



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**KUZEY MARMARA BÖLGESİ'NİN
PALEOMAĞNETİZMASI**

**Özlem MAKAROĞLU
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman
Prof.Dr. Naci ORBAY**

HAZİRAN, 2004

İSTANBUL

ÖNSÖZ

Yüksek lisans öğrenimim ve tez çalışmalarım süresince titiz eleştiri ve değerli katkılarından dolayı hocam Prof.Dr. Naci ORBAY'a teşekkürlerim sonsuzdur.

Arazi çalışmalarımız sırasında jeolojiye dair bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşan, gerek çalışma bölgelerime gelerek gerekse sonuçları değerlendirme süresince desteklerini esirgemeyen Doç.Dr.Timur Ustaömer'e katkılarından dolayı teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmam süresince yardımlarını esirgemeyen Yard. Doç. Dr. Mümtaz Hisarlı'ya göstermiş olduğu destekten ötürü sonsuz teşekkürler.

İstanbul Bölgesindeki çalışmalarımın arazi kısmında örnek yerlerinin tespiti için bölgeye gelerek zaman ayıran bölgenin jeolojisine dair değerli bilgilerine başvurduğum Doç.Dr. Mehmet Keskin'e yardımlarından dolayı çok teşekkürler.

Göstermiş oldukları desteklerinden ötürü Prof.Dr. Demir Kolçak'a, Prof.Dr. Niyazi Baydemir'e, Doç.Dr. Zuhâl Düzgüt'e, Yard.Doç.Dr.Naşıde Özer'e, Dr. Nurdan Sayın'a ve bugüne kadarki eğitimimde emeği geçen bütün hocalarıma sonsuz teşekkürler.

Laboratuvar çalışmalarım süresince sıcak misafirperverlikleri ve içtenlikleriyle Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü Manyetik Bölümünden Doç. Dr. Mustafa Kemal Tuncer'e, Doç.Dr. Oya Çakın'a, Jeofizik Yüksek Mühendisleri Burhan Çağlayan'a, Yalçın Güngörmüş'e, Metin Zobu'ya, hizmetli Esmâ Arslan'a ve sevgili arkadaşım Jeofizik Mühendisi Elif Tolak'a yardımlarından dolayı çok teşekkür ederim. Kandilli Rasathanesi Jeofizik Mühendisiği Bölümünden Araş.Gör. Tuna Eken'e desteklerinden ötürü teşekkürler.

Yaşama ve yerbilimlerine bakış açısıyla farklılığı göze çarpan, engin kitap arşivinden her zaman yararlanmama imkan sağlayan, tez süresince yardımlarını esirgemeyen Dr. Ferhat Özçep'e çok teşekkürler .

Arazi çalışmalarım süresince bana zaman ayıran ve elinden geldiğince destek olan biricik ağabeyim Özgür Makaroğlu'na teşekkürüm saklıdır.

Arazi çalışmalarımın önemli bir bölümünde benimle birlikte olarak çok büyük yardımlarını gördüğüm Nesibe Başol'a tez süresince göstermiş olduğu emek ve desteğinden ötürü sonsuz teşekkürler.

Bu tez çalışması İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliği tarafından desteklenmiştir. Proje No:T-108/11112002. İlgililere teşekkürler.

Çalışmam süresince destek ve dayanışmalarıyla bana yardımcı olan arkadaşlarıma ve emeği geçen herkese çok teşekkürler.

ve

Yaşamımda olmazsa olmaz aileme bugüne kadar ki destekleri, emekleri ve sabırları için sonsuz teşekkürler...

HAZİRAN, 2004

Özlem MAKAROĞLU

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER	iii
ŞEKİL LİSTESİ.....	v
TABLO LİSTESİ	vii
ÖZET.....	ix
SUMMARY	x
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR	4
2.1. BÖLGEDE YAPILMIŞ PALEOMAĞNETİK ÇALIŞMALAR.....	4
3. MALZEME VE YÖNTEM	7
3.1. PALEOMAĞNETİK ÇALIŞMALARDA ÖRNEKLERİN TOPLANMASI VE DEĞERLENDİRMEYE HAZIR HALE GETİRİLMESİ	7
3.2. LABORATUVARDA KULLANILAN PALEOMAĞNETİK ALETLER.....	11
3.2.1. Isısal Temizleme Sistemi	11
3.2.2. Molspin Mağnetometresi	12
3.3. LABORATUVAR ÖLÇÜMLERİ.....	13
3.4. MIKNATISLANMA DOĞRULTULARININ ANALİZİ	15
3.4.1. Zijderveld Diyagramı.....	15
3.4.2. Wulff Projeksiyon Grafiği	16
3.5. PALEOMAĞNETİK VERİLERİN İSTATİSTİKSEL ANALİZİ	16
3.6. ÇALIŞMA BÖLGESİNİN JEOLJİSİ.....	20
3.6.1. Volkanik Kayaçların Bölgesel Dağılımı	23
3.6.2. Istranca Masifinin Jeolojisi ve Örnek Yerleri	27
3.6.3. İstanbul Bölgesinin Jeolojisi ve Örnek Yerleri.....	33

4.BULGULAR	39
4.1. ÇALIŞMA BÖLGESİNDE ÜST KRETASE YAŞLI VOLKANİK KAYAÇLARA AİT PALEOMAĞNETİK VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ.....	39
5.TARTIŞMA VE SONUÇLAR	62
KAYNAKLAR	65
ÖZGEÇMİŞ	75

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 3.1: Örnek toplama aşamaları.....	7
Şekil 3.2: Tektonik düzeltme.....	8
Şekil 3.3: El örneğinin alınma aşamaları.....	10
Şekil 3.4: Taşınabilir karot makinesi ve karot alma işlemi.....	10
Şekil 3.5: Portatif diril ile alınan örneğin döndürme sistemi.....	11
Şekil 3.6: MMTD60 ısısal temizleme aletinin görüntüsü.....	12
Şekil 3.7: Molsipin ölçüm cihazı.....	12
Şekil 3.8: Isısal temizleme adımları.....	14
Şekil 3.9: Zijderveld Diyagramında mıknatıslanma vektör bileşenlerinin gösterilişi.....	15
Şekil 3.10: Wulf Projeksiyonun kullanımı.....	16
Şekil 3.11: Örnek yeri, Alan yönü ve Jeomağnetik kutup arasındaki ilişkiler.....	19
Şekil 3.13: Çalışma Bölgesi ve çevresinin tektonik haritası.....	22
Şekil 3.14: Marmara Bölgesindeki Üst Kretase yaşlı kayaçların dağılımı.....	26
Şekil 3.15: Istranca Masifi ve Çevresinin Jeolojisi.....	28
Şekil 3.16: İğneada'nın jeolojisi.....	29
Şekil 3.17: Istranca Bölgesinin jeolojisi ve örnek yerleri.....	32
Şekil 3.18: İstanbul Bölgesinin Jeolojisi ve örnek yerleri.....	35
Şekil 3.19: Çalışma Bölgesinin Stratigrafisi.....	36
Şekil 4.1: KM03045a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.....	40
Şekil 4.2: KM11011b numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.....	41
Şekil 4.3: KM12013a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.....	42
Şekil 4.4: KM15033a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.....	43

Şekil 4.5: KM17051a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.....	44
Şekil 4.6: KM13013b numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.	45
Şekil 4.7: KM21023a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.	47
Şekil 4.8: KM36032a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.	48
Şekil 4.9: KM27033a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.....	49
Şekil 4.10: KM15 nolu mevkiye ait temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme yapıldıktan sonraki mıknatıslanma bileşenlerinin Wulf projeksiyonunda gösterilişi.....	50
Şekil 4.11: KM17 nolu mevkiye ait temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme yapıldıktan sonraki mıknatıslanma bileşenlerinin Wulf projeksiyonunda gösterilişi.....	51
Şekil 4.12: KM23 nolu mevkiye ait temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme yapıldıktan sonraki mıknatıslanma bileşenlerinin Wulf projeksiyonunda gösterilişi.....	52
Şekil 4.13: KM29 nolu mevkiye ait temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme yapıldıktan sonraki mıknatıslanma bileşenlerinin Wulf projeksiyonunda gösterilişi.....	53
Şekil 4.14: KM30 nolu mevkiye ait temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme yapıldıktan sonraki mıknatıslanma bileşenlerinin Wulf projeksiyonunda gösterilişi.....	54
Şekil 4.15: Istranca Bölgesinden elde edilen mıknatıslanma vektörlerinin gösterilişi...	57
Şekil 4.16: İstanbul Bölgesine ait mıknatıslanma vektörlerinin gösterilişi.....	58
Şekil 4.17: Kuzey Marmara Bölgesinden elde edilen Üst Kretase yaşlı örneklerin ortalama mıknatıslanma doğrultularının gösterimi.....	59
Şekil 4.17: Türkiye ve yakın çevresindeki Paleomağnetik veriler ile bu çalışmadan elde edilen verilerin gösterilişi.....	60
Şekil 4.18: Kuzey Marmara’da Üst Kretase’de gelişen tektonizmanın şematik gösterilişi.....	61

TABLO LİSTESİ

Tablo 2.1: Bölgede Daha Önceden Yapılmış Olan Çalışmalar.....	6
Tablo 3.1: İstranca Bölgesindeki Mevki Yerleri.....	32
Tablo 3.2: İstranca Bölgesindeki Mevki Yerleri.....	39
Tablo 4.1:İstranca Bölgesine ait örneklerin temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme uygulandıktan sonraki mıknatıslanma doğrultuları ve istatistiksel parametrelerin gösterilişi.....	56
Tablo 4.2: İstanbul Bölgesine ait örneklerin temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme uygulandıktan sonraki mıknatıslanma doğrultuları ve istatistiksel parametrelerin gösterilişi.....	57

SEMBOL LİSTESİ

D,	Mıknatıslanma Doğrultusunun Sapma Açısı
I,	Mıknatıslanma Doğrultusunun Eğim Açısı
B(Tesla,T),	Mağnetik İndüksiyon
H(Amper/m,A/m),	Mağnetik Alan
J₀ (Tesla,T),	Doğal Mıknatıslanma Şiddeti
T (°C),	Sıcaklık
V,	Hacim
N,	Örnek Sayısı
R,	Bileşke Vektör
P,	Yoğunluk Dağılımı
α₉₅,	Emniyet Çemberi
k,	Duyarlık Parametresi
μ,	Mağnetik Moment
φ,	Örnek Yerinin Enlem Açısı
θ,	Örnek Yerinin Boylam Açısı
φ^v,	Jeomağnetik Kutbun Enlem Açısı
θ^v,	Jeomağnetik Kutbun Boylam Açısı

ÖZET

KUZEY MARMARA BÖLGESİ' NİN PALEOMAĞNETİZMASI

İnceleme alanı Kuzey Marmara Bölgesi'ni kapsamaktadır. 15 mevkiden yönlü kayaç örnekleri alınmıştır. Öncelikle tüm örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanmaları Molspin Mağnetometresinde ölçülmüş ve her örnek MMTD60 aletiyle ısısal temizlemeye tabi tutularak ikincil mıknatıslanmalarından arındırılmaya çalışılmıştır. Verilerin moment değişim eğrileri, Zijderveld projeksiyonları ve Fisher istatistiği parametreleri gibi işlemleri, paleomağnetik veri analiz programı olan Palmag ve Paleomag programları ile sağlanmıştır. Istranca Bölgesinden alınan Üst Kretase yaşlı kayaçların ortalama sapma ve eğim açısı $187^{\circ} / -46^{\circ}$ derece bulunmuştur. İstanbul Bölgesinden alınan Üst Kretase yaşlı kayaçların ortalama sapma ve eğim açısı $348^{\circ} / 40^{\circ}$ bulunmuştur. Istranca Bölgesi saat yönünde 7° , İstanbul Bölgesi ise saatin tersi yönünde 12° dönme göstermektedir. Istranca Bölgesi için hesaplanan ortalama enlem açısı 27.4° olarak bulunmuştur. İstanbul Bölgesi için hesaplanan ortalama enlem açısı 22.8° olarak bulunmuştur. Kısırkaya'da ortalama enlem açısı 26° , Riva'da 23° , Poyraz'da ise 20° olarak hesaplanmıştır. İnceleme bölgesindeki paleoenlem açıları ve örnek aldığımız kayaçların yaşları gözönüne alındığında Üst Krease zaman aralığında İstanbul Fragmanının güneyden kuzeye hareket ettiği, İstanbul Fragmanının bu hareketi sırasında ise Istranca Bloğunun sabit kaldığı söylenebilir.

SUMMARY

PALEOMAGNETISM OF THE NORTH MARMARA REGION

Study area is located in the North Marmara Region. Oriented rock samples were taken from different 15 sites. First of all, natural remanent magnetisations of all samples were measured by Molspin Magnetometer and then thermal demagnetisation treatment was applied to each sample by MMTD60 instrument. All paleomagnetic parameters and diagrams were calculated and drawn by Palmag and Paleomag programs. The mean value of declination and inclination of Upper Cretaceous aged samples were obtained $187^{\circ}/-46^{\circ}$ in the Stranja Region. The mean value of declination and inclination of Upper Cretaceous aged samples was measured $348^{\circ}/40^{\circ}$ for the İstanbul Region. Stranja Region represents 7° clockwise rotation. The İstanbul Region shows 12° anti-clockwise rotation. The paleolatitudes were determined 27.4° for Stranja Region. The paleolatitude was determined 22.8° for the İstanbul Region. The mean values of paleolatitude are for Kısırkaya, Riva, Poyraz were respectively calculated as $26^{\circ}, 23^{\circ}, 20^{\circ}$. If we consider all paleolatitude angles and the ages of rock samples, we can say that the İstanbul Fragment has moved from south to north in the Upper Cretaceous time, during this time the Istranca Block was stable.

1. GİRİŞ

Yerin tarihi incelenmeye başlanınca, bazı yerfiziği olaylarının geçmişte herhangi bir iz veya kayıt bırakmadan oluştukları görülür. Sismoloji, gravite, ve elektrik alanlar üzerine yapılan çalışmalar, yer içi hakkında bilgi verdikleri halde elde edilen bilgiler ölçülerin yapıldıkları zamana ait olmakta, başka bir deyişle, yer ile ilgili bir fiziksel olay, yerin yaşına kıyasla çok dar bir zaman aralığında incelenebilmektedir. Oysa bir doğa olayının tam olarak tanımlanabilmesi, bu olayın yere ve zamana göre incelenmesini gerektirir. Bu nedenle, jeolojik devirlerde iz veya kayıt bırakan jeofizik olaylar, yerin dinamik olaylarının incelenmesinde giderek daha fazla önem kazanmaktadır.

Kara kütlelerinin jeolojik zamanlardaki paleocoğrafik konumları ve geçirmiş oldukları tektonik olayların izleri kayaçların kalıntı mıknatıslanmalarının belirlenmesi ile saptanabilir. Mağnetik mineral içeren kayaçlar oluşumları sırasında mıknatıslanma kazanırlar. Kayaçlar kazandıkları bu kalıntı mıknatıslanmaları ile yermağnetik alanının sürekli bir kaydını taşırlar. Bu kalıntı mıknatıslanmanın ölçülmesi eski mağnetik alanın karakterinin belirlenmesinde kullanılabilir ve bu jeolojik zaman boyunca yerkürenin fiziksel bir özelliğinin ayrıntılı olarak belirlenmesine olanak tanıyan yegane jeofizik gözlemdir. Bu kalıntı mıknatıslanmanın ölçülmesi temeline dayanan paleomağnetizma ile gerek jeofizik ve gerekse jeolojik problemlere çözüm üretmek olanaklıdır.

Paleomağnetik çalışmaların temel amacı, yermağnetik alanının jeolojik dönemler içindeki özelliklerini ve levhaların birbirine göre konumlarını belirlemek ve günümüzde olan birçok tektonik problemi çözmektir. Paleomağnetik çalışmaların yardımıyla, kıtaların kayması, okyanus tabanı yayılması gibi bir çok tektonik olay açıklık kazanmaktadır (McKenzie & Jackson, 1983).

Paleomağnetik çalışmalardan elde edilen ortalama mıknatıslanma doğrultularının sapma ve (denklinasyon) eğim (inklinasyon) açıları kullanılarak o kara kütlelerinin dönme ve

enlemsel hareketi de belirlenebilmektedir. Ayrıca, ortalama mıknatıslanma doğrultularından elde edilen kutup pozisyonları kullanılarak, birbirine yakın veya uzak iki levha parçasının bağıl hareketi de saptanabilmektedir. Bu çalışmanın amacı, Kuzey Marmara Bölgesi'nin Üst Kretase yaşlı volkanik kayalardan elde edilen paleomağnetik verilerini değerlendirerek bölgenin jeodinamik gelişimini ortaya koymaktır. Bu bölgeleri içine alan farklı volkanik oluşum evrelerinin paleomağnetik izleri ve bölgenin zaman ve mekan ilişkileri ile jeodinamik özellikleri arasındaki bağlantıların araştırılması amaçlanmıştır. Böylece bölgenin tektonik gelişimi ortaya konarak önerilen jeolojik modellerle uygunluğunun saptanmasına çalışılacaktır. Bu amaçla Istranca Bölgesinden ve İstanbul'un Kuzeyinden yönlü kayaç örnekleri alınmıştır..

Volkanik istifler, orojenik kuşakların analizinde önemli ipuçları sağlamaktadır. Modern okyanuslar ve kenarlarında elde edilen bulgular- sıcak nokta volkanizması hariç- volkanik aktivitenin daha çok levha sınırlarında; rift, dirift ve çarpışma evrelerinde meydana geldiğini ortaya koymuştur. Son yıllarda yapılan çalışmalar yitim bileşeni gösteren mağmatizmanın sadece yitim zonlarında değil diğer ortamlarda da görülebileceğini ortaya koymuştur (Pearce, 1983; Pearce ve diğ.,1990; Keskin ve diğ.,1998...). Birçok araştırmacı Marmara Bölgesindeki volkanojenik istifin bir yay mağmatizmasının bir ürünü olduğunu ileri sürerken; bazı araştırmacılar ise Karadeniz havzasının Üst Kretase'de açılması sırasında gelişmiş olan bir riftleşmeye bağlı olduğunu tespit etmişlerdir. Yine son yıllarda Istranca Masifinde ve İstanbul Zonunda yapılan çalışmalarda ileri sürülen modellerde, İstanbul Zonu ile Istranca Masifini ayıran fayın Batı Karadeniz Fayı olduğu ve bu fayın Üst Kretase döneminde oluştuğu açıklanmaktadır. Ayrıca, yine bu fayın Batı Karadeniz Baseninin oluşmasında da önemli bir öneme sahip olduğu da yapılan çalışmalar sonucunda ortaya konmaktadır. Öne sürülen bu modellerin ve sonuçların elde edildiği çalışmalar içerisinde paleomağnetik çalışmaların yetersizliği görülmektedir. Bölgede paleomağnetik çalışmaların sayısı oldukça azdır. Istranca Masifi'nin Bulgaristan'daki devamı olan Srednagora Bölgesinde Üst Kretase yaşlı kayalarla yapılan paleomağnetik çalışmalar sonucunda, bölgenin remağnetizasyon gösterdiği ortaya konmuştur. Tez çalışması kapsamında Istranca Bölgesinden alınan Üst Kretase yaşlı kayalardan elde edilen sonuçlar ile Srednagora Bölgesinde sonuçlarını karşılaştırma olanağı doğacaktır. Ayrıca,

yine bölgede daha önce yapılan paleomağnetik çalışmalarla da karşılaştırma olanağı da doğacaktır.

Yapılan arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucunda; çalışmanın amacı olan Kuzey Marmara Bölgesinin Üst Kretaseden günümüze kadar geçirmiş olduğu tektonik evrimin modellenmesi sağlanacaktır. Elde edilecek tüm sonuçlar ilgili yer bilimcilere Türkiye tektoniğini açıklama konusunda temel veri olacaktır.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. BÖLGEDE YAPILMIŞ PALEOMAĞNETİK ÇALIŞMALAR

Türkiye gibi karmaşık bir tektonik yapıya sahip olan bir bölgede yapılan paleomağnetik çalışmalar Türkiye'nin jeodinamik evrimini açıklama konusunda günden güne daha doyurucu sonuçlar vermektedir (Orbay ve Bayburdi,1979; Lauer, 1981; Orbay,1987; Orbay ve Baydemir, 1987; Sarıbudak ve diğ., 1987; Sarıbudak ve diğ., 1986,1989; Sarıbudak ve diğ., 1988; Evans ve diğ., 1990; Beyhan,1992; Orbay ve diğ., 1993a, b; Orbay ve diğ.,1995; Channel ve diğ., 1995; Orbay ve diğ., 1997,1998; Orbay, 1999-2000; Özçep, 1999; Çinku, 2004;...). Türkiye'de, yakın zamana kadar yapılan çalışmalarda daha çok volkanik kayalardan alınan örneklerle çalışmalar yapılırken günümüzde sediman kayalardan da örnekler alınarak paleomağnetik çalışmalar devam etmektedir (Orbay ve diğ.,2003; Hisarlı ve diğ. devam ediyor; ...). Bu tez çalışmasında Kuzey Marmara'da Üst Kretase yaşlı volkanik özelliğe sahip bölgelerden alınan örnekler değerlendirilmiştir. Çalışma bölgesi ve çevresinde daha önce yapılan çalışmalar Tablo 2.1'de verilmiştir.

- Lauer, (1981): İstanbul (Sarıyer) civarında Üst Kretase yaşlı iki mevkiden $331.6^0/43^0$ ve $351.6^0/31^0$ doğrultu ve eğim açısı hesaplamıştır.
- Sarıbudak ve diğ.,(1987) : İstanbul ve çevresinde Alt Triyas yaşlı kayalardan ortalama 50^0 eğim açısı saptamışlardır. Gebze civarı saatin yönünde 40^0 , Kilyos civarı ise saatin tersi yönünde 68^0 dönmüştür.
- Channel ve diğ., (1995) : Batı Karadeniz Bölgesinden Üst Kretase yaşlı volkanik kayaları örneklemişlerdir. Bölgede yapılan önceki çalışmalarda bulunan düşük enlem değerlerine karşı, yapmış oldukları çalışmada Batı Karadeniz için 23.50 K enlemi elde etmişlerdir. İstanbul-Zonguldak Zonundaki tektonik düzeltme

yaparak aldıkları Üst Kretase yaşlı kayaçlardan $D=337^0$, $I=41^0$ lik sapma ve eğim açısı hesaplamıştır.

- Patraşçu ve diğ.,(1990) : Romanya Apuseni Dağlarından alınan Üst Kretase yaşlı kayaçlardan $100^0/-38^0$ sapma ve eğim açısı değerleri bulmuştur. Bu çalışmada da tektonik düzeltme yapılmıştır.
- Sarıbudak ve diğ., (1989) : Batı Pontidlerde Üst Kretase yaşlı kayaçlardan ortalama $346^0 /40^0$ eğim açısı bulmuştur. Eosen yaşlı kayaçlardan ise $352^0/40^0$ sapma ve eğim açıları hesaplamışlardır.
- Kruczyk ve diğ., (1988) : Srednagora Bölgesindeki Alt Kretase yaşlı kayaçlardan 50^0 eğim açısı bulmuştur.
- Nozharov ve diğ. (1984) : Araştırmacılar Kruczyk'nin yapmış olduğu çalışma ile benzer sonuçlar bulmuşlardır. Srednagora bölgesinden almış oldukları Üst Kretase verilerinden $0^0/59^0$ sapma ve eğim açıları hesaplamışlardır.
- Ustaömer ve diğ.(2003): Çalışmacılar Trakya ve Marmara Havzalarının Paleomağnetizması ve tektonik modellemesi amacıyla Eosen, Oligosen ve Miyosen yaşlı kayaçlardan örnekler almışlardır. Kuzey Marmara kara alanını kuzeyden güneye üç bloğa ayırmışlardır. Bu bloklar zaman içinde birbirinden ayrılmış ve bağımsız olarak dönmüşlerdir. Bu bloklardan en kuzeyde bulunan Istranca Bloğun'da saat yönünde dönmelerin olduğu bulunmuştur. Farklı jeolojik dönemlerdeki dönme miktarları genç zamandan yaşlıya doğru birbirlerinden çıkarılarak Tekirdağ için Pliyosende 5^0 , Üst Miyosen için 25^0 , Oligosen için $35^0 -40^0$, Eosen için de 20^0 dönme değerleri elde etmişlerdir.
- Jardanova ve diğ. (2001) : Çalışmacılar Bulgaristan'daki Moesya platformundan aldıkları Üst Kretase yaşlı kayaçlardan $352.5^0/49^0$ sapma ve eğim açıları hesaplamışlardır. Yapmış oldukları çalışma sonucunda Orta Eosen sonunda Bölgenin remağnetizasyona uğradığı hesaplanmıştır.

