

T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ANABİLİM DALI

**KUZEY KIBRIS KIYILARININ (KORUÇAM BURNU-ZAFER BURNU-
ZEYTİN BURNU ARASININ) KUVATERNER JEOMORFOLOJİSİ**

Doktora Tezi

Hazırlayan
Muhammed Zeynel ÖZTÜRK

Tez Danışmanı
Doç. Dr. Ahmet Evren ERGİNAL

Çanakkale – 2013

TAAHHÜTNAME

Doktora Projesi olarak sunduğum “**Kuzey Kıbrıs Kıyılarının (Koruçam Burnu-Zafer Burnu-Zeytin Burnu Arasının) Kuvaterner Jeomorfolojisi**” adlı çalışmanın, tarafımdan, bilimsel ahlak ve geleneklere aykırı dűşecek bir yardıma başvurmaksızın yazıldığını ve yararlandığım eserlerin kaynakçada gűsterilenlerden oluştuğunu, bunlara atıf yapılarak yararlanılmış olduğunu belirtir ve bunu onurumla doğrularım.

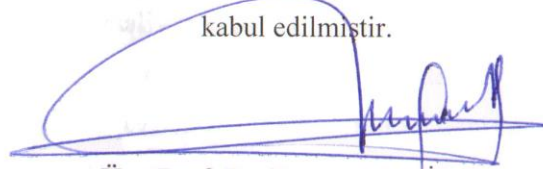
04/06/2013

Muhammed Zeynel ÖZTÜRK

Sosyal Bilimler Enstitüsü Müdürlüğü'ne

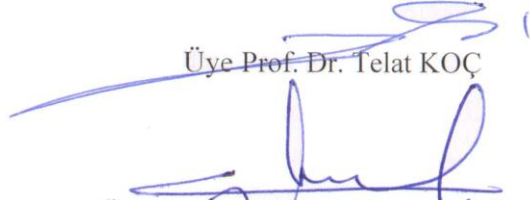
Muhammed Zeynel ÖZTÜRK'e ait **Kuzey Kıbrıs Kıyılarının (Koruçam Burnu-Zafer Burnu-Zeytin Burnu Arasının) Kuvaterner Jeomorfolojisi** adlı çalışma, jürimiz tarafından Coğrafya Anabilim Dalı, **DOKTORA TEZİ** olarak oybirliği/oyçokluğu ile

kabul edilmiştir.



Üye Prof. Dr. Tuncer DEMİR

Üye Prof. Dr. Telat KOÇ



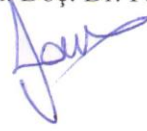
Üye Doç. Dr. Ahmet Evren ERGİNAL

(Danışman)

Üye Yrd. Doç. Dr. Ahmet ERTEK



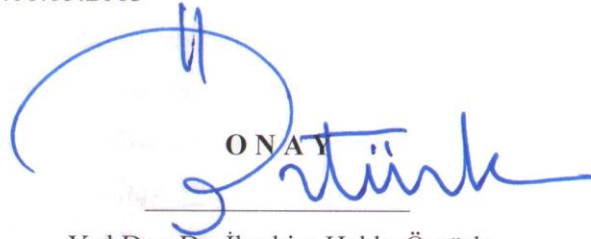
Üye Yrd. Doç. Dr. Faize SARIŞ



Tez No : 10001583

Tez Savunma Tarihi :08.05.2013

ONAY



Yrd.Doç.Dr. İbrahim Hakkı Öztürk

Enstitü Müdürü

12./06./2013

ÖZET

Kuzey Kıbrıs Kıyılarının (Koruçam Burnu-Zafer Burnu-Zeytin Burnu Arasının) Kuvaterner Jeomorfolojisi

Doğu Akdeniz havzası içerisinde yer alan Kıbrıs Adası plaka hareketlerine bağlı olarak gerçekleşen tektonik faaliyetlerden ileri derecede etkilenmiş olup, adanın tektonik yükselimi bu faaliyetlere bağlı olarak günümüzde de devam eder. Tektonik faaliyetlerin yanı sıra, ada Geç Kuvaterner ve Holosen'deki iklim ve deniz seviyesi değişimlerinden de etkilenmiştir. Bu değişimler özellikle kıyı jeomorfolojisinin şekillenmesinde etkili olmuştur ve değişimlerin kanıtları yalıtışları, yükselmiş denizel depolar, dalga aşınım düzlükleri ve eolinitlerin içerisinde tutulmuştur. Araştırma kapsamında KKTC kıyılarında 23 lokalitede yalıtışları, 3 lokalitede bol fosilli denizel depolar, 3 lokalitede eolinitler ve 5 lokalitede dalga aşınım düzlükleri incelenmiştir. Lokalitelerden alınan örneklerden jeokimyasal ve jeostatistiksel analizler ile tarihlendirme çalışmaları yapılarak oluşumların Geç Kuvaterner-Holosen iklim, deniz seviyesi değişimleri ve tektonizma açısından önemleri ortaya konulmuştur.

Eolinitlerden yapılan tabaka ölçümlerine göre tabaka yönleri ile günümüz egemen rüzgar yönleri birbirleri ile uyumludur. Buna göre Doğu Akdeniz'de hakim rüzgar yönü eolinitlerin oluştuğu dönemden günümüze kadar önemli bir değişiklik göstermemiştir. Kalsit minerallerinden oluşan menüsküs köprü, köpek dişi yapısı, boşluk dolgusu ve mikritik zarflar gibi çimento yapılarına göre yalıtışları, gel-git içi ve gel-git ardı koşullarda, G.Ö. 0.442 ± 0.079 ile 5990 ± 0.341 yıl arasında oluşmuştur. Deniz seviyesi eğrisi, yalıtışlarının 0 m ile -1 m arasındaki alçak deniz seviyesi koşullarında gerçekleşen iki deniz seviyesi yükselim evresinde oluştuğunu gösterir. Yükselen deniz seviyesi koşullarında oluşmasına rağmen yalıtışları, günümüz deniz seviyesinden daha yukarıda bulunurlar. Bu durum kuzey Kıbrıs'da tektonik yükselim hızının deniz seviyesi yükselim hızından fazla olduğunu gösterir ve bu tektonik yükselim son 6000 yıl içerisinde ortalama olarak 0.04 cm/yıl oranında gerçekleşmiştir. Sonuçlar Türkiye'nin güney sahillerindeki yalıtışı çalışmaları ile karşılaştırıldığında iki alan arasında kalan ve Misis-Girne Fay Zonu ile sınırlandırılmış Kilikya-Adana Havzası'nda bölgesel bir yükselim olduğu görülür. Toplu yükselim ile birlikte dalga aşınım düzlüklerinden elde edilen verilere göre kuzey Kıbrıs kıyılarında yükselim oranları lokal farklılıklar gösterir.

ABSTRACT

Quaternary Geomorphology of North Cyprus Coasts (between Cape Kormakiti-Cape Apostolos Andreas-Cape Elea)

Cyprus Island located in the Eastern Mediterranean has strongly been affected by tectonic activities resulting from plate movements, and the uplift of the island continues at the present. The Island has also been affected from the Late Quaternary and Holocene climatic and sea level changes. These changes have had great impacts on the development of the coastal geomorphology. Proofs of these changes are reserved in the beachrocks, marine deposits, wave-cut platforms and eolianites that formed along the coastline. Beachrocks in 23 localities, fossiliferous marine deposits in 3 localities, eolianites in 3 localities, wave-cut platforms in 5 localities were investigated at NCTR coasts in this thesis. Based on the analysis of the samples collected from the above mentioned localities, the significance of these forms were investigated in terms of the geochemical, geostatistical and dating studies to evaluate the Late Quaternary and Holocene climatic changes, sea level fluctuations and tectonic controls.

The dip direction measurements from the eolianite beds indicate that the paleo wind directions are in accordance with present day wind characteristics. Thus, prevailing wind directions in the Eastern Mediterranean have not showed any significant changes since the formation of the eolianites in Late Quaternary. The ages of the beachrocks, based on the OSL datings, are between 0.442 ± 0.079 and 5990 ± 0.341 BP. These beachrocks were formed in both intertidal and supratidal environments as recognized by calcitic cement types such as meniscus bridge, dogtooth, pore filling and micritic envelopes. Sea level curve shows that beachrocks were formed in two successive rising sea level periods that occurred in a low sea level condition between 0 m and -1m. At present these beachrocks are found well above the mean present sea level despite the fact they formed at 0 and -1 meters. This implies that the tectonic uplift is greater than sea level rise in North Cyprus and this tectonic uplift has occurred at a rate of 0.04 mm/year over the past 6000 years. As the results are compared with the beachrocks studies carried out at the southern coasts of Turkey, it is suggested that a considerable uplift has occurred in the Cilicia-Adana Basin, which is bordered by Misis-Kyrenia Fault Zone. Based on the analyses carried out on wave-cut platforms it is noted that, despite the considerable uplift in the area, the rates of uplift differs locally along the North Cyprus.

ÖNSÖZ

Dünya nüfusunun yarısından fazlasını barındırmasından dolayı kıyı alanları ile ilgili araştırmalar 20. yy içerisinde büyük önem kazanmıştır. Bu araştırmalar içinde kıyı jeolojisi ve jeomorfolojisi çalışmaları dikkat çeken alanların başında gelir. Karasal, iklimik, oşinografik, tektonik süreçler ve jeolojik özellikler tarafından kontrol edilen kıyı alanları zengin bir jeomorfolojik yapıya sahiptir ve bu jeomorfolojik şekillerin önemli bir bölümü günümüzde de oluşumlarına devam etmektedir. Oluşumuna devam eden bu şekiller oluştukları ortamsal koşulların özelliklerini içerisinde saklamalarından dolayı, buldukları alanda kıyı jeomorfolojisinin evrimini açıklamada, özellikle iklimik, oşinografik ve tektonik süreçlerde zaman içerisinde meydana gelen değişimleri anlamada anahtar rol oynarlar. Doğu Akdeniz havzası içerisinde yer alan Kıbrıs adası da kıyı jeomorfolojisi açısından zengin şekillere sahiptir. Avrasya, Afrika ve Arabistan plakalarının çarpışmasına bağlı olarak yükselimine devam eden adada eski kıyı izlerine ait birçok jeomorfolojik oluşum bulunmaktadır ve bu çalışma kapsamında kuzey Kıbrıs kıyılarındaki bu oluşumlardan yalıtışları, denizel depolar, eolinitler ve dalga aşınım düzlükleri incelenmiştir. Arazi çalışması ile birlikte morfolojik oluşumlardan alınan örnekler üzerinden yapılan jeokimyasal ve jeostatistiksel analizler ile tarihlendirme çalışmaları sonucunda oluşumların dağılışı, fiziksel özellikleri, çimento yapıları, oluşum ortamları ve tarihleri belirlenmiştir. Elde edilen tüm bu verilerin bir bütün olarak değerlendirilmesi sonucunda kuzey Kıbrıs kıyılarının Geç Kuvaterner-Holosen iklim ve deniz seviyesi değişimleri ile tektonik aktivitelerin etkileri hakkında önemli sonuçlar elde edilmiştir. Bu sonuçların başlıcaları şu şekildedir: Kuzey Kıbrıs kıyılarında dağılışı gösteren denizel depolar kuzey Kıbrıs kıyılarının tektonik yükselim hızı hakkında ipuçları sağlamakla birlikte eski tsunamiler ve büyük fırtınalar hakkında da önemli ipuçları sunabilecek yapıdadır. Eolinitler, günümüzde batılı rüzgarların egemen olduğu Akdeniz’de buzul ve buzul arası dönemlerde hakim rüzgar özelliklerinin önemli bir değişiklik göstermediğini ve bu dönemlerde Akdeniz’in bir alçak basınç merkezi olma özelliğini koruduğunu gösterir. Dalga aşınım düzlükleri kuzey Kıbrıs kıyılarında, genel bir yükseliminin yanı sıra yerel tektonik özelliklere bağlı olarak yerel alçalma ve yükselmelerin olduğunu gösterir. Yalıtışları ise, son 6000 yıldaki deniz seviyesi değişimleri ve tektonik yükselim hakkında önemli ipuçları sağlar. Örneğin kuzey Kıbrıs yalıtışları deniz seviyesinin -1 m ile 0 m arasında olduğu yükselen deniz seviyesi koşullarında oluşmuştur. Bununla birlikte yalıtışlarına göre, Geç Holosen’deki tektonik

yükselim hızı 0.04 mm/yıl olmakla birlikte günümüze doğru bir artış gösterir.

Bu çalışma bir kıyı jeomorfolojisi incelemesi olmakla birlikte multidisipliner bir çalışma özelliğine sahiptir. Bu nedenle çalışma kapsamındaki analizlerin yapımında ve yorumlanmasında birçok araştırmacının katkısı olmuştur. Katkılarından dolayı ilk olarak doktora sürecimin en başından itibaren desteğini benden esirgemeyen, yenilikçi bakış açısı ile beni yönlendiren danışman hocam Doç. Dr. Ahmet Evren ERGİNAL ile tez çalışmasının önemli bir maddi bölümünü destekleyen Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu'na çok teşekkür ederim. İkinci olarak tarihlendirme çalışmalarını gerçekleştiren Prof. Dr. Nafiye Güneç KIYAK ve bu çalışmalarda büyük emeği olan Ar. Gör. Tuğba ÖZTÜRK'e, denizel depolardaki bivalvia ve gastropod türlerini tanımlayan Yard. Doç. Dr. Sevinç KAPAN YEŞİLYURT'a, yalıtışları ve denizel depolardaki foraminifer tanımlamalarını yapan Prof. Dr. Engin MERİÇ ve Yard. Doç. Dr. Elmas KIRCI'ya, Kıbrıs ile ilgili bilgi ve deneyimlerini paylaşan Yard. Doç. Dr. Ahmet ERTEK'e, tezin düzeltilmesindeki katkılarından dolayı Prof. Dr. Tuncer DEMİR, Yard. Doç. Dr. Faize SARIŞ ve Yard. Doç. Dr. Mustafa KARABIYIKOĞLU'na, manevi destekleriyle her zaman benim yanımda olan değerli aileme ve değerli arkadaşım Yasemin DENİZ'e destekleri için çok teşekkür ederim. Son olarak ince kesitlerin hazırlanmasında yardımcı olan Yard. Doç. Dr. İbrahim GÜNDOĞAN'a, kesitlerdeki kayaç ve mineral türlerini tanımlayan Ar. Gör. Oya TÜRKDÖNMEZ'e, FTIR analizlerinin yapılmasında yardımcı olan Uzman Dr. Dilek BAHÇECİ'ye ve yorumlanmasında yardımcı olan Ar. Gör. Dr. Diğdem ERDENER'e, SEM görüntülerinin alınmasında ve XRD analizlerinin gerçekleştirilmesinde yardımcı olan Uzman Gökhan ERDOĞAN, Uzm. Duygu OĞUZ KILIŞ ve Uzm. Sinem HORTOĞLU'na, KKTC'ye ait 1/50.000'lik topografya haritaları ve iklim verilerinin elde edilmesinde yardımcı olan Dr. Sibel KUTOĞLU'na, KKTC'ye ait 1/25000'lik jeoloji haritalarının teminini sağlayan Dr. Yavuz HAKYEMEZ'e yardımları için çok teşekkür ederim.

Muhammed Zeynel ÖZTÜRK

Çanakkale, 2013

İÇİNDEKİLER

	Sayfa no
ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	ii
ÖNSÖZ.....	iii
İÇİNDEKİLER.....	v
ŞEKİL LİSTESİ.....	viii
TABLO LİSTESİ.....	xiv
KISALTMALAR.....	xv

GİRİŞ

1. KURAMSAL ÇERÇEVE: KAVRAMLAR VE TERİMLER.....	1
1.1. Kuvaterner	1
1.2. Doğu Akdeniz ve Kıbrıs Adası.....	5
1.3. Yalıtışları	6
1.4. Denizel depolar/taraçalar.....	9
1.5. Eolinitler.....	10
1.6. Dalga aşınım düzlükleri	12
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	13
3. ARAŞTIRMA PROBLEMİ.....	20
4. TEZİN AMACI ve ÖNEMİ.....	22
5. TEZİN YAPISI.....	23

BÖLÜM I

VERİ ve YÖNTEM

1. İKLİM VE DENİZ SEVİYESİ ÇALIŞMALARI.....	24
2. HARİTALAMA ÇALIŞMALARI.....	25
3. ARAZİ ÇALIŞMALARI.....	25
4. LABORATUAR ANALİZLERİ.....	27

BÖLÜM II

KKTC’NİN JEOLJİSİ, TEKTONİĞİ, MORFOTEKTONİK VE JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

1. KKTC’NİN GENEL STRATİGRAFİSİ.....	34
1.1. Trodos Ofiyolitik Masifi.....	34
1.2. Yiğitler Grubu.....	35
1.3. Tripa Grubu.....	38
1.4. Alevkaya Karmaşığı.....	39
1.5. Lapta Grubu.....	39
1.6. Ardahan Formasyonu	41
1.7. Kantara Formasyonu	41
1.8. Değirmenlik Grubu	41
1.9. Mesarya Grubu Kayaçları.....	46
1.10. Kuvaterner Çökelleri.....	49
2. KIBRIS ADASI ÇEVRESİNİN BATİMETRİK ÖZELLİKLERİ VE BAŞLICA MORFOTEKTONİK YAPILARI.....	51
3. KIBRIS’IN JEOLJİK VE JEOMORFOLOJİK EVRİMİ	53
4. KKTC’NİN MORFOMETRİK ÖZELLİKLERİ.....	55
5. KKTC’NİN GENEL JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ.....	58

BÖLÜM III	
AKDENİZ'İN GENEL ATMOSFER DOLAŞIMINDAKİ YERİ, SU KÜTLESİ	
ÖZELLİKLERİ VE KKTC'NİN GENEL İKLİM ÖZELLİKLERİ.....	64

BÖLÜM IV	
BULGULAR	
1. ARAZİ ÇALIŞMASI SONUÇLARI.....	80
1.1. Denizel depo 1.....	80
1.2. Yalıtışı 1.....	82
1.3. Dalga aşınım düzlüğü 1.....	84
1.4. Eolinit 1.....	87
1.5. Dalga aşınım düzlüğü 2, Eolinit 2.....	89
1.6. Yalıtışı 2.....	90
1.7. Yalıtışı 3.....	91
1.8. Yalıtışı 4.....	92
1.9. Dalga aşınım düzlüğü 3.....	94
1.10. Yalıtışı 5.....	95
1.11. Dalga aşınım düzlüğü 4.....	97
1.12. Yalıtışı 6.....	99
1.13. Eolinit 3.....	100
1.14. Dalga aşınım düzlüğü 5.....	103
1.15. Yalıtışı 7.....	104
1.16. Yalıtışı 8.....	106
1.17. Yalıtışı 9.....	109
1.18. Yalıtışı 10.....	110
1.19. Yalıtışı 11.....	111
1.20. Yalıtışı 12.....	113
1.21. Yalıtışı 13.....	114
1.22. Yalıtışı 14.....	115
1.23. Yalıtışı 15.....	116
1.24. Denizel depo 2.....	117
1.25. Yalıtışı 16.....	119
1.26. Yalıtışı 17.....	120
1.27. Yalıtışı 18.....	122
1.28. Yalıtışı 19.....	123
1.29. Yalıtışı 20.....	124
1.30. Yalıtışı 21.....	126
1.31. Yalıtışı 22.....	127
1.32. Denizel depo 3.....	129
1.33. Yalıtışı 23.....	131
2. YALITAŞI OLUŞUM ŞEKİLLERİ	133
3. ANALİZ SONUÇLARI.....	138
3.1. Kalsiyum karbonat analizi	138
3.2. Tane boyu.....	139
3.3. Fourier dönüşümlü kızılötesi spektroskopisi.....	145
3.4. X ışınları kırınımı.....	147
3.6. İnce kesitler.....	152

3.5. Taramalı elektron mikroskobu ve enerji dağılım spektroskopisi.....	154
3.7. Optik lüminesans tarihlendirmesi.....	156
3.7.1. Deniz seviyesinin alçaldığı çimentolanma modeli.....	161
3.7.2. Deniz seviyesinin yükseldiği çimentolanma modeli.....	162
3.7.3. Doğu Akdeniz deniz seviyesi eğrisi.....	163
37.4. Holosen tektonik yükselim hızı.....	164

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

1. TARTIŞMA.....	167
1.1. Denizel depolar.....	167
1.2. Eolinitler.....	168
1.3. Dalga aşınım düzlükleri	169
1.4. Yalıtaşları.....	171
1.5. Holosen deniz seviyesi değişimleri.....	173
1.6. Tektonik yükselim hızı	176
2. SONUÇLAR.....	177
KAYNAKÇA.....	183
EKLER.....	198
Ek 1: İnce kesit görüntüleri.....	199
Ek 2: Taramalı elektron mikroskobu görüntüleri.....	214
Ek 3: Denizel depo fosil levhaları.....	229
Ek 4: Yayınlar.....	233

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1: Kuvaterner'e ait seriler, altseriler, denizel oksijen 18 izotop dönemleri ve Doğu Akdeniz sapropellerinden elde edilen oksijen 18 izotop kayıtları.....	2
Şekil 2: Son 14 bin yıl içerisinde Doğu Akdeniz'deki ortalama deniz yüzeyi sıcaklığı, $\delta^{18}\text{O}$ ve tuzluluk oranlarının değişimi	3
Şekil 3: Son Buzul Maksimumu'ndan ve Geç Holosen'den günümüze küresel deniz seviyesi değişimleri ile Doğu Akdeniz'de yapılmış yerel deniz seviyesi eğrileri.....	4
Şekil 4: Doğu Akdeniz'in genel tektonik haritası ve Kıbrıs Adası'nın coğrafi konumu	5
Şekil 5: Yalıtaşlarının yoğun olarak görüldüğü alanların coğrafi dağılımı.....	8
Şekil 6: Eolinitlerin yoğun olarak görüldüğü alanların coğrafi dağılımı.....	12
Şekil 7: Çalışma alanının sınırı.....	21
Şekil 1.1: Arazi çalışmasında tespit edilen tüm lokalitelerin ve örnek alınan lokalitelerinin alansal dağılışı ile yalıtaşı lokalitelerinde örnek alım yerlerini gösteren şematik kesit.....	26
Şekil 1.2: Bir kıyı boyunca görülen temel diyajenetik ortamlar.....	27
Şekil 2.1: Kıbrıs Adası'nın sedimanter havzalarını ve tektonik birimlerini gösteren genel jeoloji haritası	34
Şekil 2.2: Trodos Ofiyoliti'nin KKTC sınırları içerisinde kalan kesimi ile Yiğitler Grubu'nun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti	37
Şekil 2.3: Beşparmak Dağları istifinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti	45
Şekil 2.4: Mesarya Grubu'nun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	48
Şekil 2.5: KKTC'nin genel jeoloji haritası	50
Şekil 2.6: Doğu Akdeniz'in morfotektonik haritası.....	53
Şekil 2.7: Beşparmak Dağları'nı oluşturan kaya birimlerinin birbirleriyle ilişkisini gösteren jeolojik kesit	55
Şekil 2.8: KKTC'nin sayısal yükseklik modeli, yükselti basamaklarının frekans ve kümülatif dağılımı.....	56
Şekil 2.9: KKTC'nin eğim haritası, eğim gruplarının frekans ve kümülatif dağılımı....	57
Şekil 2.10: Kuzey-güney doğrultulu alınmış yükseklik profiller.....	58
Şekil 2.11: Kayalar mevkiinden piramidal görünümlü Kıvanç Tepesi'ne bakış.....	59
Şekil 2.12: Boğazların her iki kenarındaki sırtlar ve boğazların en derin kesimleri boyunca batı-doğu doğrultusunda alınan yükseklik profilleri	61
Şekil 2.13: Kuzey kesimde yaygın bir dağılışı gösteren denizel taraçalardan bir görünüm.....	61
Şekil 2.14: Kuzey Kıbrıs drenaj haritası.....	62
Şekil 2.15: Kuzey Kıbrıs'ın genel jeomorfoloji haritası.....	63
Şekil 3.1: Akdeniz'in bölümleri ve alt denizleri.....	64

Şekil 3.2: Akdeniz ve Kuzey Afrika için Ocak ve Temmuz aylarındaki genel atmosfer dolaşımı ile Akdeniz siklonlarının oluşma ve toplanma alanları ile siklon yolları.....	66
Şekil 3.3: Kuzey Afrika'da oluşan toz fırtınalarının Doğu Akdeniz üzerinden geçişinin çeşitli tarihlerde çekilmiş uydu görüntüleri.....	67
Şekil 3.4: Akdeniz ve doğu Akdeniz içerisinde gerçekleşen akıntılar	68
Şekil 3.5: Kış mevsiminde Akdeniz içerisindeki su kütlelerinin sirkülasyonunun gösteren boylamsal kesit.	69
Şekil 3.6: Ay'ın çekim kuvvetine bağlı olarak oluşan gelgit genliğinin Akdeniz içerisindeki alansal dağılışı.....	70
Şekil 3.7: Doğu Akdeniz'de deniz seviyesi ve sıcaklık değerlerinin yıllar arası değişimi.....	71
Şekil 3.8: Uzun süreli ortalama deniz seviyesi, sıcaklık, deniz seviyesi basıncı ve toplam yağış değerlerinin aylık değişimi.....	71
Şekil 3.9: Kuzey Kıbrıs'taki bazı meteoroloji istasyonlarına ait Thorthwaite su bilançoları ve istasyonların lokasyonları.	73
Şekil 3.10: Beşparmak Dağları'nın kuzey ve güneyi için elde edilen ortalama toplam yağış değerlerinin aylık, mevsimlik değişimi	74
Şekil 3.11: KKTC'de bulunan meteoroloji istasyonlarından Beşparmak Dağları'nın kuzey ve güneyi için elde edilen ortalama toplam yağış değerlerinin yıllara göre değişimi.....	75
Şekil 3.12: KKTC'de bulunan meteoroloji istasyonlarından elde edilen ortalama, ortalama minimum ve ortalama maksimum sıcaklık genliklerinin yıl içerisindeki değişimi.....	76
Şekil 3.13: Girne, Güzelyurt, Ercan, Lefkoşa, Alevkaya istasyonlarına ait bağıl nem oranlarının aylık değişimi.....	76
Şekil 3.14: Güzelyurt, Girne, Ercan ve Gazimağusa istasyonlarına ait ortalama rüzgar frekansı, bu istasyonlara ait aylık en hızlı esen rüzgar yönü ve hızı ile KKTC'de etkili olan rüzgarlar sistemleri modeli.....	79
Şekil 4.1: Arazi çalışmaları sırasında tespit edilen yalıtışı, eolinitler ve denizel depolar ile incelenen dalga aşınım düzlüklerinin dağılışı.....	80
Şekil 4.2: 1 nolu denizel deponun lokasyonu ve yakın çevresinin jeolojisi.....	81
Şekil 4.3: 1 nolu denizel deponun genel görünümü, tespit edilen fosil türleri ve fosil bolluk zonunun yakından görünümü.	82
Şekil 4.4: 1 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksele eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.	83
Şekil 4.5: 1 nolu yalıtışının genel görünümü, örnek alım yerleri ve tabaka içerisindeki çakıl- kumtaşı aralanması.	84
Şekil 4.6: 1 nolu dalga aşınım düzlüğünün lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksele eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.	85
Şekil 4.7: 1 nolu dalga aşınım düzlüğünün kesiti.....	86

Şekil 4.8: 1 nolu dalga aşınım düzlüğünden görünümeler.....	86
Şekil 4.9: 1 ve 2 nolu eolinit, 2 nolu dalga aşınım düzlüğü ile 2 ve 3 nolu yalıtışlarının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.....	87
Şekil 4.10: 1 nolu eolinitten görünümeler.....	88
Şekil 4.11: 2 nolu dalga aşınım düzlüğünün I nolu basamağından ve II nolu basamağından görünümeler.....	89
Şekil 4.12: 2 nolu eolinitten görünümeler.....	90
Şekil 4.13: 2 nolu dalga aşınım düzlüğü ile 2 nolu eolinitin ilişkilerini gösteren kesit..	90
Şekil 4.14: 2 nolu yalıtışından görünümeler.....	91
Şekil 4.15: 3 nolu yalıtışından görünümeler.....	92
Şekil 4.16: 4 nolu yalıtışı ile 3 nolu dalga aşınım düzlüğünün lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.	93
Şekil 4.17: 4 nolu yalıtışından görünümeler.....	94
Şekil 4.18: 3 nolu dalga aşınım düzlüğünden görünümeler.....	95
Şekil 4.19: 5 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.	96
Şekil 4.20: 5 nolu yalıtışından görünümeler.....	97
Şekil 4.21: 6 nolu yalıtışı ve 4 nolu dalga aşınım düzlüğünün lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.....	98
Şekil 4.22: 4 nolu dalga aşınım düzlüğünden görünümeler.....	99
Şekil 4.23: 6 nolu yalıtışından görünümeler.....	100
Şekil 4.24: 3 nolu eolinitin lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.	101
Şekil 4.25: Altınkum Plajı'nın KD'dan görünümü, örnek alım noktaları ve eolinitten genel görünümeler	102
Şekil 4.26: 5 nolu dalga aşınım düzlüğünün lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.	103
Şekil 4.27: 5 nolu dalga aşınım düzlüğünden görünümeler.....	104
Şekil 4.28: 7 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.	105
Şekil 4.29: 7 numaralı yalıtışından görünümeler.....	106
Şekil 4.30: 8 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.....	107
Şekil 4.31: 8 nolu yalıtışından görünümeler.....	108
Şekil 4.32: Y8'in doğusunda bulunan kalkeranitten görünümeler.....	108
Şekil 4.33: 9 ve 10 nolu yalıtışlarının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.	109

Şekil 4.34: 9 nolu yalıtışından görünümeler.....	110
Şekil 4.35: 10 nolu yalıtışından görünümeler.....	111
Şekil 4.36: 11 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.	112
Şekil 4.37: 11 nolu yalıtışından görünümeler.....	112
Şekil 4.38: 12, 13, 14, 15 nolu yalıtışlarının ve 2 nolu denizel deponun lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.....	113
Şekil 4.39: 12 nolu yalıtışından görünümeler.....	114
Şekil 4.40: 13 nolu yalıtışından görünümeler	115
Şekil 4.41: 14 nolu yalıtışının genel görünümü.	115
Şekil 4.42: 15 nolu yalıtışından görünümeler.....	116
Şekil 4.43: 2 nolu denizel depodan görünümeler.....	118
Şekil 4.44: 16 ve 17 nolu yalıtışlarının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.....	119
Şekil 4.45: 16 nolu yalıtışından görünümeler.....	120
Şekil 4.46: 17 nolu yalıtışından görünümeler.....	121
Şekil 4.47: 18 ve 19 nolu yalıtışlarının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.....	122
Şekil 4.48: 18 nolu yalıtışının üstten ve maksimum kalınlığa ulaştığı alandan görünümü.....	123
Şekil 4.49: 19 nolu yalıtışından görünümeler.....	124
Şekil 4.50: 20 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.	125
Şekil 4.51: 20 nolu yalıtışından görünümeler.....	125
Şekil 4.52: 21 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.....	126
Şekil 4.53: 21 nolu yalıtışından görünümeler.....	127
Şekil 4.54: 22 nolu yalıtışının ve 3 nolu denizel deponun lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.....	128
Şekil 4.55: 22 nolu yalıtışından görünümeler.....	129
Şekil 4.56: 3 nolu denizel depodan görünümeler.....	130
Şekil 4.57: 23 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.....	131
Şekil 4.58: Y23'den görünümeler.....	132
Şekil 4.59: 1 nolu oluşum şekli ve Y17'den genel bir görünüm.....	134
Şekil 4.60: 2 nolu oluşum şekli ve Y7'den genel bir görünüm.....	134
Şekil 4.61: 3 nolu oluşum şekli ve Y2'den genel bir görünüm.....	135

Şekil 4.62: 4 nolu oluşum şekli ve Y11’den genel bir görünüm.....	136
Şekil 4.63: 5 nolu oluşum şekli ve Y9’dan genel görünüm.....	136
Şekil 4.64: Yalıtalarının oluşum şekillerinin dağılışları.....	137
Şekil 4.65: Yalıtası, dalga aşınım düzlüğü ve eolinit örneklerinin CaCO ₃ yüzdeleri.....	138
Şekil 4.66: Yalıtası örneklerinden yapılan tane boyu ölçümlerinin lokalitelere göre dağılımları.....	141
Şekil 4.67: Yalıtası örneklerinden yapılan tane boyu ölçümlerinin kutu diyagram ile gösterimi.....	142
Şekil 4.68: Yalıtası örneklerinden yapılan tane boyu ölçümlerinin frekans dağılımları	143
Şekil 4.69: Eolinit örneklerinden yapılan tane boyu ölçüm sonuçlarının grafiksel gösterimleri.....	144
Şekil 4.70: Yalıtası örneklerinin FTIR sonuçları.	145
Şekil 4.71: Eolinit örneklerinin FTIR sonuçları.	146
Şekil 4.72: Dalga aşınım düzlüğü örneklerinin FTIR sonuçları.	146
Şekil 4.73: Yalıtası, eolinit ve dalga aşınım düzlüğü örneklerinin ortalama FTIR sonuçlarının karşılaştırılması.	146
Şekil 4.74: Yalıtası çimentosu içerisinde en yaygın bulunan kalsit, kuvars ve dolomit minerallerine ait XRD piklerinin karşılaştırması.....	149
Şekil 4.75: Yalıtası örneklerinin XRD grafikleri.....	150
Şekil 4.76: Eolinit örneklerinin XRD grafikleri.....	151
Şekil 4.77: Dalga aşınım düzlüğü örneklerinin XRD grafikleri.....	152
Şekil 4.78: Eolinit, yalıtası ve dalga aşınım düzlüğü örneklerinin ortalama XRD pikleri.....	152
Şekil 4.79: Yaşları 6 bin yıldan küçük olan yalıtası tarihlerinin büyükten küçüğe doğru sıralanışı.....	157
Şekil 4.80: OSL yaşlarının yalıtası lokalitelerine göre dağılımı ve bu yaşların doğu Akdeniz deniz seviyesi eğrileri ile ilişkisi.....	159
Şekil 4.81: Kuzey Kıbrıs yalıtalarının yaş ve yaş aralıkları ile bu yaşların doğu Akdeniz deniz seviyesi eğrilerindeki karşılıkları.....	160
Şekil 4.82: Deniz seviyesinin alçaldığı çimentolanma modeli.....	161
Şekil 4.83: Deniz seviyesinin yükseldiği çimentolanma modeli.....	162
Şekil 4.84: Yalıtası yaşları ve çimentolanma modellerine göre son 7000 yılda Kuzey Kıbrıs kıyılarında deniz seviyesinin değişimi.....	163
Şekil 4.85: Yalıtalarına göre hesaplanan yükselim hızlarının yıllara göre değişim.	166
Şekil 5.1: Karpaz Yarımadası’nda, Yedikonuk ve Balaban yerleşmeleri arasındaki alanda bulunan faylar.....	170
Şekil 5.2: Doğu Akdeniz’de aylık ortalama deniz seviyesinin ve ayın çekim gücüne bağlı olarak oluşan ortalama gel-git genliğinin aylık değişimi.....	172

Şekil 5.3: Doğu Akdeniz'in morfotektonik yapısı ve Kıbrıs'ın bu yapı içerisindeki yeri.....	173
Şekil 5.4: Kuzey Kıbrıs kıyılarındaki son deniz seviyesi, Kocain Mağarası'ndan (Antalya) elde edilen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin değişimini, ile son 2000 yıldaki küresel deniz seviyesinin ve sıcaklık anomalilerinin değişimi	175
Şekil 5.5: Doğu Akdeniz ve Kuzey Kıbrıs kıyılarında Holosen deniz seviyesi değişimleri.....	176

TABLO LİSTESİ

Tablo 3.1: KKTC meteoroloji istasyonlarının Thorthwaite iklim sınıflandırmaları.....	72
Tablo 4.1: Arazi çalışmalarında yapılan ölçümlere göre yalıtışlarının özellikleri.....	133
Tablo 4.2: Yalıtışı lokalitelerin ortalama CaCO ₃ yüzdeleri.....	138
Tablo 4.3: Dalga aşınım düzlüğü ve eolinit örneklerinin CaCO ₃ yüzdeleri.....	139
Tablo 4.4: Yalıtışı örneklerinden yapılan kısa ve uzun eksen ölçümlerinin korelasyonları.....	140
Tablo 4.5: Eolinit örneklerinden yapılan kısa ve uzun eksen ölçümlerinin korelasyonları.....	143
Tablo 4.6: XRD sonuçlarına göre eolinit ve dalga aşınım düzlüğü çimentolarında yaygın bulunan mineraller	147
Tablo 4.7: XRD sonuçlarına göre yalıtışı çimentolarında yaygın bulunan mineraller..	147
Tablo 4.8: “ <i>American Mineralogist</i> ” dergisinin mineral veri bankasından elde edilen XRD verilerine göre eolinit, yalıtışı ve denizle platform örnekleri içerisinde yaygın olarak bulunan kalsit, kuvars ve dolomit minerallerinin piklerine ait 2 <i>Theta</i> ve <i>yoğunluk</i> bilgileri.....	148
Tablo 4.9: Eolinit örneklerinden alınan EDX analizlerinin sonuçları	156
Tablo 4.10: Yalıtışları ve eolinit örneklerinin OSL tarihlendirme sonuçları.....	156
Tablo 4.11: Yalıtışlarına göre kuzey Kıbrıs kıyılarının tektonik yükselim hızları.....	164

KISALTMALAR

DD1	: DD denizel depo, 1 lokalite numarası
E1	: E Eolinit, 1 lokalite numarası
EDX	: Enerji dağılım spektroskopisi
ESR	: Elektron spin rezonans
FTIR	: Fourier dönüşümlü kızılötesi spektroskopisi
GPS	: Küresel yer belirleme sistemi
GKRY	: Güney Kıbrıs Rum Yönetimi
HMC	: Yüksek magnezyum kalsit
ICP-MS	: Endüktüf eşleşmiş plazma-kütle spektrometresi
KKTC	: Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti
DAD1	: DAD dalga aşınım düzlüğü, 1 lokalite numarası
MIS	: Denizel izotop dönemleri
My	: Milyon yıl
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration
OSL	: Optik uyarımlı lüminesans
PSMSL	: Permanent Service for Mean Sea Level
SEM	: Taramalı elektron mikroskop
USGS	: United States Geological Service
XRD	: X-ışınları kırınımı
Y1	: Y yalıtışı, 1 lokalite numarası

Jeolojik formasyonlar ile ilgili kısaltmalar

JKth	: Hileryon formasyonu
Ka	: Alevkaya Karmaşığı
Klm	: Mallıdağ Formasyonu
Kls	: Selvitepe Breşi
Kly	: Yıldıztepe Volkaniti
KTIç	: Çınarlı Volkaniti
Kyo	: Ortatepe Formasyonu
Kyy	: Yastitepe Formasyonu
Qmg	: Gürpınar Formasyonu
Qmgç	: Gürpınar Formasyonu Çakıltası Üyesi
Qmb	: Bostancı Formasyonu
Ta	: Ardahan Formasyonu
Tda	: Arapköy Formasyonu
Tdd	: Dağyolu Formasyonu
Tdb	: Büyüktepe Çakıltası Formasyonu
Tdbe	: Beylerbeyi Formasyonu
Tde	: Esentepe Formasyonu
Tdg	: Geçitköy Formasyonu
Tdk	: Kaplıca Kumtaşı
Tdko	: Kozan Formasyonu
Tdm	: Mermertepe Jipsi
Tdt	: Tirmen Formasyonu
Tdy	: Yılmazköy Formasyonu
Tdya	: Yazılıtepe Formasyonu
Tly	: Yamaçköy Formasyonu

Tk	: Kantara Formasyonu
Tmç	: Çamlıbel Formasyonu
Tmçç	: Çamlıbel Formasyonu çakıltası üyesi
Tml	: Lefkoşa Kumtaşı
Tmt:	: Taşpınar Formasyonu
Ttd	: Dikmen Formasyonu
Ttk	: Kaynakköy Formasyonu
Tya	: Akiltepe Formasyonu
Tyb	: Büyükgedik Formasyonu
Tyç	: Çakmaklıtepe Formasyonu
Tyk	: Kocakıraç Formasyonu
Tykı	: Kırıkkale Jipsi
Tyl	: Lefke Kireçtaşı

Geç Kuvaterner Birimler

Q1,2,3,4,5a	: Denizel taraça
Q1,2,3,4,5b	: Karasal taraça
Q6ak	: Kumsal çökeli
Q6akk	: Kıyı kumulu
Q6ba	: Akarsu çökelleri

GİRİŞ

1.KURAMSAL ÇERÇEVE: KAVRAMLAR VE TERİMLER

Kıyı alanları karasal, oşinografik, klimatik, tektonik süreçler ve jeolojik özellikler tarafından kontrol edilen zengin bir jeomorfolojik yapıya sahiptirler. Bu jeomorfolojik şekiller aracılığıyla, Kuvaterner'de gerçekleşen tektonik faaliyetler, iklim ve deniz seviyesi değişimleri hakkında önemli bilgiler elde etmek mümkündür. Bu çalışma kapsamında, kuzey Kıbrıs'ın Geç Kuvaterner-Holosen deniz seviyesi ve iklim değişimleri ile birlikte bu kıyılardaki tektonik aktivitenin etkinliği hakkında bilgi elde etmek amacıyla kıyı jeomorfolojisine ait şekillerden olan yalıtışları, eolinitler, denizel depolar ve dalga aşınım düzlükleri incelenmiştir. Tezin amacı doğrultusunda tez kapsamında ele alınan kavramlar arasındaki bağlantıyı kurmak ve tezin bir bütün olarak anlaşılmasını kolaylaştırmak amacıyla incelenen kavramlar hakkında aşağıda kısa bilgiler verilmiştir.

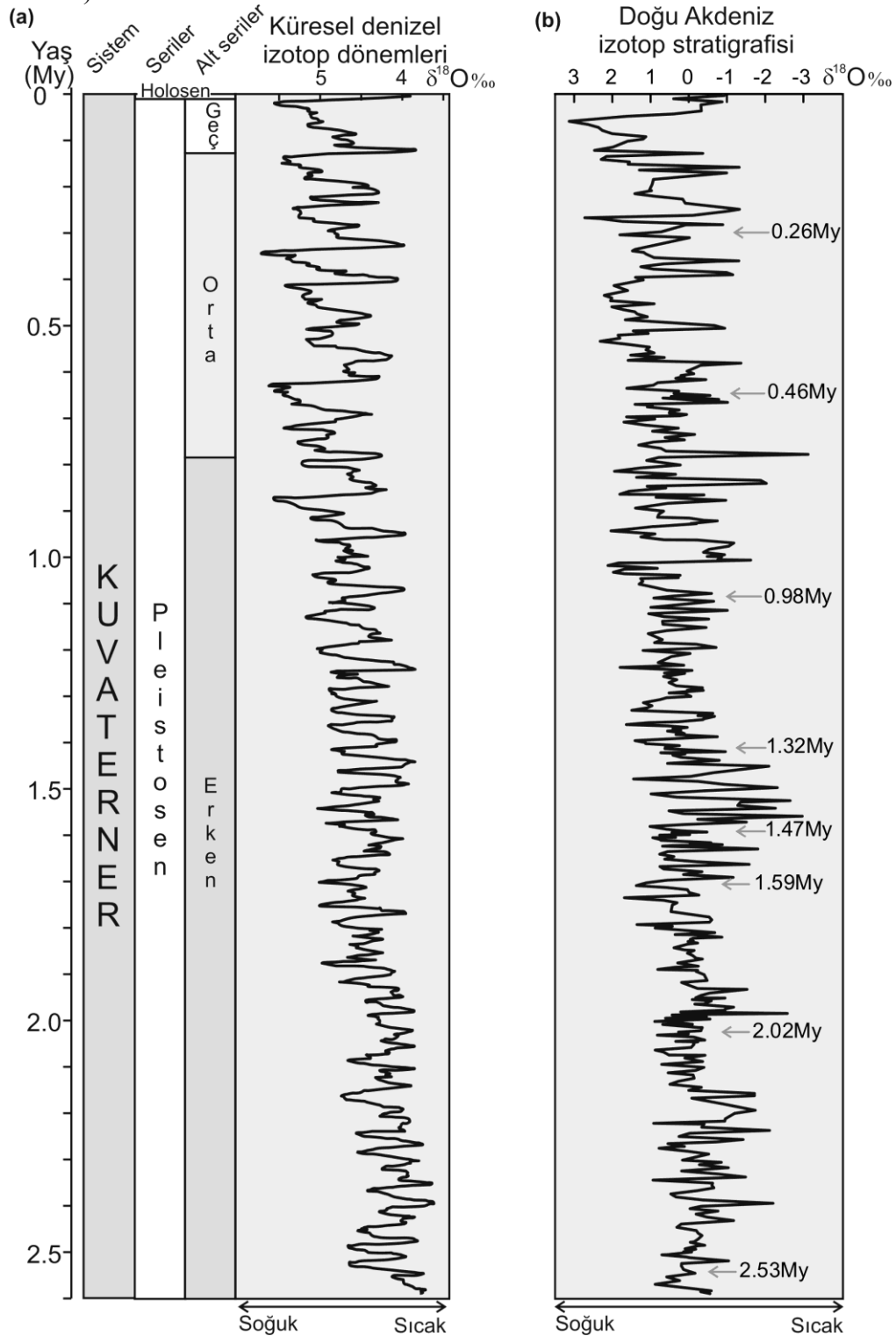
1.1. KUVATERNER

Kuvaterner 2.588 milyon¹ yıllık süreye karşılık gelen (Gibbard ve Cohen 2008), Pleistosen ile Holosen devrelerinden oluşan, iklimin küresel ölçekte salınımlar yaptığı, yani soğuk dönemler (buzul-*glasiyal*) ile sıcak dönemlerin (buzularası-*interglasiyal*) belirli peiyotlar ile birbirlerini takip ettiği son jeolojik devirdir. İklimde yaşanan bu buzul ve buzularası dönemler okyanus tabanı sedimentlerinin içerisinde bulunan denizel mikrofosillerde oksijen izotop sinyali olarak saklanır. Buzul ve buzularası dönemleri arasında, okyanus suyu içerisindeki daha yaygın bulunan ve daha hafif olan oksijen-16 ($\delta^{16}\text{O}$) ile daha nadir bulunan ve daha ağır olan oksijen-18 ($\delta^{18}\text{O}$) izotop oranları değişim gösterir. Oksijen 18 izotopunun değişim oranına göre buzul/buzularası iklim salınımları elde edilerek denizel izotop dönemleri (*Marine Isotope Stages*, MIS) oluşturulur. Elde edilen kayıtlardan geçmiş 800 bin yıl içerisinde, yani Orta Pleistosen'den günümüze 10 buzul ve buzularası dönem olduğu (MIS 19-MIS 1) fakat yaklaşık 2.6 milyon yıl geriye

¹ Uluslararası Stratigrafi Komisyonu'nun 2009 Mayıs ayında aldığı karar ile Neojen-Kuvaterner sınırı 1.8 milyon yıldan 2.588 milyon yıla genişletilmiştir (Kazancı, 2009; Turoğlu, 2009).

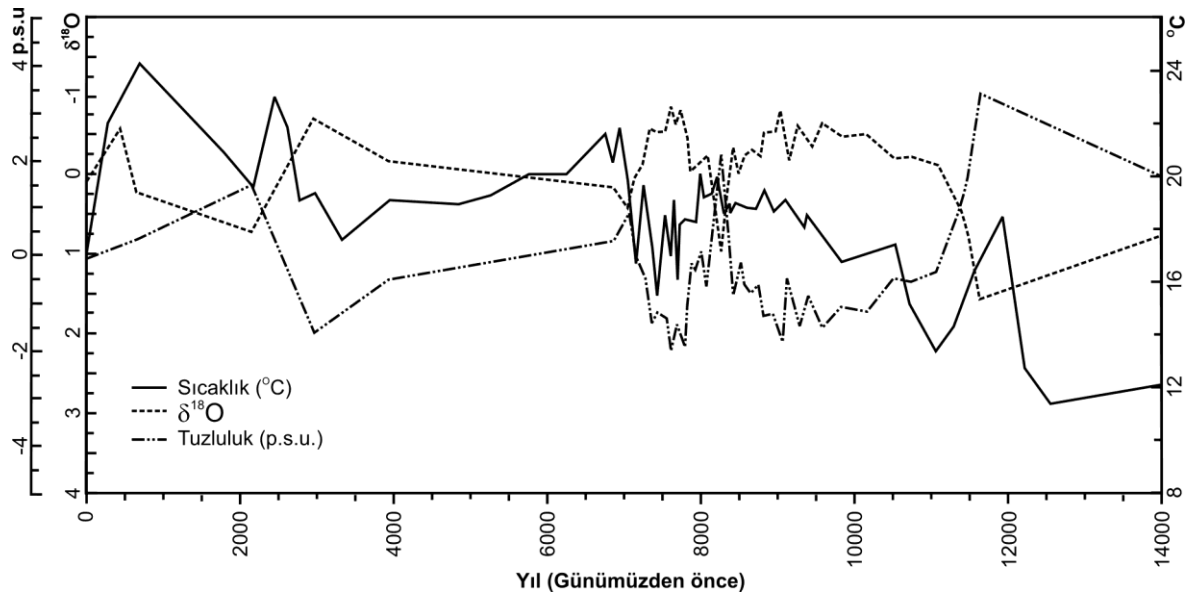
giden Kuvaterner içerisinde 100'den fazla izotop dönemi olduğu anlaşılmıştır (Walker 2005; Şekil 1).

Şekil 1: (a) Kuvaterner'e ait seriler, alt seriler, denizel oksijen 18 ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$) izotop dönemleri (Gibbard ve Cohen 2008'den düzenlenerek) ve (b) Doğu Akdeniz sapropellerinden elde edilen oksijen 18 izotop kayıtları (Kronn vd., 1998'den düzenlenerek).



Bu buzul dönemlerinden sonuncusu günümüzden 22.000 ile 16.000 yıl önce yaşanmış ve 18.000 yıl önce maksimuma ulaşmıştır (Son Buzul Maksimumu). Bu dönemin ardından günümüzden 15.000 yıl ile 8.000 yıl arasında güçlü salınımlarla temsil edilen bir buzul geri çekilmesi (Issar, 2010) ve bu geri çekilmeyle birlikte başlangıcı kalibre edilmiş yaşlandırmalara göre ortalama olarak 11.500 olarak kabul edilen Holosen dönemi başlamıştır (Gradstein vd., 2005). Ancak Holosen’de de devam eden bu geri çekilme Ortaçağ İliman Periyodu, Küçük Buzul Çağı gibi küçük buzul (*stadial*) ve buzularası (*interstadial*) dönemlerin oluşmasına yol açmıştır. Bu nedenle Holosen içerisinde de iklimsel ve denizel parametreler salınımlar yapar. Örneğin Emeis vd., (2000) tarafından *Ocean Drilling Program* kapsamında Eratosthenes Denizaltı Dağı’nın kuzeyinden alınan 967 nolu sondajın sapropelleri üzerinde yaptıkları çalışmada, Doğu Akdeniz’de Son Buzul Maksimumu’ndan sonra deniz yüzeyi sıcaklıklarının ani bir şekilde değiştiği ve günümüze doğru bir artış gösterdiği ortaya koyulmuştur (Şekil 2).

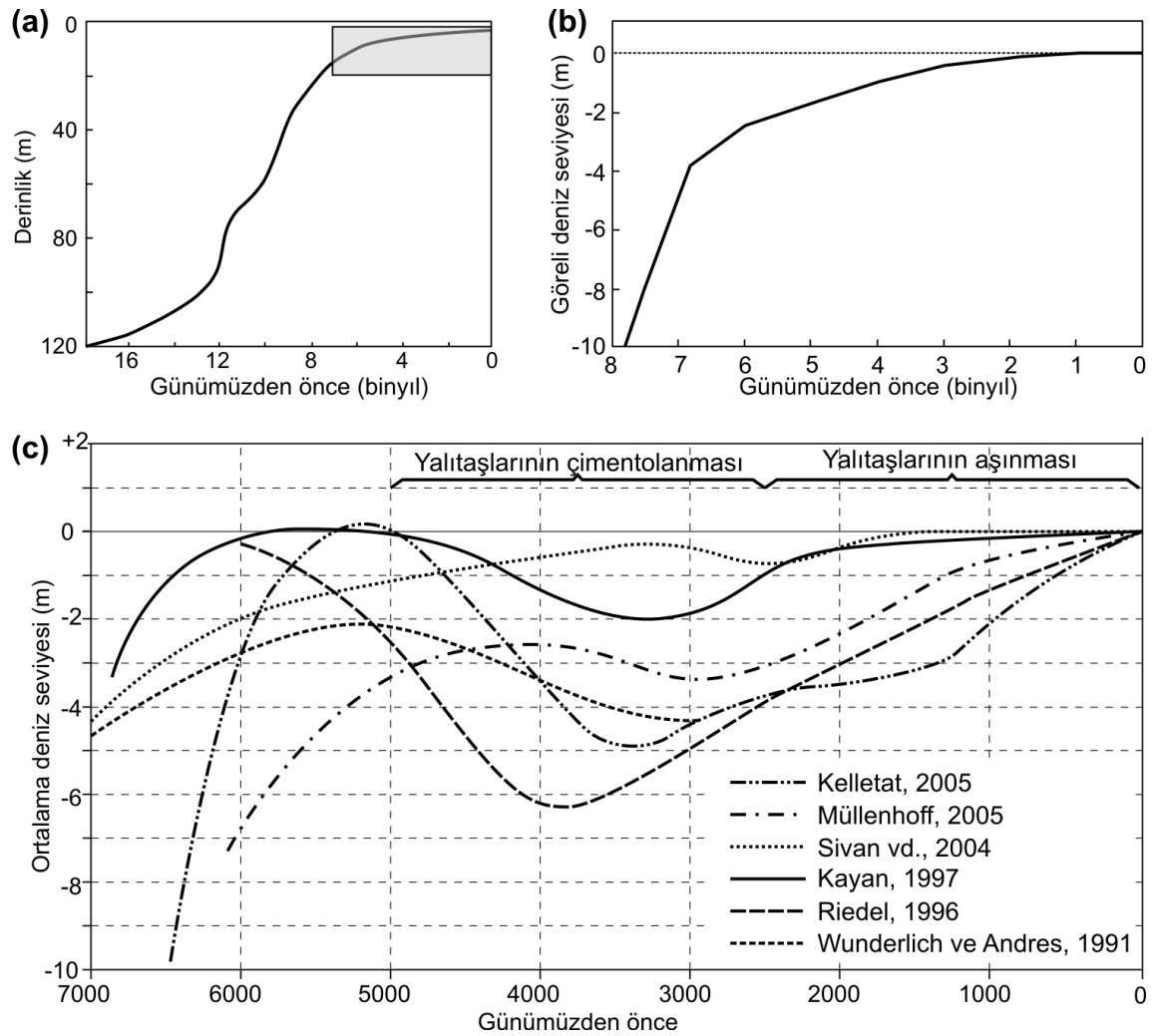
Şekil 2: Son 14 bin yıl içerisinde Doğu Akdeniz’deki ortalama deniz yüzeyi sıcaklığı, $\delta^{18}\text{O}$ ve tuzluluk oranlarının değişimi (Emeis vd., 2000’den düzenlenerek).



Sıcaklıklarda yaşanan bu artışlar Son Buzul Maksimumu’ndan sonra, buzulların geri çekilmeye başlamasıyla birlikte -121 ± 5 m olan deniz seviyesi sürekli yükselerek günümüzdeki seviyesine ulaşmıştır. Ancak bu yükselim tekdüze bir şekilde gerçekleşmeyip 2 hızlı yükselimden oluşmuştur (Fairbanks, 1989; Şekil 3a). Bu yükselim Holosen içerisinde de devam etmiş olup küresel deniz seviyesi son 8 bin yılda yaklaşık

olarak -10 m'den günümüz koşullarına ulaşmıştır (Lambeck ve Purcell, 2005; Şekil 3b) Ancak, Doğu Akdeniz kıyılarında neotektoniğin aktif olması Holosen içerisinde yaşanan deniz seviyesi değişimlerini belirlemeyi zorlaştırmakta hatta engellemektedir. Ancak birçok alanda vermetid ve kalkerli alglerin oluşturduğu biyokontrüksiyon şekilleri, yükselmiş dalga aşındırma çentikleri ve düzlüklerinin tarihlendirilmesi ile arkeolojik kalıntılar yardımıyla yerel deniz seviyesi değişimini belirlemeye yönelik çalışmalar yapılmıştır (Kelletat, 2005). Bu çalışmalarda son 7 bin yılda Doğu Akdeniz'deki deniz seviyesinin sürekli bir artış göstermediği, bilakis artışın salınımlar şeklinde olduğu ortaya konulmuştur (Şekil 3c).

Şekil 3: (a) Son Buzul Maksimumu'ndan (Fairbanks, 1989'dan düzenlenerek, Gri alan son 7 bin yılı göstermektedir) ve (b) Geç Holosen'den günümüze küresel deniz seviyesi değişimleri (Lambeck ve Purcell, 2005'ten düzenlenerek) ile (c) Doğu Akdeniz'de yapılmış yerel deniz seviyesi eğrileri (Kelletat, 2005 ve Brückner vd., 2010'dan düzenlenerek).



1.2. DOĞU AKDENİZ ve KIBRIS ADASI

Doğu Akdeniz havzası Meso ve Neotetis okyanuslarının kalıntısıdır ve Batı Akdeniz'e göre Akdeniz'in en yaşlı havzasını oluşturmaktadır (Schattner, 2010). Bölgenin aktif tektoniği, genelde Arabistan, Afrika ve Avrasya plakaları arasındaki çarpışma sonucunda gelişmiştir (Gülen vd., 1987). Bu çarpışma sebebi ile Doğu Akdeniz içerisinde hem karasal hem de denizel alanlarda birçok tektonik yapı meydana gelmiştir. Avrasya-Anadolu ve Anadolu-Arabistan levhaları arasında gelişen yanal atımlı fay hatları (Kuzey Anadolu, Doğu Anadolu, Ölü Deniz fay hatları ile Kıbrıs Yayı'nın bir kısmı), karasal alanlardaki bindirme (Bitlis Sütur Zonu) ve denizel alanlardaki yitim zonları (Helen ve Kıbrıs yayları) hem bölgenin ana tektonik yapılarını hem de plakalar arasındaki sınırları oluştururlar (Şekil 4) ve bu tektonik yapılar boyunca hareket günümüzde de devam etmektedir (Barka ve Reilinger, 1997). Kıbrıs Adası, Doğu Akdeniz havzası içerisinde, Anadolu'nun güney kıyısından (Anamur Burnu'ndan) 70 km uzaklıktadır ve 32.27° - 34.58° doğu boylamları ile 34.55° - 35.69° kuzey enlemleri arasında yer alır. Ada 9250 km^2 'lik alana sahiptir ve Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti (KKTC) adanın 3251 km^2 'lik bölümünü kaplar. Kıbrıs Adası bugünkü durumuyla dünyada jeolojisi en iyi bilinen yörelerden biridir. Ada ile ilgili yapılmış başlıca jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalar "önceki çalışmalar" bölümü altında ele alınmıştır.

Şekil 4: Doğu Akdeniz'in genel tektonik haritası ile (Şengör vd., 1985; Robertson ve Mountrakis, 2006; Barka ve Reilinger, 1987; Bozkurt, 2001'den düzenlenerek) ve Kıbrıs Adası'nın coğrafi konumu.



1.3. YALITAŞLARI

Kısaca taşlaşmış plaj çökeli olarak tanımlayabileceğimiz yalitaşları, Ginsburg (1953) tarafından kalsiyum karbonatla (CaCO₃) iyi çimentolanmış, içerisinde kaya parçaları ve mineral tanelerinin yaygın olduğu *plaj kumtaşı*, Calvet vd. (2003) tarafından plaj kum ve çakıllarının gel-git içi ortamda taşlaşması sonucunda oluşan bir kayaç, Vousdoukas vd. (2007) tarafından plaj sedimentlerden meydana gelen, tipik olarak yüksek magnezyum kalsit ve aragonitten oluşan çimentonun çökeliyi sırasında çimentolanmış sert bir kıyusal sedimanter oluşum olarak tanımlanmıştır. Beaufort (1818) tarafından 1818 yılında Datça Yarımadası'ndan Gazipaşa'ya kadar olan kıyılarda “*petrified beach*” olarak isimlendirilen ilk yalitaşları, Sparr ve Forbes (1847) tarafından da benzer şekilde isimlendirilmiş ve yalitaşlarının çakıllar arasında süzülen suların içerisindeki kirecin çökmesi sonucunda oluştuğu belirtilmiştir. 1960'lara kadar sadece tropikal ve subtropikal kuşaklarda bulunduğu düşünülen (Ginsburg, 1953; Russell, 1959) yalitaşlarının daha sonra yapılmış çalışmalar ile ılıman (Zenkovitch, 1967; Rey vd., 2004), hatta soğuk kuşakta (Binkley vd., 1980; Kneale ve Viles, 2000) dahi yayılış gösterdiği ortaya koyulmuştur. Özellikle Akdeniz (Friedman ve Gavish, 1971; Alexandersson, 1972; Bernier ve Dalongeville, 1988; Holail ve Rashed, 1992) ve Karayip Denizi (Ginsburg, 1953; Moore 1973; Hanor, 1978; Beier, 1985) kıyıları ile tropikal ve subtropikal Atlantik kıyıları yalitaşlarının yaygın olduğu alanlardır (Şekil 5). Bununla birlikte yalitaşı çalışmalarına göre yalitaşlarının daha çok 0°-40° arasında, özellikle 20°-40° arasında bulunması, soğuk iklimlerin yalitaşı oluşumu için çok uygun koşullar sunmadığını destekler (Vousdoukas vd., 2007). Bu özelliği ile yalitaşı birçok sıcak tropikal ve subtropikal kıyıların temel jeomorfolojik birimlerinden birini oluşturur (Thomas, 2009). Bu alanların gel-git genliklerine bakıldığında büyük çoğunluğunun mikro gel-git kuşağı içerisinde yer aldığının görülmesi, makro gel-git genliğine sahip alanların plaj sedimentlerinin çimentolanması için yeterli koşullar sağlamadığını kanıtlar (Vousdoukas vd., 2007). Deniz kıyıları haricinde son yapılan çalışmalar yalitaşlarının göl kıyılarında da gelişebileceğini göstermiştir (Erginal vd., 2012b, c).

Yalitaşları genel olarak plaj sedimentlerinin kalsiyum karbonat ile çimentolanması sonucunda oluşmakla birlikte, kalsiyum karbonatın kökeni yani, yalitaşlarının oluşum şekilleri üzerine farklı düşünceler bulunmaktadır. Çalışmalara göre yalitaşları, gel-git içi kuşakta plaj yüzeyinin ıslanma ve kurumasının birbirini takip etmesi sonucunda *deniz*

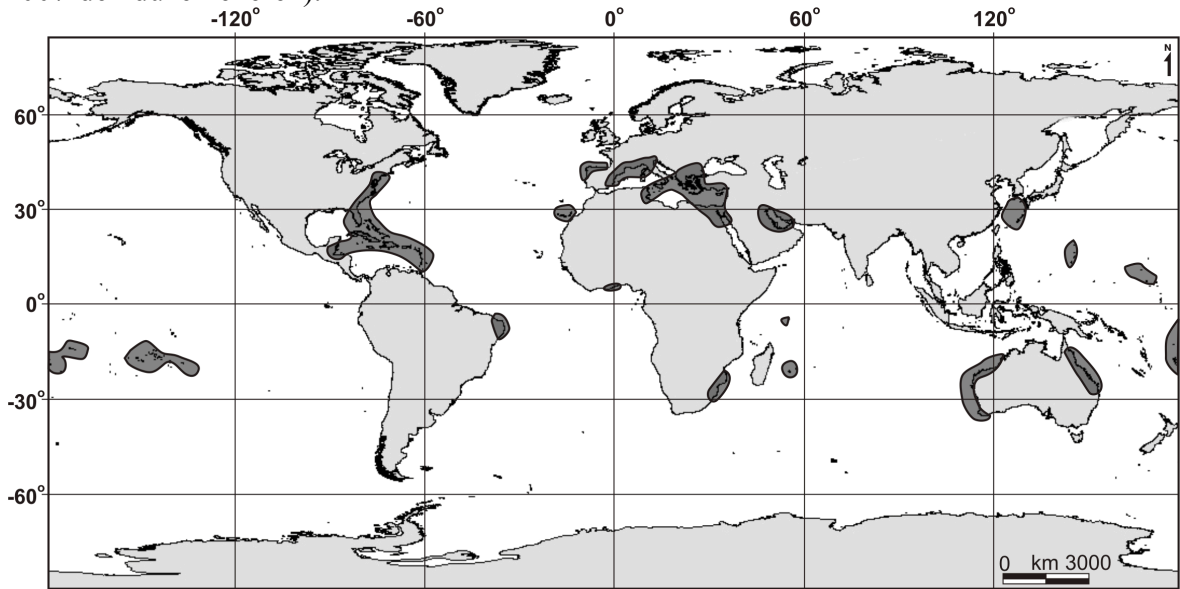
sularından çimento çökeli mi ile; denizel ve meteorik (tatlı) suların karışmasıyla karbonat doygunluğunun ve çökeli minin artması sonucunda; karbonatla doymuş haldeki yeraltı suyundan CO_2 'nin kaçması sonucunda oluşurlar. Bu teorilerin yanı sıra organik maddelerin parçalanması, alglerin üst üste birikmesi, bakteriyel kalsifikasyon gibi *biyojenik süreçler* de yalıtışı oluşumuna katkı sağlar (Vousdoukas vd., 2007). Bazı araştırmacılar tarafından yalıtışlarının oluşumuna yol açan çimentolanmanın yer altı su seviyesine bağlı olduğu belirtilmiştir (Erinç, 2001; Russell ve McIntire, 1965). Yukarıda açıklanan teorilerin yanı sıra plajın önünde bulunan yapılar, plajın profili, kıyı yakını hidrodinamikleri, sediment kaynağı, sediment miktarı, deniz dibinin yapısı gibi *plaj morfolodinamiklerinin* hatta *kıyı ekolojisinin* de yalıtışı oluşumu üzerinde etkili olduğu da vurgulanmıştır (Vousdoukas vd., 2007).

Yalıtışı çimentolanmasında etkili olan parametreler üzerine çalışmalar devam etmekle birlikte sıcaklığın karbonat çimentosu üzerinde etkili olduğu ve karbonat çökeli minin sıcaklık ile doğru orantılıdır bilinmektedir (Vousdoukas vd., 2007; Bathurst, 1975; Milliman, 1974). Calvet vd. (2003) artan su sıcaklıklarının çimento çökeli mi ve yalıtışı oluşumu için uygun olduğunu, Russell ve McIntire (1965) plaj sedimentlerinin çimentolanabilmesi ve yalıtışının gelişebilmesi için yılın en az yarısında, özellikle boşluklardaki, su sıcaklığının $20^{\circ}C$ 'nin üstünde olması gerektiğini belirtmiştir. Bezerra vd. (2005)'e göre, yalıtışın büyüebilmesi için sıcak suya ihtiyaç vardır ve bu nedenle yalıtışları tropikal kıyılarda yaygın olarak gözlenmektedir. Donaldson ve Ricketts (1979) ise, yalıtışı varlığının depolanma zamanında tropikal ve subtropikal iklim bir göstergesi olduğunu belirtmiştir. Ginsburg (1953) yüksek sıcaklıkların yalıtışı oluşum yerini kontrol eden temel etkenlerden olduğu, Friedman (2011), Vieira ve De Ros (2006), Beier (1985) yalıtışı içerisindeki denizel karbonat çimentonun sıcak sularda daha çabuk sertleştiğini ve çimentolanma için plaj sedimentleri içerisinde yüksek sıcaklığa ihtiyaç olduğunu vurgulamıştır.

Akdeniz kuşağı içerisinde Doğu Akdeniz, sahip olduğu sıcaklık, buharlaşma ve mikro gelgit özellikleri sayesinde yalıtışlarının yaygın olarak görüldüğü alanların başında gelir (Kelletat, 2006; Vousdoukas vd., 2007). Bu nedenle birçok çalışmada Doğu Akdeniz'deki yalıtışları ele alınmıştır (Beaufort, 1818; Spratt ve Forbes, 1847; Taillefer, 1964; Schattner, 1967; Goudie, 1966; Lipkin ve Safriel, 1971; Bener, 1974, Mülazımoğlu, 1979; El-Sayed, 1988a,b; Holail ve Rashed, 1992; Avşarcan, 1997; Sanlaville vd., 1997;

Fouache vd., 2005; Morhange vd., 2006; George vd., 2006; Vousdoukas vd., 2007, 2009; Ertek vd., 2008; Desruelles vd., 2009; Çiner vd., 2009; Kutoğlu, 2010; Friedman, 2011). Doğu Akdeniz'in merkezinde yer alan Kıbrıs Adası kurak iklim koşullarına, irili ufaklı birçok koy, körfez ve plaja sahip olmasından dolayı yalıtışlarının oluşumu için uygun koşullar barındırır ve daha önce yapılmış çalışmalarda KKTC kıyılarında yalıtışlarının varlığı ortaya konulmuştur. Ertek vd., (2008) tarafından 5 lokalitede gösterilen yalıtışları, Kutoğlu (2010) tarafından 11, Öztürk ve Erginal (2012) tarafından ise 23 lokalitede tespit edilmiştir.

Şekil 5: Yalıtışlarının yoğun olarak görüldüğü alanların coğrafi dağılımı (Vousdoukas vd., 2007'den düzenlenerek).



Yalıtışları küçük mostralar şeklinde olabileceği gibi yüzlerce metre genişliğinde ve kilometrelerce uzunluğunda da olabilirler. Kalınlıkları genellikle 0.5 m ile 2.5 m arasında değişen yalıtışları denize doğru eğimli tabakalardan oluşur ve zaman içerisinde tabakaların üzerine yeni tabakalar gelişebilir. Yalıtışı çimentoları taşlaşma ortamının fizikokimyasal parametrelerine (sıcaklık, tuzluluk, pH, mol %Mg bolluğu, vb.) bağlı olarak genellikle kalsitik veya aragonitik olabilir (Vousdoukas vd., 2007). Plaj sedimentlerinin taşlaşması yani yalıtışı oluşumu genel olarak gel-git içi kuşakta gerçekleşmesinden dolayı yalıtışları ortalama deniz seviyesinin içerisinde ya da yakınında bulunurlar ve kıyı çizgisinin çekilmesiyle tamamen ortaya çıkarlar. Desruelles vd., (2009)'a göre yalıtışlarının oluşması için kıyı çizgisinin birkaç yüzyıl boyunca dikey olarak sabitlenmesi gerekmektedir. Thomas (2009)'a göre 0 – 2 m arasında değişen gel-git genliğine sahip kıyılarda (mikro

gel-git) bulunan yalıtaşları eski deniz seviyelerini göstermesi açısından iyi bir göstergedir. Bu özelliklerinden dolayı relikt yalıtaşları, deniz seviyesi değişimlerinde kullanılacak göstergeler arasındadır (Kelletat, 2006) ve Holosen deniz seviyesi değişimleri ile neotektonik çalışmalarında kullanılmışlardır (Vousdoukas vd., 2007). Ancak yalıtaşının iyi bir deniz seviyesi göstergesi olup olmadığı ile ilgili tartışmalar devam etmektedir (Kelletat, 2006, 2007; Knight, 2007).

