

**VAN GÖLÜ ÇÖKELLERİNDE SİSMİK-TÜRBİDİTLERİN
TAYİNİ ve SEDİMANTOLOJİSİ**

Sabite Nilay ERGENE

Yüksek Lisans Tezi

Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Kürşad Kadir ERİŞ

OCAK-2013

T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

VAN GÖLÜ ÇÖKELLERİNDE SİSMİK-TÜRBİDİTLERİN
TAYİNİ ve SEDİMANTOLOJİSİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Sabite Nilay ERGENE

(101116101)

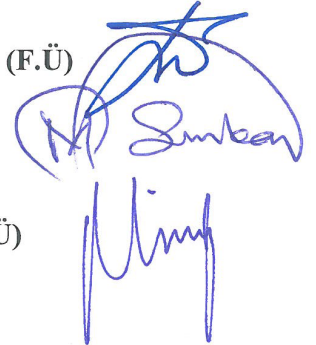
Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 09.01.2013

Tezin Savunulduğu Tarih: 28.01.2013

Tez Danışmanı: Yrd. Doç. Dr. Kürşad Kadir ERİŞ (F.Ü)

Diğer Jüri Üyeleri: Doç. Dr. Murat SUNKAR (F.Ü)

Yrd. Doç. Dr. Murat İNCEÖZ (F.Ü)



OCAK-2013

ÖNSÖZ

Van Gölü sismik olarak aktif bir havza olması nedeniyle uzun tarihsel bir deprem kaydı içermektedir. Aynı zamanda derin bir havza olması nedeniyle türbiditlerin yaygın olması beklenmektedir. Bu çalışmada Van Gölü'ndeki sismik-türbiditlerin (türbidit-homojenit) saptanması ve bunların litolojik özellikleri ile fiziksel ve jeokimyasal özelliklerinin de değerlendirerek çökelme işlevleri ve bunların iklimsel değişimler ile nasıl organize olduklarını araştırmak amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda gerçekleştirilen tez çalışmamda her türlü desteği sağlayan, her zaman yanımda olan, bilimsel katkı ve eleştirileri ile beni yönlendiren ve en iyi olmam konusunda sürekli teşvik eden, değerli danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Kürşad Kadir ERİŞ'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Paleo-Van gibi önemli bir projede görev almamı sağlayan, tez çalışmamda bu projenin verilerini kullanmama izin veren İ.T.Ü. Maden Fakültesi Genel Jeoloji Anabilim Dalı öğretim üyelerinden sayın hocam Prof. Dr. Namık ÇAĞATAY'a çok teşekkür ederim. Bölümümüz tüm akademik ve idari personeline tesekkürlerimi sunarım.

Ayrıca bu güne kadar hayatımın her aşamasında maddi ve manevi katkılarını esirgemeyen anneme, babama ve kardeşime çok teşekkür ederim.

Sabite Nilay ERGENE

ELAZIĞ-2013

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	IV
İÇİNDEKİLER	V
ÖZET	VII
SUMMARY	VIII
ŞEKİLLER LİSTESİ	IX
TABLolar LİSTESİ	XII
KISALTMALAR	XIII
SEMBOLLER LİSTESİ	XIV
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışma Alanı.....	2
1.2. Çalışmanın Amacı	4
2. ÖNCEKİ ARAŞTIRMALAR	5
3. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ	7
3.1. XRF Karot Tarayıcı (ITRAX).....	7
3.2. Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı (MSCL)	9
3.3. Sismik Yöntemler	12
4. VAN GÖLÜ HAVZASI’NIN JEOLojİSİ ve STRATİGRAFİSİ	15
4.1. Van Gölü Havzası’nın Tektoniği	20
5. ANALİZLER	23
5.1. Karot Sedimantolojisi	23
5.2. Sismik Stratigrafi.....	30
5.3. Van Gölü’nde Geç Pleyistosen-Holosen Yaşlı Başlıca Litolojik Birimler .	32
5.3.1. Laminallı ve/veya Bantlı Killi Silt	33
5.3.2. Homojen Kil-Silt	35
5.3.3. Tefra.....	35
5.3.4. Dereceli Kum-Silt (Türbidit-Homojenit).....	40
5.3.5. Deforme Olmuş Göl Çökelleri ve Tefra Tabakaları.....	41
5.4. Kronostratigrafi	46

6.	TARTIŞMA	48
6.1.	Sismik-Türbidit (Türbidit-Homojenit) Çökellerinin Fiziksel ve Jeokimyasal Özelliklerinin Değerlendirilmesi.....	48
6.2.	Van Gölü Çökellerinde Sismik-Türbidit (Türbidit-Homojenit) Birimlerinin Sedimentasyon Süreçleri.....	57
7.	SONUÇLAR	62
	KAYNAKLAR.....	63
	ÖZGEÇMİŞ.....	68

ÖZET

Van Gölü maksimum derinliği yaklaşık 460 m olan, hacmi bakımından (607 km^3) Dünya'nın dördüncü büyük kapalı gölü ve yüzey alanı bakımından (3600 km^2) Dünya'nın en büyük sodalı gölüdür. Doğu Anadolu yüksek platosunda yer alan Van Gölü tektonik olarak aktif bir bölgededir ve aktif volkanlarla çevrilidir. Van Gölü, Kuzey Atlantik ve Sibirya Yüksek Basınç, Orta Enlem-Subtropikal sistemlerinin kesiştiği yerde bulunduğu için iklime çok duyarlı bir noktadadır. Van Gölü, karasal olarak uzun bir geçmişi simgelemektedir.

Bu çalışmada, Van Gölü'nde Bitlis'in Ahlat ilçesinde ICDP Paleo Van Projesi (Haziran-Eylül 2010) kapsamından -245 m su derinliğinden alınan ve toplam uzunluğu yaklaşık 145 m uzunluğundaki karotun ilk 40 m'sinde detaylı sedimantolojik çalışmalar yapılarak depremler sonucu göl tabanında biriktiği düşünülen sismik-türbidit (türbidit-homojenit) çökelleri araştırılmıştır. Karotun bu kısmında gözlenen tüm sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyelerinin karotda yapılan XRF ve MSCL analizleri sonucu gösterdikleri fiziksel ve jeokimyasal özellikleri de ortaya konulmuştur. Bu kırıntılı seviyelerin çökeltme işlevleri gerek litolojik dokularından ve gerekse yapılan fiziksel ve jeokimyasal analiz sonuçlarına iklimsel değişimlere göre saptanmaya çalışılmıştır. Van Gölü içerisinde gözlenen toplam 78 adet sismik-türbidit (türbidit-homojenit) biriminin 24 tanesi son 10.5 bin yılda (Holosen) ve geri kalan 54 tanesi ise G.Ö. 16.5-10 bin yılları arasında çökeldiği tespit edilmiştir. Bu bölgede son 16 bin yılda gelişen 78 adet depremin bölgede muhtemelen yakın çevrede konumlanmış Nemrut ve Süphan volkanlarının faaliyetleri sonucu havzada depremlerin geliştiği ve bunun sonunda ise Van Gölü yamaçlarında sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimlerinin geliştiği anlaşılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Van Gölü, Holosen, Sismik-Türbidit, Karot

SUMMARY

Determination and Sedimentology of Seismic Turbidites in the Lake Van Sediments

Lake Van having a maximum depth of 460 m is the biggest soda lake of the world with respect to surface area and the fourth biggest lake with respect to its volume. Lake Van located on the higher plato of the east Anatolian is situated in an tectonically active region and rounded by avtive volcanos. Lake Van is situated in a climatically sensitive region while it is on the intersection of North Atlantic and Sibiria high pressure, middle latitude-subtropical systems. Lake Van implies a long continental historic period.

In this study, we studied detailed sedimentology of 40 m part of the core with a 145 m length that was recovered by ICDP project from Ahlat dormitory of Bitlis city around Lake Van in order to investigate seismo-turbidite (turbidite-homogenites) layers, which is thought to be deposited during the eartquakes in the past. Pysical and geochemical properties of these seismo-turbidite (turbidite-homogenite) layers observed within this part of the core are shown by XRF and MSCL analysis. The depositional processes of these clastic layers are obtained by their lithologic features and physical and geochemical measurements. Considering 78 turbidite-homogenite layers in Lake Van, 24 of them were considered to be deposited during the last 10.5 ka BP (Holocene), whereas 54 of them were deposited between 10.5-16 ka BP. These 78 observed seismo-turbidite (turbidite-homogenite) layers deposited during the last 16 ka BP due to volcanic eruptions of Süphan and Nemrut located nearby of the region that triggerred eartquakes, and thereby, seismo-turbidite (turbidite-homogenite) were deposited along the slopes of Lake Van.

Key Words: Lake Van, Holocene, Seismo-Turbidite, Core

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1.	Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	3
Şekil 1.2.	Van Gölü batimetri haritası.....	3
Şekil 3.1.	ITRAX Karot tarayıcısı	8
Şekil 3.2.	Geotek MSCL'in basit bir şeması	10
Şekil 3.3.	Sismik yansıma yüzeylerinin geometrik terminolojileri.....	13
Şekil 3.4.	Sismik profillerde gözlenen sismik yansıma yüzeyi paketlerini gösterdikleri geometrik ve yapısal özellikleri.	14
Şekil 4.1.	Van Gölü Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafik kesiti	15
Şekil 4.2.	Van Gölü Havzası'nın jeoloji haritası.	19
Şekil 4.3.	Van Gölü ve yakın çevresinin sismotektonik haritası	22
Şekil 5.1.	Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun ilk 20 m'sine ait litolojik tanımlama.....	28
Şekil 5.2.	Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 20 m ila 40 m arasına ait litolojik tanımlama.....	29
Şekil 5.3.	Kuzey Havza sondaj karotu litolojisi ile manyetik duyarlılığının korelasyonu.	30
Şekil 5.4.	Sondaj logları ve sismik yansıma kesitlerinin korelasyonu.....	31
Şekil 5.5.	Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun stratigrafik kesiti ve litofasiyeslerin sondaj karotu içerisindeki oranları.....	32
Şekil 5.6.	Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 20.10-21.10 m'lerinde yer alan lamine ve/veya bantlı killi silt birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri.....	34
Şekil 5.7.	Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 0.480-1.72 m'leri arasında yer alan homojen killi silt birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri	36

Şekil 5.8.	Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 9-10.32 m'leri arasında yer alan tefra birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri.....	39
Şekil 5.9.	Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 31.33-32.34 m'lerinde yer alan dereceli kum-silt birimine ait radyografi, optik ve XRF verileri	42
Şekil 5.10.	Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 17-18.20 m'lerinde yer alan dereceli kum-silt birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri	43
Şekil 5.11.	Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 13.98-15.10 m'lerinde yer alan dereceli kum-silt birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri	44
Şekil 5.12.	Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 7.91-8.80 m'lerinde yer alan deforme olmuş göl çökelleri ve tefra tabakaları ait radyografi, optik ve XRF verileri.....	45
Şekil 6.1.	Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 0-5 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri.....	49
Şekil 6.2.	Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 5-10 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri.....	50
Şekil 6.3.	Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 10-15 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri.....	52
Şekil 6.4.	Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 15-20 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri.....	53
Şekil 6.5.	Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 20-25 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri.....	55

Şekil 6.6.	Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 25-30 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri.....	56
Şekil 6.7.	Van Gölü’nde türbidit-homojenit birimlerinin oluşum modeli.....	59

TABLÖLAR LİSTESİ

Tablo 5.1.	Sismik Yansıma yüzeylerin yaşları.	31
Tablo 5.2.	Kuzey Havza birleştirilmiş karotu içerisinde gözlenen tefra seviyeleri ve göl tabanından derinliği ve muhtemel kaynağı.	37
Tablo 6.1.	Türbidit ve Sismik-türbidit farkı.	58

KISALTMALAR

B	: Batı
D	: Doğu
Fm	: Formasyon
G	: Güney
GD	: Güney doğu
G.Ö.	: Günümüzden önce
K	: Kuzey
KD	: Kuzey doğu
LGM	: Last Glacial Maximum
MTA	: Maden Tetkik Arama
YD	: Younger Dryas
T	: Türbidit

SEMBOLLER LİSTESİ

km²	: kilometre kare
%	: yüzde oran
mg/l	: miligramın litreye oranı
δ¹⁸O	: Oksijen izotopu
Mg/Ca	: Magnezyumun kalsiyuma oranı
Sr/Ca	: Stronsyumun kalsiyuma oranı

1. GİRİŞ

İklim çalışmalarının temelinde ormansızlaşma, kuraklık, sera etkisi, tarımsal alanların kaybı, biyolojik çeşitlilik kaybı gibi sorunlara karşı önlemler almaktır. Eski iklimlere ait bilgiler ise deniz ve göllerin diplerindeki çökel kayıtlarında saklıdır. Dünyada yakın jeolojik dönemlerdeki iklim değişimlerine yönelik çalışmalar, günümüzde göllerde yapılan karot çalışmaları ile yaygınlaşmıştır. Göllerin iklim çalışmalarında denizlere göre en büyük avantajı, genelde kapalı bir sistem halinde olmaları nedeniyle hem lokal hem de global iklim değişimlerini daha hassas yansıtmasıdır. Bu sebeple göllerde lokal iklim ve su seviyesi değişimlerini bölgesel değişimlerden ayırt edebilmek daha kolay olduğundan, benzer çalışmaların göllerde yapılması ile elde edilecek bulguların daha sağlıklı ve doğru olması beklenmektedir. Ülkemiz çevresinde yer alan Karadeniz, Marmara ve Ege denizlerinde paleo-iklim ve su seviyesi değişimlerine yönelik çalışmalar son zamanlarda yaygınlaşmış, ancak benzer çalışmaların ülkemizdeki göllerde uygulanması oldukça sınırlı kalmıştır.

Günümüzde göllerde paleo-iklim çalışmaları özellikle Avrupa ülkelerinde giderek yaygınlaşmakta ve gelişmektedir. Göl çalışmalarının hem kantitatif ve hem de multi-disipliner çalışmalar halinde yapılması bu konuları daha da cazip hale getirmiştir. Göl ve denizlerde su seviyesi değişimlerini kontrol eden mekanizmaların başında gelen iklim, yerkürenin 4,6 milyar yıllık jeoloji tarihi boyunca farklı davranışlar sergilemiştir. Dünyada birçok göl havzasında olduğu gibi, ülkemizdeki göller de günümüzdekine benzer şekilde Pleyistosen'deki iklimsel değişimlerinden etkilenmiş ve su seviyesinde belirli zaman aralıklarında çekilme ve yükselmeler meydana gelmiştir. Göllerin seviyesinde meydana gelen yükselme ve alçalma hareketleri ile oluştukları dönemler günümüzde çeşitli yöntemler kullanılarak saptanabilmektedir.

Ülkemiz önemli bir deprem kuşağında bulunması nedeniyle, geçmişteki deprem kayıtlarını inceleyerek gelecekteki olası depremleri anlamamız bakımından türbiditler, özellikle son yıllarda paleosismolojik çalışmalarda önemli bir araç olarak kullanılmaktadır.

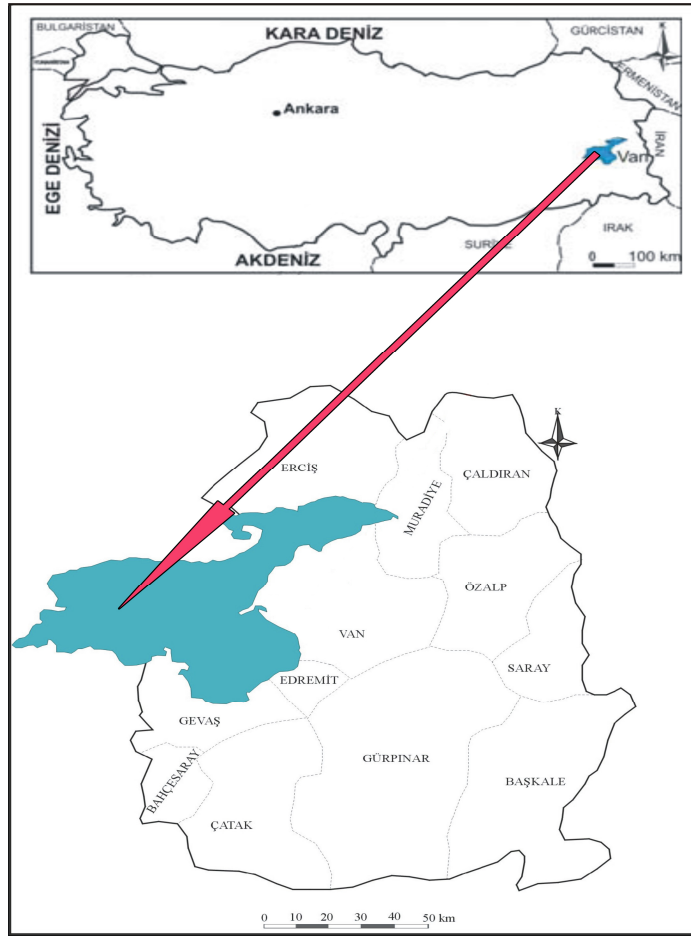
Van Gölü sismik olarak aktif bir havza olması nedeniyle uzun tarihsel bir deprem kaydı içermektedir. Aynı zamanda derin bir havza olması nedeniyle türbiditlerin yaygın olması beklenmektedir.

Van Gölü'ndeki türbiditlerin çoğunluğunun sismik etkinliğe bağlı, sismik-türbidit (türbidit-homojenit) olarak çökeldiği düşünülmekte ve bu nedenle çökel istifi eski deprem kayıtlarını içeren bir arşiv niteliği taşımaktadır. Bu çalışmada Van Gölü'ndeki sismik-türbiditlerin (türbidit-homojenit) saptanması ve bunların litolojik özellikleri ile fiziksel ve jeokimyasal özelliklerinin de değerlendirilerek çökelme işlevleri ve bunların iklimsel değişimler ile nasıl organize olduklarını araştırmayı amaçlamıştır.

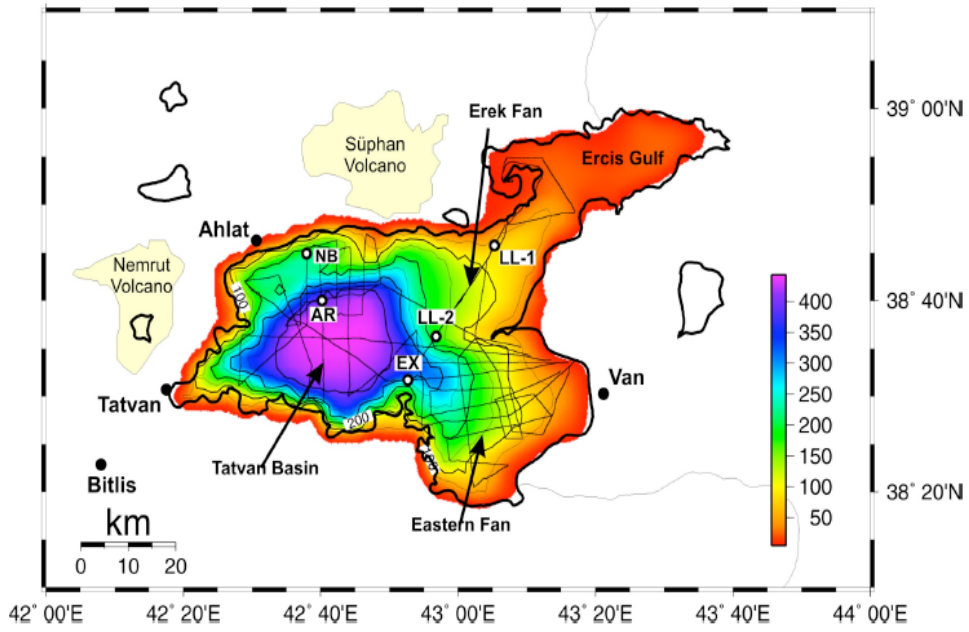
1.1. Çalışma Alanı

Doğu Anadolu Van Gölü Baseni (38.5°K, 43°D), Arap ve Avrasya/Anadolu levha sınırı boyunca yerleşmiş, batıda Bitlis'in Tatvan ilçesi, doğuda Van'ın Muradiye ilçesi ve GD'da ise Van ili ile çevrelenmiştir. Van Gölü maksimum derinliği yaklaşık 460 m olan, hacmi bakımından (607 km³) Dünya'nın dördüncü büyük kapalı gölü ve yüzey alanı bakımından (3600 km²) Dünya'nın en büyük sodalı gölüdür. Van Gölü Havzası, Anadolu ve Arap plakaları arasında Geç Miyosen'de gerçekleşen çarpışmanın ürünü olan Doğu Anadolu Platosu'nda bulunmaktadır (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981). Van Gölü'nün oluşumu ve yaşı ile ilgili yapılan ilk çalışmalarda, gölün günümüzden 100.000 yıl kadar önce Nemrut volkanından çıkan lavların akarsu sisteminin önünü tıkamasıyla oluştuğu ve Nemrut volkanının magma odasındaki çökmeye bağlı olarak derinleştiği vurgulanmaktadır (Degens vd., 1984). Bölgede yapılan güncel bir çalışmada ise (Litt vd., 2009), Van Gölü'nün günümüzden en az 500.000 yıl önce oluştuğu görüşü savunulmaktadır.

Bu çalışmada, Van Gölü'nde Bitlis'in Ahlat ilçesi açıklarında, TUBİTAK, ICDP (International Continental Drilling Program) ve İTÜ'nün ortaklaşa gerçekleştirmiş oldukları Paleo-Van Projesi (Haziran-Eylül 2010) kapsamında -245 m su derinliğinde, 5 ayrı lokasyonda yapılan sondaj çalışmaları ile 38 705 1091 boylamında, 42 567 808 enleminde ve toplam uzunluğu yaklaşık 145 m olan birleştirilmiş bir karot alınmıştır (Şekil 1.1 ve Şekil 1.2).



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası



Şekil 1.2. Van Gölü batimetri haritası (Çağatay vd., 2011).

1.2. Çalışmanın Amacı

Son yıllarda özellikle Avrupa’da yapılan paleo-sismolojik çalışmalarda, tarihi depremlerin aktif tektonik göl ve deniz çökellerinin incelenmesi sonucu ortaya çıkarılabildiğini göstermektedir. Litaratürde sismik-türbidit (türbidit-homojenit) olarak tanımlanan deprem çökellerinin iklimsel türbiditlerden ayırt edilmesi üzerinde farklı görüşler bulunmakta ve bu çökellerin deprem esnasında oluşum mekanizmaları halen tartışılmaktadır. Ülkemizde sadece Marmara Denizi’nde yapılan benzer çalışmalar Kuzey Anadolu Fayı’nın depremselliği açısından çok önemli bilgilere ulaşılmıştır (Beck vd., 2007; McHugh vd., 2006; Çağatay vd., 2007).

Bu çalışmanın amacı Van Gölü’nde son 16 bin yılda bölgede meydana gelen depremlerin izlerini temsil eden sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyelerini Van Gölü Ahlat sırtı açıklarından alınan toplam uzunluğu yaklaşık 145 m uzunluğundaki karotta multi-parametre yöntemler (fiziksel ve jeokimyasal) kullanılarak saptanması ve bunların sedimantasyon süreçlerinde etkili olan iklim değişimlerini tespit etmektir. Bu çalışma ile ülkemizde ilk defa göllerde depremler sonucu oluşan türbidit çökellerini belirlemeye yönelik sedimantolojik çalışmalar ve bunların muhtemel kaynakları belirlenmeye çalışılmıştır.

2. ÖNCEKİ ARAŞTIRMALAR

Van ili ve çevresinde günümüze kadar çok sayıda yüksek lisans, doktora tezi ve bilimsel makale hazırlanmıştır. Bölgenin Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun uzantısında bulunması, jeolojik ve depremsellik açılarından ilginçliği ve önemi, birçok çalışmanın bölgede yoğunlaşmasına neden olmuştur. Fakat Van Gölü ile ilgili pek fazla çalışma yapılamamış, yapılmış olan bilimsel çalışmalar aşağıda kısaca tanıtılmıştır.

Bölgeyi içine alan ilk çalışma, Arni (1938) tarafından yapılmıştır. Araştırmacı bölgenin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını hazırlamıştır. Bölgede yer alan metamorfiklerin Paleozoyik, ofiyolitlerin Üst Kretase-Paleosen, kireçtaşlarının ise Eosen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Van Gölü civarında yüzeylemiş, gevşek tutturulmuş konglomera, kumtaşı ve kıltaşı tabakaları Pleyistosen yaşlı olduğu araştırmacı tarafından saptanmıştır.

Ortynski (1944), Van ve civarında yer alan göl çökellerinin Pliyo-Kuvaterner yaşlı olduğunu belirtmektedir. Araştırmacı göl çökellerindeki tabakalarının yataydan farklılıklar göstermesini, orojenik hareketlere bağlamakta ve orojenik hareketlerin Pleyistosen'de sona erdiğini ileri sürmektedir.

Ternek (1953), Van ilinin doğusunda paleontolojik amaçlı çalışmalar yürütmüştür. Bu çalışmada, bölgedeki kireçtaşlarını ve mermerlerin Paleozoyik, serpantin, kırmızı kireçtaşlarını ve volkanikleride Üst Kretase olarak yaşlandırmıştır. Araştırmacı, bölgede oluşan tektonik hatların genelde KD-GB doğrultulu basınç gerilmeleri ise, yaklaşık K-G doğrultulu olduğunu ve bu nedenle yaşlı birimler, güneydeki daha genç birimlerin üzerine bindirme ile geldiğini savunmuştur.

Degens vd. (1978), Van Gölü'nü, jeoloji, jeokimya ve hidrojeoloji tekniklerini kullanarak incelemişlerdir. Van Gölü'nün 16 bin yıl önce seviyesinin en yüksek düzeyine ulaştığı ve 10 bin yıl önce çekildiğini belirtmektedirler. Araştırmacılar, Van civarında Miyosen sonlarında denizel ortamın yerini karasal ortama bıraktığından söz etmektedirler.

Van Zeist ve Woldering (1978), Van Gölü'nden alınan örnekler üzerinde ilk polen analizini yapmışlardır. Araştırmacılar elde ettikleri sonuçlarla klimatolojik geçmişi ve vejetasyonu yeniden saptamışlardır.

