



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ ÇEVRE
MAĞNETİZMASI VE PALEOMAĞNETİK
KAYITLARI**

**Jeofizik Yük.Müh. Özlem MAKAROĞLU
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman
Prof.Dr. Naci ORBAY**

Mart, 2011

İSTANBUL



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ ÇEVRE
MAĞNETİZMASI VE PALEOMAĞNETİK
KAYITLARI**

**Jeofizik Yük.Müh. Özlem MAKAROĞLU
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman
Prof.Dr. Naci ORBAY**

Mart, 2011

İSTANBUL

Bu çalışma 21/03/2011 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliğı Anabilim Dalı programında Doktora olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi



Prof.Dr. Naci Orbay (Danışman)

İstanbul Üniversitesi



Prof.Dr. Namık Çağatay

İstanbul Teknik Üniversitesi



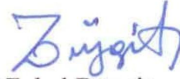
Prof. Dr. Niyazi Baydemir

İstanbul Üniversitesi



Prof. Dr. Cemil Gürbüz

Boğaziçi Üniversitesi



Prof.Dr. Zühal Düzgit

İstanbul Üniversitesi

Bu alışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin 1228 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

“Van Gölü Sedimanlarının Çevre Mağnetizması ve Paleomağnetik Kayıtları” başlıklı bu doktora çalışması İ.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü Yılmaz İspir Paleomağnetizma Laboratuvarında, Helsinki Üniversitesi Fizik Bölümü Paleomağnetizma Laboratuvarında ve İTÜ EMCOL laboratuvarındaki imkanlar kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Akademik hayatım boyunca bilimsel bakış açısını örnek aldığım, deneyim ve bilgi birikiminden her zaman yararlandığım, tez sürem boyunca desteğini hiçbir zaman esirgemeyen tez danışmanım sayın Prof. Dr. Naci Orbay’a yardımları, desteği ve güveni için sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmam kapsamında karot örneklerinin toplanması ve saklanması oldukça önemli ve kritik bir aşamayı oluşturmuştur. Uluslararası alanda önemli bir laboratuvar olan İTÜ-EMCOL’ün tüm imkanlarından yararlanmamı sağlayan sayın Prof. Dr. Namık Çağatay’a desteği, paylaşımı, sonuçların yorumlanmasındaki değerli katkıları ve önerileri için teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmam süresince göstermiş oldukları değerli katkıları için sayın Prof. Dr. Niyazi Baydemir’e, sayın Prof. Dr. Mustafa Kemal Tuncer’e ve sayın Doç. Dr. Mümtaz Hisarlı’ya teşekkürlerimi sunarım.

Çevre mağnetizması ve paleomağnetizma çalışmalarında göl sedimanlarının ölçümü oldukça hassas alet donanımını gerektirmektedir. Maalesef Türkiye’de bu hassasiyette alet donanımına sahip bir laboratuvar henüz bulunmamaktadır. Bu durum tez kapsamında gerçekleştirilen mağnetizma ölçümlerinin yurt dışında yapılmasını gerekli kılmıştır. Tüm ölçümler Helsinki Üniveritesi Jeofizik Bölümü’nde bulunan Paleomağnetizma Laboratuvarı’nda yapılmıştır. Bölümde misafir araştırmacı olarak her türlü imkanı sağladığı ve Helsinki’de bulunduğum süre boyunca göstermiş olduğu desteği için Prof. Dr. Lauri Pesonen’e ve yardımlarından dolayı Finlandiya Jeoloji Araştırma Merkezi’nden Dr. Antti Ojala’ya teşekkürlerimi sunarım.

Akademik hayatım süresinde göstermiş oldukları tüm destekleri ve önerileri için sevgili hocalarım İ.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. Demir Kolçak’a, Prof. Dr. Zuhâl Düzgüt’e, Prof. Dr. Oğuz Özel’e, Doç. Dr. Naşide Özer’e, Yard. Doç. Dr. Nurdan Sayın’a ve Yard. Doç. Dr. Ferhat Özçep’e teşekkürlerimi sunarım.

Küçükçekmece Gölü’nde yapmış oldukları örneklemede bulunmamı sağlayarak göl çalışmaları ile ilgili çok değerli deneyimler edinmeme fırsat verdiği için sayın Prof. Dr. Yıldız Altınok’a teşekkürlerimi sunarım.

Işıkli Göl ile ilgili proje arazisine katılmama sağlayarak, göl çalışmaları ile ilgili olarak edindiğim ilk bilgi ve deneyimleri kazanmamı sağlayan Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden sayın Prof. Dr. Nizamettin Kazancı'ya desteği ve önerileri için teşekkürlerimi sunarım.

Göl ve laboratuvar örneklemeleri aşamasındaki özverili yardımları ve tezim süresince göstermiş olduğu tüm desteği için Berrak Fırat'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Tüm yardımları ve sonsuz desteği için Melda Küçükdemirci'ye, laboratuvar örneklemelerindeki yardımlarından dolayı Burcu Görener'e, tüm desteği ve dayanışması için Windsor Üniversitesi'nden Ayça Yurtseven'e çok teşekkür ederim.

Laboratuvar çalışmalarım süresince tüm yardım için Tiiu Elbra, Tomas Kohout, Michał S. Bučko ve Selen Raiskila'ya ve Helsinki'de kaldığım sürece göstermiş olduğu tüm desteği için Mary-Juen Sohn'a teşekkürlerimi sunarım.

Van Gölü projesinde bulunarak göstermiş olduğu desteği ve dayanışması için İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü'nden Sena Akçer Ön'e, tezim süresince göstermiş olduğu destek ve yardımları için Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Sonay Boyraz'a, destekleri için İ.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Dr. Zeynep Üçtaş Özbey'e ve İTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden Umut Barış Ülgen'e ve Helmholtz- Zentrum Potsdam Deutsches GFZ'den Dr. Tuna Eken'e teşekkürlerimi sunarım.

Van Gölü'nde örnekleme çalışması boyunca keyifli vakitler geçirmemizi sağlayan Kaptan Yaşar Belek'i saygıyla anıyorum. Göl çalışması boyunca Ferhat ve Serhat kaptanlara emekleri ve demli çayları için çok teşekkürler.

Bölümde göstermiş oldukları özverileri ve destekleri için İ.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü araştırma görevlisi arkadaşlarıma ve Nihal Kazu'ya teşekkürlerimi sunarım. Tezim süresince ihmal ettiğim, mutlu ve zor günlerinde yanlarında olmadığım halde bana her zaman destek olan tüm dostlarıma sonsuz teşekkürler.

Varlıkları paha biçilmez olan ailem, her zaman en büyük destekçilerim sizler oldunuz. Sevgili annem Gül Makaroğlu ve sevgili babam Kemal Makaroğlu desteğiniz için sizlere en içten teşekkürlerimi sunarım. Her zaman tüm desteği ile yanımda olan Özge'ye sonsuz teşekkürler ve mutluluğun adı Zeynep'ime teşekkürüm saklıdır.

Bu tezi sevgiyle andığım büyükbabam Abdullah Makar'a ithaf ediyorum.

MART, 2011

ÖZLEM MAKAROĞLU

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	I
İÇİNDEKİLER.....	III
ŞEKİL LİSTESİ.....	XIII
TABLO LİSTESİ.....	XIII
SEMBOL LİSTESİ.....	XIV
ÖZET.....	XV
SUMMARY.....	XVII
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR.....	5
2.1. KUVATERNER DÖNEMİ İÇERİSİNDE ÇEVRE MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARININ ÖNEMİ VE GELİŞİMİ	5
2.2. ÇEVRE MAĞNETİZMASI İLE İLGİLİ ÖRNEK ÇALIŞMALAR	6
2.3. GÖL SEDİMANLARININ PALEOMAĞNETİK KAYITLARI İLE İLGİLİ ÖRNEK ÇALIŞMALAR.....	12
2.3.1. Türkiye’den ve Yakın Bölgelerden Elde Edilen Paleomağnetik Seküler Değişim Eğrileri (PSD).....	13
2.4. VAN GÖLÜNDE YAPILMIŞ ÇOK-DİSİPLİNLİ ÇALIŞMALAR	14
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	16
3.1. ÇEVRE MAĞNETİZMASINDA KULLANILAN PARAMETRELER.....	16
3.1.1. Mıknatıslanma katsayısı (Mağnetik süseptibilite).....	16
3.1.2. Kayaçların Mağnetik Histerezis Eğrisi.....	18
3.1.3. Histeresis Parametreleri ve Day Diyagramı	21
3.1.4. IRM ve SIRM	23
3.1.5. ARM (Anhisteretik Kalıntı Mıknatıslanma)	24

3.1.6. ARM mıknatıslanma katsayısı (χ_{ARM})	25
3.1.7. ARM/SIRM ve SIRM/ χ_{lf} Oranları	26
3.1.8. χ_{ARM} / χ_{lf} ve King Diyagramı	26
3.1.9. S-oranı ve HIRM	27
3.1.10. Sıcaklık-Mıknatıslanma Katsayısı Ölçümleri ($\chi-T$ eğrisi)	28
3.2. GÖLLERDEKİ MAĞNETİK MİNERALLERİN KAYNAĞI	29
3.2.1. Mağnetik Minerallerin Oluştukları Ortamlar ve Belirteçleri.....	35
3.2.1.1. Kırıntılı (detritik) mağnetik mineraller:	36
3.2.1.2. Çözünme sonucu oluşmuş diyajenik mağnetik mineraller:.....	36
3.2.1.3. Greigit mineralinin sebep olduğu diyajenik mağnetik mineraller:	37
3.2.1.4. Antropojenik mağnetik mineraller:	37
3.2.1.5. Bakteriyel süreçler sonucu oluşmuş mağnetik mineraller:.....	37
3.3. GÖL SEDİMANLARININ PALEOMAĞNETİK KAYITLARI	37
3.4. ÇALIŞMA KAPSAMINDA KULLANILAN ÖLÇÜM SİSTEMLERİ.....	43
3.4.1. Mağnetik Ölçümler.....	43
3.4.1.1. Mıknatıslanma Katsayısı Ölçümleri ve Termomağnetik Analizler.....	43
3.4.1.2. Mıknatıslanma Şiddeti Ölçümü ve Paleomağnetik Ölçümler	43
3.4.1.3. Anhisteretik Kalıntı Mıknatıslanma (ARM) ölçümleri	44
3.4.1.4. İzotermal ve Eş-ısl Kalıntı Mıknatıslanma (IRM ve SIRM) Ölçümleri	44
3.4.1.5. Histeresiz Ölçümleri.....	45
3.4.2. Fiziksel ve Kimyasal Analizler	45
3.4.2.1. Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı-MSCL (Multi Sensor Core Logger)	46
3.4.2.2. X-ray fluorescence (XRF) Karot Tarayıcı (ITRAX)	47
3.4.2.3. SEM (Scanning Electron Microscope) çekimleri.....	48
3.4.3. Sismik Veri Toplama.....	48
3.5. GÖL SEDİMANLARININ ÇEVRE VE PALEOMAĞNETİZMA ÇALIŞMALARINDA KULLANILAN ÖRNEKLEME SİSTEMİ.....	48
3.6. ^{14}C YAŞ ANALİZLERİ	50
3.7. VAN GÖLÜ VE HAVZA ALANININ ÖZELLİKLERİ	51
3.7.1. Su Kimyası	53
3.7.2. Göl Sedimanlarının Jeokimyasal Özellikleri	53
3.7.3. Varv Kronolojisi	54
3.7.4. Van Gölü Tefralarının Özellikleri	55
3.7.5. Hidroloji.....	56

3.7.6. Van Gölü Holosen Su Seviyesi Değişimleri.....	57
3.7.7. Van Gölü'nden Elde Edilen ¹⁸ O Eğrileri	58
3.7.8. Van Gölü'nden Elde Edilen Polen Kayıtları	58
3.7.9. İklim.....	59
3.7.10. Jeoloji.....	60
4. BULGULAR.....	64
4.1. SİSMİK PROFİLLER VE KAROT LOKASYONLARI	64
4.2. YAŞ VERİLERİ.....	71
4.3. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ LİTOLOJİK ÖZELLİKLERİ.....	74
4.4. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ.....	82
4.5. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ KİMYASAL ÖZELLİKLERİ.....	88
4.6. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ ÇEVRE MAĞNETİZMASI ANALİZLERİ.....	89
4.6.1. Van Gölü Sedimanlarının Su İçeriği ve Yoğunluğu	91
4.6.2. Mıknatıslanma Katsayısı.....	91
4.6.3. Çevre Mağnetizması Parametreleri	97
4.7. KAYA MAĞNETİZMASI DENEYLERİ	108
4.7.1. IRM Eğrileri	108
4.7.2. Histeresiz Eğrisi ve Parametreleri	111
4.7.3. Termomağnetik Eğriler.....	115
4.7.4 Taramalı Elektron Mikroskop Görüntüleri ve Analizleri.....	118
4.8. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ PALEOMAĞNETİK KAYITLARI ...	125
4.9. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ ZAMAN KRONOLOJİSİ.....	133
4.10. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ 9000 YILLIK TEFRA STRATİGRAFİSİ	139
4.11. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ PALEOMAĞNETİK KAYITLARI VE BU KAYITLARIN YAKIN BÖLGELERDEKİ PSD EĞRİLERİ İLE KARŞILAŞTIRILMASI.....	150
4.12. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ ÇEVRE MAĞNETİZMASI VE PALEO-ORTAM DEĞİŞİMLERİNİN MAĞNETİK BELİRTEÇLERİ.....	160

5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	176
KAYNAKLAR.....	185
ÖZGEÇMİŞ.....	206

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 2.1	: Van Gölü'nde önceki yıllarda yapılmış çok disiplinli çalışmalar ve karot lokasyonları.	15
Şekil 3.1	: Farklı mağnetik davranışlar için mağnetizasyon ile mağnetik alan arasındaki ilişki.	17
Şekil 3.2	: Dia ve paramağnetik cisime ait histeresiz eğrisi.	19
Şekil 3.3	: Ferromağnetik cisme ait histeresiz eğrisi.	19
Şekil 3.4	: Farklı minerallere ait histresiz eğrileri.	21
Şekil 3.5	: Day diyagramı.	22
Şekil 3.6	: Ferromağnetik mineraller için tane boyu ve kalıntı mıknatıslanma duyarlılığı arasındaki şematik ilişki.	23
Şekil 3.7	: Mağnetit ve hematit minerallerine ait IRM grafiği.	24
Şekil 3.8	: Kalıntı mıknatıslanma- mıknatıslanma katsayısı arasındaki ilişki.	24
Şekil 3.9	: Azalan alternatif alan uygulaması.	25
Şekil 3.10	: Farklı tane boyuna sahip mağnetit partikülü için χ_{ARM} - mıknatıslanma katsayısı arasındaki ilişki.	27
Şekil 3.11	: Termomağnetik eğriler.	28
Şekil 3.12	: Çevre içerisinde mağnetik mineral döngüsü.	29
Şekil 3.13	: Yermağnetik alan bileşenleri.	38
Şekil 3.14	: Jeosentrik aksial dipol modeli. Mağnetik dipol M yerin merkezine çakışık olarak bulunmaktadır.	38
Şekil 3.15	: Yermağnetik alan terslenmeleri ve ani değişimleri.	40
Şekil 3.16	: SQUID mağnetometresi.	44
Şekil 3.17	: VSM aleti.	45
Şekil 3.18	: Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı (MSCL).	45
Şekil 3.19	: Örneklemede kullanılan platform.	49
Şekil 3.20	: Van Gölü ve Havzası.	51

Şekil 3.21	: Van Gölü'nün batimetrisi ve çevre topoğrafyası.	52
Şekil 3.22	: Van Gölü sedimanlarında gözlenen tefra seviyesi.	54
Şekil 3.23	: Van Gölü'nde daha önce yapılan çalışmalardan elde edilen tefra seviyeleri.	55
Şekil 3.24	: Van Gölü'nü içine alan bölgelere hakim olan iklim sistemleri	59
Şekil 3.25	: Van Gölü ve çevresinin tektoniği.....	61
Şekil 3.26	: Van Gölü havza alanının jeolojisi.....	63
Şekil 4.1	: VP0801, VP0804, VP0805, VP0807 no'lu karotların alındığı alanlarda yapılan sismik kesitler ve karot lokasyonları.....	65
Şekil 4.2	: Profil 4'e ait sismik kesitler ve VP0801 no'lu karotun alındığı lokasyon.	67
Şekil 4.3	: Profil 7'ye ait sismik kesit ve VP0804 no'lu karotun alındığı lokasyon.	68
Şekil 4.4	: Profil 10'a ait sismik kesit ve VP0805 no'lu karotun alındığı lokasyon.	69
Şekil 4.5	: Profil 12 ve 13'e ait sismik kesitler ve VP0807 no'lu karotun alındığı lokasyon.....	70
Şekil 4.6	: Karot uzunlukları ve koordinatları.	71
Şekil 4.7	: Van Gölü'nden alınan karotlara ait yaş_zaman grafikleri.....	73
Şekil 4.8	: VP0801 no'lu karota ait litolojik bilgi.....	78
Şekil 4.9	: VP0804 no'lu karota ait litolojik bilgi.....	79
Şekil 4.10	: VP0805 no'lu karota ait litolojik bilgi.....	80
Şekil 4.11	: VP0807 no'lu karota ait litolojik bilgi.....	81
Şekil 4.12	: VP0801 no'lu karota ait fiziksel parametreler	84
Şekil 4.13	: VP0804 no'lu karota ait fiziksel parametreler	85
Şekil 4.14	: VP0805 no'lu karota ait fiziksel parametreler	86
Şekil 4.15	: VP0807 no'lu karota ait fiziksel parametreler	87
Şekil 4.16	: VP0804 no'lu karota ait jeokimya profilleri.....	89
Şekil 4.17	: Van Gölü'nden alınan sedimanların su içeriğinin derinlikle değişimi....	93
Şekil 4.18	: Van Gölü'nden alınan sedimanların ıslak ve kuru yoğunluklarının derinlikle değişimi	94
Şekil 4.19	: Van Gölü sedimanlarının ıslak ve kuru kütle mıknatıslanma katsayılarının derinlikle değişimi.....	95

Şekil 4.20	: Sediman yoğunluğu ile mıknatıslanma katsayısı arasındaki ilişki.....	96
Şekil 4.21	: Sediman su içeriği ile mıknatıslanma katsayısı arasındaki ilişki.....	96
Şekil 4.22	: VP0801 no'lu karota ait tefra seviyelerini gösteren parametreler.	99
Şekil 4.23	: VP0804 no'lu karota ait tefra seviyelerini gösteren parametreler.	99
Şekil 4.24	: VP0805 no'lu karota ait tefra seviyelerini gösteren parametreler.	100
Şekil 4.25	: VP0807 no'lu karota ait tefra seviyelerini gösteren parametreler.	100
Şekil 4.26	: VP0801 no'lu karota ait çevre mağnetizması parametreleri.....	104
Şekil 4.27	: VP0804 no'lu karota ait çevre mağnetizması parametreleri.....	105
Şekil 4.28	: VP0805 no'lu karota ait çevre mağnetizması parametreleri.....	106
Şekil 4.29	: VP0807 no'lu karota ait çevre mağnetizması parametreleri.....	107
Şekil 4.30	: VP0801 no'lu karotun farklı derinliklerine ait örneklerin IRM grafikleri.	109
Şekil 4.31	: VP0804 no'lu karotun farklı derinliklerine ait örneklerin IRM grafikleri.	109
Şekil 4.32	: VP0805 no'lu karotun farklı derinliklerine ait örneklerin IRM grafikleri.	110
Şekil 4.33	: VP0807 no'lu karotun farklı derinliklerine ait örneklerin IRM grafikleri.	110
Şekil 4.34	: Van Gölü karotlarından seçilmiş örneklere ait normalize edilmiş histeresiz eğrileri.	113
Şekil 4.35	: Van Gölü karotlarından seçilmiş olan örneklerin Day diyagramındaki konumu	115
Şekil 4.36	: VP0801 no'lu karottan seçilmiş örnekler için yüksek sıcaklık- mıknatıslanma katsayısı eğrileri.....	116
Şekil 4.37	: VP0804 no'lu karottan seçilmiş olan VP4.2.15 no'lu örneğe ait yüksek sıcaklık-mıknatıslanma katsayısı eğrisi.	117
Şekil 4.38	: VP0805 no'lu karottan seçilmiş olan VP5.1.42 no'lu örneğe ait yüksek sıcaklık-mıknatıslanma katsayısı eğrisi	117
Şekil 4.39	: VP0807 no'lu karottan seçilmiş bir örnekler için yüksek sıcaklık- mıknatıslanma katsayısı eğrileri.....	117
Şekil 4.40	: VP0801 no'lu karota ait 1.1.2 no'lu örneğin SEM çekimi.....	119
Şekil 4.41	: VP0801 no'lu karota ait 1.2.21 no'lu örneğin SEM çekimi.	120
Şekil 4.42	: VP0804 no'lu karota ait 4.1.2 no'lu örneğin SEM çekimi.....	121

Şekil 4.43	: VP0804 no'lu karota ait 4.1.62 no'lu örneğin SEM çekimi	122
Şekil 4.44	: VP0807 no'lu karota ait 7.1.3 no'lu örneğin SEM çekimi	123
Şekil 4.45	: VP0807 no'lu karota ait 7.3.77 no'lu örneğin SEM çekimi.	124
Şekil 4.46	: VP0807 no'lu karota ait 7.4.17 no'lu örneğin SEM çekimi.	125
Şekil 4.47	: Van Gölü sedimanlarının duraylı mıknatıslanma gösteren pilot örneklerine ait alternatif alan temizleme süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi	127
Şekil 4.48	: Van Gölü sedimanlarının duraylı mıknatıslanma göstermeyen pilot örneklerine ait alternatif alan temizleme süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.	128
Şekil 4.49	: VP0801 no'lu karota ait temizleme öncesi ve sonrası mıknatıslanma vektörlerinin steroplotttaki dağılımı.	129
Şekil 4.50	: VP0801 no'lu karota ait paleomağnetik sonuçlar	130
Şekil 4.51	: VP0804 no'lu karota ait paleomağnetik sonuçlar	131
Şekil 4.52	: VP0805 no'lu karota ait paleomağnetik sonuçlar.	132
Şekil 4.53	: VP0807 no'lu karota ait paleomağnetik sonuçlar	132
Şekil 4.54	: Van Gölü sedimanlarına ait tefra seviyeleri ve bu seviyelerin karşılaştırılması	134
Şekil 4.55	: Van Gölü sedimanlarının litolojik olarak karşılaştırılması.	135
Şekil 4.56	: Van Gölü sedimanlarının mıknatıslanma katsayısı değerlerinin karşılaştırılması	136
Şekil 4.57	: Van Gölü'nde yapılan önceki çalışmalar ile bu çalışmadaki tefra seviyelerinin karşılaştırılması.....	137
Şekil 4.58	: Van Gölü'nden alınan VP0807 no'lu karot ile Litt ve diğ.,'nin (2009) Van Gölü'nden almış oldukları karottan elde edilen mıknatıslanma katsayısı eğrilerinin karşılaştırılması.	138
Şekil 4.59	: VP0801 no'lu karotta tanımlanan tefra seviyeleri.....	139
Şekil 4.60	: Van Gölü sedimanlarında bulunan tefra örneklerinin Day diyagramında gösterilişi.....	140
Şekil 4.61	: Van Gölü sedimanlarında bulunan tefra seviyelerinin ayırt edilmesinde kullanılan χ - χ_{ARM} grafikleri.	141

Şekil 4.62	: Van Gölü karotlarında bulunan tefra seviyelerinin Litt ve diğ.(2009) ve Landmann ve diğ.(1996)'nin elde ettikleri tefra seviyeleri ile karşılaştırılması.	142
Şekil 4.63	: Van Gölü sedimanlarında bulunan tefra seviyelerini gösteren χ_{ARM} grafikleri.	143
Şekil 4.64	: VP0804 no'lu karotta bulunan T1 tefra seviyesinde ölçülen χ ve jeokimya değerleri.	144
Şekil 4.65	: VP0804 no'lu karotta bulunan T2 ve T3 tefra seviyelerinin jeokimyasal analizi ve χ değerleri.	145
Şekil 4.66	: VP0807 no'lu karotta tanımlanan T4 no'lu tefra seviyesi.	146
Şekil 4.67	: VP0804 no'lu karotta tanımlanan T4 tefra seviyesine ait χ , ARM ve jeokimya analizleri.	146
Şekil 4.68	: VP0804 no'lu karotta tanımlanan T5 ve T6 tefra seviyelerine ait χ , ARM ve jeokimya analizleri.	151
Şekil 4.69	: Van Gölü sedimanlarının histeresiz oranlarının Day diyagramındaki gösterilişi.	151
Şekil 4.70	: Van Gölü sedimanlarında seçilmiş örneklere ait alternatif alan temizleme eğrileri.	151
Şekil 4.71	: NRM ve mıknatıslanma katsayısının derinlik boyunca karşılaştırılması.	152
Şekil 4.72	: Van Gölü sedimanlarının eğim açısı değerlerinin derinlikle değişimi. .	154
Şekil 4.73	: Van Gölü sedimanlarının eğim açısı değerlerinin zamanla değişimi. .	155
Şekil 4.74	: Van Gölü sedimanlarının paleomağnetik kayıtlarının karşılaştırılacağı alanlar.	156
Şekil 4.75	: VP0801 no'lu karota ait eğim açısı eğrisinin Ölü Deniz eğim açısı eğrileri ile karşılaştırılması.	158
Şekil 4.76	: VP0801 no'lu karota ait eğim açısı eğrisinin Ram Gölü, Ege Denizi, Trikonis Gölü'nden elde edilen eğim açısı eğrileri ile karşılaştırılması. .	158
Şekil 4.77	: VP0801 no'lu karota ait eğim açısı eğrisinin Kinneret Gölü'nden elde edilen eğim açısı eğrileri ile karşılaştırılması.	159
Şekil 4.78	: VP0801 no'lu karota ait eğim açısı eğrisinin Bulgaristan arkeomağnetik verilerinden elde edilen eğim açısı eğrileri ile karşılaştırılması.	159
Şekil 4.79	: VP0804 no'lu karota ait çevre mağnetizması parametreleri.	163

Şekil 4.80	: Van Gölü sedimanlarına ait termomağnetik eğriler ve bu eğrilerden elde edilen paramağnetik mineral yüzdesi.	164
Şekil 4.81	: VP0801 no'lu karota ait Fe ve Ti elementleri arasındaki ilişki.	165
Şekil 4.82	: VP0804 no'lu karota ait χ ve Fe değişimi.	165
Şekil 4.83	: VP0804 no'lu karot boyunca SIRM/ χ ve S değerlerinin derinlik boyunca değişimi.	166
Şekil 4.84	: Van Gölü karotlarının SIRM/ χ değerlerinin yaşa göre değişimi.	167
Şekil 4.85	: χ' e karşı SIRM/ χ dağılımı.	168
Şekil 4.86	: χ' e karşı SIRM dağılımı.	169
Şekil 4.88	: VP0804 no'lu karot boyunca HIRM ve Zr/Al değişimleri.	172
Şekil 4.89	: VP0804 nolu karota ait ARM/SIRM ile Van Gölü'nden elde edilen <i>Quercus</i> polen kayıtlarının karşılaştırılması.	174
Şekil 4.90	: Van Gölü sedimanlarının çevre mağnetizması parametreleri ile oksijen izotop eğrisinin karşılaştırılması.	175

TABLO LİSTESİ

Tablo 3.1	: Çevre mağnetizmasında kullanılan parametreler ve oranları.	16
Tablo 3.2	: Doğada en sık rastlanan mağnetik minerallerin mıknatıslanma katsayısı değerleri	18
Tablo 3.3	: Bazı göl sedimanlarının maksimum χ değerleri	31
Tablo 3.4	: Göl sedimanlarındaki mağnetik mineraller.....	34
Tablo 3.5	: Çalışma kapsamında yapılan mağnetik ölçümler.....	43
Tablo 3.6	: Çalışma kapsamında yapılan fiziksel ve kimyasal ölçümler.	46
Tablo 3.7	: Van Gölüne dökülen önemli akarsular	56
Tablo 4.1	: ^{14}C AMS analiz sonuçları.	72
Tablo 4.2	: Van Gölü sedimanlarına ait histeresiz parametreleri.	114
Tablo 4.3	: Van Gölü sedimanlarında ölçülen paleomağnetik kayıtlara ait istatistiksel parametreler.....	130
Tablo 4.4	: İngiltere master eğrilerinden elde edilen mak. ve min. eğim açısı yaşları ile VP0801 ve no'lu korottan elde edilen mak.ve min eğim açısı yaşları.	157
Tablo 4.5	: Van Gölü sedimanlarında bulunan kayaç ve minerallerin mıknatıslanma katsayıları.	162

SEMBOL LİSTESİ

ARM	: Anhisteretik Kalıntı Mıknatıslanma
ÇD	: Çok Domen (Multi Domain-MD)
GÖ	: Günümüzden Önce
H	: Mağnetik alan
H_c	: Koersif kuvvet
H_{cr}	: Koersif kalıntı kuvvet
IRM	: Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma (Isothermal Remanent Magnetisation)
M(J)	: Mıknatıslanma şiddeti-kütle(hacim)
M_{rs}	: Doymuş kalıntı mıknatıslanma şiddeti
M_s	: Doymuş mıknatıslanma şiddeti
PSD	: Paleoseküler Değişim
SEM	: Taramalı Elektron Mikroskobu (Scanning Electron Microscopy)
SIRM	: Doymuş Kalıntı Mıknatıslanma (Saturation Remanent Magnetisation)
TD	: Tek Domen (Single Domain-SD)
TEM	: Geçirimli Elektron Mikroskobu (Transmission Electron Microscopy)
YTD	: Yalancı Tek Domen (Pseudo Single Domain-PSD)
κ	: Mıknatıslanma katsayısı (hacme bağlı)
χ	: Mıknatıslanma katsayısı (kütleyle bağlı)
χ_{ARM}	: Anhisteretik kalıntı mıknatıslanma duyarlılığı
χ_{lf}	: Düşük alan mıknatıslanma katsayısı

ÖZET

VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ ÇEVRE MAĞNETİZMASI VE PALEOMAĞNETİK KAYITLARI

Bu tez kapsamında, Doğu Anadolu'da kusursuz iklim kayıtlarına sahip olan Van Gölü sedimanlarının GÖ 9.5 bin yıl zaman boyunca, detaylı çevre ve paleomağnetizma kayıtları incelenmiş ve bu kayıtlar kullanılarak zamansal korelasyon temelinde çevre mağnetizması parametrelerinin iklim belirteci olup olamayacağı tartışılmıştır.

Van Gölü 607 km³ lük hacmi ile dünyanın en büyük dördüncü terminal gölüdür. Doğu Anadolu Platosu'nda yer alan Van Gölü, derinliği 460 m, su seviyesi deniz seviyesinden 1648 m yükseklikte, güneyde Bitlis metamorfik kayalar, kuzey ve batıda Kuvaterner volkanik birimleri ile çevrili olan, tuzluluk oranı % 24, pH'ı 9.81 oranına sahip ve yüksek çözünürlüklü iklim, tektonik ve volkanik olayları belirlemeye elverişli yıllık laminalanmış sedimanlara sahip bir göldür.

Van Gölü'nden elde edilen paleomağnetik kayıtlar, yakın bölgedeki paleomağnetik kayıtlarla karşılaştırıldığında sedimantasyon oranına bağlı olarak ortalama 200 yıllık bir zaman farkı belirlenmiştir. Bu farklılığa rağmen karotların korelasyonu oldukça uyumlu eğriler içermekte ve zaman ekseninin oluşturulmasında destekleyici veriler oluşturmuştur. İlk defa bu çalışma ile Türkiye'de GÖ 9.5 bin yılı kapsayan kesintisiz eğim açısı değerleri elde edilmiştir.

Karotların yaşlandırılması için ¹⁴C AMS analizi yapılmış ve bu analiz sonuçlarında elde edilen yaşlar karotlardaki tefra seviyeleri ve paleomağnetik kayıtlar dikkate alınarak yorumlanmıştır. Yakın bölgeden elde edilen paleomağnetik kayıtlar ve daha önceki çalışmalarda belirlenen tefra seviyelerinin karşılaştırılması sonucunda, göl sedimanlarında 2.6 ile 4.3 bin yıl arasında değişen rezervuar yaşının olduğu belirlenmiştir.

Van Gölü sedimanlarında ölçülen ortalama 40×10^{-9} m³/kg mıknatıslanma katsayısı değeri, sedimanlarda paramağnetik minerallerin baskın olduğunu göstermektedir. Histeresiz parametreleri, termomağnetik ve IRM eğrileri gibi mağnetik sonuçlar çok az yoğunlukta da olsa demiroksit ve demirsülfür içeren ferrimağnetik minerallerin de varlığını göstermektedir. Karotlarda 6 adet tefra seviyesi tanımlanmıştır. Tefra seviyesindeki örneklerin histeresiz ölçümleri bu örneklerin Yalancı Tek Domenli mağnetik mineral grubunda olduğunu göstermektedir. IRM eğrileri düşük koersiviteli mağnetik minerallerin varlığını göstermiştir. Tefra seviyelerinin belirlenmesinde χ değerlerindense ARM değerleri daha kullanışlı bilgiler içermektedir.

Karotlara ait mıknatıslanma katsayısı değerleri karotlar arasında karşılaştırma yapmaya uygun değişimlere sahiptir. Karotlar arasındaki bu uyum, mağnetik minerallerin

depolanmasında, uzaysal değişimlerin göl boyunca yerel değişimlerden daha çok etkili olduğunu göstermektedir. Fe, Ti ve χ arasındaki uyumlu grafikler de bu sonucu desteklemektedir. Ancak ortam değişimlerinin yorumunda, ferrimağnetik minerallerin çok düşük yoğunlukta olması χ parametresinin kullanımını zorlaştırmıştır. Bundan dolayı iklim değişimlerinin yorumunda kalıntı mıknatıslanmalardan sorumlu olan parametreler (SIRM, ARM) kullanılmıştır.

Tüm mağnetik parametreler ile jeokimya analizleri, oksijen izotopları (Wick ve diğ., 2003) ve polen kayıtları (Wick ve diğ., 2003; Landmann ve diğ., 1996) birlikte incelendiğinde, Van Gölü sedimanları üç farklı evreye ayrılmıştır. Bunlar GÖ 9.5-7.6 bin yıl, GÖ 7.6-3.5 bin yıl ve GÖ 3.5-0.6 bin yıllar arasını içeren dönemlerdir.

GÖ 9.5-7.6 bin yılları arasında kaba taneli mağnetik minerallerin (düşük ARM/SIRM) artışı ile birlikte yüksek koersiviteli mağnetik minerallerin de (yüksek HIRM) arttığı gözlenmiştir. Bu dönemde rüzgar aktivitesi ile ilişkili olan Zr/Al oranında da benzer artışlar gözlenmiştir. Zr/Al, HIRM ve ARM/SIRM arasındaki bu ilişki, bu dönemde kurak bir iklimin egemen olduğunu ve bununla ilişkili olarak göl suyu seviyesinin düşük olduğunu göstermektedir. Bu döneme ait oksijen izotopları (yüksek $\delta^{18}\text{O}$) ve polen kayıtları da (düşük Oak polen yüzdesi) bu durumu desteklemektedir.

GÖ 7.6-3.5 bin yılları arasında ince taneli mağnetik minerallerin artışı (yüksek ARM/SIRM) ve yüksek koersiviteli mağnetik minerallerin azaldığı gözlenmiştir. χ , tefra seviyelerinin dışında rölatif olarak en yüksek bu dönemde ölçülmüştür. Bu durum yüksek enerjili yağışlarla göl tabanında ince taneli mağnetik minerallerin biriktiğini göstermektedir. Bu dönemde, Zr/Al oranında, $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde düşüş ve yüksek Oak polen yüzdesi yağışlı bir dönemin egemen olduğunu desteklemektedir. Redox koşullarına duyarlı olan SIRM/ χ değerlerinin ani değişimler göstermemesi bu dönemde göl suyu seviyesinde ani değişimlerin olmadığını açıklamaktadır. Ayrıca GÖ 4.8-5.3 bin yılları arasında χ değerleri, *Quercus* polen yüzdesindeki ani yükselme ile uyumludur.

GÖ 3.5-0.6 bin yılları arasında redox koşulları ile ilişkili olan SIRM/ χ değerlerinde ani artışlar gözlenmiştir. Bu durum göl suyu seviyesinin sabit kalmadığını ve ani değişimlerinin olduğunu göstermektedir. Termomağnetik analizlerde belirlenen greigit mineralinin varlığı ve SEM çekiminde gözlenen yüksek demir sülfür oranı bu dönemde diyajenik mağnetik minerallerin varlığını göstermektedir. Bu dönemde, Mn değerlerindeki artış da bu durumu desteklemektedir.

SUMMARY

ENVIRONMENTAL MAGNETISM AND PALEOMAGNETIC RECORDS OF SEDIMENTS FROM VAN LAKE

Within the thesis, enviromagnetic and paleomagnetic records of Lake Van sediments, in the East Anatolia that have perfect climatic records have been examined in details over the last 9.5 ka BP. Magnetic results, combined with temporal correlations, are discussed whether parameters of environmental magnetism could be a climate proxy or not.

Lake Van, which is located in East Anatolian Plateau (Turkey), is the fourth largest terminal lake on the world with a volume of 607 km³. It has a depth of 460 m, salinity of 21.4, 9.81 pH value. Present water level of Lake Van is 1648 m higher than the sea level. It is surrounded by Bitlis metamorphic rocks to the south and Quaternary volcanoes to the north and east. It is possessed of annual laminated sediments which is convenient to detect and examine climatic, tectonic and volcanic phenomenon with high resolution.

When the paleomagnetic records of Lake Van sediments are compared with those in nearby regions, there is a 200-year differentiation between their range of sedimentation. In spite of this disparity, the correlation of cores carry coherent curves and support the constitution of time axis. Inclination curves is obtained for 9500 years in Turkey uninterruptedly for the first time by this study. ¹⁴C AMS analysis are used for dating the cores, and they are interpreted by considering the tephra layers and the paleomagnetic records. C-14 ages indicate reservoir ages ranging from 2600 to 4275 a; the reservoir ages generally increase with the varve age of the sediments.

An average magnetic susceptibility value of 40×10^{-9} m³/kg, indicates that paramagnetic minerals are dominant in sediments. Additional magnetic parameters such as hysteresis, termomagnetic and IRM, also show the presence of iron oxides and iron sulphides. 6 tephra layers are identified from the cores. The hysteresis parameters of samples, taken from these layers indicate that they are within Pseudo Single Domain range. IRM curves show that magnetic minerals in the samples have low coercivities. ARM values are agreed to be more convenient than χ values for the tephra layers.

Magnetic susceptibility variations of the cores can be used for comparisons among the cores. This conformity among the cores indicates that spatial variations have been more effective on storage of magnetic minerals than local variations throught the lake. Hence, the adjustment graphs between Fe, Ti ve χ support this result. However, low concentration of ferromagnetic minerals has enforced the usage of χ parameters during the interpretation of spatial variations. Consequently, at the interpretation of climatic

variations, SIRM and ARM parameters that are responsible for remanent magnetization have been used.

For the examination of the magnetic and geochemical analyses, oxygen isotopes (Wick et al., 2003) and pollen records (Wick et al., 2003; Landmann et al., 1996) of sediments from Lake Van have been divided into 3 different stages. These are the periods of 9.5-7.6 ka BP, 7.6-3.5 ka BP and 3.5-0.6 ka BP.

Between 9.5-7.6 ka BP there is an observed increase of high coercivity minerals (high HIRM), with the increase of coarsed grain magnetic minerals (low ARM/SIRM). In this period, a similar increase of Zr/Al ratio is also observed which is related to wind activity. Relationship between Zr/Al, HIRM and ARM/SIRM support that there had been an arid climatic conditions and low water level at the lake during this period. Indeed, the oxygen isotopes (high $\delta^{18}\text{O}$) and pollen records (low percentage of *Oak* pollen) also support this case.

During 7.6-3.5 ka BP, an increase of fine grained magnetic minerals (high ARM/SIRM) and a decrease of high coercive magnetic minerals are observed, as well as highest values of χ except tephra layers. Under this circumstance, it is concluded that fine grained magnetic minerals had been accumulated on the bottom surface of the lake by the effects of high energy rains. Decrease of Zr/Al range, $\delta^{18}\text{O}$ values and increase of Oak pollen percentage support the precipitation stage in this period. Absence of SIRM/ χ variations which are sensitive to redox conditions clarifies that there had not been any instantaneous variation of lake water level in this period. Indeed, χ values between 4.8- 5.3 ka BP are convenient with the instantaneous variation of *Quercus* pollen percentage.

At 3.5-0.6 ka BP, increases of SIRM/ χ values are observed. This indicates that water level of the lake had not been constant. Presence of greigite minerals determined by thermomagnetic analyses and the range of iron sulphur obtained by SEM indicate the presence of diagenetic magnetic minerals. In this stage, the increase of Mn values also supports this case.

1. GİRİŞ

Çevre, insanların ve diğer canlı türlerinin yaşamları boyunca içinde buldukları fiziki, biyolojik, sosyal ve kültürel ortamların bir bütünüdür. Çevre ve iklim değişimi sonucunda ortaya çıkan sorunlar, günümüzde insanlığın karşı karşıya kaldığı en önemli gerçeklerdendir. Bu sorunların çözümünde geçmişteki değişimlerin incelenerek geleceğe yönelik öngörülerin yapılması önemli bir yer tutmaktadır.

Geçmişte meydana gelen çevre ve iklim değişimlerinin anlaşılabilmesi yerkürenin gelecekte geçireceği değişimlerin tahmin edilmesinde önemli rol oynamaktadır. Çeşitli yöntemlerle yapılan incelemeler, geçmiş dönemlerde çok büyük boyutlu çevre ve iklim değişikliklerinin meydana gelmiş olduğunu göstermektedir. Bu değişimlerin bir çoğu astronomik ve fiziksel olaylarla izah edilebilmekte ve doğal nedenlere dayanmaktadır. Ancak, son yıllarda sıkça gündeme gelen günümüze ait çevre ve iklim değişiminin ise insan aktivitelerinden kaynaklandığına dair belirtiler mevcuttur. Bu belirtilerin incelenebilmesi ve sebeplerinin anlaşılabilmesi için ekolojik sistem içerisinde alınan örneklerin farklı özelliklerinin çalışılmasına ihtiyaç vardır. Bu özelliklerden biri de çevremizde bulunan materyallerin sahip oldukları manyetik özellikleridir. Sedimanlarda depolanan manyetik mineraller geçmiş çevre ve iklim değişimlerinin bir kaydını taşırlar. Bu kayıtların detaylı olarak incelenmesi manyetizmada yeni bir disiplin olan Çevre Manyetizmasının doğmasını sağlamıştır. Geçmiş iklim değişimleri, antropojenik kirliliğin araştırılması, yüzeydeki işlemler (zemin ve manyetik özellikleri), körfez veya kıyılardaki sediman hareketlerinin araştırılması, göl ve deniz sedimanlarının manyetik özelliklerinin bulunması, nehir yataklarındaki sediman taşınması, biyolojik materyallerin manyetik özelliklerinin araştırılması Çevre Manyetizması disiplinin uygulama alanlarından bazılarıdır.

Gittikçe artan küresel ısınma tehdidi ve çevresel felaketler dünya genelinde bu çevresel çalışmaları arttırırken Türkiye’de de çevre ile ilgili konuları içine alan çalışmalar hız kazanmış ve çok disiplinli çalışmalarda öncelikli çalışma alanlarına alınmıştır. Bu

sebeplerden yola çıkarak Türkiye’de ve dünyada hız kazanan çevre ile ilgili çalışmalara katkısı olacağı düşünülen Çevre Mağnetizması bu tezin konusunu oluşturmaktadır.

Çevre koşullarındaki değişimler sedimanlarda bulunan mağnetik minerallerin kompozisyon, tane boyu ve yoğunluğunda değişimlere neden olur. Çevre mağnetizması çalışmalarında önemli bir yeri olan göl sedimanları bu çevresel değişimlerin doğal arşivleridir. Göl tabanındaki malzeme atmosfer, göl havzası veya ana kayadan göl içerisine taşınarak geçmiş çevresel süreçlerin kaydını taşır. Göl sedimanlarının mağnetik özelliklerinin yorumu gölün akaçlama havzasından taşınan detritik malzemelerin kontrolündedir. Bu malzemeler çoğunlukla vejetasyonun seyrek ve erezyonun şiddetli olduğu zamanlarda soğuk veya kurak iklim dönemleri boyunca depolanan sedimanların mağnetik özelliklerinin açıklanmasında yeterli bilgi sağlayabilir. Ancak, sıcak ve nemli iklim dönemlerinde depolanan sedimanların mağnetik özelliklerinin yorumu, mağnetik minerallerin seyrelmesi, çözünmesi ve diyajenezine sebep olan yüksek organik madde içeriğinden dolayı zorluklar içerebilir. Buzul-buzularası dönemler için yapılan önceki çalışmalar buzularası depolanan sedimanların buzul dönemde depolanan sedimandan daha düşük mağnetik mineral yoğunluğuna sahip olduğunu göstermiştir. Buna rağmen, buzularası dönem boyunca gözlenen düşük mağnetizasyon hala önemli paleo-çevre bilgisi içermektedir. Bu buluşlara rağmen, Holosen dönemi sedimanlarının çevresel ve mağnetik mineral değişimi arasındaki fiziksel ve kimyasal süreçler tam olarak bilinmemektedir. Bu bağlamda, kesintisiz Holosen dönemi (GÖ 10.000 - günümüz) kayıtlarını barındıran göller, konu edilen buzularası dönemlerdeki çevre değişimlerinin belirlenmesinde oldukça önemli bilgiler içermektedir. Bu bilgileri en iyi içeren göller terminal gölleridir. Terminal göller, göl suyu seviye değişimlerinin iklim değişimlerine duyarlı olmasından ve bütün malzemelerinin nehirler kanalıyla veya atmosferik taşınmalarla göl içerisine gelmesinden dolayı paleoiklim çalışmaları için oldukça kullanışlı sediman kayıtları içermektedir. Tüm bu özelliklere sahip olan Van Gölü, Doğu Anadolu’da Holosen dönemi iklim ve çevre değişimlerinin çalışılması için uygun sediman arşivine sahip olmasından dolayı bu tezin çalışma alanı olarak seçilmiştir. Deniz seviyesinden 1648 m yükseklikte, 38.2°-39.1° K enlemleri ve 42.2°-43.8° D boylamları arasında bulunan Van Gölü, 450 m su derinliği, 3500 km² havza alanı ve 576 km³ hacmi ile dünyanın dördüncü büyük terminal gölü ve en büyük sodalı gölüdür. Gölün mevsimsel değişimler sonucu oluşan yıllık laminaları (varv) yaklaşık GÖ 14000

yıllık ortam kaydını içermektedir (Kempe ve Degens, 1978; Landmann ve diğ., 1996 a; Lemcke, 1996; Litt ve diğ., 2009). Van Gölü gibi derin göllerdeki sediman kayıtları geçmiş jeolojik dönemler boyunca iklim çalışmaları ile ilgilenen araştırmacılara fırsatlar sunmaktadır. Depolanan sedimanların türü ve miktarı göl havzasının jeolojisine, boyutuna ve iklim değişimleri ile ilişkili göl suyu seviyesindeki değişimlere bağlıdır.

Göl sedimanlarında yapılan paleomağnetik çalışmalar, paleoseküler değişim eğrilerinin (PSD) belirlenmesi ve farklı göllerden elde edilen bu eğrilerin kullanılması ile zaman korelasyonunu sağlayan bilgiyi içerir. Bu bilgi, göl sedimanlarında sıklıkla kullanılan ¹⁴C tarihlendirme analizlerinin pahalı oluşu ve bu analizlerin göl içindeki karbonun kökenine bağlı rezervuar yaş sorunları nedeniyle her zaman sağlıklı sonuçlar verememesinden dolayı oldukça önemlidir. Farklı göllerden elde edilen paleomağnetik değişim eğrileri karşılaştırılarak karotların tarihlendirilmesi sağlanmış olur. Bu nedenle bu eğrilerin sayısının artırılması karşılaştırmaların daha güvenilir yapılabilmesi için oldukça önemlidir. Orta Doğu'da bulunan göllerde yapılan paleomağnetik çalışmaların azlığı gözönüne alınırsa, Türkiyeden elde edilecek paleomağnetik veriler oldukça önemli bir boşluğu dolduracaktır. Bu nedenle, Van Gölü sedimanlarının çevre mağnetizması çalışmalarıyla eş zamanlı olarak paleomağnetik çalışma yapılması bu tez çalışmasının ikinci önemli konusunu oluşturmuştur.

Doğu Anadolu'da duyarlı bir iklim bölgesi içerisinde yer alan Van Gölü, Karadeniz, Arap Denizi ve Kızıl Deniz arasında kusursuz bir kıtasal iklim arşivi kaydeder (Roberts ve Wring, 1993; Cullen ve Menocal, 2000; Lamy ve diğ., 2006). Batıdan esen güçlü rüzgarlar, alçak basınçlı alt-tropik uzanımlar, kıtasal ve nemli akdeniz iklimi arasındaki sınırı oluşturan Sibiryaya yüksek basıncındaki değişimler Doğu Anadolu bölgesi iklimini etkileyen oldukça güçlü değişimlerdir (Robert ve Wright, 1993). Böylesi üç farklı iklim rejiminin etkisi altında kalan bir bölgede yer alan Van Gölü, iklim değişimleri için oldukça hasas olmaktadır. Mağnetik analizler sonucunda elde edilen bilgi ile Holosen dönemi boyunca Van Gölü'nün de içinde olduğu Orta Doğu ve Doğu Anadolu'da hakim olan iklim sistemlerinin bölgeyi nasıl etkilediği ve bunların uzun süreli etkileri ve değişimlerinin araştırılması tez çalışmasının temel amacıdır.

Çalışmanın amacı doğrultusunda, Van Gölü'nden alınan karotların hangi zaman aralığındaki sedimanlara sahip olduklarının bilinmesi için farklı yöntemlerle zaman ekseninin güvenilirliği sağlanmıştır. Öncelikle karotlar litolojik olarak tanımlanmış ve daha sonra ^{14}C AMS yöntemi ile farklı seviyelerden seçilen örnekler yaşlandırılmıştır. Van Gölü ve çevresi oluşum süreci boyunca volkanik olayların etkisi altında kalmıştır. Bundan dolayı karotlarda litolojik olarak tanımlanmış bir çok tefra seviyesi bulunmuştur. Litolojik tanımlamalara ek olarak, ARM, χ , χ_{ARM} , IRM, histeresiz ölçümlerini içeren çevre mağnetizması analizleri, jeokimya analizleri ile bu tefra seviyeleri belirlenerek grafiklenmiş ve daha önce yapılan çalışmalarda belirlenen tefra seviyeleri (Degens ve Kurtman, 1978; Landmann ve diğ.,1996; Litt ve diğ., 2009) ile karşılaştırılmıştır. Böylelikle tefra seviyeleri güvenilir bir şekilde belirlenmiş ve yaşlandırılması sağlanarak tezin amacına ulaşmak için önemli bir yer tutan zaman eksenini oluşturulmuştur. Son olarak oluşturulan bu zaman ekseninin kontrolü tez kapsamında elde edilen yüksek çözünürlüklü paleomağnetik kayıtlar ile Van Gölü'ne yakın bölgelerden elde edilen paleomağnetik kayıtların karşılaştırılması ise sağlanmıştır.

Türkiyede göl sedimanlarının mağnetik özellikleri ve paleomağnetizması ile ilgili ilk çalışma olması bu tezin önemini arttırmaktadır. Tez kapsamında gerçekleştirilen yüksek çözünürlüklü çevre mağnetizması analizlerinden ve Orta Doğu'da sayısı çok az olan yüksek çözünürlüklü paleomağnetik ölçümlerden elde edilen sonuçların literatüre önemli katkı koyacağı düşünülmektedir.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. KUVATERNER DÖNEMİ İÇERİSİNDE ÇEVRE MAĞNETİZMASI ÇALIŞMALARININ ÖNEMİ VE GELİŞİMİ

Yaklaşık 2.6 milyon yıl önceye uzanan Kuvaterner jeolojik dönemi, yerküre tarihinin oldukça güncel bir dönemini kapsar. Bu dönem içerisinde iklimsel salınımları, kıtasal ölçekteki buzulların genişleme ve daralma süreçlerini, küresel ölçekte deniz seviyesindeki düşme ve yükselmeleri, fauna ve florada türlerin yer değiştirme ve yok olmasını ve ayrıca insan nüfusundaki ani artışlar ile karakterize edilen dinamik süreçleri görmek olanaklıdır. Yerkürenin iklimi ve biyosferindeki bu fiziksel, kimyasal ve izotopik değişimler sedimanlarda ve buzullarda dönemselsel olarak kayıt edilmektedir. Bu kayıtların bulunması ve yorumlanması ile geçmiş iklim ve çevre değişimlerinin mekanizması, oranı ve zamanları tanımlanabilmektedir. Bu bilgilerin elde edilmesi, günümüzün anlaşılması ve geleceğin tahmini için araştırmacılara oldukça yararlı kaynak oluşturmaktadır.

Çevre mağnetizmasının temel amacı, geçmiş ve günümüz çevre ve iklim koşullarının anlaşılabilmesi için mağnetizmayı bir araç olarak kullanmaktır. Özellikle 1970'lerden sonra konu ile ilgili teorik ve deneysel çalışmaların derlendiği bir çok makale ve kitap konuyu açıklamak ve geliştirmek için yayınlanmıştır (Thompson ve Oldfield, 1986; King ve Channel, 1991; Verosub ve Robert, 1995; Dekkers, 1997; Walden ve diğ., 1997; Maher ve Thompson, 1999; Evens ve Heller, 2003). Ayrıca doğal kalıntı miknatıslanma doğrultularının daha duyarlı bir şekilde belirlenmesi için geliştirilen duyarlılığı yüksek olan aletlerin bir çoğu çevre mağnetizması çalışmalar için de ideal alet donanımını sağlamıştır.

Kuvaterner sedimanlarının mağnetik parametrelerinin belirlenmesi ile başlayan çevre mağnetizması çalışmaları, Gustav Ising (1943) tarafından İsviçre'de bulunan farklı

göllerden alınan sedimanların doğal kalıntı mıknatıslanmalarının ve mıknatıslanma katsayısı (süseptibilite) ölçümlerinin yapılmasıyla başlamıştır. Ising göl sedimanlarının kaynaktan uzaklaşılacağına nasıl değiştiğini ve mağnetik içeriğinin yıllık bir periyotta nasıl tanımlandığını göstermiştir. Baharda depolanan iklimsel sedimanların (varv) kışın depolanan iklimsel sedimandan daha çok mağnetik özellik taşıdıklarını göstermiştir. Ayrıca, göl sedimanlarının mıknatıslanma katsayısı anizotropisine sahip olduğunu da yaptığı çalışmalarla ortaya koymuştur.

Güncel sedimanların mağnetik özellikleri ile ilgili çalışmaların gelişmesinde bir diğer önemli tarih John Mackereth'in Windermere Gölü sedimanlarının mağnetik özelliklerini ilk kez ölçtüğü tarih olan 21 Eylül 1958'dir.

2.2. ÇEVRE MAĞNETİZMASI İLE İLGİLİ ÖRNEK ÇALIŞMALAR

Çevre mağnetizması disiplini kapsamında göl ve deniz sedimanlarının mağnetik özelliklerinin belirlenmesi, geçmiş iklim değişimleri, körfez veya kıyılardaki sediman hareketlerinin araştırılması, nehir yataklarındaki sediman taşınması, biyolojik materyallerin mağnetik özelliklerinin araştırılması, antropojenik (insan etkisi) kirliliğin araştırılması ve zeminlerin mağnetik özelliklerinin belirlenmesi ile ilgili bir çok çalışma yapılmakta ve yeni yapılan çalışmalarla literatür gittikçe artmaktadır (Dearing ve diğer., 1985; Thompshon ve Oldfield, 1986; King ve Channel, 1991; Verosub ve Roberts, 1995; Dekkers, 1997; Turner, 1997; Erikson ve diğer., 1997; Nolan ve diğer., 1999; Ortega ve diğer., 2000; King ve diğer., 2000; Sagnotti ve diğer., 2001; Ortega ve diğer., 2004; Evens and Heller, 2003; Jovane ve diğer., 2004; Hu ve diğer., 2005; Magiera ve diğer., 2006; vb).

Reynold ve King (1995), Verosub ve Roberts (1995), Heller ve Evens (1995), yaptıkları çalışmalarda çevre mağnetizması ölçümleri ile geçmiş iklim değişimlerini ortaya koymuşlardır.

Geçmiş iklim değişimlerinin en iyi kayıtçılarından biri olan Çin lös- paleosol aralanmalarında bir çok çevre mağnetizması çalışması yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda paleosollerde doğal kalıntı mıknatıslanma ve mıknatıslanma katsayısı değerleri rölatif olarak yüksek bulunurken, lös seviyelerinde ise bu değerlerin düşük

olduğu kanıtlanmıştır (Heller ve Liu, 1984; Evens ve Heller 1994; Maher ve Thompson, 1995).

Çevre mağnetizması kapsamında zeminlerin mağnetik özellikleri ile ilgili çalışmalar 1960 yılında Le Borgne ile başlamış (Le Borgne, 1960) ve daha sonra bir çok araştırmacının yapmış olduğu çalışmalarla geliştirilmiştir. Bu çalışmalarda toprak oluşumu (pedojenez) süresince mağnetik mineral oluşumları ile yangın, iklim ve litoloji arasındaki ilişkiler incelenmiştir.

Çevre mağnetizması disiplininin temel alanlarından biri olan kirlilik çalışmaları literatürde önemli bir yere sahiptir. 1990'larda Güney Polonya'da (Strzyszc ve Magiera, 1998), Orta Avrupa'da (Kapicka ve diğ., 1999) ve Kuzey İngiltere'de (Dearing ve diğ., 1996, Hay ve diğ., 1997) yapılan çalışmalarda sanayileşmenin ve kentleşmenin olduğu alanlara yakın yerlerde yüksek mıknatıslanma katsayısı değerleri bulunmuştur. Son yıllarda çevre mağnetizması kapsamında, bir çok büyük Avrupa şehirlerinde mağnetik ölçüm temeline dayanan kirliliğin görüntenilmesi çalışmaları oldukça hız kazanmıştır (Hay ve diğ., 1997; Bitjukova ve diğ., 1999; Magiera ve diğ., 2003). Bu çalışmalar üst zemindeki ağır metal kirliliğinin belirlenmesinde mağnetik parametrelerin (mıknatıslanma katsayısı) belirteç olarak kullanabileceğini göstermiştir .

Biyolojik malzemelerin kullanıldığı biyomağnetizma disiplini son yıllarda çevre mağnetizması çalışmalarında hız kazanmıştır. Konu ile ilgili bir çok çalışma magnetotaktik bakterilerin kökeni ve bunların mağnetik yöntemlerle belirlenebileceğini göstermiştir (Chasteen ve Harrison, 1999; Waniewska ve diğ., 2004; Stolz ve diğ., 1986; Moskowitz ve diğ., 1988). Ayrıca bir çok hastadan ve kadavradan alınan kanserli ve epilepsi hücreleri üzerinde yapılan çalışmalarla da biomağnetizma gelişmiştir (Dobson, 2001; Brem ve diğ., 2005-2006).

Çevre mağnetizması çalışmaları kapsamında iklim değişimleri, sediman depolanması-taşınması, bölgesel volkanik aktivite, paleo-çevre analizlerinin yapılabilmesi için göl sedimanları çok kullanışlı bilgiler içerir. Bu amaçla, göllerin çevre mağnetizmasının çalışıldığı bir çok yayın literatürü zenginleşirmiştir. Bunlardan bazıları:

Ising (1943), İsviçre'deki bir gölden toplanan sedimanların doğal kalıntı mıknatıslanmaları ve mıknatıslanma katsayılarını ölçmüştür. Bu, göl sedimanlarının çevre mağnetizması ile ilgili olarak yapılan ilk çalışmadır.

Thompson (1974), İsviçrede bulunan Zug Gölü sedimanların mıknatıslanma katsayılarının derinlikle değiştiğini ve bu değişimin hızlı ve kesin olarak ölçülebileceğini göstermiştir.

Thompson ve diğ., (1975), İngiltere'de bulunan Neagh Gölü'nden sedimanlarının mağnetik özelliklerini ölçerek karot korelasyonu ve sedimanların mıknatıslanma katsayıları ile kimyasal ve biyolojik karakterlerini karşılaştırmışlardır. Mıknatıslanma katsayısı kayıtları ile karotları tahrip etmeden karşılaştırma yapılabileceğini ve inorganik malzemeler ile mıknatıslanma katsayısı arasında pozitif bir uyum olduğunu bulmuşlardır. Ayrıca, sedimanlardaki baskın mağnetik mineralin detrital titanomagnetit olduğunu ortaya koymuşlardır.

Dearing, (1979), Thompson ve diğ., (1980), Avrupa'da bulunan Holosen yaşlı göl sedimanlarının mağnetik kayıtlarında iki farklı tipte mıknatıslanma katsayısı eğilimi olduğunu ortaya koymuşlardır. Bunlardan ilki; geç-buzul ve erken Holosen dönemi boyunca yüksek olan değerlerin sediman yüzeyi boyunca düşüş gösterdiği, ikincisi ise; bunun tam tersi bir durum olan sediman yüzeyi boyunca artan ancak orta-geç Holosen boyunca düşük değerlere sahip olan eğilimdir.

Göl sedimanları kullanılarak elde edilen mıknatıslanma katsayısı eğrileri ile polen kayıtlarının karşılaştırıldığı bir çok çalışma, mıknatıslanma katsayısı değerlerinin *Graminae* polen kayıtları (Thompson ve diğ., 1975; Dickson ve diğ., Thompson ve Edwards, 1982; Higgitt ve diğ., 1991), *Ericaceous* polen kayıtları (Oldfield ve diğ., 1978) ve otsul polen kayıtları (Zolitschka, 1998) ile uyumlu olduğunu göstermiştir. Rosenbaum ve diğ., (1996) çalışmalarında Güney Oregon'da ki buzul olmayan bir göl basenindeki küçük bir gölden (Buck Lake) aldıkları sediman örneklerinden polen kayıtları ile mağnetik kayıtların çok iyi karşılaştırıldığını göstermişlerdir. Çalışma sonucunda yüksek mıknatıslanma katsayısı ve mağnetit mineral miktarının iki soğuk

iklim zonu ile, buna karşılık düşük mıknatıslanma katsayısı ve hematitin bağlı yüksek miktarının iki sıcak iklim zonu ile karakterize edildiğini ortaya koymuşlardır.

Mead ve diğ., (1986), Kukla ve diğ., (1988), Williams ve diğ., (1997) denizel (marine), gölssel (lacustrine) ve karasal (terrestrial) çevre içerisinde elde edilen karotların stratigrafik bölümlerin analizi için mıknatıslanma katsayısı ölçümlerini standart olarak kullanmışlardır.

Thouveny ve diğ., (1994) Fransadaki Maar gölündeki sediman çeşitliliğinin mağnetik mineral özelliklerinden etkilendiğini göstermiştir. Çalışmaları sonucunda mıknatıslanma katsayısı değerlerinin buzul dönemler boyunca klastik sedimanlar tarafından kontrol edilirken buna karşılık buzul arası dönemlerde ise organik sedimanlarla kontrol edildiğini bulmuşlardır.

Peck ve King (1996), Sibiryaya Baykal Gölündeki Academician Sirtında yaptıkları çalışmada buzul-buzularası değişimlerin minerojenik-detritik sedimentasyonla ortaya çıktığını söylemişlerdir. Bu sonuç mağnetik mineral konsantrasyonu ve mağnetik domen boyutu ile ilişkili parametrelerle belirlenmiştir.

Ahlberg ve diğ., (1996), İrlanda'daki buzul iklim değişimlerine karşılık olarak havza erezyonundan etkilenen gölssel (lacustrine) karbonat sedimanlarının SIRM (Saturation Isothermal Remanent Magnetisation) değerlerinin nasıl değiştiğini göstermiştir.

Geiss ve Banerjee (1997), Güney İllinois'teki Kettle gölünde yapmış oldukları mağnetik analizler sonucunda buzul dönemine ait sedimanların detritik kaynaklı olan kaba taneli mağnetik mineraller içerdiklerini buna karşılık buzul arası örneklerin ise ince taneleri mağnetik mineraller olduğunu ortaya koymuşlardır.

Vlag ve diğ., (1997), Fransa'da bulunan Lac St Front Gölü sedimanlarını çalışarak iklim değişimi ile mıknatıslanma katsayısı değerlerini karşılaştırmışlardır. Buzul dönemi koşullarında depolanan sedimanlarda yüksek mağnetik konsantrasyon ölçülürken daha sıcak olan ara dönemlerde ise daha düşük konsantrasyon ölçmüşlerdir.

Nolan ve diğ., (1999), Kuzeybatı İngiltere'deki iki Maar gölünde yapmış oldukları çalışmada sedimanların mağnetik mineral özelliklerinin Devensian üst buzul zamanında iklim ısınması ve soğuması dönmelerini karakterize ettiğini ve ayrıca interstadial/stadial döngülerdeki litojenik değişimlerin mağnetik mineral parametrelerindeki net değişimlerle ilişkili olduğunu göstermişlerdir. Çalışmalarında, sıcak dönemlerde göl içerisine mağnetik mineral girişinin azaldığını, soğuk dönemlerde ise arttığı ortaya koymuşlardır.

Dearing ve diğ. (1998), Baykal Gölü'nden (Sibirya) ^{210}Pb yöntemi ile yaşlandırılan altı adet gravite karotunun mağnetik özelliklerini ölçerek gregit minerali, bakterial magnetosom ve türbiditlerin bazı seviyelerdeki sedimanların mağnetik özelliklerini etkilediklerini göstermişler. Antiferromağnetik minerallerin (hematit gibi) yoğunluğunun 19. yy. sonlarına doğru artmakta olduğunu bulmuşlardır. Farklı havzalarda ve uzak mesafelerde bulunan güncel sedimanlardan elde edilen mağnetik veriler arasındaki korelasyonun sağlıklı olmayacağını söylemişlerdir.

Nolan ve diğ. (1999), Kuzey İngilteredeki Hawes ve Cunswick Göllerinde çevre mağnetizması ve jeokimya çalışması sonucunda göl sedimanlarının mağnetik mineral toplarımlarının otojenik karbonat sedimanlarını karakterize eden düşük yoğunluklu ince ferrimağnetik tanelerden oluştuğu ortaya koyulmuştur.

Snowball ve diğ., (1999), Kuzey İsveç'te bulunan 9000 yıllık-varırlı Sarsjön Gölü sedimanları ile detaylı mağnetik ölçümler yapmışlardır. Ferrimağnetik mineral yoğunluğu ile organik madde yoğunluğunun pozitif bir uyuma sahip olduğunu ayrıca bu ferrimağnetik minerallerin mağnetotaktik bakterilerden oluşan tek dönemli magnetit olduğunu da ortaya koymuşlardır.

Negrini ve diğ., (2000), Amerika'da bulunan Summer Gölü sedimanlarının geçmiş 250.000 yıllık paleoiklim kayıtlarını ortaya koymak için mağnetik belirteçlerden yararlanmışlardır. İki karot ile paleomağnetik seküler değişim, çevre mağnetizması, tefra kronolojisi ve litostratigrafi temeline dayanan bir korelasyon yapmışlardır. Sedimanların mağnetik minerolojisinin yalancı tek domenli (titano) mağnetit olduğunu ve yüksek/düşük mağnetit yoğunluğunun yüksek/düşük göl suyu seviyesi ile ilişkili

olduğunu göstermişlerdir. Yüksek toplam organik karbon içeriği ile düşük mağnetit yoğunluğu arasında uyum olduğu da ortaya koyulmuştur.

Ortega ve diğ., (2000), Meksika'daki Chalco Gölü'nden 0.8 m uzunluğunda 1 adet piston karotu almışlardır. Buzul-buzularası dönem değişimlerinden, volkanik aktivite, erozyon ve antropojenik etkilerden etkilendiği bilinen göl sedimanlarının detaylı mağnetik özelliklerinin ölçüldüğü bu çalışmada, baskın mağnetik mineralin titanomağnetit olduğu belirlenmiştir.

Geiss ve diğ., (2003), Minnesota'da bulunan farklı göllerden aldıkları karotların detaylı mağnetik analizini yaptıkları çalışma ile Holosen iklim değişimi boyunca meydana gelen orman-bozkır geçiş sistemi ortaya konulmuştur. Orman alanlarının geliştiği dönemlerde düşük yoğunluklu otojenik mağnetik minerallerin ortaya çıktığı bulunmuştur.

Inoue ve diğ., (2004), Japonya kıyılarda bulunan Gölü sedimanlarının çevre mağnetizmasını çalışmış ve sediman litolojisi ile mağnetik özellikler arasında uyum olduğunu, buzul olmayan dönem sedimanlarının yüksek değerli koersivite parametreleri ile karakterize edildiğini ve bu zonlarda hematit yoğunluğunun fazla olduğunu ortaya koymuşlardır.

Norwaczyk ve diğ., (2007), Siberyada ki El'gygytgyn Gölü sedimanlarının mıknatıslanma katsayısı, toplam organik karbon, biyojenik silika ve TiO_2 analizini yapmışlardır. Oksik koşulların mağnetiti iyi bir şekilde koruduğu ve düşük toplam organik karbonun yüksek mıknatıslanma katsayısına karşılık geldiğini göstermişlerdir. Anoksik koşullarda ise mağnetitin çözülmesine bağlı olarak düşük mıknatıslanma katsayısı değerleri ve organik maddenin çok iyi korunmasından dolayı da yüksek toplam organik madde ölçmüşlerdir.

Haltia ve diğ., (2010), Finlandiya'da Lehmilampi Gölü sedimanlarının Holosen boyunca mağnetik özelliklerini çalışarak gölün çevresel değişimlerini ortaya koymuşlardır. Mağnetik minerolojinin karot boyunca mağnetit olarak yorumlanan ferrimağnetik minerallerce baskın olduğunu bunun yanında çok az miktarda

antiferromağnetik minerallerin bulunduğunu ortaya koymuşlardır. Mağnetik mineral değişimlerinin sediman litolojisi ve toplam organik karbon değerleri ile uyumlu bulunduğu bu çalışmada bakteriyel üretim sonucunda meydana gelen magnetosomların varlığını ve bu magnetosomların iklim kontrollü oluştuğunu göstermişlerdir.

Okyanus Sondaj Programı (ODP-Ocean Drilling Program) ve Uluslar arası Kıta sondaj Programı (ICDP-International Continental Drilling Program) kapsamında dünya üzerinde bir çok farklı bölgeden alınan karotların mağnetik özelliklerinin ölçüldüğü bir çok çalışma günümüzde de hala devam etmektedir.

2.3. GÖL SEDİMANLARININ PALEOMAĞNETİK KAYITLARI İLE İLGİLİ ÖRNEK ÇALIŞMALAR

Göl sedimanlarının çevre mağnetizması çalışmalarında zamansal karşılaştırma için paleomağnetik kayıtlar sıkça kullanılmakta ve mağnetik analizlerin yanında paleomağnetik analizlerde eş zamanlı olarak yapılmaktadır. Göl sedimanlarının paleomağnetik kayıtları ile ilgili literatür oldukça zengindir. Bunlardan bazıları:

Mackereth (1958), Windemere Gölü (İngiltere) sedimanlarının mağnetik özelliklerini çalışmıştır. Bu bölge içerisinde bulunan Neagh Gölünün yaz boyunca sığlaşması ve otrofikasyona başlaması araştırmacıların dikkatini çekmiş, bu değişimin doğal mı yoksa insan etkisi ile mi meydana geldiğini araştırmak için fosil diatom ve radyokarbon analizleri yapılmıştır. Ancak sedimanları yaşlandırmak için radyokarbon yöntemi sonuç vermemiştir. Mackereth'in Windemere sedimanları üzerinde yapmış olduğu paleomağnetik seküler değişimler ile bu yaşlandırma problemi çözülmüştür. Bu çalışma göl sedimanlarında paleomağnetik verilerin yaş tayininde kullanıldığı ilk çalışma olmuştur.

Creer ve diğ., (1981) Yunanistan'da 900 km² lik bir alan içerisinde kalan üç gölün 6000 yıllık paleomağnetik seküler değişimini ortaya koymuşlardır. Elde ettikleri eğriler Polonya'dan, İsveç ve İngiltere'den elde edilmiş olan 3000 yıllık paleomağnetik eğrilerle uyumlu çıkmıştır.

Ojala ve Saarinen (2002), Finlandiya’da bulunan 7 m. uzunluğundaki yıllık laminalara sahip Nautajarvi Gölü sedimanlarının geçmiş 10.000 yıllık paleoseküler değişim kayıtlarını yayınlamışlardır. Varv kronolojisi temelinde, Finlandiya ve Kuzey Avrupadaki diğer kayıtlarla oldukça uyumlu olan bölgesel paleomağnetik seküler değişim eğrilerini oluşturmuşlardır.

2.3.1. Türkiye’den ve Yakın Bölgelerden Elde Edilen Paleomağnetik Seküler Değişim Eğrileri (PSD)

Van Gölü’nü içine alan bölgede göl sedimanlarından elde edilen PSD eğrilerinin yayımlandığı çalışma sayısı oldukça azdır. Bu yüzden bölgede yapılmış bir çok çalışmada arkeomağnetik verilerden elde edilen mağnetik alan bileşenleri ile karşılaştırma yapılmıştır.

Kovacheva (1980), Bulgaristan’da bulunan 175 mevkiden elde edilen verilerle M.Ö. 8000 yıllık arkeomağnetik verileri ortaya koymuştur. Ancak bu çalışmada, M.Ö. 3800 ve M.Ö. 2100 arasında veri eksikliği bulunmaktadır.

Creer ve diğ. (1981), Yunanistanda bulunan üç gölden 6000 yıllık PSD eğrilerini elde etmişlerdir. Sedimanlar palinolojik çalışmalarla yaşlandırılmış ve arkeomağnetik verilerle karşılaştırılmıştır. Eğriler İngiltere, Polonya ve İsviçre eğrileri ile benzer özellikte bulunmuştur.

Thompson ve diğ. (1985), İsrail’de bulunan Kinneret Gölü (Celile veya Taberiye Gölü) sedimanlarının radyokarbon yaşlandırmasını yaparak 5000 yıllık PSD eğrilerini elde etmiştir. Bu eğrilerin Bulgaristan ve Ukranya eğrileri ile karşılaştırılması sonucunda benzerlikler bulunduğu kadar farklılıklarda gözlemiştir. 3500 yıl önce doğu Akdeniz bölgesi için eğim açısı verilerinin yüksek olduğunu belirtmiştir.

Frank ve diğ. (2002), İsrail’de bulunan Birkat Gölü’nden elde ettikleri 4400 yıllık paleomağnetik seküler değişim eğrilerini Mısır, İran ve İsrail’deki arkeomağnetik eğrilerle karşılaştırmışlardır.

Türkiye’de farklı araştırmacılar tarafından bir çok arkeomağnetik çalışma yapılmıştır (Kovacheva, 1980; Korfman ve Becher, 1987; Sanver ve Ponat, 1981; Ponat, 1995; Sarıbudak ve Tarling, 1993; Sayın ve Orbay, 2003). Bu çalışmaların bir çoğu zamansal olarak sürekli veriler açısından eksiktir ve dar zaman aralıklarını kapsadıklarından dolayı karşılaştırma için elverişli PSD eğrileri içermemektedir.

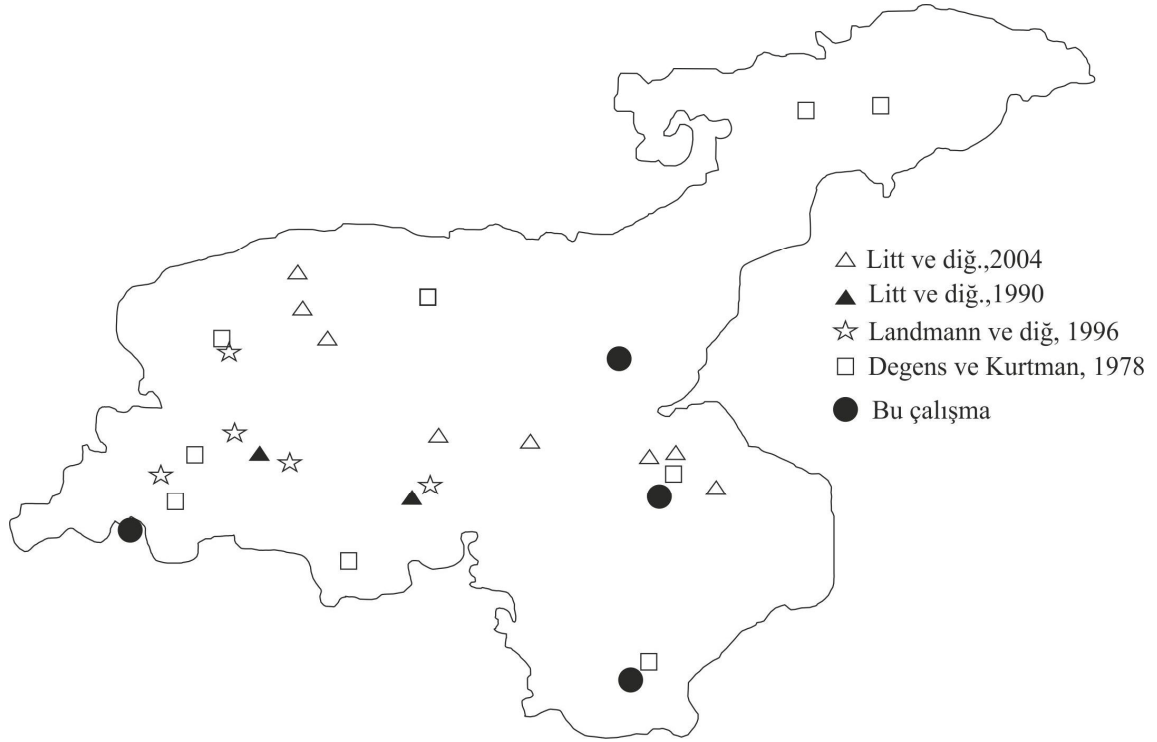
2.4. VAN GÖLÜNDE YAPILMIş ÇOK-DİSİPLİNLİ ÇALIşMALAR

Van Gölü gerek tektonik konumu gerekse iklim duyarlılığından dolayı birçok araştırmanın konusu olmuştur ve bu özelliğinden dolayı gölde geçmişte bir çok çalışma gerçekleşmiştir. Şekil 2.1’de Van Gölünde daha önceki çalışmalarda ve bu çalışmada alınan karot yerleri gösterilmiştir.

Degens ve Kurtman’ın 1978 yılındaki çalışması Van Gölü’nde yapılan ilk çalışmadır ve 1974 yılında sismik ölçüm, karot ve hidrokimya örneklemesini içeren uluslararası bir keşif ile başlamıştır (Degens ve Kurtman, 1978). 1974 yılında Van Gölü’nden toplanan ilk akustik veri üç belirgin bölgeyi göstermektedir. Bunlar; gölssel Őelf, göl-altı yamacı ve göl basenidir. Göl baseni tamamen faylarla sınırlandırılmıştır (Degens ve diğ., 1984). Sonar profilleri Tatvan baseninde ince seviyeli gevşek sedimanları göstermiştir (Wang ve Finckh, 1978). Bu çalışma kapsamında havadan ve göl yüzeyinden mağnetik ölçümler de yapılmıştır. Tatvan baseninden alınan GÖ 10.4 bin yıllık varv kronolijisini içeren sediman kayıtlarını inceledikleri çalışmada bu zaman diliminde gölün tamamen kurduğunu savunmuşlardır. Van Gölü tarihindeki en önemli olay GÖ 10000 yıl önce göl suyunun ani düşüşü ve GÖ 7000 ile 6000 yıl arasında tekrar yükselmeye başlaması olarak belirtmişlerdir. GÖ 10000 yılındaki bu ani düşüşü iklimdeki önemli bir değişimin etkisinden ziyade gölün morfolojik yapısı ile ilişkilendirmişlerdir.

Daha sonra 1990 ve 1996 yılında, Alman-İsveç ortak projesi kapsamında, yüksek-çözünürlüklü hidrokimya, jeokimya, jeolojik ve biyolojik amaçlı bir araştırma yapılmıştır. Bu pilot araştırma sonucunda, Van Gölü sedimanlarının varv sayımı, iklim değişimlerinin oranı, süresi ve frekansının belirlenmesi için elverişli olan yıllık katmanlar (varvlar) içerdiiği ortaya koyulmuştur. Bu varv sayımları ile, son 14.000 yıllık kayıtlara ulaşılmıştır. Sürekli kaydedilen varv kalınlıkları, jeokimya, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$,

polen kayıtları ile Younger Dryas (G.Ö. 12.7- 11.5) ve 3rd Millenium süresince kuraklık evrelerine ait farklı iklim dönemleri ayırt edilmiştir (Lemcke, 1996; Landmann ve diğ., 1996 a,b; Lemcke ve Sturm, 1997; Wick ve diğ., 2003). Polen kayıtları ve duyarlı izotoplar hızlı iklim geçişlerinin varlığını kanıtlamaktadır (Wick ve diğ., 2003). Bu hızlı iklim geçişleri kuzey-orta Avrupa’da bulunan varvlı istiflerin sonuçları ile de uyumaktadır (Brauer ve diğ.,1999; Litt ve diğ., 2001).



Şekil 2.1: Van Gölünde önceki yıllarda yapılmış çok disiplinli çalışmalar ve karot lokasyonları.

Litt ve diğ., 2009 yılında ICDP (International Continental Drilling Program) kapsamındaki “PALEOVAN” projesi ile Van Gölü’nde sismik ölçüm yapmışlar ve 420 m su derinliğine kadar 10 lokasyondan karot almışlardır. Bu çok-disiplinli çalışma kapsamında, mıknatıslanma katsayısı, fiziksel özellikler, duraylı izotop, XRF taraması, polen ölçümleri yapmışlardır. Gölün deprem aktivitesini, paleo-sismisitesini ve tefra-stratigrafisini ortaya koymuşlardır. Farklı yerlerden alınan karotların denestirilmesi, tefra seviyelerindeki mıknatıslanma katsayısı değerlerine göre yapılmıştır.

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. ÇEVRE MAĞNETİZMASINDA KULLANILAN PARAMETRELER

Sentetik ve doğal örnekler kullanılarak yapılan bir çok deneysel çalışma sonucunda doğal çevre içerisinde bulunan mağnetik minerallerin yorumunda kullanışlı olan bir çok parametre ortaya çıkarılmıştır. Bu parametreler (Tablo 3.1) paleo-çevre değişimlerinin belirlenmesinde oldukça önemli belirteçler (proxies) olmuştur.

Tablo 3.1: Çevre mağnetizmasında kullanılan parametreler ve oranları.

<i>Tane boyuna bağlı</i>	<i>Yoğunluğa bağlı</i>	<i>Mineralojiye bağlı</i>
ARM, χ_{ARM} , χ_{ARM}/χ_s , ARM/SIRM ve SIRM/ χ_{IF} ,	χ_s , ARM, SIRM	IRM, Termomağnetik eğriler (Curie sıcaklığı), Histeresis parametreleri ve eğrisi, S-oranı,

3.1.1. Mıknatıslanma katsayısı (Mağnetik süseptibilite)

Mıknatıslanma katsayısı, mağnetik alan içerisinde bulunan bir cismin mıknatıslanabilme ölçüsüdür. Bir kayacın sahip olduğu mıknatıslanma katsayısı değeri kayaç içinde bulunan mağnetik minerallerin boyut ve şekli yanında iç gerilimlerine (koersif kuvvetlerine) de bağlıdır. Mıknatıslanma katsayısı κ simgesi ile gösterilir ve

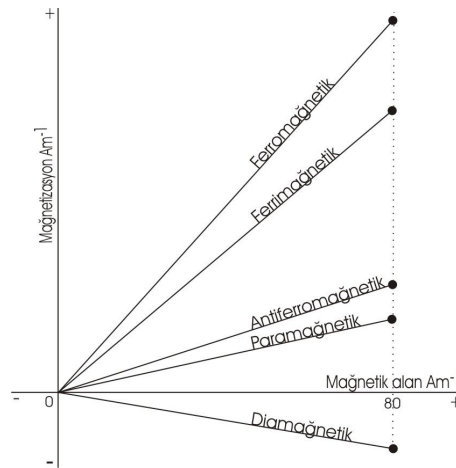
$$\kappa = M / H \quad (3.1)$$

formülü ile belirlenir. SI biriminde mıknatıslanma şiddeti (M) ve mağnetik alan (H) A/m birimi olarak ölçüldüğu için bu birim sisteminde mıknatıslanma katsayısı birimsizdir ve hacim mıknatıslanma katsayısı olarak adlandırılır. Kütleye bağlı mıknatıslanma katsayısını bulmak için hacim mıknatıslanma katsayısı materyalin yoğunluğuna bölünür.

$$\chi = \kappa / \rho \quad (3.2)$$

κ birimsiz olduğu için χ 'in birimi m^3/kg dır. SI biriminde hacim mıknatıslanma katsayısının değeri cgs değerinden 4π kez daha büyüktür. Mıknatıslanma katsayısı genellikle şiddeti 1 T'dan daha küçük olan alanlarda ölçülür. Bu düşük alanlarda yapılan ölçülerle elde edilen mıknatıslanma katsayısı değeri uygulanan alanın şiddetinden bağımsız olarak bulunmuş olur. Mıknatıslanma katsayısı mağnetik mineral yoğunluğuna bağlı bir parametredir ve çevresel materyallerin jeokimyası, minerolojisi hakkında bilgiler verir. Böylelikle, minerolojiden yola çıkarak materyalin oluştuğu çevre hakkında bilgiye ulaşılabilir. Mıknatıslanma katsayısı ölçümleri, örnek içindeki mağnetik minerallerin özelliklerinin belirlenmesine, yüksek çözünürlük ile mağnetik minerallerin toplam hacim içindeki miktarlarının saptanmasına, mağnetik minerallerin farklı türlerinin hesaplanmasına, mağnetik minerallerin formasyonu veya taşınma işlemlerinin belirlenmesine yarar. Mıknatıslanma katsayısı ölçümleri hemen hemen bütün materyaller üzerinde laboratuvar ve arazide güvenli ve hızlı bir biçimde yapılabildikleri ve en önemlisi çevresel analizlerin tamamlayıcısı oldukları için kullanışlıdır.

Doğal çevrede bulunan mağnetik mineraller, sahip oldukları mıknatıslanma katsayısına göre beş gruba ayrılırlar (Şekil 3.1). Diamağnetik cisimlerin mıknatıslanma katsayısı değerleri negatif iken paramağnetik, antiferromağnetik, ferri ve ferromağnetik cisimlerin ise pozitifdir (Şekil 3.1; Tablo 3.2).



Şekil 3.1: Farklı mağnetik davranışlar için mağnetizasyon ile mağnetik alan arasındaki ilişki.

Tablo 3.2: Doğada en sık rastlanan mağnetik minerallerin mıknatıslanma katsayısı değerleri (Walden ve diğ., 1999).

