eğri karakterini temsil eden mevkilerin örneklerinde 0.3-0.5 T aralığında doymunluğa ulaşan EIKM eğrileri elde edilmiştir (Şekil.4.3.c).

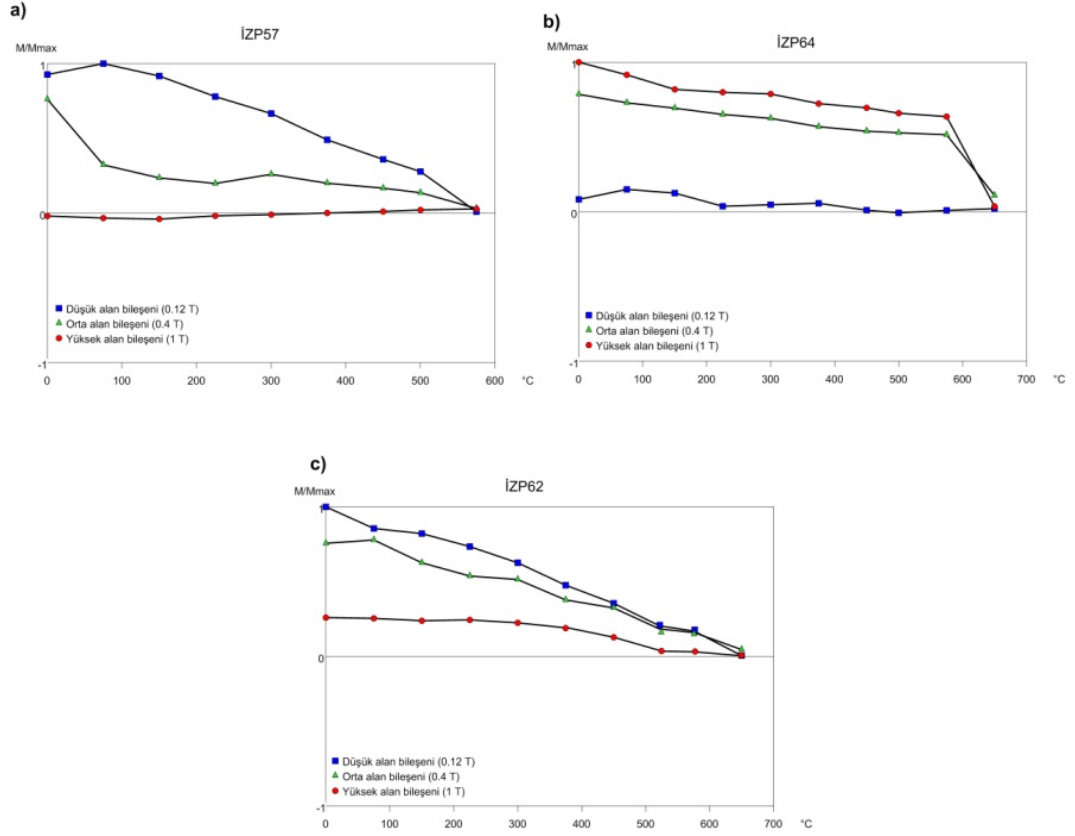


Şekil 4.3: Şekil 4.3. IZP50-69 arası mevkilere ait eş-ısı kalıntı mıknatıslanma eğrileri, a) doymuş EIKM elde edilemeyen mevkiler, b) düşük ve yüksek koersiviteye sahip mevkiler, c) 0.3-0.5 T aralığına doymuş EIKM elde edilen mevkiler.

İZP50-69 arası mevkilerine ait EIKM uygulanmış örneklerin herbirine 3 farklı ekseninde sırasıyla 1 T, 0.4 T ve 0.12 T alan uygulanarak standart temizleme adımları gerçekleştirilmiş ve her temizleme adımındaki yüksek, orta ve düşük bileşen sıcaklık-

şiddet eğrileri elde edilmiştir. Şekil 4.3’de verilen 3 farklı EIKM eğrisini temsil eden İZP57, 62 ve 64 mevkilerine ait örneklerin 3 bileşen sıcaklık-şiddet değişim eğrileri Şekil 4.4’gösterilmiştir. Buna göre İZP57 mevkisi ile temsil edilen örneklerin (Şekil 4.3.c) 0.3-0.5 T aralığında doygunluğa ulaşan bir EIKM eğrisi sergilemesi ve 3 bileşen sıcaklık-şiddet eğrilerindeki tüm bileşenlerinde 580°C civarındaki bloklanma sıcaklıkları gözlenmesi (Şekil 4.4.a) mağnetit mineralinin (Tablo 2.1) varlığını göstermektedir. 1 T alan altında doygun EIKM elde edilemeyen İZP64 mevkisi (Şekil 4.3.a) örneğinde ise 3 bileşen sıcaklık şiddet eğrilerinde (Şekil 4.4.b) gözlenen 675°C sıcaklık adımıdaki temizlenme, bu örneğin mıknatıslanmadan sorumlu mineralinin hematit (Tablo 2.1) olduğunu göstermektedir. EIKM eğrilerine göre yüksek ve düşük koersiviteyi birlikte gösteren İZP62 mevkisi örneğinin (Şekil 4.3.b) 3 bileşen sıcaklık-şiddet eğrilerindeki yüksek alan bileşeni 580°C civarında temizlenmiş, diğer bileşenlerin temizlenmesi ise 675°C civarlarında gözlenmiştir (Şekil 4.4.c). Bu durumda bu örneğin mıknatıslanmasından sorumlu mineraller olarak mağnetit ve hematit olduğuna karar verilmiştir..

İZP50-69 arası tüm mevkiler için elde edilen 3 bileşen sıcaklık- şiddet değişim eğrileri, EIKM ölçümleri ile birlikte değerlendirilerek örnekler içerisindeki hakim mağnetik mineral türleri belirlenerek Tablo 4.2’de verilmiştir.



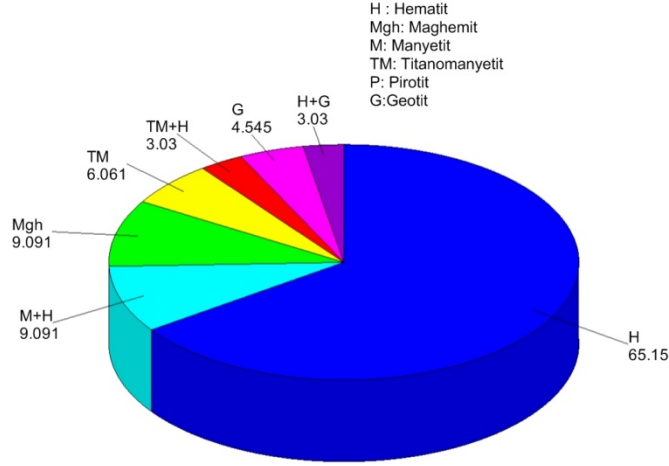
Şekil 4.4: Şekil.4.4. İZP57, 62 ve 64 mevkilerini temsil eden örneklerin Lowrie testi ölçümleri sonucunda elde edilen 3 bileşen sıcaklık-şiddet değişim eğrileri.

Tablo 4.2: İZP50-69 mevkilerine ait örnekler için ayrıntılan mıknatıslanmadan sorumlu hakim mineral türleri (H: hematit ; Mgh: maghemit; M: mağnetit; TM: titanyumlu mağnetit; G: geotit; P:pirotit).

Mevki Adı	EIKM eğri karakter Nosu	Mevki Adı	EIKM eğri karakter Nosu
İZP50	TM	İZP61	M+H
İZP51	M+H	İZP62	M+H
İZP52	H	İZP63	H
İZP53	H	İZP64	H
İZP54	G+H	İZP65	H
İZP55	H	İZP66	
İZP56	Mgh	İZP67	M+H
İZP57	P+H	İZP68	TM
İZP58	P+H	İZP69	TM
İZP59	Mgh		
İZP60	G+H		

İZP1-69 mevkilerine ait pilot örnekler üzerinde gerçekleştirilen EIKM ve Lowrie testleri sonucunda ayırt edilen mıknatıslanmadan sorumlu hakim mineral türlerinin

istatistiksel bir dağılımı Şekil 4.5’de verilmiştir. Buna göre mevkilere ait pilot örneklerin % 65’inde mıknatıslanmadan sorumlu mineral olarak Hematit minerali ayırt edilmiştir. Geri kalan örneklerin ise oranları sırasıyla %9 oranında Magnetit-Hematit, %9 oranında maghemit, %6 oranlarda titanomağnetit, %3 oranında titanyumlu hematit, %4.5 oranında geotit ve %3 oranlarında hematit- geotit olarak elde edilmiştir.

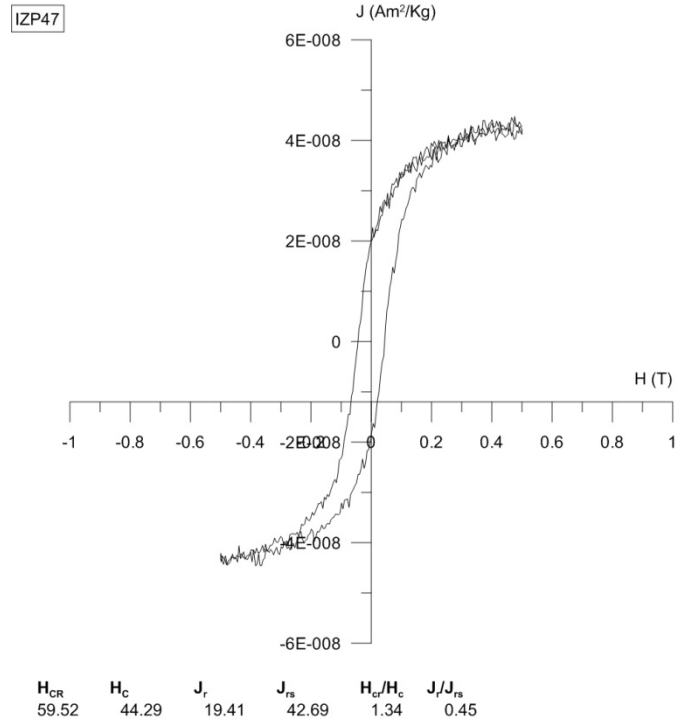


Şekil 4.5: Tüm mevkilerin pilot örneklerinden ayırt edilen mıknatıslanmadan sorumlu minerallerin yüzde oranları.

4.1.2. Histeresis Ölçüm Sonuçları

Çalışma alanından elde edilen paleomağnetik örneklerin domen yapıları gibi bazı mıknatıslanma özelliklerinin belirlenmesi amacıyla 18 farklı mevkiyi (IZP2, 7, 8, 10, 13, 14, 17, 20, 21, 23, 24, 40, 41, 43, 47, 48, 49) temsil eden pilot örneklerine Histeresis ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Ölçümler Ludwig Maximilians Üniversitesi Paleomağnetizma Laboratuvarında bulunan VFTB cihazı kullanılarak yapılmıştır. Kalıntı mıknatıslanmaları temizlenmiş her bir örneğe, şiddeti sıfırdan başlayan ve giderek artan (maksimum 0.5 Tesla), daha sonra azalarak ters yönde artan ve yine azalan bir mağnetik alan uygulanmış ve uygulanan alan değerleri etkisindeki mıknatıslanma şiddetleri ölçülerek histeresis çevrim eğrileri elde edilmiştir. Histeresis çevrim eğrilerinden hesaplanan histeresiz parametrelerine ait oranlar (H_{CR}/H_C ve J_r/J_{rs}) hesaplanarak her bir örneğin domen yapısı belirlenmiştir. Şekil 4.6’da IZP47 mevkisinin pilot örneğine ait histeresis çevrim eğrisi ve bu eğriden hesaplanan histeresis parametreleri görülmektedir. Buna göre IZP47 mevkisine ait pilot örnek Tablo 3.3’de verilen H_{CR}/H_C ve J_r/J_{rs} oranlarına göre örnek tek domenli bir dane yapısına sahiptir.

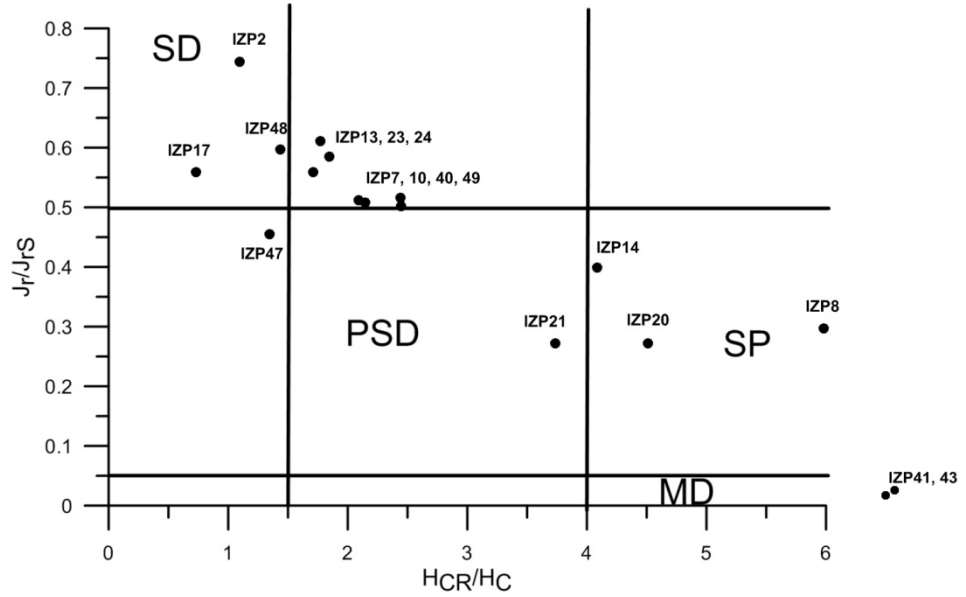
Histeresis ölçümleri gerçekleştirilen diğer tüm örneklere ait histeresis parametre değerleri Tablo 4.3’de verilmiştir. Tabloda verilen histeresis parametre değerleri kullanılarak her bir örnek için hesaplanan J_{rs} / J_s ve H_{cr} / H_c oranları, Şekil 4.7’de verilen Day diyagramı üzerinde gösterilerek örneklere ait domen yapılarının bir sınıflandırılması yapılmıştır. IZP2, 17, 47 ve 48 nolu mevkiiler ait örnekler tek domen, IZP7, 10, 13, 23, 24, 40, 49 nolu mevkiilerin örnekleri tek domen-yalancı tek domen geçişi, IZP 21 örneği yalancı tek domen, IZP8, 14 ve 20 örnekleri süperparamağnetik domen yapısı ve IZP41, 43 örnekleri ise çok domenli dane yapıları sergilemektedir.



Şekil 4.6: IZP47 mevkiisinin pilot örneğine ait histeresis çevrim eğrisi ve bu eğriden hesaplanan histeresis parametreleri.

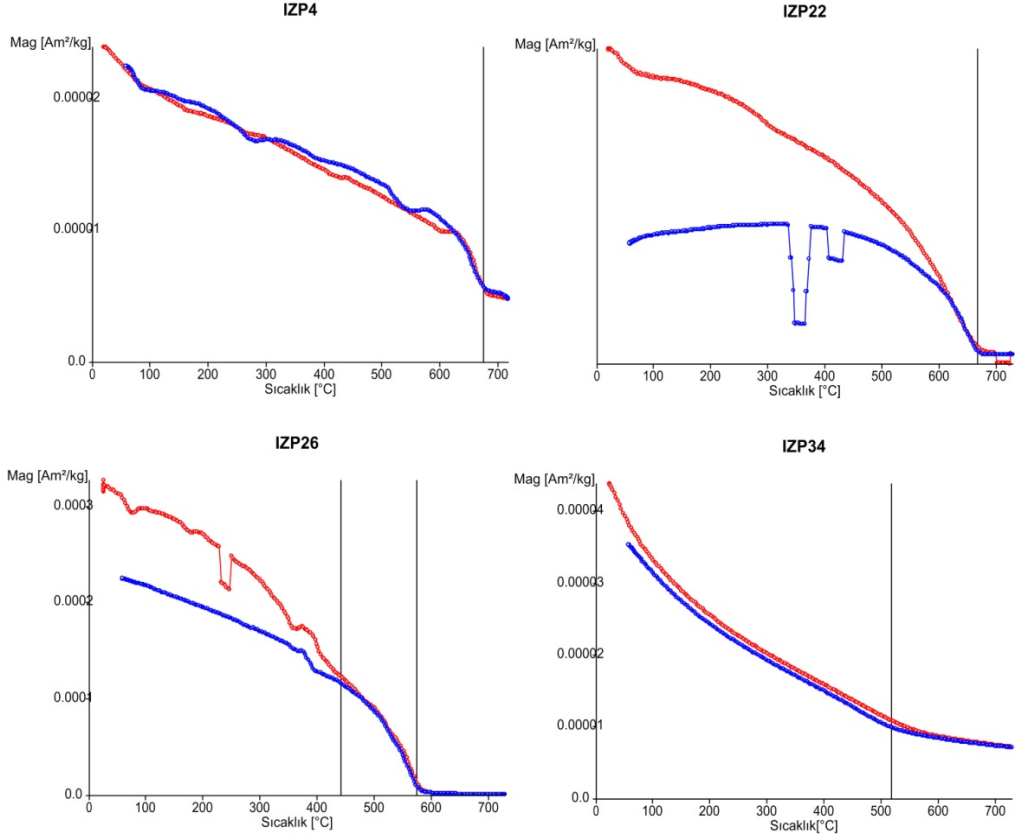
Tablo 4.3: Histeresis ölçümleri gerçekleştirilen pilot örneklere ait histeresis parametreleri.

Mevki Adı	H_{CR} (T)	H_C (T)	J_r ($\cdot 10^{-3}$ A/m)	J_{rs} ($\cdot 10^{-3}$ A/m)
IZP2	0.2363	0.2157	143.7	193.2
IZP7	0.3053	0.1461	25.81	50.39
IZP8	0.1661	0.02776	15.09	50.8
IZP10	0.3304	0.1353	26.89	52.16
IZP13	0.2899	0.1636	90.73	148.6
IZP14	0.3407	0.0834	20.31	50.9
IZP17	0.1001	0.1369	20.96	37.52
IZP20	0.08973	0.01989	18.63	68.61
IZP21	0.3152	0.08436	9.85	36.27
IZP23	0.2379	0.1287	351.5	600.6
IZP24	0.3243	0.1896	80.76	144.6
IZP40	0.2745	0.1123	196.5	391.8
IZP41	0.05457	0.0062	1.1	31.46
IZP43	0.1067	0.01228	1	212
IZP47	0.05952	0.04429	19.41	42.69
IZP48	0.08271	0.05755	132.4	221.9
IZP49	0.05	0.02328	15.66	30.81

**Şekil 4.7:** Histeresis ölçüm sonuçlarının Day diyagramında gösterimi.

4.1.3. Termomağnetik Ölçümler

Termomağnetik ölçümler sonucunda mıknatıslanmadan sorumlu minerallerin belirlenmesi için örneklere ait Curie sıcaklıkları elde edilerek ısınma ve soğuma eğrilerinin karşılaştırılması ile örnek içerisinde herhangi bir bozuşmanın veya mineral dönüşümünün varlığı araştırılmıştır. Buna göre inceleme alanındaki O1 yaşlı kırmızı arkozlardan seçilen bazı pilot örneklere ait elde edilen termomağnetik eğriler Şekil 4.8'de gösterilmektedir. Buna göre IZP4 örneği, 675°C'lik bir Curie (Neel) sıcaklığı gösterirken oda sıcaklığındaki mıknatıslanma şiddetinin ısınma sonrası oda sıcaklığındaki mıknatıslanma şiddeti ile aynı değere karşılık geldiği görülmektedir. Bu da örnek içerisinde herhangi bir mineral dönüşümünün olmadığına işaret etmektedir. IZP22 nolu örnekte görülen 675°C'lik Curie (Neel) sıcaklığı hematitin mıknatıslanmadan sorumlu olduğunu göstermektedir. Bu örnekte ısınma sonrası yaklaşık 600°C'den sonra soğuma eğrisinde mıknatıslanma şiddetinde bir düşüş görülmektedir. IZP26 nolu örneğinde 575 °C'lik bir Curie sıcaklığı elde edilmesi, örnek içerisinde mağnetitin mıknatıslanmadan sorumlu olduğunu göstermektedir. Örneğe ait soğuma eğrisi 450 °C den sonra oda sıcaklığına doğru mıknatıslanma şiddetinde düşüş göstermektedir. Buda mağnetitin titanyumlu mağnetite dönüştüğünün göstergesidir. IZP34 nolu önekte ise ısınma ve soğuma eğrileri birbiriyle çakışmakta ve ısınma sonrası örnek içerisinde herhangi bir alterasyon görülmemektedir. Örneğe ait Curie sıcaklığı 520 °C olup titanyumlu mağnetite işaret etmektedir.



Şekil 4.8: Bazı Pilot örneklerin termomağnetik ölçümlerinden elde edilen ısınma ve soğuma eğrileri. İZP22 ve 24 örneklerinde hematit mineralinin, İZP26 örneğinde mağnetit mineralinin ve İZP 34 örneğinde ise titanyumlu mağnetit mineralinin varlığı gözlenmektedir.

4.1.4. Mağnetik Duyarlılığın Anizotropisi Ölçüm Sonuçları

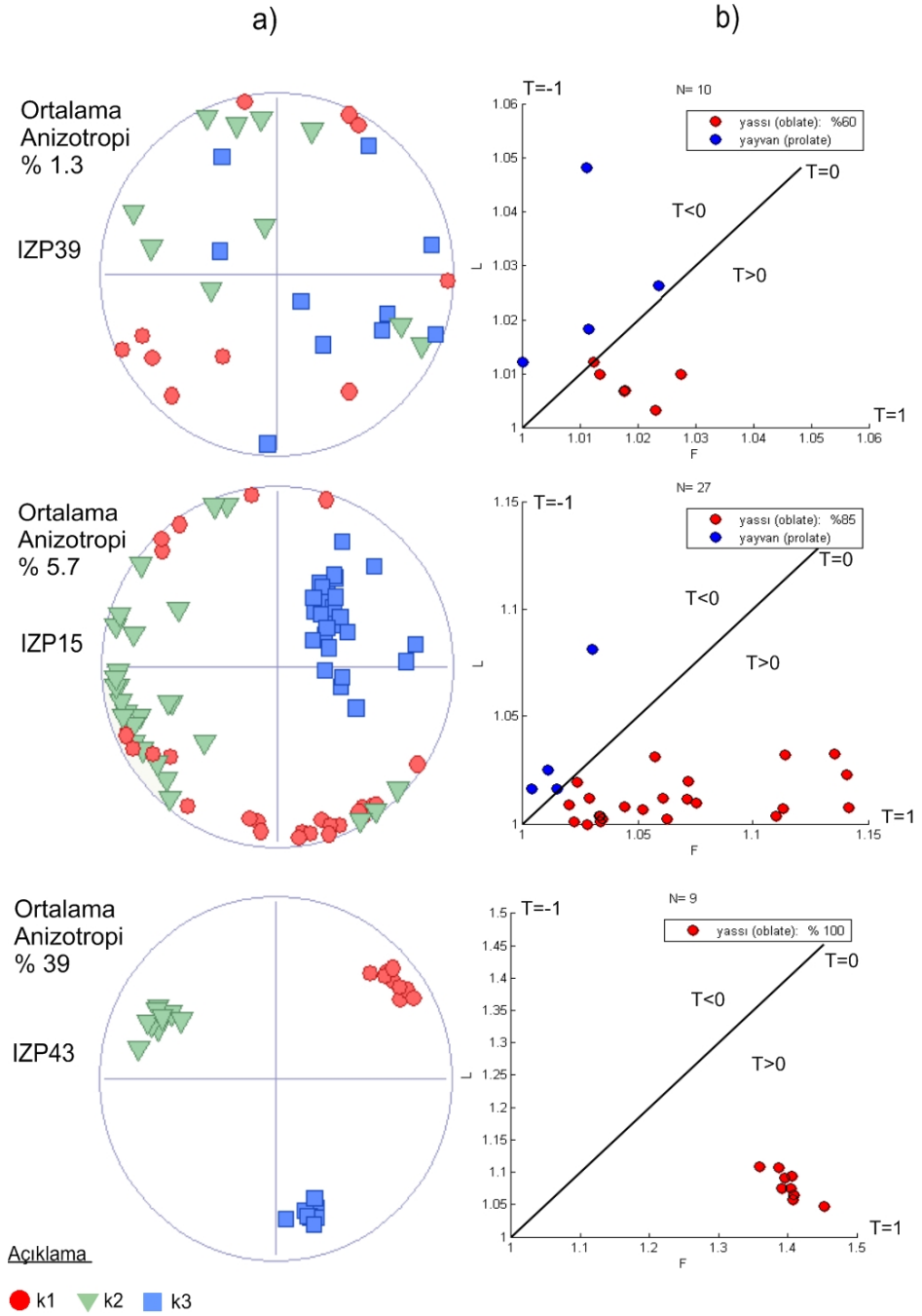
İstanbul, Çamdağ ve Yığılca dolaylarından Alt Ordovisiyen yaşlı ve arkozik kumtaşlarından elde edilen 49 mevkiden 45 farklı mevkiye ait toplam 680 paleomağnetik örnek üzerinde mağnetik duyarlılığın anizotropisi (AMS) ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Kuvarsit bileşimli İZP50-69 arası mevkilerin örnekleri çok düşük mağnetik duyarlılık değerlerine sahip ($<1.10^{-6}$ cgs) olmaları nedeniyle mevcut laboratuvar imkanlarında örneklerin farklı eksenlerindeki mağnetik duyarlılık değişimleri ölçüm hassasiyeti sınırları dışında olmuştur. Bu nedenle bu mevkilerin örneklerine AMS ölçümleri yapılamamıştır. Örneklerin mağnetik duyarlılıkları, Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı'nda bulunan Bartington MS2 ve MS2B mağnetik duyarlılık ölçer sistemi ile c.g.s biriminde elde edilmiştir. Standart paleomağnetik boyutlarında hazırlanan silindirik örneklerin herbiri, 18 farklı ölçüm pozisyonunda

(Şekil 3.29) ve her pozisyon için 10 saniye ölçüm hassasiyetinde ölçülerek farklı eksenlerindeki mağnetik duyarlılıkları belirlenmiştir.

Ölçüm sisteminin bilgisayar kontrolünü sağlayan AMS-BAR programı kullanılarak herbir örneğin farklı eksenlerindeki mağnetik duyarlılık değerlerinden AMS elipsoidinin ana eksenlerini tanımlayan maksimum (k_1), ortaç (k_2) ve minimum (k_3) mağnetik duyarlılık öz değerleri hesaplanmıştır. Bu değerler 3.26 bağıntılarında kullanılarak her bir örneğin AMS parametreleri elde edilmiştir. Mevkilere ait elipsoid eksenlerinin (k_1, k_2, k_3) stereografik projeksiyon üzerindeki dağılımları incelendiğinde genel olarak belirgin lineasyon (L) ve foliasyon (F) gelişimi göstermeyen, foliasyon gelişimi gösteren ve foliasyon-lineasyon gelişimini birlikte gösteren olmak üzere 3 farklı ayırt gözlenmiştir. Şekil 4.9'da bu ayırtları temsil eden ve belirgin bir lineasyon-foliasyon göstermeyen IZP39, foliasyon gelişimi gösteren IZP15 ve lineasyon-foliasyon gelişimini birlikte gösteren IZP43 mevkilerine ait ams ölçüm sonuçlarının stereografik projeksiyon üzerindeki dağılımları ve Flinn diyagramları gösterilmiştir. Buna göre IZP39 mevkisi örneklerine ait k_1 , k_2 , k_3 değerlerinin stereonet üzerinde dağılımlarının genel olarak saçılmış durumda olduğu görülmektedir. Ortalamalarına ait anizotropi derecesi % 1.3 olarak hesaplanmıştır. Flinn diyagramında ise 10 örnekten 6 tanesi yassı elipsoid şekli gösterirken, diğer 4 tanesi yayvan bir elipsoid şekli göstermektedir. IZP15 mevkisine ait örneklerin elipsoid parametrelerinden k_3 ekseninin stereonet üzerindeki toplu bir dağılım göstermesi, örneklerde foliasyon gelişimine işaret etmektedir. Ortalamalarına ait anizotropi derecesi % 5.7 olarak hesaplanmıştır. Bu mevkiye ait örneklerin %85'i yassı ($F > L$) bir elipsoid şekli sergilemektedir. IZP43 mevkisine ait örneklerde ise tüm elipsoid eksenlerinde gözlenen toplu dağılım bu mevkide foliasyonun ve lineasyonun birlikte gelişim gösterdiğine işaret etmektedir. Ortalamalarına ait anizotropi derecesi % 39 olarak hesaplanmıştır. Mevkinin tüm örnekleri yassı bir elipsoid şeklini vermektedir. EK 1-6 'da mevkilere ait ölçülen tüm örneklerin k_1 , k_2 , ve k_3 özdeğerlerinin stereografik projeksiyondaki dağılımları ve elipsoid şekillerinin tanımlandığı lineasyon-foliasyon oranlarına ait Flinn diyagramları verilmiştir.

Mağnetik duyarlılığın anizotropisi çalışmalarında ölçülen tüm örneklerin mevki ortalama k_{1m} , k_{2m} ve k_{3m} değerleri ve bu değerlerden hesaplanan AMS parametreleri Tablo 4.4'de verilmiştir. Şekil 4.10'da mevkilerin ortalama AMS parametrelerinden

elde edilen ve elipsoid şekillerinin tanımlandığı foliasyon-lineasyon oranlarına ait Flinn diyagramı gösterilmiştir. Tablo 4.4 ve Şekil 4.10 üzerinde görüldüğü gibi toplam 45 mevkiden 5'inde (IZP2, 38, 39, 47, 48) yayvan (prolate: $L > F$ $T < 0$), 40 adet mevkide ise yassı (oblate: $F > L$, $T > 0$) elipsoid şekli elde edilmiştir. Mevkilerin ortalama yüzde anizotropi dağılımları Şekil 4.11'de verilen bir histogram üzerinde gösterilmiştir. Buna göre anizotropi dereceleri % 20 'den büyük 16 mevki (IZP4, 5, 7, 9 11, 13, 19, 23, 24, 27, 42-47) görülmektedir. Bu mevkiler aynı zamanda Şekil 4.10'da verilen Flinn diyagramında izlendiği gibi foliasyonları 1.2 den büyük olan mevkilerdir. Diğer taraftan Flinn diyagramında foliasyon oranları 1.2'den düşük olan mevkilerin anizotropi dereceleri %20'den düşük olduğu izlenmektedir. Şekil 4.12'de mevkilere ait ortalama mağnetik duyarlılığın bir dağılımı görülmektedir. Mevkilerin ortalama mağnetik duyarlılıkları $10-20 \times 10^{-6}$ cgs aralığında değişmektedir.



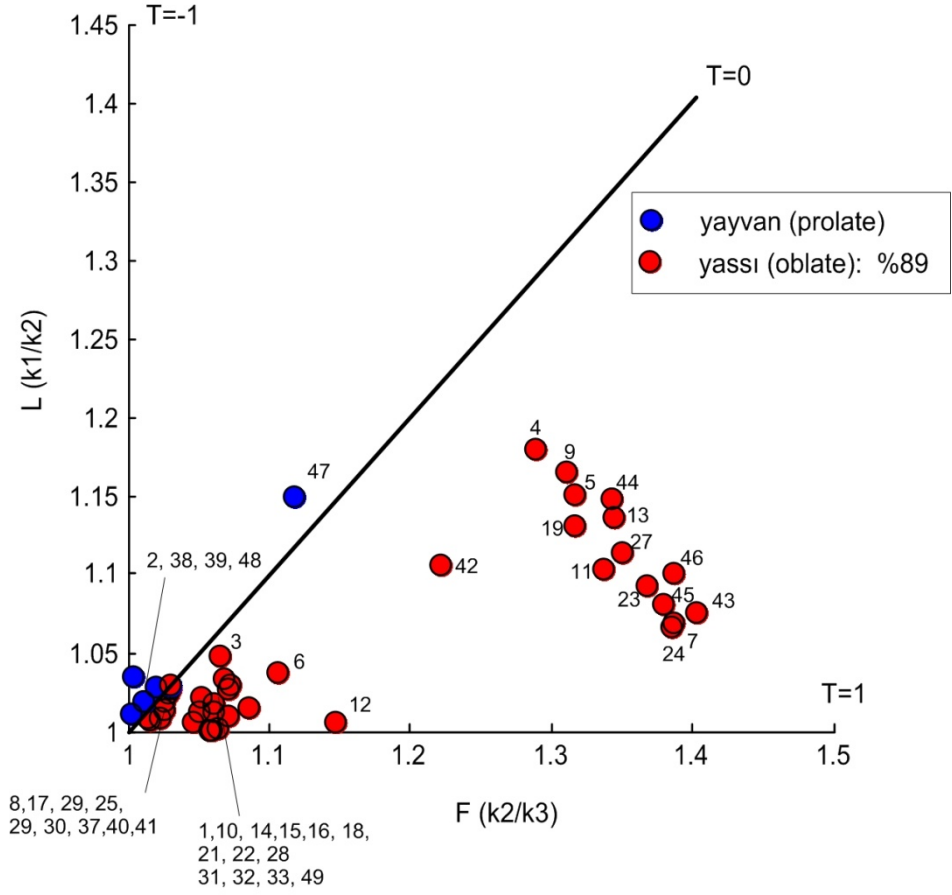
Şekil 4.9: Lineasyon ve foliasyon gelişimini temsil eden IZP39, 15, 43 mevkilerine ait AMS parametrelerinin gösterimi (k1:maksimum, k2: ortaç, k3: minimum eksenler). a) elipsoid eksenlerinin stereografik projeksiyon üzerinde dağılımları, b) Flinn diyagramları üzerinde L-F ilişkisi ve elipsoid şekilleri.

Tablo 4.4: IZP1-49 arası mevkillerin ortalama AMS parametreleri.

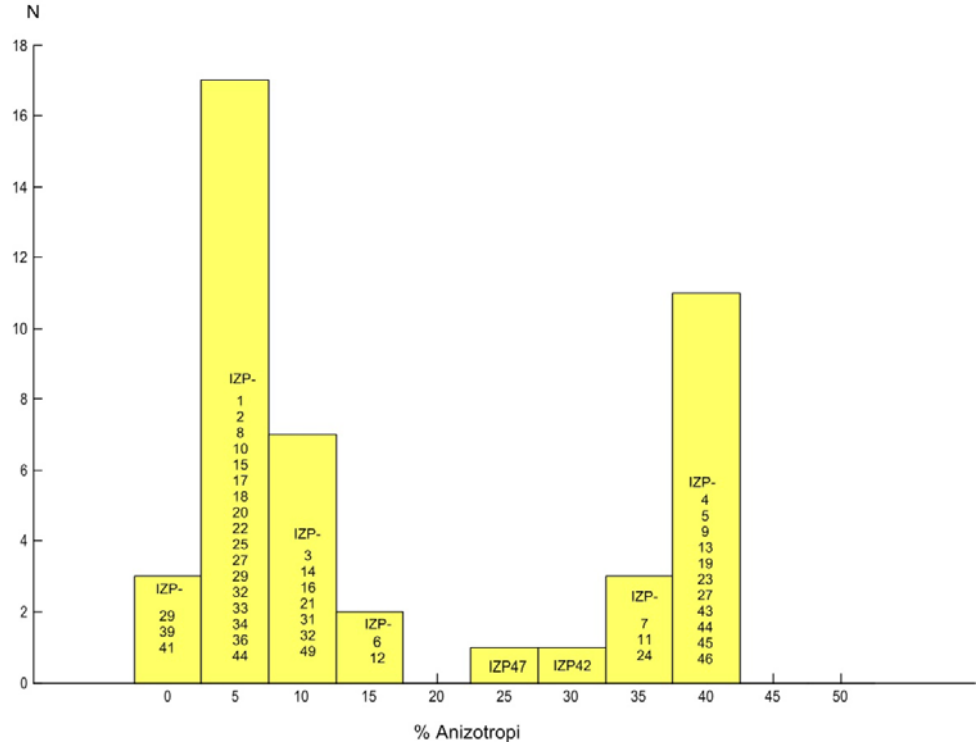
IZP	N	k _{1m}	k _{2m}	k _{3m}	k _{ort}	% Anizotropi	P	P _j	L	F	T
1	15	11.730	11.700	11.000	11.477	6.361	1.066	0.073	1.003	1.064	0.920
2	15	8.880	8.580	8.550	8.670	3.806	1.039	0.042	1.035	1.004	-0.815
3	11	13.850	13.220	12.420	13.163	10.864	1.115	0.109	1.048	1.064	0.146
4	11	13.330	11.300	8.770	11.133	40.958	1.520	0.422	1.180	1.288	0.211
5	26	16.220	14.100	10.710	13.677	40.288	1.514	0.422	1.150	1.317	0.325
6	22	18.510	17.850	16.130	17.497	13.603	1.148	0.143	1.037	1.107	0.472
7	9	6.910	6.460	4.660	6.010	37.438	1.483	0.421	1.070	1.386	0.658
8	10	6.060	6.010	5.880	5.983	3.008	1.031	0.031	1.008	1.022	0.450
9	20	14.130	12.130	9.250	11.837	41.228	1.528	0.429	1.165	1.311	0.280
10	24	11.960	11.810	11.130	11.633	7.135	1.075	0.077	1.013	1.061	0.649
11	10	10.760	9.750	7.290	9.267	37.446	1.476	0.405	1.104	1.337	0.494
12	8	6.520	6.480	5.650	6.217	13.995	1.154	0.162	1.006	1.147	0.914
13	25	19.550	17.200	12.800	16.517	40.868	1.527	0.434	1.137	1.344	0.395
14	56	28.200	27.700	26.100	27.333	7.683	1.080	0.081	1.018	1.061	0.538
15	27	17.440	17.430	16.460	17.110	5.728	1.060	0.066	1.001	1.059	0.980
16	41	4.920	4.760	4.460	4.713	9.760	1.103	0.100	1.034	1.067	0.326
17	34	4.530	4.470	4.360	4.453	3.817	1.039	0.039	1.013	1.025	0.303
18	18	15.840	15.820	14.950	15.537	5.728	1.060	0.066	1.001	1.058	0.956
19	32	27.870	24.650	18.730	23.750	38.484	1.488	0.407	1.131	1.316	0.382
20	19	32.300	31.400	30.500	31.400	5.732	1.059	0.057	1.029	1.030	0.014
21	28	7.950	7.870	7.350	7.723	7.769	1.082	0.085	1.010	1.071	0.742
22	10	12.110	11.860	11.270	11.747	7.151	1.075	0.074	1.021	1.052	0.420
23	7	10.900	9.980	7.300	9.393	38.325	1.493	0.421	1.092	1.367	0.560
24	10	7.980	7.480	5.400	6.953	37.105	1.478	0.419	1.067	1.385	0.669
25	10	9.020	8.780	8.530	8.777	5.583	1.057	0.056	1.027	1.029	0.034
27	10	15.340	13.780	10.210	13.110	39.130	1.502	0.422	1.113	1.350	0.473
28	10	14.160	13.980	13.310	13.817	6.152	1.064	0.065	1.013	1.050	0.587
29	10	12.670	12.560	12.380	12.537	2.313	1.023	0.023	1.009	1.015	0.247
30	7	7.850	7.620	7.400	7.623	5.903	1.061	0.059	1.030	1.030	0.007
31	8	7.650	7.430	6.930	7.337	9.814	1.104	0.102	1.030	1.072	0.410
32	7	8.670	8.440	7.880	8.330	9.484	1.100	0.099	1.027	1.071	0.437
33	7	13.540	13.460	12.860	13.287	5.118	1.053	0.056	1.006	1.047	0.770
37	10	13.090	12.780	12.420	12.763	5.249	1.054	0.053	1.024	1.029	0.088
38	10	6.220	6.100	6.030	6.117	3.106	1.032	0.031	1.020	1.012	-0.256
39	10	11.940	11.810	11.780	11.843	1.351	1.014	0.014	1.011	1.003	-0.623

Tablo 4.4: devam.

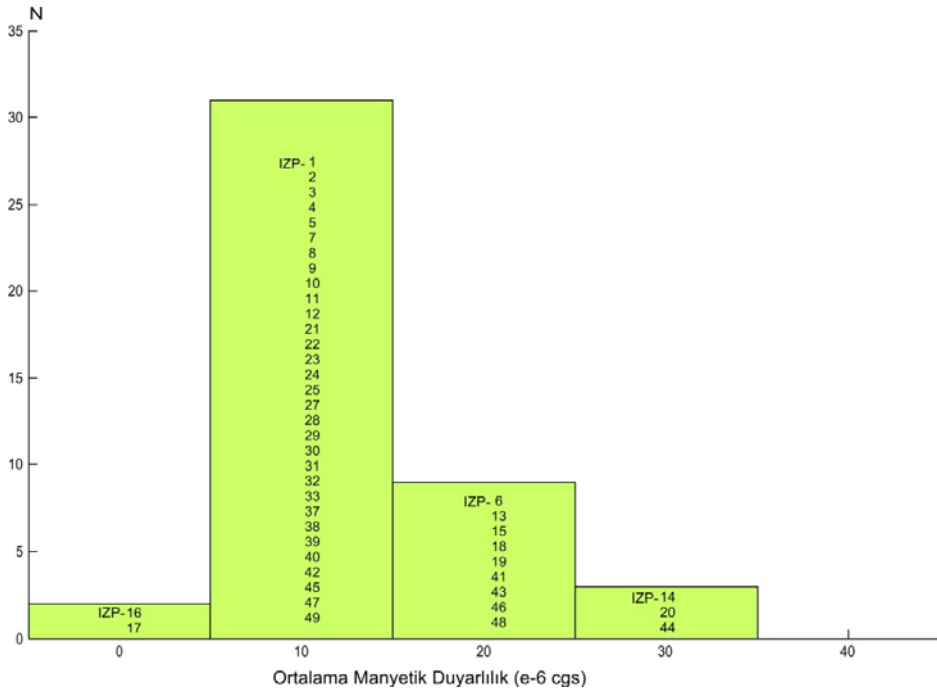
IZP	N	k_{1m}	k_{2m}	k_{3m}	k_{ort}	% Anizotropi	P	Pj	L	F	T
40	10	11.510	11.290	11.010	11.270	4.437	1.045	0.045	1.019	1.025	0.131
41	8	22.970	22.810	22.470	22.750	2.198	1.022	0.022	1.007	1.015	0.365
42	10	15.620	14.120	11.560	13.767	29.492	1.351	0.306	1.106	1.221	0.329
43	10	28.030	26.060	18.570	24.220	39.059	1.509	0.439	1.076	1.403	0.646
44	10	36.390	31.680	23.580	30.550	41.931	1.543	0.443	1.149	1.344	0.361
45	10	14.730	13.630	9.880	12.747	38.049	1.491	0.424	1.081	1.380	0.611
46	10	22.680	20.610	14.870	19.387	40.285	1.525	0.443	1.100	1.386	0.547
47	10	15.540	13.520	12.100	13.720	25.073	1.284	0.251	1.149	1.117	-0.113
48	8	17.490	17.000	16.670	17.053	4.808	1.049	0.048	1.029	1.020	-0.184
49	10	7.340	7.230	6.660	7.077	9.609	1.102	0.105	1.015	1.086	0.689



Şekil 4.10: AMS ölçümleri gerçekleştirilen tüm örneklerin mevki ortalamalarına ait foliasyon-lineasyon oranlarının Flinn diyagramı üzerinde gösterimi ve elipsoid şekilleri. Sembollere işaret eden rakamlar mevki adlarını temsil etmektedir.



Şekil 4.11: Mevkilere ait ortalama mağnetik duyarlılığın yüzde anizotropi dağılımı.



Şekil 4.12: Örneklerin ortalama mağnetik duyarlılık dağılımı.

4.2. PALEOMAĞNETİK BULGULAR

Çalışma alanından taşınabilir bir karot makinası kullanılarak elde edilen 69 mevkiye ait tüm karotlar, İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma laboratuvarında bulunan taş kesme cihazında standart 1x1 inç boyutlarında silindirik paleomağnetik örneklere uygun olarak kesilerek ölçüm sistemlerine hazır hale getirilmiştir. Her örnek üzerine mevki adı, örnek adı ve ilgili mevkiideki konumunu belirten referans çizgileri mağnetik özellik göstermeyen kalemler kullanılarak çizilmiştir. Ölçüm sistemlerine hazır hale getirilen tüm örneklerin paleomağnetik bulguları, İstanbul Üniversitesi Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarı ve Ludwig Maximilians Üniversitesi Paleomağnetizma Laboratuvarı imkanları kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bu bölümde her mevkiden seçilen pilot örneklerinden elde edilen verilerin değerlendirilmeleri, mevkilere ait ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörleri ve istatistiksel parametreleri, ikincil mıknatıslanmalara sahip mevkilerin değerlendirilmeleri ve sığlaşma analizi için seçilen mevkilere ait sığlaşma analiz sonuçları verilmiştir.