1.4. DENİZEL TARAÇALAR/DEPOLAR

Denizel taraça, tektonik aktiviteler ile iklim ve deniz seviyesinde meydana gelen değişimler sonucunda (Pirazolli, 2005), kıyı bölgesinde sularla örtülü olan abrazyon veya birikim platformlarının su seviyesinin üstüne çıkmasıyla oluşan kıyı şekilleridir (Erinç, 2001). Denizel taraçaların oluşumu ya östatik deniz seviyesi ve iklim değişimleri veya tektonik aktiviteler (orojenik veya epirojenik) tarafından kontrol edilir (Johnson ve Libbey, 1997; Muhs vd., 1990). Oluşum zamanına ya da oluşumu üzerinde etkili olan faktörlere bağlı olarak günümüz deniz seviyesinin altında ya da üstünde bulunabilirler (Pirazolli, 2005). Taraçaların eğimi genel olarak 1°-5° arasında değişirken bu değerler tektoniğe bağlı olarak artış gösterebilir (Erinç, 2001).

Kıbrıs Adası'nın tektonik konumundan dolayı Kuvaterner boyunca hızlı ve aralıklı olarak yükselmiş ve yükselmeye devam ediyor olması ada kıyıları boyunca birçok denizel ve karasal taraçaların/depoların oluşmasına neden olmuştur. Kıbrıs'ta yer alan denizel taraçaların varlığı Baroz (1979), Poole vd. (1990), Poole ve Robertson, (1991, 1998), Hakyemez vd. (2002), Ertek vd. (2008), Kutoğlu (2010) ve Zomeni (2012) tarafından ortaya konulmuştur. Kutoğlu (2010) tarafından KKTC için yapılan morfolojik haritalandırmaya göre denizel taraçalar Beşparmak Dağları'nın kuzeyinde ve Karpaz Yarımadası kıyılarında yaygın bir yayılım gösterirken, akarsu taraçaları ve yelpazeleri Mesarya Havzası üzerinde yaygın bir yayılım gösterir. Buna göre Kuvaterner'de hızlı bir yükselme gösteren adanın kıyılarında denizel taraçalar, iç kesimlerinde ise, akarsu taraçaları oluşmuştur. Çalışma kapsamında genel olarak sığ denizel olan, içerisinde çok az makro fosil bulunan (Hakyemez vd. 2002) denizel depolardan/taraçalardan bol makro ve mikro fosil içeren 3 tanesi ele alınmıştır.

1.5. EOLİNİTLER

Eolinitler birçok orta enlem kıtaları ve adaları üzerinde gelişen rüzgâr denetimli özel kıyı birikim şekillerindedir (Brooke, 2001). Frébourg vd. (2008) tarafından karasal koşullarda rüzgârlarla taşınan karbonat oranı yüksek ve karbonat çimentolu kumlar şeklinde tanımlanırken, McLaren (2004) tarafından rüzgârla birlikte taşınma ve depolanma süreçleri sonucunda oluşan çimentolanmış kumtaşı, Brooke (2001) tarafından kıyı ortamında depolanmış karbonat çimentolu kıyı kireçtaşı şeklinde tanımlanmıştır. Eolinitler Amerika'da *eolianite*, Hindistan ve Orta Doğu'da *miliolite*, İsrail'de *kurkar*, Güney Afrika'da *dunerock*, ve Akdeniz'de *gres dunaire* gibi dünyanın farklı kesimlerinde farklı şekillerde isimlendirilir (McLaren, 2004). Eolinitler 60° kuzey enlemlerine kadar görülebilmekle birlikte (McLaren, 2004), yaygın bir şekilde (%85) her iki yarımkürede 20° ile 40° enlemleri arasında bulunur (Şekil 6). Bu dağılışı açısından bakıldığında eolinitlerin Alize rüzgârları, sıcak iklim kuşakları ve büyük karbonat platformları kenarları boyunca meydana geldiği görülür (Brooke, 2001). Kalınlıkları 0,5 m ile 150 m arasında değişen eolinitler genel olarak Kuvaterner (Pleistosen), nadiren Kuvaterner öncesi yaşlıdır (Brooke, 2001; Frébourg vd., 2008; McLaren, 2004). Dünyanın en uzun eolinit depolarını içeren Avustralya'da yapılan çalışmalara göre karbonat birikiminin büyük bölümü Kuvaterner boyunca birçok kez gerçekleşen interglasiyal ve interstadial dönemlerdeki yüksek deniz seviyeleri sırasında gerçekleşmiştir (Loope, 2009; Brooke, 2001). Benzer sonuçlara Bahamalar ve Bermuda'da bulunan eolinitler üzerinde yapılan çalışmalarda da ulaşılmıştır. Bununla birlikte az da olsa buzul dönemi yaşlı birimlerden oluşan depolarda bulunmaktadır. Bu tür depoların bulunduğu alanlar buzul dönemlerinin günümüzden daha kuru ve rüzgârlı geçtiği yerlerdir (Brooke, 2001).

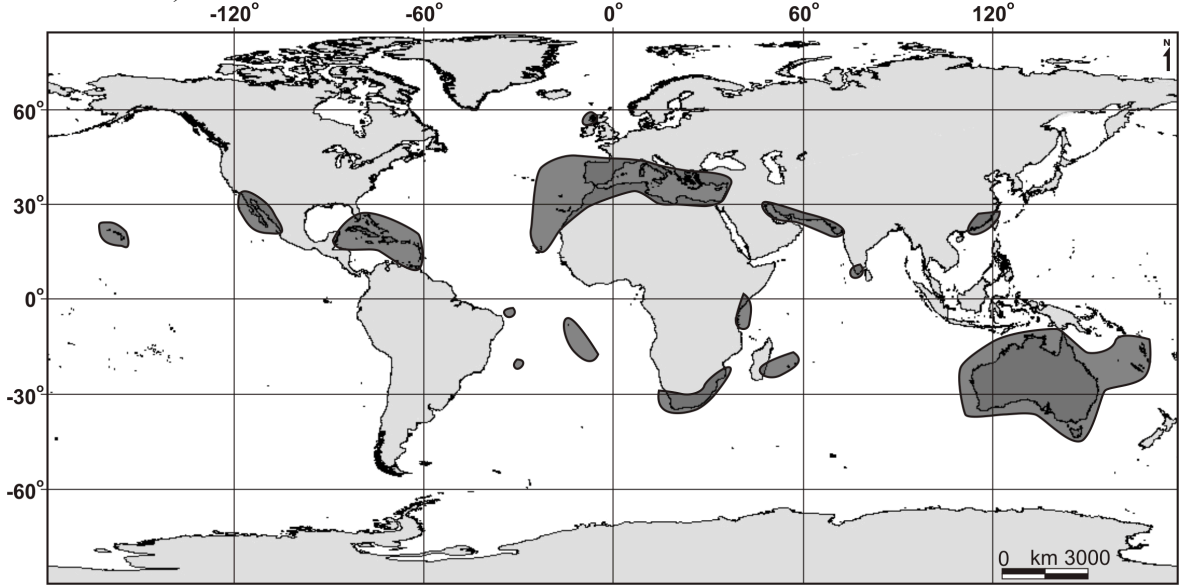
Eolinitler, kıyılarda (kıyı eolinitleri) ve karaların iç kesimlerinde bulunan eolinitler olarak iki gruba ayrılırlar. Karaların iç kesimlerinde bulunan eolinitler, karasal depresyonları doldurmuş kumul birikintilerinin dağılmasıyla oluşan şekillerdir. Kıyı eolinitleri ise, plaj depolarının ve deniz seviyesinin alçak olduğu zamanlarda açığa çıkan gel-git altı sedimentlerin rüzgâr ile aşınımından türemiş materyallerden, yani karbonat ve kıyı sedimentlerinden oluşan büyük kumul kuşaklarının taşlaşması ile oluşurlar. Bu nedenle kıyı eolinitleri günümüz ya da eski kıyı çizgilerinin yakınında bulunurlar (McLaren, 2004). Yapılmış çalışmalara göre eolinitlerin oluşumu üzerinde sığ şelf alanları üzerindeki karbonat üretim miktarı, Kuvaterner deniz seviyesindeki döngüsel hareketler,

tektonik özellikler, karasal sediment girişi miktarı, dalga enerjisi, başta sıcaklık, nem ve rüzgâr olmak üzere iklim özellikleri gibi birçok faktör etkilidir (Brooke, 2001). Örneğin kıyıların tektonik özellikleri kıyı morfolojisinin oluşmasında etkili olarak eolinit oluşumu üzerinde etkili olur. Tektonik açıdan aktif kıyılar genellikle dik falezli ve basamaklı kıyı profillerine sahip olmalarından dolayı kıyı kumullarının oluşması için uygun ortamlar değildir. Karasal sediment girişi miktarının fazla olması kıyıdaaki karbonat üretimini ve dağılımını kontrol ederek eolinitlerin oluşumu üzerinde etkili olur. Dalga enerjisi de karbonat birikimi üzerinde etkilidir. Bu nedenle Akdeniz'in düşük enerjili kıyılarında eolinitler en fazla birkaç on metrelik kalınlıklara ulaşırken, Orta ve Geç Pleistosen'de yüksek enerji dalgaların etkili olduğu bilinen güney Avustralya kıyılarında eolinit kalınlıkları 150 m'ye kadar ulaşabilir (Brooke, 2001).

Kıyı kumullarının ne kadar hızlı çimentolanacağı ve bunların kara içlerine doğru ne kadar taşınabilecekleri iklim tarafından belirlenir. Nemli iklimlerde gür vejetasyon örtüsü ve güçlü meteorik çimentolanma nedeniyle karbonat depoları kıyıya yakın bir alanlarda birikirler (Abegg vd., 2001). Bu iklimlerde ki eoliyen sistemlerde su tablasının yüzeyde ya da yüzeye çok yakın olması da birikim dinamiği üzerinde etkili olurken, vejetasyon örtüsü stabilizasyon görevi görür (Lancaster, 2005). Kurak iklimlerde ise, vejetasyon örtüsü ve meteorik çimentolanmanın zayıf olması ve yer altı su tablasının yüzeyden oldukça aşağıda olması nedeniyle rüzgârlar daha kuvvetli bir etkiyle sahiptir ve kıyı kumullarını karaların içlerine doğru 85 km kadar taşıyabilirler (Abegg vd., 2001; Lancaster, 2005). Karbonat üretim miktarı suyun sıcaklığından önemli ölçüde etkilenir ve sıcak sulardaki karbonat üretimi soğuk sularda ki karbonat üretiminden daha fazladır. Bu nedenle karbonatların dağılımı büyük okyanus akıntılarıyla bir ilişki içerisindedir. (Brooke, 2001). Tüm bu nedenlerden dolayı tropikal okyanus kıyıları kıyı eolinitleri için en uygun lokasyonlardır (McLaren, 2004). Bununla birlikte sahip olduğu sıcak iklim özelliği, yılın büyük bölümünde batılı rüzgârların etkisi altında olması, özellikle doğu ve güney kıyılarında eoliyen sistemlerinin geniş alan kaplaması Akdeniz'i eolinitlerin oluşumu için uygun bir alan haline getirir. Başta İsrail olmak üzere (Frechen vd., 2001, 2002, 2004; Sivan ve Porat, 2004; Sivan vd., 1999; Tsatskin ve Ronen, 1999; Laukhin vd., 2007; Yallon 1967; Yallon ve Laronne, 1971; Engelmann vd., 2001; Porat vd.,2003), Mısır (El-Asmar, 1994; El-Asmar ve Wood, 2000) Girit Adası (Le Guern ve Davaud, 2005; Caron vd., 2009) gibi birçok alanda eolinitler ile ilgili çalışmalar yapılmıştır. Kıbrıs Adası'nda yer alan eolinitlerin

varlığı ise, Poole ve Robertson (1991), Brooke (2001), Frébourg vd., (2008), Çağlar (2009), Ertek vd. (2010), Erginal vd. (2012a) tarafından ortaya konulmuştur.

Şekil 6: Eolinitlerin yoğun olarak görüldüğü alanların coğrafi dağılımı (Brooke 2001'den düzenlenerek).



1.6. DALGA AŞINIM DÜZLÜKLERİ

Dalga aşınım düzlükleri (abrazyon platformu²), gel-git kuşağı içerisinde (Twidale vd., 2005) dik bir kıyının dalga aşındırması etkisiyle yatay olarak geri çekilmesi sonucunda oluşur (Stephenson, 2001). Abrazyon platformu Erinç (2001) tarafından, kıyı profilinde dalga çentiğinin oluşmasından sonra meydana gelen falez dikliğinin gerilemesine paralel olarak, kıyı çizgisinin önünde dalgaların aşındırması sonucunda oluşan sahanlık alan olarak tanımlanmıştır. Genel olarak gel-git kuşağı içerisinde olduğu bilinmekle birlikte bazı araştırmacılar bu şekillerin güçlü dalgaların etkisiyle düşük gel-git sınırının 10 m altına kadar gelişebileceğini belirtmektedir (Dietz, 1963; Bradley ve Griggs, 1976). Ancak bu düzlüklerin oluşumunda dalgaların fiziksel etkilerinin yanı sıra gel-git genliği, biyolojik aktiviteler (Twidale vd., 2005), tuz ayrıştırması, kimyasal ayrışma, yüksek enlemlerde ise

² Dalga aşınım düzlüğü, kıyı platformu (*shore/coastal platform*), kaya/kıyı/deniz/gelgit bankı (*rock/shore/marine/tidal bench*), yüksek-su kaya platformu (*high-water rock platform*), abrazyon platformu/bankı (*abrasion platform/bank*), fırtına-dalga platformu (*storm-wave platform*), gel-git içi platform (*intertidal platform*), dalga aşınım terası/bankı/platformu (*wave-cut terrace/ bench/platform*), dalga rampası (*wave ramp*), kaya/anakaya platformu (*rock/bedrock platform*) gibi birçok terim ile eş anlamlı olarak kullanılmaktadır (Stephenson ve Kirk, 2005)

deniz buzu, donma-çözülme (Trenhaile, 2001a) gibi süreçler de etkilidir. Platformun morfolojisinde ise, jeolojik yapı belirleyici unsurdur (Kennedy ve Dickson, 2006; Kennedy, 2010). Platformlar uzun yıllar içerisinde yavaş bir şekilde oluşmakla birlikte son yıllarda platformlar üzerinden mikro erozyon ölçer (*micro-erosion meter*) kullanılarak birkaç on yıllık ve yıllık (Neves vd., 2001; Inkpen vd., 2004; Cucchi vd., 2006) hatta birkaç gün ile birkaç saatlik (Stephenson vd., 2004; Gómez-Pujol vd., 2007; Hemmingsen vd., 2007) ayrışma çalışmaları yapılmaktadır. Bu güncel ayrışma hızı çalışmalarının yanı sıra dalga aşınım düzlükleri Kuvaterner’de yaşanan deniz seviyesi değişimleri ve tektonizma çalışmalarında da ele alınan etkili bir jeomorfolojik oluşumdur (Takahashi, 1973; Trenhaile, 2001b, 2002; Alvarez-Marrón vd., 2008; Sivan vd., 2010; Kennedy vd., 2012). Bu çalışmaların aşınım düzlüğü üzerinde gelişme gösteren ve mercan resifleri şeklinde kalın istifler oluşturan *Dendropoma petreum*’lardan paleoiklimsel, özellikle deniz yüzeyi sıcaklık değişimleri ile ilgili (Antonioli vd., 1999; Chemello ve Silenzi, 2011) çalışmalar yapmak mümkündür.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Kıbrıs adası ile ilgili jeolojik çalışmalar Gaudry (1862) ile başlamıştır. Ada hakkında 1800’lerin sonundan 1900’lerin ortalarına kadar ki zaman aralığında yapılmış çalışmalar genel olarak jeolojik birimlerin tanımlanması ve haritalanması şeklinde iken (Russel, 1882; Bergeat, 1891; Bellamy, 1905; Bellamy ve Jukes-Browne, 1905; Reed, 1929; Renz, 1929; MacFayden, 1930; Ovey, 1937; Cockbain, 1959; Gass ve Cockbain, 1961; Moore, 1960; Ducloz, 1965; Weiler, 1969; Knup ve Kluyver, 1969; vb.) ada bir jeosenklinal oluşumu olarak açıklanıyordu (Robertson ve Xenophontos, 1993). 1950’lerden günümüze kadar ki zaman aralığında ise, stratigrafi tanımlama çalışmalarının yanı sıra çalışmaların önemli bir bölümü adanın jeolojik evrimi, tektonik özellikleri, Kuvaterner’deki tektonik yükselimi gibi konulara yönelmiştir. Ancak ada hakkında yapılan çalışmalara baktığımızda çalışmaların büyük bölümünün güney Kıbrıs ile ilgili jeolojik çalışmalar olduğu görülür. Kıbrıs ve çevresinin jeolojisi ile ilgili 2006 yılına kadar yapılmış bu çalışmalar Zomeni (2006) tarafından “*Bibliography of the Geology of Cyprus and Surrounding Regions*” adlı bir bültende toplanmıştır. Jeolojik çalışmalar oldukça fazla olmakla birlikte adanın bütününü kapsayan jeomorfolojik çalışmalar oldukça sınırlıdır. Aşağıda Kıbrıs Adası ile ilgili yapılmış ve ulaşılabilen başlıca jeolojik ve jeomorfolojik çalışmalar hakkında kısa bilgiler verilmiştir.

Adanın gravite anomali değerleri üzerine yapılan çalışmalar açısından Harrison (1955) Kıbrıs adası üzerinde ysek pozitif anomali değerleri görüldüğünü, bu değerlerin gömülü Şekilde bulunan bazik ya da ultra bazik kayalarından kaynaklandığını, yerkabuğunun altında oluşan bu yoğun kayaların bugünkü buldukları konuma yükselerek geldiğini belirtmiştir. Gass ve Smith (1963) tüm ada üzerindeki Bouguer anomalilerinin dağılışına göre Trodos Masifi'nin Triyas ncesinde Avrasya ve Afrika karaları arasında bir okyanusal volkanik ktle olarak bulunurken, Alpin orojenezi sırasında plakalar arasındaki konverjans sonucunda, Avrasya kütlesinin hareketiyle Trodos'un da güneye hareket ederek Afrika kütlesinin üstüne bindirdiğini ortaya koymuştur. zeli (1973) ise, Kıbrıs adasının normalde negatif olması gereken anomali değerlerinin ters bağıntı özelliği göstererek pozitif anomali değerlerine sahip olduğunu ve bunun düşük hızlı astenosfer üzerindeki yzeeye yakın ağır materyallerden kaynaklandığını belirtmiştir. Bu çalışmalara göre ada üzerinde, Trodos Ofiyoliti'nin sahip olduğu yoğun kayaç özelliklerden dolayı ysek gravite anomali değerleri görülür.

Adanın tektonik özellikleri üzerine yapılan çalışmalar açısından Bagnall (1964) Kıbrıs adasının temel morfolojik birimlerinin oluşmasında tektonik yapının büyük etkisi olduğunu, Trodos Masifi'nin oluşumunda masifi kuzey ile güneyden sınırlandıran ve güneye dışbükey bir yay Şeklindeki iki büyük fayın (*wrench fault*) etkili olduğunu belirtirken; Simonian ve Gass (1978) bu faylardan Trodos Dağı'nın güneyinde bulunan Arakapas Fay Kuşağı'nın yapısal, petrokimyasal ve sedimanter özelliklerin birleşimine göre fosil bir transform fay olduğunu ortaya koymuştur. Harrison vd. (2004) ise, Kıbrıs'ın kuzey kesiminin Ovgos Fayı ile iki tektonostratigrafik bölüme ayrıldığını belirtmiştir. Wdowski vd. (2006) Kıbrıs Yayı'nı Helen Yayı ile karşılaştırarak aralarındaki farklılıkları ortaya koyduğu çalışmasında her iki yayın tektonik aktiviteleri (yıllık hareket hızları, tektonik aktivitenin türü, geometripleri vb) açısından birbirinden farklılıklar göstermekle birlikte Kıbrıs Yayı'nın da kendi içerisinde farklılık gösterdiği ve üç ana bölümden oluştuğu ortaya koymuştur. Bu çalışmalara göre adanın evriminde, ada içerisinde ve çevresinde bulunan, günümüzde aktif ve pasif Şekilde olan birçok fay ve fay kuşağı etkili olmuştur. nemli bir bölümü doğrultu atımlı olan bu faylar Trodos kütlesinin saatin tersi yönünde bir dönüş göstermesine neden olmuştur (Ketin, 1987).

Adanın jeolojik evrimi üzerine yapılan çalışmalar açısından Ketin (1987)'de Kıbrıs'ın genel jeolojik ve tektonik birimlerin güney Anadolu'daki birimler ile yapı ve

jeolojik evrim konusunda benzerlik gösterdiği vurgulanmıştır. Robertson (1998) ise, Kıbrıs'ın jeolojik evriminde önemli rol oynayan Eros Denizaltı Dağı'nın Orta Eosen'den sonra yaklaşık olarak 1 km yükseldiğini, Erken Pleistosen'de ise, bugünkü seviyesine (2500 m derinliğe) ulaştığını, yaşanan bu seviye değişimlerinin denizaltı dağı üzerinde hem sığ hem de derin su karbonatlarının birikmesine yol açtığını belirtmiştir. Schattner (2010) Plio-Pleistosen boyunca Doğu Akdeniz'deki kapanmanın Bitlis-Zagros Sütur Zonu, Kıbrıs, Helen ve Kalabriya yayları boyunca farklı oranlarda devam ettiğini, fakat bu yaklaşmanın Geç Pliosen-Erken Pleistosen'de, Eros Denizaltı Dağı'nın güneyden yaklaşması sonucu Kıbrıs Yayı'nda çarpışmadan dalmaya geçiş sürecinde kısa sürelerde durduğunu belirtmiştir. Robertson vd. (2011) çalışmasında Neotetis'in Paleozoik'ten Neojen'e kadar Doğu Akdeniz'deki evrimini ve Kıbrıs adasının bu evrimdeki yerini açıklamıştır. Çalışmada adanın Geç Pliosen-Erken Pleistosen'de hızlı bir şekilde yükselimi sırasında bazı alanlarının sol yanal atımlı faydan şiddetli bir şekilde etkilendiği, ada ile birlikte Toroslar'ın Pleistosen'de yükselimine devam ettiği, güney Anadolu'nun yükseliminin Eratosthenes'in Kıbrıs Yayı ile çarpışmasının eş zamanlı gerçekleştiği şeklindeki bir açıklamanın yetersiz olduğu ve bölgesel yükselimin astenosferdeki sıcak iç akış ile tetiklendiği belirtilmiştir. Flemming (1978) kuzey kıyıların günümüz deniz seviyesine göre daha stabil bir özellik gösterirken güney kıyıların plaka hareketlerinden dolayı batma özelliği gösterdiğini vurgulamış ve Kıbrıs'ın binyıl ölçeğinde dikey yer değiştirme hızlarını ortaya koymuştur. Kinnaird vd. (2011) Trodos Masifi'nin yükselim aşamalarını açıklarken masifin Geç Pliosen'de yükselmeye başladığını ve yükselimin Erken Pleistosen'de devam ettiğini, Orta ve Geç Pleistosen'de ise, devam eden yükselim ile birlikte glasiyo-östatik ve iklimsel değişimlerin etkisiyle denizel fasiyeslerin yükseldiğini belirtmiştir. Calon vd. (2005) Mesarya Ovası'nı sismik yansıma profilleri ile inceleyerek havzanın domuz sırtı havza yapısı (*piggy back basin*) şeklinde geliştiğini ortaya koymuştur. Bu çalışmalara göre Avrasya Plakası'nın güneye doğru hareketiyle Kıbrıs Adası, Eratosthenes Denizaltı Dağı'yla çarpışmış, böylece hem Trodos Masifi hem de adanın geneli yükselmiştir. Pleistosen'de de devam eden bu yükselim ile birlikte iklim ile deniz seviyesinde de yaşanan değişimler sonucunda adada yaygın bir şekilde karasal (akarsu) ve denizel taraçalar oluşmuştur.

Adadaki akarsu taraçaları ve yelpazeleri hakkında yapılmış çalışmalar açısından Gomez (1987) güney Kıbrıs'ta bulunan alt Vasilikos vadisinde 10 m, 25 m, 55 m, 80 m olmak üzere dört seviyede akarsu taraçalarını tespit etmiş ve taraçaların oluşumunda

östatik, tektonik, klimatik ve antropojenik faktörlerin birlikte etkili olduğunu ve bundan dolayı Doğu Akdeniz’de Üst Holosen’de karmaşık taraça serilerinin oluştuğunu belirtmiştir. Poole ve Robertson (1991) güney Kıbrıs’ta yeralan alüvyal yelpazeler ile denizel taraçaların gelişimine bağlı olarak Kıbrıs’ın kıyı alanlarında 130 bin yıldan bu yana maksimum 6 m’lik tektonik yükselimin gerçekleştiğini belirtmiştir. Olgun (1995) adanın batısındaki Güzelyurt havzası içerisinde alüvyal yelpazelerinin Pleistosen’de yarı kurak iklim koşullarında çökdiklerini, alüvyon yelpazesi çökellerinde Trodos Dağı’ndaki ani yükselimin de etkili olduğunu ve bunun çok iri çakıllı malzeme içeren yüksek yoğunluklu kütle akmaları şeklinde görüldüğünü belirtmiştir. Poole ve Robertson (1998) Kıbrıs fanglomeralarına ait iri sedimentlerin Trodos ofiyolitik masifinin ve sedimanter örtüsünün Pleistosen-Holosen’deki tektonik yükseliminin ve yüzeylemesinin kanıtları olduğunu belirtmiştir. Çalışmada fanglomeraların oluşmasında Erken-Orta Pleistosen’de serpatinit diyapirizmi ve izostasiye bağlı olarak gerçekleşen yerel tektonik yükselimi ile birlikte glasiyo-östatik deniz seviyesine bağlı olarak gerçekleşen yüzey yükseliminin, Geç Pleistosen’de devam eden yükselimi ile birlikte derine aşındırmanın ve buzularası dönemlerdeki nemli iklime (artan yağışa) bağlı olarak artan erozyonun, Holosen’de ise antropojenik nedenlerden olayı gerçekleşen ormansızlaşmanın etkili olduğu belirtilmiştir. Schirmer vd (2010) adanın Erken Miyosen’den itibaren yüzeye çıkması ile birlikte yerşekillerinin oluşumunun tektonik yükselimi tarafından kontrol edildiğini, 45 m kalınlığa sahip Erken Pleistosen yaşlı akarsu depolarının kaynağını yavaş bir şekilde yükselimine devam eden Trodos Dağı’ndan alan akarsuların oluşturduğunu ve Erken Pleistosen’in sonunda Trodos Dağı’nın yükseliminin artmasıyla birlikte bu depoların akarsular tarafından yarıldığını belirtmiştir. Water vd. (2010) Geç Pleistosen’deki iklim değişimleri ile alüvyal yelpaze çökelleri arasındaki ilişkiyi incelediği çalışmada alüvyal yelpazeler içerisindeki kongolomeratik birimlerin nemli dönemlere karşılık geldiğini, sediment birikiminde ve fasiyelerde meydana gelen döngüsel değişimin Geç Pleistosen’de yaşanan nemli ve kurak devreleri yansıttığını tespit etmiştir. Yukarıdaki çalışmalara göre ada içerisinde akarsu taraçaları ve yelpazeleri yaygın bir dağılışı gösterirken bu şekillerin oluşumunda adanın diyapirizm, izostasi ve tektonizmaya bağlı yükseliminin yanı sıra iklim ve deniz seviyesi değişimleri ile birlikte antropojenik faktörler de etkili olmakta, bu nedenle karmaşık akarsu serileri oluşmaktadır.

Adadaki denizel taraçalar hakkında yapılmış çalışmalar açısından Poole vd. (1990) denizel taraçalardaki mercanlardan elde ettikleri yaşlara göre güney Kıbrıs’ta son 192 bin

yıl içerisinde 18 m'lik tektonik yükselimin gerçekleştiğini belirtmiştir. Frebourg vd. (2012) Kıbrıs'ın güneybatısındaki Akamas Yarımadası üzerinde tespit ettiği üç denizel taraçanın paleoklimsel özelliklerini ortaya koymuştur. Birbirlerine benzer stratigrafiye sahip taraçalar üç seviyeden oluşmaktadır ve her bir seviye ayrı iklimik koşulları göstermektedir. Çalışmada denizel izotop dönemlerinden 9'a (MIS 9) karşılık gelen birinci seviyenin sıcak ve kurak iklime, MIS 7'e karşılık gelen ikinci seviyenin daha soğuk fakat ılıman koşullara, MIS 5e'ye karşılık gelen üçüncü seviyenin sıcak ve nemli koşullara karşılık geldiği belirtilmiştir. Zomeni (2012) doktora çalışmasında küresel deniz seviyesi ve yerel tektoniğe bağlı olarak Kıbrıs adası etrafında birçok denizel taraçanın geliştiğini, güneybatı Kıbrıs'taki denizel taraçaların 0.35-0.65 mm/yıl ile en yüksek yükselme hızına, diğer alanların ise 0.07-0.15mm/yıl yükselme hızına sahip olduğunu belirtmiştir. Kutoğlu (2010) doktora çalışması kapsamında yapmış olduğu morfolojik haritalamaya göre, Beşparmak Dağları'nın kuzey kıyıları ile Karpaz Yarımadası kıyılarında denizel taraçaların yaygın bir dağılışı gösterdiği ortaya konulurken, denizel taraçaların deniz kıyısından başlayarak 200 m yüksekliğe kadar yaygın bir dağılışı göstermekle birlikte 480 m'ye kadar görüldüğü belirtilmiştir. Yukarıdaki çalışmalara göre adanın Pleistosen'de yükselmesine devam etmesi nedeniyle ada kıyılarında denizel taraçaların yaygın bir dağılışı gösterdiği, bu taraçalara göre adanın yükselme hızı hakkında bilgi elde edilebildiği ancak bu yükselme hızlarının yerel tektonizmaya bağlı olarak ada içerisinde farklılık gösterdiği vurgulanmıştır.

KKTC'nin jeolojisi hakkında yapılmış çalışmalardan Baroz (1979) Beşparmak Dağları'ndan Trodos Ofiyoliti kuzeyine kadar geniş bir bölgeyi kapsayacak şekilde Kuzey Kıbrıs'ın jeolojisi hakkında en kapsamlı araştırmalardan birini yapmıştır. Çalışmada Beşparmak Dağları'nı oluşturan litostratigrafik birimleri ayrıntılı olarak incelemiş, Lapta Grubu kayaların biyostratigrafisi planktonik foraminiferlerle belirlenmiş, Kipariso Vouno Formasyonu'nu tanımlanarak stratigrafik konum ortaya konulmuştur. Hakyemez vd. (2002) hazırlamış olduğu MTA raporunda arazi çalışmaları, paleontolojik çalışmalar ve önceki çalışmalar yardımıyla tüm KKTC'ye ait 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları ile ayrıntılı kronostratigrafik kesitleri oluşturmuştur. Ancak çalışma yeraltısuyu potansiyelini belirleme amacıyla yapıldığından ofiyolitik ve volkanik kütlelerden çok sedimanter istifler incelenmiş, Kuvaterner birimlerini ise, denizel seki, karasal seki, gölsel çökeller, kumsal çökelleri, kıyı kumulları, akarsu çökelleri, kalis, traverten, taşkın çökelleri gibi birimler altında haritalandırılmış, ancak Mesarya Grubu'na ait Erken Pleistosen yaşlı Gürpınar ile Pleistosen yaşlı Bostancı formasyonları haricindeki ayrıntılı olarak incelenmemiştir. Nejdet

(2002) doktora tezinde KKTC sınırları içerisinde yer alan jips yataklarını inceleyerek bunların jeolojik, jeokimyasal özellikleri ile ekonomik önemlerini açıklamıştır. Hakyemez (2004) doktora tezinde Kuzey Kıbrıs Oligosen, Miyosen ve Pliosen istiflerinin planktonik foraminifer biyostratigrafisini inceleyerek Rupeliyen-Piyasenziyen zaman aralığında, ikisi alt zon kategorisinde olmak üzere 20 biyozon saptamıştır. Bu jeolojik çalışmalara göre zengin bir sedimanter istife sahip olan Kuzey Kıbrıs ile ilgili stratigrafik çalışmalar devam etmektedir.

Adanın jeomorfolojisi hakkında yapılmış çalışmalar oldukça sınırlı olmakla birlikte yapılmış jeomorfolojik çalışmalar şu şekildedir:

Dreghorn (1978) Girne (Beşparmak) Dağları ve çevresindeki çeşitli yerşekillerinin yapısal kontrollü gelişimini ve Kıbrıs'ın plaka tektoniğindeki yerini açıklarken, yerşekillerini kıvrımlı yapılar, büyük tepeler, olistolitler, dağ arası ovaları, boğazlar, geçitler, taraçalar, yamaçlar, karst şekilleri, mağaralar gibi 18 farklı gruba ayırmış ve bu şekillerin özellikleri ile oluşumlarını yorumlamıştır. Bu gruplar içerisinde taraçalardan bahsedilirken yalıtışları, eolinitler ve dalga aşınım düzlüklerinden bahsedilmemiştir. Çalışmada taraçalar yüksek dağ düzlükleri, denizel Pliosen taraçaları, karasal taraçalar ve düzlükler ile Pleistosen taraçaları olarak sınıflandırmıştır. Allerton ve Gomez (1989) Trodos'un güneydoğusunda tektonik ile jeomorfoloji arasında yakın bir ilişki olduğunu ve alanın ayrılma merkezi üzerinde gerçekleşen kabuksal genişleme ve volkanik aktiviteyle karakterize edilen birinci evre, tektonizma ve volkanik faaliyetlerin egemen olduğu ikinci evre şeklindeki iki evrede gelişme gösterdiğini belirtmiştir. Nazik vd. (2004) çalışmasında KKTC'nin doğal ve antropojen kökenli mağaraların konumlarını, fiziksel özelliklerini, oluşumlarını ve gelişmelerini detaylı bir şekilde inceleyerek mağaraları kullanım amaçlarına göre sınıflandırmışlardır. Noller (2009) araştırma raporunda başta rölyef ve anakaya olmak üzere çeşitli faktörleri dikkate alarak adayı 8 jeomorfolojik ana bölgeye ve 32 alt bölgeye ayırmıştır. Buna göre, KKTC sınırları içerisinde ana bölgelerden 4 tanesi yer alır. Karpaz bölgesi, kuzey-güney doğrultusundaki fayların ve kolay ayrışabilen yüksek kumlu fişlerin varlığına bağlı olarak oluşan dalgalı topografyasından dolayı ayrı bir bölge olarak değerlendirilirken, alt bölgelere ayrılmamıştır. Girne bölgesi jeolojik birimlerde meydana gelen farklılaşmanın jeomorfolojik yansımalarından dolayı 5 alt bölgeye ayrılırken, Beşparmak Dağları'nın kuzey kıyıları denizel taraça bölgesi olarak ayrı bir alt bölge içerisinde ele alınmıştır. Mesarya Ovası'nın merkezi kısmı ise, 3 alt bölgeye, ovanın

doğusunda kalan, doğuya akan akarsuların oluşturduğu bölge (Ammochostos) ise, 5 alt bölgeye ayrılmıştır. Kutoğlu (2010) çalışmasında KKTC'nin jeomorfolojik özelliklerini, bu özelliklerin gelişiminde etkili olan faktörlerini ortaya koyarak, doğal afetler ve arazi kullanımı gibi sorunlar kapsamında uygulamalı jeomorfoloji açısından değerlendirmiştir. Bu jeomorfolojik çalışmalara göre adanın jeomorfolojik özelliklerinin oluşmasında tektoniğin büyük rolü vardır ve adanın jeomorfolojik evriminde iklim ve deniz seviyesi değişimleri ile tektonizma gibi birçok faktör etkili olmuştur.

Adadaki yalıtışı çalışmaları açısından, Ertek vd. (2008) KKTC kıyılarında 5 lokalitede inceledikleri yalıtışlarının kıyı gerisinde kumulların ve denizel taraçaların bulunduğu alanlarda gelişme gösterdiğini, oluşumların Beşparmak Dağları ve Trodos Masifi'nden gelen kum ve çakıllardan oluştuğunu ve çimentolanmanın ise tatlı su ile tuzlu su karışım ortamlarında gerçekleştiği belirtmiştir. Kutoğlu (2010) 11 lokalitede yalıtışı oluşumu aktarmış, yalıtışlarının tahrip edilmesiyle kıyı gerilemesinin yaşanabileceğini vurgulamıştır. Güney Kıbrıs kıyılarındaki yalıtışları hakkında henüz bir çalışma yapılmamakla birlikte Kelletat (2006) ve West (2012) Akrotiri Yarımadası'ndaki tombolo üzerinde yalıtışlarının geliştiğini belirtmişlerdir. Yukarıdaki çalışmalara göre yalıtışları özellikle kuzey Kıbrıs kıyılarında yaygın bir oluşum gösterir. Ancak bu çalışmalarda yalıtışlarının tektonizma ve deniz seviyesi değişimleri açısından önemi hakkında bir değerlendirme yapılmamıştır.

Adadaki dalga aşınım düzlükleri açısından, Kutoğlu (2010) ve Zomeni (2012) adadaki dalga aşınım düzlüklerinin deniz seviyesinde meydana gelen seviye değişikliklerinin morfolojik sonuçlarından olduğunu, yükselmiş aşınım düzlüklerinin neotektoniğin işareti olduğunu belirtmişlerdir. Ancak adadaki dalga aşınım düzlüklerinin gelişimi hakkında ayrıntılı bir çalışma bulunmamaktadır.

Adadaki eolinitler açısından Poole ve Robertson (1991) Kıbrıs'ın en güney ucu olan Akrotiri Yarımadası'nda bulunan Geç Pleistosen yaşlı hafif yükselmiş eolinitlerden söz etmektedir. Frébourg vd. (2008) eolinitlerin küresel dağılımını açıklarken, Kıbrıs'ın batısında yeralan Akamas Yarımadası dahil olmak üzere, dünyanın çeşitli yerlerinden ele aldığı eolinitleri fasiyes özellikleri açısından inceleyerek, eolinitlerin tipik özelliklerini ve önemlerini ortaya koymuştur. Schellmann vd. (2008) ise, Kıbrıs'ın güneydoğusundaki eolinitleri içerisindeki salyangoz kabuklarını Elektron Spin Rezonans (ESR) ile tarihlendirerek, kumul birikiminin Greco Burnu'nda 66.000 ile 72.000 yıl önce, Nissi

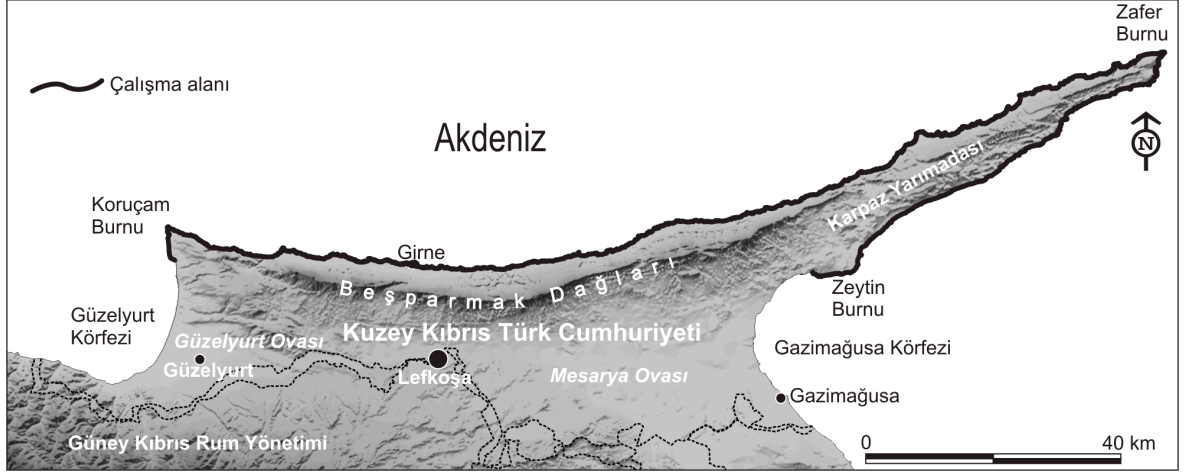
Plajı'nda 84.000-94.000 yılları arasında gerçekleştiğini belirtmiştir. Çağlar (2009) Karpaz Yarımadası'nın kuzeydoğusunda bulunan Altinkum Plajı ve yakın çevresinin fiziki coğrafya özelliklerini ve jeomorfolojik gelişimini açıkladığı çalışmasında Altinkum Plajı'nda bulunan eolinitleri de ele almıştır. Erginal vd. (2012a) Altinkum Plajı'nda bulunan eolinitler üzerinden yaptıkları çalışmasında, alanda kumul birikiminin 1500 yıl önce gerçekleştiğini belirtmiştir. Frebourg vd. (2012) Kıbrıs'ın güneybatısındaki Akamas Yarımadası üzerinde tespit ettiği ve sırasıyla MIS 9, MIS 7 ve MIS 5'e karşılık gelen üç denizel taraçanın günümüz koşullarından daha sıcak ve ılıman koşulları temsil eden üç seviyesinden oluştuğu ve her seviye içerisinde eolinit oluşumlarının bulunduğunu belirtmiştir. Kıbrıs adasındaki eolinitler jeolojik çalışmaların yanı sıra arkeolojik çalışmalarda da ele alınmıştır. Ammerman (2011) ile Ammerman vd. (2011) güney Kıbrıs'da Akrotiri Yarımadası, Aspros ve Nissi plajlarında bulunan eolinitlerin, üstünde bitki örtüsü barındırabilmelerinden dolayı, Neolitik çağda geçici kamp alanları olarak kullanımına uygun olduklarını belirtmiştir. Milan vd. (2009) Akdeniz'de omurgalı hayvanların izledikleri yolların, bitki örtüsü barındırmasından dolayı, eolinitler ile örtüştüğünü, Kıbrıs'ın güney ve batısındaki eoliyen depoları içerisinde de bu yolların bulunduğunu tespit etmiştir. Yukarıdaki çalışmalara göre Kıbrıs adasında eoliyen süreçlerinin etkili olduğu ve bu süreçlerin Kuvaterner içerisinde eolinit oluşumlarına neden olduğu, tarihi çağlarda ise bu oluşumların sahip oldukları fiziksel özelliklerden dolayı hem hayvanların hem de insanların yaşamlarında etkili oldukları tespit edilmiştir.

3. ARAŞTIRMA PROBLEMİ

Kıyı alanları denizel, karasal ve tektonik süreçler tarafından şekillenmesinden dolayı zengin kıyı jeomorfolojisine sahip alanlardır. Başta deniz seviyesi ve iklim koşulları olmak üzere oluştuğu zamandaki paleoortam koşullarının kaydını tutan bu jeomorfolojik şekillerden eski deniz seviyesi, iklim koşulları ve tektonizmanın etkinliği hakkında bilgi sahibi olmak mümkündür. Yukarıda sonuçları kısaca belirtilen çalışmalarda da Kıbrıs adasının plaka hareketlerine bağlı olarak Kuvaterner'de tektonik yükselimine devam ettiği, bu yükselimin iklim ve deniz seviyesinde yaşanan değişimler ile birlikte adada alüvyal taraçalar ve yelpazeler, denizel depolar/taraçalar, faylı yapılar gibi birçok morfolojik yapının oluşmasına neden olduğu belirtilmiştir. Çalışmalarda bu oluşumlar aracılığıyla adanın Kuvaterner yükselim hızları ortaya konulurken, yükselim hızlarının ada içerisinde farklılık gösterdiği de ortaya çıkmıştır. Ancak jeolojisi çok iyi bilinmekle birlikte, ada

hakkında bazı eksikler bulunmaktadır. Örneğin çalışmaların büyük bölümünün güney Kıbrıs ile ilgili olması nedeniyle kuzey Kıbrıs hakkındaki bilgilerimiz sınırlıdır. Aynı zamanda çalışmaların çoğunluğunun adanın jeolojik evrimi ve yükselimi hakkında olmasıyla birlikte adanın şekillenmesinde çok önemli rol oynayan deniz seviyesi değişimleri yeterince ele alınmamıştır. Bu açıdan kuzey Kıbrıs kıyılarında Kuvaterner’de iklim ve deniz seviyesi değişimleri ile tektonizma açısından nasıl bir ortamsal değişim yaşandığı soruları tez çalışmasının temel problemini oluşturmaktadır. Bu problemin çözümü amacıyla tez kapsamında KKTC’nin Koruçam Burnu, Zafer Burnu ve Zeytin Burnu arasında kalan, yani Beşparmak Dağları’nın kuzey ile Karpaz Yarımadası’ndaki yaklaşık 320 km’lik uzunluğa sahip kuzey kıyıları incelenmiştir (Şekil 7).

Şekil 7: Çalışma alanının sınırı.



4. TEZİN AMACI ve ÖNEMİ

Kuzey Kıbrıs kıyılarında Geç Kuvaterner-Holosen'de iklim, deniz seviyesi ve tektonik yükselim hızı değişimlerinin nasıl gerçekleştiğinin belirlenmesi çalışmanın amacını oluşturmaktadır. Bu amaç doğrultusunda izlenen adımlar aşağıdaki şekildedir.

1. Arazi çalışması ile kuzey Kıbrıs kıyılarında bulunan yalıtışları, bol fosilli denizel depolar, eolinitler ve dalga aşınım düzlüklerinin dağılımlarını (GPS ölçümleri) ve genişlik, uzunluk, yükseklik, tabaka ölçümleri gibi fiziksel özelliklerinin ortaya konulması ve analizler için uygun örneklerin toplanması,
2. Yalıtışlarından alınan örnekler üzerinden yapılacak jeokimyasal, sedimentolojik analizler (CaCO_3 , tane boyu, Fourier Dönüşümlü Kızılötesi Spektroskopisi, X-Işınları Kırınımı, Taramalı Elektron Mikroskopu, ince kesit çalışmaları, fosil tanımlamaları) ile örneklerin diyajenetik ortamlarının belirlenmesi ve tarihlendirme çalışmaları (Optik Uyarımlı Lüminesans Tarihlendirmesi) ile yalıtışlarının günümüz deniz seviyesi koşulları ile ilişkilerinin açıklanması,
3. Kuzey Kıbrıs'taki eolinitler üzerinden yapılacak tabaka ölçümleri ve Akdeniz'deki diğer eolinitler üzerinden yapılmış ölçümler ile Doğu Akdeniz'in paleorüzgâr özelliklerini ortaya konulması,
4. Denizel depolardan yapılacak fosil tayinleri ile depoların kökeninin (güçlü fırtınalar, tsunamiler vb.) belirlenmesi,
5. Dalga aşınım düzlüklerinden yapılacak ölçümler (deniz seviyesinden yükseklikleri ve aşınım düzlüğü basamaklarının özelliklerinin incelenmesi) ile kuzey Kıbrıs kıyılarındaki tektonik etkinliğin alansal (yerel) değişimlerinin ortaya konulması,
6. Özellikle yalıtışlarından yapılacak mutlak tarihlendirme çalışmaları ile kuzey Kıbrıs kıyılarında Geç Holosen'de yaşanan deniz seviyesi ve iklim değişimleri ile tektonik yükselim hızının belirlenmesi.

Adanın hem Doğu Akdeniz su kütlelerinin merkezinde hem de plaka sınırlarına yakın, tektonik açıdan aktif bir alanda yer almasından dolayı kuzey Kıbrıs kıyılarından elde edilecek verilerin başta Doğu Akdeniz olmak üzere Akdeniz'de yaşanan iklim ve deniz seviyesi değişimleri ile tektonik aktivitelerin etkinliğinin anlaşılmasına katkı sağlayacak olması tez çalışmasının önemini oluşturmaktadır.

5. TEZİN YAPISI

Yukarıda belirtilen amaç ve adımlar doğrultusunda tez kapsamında yapılan çalışmalar 5 ana bölümde ele alınmıştır.

1. “Giriş” bölümünde tez kapsamında ele alınan kavramlar hakkında kısa bilgiler verilerek, adanın jeolojisi ve jeomorfolojisi hakkında ayrıntılı bir literatür derlemesi yapılmıştır. Bu derleme çalışması ile incelenecek jeomorfolojik şekillerin kuzey Kıbrıs’ta varlığı ortaya konularak çalışmalardaki boşluklar ile tezin amacı ve yöntemi belirlenmiştir.
2. “Bölüm I”de çalışmanın amacı doğrultusunda kullanılan veri ve yöntemler ayrıntılı olarak açıklanmıştır.
3. “Bölüm II”de Doğu Akdeniz ve Kıbrıs’ın tektonik özellikleri, kuzey Kıbrıs’ın jeolojik özellikleri ile temel morfometrik ve jeomorfolojik özellikleri ortaya konulmuştur.
4. Kıyı şekillerinin oluşumu üzerinde klimatik ve oşinografik süreçlerin de etkili olduğu düşünülerek “Bölüm III”de Doğu Akdeniz’in ve adanın denizel koşulları ile iklimsel özellikleri ele alınmıştır. Doğu Akdeniz’deki gel-git istasyonları aracılığıyla yıllık deniz seviyesi değişimleri ve bunların iklim elemanları ile bağlantıları ayrıntılı şekilde ortaya konulmuştur (Ek 4).
5. “Bölüm IV”de arazi çalışması sonuçlarına göre incelenen oluşumların fiziksel özelliklerine ve analiz sonuçlarına yer verilmiştir.
6. “Tartışma” bölümünde hem arazi çalışması hem de analiz çalışmalarından elde edilen sonuçlar değerlendirilip önceki çalışmaların sonuçları ile karşılaştırılarak tartışılmıştır.

BÖLÜM I

VERİ ve YÖNTEM

Kıyı morfolojisine ait şekiller jeolojik, jeomorfolojik, hidrolojik (karasal, denizel) ve iklimatik parametrelerin ortak etkileşimi ile oluştuklarından tezin amacı doğrultusunda birçok yöntem kullanılmıştır. Ofis çalışmaları ile alana ait haritalar oluşturularak günümüz deniz seviyesi ve iklim özellikleri belirlenmiş, arazi çalışması sırasında küresel yer belirleme sistemi (GPS) ve alan ölçümleri yapılarak şekillerin alansal dağılışları ile fiziksel özellikleri ortaya konularak analizler için örnekler toplanmıştır. Toplanan örneklerden aşağıda ayrıntılı olarak açıklanan laboratuvar analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizler aracılığıyla örneklerin çimento yapıları, çimentonun element ve kristal bileşimi, makro ve mikro fosil içerikleri belirlenerek, tarihlendirme çalışmaları gerçekleştirilmiş, oluşum ortamları ve zamanları belirlenmiştir. Bu çalışma kapsamında kullanılan veri ve yöntemler aşağıda detaylı bir şekilde açıklanmaktadır.

1. İKLİM VE DENİZ SEVİYESİ ÇALIŞMALARI

Kıyı şekillerinin oluşmasında iklim ve deniz seviyesi koşulları önemli etkiye sahiptir. “Giriş” bölümünde de belirtildiği gibi sıcaklık, buharlaşma, yağış, rüzgâr gibi iklim koşulları ve ortalama deniz seviyesi, gel-git genliği, su kütlesinin özellikleri gibi oşinografik koşullar çimentolanmış kıyı çökellerinin fasiyes özellikleri üzerinde önemli etkiye sahiptir. İklim çalışmalarında KKTC Başbakanlık Devlet Planlama Örgütü, İstatistik ve Araştırma Dairesi’nin 1975-2006 yılları arasındaki istatistik yıllıklarından elde edilen Güzelyurt, Boğaz, Ercan, Lefkoşa, Alevkaya, Yeni Erenköy, Lapta, Girne, Gazimağusa istasyonlarına ait ortalama iklim verileri kullanıldı. Bu verilerden KKTC’nin sıcaklık, yağış, bağıl nem, Thortwaite su bilançosu değerlerinin aylık değişimi ve rüzgâr özelliklerinin yıllık ortalama değerleri değerlendirildi.

Doğu Akdeniz’in günümüz deniz seviyesi koşullarının incelenmesinde “*Permanent Service for Mean Sea Level*”dan (PSMSL) alınan 11 gel-git ölçüm istasyonuna ait aylık deniz seviyesi verileri ile “*National Oceanic and Atmospheric Administration*”dan (NOAA) alınan 18 grid noktasına ait ortalama hava sıcaklığı, ortalama deniz seviyesi basıncı ve 15 grid noktasına ait toplam yağış zaman dizisi verileri kullanıldı. Aynı

zamanda Kıbrıs Adası'nın küresel atmosfer ve su dolaşımı içerisindeki yeri de ayrıntılı olarak değerlendirildi.

2. HARİTALAMA ÇALIŞMALARI

Ada çevresindeki tektonik, iklimik, oşinografik koşulların belirlenmesi, kuzey Kıbrıs'ın sahip olduğu morfometrik özelliklerin ortaya konulması, tespit edilen lokalitelerin dağılışı ile yakın çevresinin jeolojik ve topografik özelliklerin belirlenmesi amacıyla harita çalışmaları gerçekleştirildi. Bu çalışmalarda KKTC'ye ait tüm 1/50.000 ölçekli topografya haritaları (S29b, S29c, S29d, S30a, S30b, S30c, S30d, S31a, S31b, S31c, S31d, S32a, R32c, R32d, R33d) ile 1/250.000 ve 1/25.000'lik jeoloji haritalarından faydalanılarak sayısal haritalar oluşturuldu ve alansal hesaplamalar yapıldı. USGS (*United States Geological Service*)¹'den elde edilen sayısal yükseklik modeli ve NOAA'ya bağlı *National Geophysical Data Center*²'den elde edilen batimetri haritasının birleştirilmesi ile Doğu Akdeniz'in kıyı morfolojisinin deniz tabanı morfolojisi ile ilişkisi ortaya konuldu. Bu temel haritaların yanı sıra Kıbrıs'ın genel atmosfer ve akıntı dolaşımı içerisindeki yerini gösterebilmek amacıyla Akdeniz havzasının akıntı, gel-git genliği ve genel atmosfer dolaşımı haritaları derlendi. Arazi çalışmasında belirlenen lokalitelerin ve yakın çevrelerinin jeolojik ve topografik özelliklerini ortaya koymak amacıyla, Googleearth görüntüleri, Hakyemez vd., (2002) tarafından hazırlanmış 1/25000'lik jeoloji haritaları ve 1/50000'lik topografya haritalarından yararlanılarak, lokalitelerin yakın çevresine ait izohips ve jeolojik formasyon bilgilerini gösteren detaylı haritalar oluşturuldu. Haritaların oluşturulmasında *Mapinfo 10*, *ARC GIS 10*, *Global Mapper 12*, *Raster to Vector (R2V)* ve *Corel Draw 12* programları kullanıldı.

3. ARAZİ ÇALIŞMALARI

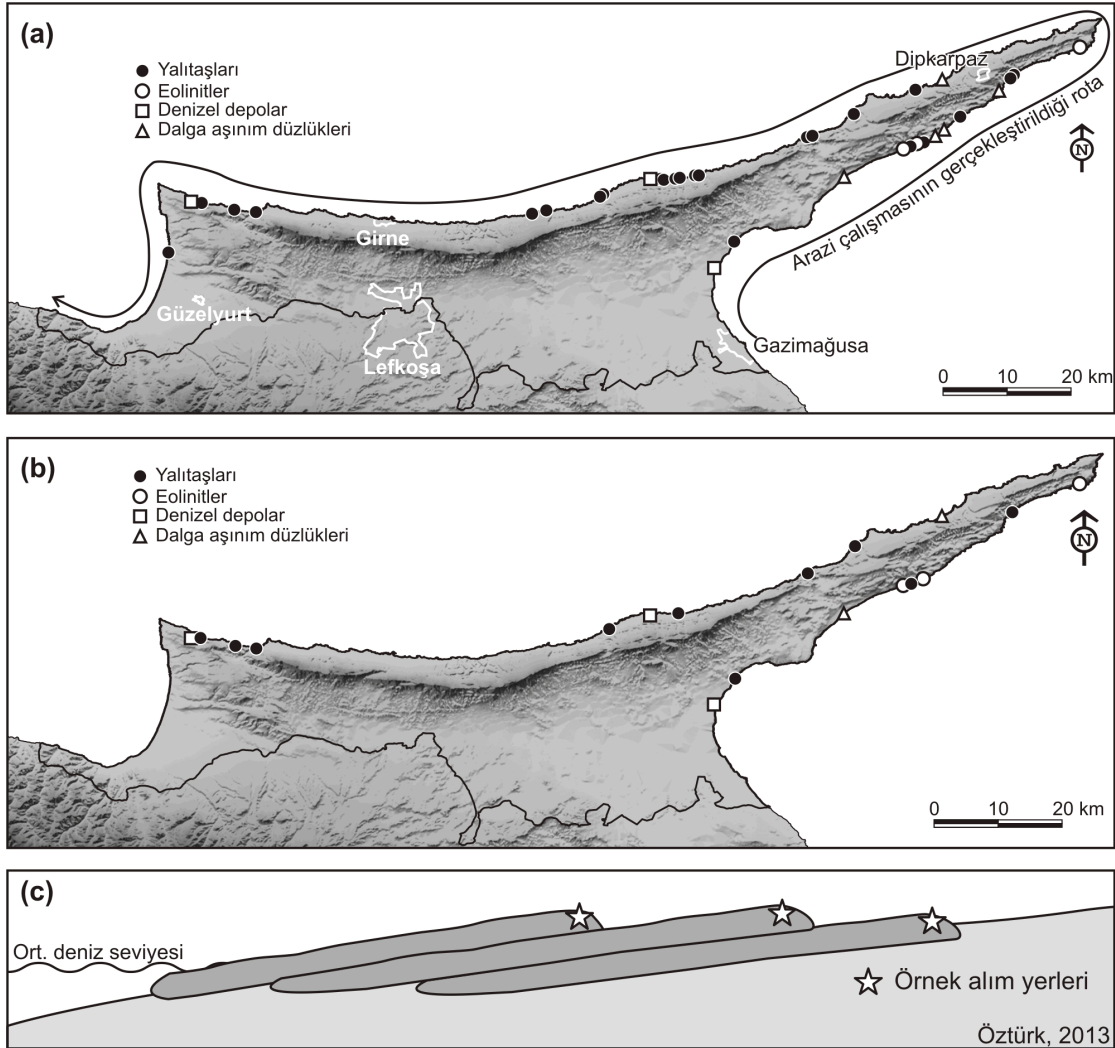
Lokalitelerin dağılışlarını, fiziksel özelliklerini belirlemek ve laboratuvar analizleri için örnek toplamak amacıyla 3-15 Ekim 2011 tarihleri arasında Gazimağusa'dan başlayarak Karpaz Yarımadası'na, Karpaz'dan Girne ve Güzelyurt kıyılarına doğru saat yönünün tersi istikametinde bir arazi çalışması gerçekleştirildi ve tespit edilen lokaliteler bu sıra ile numaralandırıldı (Şekil 4.1a). Yalıtışı lokalitelerinden GPS (*Garmin G60CSx*), uzunluk, genişlik, eğim, tabaka sayısı, denizden maksimum yüksekliği ölçümleri yapıldı ve laboratuvar analizleri için örnekler toplandı. Laboratuvar analizleri için, yalıtışlarından 10

¹ http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/- son erişim: 17.06.2012

² <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ibcm/bathy/>- son erişim: 05.07.2012

lokaliteden 23 örnek, eolinitlerden 3 lokaliteden 8 örnek, dalga aşınım düzlüklerinden 2 lokaliteden 4 örnek (2 anakaya, 2 *Dendropoma petreum* kütlesi) ve denizel depolardan 3 lokaliteden 3 örnek alındı (Şekil 4.1 b,c). Arazi çalışmaları sırasındaki gözlem ve ölçümlere göre yalıtışları kendi içerisinde sınıflandırılarak oluşum şekilleri yorumlandı. Yalıtışlarının deniz seviyesinden maksimum yükseklik değerleri günümüz deniz seviyesi koşulları ile karşılaştırıldı. Dalga aşınım düzlüklerinde, yükseklik genişlik ölçümleri yapılarak model çizimleri yapıldı. Denizel depolardan, depoların içerisinde bulunan fosillerin türlerini tanımlamak için fosil bolluk zonları içerisinde fosil örnekleri toplandı. Eolinitlerden ise tabaka ölçümleri yapıldı.

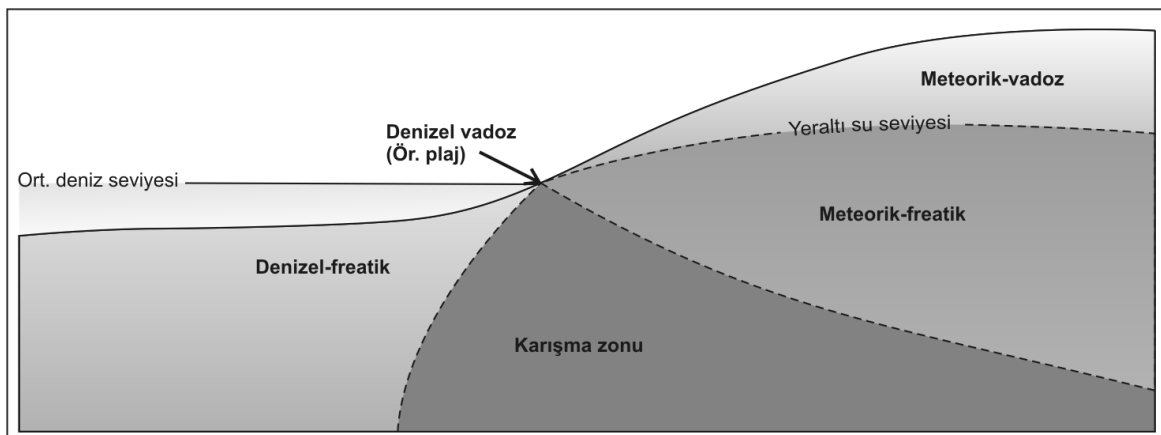
Şekil 1.1: (a) Arazi çalışmasında tespit edilen tüm lokalitelerin ve (b) örnek alınan lokalitelerinin alansal dağılışı ile (c) yalıtışı lokalitelerinde örnek alım yerlerini gösteren şematik kesit.



4. LABORATUAR ANALİZLERİ

Arazi çalışmalarında toplanan yalıtışı, eolinit ve dalga aşınım düzlüklerinden alınan örneklerden, deniz seviyesi değişimlerini ve tektonik yükselimi doğru bir şekilde yorumlayabilmek için oluşumların çimento yapılarını ve bu böylece diyajenetik ortamlarını (Şekil 1.2) ve çimentolanma safhalarını belirlemek birinci derecede öneme sahiptir. Bu nedenle oluşumların barındırdığı çimento yapılarını ve bu yapılar aracılığıyla diyajenetik ortamlarını belirlemek için çeşitli laboratuvar çalışmaları gerçekleştirildi. Örnek çimentolarının sahip oldukları kalsiyum karbonat yüzdesini belirlemek için “kalsiyum karbonat analizi”, çimentonun kimyasal bileşimini belirlemek için “Fourier dönüşümlü kızılötesi spektroskopisi”, çimentonun hangi minerallerden kaynakladığını belirlemek için “X-ışınları kırınımı”, örnek kütlesinin petrografik özelliklerini belirlemek için “ince kesit”, taneleri birbirine bağlayan çimento ve mineral yapılarını belirlemek için “taramalı elektron mikroskobu”, tespit edilen minerallerin kimyasal özelliklerini ortaya koymak için “enerji dağılımlı X ışınları spektroskopisi”, çimentonun birbirine bağladığı tanelerin özelliklerini belirlemek için “granülometri”, örneklerin oluşum tarihlerini belirlemek için “optik lüminesans tarihlendirmesi”, tarihlendirmelerin hata payını düşürmek için “endüktif eşleşmiş plazma-kütle spektrometresi” analizleri kullanılmıştır. Bu analizler ile birlikte denizel depolardan “makro ve mikro fosil tür tayinleri” yapılmıştır. Kullanılan analizler hakkında aşağıda ayrıntılı bilgiler verilmiştir.

Şekil 1.2: Bir kıyı boyunca görülen temel diyajenetik ortamlar (Adams ve MacKenzie, 1998’den düzenlenerek)



4.1. Kalsiyum Karbonat (CaCO₃) Analizleri: Kalsiyum karbonat analizi örneklerdeki temel çimentolayıcı element olan kalsiyum karbonatın yüzdesini belirlemek

için kullanılmıştır. Karbonat ölçümünün aşamaları şu şekilde gerçekleştirilmiştir: Çekiç yardımıyla öğütülen örnekler 0.25 mm'lik elek yardımıyla elendikten sonra 0.5 gramlık elenmiş örnek kalsimetre şişesine kondu. Örneklerin yerleştirildiği kalsimetre şişesine küçük bir cam kap yardımıyla 3 – 5 mL %10'luk hidroklorik asit (HCl) çözeltisi pens yardımıyla dökülmeden kalsimetre şişesine yerleştirilerek şişenin kapağı sıkıca kapatıldı (Müftüoğlu ve Türkmen, 2009). Eşit ağırlık sistemini kurmak için kalsimetre U borusundaki su seviyesi çekül yardımıyla sıfır çizgisine getirilerek sistem tamamen kapatıldı. Daha sonra kalsimetre şişesi çalkalanarak asit çözeltisi ile örneğin tepkimeye girmesi sağlandı. Çalkalama işlemine karbondioksit (CO₂) çıkışı yani tepkime bitene kadar devam edildi. Tepkime bittikten sonra kalsimetre üzerinden okunan değer aşağıdaki formüller yardımıyla % cinsinden değerlere dönüştürüldü (Denklem 1,2);

$$V_0 = \frac{(273.15) \cdot V \cdot (P - p)}{(273.15 + t) \cdot 760} \quad (1)$$

$$\%CaCO_3 = \frac{0.44 \cdot V_0}{A} \quad (2)$$

Formüllerde gösterilen V_0 , sıcaklık ve basınç değerleri ile düzeltilmiş su buharı basıncı; V , kalsimetre üzerinde okunan CO₂ hacmi; P , ölçüm anındaki hava basıncı (mmHg cinsinden); p ; ölçüm anındaki sıcaklıktaki su buhar basıncı; t , ölçüm anındaki sıcaklık (°C) değeri; A , ölçüm için kullanılan örnek ağırlığıdır (mm). Örnekler içerisindeki toplam CaCO₃ miktarı Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, Jeomorfolojik Analiz Laboratuvarı'nda *Scheibler kalsimetresi* kullanılarak hesaplandı.

4.2. Tane Boyu (Granülometri) Analizleri: Çimentonun birbirine bağladığı tanelerin dağılım özelliklerini, yani tane boylarını, elenme özelliklerini belirlemek için tane boyu analizleri kullanılmıştır. Tane boyu analizleri örneklerin *BEL Photonics Stereo* mikroskopunda çekilen görüntüleri üzerinden gerçekleştirilmiştir. Çekilen fotoğraflar *BEL MicroImage Analyzer* yazılımında ölçeklendirilip her bir örneğe ait 50 tanenin (yalıtışlarından toplam 1150, eolinitlerden toplam 350 tanenin) uzun ve kısa eksenleri ölçülerek aralarındaki korelasyonlar hesaplandı. Elde edilen değerlerden saçılım, kutu ve frekans dağılım grafikleri yardımıyla tane boyu dağılımları değerlendirildi.

4.3. Fourier Dönüştürümlü Kızılötesi Spektroskopisi (FTIR - Fourier Transform Infrared Spectroscopy) ve X-Işınlari Kırınımı (XRD - X-ray Diffractometry)

Analizleri: FTIR ve XRD yöntemleri örneklerdeki taneleri birbirine bağlayan karbonat çimentonun element bileşimi ve mineral özelliklerini ortaya koymak amacıyla kullanılmıştır.

Elektromanyetik ışımının madde ile etkileşimini konu alan bilim dalı olan spektroskop, ışımının madde tarafından soğurulması (*absorbsiyon-emilme*) ve yayınmasına (*emisyon*) göre ikiye ayrılır. **İnfrared spektroskopisi** maddenin kızılötesi ışınları soğurulması temeline dayanır. Kırmızı ötesi ışınma, elektromanyetik spektrumda görünür bölge ve mikro dalgalar arasında bulunur ve dalga boyu 0.8-2.5 μm (dalga sayısı 12500-4000 cm^{-1}) bölgesine *yakın kırmızı ötesi*, 2.5-255 μm (dalga sayısı 4000-400 cm^{-1}) bölgesine (*orta*) *kırmızı ötesi* ve 25-500 μm (dalga sayısı 400-20 cm^{-1}) bölgesine *uzak kırmızı ötesi* denir. İnfrared spektroskopisinde yatay eksen $\bar{\nu}$: dalga sayısını (cm^{-1}) belirtir ve dalga sayısı 1/dalga boyu yani $1/\lambda$ formülüyle hesaplanır. Dalga sayısı hem frekans ve hem de enerji ile doğru orantılı olduğundan, infrared spektroskopisinde dalga boyundan çok genellikle doğrusal bir dalga sayısı ölçeği kullanılır. Yöntemde dikey eksen yüzde (%) cinsinden geçirgenliği (*transmittence*, %T) gösterir. İnfrared spektroskopisinde 2 tip soğurulma bölgesi bulunur. Bunlardan birincisi fonksiyonlu grup bölgesi, diğer ise parmak izi bölgesidir. Çeşitli kaynaklarda bu grupların dalga sayısı aralığı farklı belirtilmekle birlikte parmak izi bölgesi genel olarak 400 ile 1000-1500 cm^{-1} arasında değişir ve iki bileşiğin aynı olup olmadığını anlamak için incelenir (Erdik, 1998). Bu çalışmada FTIR sonuçları parmak izi bölgesini içine alacak şekilde 2000 ile 550 cm^{-1} arasında kalan bölge incelendi. Ancak FTIR karmaşık maddelerin özelliklerini ortaya koymak için tek başına yeterli olmadığından (Erdik, 1998) destekleyici yöntemlerle sonuçların doğrulanması açısından bu çalışma kapsamında FTIR'a ek olarak XRD analizleri gerçekleştirildi.

X ışınları kırınımı elektromanyetik spektrumun 0.0001-0.01 μm aralığında yer alan X ışınları kullanılarak, minerallerin kristal yapılarını incelemek için kullanılan bir tekniktir. XRD kristallere zarar vermeksizin, kristal yapılarında parmak izi hassaslığında veri toplayabilmesi ve güvenilir olması açısından çok kullanışlıdır. Yöntem öğütülmüş numuneye X-ışını göndererek kırılma ve dağılıma verilerinin toplaması prensibine dayanır. X-ışınları kristal yapı üzerine düşürüldüğünde katı yüzeyinden yansımaya ve saçılmaya

uğrarlar. Kristal yapıdaki bu saçılımlar kırınım olarak adlandırılır ve kırınım çok sayıda atomu içeren saçılmalardan meydana gelir (Yaşar, 2009).