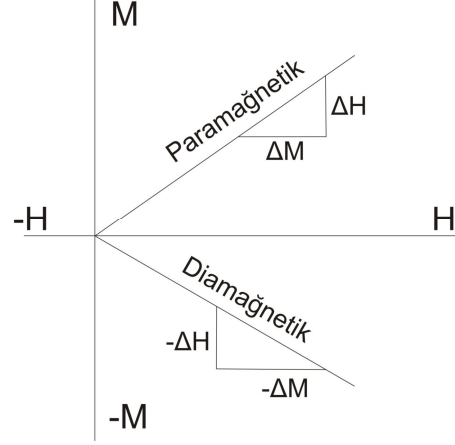
<i>Kayaç/mineral</i>		<i>Yoğunluk</i> 10^3 kg m^{-3}	χ $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$
Demir (Fe)	Ferromağnetik	7.8	27600000
Kobalt (Co)	Ferromağnetik	8.9	20400000
Nikel (Ni)	Ferromağnetik	8.9	6885000
Mağnetit (Fe ₃ O ₄)	Ferrimağnetik	5.18	3900-111600
Maghemit	Ferrimağnetik	4.9	40000-50000
Titanomağnetit	Ferrimağnetik	4.98	2500-12000
Hematit	Anti-ferromağnetik	5.26	10-760
Geotit	Anti-ferromağnetik	4.27	26-280
Amfibol	Paramağnetik	2.96	25
Granat	Paramağnetik	3.9	69
Olivin	Paramağnetik	4.32	36
İlmenit	Paramağnetik	4.72	46
Fayalit	Paramağnetik	4.39	130
Kuvars (SiO ₂)	Diamağnetik	2.65	-0.4, -0.6
Kalsit (CaCO ₃)	Diamağnetik	2.83	-0.3, -1.4
Su (H ₂ O)	Diamağnetik	0.92	-1
Tuz (NaCl)	Diamağnetik	2.17	-0.48, -0.75
Magnezit (MgCO ₃)	Diamağnetik	3.21	-0.48
Karbon (C)	Diamağnetik	2.16	-3.7, -9.3

Doğal minerallerin mıknatıslanma katsayısı, içerdikleri ferrimağnetik, parasitik antiferromağnetik ve paramağnetik minerallerin karışımı ile elde edilmektedir. Eğer alınan örnek tamamen su, kuvars veya organik maddeden ibaret değilse diamağnetik değerler göz ardı edilebilir çünkü bu değerler çok küçük olmakta ve toplamı etkilememektedir. Mıknatıslanma katsayısında en belirleyici özellik ferrimağnetik minerallerin varlığıdır. Bir mineralin tane boyu, yoğunluğu ve minerolojisi belirlenirse hangi kaynaktan geldiği de belirlenmiş olur.

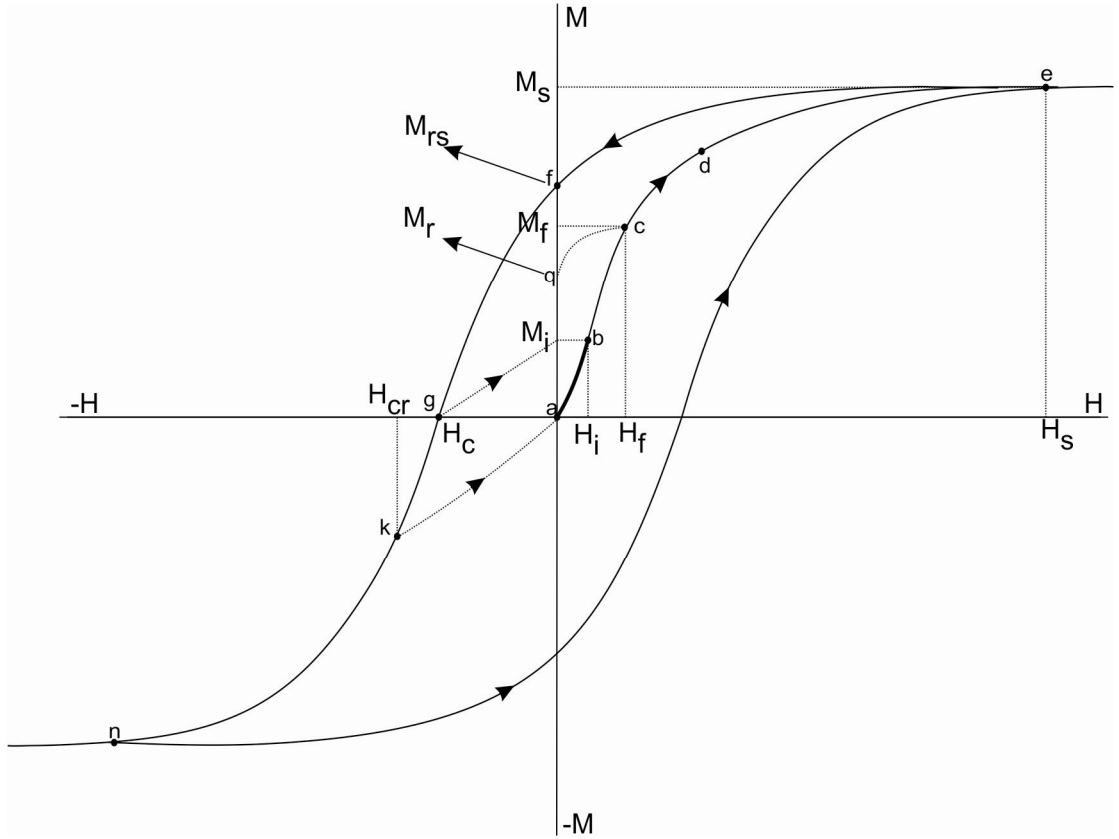
3.1.2. Kayaçların Mağnetik Histerezis Eğrisi

Histeresiz eğrileri mıknatıslanma ile mağnetik alan arasındaki ilişkiyi gösteren eğrilerdir. Kalıntı mıknatıslanma, koersif kuvvet, doygun mıknatıslanma, mıknatıslanma

katsayısı gibi parametrelerin elde edilmesinin yanısıra ferrimağnetik minerallerin domen yapılarının belirlenmesi için de oldukça kullanışlıdır. Diamagnetik ve paramagnetik cisimlerde histeresiz eğrisi Şekil 3.2’de de görüldüğü gibi doğrusal bir değişim gösterir.



Şekil 3.2: Dia ve paramagnetik cisime ait histeresiz eğrisi.



Şekil 3.3: Ferromagnetik cisme ait histeresiz eğrisi.

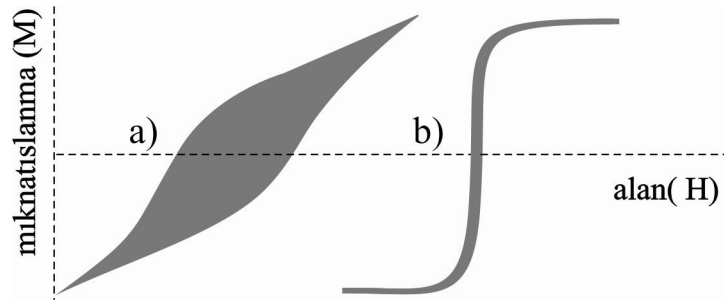
Şekil 3.3’te ise ferromagnetik bir cisme ait histeresiz eğrisi görülmektedir. Böyle bir cisme a noktasından b noktasına kadar bir H_i alanı uygulandığında cisim M_i kadar bir mıknatıslanma kazanır. Bu arada a ile b arası dönüşümlü bir bölgedir. Şöyle ki; alanı

H_i 'den a 'ya azaltığımızda M_i 'de 0 'a iner sonra tekrar b 'ye arttırdığımızda M_i mıknatıslanmasını yeniden kazanır. Bu bölgede meydana gelen eğrinin eğimi düşük alan mıknatıslanma katsayısıdır (initial susceptibility). H_i alanını arttırmaya devam ettiğimizde c noktasında kazanılan M_f mıknatıslanması aşamasında alanı tekrar sıfırladığımızda eğri c - b - a yolunu izlemez ve c - q arasındaki yolu izler. Alanı kaldırdığımızda cisim, M_f değerinden daha küçük ve sıfırdan daha büyük olan kalıntı mıknatıslanma (M_r) kazanır. Bu işlemin oda sıcaklığında uygulanması ile uygulanan alana karşı bir cismin kazanmış olduğu M_r bulunarak IRM elde edilir. Alanı d ye kadar arttırmaya devam ettiğimizde uygulanan alan doğrultusunda mıknatıslanma da artmaya devam eder. Ancak belli bir alandan sonra mıknatıslanma şiddeti sabit kalır. Bu noktadaki alana doymuş alan (H_s) ve mıknatıslanma şiddetine de doymuş mıknatıslanma (M_s) denir. Eğer alanı H_s noktasından tekrar sıfıra doğru azaltmaya başlarsak mıknatıslanma şiddeti sıfıra inmez ve f noktasında bir değer kazanır. Bu noktadaki değere doymuş kalıntı mıknatıslanma (M_{rs}) denir. Eğer bu işlem sabit sıcaklıkta yapılırsa, ölçülen her bir M_{rs} değeri, çevre manyetizması çalışmalarında mıknatıslanma katsayısı kadar önemli olan SIRM parametresinin hesaplanmasına olanak sağlar.

Alanı ters yönde ($-H$) arttırmaya devam ettiğimizde eğri f - g yolunu izler. g noktasında cisim sıfır mıknatıslanmaya sahip olur. Bu noktadaki alan yani mıknatıslanmayı sıfırlayan alana koersif alan veya koersivite (H_c) denir. Bu noktada alanı kaldırdığımızda cisimde az da olsa bir mıknatıslanma kalır. Bu yüzden bu noktadaki alan kalıcı bir koersiviteye sahip değildir. Alan tekrar azaltıldığında g noktasını geçer ve öyle bir alan değerine gelir ki bu noktada alan tekrar kaldırıldığında artık cismin mıknatıslanması tamamen sıfırdır. Bu noktadaki alan kalıntı koersivite (H_{cr}) alan olarak tanımlanır. Alan ters yönde arttırıldığında zıt yönde bir doymuş kalıntı mıknatıslanma ve koersif kuvvet meydana gelir. Eğer alan H_s ve $-H_s$ arasında sürekli uygulanırsa histeresiz eğrisi de sürekli tekrarlanır.

Histeresis eğrileri manyetik mineralleri ayırt etmede karakteristik davranışlara sahiptir. Manyetik minerallerin ayırt edilmesinde en önemli davranış manyetik duyarlılıktır. Histeresis eğrisinin genişliği manyetik duyarlılık hakkında bilgi vermektedir. Hematit, geotit gibi yüksek kararlılığa sahip manyetik minerallerin histeresis eğrisi geniş bir

davranış gösterirken S-oranı da düşük değerlere sahiptir. İkinci önemli davranış histeresiz eğrilerinin kare tipi olmasıdır. Histeresis eğrilerinin karasel olması düşük başlangıç mıknatıslanma katsayısı ve yüksek kalıntı mıknatıslanma anlamına gelmektedir. Histeresis eğrisindeki bu özellik ile ilişki olmasından dolayı, IRM/χ veya ona eşit olan ARM/χ oranı mağnetik minerolojiyi ayırt etmede kullanılmaktadır. Özellikle geotit ve hematit kare histeresis eğrisine sahiptir. Bundan dolayı IRM/χ oranı hematit ve geotit gibi mağnetik mineralleri ayırt etmekte oldukça kullanışlı bir parametredir.



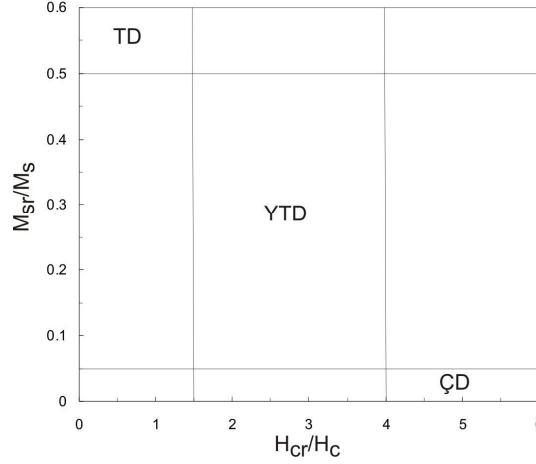
Şekil 3.4: Farklı minerallere ait histeresiz eğrileri.

Doğal materyallerin histeresis eğrileri farklı şekillerde olabilir. Örneğin, hematit minerali geniş bir histeresiz eğrisine sahipken (Şekil 3.4a) mağnetit minerali ise ince bir histeresiz eğrisi sergiler (Şekil 3.4b). Minerallerin tane boyu da farklı şekillerde histeresiz eğrisine neden olmaktadır. Örneğin, çok-domenli taneler tek-domenli tanelerden daha ince bir histeresiz eğrisine sahiptir.

3.1.3. Histeresis Parametreleri ve Day Diyagramı

Karışık halde bulunan mağnetik mineraller, farklı diyagramların kullanımı ile oldukça iyi ayırt edilebilirler (Thompson ve Oldfield, 1986). Bu diyagramlarda mağnetik parametreler grafiklenir ve dağıtılır. Genel olarak düzenli mağnetik verilerin kullanımında oldukça kullanışlıdır. Diyagramlarda mağnetik mineroloji ve mağnetik domen yapılarına dikkat çekilir. Diyagramların çok geniş bir seçeneği bulunmaktadır. Çevre mağnetizması çalışmalarında en çok kullanılan diyagram histeresiz verileri için geliştirilmiş olan Day diyagramıdır (Şekil 3.5). Bu diyagramda, histeresiz verileri için H_{cr}/H_c ye karşı M_r/M_{rs} grafiklenir ve üç ana bölge karakterize edilir. Bunlar Şekil 3.5'te de gösterildiği gibi, *TD* (Tek Domenli-Single Domain-SD), *YTD* (YalancıTek Domen-

Pseudo Single Domain-PSD) ve ÇD (Çok Domen-Multi Domain-MD) bölgeleridir (Day ve diğ., 1977).

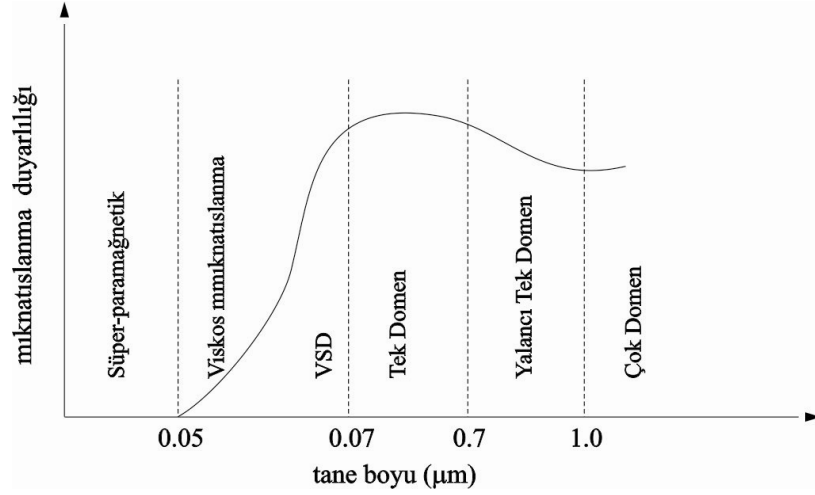


Şekil 3.5 : Day diyagramı (Day ve diğ., 1977).

Bir mağnetik tane içerisinde mağnetizasyona sahip bağımsız hacim elemanlarının her birine domen denir. Her bir domen içerisindeki spin momentleri aynı, komşu domenlerdeki spin momentleri ise farklı yönlerdedir. Farklı yönlerdeki bu domenler birbirlerinden domen duvarı ile ayrılırlar.

- i) *Tek domenli taneler*: Tek domenli taneler, içerisinde sadece aynı yöne yönelmiş spin momentlerinden oluşur. Kalıntı mıknatıslanma kazanma yeteneği çok domenli tanelerden daha yüksek ve duraylıdır. Bu yüzden paleomağnetik doğrultu analizlerinde güvenli sonuçlar vermektedir.
- ii) *Çok domenli taneler*: Bir mağnetik tane içerisinde birden fazla domen varsa bu taneler çok domenli tane olarak adlandırılır.
- iii) *Yalancı tek domenli taneler*: Yapılan bir çok deneysel çalışma ile, bazı tanelerin yarı-kararlı tek domen durumunda olduğu, ve bu tek domenlerin çok domenli taneler gibi bir domen duvarına sahip olduğu ortaya koyulmuştur. Sadece birkaç domenden meydana gelmiş arada kalan bu gruba yalancı tek domenli taneler denir. Bu taneler çok domenli gibi görünsede tek domenli tane özelliğide göstermektedir.
- iv) *Süperparamağnetik taneler*: Mağnetik tane boyları çok küçük olan minerallerin kalıntı mıknatıslanmanın kazanılması için geçen zaman olan relaksiyon zamanları çok kısa olur. Bundan dolayı ölçülebilen bir kalıntı mıknatıslanma kazanamazlar (Şekil 3.6). Ancak bu taneler kalıntı mıknatıslanma taşınamalarına rağmen yüksek

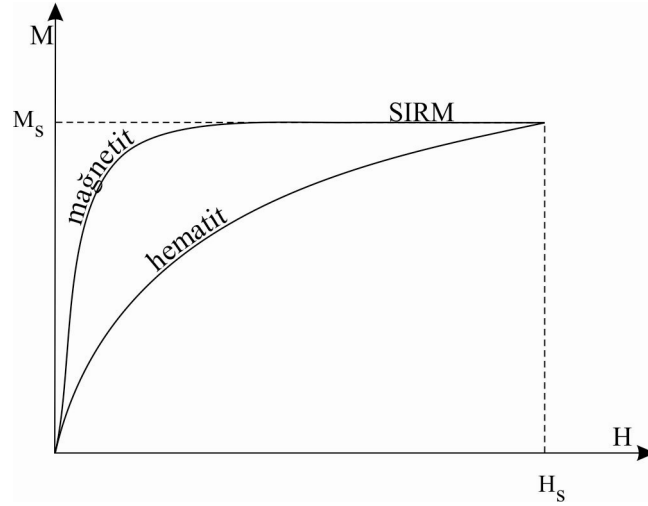
mıknatıslanma katsayısına sahip olabilirler. Bu özelliğe sahip taneler süperparamağnetik taneler olarak adlandırılır.



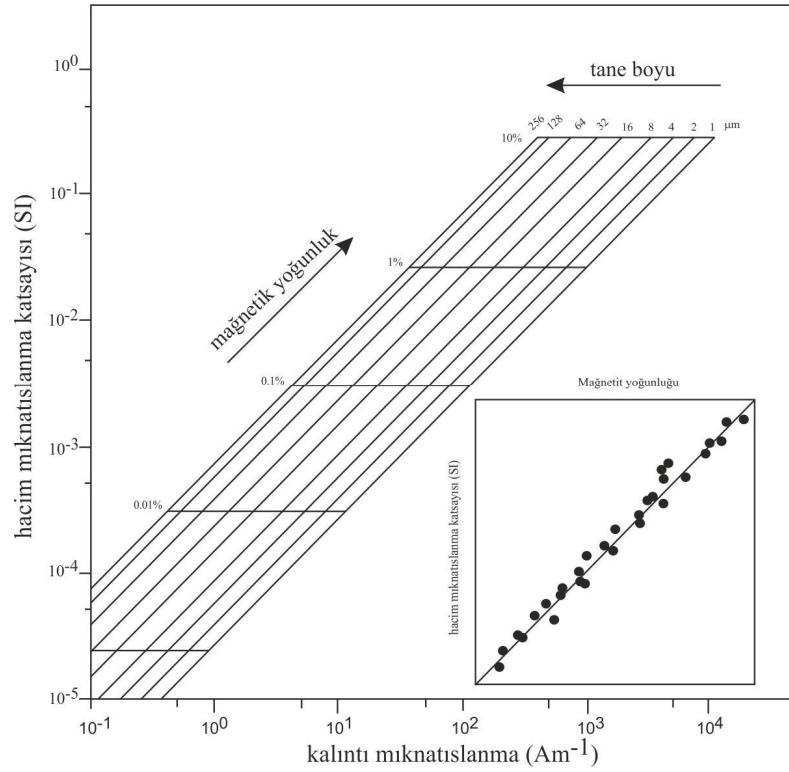
Şekil 3.6: Ferrromağnetik mineraller için tane boyu ve kalıntı mıknatıslanma duyarlılığı arasındaki şematik ilişki.

3.1.4. IRM ve SIRM

Konsantrasyona bağlı çevresel parametrelerdir. IRM (Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma) ölçümleri, oda sıcaklığında bulunan bir örneğe sabit bir alan altında kalıntı mıknatıslanma kazandırılarak yapılır. Maksimum eş-ısı kalıntı mıknatıslanma değerine SIRM (Doymuş Eş-Isıl Kalıntı Mıknatıslanma) denir. SIRM birincil ve pedojenik koşullar altında baskın tek taneli ferrimağnetiklerin varlığını yansıtır. Bir örneğin doygunluğa ulaştığı alan örneğin kompozisyonuna ve mikro yapısına bağlıdır. Mağnetit gibi düşük koersiviteli ferrimağnetik mineraller 0.3 T'dan daha düşük alanlarda saturasyona sahipken hematit gibi yüksek koersiviteli anti-ferrromağnetik mineraller ise 1 T veya daha yüksek alanlarda saturasyona sahiptirler (Şekil 3.7). Mıknatıslanma katsayısı ve kalıntı mıknatıslanma arasındaki ilişki mağnetik mineral yoğunluğundaki ve tane boyundaki değişimlerle ilgilidir. Bir grup örneğe ait mıknatıslanma katsayısı ve doymuş kalıntı mıknatıslanma değişimi grafiklendiği zaman uyumlu bir ilişki gözleniyorsa bu durumda bu örneklerin mağnetik mineral yoğunluğundaki artışla ilişkili değişimlerin olduğu buna karşı eğer saçılmış bir dağılım gözleniyorsa bu durumda mağnetik tane boyuna bağlı değişimlerin baskın olduğu söylenebilir (Şekil 3.8).



Şekil 3.7: Mağnetit ve hematit minerallerine ait IRM grafiği.

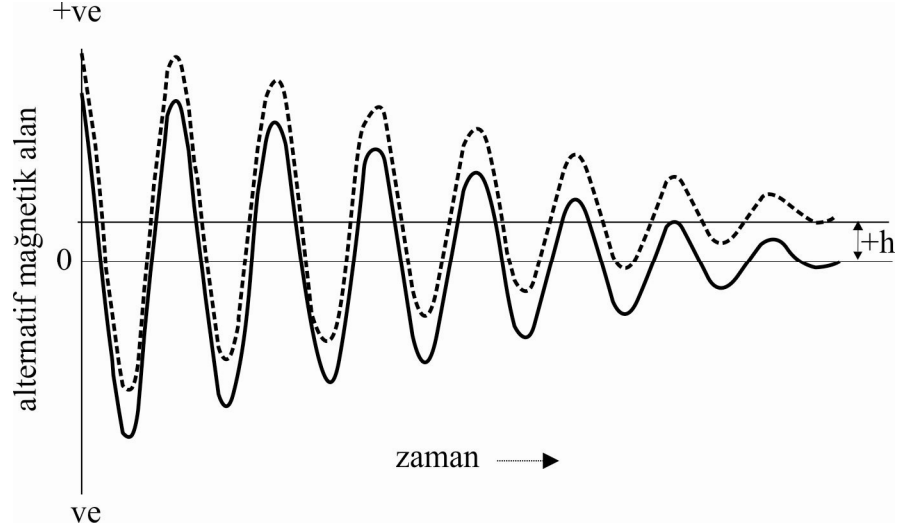


Şekil 3.8: Kalıntı mıknatıslanma- mıknatıslanma katsayısı arasındaki ilişki. Mağnetit için yoğunluk- mıknatıslanma katsayısı dağılımı (küçük şekil).

3.1.5. ARM (Anhisteretik Kalıntı Mıknatıslanma)

Çevre mağnetizması çalışmalarında sıkça kullanılan Anhisteretik (serbest histeresiz) Kalıntı Mıknatıslanma (ARM), örneklerin laboratuvarında indüklendiği kalıntı mıknatıslanma türlerinden biridir. ARM bir cisme asimetrik alternatif alan verilerek kazandırılır (Şekil 3.9). Alternatif alan istenilen bir adımdan genellikle sıfır olan düşük

bir adıma azaltılır. Alternatif alan azalırken aynı anda doğru akımlı bir sabit alan oluşturulur. Cisim bu sabit dış alanın varlığında bir mıknatıslanma kazanır. ARM ölçümleri, tane boyu değişikliklerinin belirlenmesinde kullanılır. Tek-domenli ve yalancı-tek domenli ferrimağnetik tanelerin belirlenmesinde de oldukça kullanışlıdır (Hunt ve diğ., 1995).



Şekil 3.9: Azalan alternatif alan uygulaması. Koku çizgiler; dış alan olmaksızın demagnetizasyon deneyi sırasında alanın davranışı, kesikli çizgi;asimetrik alternatif akıma neden olan dış alan. ARM uygulanan dış alan (h)'in yönünde ve ona orantılıdır.

Uygulanan maksimum alandan daha az ya da eşit kalıntı koersiviteye sahip bütün cisimler, uygulanan sabit dış alanın (biasing field) yönünde bir mıknatıslanma kazanabilirler. Bundan dolayı, doğada bulunan farklı koersiviteye sahip minerallerin çevresel yorumunda ARM önemli bir parametre olarak kullanılır (Evens ve Heller, 2003).

3.1.6. ARM mıknatıslanma katsayısı (χ_{ARM})

ARM mıknatıslanma katsayısı her bir sabit (bias) alana karşı ARM değerinin oranıdır.

$$\chi_{ARM} = \frac{ARM}{sabit\ alan} \quad (3.3)$$

ARM manyetik tane boyu ile çok net bir ilişki gösterir (King ve diğ., 1982; Maher, 1988). Tane boyu 0.02-0.4 μm aralığında duraylı tek domenli ferrimağnetik tanelerin varlığını belirlemek için oldukça kullanışlı bir parametredir. Bu değerlerin altında ve

üstünde olan tanelerin boylarına sahip olan ferrimağnetik minerallerde χ_{ARM} değeri belirgin bir düşüş göstermektedir. Bundan dolayı bu parametre kararlı tek domenli ferrimağnetik mineral yoğunluğunu belirlemek için kullanılır (Walden, 1999).

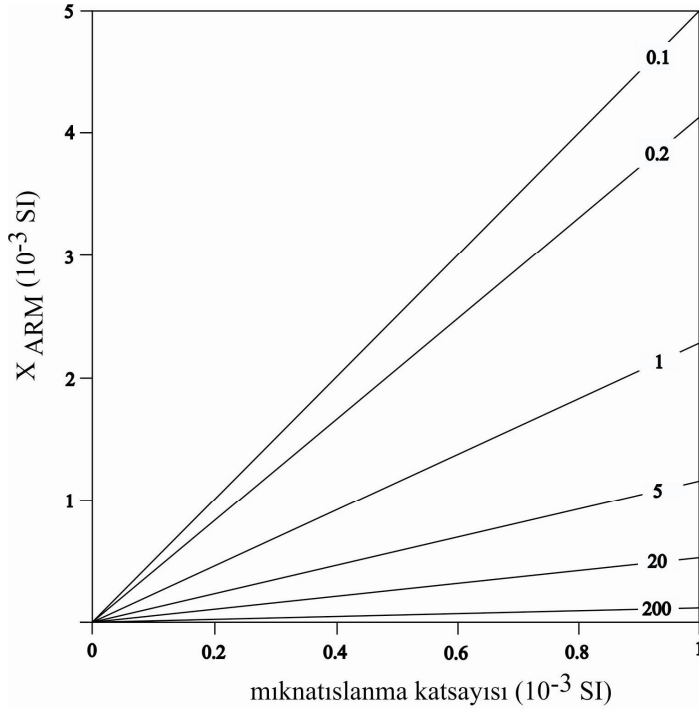
3.1.7. ARM/SIRM ve SIRM/ χ_{lf} Oranları

Bu oranlar genellikle mağnetik minerallerin tane boyunu belirlemede oldukça kullanışlıdır. Küçük partiküller özellikle ARM gibi kalıntı mıknatıslanmayı çok iyi sakladıkları için yüksek ARM/SIRM değerine sahiptir (Maher, 1988; Dunlop ve Xu, 1993; Dunlop, 1995). Deneysel olarak görülmüştür ki parça çapının bir fonksiyonu olarak SIRM ~ 0.04 ten $\sim 400 \mu\text{m}$ 'ye çok geniş çaplı parça boyutlarının üzerinde bir güç yasası takip eder. ARM ise $1 \mu\text{m}$ 'nin altında ve üzerinde iki ayrı güç yasası takip eder. ARM ye karşı SIRM değerleri grafiklendiğinde küçük parçalar için, TD-YTD partiküllerinin yüksek kesirlerini (fraksiyon) ihtiva eden örnekler daha yüksek ARM/SIRM oranları taşıyorlar diye eğim oldukça diktir. Detritik seviyelerde ARM/SIRM değeri yükselir (Stoner ve diğ., 1996). ARM/SIRM biyojenik magnetosom zincirlerinin belirlenmesi için de kullanışlıdır. İnce taneli TD tanecikleri ile büyük taneli YTD ve ÇD taneleri tanımlamak için kullanılır. SIRM/ χ_{lf} oranı için, payın (SIRM) gözlemlenen büyüklük bağımsızlığı, paydanın (χ_{lf}) büyüklük bağımsızlığıyla artar böylece daha küçük partiküllerin fazla olduğu yüksek değerler oluşur. Yüksek SIRM/ χ_{lf} oranında küçük partiküllerin yoğunluğunu göstermektedir. Ayrıca SIRM/ χ_{lf} demir sülfid greigitin ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{S}_4$) varlığını belirlemek için oldukça kullanışlı bir orandır (Roberts ve diğ., 1975).

3.1.8. χ_{ARM} / χ_{lf} ve King Diyagramı

Eğer bir örnekte mağnetit minerali baskın ise bu oran ile mağnetik minerallerin tane boyunu değerlendirmek mümkündür (King ve diğ., 1982). Bu iki parametre de mağnetik yoğunluğun artışı ile doğrusal olarak artar ancak küçük taneler rölatif olarak mıknatıslanma kazanma açısından daha etkilidir. Bu nedenle, bu iki parametre bir grafik üzerinde gösterilirse, küçük tanelere ait veriler daha dik bir eğri ile büyük tanelere ait veriler ise düşük eğimli bir eğri ile karakterize edilir (King ve diğ., 1982). Bu grafikler genellikle King Diyagramı olarak tanımlanır (Şekil 3.10). χ_{ARM} , TD ve YTD gibi küçük tanelerin varlığına duyarlı iken χ ise, büyük YTD ve ÇD tanelerin varlığına duyarlıdır. Bundan dolayı, χ_{ARM} 'ye karşı χ grafiği tane boyu belirteci olarak

kullanılabilir χ_{ARM} 'ye karşı χ grafiğinde eğimin artması (daha dik eğriler) küçük magnetik taneleri gösterirken, eğimin azalması kaba magnetik tanelerin bir göstergesidir (Banerjee ve diğ., 1993; King ve diğ., 1982, 1983).



Şekil 3.10: Farklı tane boyuna sahip magnetit partikülü için χ_{ARM} – mıknatıslanma katsayısı arasındaki ilişki (King ve diğ., 1982).

3.1.9. S-oranı ve HIRM

S-oranı, düşük koersiviteye sahip ferrimağnetik mineralleri (magnetit, greigide, maghemit) yüksek koersiviteye sahip antiferromağnetik minerallerden (hematit ve gotit) ayıran bir parametredir (Blomendal ve diğ., 1992).

$$S\text{-Ratio} = \text{IRM}_{300} / \text{SIRM} \quad (3.4)$$

Mineral kompozisyonunu belirlemek için oldukça kullanışlı bir orandır. Örneğin içindeki magnetik mineralojiye bağlı olarak değişir. -1 ile +1 arasında değişen bir değerdir. 1'e yakın olması ferrimağnetik minerallerin baskın olması anlamına gelir. Antiferromağnetik minerallerin artması ile bu oran azalır. HIRM örnek içerisindeki yüksek koersiviteye sahip magnetik minerallerin varlığını veren bir parametredir (Blomendal ve diğ., 1992)

$$\text{HIRM} = (\text{SIRM} + \text{IRM}_{-300}) / 2 \quad (3.5)$$

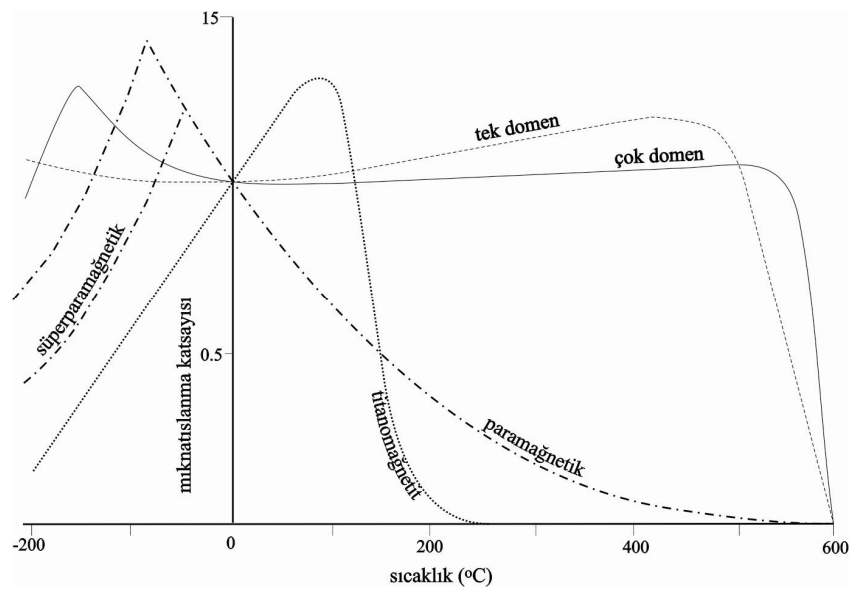
eşitliği ile hesaplanır.

3.1.10. Sıcaklık-Mıknatıslanma Katsayısı Ölçümleri (χ - T eğrisi)

Bir örneğin düşük ve yüksek sıcaklıklarda mıknatıslanma katsayısı değişiminin grafiklendiği ölçümlerdir. Bu ölçümler manyetik mineraloji hakkında oldukça kullanışlı bilgi sağlamaktadır (Deng ve diğ., 2004). Mıknatıslanma katsayısı sıcaklıkla değişen iç stres ve kristal anizotropisine sahip olduğu için sıcaklık değişimlerinde oldukça karakteristik özellikler göstermektedir (Şekil 3.11). Bu değişimlerden elde edilen Curie sıcaklıkları ile farklı manyetik minerallerin varlığı mutlak bir değerle belirlenebilir. Curie sıcaklığı ferro ve ferrimağnetik cisimlerin termal titreşimden dolayı elektron spinlerinin yönlerinin bozulduğu ve bundan dolayı paramağnetik özellik gösterdikleri sıcaklıktır. Örneğin; χ - T eğrisinde 578°C deki bir bozuşma manyetit, 680°C deki bozuşma ise hematit mineralinin varlığını göstermektedir. Manyetit minerali için belirlenen Curie sıcaklığı olan 578°C nin üstünde ferrimağnetik özelliğini kaybeder ve paramağnetik özellik gösterir. Curie kanununa göre (Nagata, 1961), paramağnetik özellikte olan manyetik cisimlerin mıknatıslanma katsayıları sıcaklıkla ters orantılıdır ve

$$\kappa = C/T \quad (3.6)$$

şeklinde ifade edilir. Denklem 3.15'te C, Curie sıcaklığı; T ise mutlak sıcaklıktır.

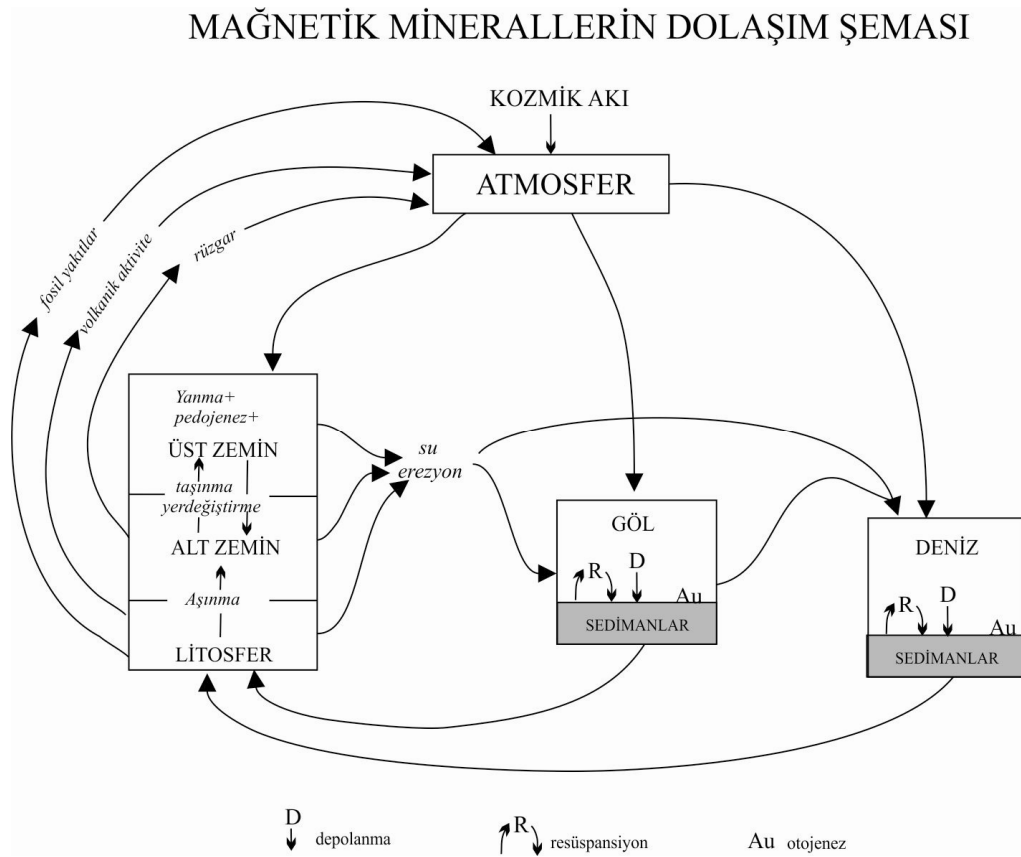


Şekil 3.11: Termomağnetik eğriler.

3.2. GÖLLERDEKİ MAĞNETİK MİNERALLERİN KAYNAĞI

Atmosferdeki ve yerküredeki enerji kaynakları farklı sistemlerin enerji taşımalarını ve malzeme akışını kontrol eder. Litosfer, hidrosfer ve astenosfer arasındaki döngüler, bu malzeme akışını ve enerji taşınmasını kontrol eden en önemli kaynaklardır. Bu döngüler Şekil 3.12'de görüldüğü gibi doğal veya antropojen kaynaklı olarak yer sistemlerini oluşturmaktadır.

Mağnetik mineraller doğal ve antropojenik süreçlerle oluşur, değişir, taşınır ve depolanır (Thompson ve diğ., 1980). Bazı koşullarda mağnetik mineraller çok duraylı bir şekilde korunurken bazı koşullarda ise değişebilirler. Ana kayadan koparak havza içerisine yerleşen mineraller herhangi bir değişim göstermezlerse bu tür minerallere birincil mağnetik mineraller, oluştuktan sonra kimyasal süreçler sonucunda değişime uğrayarak başka bir mağnetik minerale dönüşürlerse bu tür minerallere de ikincil mağnetik mineraller denir (Hilton, 1987; Snowball ve Thompson, 1988).



Şekil 3.12: Çevre içerisinde mağnetik mineral döngüsü (Thompson ve Oldfield, 1986'dan değiştirilmiştir).

Doğal çevre içerisinde sıkça rastlanan aşınma, zemin oluşumu ve diyajenez gibi süreçler boyunca paramağnetik mineraller ferri veya antiferromağnetik özelliğe dönüşürken, ferrimağnetik mineraller de diamağnetik minerallere dönüşebilirler. Taşınma, erezyon veya aşınma gibi fiziksel süreçler mağnetik minerallerin parçalanmasına ve yer değiştirmesine neden olur. Bu gibi durumlarda mağnetik minerallerin boyutlarında değişiklikler meydana gelebilir. Partikül boyutundaki ve mağnetik tane boyutundaki farklılık oldukça kritiktir. Bu iki değişken birbirlerine bağımlı olmadıkları halde aralarındaki ilişki oldukça basit ve doğrusaldır. Örneğin, ince taneli hematit kum taneleri arasında önemli bir dolgu malzemesi bileşeni olarak bulunur. Benzer bir şekilde, kaba taneli şist partikülleri tek domenli mağnetit içerebilirler. Bir çok süreç mağnetik minerallerin sedimanter kaynak içerisinde doğasını bozmadan seyrelmesine veya yoğunlaşmasına neden olmaktadır. Örneğin, özellikle zemin formasyonlarının regolitik kısmında bulunan ana kayadaki birincil mağnetik mineraller yoğunlaşmaya neden olabileceği gibi, ortamdaki organik madde miktarının artması ise mağnetik mineral yoğunluğunda bir azalmaya, seyrelmeye neden olabilecektir. Pratikte, yerküre yüzeyindeki aşınma bölgelerinde, regolitik yapı içerisindeki birincil ve ikincil mağnetik mineralleri ayırt etmek oldukça kolaydır. Birincil mağnetik mineraller, sedimanter, metamorfik veya volkanik olan ana kayada oluşmuş minerallerdir. İkincil mineraller ise kimyasal süreçler veya biyolojik aktivitelerden dolayı birincil minerallerden türerler.

Mağnetik mineraller göl sedimanlarında çeşitli tür ve kaynaklarda bulunurlar. Sedimanlardaki mağnetik mineral değişimlerinin yorumu göl ve havzayı oluşturan kaynakların yorumuna bağlıdır. Göl sedimanlarındaki mağnetik mineraller üç gruba ayrılır. Bunlar;

i) Allojenik mağnetik mineraller: Dışarıdan göl içerisine giren mağnetik minerallerdir. Bunlar rüzgar veya insan etkisi ile gölün drenaj havzasından daha uzaktaki havzalardan taşınarak gelirler. Mağnetit, titanomağnetit serisi allojenik mağnetik minerallere en iyi örnektir.

Göl havzası içinden gelen allojenik mağnetik mineraller: Litoloji göl sedimanlarının mağnetik özelliklerinin kontrolünde belirleyici bir etkiye sahiptir. Bu etki Tablo 3.3'te

verilen farklı anakaya malzemelerinin χ değerlerinde açıkça görülmektedir. Göl havzası içerisinden gelen mağnetik mineraller genellikle birincil mağnetik mineralleri yansıtır.

Göl havzalarının dışından gelen allojenik mağnetik mineraller: Atmosferdeki bütün mağnetik mineraller sediman kayıtlarında bulunur. Ancak, sadece özel koşullarda, göl çevresindeki karasal alanlarda bulunan bu malzemelerin girişı ile bu kayıtlar göl sedimanlarına yansır. Bu koşullar, volkanik aktivitelerden, fuel-oillerin yanması-kömürleşmesinden ve orman yangınlarından oluşabilir. Oldfield ve diğ., (1980) Papua Yeni Gine’de bulunan üç gölden elde ettikleri yüksek κ değerlerinin yaşları GÖ 10.000 ve 300 yıl arasında değişen en az dört tefra seviyesine karşılık geldiğini göstermişler. Ayrıca, her tefra seviyesinin birincil mağnetit mineralince zenginleşmiş ve belirgin bir şekilde yüksek κ değerlerine sahip olduğu Hamilton ve diğ., (1986) tarafından ortaya koyulmuştur. İngiltere’de bulunan Mewton Mere Gölü’nde yapılan bir çalışmada, göl sedimanlarında bulunan mağnetik minerallerin göl havzası etrafında bulunan sanayi alanından kaynaklanan endüstriyel tozların rüzgarlarla göl içerisine taşınması sonucu meydana geldiğine dair güçlü kanıtlar bulunmaktadır (Oldfield ve diğ., 1983).

Tablo 3.3: Bazı göl sedimanlarının maksimum χ değerleri (Thompson ve Oldfield, 1986).

<i>Bölge</i>	<i>Göl</i>	<i>Anakaya</i>	<i>χ ($10^{-8} m^3 kg^{-1}$)</i>
Kuzey İngiltere	Hawes Water	kireçtaşı	0.4
İskoçya	Loch Garten	Şist/granit	0.4
İngiltere	High Furlong	Marl	0.5
İngiltere	Roos	Kalk	1.0
NorthWales	NantFranancon	slate	1.7
Kuzey İrlanda	Lough Fea	Granit/gabro	2.8
Batı Finlandiya	Kiteenjarvi	şist	4.0
İskoçya	Kingshouse	granit	6.7
Güney Finlandiya	Ormajarvi	gnays	10
Kuzey İngiltere	Windermere	Slate/andezit	22
Kuzey İsveç	Bjorkerods	Gnays/dolerite	100
Avustralya	Barrine	bazalt	200

ii) Diyajenik mağnetik mineraller: Mağnetik veya mağnetik olmayan minerallerin yeni mağnetik turlere dönüşümlerinin bir sonucu olarak oluşan mağnetik minerallerdir. Sediman depolanmasından sonra yerinde meydana gelen iklimsel etkiler (yağmur, güneş, don vb) ile diyajenez veya pedojenez gibi kimyasal ve biyolojik süreçler sonucunda, göl içerisinde dışarıdan herhangi bir kaynak olmadan oluşan minerallerdir. Bunlar özellikle sülfür ve sülfat minerallerinin yoğun olduğu göllerde oluşur. Göl sedimanlarının mağnetik duyarlılığı redoks (indirgenme-yükseltme) koşulları ile etkilenir (Hilton ve Lishman, 1985) ve diyajenik mağnetik mineraller bu koşullarda oluşur. Demir sülfid ve greigit en önemli diyajenik mağnetik minerallerdendir. Ayrıca, pirohit, hematit, maghemit ve götit de diğer önemli diyajenik mağnetik minerallerdir. Diyajenik kökenli ferimağnetik mineral olan Greigit (Fe_3S_4) göl sedimanlarında çokça görülür (Snowball ve Thompson, 1988; 1990) ve sülfatın indirgenmesi ile oluşur (Berner 1984).

iii) Biyojenik mağnetik mineraller: Bakteriyel magnetosomlar tarafından üretilen biyojenik kökenli mağnetik minerallerdir. Mağnetit en önemli biyojenik kökenli mağnetik mineraldir. Göl sedimanlarında sıkça rastlanan biyojenik kökenli mağnetit ve greigit, mağnetotaktik bakteri tarafından üretilir (Blakemore 1975; Kirschvink ve diğer., 1985; Mann ve diğer., 1990; Bazylinski ve diğer., 1993) ve kalıntı mıknatıslanma taşıyabilirler (Kirschvink, 1983; Snowball 1994).

Göl sedimanlarının mağnetik özellikleri bakteriyel magnetosomlar (Snowball, 1994; Van Der Post ve diğer., 1997) ve greigit gibi diyajenik demir sülfidlerden dolayı değişebilir (Hilton ve diğer., 1986; Snowball ve Thompson, 1988; Hilton, 1990; Snowball ve Thompson, 1990; Snowball, 1991; Williams, 1991; Roberts, 1995). Bu gibi diyajenik etkiler ile çevresel koşullar arasındaki ilişki henüz tam olarak ortaya konulamamıştır. Bundan dolayı son yıllarda bu ilişkinin araştırılması önem kazanmıştır.

Genellikle göl sedimanlarında mağnetik mineraller karışık halde bulunurlar. Bir göl sedimanında bulunan mağnetik mineraller allojenik, diyajenik veya biyojenik mağnetik minerallerden biri ile baskınsa mağnetik mineral tanımlaması net olarak yapılabilir. Göl sedimanlarında mağnetik minerallerin ve özelliklerinin tanımlanması için üç temel bileşen vardır.

Bunlar:

- i) *Mağnetik mineral yoğunluğu*
- ii) *Mağnetik mineroloji*
- iii) *Mağnetik tane boyudur.*

i) *Mağnetik mineral yoğunluğu* : Detaylı mağnetik analizler, göllerdeki mağnetik mineral yoğunluğundaki belirgin piklerin daha çok kıyıya yakın sedimanlarda veya göle giriş yapan havza kanallarına yakın yerlerdeki sedimanlarda olduğunu (Thompson ve diğ., 1975) ve mıknatıslanma katsayısı ile diğer paleoekolojik ve kimyasal indikatörlerdeki değişimler arasında direk bir bağ olduğunu göstermiştir.

Doğal örnekler içerisindeki ferrimağnetik mineral yoğunluğu çok değişkendir. Bir örnek içerisindeki ferrimağnetik mineral yoğunluğunu belirlemek için en uygun ölçüm mıknatıslanma katsayısı ölçümleridir. χ_{lf} değeri $2 \times 10^{-6} \text{m}^3/\text{kg}$ olan bir örneğin içerisinde ~%1 iri taneli titanomağnetit veya % 0.2 ince taneli mağnetite olabilir. Düşük χ değerlerine sahip bir örnek içerisinde de bol miktarda mağnetit taneleri bulunabilir. $0.001 \times 10^{-6} \text{m}^3/\text{kg}^{-1}$ χ değeri 1ppm miktarında iyi taneli mağnetite veya 50 ppm miktarında titanomağnetite (20 μm) eşittir. Çok düşük χ değerine sahip bir örnek içerisinde de milyonlarca mağnetit kristalinin bulunabileceği yapılan deneysel çalışmalarda ortaya konulmuştur.

Ancak mineral yoğunluğu mıknatıslanma katsayısını kontrol eden dört faktörden sadece biridir. Mıknatıslanma katsayısı mineral kompozisyonuna, kristal yapısına ve boyutuna bağlıdır (Thompson ve Oldfield, 1986).

ii) *Mağnetik mineroloji:*

Mağnetit ve hematit gibi mağnetik mineraller çevre havzalardan ayrılarak gölün drenaj alanı içerisine taşınır ve depolanırlar. Dolayısıyla mağnetik sinyaller havza içerisindeki ekolojik ve fiziksel şartlara bağımlı olarak değişir (Verosub ve Roberts, 1995). Tablo 3.4'te göl içerisinde bulunan mağnetik minerallerin türleri ve kaynak alanları verilmiştir.

Tablo 3.4: Göl sedimanlarındaki mağnetik mineraller (Thompson ve Oldfield, 1986).

<i>Kaynak</i>	<i>Bulunduğu yer</i>	<i>Giriş yolları</i>	<i>Mağnetik mineral türleri</i>
Ana kaya	Göl havzası	Akarsu Karasal alandaki akışlar Kütle hareketi	mağnetit, hematit; pirohit
Toprak	Göl dışı havza	Rüzgar	saf mağnetit; maghemit geotit/hematit
Volkanik tozlar	Göl havzaları Göl dışı havzalar	Akarsular Rüzgar	mağnetit
Fosil yakıtları, Endüstriyel atıklar	Göl havzaları Göl dışı havzalar	Akarsular Rüzgar	mağnetit hematit
Göl sedimanları	Diyajenik Allojenik Biyojenik		mağnetit greigit

Göl sedimanlarındaki mağnetik sinyaller genellikle birincil olarak allojenik mağnetik minerallerden oluşmaktadır (Blomendal ve diğ., 1979; Dearing ve diğ., 1981; Oldfield ve diğ., 1979). Bunun yanında eğer mağnetik mineraller öncelikli olarak göl havzalarından kopmamış ise mağnetik minarellerin konsantrasyonu ve türündeki değişimler havza içerisindeki koşulların değişiminden etkilenmez ama göl içerisindeki biyolojik, fiziksel ve kimyasal koşullardaki değişimlerden etkilenmiş olabilir.

iii) Mağnetik tane boyu: Göl sedimanlarının ve sediman kaynaklarının mağnetik özellikleri, mağnetik minerallerin tane boyutu ile değişir (Thompson ve Morton, 1979; Dearing ve diğ., 1981; Björck ve diğ., 1982; Bradshaw ve Thompson ve diğ., 1985; Snowball, 1993). Maalesef göl sedimanlarında mağnetik mineraller düşük konsantrasyonlarda (≤ 1 %) ve küçük boyutlarda ($< \mu\text{m}$) oldukları için bu mineralleri hemen tanımlamak zordur. Aynı havza içerisinde yer alan farklı sediman kaynaklarından oluşan mağnetik minerallerin partikül boyutlarında karakteristik benzerlikler olabilir. Partikül boyutu büyüdükçe mağnetik mineral yoğunluğunun azaldığını gösteren bir çok çalışma olmasına karşın (Thompson ve Morton, 1979; Dearing ve diğ., 1981; Thompson ve Edwards, 1982; Brandshaw ve Thompson, 1985; Colman ve diğ., 1990; Walden ve Addison, 1995), partikül boyutunun azalmasıyla mağnetik konstantrasyonun arttığını gösteren çalışmalar da literatürde bulunmaktadır (Snowball ve Thompson, 1990).

Tane boyu değişimleri Day diyagramlarında da gösterileren domen yapıları ile ilişkili olarak değişmektedir. Çok genel olarak tanımlanan 4 tür tane boyu kategorisi vardır.

Bunlar;

- a) Büyük (kaba) taneler; Çapı >0.2 μm olan çok domenli tanelerdir. Bu büyük taneler içerisinde domen duvarları çok hafif mağnetik davranışlara sebep olur. H_c / H_{cr} ve M_r/M_{rs} oranları 0'a yakın olabilir. Benzer şekilde bu büyük tanelerin IRM'leri kolay kazanılır veya kaybedilir, bu yüzden S-oranları 1'e yakın değerdedir.
- b) Orta boyutlu taneler; yalancı-tek domen tane grubuna giren bu taneler, bir girdap durumunda dizilmiş serbest e^- spinlerine sahiptir. Bundan dolayı çok domenli tane özelliğini taşımakta ancak dışarıya karşı tek domen özelliği göstermektedirler.
- c) Küçük taneler; 0.2 μm 'dan küçüktürler ve hacimlerinin küçük olmasından dolayı sadece tek domenli yapıda olurlar. Hemen hemen tek bir yöne yönelmiş serbest e^- spinlerine sahiptirler. Bu yüzden güçlü bir mağnetizasyona sahiptirler. Mağnetit için bu tek domenler 0.1 μm çapına sahiptir. H_c oranı $10-50$ mT iken M_{rs}/M_s oranı 0.4 veya 0.5 civarındadır. S oranları ise % 80 civarındadır.
- d) Çok küçük taneler; Bu gruba giren taneler süperparamağnetik özellik gösteren tanelerdir ve çok düşük mağnetizasyon sergilerler. Mağnetik özellikleri açısından bu çok ince taneleri kaba tanelerden ayırt etmek oldukça güçtür.

Mıknatıslanma katsayısı değerlerine bakarak örnek içerisindeki mağnetik mineral yoğunluğunu söylemek mümkün olsa da tek başına yeterli değildir. Örneğin tane boyutundaki çok küçük süperparamağnetik tanelerin varlığı mevcut toplam mağnetik mineral miktarındaki bir artış ile ilişkin olmadan yüksek mıknatıslanma katsayısı meydana getirmektedir. Mıknatıslanma katsayısı ve tane boyunu belirleyen birçok yöntemin karşılaştırılması ile sediman içerisindeki en doğru mağnetik mineral yoğunluğu daha iyi bir şekilde tahmin edilmektedir .

3.2.1. Mağnetik Minerallerin Oluştukları Ortamlar ve Belirteçleri

Göl sedimanlarında bulunan mağnetik minerallerin hangi kaynaktan geldiğini belirlemek bazı durumlarda oldukça karmaşıktır. Bundan dolayı mağnetik analizlerle birlikte yapılan jeokimyasal analizler ve mikroskopik ölçümler gibi diğer analiz ve

yöntemler bu minerallerin hangi kaynaktan geldiğini ortaya koymakta yorumları kolaylaştırır. Doğal ve sentetik örnekler üzerinde yapılan bir çok çalışma bu yorumlara katkı koyan belirteçlerin bulunmasını sağlamıştır. Farklı kaynaklardan oluşan mağnetik mineral türlerinin ayırt edilmesinde kullanılan belirteçler aşağıda alt başlıklarda gruplanmıştır.

3.2.1.1. Kırıntılı (detritik) mağnetik mineraller:

- Mağnetik partikülleri ayırdıktan sonra SEM ile kimyasal ve yapısal gözlemler.
- Birincil ferrimağnetik minerallerin varlığı (magnetit, titanomağnetik vb.) (Thompson ve diğ., 1975).
- Minerojenik malzemeler ve kütle yoğunluğu ile uyum (Zolitschka, 1998).
- Al, Ti, K, Na, Mg gibi detritik minerolojik elementlerle uyum (Higgitt ve diğ., 1991).
- Süperparamağnetik tanelerin varlığı (χ_{ARM} , χ_{fd} %) (Higgitt ve diğ., 1991; Oldfield, 1994).
- Sediman birikim hızının yüksek olması (Dearing, 1999).
- Mağmatik kayalardan oluşan göl havzası.

3.2.1.2. Çözünme sonucu oluşmuş diyajenik mağnetik mineraller:

- Çok düşük veya sıfıra yakın ferrimağnetik yoğunluğu (Snowball ve Thompson, 1992).
- S (kükürt) değerinin 3mg/g ve organik C (karbon) değerinin 10mg/g'dan fazla olması (Snowball, 1993).
- Yerinde oluşmuş paramağnetik mineraller (Dearing ve diğ., 1998).
- SEM (Taramalı elektron Mikroskopi) çekimlerinde girintili mağnetit görüntüsü (Snowball ve Thompson, 1990).
- Mn ve Fe çözülebilir, S-Ratio, χ_{lf} , χ_{ARM} veya SIRM arasındaki kovaryans (Anderson ve Rippey, 1988).
- Ferrimağnetik mineraller ile kalıntı mıknatıslanma arasındaki uyumsuzluk (Dearing, 1999).
- Dömen boyutundaki büyüme (yüksek SIRM/ χ_{ARM} ; düşük χ_{ARM}) (Anderson ve Rippey, 1988).
- Aynı basenden alınan karotlar arasında uyumun çok iyi olmaması.

- Konservatif elementlerin (Ti, Zr) oranlarındaki azalma (Rosenbaum ve diğ., 1996).
- Greigit mineralinin varlığı.

3.2.1.3. Greigit mineralinin sebep olduğu diyajenik mağnetik mineraller:

- Siyah renkli sediman.
- Alternatif alan temizleme işleminde düşük adımlarda (50-80mT) kalıntı mıknatıslanmanın kaybedilmesi.
- Yüksek SIRM/ χ_{lf} oranı ($>40kAm^{-1}$) (Snowball , 1991).
- Yüksek χ_{ARM} /SIRM değeri (Snowball , 1991).
- Düşük S-Ratio.
- XRD analizlerinde varlığı (Snowball ve Thompson, 1988).
- Termomağnetik temizleme eğrilerinde 300-400°C’de mıknatıslanmanın kaybedilmesi (Snowball ve Thompson, 1990).

3.2.1.4. Antropojenik mağnetik mineraller:

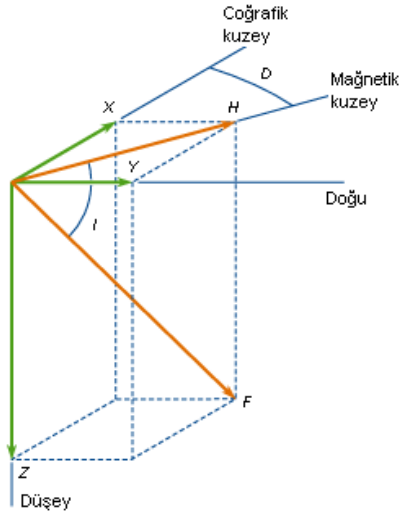
- SEM ve TEM çekimleri ile gözlenen küre şeklinde mağnetik mineral görüntüleri.
- Ağır metaller (Pb, Cu, Zn) ve göl asitleşmesi ile uyum (Battarbee ve diğ., 1988).
- Karbonlu partiküller ile uyum (Battarbee ve diğ., 1988).

3.2.1.5. Bakteriyel süreçler sonucu oluşmuş mağnetik mineraller:

- SEM ve TEM görüntülerindeki magnetosomlar (Vali ve diğ., 1987; Hounslow ve Maher, 1996).
- Tek domenli mağnetik mineraller, χ_{ARM} / χ_{lf} oranının 40’tan büyük olması ve χ_{ARM} / χ_{fd} oranının 1×10^3 ’ten büyük olması (Oldfield, 1994).

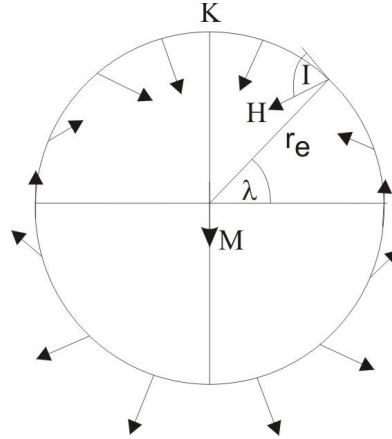
3.3. GÖL SEDİMANLARININ PALEOMAĞNETİK KAYITLARI

Yer mağnetik alanı vektörel bir büyüklük olarak uzay ve zamanda herhangi bir noktada üç bileşen ile tanımlanır. Yer mağnetik alanın bu bileşenleri sapma açısı “D” (Denklinasyon), eğim açısı “I” (İnklinasyon) ve jeomağnetik şiddettir “J” (Şekil 3.13).



Şekil 3.13: Yermağnetik alan bileşenleri.

Mağnetik alan bileşenlerinin genel davranışı, yerin dönme eksenini boyunca yerleşmiş bir dipol veya bir mıknatıs ile modellenir. Yermağnetik alanının jeosentrik aksial dipol modeli olarak adlandırılan bu model Şekil 3.14'te gösterilmiştir.



Şekil 3.14: Jeosentrik aksial dipol modeli. Mağnetik dipol M yerin merkezine çakışık olarak bulunmaktadır. H (alan vektörü), I (eğim açısı) ve λ (enlem açısı) yerküre üzerindeki bir nokta için gösterilmiştir. Şekilde gösterilen her bir vektör farklı enlem açıları ile I açısının değişimini göstermektedir (Butler 1992).

Eğim açısı ile enlem açısı arasındaki ilişki,

$$I = 2 \tan \lambda \quad (3.6)$$

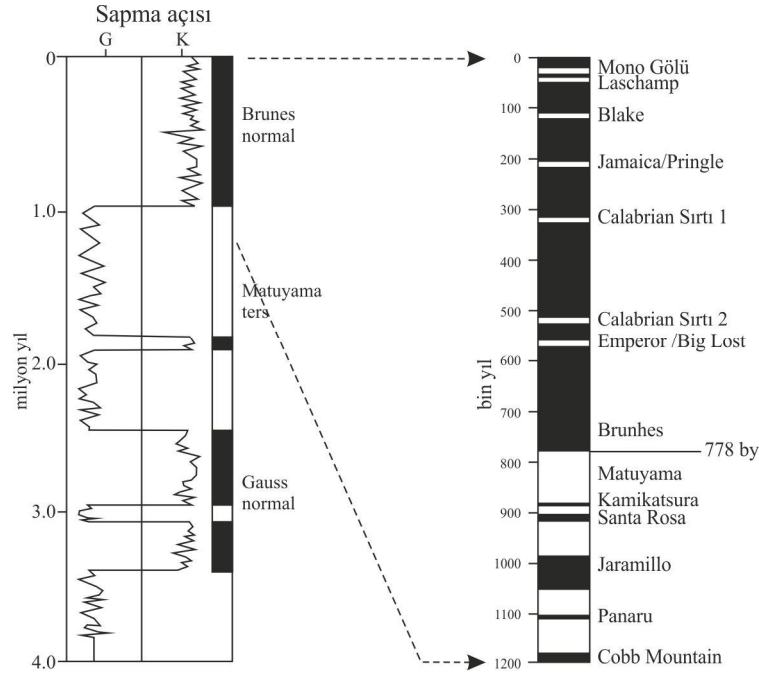
denklemini ile tanımlanmıştır. Günümüzde olduğu gibi pozitif kutup terslenmeleri süresince, I açısı ekvatorda 0° ye yakın, Kuzey Yarımküre'de pozitif, kuzey kutbunda

90°, Güney Yarımküre'de negatif ve güney kutupta -90°dir. Yermağnetik alan şiddeti ise ekvatorunda minimum, kutuplarda ise maksimum değerdedir.

Göl sedimanları kullanılarak yapılan paleomağnetik çalışmalarda iki temel konu vardır. Bunlardan ilki karotların korelasyonu diğeri ise yaşlandırmadır. Aynı gölden toplanan karotların korelasyonu ile göl ortamlarının sedimantolojik süreçlerine dair bilgiler elde edilirken, farklı göllerden elde edilen eğim açısı (I) eğrilerinin korelasyonu ile de göl ortamının oluşumu boyunca zamansal bilgiye ulaşmak mümkündür. Bu bilgiler, yer mağnetik alanının uzaysal ve zamansal değişimleri olan, jeomağnetik seküler değişimler (PSD), terslenmeler ve kısa süreli-ani değişimlerdir (excursions). Bu değişimler yermağnetik alan yönünün değişimi ve şiddeti ile belirlenir (Jacobs, 1994).

Jeomağnetik seküler değişim, kutup terslenmeleri arasında gerçekleşen yer mağnetik alan bileşenlerinin zamansal değişimidir. Eğim açısı ve yermağnetik alan şiddetinin seküler değişim kayıtları düşük enlemlerde maksimum genliğe sahip iken sapma açısı ise yüksek enlemlerde maksimum genliğe sahiptir. Bir çok çalışma yer mağnetik alan bileşenlerinin Holocene seküler değişim eğrilerinin 3000-5000 km lik bir bölgesel alan içerisinde tekrarlanabilir olduğunu göstermiştir (King ve diğ., 1983; Thompson, 1984; Thompson ve Oldfield, 1986; Lund, 1996). Yer mağnetik alan bileşenlerinin seküler değişimleri 10^2 - 10^4 yıllık zaman aralığında korelasyon ve bölgesel tarihlleme için kullanılabilir.

Yermağnetik alan kutbu jeolojik dönemler boyunca birçok kez terslenmiştir (Şekil 3.15). Bu terslenmeler jeolojik zaman cetveli üzerinde 160 milyon yıllık bir dönemi kapsayacak şekilde kaydedilmiştir. Bu cetveller için zamansal olarak kontrol, radyometrik tarihlleme (Cox ve diğ., 1964), denizel mağnetik anomali modelleri kullanılarak deniz tabanı yayılma oran hesapları (Heirtzler ve diğ., 1968), biostratigrafik koşullar (Berggren ve diğ., 1985) ve denizel sedimanlardan elde edilen oksijen izotop stratigrafisi (Shackleton ve diğ., 1990) kullanılarak oluşturulmuştur. Mağnetostratigrafi çalışmaları 10^5 - 10^8 yılları arasında yapılabilmektedir. Mağnetik terslenmeler kullanılarak göl sedimanlarında yapılacak olan çalışmalar için sediman örneklerinin en az GÖ 800.000 yaşında olması gerekmektedir (Şekil 3.15).



Şekil 3.15: Yermağnetik alan terslenmeleri ve ani değişimleri (Evens ve Heller, 2003).

Kutup terslenmeleri ve seküler değişimler arasındaki farklı bir yermağnetik alan davranış türü de yermağnetik alandaki ani değişimlerdir (excursions). Bu değişimlerin nedenleri henüz tam olarak anlaşılammış olmakla beraber son yıllarda yapılan çalışmalarla açıklanmaya çalışılmıştır. Bu çalışmalara göre (Langereis ve diğ., 1997; Singer ve diğ., 1999; Jacobs, 1994; Vlag ve diğ., 1996; Evens ve Heller., 2001) yermağnetik alanının bu tür değişimleri oldukça kısa zaman içerisinde ve ani meydana gelen değişimlerdir. Yermağnetik alan şiddetinin çok düşük olduğu bu değişimler sırasında, yermağnetik alanı terslenmekte ancak bu terslenmeler yermağnetik alanın normal terslenmelerine göre çok kısa sürmektedir. Eğer bu değişimler tüm dünyada ikna edici şekilde bulunursa zaman göstergeleri olarak kullanılabilirler. Günümüzde yapılan yaşlandırma teknikleri henüz bu ani değişimlerin sürelerini doğru bir şekilde tanımlayamamaktadır. Yapılan çalışmalardaki genel fikir, bu değişimlerin 10.000 yıldan daha az süren kısa zamanlar içerisinde meydana geldiğidir. Geçtiğimiz 1.5 milyon yıl içerisinde bir çok ani değişim meydana gelmiştir. Bu değişimler buldukları alanlardaki jeolojik isimlerle adlandırılmışlardır (Şekil 3.15).

Göl sedimanlarının paleomağnetik davranışlarının belirlenmesinde dikkat edilmesi gereken bir çok durum vardır. Bunlardan en önemlisi güvenilirlik kriteridir (Thompson, 1984). Bu kriter; göllerden, karotlardan ve örneklerden elde edilen veri sayısının yeterli

olması, litojenik değişimlerden paleomağnetik verilerin bağımsızlığı, lav akıntıları ve arkeomağnetik veriler ile karşılaştırma ve mağnetik duraylılık için laboratuvar testlerinin yapılması ile sağlanabilir.

Bir diğer önemli durum ise, jeomağnetik sinyalin düşük sedimantasyon oranından dolayı ve ince yüzeysel biyotürbasyon (sedimanların canlı organizmalarla karışması) bölgeleri ile depolanan çevre içerisinde sönümleşmesi veya zayıflamasıdır. Lund ve Keigwing (1994), ince taneli sedimanlarda kaydedilen seküler değişimlerin sedimantasyon oranının $\geq 0.25 \text{ cm.yıl}^{-1}$ olduğu bölgelerde seküler değişim eğrilerinin çok az miktarda sönümlendiğini yada hiç sönümlenmediğini buna karşılık $\sim 0.013 \text{ cm.yıl}^{-1}$ sedimantasyon oranında ise seküler değişim eğrilerinin % 50'sinin sönümlendiğini göstermişlerdir. Ayrıca, 0.01 cm.yıl^{-1} sedimantasyon oranına sahip ve biyotürbasyonun bulunduğu ortamların seküler değişim çalışmaları için uygun olmadığını da ortaya koymuşlardır. Ancak, seküler değişim çalışmaları için uygun olmayan bu ortamlar ani değişimler (excursion) ve terslenmeler için uygun olabilmektedirler.

Son olarak bir diğer önemli durumda orijinal mağnetik özellikleri depolanma sonrası indirgeyici diyajenez etkisidir. Bu etki göl sedimanlarından çok denizel sedimanlarda sıklıkla rastlanan bir durumdur (Jones ve Bowser, 1978). İnce taneli mağnetitin diyajenezi ile oluşan pirohit, greigit ve pirit orijinal mağnetik kayıtları bozabilir (Karlin ve Levi, 1985). İndirgeyici diyajenez kaya mağnetizması çalışmalarıyla kolayca tespit edilebilir. Ancak son yıllarda yapılan çalışmalar greigit içeren göl sedimanlarındaki paleomağnetik sinyallerin duraylı mağnetik değişimlere sahip olduğunu ve paleomağnetik kayıtları çok iyi sakladığını göstermiştir (Frank 2002, 2007).

Göl sedimanlarının paleomağnetik kayıtları için çok sayıda, yüksek çözünürlüğe sahip karotların toplanması gerekir. Sapma açısı (D), eğim açısı (I) ve şiddet verileri göl tabanında düşey yönde alınan yönlendirilmemiş karotlardan elde edilebilir (Thompson, 1984, King ve diğ., 1983b, King ve Peck, 2001). Göl çalışmalarında oldukça yaygın olarak kullanılan piston ve gravite karotiyerleri paleomağnetik çalışmalar için de oldukça kullanışlı donanımlardır. Genellikle, geniş çaplı karotiyerler ($>8 \text{ cm}$), örnek alım sırasında meydana gelebilecek fiziksel tahribatı en aza indirdikleri için paleomağnetik çalışmalarda tercih edilir.

Göl sedimanlarının doğru olarak yaşlandırılmasında en etkin yaklaşım, seküler değişimler, radyokarbon analizleri, biyostratigrafik çalışmalar, tefra kronoloji ve varv kronolojisi çalışmalarının çok-disiplinli olarak yapılmasıdır. Yapılan bir çok çalışmada (King ve diğ., 1983; Thompson, 1984; Thompson ve Oldfield, 1986; Lund, 1996) radyokarbon yaşlandırılması yapılmış Holosen seküler eğrilerinin binlerce kilometrelik bir bölgesel alanda karşılaştırılabileceği ve bu eğrilerin karakteristik özelliklere sahip olduğu belirtilmiştir. King ve Peck (2001), stratigrafik karşılaştırma ve tarihleme için, kuzeydoğu Amerika'da bulunan birbirlerinden yaklaşık 300 km. uzakta olan, sedimantasyon oranları, stratigrafileri ve basen morfometrileri farklı olan üç gölden elde edilen radyokarbon yaşlandırması yapılmış seküler değişim eğrilerini test etmişlerdir. Bu göller, büyük, derin inorganik maddece zengin, rölatif olarak düşük sedimantasyon oranına sahip ($\sim 0.04 \text{ cm.yl}^{-1}$) Seneca Gölü, orta seviyede organik madde içeren, geniş giriş-çıkış nehirleri olan, yüksek sedimantasyon oranına sahip ($\sim 0.2 \text{ cm.yl}^{-1}$) buzul bir göl olan LeBoeuf Gölü ve giriş-çıkış nehirleri küçük olan, yüksek organik madde içeren ve orta derecede sedimantasyon oranına sahip ($\sim 0.1 \text{ cm.yl}^{-1}$) küçük bir buzul göl olan Sandy Gölüdür. Çalışma alanı içerisinde yapılan polen çalışmaları (King, 1983) bilinen iki önemli polen kaydı tanımlanmıştır. Bunlardan, *Ambrosia* günümüzden önce 150 yıl, *Tsuga* ise günümüzden önce 4600 yıl olarak bulunmuştur. Ayrıca bir çok farklı derinlikten alınan radyokarbon yaşlandırmaları ile karotlar zamansal bir eksene oturtulmuştur. Her gölden en az iki karot alınarak her bir göl için elde edilen veriler birleştirilmiştir. Daha sonra bu üç göle ait seküler değişim grafikleri birleştirilmiş ve bölgesel seküler değişim eğrisi mutlak yaşlandırma teknikleri ile oluşturulmuştur. Böylelikle elde edilen bu eğri bölge içerisindeki başka göllerin seküler değişimlerinin tarihlemesi için pilot eğri olarak kullanılabilir. Eğim açısı (I) ve sapma açısı (D) kayıtlarına ek olarak bağıl paleoşiddet kayıtları da aynı zamanda bölgesel karşılaştırmalar için kullanılabilirler. Ancak, paleoşiddet çalışmaları için kriterleri kesin olarak sağlanması gerekmektedir (King ve diğ., 1983). King (1983) Kuzeydoğu Amerika'da çalıştığı üç gölden sadece LeBoeuf Gölü kriterleri eksiksiz sağlamaktadır. Bu çalışmanın bir devamı olarak, bu gölden elde edilen paleoşiddet eğrisini batı Amerikadaki lav akıntularından elde edilen seküler değişim eğrisi (Champion, 1980) ile oldukça uyumlu olduğunu göstermiştir. Bu sonuç, uygun Holosen göl sedimanlarından elde edilen seküler değişim eğrilerinin yüzyıllık bir zaman diliminde, Kuzey Amerika içerisinde karşılaştırma ve yaşlandırma için kullanılabilirliğini desteklemiştir.

Sonuç olarak, hızlı depolanan ($>0.025-0.030 \text{ cm.yl}^{-1}$) Holosen göl sedimanlarının seküler değişimleri bölgesel ($\leq 5 \times 10^3 \text{ km}$) paleo-çevre çalışmaları için yüzyıllık bir zaman diliminde karşılaştırma ve tarihleme imkanı sunmaktadır.

3.4. ÇALIŞMA KAPSAMINDA KULLANILAN ÖLÇÜM SİSTEMLERİ

3.4.1. Mağnetik Ölçümler

Çalışma kapsamında yapılan tüm çevre ve paleomağnetik ölçümler oldukça yüksek bir donanımına sahip olan Helsinki Üniversitesi Fizik Fakültesi Solid Earth Laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Yapılan ölçümler, örnek sayıları ve kullanılan aletler Tablo 3.5'te verilmiştir.

Tablo 3.5: Çalışma kapsamında yapılan mağnetik ölçümler.

<i>Ölçüm Adı</i>	<i>Örnek Sayısı</i>	<i>Kullanılan Ölçüm Sistemi</i>
Mıknatıslanma katsayısı	Tüm örnekler için (848 örnek)	Kappabridge KLY-3(AGICO)
NRM	Tüm örnekler için (848 örnek)	SQUID (2G Enterpress)
ARM (100 mT DC, 0.5 mT sabit alan)	Tüm örnekler için (848 örnek)	LDA-3A AF (AGICO)
SIRM (IRM _{1.5mT}) ve IRM ₃₀₀	Örneklerin yarısı (424 örnek)	Puls Magnetizer (Molspin Ltd)
Yüksek sıcaklık mıknatıslanma katsayısı	Seçilmiş örnekler (9 örnek)	Kappabridge KLY-3/CS-3 (AGICO)
Histeresiz eğrileri	Seçilmiş örnekler (25 örnek)	VSM (Princeton Applied Research)

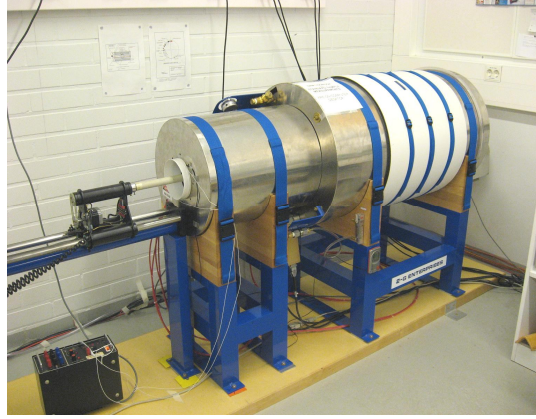
3.4.1.1. Mıknatıslanma Katsayısı Ölçümleri ve Termomağnetik Analizler

Çalışma kapsamında mıknatıslanma katsayısı ve termomağnetik ölçümler AGICO firması tarafından üretilen Kappabridge KLY-3 aleti ve bu alete eklenen CS-3 fırın cihazı ile yapılmıştır. Mıknatıslanma katsayısı ölçümleri tüm örnekler için yapılırken yüksek sıcaklık mıknatıslanma katsayısı ölçümlerini içeren termomağnetik analizler ise sadece seçilmiş örnekler için gerçekleştirilmiştir.

3.4.1.2. Mıknatıslanma Şiddeti Ölçümü ve Paleomağnetik Ölçümler

Süper İletken Kuantum Girişim Cihazı olan SQUID (Superconducting Quantum Interference Device) mağnetometresi ile tüm örneklerin mıknatıslanma şiddeti ölçümleri yapılmıştır (Şekil 3.16). SQUID mağnetometresi çok düşük güçlü bir manyetik alan ve duyarlı detektörler kullanarak alan dahilindeki malzemenin mıknatıslanmasını ölçer. Oldukça yüksek duyarlılıkta ve hızlı ölçüm yapabilen bir mağnetometredir. Özellikle

göl sedimanları gibi düşük şiddete sahip örneklerin ölçülmesi için oldukça idealdir. Hem yarılanmış hemde alt örnekleme yapılmış örneklerin ölçümü için uygun örnek tutuculara sahiptir. Mağnetometre eksenine yerleştirilmiş olan 2G600 Enterprises Alternatif alan temizleme sistemi ile örneklerin hem doğal kalıntı mıknatıslanmaları hem de istenilen alanlarda (2.5-160 mT arasında) temizleme işlemleri örnek mağnetometreden çıkarılmadan hızlı bir şekilde bilgisayar kontrolünde otomatik olarak yapılır.



Şekil 3.16: SQUID mağnetometresi.

3.4.1.3. Anhisteretik Kalıntı Miknatslanma (ARM) ölçümleri

Tez kapsamında tüm örneklerin ARM ölçümleri Agico LDA-3A AF aleti ile gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.20). Alette tüm işlemler mikro işlemci kontrollü ve otomatik olarak yapmaktadır. Alette bulunan üçlü nü-metal bir kalkan ile yermağnetik alanın etkisi giderilmiştir. Demağnetizasyon alanı 1-100 mT'dır. Alet ile 100 mT ya kadar alternatif alan uygulanabilirken eş zamanlı olarak AMU-1A Anhisteretik Mağnetik aleti ile 500 μ T'lık bir değere kadar sabit (bias) alan da uygulanabilir. Bu aparat örneğin anhisteretik miknatslanmasını kontrol eden ek birimdir. AMU-1A ile birlikte LDA-3A AF aleti özellikle kaya ve çevre mağnetizması çalışmalarında sıkça kullanılan bir düzendir.

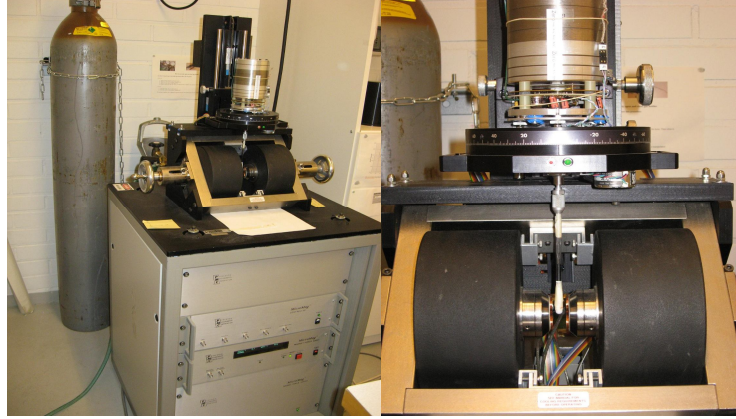
3.4.1.4. İzotermal ve Eş-ısl Kalıntı Miknatslanma (IRM ve SIRM) Ölçümleri

Tez kapsamında örneklerin SIRM ve IRM₃₀₀ ölçümleri Finlandiya Jeoloji Araştırma Merkezi (GTK-Geological Survey of Finland), Paleomağnetizma laboratuvarında bulunan Molspin Puls Magnetiser aleti ile gerçekleştirilmiştir. 2.54x2.54 cm boyutlarında kübik veya silindirik örneklere 1.5 T'ya kadar istenilen adımlarda alan uygulanabilir. Çalışma kapsamında örneklere SIRM ölçümü için 1.5 T, IRM₃₀₀

ölçümü için ters yönde 300 mT alan uygulanmıştır. Uygulanan alandan sonra örneklerin mıknatıslanma şiddetleri SQUID mağnetometresi ile ölçülmüştür.

3.4.1.5. Histeresiz Ölçümleri

Seçilmiş örneklerin histeresiz parametrelerini elde etmek için Titreşen Örnek Mağnetometresi (VSM -Vibrating Sample Magnetometer) kullanılmıştır (Şekil 3.17). VSM, mağnetik alanın, zamanın ve sıcaklığın bir fonksiyonu olarak malzemelerin mağnetik özelliklerinin belirlenmesinde kullanılır. Eğer bir cisim sürekli bir H mağnetik alan içerisine yerleştirilirse, m mağnetik momenti örnek içerisine yüklenmiş olur. VSM içerisinde, algılayıcı bobine yerleştirilen bir örnek mekanik olarak titreşen sinüzoidal bir harekete maruz kalır. Mağnetik alan bir elektromıknatıs veya süper iletken bir mıknatıs tarafından oluşturulur. Kriyostat (sabit düşük sıcaklık kabı) veya bir fırın takımı kullanılarak farklı sıcaklıklar oluşturulabilir. Alet örnek üzerine oda sıcaklığında 0 T-1.25 T arasında mağnetik alan uygulayarak ölçüm yapmaktadır. Ölçüm zamanı örneğin mıknatıslanma şiddetine bağlı olarak değişmektedir. Aletin duyarlılığı 2×10^{-8} Am² dir.



Şekil 3.17: VSM aleti.

3.4.2. Fiziksel ve Kimyasal Analizler

Mağnetik mineral analizleri yüksek çözünürlüklü ortam değişimlerinin tanımlanmasında oldukça hızlı ve ayırt edici bilgiler sağlar. Ancak, iklimsel veya çevresel faktörlerin kontrolünde meydana gelen mineral değişimlerini yorumlarken sadece mağnetik mineral analizleri yeterli olmamaktadır. Mağnetik ölçümlerden bağımsız olarak yapılan fiziksel ve kimyasal analizler mağnetik minerallerin oluştukları ortamları kesin olarak tanımlamak için yapılan yardımcı analizlerdir. Bu amaçla, tüm karotların fiziksel ve kimyasal analizleri ile seçilmiş örneklerin SEM çekimleri ve XRD analizleri yapılmıştır (Tablo 3.6).

Çalışma kapsamında karot örneklerinin tüm fiziksel ve kimyasal özelliklerinin ölçümü İTÜ-EMCOL (Eastern Mediterranean Centre for Oceanography and Limnology) laboratuvarında bulunan MSCL ve ITRAX karot tarayıcıları ile gerçekleştirilmiştir.

Seçilmiş örneklerin mağnetik kompozisyonlarını belirlemek için SEM çekimleri TÜBİTAK Metalurji ve Malzeme laboratuvarında yaptırılmıştır.

Tablo 3.6: Çalışma kapsamında yapılan fiziksel ve kimyasal ölçümler.

<i>Amaç</i>	<i>Örnek Sayısı</i>	<i>Ölçüm Sistemi</i>
κ , P-dalga hızı, özdirenç yoğunluk, gözeneklilik	Tüm karotlar için	MSCL
<i>Al, K, Na, Mg, Ca, Fe, Mn, Si, Ti Pb, Cu, Zn, Cr, Ni, Cd, P S, Mn, Zr</i>	Tüm karotlar için	ITRAX
Mağnetik tanelerin kristal yapısı	12 örnek	SEM

3.4.2.1. Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı-MSCL (Multi Sensor Core Logger)

Göl sedimanlarının yorumunda sıklıkla kullanılan MSCL aleti (Şekil 3.18), değişik koşullar altında oluşmuş sediman veya kaya karotlarının fiziksel özelliklerini, karotu açmadan, hızlı, doğru ve otomatik olarak ölçen bir sistemdir. Tamamen otomatik olan bu sistem ile karotların tarama işlemi bilgisayar destekli olarak yapılmaktadır. Alet üzerine, örneklerin farklı fiziksel özelliklerini ölçebilen P-dalgası, gama yoğunluk, gözeneklilik, elektrik özdirenç ve mıknatıslanma katsayısı ölçüm sensörleri monte edilmiştir (Dikçe, 2008). Tüm bu sensörler sisteme bağlı bir ana panelden kontrol edilmektedir .



Şekil 3.18: Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı (MSCL).

Mıknatıslanma katsayısı: MSCL aletinde monte edilebilen Bartington MS2 sistemine ait olan iki tür sensör bulunmaktadır. Bunlar karot örneklerini açmadan tarama yapmayı sağlayan halka şeklinde olan C sensörü ve yarılanmış karotları ölçmeye yarayan nokta ölçüm yapan E sensörüdür. Karotların fiziksel ölçümü sırasında C sensörü kullanılmıştır.

Gama yoğunluk sensörü: MSCL aletinde, yoğunluk ölçümü gama ışınları kullanılarak gama yoğunluk sensörü ile yapılır. Bir gama dalga kaynağı ve dedektör karotun merkezinde kalmak koşulu ile her iki yana yaslı bir şekilde yerleştirilmiştir. Kaynaktan verilen bir atış ile fotonlar karot içerisinden geçerek karşı tarafta bulunan dedektöre ulaşır. Bu fotonların sayısı hesaplanarak karot örneğinin yoğunluğu hesaplanır.