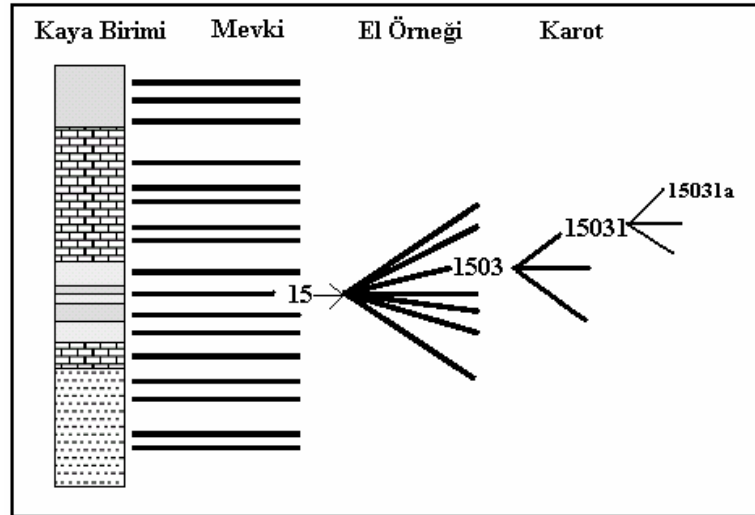
Tablo 2.1. Bölgede daha önce yapılmış olan çalışmalar

ÇALIŞMA ALANI	YAŞ	DI	KAYNAK
Istanbul	Ust Kretase	331.6° /43° ; 351.6° /31°	Lauer,1981
Istanbul	Alt Triyas	340° /-22°	Sarıbudak,1987
Gebze	Alt Triyas	42° /66°	Sarıbudak,1987
Kilyos	Alt Triyas	I=68° (saatin tersi)	Sarıbudak,1987
Istanbul-Zonguldak Zonu	Ust Kretase	337°/41°	Channel ve diğ., 1995
Apuseni Dağları (Romanya)	Ust Kretase	100°/-38°	Patraşcu et all.,1990
Batı Pontidler	Ust Kretase	163/-57°	Sarıbudak,1989
Srednagora Bölgesi (Bulgaristan)	Ust Kretase	0° /50°	Kruczyk ve diğ., 1988
Srednagora Bölgesi (Bulgaristan)	Ust Kretase	0° /59°	Nozharov ve diğ., 1984
Moesya Platformu (Bulgaristan)	Ust Kretase	352.5° /49°	Jardanova ve diğ., 2001

3. MALZEME VE YÖNTEM

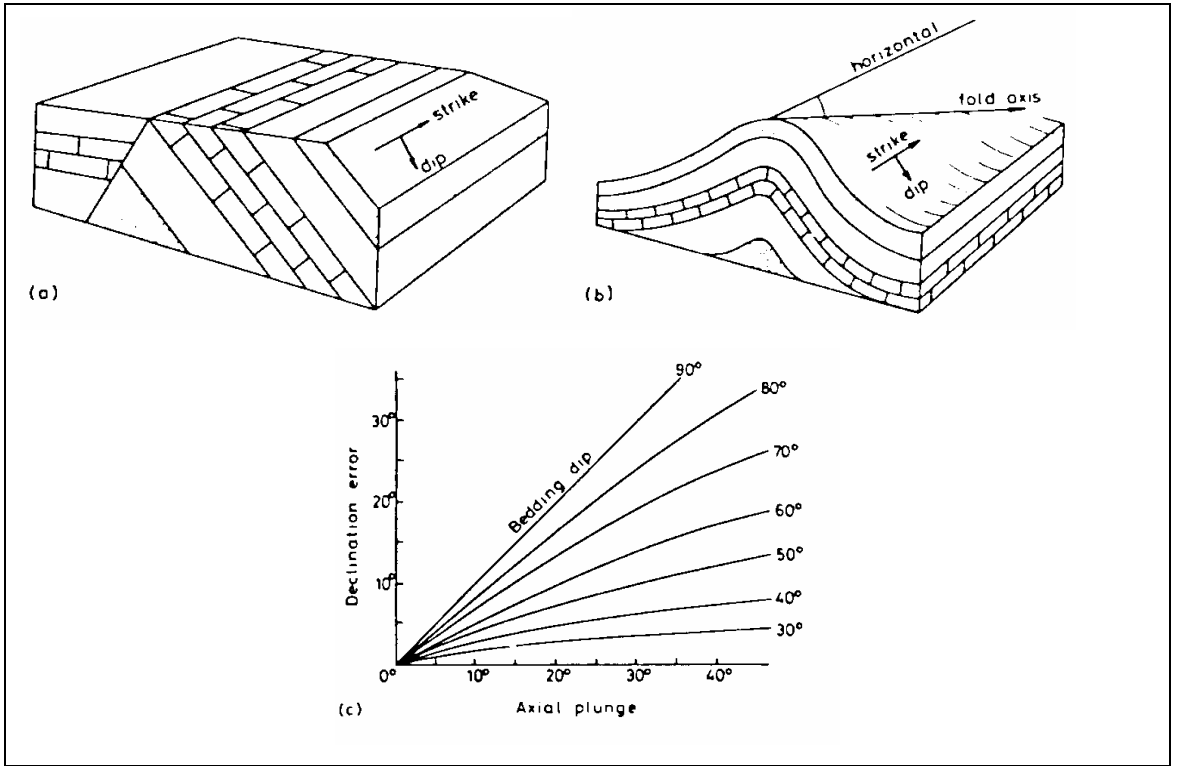
3.1. PALEOMAĞNETİK ÇALIŞMALARDA ÖRNEKLERİN TOPLANMASI VE DEĞERLENDİRMEYE HAZIR HALE GETİRİLMESİ

Paleomağnetik örnek toplanmasındaki hiyerarşi Şekil 3.1’de gösterilmiştir. Bir kayaç birimi genellikle jeolojik bir formasyonun veya formasyon ardalanmasının bir üyesidir. Örneklerin tek bir bölgeye bağlı kalarak alınmaması gereklidir. Tek bir bölge tektonik olaylardan veya mağnetik minerallerin bozuşmuş olması gibi jeokimyasal olaylardan etkilenebileceği için örneklerin geniş aralıklara saçılmış bölgelerden alınması önerilir. Bu uygulama, tek bir bölgeye bağlı kalmamızı önlerken kıvrım testi, konklomera testi gibi alan testlerini uygulamamıza da olanak sağlayacaktır. Kayaç birimi tanımlandıktan sonra bu birim üzerinde belirli sayıda mevkiler seçilerek örnek toplama işine geçilir. Bir mevkiden eğer el örneği alınıyorsa en az üç el örneği, karot makinası ile alınıyorsa en az sekiz-dokuz karot örneği alınmalıdır.



Şekil 3.1. Örnek toplama aşamaları (kayaç birimi içerisinde toplanan mevkiler, her mevki den toplanan el örnekleri, laboratuarda el örneğinden alınan karotlar ve karotlardan elde edilen 1 inç çaplı örnekler)

Bir tabakanın veya bir formasyonun mıknatıslanma doğrultusunu saptamaya yönelik çalışmalarda, bir tabakadan kaç adet örnek toplanması gerektiği kesin kurallara bağlanmamıştır. Genel olarak, bir tabakadan veya formasyondan ne kadar çok örnek toplanırsa, bu tabaka veya formasyona ait mıknatıslanma doğrultusu o kadar duyarlı ve güvenilir biçimde saptanmış olur. Çok örnek almanın tek sakıncası ölçme sayısının, ölçme süresinin uzamasıdır (Butler,1998).



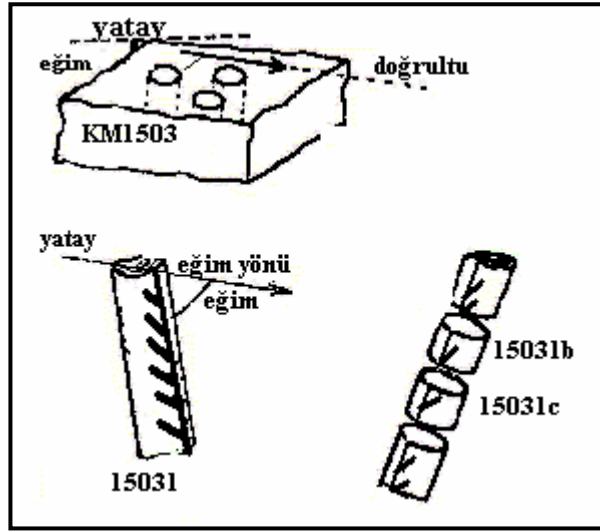
Şekil 3.2. Tektonik düzeltme

Paleomağnetik çalışmalar örnek yerlerinin seçiminin yapılmasıyla başlar. Çalışılacak bölgenin jeolojisi, örnek alınacak kayaçların yaşlarının iyi bilinmesi çalışmanın güvenilirliği açısından önemlidir. Örneklerin bozuşmuş olmamasına özen gösterilmeli bu amaçla da örneklerimizin bozuşmamış yerlerden alınmasına dikkat edilmelidir. Örnek yerlerinin seçiminde bir diğer önemli konuda, tektonik düzeltme yapabilmemiz için tabaka düzleminin bulunduğu yerlerden örneklerin alınmasıdır. Tektonik aktivite

sonucunda genellikle kayaçlar orijinal yatay konumlarını yitirirler ve eğimli bir konuma sahip olurlar (Şekil 3.2). Özellikle volkanik kayaçların mıknatıslanma kazandıkları andaki ilk konumları zaman içerisinde değişir. Bu yüzden, ilk oluştukları andaki konumlarını belirlememiz gerekmektedir. Eğer bir kayaç serisi devrik konuma sahipse (Şekil 3.2a.) tabaka düzleminin eğim ve doğrultusu ölçülebilir ve daha sonra basit matematiksel dönüşümler yapılarak orijinal konumları bulunabilir. Eğer kayaç serisi kıvrımlı ise (Şekil 3.2b) bu düzeltmede sadece yatay eksen için geçerlidir. Kıvrım ekseninde bir dalım varsa (Şekil 3.2c) dalım eğimi içinde bir düzeltme oldukça önemlidir (Tarligh,1983).

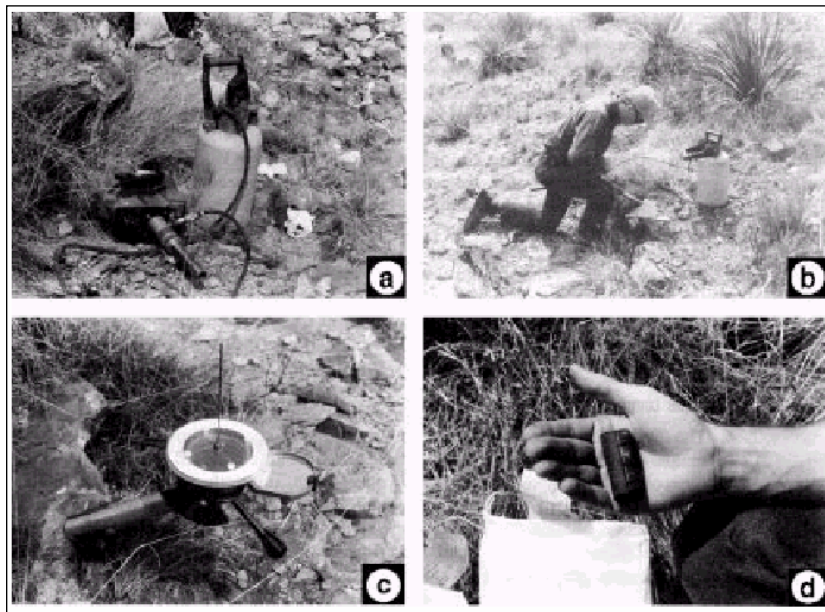
Paleomağnetik çalışmalarda araziden örnek almanın yolları:

2) *El örneği yöntemi*: 4-5 kg.lık kayaç örneklerinin güneş pusulası veya jeolog pusulası ile yerinden kopartılması ile alınan örneklerdir. Bu işlemde dikkat edilmesi gerek en önemli nokta pusulayı koyduğumuz yüzeyin düz olmasıdır. Yüzeyin düz olmaması durumunda alçı yardımı ile yüzey düz hale getirilir. Aksi takdirde yüzey engebeli olacak ve kayaç üzerine çizdiğimiz doğrultu ve eğim açıları değişecektir. Bu değişim laboratuvardaki ölçüm sonuçlarımıza da olumsuz olarak yansıtacak ve hesaplamış olduğumuz sapma ve eğim açılarında da yanlışlıklara neden olacaktır. Kayaç örneğimizin düz yüzeyi üzerine eğimin sıfır olduğu bir çizgi çizilir, sol el kuralı ile bu çizginin ok işareti çizilir. Çizilen bu çizgi el örneğimizin doğrultu yönünü gösterir. Pusula yardımı ile, çizilen doğrultu çizgisine dik yönde olacak şekilde eğim açısı belirlenir (Şekil 3.3). Araziden el veya karot örneği olarak topladığımız malzeme, taş kesme ve işleme laboratuvarında, ölçmeye hazır hale getirilir. Paleomağnetik ölçme aletleri genellikle bir inç (2,54 cm) çapında ve 1 inç yüksekliğinde silindirik örnekleri ölçecek biçimde düzenlenmişlerdir. Bu nedenle, karotlar 1inçx1inç boyutlarında, küçük silindirik örnekler haline dönüştürülürler (Şekil 3.3).



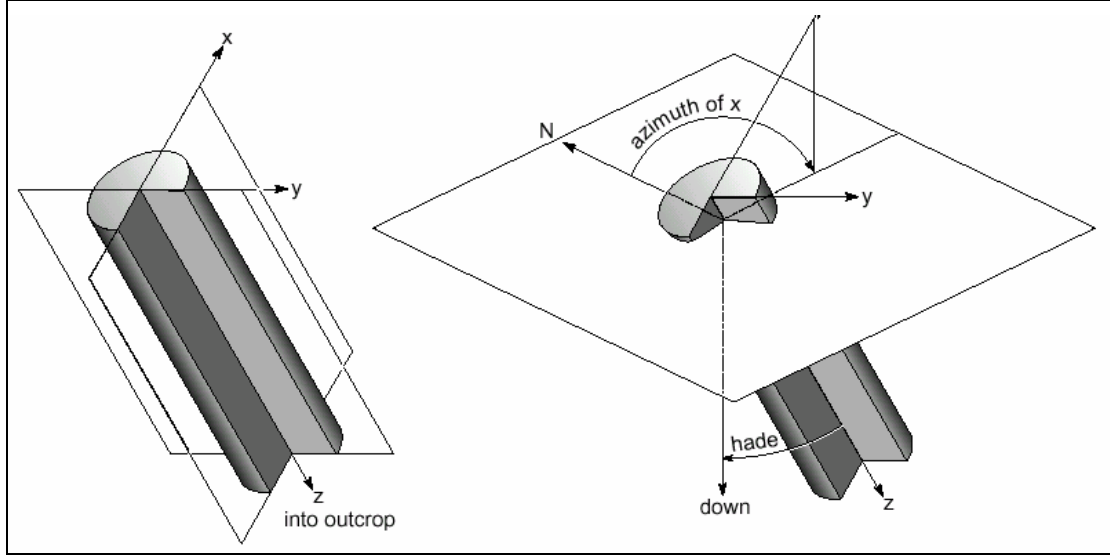
Şekil 3.3: El örneğinin alınma aşamaları

1) *Taşınabilir karot makinası ile örnek alınması:* Şekil 3.4a,b,c,d'de taşınabilir karot alma makinası ve ona bağlı su tankı ile örnek alma işlemleri gösterilmiştir. Taşınabilir karot makinası (Şekil 3.4a) yardımıyla yaklaşık 10-12 cm derinliğinde açılan silindirik örnek üzerine eğim kadranı içeren bir yönlendirme tablası geçirilip düzeçlenerek örneğin eğim açısı okunur. Örnek üzerine işaretlenen referans çizgisinin azimut açısı yönlendirme tablası üzerine konan jeolog pusulası veya güneş pusulası yardımıyla saptanmaktadır (c) (Butler,1998).



Şekil 3.4. Taşınabilir karot makinesi ve karot alma işlemi (Butler,1998).

Şekil 3.5'te laboratuvar sırasında kullanılacak olan karotun üzerindeki azimut ve eğim (hade) açısı gösterilmektedir.



Şekil 3.5. Portatif diril ile alınan örneğin döndürme sistemi

3.2. LABORATUVARDA KULLANILAN PALEOMAĞNETİK ALETLER

3.2.1. Isısal Temizleme Sistemi

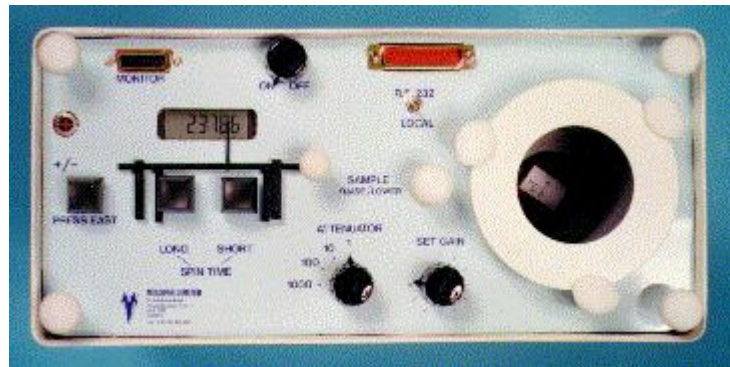
“Magnetic Measurements” şirketi tarafından üretilen, MMTD60 aleti (Şekil 3.6) ısısal temizleme işleminin yapıldığı bir sisteme sahiptir. 60 tane örnek alma kapasiteli olan cihaz, örneklerin mağnetik alandan etkilenmelerini önlemek amacıyla ısıtma ve soğutma işleminin yapıldığı 4 katlı μ - metal kalkan ile çevrilmiştir. İstenilen sıcaklıkta ısıtma işleminin yapılabilmesi için fırın üzerinde otomatik kontrol paneli bulunmaktadır. Bu panel üzerinde, ısıtmanın ve soğutmanın dakikada kaçır derece ile yapılacağını, örneklerin kaç dereceye kadar ısıtılacağını ve ne kadar süre bu sıcaklıkta bekletileceğini gösteren ayar düğmeleri bulunmaktadır. Ayrıca, yine bu panel üzerindeki sayısal göstergeler yardımıyla da ısıtma işleminin hangi aşamada olduğunu kontrol etmemiz olanaklıdır.



Şekil 3.6: MMTD60 ısısal temizleme aletinin görüntüsü

3.2.2. Molspin Mağnetometresi

Yüksek duyarlılığa sahip taşınabilir, kontrol ve veri elde etme amaçlı bilgisayara bağlı fluxgate tipi mağnetometredir (Şekil 3.7). Molspin mağnetometresindeki yazılım eğim ve sapma açıları ile mA/m cinsinden şiddet değerlerini örneğin hacmine göre hesaplamaktadır. Mıknatıslanmanın x,y ve z bileşenlerini elde etmek için 4 değişik pozisyonda ölçü alınmaktadır. Molspin ölçüm cihazıyla şiddeti 2500-0.1 mA/m arasında değişen örnekler ölçülebilmektedir.



Şekil 3.7. Molspin ölçüm cihazı.

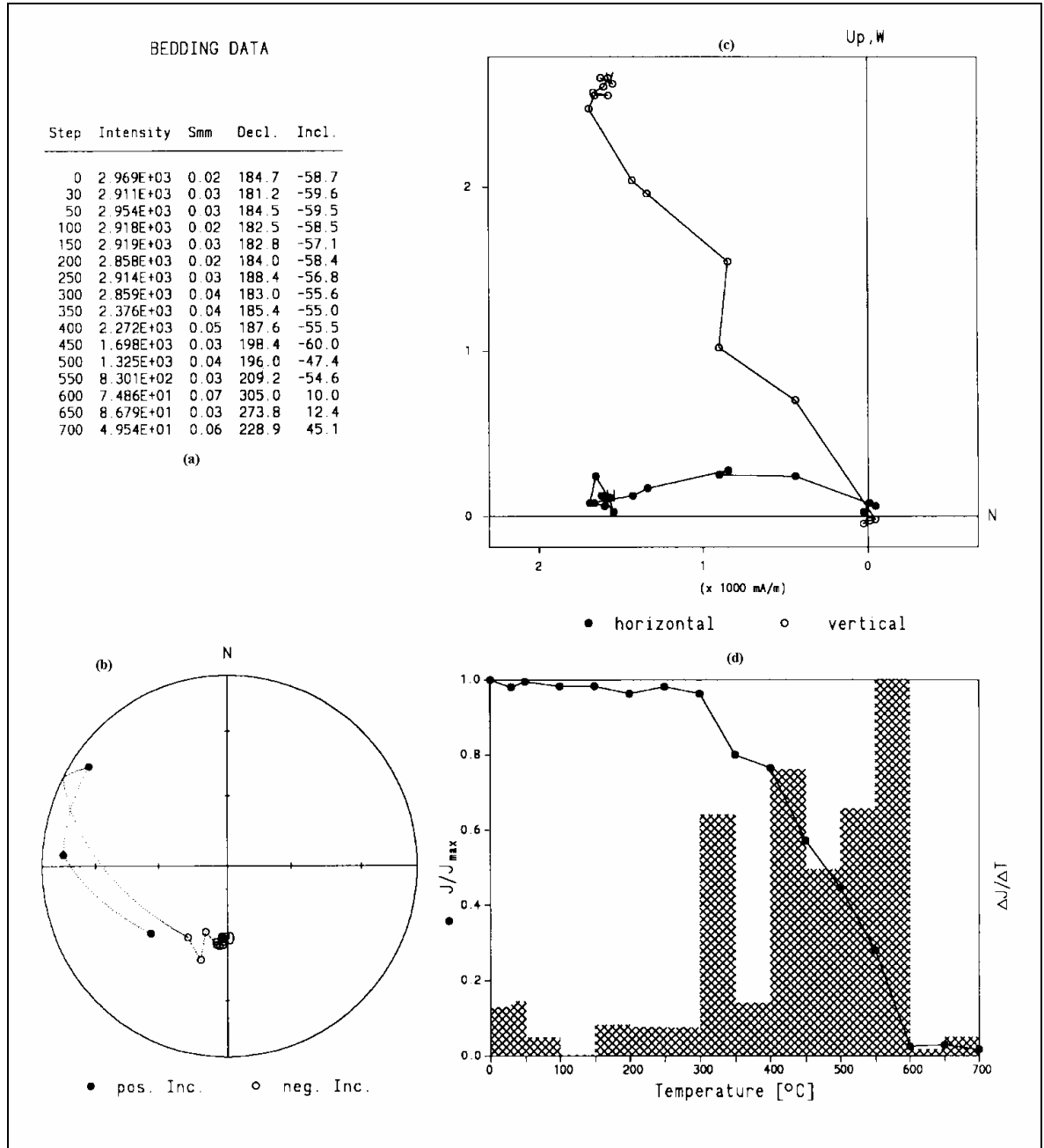
3.3. LABORATUVAR ÖLÇÜMLERİ

Paleomağnetik çalışmalarda örneklerin kalıntı mıknatıslanmalarının güvenilir olması önemli bir konudur. Bu amaçla bazı testler yapılarak örneklerin güvenilirliği test edilmektedir. Volkanik kayalara uygulayabileceğimiz kıvrım testi, konglomera testi, pişmiş dokunum zonu testi gibi arazi testlerinin yanısıra, sedimanter kayalara da uygulayabileceğimiz ısısal temizleme testi, alternatif mağnetik alanla temizleme testi gibi laboratuvar testleri de bu amaçlarla yapılır.

Araziden toplanan yönlü el ve karot örnekleri taş kesme laboratuvarında 1 inç çapında ve boyunda silindirik örnekler haline dönüştürülür ve sırayla tüm örneklerin doğal kalıntı mıknatıslanma ölçümleri yapılır. Her bir karot örneğine ait sapma ve eğim açıları belirlenir. Örneklerin mıknatıslanma şiddetleri de göz önüne alınarak pilot örnekler seçilir. Seçilen pilot örnekleri ısısal temizleme fırınında belirli adımlarla temizlenir ve herbir temizleme adımından sonra tekrar sapma ve eğim açıları ölçülür. Elde edilen kalıntı mıknatıslanma doğrultuları Zijderveld projeksiyon ağında gösterilir. Kalıntı mıknatıslanmanın x,y,z bileşenleri Wulf projeksiyonuna işlenerek her bir pilot örneğinin ikincil mıknatıslanmadan temizlenebilmesi için gerekli sıcaklıklar belirlenir. Ayrıca, sıcaklık- mıknatıslanma şiddet eğrileri de göz önüne alınarak kayadaki ısınma süresince meydana gelen mıknatıslanma şiddetindeki değişiklikler de izlenebilmektedir. Tüm örnekler, belirlenen sıcaklık aralıklarında en az iki adımda temizlenerek ortalama kalıntı mıknatıslanma doğrultuları (Şekil 3.8) ve istatistik parametreler elde edilmektedir.

Kayaçlar oluştuğu andan günümüze gelinceye kadar bir çok farklı kimyasal ve fiziksel şartlardan dolayı ikincil bir mıknatıslanma kazanırlar. Paleomağnetizma çalışmalarında uygulanan temizleme işlemiyle kayaçların bu sonradan kazanmış oldukları ikincil mıknatıslanmaları yok edilir. Bu işlemler ısısal veya alternatif mağnetik alanla kademeli olarak yapılır ve her temizleme işleminden sonra, örneğin x,y,z bileşenleri ölçülerek doğrultu ve eğim değerleri hesaplanır, sonuçlar Zijderveld ve Wulf Projeksiyon ağı üzerinde gösterilir. Doğal kalıntı mıknatıslanmaları ölçülmüş örneklerden seçilen pilot örneklere ısısal temizleme yapılacaksa, 50⁰ den başlayarak 50'şer derecelik adımlarla 700⁰ C'ye kadar ısıtılır; alternatif alanla temizleme

yapılacaksa 2000 Oe'e kadar belirli adımlarda ısı ve alternatif magnetik alan uygulanır ve her bir temizleme işleminden sonra sapma ve eğim açıları hesaplanır.

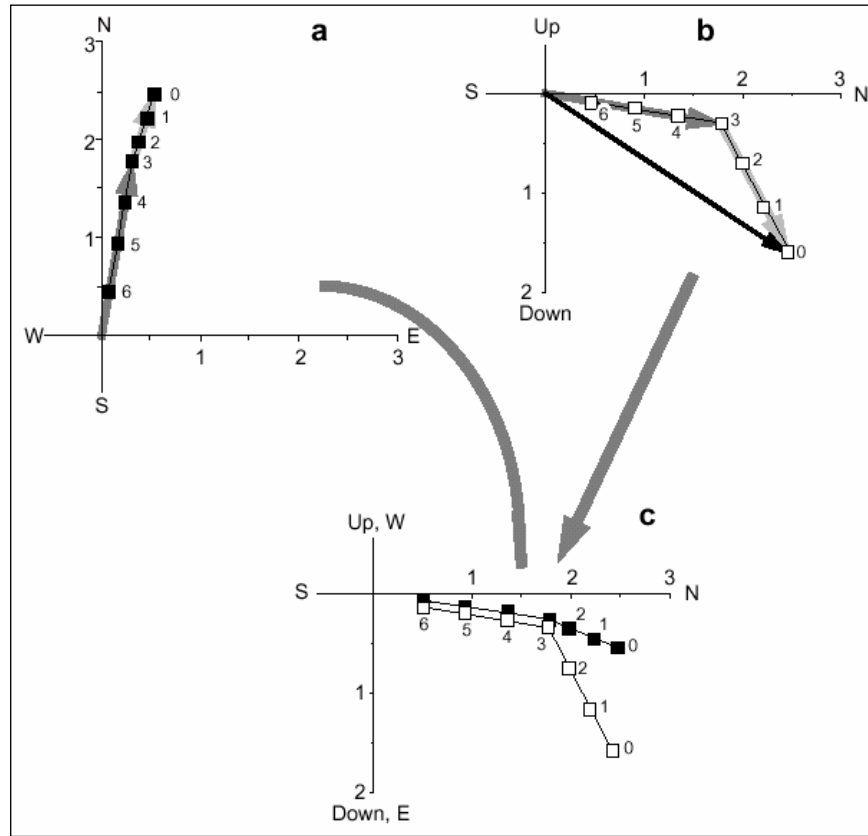


Şekil 3.8 Isısal temizleme adımları. a'da; temizleme adımları sonucunda örneğin şiddeti, sapma ve eğim açıları değerleri ile ölçüm aşamasındaki hata payı değerleri, b'de, temizleme adımları sonucunda elde edilen sapma ve eğim açıları stereografik projeksiyon üzerinde görünümü, c'de; mıknatıslanma şiddetlerinin düşey ve yatay yöndeki değişimi ve d'de ise temizleme adımları sonucunda sıcaklıkla şiddet değerlerindeki değişimi gösteren grafikler görülmektedir.

3.4. MIKNATISLANMA DOĞRULTULARININ ANALİZİ

3.4.1. Zijderveld Diyagramı

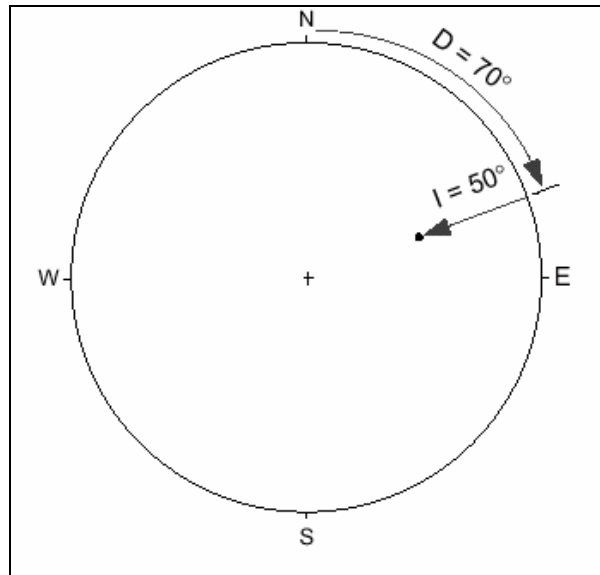
Peleomağnetik yöntemlerde kullanılan ısısal ve alternatif mağnetik alanla temizleme işlemlerindeki her adım için mıknatıslanma bileşenlerinin vektörel davranışları kartezyen koordinatlardaki geometriye dayanan bir diyagram yardımıyla değerlendirilir. Bu diyagramda şiddet ve doğrultu bilgileri gösterilmektedir (As ve Zijderveld,1958). Bu diyagram bitiş noktasını aynı anda iki yüzeye ayırmaktadır. Çoğu zaman yatay yüzeyin sapma açısına uygun bir bileşen gösterecek şekilde yatay ve düşey yüzeyler seçilmektedir. Düşey yüzey eğime ait bilgi verir ve düşey bileşeni göstermektedir. Temizleme süresince elde edilen bitiş noktaları orijinden olan uzaklığa bağlı olarak mıknatıslanmanın şiddetini göstermektedir (Şekil 3.9).