Çalışmada 23 yalıtışı, 7 eolinit ve 4 dalga aşınım düzlüğü örneğinin FTIR ve XRD analizleri yapıldı. FTIR analizlerinde sonuçları değerlendirmek için referans örnek olarak ikişer adet saf kalsit, aragonit ve kuvars minerallerinin de FTIR analizi gerçekleştirildi. FTIR analizleri Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Merkez Laboratuvarı'nda *Perkin Elmer FTIR Spectrum one* kullanılarak, XRD analizleri İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü, Malzeme Araştırma Merkezi'nde *Philips X-pert Pro* cihazı kullanılarak gerçekleştirildi. XRD sonucunda elde edilen değerler *American Mineralogist* dergisinin mineral veri bankasından³ elde edilen kalsit, kuvars ve dolomit minerallerinin XRD piklerine ait yoğunluk bilgileri karşılaştırıldı.

4.4. İnce Kesit Çalışmaları: Kayaç örneklerinin ince kesitlerinin alınması petrografik özelliklerin yorumlanması açısından büyük önem taşımaktadır. Çalışma kapsamında ince kesitler, örneği oluşturan öğeleri (kayaç, mineral ve fosil) ve bu öğeleri birbirine bağlayan çimento yapılarını tanımlamak amacıyla kullanıldı. Toplam 23 adet yalıtışı, 4 dalga aşınım düzlüğü (2 adet platform kayası, 2 adet *Dendropoma petreum* kütlesi) ve 2 eolinit örneğinin ince kesitleri hazırlanarak fotoğraflandırdı. İnce kesitlerden çekilen fotoğraflar Ek 1'de sunuldu. Yalıtışı, eolinit ve dalga aşınım düzlüğü örneklerinden yapılan ince kesitlerden çimento yapısı, kayaç, mineral ve fosil (özellikle foraminifer) tanımlaması yapıldı. Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İnce Kesit Laboratuvarı'nda hazırlanan ince kesitler Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, Jeomorfolojik Analiz Laboratuvarı'nda da binoküler mikroskop kullanılarak fotoğrafları çekilerek ölçeklendirildi.

4.5. Taramalı Elektron Mikroskopu (SEM - Scanning Electron Microscopy) ve Enerji Dağılımlı X Işınları Spektroskopisi (EDX - Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy) Analizleri: Taramalı elektron mikroskopu daha çok yüzey yapılarını incelerken görüntüleme amacıyla kullanılan bir tekniktir. Görüntülerden tane boyu dağılımları, mineral ve çimento yapıları değerlendirilerek kıyı morfodinamiği, sediment taşınması, birikmesi ve yalıtışı diyajenezi konularında bilgiler elde etmek mümkündür. Yöntemde örnekten yansıyan elektronlar aracılığıyla 1 milyon büyütme kadar görüntü elde edilebilmektedir. SEM görüntüleri İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü, Malzeme

³ <http://rruff.geo.arizona.edu/AMS/amcsd.php>, son erişim: 10.02.2012

Araştırma Merkezi'nde *Philips XL-30S FEG* ve *FEI Quanta 250 FEG* cihazı kullanılarak çekildi. Çalışmada yalıtışlarından 183, eolinitlerden 44 ve dalga aşınım düzlüklerinden 16 SEM görüntüsü alındı. Alınan görüntüler Ek 2'de sunuldu.

SEM ile birlikte yapılan EDX yüksek hızda element analizi yapmaya yardımcı olan bir analizdir ve analizler taramalı elektron mikroskobuna bağlı EDX detektörü (*Bruker AXS XFlash*) ile yapılır. Çalışma kapsamında sadece eolinit örneklerinden 3 adet EDX analizi yapıldı.

4.6. Fosil Tanımlamaları: Denizel depoları oluşturan fosil türlerini belirleyerek depoların oluşum ortamlarını belirlemek amacıyla fosil tür tayinleri yapıldı. Denizel depolardan toplanan örnekler %10'luk hidrojen peroksit (H_2O_2) yardımıyla temizlendikten sonra kavkı vb. fosillerin *Nikon Coolpix L110* fotoğraf makinesi ve mikro fosillerin *BEL Photonics Stereo* mikroskobu yardımıyla fotoğrafları çekildi ve tür tanımlamaları yapıldı. Depolardan tespit edilen makro ve mikro fosil levhaları Ek 3'te sunuldu. Bu çalışmaların yanı sıra ince kesit görüntüleri aracılığıyla da yalıtışları içerisindeki foraminifer tanımlamaları yapıldı.

4.7. Optik Lüminesans Tarihlendirmesi (OSL - Optically Stimulated Luminescence/Işık Uyarımlı Lüminesans): Yalıtışlarını oluşturan tanelerin gömülme yaşlarını yani yalıtışlarının oluşum yaşlarını belirlemek amacıyla OSL kullanıldı. OSL ile tarihlendirme malzemenin bulunduğu ortamda bulunduğu süre boyunca almış olduğu radyasyon dozunun, (eşdeğer dozun ya da paleodoz) sedimanter malzemenin bulunduğu doğal çevrenin yıllık radyasyon dozuna bölümüdür (Kıyak, 2007; Denklem 3).

$$\text{OSL yaş (yıl)} = \text{Eşdeğer doz (mGy)} / \text{doz hızı (mGy/yıl)} \quad (3)$$

Burada mGy, malzemenin absorbe ettiği radyasyon enerjisinin birimidir. Doğal ortamın radyasyon hızı ise o çevreye özgü bir büyüklüktür ve değişmez. Sedimanter malzeme bu doğal radyasyon ortamında kaldığı sürece bu çevre radyasyonundan etkilenir ve yapısında bazı değişiklikler meydana gelir. OSL analizleri ile bulunan eşdeğer doz ile bu değişimlerin miktarı belirlenir. Sedimanter malzemenin etkisi altında kaldığı doğal çevre radyasyonunun temel kaynakları yer kabuğunda var olan radyoaktif potasyum 40 (K-40) izotopu ile uranyum (U) ve toryum (Th) bozunum zincirinde yer alan radyoaktif izotoplar ile kozmik ışınlardır. Yer kabuğunda bulunan radyoaktif izotopların yaydığı alfa, beta ve gama ışınları yanı sıra uzaydan yeryüzüne ulaşan yüksek enerjili kozmik ışınları sediment malzeme içinde bulunan kuvars mineralinin kristal band yapısında yer alan

valens elektronlarının uyarılmasına ve üst iletkenlik bandına geçmelerine neden olur. Uyarılan elektronlar yerlerine dönerken kuvars mineralinin yasak band aralığında bulunan tuzaklara yakalanırlar. Yakalanan elektronların bu tuzaklardan ışık uyarımı yoluyla serbest bırakılarak tuzaklardan serbest kalan elektronların sayısı ve dolayısıyla sediment malzeme tarafından alınan radyasyon dozu belirlenir. Buna eşdeğer doz ya da paleodoz denir. Bu doz malzemenin o ortamda bulunma süresi ile yani jeolojik yaşı ile orantılıdır (Walker, 2005).

OSL için gerekli olan kuvars minerallerinin ayrıştırılması ve OSL analizleri Işık Üniversitesi, Lüminesans Araştırma ve Tarihlendirme Laboratuvarı'nda yapıldı. Tarihlendirilecek örnekler karanlık odada kırmızı ışık altında etrafı temizlenip öğütüldükten sonra elenerek 90–180 µm büyüklükte taneciklere ayrıldı. Elde edilen numunelerden karbonatları ayırmak için önce HCl ile yıkanarak bekletilmiş, ardından da organikleri temizlemek için hidrojen peroksit (H₂O₂) ile muamele edildi. Daha sonra hidrojen florür (HF) uygulanarak kuvars mineralinin dış yüzeyi aşındırıldı ve feldspat kontaminasyonundan arındırıldı. Son olarak bir kez daha HCl uygulanarak saf su ile yıkanıp 50°C etüvde kurutuldu. Tez kapsamında 23 yalıtışı ve 2 eolinit örneği tarihlendirildi.

4.8. Endüktif Eşleşmiş Plazma-Kütle Spektrometresi (ICP-MS - Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer) Analizleri: Optik lüminesans tarihlendirmesinde yıllık doz oranını hesaplayabilmek için örneklerdeki U, Th ve K değerlerinin bilinmesi gereklidir. Bu analizler mutlak yaştan doğru bir şekilde hesaplanabilmesinin yanı sıra hata payının en aza indirgenmesi açısından büyük öneme sahiptir. Bu nedenle her bir yalıtışı örneğinden 200 gramlık örnek ICP-MS analizlerinin yapılması için bu konuda güvenilir bir kurum olan *Acme Analytical Laboratories (Vancouver)* (Kanada) adlı kuruluşa gönderildi. Analiz sonuçları 37 elementin çoklu element analizini içermektedir.

BÖLÜM II

KKTC’NİN JEOLJİSİ, TEKTONİĞİ, MORFOTEKTONİK VE JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Doğu Akdeniz’de Avrasya, Afrika Levhaları ile Arap Platformu’nun kesiştiği bir alanda yer alan Kıbrıs Adası, jeolojik yapısı ile Doğu Akdeniz’in yapısal evriminde önemli bir yer tutar. Yapılan incelemelere göre, ada litostratigrafik ve tektonik yönden beş gruba ayrılır (Nejdet 2002; Şekil 2.1). Bu gruplar;

- Adanın kuzeyinde yer alan ve genelde doğu-batı yönünde uzanım gösteren, çoğunlukla Jura-Üst Kretase yaşlı kayalardan oluşan Beşparmak Dağları serisi (Tripa Grubu) ile bu seriyi çepeçevre kuşatan ve Oligo-Miyosen yaşlı çoğunlukla türbiditik karakterdeki Değirmenlik Grubu kayaları,

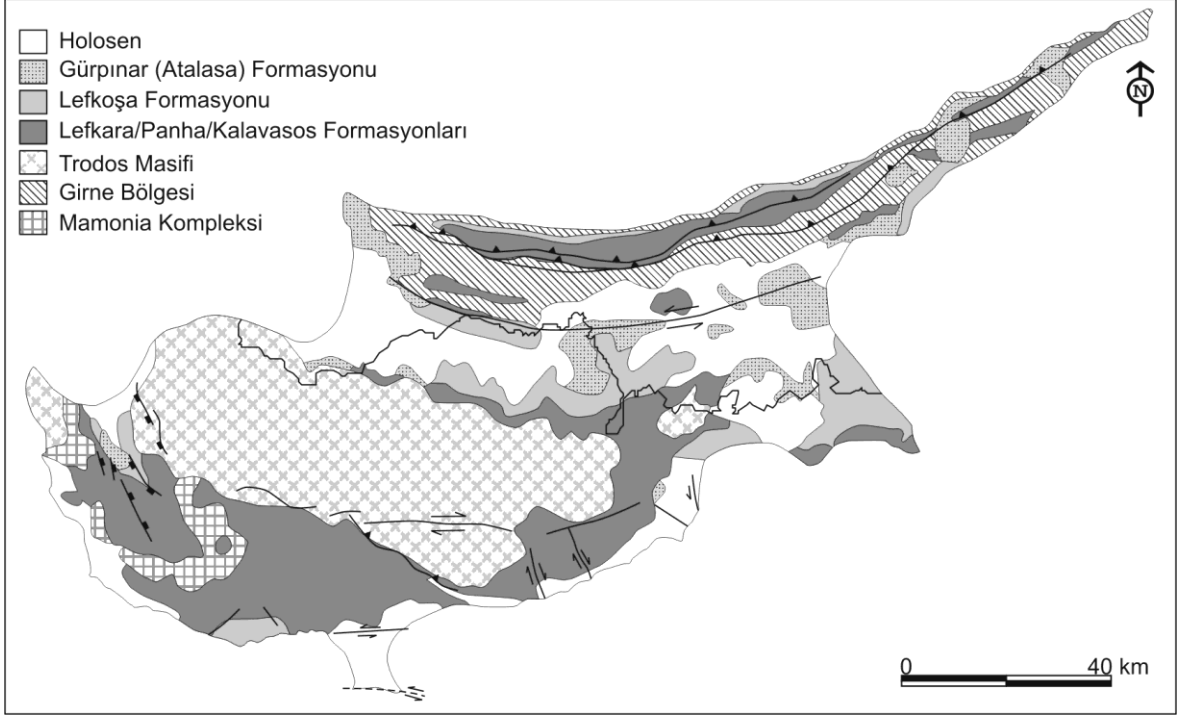
- Batıda Güzelyurt Körfezi’nden, doğuda Gazimağusa’ya kadar uzanan, Trodos ve Beşparmak dağları arasında yer alan “iki dağ silsilesi arasındaki düzlük” anlamına gelen Mesarya Ovası’ndaki Plio-Kuvaterner yaşlı kayalardan oluşan Mesarya Baseni (Mesarya Grubu),

- Adanın orta bölümünde yer alan ve çoğunlukla Triyas-Üst Kretase yaşlı magmatik kayalardan oluşan Trodos Ofiyolitik Masifi ile bu masifi çevreleyen ve yaşları Üst Kretase’den Geç Miyosen’e kadar değişen, derin denizel ortamdan sığ karbonat fasiyesine kadar farklı ortamları karakterize eden (Lefkara Grubu) ve en üstte jips yatakları ile sonlanan kayalar,

- Trodos Masifi’nin batı-güneybatı bölümünde, yaşları orta Triyas’tan Üst Kretase’ye kadar değişen volkano-sedimanter özellikteki Mamonia Kompleksi,

- Trodos Dağları’nın güneyinde yer alan Limasol Orman Kompleksi ile fosil transform fayı olarak adlandırılan Arapakas Fay Kuşağı içerisinde, lav breşleri, plütonik kayalar ve ezilmiş serpantin zonları şeklindedir.

Şekil 2.1: Kıbrıs Adası'nın sedimanter havzalarını ve tektonik birimlerini gösteren genel jeoloji haritası (Kinnaird vd., 2011'den düzenlenerek)



1. KKTC'NİN GENEL STRATİGRAFİSİ

Bu bölüm büyük oranda Hakyemez vd. (2002) tarafından yapılmış “Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti'nin Jeolojisi” adlı MTA projesinden derlenmiştir.

1.1. Trodos Ofiyolitik Masifi

Kıbrıs Adası'nın güneybatısından ortalarına kadar uzanan, masif özellikteki plütonik ve volkanik kayalar türlerinden oluşan “ofiyolit dizisi” olarak tanımlanmış kayaların hemen hemen tümünü içeren bu yapı “Trodos Ofiyolitik Masifi”ni oluşturur. Geçmişten günümüze dek masif üzerinde yapılmış bütün petrolojik, jeofizik ve saha çalışmaları, Trodos Masifi'nin Kretase'de (Kampaniyen) deniz tabanı yayılma merkezinden itibaren oluştuğunu ortaya koymuştur. Masif bugünkü kubbe şeklini en son tektonik fazını gerçekleştirdiği Pleistosen'de, Kıbrıs'ın güneyinde, deniz içinde yer alan Eratosthenes Denizaltı Dağı'nın alttan itmesi sonucunda, diyapir şeklinde yükselmesiyle almıştır (Nejdet 2002). KKTC sınırları içinde ise, ofiyolit sadece üstteki volkanik bölümü bulunur. Bu istif alttan üste doğru sırasıyla aşağıdaki birimlerden oluşur (Hakyemez vd., 2002).

a) *Diyabaz dayk karmaşığı (Ktd)*: Yeşil renkli ve ofiyolitik dokulu, birbirini kesen diyabaz dayklardan oluşur.

b) *Taban grubu (Kttg)*: Yastık lavlar ile bunları yoğun şekilde kesen diyabaz dayklardan oluşur.

c) *Alt yastık lavlar (Kta)*: Çok sayıda dayk ve sillerle kesilen yastık ve yaygı lavlardan oluşur.

d) *Üst yastık lavlar (Ktü)*: Yer yer yaygı lav akması, dayk ve hiyaloklastikler içeren, olivin ve piroksenli yastık lavlardan oluşur.

e) *Ana andezit ve bazalt daykları (Ktaβ)*: Yastık lavları kesen andezit ve bazalt dayklarından oluşur (Şekil 2.2).

1.2. Yiğitler Grubu

Geç Kretase-Geç Miyosen zaman aralığında çökelmiş, Trodos ofiyolitik istifini örten ve derin deniz çökellerinden sığlaşan karbonat çökellerini ve jipslerle girik resif oluşumlarını kapsar. Alttan üste doğru aşağıdaki birimlerden oluşur (Şekil 2.2).

1.2.1. Ortatepe Formasyonu (Kyo)

Volkanojenik kumtaşları ile başlayan birim, kumtaşı aratabakalı yeşil renkli kilttaşları ile devam eder. Kilttaşları içerisinde ikincil jips ve kuvars damarcıkları gözlenir. Yaklaşık olarak 40 kalınlığa sahip formasyon Trodos Ofiyoliti üzerine uyumsuz olarak gelir. Karbonat erime derinliği altında süspansiyondan çökelmiş olan formasyon, volkanitlerden oluşmuş bir kaynak alanından türemiş denizel çamurlardan oluşur. Kumtaşı aratabakaları ise, aralıklı olarak gerçekleşen bulantı akıntılarının bir ürünüdür. İçerisinde fosile rastlanılmayan formasyonun yaşı daha önce yapılmış çalışmalara göre Erken Kampaniyen-Orta Maestrihtiyen olarak belirtilmiştir.

1.2.2. Yastitepe Formasyonu (Kyy)

Birim kirli beyaz, pembe renkli tebeşirlerden oluşur. Tebeşirler ince katmanlı/laminalı ve ince taneli olup çört içermemektedirler. 20 m kalınlığındaki birim Ortatepe Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. Fosil içeriğine göre Geç Maestrihtiyen yaşı verilen formasyon derin deniz koşullarında çökelişi temsil eder. Formasyon aynı zamanda Trodos volkanitleri üzerine ilk karbonat birikimini yani deniz tabanının karbonat erime derinliğinin üzerine ilk çıkışını gösterir.

1.2.3. Kocakıraç Formasyonu (Tyk)

Formasyon tebeşir-çört araldanmasından oluşur. Tebeşirler kirli beyaz, gri renkli olup ince-orta tabakalı, çörtler açık kirli pembe, açık kahve renkli olup ince-orta tabakalıdır. Birim Çakmaklıtepe Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülürken, Yastitepe Formasyonu üzerine uyumsuz olarak geldiği düşünülmektedir. Toplam kalınlığı 50 m olan formasyonun yaşı Geç Paleosen-Erken Eosen'dir. Formasyon içerisindeki tebeşirler derin denizde, karbonat erime derinliği üzerinde süspansiyondan çökeli mi gösterir. Çörtlerin oluşumu ise, karbonat erime derinliği salınımından çok deniz suyuna bol silis iyonu getiren jeotermal aktiviteye bağlı olmalıdır.

1.2.4. Çakmaklıtepe Formasyonu (Tyç)

Formasyon kalın katmanlı, çört yumrulu tebeşirlerden oluşur. Çörtler ara katmanlar ve düzensiz yumrular halinde gözlenir. Birim 30 m kalınlığa sahip olup Kocakıraç Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. Geç İpresiyen-Lütesiyen yaş aralığındaki birim daha önceki iki formasyonun çökelim koşullardan çok farklılık göstermeyip durgun su ortamını temsil eder.

1.2.5. Büyükgedik Formasyonu (Tyb)

Kalın-orta katmanlı, çörsüz tebeşirden oluşur ve Lefkara Formasyonu'nun üst kesimine karşılık gelir. Tebeşirler sarımsı beyaz, kirli beyaz renkte olup planktonik foraminifer içerirler. Lütesiyen yaşlı birim Çakmaklıtepe Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir ve iki birim arasında mikroklastik yapılar bulunur. Bu yapılar formasyonun çökelim öncesinde kısa süreliğine deniz düzeyinin üzerine çıktığını gösterir. Tabanında ise, kırıntılı çökel bulunmaması çökelim hızı bir transgresyon sonucunda dalga tabanı altında gerçekleştiğini gösterir.

1.2.6. Akiltepe Formasyonu (Tya)

Kalın-orta tabakalı, yer yer pelesipodlu ve gastrapodlu kumtaşı ile marn-tebeşir araldanmasından oluşur. Tebeşirler açık gri, kirli beyaz ve planktonik foraminiferli, marnlar ise sarımsı ve yer yer kumludur. 20-40 m arasında değişen kalınlıklara sahip olan formasyon Trodos volkanitleri ve Büyükgedik Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir. Miyosen yaşlı olup, karadan beslenimin minimum olduğu ve sıkça su düzeyi salınımının görüldüğü bir sığ denizi karakterize eder.

1.2.7. Lefke (Koronia) Kireçtaşı (Tyl)

Formasyon sığ denizel ve yer yer resifal kireçtaşlarından oluşur. Kireçtaşları beyaz, gri, pembe renkli, bol kırıklı, yer yer breşik ve blokludur. Sığ denizel ortama karşılık gelen birim bol mercan, alg, gastropod, pelesipod ve bentik foraminifer içerir. Kalınlığı 70 m olan birime içerdiği fosillerden dolayı Orta-Geç Miyosen yaşı verilmiştir.

1.2.8. Kırıkkale (Kalavastos) Jipsi (Tyki)

Açık gri renkli, masif ve katmanlı jipslerden oluşan birim örtülü dokanakla Akiltepe Formasyonu üzerine gelir. Kalınlığı 10 m olan birim Messiniyen olarak yaşlandırılmıştır. Birim Akdeniz’de tuzluluk krizinin yaşandığı Messiniyen döneminde, son derece sığ ve evaporitik bir su alanı haline dönüşen Mesarya Havzası’nın güney kesiminde çökelmiştir.

Şekil 2.2: Trodos Ofiyoliti’nin KKTC sınırları içerisinde kalan kesimi ile Yiğitler Grubu’nun geliştirilmiş stratigrafik kesiti (Hakyemez vd. 2002’den düzenlenerek)

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	GRUP	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR																												
										PLIYO-KUVATERNER	MESARYA GRUBU																										
SENOZOYİK	TERSIYER	MIYOLEN	Üst Miyosen	YIĞITLER	Tyki	Tyl	10 m	70 m	Tabakalı masif jips (Kırıkkale Jipsi - Tyki) Orta kalın tabakalı, sığ denizel kireçtaşı (Lefke Kireçtaşı - Tyl)																												
										Alt-Orta Miyosen	Tya	20-40 m	Kumtaşı, marn, tebeşir ardalanması (Akiltepe Formasyonu - Tya)																								
														Eosen	Tyb	30 m	Kalın tabakalı beyaz tebeşir (Büyükgedik Formasyonu - Tyb)																				
																		Üst İpresiyen-Lütesiyen	Tyç	30 m	İkincil çörtlü, kalın tabakalı tebeşir (Çakmaklıtepe Formasyonu - Tyç)																
																						Üst İpresiyen-Lütesiyen	Tyk	İnce tabakalı çört-tebeşir ardalanması (Kocakıraç Formasyonu - Tyk)													
																									GEÇ PALEOSEN-EOSEN	Kyy	20 m	İnce tabakalı beyaz-pembe tebeşir (Yastitepe Formasyonu - Kyy)									
																													MAESTRIHTİYEN	Kyo	40 m	Yeşil kiltası ve kumtaşı (Ortatepe Formasyonu - Kyo)					
																																	TRIYAS - KRETASE	Ktütü	Yer yer lav akması, dayk ve hiyaloklastitler içeren olivin ve proksenli yastık lavlar (Üst yastık lavlar - Ktütü)		
																																				Kta	Çok sayıda dayk ve sillerle kesilen bazik ve yaygı lavlar (Alt yastık lavlar - Kta)
Ktaβ	(Ana andezit ve bazalt daykları- Ktaβ)																																				
		Ktd	Birbirini kesen diyabaz dayklarından oluşan karmaşık (Diyabaz dayk karmaşığı- Ktd)																																		

1.3. Tripa Grubu

Bu gruba ait kayaçlar güney Kıbrıs'ta Trodos Dağları'nın çevresinde ve Güneybatı Kıbrıs'ta; Kuzey Kıbrıs'ta ise Girne Dağları'nda yer alır (Şekil 2.5). Kuzey Kıbrıs'ta Girne Dağları'nın çekirdeğini oluşturan bu kayaçlar batıda Geçitköy'den doğuda Yedikonuk'a kadar uzanır. Bu kayaçlar hafif metamorfize olmuş kireçtaşları ile dolomitik kireçtaşları ve metamorfize olmamış fosilli kireçtaşlarından oluşur (Nejdet vd. 1994). Girne Dağları'nın ana yükseltelerini oluşturan bu grup üç formasyondan meydana gelir (Hakyemez vd. 2002). Bu formasyonlar yaşlıdan gence doğru Dikmen, Kaynakköy ve Hilarion formasyonlarıdır (Nejdet 2002; Şekil 2.3).

1.3.1. Dikmen (*Dhikomo*) Formasyonu (*Ttd*)

Tipik olarak Girne Dağları'nın merkezinde gözlenen bu formasyon ince katmanlı gri, siyah ve pembe renkli rekristalize kireçtaşları ile mor, kırmızı, yeşil görünümlü kalkşist, fillit ve kloritşistten oluşur. Formasyonun alt bölümünde orta-ince tabakalı, gri-siyah renkli kristalli kireçtaşları hakim durumdadır. Formasyonun alt ve üst bölümleri faylı olup, kalınlığı 20-40 m arasında değişir. Birim içerisinde seyrek olarak gözlenen pelesipod kavkılarında ötürü (*Claraia clarae*) Skitiyen yaşı öngörülmüştür. Sığ denizel pelesipodlar içeren kireçtaşı ve çamurtaşı kökenli ara tabakaların varlığı, bu formasyonun sığ karbonat platformunda, olasılıkla şelf lagününde çökeldiğini gösterir.

1.3.2. Kaynakköy (*Sykhari*) Formasyonu (*Ttk*)

Girne Dağları'nın orta bölümünde ve özellikle güney yamaçlarında gözlenir. Formasyonun alt bölümünde dolomitik kireçtaşları ile siyah renkli birincil dolomitler egemen olup, üste doğru algli-laminalı dolomitik kireçtaşları ve çok yaygın olarak gözlenen breşik dolomitlerle devam eder. Kırmızı renkli çamurtaşı ve yer yer çört yumrulu kireçtaşı ara tabakalı siyah dolomitler birimin en üst bölümünde yaygındır. Formasyon içerisinde metrelerce kalınlıkta tektonik breşler yer alır. Formasyon ileri derecede eklemli, kırıklı, çatlaklı özelliğe sahip olup, küçük ölçekli çok sayıda fay içerir.

Kaynakköy Formasyonu'nun Dikmen Formasyonu ile olan dokanağı faylı olup, dokanak boyunca milonitleşme ve breşleşme yaygındır. Üst dokanağı durumundaki Hilarion Formasyonu ile ilişkisi uyumludur. Formasyonun kalınlığı yaklaşık 500 m kadar olup Geç Triyas yaşlıdır. Çökelme ortamı olarak sığ karbonat platformunun şelf lagünü ve gel-git düzlüğü kesimlerini yansıtır.

1.3.3. Hileryon (Hilarion) Formasyonu (JKth)

Girne Dağları'nın batı ve orta bölümlerinde yaygındır. Formasyon kirli beyaz, gri ve siyah renkli çoğunlukla tabakalanma göstermeyen, yer yer orta-kalın tabakalı rekrystalize kireçtaşları, mermer ve dolomitlerden oluşur. Canlı eşeleme izli kireçtaşları ve az sayıda korunmuş mercan fosili bu formasyonun karakteristik litolojisidir. Formasyonun kalınlığı 200-500 m'dir. Formasyon içerisinde saptanan *Cladocopsis* sp. ve *Lovcenipora* sp. türlerinden dolayı formasyonun yaşı Malm olarak belirtilmiştir. Çökme ortamı ise, sık karbonat platformudur.

Formasyon yaygın karstlaşma ve birbirini kesen normal ve doğrultu atımlı faylar nedeniyle, önemli bir yeraltı suyu rezervidir ve KKTC'nin içme suyu ihtiyacının % 50'si bu alandan sağlanır (Nejdet 2002).

1.4. Alevkaya Karmaşığı (Ka)

Paleozoik yaşlı bu kayaçlar metakumtaşı, metavolkanit, metaçört, fillit ve rekrystalize kireçtaşlarından oluşan bir matriks içinde olup rekrystalize kireçtaşları ile ofiyolitli melanja ait farklı boyutlardaki blokların karışımından oluşur. Yaklaşık olarak 100 m kalınlığa sahiptir. Formasyon karbonat platformunun kırılıp çökmesiyle oluşan ve giderek derinleşen, tektonik etkinliğin yoğun olduğu, volkanik faaliyetlerin de bulunduğu havza koşullarında çökelmiştir.

1.5. Lapta (Lapithos) Grubu

Bu grup Geç Maestrihtiyen ile Lütésiyen yaş aralığında çökelmiş Selvilitepe Breşi, Mallıdağ Formasyonu, Yamaçköy Formasyonu ile yine aynı yaş aralında oluşmuş asidik Yıldıztepe Volkaniti ile bazik bileşimli Çınarlı Volkaniti'nden oluşur. Bu gruptaki kayaçlar metamorfizmadan etkilenmemişlerdir.

1.5.1. Selvilitepe Breşi (Kls)

Lapta Grubu kayaçlarının taban breşi olarak tanımlanabilir. İçerik olarak tabakasız, çok kalın tabakalı, çimentosu az, orta iyi boylanmış ve köşeli çakıllı olup % 90'dan fazlası Tripa Grubu dolomitleri ve rekrystalize kireçtaşlarından türemiştir. Diğer çakıllar ise, Alevkaya Karmaşığı'ndan türemiş çört, fillit, metavolkanit ve serpantinitten oluşur. Kalınlığı 5-50 m arasında olup, çakıllar arasındaki kırmızı kumtaşı merceğinden alınan örnekler içerisindeki fosillerden dolayı yaşı Maestrihtiyen olarak belirtilmiştir. Birim denizel ortamda, şev üzerinde yamaç aşağı taşınan köşeli çakılların dalga tabanı altında

birikmesiyle oluşmuştur.

1.5.2. Mallıdağ Formasyonu (Klm)

Selvilitepe Breşi üzerinde bulunan bu formasyon, kırmızı çamurtaşı ve pembe renkli mikritik kireçtaşı ile üste doğru volkanik ara düzeyli, krem renkli, orta tabakalı, çört yumrulu türbiditik kireçtaşlarından oluşur. Volkanitlerin yoğun olduğu bölümlerinde ise kiremit renkli kireçtaşlarıyla temsil edilir. Formasyon içerisindeki fosillerden dolayı yaşı Geç Maestrihtiyen olarak belirtilmiştir. Fosil ve kaya türü özelliklerinden dolayı birimin havza ve yamaç ortamında çökeldiği belirtilmiştir.

1.5.3. Yıldıztepe Volkaniti (Kly)

Yıldıztepe Volkaniti içerisinde beyaz renkli riyolitik tüf egemen durumdadır. Trakiandezit ve dasit gibi kayalar bu volkanizma ürünlerinin % 5'ini oluştururlar. Yer yer lapilli taşı ve aglomera görüntüsünde olup ince ara düzeyler halinde grovak ve killi kireçtaşı içerir. Levha içi volkanik faaliyet sonucu oluştuğu belirtilen bu volkanitlerin kalınlığı 20-60 m arasında değişmekte olup, yaşı Geç Maestrihtiyen'dir.

1.5.4. Çınarlı Volkaniti (Ktlç)

Yastık yapısının çok iyi gözlendiği koyu yeşil ve yer yer bordo renginde de gözlenen bazaltik karakterdeki bu kayalarda, az miktarda diyabaz ve trakibazalt da gözlenir. Çoğunluğu bazalt bileşimindedir. Volkanit, Mallıdağ ve Yamaçköy formasyonlarının çökeldiği havzada, olasılıkla levha içi volkanizmaya bağlı olarak oluşmuştur. Birlikte bulunduğu formasyonlardan dolayı yaş aralığı geç Maestrihtiyen-Lütesiyen olarak belirtilmiştir.

1.5.5. Yamaçköy Formasyonu (Tly)

Formasyon pembe ve kırmızı renkli, orta-ince tabakalı, killi kireçtaşı-bazik volkanik kayaç ardalanması ile başlar ve üste doğru bej-krem-beyaz renkli, orta-kalın tabakalı türbiditik kireçtaşlarına geçer. Birimin her düzeyinde farklı kalınlıklarda yer alan bazik volkanitler ara düzeyler halinde izlenir. Kalınlığı 400 m olan formasyon içerisindeki fosillere göre yaş aralığı Selandiyen-Tanesiyen'dir. Ortamsal olarak birimin havza ve yamaçta çökeldiği belirtilmiştir.

1.6. Ardahan (Ardhana) Formasyonu (Ta)

Kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan ve türbidit fasiyesinde yer alan bu kayaçların kalınlığı, Girne Dağları'nın batısında 30-40 m iken, doğu bölümünde 120-130 m arasındadır. Formasyon iki bölüme ayrılır. Formasyonun birinci bölümü ince tabakalı gri, boz renkli ve kumtaşı-silt içeriğinde; ikinci bölümü ise, tabakasız görünümlü yeşilimsi gri renkli, kumtaşı matrisli, çakıl ve blokçuklardan oluşan olistostromal karakterli çakıltaşı ile bu birimlere eşlik eden breşlerden oluşur. Formasyonun kalınlığı çok değişken olup 30 m'den 300 m'ye kadar bir kalınlıkta görülebilir. Fosil içeriğinden dolayı yaş aralığı olarak Geç Lütesiyen-Priyaboniyen öngörülmüştür. Ortamsal olarak bir yelpaze deltası/denizaltı yelpazesi ortamında gerçekleşen çökeli mi belirtir. Formasyon içerisindeki çakıltaşı ve breş düzeyleri sığ denize açılan yelpaze deltasını, türbiditler ise, derinleşen havza kenarının göreceli tatlı eğimli aşağı yamacını karakterize eder.

1.7. Kantara Formasyonu (Tk)

Bu formasyon genel olarak kaba kumtaşı matrisli, farklı yaşlarda, farklı boyutlarda ve farklı kaya türlerinden olistolitler içeren olistostromal birimdir. Formasyonu oluşturan blok boyutundaki kayalar üç gruba ayrılmaktadır. Bunlar;

- Tripa ve Lapta grubundan türeme çakıl ve bloklar;
- Ofiyolitli melanjdan türemiş peridotit, gabro, serpantinit ve radyolaritten türeme çakıl ve bloklar,
- Metamorfizma geçirmemiş, farklı boyutlarda, farklı kaya türlerinden türemiş ve farklı yaşlardaki kireçtaşları bloklarıdır.

Çakıllı kumtaşı ve çakıltaşlarından oluşan matris gri-boz/grimsi-yeşil renkli, katmansız görünümlü, gevşek tutturulmuştur. Formasyon ilerleyen napın önünde gelişen olistostromu temsil eder.

1.8. Değirmenlik Grubu

Değirmenlik kayaçları, altta alüvyal bir yelpazeyi temsil eden çakıltaşı ile başlayan ve büyük oranda türbiditik karakterli kumtaşları ile şeyl ve marn ardalanmalı birimlerin gözlemlendiği; yine sığlaşan bir denizel ortamı temsil eden; marn-tebeşir, tebeşirli marn, yaprağımsı şeyler ve kireçtaşlarından oluşan, "Mesiniyen Tuzluluk Krizi"nin bakiyeleri durumundaki alçıktaşı çökelleri ile son bulan ve tamamen KKTC alanı içerisinde yayılım gösteren bir kaya grubudur (Nejdet 2002). Kıbrıs'ın kuzeyinde batıda Koruçam

Burnu'ndan doğuda Zafer Burnu'na kadar uzanır ve Girne Dağları'nı kuşatır (Nejdet vd. 1994; Şekil 2.5). Girne Dağları ve çevresinde bulunan mostralardan hareketle, gerek kendisinden yaşlı gerekse genç birimlerle olan ilişkisi uyumsuzdur. Değirmenlik Grubu kayaçları, Hakyemez vd. (2002) tarafından 12 formasyona ayrılmıştır (Şekil 2.3).

1.8.1. Büyüktepe Çakıltası Formasyonu (Tdb)

Bu formasyon orta-kalın paralel ve çapraz tabakalı, kötü boyplanmalı çakıltılarından oluşur. Genelde ofiyolitlerden, metamorfitten, volkanitlerden ve karbonatlardan türeme çakıllar içermekte olup, bu çakıllar iyi yuvarlanmıştır ve yer yer derecelenme gösterir. Formasyonun üzerine Beylerbeyi Formasyonu uyumlu olarak gelirken, formasyon Lapta ve Tripa gruplarına ait kaya birimlerini açısız uyumsuzlukla örter. Formasyon bir transgresif istifin altında yer alan karasal çakıltılarını temsil eder ve çökme ortamı kaba taneli bir yelpaze deltasıdır. Yaşı ise, Erken Oligosen olarak belirtilmiştir.

1.8.2. Beylerbeyi (Bellapais) Formasyonu (Tdbe)

Bu birim türbiditik kumtaşları ve şeyller ile temsil edilir ve 400 m kalınlığa sahiptir. Büyük Çakıltası Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alan bu formasyon türbiditik kumtaşı, şeyl ve çamurtaşı aralanmasından oluşur. Taneli birimler ise, çoğunlukla yastık lavlar, ofiyolitik kayaçlar, çört, metamorfite ve karbonatlı litolojilerdir. Birim içerisinde, kanal dolgusu şeklinde yerleşmiş, çakıltası seviyeleri yaygın olarak gözlenir. İçerdiği kaya birimleri nedeniyle alüvyonal veya littoral bir çökme ortamına karşılık gelen bu formasyon Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşlıdır.

1.8.3. Arapköy (Klepini) Formasyonu (Tda)

Formasyon ince katmanlı, açık gri, beyaz, sarımsı silttaşları ve kahverengi, sarı, boz renkli çamurtaşlarından oluşur ve 150 m kalınlığa sahiptir. Beylerbeyi formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alır ve Tirmen Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülür. Formasyonun yaş aralığı Geç Oligosen-Erken Miyosen'dir. Formasyon maksimum transgresyon evresinde, su sütunu en kalın ve karadan beslenme minimum iken depolanmış ince taneli çökelden oluşmuştur.

1.8.4. Tirmen (Flamoudi) Formasyonu (Tdt)

Türbiditik kumtaşları, şeyl ve kalkeranitten oluşur. 200 m civarında bir kalınlığa sahip formasyona fosil içeriğine göre Akitinien-Burdigaliyen yaşı verilmiştir. Arapköy Formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunur.

1.8.5. Geçitköy (Panagra) Formasyonu (Tdg)

Biyoklastik kireçtaşı ve çamurtaşları ile türbiditik karakterli kumtaşlarından oluşur. Değirmenlik Grubu kayaçları içerisinde marn ve çamurtaşı içeriği bakımından zengin birimleri temsil eden bu formasyon “klavuz katman” özelliğindedir. Formasyonun içerdiği çamurtaşları açık gri, boz sarımsı renklere, inceden kalına dek değişen tabaka kalınlıklarına sahip olup, zengin organizma kırıntılı, oldukça kırıklı ve parçalı bir görünümlü kireçtaşlarından oluşur. Langiyen yaşlı bu formasyon alt ve üstteki formasyonlarla uyumlu olup 50-100 m arasında değişen bir kalınlığa sahiptir.

1.8.6. Dağyolu (Mia Millia) Formasyonu (Tdd)

Bu formasyon kanal fasiyesleriyle temsil edilir. Litolojik içeriği bakımından kumtaşı-şeyl-marn ardalanmasından oluşan birim kalın ve belirgin kumtaşı-silttaşı düzeyleri ile dikkat çeker. Kumtaşları içerisinde taban yapıları oldukça yaygındır. Serravaliyen-Tortoniyen yaşlı bu birim Geçitköy Formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alır ve 1000 m civarında bir kalınlığa sahiptir.

1.8.7. Kozan Formasyonu (Tdko)

Marn-kumtaşı ardalanmasının tek düze olarak gözlendiği bu formasyondaki kum-marn oranı birbirine eşittir. Geçitköy Formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alan bu kayaçlar, yanalda Yılmazköy-Dağyolu-Kaplıca-Esentepe formasyonlarına karşılık gelir. Seravaliyen-Tortoniyen olarak yaşlandırılmış bu kayaçlar, toplam olarak 1400 m civarında bir kalınlığa sahiptir.

1.8.8. Esentepe (Trapeza) Formasyonu (Tde)

Ana litolojisini ince kumtaşı arakatmanlı çamurtaşları oluşturur. Formasyon, doğuya doğru daha kumlu ve organizma yönünden de zengin bir özellik göstermekte olup, demir konkresyonlar içerir. Geçitköy Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir ve Kaplıca kumtaşı tarafından uyumlu olarak örtülür. Kalınlığı 140 m'ye ulaşan formasyonun içerdiği çamurtaşı fosil bakımından zengindir ve yaşı Serravaliyen-Tortoniyen'dir. Çökelim ortamı derin havzaya karşılık gelir.

1.8.9. Kaplıca (Davlos) Kumtaşı (Tdk)

Kalın tabakalı kumtaşlarından ve aralarındaki ince katmanlı çamurtaşlarından oluşur. Kumtaşları, kalın ve orta katmanlı, koyu kahve, sarımsı kahve renklerinde ve tipik küresel

ayırışma içeren özelliktedir. Kumtaşları arasında bulunan ince tabakalı çamurtaşları kahve, boz-gri renkli ve oldukça ince düzeyler halindedir. Değirmenlik Fayı'nın kuzey kesiminde gözlenen bölümlerinde asidik tüf katkıları içerir. Esentepe Formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alan bu formasyonun tabanı mikrokonglomeratik özellik gösterir. Kalınlığı 200 m olan formasyon üst denizaltı yelpazesi dağıtım kanalı dolgularını temsil eder ve yaşı Tortoniyen'dir.

1.8.10. Yılmazköy Formasyonu (Tdy)

Açık kahverengi, sarımsı renkli ince kumtaşı ile silttaşı arakatmanlı çamurtaşlarından oluşur. Tortoniyen yaşlı bu birimler yaklaşık 200 m kalınlığındadır ve birim Mesarya Ovası ile Karpaz bölgesinde geniş bir yayılım gösterir. Yanal olarak Kozan Formasyonu'nun üst kesimlerine karşılık gelir. Sığlaşan bir havzada yalnızca kanal dolgularının üzerinde gelişen derin şelf çamurtaşlarını temsil eder.

1.8.11. Yazılıtepe (Lapatza) Formasyonu (Tdy)

Bu formasyon evaporit fazı öncesindeki sığ su ortamını temsil eden gri-kahverengi marn, tebeşir-tebeşirli marn, killi kireçtaşı, kumtaşı, manganlı tebeşir ve laminalı şeyller ile evaporit fazını temsil eden jips ile jipsli çökellerden oluşur. Bu formasyon KKTC alanı içerisinde bulunan bütün jips yataklarının tabanındaki çökelleri temsil eder (Nejdet, 2002). Mermer Tepe'deki jips ve jipsli çökellerin altında gözlenen tebeşirler ince orta tabakalı, açık gri ve kirli beyaz renktedir. Killi kireçtaşları genellikle ince-orta kalınlıktaki tabakalar halinde olup, yer yer laminalı, düzgün yüzeyli ve plaket görünümlüdür. Kumtaşları ise, ince orta tabakalı paralel ve çapraz laminalıdır. Tortoniyen-Mesiniyen yaş aralığına sahip formasyonun kalınlığı 30-100 m arasında değişir. Ortamsal olarak iyice sığlaşan şelfte, karbonatça zengin olarak çökelen ve kısa dönemlerde yükselen su düzeyine bağlı olarak planktonik organizma bakımından zengin koşullar yansıtır.

1.8.12. Mermertepe Jipsi (Tdm)

Formasyon tabakalı, laminalı jipsleri, masif görümlü jipsleri ve şekersi dokulu, selenitik jipsleri kapsar. Bu formasyon Kıbrıs mermeri olarak bilinir ve Mesarya Ovası ile Karpaz bölgesinde yaygın olarak gözlenir. Formasyonun yaşı içerisindeki fosillerden ve Akdeniz'de jips çökeliminin Messiniyen'de gerçekleşmiş olmasından dolayı Messiniyen'dir. Birimin kalınlığı 70 m civarındadır.

1.9. Mesarya Grubu Kayaçları

Mesarya Grubu kayaçları, inceleme alanında, batıda Güzelyurt Körfezi'nden, doğuda Gazimağusa ve Karpaz Yarımadası'na dek uzanan bir alanda yayılış gösterir. Pliosen-Erken Kuvaterner yaşlı kayaçlar Çamlıbel, Lefkoşa, Atalasa (Gürpınar) ile Bostancı formasyonlarından oluşur (Şekil 2.4). Mesarya baseninin temelini Değirmenlik Grubu kayaçları oluşturur ve Mesarya ile Değirmenlik Grubu çökellerinin ilişkisi uyumsuzdur. Batısındaki Ovgos (Dar Dere) Fayı (Şekil 2.6), basenin evriminde önemli bir rol oynamıştır (Nejdet 2002).

1.9.1. Çamlıbel (Myrtou) Formasyonu (Marnı) (Tmç)

Bu formasyon, "Çamlıbel Marnı" olarak bilinir ve Lefkoşa Formasyonu'nun alt bölümü olarak da kabul edilir. Formasyon, genelde gri marnlarla oluşmakla birlikte seyrek kumtaşı aratabakaları da içermektedir. Marnlar, açık gri, mavimsi-gri renklerde, tabakalanması çoğunlukla belirsiz, bol planktonik ve az bentik foraminiferli ve yer yer mollusku olup, gevşek tutturulmuştur. Alt ve üst kesimlerde mollusklar bazen "bank"lar oluşturacak kadar yoğundur ve bu kesimlerde mercan fosilleri de bulunur. Kendinden yaşlı birimler üzerine açılı bir uyumsuzlukla gelir. Formasyonun üzerinde geçişli olarak Lefkoşa Formasyonu yer alır. İstif Beşparmak Dağları'ndan Mesarya Ovası'na doğru kalınlaşarak maksimum 300 m kalınlığa ulaşır. Birimin yaşı içerdiği foraminifer, mollusk ve mercan faunalarından dolayı Erken Pliosen'den Geç Pliosen'e kadar uzanır. Çamlıbel Marnı transgresif bir istif özelliğindedir. Tabandaki kötü boylanmalı çakıltaşından ani bir şekilde denizel marnlara geçmesi, transgresyonun hızlı gerçekleştiğini gösterir.

Formasyonun tabanında "taban konglomerası" olarak da adlandırılan **Çakıltaşı Üyesi (Tmçç)** bulunur. Çakıltaşı Üyesi gri-sarımsı gri renkli, kötü boylanmalı, köşeli-yarıyuvarlak çakıllı, belirsiz katmanlaşmalı, kum matriksli ve genellikle gevşek tutturulmuştur. Bu birim kendinden yaşlı birimler üzerine açılı uyumsuzlukla gelir ve maksimum kalınlığı 20 m'dir. Çakıltaşı Üyesi, Çamlıbel Marnı'nın altında yer almasından dolayı Erken Pliosen transgresyonunun ilk ürünü olarak kabul edilir.

1.9.2. Lefkoşa (Nicosia) Kumtaşı (Tml)

Litolojik olarak, az miktarda çakıltaşı ve marn arakatmanları içeren kalın tabakalı kumtaşlarından oluşur. Lefkoşa Kumtaşı sarımsı, açık kahverengi ve koyu kirli sarı renkli kalın tabakalı bol mollusku, az bentik ve planktonik foraminiferlidir. Ayrıca çok az oranda

küçük ve yuvarlanmış çakıllar ile çakıltaşı düzeyleri içerir. Başlıca karbonat ve daha az oranda volkanik kayaç kırıntıları, orta-kaba taneli, orta derecede tutturulmuş kumtaşlarından oluşur. Kalkarenit niteliğindeki bu kayaçların bünyesinde bulunan karbonatın kaynağı, gerek Beşparmak Dağları'ndaki gerekse Trodos Dağları'nın çevresinde yaygın durumda bulunan Pliosen öncesi kayaçlardır. Kalınlığı en fazla 40 m civarındaki bu sığ denizel kayaçlar Orta-Geç Pliosen yaşlıdır.

1.9.3. Taşpınar (Potami) Formasyonu (Tmt)

Bu formasyon genel olarak kumtaşı-marn-çakıltaşı aralanmasından oluşur ve ortamsal olarak denize açılan bir yelpaze deltasını temsil eder. Trodos Volkanitleri ile Lefkara Grubu karbonatları üzerinde uyumsuz olarak yer alır (Hakyemez vd. 2002). Yine bu birimlerin tabanında, ince taneli Geç Messiniyen yaşlı jips çökellerine rastlanmıştır. Sondaj verilerine göre birim 640 m kalınlığa sahiptir (Nejdet 2002). Trodos masifinin Pliosen başından itibaren yükselimi nedeniyle gelişen bu yelpaze deltasındaki karasal kaba kırıntılı-denizel marn aralanması, aralıklı tektonik etkinliği işaret etmektedir.

1.9.4. Gürpınar (Atalasa-Althalassa) Formasyonu (Qmg)

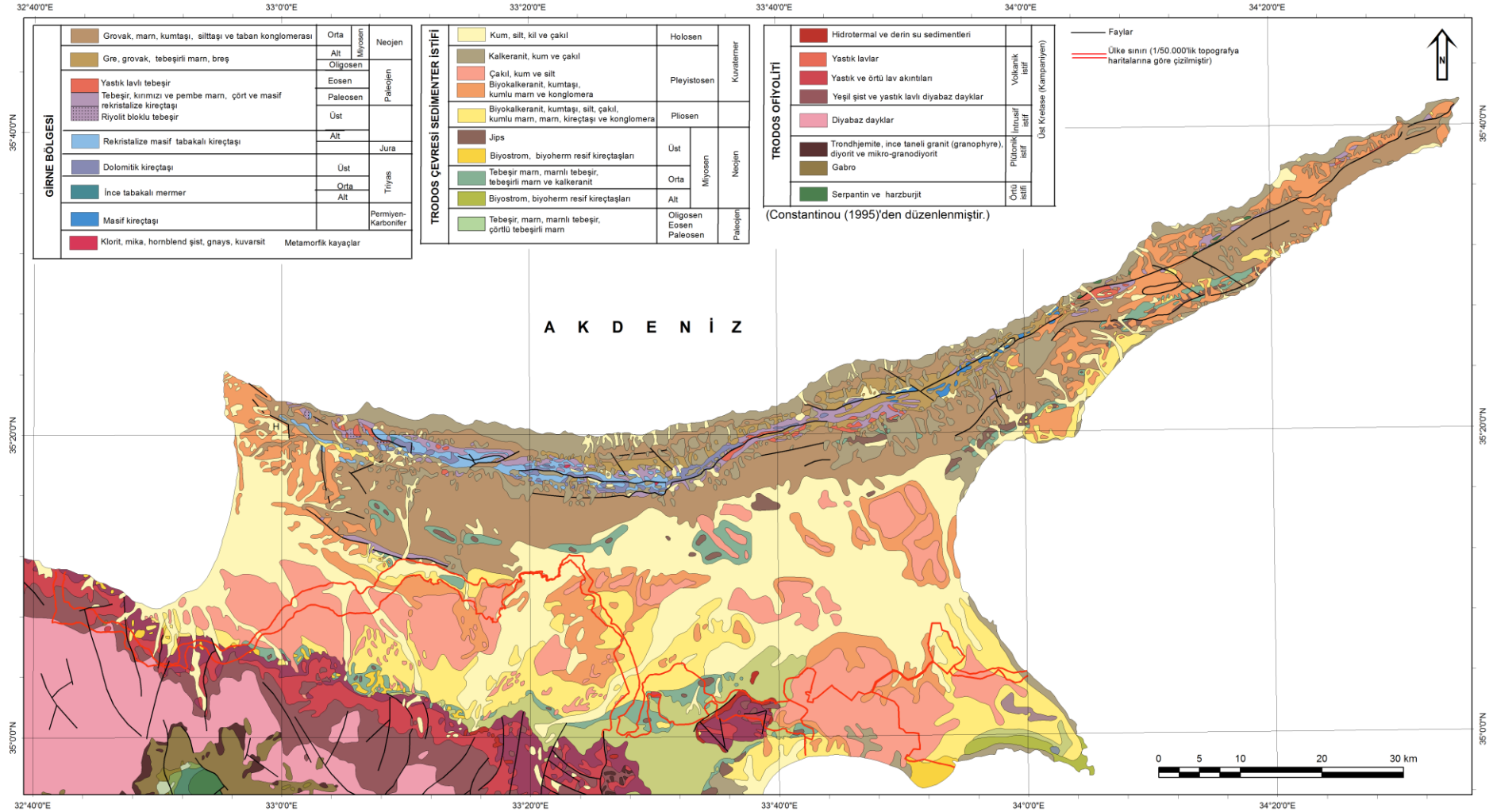
Pleistosen olarak yaşlandırılmış olup, ufak ve orta boylu, iyi yuvarlanmış ve yer yer yassı özellikteki çakıltaşları (çakıltaşı üyesi) ile başlar ve yer yer yassı çakıltaşları ile aralanan, çapraz tabakalı, kıyı kumulu karakterindeki kumtaşlarına geçer. Kumtaşları, yersel olarak kötü boylanmalı çakıltaşı mercekleri içerir. Formasyon Ovgos Fayı'nın kuzeyinde ve güneyinde farklı özellikler gösterir. Fayın kuzeyindeki istif tam bir seri olarak Lefkoşa Formasyonu üzerine gelirken, fayın güneyinde ise uyumlu bir ilişki göstermekle birlikte Çakıltaşı Üyesi içermez. Bu alandaki birimler, genellikle sarı renkli orta kalın ve çapraz tabakalı, sert kalkarenitlerden oluşur. Ortamsal olarak, sığ denizel bir karaktere sahip ve tabanında kaba taneli dere yatağı ortamına ait çökeller içerdiği saptanan bu formasyonun üst bölümlerinde, kıyı kumulu ve kumsal ortamına ait çökeller mevcuttur. Formasyon Erken Pleistosen olarak yaşlandırılmış olup ortamsal olarak kıyı düzlükleri ve alüvyal yelpazelere karşılık gelmektedir.

Gülpinar Formasyonu'nu oluşturan kalkarenitlerin tabanında ***Çakıltaşı Üyesi (Qmgç)*** bulunur. Bu üye baskın olarak çakıltaşlarından oluşmakla birlikte önemli oranda orta-kaba ara tabakalı ve çok az siltaşı katmanı içerir. Yer yer düşük açılı çapraz ve paralel katmanlı kumtaşı mercekleri içerir. Çakıltaşları içerisinde dolomit ve kireçtaşı parçaları baskındır. Kalınlığı birkaç m'den 20 m'ye kadar değişir. Çakıltaşı üyesi tipik bir transgresyon

1.10. Kuvaterner Çökelleri

Kıbrıs'ın Pliosen'den itibaren başlayan yükselimi Kuvaterner'de de devam etmiş olup, Kuvaterner başından itibaren hakim olan tektonik faaliyetler sonucunda önemli oranda yükselim gerçekleşmiş ve bu yükselim sonunda 5 ana düzeyde karasal ve denizel taraçalar gelişmiştir. Hakyemez vd. (2002)'ye göre denizel taraçalar temel olarak sığ denizel ortamda çökelmiş kalkarenit ve kumullardan oluşur. Makro fosil yönünden oldukça zayıf olan kalkarenitler, kumlu, düşük veya yüksek açılı çapraz tabakalı ve biyotürbasyonludur. Karasal taraçalar, Beşparmak ve Trodos Dağları'ndan gelen çakıltaşlarından oluşur (Hakyemez vd. 2002). Genellikle kötü boylanmalı olup, ikincil kireçtaşı ile çimentolanmış olanlar çoğunluktadır. İkincil kireçtaşları, Holosen'deki yağışlı dönemle birlikte göl ve benzeri çökelim ortamlarında biriken karbonatlı çökellerin, kurak dönemlerde içerdikleri suyun buharlaşması sonucunda üstte bulunan kil boyutundaki çökeller içerisinde kapilarite ile yükselerek yüzeylemesi ile çökelmiştir. "Peksemet gibi sert" olan ve tebeşir karakterindeki ikincil oluşumlu kireçtaşına, yerel deyimle "kafkalla"; yumuşak ve un gibi kolay dağılan türüne ise, "havara" denir. Holosen'deki sıcak ve yağışlı dönemlerde oluşmuş traverten ve tuf gibi karbonatlı çökeller ve yamaç molozları da bu dönemin ürünleridir (Nejdet 2002). Bunların yanı sıra yüzeyde gözlenen en genç birimler olup kıyı kumulları, yalıttaşları, dere yatağı çökelleri, yamaç molozları, heyelan kütleleri ile alüvyonlar başlıca Holosen çökelleridir.

Şekil 2.5: KKTC'nin genel jeoloji haritası (Constantinou, 1995'den düzenlenerek).



2. KIBRIS ADASI ÇEVRESİNİN BATİMETRİK ÖZELLİKLERİ VE BAŞLICA MORFOTEKTONİK YAPILARI

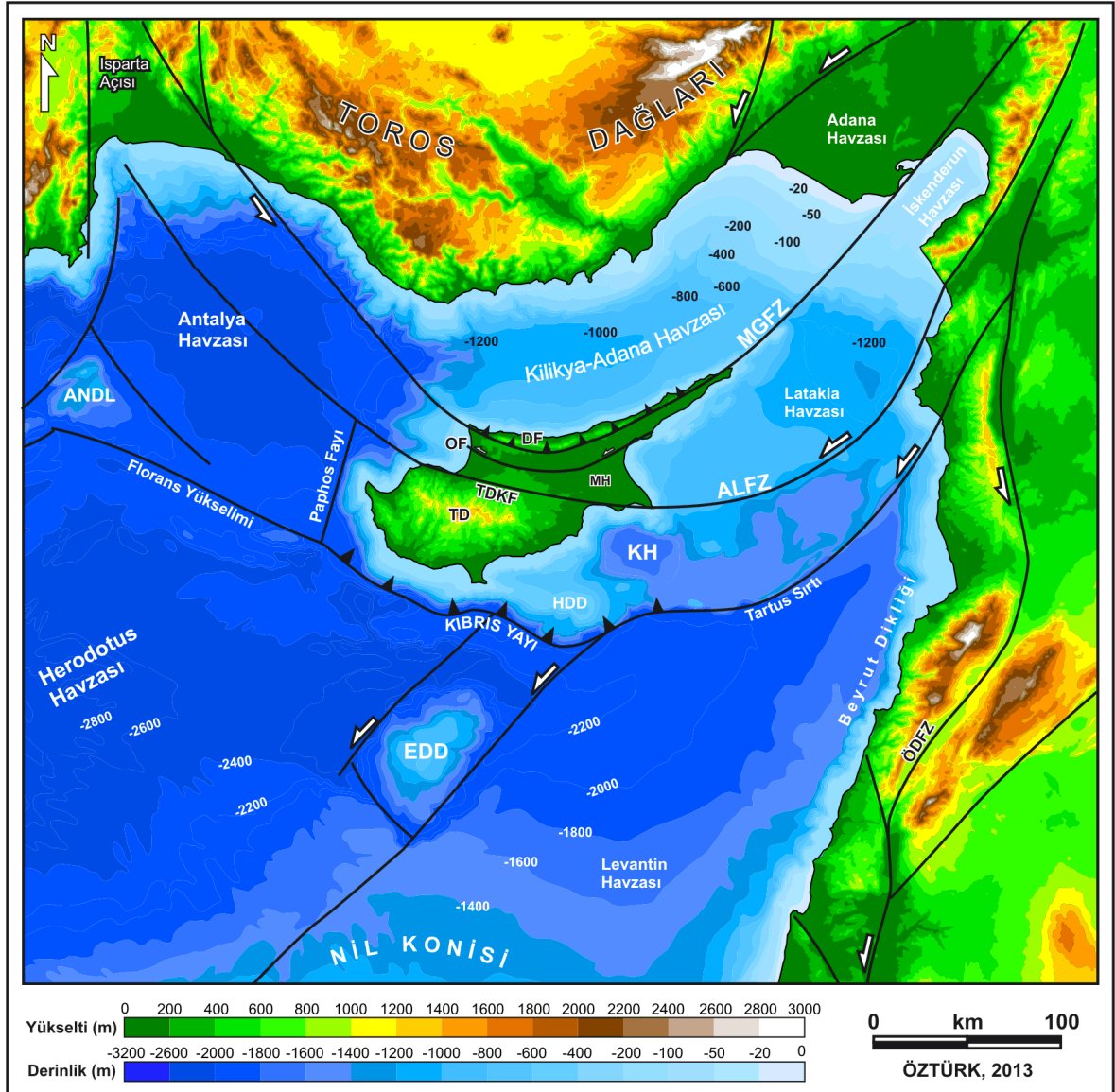
Kıbrıs Adası'nın çevresi (Doğu Akdeniz) tektonizmadan dolayı kısa mesafelerde değişkenlik gösteren batimetrik özelliklere sahiptir. Kıbrıs'ın kuzey ve doğu kesiminde -1400 m derinliğe ulaşan Kilikya-Adana ve Latakia havzaları, batı kesiminde -2600 m'ye ulaşan Antalya Havzası, güneybatısında -3000 m derinliğe ulaşan Heradotus Havzası, güney doğusunda -1800 m'ye ulaşan Kıbrıs Havzası yer alır. Derin havzaların yanı sıra adanın güneyinde en yüksek noktası -800 m olan Hecataeus ve Eratosthenes deniz dağları yer alır ki, özellikle Eratosthenes Denizaltı Dağı, Kıbrıs Adası'nın jeolojik evriminde önemli rol oynamıştır. Adanın kuzey ve doğu kesimleri güney ve batı kesimlerine göre daha sığdır. güney ve batı kesimlerde ise, Kıbrıs Yayı'nın etkisiyle ani derinlik artışları görülür (Şekil 2.6).

2.1 Eros (Eratosthenes) Denizaltı Dağı

Eros Denizaltı Dağı, Doğu Akdeniz içerisinde, kuzeyinde Kıbrıs Adası ile güneyinde Nil konisi arasında yer alır. Jeofiziksel verilere dayalı olarak Eros Denizaltı Dağı, Erken Mesozoik'te, Kuzey Afrika plakasının kuzey sınırından ayrılmış bir kıtasal parça olarak yorumlanır. Yapılan sondajlara göre denizaltı dağının üst kısmı kireçtaşlarından oluşur. Bu nedenle günümüzde yaygın olarak bir karbonat platformu olarak kabul edilir. Dağ, Orta Eosen'den sonra tektonik sebeplere bağlı olarak yaklaşık olarak 1 km yükselmiştir. Gerçekleşen bu yükselme Erken Miyosen'de sığ-su karbonatlarının birikmesine yol açmıştır. Bu platform Messiniyen Tuzluluk Krizi'nde evaporit çökelim seviyesinin üstüne çıkmış ve platform üzerinde ince bir Messiniyen çökeli birikmiştir. Denizaltı Dağı'nın Erken Pliosen'de batıyal derinliğe çökmesiyle kireçtaşı akıntı birikimleri gerçekleşmiştir. Bu çökme Geç Pliosen-Erken Pleistosen'de hızlanmış ve denizaltı dağı günümüzdeki derinliğine (2500 m) ulaşmıştır. Kıbrıs'ın güneye doğru bindirmesiyle denizaltı dağında subsidans ve yüksek açılı faylanmalar şeklinde deformasyonlar gerçekleşmiştir. Sismik verilere göre, denizaltı dağı üzerindeki plato yanal atılımlı faylanmaya maruz kalmıştır. Hatta bu fayların bazıları Pleistosen sedimentlerini kesmektedir. Dağın daha alçak kuzey yamaçlarında ise, tektonik sıkışmadan kaynaklanan kıvrımlı yapılar daha egemendir. Eros Denizaltı Dağı'nın tektonik sübidansı Kıbrıs'ın güneyinde yer alan Trodos ofiyolitinin hızlı yüzey yükselimiyle yaklaşık olarak eş zamanlı gerçekleşmiştir. Sonuç olarak Kıbrıs'ın güneye doğru hareketinin sonucu olarak, dağın tektonik bir çarpışma süreci

içerisindedir ve bundan dolayı kuzey yamaçlarında sıkışma, daha uzak alanlarında yani palto alanında yapısal yüklenme ve faylanma gerçekleşir (Robertson 1998).

Şekil 2.6: Doğu Akdeniz'in morfotektonik haritası (Derinlik eğrileri, NOAA'ya bağlı *National Geophysical Data Center*¹'den elde edilen batimetri haritasından çizilmiştir. Tektonik birimler Ergün vd., 2005; Wdowinski vd., 2006; Şengör vd., 1985; Harrison, 2008; McCay ve Robertson, 2012'den düzenlenmiştir.) ANDL: Anaximander Deniz Dağları, ALFZ: Amanos-Larnaka Fay Zonu, DF: Değirmenlik (Kythrea) Fayı, EDD: Eratosthenes Denizaltı Dağı, HDD: Hecataeus Denizaltı Dağı, KH: Kıbrıs Havzası, MH: Mesarya Havzası, MGFZ: Misis-Girne Fay Zonu, OF: Dardere (Ovgos) Fayı, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, TD: Trodos Dağı, TDKF: Trodos Dağı Kenar Fayı.



¹ <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ibcm/bathy/>

2.2 Kıbrıs Yayı

Kıbrıs Yayı kuzeyde Anadolu Plakası ile güneyde Afrika Plakası arasındaki plaka sınırına karşılık gelir. Yay batıda Helen Yayı ile doğuda Doğu Anadolu Fayı ve Ölü Deniz Fayı ile birleşir (Şekil 2.6). Yay boyunca görelî olarak KD-GB doğrultulu bir plaka hareketi söz konusudur. Batısındaki Helen Yayı'nın 20-40 mm/yıl olan yaklaşım hızı Kıbrıs Yayı'nda 3 katına çıkmaktadır. Bu yüksek oran önemli derecede şiddetli ve derin odaklı (300 km'ye ulaşan) depremlere yol açar. Kıbrıs Yayı boyunca görelî hareket ya normal ya da yarı paralel iken; Helen Yayı boyunca hareket, merkezi kesimde normal, doğu ve batı kesimlere doğru kısmen obliktir (Wdowinski vd. 2006). Doğu Akdeniz'in sahip olduğu kompleks yapıdan dolayı Kıbrıs Yayı üç ana segmente ayrılır;

- (1) Anadolu plakasının hareket yönüne paralel yönelmiş doğu segmenti,
- (2) Afrika ve Anadolu arasında KD-GB çarpışma ile karakterize edilen ve Kıbrıs'ın güneybatısında bulunan merkezi segment ve
- (3) Afrika Plakası'nın Anadolu Plakası'nın altına daldığı batı segmenti (Wdowinski vd. 2006).

2.3 Ovgos Fay Zonu

Ovgos Fayı Zonu ada üzerinde bulunan en önemli tektonik unsurdur. Batıda Kalkanlı Köyü civarlarından, doğuda Lefkoşa kenti altına kadar devam eden bu tektonik hattın doğuya doğru giderek dallandığı, bir kolunun Gazimağusa diğer bir kolunun da Karpaz Yarımadası yönünde uzanarak devam ettiği düşünülmektedir. Bu bindirme hattı kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu olup 17 km uzunluğunda ve değişen genişlikte bir kuşak halinde yüzeylenir (Nejdet 2002).

3. KIBRIS'IN JEOLJİK ve JEOMORFOLOJİK EVRİMİ

Kıbrıs güneyinde Afrika, kuzeyinde Anadolu ile doğusunda Arap plakalarının doğu Akdeniz'de kesiştiği bölgeye oldukça yakın bir alanda yer alır (Şekil 4). Geç Triyas'ta başlayan riftleşme sonucunda, Afrika'dan ayrılan Anadolu mikro kıtası ile Afrika arasında açılmaya başlayan okyanus kabuğuna ait kayaçlar, Trodos Dağları'nın oluşumuna yol açmıştır. Mesozoik başlarındaki pasif kıta kenarı fazını, dalma-batmayı da içeren çok karmaşık bir kıta kenarı faaliyeti izlemiş ve plakalar arasında yer alan okyanusal basenler sıkışıp yükselerek (Nejdet 2002) sığ su karbonatlarından oluşan Beşparmak Dağları'nın oluşmasına yol açmıştır (Robertson ve Xenophontos, 1993).

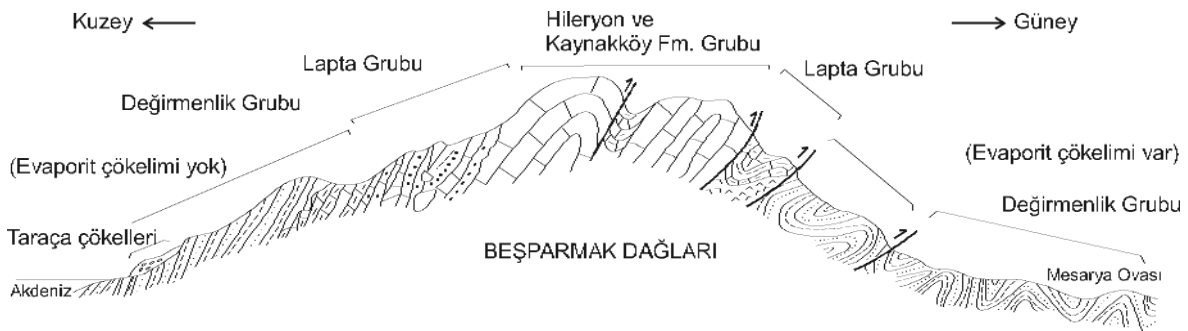
Üst veya Geç Kretase’de Afrika Plakası’nın Avrasya Plakası’nın altına dalmasının ardından, Trodos Ofiyoliti ana okyanusal kabuktan koparak saat ibresinin tersi yönünde 90°’lik bir dönüş gerçekleştirmiştir (Ketin, 1987) ve bu dönüş sürecinde sağ yanal doğrultu atımlı fay zonu (Arakapas Fay Kuşağı) oluşmuştur (Simonian ve Gass, 1978). Bu fay zonu boyunca oluşan hareket, büyük bir bölümü Mesozoik’te çökelmiş olan Tripa Grubu’na ait karbonatların, Üst Kretase başlarından itibaren ileri derecede breşleşmesine, deformasyonuna bağlı olarak metamorfizmaya uğramalarına (Nejdet, 2002) ve metamorfiklerin düşeye yakın eğimli fay zonları boyunca dilimlenerek yukarı doğru çıkmasına neden olmuştur (Hakyemez vd., 2002). Yapılan paleomanyetik çalışmalar, dönme hareketinin Beşparmak Dağları’nın oluştuğu Eosen öncesi kayaçları etkilemediğini, böylece Trodos ve Beşparmak dağlarının tektonik evriminin birbirinden bağımsız olduğunu gösterir (Nejdet, 2002).