Şaroğlu ve Güner (1981), Neojen volkanizmasının, Pliyosen ve Kuvaterner'de en şiddetli dönemine ulaştığını, Van Gölü Havzası'nın jeolojik ve jeomorfolojik gelişiminde sıkışma tektoniğinin ve volkanik aktivitenin büyük bir önemi olduğunu savunmuşlardır.

Acarlar vd. (1991), “Van Gölü Doğu ve Kuzeyinin Jeolojisi” adlı çalışmalarında, bölgenin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritasını hazırlamışlardır. Araştırmacılar, Üst Pleyistosen oluşuklarını, eski-yeni yelpaze çökelleri, eski-yeni göl çökelleri, eski-yeni akarsu çökelleri, eski-yeni akarsu göl çökelleri ve akarsu çökelleri olmak üzere gruplara ayırarak incelemişlerdir.

Landman vd. (1996), Van Gölünde Pleyistosen/Holosen geçişi boyunca iklimle ilgili olarak göl düzeyinde meydana gelen değişiklikleri incelemişlerdir. Araştırmacılar göl tabanından aldıkları karotlar üzerinde çeşitli analizler yapmışlar ve bu analiz sonuçlarından yola çıkarak Van Gölü’nün son 20 bin yıldaki göl düzeyi değişimlerini açıklamışlardır.

Lemcke ve Sturm (1997), Van Gölü’ndeki alınan karotlar üzerinde $\delta^{18}\text{O}$ analizi ve iz element ölçümlerinden yola çıkarak iklimsel değişiklikleri yeniden saptamışlardır.

Wick vd. (2003), Van Gölü’nden alınan karotlar üzerinde oksijen izotop analizi, varırlardaki karbonat içeriğinin Mg/Ca oranı, polen ve kömür verilerinden yola çıkarak son 13 bin yılda önemli bir iklimsel değişikliğin olduğunu söylemişlerdir. Araştırmacılar ayrıca insan aktivitesinin ilk izine günümüzden 3800 yıl önce karşılaşıldığına ve verilerden 600 yıl önce bu aktivitenin yoğunlaştığına dikkat çekmişlerdir.

Litt vd. (2009), Van Gölü’nden alınan karotlar üzerinde yapılan analizler sonucunda son 20 bin yıldaki iklimsel değişimleri ortaya çıkarmışlardır. Bu çalışma sonucunda Van Gölü’nün günümüzden en az 500.000 yıl önce oluştuğu görüşü araştırmacılar tarafından savunulmuştur.

3. ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

TUBİTAK, ICDP (International Continental Drilling Program) ve İTÜ'nün ortaklaşa gerçekleştirmiş oldukları Paleo-Van projesinde karot alma işlemini Amerikan DOSECC firmasına ait bir platform ile Van Gölü Kuzey Havzası'ndan 145 m uzunluğunda birleştirilmiş bir karot alınmıştır. Bu çalışma kapsamında, birleştirilmiş karotun ilk 40 m'sinde detaylı sedimantolojik çalışmalar ve multi parametre yöntemler (XRF ve MSCL) kullanılarak deprem sonucunda göl tabanında biriktiği düşünülen sismik-türbidit (türbidit-homojenit) çökelleri araştırılmıştır. Araştırmanın amacına uygun olarak yürütülen çalışmalar saha ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere iki aşamada yürütülmüştür.

3.1. XRF Karot Tarayıcı (ITRAX Core Scanner)

XRF karot tarayıcısı, karot boyunca rastlanan birbirinden farklı tabakaların, jeokimyasal olarak tanımlanması çalışmalarında yaygın olarak kullanılan bir analiz cihazıdır (Rothwell ve Rack, 2006). Bu yöntemle karot numunesine zarar vermeden, sediment içerisindeki element konsantrasyonları ortaya çıkarılmaktadır (Röhl ve Abrams, 2000). Aynı zamanda karotun fotoğrafı çekilmekte ve radyografi görüntüleri elde edilmektedir. Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun ilk 30 m'si İTÜ-EMCOL laboratuvarlarında XRF karot tarayıcı (ITRAX Core Scanner) kullanılarak elementer analizleri ve sayısal X-ışınları radyografisi kullanılarak analiz edilmiştir (Şekil 3.1). Kuzey Havza birleştirilmiş karotu 0,2 mm sıklıkla taranarak elementlerin çökel içerisindeki rölatif değişimleri ortaya çıkarılmıştır. Elde edilen elementel sonuçlar, kısmen kantitatif olup birimi cps (counts per second) olarak ifade edilmektedir (Jahn vd., 2003).

Göl ve denizlerin jeolojik zaman süresince geçirdiği diyajenetik süreçleri, üretkenliklerini (verimlilik), bu tür ortamlarda çökelen sedimanın kökeni ile bu göl ve denizleri çevreleyen karasal ortamlardaki eski çevre koşullarındaki değişiklikleri çeşitli proksiler kullanılarak XRF yöntemiyle öğrenmek mümkündür. TUBİTAK (108Y279) Projesi kapsamında yapılan XRF analizlerinde tayin edilen Fe, Mn, Ti, Ca, Sr ve K minerallerine ait analiz sonuçları verilmiştir.

Ti (Titanyum) elementi, kırıntılı karasal girdideki oransal değişiklikleri görebilmek açısından önemli bir element olduğu çeşitli çalışmalarda ispatlanmıştır (Sorrel, 2006).

Ti elementi göl veya deniz havzasına, nehirler vasıtasıyla taşınan kırıntılı sedimentler içerisinde bol miktarda bulunmaktadır. Ti, kil ve silt parçalarındaki Fe-Ti oksitler içerisinde zenginleşen bir element olup, ağır mineraller içerisinde konsantre olmaktadır. Ti, göl ve deniz sedimentlerinde karasal kökene sahip olup gölün üretkenliğinden ve erken diyajenetik işlevlerden etkilenmemektedir. Dolayısıyla göl ya da denize gelen kırıntılı girdinin bileşimindeki çeşitliliği görmek açısından yine ayıraç olarak Ti seçilmektedir. XRF analizleri sonucu, Ti artış ya da azalma gösterdiği seviyeler, iklimsel olarak önemli bilgiler vermektedir. Ti miktarının arttığı seviyelerde, karasal malzeme gelişiminin arttığı yağışlı ve daha serin dönemler beklememiz gerekmektedir. Ti miktarındaki azalma ise çoğunlukla sıcak ve kurak dönemleri yansıtmaktadır.



Şekil 3.1. ITRAX Karot tarayıcısı

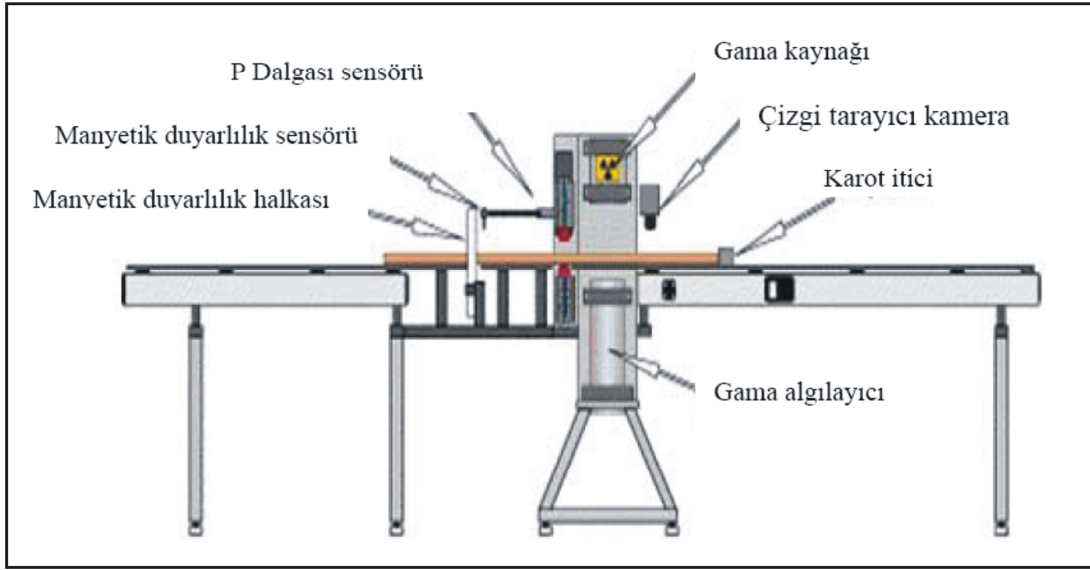
Si (Silisyum) elementi de yine sedimentin asıl kökeni hakkında bilgi vermesi açısından jeokimyasal çalışmalarda önemli bir ayıraç vazifesi görmektedir. Si elementinin arttığı seviyelerde, yağışlı ve serin dönemler olduğunu söylememiz daha doğru olacaktır. Göl ya da deniz çökellerinde biyogenik silisyumun kaynağı çoğunlukla Diatomlar'dan kaynaklanmaktadır.

Ca (Kalsiyum) elementi, karbonat içeriğini gösteren bir elementtir. Ca'un çok yüksek ya da çok düşük değer aldığı seviyeler, kavkı bakımından zengin ve karasal kuvarsa zengin tabakaları birbirinden ayırmaktadır (Rothwell vd., 2006). Ca elementi, kalsiyum karbonatın ve göldeki üretkenliğin bir göstergesi olup sıcak iklimsel dönemlerde soğuk dönemlere nazaran sediman içerisinde daha çok çökelmektedir. K (Potasyum) elementi, kil mineralleri içerisinde bolca bulunan, özellikle sediman içerisinde illit mineralinin varlığını kanıtlayan bir elementtir. İllit minerali ise havzaya nehir girişinin olduğunun göstergesidir. İllitin bol bulunduğu seviyeler, göle kırıntı girişinin yoğun olduğu daha serin ve yağışlı dönemleri temsil etmektedir.

Fe elementi de yine kırıntılı girdiyi işaret eden bir element olup, Ti ile benzer salınımlar göstermektedir. Her iki elementede, göl ya da denizi çevreleyen karasal ortamdaki kil ya da volkanik kayaların tozlarının rüzgar sonucu taşınmasıyla karot sedimanları içerisinde bolca rastlanmaktadır (Cheshire vd., 2005). Yani yine soğuk ve yağışlı iklimsel dönemlerde çökeller içerisinde daha fazla Fe görmemiz gerekmektedir. Fe aynı zamanda redoks değişiklerine de son derece duyarlı bir element olması manyetik özelliğinden kaynaklanmaktadır. Ti elementi ise redoksa duyarlı bir element olmadığından redoks değişikliklerine duyarlı bir element değildir.

3.2. Çok Sensörlü Karot Loglayıcısı (MSCL-GEOTEK Multi Sencor Core Logger)

Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun ilk 30 m'si İTÜ-EMCOL laboratuvarlarında çok sensörlü karot loglayıcısı (MSCL-GEOTEK Multi Sencor Core Logger) ile yoğunluk ve manyetik duyarlılık analizleri yapılmıştır. MSCL, çok sensörlü bir alet olup, sedimentin manyetik geçirgenlik, yoğunluk, porozite, P-dalga hızı, elektriksel resistivite gibi fiziksel özelliklerini, sedimente zarar vermeden ölçmektedir. Hem bütün karotta hem de yarım (ikiye bölünmüş) karotlarda uygulanabilen bir yöntemdir (Sorrel, 2006). Çok sensörlü karot loglayıcısı (Multi Sensor Core Logger - MSCL), değişik koşullar altında sediman veya kaya karotlarında çeşitli fiziksel özellikleri, hızlı, doğru ve otomatik olarak jeofizik ölçümleri ile sağlamaktadır (Şekil 3.2). Tamamen otomatik olan karot tarama işleminin kontrolü ve verilerin işlenmesi için 'Windows' işletim sistemi tabanlı bir yazılım ve bu yazılımın kurulu olduğu masaüstü bilgisayar kullanılmaktadır. MSCL yönteminde, karot numunesi istenilen çözünürlükte taranabilmektedir. Bu çalışmada kullanılan birleştirilmiş karot, 5 cm'lik ölçüm aralığında çalışılmıştır.



Şekil 3.2. Geotek MSCL'in basit bir şeması

Elde edilen ham sonuçlar, daha sonra kalibrasyon öz direnci bilinen değişik konsantrasyonlardaki tuzlu su çözeltileri ile kalibre edilmiştir. Sonuçların yorumlama çalışmaları sırasında, parametreler arasındaki ilişkilerde göz önünde bulundurulmuştur. Buna göre, manyetik geçirgenlik ve yoğunluk parametrelerinin aynı ortam koşulları altında, birbirine benzeyen davranışları dikkat çekmektedir. Hemen hemen aynı ya da çok yakın seviyelerde birlikte artış ve azalma eğrileri göstermektedirler. Elektriksel resistivite, porozite ve P-dalga hızı grafikleri de yine bazı seviyelerde benzer şekilde davranış sergilerler ve her üçü de manyetik geçirgenlik ve yoğunluk grafiklerine göre ters orantılı davranış göstermektedirler.

Manyetik geçirgenlik ya da diğer bir adıyla manyetik duyarlılık, sediment malzemenin mineral içeriği ile ilişkilidir. Göl sedimentlerinde manyetik duyarlılık, magnetit, hematit, olivin, biyotit, pirit ya da Fe-Ti oksitler gibi ferromanyetik minerallerin tane boyu dağılımı ve konsantrasyonu ile kontrol edilmektedir. Manyetik alana maruz kaldığında mineral içerisinde hangi elementlerin magnetize olabilme özelliğinin olduğu da bu yöntemle ortaya çıkmaktadır. Magnetize olabilecek malzeme bakımından zengin olan sedimentlerde, manyetik geçirgenlik büyük sinyaller verirken, bünyesinde bu tür ferromanyetik mineraller yerine diamanyetik mineraller bulunan sedimentlerde düşük ya da negatif sinyaller vermektedir. Örneğin, içerisinde bol miktarda Fe elementi bulunan pirit, magnetit gibi minerallerde ya da mikalı malzemede manyetik geçirgenlik değerleri yüksek gözlenmektedir. Buna karşın, organik maddece zengin ya da biyojenik materyal içerikli

(silisli, karbonatlı, kavrık), kuvars, feldspat, kalsiyum karbonat oranı yüksek malzemede düşük değerler de gözlenmektedir (Sorrel, 2006).

Göl ve deniz sedimentleri içerisindeki manyetik topluluklar, havzadaki erozyon (nehir ya da moloz girdisi) kaynaklı parçalardan, in-situ (yerinde gelişen) çözümler ve manyetik taşıyıcıların otojenezi sonucu meydana gelmektedirler (Berner, 1980; Snowball, 1993; Williamson vd., 1999). Manyetik duyarlılık, havzaya kırıntılı malzeme girişinin olduğu dönemlerde hareketlenir ve yüksek değerlerde gözlenmektedir. Bu yüksek değerler göldeki hidrolojik aktivitenin de yüksek olduğunu göstermektedir. Tam tersi olduğu dönemlerde ise gölün hidrolojik aktivitesi düşük olduğu bilinmektedir. Yağışlı iklim dönemlerinde kırıntı girdisi göstergesi Fe ve Ti, fiziksel aşınma sonucu göl ve deniz sedimentlerinde artar ve bu durum manyetik geçirgenlik grafiklerindeki artış pikleriyle takip edilmektedir. Kurak iklim dönemlerinde göl ve denizlerin besleyici özellikleri yüksek olup biyogenik malzeme üretimindeki artış, nehir vasıtasıyla gelen kırıntı girdisindeki azalma, sediment karotlarındaki düşük manyetik geçirgenlik değerleriyle takip edilmektedir (Cheshire, 2005). Manyetik geçirgenlik mineral bileşimine bağlı olarak, demirli ve piritli malzemelerde yüksek değerlerde gözlenebilmektedir. Ayrıca manyetik geçirgenlik killi malzemede düşük değerlerde, kumlu ve daha kaba boyuttaki malzemede yüksek değerlerdedir.

P Dalgası hızı, sediment karotlarının sismik ve stratigrafik korelasyonunu ortaya koyan bir parametre olma özelliğindedir. Sediment içerisindeki malzemenin tane boylarının çeşitliliği ve dağılımının belirlenmesinde, kum, silt aratabakalarının ortaya konmasında kullanılan bir parametredir (Rothwell, 2006). P dalga hızı sedimentin artan porozitesiyle birlikte artış göstermektedir. Bu nedenle, kırıntılı, kavrık malzemede yüksek P dalga hızları elde edilmektedir. P dalgası hızı, kumlu seviyelerde, ağır mineralli ya da çok sert olan seviyelerde yüksek değerlerde gözlenebilmektedir. Poroziteli, çatlaklı veya yumuşak malzemede ise düşük değerlerdedir.

Elektrik direnci malzemenin tane boyuyla ilişkilidir. Sediment malzemenin tane boyu ve yuvarlaklığı azaldıkça elektriksel direnç azalmaktadır (Jackson ve Lovell, 2003). Bunun dışında, elektrik direnci profilleri, gözenek suyu tuzluluğunda gelişebilecek değişikliklere karşı son derece duyarlıdır. Genellikle, tuzluluk artışıyla ilişkili olarak azalma göstermektedir. Karotların üst seviyelerinde gözenek suyu miktarı daha yüksek olduğundan elektriksel direnç değerleri de daha yüksek görülebilmektedir.

Karotta, MSCL tekniğiyle yoğunluğun elde edilmesi sonucu, sedimentin porozitesi ve su içeriği hakkında bilgi edinmek mümkündür (Rothwell, 2006). Sediment yoğunluğu, tane boyundaki ve paketlenmedeki değişikliklere göre şekillenmektedir. Porozite ile yoğunluk birbiriyle ters orantılı olan iki parametredir. Öte yandan P dalgası hızı ile yoğunluk doğru orantılıdır. Eğer malzeme iyi ve sıkı paketlenmiş ise, böyle malzemede porozite düşük değerlerde, tam tersi yoğunluk ise yüksek değerlerde çıkmaktadır. Sediment yoğunlukları sıcak iklim dönemlerinde soğuk dönemlere nazaran daha düşük değerlerdedir (Cheshire, 2005).

Elektriksel resistivite, sediment malzemenin tane boyuna, dokusal özelliklerine göre değişmektedir. Karbonatça fakir, kil oranı yüksek, porozitesi (gözeneklilik) yüksek, dokusal özelliği yumuşak olan sedimentlerde elektriksel resistivite değerleri düşük gözlenmektedir. Bunun aksine, yüksek karbonatlı, düşük kil içerikli, porozitesi düşük, sert dokulu sedimentlerde, elektriksel resistivite yüksek değerlerdedir. Bu özellikleri barındıran sediment malzeme aralığının yoğunluk değerleride yüksek gözlenmektedir (Röhl ve Abrams, 2000).

3.3. Sismik Yöntemler

Bu çalışma kapsamında yapılan sismik stratigrafik çalışmalar sismik profillerde farklı çökel birimlerin belirlenmesi ve bu birimlerin profillerde alt ve üst yüzeylerini oluşturan sismik yansıma yüzeylerinin sismik stratigrafik kurallara uygun olarak tanımlanmasından oluşmaktadır. Sismik stratigrafik çalışmalar ile sismik birimleri temsil eden litofasiyes ve fasiyes değişimleri, genel çökelme modeli, uyumsuzluklar, deniz düzeyi değişimleri gibi pek çok konuda yorum yapılabilir. Vail vd. (1977a) tarafından önerilen sismik stratigrafik yorumun yöntemi ve işlev sırası şu şekildedir:

- Sismik yansıma yüzeylerinin tanımlanması,
- Sismik yansıma yüzeylerinin analizi ile geometrisi ve devamlılığının saptanması,
- Sismik yansıma yüzeyleri arasında yer alan sedimentler birimlerinin iç yansıma geometrilerinin tanımlanmasıdır.

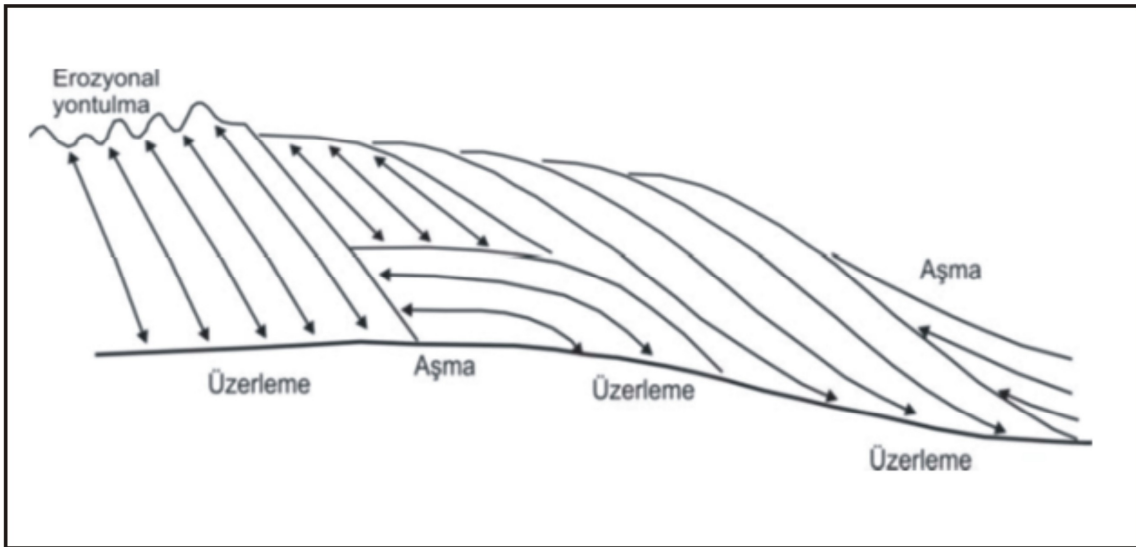
Sismik yansıma yüzeyleri çökel veya kayaç birimleri arasındaki farklı fiziksel özelliklerden kaynaklanmaktadır. Birimler arasındaki dokanak yüzeyler temel olarak yeterli hız ve yoğunluk tezatına sahip olan tabaka yüzeyleri ve uyumsuzluklardır. Uyumsuzluk yüzeyleri erozyon ve/veya çökelmezlikleri karakterize etmekte olup belirli bir stratigrafik boşluğu karakterize etmektedir. Uyumsuzluk yüzeyleri eş zamanlı yüzeyler

olmayıp, kronostratigrafik değildir (Vail vd., 1977a). Vail vd. (1977a)'ne göre sismik yansıma yüzeyleri dalga boylarının yaklaşık olarak yarısı kadar olan bir aralıkta jeolojik zaman çizgilerini (tabaka düzlemlerini) takip ederler. Sismik yansıma yüzeylerinin özelliklerinden yararlanarak;

- 1) Jeolojik zaman korelasyonları,
- 2) Çökel birimlerin tanımlanması,
- 3) Çökel birimlerinin çökelme ortamları ve kalınlıkları
- 4) Paleobatimetrisi yorumlanabilir.

Sismik yansıma yüzeylerinin karakterize ettiği tabaka ve/veya tabaka setlerinin belirli bir yüzeye karşı olan sonlanmaları ile ilgili terminolojiler kullanılmıştır (Vail vd., 1977a).

Üzerleme (downlap): Aşağıya doğru bir eğimle biten yansıma yüzeyleri (Şekil 3.3).
Aşma (onlap): Eğimli bir yüzeye karşı ve yanal olarak biten yansıma yüzeyleri (Şekil 3.3).
Erozyonel yontulma (erosional truncation): Sigmoid ve/veya oblik klinoformların erozyonel olarak yontulmalarıyla oluşurlar (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. Sismik yansıma yüzeylerinin geometrik terminolojileri (Vail vd., 1977a).

Sismik yansıma şekilleri stratigrafik özelliklerle doğrudan ilgilidir. Çökelme işlevleri ile ilgili tabaka örnekleriyle kontrol edilmektedir. Orijinal topoğrafyayı, paleobatimetriyi ve erozyonu da belirtmektedir. Sismik yansıma yüzeylerinin devamlılığı tabaka yüzeyleri boyunca olan akustik impedans kontrast özelliği ile ilgilidir. Bu özellik de depolanma işlevi ve ortamlarla doğrudan ilişkilidir. Yansıma yüzeylerinin genliği ise tabaka yüzeyleri boyunca olan akustik impedans kontrastının derecesi ile kontrol edilen litostratigrafik

özelliklerle ilişkilidir (Vail vd., 1977a). Sismik fasiyes analizi, sismik birimlerin içinde gözlenen sismik yansıma yüzeylerinin şekillerini, konumlarını ve diğer özelliklerini incelemekten ibarettir (Mitchum ve Vail, 1977). Sismik profillerde gözlenen sismik yansıma yüzeyi paketlerini gösterdikleri geometrik ve yapısal özelliklerine göre;

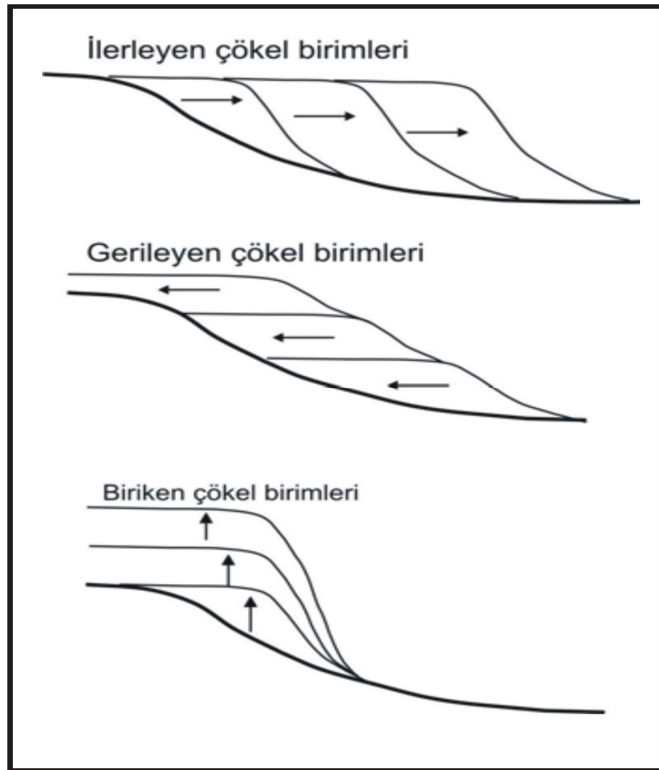
a) Paralel ve yarı paralel sismik yansıma yüzeyleri: Genelde şelfi/platformu, alüvyal düzlükleri, delta platformu ve delta düzlüğünü karakterize eder (Şekil 3.4).

b) İlerleyen (progradational) sismik yansıma yüzeyleri: İlerleyen yamaçla birlikteki şelfi, ilerleyen şelf delta veya şelf kenarı deltalarını karakterize eder (Şekil 3.4).

c) Biriken (aggradational) sismik yansıma yüzeyleri: Şelfi/platformu, delta platformunu karakterize eder (Şekil 3.4).

d) Aşma ve dolgu (onlap-fill) şeklindeki sismik yansıma yüzeyleri: Çoğunlukla kıyısıl aşmaları, yamaç önü aşmalı dolgularını ve denizaltı kanyon dolgularını karakterize eder (Şekil 3.4).

e) Gerileyen sismik yansıma yüzeyleri: Şelf, şelf yamacı ve delta önü yamacını karakterize eder (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Sismik profillerde gözlenen sismik yansıma yüzeyi paketlerini gösterdikleri geometrik ve yapısal özellikleri (Vail vd., 1977a).