Şekil 3.9. Zijderveld Diyagramında mıknatıslanma vektör bileşenlerinin gösterilişi. a; yatay yöndeki değişim, b; kuzey-güney yönündeki düşey değişim, c; yatay ve düşey yöndeki değişimin birlikte gösterilişi. İçi dolu kareler yatay projeksiyondaki vektör izdüşümünü, içi boş kareler düşey projeksiyondaki vektör izdüşümü göstermektedir (Butler,1992).

3.4.2. Wulff Projeksiyon Grafiği

Bir projeksiyon üzerinde vektörel büyüklüklerin x,y,z yönlerindeki değişimleri kartezyen koordinat sisteminde bir başlangıç noktasını merkez kabul edecek şekilde birim yarı çaplı bir küre üzerine aktarılarak sağlanmış olur (Şekil 3.10). paleomağnetik ölçümler sonucunda elde edilen mıknatıslanma vektörlerinin iki boyutlu ortamda gösterilebilmesi için Wulff Diyagramına taşınması gerekmektedir. Wulff Diyagram yardımıyla aynı grup içerisindeki mıknatıslanma vektörlerinin doğal kalıntı mıknatıslanmalarının veya temizleme işleminin sonucundaki mıknatıslanma bileşenlerinin nasıl bir değişim gösterdiği açık bir şekilde incelenebilmektedir.



Şekil 3.10. Wulff Projeksiyonunun kullanımı

3.5. PALEOMAĞNETİK VERİLERİN İSTATİSTİKSEL ANALİZİ

Bir bölgede aynı kayaç birimlerden toplanmış olan örneklerin temizleme testleri sonucunda elde edilen kalıntı mıknatıslanma doğrultularının eğim ve sapma açıları Wulff projeksiyonuna işlendiğinde bunların doğrultularının aynı olması beklendiği halde, bunlar genel olarak bir dağılım meydana getirir. Bunların bir çok nedeni olabilmektedir. Bunlar arasında; arazide örnek alırken yapılan yönlendirme hataları, ölçümler sırasında yapılan aletsel hatalar, yermağnetik alanındaki seküler değişimler, kayaçların homojen yapıda olmaması sayılabilir. Örneklerin toplandığı formasyonun ortalama kalıntı

mıknatıslanma doğrultusunun bulunması istendiğinden istatistiksel ortalama yöntemlerinden yararlanılmaktadır. Bu amaçla paleomağnetizmada mıknatıslanma doğrultularının dağılımlarının ortalama doğrultusunu bulmak için Fisher (1953)'in istatistik yöntemi kullanılmaktadır. Fisher, birim küre üzerindeki noktaların dağılımının, bir düzlem üzerindeki Gauss dağılımına eşdeğer olduğunu ve her noktanın frekansının, dağılımın ortalaması etrafında

$$f(\alpha) = [k / (4\pi \sin h.k)] \cdot e^{k \cdot \cos \alpha} \quad (1)$$

yoğunluk fonksiyonu ile karakterize edildiğini kabul etmiştir. Bu bağıntı da, α ; herhangi bir nokta ile ortalama doğrultu arasındaki açısal uzaklık, k ; duyarlık parametresidir. N tane ölçülmüş örnek varsa, doğal olarak N tane de doğrultu olacaktır. N tane doğrultunun bileşke vektörü R ve bunun bileşenleri de X, Y ve Z ise; bu bileşen değerleri;

$$X = \sum \cos I_i \cdot \cos D_i$$

$$Y = \sum \cos I_i \cdot \sin D_i$$

$$Z = \sum \sin I_i$$

olarak verilmektedir.

Bu durumda R bileşke vektörü;

$$R^2 = (X^2 + Y^2 + Z^2) \quad (2)$$

şeklinde tanımlanır.

Ortalama doğrultunun sapma ve eğim açılarını sırasıyla D_R ve I_R ile gösterecek olursak bu büyüklükler;

$$\sin I_R = Z / R$$

$$\tan D_R = Y / X \quad (3)$$

şeklinde tanımlanır.

Böyle bir dağılım için ;

$$\text{Cos } \alpha = 1 - N - R / R [(1/P)^{1/N-1} - 1] \quad (4)$$

bağıntısı kullanılarak α açısı yani güvenlik çemberinin yarıçapı hesaplanabilir.

$P = 0,05$ alındığı takdirde; ortalama doğrultuyu veren noktaların % 5'nin güvenlik çemberi dışında kaldığı söylenir.

Doğrultuların dağılımlarının duyarlık parametresi ise;

$$k = N - 1 / N - R \quad (5)$$

bağıntısından hesaplanmaktadır.

Güvenlik çemberi yarıçapı

$$\alpha_{95} = 140^\circ / (k.N)^{1/2}$$

bağıntısı kullanılarak ta bulunabilmektedir.

Buradaki N veri sayısı oldukça önemlidir. Aynı zamanda k duyarlık parametresi de aynı öneme sahiptir.

N ve k değerleri ne kadar büyük olursa güvenlik yarıçapı (α_{95}) o kadar küçük olacaktır. Bu da hesaplanan ortalama değer dağılımı ne kadar iyi temsil ettiğinin bir ölçüsünü vermektedir.

Yermağnetik alanının yerküre üzerindeki dağılımı incelendiğinde, alan vektörünün yerin fonksiyonu olarak değiştiği görülür. Bu nedenle, farklı kara kütlelerinden toplanmış örneklerden elde edilen mıknatıslanma doğrultularını birbiriyle karşılaştırmak güçtür. Ancak sözü edilen bu örneklerin sahip olduğu kalıntı mıknatıslamalarından geçmiş devirdeki yermağnetik alanının kutup pozisyonunu hesapladığımız takdirde bir karşılaştırmaya gidilebileceği açıktır.

Örnek yeri ile kutup noktası arasındaki mesafe açısal olarak,

$$\text{Cotan } P = 1/2 \tan I_R$$

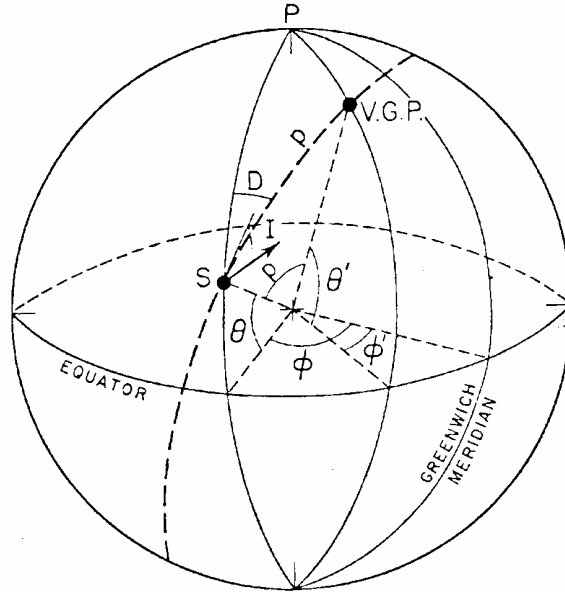
bağıntısı ile verilmektedir.

Örnek yerinin enlem ve boylam açıları sırasıyla φ ve θ ise jeomağnetik kutbun enlem ve boylam açıları φ^v ve θ^v açıları

$$\text{Sin } \varphi = \text{Sin } \varphi^v \text{ Cos } P - \text{Cos } \varphi^v \text{ Sin } P \text{ Cos } D$$

$$\text{Sin}(\theta - \theta^v) = \text{Sin } P \text{ Sin } D / \text{Cos } \varphi$$

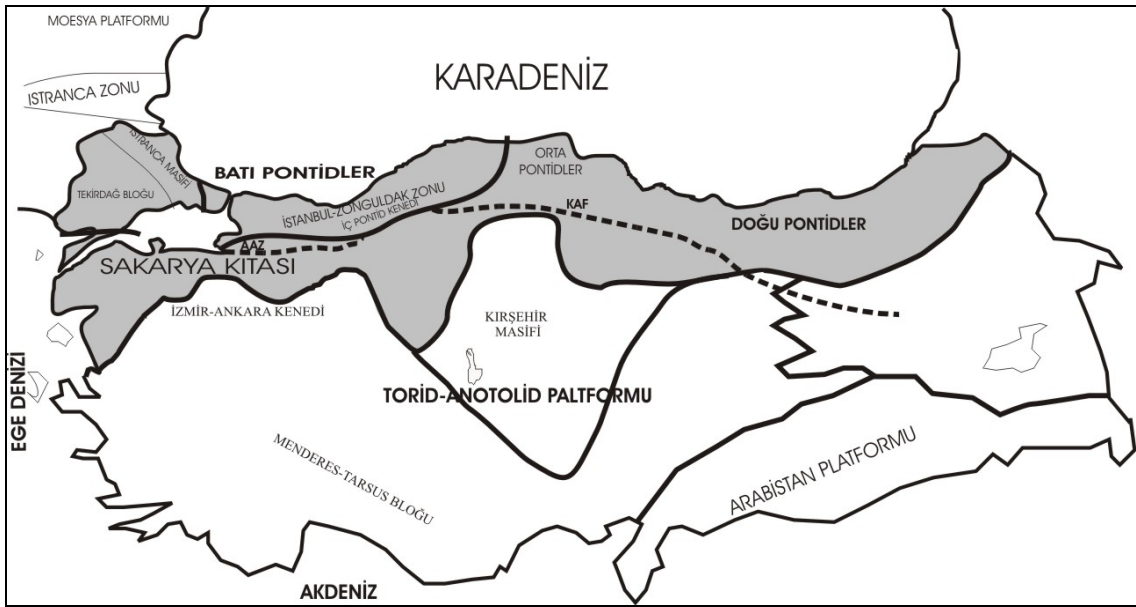
bağıntıları ile hesaplanmaktadır (Şekil 3.11).



Sekil 3.11. Örnek yeri, Alan yönü ve Jeomağnetik kutup arasındaki ilişkiler. P ; coğrafik kutup, S ; örnek yeri, V.G.P. ; virtüel jeomağnetik kutuptur.

3.6.ÇALIŞMA BÖLGESİNİN JEOLJİSİ

İnceleme alanı, Türkiye'nin tektonik birliklerinden Batı Pontidler içinde yer almaktadır. Pontid birliği batıda, Çekoslavakya'da Karpatlar'dan başlayıp, Romanya ve Bulgaristan'ı geçerek Karadeniz kıyıları boyunca doğuya doğru Küçük Kafkaslar ve İran üzerinden Hint Platformuna kadar uzanan Alpin dağ oluşum sisteminin bir parçasını oluşturur. Bu sistem plaka tektoniği kuramlarına göre ada yayları ve kıtaların çarpışması sonucu meydana gelmiştir (Dewey ve Bird, 1970; Dewey ve diğerleri, 1973; Şengör , 1982). Pontidler doğu-batı yönünde uzanan bir orojenik kuşak olup, başlıca



Şekil3.12. Pontidlerin önemli tektonik birlikleri (Yılmaz ve diğ., 1997)

Batı Pontidler, Armutlu-Almacık Zonu (Yılmaz ve diğ., 1990; Yiğitbaş ve Elmas,1997); Sakarya Kıtası(Şengör ve Yılmaz,1981), Orta Pontidler, Doğu Pontidler, Tokat Masifi gibi tektonik hatlara ayrılabilir (Tüysüz ve diğ., 1989, 1997; Yılmaz ve diğ.,1997) (Şekil 3.12).

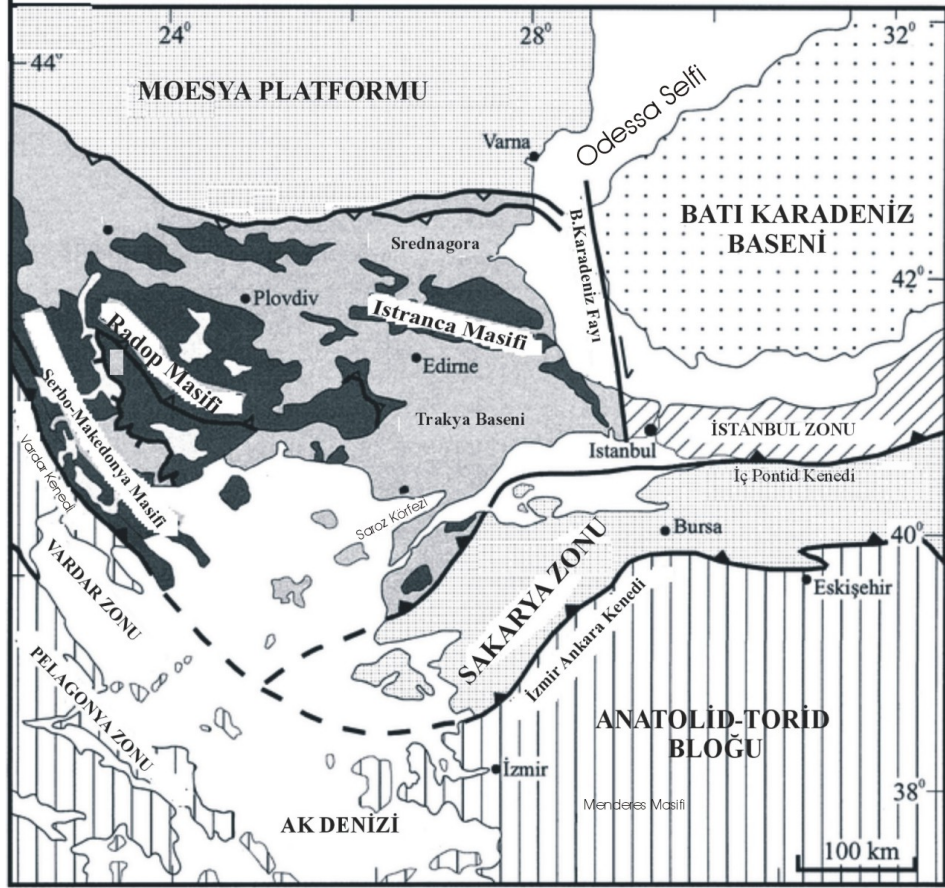
Pontid kuşağında çok yaygın mostralara oluşturan Üst Kretase volkanik kayaların, eski Tetis okyanusu kabuğunun olasılıkla şimdiki Kuzey Anadolu Fay Zonu ve İzmir-Ankara ofiyolit zonu boyunca Pontid kıtası altına dalmasıyla oluşmuş ve bu gün kapanmış bir yitim zonundan türedikleri, toleyitik, kalkalkalen ve şoşonitik nitelikler taşıdıkları ve ada yayı, yay ardı havza volkanitleri gurubuna girdikleri önceki yıllarda

yapılan çalışmalara ek olarak son yıllarda yapılan çalışmalarla da belirginleşmiştir (Okay ve Şahintürk, 1997; Ustaömer ve Robertson, 1997; Keskin ve diğ., 2003; Tokel,1973-1977-1985; Peccerillo ve Taylor, 1975-1976; Eğin ve diğerleri, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Manetti ve diğerleri, 1981 ve 1983; Yılmaz, 1984; Ercan ve diğerleri, 1984; Gedik ve diğerleri, 1984; Ercan ve Gedik, 1983-1986). Üst Kretase volkanizması andezitik lavlar ile yer yer denizel çökellerle ara katkılı malzeme ve yastık lavlar şeklinde olup, volkanik faaliyetlerin son ürününü bazaltik lavlar oluşturmuştur.

Çalışma bölgesinin jeolojik ve tektonik hatları Şekil 3.13'te gösterilmiştir. Şekil incelendiğinde; bir çok tektonik birliğin biraraya geldiği bir mozaik görülmektedir. Kuzey Yunanistan'daki Vardar Kenedi ile doğuda, Türkiye'deki İzmir-Ankara Kenedi, Tetis okyanusunun kuzey kolunun Üst Mesozoyik-Tersiyer döneminde kapandığı, bunun sonucunda Tetis okyanusunun kuzey ve güney kenarlarındaki kıtaların birbirine yamandığı zonlardır. Haritaya göre güneydeki kıta Vardar Zonu, Pelagonya Zonu ve Anatolid- Torid Bloğu ile temsil edilirken kuzeydeki kıta Sakarya Zonu, Serbo-Makedonya Zonu ve kuzeydeki alanlar ile temsil edilir. Moezya Platformunun güney sınırını oluşturan tektonik hat (Balkanidler) bir kenet kuşağı olmayıp kuzeye verjanslı kıvrım-bindirme kuşağını temsil eder. Yani bu bölgede kapanmış bir okyanusun varlığı bilinmemektedir.

Batı Karadeniz Baseninin oluşmasında önemli bir yere sahip olan, kuzey-güney yönlü doğrultu atımlı transform bir fay olan Batı Karadeniz Fayının İstanbul Zonu ve Istranca Bölgesinin Orta Eosen öncesi bağlantısı olduğuna inanılmaktadır (Okay ve diğ., 2001).

Istranca Masifi yaklaşık 280 km. uzunluğunda ve 40 km. genişliğinde kuzeybatı yönlü dağ zinciri kemerinden oluşur. Güneyde 9 km.lik Eosen- Oligosen yaşlı (Koop ve diğ., 1969, Turgut ve diğ., 1991, Görür ve Okay, 1996) ince siliklastik sedimanlarla örtülü Trakya Baseniyle sınırlandırılır. Istranca masifi doğuda 13 km. kalınlığında Üs Senozoik sedimanlarıyla örtülü bir Kretase okyanus kabuğuna sahip Karadeniz Baseniyle sınırlandırılır. Güneybatıda Istranca Masifiyle sınırlı olan İstanbul Zonu, Triyas kayaçlarla (Görür ve diğ.,1997) uyumsuz örtülmüş Ordovisyen Karbonifer yaşlı sürekli metamorfizma geçirmemiş sediman dizilerini kapsar.



Şekil 3.13. Çalışma Bölgesi ve çevresinin tektonik haritası(Okay ve diğ.,2001).

İstanbul şehrinin batısı, İstanbul Zonunun Triyasik yaşlı kumtaşı, Karbonifer yaşlı şeyl, kilaşları, Orta Eosen sedimanlarından deforme olmayan bir şekilde Istanca Masifinin flişlerinden ayrılmıştır. Orta Kretase boyunca okyanusal Batı Karadeniz Baseninin açılması boyunca İstanbul Zonu Odessa şelfinin güneyindeki pre-drift konumundan bugünkü konumuna Batı Karadeniz Fayı boyunca taşınmıştır. Istanca Masifinin kuzeyi Üst Kretase yaşlı volkanosediman bir kuşaktır (Şekil 3.13). Srednagora Zonu kuzey yönlü bindirmeli Tethis okyanusu üzerinde bir iç yay baseni ve mağmatik yay gibi Senomoniyende oluşmuştur. Batıda Istanca Masifinin metamorfik kayaçları ve Radop Masifindeki metamorfik kayaçlar arasındaki kontak Tertiary sedimanlarıyla örtülmüştür.

Pontid tektonik kuşağının batı bölümünde, İstanbul Napı (Şengör, 1984), İstanbul Zonu (Okay,1989) veya İstanbul Fragmanı (Ustaömer ve Robertson, 1993) olarak adlandırılan

tektonik birim bulunmaktadır. İstanbul Fragmanının kuzeyinde Karadeniz yer alır (Şekil 3.13). Karadeniz KB-GD uzantılı bir sırtın ayırdığı Batı Karadeniz ve Doğu Karadeniz Havzalarından oluşur. Batı Karadeniz Havzası, Alt Kretase döneminde, İstanbul Fragmanı ve Orta Pontidlerin Lavrasya güney kenarından riftleşip güneye ötelenmesiyle gelişmiş okyanusal bir havzadır. Batı ve Orta Pontidlerin Alt Kretase sırasında kuzeyden riftleşmesi sonucu, bu bölgede yer alan İnatlı Platformu parçalanmış ve graben/ yarı graben oluşmuştur. Bölgede iki çökelme alanı bulunmaktadır. Bunlardan güneyde yer alan Ulus-Kastamonu-Boyabat Havzası, kuzeyde ise Karadeniz Havzasıdır. Havza açılımı kuzeydeki havzada devam etmiş, güneydeki havza ise sedimantasyon sonucu Üst Mesozoyik-Tersiyer döneminde sığlaşmış ve kapanmıştır (Ustaömer ve Robertson, 1993; Ustaömer ve Robertson 1997)

Daha önce de değinildiği gibi, İstanbul Fragmanı ve Orta Pontidlerin güneye hareketini sağlayan iki transform fay vardır. Bunlardan batıda yer yer alan sağ yanal atımlı bir faydır ve Istranca Masifi ile İstanbul Paleozoik İstifini karada birbirinden ayırmaktadır. Doğudaki fay ise Andrusov sırtı batısını sınırlar ve Samsun –Ünye civarına uzanır (Robinson ve diğ.1997).

3.6.1. Volkanik Kayaçların Bölgesel Dağılımı

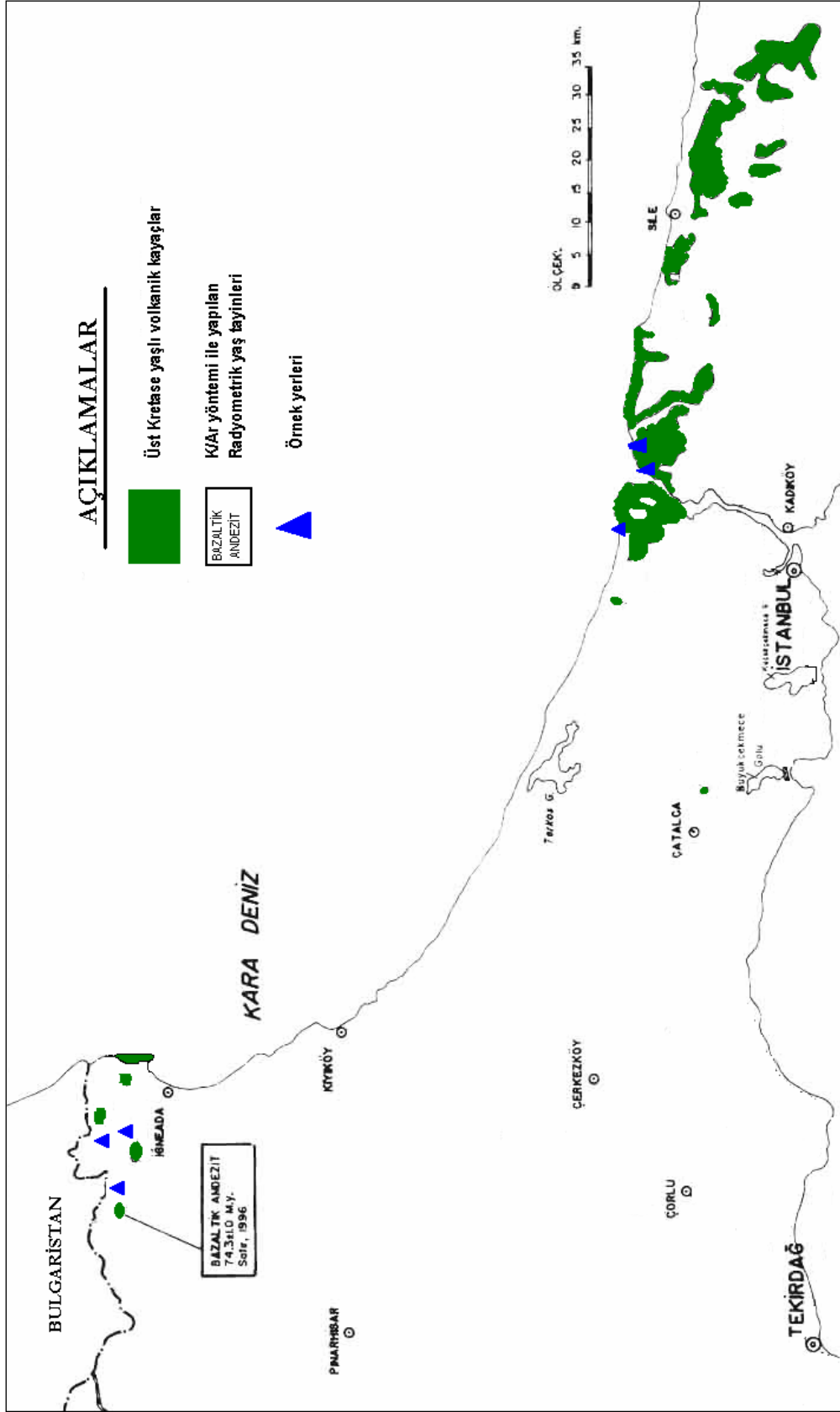
Çalışma bölgesi Istranca Bölgesinde ve İstanbul Bölgesinde Üst Kratese yaşlı volkanik kayaçların bulunduğu alanları içermektedir (Şekil 3.14). Üst Kretase volkanizması Doğu Karadeniz’de Küçük Kafkaslardan başlayarak (Adamiya ve diğerleri, 1977) Samsun’a kadar hemen hemen kesintisiz olarak görülür. Üst Kretasede başlayan bu volkanizma bazı alanlarda Paleosen’de de devam etmektedir (Ercan ve Gedik,1983; Gedik ve diğerleri, 1989). Daha batıya doğru Sinop dolaylarında (Gedik ve diğerleri 1984; Baş,1986), genellikle bazaltik ve andezitik türde ve çoğu kalkalkalen nitelikte volkanikler yer alır. Doğu Pontidlerde çok yaygın olarak gözlenen bu Üst Kretase volkanizması Sinop’tan itibaren KB’ya doğru döner ve pek az mostraları Karadeniz kıyılarında olmak üzere Karadeniz içinde Bulgaristan’a doğru devam eder. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı tarafından Ereğli ve Demirköy yakınlarında yapılan derin sondajlardan alınan karotlarda yaklaşık 2800 m. derinlikte Üst Kretase volkanitleri saptanmıştır (Ercan ve Gedik, 1986). Sinoptan daha batıya doğru Zonguldak- Ereğli

dolaylarında yüzlekler veren Üst Kretase volkanizması batıya doğru Kefken, Ağva ve Şile dolaylarında Karadeniz kıyıları boyunca uzanmaktadır. İstanbul Boğazının kuzey kesiminde İstanbul Paleozoik ve Triyas istifi ile tektonik ilişkili olan volkanojenik bir istif yüzlenmektedir. Daha önce yapılan jeokimyasal çalışmalar bu istifin Üst Kretase yaşlı olduğunu desteklemiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Görür,1988-1991; Yeniyo ve Ercan 1989-1990; Okay ve diğ., 1994;2001) . Üst Kretase volkanizması kuzeybatıya Demirköy'e doğru Karadeniz içinden devam eder. Demirköy yakınlarında TPAO tarafından denizde yapılan hidrokarbon arama amaçlı derin sondajlardan alınan (2792-2794,5 m. arasındaki derinlikten) karotlardaki volkanik kayalarda yapılan petrokimyasal çalışmalarla bunların genellikle bazik olup bazalt, trakibazalt ve bazaltik andezit türde oldukları ve şoşontik nitelik taşıdıkları ortaya çıkmıştır (Ercan ve Gedik, 1986). Karada Demirköy dolaylarında bulunan volkanik yüzlekler ise bazalt, bazaltik andezit, spilitik bazalt, riyodasit ve riyolit türde lav, tuf ve aglomeralardan meydana gelmiş olup Üst Kretase yaşlı denizel çökellerle aralanmalı olarak izlenirler ve yer yer yastık yapılar gelişmiştir (Ayhan ve diğ,1972; Ercan,1979; Aydın ,1980). Daha batıya doğru Karadeniz bitim bölgesinde Üst Kretase volkanitleri karada Bulgaristan'da çok yaygın yüzlekler vermekte olup tüm Bulgaristanı doğu-batı yönde boydan boya kat etmektedir. Bu volkanik kuşağa "Srednogorie zonu" adı verilmiştir (Boncev, 1966).