Maestrihtiyen ve Erken Tersiyer dönemi boyunca iyice derinleşerek pelajik karbonatlarla kaplanan Trodos kuzeyindeki alanda levha içi volkanizma gerçekleşmiş, denizaltı fay şevlerinde ise, yamaç molozları birikmiştir (Hakyemez vd., 2002). Toros kuşağındaki çarpışmalar, Orta Eosen’den itibaren Beşparmak Dağları’nın K-G doğrultusunda sıkışmasına, Lapta Grubu kayaçlarının da güneye itilmeler sonucunda tabandan itibaren kıvrımlanarak birbirini üzerine bindirmelerine, fliş, olistostrom ve yelpaze deltası istiflerinin oluşmasına neden olmuştur. Bölgenin hızla çökmesi, kuzeydoğuda yer alan dev bir denizaltı yelpaze kompleksinin güneybatı parçasını meydana getirirken, bölgenin kalın bir fliş istifile örtülmesine yol açmıştır. Üst Eosen’deki çökelim (Ardahan Formasyonu) ile birlikte devam eden bu deformasyon fazı büyük kireçtaşı olistolitlerinin oluşmasıyla sonlanmıştır (Olistostrom fazı) (Nejdet, 2002). Trodos’un kuzey kenarında ise, pelajik çökelim sürmüştür. Devam eden kıtalar arası yaklaşma ile Kıbrıs’ın güneyinde bir dalma gerçekleşmiş ve Beşparmaklar bölgesi Oligosen-Miyosen döneminde yay önü havza konumunda kalmıştır. Ancak Miyosen’de Tetis okyanusunun kapanmasıyla birlikte (Hakyemez vd., 2002) Trodos’un kuzey kenarı, Akdeniz içindeki Eratosthenes Denizaltı Dağı’nın alttan itmesi sonucunda giderek yükseldiğinden sığ bir platforma dönüşmüş ve Messiniyen’deki iklimsel olaylardan dolayı evaporitlerin çökelimini sağlayacak şartlar oluşmuştur (Nejdet, 2002). Akdeniz’in Atlantik Okyanusu ile

yeniden bağlantı kurması deniz seviyesinin yükselmesine ve marn ile kalkarenitlerle temsil edilen yeni çökellerin oluşmasına yol açmıştır².

Afrika ve Avrasya kıtaları arasındaki yakınlaşmanın yönü Pliosen başlarında değişince Kuzey Kıbrıs'ta dahil olduğu Doğu Akdeniz, Ortadoğu ve Güneydoğu Türkiye'de de sıkışmaya bağlı tektonik faaliyetler baş göstermiştir. Bu tektonik faaliyetler Beşparmak Dağları'nı ve çevresindeki litostratigrafik birimleri ileri derecede etkileyerek birbiri üzerine bindirmelere, yüksek açılı ters faylara ve az sayıda kıvrımlanmış fayların oluşmasına yol açmıştır (Şekil 2.7). Bindirmeler ve kıvrım eksenleri sıkışmanın kuzey-güney yönünde olduğunu göstermektedir. Bu sıkışma sonucunda kuzey Kıbrıs'ta ana jeomorfolojik birimler doğu-batı doğrultusunda bir gelişim göstermiştir. Beşparmak Dağları'nın Pliosen'den itibaren giderek hızlanan yükselim hareketi, Pleistosen'de doruğa ulaşmıştır ve ada bugünkü morfolojik karakterini son 200.000 yıl içerisinde kazanmıştır (Nejdet 2002). Pleistosen'de gerçekleşen bu yükselmin sonucunda çok sayıda denizel ve karasal taraçalar meydana gelmiş (Hakyemez vd. 2002), Trodos Dağları'ndan gelen çok miktarda kırıntılı çökeller geniş vadiler içerisinde ve Mesarya Ovası'nda çökelererek örgülü akarsu çökellerini (fanglomera) meydana getirmiştir (Poole ve Robertson, 1991).

Şekil 2.7: Beşparmak Dağları'nı oluşturan kaya birimlerinin birbirleriyle ilişkisini gösteren jeolojik kesit (Nejdet 2002'den düzenlenerek).



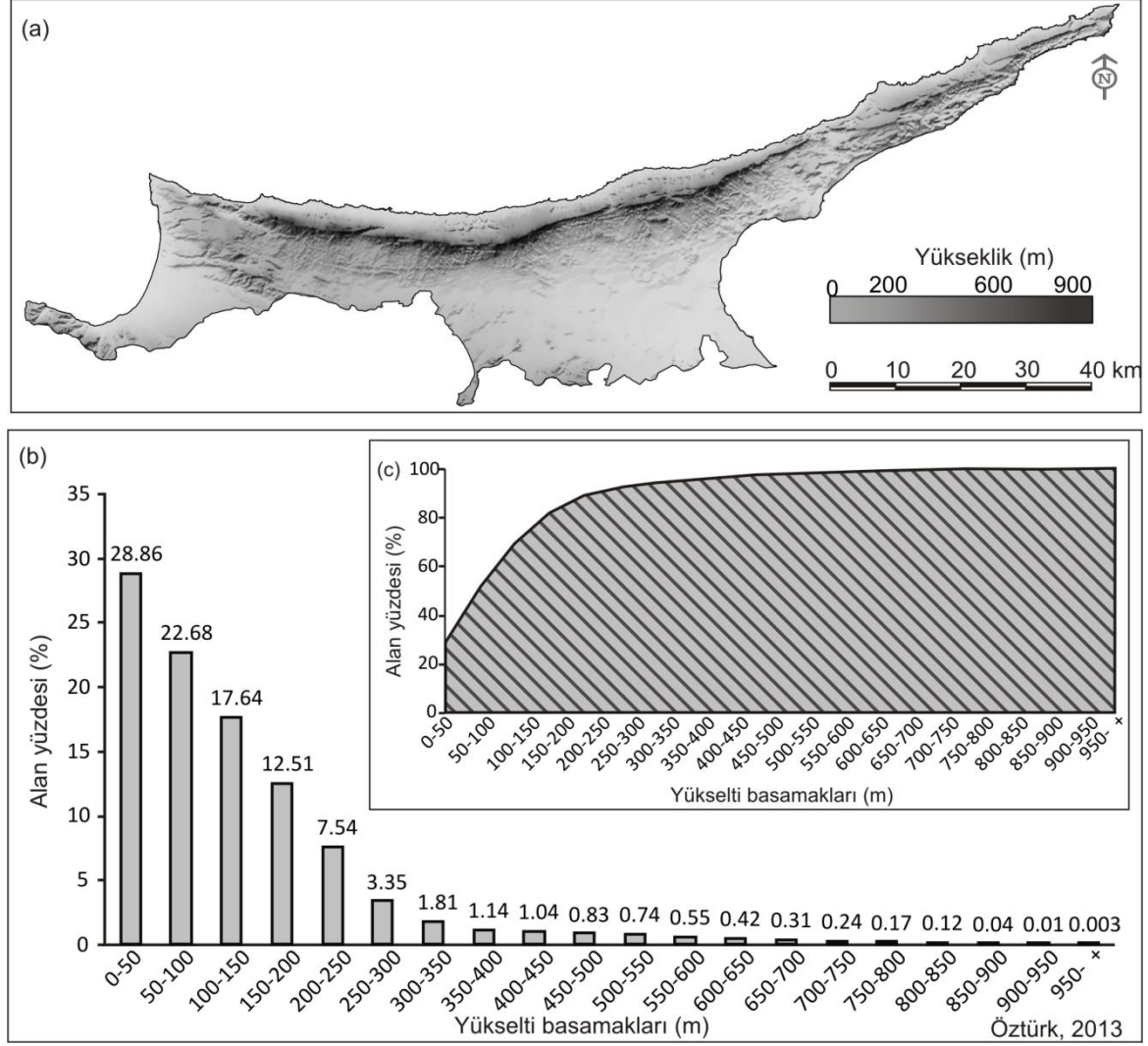
4. KKTC'NİN MORFOMETRİK ÖZELLİKLERİ

KKTC'nin sayısal yükselti modelinden elde edilen yükselti basamaklarının alansal dağılımlarına göre yükseltisi 250 m'den daha az olan alanların toplamı %90'ı bulur (Şekil 2.8b). Beşparmak Dağları'nın merkezini oluşturduğu 250 m ve üzerindeki alanlar ise %10'luk bir paya sahiptir. Yükselti basamaklarının oransal payı (%) deniz seviyesinden

² http://www.cyprusgeology.org/turkish/2_3_geology_tr.htm

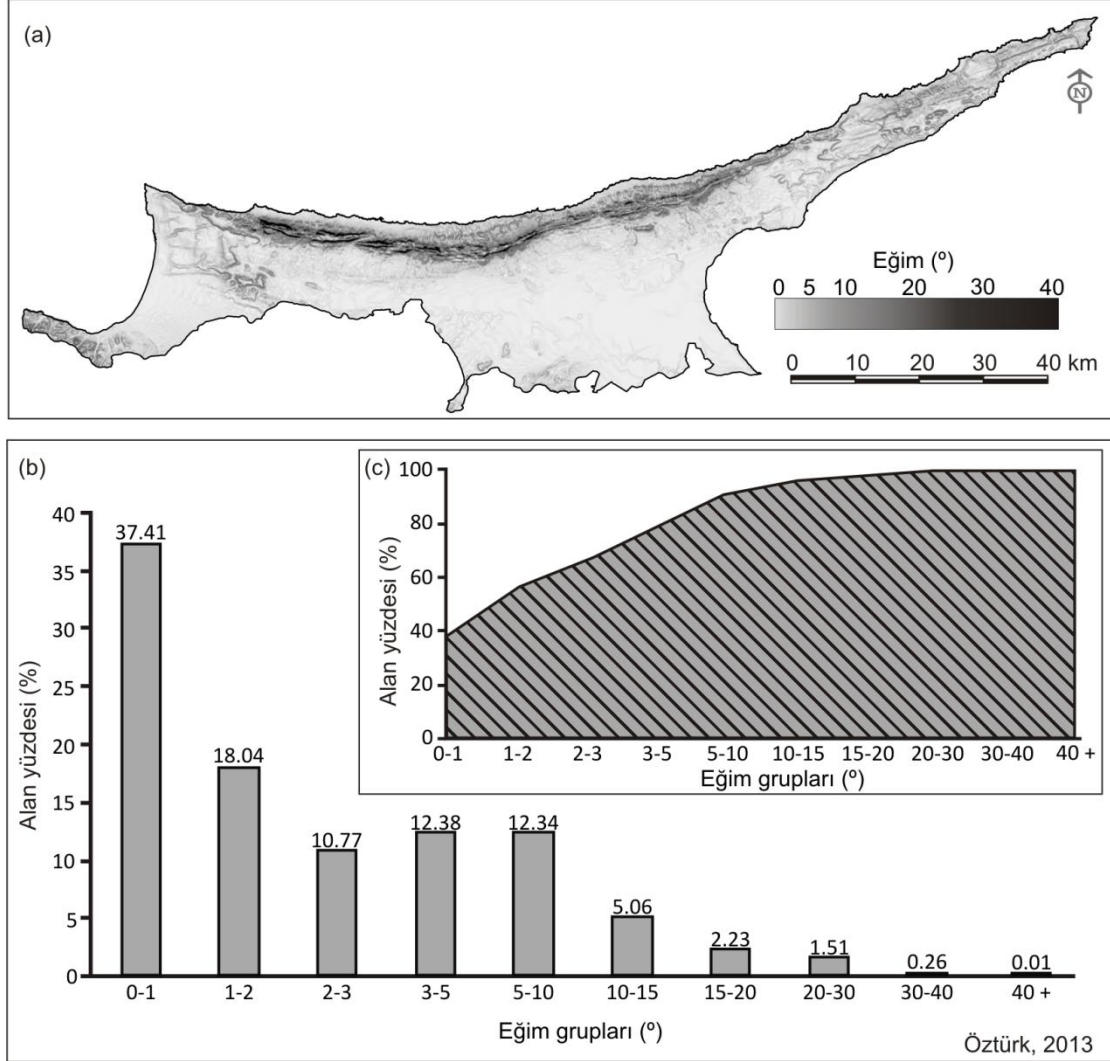
başlayarak zirve kesime doğru sürekli olarak azalır. Bu durumda hipsometrik eğrinin dışbükey bir görürüm almasına yol açar (Şekil 2.8c).

Şekil 2.8: KKTC'nin (a) sayısal yükseklik modeli, (b) yükselti basamaklarının frekans ve (c) kümülatif dağılımı.



Beşparmak Dağları sahip olduğu yüksek eğim değerleri ile KKTC'nin en yüksek eğim değerlerinin görüldüğü alanları oluşturur (Şekil 2.9a). Eğim haritasından da görülebileceği gibi Beşparmak Dağları üzerinde zirve düzlükleri oldukça belirsiz düzeydedir. Alçak alanların önemli bir yüzdeye sahip olduğu KKTC'de eğimi 0-5 arasında olan düşük eğimli alanlarda %91'lük bir paya sahiptir (Şekil 2.9b).

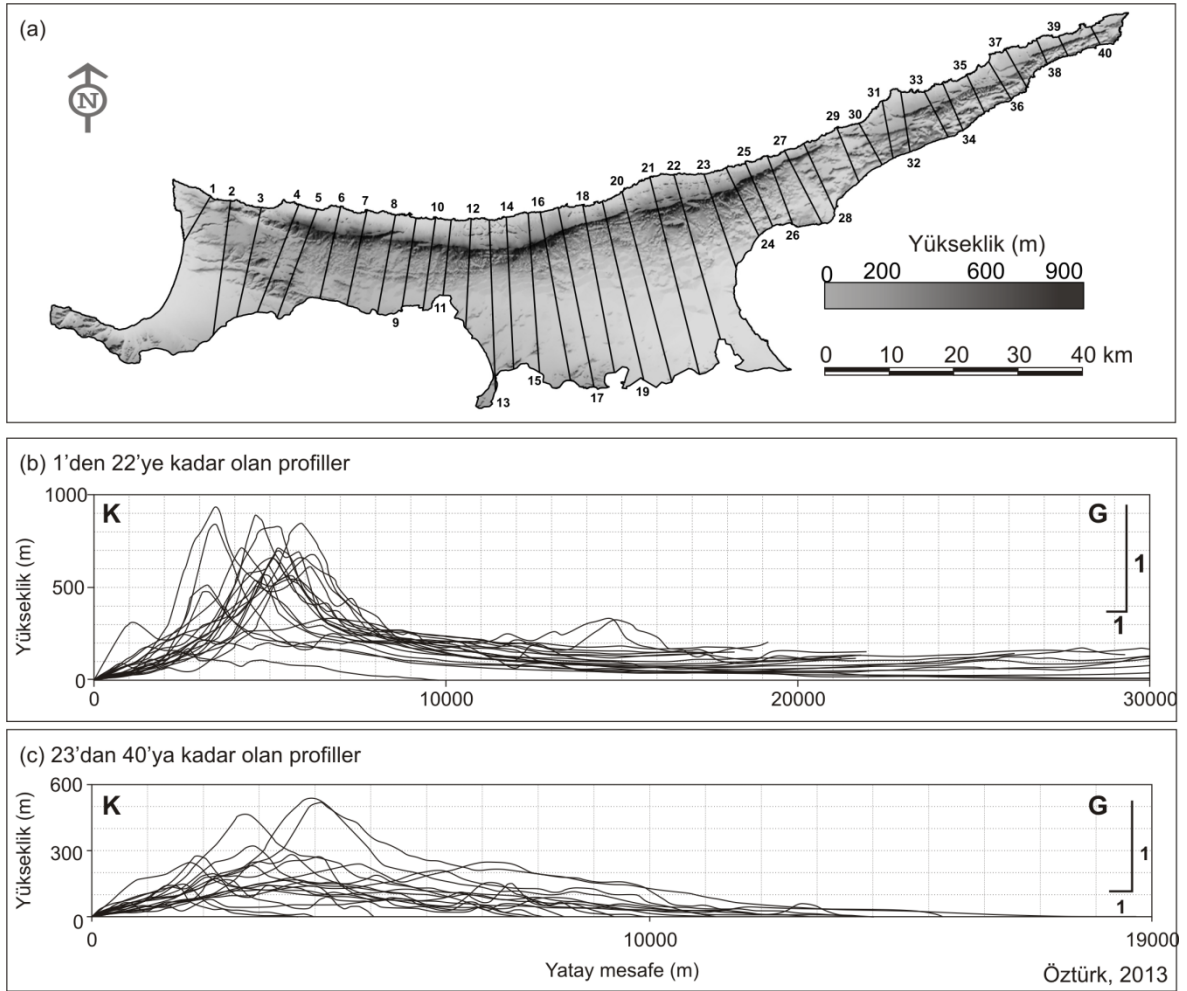
Şekil 2.9: KKTC'nin (a) eğim haritası, (b) eğim gruplarının frekans ve (c) kümülatif dağılımı.



Beşparmak Dağları ve Karpaz Yarımadası boyunca K-G doğrultusunda alınan yükseklik profillerine göre kuzey kesimde yaklaşık olarak 3-6 km arasında değişen mesafelerde dağlık kesimin en yüksek noktasına ulaşılır. Bu durum kuzey kesim için dar ve yüksek eğimli bir kıyı kuşağının oluşmasına neden olur. Beşparmak Dağları'nın batı ve orta kesiminde profiller en yüksek noktasına ulaştıktan sonra güneye doğru yüksek eğimle alçalırlar. Böylece kuzeyde 0 m'de başlayan Beşparmak Dağları güneye doğru 7-8. km'lerde son bulur ve keskin bir eğim kırıklığı ile Mesarya Ovası'na geçer. Bu özellikler batı ve orta kesiminde Beşparmak Dağları'nın dik üçgene benzer simetrik bir yapı kazanmasına neden olur. Beşparmak Dağları'nın bittiği eğim kırıklığından itibaren 100-300 m yükseklikleri arasında Mesarya Ovası başlar ve ova birkaç m ile 200 m arasında

değişen yüksekliklerde Güney Kıbrıs Rum Yönetimi (GKRY) sınırına kadar devam eder. Beşparmak Dağları'nın doğu kesimi ile Karpaz Yarımadası'nda kuzeyde deniz kenarında başlayan profiller 2.5-4.5 km'leri arasında en yüksek noktasına ulaşır ve güneyde denize doğru alçalmaya başlar. Bu durum kuzeyde deniz seviyesinden başlayarak kısa mesafede en yüksek noktasına ulaşan profillerin güneyde daha uzun bir mesafede daha düşük eğim koşullarında deniz seviyesine ulaşmasına ve Karpaz Yarımadası'nda profillerin asimetrik bir görünüm almasına neden olur. Batıdan doğuya doğru daralan Karpaz Yarımadası'nda K-G yönünde genişlikler 4-19 km'leri arasında değişir.

Şekil 2.10: Kuzey (K)-güney (G) doğrultulu alınmış yükseklik profilleri: (a) Profil hatları, (b) Beşparmak Dağları'nın batı ve orta kesimi ile (c) doğu kesimi ve Karpaz Yarımadası'nı temsil eden profiller.



5. KKTC'NİN GENEL JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Kuzey Kıbrıs temel olarak üç jeomorfolojik birimden oluşur. Bunlar güneydeki düz alanları kaplayan ovalık alan (Mesarya Ovası), kuzeydeki hafif eğimli bir alanları kaplayan

kıyı ovaları ve bu ovalık alanlar arasında uzanan Beşparmak Dağları ile Beşparmak Dağları'nın uzantısı olan Karpaz Yarımadası'dır (Şekil 2.15). Bu üç ana jeomorfolojik birim de temel olarak doğu-batı doğrultusunda uzanır ve morfolojik birimlerin oluşmasında jeolojik evrim ile tektonik yapının büyük etkisi vardır (Bagnall, 1964).

Kuzeydeki kıyı ovası ile iç kesimdeki ovaları birbirinden ayıran Beşparmak Dağları batıda Kayalar mevkiinde yükselmeye başlayarak 12 km'lik yatay mesafede en yüksek noktası olan 1024 m (Selvili Tepe) yüksekliğe ulaşır (Şekil 2.11) ve Karpaz Yarımadası'nda yükseltisini kaybederek Zafer Burnu'na kadar uzanır. Oldukça sivri zirvelere sahip olan dağlık alanda zirve düzlükleri çok azdır (Şekil 2.15). Dağlık kütle yaklaşık 170 km uzunluğa sahip olmakla birlikte 8-10 km'lik genişliğe sahiptir. Bu durum kütle için kuzey-güney doğrultusunda hızlı bir şekilde yükseltisinin artmasına yol açarak yüksek eğimli yamaçların oluşmasına neden olur (Şekil 2.15). Kütle bu özelliğinden dolayı güneydeki ovalık alanlar ile kuzeydeki kıyı ovaları arasında adeta bir duvar gibi uzanır. Oluşan bu dik yamaçların kuzey eteklerinde hafif eğimli denizel ve karasal depolar gelişme gösterirken, eğim kırıklığının çok belirgin olduğu güney eteklerinde daha çok yamaç döküntüleri gelişmiştir (Kutoğlu, 2010). Eğimin çok fazla ve akarsuların genel olarak kısa boylu olması Beşparmak Dağları çevresinde alüvyal yelpazelerin gelişmesini engellemiştir. Ancak Mesarya Ovası'nın batı kesiminde Güzelyurt civarında kaynağını Trodos Dağı'ndan alan daha uzun boylu akarsular alüvyal yelpazeler oluşturmuştur (Şekil 2.15).

Şekil 2.11: Kayalar mevkiinden piramidal görünümlü Kıvanç Tepesi'ne (946 m) bakış.



Beşparmak Dağları kuzey Kıbrıs içerisinde bir duvar gibi uzanması nedeniyle, bu dağlık kütle en önemli bu bölüm çizgisini oluşturur. Bununla birlikte Beşparmak Dağları ve Trodos Dağı arasında uzanan su bölüm çizgisi Mesarya Ovası'nı iki ayrı havzaya ayırır. Böylece kuzey Kıbrıs su bölüm çizgilerine göre temel olarak üç drenaj havzasına ayrılır

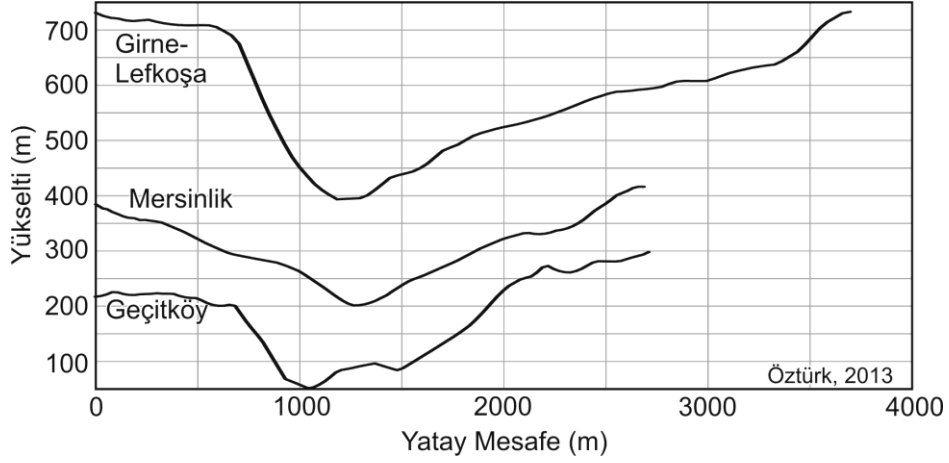
(Şekil 2.14). Bunlar kaynağını Beşparmak ve Trodos dağlarından alarak Güzelyurt Körfezi'ne akan akarsuların oluşturduğu batı havzası, yine kaynağını Beşparmak ve Trodos dağlarından alarak Gazimağusa Körfezi'ne akan akarsuların oluşturduğu doğu havzası ile kaynağını Beşparmak Dağları'ndan alarak kuzeye akan kısa boylu akarsuların oluşturduğu kuzey havza şeklindedir (Şekil 2.14). Bu drenaj sistemine bağlı olarak üç önemli ova gelişmiştir. Bunlar Beşparmak ve Trodos dağlarının arasında bulunan, birbirlerinden alçak bir eşikle ayrılan ve iç ova şeklinde olan Güzelyurt ve Gazimağusa ovaları ile Beşparmak Dağları'nın kuzeyinde gelişmiş kıyı ovasıdır (Şekil 2.15).

Kuzey ve güneydeki ovalar arasında, yeni Beşparmak Dağları üzerinden geçişler boğazlar aracılığıyla sağlanır. Bu boğazlar batıdan doğuya Geçitköy Boğazı, Girne-Lefkoşa Boğazı ve Mersinlik Boğazı şeklindedir (Şekil 2.14). Geçitköy Boğazı, Beşparmak Dağları'nın batısında yer alır ve içerisinden Dağ Dere suyu akmaktadır. Batıda 200 m'lerden hızlı bir şekilde 50 m'ye kadar düştükten sonra tekrardan yükselen boğaz yaklaşık 150 m'lik bir derinliğe sahiptir. Bu geçitten soran Beşparmak Dağları'nın yükseltisi kısa mesafede 1000 m'ler civarına yükselir. Dreghorn (1978) tarafından bu boğazın açılımının ilk olarak doğuya doğru akan ve adanın yükselimi sonucunda kuzeye doğru yönelen bir akarsu tarafından gerçekleştirildiği belirtilmiştir. Hakyemez vd. (2002)'ye göre boğazın iki yanında Çınarlı ve Yıldıztepe volkanitleri ile Yamaçköy ve Mallıdağ formasyonları yayılım gösterir.

Girne-Lefkoşa Boğazı KD-GB doğrultusunda uzanmakta olup, 3 km civarında bir uzunluğa sahiptir. Batıda 700 m'lerden hızlı bir şekilde 400 m'ye düştükten sonra tekrardan yükselen boğaz yaklaşık 300 m derinliğe sahiptir (Şekil 2.12). Dreghorn'a (1978) göre boğaz Geç Miyosen'de gerçekleşen yükselmeye bağlı olarak bir akarsuyun anakayaya gömülmesi (antesedant) sonucunda oluşmuştur. Hakyemez vd. (2002)'ye göre boğazın iki yanında Beylerbeyi ve Mallıdağ formasyonları yayılım gösterir.

En doğuda yer alan Mersinlik Boğazı K-G doğrultusunda uzanır ve 280 m civarında bir derinliğe sahiptir. Dreghorn (1978) tarafından bu boğazın oluşumunda akarsuyun bir etkisinin olmadığı, KKB-GGD doğrultusunda uzanan paralel fayların önemli bir etkisi olduğu belirtilmiştir. Hakyemez vd. (2002)'ye göre boğazın iki yanında Yamaçköy, Mallıdağ ve Ardahan formasyonları yayılım gösterir.

Şekil 2.12: Boğazların her iki kenarındaki sırtlar ve boğazların en derin kesimleri boyunca batı-doğu doğrultusunda alınan yükseklik profilleri.

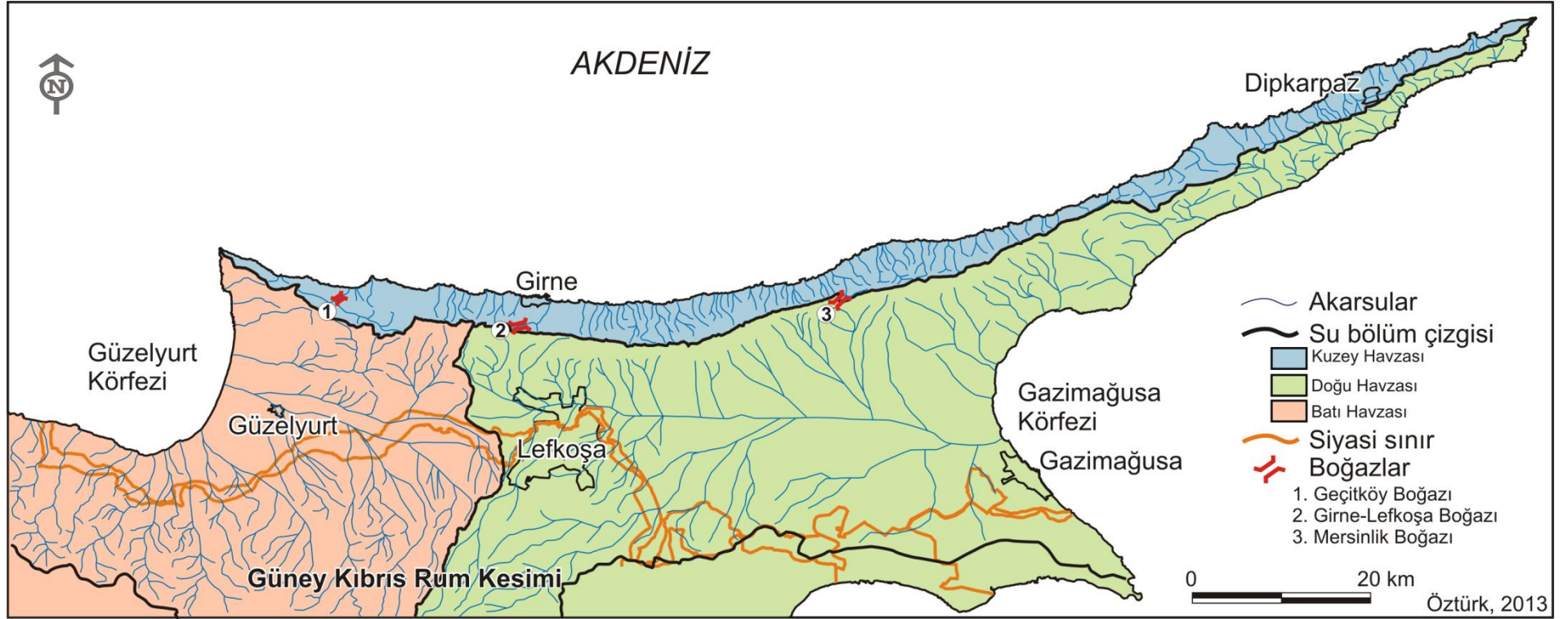


Kıbrıs Adası tektonik özelliklerinden dolayı Kuvaterner boyunca hızlı ve aralıklı olarak yükselmiş (Poole ve Robertson, 1991, 1998; Poole vd., 1990, Zomeni, 2012) ve yükselmeye devam etmektedir. Bu durum adada birçok denizel ve karasal taraçaların oluşmasına neden olmuştur. Daha önce yapılmış çalışmalara göre (Kutoğlu, 2010) denizel taraçalar Beşparmak Dağları'nın kuzeyinde (Şekil 2.13) ve Karpaz Yarımadası kıyılarında yaygın bir yayılış gösterirken, akarsu taraçaları Mesarya Havzası üzerinde yaygın bir yayılış gösterir. Bu dağılış ovalık alanlar ile karşılaştırıldığında iç ovaların büyük oranda akarsu taraçalarından, kuzeydeki kıyı ovalarının ise, pediment düzlüklerinden ve denizel taraçalardan oluştuğu görülür.

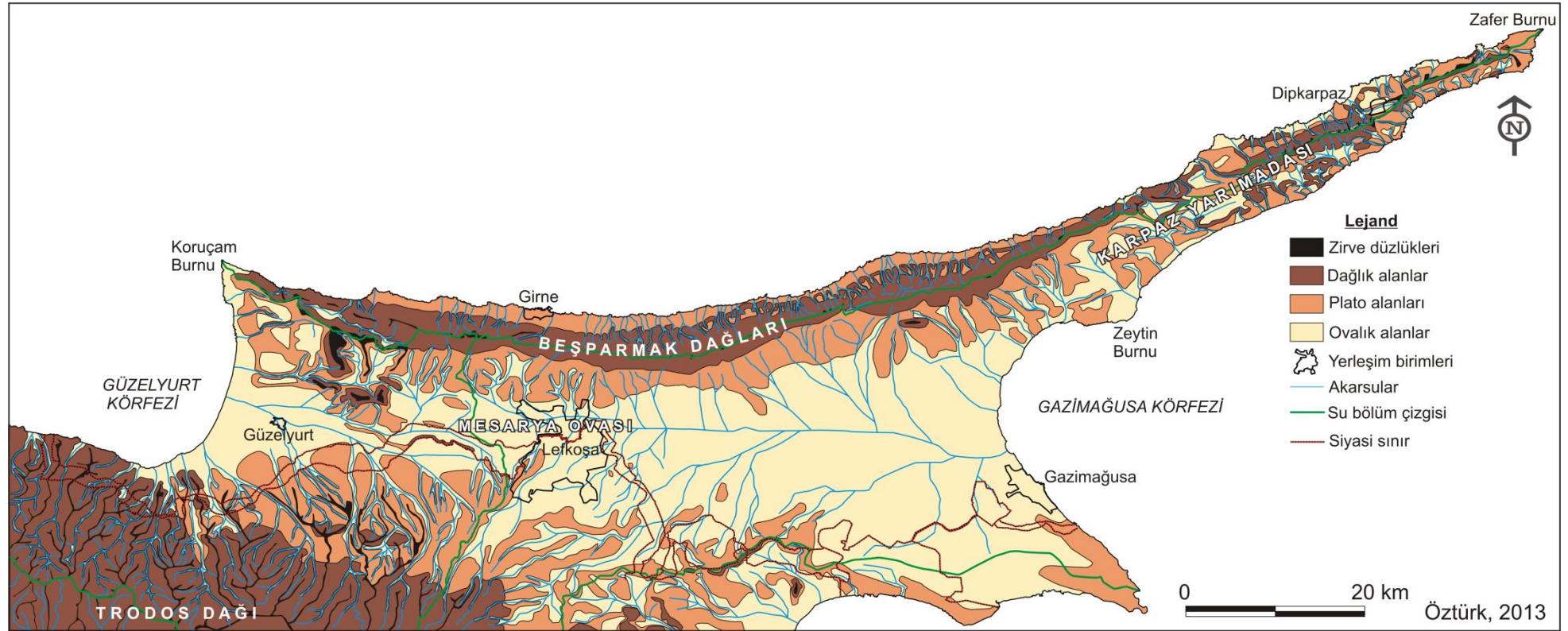
Şekil 2.13: Beşparmak Dağları'nın kuzey kesiminde yaygın bir dağılış gösteren denizel taraçalardan bir görünüm (Girne'nin batısında bulunan Esentepe Yerleşmesi civarından doğuya bakış).



Şekil 2.14: Kuzey Kıbrıs'ın drenaj haritası.



Şekil 2.15: Kuzey Kıbrıs'ın genel jeomorfoloji haritası

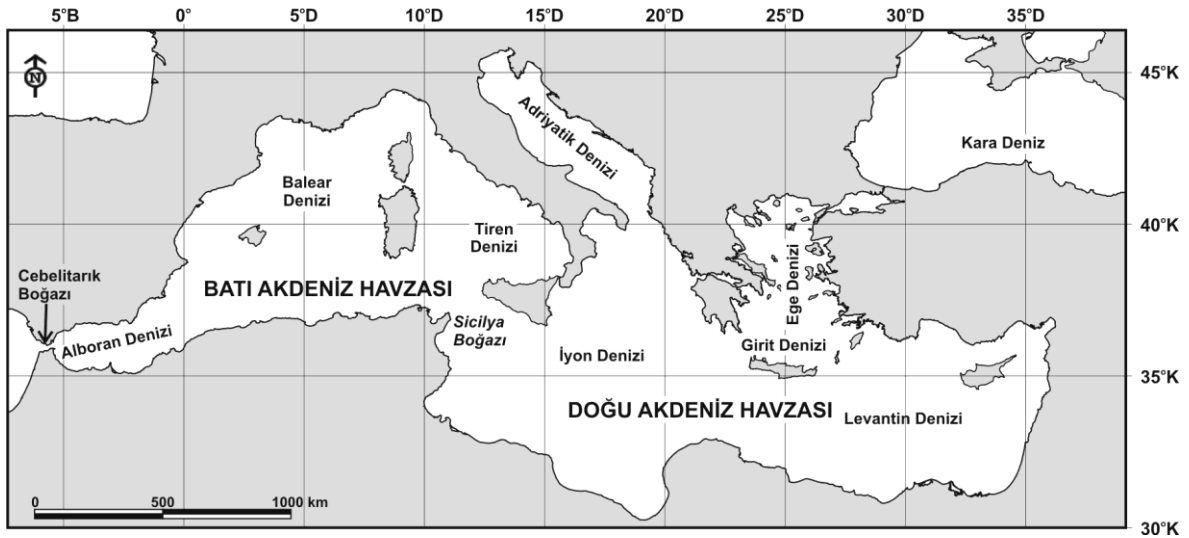


BÖLÜM III

AKDENİZ'İN GENEL ATMOSFER DOLAŞIMINDAKİ YERİ, SU KÜTLESİ ÖZELLİKLERİ İLE KKTC'NİN GENEL İKLİM ÖZELLİKLERİ

Akdeniz doğu-batı doğrultusunda 3860 km, kuzey-güney doğrultusunda 1600 km genişliğe, kabaca 46000 km kıyı uzunluğuna sahip, karalarla çevrili bir yarı-kapalı havza durumundadır. Ortalama derinliği 1500 m olmakla birlikte 4 km'den daha derin birçok havza içerir ve 145 km genişliğe sahip Sicilya Boğazı ile doğu ve batı havzaları olarak iki bölüme, bu bölümlerde kendi içerisinde birçok alt denize ayrılır. Akdeniz 284 m derinliğe ve yaklaşık olarak 90 km genişliğe sahip Cebelitarık Boğazı ile Atlantik Okyanusu'na (Rohling vd., 2009), Türk boğazlar sistemi ile de Karadeniz'e bağlanır (Şekil 3.1).

Şekil 3.1: Akdeniz'in bölümleri ve alt denizleri (Robinson vd., 2001'den düzenlenerek)

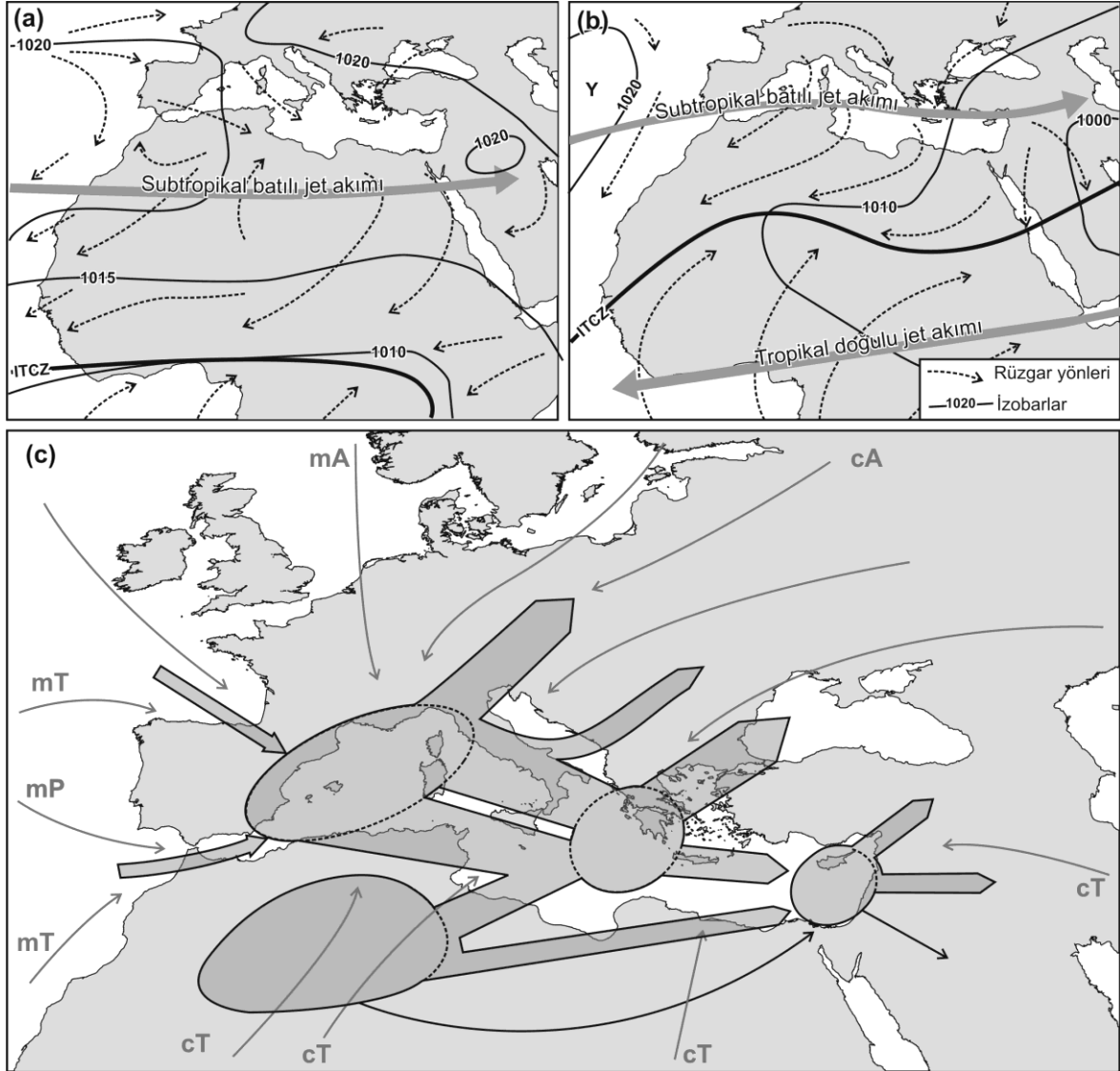


Akdeniz subtropikal iklim kuşağı içerisinde bulunur ve genel olarak 30°-45°K enlemleri, 5°B-35°D boylamları arasında uzanır. Bu konumundan dolayı iklimi kışın ekvatora, yazın kutba doğru kayan gezegensel ölçekli basınç merkezleri tarafından kontrol edilir (Harding vd., 2009; Wainwright ve Thornes, 2004). Bu sistemlerin kışın ekvatora doğru hareket etmesiyle (Şekil 3.2a) Akdeniz havzasının iklimi güneye doğru genişleyen batı rüzgârları kuşağı etkisi altında kalır. Bu dönemde Azor antisiklonu daha güneye yerleşir. Akdeniz, Sahra ile orta-kuzey Avrupa üzerinde gelişen termik ve dinamik

karakterli yüksek basınç hücreleri ile çevrilmektedir. Böylece tüm Akdeniz havzası boyunca alçak basınç koşulları gelişir. Özellikle Cenova Körfezi güçlü bir siklojenez alanı haline gelir ve batılı sirkülasyonun etkisiyle bu sistemler doğuya doğru hareket eder (Şekil 3.2c). Soğuk hava kütleleri akımları ve görelî olarak daha yüksek deniz yüzeyi sıcaklıklarının birleşmesiyle konvektif kararsızlığa yol açan bu sirkülasyon yağmurlu, fırtınalı ve ılıman kışların yaşanmasına yol açar (Türkeş, 2010; Wainwright ve Thornes, 2004). Yaz aylarında ise, depresyonlar daha zayıf karakterde olur ve kara-deniz meltemleri daha egemen duruma geçer. Bununla birlikte kuzey Afrika üzerinde yüksek basıncın daha zayıf olması doğu Akdeniz havzası üzerinde konvektif aktivitelerin artmasına yol açar. Böylece yaz ve kış mevsimlerinde farklı basınç merkezleri ve hava kütlelerinin etkisi altına giren Akdeniz mevsimselliğın güçlü olduğu bir alan haline gelir (Wainwright ve Thornes 2004). Yağış değerleri, özellikle kış mevsiminde etkili olan gezici alçak basınçların etkisiyle maksimuma çıkarken, yaz mevsiminde yüksek basınç sistemlerinin ve doğudan/güneydoğudan etkili olan Muson alçak basıncının etkisiyle (Şekil 3.2b) en düşük seviyesine ulaşır (Türkeş, 2010; Türkeş ve Erlat, 2003, 2005). Yaz aylarında görülen sıcak koşullar bazı alanlarda iki ya da üç aydan daha fazla süren kuraklığın yaşanmasına neden olur (Harding vd., 2009).

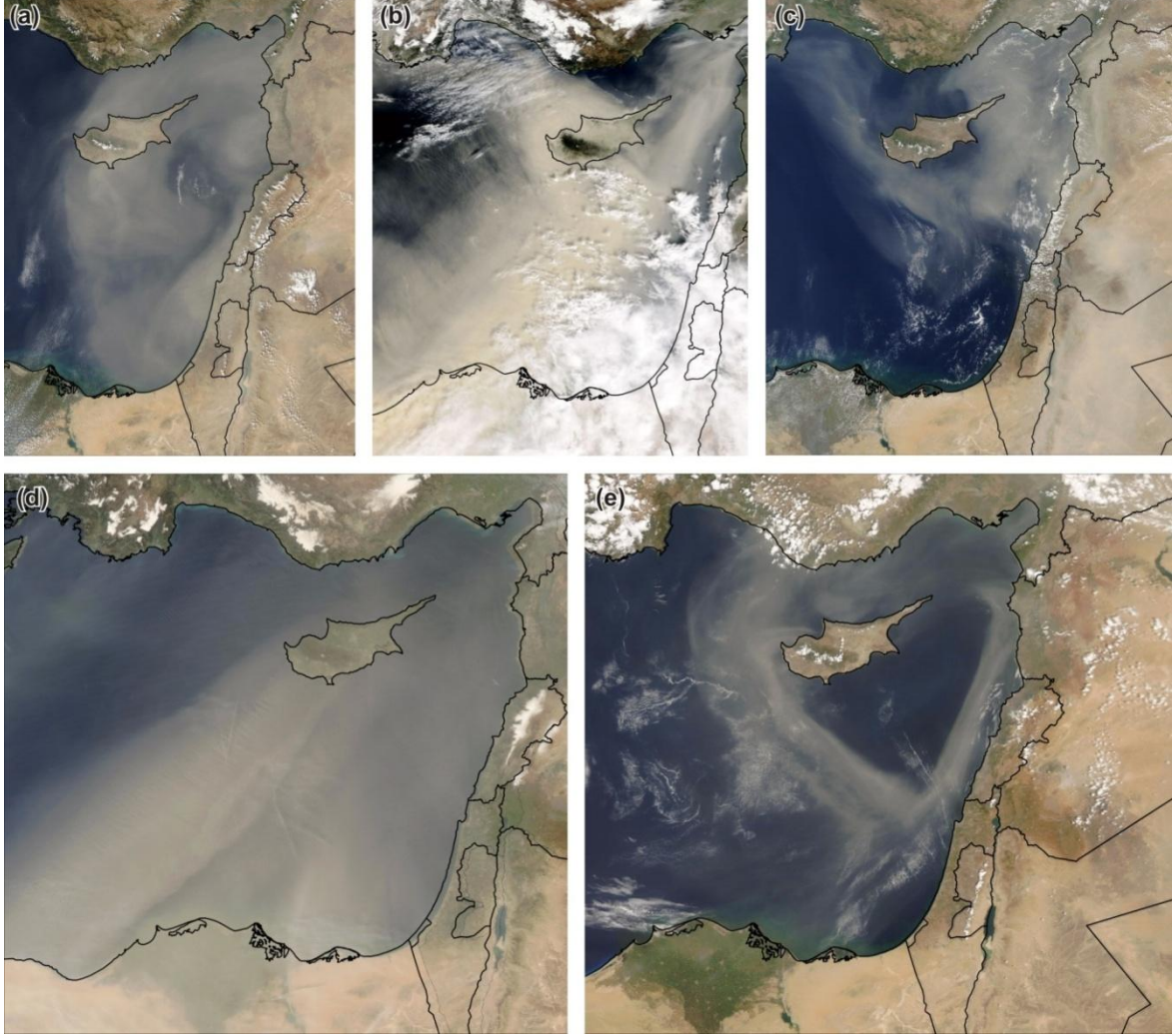
Akdeniz içerisinde genel atmosfer dolaşımının şekillenmesinde ve Akdeniz bölgesi iklimin temel özelliklerinin oluşmasında Akdeniz'i çevreleyen Avrupa, Asya, Afrika gibi kütlelerin ve topografyanın da önemli bir etkisi vardır. Özellikle batı Akdeniz'in Atlantik Okyanusu'na yakın alanlarında yıl boyunca daha ılıman sıcaklıklarla birlikte yüksek yağışlar görülürken, doğu Akdeniz karasal Doğu Avrupa ve Asya'nın etkisi altına girer. Böylece doğunun iklimi batıya göre daha kuru ve yaz sıcaklıklarının daha fazla olduğu bir özellik kazanır. Aynı zamanda Akdeniz güney kıyıları da kuzey kıyılarına göre daha kuru ve sıcaktır (Harding vd., 2009).

Şekil 3.2: Akdeniz ve Kuzey Afrika için (a) Ocak ve (b) Temmuz aylarındaki genel atmosfer dolaşımı (Barry ve Chorley, 1992'den düzenlenerek), (c) Akdeniz siklonlarının oluşma ve toplanma alanları ile siklon yolları (mA: maritim arktik, cA: kontinental arktik, mP: maritim polar, mT: maritim tropikal, cT: kontinental tropikal) (Türkeş, 2010 ile Barry ve Chorley, 1992'den düzenlenerek)



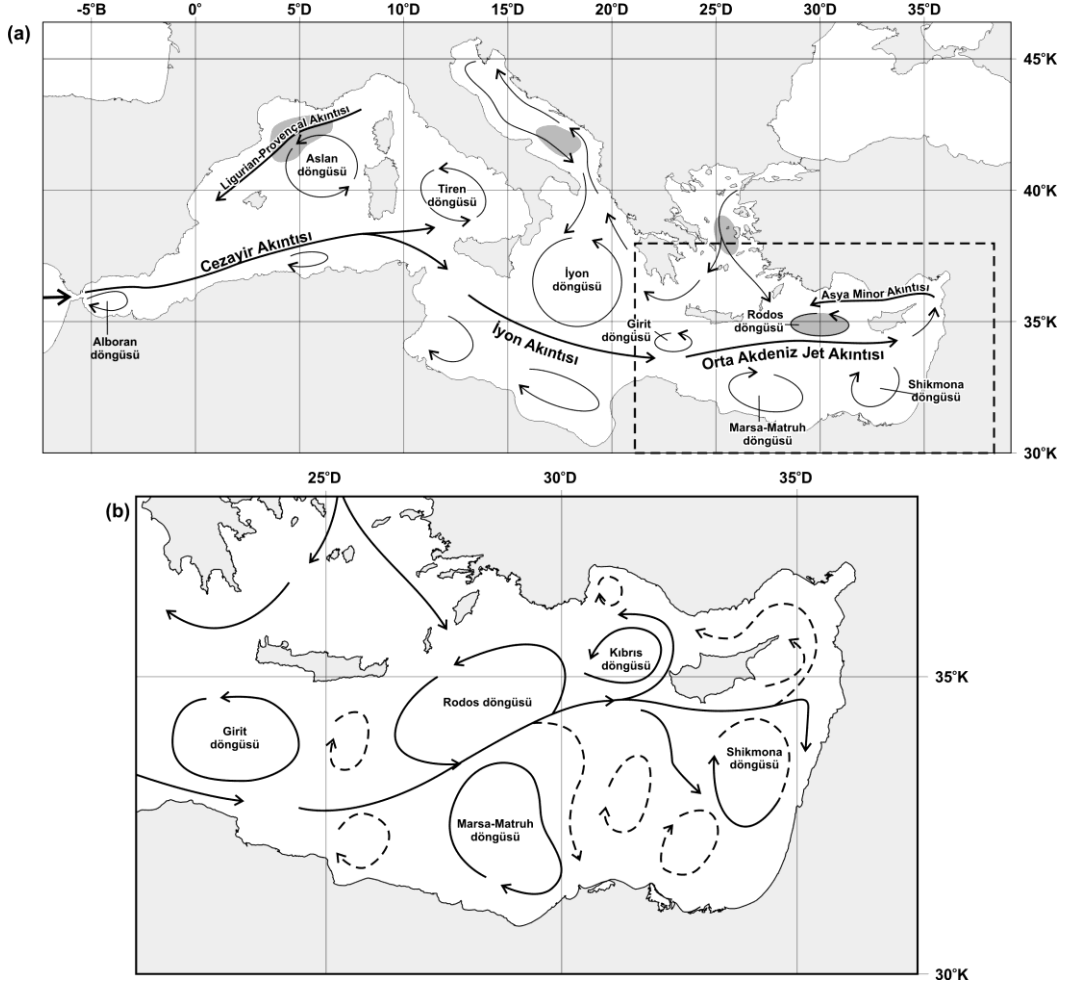
Yukarıda açıklanan genel atmosfer dolaşımının sonucunda özellikle kuzey Afrika ve Arabistan Yarımadası üzerinde oluşan yüksek basınçlara bağlı olarak gerçekleşen güneyli hava akışları Kıbrıs Adası (Doğu Akdeniz) üzerinde toz fırtınalarının oluşmasına neden olur. Toz fırtınalarının belirgin bir mevsimsellik göstermemekle birlikte yüksek basınçların etkinliğine bağlı olarak tüm aylarda gerçekleştikleri görülür (Şekil 3.3).

Şekil 3.3: Kuzey Afrika’da oluşan toz fırtınalarının Doğu Akdeniz üzerinden geçişinin çeşitli tarihlerde çekilmiş uydu görüntüleri: (a) 19 Ekim 2002, (b) 25 Şubat 2006, (c) 29 Eylül 2011, (d) 4 Nisan 2003, (e) 28 Ağustos 2008 (Kaynak: visibleearth.nasa.gov-son erişim tarihi:08.03.2012)



Genel atmosfer dolaşımı, Akdeniz’in genel uzanım doğrultusu ve Cebelitarık Boğazı’nın etkisiyle Akdeniz içerisinde genel akıntı yönü batı-doğu doğrultusundadır. Cebelitarık Boğazı’ndan giriş yapan Atlantik su kütlesi Cezayir Akıntısı’nı meydana getirir. Bu akıntı Sicilya Boğazı’nı geçtikten sonra İyon Akıntısı’na ve daha sonra Doğu Akdeniz Jet Akıntısı’na dönüşür. Akıntılar morfolojiye, derin havzalara ve büyük körfezlere bağlı olarak Akdeniz içerisinde su döngülerinin oluşmasına yol açar (Şekil 3.4a). Kıbrıs Adası’nın etrafında ise akıntılar adanın güneybatısından başlayarak önce kuzey sonra batı yönünde devam ederek saatin tersi yönünde bir istikamet takip eder (Şekil 3.4b).

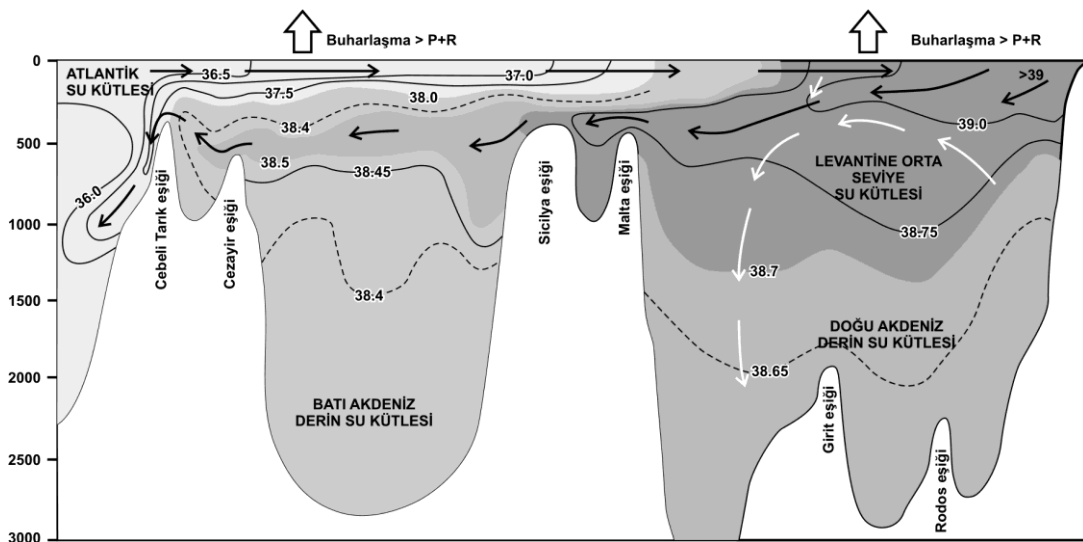
Şekil 3.4: (a) Akdeniz (Rohling vd., 2009'dan düzenlenerek) ve (b) Doğu Akdeniz içerisinde gerçekleşen akıntılar (Robinson vd., 2001'den düzenlenerek)



Yukarıda açıklanan genel atmosfer dolaşımı ve akıntılar nedeniyle Akdeniz farklı su kütlelerine ayrılır. Cebelitarık Boğazı'ndan Akdeniz'e giren daha düşük yoğunluktaki Atlantik su kütlesi Modifiye Olmuş Atlantik Su Kütlesi (*Modified Atlantic Water-MAW*) olarak isimlendirilir. Bu su kütlesi 100-200 m kalınlığa sahiptir ve Sicilya Boğazı boyunca Levantin Denizi'ne kadar takip edilebilir. Atlantik'ten gelen su kütlesi doğuya doğru hareket ederken ısınır, altında uzanan daha tuzlu su ile Avrupa ve Afrika'dan gelen tatlı sularla karışır (Wainwright ve Thornes, 2004). Doğu Akdeniz'e ulaşan bu su kütlelerinin yaz aylarındaki yüksek sıcaklıklar sonucu gerçekleşen şiddetli buharlaşma nedeniyle tuzluluk oranı artar. Tuzluluğu artan su kütlesi kışın gerçekleşen şiddetli soğuma sonucunda yoğunluğunu arttırarak daha derine iner. Sonuç olarak tuzluluğu ve yoğunluğu artmış olan bu su kütlesi 150-600 m derinlikleri arasında Levantin Orta Seviye Su Kütlesi'ni (*Levantine Intermediate Water-LIW*) oluşturur (Rohling vd., 2009). Bu katman

Akdeniz'deki en yüksek tuzluluk oranlarına sahip alandır. Akdeniz içerisindeki batı ve doğu havzalarının da altında 1000 m'den daha derin çanaklar içerisinde Akdeniz Derin Su Kütlesi (*Mediterranean Deep Water-MDW*) denilen bir su kütlesi bulunur. Bu katman batı Akdeniz havzasında daha düşük sıcaklık ve tuzluluk değerlerine sahiptir. Oluşan bu derin su kütlesi batıda batıya doğru hareket eder. Ancak doğuda Sicilya eşiğini geçemeyerek Akdeniz'in doğusunda yer alan ve 1500 m'yi aşan derinlikte Levantin kıyılarına doğru hareket eder (Wainwright ve Thornes, 2004). Böylece Akdeniz'de su dolaşımının rüzgârdan çok tuzluluk ve sıcaklık değişimleri tarafından kontrol edildiği (Simav vd., 2008) ve tuzluluğun batıdan doğuya doğru arttığı görülür (Rohling vd., 2009; Şekil 3.5).

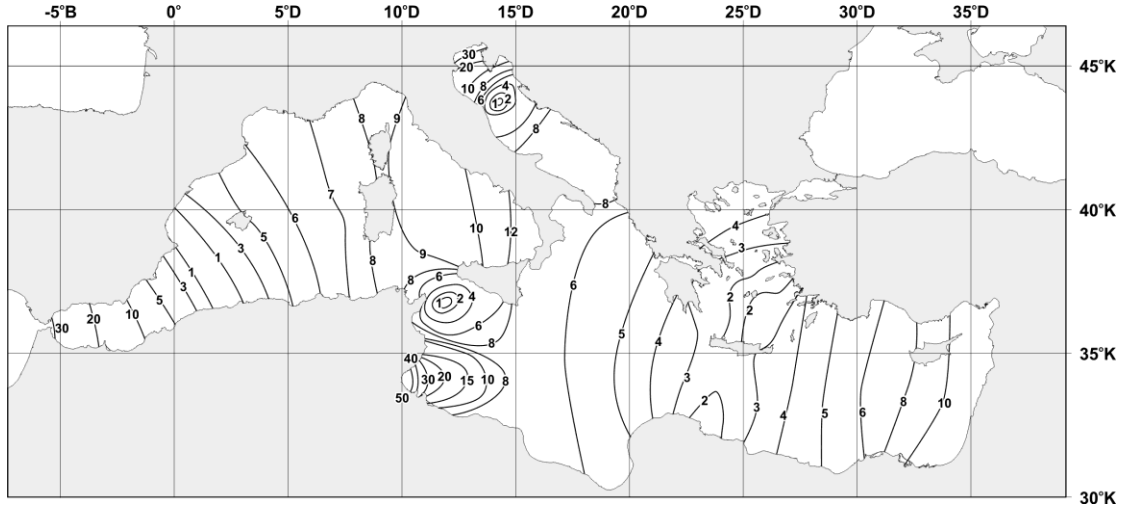
Şekil 3.5: Kış mevsiminde Akdeniz içerisindeki su kütlesinin sirkülasyonunun gösteren boylamsal kesit (Eşdeğer eğrileri psu (*practical salinity units*) türünden tuzluluğun değerini, P yağıışı, R akarsularla taşınan su kütlesini ve oklar Akdeniz içerisindeki su sirkülasyonunu gösterir. Rohling vd., 2009'dan düzenlenerek).



Diğer parametrelerde olduğu gibi Akdeniz'de gel-git genliği de genel olarak batı-doğu doğrultusunda değişkenlik gösterir. Mikro gel-git alanı olmakla birlikte Akdeniz'deki gel-git genliği üzerinde birçok faktör etkili olmaktadır. Bu faktörlerin başında Ay'ın ve Güneş'in çekim güçleri, buharlaşma ve buna bağlı olarak gerçekleşen yoğunluk farklılıkları, başta sığ bölgelerde olmak üzere gerçekleşen fırtınalar (Mc Elderry, 1963), batimetrik özellikler (Arabelos vd., 2011), kıyı morfolojisi gibi etkenler gelir. Cebelitarık Boğazı'ndan Akdeniz'e girişi yapan Atlantik sularının etkisiyle gel-git genliği boğazdan doğuya doğru kademeli bir şekilde azalır. Sicilya Boğazı'nda denizin daralması, Tunus'un batı kıyılarında (Gabes Körfezi) körfezin daralması ve denizin sığlaşması nedeniyle bu

alanlarda gel-git genliğinde artış yaşanır. Sicilya Boğazı'ndan doğuya doğru gidildikçe genlik tekrardan düşmeye başlar ve Girit Adası civarında en düşük seviyesine ulaşır. Bu noktadan sonra Kıbrıs Adası'na doğru artmaya başlayan genlik ada civarında 10 cm'ye ulaşır¹ (Şekil 3.6).

Şekil 3.6: Ay'ın çekim kuvvetine bağlı olarak (M2) oluşan gelgit genliğinin (cm) Akdeniz içerisindeki alansal dağılışı (AVISO'nun² verilerinden düzenlenerek)



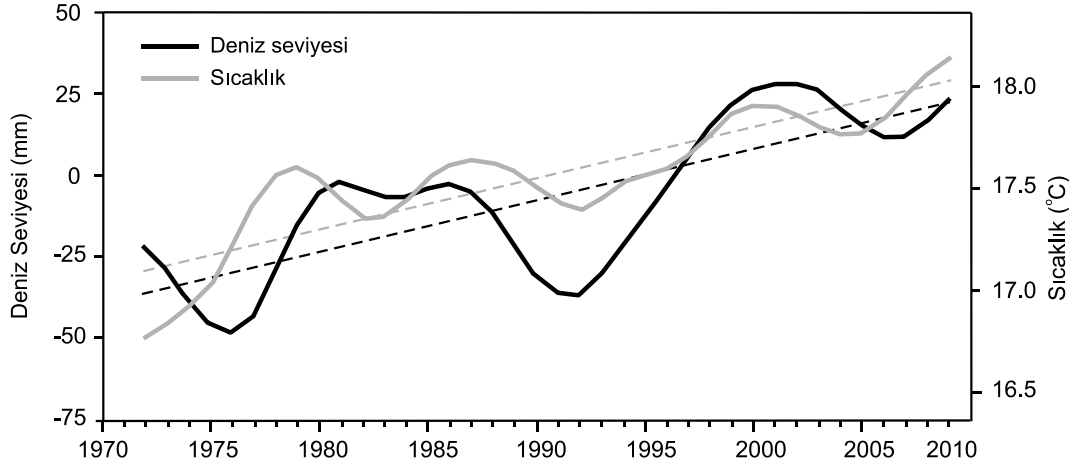
Kıbrıs Adası'nın etrafında gel-git genliği 10 cm civarında olmakla birlikte ortalama deniz seviyesi tüm dünyada olduğu gibi doğu Akdeniz'de artmaktadır. Küresel deniz seviyesi 20. yüzyıl boyunca 1-2.5 mm/yıl oranında bir artış göstermiş ve bu oran Akdeniz'de de benzer şekilde gerçekleşmiştir (Cazenave ve Nerem, 2004; Klein ve Lichter, 2009). Ancak bu artış 20. yüzyılın tamamı boyunca aynı oranda gerçekleşmeyip dönersellik göstermiştir. Örneğin 1961-1989 döneminde atmosfer basıncının artmasıyla küresel deniz seviyesi -1.3 mm/yıl oranında azalmıştır (Marcos ve Tsimplis, 2008). 1993'den günümüze başta Topex/Poseidon (T/P) uydu altimetre verileri olmak üzere, uydu görüntüleri üzerinden yapılmış çalışmalarda Akdeniz ölçeğinde genel olarak artış eğilimi ile birlikte farklı değerler ortaya konulmuştur. Bu artış 1993-1997 döneminde 13.2 ± 1.5 mm/yıl, (Cazenave vd., 1998), 1992-1996 döneminde 7 ± 1.5 mm/yıl (Cazenave vd., 2002) olarak belirtilmiştir. Akdeniz içerisinde 1993-1998 dönemi için hem uydu görüntüleri hem de gel-git ölçüm istasyonlarından elde edilen verilere göre en yüksek deniz seviyesi artışı 20-30 mm/yıl ile Levantin havzasında gerçekleşmiştir (Cazenave vd., 2002). Öztürk (2011) tarafından yapılan çalışmada 1972-2009 döneminde yıllararası deniz seviyesi (1.57 mm/yıl) ve sıcaklık (0.026 °C/yıl) değerlerinde istatistiksel açıdan %1 düzeyinde anlamlı

¹ Bu genlik sadece ayın çekim kuvvetine bağlı olarak gerçekleşen gel-git genliğidir.

² <http://www.aviso.oceanobs.com/en/applications/ocean/tides/index.html> - son erişim tarihi 26.02.2013

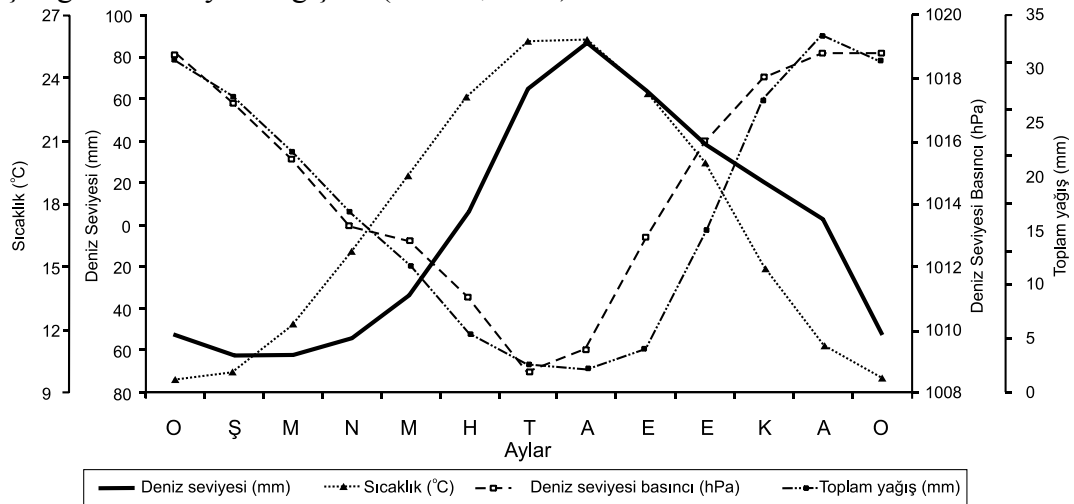
artış eğilimi ile değerler arasında %1 düzeyinde anlamlı pozitif korelasyonun olduğu tespit edilmiştir (Şekil 3.7).

Şekil 3.7: Doğu Akdeniz’de deniz seviyesi ve sıcaklık değerlerinin yıllar arası değişimi (Eğriler 9 noktalı Gauss süzgeci uygulayarak elde edilmiştir. Öztürk, 2011’den düzenlenerek)



Uzun süreli ortalama aylık deniz seviyesi değerleri ortalama hava sıcaklığı ile 0.01 düzeyinde anlamlı pozitif korelasyon (0.826), deniz seviyesi basıncı (-0.579) ve yağışlar (-0.682) ile 0.05 düzeyinde anlamlı negatif korelasyon gösterir. Aylık değerlere göre deniz seviyesinde yıl içerisinde en düşük değere -6.3 cm ile Mart ayında, en yüksek değere 8.5 cm ile Ağustos ayı içerisinde ulaşılır ve bu değerlere göre yıl içerisinde 14.9 cm’lik genlik görülür. Sonuç olarak hem aylık hem de yıllık deniz seviyesi sıcaklık değerleri ile pozitif bir ilişki içerisinde (Öztürk, 2011; Şekil 3.7; 3.8).

Şekil 3.8: Uzun süreli ortalama deniz seviyesi, sıcaklık, deniz seviyesi basıncı ve toplam yağış değerlerinin aylık değişimi (Öztürk, 2011).