4. VAN GÖLÜ HAVZASI'NIN JEOLJİSİ ve STRATİGRAFİSİ

Van Gölü Havzası, Paleozoyik'ten günümüze kadar kayaç gruplarını içermektedir (Şekil 4.1). Ancak ağırlıklı kayaç gruplarına göre bir genelleme yapıldığında havzanın güneyinin Bitlis Masifi'ne ait metamorfik kayaçlar ile genç volkanik ve volkanoklastik kayaçlardan, doğusunun ise Yüksekova Karmaşığı'na ait volkanik kayaçlar ve ofiyolit bileşenleri ile genç-güncel akarsu-göl çökelleri ve karbonatlılar, batısı ve kuzeyinde ise Nemrut ve Süphan'ın ürünleri olan volkanik ve volkanoklastik kayaçlardan oluştuğu belirtilmiştir (Işık ve Çiftçi, 2004).

Üst Sistem	Sistem	Seri	Kayaç Birimi	Litoloji	Açıklamalar
Senozoyik	Kuvaterner	Holosen			Ayrılmamış alüvyon, eski göl, akarsu ve alüvyal yelpaze çökelleri
		Pleyistosen	Edenit Traverteni		Traverten
					Alüvyal yelpaze/yamaç molozu
					Ayrılmamış volkanik kayalar ve karasal kırıntılılar
					Ayrılmamış karasal kırıntılılar
	Neojen	Pliyosen	Erdinççayı Fm ve Beyüzümü Fm		Ayrılmamış neritik kireçtaşları ve karasal kırıntılar
		Miyosen	Ahilevaz Kireçtaşları ve Aktaş Fm		Kırıntılı kayalar
		Oligosen	Van Fm		Kırıntılı ve karbonatlı kayalar
		Eosen	Tekmal Fm		Neritik kireçtaşı
		Paleosen	Toprakale Formasyonu		Ayrılmamış volkanik ve sedimanter kayalar
	Tersiyer Paleojen	Alt			Ofiyolitik kayalar
		Orta			Neritik kireçtaşı
		Üst			
	Mesozoyik	Kretase			
		Jura			
	Paleozoyik				

Şekil 4.1. Van Gölü Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (ölçeksiz).

Van Gölü Havzası'nın güneyini Paleozoyik yaşlı metamorfik ve ofiyolitik kayaçlar oluşturmaktadır. Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaçların bir kısmı Bitlis Masifi'ne aittir. Paleozoyik yaşlı olan ve Van Gölü'nün güneybatı ucunda yer alan Bitlis Masifi D-B doğrultusunda 300 km, K-G doğrultusunda ise 60 km olmak üzere 18.000 km²'lik bir alanda yüzeylemektedir. Masif içerisinde değişik bileşimli şist ve gnayslar ile kuvarsit, mermer, amfibolit, meta ofiyolitik kayaçlar ve masife daha erken dönemlerde sokulum yapmış volkanik ve magmatik kayaçlar genel kompozisyonu oluşturmaktadır (Yılmaz, 1978; Yılmaz vd., 1981).

Jura yaşlı neritik kireçtaşları Van Gölü Havzası'nın doğusunda yüzeyleme vermektedir. Bu birimi Üst Kretase-Paleosen yaşlı ayrılmamış sedimanter ve volkanik kayalar üzerlemektedir (Şekil 4.1).

Üst Paleosen yaşlı Toprakkale Formasyonu sığ platformda çökelmiş olup bol fosilli neritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu formasyon Van Gölü Havzası'nın doğusunda yüzeylemektedir.

Alt-Orta Eosen yaşlı yarı pelajik, pelajik çökellerden oluşan, Tekmal Formasyonu genel olarak, çamurtaşı-marn-mikritik kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Bu ardalanma içerisinde, seyrek olarak, türbiditik kumtaşı, ince taneli çakıltı, çört radyolarit, şeyl ara seviyeleri yer almaktadır. Marnlar ince-orta taneli olup kırmızımsı renklerde gözlenmektedir. Çamurtaşları kırmızı renkli ve ince katmanlı seviyeler şeklinde bulunmaktadır. Kırmızı, sarı ve krem renkli mikritik kireçtaşları ise çamurtaşları ve marnlar içerisinde gözlenmektedirler (Acarlar vd., 1991).

Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Van Formasyonu Van Gölü'nün doğusunda yüzeylemektedir. Van Formasyonu genel olarak kırıntılı kayaçlardan oluşmaktadır. Bu formasyon ince-orta tabakalı kumtaşları ve ince tabakalı şeyllerden oluşmaktadır. Kumtaşları iri taneli ve çakıllı olup makro fosil kavkılarını içermektedir. Şeyllerde tektonizmaya bağlı olarak dilinim yüzeyleri gözlenmektedir. Van Formasyonu'nun çökeltme ortamı sığ karbonat şelfinden derin karbonat şelfine kadar değişmekte olup transgresif bir istif sunmaktadır (Acarlar vd., 1991).

Alt-Üst Miyosen yaşlı Adilceviz Kireçtaşları Van Gölü'nün kuzeybatısında yüzeylemektedir. Bu birim orta-kalın tabakalı, yer yer masif görümlü, bol fosilli, açık sarı-bej renkli kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Alt-Üst Pliyosen yaşlı Beyüzümü Formasyonu genel olarak kumtaşı ara seviyesi içeren kireçtaşı ve çakıлтаşıdan oluşmaktadır. Bu birimler gevşek dokulu, beyaz açık gri renkli gözlenmektedirler. Kumtaşı ve çakıлтаşlarının arasında bulunan kumtaşları, gevşek tutturulmuş ve iyi yıkanmış olup bunlar gri-açık kahverengimsi, ince-orta tabakalı ve yer yer de çapraz tabakalıdır (Acarlar vd., 1991).

Pliyosen-Kuvaterner yaşlı ayrılmamış volkanik kayaları Nemrut, Süphan, Tendürek ve Ağrı volkanlarının faaliyetleri sonucu oluşan farklı bileşimde volkanik ve volkanoklastik ürünler oluşturmaktadır. Nemrut volkanının faaliyeti sonucunda; bazaltik lav ve piroklastikler, yer yer tüfitler ve andezitik kayalar ile ignimbrit oluşturmaktadır. Süphan volkanı nispeten riolitlik bileşimli ürünler vermiştir. Lav ve piroklastik ürünler volkanı her yönden kuşatmakla birlikte eteklerinde bol miktarda pomza gelişmiştir. M.Ö. 7000 yıllarına kadar aktivitesini sürdürdüğü bilinmekte olan Tendürek volkanı hemen hemen tamamen bazaltik lav akıntılarından oluşmaktadır. Yer yer skorja oluşumları dışında çok geniş alana yayılan bu bazaltik lav akıntıları henüz soğumuştur. Ağrı volkanı ise önce andezitik lav, daha sonra bazaltik lav üretmiştir (Işık ve Çiftçi, 2002).

Van Gölü Havza'sı Pliyosen'den itibaren karasal – gölssel fasiyes koşullarına geçmekte ve buna uygun akarsu, delta çökelleri oluşmaya başlamaktadır. Bu çökeller genel olarak çakıllı ve yer yer bol fosilli kireçtaşıdan oluşmaktadır. Aynı dönemden başlayarak havzanın B-KB kesiminde volkanizma faaliyeti olmakta ve Nemrut volkanitleri oluşmaktadır. Bu oluşum Orta Pleyistosen'e kadar devam etmektedir. Aynı zaman içinde havzanın doğu kesiminde de bazalt türü kayalar ve çakıлтаşı oluşmakta, güney doğu kesimlerde ise büyük traverten oluşumları (Edremit Traverteni) gelişmektedir (Işık ve Çiftçi, 2002).

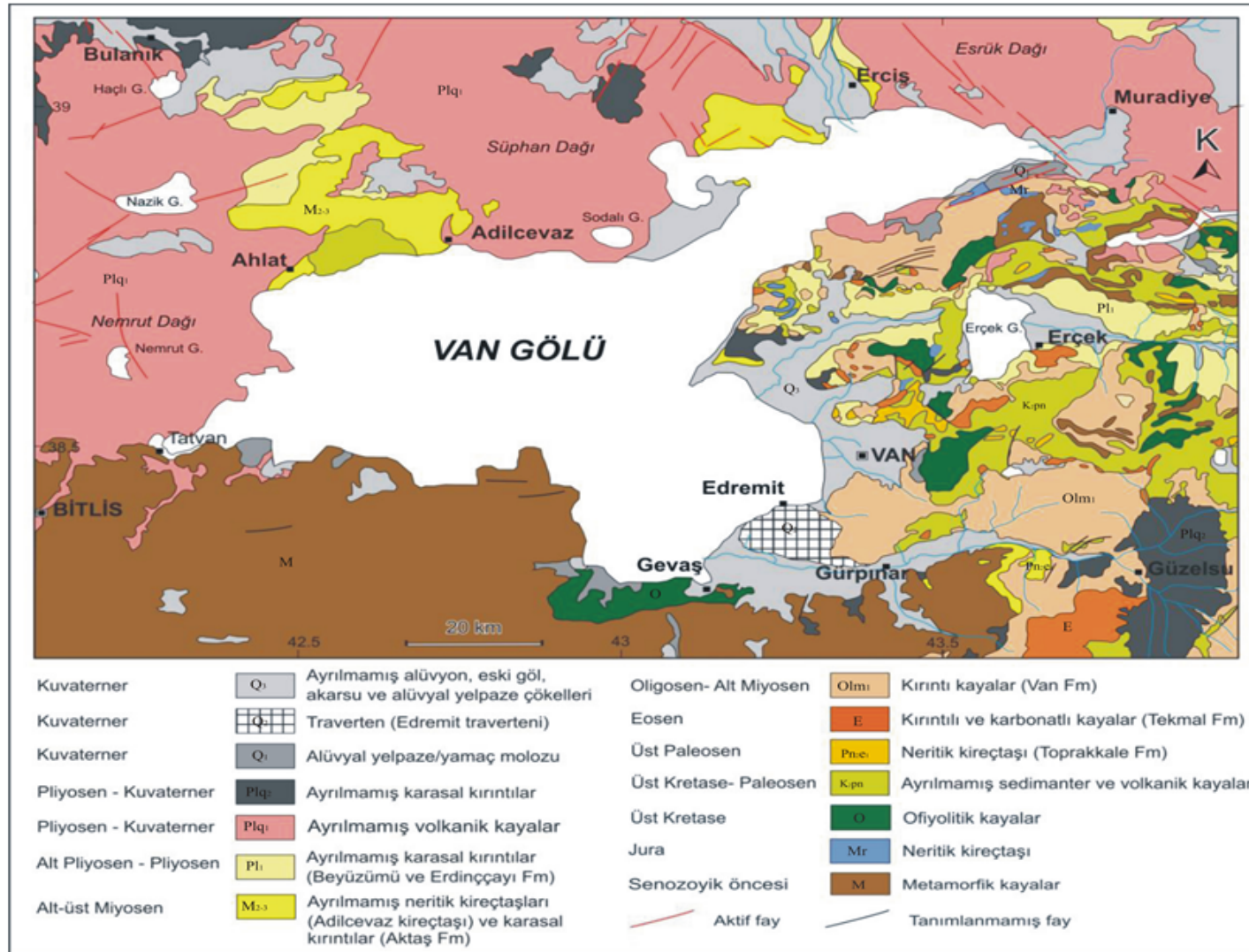
Van Gölü'nün su seviyesinin yükselerek en yüksek düzeye ulaştığını ve 10 bin yıl önce tekrar çekildiği yapılan araştırmalar sonucunda ortaya çıkarılmıştır (Degens vd., 1978). Su seviyesi değişimi sürecinin hemen öncesinde ve sonrasında, bu süreçle bağlantılı olarak meydana gelen çökeller, Üst Pleyistosen yaşlı olduğu bu araştırmalar sonucunda bulunmuştur. Bu çökelleri eski göl çökelleri, eski göl akarsu çökelleri, eski akarsu çökelleri ve eski yelpaze çökelleri olarak sınıflandırılmıştır (Işık ve Çiftçi, 2002).

Kuvaterner yaşlı eski göl çökelleri tutturulmamış kumlu tabakalar ile çok gevşek ve yumuşak karbonatlı-killi tabakalardan oluşmaktadır. Göl su seviyesinin yükselmesi ve

düşmesiyle oluşan bu çökeller tutturulmamış kumlu çökel istifler ile gevşek, yumuşak karbonatlı – killi istiflerden oluşmaktadırlar (Şekil 4.1).

Kuvaterner yaşlı eski akarsu çökelleri, pekişmemiş kumlu-çakıllı ve killi-siltli çökellerden oluşmaktadırlar. Kahverengimsi, yatay konumlu bu çökel istifler karışık ve birbirleri ile yanal girintili olarakta gözlenmektedirler (Acarlar vd., 1991).

Kuvaterner yaşlı eski yelpaze çökelleri göle doğru gelişmiş ve Van Gölü'nün kuzey doğu kıyılarında gözlenen eski fan delta çökelleri de bu çökellere dahil edilmiştir. Eski yelpaze çökelleri eski göl çökellerinin üzerinde bulunmakta ve az pekişmiş çakıltası ve pekişmemiş çakıllı kumlu düzeylerle temsil edilmektedirler (Şekil 4.1 ve Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Van Gölü Havzası'nın jeoloji haritası (MTA, 2002).

4.1. Van Gölü Havzası'nın Tektoniği

Van Gölü Havzası, Doğu – Güneydoğu Anadolu tektonik rejimi etkisi altındadır. Permo - Triyas döneminde Anadolu Levhası ile Arap Kalkanı arasında yer alan okyanus, Liyas boyunca kalın karbonat serilerinin çökmesini sağlamıştır. Ancak, Paleo-Tetis'in Orta Jura'da kapanması ve levha yakınlaşmalarının devam etmesi nedeniyle Doğu Pontidler'in doğu kesiminde ve Kafkasya'da kabuk kalınlaşması ve Tibet tipi volkanizma başlamıştır. Bu sırada Doğu Pontidler'de Üst Jura – Alt Kretase boyunca karbonat şelf tortuları birikmiş kara yükselmesi hızlanmış ve resifler arasında türbidit türü çökeltiler oluşmuştur (Işık ve Çiftçi, 2002).

Üst Kretase'de, Anadolu Levhası ile Arap Kalkanı arasında bulunan Neotetis kapanmaya başlamış, bu kapanma nedeniyle D-B uzanımlı bir kenet kuşağı boyunca yaygın ofiyolit bindirmeleri gelişmiştir. Bu kapanma Senoniyen boyunca devam etmiş ve Güneydoğu Anadolu'dan Kıbrıs'a kadar bir ofiyolit kuşağının gelişimine neden olmuştur (Işık ve Çiftçi, 2002). K-G doğrultusundaki sıkışmalar Üst Eosen - Alt Miyosen aralığında da devam etmiş, bu sırada Anatolid Platformu yükselmeye ve kısmen aşınmaya başlamıştır. Sıkışmanın devam etmesi nedeniyle, İç Toros Okyanusu ile Maden Havzası kapanmaya başlamış ve bu kapanmaya bağlı olarak Yozgat'tan Kars'a kadar uzanan geniş bir şerit boyunca andezitik volkanizma gelişmiştir (Işık ve Çiftçi, 2002). Alt-Orta Miyosen'de Çüngüş Havzası tümüyle kapanmış ve Bitlis Sutür Zonu boyunca Arabistan / Avrasya çarpışması başlamıştır. Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile Doğu Anadolu Fayı'nın (DAF) ve bunlarla birlikte Anadolu Levhası'nın ortaya çıkışı da bu dönemde gerçekleşmiştir. Üst Kretase'de başlayan sıkışmalı tektonik rejim Pliyosen boyunca hakim olmuş ve günümüzde de devam etmektedir. Bu nedenle Türkiye-İran yüksek platosu sürekli sıkışmış ve giderek kalınlaşmış, bir taraftan plato üzerinde Pliyo-Kuvaterner yaşlı, Tibet tipi yaygın bir volkanizma faaliyete geçmiş; diğer taraftan Arabistan Platformu üzerinde kıvrımlı-bindirmeli, foreland kuşağı durumundaki kenar kıvrımları meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1983).

Van Gölü Havzası'nın şekillenmesi de Türkiye'nin genç tektonik evrimi ile yakından ilişkilidir. Sözü edilen K-G yönlü sıkışmalar etkisiyle D-B uzanımlı kıvrımlar ve bindirmeler, K-G doğrultulu normal faylar veya açılma çatlakları, KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar ve KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar gelişmiştir (Işık ve Çiftçi, 2002).

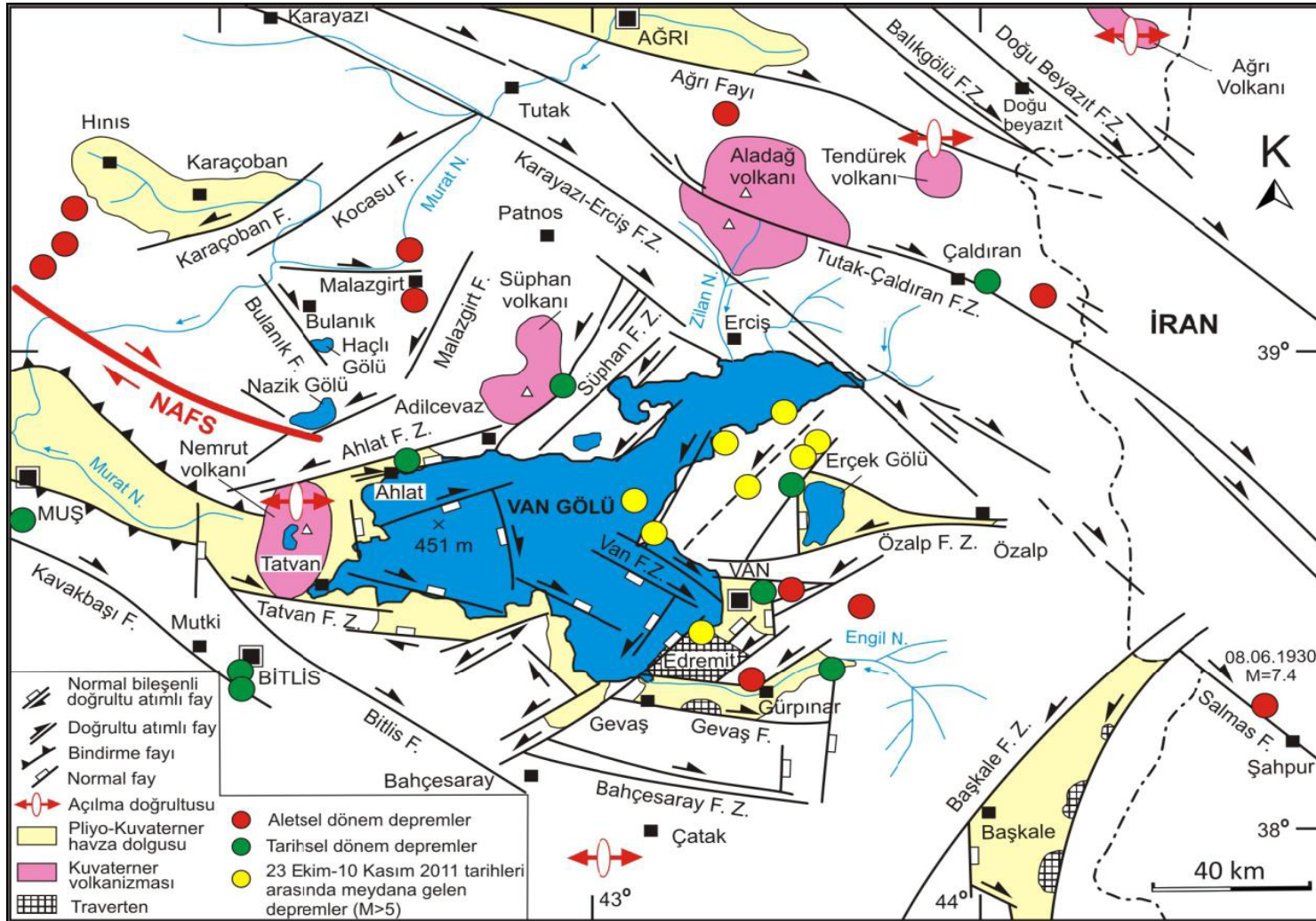
2011 yılında Van ilini, kuzeyindeki yerleşimleri ve Erciş ilçesini önemli ölçüde etkileyen merkez üssü Van-Tabanlı, büyüklüğü 7.2 (M_w), derinliği 19 km olan bir deprem meydana gelmiştir (Şekil 4.2). Deprem geniş bir alanda hissedilmiş olsa da en önemli hasar ve can kaybı Van'ın Erciş ilçesinde meydana gelmiştir. Odak mekanizma çözümlerine göre bu depremin baskın olarak bindirme faylarından kaynakladığı anlaşılmıştır. Deprem merkez üssü (episantr) dağılımlarına bakıldığında depremlerin Van Gölü doğu kıyısı boyunca meydana geldiği anlaşılmıştır (Çağlan vd., 2011).

Doğu Anadolu'nun volkanizması Arap ve Avrasya plakalarının çarpışmalarıyla yakından ilişkilidir (Dewey vd., 1986). Volkanik aktiviteler Geç Miyosen/Pliyosen'de başlamıştır (Yılmaz vd., 1998).

Üst Miyosen – Pliyosen döneminde Doğu Anadolu'nun şekillenmesinde büyük öneme sahip kıta-kıta çarpışması sonucunda meydana gelen volkanik faaliyetler ile Aladağ ve Pirreşit Dağı oluşmuştur. Van Gölü'nün kuzeyinde yer alan Aladağlar'ın ürettiği volkanik malzemeler Van'ın Çaldıran ve Muradiye ilçelerine kadar geniş bir yayılım sunmaktadır. Pirreşit Dağı Van Gölü'nün kuzey doğusunda yer almaktadır ve D-B yönlü bir uzanım göstermektedir. Pirreşit, dasit ve andezit türünde ürettiği volkanik malzemeleri yine Van'nın Çaldıran ve Muradiye ilçeleri çevresinde görmek mümkündür.

Pliyosen'de Etrüsk Dağı faaliyete geçmiş ve Van Gölü'nün kuzeyindeki bölgeye andezit, tüf, bazalt türünde volkanik malzeme yığılmıştır. Van'nın Erciş ve Muradiye ilçeleri çevrelerinde bu volkanik kayaçların yaygın olarak görüldüğü alanlardır.

Havza Kuvaterner boyunca oluşan volkanik merkez durumundadır. Bu merkezi Ağrı Dağı (5137 m), Tendürek Dağı (3533 m) ve Van Gölü'ne yakınlığıyla Süphan Dağı (4058 m) ve Nemrut Dağı (3050 m) oluşturmuştur (Yılmaz vd., 1998). Araştırmacılar, Ağrı volkanının subalkali bileşimli, Süphan volkanının ortaç subalkali bileşimli, Nemrut volkanının ortaç alkali bileşimli, Tendürek volkanının ise alkali bileşimli olduğunu saptamışlardır. Nemrut volkanı bu grup içinde Van Gölü'nün kuzey kenarında kuzey-güney yönlü en büyük üyeyi temsil etmektedir. Bu stratovolkan bir kaldera ve kaldera gölünden oluşmaktadır. Farklı püskürmeler bu volkanik merkezde 1-2 milyondan beri devam etmektedir. Yapılan araştırmalar son volkanik aktivitenin 1441'de ve muhtemelen 1597 yılında meydana geldiği yönündedir.



Şekil 4.3. Van Gölü ve yakın çevresinin sismotektonik haritası (Koçyiğit vd., 2001; Koçyiğit, 2002'den değiştirilerek).

5. ANALİZLER

5.1. Karot Sedimentolojisi

Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun ilk 40 m'sinin genel düşey stratigrafik kesitleri Şekil 5.1 ve Şekil 5.2'de verilmiştir. Karot üstten alta tabana doğru farklı litolojik seviyelerden oluşmuş olup bu seviyelerin sedimentolojik incelenmesi aşağıda sırayla anlatılmıştır.

Karotun 0-2 m'sinde üstte ince lamine seviyeler ile ardalanmalı kahve homojen çamur yer almaktadır. Alta doğru bejden kahveye değişen lamine çamur ile ardalanmalı gri çamur ve bej-kahve lamine kahve homojen çamur gözlenmektedir. En alta da sarımsı kahve çamur yer almaktadır.

Karotun 2-4 m'sinde üstte sarımsı kahve çamur gözlenmektedir. Alta doğru derecelenmeli gri kum ve sarımsı kahve çamur yer almaktadır. Alta gri homojen çamur ile ardalanmalı sarımsı-kahve lamine çamur ve koyu kahve lamine çamur ile arakatlı biyotürbasyonlu çamur gözlenmektedir. En alta kahve-bej lamine çamur ve gri çamur ile arakatlı 3,81-3,89 m'ler arası tabanda iri-orta kum üstte silte geçen kırıntılı seviye yer almaktadır (Şekil 5.1).