Bu çalışma kapsamında örneklerin alındığı Üst Kretase yaşlı volkanizma kuzeyde Karadeniz kıyıları boyunca İstanbul çevresinde ve Bulgaristan sınır bölgesinde bulunan İğneada dolaylarında yer alır (Şekil 3.14). Genellikle eş yaşlı çökel kayalarla aralanmalı olarak gözlenir. İstanbul doğusunda Şile dolaylarında Üst Kretase yaşlı çökel kayalar ve volkanitler geniş bir alan kapsamakta olup çoğunlukla konglemera, kumtaşı, silttaşı, marn, kiltası ve kireçtaşı aralanması sunan fliş özellikte çökeller içinde çeşitli proklastikler daha az olarak da lav akıntıları yer alırlar. Volkanik kayalar spilitleşmiş bazalt, bazalt, andezit, bazaltik andezit, trakiandezit, dasit ve riyolit türde lav, aglomera ve tüfler şeklinde ürünler verirler. Tipik bir denizaltı volkanizması özellikleri taşıyan Üst Kretase yaşlı volkanitlerde en yaygın bulunan ve ileri derecede bozuşma gösteren andezitik lavların bileşimini esas olarak plajiyoklaz, daha az olarak da horblend, biyotit, ojit ve opak mineraller oluşturur. İstanbul çevresinde Üst Kretase volkanizması, İstanbul boğazının kuzey girişindeki Anadolukavağı ve Rumelikavağı dolaylarında ve Şile çevresinde aglomera, sinerit, tuf ve lavlarla temsil edilebilirler

(Yeniyol ve Ercan, 1989-1990). Tipik denizaltı volkanizmasını temsil eden volkanik kayalarla pek çok yerde ara katkılı olan fosilli çökel kayalarda pek çok incelemeler yapan Yeniyol ve Ercan (1989-1990) gerek volkanik ve gerekse çökel kayaların tamamen Üst Kretasede (Santoniyen-Kampaniyen-Mestrihtiyen) oluştuklarını saptamışlardır.

Marmara denizi çevresindeki Üst Kratese yaşlı volkanitlerde yaş sorununa açıklık getirmek amacıyla Ercan ve diğerlerinin (1998) yapmış oldukları bir çalışmada İğneada yakınlarında bazaltik andezit türde bir lavdan örnek alınmış ve K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş ölçümü sonucunda $74,3 \pm 1.0$ milyon yıllık bir değer bulunmuştur.

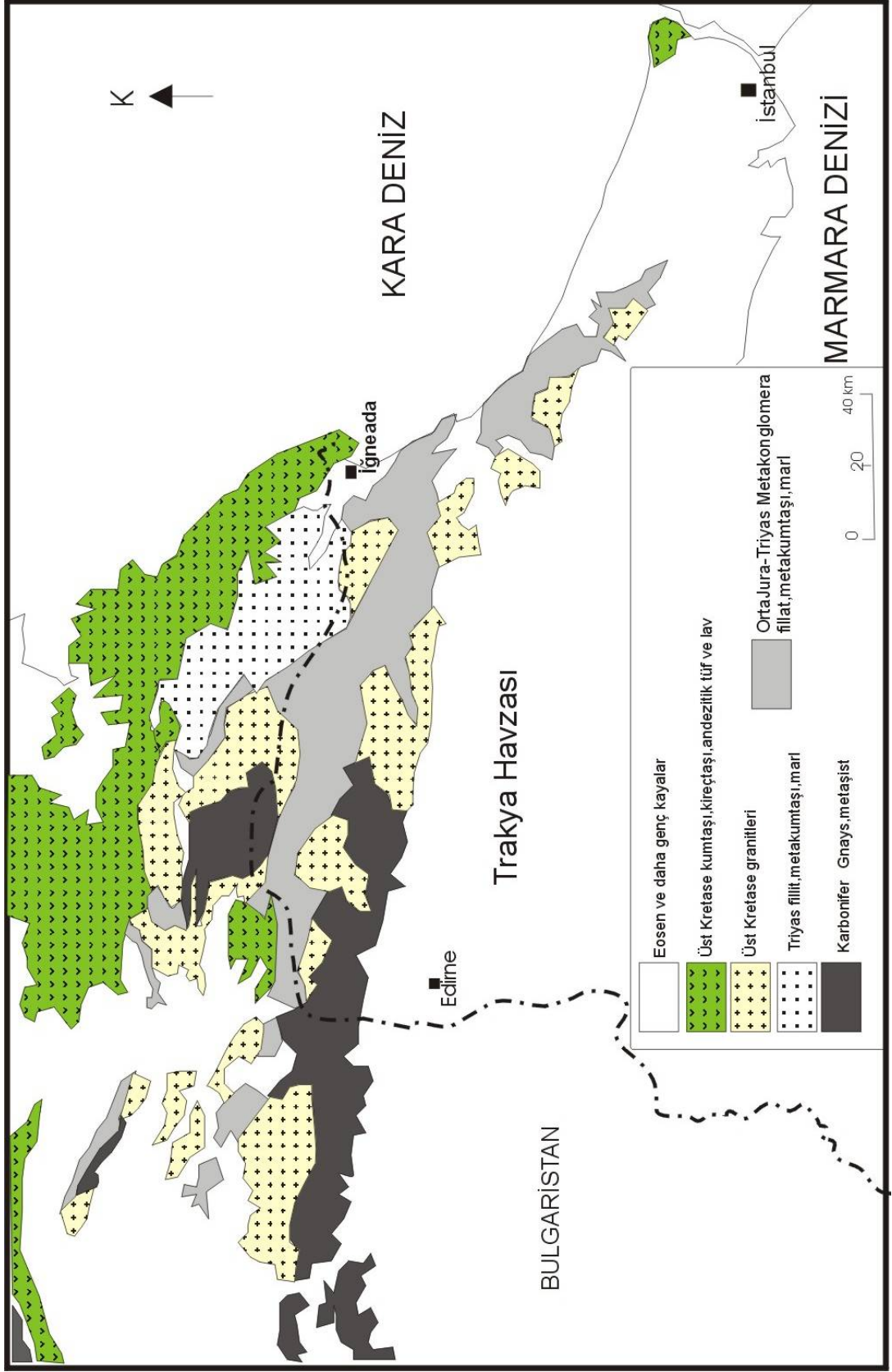


Şekil 3.14 : Marmara Bölgesindeki Üst Kretase yaşlı kayaların dağılımı (Yeniol ve Ercan, 1989-90'dan sadeleştirilmiştir.)

3.6.2 Istranca Masifinin Jeolojisi ve Örnek Yerleri

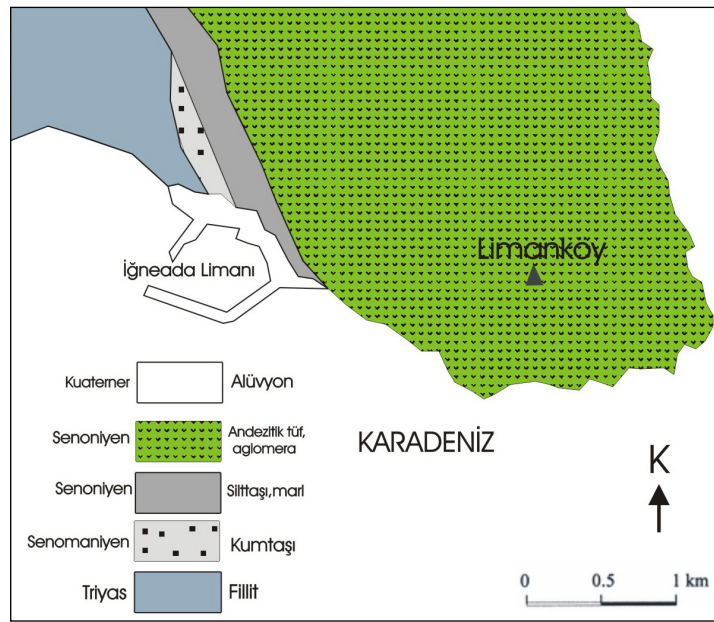
3.6.2.1. Bölgenin Jeolojisi

Istranca Masifi Kuzeybatı Karadeniz’de yer alan metamorfik bir komplekstir. Trakya Bölgesi ve Batı Bulgaristanı da içine alan yaklaşık 24.000 km²lik geniş bir alandır. İstanbul Masifinin kuzey sınırı Moesyen Platformu ve Istranca Masifi arasında bulunan doğu-batı uzantılı filişist-vulkanik zondur (Şekil 3.15). Üst Kretese yaşlı mafik ve orta volkanik, filiş derin deniz sedimanları bu zonda görülür. Istranca Masifinin güney sınırı Oligosen boyunca oluşmuş Trakya Baseninden ayrılmış bir fay zonudur. Bu fay zone Trakya Baseninin gelişmesinde önemli bir rol oynamıştır. Sismik ve sondaj verilerine göre Oligosen-Miyosen yaşlı Trakya Baseninin sedimen dolguları Istranca Masifindeki metamorfik kayaların altındadır. Istranca Masifi yerinde oluşmuş kayalar ve kuzeyden taşınmış olan farklı yerlerde oluşmuş parçalar merkez (iç) ve örtü olmak üzere iki önemli kısma ayrılır. Merkez (iç) kısım yüksek oranda metamorfizmaya uğramış gnays, şist, magmatik granit ve amphibolitlerdir. Bunlar sonlara doğru granitik dayklar ve veinsler tarafından kesilmiş alta doğru polypays metamorfizmaya sahiptirler. Merkezde metamorfik birleşik ile kontak bir ilişki içinde içeri doğru sokulum gösteren Kırklareli Metagraniti olarak bilinen bir milonitik granit kısmının bir parçasıdır. Istranca Masifinin metamorfik kayaları Batı Karadeniz kıyıları boyunca Srednagore Bölgesinde oluşmuş dağınık Üst Kretase volkanik-sediman kayalarla düzensiz olarak örtülmüştür.



Şekil 3.15. Istranca Masifinin Jeolojisi (Okay ve diğ., 2001'den sadeleştirilmiştir).

Türkiyedeki bölgede Kretasen'in temeli sığ kıyı karbonatlı- zengin kumtaşlarının olduğu İğneada'nın batısında ortaya çıkar (Şekil 3.16). Kumtaşları Aptian-Senomonian yaş aralığını belirten bol miktarda Orbitolina ve Orbitolina concava içerir. Bunların kalınlığı 250m. olan aglomera, andezitik tüflerle örtülü hemipelajik kıltaşı ve marl örtü takip eder. Maastrichtian volkanoklastik kayaçlar düzensiz örtülür ve sığ kıyı kireç taşlarıyla gösterilir. Üst Kretase volkano-sediman dizisi kuzey yönlü bindirmeli Vardar-İç Pontid okyanusunun üstünde iç yay baseninde birikmiştir. İç-yay baseni güneyde Srednogori magmatik yayı ile bağlantılı Üst Kretase silleri, dayk, stok ve plutonlarıyla bir kemer vardır. Türkiye Istrancasında en geniş Kretase plütönları 78 ± 2 ve 79 ± 2 my K/Ar yaşlı ayrı ayrı biyotit ve hornblen ile Demirköy granodiyoritidir. Dereköy'ün kuzeydoğusunda küçük bir mikrodiorit 83 ± 3 my yaşlı benzer biyotitde sahiptir. Benzer izotopik yaşlar Bulgaristan'daki Srednogoria Bölgesinde bulunur. Istranca Masifinin güneydeki temel şeridinde Kretase içeri sokulumlar yoktur ve Kretase kalk-alkalin sokulum kayaçlar Dereköy'ün güneyinde keskin olarak sınırlandırılırlar.



Şekil3. 16. İğneada'nın jeolojisi (Okay ve diğ., 2001'den sadeleştirilmiştir).

STRATİGRAFİ

Uzunbacak Spilit Üyesi (Kilu):

Bu üye ayrışma yüzeyi kahvemsî-pas rengi, taze yüzey koyu gri-siyah renkli olup Limanköy formasyonu arasında ve üzerinde yer alan, geniş yayımlı çoğun spilitleşmiş bazalttan oluşur. Bazaltlar yer yer amigdoidal boşluklu olup Beğendik GD'sunda küresel ayrışmalı koyu yeşil renklidir. Birimin yaygın yüzeylemelerinin bulunduğu Karacadağ'ın 5 km. doğusundaki Uzunbacak sırtı birime ad olarak verilmiştir. Limanköy yarmaları, Uzunbacak spilit üyesi; anglomera, küt tuf ve şeyl-kumtaşı ara seviyeli spilitleşmiş bazaltların en iyi gözlemlendiği yüzeylemelerden biridir. Uzunbacak spilit üyesinden Avcıların GD'da spilitleşmiş bazalt ve andezit bulunmaktadır. Uzunbacak Spilit üyesi, Limanköy formasyonunun spilitleşmiş bazalt kesimidir. Uzunbacak spilit üyesi, ayrışma yüzeyi kahvemsî-pas, taze rengi koyu gri, siyah, amigdoidal boşluklu spilitik bazalttan oluşur (Çağlayan ve Yurtseven,1998).

Limanköy Formasyonu (Kil):

Piroklastik kumtaşı, şeyl, kumtaşı ve ince ara seviyeli tüfit, tuf, anglomera, bazaltlardan oluşan birime Limanköy Formasyonu adı verilmiştir. Egemen kaya türü volkanit ve proklastiklerdir. Birim en tipik yüzeylemelerini Limanköy yakınlarında verir. Limanköy formasyonu; Limanköy ve Beğendik köyü çevresi ve Karadeniz yarlarında, Sislioba köyü ve Karacadağ köyü 5 km doğusu Uzunbacak Sırtı yakınlarında yüzeylemektedir. Limanköy formasyonu esas olarak kalın aglomera ve yer yer çok kalınlaşan bazalt tabakalarıyla, aralarında ince seviyeler halinde likit arenit, şeyl ardalanmasından oluşmuştur.

3.6.2.2. Örnek Yerleri

Istranca Bölgesinden toplam 16 mevki yapıldı. Mevki yerleri Şekil 3.17’de görülmektedir. Ayrıca Tablo 2.1’de değerlendirmeye giren mevki yerleri verilmiştir. İğneada’da 4, Uzunbacak’ta 2, Sislioba’da 5, Avcılar’da 5 mevki yapılmıştır. Ancak Istranca bölgesindeki kayaçların bir çoğundan duraylı kalıntı miktatsızlanmaya sahip olmadığı görülmüştür. Değerlendirmeye 4 mevki dahil edilmiştir. Bu mevkiyerlerin yerleri Tablo 3.1’de verilmiştir.

Tablo3.1: Istranca Bölgesindeki Mevki Yerleri

MEVKİ ADI	MEVKİ YERİ	BİRİMİ	KOORDINATI
KM08	UZUNBACAK	UZUNBACAK SPİLİT ÜYESİ	N41.57.704 E027.44.155
KM13	SİSLİOBA	LİMANKÖY	N41.58.600 E027.55.637
KM15	SİSLİOBA	LİMANKÖY	N41.58.577 E027.55.604
KM17	AVCILAR	UZUNBACAK SPİLİT ÜYESİ	N41.55.048 E027.50.265

3.6.3. İstanbul Bölgesinin Jeolojisi ve Örnek Yerleri

3.6.3.1. Bölgenin Jeolojisi

İstanbul Boğazının kuzeyinde, İstanbul Paleozoyik ve Triyas istifini ile tektonik ilişki içinde olan volkanojenik bir istif yüzeyler. Önceki çalışmalarda Üst Kretase olduğu düşünülen bu istif, İç Pontid okyanusunun kuzeye doğru yitimi ile ilişkili olarak gelişmiş bir yay mağmatizması olarak yorumlanmış ve jeokimyasal veriler ile bu yorum desteklenmiştir (Şengör ve Yılmaz 1981; Görür, 1988, 1991; Yenyol ve Ercan 1989/90; Okay ve diğ. 1994, 2001). Alternatif olarak bu istifin Karadeniz Havzasını riftleşmesi ile ilişkili kenar çökel paketi olduğu öne sürülmüştür (Robertson ve diğ. 1996).

İstanbul Bölgesindeki örnekler Kavaklar Grubu olarak adlandırılan (Keskin ve diğ., 2003) istif üzerinden alınmıştır. Bu istif Karadeniz boyunca yüzeylenen volkano-sedimenter bir istiftir. Kavaklar Grubu Sarıyer – Beykoz hattı boyunca İstanbul Paleozoik istifini ile tektonik dokanaktır. Grup çalışma alanının büyük bir kısmında Miyo-Pliyosen yaşlı, kömür damarları da bulunduran karasal sedimenterle uyumsuz olarak örtülür (Şekil 3.18).

Kavaklar Volkaniti üç formasyon ile temsil edilir. Bunlar tabandan tavana Bozhane Formasyonu, Garipçe Formasyonu ve Kısırkaya Formasyonudur.

STRATİGRAFI

Bozhane Formasyonu

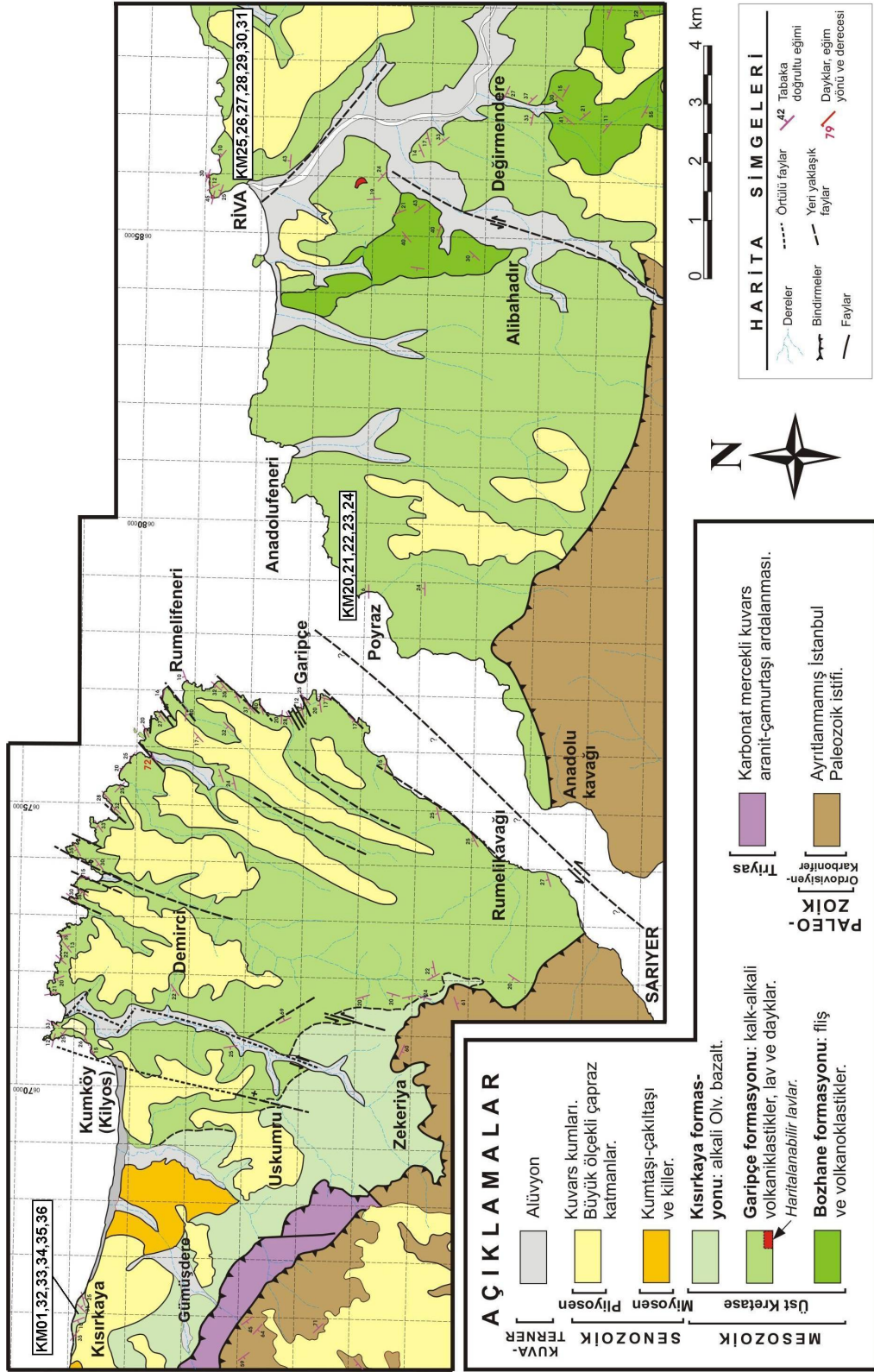
İstanbul Boğazının Anadolu yakasında, Kavaklar Grubunun görünür tabanında egemen olarak kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan filişoidal bir istif yer alır. Bu istif Bozhane Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Çavga, 1991). Birim üstte doğru volkanik kırıntılılar ile ardalanmaya başlar. Volkanik arakatıkların artmasıyla istif üstte tümüyle volkanoklastik sediment ve lavlardan oluşan Garipçe formasyonuna geçer (Şekil 3.19).

Garipçe Formasyonu

Garipçe formasyonu, İstanbul Boğazı'nın her iki yakasında geniş alanlarda mostra veren ve Kavaklar grubunun ağırlıklı litolojisini oluşturan (yaklaşık % 80) ve başlıca volkaniklastik sedimentlerden oluşan birimdir. Garipçe formasyonu tabanda Bozhane formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir, üstte ise Kısırkaya formasyonu ile uyumlu olarak örtülür (Şekil 3.19).

Garipçe formasyonu yerel olarak lav arakatıkları içerir. Bunlar daha çok Riva ve yakın çevresinde (Elmas Burnu) gözlenir. Rumeli yakasında da ince bazaltik lav ara seviyeleri birim içinde gözlenmiştir. Bu lav düzeylerinden en önemlisi Beykoz-Riva yolu üzerindeki bir taş ocağında yer alan siyah renkli, radyal kolon çatlaklı bazaltik andezitlerdir. Plajioklas firik bu lav düzeyi, çatlak dolgusu olarak iri prit kristalleri içerir. Riva sahil kesiminde yer alan lavlar ise lav breşleri hiyaloklastik üzerinde gözlenir. Lav breşleri herhangi bir matriks içermeksizin, birbirine kaynamış siyah-gri renkli köşeli vesiküler bazalt breşlerinden oluşur.

Genel konumu itibarıyla KB'ya eğimli Garipçe formasyonu yerel olarak dayklar, siler ve iltrüzyonlarla kesilir. Dayklar genellikle 1-3 m. genişlikli, düz kenarlı, yer yer kenarlarına paralel soğuma çatlaklı, iyi gelişmiş soğuma kenarlı, siyah, kahvemsi siyah bazalt ve andezitleri kapsar. Kalınlıkları bazen 8-10 m'ye kadar ulaşır. Bu dayklardan bazıları , Garipçe formasyonu üzerine yer alan Kısırkaya Formasyonunu besleyen kanallardır ve olivin içermeleriyle diğer dayklardan ayrılır.



Şekil 3.18. İstanbul Bölgesinin Jeolojisi (Keskin ve diğ., 2001, yayınlanmamış rapor) ve örnek yerleri .

			A Ç I K L A M A	
Yaş	Formasyon	Kalınlık		
Senozoik	Kuvaterner			Alüvyon.
	Pliyosen			Pliyosen yaşlı düzeyler tutturulmamış orta-kaba kum ve çakıl. Büyük ölçekli çapraz tabakalar. Miyosen yaşlı alt düzeyde kil cevherleşmesi ve üst dokanağa yakın kömür mercekleri.
Miyosen				
PALEZOİK	Ayrılanmamış			İstanbul Paleozoik istifi: Çavuşbaşı graniti ve diyabazik-bazaltik-andezitik dayklar ile kesiliyor. Aşırı deforme.
	Triyas	TR		Kuvars aranit-çamurtaşı/şeyl ardalanması.
M E S O Z O İ K	Kısırkaya formasyonu			Kalkaranit. Olivinli bazaltik lavlar ve epiklastik eşdeğerleri.
				Moloz akıntısı ürünü volkano-klastik düzeyler. Çok kalın tabakalı, 5-7 m'ye ulaşan iri bloklar içeriyor.
	Garipçe formasyonu			Bazaltik andezitik lav.
				Andezitik dayklar.
Bozhane formasyonu			Kumtaşı-çamurtaşı ve az oranda moloz akıntısı çökelleri. Yer yer flüt akıntı ve slump yapıları görülüyor.	
				???

Şekil 3.19. Çalışma bölgesinin stratigrafisi (Keskin ve diğ., 2003)

Kısırkaya Formasyonu

Kavaklar grubunun üst kesimini oluşturan Kısırkaya Formasyonu, ince orta kalınlıklı bazaltik lavlar ile bunların kırıntılarında oluşan bordo ayrışma renkli volkanojenik bir birimdir. En iyi mostroları Sarıyer'in kuzeybatısında Kısırkaya Köyü ve çevresinde, sahil falezlerinde görülür.

Kısırkaya Formasyonu'nun görünür alt seviyelerini siyah, yeşilimsi, siyah renkli bazaltlar oluşturur. Genelde 30-40 cm. kalınlıklı lav akıntıları aralarında herhangi bir kırıntılı düzey olmaksızın 50 m.' ye yakın kalınlıkta bir istif oluşturur. Bu istif içerisinde 10 cm.den küçük kalınlıklı bazaltlar da bulunur (Şekil 3.19).

3.6.3.2.İstanbul Bölgesindeki Örnek Yerleri

İstanbul bölgesindeki Üst Kretase yaşlı kayaçlardan, Sarıyer'de Kısırkaya Formasyonundan 5, Poyraz'da Garipçe Formasyonundan 5, Riva'da Garipçe Formasyonundan 7 mevki olmak üzere toplam 17 mevkiden yönlü kayaç örnekleri alınmıştır. Bu mevkilerden değerlendirmeye giren mevkilerin yerleri Tablo 3.2'de verilmiştir. Şekil 3.18'de de bölgenin jeoloji haritası üzerinde mevki yerleri gösterilmiştir.