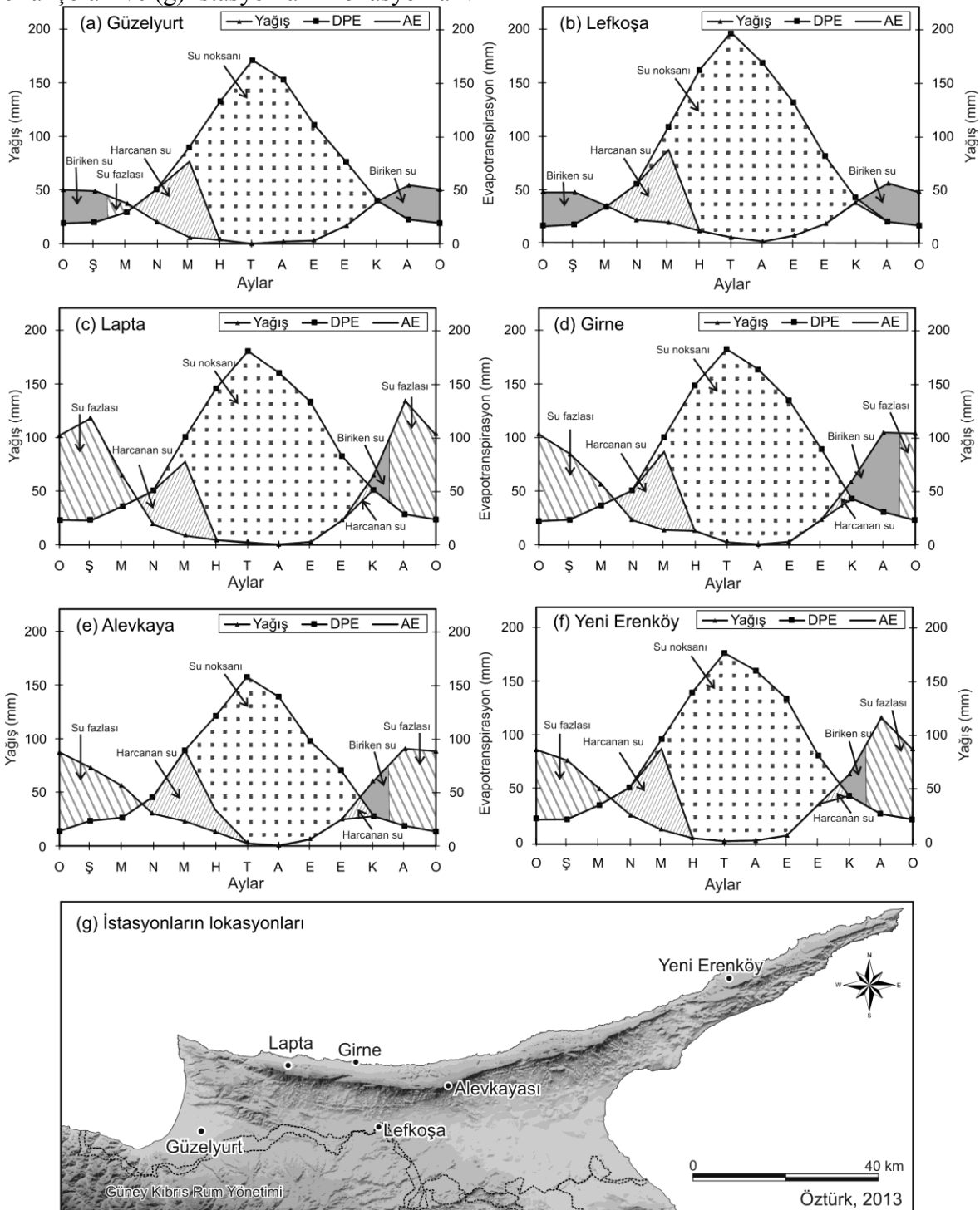


Thorthwaite su bilançoları: Yukarıda kısaca bahsedilen genel atmosfer dolaşımının etkisiyle Kıbrıs Adası Akdeniz Havzası içerisindeki en kurak alanların başında gelir ve bu durum KKTC'ye ait Thorthwaite su bilançolarında da kendini gösterir. KKTC'ye ait Thorthwaite su bilançolarına su noksanlığı temel özellik olmakla birlikte, Beşparmak Dağları'nın etkisi ile KKTC'de iki belirgin iklim sınıfı görülür. Beşparmak Dağları'nın güneyinde kalan Güzelyurt ve Lefkoşa istasyonları kurak ve su fazlalığının olmadığı bir özelliğe sahipken, Beşparmak Dağları üzerindeki Alevkaya ve Beşparmak'ların kuzeyinde kalan Lapta, Girne ve Yeni Erenköy istasyonların daha nemli karakterlere sahip olduğu ve yarı kurak koşullarla birlikte kış aylarında su fazlalığını bulunduğu bir özellik gösterirler (Tablo 3.1). Bu özellikler Thorthwaite su bilançosu grafiklerinde de net bir şekilde görülür. Güzelyurt ve Lefkoşa istasyonlarında su fazlalığı neredeyse ortadan kalkarken, Beşparmak Dağları'nın üzerinde ve kuzeyinde bulunan istasyonlarda Kasım ve Aralık aylarından itibaren bir su fazlalığının yaşandığı görülür (Şekil 3.9).

Tablo 3.1: KKTC meteoroloji istasyonlarının Thorthwaite iklim sınıflandırmaları.

İstasyon adı	İklim kodu	Açıklaması (İklim tipi)
Güzelyurt	$EB'_3db'_4$	<i>Kurak, üçüncü dereceden mezotermal, su fazlası olmayan veya çok az olan ve denizel şartlara yakın iklim tipine girer.</i>
Lefkoşa	$EB'_4db'_3$	<i>Kurak, dördüncü dereceden mezotermal, su fazlası olmayan yahut pek az olan ve denizel şartlara yakın iklim tipine girer.</i>
Alevkaya	$C_1B'_3sb'_4$	<i>Kurak ve az nemli, üçüncü dereceden mezotermal, kış mevsiminde orta derecede su fazlası olan ve denizel şartlara yakın iklim tipine girer.</i>
Yeni Erenköy	$DB'_4sb'_4$	<i>Yarı kurak, dördüncü dereceden mezotermal, kış mevsiminde orta derecede su fazlası olan ve denizel şartlara yakın iklim tipine girer.</i>
Lapta	$C_1B'_4s_2b'_4$	<i>Kurak ve az nemli, dördüncü dereceden mezotermal, kış mevsiminde çok kuvvetli su fazlası olan ve denizel şartlara yakın iklim tipine girer.</i>
Girne	$DB'_4sb'_4$	<i>Yarı kurak, dördüncü dereceden mezotermal, kış mevsiminde orta derecede su fazlası olan ve denizel şartlara yakın iklim tipine girer.</i>

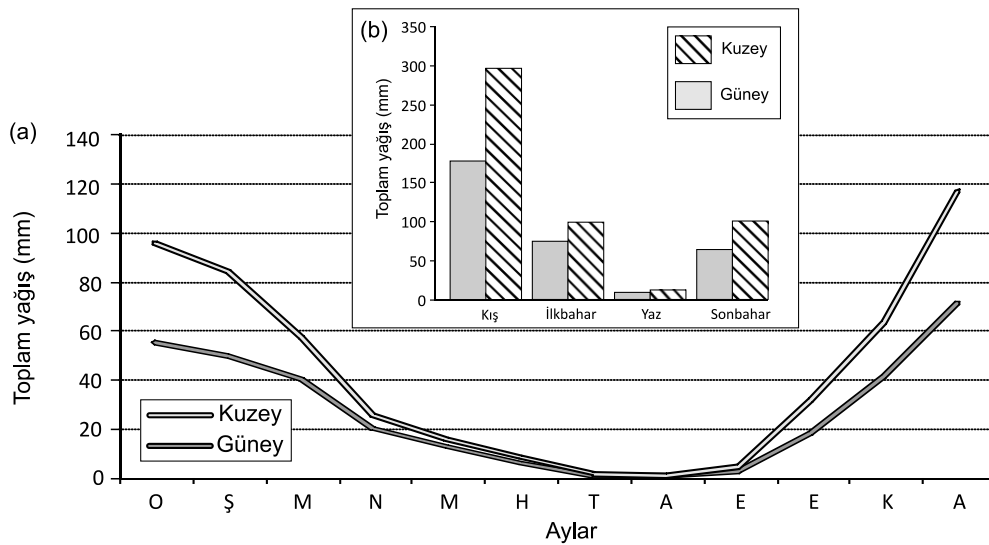
Şekil 3.9: (a-f) Kuzey Kıbrıs'taki bazı meteoroloji istasyonlarına ait Thorthwaite su bilançoları ve (g) istasyonların lokasyonları.



Yağış: Yağış rejiminde de Thorthwaite'ta olduğu gibi Beşparmak Dağları'nın kuzey ve güneyi farklılık gösterir. Bu farklılık hem aylık hem de mevsimlik yağış tutarlarında belirgin olarak görülür. Beşparmak Dağları'nın kuzey kesimi için Boğaz, Akdeniz,

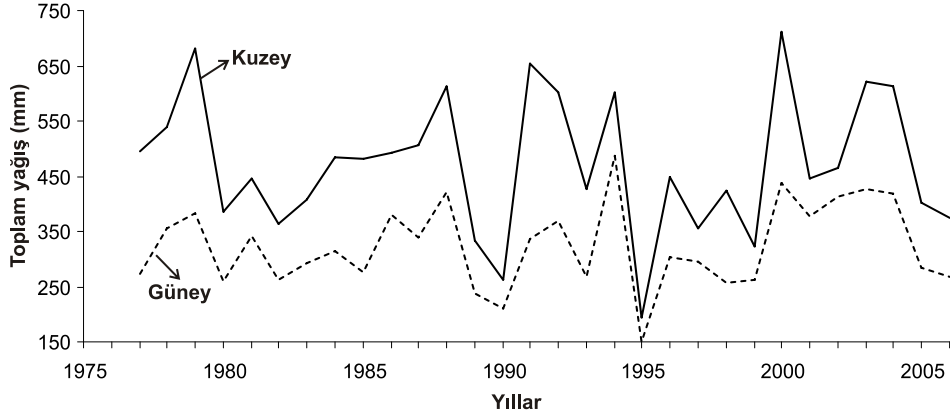
Gazimağusa, İskele, Geçitkale, Beyarmudu, Lefkoşa, Ercan, Güzelyurt, Lefke, Dörtüol, güney kesimi için Lapta, Girne, Alevkaya, Yeni Erenköy, Dipkarpaz, Kantara istasyonu verilerinden elde edilen değerlere göre kuzey kesimi güney kesimine göre yıllık 180 mm fazla yağış alır. Kuzey ve güney arasındaki bu yağış farklılığı Thorthwaite iklim sınıflandırmaları ve su bilançolarında farklılığa yol açan temel etkidir. Her iki bölümde en yüksek yağış Aralık, en düşük yağış ise Ağustos ayında gerçekleşir. Mevsimsel olarak kış mevsimi en yağışlı, yaz en kurak mevsimdir (Şekil 3.10).

Şekil 3.10: Beşparmak Dağları'nın kuzey ve güneyi için elde edilen ortalama toplam yağış değerlerinin (a) aylık, (b) mevsimlik değişimi



Yıl içerisinde görülen bu fark belirgin olarak yıllararası ortalama toplam yağış tutarlarında da görülür. Kuzey kesimi temsil eden Girne ve Alevkaya ile güney kesimi temsil eden Güzelyurt, Boğaz, Ercan, Lefkoşa istasyonlarının uzun süreli ortalama verilerine göre kuzey kesim ortalama 471 mm yağış alırken, güney kesim 323 mm yağış alır. Bölgeler arasındaki bu fark yağış miktarının fazla olduğu yıllarda artarken, yağış miktarının az olduğu yıllarda azalmaktadır. Örneğin 1979 yılında 300 mm'ye, 1991 yılında 318 mm'ye çıkan bu fark, 1990 yılında 50 mm'ye, 1995 yılında 44 mm'ye kadar düşmüştür. Bu farklılıkların yanında istasyonların birbirlerine çok yakın olmasından dolayı toplam yağış miktarının yıllara göre değişimi benzerlik gösterir (Şekil 3.11).

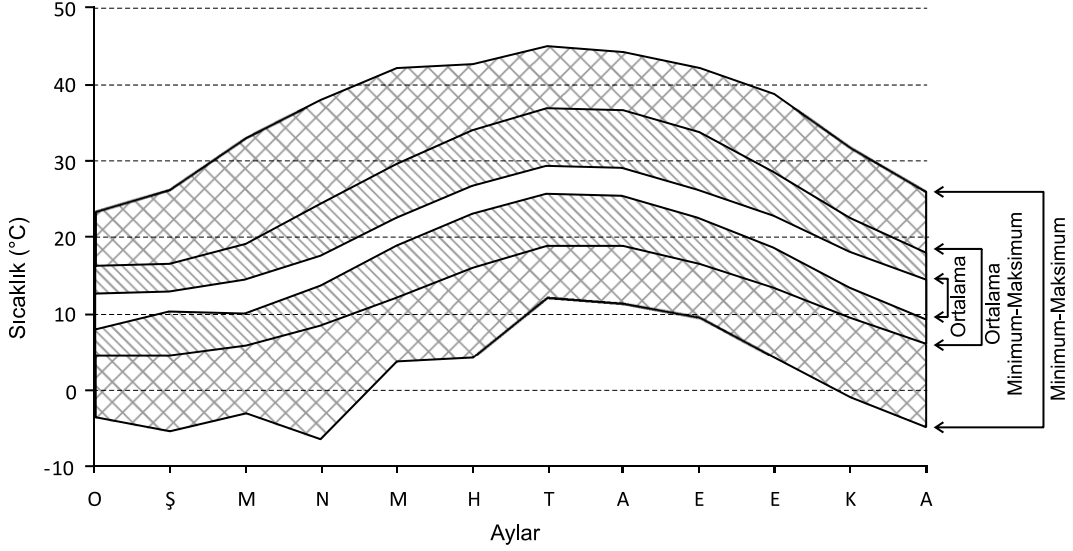
Şekil 3.11: KKTC’de bulunan meteoroloji istasyonlarından Beşparmak Dağları’nın kuzey ve güneyi için elde edilen ortalama toplam yağış değerlerinin yıllara göre değişimi.



Sıcaklık: Sıcaklık değerlerinde ise, Thorthwaite iklim sınıflandırması ve yağış değerlerindeki gibi, Beşparmak Dağları’nın kuzey ve güneyinde bir farklılık görülmemektedir. Tüm istasyonlarda ortalama sıcaklıklar (ortalama, ortalama maksimum ve ortalama minimum) sıfırın altına düşmemektedir. Minimum sıcaklık değerlerinde, Kasım-Nisan döneminde sıfırın altında değerler görülürken, maksimum sıcaklıklarda değerler Temmuz ayında 45°C’ye kadar yükselir. Böylece maksimum ve minimum değerler açısından yıl içerisinde 51.6°C’lik sıcaklık farkı yaşanır. Ortalama maksimum ve ortalama minimum sıcaklık değerleri açısından ise, yıl içerisinde 32.6 °C’lik sıcaklık farkı (genliği) yaşanır. Ortalama değerlere göre bu fark 21.4 °C’ye düşer (Şekil 3.12).

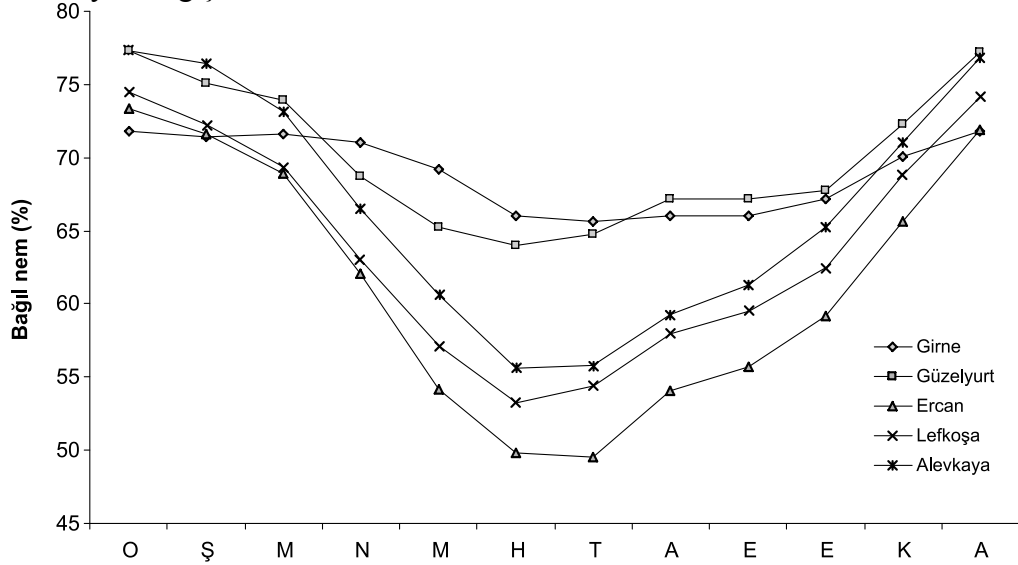
KKTC’nin sahip olduğu yüksek sıcaklıkların etkisi buharlaşma ve deniz suyu sıcaklıklarında görülmektedir. Yıllık olarak maksimum 2259 mm’lik buharlaşmanın görüldüğü KKTC’de buharlaşma değerleri yaz aylarında maksimuma çıkar (Temmuz ayında 368 mm). Girne ve Gazimağusa istasyonlarının deniz suyu sıcaklık ölçümlerine göre ise, ortalama deniz suyu sıcaklığı yıl boyunca 15°C’nin üzerindedir (Gönençgil ve Çavuş, 2006).

Şekil 3.12: KKTC’de bulunan meteoroloji istasyonlarından elde edilen ortalama, ortalama minimum ve ortalama maksimum sıcaklık genliklerinin yıl içerisindeki değişimi



Bağıl nem: Bağıl nem değerleri deniz kenarında bulunan Girne istasyonunda %66-72 arasında ve Güzelyurt istasyonunda %77-64 arasında değişir. İç kesimlerdeki Lefkoşa istasyonunda %74-53, Ercan istasyonunda %73-49 ve yüksek kesimde bulunan Alevkaya istasyonunda ise, %77-55 değerleri arasında değişir. Böylece yıl içerisinde deniz kenarındaki %6’lık bir fark iç kesimlerde %24’e kadar çıkmaktadır (Şekil 3.13). Bu değerlere göre kıyı kesimlerden iç kesimlere doğru karasallık artmaktadır.

Şekil 3.13: Girne, Güzelyurt, Ercan, Lefkoşa, Alevkaya istasyonlarına ait bağıl nem oranlarının aylık değişimi.



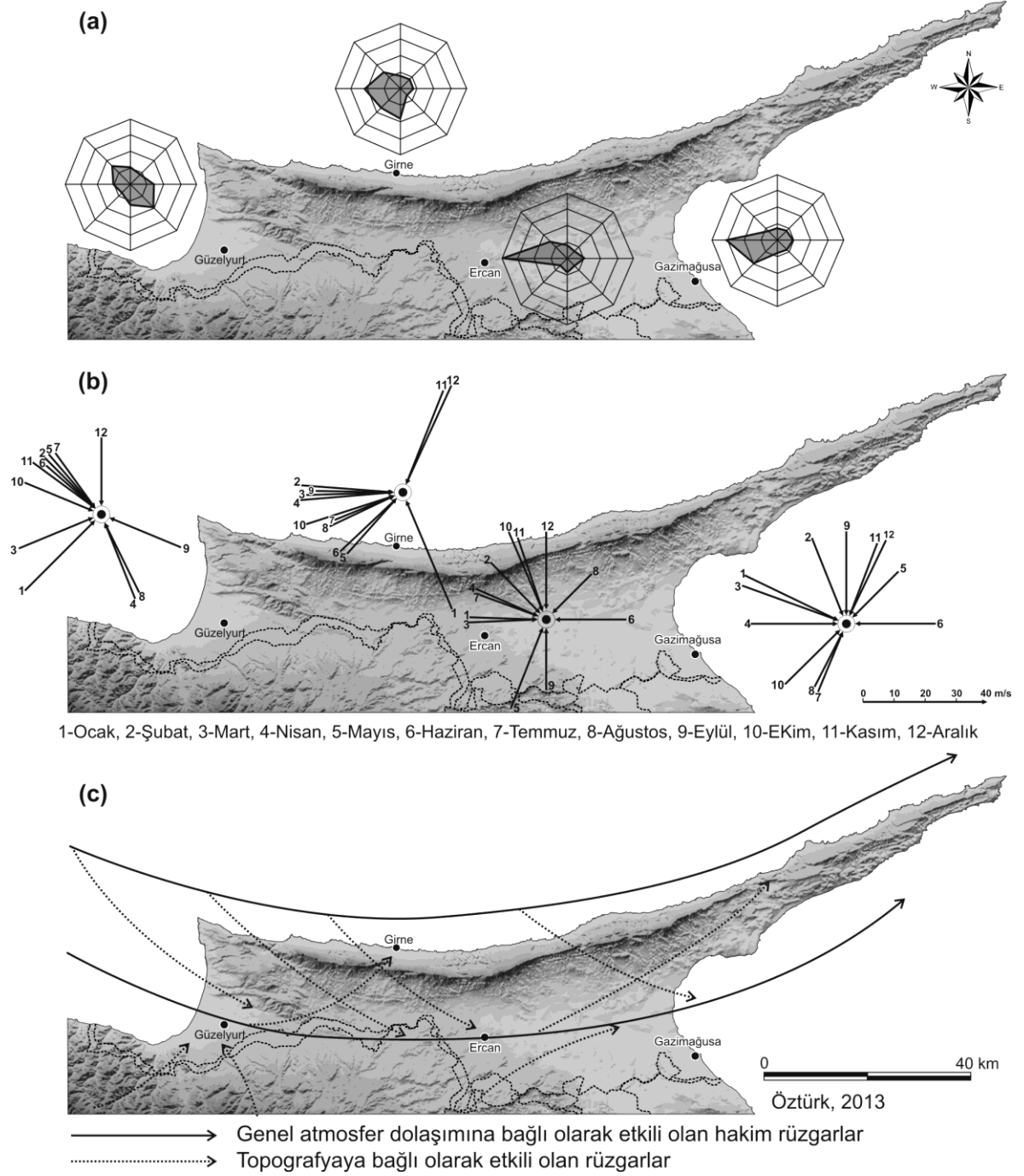
Rüzgâr: Kıbrıs genel atmosfer dolaşımı açısından batılı rüzgârların etkisinde kalmakla birlikte rüzgâr özelliklerinin şekillenmesinde sahip olduğu topografyanın önemli bir etkisi vardır. Bu etkiyi açıklayabilmek için istasyonların rüzgâr özellikleri batıdan doğuya doğru incelenmiştir. Güzelyurt istasyonunda hakim rüzgâr yönlerinin KB ve GD olması rüzgâr gülünün bimodal bir görünüm kazanmasına neden olmuştur. Batılı rüzgârların KKTC'nin batı kesiminde BKB doğrultulu uzanan Beşparmak Dağları'nın etkisiyle KB'ya saptığı görülür. Güzelyurt istasyonundaki ikinci hakim yön olan GD ise, istasyonun güneyinde bulunan 1952 m yüksekliğindeki Trodos Dağları'nın etkisinden kaynaklanır. Trodos'tan kaynaklanan rüzgârlar dağın eteklerine ulaştığında Güzelyurt Ovası'nın etkisiyle KB'ya doğru yönelerek istasyonda GD yönlü rüzgârların frekansını arttırmaktadır. Güzelyurt istasyonunun doğusunda ve Beşparmak Dağları'nın kuzeyinde bulunan Girne istasyonunda batı ve güney sektörlü rüzgârlar hakimdir. Batılı rüzgârlar genel atmosfer dolaşımının etkisinden kaynaklanırken, güney sektörlü rüzgârlar Beşparmak Dağları'nın güneyinden esen batılı rüzgârların Girne'nin güneyinde bulunan GB-KD uzanımlı Girne-Lefkoşa Geçiti'nden geçerken Girne'ye doğru yönelmelerinden kaynaklanır. Girne'nin doğusunda ve Beşparmak Dağları'nın güneyinde bulunan Ercan istasyonunda batı yönlü rüzgârlar hakimdir. Batı yönlü rüzgârların rüzgâr frekansının büyük bölümünü oluşturması genel atmosfer dolaşımına bağlı olarak etkili olan batılı rüzgârların Beşparmak ve Trodos dağlarının arasındaki D-B doğrultulu dar bir oluktan geçerken tamamen batı yönünü alması ile ilgilidir. Ercan istasyonunda Güzelyurt istasyonundaki gibi Trodos Dağı'ndan kaynaklanan rüzgârların etkisinin görülmemesi Ercan istasyonunun iki dağ arasındaki eşige yakın bir kesimde bulunmasından dolayıdır. Ancak Ercan istasyonunun doğusundaki Gazimağusa istasyonuna Trodos Dağları'ndan kaynaklanan rüzgârların etkisi görülür. Genel atmosfer dolaşımı ve D-B doğrultulu eşigin etkisi ile batı yönlü rüzgârlar hakim durumda iken, Trodos Dağı'ndan kaynaklanan rüzgârların etkisiyle GB yönlü rüzgârlar ikinci hakim yönü oluşturur (Şekil 3.14a).

En hızlı esen rüzgârlar açısından KKTC üzerinde neredeyse tüm yönlerden kuvvetli rüzgârların etkili olduğu görülür. Ancak istasyonlar arasında bazı farklılıklar bulunur. Güzelyurt istasyonunda en hızlı esen rüzgâr Ocak ayında 32 m/s ile GB'dan esen rüzgâr iken KB'dan esen kuvvetli rüzgârlar daha egemen durumdadır ve Şubat, Mayıs, Haziran, Temmuz, Kasım aylarında en kuvvetli rüzgârların KB yönlüdür. Girne istasyonunda en hızlı esen rüzgârların büyük bölümü genel atmosfer dolaşımına bağlı olarak batı yönünden

etkilidir. Ancak Ocak ayında etkili olan 37.8 m/s'lik en kuvvetli rüzgâr Güzelyurt istasyonunda etkili olan 32 m/s'lik kuvvetli rüzgârın Beşparmak Dağları'nı aştıktan sonra fön karakteri alarak hız kazanmasına bağlı olarak gelişir. Aynı rüzgâr Mesarya Ovası'na doğru eserken Ercan'da B, Gazimağusa'da ise KB yönlü olur. Yani Ocak ayında etkili olan kuvvetli rüzgârlar KKTC içerisinde saat yönünün tersi şeklinde bir dönme hareketi gerçekleştirir. Benzer durum Mart ayındaki en hızlı esen rüzgârda da görülür. Ercan ve Gazimağusa istasyonlarında Haziran ayındaki D yönlü rüzgârlar Muson alçak basınç sistemine bağlı olarak gelişirler. Kasım ve Aralık aylarında istasyonların tamamında etkili olan kuzey sektörlü rüzgârlar Sibirya yüksek basınç sistemine bağlı olarak oluşan rüzgârlardır (Şekil 3.14b).

Sonuç olarak KKTC'nin rüzgâr özellikleri genel atmosfer dolaşımı ve topografyaya bağlı olarak şekillenmektedir. Genel atmosfer dolaşımına bağlı olarak ada üzerinde batılı rüzgârlar etkili iken bu rüzgârlar zaman zaman topografyaya bağlı olarak değişiklik gösterir. Özellikle Trodos Dağları, Beşparmak Dağları, Mesarya Ovası'nın doğrultusu ve Beşparmak Dağları üzerinde bulunan geçitler rüzgâr özelliklerinin şekillenmesinde etkili olan başlıca topografik faktörlerdir (Şekil 3.14c).

Şekil 3.14: (a) Güzelyurt, Girne, Ercan ve Gazimağusa istasyonlarına ait ortalama rüzgâr frekansı (Rüzgâr gülü konturları %10 aralıkla geçmektedir), (b) bu istasyonlara ait aylık en hızlı esen rüzgâr yönü ve hızı ile (c) KKTC’de etkili olan rüzgâr sistemleri modeli



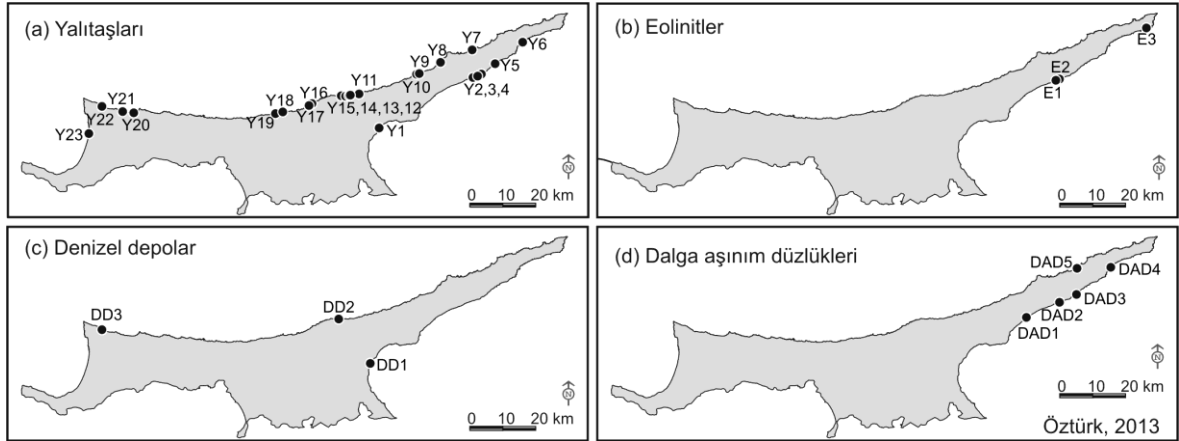
BÖLÜM IV

BULGULAR

1. ARAZİ ÇALIŞMASI SONUÇLARI

3-15 Ekim 2011 tarihleri arasında gerçekleştirilen arazi çalışması ile KKTC'nin bütün kıyıları araştırılmış ve toplam 23 yalıtışı, 3 bol fosilli denizel depo, 3 eolinit tespit edilip, 5 dalga aşınım düzlüğü incelenmiştir (Şekil 4.1). Arazi çalışmaları Gazimağusa'dan başlayarak Karpaz Yarımadası'na, Karpaz'dan ise, Girne ve Güzelyurt kıyılarına doğru saat yönünün tersi istikametinde gerçekleştirildiğinden tespit edilen lokaliteler bu sıra ile açıklanacaktır. Lokaliteler açıklanırken belirtilen GPS koordinatları lokalitenin merkezi noktasını temsil etmektedir.

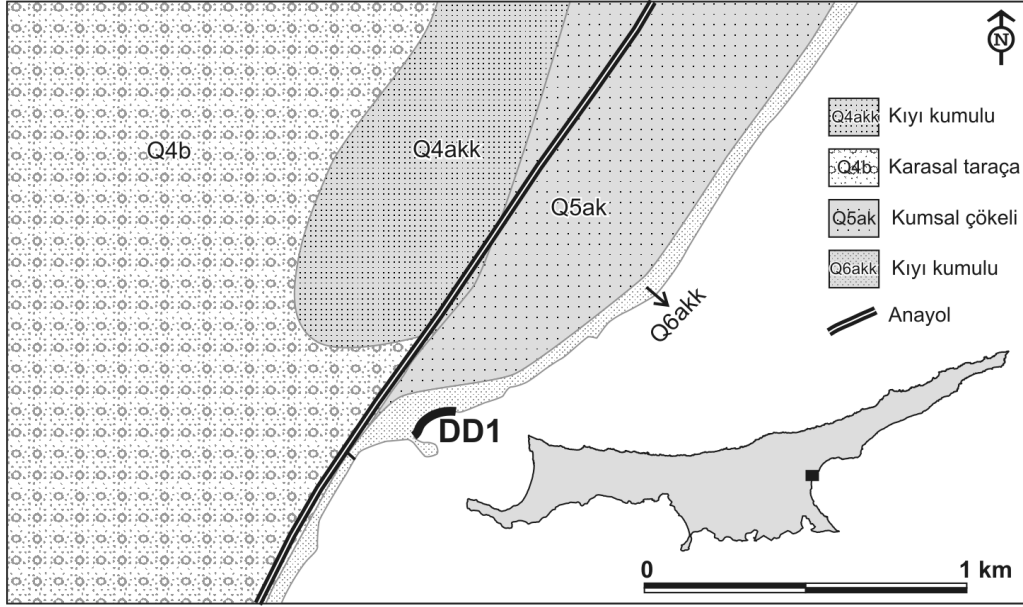
Şekil 4.1: Arazi çalışmaları sırasında tespit edilen yalıtışı, eolinitler ve denizel depolar ile incelenen dalga aşınım düzlüklerinin dağılışıları.



1.1. Denizel Depo 1 (DD1)

Gazimağusa'nın kuzeyinde, Gazimağusa-Karpaz anayolu üzerinde bulunan deponun kalınlığı ve denizden maksimum yüksekliği 3.30 m'dir (GPS: 33.908993°D-35.259868°K). Önünde plajın bulunmadığı deponun üst seviyesi oldukça düz olup, çevresi 1/25000'lik jeoloji haritasına göre (Hakyemez vd., 2002) Geç Kuvaterner denizel çökeller ile güncel kumullardan oluşur (Şekil 4.2). Ancak depo Gürpınar Formasyonu içerisinde yer alır.

Şekil 4.2: 1 nolu denizel deponun lokasyonu ve yakın çevresinin jeolojisi.



Depo bazı alanlarda kıyı çizgisi üzerinde bulunurken bazı alanlarda karaya doğru 10 m içeri sokulmuştur. Özellikle daha iç kesimdeki depo alanında genişliği 2 m'yi bulan dalga oyukları bulunur ve bu oyukların tavanı fosil zonunun tabanına karşılık gelir. Depo, kalınlığı 1 m'ye kadar ulaşan kumlu bir tabakanın üzerine gelir ve bu kumlu tabakanın altında 20 cm kalınlığında siltli/kumlu bir tabaka bulunur. Fosil bolluk zonunun yüksekliği GB'dan KD'ya doğru alçalmakla birlikte en iyi gözleendiği yerlerde kalınlığı 1-1.6 m arasında değişir (Şekil 4.3a). Deponun üstünde ise, kalınlığı 1.5 m'yi bulan kumlu bir tabaka bulunur (Şekil 4.3b).

Fosilli zon kum boyutundan çakıl boyuna kadar değişen tane boylarındaki unsurlardan oluşur ve zon içerisinde kanal dolgusuna benzer mercek yapıları bulunur. Depo denize çok yakın olduğu için fosiller üzerinde tuz ayrıştırması etkili olması ve fosillerin sıkı çimentolanmış olmasından dolayı tanımlama amacıyla fosil örnekleri alınamamıştır. Aynı zamanda fosiller istif içerisinde düzenli bir dizilim göstermeyip büyük bölümü kırılmış ya da küçük parçalar şeklindedir. Ancak çekilen fotoğraflardan gastropod parçası, *Balannus* sp., *Ostrea* sp., *Columbella* sp., *Cardium* sp., ve *Cladocora caespitosa* gibi makro fosiller ile birlikte (Şekil 4.3 c-h), tarihlendirme için alınan depo kütesinden yapılan mikro fosil incelemelerine göre çok az sayıda *Spiroloculina* sp. *angulata* d'Orbigny, *S. antillarum* d'Orbigny ve *Ammonia compacta* Hofker gibi foraminifer türleri de tespit edilmiştir. Tüm türlerin Akdeniz kökenli olduğu depo fosil içerikleri açısından bu

depo sıg denizel ortamı karakterize eder. Deponun fosil zonu içerisinde bulunan fosillerin oldukça parçalanmış şekilde olması, zon içerisinde iri çakıllarla birlikte ince unsurların bulunması, hatta yer yer kum merceklerinin oluşmuş olması bu deponun güçlü bir fırtına sonucunda çökelmiş olabileceğini gösterir.

Şekil 4.3: 1 nolu denizel deponun (a) genel görünümü, (b) fosil bolluk zonunun yakından görünümü, (c-h) tespit edilen fosil türleri (c- gastropoda parçası, d-*Balannus* sp., e-*Ostrea* sp., f-*Columbella* sp., g-*Cardium* sp., h-*Cladocora caespitosa*)

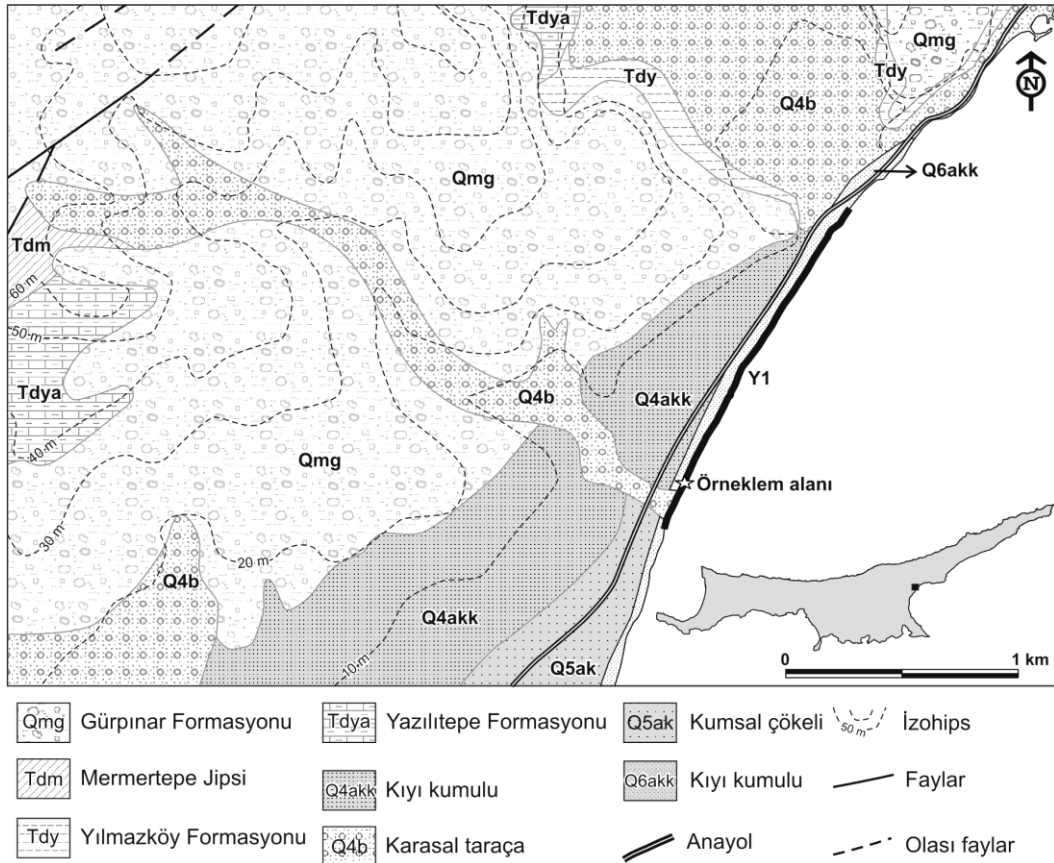


1.2. Yalıtışı 1 (Y1)

DD1'in 4.5 km kuzeydoğusunda, İskele yerleşmesinin doğusunda bulunur. 6-7 m genişliğe, 1.6 km uzunluğa sahip yalıtışı kıyı boyunca kesintisiz uzanır (GPS: 33.937681°D-35.298703°K). Yalıtışı kumlu, çakıllı bir plaj içinde yüzeyler ve gerisinde geç Kuvaterner denizel (kıyı kumulu "Q6akk, Q4akk", kumsal "Q5ak"), karasal ("Q4b" akarsu) çökeller bulunur. Bu birimlerin etrafında ise, Gürpınar (Qmg), Yazılıtepe (Tdy),

Yılmazköy (Tdy), Mermertepe (Tdm) formasyonları gözlenir. Yalıtışı GB'da akarsu vadisinin ağız kısmında başlayarak kıyı boyunca KD doğrultusunda gelişme gösterir. Topografik olarak yalıtışının bulunduğu kıydan kuzeybatıya doğru yükselti hafif bir eğimle artmaktadır (Şekil 4.4).

Şekil 4.4: 1 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksekti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



Yalıtışının bulunduğu plajda yapılaşma çok olmamakla birlikte yapılaşmanın olduğu alanlarda, özellikle denizin içine doğru yapılmış 4 beton iskeleden dolayı yalıtışı zarar görmüştür. Yapılaşmanın olmadığı alanlarda kıyı çoğunlukla plaj kumundan bazen ise iyi yuvarlaklaşmış çakıllardan oluşur. Bu alanın gerisinde kıydan karaya doğru düşük eğimli, daha yüksek eğimli bir alan ve bitkilerle kaplı eski kumullar bulunur. Yalıtışı gerisindeki plajın maksimum eğimi 25° iken yalıtışının eğimi $10-12^\circ$ 'dir (Şekil 4.5a). Yalıtışı kalınlığının fazla olmaması ve çok büyük bir bölümünün yosunlarla kaplı olması yalıtışının yılın büyük bölümünde sular altında kalmış olduğunu gösterir (Şekil 4.5b,c). Yalıtışının en kalın, en geniş ve tabakalaşmanın belirgin olduğu yerden örnek alınmıştır.

Bu alanda yalıtışı kalınlığı karadan kıyıya doğru 30, 37 ve 35 cm şeklinde olan 3 tabakadan oluşur ve her bir tabakadan 1 örnek alınmıştır (Şekil 4.5c). Yalıtışı tabakalar kumtaşı ve çakıltaşı ardalanmasından oluşur ve bu iki birim arasındaki geçişler çok keskindir. Yani tabakalar bir derecelenme göstermemektedir (Şekil 4.5d)

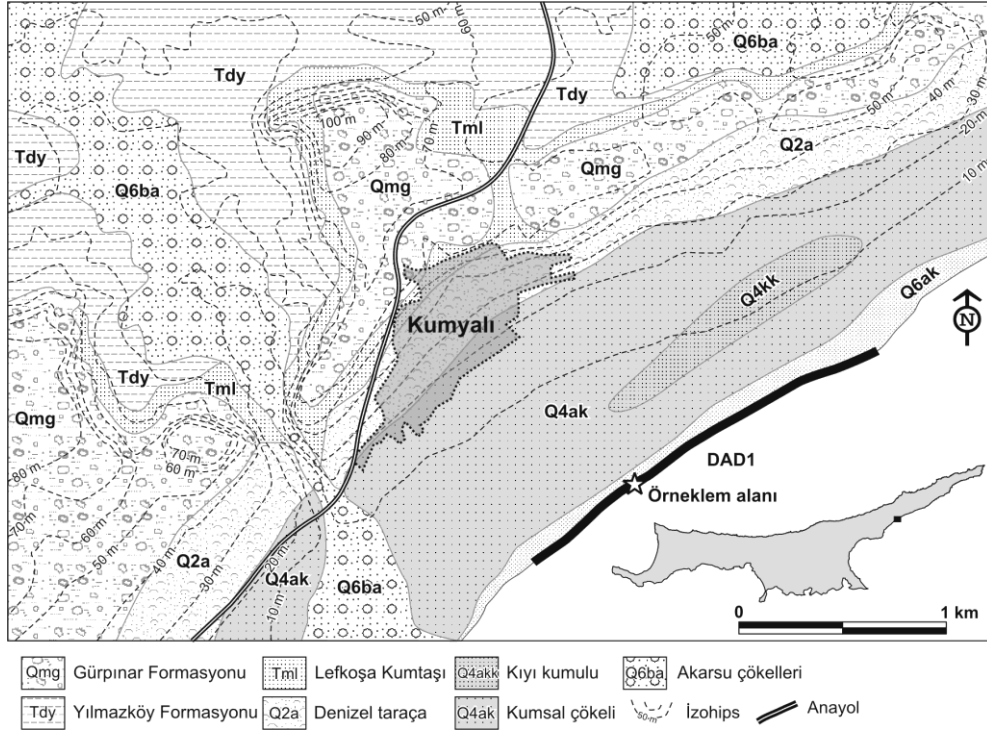
Şekil 4.5: 1 nolu yalıtışının (a, b) genel görünümü, (c) örnek alım yerleri ve (d) tabaka içerisindeki çakıl- kumtaşı ardalanması.



1.3. Dalga Aşınım Düzlüğü 1 (DAD1)

DAD1 Kumyalı'nın güney-güneydoğusunda Karpaz Meslek Lisesi'nin önünde gelişmiş 2 km uzunluğa sahip bir aşınım düzlüğüdür (GPS: 34.141556°D-35.421494°K). Aşınım düzlüğü kumtaşı üzerinde gelişmiştir ve kumtaşı gerisindeki kumulların (Q6ak, Q4ak, Q4akk) altında devam etmektedir. Hakyemez vd., (2002) tarafından kıyı kumulu olarak gösterilen aşınım düzlüğü'nün çevresinde denizel taraça (Q2a) Yılmazköy (Tdy), Gürpınar (Qmg), Lefkoşa Kumtaşı (Tml) formasyonları gösterilmiştir. Morfolojik olarak aşınım düzlüğü'nün çevresindeki en önemli yükseltiyi Kumyalı'nın kuzeyindeki 100 m yüksekliğe ulaşan bir tepe oluşturur. Aşınım düzlüğü'nün gerisi düşük eğim koşullarına sahipken eğim tepeye doğru artar (Şekil 4.6).

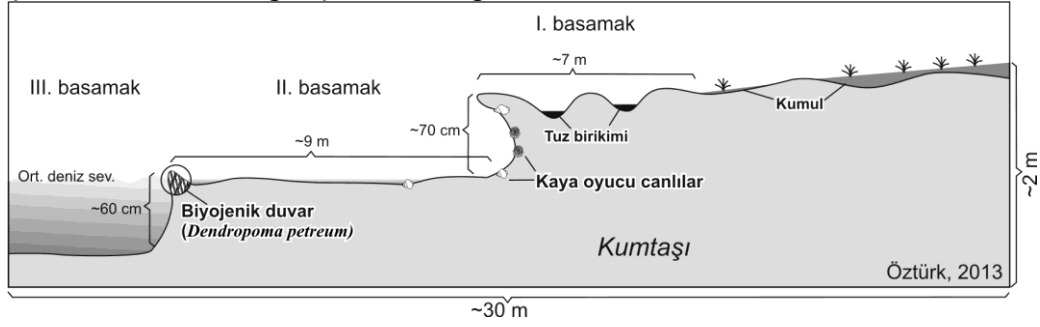
Şekil 4.6: 1 nolu dalga aşınım düzlüğünün lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksekti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



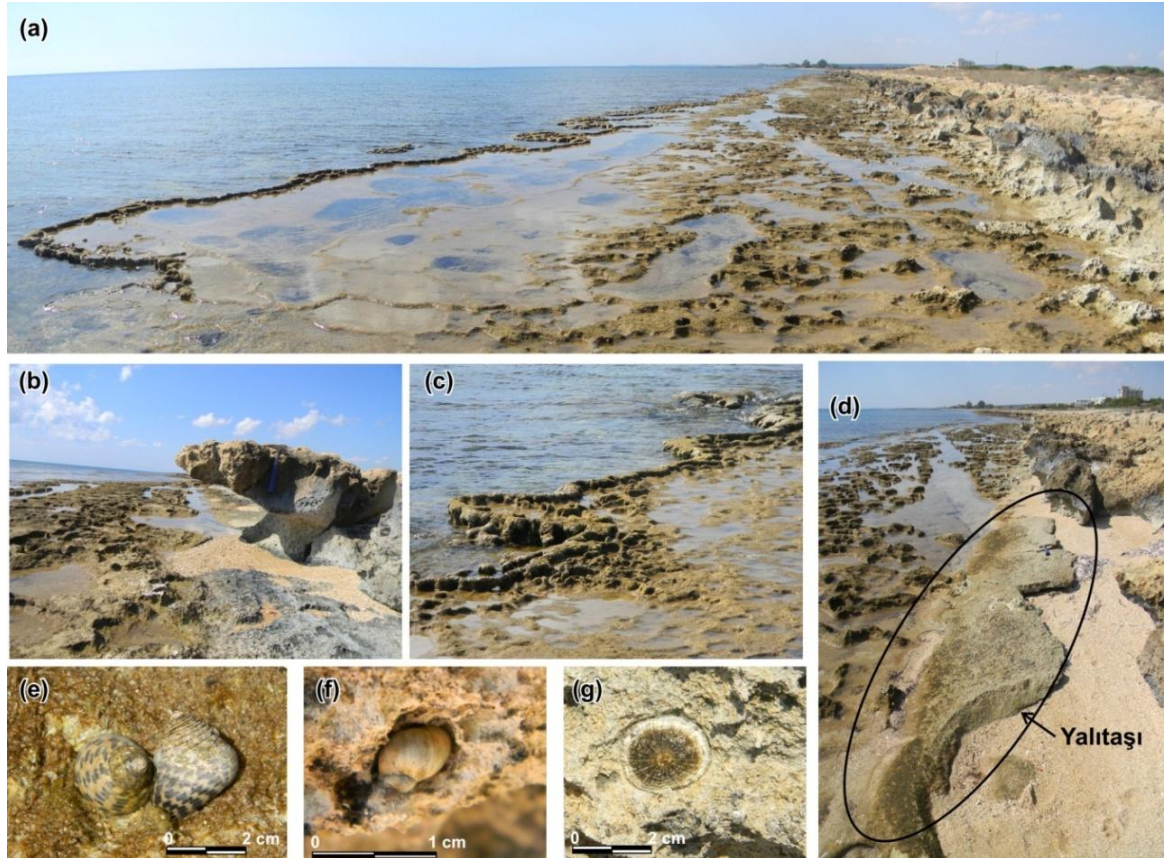
Dalga aşınım düzlüğü 3 basamaktan oluşur (Şekil 4.7). I nolu basamak karaya en yakın olanıdır ve gerisindeki kumullardan sonra yüzeye çıkmış kesimi yaklaşık 6.5-7 m genişliğindedir. Basamak içerisinde çapı birkaç m'ye ulaşan oyuklar bulunur ve bu oyukların içerisinde yoğun tuz birikimi gerçekleşir. I nolu basamaktan, dalga çentiklerinden oluşan 70 cm'lik bir diklikle II basamağa geçilir (Şekil 4.8b) ve bu diklikte kaya oyucu canlıların etkili olduğu görülür (Şekil 4.8e,f,g). II basamağın maksimum genişliği 8.5-9 m'dir ve bu basamak suların yüksek ya da dalgalı olduğu zamanlarda deniz suyunun etkisi altında kalır. Bu basamak deniz sularının dalga çatlama zonunda içerisindeki kaba kumları ya da çakılları anafor şeklinde çevirmesiyle oluşan, çapı birkaç cm'den birkaç m'ye kadar değişen daire şekilli çukurlarla (*pothole*) kaplıdır (Şekil 4.8a). Basamak üzerinde denizel canlılara rastlanılmamasından dolayı çemberlerin gelişimi, çemberler içerisinde bulunan çakılların dalgaların etkisiyle yapmış olduğu aşındırma sonucunda gelişmiş olmalıdır. II nolu basamağın deniz ile temas ettiği nokta, yani III nolu basamağa geçişteki diklik yoğun olarak denizel canlılar (kurtcuklar) ile kaplıdır. Bu canlılar üst üste birikerek 10-15 cm'lik duvarlar oluşturur ve bunun sonucunda traverten havuzlarına benzer yapılar gelişir (Şekil 4.8b). II nolu basamaktan 60-65 cm'lik bir diklikle denizin içinde devam eden III nolu basamağa geçilir. I nolu basamaktan II nolu basamağa

geçişteki aşınım düzlüğü içerisinde yer yer kum birikimleri ve bazı alanlardaki ise bu kum birikimlerinin taşlaşması sonucu oluşan yalıtışı oluşumları da gözlenir (Şekil 4.8d). Sonuç olarak dalga aşınım düzlüğü, dalga aşındırmasının ve yer yer biriktirmesinin yanı sıra canlıların dalga oyuğu üzerindeki aşındırma ve basamak üzerinde biriktirmesi ile tuz ayrıştırması süreçlerinin ortak etkileşimi ile şekillenir.

Şekil 4.7: 1 nolu dalga aşınım düzlüğünün kesiti



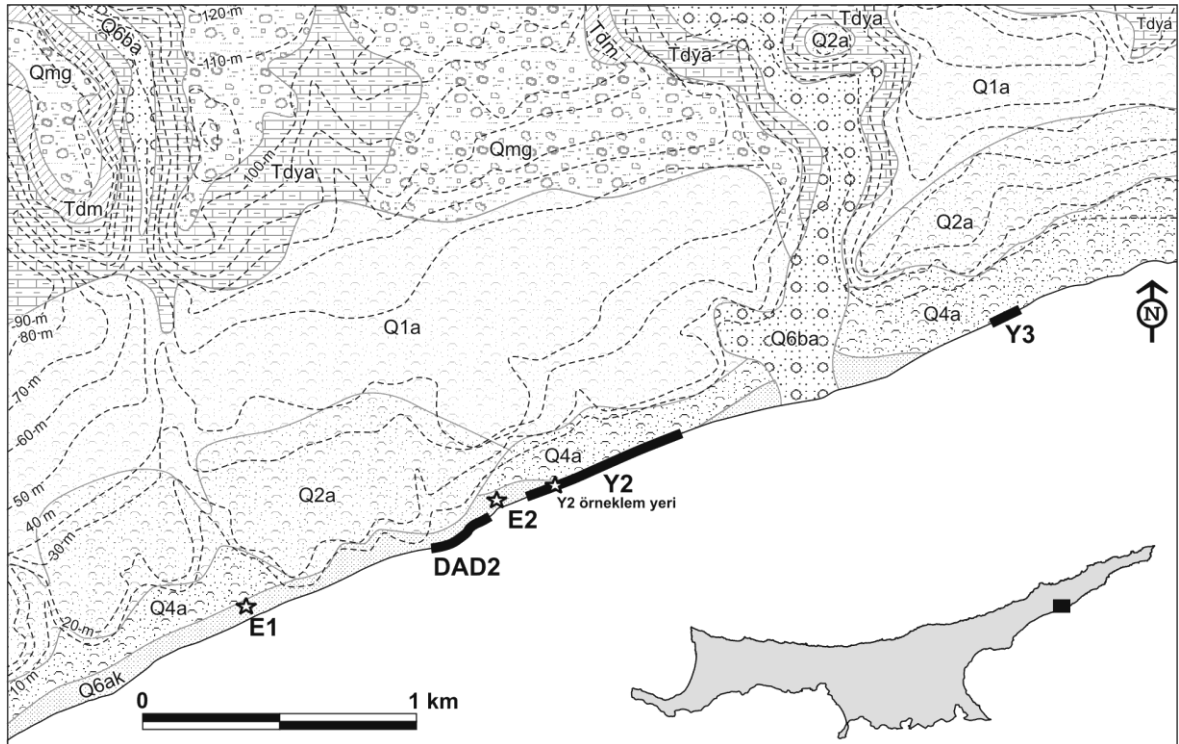
Şekil 4.8: 1 nolu dalga aşınım düzlüğünden görünüm; (a) dalga aşınım düzlüğünün genel görünümü, (b) aşınım düzlüğün I ve II nolu basamakları arasındaki diklikte gelişmiş dalga oyukları, (c) aşınım düzlüğün önünde gelişmiş, kalkerli kurtçuklardan (*Dendropoma petreum*) oluşan biyojenik duvar, (d) aşınım düzlüğü içerisinde yer yer gelişmiş yalıtışı, (e-g) aşınım düzlüğünün I ve II nolu basamakları arasındaki diklikte bulunan kaya oyucu canlılar (e) *Monodonta* sp., (g) *Patella* sp.



1.4. Eolinit 1: E1

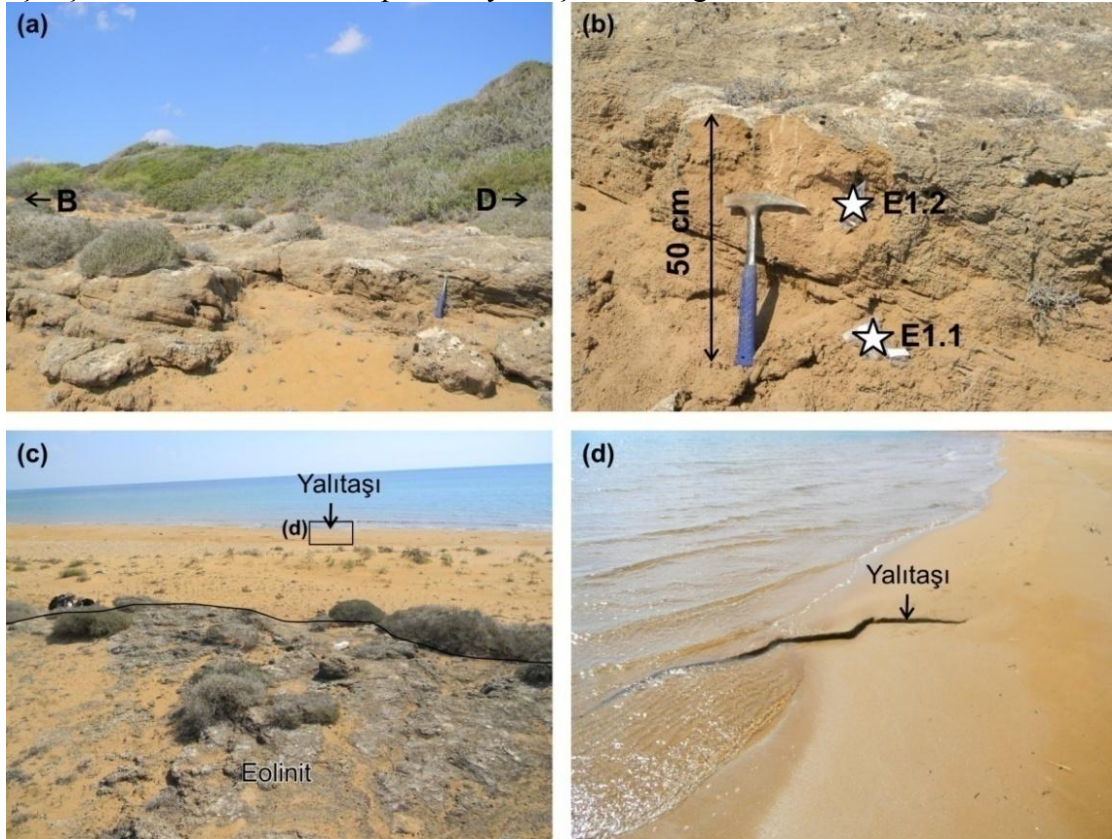
Tespit edilen ilk eolinit lokalitesi Karpaz Yarımadası'nın orta kesiminde Taşlıca, Avtepe ve Kuruova yerleşmeleri arasında kalan kıyı kesiminde bulunan Avtepe Plajı üzerindedir (GPS: 34.241469°D-35.469345°K). Bu plajda ilk eolinit (E1) alanının doğusunda ikinci bir eolinit alanı (E2: GPS: 34.251802°D-35.472715°K) ve bunları birbirinden ayıran bir dalga aşınım düzlüğü (DAD2: GPS: 34.251453°D-35.472352°K) bulunur. E2'nin doğusundaki plajda ise, yalıtışı (Y2: GPS: 34.256079°D-35.474285°K ve Y3: GPS: 34.271762°D-35.478862°K) oluşumları gerçekleşmiştir. Hakyemez vd. (2002)'ye göre eolinitler ve dalga aşınım düzlükleri kumsal çökelleri üzerinde (Q6ak) yalıtışı ise, kumsal çökelleri ve denizel taraçaları (Q4a) üzerinde gelişmiştir. Bu birimlerin gerisinde daha yaşlı denizel taraçalar (Q2a, Q1a) bulunur. Denizel taraçalar (Q4a, Q2a, Q1a) gerisindeki yamaçlar ve tepelik alanlar Yazılıtepe (Tdy), Gürpınar (Qmg) ve Mermertepe (Tdm) formasyonlarından oluşur. Bu formasyonlar akarsu çökelleri (Q6ba) tarafından ikiye ayrılır. Oluşumlar eğim ve yükseltinin kuzeye doğru arttığı hafif eğimli bir kıyı üzerinde gelişmiştir (Şekil 4.9).

Şekil 4.9: 1 ve 2 nolu eolinit, 2 nolu dalga aşınım düzlüğü ile 2 ve 3 nolu yalıtışlarının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksekti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



Oldukça dağılgan bir yapıya sahip olan eolinitin (E1) önemli bir kısmı güncel kumullar ve bitki örtüsüyle kaplı durumdadır. Eolinitin mostra verdiği alanda tabakalaşması belirgin olarak görülür (Şekil 4.10a,b). Eolinitin ön kısmında (güneyinde) geniş bir plaj bulunur ve kıyı çizgisi üzerinde tamamı plaj kumullarıyla kaplı yalıtışı oluşumu gerçekleşmiştir (Şekil 4.10c,d). Denizden 4 m yükseklikte bulunan eolinitin yüzeylenen alanı 8 m uzunluğunda ve 5 m genişliğindedir. Kalınlığı 50 cm olan eolinitte tabakalaşma çok belirgin olup tabaka eğimleri batıdan esen hakim rüzgâr yönüne bağlı olarak tabaka dalımları $K30^{\circ}D$, eğimleri 20° - 25° 'dir. Çok dağılgan olmasından dolayı ince kesit için örnek alınamayan lokaliteden jeokimyasal analizler ve taramalı elektron mikroskobu görüntüleri için 2 örnek alınabilmiştir (Şekil 4.10b-E1.1 yüzeyden 50 cm derinden, E1.2 20 cm derinden).

Şekil 4.10: 1 nolu eolinitten görünüm: (a) eolinitin yüzeylendiği en kalın mostra ve (b) yakından görünümü, (c) eolinitin üstünden denize doğru bakış, (d) eolinitin önünde gelişmiş ve tamamı kumlarla kaplı olan yalıtışından bir görünüm.

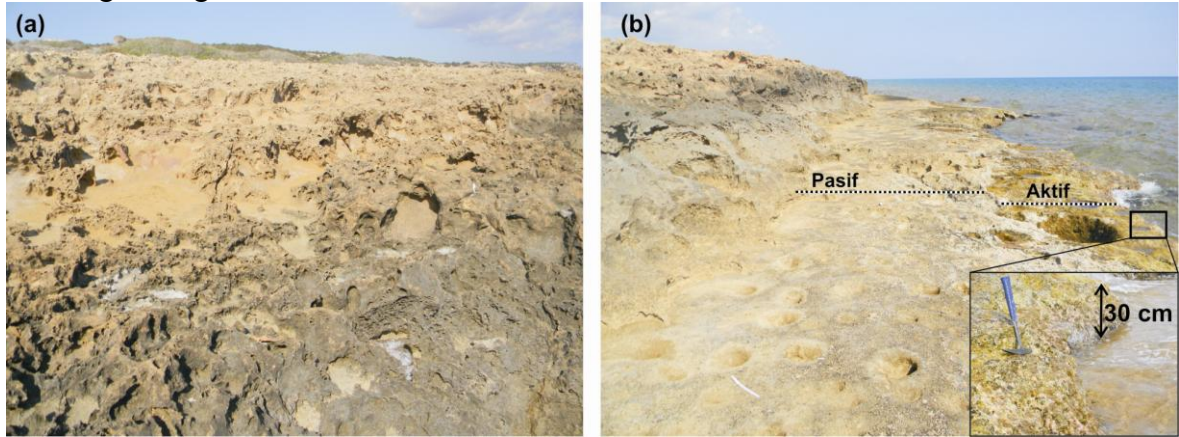


1.5. Dalga aşınım düzlüğü 2: DAD2, Eolinit 2: E2

240 m uzunluğa sahip 2 nolu dalga aşınım düzlüğü (DAD2) 1 nolu dalga aşınım düzlüğü (DAD1) gibi belirgin olarak 3 basamak şeklindedir. I nolu basamak oldukça derin oyuklar şeklinde bulunan ve üzerinde yürümenin çok güç olduğu kumtaşlarından oluşur (Şekil 4.11a). I nolu basamaktan maksimum 1.5 m'lik bir diklikle II nolu basamağa geçilir. Ancak iki basamak arasındaki geçişte dalga oyukları gözlenmemektedir. Maksimum uzunluğu 4.5-5 m olan II nolu basamaktan ise, 50-55 cm'lik bir diklikle III nolu basamağa geçilir.

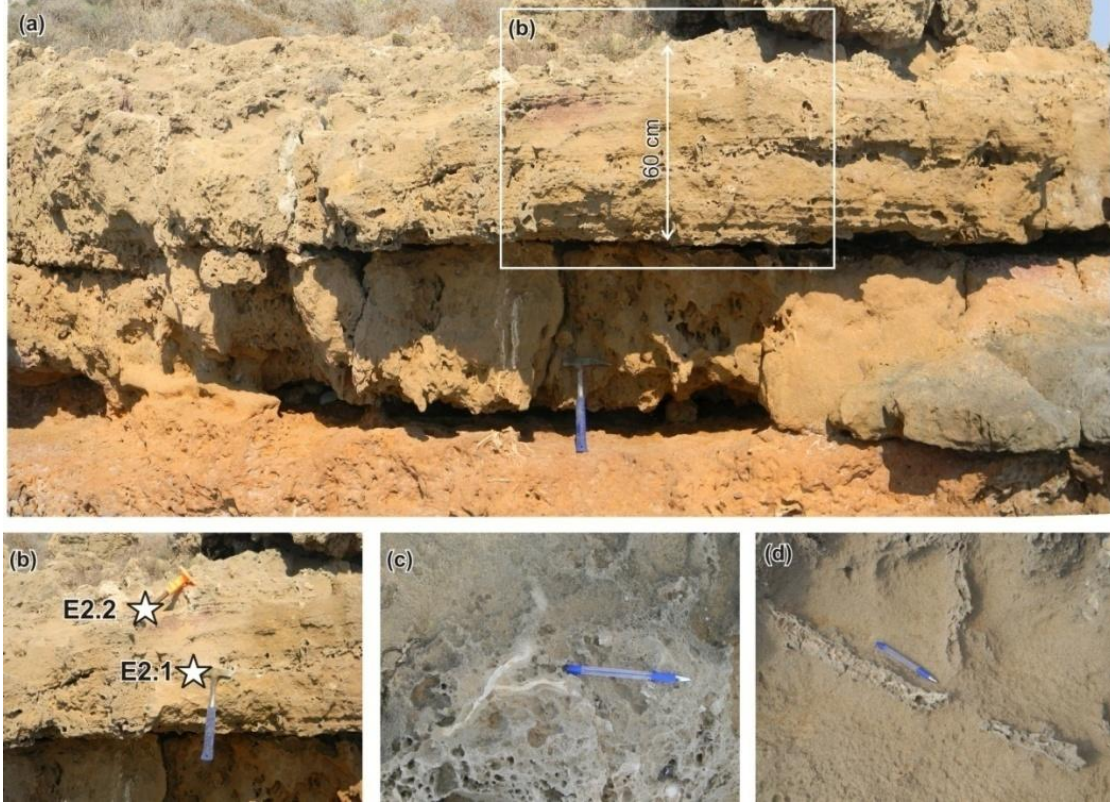
Bu dalga aşınım düzlüğünde II nolu basamak iki bölümden oluşur. Birinci bölümü deniz seviyesinden yukarıdadır ve içerisindeki oyuklar kuru yani “pasif” şeklindedir. İkinci bölüm ise, deniz seviyesine yakın, içerisindeki çukurların deniz suları ile dolu olduğu, ön kısmında *Dendropoma petreum*'ların gelişme gösterdiği “aktif” bölümdür (Şekil 4.11b). Bu durum aşınım düzlüğünün yerel bir yükselmeden etkilendiğini gösterebilir. Çünkü Hakyemez vd. (2002) tarafından oluşturulan 1/25.000 ölçekli jeoloji haritalarında özellikle Karpaz Yarımadası'nda kıyıya dik uzanan birçok fay haritalanmıştır.

Şekil 4.11: 2 nolu dalga aşınım düzlüğünün (a) I nolu basamağından ve (b) II nolu basamağından görünüşler

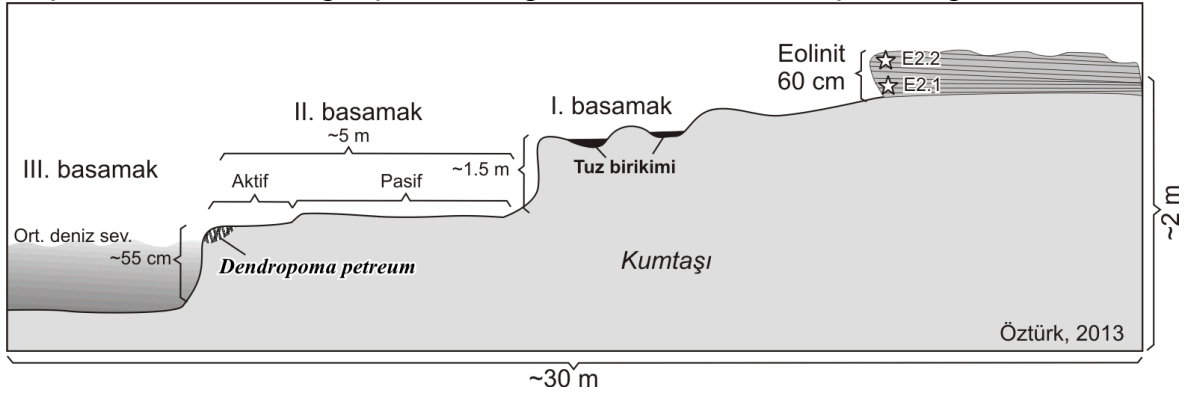


Aşınım düzlüğünün üstünde bulunan II nolu eolinit (Şekil 4.12;4.13) 60 cm kalınlığa sahiptir ve içerisinde fosil kök yapıları (*rizolit*) belirgindir (Şekil 4.12c,d). Belirgin bir tabaka yapısının görülmediği eolinit oldukça serttir. Eolinitten yaşlandırma ve diğer analizler için iki örnek alınmıştır (Şekil 4.12b-E2.1 denizden 1.8 m yukarıdan, E2.2 denizden 2.10 m yukarıdan).

Şekil 4.12: 2 nolu eolinitten görünüm: (a) genel görünüm, (b) örnek alım yerleri, (c, d) eolinit içerisinde gelişmiş kök yapıları



Şekil 4.13: 2 nolu dalga aşınım düzlüğü ile 2 nolu eolinitin ilişkilerini gösteren kesit.



1.6. Yalıtışı 2: Y2

E2'nin doğusunda bulunan 610 m uzunluğa sahip 2 nolu yalıtışı çok parçalanmış şekildedir (Şekil 4.14a). Yalıtışının gerisinde 7-10 m genişliğinde bir plaj alanı ve daha sonra yalıtışı parçalarının da bulunduğu fırtına setti yer alır (Şekil 4.14b). Yalıtışının tabanı konglomeratik bir yapıda iken üst katmanı kumtaşı yapısındadır (Şekil 4.14c). Yaklaşık olarak 38 cm'lik bir kalınlığı, 5 m maksimum genişliği olan yalıtışı denize doğru 5° ile 7° eğimlidir. Bu yalıtışından, deniz seviyesinden yaklaşık 50 cm yukarisından 2

örnek alınmıştır (Y2.1 alt kesimden 0 ile 10 cm arasından, Y2.2 üst kesimden ve tabandan 25-35 cm yükseklikleri arasından alınmıştır; Şekil 4.14d)

Şekil 4.14: 2 nolu yalıtışından görünüm: (a) genel görünüm, (b) gerisindeki kumlu plaj ile yalıtış parçalarını içeren fırtına setti, (c) yalıtış içerisindeki iri çakıllı düzey, (d) örneklem yerleri



1.7. Yalıtış 3: Y3

3 nolu yalıtış akarsu vadisinin doğusunda yer alır, 110 m uzunluğa, 2 m genişliğe ve 15-20 cm kalınlığa sahiptir. Yalıtışın büyük bölümü plaj kumlarıyla örtülmüş şekildedir (Şekil 4.15a). Gerisinde görünür kalınlığı 2 m olan, iyi yuvarlaklaşmış çakıl ve bloklardan oluşan bir depo bulunan yalıtışın geliştiği plaj bu depodan kaynaklanan iri çakıllardan oluşur. Bu iri çakıllar aynı zamanda yalıtışın önemli bir bölümünü meydana getirmektedir (Şekil 4.15b).