Karotun 4-6 m'sinde üstte tabanı çok iri kum ile başlayıp dereceli gri silte geçen seviye yer almaktadır. Alta doğru kahve lamine çamur ve yer yer kahve laminalar içeren sarımsı gri çamur gözlenmektedir. Alta iri çakıllı iri kum yer almaktadır. En alta gri homojen çamur ile ardalanmalı lamine kahve çamur bulunmaktadır.

Karotun 6-8 m'sinde üstte yer yer devamsız kahve renkte ince lamine gri çamur ve çok iri çakıllı gri kum yer almaktadır. Alta doğru tabanda 1,5 cm'e varan yuvarlaklaşmış çakıllı kum seviyesi üste dereceli olarak ince kum ve silt gözlenmektedir. Alta gri homojen çamur ile ardalanmalı derecelenme gösteren keskin sınırlı iri-ince kum seviyeleri ve kum seviyelerini alttan üzerleyen lamine kahve-bej çamur yer almaktadır.

Karotun 8-10 m'sinde üstte gri çamur ile ardalanmalı ince lamine kahve-bej çamur yer almaktadır. Alta doğru kahve benekli sarımsı gri çamur ve 8,36-8,40 m arası kahve-bej mikro faylı lamine çamur gözlenmektedir. Alta kahve-bej lamine çamur ile ardalanmalı kahve benekli gri çamur ve iri-orta dereceli kum-tefra seviyesi yer almaktadır. En alta kahve benekli sarımsı gri çamur ve gri silt gözlenmektedir (Şekil 5.1).

Karotun 10-12 m'sinde üstte çok iri kumdan dereceli olarak ince kuma geçen seviye ve ince kum arakatkılı kahve laminalı gri çamur yer almaktadır. Alta doğru laminalı kahve çamur ile yanal geçişli çok iri kuma geçmektedir. Altta kahverengi benekler içeren gri çamur ve çamur içine kamalanmış çok iri tefra kumu yer almaktadır. En altta derecelenme gösteren iri-orta kum seviyesi gözlenmektedir.

Karotun 12-14 m'sinde üstte kahve laminalı bozulmuş çamur seviyesi ve çakıllı, tabanda kötü boylanmalı üste doğru iyi boylanmalı iri kum-tefra seviyesi yer almaktadır. Altta doğru düzensiz ince laminalı çamur ve gri çamur ile arakatkılı koyu gri, kötü boylanmalı, derecelenme gösteren, iri-orta kum tefra seviyeleri gözlenmektedir. Altta gri laminalı, yer yer kahve benekli gri çamur ve gri çamur ile ardalanmalı, kötü boylanmalı iri kumlu tefra seviyeleri bulunmaktadır. En altta yer yer çamur çakıllı koyu gri iri tefra kumu yer almaktadır (Şekil 5.1).

Karotun 14-16 m'sinde üstte gri çamur arakatkılı üste ince kuma dereceli olarak geçen koyu gri orta kum seviyeleri ve koyu gri homojen çamur yer almaktadır. Alta doğru koyu gri, iri kum ve koyu gri ince tefra kum seviyeleri gözlenmektedir. Altta siyah renkli, ters derecelenme gösteren iri kum ve kahve lekeli gri çamur ile ardalanmalı iri-ince kum seviyeleri yer almaktadır. En altta kahve lekeli gri çamur ile ardalanmalı iri-ince kum seviyeleri ve ince-orta 2 cm'lik kum seviyesi arakatkılı gri çamur gözlenmektedir.

Karotun 16-18 m'sinde üstte keskin gri silte geçen koyu gri orta iyi boylanmalı dereceli kum seviyesi ve koyu gri iyi boylanmalı çamur çakıllı orta kum ile arakatkılı gri çamur gözlenmektedir. Alta doğru tabanında koyu gri ters derecelenme gösteren çakıllı iri kum üste keskin olarak dereceli ince-çok ince kum ve gri çamur ile arakatkılı, kahve laminalı çamur ile ardalanmalı koyu gri, iyi boylanmalı, dereceli olarak silte geçen orta-ince kum seviyeleri yer almaktadır. Altta koyu gri, iyi boylanmalı orta kum, gri silt ve gri çamur gözlenmektedir. En altta gri çamur ile ardalanmalı kırmızı bantlı kahve çamur ve tabanı gri ince-orta kum, tavanı kumlu silt seviyeleri bulunmaktadır.

Karotun 18-20 m'sinde üstte gri çamur ile ardalanmalı kırmızı bantlı çamur ve orta kum ile arakatkılı kırmızı bantlı çamur ile ardalanmalı gri çamur yer almaktadır. Alta doğru tavanı kırmızı çamur çakıllı, ters derecelenmeli orta kum, silt arakatkılı kırmızı çamur ve kırmızı bantlı, kahve-bej laminalı çamur gözlenmektedir. Altta gri çamur, laminalı, çamur çakıl arakatkılı iyi boylanmalı, kahve orta kum ve kırmızı bantlı, laminalı çamur ile ardalanmalı gri çamur yer almaktadır. En altta koyu gri, orta kum seviyesi arakatkılı, bej-kırmızı laminalı çamur ile gri çamur ardalanması ve gri çamur gözlenmektedir.

Karotun 20-22 m'sinde üstte kırmızı bandlaşma gösteren, nadir laminalı çamur ile ardalanmalı gri çamur ve çamur ile arakatkılı koyu gri ince-orta kum seviyeleri yer almaktadır. Altta doğru gri çamur ve deforme olmuş ince kum içinde merceklenmiş siltli kırmızı çamur gözlenmektedir. Altta deforme olmuş çamurlu kum seviyesi, ince laminalı bej-kahve çamur ardalanması ve gri çamur-orta kum ile arakatkılı kahve-bej laminalı çamur bulunmaktadır. En altta laminalı bej çamur ile ardalanmalı 21,77-21,81 m'ler arası deforme olmuş ince-orta kum ve gri çamur yer almaktadır (Şekil 5.2).

Karotun 22-24 m'sinde üstte gri çamur arakatkılı bej-kahve laminalı çamur ve gri çamur ile arakatkılı laminalı bej-kahve çamur gözlenmektedir. Alta doğru koyu gri çamur ve ince laminalı bej-kahve ile ardalanmalı koyu gri, kötü boylanmalı çakıllı kum-orta kum seviyeleri bulunmaktadır. Altta gri laminalı çamur ile arakatkılı ince laminalı kahve-bej çamur ve kırmızımsı laminalı çamur gözlenmektedir. En altta mikro fay ve kıvrım içeren yeşil-bej çamur, en üst 5 cm'de laminalı kahve-bej çamur koyu gri ince kuma geçtiği gözlenmektedir.

Karotun 24-26 m'sinde üstte yeşil-sarı ince laminalı çamur, biyotürbasyonlu gri çamur ve ince laminalı yeşil-sarı çamur gözlenmektedir. Alta doğru 24,79-24,89 m'ler arasında traşlanmış, gri-turuncu renkli laminalı çamur ve bandlaşma gösteren çamur yer almaktadır. Altta turuncu-gri ince laminalı çamur ile ardalanmalı gri bantlı çamur gözlenmektedir. En altta ince laminalı, gri-turuncu çamur ile arakatkılı silt-kum seviyeleri, gri bantlı çamur ve tabanı koyu gri kum, üstü gri turuncu çamur olan seviyeler yer almaktadır.

Karotun 26-28 m'sinde üstte yer yer kahve-turuncu laminalı seviyeler içeren ince laminalı gri-açık gri çamur ve altta tabanı aşınmalı siyah, iriden inceye derecelenme gösteren kum, üste koyu gri-gri bantlı mikro faylı, laminalı çamur ile ardalanmalı 1 cm ince kum seviyeleri gözlenmektedir. Alta doğru siyah tefra kumu, kahve-bej laminalı çamur ve krem-bej ince laminalı çamura geçtiği gözlenmektedir. Altta turuncu-kahve-bej bantlı laminalı çamur, koyu gri bantlı silt (tefra) ve gri-siyah orta kum (tefra) seviyeleri ile ardalanmalı koyu gri silt seviyeleri bulunmaktadır. En altta gri silt ile ardalanmalı koyu kahve, iyi boylanmalı orta kum, siltli çamur, gri çamur ile ardalanmalı laminalı çamur, laminalı, silt arakatkılı açık gri-kahve çamur, açık gri-gri laminalı çamur ve gri homojen çamur arakatkılı açık-koyu gri ince laminalı çamur yer almaktadır.

Karotun 28-30 m'sinde üstte gri homojen çamur arakatkılı açık-koyu gri, ince laminalı çamur ile ardalanmalı koyu gri-gri orta kum ve en üstte silt seviyeleri gözlenmektedir. Alta doğru gri ince laminalı çamur, ince laminalı-bantlı açık gri mikro faylı çamur ve gri çamur

ile arakatkılı, siyah-açık gri çok ince laminalı çamurla ardalanmalı koyu gri-gri ince-orta kum seviyeleri yer almaktadır. Altta ince koyu-gri kum, silt ile arakatkılı açık gri laminalı çamur ile gri homojen çamur ardalanması ve 29,43-29,51 m'ler arası tabanı aşınmalı üste tedrici olarak çamura geçen ince-orta kum seviyeleri gözlenmektedir. En altta gri homojen çamur arakatkılı açık gri-gri ince laminalı çamur ile ardalanmalı koyu kahve-gri, ince-orta kum seviyeleri bulunmaktadır.

Karotun 30-32 m'sinde üstte bantlı-laminale gri çamur, homojen-bantlı gri çamur ve gri-açık gri laminale çamur ardalanması gözlenmektedir. Alta doğru silte geçen koyu gri ince kum, açık gri bantlı koyu gri-gri laminale çamur ve gri çamuru üzerleyen koyu gri, ince-orta kum, koyu gri silt arakatkılı açık gri bantlı-laminale çamur bulunmaktadır. Altta dereceli iri-ince gri kum, üste homojen çamur ve ince kum arakatkılı kahve laminale açık gri-gri çamur (31,27-31,39 m) yer almaktadır. En altta orta ince koyu gri kum tefra ve gri silt arakatkılı kahve açık gri bantlı ince laminale çamur gözlenmektedir.

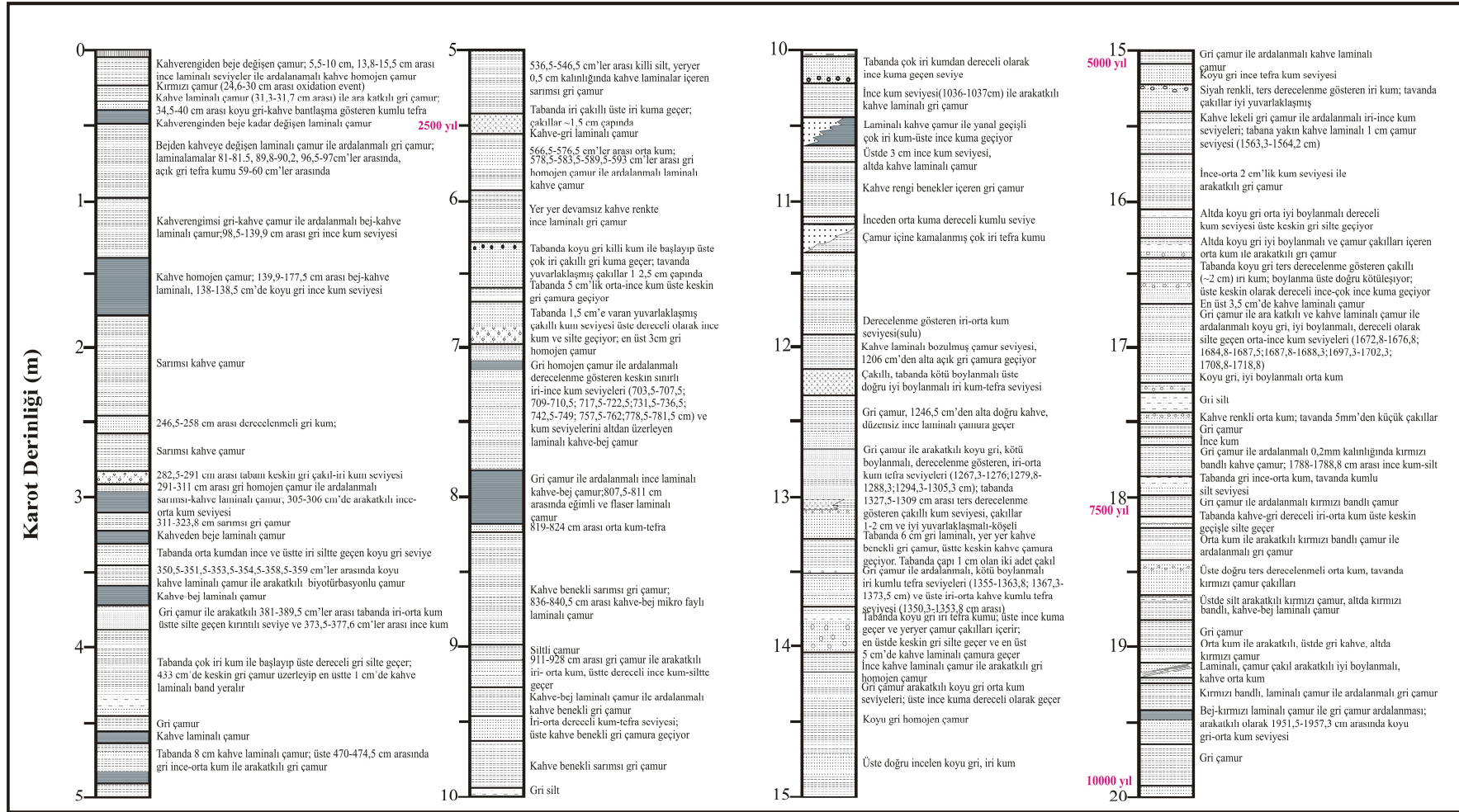
Karotun 32-34 m'sinde üstte silte geçen koyu gri kum, ince kum arakatkılı bantlı-laminale gri çamur ve orta-ince gri kum, koyu gri silt arakatkılı gri bantlı-laminale çamur yer almaktadır. Alta doğru silt, homojen çamura geçen koyu gri kum, ince kum-silt arakatkılı bantlı-laminale gri-açık gri çamur ve gri homojen, kahve bantlı, laminale ve lekeli çamur ile ardalanmalı koyu gri, yer yer silte geçen ince kum gözlenmektedir. Altta koyu gri homojen çamur, koyu gri, orta-ince iyi boylanmalı, silte geçen kum ve tane boyu 3 cm'e varan pümis çakılları bulunmaktadır. En altta çakıllı pümis ile arakatkılı çok iri-orta, iyi boylanmalı koyu gri kum yer almaktadır.

Karotun 34-36 m'sinde üstte koyu gri ince kum ile ardalanmalı gri çamur, tabanı kavkılı, ince kum ve silte geçen dereceli koyu gri kum ve gri-koyu gri homojen, yer yer kahve benekli çamur gözlenmektedir. Alta doğru koyu gri, iri, kavkı parçalı kum, üste normal dereceli olarak kumlu silt, silt ve siltli çamura geçen siyah, tabanda iri-orta kavkılı kum, açık gri-gri ve kahve benekli çamur bulunmaktadır. Altta gri çamur ile arakatkılı, yer yer üste silt ve siltli çamura geçen orta-ince koyu gri kum, kahve lekeli gri çamur ile ardalanmalı, koyu gri ince kum, silt ve siltli çamur seviyeleri gözlenmektedir. En altta koyu gri siltli çamur arakatkılı, kahve bantlı gri çamur ile ardalanmalı ince koyu gri kum seviyeleri ve kahve bantlı gri çamur ile ardalanmalı laminale koyu gri ince-orta kum-tefra yer almaktadır (Şekil 5.2).

Karotun 36-38 m'sinde üstte kahve bantlı, gri homojen çamur ile ardalanmalı orta-ince koyu gri-kahve tefra, ince koyu gri kum ve koyu kahve siltli çamur arakatkılı koyu kahve-

kahve bantlı çamur yer almaktadır. Alta doğru koyu gri ince-çok ince kuma geçen kavkı parçalı koyu gri kum ve gri homojen çamur gözlenmektedir. Altta tabanı kavkı parçalı, ince gri kumdan siltli tefraya geçen iri, koyu gri kum ve dereceli olarak çok ince kum-silte geçen ince koyu gri tefra kumu bulunmaktadır. En altta gri-kahve çamur ile ar dalanmalı koyu gri, ince-çok ince kum ve gri silt yer almaktadır (Şekil 5.2).

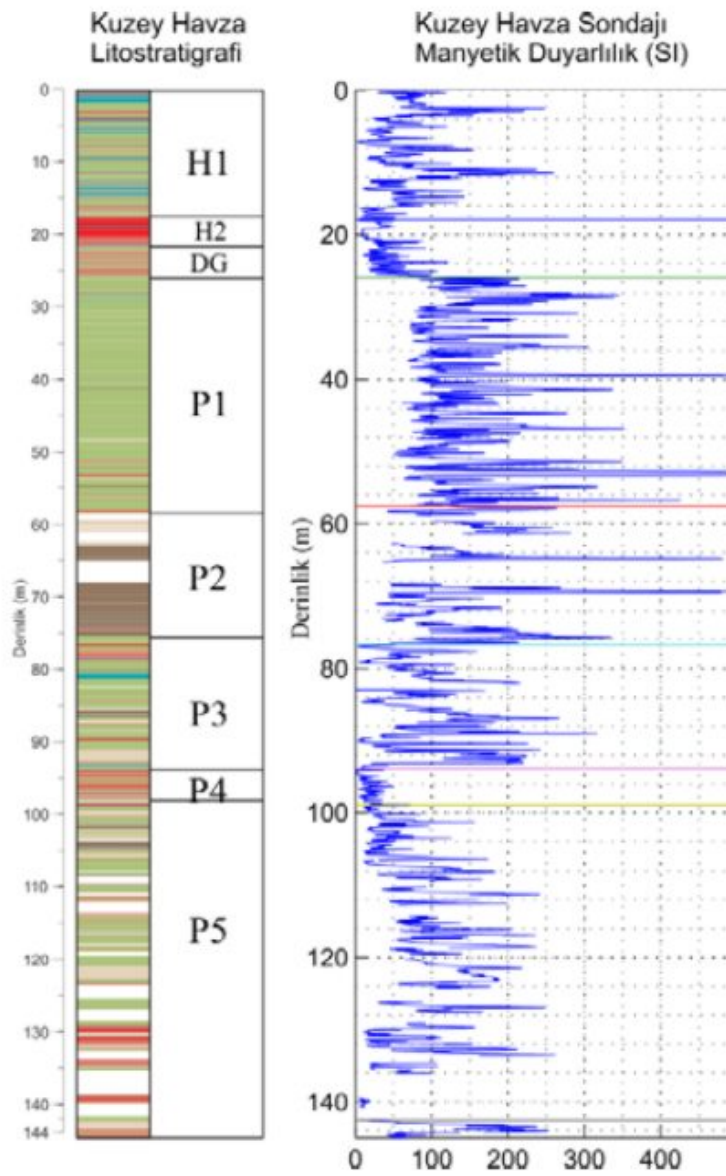
Karotun 38-40 m'sinde üstte çok iri-orta koyu gri tefra, koyu gri, ince tefra ve gri homojen çamur üzerlemesi bulunmaktadır. Alta doğru bantlı gri ve kahve benekli çamur ile ar dalanmalı koyu gri orta-ince ve yer yer üste silte geçen kum seviyeleri gözlenmektedir. Altta homojen çamur, gri-açık gri bantlı çamur, koyu gri iri tefra kumu, koyu gri ince-orta kum ve koyu gri silt yer almaktadır. En altta koyu gri çok ince-ince kum ile ar dalanmalı gri bantlı, kahve benekli gri-kahve çamur ve siltli çamur gözlenmektedir.



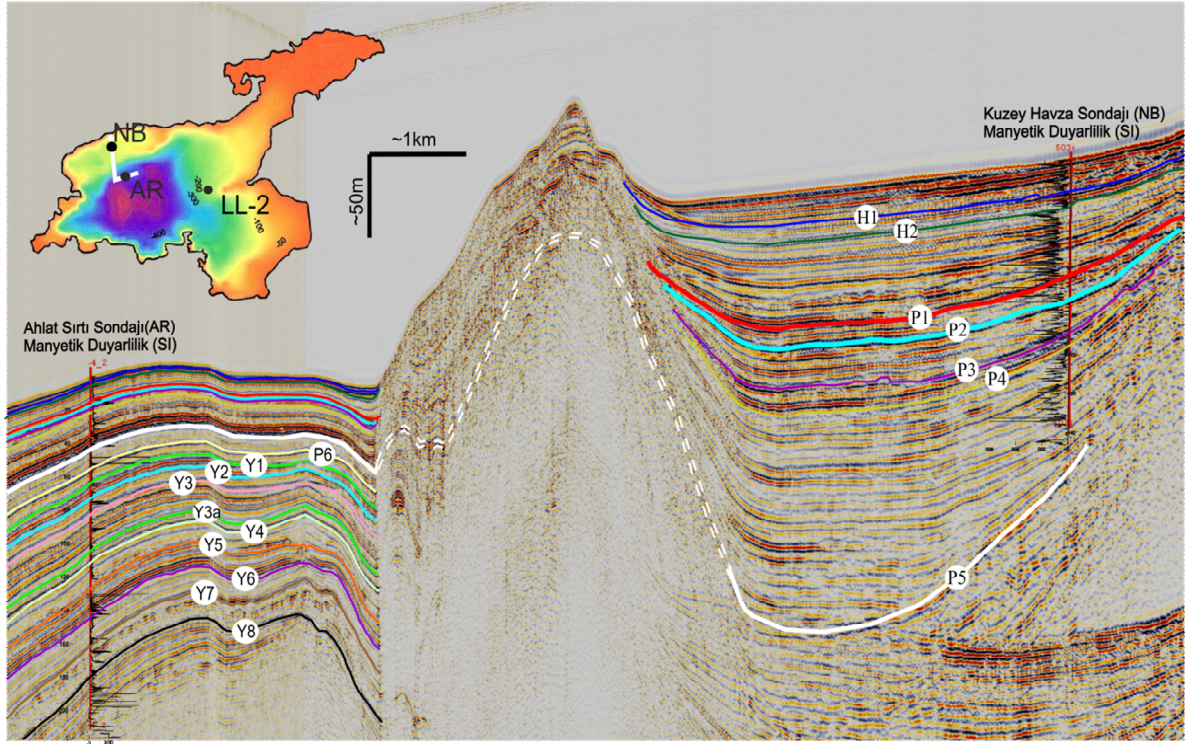
Şekil 5.1. Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun ilk 20 m'sine ait litolojik tanımlama

5.2. Sismik Stratigrafi

Van Gölü'nden elde edilen çok kanallı sismik yansıma kesitleri, Opendtect sismik yorumlama yazılımı kullanılarak, Kuzey Havza birleştirilmiş karotundan elde edilen manyetik duyarlılık logu ile korelasyonu yapılmıştır (Şekil 5.3 ve Şekil 5.4). Bunun için sismik kesitlerde belirgin yansıma yüzeyleri oluşturduğu bilinen tefra seviyeleri belirlenmiştir. Bu aşamadan sonra tefra yaş verileri ve yaş modelinden elde edilen verilere göre sismik yansıma yüzeyleri yaşlandırılmıştır (Tablo 5.1) (Çağatay vd., 2011).



Şekil 5.3. Kuzey Havza sondaj karotu litolojisi ile manyetik duyarlılığının korelasyonu (Çağatay vd., 2011).



Şekil 5.4. Sondaj logları ve sismik yansıma kesitlerinin korelasyonu (K-G-KD yönlü kesit yeri Van Gölü haritasında beyaz çizgi ile gösterilmiştir. AR: Ahlat Sırtı, NB: Kuzey Havzası) (Çağatay vd., 2011).

Tablo 5.1. Sismik Yansıma yüzeylerin yaşları (Çağatay vd., 2011).

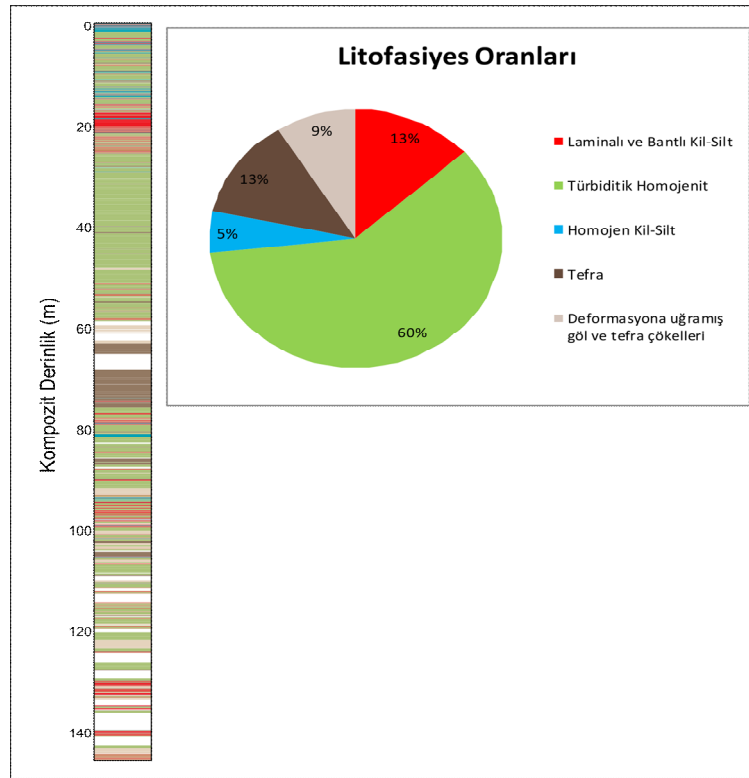
Yansıma Yüzeyi	Kompozit Derinlik (m)	Yaş (yıl)
H1	17.5	0-6750
H2-DG	26	6750-13600
P1	57	13600-29000
P2	77	29000-33000
P3	94	33000-47300
P4	99	47300-52700
P5	142.5	52700-95000

5.3. Van Gölü'nde Geç Pleyistosen-Holosen Yaşlı Başlıca Litolojik Birimler

Detaylı sedimantolojik çalışmalar sonucunda Kuzey Havza birleştirilmiş karotunda 5 adet çökel birimi ayırtlanmıştır. Bu birimler;

- 1) Laminallı ve/veya bantlı kil-silt,
- 2) Homojen kil-silt,
- 3) Tefra,
- 4) Dereceli kum-silt (türbidit-homojenit)
- 5) Deformasyona uğramış göl çökelleri ve tefra seviyeleridir.