Tablo 3.2: İstanbul Bölgesindeki Örnek Yerleri

MEVKİ ADI	MEVKİ YERİ	BİRİMİ	KOORDINATI
KM20	POYRAZ	GARIPÇE	N41.13.742 E029.14.201
KM21	POYRAZ	GARIPÇE	N41.13.742 E029.14.201
KM23	POYRAZ	GARIPÇE	N41.12.310 E029.07.946
KM24	POYRAZ	GARIPÇE	N41.12.676 E029.08.295
KM27	RIVA	GARIPÇE	N41.13.818 E029.14.100
KM28	RIVA	GARIPÇE	N41.13.846 E029.14.091
KM29	RIVA	GARIPÇE	N41.13.882 E029.14.064
KM30	RIVA	GARIPÇE	N41.13.888 E029.14.030
KM34	SARIYER	KISIRKAYA	N41.15.235 E028.58.686
KM35	SARIYER	KISIRKAYA	N41.15.230 E028.58.662
KM36	SARIYER	KISIRKAYA	N41.15.210 E028.58.621

4.BULGULAR

4.1. ÇALIŞMA BÖLGESİNDE ÜST KRETASE YAŞLI VOLKANİK KAYAÇLARA AİT PALEOMAĞNETİK VERİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

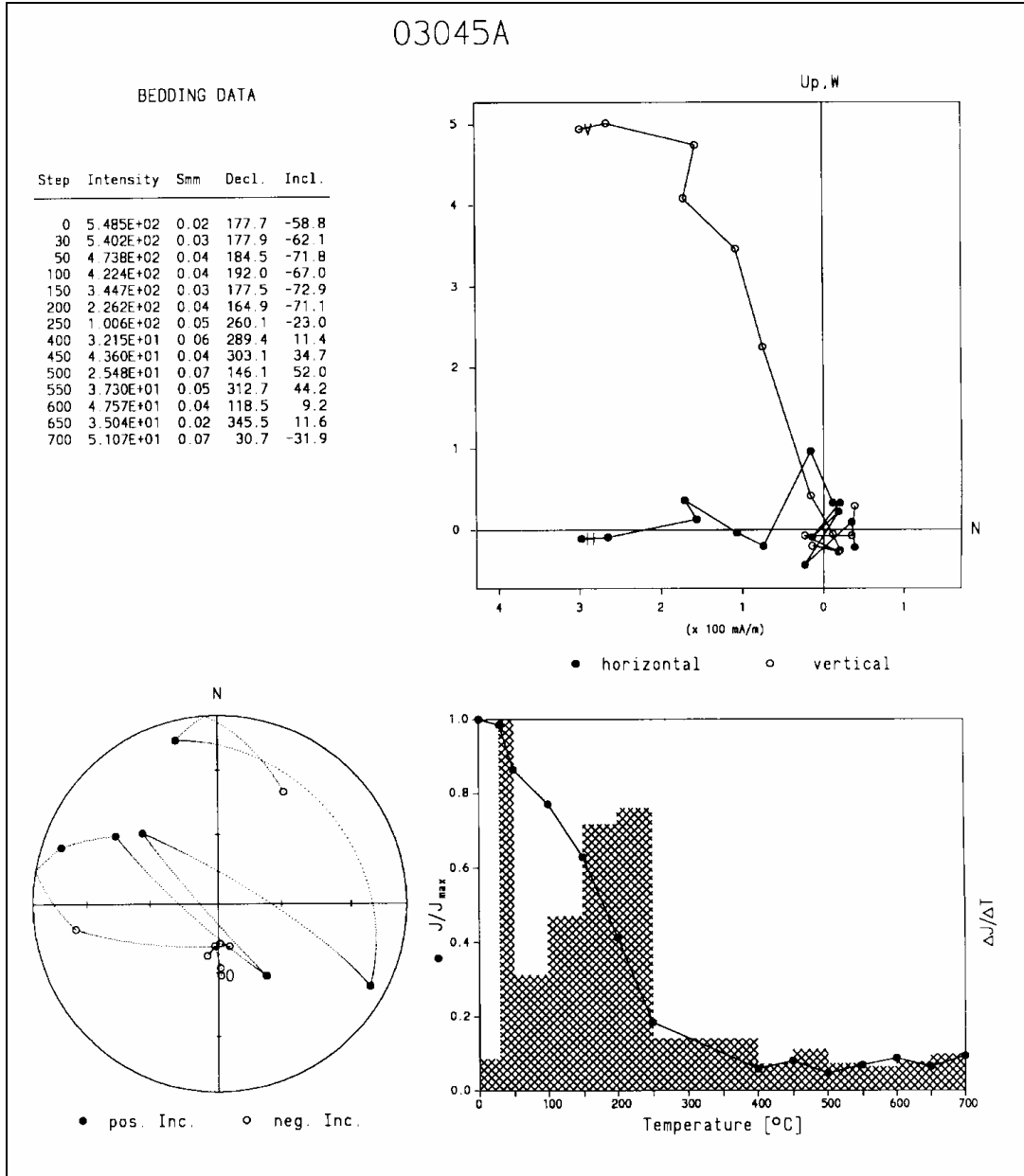
Her mevkiye ait karakteristik kalıntı mıknatıslanma doğrultusunu elde edebilmek için için örnekler içerisinde belirlenen pilot örnekler 50' şer derecelik adımlarla 700 °C' ye kadar ısıl temizleme işlemi uygulanmıştır. Elde edilen mıknatıslanma vektörlerinin davranışları Zijderveld diyagramı-Wulf projeksiyonu ve normalize edilmiş mıknatıslanma şiddeti-sıcaklık(mağnetik alan) değişim eğrileri göz önüne alınarak incelenmiştir.

İnceleme bölgesindeki örneklere ait mıknatıslanma şiddet değerleri 0.02 A/m-9 A/m arasında değişmektedir. Istranca bölgesinden alınan, duraylı mıknatıslanma gösteren örnekler oldukça yüksek mıknatıslanma şiddeti göstermektedirler. Bu örnekler arasında en yüksek değer Istranca Bölgesindeki örneklere ait olan Sislioba Bölgesinden alınan KM15 nolu mevkiye ait olan örneklerdir. İstanbul Bölgesinde en yüksek mıknatıslanma şiddeti Poyraz mevkiindeki KM24 molu mevkiye ait örneklerde ölçülürken en düşük mıknatıslanma şiddetini Riva mevkiinden alınan KM31 nolu mevkiye ait örneklerde ölçülmüştür.

Istranca Bölgesinden alınan 16 mevkiden sadece 4'ü değerlendirmeye girmiştir. Isıl temizleme işlemi süresince pilot örneklere ait mıknatıslanma vektörlerinin davranışları incelendiğinde örneklerin çoğunun duraysız mıknatıslanmaya sahip oldukları görülmektedir. Şekil 4.1, 4.2, 4.3'te duraysız mıknatıslanmaya sahip mevkilerden bazılarının sonuçları gösterilmiştir. Şekil 4.4, 4.5, 4.6'da ise Istranca Bölgesinden alınan

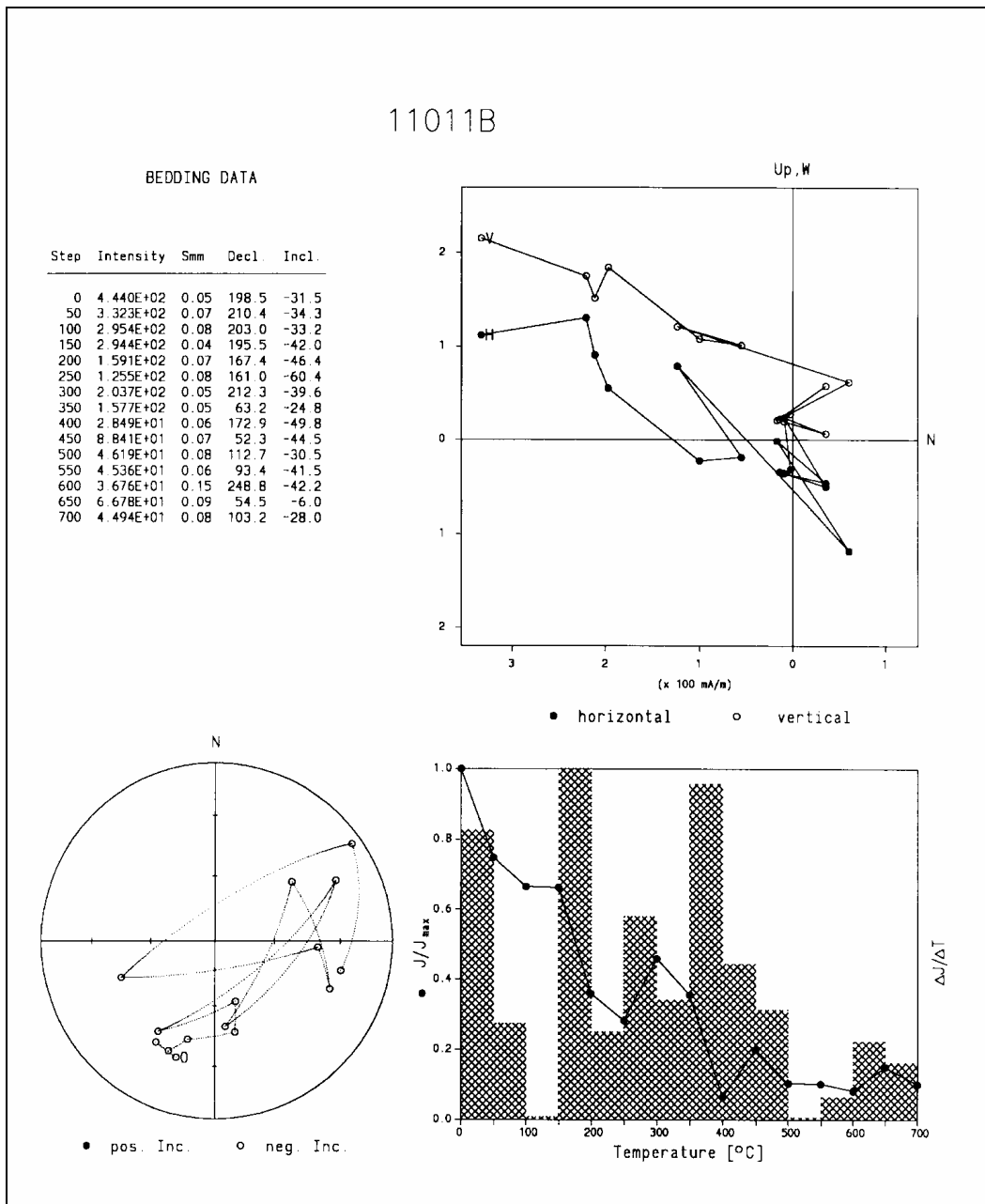
mevkiler arasında duraylı mıknatıslanma gösteren bazı pilotlara örnek verilmiştir. İstanbul Bölgesindeki 18 mevkiden 11 mevki duraylı mıknatıslanma göstermiş ve değerlendirmeye girmişlerdir. İstanbul Bölgesinden alınan mevkilere ait pilot örnekleri içerisinde ısısal temizleme işlemi süresince duraylı mıknatıslanma gösteren bazıları Şekil 4.7, 4.8 ve 4.9’da verilmiştir.

Şekil 4.1’de KM03045a numaralı pilot örneğine ait mıknatıslanma vektörünün Zijdervel ve Wulff diyagramındali davranışı ile mıknatıslanma-sıcaklık değişim eğrisi gösterilmiştir. Pilot örneği 50’şer derecelik sıcaklık adımları ile 700 °C’ ye kadar ısısal temizleme işlemine tabi tutulmuştur.

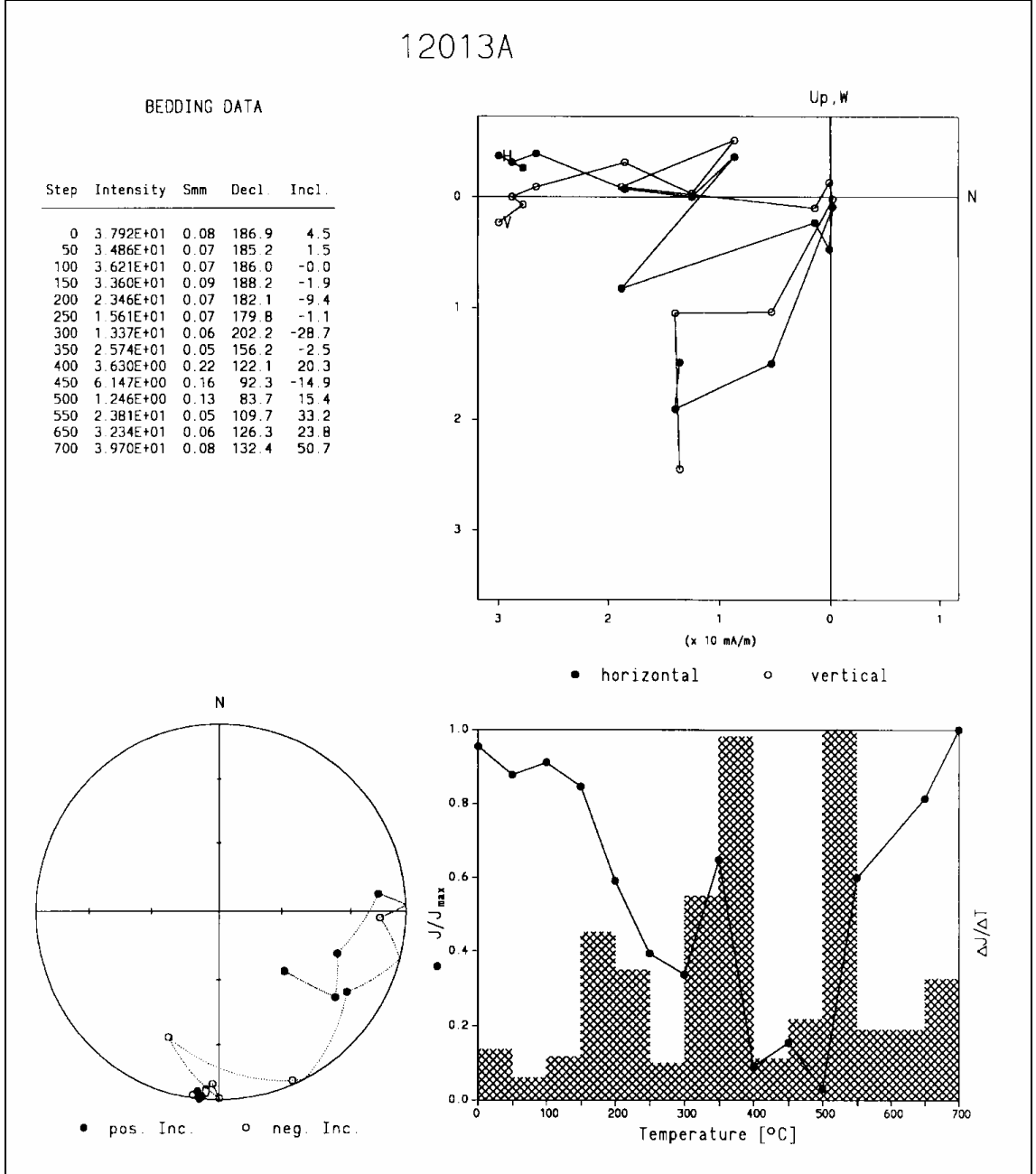


Şekil 4.1. KM03045a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.

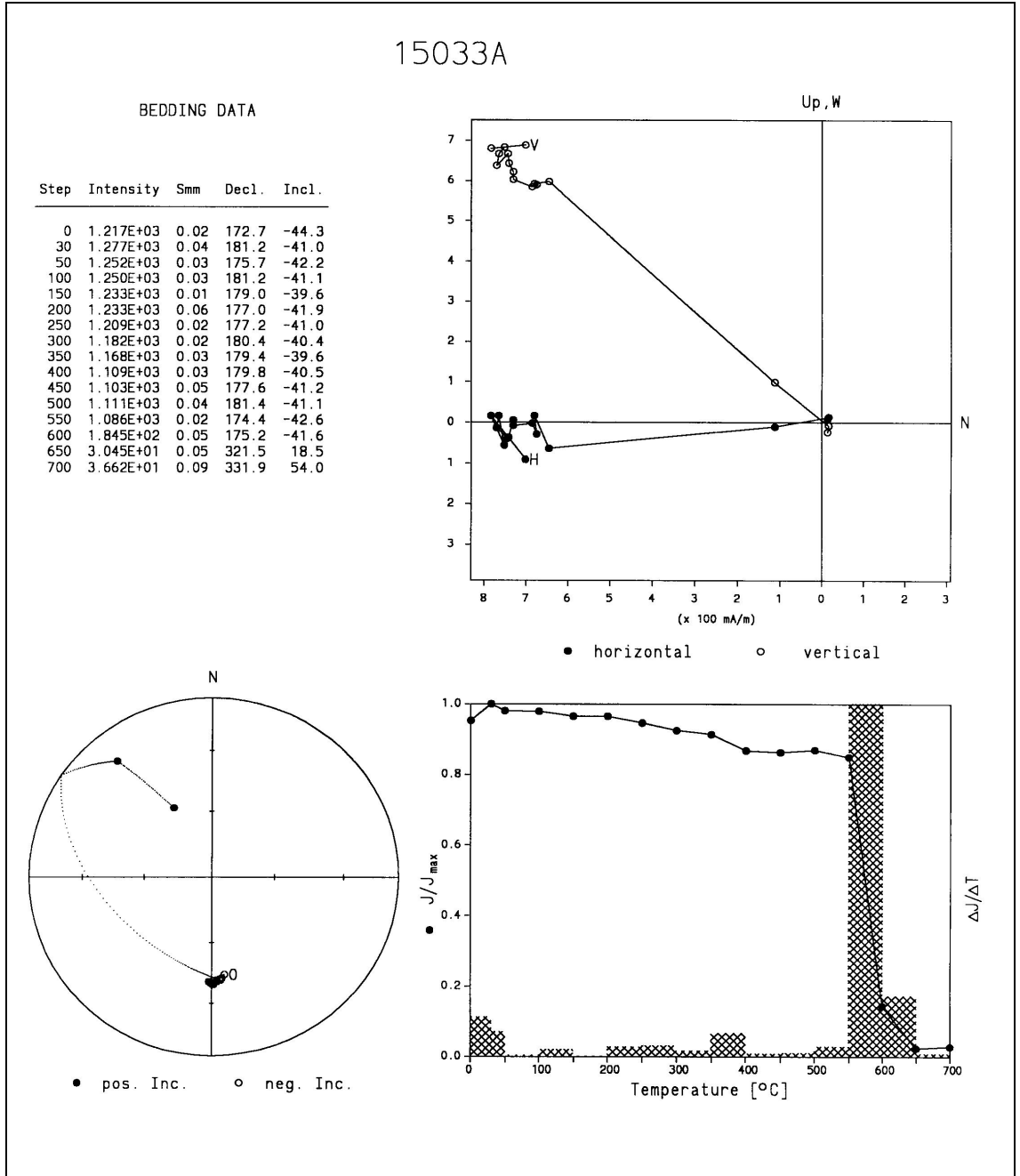
Şekilde 03045a numaralı pilot örneğinin duraysız mıknatıslanma gösterdiği anlaşılmaktadır. Ayrıca bu pilot örneğinin mıknatıslanma şiddeti de oldukça düşüktür. Şekil 4.2, Şekil 4.3' te de yine duraysız mıknatıslanmaya sahip KM11011b, KM12013a nolu pilot örneği gösterilmiştir.



Şekil 4.2. KM11011b numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.

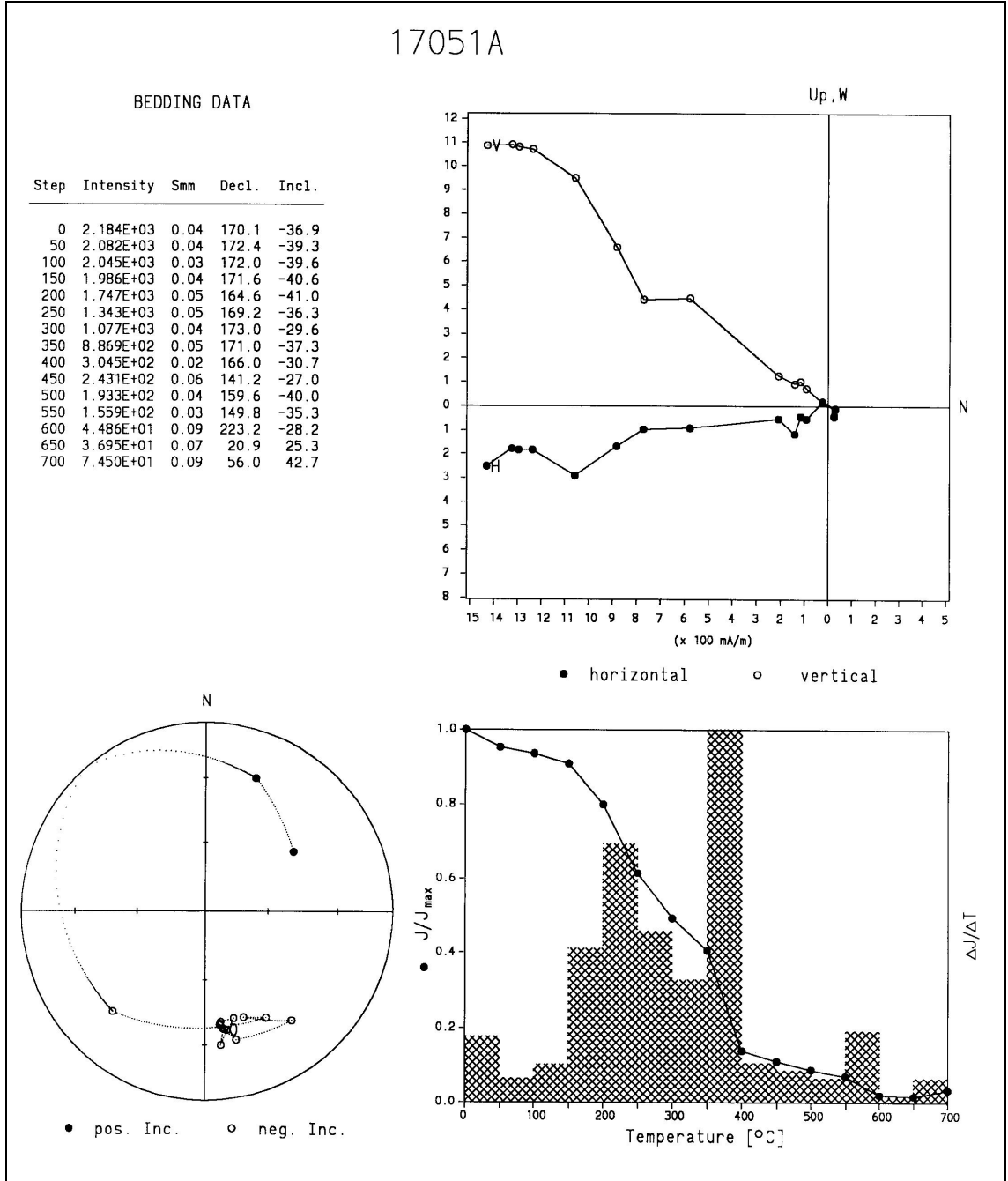


Şekil 4.3. KM12013a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.



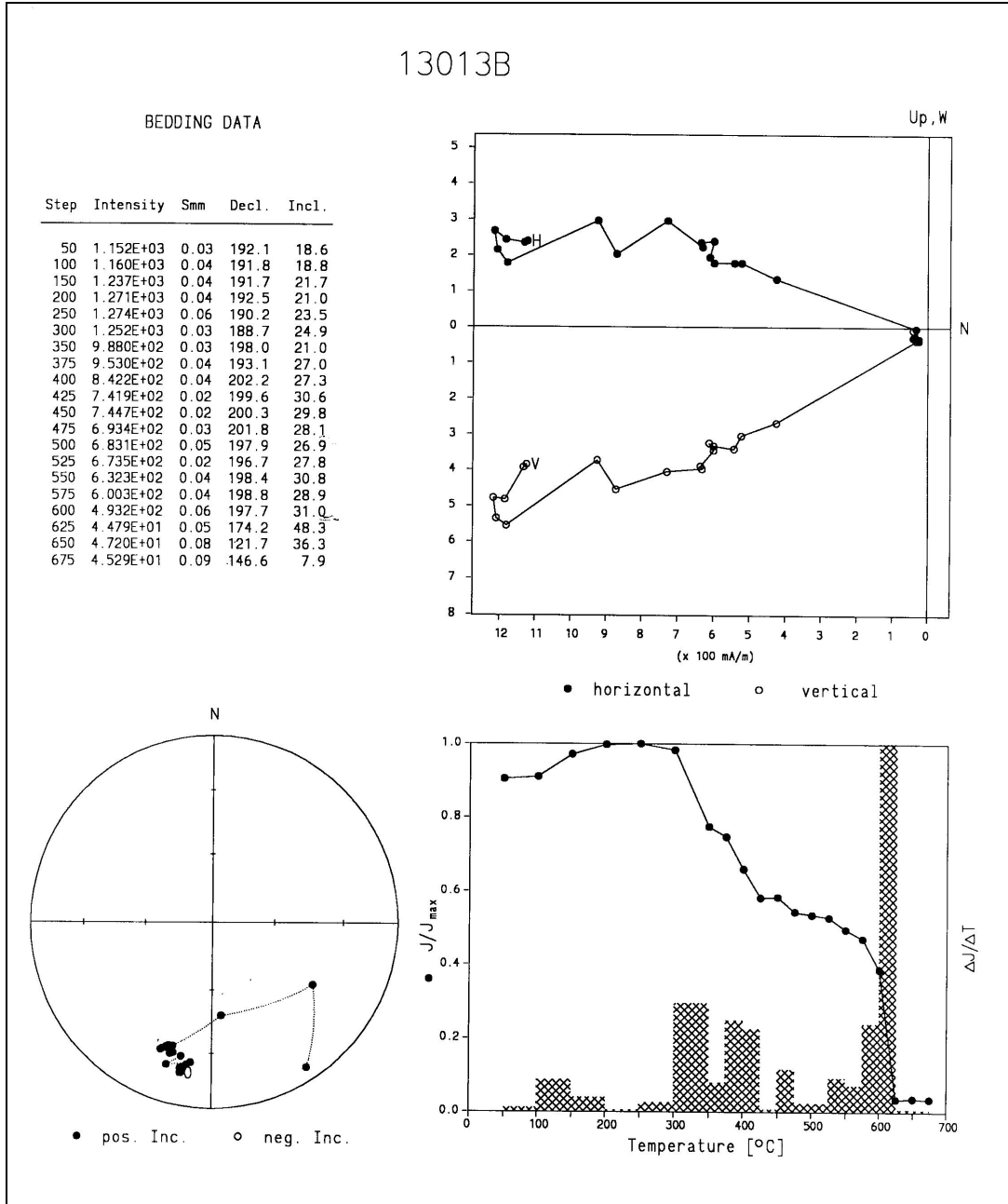
Şekil 4.4. KM15033a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.

Şekil 4.4'te Sislioba Bölgesine ait olan 15033a örneğinin temizleme 700 °C'ye kadar ısıldığı temizleme süreci incelendiğinde 1217 mA/m olan mıknatıslanma değerinin elde edilmiş olması şiddetini 550°C'ye kadar korurken 550°C'de tamamıyla kaybetmektedir. Bu sıcaklık kayacın mıknatıslanmasını oluşturan mineralin Mağnetit minerali olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.5. KM17051a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.

