

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2012 Cilt 55 Sayı 3
August 2012 Volume 55 Number 3

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2012 Cilt 55 Sayı 3
August 2012 Volume 55 Number 3

ISBN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Ali POLAT, Orhan TATAR, Halil GÜRsoY, Volkan KARABACAK, Cengiz ZABCI, Taylan SANÇAR**
1939 Erzincan Depremi Yüzey Kırığının Ortaköy-Suşehri Segmenti Üzerinde Paleosismolojik
Bulgular, Kuzey Anadolu Fay Zonu
Paleoseismological Findings on the Ortakoy-Suşehri Segment of the 1939 Erzincan Earthquake
Surface Rupture, North Anatolian Fault Zone..... 137
- Erdem BEKAROĞLU**
Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'nde İklim Kontrolünde Meydana Gelen
Bir Yüksek Deniz Seviyesinin Kanıtları
Evidence of Climate-Driven a Sea-Level High Stand During the Penultimate Glacial Period..... 159
- Uğur TEMİZ**
Yozgat-Sorgun Havzasındaki Bazaltik Daykların Konumları: Lütésiyen'deki Gerilme Durumu
Orientation of the Basaltic Dykes in the Yozgat - Sorgun Basin: The Lutetian Stress State 189

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo Archive, Geo
Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM
Veri Tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBIM Database

TÜRKİYE JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey



1939 Erzincan Depremi YüzeY Kırığının Ortaköy-Suşehri Segmenti Üzerinde Paleosismolojik Bulgular, Kuzey Anadolu Fay Zonu

*Paleoseismological Findings on the Ortakoy-Suşehri Segment of the 1939 Erzincan
Earthquake Surface Rupture, North Anatolian Fault Zone*

Ali POLAT¹, Orhan TATAR², Halil GÜRSOY²,
Volkan KARABACAK³, Cengiz ZABCI⁴, Taylan SANÇAR⁵

¹İl Afet ve Acil Durum Müdürlüğü, Sivas (polatbey@gmail.com)

²Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

³Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Eskişehir

⁴İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Maslak, İstanbul

⁵Tunceli Üniveristesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tunceli

ÖZ

İnceleme alanı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin doğu kesiminde yer alan Suşehri-Gölova havzaları üzerinde bulunmaktadır. Sismik açıdan son derece aktif olan bu fay zonu üzerinde yakın tarihsel dönem içinde çok şiddetli birçok deprem meydana gelmiştir. 27 Aralık 1939'da çok sayıda can ve mal kaybına neden olan son büyük Erzincan depremi inceleme alanının da içinde bulunduğu bölgede yüzlerce km'lik yüzeY kırığı oluşturmuştur. KAFZ'nun özellikle orta ve batı kesimi üzerinde daha önce yapılan paleosismolojik çalışmalarla, tarihsel depremlere ait yeni verilerin saptanması sonucu sismik etkinliğin zamansal tekrarlanma aralığı ve büyüklüğü hakkında önemli bilgiler elde edilmiştir. KAFZ'nun doğu kesimindeki paleosismolojik amaçlı çalışmalar batı kesimine göre daha az sayıda olup, doğu kesimi bu açıdan daha bakirdir.

Bu çalışmada 1939 Erzincan depremi yüzeY kırığı üzerinde 3 adet hendek açılmıştır. Bu hendekler batıdan doğuya doğru Eskibağ, Aşağıyeniköy ve Aşağıtepecik köyleri içerisinde ilerleyen 1939 depremi yüzeY kırığının üzerinde yer almaktadır. Eskibağ hendeği Sevindik köyü GD'sunda ve Eskibağ köyü KD'sunda yer alan bir belverme gölcüğü üzerinde açılmıştır. Aşağıyeniköy hendeği aynı hat üzerinde, fay morfolojisinin iyi gözlemlendiği Aşağıyeniköy'ün KD'sunda ve Aşağı tepecik hendeği de Süt Gölü'nün yaklaşık 2.5 km GD'sunda açılmıştır. Bu hendek verileri fay zonunun uzanımı üzerinde Holosen boyunca tekrarlanan büyük depremlere ait veriler sunması açısından önemlidir. Açılan bu hendeklerde, 1939 yüzeY kırığının gözlenmesinin yanı sıra, 1939 depremi yüzeY kırığından daha önce oluşan depremlerin

kırıklarının da saptanmış olması, 1939 depremi yüzey kırığının eski kırıkları takip ettiği ve 1939 depremi öncesinde birkaç farklı sismik etkinliğin de varlığını ortaya koymaktadır.

Anahtar Kelimeler: Akıncılar, Gölova, Hendek, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Paleosismoloji, 1939 Erzincan depremi.

ABSTRACT

The study area is located within the Suşehri-Gölova basin on eastern part of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ). Great devastating earthquakes have been occurred on this highly active seismic fault zone in near historical period. The last great earthquake causing loss of many life and properties was occurred on 27 December 1939 in Erzincan along the eastern part of the NAFZ. This earthquake has created hundreds of kilometers surface rupture, and can also be traced in the study area. Significant information is obtained by early paleoseismological studies carried out especially on the middle and western parts of the NAFZ proving important data about earthquake return periods and magnitudes of seismic activity in the period. Paleoseismological studies on eastern part of the NAFZ are less than western part of the NAFZ.

In this study, three trenches were excavated on the 1939 Erzincan earthquake surface rupture. These trenches are located from west to east, in Eskibağ, Aşağıyeniköy and Aşağıtepecik villages. Eskibağ trench was excavated on a sag pond to the southeast of Sevindik and northeast of Eskibağ villages. Aşağı Tepecik trench was excavated on the same lineament to the northeast of Aşağıyeniköy where a clear fault morphology is observed. The Aşağı Tepecik was excavated 2.5 km southeast of the Lake Sut. These trench data are significant because of showing data of large earthquakes repeated during Holocene times. Beside the fact that 1939 surface rupture was observed, the earthquake ruptures formed before 1939 were also observed on trench logs. It is showed that 1939 earthquake surface rupture follows older ruptures and reveals the existence of several different seismic activities prior to 1939 earthquake.

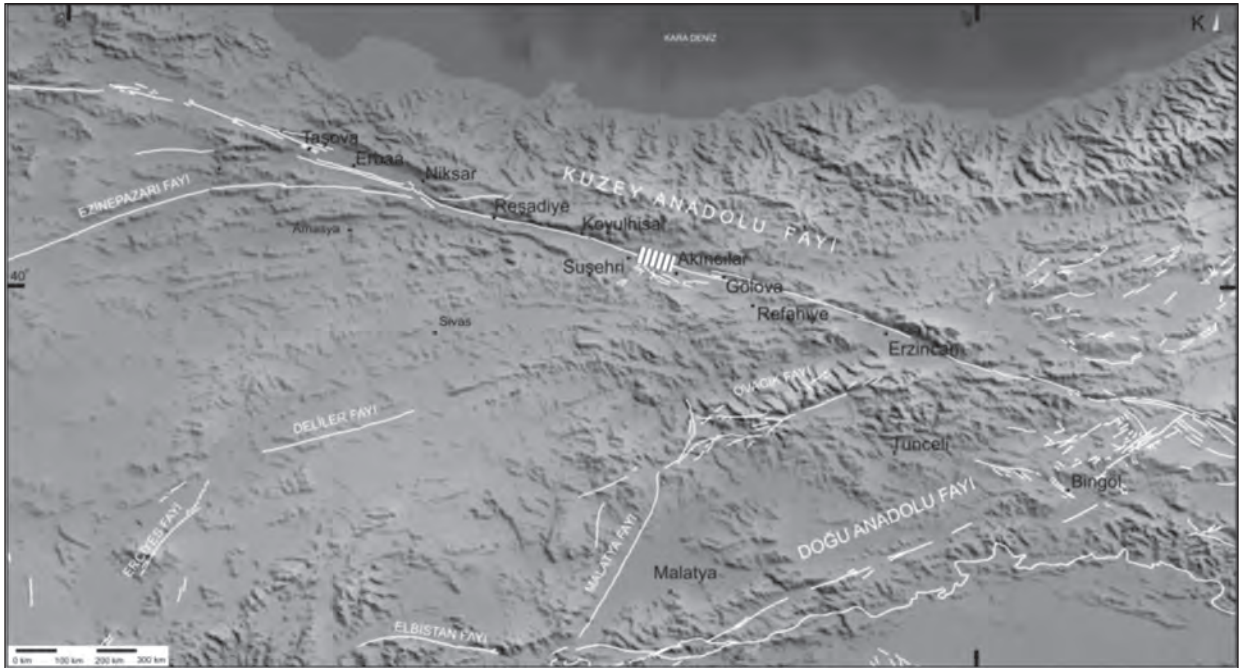
Keywords: Akıncılar, Gölova, North Anatolian Fault Zone, Paleoseismology, Trench, 1939 Erzincan earthquake.

GİRİŞ

İnceleme alanı coğrafik konum olarak Sivas ilinin yaklaşık 130 km kuzey doğusunda, Akıncılar ve Gölova ilçeleri arasında yer almaktadır (Şekil 1).

Türkiye, oldukça zengin deprem kataloglarına sahip olmasına rağmen, eski yüzey kırıklarının hangi fay segmenti üzerinde yer aldığı henüz tam anlamıyla bilinmemektedir. Bu eksikliğin giderilmesi yönünde paleosismoloji amaçlı fay hendek kazılarının Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) üzerinde başlaması 1990'lı yılların

başına rastlar (Okumura vd., 1990; Ikeda vd., 1991; Yoshioka vd., 1991; Okumura vd., 1993; Barka ve Wesnousky, 1994; Okumura ve Yoshioka, 1994; Okumura vd., 1994). KAFZ geneline bakıldığında paleosismoloji çalışmalarının özellikle Bolu batısında yoğunluk kazandığı görülür (Ikeda vd., 1991; Rockwell vd., 2001; Hitchcock vd., 2003; Klinger vd., 2003; Pavlides vd., 2006; Palyvos vd., 2007; Kurçer vd., 2008b; Pantosti vd., 2008). Fayın orta ve özellikle doğu kesimlerinde fay hendek kazısı çalışmaları açısından daha bakirdir.



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the study area.

KAFZ'nun doğu kesimlerinde dikkati çeken paleosismolojik çalışma eksliğinin giderilmesi ve fay uzanımı boyunca karakteristik deprem davranışının ortaya konulması amacıyla, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun doğu segmentleri üzerinde 2006K 120220 nolu DPT projesi kapsamında belirlenen bazı lokasyonlarda fay hendek kazısı çalışmaları gerçekleştirilmiştir (Tatar vd. 2009). Bu kapsamda, doğuda Gölöva (Sivas) ile batıda Erbaa (Tokat) arasında 9 ayrı lokasyonda toplam 10 adet paleosismolojik araştırma amaçlı hendek açılmıştır. Bu kazılardan üçü 1942 Niksar-Erbaa, diğer altısı ise 1939 Erzincan depremi yüzeY kırığı üzerinde yer alır. 1939 Erzincan Depremi yüzeY kırığının Kelkit vadisi segmenti üzerinde, iki farklı istasyonda, Reşadiye ve Umurca yakınlarında 3 adet hendek açılmıştır (Zabcı vd., 2011). İnceleme alanında yer alan 3 adet fay kazısı da Suşehri ve Gölöva ilçeleri arasında, 1939 Erzincan depremi yüzeY kırığı üzerinde yer almaktadır (Şekil 1 ve 3).

Okumura ve Yoshioka (1994), 1939 Erzincan depremi yüzeY kırığı üzerinde, Suşehri (Sivas) doğusunda gerçekleştirdikleri fay kazısı sonucunda, son depremden iki önceki olayı tespit etmişlerdir. Ancak bu iki eski olay, araştırmacıların çalışmasında yaşlandırılmamıştır. Çukurçimen'de 1939 Erzincan depremine ait yüzeY kırığı üzerinde kazılan toplam 6 hendek sonucuna göre, 2500 yıl öncesinden günümüze deprem tarihçesi hakkında önemli veriler elde edilmiştir (Hartleb vd., 2006). Hendek stratigrafileri incelendiğinde, 5 eski deprem ve bunlardan önce gerçekleşmiş olabilecek olası en az 2 olay tespit edilmiştir. En yeni olay 1939 Erzincan depremi sonucu olan yüzeY faylanması ile ilişkiyken, bir önceki olay 1254 yılında gerçekleşmiş tarihsel depreme karşılık gelir. Daha eski olaylar ise geçmişe doğru sırasıyla 1045 depremi, 250 ve 540 yılları arasında (büyük olasılıkla 499 depremi) gerçekleşmiş bir faylanma ve MÖ. 770 ve MÖ. 50 yılları arasında olan olaydır (olasılıkla 230 ve MÖ. 50 arasında).

Olası bir önceki olay, MÖ. 1450 ile MÖ. 800 yılları arasında gerçekleşmişken, en az bir yüzey kırığı da MÖ. 2880 ile MÖ. 200 yıllarında oluşmuştur (Hartleb vd., 2000; Hartleb vd., 2006b). Belirlenen eski depremler sonucu yazarların fayın kırılma karakteristiği hakkında vardıkları yorum, “(1) Deprem tekrarlanma aralıklarının göreceli olarak uzun olması sonucu, fay düzensiz aralıklarla göreceli olarak büyük depremler yaratacak şekilde kırılma gösterir (2) Depremler 200 ila 900 yıllık periyotlar arasında zaman zaman düzenli tekrarlanırlar”, şeklinde olmuştur.

Eski büyük olaylara ait kayıtların, eski yerleşim yerlerinin dağılımı, olayı kayıt altına alan tarihçilerin öznelliği, zaman içinde kayıtların kaybolması ve benzeri etkiler yüzünden, eski depremlerin KAFZ üzerindeki uzanımsal dağılımları tam olarak belli değildir. Gerek fay geometrisinin tam olarak ortaya konulması, gerekse bu fay segmentleri üzerinde yapılacak paleosismoloji çalışmaları, tarihsel verilerin kontrol edilerek doğrulanması veya eksiklerinin giderilmesi için büyük önem taşır.

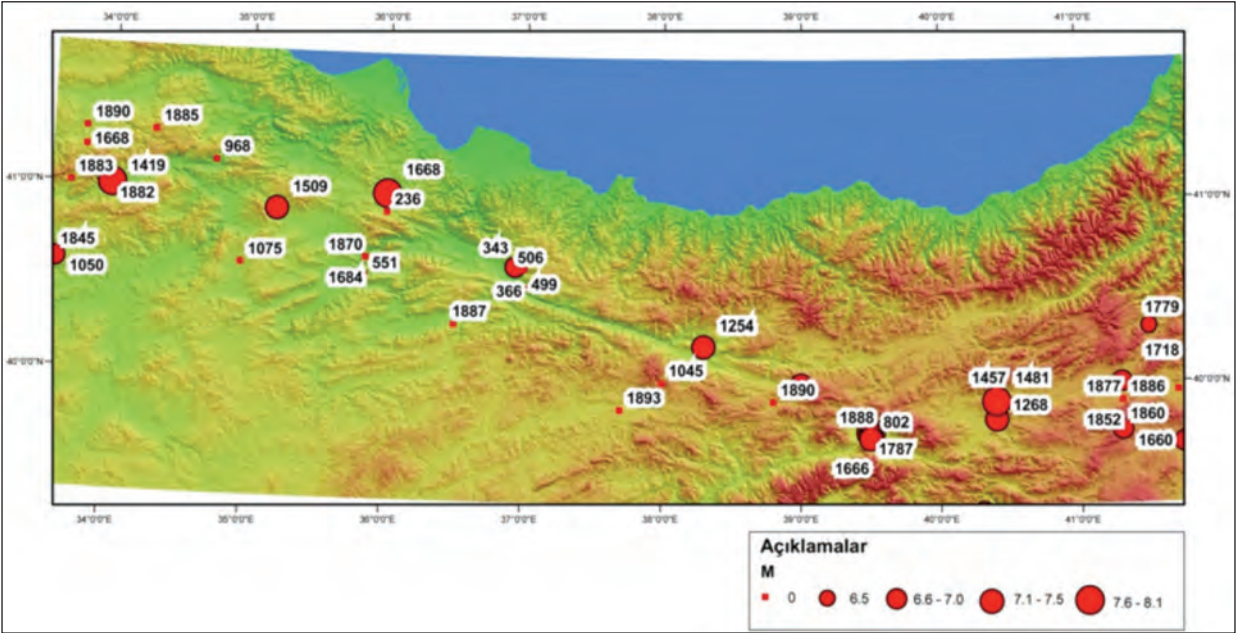
İNCELEME ALANI VE ÇEVRESİNDE MEYDANA GELMİŞ TARİHSEL DEPREMLER

Anadolu'nun tarih boyunca birçok uygarlığa ev sahipliği yapmış olması, gerçekleşen doğal afetlere ait kayıtların geçmişinin oldukça eski zamanlara kadar uzanmasını sağlamıştır. Özellikle afet bölgelerinde faaliyet gösteren yabancı kökenli tüccarların ve din adamlarının yazışmaları ve tuttıkları kayıtlar, önemli tarihsel depremlerin anlaşılmasında kilit rol oynar. KAFZ'nun deprem tekrarlanma aralığı ve olacak depremlerin nitelikleri hakkında önemli ipuçları içeren bu kayıtlar, son yüzyıl içerisinde çeşitli araştırmacılar tarafından derlenmiş ve farklı kataloglar halinde yayınlanmıştır (Pınar ve Lahn, 1952; Ergin vd.,

1967; Soysal vd., 1981; Guidoboni vd., 1994; Ambraseys ve Finkel, 1995; Guidoboni ve Comastri, 2005; Tan vd., 2008).

Yukarıda bir kısmı sayılan deprem katalogları ve daha birçoğunun içerdiği veriler Tan vd., (2008) tarafından yeniden gözden geçirilerek derlenmiştir. Bu deprem katalogu düzenli olarak güncellenmekte ve Türkiye yerbilimleri camiasının kullanımına sunulmaktadır. Tokat ile Erzincan arasında kalan bölge ve çevresindeki aletsel dönem öncesi, $M \geq 6.5$ tarihsel depremleri Şekil 2'de gösterilmiştir. Tarihsel depremlerin dağılımı incelendiği zaman eski yerleşim yerleri civarında daha eksiksiz kayıt tutulduğu görülürken, bazı bölgelerde ise belirgin bir kayıt sıklığı bulunmamaktadır (Çizelge 1). Örneğin eski ve büyük bir yerleşim merkezi olan Erzincan ve civarı, özellikle 10. yüzyıldan itibaren oldukça fazla eski sismik olayla ilişkilendirilirken, Refahiye'nin batısı ile Kargı arasında kalan bölge, bu kadar yoğun kayıt içermemektedir. Kataloglarda yer alan bu eksiklik, KAFZ üzerinde yer alan eski deprem serilerinin anlaşılmasında bir engel teşkil etmiş ve “Paflagonya Sismik Boşluğu” olarak adlandırılmıştır (Şengör vd., 2005).

Yukarıda bahsedildiği üzere, bu tarihsel olaylar belirli eski yerleşim merkezleri ve çevresinde kümelenmektedir. Örneğin, Niksar civarında MÖ. 330, MS. 127, 330, 335, 343, 366, 499 ve 506 yılları arasında hasar kayıtları kataloglara girerken, 6. yüzyıldan sonra uzun bir süre bu kent için bir kayıt bulunmaz. MS. 499 depremi için merkez olarak Niksar ilçesi gösterilirken (Ambraseys ve Jackson, 1998), Guidoboni vd. (1994) Suşehri (Nicomolis) ve çevresinin ağır hasar gördüğünden bahseder. Bu yüzden çalışma bölgesinde, farklı kataloglardaki tarihsel depremlerin denştirilmesi ve en somut bilginin ortaya çıkarılması büyük önem taşır.



Şekil 2. Erbaa (Tokat) ve Erzincan arasında kalan bölge ve çevresi için çeşitli deprem kataloglarından derlenen (Tan vd., 2008) bazı önemli tarihsel depremlerin ve tarihlerinin izdüşümü .

Figure 2. Projection of some important historical earthquakes locations and dates compiled from various earthquake catalogs (Tan et. al. 2008) in the vicinity of Erbaa (Tokat) and Erzincan.

Çizelge 1’de listelenen eski depremlerden çalışma bölgesi için en önemli ve eski sismik olay MS. 343 Niksar depremidir. MS. 499 yılında gerçekleşen olay için ise bazı kataloglar Niksar ilçesini merkez olarak verirken, bazıları ağır yıkımın Suşehri civarında olduğunu belirtmektedir. 6. yy’dan sonra kataloglar uzun bir süre kayıt içermemiştir. Erzincan, MS. 1045 yılında oldukça yıkıcı bir depremle sarsılmıştır MS.1254 yılında, farklı kataloglar tarafından, biri Suşehri diğeri Erzincan olmak üzere iki farklı

depremin varlığından bahsedilir. 1419 yılında Tosya ve civarı, 1509 yılında ise Gümüşhacıköy ve civarı oldukça şiddetli depremlerle yıkılmıştır. Çorum-Amasya merkezli olduğu düşünülen 1579 depremi için yıkımın Erzincan’a kadar devam ettiği kaydedilmiştir. KAFZ üzerinde kayıtlı en büyük tarihsel depremlerden biri 17 Ağustos 1668 yılında gerçekleşen Büyük Anadolu Depremi’dir. Bu depremde oluşan yüzey kırığının uzunluğunun, yarattığı yıkım göz önünde bulundurularak, 400 km den fazla olabileceği ifade edilmektedir.

Çizelge 1. Tan ve diğerleri, (2008)'ne göre Erbaa – Erzincan arasında kalan bölge ve çevresinde gerçekleşen tarihsel depremler ($M \geq 6.5$ veya büyüklüğü belirlenmemişler). Veri içermeyen bileşenler için “0” değeri kullanılmıştır.

Table 1. *Historical earthquakes in the vicinity of Erbaa and Erzincan (Tan et. al. 2008) (“0” used for unknown data).*

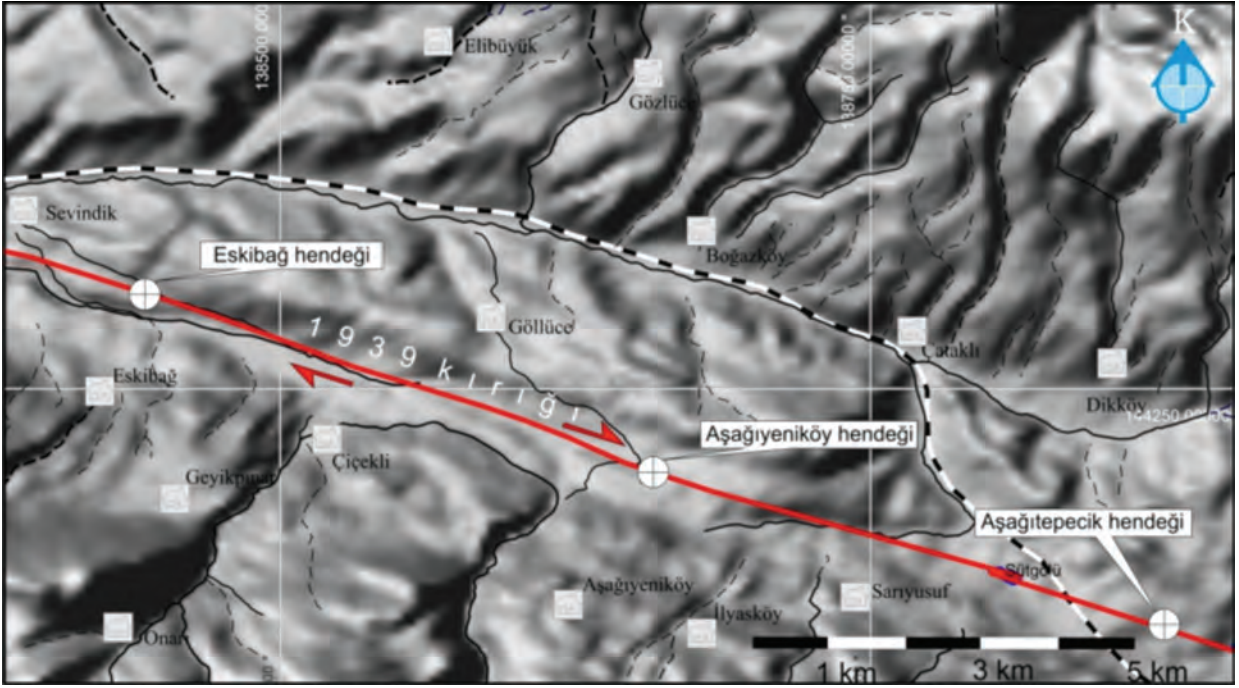
Yıl	Yerleşim	Enlem(K)	Boylam(D)	M	M Türü	h (km)	ay	gün	saat
-330	Niksar	40.6000	37.0000	0.00	0	0	0	0	0
127	Niksar	40.6000	37.0000	0.00	0	0	0	0	0
236	Ladik	40.9000	36.0000	0.00	0	0	0	0	0
330	Niksar	40.6000	37.0000	0.00	0	0	0	0	0
335	Niksar	40.6000	37.0000	0.00	0	0	0	0	0
343	Niksar	40.6149	36.9345	6.90	0	0	0	0	0
366	Niksar	40.6000	37.0000	0.00	0	0	0	0	0
499	Niksar?	40.5000	37.0000	0.00	0	0	9	0	0
506	Niksar	40.6000	36.9000	0.00	0	0	0	0	0
551	Amasya	40.5500	35.8500	0.00	0	0	0	0	0
802	Erzincan	39.7000	39.5000	6.50	0	15	0	0	0
968	Kargı	41.1500	34.7500	0.00	0	0	9	3	2
1011	Erzincan	39.7000	39.5000	6.50	0	15	0	0	0
1045	Erzincan	39.7333	39.5000	8.10	0	0	0	0	0
1045	Suşehri?	40.0000	38.0000	0.00	0	0	4	5	0
1047	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1068	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1075	Çorum	40.6000	34.9500	0.00	0	0	0	0	0
1236	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1254	Suşehri	40.2000	38.3000	7.20	0	15	4	28	0
1254	Erzincan	39.7333	39.5000	7.50	0	0	10	11	0
1268	Otlukbeli?	39.8000	40.4000	7.30	0	25	0	0	0
1281	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1287	Erzincan	39.7333	39.5000	6.90	0	0	5	16	0
1289	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1290	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1345	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1356	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1366	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1415	Amasya	40.6500	35.8500	0.00	0	0	0	0	0
1419	Tosya	41.0000	34.0000	7.60	0	25	3	0	0
1419	Erzincan	39.7333	39.5000	6.60	0	0	3	26	0
1422	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1433	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1456	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	4	13	0
1457	Otlukbeli?	39.9000	40.4000	7.60	0	25	4	0	0
1481	Otlukbeli?	39.9000	40.4000	7.80	0	17	3	0	0

1482	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	12	21	0
1509	Gümüşhacıköy	40.9000	35.2000	7.50	0	40	0	0	0
1513	Amasya	40.6500	35.8500	0.00	0	0	0	0	0
1576	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	11	5	0
1583	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	5	28	0
1584	Refahiye	40.0000	39.0000	6.60	0	15	6	17	0
1585	Amasya	40.6500	35.8500	0.00	0	0	0	0	0
1666	Erzincan	39.7000	39.5000	7.50	0	10	0	13	9
1668	Anadolu	41.0000	36.0000	8.10	0	40	8	17	0
1684	Amasya	40.6500	35.8500	0.00	0	0	9	14	0
1784	Yedisu	39.3000	40.3000	7.00	0	15	7	7	0
1787	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	0	0	0
1870	Amasya	40.6500	35.8500	0.00	0	0	9	1	0
1877	Amasya	40.6000	36.0000	0.00	0	0	0	0	0
1882	Tosya	41.0000	34.0000	0.00	0	0	0	0	0
1885	Kargı?	41.3000	34.3000	0.00	0	0	0	0	0
1887	Tokat	40.3000	36.5000	0.00	0	0	7	0	0
1888	Erzincan	39.7500	39.5000	0.00	0	0	5	0	0
1890	Refahiye	39.9000	38.8000	0.00	0	0	5	20	0
1890	Niksar	40.6000	36.9000	0.00	0	0	0	0	0
1893	Zara?	39.8500	37.7000	0.00	0	0	0	0	0

HENDEK (FAY KAZISI) ÇALIŞMALARI

Bu çalışma kapsamında Suşehri Havzası içerisinde 3 ayrı fay kazısı (hendek) çalışması gerçekleştirilmiştir. 1939 Erzincan Depremi yüzey kırığı üzerindeki bu 3 fay kazısı batıdan doğuya doğru Eskibağ, Aşağıyeniköy ve Aşağıtepecik hendekleri olarak isimlendirilmiştir (Şekil 3).

Eskibağ hendeği Sevindik köyü GD'sunda ve Eskibağ köyü KD'sunda yer alan bir belverme gölcüğü üzerinde açılmıştır. Aşağıyeniköy hendeği aynı hat üzerinde, fay morfolojisinin en iyi gözlemlendiği Aşağıyeniköy'ün KD'sunda ve Aşağıtepecik hendeği ise Süt Gölünün yaklaşık 2.5 km GD'sunda açılmıştır.



Şekil 3. İnceleme alanında 1939 Erzincan depremi yüzey kırığı üzerinde yapılan fay kazılarının yerleri.

Figure 3. Trench locations on 1939 Erzincan earthquake surface rupture in study area.

Suşehri havzasında 1939 Erzincan depremi yüzey kırığı genelde havzanın orta kesimlerinde ilerlemektedir (Polat, 2011). Bu kesimler Holosen yaşlı çok genç çökellerden oluşmaktadır. Hendeklerde genelde tabanda çakıllı, kumlu siltli killerden oluşan malzemeler bulunur. İstif içerisindeki çakılların boyutları farklılık gösterebilmektedir. Üste doğru ince kumlu, orta çakıllı silt ve kil malzeme gözlenmektedir. Bunlarında üstünde farklı tane boyuna sahip çakıl ve kum içeren silt ve killer bulunmaktadır. En üst seviyeyi ise güncel toprak malzeme oluşturmaktadır.

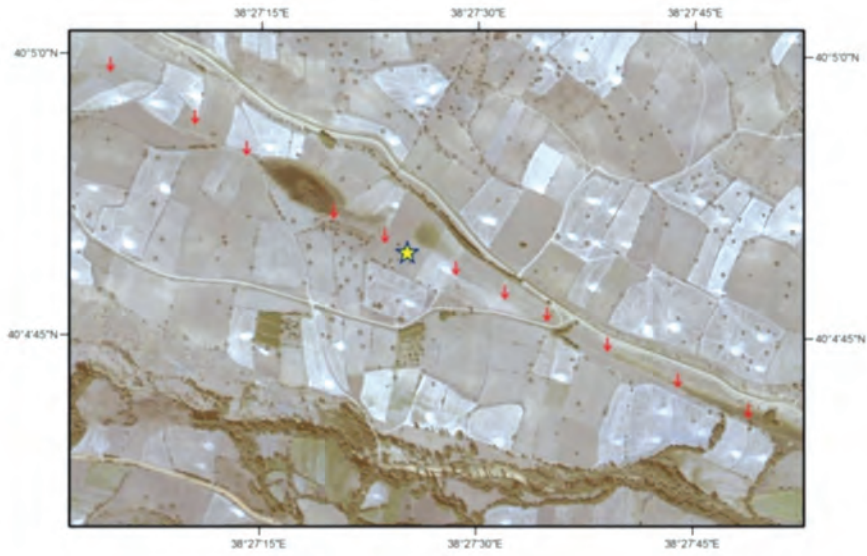
Eskibağ Hendeği

Eskibağ Hendeği, Akıncılar ilçesi doğusunda bir bel verme gölcüğünün doğu devamında açılmış

olup, genelde kil boyutlu malzemenin ağırlıkta olduğu bir çökel istifi gösterir.

Hendek Yeri ve Morfolojisi

Hendek çalışması, KAFZ'nun belirgin bir morfolojik çizgisellik gösterdiği, Ekinciler köyüne ait bir arazi üzerinde gerçekleştirilmiştir. İki yükselti arasında bir oluk oluşturan fayın doğrultusu $K115^\circ$ dir. Ayrıca fayın sıçramasına veya büklümlenmesine bağlı oluşan belverme gölcüğü, bölgenin en belirgin morfolojik yapılarından birisidir (Şekil 4a). Bu belverme gölcüğü çökelleri üzerinde hendek kazısı yapılmak istenmiş, ancak çöküntü alanındaki yeraltı su seviyesinin yüzeye çok yakın olması nedeniyle kazı alanı daha doğuya kaydırılmıştır.



(a)



(b)

Şekil 4. (a) Eskibağ hendek yerinin QUICKBIRD uydu görüntüsü üzerindeki konumu. Hendek yeri sarı yıldız ile fay güzergahı kırmızı oklarla işaretlenmiştir. (b) Kazı yeri ve ötelenmiş tarla sınırlarının fotoğrafı.

Figure 4. (a) QuickBird satellite image showing the location of Eskibağ trench. Trench location marked as yellow star and fault location marked as red arrows. (b) Photograph of Excavation location and displacement field.