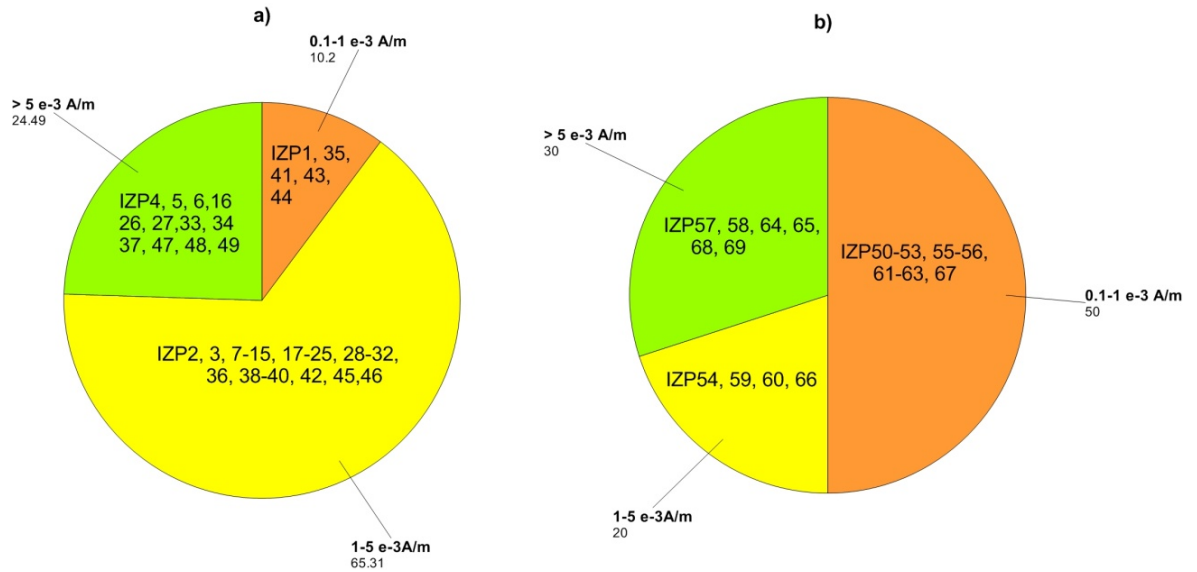
4.2.1. Pilot Örneklerin Değerlendirilmesi

Farklı mevkilerden elde edilen paleomağnetik örneklerin karakteristik kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin elde edilebilmesinde uygulanacak ısısal temizleme veya alternatif alan temizleme yöntemlerindeki davranışının izlenmesi, buna göre temizleme yönteminin seçimi ve seçilen temizleme yöntemindeki adımların önceden planlanabilmesi amacıyla her bir mevkiden ikişer pilot örnek seçilmiştir. Seçilen pilot örneklerinin doğal kalıntı mıknatıslanmaları (DKM) ölçüldükten sonra birine ısısal temizleme, diğerine alternatif alan temizleme işlemleri uygulanmıştır. Bölüm 3.3.4.1 ve Bölüm 3.3.4.2’de bahsedilen grafik yöntemler kullanılarak her temizleme adımı sonucunda elde edilen mıknatıslanma vektörünün şiddeti, doğrultusu ve eğimi grafiklenerek temizleme adımlarındaki değişimler irdelenmiş ve sonraki temizleme adımı belirlenmiştir. Tüm mevkilere ait birer örneğin ısısal temizleme ve alternatif alan temizleme sonucu elde edilen Zijderweld eğrileri ile sıcaklık-şiddet ve alternatif alan-şiddet değişim eğrileri EK 7-18 de verilmiştir.

Şekil 4.13’de IZP1-69 arası mevkilerine ait pilot örneklerin temizleme işlemleri öncesindeki doğal kalıntı mıknatıslanma şiddet aralıkları verilmiştir. Buna göre O1 (Alt

Ordovisiyen) yaşlı toplam 49 mevkiden 5 adet mevkisine ait pilot örneklerde ölçülen doğal kalıntı mıknatıslanma şiddetleri $0.1-1 \times 10^{-3}$ A/m aralığındadır. O1 yaşlı pilot örneklerin %10'unda ölçülen bu değerler genel olarak zayıf mıknatıslanma şiddetleri olarak kabul edilir ve JR6 spinner mağnetomesinin minimum ölçüm hassasiyetlerine yakın değerleri oluşturmaktadır. O1 yaşlı diğer 44 mevkije ait pilot örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanmaları ise JR6 spinner mağnetomesinin ölçüm hassasiyet sınırları içerisinde olup ortalama olarak 5×10^{-3} A/m ve daha büyük değerlerde ölçülmüşlerdir. Bunların %65'i , $1-5 \times 10^{-3}$ A/m aralığında olup %25 lik bir kısmı bu değerlerden daha şiddetli örnekleri içermektedir.

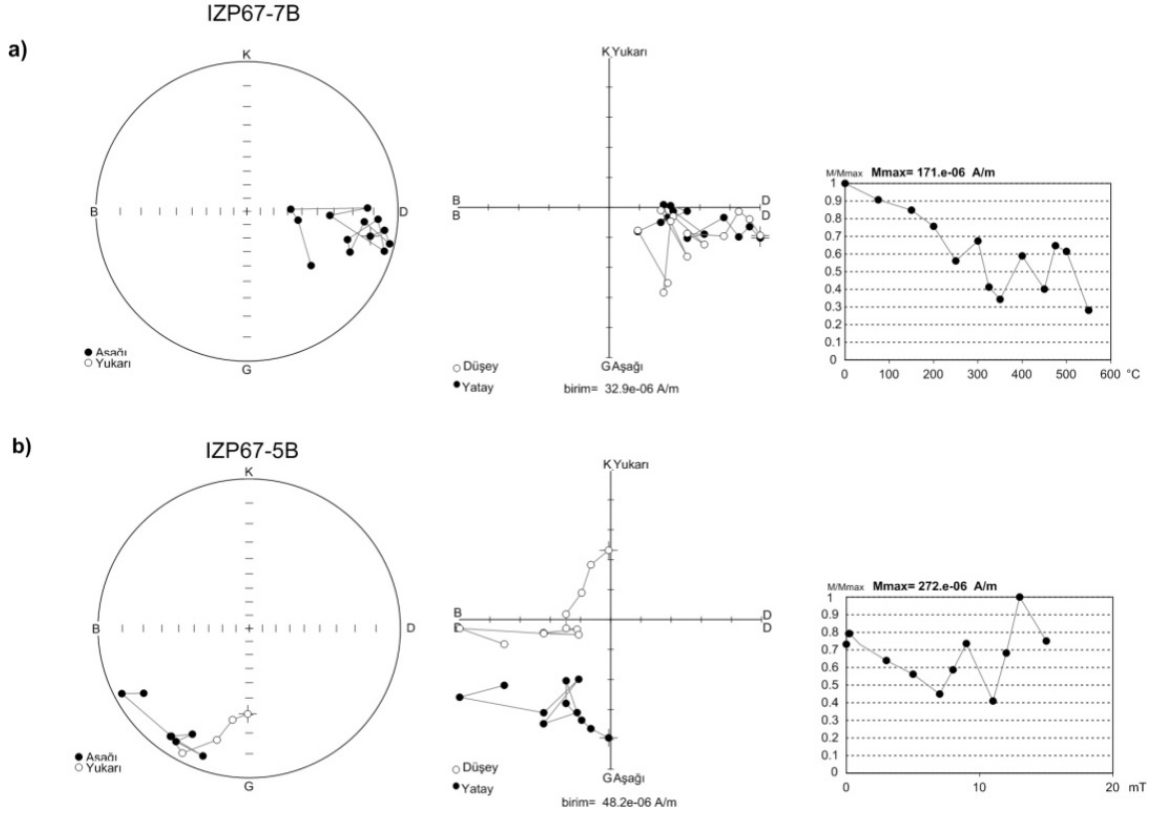
O2 yaşlı (Orta-Üst Ordovisiyen: IZP50-69) toplam 20 mevkiji temsil eden pilot örneklerinde ölçülen mıknatıslanma şiddetleri ise % 50 oranında zayıf şiddetler ölçülmüştür. Dolayısıyla bu mevkilere ait örneklerin paleomağnetik çalışmaları için crayojenik mağnetometrelerin de kullanılması planlanmıştır.



Şekil 4.13: Pilot örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanma şiddet aralıkları. a) O1 yaşlı IZP1-49 arası mevkiler ve, b) O2 yaşlı IZP50-69 arası mevkilere ait pilot örnekler.

Elde edilen tüm pilot örneklerin ısısal temizleme ve alternatif alan temizleme sonuçları irdelenerek aşağıda verilen tespitler elde edilmiştir. Buna göre; bazı mevkilerin pilot örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarına göre duraysız mağnetik davranış göstermiştir. İZP1, 3, 6, 22, 26, 30, 31, 35, 50, 56, 67 olarak belirlenen bu mevkiler için seçilen üçer ilave pilot örnek üzerinde yapılan ölçümlerden de benzer

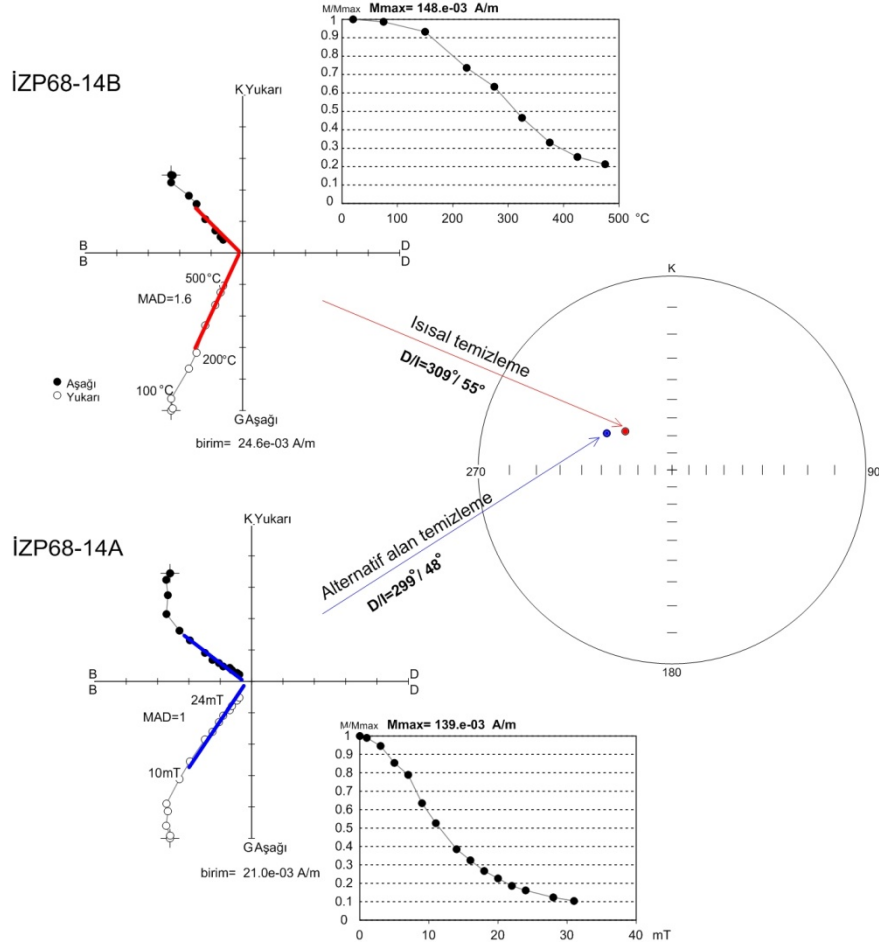
sonuçlar elde edildiğinden bu mevkiler duraysız olarak nitelendirilip değerlendirme dışı bırakılmıştır. Duraysız mevkileri temsilen İZP67 mevkisine ait pilot örneğın ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçları şekil 4.14’de verilmiştir. Stereonetler üzerinde görüldüğü gibi her bir sıcaklık veya alternatif adımdaki paleomağnetik doğrultular gelişigüzel yönlerde bir dağılım oluşturmaktadır. Dolayısıyla kalıntı mıknatıslanmaya ait herhangi bir paleomağnetik doğrultu belirlenememiştir.



şekil 4.14: Duraysız mevkileri temsilen İZP67 örneğine ait stereonet, Zijderveld ve şiddet değişim eğrileri. a) ısısal temizleme, b) alternatif alan temizleme sonuçları.

Litolojisi arkoz türü sedimanter kayaçlar olarak tanımlanan O1 yaşlı (İZP1-49) mevkilerine ait pilot örneğlerin ısısal temizlenmeleri genellikle 600-700°C arası sıcaklıklarda gerçekleşmiştir. Örneğlerin kaya mağnetizması çalışmalarından elde edilen EIKM eğrileri genellikle yüksek koersiviteye sahip minerallerin varlığını sergilemiştir. Mevcut laboratuvar imkanları gereği en fazla 100 mT alan uygulanabilen alternatif alan ile yapılan temizleme işlemleri, bu mevkilere ait örneğlerin birincil kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin elde edilmesinde yeterli olmamıştır. Bundan dolayı bu mevkilere ait diğer tüm örneğlerin temizleme işlemleri ısısal yöntemle sürdürülmüştür.

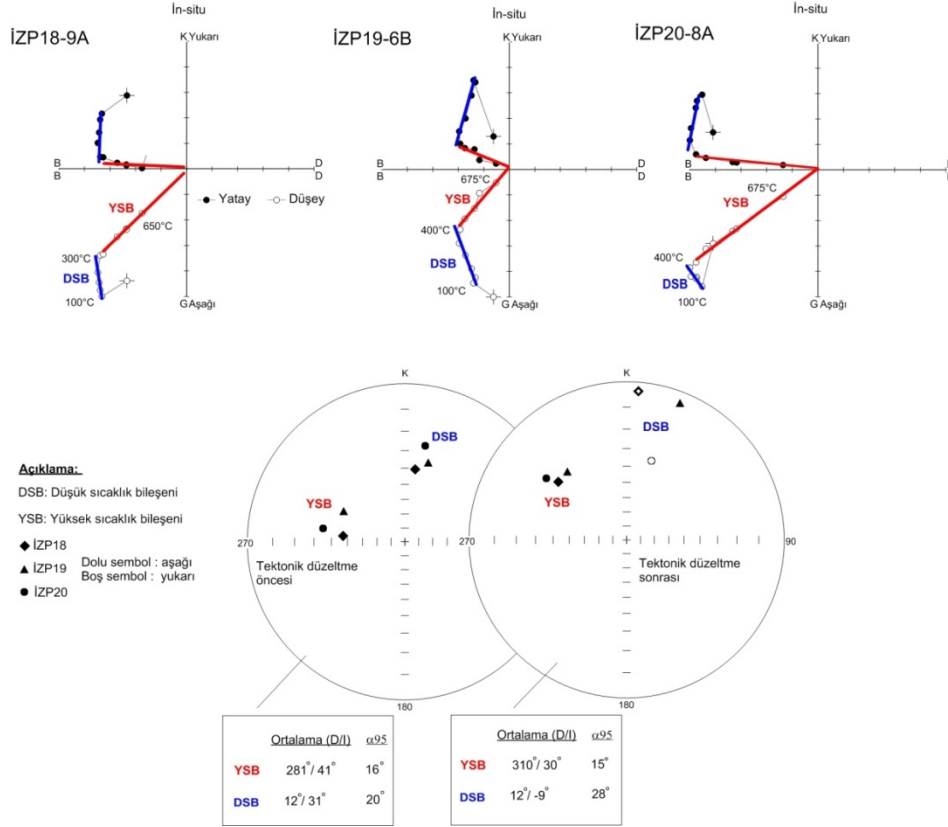
Farklı iki temizleme yöntemine göre aynı mevkiye ait örneklerin Zijderveld eğrilerine PCA (principal component analysis) uygulanarak paleomağnetik yönleri hesaplanmış ve birbirleri ile karşılaştırılmıştır. Buna göre IZP50-69 arası (duraysız olarak belirlenen mevkiiler hariç) her bir mevkiye ait pilot örneklerin ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçları birbirleri ile benzer sonuçlar verdiği görülmüştür. Sonuçlara ait örnek bir karşılaştırmayı temsilen IZP68 pilot örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarının karşılaştırılması Şekil 4.16'da gösterilmiştir. Görüldüğü gibi, ısısal olarak temizlenen İZP68-14B örneğinin Zijderveld eğrisinden birincil mıknatıslanma doğrultusu $309^{\circ}/55^{\circ}$ (D/I) olarak hesaplanmıştır. Alternatif alan ile temizlenen aynı mevkiye ait 14A örneğinin birincil mıknatıslanma doğrultusu ise $299^{\circ}/48^{\circ}$ (D/I) olarak hesaplanmıştır. Birbirine kabul edilebilir yakınlıkta elde edilen bu sonuçlara göre tüm mevkilere ait diğer örneklerin temizlemelerinde ısısal veya alternatif alan temizleme yöntemlerinden herhangi birinin tercih edilebileceği söylenebilir.



Şekil 4.16: Alternatif alan ve ısısal temizleme işlemi uygulanan IZP68 pilot örneklerine ait hesaplanan paleomağnetik yönlerin stereonet üzerinde karşılaştırılması.

Tüm pilot örneklerin Zijderveld değişim eğrileri incelendiğinde bazılarında (İZP9, 15, 18,19, 20, 21, 36, 49) orjine doğru yönelmeyen ve 300-400°C gibi sıcaklık adımlarına kadar belirgin bir doğrultu sergileyen ikincil mıknatıslanma bileşenleri gözlenmiştir. Düşük sıcaklık bileşenleri olarak tanımlanan bu ikincil mıknatıslanmaların ait oldukları mevki içerisindeki diğer örnekleri ile birlikte değerlendirilmeleri ve ortalamalarına ait bilgileri Bölüm 4.2.2.2’de verilmiştir. Şekil 4.17’de buradaki bulguyu temsilen ısısal olarak temizlenen İZP18,19 ve 20 mevkiyelerinin pilot örneklerine ait ikincil ve birincil kalıntı mıknatıslanma yönleri karşılaştırılmış ve elde edilen sonuçlar tek bir stereonet üzerindeki gösterilmiştir. Görüldüğü gibi 3 farklı mevkiye ait örneğin birincil mıknatıslanmalarının stereonet üzerinde, tektonik düzeltme öncesi ve sonrasındaki dağılımları genel olarak benzer toplu bir görünüm sergilemiştir. Ortalamalarına ait α_{95} parametreleri düzeltme öncesi ve sonrası için sırasıyla 16° ve 15° olarak hesaplanmıştır.

Ancak düşük sıcaklık (DSB) bileşeni olarak tanımlanan ikincil mıknatıslanmalar, tektonik düzeltme öncesi toplu bir dağılım, tektonik düzeltme sonrası ise daha ayrık bir dağılım sergilemiştir. Tektonik düzeltme öncesi ve sonrası ortalamalarına ait α_{95} parametreleri sırasıyla 20° ve 28° olarak hesaplanmıştır. Bu durumda ikincil mıknatıslanmaların tektonizmadan sonra oluştuğu söylenebilir.



Şekil 4.17: İZP18, 19 ve 20 mevkilerine ait pilot örneklerin ikincil ve birincil mıknatıslanma vektörlerinin karşılaştırılmasına ait Zijderveld ve stereonet grafikleri.

4.2.2. Ortalama Kalıntı Mıknatıslanma Vektör Yönlerinin Belirlenmesi

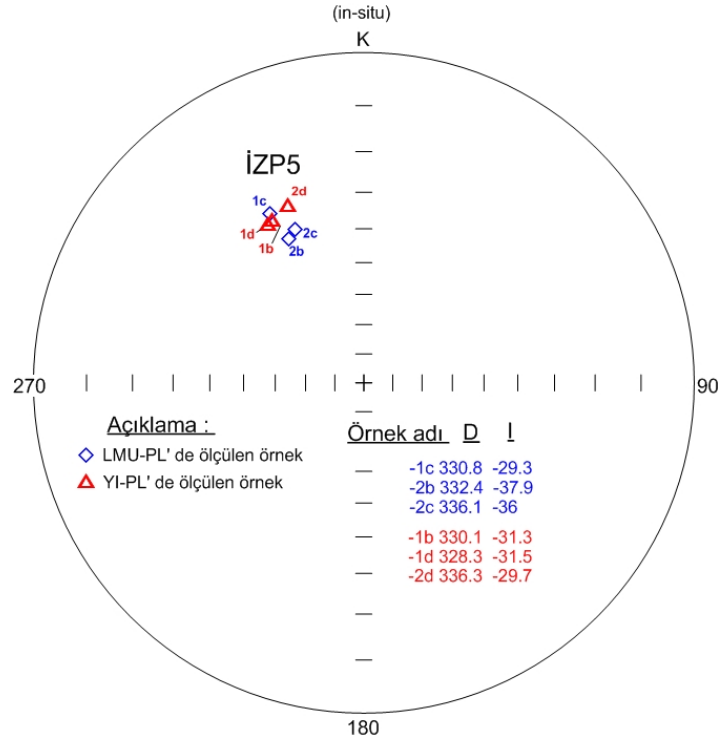
İZP1-69 arası tüm mevkiler için seçilen genellikle ikişer pilot örneklerin ısısal ve alternatif alan temizleme işlemleri sonucunda elde edilen paleomağnetik veriler irdelenerek mevkileri karakterize edebilecek ve ayrıntısı Bölüm 4.2.1 de verilen ön bulgular tespit edilmiştir. Bu bulgular ışığında mevkilere ait diğer tüm örneklerin karakterisitik mıknatıslanma vektörlerini belirleme yöntemleri ve uygulama adımları planlanmış ve yapılan ölçümler sonucunda herbir mevkiyi temsil eden ortalama paleomağnetik verileri ve istatikselsel parametreleri hesaplanmıştır.

4.2.2.1. Ortalama Karakteristik Mıknatıslanma Vektör Yönleri

Mevkilere ait herbir örneğin kalıntı mıknatıslanma belirleme çalışmalarını sürecindeki mıknatıslanma vektörlerinin ölçümleri, örneğin doğal kalıntı mıknatıslanmasının şiddetine göre iki farklı mağnetometre sisteminde gerçekleştirilmiştir. Buna göre 0.1-1 10^{-3} A/m şiddet aralığında düşük sayılabilecek doğal kalıntı mıknatıslanma şiddetine sahip olan örneklerin hemen hemen tamamını, Almanya Münich’de Ludwig Maxillians Üniversitesi Paleomağnetizma Laboratuvarı’nda (LMUPL) bulunan ve yüksek ölçüm hassasiyeti olan Cryojenik sistemde 2 farklı pozisyonda ölçülmüşlerdir. 1×10^{-3} A/m ve daha büyük doğal kalıntı mıknatıslanma şiddetine sahip örneklerin ölçümleri ise hem LMUPL ‘de yine cryojenik mağnetometre sisteminde, hemde İstanbul Üniversitesi Yılmaz Paleomağnetizma Laboratuvarında (YIPL) bulunan JR6 spinner mağnetometre sisteminde gerçekleştirilmiştir. LMUPL’de yapılan laboratuvar ölçümlerinde herbir mevki için 6-10 örnek üzerinde, 50°C, 25°C sıcaklık adımlarında değişen ısısal temizleme işlemleri uygulanmış ve her adımdaki paleomağnetik verileri ölçülmüştür. Her iki temizleme yöntemini uygulama olanağı bulunan YIPL’de sürdürülen ölçümlerde ise bir mevkiden genellikle sayıları 10-20 arasındaki değişen örnekler kullanılmıştır.

Şekil 4.18 ‘de İZP5 mevkisi örnekleri kullanılarak iki farklı ölçüm sistemine göre (spinner/cryojenik) elde edilen sonuçların bir karşılaştırılması gösterilmiştir. Buna göre mevkiye ait iki adet karotundan elde edilen 1b, c, d ve 2b, c, d, toplam 6 örneği ısısal olarak temizlenmiş ve her temizleme adımı sonrasında spinner veya cryojenik mağnetometrede paleomağnetik verileri ölçülmüştür. Herbir örneğin Zijderveld eğrileri değerlendirilerek birincil kalıntı mıknatıslanmaları hesaplanmış ve stereonet üzerindeki dağılımları irdelenmiştir. Sonuç olarak, farklı mağnetometrelere göre elde edilen paleomağnetik yönler arasında belirgin bir aletsel ölçüm farklılığı oluşmamıştır.

Dolayısıyla ölçülen tüm veriler, herhangi bir sınıflama yapmaksızın ait oldukları mevki ortalaması için kullanılabilmiştir.

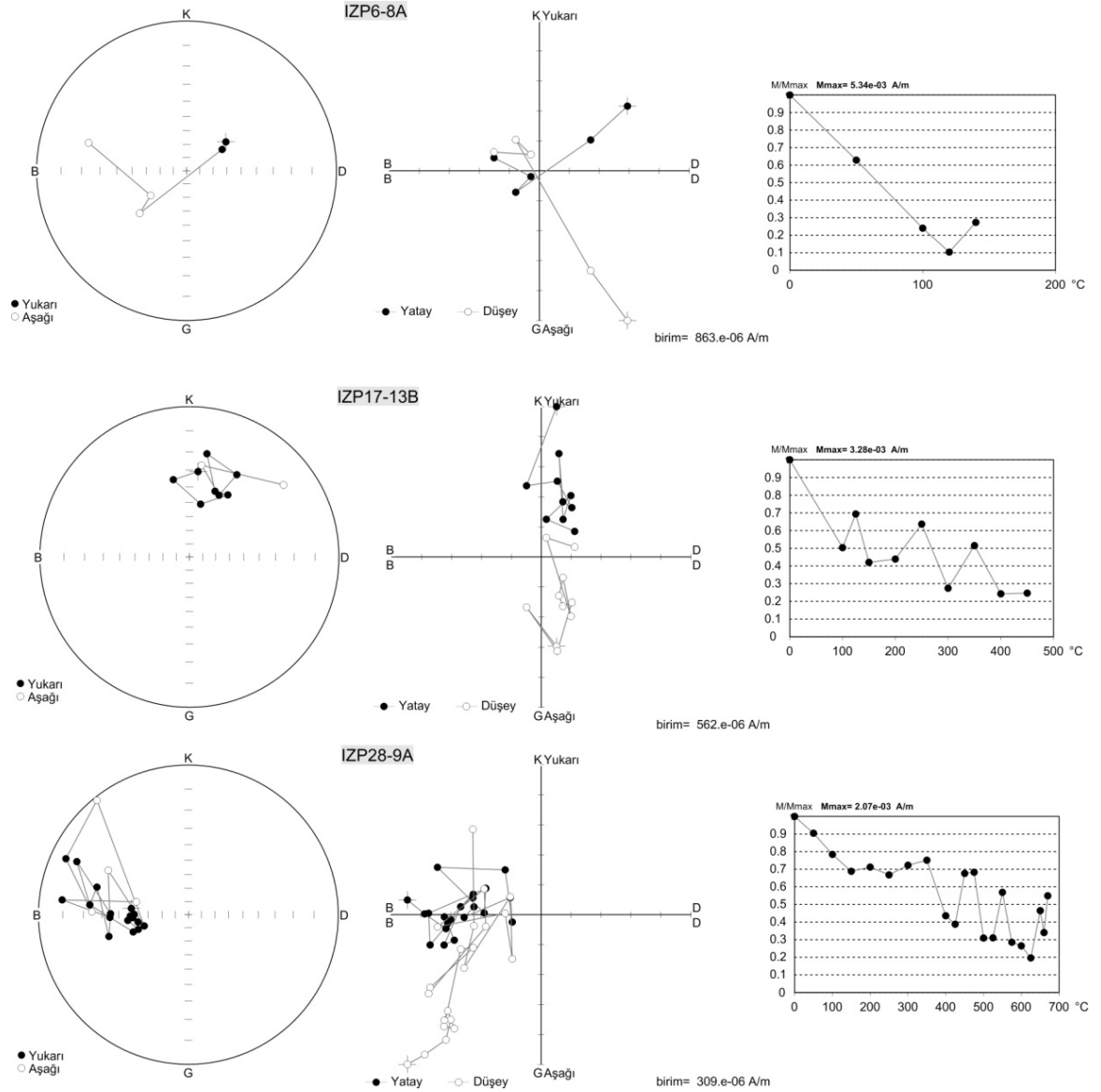


Şekil 4.18: İki farklı mağnetometre sistemi kullanılarak elde edilen ölçüm sonuçlarının karşılaştırılması.

Duraysız paleomağnetik mevkiler:

Çalışma alanının İstanbul bölgesini kapsayan ve litolojileri arkoz olarak tanımlanan O1 yaşlı İZP1-36 arası mevkilerinden İZP1, 3, 6, 17, 22, 26, 28, 30, 31, 32 ve 35 nolu toplam 11 adet mevkisinden duraysız ve güvenilir olmayan paleomağnetik veriler elde edilmiştir. Değerlendirme dışı bırakılan bu mevkilere ait örneklerin duraysız olma sebeplerine bağlı olarak temizleme adımlarındaki mıknatıslanmaları 3 farklı davranış biçimi göstermiştir. Buna göre İZP3, 6, 26, 30, 31, 32 ve 35 nolu mevkilere ait örnekler genel olarak 100-120 °C sıcaklık temizleme adımlarında mıknatıslanmalarının büyük bir kısmını yitirmişlerdir. İZP1 ve 17 mevkilerine ait örneklerin temizleme sonuçlarında ise yine 100-120°C sıcaklık adımlarında mıknatıslanmalarının yaklaşık % 50 yitirilmiş, sonraki sıcaklık adımlarında örnek içi kimyasal alterasyona bağlı olarak mıknatıslanmalarda duraysızlıklar oluşmuştur. İZP22 ve 28 mevkilerine ait örnekler de

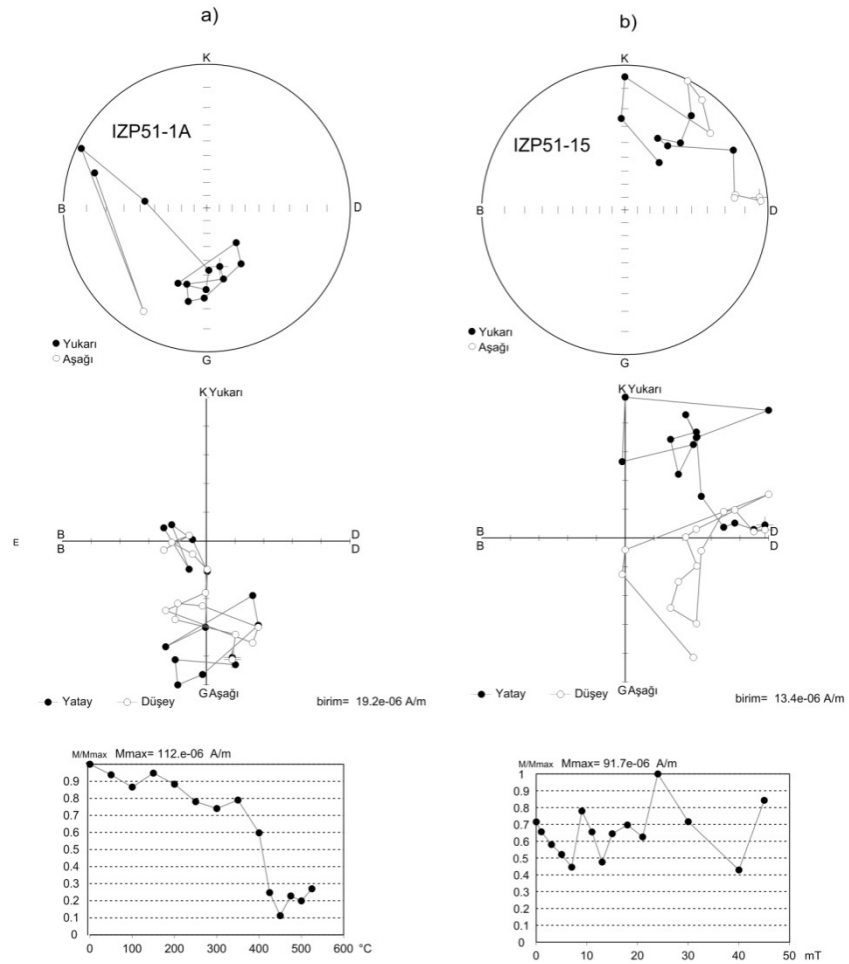
ise yine benzer fakat 300-400°C temizleme adımlarında sıcaklığa bağlı kimyasal değişimlerin olduğu gözlenmiştir. Şekil 4.19'da temizleme adımlarındaki bu 3 farklı davranış biçimlerine göre İstanbul bölgesi O1 yaşlı duraysız mevkileri temsilen IZP6, 17 ve 28 mevkilerine ait birer örneğinin ölçüm sonuçlarının stereonet, Zijderveld ve sıcaklık-şiddet eğrileri gösterilmiştir.



Şekil 4.19: İstanbul bölgesi O1 yaşlı duraysız mevkileri temsil eden örneklere ait ısısal temizleme sonuçları.

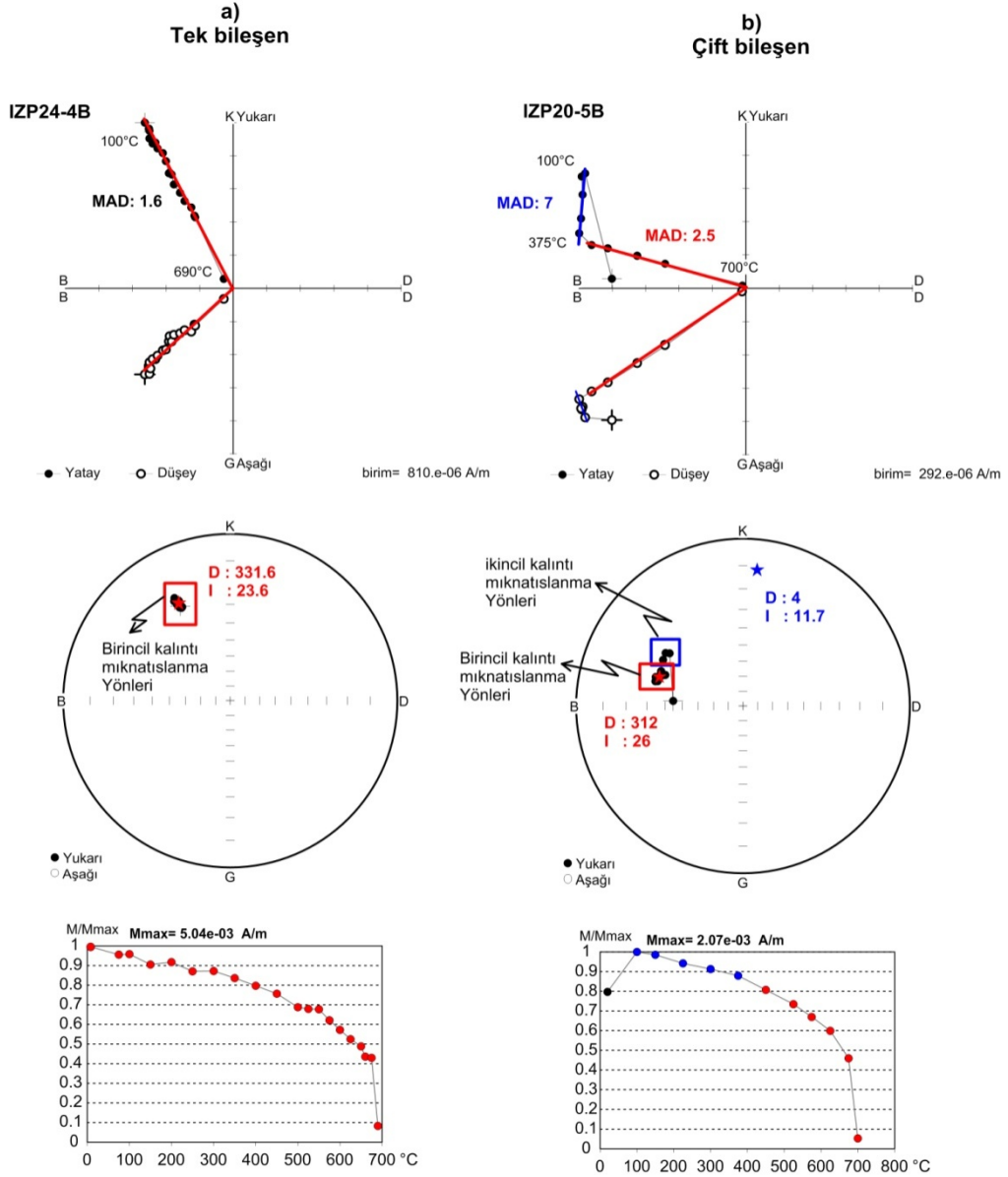
Çalışma alanının İstanbul bölgesinden elde edilen ve litolojileri kuvarsit sedimanter kayalar olarak tanımlanan O2 yaşlı IZP50-69 arası toplam 20 mevkiden IZP50-53, 55,

63, 67 olmak üzere 7 adet mevkisine ait örneklerinden duraysız paleomağnetik veriler elde edilmiştir. Isısal temizlemeleri genel olarak 400-500°C sıcaklık adımlarında, alternatif alan temizlemeleri ise 10 mT alan altında temizlenmiş veya bu değerlerden sonra mıknatıslanmalarında büyük saçılmalar göstermişlerdir. Bu mevkilere ait örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanmaları genel olarak zayıf şiddetlerdedir ($< 1 \times 10^{-3}$ A/m). Örneklerin gerek ısısal temizleme, gerek alternatif alan temizleme sonuçları benzer duraysızlıkları vermiş olduklarından değerlendirme dışı bırakılmışlardır. Şekil 4.20'de O2 yaşlı duraysız mevkileri temsilen IZP51 mevkisine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarına ait stereonet, Zijderveld ve şiddet değişim eğrileri verilmiştir.



Şekil 4.20: İstanbul Bölgesi O2 yaşlı duraysız mevkileri temsilen IZP51 örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçları.

Çeşitli nedenlerden dolayı duraysız olarak nitelendirilen mevkilerin dışında kalan diğer duraylı O1 yaşlı toplam 38 ve O2 yaşlı toplam 13 mevkinin herbir örneğinin ısısal veya alternatif alan temizleme adımları sonucundaki paleomağnetik verilerine ait Zijderveld, stereonet ve şiddet-değişim eğrileri irdelenmiş ve birincil veya ikincil mıknatıslanma vektörlerini karakterize eden paleomağnetik verileri ayırt edilmeye çalışılmıştır. Buna göre ölçülen örnekler genellikle tek bileşen veya çift bileşen olmak üzere 2 tip Zijderveld eğri karakteri göstermiştir. Şekil 4.21'de örnek bir çözümlemeyi temsilen tek bileşenli IZP24-4B ve çift bileşenli IZP20-5B örneklerine ait ısısal temizleme sonucu elde edilen paleomağnetik verilerinin Zijderveld, stereonet ve sıcaklık-şiddet değişim eğrileri gösterilmiştir. Buna göre Şekil 4.21.a'da görüldüğü gibi IZP24-4B örneğinin Zijderveld mıknatıslanma bileşenleri 100-700°C aralığında orjine doğru şiddeti giderek azalan tek bir bileşen ve karakteristik bir paleomağnetik vektörünü temsil etmektedir. Buna göre IZP24-4B için uygulanan PCA analizi sonucunda MAD değeri 1.6° ve örneğin birincil kalıntı mıknatıslanmasına ait vektör yönünün sapma açısı $D=331.6^\circ$ ve eğim açısı $I=23.6^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Şekil 4.21.b 'de IZP20-5B örneğine ait Zijderveld eğrisinde ise iki bileşenli bir mıknatıslanma söz konusu olduğu görülür. Örneğin 100-375°C aralığındaki temizleme sonucu elde edilen vektör uç noktaları birleştirildiğinde orjine yönelmeyen ve ikincil bir mıknatıslanmayı temsil eden duraylı bir vektörü görülmektedir. Buna göre yapılan PCA analizinde bu vektörün yönüne ait sapma açısı $D=4^\circ$ ve eğim açısı $I=11.7^\circ$, MAD değeri ise 7° elde edilmiştir. Aynı örneğin 400-700°C arasındaki temizleme adımları sonucunda elde edilen vektör uç noktalarının orjine doğru olan yönelimi birincil kalıntı mıknatıslanma yönünü oluşturmaktadır. Bu kısımda yapılan PCA uygulaması sonucunda birincil kalıntı mıknatıslanmanın sapma açısı $D=312^\circ$, eğim açısı $I=26^\circ$ ve MAD değeri 2.5° olarak hesaplanmıştır.

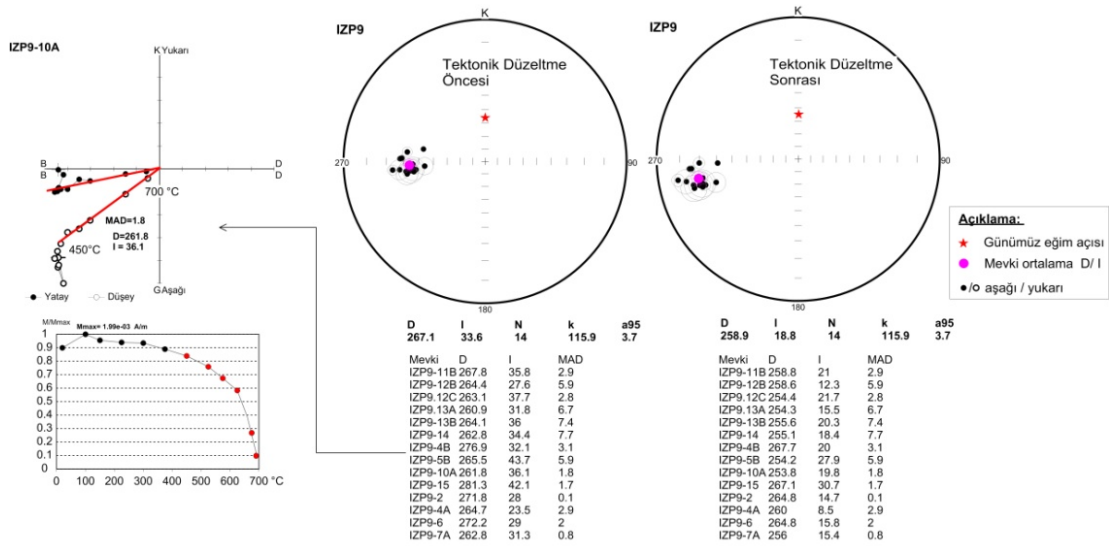


Şekil 4.21: Tek bileşen ve çift bileşen mıknatıslanma vektörlerinin değerlendirilmelerine ilişkin örnek çözümleme.

Çalışma alanının tüm mevkilerine ait ve duraylı paleomağnetik veriler elde edilebilen örneklerin yukarıda verilen işlemlerde olduğu gibi bireysel PCA analizleri gerçekleştirilmiş ve elde edilen sonuçları, ait oldukları mevki ortalama paleomağnetik veri hesaplamalarında kullanılmıştır. Şekil 4.22’de duraylı paleomağnetik vektör bileşenleri elde edilebilen mevkileri temsilen IZP9 mevkisine ait örneklerin PCA analizleri sonucunda elde edilen paleomağnetik vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değeri ile istatistiksel Fisher parametreleri gösterilmiştir. Buna

göre IZP9 mevkisinin 14 adet örneğine ısısal temizleme adımları uygulanmış ve PCA değerlendirmeleri yapılmıştır. Şekil üzerinde mevkinin diğer örneklerinin de genel karakterini temsil eden 10A örneğine ait Zijdeveld ve şiddet değişim eğrisi örnek olarak gösterilmiştir. Değerlendirilen örneklerin ortalama paleomağnetik yönleri (D/I), tektonik düzeltme öncesi için $267.1^{\circ}/33.6^{\circ}$, tektonik düzeltme sonrası için $258.9^{\circ}/18.8^{\circ}$ olarak hesaplanmıştır. Ortalamaya ait Fisher istatistik parametreleri ise $k=115.9$ ve $\alpha_{95}=3.7^{\circ}$ olarak elde edilmiştir.

Tüm duraylı paleomağnetik veri elde edilebilen mevkilerin örneklerine ait birincil kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin ve ortalamalarının stereonet üzerindeki gösterimleri EK 19-34 de verilmiştir. Mevkilere ait değerlendirilen örnek sayıları, tektonik düzeltme öncesi ve sonrası ortalama paleomağnetik vektör yönleri ve Fisher istatistik parametreleri Tablo 4.5’de toplu olarak verilmiştir.



Şekil 4.22: IZP9 mevkisine ait birincil kalıntı mıknatıslanma vektör yönleri ve mevki ortalaması.

Tablo 4.5: İstanbul Fragmanı'ndan elde edilen mevkilerin ortalama kalıntı miktarıslanma vektörleri.