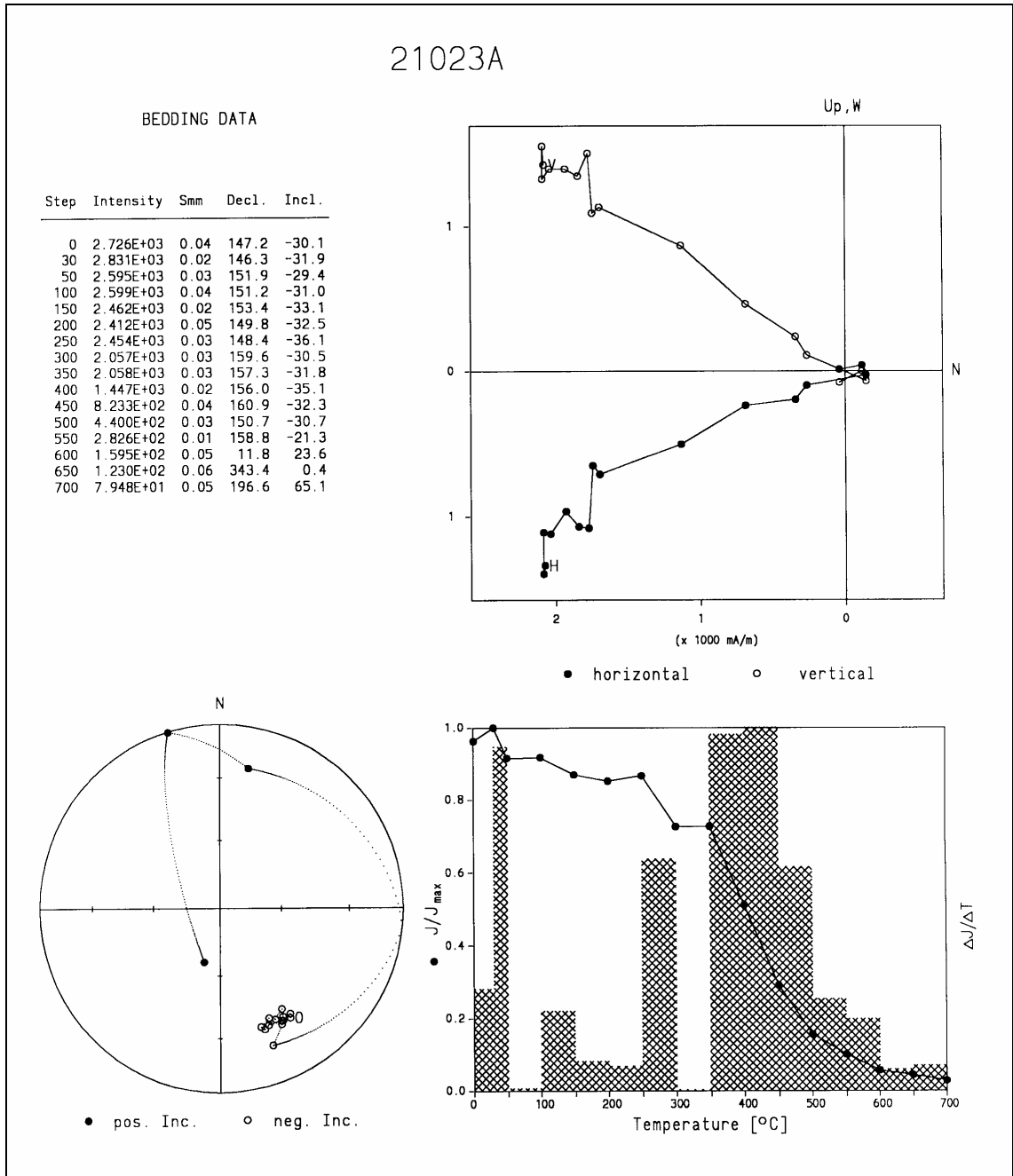
Şekil 4.5.'te Avcılar Bölgesinden alınan kayaça ait pilot örneğinin değişim eğrisi görülmektedir. 2184 mA/m'lik mıknatıslanma şiddetinin yarısını 300 °C'de kaybettiği 550 °C'de de hemen hemen çoğunu kaybettiği görülmektedir. Zijderveld diyagramındaki davranışı orjine doğru yönlendiğini göstererek örneğin duraylı mıknatıslanmaya sahip olduğunda göstermektedir.



Şekil 4.6. KM13013b numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.

Şekil 4.6.'da Sislioba Bölgesinden alınan kayaca ait olan KM13013b nolu pilot örneğinin mıknatıslanma vektör bileşenlerinin değişimi görülmektedir. Bu pilot örneği 25⁰C'lik adımlarla temizleme işlemine tabi tutulmuştur. Temizleme adımının ilk 5 adımı ile kayacın sahip olduğu ikincil mıknatıslanmanın kaldırıldığı görülmektedir. Bu adımdan itibaren kayacın karakteristik mıknatıslanması elde edilmiştir. 625⁰C'de mıknatıslanma

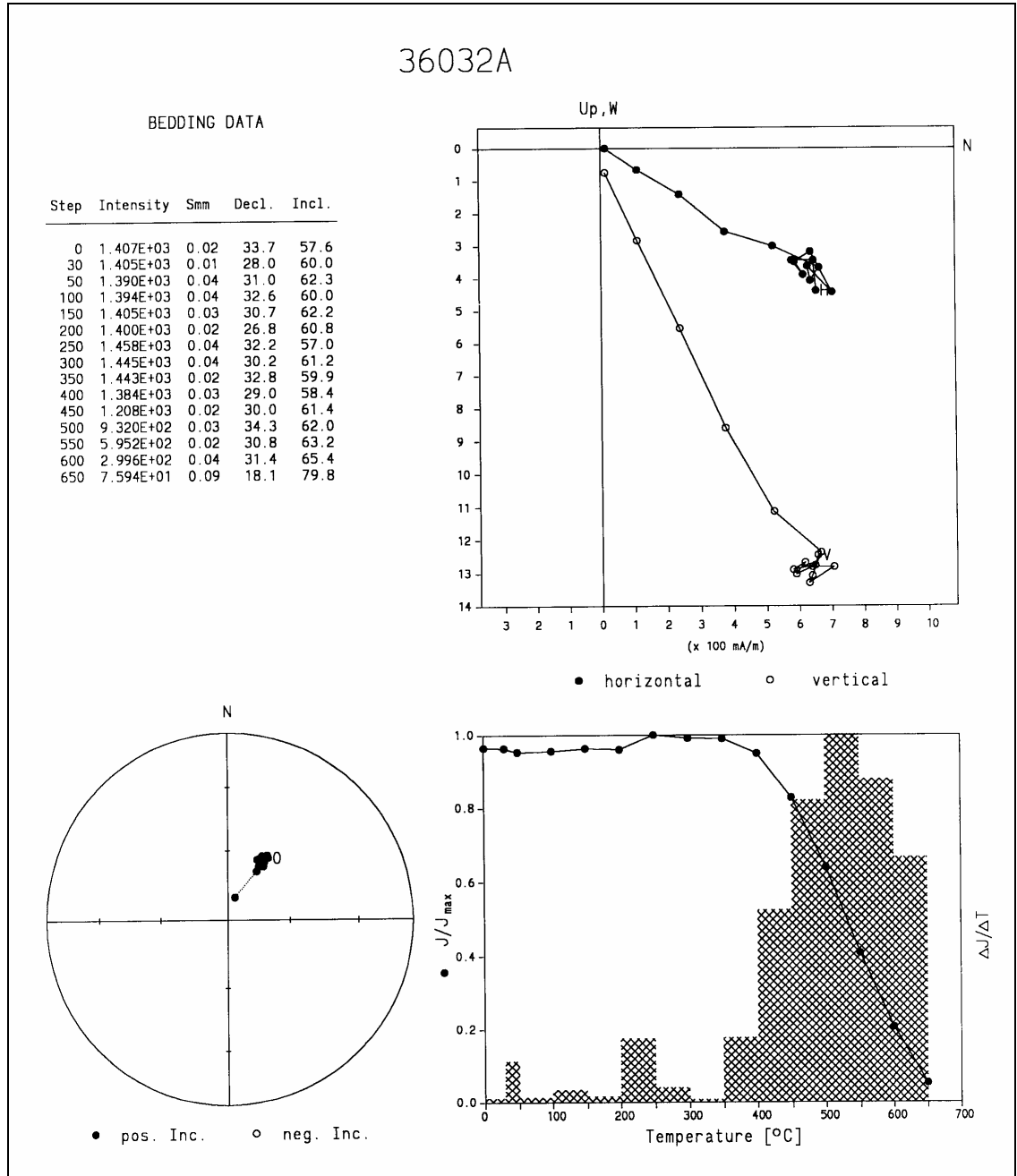
şiddeti hemen hemen kaybolmuştur. Zijderveld diyagramındaki davranışı orijine yönlenecek duraylı mıknatıslanma göstermektedir.



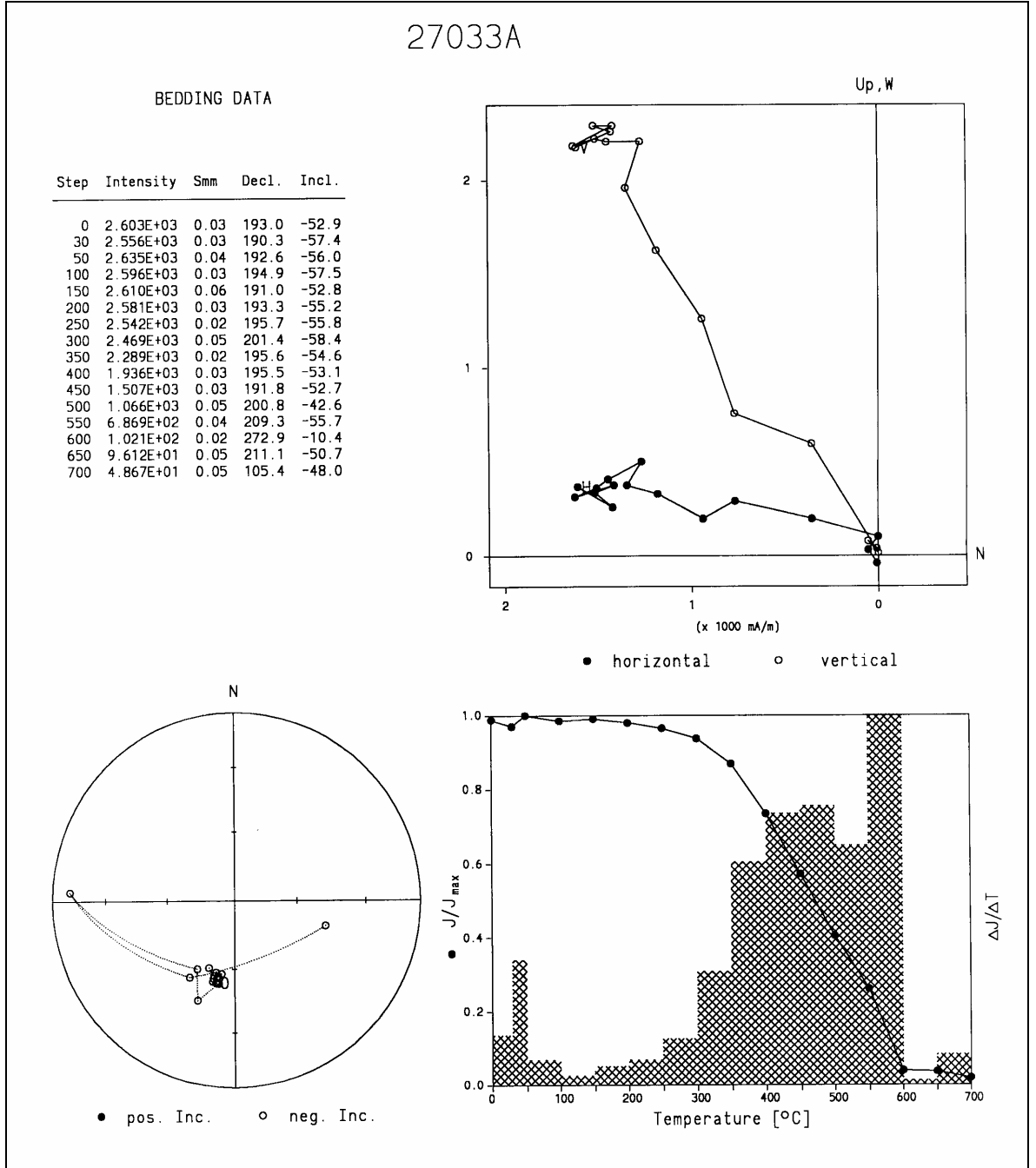
Şekil 4.7. KM21023a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.

Poyraz mevkisinden alınan örneğe ait pilot örneğinin temizleme adımları aşamasında göstermiş olduğu mıknatıslanma vektör değişim eğrileri ve sıcaklık-şiddet değişim diyagramı Şekil 4.7'de gösterilmiştir. Şekilde de görüldüğü gibi, örnek 2726 mA/m olan

mıknatıslanma şiddetinin yarısını 400°C 'ye kadar korumuştur. Daha sonraki temizleme adımları süresince 79 mA/m ye kadar düşmüştür. Bu durum kayacın duraylı mıknatıslanmaya sahip olduğunu göstermektedir. 550°C sıcaklığından sonra ortalama $150/30$ olan D/I değeri değişmektedir. Zijderveld diyagramında ise örneğin mıknatıslanma vektörünün orijine doğru yönlendiği görülmektedir.



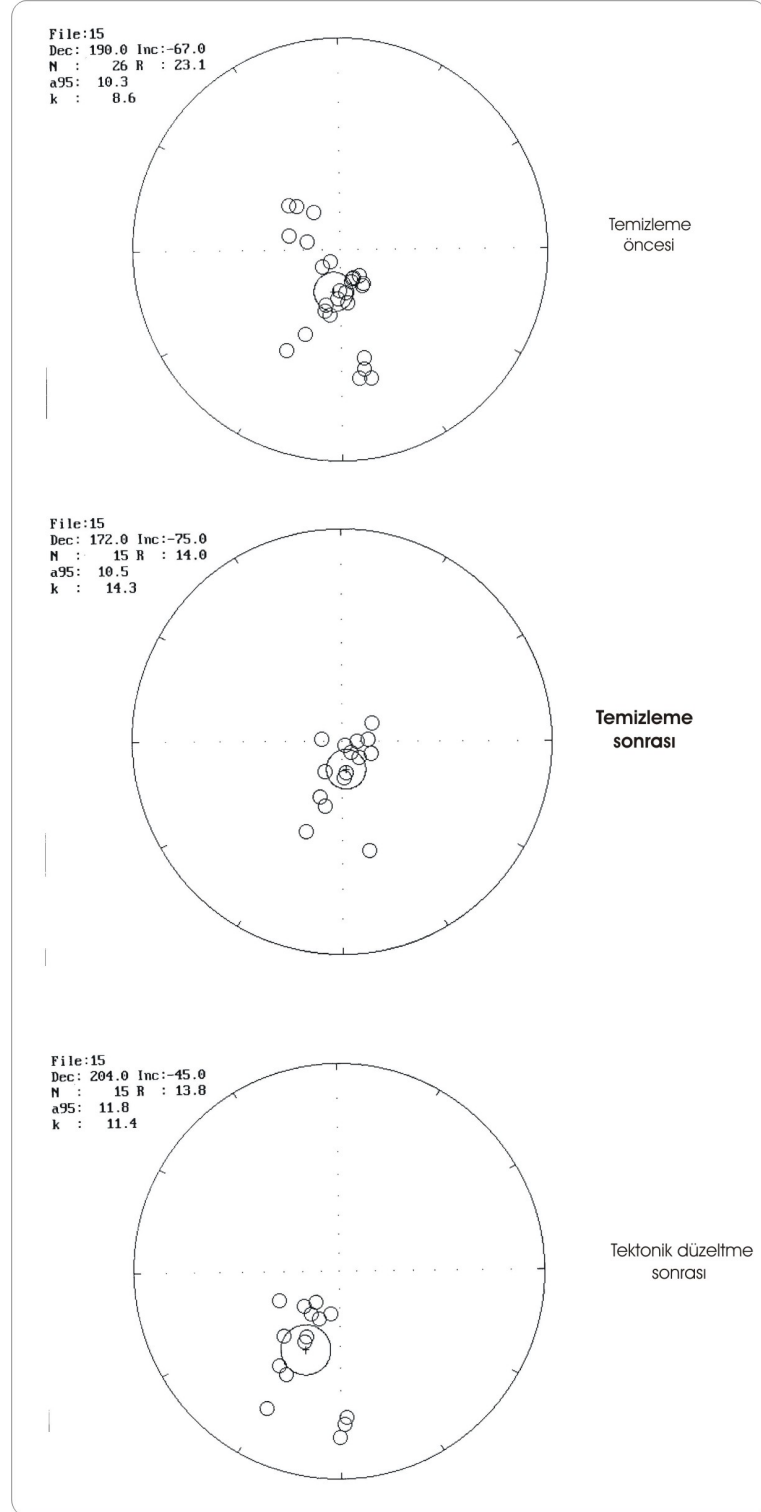
Şekil 4.8. KM36032a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.



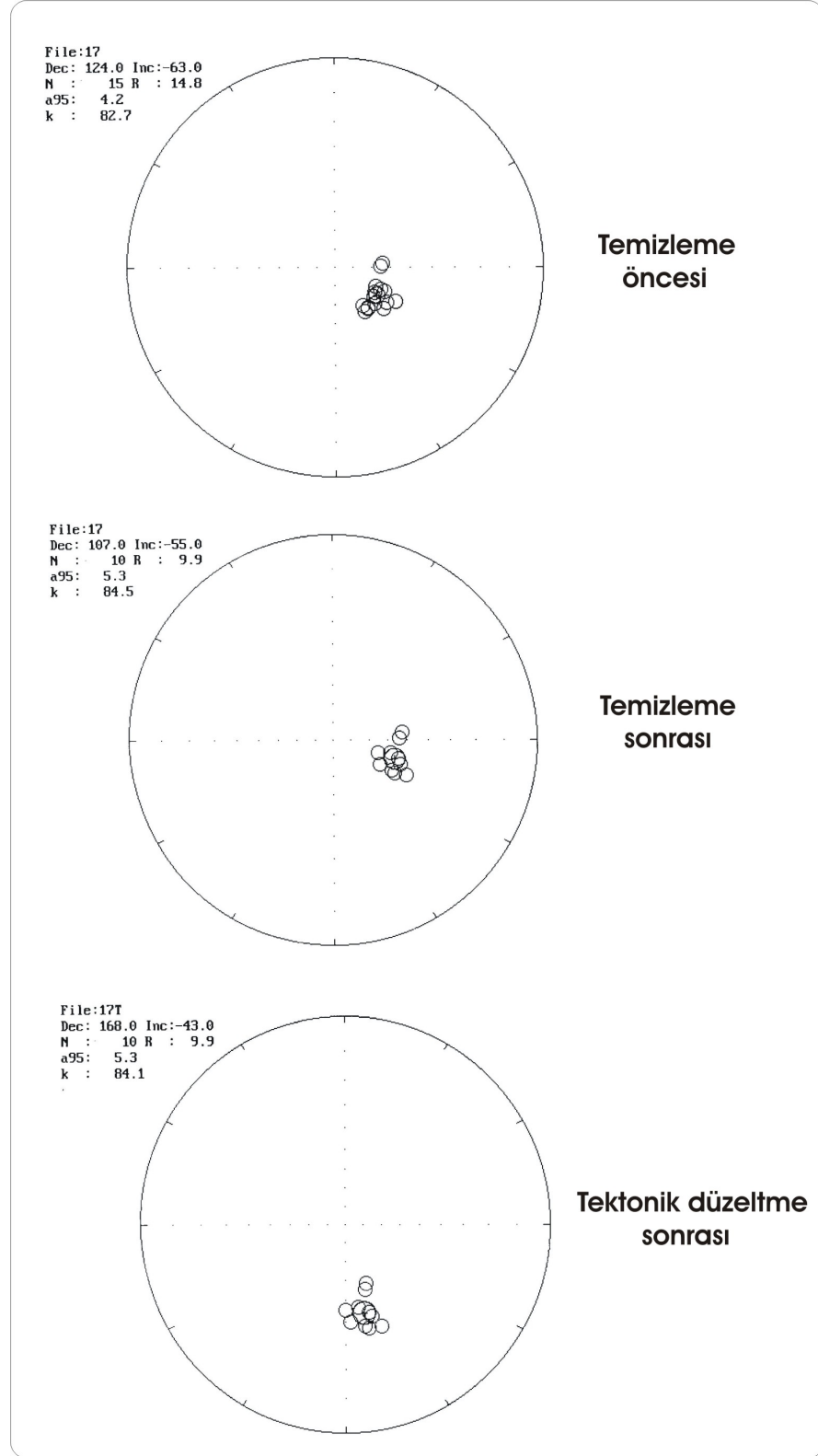
Şekil 4.9. KM27033a numaralı pilot örneğinin temizleme işlemi süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.

Sarıyer Kısırkaya Formasyonundan alınan örneğe ait pilot örneğinin Wulf, Zijderveld ve sıcaklık-şiddet diyagramındaki değişimi Şekil 4.8’de gösterilmiştir. Pilot örneği 400⁰Cye kadar mıknatıslanma doğrultusunu koruduğu gibi mıknatıslanma şiddetini de korumuştur. Bu da bize kayacın mıknatıslanmasından sorumlu olan mineralin büyük bir olasılıkla ilmenitli hematit serisi minerali olduğunu göstermektedir. Zijderveld diyagramında da mıknatıslanma vektörünün orjine doğru yönlendiğini görmekteyiz.

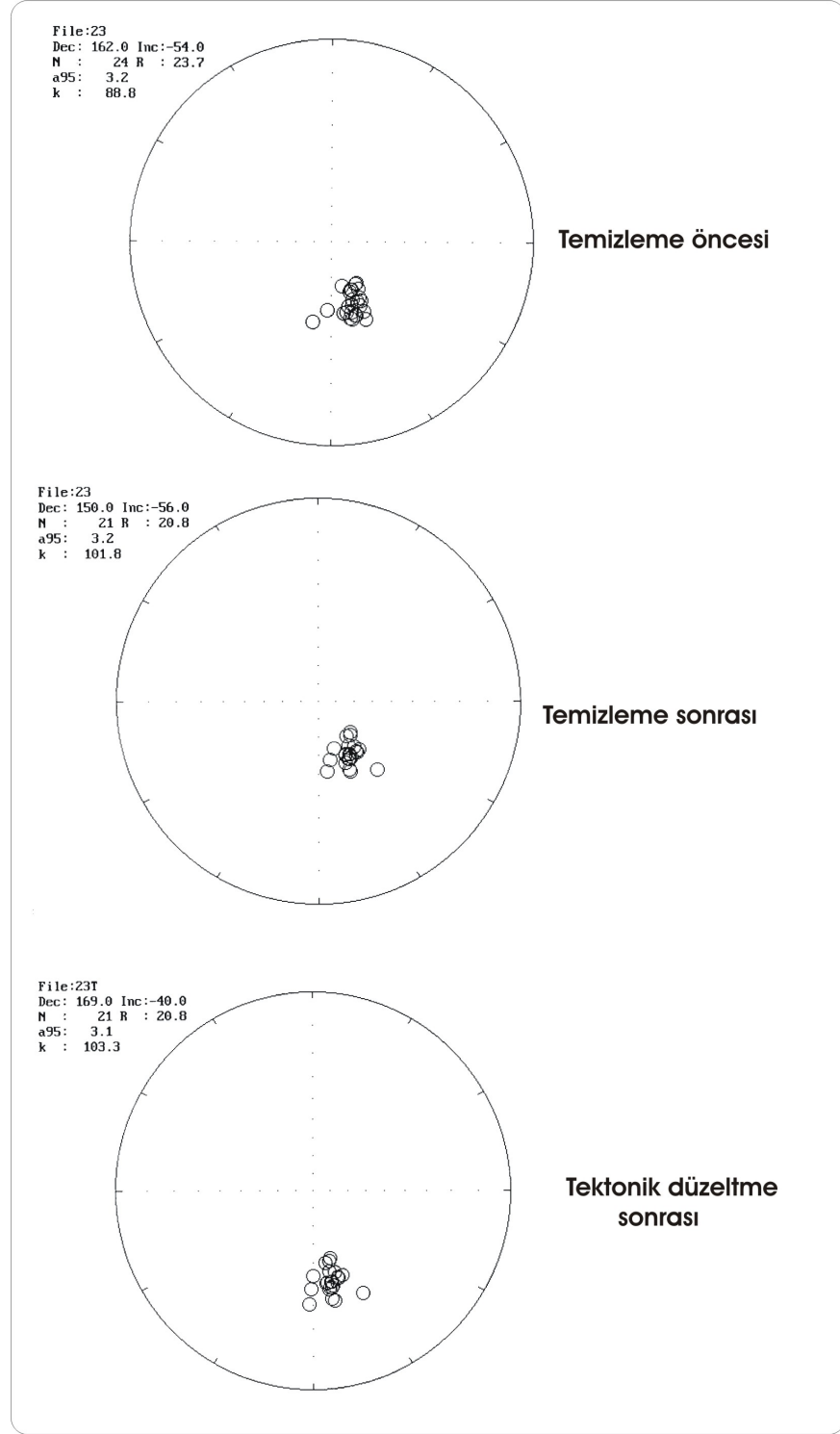
Riva Bölgesinden bulunan Garipçe formasyonundan alınan KM27 nolu mevkiye ait olan 27033a nolu pilot örneğinin mıknatıslanma vektör değişim eğrisinin Wulff ve Zijderveld diyagramlarında gösterilişi Şekil 4.9.da verilmiştir. Örnek, temizlemenin ilk adımlarında çok küçük olan ikincil mıknatıslanmalarından kurtulduktan sonra gerçek kalıntı mıknatıslanma doğrultusunu elde edmektedir. Örnek mıknatıslanmasını, 600⁰C de kaybetmektedir. Bu da mıknatıslanmaya neden olan minerallerin büyük bir olasılıkla ilmenitli-hematit mineralleri olduğunu göstermektedir.



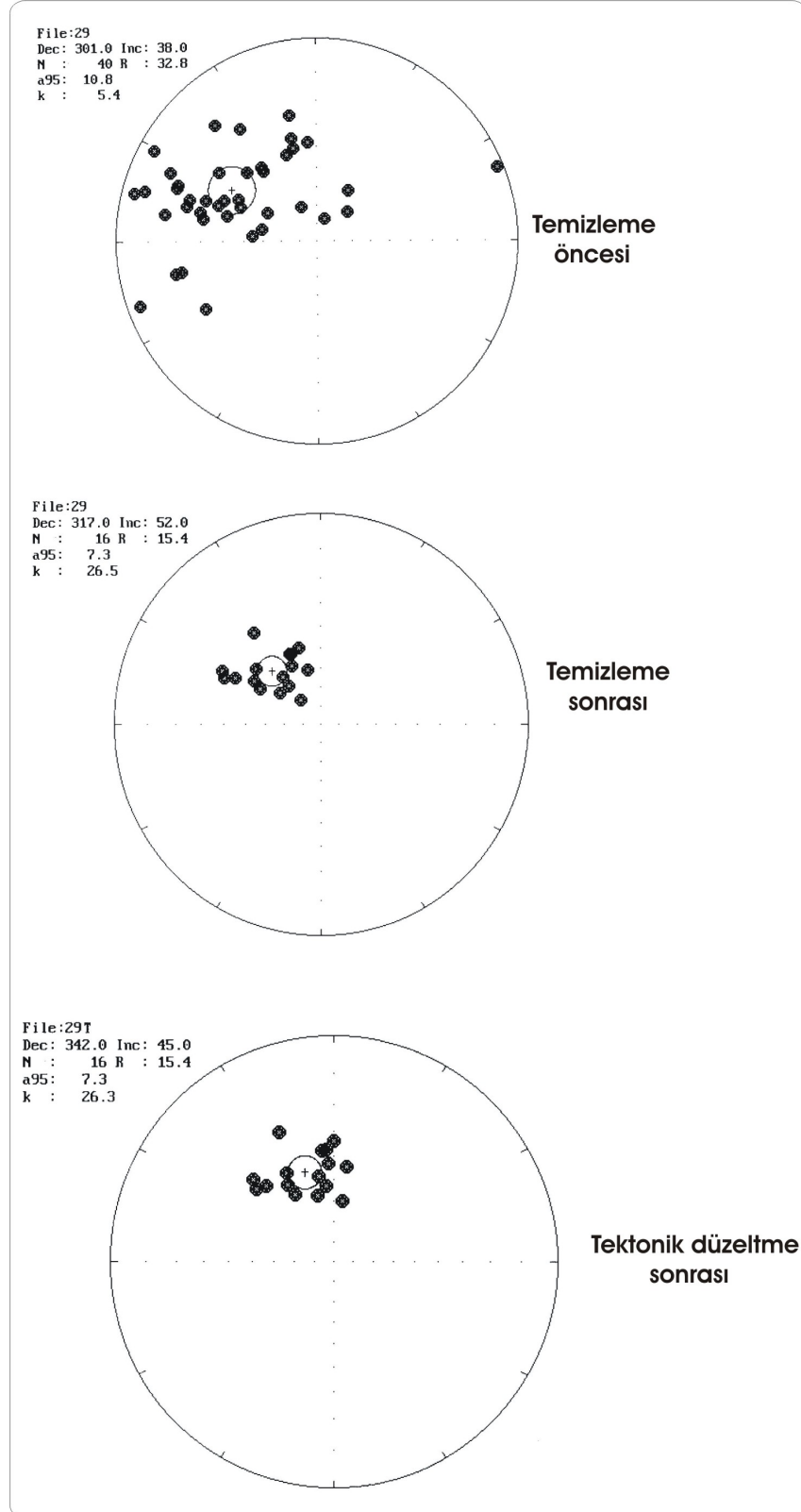
Şekil 4.10. KM15 nolu mevkiye ait temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme yapıldıktan sonraki mıknatıslanma bileşenlerinin Wulff projeksiyonunda gösterilişi.