P-dalgası hızı: P-dalgası ölçümleri ARC (Acoustik Rolling Contact) transducer olarak adlandırılan döner akustik sistem ile yapılmaktadır. Bu sistem özellikle karot tarama işlemi için geliştirilmiştir ve baskın frekansı 230 kHz'dir. Ölçümler %0.5 hata miktarına sahiptir.

Elektrik öz direnç: Elektrik öz direnç ölçümleri temassız endüktif bobin sargı ile yapılmaktadır. Öz direnç ölçümleri, gözenek suyunun tuzluluğuna karşı oldukça hassas olup, gama yoğunluk ölçümleri ile birleştirildiğinde litolojik bilgi elde edilmesine olanak sağlar.

3.4.2.2. X-ray fluorescence (XRF) Karot Tarayıcı (ITRAX)

Karot örneklerini tahrip etmeden kısa zamanda ve yüksek çözünürlükte kimyasal analiz yapmaya olanak sağlayan bir sistemdir. Sistem basit olarak bir kaynak, örnek ve tarama sisteminden oluşur. Kaynak aracılığı ile örneğe ışın saçılır ve bir dedektör örnekten emilen bu floresans radyasyonunu ölçer. XRF'lerde kullanılan bu kaynak X-ray tüpüdür. XRF karot tarayıcısında analizler, X-ışınlarının atomunun iç kabuğundan bir elektronu koparması esasına dayanır. Kopan elektronun yerini, dıştaki kabuktan gelen bir elektron doldurur. Elektron, elektromagnetik radyasyonun oluşumundaki fazlalık enerjisini bırakır. İki elektron kabuğu arasındaki enerji farkına eşit olan bu fazlalık enerji, X-ışını olarak yayımlanır. Böylelikle, kabuğun her bir çifti karakteristik radyasyon üretir ve her atom, dalga boyu spektrasını ve kendi enerjisini yayar. İlk çıkan X-ışını küçük hacimle etkileşir, böylelikle yayılan karakteristik X-ışını ince yüzeysel tabakadan veri içermektedir. Örnek içerisindeki elementlerin derinlik tepkisi, ışıyan radyasyonun dalga boyuna ve matriksin kimyasal içeriğine bağlıdır. Al, Si gibi hafif

elementler için bu derinlik yaklaşık bir kaç μm , Ca için μm 'nin onda biri ve Fe için bir kaç yüz μm 'dir (Dikçe, 2008).

3.4.2.3. SEM (Scanning Electron Microscope) çekimleri

Göl sedimanlarında mağnetik minerallerin yoğunluğunun az ve boyutlarında çok küçük olmasından dolayı çözünürlüğü çok yüksek mikroskoplar ile çekimler yapılır. Bunlardan en çok kullanılanı SEM'dir. Bu çekimlerde örnek içerisindeki mağnetik mineraller ayrıştırılarak daha kolay ve hızlı olarak mağnetik minerallerin görüntüsü elde edilir.

3.4.3. Sismik Veri Toplama

Göl çalışmalarında örnek yerlerinin belirlenmesinde en kullanışlı olan yöntem sismik yöntemdir. Sismik yöntem ile göl tabanında amaca uygun olarak örnek yerleri belirlenir, böylelikle zamandan kazanılarak doğru örnek istifine ulaşılmış olunur. Ayrıca sismik verilerin daha detaylı incelenmesi ile gölün evrimine dair bilgilere de ulaşılabılır.

Çalışma kapsamında İTÜ-EMCOL'e ait olan sismik alet kullanılmıştır. Bu alet, Parametrik Sediment Echo Sounder adında tek kanallı sismik veri toplamaya yarayan bir alettir. Düşük (4-15kHz) ve yüksek frekansta (100kHz) olmak üzere iki adet alıcı ve vericisi olan dönüştürücüye (transducer) sahiptir. Bu dönüştürücüler 30 m uzunluğunda bir kablo ile ana birime bağlıdır. Bu birim üzerinde transducer, bilgisayar ve GPS gibi dış bileşenlerin takılabileceği bir panel vardır. Nüfus derinliği 50 m'dir.

3.5. GÖL SEDİMANLARININ ÇEVRE VE PALEOMAĞNETİZMA ÇALIŞMALARINDA KULLANILAN ÖRNEKLEME SİSTEMİ

Çalışma kapsamında yapılan örneklemede, İTÜ-EMCOL'e ait olan platform ve piston karotiyeri kullanılmıştır (Şekil 3.19). Tüm alt-örnekleme işlemleri EMCOL laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Ayrıca tüm örnekler İTÜ-EMCOL bünyesinde bulunan -4°C'deki soğuk odada saklanmıştır.

Örnek alma sistemlerine monte edilmiş olan farklı çaplardaki PVC veya pleksiglas tüpler göl sedimanlarının örneklemesinde sıklıkla kullanılır. Bu tüpler, plastik özellikte olmalarından dolayı, göl sedimanlarının mağnetizma çalışmaları için ön bilgi olan

mıknatıslanma katsayısı değerlerinin ölçümü için oldukça kullanışlıdır. Bu tüpler ile karotları açmadan, karot boyunca mağnetik mineral değişiminin hızlı bir şekilde görülebilmesi olanaklıdır.



Şekil 3.19: Örneklemede kullanılan platform.

Toplanan örnekler ölçüm yapılmıyaya kadar -4°C de saklanır. Karot açılmadan ve zaman kaybetmeden MSCL'den geçirilir ve daha sonra laboratuvarında yarıya bölünür, bölünen karotun bir yarısı XRF taramasından geçerek arşive kaldırılırken diğer yarısının üst yüzeyi saf su ile temizlenir ve stratigrafik tanımlaması yapılır. Son olarak istenilen sıklıkta alt örnekleme yapılır. Örnekler toplandıktan sonra zaman geçmeden mağnetik ölçümler yapılmalıdır. Bir çok araştırmacı göl veya deniz sediman örneklerinin uzun süre saklanması durumunda sediman içerisinde biyolojik aktiviteden dolayı değişikliklerin meydana geleceğine işaret etmişlerdir (Snowball ve Thompson, 1988).3 yıldan fazla saklanan sedimanlarda mıknatıslanma katsayısı (χ) ve kalıntı mıknatıslanma değerlerinde % 90'a yakın bir kayıp olduğu yapılan çalışmalarda görülmüştür.

Mağnetik ölçümlerin hızlı olması mağnetik analizler için alt-örnekleme aralığının sık olmasını olanaklı kılar. Genellikle, 6-10 m arasındaki uzunluğa sahip karotlar için 2 cm aralıklarla alt-örnekleme yapmak idealdir. Alt örneklerin miktarının en az 8-12 gr olması veri kalitesi açısından önemlidir. Göl sedimanlarının mağnetik özelliklerinin ölçümü için üç farklı alt örnekleme sistemi kullanılır. Çalışma sadece çevre

mağnetizması amacıyla yapılıyorsa karot boyunca alınan örneklerin yönlü olması gerekmediğinden örnekler dilimler şeklinde alınarak poşetlenir ve 40°C'de kurutulularak ölçüme hazır hale getirilir. Paleomağnetik amaçlı yapılacak bir çalışmada, örneklerin yönlü olarak alınması zorunludur. Yönleri karotun üst tarafını gösterecek şekilde işaretlenmiş kutular, direk olarak sediman yüzeyine bastırılır ve bir tutacak yardımı ile çıkartılır.

Paleomağnetik amaçla yapılacak örnekleme de dikkat edilmesi gereken bir diğer konu ise, alt-örneklerin karotun tam ortasından alınmasıdır. Böylelikle karot örnekleme sırasında PVC tüpün dış yüzeyine yakın yerlerde meydana gelebilecek deformasyondan etkilenmemiş olur. Bunun için 8 cm ve üzeri çaplarda PVC borular kullanışlıdır.

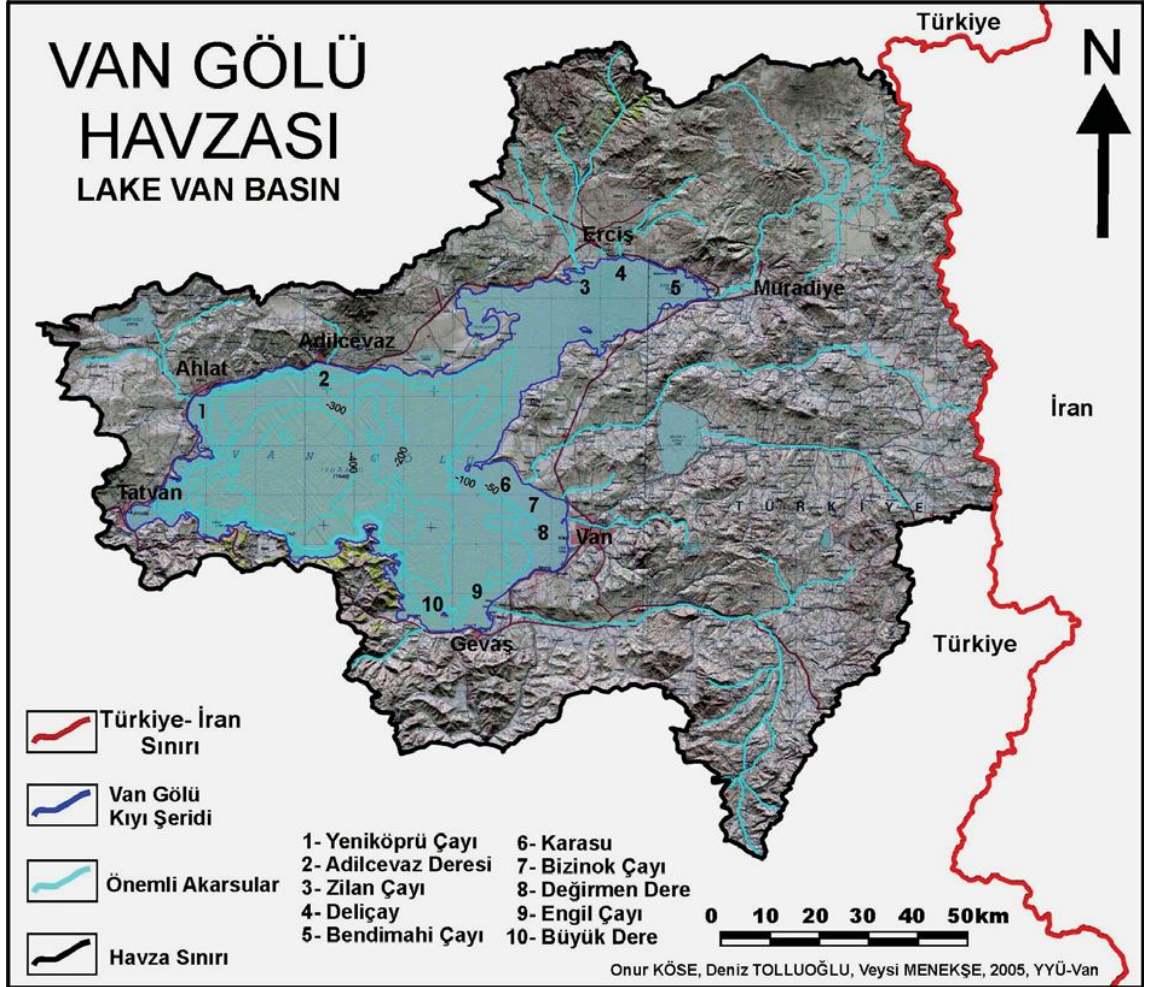
Tüm mağnetik ölçümler bittikten sonra kütle normalizasyonu yapabilmek için örneklerin tümü 40°C'de tamamıyla kurutulmalıdır (Walden ve diğ., 1999).

3.6. ¹⁴C YAŞ ANALİZLERİ

Atmosferdeki karbon dioksit gazının büyük bir kısmı karbonat çözeltilisi halinde okyanus, deniz ve göllere geçer. Buralarda yaşayan canlıların vücutlarında yer alır. Zamanla okyanusların dibine iner ve çöker. Karbon dioksit gazının bir kısmı bitkilerde gerçekleşen fotosentez olayında yer alarak yeryüzündeki tüm canlıların vücutlarına geçer. Böylece her canlı yaşadığı süre içinde çevresinden sürekli ¹⁴C olarak belirli bir ¹⁴C yoğunluğuna ve radyoaktivitesine sahip olur. Zamanla bir denge ortaya çıkar ve atmosferdeki ve canlılardaki ¹⁴C yoğunluğu sabitlenir. Canlılar öldükten sonra vücutlarına yeni ¹⁴C girişi durur ve öldükleri esnada vücutlarında bulunan ¹⁴C yoğunluğu ve radyoaktivitesi zamanla azalır. Sedimanlarda karbon içeren bir buluntunun günümüzde içerdiği ¹⁴C yoğunluğu ya da radyoaktivitesi ölçülerek kaç yıl önce öldüğü bulunur (Özbakan, 1994).

Çalışma kapsamında, karotların farklı derinliklerinden alınan, 10 adet sediman örneğinin AMS (Accelerator Mass Spectrometry) analizi ile ¹⁴C yaşlandırması Illinois Üniversitesinde yaptırılmıştır.

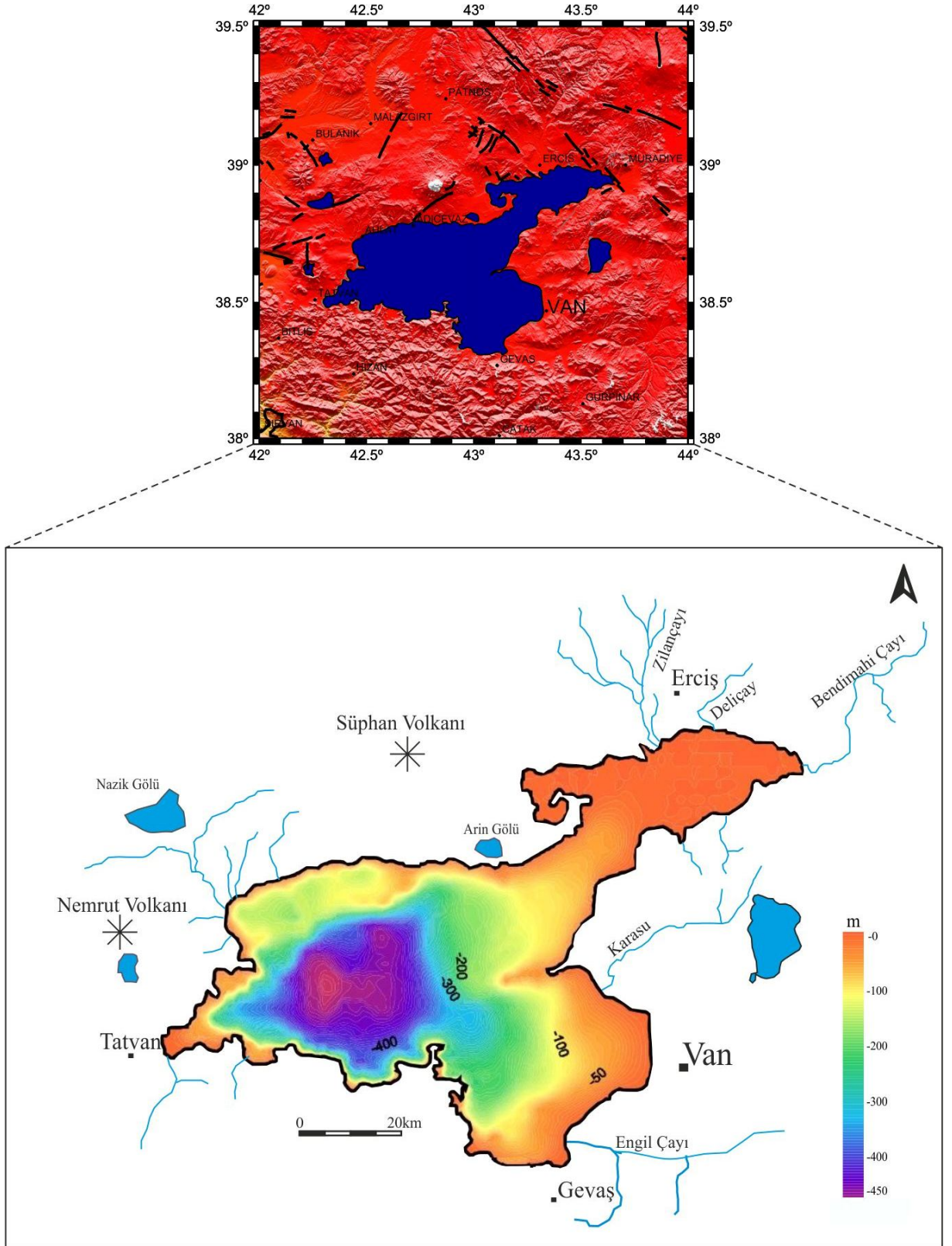
3.7. VAN GÖLÜ VE HAVZA ALANININ ÖZELLİKLERİ



Şekil 3.20: Van Gölü ve Havzası (Köse, 2005'ten alınmıştır).

Kapalı göl havzaları, malzeme girişi ve göl seviyesi değişimleri, iklimsel veya tektonik denetim arasındaki ilişkilerin güvenilir ve yüksek çözümlü bir düzeyde açıklanmasına olanak sağlayan doğal arşivlerdir. Doğu Anadolu platosu üzerinde ve aktif bir sismik kuşakta yer alan Van Gölü Holosen boyunca yerel ve bölgesel düzeydeki iklimsel değişimlerinin ve yerel tektonik hareketlerin kapsamlı bir düzeyde açıklanılmasına olanak vermektedir.

38.2°-39.1°K enlemleri ve 42.2°-43.8°D boylamları arasında bulunan ve Doğu Anadolu platosunda yer alan Van Gölü havzası yaklaşık 16.000 km²'lik bir drenaj alanını kapsamaktadır (Şekil 3.20). Hacmi 607 km³, alanı 3570 km³ ve maksimum su derinliği



Şekil 3.21: Van Gölü'nün batimetrisi ve çevre topoğrafyası.

460 m dir (Litt ve diğ.,2009). Kapalı bir havza içerisinde yer alan göl, yükseltisi 3000 m'yi aşan dağlar ile sınırlandırılmıştır.

Göl deniz seviyesinden 1650 m yüksekte yer alan ısı değişimlerinin görüldüğü dünyanın en büyük dördüncü kapalı gölüdür. Göle çok yakın bir alanda bulunan, Nemrut ve Süphan Dağı gibi, yarı-aktif volkanlar bulunmaktadır.

Gölün en uzun eksenini Tatvan koyu ile kuzeydoğu ucundaki Erciş Körfezi arasındaki kalan 130 km, en kısa mesafe ise 80 km ile Ahlat koyu ve Gevaş koyu arasındaki mesafedir. Gölün doğu kesimi batı kesimine göre daha sığdır. Van koyu ile Erciş körfezi en sığ bölgelerdir. Bu bölgelerdeki derinlik 50 m civarındadır. 450 m su derinliği ile gölün en derin yeri ise Ahlat ve Adilcevaz arasında bulunmaktadır. Gölün Tatvan ve Gevaş arasında kalan güneybatı bölgesi yüksek dağlarla çevrili iken Van Merkez, Adilcevaz ve Erciş bölgeleri daha alçak topoğrafyalı alanlarla çevrilmiştir (Şekil 3.21).

3.7.1. Su Kimyası

Van Gölü'nün suyu acı, tuzlu ve sodalıdır. Göl suyu yüksek alkali özellikte olup suyunun pH'ı 9.8, tuzluluk oranı binde 22 ve kalsiyum oranı düşüktür. Havza alanı içerisinde bulunan volkanik kayaların akarsular aracılığı ile göl içerisine taşınması ve daha sonra meydana gelen buharlaşma, hidrotermal aktivite ve günlenme (weathering) nedeni ile göl sularında oldukça yüksek bir alkalinite oluşturmaktadır ve bu süreçlerden dolayı Van Gölü dünyanın en büyük sodalı gölü olma özelliği taşımaktadır. (Kadioğlu ve diğ., 1997). Van Gölü sularının sıcaklığı, yazın yüzeyde 20-23 °C, kışın ise zaman zaman 0 °C nin altına düşmektedir (Kempe ve Degens, 1978).

3.7.2. Göl Sedimanlarının Jeokimyasal Özellikleri

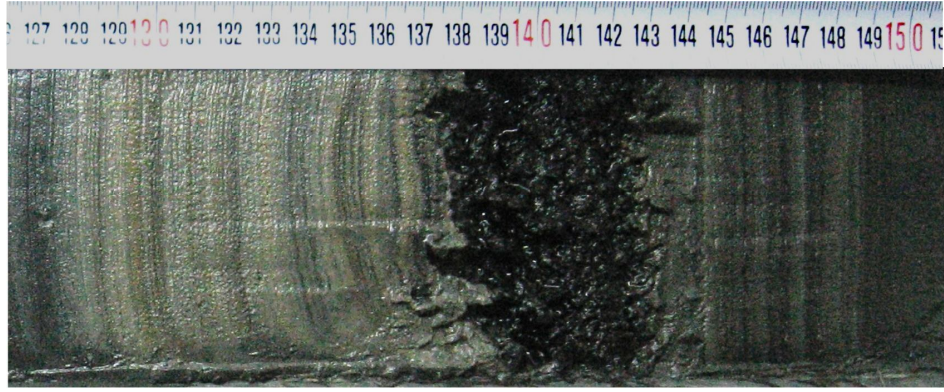
Van Gölü sedimanlarının mineral bileşiminin tamamı: %50 karbonat, %30 kil, %15 kuvars, %5 feldspattan oluşmaktadır (Degens ve Kurtman, 1978).

Volkanik kül ara katkılarının dışında sedimanlarda kalsit, aragonit, dolomit, kuvars, feldispat, amorf silikat, kil mineralleri, organik madde ve tuz mineralleri bulunur. Sedimanlarda bulunan baskın kil mineralleri karışık tabakalı killerdir. Bunu montmorillonite, kaolinit, illit ve klorit takip etmektedir. Aragonitin tamamı otojenik özelliktedir. Kretase ve tersiyerin aşınmış kokkolit, foraminifer ve diskoasterlerinin varlığı kalsitin bir bölümünün kırıntılı olduğunu göstermektedir. Volkanik kül ara katkıları açısından oldukça zengindir. Kaolinit, klorit ve montmorilinit eser miktarda

bulunurlar; taşınmış kil minerallerinin göl ortamında bozuşmuştur. Bundan dolayı killer karışık tabakalı olarak gözlemlenmiştir. (Degens ve Kurtman, 1978).

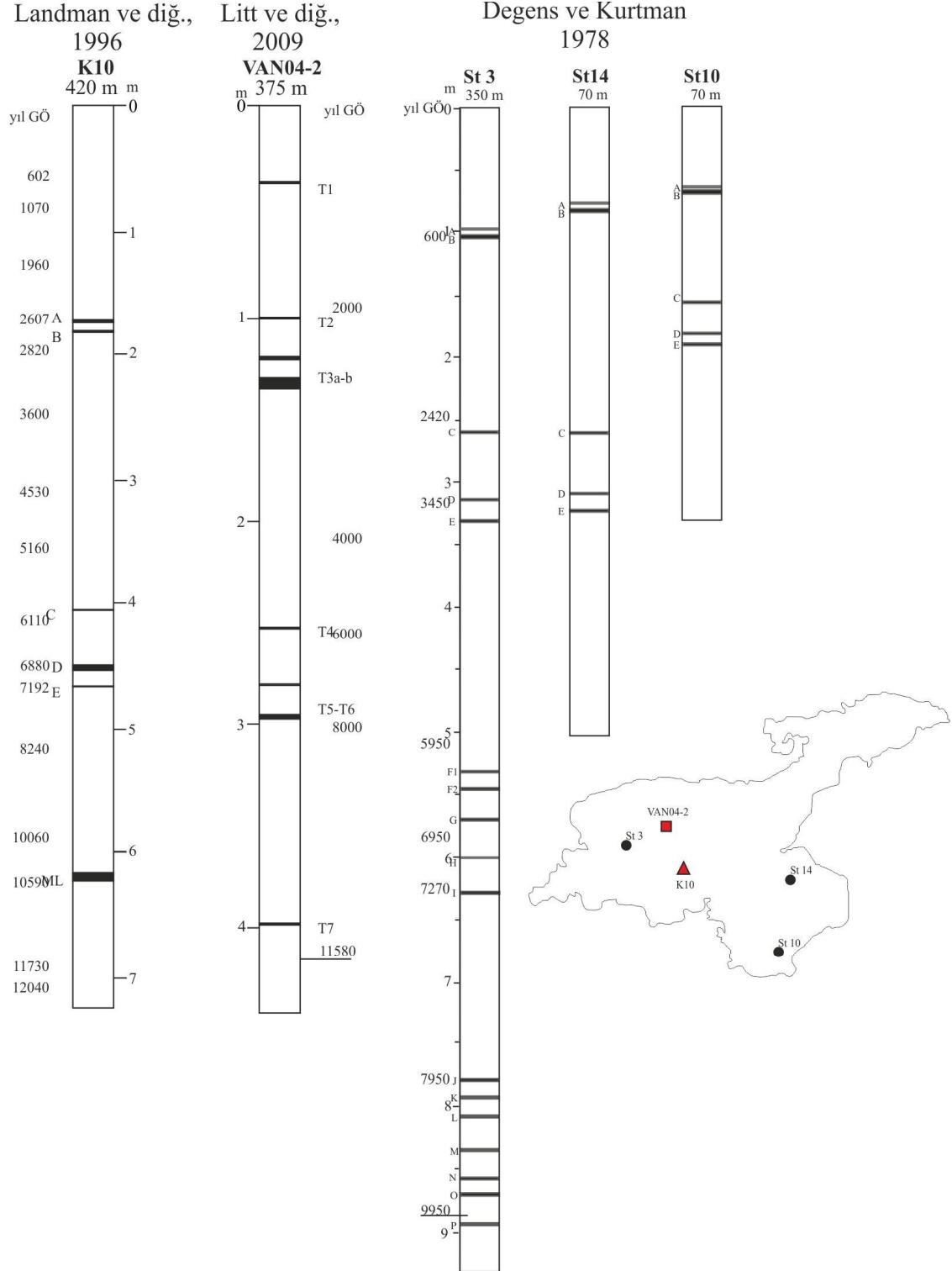
3.7.3. Varv Kronolojisi

Van Gölünde bulunan varvlar renkleri bakımından 4 farklı tipte bulunmaktadır (Şekil 3.22). Bunlar; koyu, yeşilimsi-gri, organik maddece zengin çökeller; kıvılcık kahve, ince seviyeler; koyu, yeşilimsi gri, kahvemsiz organikçe zengin çökeller ve açık renkli seyrek açık kahve ince çökellerdir.



Şekil 3.22: Van Gölü sedimanlarında gözlenen tefra seviyesi.

Bahar aylarında karların erimesi ve yağışın yüksek olması ile nehir akıntılarının artışı sadece göl suyu seviyesindeki artışla sonuçlanmaz. Bu değişimler, yılın bu aylarında, göle çok fazla klastik malzeme de taşır. Tuzlu göl suyunun altından yayılan bu sular çözülmüş kalsiyum iyon kütlelerini de göle dağıtır. Klastik malzemeler direk olarak göl tabanına yerleşirken, çözülmüş iyonlar nemden dolayı yaz boyunca yoğunlaşır. Yaz sonunda ve sonbaharda CaCO_3 doygunluğa ulaşır ve bu aylarda meydana gelen göl sularının karışması ile göl tabanına çöker. Bundan dolayı Van Gölü sedimanları yaz ve sonbahar aylarında yüksek karbonat birikiminden dolayı açık renkli, kış ve ilkbahar aylarında ise koyu renkli varvli tabakalar olarak depolanırlar (Kempe, 1977; Landmann, 1996).



Şekil 3.23: Van Gölünde daha önce yapılan çalışmalardan elde edilen tefra seviyeleri.

3.7.4. Van Gölü Tefralarının Özellikleri

Van Gölü sedimanları karotlar arasında korelasyon yapmaya elverişli volkanik ara katkılı malzemeler (tefra) içerir (Şekil 3.22). Bu malzemelerde, sedimanların yüksek karbonat içeriği tefra seviyelerinde gözlenmemiştir. Tefralar, volkanik camı

malzemeler, feldspat, kuvars, karbonat, az miktarda opak taneleri yeşil amfiboller, yeşil ve kahverengi biotit ve anatase içerirler (Kempe ve Degens, 1978).

Volkanik kül ve camlar dasitik ve trakitik özelliktedir ki bu da bu malzemelerin asidik bir voklanizmanın ürünü olduğunu destekler. Kempe ve Degens (1978)'e göre göl çevresindeki ve göl içerisindeki volkanik malzemelerin jeokimyasal ve minerolojik incelemeleri göl içerisindeki tefraların Nemrut volkanizmasının bir ürünüdür.

Önceki çalışmaların tümünde Van Gölünde bulunan tefraların yaşları varv sayımına göre elde edilmiştir (Degens ve Kurtman, 1978; Landmann ve diğ., 1996; Litt ve diğ., 2009). Farklı araştırmacılar tarafından elde edilen tefra seviyeleri ve yaşları Şekil 3.23'te verilmiştir.

3.7.5. Hidroloji

Van Gölü Havzasının yıllık ortalama yağış miktarı 662,6 mm'dir. Toplam su potansiyeli yer altı suyu için 397,14 hm³/yıl, yer üstü suyu için ise 12397,05 hm³/yıl olmak üzere toplamda 12794,19 hm³/yıldır. Göl etrafında bir çok akarsu bulunmaktadır. Gölde akarsu girdisinin en fazla olduğu bölge Erciş Körfezidir (Tablo 3.7; Şekil 3.22).

Tablo 3.7: Van Gölü'ne dökülen önemli akarsular (Çiftçi ve diğ., 2008).

<i>Akarsu adı</i>	<i>Döküldüğü bölge</i>	<i>Uzunluğu (km)</i>	<i>Max debi (m³/sn)</i>	<i>Max debi (m³/sn)</i>
Zilan	Erciş	70	70800	2000
Bendimahi	Erciş	90	57800	
Deliçay	Erciş	55	52200	866
Karasu	Van-Merkez	148	27680	240
Engil	Gevaş	145		
Memedik	Saray	60	5600	34
Gevaş	Gevaş	14	2140	750

3.7.6. Van Gölü Holosen Su Seviyesi Değişimleri

Geçmişte yapılan çalışmalar Van Gölünde Pleistosen'den günümüze önemli su seviyesi değişimlerini ortaya koymuştur (Schweizer, 1975, Degens ve Kurtman, 1978, Landmann ve diğ., 1996, Kadioğlu, 1997, Kuzcuoğlu ve diğ., 2010). Bu su seviyesi değişimlerinin en önemli nedeni terminal göllerde tipik bir özellik olan nem ve yağış oranındaki değişimlerdir. Bu değişimler, günümüz su seviyesine göre, geçmiş 50 yıl içerisinde +3 m arasında (Kadioğlu, 1997, Yıldız ve Deniz, 2005), GÖ 200 yıl önce +70-+100 m (Schweizer, 1975), Holosen boyunca -300 m'lik değişimlere kadar ulaşmıştır (Landmann ve diğ., 1996).

En yüksek göl seviyesi, göl boyunca kıyasal mostralardan belirlenerek 90 m. olarak bulunmuştur (Schweizer, 1975; Landmann ve diğ., 1996a). Aynı zamanda birçok düşüşte görülmektedir. Bunlardan bazıları, Younger Dryas süresince 12.000 yıl önce meydana gelen -200 m. ile en düşük seviye ve 3. milenyum kuraklığında meydana gelen -80 m.lik seviyelerdir (Landmann ve diğ., 1996a; Lemcke ve Sturm, 1997). Gölün daha önce tamamen kurduğuna dair hiçbir sismik ve litojenik veri bulunmamaktadır (Landmann ve diğ., 1996a; Litt ve diğ., 2009).

Landmann ve diğ., (1996), 420 m derinlikten aldıkları karotta varv oluşumlarını GÖ 14.2 bin yılında başladığını görerek ve varv oluşması için 40-50 m'lik su derinliğinin olduğunu düşünerek bu dönemdeki su seviyesinin günümüz su seviyesinin 370 m altında olduğunu bulmuşlardır. GÖ 12 bin yıllarında karotta sedimantasyon oranındaki artışla ilişkili olarak göl suyu seviyesinin yükseldiğini GÖ 10.9 bin yılında ise su seviyesinin düştüğünü ancak 420 m'deki ve 350 m derinlikten alınan karotlarda varv oluşumlarının kesintisiz olduğunu gözlemleyerek bu dönemde su seviyesinin günümüz su seviyesine göre -310 m'nin altına düşmediğini ve GÖ 10.9 bin yılında ise ani bir düşüş ile -310 m'nin altına indiğini göstermişlerdir. Bu dönemden sonra su seviyesinde ani bir yükselmeyi yine sedimantasyon oranındaki ve sedimanlardaki su içeriğinin ani artışı ile açıklamışlardır. 115 m derinlikten aldıkları karotta GÖ 9.5 bin yılında ani su yükselmesi ile su seviyesinin günümüz su seviyesine göre -115 m. seviyesinde olduğunu göstermişlerdir. GÖ 9.0-8.1 bin yılları arasında polen kayıtlarına göre ve sedimanlarda su içeriğinin azalması ile ilişkili su seviyesinin günümüz su seviyesine göre -115 m. den -200 m. ye düştüğünü deseklemişlerdir. GÖ 8.1 bin yılında 115 m su

derinliğinden alınan karotta yaptıkları çalışmada organik karbon ve polen kayıtlarındaki artış ile ilişkili su seviyesinde yükselmeye işaret etmişlerdir. GÖ 6.5-3.5 bin yılları arasında yağışlı-nemli bir çevrenin hakim olduğu ve göl taraçalarındaki kanıtları ile göl sediyesinin bugünkü su seviyesinden yaklaşık 52 m yüksek bir seviyede olduğu görülmüştür. Ayrıca bu dönem içerisinde (GÖ 4 bin yıl) opal, dolomit ve su seviyesindeki ani düşüş ile açıklanan su seviyesinde ani bir düşüş olduğu görülmüştür. GÖ 3 bin yıldan günümüze su seviyesi yaklaşık bugünkü seviyesine gelmiştir (Landmann ve diğ., 1996).

3.7.7. Van Gölü'nden Elde Edilen ¹⁸O Eğrileri

Karbonatlardan elde edilen ¹⁸O eğrileri geçmiş iklim değişimlerinin anlaşılması için oldukça kullanışlıdır. Van Gölü'nden elde edilen oksijen izotop kayıtları dünyadaki diğer terminal göllerde olduğu gibi yüksek değerlerdedir. Kapalı sistemlerde oksijen izotopları buharlaşma ve nem kontrolünde değişir. Van Gölü'nden elde edilen oksijen izotop eğrilerine göre Holosen dönemi boyunca göl etrafında değişen yağış rejimlerinin hakim olduğu açıkça görülmektedir. Holosen dönemi boyunca, GÖ 10-7 bin yılları arası kurak iklim ile ilişkili olarak yüksek oksijen izotop değerleri, GÖ 7-3.5 bin yılları arası yağış oranının artması ile ilişkili düşük değerler, GÖ 3.5-2 bin yıllarında tekrar kurak dönem ve yüksek değerler ve günümüze kadar da yağışlı dönemlerin neden olduğu göreceli olarak düşük değerler ölçülmüştür (Wick ve diğ., 2003; Litt ve diğ., 2009).

3.7.8. Van Gölü'nden Elde Edilen Polen Kayıtları

Van Gölünde elde edilen polen kayıtlarına göre; GÖ 10-6.5 bin yılları arasındaki otsu polenler (*Chenopodiaceae*, *Ephedra*, *Artemisia*) step türü bitki örtüsünü gösterir (Zeist ve Woldring, 1978). Bu durumda bu zaman diliminde sıcaklığın önemli bir etkisi olmadığı buna karşın çok düşük nem oranının ağaç gelişiminde sınırlayıcı bir faktör olduğu söylenmektedir (Degens ve Kurtman,1978). GÖ 6.5-3.5 bin yılları arasında yüksek yağışın sebep olduğu nem oranının arttığını gösteren polen türleri (*Quercus*, *Pistacia*) bulunmuştur. GÖ 3.5 bin yılına doğru nem oranının artması ile birlikte step tipi bitki örtüsü yerini özellikle meşe tipi ağaçlara bırakmıştır. GÖ 3.5 bin yıldan günümüze çoğunlukla çamların olduğu farklı ağaç türlerinde artış gözlenmiş ve Holosen döneminde en yüksek orana bu zaman diliminde ulaşmıştır. Bu durumda 3500 GÖ'den günümüze bölgede iklim bağıl olarak nemlidir. GÖ 1.1 bin yıldan itibaren yaygın olarak

Anadolu bölgesi iklimini etkileyen oldukça güçlü değişimlerdir (Robert ve Wright, 1993). Böylesi üç farklı iklim rejiminin etkisi altında kalan bir bölgede yer alan Van Gölü, iklim değişimleri için oldukça hasas olmaktadır. Güney batıdan esen güçlü rüzgarlar (jetstream) ve kuzeyde yeralan subtropik yükselteler gölün konumunu iklimsel olarak hassas yapmaktadır. Güçlü rüzgarlar, kış boyunca Akdeniz hava kütesinden yağış ve nem sağlamakla sorumlu kasırğa hareketlerine yön verir (Şekil 3.24).

Van Gölünde, polen verileri temeline dayanan paleoekolojik araştırmalarda, geçmiş iklim modelleri oluşturulmuş ve geçmişte meydana gelmiş önemli iklim döngülerinin varlığı ispatlanmıştır (Van Zeist ve Woldring, 1978; Roberts ve Wright, 1993; Rossignol-Strick, 1995, Wick ve diğ.,2003). Bu veriler oksijen izotopları ve jeokimyasal veriler ile karşılaştırılmış ve yüksek çözünürlüklü iklim değişimleri ortaya konmuştur (Wick ve diğ., 2003; Landmann ve diğ., 1996a,b; Litt ve diğ., 2009).

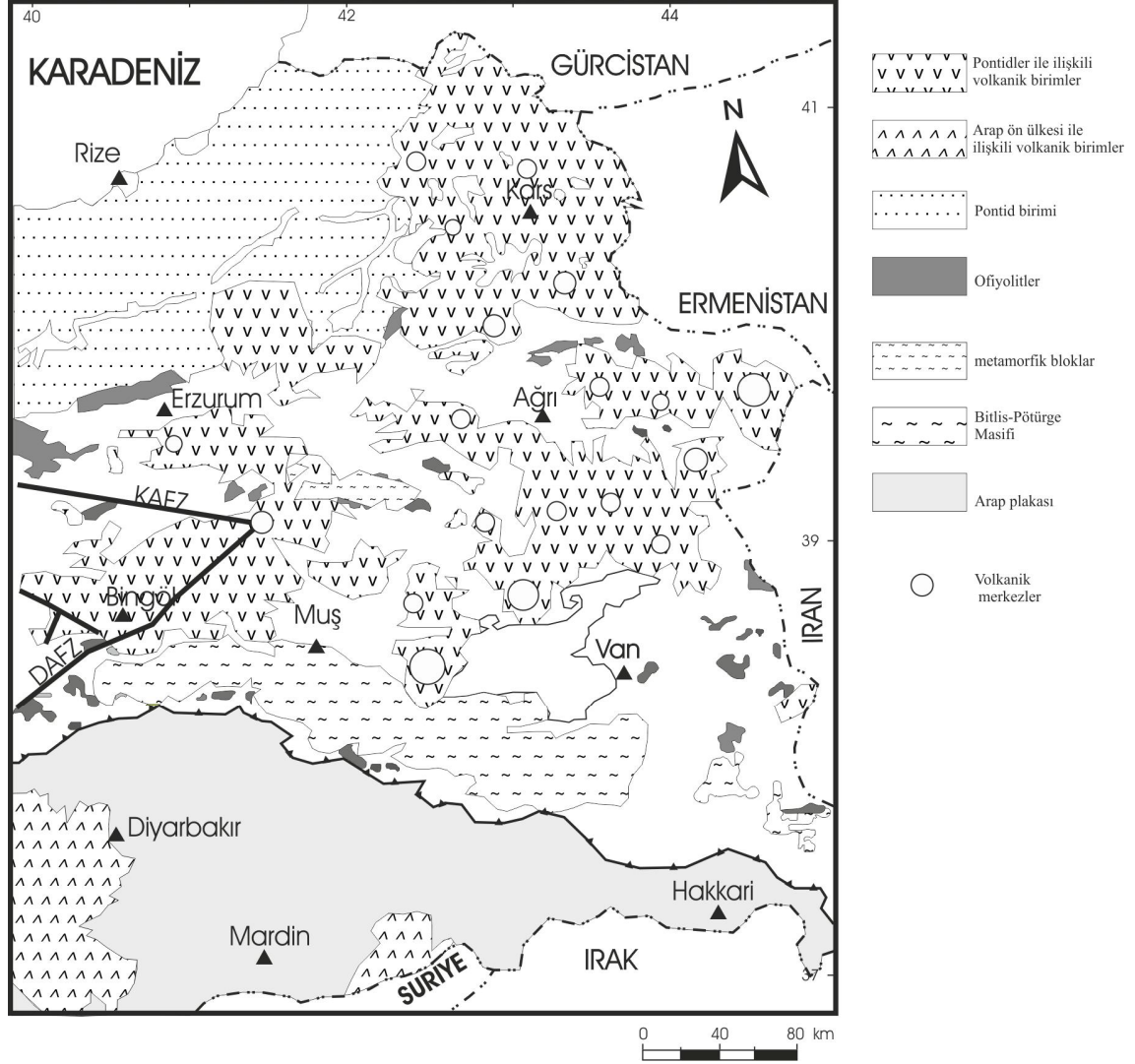
Van Gölü bölgesi uzun ve soğuk kışların, sıcak yazların olduğu tipik bir kıtasal iklime sahiptir. Doğu Akdenizden esen güney-batı rüzgarları sonbahar, kış ve ilkbahar boyunca yağışa sebep olurken, kıtasal hava kütlelerinden dolayı yaz ayları ise kuru geçmektedir. Yağışlar güney-batıda, 600-800 mm., kuzey ve doğu da ise sadece 300-400 mm ile önemli bir değişim göstermektedir (Schweizer, 1975; Van Zeist ve Woldring, 1978). Bu yağış dağılımına göre, Van Gölü iki farklı vejetasyon tipi arasında kalan bir geçiş bölgesinde yer almaktadır.

3.7.10. Jeoloji

Van Gölü kuzey ve doğuda Avrasya plakası, doğuda ise Arap Plakası ile çevrilmiş bir bölgede yer alır (Şekil 3.25). Bölgesel volkanizmanın sebep olduğu aktif fay sistemi içerisinde tektonik bir çöküntüde oluşmuştur (Degens ve Kurtmann, 1978; Kipfer ve diğ., 1994; Keskin 2003; Şengör ve diğ., 2003).

Van Gölü havzasında dört temel jeolojik birim gözlenmektedir. Bunlar; Paleozoik metamorfikler, Permien yaşlı kireştaşları ve killi şistler, Üst Kretase-Pliyosen denizel ve tatlı su fasiyesinde karasal ve kimyasal çökelleri ve Oligosenden günümüze bazaltlar, andezitler ve piroklastiklerdir. Güneyinde metamorfik kayaçlar, doğuda karbonat ve kumtaşları ve kuzey ve batısında ise Nemrut ve Süphan Dağları gibi yarı-

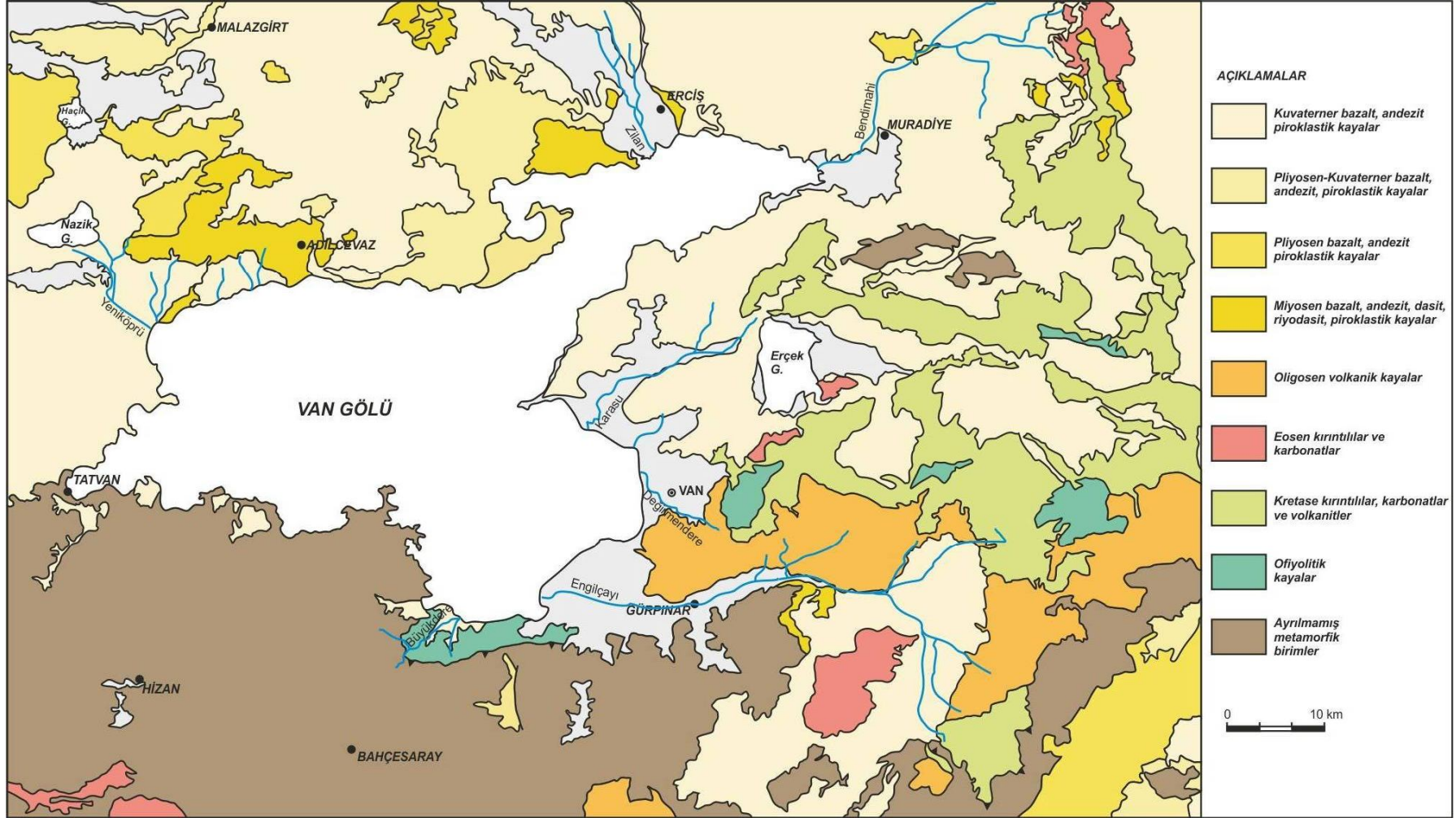
aktif volkanların bulunduğu bazalt, andezit, piroklastik gibi volkanik birimler yer almaktadır. Alüvyon alanları ana akarsuların vadilerine bağlı kalmıştır ve büyük ırmaklar iyi boylanmış blok ve çakıllar bulunduran teras çökelleri oluşturmuşlardır (Schweizer, 1975; Degens ve Kurtman, 1978; Lemcke, 1996) (Şekil 3.26).



Şekil 3.25: Van Gölü ve çevresinin tektoniği (Keskin 2007'den sadeleştirilmiştir).

Göl havzasını besleyen nehirler çoğunlukla kuvarsit, mermer ve çeşitli şistlerden oluşan metamorfik, ofiyolitik ve asidik ve bazik kökenli volkanik birimlerden beslenmektedir. Göl havza alanının doğu ve güney doğusu, değişik fasiyeslerde metamorfizma geçirmiş kuvarsit, mermer ve çeşitli şistlerden oluşan Genç Permiyen yaşlı metakarbonatlardan oluşan Körüklü formasyonu, Erken Triyas yaşlı şist ve kslkşistlerden oluşan Oran formasyonu, Jura-Kretase yaşlı metakarbonatlardan oluşan Güdümlü formasyonunu içine alan Bitlis metamorfileri ile çevrilidir. Bitlis metamorfileri üzerinde Erken-Orta

Eosen yaşlı bazalt, spilit, konglomera, kumtaşı, şeyl, kireçtaşları içeren kayaçlardan oluşan Maden formasyonu yer alır. Ayrıca bu alan içerisinde ofiyolit kayaçlar ve Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı bazalt, spilit, sipilitleşmemiş bazalt, çört, kumtaşı şeyl içeren kayaş türleri de bulunmaktadır. Oligosen–Erken Miyosen yaşlı konglomera, kumtaşı, kiltası, silttaşı ve benzeri kayaçlar ile Kırkgeçit formasyonu ile kumtaşı, kiltası, silttaşı, marn, kireçtaşı, killi kireçtaşı, konglomeralardan oluşan Van formasyonu da havza alan içerisinde yer alan diğer birimlerdir (Çağlayan ve Şengün, 2002; Sümengen, 2008a-b) (Şekil 3.26). Van Gölü havza alınının kuzey doğusunda, karbonifer yaşlı şist, kalkşist, muskovit şist, kuvars şist, kuvarsit, mermer ve benzeri kaya türlerinden oluşan Tepedam metamorfileri, Geç Permiyen yaşlı karbonatlardan oluşan Yamanyurt formasyonu, Jura yaşlı karbonatlardan oluşan Çomaklı formasyonu, Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı bazalt, spilit, kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı ve benzeri kaya türlerinden oluşan Yüksekova karmaşığı, Üst Maastrichtiyen kireçtaşlarından oluşan Pipotepe formasyonu, Geç Plaeosen-Erken Eosen yaşlı Toprakkale formasyonu, Orta-Geç Eosen yaşlı kireçtaşlarından oluşan Çobanoğlu formasyonu ile ofiyolitik kayalardan oluşan Mehmetalan peridotiti bulunur. Oligosen-Miyosen yaşlı kumtaşı, konglomera, silttaşı, kiltası, kalkarenit ve benzeri kaya türlerinden oluşan Van formasyonu, Erken Miyosen yaşlı resifal kireçtaşlarından oluşan Adilcevaz kireçtaşı, Orta Miyosen yaşlı konglomeralardan oluşan Aktaş formasyonu, Geç Miyosen yaşlı Yağlık bazaltı ile Geç Miyosen yaşlı yer yer jips, kumtaşı, konglomera, silttaşı ve kiltasından oluşan Kurtdeği formasyonu bölgedeki Miyosen yaşlı kaya birimlerini oluşturur. Pliyo-Kuvaterner döneminde volkanik faaliyetler oldukça etkindir. Bu volkanik faaliyet ürünleri andezit, bazalt, tüflerle temsil edilen Ermişler formasyonu, pomzalı tüflerle temsil edilen Erdinççayırı formasyonu, Süphan volkaniklerini içermektedir. Bu dönemde kırıntılı kayaları içeren pek çok kaya türü çökelmiştir (Çağlayan ve Şengün, 2002; Sümengen, 2008b). Van Gölü havza alanı güney batıya doğru topoğrafyadaki yükselmelere paralel olarak daralmaktadır (Şekil 3.22). Havzanın en dar kısmı gölün bu kesiminde bulunmakta ve gölün yakın alanında dik yükseltiler-dağlar bu dar kısmın oluşmasına sebep olmaktadır. Bu alan içerisinde üst Paleozoik şist, fillit, mermer vb kayaçlardan oluşan Bitlis metamorfikleri, Kuvaterner alüvyon yelpazesi, yamaç molozu, moren ve benzeri kayaçlar ile, kuvaterner piroklastik kayaçlar yüzeylenmiştir (Çağlayan ve Şengün, 2002; Sümengen, 2008b).



Şekil 3.26: Van Gölü havza alanının jeolojisi (MTA 1/500.00 ölçekli haritadan sadeleştirilmiştir).

4. BULGULAR

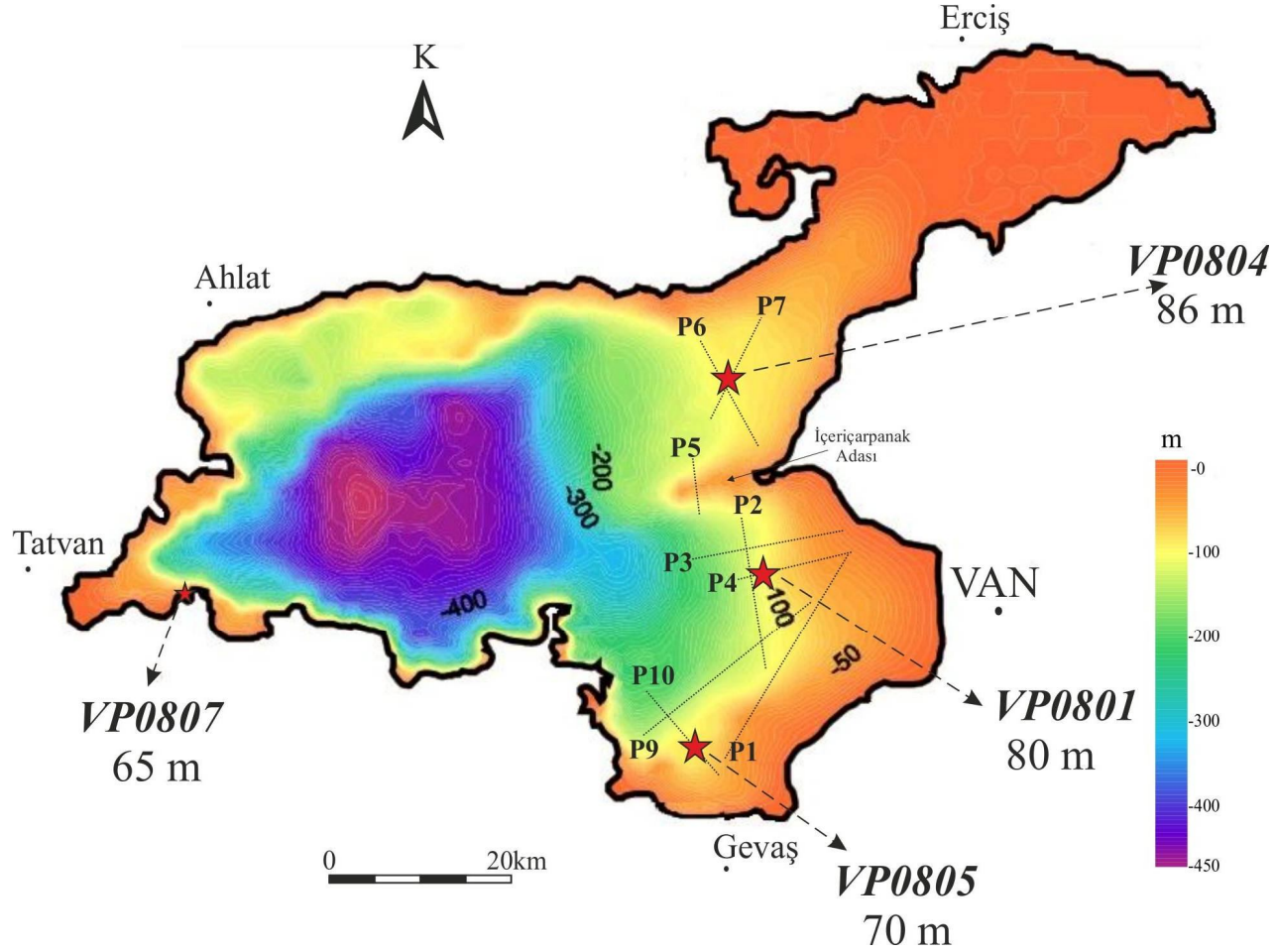
4.1. SİSMİK PROFİLLER VE KAROT LOKASYONLARI

Çalışma kapsamında, karot yerlerini belirlemek amacıyla sismik çalışma yapılmıştır. Sismik çalışma önceden planlanan örnekleme alanlarını içine alacak şekilde ve 100 m'yi geçmeyen derinlikler içerisinde gerçekleştirilmiştir. Sismik kesitlere bakılarak erezyonal veya tektonik süreçlerle deformasyona uğramamış ince ve sürekli olan sediman tabakalarının olduğu yerler karot yerleri olarak seçilmiştir. Çalışma kapsamında yapılan sismik kesitler ve karot lokasyonları Van Gölü batimetri haritası üzerinde Şekil 4.1'de gösterilmiştir.

Sismik kesitlere göre Van Gölü'nün dört farklı lokasyonundan piston karotiyeri ile karot örnekleri alınmıştır. Bu karotlar sırasıyla Van baseninde bulunan VP0801, Erciş körfezi girişinde bulunan VP0804, Gevaş baseninde bulunan VP0805 ve Tatvan Zin burnu yakınından alınan VP0807 no'lu karotlardır. VP0801 ve VP0805 no'lu karotlar aynı havza içersinde yer alan karotlardır. VP0804 no'lu karot bu iki lokasyonun alındığı havzadan İçeri Çarpanak Adası'nın bulunduğu bir sırt boyunca ayrılmış olan farklı bir basenden alınmıştır. VP0807 no'lu karot ise diğerlerinden yaklaşık 60 km uzaklıkta oldukça farklı bir basenden alınmıştır.

Şekil 4.2'de VP0801 no'lu karotun alındığı lokasyona ait sismik kesit gösterilmiştir. Karot Van il merkezine 13 km uzaklıkta 80 m su derinliğinden düzgün ve ince paketlenmiş sediman istifinden alınmıştır. Karotun alındığı bölgeye akan en yakın nehir 148 km uzunluğunda olan Karasu Nehridir (Şekil 3.20). Karotun bu nehir girişine olan uzaklığı yaklaşık 8 km dir.

VP0801 ve VP0804 no'lu karotun alındığı lokasyon İçeri Çarpanak Adasının bulunduğu sırtın iki yanına düşmektedir. Bu sırt yaklaşık 13 m su yüksekliği ile oldukça yüksek bir taban topoğrafyasına sahiptir.

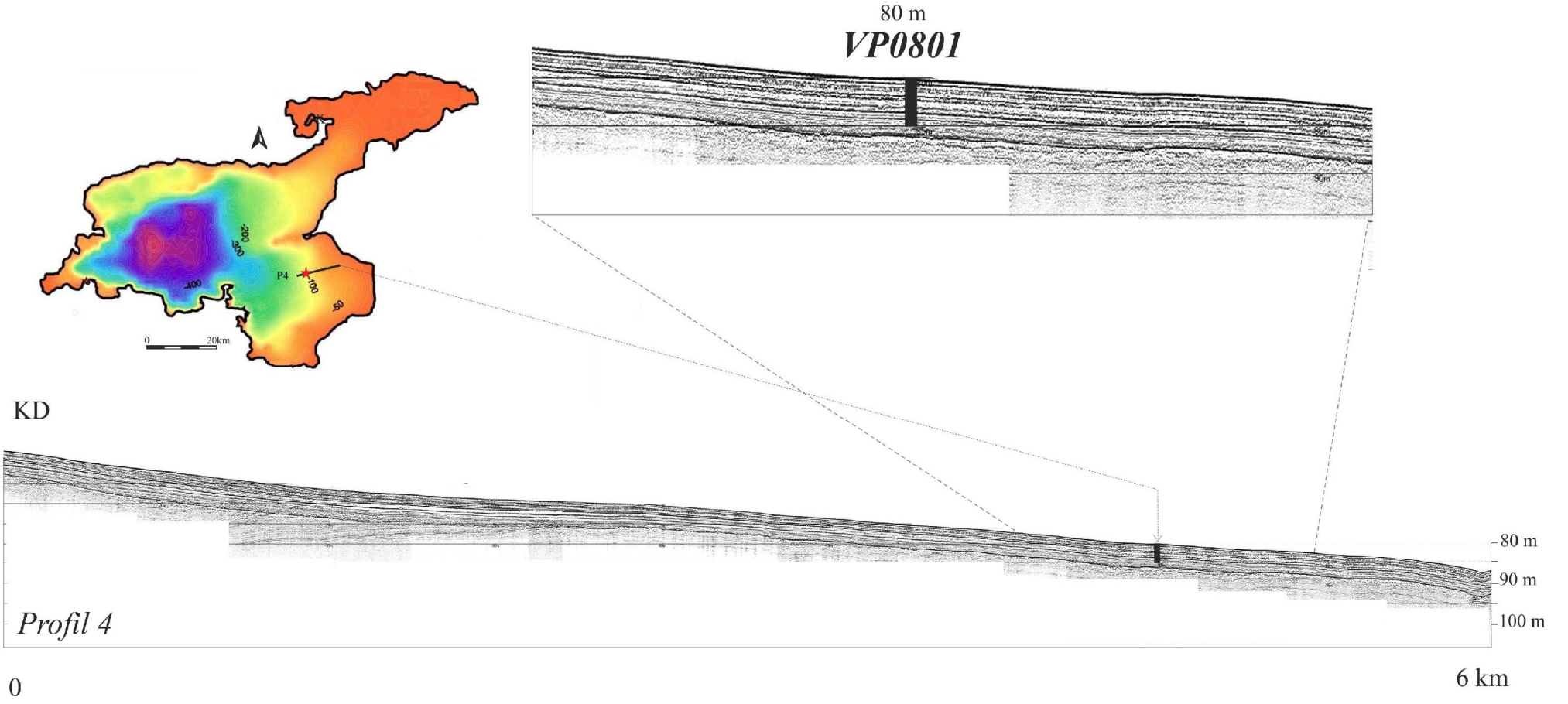


Şekil 4.1: VP0801, VP0804, VP0805, VP0807 no'lu karotların alındığı alanlarda yapılan sismik kesitler ve karot lokasyonları. Seyir Hidrografi Oşinografi Dairesi'nin Van Gölü batimetri haritası kullanılarak çizilmiştir. Yıldız, karot lokasyonlarını; kesikli çizgiler sismik hatları göstermektedir.

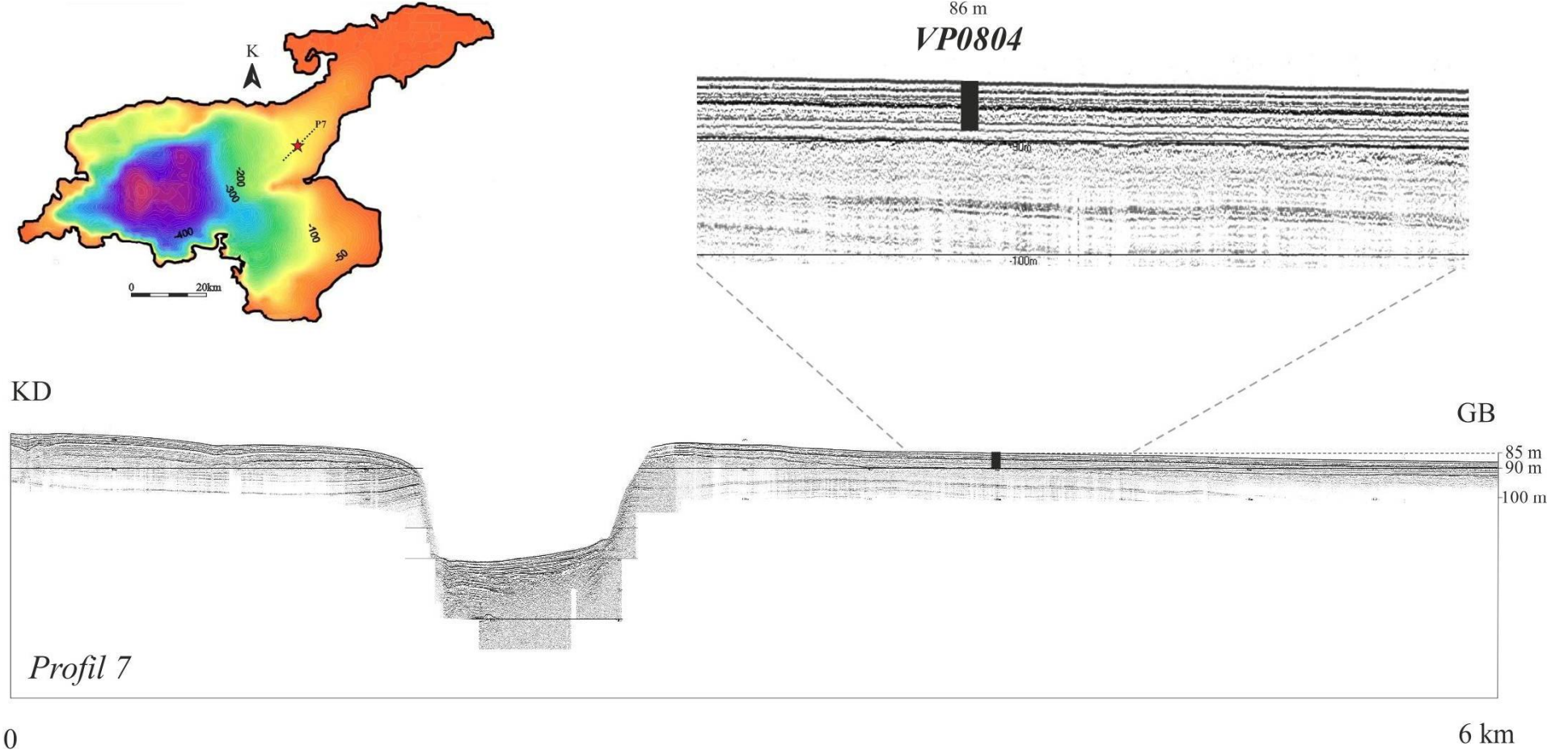
VP0801 no'lu karot bu sırta yaklaşık 6 km uzaklıktan ve VP0804 no'lu karot ise 8 km uzaklıktan alınmıştır. En yakın kıyı 4 km uzaklıktadır. Zilan (70km), Deliçay (55km) ve Bendimahi (90km) Erciş Körfezi'ni besleyen en önemli nehirlerdir (Şekil 3.20). Bu nehirlerin VP0804 no'lu karota olan uzaklıkları ise yaklaşık 50 km'dir.

VP0805 no'lu karot birbirini takip eden irili ufaklı kanalların ya da çökme alanlarının bulunduğu bölgede, bu kanalların GD tarafında biriken sediman istifinden alınmıştır (Şekil 4.4). Gevaş ilçe merkezinden 5 km uzaklıktan alınan bu karota ait su derinliği 70 m ve en yakın kıyı çizgisine olan uzaklığı 4 km'dir. Van Gölüne akan ikinci büyük nehir olan Engil Nehri VP0805 no'lu karotun alındığı alana akan en yakın nehirdir (Şekil 3.20). Karotun nehir ağzına olan uzaklığı 6.4 km dir. 1 km uzağında da Akdamar Adası bulunmaktadır.

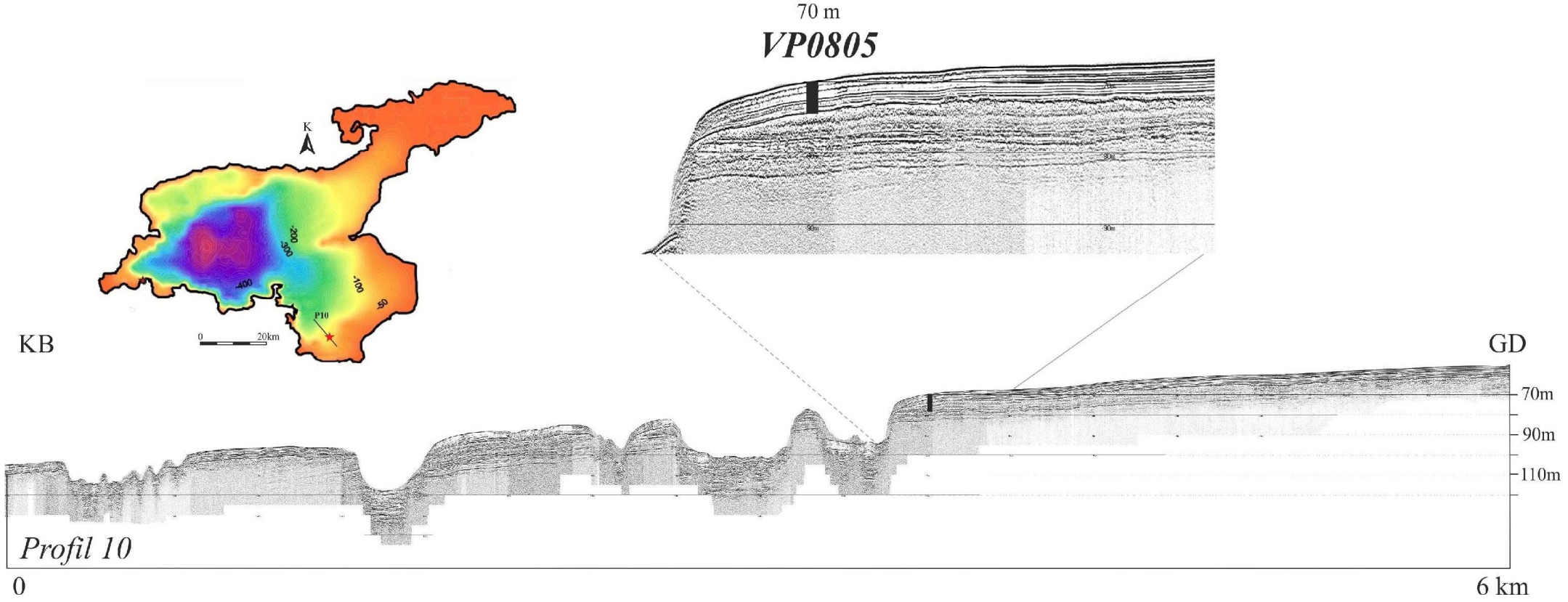
Tatvan bölgesinde (Zin burnunda-İncesu) yapılan sismik çalışmada profil 12 ve 13'ten sismik kesitler alınmıştır (Şekil 4.5a). Bu bölgede yapılan sismik çalışma diğer bölgelere göre daha dar bir alanda gerçekleştirilmiştir. Karotun alındığı bölge oldukça dar bir çöküntü havza özelliğindedir ve havzanın bitiminde taban topografyası oldukça dik bir eğimle derinleşmektedir. Havzanın bu özelliği Şekil 4.5c'deki sismik kesitte belirgin bir şekilde görülmektedir. 65 m su derinliğinden alınan VP0807 no'lu karot diğer karotlara kıyasla kıyıya en yakın alınan karottur ve kıyıya olan yaklaşık uzaklığı 300 m'dir. Karotun alındığı alan içine nehir girdisi yoktur. Aksine etrafı oldukça dik bir yamaçla çevrili kapalı bir alandır.



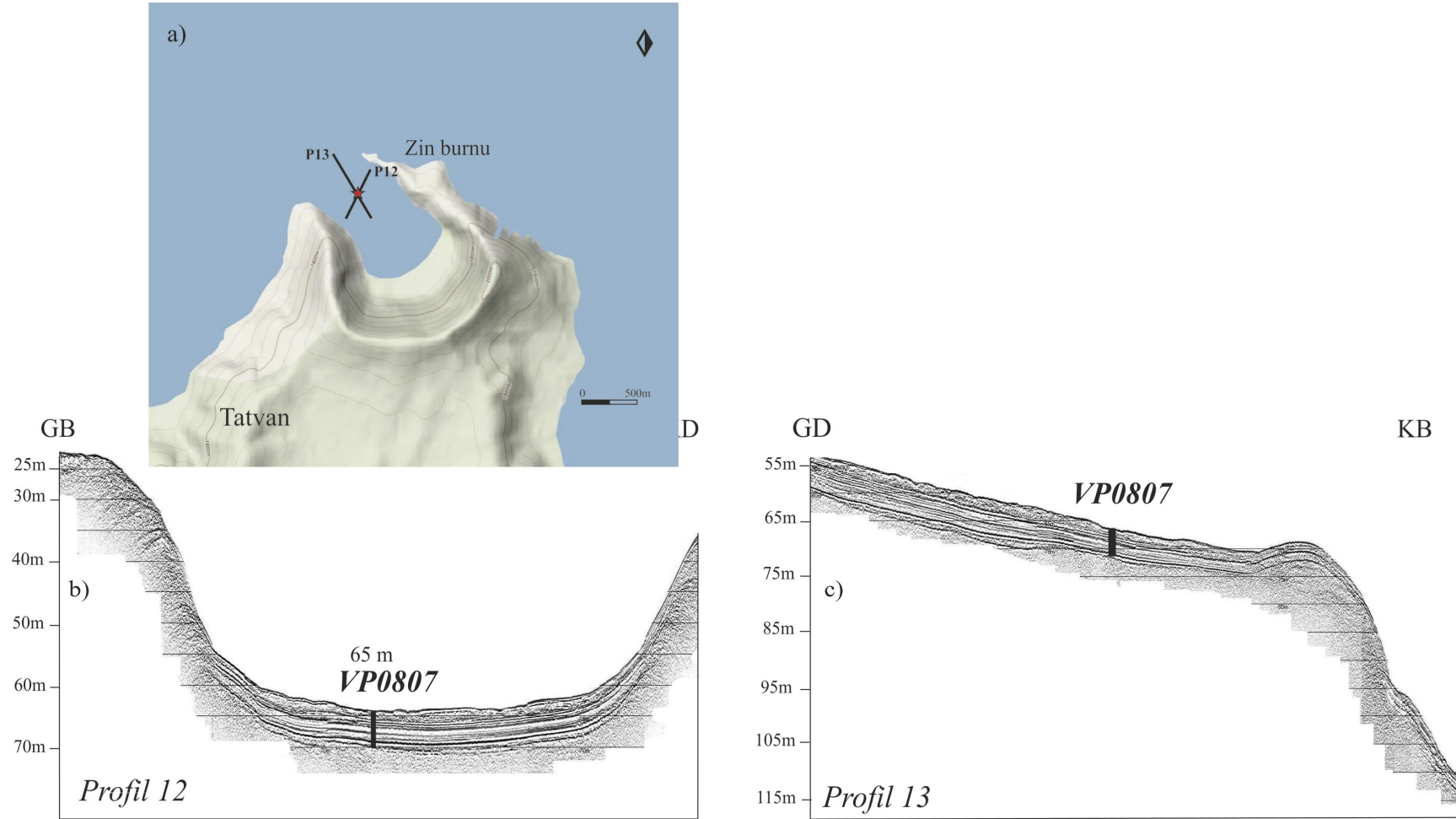
Şekil 4.2: Profil 4'e ait sismik kesitler ve VP0801 no'lu karotun alındığı lokasyon.



Şekil 4.3: Profil 7' ye ait sismik kesit ve VP0804 no'lu karotun alındığı lokasyon.

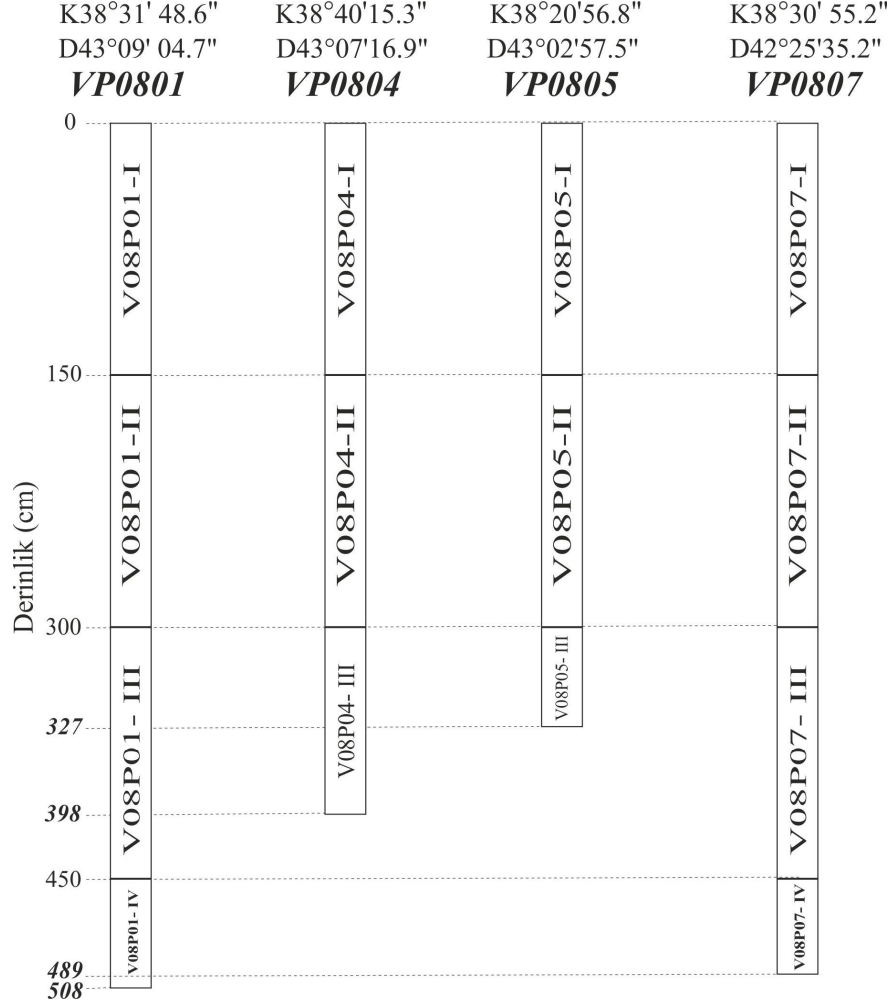


Şekil 4.4: Profil 10'a ait sismik kesit ve VP0805 no'lu karotun alındığı lokasyon.



Şekil 4.5: Profil 12 ve 13'e ait sismik kesitler ve VP0807 no'lu karotun alındığı lokasyon

Van Gölü'nün dört farklı lokasyonundan alınan karotların örneklemeden önceki toplam uzunlukları ve koordinatları Şekil 4.6'da verilmiştir. Alınan karotlar kolay taşınabilmesi, MSCL ve ITRAX aletlerinde ölçümünün yapılabilmesi için arazide 1.5 m'lik bölümlere ayrılmış ve isimlendirilmiştir (Şekil 4.6).



Şekil 4.6: Karot uzunlukları ve koordinatları.

Çalışma kapsamında alınan en uzun karot 508 cm uzunluğuyla VP0801 no'lu karottur. Bunu sırasıyla, 489 cm uzunluğuyla VP0807, 398 cm uzunluğuyla VP0804 ve 327 cm uzunluğuyla VP0805 no'lu karotlar takip etmektedir.

4.2. YAŞ VERİLERİ

¹⁴C yaş analizleri AMS yöntemi ile Illinois State Geological Survey Jeokimya Laboratuvarında yaptırılmıştır. Toplam organik karbon miktarı dikkate alınarak,

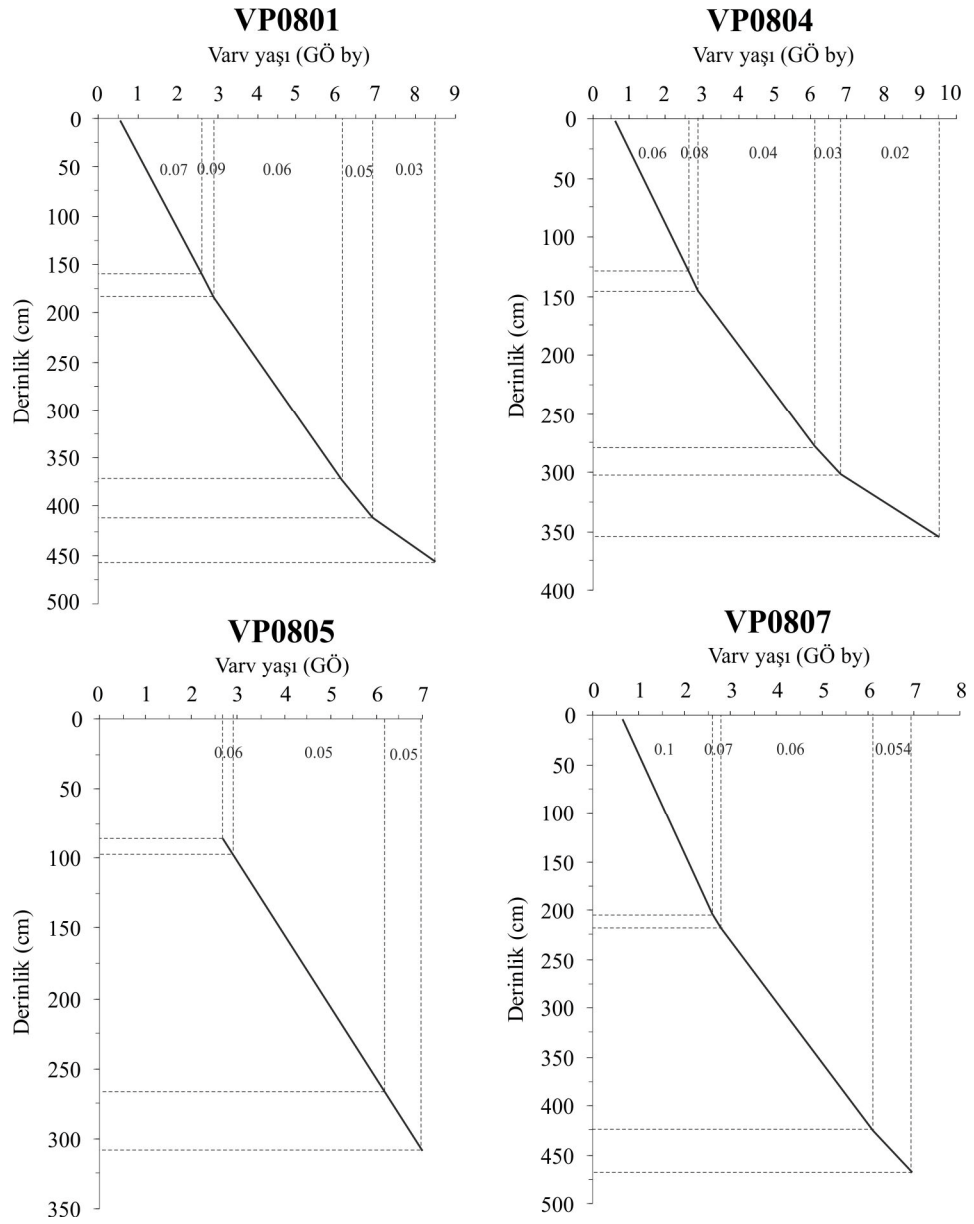
karotların en alt seviyelerinden birer örnek olmak üzere farklı seviyelere ait toplam 10 örneğin yaş analizleri yapılmıştır. Takvim yılına göre kalibre edilmiş yaşlar CALIB 6.0 programı kullanılarak Reimer ve diğ., (2004)'e göre düzeltilmiştir. Tüm sonuçlar Tablo 4.1'de verilmiştir.

Tablo 4.1: ^{14}C AMS analiz sonuçları.

Karot no	Derinlik	TOK	Yaş (GÖ)	Yaş (GÖ) düzeltilmiş	Varv yaşı Landmann ve diğ., 1996	Rezervuar yaşı
VP0801	154 cm	2,3±0	5185 ±30	5930±15	2555	3375
	194 cm	3,08±0,01	5540 ±25	6325±30	3090	3235
	377 cm	1,16±0,01	8400 ±35	9450±35	6220	3230
	444 cm	1,21±0,01	10430 ±45	12275±165	8007	4268
VP0804	353 cm	1,28±0,05	11825 ±50	13690±90	9425	4265
VP0805	308 cm	1,24±0,01	9360 ±45	10560 ±45	6850	3710
VP0807	192 cm	1,94±0	4980 ±25	5690±30	2480	3210
	217 cm	2,03±0,01	5400 ±25	6255 ±20	2780	3475
	418 cm	1.37	7920 ±35	8710±70	6000	2710
	464 cm	1.07	9270 ±35	10460±60	6820	3640

İlerki sayfalarda kapsamlı olarak değinilecek olan yaşlandırma analizi sonucunda, karotlar arası ve önceki çalışmalarla varv sayımı ile yapılan karşılaştırmalarda Van Gölü sedimanlarının rezervuar yaşına sahip olduğu görülmektedir. ^{14}C analizi yapılan seviyelerden elde edilen rezervuar yaşları Tablo 4.1'de verilmiştir. Buna göre Van Gölü sedimanları için 2700 ile 4300 yıl arasında değişen rezervuar yaşı belirlenmiştir. Bundan dolayı çalışma kapsamında elde edilen tüm sonuçlar Landmann ve diğ., (1996)'nin Van Gölü sedimanlarında yapmış oldukları varv yaşları dikkate alınarak yorumlanmıştır. Tefra seviyelerinin referans alınmasıyla elde edilen varv yaşları ile derinlik eksenini tüm karotlar için Şekil 4.8'de çizilmiştir. VP0801 no'lu karot GÖ 8.5 bin yıldan, VP0804 no'lu karot GÖ 9.5 bin yıldan, VP0805 no'lu karot GÖ 7.0 bin yıldan ve VP0807 no'lu karot GÖ 6.9 bin yıldan günümüze kadarki sediman birimlerini içermektedir.

Elde edilen yaş zaman grafiğine göre karotların sedimantasyon hızları hesaplanmıştır (Şekil 4.7). VP0801 no'lu karotun GÖ 2.6 bin yılına kadar olan sedimantasyon hızı 0.077 cm.yl^{-1} , GÖ 2.6-2.8 bin yılları arasında 0.09 cm.yl^{-1} , GÖ 2.8-6.1 bin yılları arasında 0.058 cm.yl^{-1} , GÖ 6.1-6.8 bin yılları arasında 0.05 cm.yl^{-1} , ve GÖ 6.8-8.4 bin yılları arasında 0.028 cm.yl^{-1} olarak hesaplanmıştır. VP0804 no'lu karotun GÖ 2.6 bin yılına kadar olan sedimantasyon hızı 0.063 cm.yl^{-1} , GÖ 2.6-2.8 bin yılları arasında 0.07 cm.yl^{-1} , GÖ 2.8-6.1 bin yılları arasında 0.04 cm.yl^{-1} , GÖ 6.1-6.8 bin yılları arasında 0.03 cm.yl^{-1} , ve GÖ 6.8-9.5 bin yılları arasında 0.019 cm.yl^{-1} olarak hesaplanmıştır.



Şekil 4.7: Van Gölü'nden alınan karotlara ait yaş_ zaman grafikleri. Yaş eksenini Landmann ve diğ.'nin (1996) varv yaşları esas alınarak oluşturulmuştur. Sedimantasyon oranı cm.yl^{-1} dir.

VP0805 no'lu karotun ilk santimlerinde diğer karotlarda olduğu gibi tefra izine rastlanmadığından dolayı bu karotta ilk GÖ 2.8 bin yıl için sedimantasyon hızı hesaplanmamıştır. GÖ 2.2-2.4 bin yılları arasında $0.055 \text{ cm.yıl}^{-1}$, GÖ 2.4-5.6 bin yılları arasında $0.053 \text{ cm.yıl}^{-1}$, GÖ 5.6-7 bin yılları arasında $0.032 \text{ cm.yıl}^{-1}$ sedimantasyon hızları hesaplanmıştır. VP0807 no'lu karotun GÖ 2.6 bin yılına kadar olan sedimantasyon hızı 0.1 cm.yıl^{-1} , GÖ 2.6-2.8 bin yılları arasında $0.065 \text{ cm.yıl}^{-1}$, GÖ 2.8-6.1 bin yılları arasında 0.62 cm.yıl^{-1} , ve GÖ 6.9 bin yılına kadar da $0.053 \text{ cm.yıl}^{-1}$ olarak hesaplanmıştır. Ortalama sedimantasyon hızlarına bakıldığında VP0804 no'lu karotta en düşük ($0.044 \text{ cm.yıl}^{-1}$) sedimantasyon hızı hesaplanmıştır. Genellikle sedimantasyon hızları derine doğru azalmakta özellikle GÖ 6.0 bin yıldan sonra daha da düşmektedir.