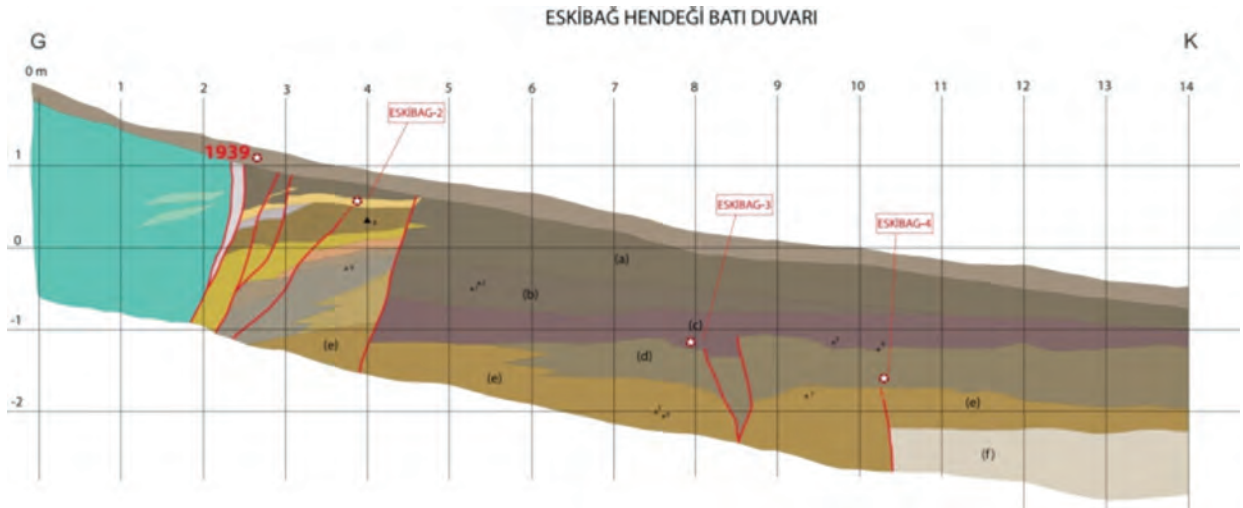
Fay kazısı, 6 ± 0.5 m sağ yanal ötelenmiş bir tarla sınırının hemen yakınında yapılmıştır (Şekil 4b). Bu değer, 1939 Erzincan depreminin bu bölge yakınlarında gözlenen yüzey kırıkları için rapor edilen 5.5-6.4 m'lik ötelenme miktarları ile uyumludur (Barka, 1996).

Hendek Stratigrafisi ve Faylanma Evreleri

Eskibağ hendeği yaklaşık 18 m uzunluğunda, 1.5 m genişliğinde ve azami 2.5 m derinliğindedir. Bir yamaç ve düzlük sınırında açılan hendeğin, batı duvarının 14 m'lik kesimi loglanmıştır (Şekil 5). Fay çukurunun güney kenarında yeşil ve mavi tonlarında saf kil bir malzeme bulunurken, daha güneyde bu malzeme bir süreksizlik zonunun diğer tarafında daha kaba taneli bir istif şeklinde gözlenir.

civarında yanal olarak (e) birimine tedrici geçiş yapar. Bu birimlerin üzerine sırası ile kahverengi silt (c), koyu kahverengi içi iri çakıllı killi silt (b) ve koyu kahverengi orta-iri çakıllı killi silt (a) gelir. En üstte ise tarım amaçlı sürülmüş toprak zon bulunur.

Hendekte görülen en belirgin faylanma, 2 ila 5. metreler arasında birbirine paralel kollar halinde uzanmaktadır (Şekil 6). Bu bölgede yüzeye kadar uzanan faylanmalar (ESKIBAG-1) olasılıkla 1939 Erzincan depremi sırasında oluşmuşlardır. Ancak, bu paralel kollardan birisi en üstteki toprak seviyesine ulaşmaz. Bu kırık daha altta sarı kumlu silt matriksli çakıllı bir seviye tarafından örtülür. Bu olayın olasılıkla 1939'dan bir önceki depreme (ESKIBAG-2) ait olduğu yorumlanmıştır. 8 ila 9. metreler arasında yer alan bir başka faylanma



Şekil 5. Eskibağ hendeği batı duvarı logu.

Figure 5. Log of Eskibağ trench's West Wall.

Hendek tabanında 3 ila 10. metreler arasında bulunan seyrek, ince kumlu, siltli kil (e) 10. metre civarında yanal olarak aniden kesilir. 10. metreden daha kuzeye doğru hendeğin en altında yer alan, üst kesimleri çakıl malzeme açısından daha zengin stratigrafik birim (f) gözlenir. ince-orta çakıllı killi siltten oluşan (d) katmanı, 6. metre

ise (e) ve (d) birimlerini keserken, (c) biriminin sadece alt sınırında oynamaya sebep olmuştur (ESKIBAG-3). Hendeğin en altında (e) biriminin 10. metre civarında kesin bir hat boyunca (f) seviyesi ile yan yana gelmesinin nedeninin ESKIBAG-4 olarak isimlendirilen olay olması gerektiği yorumlanmıştır.



(a)



(b)

Şekil 6. Eskibağ hendeğinde görülen 1939 Erzincan depremine ait yüzey faylanmasının (a) yorumlanmamış ve (b) fayların işaretlenmiş hali.

Figure 6. (a) Uninterpreted and (b) Marked surface faulting of 1939 Erzincan earthquake on Eskibag trench.

Hendek Genelinde Deprem Tarihi

Eskibağ fay kazısında, stratigrafik seviyelerin yapısal ilişkileri göz önünde bulundurularak toplam 4 olay tespit edilmiştir. Bunlardan en genci olan ESKIBAG-1 olayı, 1939 Erzincan depremi sonrası yüzeyde toprak seviyesinin altına kadar uzanan faylarla temsil edilir. ESKIBAG-2 bu fay zonu içerisinde yüzeye kadar devam etmeyen bir kol üzerinde tespit edilmiştir. ESKIBAG-3 ve ESKIBAG-4 ise aynı şekilde hendek tabanında stratigrafik birimlerin ötelenme ve süreksizlikleri göz önünde bulundurularak belirlenmiştir.

ESKIBAG-2 depremini yaşlandırmak için alınan örnek (E-08) MÖ. 2444-1877 gibi çok

yaşlı bir sonuç vermiş ve bu yüzden yaşlandırılan materyalin taşınmış olduğu yorumlanmıştır. ESKIBAG-3 ün olay seviyesinden alınan E-04'ten ise MS. 580-670 yaş aralığı alınmıştır (Çizelge 2). ESKIBAG-3 bu tarihten önce olmuş bir deprem olmalıdır. MS.499 Süşehri (Nicopolis) depremi ile bu olay denestirilebilir. ESKIBAG-4 depremini yaşlandıracak E-06 ve E-07 no'lu numunelerin radyokarbon analiz sonuçları, bu olayın en erken MÖ. 840'dan sonra gerçekleşmiş olması gerektiğini işaret etmektedir. Ancak, MS. 5. YY sonu ile MÖ. 8. yüzyıl arasındaki büyük zaman boşluğu düşünülürse, yaşlandırılan bu örneğin de taşınmış olma ihtimalini ortaya koymaktadır.

Çizelge 2. Eskibağ Hendeğine ait radyokarbon analiz sonuçları.

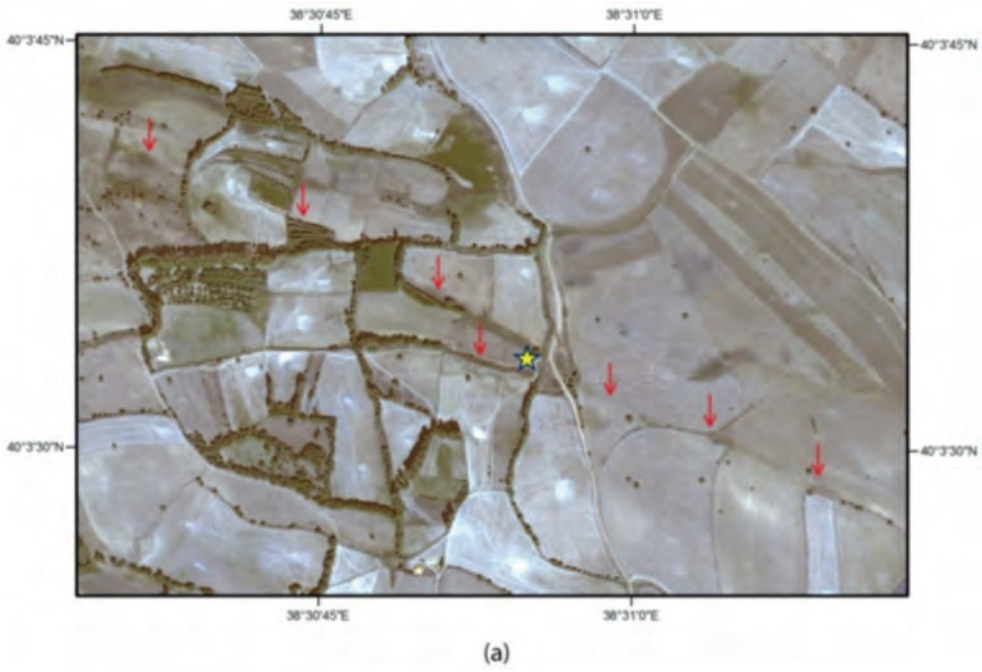
Table 2. *The result of radiocarbon analysis of Eskibag trench.*

Lab No	Örnek Adı	Örnek Tipi	¹³ C(‰)	C-14 BP yaş	2σ (%95.4) Kalibre Yaş
Beta 252675	E-02	Kömür/organik çökel	-23.4	1760±40 BP	MS. 140-390
Beta 252676	E-03	Kömür/organik çökel	-23.3	1770±40 BP	MS. 137-354 (%97.3)
Beta 252677	E-04	Kömür/organik çökel	-23.0	1410±40 BP	MS. 580-670
Beta 252678	E-06	Kömür/organik çökel	-23.4	2790±40 BP	MÖ. 1020-840
Beta 252679	E-07	Kömür/organik çökel	-24.2	3080±40 BP	MÖ. 1434-1260 (%99.3)
Beta 252680	E-08	Kömür/organik çökel	-23.0	3600±40 BP	MÖ. 2444-1877 (%93.9)

Aşağı Yeniköy Hendeği

Bu hendek, Aşağı Yeniköy köyünün 1.7 km KD'sunda açılmıştır (Şekil 7a). Birbirine paralele

yakın uzanan iki şev üzerine birer adet hendek açılmış, şevlerden daha güneyde olanı üzerinde faylanma saptanmıştır (Şekil 7b).



(b)

Şekil 7. (a) Hendek yerinin QUICKBIRD uydu görüntüsü üzerinde gösterimi. Yıldız hendek lokasyonunu gösterirken, kırmızı oklar fayın gidişini göstermektedir. (b) Birbirine paralele yakın uzanan iki şevin ve üzerlerine açılmış hendeklerin kuzeyden güneye bakış yönlü fotoğrafı.

Figure 7. (a) QuickBird satellite image showing trench location. Star shows trench location and arrows shows fault extend. (b) Photograph of trench on approximately parallel two slopes.

Hendek Yeri ve Morfolojisi

Çalışma, birbirine paralel iki şev üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bunlardan daha kuzeyde olan, batıdan doğuya doğru uzanan yaklaşık $K118^\circ$ doğrultulu bir çizgisellik ile ilişkili iken, güneydeki şev ise doğuya doğru uzanan $K109^\circ$ doğrultulu fay üzerinde yer alır. Başka bir ifadeyle batıdan doğuya doğru $K118^\circ$ doğrultulu olarak uzanan fay, tam olarak hendek çalışmasının yapıldığı bölgede 35 m kuzeye sıçrayarak doğuya doğru 109° 'lik doğrultuyla devam etmektedir.

Hendek yerinin hemen yanından geçen patika yol, bir dere yatağı kenarını izler. Fayın gidişine göre bu dere yatağında gerçekleşen ötelenme miktarı 7 ± 0.5 m kadardır. Bu lokasyonda ölçülen atım miktarının, Suşehri-Ortaköy segmenti için elde edilen atım miktarlarına (Barka 1996) yakın olduğu görülmekte ve bu çalışmada saptanan 7 ± 0.5 m lik atımın 1939 Erzincan depreminde oluştuğu kabul edilmektedir.

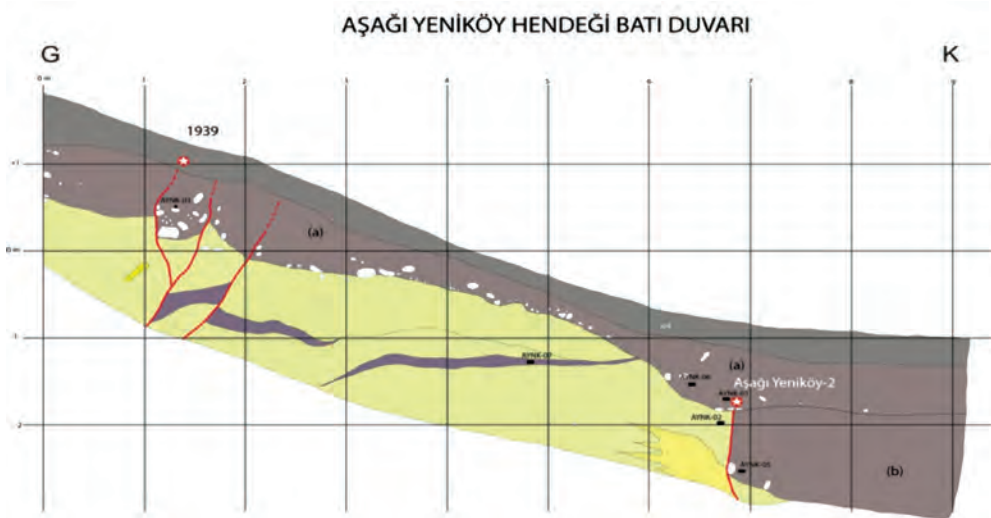
Hendek Stratigrafisi ve Faylanma Evreleri

Fay kazısının boyutları yaklaşık 11 m uzunlukta, 1.5 m eninde ve ortalama 2.5 m derinliktedir. Çökel tipi genelde plastik killerden oluşurken,

yamaç akıntısına bağlı olarak çökelmiş daha iri kırıntılı seviyeler de loglanmıştır (Şekil 8).

Hendek tabanında sarımsı, mavimsi ve yeşilimsi gibi canlı renklere sahip killi bir istif yer alır. Eski bataklık çökeli olan bu çok ince kırıntılı malzemenin eski bir bataklık ortamına ait olduğu yorumlanmıştır. Batı duvarı loglanan hendek 7. metresinden 11. metresine doğru, keskin düşey bir sınırla bu renkli killerden farklı olarak kırmızımsı kahve çakıllı, kumlu siltlerden oluşan bir istif (b) yer alır. Bunların üzerine uyumlu olarak kırmızımsı kahverengi silt (a) malzemeden oluşan bir birim gelir. Bu katmanın diğer bir özelliği alt sınırına yakın seviyelerinin çok sayıda çakıl içermesidir. Stratigrafi en üstte güncel toprak seviyesi ile sonlanır.

Hendeğin 1 ila 3. metreleri arasında yer alan birbirine paralel iki adet fay kolu, (a) birimini keserek hendek tabanından toprak seviyesinin altına kadar uzanır (A. YENIKOY-1). Bu kollardan daha güneyde olanı yukarı doğru çatallanmaktadır. Hendeğin güneyinde, 7. metrede diğer bir fay kolu ise, (b) birimi ile renkli killeri düşey, keskin bir sınırla ayırırken, (a) tarafından örtülür (Şekil 9). A. YENIKOY-2 depremi için olay seviyesi (a)'dır.



Şekil 8. Aşağıyeniköy hendeki batı duvarı loğu.
Figure 8. Log of Aşağıyeniköy trench's West Wall.



(a)



(b)

Şekil 9. A. YENIKOY-2 depremi ile ilgili yüzey faylanması (a) yorumlanmamış (b) seviyeleri ve fayı çizilmiş fotoğrafı.

Figure 9. (a) Uninterpreted (b) sketched levels and fault of surface faulting related to A. YENIKOY-2 earthquake.

Hendek Genelinin Deprem Tarihçesi

A.YENIKOY-1 yüzey faylanması en üstteki toprak seviyesi altına kadar çıkmaktadır. Dolayısıyla 1939 Erzincan depremi ile eşleştirilmiştir. Hendek'in 7. metresinde (b) ile renkli killeri keskin bir sınırla ayıran A. YENIKOY-2 depremi için olay seviyesi olan (a)'dan örnekleme yapılmıştır. Stratigrafik birimlerde organik maddece zengin kesimler bulunmadığından çökel numunesi alınmıştır. Yaşlandırılan örnekler MÖ. 5000 ve öncesi yaş aralığına sahiptir (Çizelge 3).

Aşağı Tepecik Hendeği

Aşağı Tepecik hendeği, Gölova (Sivas) ilçesine bağlı Aşağı Tepecik köyü arazisinde açılmıştır.

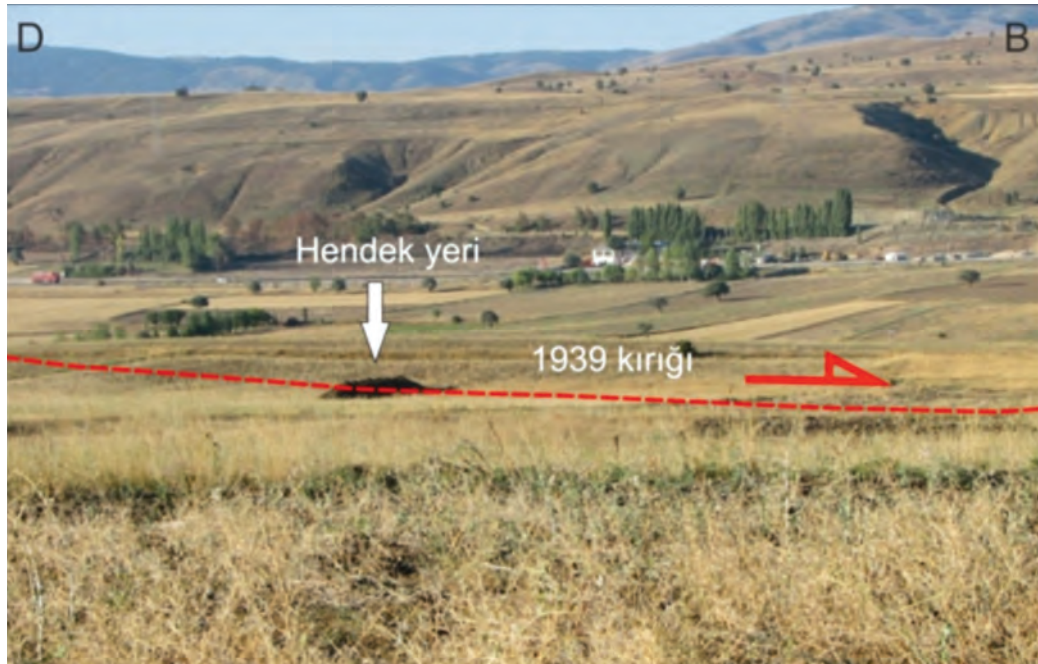
Hendek Yeri ve Morfolojisi

Fay kazısı, Aşağı Tepecik ve Süt gölleri arasında kalan fay kolu üzerinde yapılmıştır. Aşağı Tepecik gölünün güney kıyısını sınırlayan fay, K110°'lik bir doğrultuyla Süt gölüne doğru uzanır. İki göl arasında fayın yerel geometrisi yaklaşık 75 m uzunluğunda 20 m eninde depolanmaya müsait bir çukur alan oluşturmuştur (Şekil 10). Hendek, bu çukurluğun üzerinde açılmıştır.

Çizelge 3. Aşağı Yeniköy Hendeğine ait radyokarbon analiz sonuçları.

Table 3. The result of radiocarbon analysis of Aşağı Yeniköy trench.

Lab No	Örnek Adı	Örnek Tipi	¹³ C(‰)	C-14 BP yaş	2σ(%95.4) Kalibre Yaş
AA78148	A-02	Organik çökel	-11	6056±47 BP	MÖ. 5072-4829 (%96.3)
AA78151	A-06	Organik çökel	-24.2	7145±46 BP	MÖ. 6092-5971



Şekil 10. Aşağı Tepecik hendeğinin açıldığı alanın görünümü (40° 2'27.96"K-38°34'33.53"D).

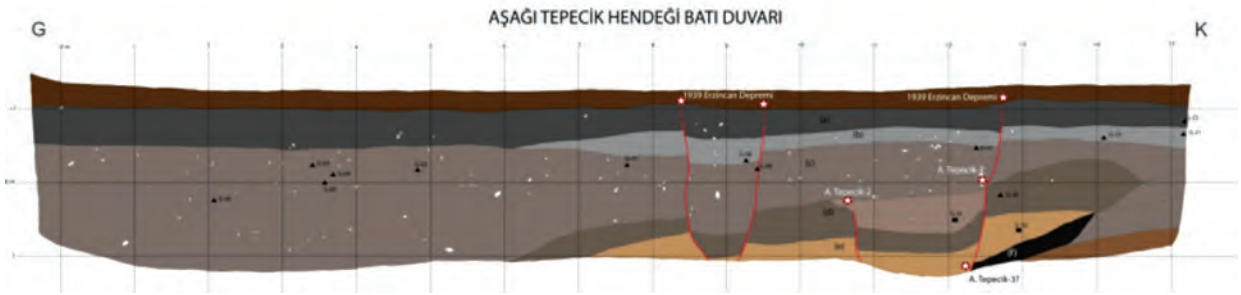
Figure 10. The view of Asagi Tepecik trench location (40° 2'27.96"N-38°34'33.53"E).

Hendek Stratigrafisi ve Faylanma Evreleri

Hendek çalışmasının gerçekleştirildiği çukurluk, çevrede bulunan daha yüksek kotlu yerlerden taşınan malzemenin biriktiği bir ortam özelliğine sahiptir. 15 m uzunluğundaki çukur, 1.5 m eninde ve azami 2.5 m derinliğindedir. Genelde kil içeren seviyelerden oluşur. Duvarları oldukça duraysız olan çukurun güvenliği hidrolik payanda kullanılarak sağlanmış ve sadece batı duvarı loglanabilmiştir (Şekil 11).

orta çakıllı kahverengi silt (a) gözlenir. Stratigrafi yüzeyde toprak seviye ile sonlanır.

Hendek genelinde üç fay kolu dikkati çeker (Şekil 12). 8.5 ve 12.5. metrelerde bulunan kollar yüzeye yakın, toprak seviyesinin altına kadar çıkarlar (A. TEPECİK-1). 10.5 metrede yer alan üçüncü kol ise aşağıdan yukarıya doğru (d) ve (e) birimlerini kestikten sonra (c) tarafından örtülür. Bu faylanmanın ise A. TEPECİK-2 olayı sonrası gerçekleşmiş olması gerektiği



Şekil 11. Aşağı Tepecik hendeki batı duvarı loğu.
Figure 11. Log of Asagi Tepecik trench's West Wall.

Hendek tabanının güneyinde mercek şeklinde başlayan, kuzeye doğru eğimli bir şekilde devam edip hendek tabanında kaybolan istif sırasıyla koyu gri az siltli kil (f), ince çakıllı kahverengi kil (e) ve yoğun kılıklı kahverengi kil (d) seviyelerinden oluşur. Bu paketin üzerinde ek olarak 10.5 ila 12.5. metreler arasında oldukça gevşek grimsi kahverengi az tutturulmuş kahverengi silt malzeme vardır. Kalınlığı azami yarım metreyi bulan bu paket oldukça yerseldir. Bu birimler üzerine yer yer orta çakıllı kahverengi kumlu kilden (c) oluşan oldukça kalın bir seviye gelir. Bu seviye, malzeme içeriği açısından oldukça türdeş bir özelliğe sahip olduğu için alt tabakaları ayırt edilememiştir. 6. m civarında ince bir kama şeklinde başlayıp kalınlaşarak hendek kuzeyine kadar devam eden ince çakıllı koyu kahverengi kılıklı silt (b) birimi ve bu birimin üzerinde de

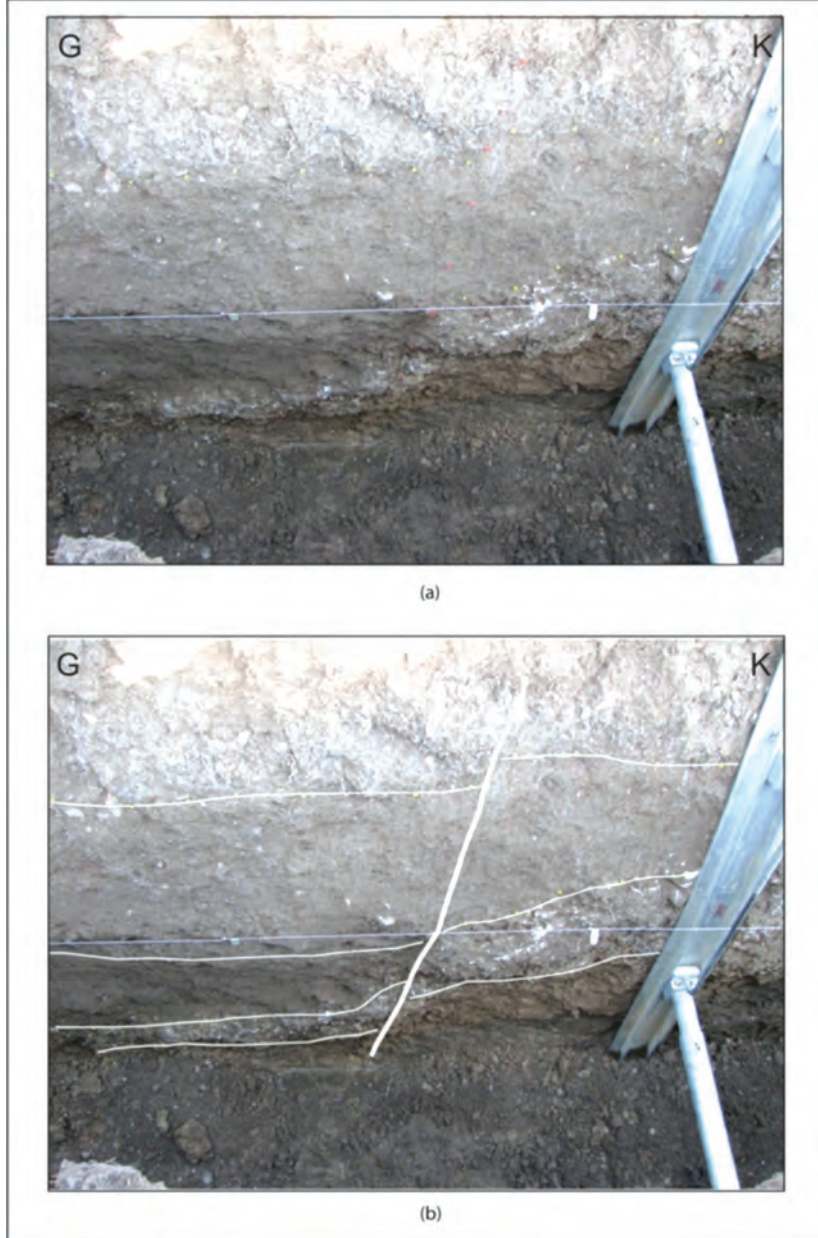
şeklinde yorumlanmıştır. Faylanma ile ilgili diğer önemli bir yapı ise, 1939 Erzincan Depremi yüzey kırıkları üzerinde ötelenme miktarlarının farklı olması ile ilgilidir. Hendek stratigrafisinin üst seviyelerinde ötelenme miktarı 10 cm civarındayken, hendek tabanına doğru seviyelerin yer değiştirme miktarları 30 cm'nin üzerine çıkar. Hareket karakterinin aynı olması ve ötelenme miktarlarının aşağıya doğru artış göstermesinden yola çıkılarak bu kolların birden fazla çalıştığı şeklinde yorumlanmıştır. Bu yüzden en alttaki (e) biriminin A. TEPECİK-3 olayından en son etkilenen seviye olduğu söylenebilir.

Hendek Genelinde Deprem Tarihçesi

A.TEPECİK-1, ait olduğu fayların en üstteki toprak seviyesinin altına kadar çıkmasıyla,

1939 Erzincan depremi ile deneştirilmiştir. Bir önceki olay olan A-TEPECİK-2 için olay seviye olan (c) ve son etkilenen birim (d) den G-09 ve G-30 karbon örnekleri alınmış, ancak bunların miktarları yaşlandırma işlemini sonuçlandırarak kadar yeterli olmamıştır. Olaydan sonra oluşan

çukurluğa çökelen dolgu malzemesinden alınan sediman örneği (G-31) oldukça eski bir yaş vermiştir (Çizelge 4). Diğer bir eski yaş ise A.TEPECİK-3 olayından etkilenen (e) birimine ait G-32 den elde edilmiştir (Çizelge 4).



Şekil 12. 1939 Erzincan Depremi yüzey kırılmasına ait faylanma ve onun üzerinde meydana gelen ötelenmeler.
Figure 12. Faulting related to 1939 Erzincan earthquake surface rupture and displacements on it.

Hendek genelinde neredeyse hiç karbon örneğinin olmaması ve alınan çökel örneklerinin çok eski yaş aralıklarını göstermesi nedeniyle, bu hendekteki 1939 öncesi olaylar herhangi bir tarihsel depremle deneştirilememiştir.

desteklenmiştir. Bu makaleye yapıcı eleştirileri ile katkıda bulunan hakemler Hasan Sözbilir (Dokuz Eylül Üniversitesi) ve T. Fikret Sezen'e (Cumhuriyet Üniversitesi) teşekkür ederiz.

Çizelge 4. Aşağı Tepecik hendeğine ait radyokarbon analiz sonuçları.

Table 4. *The result of radiocarbon analysis of Aşağı Tepecik trench.*

Lab No	Örnek Adı	Örnek Tipi	¹³ C(‰)	C-14 BP yaş	2σ(%95.4)Kalibre Yaş
AA78153	G-31	Organik çökel	-11.3	4640±52 BP	MÖ.3533-3334 (%91.1)
AA78154	G-32	Organik çökel	-25.1	7028±70 BP	MÖ. 6019-5750

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışmalar sonucunda elde edilen bulgular ışığında, fay zonu içerisinde 1939 Erzincan Depreminin aktivitesinin sürdüğü ve ana kırığın uzanımının doğru olarak saptandığı gözlenmektedir. 1939 Erzincan depremi dışında kalan sismik olaylara ait yaş sonuçları, çok net olmamakla birlikte bu fay zonunun uzanımı üzerinde Holosen boyunca tekrarlanan büyük depremlere ait veriler sunması açısından önemlidir. Aşağı Tepecik, Aşağı Yeniköy ve Eskibağ'da açılan hendeklerde saptanan kırıkların havza içerisinde tarihsel dönemlerde meydana gelen depremlerden sorumlu olan kırıklar olduğu anlaşılmaktadır. Açılan bu hendeklerde 1939 depremi yüzey kırığının gözlenmesinin yanı sıra, bu yüzey kırığından daha önce oluşan depremlerin kırıklarının da saptanmış olması, 1939 depremi yüzey kırığının eski kırıkları takip ettiği ve öncesinde birkaç farklı sismik etkinliğin de varlığını ortaya koymaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma 2006K-120220 No'lu DPT ve M-356 No'lu CÜBAP projeleri kapsamında

EXTENDED SUMMARY

The study area is located between Akıncılar and Gölova County and 130 km northeast of Sivas City. Three trenches were excavated at Ortaköy-Suşehri segment of North Anatolian Fault Zone (NAFZ) in order to discuss the characteristic earthquake behavior on fault extend and overcome lack of paleoseismological studies on the eastern part of the NAFZ.

Eskibağ trench is located east of the Akıncılar County. It shows a sedimentary section formed generally clay size material. This trench was excavated near the 6±0.5 m right lateral displaced field boundary. This value is compatible with 5.5-6.4 m slip amount of 1939 Erzincan Earthquake ruptures reported for this area and vicinity.

Aşağı Yeniköy trench is located 1.7 km northeast of Aşağı Yeniköy village. Path road going near the trench location follows a stream bed. According to fault trace, displacement on this stream is 7±0.5 m. Slip amount measured at this location is close to that of Suşehri-Ortaköy segment (Barka 1996). It is approved that 7±0.5 m slip obtained from this study formed with 1939 Erzincan Earthquake.

Another trench was excavated on fault strand between Aşağı Tepecik Lake and Süt Lake. The fault bounding south border of Aşağı Tepecik Lake extends to Süt Lake with a N110° strike. Fault local geometry between two lakes formed an excavation area suitable for sedimentation about 75m long and 20 m width. The trench was excavated on this area.