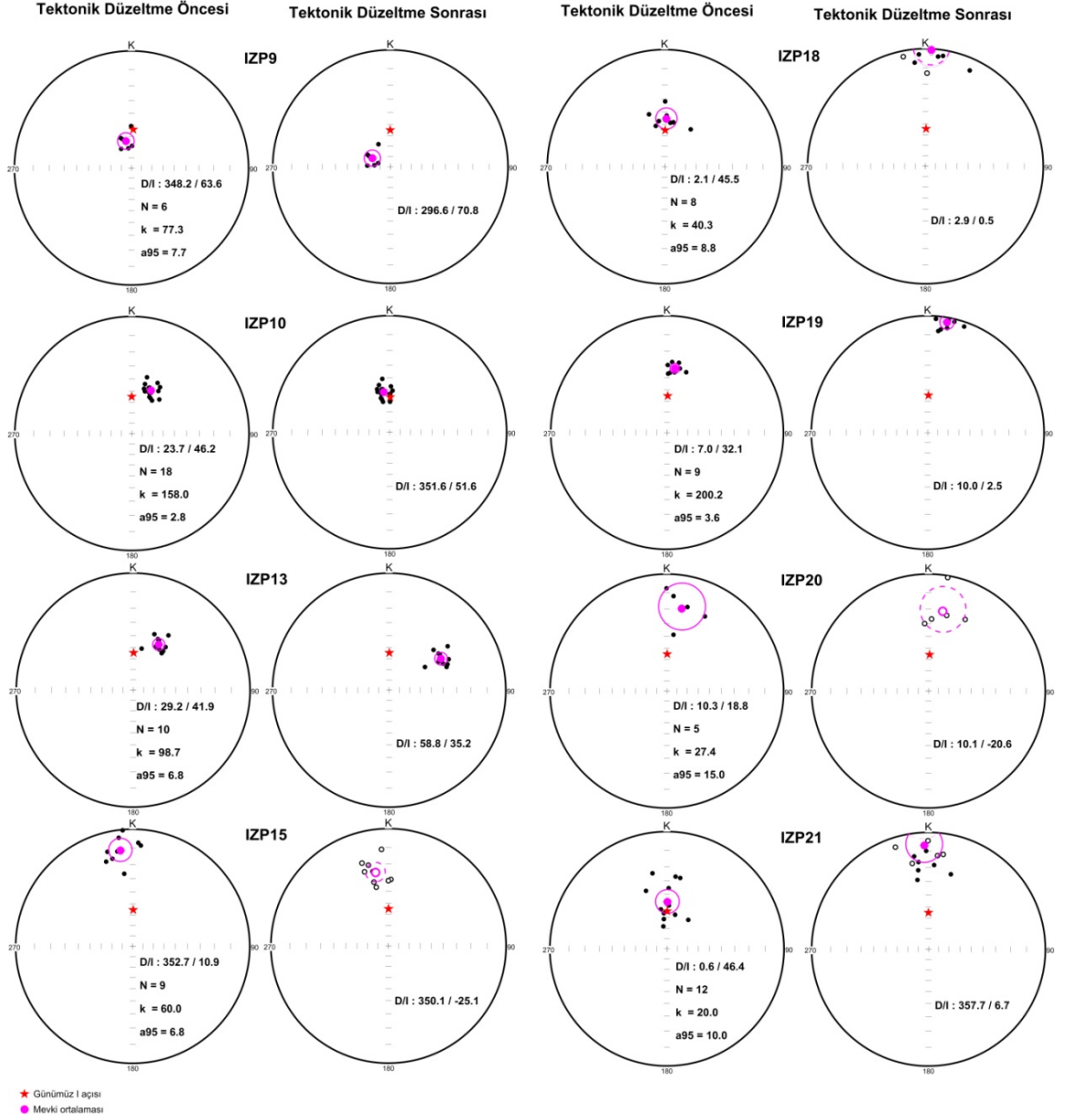
Bölge	Mevki Adı :İZP	Yaş	N/n	T.Düzelme Öncesi		T. Düzeltme Sonrası		k	α_{95}
				D	I	D	I		
istanbul	2	O1	17/11	357.1	50.6	349.2	28.4	262.5	2.8
istanbul	4	O1	18/16	291.2	-46.7	343	15.6	73.7	4.3
istanbul	5	O1	11/8	331.6	-31.8	331.9	31.4	269.5	3.4
istanbul	7	O1	11/9	9	50.4	21.4	9.6	2.9	37.1
istanbul	8	O1	16/10	10.2	54	23.4	12.6	10.6	5.6
istanbul	9	O1	15/14	267.1	33.6	258.9	18.8	115.9	3.7
istanbul	11	O1	18/14	276.7	65.5	293.2	15.8	90.6	4.2
istanbul	12	O1	9/7	299.7	27.4	289.2	14.2	45.7	9
istanbul	14	O1	14/10	359.3	44.7	313.7	19.6	31.9	8.7
istanbul	15	O1	17/9	267.2	-12.5	267.8	5.4	3.46	32.6
istanbul	16	O1	18/15	308.5	34.4	311.7	18.7	64.3	4.8
istanbul	18	O1	13/7	287.6	39.9	312.4	19.6	119.5	5.5
istanbul	19	O1	15/8	295.7	25.7	309.7	21.9	26.8	10.9
istanbul	20	O1	10/6	289.7	27.8	308.5	21.1	68	8.2
istanbul	21	O1	22/20	283.7	41.8	304.3	19	41.8	5.1
istanbul	23	O1	10/9	333.8	47	335.6	17.1	120	4.7
istanbul	24	O1	13/12	320.5	45	325	16.2	66.1	5.4
istanbul	25	O1	11/9	6	40	1.3	-7	115.7	4.8
istanbul	27	O1	10/8	11.3	56.3	36.5	41.3	5.3	26.6
istanbul	29	O1	101/101	329.2	65.1	306.1	16.6	50.5	2.0
istanbul	33	O1	9/6	336.3	44.1	337.3	14.1	50.7	9.5
istanbul	34	O1	20/15	181.3	41.1	60.4	58.4	10.6	12.3
istanbul	36	O1	10/8	294.9	60.8	292.5	20.9	89.2	5.9

Tablo 4.5: devam.

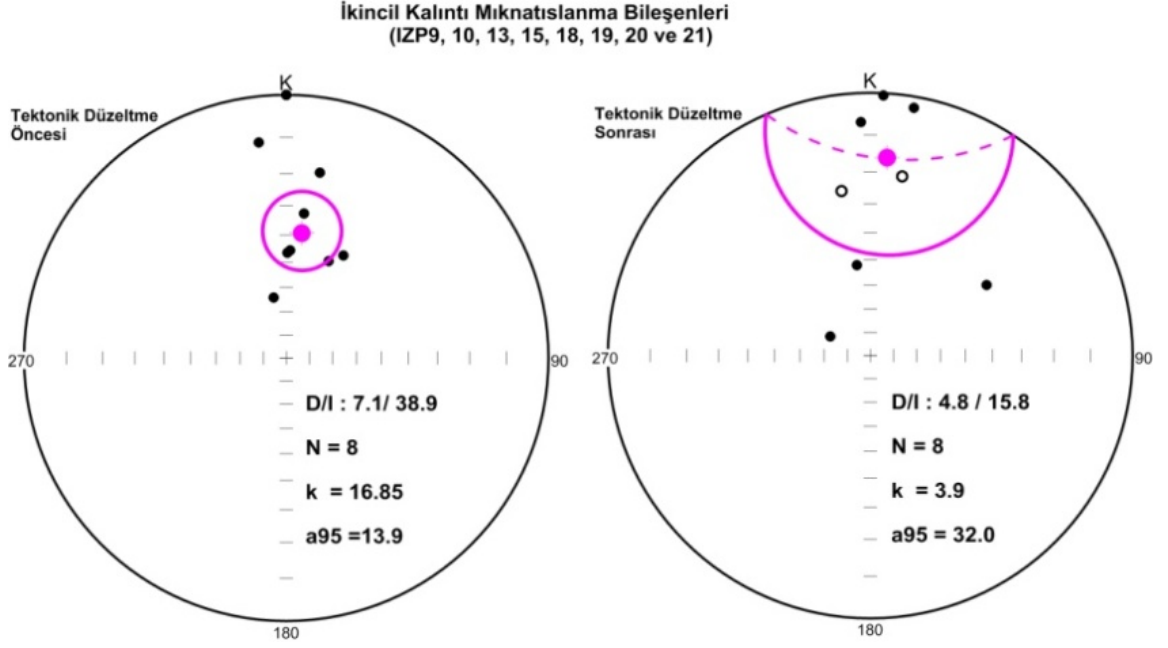
Bölge	Mevki Adı	Yaş	N/n	T.Düzeltilme Öncesi		T. Düzeltilme Sonrası		k	α_{95}
				D	I	D	I		
Çamdağ	37	O1	15/13	81.0	82.8	323.2	44.0	61.0	5.4
Çamdağ	38	O1	12/6	42.9	65.6	121.2	46.5	6.8	27.7
Çamdağ	39	O1	14/10	43.8	21.5	72.2	33.4	7.6	18.7
Çamdağ	40	O1	15/11	355.8	58.1	355.4	3.1	39.4	7.4
Çamdağ	41	O1	8/8	332.5	58.9	335.6	29.0	26.3	11.0
Çamdağ	42	O1	14/10	347.3	7.3	335.4	34.5	86.9	5.2
Yığılca	43	O1	8/5	7.7	57.9	333.7	41.2	42.7	11.8
Yığılca	44	O1	8/4	160.7	65.7	253.5	57.6	24.8	18.8
Yığılca	45	O1	13/8	301.8	46.6	346.9	70.9	20.1	12.7
Yığılca	46	O1	10/6	317.4	49.5	19.9	76.8	35.5	11.4
Yığılca	47	O1	15/13	285.3	31.1	309.9	47.0	37.0	6.9
Yığılca	48	O1	13/10	283.2	25.9	307.1	48.0	63.1	6.1
Yığılca	49	O1	13/10	317.3	45.3	306.8	51.2	23.6	10.2
İstanbul	54	O2	25/18	109.6	63.6	134.7	36.5	11.4	10.7
İstanbul	56	O2	14/8	34.5	81.1	302.6	46.6	4.1	31.1
İstanbul	57	O2	15/9	327.9	36.3	297.5	58.2	11.3	16.0
İstanbul	58	O2	11/7	98.5	42.4	127.7	25.3	123.2	5.5
İstanbul	59	O2	18/14	104.8	-46.6	211.3	-67.4	3.6	24.7
İstanbul	60	O2	13/10	170.2	-53.6	103.9	-76.7	83.4	5.3
İstanbul	61	O2	9/6	197.5	-40.8	174.4	-35.5	11.7	20.4
İstanbul	62	O2	21/15	180.5	-32.8	192.0	-19.8	5.0	19.2
İstanbul	64	O2	16/13	158.5	-52.8	6.8	-79.3	80.4	4.7
İstanbul	65	O2	15/10	210.1	-56.9	208.3	-32.0	14.4	13.2
İstanbul	66	O2	14/10	5.6	55.2	12.2	31.1	5.1	23.7
İstanbul	68	O2	18/11	272.4	40.7	297.7	37.9	8.2	17.0
İstanbul	69	O2	16/7	255.8	29.9	242.9	7.6	10.8	19.2

4.2.2.2. İkincil Mıknatıslanmalar ve Ortalama Vektör Yönleri

Örneklerin karakteristik mıknatıslanma belirleme çalışmalarında elde edilen Zijderveld değişim eğrileri incelendiğinde, bazı mevkilerin örneklerinde orjine doğru yönelen birincil bir mıknatıslanma bileşeninin yanında, orjine yönelmeyen ve ikincil bir kalıntı mıknatıslanmayı temsil eden, 300-400°C gibi sıcaklık adımlarına kadar belirgin bir doğrultu sergileyen segmentlerinin de olduğu görülmüştür. O1 yaşlı İZP9, 10, 13, 15, 18,19, 20 ve 21 mevkilerine ait örneklerde görülen bu ikincil mıknatıslanmaların PCA analizleri, Şekil 4.17’de verilen örneklerin Zijderveld eğrilerinde olduğu gibi, vektör uç noktalarının orjine yönlendirilmeden geçirilen doğru parçalarının değerlendirilmesiyle yapılmıştır. Buna göre mevkilere ait örneklerin PCA analizleri sonucunda elde edilen ikincil vektörlerinin tektonik düzeltme öncesi ve sonrası stereonet üzerlerindeki dağılımları ve mevki ortalamaları Şekil 4.23’de gösterilmiştir. İkincil mıknatıslanmalara ait mevki ortalamalarının tek bir stereonet üzerindeki dağılımları ve bunların grup ortalaması ise Şekil 4.24’de verilmiştir. Buna göre sözü edilen 8 adet mevkinin ikincil kalıntı mıknatıslanmalarının tektonik düzeltme öncesi grup ortalamasına ait Fisher parametreleri $k=16.9$ ve $\alpha_{95}=13.9$ olarak elde edilmiştir. Tektonik düzeltme sonrasında ise bu parametreler $k=3.9$ ve $\alpha_{95}=32$ değerlerini almıştır. Burada tektonik düzeltme sonrasında prezisyon parametresinde azalmanın ve emniyet çemberi yarıçapındaki artmanın olması, bu ikincil mıknatıslanmanın tektonik kıvrımlanmalardan sonra oluşmuş olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.23: İkincil kalıntı mıknatıslanmalar ve mevki ortalamaları.



Şekil 4.24: Mevkilerin ikincil kalıntı mıknatıslanmalarına ait mevki grup ortalaması.

4.2.3. Paleomağnetik Eğim Açılarında Sığlaşma Analizi Sonuçları

Çalışma alanından elde edilen paleomağnetik örneklerin hesaplanan mevki ortalamalarına ait birincil kalıntı mıknatıslanma vektörlerindeki eğim açılarındaki hataların araştırılması konusunda sığlaşma analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizlerin gerçekleştirilmesinde yöntem ayrıntıları Bölüm 3.3.8 ve Bölüm 3.4.1’de verilen E/I yöntemi ve mağnetik duyarlılığın anizotropisi verilerinden yararlanılmıştır.

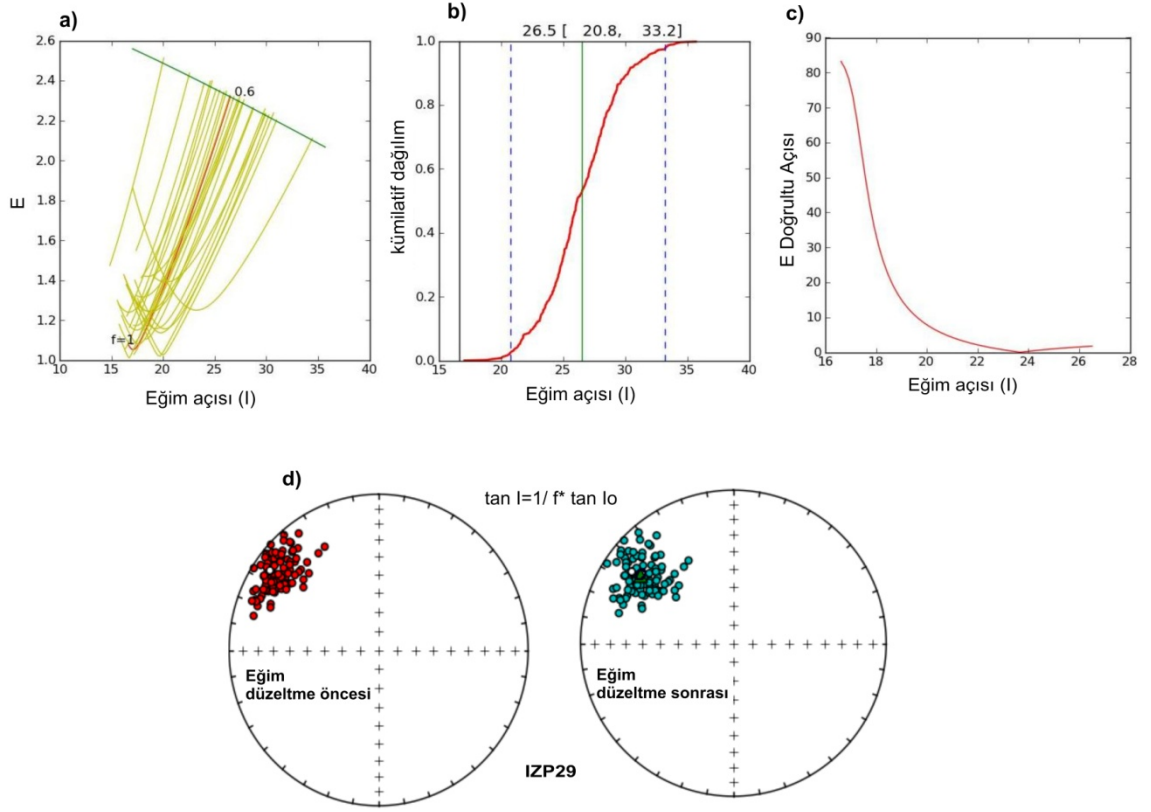
4.2.3.1. E/I Yöntemi ile Elde Edilen Sığlaşma Analizi Sonuçları

Sedimanter kayalarda paleomağnetik eğim açıları hatalarının giderilmesi konusundaki laboratuvar deneylerine alternatif bir çözüm olarak önerilen E/I (Elongation/Inclination) istatistiksel çözüm yöntemi, çalışma alanının İstanbul bölgesinden elde edilen O1 yaşlı arkoz litoloji birimlerini içeren IZP29 mevki paleomağnetik verilerine uygulanmıştır. Bu doğrultuda yöntemin uygulanabilirlik şartını ($N \geq 100$) sağlamak amacıyla IZP29 mevkişininin 101 adet örneği ısısal temizleme adımlarıyla ikincil mıknatıslanmalarından arındırılmış ve birincil kalıntı mıknatıslanmalarına ait paleomağnetik verileri elde edilmiştir. E/I yöntemiyle eğim düzeltmesi öncesi mevkiye ait ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörünün sapma açısı $D = 306.1^\circ$ ve eğim açısı $I = 16.6^\circ$ olarak bulunmuştur. İstatistiksel parametrelerinden prezisyon katsayısı $k = 50.5$ ve emniyet

çemberinin yarıçapı $\alpha_{95} = 2^\circ$ olarak hesaplanmıştır. E/I yönteminin işleyişine bağlı olarak örneklerin eğim açıları (I_0),

$$\tan I_C = 1/f \cdot \tan I_0,$$

(I_C : örneklerin verilen f değeri için düzeltilmemiş eğim açıları) bağıntısına göre 0-1 aralığında değişen f değerlerinde düzeltilerek her f değerine ait yeni bir veri seti elde edilmiştir. Herbir veri setinin oluşturduğu D ve I_C dağılımlarına ait küresel uzanım parametresi (E) hesaplanarak ortalama I_C değerlerinden elde edilen TK03.GAD modeli E 'teorik küresel uzanım parametresi ile karşılaştırılmıştır. Karşılaştırmaya ait en iyi uyum $f=0.6$ sığlaşma faktörü değerindeki düzeltilmiş veri setinde bulunmuştur. Buna göre IZP29 mevkisinin hesaplanan sığlaşma faktörüne göre düzeltme sonrasına ait ortalama eğim açısı değeri $I=26.5^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Şekil 4.25'de IZP29 mevkisi için E/I yöntemiyle sığlaşma analizine ait sonuçlarının grafikleri verilmiştir. Buna göre Şekil 4.25.a'da f faktörünün 1 değerinden başlayarak değişik değerleri için elde edilen veri setlerine ait ortalama eğim açılarının, ilgili f değerindeki veri setinden hesaplanan küresellik parametresine karşılık olan grafiği görülmektedir. Burada yeşil çizgi ile gösterilen ve ortalama eğim açılarına göre lineer azalan doğru TK03.GAD modelinden hesaplanan eğim açısı-küresel uzanım katsayısı ilişkisini göstermektedir. Görüldüğü gibi teorik model veri ile IZP29 giriş verisinin küresel uzanım parametrelerinin çakışması $f=0.6$ değeri için gerçekleşmektedir. Şekil 4.25.b'de E/I analizinin istatistiksel kümülatif dağılımından elde edilen alt ve üst limit sonuçlarına ait değerleri verilmiştir. Buna göre düzeltilmiş ortalama eğim açısının alt limiti 20.8° , üst limiti 33.2° olarak hesaplanmıştır. Şekil 4.25.c'de herbir f düzeltme değeri için elde edilen vektörel dağılımlarına ait küresel uzanımların kuzey doğrultusu ile yapmış oldukları açı değerleri, ilgili f değerindeki ortalama eğim açılarına karşılık grafiklenmiştir. Buna göre düzeltme öncesi IZP29 mevkisine ait paleomağnetik vektörlerin oluşturdukları dağılımın küresel uzanım doğrultuları yaklaşık 85° ile doğu-batı yönünde, $f=0.6$ için yapılan düzeltme sonucunda ise yermağnetik alanının genel davranışına uygun olarak kuzey doğrultuda bir uzanım yönü elde edilmiştir. Analiz verisinin $f=0.6$ değerine göre düzeltilerek elde edilen stereonet üzerindeki yeni dağılımlarının görüntüsü Şekil 4.25.f'de verilmiştir.

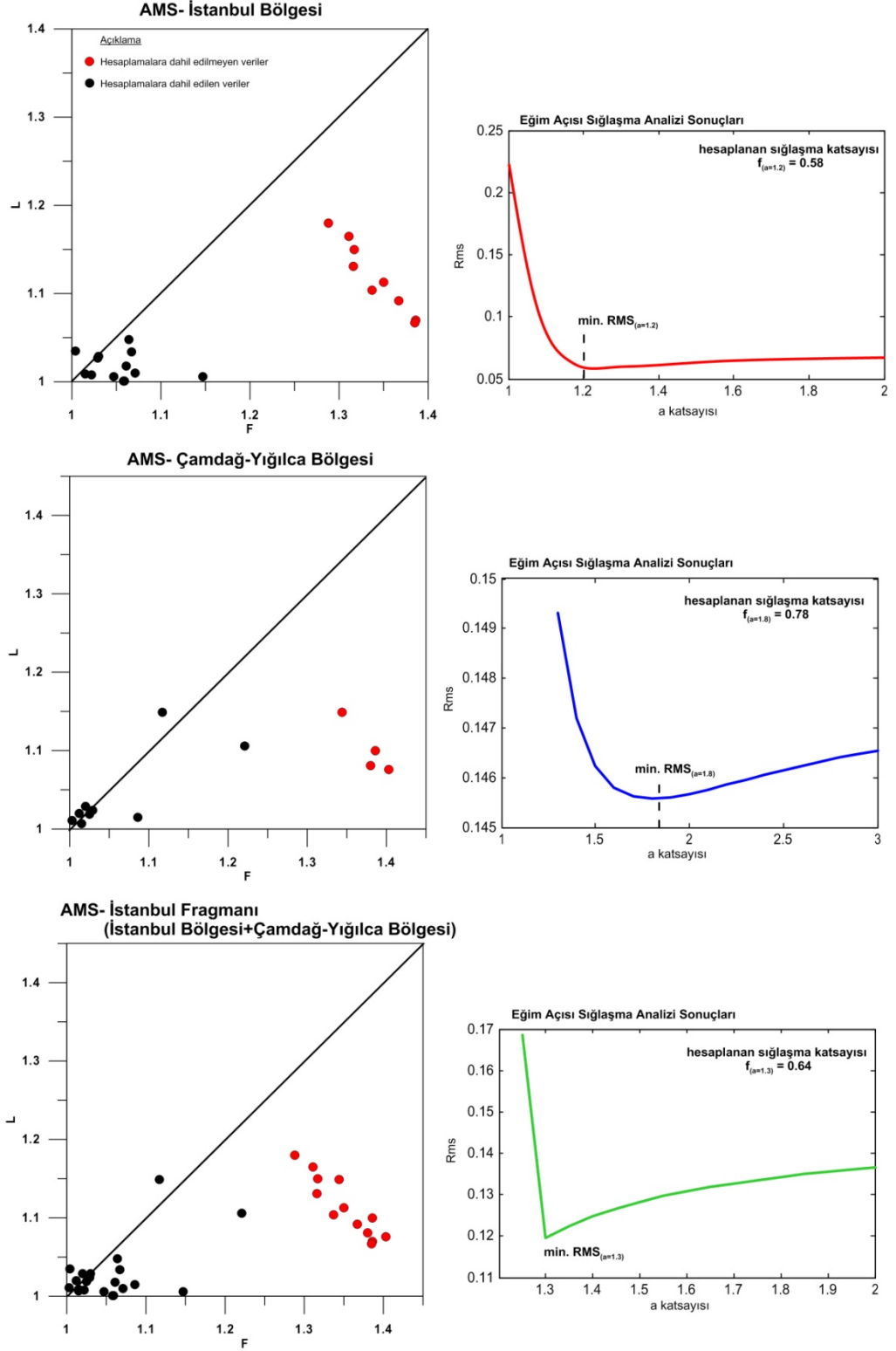


Şekil 4.25: E/I yöntemi ile elde edilen sığlaşma analiz sonuçları.

4.2.3.2. AMS Verilerinden Sığlaşma Analizi Sonuçları

İstanbul Fragmanı'ndan elde edilen örnekler üzerinde paleomağnetik eğim açıları hatalarının analizi ve giderilmesi konusunda, bir önceki bölümde uygulanan E/I istatistiksel yöntemin dışında, laboratuvar ortamında mağnetik duyarlılığın anizotropisi ölçümlerini gerektiren diğer bir analiz tekniğide de uygulanmıştır. Mevkilerin paleomağnetik kalıntı mıknatıslanma vektörleri ile mağnetik duyarlılık parametreleri arasındaki ilişkiye dayanan yöntemin uygulamasına ait matematiksel işlem aşamaları Şekil 3.29'da verilmişti. Buna göre, çalışma alanının O1 yaşlı mevkilerinin kaya mağnetizması çalışmaları kapsamında elde edilen mağnetik duyarlılık parametreleri (Tablo 4.4) ve paleomağnetik çalışmaları kapsamında elde edilen mevki ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin eğim açıları (Tablo 4.5) kullanılarak, İstanbul Bölgesi, Çamdağ ve Yığılca Bölgesi ve her iki bölge birlikte olmak üzere İstanbul Fragmanı'nı temsil eden (İstanbul Fragmanı) ortalama birer sığlaşma katsayısı hesaplanmıştır. Her üç bölge için hesaplanan sonuçlar Şekil 4.26' verilmiştir. Şekil 4.26 üzerinde, hesaplamalarda kullanılan mevkilerin AMS parametrelerinin foliasyon ve lineasyon

ilişkilerini gösteren Flinn diyagramları ile sığlaşma katsayısının elde edilmesinde kullanılan en uygun a parametresinin bulunmasındaki iteratif işlemin eğrileri de gösterilmiştir. Burada tüm bölgelerin Flinn diyagramlarında kırmızı renkli semboller ile gösterilen mevkilerin verileri, sığlaşma analizlerine dahil edilmeyen, dahil edilmeleri durumunda anlamsız sonuçların elde edildiği verileri göstermektedir. Bu verilerin sığlaşma analizlerindeki olumsuz etkileri, foliasyon değerlerine göre yüksek lineasyonlara sahip olmaları, dolayısıyla mağnetik duyarlılık eksenleri ile kalıntı mıknatıslanma arasındaki ilişkinin bozulduğu düşünülmektedir. Diğer yandan sakin su ortamlarında çökelen mağnetik taneciklerde genel olarak foliasyonun geliştiği bilinmektedir. Flinn diyagramlarında siyah semboller ile gösterilen mevkilerin kullanılmasıyla yapılan analizlerde, sığlaşma katsayısının elde edilmesinde kullanılan ve iteratif olarak bulunan en uygun a parametreleri, İstanbul Bölgesi için $a=1.2$, Çamdağ Yığılca Bölgesi için $a=1.8$ ve tüm verileri birlikte kapsayan İstanbul Fragmanı için $a=1.3$ olarak hesaplanmıştır. Elde edilen bu a parametreleri, 3.28 genel bağıntısında kullanılarak İstanbul Bölgesi için ortalama sığlaşma katsayısı $f=0.58$, Çamdağ-Yığılca bölgesi verileri için $f=0.78$ ve her iki bölgenin birlikte ele alınması durumunda (İstanbul Fragmanı) ise $f=0.64$ sığlaşma katsayıları hesaplanmaktadır. İstanbul bölgesi mağnetik duyarlılığın anizotropisi verilerinden hesaplanan sığlaşma katsayısı ile yine İstanbul bölgesinden elde edilen ve E/I yönteminden elde edilen sığlaşma katsayısı birbirleriyle uyumlu sonuçlar vermiştir.



Şekil 4.26: AMS verilerden elde edilen sığlaşma analiz sonuçları.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Tez konusu kapsamında İstanbul Paleozoyik istifinin Ordovisiyen yaşlı sedimanter birimlerinin örneklendiği İstanbul bölgesi ve Çamdağ-Yığılca bölgeleri mevkilerine ait paleomağnetik sonuçlar incelenmiş ve yorumlanmıştır. Elde edilen tüm paleomağnetik sonuçlar, araştırma sahasına ait diğer jeolojik veriler ile korele edilerek İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen dönemdeki paleocoğrafik konumu ortaya konmuştur.

5.1. MEVKİLERİN GRUP ORTALAMALARI

5.1.1. O1 Yaşlı Mevkilerin Grup Ortalaması

Çalışma alanının İstanbul ve Çamdağ-Yığılca bölgelerinden (Şekil 3.1, 3.2, 3.3 ve 3.4) olmak üzere toplam 49 mevkisinden (IZP1-49) O1 yaşlı sedimanter birimler örneklenerek paleomağnetik sonuçları elde edilmiştir (Tablo 4.5). Paleomağnetik çalışmalarda, genel olarak elde edilen paleomağnetik sonuçların istatistiksel olarak güvenilirliğinin de belirlenmesi, ilgili örneklerin temsil ettiği yaştaki paleoenlem ve paleocoğrafik bilgilerin doğru olarak yorumlanmasında büyük önem taşımaktadır. Elde edilen sonuçların güvenilirliği, gerek Fisher istatistiğinden elde edilen parametrelerinin, gerekse mıknatıslanma yaşının orjinalliğinin ayrıntılı bir irdelenmesini gerektirmektedir. Bu bakımdan aynı yaş ve bölgeyi temsil eden mevkilerin kalıntı mıknatıslanmalarından bir grup ortalaması elde edilirken, mevkilerin bireysel ortalama kalıntı mıknatıslanmalarının stereonet üzerindeki dağılımlarında ortak bir gruplaşma gösteren vektörlerin seçilmesi gerekir. Bunun yanında Fisher istatistiklerinden elde edilen parametrelerinin de göz önünde bulundurularak grup ortalamasına olumsuz etkide bulunabilecek mevkilere ait vektörlerin değerlendirme dışı bırakılması, grup ortalamasına ait Fisher istatistiğinin iyileşmesini, dolayısıyla daha güvenilir bir grup ortalamasının elde edilemesini sağlayacaktır. Elde edilen bu grup ortalama kalıntı mıknatıslanmanın, mevkilerin ilgili kayaç yaşındaki oluşum zamanında kazandıkları orjinal bir mıknatıslanmayı temsil edip etmediğinin belirlenmesi ise, paleomağnetik bir çalışmanın yorum öncesi aşamasındaki en önemli unsurunu oluşturmaktadır.

Bu tez çalışması kapsamında O1 yaşını temsil eden mevkilerin bireysel ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörlerinden güvenilir bir grup ortalama paleomağnetik vektör veya vektörleri elde edebilmek amacıyla ortalamaya alınacak mevkiler, öncelikle aşağıda verilen bazı kriterler gözetilerek seçilmiştir. Bu kriterlere uymayan mevkilerin ortalama paleomağnetik sonuçları güvenilir olmayan veriler olarak değerlendirilerek grup ortalama hesaplarına dahil edilmemelerine karar verilmiştir. Buna göre grup ortalamalarına dahil olan mevkilerin bireysel paleomağnetik sonuçları için belirlenen kriterler aşağıdaki gibidir;

- PCA analizi gerçekleştirilebilen örnek sayısının $n > 5$ olması,
- mevki ortalama emniyet çemberinin $\alpha_{95} < 15^\circ$ olması,
- tektonik düzeltme öncesi ortalama eğim açısının günümüz eğim açısı değerinden farklı olması veya yakın değerlerde olması durumunda, tektonik düzeltme sonrası diğer mevkilerin ortalama paleomağnetik yönleri ile uyumlu olması.

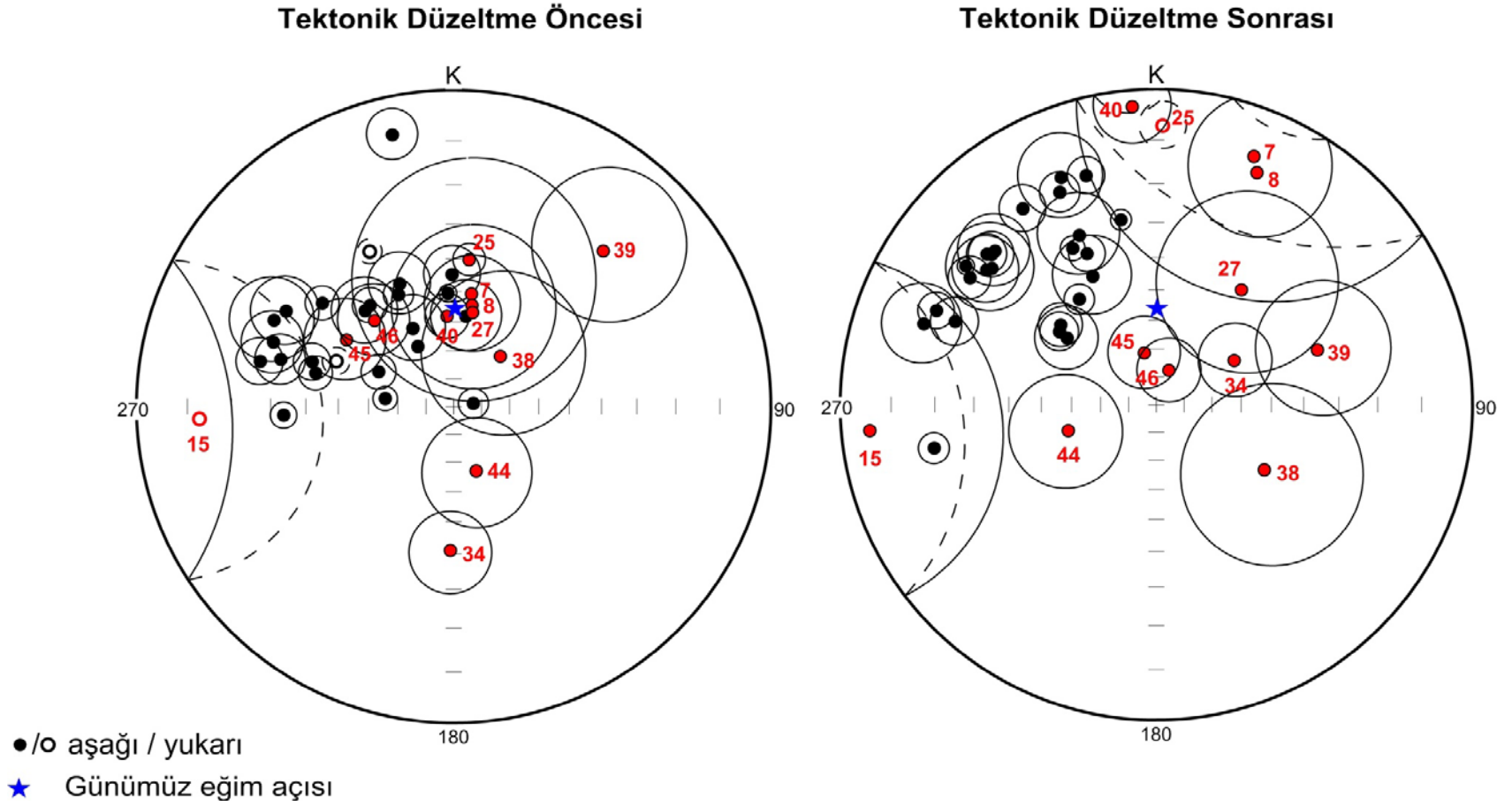
Şekil 5.1’de, istatistiksel bilgileri ve sonuçları Tablo 4.5’de verilen ve O1 yaşlı toplam 36 adet mevkiden hesaplanan ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin herhangi bir kriter gözetmeksizin olan stereonet üzerindeki dağılımları gösterilmiştir. Burada kırmızı renkli semboller ile gösterilen mevkilerin bireysel ortalama paleomağnetik vektörleri, grup ortalama paleomağnetik vektörleri hesabı için belirlenen kriterleri sağlamayan ve değerlendirme dışı bırakılan mevkileri temsil etmektedirler. Buna göre O1 yaşlı mevkileri temsil eden toplam 36 mevkinin paleomağnetik sonuçlarından 12 adet mevkisine ait (IZP7, 8, 15, 25, 27, 34, 38, 39, 40, 44, 45 ve 46) elde edilen mevki ortalama paleomağnetik vektörleri, mevkilerin grup ortalama hesaplarına dahil edilmemiştir. Burada,

- IZP 7, 8, 15, 27, 38, 39 ve 44 mevkilerinin ortalamalarına ait sonuçlarında emniyet çemberi yarıçaplarının $\alpha_{95} > 15^\circ$ olması,
- IZP44 mevkisinde $n < 6$ olması,
- IZP7, 8, 25, 27, 34 ve 40 mevkilerinin ortalamalarına ait sonuçlarında gözlenen tektonik düzeltme öncesi eğim açıları değerlerinin günümüze yakın değerlerde olması

ve tektonik düzeltme sonrası diğer mevkilerin sonuçlarına göre farklı paleomağnetik yönler sergilemeleri,

istatiksels olarak bu mevkilere ait ortalamaların güvenilir olmayan paleomağnetik sonuçlar olarak değerlendirilmesini gerektirmiştir.

Diğer yandan söz konusu bu mevkilerin bazılarında elde edilen paleomağnetik örneklerin, mevkilerin yakın çevresindeki muhtemel jeolojik olaylar tarafından etkilenecek jeolojik olayın gerçekleştiği zamanda yeniden mıknatıslanmış olabileceklerini düşündürmektedir. Örneğin Şekil 5.2'de İstanbul bölgesi Çavuşbaşı Granitoidi'nin güney alanında (Şekil 3.3) bulunan IZP25 mevkisine ait bir arazi görünümü verilmiştir. Bu arazi görünümü üzerinde, örneklerin alındığı yerlerin sağında ve solunda işaretlenen dayk yerleşimleri, muhtemel olarak örneklerdeki O1 yaşına ait kalıntı mıknatıslanma vektörünü temizleyerek yerleşimin gerçekleştiği jeolojik zamana ait yeniden bir kalıntı mıknatıslanma kazanmasına neden olmuş olabileceği düşünülmektedir. Bu bölgedeki daykların İstanbul Paleozoyiğine sokulum yaşı Üst Kretase (Özgörüş ve Okay, 2005) olduğu düşünülürse yeniden mıknatıslanmanın Üst Kretase'de gerçekleşmiş olabileceğini söyleyebiliriz.



Şekil 5.1: O1 yaşlı mevkilerin ortalama paleomağnetik vektör dağılımları ve grup ortalama hesaplarında değerlendirme dışı bırakılan mevkiler (Tablo 4.5).



Şekil 5.2: IZP25 mevkisi ve çevresinde belirlenen dayk yerleşimlerine ait arazi görünümü.

Mevki grup ortalama hesaplarında kullanılmak üzere Şekil 5.1’de siyah semboller ile gösterilen ve bireysel paleomağnetik sonuçları ile Fisher istatistikleri irdelenerek mevkilerin grup ortalaması hesaplarına dahil olma kriterlerini sağladığı belirlenen O1 yaşlı toplam 24 mevkinin paleomağnetik verilerinin seçilmesi uygun görülmüştür. Söz konusu bu mevkilerden 17 tanesi İstanbul bölgesinden (IZP2, 4, 5, 9, 11, 12, 14, 16, 18, 19, 20, 21, 23, 24, 29, 33 ve 36), 3 tanesi Çamdağ alanından (IZP37, 41, 42) ve 4 tanesi Yığılca alanından (IZP43, 47, 48 ve 49) elde edilen mevkilerden hesaplanan ortalama paleomağnetik verilerini içermektedir. İstanbul Fragmanı’nın bu üç farklı bölgesinden elde edilen O1 yaşlı mevkilerin paleomağnetik kalıntı mıknatıslanmalarının bölgesel bir sınıflandırma ile verilen stereonet üzerindeki dağılımları ve grup ortalamaları Şekil 5.3’de, bölgesel sınıflandırma yapmaksızın olan stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalaması Şekil 5.4’de gösterilmiştir.

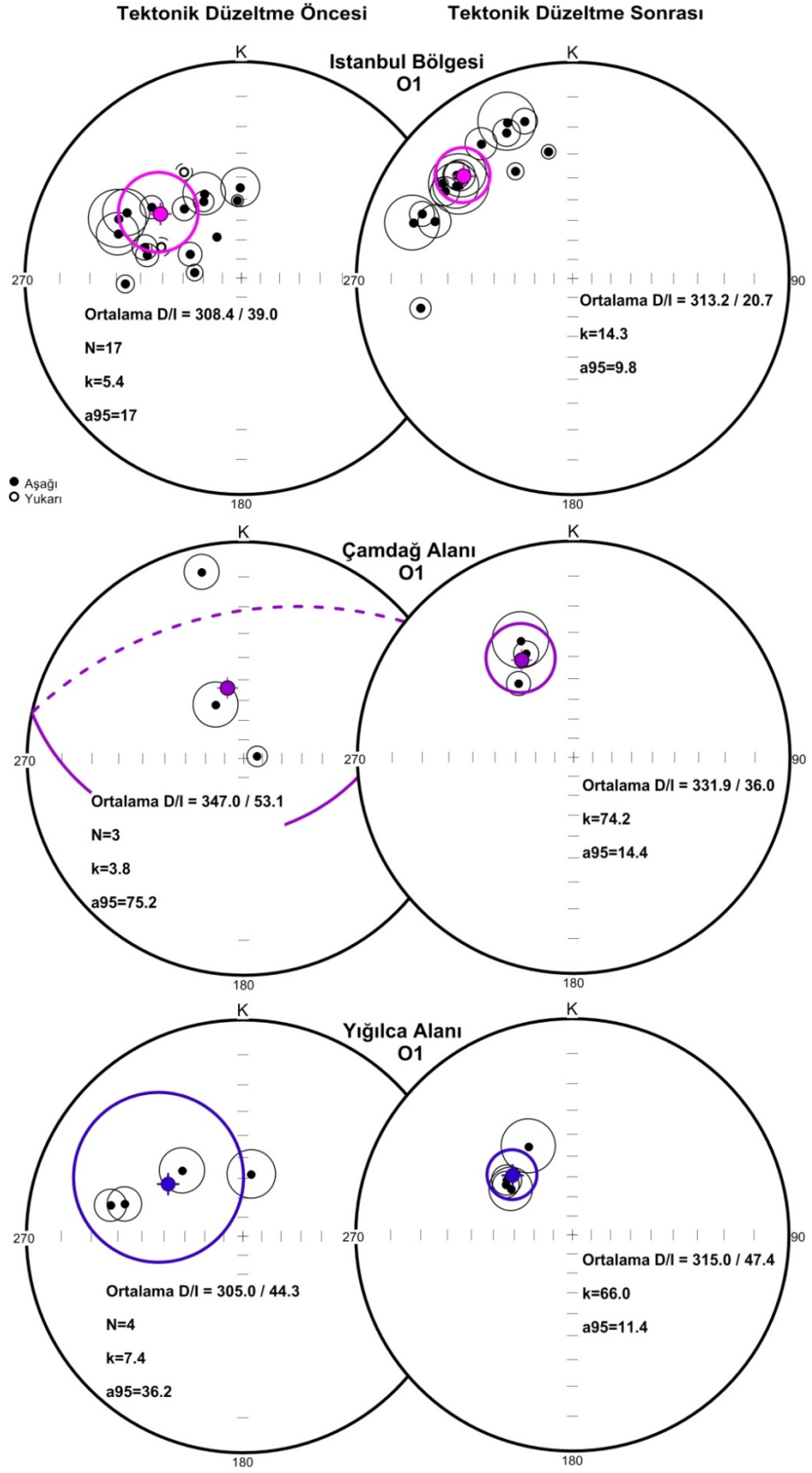
Şekil 5.3’de verilen stereonetler üzerinde farklı bölgelerden elde edilen mevkilerin ortalama paleomağnetik vektörlerinin dağılımları incelendiğinde bazı ayrıtlar dikkat çekmektedir. Örneğin İstanbul Bölgesine ait mevkilerin ortalama paleomağnetik vektörlerinin sapma açıları genel olarak aynı kadranda fakat 290° - 340° arasında değişen değerler aldığı görülmektedir. Mevkiler arasında sapma açılarındaki gözlenen bu farklılıklar, özellikle sedimanter kayalarda görülen, sedimantasyon esnasında

mıknatıslanmış zerreciklerin gelişigüzel etkiler altında çökelmelerinden ve mevkiler arasında göreceli lokal tektonik etkilerden kaynaklandığı düşünülmektedir. İstanbul Bölgesine ait mevkilerin ortalama eğim açılarının dağılımları incelendiğinde ise bunların farklı sapma açılarında sistematik olarak birbirine yakın değerlerde oldukları görülmektedir.