4.3. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ LİTOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Karotların litolojik tanımlaması için öncelikle ikiye bölünmüş karotun üst yüzeyleri saf su ile temizlenmiş ve taze yüzeylerden tanımlama yapılmıştır. Şerit metre kullanılarak laminalar renklerine ve kalınlıklarına göre tanımlanmış ve bir şema üzerinde gösterilmiştir (Şekil 4.8; 4.9; 4.10 ve 4.11). Karotların genel özelliklerine bakıldığında mevsimsel laminaların oluşturduğu varvlar göze çarpmaktadır. Yer yer tefra seviyeleri bu varvlar arasında belirgin seviyeler olarak gözükmektedir. Bu tefra seviyeleri çizilen litolojik kesitlerde T1, T2, T3, T4, T5 ve T6 olarak gösterilmiştir.

VP0801 no'lu karot toplam 4 parçadan oluşmaktadır (Şekil 4.6). Sırasıyla bu parçalar; 150, 150, 150 ve 58 cm uzunluğundadırlar. Karotun bu parçalarından sırasıyla 120, 146, 146 ve 46 cm uzunluğunda sediman mağnetizma çalışmaları için örneklenmiştir. Karotun litolojik kesiti Şekil 4.8'de verilmiştir. Söz konusu şekilde karotta varvlar oldukça belirgin özelliktedir. Gri-koyu gri, açık kahve-bej, sarı renkli ardalı varvlar karotun 0-120 cm'ni oluşturmaktadır. 7 cm de homojen koyu gri bir seviye karottaki ilk tefra seviyesi (T1) olarak işaretlenmiştir. 120-160 cm arasında varvlar gri renkten yoksun çoğunlukla koyu kahve renkte sıralanmıştır. 157 cm de ve 176 cm derinliğinde sırasıyla 4 cm ve 1 cm genişliğinde T2 ve T3 olarak gösterilen siyah-kaba taneli-kırıntılı malzemeler gözlenmiştir. Bu malzemeler tefra seviyesi olarak işaretlenmiştir. 160-280 cm arasında gri-bej-açık gri varvların yoğunlukta olduğu ancak yine yer yer kahverengi varvların olduğu seviyeler gözlenmiştir. 280-340 cm arasında

sadece gri-bej varvları içeren seviyeler litolojik olarak tanımlanmıştır. 340 cm'den karotun sonuna kadar varvların oldukça azaldığı gri renkli homojen seviyeler ve bunların arasında siyah çekirdek görüntüsünde sıralı olarak resmedilen yapılar işaretlenmiştir. Bunlar litolojik tanımlamada budinaj yapıları olarak tanımlanmıştır. 371 cm de bej-siyah-bej ar dalanmalı kum boyutlu, ince taneli bir seviye karottaki dördüncü tefra seviyesi (T4) olarak işaretlenmiştir. 410 ve 420 cm derinliklerinde beşinci ve altıncı tefra seviyeleri (T5 ve T6) siyah-bej ar dalanmalı olarak resmedilmiş ve işaretlenmiştir.

VP0804 no'lu karot sırasıyla 150, 150 ve 98 cm uzunluğunda olan 3 bölümden oluşmaktadır (Şekil 4.6). Karotun ilk bölümünde çevre ve paleomağnetizma çalışmaları için toplam 122 cm'lik çökel örneklenmiştir. Karotun bu bölümü oldukça yüksek su içeriğine sahiptir. Karotun ikinci bölümünden 144 cm ve üçüncü bölümünden de 96 cm uzunluğunda çökel, mağnetizma ölçümleri için örneklenmiştir. VP0804 no'lu karota ait litolojik tanımlama Şekil 4.10'da verilmiştir. Karotun ilk 3 cm derinliğinde homojen koyu gri kil seviyesi gözlenmiş ve tefra seviyesi (T1) olarak işaretlenmişlerdir. İlk 75 cm.de aralarında gri-koyu gri-kahve-bej renkli varvların bulunduğu kahverengi varvli killer yoğun bir biçimde göze çarpmaktadır. 33–55 cm arasında laminalar ondülasyon göstermektedir. 75–125 cm arasında koyu kahve varvlar gözlenmiştir. 125–220 cm arasında yer yer aralarında çok ince gri- açık gri ar dalanmaları varvlarla kahverengi varvlar tanımlanmıştır. 100–193 cm. arasında da belirgin bir biçimde ondülasyonlar göze çarpmaktadır. 125–129 cm arasında siyah- kaba taneli tefra seviyesi (T2) işaretlenmiştir. Benzer tefra seviyesi (T3) 140–142 cm arasında da gözlenmiştir. 220–260 cm arasında gri-bej varvlar dikkat çekmektedir. 260 cm derinliğinden karotun sonu olan 356 cm seviyesine kadar varvlar seyrekleşmiş daha homojen olan gri-açık gri-koyu gri homojen killer gözlenmiştir. 278 cm derinliğinde bej-siyah-bej renkli tuf-tefra-tuf ar dalanmalı bir seviye tefra seviyesi karottaki dördüncü tefra seviyesi (T4) olarak işaretlenmiştir. 302–303 cm derinliğinde ve 310 m derinliğinde de bej-siyah renkli kum boyutlu seviyeler sırasıyla beşinci (T5) ve altıncı tefra seviyeleri (T6) olarak işaretlenmiştir.

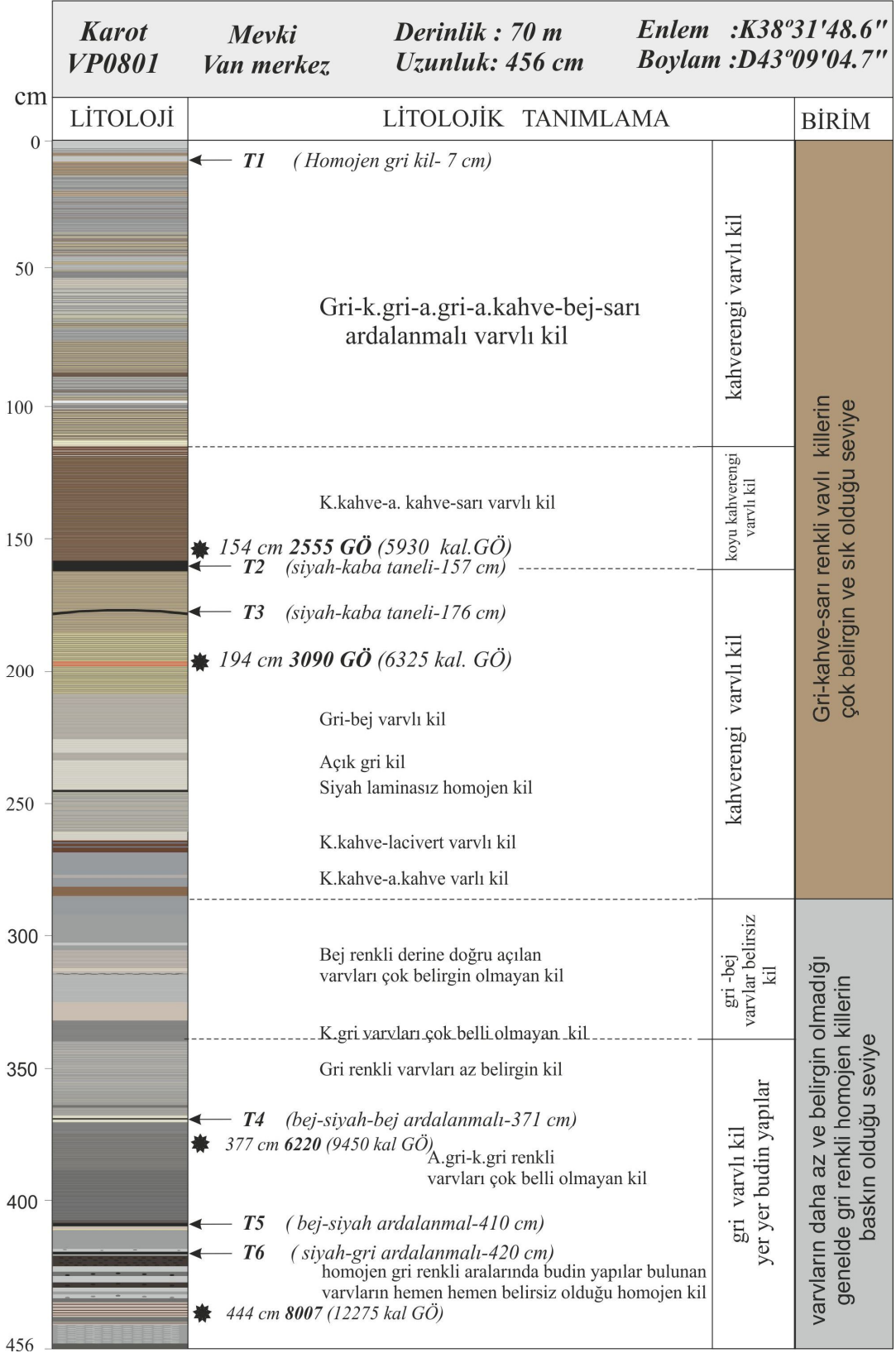
VP0805 no'lu karot toplam üç bölümden oluşmaktadır. Bunlar sırasıyla 150, 150 ve 27 cm'dir (Şekil 4.6). Karotun ilk bölümünden 142 cm, ikinci bölümünden 149 cm ve

üçüncü bölümünden de 18 cm uzunluğundaki sedimanlar, çevre ve paleomağnetizma ölçümleri için örneklenmiştir. Şekil 4.10'da verilen VP0805 no'lu karotun litolojik kesiti incelendiğinde, karotun ilk 40 cm'nde kahverengi varvların ağırlıkta olduğu ve aralarında ise çok ince bej-sarı-gri renkli varvların bulunduğu seviyelerin olduğu görülmektedir. 40-70 cm aralığında ise koyu kahverengi varvların bulunduğu izlenmektedir. 70-175 cm arasında kahverengi varvlar yoğunlukta olmak üzere gri-açık gri-açık kahverengi varvlarla ardalanmalı seviyeler gözlenmektedir. 80 cm derinliğinde 2.5 cm kalınlığında siyah-kaba taneli bir seviye bu karottaki ilk tefra seviyesi (T2) olarak işaretlenmiştir. 1 cm kalınlığında ikinci bir tefra seviyesi (T3), 92 cm derinliğinde işaretlenmiştir. 175–225 cm derinliğinde bej renkli varvlar göze çarpmaktadır. Bu seviye arasında, 190 cm derinliğinde 2 cm genişliğinde gri homojen bir kil seviyesi bulunmaktadır. 225 cm'den karotun sonuna kadar gri renkli homojen-yarı homojen killer ağırlıktadır. Varvlar bu seviyede oldukça seyrekleşmiştir. 262 cm de bej-siyah-bej renkli tuf-tefra-tuf ardalanmalı bir seviye üçüncü tefra seviyesi (T4) olarak işaretlenmiştir. Karotun 303 cm derinliğinde son tefra seviyesi (T5) tuf-tefra-tuf olarak bej-siyah-bej renkli seviye olarak işaretlenmiştir. 240 cm'den karotun sonuna kadar yer yer siyah renkli budinaj yapıları gözlenmiştir (Şekil 4.10).

Tatvan ilçe sınırları içerisinde yer alan VP0807 no'lu karot 470 cm uzunluğu ile çevre mağnetizması analizleri için örneklenen en uzun karottur. Karot sırasıyla 150, 150 150 ve 39 cm uzunluklarında dört bölümden oluşmaktadır (Şekil 4.6). Bu bölümlerden sırasıyla 137, 147, 149 ve 37 cm uzunluğundaki sedimanlar, çevre mağnetizması analizleri için örneklenmiştir. 6 cm derinliğinde bej-siyah renkli bir seviye ilk tefra seviyesi (T1) olarak işaretlenmiştir. Karotun ilk 140 cm'i genellikle kahverengi-gri tonlarında yer yer çok ince sarı seviyelerin bulunduğu varvlı seviyeleri içermektedir. 140–175 cm arasında koyu kahve renkli varvlar ağırlıktadır. 175–305 cm aralığında kahverengi varvlar yoğunlukta olmak üzere gri-açık gri-açık kahverengi varvlarla ardalanmalı seviyeler gözlenmektedir. Biri 204 cm de diğeri 218 cm de olmak üzere kaba taneli olan ikinci (T2) ve üçüncü (T3) tefra seviyeleri işaretlenmiştir. Bu derinlikler arasında kırıntılı malzemeler oldukça fazladır. Bu kırıntılı malzemeler içerisinde odun parçaları ve çakıl taşları da bulunmuştur. 305–390 cm aralığında gri-bej renkli varvlar ağırlıktadır. 390 cm'den karotun sonuna kadar yer yer budinaj yapılarının olduğu gri-kahverengi varvlarla ardalanmalı, yer yer homojen kil seviyeleri

gözenmiştir. 425 ve 467 cm derinliklerinde karottaki son iki tefra seviyesi (T4 ve T5) işaretlenmiştir (Şekil 4.11).

Tüm karotlara ait litolojik bilgiler toplu olarak incelendiğinde bazı ortak özellikler dikkat çekmektedir. Özellikle VP0801, VP0804 ve VP0805 no'lu karotlarda önce kahverengi varvlı killerin yoğun olduğu seviye sonrasında sırasıyla koyu kahve varvlar, kahverengi varvlar, gri-bej varvlar ve son olarak varvların çok az olduğu gri homojen seviyeler bulunmaktadır. VP0807 no'lu karot diğer karotlara göre varvların daha belirgin, daha renkli olduğu ve bu varvların karot boyunca diğer karotlardaki gibi çok belirgin değişimlere sahip olmadığı gözlemlenmiştir.



Şekil 4.8: VP0801 no'lu karota ait litolojik bilgi (Yıldız işareti; C-14 analizinin yapıldığı seviyeleri göstermektedir. T1, T2, T3, T4, T5, T6 harfleri ile tefra seviyeleri numaralandırılmıştır).

Karot VP0804		Mevki Erciş girişi	Derinlik : 86 m Uzunluk: 355 cm	Enlem :K38°40'15.3" Boylam :D43°07'16.9"
LİTOLOJİ	LİTOLOJİK TANIMLAMA			BİRİM
0	← T1 (homojen gri kil- 2 cm)			Gri-kahve-sarı renkli varlı killerin çok belirgin ve sık olduğu seviye
	gri-k.gri-a.gri-a.kahve-bej-sarı ardalanmalı varvlı kil		kahverengi varvlı kil	
50				
	gri yoğunluklu-bej-sarı ardalanmalı varvlı kil		kahverengi varvlı kil	
100				
	kahverengi homojen kil		koyu kahve varvlı kil	
127	← T2 (siyah-kaba taneli-127 cm)			Varlıların daha az ve belirgin olmadığı genelde gri renkli homojen killerin baskın olduğu seviye
142	← T3 (siyah-kaba taneli-142 cm)			
150				
	kahve-k.kahve-a.kahve baskın gri-k.gri ardalanmalı ince varvlı kil		kahverengi varvlı kil	
200				
250				
278	← T4 (bej-siyah-bej ardalanmalı-278 cm)			
	koyu-açık gri homojen kil			
303	← T5 (bej-siyah-bej ardalanmalı-303 cm)			
310	← T6 (bej-siyah-bej ardalanmalı-310 cm)			
	koyu-açık gri homojen kil			
354	★ 354 cm 9425 GÖ (13690 kal GÖ)			
356				

Şekil 4.9: VP0804 no'lu karota ait litolojik bilgi (Yıldız işareti; C-14 analizinin yapıldığı seviyeleri göstermektedir. T2, T3, T4, T5, T6 harfleri ile tefra seviyeleri numaralandırılmıştır).

Karot VP0805		Mevki Gevaş	Derinlik : 70 m Uzunluk: 309 cm	Enlem :K38°20'56.8" Boylam :D43°02'57.5"
cm	LİTOLOJİ	LİTOLOJİK TANIMLAMA		BİRİM
0		k.kahve-a.kahve-bej-sarı gri-k.gri-a.gri ardalanmalı varvlı kil	kahverengi varvlı kil	Gri-kahve-sarı renkli varvlı killerin çok belirgin ve sık olduğu seviye
50		gri yoğunluklu-bej-sarı ardalanmalı varvlı kil	koyu kahverengi varvlı kil	
100		← T2 (siyah-kaba taneli-80 cm) ← T3 (siyah-kaba taneli-92 cm)	kahverengi varvlı kil	
150		kahve-k.kahve-a.kahve baskın gri-k.gri ardalanmalı ince varvlı kil	kahverengi varvlı kil	Varıların daha az ve belirgin olmadığı genelde gri renkli homojen killerin baskın olduğu seviye
200		a.kahve-bej homojen kil a.kahve-k.kahve varvlı kil		
250		← T4 (bej-siyah-bej ardalanmalı-262 cm)		
309		← T5 (bej-siyah-bej ardalanmalı-ince taneli- 303 cm) * 308 cm 6830 GÖ (10560 kal. GÖ)		

Şekil 4.10: VP0805 no'lu karota ait litolojik bilgi (Yıldız işareti; C-14 analizinin yapıldığı seviyeleri göstermektedir. T1, T2, T3, T4, T5, T6 harfleri ile tefra seviyeleri numaralandırılmıştır).

Karot VP0807		Mevki Tatvan	Derinlik : 65 m Uzunluk: 470 cm	Enlem :K38°30'55.2" Boylam :D42°25'35.2"
cm	LİTOLOJİ	LİTOLOJİK TANIMLAMA		BİRİM
0		← T1 (siyah-bej homojen kil-6 cm)		Gri-kahve-bej renkli vavlı killerin çok belirgin ve sık olduğu seviye
50		kahve-a. kahve-sarı-gri varvlı kil		
100		kahve-a. kahve-kkahve sarı-gri varvlı kil		
150		kahve-a.sarı varvlı kil siyah homojen kil gri-bej ar dalanmalı varvlı kil kahve-kırmızı-sarı varvlı kil		
200		← 192 cm 2480 GÖ (5690 kal.GÖ) çakıl parçaları odunsu bitki parçası ← T2 (siyah-kaba taneli-204 cm) ← 217 cm 2780 GÖ (6266 kal. GÖ) ← T3 (siyah-kaba taneli-218 cm)		
250		k.gri-siyah-kahve ar dalanmalı varvlı kil kahve-k.gri-a.gri-bej-sarı ar dalanmalı varvlı kil odunsu bitki parçası		
300		kahve-bej-sarı ar dalanmalı varvlı kil		
350		gri-bej ar dalanmalı varvlı kil gri-bej-kahve-k.kahve ar dalanmalı varvlı kil yer yer kahve-geri homojen kil gri-bej-kahve homojen kil		
400		← 418 cm 6000 GÖ (8710 kal.GÖ) ← T4 (siyah-yarı homojen-kırıntılı- 425 cm) a.gri homojen aralarda budin yapısı var kahve-bej-gri ar dalanmalı homojen kil		
450		← 464 cm 6820 GÖ (10460 kal.GÖ) ← T5 (siyah-yarı homojen- 467 cm)		
470				

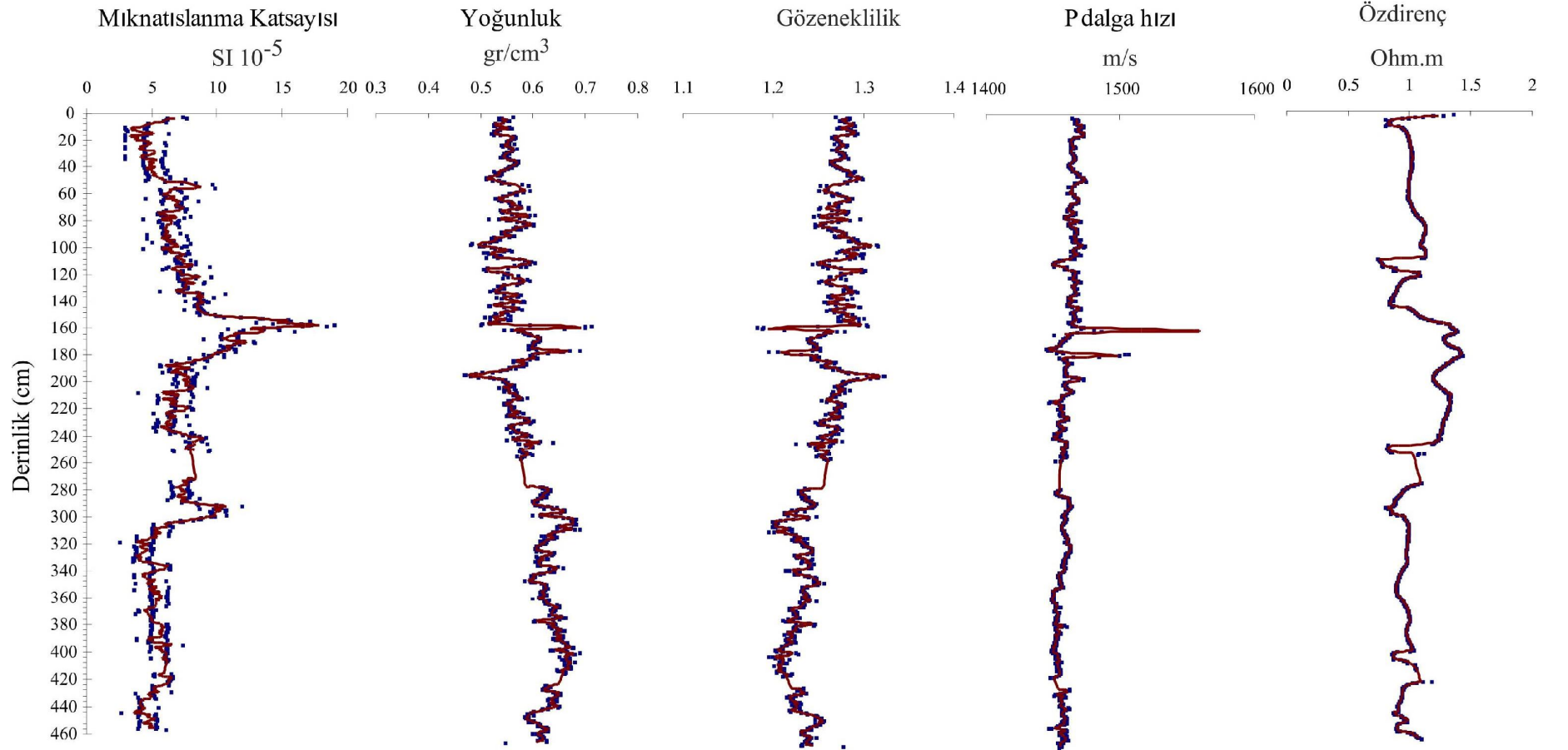
Şekil 4.11: VP0807 no'lu karota ait litolojik bilgi (Yıldız işareti; C-14 analizinin yapıldığı seviyeleri göstermektedir. T1, T2, T3, T4, T5, T6 harfleri ile tefra seviyeleri numaralandırılmıştır).

4.4. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ

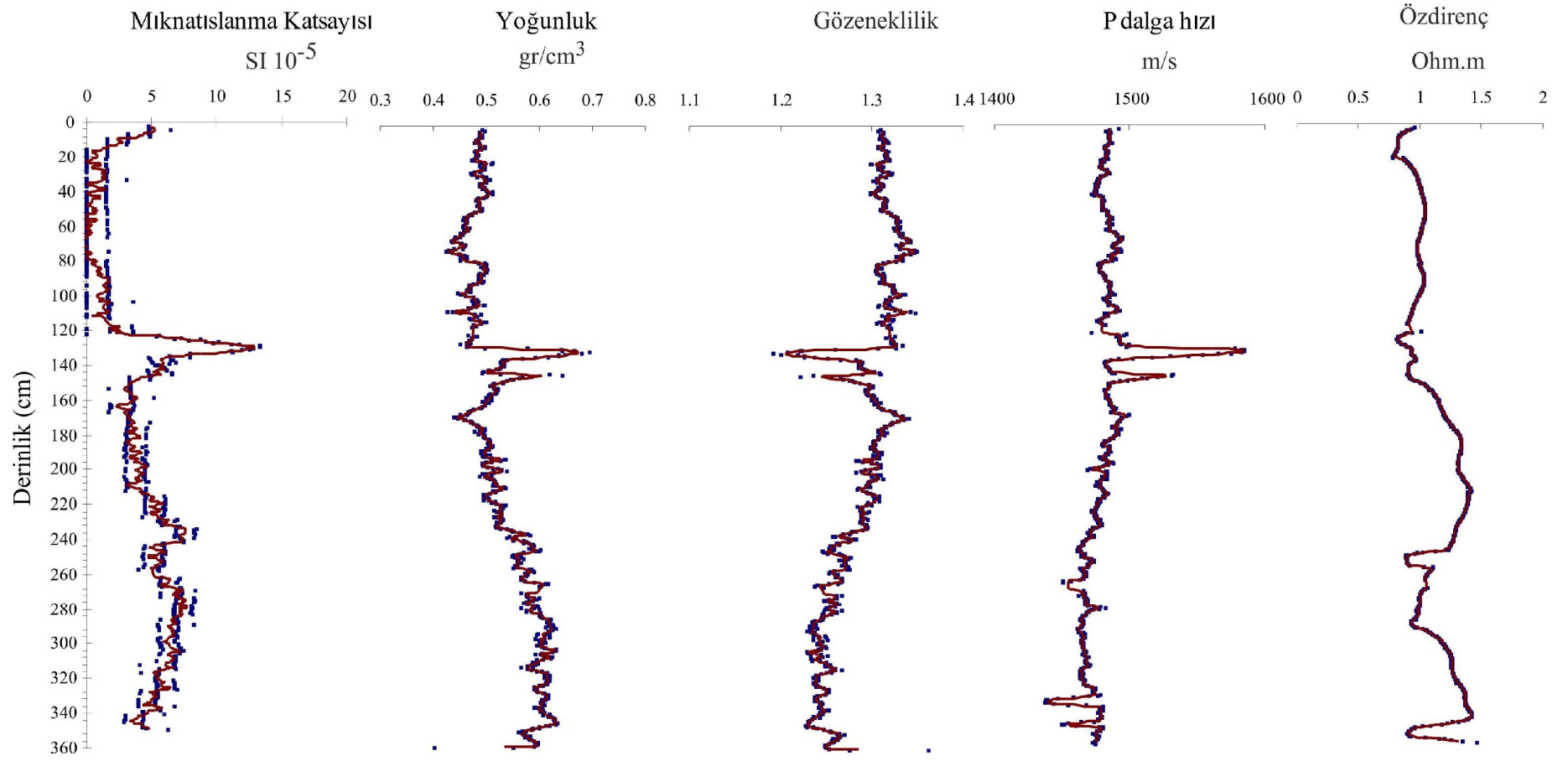
Van Gölü sedimanlarının mıknatıslanma katsayısı, yoğunluk, porozite, P-dalga hızı ve elektrik özdirenç değişimlerini içeren fiziksel özellikleri Şekil 4.12, 4.13, 4.14, 4.15'te grafiklenmiştir. Bu fiziksel özellikler birbirleri ile ilişkili olarak değişmektedir. Örneğin; elektrik özdirenç, tuzluluk ve gözeneklilik ile ilişkili fiziksel bir parametredir. Elektrik özdirençinin yüksek olduğu yerlerde tuzluluk oranı ve gözeneklilik düşüktür. Karotlarda genel olarak derine doğru sıkışma etkisi ile gözeneklilik azalmakta ve buna bağlı olarak da elektrik özdirenç değerleri artmaktadır. Gözeneklilik ve P dalga hızı, yoğunluğa bağlı olarak değişen parametrelerdir. Gözeneklilik ve yoğunluk birbirleri ile ters orantılı iken P dalga hızı yoğunlukla doğru orantılı olarak artar veya azalır. P-dalga hızı, iyi paketlenmiş sedimanlarda yoğunluğun da artışıyla yüksek değerler verirken, gevşek birimlerde düşük değerler sergiler. Su miktarının yüksek olduğu çamurda oldukça düşük değerler gözlenirken kırıntılı ve kaba taneli malzemelerde yüksek değerler verir. Mıknatıslanma katsayısı karot boyunca mağnetik mineral yoğunluğunu veren tek fiziksel parametredir. Bu fiziksel parametrelerin tanımlanması ve karşılıklı yorumlanması ile karot boyunca depolanan sedimanların oluştukları dönemdeki fiziksel koşullar ve değişimler yorumlanabilir.

Birbirine yakın olması veya aynı basen içerisinde yer almalarından dolayı VP0801, VP0804 ve VP0805 no'lu karotların fiziksel özelliklerine bakıldığında yukarıda sözü edilen parametrelere ait grafikler oldukça benzer özelliktedir. VP0801 no'lu karotun 159 ve 176 cm derinliğinde mıknatıslanma katsayı değerleri ile birlikte P-dalga hızı ve yoğunluk değerlerindeki artış oldukça yüksek iken porozite değerleri ise tam tersine azalmaktadır (Şekil 4.12). VP0801 no'lu karotun litolojik tanımlanmasında bu seviyede kaba taneli malzemeler göze çarpmaktadır. VP0801 no'lu karotun bu özelliği VP0804 ve VP0805 no'lu karotlarda da benzer bir şekilde görülmektedir. VP0804 no'lu karotta 120-160 cm arası, VP0805 no'lu karotta 80-120 cm arasındaki derinliklerde tanımlanan kaba malzemeli tefra seviyelerinde de benzer değişimler bulunmuştur (Şekil 4.13, 4.14). Tüm karotlarda özellikle kaba taneli malzemeler içeren tefraların bulunduğu seviyelerde genellikle mıknatıslanma katsayısı, P-dalga hızı ve yoğunlukla doğru orantılı olarak artmaktadır. Gözeneklilik değerleri ise bu seviyelere karşılık gelen derinliklerde ters orantılı bir artış göstermektedir.

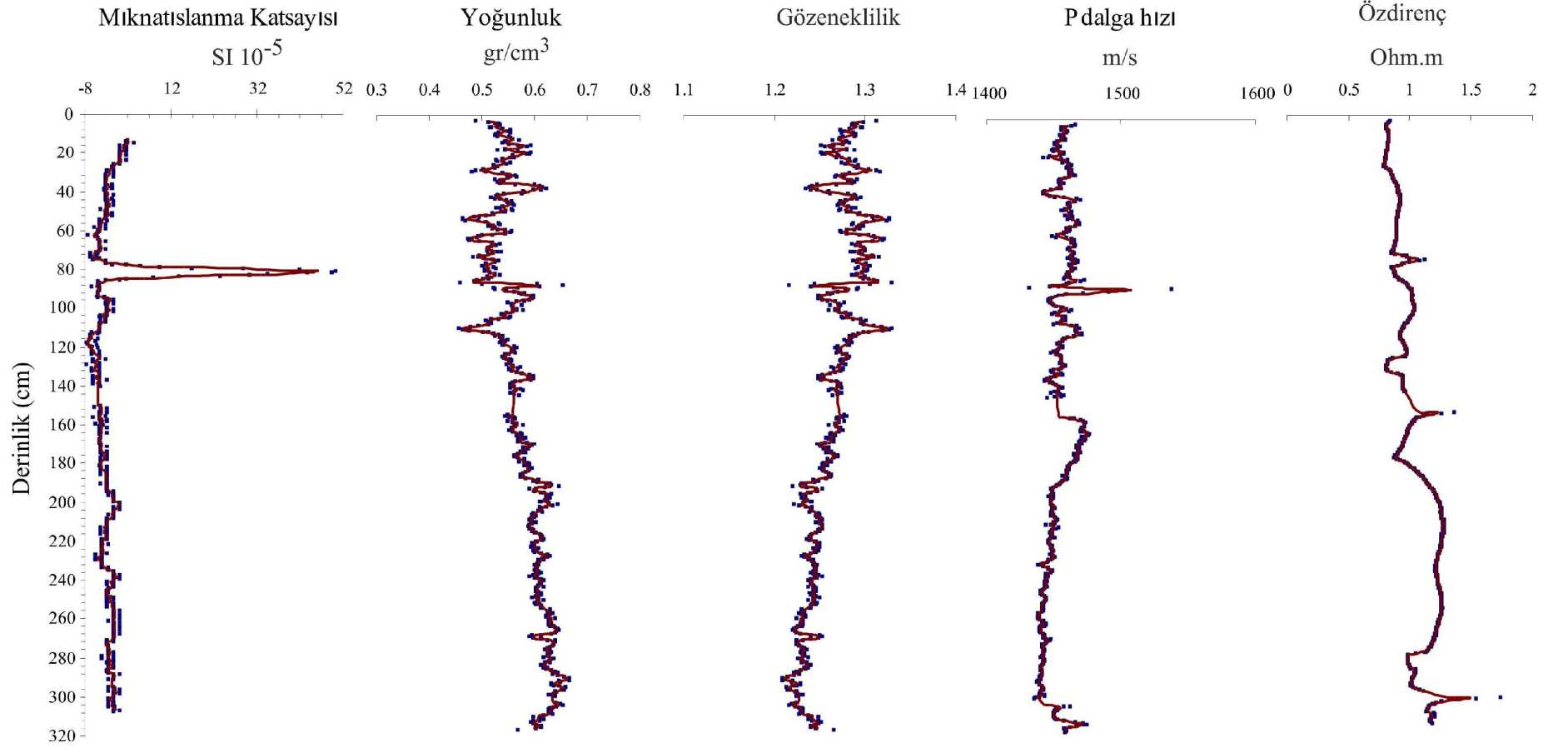
Bu üç karotun bulunduğu bölgeden farklı bir basende bulunan VP0807 karotunun Şekil 4.15'te verilen parametrelerine bakıldığı zaman, parametreler arasında görülen ilişkinin daha önce sözünü edilen diğer karotlardan oldukça farklı bir değişim sergilediği görülmektedir (Şekil 4.15). Bu durum VP0807 no'lu karotun diğerlerinden oldukça uzak ve tamamen farklı bir basenden alınması ile ilgili olmalıdır. Diğer karotlardan farklı olarak karotun üstten 0-20 cm derinliğinde mıknaşlanma katsayısındaki ani artışa karşı yoğunluk azalmakta, gözeneklilik ve P-dalga hızı artmaktadır. Bu benzerlik karotun mıknaşlanma katsayısının ani değişiminin gözlemlendiği bir başka derinlik olan 420 cm'sinde de gözlenmektedir.



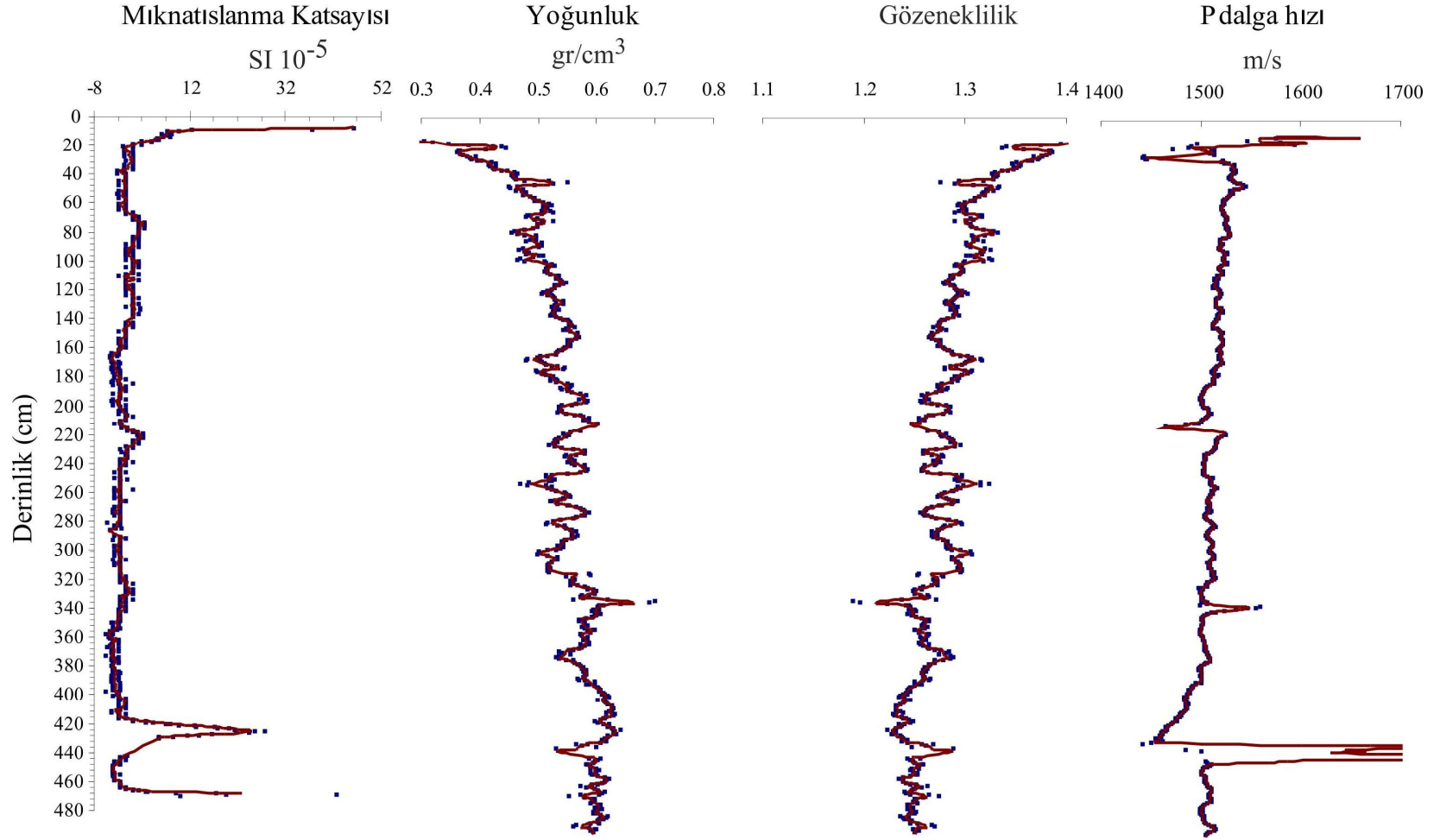
Şekil 4.12: VP0801 no'lu karota ait fiziksel parametreler



Şekil 4.13: VP0804 no'lu karota ait fiziksel parametreler



Şekil 4.14: VP0805 no'lu karota ait fiziksel parametreler



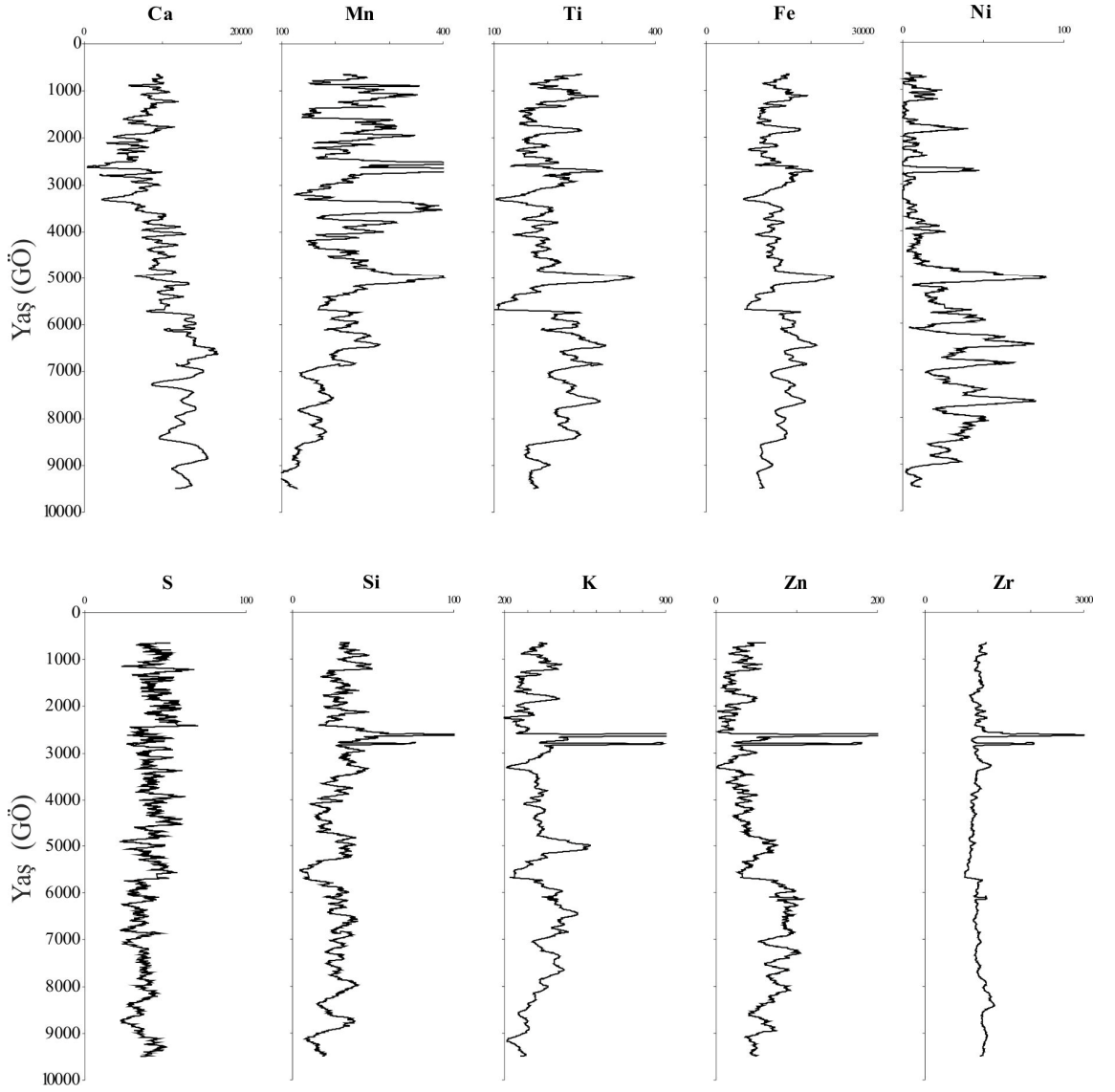
Şekil 4.15: VP0807 no'lu karota ait fiziksel parametreler

4.5.VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ KİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Mağnetik ve jeokimyasal veriler birlikte yorumlandıkları zaman geçmiş çevre ve iklim değişimleri için kullanışlı belirteçler olabilirler. Sedimanların mağnetik özellikleri diyajenez, aşınma ve kaynaktaki değişimlere bağlı olarak değişir bu yüzden jeokimyasal çalışmalarda tamamlayıcı olarak görülürler.

Ti ve Zr elementleri bir çok sedimanter ortamda durağandır ve diyajenezden etkilenmezler. Bu iki element sedimanter bir basen içerisinde detrital girişlerin bir ölçümüdür ve ağır minerallerin miktarı ile ilgili bilgiler içerir. Tam tersine Fe ise akuatik koşullar altında çok değişkendir. Mağnetik özelliklerle, Ti, Zr ve Fe'in karşılaştırılması detrital giriş değişimleri ve depolanma sonrası bozuşma hakkında kullanışlı bilgiler verir. Zr/Ti oranı yüksek kalıntı miktatsızlanmaya sahip mağnetik minerallerin varlığında yüksek değerler göstermektedir. Ti killerde zenginleşirken, Zr silt-ince kum fraksiyonlarında yoğunlaşır, bundan dolayı yüksek Zr/Ti oranı erezyonal bir girdinin kanıtı olabilir. Tefra seviyelerinde Zr ve Ni elementlerinde zenginleşmeler gözlenebilmektedir. Erezyonal etkiyi gösteren Zr/Ti değerlerinin arttığı seviyelerde Pb ve Zn ve Cr elementlerinde de zenginleşme görülürse bu durum göl sedimanlarında oldukça yaygın bir durum olan endüstriyel kirlilik etkisi olarak yorumlanmaktadır. Bu zenginleşmeler özellikle karotun üst kısmını kapsayan 200 yıllık zaman için söz konusudur. Bu element zenginleşmelerine ek olarak endüstriyel kirliliğin olduğu üst seviyelerde ayrıca Fe ve S elementlerinde de artış gözlenebilmektedir. Pb, Zn ve Fe elementleri ile miktatsızlanma katsayısı arasındaki uyumlu ilişki antropojenik mağnetik minerallerin varlığında oldukça yüksektir (Oldfield ve diğ., 1983). K, Ca gibi elementlerin yoğunlukları, kimyasal aşınmanın bir derecesi olarak yorumlanabilirler (Yang ve diğ., 2004). Ayrıca bir göldeki yüksek Ca içeriği yüksek biyolojik üretim ile yakından ilişkilidir (Oldfield ve diğ., 2003). Ca/Ti oranı nehir girdilerini elimine edip sadece biyolojik etkiyi göstermektedir. Si, Mg, K, Zr ve Ti karasal kökenli elementlerdir (Oldfield ve diğ., 2003). Ti, Al ve Zr detritik girdinin belirteçleridir. Fe, Mn ve S çoğunlukla paleoredox koşulları ile ilişkili olarak değişen elementlerdir (Kruiver ve diğ., 1999). Fe ve S elementlerinin yüksek olması durumu demirsülfid

birikimini göstermektedir ve redox koşulları ile ilişkilidir. Şekil 4.16'da VP0804 no'lu karota ait elementlerin derinlikle değişim eğrileri verilmiştir.



Şekil 4.16: VP0804 no'lu karota ait jeokimya profilleri. Değerler cps'dir.

VP0804 nolu karotta Fe, Ti, Ni gibi detritik girişlerle ilişkili olan element değişimleri birbirleri ile uyumlu görülmektedir. Özellikle T2 ve T3 tefra seviyelerinde Zr, Zn, K, Si, elementlerinde belirgin artışlar gözlenmektedir.

4.6. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ ÇEVRE MAĞNETİZMASI ANALİZLERİ

Van Gölü'nün çevre mağnetizmasını ortaya koymak için dört farklı lokasyondan alınan karotların tümü kullanılmıştır. Çevre mağnetizması analizleri için örnekleme yapmadan

önce tüm karotlar MSCL ve ITRAX aletlerinde taranarak fiziksel ve kimyasal analizleri yapılmıştır. Karotlar yarılandıktan ve litolojik tanımlamaları yapıldıktan sonra karot boyunca aralıksız olarak 6.4 cm³ lük plastik kutulara alt örnekleme yapılmıştır.

Analizlere başlamadan önce tüm alt-örnekler ıslak yoğunluklarının ve su içeriğinin belirlenmesi için tartılmış ve mıknatıslanma katsayısı (κ) ölçümleri yapılmıştır. Mıknatıslanma katsayısı ölçümlerinden sonra paleomağnetik analiz için pilot örnekler seçilmiş ve alternatif alanla (AF) temizleme işlemi yapılmıştır. Pilot örneklerin AF temizleme ölçümleri bittikten sonra tüm örneklere 100 mT alternatif alan ve 0.05 mT bias alan uygulanarak ARM yüklenmiş ve mıknatıslanmaları SQUID kriyojenik mağnetometrede ölçülmüştür. ARM değerlerinin uygulanan bias alana bölünmesi ile χ_{ARM} değerleri elde edilmiştir.

Örneklerin yarısına, önce SIRM değerlerini elde etmek için 1.5 T alan uygulanmış daha sonra ters yönde 300 mT alan uygulayarak örneklerin IRM₃₀₀ değerleri elde edilmiştir. Bu iki veri, S-oranının ve HIRM'nin bulunmasında kullanılmıştır.

χ , ARM, χ_{ARM} ve SIRM değerleri kullanılarak SIRM/ χ , χ_{ARM}/χ , ve ARM/SIRM oranları elde edilmiş ve grafiklenmiştir.

Elde edilen ilk verilerden yola çıkarak özellikle mıknatıslanma katsayısının yüksek olduğu farklı seviyelerden termomağnetik, histeresiz ve IRM eğrilerinin elde edilmesi için örnekler seçilmiştir. Seçilen örnekler agat havanda dövülerek toz haline getirilmiştir. Termomağnetik analizler için 0.5 gr, histeresiz parametleri ve IRM için yaklaşık 0.2 gr ağırlığında örnek kullanılarak ölçümler yapılmıştır.

Tüm analizler bittikten sonra örneklerin hepsi kurutulmuş ve kuru ağırlıklar kullanılarak tüm parametreler normalize edilmiştir.

Son olarak farklı seviyelerden seçilen bazı örneklerin SEM çekimleri yapılarak mağnetik minerallerin elektron mikroskop görüntüleri elde edilmiştir.

4.6.1. Van Gölü Sedimanlarının Su İçeriği ve Yoğunluğu

Van Gölü sedimanlarının su içeriğini gösteren grafiklere bakıldığında (Şekil 4.17) kaba taneli tefra seviyelerinde su içeriğinin belirgin bir oranda (~%10-30) düştüğü göze çarpmaktadır. VP0801 no'lu karotta 200 cm derinlikten itibaren, VP0804 ve VP0805 no'lu karotlarda da sırasıyla 160 ve 100 cm derinliklerinden itibaren derine doğru (~%40) su içeriğinde üst kısımlara (~%50) oranla daha fazla azalma gözlenmektedir. VP0807 no'lu karotta ise su içeriği değişimi diğer karotlarla gözlemlendiği gibi derine doğru bir azalma grafiğine sahip değil karot boyunca hemen hemen aynı değerlerdedir.

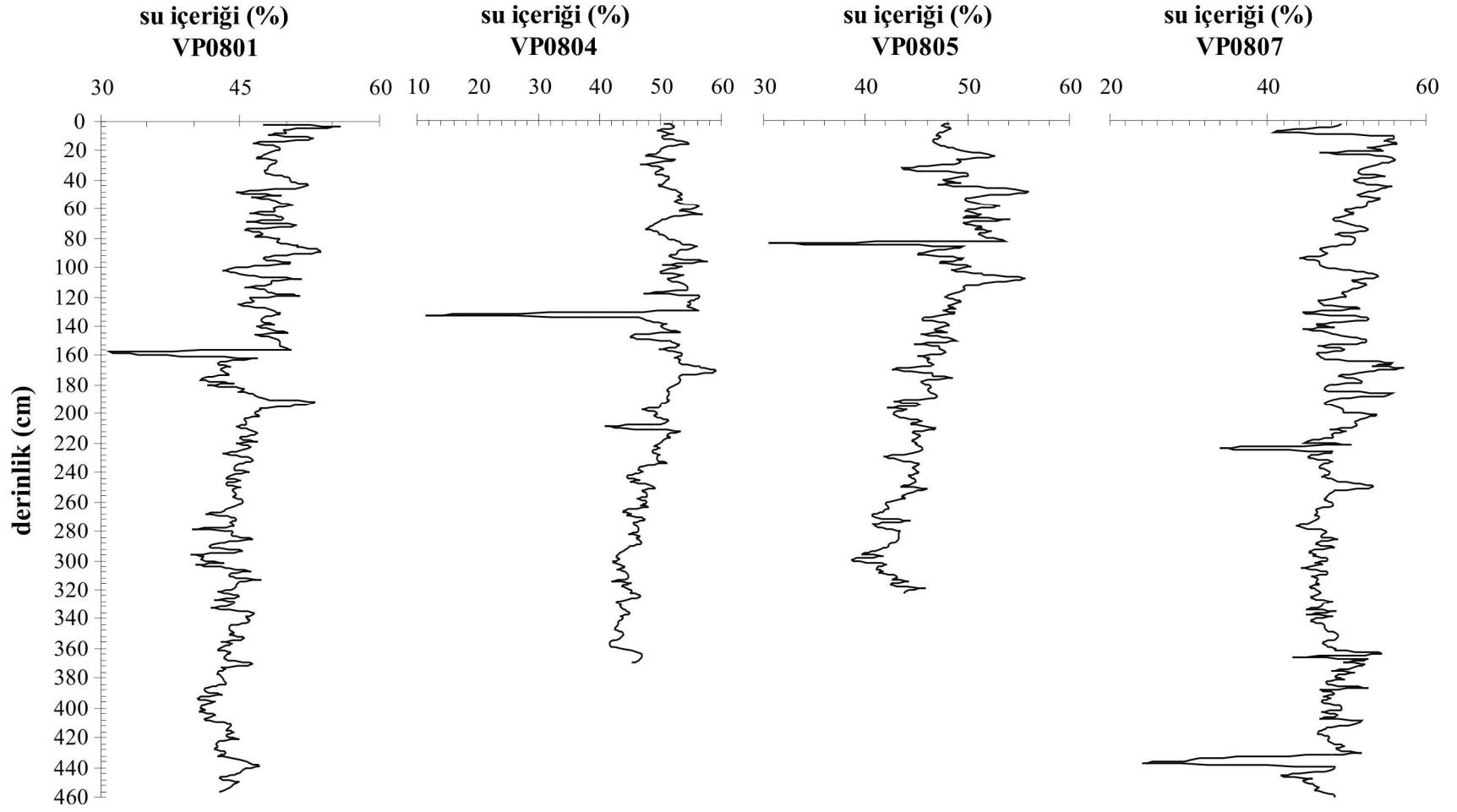
Alt örneklemelerden elde edilen yoğunluk değerleri Şekil 4.18'de gösterilmiştir. Islak ve kuru kütleler ile elde edilen yoğunluk değerleri birbiri ile uyumlu gözükmektedir. Kuru örnekler ıslak örneklere oranla daha düşük yoğunluk değerlerine sahiptir. Ayrıca alt örneklemelerden elde edilen yoğunluk değerleri ve MSCL de karot boyunca ölçülen yoğunluk değerleri (Şekil 4.12, 4.13, 4.14, 4.15) birbirleri ile oldukça uyumludur.

4.6.2. Mıknatıslanma Katsayısı

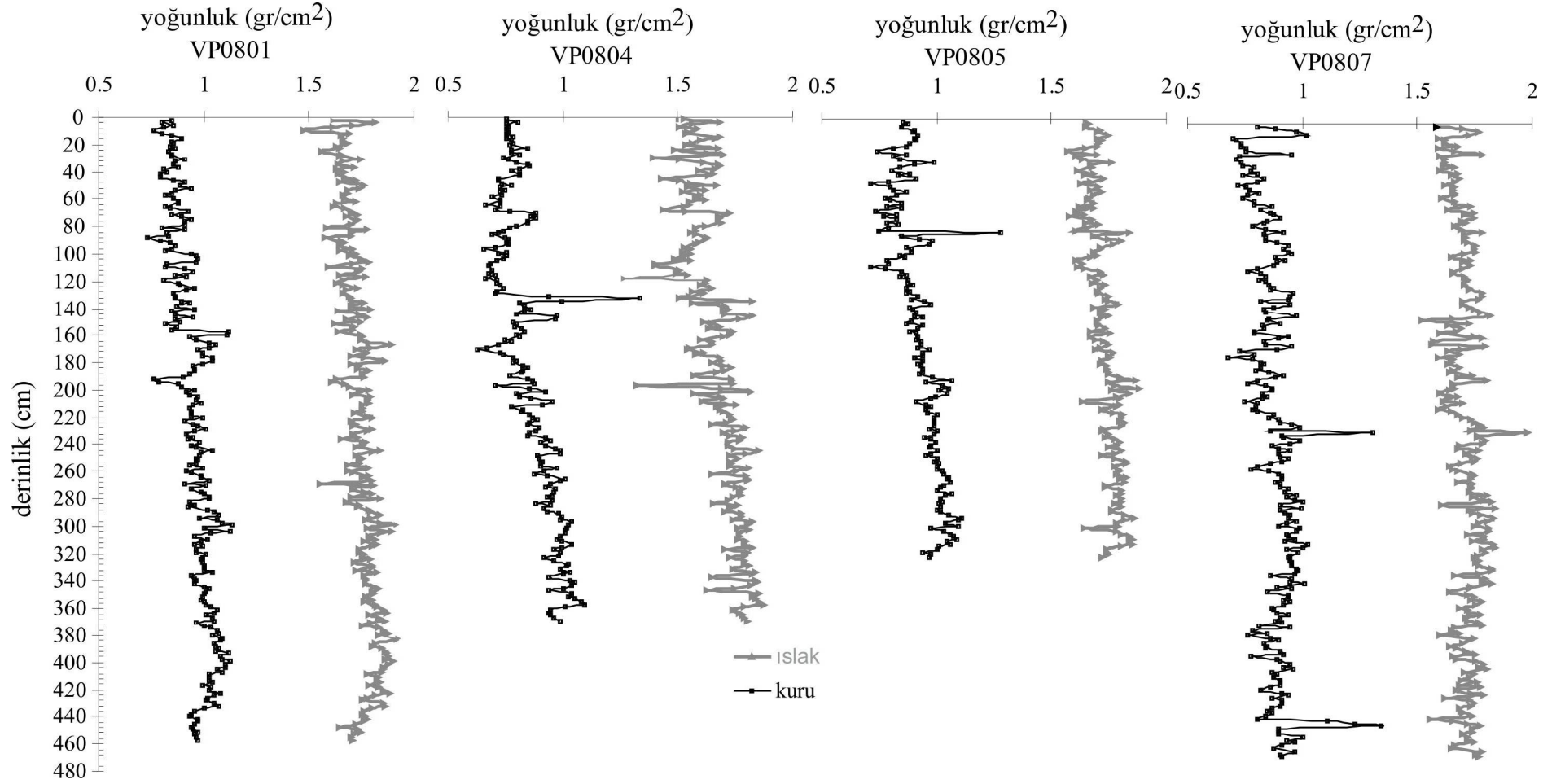
Tüm örneklerin ıslak kütleleri ölçüldükten sonra hacim mıknatıslanma katsayısı (κ) ölçümleri yapılmıştır. Elde edilen ıslak yoğunluk değerleri kullanılarak ıslak mıknatıslanma katsayısı ($\chi_{\text{ıslak}}$) hesaplanmıştır. Örnekler kurutulduktan sonra tekrar tartılarak ıslak-kuru yoğunluk ve buna bağlı olarak ıslak ve kuru kütle χ değerleri hesaplanmıştır. Islak kütleler ile yapılan mıknatıslanma katsayısı değerleri kuru kütlelerden elde edilen yoğunluklar kullanılarak normalize edilmiş ve kuru kütle mıknatıslanma (χ_{kuru}) katsayısı değerleri bulunmuştur (Şekil 4.19). Mıknatıslanma katsayısı ile ilgili tüm yorumlar χ_{kuru} değerleri kullanılarak yapılmıştır.

Van Gölü sedimanlarında $0-250 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ arasında değişen mıknatıslanma katsayısı (χ) değerleri ölçülmüştür. Tefra seviyelerinin dışında ortalama mıknatıslanma katsayısı değeri $30 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ ile oldukça düşüktür. Tefra seviyeleri ise $40-250 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ arasında değişen daha yüksek değerlere sahiptir. Mıknatıslanma katsayısındaki bu farklılık sedimanlarda bulunan tefra seviyelerini ayırt etmek için oldukça kullanışlıdır. Mıknatıslanma katsayılarının düşük olması sediman içerisinde bulunan manyetik minerallerin oldukça düşük yoğunlukta olduğunun yanısıra baskın manyetik minerallerin paramanyetik mineraller olduğunu da göstermektedir. Islak örneklerle kuru

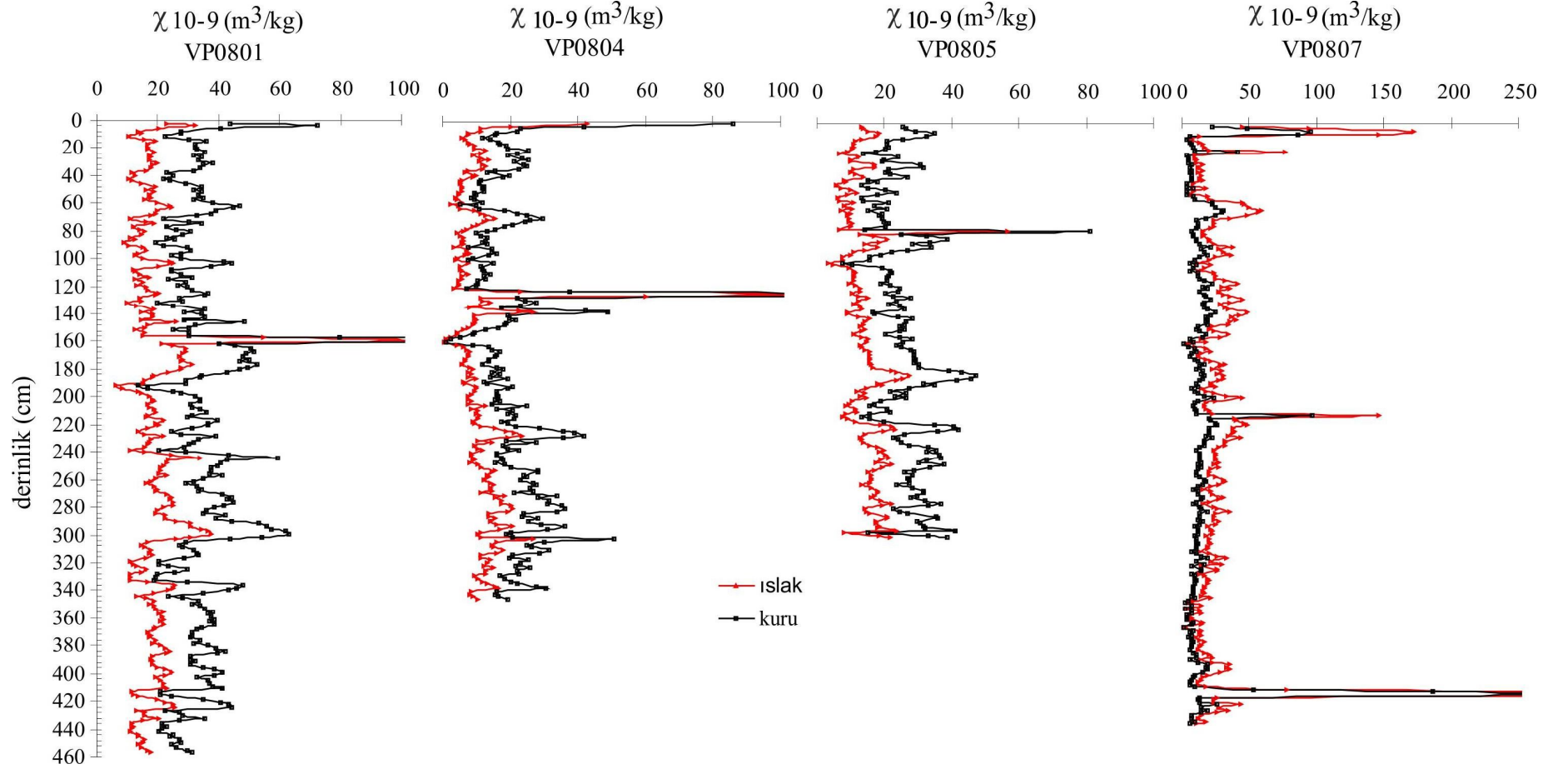
örnekler arasındaki mıknatıslanma katsayısı farkı ortalama $-9 \times 10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$ 'dır. Bu değer suyun mıknatıslanma katsayısı olan $-9 \times 10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$ değeri ile uyuşmaktadır. Mıknatıslanma katsayısı değerleri karot boyunca çok düşük olduğu için bu etkinin elde edilen sonuçlardan çıkarılması oldukça önemlidir. Bunun için tüm sonuçlar kuru kütleler kullanılarak normalize edilmiştir. Böylece diamağnetik etki verilerden çıkarılmıştır. Mıknatıslanma katsayısı ile sediman yoğunluğunu karşılaştırdığımızda tefra seviyelerinde uyumlu bir ilişki göze çarparken tefra seviyelerinin dışında uyum azalmaktadır (Şekil 4.20). Karotlardaki su içeriği ile mıknatıslanma katsayısı arasındaki ilişki Şekil 4.21'de gösterilmiştir.



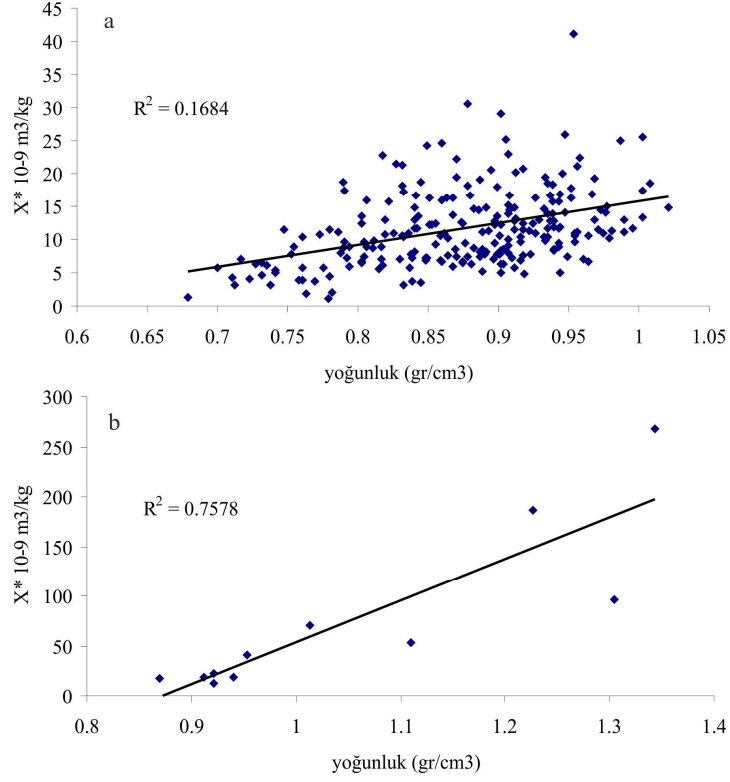
Şekil 4.17: Van Gölü'nden alınan sedimanların su içeriğinin derinlikle değişimi.



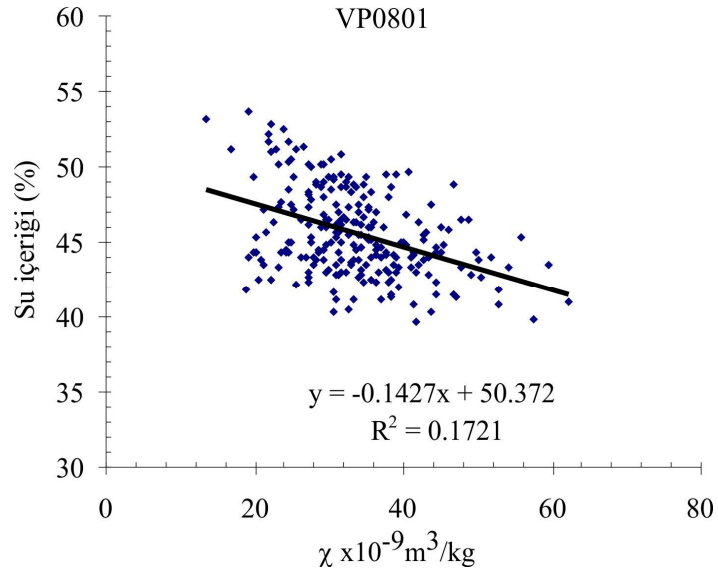
Şekil 4.18: Van Gölü'nden alınan sedimanların ıslak ve kuru yoğunluklarının derinlikle değişimi (kare; kuru örnekler; üçgen; ıslak örnekler).



Şekil 4.19: Van Gölü sedimanlarının ıslak ve kuru kütle miktarıslanma katsayılarının derinlikle değişimi (kare; kuru örnekler; üçgen; ıslak örnekler).



Şekil 4.20: Sediman yoğunluğu ile mıknatıslanma katsayısı arasındaki ilişki (Örnekler VP0807 no'lu karota aittir. a: tefra seviyeleri hariç, b: sadece tefra seviyeleri).



Şekil 4.21: Sediman su içeriği ile mıknatıslanma katsayısı arasındaki ilişki.

4.6.3. Çevre Mağnetizması Parametreleri

Tüm karotlar için ölçülen ve hesaplanan χ , ARM, SIRM ve bunlara bağlı oranlar olan χ_{ARM} , SIRM/ χ , χ_{ARM}/χ , ARM/SIRM, S-oranı ve HIRM değerleri çevre mağnetizması parametreleri olarak kullanılmıştır. χ , ARM, SIRM mağnetik mineral yoğunluğuna bağlı parametreler iken, χ_{ARM} , SIRM/ χ , χ_{ARM}/χ , ARM/SIRM oranları ise mağnetik tane boyuna bağlı parametrelerdir. S-oranı ve HIRM mağnetik minerolojinin yorumlanmasında kullanışlı olan parametrelerdir.

χ ve ARM ölçüleri eksiksiz olarak tüm alt-örneklerde yapıldığından dolayı tefra seviyelerinin karşılaştırılmasında bu parametreler ve ek olarak χ_{ARM} değerleri kullanılmıştır. Bu parametrelerin yüksek olduğu seviyeler litolojik tanımlamalarda da işaretlendiği gibi tefra seviyelerine karşılık gelmektedir. Mıknatıslanma katsayısı değerlerine oranla ARM ve χ_{ARM} değerleri tefra seviyelerine karşı daha duyarlı sonuçlar vermiştir. Bundan dolayı özellikle bu iki parametre tefra seviyelerinin belirlenmesinde daha tanımlayıcı olmuştur.

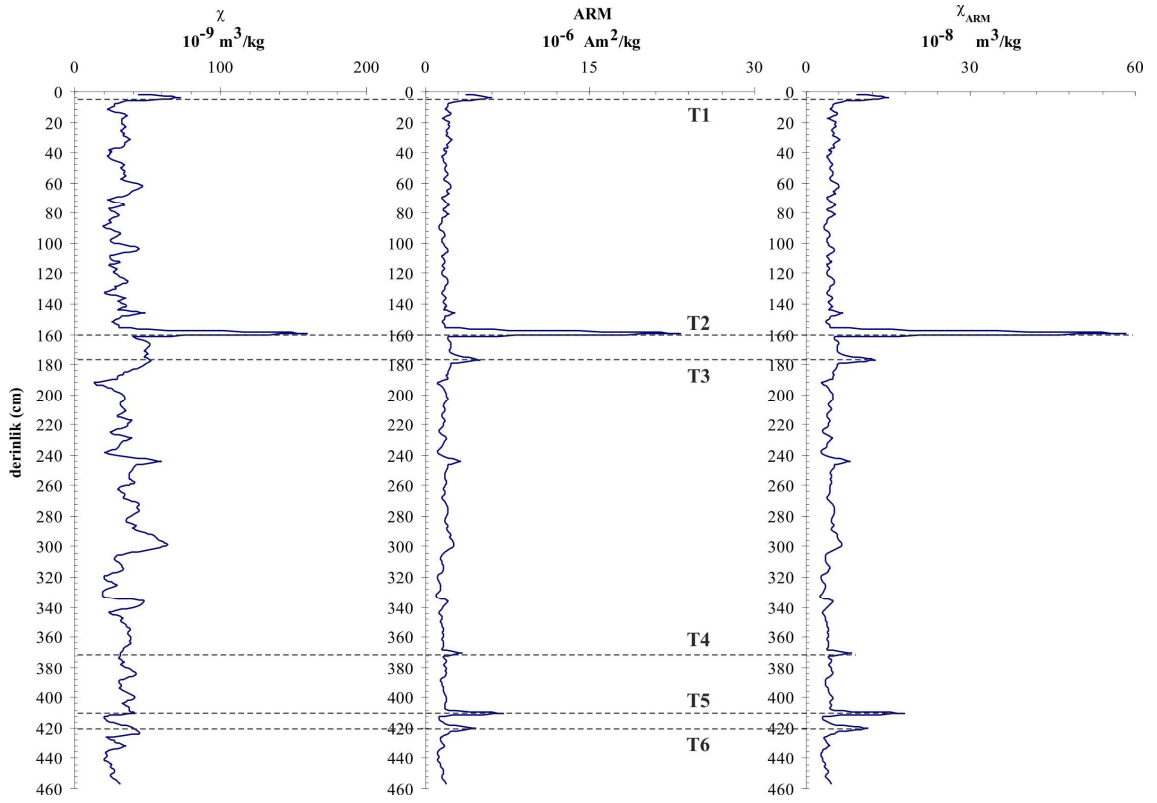
VP0801 no'lu karotta en yüksek mıknatıslanma katsayısı $140 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ değeri ile 157 cm derinliğinde ölçülmüştür. Ayrıca ilk 6 cm derinliğinde de $40-70 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ arasında değişen yüksek değerler ölçülmüştür. ARM ölçümlerinde de aynı seviyelerde oldukça yüksek sonuçlar elde edilmiştir. χ 'nin en yüksek olduğu 160 cm derinliğinde ARM ve χ_{ARM} değerleride yüksek çıkmıştır. En yüksek ARM değeri $24 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ 'dır. ARM ve χ_{ARM} grafikleri birlikte değerlendirildiğinde sırasıyla 5-157-176-371-410-420 cm derinliklerinde yüksek değerler göze çarpmaktadır (Şekil 4.22).

Şekil 4.23'te VP0804 no'lu karota ait χ , χ_{ARM} , ARM değerleri gösterilmiştir. VP0804 no'lu karotta en yüksek mıknatıslanma katsayısı $140 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ değeri ile 127 cm derinliğinde ölçülmüştür. İlk 4 cm derinliğinde de $40-80 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ arasında değişen yüksek değerler ölçülmüştür. χ 'nin en yüksek olduğu 127 cm derinliğinde ARM ve χ_{ARM} değerleride yüksek çıkmıştır. En yüksek ARM değeri $18 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ 'dır. ARM ve χ_{ARM} grafikleri birlikte değerlendirildiğinde sırasıyla 2-127-142-278-303-310 cm derinliklerinde yüksek değerler göze çarpmaktadır. Özellikle, ARM ve χ_{ARM} eğrilerindeki yüksek değerler tefra seviyelerine karşılık gelmektedir.

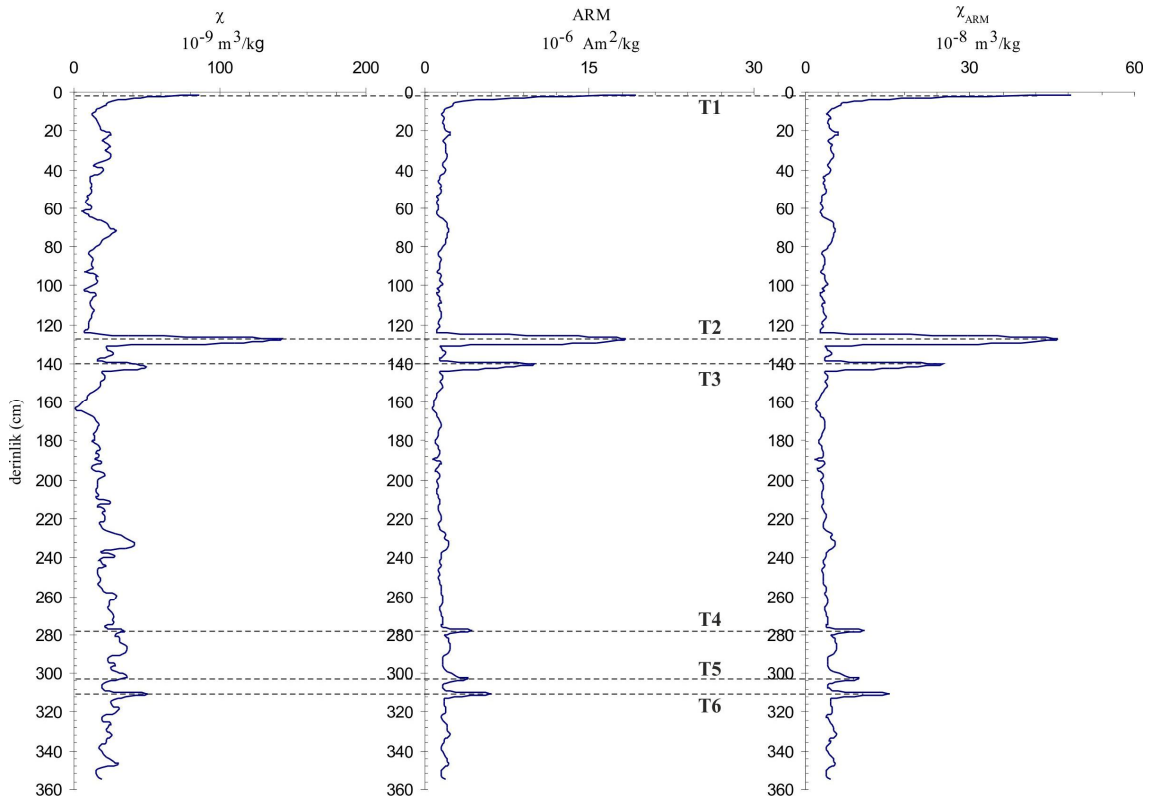
VP0805 no'lu karotta en yüksek mıknatıslanma katsayısı $82 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ değeri ile 80 cm derinliğinde ölçülmüştür. χ 'nin en yüksek olduğu 80 cm derinliğinde ARM ve χ_{ARM} değerleride yüksek çıkmıştır. En yüksek ARM değeri $15.8 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ 'dır. ARM ve χ_{ARM} grafikleri birlikte değerlendirildiğinde sırasıyla 80-92-262-303 cm derinliklerinde yüksek değerler göze çarpmaktadır (Şekil 4.24). Bu yüksek değerler tefra seviyeleri ile uyumludur.

Şekil 4.25'te VP0807 no'lu karota ait χ , χ_{ARM} , ARM değerleri gösterilmiştir. VP0807 no'lu karotta en yüksek mıknatıslanma katsayısı $268 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ değeri ile 425 cm derinliğinde ölçülmüştür. Tüm karotlar içerisinde en yüksek χ değeri bu karotta ölçülmüştür. En yüksek ARM değeri $50.66 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ 'dır. ARM ve χ_{ARM} grafikleri birlikte değerlendirildiğinde sırasıyla 6-204-218-425-467 cm derinliklerinde yüksek değerler göze çarpmaktadır. Diğer karotlardan farklı olarak VP0807 no'lu karotta χ değerlerinde gözlenen tüm piklere karşı χ_{ARM} ve ARM grafiklerinde de aynı seviyelerde belirgin bir şekilde gözlenmiştir. Bu belirgin değişimler tefra seviyeleri ile oldukça uyumlu değerlere sahiptir.

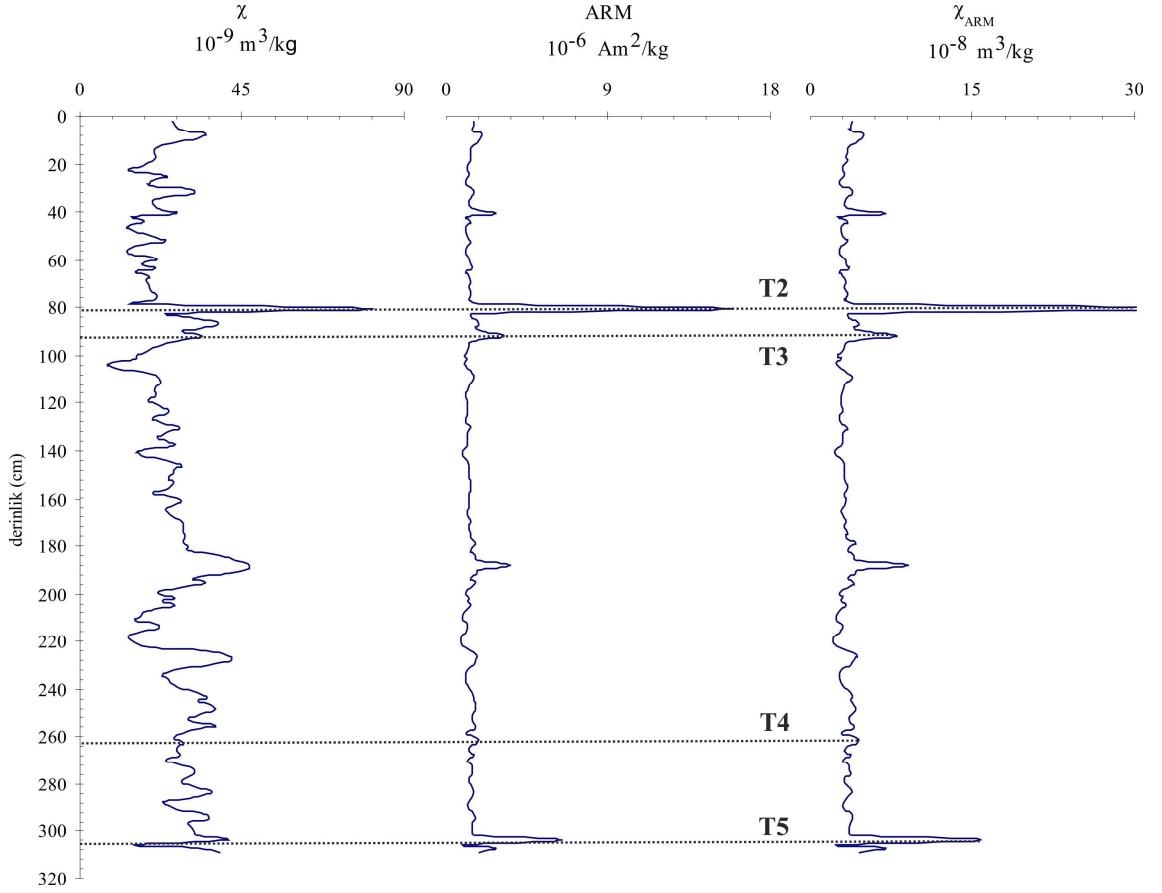
Şekil 4.22, 4.23, 4.24 ve 4.25'te de açıkça görülen yüksek χ , χ_{ARM} ve ARM değerleri litolojik olarak yapılan tanımlamalarda tefra seviyelerine karşılık gelmektedir. Bu yüzden bu seviyeler tefra seviyelerini gösteren "T" harfi ile adlandırılmış ve tefra sayılarına göre numaralandırılmıştır. χ değeri tüm karotlarda tefra birimlerinin olduğu seviyelerde yüksek değildir. Ancak ARM ve χ_{ARM} değerleri tüm tefra seviyelerinde daha duyarlı değişimler göstermişlerdir. Bu yüzden karotlar arasındaki tefra seviyelerinin karşılaştırılmasında χ grafiklerindense χ_{ARM} grafikleri dikkate alınmıştır. Tefra seviyelerinin dışında da bu üç parametrede bazı artışlar gözlenmiştir. Bunlar tefralardan ayrı olarak göl ortamındaki fiziksel veya kimyasal değişimlerin etkileri olarak yorumlanacaktır. Yine aynı şekilde yoğunluğa bağlı olan χ değerlerinde ani değişimler bu seviyelerde manyetik mineral yoğunluğunun diğer seviyelere oranla çok yüksek olduğunu göstermektedir. χ_{ARM} ve ARM grafikleri χ 'e göre daha duyarlı olduğundan dolayı ferrimağnetik mineral yoğunluğunu daha iyi yansıtmaktadırlar.



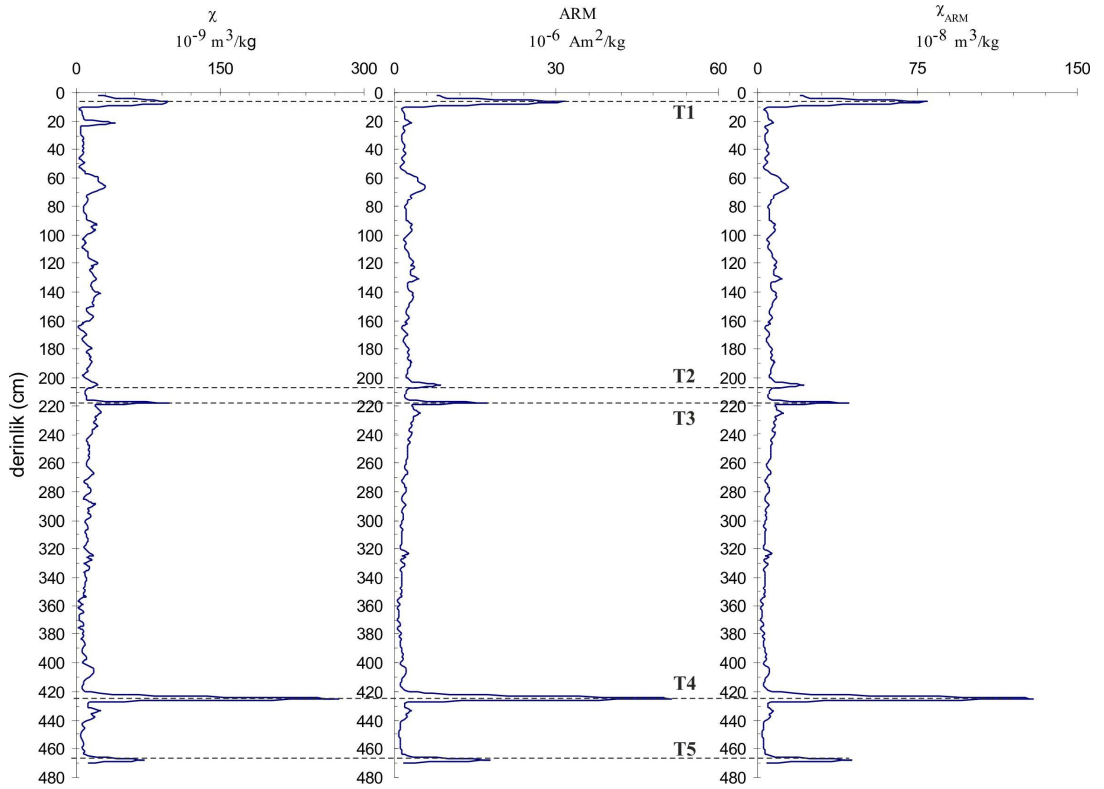
Şekil 4.22: VP0801 no'lu karota ait tefra seviyelerini gösteren parametreler.



Şekil 4.23: VP0804 no'lu karota ait tefra seviyelerini gösteren parametreler.



Şekil 4.24: VP0805 no'lu karota ait tefra seviyelerini gösteren parametreler.



Şekil 4.25: VP0807 no'lu karota ait tefra seviyelerini gösteren parametreler.

Şekil 4.22, 4.23, 4.24 ve 4.25'te de görüldüğü gibi tefra seviyelerindeki mağnetik parametreler oldukça yüksek değerlere sahiptir. Bu yüksek değerler ortam değişimlerinden kaynaklanan değişimlerin yorumlanmasına engel olmaktadır. Bundan dolayı ortam değişimlerinin yorumu için karotlardaki tefra seviyelerinin olduğu derinlikler çıkarılarak mağnetik parametreler ve oranları çizilmiştir (Şekil 4.26, 4.27, 4.28, 4.29).