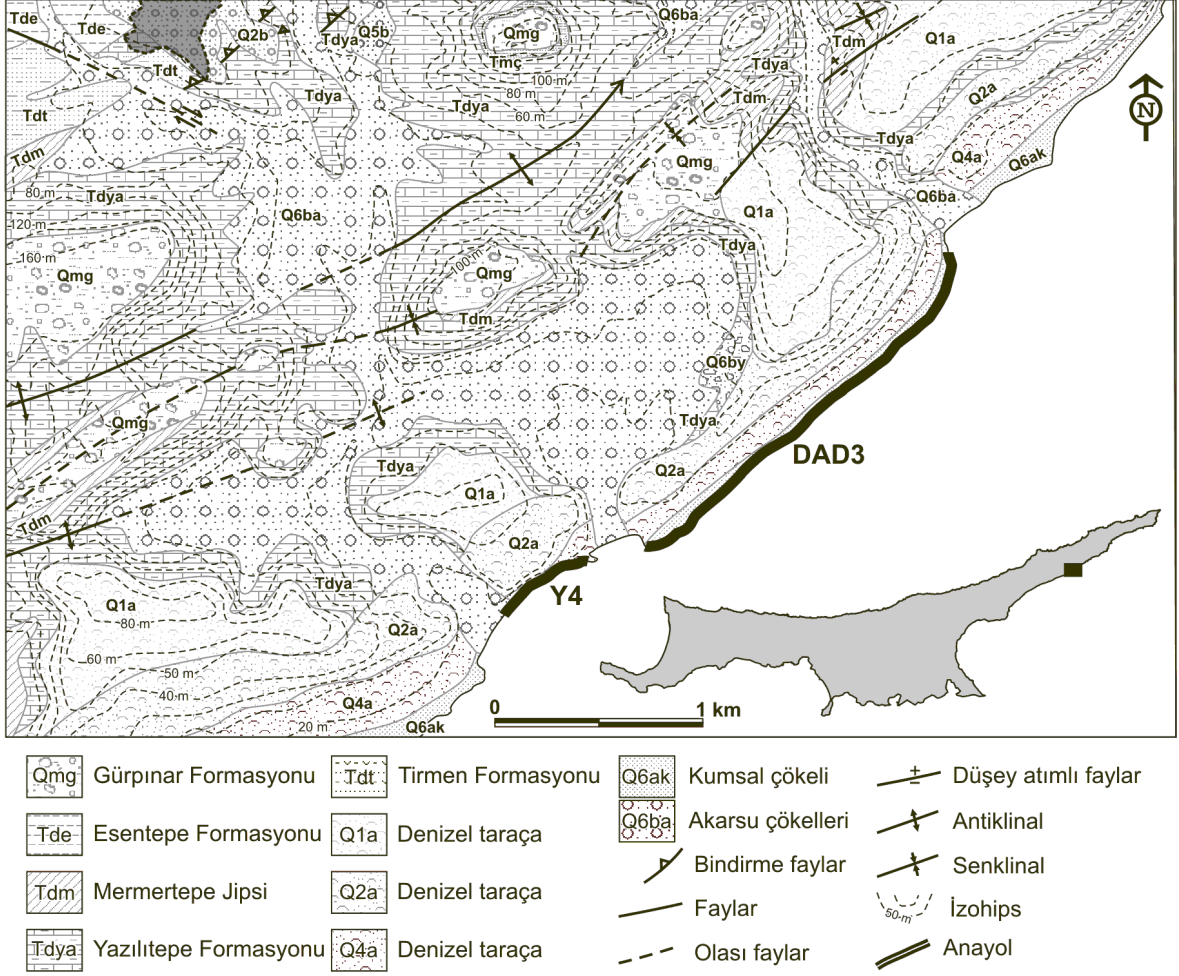
Şekil 4.15: 3 nolu yalıtışından görünüm: (a) yalıtışı ile gerisindeki iri çakıllı plaj ve akarsu deposu, (b) akarsu deposunun yakından görünümü.



1.8. Yalıtışı 4: Y4

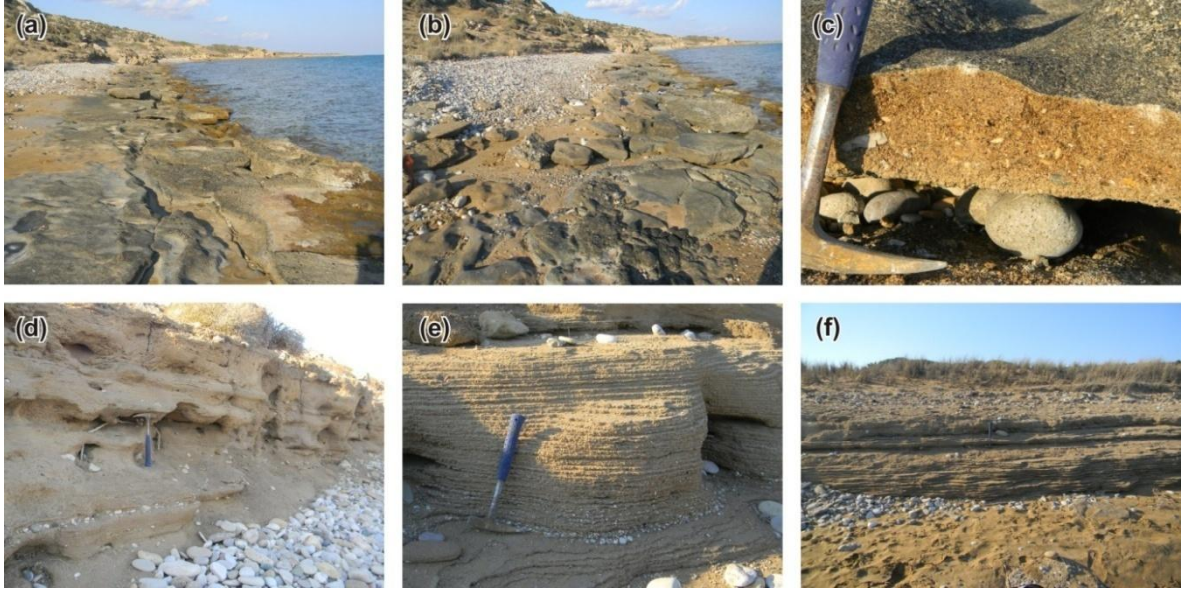
Karpaz Yarımadası'nın orta kesiminde, Kaleburnu yerleşmesinin güneyinde bulunan yalıtışı denizel birimlerden (Q2a, Q1a) oluşan bir tepelik alanın önünde gelişmiştir (GPS: 34.293380°D-35.487909°K). Yalıtışının geliştiği koyun doğusundaki burunun tamamında dalga aşınım düzlüğü (DAD3) gelişmiştir. İki oluşum birbirlerinden akarsu çökelleri (Q6ba) ile ayrılır ve sınırlandırılırlar. Oluşumların gerisinde denizel birimlerden (Q4a, Q2a, Q1a) oluşan tepelik alanlar bulunur ve bu tepelik alanlar akarsu çökelleri (Q6ba) ile birbirlerinden ayrılırlar. Bu tepelik alanların gerisinde bulunan Gürpınar (Qmg), Yazılıtepe (Tdy) ve Mermertepe (Tdm) formasyonları antiklinal ve senklinal sistemlerini oluştururlar. Oluşumların gerisinde yer alan alanların eğimleri fazladır ve özellikle yalıtışının KD ve GB'sında bulunan vadiler boğaz yapısını gösterir (Şekil 4.16).

Şekil 4.16: 4 nolu yalıtışı ile 3 nolu dalga aşınım düzlüğünün lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksekti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



Yalıtışının özellikle ön kesimi çok fazla parçalanmış şekildedir ve bazı alanlarda bu parçalar üst üste bindirmiştir (Şekil 4.17a,b,c). 480 m uzunluğa, 40 cm kalınlığa, 4-5° SE eğime sahip yalıtışının tabanı konglomeratik olup, üst kısmı kumtaşı yapısındadır. Bulunduğu plaj kumlu ve iri çakılıdır. Yalıtışının 4-5 m gerisinde denize doğru eğimli, 1-2 cm kalınlığındaki ince katmanlardan oluşan çimentolanmış plaj kumları, bu çimentolanmış plaj kumları içerisinde ise, iri çakıllar görülür (Şekil 4.17d,e,f). Ancak çimentolanmanın oldukça gevşek olduğu plaj kumları oldukça dağınık bir özellik gösterir. Tabanının deniz seviyesinden 1 m kadar yukarıda olan çimentolanmış plaj kumlarının maksimum kalınlığı 1.5 m civarındadır. Yani üst kısmı yaklaşık olarak denizden 2.5 m yukarıdadır.

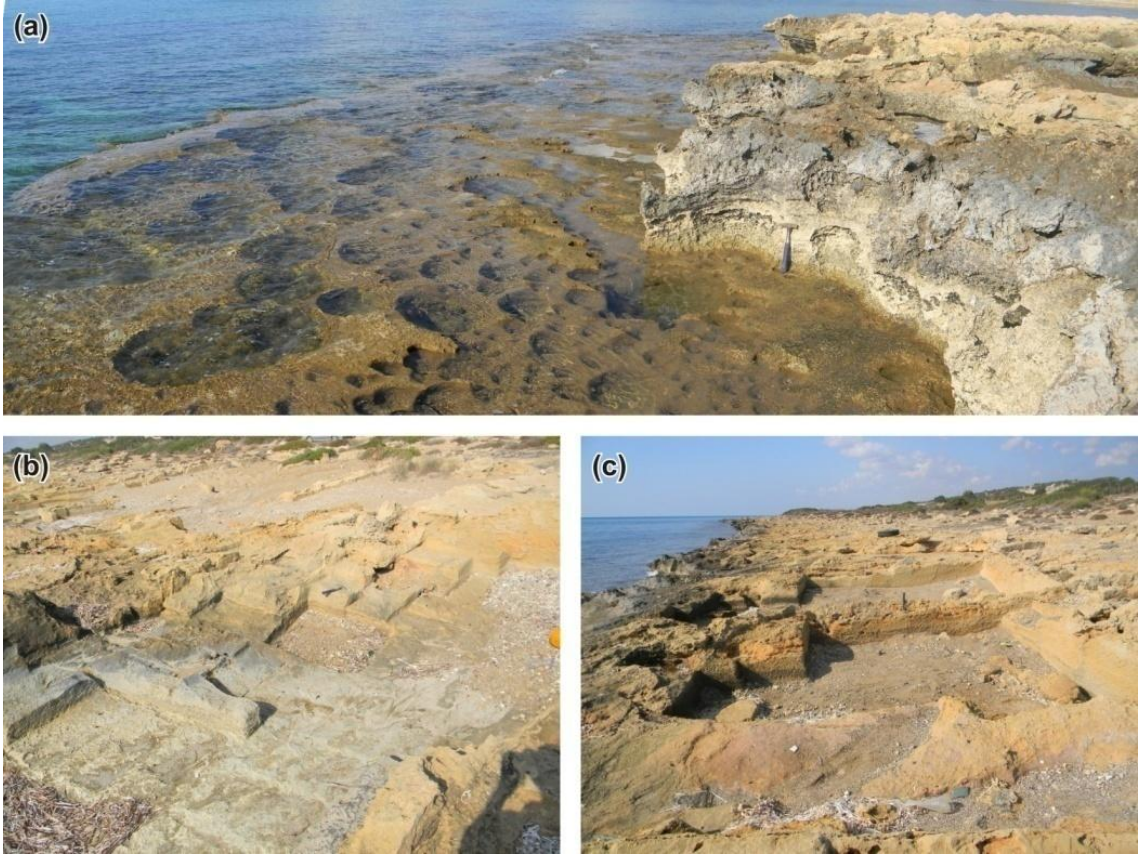
Şekil 4.17: 4 nolu yalıtışından görünüm: (a) yalıtışın genel görünümü, (b) parçalanmış yalıtışları, (c) yalıtışın kumlu yapıdaki üst kısmından bir görünüm, (d,e,f) gerisindeki sertleşmiş plaj kumulları



1.9. Dalga Aşınım Düzlüğü 3: DAD3

2 km uzunluğa sahip dalga aşınım düzlüğü tipik olarak 3 basamaktan oluşur (GPS: 34.308235°D-35.495442°K). Birinci basamağın genişliği 20 m civarında olup 60 cm'lik bir diklikle II. basamağa geçer. II nolu basamak 6-7 m genişliğe sahiptir ve 40-45 cm'lik bir diklikle III nolu basamağa geçer. I nolu basamak içerisinde genişliği birkaç m'de 10 m'ye kadar değişen ve uzunluğu 3-4 m'yi bulan kare şekilli çukurlar vardır. Bu çukurlar muhtemelen yapı malzemesi olarak kumtaşı çıkarımı sonucu oluşmuş olabilir (Şekil 4.18b,c). Çünkü başta Karpaz Yarımadası'ndaki kilise vb. tarihi yapılarda yapı malzemesi olarak bu kumtaşın kullanılmış olduğu görülebilmektedir. Bu yapıların görülmediği alanlarda I nolu basamak girintili çıkıntılı bir yapı gösterir ve bu yapıların içerisinde tuz birikimleri gerçekleşir. Deniz seviyesinde bulunan ve tamamen sularla kaplı II nolu basamak ise, derinliği 30-40 cm'yi bulan çember şekilli yapılarla kaplıdır. Bu çemberlerin çapı 50cm'yi bulur ancak birkaç çemberin birleşmesi ile çapı birkaç m'ye kadar ulaşabilir. Aşınım düzlüğü'nün ön kısmında DAD1'deki gibi bir biyojenik duvar bulunmamaktadır (Şekil 4.18a).

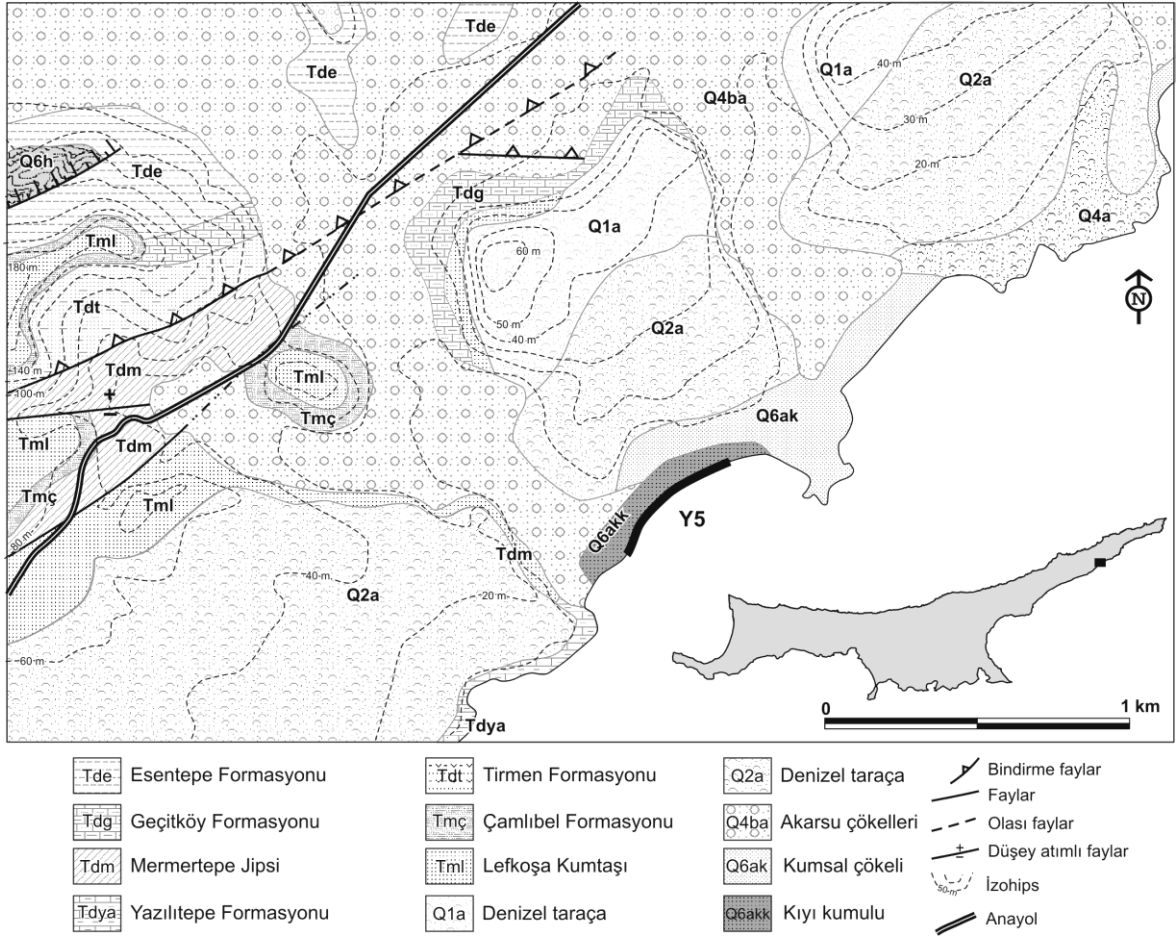
Şekil 4.18: 3 nolu dalga aşınım düzlüğünden görünüm: (a) I nolu basamaktan, II nolu basamağa geçiş ve II nolu basamağından genel görünümü, (b,c) I nolu basamak içerisinde malzeme alımı sonucu oluşmuş yapılar.



1.10.Yalıtaşı 5: Y5

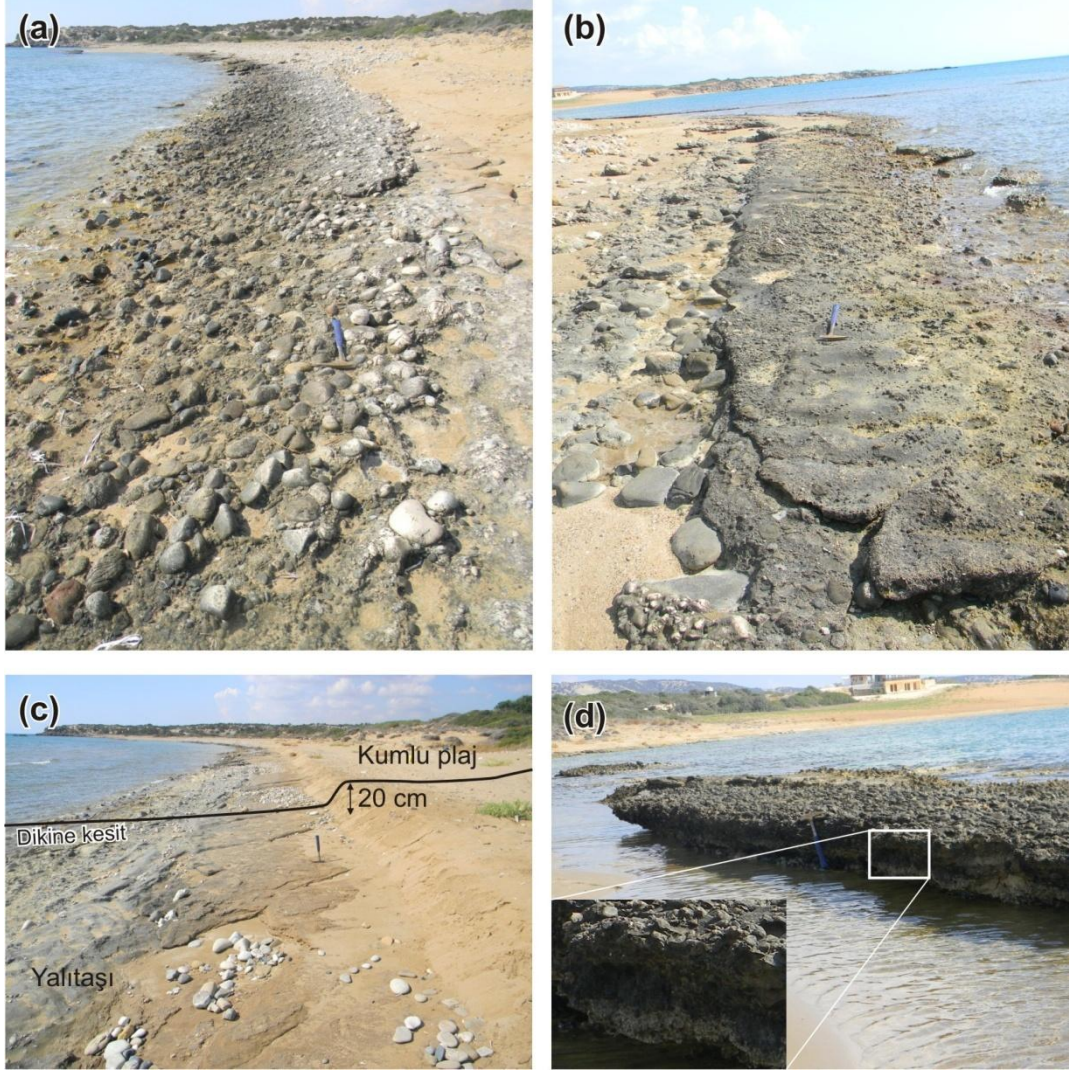
Karpaz Yarımadası'nın merkezi kesiminde Kaleburnu yerleşmesinin batısında bulunan yalıtaşı bir koyun içerisinde, akarsu vadisinin doğu kesiminde ve kıyı kumul birimi (Q6akk) üzerinde gelişmiştir (GPS: 34.339479°D-35.523239°K). Y4'de olduğu gibi Y5'in gerisinde de denizel birimlerden (Q2a, Q1a) oluşan 60 m yüksekliğinde bir tepelik alan bulunur. Tepelik alanın kuzeyinde Geçitköy Formasyonu (Tdg) ve Lefkoşa Kumtaşı (Tml) yer alır. Yalıtaşı bir önceki lokalitedeki gibi derince yarılmış iki akarsu vadisi arasında ve denizel birimlerden oluşan bir tepelik alanın önünde bulunur (Şekil 4.19).

Şekil 4.19: 5 nolu yalıtışın lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksele eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



480 m uzunluğunda, 3-4° eğime, 35-40 cm kalınlığa sahip yalıtışın tabanı iri çakıl ve bloklardan, üst kısmı küçük taneli çakıllardan oluşan bir konglomeratik yapıdadır. Ancak yüzeylenen alanın büyük bölümü iri çakıllı konglomeratik yapı sergiler (Şekil 4.20a,b). Çok parçalı şekilde olan yalıtışın bulunduğu plajın büyük bölümü yüksek eğimli iri çakıllardan oluşurken yalıtışın bir kısmı kumlu yapıdaki plaj üzerinde bulunur. Bazı alanlarda bu kumlu plaj ile yalıtış arasında 15-20 cm'lik bir diklik bulunur (Şekil 4.20c). Yalıtışın bir kısmı kıyıda dalgaların etkisiyle gerçekleşen kumul taşınımı sonucunda kıyı çizgisinin değişmesiyle deniz içerisinde kalmıştır. Bu durum aynı zamanda deniz içerisinde kalan yalıtışın eğiminin de artmasına neden olmuş olabilir. Çünkü deniz içerisinde kalan yalıtış 7-8° eğime sahiptir (Şekil 4.20d).

Şekil 4.20: 5 nolu yalıtışından görünüm (a) alttaki iri çakıllı konglomeratik yapı ve (b) konglomeratik yapının üstüne gelen üstteki daha ince taneli konglomeratik yapı, (c) yalıtışı gerisindeki kumlu plaj, (d) deniz içerisinde kalmış yalıtışı.

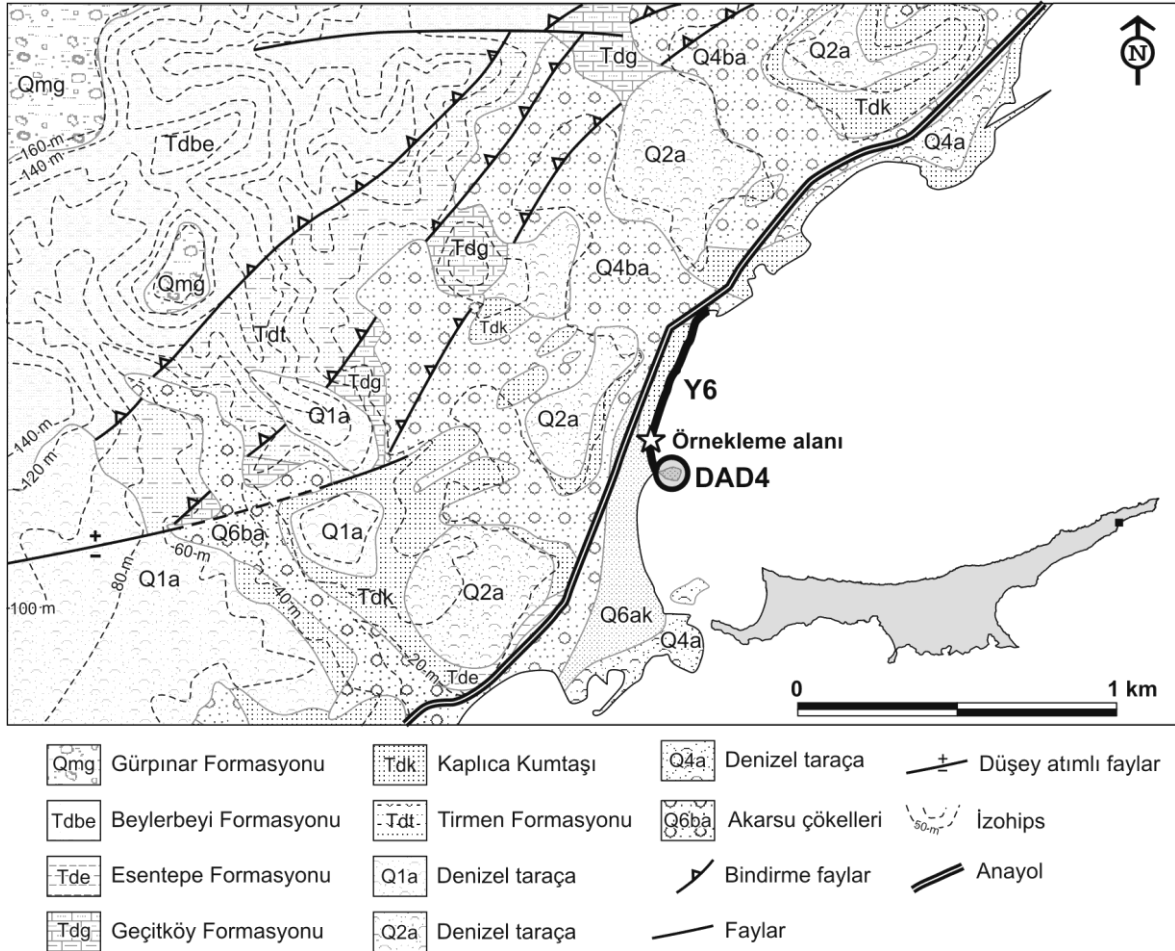


1.11. Dalga Aşınım Düzlüğü 4: DAD4

Dalga aşınım düzlüğü Karpaz Yarımadası'nın doğu kesiminde, Dipkarpaz yerleşmesinin doğusunda bulunur (GPS: 34.424259°D-35.590137°K) ve kuzey kesiminde bir yalıtışı oluşumu gözlenir. Oluşumlar denizel (Q4a, Q2a, Q1a) ve karasal (Q4ba) birimlerle çevrili olmakla birlikte Kaplıca Kumtaşı da (Tdk) kıyı kesimde yaygın bir yayılış gösterir ve aşınım düzlüğü oluşturanda bu kumtaşı birimidir. Oluşumların gerisinde bulunan bindirme kuşağından itibaren Geçitköy (Tdg), Tirmen (Tdt) ve Beylerbeyi (Tdbe) formasyonları yaygınlaşır. Aşınım düzlüğü batısında önemli bir

yükselti artışı olmamakla birlikte bindirme kuşağından itibaren yükselti ve eğim koşullarında önemli bir artış yaşanır (Şekil 4.21).

Şekil 4.21: 6 nolu yalıtışı ve 4 nolu dalga aşınım düzlüğünün lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksekti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



Dalga aşınım düzlüğü yalıtışının güneyinde gelişmiş ve bir tombolo ile karaya bağlanır. Bu tombolonun üstü yalıtışı parçaları ile kaplıdır. Aşınım düzlüğünün geliştiği kumtaşı denize doğru bir burun yapmış ve burnun üzerinde dalga oyuğu gelişmiştir. Dalga oyuğunun geliştiği yerde kumtaşının yüksekliği 3 m'ye ulaşır (Şekil 4.22a). Yüksekliği 1.8 m olan dalga oyuğunun tavanı 2.1 m, tabanı ise 30 cm yüksekindedir. Aşınım düzlüğünün tabanında deniz seviyesinin 20 cm altı ile 30 cm üstü arasında kalan yaklaşık 50 cm'lik bir zonda ve bütün dalga aşınım düzlükleri boyunca sıkı çimentolanmış çömlük parçaları bulunur (Şekil 4.22b,c). Dalga oyuğunun tabanında balanuslar yaygın iken, duvarındaki oyuklar içerisinde gastropodlar bulunur (Şekil 4.22d,e).

Şekil 4.22: 4 nolu dalga aşınım düzlüğünden görünüm: (a) aşınım düzlüğünün içerisinde gelişmiş dalga oyuğu, (b,c) aşınım düzlüğü içerisinde taşlaşmış olarak bulunan çömlek parçaları (oklar çömlek parçalarını göstermektedir), (d) aşınım düzlüğünün üzerinde yaygın bulunan balanuslar ve (e) dalda oyuğu üzerinde bulunan gastropodlar (oklar gastropodları göstermektedir).



1.12. Yalıtışı 6: Y6

Toplam uzunluğu 540 m, maksimum genişliği 12 m olan yalıtışı zonunun denizden maksimum yüksekliği 65-70 cm ve maksimum eğimi 13°'dir (GPS: 34.426458°D-35.594144°K). Bu lokalite Ertek vd (2008) tarafından "Dipkarpaz yalıtışı" olarak ifade edilmiş ve kalınlığı 1 m olarak belirtilmiştir. Yalıtışı, dalga aşınım düzlüğünü (DAD4) karaya bağlayan tombolonun üzerinden başlar. Yalıtışı bu alanda parçalanmış ve yerinden oynamış şekilde bulunur. Yalıtışının yüzeyi genelde konglomeratik yapıda olduğundan dolayı kuvvetle aşınmıştır ve bu nedenle çok girintili çıkıntılı şekildedir (Şekil 4.23a). Altta ise kumlu zon ve tekrardan iyi çimentolanmamış çakıllı bir zon bulunur (Şekil 4.23b,c). İçerisinde yer yer çömlek parçaları da bulunan (Ertek vd., 2008) yalıtışı plaj kumullarının altında uzanmaktadır ve en iyi gözlenebildiği kesitte 5'den fazla tabakadan oluştuğu

gözlenir (Şekil 4.23b). Tabaka kalınlıkları karadan denize doğru 12, 20, 17, 20, 5 cm şeklindedir. Bu yalıtışından 2, 3 ve 4. tabakadan olmak üzere toplam 3 örnek alınmıştır (Şekil 4.23d)

Şekil 4.23: 6 nolu yalıtışından görünüşler: (a) iri çakıllı yalıtış bölümü, (b) yalıtışının maksimum genişliğe ve maksimum tabakalaşmaya ulaştığı alandan bir görünüş, (c) yalıtışının en gerisindeki iyi çimentolanmamış kumlu ve çakıllı bölüm, (d) örneklem yerleri.



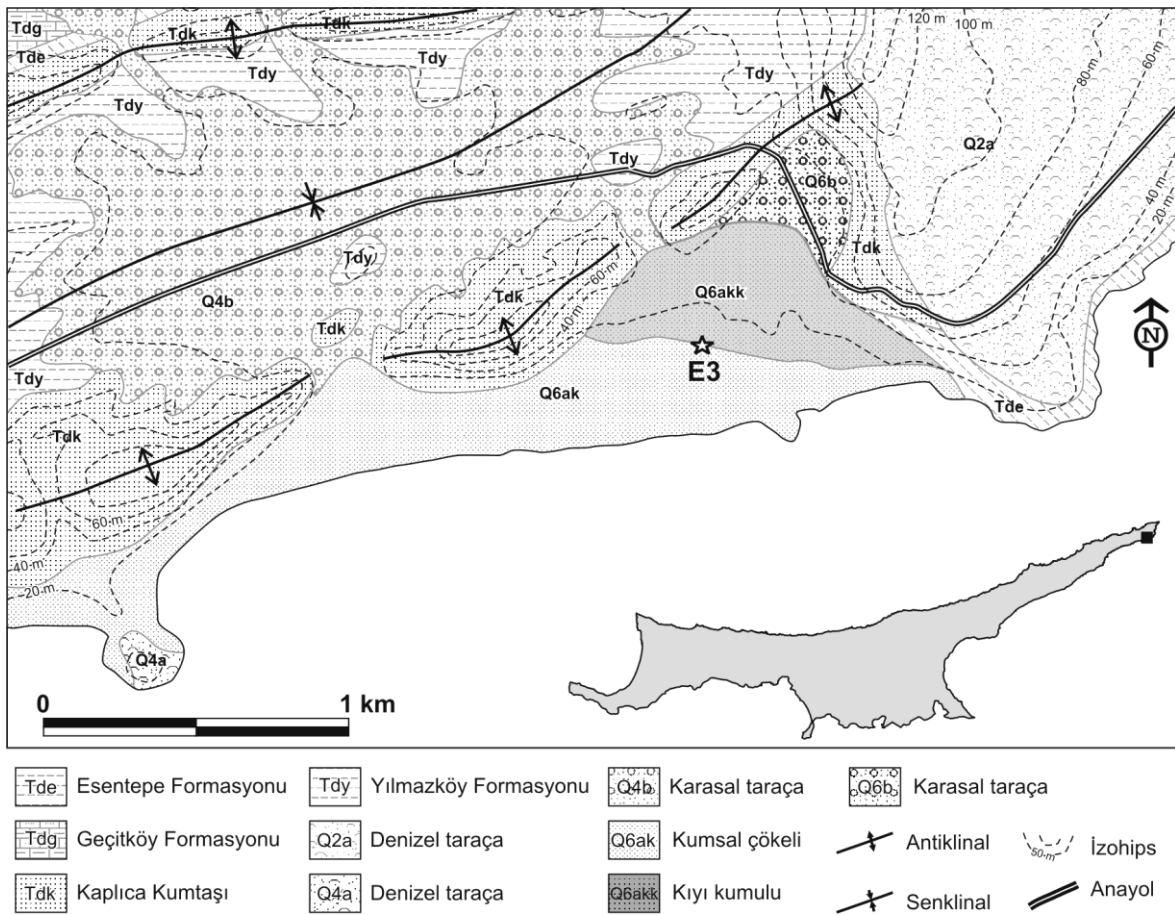
1.13. Eolinit 3: E3

Karpaz Yarımadası'nın doğu ucunda, Altınkum Plajı'nda bulunan eolinit birkaç m yükseklikten 15 m yüksekliğe kadar parçalar halinde gözlenir (GPS: 34.549621°D-35.644349°K). Hakyemez vd. (2002)'e göre Altınkum Plajı kumsal çökelleri (Q6ak) ile kıyı kumullarından (Q6akk), plajın gerisinde bulunan tepeler Kaplıca Kumtaşı'ndan (Tdk) oluşan senklinallerden meydana gelir. Tepelerin kuzeyinde ise çekirdeği boşalmış antiklinallerden oluşan bir düz alan ve bu düz alan ile plaj arasında bağlantıyı sağlayan bir boğaz bulunur. Alanı kuzey, batı ve doğu yönlerinden Yılmazköy Formasyonu (Tdy)

çevrelemektedir. Alanın ve Yılmazköy Formasyonu'nun kuzeyinde bulunan tepelik alanda Kaplıca Kumtaşı tekrardan yüzeye çıkar. Plaj oldukça geniş kumullardan ve hafif eğimli bir topografyadan oluşur. Yükselti ve eğim plajın gerisinde bulunan ve Kaplıca Kumtaşı formasyonundan meydana gelen tepelik alanlarda hızlı bir şekilde artar. Bu tepelerin arasındaki akarsular boğaz vadi geliştirerek denize ulaşırlar (Şekil 4.24).

Topografya haritasına göre iki burun arasında bulunan plajın gerisi yüksekliği 100 m'yi bulan tepelerle çevrilidir ve plaj GB'dan KD'ya doğru genişleyen bir üçgen görünümündedir. Çağlar'a (2009) göre plajda gerisindeki kumullar hareketli plaj kumları ve embriyo kumulları şeklinde gelişmiş, kıydan 300 m kadar içeriye sokularak stabil kumullara dönüşmüştür.

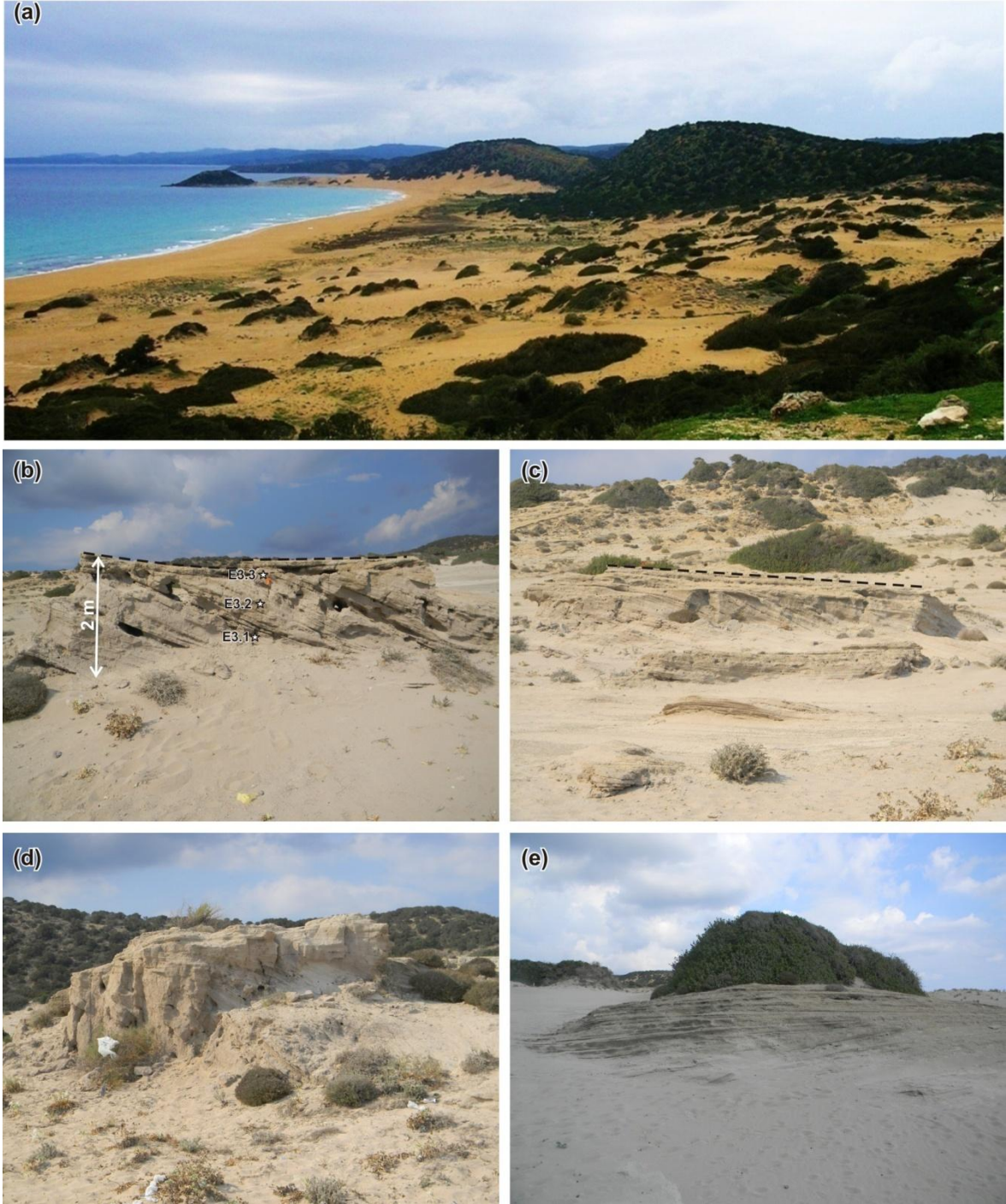
Şekil 4.24: 3 nolu eolinitin lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksekti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



Plaj gerisinde eolinit tabakalarının yüzeylendiği alanlar “mesa” benzeri küçük tepiciklere ve genel olarak üstlerinde bitki kümelerinin geliştiği alanlara karşılık gelir (Şekil 4.25a). Eolinit zayıf çimentolanmış olup dağılgan bir özellik gösterir. Erginal vd.'ne

(2012a) göre plaj gerisinde gelişmiş olan bu eolinit (E3) tabakaları 1500 yıl önce birikmeye başlamıştır. Laminalı bir yapı gösteren eolinitte tabaka dalımları $K40^{\circ}D$, eğimleri ise $2-26^{\circ}$ arasında olup (Erginal vd., 2012a) hakim rüzgâr yönüne paraleldir.

Şekil 4.25: (a) Altınkum kumulları ve plajının genel görünümü (KD'dan bakış¹), (b,c) mesa şekilli aşınım artığı eolinitten oluşan tepeciklerden bir görünüm (yıldızlar örnek alım yerlerini gösterir), (d) eolinit tabakalarından oluşan bozulmuş bir mesa yapısı, (e) kumul sahasının gerisinde üzeri kumul bitkileri ile kaplı eolinit tabakalarından bir görünüm.

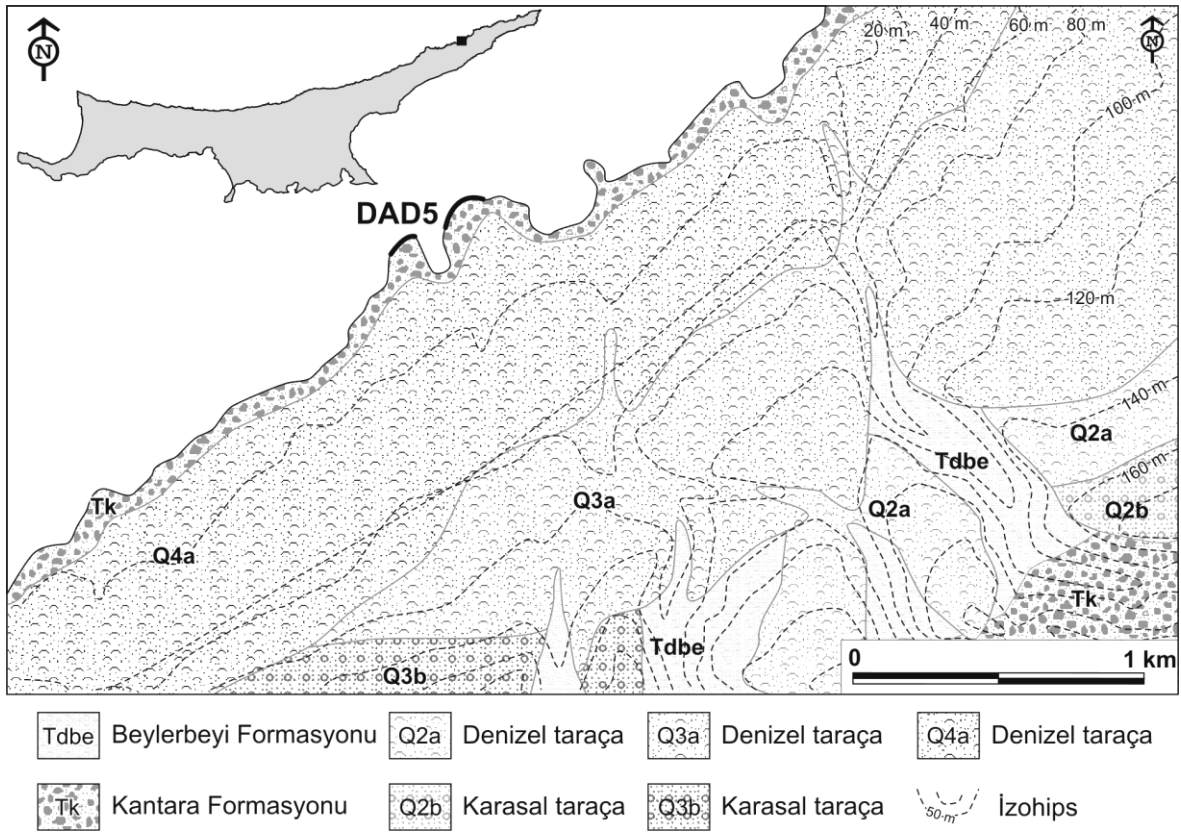


¹ Kaynak: <http://static.panoramio.com>, Erişim: 19.03.2012

1.14. Dalga aşınım düzlüğü 5: DAD5

Karpaz Yarımadası'nın merkezi kesiminde Dipkarpaz yerleşmesinin batısında bulunan dalga aşınım düzlüğü Kantara Formasyonu (Tk) üzerinde gelişmiştir (GPS: 34.306821°D-35.587842°K). Dalga aşınım düzlüğünün gerisinde denizel birimler (Q4a, Q3a, Q2a) yaygın dağılış gösterir ve aşınım düzlüğünü oluşturan Kantara Formasyonu denizel birimlerin güneyindeki tepelik alanda tekrardan yüzeye çıkar. Dalga aşınım düzlüğünün gerisinde yükselti hafif bir eğimle artar (Şekil 4.26).

Şekil 4.26: 5 nolu dalga aşınım düzlüğünün lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksekti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



Kumtaşının önünde gelişmiş dalga aşınım düzlüğünün I. basamağı derinliği 50 cm'yi bulan daire şekilli oyuklardan oluşur (Şekil 4.27a,b) ve bu basamak 70-80 cm yüksekliğinde bir diklikle II. basamağa geçer. İki basamak arasındaki bu diklik dalga oyuğu şeklindedir ve oyuk üzerinde seyrek olarak patellalar bulunur (Şekil 4.27d). Maksimum 4-4.5 m genişliğinde olan bu basamağın ön kısmı önünde gelişen canlılardan dolayı traverten taraçasına benzer görünüm almıştır (Şekil 4.27c,e). Deniz seviyesinden 20 cm yukarıda olan bu düzlük *Dendropoma petreum*'lerden oluşan küçük basamaklar

şeklinde III nolu basamağa geçer. Bu durum aşınım düzlüğün bulunduğu alanda ani bir yükselimden çok yavaş gelişen bir yükselimin gerçekleştiğini gösterebilir. DAD5’te görülen bu yapının Yeni Erenköy’e kadar olan bütün burunların önünde geliştiği görülmüştür.

Şekil 4.27: 5 nolu dalga aşınım düzlüğünden görünüm: (a,b) I nolu basamağın ve (c) II nolu basamağın genel görünümü, (d) dalga oyuğu üzerinde bulunan patellalar, (e) kalkerli kurtçukların II nolu basamak üzerinde oluşturduğu yapılara bir örnek.

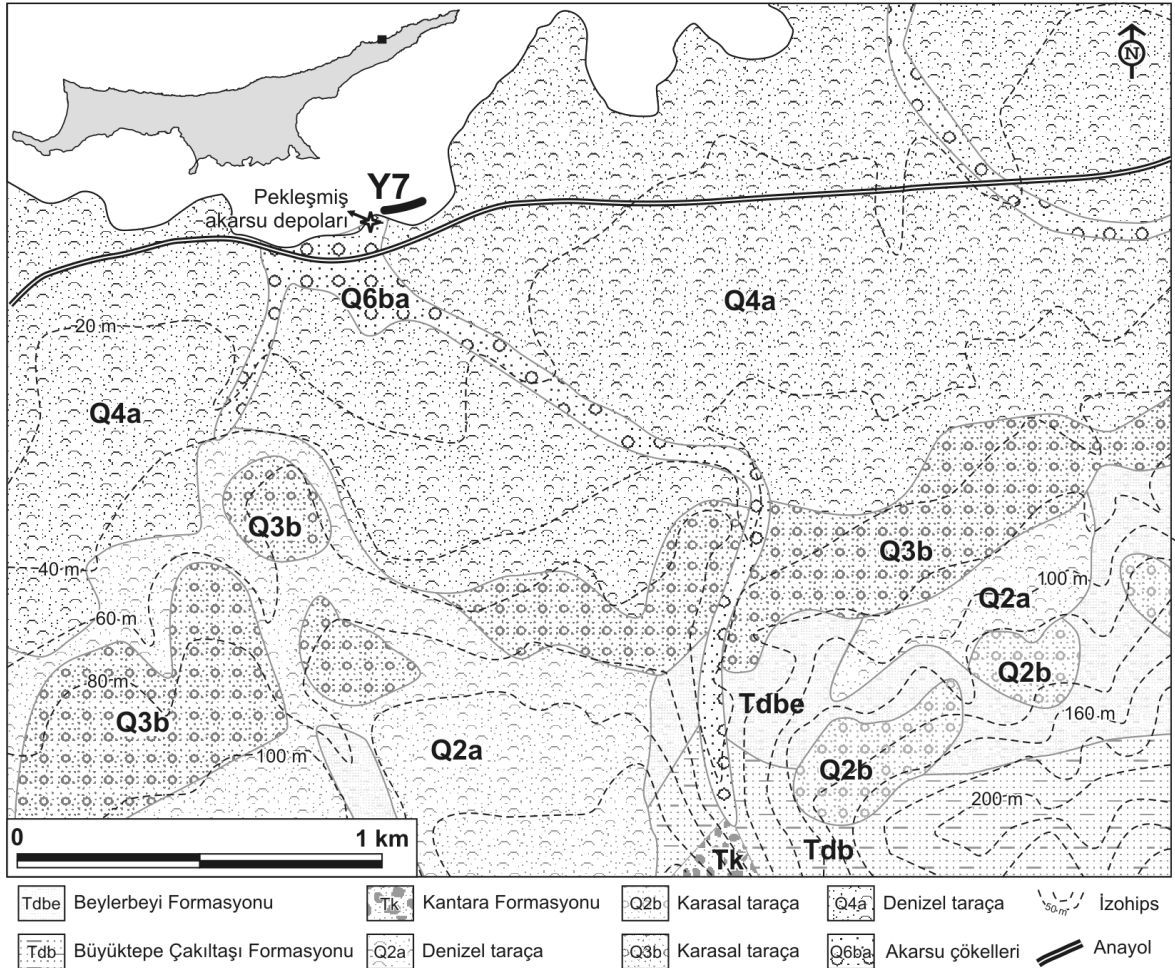


1.15. Yalıtışı 7: Y7

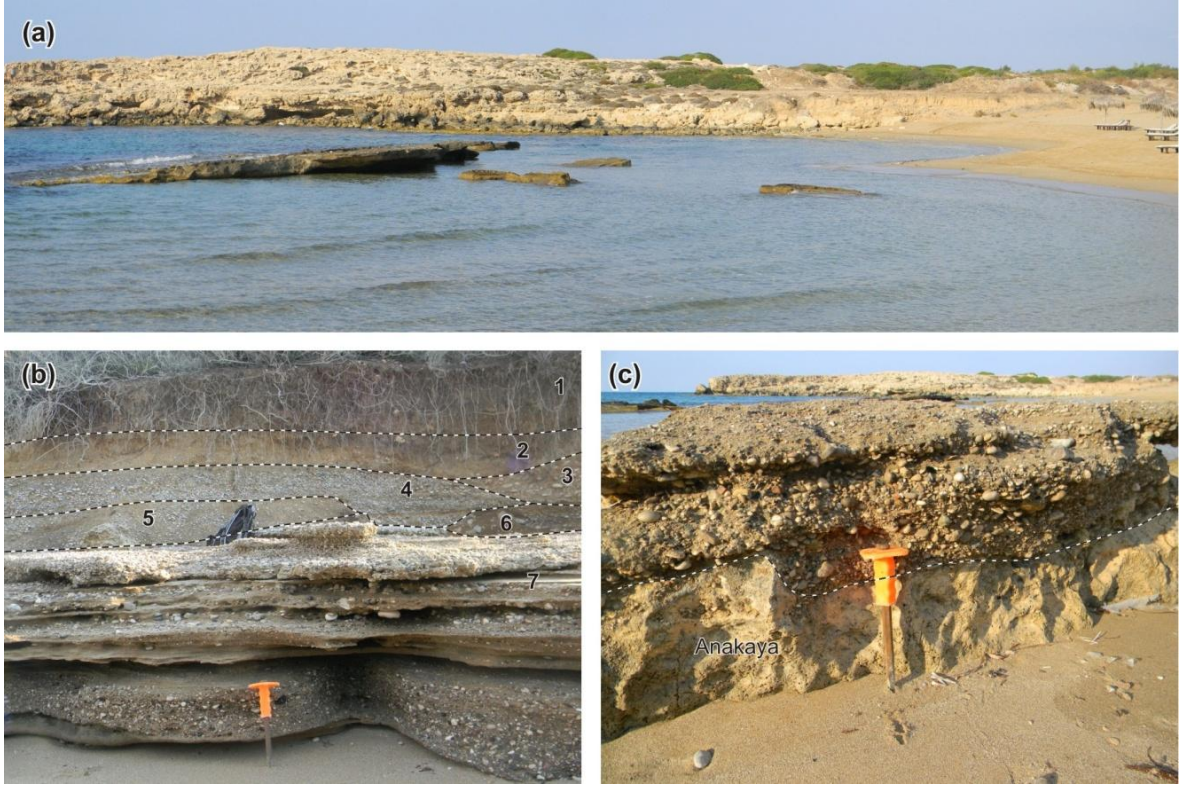
Yeni Erenköy’ün kuzeydoğusunda bir akarsu ağzının batı kesiminde yer alan yalıtışının (GPS: 34.261193°D-35.570950°K) gerisinde denizel (Q4a, Q2a) ve karasal birimler (Q3b, Q2b) yayılış gösterir . Bu birimlerin gerisinde bulunan tepelik alanlarda ise, Beylerbeyi (Tdbe), Kantara (Tk) ve Büyüktepe Çakıltaşı (Tdb) formasyonlarından oluşur (Şekil 4.28).

Yalıtışının kara ile bağlantısı olmayıp tamamen denizin içerisinde bulunmaktadır (Şekil 4.29a). Gerisinde kumlu bir plaj olan yalıtışı plaj kumlarının taşınmasından dolayı tamamen denizin içerisinde kalmış ve muhtemelen dalgaların etkisiyle tabakaların altındaki kumların oyularak taşınması sonucunda devrilmesi eğimi artmıştır (Şekil 4.29a). Tabakalaşma yapısı göstermeyen yalıtışı 14-15° eğime 15-20 m uzunluğa sahiptir. Yalıtışının geliştiği plajın batısında 3.5-4 m yüksekliğinde akarsu depoları da nispeten pekleşmiş şekilde bulunur (Şekil 4.29b). Depolar plajın içerisinde yüzeylemiş anakayanın üstünde bulunmakta ve yassıdan çok iyi yuvarlaklaşmış çakıllardan oluşmaktadır. Bu depo Kıbrıs Adası'ndaki alüvyal fanlarda olduğu gibi ince unsurlar ile iri çakılların ardanmasından oluşur.

Şekil 4.28: 7 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksele eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



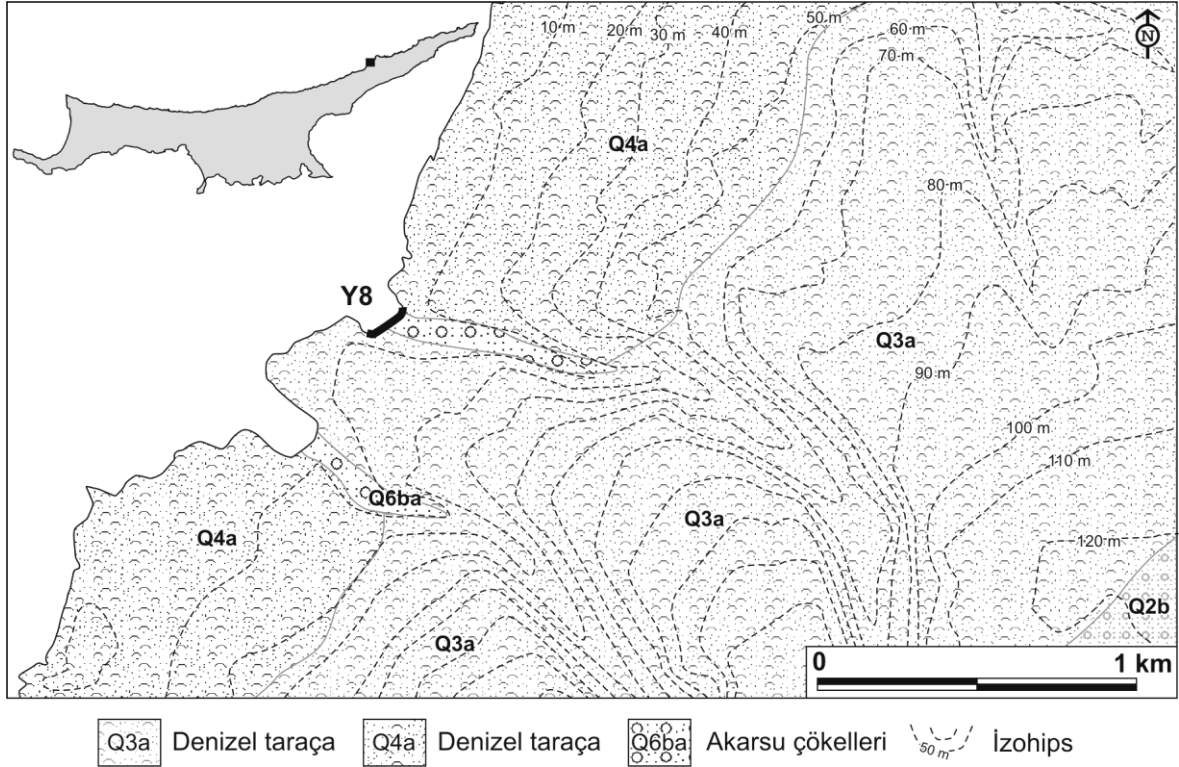
Şekil 4.29: 7 numaralı yalıtışından görünüm: (a) yalıtışın genel görünümü, (b,c) yalıtışın bulunduğu koyda bulunan sertleşmiş akarsu çökelleri (1: En üstteki toprak ve bitki köklerinden oluşan organik katman, 2: ince taneli akarsu çökeli, 3: iri çakıllı akarsu çökeli, 4: küçük taneli akarsu çökeli, 5-6: İnce taneli akarsu çökeli (üst yüzeyleri bir üstteki küçük ve iri taneli çakıllardan oluşan akarsu çökellerinden düşen taneler ile kaplıdır), 6-pekleşmiş akarsu çökelleri)



1.16. Yalıtışı 8: Y8

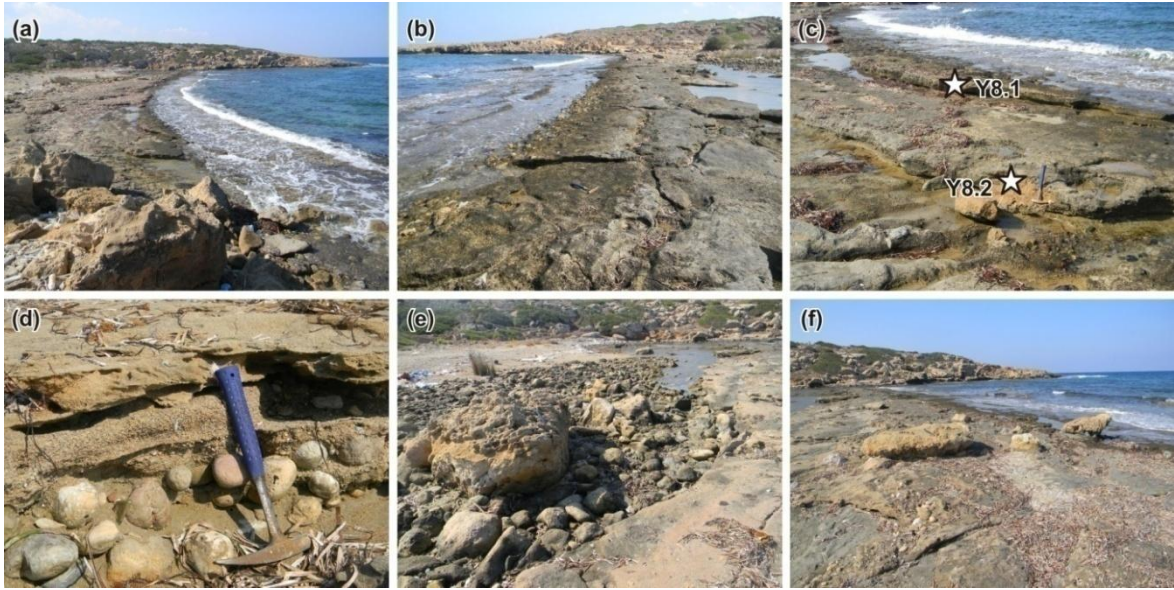
Yeni Erenköy'ün batısında bulunan yalıtışı bir akarsu vadisinin ağız kısmında gelişmiştir (GPS: 34.151191°D-35.531013°K). Akarsu vadisinin her iki yanında denizel birimler (Q4a, Q3a) yayılış gösterir. Yalıtışının bulunduğu vadi “v” tipi yapı gösterir ve geriye doğru yükseltisi düzgün bir şekilde artmaktadır (Şekil 4.30).

Şekil 4.30: 8 nolu yalıtışın lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksekti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



8 nolu yalıtış koyun tamamını kaplamış şekildedir (Şekil 4.31a). 45-50 cm kalınlığa, 16-17 m maksimum genişliğe ve 150 m uzunluğa sahip yalıtışın genelinde belirgin bir tabakalaşma görülmemekle birlikte (Şekil 4.31b), tabakalaşmanın en iyi gözlemlendiği alandan örnekleme yapılmıştır (Şekil 4.31c). Tabakalaşmanın belirgin olduğu bu alanda Y8.1'in alındığı tabaka 27 cm kalınlığında, Y8.2'nin alındığı tabaka 25 cm kalınlığındadır. Bu tabakalar 10 derece maksimum eğime sahiptir. Karaya en yakın alanlardaki yalıtış mostralarında tabanın iri çakıllardan, üst seviyelere doğru daha küçük çakıllar ile iri kumlardan ve daha sonra daha ince kumlardan oluştuğu görülür (Şekil 4.31d). Yalıtışın doğu ve batısında kalkarenit birimleri (Q4a) bulunur. Bu birimler koyun her iki yanında burunlar geliştirmiş, bu burunların önünde ise, dalga aşınım düzlükleri gelişmiştir. Yalıtışın gerisinde ve üstünde muhtemelen kalkarenitten türemiş iri bloklar bulunur (Şekil 4.31e,f).

Şekil 4.31: 8 nolu yalıtışından görünüm: (a) Doğudan, (b) batıdan görünüm, (c) örnek alım yerleri, (d) tabanda bulunan iri çakıllı birimden üstte kumtaşına doğru geçiş, (e,f) yalıtış gerisinde ve üstünde bulunan bloklar.



8 nolu yalıtışının doğusunda denizden maksimum yüksekliği 7-8 m ve oldukça parçalanmış şekilde olan bir kalkarenit bulunur (Şekil 4.32a). Kalkarenitin üst 1.5-2 m'lik kısmı fosilli, onun altında 1.5 m'lik kısım fosilsiz, iri çakıllı ve en altta ise, içerisinde çakıl ve makrofosilin görülemediği, kireçli, killi ve siltli birim gelir (Şekil 4.32b,c,d).

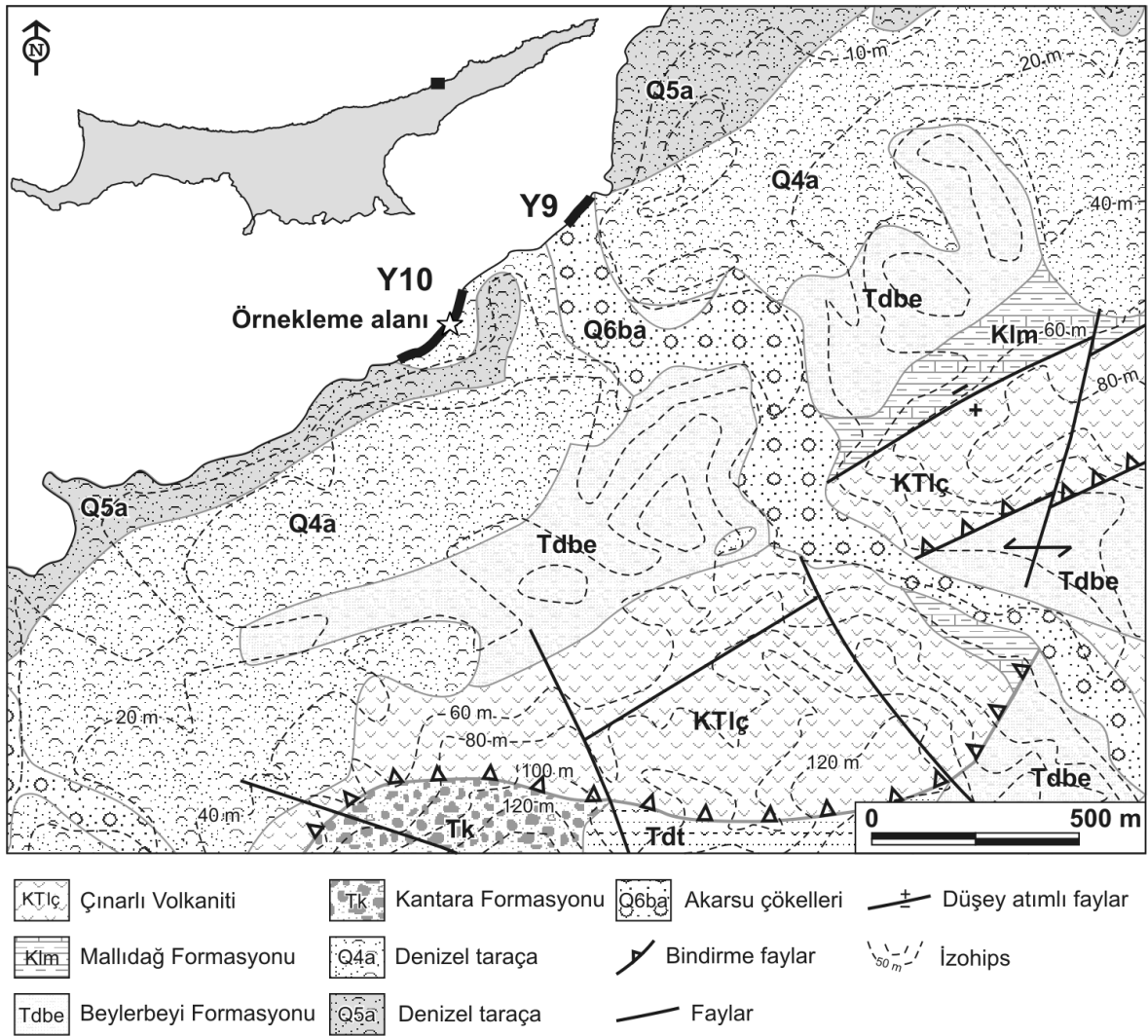
Şekil 4.32: Y8'in doğusunda bulunan kalkarenitten görünüm: (a) genel, (b) üst, (c) orta ve (d) alt seviyesinden görünüm.



1.17. Yalıtışı 9: Y9

Balaban yerleşmesinin batısında bulunan lokasyonda Y9 akarsu ağzında (GPS: 34.074354°D-35.489719°K), Y10 ise akarsuyun batı kesiminde denizel birimlerin (Q5a, Q4a) önünde gelişmiştir (GPS: 34.069693°D-35.486593°K). Denizel birimlerin gerisinde Beylerbeyi (Tdbe), Mallıdağ (Klm), Tirmen (Tdt) formasyonları ile Çınarlı Volkaniti (KTİç) bulunur. Formasyonların arasında ve içerisinde normal ve bindirme faylar yaygın olarak bulunur (Şekil 4.33).

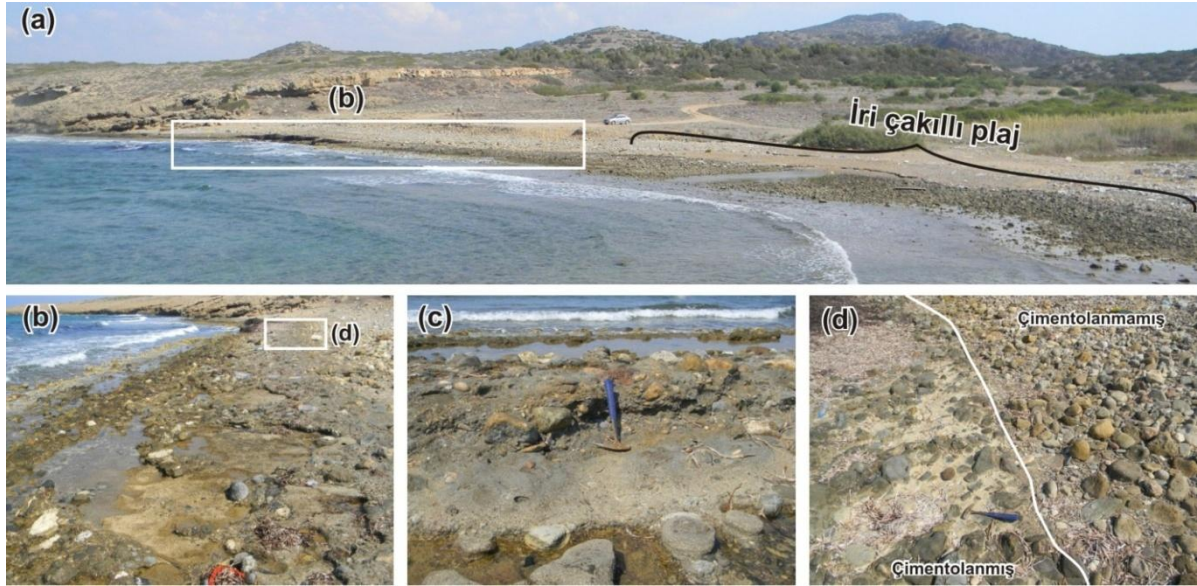
Şekil 4.33: 9 ve 10 nolu yalıtışlarının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksele eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



170 m uzunluğa, 40 cm kalınlığa sahip yalıtışı iri çakıllardan oluşmakta ve belirgin bir tabakalaşma göstermemektedir (Şekil 4.34a). Bununla birlikte genel eğimi 9-10° civarındadır. Yalıtışının geliştiği plaj iri çakıllardan oluşur (Şekil 4.34c) ve yalıtışının

kalınlığı az olduğu için bazı alanlarda yalıtışı ile çimentolanmamış plaj çakılları arasındaki sınır ayırt edilememektedir (Şekil 4.34b,d). Çimentolanmış çakılların bittiği sınır muhtemelen dalga etkisinin kara içerisine sokulabildiği sınıra karşılık gelir.

Şekil 4.34: 9 nolu yalıtışından görünüm: (a) yalıtışının geliştiği plaj, (b) yalıtışının genel görünümü, (c) maksimum kalınlığın görüldüğü alan ile (d) çimentolanmış (yalıtışı) ve çimentolanmamış plaj çakılları arasındaki sınır.



1.18. Yalıtışı 10: Y10

Y10, Y9'un batısındaki koyda gelişmiştir. 230 m uzunluğa, 11° maksimum eğime, 16-17 m genişliğe sahip olan yalıtışının ön kısmındaki 1-1.5 m'lik bir kuşakta dalga aşım düzlüklerinin de önünde gelişen *Dendropoma petreum*'ların oluşturduğu basamak şekilli yapılar bulunur (Şekil 4.35c). Bu organizmaların sertleşmiş kalıntıları yalıtışının denizden en uzak noktasında yaklaşık olarak denizden 60-70 cm yukarıda bulunan yalıtışı sınırında da gelişmiştir (Şekil 4.35a,d). Ancak buradaki canlılar daha sert bir yapıya sahiptir. Yalıtışının kara sınırında bir kuşak boyunca bu canlıların bulunması dalgaların kuvvetli olduğu zamanlarda yalıtışı gerisinin sularla kaplı olduğunu ve bu canlıların gelişimi için uygun koşullar oluşturduğunu gösterir. Yalıtışında belirgin olarak 4 tabakalaşma gözlenir. Bunların kalınlıkları denizden karaya doğru 26, 22, 19, 20 cm'dir. Örnekler karadan denize doğru 4. (Y10.1) 3. (Y10.2) ve 2. tabakadan (Y10.3) alındı (Şekil 4.35b). Ayrıca Y10.1 nolu örneğin alındığı alanda *Dendropoma petreum*'dan oluşan kütleden de bir örnek (Y10.1_2) alındı.