Bu litofasiyeslerin dağılımı ve karottaki yüzde oranları Şekil 5.5'de verilmiştir. Buna göre karotu oluşturan çökellerin %60'ını türbidit-homojenit oluşturmaktadır. Geri kalan kısmı %13 ile tefra, %13 ile laminallı bantlı fasiyes, %9 ile deforme olmuş göl ve tefra çökelleri ve %5 ile homojen kil-silt çökelleri oluşturmaktadır. Buna göre gölün otokton-pelajik çökelleri (laminallı bantlı ve homojen kil-silt) birleştirilmiş kesitin sadece %18'ini oluşturmaktadır.



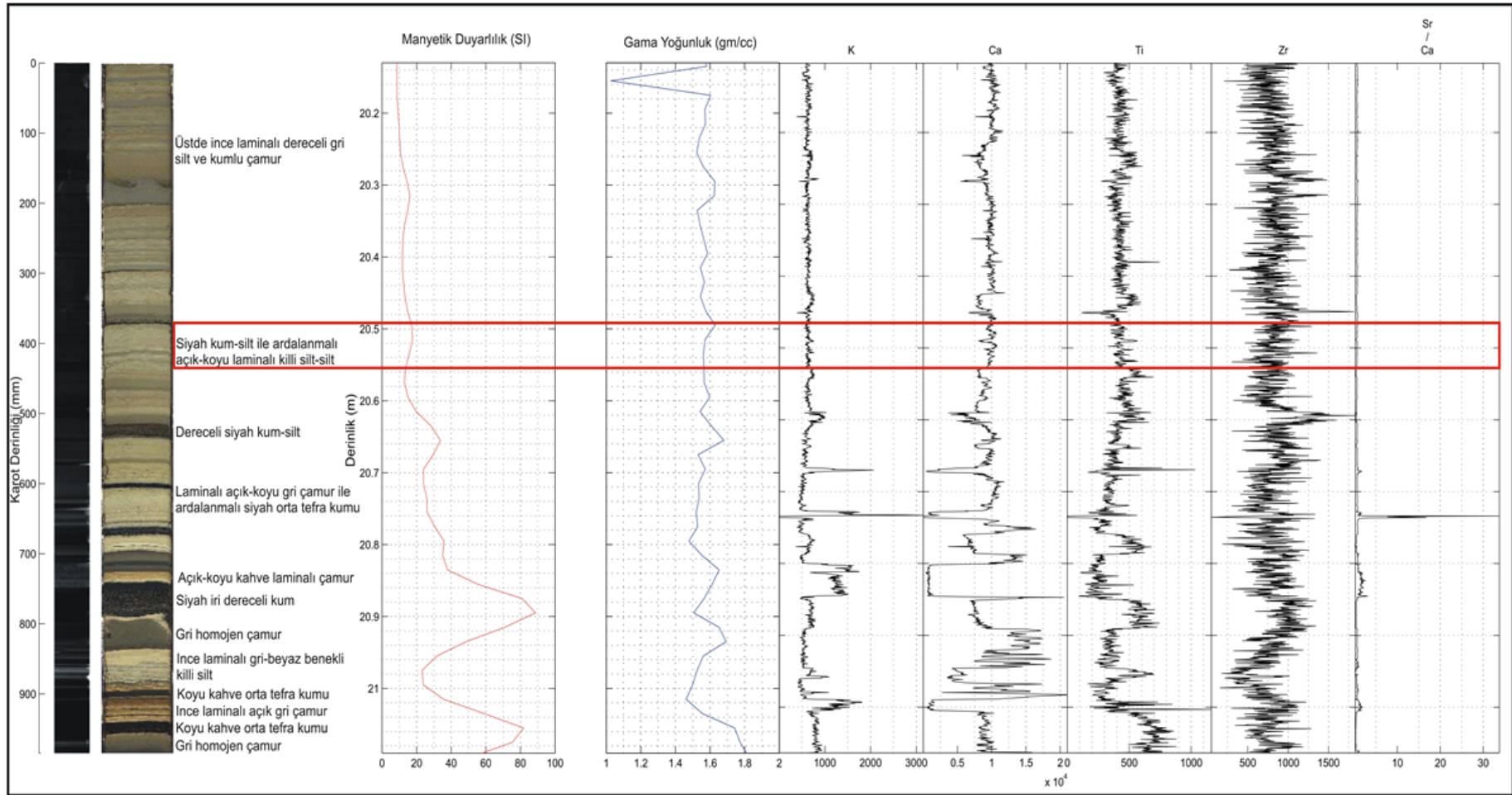
Şekil 5.5. Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun stratigrafik kesiti ve litofasiyeslerin sondaj karotu içerisindeki oranları (Çağatay vd., 2011).

5.3.1. Laminalı ve/veya Bantlı Killi Silt

Çoğunlukla kahverengi, kırmızı, bazen yeşil ve gri tonlarda kalınlığı 1 mm'nin altında laminalar ve birkaç cm olan bantlardan oluşmaktadır (Şekil 5.5). Laminasyon ve bantların belirginliği stratigrafik kesittin değişik seviyelerinde artıp azalmaktadır. Laminalı ve bantlı çökeller gölün normal çökelleri olup çoğunlukla karbonatça zengin açık ve kil-organik maddece zengin koyu “varv” lardan (lamina ikizlerinden) oluşmuştur. Genel olarak laminalı ve bantlı çökel aralıklarının yoğunlukta olduğu seviyeler birleştirilmiş kesitte 0-2.40 m, 3.65-7.70 m ve 15.6-21.35 m aralıklarındadır. Özellikle en kalın laminalı-bantlı çökeller üstten itibaren 1.00-1.75m (kalınlık: 75 cm), 6.90-7.50 m (60 cm), 17.30-17.92 m (62 cm), 22.75-24.18 m (143 cm), 21.09-22.11 m (102 cm), 26.21-27.28 m (107 cm), 29.85-30.55 m (70 cm), 37.05-37.75 m (70 cm) ve 39.40-40.12 m (72 cm), derinlik aralıklarında bulunmaktadır.

Kuzey Havzası kesitinde toplam laminalı-bantlı çökel kalınlığı 28.94 m olup, çökelin sadece %13'ini oluşturmaktadır (Şekil 5.5). Bantlı ve laminalı birimler düşük manyetik duyarlılık değerlerine sahiptirler (<70 SI). Günümüzde Van Gölü içerisinde çökelen laminalı seviyeler, su derinliği -50 m'yi aşan, göreceli olarak dip suyunda nisbeten düşük oksijen koşullarının hâkim olduğu ve biyotürbasyonun bulunmadığı alanlarda bulunmaktadır.

Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 20.10-21.10 m'lerinde gözlenen laminalı ve/veya bantlı killi silt birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca) elde edilmiştir. Karot içerisinde bu birim siyah, gri ve kahverengi renklerde görülmektedir. Bu birimlerde düşük manyetik duyarlılık, yüksek yoğunluk değerleri ile düşük K, Ti, Zr ve yüksek Ca değerleri gözlenmektedir (Şekil 5.6).



Şekil 5.6. Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 20.10-21.10 m'lerinde yer alan laminale ve/veya banth killi silt birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca)

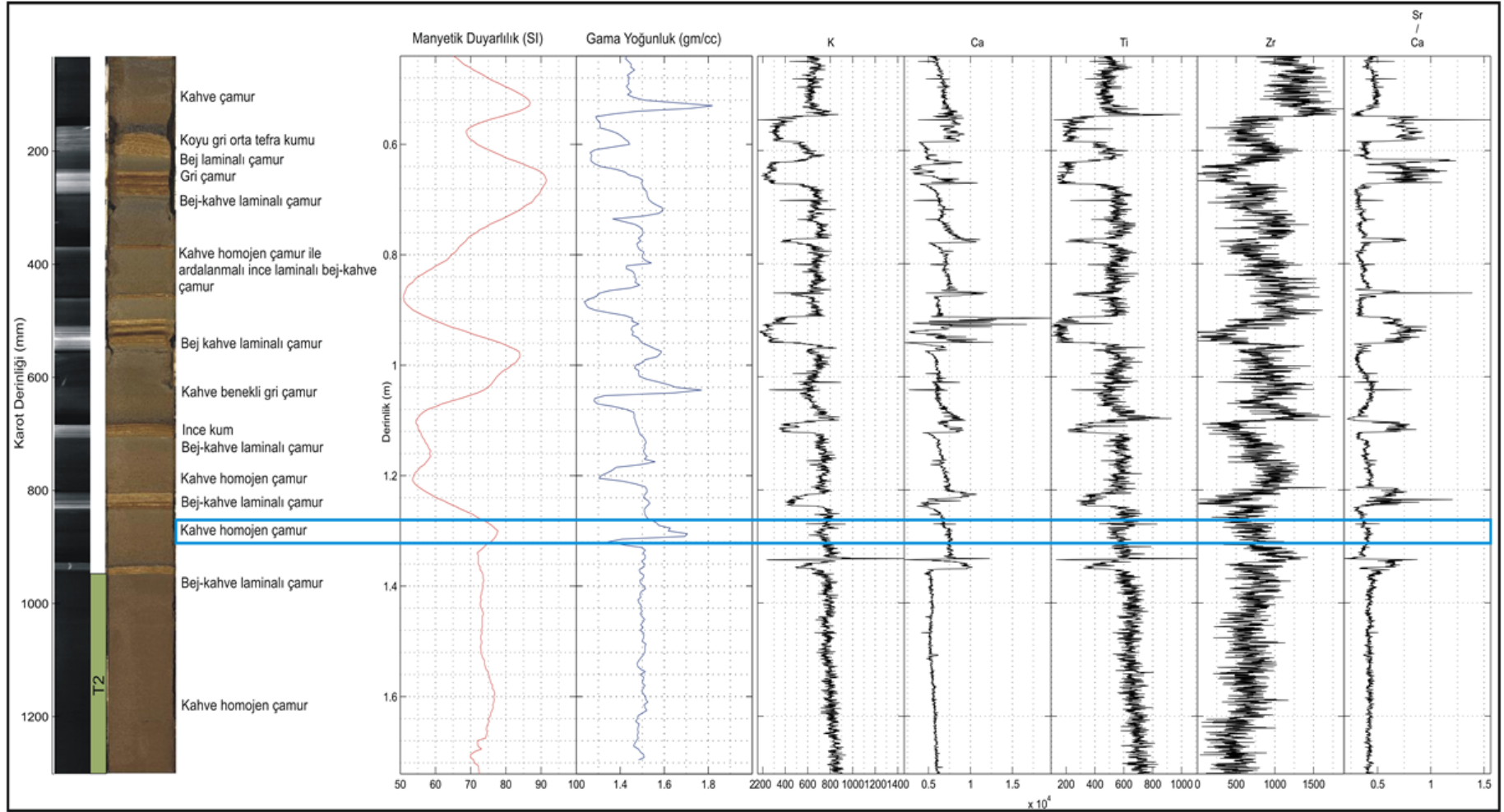
5.3.2. Homojen Kil-Silt

Bu tür litofasiyes bantlı ve lamineal çökellerle birlikte Van Gölü'nün normal göl çökellerini oluşturmaktadır. Bu fasiyes çoğunlukla gri renkli türbiditik özellik göstermeyen gölün su seviyesinin düşük olduğu dönemlerde çökelen homojen bir çamurdan oluşmuştur. Yukarıda belirtildiği üzere, lamineasız çökeller, -50 metrenin üstündeki sığ derinliklerde oluşmaktadır (Landmann vd., 1996a, b; Landmann ve Kempe, 2005). Laminealı ve homojen çamur litofasiyeslerin farklılığı muhtemelen göl seviyesi değişimlerinden kaynaklanmaktadır. Bu homojen çamur litofasiyesi dereceli kum-silt (türbiditik-homojenit) fasiyesinin homojen çamur kısmı ile benzerlik göstermekle beraber genellikle tane boyu derecelenmesi göstermemekte ve laminealı-bantlı çökeller ile altta ve üstte sınırlanmaktadır. Homojen çamur litofasiyesi 50-150 SI ve 1.3-2g/cc arasında değişen orta derecede manyetik duyarlılık ve yoğunluk değerlerine sahip olduğu gözlenmektedir (Şekil 5.7).

Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 0.480-1.72 m'leri arasında yer alan homojen killi silt birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca) elde edilmiştir. Homojen çamur gri-kahverengi tonlu ve türbiditik-homojenit birimlerden farklı olarak genellikle alt ve/veya üst seviyelerinde laminealı çökeller yer almaktadır. Bu tipteki çökellerde genel olarak yüksek manyetik duyarlılık, yoğunluk, Ti, Ca değerleri ile düşük Sr/Ca değerleri gözlenmektedir (Şekil 5.7).

5.3.3. Tefra

Çoğunlukla kum boyutunda ve bazen çapı 2-3 cm'ye varan lapilli içeren volkanoklastik malzemeden oluşmuştur. Tabaka kalınlığı bir cm'den birkaç on cm'ye kadar olan bu litofasiyes, çoğunlukla siyah, bazen koyu gri veya kahverengi olarak gözlenmektedir. İki farklı tip tefra bulunmaktadır. Bunlardan birincisi Nemrut ve Süphan volkanları tarafından atmosfere püskürülen ve gölde çökelen kül şeklindedir (Tablo 5.2). İkincisi ise kütle akması ve türbidit homojenit birimlerce oluşturulan taşınmış tefralardır. Koyu gri-siyah, kum ve lapilli iriliğinde, pumis içeren tefra tabakaları genellikle en yüksek manyetik duyarlılık (>300 SI) ve yoğunluk değerlerine sahip olduğu gözlenmektedir (Şekil 5.8). Tefra seviyeleri çoğunlukla Van Gölü'nün batısında yer alan Nemrut volkanı ve nadiren gölün kuzeyinde yer alan Süphan volkanından kaynaklanmaktadır (Özdemir v.d., 2006; Landmann v.d., 2011; Schmincke ve Sumati, 2011).



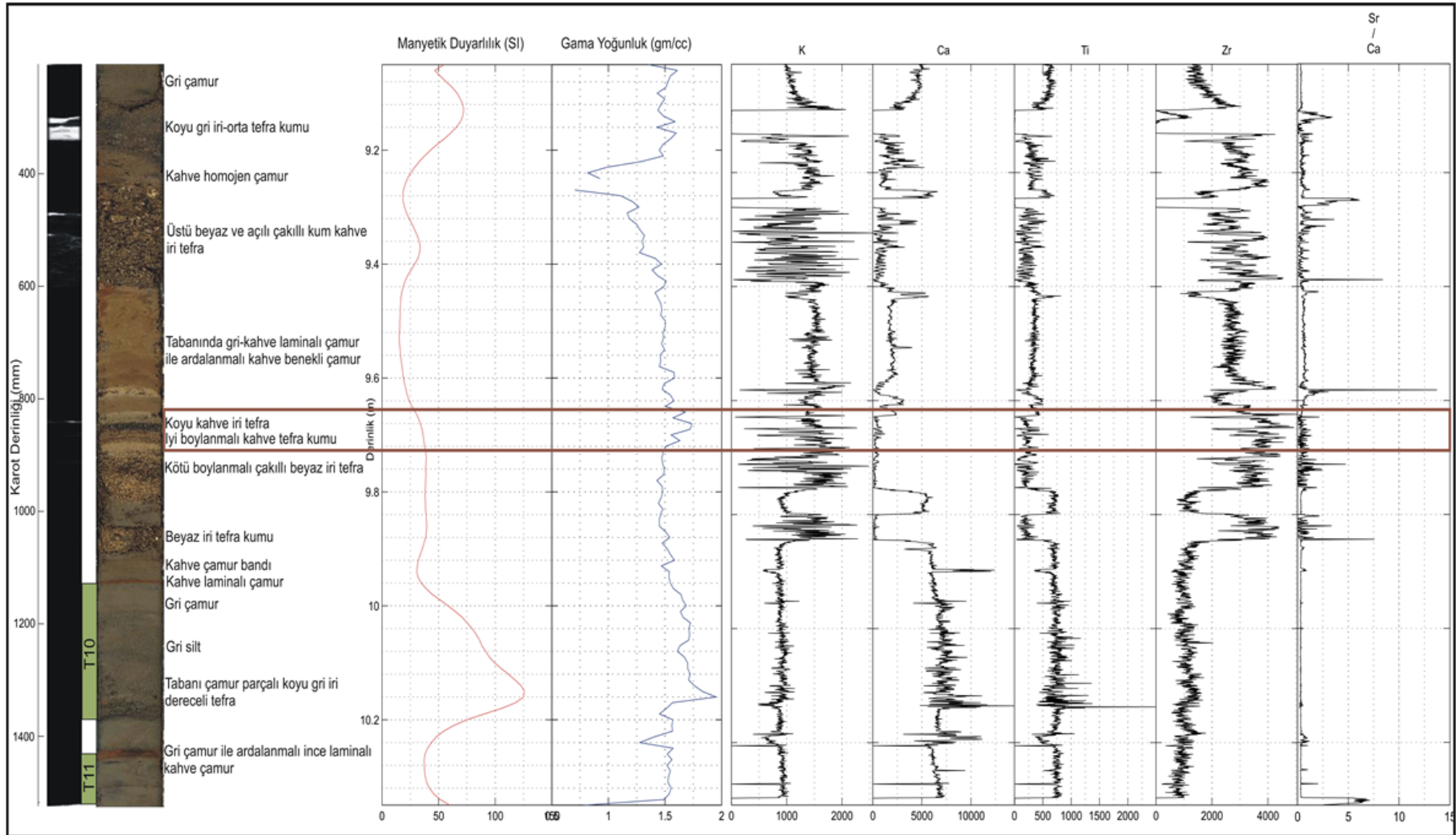
Şekil 5.7. Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 0.480-1.72 m'leri arasında yer alan homojen killi silt birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca)

Tablo 5.2. Kuzey Havza birleştirilmiş karotu içerisinde gözlenen tefra seviyeleri ve göl tabanından derinliği ve muhtemel kaynağı (Çağatay vd., 2011).

Komposite Derinlik (m)	Kalınlık (cm)	Kaynak	Açıklama
0.35	6.5	Nemrut	İnce taneli koyu gri kahverengi kül
0.57	1	Süphan	Orta kum boyutunda açık gri tefra
2.87	9	Nemrut	Ters derecelenmeli ince-kaba kum boyutlu tefra
4.23	0.5	Nemrut	Orta-ince kum boyutlu tefra
4.34	2.35	Nemrut	Tefra
7.85	12	Nemrut	Lapilli pumis içeren gri renkli siltten kuma dereceli geçiş
9.23	17	Nemrut	Lapilli pumis, ters dereceli
9.65	1.5	Nemrut	Kaba tefra
9.0	0.8	Nemrut	Kaba tefra
9.83	5	Nemrut	Kaba tefra
11.26	16	Süphan	Ters derecelenme gösteren, kötü boylanmalı çakıl kum boyutunda tefra
11.49	2	Nemrut	Tefra
16.76	3	Nemrut	Orta kum boyutunda kahverengi tefra
17.61	1	Nemrut	Beyaz tefra
17.69	3	Nemrut	Ters dereceli siyah kaba tefra
17.78	0.5		Siyah tefra
20.605	1.5	Süphan	Siyah ince kül
20.71	0.5	Süphan	Siyah ince kül
20.78	1	Süphan	Siyah ince kül
20.85	5	Süphan	Siyah ince kül
21.38	0.5	Süphan	Siyah ince kül
21.87	4	Süphan	Tefra
22.22	3	Süphan	Kaba kül seviyesi
22.52	3	Süphan	Kaba kül seviyesi
22.625	1.5	Süphan	Kaba kül
23.17	2	Süphan	Kaba kül
23.33	4	Süphan	Kaba kül
23.735	9.5	Süphan	Pomza içeren tefra; önemli bir bölümü yeniden çökelmiş
24.178	14.20	Nemrut	Tefra
28.445	1.5		Tefra
29.25	25		Kavkı parçalı koyu kaba kül
30.87	0.5		Lapilli pumis
31.68	5		Kavkı parçalı lapilli kum
40.16	0.5		Tefra

Nemrut volkanı feldispat (Na ve K), hafif nadir toprak elementleri ve yüksek alan-şiddetli elementler bakımından zengin, per-alkalin tipte kıta içi volkanizması ürünü malzeme oluşturmaktadır. Buna karşılık Süphan volkanı ise dalma-batma zonu ile ilişki ve plajiyoklas (Na, Ca) ve hafif nadir toprak elementleri ve yüksek alan-şiddetli elementler bakımından fakir, kalk-alkali özellikte volkanizma oluşturmaktadır (Sumita ve Schmincke, 2011). Bu tefra seviyeleri genellikle değişik boyutlarda pumis içermekte ve ters tane boyu derecelenmesi göstermektedir. Ters derecelenme sebebi hafif yoğunluğa sahip kaba pumisin daha geç çökmesi nedeni ile bulunmaktadır.

Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 9-10.32 m'leri arasında yer alan tefra birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca) elde edilmiştir. Bu birimler ortalama manyetik duyarlılık değerine sahip olup yüksek K, Zr, düşük Sr/Ca, Ca ve Ti değerleri gözlenmektedir (Şekil 5.8).



Şekil 5.8. Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 9-10.32 m'leri arasında yer alan tefra birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca)

5.3.4. Dereceli Kum-Silt (Türbidit-Homojenit)

Karotta yapılan detaylı sedimantolojik gözlemler sonucunda bu birimin gözleendiği seviyelerin sismik-türbidit (türbidit-homojenit) çökellerinden oluştuğu gözlenmektedir. Karotta toplam 78 adet sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimi ayırtlanmış ve bunlar T1-T78 şeklinde farklı seviyeler halinde karota ait logda gösterilmiştir. Sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyeleri, karotun 23. m'sinden itibaren yaygın biçimde gözlenmektedir.

Karot boyunca gözlenen sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyelerinde altta kaba taneli olarak başlayan bölümde ince kumdan kaba kuma kadar değişen tane boyuna sahip oldukları tespit edilmiştir. Sismik-türbidit (türbidit-homojenit) biriminin alt bölümünü oluşturan bu kumlu seviyelerin renklerinin açık griden koyu griye kadar değiştiği gözlenmekte ve özellikle tamamen volkanik bileşimli kumlu seviyelerin renklerinin ise siyah tonda olduğu gözlenmektedir. Alt kaba taneli kumlu bölümde tanelerin boylanmalarının orta-kötü olduğu ve bazı seviyelerde ise kil içeriğinin yüksek olduğu gözlenebilmektedir. Alt kaba taneli kısmı üzerleyen ince taneli homojenit biriminde ise tane boyunun oldukça homojen olduğu ve normal pelajik sedimantasyondan farklı olarak genelde kahve ve sütlü kahve renklerinde gözlelendikleri tespit edilmiştir. Karotta yapılan manyetik duyarlılık analizleri karot çökellerinde kırıntı girdisini gösterdiğinden manyetik duyarlılık değerleri genelde tane boyu değişimine uyum göstermektedir. Bu kapsamda, karotta manyetik duyarlılık analizlerinde homojenit seviyelerine karşılık gelen değerlerin çok fazla değişmediği ve sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimlerindeki bu üst bölümün tane boyu açısından da homojen olduğunu göstermektedir.

Sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyeleri siyah-koyu tefra içerdiği durumlarda çoğunlukla yüksek yoğunluk ve manyetik duyarlılık (200-300 SI) değerlerine sahip olduğu gözlenmektedir (Şekil 5.9 ve Şekil 5.10). Sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyeleri tüm ana kesit boyunca aralıklarla normal göl sedimanları ile aralanmalı olarak gözlenmektedir. Bu seviyeleri oluşturan birimlerin içeriğinin büyük ölçüde volkanik kökenli olduğu yapılan mineralojik çalışmalar sonucunda saptanmıştır (Çağatay vd., 2011).