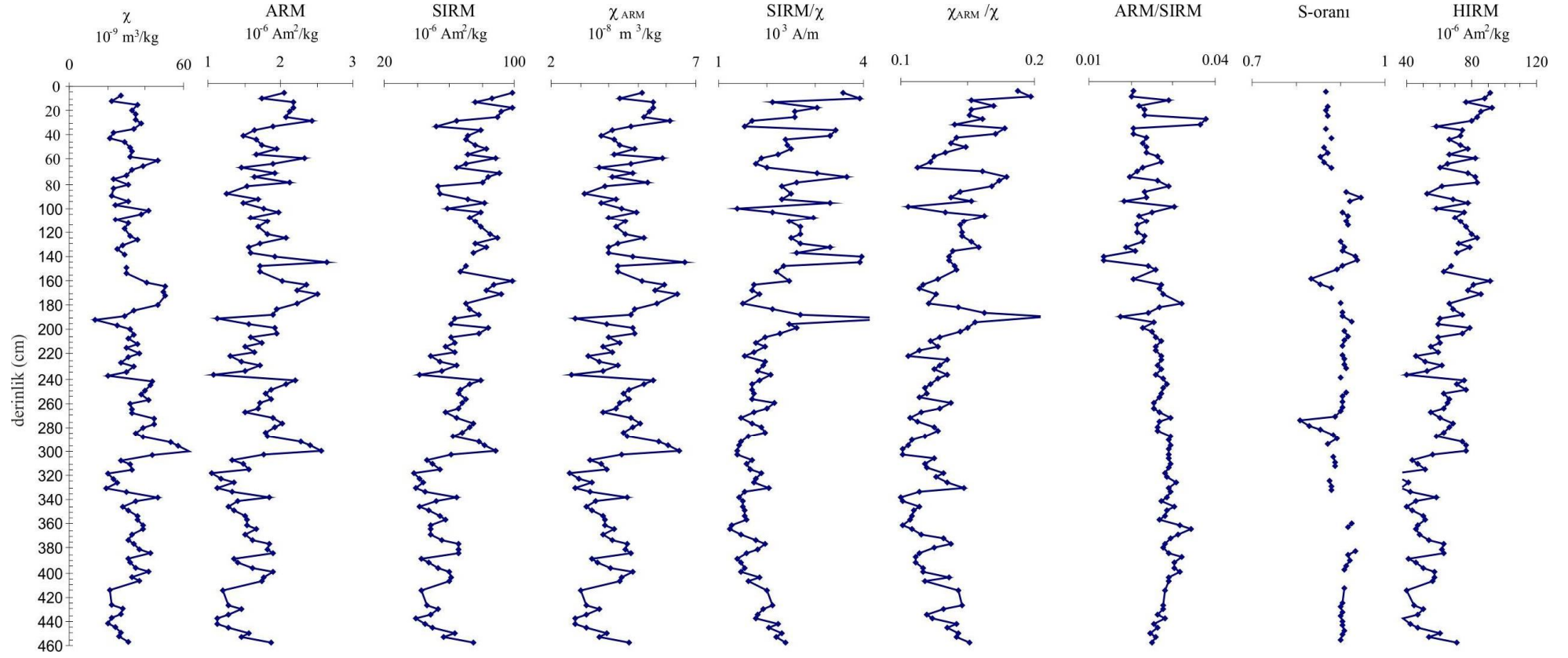
Şekil 4.26'da VP0801 no'lu karota ait mağnetik parametreler derinliğe göre grafiklenmiştir. VP0801 no'lu karota ait χ_{ARM} grafiği χ , ARM ve SIRM eğrileri ile uyumlu görülmektedir. Tane boyuna bağlı olan bu parametre bu uyumdan dolayı aynı zamanda mağnetik mineral yoğunluğunun yorumlanmasında da kullanışlı olacaktır. χ , ARM ve SIRM mağnetik mineral yoğunluğunu gösteren parametrelerdir. Şekil 4.26'da da görüldüğü gibi VP0801 no'lu karotun ARM ve SIRM ve χ değerleri birbirleri ile çok iyi uyum göstermektedir. Bu durum düşük koersiviteli minerallerin düzenli tane boyu dağılımını desteklemektedir. Kalıntı mıknatıslanmalar (ARM ve SIRM) özellikle 140-190 cm ve 240-300 cm derinliklerinde önemli artışlar göstermiştir. SIRM/ χ ve χ_{ARM}/χ eğrilerinde uyum oldukça yüksektir. SIRM/ χ değeri ortalama 3×10^3 A/m dir. En yüksek değerler 139 ve 191 cm derinliğinde ölçülmüştür. Bu değerler diyajenez sonucu oluşan greigit mineralinin varlığını destekleyen $30-40 \times 10^3$ A/m değerinden oldukça düşüktür. Bu durumda, bu karot için greigit mineralinin olma olasılığı düşüktür düşüktür. VP0801 no'lu karota ait S-oranı değeri ortalama 0.89'dur. 1'e yakın olmasından dolayı bu değer, karot boyunca baskın mağnetik minerallerin düşük koersiviteli olduğunu göstermektedir. 161 cm ve 280 cm derinliklerinde 0.8 değerine en düşük S-oranı değerine ölçülmüştür. Bu derinliklerde göreceli olarak daha yüksek koersiviteli mağnetik mineraller bulunmaktadır. 161 ve 280 cm derinliğinde HIRM değerlerinde S-oranı ile uyumlu olan bir artış göze çarpmaktadır. Bu durum sözü edilen seviyelerde düşük koersiviteye sahip mağnetik minerallerdense göreceli olarak yüksek koersiviteye sahip mağnetik minerallerin baskın olabileceği şeklinde yorumlanabilmektedir.

VP0804 no'lu karota ait mağnetik parametreler Şekil 4.27'de gösterilmiştir. Şekilden de görüleceği gibi, mağnetik mineral yoğunluğunu gösteren χ , ARM ve SIRM grafikleri birbirleri ile uyumludur. 62-80 cm 120-150 cm ve 225-240 cm derinliklerinde bu parametrelerde artış gözlenmektedir. Tefra örnekleri hariç mıknatıslanma katsayısı

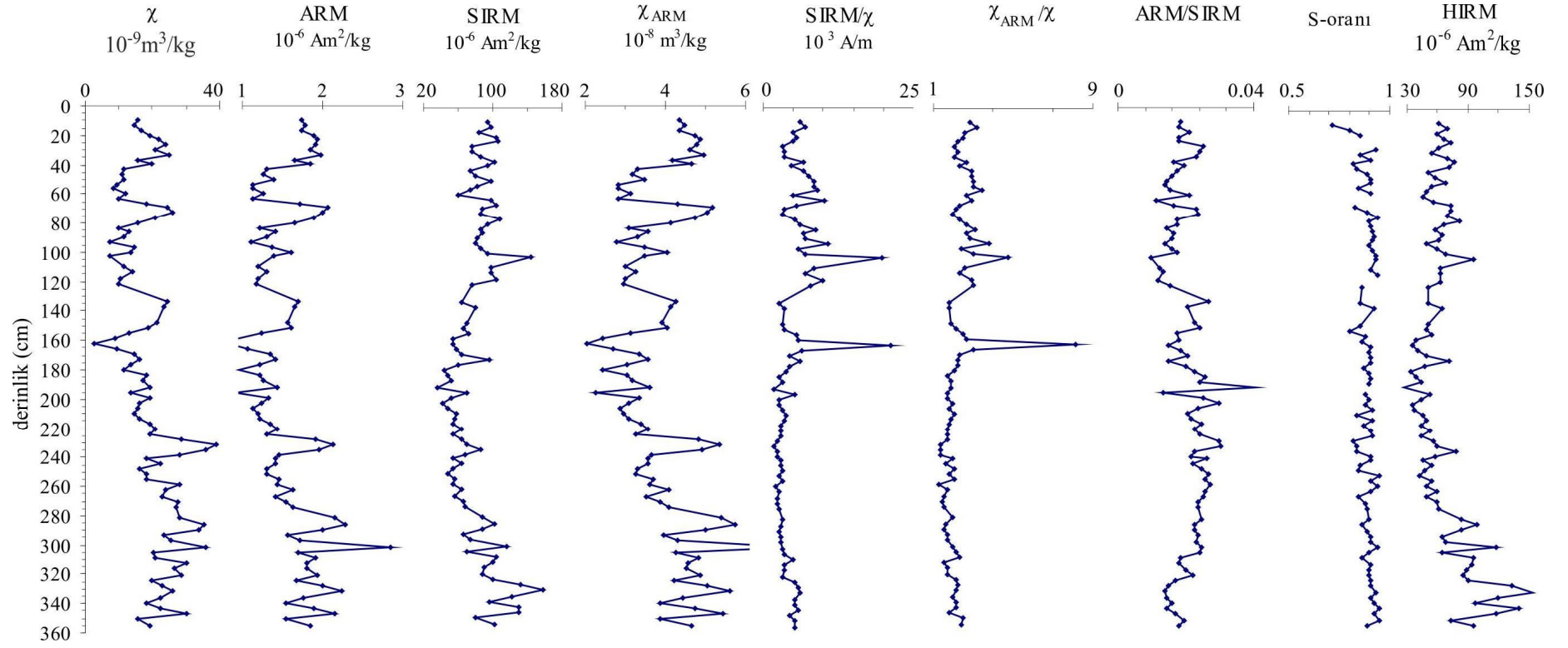
değerleri $0-40 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$, ARM değerleri $1-3 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ ve SIRM değerleri $20-180 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ arasındadır. χ_{ARM} grafiği de χ , ARM ve SIRM değerleri ile benzerlik göstermektedir. SIRM/ χ değerleri $0-25 \times 10^3 \text{ A/m}$ değerleri arasındadır. En yüksek değerler 100 ve 161 cm derinliklerinde ölçülmüştür. χ_{ARM}/χ değerlerindeki değişim SIRM/ χ değerlerindeki değişimle benzerlik göstermektedir. χ_{ARM}/χ verilerinde de en yüksek değerler 100 ve 161 cm derinliğinde gözlenmiştir. 160 cm seviyesinden daha derinlere doğru SIRM/ χ ve χ_{ARM}/χ değerlerinde azalma görülmektedir. S-oranı ortalama 0.88 civarındadır. S-oranı ortalama 0.69 değeri ile en düşük ilk 10 cm de ölçülmüştür. 150 cm derinliğinde de 0.8 değeri ile en düşük ikinci seviyededir. HIRM değerleri $30-150 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ arasında değişmektedir. Bu orandaki en belirgin değişim 320 cm derinliğinden sonra ölçülmüştür. Bu derinlikten sonra HIRM değerleri yükselmiştir.

Şekil 4.28’de VP0805 no’lu karota ait mağnetik parametreler grafiklenmiştir. VP0805 no’lu karota ait mıknatıslanma katsayısı değerleri tefra seviyeleri hariç $7-47 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ arasında değişmektedir. VP0801, VP0804 no’lu karotlarda da görüldüğü gibi χ , ARM, SIRM ve χ_{ARM} değerlerinin değişimi benzerlik göstermektedir. VP0805 no’lu karot için ARM değerleri $1-2 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ arasında, SIRM değerleri $0-200 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ arasında ve χ_{ARM} değerleri ise $2-6 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ arasında değişim göstermektedirler. Mıknatıslanma katsayı değerleri 185 cm derinliğinde $50 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ ile en yüksek değere sahiptir. Bu derinlikte SIRM ve χ_{ARM} ölçümlerinde de yüksek değerler bulunmuştur. SIRM/ χ değerleri $1-8 \times 10^3 \text{ A/m}$ arasında değişmektedir. En belirgin değişim 100 cm derinliğinde ölçülmüştür. Bu seviyenin üstünde SIRM değerleri alt seviyelere oranla daha yüksektir. Bir diğer önemli değişim de 52 cm derinliğindeki artıştır. 40–70 cm arasındaki derinliklerde SIRM/ χ oranında bir artış göze çarpmaktadır. χ_{ARM}/χ değerleri 0.2-0.8 arasında değişim göstermektedir. 182 cm derinliğinde en yüksek değer ölçülmüştür. 20–70 cm derinliğinde düşüş göze çarpmaktadır. Azalma ve artmalar aynı seviyelerde gözlenmektedir. ARM/SIRM grafiği 100 cm’nin altında artış göstermekte ve 0.01–0.03 arasında değişmektedir. Bu oran için en yüksek değer 188 cm derinliğinde ölçülürken 102 cm ve 30–60 cm derinliklerinde ise bu değerde bir düşüş gözlenmiştir. S-oranı 0-80 cm derinliğinde ortalama 0.7 değerinde iken 80 cm den karotun sonuna kadar 0.88 değerine yükselmiştir. HIRM değerlerinde ölçülen en belirgin değişim 230 cm’den sonra meydana gelen düşüştür. Bu seviyenin üstünde ortalama $62 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ iken bu seviyenin altında $51.87 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ ’dır.

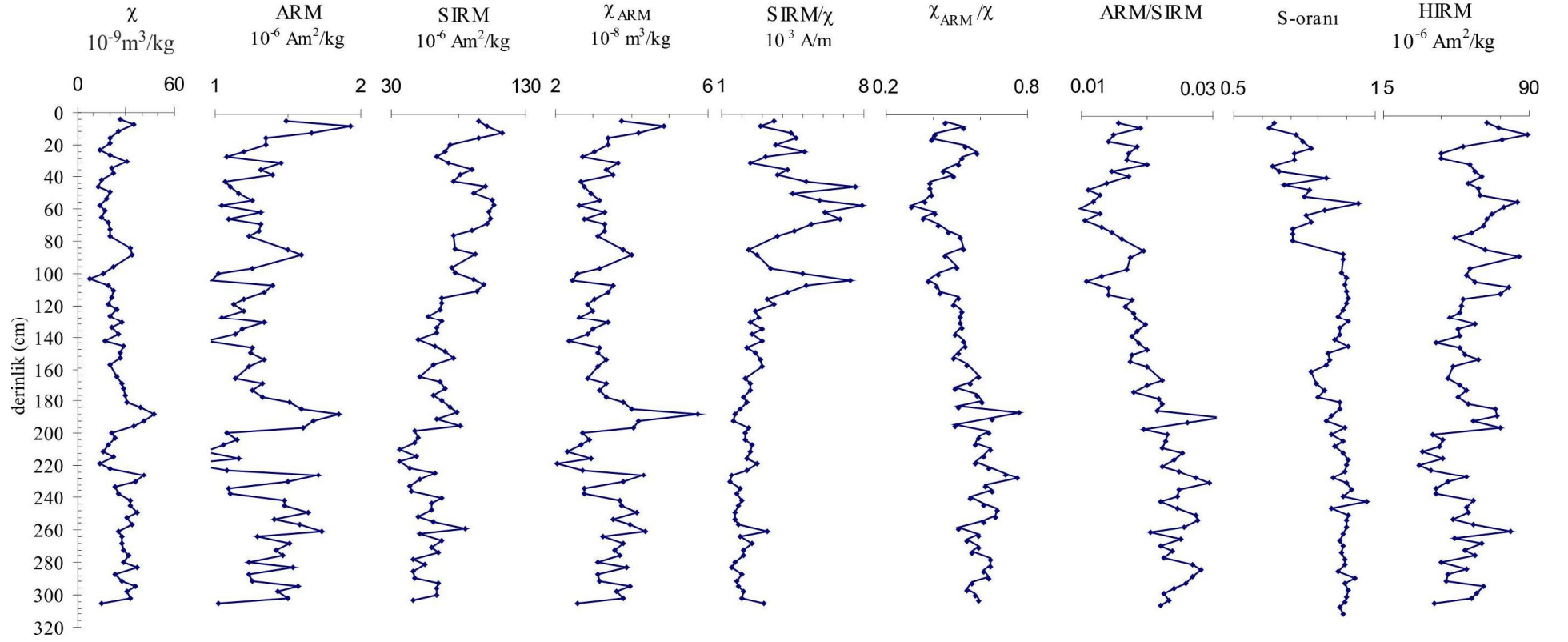
VP0807 no'lu karota ait mağnetik parametrelerin derinlikle değişimleri Şekil 4.29'da gösterilmiştir. Şekilde de görüldüğü gibi, mağnetik mineral yoğunluğunu gösteren χ , ARM ve SIRM değerleri birbirleri ile oldukça uyumludur. Bu durum düşük koersiviteli minerallerin düzenli tane boyu dağılımını desteklemektedir. χ değerleri 62 cm ve 140 cm ve 225 cm derinliklerinde artış göstermiştir. 62 cm derinliğindeki en yüksek χ değeri $60 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ olarak llmştir. Kalıntı mıknatıslanmalar (ARM ve SIRM) χ ile aynı seviyelerde artış göstermiştir. 240-400 cm arasındaki derinliklerde χ , ARM ve SIRM değerlerinde düşüş göze çarpmaktadır. χ değeri kalıntı mıknatıslanma parametreleri ile oldukça yüksek bir uyuma sahiptir. SIRM/χ ve χ_{ARM}/χ eğrilerinde uyum oldukça yüksektir. VP0807 no'lu karota ait S-oranı değerleri ortalama 0.76'dır. 1'e yakın olmasından dolayı bu değer, karot boyunca baskın mağnetik minerallerin düşük koersiviteli olduğunu göstermektedir. S-oranının en düşük ölçüldüğü değerler 148 cm ve 328 cm derinliklerinde bulunmaktadır. Bu derinliklerde sırasıyla 0.66 ve 0.5 değerleri llmştir. 66-141-225 cm derinliklerinde yüksek HIRM değerleri göze çarpmaktadır. 225 cm seviyesinden daha derinlerde ise HIRM azalmaktadır. En yüksek HIRM değerleri 225 cm derinliğindeki $227 \times 10^{-6} \text{ Am}^2/\text{kg}$ değeridir.



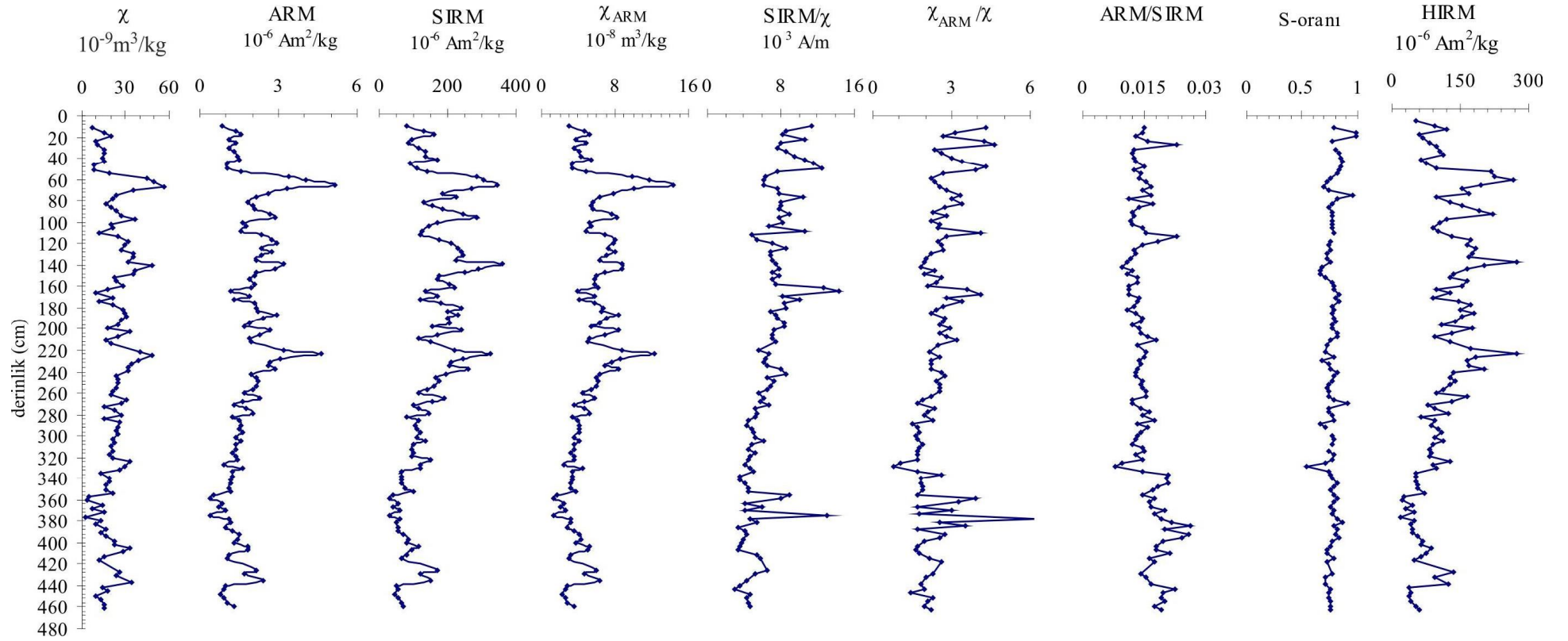
Şekil 4.26: VP0801 no'lu karota ait çevre mağnetizması parametreleri.



Şekil 4.27: VP0804 no'lu karota ait çevre mağnetizması parametreleri.



Şekil 4.28: VP0805 no'lu karota ait çevre mağnetizması parametreleri.



Şekil 4.29: VP0807 no'lu karota ait çevre mağnetizması parametreleri.

4.7. KAYA MAĞNETİZMASI DENEYLERİ

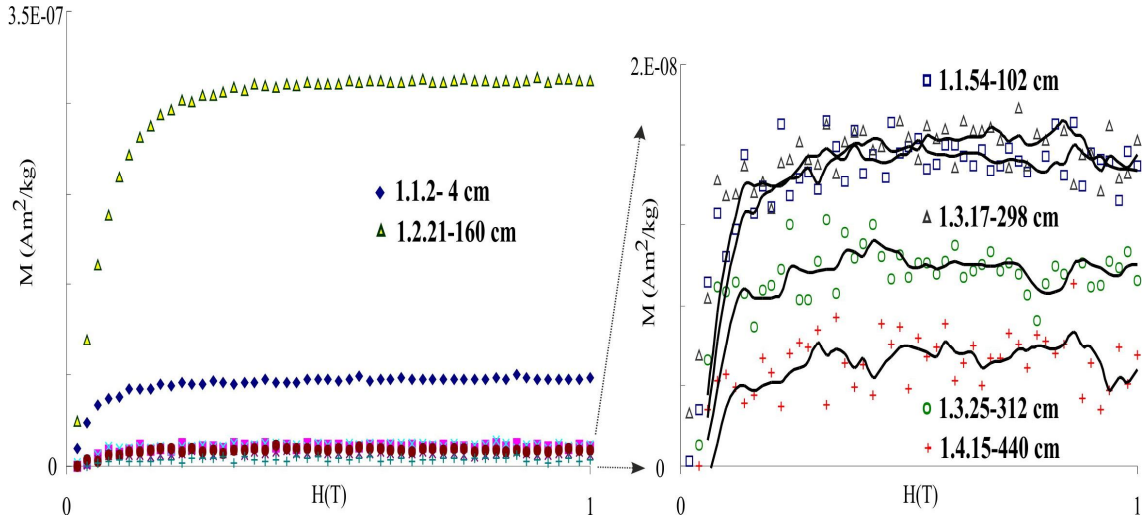
Çevre mağnetizması çalışmaları kapsamında kaya mağnetizması deneylerinin önemi oldukça büyüktür. Elde edilen evre mağnetizması parametrelerinin kesin olarak tanımlanması ve yorumlanmasında kaya mağnetizması deneyleri sıklıkla kullanılmaktadır. Bu deneyler evre mağnetizması ölçümlerine nazaran zaman alan ölçümler oldukları için genellikle çalışma kapsamında elde edilen ilk sonuçlara bakılarak seçilen örnekler üzerinde yoğunlaşılmaktadır. Bu alışma kapsamında özellikle, χ değerlerinin yüksek olduğu seviyelere öncelik verilerek kaya mağnetizması çalışmaları için örnekler seçilmiştir. Seçilmiş bu örnekler için IRM, histeresiz ölçümleri ve termomağnetik analizler yapılmıştır.

4.7.1. IRM Eğrileri

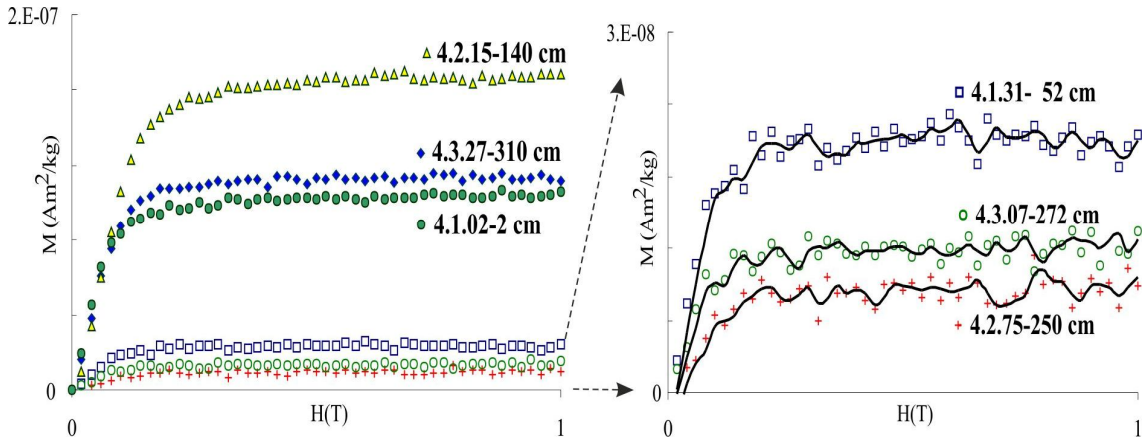
Çalışma kapsamında IRM lmleri VSM aletinde yapılmıştır. Şekil 4.30'da VP0801 no'lu karottan seçilen 6 adet örneğe ait IRM eğrileri gösterilmiştir. 1.1.2 ve 1.2.21 no'lu örnekler tefra seviyelerinden alınan örneklerdir. Doygun kalıntı mıknatıslanma değerleri en yüksek bu iki örnekte ölçülmüştür. Mıknatıslanma şiddetlerine paralel olarak daha düzgün IRM eğrileri elde edilmiştir. Bu iki rneğin IRM eğrileri incelendiğinde kalıntı mıknatıslanmalarının 300 mT'nin altında doygunluğa ulaştığı görülmektedir. Bu durumda, bu iki örnekte bulunan mağnetik minerallerin düşük koersiviteye sahip mağnetik mineraller olduğu söylenebilmektedir. Aynı karottan seçilen diğer örnekler tefra seviyelerinin dışında seçilmiştir. 1.1.54, 1.3.17, 1.3.25, 1.4.15 no'lu örnekler sırasıyla 102, 298, 312 ve 440 cm derinliklerinden alınan örneklerdir. Bu örneklerin mıknatıslanma şiddetlerinin oldukça düşük olması IRM eğrilerine de yansımıştır. Şekil 4.30'da görüldüğü gibi doymuş mıknatıslanma değerleri oldukça düşüktür ve duraylı bir eğriye sahip değillerdir. Ancak genel olarak bakıldığında bu örneklerin de düşük koersiviteye sahip oldukları söylenebilir. Ayrıca derinlikle birlikte doygunluğun azaldığı da açık bir şekilde görülmektedir.

VP0804 no'lu karota ait IRM eğrileri Şekil 4.31'de gösterilmiştir. 4.1.2, 4.2.15 ve 4.3.27 no'lu örneklerle ait IRM eğrileri kalıntı mıknatıslanmalarının 300 mT dan daha

küçük bir alanda doygunluğa ulaştığını göstermektedir. Bu bize örneklerin düşük koersiviteye sahip mağnetik mineralleri içerdiğini göstermektedir. Ayrıca, bu karota ait en yüksek doymuş kalıntı mıknatıslanma değerleri de bu üç örneğe aittir. Bu örneklerin alındığı derinlikler litolojik tanımlama da tefra seviyeleri olarak tanımlanmıştır. VP0804 no'lu karottan alınan diğer örnekler tefra seviyelerinin dışından alınmıştır. 4.1.31, 4.2.75 ve 4.3.07 no'lu örneklerde 300 mT'nin altında doygunluğa ulaşmış ancak çok düşük mıknatıslanma katsayılarından dolayı çok duraylı bir grafiğe sahip olamamışlardır. 300 mT'nin altında doygunluğa ulaşmış olmaları örneklerdeki baskın mağnetik minerallerin düşük koersiviteli mağnetik mineraller olduğunu göstermektedir.

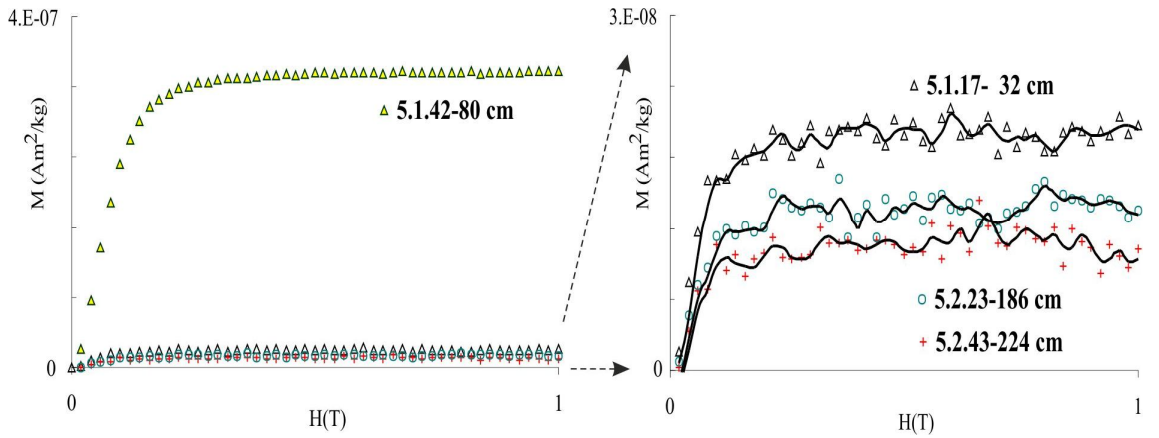


Şekil 4.30: VP0801 no'lu karotun farklı derinliklerine ait örneklerin IRM grafikleri.

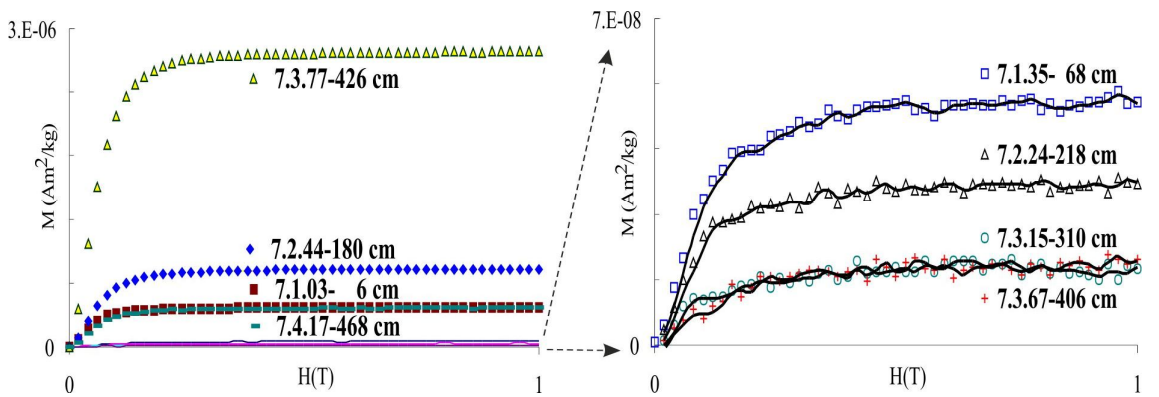


Şekil 4.31: VP0804 no'lu karotun farklı derinliklerine ait örneklerin IRM grafikleri.

VP0805 no'lu karota ait IRM eğrileri Şekil 4.32'de gösterilmiştir. Bu karottan 5.1.42, 5.1.17, 5.2.23 ve 5.2.43 no'lu örnekler IRM deneyi için seçilmiştir. Bu örneklerden 5.1.42 no'lu örnek oldukça yüksek doymuş kalıntı mıknatıslanmaya sahiptir ve düşük koersiviteli mağnetik mineraller içermektedir. Diğer örnekler ise oldukça düşük doymuş kalıntı mıknatıslanmaya sahiptirler. Mıknatıslanma katsayıları oldukça düşük olan bu örnekler duraylı bir IRM eğrisi oluşturamamışlardır. Ancak eğrilerin genel eğilimine bakıldığında 300 mT'dan daha yüksek alanlarda kalıntı mıknatıslanmalarında değişim göstermemişlerdir. Bu durumda bu örnekler içerisinde de 5.1.42 no'lu örnekte olduğu gibi düşük koersiviteli mağnetik minerallerin olduğu ancak yoğunluğunun 5.1.42 no'lu örneğe göre oldukça düşük olduğunu söylemek olanaklıdır.



Şekil 4.32: VP0805 no'lu karotun farklı derinliklerine ait örneklerin IRM grafikleri.



Şekil 4.33: VP0807 no'lu karotun farklı derinliklerine ait örneklerin IRM grafikleri.

Şekil 4.33 VP0807 no'lu karottan seçilmiş örneklere ait IRM eğrileri gösterilmiştir. VP0807 no'lu karot en yüksek doymuş kalıntı mıknatıslanmalara sahip karottur. Tefra olarak belirlenen seviyelerden alınan 7.1.3, 7.2.44, 7.3.77 ve 7.4.17 no'lu örneklerin duraylı IRM eğrilerine sahip, karotun diğer yerlerinden alınan 7.1.35, 7.2.24, 7.3.15 ve 7.3.67 no'lu örneklerin ise daha düşük duyarlılıkta kalıntı mıknatıslanma taşıdığı görülmektedir. Bütün örneklerin kalıntı mıknatıslanmaları yaklaşık 300 mT'nin altında doygunluğa ulaşmaktadır. Bu durumda örneklerin düşük koersiviteli mağnetik mineraller içerdikleri anlaşılmaktadır.

Tüm örnekler toplu olarak değerlendirildiğinde, tefra seviyelerinden alınan örneklerin IRM eğrileri oldukça duraylı iken diğer seviyelere ait örneklerin IRM eğrileri duraysız görülmektedir. Tefra seviyelerinde oldukça yüksek doymuş mıknatıslanma değerleri ölçülürken diğer seviyelerde bu değer düşüktür. Ancak duraylılığı az olsa da tüm örnekler 300 mT'nin altındaki alanlarda doymuş mıknatıslanmaya sahiptir.

4.7.2. Histeresiz Eğrisi ve Parametreleri

Histeresiz eğrileri bir örnek içerisindeki mağnetik minerolojiyi tanımlamada ve örnek içerisinde bulunan mağnetik minerallerin tane boyutunun belirlenmesinde oldukça kullanışlıdır. Histeresiz eğrilerinden H_{cr} , H_c , M_{sr} ve M_s parametreleri elde edilmektedir. Ayrıca histeresiz eğrilerinin şekli de mağnetik minerolojiyi belirlemek için oldukça kullanışlıdır. Şekil 4.34'te sırasıyla VP0801, VP0804, VP0805 ve VP0807 no'lu karotlardan alınan örneklere ait histeresiz eğrileri normalize edilerek gösterilmiştir.

VP0801 no'lu karota ait histeresiz eğrilerine bakıldığında (Şekil 4.34) VP1.1.2 ve VP1.2.21 no'lu örneklerin oldukça düzgün ve duraylı bir eğriye sahip oldukları görülmektedir. Sırasıyla karotun tefra birimlerini içeren 4 ve 160 cm derinliklerinden alınan bu iki örneğin dik ve ince karakterdeki histeresiz eğrisi, 7 ve 14 mT değerinde koersif kuvvete sahip olmaları mağnetit mineralinin varlığını göstermektedir. VP0801 no'lu karottan elde edilen diğer histeresiz eğrileri çok düşük mağnetik mineral yoğunluğundan dolayı gürültü oranı içeren eğrilere sahiptir. Örnekler içerisinde paramağnetik minerallerin varlığı histeresiz eğrilerinde de göze çarpmaktadır (doğrunun hemen hemen düzgün gidişli eğimi). Ancak bu eğriler yine örnek içerisinde çok az yoğunlukta da olsa ferrimağnetik minerallerin varlığını göstermektedir (S şeklinde eğri

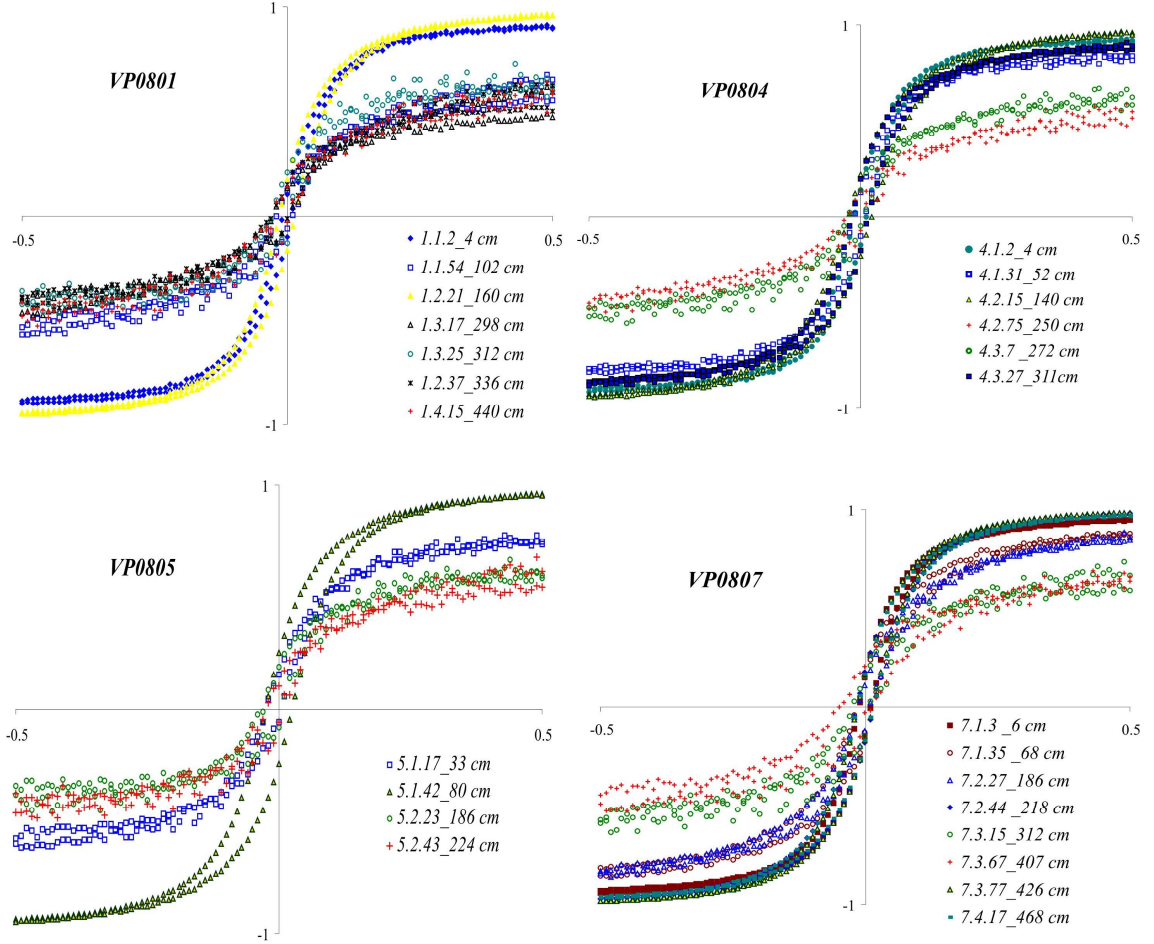
biçimi). Bundan dolayı bu örneklerde de çok az yoğunlukta magnetit minerallerinin varlığı söz konusudur.

Şekil 4.34'te VP0804 no'lu karottan seçilen örneklere ait histeresiz eğrileri gösterilmiştir. Mıknatıslanma şiddeti en yüksek olan VP4.1.2, VP4.2.15 ve VP4.3.27 no'lu örnekler düzgün, dik ve ince bir histeresiz eğrisine sahiptir. Bu özelliklerinden dolayı örneklerin histeresiz eğrilerinin karakteristik yapıları düşük koersiviteli ferrimağnetik minerallerin varlığını kanıtlamaktadır. Diğer örnekler (VP4.2.75 ve VP4.3.7) oldukça düşük şiddette olmalarından dolayı gürültü içeren eğrilere sahiptir. Bu örneklerde çok az yoğunlukta ferrimağnetik mineraller ile paramağnetik minerallerin varlığı söz konusudur.

VP0805 no'lu karottan dört adet örnek histeresiz ölçümleri için seçilmiştir (Şekil 4.34). Bu örnekler içerisinde M_s değeri en yüksek olan VP5.1.42 no'lu örneğin histeresiz eğrisi duraylı bir görüntü vermiştir. VP5.1.42 no'lu örnek olasılıkla yüksek koersiviteli minerallerin varlığından dolayı geniş histeresiz eğrisine sahiptir. VP5.2.43 no'lu örnek, M_s değerinin düşük olmasından dolayı histeresiz ölçümlerinde oldukça fazla gürültü sergilemiştir.

VP0807 no'lu karotan seçilen 7.1.3, 7.2.44, 7.3.77 ve 7.4.17 no'lu örnekler yüksek M_s değerine ve düşük koersif kuvvete sahiptir (Şekil 4.34). Bu örneklerin histeresiz eğrisi mağnetit mineralinin örnek içerisinde yoğun olduğunu göstermektedir. 7.2.44 no'lu örnek göreceli olarak geniş histeresiz eğrisine sahiptir. Bu özelliğinden dolayı örnek içerisinde düşük yoğunlukta yüksek koersiviteli mağnetik minerallerin varlığını göstermektedir.

Van Gölü sedimanlarında bulunan tefra birimlerinden alınan örnekler oldukça düzgün, ince ve dik histeresiz eğrisi sergilemektedirler. Ayrıca, 300 mT'nin altında doymuş mıknatıslanma değerleri de bu örneklerin düşük koersiviteye sahip olduklarını göstermektedir. Tefra birimlerinin dışında seçilen örnekler ise koersif kuvvetlerin (H_c) varlığı ile ferrimağnetik minerallerin, yüksek alandaki eğrinin eğimindeki ($\Delta M/\Delta H$) artış ile de paramağnetik minerallerin varlığını desteklemektedirler (Şekil 4.34).



Şekil 4.34: Van Gölü karotlarından seçilmiş örneklere ait normalize edilmiş histeresiz eğrileri.

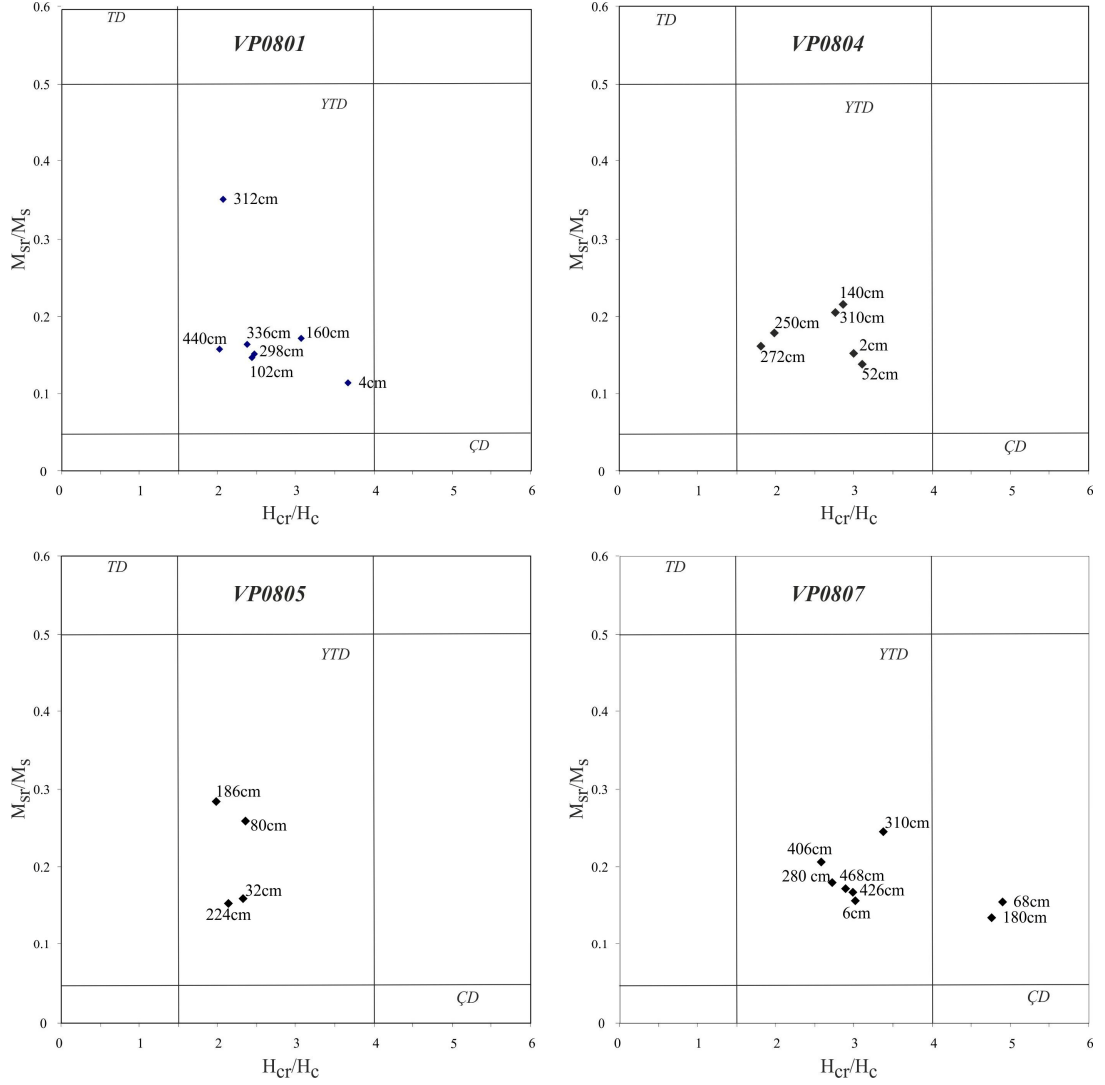
Şekil 4.34'te de görüleceği gibi farklı derinliklerden alınan örneklerin tümü 300 mT'nin altında doymuş mıknatıslanma (M_s) değerleri ile düşük koersiviteye sahiptirler. Tefra birimlerinden alınan örneklerin koersif kuvvetleri oldukça düşük ve kalıntı mıknatıslanmaları da yüksektir. Tefra birimlerinin dışında seçilen örneklerin ise doymuş mıknatıslanma değerleri farklılıklar göstermekte ve karotun derininden alınan örneklerde en düşük çıkmaktadır. Bu değerler Tablo 4.2'de ayrıntılı olarak görülmektedir.

Van Gölü sedimanlarından seçilen örneklere ait histeresiz eğrilerinden elde edilen M_{rs} (doymuş kalıntı mıknatıslanma), M_s (doymuş mıknatıslanma), H_{rs} (koersif kalıntı kuvvet) ve H_s (koersif kuvvet) parametreleri ve oranları Tablo 4.2'de gösterilmiştir. Bu oranlar ferrimağnetik minerallerin domen yapılarının belirlenmesinde oldukça kullanışlı bilgiler içermektedir.

Tablo 4.2: Van Gölü sedimanlarına ait histeresiz parametreleri.

Örnek	Derinlik cm	H _c mT	H _{cr} mT	M _s 10 ⁻⁶ Am ² /kg	M _{rs} 10 ⁻⁶ Am ² /kg	H _{cr} /H _c	M _{rs} /M _s
VP1.1.2	4	7.884	28.94142	5046	573.7	3.6709056	0.113694
VP1.1.54	102	14.18	34.54285	0.1204	0.0178	2.4360261	0.1476744
VP1.2.21	160	14.11	43.23031	15690	2696	3.0638065	0.1718292
VP1.3.17	298	14.77	36.48322	999.4	151.9	2.4700894	0.1520521
VP1.3.25	312	17.02	35.26946	431.1	151.4	2.0722362	0.3511946
VP1.3.37	336	14.53	34.52572	700.6	115.1	2.3761679	0.1642878
VP1.4.15	440	14.05	28.51005	576.3	91.05	2.0291851	0.1579906
VP4.1.2	2	10.8	32.3256	5901	904.8	2.9931111	0.1533299
VP4.1.31	52	9.655	29.98534	1525	211.9	3.10568	0.1389508
VP4.2.15	140	20.74	59.18052	4788	1044	2.8534484	0.2180451
VP4.2.75	250	15.21	30.16543	575.7	103.7	1.983263	0.1801285
VP4.3.7	272	14.14	25.55332	654.6	106.4	1.8071655	0.162542
VP4.3.27	310	14.31	39.54557	4416	907.9	2.763492	0.2055933
VP5.1.17	32	14.64	33.90352	1086	171.4	2.3158142	0.1578269
VP5.1.42	80	24.82	58.09455	18930	4846	2.3406346	0.2559958
VP5.2.23	186	17.31	34.34118	1188	336.3	1.9838925	0.2830808
VP5.2.43	224	14.23	30.32367	617	93.65	2.1309677	0.1517828
VP7.1.3	6	11	33.11066	20500	3211	3.01006	0.1566341
VP7.1.35	68	12.61	61.6258	4197	651.6	4.8870579	0.1552538
VP7.2.27	180	10.96	52.014	2633	353.3	4.7458029	0.1341815
VP7.2.44	218	15.73	42.72522	31010	5581	2.7161615	0.1799742
VP7.3.15	310	15.89	53.4303	828.6	202.8	3.362511	0.2447502
VP7.3.67	406	31.13	80.25832	746.2	153.8	2.5781664	0.206111
VP7.3.77	426	14.41	42.92402	84850	14210	2.9787661	0.167472
VP7.4.17	468	14.89	42.96162	22960	3924	2.8852666	0.1709059

M_{rs}/M_s oranının 0.5'ten büyük olması durumunda tek domenli mağnetik mineraller (<0.2 µm) 0.1'den küçük olması durumunda çok domenli mağnetik mineraller (>15-20 µm) bu iki oran arasında kalan mineraller ise yalancı tek domenli mağnetik minerallerdir. Van Gölü sedimanlarından seçilen örneklerin M_{rs}/M_s oranı 0.5'ten küçük 0.1 değerinden de büyüktür. Bu durumda bu örnekler yalancı tek domenli mağnetik mineraller içerdiğini desteklemektedir (Tablo 4.2) (Şekil 4.35). Van Gölü sedimanlarına ait histeresiz parametreleri kullanılarak hesaplanan H_{cr}/H_c ve M_{rs}/M_s oranları Şekil 4.35'te Day diyagramı üzerinde gösterilmiştir. Bu diyagram, seçilmiş örneklerdeki mağnetik minerallerin yalancı tek domenli mağnetik mineraller grubuna girdiğini göstermektedir.

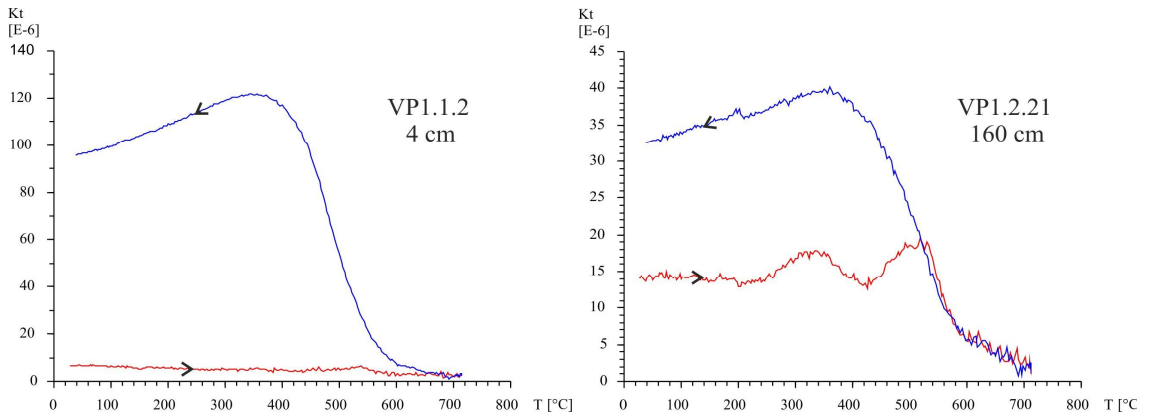


Şekil 4.35: Van Gölü karotlarından seçilmiş olan örneklerin Day diyagramındaki konumu

4.7.3. Termomağnetik Eğriler

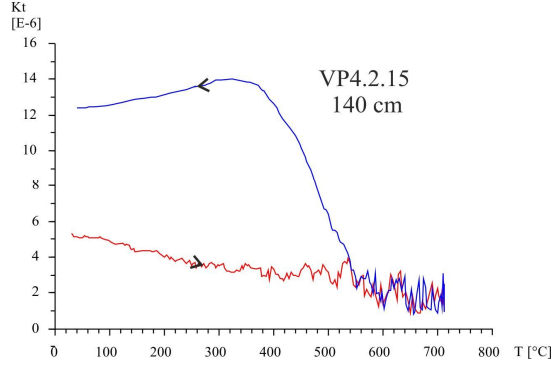
Yüksek sıcaklık termomağnetik eğrilerinin incelenmesi sonucu, ısınma ve soğuma işlemleri boyunca mıknatıslanma katsayısındaki değişimlere bağlı olarak elde edilen karakteristik eğrilere göre mağnetik minerallerin bozuşma dereceleri bulunabilmektedir. Karotların farklı seviyelerinden seçilen toplam 7 adet örneğin yüksek sıcaklık-mıknatıslanma katsayısı değişimlerini gösteren termomağnetik eğriler Cureval 8.0 programı kullanılarak çizilmiştir. Bu program kullanılarak örneklerin termomağnetik eğrilerinin çizimi dışında örnek içerisindeki paramağnetik ve ferromağnetik mineral yoğunluğu da belirlenmiştir.

Şekil 4.36'da VP0801 no'lu karottan seçilmiş örneklerin termomağnetik eğrileri verilmiştir. Isınma ve soğuma eğrileri gözönüne alındığında VP1.1.2 no'lu örneğin ısınma süresince yaklaşık 550-580°C arasında görülen artışın mağnetit mineralinin Curie sıcaklığında bozuşma derecesine karşılık geldiği görülmektedir. VP1.2.21 no'lu örnekte ise iki farklı bozuşma fazı örnek içerisinde iki farklı mineralin varlığını göstermektedir. Bunlar 380°C Cuire sıcaklığı ile greigit ve 580°C Cuire sıcaklığı ile mağnetit mineralleridir.

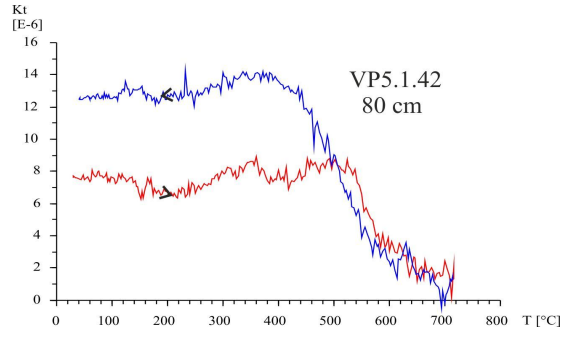


Şekil 4.36: VP0801 no'lu karottan seçilmiş örnekler için yüksek sıcaklık-mıknatıslanma katsayısı eğrileri.

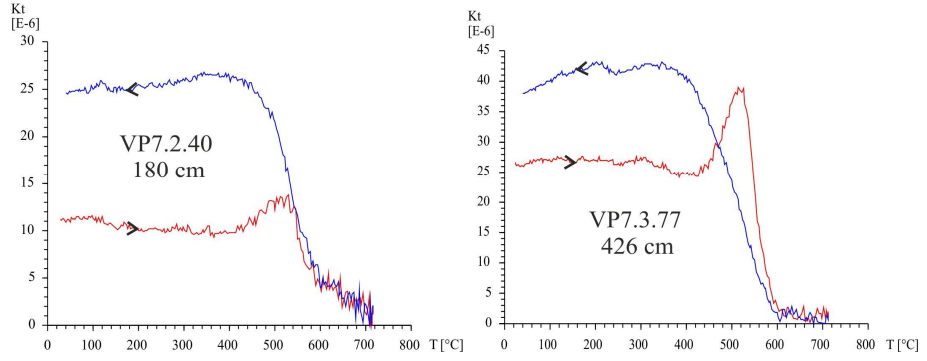
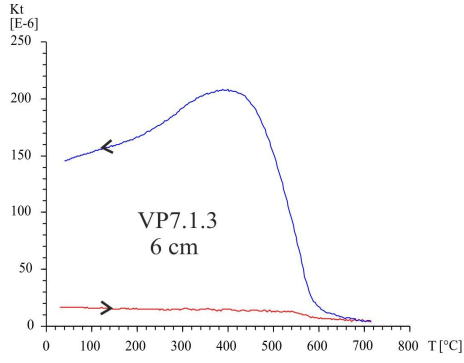
VP0804 no'lu karottan bir örneğin termomağnetik ölçümü yapılmıştır (Şekil 4.37). Karotun 140 cm derinliğinde bulunan bu örnekte Curie sıcaklığı 580°C olarak görülmektedir. VP0805 no'lu karottan alınan VP5.1.42 ait ısınma eğrisinde (Şekil 4.38) iki farklı mineral fazı dikkat çekmektedir. Bunlar 300-400°C arasında ve 500-600°C arasında meydana gelen termal bozuşma, örnek içerisinde iki farklı mağnetik mineral fazını göstermektedir. Yaklaşık 380°C Curie sıcaklığı ile greigit ve 580°C sıcaklığı ile mağnetit bu iki mineral fazının ürünüdür. Paramağnetik mineral yoğunluğundan dolayı ısınma süresinde 700°C'ye kadar mıknatıslanma katsayısının sıfıra düşmediği görülmektedir.



Şekil 4.37: VP0804 no'lu karottan seçilmiş olan VP4.2.15 no'lu örneğe ait yüksek sıcaklık-mıknatıslanma katsayısı eğrisi.



Şekil 4.38: VP0805 no'lu karottan seçilmiş olan VP5.1.42 no'lu örneğe ait yüksek sıcaklık-mıknatıslanma katsayısı eğrisi



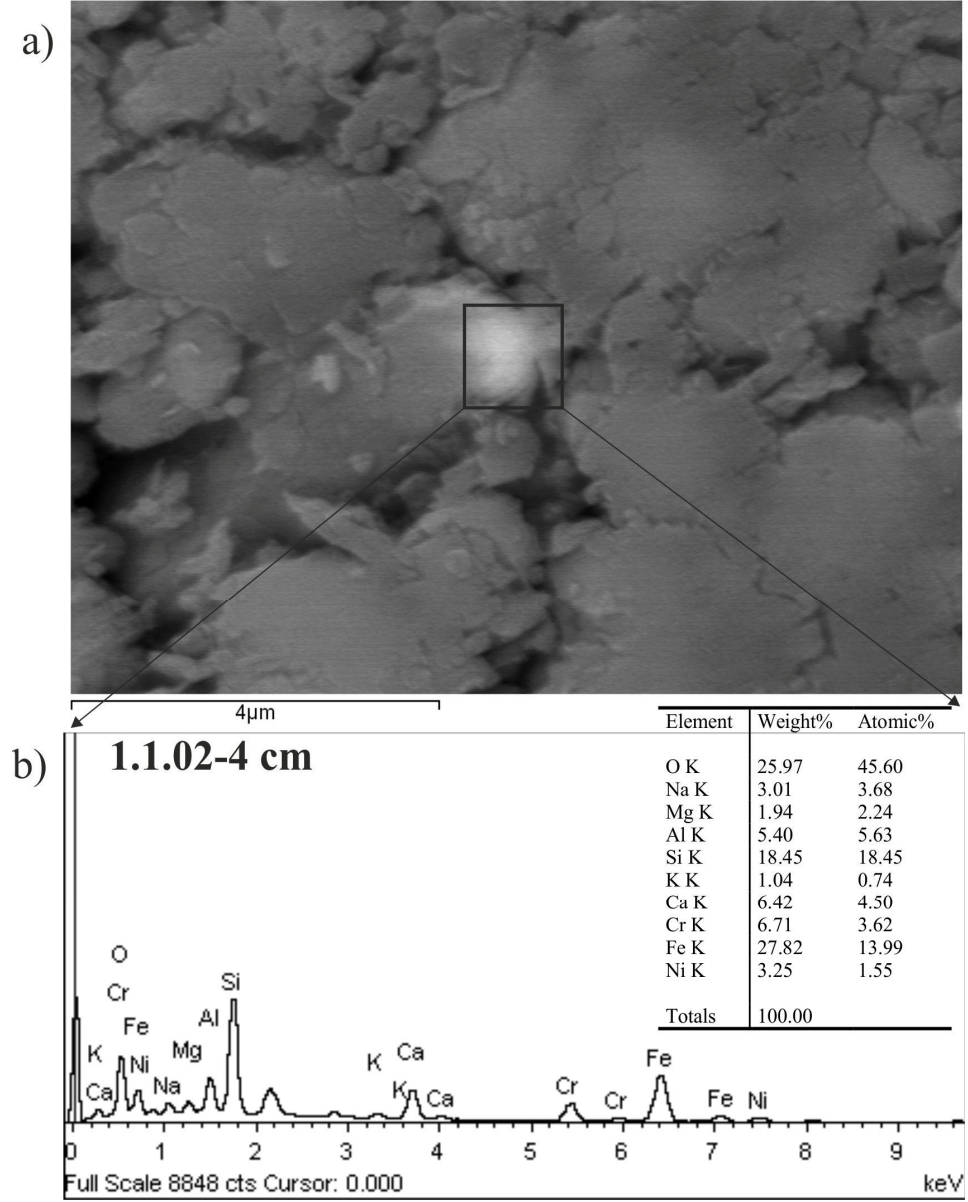
Şekil 4.39: VP0807 no'lu karottan seçilmiş bir örnekler için yüksek sıcaklık-mıknatıslanma katsayısı eğrileri.

Şekil 4.39'da VP0807 no'lu karotun sırasıyla 6, 180 ve 426 cm derinliklerinden seçilmiş örneklerle ait termomağnetik eğriler görülmektedir. 6 cm'den alınan VP7.1.3 no'lu örneğe ait ısınma eğrisi paramağnetik mineral varlığı ile birlikte örnek içerisinde düşük yoğunlukta da olsa 580°C Curie sıcaklığı ile mağnetit mineralinin varlığını göstermektedir. VP7.2.40 ve VP7.3.77 no'lu örnekte yüksek ferromağnetik mineral içeriği ile 580°C Curie sıcaklıkları ile mağnetit mineralinin varlığı görülmektedir.

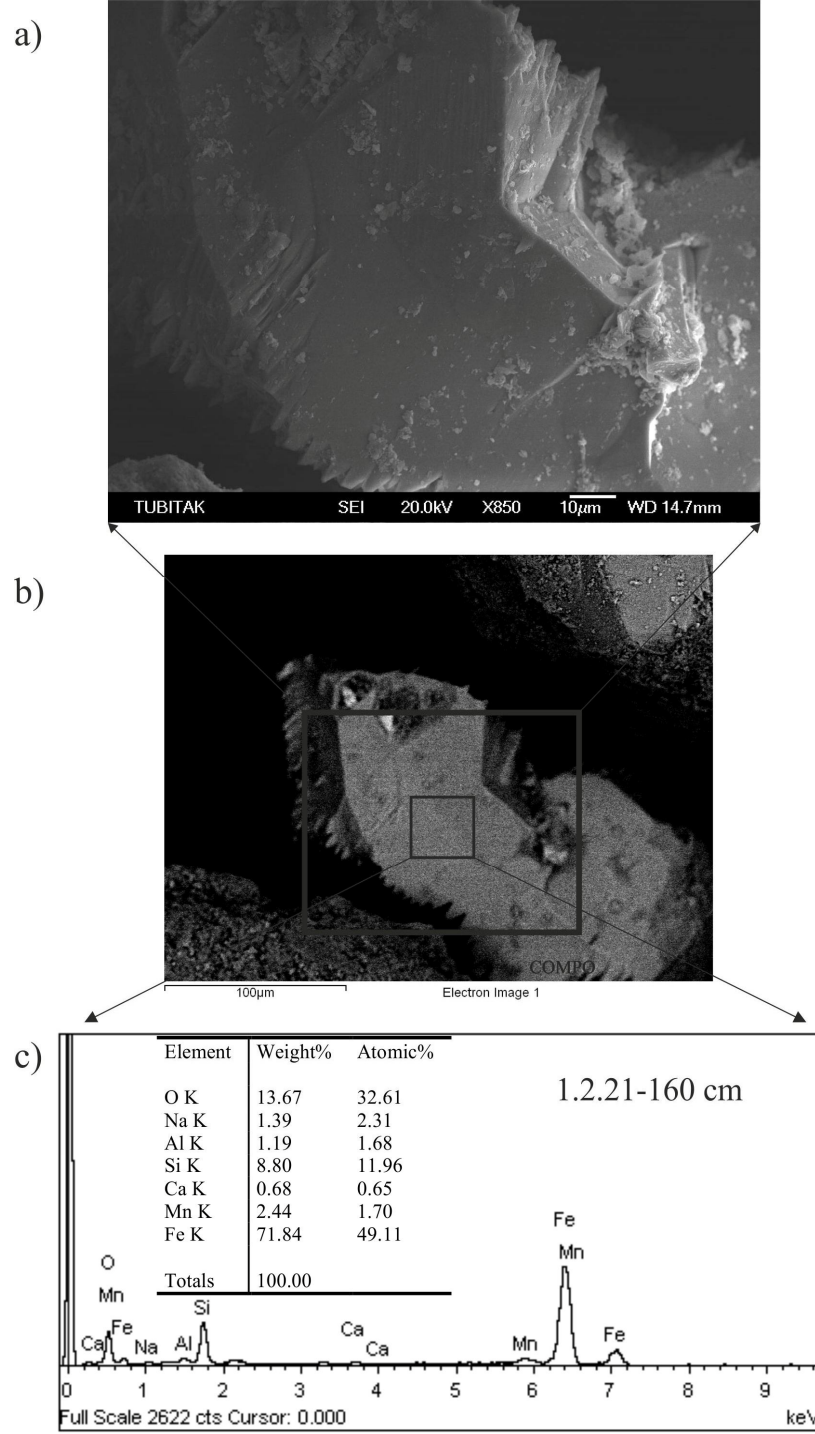
Tüm örneklerin termomağnetik eğrilerinde, bozuşma ile ilgili olarak ısınma soğuma eğrileri arasındaki fark oldukça fazladır. Ayrıca, bazı örneklerin mıknatıslanma katsayıları çok düşük olduğu için termomağnetik eğrileri gürültü içermektedir. Bir diğer önemli davranış ise soğuma eğrilerine ait mıknatıslanma katsayılarının ısınma eğrilerinkilerden daha yüksek olmasıdır. Bu durum örnek içerisinde bulunan paramağnetik minerallerin 700°C ye kadar ısınıp daha sonra soğuması ile oluşan ince taneli mağnetit mineralinden dolayı olmaktadır (Ao ve diğ., 2009). Bundan dolayı yüksek sıcaklık mıknatıslanma katsayısı ölçümlerinde soğuma eğrileri dikkate alınmayacaktır.

4.7.4 Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) Görüntüleri ve Analizleri (EDAX)

Çevre mağnetizması analizlerinde tamamlayıcı olarak yapılan SEM çekimleri bir örnek içerisinde bulunan mağnetik minerallerin kompozisyonlarını ve kristal yapılarını vermektedir. Elde edilen sonuçlar çevre mağnetizması parametrelerinin yorumlanmasında destekleyici bilgiler içermektedir. SEM çekimleri ile birlikte örnek yüzeyinde seçilen bir alan için yarı kantitatif element dağılımını veren EDAX analizleri de yapılabilmektedir.



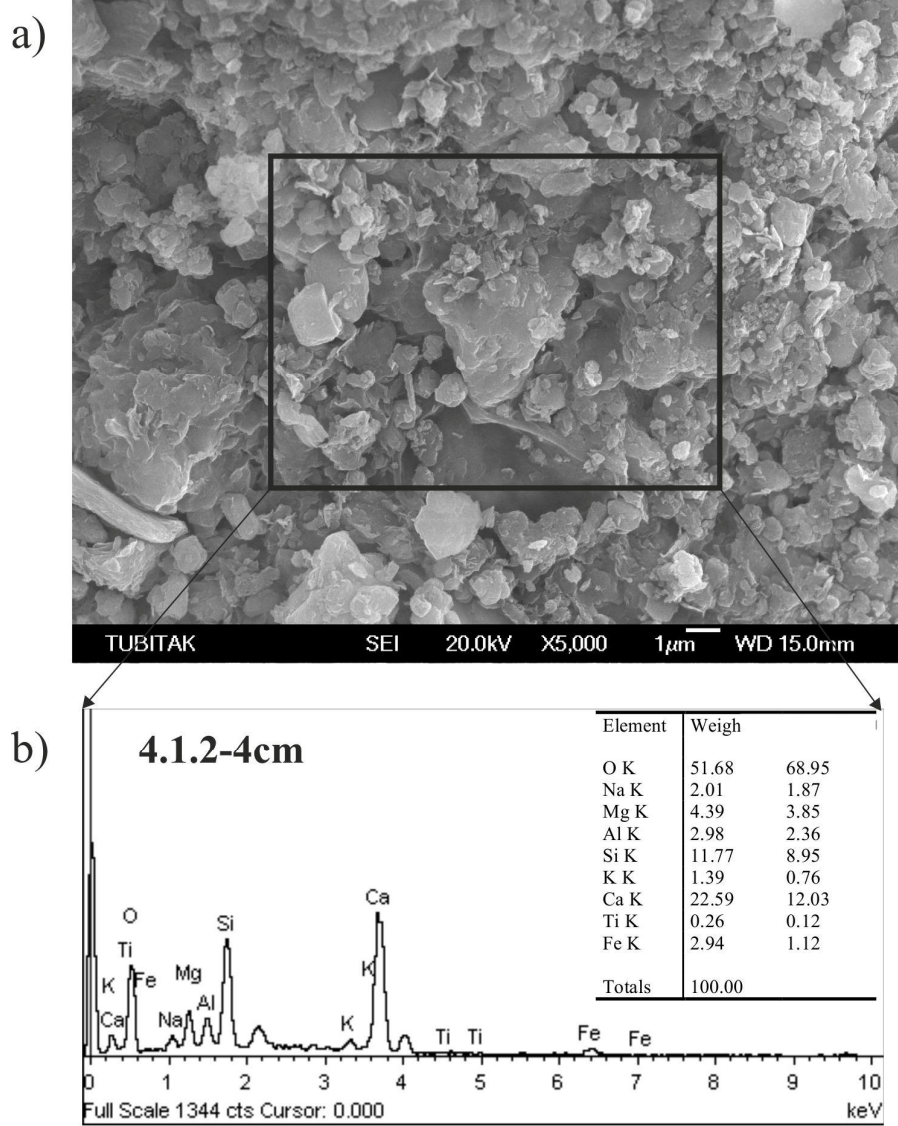
Şekil 4.40: VP0801 no'lu karota ait 1.1.2 no'lu örneğin SEM çekimi a) COMPO olarak alınan görüntü b) EDAX analizleri.



Şekil 4.41: VP0801 no'lu karota ait 1.2.21 no'lu örneğin, a) SEM görüntüsü, b) COMPO görüntüsü ve c) EDAX analizleri.

VP0801 no'lu karota ait 1.1.2 no'lu örneğin SEM çekimlerinde kristal formlar yakalanamadığı için COMPO görüntü alınmıştır. Şekil 4.40'ta COMPO görüntü ve EDAX analiz sonuçları verilmiştir. EDAX analizi sonuçları incelendiğinde, Fe, O ve Si elementlerinin örnek içerisinde baskın elementler olduğu görülmektedir. Aynı karotun

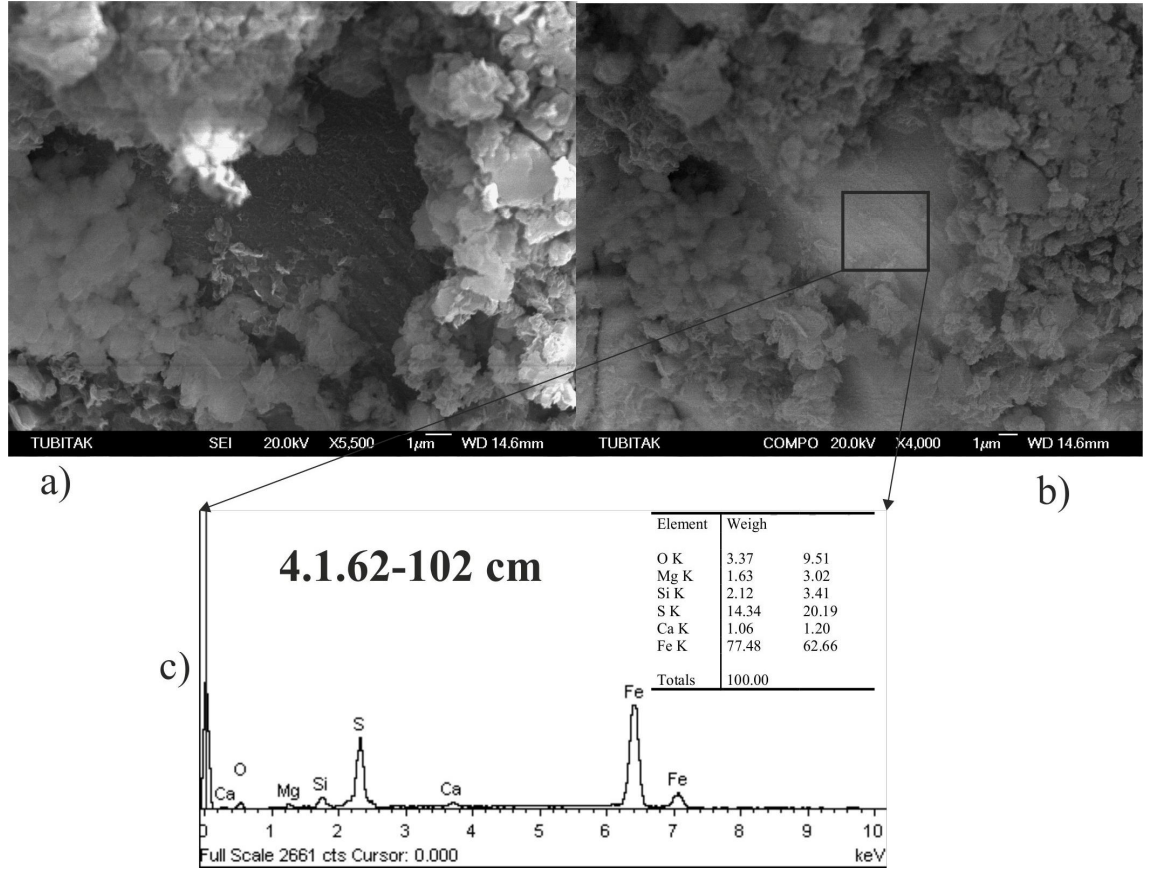
160 cm derinliğinden alınan 1.2.21 no'lu örnekte (Şekil 4.41) Fe elementi %70 oranıyla oldukça yüksek bir oranda bulunmakta ve O ve Si elementleri diğer baskın elementlerdir. VP0801 no'lu karota ait SEM sonuçları iki örnekte de baskın minerallerin demir oksitlerden oluştuğunu göstermektedir.



Şekil 4.42: VP0804 no'lu karota ait 4.1.2 no'lu örneğin SEM çekimi, a) SEM görüntüsü b) EDAX analizi.

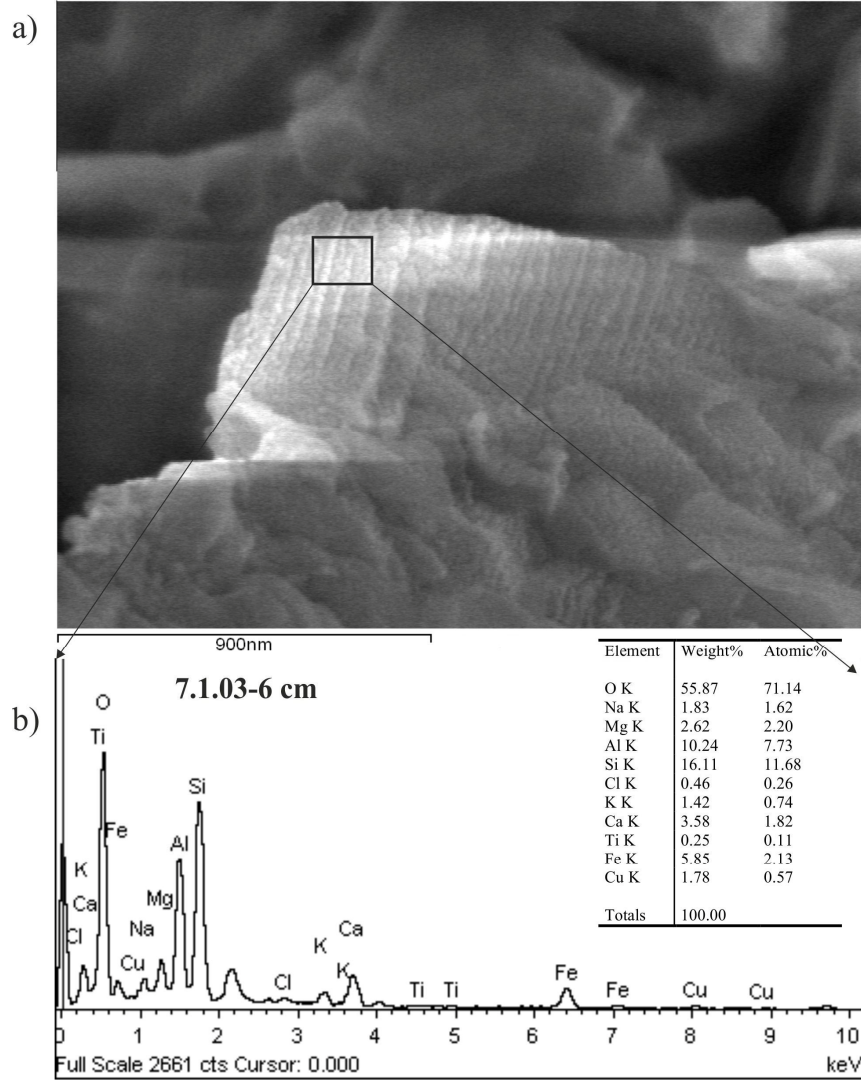
VP0804 no'lu karotun farklı derinliklerinden seçilen 4.1.2 ve 4.1.62 no'lu örneklere ait SEM görüntüsü ve EDAX çekimleri sırasıyla Şekil 4.42 ve Şekil 4.43'te verilmiştir. 4.1.2 no'lu örnekte O yüksek oranda bulunmakta ve bu elementi sırayla Ca ve Si takip etmektedir. Örnek içerisinde çok az yoğunlukta da olsa Fe ve Ti elementleri de bulunmaktadır. Mağnetik mineraller açısından baktığımızda örnek içerisinde diğer

minerallere oranla çok az yoğunlukta titanyumlu-demir oksit minerallerinin varlığı söz konusudur (Şekil 4.42). 4.1.62 no'lu örnek (Şekil 4.43) ise oldukça farklı bir element bileşimi göstermektedir. Örnek içerisinde O miktarı %3.37 ile oldukça düşükken Fe (%77) ve S oranlarının (%14.34) oldukça yüksek bir yoğunlukta olduğu görülmektedir. Bu durumda içerisinde demir sülfid grubu mağnetik mineraller baskın mağnetik mineraller olarak yorumlanabilmektedir. Bu örnekte de mağnetik minerallerin kristal formları yakalanamamış bundan dolayı ağır mineral içeriğini yansıtan ve ağır minerallerin olduğu bölgelerde açık renkli görüntü veren COMPO görüntüler alınmıştır (Şekil 4.43).



Şekil 4.43: VP0804 no'lu karota ait 4.1.62 no'lu örneğin SEM görüntüsü (a), COMPO görüntüsü (b) ve EDAX analizleri (c)

VP0807 no'lu karottan seçilen 7.1.3 no'lu örneğe ait SEM görüntüsü Şekil 4.44'te verilmiştir. Söz konusu örneğin EDAX analizlerinden oldukça yüksek element çeşitliliğine sahip olduğu anlaşılmaktadır. O, Al ve Si element yüzdesi açısından en fazla bulunan elementlerdir. Fe elementi % 5.85 ağırlıkla diğer önemli elementlerdendir. Ti % 0.25 ağırlıkla örnek içerisinde bulunan bir diğer önemli elementtir.

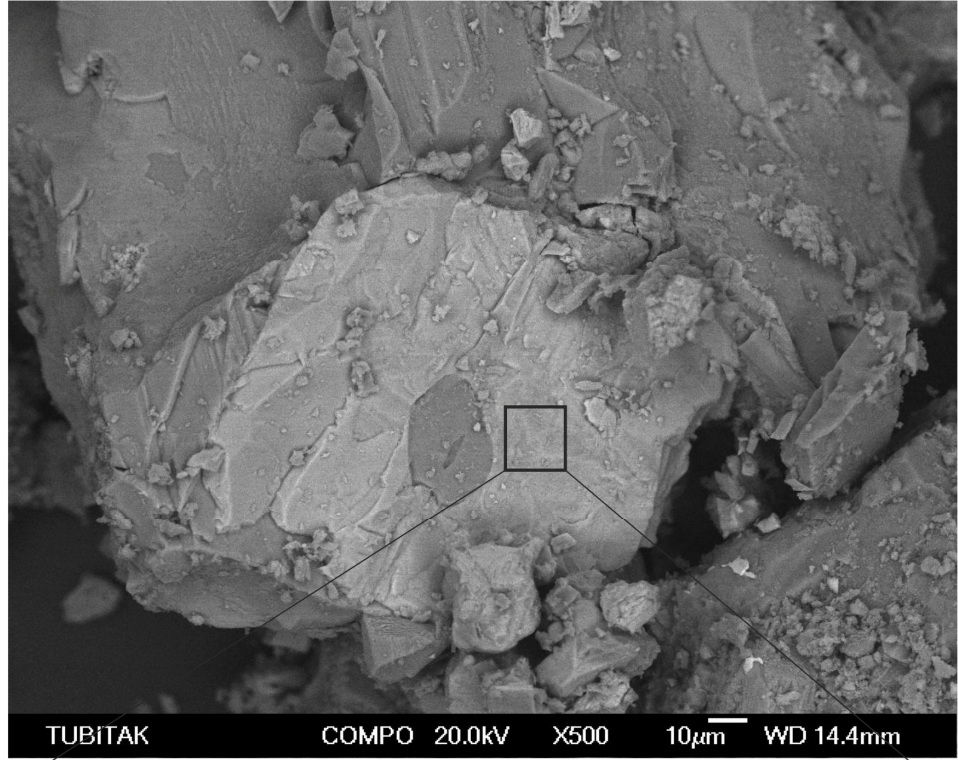


Şekil 4.44: VP0807 no'lu karota ait 7.1.3 no'lu örneğin SEM görüntüsü, a ve EDAX analizi, b Şekil 4.45'te VP0807 no'lu karotun 426 cm derinliğinden seçilen 7.3.77 no'lu örneğe ait SEM görüntüsü verilmiştir. Örnek içerisinde Fe % 61.59, O % 24.36 oranında olmak üzere oldukça yüksek miktarda ölçülmüştür. Ti ise % 10.28 oranıyla örnek içerisinde bulunan üçüncü elementtir.

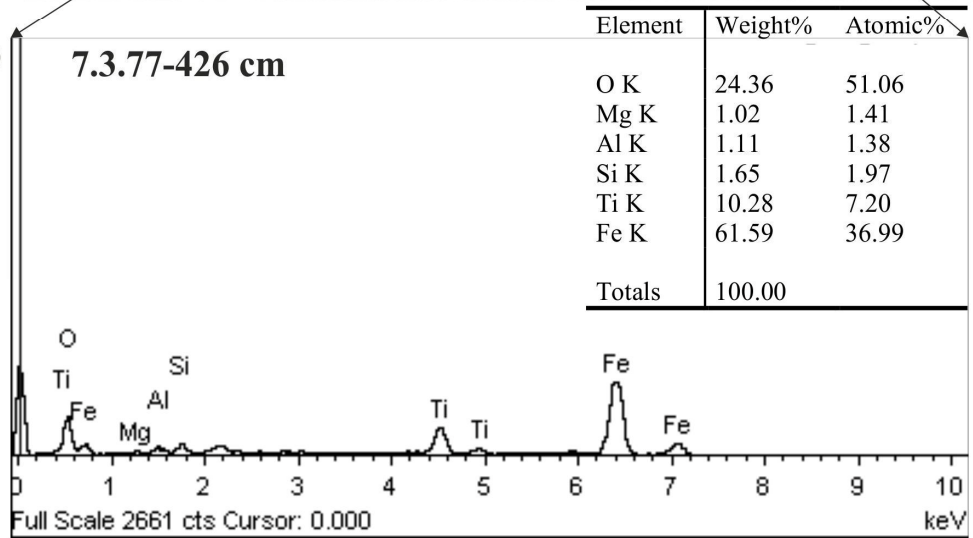
VP0807 no'lu karotun 468 cm derinliğinden alınan 7.4.17 no'lu örnek Ti ve Fe içeriği açısından oldukça dikkat çekicidir (Şekil 4.46). 1 µm büyütme ile alınan COMPO görüntüsünde ağır mineraller açısından zengin bir tane üzerinden tekrar 3 µm büyütme ile görüntü alınmıştır. Tane içerisinde iki farklı yapı dikkat çekmektedir. Açık renkli yapıda Fe yüzdesi fazla iken koyu renkli yapıda Fe yüzdesi azalmakta Ti yüzdesi artmaktadır. Örneğin SEM görüntüsü ve EDAX analizi bu tanenin titantumca zengin

demir oksitler grubuna girdiğini ve farklı element formlarında bileştiğini göstermektedir.