The findings obtained from these studies show that the activity of 1939 Erzincan Earthquake continues in the fault zone. Dating results related to seismic events out of this activity is not clear but it is important for stating the data belong to great earthquakes through Holocene age. These data presents that 1939 Erzincan Earthquake rupture follow old ruptures and before there are some different seismic activity.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ambraseys, N.N. and Finkel C.F. 1995. Türkiye’de ve komşu bölgelerde sismik etkinlikler; Bir Tarihsel İnceleme 1500-1800. TÜBİTAK Yayınları Akademik Dizi-4.
- Ambraseys and Jackson, 1998 N.N. Ambraseys and J.A. Jackson, Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region, Geophysical Journal International 133 (1998), pp. 390–406. Guidoboni ve Comastri, 2005.
- Barka, A. ve Wesnousky, S. G., 1994. Potential of a large earthquake in the Erzincan region following the 1992 Erzincan earthquake, M=6.9; preliminary trench study results. Open-File Report - U. S. Geological Survey 14-15.
- Ergin, K., Güçlü U. and Uz Z., 1967. A catalog of earthquake for Turkey and surrounding area (11 A.D. to 1964 A.D.) İTÜ Faculty of Mining Engineering, İstanbul, Turkey.
- Guidoboni, E., Comastri, A. ve Traina, G., 1994. Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century. INGV, Roma.
- Guidoboni, E., and A. Comastri (2005). Catalogue of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century, vol. 2, INGV-SGA, Bologna 2005, 1037 pp.
- Hartleb, R. D., Dolan, J. F., Akyüz, H. S. ve Barka, A. A., 2000. Paleoseismologic results from the North Anatolian Fault, Cukurcimen and Ulaslar, north-central Turkey. Eos, Transactions, American Geophysical Union, United States, Özler, 818.
- Hartleb, R. D., Dolan, J. F., Kozacı, Ö., Akyüz, H. S. ve Seitz, G. G., 2006a. A 2500-yr-long paleoseismologic record of large, infrequent earthquakes on the North Anatolian fault at Çukurçimen, Turkey. Geological Society of America Bulletin 118, 823-840.
- Hartleb, R. D., Dolan, J. F., Kozacı, O., Akyuz, H. S. ve Seitz, G. G., 2006b. A 2500-yr-long paleoseismologic record of large, infrequent earthquakes on the North Anatolian fault at Cukurcimen, Turkey. GSA Bulletin 118, 823-840.
- Hitchcock, C., Altunel, E., Barka, A. A., Bachhuber, J., Lettis, W., Kozacı, O., Helms, J. ve Lindvall, S., 2003. Timing of late Holocene earthquakes on the eastern Duzce Fault and implications for slip transfer between the southern and northern strands of the North Anatolian fault system, Bolu, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 12, 119-136.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Saroglu, F., Isikara, A. M. ve Honkura, Y., 1991. Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey. Tectonophysics 193, 335-345.
- Klinger, Y., Sieh, K., Altunel, E., Akoglu, A., Barka, A. A., Dawson, T. E., Gonzalez, T., Meltzner, A. J. ve Rockwell, T. K., 2003. Paleoseismic evidence of characteristic slip on the western segment of the North Anatolian Fault, Turkey. Bulletin of the Seismological Society of America 93, 2317-2332.
- Kürçer, A., Chatzipetros, A., Tutkun, S. Z., Pavlides, S., Ates, O. ve Valkaniotis, S., 2008b. The Yenice-Gonen active fault (NW Turkey): Active tectonics and palaeoseismology. Tectonophysics 453, 263-275.
- Okumura, K. ve Yoshioka, T., 1994. Surface faulting on the North Anatolian Fault in these two millennia. Proceedings on Workshop on Paleoseismology, Marshall, California, Özler, 143-144.
- Okumura, K., Yoshioka, T., Kusu, I., Kayanne, H. ve Suzuki, Y., 1990. Activity of the North Anatolian Fault during these two millennia on the surface faults of 1944 earthquake based on trenching and microtopographic studies. Eos, Transactions, American Geophysical Union 71, 1560.
- Okumura, K., Yoshioka, T., Kusu, I., Nakamura, T. ve Suzuki, Y., 1993. Recent surface faulting along the North Anatolian Fault, east of the Erzincan Basin, Turkey; a trenching survey. Eos, Transactions, American Geophysical Union 74, 545.
- Okumura, K., Yoshioka, T., Kusu, I., Nakamura, T. ve Suzuki, Y., 1994. Recent Surface Faulting on the North Anatolian Fault East of Erzincan Basin, Turkey -- a Trenching Survey. Summaries of researchs using AMS at Nagoya University 5, 32-48.
- Palyvos, N., Pantosti, D., Zabcı, C. ve D’Addezio, G., 2007. Paleoseismological Evidence of Recent Earthquakes on the 1967 Mudurnu Valley Earthquake Segment of the North Anatolian Fault Zone. Bulletin of the Seismological Society of America 97, 1646-1661.
- Pantosti, D., Pucci, S., Palyvos, N., Martini, P. M. D., D’Addezio, G., Collins, P. E. F. ve Zabcı, C., 2008. Paleoeearthquakes of the Düzce fault (North Anatolian Fault Zone): Insights for large surface faulting earthquake recurrence. Journal of Geophysical Research 113, B01309-B01309.

- Pavlidis, S. B., Chatzipetros, A., Tutkun, Z. S., Ozaksoy, V. ve Doğan, B., 2006. Evidence for late Holocene activity along the seismogenic fault of the 1999 Izmit earthquake, NW Turkey. Geological Society Special Publications 260, 635-647.
- Pınar, N. ve Lahn, E., 1952. Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu. TC Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları, Ankara.
- Polat, A. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Suşehri Havzası'ndaki Bölümünün Neotektonik ve Paleosismolojik Özellikleri. Doktora Tezi (Yayınlanmamış), Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 256 s., Sivas.
- Rockwell, T., Barka, A., Dawson, T., Akyuz, S. ve Thorup, K., 2001. Paleoseismology of the Gazikoy-Saros segment of the North Anatolia fault, northwestern Turkey: Comparison of the historical and paleoseismic records, implications of regional seismic hazard, and models of earthquake recurrence. Journal of Seismology 5, 433-448.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y., 1981. Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu, MÖ. 2100 - MS. 1900. TÜBİTAK Proje No TBAG-341, İstanbul.
- Şengör, A. M. C., Tüysüz O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., Rangin, C., 2005. The North Anatolian Fault: A New Look. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120415.
- Tan, O., Tapırdamaz, C. and Yörük A., 2008. The Earthquake Catalogues for Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.), Vol. 17, 2008, pp. 405-418.
- Tatar, O., Gürsoy, H., Altunel, E., Akyüz, S., Topal, T., Şahin, M., Kavak, K.Ş., Çakır, Z., Koçbulut, F., Sezen, T.F., Mesci, B.L., Dikmen, Ü., Türk, T., Poyraz, F., Hastaoğlu, K.Ö., Zabcı, C., Karabacak, V., Akın, M., Akpınar, Z., Polat, A., Gürsoy, Ö., Demir, G., Ayazlı, İ.E., Yalçın, Ç., Yavaşoğlu, H., Karaman, H. ve Erden, T. 2009. Aktif Fay Zonları ve Doğal Afetler : Kuzey Anadolu Fay Zonu Üzerinde Kelkit Vadisi Boyunca Yeralan Yerleşim Alanlarının Doğal Afet Risk Analizi ve Afet Bilgi Sisteminin Oluşturulması, DPT İleri Araştırma Projesi, No 2006K-120220, 3 Cilt, S.
- Yoshioka, T., Okumura, K. ve Kuşçu, I., 1991. Trench excavation of the North Anatolian Fault, Turkey. Chishitsu News 1991, 60-66.
- Zabcı, C., Akyüz, H. S., Karabacak, V., Sançar, T., Altunel, E., Gürsoy, H., Tatar, O., 2011. «Palaeoearthquakes on the Kelkit Valley segment of the North Anatolian Fault, Turkey: Implications for the surface rupture of the historical 17 August 1668 Anatolian Earthquake», Turkish Journal of Earth Sciences, Vol. 20, No. 4, s. 411-427.

Makale Geliş Tarihi : 16 Kasım 2012

Kabul Tarihi : 25 Mart 2013

Received : 16 November 2012

Accepted : 25 March 2013



Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'nde İklim Kontrolünde Meydana Gelen Bir Yüksek Deniz Seviyesinin Kanıtları

Evidence of Climate-Driven a Sea-Level High Stand During the Penultimate Glacial Period

Erdem BEKAROĞLU

*Ankara Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, Sıhhiye, 06100, Ankara
erdem.bekaroglu@ankara.edu.tr*

ÖZ

Bu çalışmada, küresel buzul hacimlerinin bir fonksiyonu olarak incelenen deniz seviyesi değişimlerinin mercan resifi kayıtları, bir dizi iklimsel kararsızlıkla karakterize olan Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasında, günümüzden ~177-168 bin yıl önce, deniz seviyesinin -40/-50 metrelere yükselerek buzul dönemi içerisinde bir yüksek seviye meydana getirdiğini göstermektedir. Söz konusu zaman aralığında, iklim sisteminin diğer dolaylı kayıtları (derin deniz sedimanlarının $\delta^{18}\text{O}$ kayıtları, mağara sedimanları, polen analizleri, buzul karotlarından elde edilen CO_2 , CH_4 , δD , toz kayıtları) tropikal bölgede muson aktivitesinin arttığını, Akdeniz havzasında derin su tabakası oluşumunun durarak sapropel tabakasının meydana geldiğini, orta kuşakta nemli koşulların yaşandığını, orman alanlarının arttığını ve kutup bölgelerindeki buzul hacimlerinde ise kısmi azalmaların yaşandığını ortaya koymaktadır. Bu dönemde gerçekleşen olayların sıralaması, kaydedilen ortam değişimlerinin günümüzden ~173 bin yıl önce zirve yapan 65°K insolasyonunun kontrolünde meydana geldiğine işaret etmektedir. Bu durum, Kuvaterner'deki buzul-buzularası dönemlerdeki iklim ve deniz seviyesi değişimlerinin hakim yönetici kuvveti olan yörünge parametrelerinin günümüzden ~177-168 bin yıl önceki iklimsel kararsızlık dönemini de kontrol ettiğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Deniz seviyesi, insolasyon, mercan resifi, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi, TIMS, U/Th,

ABSTRACT

In this study, coral records of sea-level changes as a proxy of past ice volume variations suggest that the sea-level rose up to -40/-50 m bpsl during the Penultimate Glacial period which is characterized by a series of climatic instability, and constituted a high sea-stand at around ~177-168 ka BP. During the same time interval, other proxy records of past climate ($\delta^{18}\text{O}$ records of deep sea sediments, speleothems, pollen records, CO_2 , CH_4 , δD , dust records derived from Antarctic ice cores) show the enhancement of monsoonal activity in tropical regions, occurrence of an organic rich sapropel formation in the Mediterranean due to the halt of the deep water formation, prevailing wet climatic conditions and the expansion of arboreal

vegetation in mid-latitudes and decrease in the ice-volumes in polar regions. These sequence of events point out that climatic instability in this time interval is driven by 65° N insolation. This in turn indicates that orbital parameters of the astronomical theory, the main driving forces of the climate and sea-level changes over glacial-interglacial time scales, are also a major forcing factor of the climatic instability between ~177-168 ka BP.

Keywords: Coral reef, insolation, sea-level change, TIMS, The Penultimate Glacial period, U/T.

GİRİŞ

Kuvaterner'deki iklim döngülerinin Yer'in yörünge parametrelerinde (eksentrisite, oblikite ve presesyon) meydana gelen bozulmaların eseri olduğu geçen yüzyılın ilk yarısından bu yana bilinmektedir (Milanković, 1998). Özellikle yirminci yüzyılın ikinci yarısında, iklimsel değişimleri kaydeden doğal arşivler (Berger, 1988) üzerinde gerçekleştirilen öncü araştırmalar, Yer'in yörünge parametrelerinde meydana gelen yarı düzenli bozulmaların, Yer'in maruz kaldığı güneş radyasyonunun coğrafi ve mevsimsel dağılımında değişimler yaratarak Yer iklimindeki kararsızlıkları (buzul ve buzularası dönemler) kontrol ettiğini ortaya koymuştur (Hays vd., 1976; Imbrie vd., 1984; Pisias vd., 1984; Martinson vd., 1987). Ancak, yörünge değişimlerinin Yer iklim sistemine hangi fiziksel mekanizmalarla iletildiği (Broecker ve Denton, 1989), kesinlik derecesi yüksek astronomik çözümler ile doğal arşivlerce kaydedilen iklimsel değişimlerin süre, zamanlama ve büyüklük bakımından uyumluluğu (Winograd vd., 1997; Ruddiman, 2006), astronomik parametrelerin değişim periyotlarından daha farklı zaman ölçeklerinde meydana gelen iklimsel değişimlerin (suborbital) doğası (Broecker, 2003) gibi problemler henüz net ve kesin olarak cevap bulmamıştır. Bu nedenle, giderek artan sayıda araştırma, buzul ve buzularası dönemlerde meydana gelen iklimsel değişimlerin daha iyi bir anlayışını elde etmeye yönelmektedir.

Tektonik ve izostatik elemanlarından soyutlandığında yeryüzündeki buzul hacimlerinin

bir fonksiyonu olan ve iklim değişimlerinde kontrol edilen deniz seviyesi oynamaları (örn. Bekaroğlu, 2008), iklimsel kararsızlıkların meydana geldiğini gösteren ve ayrıca meydana gelen iklimsel değişimlerin süre, zamanlama ve büyüklük bakımından test edilebilmesini sağlayan en önemli dolaylı kayıtlardan biridir (Lambeck vd., 2002). Deniz seviyesi değişimlerine karşı hassas olan ve çabuk tepki veren mercan resifleri, aynı zamanda yüksek çözünürlüklü radyometrik tarihlendirme metodlarıyla analiz edilmeleri bakımından en değerli doğal arşiv olma özelliğine sahiptir (örn. Stirling ve Andersen, 2009; Bekaroğlu, 2011). Yeryüzünün gerek tektonik olarak durağan olan, gerekse de tektonik olarak yükselen bölgelerindeki mercan resifi kayıtları, çoğunlukla buzularası ve interstadyal dönemler arasındaki yüksek deniz düzeyleri ve bunların zamanlaması hakkında veriler sağlamaktadır (Mesolella vd., 1969; Lambeck ve Chappell, 2001). Buzul dönemlerindeki düşük deniz düzeylerine ait mercan resifi serileri, yüksek deniz seviyesi dönemlerinde oluşan daha yeni mercan resifi istifleriyle örtüldüğünden, kıta platformlarında gerçekleştirilen derin mercan sondajları (Fairbanks, 1989) dışında, çok nadir olarak yeryüzünde yüzeylemiş halde bulunurlar.

Papua Yeni Gine'deki Huon Yarımadası, sahip olduğu hızlı tektonik yükselme oranı ($2-4 \text{ m}/10^3 \text{ yıl}$) nedeniyle karada yüzeyleyen çok sayıda mercan terası basamağı sayesinde, Son Buzul Dönemi'ndeki deniz seviyesi değişimlerinin yüzeyde incelenilebildiği bilinen tek yerdir

(Chappell, 1974). Buradaki paket mercanları (pack-reefs) üzerindeki jeomorfolojik, stratigrafik ve radyometrik çalışmalar (Esat ve Yokoyama, 2006b), Son Buzul Dönemi'ndeki Bond Döngüleri'nin (Bond vd., 1993; Şekil 1) en soğuk bölümünü oluşturan Heinrich olayları (Heinrich, 1988) sırasında, deniz seviyelerinin buzul dönemi seviyelerinden 10-15 m daha yüksek olarak gerçekleştiğini ortaya koymuştur (Yokoyama vd., 2001). Kuzey Atlantik havzasını çevreleyen eski büyük buzul örtülerinin günümüzden ~60-10 bin yıl öncesi arasında ortalama 7 bin yıllık periyottaki (suborbital zaman ölçeğinde) çöküşü, büyük buzul kütlelerinin okyanusa boşalarak deniz seviyesinin kısa bir zaman aralığında yükselmesini sağlamıştır (Yokoyama vd., 2001). Yer'in yörünge parametrelerinin yarı dögüsel zaman ölçeğinden daha kısa periyotlarda meydana geldiğinden suborbital değişimler olarak bilinen bu olaylar, aynı zamanda Kuzey Atlantik'teki denizel sedimanlar içerisindeki IRD (ice-rafted debris) birikimiyle de karakterize olmaktadır (Broecker, 1994). Grönland'daki yüksek çözünürlüklü buzul karotlarında tespit edilen, Son Buzul Dönemi'ndeki ani iklim dalgalanmalarını yansıtan ve bir Bond döngüsünün en soğuk kısmı olan Heinrich olayını hemen takip eden Dansgaard-Oeschger (DO) salınımları (Dansgaard vd., 1993; Şekil 1) sırasında ise, iklimin daha ılık ve nemli bir özellik kazanması sayesinde buzul örtüleri tekrar büyüyerek deniz seviyelerinin tekrar buzul dönemi seviyelerine düşmesini sağlamıştır (Yokoyama vd., 2001). Son Buzul Dönemi özelindeki bu deniz seviyesi değişimleri, buzul dönemi sırasında iklimin buzularası dönemlere oranla daha kararsız olduğunu, meydana gelen iklimsel kararsızlıkların yörünge parametrelerinin öngördüğü zaman ölçeklerinden daha kısa sürelerde (bin yıllık) gerçekleştiğini ve deniz seviyelerinin iklimsel kararsızlık dönemlerinin en soğuk kısımlarında yükseldiğini, döngülerin daha ılık bölümlerinde ise düştüğünü ortaya koymuştur.

Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi (Oksijen İzotop Dönemi [OİD] 6; Şekil 1) sırasında yaşanan deniz seviyesi değişimlerine ait mercan resifi kayıtları ise oldukça azdır. Terminasyon II (T II) olarak bilinen Sondan Bir Önceki Deglasyasyon (Şekil 1) sırasındaki deniz seviyesi yükselimi bir kenara bırakıldığında, OİD 6 sırasındaki deniz seviyesinin evrimi oldukça parçalıdır. Bu dönemdeki deniz seviyesi değişimlerinin eseri olan mercan resiflerinin karada yüzeyletiği bilinen tek yer Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitinde yer almaktadır (Scholz vd., 2007). Hem bu çalışmada, hem de daha önce yapılan iki ayrı çalışmada (Gallup vd., 2002; Scholz vd., 2007) bu kesitten örneklenen ve Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi içerisindeki bir alt dönem olan OİD 6.5'e (günümüzden ~175-165 bin yıl öncesi; Şekil 1) ait olan mercan resifleri, deniz seviyesinin bu sırada bir yüksek seviye oluşturduğunu göstermektedir. Dolayısıyla, bu çalışmanın birbiriyle bağlantılı iki ayrı amacı vardır: Bunlardan birincisi, OİD 6.5 sırasında, önemli bir iklimsel kararsızlığı yansıtan bu deniz seviyesi oynamasının zamanlamasını ve büyüklüğünü ortaya koymak; ikincisi ise, meydana gelen iklimsel kararsızlığın yörünge değişimlerinin zaman ölçeğinde meydana gelen bozulmaların mı (insolasyon kontrolü), yoksa Son Buzul Dönemi'nde olduğu gibi, Yer iklim sisteminin içsel dinamikleriyle gerçekleşen değişimlerin (suborbital değişimler) bir sonucu mu olduğunu tespit etmektedir.

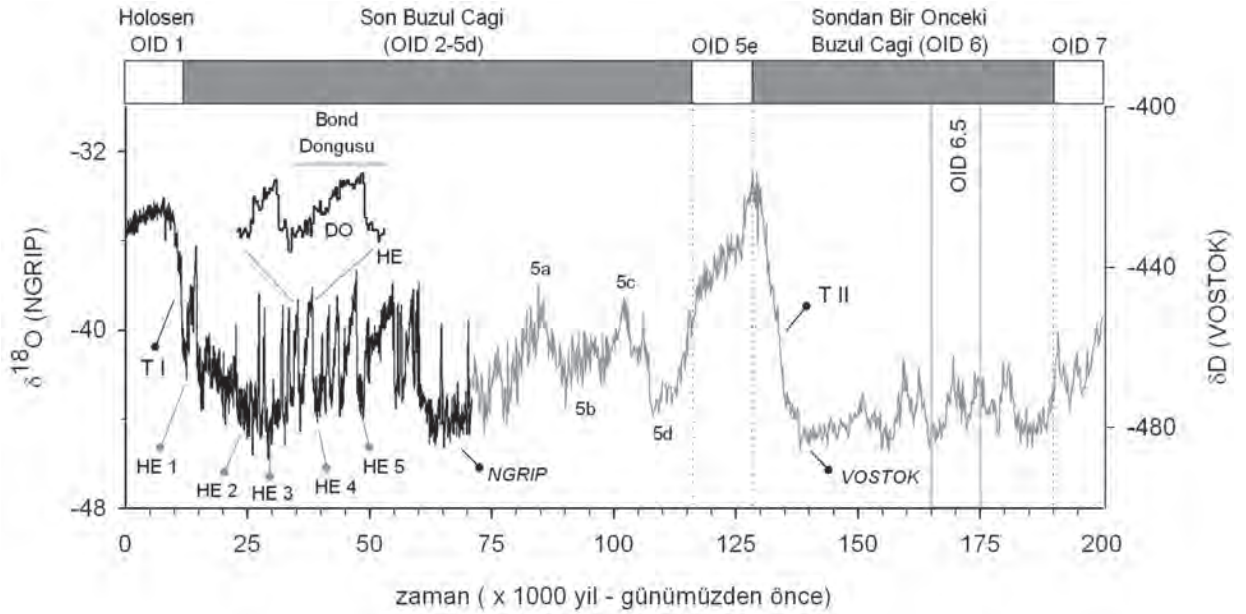
Bu doğrultuda, bu çalışmada ilk önce, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'ne ait mercanların örneklendiği Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitinin jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerine değinilecek, daha sonra mercanların radyometrik analizi ve elde edilen yaşların güvenilirliği problemi irdelenecektir. Elde edilen bulgular, bu iklimsel kararsızlık dönemine ait diğer iklimsel kayıtlarla karşılaştırmalı olarak son bölümde tartışılacaktır.

ÇALIŞMA ALANI

Bu çalışmada, glasyo-östatik deniz seviyesi değişimleriyle ilgili çalışmalar için bir model lokasyon olan Barbados Adası'ndan örneklenen ve OİD 6.5'e ait olan mercan resifleri incelenmiştir.

Karayip Denizi'ndeki Küçük Antiller grubunun bir üyesi olan Barbados, bütünüyle tortul kayalardan meydana gelmesiyle gruptaki diğer adalardan belirgin bir farklılık göstermektedir. Barbados,

Kuzey Amerika plakasının Geç Eosen'den beri batıdaki Karayip plakası altına dalmasıyla meydana gelen ~20 km kalınlıktaki uzunlamasına ve yay biçimli bir birikim karmaşığının (Barbados Sırtı Birikim Karmaşığı) su üzerindeki tek kısmıdır (Şekil 2; Taylor ve Mann, 1991). Ada, çamur diapiirlerinin yerleşimiyle Erken Pleistosen sonralarında su üzerinde yükselmeye başlamıştır (Schellmann ve Radtke, 2004).



Şekil 1. Son 200 bin yılda Yer'in iklim sisteminin evrimi ve bu sırada meydana gelen ana iklimsel olaylar. Grafiğin günümüzden 70 bin yıl öncesine kadar olan kısmı Grönland buzul karotundan elde edilen NGRIP $\delta^{18}O$ profilinden (NGRIP members, 2004); geri kalan kısmı ise, Antarktika buzul karotunun δD profili olan VOSTOK profilinden (Petit vd., 1999) oluşturulmuştur. OID: Oksijen izotop dönemi. T I ve T II: Terminasyon I ve II. HE: Heinrich Events (Heinrich olayları). DO: Dansgaard-Oeschger olayları. Yüksek çözünürlüklü NGRIP eğrisi, Son Buzul Çağı'nda iklim sisteminin oldukça kararsız olduğunu göstermektedir. Burada, izotop profilinin en soğuk kısmı Heinrich olaylarıyla karakterize olmakta ve bu olayları takiben iklim sistemi ani olarak daha nemli ve ılık bir faza geçmekte, faz giderek daha soğuk zirvelerle (Dansgaard-Oeschger olayları) bir sonraki Heinrich olayıyla son bulmaktadır. Bu döngü, Bond Döngüsü olarak bilinmektedir.

Figure 1. Proxy records of the climate events for the last 200 ka. For the first 70 ka of the curve is from NGRIP ice core $\delta^{18}O$ profile (NGRIP members, 2004) and the remaining part is from VOSTOK δD profile (Petit et al., 1999). OID: Oxygen isotope stage. T I and T II: Termination I and II. HE: Heinrich Events. DO: Dansgaard-Oeschger. High resolution NGRIP ice core $\delta^{18}O$ profile show the instability of climate system during the Last Glacial. Some of the coldest parts of the profile are known as HE which followed by abrupt amelioration in climate that gradually being colder (DO events) and ends up with a new HE. These climate fluctuations are known as Bond cycle.

Adanın en eski jeolojik birimi olan Tersiyer tabakaları, adanın doğusunda yer alan Scotland Bölgesi'nde bir aşınma penceresi olarak açığa çıkmıştır ve yüzey topoğrafyasının yalnızca % 15'lik bir kısmını oluşturmaktadır (Şekil 3; Broecker vd., 1968). Barbados Adası'nın Tersiyer tabakaları Kuvaterner yaşlı mercan resifleriyle örtülüdür ve adanın % 85'i, kalınlığı yaklaşık 130 m olan bu resif örtüsüyle kaplıdır. Bu nedenle, Tersiyer tabakalarını uyumsuz olarak üzerleyen bu tabaka "mercan örtüsü" olarak adlandırılmaktadır (Mesoellela vd., 1969).

Barbados Adası'ndaki kenar resiflerinin (fringing reef) birikimi, Pleistosen boyunca, muhtemelen > 600 bin yıldan bu yana, meydana gelen glasyo-östatik kökenli yüksek deniz seviyeleri sırasında gerçekleşmiştir (Broecker vd., 1968). Yüksek deniz seviyeleri arasındaki düşük deniz seviyeleri sırasında ise, adanın tektonik olarak yükselmesi, bir önceki yüksek deniz seviyesi sırasında oluşmuş mercan resiflerinin daha yukarıda kalmasına neden olarak resif terasları serisinin oluşmasına yol açmıştır. Düşük deniz seviyesinden sonra meydana gelen transgresyonla ise, daha alçak bir seviyede stratigrafik olarak daha genç mercan resiflerinin gelişimi gerçekleşmiştir. Böylelikle, meydana gelen bir dizi mercan terası serisinin yaşı ve yüksekliği kıyıda yükseldikçe artmaktadır.

Barbados Adası'nın birçok kesiminde kenar resiflerinin orijinal depozisyonel topografyası korunmuştur; ancak bazı yerlerde dalga erozyonu orijinal topografyayı değiştirmiştir. Adadaki yükselmiş kenar resifi teraslarının fasiyesi ve biyolojik zonları genel olarak birbirine benzer durumdadır ve açık deniz tarafından kara tarafına doğru fasiyesler şu şekilde değişmektedir: (a) Resif-önü fasiyesi, (b) Resif fasiyesi, (c) Resif-gerisi fasiyesi (Şekil 4; Mesoellela, 1967; Humphrey, 1997; Schellmann ve Radtke, 2004).

Resif önü fasiyesi karakteristik olarak kalkerinitle temsil olur. Bunlar, genelde derinlikleri 5 metreden fazla *in-situ* mercan resiflerinin en derin ve deniz tarafına doğru olan kısmında depolanmıştır.

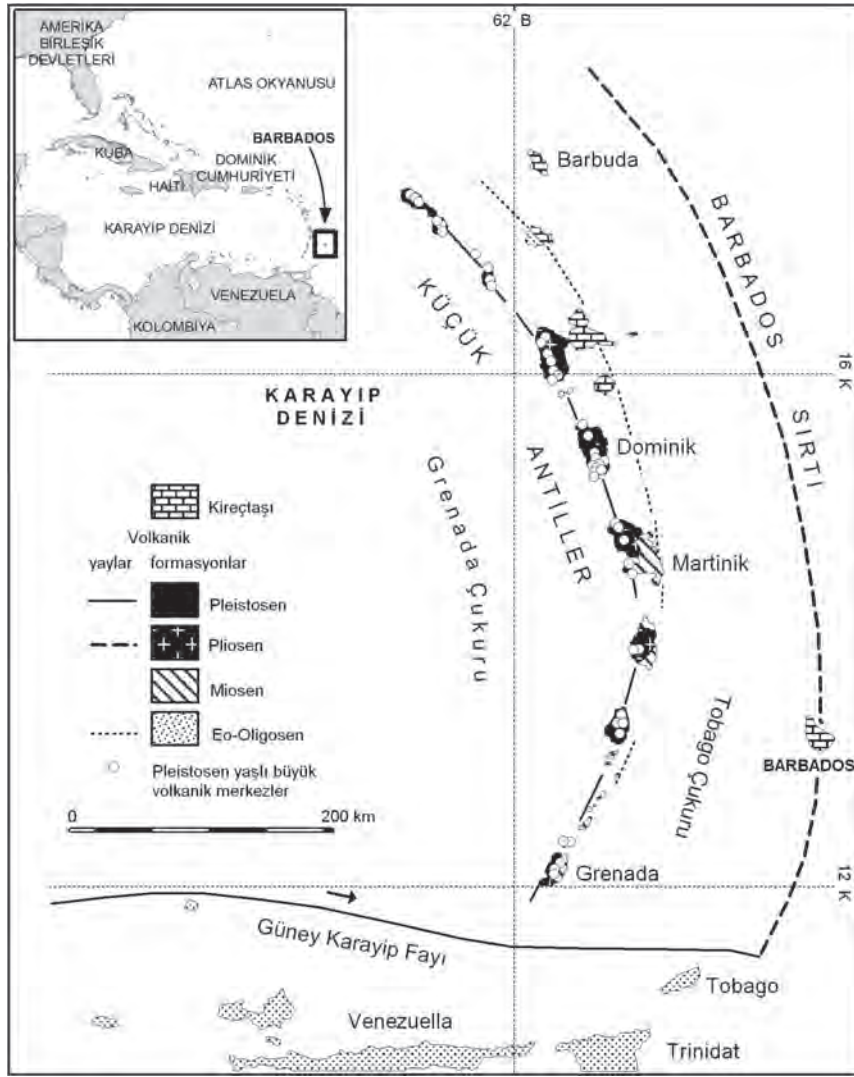
Resif fasiyesi, dayanıklı kireçtaşı ve bol miktarda hermatipik mercan ile mercan yosunlarından oluşmaktadır. Resif fasiyesi fauna bakımından bir zonlaşma gösterir ve bu zonlaşma, yükselmiş teras serileri boyunca gözlenir. Bu istif 4 büyük gruba ayrılmaktadır. Bunlar deniz tarafından kara tarafına doğru şu şekilde sıralanırlar (Mesoellela, 1967; Mesoellela vd., 1970): (a) Karışık üst mercan zonu, (b) *Acropora Cervicornis* zonu, (c) Resif üstü *Acropora palmata* zonu, (d) Geri bölge. Karışık üst mercan zonundaki hakim mercan türü *Montastrea annularis*'tir ve Holosen resif sistemlerinde genellikle 5 metreden daha derin kısımda gelişme gösterirler. Resif önü fasiyesinden kara tarafına doğru gidildikçe, karışık üst mercan zonu *Acropora cervicornis* zonuna geçiş göstermektedir. Geçişin tedrici olduğu yerlerde, *Acropora cervicornis* ile *Montastrea annularis* karışık bir şekilde bulunur. Bu zondaki hakim tür ortalama 2-2.5 cm çapa sahip *Acropora cervicornis*'tir ve zonun yaklaşık % 75-80'ini oluşturmaktadır. Resif fasiyesinin en üst kısmı (reef crest), göreceli olarak kötü boylanmış bir matriks içerisinde yer alan masif *Acropora palmata* türüyle karakterize olur. Bu tür, zonun yaklaşık % 70'ini oluşturmaktadır. Bu zon, genel olarak kırmızı mercan alglerinin en yoğun bulunduğu zondur. Bu ise, bu zonun yüksek enerjili sığ su ortamını göstermesi bakımından önem taşımaktadır. Hemen bütün Atlantik'te olduğu gibi, *Acropora palmata* türünün gelişme pozisyonu ortalama düşük gel-git seviyesiyle -2 metre (genel olarak <5 m) arasında değişmektedir (Mesoellela, 1967; Dodge vd., 1983). *Acropora palmata* zonu kara tarafına doğru geri bölgeye

geçmektedir. Bu bölge karışık mercanlar ve kıyı sedimanlarıyla karakterize olur. Buradaki mercan türleriyle karışık üst mercan zonundaki türler benzer olmakla birlikte koloniler daha ufaktır ve ayrıca daha seyrek olarak bulunurlar.

Barbados'taki mercan teraslarının büyük bir kısmı daha yaşlı ve topoğrafik olarak daha yüksek bir sonraki terastan bir lagünle ayrılmaktadır. Bu sığ resif gerisi bölge 800 metre kadar geniş olabilmektedir. Genel olarak lagüner sedimanlar kara tarafındaki terasın resif-önü depolarını örtmektedir.