Ana yalıtışı kütesinin yanı sıra, yalıtışının batı kesiminde bulunan burnun ucundaki yamaç döküntüleri arasında uzunluğu 15 m'yi bulan yalıtışı kütleleri de bulunmaktadır.

Şekil 4.35: 10 nolu yalıtışından görüntüler: (a) Genel görünümü, (b) örnek alım yerleri, (c) yalıtışının ön kısmında *Dendropoma petreum*'ın oluşturduğu basamak şekilli yapılar, (d) yalıtışının en geri kısmında gelişmiş *Dendropoma petreum*'ların oluşturduğu bir kütle (Y10.1_2 nolu örnek alınmış nokta).



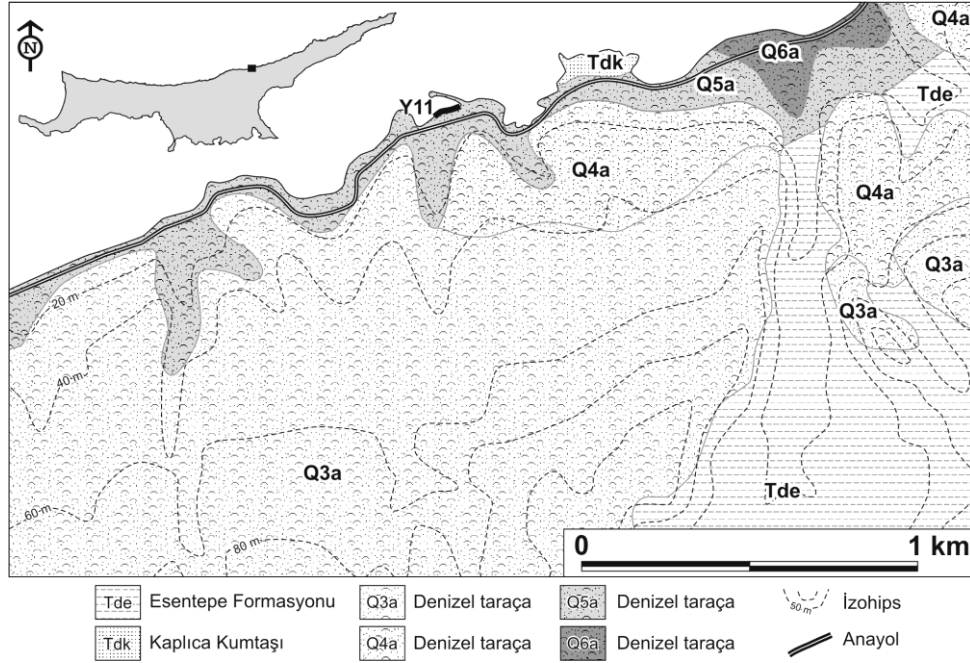
1.19. Yalıtışı 11: Y11

Mersinlik yerleşmesinin kuzeyinde bulunan yalıtışının (GPS: 33.867250°D-35.418588°K) yakın çevresi oldukça sade bir topografyaya sahiptir ve Esentepe Formasyonu (Tde) haricinde denizel birimlerden (Q6a, Q5a, Q4a, Q3a) oluşur. Oluşumun yakın çevresinde önemli bir akarsu vadisi görülmemektedir (Şekil 4.36).

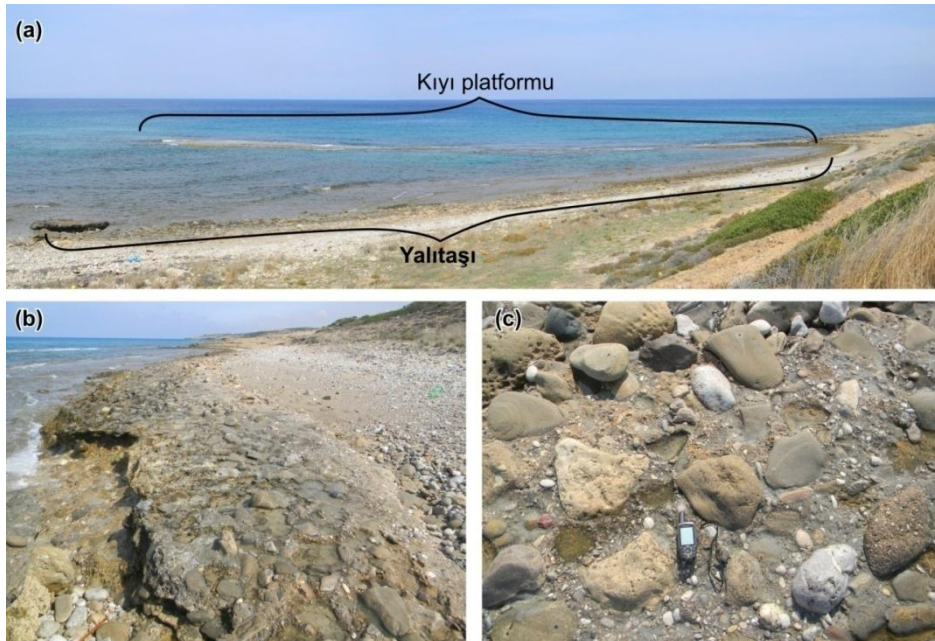
Yalıtışı 80 m uzunluğunda, maksimum 5 m genişliğe, 5-6° eğime ve 60 cm kalınlığa sahiptir (Şekil 4.37a). Belirgin bir tabakalaşma göstermeyen yapısı (Şekil 4.37b) çapı 50 cm'ye varan çakıllardan oluşur (Şekil 4.37c). Yalıtışının denize yakın kısmı, yalıtışın gerisindeki depodan kaynaklanan iri çakıl ve bloklardan oluşurken, karaya doğru olan kesimi daha küçük çakıllardan oluşur. Yalıtışının önünde, denizin içine doğru kıyı oku

görünümünde bir dalga aşınım düzlükleri uzanır ve yalıtışı dalga aşınım düzlüğü nün bittiği sınıra kadar gelişme gösterir (Şekil 4.37a). Bu durum aşınım düzlüğün yalıtışını güçlü dalgalardan koruyarak koruyucu bir etki yaptığını gösterebilir. Ancak yalıtışının bir kısmında dalga oyukları gelişmiştir (Şekil 4.37b)

Şekil 4.36: 11 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükseleti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



Şekil 4.37: 11 nolu yalıtışından görüşler: (a) yalıtışı ve önünde bulunan dalga aşınım düzlüğünün, (b) yalıtışının maksimum kalınlığa ulaştığı alanın görünümü ve (c) yalıtışının genel yapısı.



12 nolu yalıtışı 55-60 cm kalınlığa, 120 m uzunluğa ve 6-7 maksimum eğim değerlerine sahiptir (Şekil 4.39a,b; GPS: 33.837122°D-35.414108°K). Yalıtışının ön kısmında belirgin olarak iki tabakalaşma görülür. Üst tabaka 40 cm, alt tabaka 35 cm kalınlığındadır. Örneklerden Y12.1 alttaki tabakanın alt seviyesinden, Y12.2 ise, üst tabakanın üst seviyesinden alınmıştır (Şekil 4.39c). Bu yalıtışında ve diğer birkaç yalıtışında en gerideki bölümü yalıtışının en genç kütesidir. Çünkü en gerideki bölüm genel olarak güncel plaj ortamını karakterize eden çakılların çimentolanmasından oluşur. Bu verilere göre yalıtışının karaya en yakın alanı muhtemelen şiddetli dalgaların getirdiği suların yalıtışının arkasında birikip yavaşça buharlaşması sonucunda içersideki CaCO_3 'ü çakılların arasına bırakmasıyla oluşmuştur. Buna göre bu yalıtışı karaya doğru bir gelişme gösterir.

Şekil 4.39: 12 nolu yalıtışından görünüm: (a) yalıtışının genel görünümü, (b) maksimum kalınlığa ulaştığı alanda görülen daire şekilli ayrışma yapıları ve (c) örnek alım yerleri.



1.21. Yalıtışı 13: Y13

Y12'nin 200 m batısında bulunan Y13 (GPS: 33.831781°D-35.412556°K), 380 m uzunluğa, maksimum 6 m genişliğe, 45-50 cm kalınlığa, ortalama 9-10 derece eğime sahip tabakalaşmanın belirgin olmadığı iri çakıllardan oluşan bir yalıtışıdır (Şekil 4.40a,b).

Oldukça parçalı olan bu yalıtışı içerisinde çapı 1 m'yi aşan kaya parçaları bulunur (Şekil 4.40c).

Şekil 4.40: 13 nolu yalıtışından görüntüler



1.22. Yalıtışı 14: Y14

60 m uzunluğa, maksimum 7 m genişliğe ve 8-9° eğime sahip Y14 oldukça parçalı şekilde bulunur (GPS: 33.817991°D-35.412272°K). 3 farklı tabakanın seçilebildiği yalıtışından örnek alınmamıştır (Şekil 4.41).

Şekil 4.41: 14 nolu yalıtışının genel görünümü.



1.23. Yalıtışı 15: Y15

290 m uzunluğa sahip, çapı 1 m'yi geçen blok ve iri çakıllardan oluşan Y15 bir derenin ağız kısmında gelişmiştir (GPS: 33.809735°D-35.412941°K). Yalıtışı tabakasız bir görünüme, 60 cm kalınlığa, 2-3 m genişliğe, 4-5°'lik eğime sahiptir. Yalıtışının gerisinde iri çakılların kaynağı olabilecek bir akarsu deposu ve özellikle batı kesiminde depodan kaynaklanan çakıllardan oluşan bir fırtına setti bulunur. Özellikle doğu kesimde bu akarsu deposundan çıkan çakıllar yalıtışının üstünde birikmiş şekilde bulunur (Şekil 4.42).

Şekil 4.42: 15 nolu yalıtışından görüntüler: (a) Yalıtışının üstten görünümü, (a) yalıtışının batı kesiminden, (c) en kalın olduğu alandan, (d) doğu kesiminden ve (e) gerisindeki gevşek çakıl depolarından oluşan akarsu çökellerinden bir görünüm.

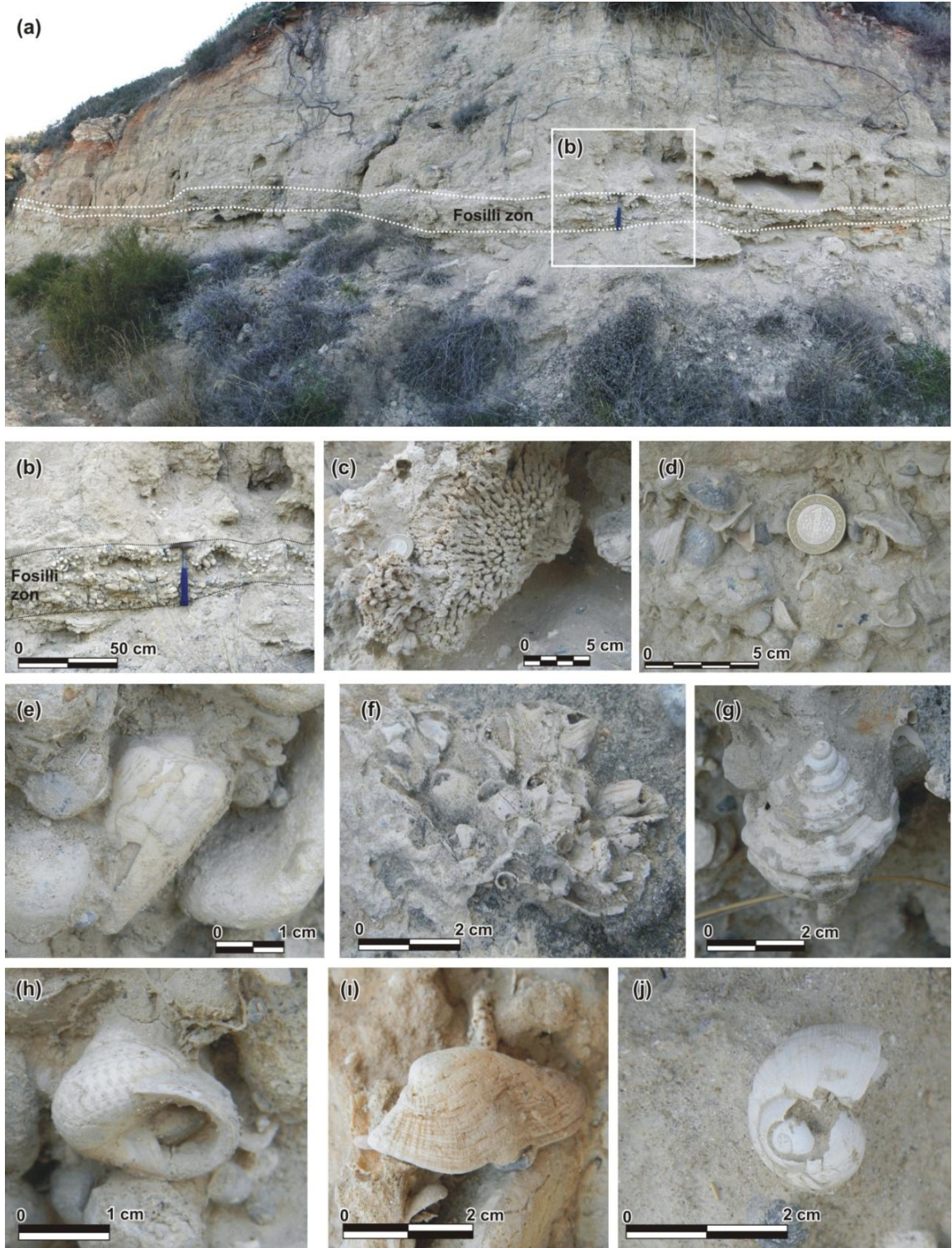


1.24. Denizel Depo 2: DD2

Denizel depo 2 (DD2) deniz seviyesinden 26 m yukarıda, Y15'in bulunduğu koyun batı kesiminde bulunur (GPS: 33.804891°D-35.414072°K). 35 cm'yi bulan fosil bolluk zonu çapı 10 cm'yi bulan iri çakıllardan oluşmaktadır (Şekil 4.43b). Deponun fosil bolluk zonunun kalın olmaması, üstteki ve alttaki birimler arasında uyumsuz olarak bulunması, üstteki ve alttaki birimlerden farklı olarak içerisinde iri çakılları bulunması, fosillerin düzenli bir istiflenme göstermemesi, zon içerisinde baskın bir tür bulunmayıp farklı derinlikleri gösteren çok karmaşık bir fosil yapısına sahip olması bu depoun tsunami etkisiyle oluştuğunu gösterebilir.

Bu depo içerisinde tespit edilen tüm fosiller Akdeniz'e ait olup türleri şu şekildedir: **Bivalvialar:** *Arca noae* (Linne'), *Barbatia barbata* (Linne'), *Striarca lactea* (Linne'), *Brachidontes pharaonis* (P.Fischer), *Spandylus* sp., *Ostrea* sp., *Ctena decussata* (O. G. Costa), *Chama gryphoides* (Linne'), *Glans trapezia* (Linne'), *Cerastoderma edule* (Linne') (Ek3, Levha 1); **Gastropodlar:** *Patella* sp., *Monodonta* sp., *Tricolia miniata* (Monterosato), *Alvania* sp., *Rissoa splendida* (Eichwald), *Rissoa* sp., *Vermetus* sp., *Bittium latreilli* (Payraudeau), *Cerithium rupeste* (Risso), *Charonia lampas lampas* (Linne'), *Columbella rustica* (Linne'), *Mitrella* sp., *Cylope donovania* (Risso), *Conus ventricosus* (Gmelin) (Ek3, Levha 2); **Foraminiferler:** *Adelosina pulchella* d'Orbigny, *Spiroloculina antillarum* d'Orbigny, *S. ornata* d'Orbigny, *Massilina secans* (d'Orbigny), *Quinqueloculina jugosa* Cushman, *Q. lamarckiana* d'Orbigny, *Q. seminula* (Linné), *Miliolinella labiosa* (d'Orbigny), *Pseudotriloculina rotunda* (d'Orbigny), *Triloculina marioni* Schlumberger, *Sigmoilinita costata* (Schlumberger), *Neoconorbina terquemi* (Rzehak), *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Ammonia compacta* Hofker ile *Elphidium crispum* (Linné). Bu türlerin yanı sıra makro boyutta *Balanus* sp. ve mercan (*Cladocora caespitosa*) fosilleri ile birlikte mikro ölçekte ekinoid dikenleri de tespit edilmiştir (Ek3, Levha 3; Şekil 4.43).

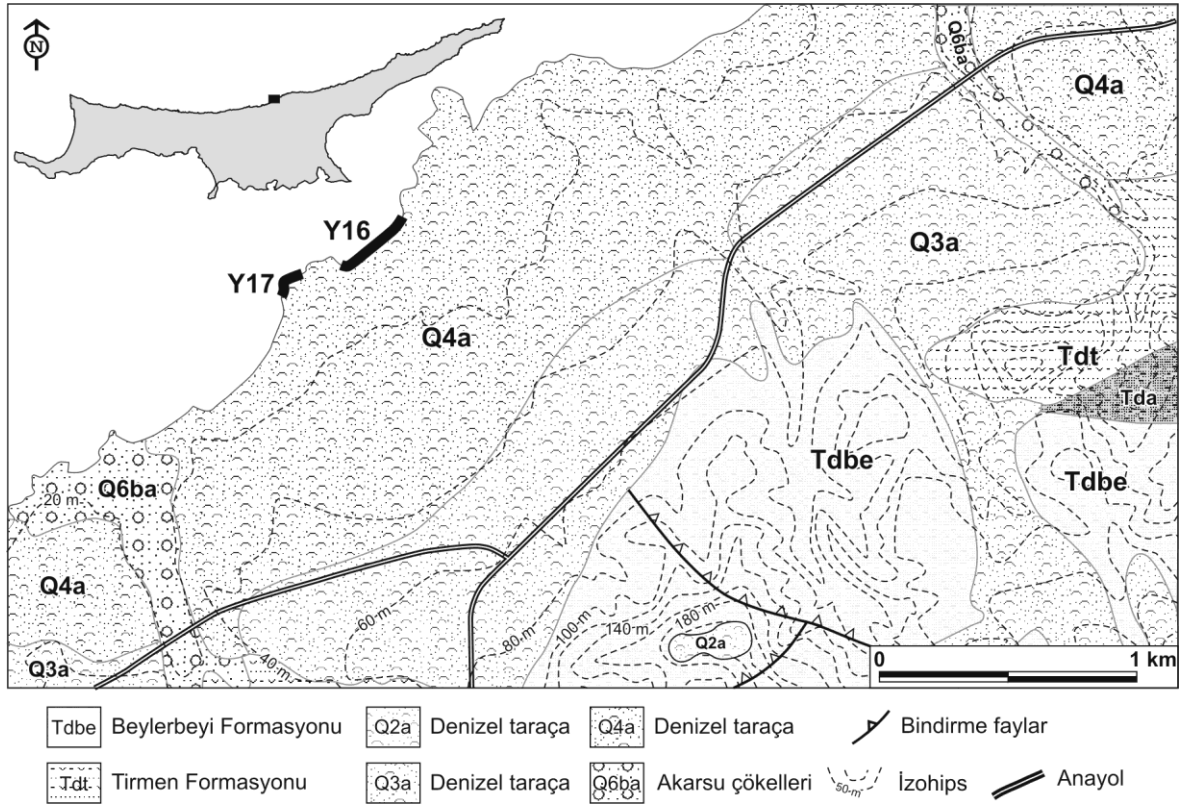
Şekil 4.43: 2 nolu denizel depodan görünüm: (a) genel görünümü, (b) fosil bolluk zonu'nun yakından görünümü ve (b,c,d,e,f,g,h,i,j) içerisinde bulunan türler (c-*Cladocora caespitosa*, f-*Balanus* sp, g-*Charonia lampas lampas*, h-*Monodonta* sp., i-*Arca noae*)



1.25. Yalıtışı 16: Y16

Tatlısu yerleşmesinin batı kesiminde bulunan Y16 (GPS: 33.705310°D-35.382682°K) ve Y17 (GPS: 33.701749°D-35.381415°K) denizel birimlerin (Q4a, Q3a) önünde gelişmiştir. Birimlerin gerisinde bulunan tepelik alan Beylerbeyi Formasyonu'ndan (Tdbe) meydana gelir. Oluşumların gerisi hafif eğimli iken yükselti ve eğim koşulları Beylerbeyi Formasyonu'na doğru artış gösterir (Şekil 4.44).

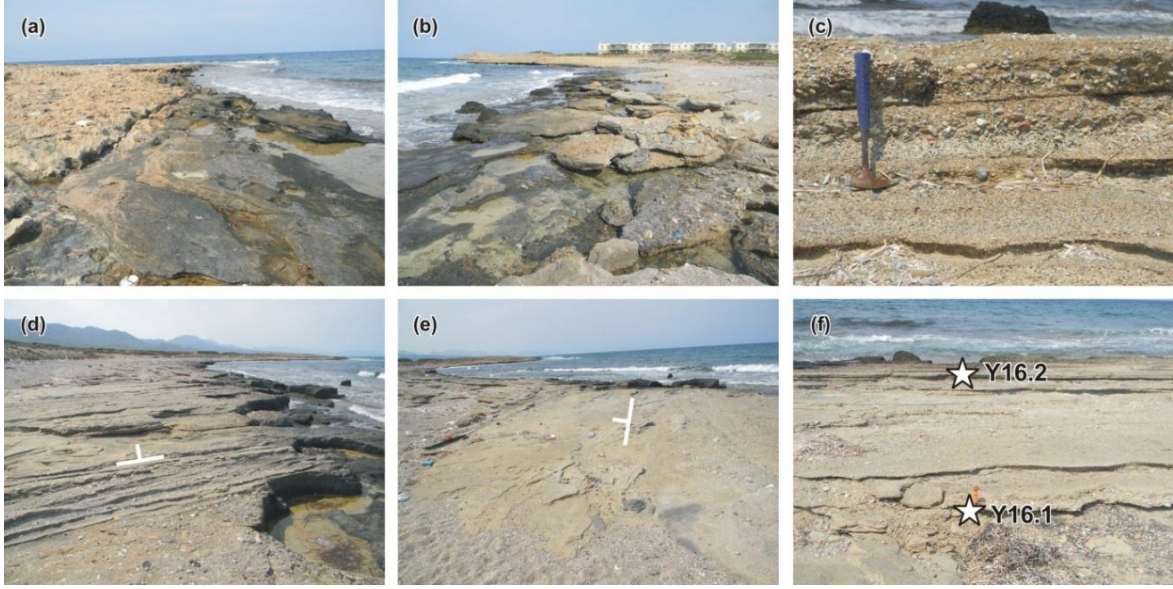
Şekil 4.44: 16 ve 17 nolu yalıtışlarının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksekti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



Bulunduğu koyun tamamını kaplayan yalıtışı 13-14 m genişliğe, 8-9° eğime, 310 m uzunluğa sahiptir. Bulunduğu koyun her iki tarafından dalga aşınım düzlükleri bulunmakta ve yalıtışı batı kesimde dalga aşınım düzlüğünü oluşturan kumtaşı ile yanal geçişlidir (Şekil 4.45a). Yalıtışı doğu bölümünde parçalanmış ve bir kısmı denizin içinde kalmış şekilde bulunurken (Şekil 4.45b), orta bölümünde tabaka eğimleri kıyı çizgisine dik şekilde uzanır (Şekil 4.45d,e). Gerisinde ise, bir akarsu deposu bulunur. Maksimum kalınlığı birkaç kesitte 1 m'ye kadar ulaşır ve denizden karaya doğru kalınlıkları 25, 25, 20, 20 cm olan 4 belirgin tabakadan oluşur. Yalıtışı belirgin şekilde iri ve ufak çakılların sık aralanmasından meydana gelmektedir (Şekil 4.45c). Yalıtışının hem gevşek yapıda

olmasından hem de sık ardalanmasından kaynaklı olarak kalın örnek alınamamasından dolayı sadece iki yerden örneklenebilmiştir. Örnekler en alt katmanın üstünden (Y16.1) ve üçüncü katmanın üstünden (Y16.2) alınmıştır (Şekil 4.45f).

Şekil 4.45: 16 nolu yalıtışından görünüşler: (a) batı kesiminden (b) doğru kesiminden, (c) en kalın olduğu alandan görünüşler, (d,e) yalıtışı içerisinde denize dik eğilmiş yalıtışı bölümü, (f) örnek alım yerleri.



1.26. Yalıtışı 17: Y17

150 m uzunluğa, maksimum 27 m genişliği sahip yalıtışı diğer oluşumlardan farklı olarak bir burunda bulunur (Şekil 4.45). Bu durum bilinen yalıtışı oluşumlarına uymamaktadır. Yalıtışı sahip olduğu sert özellikten dolayı zamanla etrafındaki daha yumuşak, çimentolanmamış birimlerin dalgaların etkisiyle aşındırılması ve denizin karaya doğru ilerlemesi sonucunda bir burun yapısı geliştirmiş olabilir. Tabaka sayısı oldukça fazla olan yalıtışında tabakalar gerideki bitkilerin ön kısmına kadar devam etmektedir (Şekil 4.46a). Ancak tabakaları çok ince ve dağınık olmasından dolayı örnek alınamamıştır.

Yalıtışındaki diğer ilginç bir nokta ise, yalıtışının karaya doğru olan kesimi yalıtışının ön kısmından daha alçakta bulunmasından dolayı bir çukur görünümünde olmasıdır (Şekil 4.46a). Bu duruma göre ana kütlede bulunan zayıf çimentolanmış yalıtışı şu şekilde olmuş olabilir; kıyı kesimdeki ana yalıtışının oluşması ile birlikte karaya doğru olan kesim dalgaların etkisinden kurtuluyor. Ancak şiddetli dalgaların püskürttüğü deniz suları ile muhtemelen yağmurlardan kaynaklanan yüzey suları

veya yeraltı suyu içerisindeki çimentolayıcı malzeme şiddetli buharlaşma sonucunda bu alanda çökeliyor ve alt kesimlere doğru zayıf çimentolu, dağılgan bir yalıtışı oluşuyor. Bu alana materyal sağlayacak bir akarsu bulunmamasından dolayı ana yalıtışı kütlelerinin gerisinde bulunan ve muhtemelen ana kütleden sonra oluşmaya başlayan zayıf çimentolu yalıtışı rüzgârın aşındırıcı etkisine maruz kalır. Rüzgârla birlikte üst kesimdeki çimentolanmamış tanelerin ortamdaki uzaklaşmasıyla alttaki çimentolanmış bölüm ortaya çıkar. Bu durum ana kütlelerin gerisindeki bu kesimin ana kütleden daha alçakta bulunmasına neden olur. Yalıtışının diğer bir ilginç özelliği ise merkezi kesiminde bulunan akarsu deposunun içerisinde bol miktarda bitki kökünün bulunduğu kırmızı renkli paleosoldür (Şekil 4.46b). Yalıtışı ile çevrelenmiş paleosol katmanının alt kısmı küçük çakıllardan oluşurken, üst kısmı daha yüksek enerji koşullarını gösteren iri çakıllardan oluşur (Şekil 4.46c).

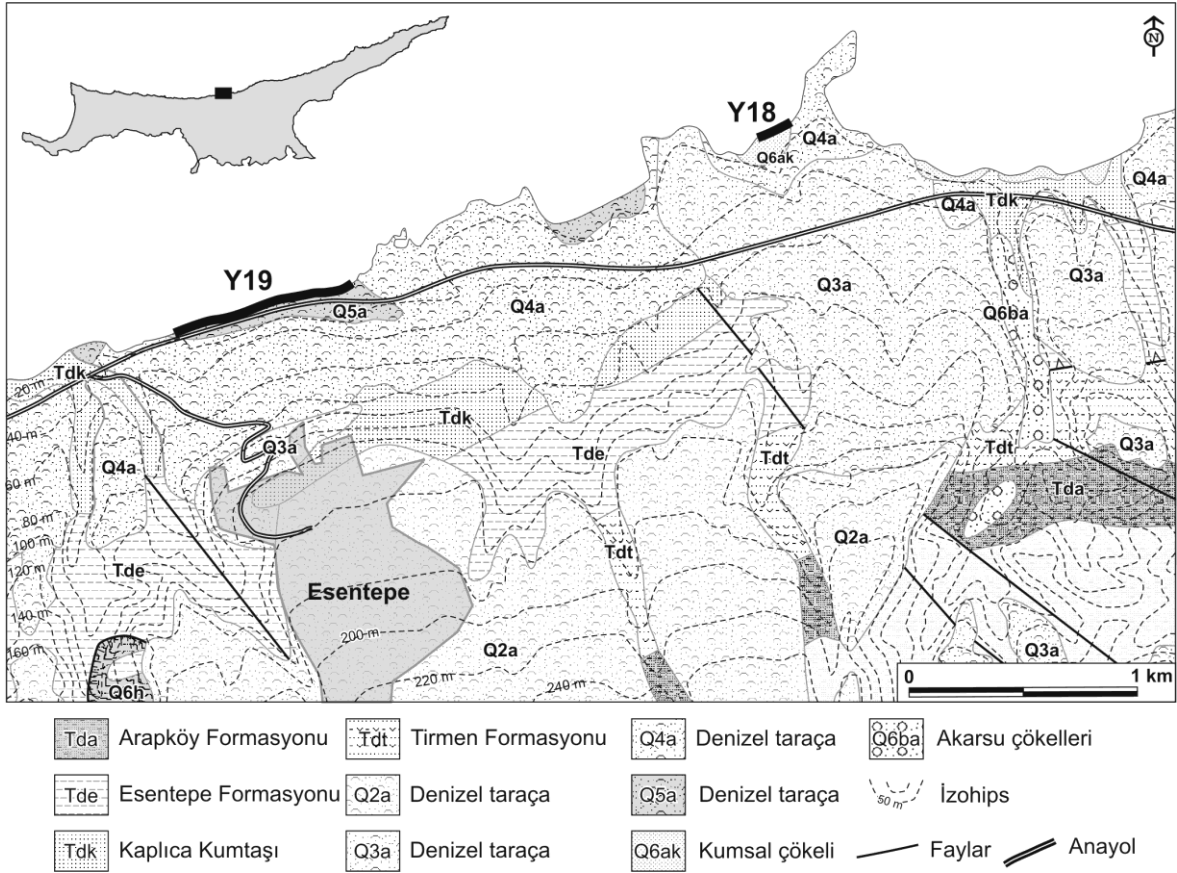
Şekil 4.46: 17 nolu yalıtışından görüntüler: (a) yalıtışının doğu kesiminin, (b) batı kesiminin ve (c) yalıtışının orta kesiminde bulunan paleosolun genel görünümü.



1.27. Yalıtışı 18: Y18

Esentepe yerleşmesinin kuzeydoğusunda (Y18-GPS: 33.605065°D-35.357424°K) ve kuzeyinde (Y19-GPS: 33.576439°D-35.349394°K) bulunan lokasyonlar denizel birimlerin (Q6ak, Q5a, Q4a, Q3a, Q2a) önünde gelişmiştir. Bu birimlerin arasında Kaplıca Kumtaşı (Tdk) Esentepe Formasyonu (Tde) bulunur. Denizel birimlerin arasındaki akarsu vadilerinde ise Tirmen (Tdt) ve Arapköy (Tda) formasyonları yayılış gösterir. Topografik olarak denizel birimlerin arasında bulunan formasyonların alt ve üst sınırları eğim kırıklıklarına karşılık gelir. Yalıtışı oluşumlarının akarsu vadileriyle bir bağlantısı bulunmamaktadır (Şekil 4.47).

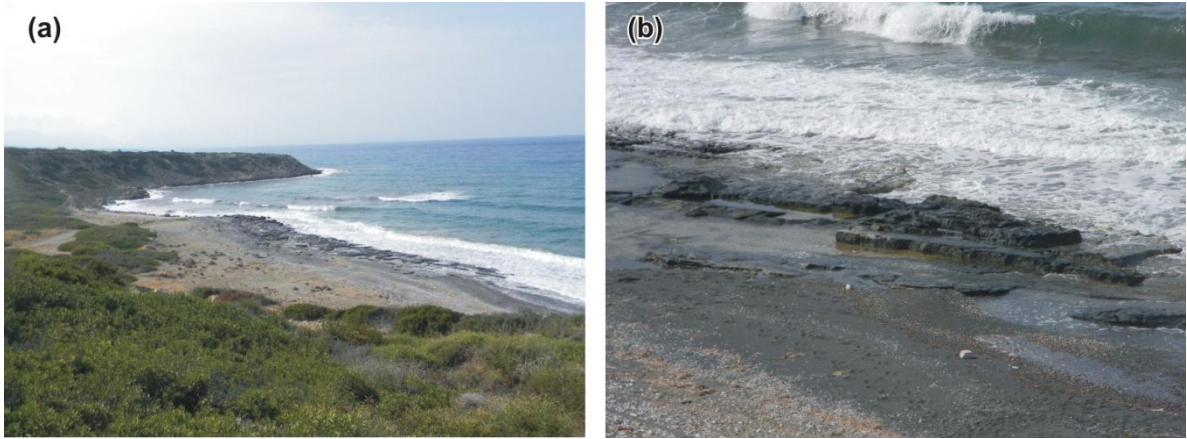
Şekil 4.47: 18 ve 19 nolu yalıtışlarının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükselti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



18 nolu yalıtışı 140 m uzunluğa, 4-5 m genişliğe ve 6-7° eğim değerlerine sahiptir. Ertek vd. (2008) tarafından “Esentepe körfezi yalıtışı” olarak tanımlanan yalıtışının kalınlığı 2 m olarak belirtilmiştir. Etrafında önemli bir akarsu ve akarsu deposu bulunmayan bu yalıtışının geliştiği plajın gerisinde 2 m yüksekliğe ulaşan kıyı kumulları

bulunur (Ertek vd., 2008). Özellikle batı kesimi oldukça parçalı şekilde (Şekil 4.48a) ve yer yer dalga aşınım düzlükleri ile iç içe bulunur (Ertek vd., 2008). Denizden 35-40 cm yukarıda bulunan yalıtışının önemli bir bölümü denizin altındadır. Kıyının 11 m açığına kadar görülebilen bu yalıtışı 120 cm derinliğe kadar uzanmaktadır (Ertek vd., 2008). Yalıtışı en kalın olduğu alanda üç tabakadan oluşur ve diğer yalıtışlarından farklı olarak plaser kaplı bir plajda gelişme göstermiştir (Şekil 4.48b).

Şekil 4.48: 18 nolu yalıtışının (a) üstten ve (b) maksimum kalınlığa ulaştığı alandan görünümü.



1.28. Yalıtışı 19: Y19

Lokalite 830 m uzunluğa, maksimum 35-40 cm kalınlığa sahiptir ve yalıtışı oldukça parçalı şekilde bulunur. Genişliğinin (yaklaşık olarak 4-5 m) ve eğiminin de (5-6°) az olmasından dolayı şiddetli olmayan dalgalarda bile tamamen deniz suları ile kaplanmaktadır (Şekil 4.49a,b). İncelenebilen kesimi iri kaya parçalarından oluşmaktadır ve gerisinde yine bir akarsu deposu bulunur (Şekil 4.49c,d).

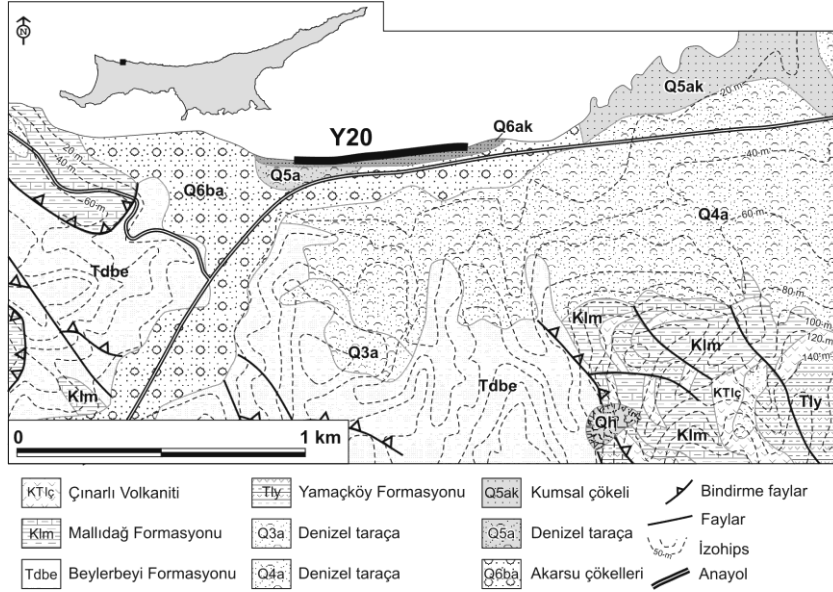
Şekil 4.49: 19 nolu yalıtaşından görünümler: (a) genel görünümü, (b) parçalanmış kesimi, (c) konglomeratik yapısından ve (d) gerisinde bulunan akarsu deposundan bir görünüm.



1.29. Yalıtaşı 20: Y20

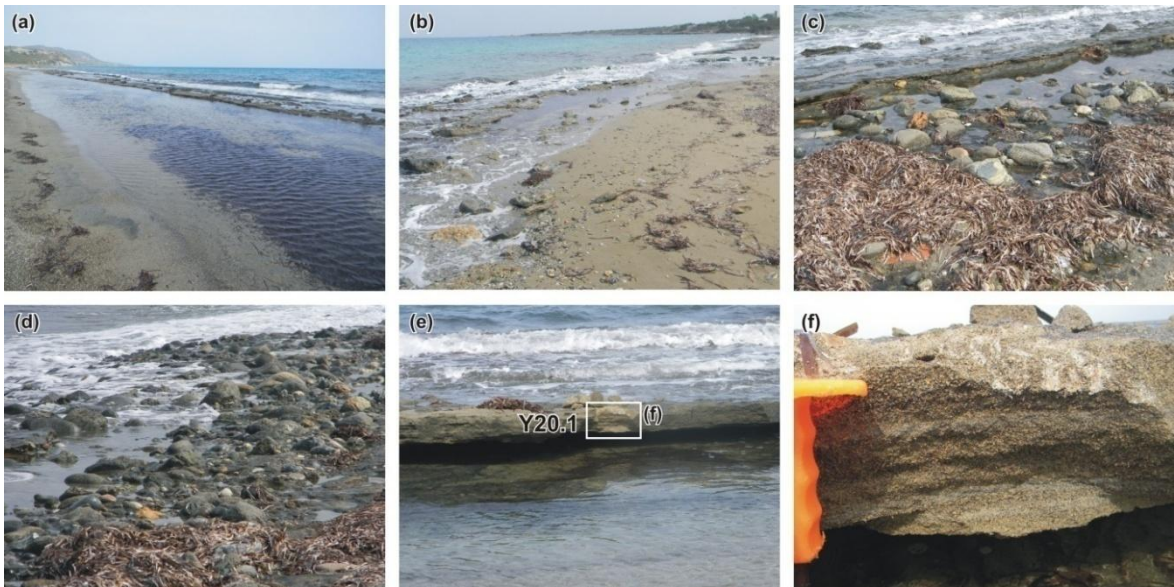
Girne'nin batı kesiminde Karşıyaka yerleşmesinin batısında yer alan yalıtaşı akarsu ağzının doğusunda bulunur (GPS: 33.089722°D-35.353495°K) ve bir kumsalın (Q6ak) önünde gelişmiştir. Kumsal çökellerinin gerisinde akarsu çökelleri (Q6ba) ve denizel birimler (Q4a, Q3a) bulunur. Bu birimlerin gerisinde Beylerbeyi (Tdbe), Mallıdağ (Klm) formasyonları yayılış gösterir. Mallıdağ formasyonu içerisinde Çınarlı Volkaniti (KYIç) ve bu birimler içerisinde ise normal ve bindirme fayları yayılış gösterir. Yalıtaşı oluşumu düz bir kıyı üzerinde gerçekleşmiştir. Akarsu çökellerinin denizel birimler ile yaptığı sınırdan itibaren yükselti ve eğim koşulları hızlı bir şekilde artmaktadır (Şekil 4.50).

Şekil 4.50: 20 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükseleli eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.



Akarsu ağzında gelişmiş, 610 m uzunluğa, 3-4 m genişliğe sahip yalıtışının önemli bir bölümü denizin içinde kalmıştır (Şekil 4.51a,b). Yalıtışı toplam 60 cm kalınlığa sahip olup bunun en üst kesimi denizden 30 cm yukarıdadır. Yalıtışının tabanı genel olarak iri çakıllardan oluşurken, üst kesimi kumlu bir yapı gösterir (Şekil 4.51c,d). Tabaka yapısının en iyi gözlemlendiği alandan bir örnek alınmış olup bu alanda tabaka eğimi 7 derece olarak belirlendi (Şekil 4.51e,f).

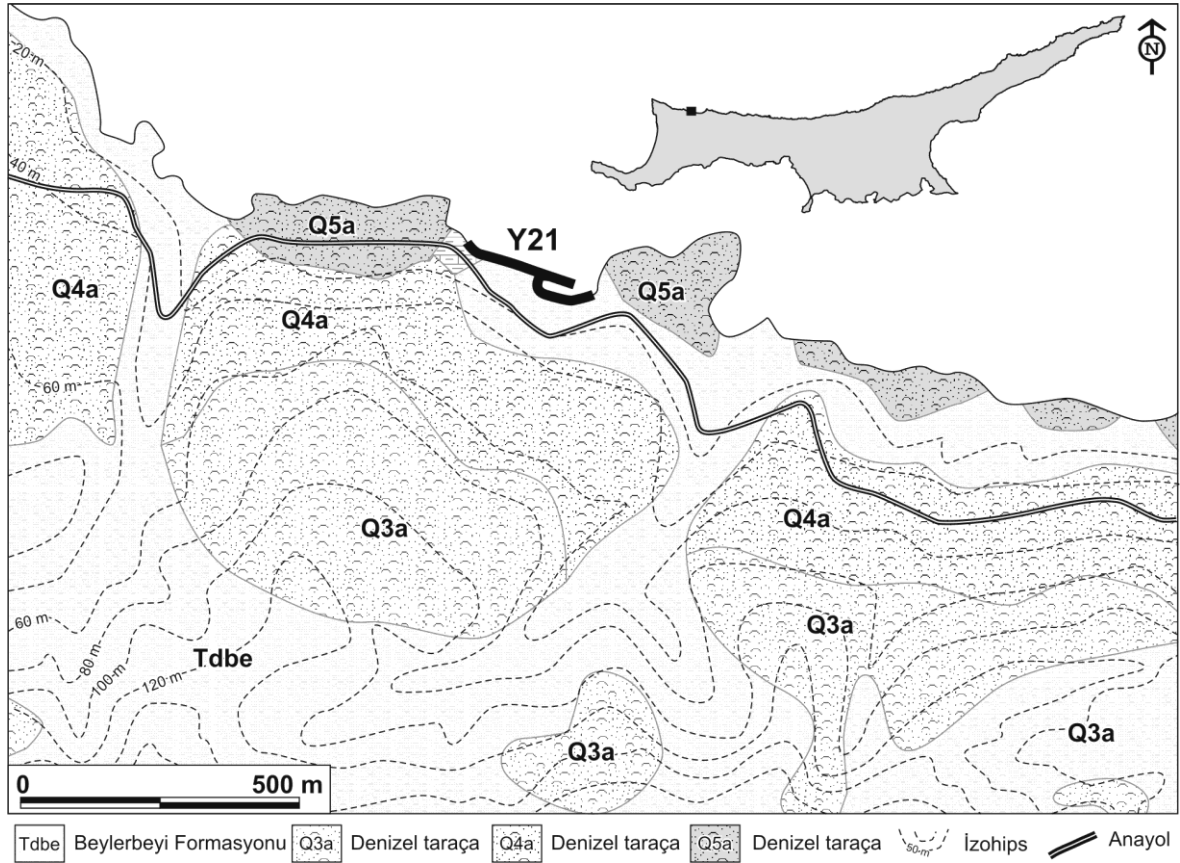
Şekil 4.51: 20 nolu yalıtışından görüntüler: (a) batı, (b) doğu kesiminden görünüm, (c,d) karaya en yakın kesimdeki iri çakıllı yalıtışından görüntüler, (e) örnek alım yeri ve (f) yakından görünümü.



1.30. Yalıtışı 21:Y21

Koruçam yerleşmesinin kuzeydoğusunda yer alan yalıtışı (GPS: 33.054044°D-35.358108°K) Beylerbeyi (Tdbe) Formasyonu'nun önünde gelişmiştir. Yalıtışının gerisinde bulunan sırt ve bulunduğu koyun her iki tarafı denizel birimlerden (Q5a, Q4a, Q3a) oluşur (Şekil 4.52).

Şekil 4.52: 21 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksekti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı.

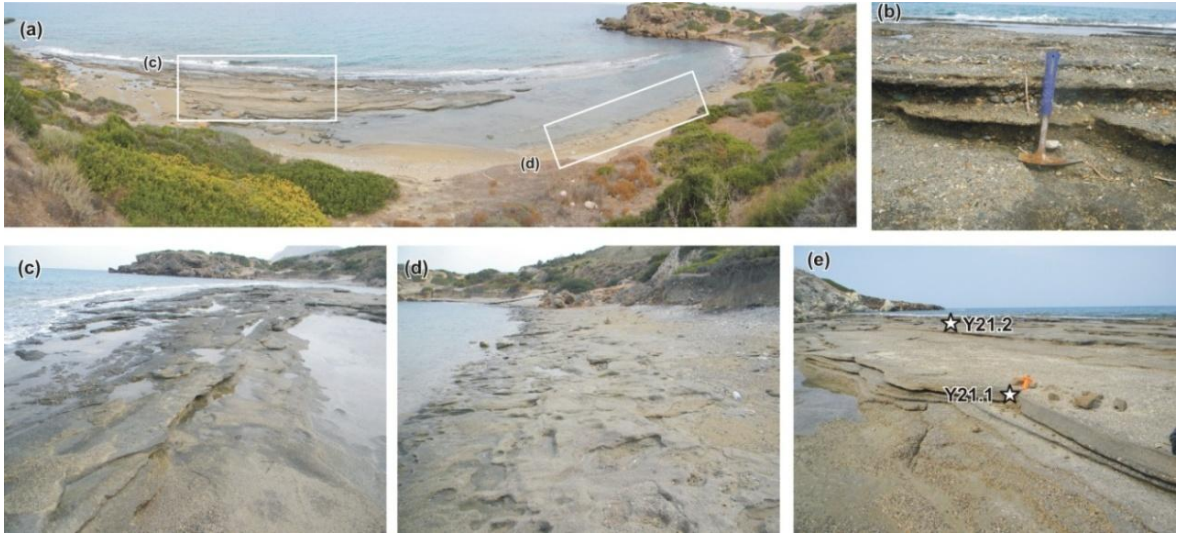


Koyun tamamını kaplayan bu yalıtışı iki bölümden meydana gelir (Şekil 4.53a). Açıktaki kısım 210 m uzunluğunda, kıyı çizgisi üzerindeki kısım ise, 120 m uzunluğundadır. Ana kütleli oluşturucu kısım doğuda denizin içine doğru devam ederken, denizin içinde devam eden yalıtışının arkasındaki kıyı kesiminde ikincil bir yalıtışı olumu gerçekleşmiştir. Yaklaşık olarak denizden 75-80 cm yukarıda bulunan açıktaki ana kütlede belirgin olarak 4 tabakalaşma görülür ve bu tabakaların kalınlıkları, denizden karaya doğru 22, 20, 25 ve 23 cm şeklindedir (Şekil 4.53c). Örnekler ikinci ve üçüncü katmanların üst seviyelerinden alınmıştır (Şekil 4.53e). En üst tabaka iri çakıllı olup maksimum 7 derece eğime sahiptir.

Bu lokalite Ertek vd. (2008) tarafından “ Kayalar plajı yalıtışı” olarak ifade edilmiş, denizden maksimum yüksekliği 105 cm, genişliği 17 m’si su altında olmak üzere 37 m olarak belirtilmiştir. Kutoğlu (2010) tarafından ise denizin altında 102 cm kalınlığa sahip olduğu belirtilmiştir.

Bu lokalitedeki her iki yalıtışı oluşumu tabakalaşma açısından da farklılık gösterirler (Şekil 4.53c,d). Açığıtaki yalıtışı belirgin bir tabakalaşma görülürken, kıyı çizgisi üzerindeki yalıtışında belirgin bir tabakalaşma yapısı görülmemektedir. Bu durum muhtemelen açıktaki oluşup denizin içerisinde devam eden ya da zamanla denizin içerisinde kalmış yalıtışının dalgaların etkisini kırmasından kaynaklanıyor olabilir. Açığıtaki yalıtışı 15 m’yi geçen bir genişliğe sahipken kıyı çizgisindeki yalıtışı 3-4 m genişliğindedir. Kısacası açıktaki yalıtışı daha geniş ve kalın, birçok çakıltaşı ve kumtaşı araldanmasından oluşan belirgin bir tabakalaşma ve eğim özelliğine sahipken, kıyı çizgisindeki yalıtışı daha dar ve ince olup egemen olarak kumtaşından oluşmakta, belirgin bir tabakalaşma ve eğim özelliği göstermemektedir. .

Şekil 4.53: 21 nolu yalıtışından görünüm: (a) yalıtışının üstten görünümü, (b) en kalın tabakadan, (c) koyun ön kesiminde oluşmuş tabakalı ve (d) arka kesiminde oluşmuş tabakasız yalıtışlarından görünüm, (e) örnek alım yerleri.



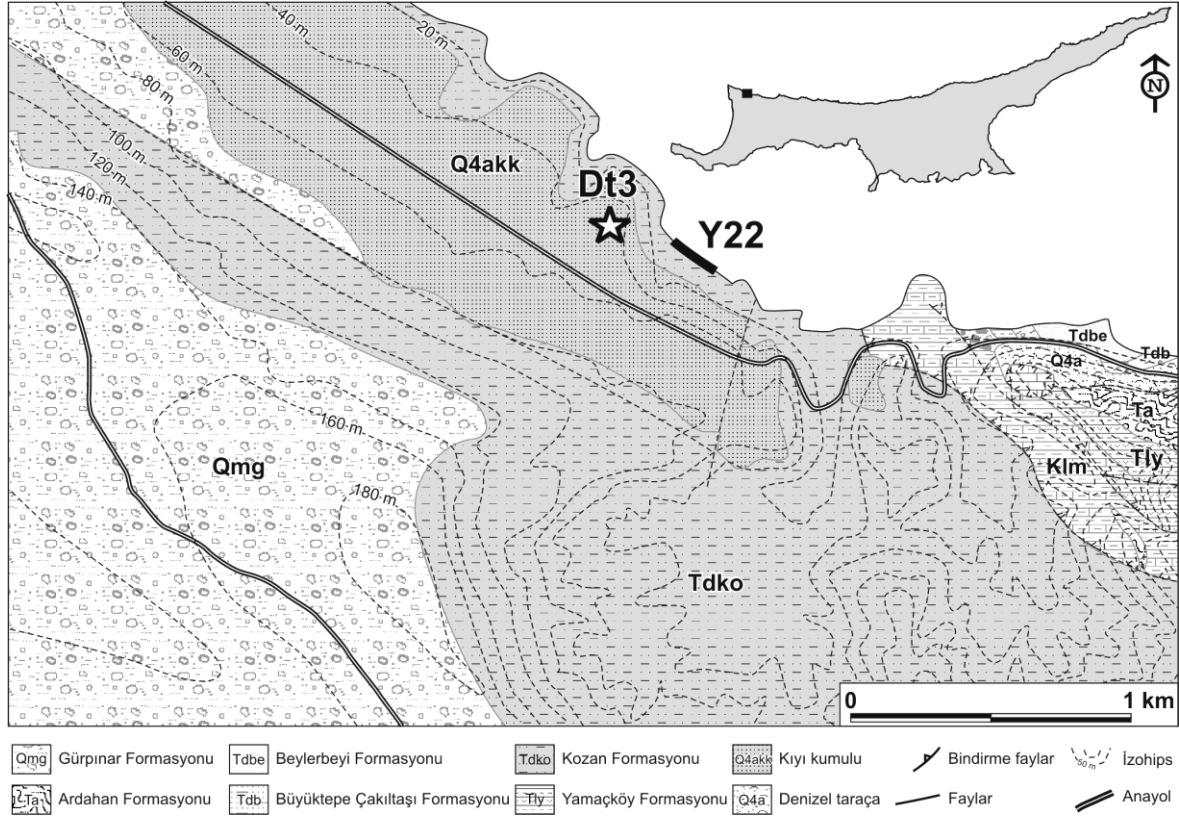
1.31. Yalıtışı 22: Y22

Koruçam’ın kuzeybatısında yer alan yalıtışı (GPS: 32.989739°D-35.370778°K) Kozan Formasyonu’nun (Tdko) önünde akarsu ağzının batı kesiminde gelişmiştir. Yalıtışının gerisinde bulunan sırtlar Hakyemez vd (2002) tarafından kıyı kumulu (Q4akk) olarak gösterilmiştir ve bu birim içerisinde bol makrofosilli bir denizel depo (DD3)

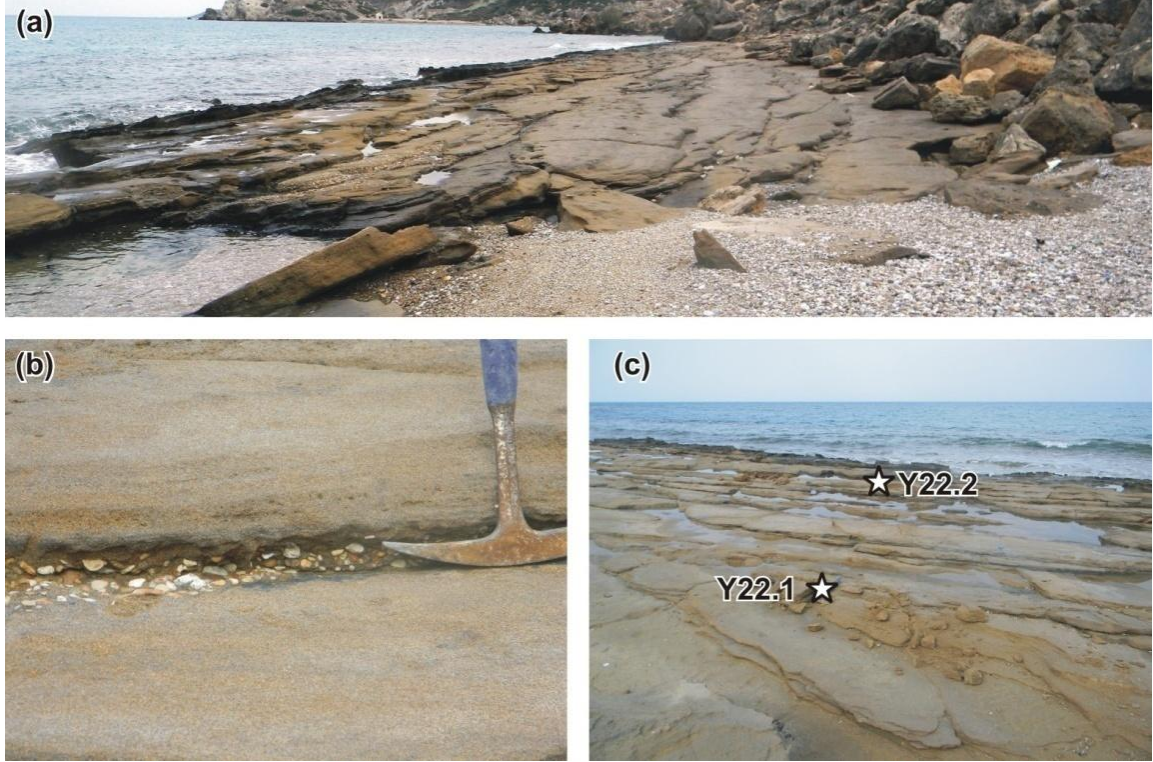
bulunur. Kıyı kumulu biriminin ve Kozan Formasyonu'nun alt seviyeleri eğim kırıklıklarına ve bu iki birim arasındaki sınır normal bir faya karşılık gelir. Yalıtışı dik bir yamacın önünde gelişmiştir (Şekil 4.54).

180 m uzunluğa, maksimum 10-12° eğime sahip yalıtışı diğer oluşumlardan farklı olarak kumtaşı yapısındadır (Şekil 4.55a). Yalıtışının önemli bir bölümü yol yapımı sırasında kıyıya yuvarlanan iri bloklarla kaplı olduğu için (Şekil 4.55a) genişliği tam olarak ölçülemez. Ancak ölçülebilen maksimum genişliği 13-14 m civarındadır. Bulunduğu plaj çakıllı bir yapıya sahipken yalıtışı içerisinde sadece bir alanda ince bir çakıl katmanı gözlenmiştir (Şekil 4.55b). Belirgin olarak üç katmandan oluşan ve gerisindeki iri blokların altından devam eden bu yalıtışından iki örnek alınmıştır (Şekil 4.55c).

Şekil 4.54: 22 nolu yalıtışının ve 3 nolu denizel deponun lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyükseleli eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı



Şekil 4.55: 22 nolu yalıtışından görünüm: (a) genel görünümü, (b) kumtaşı yapısındaki yalıtış arasındaki çakıllı birim, (c) örnek alım yerleri.



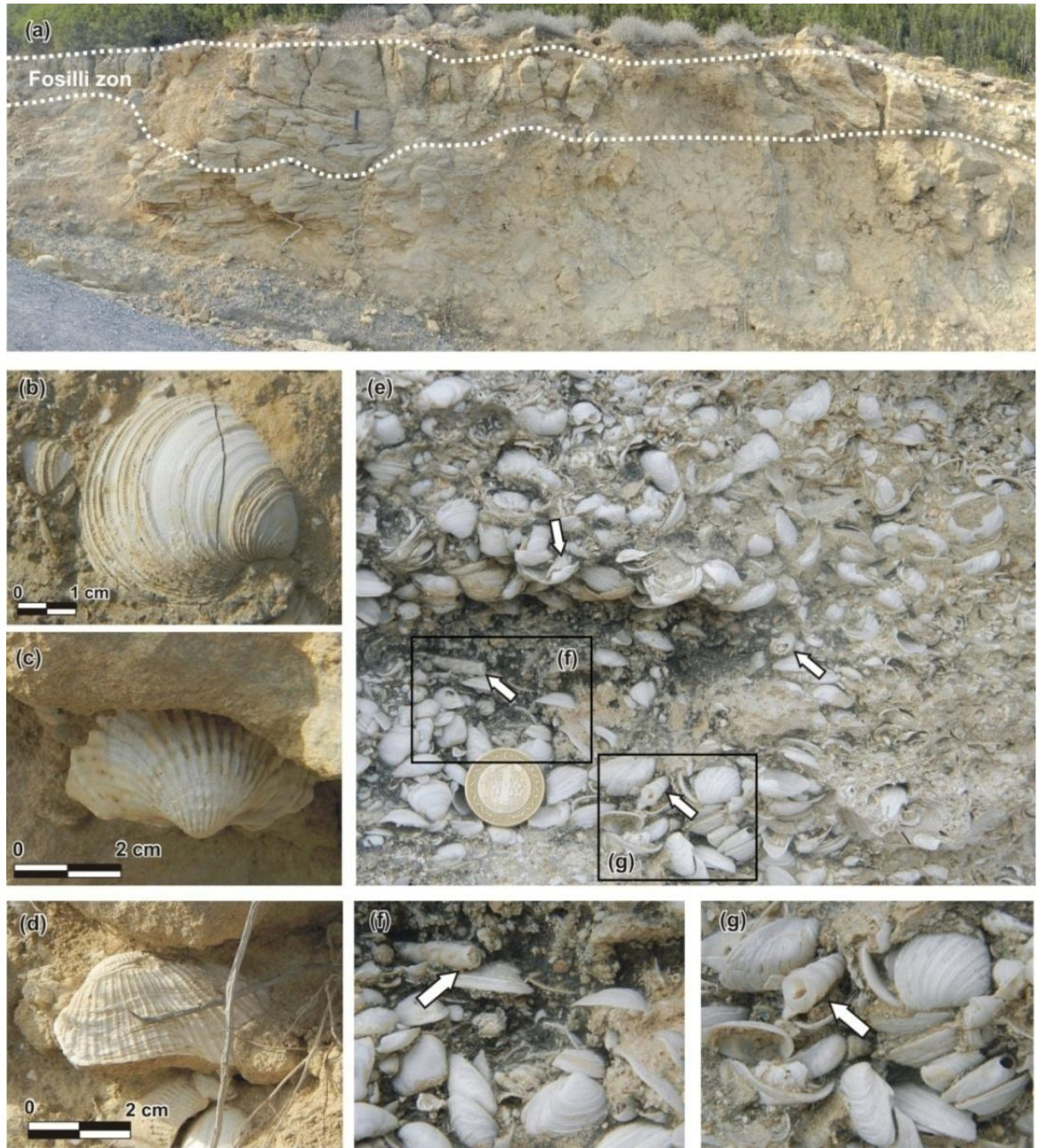
1.32. Denizel Depo 3: DD3

Y22'nin bulunduğu koyun batı yamacında bulunan denizel depo (GPS: 32.986039°D-35.371661°K) denizden yaklaşık olarak 40 m yukarıda bulunur. Depo içerisinde fosil bolluk zonunun maksimum kalınlığı 1 m'yi bulmaktadır. Depo baskın olarak, iyi çimentolanmış *Spisula subtruncata* (da Costa) fosillerinden oluşmaktadır. Depo bu özelliklerinden dolayı kokunit² benzer bir yapı gösterir. Depo içerisinde tespit edilen başlıca türler şu şekildedir: **Bivalvialar:** *Arca noae* (Linne'), *Glycymeris insubrica* (Brocchi), *Cerastoderma edule* (Linne'), *Spisula subtruncata* (da Costa) (Ek3, Levha 1); **Gastrapodlar:** *Astraea* sp., *Alvania cimex* (Linne'), *Alvania montagui* (Payraudeau), *Vermetus* sp., *Tenagodus obtusus* (Schumacher), *Bittium latreilli* (Payraudeau), *Cerithium rupeste* (Risso), *Cerithiopsis* sp., *Ringicula conformis* Monterosato, *Chrysallida* sp. (Ek3, Levha2; Şekil 4.56); **Foraminiferler:** *Adelosina duthiersi* Schlumberger, *Spiroloculina antillarum* d'Orbigny, *S. ornata* d'Orbigny, *Pseudotriloculina laevigata* (d'Orbigny), *Triloculina marioni* Schlumberger, *T. tricarinata* d'Orbigny, *Peneroplis pertusus*

² Kokunit (coquinite): Kalsiyum karbonat ile iyi bir şekilde çimentolanmış, kıyıya yakın sığ su koşullarında oluşan, baskın olarak kabuk parçalarından meydana gelen bir tür sedimanter kayaç (Erginal vd., 2012d)

(Forskal), *P. planatus* (Fichtel ve Moll), *Sorites orbiculus* Ehrenberg, *Neoconorbina terquemi* (Rzehak), *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Ammonia compacta* Hofker ile *Elphidium crispum* (Linné). Bu türlerin yanı sıra makro boyutta mercan (*Cladocora caespitosa*) fosilleri ile birlikte mikro ölçekte ekinoid dikenleri de tespit edilmiştir (Ek 3, Levha 3).

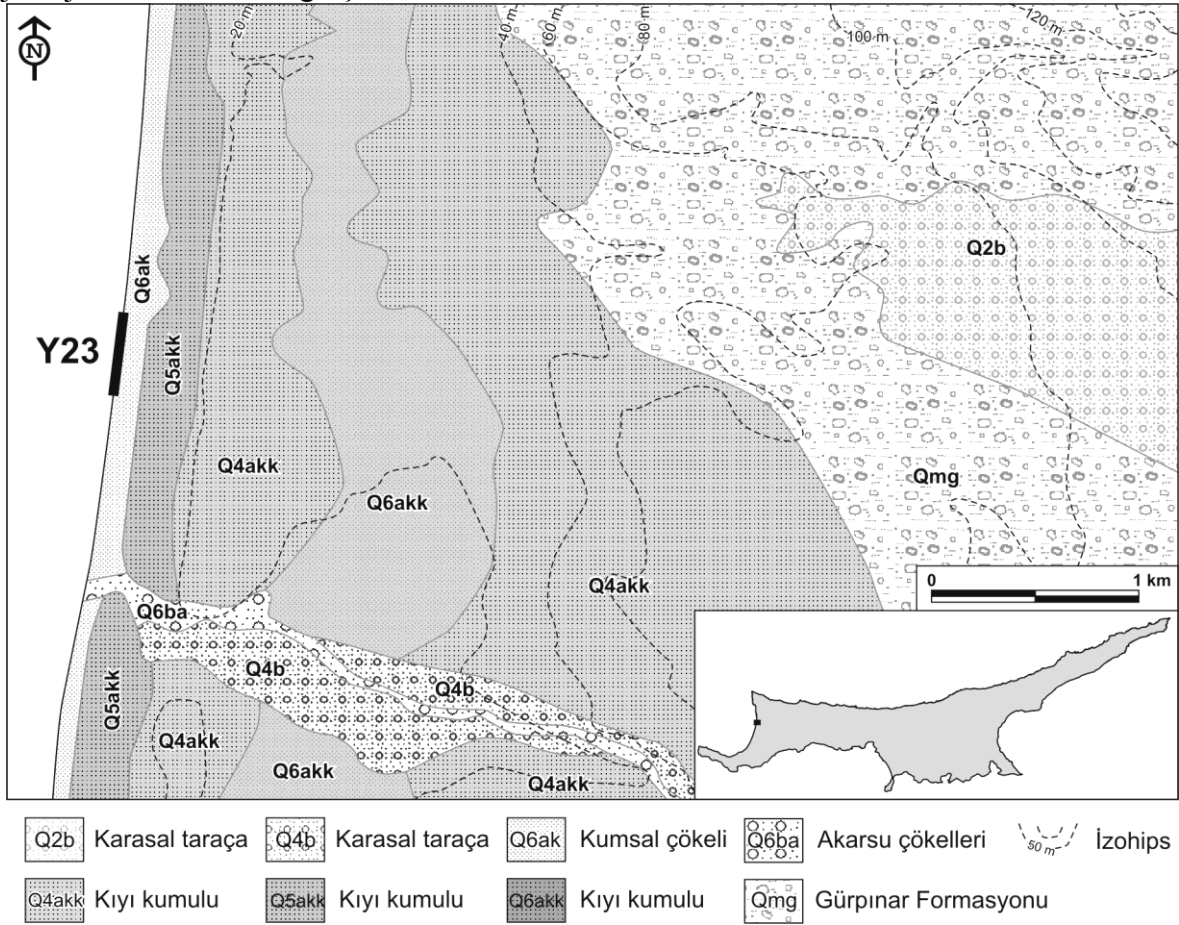
Şekil 4.56: 3 nolu denizel depodan görünüm, (a) genel görünümü ve fosil bolluk zonu, (b) *Spisula subtruncata* (da Costa), (c) *Cerastoderma edule* (Linne'), (d) *Arca noae* (Linne'), (e,f,g) fosil zonunun yakından görünümü, (f) beyaz ok *Cladocora caespitosa* parçasını gösteriyor.



1.33. Yalıtışı 23: Y23

Akdeniz yerleşmesinin güneybatısında bulunan yalıtışı (GPS: 32.937932°D-35.281932°K) oldukça düz ve düşük eğimli bir topografyanın ön kısmında, kumsal çökelleri (Q6ak) içinde yüzeylemiştir. Yalıtışının gerisinde kıyı kumulları (Q6akk, Q5akk, Q4akk) ile Gürpınar Formasyonu (Qmg) yayılış gösterir ve tüm bu birimler akarsu çökelleri (Q6ba, Q4a) tarafından ikiye ayrılır (Şekil 4.57).

Şekil 4.57: 23 nolu yalıtışının lokasyonu ile yakın çevresine ait eşyüksekti eğrileri ve jeolojik birimlerinin dağılışı



1-2 m genişliğe, 30 cm kalınlığa sahip yalıtışı 410 m uzunluğundaki bir kıyı kuşağında, parçalar halinde gözlenir ve maksimum eğimi 12°'yi bulan tek katmandan oluşur (Şekil 4.58a). Kalınlığının ve genişliğinin fazla olmamasından dolayı yalıtışı dalgaların geliş anında tamamen sularla kaplanır. Yalıtışı bazı alanlarda ise, plaj malzemesi tarafından örtülmüş olarak bulunur (Şekil 4.58b). Çakıl ve kum araldanmasından oluşan yalıtışı içerisindeki çakıllar güncel plajda yaygın olarak görülen yassı çakıllar şeklindedir (Şekil 4.58c).

Şekil 4.58: Y23'den görünüm: (a) yalıtışının tek bir parça olarak görülebildiği alan, (b) plaj malzemesi arasında bulunan bir yalıtış parçası, (c) yalıtış içerisinde ki çakıl-kum ardalanmasından bir görünüm.



Sonuç olarak arazi ölçümlere göre yalıtışlarının uzunlukları 20-1600 m, genişlikleri 1-35 m, tabaka eğimleri 3° - 15° ve kalınlıkları ise 20-80 cm arasında değişir ve yalıtışları konglomera-kumtaşı ardalanmasından oluşan çok sayıda tabaka içerir (Tablo 4.1). İçerisinde boyları birkaç m'yi bulan iri bloklar da bulunabilmekle birlikte, genel olarak orta ve ince kum boyutundaki taneler egemendir ve yalıtışlarının gerisinde genel olarak iri çakıllardan meydana gelen karasal ve denizel depolar bulunur. Yalıtışları bazı alanlarda birkaç metrelik parçalar şeklinde bulunurken, bazı alanlarda buldukları koyun tamamını kaplamaktadır. Genel olarak buldukları koyunların aralarında bulunan burunlarda dalga aşınım düzlükleri gelişmiştir. Bu durum KKTC kıyılarında dalga aşınım düzlükleri ve yalıtışlarının yan yana sıralanmasına hatta bazı alanlarda ise iç içe bulunmalarına neden olur.

Tablo 4.1: Arazi çalışmalarında yapılan ölçümlere göre yalıtışlarının özellikleri (L: lokalite, U: uzunluk (m), G: maksimum genişlik (m), E: ortalama eğim (°), Y: deniz seviyesinden yüksekliği (cm), T: Tabaka sayısı, gri alanlar örnek alımlarının yapıldığı lokaliteleri göstermektedir).