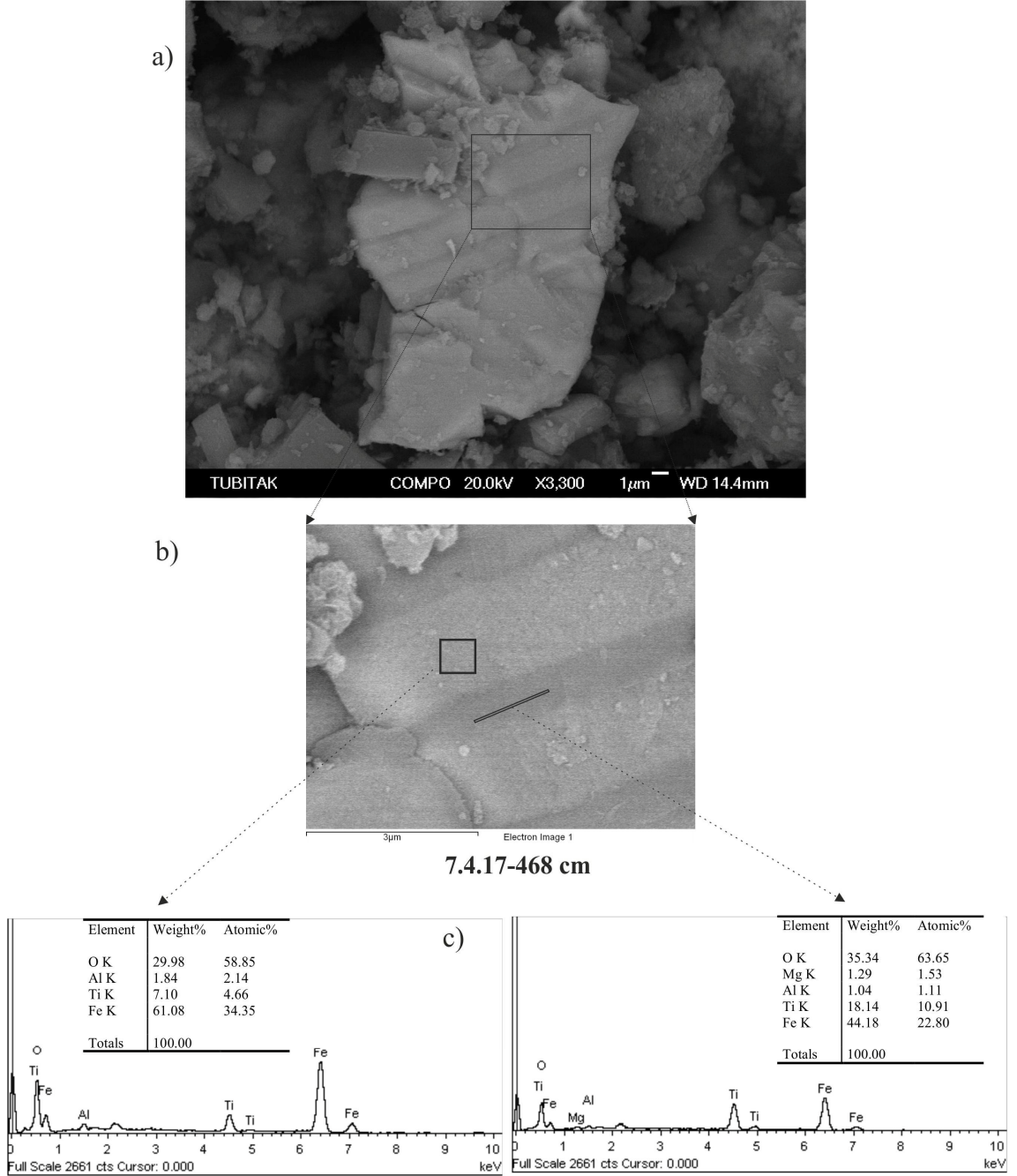
a)



b)



Şekil 4.45: VP0807 no'lu karota ait 7.3.77 no'lu örneğin SEM çekimi. a) COMPO görüntüsü
b) EDAX analizi



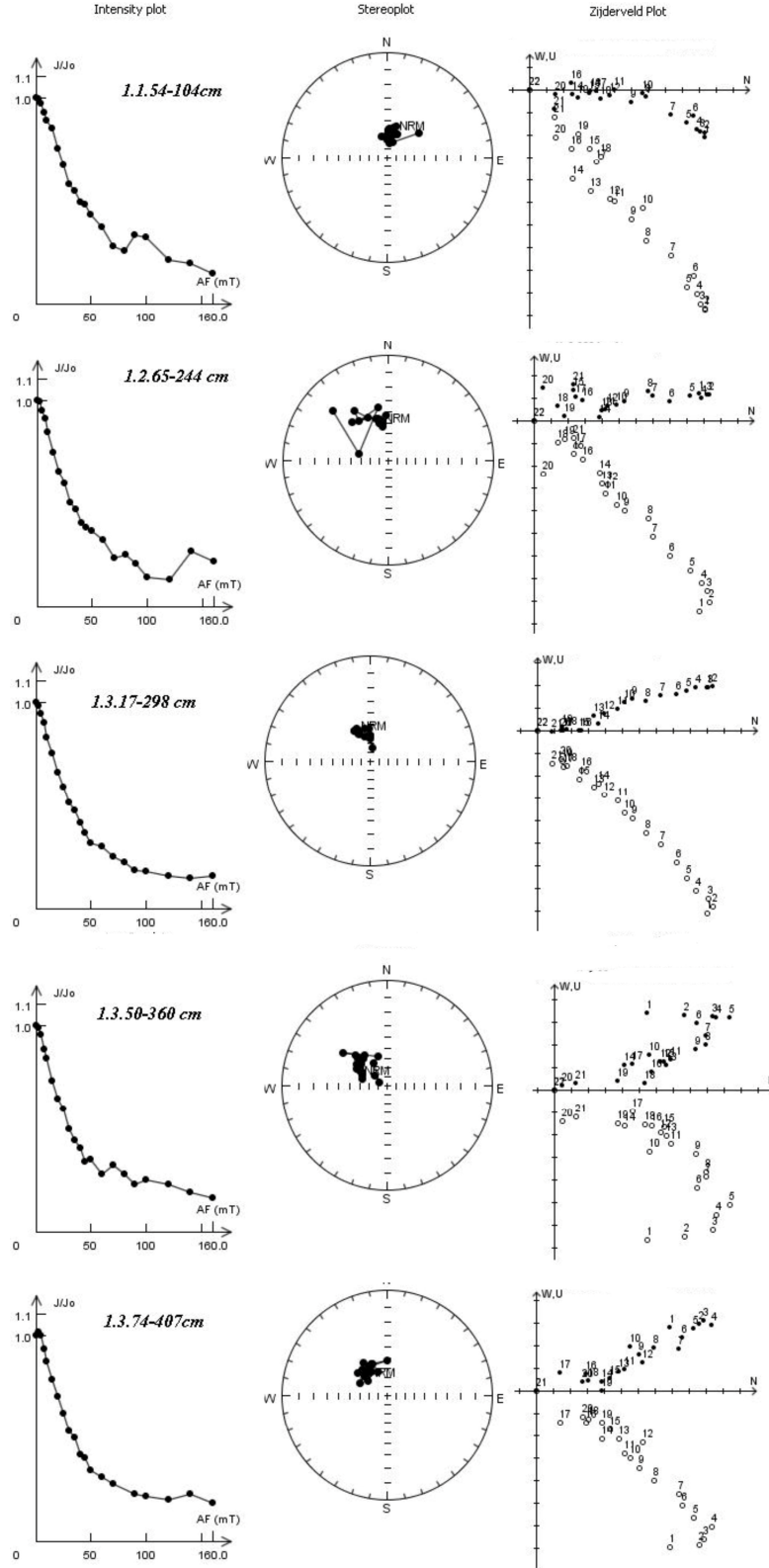
Şekil 4.46: VP0807 no'lu karota ait 7.4.17 no'lu örneğin SEM çekimi. a ve b; COMPO görüntüleri c) örnek içerisinde farklı görüntülerden alınan EDAX analizleri

4.8. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ PALEOMAĞNETİK KAYITLARI

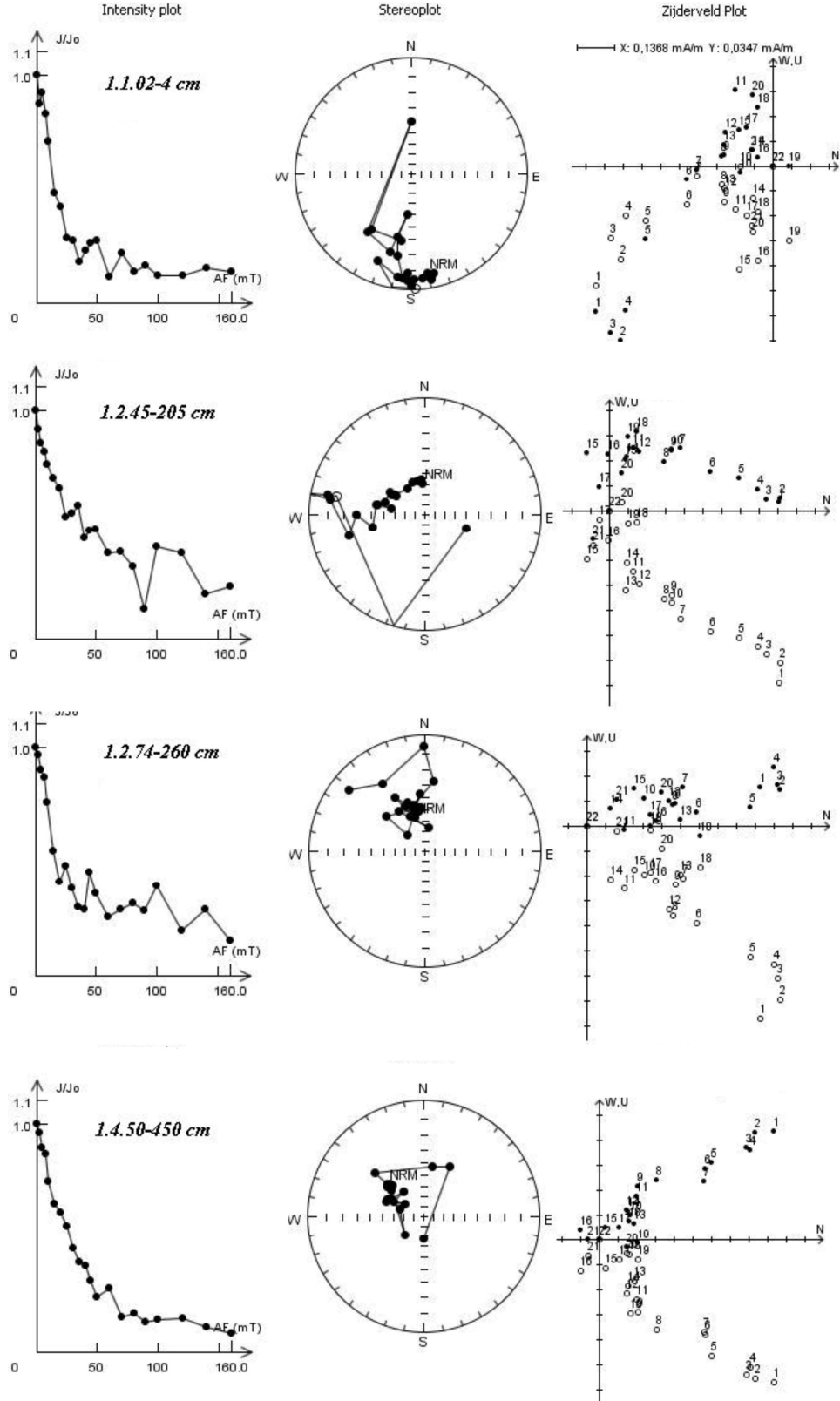
Göl sedimanlarının mağnetizma çalışmaları kapsamında çevre mağnetizması çalışmaları ile eş zamanlı olarak paleomağnetik çalışmalar da yapılabilmekte, elde edilen bu paleomağnetik sonuçlar çalışma bölgesi içerisinde bulunan diğer göllerden

elde edilen paleomağnetik sonuçlarla karşılaştırılabilmekte ve böylelikle bölgesel ölçekte paleomağnetik temelli zamansal kronoloji oluşturulabilmektedir. Van Gölü'nde de bu amaçla, dört adet karot örneğinin paleomağnetik analizleri yapılmıştır. Söz konusu karotlar yönlü olarak alınmadığı için her bir karota ait örneklerden elde edilen eğim açıları ile şiddet değerlerini birbirleri ile karşılaştırmak olanaklı iken sapma açısı değerlerini karşılaştırmak olanaklı olmamaktadır. Sapma açıları ancak bağıl olarak değişim farkları kullanılmak üzere değerlendirilebilmektedir. Çevre mağnetizması analizlerinin dışında paleomağnetik analizler için alınan alt örnekler karotun düşey eksenini üzerinde örnekleme doğrultusu değişmeyecek şekilde alınmıştır. Örnek kutularının üst yüzeyi karotun düşey eksenini gösterecek şekilde ok işareti ile işaretlenmiş ve bu referans işareti dikkate alınarak ölçümler yapılmıştır. Her bir karotun farklı seviyelerinden olmak üzere seçilen 50 adet pilot örneğe belirli aralıklarda (0, 2.5, 5, 7.5, 10, 15, 20...50, 60...100, 120, 140, 160) alternatif alan temizleme işlemi uygulanmıştır. Elde edilen mıknatıslanma vektörlerinin davranışları Zijderveld diyagramı ve stereografik projeksiyon değişim eğrileri göz önüne alınarak incelenmiştir. Pilot örneklerinin mıknatıslanma vektörlerinin değişimi incelendiğinde Şekil 4.48'de de görüldüğü gibi örneklerin büyük bir kısmının duraylı mıknatıslanmaya sahip olduğu görülmektedir. Ancak bazı pilot örneklerine ait mıknatıslanma vektör değişimlerinin çok düşük mıknatıslanma şiddetlerinden dolayı gürültülü değişim eğrilerine sahip oldukları görülmektedir (Şekil 4.47). Bundan dolayı bu gibi örnekler duraylı mıknatıslanma göstermemişlerdir. Pilot örneklerin ortalama MDF değerleri 20 mT olarak hesaplanmış ve tüm örnekler (848 adet) 20 mT alan uygulanarak demağnetize edilmiştir. Şekil 4.48'de VP0801 no'lu karota ait örneklerin mıknatıslanma bileşenlerinin temizleme öncesi (NRM) ve temizleme sonrası (20 mT) değişimleri verilmiştir.

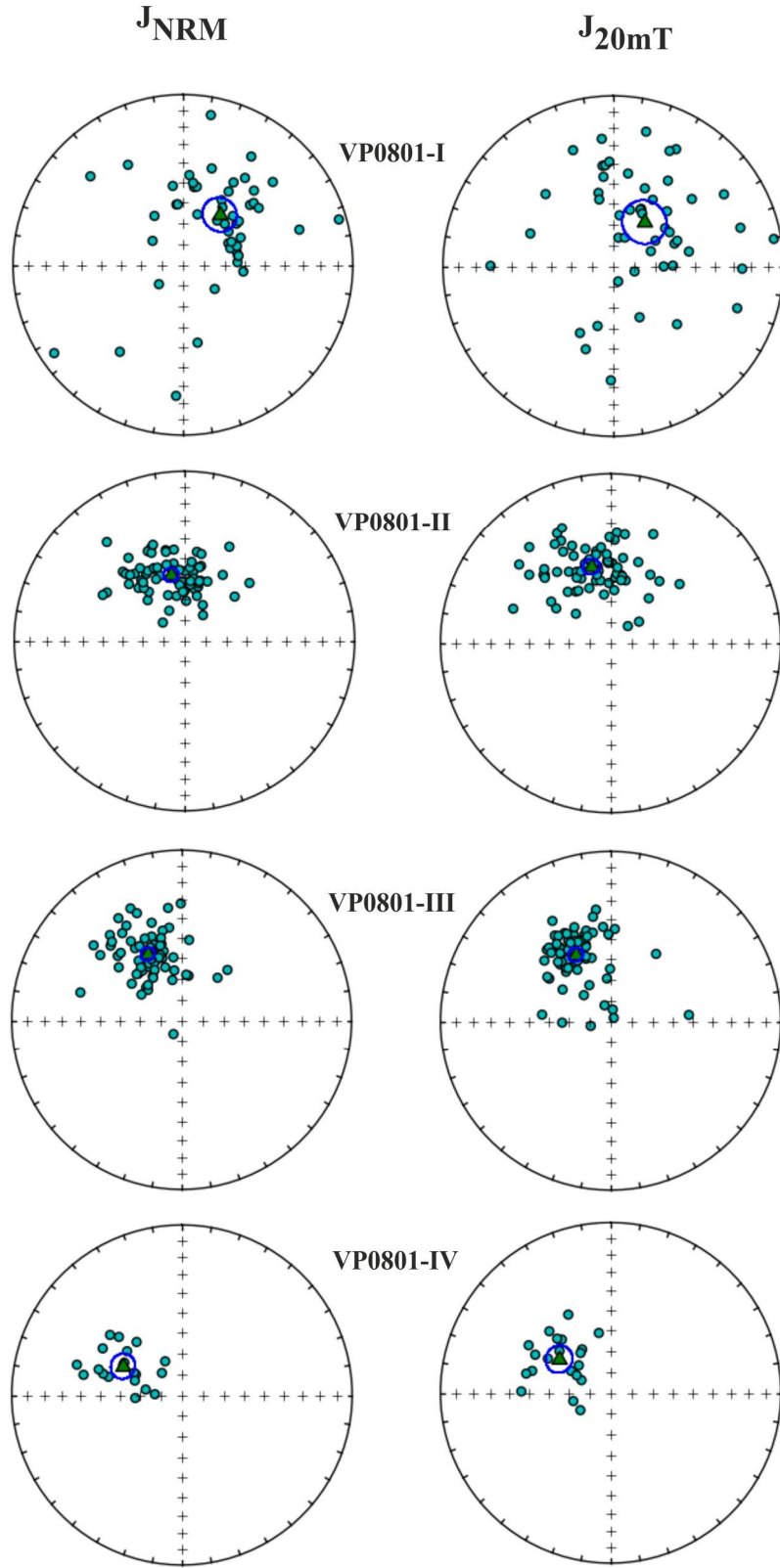
Van Gölü sedimanlarının mıknatıslanma şiddetleri (NRM) 0.05-1 mA/m arasında değişen oldukça düşük değerlere sahiptir. Tüm karotlarda en yüksek mıknatıslanma şiddetleri tefra seviyelerine karşılık gelen derinliklerde gözlemlenmektedir.



Şekil 4.47: Van Gölü sedimanlarının duraylı mıknatıslanma gösteren pilot örneklerine ait alternatif alan temizleme süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.



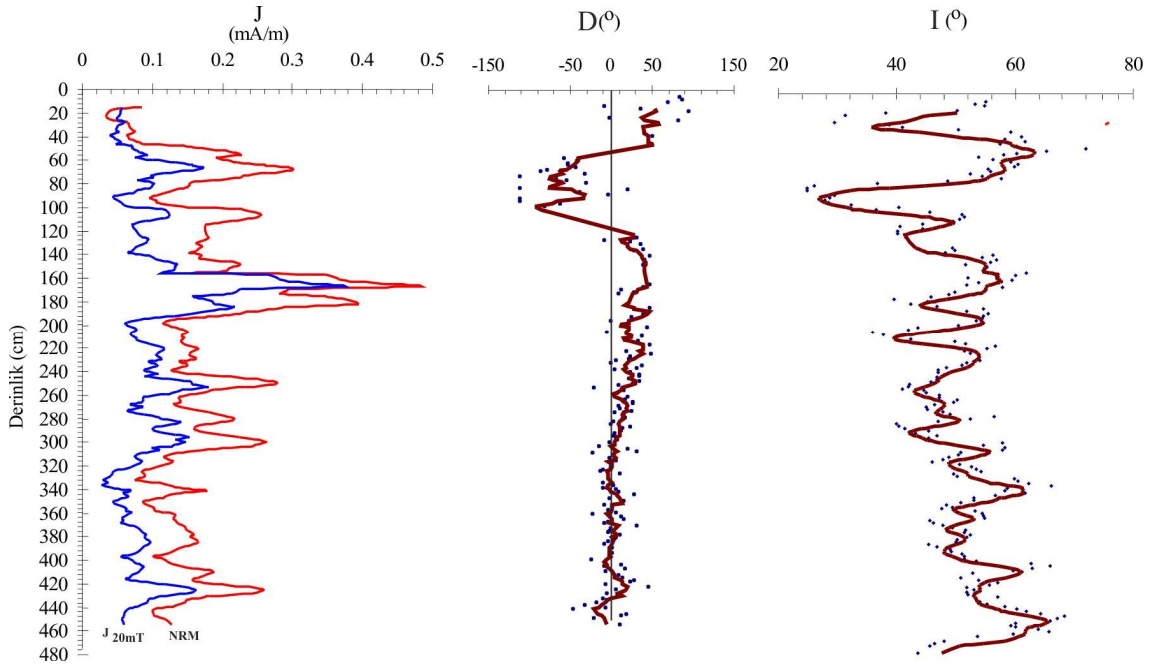
Şekil 4.48: Van Gölü sedimanlarının duraylı mıknatıslanma göstermeyen pilot örneklerine ait alternatif alan temizleme süresince mıknatıslanma vektörünün değişimi.



Şekil 4.49: VP0801 no'lu karota ait temizleme öncesi ve sonrası mıknatıslanma vektörlerinin steroplottaki dağılımı.

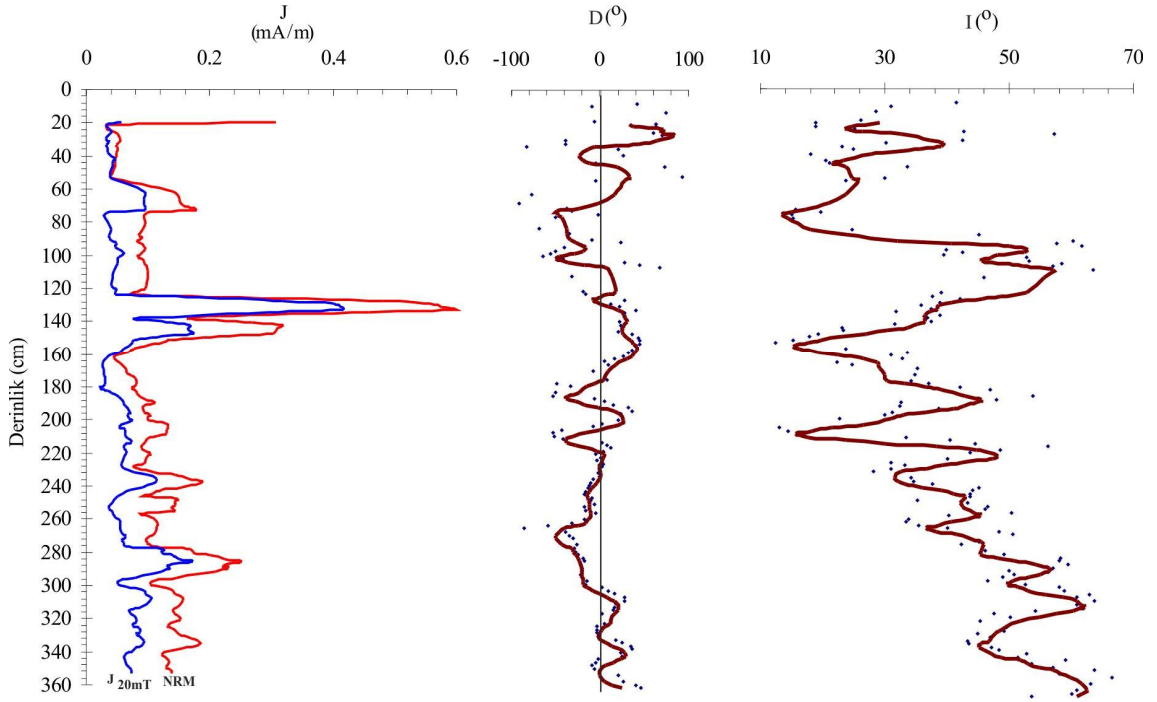
Tablo 4.3: Van Gölü sedimanlarında ölçülen paleomağnetik kayıtlara ait istatistiksel parametreler.

Karot no	Temizleme öncesi					Temizleme sonrası				
	N	D	I	α_{95}	k	N	D	I	α_{95}	k
VP0801-I	47	37.1	60	8.1	7.5	47	36.1	64.1	10.5	8
VP0801-II	72	348.9	58	3.4	24.5	72	346	52.2	3.9	19
VP0801-III	74	333	54	3.2	26.9	74	332.5	53.9	3.4	24.8
VP0801-IV	20	295.7	58.7	5.9	31.4	20	302.9	60.7	6.4	26.6
VP0804-I	15	266.2	32.1	31.4	2.5	34	43.4	56.7	17.5	3
VP0804-II	71	204	36.2	7	6.8	71	218.4	39.1	6.9	7
VP0804-III	45	227.5	45	6	13.4	45	231.6	56.5	5.7	15.1
VP0805-I	65	63.8	59	6.8	7.8	65	49.5	56.3	8	5.8
VP0805-II	73	16.2	61.5	5.2	11.1	73	17.6	55.6	4.3	15.4
VP0805-III	6	338.4	67	8.2	67.5	6	356.7	55.2	4.4	236.3
VP0807-I	57	336	65.7	9.6	4.8	55	356.6	56.9	10.2	4.6
VP0807-II	58	141.9	64	4.7	17.1	58	129	69	6	10.7
VP0807-III	56	95.2	53.5	8.8	5.7	57	87.7	56.2	7.6	7.1
VP0807-IV	11	193.3	53.1	20.9	5.8	11	192.4	76.7	29.1	3.4



Şekil 4.50 : VP0801 no'lu karota ait paleomağnetik sonuçlar

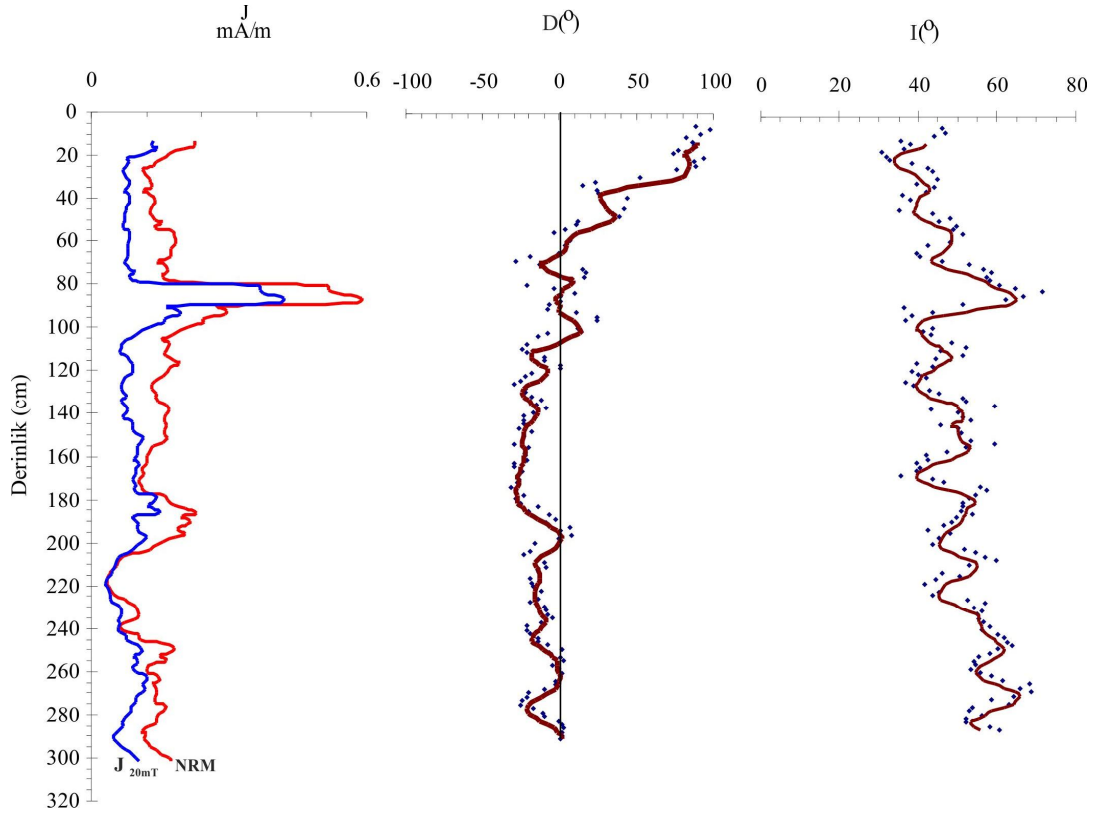
VP0801 no'lu karotun temizleme öncesi ortalama mıknatıslanma şiddeti 0.17 mA/m iken temizleme sonrası bu değer 0.098 mA/m değerine düşmüştür (Şekil 5.50). Maksimum mıknatıslanma şiddeti 170 cm derinliğinde ölçülmüştür. Eğim eğrileri 28° ve 70° arasında değişen değerlere sahiptir. Ortalama 51° ile bölge için beklenen eğim açısı olan 57°'ye yakın bir değer elde edilmiştir. Sapma açısı kayıtları (D) ilk 120 cm derinliğine kadar ± 150 derece ile oldukça büyük bir aralıkta dağılım göstermiştir. 120 cm den derine doğru ise ± 50 derecelik bir dağılım görülmektedir.



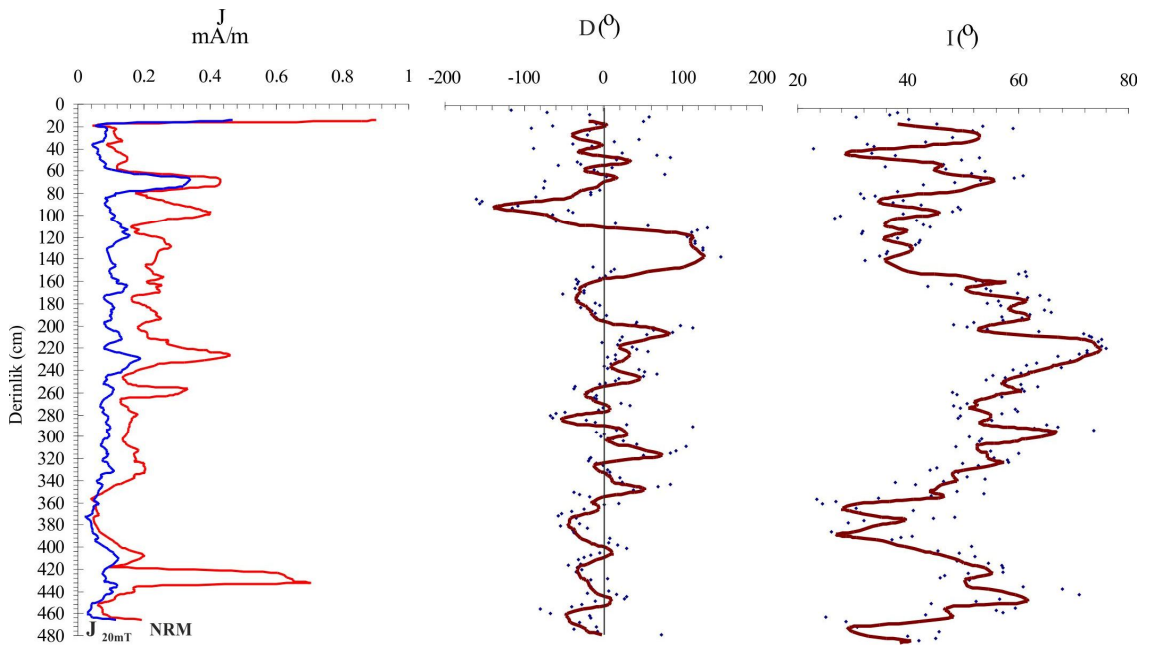
Şekil 4.51 : VP0804 no'lu karota ait paleomağnetik sonuçlar

VP0804 no'lu karotun temizleme öncesi ortalama mıknatıslanma şiddeti 0.13 mA/m iken temizleme sonrası bu değer 0.079 mA/m değerine düşmüştür (Şekil 4.51). Maksimum mıknatıslanma şiddeti 130 cm derinliğinde ölçülmüştür. Eğim açısı değerleri 26° ve 55° arasında elde edilmiştir. Ortalama 50° ile bölge için beklenen eğim açısı olan 57° 'ye yakın bir değer elde edilmiştir. Sapma açısı kayıtları ilk 40 cm derinlikte + 100 derece aralığında değişen genliklere sahipken 40 cm den derine doğru ± 50 cm lik bir değişim göstermiştir. (Şekil 4.51). Sapma açısı kayıtları sırasıyla 80, 180, 210 ve 270 cm derinliklerinde minimum değerler göstermiştir.

VP0805 no'lu karotun temizleme öncesi ortalama mıknatıslanma şiddeti 0.16 mA/m iken temizleme sonrası bu değer 0.1 mA/m değerine düşmüştür (Şekil 4.52). Maksimum mıknatıslanma şiddeti 90 cm derinliğinde ölçülmüştür. Eğim açısı değerleri 26° ve 70° arasında elde edilmiştir. Ortalama 50° ile bölge için beklenen eğim açısı olan 57° 'ye yakın bir değer elde edilmiştir. Eğim açısı değerleri 90 cm derinliğinde maksimum değere sahiptir. Sapma açısı kayıtları ilk 60 cm de +100 derecelik bir değişim gösterirken 60 cm den derine doğru ± 50 derece aralığında değişim göstermiştir. Sapma açısı kayıtları sırasıyla 180 cm derinliğinde minimum değerler göstermiştir.



Şekil 4.52: VP0805 no'lu karota ait paleomağnetik sonuçlar.



Şekil 4.53: VP0807 no'lu karota ait paleomağnetik sonuçlar

VP0807 no'lu karotun temizleme öncesi ortalama mıknatıslanma şiddeti 0.2 mA/m iken temizleme sonrası bu değer 0.1 mA/m değerine düşmüştür (Şekil 4.53). Maksimum mıknatıslanma şiddeti 7 ve 70, 230 ve 440 cm derinliklerinde ölçülmüştür. Eğim açısı değerleri 20° ve 78° arasında elde edilmiştir. Ortalama 49.6° ile bölge için beklenen eğim açısı olan 57°'ye yakın bir değer elde edilmiştir. Eğim açısı değerleri 40, 110, 380 ve 460 cm derinliklerinde maksimum değerlere sahiptir. Sapma açısı kayıtları ilk 60-150 cm derinliğinde ± 200 derecelik bir değişim gösterirken bu aralık dışında ortalama ± 50 derece aralığında değişim göstermiştir. Sapma açısı kayıtları sırasıyla 90, 170 ve 280cm derinliklerinde minimum değerler göstermiştir.

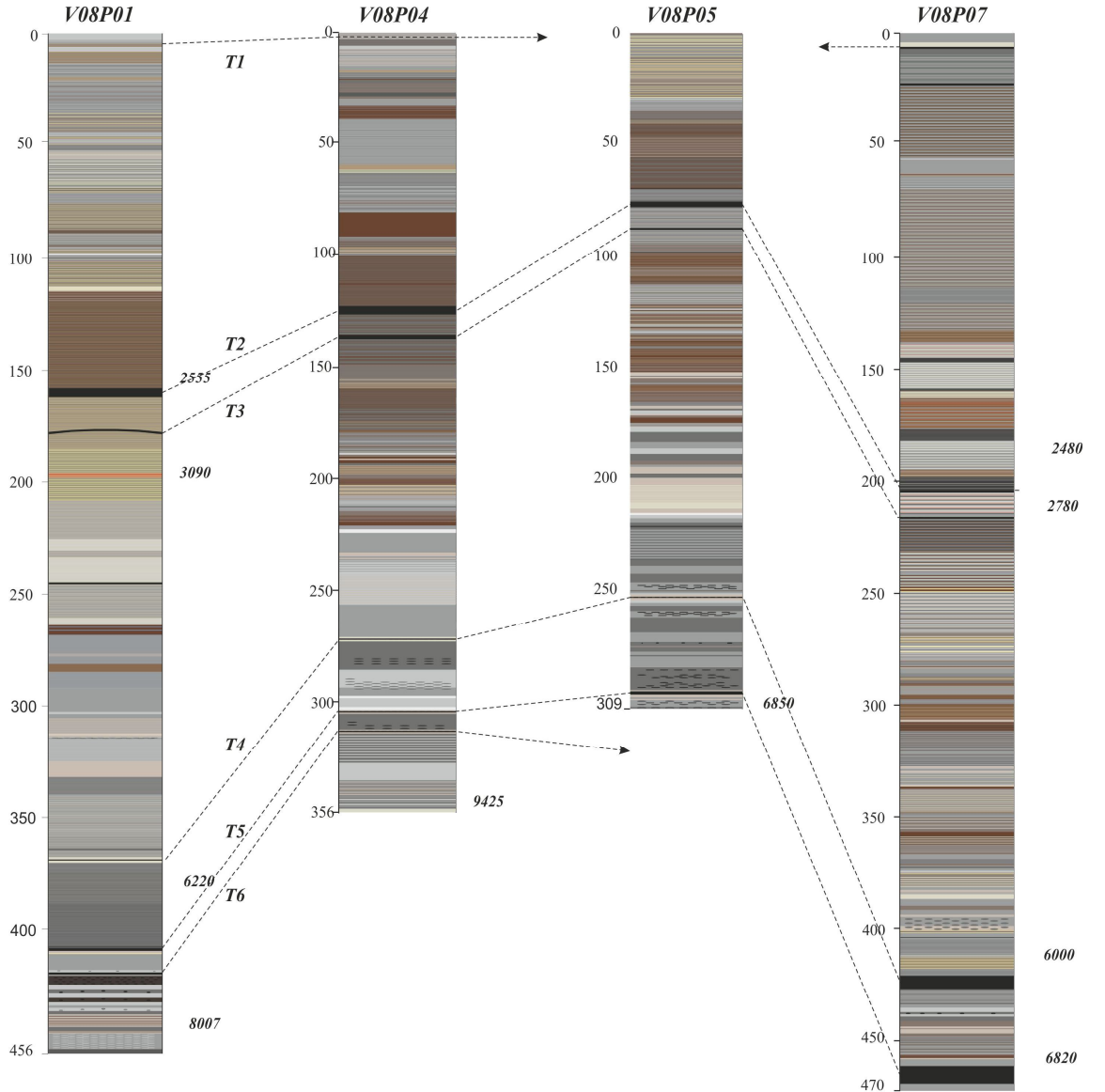
4.9. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ ZAMAN KRONOLOJİSİ

Karotların yaşlandırılması ve zaman kronolojisinin oluşturulması bu çalışmanın önemli amaçlarından biridir. Çalışma kapsamında elde edilen tüm sonuçlar oluşturulan yaş eksenine dikkate alınarak yorumlanmıştır.

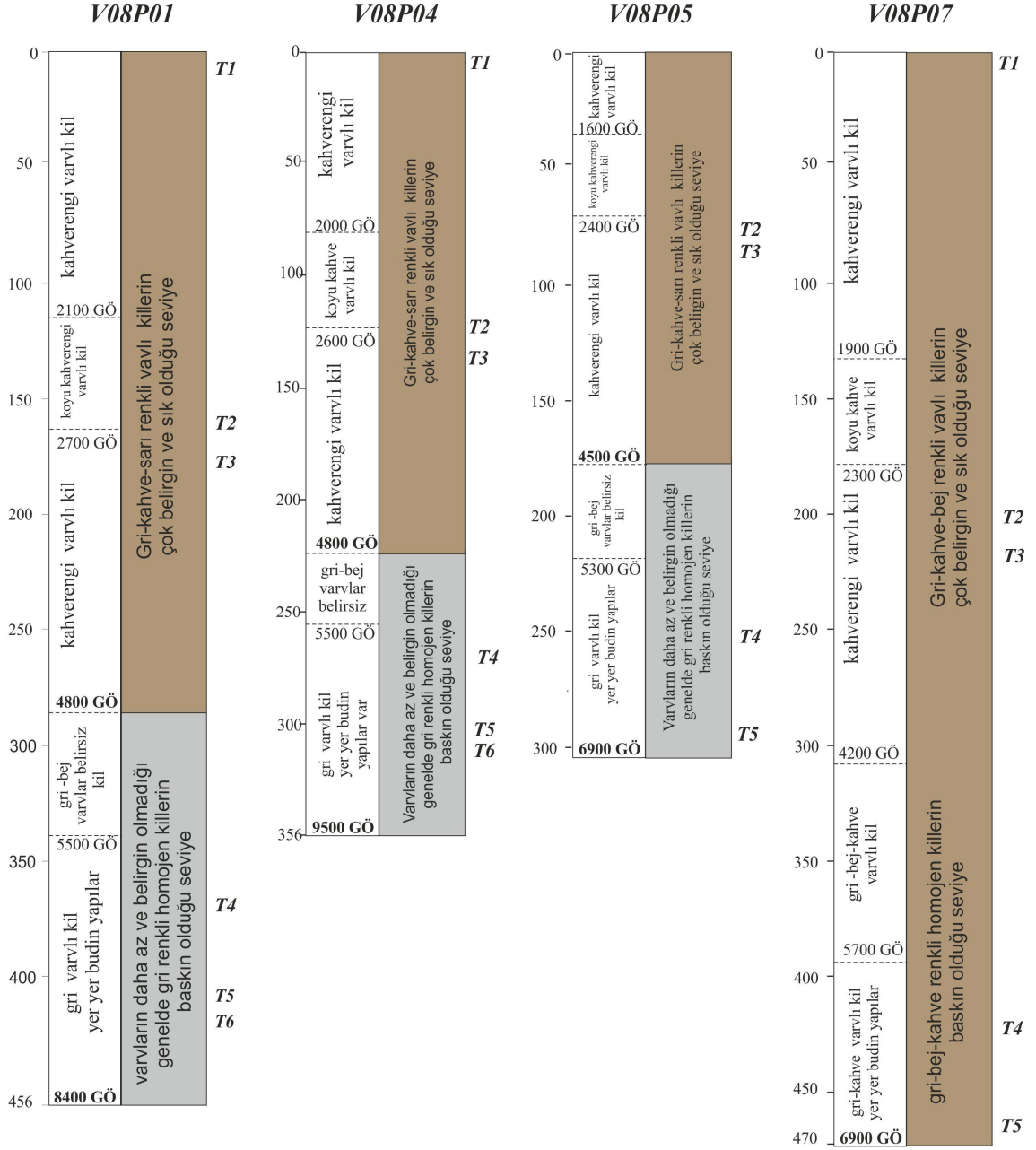
Van Gölü sedimanlarının yaşlandırılması, çalışma kapsamında alınan karotlarda tanımlanan tefra seviyelerinin karşılaştırılması, karotlardan elde edilen mıknatıslanma katsayısı eğrilerinin kendi içerisinde ve önceki çalışmalardan elde edilen mıknatıslanma katsayısı eğrileri ile karşılaştırılması, daha önce yapılmış çalışmalarda tanımlanmış olan tefra seviyeleri ve litolojik birimler ile bu çalışmada tanımlanan tefra seviyelerinin ve litolojik birimlerin karşılaştırılması, bu çalışma kapsamında elde edilen paleomağnetik seküler değişim eğrilerinin (PSV) yakın bölgelerden elde edilmiş paleomağnetik seküler değişim eğrileri ile karşılaştırılması temeline yapılmıştır.

Van Gölü sedimanlarına ait zaman eksenini oluşturmak için öncelikle gölün farklı bölgelerinden alınan karotlarda bulunan ve birbirleri ile oldukça uyum gösteren tefra seviyeleri litolojik olarak karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırma ile detaylı olarak yaş analizi yapılamayan karotlardaki benzer seviyeler yaşlandırılmış ve karotlar arasında kronolojik uyum sağlanmıştır (Şekil 4.54). Karotlar litolojik olarak karşılaştırma yapmaya uygun varvlar içermektedir. Bu varvların renklerine ve homojen olma özelliğine bağlı olarak gurplandırılmış ve karşılaştırma yapılmıştır (Şekil 4.55).

Karotların kendi içindeki uyumunu görmek ve daha detaylı kronolojik karşılaştırmasını yapmak için litolojik tanımlamaya ek olarak Van Gölü sedimanlarında ölçülen mıknatıslanma katsayısı değerleri kullanılmıştır. Özellikle tefra seviyelerinde güçlü sinyaller veren mıknatıslanma katsayısı değerleri tefra seviyeleri dışında da benzer eğrilere sahiptir. Bundan dolayı mıknatıslanma katsayısı eğrileri tefra seviyelerinin dışında da karşılaştırma yapmaya uygun detaylı bilgi içermektedir (Şekil 4.56).



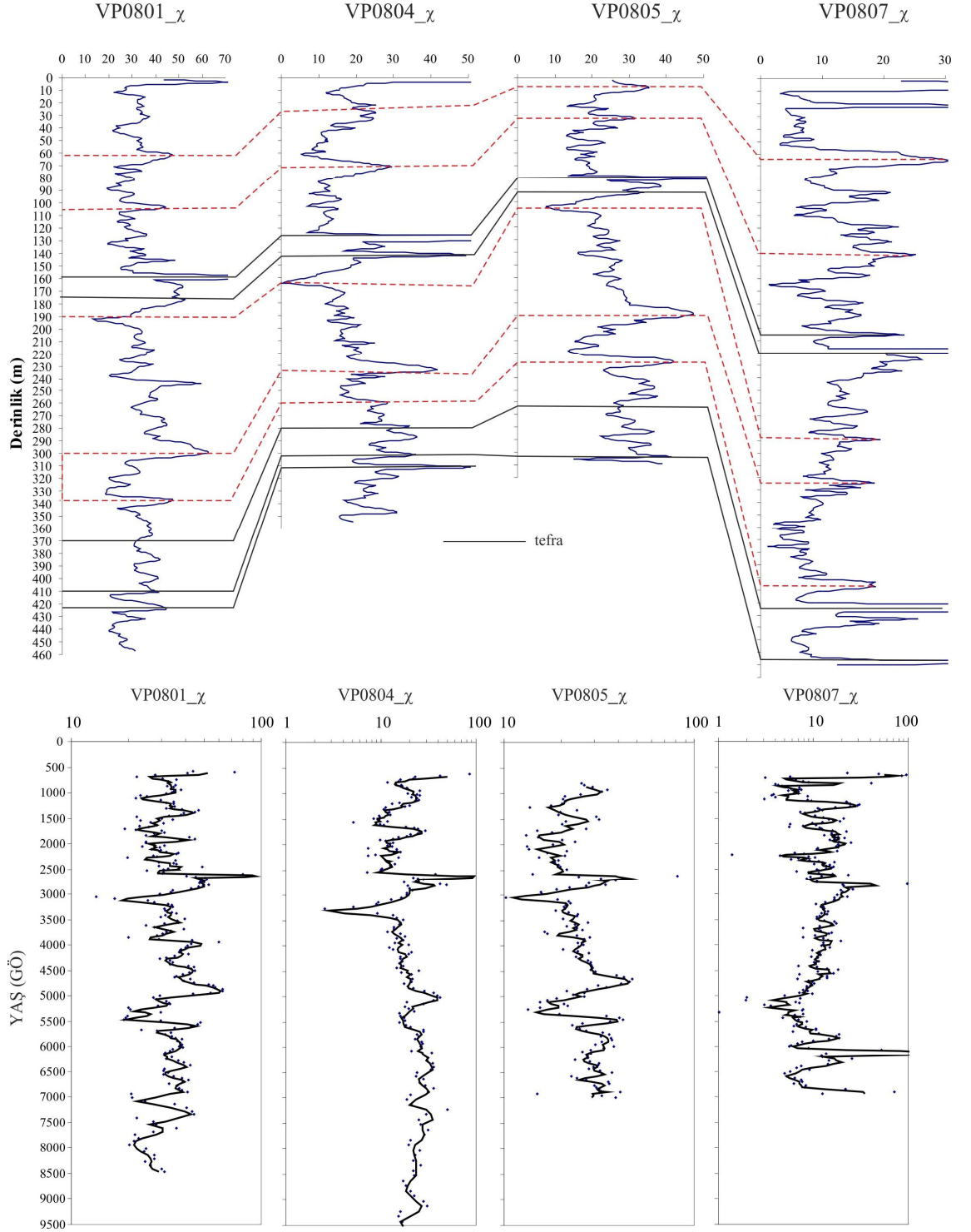
Şekil 4.54: Van Gölü sedimanlarına ait tefra seviyeleri ve bu seviyelerin karşılaştırılması (T:tefra, şekildeki yaşlar varv yaşlarını göstermektedir)



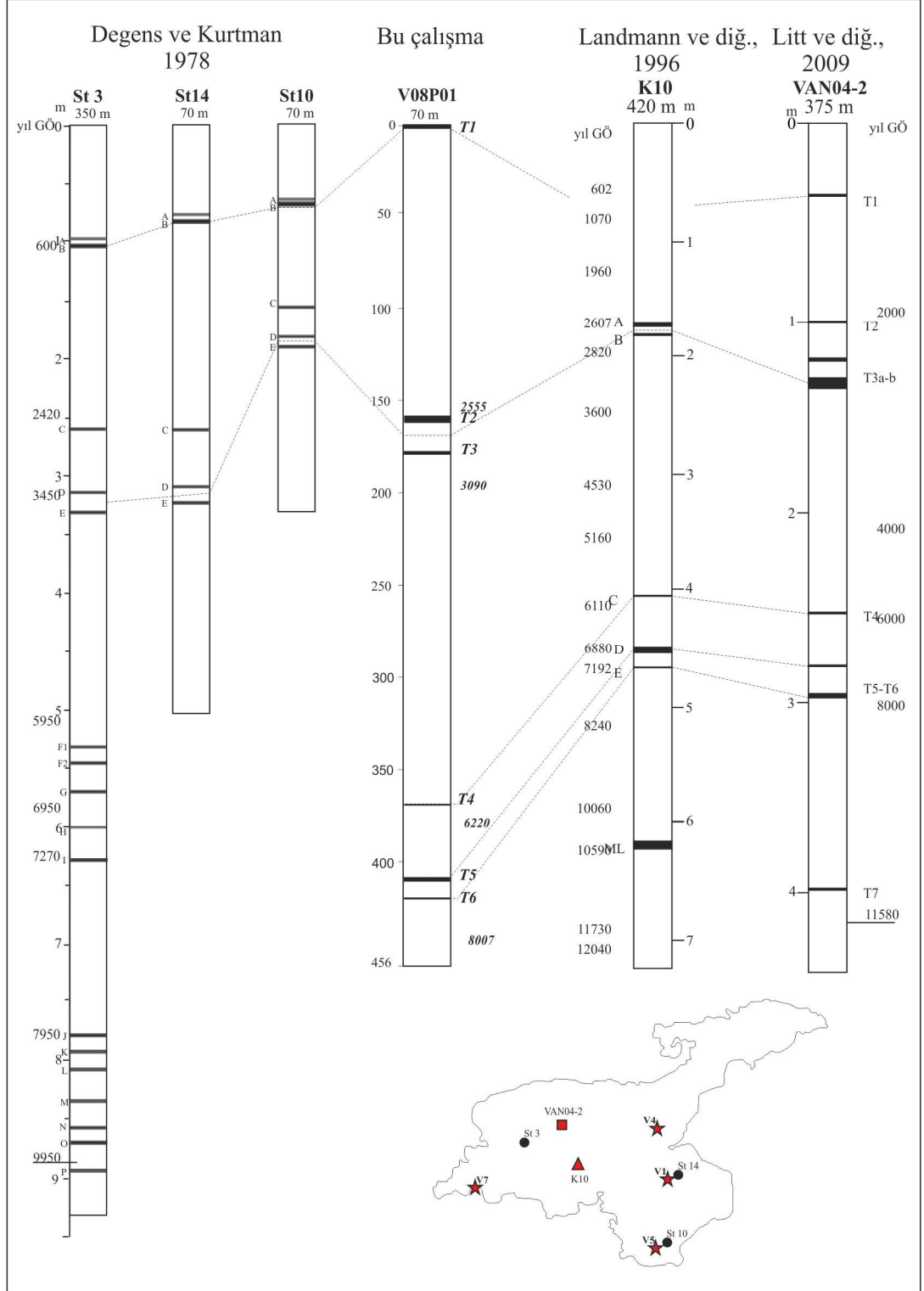
Şekil 4.55: Van Gölü sedimanlarına litolojik olarak karşılaştırılması.

Karşılaştırmada VP0807 nolu karottaki ilk tefra seviyesinin Litt ve diğ.(2009) nin “tefra 1” olarak adlandırdığı seviye ile çakıştığı sonucuna varılmıştır. İlk 10 cm’deki yüksek piklerin GÖ 600 yılında meydana gelen volkanik aktiviteden kaynaklanmış olabileceği görülmektedir. Ayrıca Degens ve Kurtman’ın (1978) 80 m. ve 350 m su derinliğinden almış oldukları üç karot, Landmann ve diğ.’nin (1996) 420 m aldıkları bir karot ve Litt ve diğ.nin (2009) 375 m den aldıkları karotlardaki tefra seviyeleride karşılaştırma ve yaş kontrolü için kullanılmıştır. Şekil 4.57’de bu karotlar ile yapılan karşılaştırma

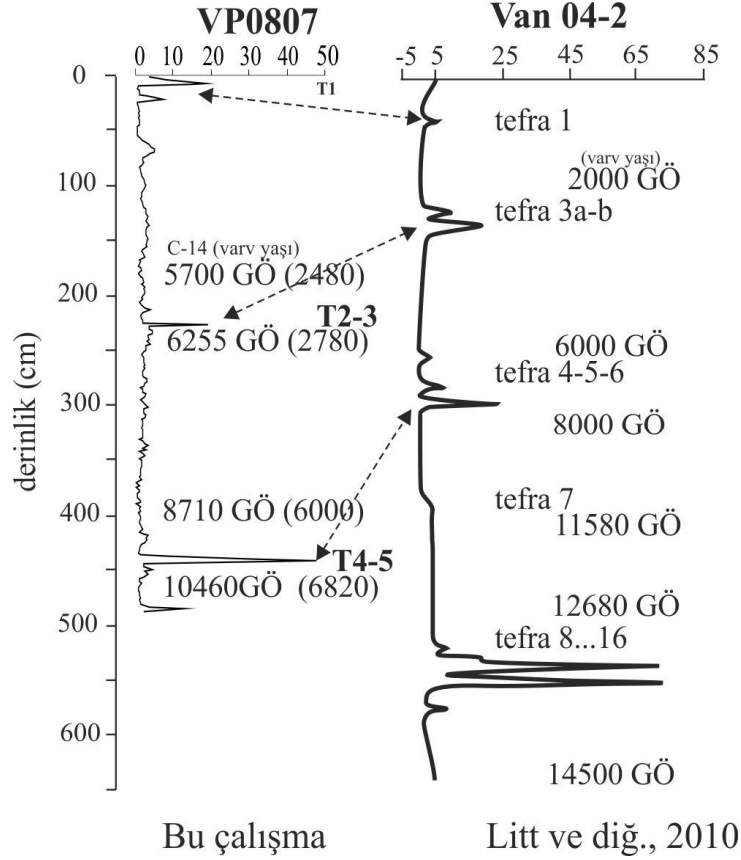
verilmiştir. Bu seviyelerinin karşılaştırılması ile zaman eksenini daha detaylı ve doğru bir şekilde oluşturulabilmektedir.



Şekil 4.56: Van Gölü sedimanlarının mıknatıslanma katsayısı değerlerinin karşılaştırılması



Şekil 4.57 : Van Gölü'nde yapılan önceki çalışmalar ile bu çalışmadaki tefra seviyelerinin karşılaştırılması.



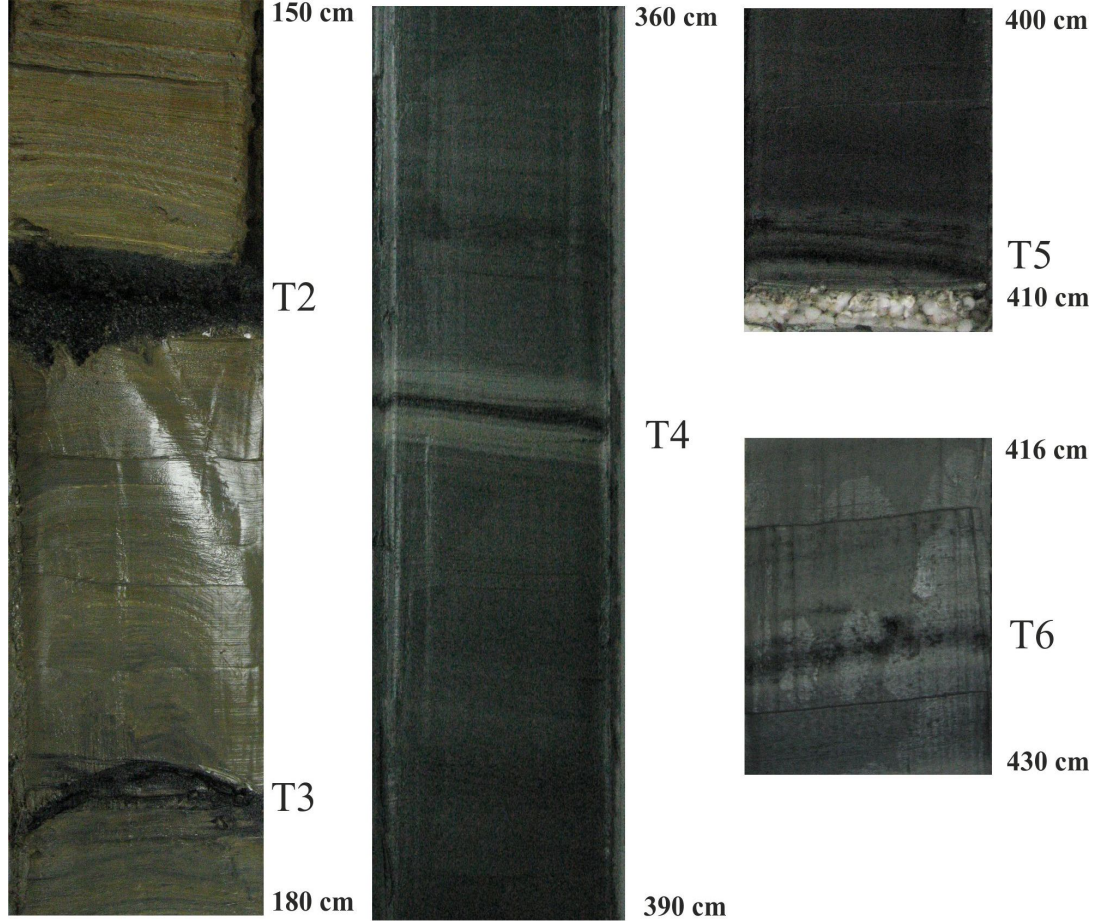
Şekil 4.58: Van Gölü'nden alınan VP0807 no'lu karot ile Litt ve diğ.,'nin (2009) Van Gölü'nden almış oldukları karottan elde edilen mıknatıslanma katsayısı eğrilerinin karşılaştırılması. VP0807 no'lu karot için C-14 ve varv yaşı verilmiştir. Van 04-2 deki yaşlar varv yaşıdır.

Çalışma kapsamında alınan karotların kendi içlerinde tefra ve litolojik karşılaştırmalarına ek olarak, gölde daha önce yapılmış çalışmalardan elde edilen tefra seviyeleri ve mıknatıslanma katsayısı eğrileri ile de karşılaştırma yapılmıştır. Litt ve diğ.'nin (2009) Tatvan baseninden 375 m su derinliğinden almış oldukları Van 04-2 no'lu karottan elde ettikleri mıknatıslanma katsayısı eğrisi zaman kronolojisinin oluşturmak için kullanılmıştır (Şekil 4.58).

Farklı göllerden alınan karotların zamansal karşılaştırılması için paleomağnetik veriler oldukça kullanışlı bilgiler sağlamaktadır. Çalışma alanına yakın enlemlerde bulunan göllerde yapılmış olan paleomağnetik çalışmalar ile Van Gölü'nden elde edilen paleomağnetik çalışmaların karşılaştırılması ile zaman ekseninin güvenilirliği arttırılmıştır. Detaylı olarak ileriki başlıklarda verilecektir.

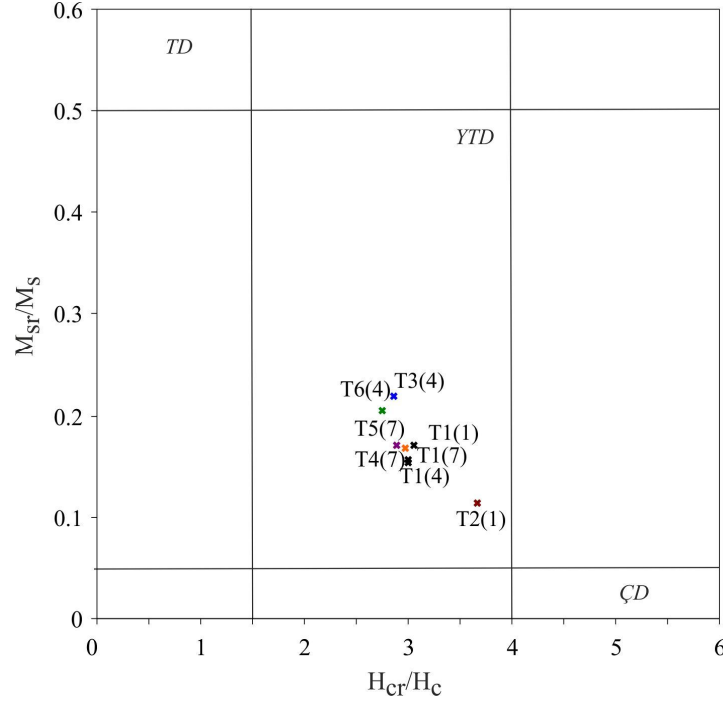
4.10.VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ 9000 YILLIK TEFRA STRATİGRAFİSİ

Van Gölü sedimanlarının yaşlandırılmasından sonra tefra stratigrafisi oluşturulmuştur. VP0801 ve VP0804 no'lu karotlarda toplam 6 adet tefra seviyesi, VP0805 no'lu karotta 4 ve VP0807 no'lu karottada 5 adet tefra seviyesi litolojik ve fiziksel ve kimyasal olarak tanımlanmıştır. Şekil 4.59'da VP0801 no'lu karotta tanımlanan 6 adet tefra seviyesi gösterilmiştir.



Şekil 4.59 : VP0801 no'lu karotta tanımlanan tefra seviyeleri.

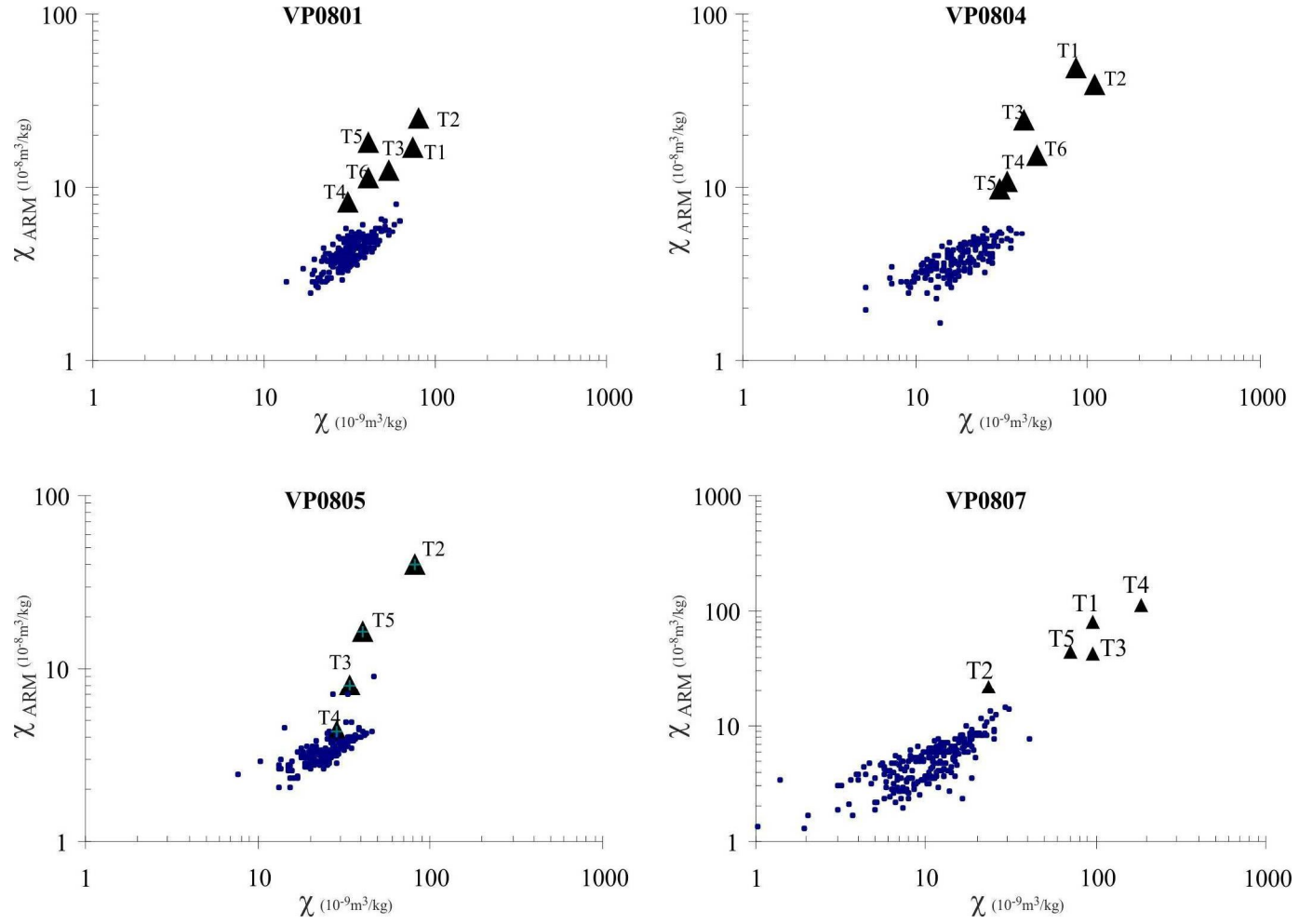
Histeresiz parametreleri kullanılarak M_{rs}/M_s ve H_{cr}/H_c oranları kullanılarak oluşturulan Day diyagramında tüm tefraların konumlarına bakıldığında tefraların yalancı tek domenli mağnetik mineral gurubuna girdikleri görülmektedir (Şekil 4.60).



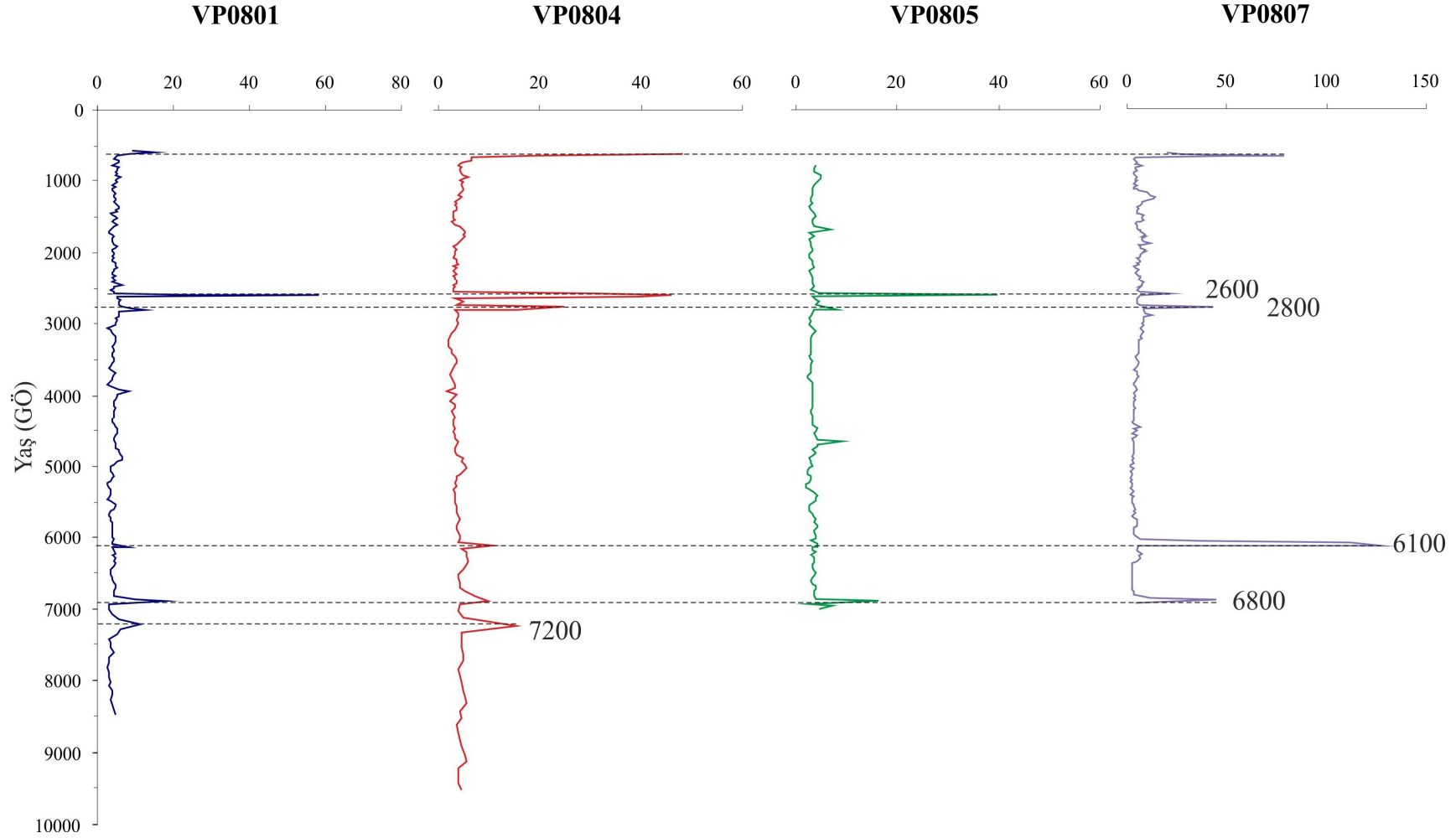
Şekil 4.60: Van Gölü sedimanlarında bulunan tefra örneklerinin Day diyagramında gösterilişi. karot numaraları parantez içinde verilmiştir.

χ' e karşı χ_{ARM} grafiği çizdirildiğinde tefra seviyelerinden alınan örneklerin diğer örneklerin sonuçlarından farklı bir eğim gösterdikleri görülmektedir (Şekil 4.61). Eğer bir karot boyunca mağnetik mineroloji homojen ise bu dağılımın eğimi tane boyu değişimlerini verir. Bundan dolayı bu diyagramlar mağnetik minerallerin tane boyu değişimlerinin belirlenmesinde oldukça kullanışlıdır. χ' e karşı χ_{ARM} grafiğinde sağ alt köşesine doğru kaba taneli mağnetik mineraller diğer tarafa doğru ise ince taneli mağnetik mineraller yer alır (King ve diğ., 1982). χ_{ARM} parametresi mağnetik mineral yoğunluğunu gösteren χ değerinden farklı olarak özellikle ince taneli mağnetik mineralinin tane boyutuna bağımlı bir parametre olmasından dolayı mağnetik mineral yoğunluğunun az olması durumunda da değişim gösterebilir. Bu yüzden, χ_{ARM} değerleri χ' e nazaran tefra seviyelerinin yorumlanmasında daha kullanışlı bir parametre olmaktadır. Bu özelliğinden dolayı χ_{ARM} grafiği Van Gölü sedimanlarında bulunan tefra seviyelerinin belirlenmesinde ve karşılaştırılmasında kullanılmıştır (Şekil 4.62).

Şekil 4.63' te Van Gölü sedimanlarında ölçülen χ_{ARM} değerlerinin yaş eksenine göre grafikleri verilmiştir. Şekilden de açıkça görüleceği gibi belirli seviyelerde yüksek değerler göz çarpmaktadır. Bu yüksek değerlerin olduğu seviyeler litolojik olarak incelendiğinde tefra olarak işaretlenen seviyelere karşılık gelmektedir.

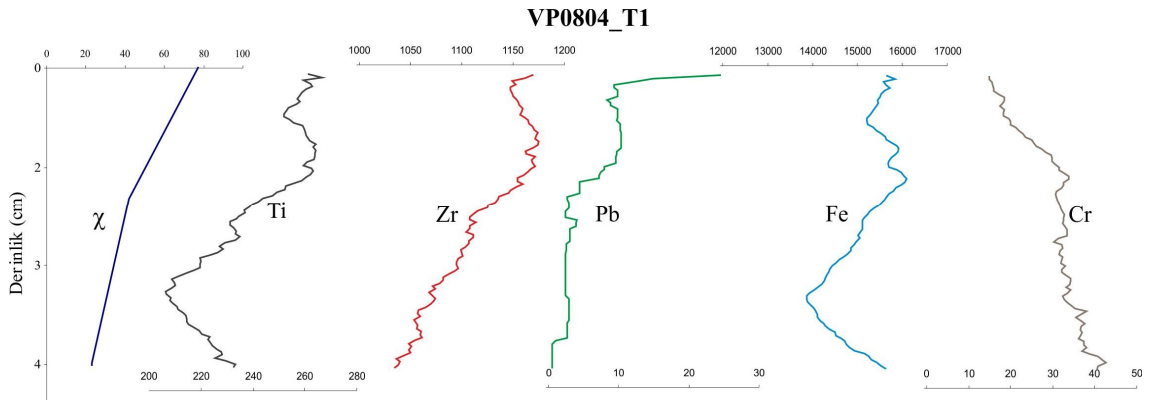


Şekil 4.61: Van Gölü sedimanlarında bulunan tefra seviyelerinin ayırt edilmesinde kullanılan χ - χ_{ARM} grafikleri.



Şekil 4.63 : Van Gölü sedimanlarında bulunan tefra seviyelerini gösteren χ_{ARM} ($10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) grafikleri.

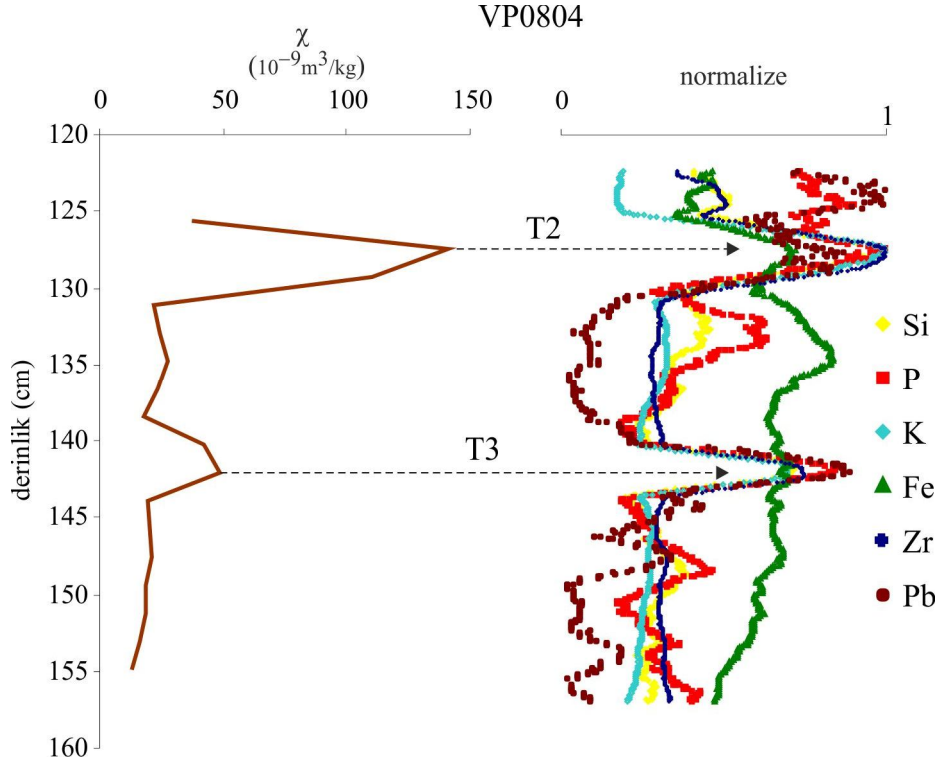
VP0801, VP0804 ve VP0807 no'lu karotların ilk 5 cm içerisinde yüksek χ ve yüksek χ_{ARM} değerleri göze çarpmaktadır. Bu seviyelerde yapılan mikroskopik incelemeler, jeokimyasal analiz ve SEM çekimleri karotun bu bölümünde bir tefra seviyesine işaret etmektedir. Yerleşim yerlerine yakın alandan alınan karotlarda antropojen kirlilikten dolayı ilk 0-10 cm derinliğinde yüksek χ ve χ_{ARM} değerlerinin gözlemlendiği bir çok çalışma vardır (Dearing ve diğ., 1996, Hay ve diğ., 1997, Kapicka ve diğ., 1999). Van Gölü karotlarında da ilk 0-10 cm derinliğinde yüksek χ değerleri göze çarpmaktadır. Bu seviyelerinin antropojen etkiden mi yoksa litojenik bir etkiden mi kaynaklandığını anlamak için jeokimya analizleri ile χ in karşılaştırılması yapılmıştır. Şekil 4.64'te de görüldüğü gibi VP0804 no'lu karotun ilk 3 cm derinliğinde ölçülen χ değeri yüksektir. χ in yüksek olduğu bu derinlikte Ti, Zr, Pb, Fe elementleri yüksek değerlere sahipken antropojen etkiyi yansıtan elementlerden olan Cr ise tam tersi bir grafiğe sahiptir. Bundan dolayı VP0804 no'lu karotun ilk 3 cm sinde ölçülen yüksek χ değerinin tefra birimlerinden kaynaklandığını söylemek mümkündür. Ayrıca Van Gölü'nden alınan VP0801 ve VP0807 no'lu karotların da ortalama ilk 5 cm derinliklerinde yüksek χ değerinin gözlenmesi volkanik aktivite gibi bölgesel bir olayın bu yüksek χ değerlerine sebep olduğu düşünülmektedir. Bundan dolayı VP0801, VP0804 ve VP0807 no'lu karotların ortalama ilk 5 cm derinliğinde ölçülen yüksek mıknatıslanma katsayısı değerlerinin olduğu seviye T1 no'lu tefra seviyesi olarak işaretlenmiştir. VP0805 no'lu karotta T1 tefra seviyesi gözlenmemiştir. Bu karotta T1 tefra seviyesinin örnekleme sırasında geçilmiş olabileceği düşünülmektedir.



Şekil 4.64: VP0804 no'lu karotta bulunan T1 tefra seviyesinde ölçülen χ ve jeokimya değerleri. Jeokimya değerleri cps olarak verilmiştir.

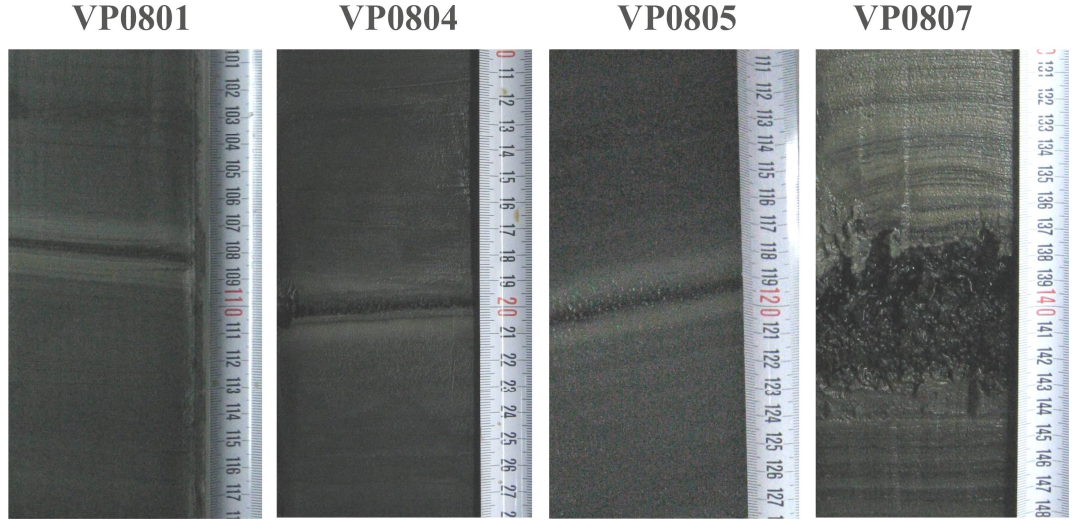
Karotlarda bulunan ikinci (T2) ve üçüncü (T3) tefra seviyeleri aralarında ortalama 15 cm sediman kalınlığı ile oldukça yakın seviyede gözlenmiştir (Şekil 4.62). Bu tefralar

karotlarda bulunan en belirgin kırıntılı malzeme içeren seviyelerdir ve birbirleri ile benzer litolojik, fiziksel ve kimyasal bilgiler içermektedirler. Tüm karotlarda T2 ve T3 tefra seviyelerinde yüksek χ ve ARM değerleri ölçülmüştür. Ancak, Tatvan basenine yakın alandan alınan VP0807 nolu karotta en ince seviyelerde gözlenmiştir. T2 ve T3 tefralarının bulunduğu seviyelerde χ ile uyumlu olarak yüksek Si, P, K, Pb, Fe ve Zr elementleri bulunmuştur (Şekil 4.65).

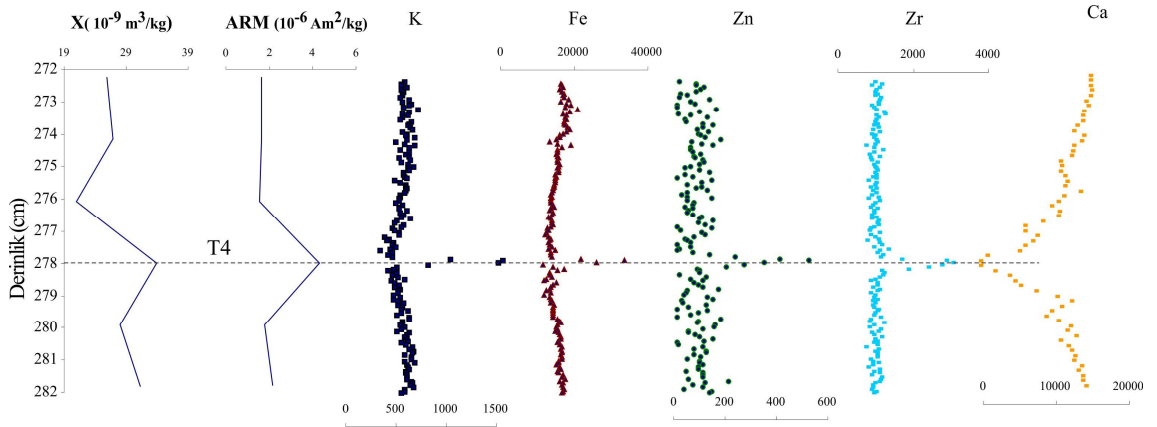


Şekil 4.65: VP0804 no'lu karotta bulunan T2 ve T3 tefra seviyelerinin jeokimyasal analizi ve χ değerleri.

T4 olarak numaralandırılan dördüncü tefra seviyesi tüm karotlarda gözlenmiştir. Ancak bu seviye tüm karotlarda aynı fiziksel özellikte gözlenmemiştir. VP0801, VP0804 ve VP0805 no'lu karotlarda ortalama 2 cm kalınlığında bej-siyah-bej renkli tuf-tefra-tuf ardalanmalı düşük χ değerine sahip malzeme içerirken (Şekil 4.66) VP0807 no'lu karotta ise yaklaşık 4 cm kalınlığında yüksek χ değerine sahip kırıntılı malzeme içeren bir seviye olarak tanımlanmıştır (Şekil 4.66). VP0804 no'lu karotun T4 tefra seviyesine ait seçilmiş elementler için jeokimya analizi Şekil 4.67'de verilmiştir. Bu seviyede en belirgin artışlar K, Fe, Zn ve Zr elementlerinde en belirgin düşüş ise Ca elementinde gözlenmiştir.

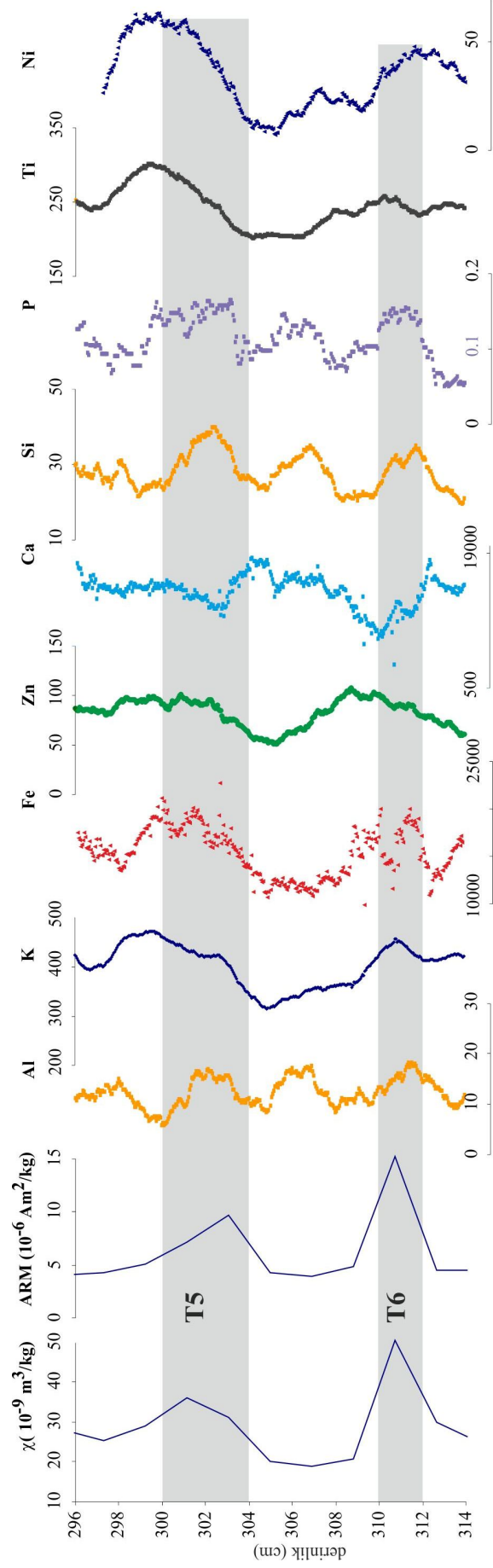


Şekil 4.66: VP0807 no'lu karotta tanımlanan T4 no'lu tefra seviyesi.



Şekil 4.67: VP0804 no'lu karotta tanımlanan T4 tefra seviyesine ait χ , ARM ve jeokimya analizleri

VP0805 ve VP0807 nolu karotların son tefra seviyesi olarak numaralandırılan beşinci tefra seviyesi (T5) tüm karotlarda gözlenmiştir. Litolojik olarak benzer özelliklere sahiptirler. VP0801 ve VP0804 no'lu karotların son tefra seviyesi olan T6 no'lu tefra seviyesi de T5 no'lu tefra seviyesi ile benzer kimyasal ve litolojik özelliklere sahiptir. Bu iki tefra seviyesine ait element değişimleri Şekil 4.68'de verilmiştir. Al, K, Fe, Zn Si, P, Ti ve Ni elementleri bu seviyelerde artış göstermekte ve birbirleri ile de uyumlu bir grafiğe sahiptirler. Ca elementi diğer tefralarda da belirgin olarak ölçüldüğü gibi bu seviyelerde düşüş göstermektedir.



Şekil 4.68 : VP0804 no'lu karotta tanımlanan T5 ve T6 tefra seviyelerine ait χ , ARM ve jeokimya analizleri

Tüm mağnetik ve mağnetik olmayan analizler toplu olarak değerlendirildiğinde, Van Gölü sedimanlarında 6 adet tefra seviyesi günümüzden önce 600 ile 7200 yıl arasında değişen farklı zamanlarda Van Gölü etrafında meydana gelmiş olan volkanik aktivitenin ürünleri olarak göl sedimanlarında depolandığı belirlenmiştir. Bu tefra seviyelerinde farklı χ değerleri göze çarpmaktadır. Tüm karotlarda T1, T2 ve T3 no'lu tefralarda yüksek mıknatıslanma katsayısı ölçülürken VP0807 no'lu karot hariç tüm karotlarda T4, T5 ve T6 tefralarında düşük mıknatıslanma katsayısı değerleri göze çarpmaktadır. Tefralar üzerine daha önce yapılmış olan çalışmalarda da özellikle asidik özellikteki tefraların düşük mıknatıslanma katsayısına sahip oldukları ortaya konmuştur (Dearing, 1999). Van Gölü etrafında bulunan Nemrut, Süphan gibi volkanların hem asidik hemde bazik volkanizma ürünleri püskürttüğü birçok çalışmada belirlenmiştir (Yılmaz ve diğ., 1998, Degens ve Kurtman, 1987). Asidik volkanizma ürünlerinde düşük mıknatıslanma katsayısı değerleri bazik volkanizma ürünlerinde ise yüksek mıknatıslanma katsayısı Van Gölü sedimanlarında bulunan tefralar için karakteristik bir özellik olabilir. ARM gibi hem mağnetik mineral yoğunluğuna hemde mağnetik tane boyutuna bağlı olan değerler tefra seviyelerinde daha duyarlı sonuç vermektedir. Bundan dolayı Van Gölü'nden alınan farklı karotlardaki tefra seviyelerinin karşılaştırılmasında ARM grafikleri kullanılmış ve önceki çalışmalarda karşılaştırmada bu grafikler kullanılarak model oluşturulmuştur (Şekil 4.62).

Van Gölü çevresinde Kuvaterner boyunca bir çok volkanik aktivite meydana gelmiş ve bu volkanizmanın ürünleri karasal alan içerisinde ve göl taraçalarında bulunmuştur (Yılmaz ve diğ., 1998, Kuzcuoğlu ve diğ., 2010). Van Gölü etrafında bilinen en yakın volkanik faaliyet 1441 yılında Nemrut volkanında meydana gelen patlamadır (Soysal ve diğ., 1981). Van Gölü karotlarının yaklaşık ilk 5 cm derinliğinde belirlenen T1 tefra seviyesi 1441 yılında meydana gelen volkanik etkinliğin bir ürünüdür. Nemrutta meydana gelen bu volkanik etkinlik sonucu riyolitik malzemeler belirlenmiştir (Yılmaz ve diğ., 1998). Bu seviyede Ti, Zr, Pb ve Fe elementleri yüksek ölçülmüştür.