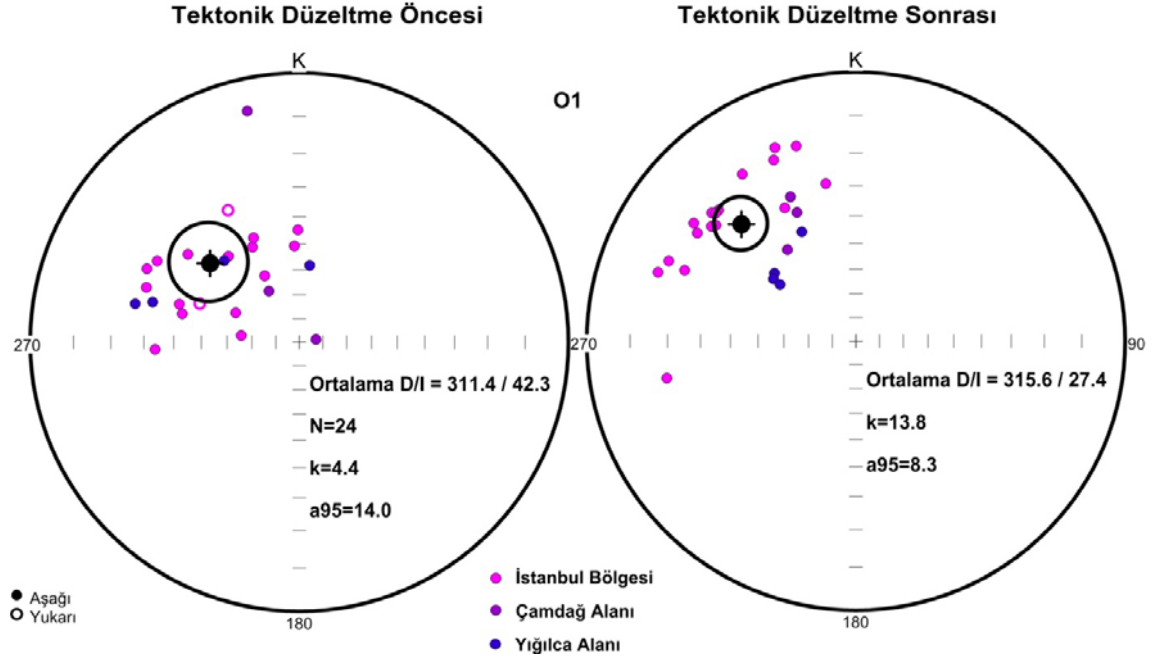
Yine Şekil 5.3’de çalışma alanının tüm bölgelerinden (İstanbul-Çamdağ-Yığılca) ayrı ayrı elde edilen O1 yaşlı grup ortalamaların sapma ve eğim açıları karşılaştırıldığında, ortalama sapma açıları bakımından aralarında belirgin bir farklılık gözlenmezken ortalama eğim açılarında batıdan doğuya belirgin bir farklılığın olduğu görülmektedir. Fisher ortalamasına göre İstanbul Bölgesinden elde edilen grup ortalamasının sığlaşma etkisi düzeltilmemiş eğim açısı $I=20.7^\circ$, Çamdağ alanından $I=36^\circ$ ve Yığılca alanından $I=47.4^\circ$ olarak hesaplanmıştır. Şekil 5.4’de İstanbul-Çamdağ ve Yığılca alanlarından elde edilen mevki ortalama vektörlerinin birlikte olan dağılımları göz önünde bulundurulursa İstanbul bölgesi verilerinin, diğer Çamdağ ve Yığılca alanlarını temsil eden mevkilerin verilerinden ayrı bir gruplaşma sergilediği açıkça görülür. Diğer yandan Çamdağ ve Yığılca alanlarından elde edilen mevkilerin ortalama vektör dağılımları birlikte incelendiğinde, bunlarında kendi içerisinde kabul edilebilir bir gruplaşma gösterdikleri görülmüş, dolayısıyla sonraki değerlendirmelerinde tek bir ortalama ele alınabileceği kanaatine varılmıştır. Sonuç olarak İstanbul Fragmanı’nın farklı bölgelerinden elde edilen O1 yaşlı paleomağnetik mevkilerinin grup ortalamaları için, bölgeler arası yukarıda verilen farklılıkların gözetmeksizin olan ve İstanbul Fragmanı’nın tümünü yansıtan tek bir ortalama değer, bölgeler arası farklılıkları gözeterek İstanbul bölgesi ve Çamdağ-Yığılca Bölgesi olmak üzere ayrıca 2 farklı grup ortalaması elde edilmiştir. Fisher istatistiğine göre elde edilen bu grup ortalamaların değerleri Tablo. 5.1’de verilmiştir.

Yukarıdaki paragraflarda sözü edilen ve özellikle İstanbul Bölgesi mevkileri arasında stereonet üzerindeki dağılımlarında belirgin olarak gözlenen sapma açılarındaki farklılıklar, grup ortalamasının Fisher istatistik parametrelerindeki prezisyon parametresinin azalmasına ve emniyet çemberi yarıçapının artışına neden olmaktadır. Paleomağnetik çalışmalarda lokal tektonik etkiler ile göreceli olarak birbirlerine göre rotasyon yapmış paleomağnetik mevkilerin ortak bir paleoenlem hesaplamalarında, genel olarak sadece eğim açılarının kullanıldığı, dolayısıyla sapma açılarının

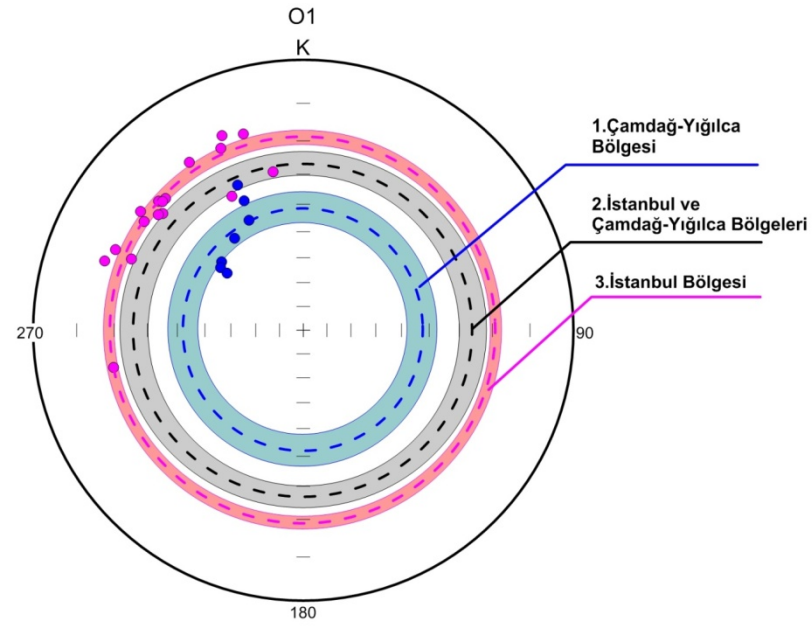
hesaplamalarda ihmal edildiği bir grup ortalamasının elde edilmesi önerilmektedir. Buna göre İstanbul Fragmanı, ayrıca İstanbul ve Çamdağ-Yığılca Bölgeleri için sapma açıları ihmal edilerek elde edilen O1 yaşlı eğim açıları grup ortalamaları ve buna göre hesaplanan istatistiksel parametreleri Şekil 5.5’de ve Tablo 5.1’de verilmiştir. Şekil üzerinde, temsil ettikleri bölgelere göre farklı renklerde verilen halkaların genişlikleri, merkezinde grup ortalama eğim açılarına çizilmiş dairelere ait α_{95} emniyet yarıçaplarına karşılık gelmektedir. Tablo 5.1’den de izlendiği üzere, bölgelerin sapma açıları ihmal edilerek grup ortalamalarına ait elde edilen prezisyon parametreleri ve emniyet yarıçapları değerleri, sapma açıları dahil edilerek Fisher istatistiğinden elde edilenlere göre karşılaştırıldığında, prezisyon parametrelerinde ve emniyet yarıçaplarında iyileşmenin olduğu görölmektedir. Dolayısıyla sonraki aşamada bölgelerin paleoenlemlerinin ve paleomağnetik görünür kutup hesaplamalarında Fisher istatistiğinden elde edilen ortalama sapma açılarının yanında, sapma açıları ihmal edilerek elde edilen grup ortalama eğim açılarının sığlaşma etkisi giderilmiş olan değerlerinin kullanılmasına karar verilmiştir. Buna göre Tablo 5.1’de verilen ve sadece eğim açıları göz önünde bulundurularak elde edilen grup ortalamaların eğim açıları, Bölüm 4.2.3’de farklı iki yöntem ile elde edilen sığlaşma faktörleri değerlerine göre düzeltiltilerek sonuçları yine Tablo 5.1’de verilmiştir.



Şekil 5.3: İstanbul Bölgesi, Çamdağ alanı ve Yığılca alanından seçilen O1 yaşlı mevkilerin stereonet üzerindeki dağılımları ve Fisher grup ortalamaları.



Şekil 5.4: Tüm çalışma alanından seçilen O1 yaşlı mevkilerin stereonet üzerindeki dağılımları ve Fisher grup ortalaması.



Bölge	N	Tektonik Düzeltme Öncesi			Tektonik Düzeltme Sonrası		
		I	k	a95	I	k	a95
1	7	49.2	3.7	30.9	42.6	44.7	6.3
2	24	53.9	2.8	31.6	26.5	22.1	4.9
3	17	51.3	2.5	36.6	19.4	146	2.3

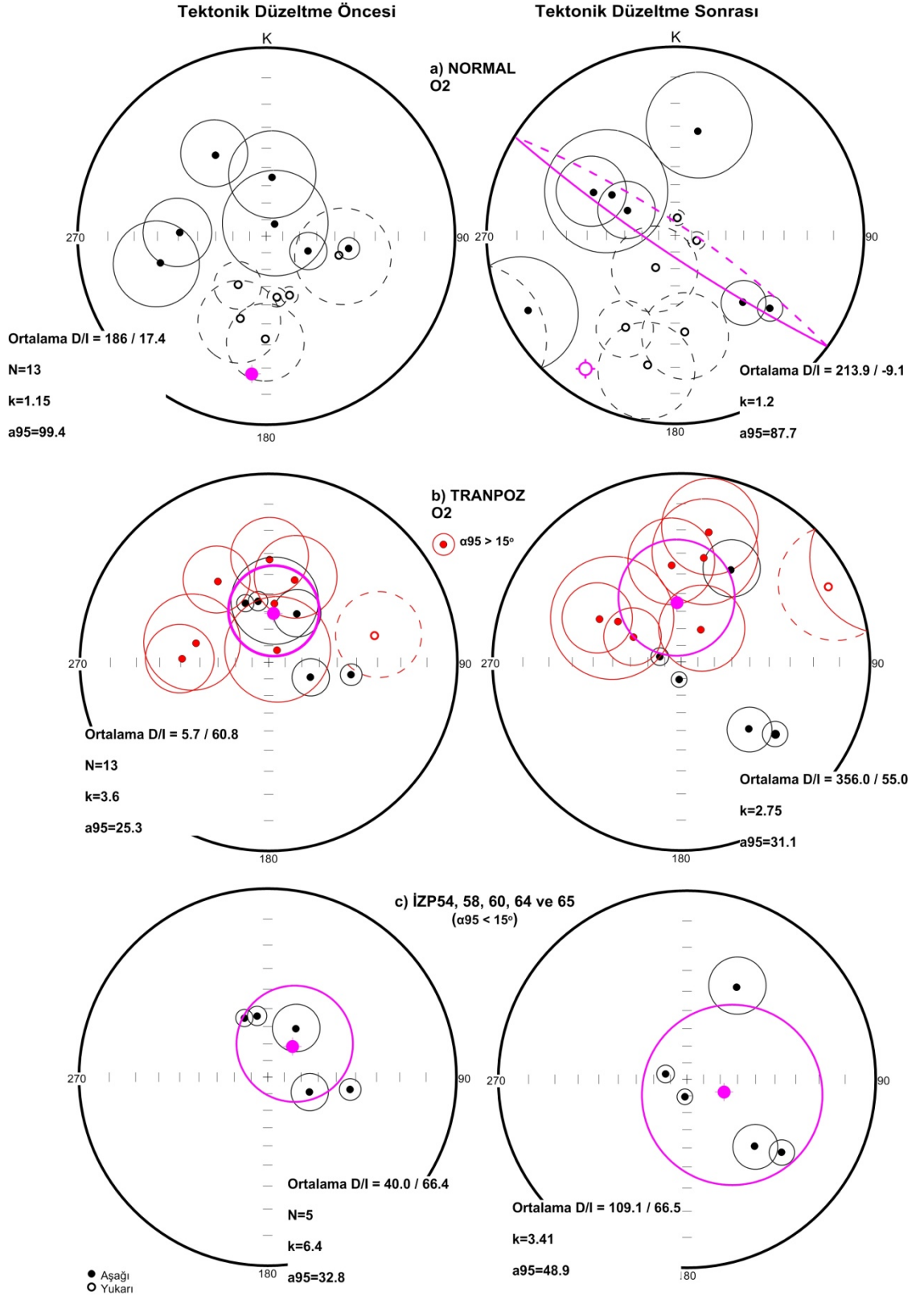
Şekil 5.5: Şekil 5.5. İstanbul ve Çamdağ-Yığılca Bölgelerinden elde edilen O1 yaşlı mevkilerin sadece ortalama eğim açıları verilerinden elde edilen grup ortalamaları ve istatistiği.

Tablo 5.1: O1 yaşlı mevkilerin grup ortalamalarına ait kalıntı miktatsızlanma ve İstatiksel parametreleri ile sığlaşma etkisi giderilmiş ortalama eğitim açıları (1: İstanbul Bölgesi; 2: Çamdağ ve Yığılca Bölgesi; 3: Her iki bölgenin (İstanbul Fragmanı) ortalaması).

Bölge	<i>N</i>	Fisher İstatistiği								Sadece Eğitim Açuları İstatistiği						Sığlaşma Düzeltmesi	
		T.Düzeltilme Öncesi				T.Düzeltilme Sonrası				T.Düzeltilme Öncesi			T. Düzeltme Sonrası				
		<i>D</i>	<i>I</i>	<i>k</i>	<i>a₉₅</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>k</i>	<i>a₉₅</i>	<i>I</i>	<i>k</i>	<i>a₉₅</i>	<i>I</i>	<i>k</i>	<i>a₉₅</i>	<i>f</i>	<i>I_f</i>
1	17	308.4	39.0	5.4	17	313.2	20.7	14.3	9.8	51.3	2.5	36.6	19.4	146	2.3	0.6	30.4
2	7	352.4	54.8	5.4	43.2	332.3	37.3	99.0	9.3	49.2	3.7	30.9	42.6	44.7	6.3	0.78	49.6
3	24	311.4	42.3	4.4	14.0	315.6	27.4	13.8	8.3	53.9	2.8	31.6	26.5	22.1	4.9	0.64	37.9

5.1.2. O2 Yaşlı Mevkilerin Grup Ortalaması

Çalışma alanının İstanbul bölgesi alanından (Şekil 3.2 ve Şekil 3.3) olmak üzere toplam 20 mevkisinden (IZP50-69) O2 yaşlı kuvarsit litolojisindeki sedimanter birimleri örneklenerek bunların 13 tanesinde mevki ortalamaları elde edilebilmiştir (Tablo 4.5). Bu mevkilerin ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları Şekil 5.6'da verilmiştir. Buna göre pozitif ve negatif polaritede eğim açıları elde edilen mevkilerin ortalama vektörlerinde herhangi bir polarite değişimi ile dönüşüm yapmaksızın olan dağılımları (Şekil 5.6.a) incelendiğinde, gerek pozitif eğim açılarına sahip vektörlerin, gerek negatif eğim açılarına sahip vektörlerin kendi içerisinde tektonik düzeltme öncesi dağılımlarının, tektonik düzeltme sonrasına göre daha toplu bir görünüm sergilediği gözlenmektedir. İstatiksel olarak bu negatif ve pozitif eğim açılarına sahip mevkilerin birlikte olan dağılımlarından daha anlamlı bir grup ortalaması elde edebilmek amacıyla, negatif eğim açılarına sahip vektörlerin ters polaritedeki değerleri alınarak yeniden stereonet üzerine iz düşürülmüştür (Şekil 5.6.b). Bu durumda da yine tektonik düzeltme öncesi olan dağılım, tektonik düzeltme sonrasına göre daha toplu, ayrıca günümüz yermağnetik alanı eğim açısına yakın bir grup ortalama eğim açısı vermektedir. Diğer taraftan istatiksel olarak bölgeyi temsil eden güvenilir bir paleomağnetik grup ortalaması elde edebilmek amacıyla, O1 yaşlı mevkilerin seçiminde belirlenen kriterlerin aynıları, bu mevkiler için de göz önünde bulundurulduğunda, 13 adet mevkinin 8 tanesinin (IZP56, 57, 59, 61, 62, 66, 68 ve 69), büyük α_{95} değerlerine sahip olmalarından dolayı değerlendirme dışı bırakılmaları gerektiği görülmektedir (Tablo 4.5). Belirlenen kriterleri sağlayan ve Fisher parametrelerine göre değerlendirmeye alınabilecek diğer kalan 5 mevkinin (IZP54, 58, 60, 64 ve 65) stereonet üzerindeki dağılımlarına bakıldığında (Şekil 5.6.c), bu dağılımın da O2 yaşlı için, güvenilir ve anlamlı bir grup ortalamasını yansıtmayacağı sonucuna ulaşılmıştır. Burada tektonik düzeltme önce dağılımın, tektonik düzeltme sonrasına göre daha toplu olduğu gözlenmektedir. Dolayısıyla İstanbul Bölgesinden elde edilen O2 yaşlı paleomağnetik verilerin hepsinin değerlendirme dışı bırakılmasına karar verilmiştir.



Şekil 5.6: İstanbul Bölgesi O₂ yaşlı mevkilerin stereonet üzerindeki dağılımları ve Fisher grup ortalamaları. a) normal polarite, b) ters polarite ve c) $\alpha_{95} < 15^\circ$ kriterini sağlayan O₂ yaşlı mevkilerin dağılımları ve grup ortalaması.

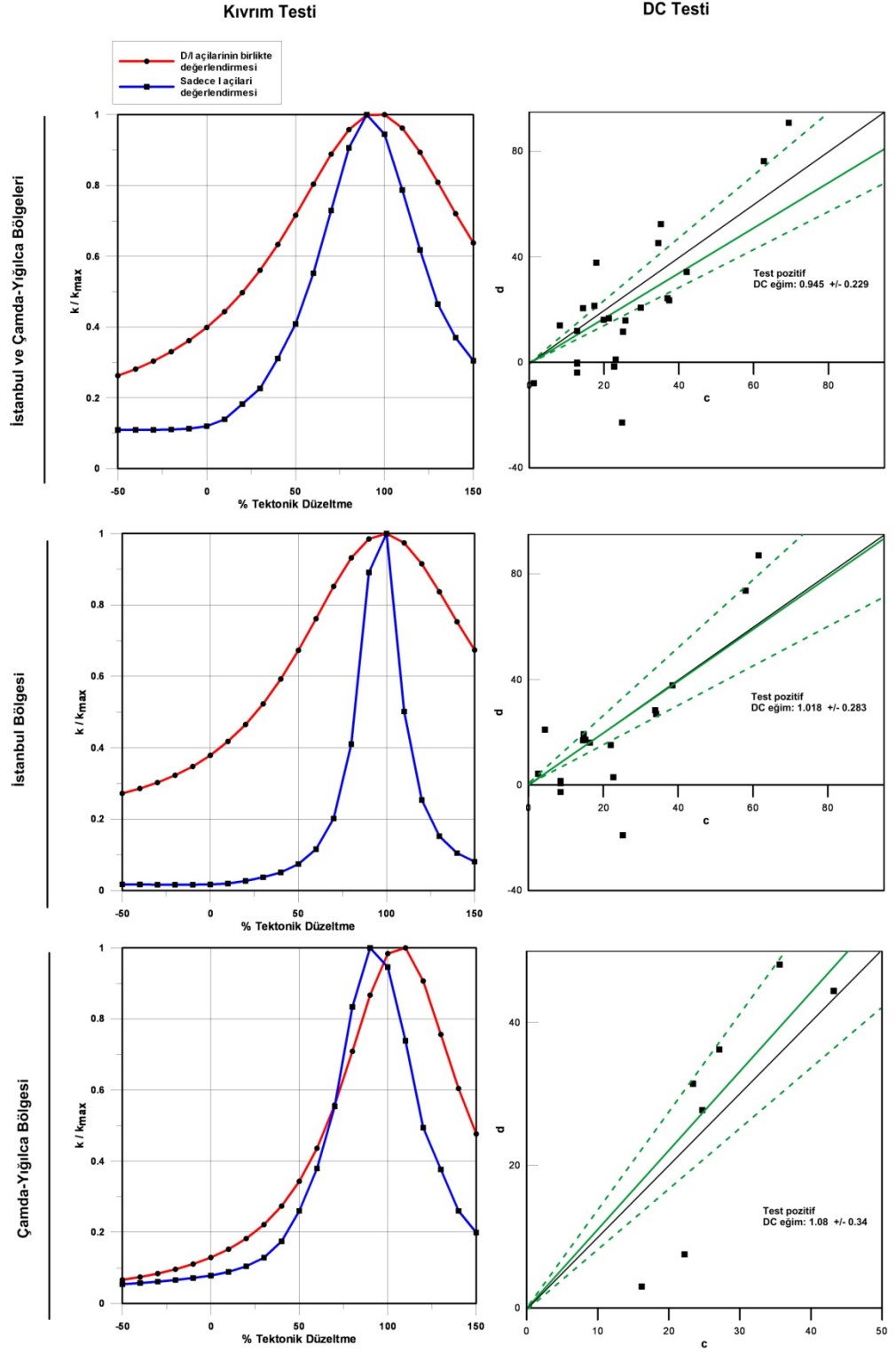
5.2.MIKNATISLANMANIN YAŞI

Paleomağnetik çalışmalar sonucunda elde edilen karakteristik mıknatıslanma yönlerinin kayacın oluşum zamanında kazandıkları orjinal mıknatıslanmalar olup olmadığının belirlenmesi, diğer bir deyim ile elde edilen paleomağnetik verilerin mıknatıslanma yaşının titizlikle sorgulanması, paleomağnetik sonuçlarının güvenilirliğini ilgilendiren ve doğru yorumlamalarında başlıca önem arz eden bir gerekliliktir.

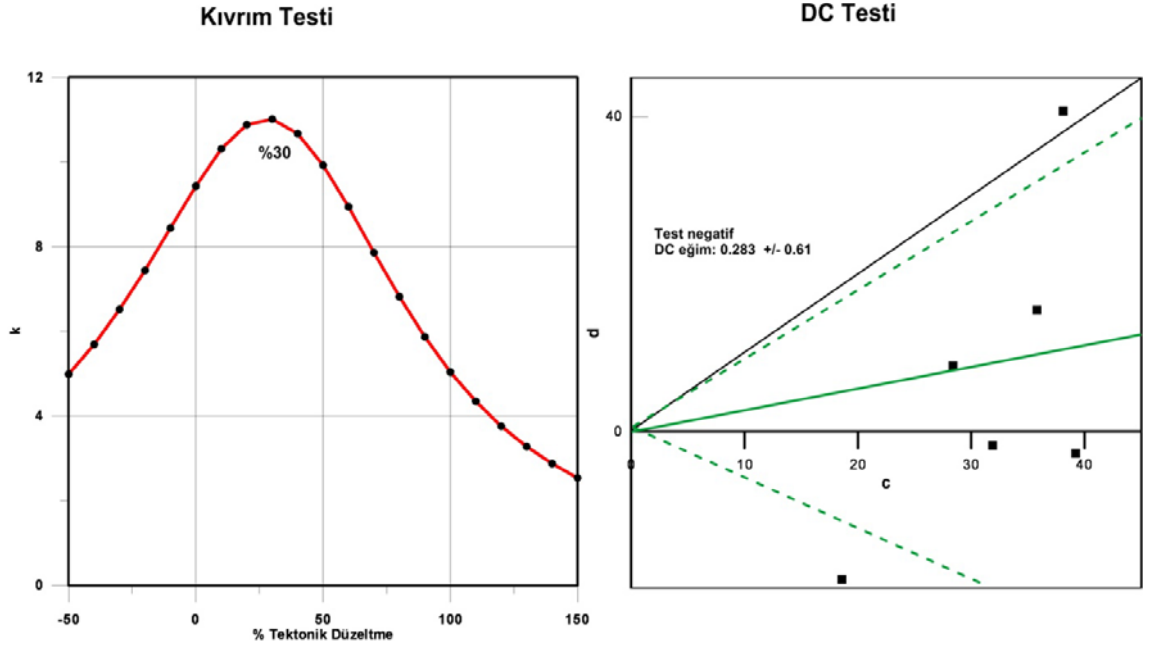
Bu tez çalışmasının araziden örnek toplama aşamasında, arazi koşulları gereği, mıknatıslanmanın orjinalliğinin sorgulanabileceği doğrudan bir kıvrım testi uygulanabilecek bir mevki elde edilememiştir. Ancak aynı stratigrafik birimlerin farklı mevkilerinden elde edilen ve farklı tektonik düzeltme değerlerine sahip mevkilerin rejyonel ölçekteki bir kıvrım testinin uygulanabilirliği, istatistiksel olarak mümkün olmaktadır. Buna göre bu tez çalışmasının O1 yaşlı grup ortalamalarının elde edildiği mevkilerin ortalama kalıntı mıknatıslanma değerleri (Tablo 4.5) ve bireysel tektonik düzeltme değerleri (Tablo 3.1) kullanılarak, Fisher istatistiği verileri için Watson ve Enkin (1993) ve sadece eğim açıları verileri için Enkin ve Watson (1996) tarafından verilen ve tektonik düzeltmelerin farklı yüzdelilerindeki prezisyon parametrelerinin karşılaştırılması esasına dayanan yöntemler ile Enkin (2003) tarafından önerilen DC testi uygulaması olarak farklı iki yöntemde mıknatıslanmaların orjinalliği incelenmiştir. İstanbul bölgesi, Çamdağ-Yığılca bölgesi ve her iki bölgenin verileri birlikte kullanılarak elde edilen sonuçların grafiksel gösterimleri Şekil 5.7'de gösterilmiştir. Buna göre çalışma alanının tüm bölgeleri için, Fisher istatistiğine göre sapma açıları ve eğim açılarının birlikte değerlendirilmesi ile yapılan kıvrım testlerinin sonuçları (kırmızı eğriler) ile sadece eğim açılarının değerlendirilmesi ile yapılan kıvrım testlerinin sonuçları (mavi eğriler) aynı grafik üzerinde gösterilmiştir. Buna göre grafikler üzerinde İstanbul Bölgesi ve Çamdağ-Yığılca bölgesi verilerinin kıvrım testleri sonuçlarından izlendiği üzere en büyük prezisyon parametreleri %90 ve %100 tektonik düzeltmede elde edilmiştir. Diğer yandan aynı bölgelerin DC testinden elde edilen dağılıma geçirilen doğrunun eğimi ise 0.94 değeri ile pozitif bir test sonucunu vermiştir. Dolayısıyla bu bölgeleri temsil eden mevkilerin birlikte değerlendirilmesiyle elde edilen mıknatıslanma yaşlarının, tektonik kıvrımlanmadan önce, kayaçların yaşları ile birlikte gelişmiş orjinal mıknatıslanmaların olduğu söylenebilir. Benzer şekilde sadece İstanbul bölgesini temsil eden mevkilerin ortalama kalıntı mıknatıslanmaları ve tektonik

düzeltilme değerleri kullanıldığında, yine en büyük prezisyon parametrelerinin, her iki değerlendirme tipinde de tektonik düzeltmelerin %100 değerinde elde edilmiştir. DC testi doğrusunun eğimi ise 1 olarak elde edilmiştir. Dolayısıyla İstanbul bölgesi mevkilerin kendi içerisinde de yine orjinal bir mıknatıslanmalara sahip olduğu söylenebilir. Son olarak sadece Çamdağ-Yığılca alanından elde edilen ve grup ortalamalarına dahil edilen mevkilerin sonuçları kullanıldığında, değerlendirme tipine göre %90 ve %110 gibi tektonik düzeltme değerinde maksimum prezisyon parametresine ulaşılmıştır. Dc testine ait sonucunda ise yine 1 değerine yakın bir doğru elde edilmiştir. Dolayısıyla bu bölgenin mevkilerinin kendi içerisindeki kıvrım testleri pozitif sonuçlar vererek O1 yaşını temsil eden orjinal birer mıknatıslanmaları ifade etmektedirler.

İstanbul bölgesi O2 yaşlı mevkilerden elde edilen mevki ortalama paleomağnetik verilerinin kıvrım testlerine ait sonuçları incelendiğinde (Şekil 5.8), bunların en büyük prezisyon parametresinin % 30 tektonik düzeltme değerinde elde edildiği görölmektedir. Yine DC testinden elde edilen doğrunun eğimi 0.28 olarak bulunmuştur. Buna göre İstanbul bölgesi O2 yaşlı mevkilerin karakteristik mıknatıslanmalarının, tektonik kıvrımlanma sonrası kazanılmış, kayaç yaşıyla eş değer olmayan karakterisitik mıknatıslanmaları gösterdikleri belirlenmiştir.



Şekil 5.7: O1 yaşlı mevkilerin kıvrım testleri ve DC doğruları.



Şekil 5.8: O2 yaşlı mevkilerin kıvrım testi ve DC doğrusu.

5.3. İSTANBUL FRAGMANI'NIN ERKEN ORDOVİSİYEN'DEKİ OLASI PALEOCOĞRAFİK KONUMU

5.3.1. İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen Paleokutup Pozisyonları

Kıtaların paleocoğrafik konumunu paleomağnetik verilerden belirleyebilmek için onların paleokutup pozisyonlarının da bilinmesi gerekir. Paleokutup pozisyonlarının hesaplanmasında, kalıntı mıknatıslanmanın eğim ve sapma açılarının yanında örneklerin alındığı konumun enlem ve boylam bilgileri de kullanılmaktadır. Bu çalışmada elde edilen mevkilerin kalıntı mıknatıslanmalarının sapma açıları arasında görülen saçılmalar, Fisher istatistiği kullanılarak ortalama bir eğim açısı hesaplanmasında hatalı sonuçlar üretebilir. Bu nedenle Fisher istatistiği sadece ortalama sapma açısının elde edilmesinde kullanılmıştır. Eğim açılarının ortalaması elde edilirken sapma açıları dikkate alınmamıştır. Son olarak paleokutup pozisyonunu hesaplamadan önce eğim açısındaki sığlaşma etkisinin de giderilmiş olması gerekir. Bu nedenle, paleokutup pozisyonu hesaplamalarında, Fisher ortalama sapma açısı yanında, sığlaşma etkisi düzeltilmiş sadece eğim açıları ortalaması kullanılmıştır. Buna göre Tablo 5.1'de verilen mevki grup ortalama değerleri kullanılarak İstanbul Bölgesini, Çamdağ-Yığılca

Bölgesini ve her iki bölgeyi içine alan İstanbul Fragman'ını temsil eden eden 3 ayrı paleokutup pozisyonu (VGP1, VGP2, VGP3) elde edilmiştir (Tablo 5.2).

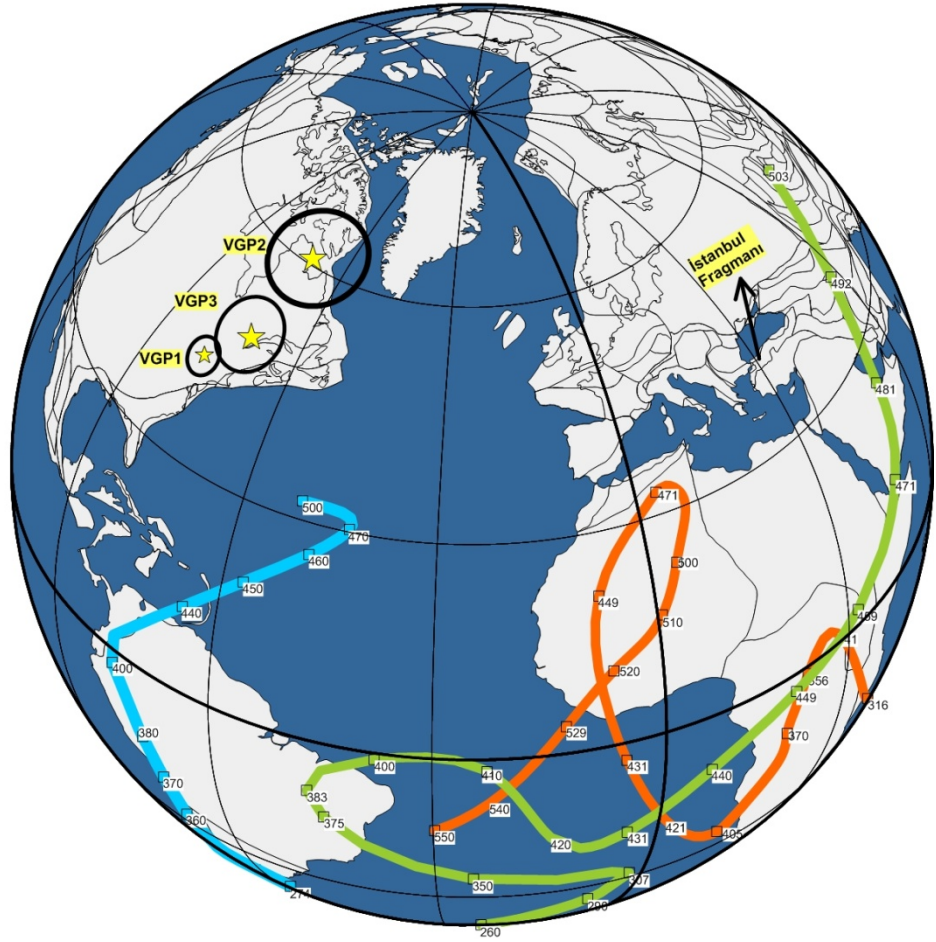
Tablo 5.2: İstanbul Bölgesi, Çamdağ-Yığılca Bölgesi ve İstanbul Fragmanı paleomağnetik verilerinden elde edilen görünür paleomağnetik kutup pozisyonları.

Bölge	Koordinat		Paleokutup		
	Enlem	Boylam	Enlem	Boylam	α_{95}
İstanbul (VGP1)	41	29.5	42.88	282.15	2.3
Çamdağ-Yığılca (VGP2)	41	31.5	65.29	282.02	6.3
İstanbul Fragmanı (VGP3)	41	30.5	47.77	286.46	4.9

İstanbul Fragman'ının Erken Ordovisyen dönemi için hesaplanan paleokutup konumları Şekil 5.9'da verilmiştir. İstanbul Bölgesi ile Çamdağ-Yığılca Bölgesi mevkilerinden elde edilen grup ortalama eğim açılarının birbirlerinden farklılık göstermesi nedeniyle bölgelerin paleokutup pozisyonları da ayrı olarak hesaplanmıştır (VGP1 ve VGP2). Böylelikle, İstanbul Bölgesi ile Çamdağ-Yığılca Bölgesi'nin paleocoğrafik konumlarının karşılaştırılması olanağına sahip olunacaktır. Bu iki bölgenin paleocoğrafik konumlarının aynı olması olasılığını da yansıtabilmek için bölgelerin O1 yaşlı mevkilerinden elde edilen ortalama eğim ve sapma açıları birlikte değerlendirilmiş, dolayısıyla her iki bölgeyi birlikte temsil eden bir başka paleokutup pozisyonu da elde edilmiştir (VGP3). Şekil 5.9 üzerinde sarı yıldızlar ile gösterilen kutup pozisyonlarının güvenlik yarıçapları, onları çevreleyen siyah renkli daireler ile gösterilmiştir. İstanbul Bölgesi'nde grup ortalama hesabına alınan mevki sayısının çokluğu ve mevkilerinin ortalama eğim açıları arasındaki uyumun iyi olması nedeniyle bunlardan elde edilen güvenlik yarıçapı değerinin de düşük olmasını sağlamıştır. Çamdağ-Yığılca Bölgesi'nin grup ortalaması için ele alınan mevki sayısının azlığı ise güvenlik yarıçapı değerinin biraz daha büyük değer olmasına neden olmuştur. Ancak gerek ayrı bölgeler için, gerekse bölgelerin birlikte değerlendirilmesinden elde edilen kutup pozisyonları, paleomağnetik çalışmalarda önerilen güvenilirlik sınırları içerisinde kalmaktadır.

Jeolojik zamanlar boyunca yer değiştirmiş ve günümüz konumuna gelmiş bir kara parçasının kayaçlarından elde edilen paleomağnetik görünür kutup pozisyonları, kara parçasının ilgili kayaç yaşındaki paleoenlem bilgisini içermekte fakat paleoboylamı

konusunda bir bilgi taşımamaktadır. Şekil 5.9 üzerinde, İstanbul Fragman'ının Erken Ordovisiyen dönemi için elde edilen paleokutup pozisyonlarının diğer kıtalardan elde edilen paleo kutup pozisyonları ile bir karşılaştırmasının yapılabilmesi için, İstanbul Fragmanı'nın çevresinde olabilecek Baltık, Sibirya ve Gondwana gibi ana kıtalarının 250-500 My aralığındaki paleokutup dolanım eğrileri de gösterilmiştir. Erken Ordovisyen yaşını 490 My olarak ele alırsak, İstanbul Fragmanı için elde edilen paleokutup pozisyonu enlemlerinin, Baltık kıtasının o dönemdeki paleokutup enlemlerine yakın olduğu görülmektedir. Ancak, bu iki kıta arasında 120 dereceye varan bir boylam farkı bulunmaktadır. Bu fark, kıtaların günümüzdeki konum farklılığından kaynaklanabileceği gibi kendi eksenleri etrafındaki rotasyonlarından da kaynaklanabilir. İstanbul Fragmanı'nından elde edilen paleokutup pozisyonlarının boylam açıları, Sibirya kıtası ile hemen hemen aynı olmasına rağmen enlem açılarında 15-30° arasında bir farklılık görülmektedir. İstanbul Fragmanı paleokutuplarının Gondwana kıtasına ait paleokutup pozisyonu ile karşılaştırılırsa, birbirlerine göre hem enlemsel hem de boylamsal farklılıkların olduğu görülmektedir. Ancak günümüzde ayrı konumlarda bulunan kara parçalarının tek bir yaşı için elde edilen paleokutup pozisyonlarının karşılaştırılması ile, bunların jeolojik dönemde bir arada bulunduğu veya günümüze birlikte hareket ederek yerdeğiştirdiği bilgisi kesin bir bilgi olarak söylenemez. Eğer İstanbul Fragmanı'nın paleozoyik dönemdeki bütün kayaç birimlerine ait paleokutup pozisyonları biliniyor olsaydı, İstanbul Fragmanı için bir paleokutup dolanım eğrisi elde edebilir ve bunları diğer kıtaların paleokutup dolanım eğrileriyle karşılaştırılması yapabilir. Dolayısıyla göreceli olarak diğer kıtalara göre olan konumları ve yerdeğiştirmesinin evrimi hakkında daha fazla bilgi edinilmesi olanaklı olurdu.



Kutup Dolanım Eğrileri:

— Sibirya — Baltık — Gondwana

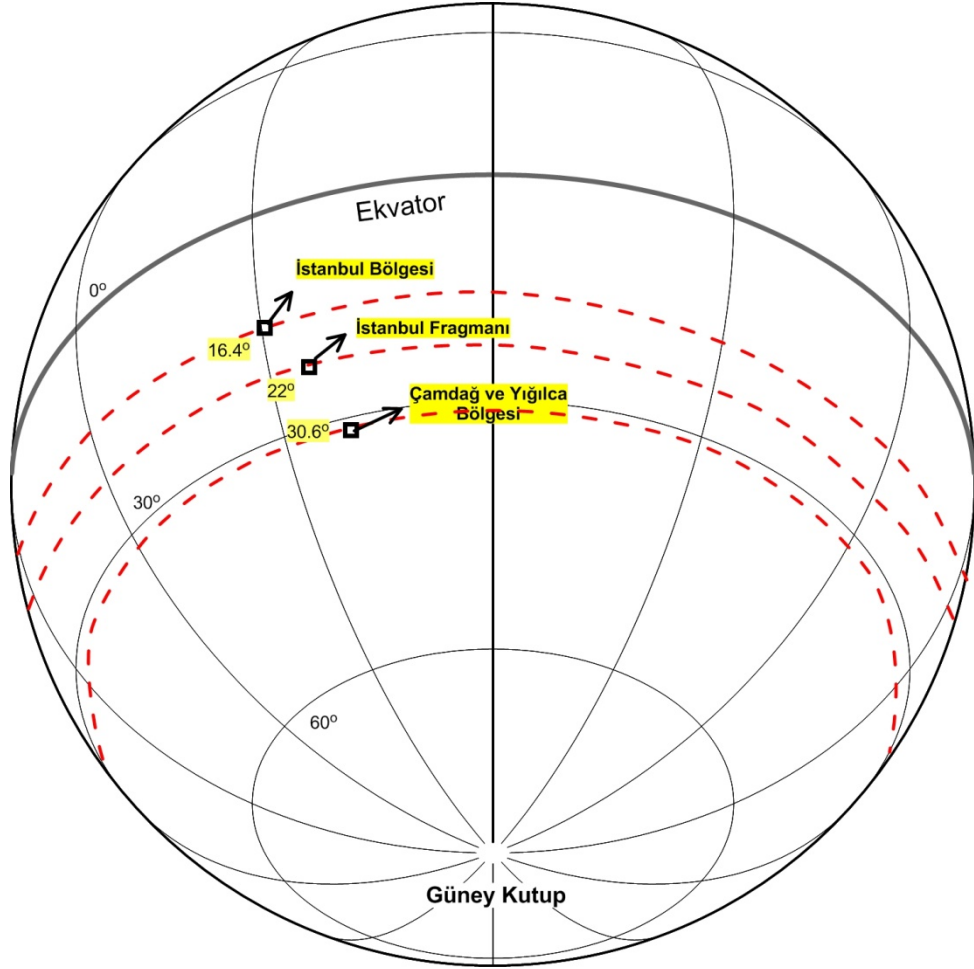
(Kutup Dolanım Eğrileri Torsvik ve Smethurst (1999) tarafından verilen GMAP programının 2012 versiyonundan alınmıştır)

Şekil 5.9: İstanbul Fragmanı için elde edilen görünür kutup pozisyonları ve diğer ana kıtaların kutup dolanım eğrileri (VGP1: İstanbul Bölgesi, VGP2: Çamdağ-Yığılca Bölgesi, VGP3: İstanbul Fragmanı için elde edilen paleokutupları gösterir).

5.3.2. İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen Paleoenlemleri

Jeolojik zamanlar boyunca hareket etmiş ve günümüz konumuna gelmiş bir kara parçasının kayaçlarından elde edilen paleomağnetik görünür kutup pozisyonları, jeolojik geçmişten günümüz konumuna olan enlemsel yerdeğiştirmenin bir göstergesidir. Dolayısıyla görünür kutup pozisyonları kullanılarak kıtaların geçmişteki konumlarına indirgenmesi, sadece enlemsel olarak gerçekleştirilebilmektedir. Tablo 5.2'de elde

edilen paleokutup pozisyonları kullanılarak İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen paleoenlemlerine indirgenmiş konumları Şekil 5.10'da gösterilmiştir.