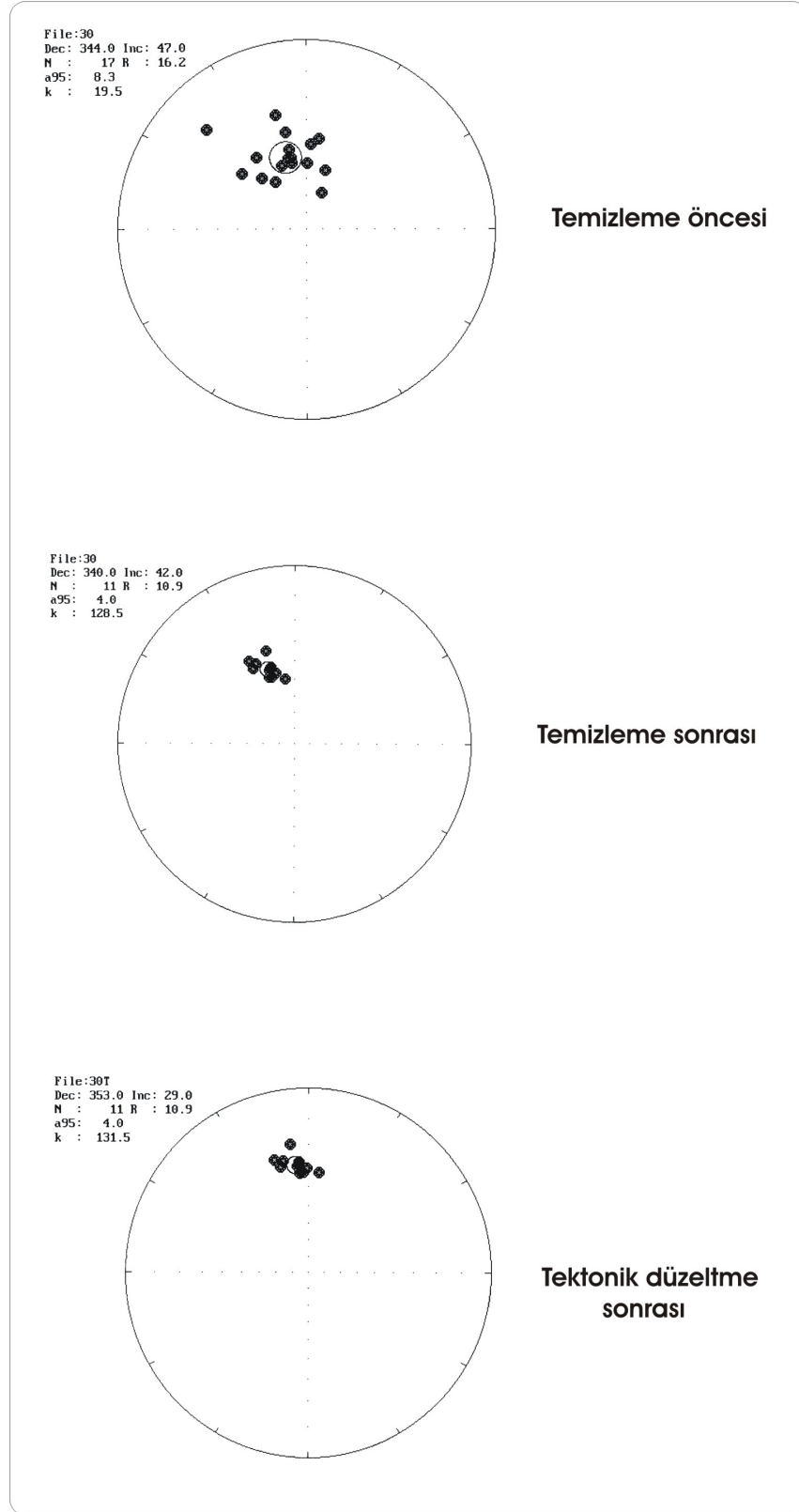
Şekil 4.11. KM17 nolu mevkiye ait temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme yapıldıktan sonraki mıknatıslanma bileşenlerinin Wulff projeksiyonunda gösterilişi.



Şekil 4.12. KM23 nolu mevkiye ait temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme yapıldıktan sonraki mıknatıslanma bileşenlerinin Wulf projeksiyonunda gösterilişi



Şekil 4.13. KM29 nolu mevkiye ait temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme yapıldıktan sonraki mıknatıslanma bileşenlerinin Wulff projeksiyonunda gösterilişi.



Şekil 4.14. KM30 nolu mevkiye ait temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme yapıldıktan sonraki mıknatıslanma bileşenlerinin Wulf projeksiyonunda gösterilişi

Şekil 4.10, 4.11, 4.12, 4.13, 4.14'te sırasıyla KM15, KM17, KM23, KM29 ve KM30 nolu mevkiler için elde edilen mıknatıslanma bileşenlerinin temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme sonrası değişimleri verilmiştir. KM17 nolu mevkiinin sapma ve eğim açısı $124^{\circ}/-63^{\circ}$ iken temizleme sonrası bu değer $107^{\circ}/-55^{\circ}$ olarak değişmektedir. Uygulanan tektonik düzeltme sonrasında $168^{\circ}/-43^{\circ}$ sapma ve eğim açısı bulunmuştur. KM23 nolu mevki değerleri dikkate alındığında temizleme öncesi $162^{\circ}/-54^{\circ}$ olan sapma ve eğim açısı temizleme sonrası $150^{\circ}/-56^{\circ}$, tektonik düzeltme sonrası ise $168^{\circ}/-40^{\circ}$ olarak değişmiştir (Şekil 4.12). KM30 nolu mevkiye ait olan mıknatıslanma bileşenlerinin sapma ve eğim açısı temizleme öncesi $344^{\circ}/47^{\circ}$ iken temizleme sonrası $340^{\circ}/42^{\circ}$ ve tektonik düzeltme sonrası ise $353^{\circ}/29^{\circ}$ olarak değişmiştir. KM29 numaralı mevki değerleri temizleme öncesinde çok saçılmış sonuçlar gösterirken temizleme sonrası ve tektonik düzeltme yapıldıktan sonra daha yakın sonuçlar göstermektedir (Şekil 4.13).

Tablo 4.1. Istranca Bölgesine ait örneklerin temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme uygulandıktan sonraki mıknatıslanma doğrultuları ve istatistiksel parametrelerin gösterilişi.

TEMİZLEME ÖNCESİ						TEMİZLEME SONRASI				TEKTONİK DÜZELTME	
MEVKİ	N	D	I	A ₉₅	K	D	I	A ₉₅	K	D	I
KM08	12	157	60	12.6	12.9	156	56	11.3	21.8		
KM13	12	197	-26	8.0	30.4	193	-25	6.2	391.4		
KM15	26	190	-67	10.3	8.6	172	-75	10.5	14.3	204	-45
KM17	15	124	-63	4.2	82.7	107	-55	5.3	84.5	168	-43

Tablo
o

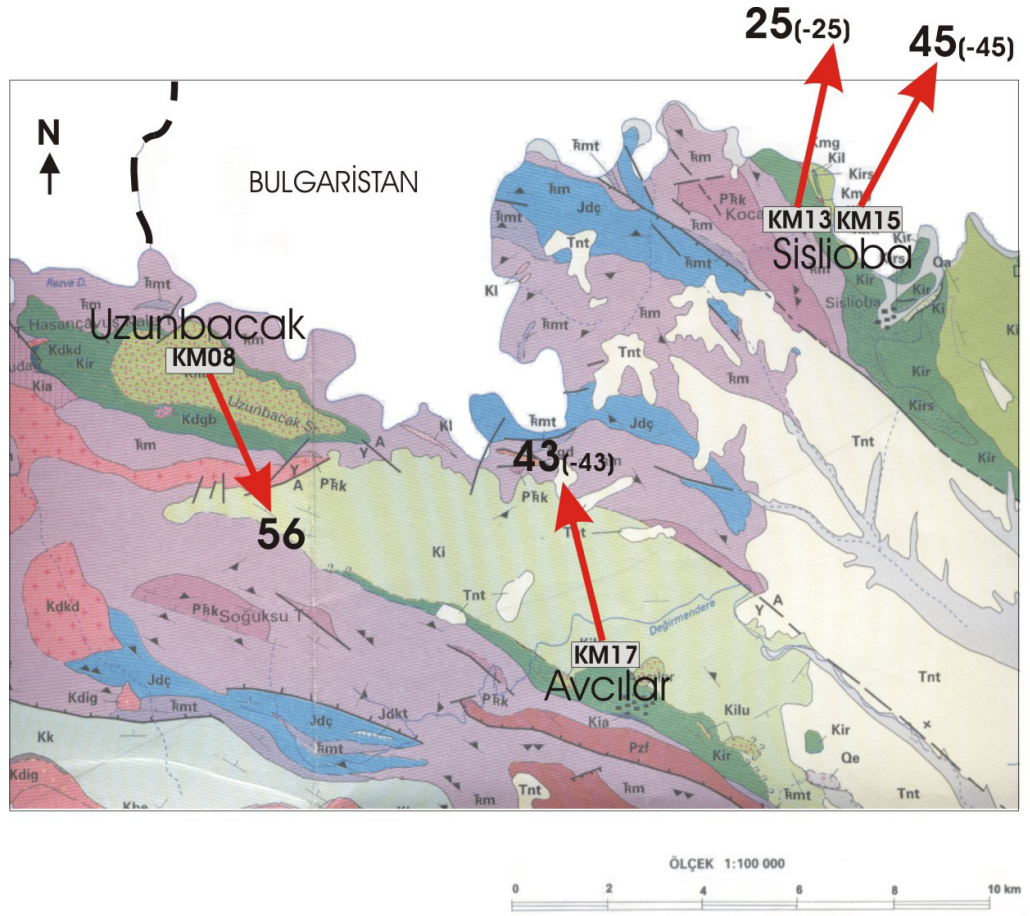
4.1'de Istranca Bölgesine, Tablo 4.2'de ise İstanbul Bölgesine ait örneklerin temizleme öncesi, temizleme sonrası ve tektonik düzeltme uygulandıktan sonraki mıknatıslanma doğrultuları ve istatistiksel parametreleri gösterilmiştir. N; değerlendirmeye giren örnek

sayısı, D; sapma açısı, I; eğim açısı, α_{95} ; güvenlik çemberinin yarıçapı, k; presiyon(duyarlılık) katsayısıdır.

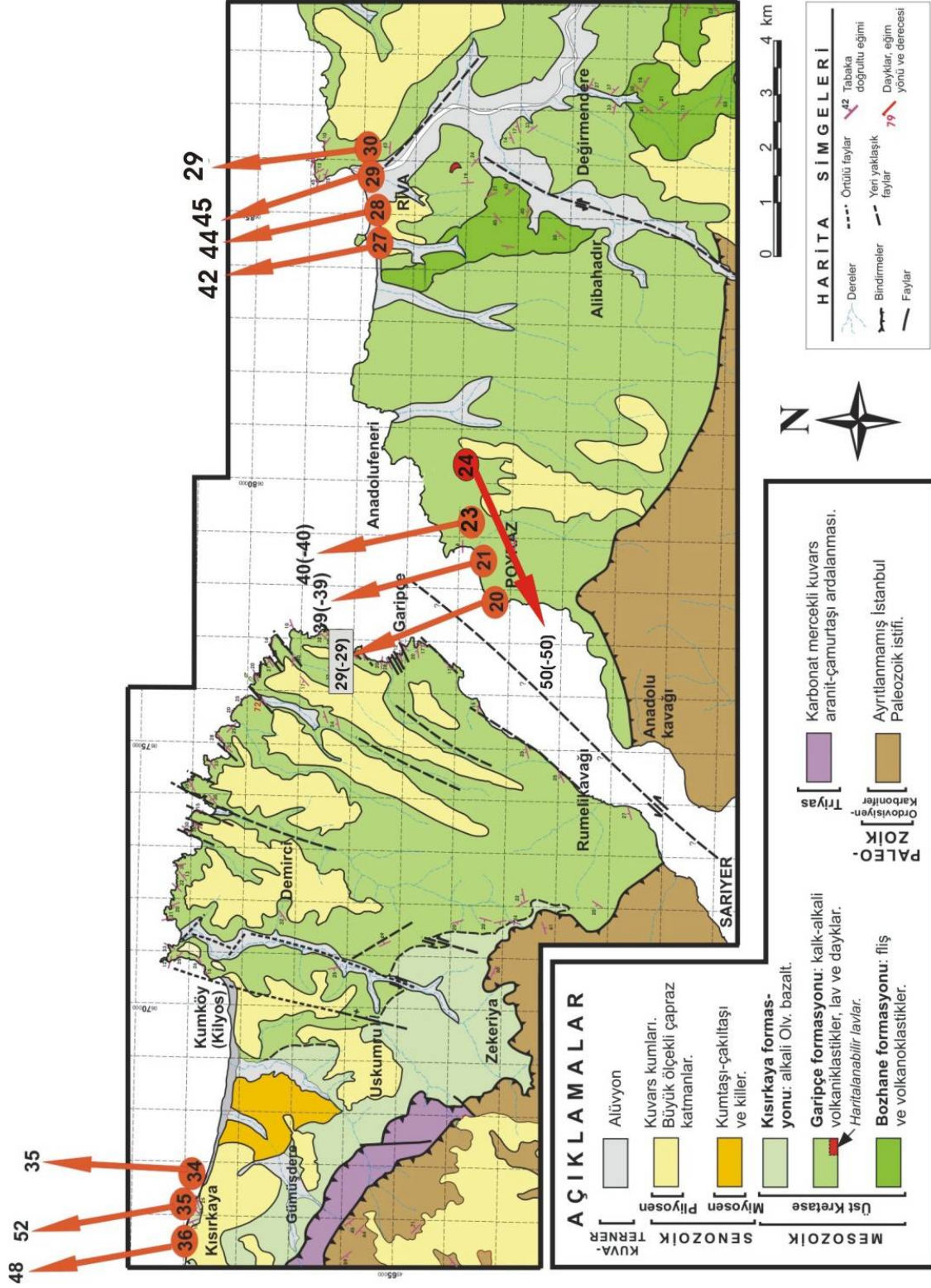
Tablo 4.2. İstanbul Bölgesine ait örneklerin temizleme öncesi,temizleme sonrası ve tektonik düzeltme uygulandıktan sonraki mıknatıslanma doğrultuları ve istatistiksel parametrelerin gösterilişi.

MEVKİ	TEMİZLEME ÖNCESİ					TEMİZLEME SONRASI				TEKTONİK DÜZELTME	
	N	D	I	A_{95}		D	I	A_{95}	K	D	I
KM20(POYRAZ)	12	146	-51	6.1	52.0	143	-43	5.6	60.1	157	-29
KM21(POYRAZ)	13	148	-51	6.5	42.3	147	-54	13.8	4.3	165	-39
KM23(POYRAZ)	24	162	-54	3.2	88.8	150	-56	3.2	101.8	160	-40
KM24(POYRAZ)	11	148	-72	5.9	60.7	138	-69	2.7	286.2	66	-50
KM27(RIVA)	17	218	-53	2.9	152.9	35	54	2.5	267.7	349	42
KM28(RIVA)	6	5	17	8.8	58.3	38	56	2.1	1058.3	348	44
KM29(RIVA)	40	301	38	10.8	5.4	317	52	7.3	26.5	342	45
KM30(RIVA)	17	344	47	8.3	19.5	340	42	4	128.5	353	29
KM34(SARIYER)	23	27	40	1.9	245.9	23	43	2.2	244.6	3	35
KM35(SARIYER)	6	34	57	2.3	883.9	28	62	1	1072.7	350	52
KM36(SARIYER)	13	26	57	2.3	338.0	22	59	2.8	340.4	350	48

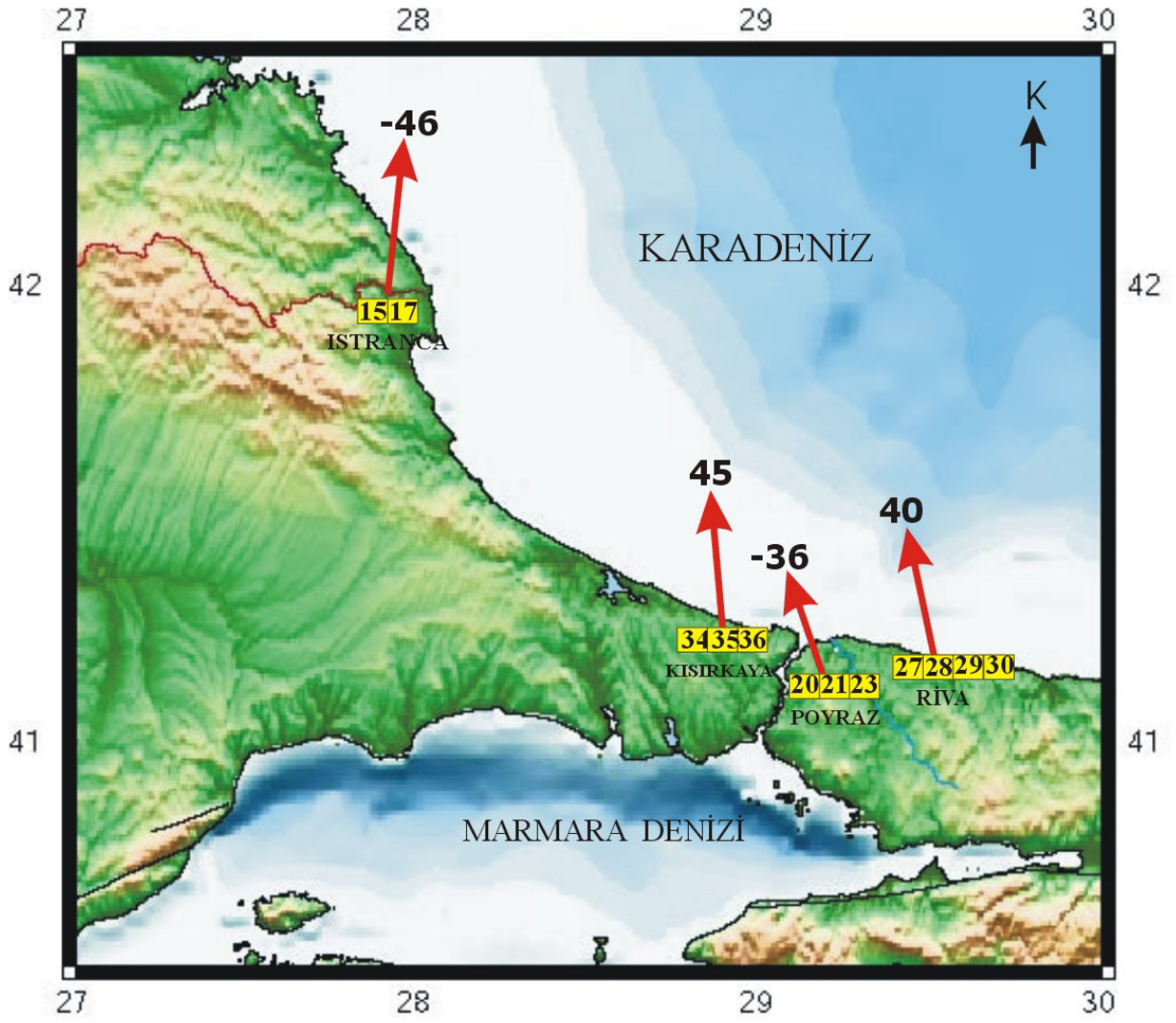
Istranca Bölgesine ait olan mıknatıslanma vektörleri Şekil 4.15'te gösterilmiştir. İstanbul Bölgesine ait olan mıknatıslanma vektörleri ise Şekil 4.16'da gösterilmiştir. Şekil 4.18'de Pontidlerde daha önceden yapılmış olan çalışmalarla birlikte bu çalışmadan elde edilen ortalama mıknatıslanma vektörleri gösterilmiştir.



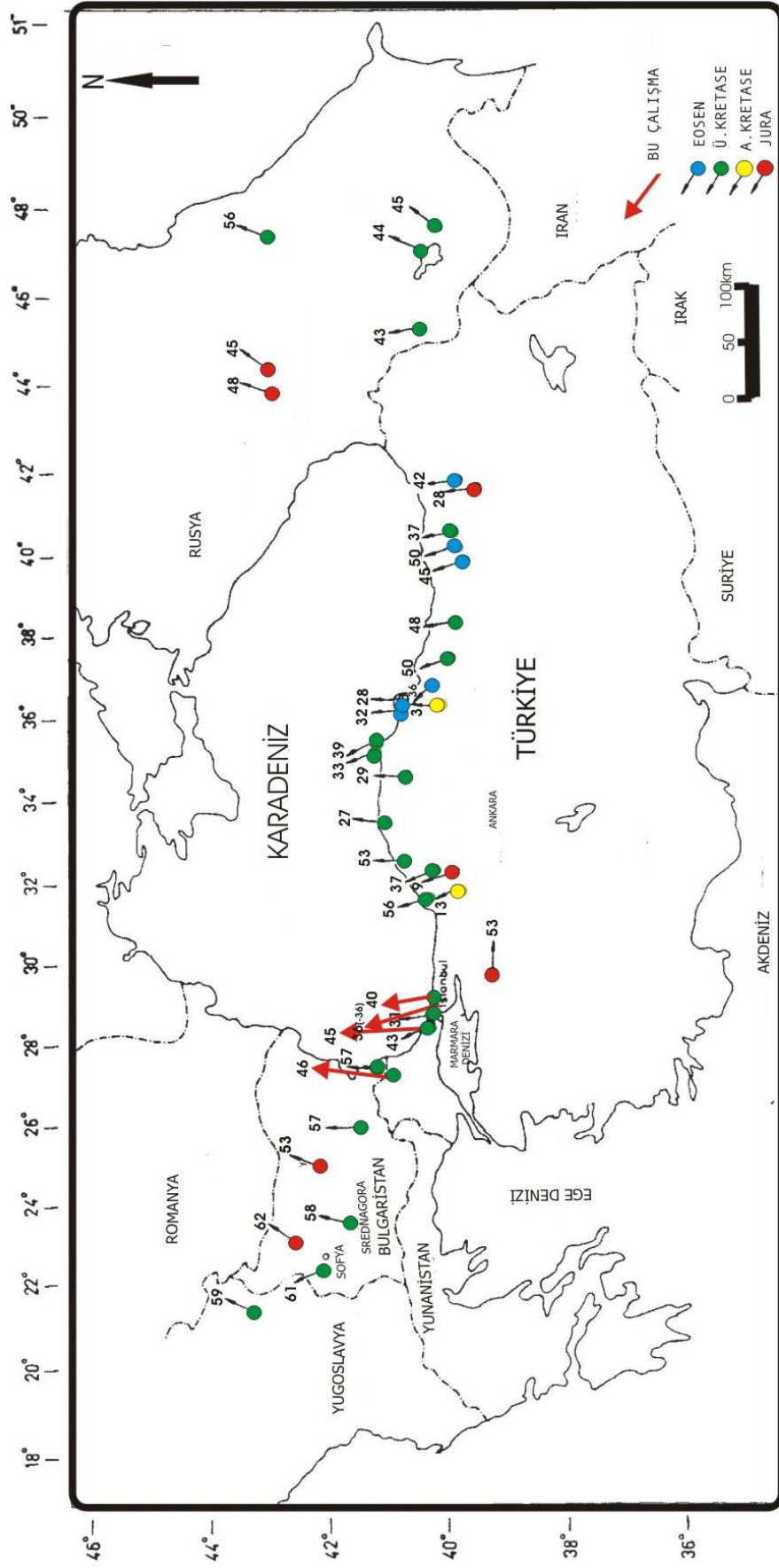
Şekil 4.15. Istranca Bölgesinden elde edilen mıknatıslanma vektörlerinin gösterilişi.



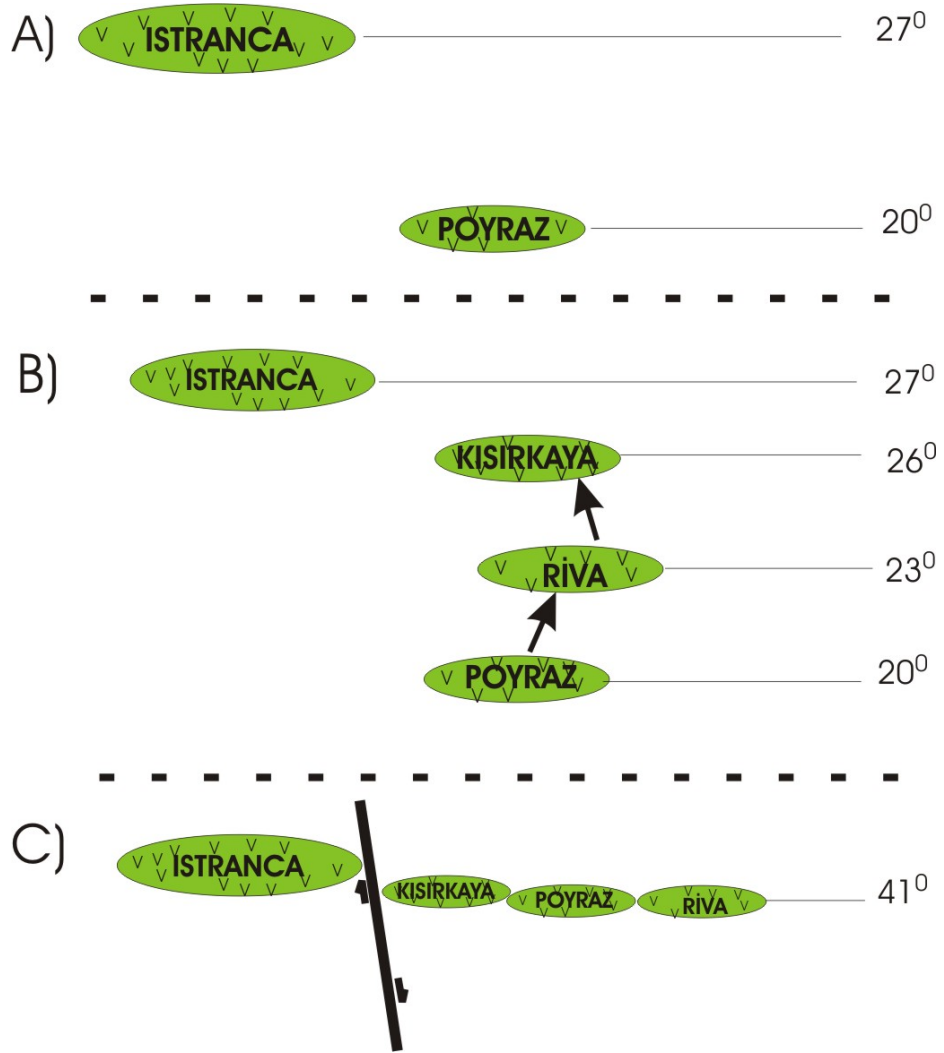
Şekil 4.16. İstanbul Bölgesinden elde edilen mıknatıs lanma vektörlerinin gösterilişi



Şekil 4.17. Kuzey Marmara Bölgesinden elde edilen Üst Kretase yaşlı örneklerin ortalama mıknatıslanma doğrultularının gösterimi



Şekil 4.18. Türkiye ve yakın çevresindeki Paleomagnetik veriler ile bu çalışmadan elde edilen verilerin gösterilişi.