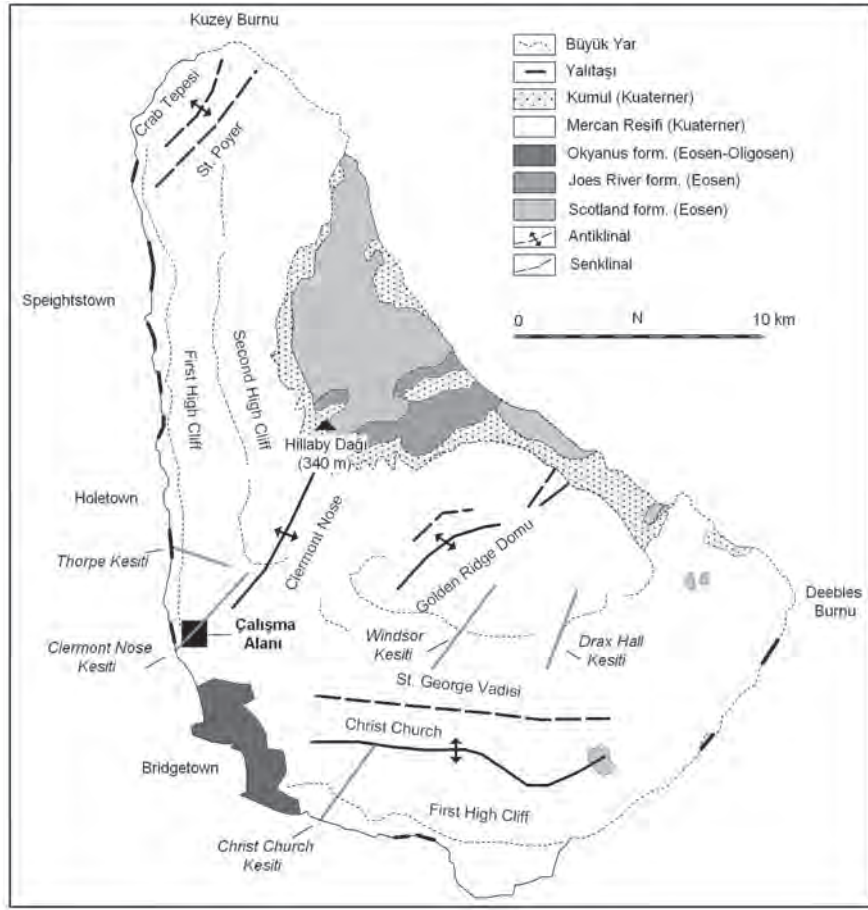
Bu çalışmada analiz edilen mercan resifleri, adadaki birkaç standart kesitten biri olan Clermont Nose'daki Randevous Hill terasından örneklenmiştir (Şekil 3 ve). Barbados'un güneybatısında bulunan bu kesit, buradaki antiklinal yapısı nedeniyle, adadaki en yüksek tektonik yükselim oranına sahiptir (Taylor ve Mann, 1991). Deniz seviyesinden 30 ila 60 m

yüksekte bulunan Randevous Hill terası kara tarafında Sondan Bir Önceki Buzularası Dönem (OİD 7) teras düzlüğü, deniz tarafında ise Erken Buzul Dönemi'ndeki interstadyal dönem (OİD 5c) teras düzlüğüyle sınırlanmaktadır. Bu teras, özellikle Gordon Cummins otoyolunun olduğu bölümdeki yol yarmaları nedeniyle çok iyi aflöre olmuştur (Şekil 5a ve 5b). Bu çalışmada incelenen ve 30-35 metrelerde yüzeylemiş sığ su mercanları (çoğunlukla *Acropora palmata*), mercan terası kompleksinin stratigrafik olarak en yaşlı birimini oluşturmaktadır ve de serinin en altında yer almaktadır (Speed ve Cheng, 2004; Şekil 5c ve 5d). OİD 6.5'e ait mercan türlerinin bulunduğu nokta, Dünya üzerinde bu döneme ait karada yüzeylemiş bilinen tek lokasyonu oluşturmaktadır (Scholz vd., 2007). Kesitin bu noktasından toplanan çok sayıda mercan resifi içerisinde toplam 9 örnek bu çalışmada TIMS U/Th metoduyla tarihlenmiştir.



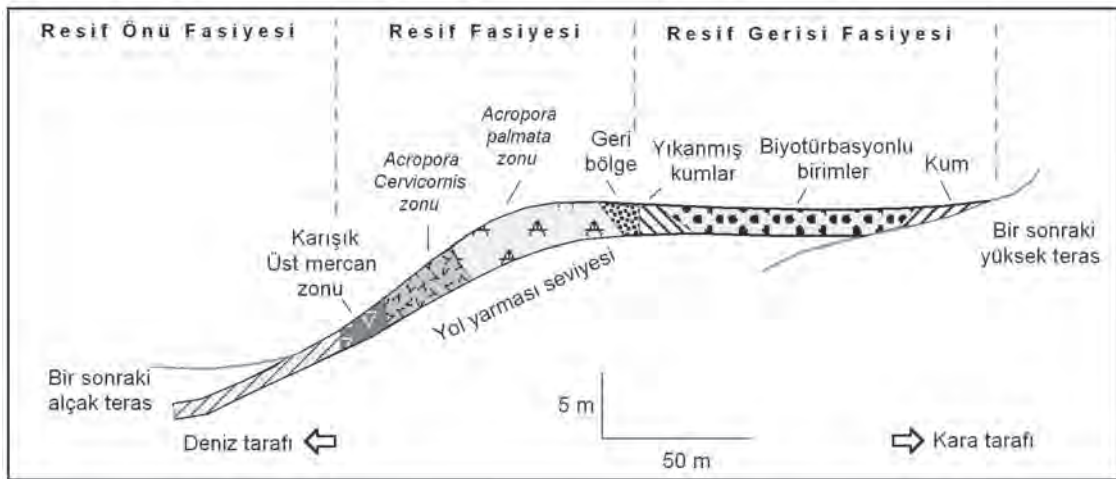
Şekil 2. Barbados Adası Doğu Karayip’lerde, Küçük Antiller Volkanik Yayı’nın yaklaşık 160 km doğusunda, 13°02’K-13°10’K paralelleri, 59°25’B-59°39’B meridyenleri arasında yer almaktadır. Bütünüyle tortul kayalardan meydana gelen ada, okyanusal Kuzey Amerika plakası ile batıdaki Karayip plakası arasındaki Geç Eosen’den beri süren çarpışma süreçleri sonucunda oluşmuştur (Schellmann ve Radtke, 2004).

Figure 2. Barbados Island (13°02’N-13°10’N, 59°25’W-59°39’W) is located in the Eastern Caribbean, 160 km east of the Lesser Antilles Volcanic Arc. The island is composed of sedimentary rocks and its tectonic setting is resulted from collision between oceanic North American plate and the Caribbean plate in the west since the Late Eocene (Schellmann and Radtke, 2004).



Şekil 3. Barbados Adası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritası (Schellmann ve Radtke, 2004).

Figure 3. Geological map of the Barbados (Schellmann and Radtke, 2004).



Şekil 4. Barbados Adası'ndaki resif sistemlerinin şematik ve genelleştirilmiş stratigrafik yapısı (Mesoella, 1967).

Figure 4. Schematic and generalized stratigraphic coral reef zonation in Barbados (Mesoella, 1967).



Şekil 5. (a) Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitinde bulunan Rendevous Hill teras düzlüğünden Karayip Denizi'ne doğru olan görünüm. (b) Randevous Hill terasının en aşağı kesiminde, yol yarmalarıyla açığa çıkmış mercan resifleri. OİD 6.5 dönemine ait mercan resifleri bu kesitten elde edilmiştir. (c-d) OİD 6.5 dönemine ait örneklenen mercan resiflerinin yakından görünüşü. Örnekler, açılan yol yarması nedeniyle açığa çıktığından yüzeyden örneklenmiştir. Her iki fotoğraftaki mercan türü *Acropora palmata*'dır.

Figure 5. (a) General view of the Randevous Hill terrace crest located on the Clermont Nose transect of SW Barbados. (b) Exposed coral reefs at the lowest part of the Randevous Hill terrace along the road cut. Corals dated to MIS 6.5 sampled from this section. (c-d) Close up view of the coral samples from the section shown in b. Due to the road cut, samples collected from the surface. Coral species are *Acropora palmata*.

YÖNTEM

U/Th Tarihlemesi

Yaklaşık on uranyum tarihleme tekniğinden biri olan ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th tarihleme yöntemi, ^{238}U izotopunun doğal olarak meydana gelen bozunma sistemini kullanmaktadır. Yarılanma ömrü 4.49×10^9 yıl olan ^{238}U , yavru izotopları olan ^{234}U (yarılanma ömrü 2.48×10^5 yıl) ve ^{230}Th (yarılanma ömrü 7.5×10^4 yıl) ile birlikte başta mercan resifleri ve diğer karbonatlar olmak üzere, Orta Pleistosen'den günümüze dek gerçekleşen olayların zamanlamasının belirlenmesi yönünden uygun bir jeokronolojik sistemdir.

^{238}U ana izotopunun yarılanma ömrü, radyoaktif sistemde meydana gelen yavru izotopların her birinin yarılanma ömründen uzun olduğundan ötürü, doğal olarak oluşan minerallerin içerisindeki ana izotopun ve yavru izotopların aktiviteleri, birkaç milyon yıl içerisinde bir eşitlik durumuna erişecektir (secular equilibrium). Bununla birlikte, doğal süreçler bu eşitlik durumunu bozmaktadır. Böylelikle, U/Th tarihleme metodu uygulanabilir hale gelmektedir (Ivanovich ve Harmon, 1992).

Mercan resiflerinin U/Th yöntemiyle tarihlenmesini mümkün kılan bu eşitsizlik durumu, deniz suyunda iki şekilde meydana gelmektedir. Bunlardan birincisi, U ve Th'nin farklı kimyasal davranışlara sahip olmasıdır. Oksidasyonlu koşullar altında U deniz suyunda eriyebilir bir duruma geçerken, Th tetravalent durumda kalmakta ve genel olarak deniz suyunda erimemekte; özellikle biyolojik süreçlerle partiküllerin üzerine tutunarak deniz suyuna karışmamaktadır (Bourdon vd., 2003). Bunun sonucu olarak deniz suyunda kalma süresi birkaç yüz bin yıl olan U'nun deniz suyundaki konsantrasyonu (ortalama olarak 3.2 ppm) değişmeden kalmaktadır (Ku vd., 1977). Buna karşın Th elementinin deniz suyundaki

kalış süresi oldukça kısadır (yaklaşık 350 yıl) ve ayrıca yalnızca ppb düzeyinde (0.09-0.15 pg/g) var olmaktadır (Chen vd., 1986). İkincisi, deniz suyundaki ^{234}U ve ^{238}U arasındaki eşitsizliktir ve bu durum ^{234}U bakımından zengin olan akarsuların deniz suyuna katılmasına atfedilmektedir (Ivanovich ve Harmon, 1992). Bu olay, ^{238}U ana izotopunun ^{234}U yavru izotopuna α ve β ışınımıyla bozunurken kristal yapısına zarar vermesi ve günlenme süreçleri sırasında ^{234}U 'nun kolaylıkla mobilize olmasıyla meydana gelmektedir (α -recoil etkisi). Bunun neticesinde, yeraltı sularının ve akarsuların $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ izotop oranı, genellikle eşitlik değerinden daha fazla olmaktadır.

Resif yapan mercanlar karbonatlı iskeletlerini oluşturan elementleri deniz suyundan aldıklarından ötürü, bünyelerinde ortalama olarak 3 ppm U almakta, ancak neredeyse hiç Th almamaktadır. Örneğin, güncel mercanlardaki $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ve $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ oranları sırasıyla ortalama olarak 6.3×10^{-5} , 1.5×10^{-5} ve 10^{-9} olarak ölçülmüştür (Edwards vd., 1987a). Böylelikle, mercan resifinin oluşumundan beri geçen sürede radyoaktif bozunma sürecinin kapalı sistemde gerçekleşmesi (sistemin radyoaktif bozunma yoluyla oluşandan başka hiç U ya da Th alışverişine konu olmaması) ve ayrıca başlangıç durumundaki $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ oranının sıfır olması ön şartlarıyla, mercanın içerisindeki mevcut ^{230}Th miktarı yalnızca sistemdeki ana izotop olan ^{234}U 'nun bozunmasıyla oluşacaktır. Yani, mercanın bünyesindeki ^{230}Th miktarı, kapalı sistem davranışı gösteren radyoaktif sistemdeki bozunmada zamanın bir fonksiyonu olarak gelişecektir (Kaufman ve Broecker, 1965):

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}}\right)_{\text{act}} - 1 = e^{-\lambda_{230} T} - (\delta^{234}\text{U}(0)/10^3)(\lambda_{230}/\lambda_{230} - \lambda_{234})(1 - e^{-(\lambda_{234} + \lambda_{230})T}) \quad (1)$$

Burada, T numunenin ^{230}Th yaşı, λ bozunma sabiti, $\delta^{234}\text{U}(0)$ ölçülen $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ atomik oranıdır. $\delta^{234}\text{U}(0)$, ^{230}Th denkleminde çözülmesi gereken bir ifadedir ve şu şekilde belirlenmiştir (Edwards vd., 1987b):

$$\delta^{234}\text{U} = \left[\left(\frac{^{234}\text{U}/^{238}\text{U}}{(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{eq}}} \right) - 1 \right] \times 10^3 \quad (2)$$

$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{eq}}$ eşitlik durumundaki atom oranıdır ve şuna eşittir $\lambda^{238}/\lambda^{234}=5.472$

Analitik Teknikler

Barbados Adası, Clermont Nose kesitindeki Gordon Cummins otoyolu boyunca açılan yol yarmalarından toplanan birbirinden farklı yüzey tipi mercan resifleri, The Australian National University'de (ANU) TIMS (thermal ionisation mass spectrometry) U/Th metoduyla tarihlenmiştir.

Toplanan mercan örnekleri ilk olarak gün ışığında makroskopik olarak incelenmiş; mercanların renk bozulmasına uğrayan ya da bozuk dokusal özellik gösteren kısımları keski ve elmas uçlu mekanik delici ile temizlenmiştir. Mercan örnekleri olabildiğince materyalin alterasyona uğramamış, saf aragonit mineralojisine sahip, taze görümlü iç kısımlarından alınmıştır. Örneklenen mercanlar, mercanların türüne göre, yaklaşık 1 gramlık parçalar halinde keski ya da elmas delici ile ayıklanmıştır. *Acropora palmata* gibi sert yapıdaki türler genellikle keski ucuyla temizlenerek ayrılırken; *Faviidae* gibi süngerimsi doku özelliği gösteren türler elmas delici ile hazırlanmıştır. Süngerimsi yapıdaki mercanlar genel olarak iki farklı kısımdan oluşmaktadır: (1) duvar kısmı, (2) süngerimsi iç kısım. Daha önce yapılan deneysel çalışmalar (örn. Henderson vd., 1993; Stirling vd., 1995), mercanların süngerimsi iç kısımlarının genellikle alterasyona uğradığını

(genellikle yüksek $\delta^{234}\text{U}_i$ ve ^{232}Th oranlarından ve mineralojik bozulmalardan belli olmaktadır) göstermiştir. Örneğin, Stirling vd.'nin (1995) yaptığı testlerde, tüm mercan parçasının (duvar + süngerimsi kısım) ^{232}Th konsantrasyonunun 3.4 ppb ve kalsiyum içeriğinin %4 olmasına rağmen, aynı örneğin duvar kısmındaki ^{232}Th oranının sadece 0.3 ppb ve kalsiyum oranının ise $<1\%$ olduğu tespit edilmiştir. Bu durum açıkça, süngerimsi iç kısmın duvar kısmından ayrıştırılmasının ikincil kalsit oluşumunu, yüzey kontaminasyonunu ve detritik madde birikimini temizlemede çok etkin olduğunu; $\delta^{234}\text{U}_i$ oranının yüksek çıkmasına sebep olan diyajenez süreçlerinin daha çok mercanın süngerimsi iç kısmında gerçekleştiğini göstermektedir. Bu nedenle, açık sistem davranışına ve diyajenez etkisine karşı daha hassas olan süngerimsi yapıdaki mercanların duvar kısımları elmas delici ile iç kısımlarından ayrılarak temizlenmiş ve analizler sadece bu tür mercanların duvar kısımlardan elde edilen parçalar üzerinde gerçekleştirilmiştir. *Acropora palmata* gibi süngerimsi bir yapıya sahip olmayan sert ve sık yapılu türler ise, mercan kütesinin iç kısmından alınan parçaların en temiz kısımlarının seçilmesi yoluyla hazırlanmıştır. Son aşamada ise, temizlenen mercan parçaları mikroskop altında renk, tekstür ve doku yönünden incelenerek en temiz olanları kimyasal analizlerde kullanılmıştır.

Mekanik temizlemeyle hazırlanan mercan numuneleri, üzerlerindeki kirlenici, yağ, toz vb. maddelerden arındırılmaları için ilk önce temiz su, daha sonra aseton ve en son olarak ise yine temiz suyla ultrasonik temizlemeye tabi tutulmuştur.

Sıcak plaka üzerinde kurutulan mercan numuneleri, daha sonra kolon kimyası için fasilalarla HNO_3 eklenerek çözülmüştür. Elde edilen çözelti içine spike adı verilen ve doğal olarak oluşan U ve Th izotoplarının ölçülmesinde kullanılan ^{229}Th ve ^{233}U izotopları

belirlenen miktarlarda eklenmiştir. Spike-çözelti dengelenmesini sağlamak amacıyla, numuneler sıcak plaka üzerinde buharlaştırıldıktan sonra, her bir çözeltiye 3N HNO₃ eklenerek çözelti tekrar solüsyon hale getirilmiş ve böylelikle örnekler kolon kimyasına hazır hale getirilmiştir. Solüsyonlar içerisindeki U ve Th parçaları, kolon kimyasında kullanılan UTEVA 100-150 µm'lik resinle Douville vd. (2010) tarafından ifade edilen prosedür takip edilerek çözülden ayrıştırılmıştır. Bu yöntem oldukça hızlı ve kesin bir şekilde çözülden U ve Th'yi ayırmakta olduğundan konvansiyonel Fe çökeltme yönteminden (Edwards vd., 1987a) belirgin biçimde avantajlıdır.

Ayrıştırılan U ve Th parçaları, mikroskop altında grafit sandviç metoduyla filament üzerine yerleştirilerek ısı iyonizasyonlu kütle spektrometresinde (TIMS), Esat (1995) tarafından geliştirilen teknik prosedür takip edilerek ölçülmüştür.

Deniz Seviyesi Rekonstrüksiyonu

Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitinde, Randevous Hill terası içine açılan ve Gordon Cummins otoyolu boyunca aflöre olan OİD 6.5'e ait mercan numuneleri bugünkü deniz seviyesinden 30-35 m yükseklikte bulunmaktadır (metin boyunca geçen deniz seviyesi yükseklikleri günümüz deniz seviyesi baz alınarak verilmiştir). Barbados gibi tektonik olarak yükselen kıyılardaki eski kıyı çizgilerinin östatik seviyelerinin belirlenmesi için doğrusal yükselim doğrulaması (linear uplift correction) modeli uygulanmaktadır (Broecker vd., 1968; Bard vd., 1990; Gallup vd., 1994; Gallup vd., 2002; Schellmann ve Radtke, 2004). Burada, tektonik olarak durağan bölgelerde östatik seviyesi 4 ± 2 metre olarak tespit edilen (örn. Stirling vd., 1998) Son Buzularası Dönem yüksek deniz seviyesinin ürünü olan mercan resifi

teraslarının bugünkü yükseltisi ve tespit edilen yaşı temel alınmaktadır.

$$U_m = \Delta H / T_{5e} \quad (3)$$

Burada U_m , yükselme oranı (mm/yıl); ΔH , yükselen deniz seviyesi izinin yükselme miktarı (m); T_{5e} ise Son Buzularası Dönemi'ndeki deniz seviyesi göstergesinin yaşıdır.

$$\Delta H = H_{5e} - \delta H_{5e} \quad (4)$$

Burada ise ΔH , yükselen deniz seviyesi izinin yükselme miktarı (m); H_{5e} , Son Buzularası Dönem deniz seviyesi göstergesinin tespit edilen seviyesi (m); δH_{5e} ise Son Buzularası Dönem deniz seviyesinin östatik değeridir (m).

Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitindeki Son Buzularası Dönemi'ne ait mercan resiflerinin üst yüzeyi bugünkü deniz seviyesinin 60 metre üzerinde yer almaktadır ve TIMS U/Th metoduyla günümüzden 128.4 bin yıl öncesine tarihlenmiştir (Bekaroğlu, 2011). Dolayısıyla, kesitin Geç Kuvaterner ölçeğindeki doğrusal tektonik yükselim oranı $0.43 \text{ m}/10^3$ yıldır.

TIMS U/Th metoduyla bu çalışmada tarihlenen mercan numunelerinin bugünkü deniz seviyesinden olan pozisyonları ile yaşları kullanılarak yukarıdaki tektonik yükselim oranıyla doğrulanmıştır. Böylelikle, kesitteki tektonik etki sıfırlanarak numunelerin iklimsel değişimler etkisindeki deniz seviyesi oynamalarını yansıtması sağlanmıştır.

BULGULAR

Mercan resifleri üzerinde uzun bir süredir uygulana gelen, avantajları ve sorunları iyi belirlenmiş

bir tarihlleme metodu olan U/Th eşitsizlik tekniğiyle elde edilen yaşların güvenilir olarak değerlendirilebilmesi için iki temel varsayımsal ön koşulun sınanması gerekmektedir.

Bunlardan birincisi, mercan resiflerinin gelişim döneminde deniz suyundaki $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ aktivite oranının sıfır olması; ikincisi ise, mercanın bünyesindeki tüm izotopik değişimlerin zamanın bir fonksiyonu olarak radyoaktif sistemdeki bozunmayla gerçekleşmesidir (Scholz ve Mangini, 2007). Birinci varsayımsal önkoşul tropik bölgelerdeki birçok güncel yüzey tipi mercan resifi üzerinde yapılan analizlerle sınanmıştır (Edwards vd., 2003). Th elementinin deniz suyunda erimemesi ve partiküller üzerine tutunarak deniz suyundan çekilmesi olarak bilinen jeokimyasal davranışı nedeniyle, mercan oluşumu sırasında deniz suyundaki $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ oranı sıfır olarak kabul edilmektedir. Buna karşın, mercanların bünyelerindeki izotopik oranların, kapalı bir izotopik sistemde, sadece sistemin içerisindeki izotopların radyoaktif bozunumuyla meydana geldiğinin testi zordur. Örneğin, buzularası dönemlerdeki yüksek deniz seviyelerine bağlı olarak oluşan mercan resifleri, buzul dönemlerinde deniz seviyesinin düşmesi ve/veya karanın tektonik olarak yükselmesi neticesinde on binlerce sene meteorik sularla temas ederler ve bu durum aragonitten oluşan mercan mineralojisinin açık sistem davranışı göstermesi bakımından bir risk oluşturur. Bu bakımdan, mercan resiflerinin açık sistem davranışı gösterip göstermediği mercanlardan elde edilen izotop oranlarının kritik bir biçimde gözden geçirilmesini gerektirir.

Okyanus adalarında yaşayan güncel mercan resifleri normal olarak ≤ 0.5 ppb oranında ^{232}Th içermektedirler (Edwards vd., 1987a). Bu izotop kıtasal kabukta yaygın olarak bulunduğu için (>1 ppm), fosil mercanların bünyelerinde fazla oranda bulunan ^{232}Th

konsantrasyonu, radyoaktif bozunma sürecine dışarıdan eklenen fazladan U ve ^{230}Th 'nin bir göstergesi olup, ölçülen yaşların daha farklı çıkmasına sebep olmaktadır. Bu çalışmada analiz edilen 9 mercan numunesinden biri hariç (WI-1-25) hepsi (Çizelge 1; Şekil 6a) oldukça düşük ^{232}Th oranlarına sahiptir (0.15-0.05 ppb). Bu durum, mercanların gelişim döneminde deniz suyundaki $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ aktivite oranının oldukça düşük olduğunu ve de radyoaktif bozunma sürecinde sisteme harici Th izotoplarının dahil olmadığını göstermesi bakımından oldukça önemlidir. ^{232}Th oranı 3.52 ppb olan WI-1-25 no'lu numune detritik doğrulamaya (Chen vd., 1991) tabi tutularak mercanın içerdiği ^{230}Th izotoplarına ^{232}Th kirlenmesiyle eklenenler elemine edilmiştir.

Sığ su mercan resiflerinin güncel türleri, mercan türüne göre değişmekle birlikte, ortalama olarak 1.5–4 ppm ($\mu\text{g/g}$) ^{238}U içerdiklerinden, bu limitlerin dışında U konsantrasyonuna sahip mercanların açık sistem davranışı göstermesi söz konusu olmaktadır (Scholz ve Hoffmann, 2008). Bu çalışmada analiz edilen mercan resiflerinin sahip olduğu ^{238}U konsantrasyonları 2.30-3.58 ppm arasında değişmektedir (Çizelge 1; Şekil 6b). Bu bakımdan, tüm numuneler normal ^{238}U konsantrasyonuna sahiptir. Numuneler içerisinde, *Acropora palmata* türü çoğunluğu oluşturmaktadır ve bu türün güncel örnekleri 3.24 ppm (± 0.2 , $n=16$, Cross ve Cross, 1983) ^{238}U konsantrasyonuyla diğer yüzey tipi mercanlara göre daha fazla U oranına sahiptir. Bu çalışmada analiz edilen *Acropora palmata* mercanlarının ^{238}U değerleri bu oranın içerisinde kalmaktadır (Çizelge 1). Bu durum, analiz edilen mercanların ^{238}U konsantrasyonlarının kabul edilebilir sınırlar içerisinde yer aldığını ve ^{238}U kaybı/kazanımı gibi radyoaktif bozunmayı harici olarak etkileyen bir sürece maruz kalmadığını göstermektedir.

Çizelge 1. Bu çalışmada analiz edilen mercan numunelerinin U/Th tarihlleme sonuçları
Table 1. *U/Th dating results of coral samples analyzed in this study.*

Örnek No	Mercan türü ^a	yükseklik (m) ^b	²³² Th (ppb)	²³⁸ U (ppm)	$\delta^{234}\text{U}(\text{i})$ ‰	$\delta^{234}\text{U}(\text{i}) \pm \%$	²³⁰ Th yaşı (bin yıl) ^c	Deniz seviyesi (m) ^d
WI-1-02	Ap	30.6	0.021	3.24	187.2	1.04	177.4 ± 0.8	-45.6
WI-1-03	Ap	30.2	0.061	3.44	193.3	0.90	175.9 ± 0.7	-45.4
WI-1-04	Ap	30.1	0.159	3.58	198.3	0.82	168.8 ± 0.7	-42.4
WI-1-13	M	33.1	0.100	2.52	136.1	0.84	148.8 ± 0.8	-30.8
WI-1-17	P	33.3	0.088	2.96	118.6	1.21	182.9 ± 1.0	-45.3
WI-1-19	M	34.4	0.113	2.30	162.1	0.89	174.2 ± 0.8	-40.4
WI-1-23	Ap	34.8	0.059	2.96	132.7	1.93	183.6 ± 1.1	-44.1
WI-1-25	Ap	34.6	3.529	3.42	176.5	1.1	174.8 ± 0.8	-40.5
WI-1-26	Ap	34.5	0.147	3.26	69.10	0.71	203.3 ± 1.3	-52.9

^a Ap - *Acropora palmata*, M - *Montastrea annularis*, P – *Porites*

^b Mercan numunelerinin yükseklik değerleri, bugünkü deniz seviyesinden olan yükseklikler olarak metre cinsinden belirtilmiştir.

^c U/Th yaşlarının hata payı 2σ seviyesindedir.

^d Deniz seviyesi, tektonik yükselim doğrulaması sonucu, örneklerin geliştiği dönemde deniz seviyesinin günümüz seviyesine olan konumunu metre cinsinden göstermektedir.

Mercanlar, gelişim dönemlerinde karbonatlı iskeletlerini oluştururken deniz suyundan uranyum da aldıklarından ötürü, deniz suyundaki $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($\delta^{234}\text{U}$) eşitsizlik oranının, mercanların bünyelerinde ölçülen $\delta^{234}\text{U}_{(\text{m})}$ (= ölçülen $\delta^{234}\text{U}$) oranının radyoaktif süreçler göz önüne alınarak zamanın bir fonksiyonu olarak geri hesaplanması sonucu bulunan $\delta^{234}\text{U}_{(\text{i})}$ (= $\delta^{234}\text{U}$ 'nun başlangıç oranı) oranıyla benzer olması beklenmektedir. Deniz suyunun ortalama $\delta^{234}\text{U}$ oranından belirli ölçülerdeki sapmalar, mercanların açık sistem davranışı gösterdiğinin, yani diyajeneze maruz kalmış olduklarının bir kanıtını meydana getirmektedir. Bugünkü açık deniz suyundaki $\delta^{234}\text{U}$ oranının ‰ 149 civarında olduğu daha önceki ölçümlerle belirlenmiştir (Stirling vd., 1998; Delanghe vd.,

2002). Holosen'den önceki dönemlerde de deniz suyunun $\delta^{234}\text{U}$ konsantrasyonunun güncel deniz suyunun $\delta^{234}\text{U}$ oranından önemli ölçüde sapma göstermediği kısmen ortaya konduğundan ötürü (örn. Henderson, 2002), deniz suyundaki $\delta^{234}\text{U}$ oranının en az yarım milyon yıldır zamansal ve mekansal olarak hemen hemen değişmediği *a priori* olarak kabul edilmektedir (Ku vd., 1977; Chen vd., 1986; Gallup vd., 1994; Robinson vd., 2004). Bununla beraber, son yıllarda meydana gelen iki önemli gelişme, deniz suyunun $\delta^{234}\text{U}$ konsantrasyonu ile ilgili bilinenleri önemli ölçüde değiştirmiştir. Bunlardan birincisi, glasyal (Yokoyama vd., 2001), interglasyal (Stirling vd., 1998), interstadyal (Potter vd., 2004) ve bin yıllık ölçekteki (Yokoyama vd., 2001) hızlı deniz seviyesi değişimlerini kaydeden fosil mercanlardan

ölçülen $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ konsantrasyonlarının $\sim\%$ 10-15 oranında sistematik değişimler gösterdiğinin ve deniz suyundaki $\delta^{234}\text{U}$ oranındaki değişimlerin deniz seviyesi değişimleriyle paralel olarak gerçekleştiğinin keşfidir (Esat ve Yokoyama, 2006a; 2010). İkinci önemli gelişme ise, yarı kapalı Arktik Okyanusu'nda, kıta kenarlarından binlerce kilometre uzaktaki yüzey sularının yüksek $\delta^{234}\text{U}$ oranlarını barındırdığının keşfidir (Andersen vd., 2007). Bu nedenle, söz konusu bulgular, U/Th tarihlemeli mercan numunelerinin değerlendirilmesinde deniz suyundaki zamansal ve mekansal $\delta^{234}\text{U}$ değişkenliklerinin göz önüne alınmasını gerektirmektedir.

Bu çalışmada analiz edilen mercan numunelerinin sahip olduğu $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ değerleri Çizelge 1'de gösterilmektedir. Buna göre, numunelerin $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranı geniş bantta ($\%$ 69-198) oynamakta ve hiçbir numune, deniz suyunun güncel $\delta^{234}\text{U}$ oranını yansıtmamaktadır (Şekil 6c). Bu durum, numunelerin belirli ölçüde açık sistem davranışı gösterdiğini ifade etmektedir. Ancak, mercanların $\delta^{234}\text{U}_{(i)}/^{230}\text{Th}$ yaş ilişkilerinde herhangi bir sistematik eğilim görülmemektedir. Halbuki, en azından, $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranı bugünkü deniz suyunun sahip olduğu orandan oldukça fazla numunelerin sistematik olarak yaşlı görünmeleri U/Th tarihleme sistematığı bakımından beklenen bir durumdur (Bard vd., 1991). Analiz edilen 9 mercan numunesinin $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranları bu tip bir sistematik eğilim göstermese de, $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranı bugünkü deniz suyunun sahip olduğu orandan az olan numuneler ile fazla olan numuneler arasında belirgin bir eğilim farkı da vardır. $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranları bugünkü deniz suyunun sahip olduğu orandan ($\%$ 149) az olan 4 numuneden 3 tanesi (WI-1-17, WI-1-23, WI-1-26) eski, sadece 1 numune ise (WI-1-13) genç görünmektedir. Bu durum, daha eski tarihleri gösteren söz konusu 3 mercan numunesinin muhtemelen ^{234}U oranı yüksek bir

kirleticiyle radyoaktif bozunma sürecinin son aşamalarında kirletildiğini, daha genç bir tarihi gösteren diğer numunede ise muhtemelen U kaybı sürecinin gerçekleşmiş olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak, $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranları bugünkü deniz suyunun sahip olduğu orandan az olan mercanların tümü açık sistem davranışı gösteren güvenilir olmayan numunelerden oluşmaktadır.