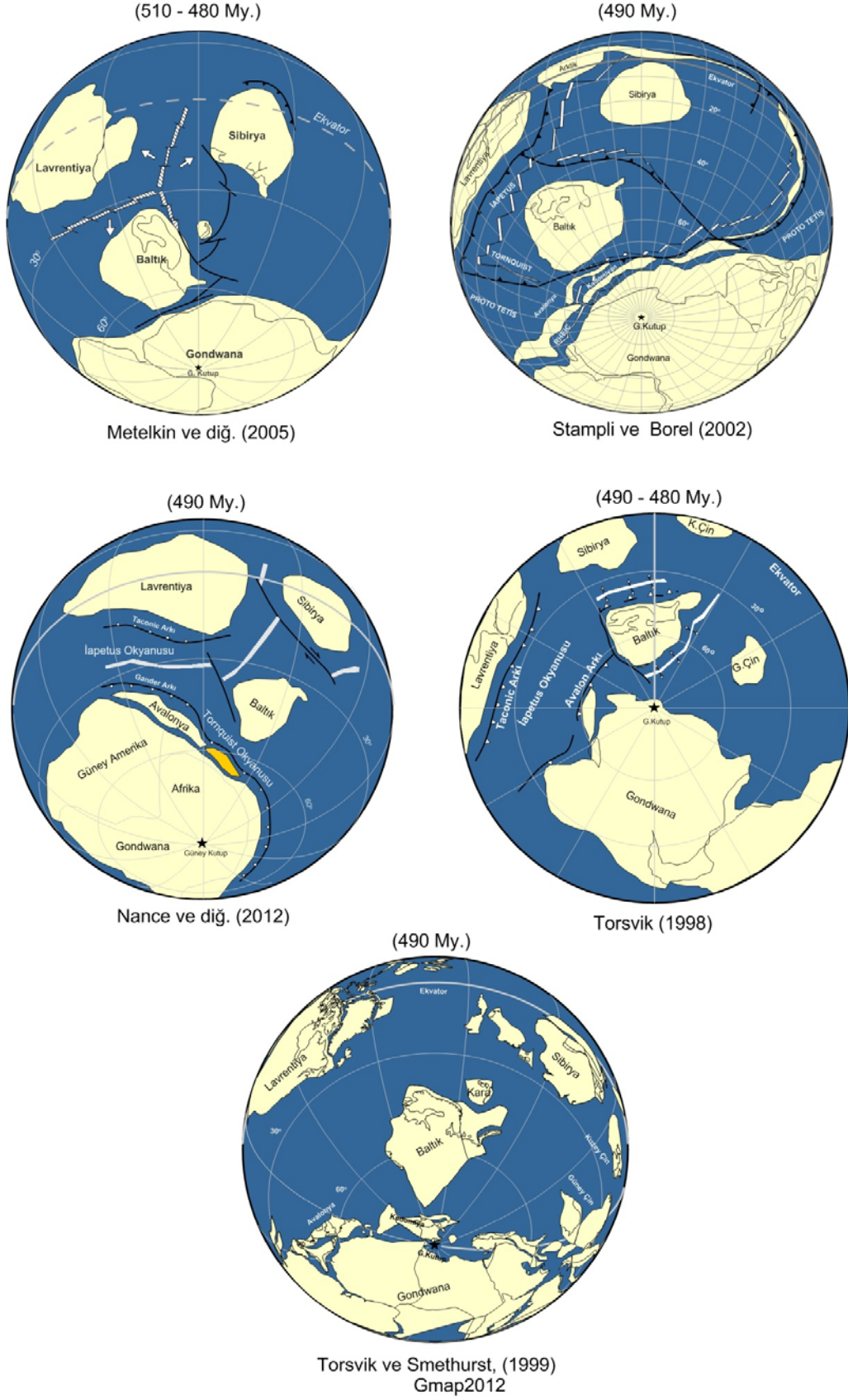
Şekil 5.10: İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen dönemdeki paleoenlemleri.

Paleomağnetik çalışmalar ile kıtalardan elde edilen paleoenlem bilgileri, kayacın ilk oluştuğu andaki yer mağnetik alanın polaritesine ve hangi yarım küreye ait oluştuğuna bağlı olarak iki farklı olasılık gösterir. Örneğin, İstanbul Fragmanı'ndan elde edilen 16°, 22° ve 31° paleoenlemler ya kuzey yarım kürede yada güney yarım kürededir. Ancak, Ordovisiyen dönemde dünya kıtalarının büyük bir kısmı güney yarım küredeydi. Buna göre İstanbul Fragmanı'nın tek başına kuzey enlemlerinde bulunması jeolojik olarak anlamsız olacaktır. Dolayısıyla elde edilen paleoenlemler, güney yarım kürede olmalıdır. İstanbul Fragmanı'nın İstanbul Bölgesi, Yığılca-Çamdağ Bölgesi'nden ekvatora daha yakın olduğu görülmektedir. İstanbul Fragmanı bir çok çalışmada (Chen ve diğ. 2002; Ustaömer ve diğ. 2005; Kalvoda 2001; Kalvoda ve diğ. 2003; Oczlon ve diğ. 2007;

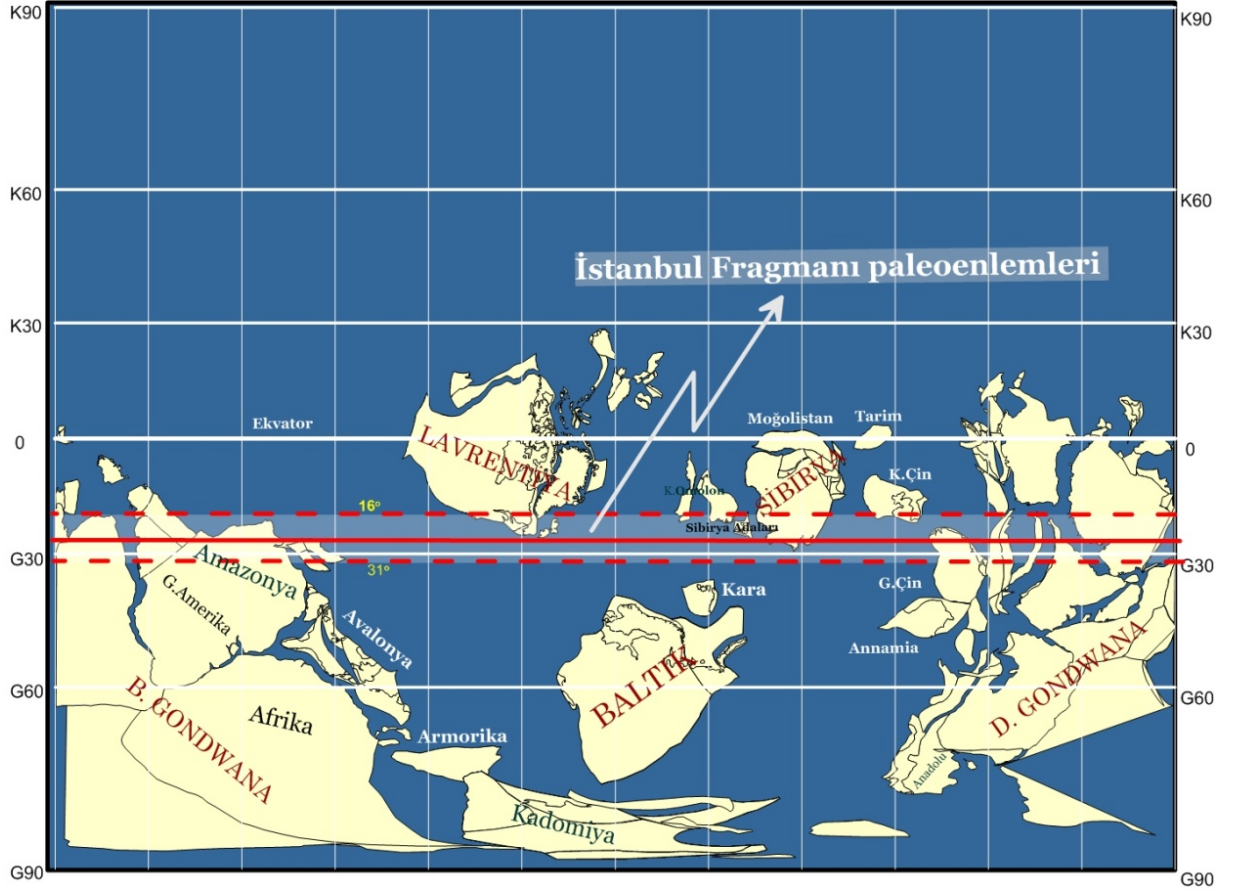
Winchester ve diğ. 2006; Bozkurt ve diğ. 2008; Yanev ve diğ. 2006) güney kutbuna yakın 60°-80° enlemlerindeki kıtalarda bulunduğu ifade edilmektedir. Ancak bu tez çalışmasında, İstanbul Fragmanı ekvatorial bölgeye daha yakın, İstanbul Bölgesi için 16° G. ve Çamdağ-Yığılca Bölgesi için 31° G. enlemlerinde olduğu bulunmuştur. Görür ve diğ. (1997), İstanbul alanındaki Paleozoyik istifin, doğusundaki Paleozoyik istife göre farklı paleo-batimetrik özellikler sergilediğini belirtmişlerdir. Bu araştırmacıların çalışmasında verilen bilgilere göre İstanbul alanındaki Paleozoyik istif, uzun süreli durağan bir dönemden sonra Orta veya Geç Devoniyen'den Karbonifer'e kadar giderek derinleşen bir ortamı karakterize etmektedir. Bu süreçte çökelme ortamı derinleşen bir basene dönüşmektedir. Visean (Orta Karboifer)'da süren siyah radyolarit çökeli mi ardından hızlı siliklastik türbiditlerin birikimi ile ortam sığlaşmıştır. Oysa İstanbul alanının doğusunda, Amasra-Zonguldak bölgesindeki Geç Paleozoyik sedimanterlerde böyle bir değişim görülmemektedir. Buradaki istif kesintisiz olarak sığ denizel bir ortamı karakterize etmiştir (Görür ve diğ. (1997). Yine Göncüoğlu ve Kozur (1998) İstanbul ve Zonguldak zonları arasında Silüriyen-Alt Devoniyen yaşlı birimlerdeki farklılıklara dayanarak İstanbul Zonu'nun bu dönemde bir şelf alanı olduğunu, Zonguldak Zonu'nundaki çökelmenin ise bir okyanus kenarına yakın alanlarda geliştiğini söylemişlerdir. Yanev ve diğ. (2006), İstanbul Zonu ve Zonguldak Zonu arasındaki stratigrafik farklılıkları vurgulayarak bunların kökense l olarak ayrı birer fragman olması gerektiğini belirtmişlerdir. Bu tez çalışmasından İstanbul Bölgesi ve Çamdağ-Yığılca Bölgesi için elde edilen farklı paleoenlemler, bu araştırmacıların görüşleri ile uyumlu olmaktadır. Sayar ve Cocks (2013) İstanbul bölgesindeki Erken Paleozoyik istifte yaptıkları çalışmada, Orta Ordovisiyen faunalar bulmuşlar ve bu faunaların ılık sulara ait olduğunu belirtmişlerdir. Aynı araştırmacılar, İstanbul Fragmanı için söylenenlerin aksine, yüksek enlemlerde değil, daha düşük enlemlerde olması gerektiğini (40° G enlemi) ifade etmişlerdir. Bu tez çalışmasında İstanbul Fragmanı için elde edilen ekvatora yakın enlemler, bu araştırmacıların görüşleri ile uyumlu olmaktadır.

İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen'de acaba paleocoğrafik konumu neredeydi ? Çevresinde hangi kıtalar bulunmaktaydı? Bu soruların cevabını verebilmek için dünyanın, diğer kıtalarının Erken Ordovisiyen'deki paleocoğrafik konumlarının da biliniyor olması gerekir. Böylece dünyanın Erken Ordovisiyen'deki bu

paleocoğrafyasında İstanbul Fragmanı için bu tez çalışmasından elde edilen paleoenlemlerde konumlanmış diğer kıtalar belirlenebilir. Dünyamızın Paleozoyik'teki kıtaların konumunu veren bir çok çalışma (Metelkin ve diğ 2005; Stampfli ve Borel, 2002; Torsvik 1998; Nance ve diğ. 2012) bulunmaktadır. Şekil 5.11'de bu modellerin bazıları görülmektedir. Verilen paleocoğrafya modellerinde görüleceği üzere Lavrentiya ve Sibirya Erken Ordovisiyen'de ekvator enleminde ve Baltık ise, onların daha güneyinde yer almaktadır. Birçok çalışmanın Erken Ordovisiyen paleocoğrafya modelleri genel olarak birbirleri ile benzerdirler. Bu çalışmada, ilk olarak Torsvik ve Smethurst (1999) tarafından verilen ve daha sonraki versiyonlarında diğer araştırmacıların çalışmalarına da yer verilerek geliştirilen GMAP programındaki paleocoğrafya modellerinin (GMAP2012) kullanılması tercih edilmiştir. Söz konusu modeller çeşitli araştırmacılar tarafından da yaygın olarak kullanılmaktadır. Buna göre Şekil 5.12'de, İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen dönemi paleocoğrafyasındaki enlemsel olarak sınırlandırıldığı olası konumlar kesikli çizgiler ile gösterilmiştir. Şekil incelendiğinde İstanbul Fragmanı; Lavrentiya, Sibirya, Tarım, K. Çin, G. Çin, Kara Bloğu, Baltık, Avalonya ve Amazon kıtalarının yakınılarında olabileceği görülür. İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen'deki yerinin belirlenebilmesi için boylamsal bir sınırlamanın da yapılması gerekir. Bu nedenle başka verilere de ihtiyaç vardır.

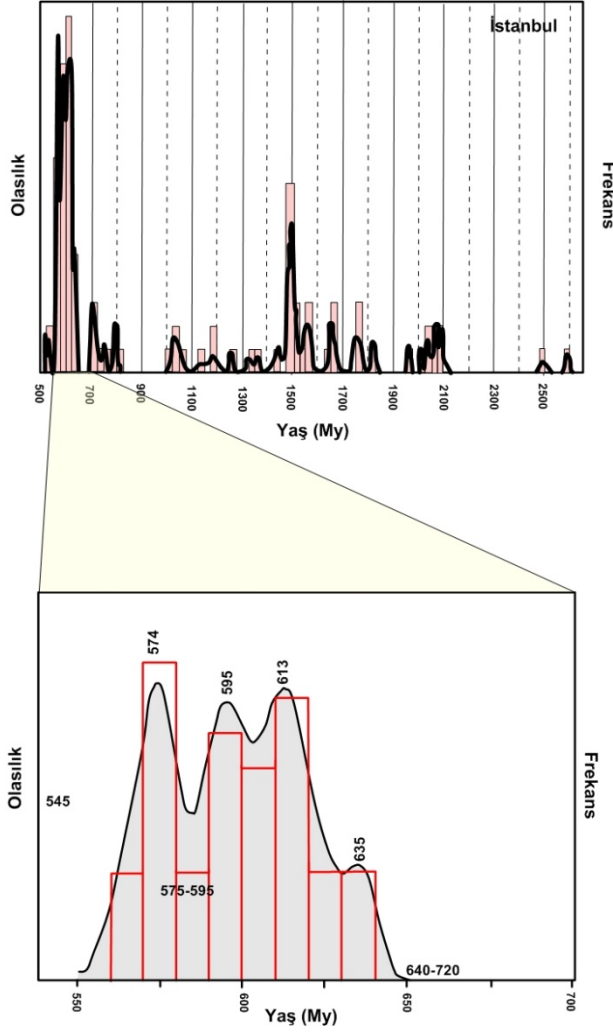


Şekil 5.11: Erken Ordovisiyen dönemdeki dünya paleocoğrafya modelleri.



Şekil 5.12: İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen dönemi dünya paleocoğrafyası üzerindeki olası konumları (Ordovisiyen dönemi paleocoğrafyası Torsvik ve Smethurst (1999) tarafından verilen GMAP programının 2012 versiyonundan alınmıştır).

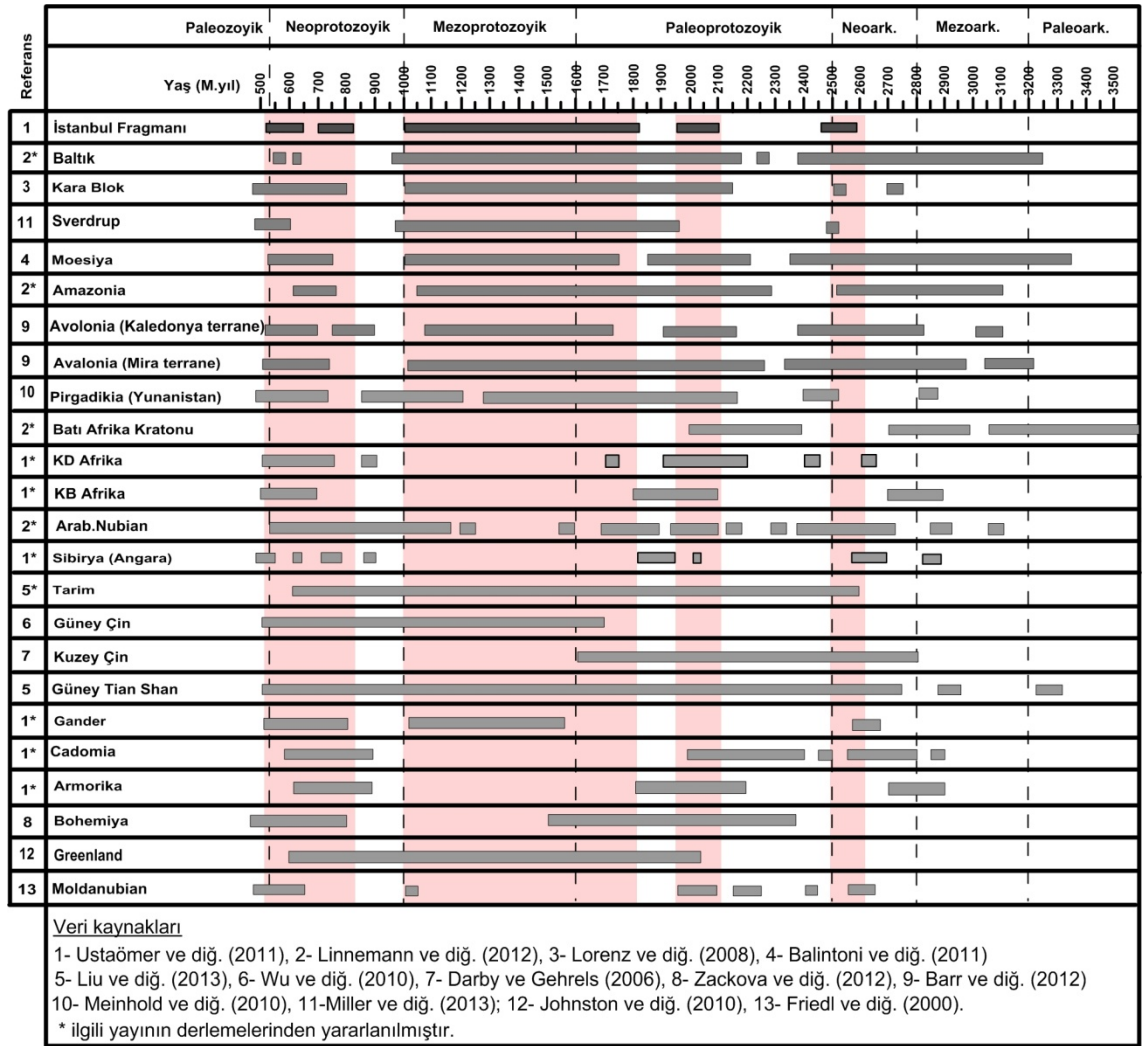
Son zamanlarda yaygın olarak yapılan çalışmalarda, sedimanter kayaların içindeki çökelen malzemenin zirkon yaşları belirlenerek sedimanter kayaçlara kaynak olabilecek kıtalar hakkında bilgi elde edilmektedir. Bu amaç kapsamında Ustamömer ve diğ. (2011), İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen kuvarsitlerinden 99 adet zirkon ayırtlayarak onların yaş dağılımlarını vermişlerdir (Şekil 5.13).



Şekil 5.13: İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen yaşlı kuvarsit birimlerinden elde edilen zirkon yaş dağılımları (Ustaömer ve diğ., 2011'den sadeleştirilerek çizilmiştir).

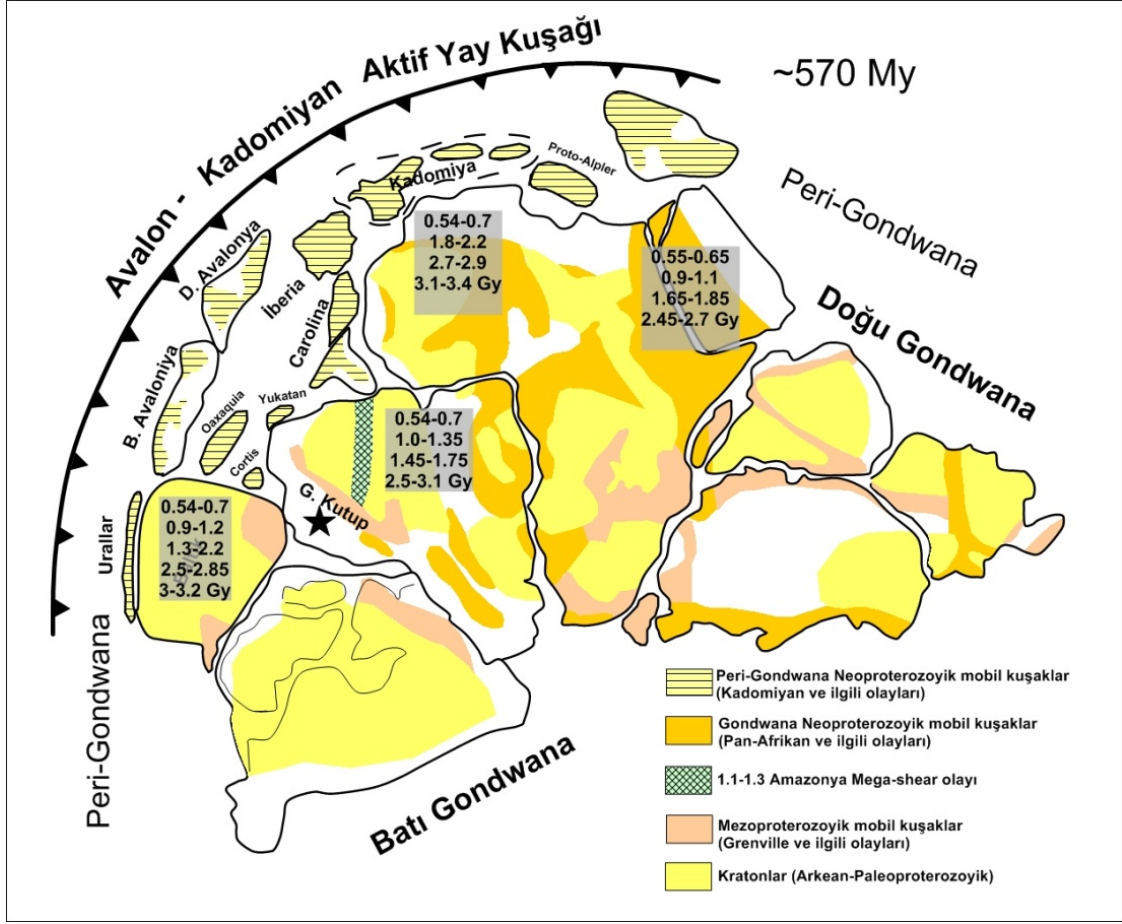
İstanbul Fragmanının kuvarsitlerinden elde edilen zirkon yaş spektrumu Geç Neoprotozoik (574, 595, 613 ve 630 My) ile Grenvillian ve Meso-Paleo Protozoik (1.0-1.2, 1.3-1.6, 1.7-1.8 ve 1.9-2.1) yaşlarında pikler vermektedir. Bu bilgiler, bu çalışmada paleomağnetik veriler ile Erken Ordovisiyen paleocoğrafyasında enlemsel yeri bulunan İstanbul Fragmanı'nın, olası boylamsal yerinin de bulunmasında bize yardımcı olabilir. Bunun için İstanbul Fragmanı'nın paleomagnetik sonuçlarından elde edilen Erken Ordovisiyen paleocoğrafyasındaki olası yerlerine yakın kıtalardan (Şekil 5.12) elde edilen zirkon yaş spektrumları ile İstanbul Paleozoyiği'nin zirkon yaş spektrumunu karşılaştırabiliriz. Böylelikle İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen paleocoğrafyasında enlemsel yerinin yanında en olası boylamsal yerini belirleyebiliriz.

Bu amaç doğrultusunda böyle bir karşılaştırmayı yapabilmek, İstanbul Fragmanı'ndan elde edilen zirkon yaş spektrumu ile dünya üzerinde değişik kıtalardan elde edilmiş zirkon yaş spektrumlarında gözlenen piklerin bulunduğu yaşlar, dikdörtgen prizmalar ile temsil edilerek aynı şekil üzerine çizilmiştir (Şekil 5.14). Ayrıca İstanbul Fragmanı ile diğer kıtaların korelasyonunu görsel olarak kolaylaştırmak için, İstanbul Fragmanı'nın zirkon yaş aralıklarını temsil eden dikdörtgenlerin yerleri tüm grafik üzerine gölgelendirilerek izdüşürülmüştür.



Şekil 5.14: İstanbul Fragmanı ile diğer kıtaların zirkon yaş spektrumlarının karşılaştırılması.

İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen yaşlı kuvarsitlerinden elde edilen 574-613 My aralığındaki zirkon yaş dağılımları, İstanbul Fragmanı'ndaki birimlerin Peri Gondwana kökenli, Avalonya-Kadomiyen mağmatik yayından geldiğini göstermektedir (Ustaömer ve diğ., 2011). Şekil 5.15'de Linnemann ve diğ. (2004) verdiği 570 My öncesine ait paleocoğrafyaya bakıldığında da bölgede yaklaşık 5000 km uzunluğunda Kadomiyen-Avalonya mağmatik yay kuşağının varlığı da görülmektedir. Bu yayın ardında Peri-Gondwana kökenli Avalon ve Kadomiyen kara toplulukları bulunmaktadır. Dolayısıyla Avalon ve Kadomiyen kara topluluklarının bu yaş aralığında gelişen mağmatizma artışına bağlı olarak oluşan zirkonlarının sayılarında bir yığılma olmaktadır. Linneman ve diğ. (2004) tarafından yapılan çalışmada Baltık kıtası için, Avalon-Kadomiyen mağmatik yayından kaynaklanan zirkon yaşlarının varlığı bildirilmemişti. Ancak, daha sonra Drost ve diğ. (2010) tarafından yapılan çalışmada, Baltık kıtası için de bu aralıkta zirkon yaşlarının varlığı göstermişlerdir. Verilen bu sonuçlara göre peri Gondwana kökenli Baltık kıtası ile İstanbul Fragmanı'nın bu zaman aralığındaki Zirkon yaş dağılımları da uyumlu olmuştur. Diğer yandan, Kuzey Çin, Güney Çin, Tarım ve Greenland kıtalarına ait zirkon yaş spektrumlarına (Şekil 5.15) bakıldığında, kabaca 570-630 My aralığında, İstanbul Fragmanı'nakine benzer bir zirkon yaş dağılımları görülmemektedir. Örneğin Kuzey Çinde 1600 My'a kadar hiç bir zirkon yaş dağılımı bulunmazken Güney Çinde tam tersine yaklaşık 1700 My'a kadar bir zirkon yaşı dağılımı bulunmakta, ancak daha ileriki yaşları temsil eden zirkonlarının varlığı görülmemektedir. Buna göre İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen dönemde bu kıtaların yanında olmadığını göstermektedir. Yine Şekil 5.14'e bakıldığında, Kadomiyen kıta topluluklarında 1000-1600 My arası zirkon yaş dağılımları görülmemektedir. Ancak, İstanbul Fragmanı için elde edilen zirkon yaş spektrumunda ise Grenvillian ve Meso-Paleo Protozooyik (1.0-1.2, 1.3-1.6, 1.7-1.8 ve 1.9-2.1) yaşlarında pikler görülmektedir. Buna göre Ustaömer ve diğ. (2011), İstanbul Fragmanı'nın Kadomiyen kökenli olmadığını, Erken Ordovisiyen'de Amazon kıtasına yakın, Gondwana'nın kuzey doğusunda bir konumda olabileceğini belirtmişlerdir.



Şekil 5.15: 570 milyon yıl öncesi Avalon-Kadomiyen aktif mağmatizma kuşağı ve kıtaların bu kıtaların paleocoğrafyadaki konumları (Bahlburg ve diğ. (2010)'dan değiştirilerek çizilmiştir). Kıtalar üzerinde verilen sayılar, jeolojik birimlerinden elde edilen zirkon yaş değerlerini göstermektedir.

Sonuç olarak İstanbul Fragmanı'nın Ordovisiyen yaşlı kuvarsit birimlerinden elde edilen zirkon yaş spektrumu ile diğer kıtalardan elde edilen zirkon yaş spektrumlarının karşılaştırılması neticesinde, İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen'de Avalon ve Baltık kıtalarına daha uyumlu olduğu, dolayısıyla Erken Ordovisiyen dönemdeki paleocoğrafyada, bu kıtaların boylamlarına yakın yerler ile sınırlanabileceği sonucuna ulaşılmıştır. Buna göre İstanbul Fragmanı ile ilgili iki adet olası model sunulmuştur.

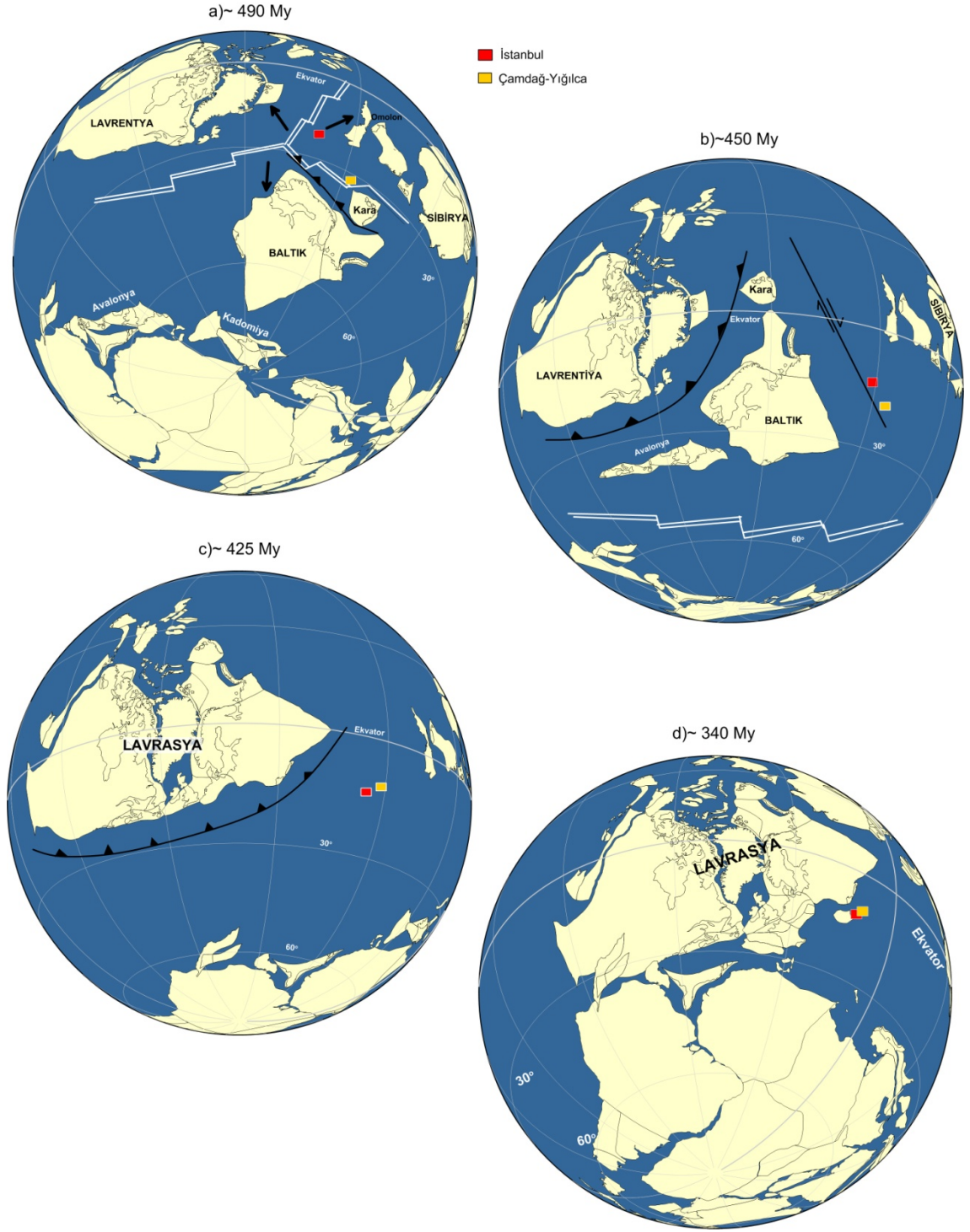
Model-1

İstanbul Fragmanı, Erken Ordovisiyen paleocoğrafyasında, Baltık kıtasının hemen kuzeyinde yer almaktadır. İstanbul Fragmanı'nın zirkon yaş spektrumlarının (Şekil 5.14) Baltık ve Kara Bloğu ile benzerlikler göstermesi ve bu tez çalışmasındaki paleomağnetik çalışmalarından ekvatora yakın paleoenlem değerlerinin elde edilmiş olması, ayrıca Evans ve diğ. (1991) ve Hisarlı ve diğ. (2006) çalışmalarındaki Silüriyen-Devoniyen yaş aralığında elde ettikleri paleoenlemlerin de ekvatorial bölgede olması, bu modelin temel gerekçesini oluşturmaktadır. Bu tez kapsamında üzerinde paleomağnetik çalışmaların gerçekleştirildiği İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen yaşlı arkozik birimleri, karasal çökel ortamında bir riftleşme ürünü olarak oluşmuşlardır. İstanbul Paleozoyik istifini aynı zamanda, Atlantik tipi, güneye bakan pasif bir kıta kenarı olarak yorumlanmaktadır (Abdüsselamoğlu, 1977). Buna göre İstanbul Bölgesi (16° G) ve Yığılca-Çamdağ Bölgesi (31° G) Erken Ordovisiyen'de riftleşerek Baltık ve Kara Bloğu'ndan ayrılmıştır (Şekil 5.16.a). Bu arada Avalonya, Gondwana'dan riftleşerek İapetus okyanusunu kapatmaya ve Rheic okyanusunu da açmaya başlamıştır. Erken Silüriyen'de Baltık kıtası ile birlikte kuzeye doğru Lavrentiya'ya yaklaşırken, İstanbul Fragmanı bir transform fayla hareketini sınırlamıştır (Şekil 5.16.b). Avalonya ve Baltık, geç Silüriyen'de Lavrentiya ile çarpışarak Kaledonya orojenezini oluşturmuştur (Şekil 5.16.c). Diğer taraftan İstanbul Fragmanı bu çarpışmadan etkilenmiyerek Sibiry'a'nın güney batısında yer almıştır. O zamanlarda İstanbul Fragmanı sığ denizel bir ortam içinde bulunmaktaydı. Üst Devoniyen'den itibaren İstanbul Paleozoyiği'nin bulunduğu ortam giderek derinleşerek derin denizel kireçtaşlarının çökmesine neden olmuştur. Bu arada Lavrasya doğuya doğru hareketini sürdürürken İstanbul Fragmanı batıya, Lavrasya'ya doğru hareket ederek Geç Karbonifer'de Lavrasya'nın Baltık kısmına çarpmış olması gerekir (Şekil 5.16.d). Çünkü İstanbul Fragmanı'nda ilk deformasyon, Geç Karboniferde olmuştur (Okay ve diğ., 2006). Eğer İstanbul Fragmanı Avalonya'dan riftleşmiş olsaydı, Geç Silüriyen'deki Kaledonya orojenezinden etkilenerek bu çarpışmaya ait jeolojik izleri gösteriyor olmalıydı. Oysa, Avalonya ve Baltığın Lavrentiya'ya çarptığı dönemde, İstanbul Paleozoyiği'ndeki sedimantasyon devam ediyordu ve hiç bir deformasyon oluşmamıştı. Diğer yandan eğer İstanbul Fragmanı, her ne kadar zirkon yaşları bakımından Kadomiyen toplulukları ile aralarında uyum olmasada, bu kısımlardan riftleşmiş olsaydı, Üst Devoniyen'de Baltık ile çarpışarak

deformasyona uğramış olmalıydı. Oysa Üst Devoniyen'de İstanbul Fragmanı'nda kesintisiz derin denizel kireç taşları çökelmekteydi. Ayrıca Geç Ordovisiyen'de Kadomiyen kıtalarında buzullaşma etkileri görülürken, İstanbul Fragmanı'nda böyle bir etki izlenmemektedir (Ustaömer ve diğ., 2011).

Model-2

İkinci modelde İstanbul Fragmanı, Erken Ordovisiyen'de Amazonya civarında Gondwana'dan riftleşir (Şekil 5.17). Aynı anda Avolonya topluluğu da Gondwana'dan riftleşerek, İapetus Okyanusu kapanmaya ve Rheic okyanusu açılmaya başlar. İstanbul Fragmanı, Geç Silüriyen'de Avalonya ve Baltık kıtalarının Lavrentiya'ya çarpıncaya kadar olan süreçte kuzey doğultuda hareketini sürdürmüş, ancak daha sonra sağ yönlü doğrultu atımlı faylarla doğuya doğru hareket ederek Geç Karbonifer'de Lavrasya ile çarpışmıştır. Fernandez-Suarez ve diğ. (2002), Kuzey Gondwana'dan riftleşen bazı topluluklarının doğrultu atımlı faylarla doğuya, Kadomiyen topluluklarına doğru göç ettiğini ifade etmişlerdir. Ustaömer ve diğ. (2011) İstanbul Fragmanı'nın da Batı Amazonya'dan kuzeybatı Afrikaya doğru sağ yönlü bir faylanma ile yer değiştirmiş olabileceğini belirtmişler. Kadomiyen topluluklarında görülen Geç Ordovisiyen dönemi buzullaşma etkilerininin İstanbul Fragmanı'ndaki birimlerde görülmemesi ise, İstanbul Fragmanı'nın Kadomiyen topluluklarına göre daha erken bir zamanda riftleşmiş olması gerektiği ile açıklanmıştır. Ancak, Evans ve diğ. (1991) ve Hisarlı ve diğ. (2006) tarafından yapılan paleomağnetik çalışmalarda, İstanbul Fragmanı'nın Geç Silüriyen ve Üst Devoniyen'de dünyanın 10-20° G enlemlerinde olduğu ifade edilmiştir. Dolayısıyla İstanbul Fragmanı'nın doğuya doğru sağ yönlü faylarla olan yer değiştirmesi, bu enlemler arasında gerçekleşmiş olmalıdır.



Şekil 5.16: İstanbul Fragmanı'nın Paleozoyik dönem paleocoğrafyasında Model-1 ile açıklanan olası konumları (paleocoğrafyalar Torsvik ve Smethurst (1999) tarafından verilen GMAP programının 2012 versiyonundan alınmıştır).

Bu tez çalışmasından elde edilen sonuçlara göre;

- İstanbul Fragmanı'nın batı alanlarını kapsayan İstanbul Bölgesi'nin Erken Ordovisiyen döneminde ortalama paleomağnetik eğim açısı $I=30.4^{\circ}$ ($\alpha_{95}=2.9^{\circ}$), doğu alanını kapsayan Çamdağ-Yığılca Bölgesi'nin ise Erken Ordovisiyen ortalama paleomağnetik eğim açısı $I=49.6^{\circ}$ ($\alpha_{95}=6.3^{\circ}$) olarak bulunmuştur.
- Erken Ordovisiyen'de İstanbul Bölgesi'nin paleoenleminin güney yarımkürede 16° ve Çamdağ-Yığılca Bölgesi'nin paleoenleminin ise 31° olarak saptanmış olması, günümüzde bir arada bulunarak İstanbul Fragmanı'nı oluşturan bu bölgelerin, Ordovisiyen dönemde birarada olmadığını göstermiştir.
- İstanbul Fragmanı (İstanbul ve Çamdağ-Yığılca Bölgeleri), söylenenlerin aksine güney kutbunun yüksek enlemlerinde değil, daha ekvatorial bölgelerinde olduğu belirlenmiştir.
- İstanbul Fragmanı'nın Erken Ordovisiyen'de ya Baltık kıtasından yada Amazonya kıtası civarında Gondwana'dan riftleşmiş olabileceği sonucuna varılmıştır.
- İstanbul Fragmanı'nın Paleozoyik'teki evrimini daha iyi anlayabilmek için fragmanı oluşturan tüm jeolojik birimlerde sığlaşma etkilerinin de giderildiği ayrıntılı paleomağnetik çalışmaların ve sedimanter istiflerin zirkon yaş analizlerinin yapılması gereklidir. Yapılacak bu yöndeki çalışmalar, İstanbul Fragmanı'nın Paleozoyik'teki evriminin aydınlatılmasında büyük katkı sağlayacaktır.

KAYNAKLAR

- Abdüsselamoğlu, M.S., 1963, İstanbul Boğazı Doğusunda Mostra Veren Paleozoyik Arazide Stratigrafik ve Paleontolojik Yeni Muşahedeler. *Maden Tetkik Arama Enst. Derg.*, 60, 1-7.
- Abdüsselamoğlu, M.S., 1977, The Paleozoic and Mesozoic in the Gebze Region. *Explanatory text and excursion guide book. Fourth Colloquium on Geology of the Aegean Region, Excursion 4: Western Anatolia and Thrace. I.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul*, pp16.
- Altınlı, İ. E., 1951, Kayışdağı Bölgesinin Jeolojisi. *İÜ Fen Fak. Mec.*, B, XVI, 2, 189-205.
- Anson, G.L., and Kodama, K.P., 1987, Compaction-Induced Inclination Shallowing of the Postdepositional Remanent Magnetization in a Synthetic Sediment. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 88,673-692.
- Arpat, E., Tütüncü, K., Uysal, Ş., 1978, Safranbolu Yöresinde Kambriyen –Devonian İstifi. *Türkiye Jeoloji Kurumu 32. Bilimsel Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı*, syf. 67.
- 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.
- Aydın, M., Serdar, H.S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O., Özçelik, Y., 1987, Çamdağ (Sakarya)- Sünnicedağ (Bolu) Yöresinin Jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 30, 1, 1–14.
- Bahlburg, H. Vervoort, J.F., DuFrane, S.A., 2010, Plate Tectonic Significance of Middle Cambrian And Ordovician Siliciclastic Rocks of the Bavarian Facies, Armorican Terrane Assemblage, Germany — U–Pb and Hf Isotope Evidence From Detrital Zircons. *Gondwana Research*,17, 223-235.
- Balintoni, I., Balica, C., Seghedi, A., Ducea, M., 2011, Peri-Amazonian Provenance Of The Central Dobrogea Terrane (Romania) Attested By U/Pb Detrital Zircon Age Patterns. *Geologica Carpathica* , 62, 4, 299-307.
- Balsley, J.R. and Buddington, A.F., 1960, Magnetic Susceptibility Anisotropy and Fabric of Some Adirondack Granites and Othogneisses. *American Journal of Science*, 258A, 6-20.

- Barr, S.M., Hamilton, M.A., Samson, S.D., Satkoski, A.M., White, C.E., 2012, Provenance Variations in Northern Appalachian Avalonia Based on Detrital Zircon Age Patterns in Ediacaran and Cambrian Sedimentary Rocks, New Brunswick and Nova Scotia, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 49, 533–546.
- Baykal, F. ve Kaya, O., 1965, İstanbul Siluriyeni hakkında. *Maden Tetkik Arama Enst.Derg.*, 64,1-7.
- Blow, R.A. and Hamilton, N., 1978, Effect of Compaction on the Acquisition of A Detrital Remanent Magnetization in Fine-Grained Sediments. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 52, 13-23.
- Borradaile, G.J., 1988, Magnetic Susceptibility, Petrofabric And Strain— Malden, P.J. & Meads, R.E., 1967. Substitution by Iron in Kaolinite, a Review, *Tectonophysics*, 156, 1-20.
- Borradaile, G. J. and Henry, B., 1997, Tectonic Applications of the Magnetic Susceptibility and its Anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, 42, 49-93.
- Bozkurt, E., Winchester, J.A., Yigitbas, E., Ottley, C.J., 2008, Proterozoic Ophiolites and Mafic–Ultramafic Complexes Marginal to the Istanbul Block: An Exotic Terrane of Avalonian Affinity In NW Turkey. *Tectonophysics*, 461, 1–4, 240-251.
- Butler, R. F., 1992, *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Boston, MA: Blackwell Scientific.
- Chen, F., Siebel, W., Satır, M., Terzioğlu, M.N., Saka, K., 2002, Geochronology of the Karadere Basement (NW Turkey) and Implications for the Geological Evolution of the Istanbul Zone. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 91,469-481.
- Chadima, M., Hrouda, F., 2006, Remasoft 3.0 A User-Friendly Paleomagnetic Data Browser and Analyzer. *Travaux Géophysiques*, XXVII, 20-21.
- Collinson, D.W., 1983, *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism: Techniques and Instrumentation*. Chapman & Hall, London, 503pp.
- Congé J.P. and Perroud, H., 1985, Strain Removal Applied to Paleomagnetic Directions in an Orogenic Belt: the Permian Red Slates of the Alpes Maritimes. France. *Earth planet. Sci. Lett.*, 135, 125-140.
- D’Lemos, R.S., Strachan, R.A., Topley, C.G., 1990, The Cadomian Orogeny in the North Armorican Massif: A Brief Review. *Geol Soc. Lond. Spec. Publ.*, 51, 3-12.
- Day, R., Fuller, M.D., Schmidt, V.A., 1977, Hysteresis Properties of Titanomagnetites: Grain Size and Composition Dependence. *Phys. Earth Planet. Int.*, 13, 260-267.
- Darby, B.J. and Gehrels, G., 2006, Detrital Zircon Reference for the North China Block. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 637-648.

- Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., Demir, O., Richards, R.B, Bultynck, P., Bozdoğan, N., 1997, Lower Palaeozoic Stratigraphy, Karadere- Zirze Area, Central Pontides, N Turkey. *Turk Assoc Pet.Geol. Spec. Publ.*, No 3, 32-38.
- Derman, A.S. and Özçelik, Y., 1993, Stratigraphy, Sedimentology and Paleogeographic Evolution of the Paleozoic Units In W. Black Sea Region. *Proceedings S. Erk Symposium*, 11-20.
- Derman, A.S., 1997, Sedimentary Characteristics of Early Paleozoic Rocks in the Western Black Sea Region. In: M.c. Göncüoğlu, and A.S. derman, (eds), early Paleozoic in NW Gondwana. *Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication*, 3, 24-31.
- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U., Storey, C., 2010, Provenance of Neopro- Terozoic And Early Siliciclastic Rocks of the Teplá-Barrandian Unit (Bohemian Massif): Evidence From U–Pb Detrital Zircon Ages. *Gondwana Research*, 19, 213-231.
- Dunlop, D. J., 1971, Magnetic Properties of Fine-Particle Hematite. *Ann. Géophys.*, 27, 269-293.
- Dunlop, D.J., 1972, Magnetite: Behaviour Near the Single Domain Threshold. *Science*, 176, 41-43.
- Dunlop, D.J., and Özdemir, O., 1997, *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 573pp.
- Enkin, R.J. and Watson, G.S., 1996, Statistical Analysis of Paleomagnetic Inclination Data. *Geophys. J. Int.*, 126, 495-504.
- Enkin, R.J., 2003, The Direction-Correction Tilt Test: An All-Purpose Tilt/Fold Test For Paleomagnetic Studies. *Earth And Planetary Science Letters*, 212, 151-166.
- Ernst, R.E. and Baragar, W.R.A., 1992, Evidence From Magnetic Fabric For The Flow Pattern of Magma in The Mackenzie Giant Radiating Dyke Swarm. *Nature*, 356, 511-513.
- Everitt, C.W.F., and Clegg, J.A., 1962, A Field Test of Paleomagnetic Stability. *Geophys. J. R.Astron. Soc*, 6, 312-319.
- Evans, I., Hall, S.A., Sarıbudak, M.A., Aykol, A., 1991, Preliminary Paleomagnetic Results From Paleozoic Rocks of the Istanbul-Zonguldak Region, NW Turkey. *Bulletin of The Technical University of Istanbul*, 44, 165-190.
- Ferna'ndez-Sua'rez, J., Gutie'rrez-Alonso, G., Jenner, G.A., Tubrett, M.N., 2000, New Ideas on the Proterozoic Evolution of NW Iberia: Insights From U–Pb Detrital Zircon Ages. *Precambrian Res*, 102, 185-206.
- Ferna'ndez-Sua'rez, J., Gutie'rrez-Alonso, G., Jeffries, T.E., 2002, The Importance of Along-Margin Terrane Transport in Northern Gondwana: Insights From Detrital

- Zircon Parentage in Neoproterozoic Rocks From Iberia and Brittany. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 204, 75-88.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. and Xuan, Z., 1988, Geophysical Study of the Black Sea. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, 30, 197-324.
- Fisher, R.A., 1953, *Dispersion On A Sphere*. Proc. R. Soc. London, A217.
- Friedl G., Finger, F., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000, Deducing the Ancestry of Terranes: SHRIMP Evidence for South America-Derived Gondwana Fragments in Central Europe. *Geology*, 28, 11, 1035-1038.
- Gauss, C.F, 1839, *Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus*. In Resultate Aus Den Beobachtungen Magnetischen Vereins im Jahre 1838, pp. 1-57.
- Gedik, İ. ve Önalın, M., 2001, Çamdağ (Sakarya İli) Paleozoyik Stratigrafisine Ait Yeni Gözlemler. *İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi*, No14, 61–76.
- Gedik, İ. ve Aksay, A., 2002, 1/100.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları. *Adapazarı G25 Paftası, Pafta No. 32, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara*.
- Gedik, İ., Timur, E., Duru, M., Alan, İ., Pehlivan, Ş., Altun, İ., Akbaş, B., Önalın, M., Özcan, İ., 2002, İstanbul Paleozoyik İstifinde Koatöngel ve Bakacak Formasyonları. 55. *Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiriler*, 97-99.
- Göncüoğlu, M.C.and Kozur, H., 1998, Facial Development and Thermal Alteration of Silurian Rocks in Turkey. *Proceedings of 1998 Field-Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy, Temas Geologico-Mineros*, 23, 87-90.
- Görür, N., 1988, Timing of Opening of the Black Sea Basin. *Tectonophysics*, 147, 247-262.
- 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. *J.Geophys. Res.*, 54, 131-167.
- Gregor, C.B. and Zijderveld, J.D.A., 1964, The Magnetism of Some Permian Red Sandstones From Northwestern Turkey. *Techtonophysics*, Vol. 1, 289-306.
- Greiner, T. H. and Charles V. S., 1999, Approaches To Dealing With Carbon Monoxide In The Living Environment. In *Carbon Monoxide Toxicity. By David G. Penney*, Crc Press Llc:Boca Raton, Florida, 513-542.
- Griffiths, D.H., King, R.F., Rees, A.I., and Wright, A.E., 1960, The Remanent Magnetism of Some Recent Varved Sediments. *Proc. R. Soc. London*, A256, 359-383.

- Grommé, C. S., Wright, T. L., and Peck, D. L., 1969, Magnetic Properties and Oxidation of Iron-Titanium Oxide Minerals in Alae And Makaopuhi Lava Lakes, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 74, 5277- 5293.
- Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C., Bayhan, H., 2004, Geology and Geochemistry of the Pre-Early Cambrian Rocks in Sandıklı Area: Implications for the Pan-African Evolution in NW Gondwanaland. *Gondwana Res.*, 7, 4, 923-935.
- Gürsu, S. and Göncüoğlu, M.C., 2005, Early Cambrian Back-Arc Volcanism in the Western Taurides, Turkey: implications for the Rifting Along Northern Gondwanan Margin. *Geol. Mag.*, 142, 5, 617-631.
- Haas, W., 1968, Das Lower-Palaozoikum Von Bithynien Nordwest- Türkei. Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie. *Abhandlungen*, 131, 178–242.
- Heller, F., 1978, Rock Magnetic Studies of Upper Jurassic Limestones From Southern Germany. *J. Geophys.*, 44, 525-543.
- Hisarlı, Z.M., Orbay, M.N., Ustaömer, T., Çinku, M., Sayın, N., Makaroğlu, Ö., 2006, İstanbul Fragmanı'nın Paleozoyik Dönemdeki Tektonik Konumu: Sediman Paleomağnetizması. *İ.Ü. BAP Proj.*, No.31/03092002.
- İşseven, T., 2001, *Batı Anadolu'nun Neotektonik Rejiminin Paleomanyetik Çalışmalarla İncelenmesi*. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Jackson, M.J., Banerjee, S. K., Marvin, J.A., Lu, R. and Gruber, W., 1991, Detrital Remanance, Inclination Errors and Anhyseretic Remanance, Inclination Errors and Anhyseretic Remanance Anisotropy: Quantitative Model and Experimental Results. *Geophys. J. Int.*, 104, 95-103.
- Johnston, S.M., Hartz, E.H., Brueckner, H.K., Gehrels, G.E., 2010, U–Pb zircon geochronology and tectonostratigraphy of southern Liverpool Land, East Greenland: Implications for deformation in the overriding plates of continental collisions. *Earth Planet SCI. Lett.*, 297, 512-524.
- Kalvoda, J., 2001, Upper Devonian–Lower Carboniferous Foraminiferal Paleobiogeography and Peri-Gondwana Terranes at the Baltica–Gondwana Interface. *Geol. Carp.*, 52, No.4, 205-215.
- Kalvoda, J., Leichmann, J., Babek, O., Melichar, R., 2003, Brunovistulian Terrane (Central Europe) and Istanbul Zone (NW Turkey): Late Proterozoic and Paleozoic Tectonostratigraphic Development and Paleogeography. *Geol. Carp.*, 54, (3), 139-152.
- Kaya, O., 1973, The Devonian And Lower Carboniferous Stratigraphy of the İstinye, Bostancı and Büyükada Subareas: ed, Kaya, O., Paleozoik of İstanbul. *Ege Üni. Yayını*, 40, 1-36.
- Kaya, O., 1978, İstanbul Ordovisiyen ve Siluriyeni. *Yerbilimleri, H.U. Yerbilimleri Enst. Yayın Organı*, 4, 1-2, 1-22.

- Kaya, O., 1982, Ereğli, Yığılca, Bolu, Kuzey Mengen Alanlarının Stratigrafi ve Yapı Özellikleri. *TPAO Raporu*, No 1639.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Murphy, J.B., Dostal, J., 2003, Tethyan, Mediter-Ranean, and Pacific Analogues For the Neoproterozoic–Paleozoic Birth and Development of Peri-Gondwanan Terranes and Their Transfer to Laurentia and Laurussia. *Tectonophysics*, 365, 195-219.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, Ankara*, No. 66, 20-34.
- Kim, B.Y. and Kodama, K.P., 2004, A Compaction Correction For the Paleomagnetism of the Nanaimo Group Sedimentary Rocks: Implications For the Baja British Columbia Hypothesis. *J. Geophys. Res.*, 109, No. B2. doi:10.1029/2003JB002696.
- King, R.F., 1955, The Remanent Magnetism of Artificially Deposited Sediments. *Mon. Not. R.Astron. Soc, Geophys. Suppl.*, 7, 115-134.
- Kirschvink, J.L., 1980, The Least Squares Line and Plane and the Analysis of Palaeomagnetic Data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Kodama, K. P. and Sun, W. W. 1992, Magnetic Anisotropy as a Correction For Compaction-Caused Paleomagnetic Inclination Shallowing. *Geophys. Jour. Int.*, 111, 465-469.
- Kodama, K.P., 2009, Simplification of the Anisotropy-Based Inclination Correction Technique For Magnetite-and Haematite-Bearing Rocks: A Case Study For the Carboniferous and Glenshaw and Mauch Chunk Formations, North America. *Geophys. J. Int.*, 176. 467-477.
- Kröner, A. and Şengör, A.M.C., 1990, Archean and Proterozoic Ancestry in Late Precambrian to Early Paleozoic Crustal Elements of Southern Turkey As Revealed By Single Zircon Dating. *Geology*, 18, 1186-1190.
- Lanza, R. and Meloni, A., 2006. *The Earth's Magnetism: An Introduction For Geologist*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Lauer, J.P., 1981, Origine Meridionale Des Pontides D'apres De Nouveaux Resultats Paleomagnetique Obtenus En Turquie, *Bull. Soc. Geol.Fr.*, 23, 619-624.
- Li, Z.X., and Powell, C.McA., 1993, Magnetic Fabric In Mid-Cambrian Rocks of the Central Flinders Zone And Implications For the Regional Tectonic History. *Tectonophysics*, 223, 165-176.
- Liang, F., Chen, J., Yu., M., Gong, F., Yu, P., Tian, H., 2013, PRSS to Aid Paleocontinental Reconstructions Simulation Research. *Computers & Geosciences*, 54, 171-177.
- Linnemann, U., Mcnaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K., Tonk, C., 2004. West African Provenance For Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica Ever Leave Pre-Pangean Gondwana? U–Pb–SHRIMP Zircon Evidence

- and the Nd-Isotopic Record. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 683–705. *Earth-Science Reviews*, 112, 126–154.
- Linnemann, U., Herbosh, A., Liégeois, J.P., Pin, C., Gärtner, A., Hofmann, M., 2012, The Cambrian to Devonian Odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: A Review with New Zircon Ages, Geochemistry, Sm–Nd Isotopes, Stratigraphy and Palaeogeography.
- Liu, D., Jolivet, M., Yang, W., Zhang, Z., Cheng, F., Zhu, B., Guo, Z., 2013, Latest Paleozoic–Early Mesozoic Basin–Range Interactions in South Tian Shan (northwest China) and Their Tectonic Significance: Constraints From Detrital Zircon U–Pb ages. *Tectonophysics*, 599, 197–213.
- Loos, S.T. and Reischmann, T., 1999, The Evolution of the Southern Menderes Massif in SW Turkey as Revealed By Zircon Dating. *J.Geol. Soc. Lond.*, 156,1021–1030.
- Loos, S.T. and Reischmann, T., 2001, Discussion on the Evolution of the Southern Menderes Massif in SW Turkey as Revealed By Zircon Dating. *J. Geol. Soc. Lond.*, 158,393–395.
- Lorenz, H., Gee, D.G., Simonetti, A., 2008, Detrital Zircon Ages and Provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic Successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: A Tie to Baltica. *Norwegian Journal of Geology*, 88, 235–258.
- Lowrie, W., 1990, Identification of Ferromagnetic Minerals in a Rock By Coercivity and Unblocking Temperature Properties. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159–162.
- Lowrie, W., 2007, *Fundamentals of Geophysics (2nd Edition)*. Cambridge University Press, 381pp.
- McElhinny, M. W. and McFadden, P. L., 1999, *Paleomagnetism: Continents and Oceans. International Geophysics Series*. Academic Press Vol.73.
- McClelland Brown, E., 1983, Palaeomagnetic Studies of Fold Development and Propagation in the Pembrokeshire Old Red Sandstone. *Tectonophysics*, 98, 131–149.
- McElhinny, M.W., 1964, Statistical Significance of The Fold Test in Palaeomagnetism. *Geophys. J.Rastron. Soc.*, 8,338–340.
- McElhinny, M. W., 1973, *Paleomagnetism and Plate Tectonics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- McFadden, P.L., and Jones, D.L., 1981, The Fold Test in Palaeomagnetism. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 67, 53–58.
- McFadden, P.L. and Reid, A.B., 1982, Analysis of Palaeomagnetic Inclination Data. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 69, 307–319.
- Meinhold, G., Kostopoulos, D., Frei, D., Himmerkus, F., Reischmann, T., 2010, U–Pb LA-SF-ICP-MS Zircon Geochronology of the Serbo-Macedonian Massif, Greece:

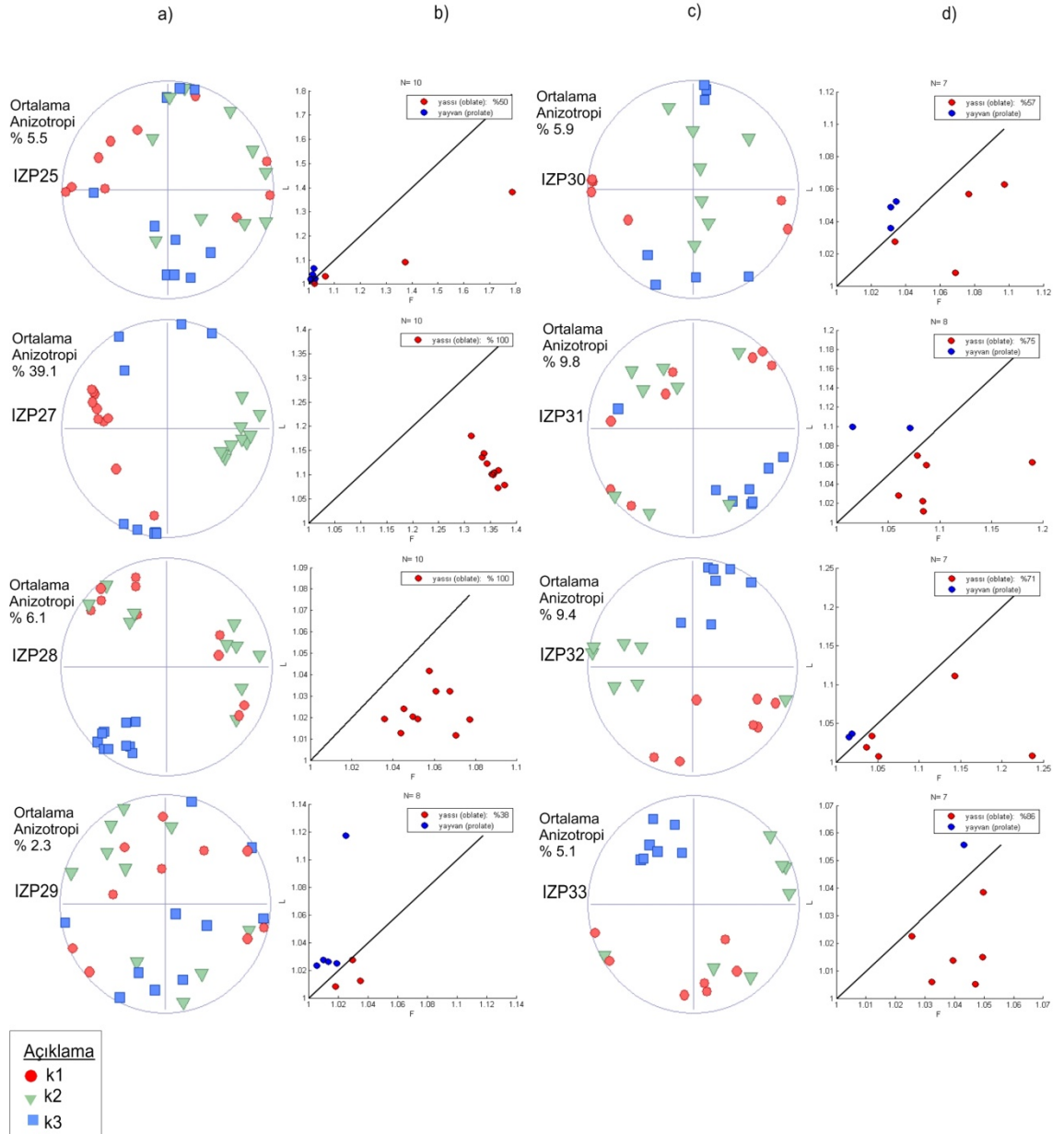
- Palaeotectonic Constraints for Gondwana-Derived Terranes in the Eastern Mediterranean. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 99, 813-832
- Metelkin, D.V., Vernikovskiy, V.A., Kazansky, A., Yu, 2005, Paleozoic History of the Kara Microcontinent and its Relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, Paleogeography and Tectonics. *Tectonophysics*, Vol, 398, 225-243.
- Miller, E.L., Soloviev, A.V. Prokopiev, A.V., Toro, J., Harris, D., Kuzmichev, A.B., Gehrels, G.E., 2013, Triassic River Systems and the Paleo-Pacific Margin of Northwestern Pangea. *Gondwana Research*, 23, 1631-1645.
- Murphy, J.B., Ferná'ndez-Sua'rez, J., Keppie, J.D., Jeffries, T.E., 2004, Contiguous Rather Than Discrete Paleozoic Histories for the Avalon and Meguma Terranes Based on Detrital Zircon Data. *Geology*, 32, 7, 585-588.
- Nagata, T., 1961, *Rock Magnetism*. Tokyo: Maruzen.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Keppie, J.D., 2002, A Cordilleran Model For the Evolution of the Avalonia. *Tectonophysics*, 352, 11-31.
- Nance, R.D., Gutierrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., 2012, A Brief History of The Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers*, 3, 125-135.
- Néel, L., 1949, Théorie Du Raïnage Magnétique Des Ferromagnétiques En Grains Fins Avec Applications Aux Terres Cuites, *Ann. Géophys.*, 5, 99-136.
- Néel, L., 1955, Some Theoretical Aspects of Rock Magnetism. *Adv. Phys.*, 4, 191-243.
- Oczlon, M.S., Seghedi, A., Carrigan, C.W., 2007, Avalonian and Baltican Terranes in the Moesian Platform (Southern Europe, Romania/ Bulgaria) in the Context of Caledonia Terranes West of the Trans-European Suture Zone. *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, 423, 375-401.
- Okay, A.I., 1989, Tectonic Units and Sutures in the Pontides, Northern Turkey. A.M.C., Şengör (Ed), Tectonic Evolution of the Tethyan Region: *ASI Series*, C 259, 109-116.
- 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. *Geol Soc Am Bull*, 22, 267-270.
- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999, Tethyan Sutures of Northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F. & Séranne, M. (Eds), The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 475-515.
- Okay, A.I., Satır, M., Tüysüz, O., Akyüz, S., Chen, F., 2001, The Tectonics of the Strandja Massif: Variscan and Mid-Mesozoic Deformation and Metamorphism in the Northern Aegean. *Geol Rundsch.*, 90, 217-233.

- Okay, A.I., Satır, M., Siebel, W., 2006, Pre-Alpide Palaeozoic and Mesozoic Orogenic Events in the Eastern Mediterranean Region. *Geol. Soc. Lond. Mem.*, 32, 389-405.
- Okay, I.A., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbas, E., Crowley, Q.G., Shang, C.K., 2008, Defining the Southern Margin of Avalonia in the Pontides: Geochronological Data From the Late Proterozoic and Ordovician Granitoids From NW Turkey. *Tectonophysics*, 461, 252-264.
- Önalın, M., 1981, İstanbul Ordovisiyen ve Siluriyen İstifinin Çökme Ortamları. *Yerbilimleri Derg., İU Muh. Fak.*, 161-177.
- Özgül, N., 2005, İstanbul İl Alanının Genel Jeoloji Özellikleri. *İstanbul Büyükşehir Belediyesi Planlama ve İmar Daire Başkanlığı Raporu* [yayınlanmamış].
- Özgül, N., 2012, Stratigraphy and Some Structural Features of the Istanbul Palaeozoic. *Turkish J. Earth Sci.*, Vol.21, 817-866.
- Özgörüş, Z. ve Okay, A.I., 2005, İstanbul Bölgesindeki Andezitik Daykların Konumları: Kretasede Gerilme Dağılımına Bir Yaklaşım. *MTA Dergisi*, 130, 17-27.
- Paeckelmann, W., 1938, Neue Beitrage Zur Kenntnis Der Geologie, Paleontolglcal Und Petrographic Der Umgegend Von Konstantinopel: Geologie Thraziens, Bithyniens Und Der Prinzeninseln. *Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanst Lower-A.*, n. f. 186, Berlin.
- Robertson, D. J. and France, D.E., 1994, Discrimination of Remanence-Carrying Minerals in Mixtures, Using Isothermal Remanent Magnetisation Acquisition Curves. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 84, 223-234.
- Rochette, P., Aubourg, C., Perrin, M., 1999, Is This Magnetic Fabric Normal? A Review And Case Studies İn Volcanic Formations. *Tectonophysics*, 307, 219-234.
- Sayar, C., 1979, İstanbul Boğazı ve Çevresinde Ordovisiyen - Siluriyen Sınırı. *Türkiye Jeol.Kur. Bült.*, 22, 161-167.
- Sayar, C., 1984, İstanbul çevresinde Ordovisiyen Brakiyopodları. *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 27, 99-109.
- Sayar, C., and Cocks, L.R.M., 2013, A New Late Ordovician Hirnantia Brachiopod Fauna From NW Turkey, its Biostratigraphical Relationship and Paleogeographical Setting. *Geol. Mag.*, 150, 3, 479-496.
- Skehan, J.W., 1996, Assembly and Dispersal of Supercontinents: The View From Avalon. *J.Geodyn.*, 23, 237-262.
- Stacey, F.D., 1963, The Physical Theory of Rock Magnetism. *Adv. Phys.*, 12, 45-133.
- Stacey, F.D., and Banerjee, S.K., 1974. *The Physical Principles of Rock Magnetism*. Elsevier, Amsterdam, 195pp.

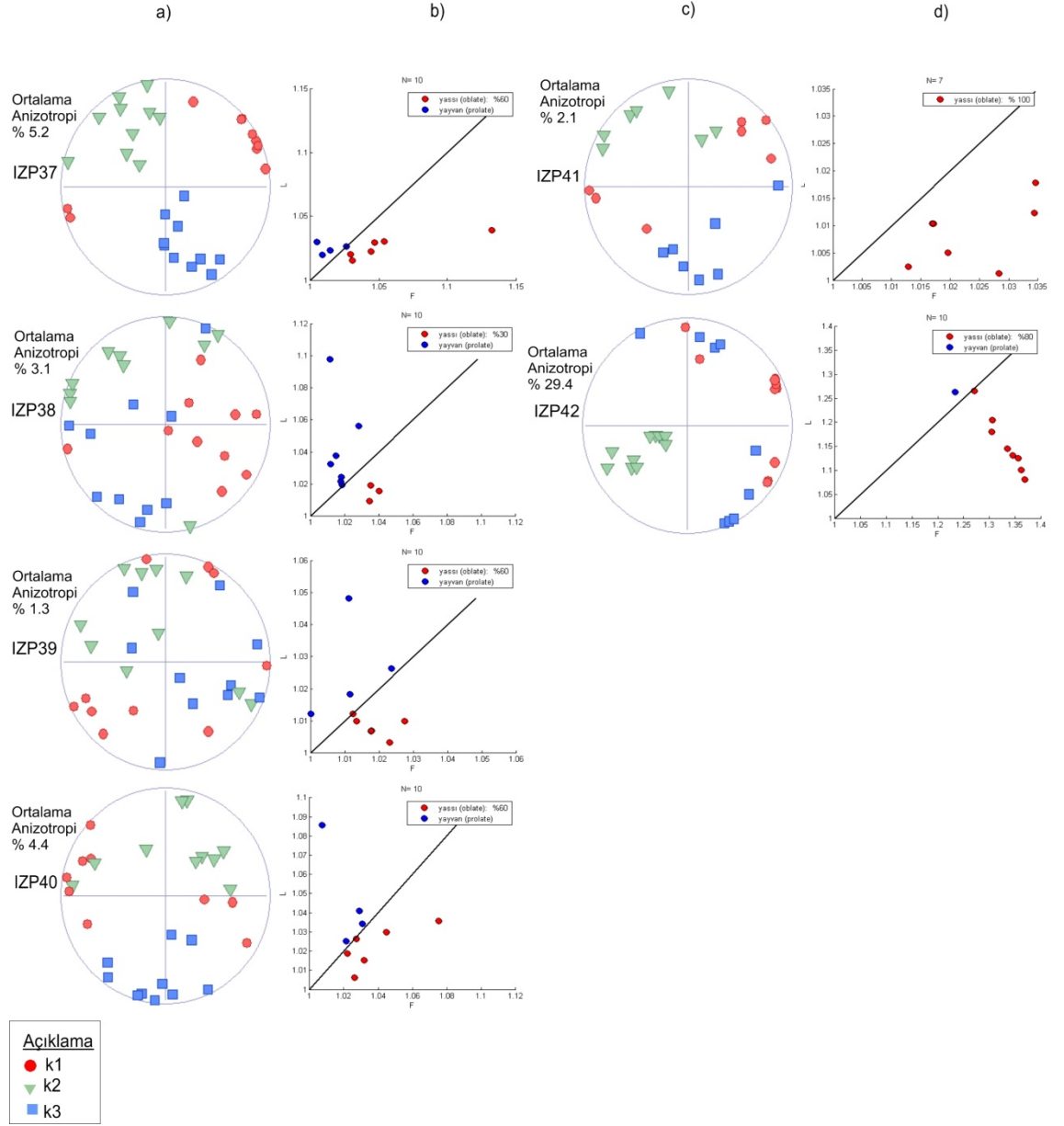
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002, A Plate Tectonic Model For The Paleozoic And Mesozoic Constrained By Dynamic Plate Boundaries And Restored Synthetic Oceanic Isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, 17-33.
- Stampfli, G.M., von Raumer, J.F., Borel, G.D., 2002, Paleozoic Evolution of Pre-Variscan Terranes: From Gondwana to the Variscan Collision. In: Martı́nez Catala'n J.R., Hatcher R.D. Jr., Arenas R., Dı́az Garcı́a F. (eds) Variscan–Appalachian dynamics: the building of the late Paleozoic basement. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 364, 263-280.
- Stoner, E. C., Wohlfarth, E. P., 1948, A Mechanism of Magnetic Hysteresis in Heterogeneous Alloys. *Philosophical Transactions of the Royal Society London Ser.*, A240, 599-642.
- Sunal, G., Satır, M., Natal'ın, B.A., Topuz, G. and Vonderschmidt, O., 2011, Metamorphism and Diachronous Cooling in a Contractional Orogen: The Strandja Massif, NW Turkey. *Geological Magazine*, 148, 580-596.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, Vol. 75, 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., Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and Evolution of the Western termination of Paleotethys. In J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society of London Spec. Pub.*, 17, 77-112.
- Tan, X. and Kodama, K.P., 2003, An Analytical Solution for Correcting Paleomagnetic Inclinatin Error. *Geophys. J. Int.*, 152, 228-236.
- 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.
- Tauxe, L. and Kent, D.V., 2004, A Simplified Statistical Model for the Geomagnetic Field and the Detection of Shallow Bias in Paleomagnetic Inclinations: Was the Ancient Magnetic Field Dipolar; In Timescales of the Paleomagnetic field, Channell, J.E.T. et Al., Eds., *Geophysical Monograph*, 145, 101-116.
- Tauxe, L., Kodama, K.P., Kent, D.V., 2008, Testing Corrections for Paleomagnetic Inclination Error in Sedimentary Rocks: A Comparative Approach. *Phys. Earth Planet. Int.*, 169, 152-165.

- Tauxe, L., 2010, *Essentials of Paleomagnetism*. Xvi + 489 pp. Berkeley: University of California Press.
- Thompson, R. and Oldfield, F., 1986, *Environmental Magnetism*. 227, London: Allen and Unwin, London.
- Torsvik, T.H., 1998. Paleozoic Paleogeography: A North Atlantic Viewpoint. *Geol. For. Forh.*, 120, 109-118.
- Torsvik, T.H. and Smethurst, M.A., 1999. Plate Tectonic Modeling: Virtual Reality With Gmap. *Computer & Geosciences*, 25, 395-402.
- Tüysüz, O., 1990, Tectonic Evolution of a Part of the Tethyside Orogenic Collage, the Kargı Massif, Northern Turkey. *Tectonics*, Vol. 9, 1, 141-160.
- Tüysüz, O., Aksay, A., Yiğitbaş, E., 2004, *Batu Karadeniz Bölgesi Litostratigrafi Birimleri*. Litostratigrafi Birimleri Serisi -1: Stratigrafi Komitesi, MTA Enst., Ankara.
- 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, P.A., 1996, Petrogenesis and Metallogenesis of the Rocks Exposing Between Bolu-Yedigöller, W Pontides, Turkey. *PhD Thesis (unpubl)*, Istanbul University Science Institute, pp 196.
- Ustaömer, P.A., 1999, Pre-Early Ordovician Cadomian Arc-Type Granitoids, the Bolu Massif, West Pontides, Northern Turkey: Geochemical Evidence. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 88, 2-12.
- Ustaömer, P.A. and Rogers, G., 1999, The Bolu Massif: Remnant of a Pre-Early Ordovician Active Margin in the West Pontides, Northern Turkey. *Geol. Mag.*, 136, 579-592.
- Ustaömer, P.A., Mundil, R., Renne, P., 2005, U/Pb And Pb/Pb Zircon Ages for Arc-Related Intrusions of the Bolu Massif (W Pontides, NW Turkey): Evidence for Late Precambrian (Cadomian) Age. *Terra Nova*, 17, 215-223.
- Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Collins, A.S., Robertson, A.H.F., 2009, Cadomian (Ediacaran–Cambrian) Arc Magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: Magmatism Along the Developing Northern Margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 475, 99-112.
- 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.

- Van der Voo, R., 1993, *Paleomagnetism of The Atlantic, Tethys And Lapetus Oceans*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 411pp.
- Winchester, J.A., Pharaoh, T.C., Verniers, J., Ioane, D., Seghedi, A., 2006, Palaeozoic Accretion of Gondwana-Derived Terranes to the East European Craton: Recognition of Detached Terrane Fragments Dispersed After Collision With Promontories. In: Gee D.G., Stephenson R. (eds), *European lithosphere dynamics. Geol. Soc. Lond. Mem.*, 32, 323-332.
- Wack, M., 2010, A New Software for the Measurement of Magnetic Moments Using SQUID and Spinner Magnetometers. *Computers & Geosciences*, 36, 9, 1178-1184.
- Watson, G.S. and Enkin, R.J., 1993, The Fold Test in Paleomagnetism as a Parameter Estimation Problem. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2135-2137.
- Wu, L., Jia, D., Li, H., Deng, F., Li, Y., 2010, Provenance of Detrital Zircons From the Late Neoproterozoic to Ordovician Sandstones of South China: Implications for its Continental Affinity. *Geol. Mag.*, 147, 6, 974-980.
- Yazman, M. ve Çokuğraş, R. 1983, Adapazarı-Kandıra-Düzce- Akçakoca Yerleşim Merkezleriyle Sınırlı Alanın Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları. *TPAO Raporu*, No. 1747 (yayınlanmamış).
- Yanev, S., Göncüoğlu, M.C., Gedik, I., Lakova, I., Boncheva, I., Sachanski, V., Okuyucu, C., Özgül, N, Timur E, Maliakov Y, Saydam, G., 2006, Stratigraphy, Correlations and Palaeogeography of Paleozoic Terranes of Bulgaria and NW Turkey: A Review of Recent Data. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 260, 51-67.
- Yiğitbaş, E. and Yılmaz, Y. ,1999., Pre-Cenozoic Tectono-Stratigraphic Components of the Western Pontides and Their Geological Evolution. *Geological J.*, Vol. 34: 55-74.
- Žácková, E., Konopásek, J., Košler, J., Jerábek, P., 2012, Detrital Zircon Populations in Quartzites of the Krkonoše–Jizera Massif: Implications for Pre-Collisional History of the Saxothuringian Domain in the Bohemian Massif. *Geol. Mag.*, 149, 3, 443-458.
- Zijderveld, J.D.A., 1967, *A.C. Demagnetization of Rocks. In Methods in Palaeomagnetism*. D.W.CoUinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn, Eds., 256-286, Elsevier, New York.

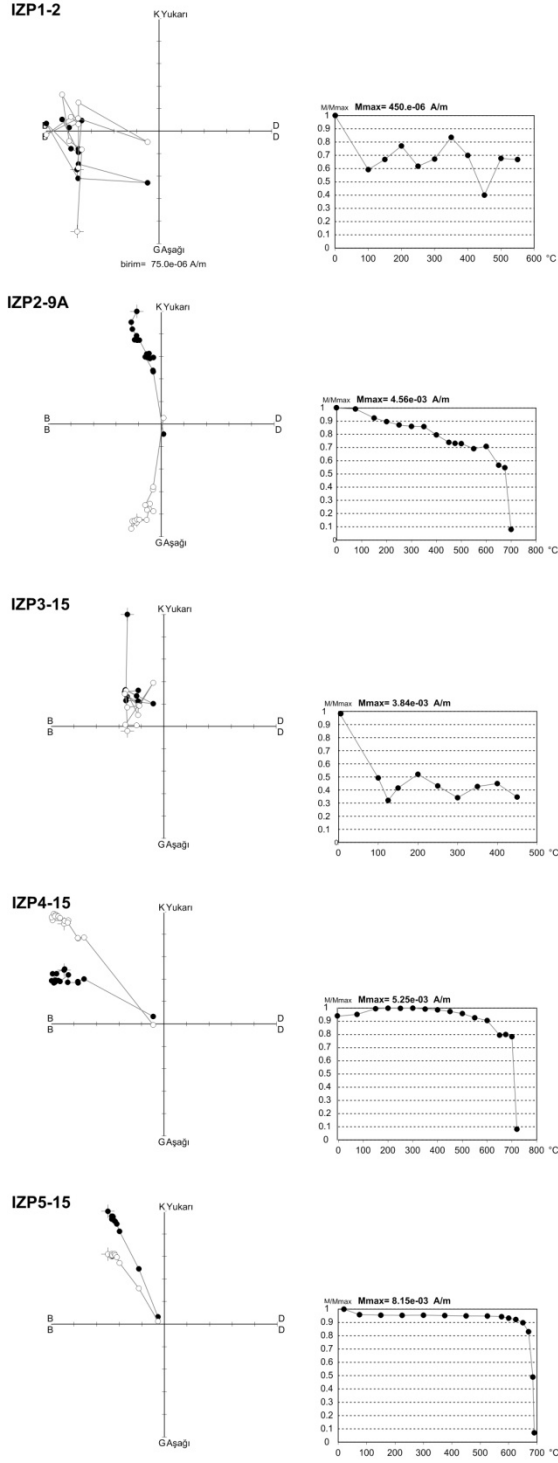


EK 4: İZP25-33 arası mevkilerin AMS sonuçlarına ait stereonet (a, c) ve Flinn diyagramları (b, d).

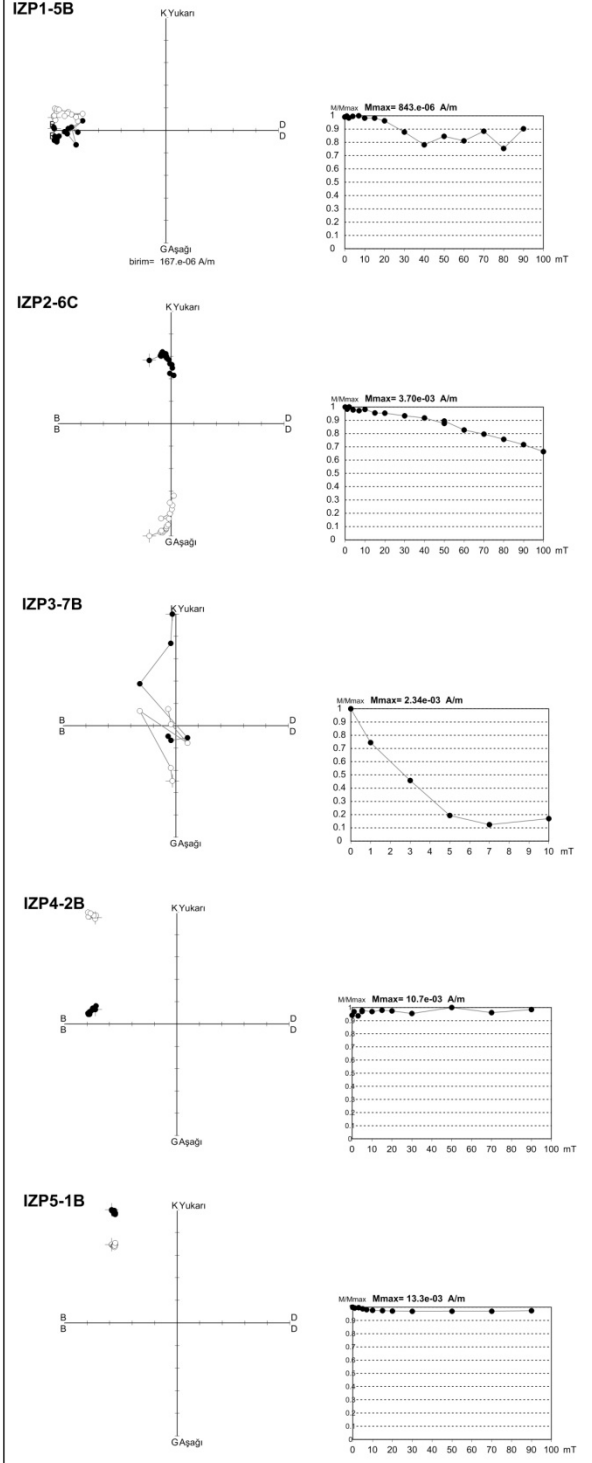


EK 5: İZP37-42 arası mevkilerin AMS sonuçlarına ait stereonet (a, c) ve Flinn diyagramları (b, d).

a) Isıl temizleme



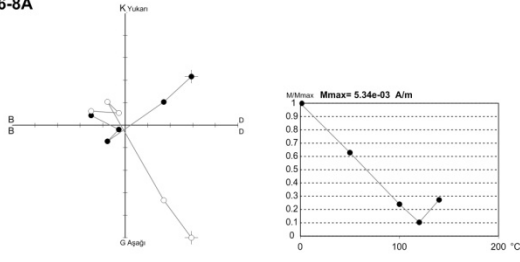
b) Alternatif alan temizleme



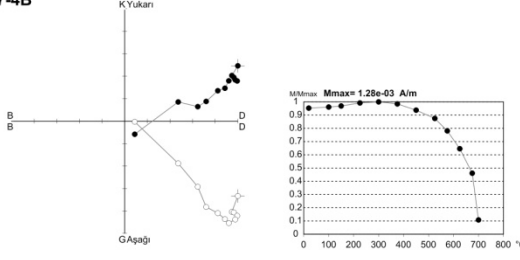
EK 7: İZP1-5 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.

a) Isıl temizleme

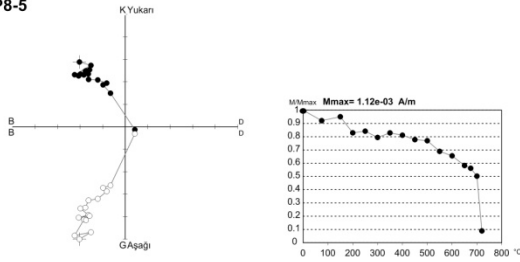
IZP6-8A



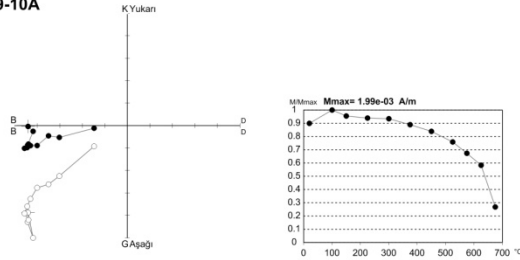
IZP7-4B



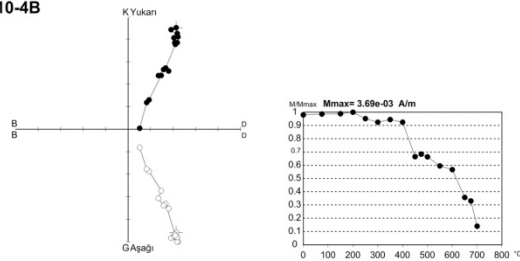
IZP8-5



IZP9-10A

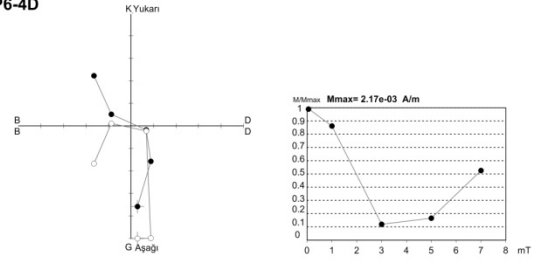


IZP10-4B

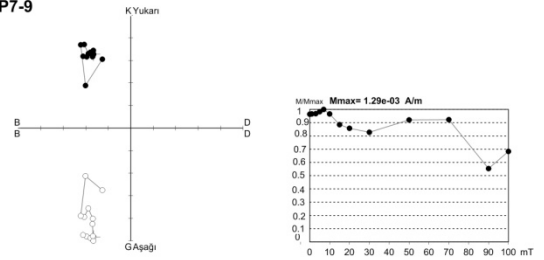


b) Alternatif alan temizleme

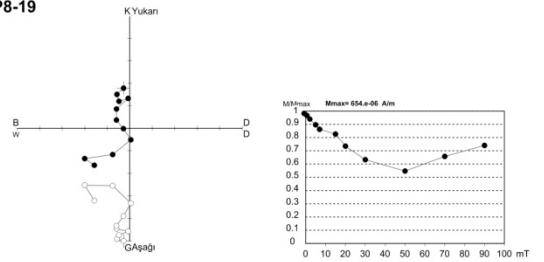
IZP6-4D



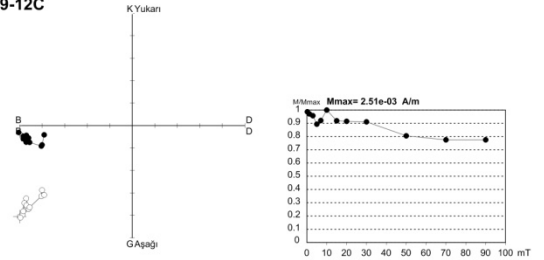
IZP7-9



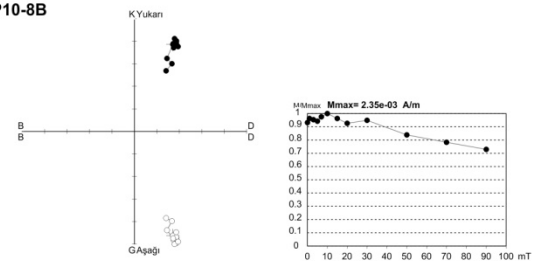
IZP8-19



IZP9-12C



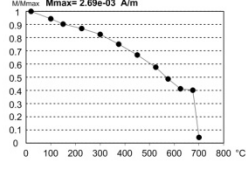
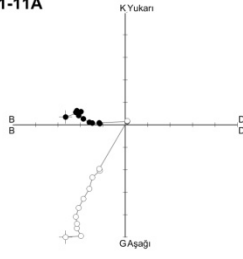
IZP10-8B