T2 tefra seviyesi GÖ 2.6 bin yılında oldukça yüksek enerjili ve uzun süren bir volkanik etkinlik sonucu oluşmuştur. Bu seviye litolojik olarak diğer tefra seviyelerinden de belirgin bir farklılık göstermektedir. Kırıntılı malzeme içeriği yüksek sarı-siyah renklere camsı özelliği oldukça belirgin malzemeler içermektedir. Bu seviyede ölçülen

mağnetik parametrelerin hepsi oldukça yüksek değerlerdedir. Ancak Nemrut volkanına en yakın bölgede olan VP0807 no'lu karotta bu durum tam tersi özellik göstermektedir. T2 tefra seviyesi ince bir paket halinde ve oldukça düşük χ ve ARM değerine sahiptir. Eğer volkanik malzeme Nemruttan gelmiş olsaydı bu kadar ince bir tefra seviyesindense daha kalın ve yüksek mıknatıslanma katsayısına sahip bir seviye beklenirdi. Bu durum T2 tefra seviyesinin Nemrut volkanının dışında başka bir volkanın malzemesi ile oluştuğunu düşündürmektedir. Ercan ve diğ'nin (1990) yapmış oldukları çalışmada Tendürek volkanın bazaltik malzeme içeren en son ürünlerinin GÖ 2.5 bin yıl önceye ait olduğunu ve bu zamandan sonra bu volkanın aktif olmadığı ifade edilmiştir. Elde edilen sonuçlar bu çalışmayı desteklemektedir. Bu tefra seviyesinde en belirgin değişimler Si, P, K, Fe, Zr ve Pb elementlerinde gözlenmiş ve bu elementlerin derinlikle değişimleri χ ile oldukça uyumlu bulunmuştur.

T2 tefra seviyesinin 10 -15 cm altında gözlenen T3 tefra seviyesi yaklaşık GÖ 2.8 bin yılına karşılık gelmektedir. Bu tefra seviyesi de T2 tefra seviyesi ile litolojik ve kimyasal olarak benzerlik göstermektedir. VP0807 no'lu karotta T2 tefra seviyesi için en yüksek değer ölçülmüştür. Bu durumda bu seviyede bulunan tefranın VP0807 no'lu karota en yakın bölgede bulunan Nemrut volkanizmasının bir ürünü olduğunu düşündürmektedir.

T4 tefra seviyesi günümüzden önce GÖ 6.1 bin yılında meydana gelen volkanik etkinlik sonucu oluşmuştur. T4 tefra seviyesi VP0801, VP0804 ve VP0805 no'lu karotlarda tüf-tefra-tüf şeklinde benzer litolojik özelliğe sahip iken VP0807 no'lu karotta oldukça kalın ve kırıntılı malzeme içeriği ile farklılık göstermektedir. Bu durum, Nemrut volkanına yakın bir bölgeden alınan VP0807 nolu karotta çökelen T4 tefra seviyesinin Nemrut volkanının bir ürünü olduğunu düşündürmektedir. Van Gölü karotları içerisinde en yüksek χ değerinin VP0807 no'lu karotta ölçülmüş olması da bu sonucu desteklemektedir. Bu seviyede en belirgin element değişimi K, Fe, Zn ve Zr elementlerinde ölçülmüştür.

VP0805 ve VP0807 no'lu karotlarda bulunan son tefra seviyesi olan T5 tefra seviyesi tüm karotlarda benzer litolojik özelliklerde gözlenmiştir. Siyah yarı-homojen özellikte olan T5 tefra seviyesinde en yüksek χ ve χ_{ARM} değerleri VP0807 no'lu karotta

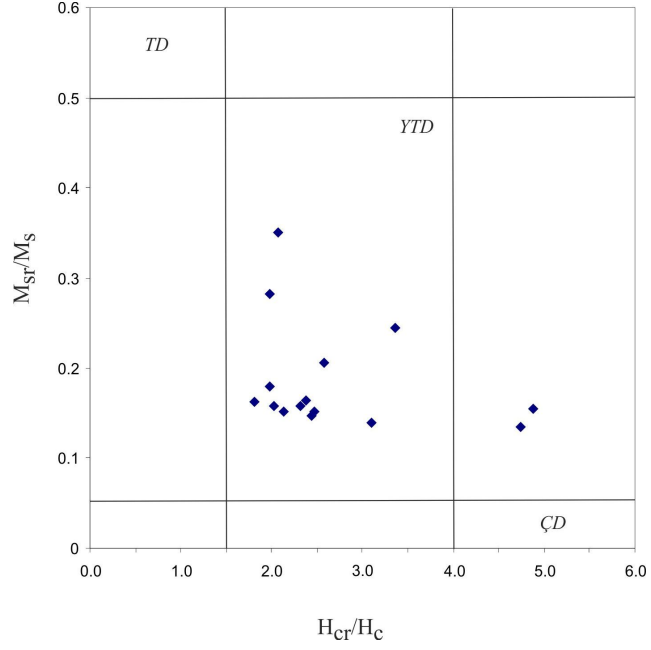
ölçülmüştür. Bundan dolayı T5 tefra seviyesinin Nemrut volkanından kaynaklandığı düşünülebilir.

Element kimyası T5 ile benzer olan T6 tefra seviyesi sadece VP0801 ve VP0804 no'lu karotlarda gözlenmiştir ve bu kaotlardaki son tefra seviyesidir. Bu seviye günümüzden yaklaşık GÖ 7.2 bin yıl öncesine karşılık gelmektedir. T5 tefra seviyesine benzer şekilde düşük χ değerine sahiptir. T6 tefra seviyesinin de büyük bir olasılıkla Nemrut volkanizmasının bir ürünü olduğu düşünülmektedir.

4.11. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ PALEOMAĞNETİK KAYITLARI VE BU KAYITLARIN YAKIN BÖLGELERDEKİ PSD EĞRİLERİ İLE KARŞILAŞTIRILMASI

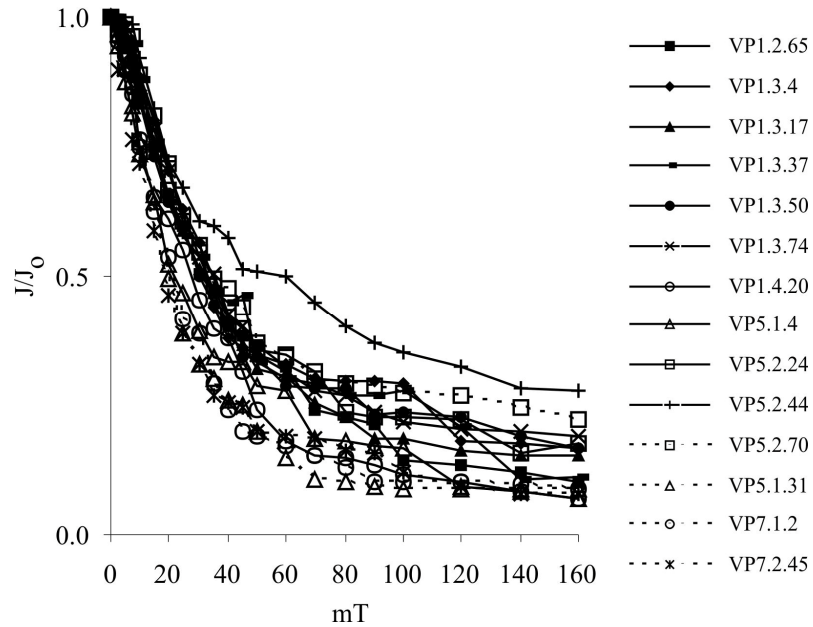
Göl sedimanlarından elde edilen paleomağnetik veriler yakın göllerden elde edilen Paleoseküler Değişim Eğrilerini (PSV) kullanarak zaman karşılaştırması yapmak için oldukça kullanışlı bilgiler içermektedir. Bu amaçla Van Gölü'nden alınan karotların öncelikle NRM değerleri ölçülmüş daha sonra 20 mT'da alternatif alan temizleme işlemi yapılmıştır. Paleomağnetik çalışmalarda verilerin güvenilirliği oldukça önemlidir. Bu amaçla öncelikle histeresiz parametreleri ve IRM eğrileri ile S-oranı verileri dikkate alınmıştır. Van Gölü sedimanlarında tefra seviyelerinin dışında seçilen örneklerin day diyagramındaki konumları bu örneklerin paleomağnetik çalışmalar için güvenilir olan yalancı tek domenli mağnetik mineraller grubuna girdiğini göstermektedir (Şekil 4.69). Seçilen örnekler için yapılan IRM deneyleri örneklerin 300 mT'nın altında doygunluğa ulaştığını ve S-oranı grafikleri de tüm örneklerin 1'e yakın bir değere sahip olduğunu göstermektedir. IRM ve histersiz eğrileri ve S-oranı grafiği bu örneklerin düşük koersiviteli mağnetik mineraller içerdiğini göstermektedir. Ancak, bu düşük koersiviteli mağnetik mineraller örnek içerisinde yoğun olarak bulunan paramağnetik minerallere göre çok az yoğunlukta olduklarından dolayı çok düzgün IRM ve histeresiz eğrilerine sahip değildiler.

Van Gölü sedimanlarında çok az yoğunlukta bulunan düşük koersiviteli mağnetik mineraller alternatif alan temizleme adımlarında düzgün eğriler göstermemiştir. Ancak



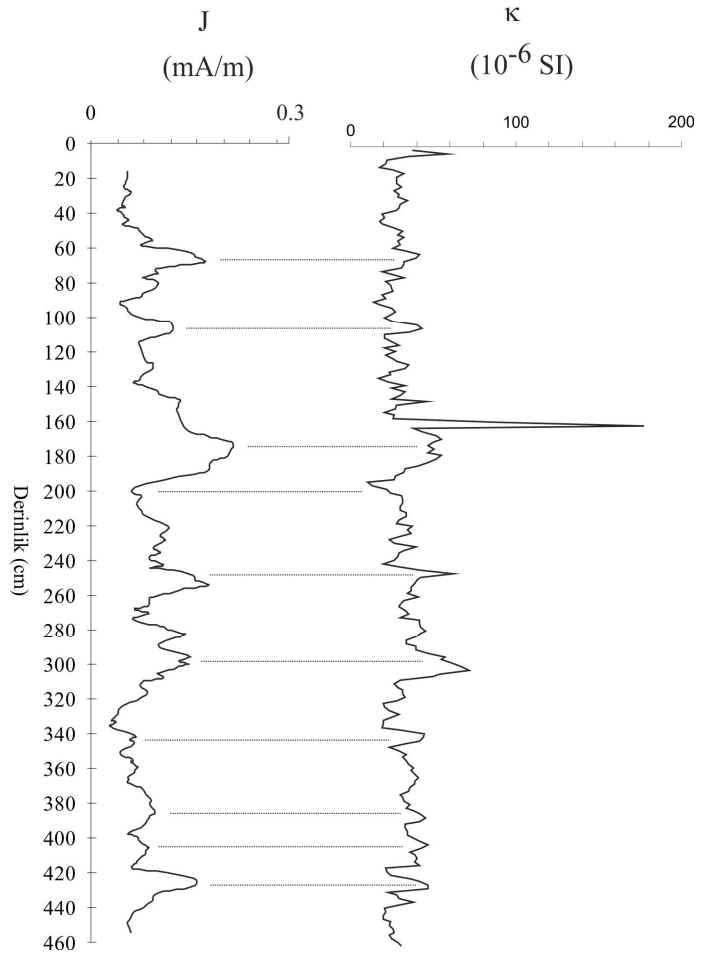
Şekil 4.69: Van Gölü sedimanlarının histeresiz oranlarının Day diyagramındaki gösterilişi. Verilerde tefra seviyesinden örnekler çıkarılmıştır.

eğrilerin genel eğilimi duraylı mıknatıslanmaya sahip düşük koersiviteli magnetik minerallerin varlığını göstermektedir (Şekil 4.70).



Şekil 4.70: Van Gölü sedimanlarında seçilmiş örneklere ait alternatif alan temizleme eğrileri.

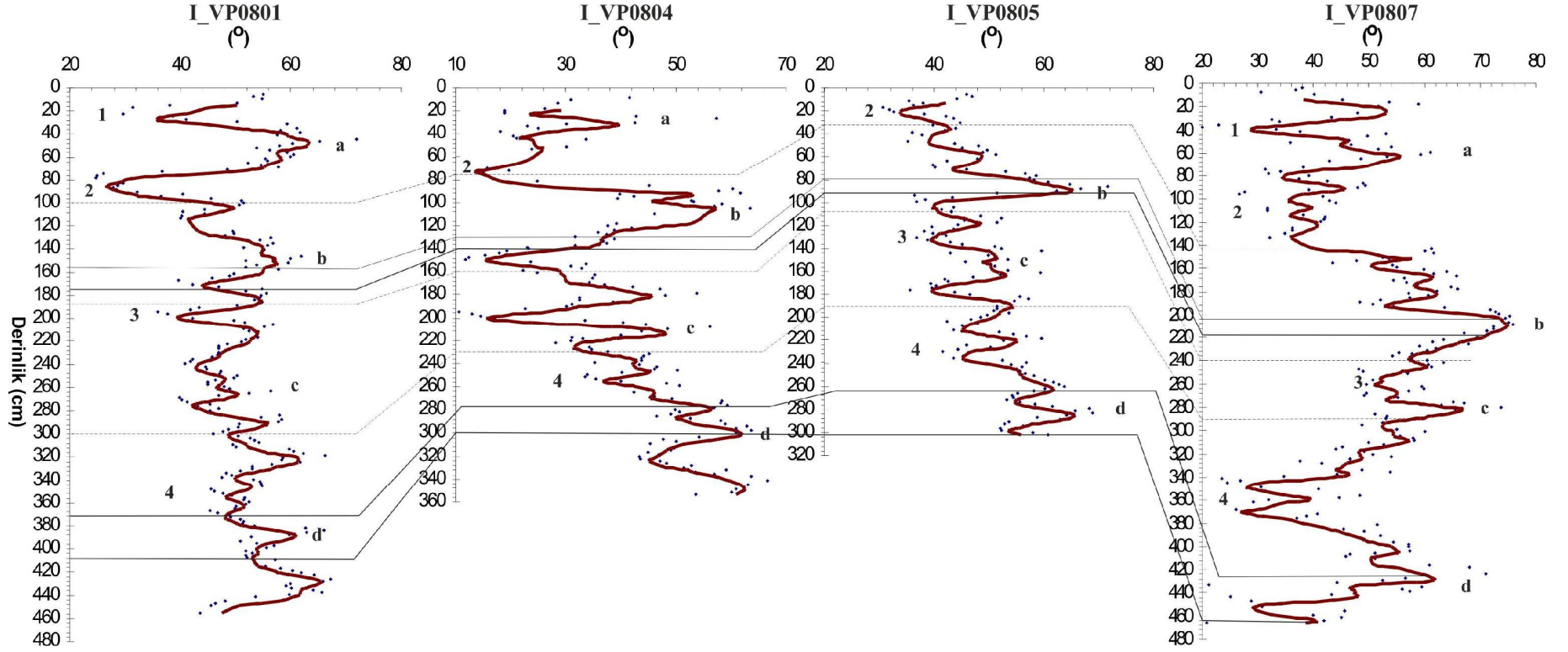
Göl sedimanlarından elde edilen mıknatıslanma şiddeti direkt olarak yermağnetik alan şiddet kayıtlarını içermemektedir. Doğal kalıntı mıknatıslanma şiddeti, kalıntı mıknatıslanma içeren mağnetik minerallerin cinsi, tane boyu değişimlerini etkileyen sedimantolojik süreçlerle kontrol edilirler (Turner ve Thompson,1981). Van Gölü karotlarının doğal kalıntı mıknatıslanma şiddeti ile mıknatıslanma katsayısı (κ) değerleri oldukça uyumlu bir grafiğe sahiptir. Doğal kalıntı mıknatıslanma şiddetinin mağnetik mıknatıslanma katsayısı ile olan bu uyumlu ilişkisi Van Gölü karotlarının paleoşiddet değişimlerinin belirlenmesi için uygun veriler içermediğini göstermektedir. Karotlardaki bu benzerlik kalıntı mıknatıslanmadaki değişimin yermağnetik alan şiddetindense sedimanların mineral kompozisyonlarından kaynaklandığını göstermektedir (Şekil 4.71).



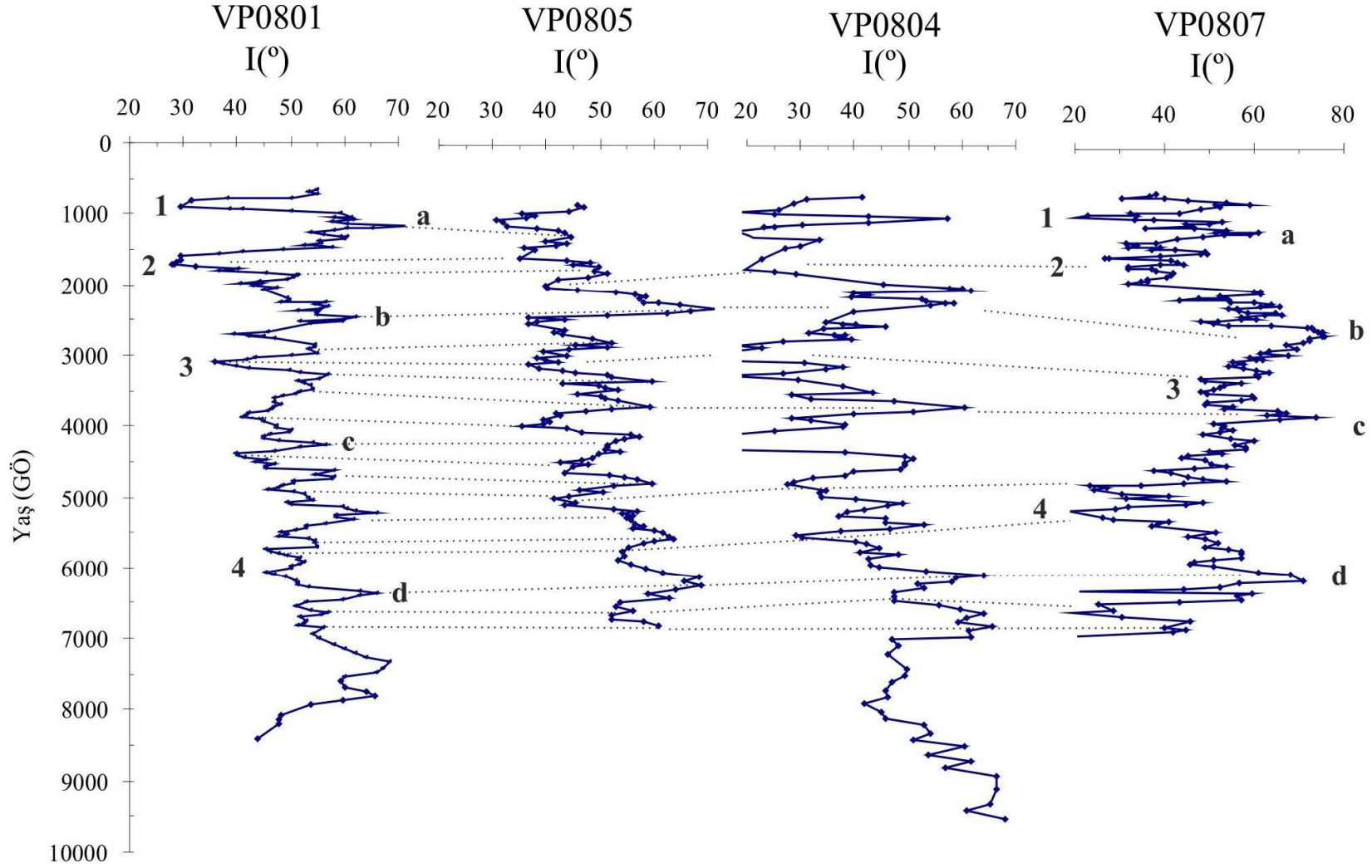
Şekil 4.71: NRM ve mıknatıslanma katsayısının derinlik boyunca karşılaştırılması. Grafikler VP0801 no'lu karota aittir.

Van Gölü sedimanlarının maksimum ve minimum eğim açısı değerlerini elde etmek için karotlarda bulunan tefra ve κ seviyelerinin karşılaştırılması ile elde edilen aralıklar referans seviyeleri olarak kullanılmıştır (Şekil 4.72). Şekilden de görüldüğü gibi Van Gölü'nden alınan dört adet karota ait eğim açısı eğrilerinin (I) uyumu çok yüksek değildir. Ancak, VP0801, VP0804 ve VP0805 nolu karotlarda derine doğru gittikçe artan eğim açısı değerleri ile genel bir uyum dikkati çekmektedir. VP0804 no'lu karotun ilk 150 cm de su içeriğinin oldukça yüksek olması ve bu seviyelerde ondülasyon yapılarının gözlenmesi bu karottaki uyumsuzluğu açıklamaktadır. Bu gibi eğimli yüzeylerde tabaka eğim açısı oluşmakta bu açıda I değerini etkilemektedir. Benzer durum VP0805 nolu karotta da gözlenmiştir. VP0801 ve VP0807 nolu karotlarda bu gibi eğimli tabakalar görülmemekte düzgün sedimanlar karot boyunca gözlenmektedir. Ancak bu iki karot arasında da eğim açısı değişimlerinin genliklerinde önemli bir farklılık göze çarpmaktadır. Göl sedimanlarının eğim açısı eğrilerindeki bu genlik farklılıkları genellikle sedimentasyon hızındaki değişimlerle ilişkili olmaktadır (King ve Peck, 2001). VP0801 ve VP0807 no'lu karotların ortalama sedimentasyon hızları sırasıyla, 0.06 cm.yl^{-1} ve 0.072 cm.yl^{-1} dir. Karotlar içerisinde en yüksek sedimentasyon hızı VP0807 nolu karotta hesaplanmıştır. VP0807 nolu karottaki bu genlik farklılığı sedimentasyon hızının diğer karotlardan yüksek olması ile ilişkili olabilir.

Tefra yaşları kullanılarak oluşturulan zaman ekseni kullanılarak eğim açısı değerleri grafiklenmiş ve karotlar arasındaki değişimleri incelenmiştir (Şekil 4.73). İstatistiksel veriler ve tabaka yapıları dikkate alındığında VP0801 no'lu karot diğer karotlara göre daha güvenilir kayıtlar içermektedir. Bundan dolayı maksimum ve minimum noktaların belirlenmesinde ve yakın göllerden elde edilen eğim açıları ile karşılaştırmada 8500 yıllık zaman kaydı taşıyan VP0801 no'lu karot kullanılmıştır. Karotlar arasında aynı basenden alınan VP0801 ve VP0805 nolu karotlar sedimentasyon hızlarının da yakın değerlerde olması ile ilgili olarak en uyumlu iki karottur. Bu değişimler diğer karotlarda da belirgin olmasına karşın zaman olarak maksimum ± 500 yıl arasında değişim göstermektedir. Göl içinden elde edilen bu sonuç gölün farklı yerlerinden alınan karotların sedimentasyon hızlarının ± 500 yıllık zaman içerisinde değişebileceğini göstermektedir.

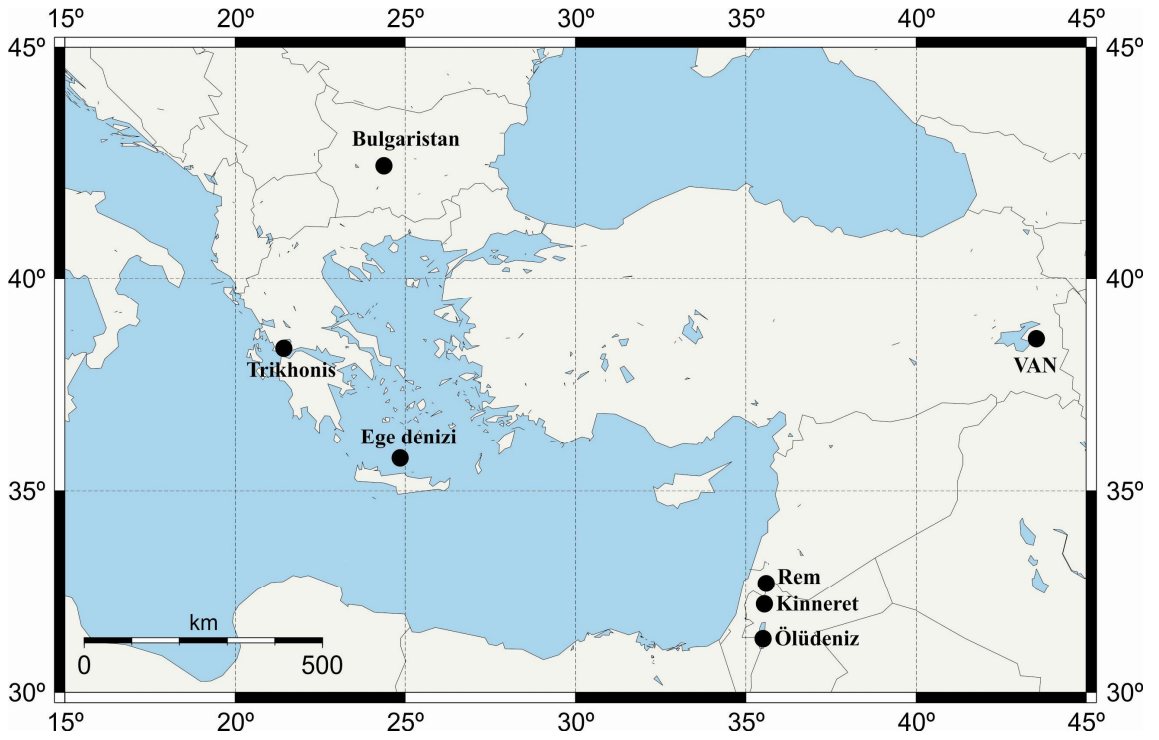


Şekil 4.72: Van Gölü sedimanlarının eğim açısı değerlerinin derinlikle değişimi. Düz çizgiler tefra seviyelerini, kesikli çizgiler χ değerlerinin karşılaştırılmasını göstermektedir.



Şekil 4.73 : Van Gölü sedimanlarının eğim açısı değerlerinin zamanla değişimi.

Van Gölü'nden elde edilen paleomağnetik kayıtlar Van Gölüne yakın bölgelerde bulunan (Şekil 4.74) Kinneret Gölü (Thompson ve diğ., 1985) ve Ram Gölü (Frank ve diğ.,2002), Ege Denizi (Opdyke ve diğ., 1972), Ölüdeniz (Frank ve diğ., 2007), Trikonis Gölü (Creer, 1981) eğim açısı kayıtlarıyla ve İngilteredeki Windermere Gölü'nden elde edilen master eğrileri (Thompson ve Turner, 1979) ve Bulgaristandan (Kovacheva, 1980) elde edilen arkeomağnetik kayıtlarla karşılaştırılmıştır. VP0801 no'lu karotun istatistiksel açıdan güvenilir olmasından ve karotta herhangi bir tabaka eğiminin diğer karotlara oranla çok düşük olmasından dolayı diğer göllerle yapılan karşılaştırmada VP0801 no'lu karotun eğim açısı eğrileri kullanılmıştır.



Şekil 4.74: Van Gölü sedimanlarının paleomağnetik kayıtlarının karşılaştırılacağı alanlar.

VP0801 no'lu karotun eğim açısı değeri 20° ile 70° arasında değişim göstermektedir. 38° enleminde bulunan VP0801 no'lu karot ile 32° enleminde bulunan ve 10 bin yıllık paleomağnetik kayıta sahip Ölü Denize ait eğim açısı değerlerinin karşılaştırılması Şekil 4.75'te verilmiştir. Bu iki karot arasındaki enlem farkı eğim açısı değerlerine de yansımış olarak görülmektedir. VP0801 no'lu karottan daha düşük enlemde yer alan Ölü Deniz'in ortalama eğim açısı değerleri VP0801 no'lu karotun ortalama eğim açısı değerlerine göre daha düşük değerlere sahiptir. VP0801 no'lu karotun GÖ 3-5 bin yılları

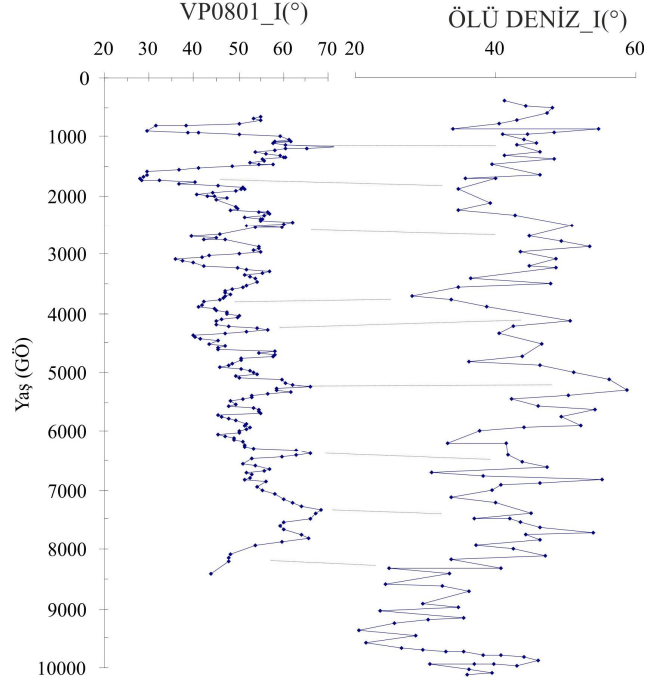
arasındaki karşılaştırmada maksimum ve minimumlar arasında ortalama 200-250 yıllık bir fark görülmektedir. Bu zaman diliminde iki gölün sedimantasyon hızlarındaki değişimler ve sedimantasyon süreçlerindeki farklılıkların bu zaman kaymasına neden olduğunu düşündürebilir. Sözü edilen bu zaman aralığının dışında uyumlu değişim gözlenmiştir.

Tablo 4.4: İngiltere master eğrilerinden elde edilen mak. ve min. eğim açısı yaşları ile (Thompson ve Turner, 1979) VP0801 ve no'lu karottan elde edilen mak.ve min eğim açısı yaşları. Eğik yazılar maksimum değerler, normal yazılar; minimum değerleri göstermektedir.

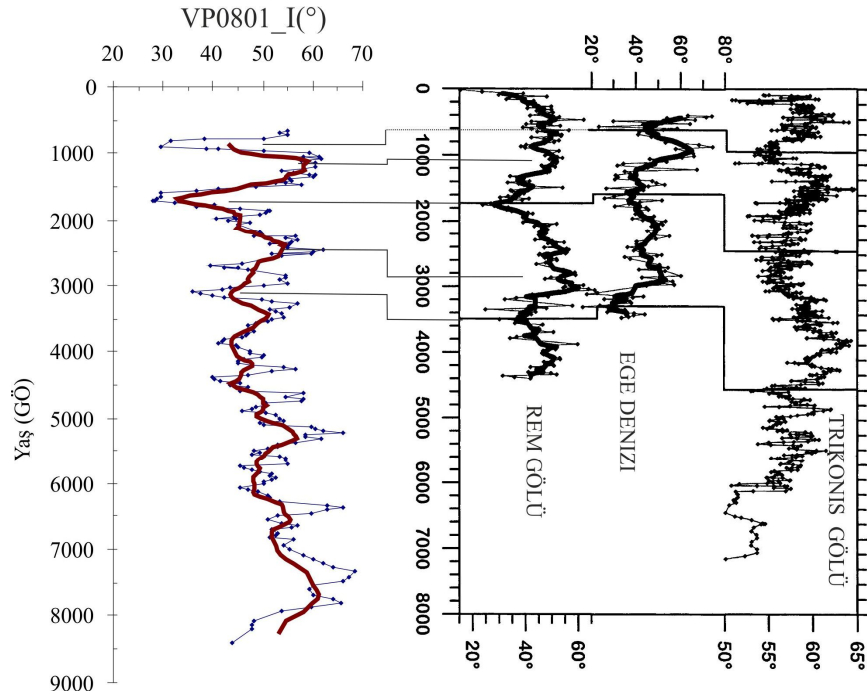
İngiltere		VP0801	
Değişim noktaları	GÖ (kal C ¹⁴)	Değişim noktaları	GÖ (varvyası)
α	250		
β	650	1	800
γ	1250	<i>a</i>	1200
δ	1650	2	1800
ε'	2600	<i>b</i>	2500
ζ	4000	3	3200
η	4200	<i>c</i>	4200
θ	5200	4	6000
ι	6000	<i>d</i>	6500

Şekil 4.76'da Rem Gölü, Ege Denizi ve Trikonis Gölü'nden elde edilen eğim açısı eğrileri ile VP0801 no'lu karottan elde edilen eğim açısı eğrisinin karşılaştırılması verilmiştir. Kronolojiler Rem Gölü'nde C-14 analizi, Trikonis Gölü'nde palinolojik yaşlandırma ve İngiltere master eğrilerindeki sapma (D) ve eğim açılarının (I) kullanılması ile, Ege Denizi'nde ise Minoan tefraların yaşlandırılması ile farklı yöntemlerle oluşturulmuştur. Bundan dolayı eğriler arasında 1200 yıla varan zaman farkları oluşmuştur. Trikonis Gölü'nden elde edilen eğrilerde GÖ 900 yıl, Ege Denizi ve Rem Gölü'nden elde edilen GÖ 600 yılına karşılık gelen düşük eğim açısı değerleri VP0801 no'lu karotta GÖ 800 yılında gözlenen düşük eğim açısı değerine (1) karşılık gelmektedir. VP0801 no'lu karotta gözlenen GÖ 1.8 bin yıllındaki düşük eğim açısı değeri (2) Rem Gölü'nde GÖ 1.8 bin yılında, Ege Denizi'nde GÖ 1.6 bin yılında ve Trikonis Gölü'nde GÖ 2.5 bin yılında gözlenmiştir. VP0801 no'lu karotta GÖ 3.2 bin yılında ölçülen üçüncü düşük eğim açısı değeri (3) Rem Gölü'nde GÖ 3.5 bin yıl, Ege

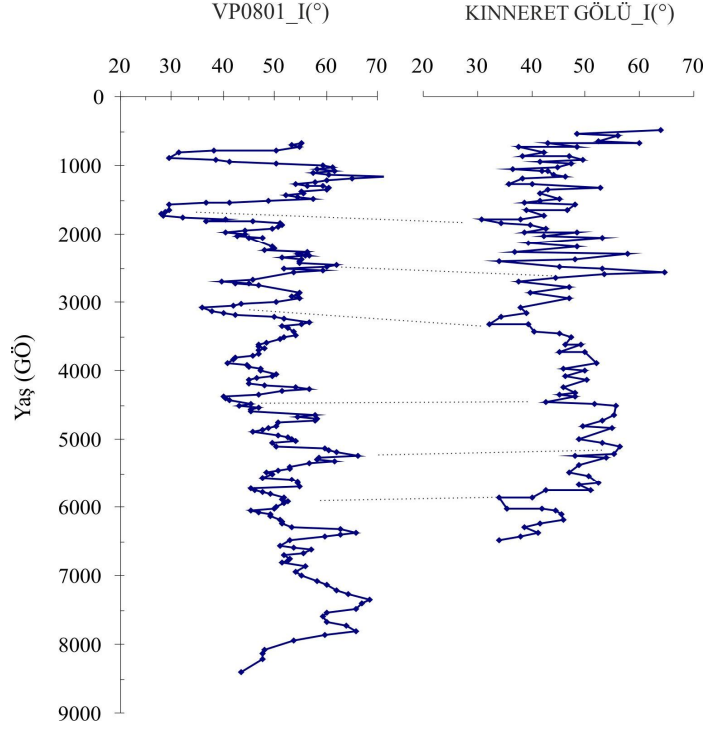
Denizi'nde GÖ 3.2 bin yıl ve Trikonis Gölü'nde GÖ 4.5 bin yılında ölçülmüştür. Van Gölü'nün eğim açısı eğrisi Ege Denizi ve Rem Gölü kayıtları ile daha yakın sonuçlara sahiptir (Şekil 4.76).



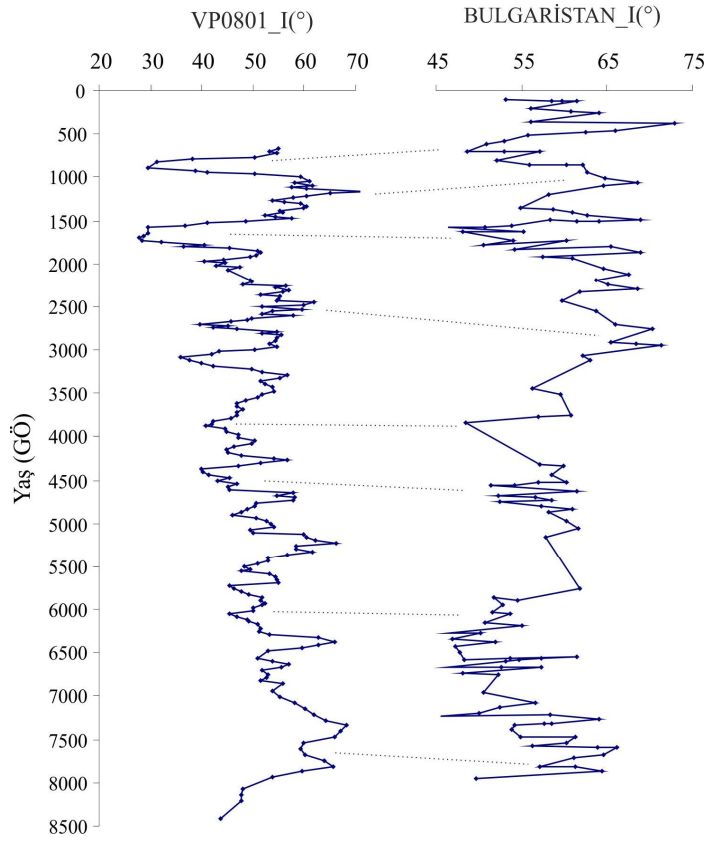
Şekil 4.75: VP0801 no'lu karota ait eğim açısı eğrisinin Ölü Deniz eğim açısı eğrileri ile karşılaştırılması. Ölü Deniz eğrileri Frank ve diğ., 2007'den sayısallaştırılmıştır.



Şekil 4.76: VP0801 no'lu karota ait eğim açısı eğrisinin Ram Gölü (İsrail), Ege Denizi (karot V10-50), Trikonis Gölü'nden (Yunanistan) elde edilen eğim açısı eğrileri ile karşılaştırılması. Eğriler Frank ve diğ., (2002)'den alınmıştır.



Şekil 4.77: VP0801 no'lu karota ait eğim açısı eğrisinin Kinneret Gölü'nden (Thompson ve diğ., 1985) elde edilen eğim açısı eğrileri ile karşılaştırılması.



Şekil 4.798: VP0801 no'lu karota ait eğim açısı eğrisinin Bulgaristan arkeomağnetik verilerinden (Kovacheva, 1997) elde edilen eğim açısı eğrileri ile karşılaştırılması.

32 ° enleminde bulunan Kinneret Gölü eğim açısı eğrisi ile VP0801 no'lu karota ait eğim açısı eğrisinin karşılaştırılması Şekil 4.77'de verilmiştir. Kinneret Gölü eğim açısı değerleri VP0801 no'lu karottan daha düşük enlemde olmasından dolayı VP0801 no'lu karotun eğim açısı değerlerine göre daha sık veriler içermektedir.

Bulgaristan'da arkeomağnetik verilerden elde edilen eğim açısı değişimlerinin VP0801 no'lu karot ile karşılaştırılması Şeki 4.78'de gösterilmiştir. Bulgaristan arkeomağnetik verileri ile VP0801 no'lu karotun eğim açısı verileri yaklaşık 200 yıl gibi düşük bir zaman farklı ile birbiri ile oldukça iyi uyuma sahiptir.

4.12. VAN GÖLÜ SEDİMANLARININ ÇEVRE MAĞNETİZMASI VE PALEO-ORTAM DEĞİŞİMLERİNİN MAĞNETİK BELİRTEÇLERİ

Mağnetik parametreler ile jeokimya, oksijen izotopları, polen kayıtları gibi mağnetik çalışmalardan bağımsız çevresel belirteçlerin arasındaki ilişkiler çevresel koşullar ile mağnetik veriler arasındaki bağlantıları tanımlamayı sağlar. Bu bölümde çalışma kapsamında ölçülen mağnetik ve jeokimyasal veriler ile Van Gölü'nde daha önce farklı araştırmacılar tarafından yapılmış olan oksijen izotopları ve polen kayıtları karşılaştırılacak ve mağnetik parametrelerin Van Gölü'nün ortam değişimlerinde belirteç olup olamayacağı tartışılacaktır.

Van Gölü'nden alınan karotlar içerisinde en uzun süreli sediman kaydı VP0804 no'lu karotta bulunmaktadır. Bundan dolayı VP0804 no'lu karot boyunca tüm mağnetik parametreler ve bu parametrelerin diğer mağnetik olmayan parametrelerle olan ilişkisi yorumlanacaktır. Ayrıca VP0807 no'lu karot diğer karotlardan uzak olması ve farklı havzada yer almasından dolayı bu iki karot arasında da bir karşılaştırma yapılacaktır.

VP0804 no'lu karota ait χ , ARM, SIRM, χ_{ARM} , χ_{ARM}/χ , ARM/SIRM, S-Oranı ve HIRM parametrelerinin değerleri Şekil 4.8'deki yaş-derinlik grafiğine göre çizilmiştir (Şekil 4.79). Volkanik aktivite dışındaki değişimlerin yorumlanması için verilerden tefra seviyeleri çıkarılmıştır. Mağnetik mineral yoğunluğunu yansıtan χ , SIRM ve HIRM grafikleri benzer değişimlere sahiptir. Mağnetik tane boyu ile ilişkili olan diğer parametreler de (χ_{ARM} , ARM/SIRM) kendi aralarında uyumlu değişimler

sergilemişlerdir. VP0804 no'lu karot mağnetik mineral yoğunluğu ve tane boyuna bağlı olarak alt bđlgelere ayrılmış (I, II ve III) ve bu bđlgelerdeki değişimler kendi içerisinde yorumlanarak diğer mağnetik olmayan parametrelerle (jeokimya analizleri, polen kayıtları ve oksijen izotopları) karşılaştırılmıştır. Şekil 4.79'da da gđrđldđđđ gibi, GĐ 9.5 bin yıllık sediman kaydına sahip VP0804 nolu karota ait mağnetik parametrelerin grafiklerinde çok belirgin ve ani değişimler gđrđlmemekte buna karşılılık uzun peryotlu değişimlerin daha baskın olduğu gđrđlmektedir.

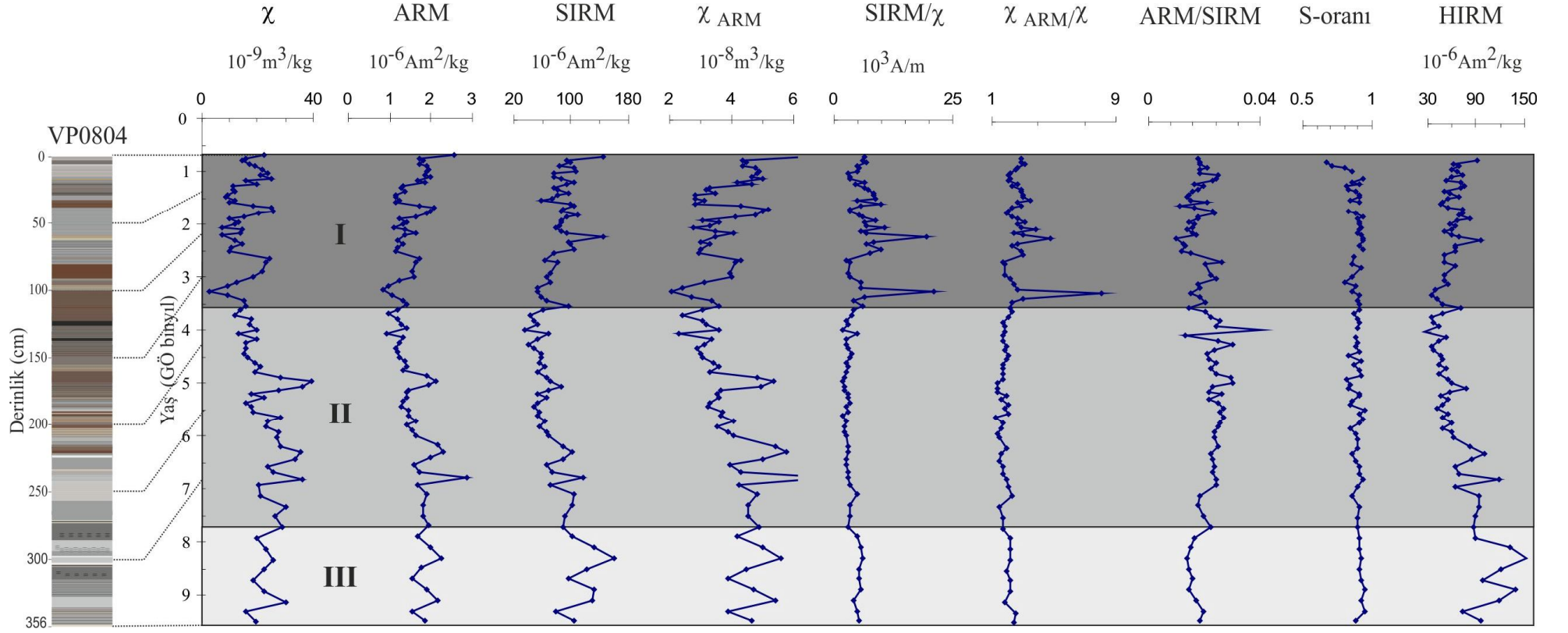
Şekil 4.79'da da gđrđldđđđ gibi, Van Gđlđ sedimanlarında χ , SIRM, ARM değerleri oldukça dđřđk seviyelerdedir. Gđl sedimanlarında depolanan mağnetik minerallerin mıknaatıslanma katsayısı, SIRM ve ARM gibi mağnetik mineral yoğunluğunu yansıtan parametre değerlerinin dđřđk olmasının iki nedeni vardır. Bunlar, gđl havzası içerisinde ve ana kayada bulunan kayaçlar içerisindeki mağnetik minerallerin çok dđřđk oranda ve dđřđk mıknaatıslanma katsayısına sahip olması veya depolanma sonrası diyajenez etkisi ile mağnetik minerallerin çözünmesi-seyrelmesidir (Thompson ve Oldfield, 1986). Van Gđlđ sedimanlarının dđřđk mağnetik mineral yoğunluğuna sahip olmasının birincil nedeni gđl havza alanı içerisindeki minerallerin ferrimağnetik minerallerce zayıf, dia ve paramağnetik minerallerce baskın olması olarak yorumlanabilir. Van Gđlđ etrafında bulunan volkanik kayaçlar Sđphan, Nemrut, Tendürek ve Ağrı Dağı volkanlarının etkinlikleri sonucu oluşmuş kayaçlardır. Nemrut Volkanı orta derecede alkalın, Sđphan orta derecede subalkalın, Tendürek gđlđ alkalın ve Ağrı Dağı da (Ararat) subalkalın özelliktedir (Yılmaz ve diğer., 1998). Bu volkanların ürünleri ise bazalttan riyolite kadar değerşen oldukça farklı mineral çeşitliliğine sahiptir. Van Gđlđ etrafında bulunan bu volkanik birimlerden gđl içerisinde taşınan mineraller gđl suyunun alkali özellikte olmasından dolayı çözünmüş olarak gđl tabanında birikir ve buda dđřđk mağnetik mineral yoğunluğuna sebep olur. Ayrıca gđl havza alanı içerisinde bulunan volkanik kđkenli kayaçlar asidik ve bazik olarak farklılaşmakta asidik volkanik kayaçların dđřđk mağnetik özelliklere sahip olması (Hunt ve diğer., 1995) gđl sedimanlarında dđřđk mağnetik özelliklerin lölmesinin bir diğer nedeni olarak da yorumlanabilir. Van Gđlđ sedimanları ortalama 60 m³/kg değerı ile dđřđk mıknaatıslanma katsayısına sahiptir. Gđl havzasını besleyen nehirler çoğunlukla kuvarsit, mermer ve çeşitli şistlerden oluşan metamorfik, ofiyolitik, asidik ve bazik kđkenli volkanik birimlerden beslenmektedir. Gđl sedimanları içerisinde en yaygın olarak bulunan mineraller karbonat (%50), kil

(%30), kuvars(%15), feldispat (%5), kalsit ve aragonittir (Degens ve Kurtman, 1978). Tablo 4.5'te göl havza alanı ve göl içindeki sedimanların mıknatıslanma katsayısı değerleri ile bu çalışmada elde edilen ortalama mıknatıslanma katsayısı değerleri verilmiştir.

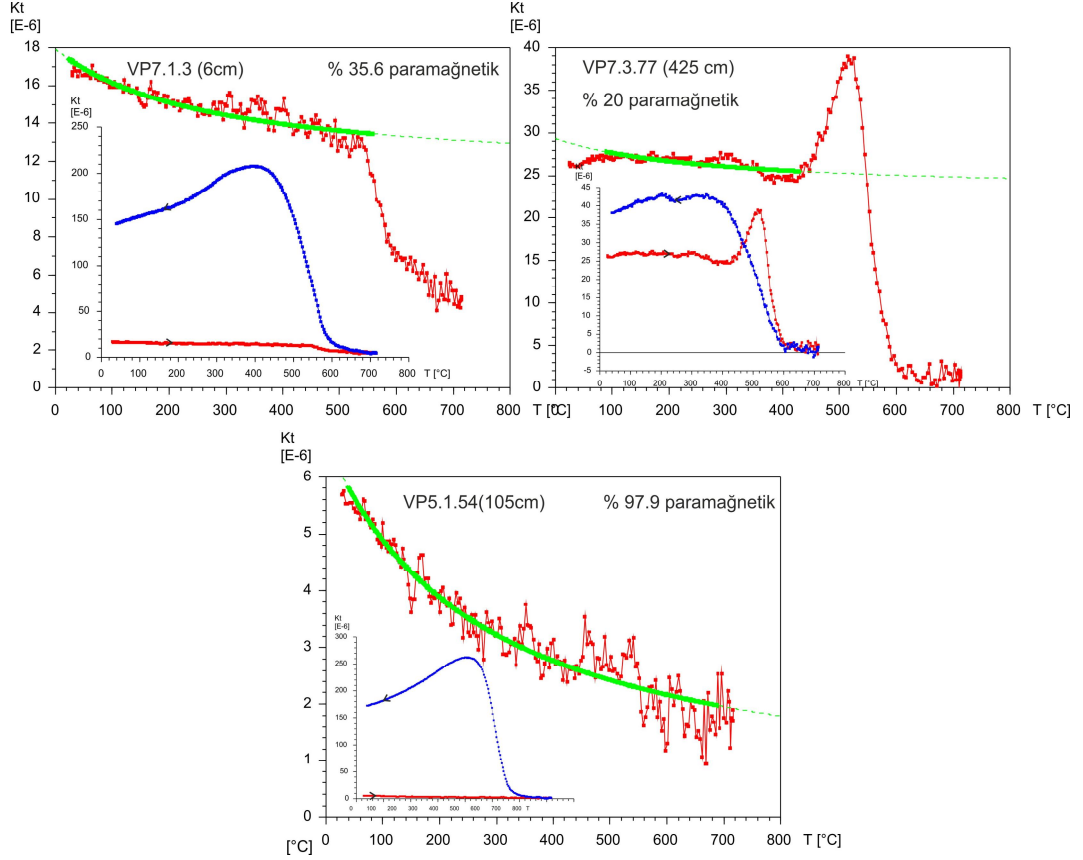
Tablo 4.5 : Van Gölü sedimanlarında bulunan kayaç ve minerallerin mıknatıslanma katsayıları. Tablo Hunt ve diğ., 1995'ten sadeleştirilmiştir.

<i>Mineral</i>	χ ($10^{-9} m^3/kg$)
magnetit	200000-1000000
andezit	65000
bazalt	84-61000
bazik volkanik kayaçlar	200-44000
asidik volkanik kayaçlar	14-31000
kireçtaşı	1-12000
kumtaşı	0-9310
şist	10-1100
illit	150
CaCO ₃	-7.5_-4
kuvars	-0.5_-0.6
bu çalışmada bulunan	1-300

Örnekler içerisinde var olan ferrimağnetik mineraller toplam sedimanda yaklaşık 0.00001, tefra seviyelerinde ise 0.01 oranında bir yoğunlukta bulunmaktadır. Van Gölü sedimanlarının ortalama SIRM/ χ değeri $4 \times 10^3 A/m$ dir. Bu değer Thompson ve Oldfield'in (1986) belirlediği gibi, YTD ve ÇD magnetit minerallerinin varlığını desteklemektedir. Bu değerde Van Gölü sedimanlarının çok az yoğunlukta olsa da ferrimağnetik minerallerin varlığını gösteren başka bir parametredir. Seçilmiş örnekler için yapılan termomağnetik analizde ısınma eğrisinin eğiminden hesaplanan para ve ferromağnetik mineral oranını, örnekler içerisinde önemli oranda paramağnetik mineral yoğunluğunu göstermektedir (Hroudá ve diğ., 1997). Şekil 4.80'de tefra seviyesinden iki örnek (VP7.1.3, VP7.3.77) ve tefra seviyesinin dışında bir örneğe ait (VP5.1.54) paramağnetik mineral yüzdesini gösteren eğriler verilmiştir. Şekillerden de görüldüğü gibi tefra seviyesinin dışındaki örnek yüksek paramağnetik mineral içeriğine sahipken tefra seviyelerinde ise bu oran azalmaktadır.



Şekil 4.79: VP0804 no'lu karota ait çevre mağnetizması parametreleri.

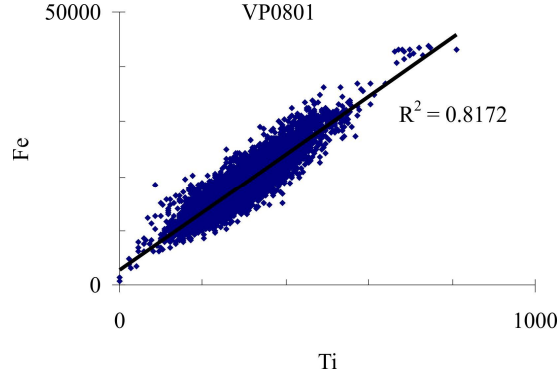


Şekil 4.80: Van Gölü sedimanlarına ait termomağnetik eğriler ve bu eğrilerden elde edilen paramağnetik mineral yüzdesi.

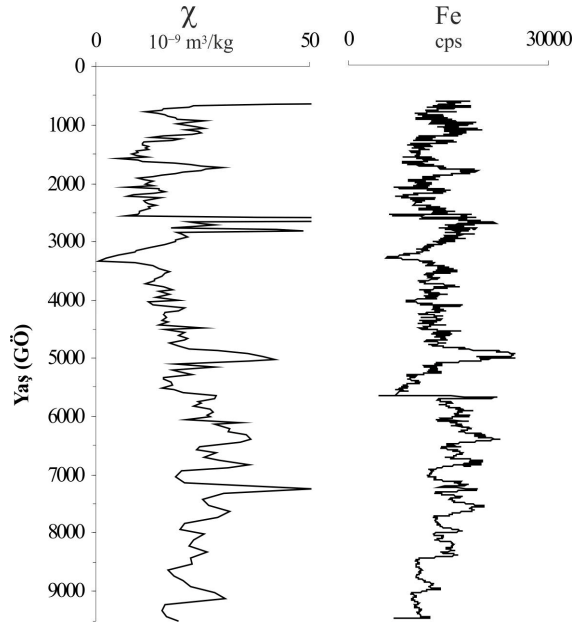
Redox koşullarından etkilenmeyen Ti elementi detrital giriş ile ilişkili önemli bir elementtir. Van Gölü sedimanlarında Fe ve Ti oranı arasındaki uyumun oldukça yüksek olması (Şekil 4.81) demir içeren minerallerin çoğunlukla detritik kaynaklı olarak göl tabanında biriktiğini göstermektedir. Şekil de VP0801 no'lu karot için çizilen Fe-Ti ilişkisi diğer karotlarda da benzer şekilde gözlenmiştir. Ayrıca Ti ile yüksek uyuma sahip olan Fe elementinin mıknatısalanma katsayısı (χ) ile olan uyumu da (Şekil 4.83) göl sedimanları içerisinde bulunan mağnetik minerallerin çoğunlukla göl havza alanından taşınarak göl tabanında biriken detritik kaynaklı mağnetik mineraller olduğunu desteklemektedir.

Depolanma sonrası çözünme, bakteriyel magnetosomlar veya diyajenez detritik olarak depolanan sedimanlarının mağnetik karakterini bozabilir. S-oranı ve SIRM/ χ gibi oranlar göl içinde meydana gelen bu gibi sedimenter süreçleri değerlendirmek için oldukça kullanışlı oranlardır (Wang ve diğ., 2010). Göl sedimanlarında diyajenik

mağnetik minerallerin varlığını gösteren önemli parametrelerden biri SIRM/ χ oranının artmasıdır. Bu oran farklı araştırmacılar tarafından farklı değerlerde tanımlanmıştır.



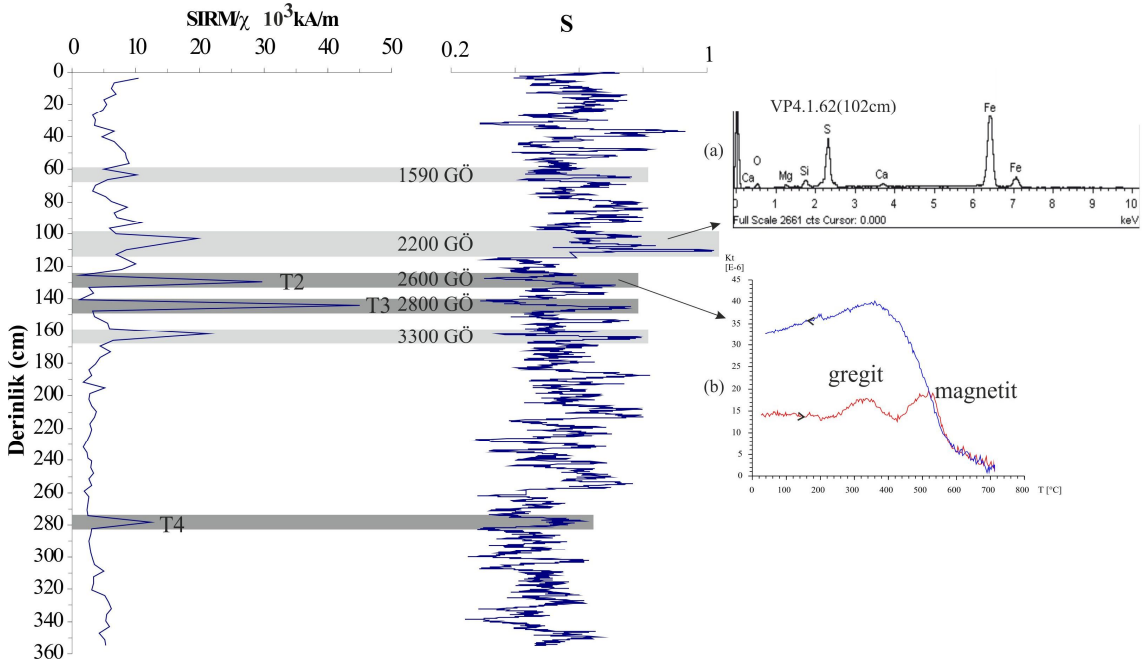
Şekil 4.81 : VP0801 no'lu karota ait Fe ve Ti elementleri arasındaki ilişki. Değerler cps'tir.



Şekil 4.82 : VP0804 no'lu karota ait χ ve Fe değişimi.

Örneğin Snowball ve Thompson (1990), 40kA/m; Hilton (1990), 19-24 kA/m ve Dekkers ve Schoonen (1996) ise 40-75 kA/m olarak tanımlamışlardır. Van Gölü sedimanlarında bu değer tüm karotlarda belirli seviyelerde göze çarpmaktadır. VP0804 no'lu karotun SIRM/ χ değişimi grafiğinde (Şekil 4.83) 62 cm, 102 cm, 127 cm, 142 cm, 165 cm ve 280 cm derinliklerinde ani artışlar göze çarpmaktadır. Bu artışların olduğu seviyelerden 102 cm deki örnekten yapılan SEM (EDAX) analiz sonucu bu seviyede sülfür ve demir elementinin yüksek oranda olduğunu göstermektedir. Ayrıca 102 cm de ölçülen S değerlerinde de belirgin bir artış göze çarpmaktadır. VP0804 no'lu karotun 127, 142, 280 cm derinliğinde T2, T3 ve T4 olarak tanımlanan tefra

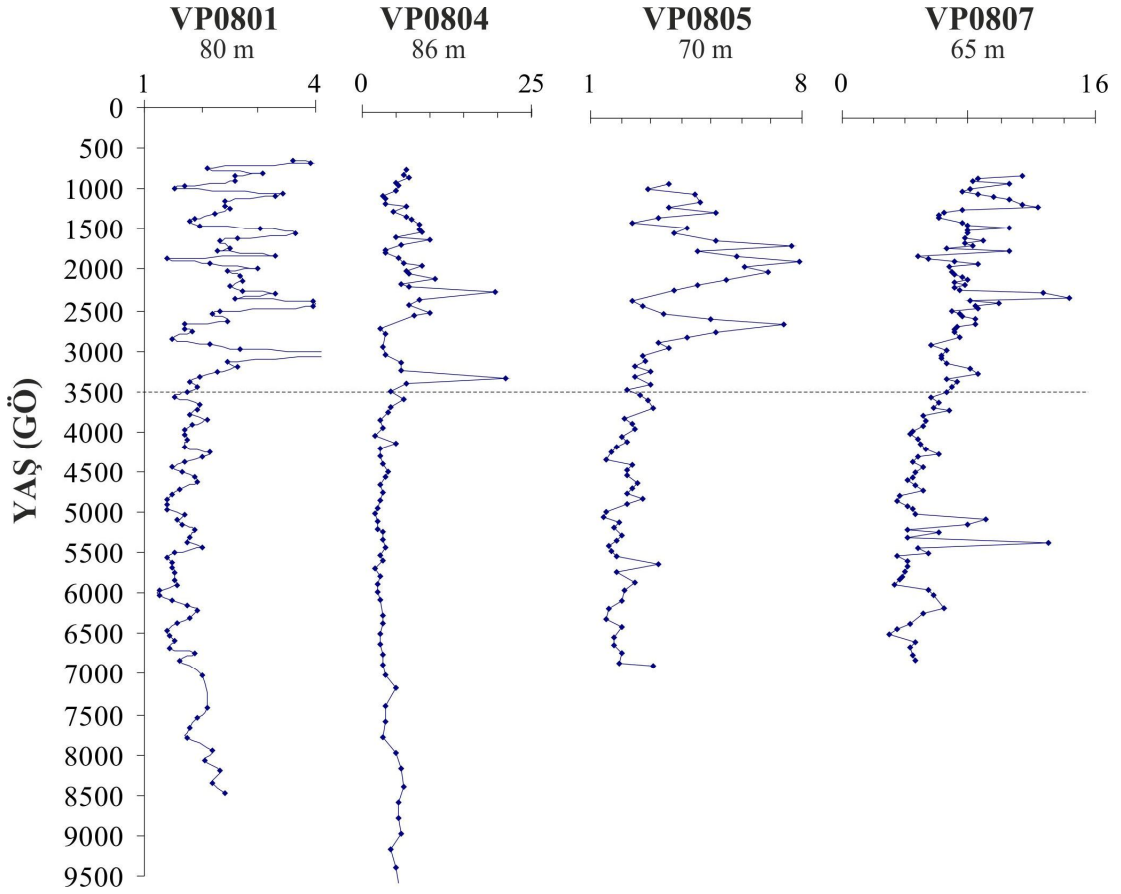
seviyelerinde de yüksek SIRM/ χ değeri göze çarpmaktadır. T2 no'lu tefra seviyesinde yapılan termomağnetik ölçüm yaklaşık 380 °C Cuire sıcaklığı ile greigit mineralini ve 580 °C ile mağnetit mineralinin oluştuğunu göstermektedir. Bu seviyeye ait day diyagramı oluşan bu mağnetik mineralin YTD grubuna girdiğini göstermektedir. Bu durumda bu seviye içerisinde yer alan mağnetitin biyolojik aktivitedense detritik bir kaynağa ait olduğunu göstermektedir. Ancak ortamdaki S ve Fe'nin varlığı diyajenik bir mağnetik mineral olan greigit mineralinin varlığı ile açıklanabilir.



Şekil 4.83: VP0804 no'lu karot boyunca SIRM/ χ ve S değerlerinin derinlik boyunca değişimi. Gri bantlar SIRM/ χ değerlerinin yüksek olduğu seviyeleri göstermektedir.

Tefra seviyelerindeki χ 'in artışıyla artan SIRM/ χ değerleri bu seviyelerde oluşan greigit veya diyajenik minerallerin sülfatın indirgenmesiyle ortamda bulunan mağnetitin dönüşümü sonucu gerçekleştiğini ve sediman su-ara yüzeyindeki sülfür zenginleşmesinden çok volkanik aktivite sonucu sedimanlardaki sülfür mineralizasyonundan kaynaklandığını göstermektedir. Bunun tersine tefra seviyeleri dışında ölçülen yüksek SIRM/ χ değerlerinin ise düşük mıknatıslanma katsayısına sahip olmaları sediman sütunu içerisinde sülfatın indirgenmesi sonucu oluşan demir sülfürlü minerallerin varlığını göstermektedir. Tüm bu sonuçlar VP0804 no'lu karotun ilk 180 cm de greigit mineralinin varlığından da açıkça görülebileceği gibi 62 cm, 102 cm, 163cm derinliklerinde demir sülfürlü minerallerin etkili olduğunu, bununla ilişkili olarak düşük mıknatıslanma katsayısı değerlerine sahip organik maddece zengin olabilecek anoksik sedimanların olduğu düşünülebilir. SIRM/ χ değişimi diğer karotlarda

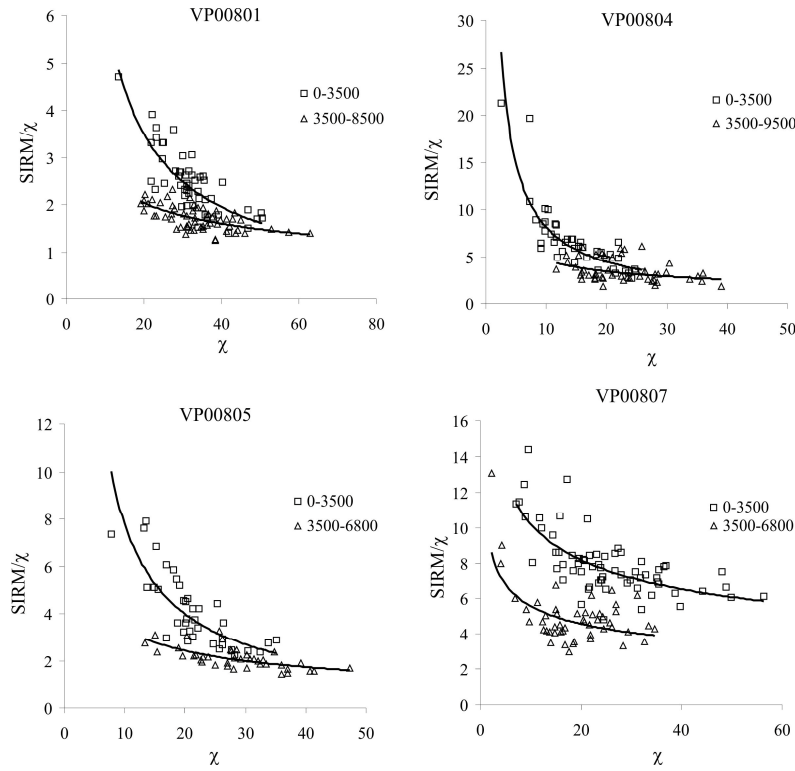
da benzer eğrilere sahiptir. Şekil 4.84'te görüldüğü gibi SIRM/ χ değerlerinin tüm karotlarda aynı dönemlerde benzer değişimler gösterdiği açıkça izlenmektedir. Birbirlerinden uzak alanlardan alınan tüm karotlarda bu seviyelerin gözlemlenmesi yerel etkilerden bölgesel değişimlerin bu dönemlerde etkili olduğunu ortaya koymaktadır. Son 3500 yıldaki redox koşullarındaki değişimler genellikle göl suyu seviyelerindeki değişimlerle ilişkilidir. SIRM/ χ oranındaki ani değişimler göl suyu seviyesinde değişimler olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.84: Van Gölü karotlarının SIRM/ χ değerlerinin yaşa göre değişimi.

Mağnetik parametrelerin birbirleri ile karşılaştırılması mağnetik mineral yoğunluğundaki veya tane boyundaki değişimlerin gruplanmasını olanaklı hale getirmektedir. Şekil 4.85'te χ 'e karşı SIRM/ χ değerleri tüm karotlar için grafiklenmiştir. Şekil incelendiğinde, GÖ 0-3.5 bin yılları arasındaki örnekler ile GÖ 3.5-9.5 bin yılları arasındaki örnekler farklı gruplaşmalar göstermiştir. VP0807 no'lu karota ait dağılımda belirgin bir farklılık göze çarpmaktadır. SIRM/ χ ve χ_{ARM}/χ değerlerinin χ 'ten bağımsız olarak değişim göstermesi Van Gölü karotlarında Greigit mineralinin varlığını veya detrital mağnetitin seyredildiği koşulları göstermektedir. Eğer bu iki parametre ve χ

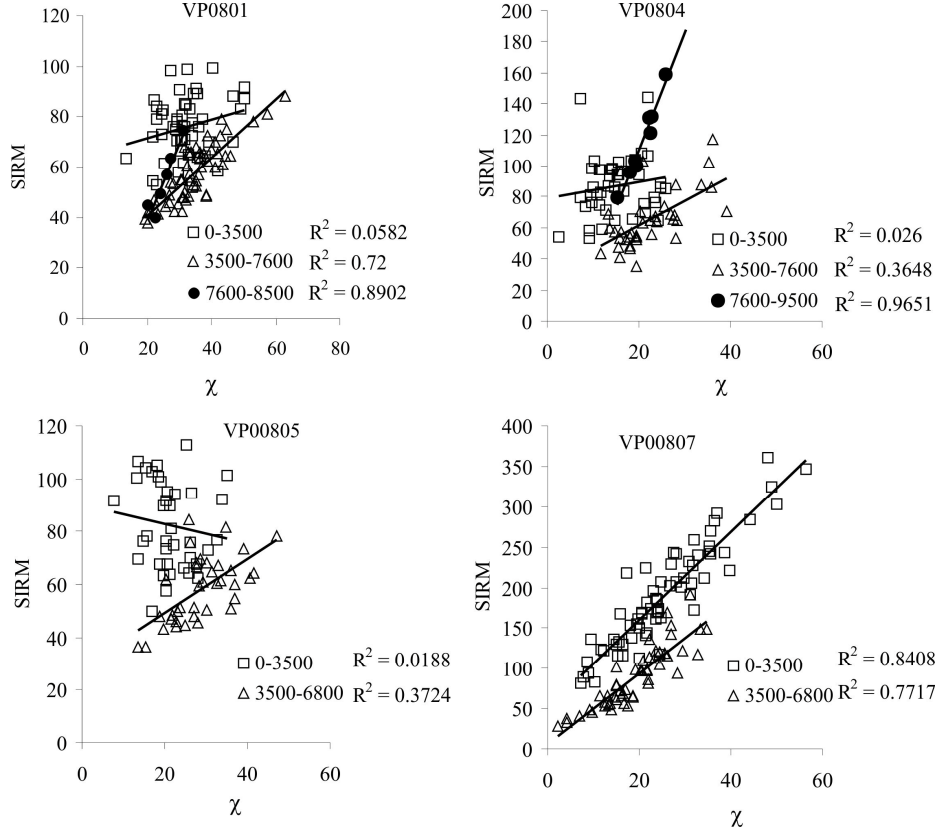
arasında güçlü bir uyum görülebilseydi Van Gölü sedimanlarında bulunan detritik mağnetik minerallerin diyajenezden etkilenmemiş olduğu söylenebilirdi. Ancak, Van Gölü sedimanlarının çok düşük mıknatıslanma katsayısına sahip olmaları ve bu parameteler arasındaki ($SIRM/\chi$, χ_{ARM}/χ ve χ) uyumsuzluk sedimanlarda bulunan mağnetik minerallerin detritik kaynakla geldiğini ancak diyajenez etkisi ile seyreldeği ve çözüdüğü koşulların olduğunu yansıtmaktadır. Bu durumda Şekil 4.85 bu seyrelmenin derecesi hakkında bilgi vermektedir. Mağnetik minerallerin çözünmesi GÖ 3.5 bin yıldan günümüze daha yüksek oranda gerçekteşmiştir. VP0807 nolu karotta diğer karotlardan farklı olarak çözünmeye derecesi çok fazla değişmemiş olduğu görölmektedir.



Şekil 4.85: χ ' e karşı $SIRM/\chi$ dağılımı.

Şekil 4.86'da χ 'e karşı SIRM verileri tüm karotlar için karşılaştırılmıştır. χ 'e karşı SIRM grafiklerinde, karot boyunca ferrimağnetik mineral yoğunluğu veya mağnetik mineroloji tek bir grupta olursa dağılım çizgisel ve yüksek uyum içeren korelasyon değerlerine sahip olur (Thomson ve Oldfield, 1986). VP0807 no'lu karot hariç dağılmış bir grafik sergileyen SIRM- χ grafiği karotlarda tek bir mağnetik minerolojinin ve karot boyunca benzer mağnetik mineral yoğunluğunun hakim olmadığını gostermektedir. Ayrıca SIRM kaba taneli mağnetik minerallerde yüksek değerlere sahip olduğu için bu mineral farklılığını oluşturan grupların ince mi yoksa kaba tanelimi olduğu da

yorumlanabilmektedir (Demory ve diğ., 2005). Bu değişimler zaman bazında ele alındığında belli gruplaşmalar göstermektedir. χ 'e karşı SIRM/ χ grafiğinden farklı olarak χ 'e karşı SIRM grafiğinde üç farklı zaman ortaya çıkmıştır. Bunlar GÖ 0-3.5 bin yıl, GÖ 3.5- 7.6 bin yıl ve GÖ 7.6-9.4 bin yıllarını kapsayan dönemlerdir.

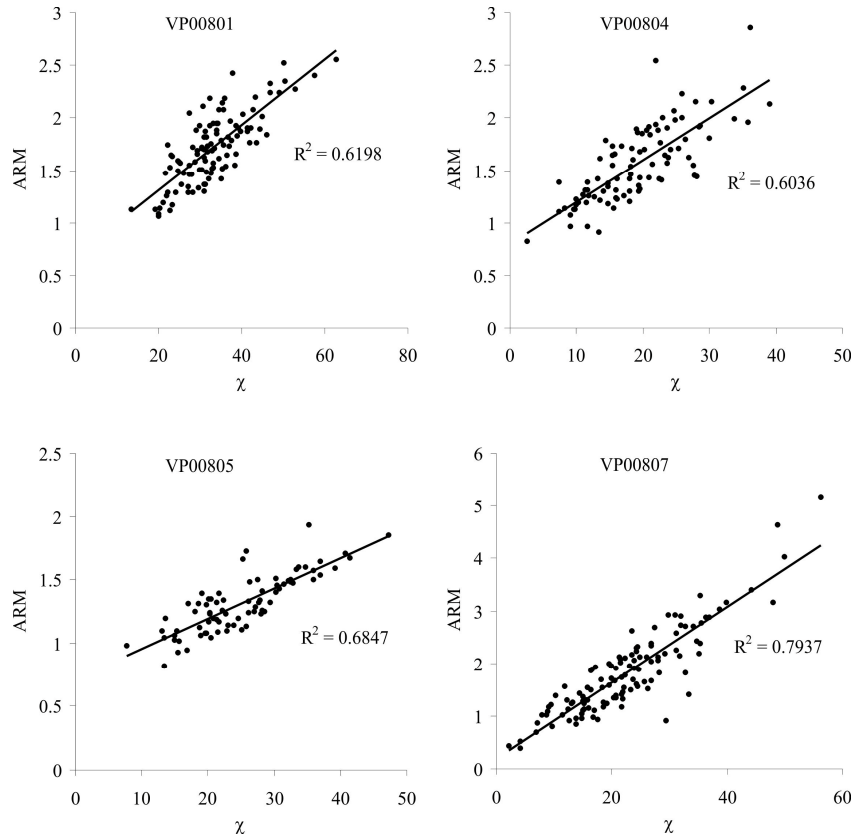


Şekil 4.86: χ 'e karşı SIRM dağılımı.

GÖ 0-3.5 bin yıl aralığında olan örneklerde mağnetik mineral yoğunluğu paramağnetikler ve çözünmüş ferrimağnetiklerle kontrol edilirken, GÖ 3.5 bin yılından önceki dönemlerde ferrimağnetik minerallerin arttığı ancak çok düşük yoğunlukta göl tabanında çökeldiği görölmektedir. VP0807 nolu karot için çizilen SIRM- χ grafiği diğer parametrelerde de olduğu gibi (SIRM/ χ , ARM) diğer karotlardan farklı bir grafik sergilemiştir. Karot boyunca diğer karotlara oranla daha yüksek yoğunluklu ferrimağnetiklere sahip olduğunu göstermiştir. Bu karotta genelde kaba taneli mağnetik mineraller mıknatıslanma katsayısının artışı ile paralel değişimler göstermiştir. Bu karotun alındığı havza diğer karotların alındığı havza alanlarına göre daha kaba taneli mağnetik mineralleri içermektedir. SIRM- χ grafiklerde belirgin bir değişim de VP0804 ve VP0801 no'lu karotlarda göze çarpmaktadır. GÖ 7.6-9.5 bin yılları arasındaki veriler

yüksek uyum göstermekte ve bu da bu dönemde kaba taneli mağnetik minerallerin varlığını desteklemektedir.

SIRM/ χ , SIRM ve χ değerleri birbirleri ile karşılaştırıldığında farklı zamanlarda belirgin değişimler gözlenmiştir. χ 'e karşı SIRM/ χ grafiklerinde, GÖ 0-3.5 bin yıl ve GÖ 3.5 bin yıl ve öncesi dönemleri içermektedir. Bu parametreler toplu olarak değerlendirildiğinde ferrimağnetik minerallerden çok paramağnetik minerallerin daha fazla olduğu, bu durumu paramağnetik minerallerin detrital girişlerin yanında redox koşullarına bağlı olarak ferrimağnetiklerin seyrelmesi ile açıklamak olanaklıdır. Ayrıca, bu seviyelerde S ve Fe elementlerinin varlığı ile ilişkili olabilecek demir sülfürlü minerallerin olduğu ancak bu süreçlerin GÖ 3.5 bin yılına kadar yoğun olarak gerçekeştiği bu dönemden sonra ise detrital mağnetik minerallerin daha az çözündüğünü söylemek olanaklıdır (şekil 4.85 ve 4.86).



şekil 4.87: χ 'e karşı ARM garfiği.

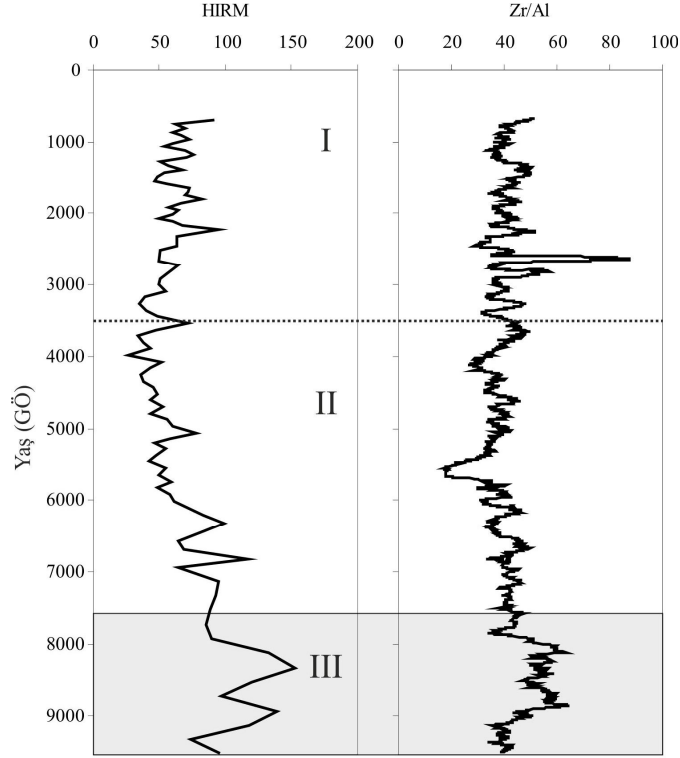
Van Gölü sedimanlarında χ ve ARM değerleri arasında Şekil 4.87’de de gösterildiği gibi yüksek bir uyum görülmektedir. χ ve ARM değerleri arasındaki uyum χ ’in ferrimağnetik minerallerce kontrol edildiğini gösterir (Hu ve diğ., 2005). Van Gölü sedimanlarında bu uyumun olması, sedimanların içerisinde bulunan mağnetik minerallerinin ferrimağnetik mineraller olacağı sonucu çıkmaktadır. Ancak bu ferrimağnetikler çok düşük yoğunlukta olduklarından dolayı χ ölçümlerinde ferrimağnetik mineral yoğunluğunu gösteren yüksek değerlerin ölçülmesine engel olmakta ancak çok düşük yoğunlukta olsa da ARM gibi tane boyuna bağlı bir parametreye tepki verebilmektedirler. ARM ve χ arasındaki ilişkinin azalması ise paramağnetik minerallerin varlığını göstermektedir. Karotlardaki en yüksek korelasyon katsayısı VP0807 nolu karotta bulunmuştur.

Van Gölü sedimanlarının χ , ARM ve SIRM gibi mağnetik mineral yoğunluğunu yansıtan parametreleri birbirleri ile oldukça uyumludur. Mağnetik minerallerin tane boyu değişimlerine bağlı olan χ_{ARM} , ARM/SIRM ve χ_{ARM}/χ değerleri mağnetik mineral yoğunluğundan farklı olarak değişim göstermekte ve bu değerlerin değişimine göre sedimanlarda bulunan mağnetik mineraller ince ve kaba taneli olmak üzere farklı bölgelere ayrılmıştır. Tüm mağnetik mineral parametreleri toplu olarak değerlendirildiğinde, Van Gölü sedimanlarının mağnetik mineral yoğunluğu, mağnetik tane boyu ve minerolojisine göre değişen 3 farklı zaman ortamında depolanmış olduğu görülmektedir. Bu ortamlar GÖ 9.5-7.6 bin yıl (III), GÖ 7.6-3.5 bin yıl (II) ve GÖ 3.5-0.6 bin yıl (I) olan zaman dilimlerine karşılık gelmektedir (Şekil 4.79).

GÖ 7.6-9.5 bin yıl (III): Bu dönemde mağnetik analiz sonuçlarında en belirgin değişim SIRM, HIRM ve ARM/SIRM parametrelerinde gözlenmiştir. χ ve ARM değerlerinde önemli bir değişim gözlenmemiştir. Ancak miknatıslanma katsayısı düşüş gösterirken, ARM değerleri sabit kalmış ve SIRM değerleri ise mağnetik mineral yoğunluğundaki değişim ile ilişkili olarak yüksek değerler göstermiştir. Hematit veya geotit gibi yüksek koersiviteli mağnetik mineral değişimlerine duyarlı olan HIRM en yüksek bu dönemde ölçülmüştür.

Bu dönemde göl havza alanı içerisinde biriken yüksek koersiviteli mağnetik minerallerin (yüksek HIRM) varlığı miknatıslanma katsayısının düşmesinin nedeni

olarak görülebilir. Bu dönemde S-oranı değeri değişim göstermiyerek 0.9 değeri ile düşük koersiviteli mağnetik minerallerin varlığını da desteklemektedir. Redox koşullarına duyarlı olan S-oranı grafiğinin bu dönem içerisinde değışim göstermemesi bu dönemde göl içerisinde su seviyesi değışimlerinin olmadığının da bir belirteçidir.



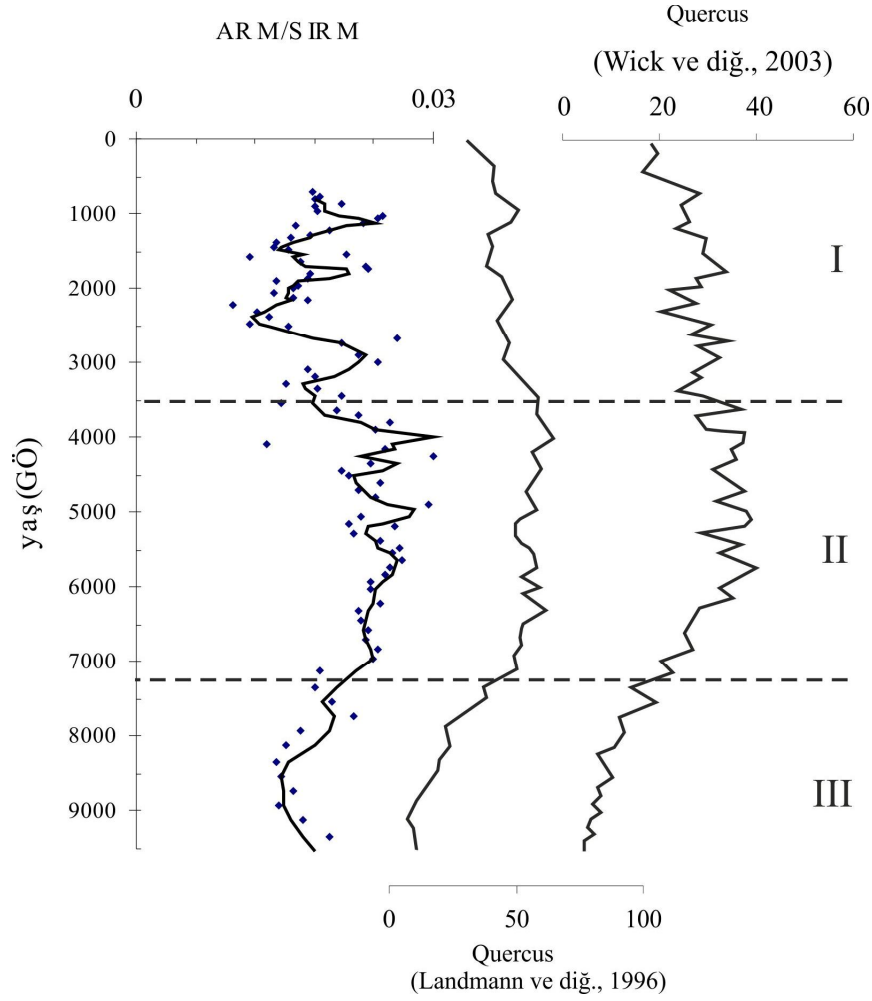
Şekil 4.88: VP0804 no'lu karot boyunca HIRM ve Zr/Al değışimleri.