Diğer yandan $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranları bugünkü deniz suyunun sahip olduğu orandan ($\%$ 149) fazla, $\%$ 162-198 aralığında oynayan 5 mercan numunesinin (WI-1-2, WI-1-3, WI-1-4, WI-1-19, WI-1-25) ^{230}Th yaşları 177-168 bin yıl aralığına toplanmaktadır. Birbirinden oldukça farklı $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranlarına sahip bu 5 mercan numunesinin benzer bir yaş aralığına toplanması dikkat çekicidir. Ayrıca, söz konusu numunelerin toplandığı yaş aralığı, OİD 6.5 sırasındaki iklimsel kararsızlığın zamanlamasıyla (Martinson vd., 1987) ve de önceki iki çalışmada (Gallup vd., 2002; Scholz vd., 2007) analiz edilen mercan resiflerinin ^{230}Th tarihleme sonuçlarıyla oldukça uyumludur. Bu uyumluluk, bu 5 mercan numunesinin benzer bir diyajenez sürecine maruz kalmış olabileceğine işaret etmektedir. $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranı yüksek olan mercanların gerçek ya da gerçeğe çok yakın bir yaşa sahip olabilmeleri, bu örneklerin radyoaktif bozunma sürecinin başlarında (ilk 10 bin yıl içerisinde) $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranı yüksek olan bir kirleticiyle anlık olarak kontamine olmalarını ya da benzer özellikteki bir kirleticiyle zaman içerisinde devamlı olarak kontamine olmalarını gerektirmektedir (Hamelin vd., 1991). Bu tip bir açık sistem davranışı sergileyen numuneler, her ne kadar yüksek $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranına sahip olsalar da, aynı zamanda oluşmuş fakat radyoaktif olarak kapalı sistem özelliği gösteren bir başka numunenin yaşına (gerçek yaş) çok yakın yaşlara sahip olurlar. $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ yüksek olan bu 5 mercan numunesinin gösterdiği özellikler dikkate alındığında (farklı

$\delta^{234}\text{U}_{(i)}$ oranlarına sahip olmalarına rağmen benzer yaş aralığında toplanmaları, OİD 6.5'in zamanlamasıyla ve de daha önce analiz edilen mercanların ^{230}Th yaşlarıyla uyumlu olmaları) bu numunelerin, ^{230}Th yaşlarında anomali yaratmayan bir açık sistem davranışına maruz kalmış olabileceğini ve bu yüzden de deniz seviyesi rekonstrüksiyonunda kullanılacak numuneler olabileceğini göstermektedir. Dolayısıyla, bundan sonraki kısımlarda, analiz edilen toplam 9 mercan numunesi içerisinde sadece bu 5 mercan numunesi dikkate alınacaktır.

Bu çalışmada analiz edilen toplam 9 mercan numunesinden güvenilir oldukları düşünülen 5 mercan numunesi, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasında, deniz seviyesinin 177-168 bin yıl önce -40/-50 metrelerde olduğunu göstermektedir (Şekil 6d). Tipik bir buzul dönemi sırasında deniz seviyesinin oldukça düşük (> -80 m) olduğu göz önüne alındığında, söz konusu zaman aralığında deniz seviyesinin buzul dönemi içerisinde yüksek bir seviye meydana getirmiş olduğu ortaya çıkmaktadır.

TARTIŞMA

OİD 6.5 Sırasında Deniz Seviyesi Değişimi

~190-130 bin yıl öncesinde yaşanan Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasındaki iklim kontrollü deniz seviyesi değişimlerine ait ^{230}Th tarihlemeli mercan resifi kayıtları oldukça az ve parçalıdır. Bu dönemdeki deniz seviyesi değişimlerine ait kanıtların bir bölümü Sondan Bir Önceki Buzul Erimesi Dönemi'ne (~140-130 bin yıl), diğer bölümü ise, bu çalışmanın da konusunu oluşturan OİD 6.5'e aittir.

Yeryüzünde, OİD 6.5'e ait mercan resiflerinin yüzeleendiği tek yer olan Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitinden elde edilen mercanların ^{230}Th tarihleme sonuçları Şekil 7'te

sunulmuştur. Bu çalışmalar içerisinde, Gallup vd.'nin (2002) güvenilir olarak sunduğu 3 mercan numunesi, 175-168 bin yıl aralığında deniz seviyesinin -40 metrelerde olduğunu göstermektedir. Scholz vd.'nin (2007) güvenilir 4 numunesi ise, 176-169 bin yıl aralığında deniz seviyesinin yaklaşık olarak -45 metrelerde olduğuna işaret etmektedir. Bu çalışmadan elde edilen ^{230}Th tarihlemeli mercan resifi numuneleri, daha önce elde edilen verilerle oldukça uyumlu olarak, deniz seviyesinin 177-168 bin yıl aralığında -40/-45 metrelerde olduğunu göstermektedir.

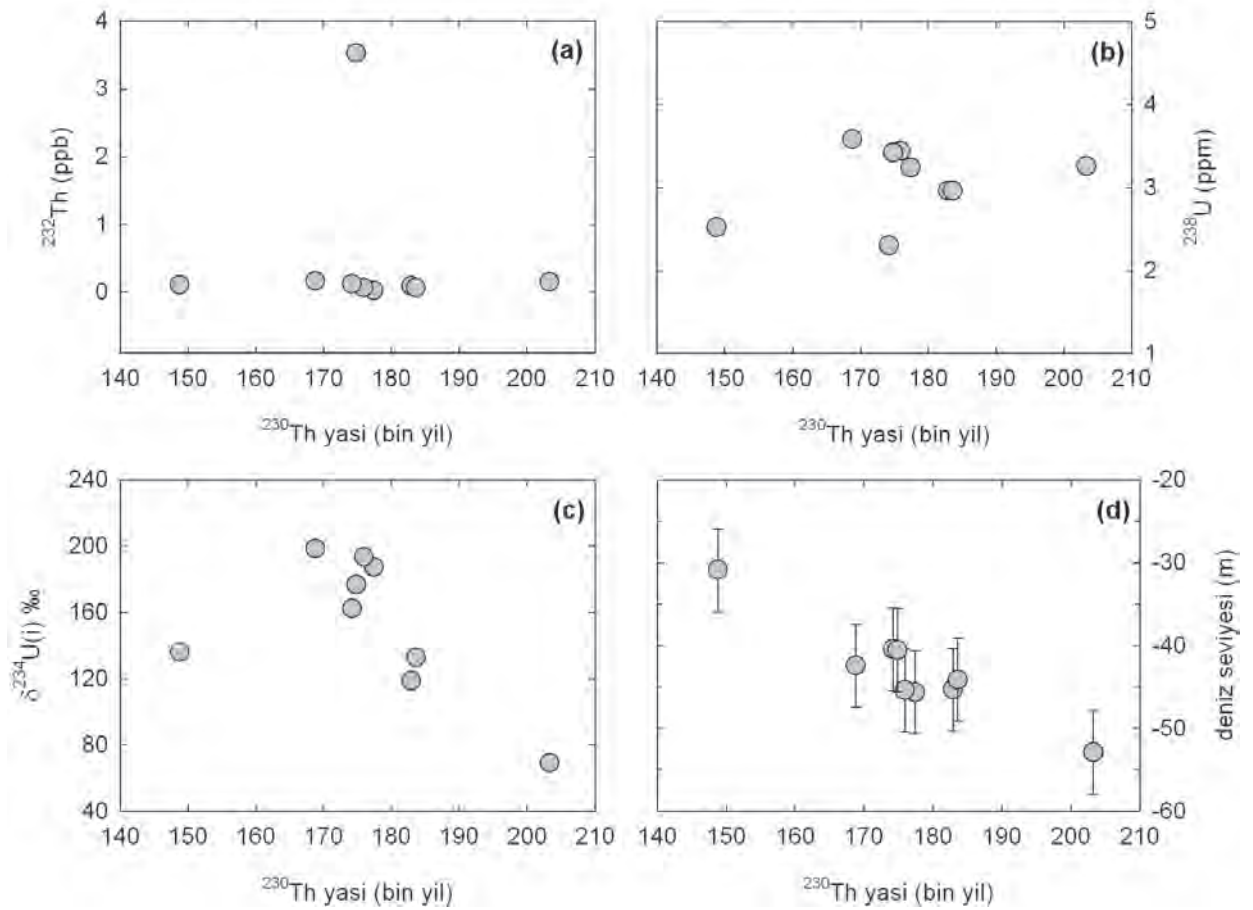
İtalya'daki Argentarola mağarasından elde edilen kayıtlar, Sondan Bir Önceki Buzularası Dönem'in (OİD 7) bitimiyle günümüzden ~190 bin yıl önce başlayan OİD 6'nın başlangıcından yaklaşık olarak 140 bin yıl öncesine kadar olan zaman aralığında, deniz seviyesinin sürekli olarak -20 metrenin altında kaldığını göstermektedir (Dutton vd., 2009). Tahiti açıklarında yapılan derin mercan sondajından elde edilen kayıtlar ise, OİD 6 sırasında, deniz seviyesinin 153-145 bin yıl aralığında -110 metrelerde, yani buzul maksimumu seviyesinde olduğunu göstermektedir (Thomas vd., 2009). Deniz seviyesinin Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasındaki değişkenliğinin alt ve üst sınırını belirlemeye yarayan bu çalışmalar, OİD 6.5 sırasındaki deniz seviyesi değişimini gösteren verilerle birlikte değerlendirildiğinde şu belirlemelere ulaşılabilir:

- OİD 6'nın başlamasından yaklaşık 15 bin yıl sonra, ~175 bin yıl önce deniz seviyesi yükselerek -40/-50 metrelere erişmiştir.
- Deniz seviyesi en az 168 bin yıl öncesine kadar bu yüksek seviyesini korumuştur.
- 168 bin yıldan sonra deniz seviyesi tekrar düşerek en geç 153 bin yıl önce buzul maksimumu seviyesine (-110 m) gerilemiştir.

Bununla birlikte, OİD 6.5'e ait mercan tarihlerinin 175 ve 170 bin yıl öncesine toplandıkları dikkate alındığında (Şekil 7), bu iki tarih arasında deniz seviyesinin bir salınım yapıp yapmadığı tartışılabilir olsa da, bu zaman aralığında bin yıllık ölçekte gerçekleşmiş muhtemel bir salınımı değerlendirebilecek kanıtların varlığı henüz söz konusu değildir.

OİD 6.5 Sırasında İklim Sistemindeki Değişiklikler

Küresel iklim sisteminin hemen tüm dolaylı kayıtları ~190 bin yıl önce tam buzul dönemi koşullarının başladığını göstermektedir (Şekil 8). Bu sırada, ~196 bin yıl önce zirve yapan 65°K insolasyon değerleri düşmeye (Berger ve Loutre,



Şekil 6. Bu çalışmada TIMS U/Th metoduyla analiz edilen mercan resiflerinin izotop verileri. (a) Numunelerin ^{232}Th - ^{230}Th yaş diyagramı, (b) Numunelerin ^{238}U - ^{230}Th yaş diyagramı, (c) Numunelerin $\delta^{234}\text{U}(i)$ - ^{230}Th yaş diyagramı, (d) OİD 6 sırasındaki deniz seviyesi değişimi (tüm numuneler gösterilmiştir).

Figure 6. TIMS U-series dated coral isotope data. (a) ^{232}Th - ^{230}Th age diagram of samples, (b) ^{238}U - ^{230}Th age diagram of samples, (c) $\delta^{234}\text{U}(i)$ - ^{230}Th age diagram of samples, (d) Sea-level during the MIS 6.5 (all samples included).

1991; Şekil 8b), küresel buzul hacimlerinin bir fonksiyonu olan derin deniz sedimanlarının sabit oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) oranları ise (Imbrie vd., 1984; Lisiecki ve Raymo, 2005) ağırlaşmaya başlamıştır (Şekil 8c). Antarktika'daki EPICA DC buzul karotundan elde edilen δD kayıtları (Şekil 8d), ~190 bin yıl öncesi itibarıyla Güney Yarımküre'nin yüksek enlemlerinde sıcaklıkların oldukça düştüğüne, CH_4 oranlarındaki azalma tropikal bölgenin kuraklaşıp soğuduğuna (Şekil 8d), toz konsantrasyonundaki artış atmosfer sirkülasyonunun şiddetlenerek daha fırtınalı olmaya başladığına (Şekil 8e) ve CO_2 oranlarındaki düşüş küresel sıcaklıklardaki azalmaya işaret etmektedir (Şekil 8e; Jouzel vd., 2007). Yine bu geçiş döneminde deniz seviyesi -20 metrenin altına inmiş (Dutton vd., 2009) ve Asya'daki muson aktivitesi oldukça zayıflamıştır (Şekil 9a; Kelly vd., 2006). Tam buzul dönemleri için tipik olan bu olayların karakteri belirli dalgalanmalarla Son Buzularası Dönemi'ne (OİD 5e) dek devam etmiş ve büyük ölçüde değişmemiştir.

Bununla beraber, OİD 6.5, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi içerisinde belirgin bir iklimsel dalgalanmanın yaşandığı ayırt edici bir alt dönem olarak görünmektedir. Bu alt döneme ait bir dizi dolaylı kayıt, küresel ve bölgesel ölçekte, iklim sistemindeki kararsızlığın birbirinden farklı coğrafi bölgelerde izlenebilmesini mümkün kılmaktadır.

Küresel buzul hacimlerinin bir dolaylı kaydı olan derin deniz sedimanlarının analizleri, bu alt dönem sırasında, $\delta^{18}\text{O}$ oranlarının buzul dönemi maksimum değerlerine oranla belirgin bir biçimde hafiflediğini göstermektedir (Şekil 8c; Imbrie vd., 1984; Lisiecki ve Raymo, 2005). Hem deniz suyu sıcaklıklarındaki artışı, hem de küresel buzul hacimlerindeki azalışı yansıtan bu kayıtlar, iklim sistemindeki ısınma eğilimini göstermesi bakımından dikkat çekicidir.

Antartika'da kronolojik olarak en eskiye giden buzul karotu olan EPICA DC'den (Jouzel vd., 2007) elde edilen ve atmosferin kimyasal kompozisyonundaki değişimleri yansıtan veriler, OİD 6.5 sırasında atmosferdeki CO_2 konsantrasyonunun buzularası dönem seviyesinden 70-90 ppm düşük olduğunu göstermektedir. Ancak, buradaki kar birikim oranı, Grönland'daki buzul karotlarındaki birikim oranına oranla oldukça düşük olduğundan ötürü (her iki kutup bölgesinde de 3000 metreyi aşan karotlarla kronolojik olarak Grönland'da son 120 bin yıla kadar inilebilirken, Antarktika'da son 800 bin yıl izlenebilmektedir), kayıtlar genel olarak düşük çözünürlüklüdür ve kısa süreli ölçeklerde meydana gelen değişimlerin izlenebilmesi için yeterli olmamaktadır. Dolayısıyla, buzul-buzularası dönemler ölçeğinde, atmosferdeki toz konsantrasyonunda yaşanan değişimlerle ters orantılı değişen CO_2 oranlarının, atmosferdeki toz konsantrasyonu bu dönemde minimum değerler sergilemesine karşın, buzul minimumu seviyesi göre bir plato yapmaması, CO_2 kaydının bu zaman ölçeğinde muhtemelen yeterli bir çözünürlüğe sahip olmadığına işaret etmektedir. Buzul dönemlerinde daha güçlenen ve fırtınalı bir özellik gösteren atmosfer sirkülasyonunun önemli göstergelerinden biri olan atmosferik toz konsantrasyonu buzul dönemlerinde maksimum, buzularası dönemlerde ise minimum değerler göstermektedir. Buzul karotundaki toz zerreciklerinin OİD 6.5 sırasında buzularası dönem oranlarına yaklaşarak minimum değerler sergilemesi (Şekil 8e), atmosfer sirkülasyonunun zayıflayıp daha az fırtınalı bir karaktere kavuştuğuna işaret etmesi bakımından önemlidir. Atmosferdeki toz konsantrasyonu ile yine atmosferdeki CO_2 konsantrasyonu arasındaki bilinen ters orantı (Martin, 1990; Petit vd., 1999), bu dönemde CO_2 değerlerinin biraz daha fazla olmuş ve de küresel sıcaklıkların belirli bir ölçüde artmış olabileceğine

işaret etmektedir. Yere yakın katmanlarda homojen bir dağılışa sahip CO₂'nin bir sera gazı olması ve küresel sıcaklık artışlarında önemli bir geri-besleme fonksiyonuna sahip olması bakımından bu husus oldukça önemlidir.

Çoğunlukla tropikal ve yüksek enlem bölgelerindeki sulak alanlarda üretilen CH₄ gazının atmosferdeki konsantrasyonu buzul-buzularası dönem ölçeğinde > 300 ppb oranında değişime uğramaktadır (Şekil 8d). EPICA DC karotundan elde edilen kayıtlar, sıcak dönemlerde CH₄ oranlarının atmosferde maksimum değerlere, soğuk dönemlerde ise minimum değerlere ulaştığını göstermektedir (Şekil 7d). OİD 6.5 sırasında atmosferdeki CH₄ konsantrasyonu, buzul minimumu seviyesine göre yaklaşık olarak 100 ppb yüksek seyretmiştir (Şekil 8d). Bir sera gazı olan ve geri-besleme süreçlerinde önemli bir rol oynayan CH₄'un OİD 6.5 sırasında yaptığı bu plato, özellikle tropikal bölgenin ısınması ve daha nemli bir karakter kazanmasıyla ilgilidir.

Tropikal bölgedeki güneyli ve kuzeyli komponentlere sahip ticaret rüzgarlarının karşılaşma kuşağında (TAYK -Tropiklerarası Yaklaşım Kuşağı [ITCZ – Intertropical Covergence Zone]) gerçekleşen mevsimsel enlem kaymaları, kuzeybatı Afrika'daki muson sistemini büyük ölçüde etkilemektedir. Sıcak mevsimde kuzeye doğru genişleyen subtropikal sıcak ve kuru hava, TAYK'ın kuzeye çekilmesine (~20° K) ve güneyli ticaret rüzgarlarının kıta üzerinde muson yağışlarını gerçekleştirmesine sebep olmaktadır. Soğuk mevsimde ise, güneye çekilen TAYK (~5° K) ile güneye sarkan subtropikal kuru hava, Sahra Çölü'nden Atlas Okyanusu'na doğru komponentli rüzgarlarla yoğun toz taşınmasına, okyanusun bu kısmında suyun yüzeylenmesine (upwelling) ve böylelikle de okyanus suyunun besin açısından zenginleşmesini sağlamaktadır (Tisserand vd., 2009). Afrika'nın kuzeybatısı açıklarında, Atlas

Okyanusu'nun doğusunda yapılan derin deniz sondajından (karot MD03-2705) elde edilen denizel sedimanların analizi, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi ve OİD 6.5 sırasında Afrika'daki muson etkinliğinde yaşanan değişimler açısından önemli kanıtlar sunmaktadır (Tisserand vd., 2009). MD03-2705 karotunun element analizi, sedimanlar içerisindeki Ti/Al oranının OİD 6.5 sırasında minimum değerler sergilediğini ortaya koymaktadır (Şekil 9b). Bu bulgu, karasal kökenli detritik maddelerin Afrika çöllerinden okyanusa daha az taşındığını ve rüzgar şiddetinin azaldığını göstermektedir. Öte yandan, karottaki planktonik ve bentik foraminiferlerin δ¹⁸O oranları arasında önemli oranda DYS (deniz yüzeyi sıcaklığı) bileşeninden kaynaklanan fark, OİD 6.5 sırasında DYS'nin 2.4 °C arttığını ifade etmektedir (Şekil 9c; Tisserand vd., 2009). Ayrıca, aynı karottaki planktonik foraminiferlerin δ¹³C değerlerinde OİD 6.5 sırasında gözlenen düşüş, yüzey sularının verimliliğindeki azalmaya, yani buradaki okyanus suyunun yüzeylenmesinde yaşanan kesintiye işaret etmektedir. Kıtanın doğu tarafındaki Arap Denizi'nden elde edilen verilerle de (Malaize vd., 2006) desteklenen bu bulgular, OİD 6.5 sırasında, 180-168 bin yıl arasında, TAYK'ın kuzeye doğru genişleyerek bölgede muson etkinliğinin arttığını ifade eden kanıtları desteklemektedir.

Afrika'da OİD 6.5 sırasında yaşanan muson etkinliğindeki artış, buzul karotlarında gözlenen CH₄ artışıyla uyumlu olduğu gibi, aynı zamanda, nemli bölgenin sınırını kuzeye doğru genişleterek Nil nehri başta olmak üzere Doğu Akdeniz'e olan tatlı su akışını arttırdığına da işaret etmektedir (Pachur vd., 1987). Nitekim, Doğu Akdeniz'de, organik içerik bakımından zengin bir sapropel tabakasının (S6) OİD 6.5 sırasında oluşmuş olması oldukça dikkat çekicidir (Şekil 9b; Kallel vd., 2000). Sadece sıcak dönemlerde (buzularası-interstadyal) gözlenen Doğu

Akdeniz'deki sapropel oluşumunun bir buzul dönemi içerisinde gözlenmesi, OİD 6.5 sırasında kuzey Afrika'nın nemli bir karaktere kavuştuğunu destekleyen bir diğer kanıt olarak dikkate alınabilir. Bu nedenle, Doğu Akdeniz'e boşalan tatlı yüzey sularındaki artışla deniz suyunun tuzluluk oranını azalmış, derin su tabakasının oluşumunu engellenmiş, su sirkülasyonu kesintiye uğramış ve bunun sonucunda oksijensiz deniz tabanına organik madde yağışı gerçekleşerek bir sapropel tabakasını meydana getirmiştir.

Tropikal bölgede OİD 6.5 sırasında yaşanan nemli koşulların sinyalleri Akdeniz havzasındaki iki önemli yerdeki mağara sedimanları tarafından da kaydedilmiştir (Şekil 9a). Bunlardan birincisi, İsrail'deki Soreq Mağarası'ndaki dikitin ^{230}Th tarihlemeli $\delta^{18}\text{O}$ kaydıdır (Bar-Matthews vd., 1997; Ayalon vd., 2002). Bu mağara sedimanı kaydı, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'nde ‰ -3 civarında seyreden $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin OİD 6.5'in zamanlamasına oldukça yakın bir zaman aralığında, 181-177 bin yıl önce ‰ -6 gibi daha ağır değerlere eriştiğini göstermektedir (Şekil 9a). İkincisi ise, İtalya'daki Argentarola Mağarası'ndaki dikitin ^{230}Th tarihlemeli $\delta^{18}\text{O}$ kaydıdır (Bard vd., 2002). Argentarola dikit kaydı, 180-170 bin yıl önce, $\delta^{18}\text{O}$ oranlarının ‰ 2-3 oranında daha negatif değerler gösterdiğine işaret etmektedir (Şekil 9a). Tüm bu gözlemler, Akdeniz havzasında OİD 6.5 sırasında yaşanan plüvyal (serin-nemli) koşullara işaret etmektedir.

Orta kuşakta OİD 6.5 sırasında yaşanan iklimsel değişimlerin izleri, uzun polen kayıtlarında da görülmektedir. Yunanistan'ın kuzeydoğusundaki Tenaghi Philippon lokasyonundan elde edilen derin sedimant sondajının polen analizi, OİD 6.5 sırasında (~172 bin yıl) ağaçsıl (arboreal) polen türlerinde %25 oranında bir artışın yaşandığını ortaya koymaktadır (Tzedakis vd., 2003). *Pinus* (çam)

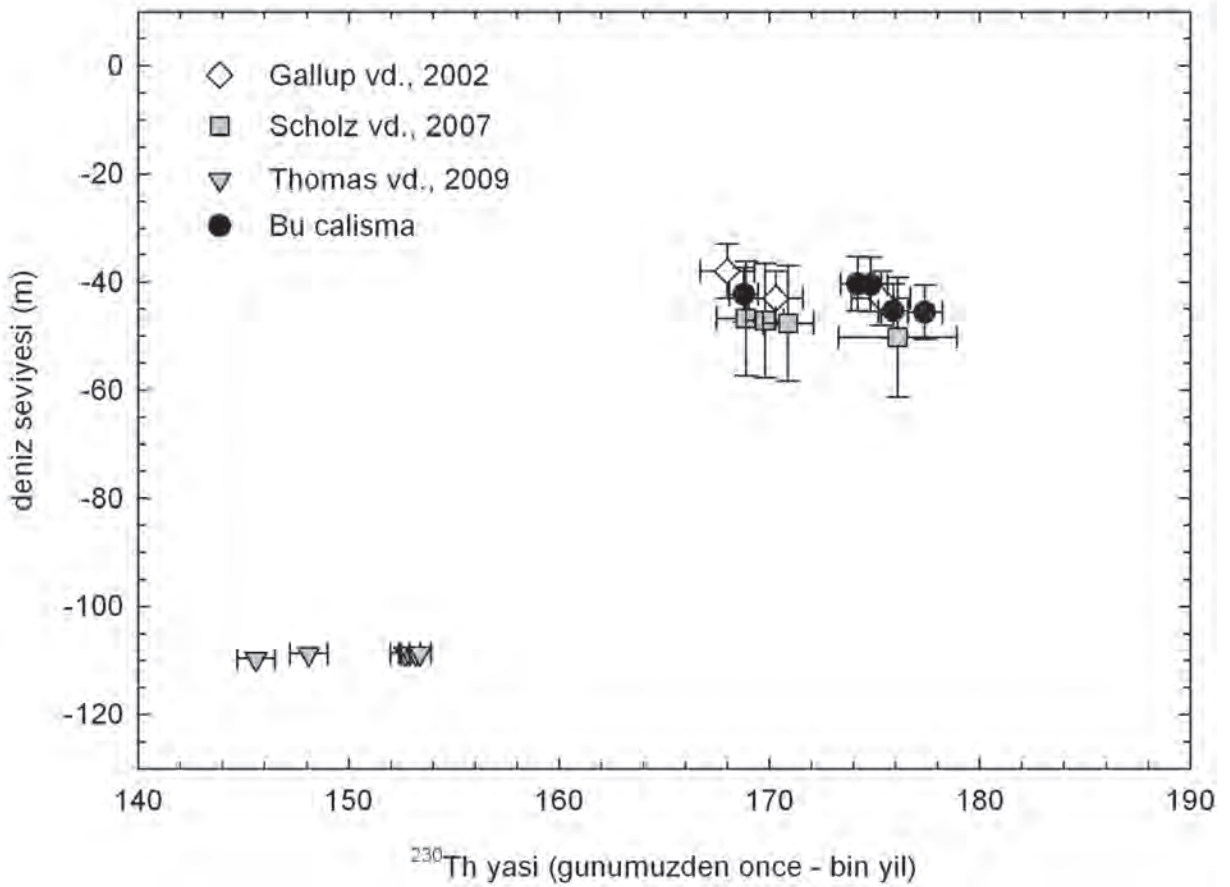
türlerinin hakim olduğu bu artış içerisinde ılıman ağaçsıl türler daha nadir olarak bulunmaktadır ve bu, OİD 6.5 sırasında orta kuşakta serin ve nemli bir iklimin geliştiğini gösteren oldukça önemli bir diğer kanıtı meydana getirmektedir.

OİD 6.5 sırasında iklim sisteminde yaşanan dalgalanmanın kanıtları, tropikal bölge ve orta enlem bölgelerinden ayrı olarak Kuzey Yarımküre'nin yüksek enlemlerinde de tespit edilmiştir. Sibirya'nın Arktik bölgesindeki yükselmiş bir dizi denizel depo, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'nde yaşanan iklimsel dalgalanmaya işaret etmektedir. Denizel depolar içerisindeki mollusklerin ESR (electron spin resonance) metoduyla analizi, yükselmiş denizel birimlerden birinin OİD 6.5'in zamanlamasıyla uyumlu olarak ~172 bin yıl önce oluştuğunu ortaya koymaktadır (Molodkov ve Bolikhovskaya, 2009). Yükselmiş denizel depolar ile aynı bölgeden elde edilen polen kayıtlarının karşılaştırması, buzul döneminde fakir bir vejetasyon örtüsüne sahip; hatta buzullaşma nedeniyle bitki örtüsünden mahrum olan bölgelerde (Sibirya'nın Arktik kısımları), OİD 6.5 sırasında, çam türü yoğunluklu periglasyal orman örtülerinin geliştiğine işaret etmektedir (Molodkov ve Bolikhovskaya, 2009). Bu, OİD 6.5 sırasında gözlenen iklimsel dalgalanmanın sınırının alçak ve orta enlemlerle sınırlı olmadığını göstermesi bakımından dikkat çekicidir.

Kuzey Atlas Okyanusu'nda ~40°K enlemine kadar olan alandaki denizel sedimanlar içerisinde belirli dönemlerde tespit edilen detritik madde yoğunluğundaki artış, Kuzey Yarımküre'deki büyük buzul örtülerinden kopan büyük parçalarının okyanus boyunca güney enlemlere sürüklenerek taşıdıkları kırıntılı ve kaba taneli sedimanların deniz tabanında birikmesinin bir sonucudur. IRD (ice rafted debris) olarak bilinen ve genellikle denizel çamurlar arasındaki

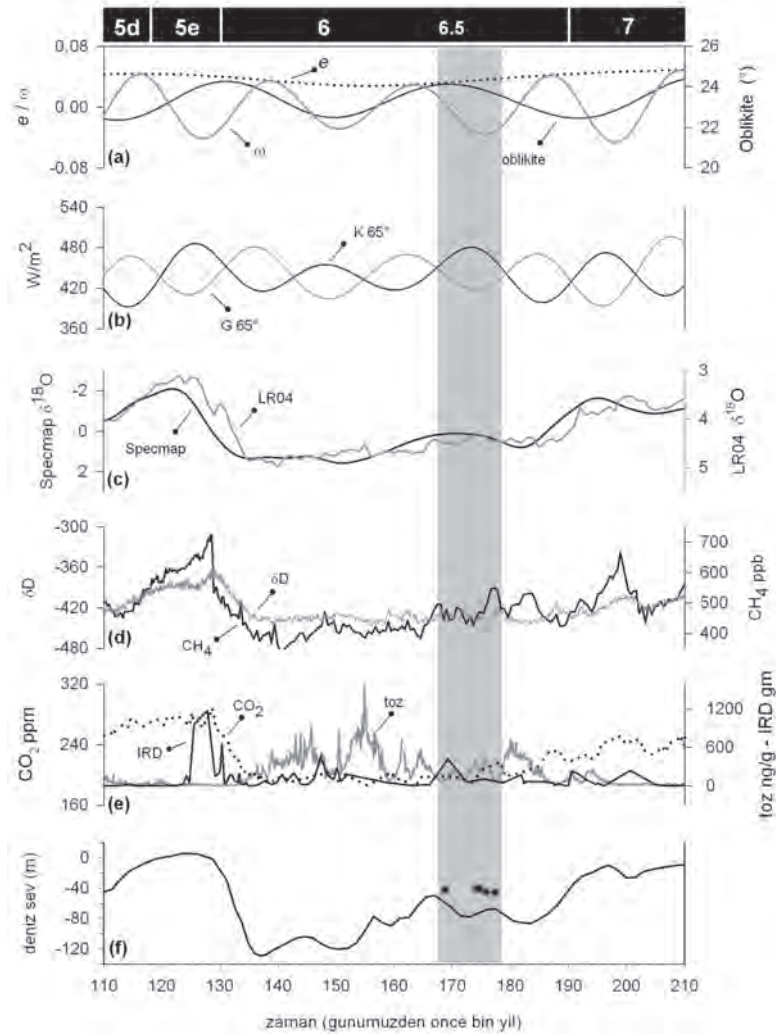
detritik madde yoğunluğuyla karakterize olan bu kırıntılı sedimanlar, buzul erimelerinin ve/veya çökmelerinin bir göstergesidir. Kuzey Atlantik'deki ODP 980 lokasyonundaki derin deniz sondajının IRD kaydı, detritik madde

birikiminin OİD 6.5 sırasında zirve yaptığına işaret etmektedir (Şekil 8e; McManus vd., 1999). Kuşkusuz bu kayıt, OİD 6.5 sırasında buzul erimelerine bağlı olarak meydana gelen yüksek deniz seviyesinin bir kanıtını teşkil etmektedir.



Şekil 7. Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasındaki deniz seviyesi değişimi. Deniz seviyesi değişimlerinin mercan resifi kayıtları, OİD 6.5 sırasında, 177-168 bin yıl önce deniz seviyesinin -40/-50 metrelerde bir yüksek seviye oluşturduğunu göstermektedir. OİD 6.5 sırasındaki deniz seviyesinin rekonstrüksiyonunda Barbados'tan elde edilen güvenilir numuneler kullanılmıştır.