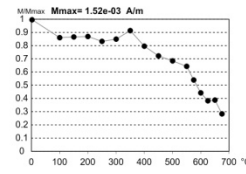
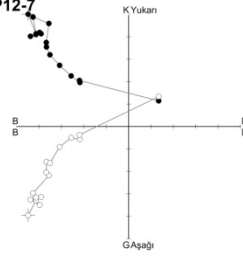
EK 8: İZP6-10 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.

a) Isıl temizleme

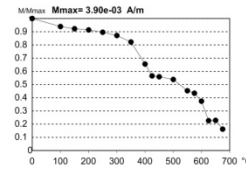
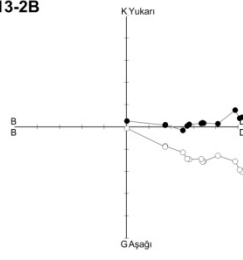
IZP11-11A



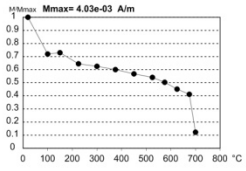
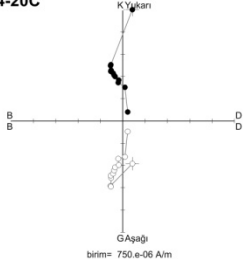
IZP12-7



IZP13-2B

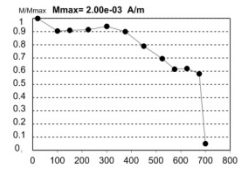
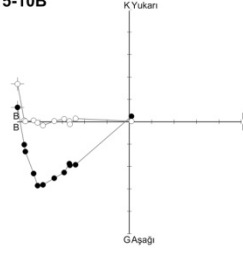


IZP14-20C



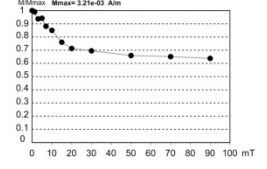
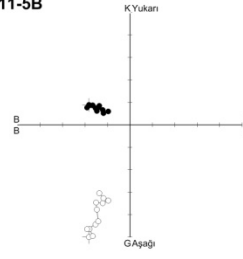
birim= 750.e-06 A/m

IZP15-10B

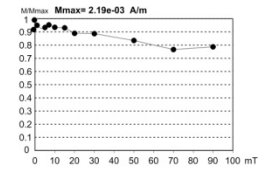
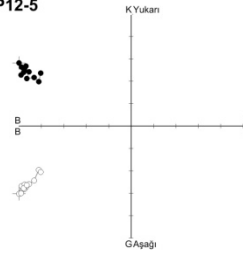


b) Alternatif alan temizleme

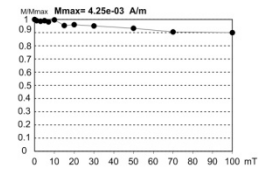
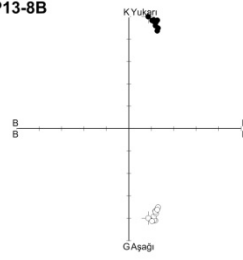
IZP11-5B



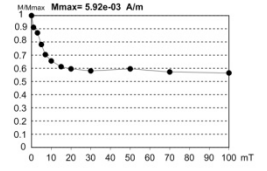
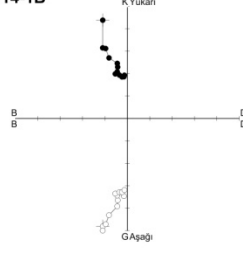
IZP12-5



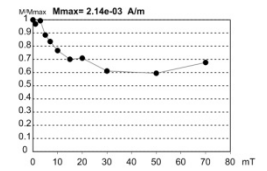
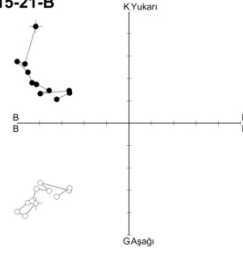
IZP13-8B



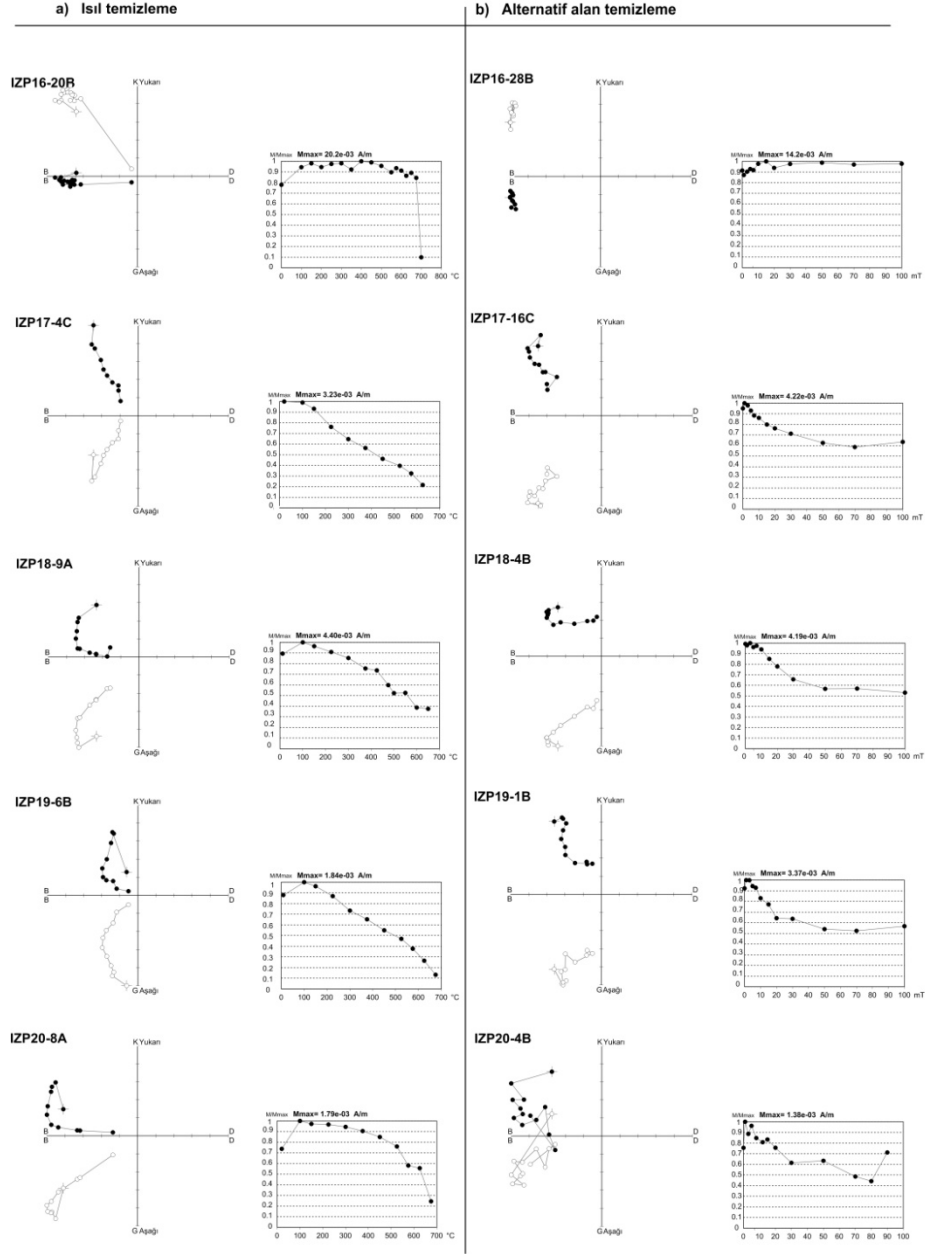
IZP14-1B



IZP15-21-B



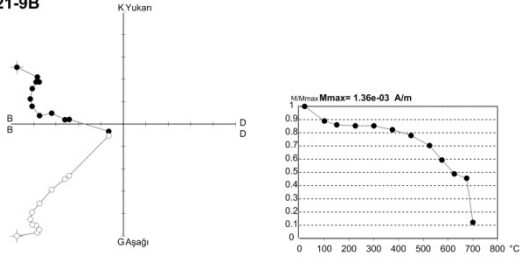
EK 9: İZP11-15 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.



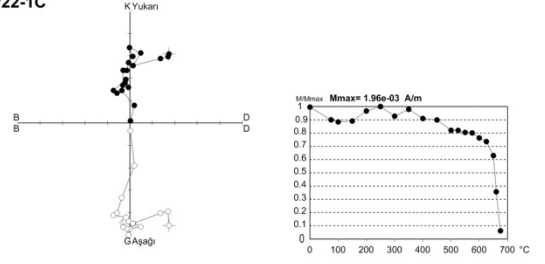
EK 10: İZP16-20 arası mevkiilerin plot örneklerine ait ısısal ve alternatif alan temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.

Isıl temizleme

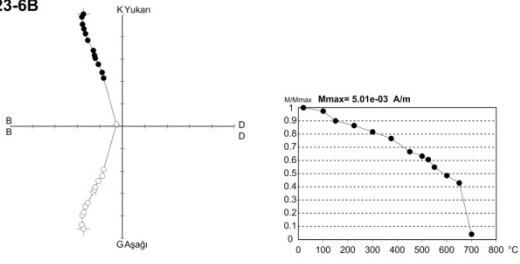
IZP21-9B



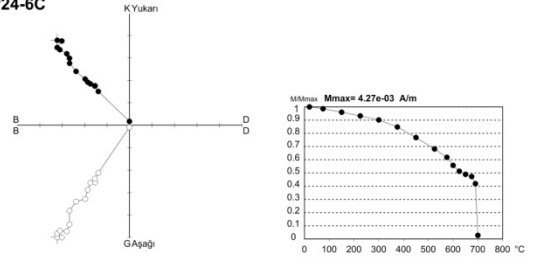
IZP22-1C



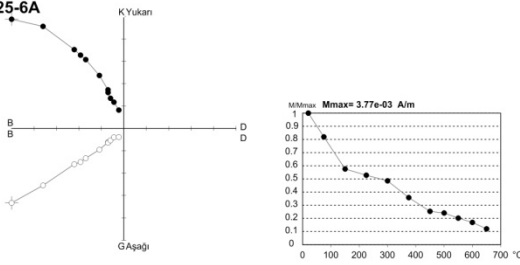
IZP23-6B



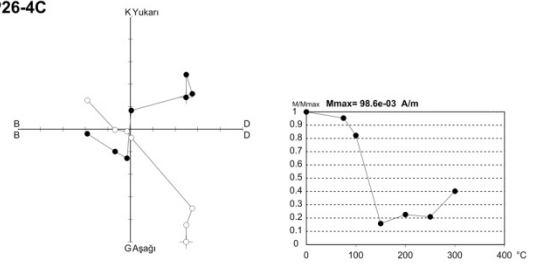
IZP24-6C



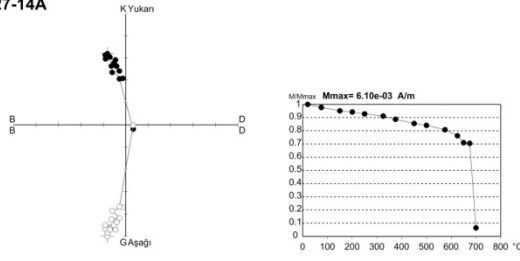
IZP25-6A



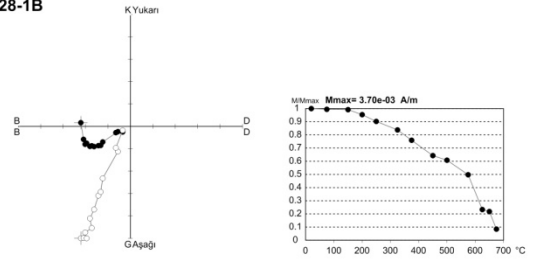
IZP26-4C



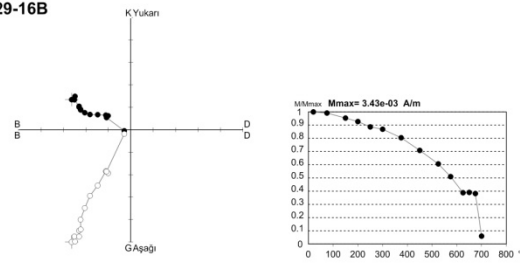
IZP27-14A



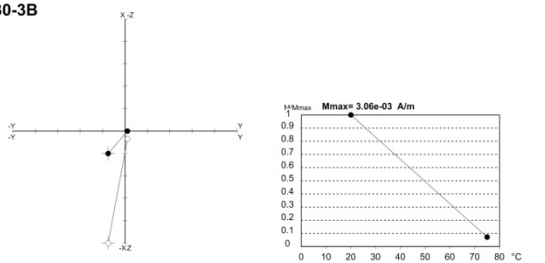
IZP28-1B



IZP29-16B



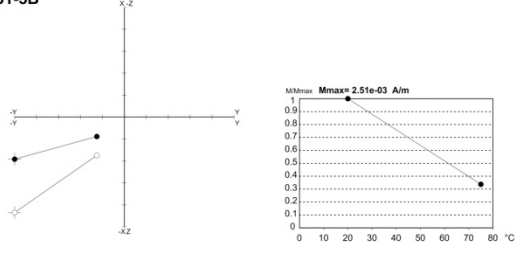
IZP30-3B



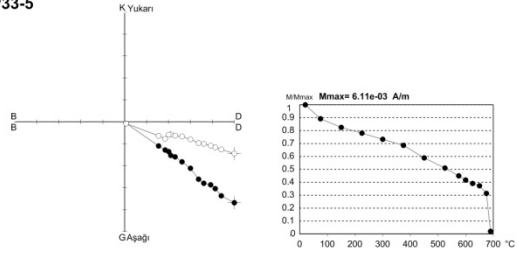
EK 11 : İZP21-30 arası mevkiilerin plot örneklerine ait ısıl temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.

Isıl temizleme

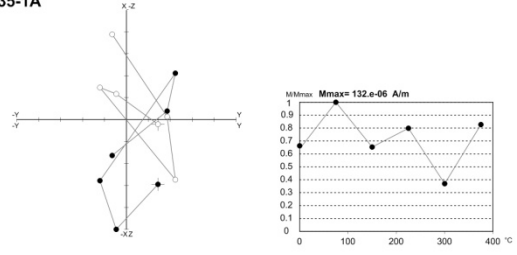
IZP31-5B



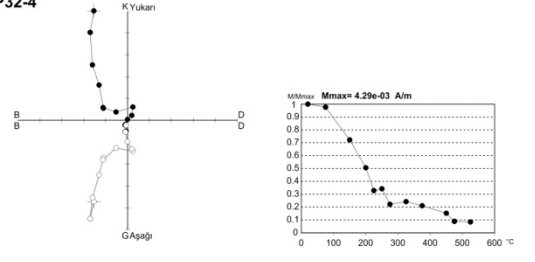
IZP33-5



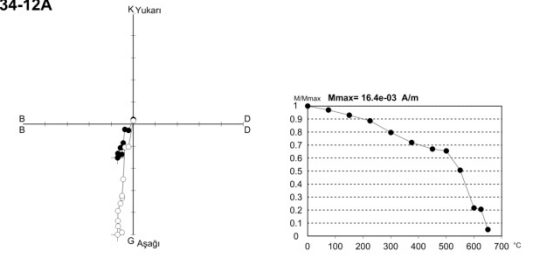
IZP35-1A



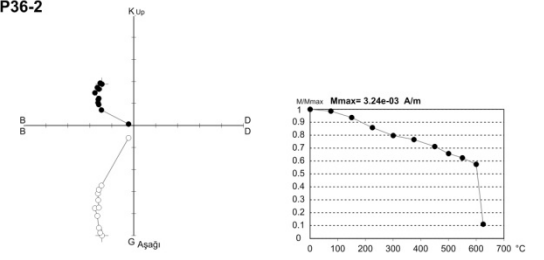
IZP32-4



IZP34-12A



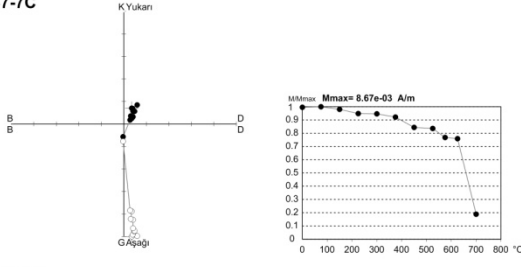
IZP36-2



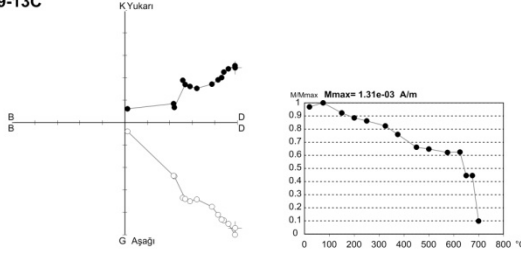
EK 12: İZP31-36 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısıl temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.

Isıl temizleme

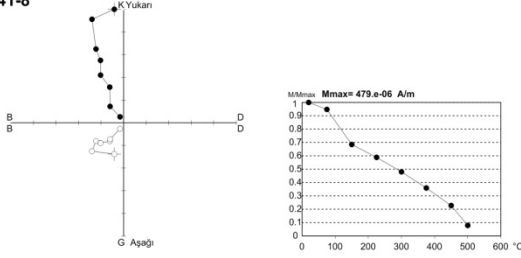
IZP37-7C



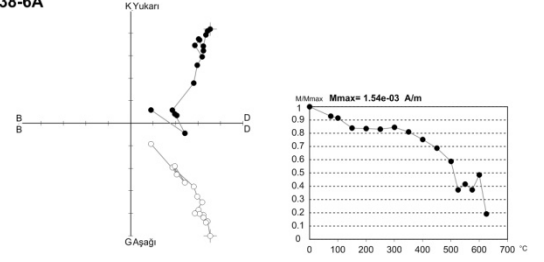
IZP39-13C



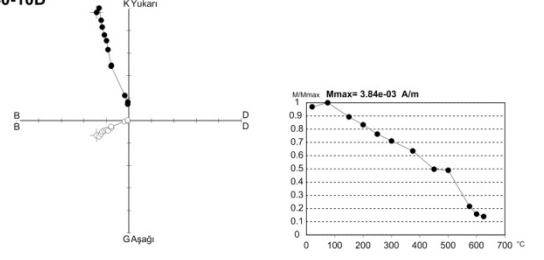
IZP41-8



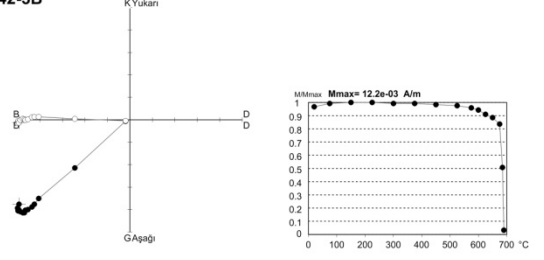
IZP38-6A



IZP40-10D



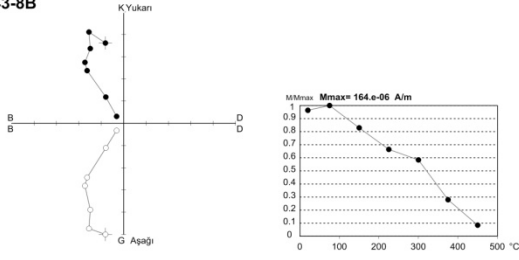
IZP42-3B



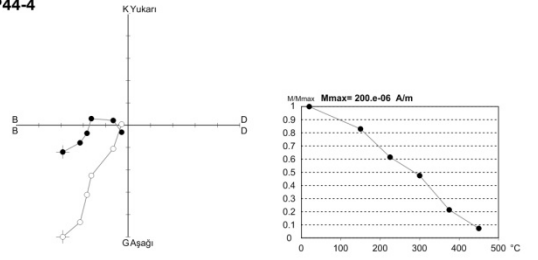
EK 13: İZP37-42 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısıl temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.

Isıl temizleme

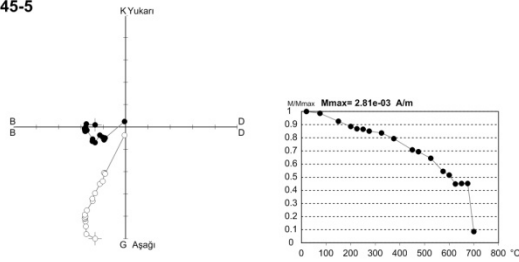
IZP43-8B



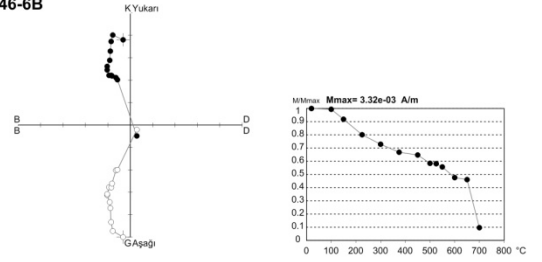
IZP44-4



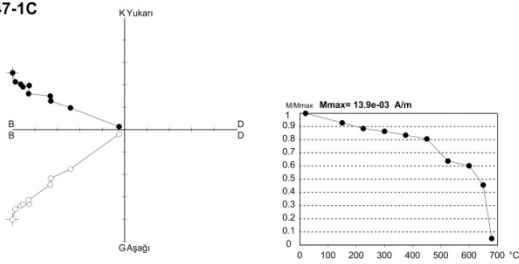
IZP45-5



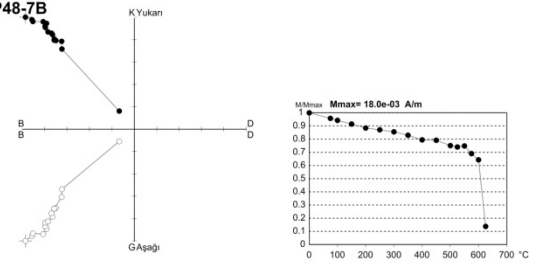
IZP46-6B



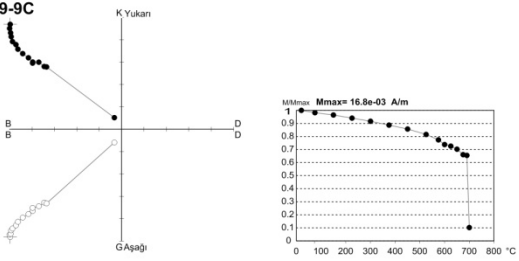
IZP47-1C



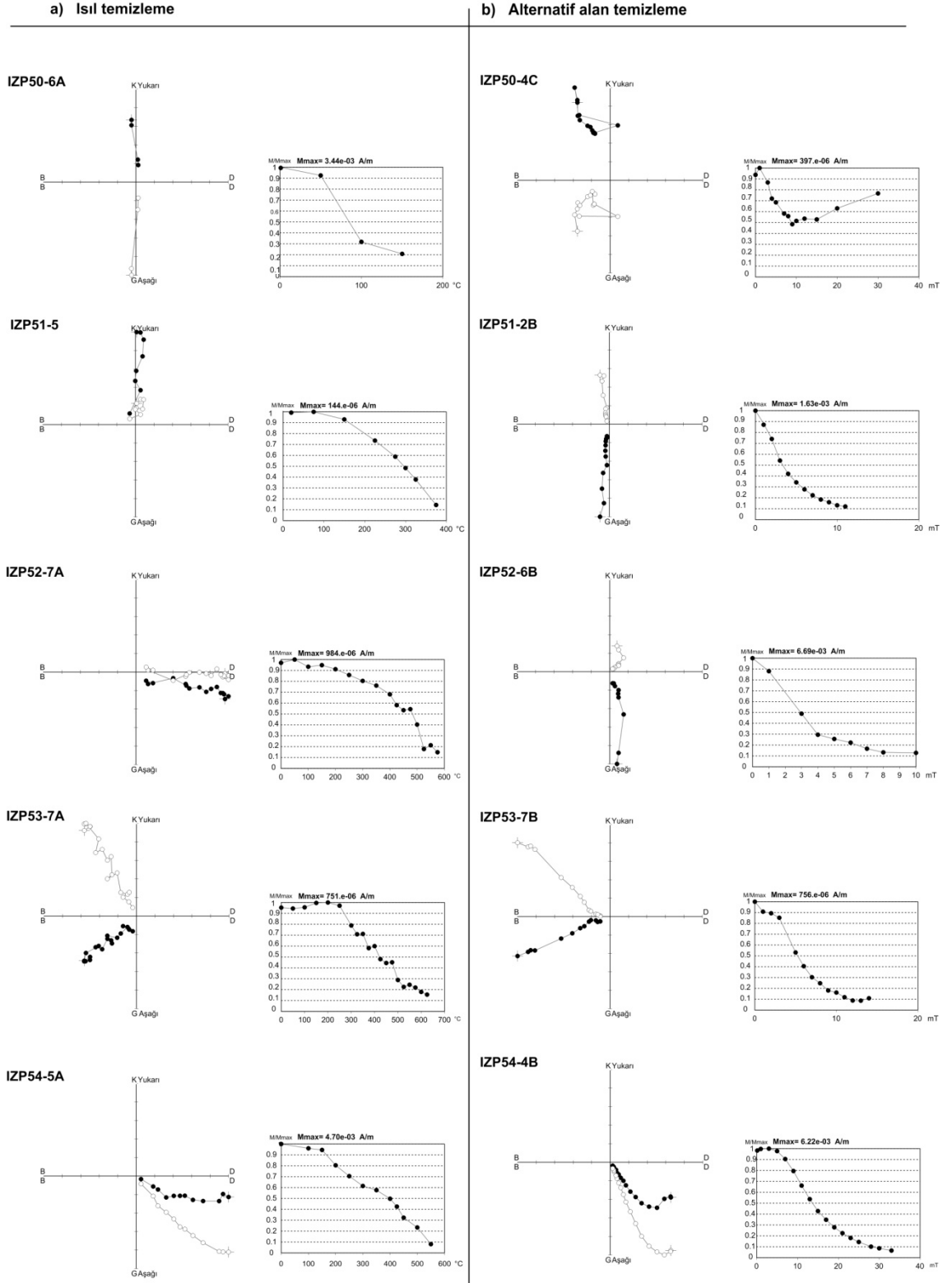
IZP48-7B



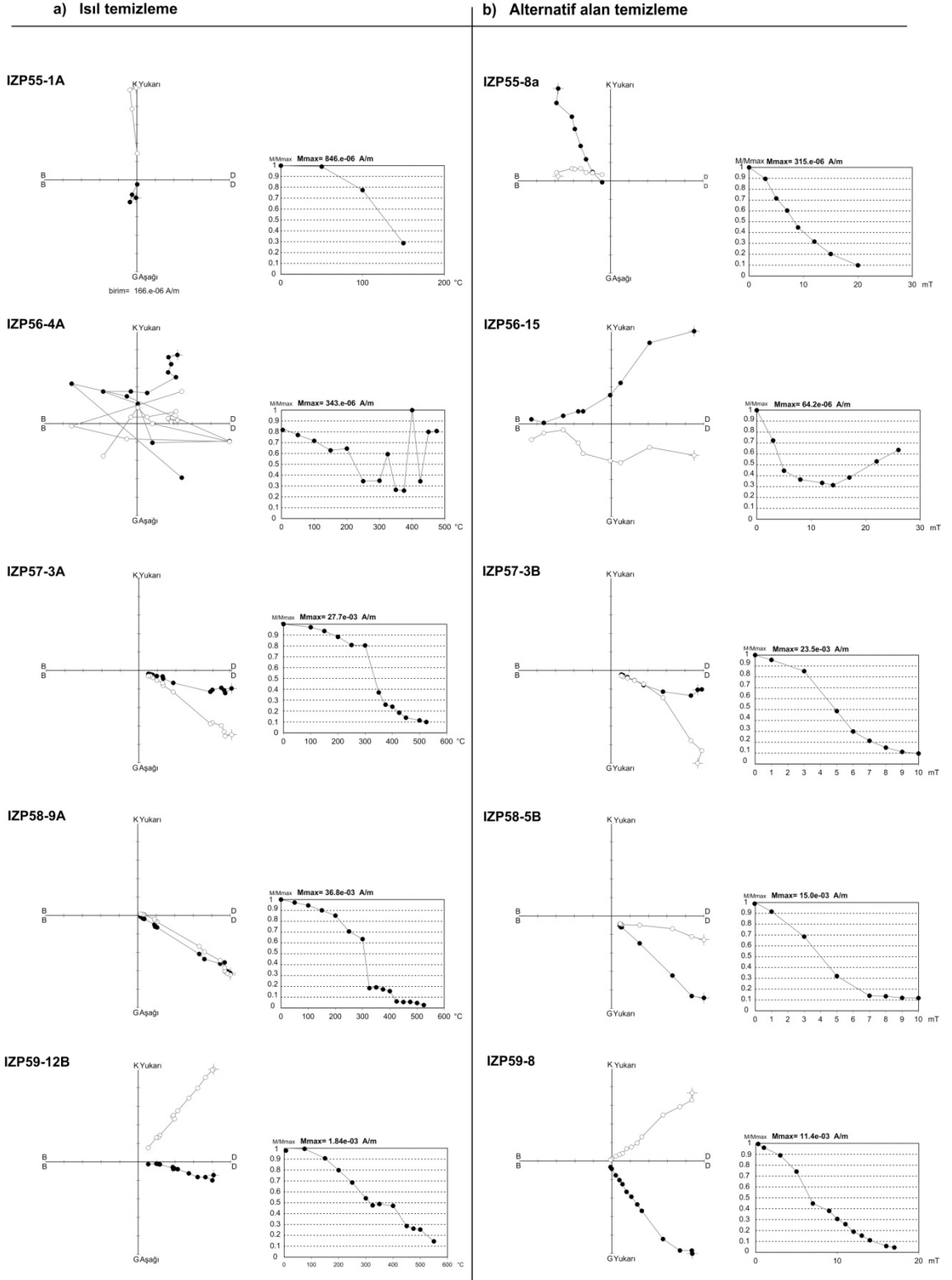
IZP49-9C



EK 14: İZP43-49 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısıl temizleme sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.

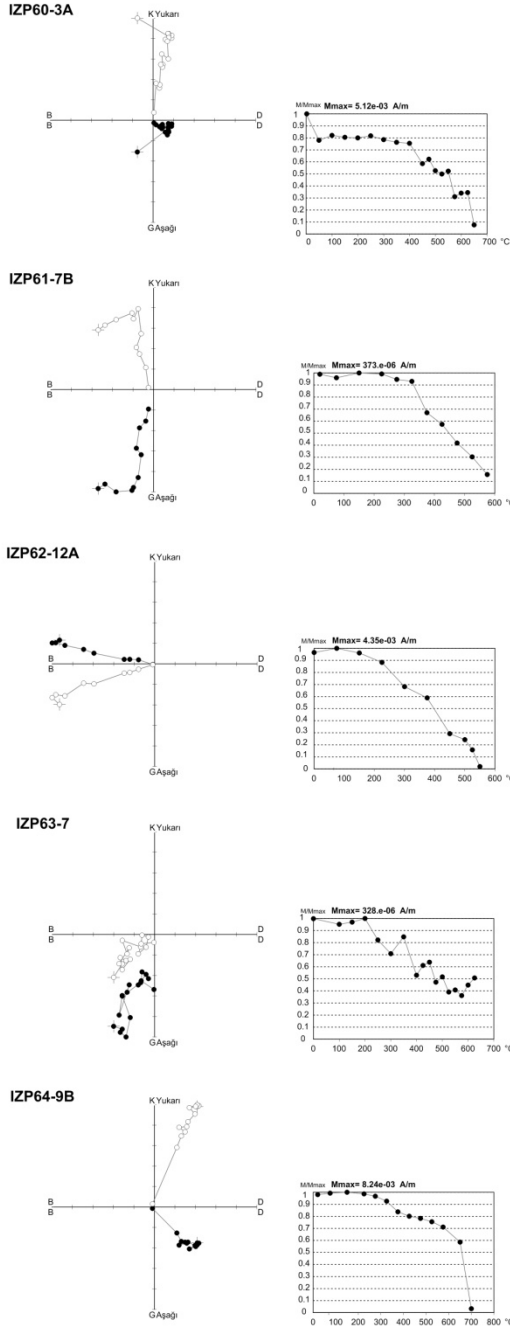


EK 15: İZP50-54 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal temizleme ve alternatif alan sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.

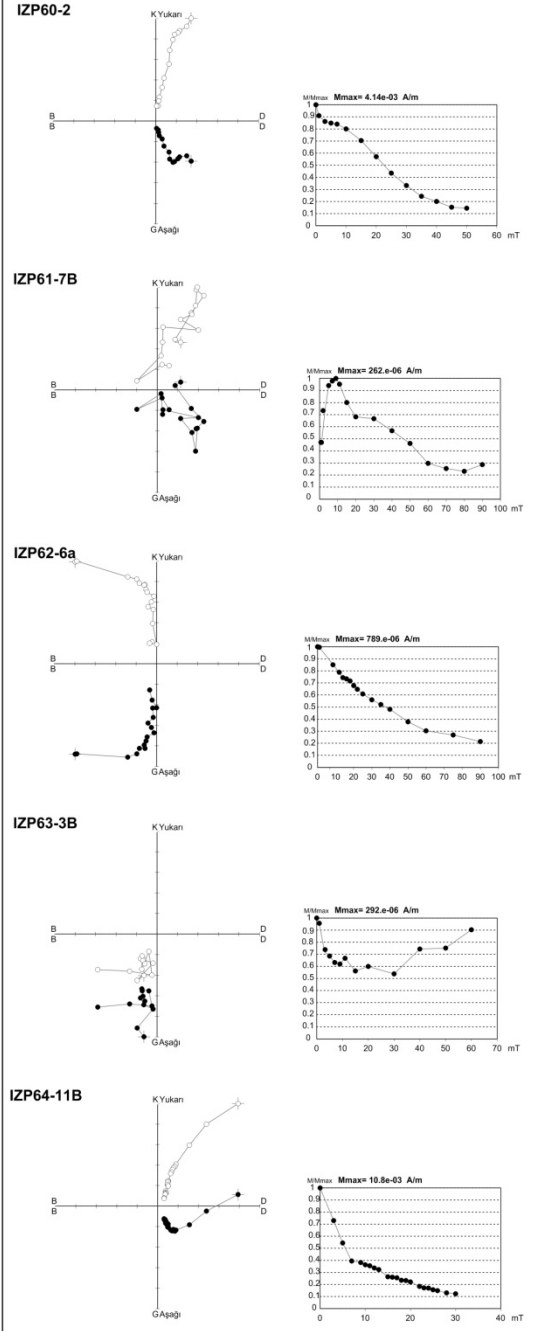


EK 16: İZP55-59 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısıl temizleme ve alternatif alan sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.

a) Isıl temizleme



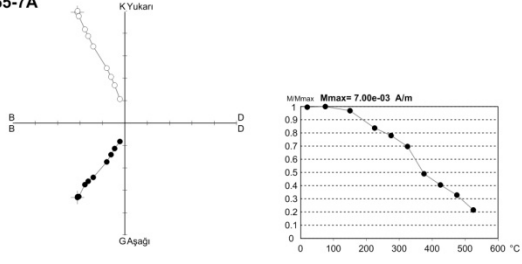
b) Alternatif alan temizleme



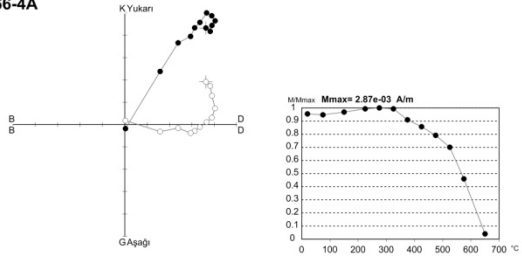
EK 17: İZP60-64 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısısal temizleme ve alternatif alan sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.