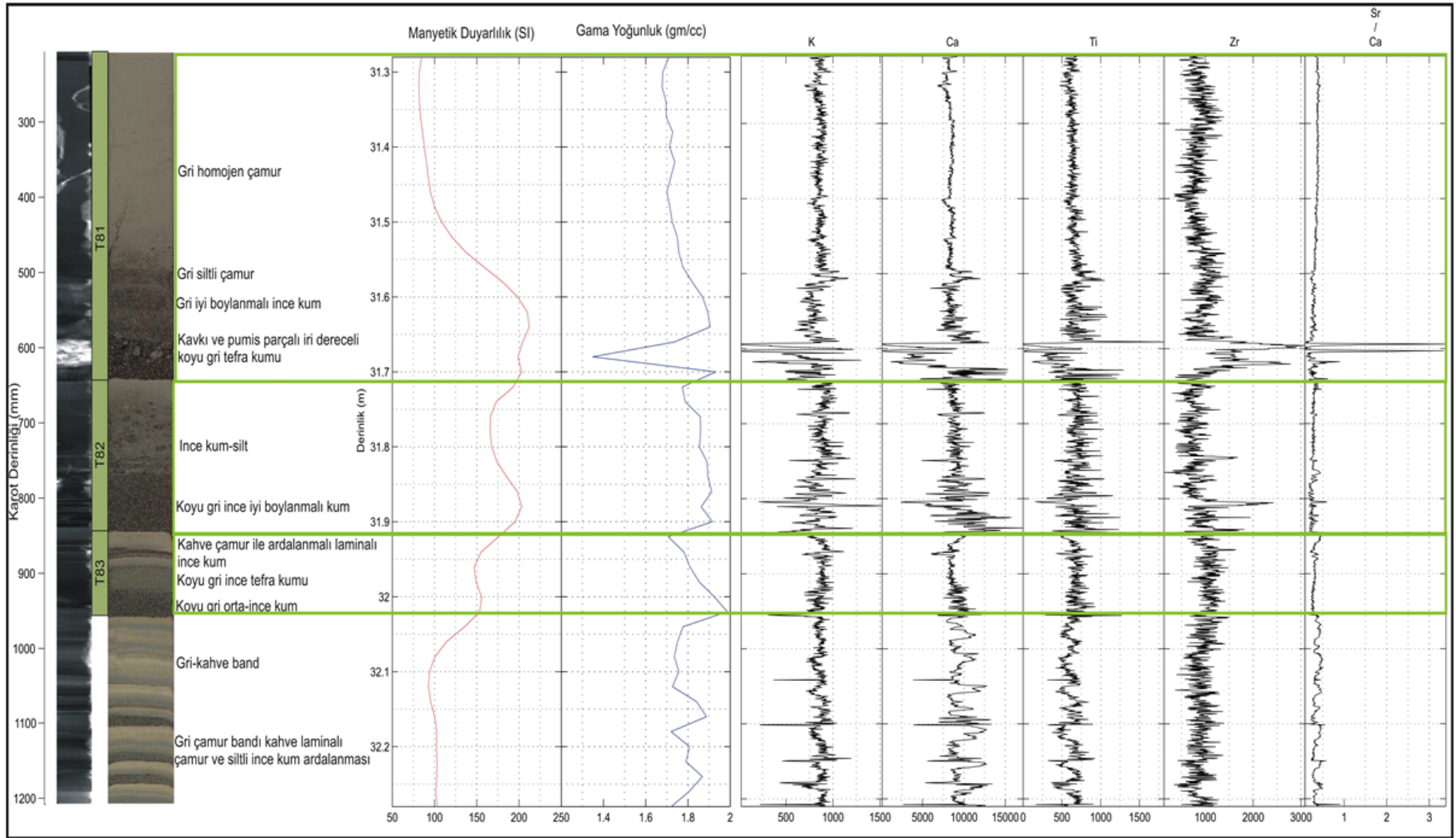
Kuzey Havza birleştirilmiş karotunda yer alan dereceli kum-silt (türbidit-homojenit) birimine ait radyografı, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca) elde edilmiştir. Karotun 31.33-32.34 m'lerinde yüksek manyetik duyarlılık, düşük K, Zr, Ca ve yüksek Ti, Sr/Ca değerleri gözlenmektedir (Şekil 5.9). Karotun 17-18.20 m'lerinde yüksek manyetik

duyarlılık, yoğunluk değerleri, Ti, Zr ve düşük K, Ca, Sr/Ca değerleri gözlenmektedir (Şekil 5.10). Karotun 13.98-15.10 m'lerinde ise yüksek manyetik duyarlılık, yoğunluk, Ca, Ti değerleri ve düşük Zr, K, Sr/Ca değerleri gözlenmektedir (Şekil 5.11).

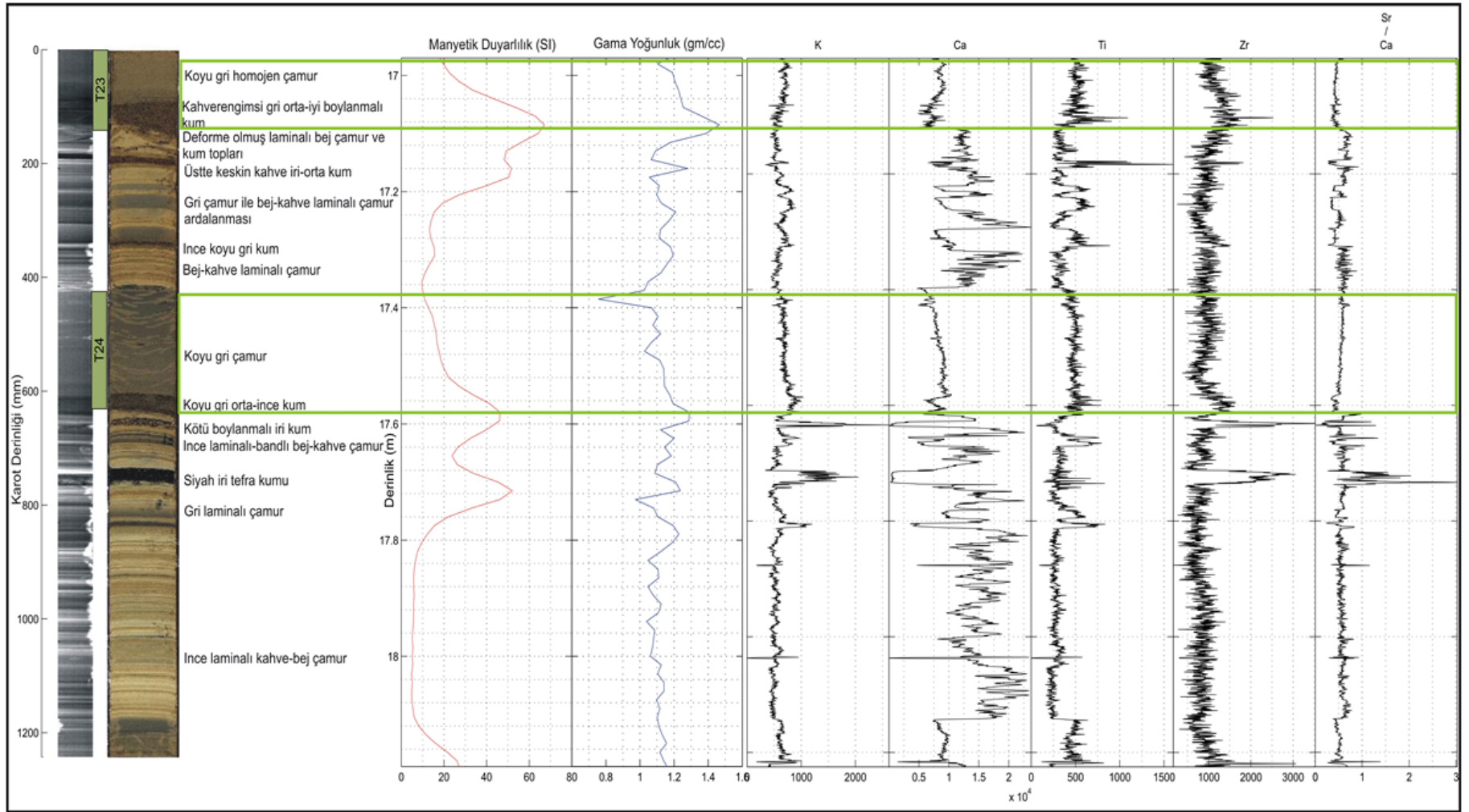
5.3.5. Deforme Olmuş Göl Çökelleri ve Tefra Tabakaları

Bu litofasiyes yamaç kayması ve heyelanlar ile meydana gelmektedir. Yamaç kayması birimlerinin bir kısmı kaotik bir yapı gösterir ve içerisinde 5-6 cm varan bantlı ve laminalı çökel parçaları, kaya ve pomza (pumis) parçaları içermektedir. Bu litofasiyes sınılaşma ve sıvı kaçıışı yapıları ile de tanımlanabilmektedir. Düşme ve kayma birimleri sıklıkla volkanik malzeme içerdiğinden dolayı yüksek manyetik duyarlılık değerlerine sahip olduğu gözlenmektedir (200-300 SI).

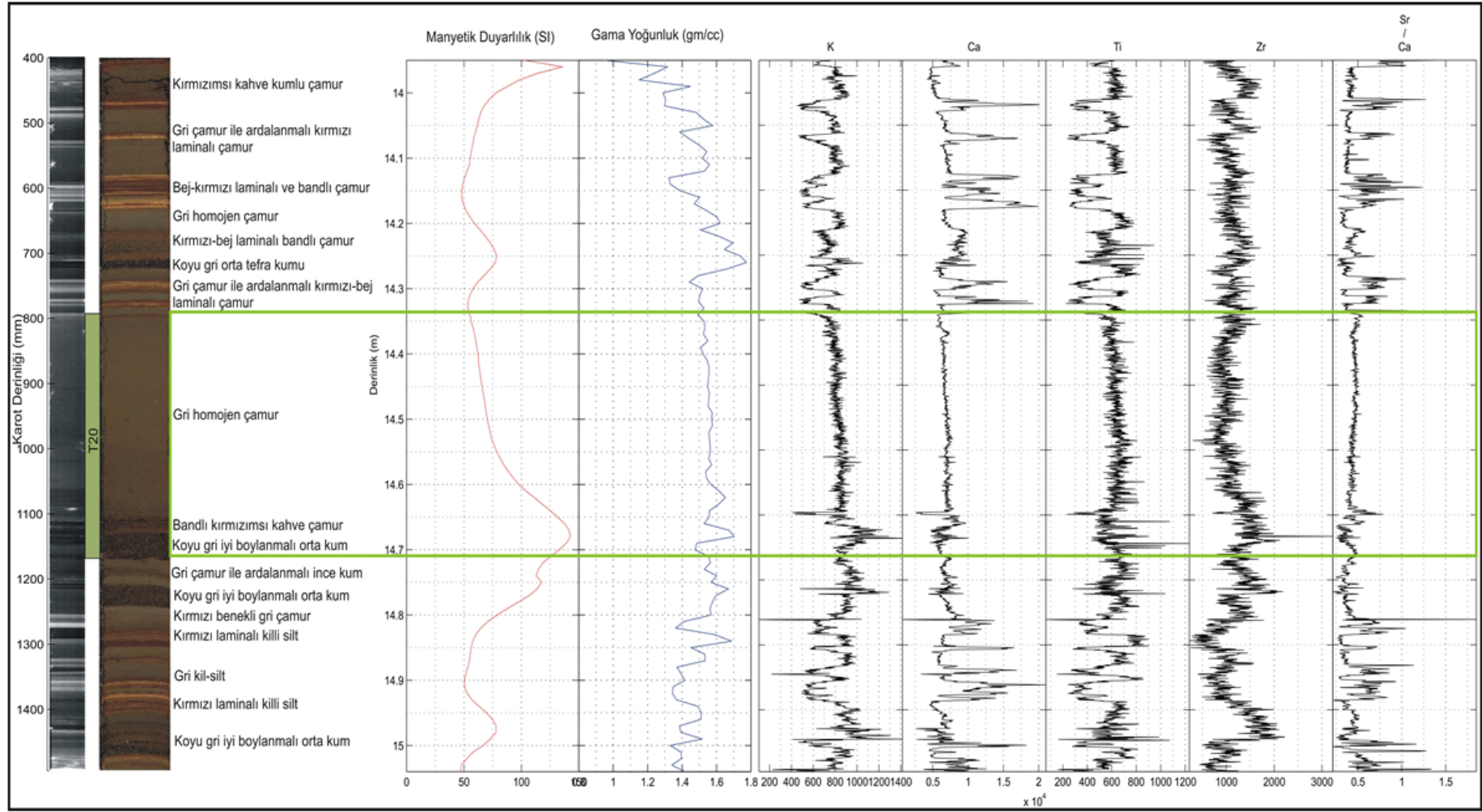
Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 7.91-8.80 m'leri arasında yer alan deforme olmuş göl çökelleri ve tefra tabakaları ait radyografi, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca) elde edilmiştir. Bu birimler düşük manyetik duyarlılık, yüksek yoğunluk, yüksek Ca, Ti, Sr/Ca değerleri ve düşük Zr, K değerleri gözlenmektedir (Şekil 5.12).



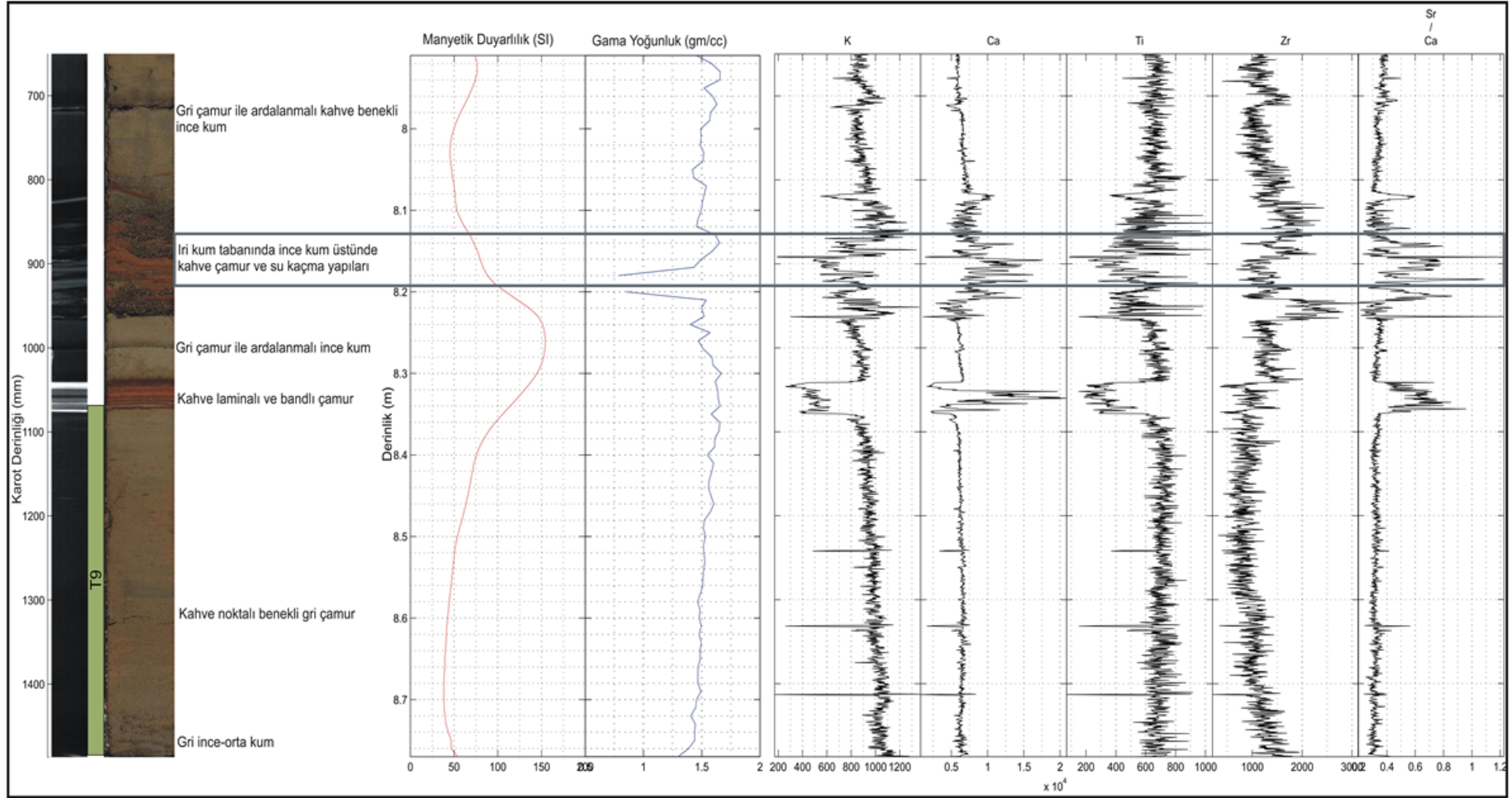
Şekil 5.9. Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 31.33-32.34 m’lerinde yer alan dereceli kum-silt birimine ait radyografi, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca)



Şekil 5.10. Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 17-18.20 m'lerinde yer alan dereceli kum-silt birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca)



Şekil 5.11. Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 13.98-15.10 m'lerinde yer alan dereceli kum-silt birimlerine ait radyografi, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca)

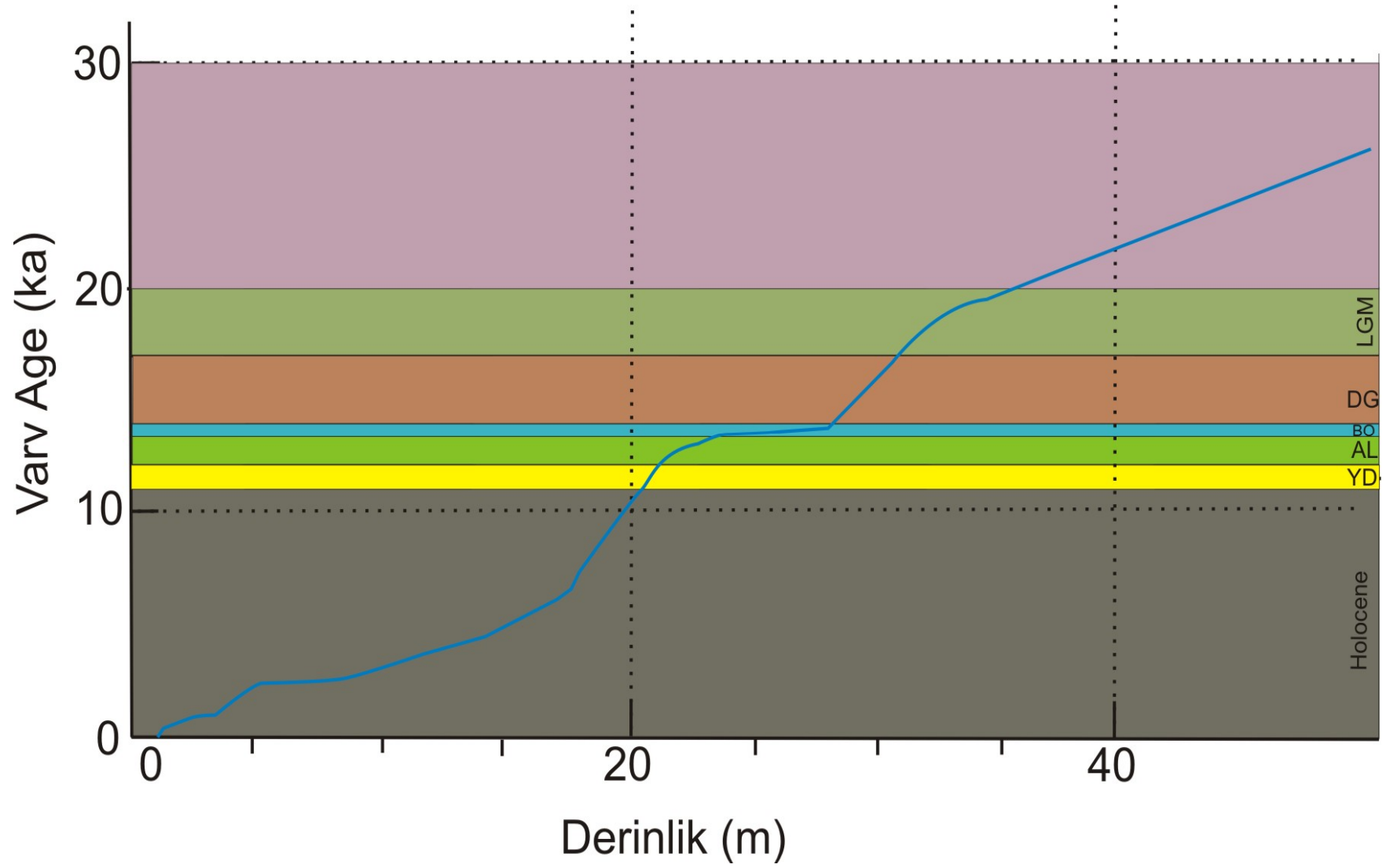


Şekil 5.12. Kuzey Havza birleştirilmiş karotunun 7.91-8.80 m’lerinde yer alan deforme olmuş göl çökelleri ve tefra tabakaları ait radyografi, optik ve XRF verileri (K, Ca, Ti, Zr, Sr/Ca)

5.4. Kronostratigrafi

Bu tez çalışmasının gerçekleştirildiği TUBİTAK-ICDP Projesi kapsamında Van Gölü Kuzey Havza birleştirilmiş karotundan alınan üç bitki/ağaç fosili örneğinin Accelerator Mass Spectrometry (AMS) ^{14}C analizleri Woods Hole Oceanographic Institution, “National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry Facility” de yaptırılmıştır. Yaşlar, ^{13}C düzeltmesi (450 yıl) yapıldıktan sonra günümüzden önce (G.Ö.) ^{14}C yılı olarak hesaplanmış yaşlar ve hata payları CALIB 6.0 Programı INTCAL kullanılarak Reimer vd.’ne (2004) göre takvim yılına kalibre edilmiştir.

Göl içerisinde mevsimsel etkilere bağlı olarak yaz ve kış aylarında farklı yoğunluktaki malzemeler çökelmektedir. Göl içerisinden alınan karotlardan elde edilen radyografi görüntülerinde mevsimsel farklılık sonucu oluşan bu farklı yoğunluktaki çökeller açık ve koyu renk olarak bir yılı temsil etmektedirler. Van Gölü çökellerinde bir açık ve bir koyu varvleri belirleyebilmek için ITRAX karot tarayıcısı ile elde edilmiş olan radyografi görüntülerinin MATLAB ile geliştirilen algoritma ile sayımı yapılmıştır (Çağatay vd., 2011). Radyografi görüntülerinin çözünürlüğü 0.5 mm olup, görüntü üzerindeki her bir ton bir yıl olarak kabul edilmiştir. Bu kabul göl içerisindeki 0.5 mm’lik ortalama varv çökelleme hızı ile uyumludur (Landmann v.d., 1996a; Landmann ve Kempe, 2005). Varv sayımında türbiditik ve tefra seviyeleri dahil edilmeyerek, gölün normal çökelleri olan laminalı ve bantlı seviyeler kullanılmıştır. Varv yaşları Kuzey Havza karotunda yer alan her karot bölümü için ayrı ayrı saydırılmıştır (Şekil 5.13). Her karot bölümü için elde edilen yaşlar ve hata miktarları kümülatif olarak toplanarak tüm karot boyunca yaş modeli elde edilmiştir.



Şekil 5.13. Varv sayımından elde edilen kümülatif yaş grafiği (Çağatay vd., 2011).

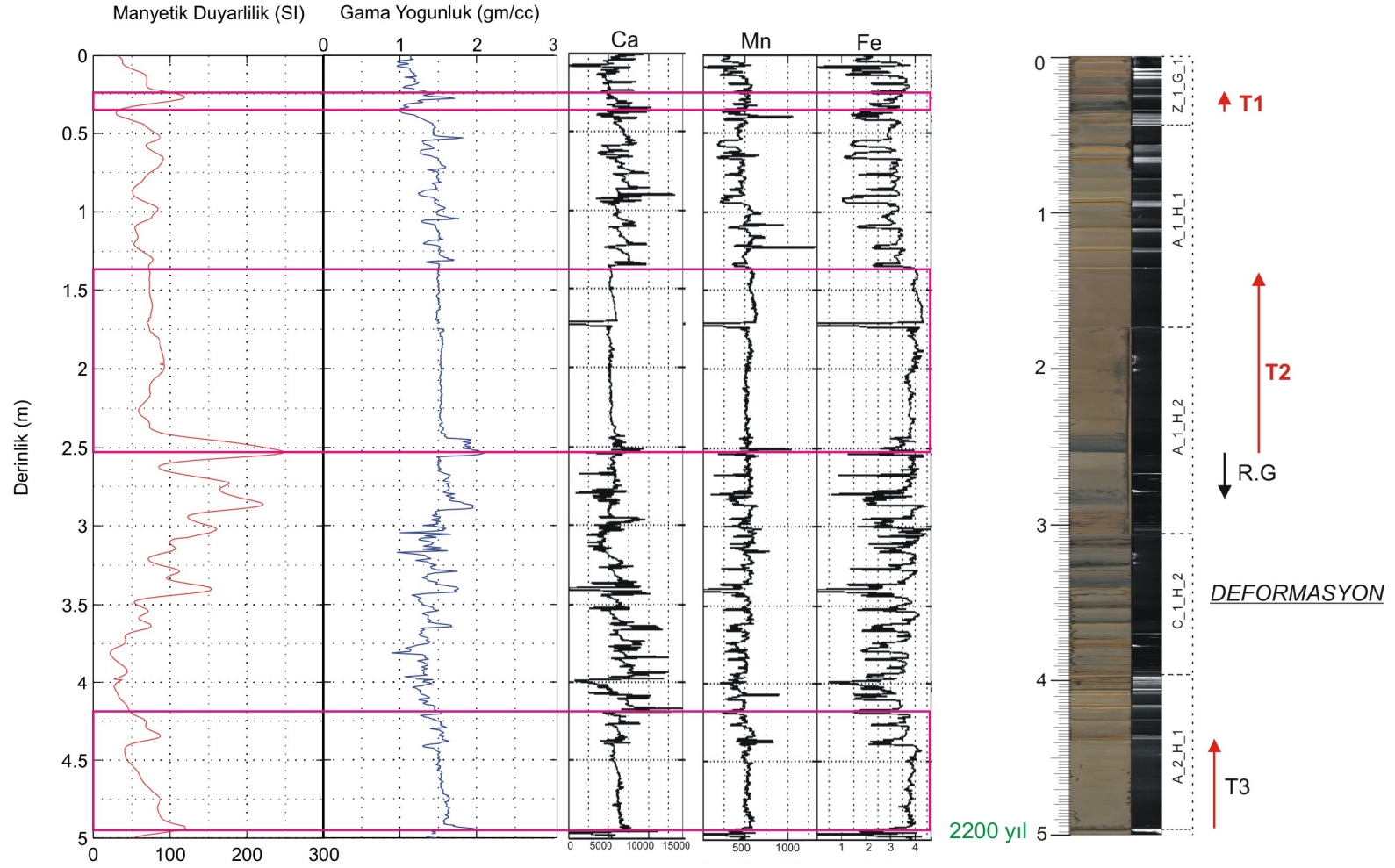
6. TARTIŞMA

6.1. Sismik-Türbidit (Türbidit-Homojenit) Çökellerinin Fiziksel ve Jeokimyasal Özelliklerinin Değerlendirilmesi

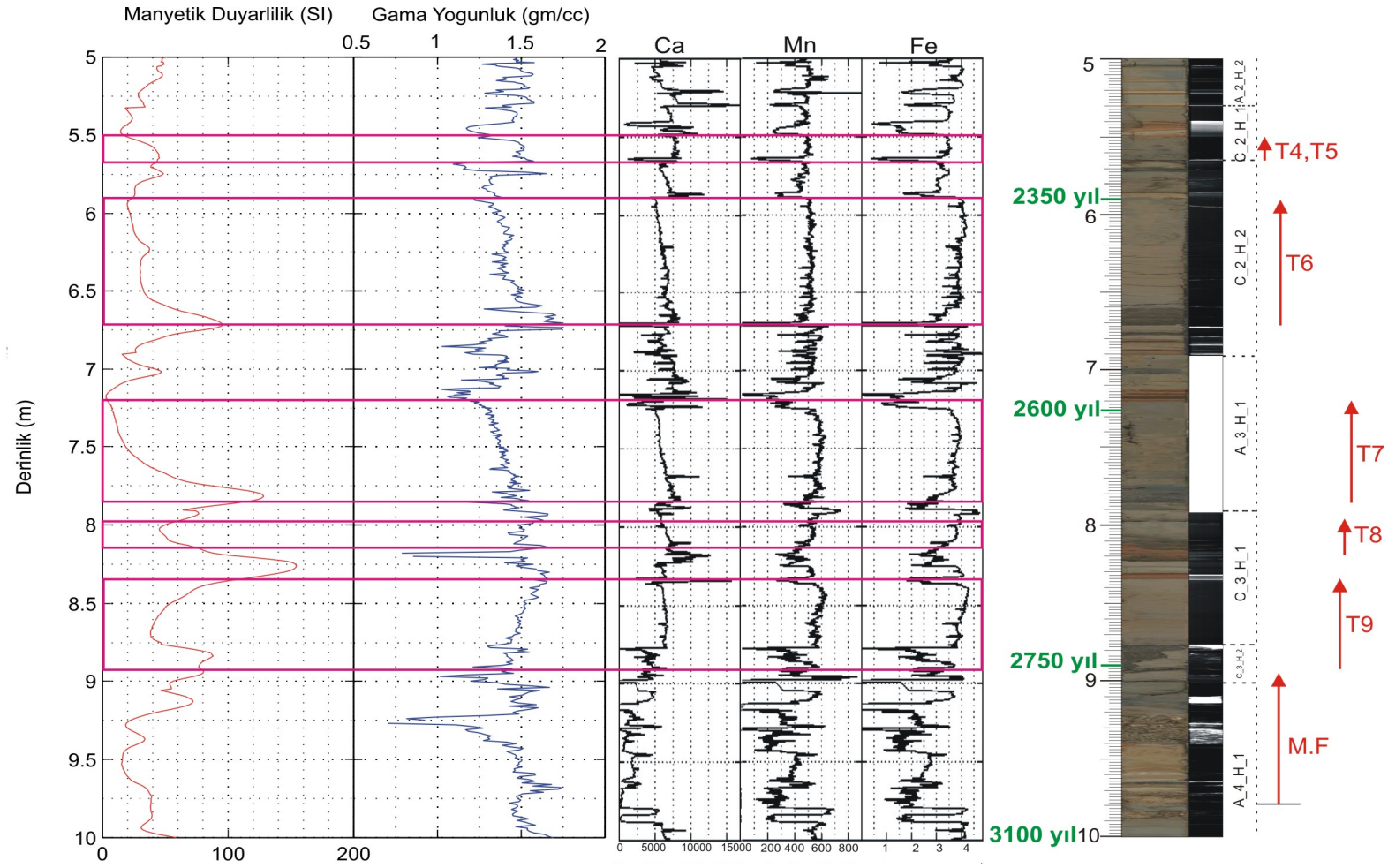
Karotta yapılan detaylı sedimantolojik çalışmalar sonucunda ayırtlanan litolojilerden dereceli kum-silt seviyeleri Van Gölü'nde farklı derinliklerde çökelmiş sismik-türbiditler (türbidit-homojenit) oldukları saptanmıştır. Bu seviyelerin detaylı sedimantolojisi yukarıdaki bölümlerde anlatılmış olup, karot boyunca gözlenen tüm seviyelerinin sismik-türbidit (türbidit-homojenit) karotta yapılan XRF ve MSCL analizleri sonucu gösterdikleri fiziksel ve jeokimyasal özellikleri de ortaya konulmuştur.