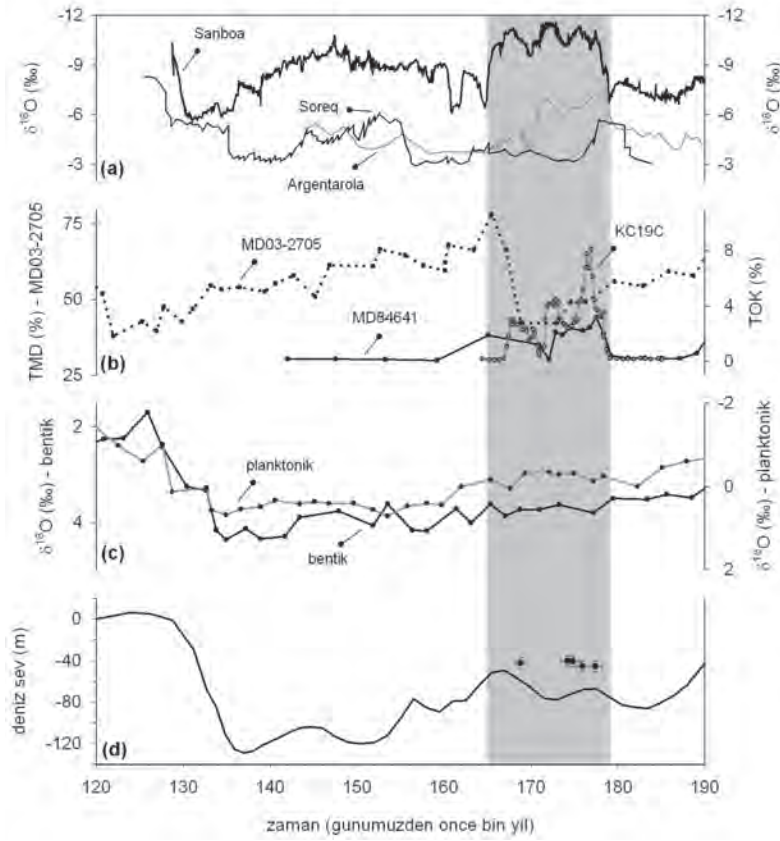
Figure 7. Sea-level change during the Penultimate Glacial Period. Coral records of sea-level change suggest that sea-level constituted a high sea-stand between 40 to 50 m below present sea-level during the MIS 6.5, between 177-168 ka BP. In the sea-level reconstruction only reliable coral samples used from Barbados.



Şekil 8.

Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasındaki iklim sisteminin dolaylı kayıtları. Gri gölgeli kısım ÖİD 6.5 alt dönemini göstermektedir. (a) Yörünge parametreleri (Berger ve Loutre, 1991). e - eksantrisite, ω - presesyon. (b) 65°K ve 65°G paralellerine ait insolasyon eğrileri (Berger ve Loutre, 1991). (c) Derin deniz sedimanlarının $\delta^{18}\text{O}$ profilleri. SPECMAP eğrisi (Imbrie vd., 1984), LR04 eğrisi (Lisiecki ve Raymo, 2005). (d) Antarktika'daki EPICA DC karotundan elde edilen δD ve CH_4 profilleri (Jouzel vd., 2007). (e) Antarktika'daki EPICA DC karotundan elde edilen CO_2 ve toz konsantrasyonu profilleri (Jouzel vd., 2007) ile Kuzey Atlantik'teki ODP 980 sondajından elde edilen IRD profili (McManus vd., 1999). (f) Küresel deniz seviyesi eğrisi (Waelbroeck vd., 2002). ÖİD 6.5 sırasındaki deniz seviyesinin pozisyonunu gösteren noktasal veriler, bu çalışmada analiz edilen güvenilir mercan örnekleridir.

Figure 8. Proxy records of the climate during the Penultimate Glacial Period. Gray shaded area shows sequence of events during MIS 6.5. (a) orbital parameters (Berger and Loutre, 1991). e - eccentricity, ω - precession. (b) 65°N ve 65°S insolation curves (Berger and Loutre, 1991). (c) $\delta^{18}\text{O}$ profiles of deep-sea sediments. SPECMAP curve from Imbrie et al., 1984; LR04 curve from Lisiecki and Raymo, 2005. (d) δD and CH_4 profiles derived from Antarctic EPICA DC ice core (Jouzel et al., 2007). (e) CO_2 and dust profiles derived from Antarctic EPICA DC ice core (Jouzel et al., 2007). IRD record from North Atlantic ODP 980 core (McManus et al., 1999). (f) Global sea-level curve (Waelbroeck et al., 2002). Black squares showing the sea-level during the MIS 6.5 are from reliable coral samples analyzed in this study.



Şekil 9. OİD 6.5 sırasındaki iklimsel dalgalanmayı gösteren karasal ve denizel kayıtlar. (a) Speleothem $\delta^{18}O$ eğrileri. Çin'deki Sanbao Mağarası (Kelly vd., 2006), İtalya'daki Argentarola Mağarası (Bard vd., 2002) ve İsrail'deki Soreq Mağarası'ndan (Ayalon vd., 2002) elde edilen speleothem $\delta^{18}O$ eğrileri, OİD 6.5 sırasında nemli koşulların yaşandığına işaret etmektedir. (b) Ekvatorial Atlantik'teki MD03-2705 karotu, OİD 6.5 sırasında, kıta Afrika'sından okyanusa taşınan terijen madde oranındaki (TMD=terijen madde değişimi) düşüşü göstermektedir (Tisserand vd., 2009). Doğu Akdeniz'deki KC19C ve MD84641 sondajları, OİD 6.5 sırasında Doğu Akdeniz'de toplam organik karbon (TOK) oranındaki artışı ve buna bağlı olarak oluşan sapropel tabakasını göstermektedir (Kallel vd., 2000). (c) Ekvatorial Atlantik'teki MD03-2705 karotundan elde edilen bentik ve planktonik $\delta^{18}O$ değerleri arasındaki fark, OİD 6.5 sırasında söz konusu bölgedeki deniz yüzeyi sıcaklıklarının $2.4^{\circ}C$ arttığına işaret etmektedir (Tisserand vd., 2009). (d) Küresel deniz seviyesi eğrisi (Waelbroeck vd., 2002). OİD 6.5 sırasındaki deniz seviyesinin pozisyonunu gösteren noktasal veriler, bu çalışmada analiz edilen güvenilir mercan örnekleridir.

Figure 9. Terrestrial and marine proxies showing the climatic fluctuation during the MIS 6.5. (a) Speleothem $\delta^{18}O$ records from Sanbao Cave in China (Kelly et al., 2006), Argentarola Cave in Italy (Bard et al., 2002) and Soreq Cave in Israel (Ayalon et al., 2002) show prevailing wet conditions during the MIS 6.5. (b) MD03-2705 core from equatorial Atlantic show decrease in the ratio of terrigenous materials carried from continental Africa (Tisserand et al., 2009). KC19C and MD84641 cores from Eastern Mediterranean point out the occurrence of sapropel formation during the MIS 6.5 in the Eastern Mediterranean characterized by increase in total organic carbon in the deep sea sediments (Kallel et al., 2000). (c) Difference between benthic and planktonic $\delta^{18}O$ profiles in the MD03-2705 core from equatorial Atlantic indicates $2.4^{\circ}C$ increase in SSTs during MIS 6.5 (Tisserand et al., 2009). (d) Global sea-level curve (Waelbroeck et al., 2002). Black squares showing the sea-level during the MIS 6.5 are from reliable coral samples analyzed in this study.

SONUÇ

Son Buzul Dönemi'yle karşılaştırıldığında Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'ne ait iklimsel kayıtlar oldukça parçalı ve düşük çözünürlüklü olsa da, OİD 6.5 sırasında yaşanan kısa süreli iklimsel değişimlerin kanıtları, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'nin de iklimsel kararsızlık dönemleriyle karakterize olduğunu ortaya koymaktadır.

OİD 6.5 sırasında meydana gelen iklimsel dalgalanmanın kayıtları, bu dönem sırasında hem küresel ve hem de bölgesel ölçekte birbiriyle ilişkili ve uyumlu bir dizi değişimin meydana geldiğini göstermektedir. Paleoiklimsel kayıtların ortaya koyduğu gözlemler, bu alt dönem sırasında küresel buzul hacimlerinde ve atmosfer sirkülasyonunun şiddetindeki azalmaya, deniz suyu sıcaklıklarında ve sera gazı konsantrasyonunda ise artışa işaret etmektedir (Şekil 8c-e). Bölgesel kayıtlar ise, tropik ve subtropik bölgede muson etkinliğinin arttığını ortaya koyarken, orta kuşakta plüvyal koşulların hakim olduğunu ve yüksek enlem bölgelerinde ısınmaya bağlı periglasyal ormanların geliştiğini göstermektedir (Şekil 9a).

Deniz seviyesi değişimlerinin mercan resifi kayıtları, OİD 6.5 sırasında, 177-168 bin yıl arasında deniz seviyesinin -40/-50 metrelere yükselerek buzul dönemi içerisinde bir yüksek seviye meydana getirdiğini göstermektedir (Şekil 7). Derin deniz sedimanlarının $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin bu dönem sırasında hafiflemesi (Şekil 8c) ve de Kuzey Atlas Okyanusu havzasında IRD birikimlerinin zirve yapması (Şekil 8e; McManus vd., 1999), OİD 6.5 sırasında özellikle Kuzey Yarımküre buzul örtülerinin çökmesine ve buna bağlı bir deniz seviyesi yükselimine işaret etmekte; deniz seviyesi yükselimine ait bu çalışmada ortaya konan kanıtları desteklemektedir.

OİD 6.5 sırasında meydana gelen olaylar ve olayların sıralaması, 186 bin yıl önce artmaya

başlayan ve 173 bin yıl önce zirve yapan 65°K insolasyonun (Şekil 8b; Berger ve Loutre, 1991) bu alt dönem sırasında yaşanan değişimlerin tetikleyicisi ve ana kontrol edici faktörü olduğunu göstermektedir. Kuzey Yarımküre'de artan güneş radyasyonuna bağlı olarak meydana gelen olaylar, buzul dönemi karakteristiğini bozarak OİD 6.5 sırasında coğrafi bölgelere göre değişen farklı iklimsel koşullarının yaşanmasını sağlamıştır. OİD 6.5 sırasındaki minimum presesyon ve maksimum oblikite değerleri ise (Şekil 8a; Berger ve Loutre, 1991), muhtemelen, tropik bölgede gözlenen muson etkinliğindeki artışı ve de yüksek enlemlerdeki ısınmayı sağlayan ana yörünge parametreleri olarak öne çıkmaktadır (Tuender vd., 2003).

Deniz seviyesinin buzularası dönemlerde günümüzdeki seviyesinde (Bekaroğlu, 2011), OİD 5 sırasındaki interstadyal dönemlerde -20 metrelere (Potter vd., 2004), buzul dönemi maksimumlarında ise ≥ -120 metrelere (Fairbanks, 1989; Yokoyama vd., 2000) seyrettiği göz önüne alındığında, ~177-168 bin yılları arasında deniz seviyesinin -40/-50 metrelere bir yüksek seviye oluşturması, iklim değişimlerinin diğer doğal arşivlerinin bu dönemdeki değişkenliklerinin büyüklüğü de dikkate alındığında, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi içerisindeki ayırt edici bir alt dönem olan OİD 6.5'in bir yarı-interstadyal karakterinde olduğunu ortaya koymaktadır.

EXTENDED SUMMARY

The timing, magnitude and the duration of the orbital scale climate changes during the Quaternary have been one of the major interests since the earlier developments in ocean and sea level studies, which confirmed that variations in the solar insolation (caused by changes in the Earth's orbital parameters) received at 65°N

latitude control the climate cycles (Milanković, 1998). The idea of orbital forcing of climate change further reinforced by growing body of evidences which mainly come from $\delta^{18}\text{O}$ analyses of deep sea sediments, ice cores in Greenland and Antarctica, and the radiometric dating of coral reef terraces (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984; Dansgaard et al., 1993; Petit et al., 1999; Mesolella et al., 1969). Coral records of sea level change as being good recorders of change in ice volume, are particularly important among them because periodic exchange of mass between ice sheets and oceans causes eustatic sea level changes, glacial periods being times of sea level lowstands and interglacial periods being times of sea level highstands (Lambeck and Chappell, 2001). Moreover, high resolution U/Th dating of coral reef terraces (Edwards et al., 1987a) provides absolute but discontinuous records for the timing, duration and the stability of the climate cycles.

Coral records of sea-level change during the Penultimate Glacial (MIS 6) are very scarce and rare. Reefs formed during this period are exposed on land along the Clermont Nose transect on the island of Barbados which is the only location worldwide where MIS 6.5 corals have been found (Scholz vd., 2007). Both in previous studies (Gallup vd., 2002; Scholz vd., 2007) and in this study, corals from this transect have been radiometrically dated and results show that sea-level constituted a high stand during this substage. In relation to causes and timing of the pronounced sea-level high stand during the Penultimate Glacial, this paper has two aims. First is to find out timing and magnitude of the sea-level fluctuation during this climatic instability and second is to determine causes of this climatic instability that can be either forced by orbital scale changes or by

resulted from internal changes within the Earth's climate system.

*Samples analysed in this study were collected from Clermont Nose traverse, one of the standart traverses located on the southwest leeward coast of Barbados (Figure 2 and 3). This part, known as UWI Section, has the highest uplift rate on the island (0.43 m/ka^{-1}) compare to other traverses found elsewhere on the west and south coasts, due to the existence of an anticline structure (Taylor and Mann, 1991). A distinct advantage in the study of reefs in this rapidly uplifting traverse is that successive reef communities, formed in step with rising sea level, can be observed on land when they are exposed as those of the reef crest. Here, careful examination of the deposits within the MIS 6.5 reef units is possible due to the artificial erosional windows opened along the Gordon Cummins Highway below the University of West Indies. Coral species within the reef units that are well exposed along the highway as roadcuts and surface exposures are composed largely of reef facies, which displays a faunal zonation consisting of mixed head coral zone, *A. cervicornis* zone, *A. palmata* zone and backreef zone at the rear (Figure 4; Mesolella, 1967). Corals within the reef units extending from ~30 to 35 m above present sea level (apsl) along the highway mainly belong to reef crest species *A. palmata* (Speed and Cheng, 2004) which is frequently used in the sea level reconstructions since it is a shallow water species whose living depth is between 2 to 5 m below the sea level.*

U-series dating results of the analyzed MIS 6.5 coral samples including previous studies from Clermont Nose traverse are presented in Figure 7. Among previous dating results, Gallup et al. (2002) reported that the sea-level was -40 m between 175-168 ka BP while Scholz et al. (2007)

determined only four coral samples as reliable and concluded that the sea-level was about -45 m between 176-169 ka BP. In this study, U-series dating of corals from the same outcrop are very compatible with previous findings and show that between 177-168 ka BP sea-level was -40/-45 m (Figure 7).

By taking into account the fact that the sea-level started to fall by the end of the Penultimate Interglacial (MIS 7) and stayed lower than -20 m until the TII (Dutton et al., 2009) and also during the maximum glaciation within the MIS 6 period submerged Tahitian corals show that the sea-level was around -110 m between 153 and 145 ka BP (Thomas et al., 2009), it is possible to constrain sea-level variation during MIS 6 by having three main inferences: First, by the end of the MIS 7, sea-level fell down below -20 m and by ~175 ka BP it constituted a high sea stand at an elevation of -40/-50 m. Second, this sea-level high stand lasted until 168 ka BP and third, after MIS 6.5 high stand, sea-level again fell down to its glacial level and during the maximum glaciation around 153-145 ka, it was 110 m below present sea-level.

Proxy records of climate during pronounced sea-level high stand suggest that this time interval is also characterized by a series of global and regional climatic instabilities (Figure 8 and 9). During MIS 6.5 paleoclimate records ($\delta^{18}O$ records of deep sea sediments, speleothems, pollen records, CO_2 , CH_4 , δD , dust records derived from Antarctic ice cores) show the enhancement of monsoonal activity in tropical regions (Tisserand et al., 2009), occurrence of an organic rich sapropel formation in the Mediterranean due to the halt of the deep water formation (Kallel et al., 2000), prevailing wet climatic conditions (Bard et al., 2002; Ayalon et al., 2002) and the expansion of arboreal vegetation in mid-latitudes (Tzedakis et al., 2003) and decrease in ice-volumes in polar

regions (Figure 8 and 9; McManus et al., 1999; Jouzel et al., 2007).

Sequence of events during the sea-level high stand within the Penultimate Glacial suggest that the main trigger and the forcing factor of climatic fluctuations in this period is the increasing $65^\circ N$ insolation whose rising limb peaked at around 173 ka BP (Figure 8b; Berger and Loutre, 1991). High insolation values at northern latitudes and related events resulted to interrupt full glacial age climatic characteristics and caused different environmental conditions in different geographical regions and also rising in sea-levels within the glacial period.

KATKI BELİRTME

Yazar, TÜBİTAK-BİDEB 2214 kodlu yurtdışı araştırma burs programı tarafından desteklenmiştir. Türkiye Jeoloji Bülteni'nin editörü Prof. Dr. Orhan Tatar'a ve makalenin hakemlerinden Dr. Naki Akçar'a eleştiri, öneri ve yardımlarından dolayı çok teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Andersen., M.B., Stirling, C. H., Porcelli, D., Halliday, A. H., Andersson, P. S., Baskaran, M., 2007. The tracing of riverine U in Arctic seawater with very precise $^{234}U/^{238}U$ measurements. Earth and Planetary Science Letters, 259, 171-185.
- Ayalon, A., Bar-Matthews, M., Kaufman, A., 2002. Climatic conditions during the marine oxygen isotope stage 6 in the eastern Mediterranean region from the isotopic composition of speleothems of Soreq Cave, Israel. Geology, 30, 303-306.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., and Kaufman, A., 1997. Late Quaternary paleoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. Quaternary Research, 47, 155-168.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G., 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. Nature, 346, 456-458.

- Bard, E., Fairbanks, R. G., Hamelin, B., Zindler, A., Hoang, C., T., 1991. Uranium-234 anomalies in corals older than 150,000 years. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2385-2390.
- Bard, E., Delaygue, G., Rostek, F., Antonioli, F., Silenzi, S., Schrag, D.P., 2002. Hydrological conditions over the western Mediterranean basin during the deposition of the cold sapropel 6 (ca. 175 kyr BP). *Earth and Planetary Science Letters*, 202, 481-494.
- Bekaroğlu, E., 2008. Doğu Akdeniz'de Geç Holosen'de yükselmiş kıyı çizgileri üzerine bir değerlendirme. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 6, 1-21.
- Bekaroğlu, E., 2011. Son Interglasyal'deki deniz seviyesi değişimleri, Sage, Ankara.
- Berger, A., 1988. Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26, 624-657.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 297-317.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.
- Bourdon, B., Turner, S., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C., 2003. Introduction to U-series Geochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52, 1-21.
- Broecker, W.S., 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372, 421-424.
- Broecker, W.S., 2003. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science*, 300, 1519-1522.
- Broecker, W. S., Thurber, D. L., Goddard, J., Ku, T. L., Matthews, R. K., Mesolella, K. J., 1968. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep sea sediments. *Science*, 159, 297-300.
- Broecker, W.S., Denton, G.H., 1989. The role of ocean-atmosphere reorganisations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2465-2501.
- Chappell, J., 1974. Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 553-570.
- Chen, J.H., Edwards, R.L., Wasserburg, G.J., 1986. ^{238}U , ^{234}U and ^{232}Th in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 80, 241-251.
- Chen, J. H., Curran, H. A., White, B., Wasserburg, G. J., 1991. Precise chronology of the Last Interglacial period: ^{234}U - ^{230}Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 82-97.
- Cross, T.S., Cross, B.W., 1983. U, Sr and Mg in Holocene and Pleistocene corals *A. Palmata* and *M. annularis*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 587-594.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidbergi, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Delanghe, D., Bard, E., Hamelin, B., 2002. New TIMS constraints on the uranium-238 and uranium-234 in seawaters from the main ocean basins and the Mediterranean Sea. *Marine Chemistry*, 80, 79-93.
- Dodge, R. E., Fairbanks, R. G., Benninger, L. K., Maurrasse, F., 1983. Pleistocene sea levels from raised coral reefs of Haiti. *Science*, 219, 1423-1425.
- Douville, E., Sallé, E., Frank, N., Eisele, M., Pons-Branchu, E., Ayrault, S., 2010. Rapid and accurate U-Th dating of ancient carbonates using inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. *Chemical Geology*, 272, 1-11.
- Dutton, A., Bard, E., Antonioli, F., Esat, T.M., Lambeck, K., 2009. Phasing and amplitude of sea-level and climate change during the penultimate interglacial. *Nature Geoscience*, 2, 355-359.
- Edwards, L.R., Chen, J.H., Wasserburg, G.J., 1987a. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81, 175-192.
- Edwards, R. L., Chen, J. H., Ku, T. L., Wasserburg, G. J., 1987b. Precise timing of the Last Interglacial period from mass spectrometric determination of thorium-230 in corals. *Science*, 236, 1547-1553.
- Edwards, R.L., Gallup, C.D., Cheng, H., 2003. Uranium-series dating of marine and lacustrine carbonates. In *Uranium-series Geochemistry* (Eds. B. Bourdon, G.M. Henderson, C.C. Lundstrom, S.P. Turner) Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Esat, T., 1995. Charge collection thermal ion mass spectrometry of thorium. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes*, 148, 159-170.
- Esat, T.M., Yokoyama, Y., 2006a. Variability in the uranium isotopic composition of the ocean over glacial-interglacial timescales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 4140-4150.

- Esat, T.M., Yokoyama, Y., 2006b. Growth patterns of the last ice age coral terraces at Huon Peninsula. *Global and Planetary Change*, 54, 216-224.
- Esat, T.M., Yokoyama, Y., 2010. Coupled uranium isotope and sea-level variations in the oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 7008-7020.
- Fairbanks, R. G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Gallup, C. D., Edwards, R. L., Johnson, R. G., 1994. The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science*, 263, 796-800.
- Gallup, C. D., Cheng, H., Taylor, F. W., Edwards, R. L., 2002. Direct determination of the timing of sea during termination II. *Science*, 295, 310-313.
- Hamelin, B., Bard, E., Zindler, A., Fairbanks, R.G., 1991. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ mass spectrometry of corals: how accurate is the U–Th age of the last interglacial period? *Earth and Planetary Science Letters*, 106, 169–180.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N. J., 1976. Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 194, 1121-1132.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Henderson, G. M., 2002. Seawater $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ during the last 800 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters*, 199, 97-110.
- Henderson, G.M., Cohen, A.S., O'Nions, R.K., 1993. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratios and ^{230}Th ages for Hateruma Atoll corals: implications for coral diagenesis and seawater $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratios. *Earth and Planetary Science Letters*, 115, 65–73.
- Humphrey, J.D., 1997. Geology and hydrogeology of Barbados. *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands. Developments in Sedimentology* 54. Ed: Vacher, H.L., Quinn, T. 381- 406.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta 18\text{O}$ record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds.), *Milankovitch and Climate*. InD. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Ivanovich, M., Harmon, R.S., 1992. *Uranium series disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences*. Clarendon Press, Oxford.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317, 793-797.
- Kallel, N., Duplessy, J-C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M., Montacer, M., 2000. Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200.000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157, 45-58.
- Kaufman, A., Broecker, W.S., 1965. Comparison of Th-230 and C-14 ages for carbonate materials from lakes Labontan and Bonneville. *Journal of Geophysical Research*, 70, 4039-4054.
- Kelly, M.J., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., An, Z., 2006. High resolution characterization of the Asian Monsoon between 146.000 and 99.000 years BP from Dongge Cave, China and global correlation of events surrounding Termination II. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 236, 20-38.
- Ku, T. L., Knauss, K. G., Mathieu, G. G., 1977. Uranium in open ocean: concentration and isotopic composition. *Deep-Sea Research*, 24, 1005-1017.
- Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea-level change through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292, 679-686.
- Lambeck, K., Esat, T. M., Potter, E. K., 2002. Link between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419, 199-206.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta 18\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, DOI:10.1029/2004PA001071.
- Malaize, B., Joly, C., Venec-Peyre, M.T., Bassinot, F., Caillon, N., Charlier, K., 2006. Phase lag between Intertropical Convergence Zone migration and subtropical monsoon onset over the northwestern Indian Ocean during marine isotopic substage 6.5 (MIS 6.5), *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q12N08, doi:10.1029/2006GC001353.
- Martin, J.H., 1990. Glacial–interglacial CO₂ change: the iron hypothesis. *Paleoceanography* 5, 1–13.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., Shackleton, N. J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to

- 300,000-year chronostratigraphy, *Quaternary Research*, 27, 1-29.
- McManus, J.F., Oppo, D.W., Cullen, J.L., 1999. A 0.5-Million-year record of millennial-scale climate variability in the north Atlantic. *Science*, 283, 971-975.
- Mesolella, K.J., 1967. Zonation of uplifted Pleistocene coral reef in Barbados, West Indies. *Science*, 156, 638-640.
- Mesolella, K. J., Matthews, R. K., Broecker, W. S., Thurber, D. L., 1969. The astronomical theory of climatic changes: Barbados data. *Journal of Geology*, 77, 250-274.
- Mesolella, K.J., Sealy, H.A., Matthews, R.K., 1970. Facies geometries within Pleistocene reefs of Barbados, West Indies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 1899-1917.
- Milanković, M., 1998. Canon of insolation and the ice-age problem. *Zavod za udzbenike i nastavna sredstva, Beograd*. 619 pp.
- Molodkov, A., Bolikhovskaya, N. 2009. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess-palaeosol records. *Quaternary International*, 201, 67-76.
- NGRIP members., 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 147-151.
- Pachur, H.J., Kropelin, S., 1987. Wadi Howar: paleoclimatic evidence from an extinct river system in the South-Eastern Sahara. *Science*, 237, 289-300.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Pisias, N.G., Martinson, D.G., Moore, J.r.T.C., Shackleton, N.J., Prell, W., Hays, J., Boden, G., 1984. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300.000 years. *Marine Geology*, 56, 119-136.
- Potter, E. K., Esat, T. M., Schellmann, G., Radtke, U., Lambeck, K., McCulloch, M. T., 2004.
- Suborbital-period sea-level oscillations during marine isotope substages 5a and 5c. *Earth and Planetary Science Letters*, 225, 191-204.
- Robinson, L. F., Belshaw, N. S., Henderson, G.M., 2004. U and Th concentrations and isotope ratios in modern carbonates and waters from Bahamas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 1777-1789.
- Ruddiman, W.F., 2006. Orbital changes and climate. *Quaternary Science Reviews* 25, 3092-3112.
- Schellmann, G., Radtke, U., 2004. A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). *Earth-Science Reviews*, 64, 157-187.
- Scholz, D., Mangini, A., 2007. How precise are U-series coral ages? *Geochimica Cosmochimica Acta*, 71, 1935-1948.
- Scholz, D., Mangini, A., Meischner, D., 2007. U-redistribution in fossil reef corals from Barbados, West Indies, and sea-level Reconstruction for MIS 6.5. *The Climate of the Past Interglacials, Developments in Quaternary Science*, 7, 119-139.
- Scholz, D., Hoffmann, D.L., 2008. ²³⁰Th/U-dating of fossil corals and speleothems. *Quaternary Science Journal*, 57, 52-77.
- Speed, R.C., Cheng, H., 2004. Evolution of marine terraces and sea level in the last interglacial, Cave Hill, Barbados. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 219-232.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., McCulloch, M.T., Lambeck, K., 1995. High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial. *Earth and Planetary Science Letters*, 135, 115-130.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T., 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 745-762.
- Stirling, C.H., Andersen, M.B., 2009. Uranium-series dating of fossil coral reefs: Extending the sea-level record beyond the last glacial cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 269-283.
- Taylor, F.W., Mann, P., 1991. Late Quaternary folding of coral reef terraces, Barbados. *Geology* 19, 103-106.
- Thomas, A.L., Henderson, G.M., Deschamps, P., Yokoyama, Y., Mason, A.J., Bard, E., Hamelin, B., Durand, N., Camoin, G., 2009. Penultimate deglacial sea-level timing from uranium/thorium dating of tahitian corals. *Science*, 324, 1186-1189.
- Tisserand, A., Malaize, B., Jullien, E., Zaragosi, S., Chalier, K., Grousset, F., 2009. African monsoon enhancement during the penultimate glacial period (MIS 6.5 ~170 ka) and its atmospheric impact. *Paleoceanography*, 24, PA2220.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., 2003. The response of the African summer monsoon to remote and

- local forcing due to precession and obliquity. *Global and Planetary Change*, 36, 219 – 235.
- Tzedakis, P.C., McManus, J.F., Hooghiemstra, H., Oppo, D.W., Wilmstra, T.A., 2003. Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450.000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 197-212.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- Winograd, I.J., Landwehr, J.M., Ludwig, K.R., Coplen, T.B., Riggs, A.C., 1997. Duration and structure of the past four interglaciations. *Quaternary Research*, 48, 141-154.
- Yokoyama, Y., Esat, T. M., Lambeck, K., 2001. Coupled climate and sea level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age. *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 579-587.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., Deckker, P. D., Johnston, P., Fifield, L. K., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406, 713-716.
-
- Makale Geliş Tarihi** : 8 Ocak 2012
Kabul Tarihi : 26 Mart 2013
- Received* : 8 January 2012
Accepted : 26 March 2013



Yozgat-Sorgun Havzasındaki Bazaltik Daykların Konumları: Lütesiyen'deki Gerilme Durumu

Orientation of the Basaltic Dykes in the Yozgat - Sorgun Basin: The Lutetian Stress State

Uğur TEMİZ

*Bozok Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 66100, Yozgat
(e-posta: ugur.temiz@bozok.edu.tr)*

ÖZ

Bu çalışmada, Yozgat - Sorgun havzasında etkin olan gerilme yönlerini belirlemek amacıyla Lütesiyen yaşlı bazaltik dayklar, volkano-sedimanter birimler içinde gelişen kıvrımlar ve volkanik kayalarda gelişen eklemeler gibi mesozkopik yapılar birlikte değerlendirilmiştir. Daykların yönelimleri, oluşturulan gül diyagramına göre KKB-GGD olarak belirlenmiştir. Çalışma alanındaki Lütesiyen yaşlı volkanik kayalarda gelişen eklem takımlarının BKB-DGD, KKB-GGD ve KKD-GGB yönlerinde geliştiği saptanmıştır. Bunlardan BKB-DGD ve KKD-GGB yönelimli eklemeler makaslama eklemeleri olarak, KKB-GGD yönelimli eklemeler ise tansiyon eklemeleri olarak değerlendirilmiştir. Gül diyagramlarından yararlanarak bölgede etkin olan sıkışma yönü KKB-GGD olarak belirlenmiştir. Çalışma alanında Eosen yaşlı volkano-sedimanter kayalar içerisinde gözlenen kıvrım eksenlerinin konumu dikkate alındığında, kıvrımları oluşturan sıkışma yönü de KKD-GGB olarak belirlenmiştir. Gerek daykların konumları, gerekse diğer mezoskopik yapıların konumları dikkate alındığında, bölgedeki sıkışmanın kuzeydeki Sakarya Zonu ve güneydeki Kırşehir Bloğu'nun çarpışma sonrası K-G yönlü yakınsamaları ile ilişkili olduğunu göstermektedir. Bu yapılar Yozgat-Sorgun Havzasında Lütesiyen'de KKB-GGD yönlü sıkışmalı bir tektonik rejimin etkin olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Çankırı Havzası, dayk, gerilme, Yozgat - Sorgun Havzası

ABSTRACT

In order to determine which directions effective stress in Yozgat - Sorgun basin during Lutetian, mesoscopic structural elements which are basaltic dykes, joints and fold axes developed within volcano- sedimentary rocks evaluated together. Dykes were interpreted by rose diagram, has NNW-SSE trend. Trends of joint sets were developed within Lutetian volcanic rocks in the study area, are WNW-ESE, NNW-SSE and NNE-SSW directions. As these WNW-ESE and NNE-SSW oriented fractures were sets of shear joints, the set of NNW-SSE oriented fractures were evaluated in the tension joints. Compression direction in the studied area was determined NNW-SSE with using rose diagram. Folds observed in the Eocene volcano-

sedimentary rocks in the study area were formed with compression. This compression direction evaluated NNE-SSW. Positions of dykes and other mesoscopic structures in the region connected collision of the northern Sakarya Zone and the southern Kirşehir Block and post - collisional convergence of N-S. These structures shows NNW-SSE compressional tectonic regime in Yozgat - Sorgun Basin during Lutetian.