Şekil 4.19. Kuzey Marmara'da Üst Kretase'de gelişen tektonizmanın şematik gösterilişi.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Kuzey Marmara'nın Paleomağnetizması isimli yüksek lisans tez çalışması kapsamında Istranca Bölgesinden 4, İstanbul Bölgesinden 11 adet Üst Kretase yaşlı volkanik kayalardan toplanan mevki örneklerinin sonuçları değerlendirmeye alınmış ve bu bölgenin paleomağnetik özellikleri ortaya konmuştur.

Elde edilen paleomağnetik veriler Türkiye'nin genel jeodinamik özellikleri gözönüne alınarak değerlendirildiğinde şu sonuçlar ortaya çıkmaktadır.

- 1) Istranca bölgesinden sırasıyla KM08 mevkiinden $156^{\circ}/57^{\circ}$, KM13 mevkiinden $193^{\circ}/-25^{\circ}$ sapma ve eğim açısı elde edilmiştir. Ancak bu mevkilere tektonik düzeltme uygulanamamıştır. KM15 ve KM17 nolu mevkilere uygulanan tektonik düzeltme sonucunda KM15 mevki için $208^{\circ}/-45^{\circ}$, KM17 mevki için $166^{\circ}/-43^{\circ}$ sapma ve eğim açısı değerleri bulunmuştur. KM15 ve KM17 mevkilerinin eğim açısı değerleri birbirlerine yakınken sapma açıları farklı yönde dönme göstermektedir. Farklı dönmenin nedeni bu iki mevki arasından geçen iki faya bağlanabilir (Şekil 4.15).
- 2) İstanbul Bölgesinde Kısırkaya'dan toplanan mevkilerin ortalama mıknatıslanma doğrultularının sapma ve eğim açıları $355^{\circ}/45^{\circ}$ dir. Bu bölgedeki üç mevkiye de tektonik düzeltme uygulanmıştır. Sapma açıları birbirleriyle uyumluyken eğim açılarında farklılık göze çarpmaktadır. Buna örnek alınan yerlerde bulunan çok sayıdaki fayların neden olduğu söylenebilir. Bölge saatin tersi yönünde 5° dönme yapmıştır. Poyraz bölgesinden toplanan mevkiler içerisinde KM24 nolu mevkiye tektonik düzeltme uygulanamamıştır. Bu bölgeden toplanan KM20, 21, 23 nolu mevkilerin ortalama mıknatıslanma doğrultusu $161^{\circ}/-36^{\circ}$ dir. Buna göre, bölge saatin tersi yönünde 19° dönme yapmıştır. Riva Bölgesinden toplanan KM27, KM28, KM29, KM30 nolu mevkilerin ortalama mıknatıslanma

doğrultusu $348^{\circ}/40^{\circ}$ dir. Riva bölgesi saatin tersi yönünde 12° rotasyon yapmıştır (Şekil 4.16). İstanbul'un kuzeyinde bulunan bu bölgelerden toplanan mevkilerin ortalama mıknatıslanma doğrultusunun sapma ve eğim açısı $348^{\circ}/40^{\circ}$ olarak hesaplanmıştır. Bölgedeki rotasyon saatin tersi yönünde 12° olarak bulunmuştur.

- 3) Şekil 4.18'deki haritada verilen daha önceki çalışmalar, özellikle Batı Pontidler için, elde edilen Üst Kretase verilerine bakıldığında ($D/I= 340^{\circ}/40^{\circ}$) buralarında genel olarak saatin tersi yönünde 20° dönme gösterdikleri görülmektedir. İstanbul'un kuzeyinden elde edilen saatin tersi yönündeki ortalama 12° lik dönme miktarı ile çok iyi uyum göstermektedir.
- 4) İstanbul'un kuzeyinde bulunan Kısırkaya bölgesinde ortalama eğim açısı 45° olarak hesaplanmıştır. Bu da 26° paleoenlemine karşılık gelmektedir. Riva bölgesinde ortalama 40° eğim açısı bulunarak paleoenlem 23° olarak hesaplanmıştır. Poyraz bölgesinde ise ortalama 36° eğim açısından paleoenlem 20° olarak hesaplanmıştır. Istranca Bölgesinde tektonik düzeltme uygulandığından dolayı KM15 ve KM17 mevkilerinin eğim açıları birlikte değerlendirilerek ortalama 44° eğim açısı bulunmuş ve bu eğim açısının 27° paleoenlemine karşılık geldiği hesaplanmıştır (Şekil 4.17).

Üst Kretase'de Neo-Tetis okyanus kabuğunun Pontitlerin altına dalması ile yitim zonu gelişirken bölgede ada yayı volkanizması oluşmaya başlamıştır. Volkanizma ürünlerini ilk olarak Istranca'da Sislioba ve Avcılar bölgelerinde ve İstanbul'da Poyraz bölgesinde vermiştir. Istranca bölgesinde KM15 ve KM17 mevkilerinin eğim açılarından 27° paleoenlemi, Poyraz mevkilerinin ortalama eğim açılarından 20° paleoenlem bulunmuştur (Şekil 4.19a). Bölgenin stratigrafisi gözönüne alındığında sırası ile Riva ve Kısırkayadaki volkanizmaların Poyraz'daki volkanizmadan daha genç olduğu ifade edilmektedir (Keskin ve diğ.,2003). Bu durum Riva bölgesi için elde edilen 23° paleoenlemi ile Kısırkaya bölgesi için elde edilen yaklaşık 26° lik paleoenlem değerleri ile de uyumaktadır. Bu veriler ışığı altında İstanbul Fragmanının 20° paleoenleminde olduğu daha sonraki dönemde kuzeye doğru hareket ederek Üst

Kretase'nin sonlarına doğru 26^0 enlemlerine doğru hareketine devam etmiştir (Şekil 4.19b) ve daha sonra bu hareketini de devam ettirerek bugünkü konumuna gelmiştir (Şekil 4.19c).

Batı Pontidler içerisinde yer alan İstanbul Fragmanı Üst Kretase döneminde güneyden kuzeye hareket ederken Pontidler diğer birliklerinin hareketi nasıldı? Bölgede daha önce yapılan çalışmalarda stratigrafinin dikkate alınmaması bu soruyu net olarak yanıtlamamızı engellemektedir. Pontidlerde Üst Kretase dönemine ait stratigrafi de gözönünde bulundurularak daha ayrıntılı çalışmaların yapılması ve böylelikle veri sayısı artırılarak Üst Kretase zaman aralığında bölgenin yapmış olduğu hareketin daha doyurucu sonuçlarla ortaya konması önerilir.

Istranca bölgesi için, daha önce yapılan çalışmaların da eksikliği düşünülecek olursa bölgede daha ayrıntılı çalışmaların yapılması, duraylı mıknatıslanma gösteren bölgelerdeki mevki sayısını artırarak bölgenin paleomağnetik izlerinin daha detaylı olarak ortaya koyulması önerilir.

KAYNAKLAR

ADAMIYA, S. A., ZAKARIADZE, G.S., LORDKIPANIDZE, M.B.,1997, Evolution of the Ancient Active Continental Margin, as Illustrated by Alpine History of the Caucasus: *Geotectonics*,11/4, 299-309.

AKIN, H., 1978, Geologie Magmatismus and Lagerstattenbulding imOstpontischen Gebirge, Turkei Ausder Sichtder Platten Tektonik, *Geol. Rdsch.*, 68/1, 253-283

AS, J.A., ZIJDERVELD, J.D.A., 1958, Magnetic Cleaning of Rocks in Paleomagnetic Research, *Geophysics Journal Research Astr. Soc.*,1, 308-19.

AYDIN, Y., 1980, Kırklareli-İğneada Civarında Stratigrafi ve Volkanik Faaliyet, *34.Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı*, 54.

AYHAN, A., DİNÇEL, A.,TUĞRUL, Y.,1972, Istranca Masifinin Jeolojisi, *MTA Rapor No:5130*.

BAŞ, H., 1986, Sinop Volkanitlerinin Petrolojisi ve Jeokimyası: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 29,143-156.

BEYHAN, G., 1992, Havza ile Ladik Arasında Bölgenin Paleomağnetizması, İ.Ü. Fen Biimleri Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalı (*Dok. Tezi*), İstanbul.

BONCEV E.K.,1996, Rovue General De la Structure Geologique de la Bulgarie: *Inst. Geol. Sofia*,15,5-24

BUTLER, F.R., 1998, *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*, University of Arizona

BUTLER, R.F., 1992, *Paleomagnetism, Magnetic Domain to Geologic Terranes Blackwell, Oxford*,319

CHANNEL, J. E. T., TÜYSÜZ, O., BEKTAŞ, O., ŞENGÖR, A.M.C., 1995, Jurassic-Cretaceous Paleomagnetism and Paleogeography of the Pontides (Turkey) *Tectonics*, Vol. 15, No: 1, 201-212

ÇAĞLAYAN, M.A., YURTSEVEN, A., 1998, 1/100000'lik *Türkiye Jeoloji Haritaları*, MTA.

ÇİNKU, C.M., 2004, Batı Karadeniz Bölgesinin Paleomağnetik İzleri, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Müh. Anabilim Dalı(*Dok.Tezi*), İstanbul.

DERWEY, J.F. ve BIRD, J.M.,1970, Mountain Belts and Newglobal Tectonics, *Journal of Geophysics Research*, 75, 2625-2638

DEWEY, J.F., PITMAN III,W.C., RYAN, W.B.F., BONNIN J.,1973, Plate Tectonics and Evolution of the Alpine System: *Geological Society of America Bulletin*, V.84,p.3137-3180

EĞİN, D., ve HIRST, M.D., 1979, Tectonic and Magmatic Evolution of Volcanic Rocks from Northern Harşit River Area, NE Turkey, in Geocom-I: *Firs Geological Congress of the Middle East*, Mineral Research an Exploration Institute (MTA), Ankara,p.56-93

ERCAN, T., GEDİK, A., 1983, Pontidlerdeki Volkanizma, *Jeoloji Mühendisliği*, V.18,p.3-22

ERCAN, T., GEDİK, A., 1986, Karadeniz ve Trakya'da yapılan Derin Sondajlardan alınan Karotlardaki Volkanik Kayaçların Petrolojisi ve Volkanizmanın Bölgesel Yayılımı, *Jeomorfoloji Dergisi*, 14,39-48.

ERCAN, T., YERGÖK, A.F., İPLİKÇİ, E., DEVECİLER, E., KESİN, İ., CAN, B., 1984, Zonguldak Çevresindeki Üst Kretase Yaşlı Yay Mağmatizmasının Özellikleri, *Jeomorfoloji Dergisi*,12,81-105.

ERCAN, T.,1979, Batı Anadolu Trakya ve Ege Adalarındaki Senozoyik Volkanizması: *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 9, 23-46.

EVANS, I., HALL, A.S.,SARIBUDAK, M., AKYOL, A.,1990, Preliminary Paleomagnetic Result from Paleozoic Rocks of İstanbul- Zonguldak Region, *AGU Fall Meeting*, San Francisco, USA.

FISHER, R.A.,1953: Dispersion on a sphere, *Proc. R. Soc. A*217, 295-305

GEDİK, A., ERCAN, T., ve KORKMAZ, S., 1984, Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) Havzasının Jeolojisi ve Volkanik Kayaçların Petrolojisi, *MTA Dergisi*,99/100, 34-50.

GÖRÜR, N., 1988, Timing and Opening of the Black Sea Basin, *Tectonophysics*,V.147, pp.247-262.

GÖRÜR, N., 1991, Aptrian-Albian Paleogeography of Neo-Tethyan Domain, *Paleogeography, Paleoclimatology*, V.87, pp.267-288.

GÖRÜR, N., OKAY, A.I., 1996, Fore-arc orogen of the Thrace Basin, northwest Turkey, *Geol. Rundsch* 85: 662-668

GÖRÜR, N., MONOD, O., OKAY, A.I., ŞENGÖR, A.M.C., TÜYSÜZ, O., YİĞİTBAŞ, E., SARKINÇ, M., AKKÖR, R., 1997, Paleogeographic and Tectonic Position of the Carboniferous rocks of the Variscan Belt., *Bull. Soc. Geol., France*, 168, 197-205.

RVING, E., ROBERTSON, W.A., SCOTT, P.M., TARLING, D.H. and WARD, M.A.,1961b, Treatment of Partially Stable Sedimentary rocks showing planar distribution of Directions of Magnetisation, *Journal Geophysical Research*, 66, 1927-1933

KRUCZYK, J., KADZIALKO-HOFMOKL, M., NOZHAROV, P., PETKOV, N., NACHEV, I., 1988, Paleomagnetism of Jurassic Sediments from Balkan, Bulgaria. *Acta Geophys.* Vol.36,49-62.

KESKİN, M., PEARCE, J.A. ve MITCHELL, J.G. (1998). Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V.85/1-4, pp. 355-404.

KESKİN, M., USTAÖMER, T. ve YENİYOL, M. (2001). “İstanbul Kuzeyinde ve Boğaz Civarında Yüzeyleyen Volkanizmanın Tektonik Ortamı, Petrolojisi ve Kökeni”, İ.Ü. Araştırma fonu no: 1145/010598, Yayınlanmamış proje raporu, 123 s.

KESKİN, M., USTAÖMER, T., YENİYOL, M., 2003, İstanbul Kuzeyinde Yüzeyleyen Üst Kretase Yaşlı Volkano- Sedimenter Birimlerin Stratigrafisi, Petrolojisi ve Tektonik Ortamı, *İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu, Bildiriler Kitabı*, S, 23-36

KOOP, K.O., Pavoni, N., Scihindler, C., 1969, Geologic Thrakiens IV: *Das Ergene Bechan Beih Geol. Jahrb* 76: 1-136

LAUER, J.P., 1981, L'Evolution Geodynamique de la Turquie et de Chypre Deduite de l'Etude Pale'Omagnetique, *Ph.D. Thesis*, Universite, Lois Pasteour de Strasbourg, 291,

MANNETI, P., PECCERILLO, A., CORSINI, F., POLI, G., 1981, Geodynamic Significance of Cretaceous-Eocene Volcanism of the Eastern Pontides, *Rend. Soc. Geol. Italia*, v.4,p.250-260

MANNETI, P., PECCERILLO, A., POLI, G., CORSINI, F., 1983, Petrochemical Constraints on the Models of Cretaceous-Eocene Tectonic Evolution of the Eastern Pontide Chain (Turkey), *Cretaceous Research*, V.4, p.159-172

MCKENZIE, D., JACKSON, J., 1983, The Relationship Between Strain Rates, Crustal Thickening, Paleomagnetism, Finite Strain and Fault Movements within a Deformation Zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 65, 182-202.

NOZHAROV, P.B., YOSSIPOV, M., DOLAPTCHIEVA, M., PETKOV, N.I., 1984, The Srednagora Late-Alpin Dynamics after Paleomagnetic Data, *Akat Bulgar. Sci., Book 1*, pp.271-277 (in Bulgarian; abstract in English).

OKAY, A.I., 1989, Tectonic Units and Sutures in the Pontides, Northern Turkey. Tectonic Evolution of the Tethyan, Region'de (ed.A.m.c. Şengör), *Kluwer Academic Publ*, 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, *Geology*, V.22, pp.267-270

OKAY, A.I., ŞAHİNTÜRK, O., 1997, Geology of The Eastern Pontides, In A Robinson (ed) Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, *AAPG Mem.* Vol. 68,291-311

OKAY, A.I., SATIR, M., TÜYSÜZ, O., AKYÜZ, S., CHEN, F., 2001 The Tectonics of the Strandja Massif: Late Variscan and Mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean, *International urnal of Earth Sciences*, 90, 217-233.

OKAY, A.I., TANSEL, I., ve TÜYSÜZ, O., 2001, Obduction, Subdaction and collision as Reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene Sedimentary record of Western Turkey, *Geological Magazine*, V, 138(2), pp.117-142.

ORBAY, N., BAYBURDI, A., 1979, Paleomagnetism of dikes and tuffs from the Mesudiye region and rotation of Turkey, *Geophy. J.R.Astr. Soc.*, 59, 437-444.

ORBAY, N., 1987, Türkiye ve İran'ın Kretase ve Eosen Paleomağnetik verilerinin değerlendirilmesi. *Jeofizik*, C.1, Sayı:2, 160-166, Ankara

ORBAY, N. ve BAYDEMİR, N., 1987, Hasançelebi Yöresi Üst Kretase Volkaniklerinin Paleomağnetizması, *Jeofizik*, C.1, Sayı:2, 167-175, Ankara.

ORBAY, N., DÜZGİT, Z., GÜNDOĞDU, O., HİSARLI, M., ÖZÇEP, F., 1993a, Batı Anadolu'nun Paleomağnetizması ve Tektonik Evrimi, *Tübitak Projesi*. Proje No: YBAG-0017.

ORBAY, N., DÜZGİT, Z., GÜNDOĞDU, O., HİSARLI, M., ÖZÇEP, F., 1993b, Batı Anadolu'nun Tektonik Yapısına Paleomağnetik Yaklaşım, *Jeofizik Mühendisleri Odası, Türkiye 13. jeofizik Kurultayı*. Ankara.

ORBAY, N., SANVER, M., TAPIRDAMAZ, C., HİSARLI, M., ÖZÇEP, F., 1995, Batı Anadolu'nun Mikro-Bloklarının Paleomağnetizması ve Genç Tektonik Evrimi. *Tübitak Projesi* (YBAG-127).

ORBAY, N., ÖZÇEP, F., HİSARLI, M., SANVER, M., TAPIRDAMAZ, C., İŞSEVEN, T., 1997a, Palomagnetic Evidence on Opening of Gulf of Saroz, NW Turkey, European Geophysical Society General Essembly Vienna, 1997, *Annales Geophysicae*, Supplement to Vol.15, pp.C109, Part I, Society Semposia, Solid Earth Geophysics and Natural Hazards.

ORBAY, N., ÖZÇEP, F., HİSARLI, M., SANVER, M., TAPIRDAMAZ, C., İŞSEVEN, T., 1997b, Geodynamic Evolution of Southern Thrace and Northern Biga Peninsula (NW Turkey) by means Paleomagnetic data, IASPEI 97, Abstracts of 29th General Assembly of International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, P.24, in Thsaloniki, Greece.

ORBAY, N., SANVER, M., İŞSEVEN, T., ÖZÇEP, F., HİSARLI, M., 1998, Batı Anadolu genişleme Merkezinin Paleomağnetik Göstergesi, Türkiye Deniz Araştırmaları: Deniz Jeolojisi, N.GÖRÜR(koordinatör). *Workshop-IV, Vefa*, İstanbul.

ORBAY, N., SANVER, M., HİSARLI, M., İŞSEVEN, T., ÖZÇEP, F., 1999, Karaburun Yarımadası (İzmir) ve Civarı Paleomağnetizması, *İ.Ü. Araştırma Fonu Projesi*. Proje No: 1010/250897.

ORBAY, N., SANVER, M., HİSARLI, M., İŞSEVEN, T., ÖZÇEP, F., 2000, Karaburun Yarımadasının Paleomağnetizması ve Tektonik Evrimi, *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu*. BADSEM, 2000, İzmir.

ÖZÇEP, F., 1999, Anatolide Kuşağı Boyunca Neojen Volkanizmasının Paleomağnetizmadaki İzleri ve Bölgenin Tektonik Evrimine Katkıları, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Müh. Anabilim Dalı (*Dok. Tezi*), İstanbul.

PATRAŞÇU, S. BLEAHU, M. And PANAIOTU, C., 1990, Tectonic Implications of Paleomagnetic Research into Upper Cretaceous Magmatic Rocks in The Apuseni Mountains, Romania, *Tectonophysics*, Vol. 180, No.2-4, pp.309.

PECCERILLO, A. ve TAYLOR, S.R., 1975, Geochemistry of Upper Cretaceous Volcanic Rocks from the Pontic chain, Northern Turkey, *Bull. Volcan.*, 39/4, 557-569

PEARCE, J.A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, *In Continental Basalts and Mantle Xenolites* (C.J. Hawkesworth and M.J. Norry, eds), Shiva, Nantwich, pp. 230-249.

PEARCE, J.A., BENDER, J.F., DE LONG, S.E., KIDD, W.S.F., LOW, P.J., GÜNER, Y., ŞAROĞLU, F., YILMAZ, Y., MOORBATH, S. AND MITCHELL, J.G. (1990). Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 44, pp.189-229.

PECCERILLO, A. ve TAYLOR, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene Calcalkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81

ROBERTSON, A.H.F., DIXON, J.E., BROWN, S., COLLINS, A., MORRIS, A., PICKETT, E., SHARP, I., USTAÖMER, T., 1996, Alternative Tectonic Models for the Late Paleozoic-Early Tertiary Development of Tethys in the Eastern Mediterranean

Region, in A. Morris and D.H. Tarling (ed), Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. Geol. Soc. Spec. Pub. No.105,239-263.

ROBINSON, A.G., GARDINER, A., GRIFFITH, E.T., HOME, A., 1997, Petroleum Geology of the Georgian fold and thrust belts and foreland basins, Robinson A.G.(ed). Regional Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Regions: *AAPG Memoir*, V.68, pp.347-368

SARIBUDAK, M., SANVER, M., PONAT, E., 1986, Batı Pontidlerdeki Triyas, Kretase ve Eosen Yaşlı Kayaçların Paleomağnetik Sonuçları, *Türkiye I. Jeotravers Projesi*, İTÜ, İstanbul.

SARIBUDAK, M., SANVER, M., PONAT, E., 1987, Preliminary Paleomagnetic Results of Lower Triassic, Cretaceous and Eocene Rocks of Pontides, *The First Turkish Geotraverse*, TÜBİTAK.

SARIBUDAK, M., SANVER, M., PONAT, E., 1988, Pontidlerin Bloklu Yapısının Paleomağnetik Verilerle Saptanması, *Türkiye Jeofizik Kurultayı*, Ankara.

SARIBUDAK, M., SANVER, M., PONAT, E., 1989, Location of the Western Pontides, NW Turkey, During Triassic Time, Preliminary Paleomagnetic Results, *Geophysics Journal of International*, 96,43-50.

SARIBUDAK, M., 1989, A Paleomagnetic approach to the origin of the Black Sea, *Geophys. J.Int.*, 99,247-251

ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y., 1981, Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, Vol.75, 181-241

ŞENGÖR, A.M.C., 1982, Kimmerid Orojenik Sisteminin Evrimi, Orta Mesozoyikte Paleotetis'in Kapanması Olayı ve Ürünleri, *Türkiye Jeoloji Kurultayı, 1982, Bildiri Özetleri Kitabı*, 45-46

ŞENGÖR, A.M.C., 1984, The Cimmeride Orogenic System and The Tectonic Approach, *Tectonophysics*, Vol.75, 181-241.

TARLING, D.H., 1983, Principles and Applications of Paleomagnetism, Chapman and Hall, London.

TOKEL, S.,1973, Doğu Pontidlerin Mesozoyik ve Tersiyerdeki gelişimleri, Bu Gelişimlerin Kuzey Anadolu Sismik Zonu ile Muhtemel İlgileri, *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğler Kitabı*, 1-4

TOKEL, S., 1977, Doğu Karadeniz Bölgesinde Eosen yaşlı Kalkalkalen Andezitler ve Jeotektonizma, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 20, 49-54

TOKEL, S., 1985, Pontidlerdeki Uyumsuz Element Değişimlerinin Transversal Dağılımı ve Dalım Yönü Tayini, *Türkiye Jeoloji Kurultayı, 1985, Bildiri Özetleri Kitabı*, 23

TURGUT, S., TURKASLAN, M., PERİNÇEK, D.,1991, Evolution of the Thrace Sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity. In: Spencer AM(ed) Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons, *Eur. Assoc. Petrol. Geosci. Spec. Publ.*1:415-437.

TÜYSÜZ, O., YİĞİTBAŞ, E., SERDAR, H.S., 1989, Orta Pontidlerin Güney Kesiminin Jeolojisi, *TPAO Rapor No: 2596*, 291

USTAÖMER, T., ROBERTSON, A.H.F.,1993, A late Paleozoic-Early Mesozoic Marginal Basin Along the Active Southern Continental Margin of Eurasia: Evidence from the Central Pontides (Turkey) and Adjacent Regions, *Geological Journal*, Vol.28, 219-238.

USTAÖMER, T., ROBERTSON, A.H.F., 1997, Tectonic Sedimentary Evolution of the North-Tetyan Active Margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In A Robinson

(ed) Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, *AAPG Mem. Vol. 68*,245-290

USTAÖMER, T., ORBAY, N., HİSARLI, M., ÇİNKU, M., ÖZÇEP, F.,2003, Trakya ve Marmara Havzalarının Paleomağnetizması ve Tektonik Modellemesi. *İstanbul'un Jeoloji Sempozyumu*, İstanbul. Bildiriler Kitabı.

YENİYOL, M., ERCAN, T., 1989-1990, İstanbul Kuzeyinin Jeolojisi, Üst Kretase volkanizmasının petrokimyasal özellikleri ve Pontidlerdeki Bölgesel Dağılımı, *İ.Ü.Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 7(1-2), 125-147

YILMAZ, Y.,1984, Türkiye'nin Jeoloji Tarihinde Mağmatik Etkinlik ve Tektonik Evrimle İlişkisi, *Türkiye Jeoloji Kurumu Ketin Sempozyumu Kitabı*, 63-81

YILMAZ, Y., GÜRPINAR, O., GENÇ, Ş.C., BOZCU, M., YILMAZ, K., ŞEKER, H., YİĞİTBAŞ, E. KESKİN, M., 1990, Armutlu Yarımadası ve Dolayının Jeolojisi, *TPAO Rapor No. 2796*,210p

YILMAZ, Y., TÜYSÜZ, O., YİĞİTBAŞ, E., GENÇ, Ş.C. ŞENGÖR, A.M.C., 1997, Geology and Tectonic Evolution of the Pontides, In A.G. Robinson, ed., Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, *AAPG Mem. Vol.68*,183-226.

YİĞİTBAŞ, E., ELMAS, A., 1997, Batı Pontidlerin Mesozoyik-Tersiyer Evrimine Yaklaşım: Cide-Devrek Vigrasyonunun Gelişimi, *Yerbilimleri*, 30,23-36

ÖZGEÇMİŞ

1978 yılında İstanbul'da doğan Özlem MAKAROĞLU İlk ve orta öğrenimini Bahçelievler İlköğretim Okulunda tamamlamıştır. Lise öğrenimini 1995 yılında Bakırköy Lisesinde tamamlayıp 1996 yılında İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde lisans öğrenimine başlamıştır. 2000 yılında Jeofizik Mühendisliği Bölümündeki lisans öğrenimini tamamladıktan sonra aynı yıl İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde yüksek lisans öğrenimine başlamıştır.

2002 yılında İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Yerfiziği Anabilimdalı'nda Araştırma Görevlisi olarak başladığı görevine halen devam etmektedir.