Karotun incelenen 30 m'lik kısmında toplam 78 adet türbidit-homojenit birimi gözlenmiş, karotta yapılan yaş modellemesine göre bunlardan 24 tanesi Holosen'de (son 10 bin yıl), geri kalan 54 tanesi ise G.Ö. 16.5 ile 10 bin yılları arasında çökelmiştir. Karotun ilk 30 m'sinde sedimantolojik çalışmalar sonucunda belirlenen sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimlerinin her birinde XRF analizleri ile tayin edilen elementlerin dağılımı ve manyetik duyarlılık değerleri yorumlanmaya çalışılmış ve buna göre sonuçların türbidit-homojenit birimlerinin geliştiği zamanlardaki iklimsel değişimlerin izleri ortaya konulmaya çalışılmıştır. Buna göre, karotun 0-5 m'sinde Mn ve Fe yüksek değerlerde gözlenirken, 1.20 m-2.5 m'ler arasında Ca değerinin nispeten düşük olduğu gözlenmektedir (Şekil 6.1). Karotun bu derinliklerinde ayırtlanan T1, T2 ve T3 sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyelerinde tabanda yer alan kumlu kaba alt bölümde yüksek manyetik duyarlılık, Fe ve Mn değerleri gözlenmektedir. Üstte çamura geçişte ani bir şekilde bu değerler düşmüş ve sismik-türbiditin (türbidit-homojenit) üstüne kadar bu değerlerin değişmeden devam ettiği gözlenmektedir. Karotun bu ilk 5 m'lik kısmında deforme olan seviyelerde Mn ve Fe yüksek değerlerde bulunmaktadır. Deforme olan seviyelerdeki bu artışlar, kütle akması ile açıklanabilmektedir.

Karotun 5-10 m'sinde türbidit-homojenit seviyelerinde Mn-Fe değerleri nispeten daha artmış ve bunlara uyumlu şekilde manyetik duyarlılık değerleri de artış göstermektedir. Bu artışlar özellikle G.Ö. 2600-2700 yılları arasında karotun 7.5 m ile 8.5 m'leri arasında gözlenmektedir. Karotun bu bölümünde su sıcaklığının ısındığını gösteren üç önemli sınırda (G.Ö. 2350, 2600 ve 2750 yılları) Ca değerlerinde artışlar gözlenmektedir (Şekil 6.2).



Şekil 6.1. Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 0-5 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri (T1-T3, M.F: Kütle Akması)

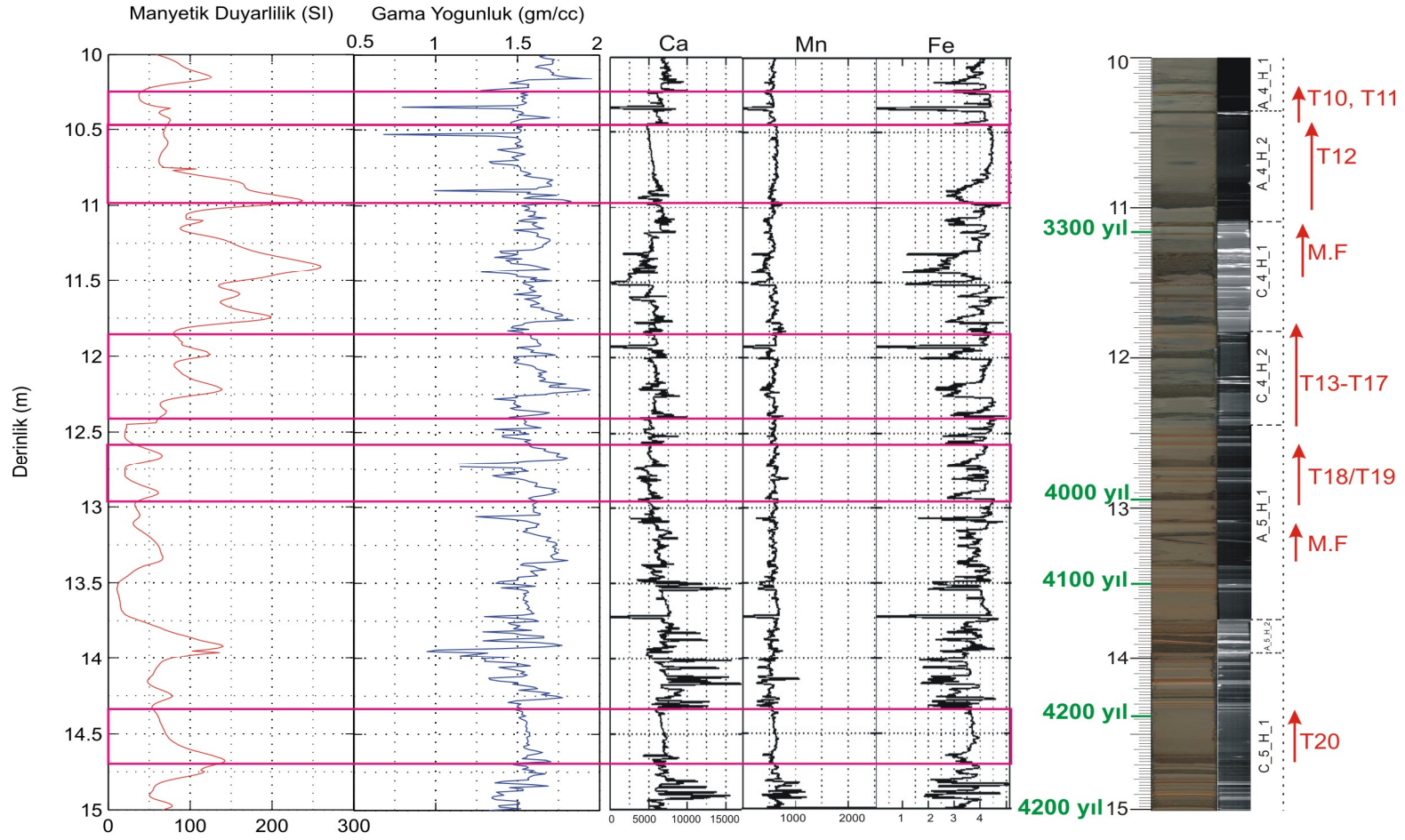


Şekil 6.2. Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 5-10 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri (T4-T9, M.F: Kütle Akması)

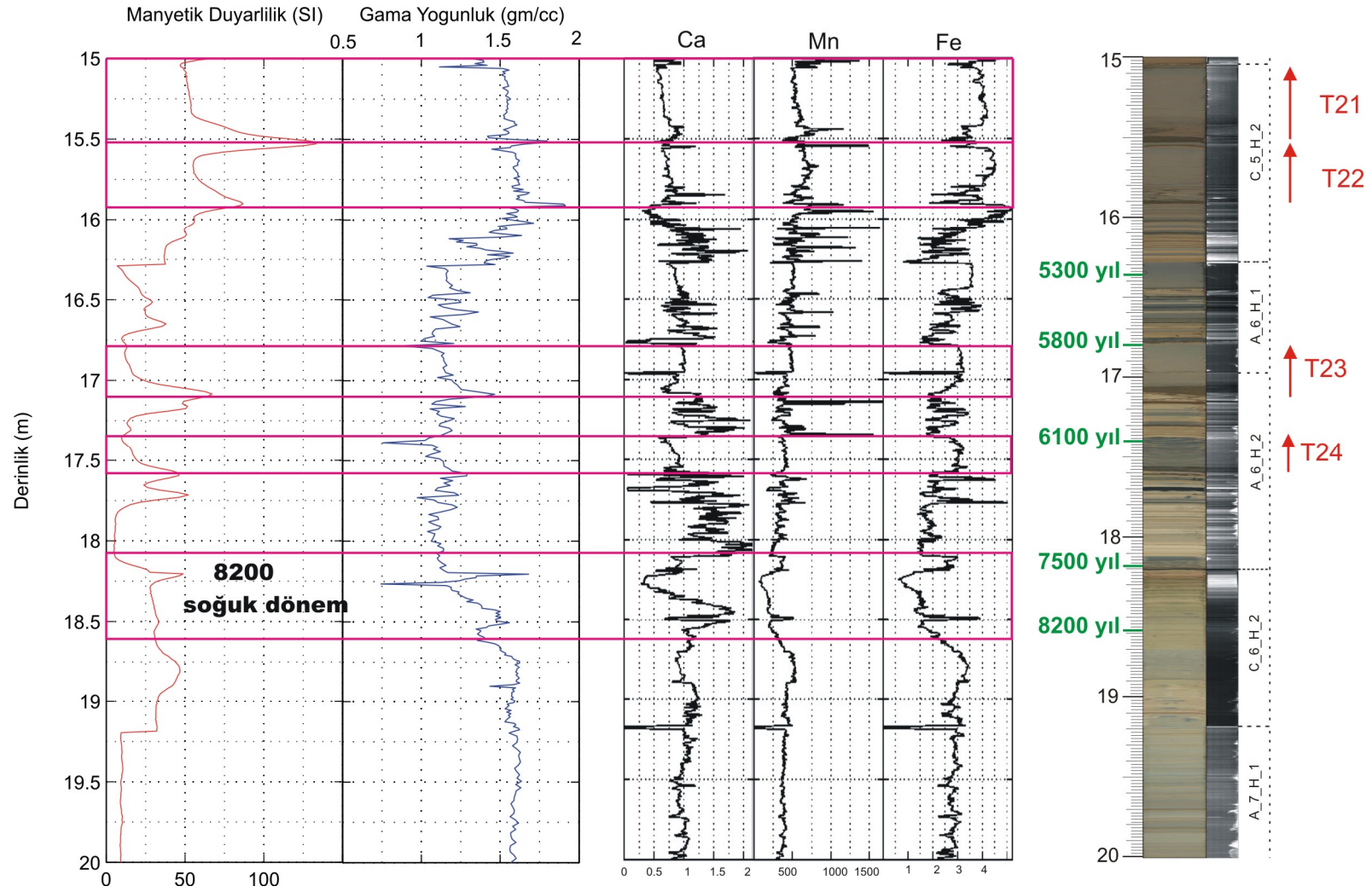
Ca'daki bu artış bu dönemlerdeki aşırı sıcak ve kurak iklimin etkisi ile göl suyundaki buharlaşma ve bunun sonucu olarak Ca'un sedimanda daha yüksek oranda çökmesini sağlamış olmalıdır.

Karotun 10-15 m'sinde G.Ö. 4300-4100 yılları arasına karşılık gelen seviyelerde Ca değerindeki artış bölgede sıcak-kurak iklimin hâkim olduğunu göstermektedir. Bu dönemlerde Mn ve Fe'in düşük değerlerde olduğu gözlenmekte ve buda bu dönemde karadan kırıntı girdisinin oldukça azaldığını göstermektedir. Karotun 13.5 m'e kadar G.Ö. 4100-3300 yıllarına karşılık gelen seviyelerde sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyelerinin arttığı gözlenmekte ve özellikle 12.5 m ile 10.5 m'ler arasında manyetik duyarlılık değerlerinin maksimuma ulaştığı gözlenmektedir. Bu seviyelere karşılık gelen türbidit-homojenit birimlerinin varlığı karotta manyetik duyarlılığın yüksek çıkması ve buna bağlı olarak karot çökelindeki kaba kırıntı oranı ile ilgili olmalıdır. Sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimlerinin karotun bu kısmında tabanda kumlu kaba bölümlerinde Fe, Mn değerlerinin yüksek olduğu gözlenmektedir. Bu elementlerdeki artışın ise yine çökeldaki kaba kırıntı oranı ile ilgili olmalıdır. Üstte çamura geçişte ani bir şekilde düşen Fe ve Mn değerleri istifin üstüne kadar değişmeden devam ettiği gözlenmektedir (Şekil 6.3).

Karotun 15-20 m'leri arasında gözlenen T21-T24 sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimlerinin gözleendiği seviyelerde manyetik duyarlılığın yüksek ancak Fe ve Mn gibi karasal kırıntı girdilerinin düşük çıktığı gözlenmektedir. Aynı seviyelerde ise Ca değerlerinin de oldukça düşük olduğu gözlenmektedir. Bu türbidit seviyelerinde Ca değerinin düşük olması göldeki birincil üretimin de düşük olduğunu göstermektedir. Karotun 18.1-18.6 m'ler arasında Ca değeri ani azalmaktadır. Ca'daki bu ani azalma G.Ö. 8200 yılı soğuk dönemine karşılık göstermektedir. Bu dönemde ayrıca Fe ve Mn değerlerinde de azalma gözlenmektedir. G.Ö. 8200 yılı soğuk dönemden sonra G.Ö. 6100 yılına doğru ısınmayı yani su sıcaklığının arttığı ve maksimum seviyeye ulaştığı gözlenmektedir. Bu durum Holosende, G.Ö. 8500 yıldan sonra global olarak ısınmadan kaynaklanmaktadır. G.Ö. 7500 yıldan sonra karotta G.Ö. 5500 yıla kadar su sıcaklığının aşırı arttığı ve azaldığı dönemler aralanmalı olarak gözlenmektedir. Bunlardan iki farklı soğuk dönemin sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyelerine karşılık geldiği gözlenmektedir. Sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyelerinde Mn ve Fe değerleri yüksek gözlenirken Ca'un oldukça düşük değerlerde olduğu gözlenmektedir (Şekil 6.4).



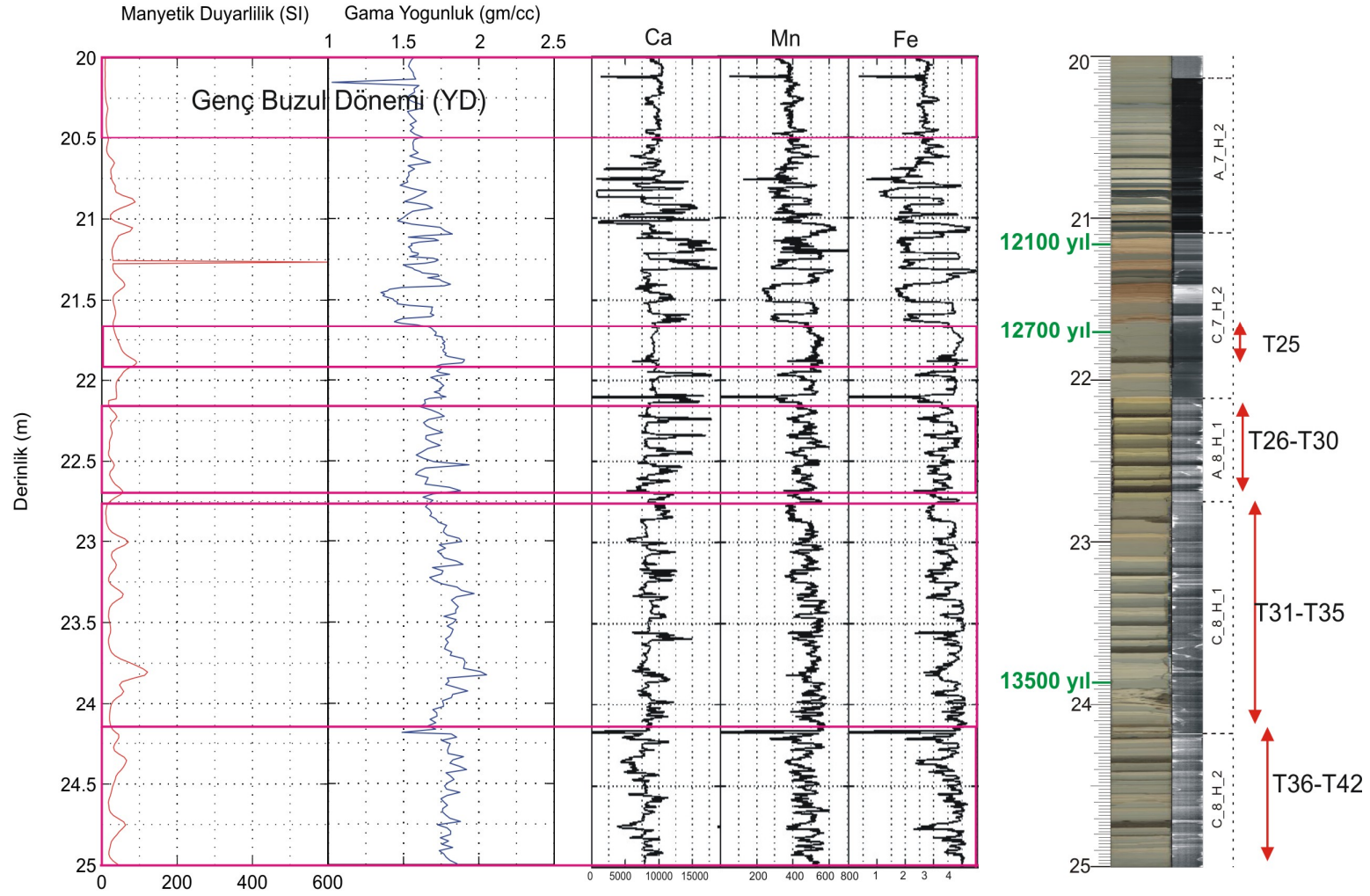
Şekil 6.3. Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 10-15 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri (T10-T20, M.F: Kütle Akması)



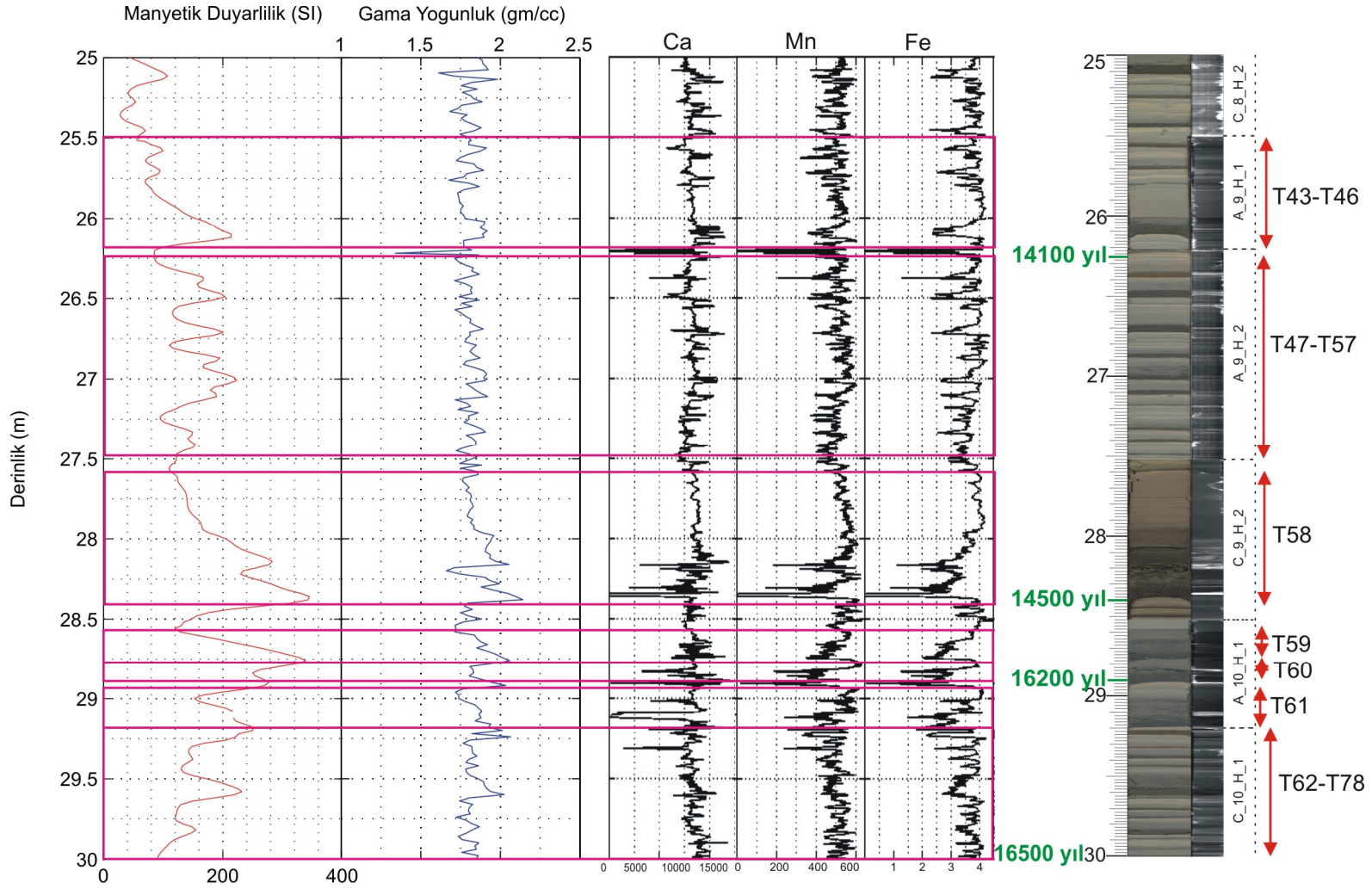
Şekil 6.4. Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 15-20 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri (T21-T24)

Karotta 20-20.5 m'ler arası Genç Buzul Dönemi'ne (G.Ö. 10.5-11.5 bin yılları arası, YD; Younger Dryas) karşılık gelmektedir. Bu dönemde Ca oldukça düşük, kırıntı girdisini gösteren Mn ve Fe ise Holosen'e göre daha düşük olduğu gözlenmektedir. Ca değerinin oldukça düşük çıkması yaklaşık 1000 yıl süren soğuk ve kurak bir iklimin yaşandığı Genç Buzul Dönemi'nde (YD; Younger Dryas) birincil üretimin az olduğunu göstermektedir. Karotta sismik-türbiditlerin yaygın olduğu 21.5-25 m'ler arasında sismik-türbiditlerle ardalanmalı lamine kısımlarda Ca yüksek iken, türbiditik kum seviyelerinde ise karasal kırıntı girdisini gösteren Fe ve Mn yüksek gözlenmektedir. Ca'daki bu artış, bu dönemlerdeki aşırı sıcak ve kurak iklimin etkisi ile göl suyundaki buharlaşma ve bunun sonucu olarak Ca'un sedimanda daha yüksek oranda çökmesini sağlamış olmalıdır. (Şekil 6.5).