Keywords: Çankırı Basin, Yozgat - Sorgun Basin, dyke, stress

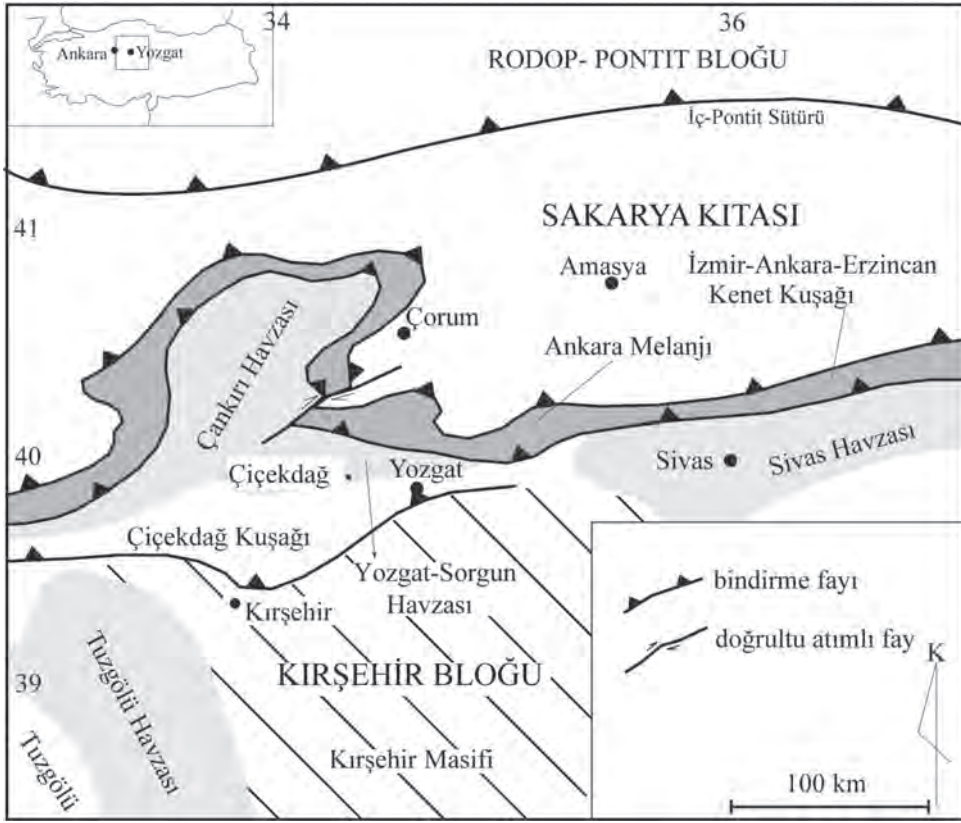
GİRİŞ

İzmir - Ankara - Erzincan kenet kuşağının güneyinde yer alan ve Yozgat-Sorgun arasında uzanan havza Çankırı Havzası'nın güneyini oluştur (Görür vd., 1998) (Şekil 1). Yozgat - Sorgun havzası olarak tanımlanan bu havzanın, Eosen sırasında oluştuğu ve İpresiyen-Lütesiyen sırasında ise depolanmanın meydana geldiği belirtilmektedir (Görür vd.,1998). Havzadaki Lütesiyen yaşlı birimleri, sığ denizel ortamda depolanmış kumtaşı, kumlu kireçtaşları, lokal evaporit oluşumları ve kömür depolanmaları oluşturur (Avşar, 1991). Ayrıca Lütesiyen'de, volkanik ve volkanoklastik kayalar (bazalt, andezit, aglomera ve lokal olarak tüf seviyeleri) yersel olarak yaygındır. Yozgat ve çevresindeki Lütesiyen yaşlı volkanizma içerisinde gözlenen dayklar birçok çalışmada belirtilmesine karşın (Ketin, 1955, Ercan, 1986; Büyükönel, 1985), bu damar kayalarına ait ayrıntılı ve sistematik olarak

ortaya konulmuş bir yapısal analiz çalışması mevcut değildir.

Deforme olmamış dayklar gerilme analizinde kullanılan önemli jeolojik yapılardan birisi olup arazi çalışmalarında birincil genişleme yapıları olarak kabul edilirler. Çünkü, dayklar minimum gerilme eksenine dik konumda yerleşirler (Halls ve Fahrig, 1987; Gudmundsson, 1995; Gudmundsson ve Marinoni, 2002). Maksimum ve ortaç gerilme eksenleri ise dayk düzlemine paralel konumda iken daykların geometrisi ve konumlarının belirlenmesi durumunda bölgede etkin olan sıkışma ve genişleme yönleri hakkında bilgi edinilebilir.

Bu çalışmada, Yozgat bölgesinde yaygın olarak gözlenen Lütesiyen yaşlı volkanizma ile ilişkili dayk, eklem ve kıvrımların konumları kullanılarak bölgede Lütesiyen'de etkin olan gerilme durumlarının belirlenmesi amaçlanmıştır.



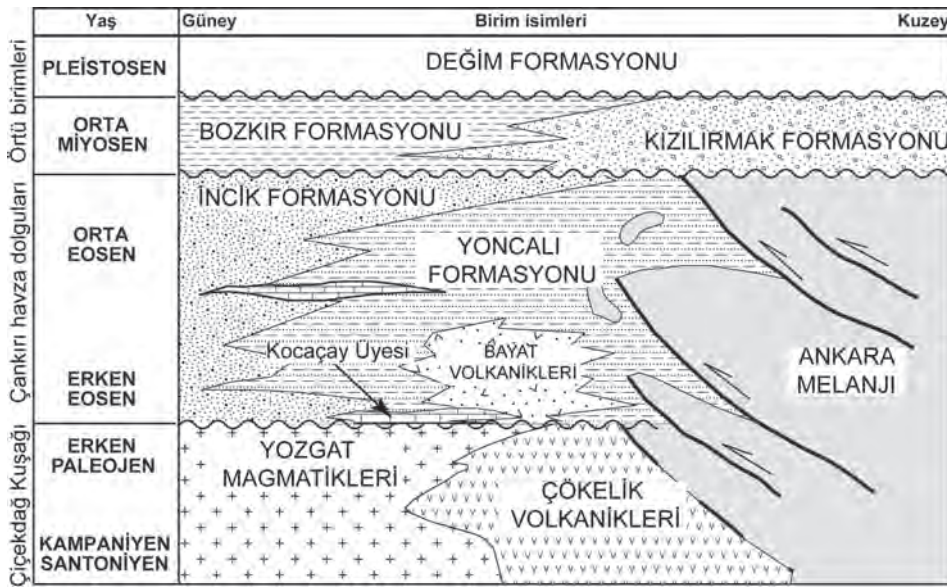
Şekil 1. Orta Anadolu'nun ana tektonik kuşakları ve sedimanter basenleri (Tüysüz, 1993; Akgün 2002; Erdoğan vd., 1996'dan değiştirilerek)

Figure 1. Main tectonic belts of central Anatolia and locations of the sedimentary basins (modified from Tüysüz 1993; Akgün, 2002; Erdoğan et al., 1996)

ÇALIŞMA ALANININ STRATİGRAFİSİ

Çankırı Havzasının güney sınırı boyunca yüzeyleyen birimler tektono-stratigrafik konumları dikkate alınarak üç grupta incelenmiştir (Şekil 2). Bunlar (1) Çiçekdağ kuşağı ve Ankara melanjı; (2) Çankırı havza dolguları ve (3) Örtü birimleridir. Çiçekdağ kuşağını, mafik volkanik kayalar ve bunları kesen magmatikler oluşturur (Erdoğan vd.,1996). Ankara melanjını ise makaslama zonu

boyunca yan yan gelmiş olan farklı litolojilerdeki tektonik dilimler oluşturur (Erdoğan vd.,1996). Çankırı Havzası dolguları ise kırıntılı sedimanter kayalar ve bunlarla ara tabakalı volkaniklerden meydana gelmektedir. Örtü birimleri ise genel olarak kırmızı kumtaşı ve konglomeralardan oluşur. Örtü birimleri hem temeli, hem de Çankırı havzası dolgularını uyumsuz olarak üstler (Akgün vd., 2002).



Şekil 2. Çankırı Baseninin genelleştirilmiş kolon kesiti (Erdoğan vd., 1996' dan değiştirilerek)

Figure 2. Generalized stratigraphic columnar section showing the rock units of both the southern and northern margins of the Çankırı Basin (Modified from Erdoğan et al., 1996, Akgün, 2002)

Çiçekdağ Kuşağını, Yozgat magmatikleri ve Çökelik volkanikleri oluşturur. Yerköy'ün batısında yüzeyleyen Çökelik volkanikleri; diyabaz, mafik tüfler, yastık lavlar, az oranda mikro - gabro ve çörtlü kireçtaşı mercekleri ile temsil edilir (Erdoğan vd., 1996) (Şekil 3). Kireçtaşları içerisinde tanımlanan planktonik foraminiferlerden birimin yaşı Turoniyen - Santoniyen olarak tanımlanmıştır (Şekil 2). Yozgat magmatikleri ise bölgede granitik ve granodiyoritik plütonlar, subvolkanik porfirler ve dasitik volkanikleri ile temsil edilir. Santoniyen - Erken Paleosen yaşlı bu plütonik kayalar büyük ve küçük stoklar halinde ya Çökelik volkaniklerine ya da kendilerine ait dasitik volkaniklere sokulum

yapmışlardır (Erdoğan vd., 1996). İzmir - Ankara - Erzincan kenet kuşağı boyunca yüzeyleyen Ankara melanjını ise değişik kayaç toplulukları oluşturmaktadır. Bunlar, fliş, pelajik kireçtaşı, mafik tüf, yastık lavları, masif peridotitler ve radyolaritlerdir. Ankara melanjı'nın tektonik dilimleri platform tipi kireçtaşı blokları hariç, tipik okyanusal kabuksal materyaldir. Pelajik sedimanter ara katkılarında elde edilen yaş verileriyle okyanus Koniasiyenden Kampaniyene kadar olan dönemde oluşmuş ve daha sonra melanj meydana gelmiştir. Melanj daha sonra Çankırı Havzası üzerine bir bindirme ile yerleşmiştir (Erdoğan vd., 1996) (Şekil 2).



Şekil 3. Çalışma alanının jeolojik haritası (Erdoğan vd., 1996'dan değiştirilerek)

Figure 3. Generalized geological map of the study area (After Erdoğan et al., 1996)

Çankırı Havzasının, havza dolgularını ise üç litostrafik birim oluşturmaktadır. Yanal ve düşey olarak birbirleri ile geçişli olan bu birimler Erken Eosen yaşlı Bayat volkanikleri, Orta Eosen Yaşlı Yoncalı ve İncik Formasyonlarıdır (Şekil 2). Çankırı Havzasının sedimanter birimleri genellikle kıtasal ve sığ denizel karakterlidir. Yoncalı Formasyonu'nun genel bileşimini yeşil şeyl ve kumtaşı birimleri oluşturur. Yozgat civarında sığ denizel ortamda gelişen volkanizma ile ilişkili mafik piroklastikler ve lavlar, Yoncalı şeylleriyle ara tabakalıdır (Şekil 3). Bu bölgede Bayat

volkanikleri sığ denizel ortamda çökelen Yoncalı Formasyonu içerisine sokulum yapar. Bu birimleri, bindirme ile Ankara Melanjı üzerler (Şekil 2). Yoncalı Formasyonun değişik seviyelerinde gözlenen nummulitesli gri ve sarı kireçtaşı mercekleri yatay ve düşey olarak devamlılık olmayacak şekilde birkaç kez tekrarlanır. Erdoğan vd., (1996) tarafından geç Paleosen - Erken Eosen yaşlı kireçtaşı mercekleri Kocaçay üyesi olarak tanımlanmıştır (Şekil 2). Yoncalı Formasyonu ile yanal olarak geçişli olan İncik Formasyonunu karasal ortamda depolanmış konglomera, kumtaşı,

yeşil - kırmızı renklerde şeyl ile nadiren jips mercekleri oluşturur (Görür vd., 1985) (Şekil 3). Aynı zaman diliminde havzada volkanik aktivitede gözlenmektedir. Bu volkanik aktivite ile ilişkili kayalar Bayat volkanikleri olarak adlandırılmıştır (Erdoğan vd., 1996). Bayat volkanikleri, Yoncalı Formasyonu ile geçişli bazaltik ve andezitik lav, breş ve tüflerden oluşur (Şekil 2). Bayat volkanikleri yaygın olarak Yozgat bölgesinde yüzlek verir. Yaklaşık 500 m'yi aşan kalınlığa sahip olan birimde piroklastik kayalar daha yaygındır. Yastık lavlar sınırlı alanlarda gözlenir. Yeşil tuf ara seviyeleri, bazı yerlerde Yoncalı Formasyonun karbonatlı çamurtaşları ile birlikte bulunur. Bazı yerlerde ise Bayat volkanikleri Kocaçay üyesinin fosilli kireçtaşı ve karbonatlı çamurtaşları tarafından üzerlenmiştir. Masif lav akmaları ve sütun çatlaklı kalın lav seviyeleri piroklastikler ile ardalanmalıdır (Erdoğan vd., 1996). Lav akmaları yanal olarak süreksiz ve küçük boyutlu mercekler halindedir. Bu volkanik birimlerdeki aglomeralar köşeli bloklar içerirler ve tüflerce zengin bir hamur içerisinde yer alırlar. Yoncalı ve Bayat formasyonları denizel ortamda oluşmuşlardır ve lavların büyük bir bölümü su altında oluşmuştur. Petrografik olarak Bayat volkanikleri Bazaltik trakiandezit, trakiandezit, trakit, bazaltik andezit, dasit ve andezit olarak tanımlanmıştır.

Örtü birimleri genel olarak Miyosen ve Pleistosen yaşlı ve yatay olarak çökelmiş karasal oluşuklar bölgedeki tüm yaşlı birimleri üzerler (Şekil 3). Miyosen yaşlı örtü birimlerini Kızılırmak ve Bozkır formasyonu oluşturur. Pleistosen yaşlı birim ise Değim Formasyonudur (Şekil 2). Orta Miyosen yaşlı Kızılırmak Formasyonu kırmızı-gri konglomera, kumtaşı, şeyl ve jipsli seviyelerden oluşur (Erdoğan vd., 1996). Stratigrafik olarak Kızılırmak Formasyonun üst seviyesini oluşturan Bozkır Formasyonunda kırmızı-yeşil şeyllerle,

jipsli tabaklanmaları yaygın olarak görülür (Birgili vd., 1975). Bozkır Formasyonunda, Kızılırmak Formasyonu gibi orta Miyosen yaşlı olarak tespit edilmiştir. Çankırı havzasının en genç birimi Değim Formasyonu olup, çalışma alanında gözlenmez (Höşgör ve Okan, 2006).

JEOLJİK YAPILAR

Yozgat'ta yaygın olarak gözlenen volkanizma genellikle Lütseyen yaşlı olup, bazaltik ve andezitik lav, aglomera, tuf ve tüftlerden oluşur (Ketin, 1955; Ercan, 1986) (Şekil 3). Bayat volkanikleri olarak adlandırılan birim çalışma alanında, tabakalı, kırıklı - kıvrımlı bir yapıdaki volkanizma ile temsil edilir ve yer yer de eş yaşlı çökel kayalarla da ardalanma gösterir. Yozgat Bölgesindeki etkin olan volkanizma ile ilişkili Lütseyen yaşlı daykları ve kıvrımları saptamak üzere gerek arazi çalışması gerekse de uydu görüntüleri kullanarak bu yapıların belirlenmesine çalışılmıştır.

Bazaltik Dayklar

Lütseyende meydana gelen gerilmelerin konumu belirlemek üzere inceleme alanındaki dayklar araştırılmış gerek konumları, gerekse uzunlukları saptanmaya çalışılmıştır. Yozgat ve yakın civarında gözlenen daykların büyük çoğunluğu Yozgat - Ankara yolu boyunca gözlenebilmektedir (Şekil 4). Çalışma alanı içerisinde gözlenen dayklar koyu renkli olup bazik karakterlidir. Daykların kalınlıkları 0.5 ile 1.5 m arasında değişen kalınlıkları sahiptir (Şekil 5a). Çalışma alanı içerisinde çember dayklarda gözlenmiştir (yarıçapı 26 m - 40 m arasında değişmektedir) (Şekil 5b). Dayklar, doğrultuları boyunca takip edilebilir nitelikte olup, uzunlukları 40 ile 300 m arasında değişmektedir (Şekil 5c ve 6). Daykların konumları dikkate alınarak oluşturulan gül

diyagramlarında daykların konumlarının KKB - GGD olduğu belirlenmiştir (Şekil 7a).

Eklemler

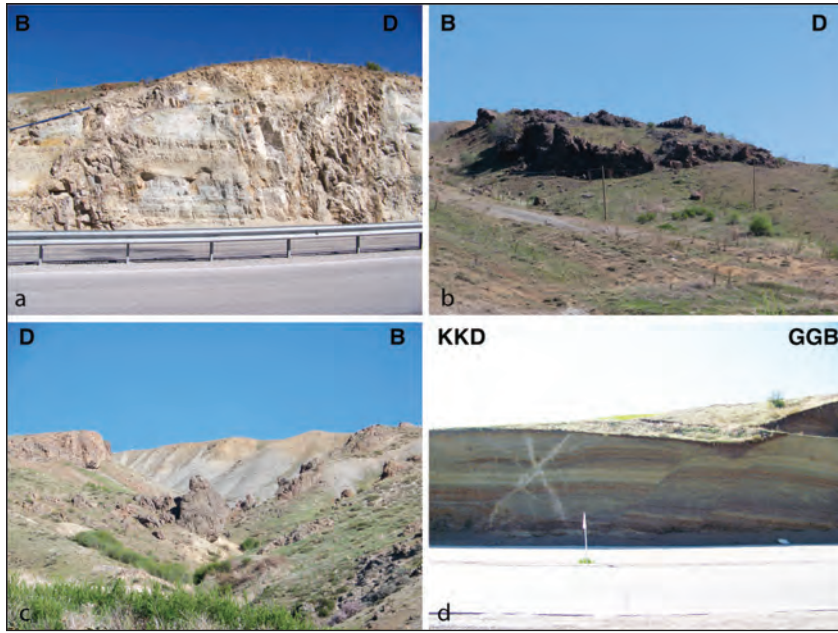
İnceleme alanındaki volkanik kayalar, tektonik kuvvetlerin etkisi altında kalarak değişik yönlerde gelişen eklemler tarafından kesilmişlerdir. Bölge tektoniğinin aydınlatılmasında ve yapısal deformasyonları oluşturan egemen basınç gerilmelerinin yönünün ortaya çıkarılmasında eklem sistemlerinin önemli rolü olmaktadır. Çalışma alanı içerisinde yüzeyleyen volkanik kayalarda gelişen eklemlerden 100 adet ölçüm alınarak daykların yerleşimleri ile volkanik

kayaçlarda gelişen eklemler arasında ilişki araştırılmıştır. Bu veriler kullanılarak hazırlanan gül diyagramında üç farklı doğrultuda yoğunlaşan eklemlerin olduğu gözlenmiştir (Şekil 7b). Bunlar ortalama olarak I - K60B, II - K30B ve III - K25D doğrultulu olarak gelişen eklemlerdir. Üç farklı doğrultuda yoğunlaşan eklemleri makaslama ve tansiyon eklemleri olarak yorumlanmıştır (Şekil 7b). K60B ve K25D olanlar eklemler arasında yaklaşık olarak 85°'lik bir açı bulunmasına karşılık, arazideki daykları oluşturan gerilmeler dikkate alınarak genel uzanımları BKB - KKD doğrultulu olanlar makaslama eklemi, KKB doğrultulu olanlar ise tansiyon eklemleri olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 4. Çalışma alanında gözlenen daykların konumlarını gösterir uydu görüntüsü (Google Earth görüntüsünden değiştirilerek).

Figure 4. Satellite image shows location of the dykes observed in the study area (modified from Google Earth image).



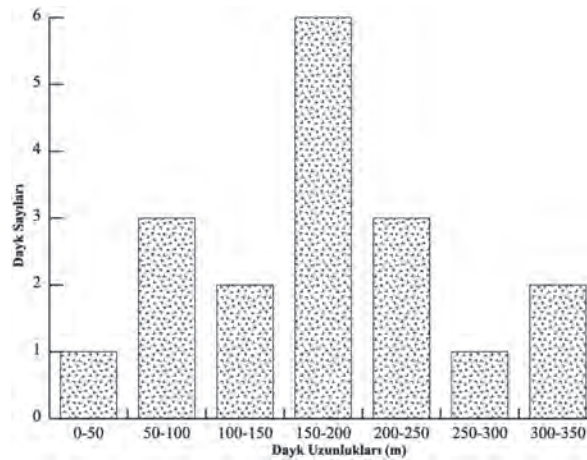
Şekil 5. a) Lütesiyen yaşlı birimleri kesen dayklar b) Çember dayka ait görünüm, c) Dayklara ait genel görünüm, d) Lütesiyen yaşlı birimler içerisinde gelişen normal fay.

Figure 5. a) Dykes cut Lutetian units b) view of a ring dike in the study area, c) General appearance of the dykes, d) A normal fault developed in Lutetian units.

Kıvrımlar

Çalışma alanında gözlenen diğer bir yapıda kıvrımlardır (Şekil 8a ve 8b). Yozgat - Ankara yolu 13. km'de Lütesiyen yaşlı volkanosedimanter birimler içerisinde devrik kıvrım

gözlenir. Eksen düzlemi konumu K74B, 17 KD olarak ölçülmüştür. Çalışma alanı içerisinde Lütesiyen yaşlı volkanik kayalarda mevcut sıkışma rejiminden sonraki evrede geliştiği düşünülen normal faylar da gözlenmiştir (Şekil 5d).



Şekil 6. Yozgat – Sorgun basenindeki daykların uzunluklarının dağılımını gösteren histogram

Figure 6. Histogram showing the distribution of lengths of dykes in the Yozgat-Sorgun Basin.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Yozgat ve yakın civarında konumları belirlenen 18 adet dayk gül diyagramında gösterilmiştir (Çizelge 1; Şekil 4). Oluşturulan gül diyagramına göre daykların konumları genel olarak KKB-GGD olarak belirlenmiştir (Şekil 7a). Yine çalışma alanındaki volkanik kayalarda gelişen eklemlerin konumları ölçülmüş, bu verilerde gül diyagramında değerlendirilmiştir. Şekil 7b'de görüleceği üzere BKB-KKB-KKD yönlerinde eklemler gelişmiştir. BKB-KKD yönelimli eklemler makaslama eklemleri olarak, KKB yönelimli eklemler ise tansiyon eklemleri olarak değerlendirilmiştir. Dayklar

için oluşturulan gül diyagramları ile volkanik kayalarda gelişen eklemleri oluşturan etkin gerilme yönleri benzerlik göstermektedir (Şekil 7a ve 7b). Gül diyagramlarından da görüleceği üzere bölgede etkin olan sıkışma yönü KKB-GGD olarak ortaya çıkmaktadır. Yozgat-Sorgun Havzası'nda Lütésiyen'den sonra kıvrımlanma ve yükselme olduğu belirtilmektedir (Görür vd., 1998). Çalışma alanında Lütésiyen yaşlı volkanosedimanter kayalar içerisinde gözlenen devrik kıvrımın varlığı da bu jeolojik verileri destekler niteliktedir. Bu kıvrımların konumu da dikkate alındığında kıvrımı oluşturan gerilmenin yönü KKB-GGD olarak belirlenmiştir.

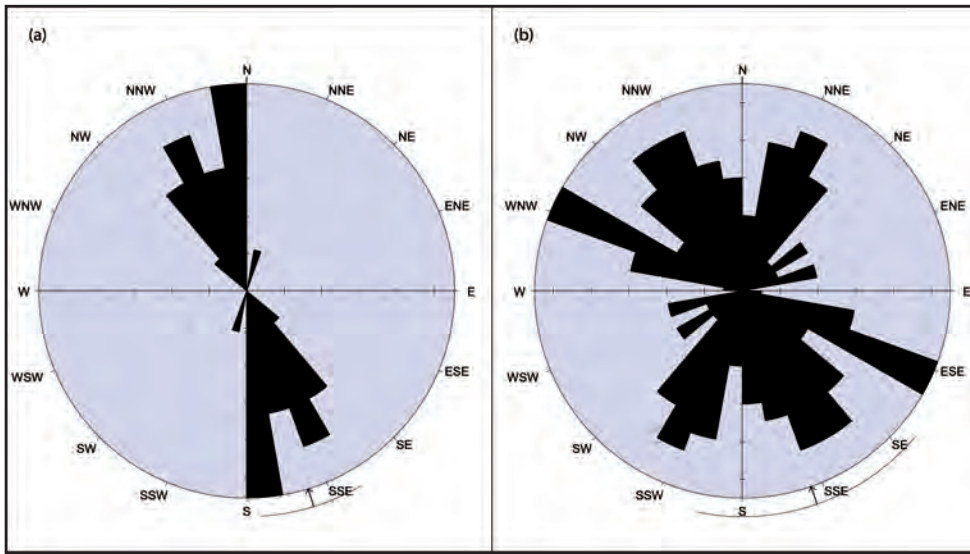
Çizelge 1. Yozgat ve yakın civarında gözlenen daykların konumları ve geometrik özellikleri.

Table 1. Positions and geometric characteristics of dykes observed in close to Yozgat region.

Dayk No	Uzunluk	Doğrultu	Başlangıç ve Bitiş UTM Koordinatları	
1	97	165	652628.949 D, 4406148.644 K	652655.697 D, 4406242.131 K
2	39	151	652633.860 D, 4406214.089 K	652653.065 D, 4406247.941 K
3	51	144	652640.272 D, 4406178.474 K	652670.759 D, 4406219.365 K
4	107	171	651598.174 D, 4407946.007 K	651616.797 D, 4408051.857 K
5	182	175	651667.527 D, 4408001.343 K	651684.849 D, 4408183.228 K
6	156	134	651564.374 D, 4408018.567 K	651678.465 D, 4408125.514 K
7	173	175	651685.518 D, 4408275.707 K	651703.462 D, 4408448.488 K
8	219	146	650465.018 D, 4405354.438 K	650590.896 D, 4405534.385 K
9	115	192	649809.863 D, 4403788.221 K	649831.748 D, 4403901.041 K
10	313	159	648732.167 D, 4403750.613 K	648845.876 D, 4404042.652 K
11	153	160	648723.838 D, 4404008.114 K	648777.086 D, 4404151.682 K
12	261	161	648630.307 D, 4404196.006 K	648717.756 D, 4404442.026 K
13	225	171	649011.342 D, 4404857.345 K	649048.096 D, 4405079.968 K
14	94	150	648249.522 D, 4404134.567 K	648297.986 D, 4404215.268 K
15	238	175	648230.030 D, 4404229.952 K	648254.200 D, 4404466.938 K
16	181	164	650743.879 D, 4407322.866 K	650797.036 D, 4407496.789 K
17	316	157	649167.600 D, 4403869.318 K	649293.881 D, 4404159.602 K
18	171	180	649361.513 D, 4404309.215 K	649364.739 D, 4404480.310 K

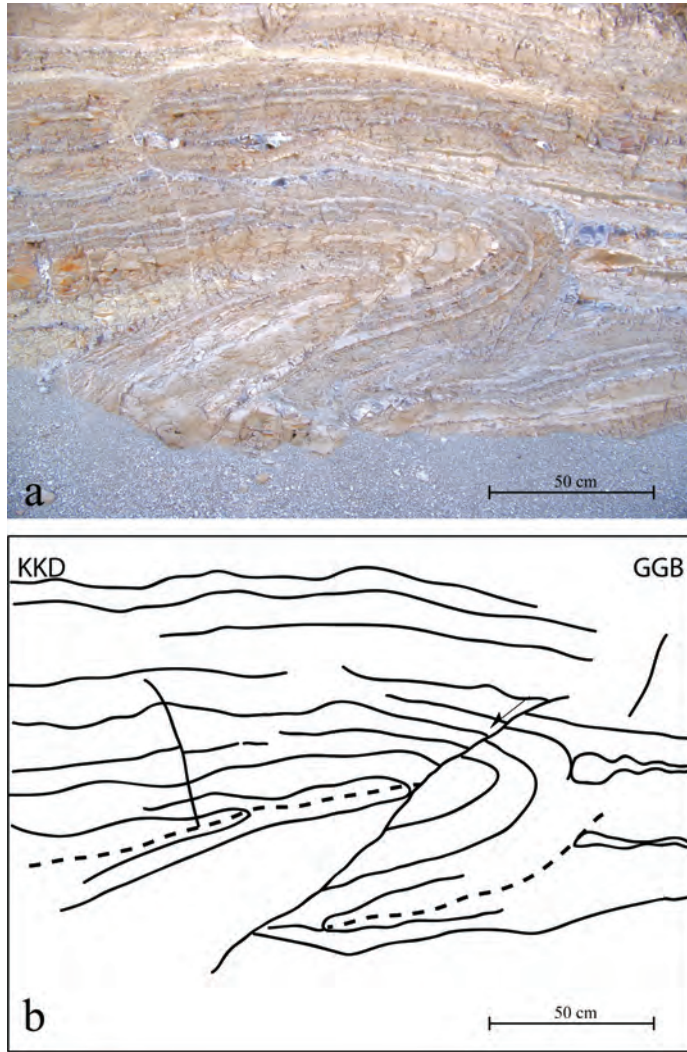
Alp-Himalaya kuşağı içerisinde yer alan Türkiye, Geç Kretase-Miyosen aralığında Neo - Tetis'in farklı kollarının kapanması neticesinde oluşmuş kenet kuşakları, kıta parçaları ile karakterize edilir (Şengör ve Yılmaz 1981; Robertson ve Dixon 1984; Poisson 1986; Okay ve Tüysüz 1999). Orta Anadolu'da yer alan havzalardan biri olan Çankırı Havzası Kretase - Eosen'de Sakarya Zonu ile Kırşehir Bloğu'nun

çarpışması sonucunda oluşmaya başlamıştır. Geç Paleosen - Erken Eosen'de bu kıtaların çarpışması tamamlanmış ve Çankırı Havzası oluşmuştur. Elde edilen veriler, Sakarya Zonu ve Kırşehir Bloğu'nun K-G yönlü yakınsamaları ile ilişkili olarak Çankırı Havzasının güneyinde yer alan Yozgat-Sorgun Havzasında da Lütésiyen döneminde KKB-GGD yönlü sıkışmalı bir tektonik rejimin etkin olduğunu göstermektedir.



Şekil 7. a) Çalışma alanındaki dayklara ait gül diyagramı, b) Lütésiyen yaşlı volkanik kayalarda gelişen eklemlere ait gül diyagramı.

Figure 7. a) Rose diagram of the dykes in the study area, b) Rose diagram of joints formed in Lutetian volcanic rocks.



Şekil 8. Lütésiyen yaşlı birimler içinde gelişen kıvrıma ait görünüm.

Figure 8. View of a fold developed in Lutetian units.

EXTENDED SUMMARY

In the Yozgat - Sorgun Basin is located on the southern margin of the Çankırı Basin. The Yozgat - Sorgun Basin extends along the southern side of the İzmir - Ankara - Erzincan suture between the cities of Yozgat and Sorgun. Yozgat - Sorgun Basin developed as a peripheral foreland basin along the İzmir - Ankara - Erzincan suture (Görür et al., 1998) (Figure 1). In the studied area, generally there are three stratigraphic units in this region:

1) the Çiçekdağ Belt and Ankara mélangé 2) the Çankırı basin-fill, and 3) The cover series (Erdoğan et al., 1996) (Figure 2). The Çiçekdağ Belt consist of the Yozgat magmatics and Çökelik volcanics of the Campanian to Paleogene ages. The Çökelik volcanics of the Çiçekdağ Belt, are cross - cut by the Yozgat magmatics, represented volcanic rocks, diabase, mafic tuffs, pillow lavas, and cherty limestone lenses a slight micro gabbro. The Yozgat magmatics are represented by granitic

and granodioritic plutons, subvolcanic porphyries, and dacitic volcanic flows. Cropping out along the İzmir - Ankara - Erzincan suture zone in Ankara mélangé is different rock assemblages. These are flysch and pelagic limestone, mafic tuffs, pillow lavas, massive peridotites and radiolarites (Figure 3). Tectonic zones of the Ankara mélangé, except for platform - type limestone blocks, a typical oceanic crustal material. As the age determinations of the pelagic sedimentary intervals indicate, the ocean was forming at least during the Coniacian to Campanian, and it was disrupted later to form the mélangé. The mélangé was later thrust into the Çankırı Basin. Boundary relations with the basin fill are described below (Erdoğan et al., 1996). The basin fill of the Çankırı Basin is mainly composed of three lithostratigraphic units, being the Bayat volcanics of the Early Eocene age, and the Yoncalı and İncik formations of the Middle Eocene age. The cover series dominated by Miocene to Pleistocene red sandstone and conglomerate of the Bozkır and Değim formations, overlies the lithological units of the overlies the lithological units of the Çankırı Basin-fill. But, Değim Formation doesn't observed in the study area (Akgün et al., 2002; Hoşgör and Okan, 2006). In this study, aimed to determine state of the stresses in the Yozgat region during the Lutetian, when volcanic activity associated with using the positions of the dyke, the joints and folds. Undeformed dykes is important one of the geological tools used in the analysis of stress in Structural geology (Figure 4; 5; 6). The field work done in many parts of the world, the extension structures of is considered to be the primary dykes. Because, the dykes are placed perpendicular to the axis of the minimum of stress. Dykes and joints were evaluated in study area by rose diagram. Dykes were evaluated by rose diagram, has NNW-SSE trend. Trends of joint sets were developed within Lutetian volcanic rocks in the study area, are WNW-ESE, NNW-SSE and NNE-SSW

directions. As these WNW-ESE and NNE-SSW oriented fractures were sets of shear joints, the set of NNW-SSE oriented fractures were evaluated in the tension joints (Figure 7). Compression direction in the studied area was determined NNW-SSE with using rose diagram. Folds observed in the Eocene volcano - sedimentary rocks in the study area were formed with compression (Figure 8). This compression direction evaluated NNE-SSW. Positions of dykes and other mesoscopic structures in the region connected collision of the northern Sakarya Zone and the southern Kırşehir Block and post-collisional convergence of N-S.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akgün, F., Akay, E. ve Erdoğan, B., 2002. Tertiary Terrestrial to Shallow Marine Deposition in Central Anatolia: A Palynological Approach. Turkish J. Earth Sci., 11, 127-160.
- Avşar, N., 1991, Terziköy (Amasya) yöresinde bulunan bazı nummulites türlerinin sistematik incelemesi. Yerbilimleri (Geosound), 18, 111-127.
- Birgili, S., Yoldaş, R. ve Ünal, G., 1975. Çankiri-Çorum Havzası'nın jeolojisi ve petrol olanakları. Ankara, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA), Rapor no. 5621, 78.
- Böyükönel, G., 1985. Yozgat Yöresi Volkanitlerinin Asal Ve İz Elementlerinin Dağılımı. MTA Derg., 105 - 106, 68 - 82.
- Ercan, T., 1986. Orta Anadolu'daki Senozoyik Volkanizması. MTA Derg., 107, 119 - 140.
- Erdoğan, B., Akay, E. ve Uğur, M.Ş., 1996. Geology of the Yozgat region and evolution of the collisional Ankara Basin. International Geology Review, 38, 788 - 806.
- Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, İ. ve Şengör, A.M.C., 1985. Palaeotectonic evolution of the Tuzgölü. Basin complex, Central Turkey. Sedimentary Record of a Neo-Tethyan closure. In: Dickson, J. ve Robertson, A.H.F. (eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications 17, 467 - 482.
- Görür, N., Tüysüz, O., Şengör, A.M.C., 1998. Tectonic Evolution of the Central Anatolian Basins. International Geology Review, 40, 831 - 850.
- Gudmundsson, A., 1995. Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland. J. Volcanol. Geotherm. Res., 64, 1 - 22.