a) Isıl temizleme

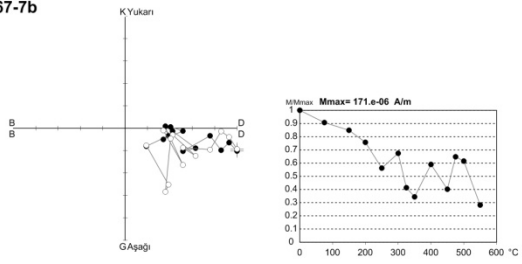
IZP65-7A



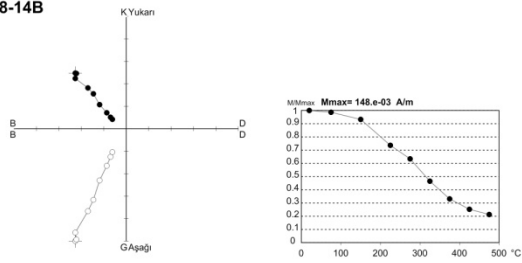
IZP66-4A



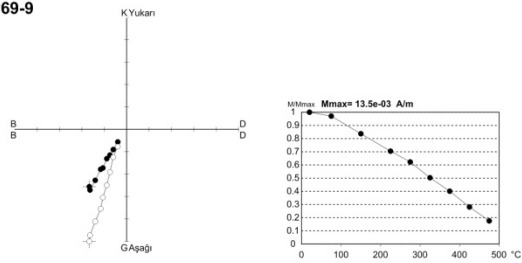
IZP67-7b



IZP68-14B

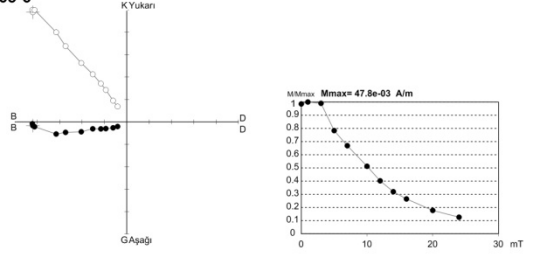


IZP69-9

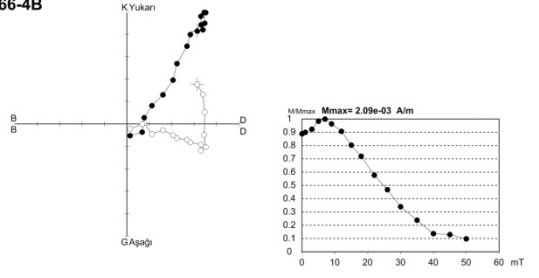


b) Alternatif alan temizleme

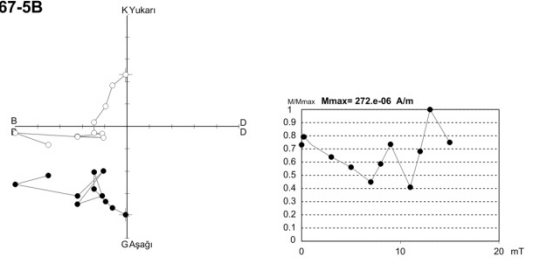
IZP65-6



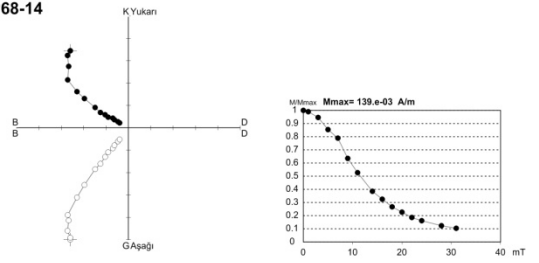
IZP66-4B



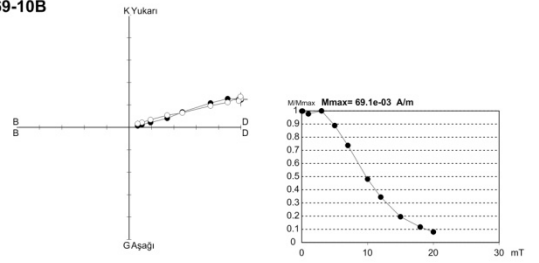
IZP67-5B



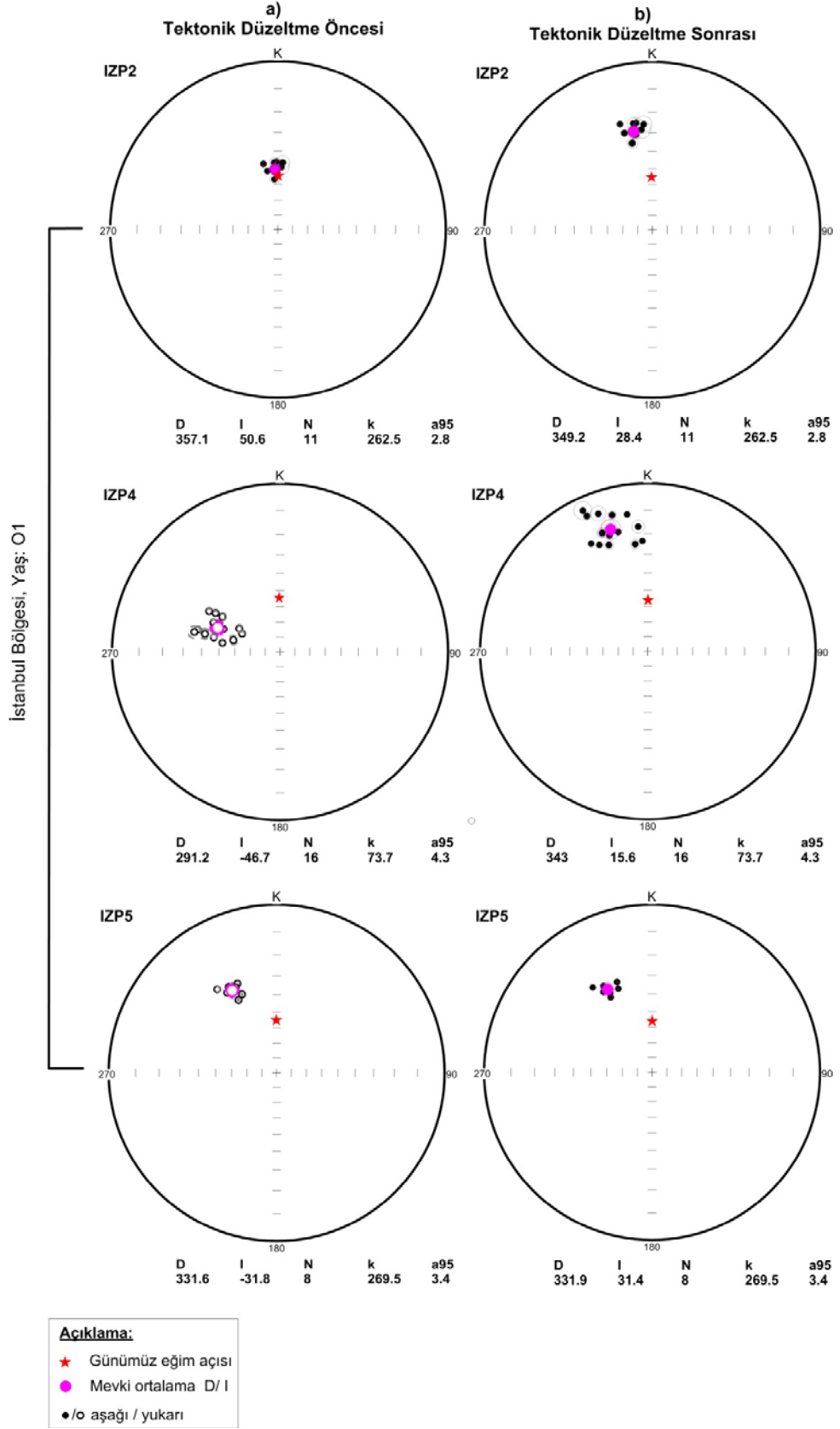
IZP68-14



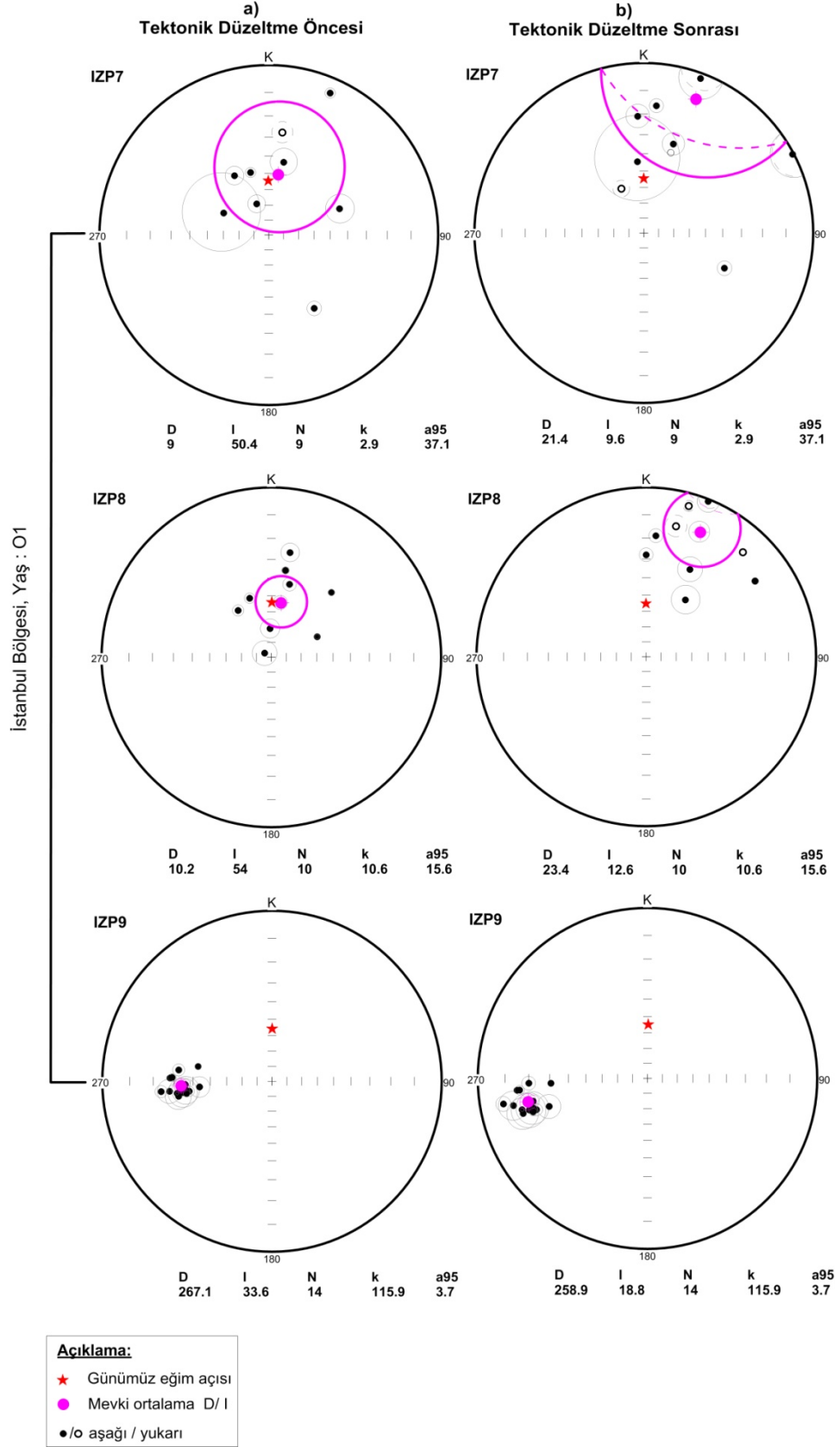
IZP69-10B



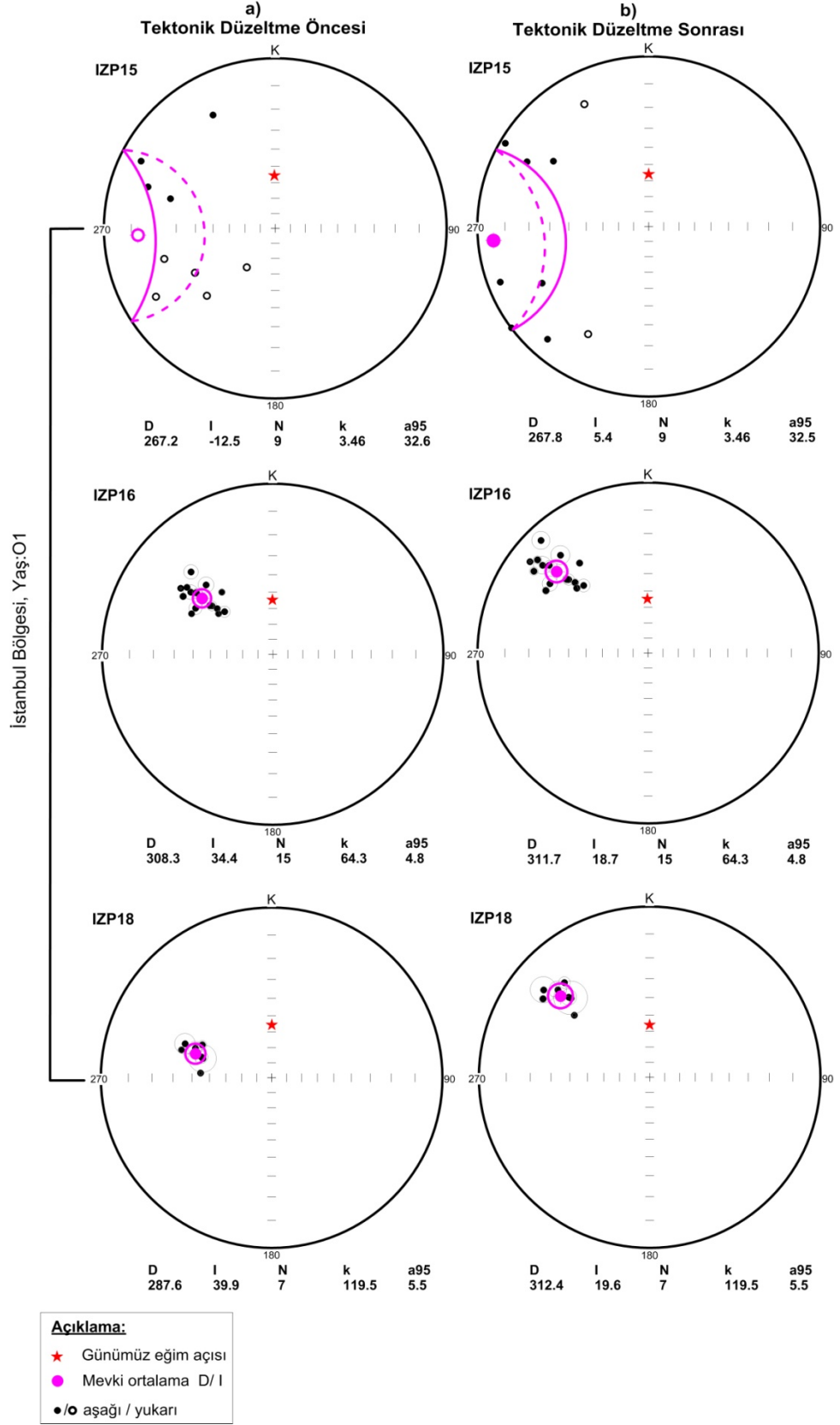
EK 18: İZP65-69 arası mevkilerin plot örneklerine ait ısıl temizleme ve alternatif alan sonuçlarının Zijderweld ve şiddet değişim eğrilerinde gösterimi.



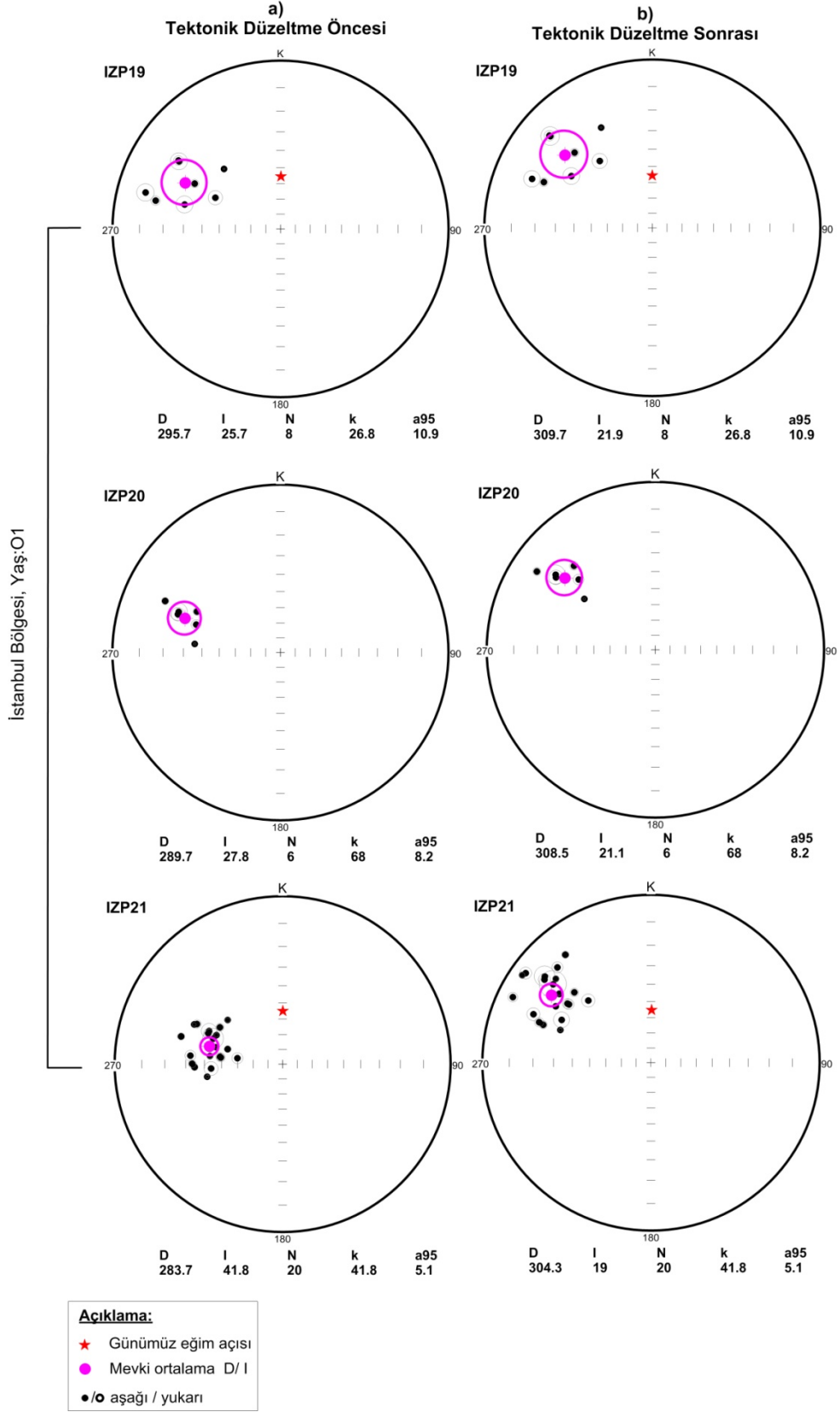
EK 19: İZP2-5 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.



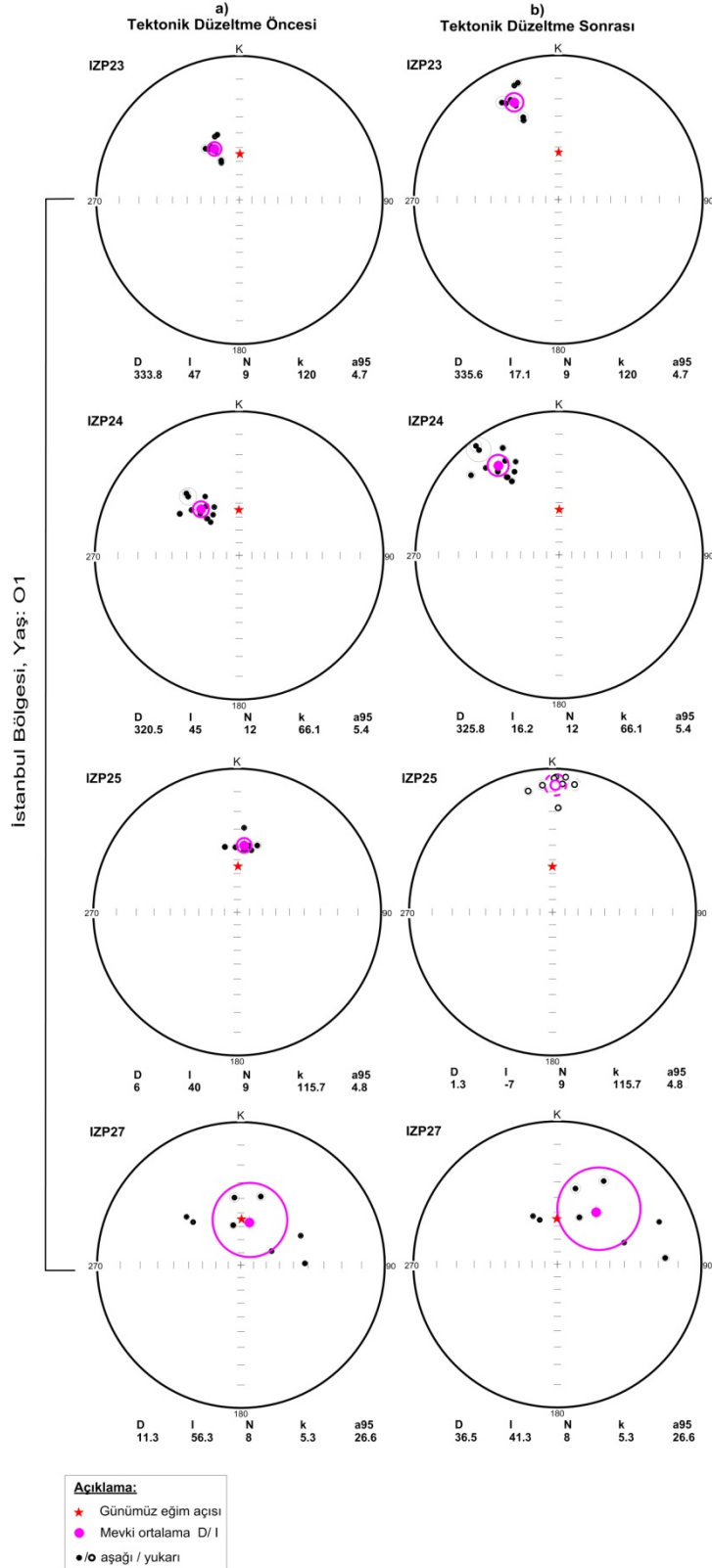
EK 20: İZP7-9 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.



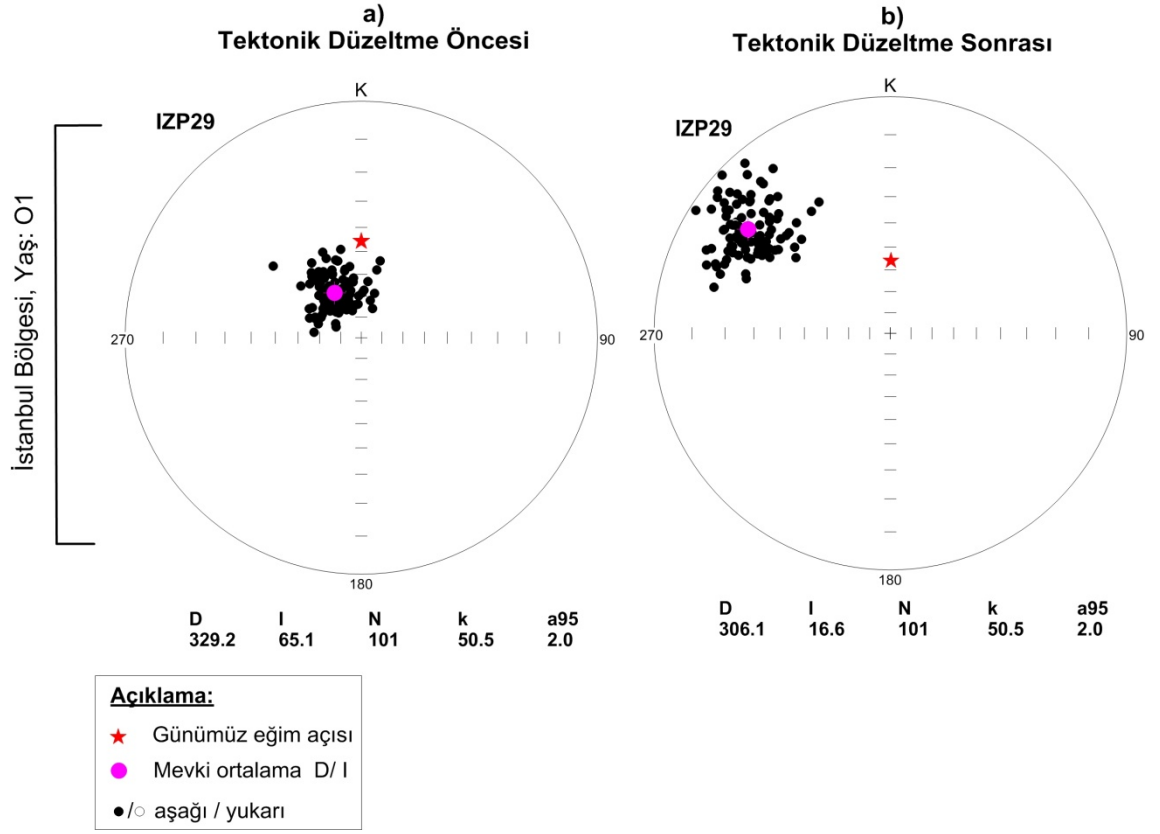
EK 22: İZP15-18 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.



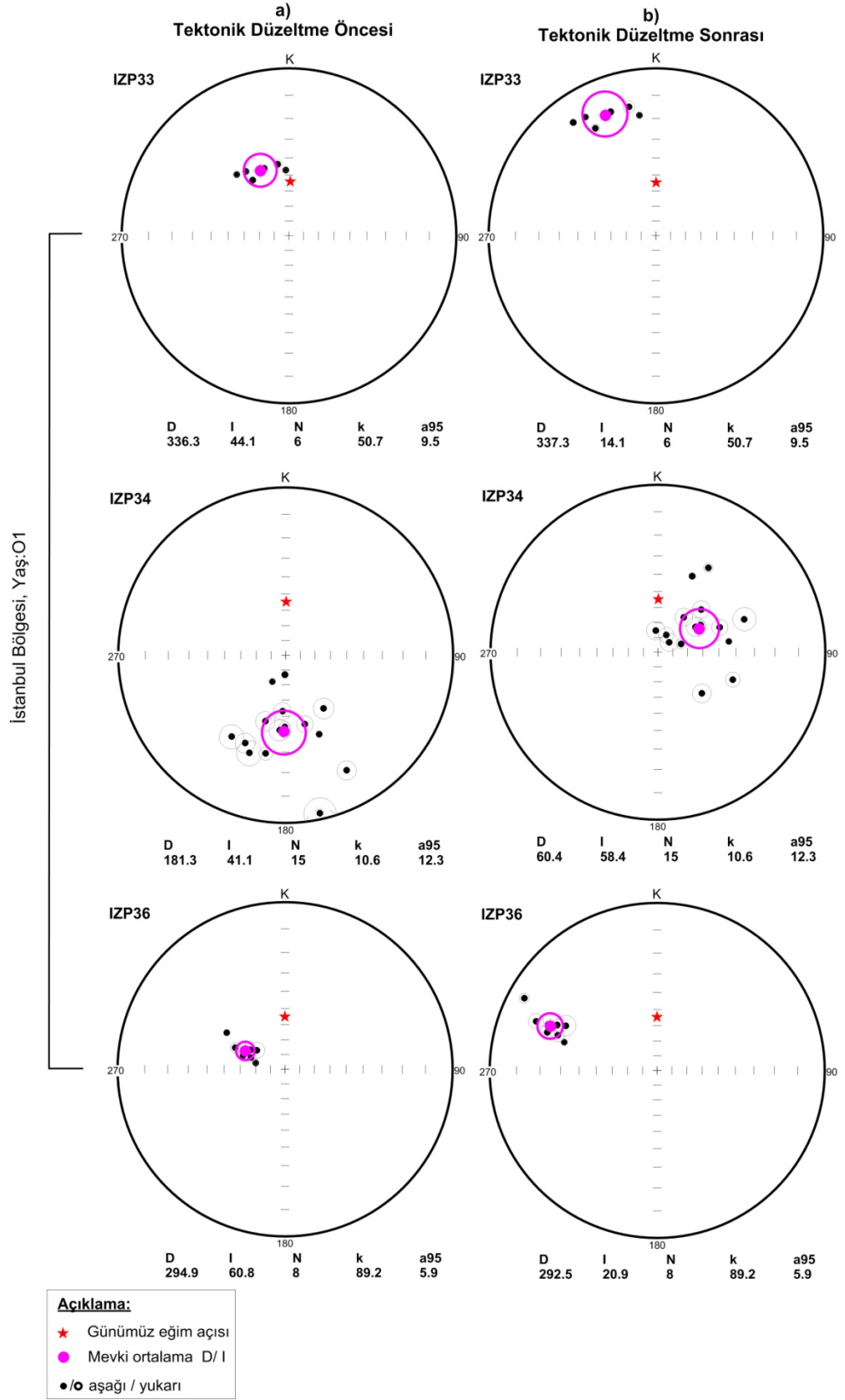
EK 23: İZP19-21 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.



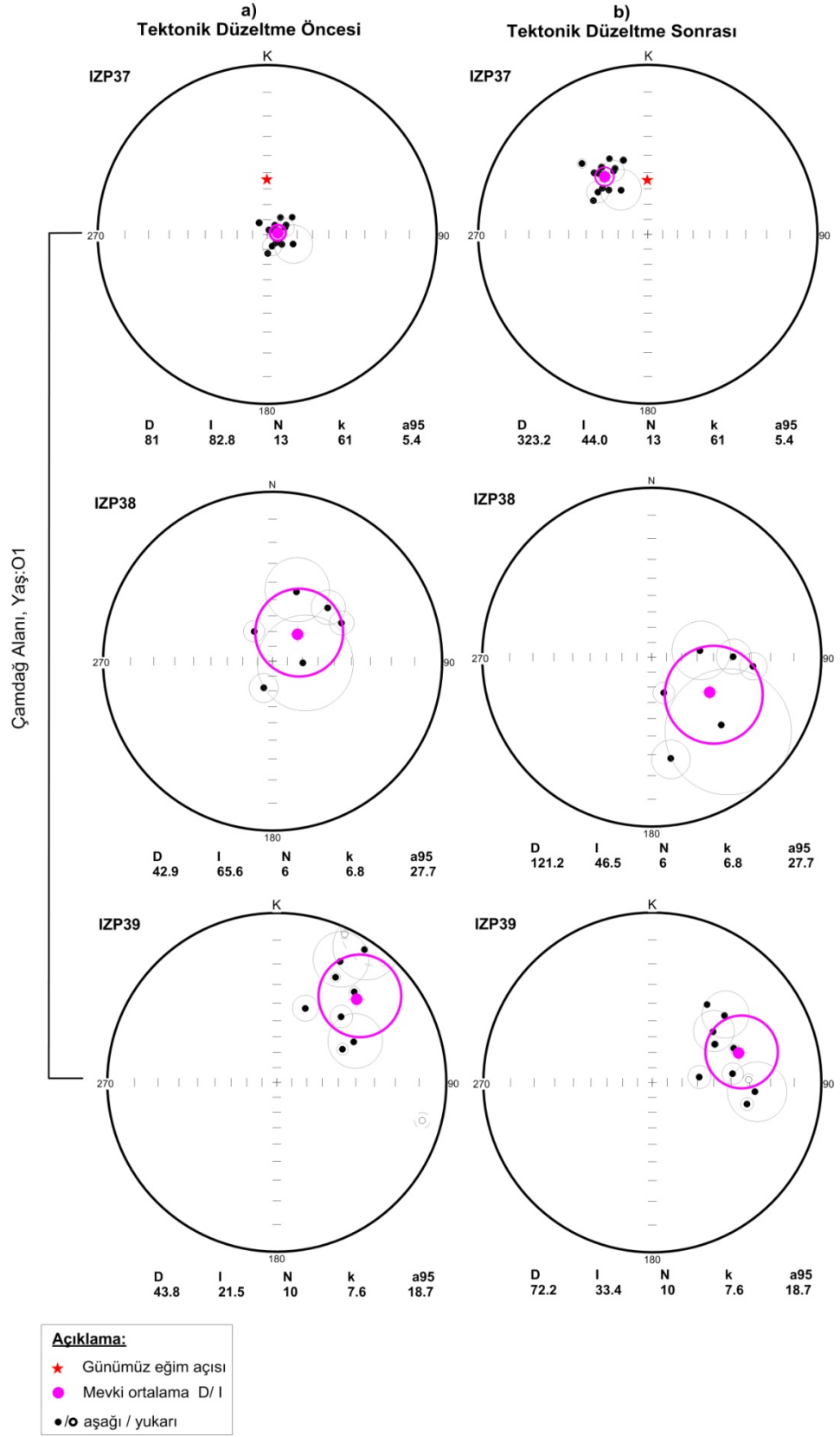
EK 24: İZP23-27 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.



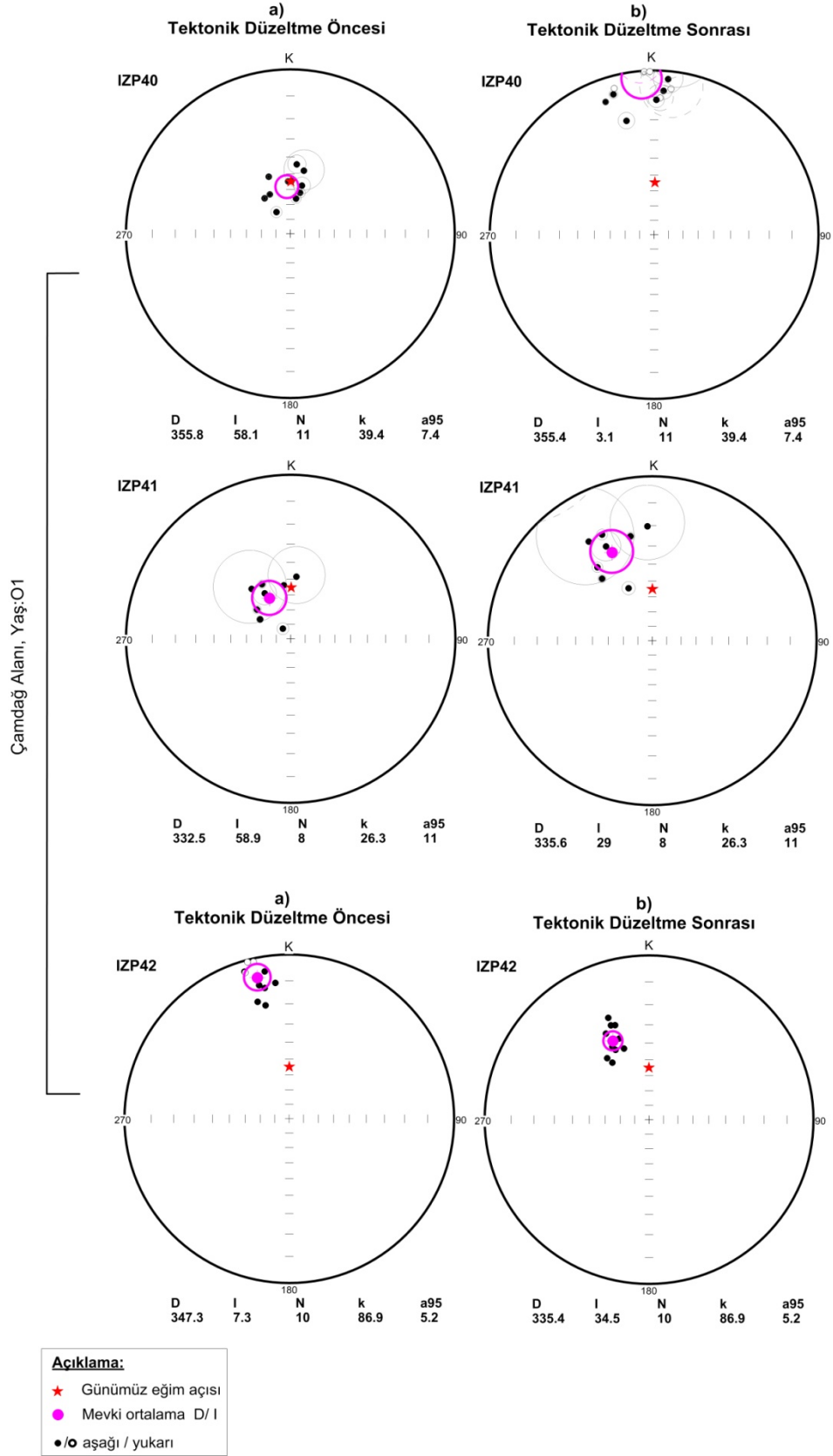
EK 25: İZP29 mevkesine ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerinin gösterimi.



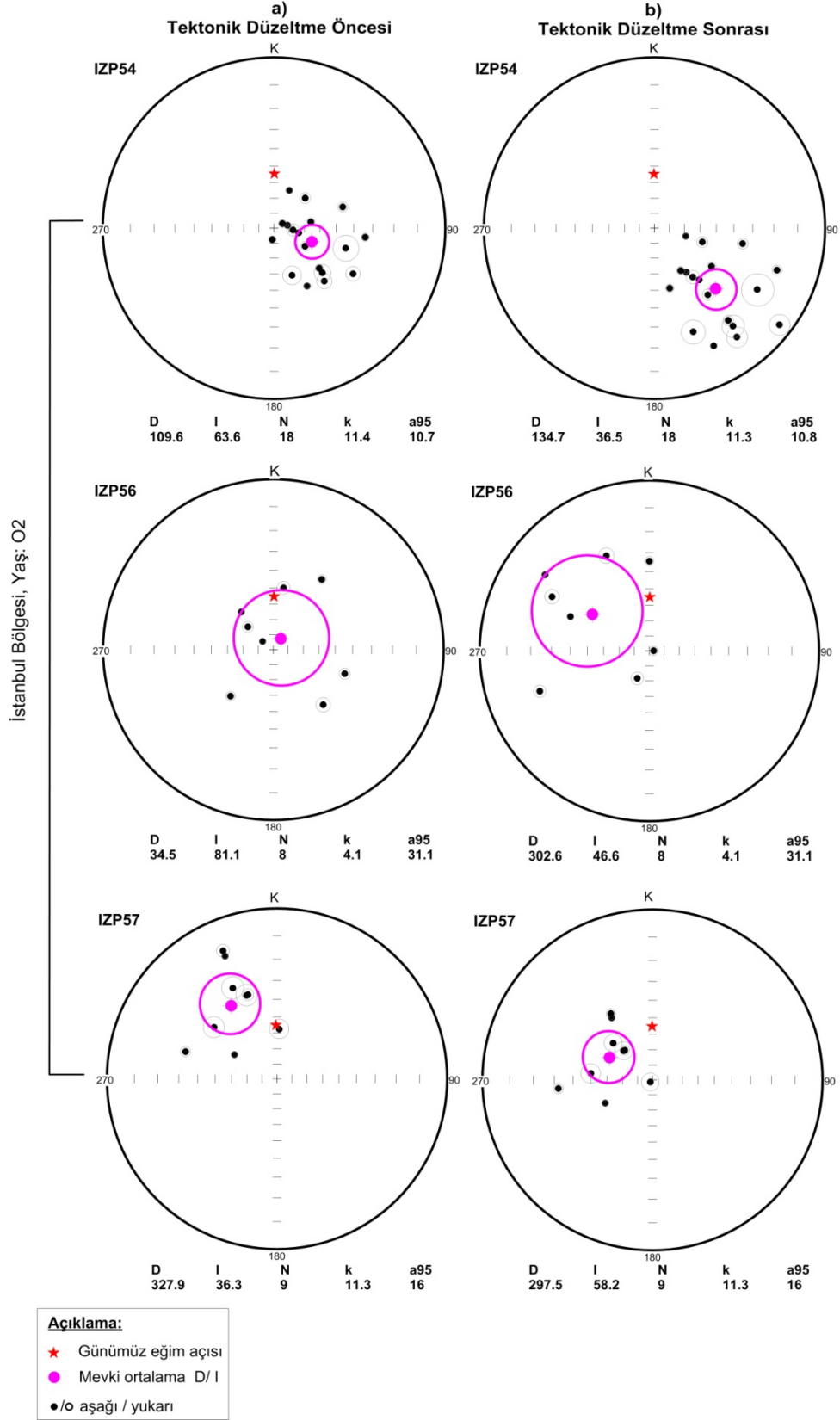
EK 26: İZP33-36 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.



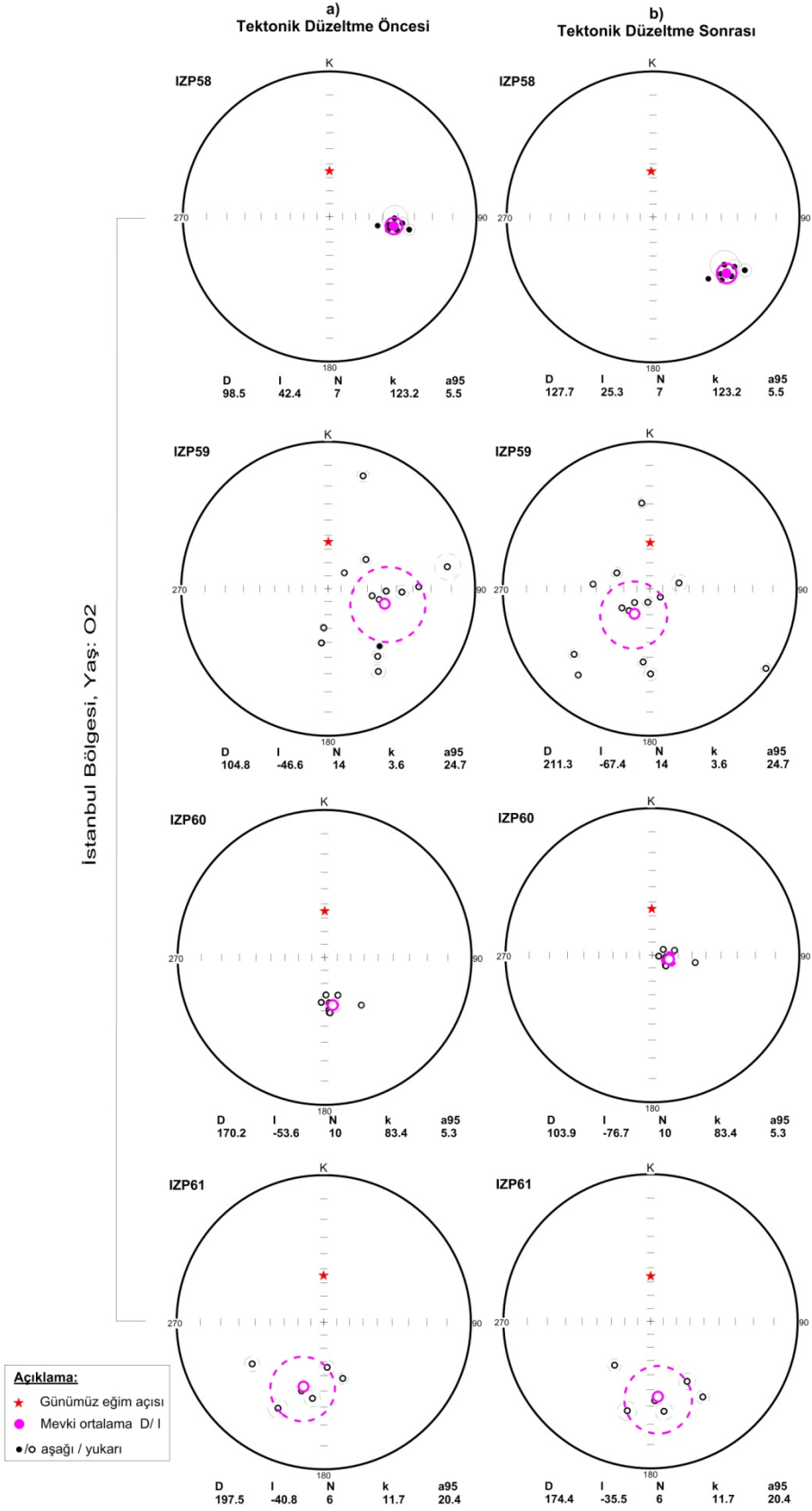
EK 27: IZP37-39 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.



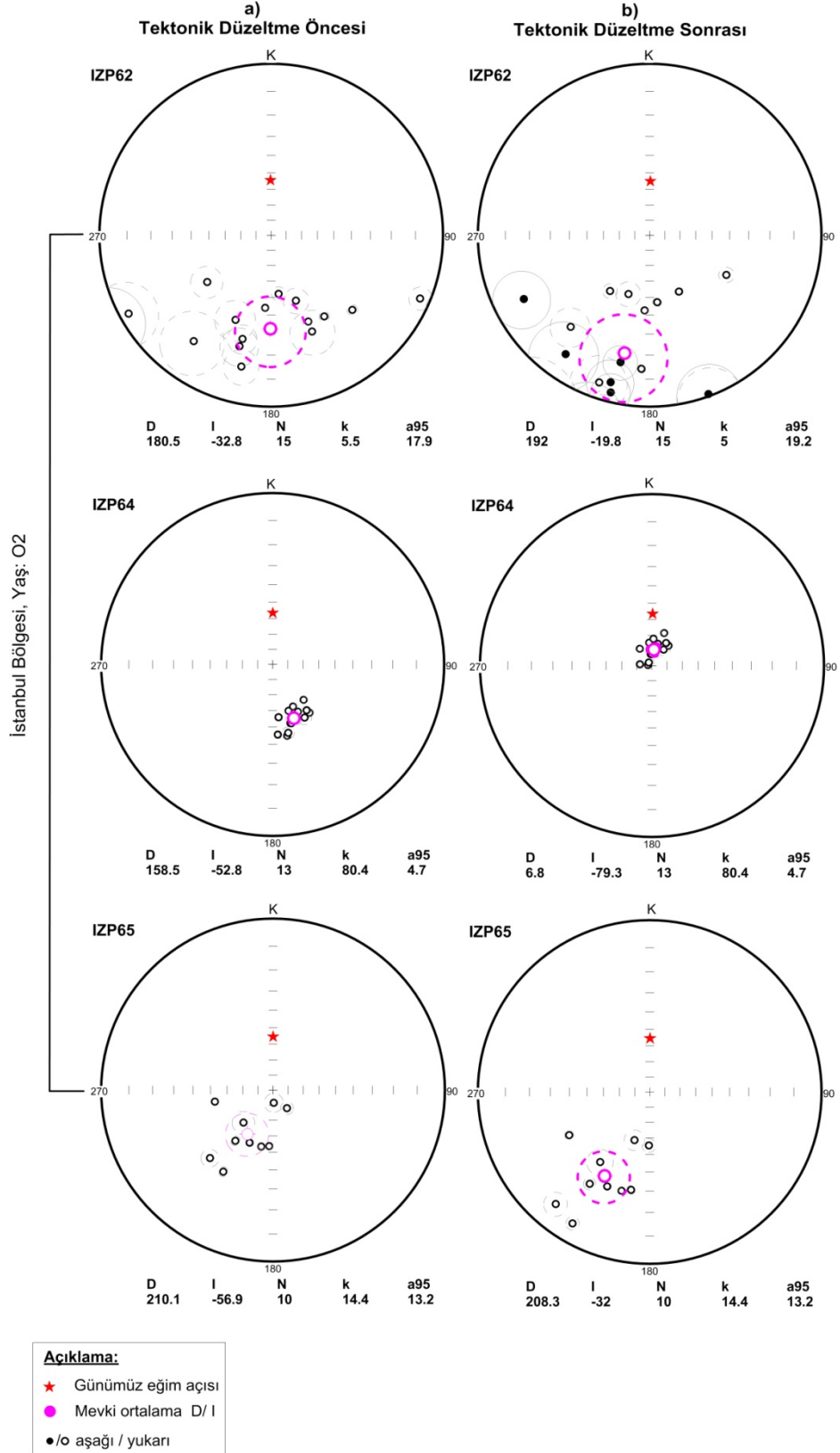
EK 28: İZP40-42 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.



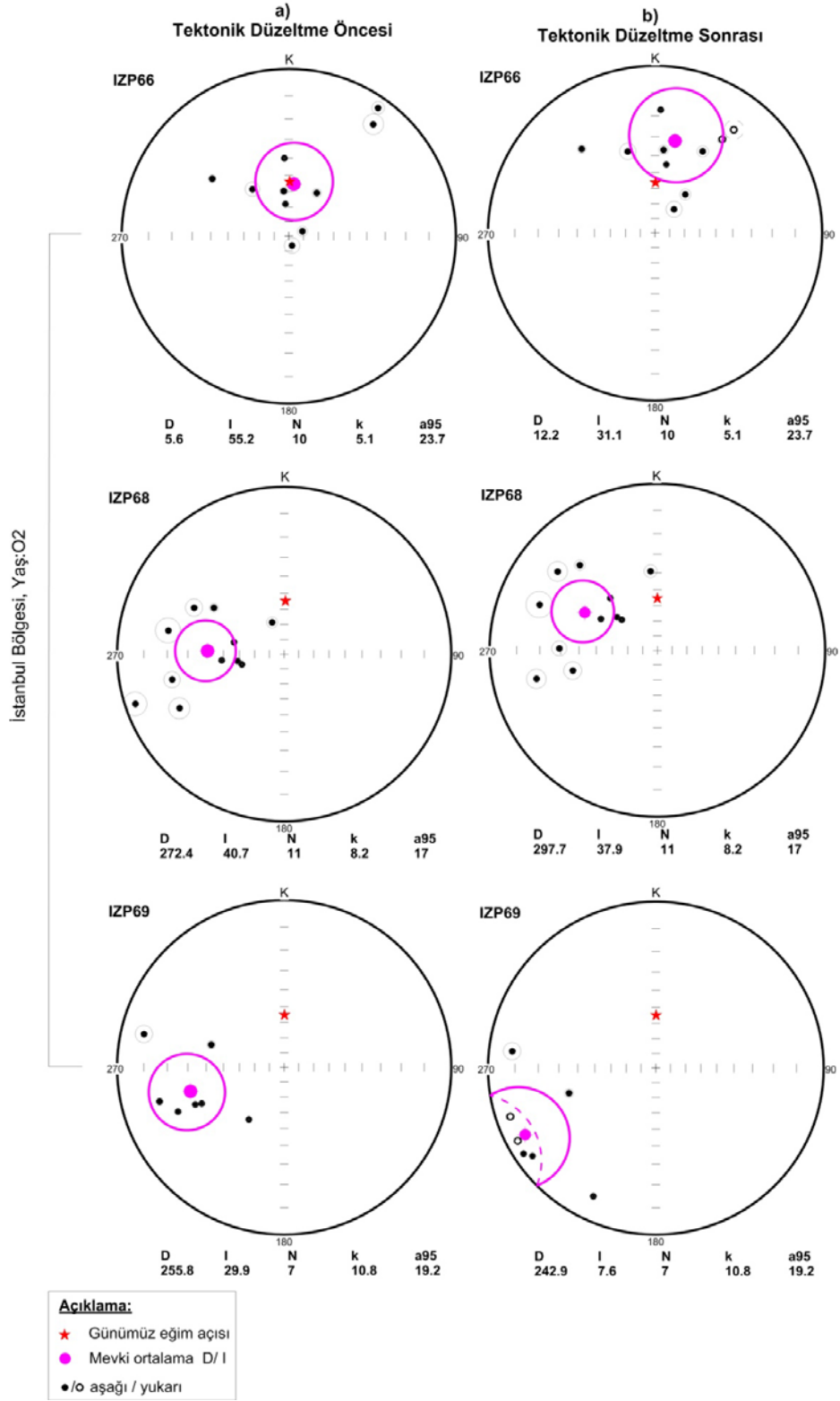
EK 31: İZP54-57 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.



EK 32: İZP58-61 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.



EK 33: İZP62-65 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.



EK 34: IZP66-69 arası mevkilere ait kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin stereonet üzerindeki dağılımları ve ortalama değerlerinin gösterimi.

ÖZGEÇMİŞ

1979 yılında Bursa'da doğdu. 1999 yılında Süleyman Çelebi Lisesi İngilizce ağırlıklı Fen bölümünden mezun oldu. Aynı yıl Süleyman Demirel Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde lisans eğitimine başladı ve 2003 yılında fakülte derecesiyle mezun oldu. Lisans mezuniyetinin ardından aynı yıl içerisinde Süleyman Demirel Üniversitesine araştırma görevlisi olarak atandı ve eğitime yüksek lisans yaparak devam etti. 2006 yılında, " Van Gölü ve civarı Havadan Mağnetik verilerinin kantitatif yorumu" isimli yüksek lisans teziyle Jeofizik Yüksek Mühendisi ünvanını aldı. 2007 yılında İstanbul Üniversitesi Fenbilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda doktora öğrenimine başladı. 2007 yılından bu yana halen İstanbul Üniversitesi bünyesinde araştırma görevlisi olarak görev yapmaktadır.