VP0804 no'lu karotta bu döneme ait Zr elementindeki ani artış, HIRM eğrisi ile uyumlu bir değışim göstermektedir (Şekil 4.88). Zr elementinin karot boyunca en yüksek değeri bu dönemde ölçülmüştür. Zr elementi Al ile normalize edilerek nehir girdilerinin elimine edilmesi ve sadece rüzgar ile olan girdilerin yorumlanması olanaklı olmaktadır (Haug vd., 2003). Zr/Al oranının yüksek olduğu seviyelerde mağnetik parametreler içerisinde en belirgin değışim HIRM değeriinde gözlenmiştir. Ortamda rüzgar etkisinin yüksek olması havza alanı içerisinde bulunan kayalarda fiziksel bir açınmaya neden olabilir. Havza alanı içerisinde aşınmış olan bu kayalar genellikle yüksek koersiviteli mağnetik mineraller olarak ayrışmakta ve rüzgar ile birlikte göl tabanına çökebilmektedir. Bu durum Van Gölü'nü içine alan bölgede GÖ 7.6-9.5 bin yılları arasında yüksek bir olasılıkla kurak ve rüzgarlı bir iklimin hakim olduğunu göstermektedir. Benzer bir sonuç, Peck ve King'nin (1996) soğuk, rüzgarlı ve kurak dönemler boyunca HIRM'nin de yüksek değeriye karşılık geldiğini ortaya koydukları

çalışmalarında da gözlenmiştir. ARM/SIRM değerleri bu dönemde düşüş göstererek kaba taneli mağnetik minerallerin rüzgar etkisi ile göl içerisine girdiğini göstermektedir.

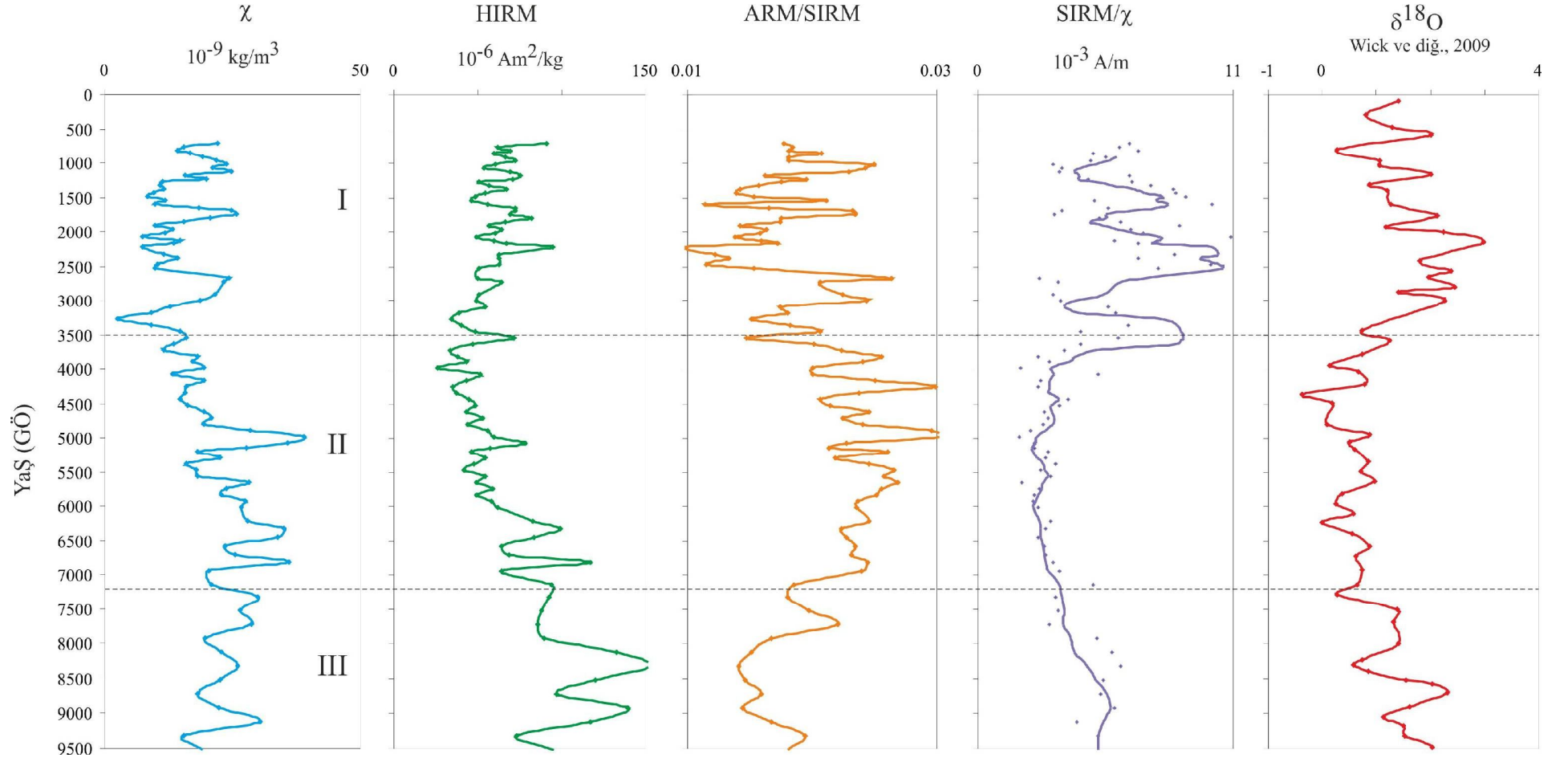
GÖ 7.6-3.5 bin yıl (II): Bu dönemde mıknatıslanma katsayısı tefra seviyelerinin dışında en yüksek olduğu değerlere ($40 \times 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$) ulaşmaktadır (Şekil 4.89). Mıknatıslanma katsayısında ani ve kısa süreli bir artış GÖ 4.7-5.2 bin yılları arasında kalan bir dönemde VP0807 no'lu karot hariç tüm karotlarda gözlemlenmektedir. SIRM/ χ oranı bu dönemde çok önemli bir değişim göstermemiştir. SIRM değerlerinin düşüşüne karşın ARM/SIRM oranı yüksek değerlere sahiptir. χ değerlerindeki ani artış sözü edilen dönemler içerisinde göl içerisine giren detritik minerallerin oldukça yüksek olması ile ilişkili olabilir. Redox koşullarına duyarlı olan SIRM/ χ oranının çok belirgin değişimler göstermemesi bu dönemde göl seviyesinde değişimlerin ve buna bağlı redox koşullarının oluşabileceği ortamların olmadığını göstermektedir. Bu dönemde ARM/SIRM oranı artış göstermekte ve gölde daha önce yapılan polen kayıtları ile karşılaştırıldığında, polen kayıtları değişimi ile oldukça uyumlu bir grafiğe sahip olduğu açıkça görülmektedir (Şekil 4.89). Bu seviyelerde ince taneli mağnetik minerallerin diğer dönemlere göre yüksek oranda varlığını gösteren bu değişim ince taneli minerallerin yüksek yağışın olduğu bir ortamda göl tabanına çöktüğünü göstermektedir.

GÖ 3.5-0.6 bin yıl (I): En yüksek SIRM/ χ değerlerinin olduğu bu dönemde SIRM/ χ grafiğinde yüksek genlikli değişimler göze çarpmaktadır. SIRM/ χ oranı redox koşullarına duyarlı olmasından dolayı (Snowball, 1996) karot boyunca redox koşullarının sıklıkla değiştiği seviyelerinin bu dönem içerisinde gerçekleştiği görülmektedir (Şekil 4.84). Bu dönemde benzer değişim diğer karotlarda da izlenmektedir (Şekil 4.84). Redox koşullarında, göl tabanına çöken birincil mağnetik mineraller çözüneceği için tane boyu değişimlerinin yorumlanması bu dönem için sağlıklı sonuçlar vermeyecektir. Şekil 4.90'da da görüldüğü gibi bu dağılım içinde tane boyu değişimini veren ARM/SIRM parametrelerinin grafiği oldukça farklı genliklere sahiptir. Bu durum sık göl seviyesi değişimlerine işaret etmektedir. GÖ 2.5- 3 bin yılları arasında yüksek χ değerleri ile de ilişkili olabilecek üst üste meydana gelmiş olan iki volkanik aktivite (GÖ 2.6 bin yıl ve GÖ 2.8 bin yıl) göl içerisine yüksek oranda volkanik malzeme birikmesine neden olmuştur. Bu zaman dilimi içerisindeki yüksek mıknatıslanma katsayısı bu olaylarla ilişkilidir.



Şekil 4.89: VP0804 nolu karota ait ARM/SIRM ile Van Gölü'nden elde edilen *Quercus* (meşe ağacı) polen kayıtlarının karşılaştırılması.

Tarım alanlarının kullanımı konusunda yapılan bir çok çalışma, toprak ekimi ile ilgili olarak zeminde oluşan antiferromagnetiklerin varlığını ortaya koymuştur (Dearing ve Foster, 1986; Foster ve diğ., 1985, 1986, 1990). Bu gibi insan etkisi ile (antropojenik) oluşmuş ya da değişmiş olan magnetik mineraller genellikle yüksek koersiviteli magnetik mineraller içermektedir. İnsan etkisi ve ormansızlaştırma magnetik mineral yoğunluğunda artışa sebep olabilir. Van Bölgesinde yapılan arkeolojik çalışmalar bölgede insan yerleşiminin Urartular ile birlikte GÖ 3.5 bin yıllarında başladığını güçlü bir şekilde göstermektedir (Salvini, 1995; Belli, 1999). Bu dönemde bazı polen kayıtlarındaki azalmalarda bunu desteklemektedir. Redox tepkimelerine duyarlı olmayan HIRM değerlerinin bu seviyelerde artış göstermesi, redox olaylarının dışında insan etkisinin de bu dönemde magnetik mineral değişimlerine etki ettiğini düşündürmektedir.



Şekil 4.910: Van Gölü sedimanlarının çevre mağnetizması parametreleri ile oksijen izotop eğrisinin karşılaştırılması. Oksijen eğrisi Wick ve diğ.,2003'den sayısallaştırılmıştır.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Van Gölü'nde yapılan sismik çalışma ile erezyonal ve tektonik süreçlerle deformasyona uğramamış, kesintisiz sediman tabakalarından karotlar alınmıştır. Bundan dolayı elde edilen veriler hesaplanan yaş aralığı içerisinde kesintisiz ve yüksek- çözünürlüklü ortam kayıtlarını içermesi açısından oldukça güvenilirdir.

Sismik kesitlerden yola çıkarak Van Gölü'nün dört farklı lokasyonundan su derinliği 60 ile 86 m arasında değişen dört piston karotu alınmıştır (Şekil 4.1). Literatürde Van Gölü ile ilgili yapılan çalışmalarda alınan karotların su derinliklerinin 300 ile 420 m arasında olması bu derinliklere göre yorumların yapılması bu çalışmayı gölün daha sığ derinliklerinden elde edilen bilgileri açısından oldukça önemli kılmaktadır.

Toplam organik karbon içeriği dikkate alınarak seçilen 10 adet ^{14}C AMS analiz sonucu karotlar kendileri arasında değerlendirildiğinde uyumlu sonuçlar içermektedir (Tablo 4.1). Ancak bu sonuçlar kullanılarak yapılan karşılaştırmalarda, önceki çalışmalardan elde edilen tefra seviyelerinin ve yakın bölgelere ait paleomağnetik eğrilerin karşılaştırılmasında uyumsuz seviyeler belirlenmiştir. Daha önce belirlenen varv yaşları kullanıldığında bu uyumsuzluklar giderilmektedir. Bu yüzden tüm karşılaştırma ve yorumlar daha önce elde edilen varv yaşları (Landmann ve diğ., 1996) kullanılarak yapılmıştır. ^{14}C yaşları ve varv yaşları arasındaki bu zaman farkı Van Gölü'nde ^{14}C için önemli bir rezervuar yaşı olabileceğini göstermektedir. Karotun derin kısımlarına doğru artan rezervuar yaşı GÖ 2.7 bin yıl ile GÖ 4.2 bin yıl arasında değişim göstermektedir. Bu durum, göl havza alanı içerisindeki ölü-yaşlı karbon içeren birimlerin yüzey veya yer altı suları ile göle girişinin bir sonucu olabilir. Bu durum bir çok gölde benzer şekilde gözlemlenmiştir (Doran ve diğ., 1999; Steain ve diğ., 2004; Prasad ve diğ., 2009; Haltia, 2010).

Van Gölü'nün dört farklı lokasyonundan alınan karotlarda en uzun sediman kaydı GÖ 9.5 bin yıllık kayıt ile VP0804 no'lu karottur. En uzun sediman kaydını taşımasından

dolayı bu karot çevre mağnetizması yorumları için kullanılmıştır. Ancak bu karotta bulunan ondüle yapıların fazlalığı ve ilk 100 cm sindeki su içeriğinin yüksek oluşundan dolayı paleomağnetik karşılaştırmalarda kullanılmamıştır. Bu nedenle paleomağnetik karşılaştırmalarda hem istatistik açıdan hemde fiziksel açıdan en uygun karot olan VP0801 no'lu karot kullanılmıştır. Çalışmada Van Gölü'nün içinde bulunduğu yaklaşık 1000-2000 km uzaklığa kadar karşılaştırma yapmaya uygun son 8400 yıllık (VP0801 no'lu karot için) şiddet, sapma ve eğim açısı değişimlerini içeren paleomağnetik kayıtlar elde edilmiştir. Sapma açısı değerleri çok geniş aralıkta genliklere sahip olduklarından dolayı karşılaştırmalarda ve yorumlarda kullanılmamış ancak eğim açısı değerleri göl içi ve göl dışı eğim açısı değerleri ile karşılaştırılmıştır. Van Gölü sedimanlarının eğim açısı değerleri jeosentrik aksiyal dipole göre bölge için beklenen eğim açısı olan yaklaşık 60°'ye yakın değerlere sahiptir. Ölçülen tüm eğim açısı değerleri pozitif yönde kuzey yarım küre için beklenen eğim açısı yönü ile uyumludur. Van Gölü sedimanlarının paleomağnetik kayıtlarının karşılaştırılması ile ortaya çıkan zaman farklılıkları gölde farklı sedimantasyon hızlarının varlığını göstermektedir. Aynı havza alanı içinden alınan VP0801 ve VP0805 no'lu karotların paleomağnetik kayıtlarının aynı zaman aralıklarında benzer değişimler göstermeleri bunun en belirgin kanıtıdır (şekil 4.73). Sedimantasyon oranının düşük olması durumunda paleomağnetik eğrilerde düzleşmeler, sedimantasyon oranının yüksek olması durumunda ise geniş genlikli eğriler kayıt edilir (Frank ve diğ., 2007). Bu durum Van Gölü karotlarına da belirgin olarak görölmektedir. Ortalama 0,07 cm.yl⁻¹ sedimantasyon oranı ile VP0807 no'lu karot sedimantasyon hızının en yüksek olduğu karottur (şekil 4.7). Karotlar arasındaki en yüksek genlikler bu karotta görölmektedir. Karotlardaki sedimantasyon hızının değişimlerinin yanısıra sedimanlarda bulunan diyajenik mağnetik mineral oluşumları ve bunların oluşum süreçleri de aynı göl içerisinden alınan karotlarda uyumsuz eğrilerin oluşmasına neden olmaktadır (Snowball ve diğ.,1998; Frank ve diğ., 2007). Van Gölü'nden alınan dört karota ait paleomağnetik kayıtlardaki farklılıklar göl içi sedimantasyon hızı değişimlerinin yanısıra diyajenik mağnetik minerallerden de kaynaklanıyor olabilir. Van Gölü sedimanlarına ait eğim açısı grafiğinde GÖ 800, GÖ 1800, GÖ 3200, ve GÖ 6500 yılları arasında minimum değerler, GÖ 1200, GÖ 2500, GÖ 4200 ve GÖ 6500 yıllarında maksimum değerler belirlenmiştir (Tablo 4.4). Van Gölü'nden elde edilen paleomağnetik kayıtlar yakın bölgeden elde edilen paleomağnetik kayıtlarla karşılaştırıldığında özellikle GÖ 800 ve 1800 yıllarında

gözlenen minimum değerler (Turner ve Thompson, 1981; Frank ve diğ., 2002; Creer ve diğ., 1981; Frank ve diğ., 2007; Thompson ve diğ., 1985) Van Gölü karotlarında da gözlenmiştir. Van Gölü paleomağnetik eğrileri ile en iyi uyum Ölü Deniz ve Bulgaristan'dan elde edilen arkeomağnetik eğriler ile sağlanmıştır (Şekil 4.75; 4.76). Göl içi ve göl dışından eğim açılarının karşılaştırılmasında gözlenen uyumlu değişimlerin yanında uyumsuz eğriler de gözlenmektedir. Ferrimağnetik minerallerin seyrelmesi ile ilişkili olarak paramağnetik minerallerin oranındaki artış, SIRM ve ARM ile χ arasındaki uyumun düşük olması kalıntı mıknatıslanmaların yüksek duyarlılığa sahip olmaması ile ilişkilidir.

Van Gölü'nden sismik yöntemle belirlenen sürekli, düzgün ve ince sedimanların olduğu lokasyonlardan alınan dört adet piston karotunun (VP0801, VP0804, VP0805 ve VP0807) fiziksel özellikleri belirlendikten sonra yarılanarak litolojik tanımlaması yapılmıştır (Şekil 4.12; 4.13; 4.14; 4.15). Tatvan havzasına yakın alandan alınan (Zinburnu) VP0807 no'lu karot, gölün kuzeydoğusunda bulunan Erçiş fanı (VP0804) ve güneydoğusunda bulunan Van havzasından (VP0801,VP0805) alınan karotlardan fiziksel ve kimyasal olarak farklılıklar göstermektedir. Litolojik olarak yapılan tanımlamalarda VP0807 no'lu karot boyunca önemli renk değişimi olmaksızın varvlar belirgin halde iken diğer karotlarda ortalama GÖ 4.5 bin yılından sonra daha az belirgin olmakta ve kahverengi olan varvlar yerini grimsi ve daha derine doğru ise daha homojen varvlara bırakmaktadır. Karotlar arasından bu renk değişiminin olmasına rağmen varv yapıları yine de gözlenmiştir. Van Gölü sedimanlarının fiziksel özelliklerine bakıldığında (κ , yoğunluk, porozite, P-dalga hızı, resistivite) tefra seviyelerinin dışında çok belirgin değişimler göstermediği görülmektedir. Birbiri ile ters orantılı olan porozite ve yoğunluk ilişkisi karotlarda oldukça belirgin olarak görülmektedir. Karotların derinine doğru yoğunluk değerleri artmakta porozite değerleri ise azalmaktadır. Bu değişim derine doğru sedimanların sıkışması ve iyi bir şekilde paketlenmesi ile ilişkilidir. P dalgası iyi paketlenmiş seviyelerde yoğunlukla da orantılı olarak yüksek değerlere sahipken gevşek sedimanlarda düşük değerlere sahiptir. Karotlarda genel olarak P-dalga hızı ve öz direnç değerleri tefra seviyelerinin dışında önemli bir değişim göstermemiştir. Bu durum karot boyunca tefra seviyelerinin dışında minerolojide çok önemli bir değişimin olmadığı bir göstergesidir. Genel litolojik tanımlamalarla bu özellik uyumaktadır. En derin su seviyesinden alınan karot

(VP0804) 86 m den alındığı için ve bu karotun GÖ 9.5 bin yıllık kaydı taşımamasından dolayı Van Gölü'nde su seviyesinin GÖ 9.5 bin yıl boyunca günümüz seviyesinden 86 m'nin altına düşmediğini ve çökelmenin sürekli olduğunu göstermektedir. Karot boyunca gözlenen varv oluşumları, bu dönemde gerçekleşen su seviyesi düşüşünün en fazla 40-50 m olabileceğini göstermektedir. Bu durum mağnetik parametrelerle de desteklenmektedir. Karot boyunca mağnetik minerolojide belirgin değişimler gözlenmemiştir. Miknatıslanma katsayısı tefra seviyelerinin dışında mağnetik mineral yoğunluğunda ani değişimler göstermemiştir.

Dört farklı lokasyondan alınan karotlar boyunca yapılan miknatıslanma katsayısı ölçümleri karşılaştırıldığında, oldukça yüksek uyum gözlenmiştir (Şekil 4.56). Bu uyum en belirgin şekilde tefra seviyelerinde görülmektedir. Tefra seviyelerinin dışında da yine belirgin bir uyum göze çarpmaktadır. Bu durum göl içerisinde yüksek oranda litolojik korelasyonu desteklemektedir. Karot lokasyonlarının birbirine olan uzaklıkları da göz önüne alındığında, bu litolojik değişimlerin yerel çevresel koşullardaki değişimlerin etkisinden çok iklim kontrolünde daha geniş ölçekte Van Gölü havza alanındaki değişimlerin bir etkisi olduğunu desteklemektedir. Birbirinden 20 ile 80 km arasında değişen uzaklıklarda alınan karotlarda benzer mağnetik mineral değişimlerinin gözlenmesi, yerel girdilerden ve değişimlerden gölün içinde bulunduğu alanın bölgesel değişimlerin etkisi altında olduğunu kanıtlamaktadır. Van Gölü gibi deniz seviyesinden yüksek ve oldukça geniş havza alanına sahip olan bir gölde göl tabanında mağnetik mineralin birikmesi oldukça zayıf olmaktadır. Bu durum göl içine giren mağnetik minerallerin düşey hareketlerin etkisinden uzaysal alandaki değişimler kontrolünde olduğunu düşündürmektedir. Ancak havza alanı diğer karot lokasyonlarına göre oldukça küçük olan ve çok dar bir havzadan alınan VP0807 no'lu karotta bölgesel değişim yerine yerel değişimlerin etkisi ile mağnetik mineral birikmesi daha hızlı ve güçlü olmaktadır. Bu karotun alındığı alanda sedimantasyon hızının yüksek oluşu ve mağnetik mineral yoğunluğunun diğer karotlara göre daha fazla olması bu durumu desteklemektedir.

Van Gölü sedimanlarında yüksek oranda bulunan kalsiyum karbonat ve kalsitlerin nehirler aracılığı ile göle girişi göl içerisindeki diamagnetik ve paramagnetik mineral yoğunluğunu arttırmaktadır. Bu durum ferrimağnetik mineral yoğunluğunu veren

mıknatıslanma katsayısı değerlerinin yorumunu zorlaştırmaktadır. Bu paramağnetik etkiden dolayı ferrimağnetik mineral yoğunluğunun belirlenmesi zorlaşmaktadır. Ancak çok az yoğunlukta da olsa örnekler içerisinde bulunan ferrimağnetiklerin sahip olduğu kalıntı mıknatıslanmaları ve tane boyu değişimlerini yansıtan parametrelerinin yorumu mümkün olabilmektedir.

Van Gölü sedimanlarında volkanik aktivite ve iklim kontrolünde olmak üzere, detritik girdileri ile ilişkili paramağnetikler, ferrimağnetikler ve antiferromağnetikler ve redox koşullarında oluşan demir sülfürlü mağnetik mineraller bulunmaktadır. Termomağnetik analizler, tefra seviyelerinin dışında, paramağnetiklerin toplam sedimanın % 97'ni oluştururken ferrimağnetiklerin ise % 3 oranında bulunduğunu göstermektedir. SEM görüntülerinde mağnetik minerallerin kristal formlarının gözlenmemesi amorf yapılı mağnetik minerallerin varlığını göstermektedir. Bu durum genellikle diyajenez etkisi ile kristal formların bozularak girintili veya daha düzgün yüzeylerin oluşması ile ilişkili olabilmektedir (Davison ve diğ., 1980).

Mağnetik mineral parametreleri ile jeokimya, oksijen izotopları ve polen kayıtlarının karşılaştırılması bu parametrelerinin çevresel yorumunda önemli sonuçlar ortaya koymuştur. Bunlardan en önemlisi, mıknatıslanma katsayısı değişimlerinin tek başına iklim ve detritik girişler için yeterli bir parametre olmadığı, bunun yanında, ARM, SIRM ve HIRM gibi kalıntı mıknatıslanmadan sorumlu parametrelerin ve tane boyutu değişimleri ile ilişkili ARM/SIRM, SIRM/ χ gibi oranların iklim değişimlerinde daha duyarlı parametreler olduğunun belirlenmesidir. Tefra seviyelerinin belirlenmesinde de aynı şekilde mıknatıslanma katsayısı değişimlerindense ARM değişimleri daha duyarlı sonuçlar vermiştir.

HIRM, ARM/SIRM, SIRM/ χ parametre ve oranlarındaki değişimler Van Gölü sedimanlarının farklı koşullarda depolandığını göstermektedir. Bu değişimler çalışma kapsamında ölçülen jeokimya analizleri ve Van Gölü'nde daha önce yapılmış olan çalışmalardan elde edilen oksijen izotopları (Wick ve diğ., 2003; Litt ve diğ., 2009), polen kayıtları (Landmann ve diğ., 1996; Wick ve diğ., 2003) ile karşılaştırılmış ve oldukça uyumlu grafikler elde edilmiştir. Bu değişimler Van Gölü'nün içinde

bulunduğu ortamı iklimsel olarak üç farklı zaman dilimine ayırmıştır. Bunlar: GÖ 9.5-7.6 bin yıl, GÖ 7.6-3.5 bin yıl ve GÖ 3.5-0.6 bin yıl arası dönemleri içeren zamanlardır.

GÖ 9.5-7.6 bin yılları arasında en belirgin değişim kalıntı mıknatıslanmadan sorumlu olan parametrelerde (SIRM, HIRM) gözlenmiştir. Bu dönemde, Özellikle HIRM değerindeki artış ve buna bağlı olarak SIRM değerindeki artış, kalıntı mıknatıslanmadan sorumlu olan minerallerin yüksek koersiviteli mağnetik minerallerden hematit veya geotit gibi antiferromağnetik minerallerin artışı ile ilişkili olduğunu göstermektedir. HIRM deki artışla birlikte ARM/SIRM oranındaki düşüş ise kaba taneli mağnetik minerallerin göl tabanında biriktiğini göstermektedir. Bir çok çalışmada da ortaya koyulduğu gibi (Robinson, 1986; Hesse, 1997; Olfeld ve diğ., 1985; Blomendal, 1998) bu dönem kimyasal bir aşınmadansa fiziksel bir aşınmanın havza kayaçlarında egemen olduğunu ve bunun sonucunda oluşan hematit gibi yüksek koersiviteli ve kaba taneli mağnetik minerallerin göl tabanına biriktiğini göstermiştir. Nehir girdilerini elimine etmek için Al ile normalize edilen Zr değerlerinin bu dönemde yüksek olması göl içerisine giren bu yüksek koersiviteli mağnetik minerallerin rüzgar etkisi ile havza alanından veya yakın bölgelerden taşınarak göl içerisinde biriktiğini ortaya koymuştur (Şekil 4.88). Bu dönem, nemli ortamlarda oluşabilen *Quercus* polen yüzdesindeki düşüş ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerinin yüksek oluşu ile birlikte değerlendirildiğinde kurak bir döneme karşılık gelmektedir (Şekil 4.90).

İnce kahve-sarı-bej varv oluşumlarının hemen hemen hiç kalmadığı ve yerine homojen gri renkli varvların baskın olduğu bu dönem göl suyu seviyesinde bir düşüşü göstermektedir. Ancak göl sedimanlarında varvların oluşabilmesi ve korunabilmesi için gölün belirli bir derinliğinin olması gerekir. Van Gölü'nde varvların oluşması ve bunların korunması için en az 40-50 m su derinliğinin olması gerekmektedir (Landmann ve diğ., 1996). Bu durumda göl suyu seviyesi karotların alındığı lokasyonlarda değişim göstermiş olsa bile GÖ 9.5-7.6 bin yılları arasında bugünkünden 30-40 m'nin altına düşmemiştir.

GÖ 7.6-3.5 bin yılları arasında, yüksek koersiviteli minerallerin azlığı (düşük HIRM), ince taneli mağnetik mineraller de artış (yüksek ARM/SIRM oranı) ve yer yer yüksek mıknatıslanma katsayısı değerleri ölçülmüştür. Bu dönemde oksik anoksik bölgelerdeki

değişimlere duyarlı olan SIRM/ χ değerleri sabit kalmıştır. Bu durum su seviyesinin GÖ 7.6-3.5 bin yılları arasında yüksek olup değişmediğini ve sabit kaldığını göstermektedir. Bu dönemde ince taneli mağnetik minerallerin göl içerisinde birikimi yüksek ARM/SIRM oranı ile belirlenmiştir. Mıknatıslanma katsayısındaki ve ARM/SIRM oranındaki yükselmeler göl içerisine giren detrital malzemelerin artışı ile ilişkili olarak artmış olabilir. Bu dönemlerde oksijen izotopları yağışlı bir iklimi gösterirken polen kayıtları da nemli iklimlerde yetişen *Quercus* polenlerinin artışı göstermektedir. Polen değişimi ve oksijen izotop eğrisi ile oldukça uyumlu olan mağnetik parametreler düşük koersiviteli mağnetik minerallerin (düşük HIRM ve yüksek ARM/SIRM ve yüksek χ) ve SIRM/ χ) bu dönemde yüksek yağış rejiminin altında göl içerisine taşınmış olacağını göstermektedir.

GÖ 3.5-0.6 bin yılları arasında mağnetik parametrelerdeki en belirgin değişim SIRM/ χ oranında gözlenmiştir. Bu oranın redox koşulları ile olan ilişkisi bu dönemde su seviye değişimlerinin sıklıkla meydana geldiğini düşündürmektedir. Bu dönemde HIRM parametresi de göreceli olarak artış göstermiştir. Mağnetik tane boyu değişimlerinden bağımsız olan HIRM parametresinin artışı bu dönemde yüksek koersiviteli mağnetik minerallerin göreceli olarak artışı ile ilişkilidir. Polen analizleri ve oksijen izotopları kurak bir iklimin bu dönemde hakim olduğunu göstermektedir. Yüksek koersiviteli mağnetik minerallerin bağıl olarak artması bu minerallerin toprak ekimi ve ormansızlaştırma faaliyetleri sonucu yarı-kurak bir ortamda rüzgar ve yağış rejimin kontrolünde göl tabanında biriktiğini düşündürmektedir.

Çevre mağnetizması parametreleri, fiziksel ve litolojik tanımlamalar, VP0807 nolu karotun diğer karotlara oranla oldukça farklı özellikte olduğunu göstermektedir. VP0807 nolu karotta varvlar diğer karotlarda olduğu gibi GÖ 4 bin yılından öncesinde homojen-gri özelliğe geçmeyip kahve-sarı-bej renklerini korumuştur. Bu karottan elde edilen mağnetik parametreler de diğer karotlardan elde edilen parametrelerden oldukça farklıdır. Diğer karotlardan farklı olarak mağnetik tane boyu değişimlerinin yanında mağnetik mineral yoğunluğunda mağnetik parametrelere yansımaktadır. Bu durum bu karotun diğer karotlardan farklı olarak yerel ölçekli değişimlerin altında kaldığını göstermektedir. VP0807 no'lu karot 65 m su derinliğinde, İncesu kalderası (Zin burnu) olarak tanımlanan (Çağlayan ve Şengül, 2002) bir volkan kalderası içerisinden

alınmıştır (Şekil 4.5). Bu lokasyondan alınan karotta varıların daha ince, renkli ve sürekli olması iki farklı durumla açıklanabilir. İlki, VP0807 nolu karotun alındığı ortamın GÖ 6.5 bin yıl boyunca Van Gölü'nden farklı bir göl olarak davranmış olabileceği, diğeri ise, VP0807 nolu karotun bulunduğu alanın su seviyesinin son 6.5 bin yıl boyunca günümüz su seviyesinin 20 m altına düşmemiş olacağıdır.

χ 'in ARM ile uyumlu olan ilişkisinin aksine, VP0807 no'lu karot hariç χ ve SIRM uyumlu bir ilişkiye sahip değildir. VP0801, VP0805 ve VP0804 no'lu karotta χ ve SIRM arasında korelasyon katsayısı 0.02 olarak hesaplanmıştır. χ 'in SIRM ile olan uyumsuzluğu ve ARM ile olan uyumu Van Gölü sedimanlarında mağnetik mineral analizlerinden elde edilen değişimlerin, mağnetik mineral yoğunluğundaki değişimlerden çok mağnetik tane boyuna bağlı değişimlerin etkisi ile meydana geldiğini göstermektedir. Ancak bu durum χ ile SIRM'nin uyumlu bir ilişkiye sahip olduğu VP0807 no'lu karotun bulunduğu alan için geçerli olmamaktadır. Bu bölgede mağnetik tane boyu değişimlerinin yanı sıra mağnetik minerolojideki veya mağnetik yoğunluktaki değişimlerin de etkisi gözlenmiştir. Bu durum VP0807 no'lu karotun bulunduğu alanda sel, heyelan gibi mağnetik mineral yoğunluğunu arttıran değişimlerin etkili olduğunu göstermektedir. VP0807 no'lu karotun alındığı havza küçük ve dar bir alanda olduğundan ve ayrıca bu havzaya çok yakın mesafede tamamen volkanoklastiklerle çevrili yüksek bir topografyanın olması durumu desteklemektedir. Ancak diğer karotlarda bu gibi yerel koşullardaki değişimlerden iklim değişimleri gibi bölgesel alanda meydana gelen değişimlerin Van Gölü havza alandaki mağnetik minerallerin tane boyuna etkisi ile mağnetik parametrelerin değişmesine neden olduğu görülmektedir.

Göl sedimanlarının çevre ve paleomağnetizma analizleri, jeokimya ve yaş analizleri gibi oldukça zaman alan ve pahalı olan analizlere karşı yüksek çözünürlüklü sonuçlar veren hızlı ve ucuz analizlerdir. Çevre ve paleomağnetizma analizlerinin bu önemli özellikleri uluslararası ve çok disiplinli çalışmalarda önemini arttırmakta ve konu ile ilgili literatür zenginleşmektedir. Göl çalışmalarını da içine alan çevre araştırmalarında mağnetik minerallerin çalışılması Türkiye'de de konu ile ilgili literatüre katkı koyması açısından oldukça önemlidir. Ancak göl sedimanlarında düşük yoğunlukta bulunan mağnetik minerallerin ölçülmesi Türkiye'de var olan alet donanımı ile

gerçekleştirilememektedir. Bu nedenle, bu analizlerin yapılabilmesi için yüksek duyarlığa sahip aletler ile oluşturulan bir laboratuvara acilen ihtiyaç vardır.

KAYNAKLAR

- AHLBERG, K., ALMGREN, E., WRIGHT, H.E., ITO, E. and HOBBIE, S., 1996, Oxygen-isotope records of Late-Glacial climatic change in western Ireland, *Boreas*, 25, 4, 257-267.
- AKCAR, N., SCHLUCHTER, C., 2005. Paleoglaciations in Anatolia: a schematic review and first results. *Eiszeitalter und Gegenwart – Quaternary Science Journal* 55, 102–121.
- ANDERSON, N. J. and RIPPEY, B., 1988, Diagenesis of magnetic minerals in the recent sediments of a eutrophic lake, *Limnology and Oceanography*, 33, 1476-1492.
- AO, H., DEKKERS, M.J., DENG, C.L., ZHU, R.X., 2009. Paleoclimatic significance of the Xiantai fluvio-lacustrine sequence in the Nihewan Basin (North China), based on rock magnetic properties and clay mineralogy. *Geophys. J. Int.* 177, 913–924.
- BANERJEE, S.K., HUNT, C.P. and LIU, X-M., 1993, Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese Loess Plateau: a rock magnetic approach, *Geophysical Research Letter*, 20, 843-846
- BATTARBEE, R.W., ANDERSON, N.J., APPLEBY, P.G., 1988, *Lake acidification in the United Kingdom 1800-1986*, London: Ensis Publishing, 1-871275-00-8.
- BAZYLINSKI, D.A., HEYWOOD, B. R., MANN, S. and FRANKEL, B., 1993, Fe₃O₄ and Fe₃S₄ in a bacterium, *Nature*, 366,218
- BELLÌ, O., 1999. *The Anzaf Fortresses and the Gods of Urartu*. Galatasary, Istanbul.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V. and VAN COUVERING, J.A., 1985, Neogene geochronology and chronostratigraphy, in Snelling, N.J., ed., *Geochronology and the geologic time scale: Geological Society of London Special Publication*.
- BITYUKOVA, L., SCHOLGER, R. and BIRKE, M., 1999 Magnetic susceptibility as indicator of environmental pollution of soils in Tallinn, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24, 9, 829-835.

- BJORCK, S., DEARING, J.A. and JONSSON, A., 1982, Magnetic susceptibility of late Weichselian deposits in SE Sweden, *Boreas*, 11, 99-111.
- BLAKEMORE, R. P., 1975, Magnetotactic bacteria, *Science*, 190, 377-9.
- BLOMENDAL, J., OLDFIELD, F. and THOMPSON, R., 1979, Magnetic measurements used to assess sediment influx at Llyn Goddionduon, *Nature*, 280, 5717, 50-3.
- BLOEMENDAL, J., KING, J.W., HALL F.R. and DOH, S.H., 1992, Rock magnetism of late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology, *J. Geophys. Res.*, 97, 4361-4375.
- BLOMENDAL, J., LAMB, B. and KING, J.W., 1998, Paleoenvironmental implications of rock-magnetic properties of Late Quaternary sediment cores from the eastern equatorial Atlantic. *Paleoceanography*, 3 (1988), pp. 61-87
- BRADSHAW, R. and THOMPSON, R., 1985, The use of magnetic measurements to investigate the mineralogy of Icelandic lake sediments and to study catchment processes, *Boreas*, 14, 203-215.
- BRAUER, A., ENDRES, C., GUNTER, C., LITT, T., STEBICH, M. and NEGENDANK, J.F.W., 1999, High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany, *Quaternary Science Reviews*, 18, 321-329.
- BREM, F., HIRT, A.M., SIMON, C., WIESER, H.G., DOBSON, J., 2005, Characterization of iron compounds in tumour tissue from temporal lobe epilepsy patients using low temperature magnetic methods, *Biometals* 18, 191-197.
- BREM, F., TIEFENAUER, L., FINK, A., DOBSON, J. and HIRT, A. M., 2006, A mixture of ferritin and magnetite nanoparticles mimics the magnetic properties of human brain tissue, *Physical Review*, B 73, 224427.
- BUTLER, R.F., 1992, *PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes*, Blackwell Scientific Publications.
- CHAMPION, D., 1980, *Holocene Geomagnetic Secular variation in the Western United States: Implications for the Global Geomagnetic Field*, Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, 280.
- CHASTEEN, N.D. and HARRISON, P.M., 1999, Mineralization of ferritin: An efficient means of iron storage, *Journal of Structural Biology*, 126, 182-194.

- COLLINSON, D.W., 1983, *Methods in rock magnetism and paleomagnetism techniques and instrumentation*, London: Chapman and Hall, Springer Publications.
- COLMAN, S.M., JONES, G.A., FORESTER, R.M. and FOSTER, D.S., 1990, Holocene paleoclimatic evidence and sedimentation rates from a core in South western Lake Michigan, *J. Paleolimnol.*, 4, 269-84.
- COX, A., DOELL, R.R. and DALRYMPLE, G.B., 1964, Reversals of the earth's magnetic field, *Science*, 144, 1537.
- CREER, K.M., READMAN, P.W. and PAPAMARINOPOULOS, S., 1981, Geomagnetic secular variations in Greece through the last 6000 years obtained from lake sediment studies, *Geophys. J.R. Astr.Soc.*, 66, 193- 219.
- CULLEN, H.M. and DE MENOCA, P.B., 2000, North Atlantic influence on Tigris–Euphrates streamflow, *International Journal of Climatology*, 20, 853–863.
- ÇAĞLAYAN, M.A. ve ŞENGÜN, M., 2002, Van L-48 paftası, 1:100.000, MTA Yayınları.
- ÇİFTÇİ, Y., IŞIK, A.M., ALKEVLİ, T., YEŞİLOVA, Ç., 2008, Van Gölü Havzasının Çevre Jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi* 32(2).
- DAVISON, W., HEANEY, S.I., TALLING, J.F., RIGG, E., 1980, Seasonal transformations and movements of iron in a productive English lake with deep-water anoxia. *Schweiz. Z. Hydrol.* 42: 196-224
- DAY, R., FULLER, M., SCHMIDT, A.V., 1977, Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Physics of the Earth Planetary Interiors*, 13, 260-267.
- DEARING, J.A., ELNER, J.K., HAPPEYWOOD, C.M., 1981, Recent sediment flux and erosional processes in a Welsh upland lake catchment based on magnetic susceptibility measurements, *Quaternary Research*, 16, 356-72.
- DEARING, J.A., MAHER, B.A. and OLDFIELD, F., 1985, *Geomorphological linkages between soils and sediments: the role of magnetic measurements*. In Richards, K.S., Ellis, S., and Arnett, R.R. (Ed.), *Soils and Geomorphology*, London: George Allen & Unwin, 245–266.
- DEARING, J.A. and FOSTER, I.D.L., 1986, *Lake sediments and palaeohydrological studies*, In: Berglund, B., (Ed.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, 67-90, John Wiley, Chichester, U.K.

- DEARING, J.A., ALSTROM, K., BERGMAN, A., REGNELL, J., SANDGREN, P., 1990, *Past and present erosion in southern Sweden*. In *Soil Erosion on Agricultural Land*, In: Boardman, J., Foster, I.D.L., Dearing J.A., (Ed.) Chichester: John Willey and Sons Ltd. 687 pp.
- DEARING, J., DANN, R.J.H., HAY, K., LEES, J.A., LOVELAND, P.J., MAHER, B.A., OGRADY, K., 1996, Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials, *Geophysical Journal International*, 130, 727-736.
- DEARING, J.A., BOYLE, J.F., APPLEBY, P.G., MACKAY, A.W., FLOWER, R.J., 1998, Magnetic properties of recent sediments in Lake Baikal, *Journal of Paleolimnology*, 20, 163-73.
- DEARING, J., 1999, *Magnetic susceptibility*. In *Environmental magnetism: a practical guide*, In: Walden, J., Oldfield, F., Smith, J., (Eds). Technical guide, No. 6. Quaternary Research Association, London, pp. 35-62.
- DEGENS, E.T., KURTMAN, F., (Eds.), 1978, *The Geology of Lake Van*, MTA Press, Ankara.
- DEGENS, E.T., WONG, H.K., KEMPE, S., KURTMAN, F., 1984, A geological study of Lake Van, Eastern Turkey, *Geologische Rundschau*, 73, 701-734.
- DEKKERS, M.J., 1988, *Some rockmagnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine-grained hematite*, PhD Thesis, University of Utrecht, Geologica Ultraiectina, 51, 231 pp.
- DEKKERS, M.J., 1989, Magnetic properties of natural goethite- I Grain size dependence of some low and high field related rock magnetic properties measured at room temperature; II TRM behaviour during thermal and alternating field demagnetisation and low temperature treatment, *Geophysical Journal*, 97, 341-355.
- DEKKERS M.J., SCHOONEN, M.A.A., 1996, Magnetic properties of hydrothermally synthesized greigite (Fe₃S₄)--1. Rock magnetic parameters at room temperature, *Geophys. J. Int.*, 126, 360-368.
- DEKKERS, M.J., 1997, Environmental magnetism: an introduction, *Geologie an Mijnbouw*, 76, 163-182.
- DEMORY, F., NOWACZYK, N.R., WITT, A., OBERHÄNSLI, H., 2005, High-resolution magnetostratigraphy of late quaternary sediments from Lake Baikal,

- Siberia: timing of intracontinental paleoclimatic responses, *Global and Planetary Change*, 46, 1-4, 167-186.
- DENG, C., ZHU, R., VEROSUB, K.L., SINGER, M.J. and VIDIC N.J., 2004, Mineral magnetic properties of loess/paleosol couplets of the central loess plateau of China over the last 1.2 Myr, *J. Geophys. Res.*, 109, B01103.
- DICKSON, H.J., STEWART, A.D., THOMPSON, R., TURNER, G., BAXTER, M.S., DRNDARSKY N.D. and ROSE, J., 1978, Flandrian marine and freshwater sediments of Loch Lomond, *Nature*, 274, 548-553.
- DİKÇE, D., 2008, *Marmara Denizi Orta Çukurluktaki Sismotürbiditlerin Özellikleri ve Tarihsel Depremlerle İlişkilendirilmesi*, Yüksek lisans tezi, Avrasya Yerbilimleri.
- DOBSON, J., 2001, Nanoscale biogenic iron oxides and neurodegenerative disease, *FEBS Lett.*, 496, 1-5.
- DORAN, P.T., BERGER, G.W., LYONS, W.B., WHARTON, R.A., DAVISSON, M.L., SOUTHON, J., DIBB, J.E., 1999, Dating Quaternary lacustrine sediments in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 147 (1999) 223–239.
- DUNLOP D.J., XU, S., 1993, A comparison of methods of granulometry and domain structure determination, *EOS*, 74, Fall meeting supplement, 203.
- DUNLOP, D.J., 1995, Magnetism in rocks, *Journal of Geophysical Research*, 100, 2161-2174.
- DUNLOP, D.J. and ÖZDEMİR, Ö., 1997, *Rock magnetism: Fundamentals and Frontiers*, Cambridge Univ. Press, UK, 573 pp.
- ELLWOOD, B.B., CHRZNOWSKI, T.J., LONG, G.J., BUHL, M.L., 1988, Siderite formation in anoxic deep-sea sediments: A synergistic bacterially controlled process with important implications in paleomagnetism, *Geology*, 16, 980-982.
- ERICSSON, T., AMCOFF, O., and NORDBLAD, P., 1997, Superstructure formation and magnetism of synthetic selenian pyrrhotites of $Fe_7(S_{(sub)1-y}Se_y)_8$, $y < \text{or} = 1$ composition, *European Journal of Mineralogy*, 9, pp. 1131–1146
- EVENS, M.E., and HELLER, F., 1994, Magnetic enhancement and palaeoclimate: study of a loess/palaeosol couplet across the Loess Plateau of China, *Geophysical Journal International*, 117, 257–264.

- EVENS, M.E., HELLER, F., 2003, *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*, Academic Press, 299 pp.
- FASSBINDER, J.W. and STANJEK, H., 1994, Magnetic properties of biogenic soil greigite (Fe_3S_4), *Geophysical Research Letters*, 21, 2349-2352.
- FRANCE, D.E. and OLDFIELD, F., 2000, Identifying goethite and hematite from rock magnetic measurements soil and sediments, *Journal of Geophysical Research*, 105, 2781-2795.
- FRANK, U., SCHWAB, M.J., NEGENDANK, J.F.W., 2002, A lacustrine record of paleomagnetic secular variations from Birkat Ram, Golan Heights (Israel) for the last 4400 years, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 133, 21–34.
- FRANK, U., NOWACZYK N.R. and NEGENDANK, J.F.W., 2007, Palaeomagnetism of greigite bearing sediments from the Dead Sea, Israel, *Geophys. J. Int.* 168, 904–920.
- FOSTER, I.D.L., DEARING, J.A., SIMPSON, A., CARTER, A.D. and APPLEBY, P.G., 1985, Lake catchment based studies of erosion and denudation in the Merevale basin, Warwickshire, UK, *Earth Surf. Processes and Landforms* 10, 45-68.
- FOSTER, I.D.L., DEARING, J.A. and APPLEBY, P.G., 1986, Historical trends in catchment sediment yields: a case study in reconstruction from lake-sediment records in Warwickshire, UK, *Hydrot. Sci. J.*, 31, 3, 427-443.
- FOSTER, I.D.L., GREW, R. and DEARING, J.A., 1990, *Magnitude and frequency of sediment transport in agricultural catchments: a paired lake-catchment study in Midland England*, In: BOARDMAN, J., FOSTER, I.D.L., DEARING, J.A., (Ed.), *Soil Erosion on Agricultural Land*, 153-171. John Wiley, Chichester, UK.
- GEISS, C. E. and BANERJEE S.K., 1997, A multi-parameter rock magnetic record of the last glacial-interglacial paleoclimate from south-central Illinois, USA, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152, 203–216.
- GEISS C.E., UMBANHOWAR C.E., CAMILL P. and BANERJEE, S.K., 2003, Sediment magnetic properties reveal Holocene climate change along the Minnesota prairie-forest ecotone, *J. Paleolim.*, 30, 151-166.
- HAMILTON, A.C., MAGOWAN, W. and TAYLOR, D., 1986, Use of Bartington meter to determine magnetic susceptibility of organic-ride sediments from western Uganda, *Physics Earth Interiors*, 42,5-9.

- HALTIA-HOVI, E., NOWACZYK, N. and SAARINEN, T., 2010, Holocene palaeomagnetic secular variation recorded in multiple lake sediments cores from eastern Finland, *Geophys. J. Int.*, 180, 609–622.
- HAUG, G.H., GUNTER, D., PETERSON, D.M., SIGMAN, K.A., HUGHEN, B. AESCHLIMANN, 2003, Climate and the collapse of Maya Civilization, *Science*, 299, 1731-1735.
- HAY, K.L., DEARING, J.A., BABAN S.M.J. and LOVELAND, P.A., 1997, A preliminary attempt to identify atmospherically-derived pollution particles in English topsoils from magnetic susceptibility measurements, *Physics and Chemistry of the Earth*, 22, 207–210.
- HELLER, F. and LIU, T.S., 1984, Magnetism of Chinese loess deposits, *Geophysical Journal International*, 77: 125–141
- HELLER, F. and EVANS, M.E., 1995, Loess magnetism, *Reviews of Geophysics*, 33, 211–240.
- HESSE, P.P., 1997, Mineral magnetic ‘tracing’ of aeolian dust in southwest Pacific sediments. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 131 (1997), pp. 327–353.
- HEIRTZLER, J.R., DICKSON, G.O., PITMAN, W.C., HERRON, E. and PICHON, X.L., 1968, Marine magnetic anomalies and the geomagnetic time scale, *Journal of Geophysical Research*, 73, 6, 2119-2136.
- HIGGITT, S.R., OLFIELD, F., APPLEBY, P.G., 1991, The record of land use change soil erosion in the Holocene sediments of the Petit Lac d’Annecy, Eastern France, *The Holocene*, 1, 14-28.
- HILTON, J., LISHMAN, J.P., 1985, The effect of redox change on the magnetic susceptibility of sediments from a seasonally anoxic lake, *Limnology and Oceanography*, 30, 907-909.
- HILTON, J., LISHMAN, J.P., CHAPMAN, J.S., 1986, Magnetic and chemical characterization of a diagenetic mineral formed in sediments of productive lakes, *Chemical Geology*, 56, 325-333.
- HILTON, J., 1987, A simple model for the interpretation of magnetic records in lacustrine and ocean sediments, *Quaternary Research*, 27, 160-166.
- HILTON, J., 1990, Greigite and magnetic properties of sediments, *Limnology and Oceanography*, 35, 497-508.

- HOUNSLOW M.W. and MAHER, B.M., 1996, Quantitative extraction of magnetic minerals from sediments and soils: application to rock magnetic and palaeomagnetic studies, *Geophysical Journal International*, 124, 57-74.
- HROUDA, F., JELÍNEK, V., ZAPLETAL, K. 1997: Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. *Geophys. J. Int.*, 129, 715–719.
- HU, S., GODDU, S.R., APPEL, E., VEROSUB, K., XIANGDONG, Y. and WANG, S., 2005, Palaeoclimatic changes over the past 1 million years derived from lacustrine sediments of Heqing basin (Yunnan, China), *Quaternary International*, 136, 1, 1-140.
- HUNT, C.P., MOSKOWITZ, B.M., BANERJEE, S.K., 1995, *Magnetic properties of rocks and minerals, Rock Physics and Phase Relations, A Handbook of Physical Constants*, American Geophysical Union, vol. 3, pp. 189–204.
- INOUE, S., HAYASHIDA, A., KATO, M., FUKUSAWA, H., YASUDA, Y., 2004, Environmental magnetism of brackish-water sediments from Lake Tougou-ike on the Japan Sea coast, *Quat. Int.*, 123–125, 35–41.
- JACOBS, J.A., 1994, *Reversals of the Earth's magnetic field*, 2nd ed., Cambridge University Press, Cambridge, UK 346 pp.
- JOVANE, L., FLORINDO, F., DINARÈS-TURELL, J., 2004, Environmental magnetic record of paleoclimate change: revisiting the Eocene-Oligocene stratotype section, Massignano, Italy, *Geophysical Research Letters*, 31, doi: 10.1029/2004GL020554.
- JONES, B.F. and BOWSER, C.J., 1978, The mineralogy and related chemistry of lake sediments, in *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*, pp. 179-227.
- ISING, G., 1943, On the magnetic properties of varved clay. *Arkiv for matematik, astronomi, fysik*, 29A, 1-37.
- KADIOGLU, M., SEN, Z., BATUR, E., 1997, The greatest soda-water lake in the world and how it is influenced by climatic change, *Annales Geophysicae*, 15, 1489–1497.
- KAPIČKA, A., PETROVSKÝ, E., USTJAK, S., MACHÁČKOVÁ, K., 1999, Proxy mapping of fly ash pollution of soils around a coal-burning power plant, a case study in the Czech Republic, *Journal Of Geochemical Exploration*, 66, 291-297.

- KARLIN, J.S. and LEVI, S., 1985, Geochemical and sedimentological control of the magnetic properties of hemipelagic sediments, *J. geophys. Res.*, 90, 10, 373-392.
- KEMPE, S. and DEGENS, E.T., 1978, *Lake Van varve record: the past 10.420 years*, In: Degens, E.T., Kurtman, F. (Eds.), *Geology of Lake Van*, MTA Press, Ankara, 56–63.
- KESKİN, M., 2003, Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction–accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophysical Research Letters*, 30, 24, 9.1-9.4.
- KESKİN, M., 2007, Eastern Anatolia: a hotspot in a collision zone without a mantle plume, *Geological Society of America Special Paper*, 430, 693–722.
- KING, J., BANERJEE, S. K., MARVIN, J. and ÖZDEMİR, Ö., 1982, A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 404-419.
- KING, J., BANERJEE, S. K., MARVIN, J., 1983, A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: Application to paleointensity for the last 4000 years, *J. Geophys. Res.*, 88, 5911-5921.
- KING, J.W. and CHANNEL, J.E.T., 1991, Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. *Reviews of Geophysics*, 358-370.
- KING, J.W., GALBRUN, B., ACTON, G.D., 2000, *Magnetic studies of selected sediments*, In: Leckie, R.M., Sigurdsson, H., Acton, G.D., Draper, G. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Results 165*, 143–147.
- KING, J. and PECK, J., 2001, *Use of paleomagnetism in studies of lake sediments*, In: LAST, W.M. and SMOLS, J.P., (Ed.), *Tracking Environmental Changes Using Lake Sediments, Vol 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- KIPFER, R., AESCHBACH-HERTIG, W., BAUR, H., HOFER, M., IMBODEN, D.M., SIGNER, P., 1994, Injection of mantle type Helium into Lake Van (Turkey), The clue for quantifying deep water renewal, *Earth and Planetary Science Letters*, 125, 357–370.
- KIRSCHVINK, J.L., 1983, Biomagnetic geomagnetism, *Rev. Geoph. Space Phys.* 21, 672-675.

- KIRSCHVINCK, J.L., WALKER, M.M., CHANGE, B.R., DIZON, A.E., PETERSON, K.A., 1985, Changes of single domain magnetite particles in chinook salmon, *Oncorhynchus Tshawytscha*, *Journal of Comparative Physiology, A*, 157, 375-381.
- KIRSCHVINCK J.L., KOBAYASHI-KIRSCHVINCK, A., WOODFORD, B.J., 1992, Magnetite biomineralization in the human brain, *Proceeding of the Academy of Science Of United States of America*, 89, 7683-7687.
- KORFMANN, M., BECHER, H., 1987, Demircihöyük, Die ergebnisse der Ausgrabungen 1975-1978, Philipp von Zabern and Mainz am Rhein.
- KOVACHEVA, M., 1980, Summarised results of the archaeomagnetic investigations of the geomagnetic field variation for the last 8000 years in South-Eastern Europe, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 61, 57-64.
- KÖSE, O., GÖKDERE F., TOLLUOĞLU D., 2005, Van Gölü Havzasının Genel Tanıtımı, *12. Ulusal Kil Sempozyumu Program Kitapçığı*, 05-09 Eylül, Van, 23-26.
- KRUIVER, P.P., KOK, Y.S., DEKKERS, M.J., LANGEREIS, C.G. and LAJ, C., 1999, A pseudo-Thellier relative palaeointensity record and rock magnetic and geochemical parameters in relation to climate during the last 276 kyr in the Azores region, *Geophys. J. Int.*, 136, 3, 757-770.
- KUKLA, G., HELLER, F., LIU, X.M., XU, T.C., LIU, T.S. and AN, Z.S., 1988, Pleistocene climates in china dated by magnetic susceptibility, *Geology*, 16, 811-814.
- KUZCUOĞLU, C., CHRISTOL, A., MOURALIS, D., DOĞU, A.F., AKKÖPRÜ, E., FORT, M., BRUNSTEIN, D., ZORER, H., FONTUGNE, M., KARABIYIKOĞLU, M., SCAILLET, S., REYSS, J.L., GUILLOU, H., 2010, Formation of the Upper Pleistocene terraces of Lake Van (Turkey). *Journal of Quaternary Science*, 25 1124-1137.
- LAMY, F., ARZ, H.W., BOND, G.C., BAHR, A., PATZOLD, J., 2006, Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation, *Paleoceanography*, 21, 1008–1019.

- LANDMANN, G., REIMER, A., KEMPE, S., 1996a, Climatically induced lake level changes at Lake Van, Turkey, during the Pleistocene/Holocene transition, *Global Biochemical Cycles*, 10, 797–808.
- LANDMANN, G., REIMER, A., LEMKE, G., KEMCKE, S., 1996b, Dating Late Glacial abrupt climate changes in the 14,570 yr long continuous varve record of Lake Van, Turkey, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 122, 107–118.
- LANGEREIS, C.G., DEKKERS, M.J., DE LANGE, G.J., PATERNE, M., VAN SANTVOORT, P.J.M., 1997, Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 myr from an Eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes, *Geophys. J. Int.* 129, 1, 75–94.
- LE BORGNE, E., 1960, Influence du feu sur les propriétés magnétiques du sol et sur celles du schiste et du granite, *Annales de Géophysique*, 16, 159–95.
- LEMCKE, G., 1996, *Palaoklimarekonstruktion am Van See (Ostanatolien, Turkei)*, Diss ETH Zurich, Nr. 11786, 182 pp.
- LEMCKE, G., STURM, M., 1997, $\delta^{18}O$ and trace element measurements as proxy for the reconstruction of climate changes at Lake Van (Turkey): preliminary results, *NATO ASI Series*, 149, 653–678.
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BALAGA, K., MULLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M., NEGENDANK, J.F.W., 2001, Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually-laminated lacustrine sediments, *Quaternary Science Reviews*, 20, 1233–1249.
- LITT, T., KRASTEL, S., STURM, M., KIPFER, R., ORCEN, S., HEUMANN, G., FRANZ, S.O., ULGEN, U.B., NIESSEN, F., 2009, 'PALEOVAN', International Continental Scientific Drilling Program (ICDP): site survey results and perspectives, *Quaternary Science Reviews*, 28, 1555–1567.
- LIU, Q.S., JACKSON, M.J., BANERJEE, S.K., MAHER, B.A., DENG, C.L., PAN, Y.X., ZHU, R.X., 2004, Mechanism of the magnetic susceptibility enhancements of the Chinese loess, *Journal Of Geophysical Research*, 109, B12107, doi:10.1029/2004JB003249.
- LUND, S.P. and KEIGWIN, L., 1994, Measurement of the degree of smoothing in sediment paleomagnetic secular variation records: an example from Late

- Quaternary deep-sea sediments of the Bermuda Rise, western North Atlantic Ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 122, 317–330.
- MACKERETH, F.J.H., 1971, On the variation in direction of the horizontal component of remanent magnetization in lake sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 332–338.
- MAGIERA, T., STRZYSZCZ, Z., FERDYN, M., GAJDA, B. and MAGPROX TEAM, 2003, *Screening of anthropogenic dust pollutions in topsoil by using magnetic proxies*, In: Pawłowski, L., Dudzińska, M.R., ve Pawłowski, A., (Ed.), Environmental Engineering Studies, Polish Research on the Way to the EU, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, pp. 399–407.
- MAGIERA, T., STRZYSZCZ, Z., KAPICKA, A., PETROVSKY, E. and MAGPROXTEAM, 2006, Discrimination of lithogenic and anthropogenic influences on topsoil magnetic susceptibility in Central Europe, *Geoderma*, 130, 299–311.
- MAHER, B.A., 1988, Magnetic properties some synthetic sub-micron magnetites, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 94, 83–96.
- MAHER, B.A. and THOMPSON, R., 1992, Paleoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols, *Quat. Res.*, 37, 155–170.
- MAHER, B.A. and THOMPSON, R., 1995, Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols, *Quaternary Research*, 44, 383–391.
- MAHER, B.A. and THOMPSON, R., 1999, *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*, 390 pp, Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press.
- MAHER, B.A. and HOUNSLOW, M.W., 1999, The significance of magnetotactic bacteria for the palaeomagnetic and rock magnetic record of Quaternary sediments and soils, In: Tarling, D.H., ve Turner, P. (eds.) *Palaeomagnetism and Diagenesis in Sediments*, Geological Society, London, Special Publications, 151, 43–46, 4.
- MANN, S., SPARKS, N.H.C., FRANKEL, R.B., BAZYLINSKI, D.A., JANNASCH, H.W., 1990, Biomineralization of ferrimagnetic greigite (Fe₃S₄) and iron pyrite (FeS₂) in a magnetotactic bacterium, *Nature*, 343, 258–261.

- MEAD, G.A., TAUXE L. and LABRECQUE, J.L., 1986, Oligocene paleoceanography of the South Atlantic: Paleoclimatic implications of sediment accumulation rates and magnetic susceptibility measurements, *Paleoceanography*, 1, 273-284.
- MOSKOWITZ, B.M., FRANKEL, R.B., FLANDERS, P., BLAKEMORE, R.P. and SCHWARTZ B.B., 1988, Magnetic properties of magnetotactic bacteria, *J. Magn. Magn. Mater.* 73, 273– 288.
- NAGATA, T., 1961, *Rock Magnetism*, Revised edition, Tokyo: Maruzen Company, pp. 350.
- NEEL, L., 1948, Propriétés magnétiques des ferrites; ferrimagnétisme et antiferromagnétisme, *Ann Phys.*, 3, 137-98.
- NEGRINI, R.M., ERBES, D.B., FABER, K., HERRERA, A.M., ROBERTS, A.P., COHEN, A., PALACIOS-FEST, M., WIGAND, P., FOIT, F., 2000, A Paleoclimate record for the last 250,000 years from Summer Lake, Oregon, U.S.A.: I. Age control and magnetic lake level proxies, *Journal of Paleolimnology*, 24, 125-149.
- NOLAN, S.R., BLOEMANDAL, J., BOYLE, J.F., JONES, R.T., OLDFIELD F. and WHITNEY, M., 1999, Mineral magnetic and geochemical records of late Glacial climatic change from two northwest European carbonate lakes, *Journal of Paleolimnology*, 22, 97-107.
- NOWACZYK, N., MELLE, M., MINYUK, M., 2007, A revised age model for core PG1351 from Lake El'gygytgyn, Chukotka, based on magnetic susceptibility variations tuned to northern hemisphere insolation variations, *J. Paleo. Limnol.* 37, 65–76.
- OJALA, A.E.K., SAARINEN, T., 2002, Palaeosecular variation of the Earth's magnetic field during the last 10000 years based on the annually laminated sediment of Lake Nautajärvi, central Finland, *The Holocene*, 12, 391–400.
- OLDFIELD F., RUMMERY, T.A., THOMPSON, R. and WALLING, D.E., 1979, Identification of suspended sediment sources by means of magnetite measurements some preliminary results, *Water Resources Research*, 15, 211-217.
- OLDFIELD, F., APPLEBY, P.G. and THOMPSON, R., 1980, Paleoecological studies of three lakes in Highlands of Papua New Guinea 1 the chronology of sedimentation, *Journal of Ecology*, 68, 457-77.

- OLDFIELD, F., BARNOSKY, E., LEOPOLD, B. and SMITH, J.P., 1983, Mineral magnetic studies of lake sediments: a brief reviews, *In Proceedings of the 3rd International Symposium on Paleolimnology*, Hydrobiol, 103, 37-44.
- OLDFIELD, A. HUNT, M.D.H. JONES, R. CHESTER, J.A. DEARING, L. OLSSON and J.M. PROSPERO, 1985, Magnetic differentiation of atmospheric dusts. *Nature*, 317, pp. 516–518
- OLDFIELD, F., 1994, Toward the discrimination of fine-grained ferrimagnets by magnetic measurements in lake and near-shore marine sediments, *Journal of Geophysical Research*, 99, 9045-9050.
- OLDFIELD, F., WAKE, R., BOYLE, J., JONES, R., NOLAN, S., GIBBS, Z., APPLEBY, P., FISHER, E. and WOLFF, G., 2003, The late-Holocene history of Gormire Lake (NE England) and its catchment: a multiproxy reconstruction of past human impact, *The Holocene*, 13, 677-690.
- ORBAY, N., 1980, *Kayaçların mıknatıslanma özelliği*, İstanbul Üniversitesi, 104s.
- O'REILLY, W., 1984, *Rock and mineral magnetism*, Blackie and Son Ltd., (U.S.A. Chapman and Hall), pp. 220, ISBN 0-216-91460-4.
- ORTEGA GUERRERO, B., THOMPSON, R., URRUTIA FUCUGAUCHI, J., 2000, Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications, *Journal of Quaternary Science*, 15, 2, 127-140,
- ORTEGA-GUERRERO B., SEDOV, S., SOLLEIRO-REBOLLEDO E. and SOLER, A., 2004, Magnetic mineralogy in Barranca Tlalpan exposure paleosols, Tlaxcala, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 120–132.
- OPDYKE, N.D., NINKOVICH, D., LOWRIE, W., HAYS, J.D., 1972, The paleomagnetism of two Aegean deep-sea cores, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, 145–159.
- ÖZDEMİR, Ö., BANERJEE, S.K., 1984, High temperature stability of maghemite ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$), *Geophysical Research Letters*, 11, 161-164.
- ÖZDOĞAN, İ., IŞIKARA, A. M., ORBAY, N., DÜZGİT, Z., 1986, *Arzmağnetizması İlkeler ve Uygulamalar*, İ.Ü. Yayınları, 104s.
- ÖZBAKAN, M., 1994, Radyokarbon Yöntemiyle Tarihlendirme Nasıl Yapılır?, *Bilim ve Teknik*, Cilt 27, Sayı 318, Sayfa 64

- PECK, J.A. and KING, J.W., 1996, Magnetofossils in the sediment of Lake Baikal, Siberia, *Eart and Planetary Science Letters*, 140, 159-171.
- PONAT, E., 1995, *Archaeomagnetism in Western Turkey*, Ph. D. Thesis, Boğaziçi Üniv.
- PRASAD, S., NEGENDANK, J. F. W and STEIN, M., 2009, Varve counting reveals high resolution radiocarbon reservoir age variations in palaeolake Lisan. *Journal of Quaternary Science* , 24(7) 690–696.
- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BERTRAND, C.J.H., BLACKWELL, P.G., BUCK, C.E., BURR, G.S., CUTLER, K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS, R.G., FRIEDRICH, M., GUILDERTSON, T.P., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., MANNING, S., RAMSEY, C.B., REIMER, R.W., REMMELE, S., SOUTHON, J.R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F.W., PLICHT, V.D.J., WEYHENMEYER C.E., 2004, IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration 0–26 cal kyr BP, *Radiocarbon*, 46, 3, 1029-1059.
- REIMER, A, LANDMANN, G., KEMPE, S., 2009, Lake Van Eastern Anatolia Hydrochemistry and History, *Aquat Geochem.*, 15, 195–222.
- REYNOLDS, R.L. and KING, J.W., 1995, Magnetic records of climate change, *Reviews of Geophysics, U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1991-1994*, 101-110.
- ROBERTS, N. and WRIGHT Jr. H.E., 1993, *Vegetational, lake-level, and climatic history of the Near East and Southwest Asia*, In: WRIGHT Jr. H.E., KUTZBACH, J.E., WEBB, T., RUDDIMAN, W.F., STREET-PERROTT, F.A., BARTLEIN, P.J., (Ed.), *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*, Univ. of Minn. Press., Minneapolis, USA, pp. 194-220.
- ROBERTS, A.P., 1995, Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄), *Eart and Planetary Science Letter*, 134, 227-236.
- ROBERTS, A.P., CUI, Y.I. and VEROSUB, K.L., 1995, Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems, *J. Geophys. Res.*, 100, 17909–17924.

- ROBINSON, S.G., 1986, The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 42 (1986), pp. 22–47
- ROSSIGNOL-STRICK, M., 1995, Sea-land correlation of pollen records in the eastern Mediterranean for the glacial-interglacial transition: biostratigraphy versus radiometric time-scale, *Quaternary Science Reviews*, 14, 293-315.
- ROSENBAUM, J.G., REYNOLDS, R.L., ADAM, D.P., DREXLER, J., SARNAWOJCICKI A.M. and WHITNEY, G.C., 1996, A middle Pleistocene climate record from Buck Lake, Cascade range, southern Oregon-Evidence from sediment magnetism, trace-element geochemistry and pollen, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 1328–1341.
- SAGNOTTI, L., VEROSUB, K.L., ROBERTS, A.P., FLORINDO, F. and WILSON, G.S., 2001, Environmental magnetic record of the Eocene-Oligocene transition in the CRP-3 drillcore, Victoria Land Basin, Antarctica, *Terra Antartica*, 8, 507-516.
- SALVINI, M., 1995. Geschichte und Kultur der Urartäer. *Wissenschaftliche Buchgesellschaft*, Darmstadt.
- SANVER, M., PONAT, E., 1981, İkiztepe I Kazısından elde edilen Arkeomanyetik Sonuçlar, *TÜBİTAK Arkeometri Ünitesi Bilimsel Toplantı Bildirileri II*. Boğaziçi Üniv. Yayn.
- SARIBUDAK, M., TARLING, D. H., 1993, Archaeomagnetic Studies of the Urartian Civilization, Eastern Turkey, *Antiquity*, 67, 620- 628.
- SAYIN, N., ORBAY, N., 2003, Orta Anadolu Arkeomağnetik Örnekleri İle Yermagnetik Alanın Seküler Değişiminin İncelenmesi, *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, C. 16, S. 1, SS. 33-43
- SCHWEIZER, G., 1975, Untersuchungen zur Physiogeographie von Ost Anatolien und Nordwest Iran. Geo Morphologische, klima- und hydrogeographische Studien im Vansee- und Rezaiyehsee-Gebiet, *Tubinger Geographische Studien*, 60.
- SHACKLETON, N.J., BERGER, A. and PELTIER, W.R., 1990, *An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677*, In: The Late Cenozoic Ice Age Transactions of The Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 81, pp. 251–261.

- SINGER, B.S., HOFFMAN, K.A., CHAUVIN, A., COE, R.S. and PRINGLE, M.S., 1999, Dating transitionally magnetized lavas of the late Matuyama Chron: Toward a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ timescale of reversals and events, *J. Geophys. Res.*, 104, 679–693.
- SNOWBALL, I.F. and THOMPSON, R., 1988, The occurrence of greigite in sediments from Loch Lomond, *Journal of Quaternary Science*, 3, 121-125.
- SNOWBALL, I.F. and THOMPSON R., 1990, A stable chemical remanence in Holocene sediments, *J. Geophys. Res.*, 95, 4471–4479.
- SNOWBALL, I.F., 1991, Magnetic hysteresis of greigite (Fe_3S_4) and new occurrence in Holocene sediments from Swedish Lappland, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 68, 32-40.
- SNOWBALL, I.F. and THOMPSON, R., 1992, A mineral magnetic study of Holocene sediment yields and deposition patterns in the Llyn Geirionydd catchment, north Wales, *The Holocene*, 2/3, 238-248.
- SNOWBALL, I.F., 1993, Geochemical control of magnetite dissolution in sub-arctic lake sediments and the implications for environmental magnetism, *Journal of Quaternary Science*, 8, 339-346.
- SNOWBALL, I.F., 1994, Bacterial magnetite and the magnetic properties of sediments in a Swedish lake, *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 129-142.
- SNOWBALL, I.F., 1996, Holocene environmental change in the Abisko region of northern Sweden recorded by the mineral magnetic stratigraphy of lake sediments, *GFF*, 118, 9-17.
- SNOWBALL, I.F., PETERSON, G. and SAARINEN, T., 1998, Studies of annually laminated (varved) lake sediments in Fennoscandia – new results and future plans, *Terra Nostra*, 98, 6, 121-125.
- SNOWBALL, I.F., SANDGREN, P. and PETERSON, G., 1999, The mineral magnetic properties of an annually laminated Holocene lake sediment sequence in northern Sweden, *The Holocene* 9, 353–62.
- SOYSAL, H., SİPAHİOĞLU, S., KOLÇAK, D., ALTINOK, Y., 1981, *Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu (M.Ö. 2100 - M.S. 1900)*, TÜBİTAK yayımları No:563.

- STEIN M, MIGOWSKI C, BOOKMAN R, LAZAR B. 2004. Temporal changes in radiocarbon reservoir age in the Dead Sea–Lake Lisan system. *Radiocarbon* 46: 649–655.
- STOLZ, J.F., CHANG, S.B.R., KIRSCHVINK, J.L., 1986, Magnetotactic bacteria and single-domain magnetite in hemipelagic sediments, *Nature*, 321: 849-851.
- STRZYSZCZ Z. and MAGIERA T., 1998, Heavy metal contamination and magnetic susceptibility in soils of southern Poland, *Phys. Chem. Earth*, 23, 1127–1131.
- SÜMENGEN, M., 2008a, Van K-50 Paftası, MTA yayınları, 1:100.000, No:65.
- SÜMENGEN, M., 2008b, Van L-50 Paftası, MTA yayınları, 1:100.000, No:63.
- ŞENGOR, A.M.C., OZEREN, S., GENEC, T., ZOR, E., 2003, East Anatolian high plateau as mantle supported, north–south shortened domal structure, *Geophysical Research Letters*, 30, 24, 8046, doi: 10.1029/2003GLO18019.
- TARLING, D.H., 1971, Principles and applications of paleomagnetism, 1st Ed., Chapman and Hall, London, ISBN: 0412109107 / 0-412-10910-7.
- TAUXE, L., 1993, Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice, *Rev. Geophys.*, 31, 319-354.
- THOMPSON, R., 1974, Palaeomagnetism, *Science Progress*, 61, 349-373.
- THOMPSON, R., 1975, Long period European geomagnetic secular variation confirmed, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 43, No.3, 847-859.
- THOMPSON, R., BATTERBEE, R.W., O’SULLIVAN, P.E. and OLDFIELD, F., 1975, Magnetic susceptibility of lake sediments, *Limnology and Oceanography*, 20, 687-698.
- THOMPSON, R. and MORTON, D.J., 1979, Magnetic susceptibility and particle size distribution in recent sediments of the Loch Lomond drainage basin, Scotland, *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 801-811.
- THOMPSON, R. and TURNER, G.M., 1979, British geomagnetic master curve 10.000–0 yr. B.P. for dating European sediment, *Geophys. Res. Lett.*, 6, 249–252.
- THOMPSON, R., BLOEMENDAL, J., DEARING, J.A., OLDFIELD, F., RUMMERY, T.A., STOBER, J.C. and TURNER, G.M., 1980, Environmental Application of magnetic minerals, *Science*, 207, 481-485.
- THOMPSON, R. and EDWARDS, K.J., 1982, A Holocene palaeomagnetic record and a geomagnetic master curve from Ireland, *Boreas*, 11, 335-349.

- THOMPSON, R., 1984, Geomagnetic evolution: 400 years of change on planet Earth, *Phys. Earth Planet. Ints.*, 36, 61-77.
- THOMPSON, R., TURNER, G.M., STILLER, M. and KAUFMAN, A., 1985, Near East palaeomagnetic secular variation recorded in sediments from the Sea of Galilee (Lake Kinneret), *Quat. Res.*, 23, 175-188.
- THOMPSON, R. and OLDFIELD, F., 1986, Environmental Magnetism, Allen and Unwin (Publishers) Ltd, 40 Museum St., London, 0-04-538003-1.
- THOUVENY, N., DE BEAULIEU, J.L., BONIFAY, E., CREER, K.M., GUIOT, J., ICOLE, M., JOHNSEN, S., JOUZEL, J., REILLE, M., WILLIAMS, T. and WILLIAMSON, D., 1994, Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism, *Nature*, 171, 503-506.
- TURNER, G.M. and THOMPSON, R., 1981, Lake sediment record of the geomagnetic secular variation in Britain during Holocene times, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 65, 703-725.
- TURNER, G.M., 1997, Environmental magnetism and magnetic correlation of high resolution lake sediment records from Northern Hawke Bay, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 40, 287-298.
- VALI, H., FORSTER, O., AMARANDITIS, G., VE PETERSON, N., 1987, Magnetotactic Bacteria and Their Magnetofossils in Sediments." *Earth and Planetary Science Letters* 86(2-4): 389-400.
- VAN DER POST, K.D., OLDFIELD, F., HAWORTH, E.Y., CROOKS, P.R.J. and APPLEBY, P.G., 1997, A record of accelerated erosion in the recent sediments of Blelham Tarn in the English Lake District, *Journal of Paleolimnology*, 18, 103-120.
- VAN ZEIST, W. and WOLDRING, H. 1978: A Postglacial pollen diagram from Lake Van in East Anatolia *Review of Palaeobotany and Palynology* 26, 249-76.
- VEROSUB, K.L. and ROBERTS, A.P., 1995, Environmental Magnetism: Past, present, and future, *Journal of Geophysical Research*, 100, 2175-2192.
- VLAG, P.A., ROCHETTE, P., DEKKERS, M.J., 1996, Some additional hysteresis parameters for a natural (titano)magnetite with known grain size, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2803-2806.

- VLAG, P., THOUVENY, N., WILLIAMSON, D., ANDRIEU, V., ICOLE M. and VAN VELZEN, A.J., 1997, The rock magnetic signal of climate change in the Maar lake sequence of Lac St.Front (France), *Geophys. Jour. Int.*, 133, 724-740.
- WALDEN, J. and ADDISON, K., 1995, Mineral magnetic analysis of a weathering surface within glacial sediments at Glanllynau, North Wales, *Journal of Quaternary Science*, 10, 367-378.
- WALDEN, J., OLFIELD, F., SMITH, J., 1999, *Environmental Magnetism: A Practical Guide*, Technical Guide No. 6, London, Quaternary Research Association, 0-907780-42-3.
- WALKER, M.M., DIEBEL, C.E., HAUGH, C.V., PANKHURST, P.M., MONTGOMERY, J.C., GREEN, C.R., 1997, Structure and function of the vertebrate magnetic sense, *Nature*, 390, 371-376.
- WANG H.; LIU H.; CUI H.; ABRAHAMSEN N., 2010, Terminal Pleistocene/Holocene palaeoenvironmental changes revealed by mineral-magnetism measurements of lake sediments for Dali Nor area, southeastern Inner Mongolia Plateau, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 170, Number 1, 1 June 2001 , pp. 115-132(18)
- WANIEWSKA, A.Ś., ROIG, A., GICH, M., CASAS, L.L., RACKA, K., NEDELKO, N., MOLINS, E., 2004, Effect of surface modifications on magnetic coupling in Fe nanoparticle systems, *Physical Review*, B 70, 5, 054412.
- WICK, L., LEMCKE, G., STURM, M., 2003, Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey, *The Holocene*, 13, 665–675.
- WIGLEY, T.M.L., FARMER, G., 1982. Climate of the Eastern Mediterranean and Near East. In: Bintliff, J.L., van Zeist, W. (Eds.), *Palaeoclimates, Palaeoenvironments and Human Communities in the Eastern Mediterranean Region in Later Prehistory*. B.A.R. International Series, vol. 133, pp. 3–37.
- WILLIAMS, T.M., 1991, Ferrimagnetic sulfide formation in recent sediments of Loch Ba, Scotland and implications for magnetostratigraphic interpretation, *Quaternary Res.*, 35, 208–221.
- WILLIAMS, D.F., PECK, J.A., KARABANOV, E.B., PROKOPENKO, A.A. and KRAVCHINSKY, V.A., 1997, Lake Baikal Record of continental climate

response to orbital insolation during the past 5 million yrs, *Science*, 278, 1114–1117.

- WONG, H.K., FINCKH, P., 1978, *Shallow structures in Lake Van*. In: Degens, E.T., Kurtman, F. (Eds.), *Geology of Lake Van*. MTA Press, Ankara, pp. 20–28.
- YANG, H., YI, C.L., XING, Y.P. and YANG, T., 2004, A comparative study on recent sedimentation rates in Lake Donghu, Wuhan with ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs dating techniques, *J. Cent. China Norm. Univ. (Nat. Sci. Ed.)*, 38, 109–113.
- YILDIZ, M.Z. ve DENİZ, O., 2005, Kapalı Havza Göllerindeki Seviye Değişimlerinin Kıyı Yerleşimlerine Etkisi: Van Örneği. *Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*. Cilt 15 Sayı 1 Sf: 15-31.
- YILMAZ, Y., GÜNER, Y., ŞAROĞLU, F., 1998, Geology of the quaternary volcanic centres of the east Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 173–210.
- ZOLITSCHKA, B., 1998, A 14,000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments, *Geomorphology* 22, 1–17.
- ZOLITSCHKA, B., MINGRAM, J., GAAST, S., NAUMANN, R., 2001, Sediment Logging Techniques, p.137-153. W.M.LAST and J.P. SMOL (eds), 2001. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 1*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

ÖZGEÇMİŞ

1978 yılında İstanbul'da doğan Özlem MAKAROĞLU lise öğrenimini 1995 yılında Bakırköy Lisesinde tamamlayıp 1996 yılında İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünde lisans öğrenimine başlamıştır. 2000 yılında Jeofizik Mühendisliği Bölümündeki lisans öğrenimini “Magsat Uydu Verileri ile Kabuk Yapısının Belirlenmesi” başlıklı bitirme tezi ile tamamladıktan sonra aynı yıl İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde yüksek lisans öğrenimine başlamıştır. 2004 yılında “Kuzeydoğu Marmara'nın Paleomağnetizması” başlıklı yüksek lisans tez çalışmasını tamamlayıp doktora eğitimine başlamıştır. 2002 yılından beri İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Yerfiziği Anabilim Dalında araştırma görevlisi olarak çalışmaktadır.

Bildiriler

- Makaroğlu, O., Orbay, N., Cağatay, N., Pesonen, J.L. , Akçer Ön, S., Ülgen U.B. and Hisarlı M.,2011, Holocene paleoenvironmental records of Lake Van (eastern Turkey) from mineral magnetic analysis, EGU General Assamply, Vienna.
- Makaroğlu O., Orbay N., Pesonen L., 2010, Van Gölü'nün Çevre Mağnetizması, 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı, MTA, Ankara.
- Makaroğlu O., Orbay N., Pesonen L., 2009; Magnetic properties of sediments from Lake Van, Eastern Anatolia, Turkey. 2009, IGCP meeting, Belgium.
- Makaroğlu O., Orbay N., Altınok Y., Pesonen L., 2009, Paleomagnetic and rock magnetic data of lake Kucukcekmece, Marmara region, Turkey: preliminary results, 2009 Geophysics Days, Helsinki, Finland.
- Makaroğlu O., Boyraz S., Yurtseven A., Orbay N., 2008, Magnetic and Geochemical Results from Cal Paleosol(Denizli, Turkey), 11th Castle Meeting Paleo, Rock And Environmental Magnetism, Castle of Bojnice, Slovakya.
- Boyraz, S. Kazancı, N. and Makaroğlu, Ö. 2008. Sedimentary characteristics and magnetic susceptibility of Late Miocene paleosols of western Anatolia, Turkey. 26th International Association of Sedimentologist (IAS) Meeting of Sedimentology 1-3 September, Bochum, Germany
- Y. Altınok , M.N. Cağatay , B. Alpar , S. Akcer , N. Ozer, U. Sancar, E. Damci , D. Acar , S. Ceylan , H. Agor, H. Aykurt, O. Makaroğlu,2008, Investigation of paleotsunami deposits in the cores of Kucukcekmece Lagoon, Sea of Marmara, Turkey EGU General Assembly, Vienna, Austria
- Makaroğlu O.,Yeziz H., Yurtseven A., 2006, Mağnetizmada Yeni Yaklaşımlar: Çevre Mağnetizması Uygulamaları, MTA, Ankara

- Makaroglu O., Ustaömer T., Hisarlı, Z.M., Çinku, M., Sayın, N., Orbay, N., 2006, Preliminary Paleomagnetic Data From The Palaeozoic Of Istanbul, W Pontides, Nw Turkey, 10th Castle Meeting Paleo, Rock And Environmental Magnetism, Castle Of Valtice, Czech Republic.
- Makaroglu, O.,Orbay, N., Paleomagnetism of the North Marmara Region, 2005, Poster, EGU General Assembly, Vienna, Austria
- Makaroglu, O., Orbay, N., Kuzey Marmara Bölgesi'nin Paleomağnetizması, 2004, 15. Uluslararası Jeofizik Kongresi, MTA, Ankara
- Makaroglu,O., Atilla O, 2002, Magsat Uydu Verilerinden Kabuk Anomalilerini Ayırma İşlemleri, 1. Mühendislik Bilimleri Genç Araştırmacılar Kongresi, İstanbul
- Özçep F., Karabulut S., Alpaslan N.,Makaroglu Ö., Özçep T., Çağlak F., 2002, Mühendislik Felsefesi ve Tarihsel Gelişimi, 1. Mühendislik Bilimleri Genç Araştırmacılar Kongresi, İstanbul
- Karabulut S., Özçep F., Alpaslan N.,Makaroglu Ö., Çağlak F., Özçep T., 2002, Mitolojiden Modern Bilime Depremler 1. Mühendislik Bilimleri Genç Araştırmacılar Kongresi, İstanbul
- Çağlak F., Karabulut S., Özçep F., Alpaslan N.,Makaroglu Ö., Özçep T ., 2002, Türkiye’de Sismoloji (Deprem- Bilim) Çalışmaları 1. Mühendislik Bilimleri Genç Araştırmacılar Kongresi, İstanbul

Projeler

a) Devam Edenler

- 1- “Doğu Anadolu Plakasının Paleomağnetik Evrimi ” İstanbul Üniversitesi Araştırma Fonu P.No: 425/13092005, araştırmacı
- 2- Van Gölü sedimanlarının Çevre Mağnetizması ve Paleomağnetik Kayıtları , 1228, İ.Ü.Araştırma Fonu, Doktora Tez Projesi, Proje yürütücüsü
- 3- Van Gölü, İ.Ü. Araştırma Fonu P.No: 2475, araştırmacı

b) Biten Projeler

- 1- Avcılar- Küçükçekmece bölgesi zemin kirliliğinin manyetik süseptibilite metoduyla araştırılması, 2007-2009, İ.Ü.Araştırma fonu., araştırmacı
- 2- Kuzey Marmara Bölgesinin Paleomağnetizması, 2003-2004, İ.Ü.Araştırma Fonu, Yüksek Lisans Tez Projesi, Proje yürütücüsü,
- 3- İstanbul Fragmanının Paleozoik dönemindeki tektonik konumu; Sedimanter Manyetizma, İ.Ü.Araştırma Fonu, 2004-2006, araştırmacı

Yurtdışı Araştırma

- “ Van Gölü’nün Çevre Mağnetizması ve Paleomağnetik Kayıtları” başlıklı doktora tez çalışması kapsamında 10 Mart-10 Haziran 2009 yılında 3 ay süreyle Helsinki Üniversitesi Jeofizik Bölümü Paleomağnetizma laboratuvarında misafir araştırmacı.