Karotun 25-30 m'si Son Maksimum Buzul Dönemi'ne karşılık gelmektedir. Bu dönemde sismik-türbiditlerin oldukça yaygın olduğu gözlenmektedir. Göl su seviyesindeki azalmaya bağlı olarak gelişen 35 farklı sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimi ayırtlanmaktadır. Türbidit-homojenit biriminin gözlemlendiği seviyelerde Ca değeri düşük, Fe ve Mn değerleri yüksek gözlenmektedir. Ca değerindeki düşüş soğuk ve kurak bir iklimin yaşandığı Son Buzul Maksimum Dönemi'nde (LGM; Last Glacial Maximum) buharlaşmanın nispeten daha fazla veya birincil üretimin daha az olmasından kaynaklanmaktadır. Fe ve Mn değerlerindeki artış karasal kırıntı girdisi ile ilgili olmalıdır. Karotun özellikle 27.5-29 m'leri arasında manyetik duyarlılık değerlerinin maksimuma ulaştığı gözlenmektedir. Bu seviyelere karşılık gelen sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimlerinin varlığı karotta manyetik duyarlılığın yüksek çıkması ve buna bağlı olarak karot çökellerindeki kaba kırıntı oranı ile ilgili olmalıdır (Şekil 6.6).



Şekil 6.5. Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 20-25 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri (T25-T42)



Şekil 6.6. Kuzey Havzası birleştirilmiş karotunun 25-30 m aralığına ait MCSL, XRF radyografi ve optik görüntü analizleri sonuçları ve bu kısımda gözlenen türbidit-homojenit seviyeleri (T43-T78)

6.2. Van Gölü Çökellerinde Sismik-Türbidit (Türbidit-Homojenit) Birimlerinin Sedimentasyon Süreçleri

Türbiditler, son yıllarda paleosismoloji için oldukça önemli bir araç olarak kullanılmaları ve tarihsel deprem kayıtlarını bulundurmaları bakımından önemlidir. Deprem, sualtı heyelanları (slump) veya volkanik patlama, kütle kayması ve türbidit akıntıları, deniz tabanındaki çökellerin yer değiştirmesine sebep olan hareketlerdir. Kütle kaymaları, eğimi 0.5^0 'den büyük olan yerlerde ve kısmen de yüksek sismik aktiviteye, yüksek sedimentasyon hızına sahip ve yüksek yamaç eğimli olan bölgelerde yaygın olarak görülmektedir.

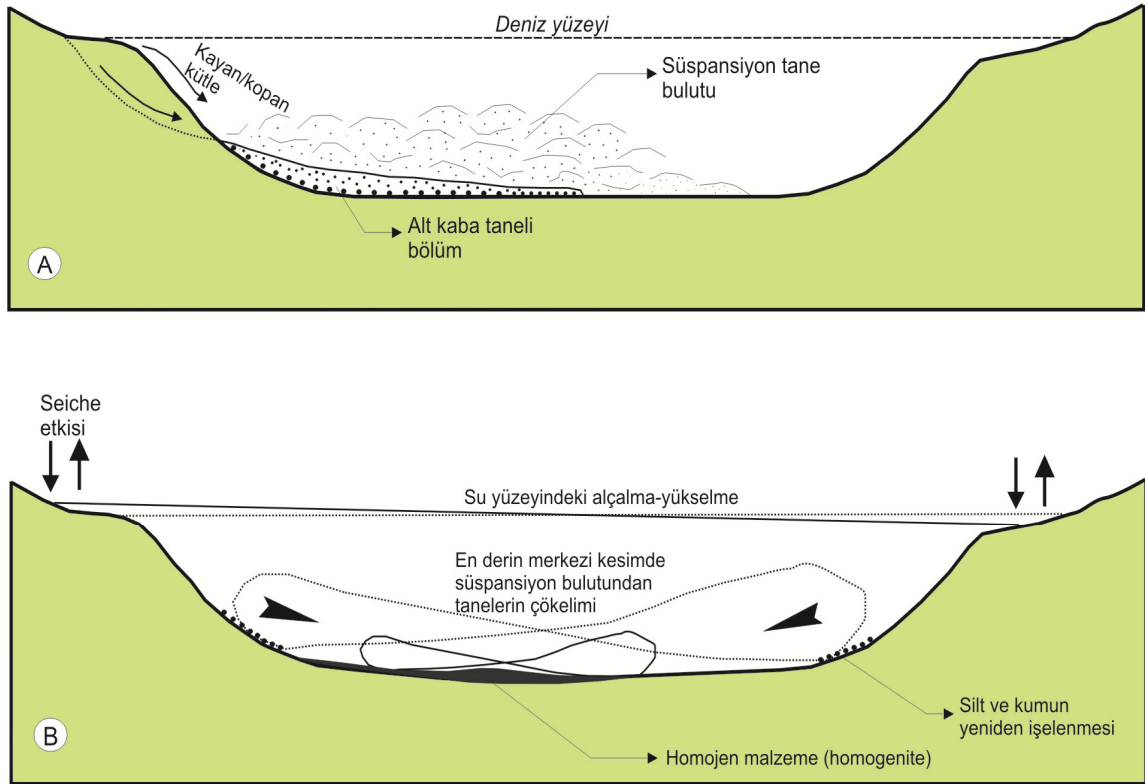
Türbidit akıntıları yoğunluk akıntısıdır. Akıntı, seyreltik sıvı-çökel karışımında sıvı türbülansının üst kısımları tarafından süspansiyon malzemedeki çökel parçalarının kalması nedeniyle oluşmaktadır. Bu türbülans ise, temel olarak çökel/akma ve etraftaki sıvı sınırları/akma arasındaki sürtünme ile oluşmaktadır. Çökellerde gözlenen laminalardaki benzer jeokimyasal bileşim, kalınlıkların üste doğru azalması gibi özellikler, türbiditlerin yansımış türbidit olduğunu ve her bir kum-silt laminanın karşı yamaçtan yansıyan tek bir türbidit akıntısı ile çökeltildiğini göstermektedir. Özellikle karot çökellerinin sedimentolojik özellikleri kullanılarak sismik-türbiditlerin tespiti için bazı kriterler ortaya çıkarılmıştır (Tablo 6.1).

Tablo 6.1. Türbidit ve Sismik-türbidit farkı (Nakajima ve Kanai, 2000).

	Normal Türbiditler	Sismik Türbiditler
Sedimanter Yapılar	Tek tabaka, Bouma İstifi	Düzensiz veya tamamlanamamış
Tane Boyu Değişimi	Normal dereceli	Normal derecelenme, ters derecelenme, tane boyunun kesilmesi, dalgalanma
Bileşimsel Değişim	Tabakalar arası tektip bileşim, tabaka boyunca sürekli bir değişim	Tabakalar arasında farklı bileşim ve tabaka içinde ani kesiklikler
Kaynak	Tek kaynak	Çoklu veya doğrusal kaynaklar
Çökeltme İşlemi	Tek bir türbidit akıntısı sonucu çökeltme	Aynı veya farklı kaynaklara bağlı güçlü veya büyük türbidit akıntıları sonucu

Bu çalışmada karot çökellerinde yapılan sedimantolojik çalışmalar sonucunda türbidit-homojenit seviyelerinin tabanda kaba taneli bölüm ile başladıkları gözlenmektedir. Bu bölüm üste doğru keskin bir sınır ile homojen killi seviyeye geçmektedir. Sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimlerindeki alt kaba taneli bölüm yaygın olarak masif, yer yer kavrık, ağaç ve pumis parçaları içeren koyu gri ve kahvems gri renklerde orta-kötü boylanmalı dereceli kumlu seviyeleri halinde gözlenmektedir. Kötü boylanmalı kumlu seviyeler çökeltirken daha sonra üste doğru daha iyi boylanmalı kaba malzemenin çökeldiği anlaşılmaktadır. Bu durum türbiditi oluşturan depremin ardından kayan ve kopan malzeme önce fazla yıkanıp taşınmadan çökeldiğini, ancak daha sonra iyi yıkanmaya maruz kaldığından iyi boylanmalı taneler şeklinde çökeldiğini göstermektedir. Masif kumlu birimde boylanmanın kötü gelişmesi aslında türbidit-homojenit biriminin çökeltirken kumlu

alt kısmın aniden çöktüğünü ve fazla yıkanma ve uzun mesafelerce taşınmaya maruz kalmadığını göstermektedir. Masif kumlu seviye depremler sırasında yamaç ve şelf kenarında konsolide olmayan çökellerin kayma ve akma ile gölün daha derin kesimlerine kütle akması ile taşınmakta ve daha sonra bu çökellerin yamacın tabanına ulaştıklarında ise yatak yükü olarak türbiditik bir akıntı ile ilk olarak çökteldikleri sismik-türbidit birimlerinin litolojik dokularından anlaşılmaktadır (Şekil 6.7). Depremler sırasında Van Gölü tabanında bu çökeller ile suda süspansiyon olarak asılı çökeller, belirli bir süre geçtikten sonra alt kaba taneli bölüm üzerine çökelmektedir. Bu homojen kil seviyesinin uniform veya dereceli süspansiyon halde çökteldikleri, bu seviyeye karşılık gelen çökellerin tane boyu ve dokusundan anlaşılmaktadır. Bu durum sismik-türbidit oluşumunda alt kaba taneli malzemenin çökmesinin ardından homojen kil seviyesinin iki farklı çökme işlevi ile oluştuğunu göstermektedir.



Şekil 6.7. Van Gölü'nde türbidit-homojenit birimlerinin oluşum modeli. Depremler ile şelf yamacından kopan kütle derin kesimlere doğru sürüklenir ve çöktürülür. Kaba malzeme yüksek hızla deniz tabanında ilk önce çökerken, ince taneli süspansiyon malzeme suda daha geç ve yavaş çöktürülür (A). Depremler ile su yüzeyindeki düşey yöndeki oynamalar sonucunda kaba malzeme deniz tabanında ileri-geri çalkalanarak yıkanmaya maruz kalır (B).

Karotta yapılan manyetik duyarlılık ve XRF analizleri sonucunda sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyelerinde, genel olarak göl tabanına kaba kırıntı girdisini gösteren manyetik duyarlılığın oldukça yüksek değerlere ulaştığı gözlenmektedir. Bu durum karot boyunca belirlenen diğer farklı litolojik birimlere göre önemli bir fiziksel ayıraç olarak kullanılabilir. XRF analizlerinde lamine ve bantlı killi silt seviyelerinde Ti değeri düşük iken türbidit-homojenit birimlerinde Ti değeri yüksek çıkmaktadır. Bunun en önemli sebebi ise göl tabanına depremler sonrasında şelf ve yamaçlardan ulaşan kaba kırıntılı malzemelerde Ti elementinin varlığındandır. Lamine ve bantlı killi silt seviyelerinde Ca elementi oldukça yüksek gözlenirken, sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyelerinde bu elemente ait değerler oldukça düşük gözlenmektedir. Bu durum Ca elementinin pelajik sedimantasyonla çökelen seviyelerdeki pelajik fosillerin (Ostrakod ve Diatom gibi) varlığı ile açıklanabilmektedir. Sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimlerinde K, Zr, Ca düşük gözlenirken, Ti elementi kırıntı gelimindeki artış ile doğru orantılı olarak yüksek değerlerde gözlenmektedir.

Karot boyunca tüflü ve volkanik malzemelerin minerolojik bileşimlerine bakıldığında, karotta Holosen süresince bunların Nemrut kökenli patlamalar sonucunda göl tabanında çöktikdikleri, Holosen öncesinde ise genelde bu volkanik malzemelerin Süphan kökenli oldukları tespit edilmiştir. Karotta sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyelerinin depremler sırasında geliştikleri, ancak bu depremlerin tektonik kökenli mi yoksa göl çevresindeki volkanik patlamalar sonrasında mı geliştikleri bu çalışmada saptanmaya çalışılmıştır. Buna göre, karotta türbidit-homojenit alt kaba bölümünü oluşturan kumlu seviyelerin bileşimlerinde genelde volkanik kırıntıların gözlenmesi, bunların volkan patlamaları sonrasında bölgede oluşan depremler ile göl tabanında çöktikdikleri anlaşılmaktadır. Bu volkanik malzemenin muhtemelen patlamalar esnasında göle taşınarak türbiditik akıntılar ile gölün derin kesimlerinde çöktikdikleri anlaşılmaktadır. Karot boyunca belirlenen türbidit-homojenit seviyelerinin Holosen öncesinde daha fazla sayıda olmasında bu volkanik faaliyetlerin bu zamanda daha sık gerçekleştiğini göstermektedir.

Van Gölü'nde daha önce yapılan iklim çalışmalarında, göl seviyesi G.Ö. 15-16 bin yıllarında da günümüz seviyesinde iken bu seviyenin Holosen başlarına doğru (~G.Ö. 10.5 bin yıl) düştüğü ve maksimum en düşük zamanına (yaklaşık 130 m ile 140 m'den daha düşük) ise Genç Buzul Dönemi'nde (Younger Dryas: G.Ö. 11.5-10.5 bin yılları arası) eriştiği bilinmektedir (Landmann vd., 1996a, b; Landmann ve Kempe, 2005).

Buna göre, sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimlerinin Holosen öncesinde daha fazla miktarda olmaları aynı zamanda göldeki su seviyesi değişimleri ile ilgili olmalıdır. Göldeki su seviyesinin düşmesi sonucunda, özellikle şelf kenarı ve yamaçlardaki çökeller üzerinde hidrostatik basıncın azalması ve konsolide olmayan kırıntılı malzemelerin yamaçlarda kayma ve kopma şeklindeki hareketlerini daha fazla tetiklemiş olmalıdır.

Van Gölü'nde su seviyesinin G.Ö. 16 bin yıllarında günümüz seviyesinden -140 m'lere düşmesi, bu seviyenin üzerinde kalan şelf alanlarının daha fazla aşınması ve buralardan aşınan malzemelerin ise şelf yamaçlarında birikmesine ve bu biriken duraysız çökel yığılımlarının ise depremler ile tetiklenerek gölün derin kesimlerine kayma ve kopma hareketi sonucunda sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimlerini çökelttikleri düşünülmektedir.

7. SONUÇLAR

Bu çalışma, 2010 yılında TUBİTAK-İTÜ ve ICDP arasında ortaklaşa, Van Gölü'nde Bitlis'in Ahlat ilçesi açıklarında, gerçekleştirilen proje kapsamında -245 m su derinliğinde toplam uzunluğu yaklaşık 145 m olan karotun ilk 30 m'si İTÜ-EMCOL laboratuvarlarında XRF karot tarayıcısı (ITRAX) kullanılarak elementer analizleri ve çok sensörlü karot loglayıcısı (MSCL) ile yoğunluk ve manyetik duyarlılık analizleri yapılmıştır.

Bu tez çalışması kapsamında karotun 40 m'lik kısmında detaylı sedimantolojik çalışmalar yapılmış ve bunun sonucunda 5 adet çökel birimi ayırtlanmıştır.

Karotun incelenen 30 m'lik kısmında ise toplam 78 adet sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimi saptanmış, karotda yapılan yaş modellemesine göre bunlardan 24 tanesi Holosen'de (son 10 bin yıl), geri kalan 54 tanesi ise G.Ö. 16.5 ile 10 bin yılları arasında çökeldiği tespit edilmiştir.

Sismik-türbidit (türbidit-homojenit) seviyelerinde tabanda yer alan kaba kumlu alt bölümlerdeki manyetik duyarlılık, Fe ve Mn değerlerinin yüksek; Ca'un ise düşük değerlerde olduğu gözlenirken, üst bölümlerdeki çamura geçişte bu değerlerin tümünün ani bir şekilde düştüğü ve sonra türbidit-homojenitin en üstüne kadar değişmeden devam ettiği gözlenmektedir.

Karotda yapılan mineralojik çalışmalar sonucunda türbiditlerin bileşimlerinin çoğunlukla volkanik kökenli olduğu gözlenmiştir. Bu bölgede son 16 bin yılda gelişen 78 adet depremin kökeninin, büyük bir çoğunlukla yakın çevrede yer alan Nemrut ve Süphan Volkanları'nın faaliyetleri sonucu olduğu bunun da sonunda ise Van Gölü yamaçlarında sismik-türbidit (türbidit-homojenit) birimlerinin geliştiği anlaşılmaktadır.

KAYNAKLAR

- Acarlar, M., Bilgin, E., Elibol, E., Erkal, T., Gedik, D., Güner, E., Hakyemez, Y., Sen, A.M., Oğuz, M.F., Umut, M., 1991. Van Gölü Doğu ve Kuzeyinin Jeolojisi. MTA Genel Müd. Jeoloji Etüt Dairesi Yayını, Rapor No: 9469, 94 s. (yayınlanmamış).
- Arni, P., 1938. Van vilayetinin jeolojisi hakkında rapor. MTA Genel Müd. No: 883.
- Beck, C., Mercier de Lepinay, B., Schneider, J.L., Cremer, M., Çağatay, M.N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Menot, G., Schmidt, S., Weber, O., Eris, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., Gutscher, M.A., and the MARMACORE Cruise Party, Turon, J.L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Gallet, Y., Bouquerel, H., Görür, N., Gervais, A., Castera, M.H., Londeix, L., Resseguier, A. and Jaouen, A., 2007. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins, *Sedimentary Geology*, 199, 65-89.
- Berner, R., 1980. Early Diagenesis-A Theoretical Approach. Princeton Series in Geochemistry, New Jersey: Princeton University Press, N.J., 241 pp., Princeton.
- Cheshire, H., Thurow, J., Nederbragt A.J., 2005. Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science* Volume 20, Issue 5, Pages 457 – 469.
- Çağatay, M.N., Dikçe, D., Sancar, Ü., Eriş, K ve Damcı, E., 2007. Marmara Denizi'nde Türbiditler ve Paleosismolojik Önemi, *TURQUA Türkiye Kuvaterner Sempozyumu VI*.
- Çağatay, M.N., Eriş, K.K., Damcı, E., Akçer, S., ve Ülgen, B.U., 2011. Van Gölü'nün Geç Pleyistosen-Holosen'deki yüksek çözünürlü su seviyesi salınımları. TÜBİTAK araştırma raporu (108Y279 Projesi), 40 s.
- Çağlan, D., Alan, H., Dirik, R.K., Topal, T., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., 2011. Van (Tabanlı-Edremit) ili depremleri. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası raporu, Ankara.
- Degens, E.T., Kutman, F., 1978. *The geology of lake Van*. MTA Genel Müd. No: 169. 158s.
- Degens, E.T., Wong, H.K., Kempe, S., Kurtman, F., 1984. A Geological study of Lake Van, Eastern Turkey. *Geologische Rundschau*, 73: 701-734.

- Dewey, J. F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., and Sengor, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere; the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone (edited by Coward, M. P., et al.). *Geological Society Special Publications* (19): 3-36.
- Işık, A., Çiftçi, Y., 2002. Van Gölü Havzasının Jeolojik Özellikleri. *Doğu Anadolu Jeoloji Çalıştayı*, 02-06 Eylül, Van.
- Jackson, P., Lovell, M., 2003. Electrical resistivity of marine sediments-core measurements. New Ways of Looking At Sediment Cores and Core Data Programme and Abstracts. An International Conference and Workshop. Southampton, United Kingdom. pp. 16-17.
- Jahn, B., Donner, B., Müller, P. J., Röhl, U., Schneider, R., Wefer, G., 2003, Pleistocene variations in dust input and marine productivity in the northern Benguela Current: Evidence of evolution of global glacial-interglacial cycles, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193(3-4), 515-533.
- Jenkins, R. and De Vries, J.L., 1970. Practical X-ray Spectrometry. MacMillan, London, pp. 1-190.
- Kido, Y., Toshitada, K. and Tada, R., 2006. Rapid and quantitative major element analysis method for wet fine-grained sediment using an XRF microscanner, *Marine Geology*, 229, 209-225.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anotolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: İmplication for Transition From Thrusting to Strike-Slip Faulting. *Geodinamica Acta*, 14: 177-195.
- Landmann, G., 1996. Van See/Türkei: Sedimentologie, Warvenchronologie und regionale Klimaentwicklung der letzten 15.000 Jahre. Ph.D. thesis, Universität Hamburg, pp. 123.
- Landmann, G., Reimer, A., Kempe, S., 1996. Climatically induced lake level changes at Lake Van, Turkey, during the Pleistocene/Holocene transititon. *Global Biogeochemical Cycles*, 10 (4): 797-808.
- Landmann, G., Reimer, A., Lemcke, G., Kempe, S., 1996a. 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.
- Landmann, G., Reimer, A., Kempe, S., 1996b. Climatically induced lake level changes at Lake Van, Turkey, during the Pleistocene/Holocene transition. *Global Biochemical Cycles*, 10: 797-808.

- Landmann, G., Kempe, S., 2005. Annual deposition signal versus lake dynamics: Microprobe analysis of Lake Van (Turkey) sediments reveals missing varves in the period 11.2–10.2 ka BP. *Facies*, 51: 143-153.
- Landmann, G., Steinhauser, Georg., Sterba, J.H., Kempe, S., Bichler, M., 2011. Geochemical fingerprint by activation analysis of tephra layers in Lake Van sediments, Turkey. *Applied Radiation and Isotopes*, 69: 929–935.
- Lemcke, G., Sturm, M., 1997. $\delta^{18}\text{O}$ and Trace Element Measurements as Proxy for the Reconstruction of Climate Changes at Lake Van (Turkey): Preliminary Results. *NATO ASI Series* (149): 653-676.
- Litt, T., Krastel, S., Sturm, M., Kipfer, R., Oerchen, 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* Volume: 28 Issue: 15-16 Pages: 1555-1567.
- McHugh, C., Seeber, L., Cormier, M-H., Dutton, J., Cagatay, N., Polonia, A., Ryan, W.B.F., Gorur, N., 2006. Submarine earthquake geology along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey: A Model for transform basin sedimentation, *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 661-684.
- Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C. E. Payton, Editor, *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir vol. 26, American Association of Petroleum Geologists, pp. 135–144.
- MTA, 2002. 1:500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Van paftası. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Nakajima, T. and Kanai, Y., 2000. Sedimentary features of seismo-turbidities triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea, *Sedimentary Geology*, 135, 1-19.
- Ortynski, I., 1944. *Geological Report on Trip to Van Area*. MTA Genel. Müd. No: 1519. Ankara.
- Özdemir, Y., Karaoğlu, Ö., Tolluoğlu, A.Ü., Güleç, N., 2006. Volcano stratigraphy and petrogenesis of the Nemrut strato volcano (East Anatolian High Plateau): the most recent post-collisional volcanism in Turkey. *Chem. Geol.* 226, 189–211.
- Rothwell, R.G., Rack, F.R., 2006. New techniques in sediment core analysis. in: Rothwell, R.G. (Ed.). *Geological Society Special Publication*, 267. Geological Society: London, UK. ISBN 1-86239-210-2. 266 pp

- Röhl, U., Abrams, L.J., 2000. high-resolution, downhole and non-destructive core measurements from Sites 999 and 1001 in the Caribbean Sea: application to the Late Paleocene Thermal Maximum. *Proc. ODP Sci. Results* 165, 191-203.
- Snowball, I.F., 1993. Mineral magnetic properties of Holocene lake sediments and soils from the Karsa valley, Lapland, Sweden, and their relevance to palaeoenvironmental reconstruction. *Terra Nova*, 5, 258-270.
- Sorrel, P., 2006. The Aral Sea: A Palaeoclimate archive. Doctoral thesis. Institut für Geowissenschaften, Universität Potsdam, Deutschland Laboratoire PEPS, UMR 5125, Université Claude Bernard – Lyon 1, France
- Shiki, T., Kumon, F., Inouchi, Y., Kontani, Y., Sakamoto, T., Tateishi, M., Matsubara, H. and Fukuyama, K., 2000. Sedimentary features of the seismo-turbidities, Lake Biwa, Japan. *Sediment Geol.* 135, 37-50.
- Sumita, M., Schmincke, H., 2011, Volcanic, compositional and temporal evolution of dominantly Nemrut. 1st PALEOVAN Post Drill Science Meeting, Zurich.
- Şaroğlu, F., Güner, Y., 1981. Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, (24): 39-50.
- Şengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian Faults: Its age offset and tectonic significance: *Jour.Geol.Soc.Lond.*, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Kurumu, Yerbilimleri Özel Dizisi* (1).
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in Biddle, K.T., and Christie-Blick, N., eds., *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*: Tulsa, OK, Soc. Econ.Paleontol. Mineral.,Spec.Publ., 37, 227-264.
- Ternek. Z., 1953. Van Gölü güneydoğu bölgesinin jeolojisi. *Tür. Jeol.Kur. Bült.* 4 (2):1-27.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N. and Hatleid, W.G., 1977a. Seismic stratigraphy and global changes in sealevel. In: *Seismic stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration* (ed. By C.E. Payton). Memoir of the American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, 26, 49-62.

- Van Zeist, W., Woldring, H., 1978. A pollen profile From Lake Van In: *The Geology of Lake Van*. (Editors Degens E.T., Kurtman, F.), The Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publication No:169, Ankara, 115-123.
- Yılmaz, Y., 1978, Gevaş (Van) Dolayında Bitlis Masifi/Ofiyolit İlişkisi, Türkiye 4. Petrol Kongresi Bildirileri.
- Yılmaz, Y., Yıldırım, D., Işık, H., 1981, Gevaş (Van) ofiyoliti ve sinkinematik bir makaslama zonu, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni (24), 37-45.
- 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.
- Williamson, D., Jackson, M. J., Banerjee, S. K., Marvin, J., Merdaci, O., Thouveny, N., Decobert, M., Gibert-Massault, E., Massault, M., Mazaudier D., and Taieb M., 1999. Magnetic signatures of hydrological change in a tropical maarlake (Lake Massoko, Tanzania): Preliminary results *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, Volume 24, Issue 9, Pages 799-803. Wunsch J., 1885. "Die Quelle des Westlichen Tigrisarmes und der See Gölldschik", *Mitt.der.k.k.Geogr.Gesel. Bd.28,s.1-21*, Wien.

ÖZGEÇMİŞ

Sabite Nilay ERGENE, 1987 yılında Elazığ'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini Elazığ'da tamamladıktan sonra, 2006 yılında Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde öğrenime başladı. 2010 yılında mezun oldu. Aynı yıl içerisinde Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Genel Jeoloji Dalında Yüksek Lisans programına başladı.