- Gudmundsson, A. ve Marinoni, L.B., 2002. Geometry, emplacement, and arrest of dykes. *Annales Tectonicae* 13, 71 - 92.
- Halls, H.C., Fahrig, W.F., 1987. Mafic Dyke Swarms. Geological Association of Canada Special Paper, 34, 503.
- Hoşgör İ. ve Okan, Y., 2006. The annelid polychaete *Rotularia spirulaea* Lamarck, 1818 from the early Middle Eocene (middle-late Cuisian) of Çankırı Basin (Central Anatolia, Turkey). *Yerbilimleri*, 27 (3), 173-179.
- Ketin, İ., 1955. Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu masifinin tektonik durumu. *Turk. Jeol. Bul.* 6, 1 - 40.
- Okay, A. I., ve Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In Durand, B.; Jolivet, L.; Horvath, F.; and Sreanne, M., eds. *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 156, 475 - 515.
- Poisson, A., 1986. The Anatolian micro-continent in the Journal of Geology eastern Mediterranean context. the Neo-Tethian troughs. *Sci. Terre Mem.*, 47, 311 - 328.
- Robertson, A. H. F. ve Dixon, J. E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. In Dixon, J. E., ve Robertson, A. H. F., eds. *The geological evolution of the eastern Mediterranean*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 17: 1 - 74.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181 - 241.
- Tüysüz, O., 1993. Karadeniz'den Orta Anadolu'ya bir jeotravers: Kuzey Neo-Tetis' in tektonik evrimi (A Geotraverse from Black Sea to Central Anatolia: tectonic evolution of Neotethys). *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin* 5, 1 - 33

Makale Geliş Tarihi : 12 Şubat 2013
Kabul Tarihi : 9 Nisan 2013

Received : 12 February 2013
Accepted : 9 April 2013



TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

YAZIM KURALLARI

Yazıların hazırlanması

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ'nin yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. Türkçe makalelerde "Extended Summary", İngilizce makalelerde ise "Genişletilmiş Özet" verilmelidir. Yazarların ana dillerinin Türkçe olmaması durumunda, yazıların başlığı ve özeti ile çizelge ve şekillerin başlıkları Editörlükçe Türkçeye çevrilir. Ana dili İngilizce olmayan yazarlara, yazılarını Editörlüğe göndermeden önce, gramer ve üslup açısından, ana dili İngilizce olan bir kişiden katkı almaları özellikle önerilir. Hazırlanan makaleler orijinal ve daha önce basılmamış araştırma, yorum ya da her ikisine ait sentezi içermeli, veya teknik not niteliğinde olmalıdır. Yazının gönderilmesi, daha önce basılmamış veya başka bir yerde incelemede olmadığını gösterir.

Yazılar, aşağıda verilen düzen çerçevesinde hazırlanmalıdır.

- (a) **Başlık** (Türkçe ve İngilizce)
- (b) **Yazar adları** (koyu ve tamamı büyük harfle) ve **adresleri** (italik ve küçük harfle) ile başvurulacak **yazarın E-posta adresi**
- (c) **Öz** (Türkçe ve İngilizce)
- (d) **Anahtar Kelimeler** (Türkçe ve İngilizce)
- (e) **Giriş** (amaç, kapsam ve yöntem)
- (f) **Ana metin** (kullanılan yöntemler, çalışılan malzemeler, tanımlamalar, analizler vd.)
- (g) **"Tartışma ve Sonuçlar"** veya **"Tartışma ve Öneriler"**
- (h) **"Extended summary"/"genişletilmiş özet"**
- (i) **Katkı Belirtme** (gerekliyorsa)
- (j) **Kaynaklar**
- (k) **Çizelgeler**
- (l) **Şekiller Dizini**
- (m) **Şekiller**
- (n) **Levhalar** (var ise)

Metinde kullanılan değişik türde başlıklar farklı şekillerde ve tüm başlıklar sayfanın sol kenarında verilmelidir. Ana başlıklar büyük harflerle ve koyu yazılmalıdır. İkinci derece başlıklar alt başlık olarak değerlendirilmeli ve birinci ve ikinci derece alt başlıklar küçük harfle (birinci derece alt başlıklarda her kelimenin ilk harfi büyük) ve koyu, üçüncü derece alt başlıklar ise italik olmalıdır. Başlıkların önüne numara veya harf konulmamalıdır. Yazılar (öz, metin, katkı belirtme, kaynaklar, ekler ve şekiller dizini) A4 (29.7 cm x 21 cm) boyutundaki sayfaların bir yüzüne, kenarlardan en az 2.5 cm boşluk bırakılarak, 1.5 cm aralıkla ve 12 puntuyla (Times New Roman) yazılmalı, ayrıca tüm sayfalara numara verilmelidir.

Başlıklar şu şekilde olmalıdır:

ÖZ

ABSTRACT

GİRİŞ

ANA BAŞLIK

Birinci Derece Alt Başlık

İkinci derece alt başlık
Üçüncü derece alt başlık
SONUÇLAR VE TARTIŞMA
GENİŞLETİLMİŞ ÖZET
KATKI BELİRTME
KAYNAKLAR

Kapak Sayfası

Yazıdan ayrı olarak sunulacak kapak sayfasında aşağıdaki bilgiler yer almalıdır.

- Yazının başlığı
- Yazar(lar)ın ad(lar)ı (ad ve soyadı kısaltılmadan)
- Tüm yazarların açık posta ve e-mail adresleri (Başvurulacak Yazar belirtilerek). Başvurulacak yazarın faks ve telefon numaraları da ayrıca belirtilmelidir.

Başlık ve Yazarlar

Yazının başlığı, çalışmanın içeriğini anlaşılır şekilde yansıtmalıdır. Eğer yazı Türkçe hazırlanmışsa, Türkçe başlığı (koyu ve kelimelerin ilk harfleri büyük harf olacak şekilde) İngilizce başlık (italik ve kelimelerin ilk harfleri büyük harf olacak şekilde) izlemelidir. İngilizce hazırlanmış yazılarda ise, İngilizce başlık Türkçe başlıktan önce ve yukarıda belirtilen yazım kuralına göre verilmelidir.

Yazarlara ilişkin bilgi ise aşağıdaki örneğe uygun olarak verilmelidir:

Ahmet Ahmetoğlu Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
Tandoğan 06100 Ankara
A. Hüsnu Hüsnuoğlu MTA Genel Müdürlüğü, Jeolojik Etüdler Dairesi, 06520 Ankara
(e-posta: husnu56@mta.gov.tr)

ÖZ

Öz, çalışma hakkında bilgi verici bir içerikle (çalışmanın amacı, elde edilen başlıca sonuçlar) ve 300 kelimeyi aşmayacak şekilde hazırlanmalıdır. Özde kaynaklara atıfta bulunulmamalıdır. Özler, hem Türkçe hem, İngilizce olarak verilmelidir. Türkçe hazırlanmış yazılarda Öz'den sonra "Abstract" (italik) yer almalı, İngilizce yazılarda ise italik yazılmış Türkçe Öz Abstract'ı izlemelidir.

Anahtar Kelimeler

Öz ve Abstract'ın altında en az 2, 7 kelimeyi aşmayacak şekilde ve yazının konusunu yansıtan anahtar kelimeler Türkçe ve İngilizce olarak verilmelidir. Anahtar kelimeler, alfabetik sırayla küçük harfle (ilk anahtar kelimenin ilk harfi büyük) yazılmalı ve aralarına virgül konmalıdır. Teknik Not ve Tartışma türü yazılarda anahtar kelimelerin verilmesine gerek yoktur.

EXTENDED SUMMARY/GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Genişletilmiş özet 2500 kelimeyi geçmemelidir. Ancak makalenin öz/abstract kısmından daha geniş hacimli olmalıdır. Genişletilmiş özet kısmında yeni bir şekil ve çizelge verilmemelidir. Ancak makalede kullanılan şekil ve çizelgelere bu kısımda atıf yapılabilir. Aynı şekilde, makale içinde atıf yapılan kaynaklara da gerektirdiğinde bu kısımda atıf yapılmalıdır.

KATKI BELİRTME

Katkı belirtme, kısa olmalı ve teşekkür edilecek olanlar çalışmaya en önemli katkıyı sağlayan kişilerin ve/veya kuruluşların adlarıyla sınırlandırılmalıdır. Teşekkür edilecek kişilerin açık adları unvanları belirtilmeksizin verilmeli, ayrıca bu kişilerin görevli oldukları kurum ve kuruluşların adları da eklenmelidir.

DEĞİNİLEN BELGELER

(aşağıdaki örnekler ile kesinlikle uyumlu olmalıdır)

(a) Süreli yayınlar :

Hoek, E. ve David, M., 1990. Estimating Mohr - Coulomb friction and cohesion values from Hoek - Brown failure criterion. International Journal of Rock Mechanics, 27(3), 220 - 229.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Makalenin başlığı. Süreli Yayının Adı (kısaltılmamış), Cilt No. (Sayı No.), sayfa no.

(b) Bildiriler:

Ünal, E., Özkan, İ. ve Ulusay, R., 1992. Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. ISRM Symposium: Eurock'92 - Rock Characterization, Chester, U.K., 14-17 September 1992, J.A.Hudson (ed.), British Geotechnical Society, London, 330-335.

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Bildirinin başlığı. Sempozyum veya Kongrenin Adı, Editör(ler) varsa, Basımevi,

Cilt/Sayı No. (birden fazla ciltten oluşuyorsa), Düzenlendiği Yerin Adı, sayfa no.

(c) Kitaplar:

Goodman, R.E., 1988. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York, 562 s.
Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı:869, 520 s. Yazar ad(lar)ı, Tarih. Kitabın Adı (ilk harfleri büyük). Yayınevi, Basıldığı Şehrin Adı, sayfa sayısı.

(d) Raporlar ve Tezler:

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji ve rezerv ön raporu. MTA Derleme No:6234, 17 s (yayınlanmamış).

Sönmez, H., 1996. T.K.İ.-E.L.İ. Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütlesi içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 99 s (yayınlanmamış).

Yazar ad(lar)ı, Tarih. Raporun veya tezin başlığı. Kuruluşun veya Üniversitenin Adı, Arşiv No. (varsa), sayfa sayısı (yayınlanıp,yayınlanmadığı)

(e) Kişisel Görüşme:

Sözbilir, H., 2005. Personal communication. Geological Engineering Department of 9 Eylül University, İzmir, Turkey.

(f) İnternette İndirilen Bilgiler:

ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr>, 3 April 2005. Kurumun Adı , Tarih. Web adresi, Web adresine girildiği tarih.

Türkçe kaynaklar doğrudan Türkçe olarak verilmeli ve Türkçe karakterlerle yazılmalıdır.

Eşitlikler ve Formüller

Matematiksel semboller ve formüller el yazısıyla yazılmamalıdır. Eşitlik numaraları eşitliğin hizasında ve sağ kenarına dayandırılarak birbirini izleyen bir sırayla parantez içinde, ayrıca eşitliklerdeki sembollerin anlamı makalede ilk kez kullanıldıkları eşitliğin altında verilmelidir.

Burada; makaslama dayanımı, c kohezyon, normal gerilme ve içsel sürtünme açısıdır". Eşitliklerde kullanılan alt ve üst indisler belirgin şekilde ve daha küçük karakterle yazılmalıdır (örneğin; I_d , x_2). Karekök işareti yerine parantezle birlikte üst indis olarak 0.5 kullanılmalıdır (örneğin; $c_{mass} = s0.5$). Çarpım işlemi göstermek için herhangi bir işaret kullanılmamalı, ancak gerekli durumlarda "*" işareti tercih edilmelidir (örneğin; $y = 5 \cdot 10^{-3}$). Bölme işareti olarak yatay çizgi yerine "/" işareti kullanılmalıdır. Kimyasal formüllerde iyonların gösterilmesi amacıyla Ca^{++} ve CO_3^{--} yerine Ca^{2+} ve CO_3^{2-} tercih edilmelidir. Metinde eşitlikler "eşitlik (1)" şeklinde atıfta bulunulmalıdır. Gerekliyse, bilgisayar programı listeleri de net ve okunur şekilde ekte verilmelidir.

Çizelgeler

Çizelgeler, başlıklarıyla birlikte, Dergi'nin sayfalarındaki baskı alanını (15.8 cm x 22.5 cm) aşmayacak şekilde hazırlanmalı ve birbirini izleyen sıra numaralarıyla verilmelidir. Çizelgelerin üst kısmında hem Türkçe, hem de İngilizce başlıkları bulunmalıdır (Çizelge başlıkları ayrı bir sayfada liste halinde verilmemelidir). Makalenin Türkçe yazılması halinde İngilizce başlık italik harflerle Türkçe başlığın altında yer almalı, İngilizce makalelerde ise, italik yazılmış Türkçe başlık İngilizce başlıktan sonra verilmelidir. Çizelgeler, "Çizelge 1" vb. şeklinde sunulmalıdır. Metinde çizelgelere Çizelge 1 veya Çizelge 1 ve 2 (eğer birden fazla sayıda çizelgeye atıfta bulunulacaksa) şeklinde değinilmelidir. Çizelgeler, metinde kullanılan karakterlerden daha küçük (10 veya 11 punto) karakterle yazılmalı ve Dergi'nin tek (7.3 cm-Genişlik) veya çift (15.8 cm-Genişlik) kolonuna sığacak şekilde düzenlenmelidir. Çizelgelerde dikey çizgiler kullanılmamalı, yatay çizgiler ise sadece çizelgenin alt ve üstünde, ayrıca çizelgedeki başlıklar ile bunların altında listelenen rakamları ayırmak için kullanılmalıdır (Bunun için Dergi'nin önceki sayılarına bakılması önerilir). Çizelgelerde makalenin diğer kısımlarında verilen bilgi veya sonuçların (örneğin grafikler vb.) tekrar verilmemesine özen gösterilmelidir. Her çizelge ayrı sayfalara bastırılarak metnin sonunda (Kaynaklar dizininin sonra) sunulmalıdır. Çizelgelerdeki kısaltma ve simgeler daha küçük karakterlerle çizelgelerin altında verilmelidir (örneğin; c: tek eksenli sıkışma dayanımı; II: illit;...vd.).

Şekiller

Çizim, grafik ve fotoğraf gibi tüm şekiller yüksek kalitede basılmış olarak "Şekil" başlığı altında ve metin içinde anıldıkları sırayla numaralandırılarak verilmelidir. Şekiller orijinal çıktılar olup, ayrı sayfalara bastırılarak ve katlanmadan gönderilmelidir. Şekil numaraları sayfanın sağ üst köşesine yazılmalı, ayrıca şekiller küçültülüp büyütülebilecek halde sunulmalıdır. Şekil açıklamaları; şekillerin altına yazılmamalı ve ayrı bir sayfaya bastırılarak "Şekiller Dizini" başlığıyla verilmeli, ayrıca "Şekil 1." olarak başlamalıdır. Çizelgeler için yukarıda belirtilen yazım kurallarına benzer şekilde, şekil başlıkları hem Türkçe, hem de İngilizce hazırlanmalıdır. Ayrı sayfalara bastırılmış olan şekiller, çizelgelerden sonra sunulmalıdır. Şekiller için en büyük boyut, şekil başlığını da içerecek biçimde 15.8 cm (Genişlik) x 22.5 cm (uzunluk) olmalıdır. Tüm şekillerin Dergi'nin tek veya çift kolonuna sığacak boyutlarda hazırlanması ve mümkünse daha çok tek kolona göre tasarlanması önerilir. Katlanmış şekiller ile renkli şekiller Dergi'ye kabul edilmez. Özellikle haritalar, araziyle ilgili çizimler ve fotoğraflar, sayısal ölçek (1:25000 vb.) yerine, metrik sisteme uygun çubuk ölçekle verilmelidir. Tüm haritalarda kuzey yönü gösterilmelidir. Bölgesel haritalarda, uygun olduğu takdirde, ulusal grid veya enlem/boylam değerleri verilmelidir. Harita açıklamaları, şekil başlığıyla birlikte değil, şeklin üzerinde yerelmalıdır. Fotoğraflar, çizimler veya bunların birtelliğinden oluşan şekiller (a), (b) vb. gibi gruplar halinde verilebilir. Bu tür sunumlarda (örneğin; Şekil 5a ve 5b) a, b, c vb. gibi tek bir şekle ait çizimler veya fotoğraflar, ayrı sayfalarda basılması yerine, gruplandırılarak aynı sayfada sunulmalıdır. Şekillerde açık gölge ve tonlarından kaçınılmalı, özellikle bilgisayar programlarından elde edilen grafiklerde bu hususa dikkat edilmelidir. Gölgeleme belirgin, fotoğraflar siyah-beyaz ve iyi bir kontrasta sahip olmalıdır. Tüm şekiller, Şekil 1 veya Şekil 1 ve 2 (birden fazla şekle değiniliyorsa) gibi ve metinde anıldıkları sırayla numaralandırılmalıdır. Bir dizi fosil fotoğraflarını içeren şekiller Levha olarak değerlendirilmeli ve parlak kağıda basılmış orijinal halde verilmelidir. Levha sayısı mümkün olduğunca az tutulmalıdır. Levhalara ilişkin açıklamalar, hem Türkçe hem İngilizce olarak aynı sayfada verilmelidir.

MAKALELERİN EDİTÖRLÜĞE GÖNDERİLMESİ

Metin, şekil, tablo ve başlıkların iyi kaliteli A4 kağıda basılmış üç kopyası, aşağıdaki yazışma adresine gönderilmelidir.

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ EDİTÖRLÜĞÜ

T.M.M.O.B. Jeoloji Mühendisleri Odası
PK 464, Yenışehir 06444, Ankara

Tel : (312) 432 30 85 / (312) 434 36 01

Faks : (312) 434 23 88

Ayrıca makalelerin gönderildiği, aşağıdaki editörün e-mail adresine de mesaj ile mutlaka bildirilmelidir.

E-posta: Orhan TATAR orhantatar@cumhuriyet.edu.tr

YAYIMA KABUL EDİLEN MAKALELERİN SUNUMU

Yazarlar, makalelerinin yayıma kabulü halinde, makalenin düzeltilmiş son kopyasını orijinal çıktısıyla birlikte CD'ye de kopyalayarak (metin, çizelgeler ve tablolar) Editör'e göndermelidir. Levhalar iyi kalitede basılmış olarak gönderilmelidir. Metin, çizelgeler ve şekiller elektronik ortamda (internet aracılığıyla) gönderilmemelidir. Makaleler WORD ile hazırlanmalıdır. Diskin üzerinde yazarların adları, kullanılan yazım programının adı ve versiyonu, makalenin başlığı ve dosyanın adı belirtilmelidir. Levhalar hariç, tüm şekiller Corel Draw ile hazırlanmalıdır. Bununla birlikte, şekillerin 300 dpi'dan az olmamak koşuluyla JPG dosyaları da gönderilmelidir.

PROVA BASKILAR

Makalelerin prova baskıları, dizgi ve yazım hatalarının olup olmadığının kontrolü için Başvurulacak Yazar'a gönderilir. Prova baskılarda yapılacak düzeltmeler yazım hataları ile sınırlı olup, yazarların makaleyi kabul edilmiş son halinden farklı bir duruma getirebilecek değişiklikler ve düzeltmeler yapması kabul edilmez. Prova baskılar, yazarlar tarafından alındıktan sonra en geç üç gün içinde Editör'e gönderilmelidir. Gecikmeli olarak yapılacak düzeltmelerin baskıya verilmesi garanti edilmeyeceği için, yazarların prova baskıları göndermeden çok dikkatli şekilde kontrol etmeleri önerilir.

AYRI BASKILAR

Makalenin onbeş ayrı baskısı, makalenin basıldığı sayı ile birlikte ücretsiz olarak Başvurulacak Yazar'a gönderilir. İlave ayrı baskı talep edilmemelidir.

TELİF HAKLARI

Yazar veya Başvurulacak Yazar (birden fazla yazarlı makalelerde), kendisi ve diğer yazarlar adına "Telif Hakkı Devir Formu"nu makalenin baskıya verilmesinden önce imzalamalıdır. Bu sözleşme, Jeoloji Mühendisleri Odası'na yazarlar adına telif hakkı alınmış yayınlarını koruma olanağı sağlamakla birlikte, yazar(lar)ın makalenin sahibi olma haklarından vazgeçtiği anlamına gelmemektedir. Telif Hakkı Devir Formu, en kısa sürede Editör'e gönderilmelidir. Bu form Editör'e ulaştırılıncaya değin, makale yayıma kabul edilmiş olsa bile, baskıya gönderilmez.



GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY

INSTRUCTIONS FOR CONTRIBUTORS

Preparation of Manuscripts

The language of the GEOLOGICAL BULLETIN OF TURKEY is both Turkish and English. For manuscripts submitted in English "Genişletilmiş Özet", for manuscripts submitted in Turkish "Extended Summary" should be given. If the author(s) are residents of a non-Turkish speaking country, titles, abstracts, and captions of figures and tables are translated into Turkish by the Editors. It is strongly recommended that authors whose native language is not English, should ask a person whose native language is English to check the grammar and style of manuscript before submission. Papers should be original and comprise previously unpublished research, interpretations, or synthesis of two, or technical notes. Submission implies that the manuscript is not currently under consideration for publication elsewhere.

Manuscripts should generally be structured as follows:

- (a) **Title** (English and Turkish)
- (b) **Names of authors** (bold and in capital), **their affiliations** (italic and lower-case) and the name and E-mail address of the corresponding author.
- (c) **Abstract** (English and Turkish)
- (d) **Key words** (English and Turkish)
- (e) **Introduction** (aim, content and methodology)
- (f) **Main text** (methods, material studied, descriptions, analyses etc.)
- (g) **"Results and Discussion"** or **"Conclusions and Recommendations"**
- (h) **"Extended summary"** / **"Genişletilmiş özet"**
- (i) **Acknowledgements** (if necessary)
- (j) **References**
- (k) **Tables**
- (l) **List of figure captions**
- (m) **Figures**
- (n) **Plates** (if any)

The various levels of headings used in the manuscript should be clearly differentiated. All headings should be in left-aligned. Major headings should be bold capitals. Secondary headings should be considered as sub-headings. Primary- and secondary-subheadings should be given in lower-case and tertiary headings in italics. Headings should not be preceded by numerals or letters. Manuscripts (abstract, main text, acknowledgments, references, appendices and figure captions) should be typed on one side of the paper (A4 size: 29.7 cm x 21 cm) with wide margins (at least 2.5 cm) and 1.5 line-spaced throughout, at a font size of 12 point (Times New Roman) and with all pages numbered.

Examples for headings:

ABSTRACT

INTRODUCTION

PRIMARY HEADING

Primary Sub-Heading

Secondary sub-heading

Tertiary sub-heading

(b) Proceedings and Abstracts:

Ünal, E., Özkan, İ. ve Ulusay, R., 1992. Characterization of weak, stratified and clay bearing rock masses. ISRM Symposium: Eurock'92 - Rock Characterization, Chester, U.K., 14-17 September 1992, J.A.Hudson (ed.), British Geotechnical Society, London, 330-335.

Author(s), Date. Title of paper. Title of Symposium or Congress, Name of Editor(s), Name and Location of Publisher, Vol. (if any), pages

(c) Books:

Goodman, R.E., 1988. Introduction to Rock Mechanics. John Wiley and Sons, New York.

Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İTÜ Matbaası, Gümüşsuyu, Sayı:869.

Author(s), Date. Name of Book. Name and Location of Publisher

(d) Unpublished Reports and Thesis:

Demirok, Y., 1978. Muğla-Yatağan linyit sahaları jeoloji ve rezerv ön raporu. MTA Derleme No:6234. (yayınlanmamış). [Author(s), Date. Title of report. Name of Organization, Report No., Name of City (unpublished).]

Sönmez, H., 1996. T.K.İ.-E.L.İ. Soma Linyitleri açık işletmelerinde eklemli kaya kütleli içindeki şevlerin duraylılığının değerlendirilmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Ankara, Yüksek Mühendislik Tezi, 99 s (yayınlanmamış).

Author, Date. Title of thesis. Type of Thesis (MSc or PhD), Name of University or Institution, City, Country (unpublished).

(e) Personal Communications:

Sözbilir, H., 2005. Personal communication. Geological Engineering Department of 9 Eylül University, İzmir, Turkey.

(f) Information Downloaded from the Internet

ERD (Earthquake Research Department of Turkey), 2005. <http://www.gov.tr>, 3 April 2005. [Name of the Organization, Date. Web address, date of access to website.]

Turkish references can also be given directly in Turkish. For such references please use Turkish characters.

Mathematical Expressions

Mathematical symbols and formulae should be typed. Equation numbers should appear in parentheses at the right-hand side of the equations and be numbered consecutively. For Greek or other non-Roman letters, identify the symbol in words in the left-hand margin just below the equation the first time it is used. In addition, the meaning of symbols used in equations should be given below the equations. "

Where τ is the shear strength, c is cohesion, σ is normal stress and, ϕ is internal friction angle." Subscripts and superscripts should be given clearly and written in smaller character (e.g. Id , x^2). Instead of square-root symbol, an indice of 0.5 should be used (e.g. $y = 5x^{0.5}$). For the of multiplication sign do not use any symbol, however if necessary, the symbol "*" can be preferred (e.g. $y=5*10^{-3}$). Please use "/" for division instead of a horizontal line between numerator and denominator. In the expression of chemical reactions, ions should be given as Ca^{2+} and CO_3^{2-} (not Ca^{++} and CO_3^{--}). In the text, equations should be referred to as equation (1). Computer program listings, if appropriate, must be very clear in an Appendix.

Tables

Tables with their titles should not exceed the printed area of the page (15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep)) and be numbered consecutively. Both Turkish and English titles should appear at the top of a table (do not print table captions on a separate sheet). If the manuscript is written in Turkish, English title in italics should follow the Turkish title. For manuscripts in English, a Turkish title should appear below the English title in italics. They should begin "Table 1." etc. Tables should be referred to as Table 1 or Tables 1 and 2 (if more than one table is referred to). Tables can be written in a font size smaller than that of the text (10 or 11 point). Tables should be arranged to fit single column (7.3 cm wide) or double column (15.8 cm wide). No vertical rules should be used.

Horizontal rules should only be used at the top and bottom of the tables, and to separate headings and numbers listed in the tables (Please check the previous issues of the Journal). Tables should not duplicate results presented elsewhere in manuscript (e.g. in graphs). Each table should be separately printed and appear after the text (after references). All abbreviations and symbols must be identified with smaller character underneath the tables (e.g. c: uniaxial compressive strength; Il: Illite; etc).

Illustrations

All illustrations, whether diagrams, charts and photographs, should be of high quality, referred to as "Figures" and be numbered consecutively as they appear in the text. They must be originals presented separately from manuscripts, and not be folded. The number of the figure should be given at top on the right-hand side of the paper. Illustrations should be provided in camera-ready form, suitable for reproduction (which may include reduction) without retouching. Figure captions should be supplied on a separate sheet and should begin "Figure 1," etc. As with the rules given for tables, figure captions should also be given both in Turkish and English. All illustrations should be printed on separate pages and given offer tables together with a list of figure captions. The maximum printed size of illustrations is 15.8 cm (wide) x 22.5 cm (deep) together with figure captions. It is recommended that all illustrations should be designed with the Journal's single-column or two-column layout in mind, and where possible, illustrations should be designed for a single column. Foldout and colored illustrations are not accepted. Illustrations, particularly maps, field sketches and photographs should have a metric bar scale rather than magnification factors. All maps should have a north mark. Regional maps may include National Grid or latitude/longitude number where appropriate. Map keys should be given on the figure, not in the figure caption.

Photographs, line drawings, or combinations may be grouped as figure parts (a), (b), etc. It is preferred that these are mounted. Letters or numerals should not be less than 1 mm after reduction. Avoid fine shading and tones, particularly from computer graphics packages. Shading should be distinct. Photographs must be black and white and sharp, and exhibit good contrast.

All illustrations must be numbered in the order in which they are referred to and discussed in the text as Figure 1 or Figures 1 and 2 (if more than one figures is referred to). Illustrations consisting of a set of fossil photographs should be given as "Plates" and submitted as original glossy prints and mounted in the desired layout. The number of plates should be kept to a minimum. Explanations of plates should be given in both Turkish and English on the same page.

SUBMISSION OF MANUSCRIPTS

Three copies of the text, figures, tables and captions on good quality A4 paper should submitted to the following Adress:

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ EDITÖRLÜĞÜ
T.M.M.O.B. Jeoloji Mühendisleri Odası
PK 464, Yenişehir 06444, Ankara

After submitting of the manuscript, the e-mail message must be sent to the editor.

E-posta: Orhan TATAR orhantatar@cumhuriyet.edu.tr

FINAL SUBMISSION OF MANUSCRIPTS ACCEPTED FOR PUBLICATION

On acceptance of a manuscript, authors must submit one hard copy of the revised final draft as well as a copy of the manuscript on disk (both text, and tables and figures) in standard word processing format. High quality originals of plates should be submitted. Text, tables and figures should not be electronically transmitted, via the internet. Manuscripts should be processed in WORD. The disk should be clearly labeled with names of authors, version of word processor, a short title and file name. Please keep the paper as one file. Illustrations (except Plates) are welcome using the Corel Draw or Free Hand drawing program for PC. However, JPG files of the illustrations in resolution not less than 300 dpi should also be included.

PROOFS

One set of page proofs are sent to the corresponding author to be checked for typesetting/editing errors. Corrections should

be restricted to typesetting errors, change or corrections that constitute departures from the article are not accepted. Proofs should be returned to the Editor within 3 days of receipt. Please note that the authors are urged to check their proofs carefully before return, since the inclusion of late corrections cannot be guaranteed.

REPRINTS

Fifteen reprints and a copy of the issue are supplied free of charge. They are sent to the corresponding author. Additional reprints must not be ordered.

COPYRIGHT

The author or corresponding author on behalf of all authors (for papers with multiple authors) must sign the "Copyright Transfer" agreement before the article can be published. This transfer agreement enables the Chamber of Geological Engineers to protect the copyrighted material for the authors, but does not relinquish the authors' proprietary rights. The Copyright Transfer form should be sent to the Editor as soon as possible. Manuscripts accepted for publication will not be sent to print until this form is received by the Editor.

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2012 Cilt 55 Sayı 3
August 2012 Volume 55 Number 3

İÇİNDEKİLER CONTENTS

**Ali POLAT, Orhan TATAR, Halil GÜRSOY, Volkan KARABACAK, Cengiz ZABCI,
Taylan SANÇAR**

**1939 Erzincan Depremi Yüzey Kırığının Ortaköy-Suşehri Segmenti Üzerinde Paleosismolojik
Bulgular, Kuzey Anadolu Fay Zonu**

*Paleoseismological Findings on the Ortakoy-Suşehri Segment of the 1939 Erzincan Earthquake
Surface Rupture, North Anatolian Fault Zone..... 137*

Erdem BEKAROĞLU

**Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'nde İklim Kontrolünde
Meydana Gelen Bir Yüksek Deniz Seviyesinin Kanıtları**

Evidence of Climate-Driven a Sea-Level High Stand During the Penultimate Glacial Period..... 159

Uğur TEMİZ

Yozgat-Sorgun Havzasındaki Bazaltik Daykların Konumları: Lütisiyen'deki Gerilme Durumu

Orientation of the Basaltic Dykes in the Yozgat - Sorgun Basin: The Lutetian Stress State 189

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geology, Geo
Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKBİM
Veri Tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

*GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKBIM Database*

Makale Gönderim Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası
PK. 464 Yenişehir, 06410 Ankara
Tel: (0312) 434 36 01
Faks: (0312) 434 23 88
E-Posta: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr

Corresponding Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
PO Box 464 Yenişehir, TR-06410 Ankara
Phone: +90 312 434 36 01
Fax: +90 312 434 23 88
E-Mail: jmo@jmo.org.tr
URL: www.jmo.org.tr