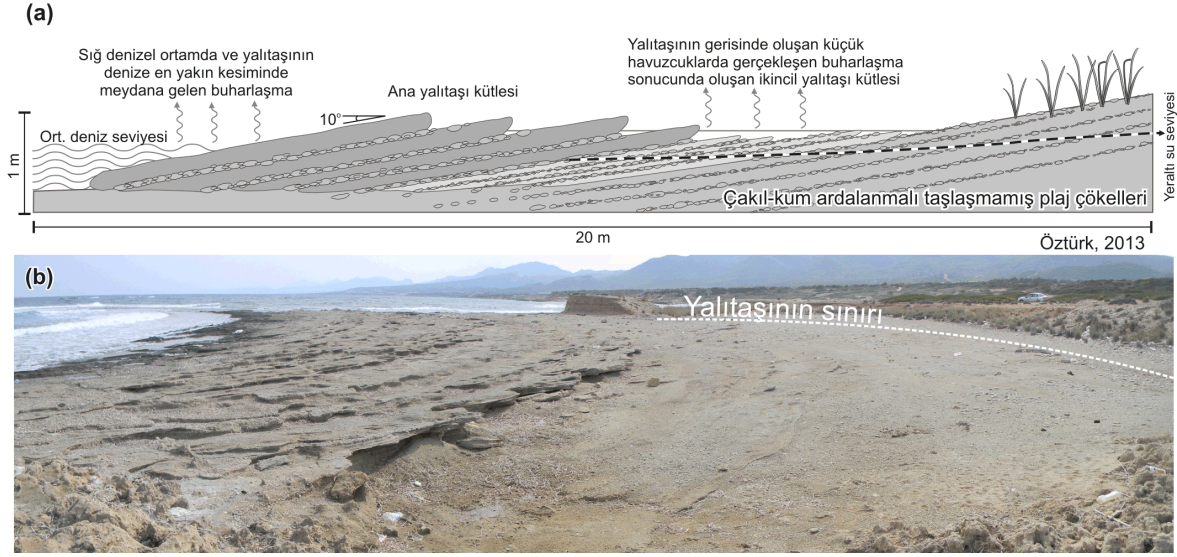
<i>L</i>	<i>U</i>	<i>G</i>	<i>E</i>	<i>Y</i>	<i>T</i>	<i>L</i>	<i>U</i>	<i>G</i>	<i>E</i>	<i>Y</i>	<i>T</i>
1	1600	7	10-12	50	3	13	380	6	9-10	50	1
2	610	5	5-7	38	2	14	60	7	8-9	40	1
3	110	2	4-7	20	1	15	290	2-3	4-5	60	1
4	480	6	4-5	40	1	16	310	14	8-9	70	4
5	480	5	3-4	40	2	17	150	27	12-13	60	8
6	540	12	13	70	5	18	140	11	6-7	40	2
7	20	5	14-15	30	1	19	830	4-5	5-6	40	1
8	150	17	10	50	3	20	610	3-4	7	60	1
9	170	7	9-10	40	1	21	210	35	10-12	80	4
10	230	16	11	70	4	22	180	14	10-12	50	6
11	80	5	5-6	60	1	23	410	1-2	12	30	1
12	120	9	6-7	60	3						

2. YALITAŞI OLUŞUM ŞEKİLLERİ

Bu çalışma kapsamında kuzey Kıbrıs kıyılarında tespit edilen yalıtışları üzerinden yapılan incelemelere göre, yalıtışları buldukları ortama göre 5 farklı şekilde gelişme göstermiştir. Bu ortamlar temsili çizimleri ile birlikte aşağıda kısaca özetlenmiştir.

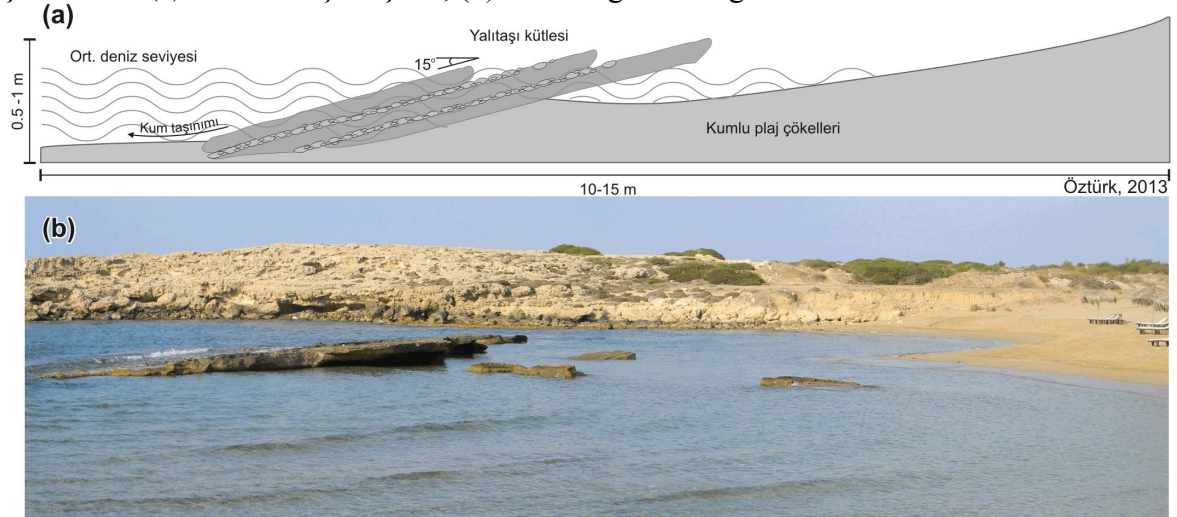
Oluşum şekli 1: Burada iki aşamalı yalıtışı oluşumu görülür. İlk aşama gel-git zonda meydana gelen çimentolanma sonucunda gerçekleşir. Yalıtışı çakıl-kum ardanmalı plaj üzerinde gelişme gösterir ve çakıltaşı-kumtaşı ardanmalı birçok tabakadan meydana gelir. Ortalama eğimi 10° olan bulan bu yalıtışlarının kalınlığı 80 cm'yi bulabilmektedir. Birçok tabakadan oluşan ana yalıtışı kütlesi önemli bir dalga kıran etkisi yapmaktadır. Dalgaların etkisiyle yalıtışını aşan deniz suyu ana yalıtışı kütlesinin gerisinde küçük havuzların oluşmasına neden olur. Kısa ömürlü olan bu havuzlardaki buharlaşma ile gerçekleşen çökeltim sonucunda çakıl-kum ardanmalı plaj çökelleri çimentolanarak ikincil yalıtışı oluşumunu yani ikinci aşamayı gerçekleştirir. Ancak ikinci olarak gerçekleşen bu yalıtışı zayıf çimentolu ince bir tabakadan oluştuğu için çok kırılmalı bir yapı gösterir (Şekil 4.59a). Bu oluşum şeklinin örnekleri Y1'in en kalınlaştığı güney kesiminde, Y6, Y10, Y12, Y16 ve Y17'de (Şekil 4.59b) görülür. Bunlar tabaka sayısının en fazla olduğu yalıtışlarıdır (Şekil 4.59a,b; Tablo 4.1). Yalıtışının gerisinde oluşan bu havuz biyolojik aktivite içinde uygun koşullar oluşturur. Bu durum özellikle yalıtışlarının da çimentolanması açısından önemli olan kalkerli kurtçukların gelişmesini sağlar. Bu durumun örneği Y10'da görülmektedir.

Şekil 4.59: (a) 1 nolu oluşum şekli ve (b) Y17'den genel bir görünüm.



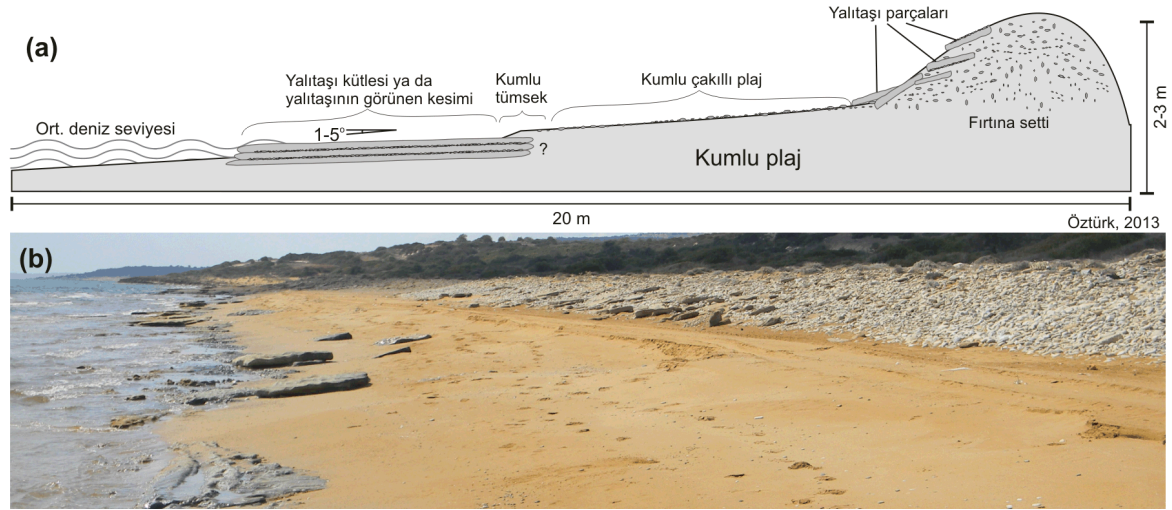
Oluşum şekli 2: Burada yalıtışı kumlu bir plaj üzerinde gelişme göstermiş ancak kıyı çizgisinin değişimi, denizin karaya doğru ilerlemesiyle kıyı çizgisinin gerilemesi sonucunda yalıtışı parçalar halinde denizin içerisinde kalmış, dalgaların etkisiyle yalıtışı tabakalarının altındaki kumların taşınmasıyla tabakaların devrilerek eğim değerlerini artmıştır. 15° 'ye kadar eğimi artan bu yalıtışlarının genel olarak birkaç tabakadan oluştuğu görülür. Eğiminin artmasından dolayı kalınlığı daha fazla gözükmektedir. Ancak tabakaların kalınlıkları 50 cm'yi geçmemektedir (Şekil 4.60a). Bu oluşum şeklinin örnekleri Y5'in orta kesimindeki ana kütlede, Y7'nin tamamında (Şekil 4.60b), Y23'ün bazı parçalarında, Y20'nin önemli bir bölümünde görülür.

Şekil 4.60: (a) 2 nolu oluşum şekli, (b) Y7'den genel bir görünüm.



Oluşum şekli 3: Burada yalıtışı genelde kumlu ancak içerisinde yer yer çakılların da bulunduğu bir plaj üzerinde gelişme göstermiştir. Kalınlıkları 50 cm'yi geçmeyen bu yalıtışları maksimum 5°'lik eğime sahiptir. Deniz seviyesine çok yakın olan bu yalıtışları dalgalar tarafından parçalanarak plaj gerisinde yalıtışı parçaları, çakıl ve kumdan oluşan fırtına settinin oluşmasına yol açmaktadır. Bu oluşumlar plaj kumlarının altında da devam edebilmektedir ve yalıtışı ile plaj kumulları arasındaki geçişte 15-20 cm yüksekliğinde bir kum tümseği bulunabilir (Şekil 4.61a). Bu yalıtışının örnekleri Y1'in büyük bölümünde, Y2'nin tamamında (Şekil 4.61b) ve Y5'in bir bölümünde ve Y23'de görülür.

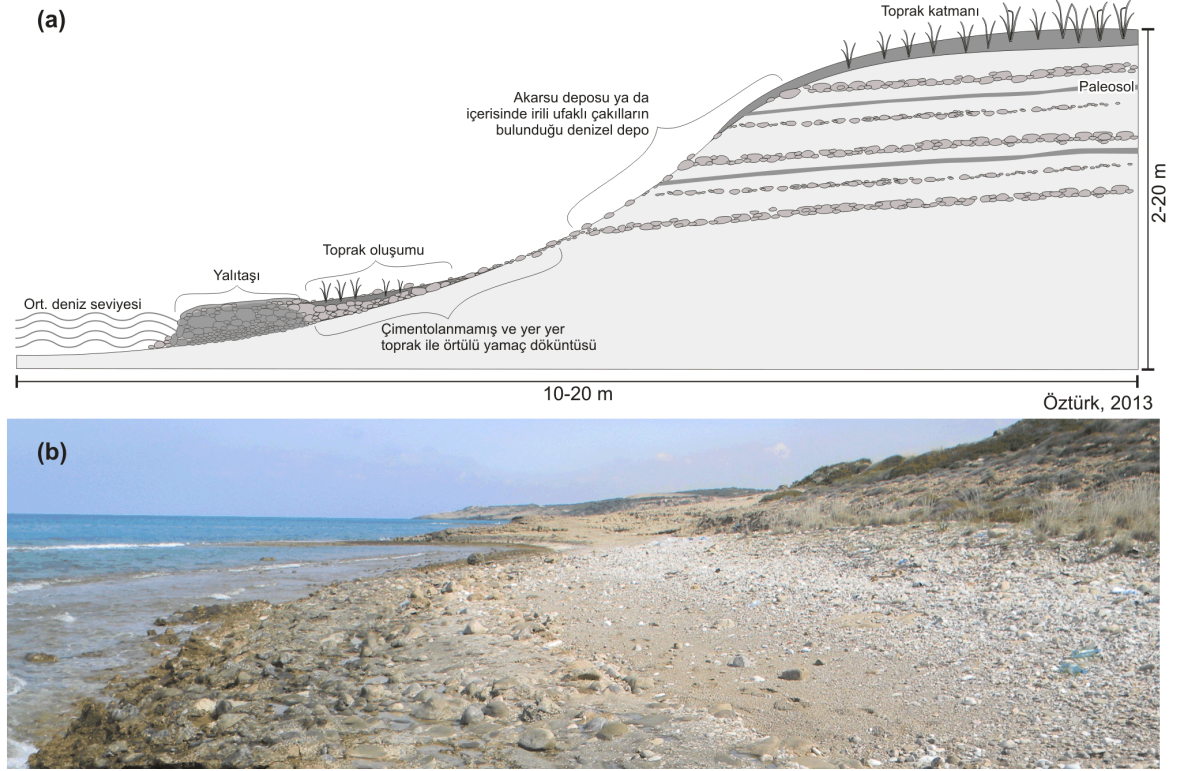
Şekil 4.61: (a) 3 nolu oluşum şekli ve (b) Y2'den genel bir görünüm.



Oluşum şekli 4: Burada yalıtışları genel olarak kıyı gerisindeki yüksek akarsu deposunun ya da içerisinde irili ufaklı çakılların bulunduğu bir denizel deponun önünde gelişir. Bazen birkaç metrelik yükseklikte bazen de onlarca metre yüksekliğinde olabilen bu depolardan kaynaklanan çakıl ve kumlar yalıtışının temel bileşenini meydana getirir. Yamaç aşağı taşınan döküntüler kıyı kuşağında iyi bir boylanma göstermeden birikerek tabakasız yalıtışlarını oluştururlar. Depolardan kaynaklanan bu materyaller yer yer yalıtışının üstünü kaplayabilmektedir (Şekil 4.62a). Bu oluşuma uygun yalıtışlarını Y3, Y4, Y11 (Şekil 4.62b), Y13, Y15 ve Y19 nolu lokalitelerde görmek mümkündür. Bu oluşumlar genel olarak iyi bir tabakalanma ve belirgin bir eğim özelliği göstermemektedirler ve kalınlıkları 60 cm'yi bulabilmektedir. Y14, Y18, Y21 ve Y22'de bu modele benzer şekilde depoların önlerinde gelişmiştir ancak bu oluşumlar belirgin tabakalaşma gösterir. Bu durum yalıtışı oluşumlarının hem gerisindeki depolara hem de

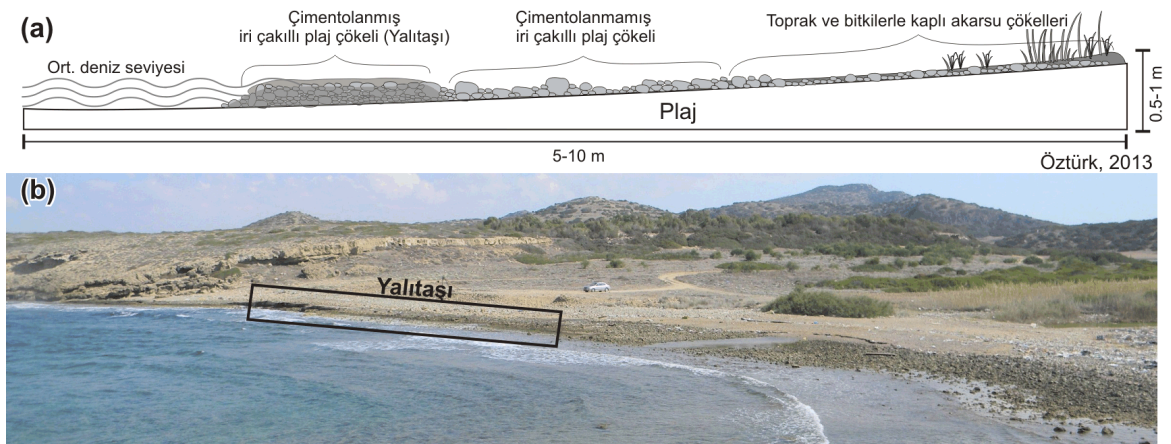
plaj çökellerine bağlı olarak gerçekleştiğini gösterir. Dalgaların etkisinden dolayı depolardan taşınan malzeme işlenerek tabakalaşmanın oluşmasına yol açar.

Şekil 4.62: (a) 4 nolu oluşum şekli ve (b) Y11'den genel bir görünüm.



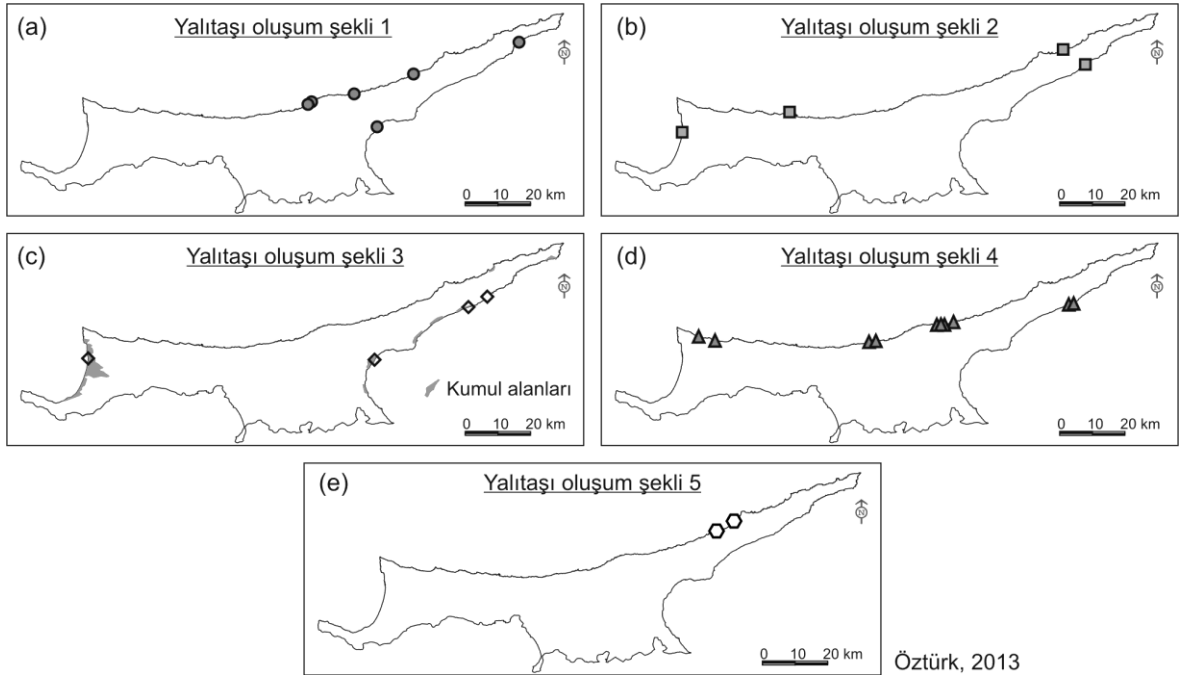
Oluşum şekli 5: Burada yalıtışları güncel bir akarsuyun ağız kısmında az eğimli bir alüvyal taban düzlüğünün plaj kesiminde gelişirler. Plaja taşınmış akarsu çökellerinin çimentolanmasından oluşan bu yalıtışları kötü boylanmalıdır. Bu oluşumlar içerisinde kimi zaman çimentolanmış ve çimentolanmamış kısımlarını birbirinden ayırt etmek güç olmaktadır (Şekil 4.63a). Bu yalıtışları Y8 ve Y9 (Şekil 4.63b) nolu lokalitelerde görülür.

Şekil 4.63: (a) 5 nolu oluşum şekli, (b) Y9'dan genel görünüm.



Bu oluşum şekillerinin dağılışına baktığımızda dağılımlarda bazı alansal özellikler dikkati çekmektedir. 1 nolu yalıtışı oluşum şekli Karpaz Yarımadası ve Tatlısu yerleşmesinin doğusundaki kıyı alanları gibi gerisinde düşük eğim koşulların egemen olduğu plajlarda, karasal ve denizel koşulların birlikte etkisiyle gelişme gösterir (Şekil 4.64a). 2 nolu yalıtışı oluşum şekli daha fazla yerel koşullardan etkilendiği için dağılışı çevresinin fiziki koşullarına bağlılık gösterir (Şekil 4.64b). 3 nolu yalıtışı oluşum şekli Gazimağusa Körfezi, Karpaz Yarımadası ve Güzelyurt Körfezi kıyılarındaki kumlu, geniş ve düşük eğimli plajlarda yaygın gelişme gösterir. Oluşumunda kumulların varlığı etkili olduğu için dağılışları kumullarla paralellik gösterir (Şekil 4.64c). 4 nolu yalıtışı oluşum şekli gerisinde yüksek eğim koşulları bulunduran Karpaz Yarımadası haricindeki Beşparmak Dağları'nın yüksek eğimli kuzey kıyıları boyunca yaygın bir dağılış gösterir (Şekil 4.64d). 5 nolu yalıtışı oluşum şekli ise sadece Karpaz Yarımadası'nın kuzey kıyısında, düşük eğimli akarsu ağızlarında dağılış gösterir (Şekil 4.64e). Bu dağılış desenine göre Karpaz Yarımadası kıyıları boyunca tüm modellere uygun yalıtışı oluşumu görülür. Karpaz Yarımadası haricinde Beşparmak Dağları'nın kuzey kıyılarındaki 4 nolu yalıtışı oluşum şekli yaygın bir dağılış gösterir.

Şekil 4.64: Yalıtışlarının oluşum şekillerinin dağılışları.



3. ANALİZ SONUÇLARI

3.1. Kalsiyum Karbonat (CaCO₃) Analizi

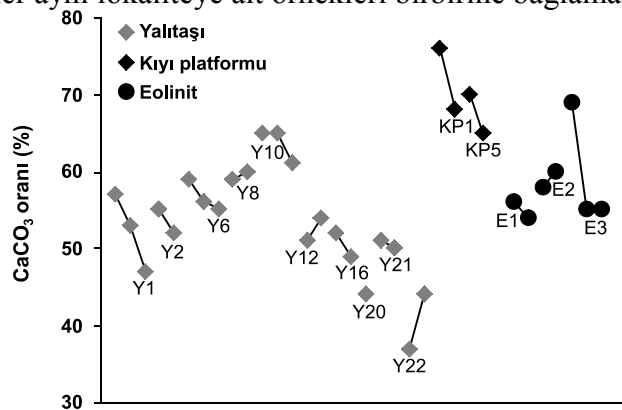
Kalsiyum karbonat analizi örneklerdeki temel çimentolayıcı element olan kalsiyum karbonatın yüzdesini belirlemek için kullanılmıştır. SEM görüntülerinden de net bir şekilde görülebileceği gibi (Ek 2) zayıf bir çimentolanma özelliğine sahip yalıtışları için temel çimentolayıcı malzeme olan CaCO₃ oranı yalıtış lokaliteleri içerisinde % 41-64 arasında değişir (Tablo 4.2). Yüksek oranda bulunan CaCO₃, XRD ve FTIR analiz sonuçlarına göre kalsit kristallerinden meydana gelir. SEM görüntülerine göre heksagonal yapıları net bir şekilde görülen kalsit mineralleri taneleri çevreleyen mikritik zarflar, taneler arasındaki boşluklarda gelişen köpek dişi, boşluk dolgusu ya da menüsküs çimento şeklinde bulunur.

Tablo 4.2: Yalıtış lokalitelerinin ortalama CaCO₃ yüzdeleri.

Lokalite	Y1	Y2	Y6	Y8	Y10	Y12	Y16	Y20	Y21	Y22
CaCO ₃ (%)	52	54	57	60	64	53	51	44	51	41

Zayıf çimentolu yalıtışlarında yüksek oranda bulunan CaCO₃ lokalitelere göre farklılık göstermesinin yanı sıra lokaliteler içerisinde de farklılık gösterir. Lokalitelerden alınan örnek sayısının az olmasıyla birlikte CaCO₃ Y1, Y6, Y12 ve Y22 nolu lokalitelerde denizden karaya doğru, Y16 nolu lokalitede karadan denize doğru, 2 nolu lokalitede üst kesimden alt kesime doğru azalırken, Y8, Y10 ve Y21 nolu lokalitelerde alansal olarak önemli bir değişim göstermez (Şekil 4.65).

Şekil 4.65: Yalıtış, dalga aşınım düzlüğü ve eolinit örneklerinin CaCO₃ yüzdeleri (Yalıtış örneklerindeki çizgiler aynı lokaliteye ait örnekleri birbirine bağlamaktadır)



Eolinit örnekleri de yalıtışları gibi zayıf bir çimentolanma özelliğine sahip olmalarına rağmen çimentolarındaki CaCO₃ oranları % 54-69 arasında değişir (Tablo 4.3). Oldukça gevşek bir özelliğe sahip olan eolinitler içerisindeki bu yüksek oran taneleri yumurta kabuğu şeklinde kaplayan kalsit zarflarından kaynaklanır (Ek 2.28b; Ek2.29b).

Dalga aşınım düzlükleri kumtaşları üzerinde gelişmiştir. Dalga aşınım düzlüğü örneklerindeki bir numaralı örnekler (DAD1.1 ve DAD3.1) dalga aşınım düzlüğünün geliştiği ana kayaya ait iken, iki numaralı örnekler (DAD1.2 ve DAD3.2) dalga aşınım düzlüğün önünde bulundan kalkerli kurtçukların (*Dendropoma petreum*) faaliyetleri sonucunda gelişmiş biyojenik kökenli duvara aittir. Sonuçlar kalkerli kurtçuklardaki CaCO₃ oranlarının ana kayadan daha düşük olduğu gösterir (Tablo 4.3).

Tablo 4.3: Dalga aşınım düzlüğü ve eolinit örneklerinin CaCO₃ yüzdeleri.

DAD1.1	DAD1.2	DAD3.1	DAD3.2	E1.1	E1.2	E2.1	E2.2	E3.1	E3.2	E3.3
76	68	70	65	56	54	58	60	69	55	55

Kalsiyum karbonat analizlerine göre, zayıf çimentolanma özelliğine sahip yalıtışları ve eolinitlerde CaCO₃ oranları oldukça yüksektir. İnce kesit ve SEM görüntülerine göre CaCO₃, taneleri çevreleyen mikritik zarflar, taneler arasındaki boşluklarda gelişen köpek dişi, boşluk dolgusu yapıları ve menüsküs çimentolar şeklindeki kalsit minerallerinden kaynaklanır. Denizel platformlarda ise, hem anakaya da hem de *Dendropoma petreum* kütlelerinde CaCO₃ oranı oldukça yüksektir.

3.2. Tane Boyu

Tane boyu analizleri, çimentonun birbirine bağladığı tanelerin dağılım özelliklerini, yani tane boylarını, elenme özelliklerini belirlemek için kullanılmıştır. Arazi çalışmaları sırasında yapılan ölçümlere göre yalıtışları içerisinde çapları birkaç metreyi bulan kayaç parçaları bulunur. Bunun yanında bazı yalıtışlarının büyük bölümü çapları 15-20 cm'yi bulan iri bloklardan oluşurken, bazı yalıtışlarının çakıltaşı kumtaşı tabakalarının arılanmasından meydana geldiği görülmüştür. Yalıtışlarındaki iri tanelerin arasını kum boyutundaki çimentolanmış taneler doldurmaktadır. Bu nedenle boşlukları dolduran bu yapının özelliğini ortaya koymak amacıyla boşluklardaki ve çakıltaşları ile arılanmalı bulunan kum taşları üzerinden tane boyu ölçümleri yapılmıştır. Tane boyu ölçümleri için 3-4 cm çapındaki yalıtış ve eolinit örneklerinin stereo mikroskopunda fotoğraflarının çekilip ölçeklendirilmesi ile yapılmıştır. Ölçeklendirilen görüntüler üzerinden tanelerin uzun ve kısa eksen ölçümleri yapılarak korelasyon değerleri hesaplanmıştır.

Yalıtış örneklerinin büyük bölümünde uzun eksen ile kısa eksen arasında istatistiksel açıdan 0.01 düzeyinde anlamlı korelasyonlar görülür (Tablo 4.4). Yani uzun

eksenin artması kısa ekseninde değerinin artmasına yol açar. Böylece örneklerin yassılıktan çok yuvarlak özellikte olduğu söylenebilir.

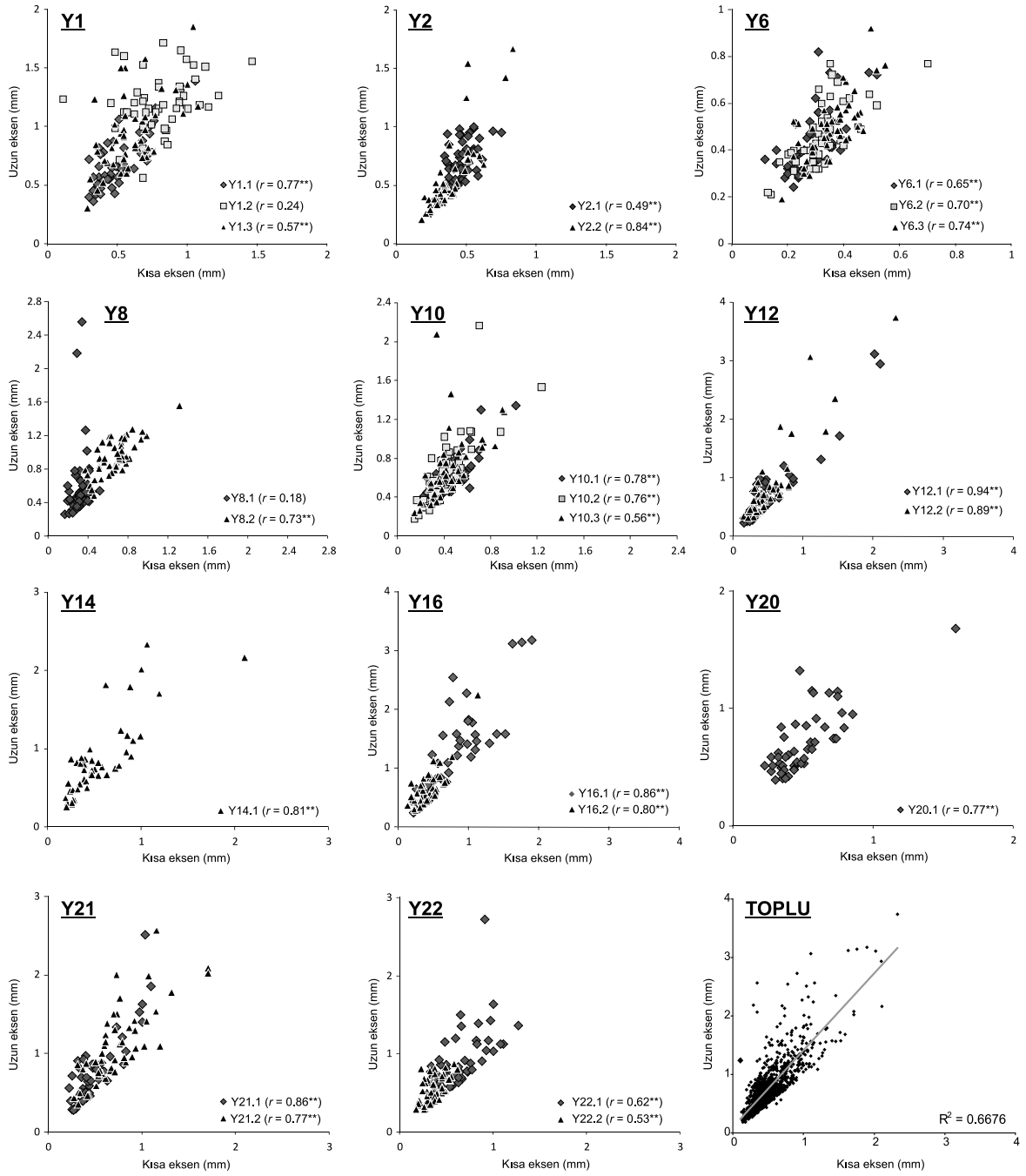
Tablo 4.4: Yalıtışı örneklerinden yapılan kısa ve uzun eksen ölçümlerinin korelasyonları (**: İstatistiksel açıdan 0.01 düzeyinde anlamlı)

Y1.1	0.77**	Y6.1	0.65**	Y10.1	0.78**	Y14.1	0.81**	Y21.1	0.86**
Y1.2	0.24	Y6.2	0.70**	Y10.2	0.76**	Y16.1	0.86**	Y21.2	0.77**
Y1.3	0.57**	Y6.3	0.74**	Y10.3	0.56**	Y16.2	0.80**	Y22.1	0.62**
Y2.1	0.49**	Y8.1	0.18	Y12.1	0.94**	Y20.1	0.77**	Y22.2	0.53**
Y2.2	0.84**	Y8.2	0.73**	Y12.2	0.90**				

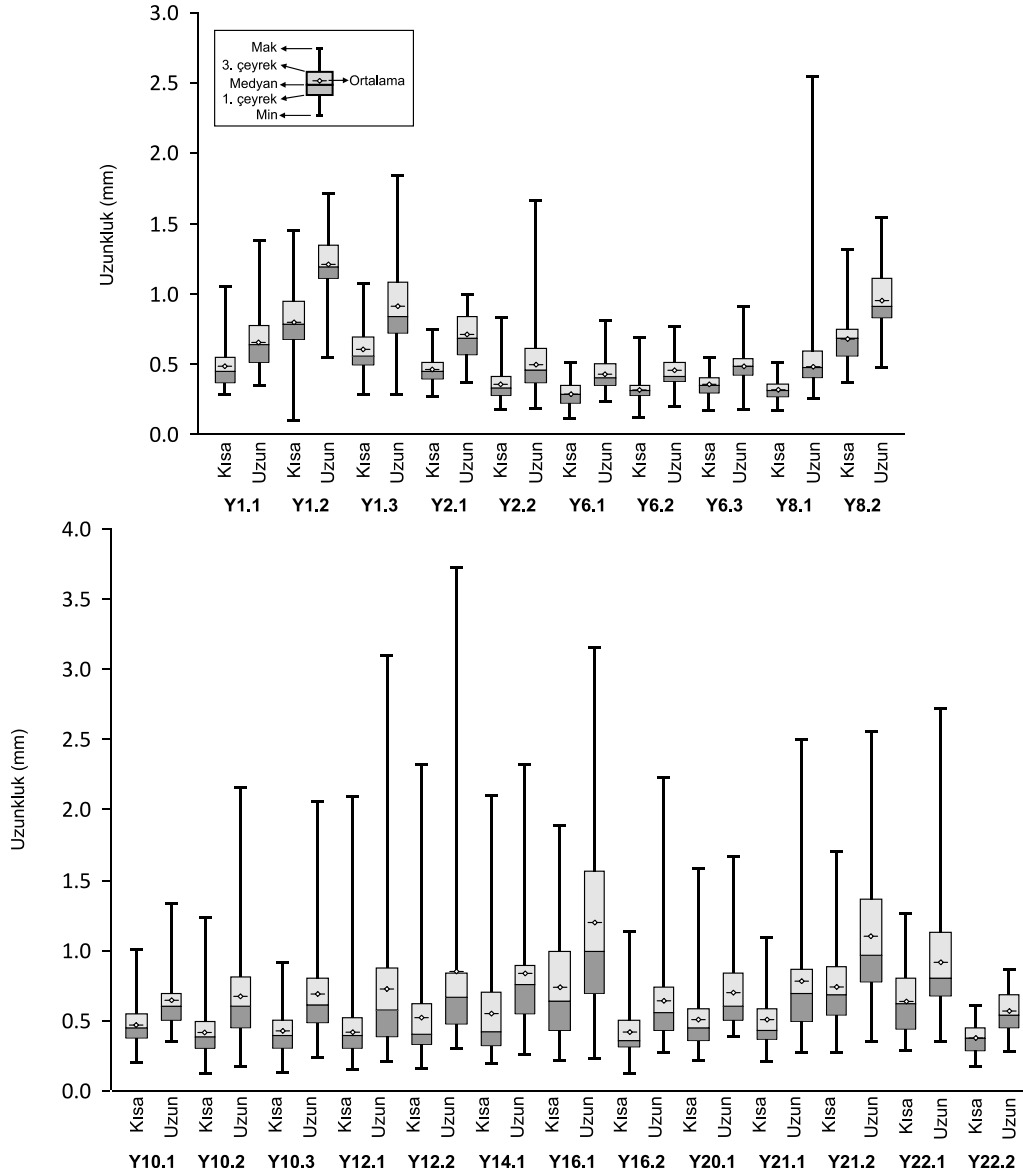
Yapılan ölçümlere göre örneklerin tane boyları 1 nolu lokalitede 0.11 ile 1.85 mm, 2 nolu lokalitede 0.18 ile 1.67 mm, 6 nolu lokalitede 0.12 ile 0.92 mm, 8 nolu lokalitede 0.17 ile 2.56 mm, 10 nolu lokalitede 0.14 ile 2.17 mm, 12 nolu lokalitede 0.16 ile 3.74 mm, 14 nolu lokalitede 0.20 ile 2.33 mm, 16 nolu lokalitede 0.14 ile 3.17 mm, 20 nolu lokalitede 0.23 ile 1.68 mm, 21 nolu lokalitede 0.23 ile 2.51 mm ve 22 nolu lokalitede 0.18 ile 2.73 mm arasında yani çok ince kum ile çok kaba kum arasında değişir (Şekil 4.66).

Tane boyu dağılımlarına göre çizilen kutu diyagramlarına göre örneklerde minimum değerler çok fazla değişkenlik göstermezken, maksimum değerler yüksek değişkenlik gösterir. Bu nedenle kutu diyagramların maksimum değerini gösteren üst çizgi oldukça uzun olabilmektedir. Ancak yüksek değişkenlik gösteren bu maksimum değerlere sahip tane sayısının az olmasından dolayı ortalama tane boyu dağılımını önemli oranda etkilememektedir. Bu nedenle 3. ve 1. çeyrekler arasında kalan ve dağılımın %50'sini kapsayan bölge geniş bir aralığa sahip olamamaktadır. Bununla birlikte maksimum tane boyuna sahip örnek sayısı arttıkça ortalama ve medyan arasındaki fark da artmaktadır. Örneğin Y12.2 nolu örneğin uzun eksen değerlerinde ortalama değer 3. çeyrek sınırına kadar çıkmışken, Y12.1, Y16.1 ve Y22.1'in uzun eksenlerinde medyan ortalama medyan değerinden oldukça fazladır. Yani maksimum değerlere sahip örnek sayısı arttıkça ortalama tane boyu ve ortalama tane boyu ile medyan arasındaki fark artmakta yani örneklerin elenme katsayısı değeri artarak kötü boylanmanın oluşmasına neden olur (Şekil 4.67).

Şekil 4.66: Yalıtışı örneklerinden yapılan tane boyu ölçümlerinin lokalitelere göre dağılımları.

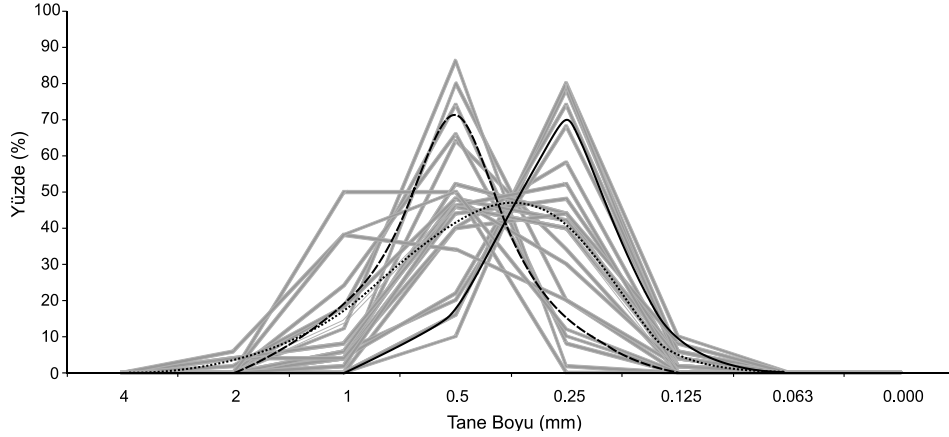


Şekil 4.67: Yalıtışı örneklerinden yapılan tane boyu ölçümlerinin kutu diyagram ile gösterimi.



Uzun ve kısa eksenin ortalamasından elde edilen değerlere göre hesaplanan frekans dağılımında ise, belirgin olarak 3 tip dağılış deseni görülür. İlki 0.5 boyutunun, ikincisi 0.25 boyutunun baskın olduğu ve son olarak dağılımın daha dengeli olduğu dağılış desenidir. Böylece dağılımlarda orta ve ince kum boyutunda olan kum tanelerin dağılıştta baskın oldukları yani simetrik ve kaba çarpık bir özelliğe sahip oldukları görülür (Şekil 4.68).

Şekil 4.68: Yalıtaşı örneklerinden yapılan tane boyu ölçümlerinin frekans dağılımları.



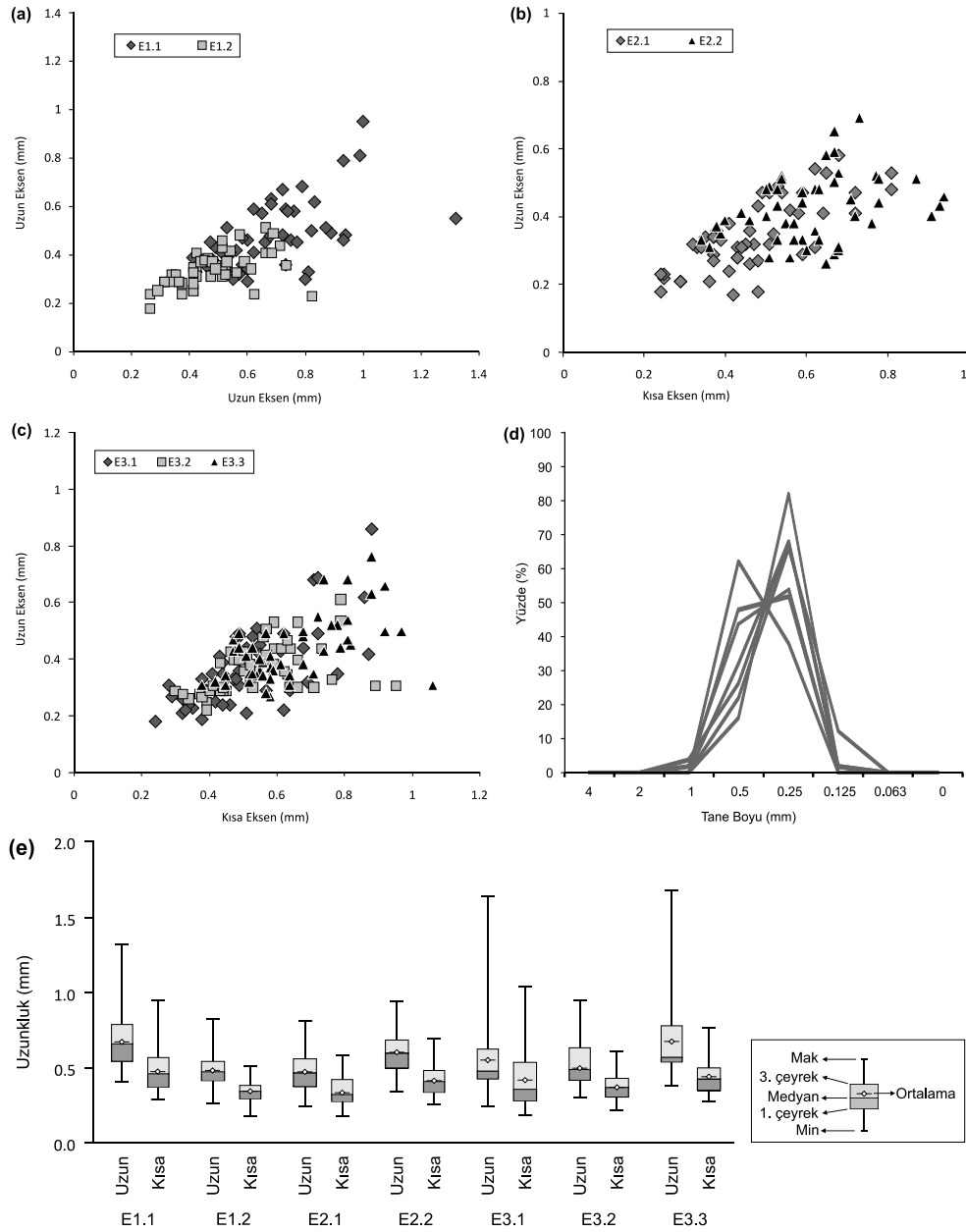
Sonuç olarak iri çakıllar haricinde yalıtaşı çimentosunun birbirine bağladığı tanelerin genel olarak ince kumdan çok kaba kum boyutuna kadar değiştiği, ancak tanelerin büyük bölümünün orta ve ince kum boyutundaki tanelerden oluştuğu görülür. Bu durum SEM görüntülerinde de daha net olarak görülür (Ek 2.1a; Ek 2.2a, vb.).

Eolinit örnekleri üzerinden yapılan tane boyu ölçümlerine göre ortalama tane boyları 0.34-0.68 mm arasında değişir. Bu değerlere göre eolinit örnekleri orta ve kaba kum boyutundaki materyallerden oluşur (Şekil 4.69a,b,c). İyi boylanmış ve yuvarlaklaşmış olan eolinit örneklerinin (Ek 2.28a,b; Ek 2.29a,b) kısa ve uzun eksenleri arasında büyük bölümü 0.01 düzeyinde anlamlı ilişkiler bulunur (Tablo 4.5). Örneklerin hem baskın olarak orta ve kaba kum sınıfı içerisinde yer alması hem de kutu diyagramında görülebileceği gibi ortalama ve ortanca değerlerinin birbirine çok yakın olması örneklerde simetriye yakın yani iyi boylanmış bir dağılım olduğunu gösterir (Şekil 4.69d). Eoliyen çökeller için tipik olan bu durum frekans dağılımlarında zayıf basık bir görünüm ortaya çıkmasına neden olur (Şekil 4.69e).

Tablo 4.5: Eolinit örneklerinden yapılan kısa ve uzun eksen ölçümlerinin korelasyonları (*:0.05 düzeyinde, **: 0.01 düzeyinde istatistiksel açıdan anlamlı)

E1.1	E1.2	E2.1	E2.2	E3.1	E3.2	E3.3
0.58**	0.31*	0.43**	0.64**	0.53**	0.75**	0.82**

Şekil 4.69: Eolinit örneklerinden yapılan tane boyu ölçüm sonuçlarının grafiksel gösterimleri; (a,b,c) lokalitelere göre dağılımlarının saçılım diyagramları (d) bütün örneklerin frekans dağılımları ve (e) kutu diyagramları.



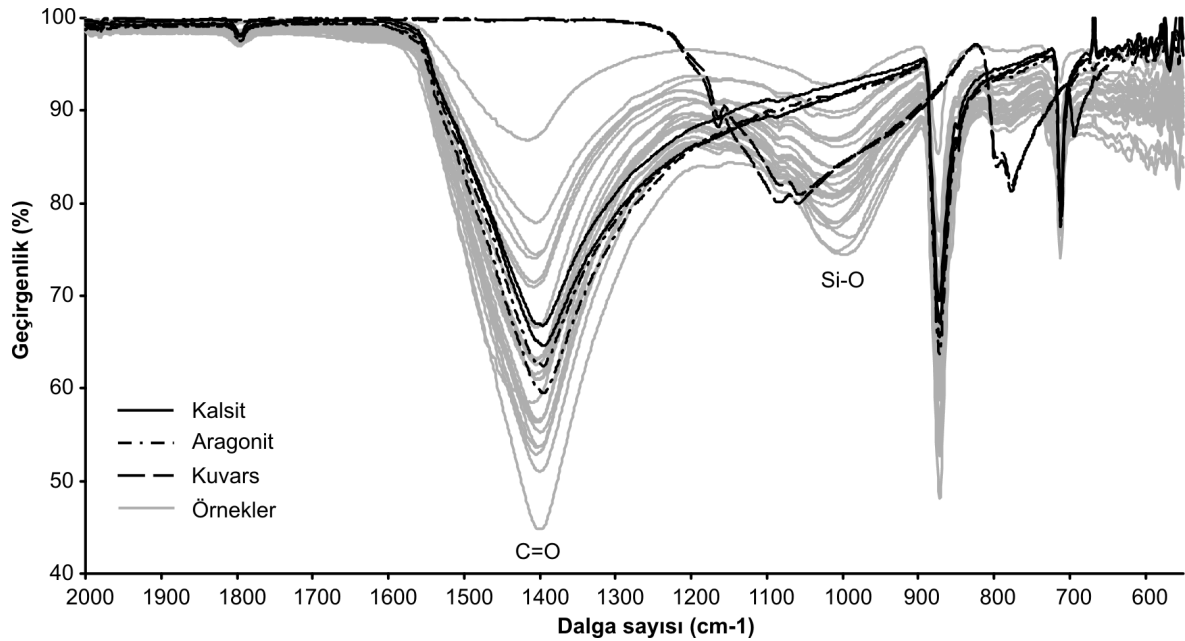
Tane boyu analizlerine göre, yalıtışları ince kumdan çok kaba kuma kadar değişen boyutlarda kum taneleri içermekle birlikte orta ve ince kum boyutundaki taneler daha egemendir. Yalıtışı kütlelerinin geneli biri birkaç cm'lik yalıtışı örnekleri de heterojen bir yapıya sahiptir. Eolinit örnekleri ise, egemen olarak orta ve kaba kum tanelerinden oluşan daha homojen bir yapıya sahiptirler.

3.3. Fourier Dönüşümlü Kızılötesi (İnfrared) Spektroskopisi (FTIR)

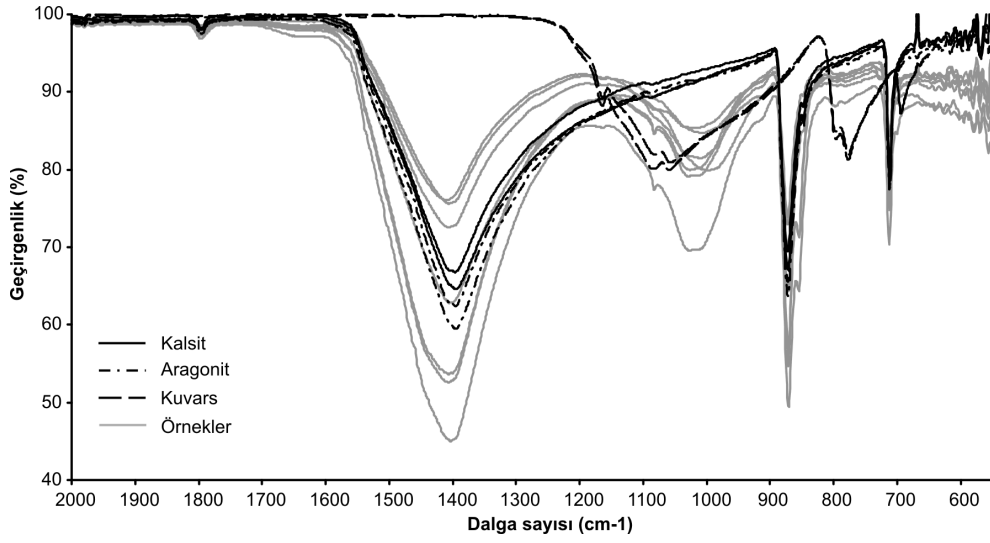
FTIR yöntemi örneklerdeki taneleri birbirine bağlayan karbonat çimentonun element bileşimi ortaya koymak amacıyla kullanılmıştır. FTIR karmaşık maddelerin özelliklerini ortaya koymak için tek başına yeterli değildir. Bu nedenle ek yöntemlerle sonuçların doğrulanması gereklidir. Örneğin aynı kimyasal yapıya sahip olan ve yalıtışı çimentosunun temel mineralleri olan aragonit ve kalsit piklerinin birbirleri ile örtüşükleri bu nedenle FTIR yöntemi ile tespitlerinin zor olduğu görülür. Ancak her iki mineralin kimyasal yapısının CaCO_3 olmasından ve elde edilen mineral piklerinin yalıtışı çimentolarının pikleriyle örtüşmesinden dolayı yalıtışı (Şekil 4.70), eolinit (Şekil 4.71) ve dalga aşınım düzlüğünü (Şekil 4.72) oluşturan kumtaşı çimentosunun temel kimyasal bileşiminin benzer (Şekil 4.73) yani CaCO_3 olduğunu ortaya koyar.

FTIR spektrumlarından elde edilen pikler saf kalsit ve aragonit pikleri ile karşılaştırıldığında $1409\text{-}1399\text{ cm}^{-1}$ ve $873\text{-}871\text{ cm}^{-1}$ değerleri arasında ve 712 cm^{-1} değerinde elde edilen pikler tüm örneklerin çimento malzemesi içerisinde bulunan kalsit mineralinden kaynaklanan C=O bağına ait olduğu görülür. Ancak spektrumda $1020\text{-}989\text{ cm}^{-1}$ aralığı saf mineral piklerinden farklılık gösterir. $1020\text{-}989\text{ cm}^{-1}$ değerleri arasında elde edilen pikler ise örneklerin büyük bölümünün çimento malzemesi içerisinde bulunan kuvars mineralinden kaynaklanan Si-O bağına ait piklerdir (Şekil 4.70).

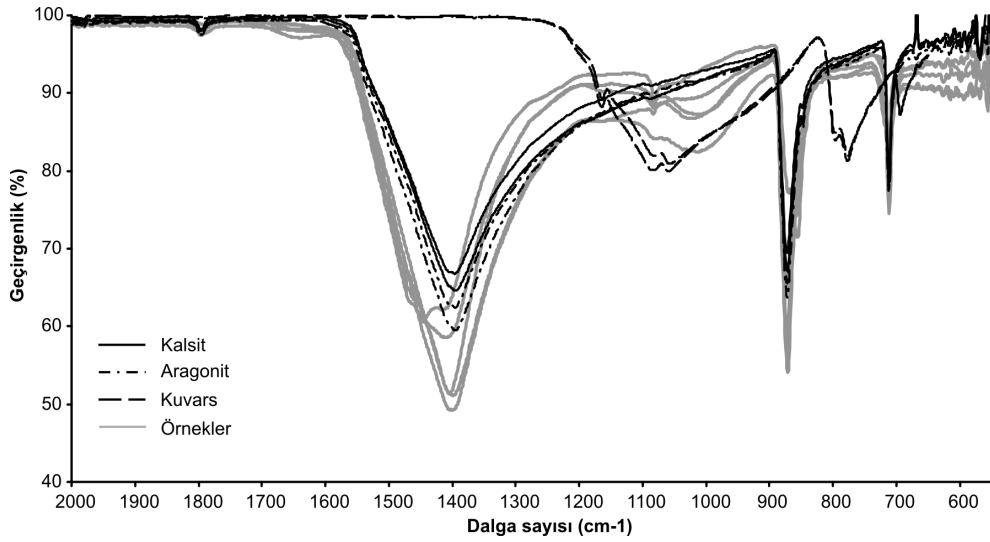
Şekil 4.70: Yalıtışı örneklerinin FTIR sonuçları.



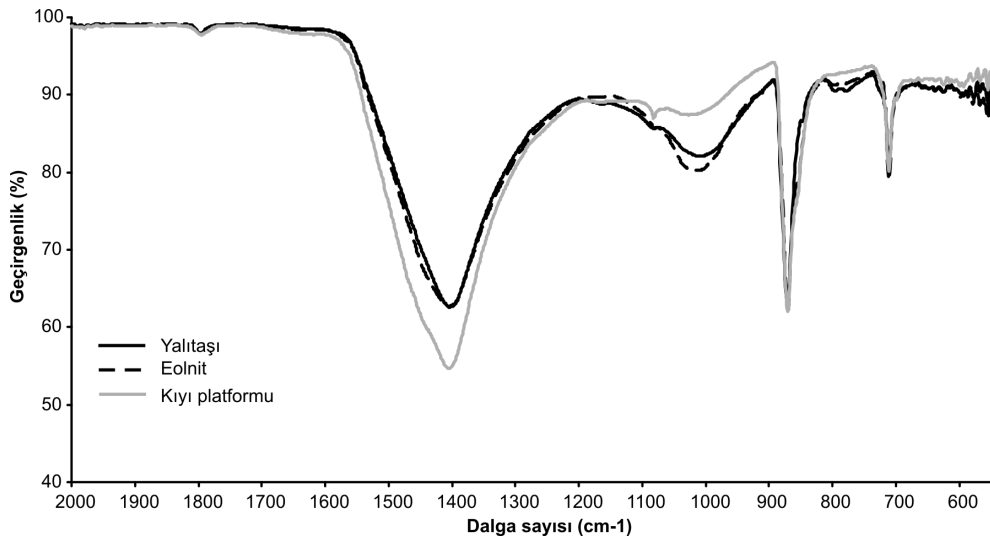
Şekil 4.71: Eolinit örneklerinin FTIR sonuçları.



Şekil 4.72: Dalga aşınım düzlüğü örneklerinin FTIR sonuçları.



Şekil 4.73: Yalıtışı, eolinit ve dalga aşınım düzlüğü örneklerinin ortalama FTIR sonuçlarının karşılaştırılması.



3.4. X Işınları Kırınımı (XRD)

XRD yöntemi örneklerdeki taneleri birbirine bağlayan karbonat çimentonun mineral özelliklerini ortaya koymak amacıyla kullanılmıştır. FTIR analizlerine göre üç farklı oluşumun temel çimentolayıcı malzemelerinin kimyasal bileşimleri birbirlerine çok benzemektedir. Bu nedenle aralarındaki farklı ortaya koymak amacıyla aynı örnekler üzerinden XRD analizleri gerçekleştirilmiştir. Yapılan XRD analizlerinde en yaygın minerallerin kalsit (CaCO_3), dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), aragonit (CaCO_3) ve kuvars (SiO_2) olduğu görülür. Kalsit minerali eolinit, yalıtışı ve dalga aşınım düzlüklerindeki tüm örnekler içerisinde bulunurken, örnekler içerisindeki diğer mineraller değişkenlik gösterir. Örneğin eolinit içerisinde bulunan ikinci mineraller lokaliteye göre farklılık gösterir. Kalsit minerali ile birlikte birinci lokalitede dolomit, ikinci lokalitede kuvars ve üçüncü lokalitede aragonit ikinci mineral olarak karşımıza çıkar (Tablo 4.6). Dalga aşınım düzlüğünde ise, dolomit minerali görülmezken aragonit ve kuvars mineralleri ikinci mineral olarak görülür.

Tablo 4.6: XRD sonuçlarına göre eolinit ve dalga aşınım düzlüğü çimentolarında yaygın bulunan mineraller

	E1-1	E1-2	E2-1	E2-2	E3-1	E3-2	E3-3	DAD1-1	DAD1-2	DAD5-1	DAD5-2
Kalsit	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Aragonit					+	+		+	+		+
Kuvars			+	+						+	
Dolomit	+	+									

Yalıtışlarında ise, kalsit ile birlikte yaygın olarak kuvars minerali egemendir ve bazı örnekler içerisinde dolomit minerali görülür. Ancak aragonit minerali hiçbir oluşumun içerisinde gözlenmemektedir (Tablo 4.7).

Tablo 4.7: XRD sonuçlarına göre yalıtışı çimentolarında yaygın bulunan mineraller (Kal: kalsit, Ar: aragonit, Ku: kuvars, Do: Dolomit).

	1.1	1.2	1.3	2.1	2.2	6.1	6.2	6.3	8.1	8.2	10.1	10.2	10.3	12.1	12.2	16.1	16.2	20.1	21.1	21.2	22.1	22.2	
Kal.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Ku.	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+			+	+		
Do.						+								+	+	+							+

Yukarıda tespit edilen minerallerin yanı sıra analizler sonucunda karminit (*carminite*), selestin (*celestine*), kolüzit (*colusite*), kovelit (*covellite*), krsitobalit (*crystalite*), diptasyum kromat (*dipotassium chromate*), grafit (*graphite*), gupeiite, oldhamite gibi sadece bir örnek içerisinde bulunan birçok mineral de elde edilmiştir. Bu durum iki nedenden kaynaklanıyor olabilir. Nedenlerden birincisi analizler sırasında elde

edilen piklerin hangi minerale ait olduğunu belirlemek için *piklerden sadece 3 tanesinin, veri bankasındaki mineral pikleri ile çakışması* kriterinin tanımlama için yeterli görülmesi olabilir. Ancak, Tablo 4.8’de ve Şekil 4.74’te görüldüğü gibi minerallerin birçok piki bulunmaktadır. Diğer bir neden ise, analiz için örnek hazırlarken, özellikle öğütme sırasında, çimento malzemesi dışında başka minerallerinde örnek içerisine karışmasından, yani *kontaminasyondan* kaynaklanabilir. Bu nedenle XRD sonuçlarının değerlendirilmesinde tek bir örnek içerisinde bulunan mineraller dikkate alınmamıştır. Örneklere ait XRD eğrilerinin yaygın bulunan minerallerden hangisine daha çok benzediğini belirleyebilmek için ise, *American Mineralogist* dergisinin veri bankasından yaygın bulunan minerallerin pik aralıkları belirlenmiştir (Tablo 4.8). Buradan elde edilen veriler her bir örneğin sonucu ile karşılaştırılmıştır.

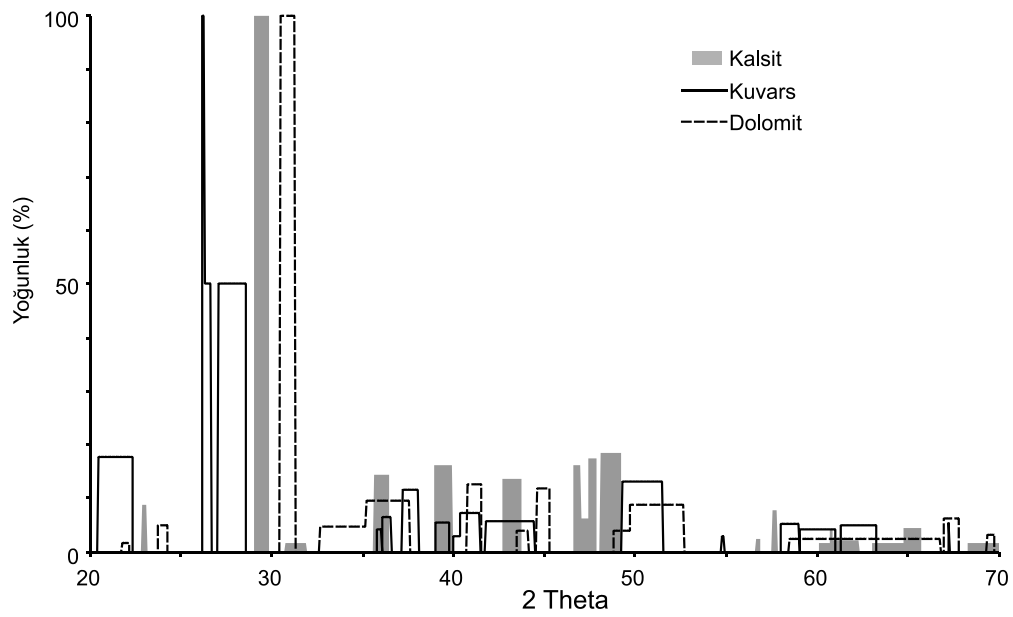
Tablo 4.8: “*American Mineralogist*” dergisinin mineral veri bankasından elde edilen XRD verilerine göre eolinit, yalıtaşı ve dalga aşınım düzlüğü örnekleri içerisinde yaygın olarak bulunan kalsit, kuvars ve dolomit minerallerinin piklerine ait 2 Theta ve yoğunluk bilgileri¹.

Kalsit		Dolomit		Kuvars		Aragonit	
2 Theta aralığı	Yoğunluk (%)	2 Theta aralığı	Yoğunluk (%)	2 Theta aralığı	Yoğunluk (%)	2 Theta aralığı	Yoğunluk (%)
22.78-23.08	8.87	21.97-22.39	1.62	20.47-22.35	17.71	20.98-22.31	1.801
29.00-29.79	100	23.96-24.41	5.1	26.21-26.29	100	25.95-26.24	100
30.67-31.90	1.79	30.67-31.49	100	26.33-26.67	50	26.89-27.25	52.64
35.56-36.39	14.37	32.90-35.38	4.7	27.05-28.54	50	30.58-31.17	4.72
38.93-39.89	16.11	35.40-37.77	9.54	35.83-36.04	4.2	32.44-32.78	7.74
42.65-43.68	13.63	40.98-41.72	12.64	36.13-36.58	6.67	32.79-33.18	51.43
46.62-46.99	16.11	43.66-44.30	4.11	37.18-38.50	11.68	35.62-36.09	18.53
47.01-47.39	6.18	44.79-45.49	12	39.05-39.79	5.63	36.1-36.25	16.63
47.42-47.84	17.49	49.06-49.92	3.92	40.03-40.39	2.99	36.85-37.25	10.07
48.08-49.16	18.64	49.95-52.88	8.91	40.40-41.49	7.27	37.29-37.31	15.42
56.56-56.79	2.46	58.71-66.97	2.53	41.79-44.46	5.82	37.38-37.94	43.58
57.42-57.73	7.85	67.17-67.97	6.35	49.31-51.53	13.23	38.04-38.67	21.92
60.10-60.69	1.81	69.51-69.98	3.12	54.76-54.93	2.98	40.97-41.25	11.96
60.70-60.82	4.19			58.07-59.08	5.39	42.71-42.96	18.44
60.84-62.28	2.24			59.11-61.05	4.25	45.03-45.54	3.08
63.02-64.67	1.83			61.38-63.29	5	45.59-45.91	64.41
64.68-65.67	4.48			67.24-67.27	5.56	47.78-48.29	26.96
68.21-69.99	1.71					48.29-48.51	15.12
						49.41-49.92	2.03
						49.93-50.29	28.42
						51.39-51.97	2.31
						51.99-52.53	22.82
						52.55-53.1	6.57
						61.34-61.89	5.01
						63-63.42	6.98

¹ <http://rruff.geo.arizona.edu/AMS/amcsd.php>, son erişim: 10.02.2012

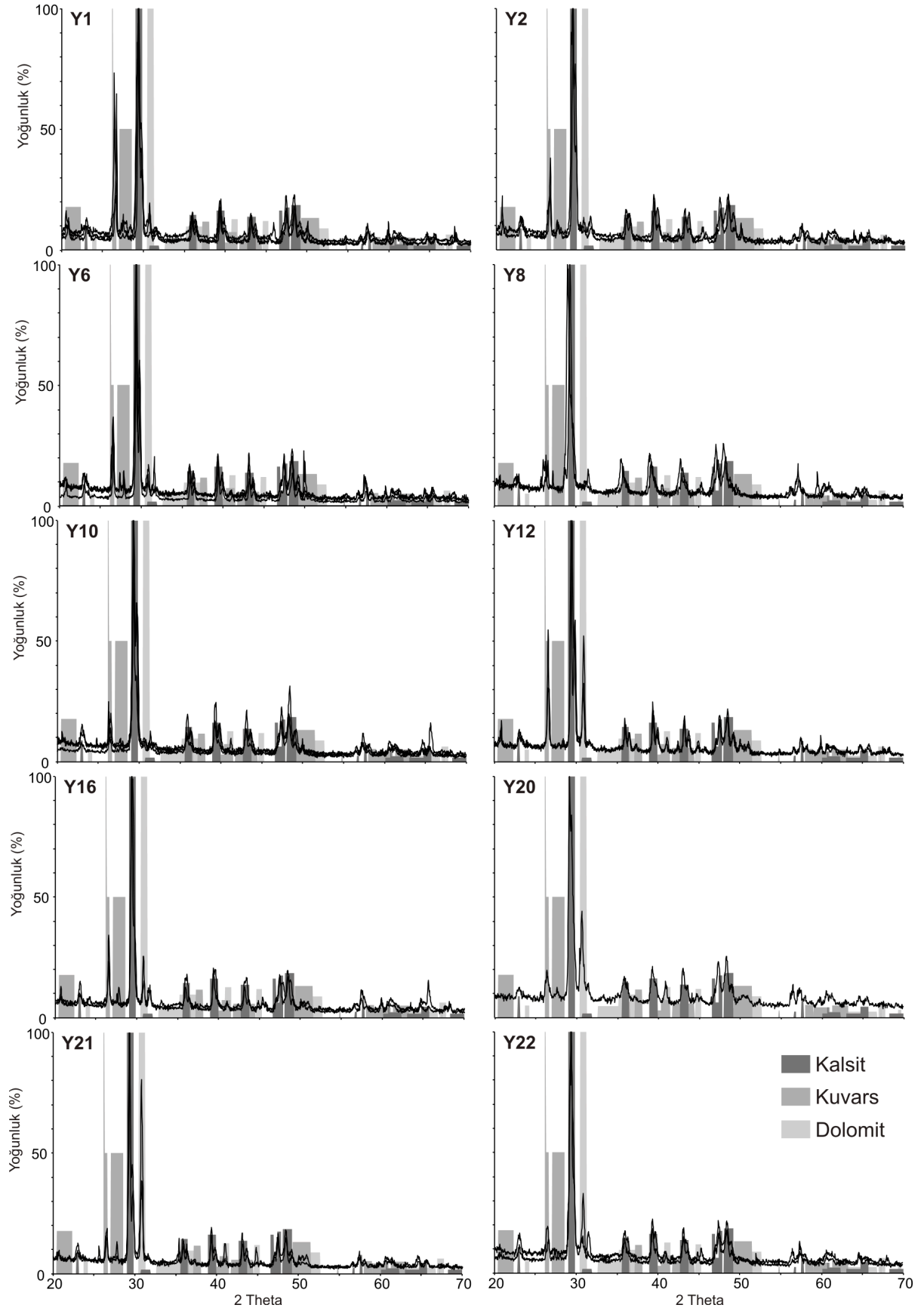
Tablo 4.8 ve Şekil 4.74'te görülebileceği gibi örnekler içerisinde yaygın olarak bulunan üç mineralin pikleri %100 yoğunluğa ulaştıkları aralıklar açısından belirgin olarak birbirlerinden ayrılır. Kalsit 29.00-29.79, dolomit 30.67-31.49 ve kuvars 26.21-26.29 aralığında maksimum yoğunluğa ulaşır. Bununla birlikte diğer alanlarda kalsit pikleri diğer iki mineralden daha yüksektir. Ancak %10 yoğunluğun altında kalan alanlarda pikler birbirleri ile çakışmaktadır (Şekil 4.74).

Şekil 4.74: Yalıtışı çimentosu içerisinde en yaygın bulunan kalsit, kuvars ve dolomit minerallerine ait XRD piklerinin karşılaştırması.



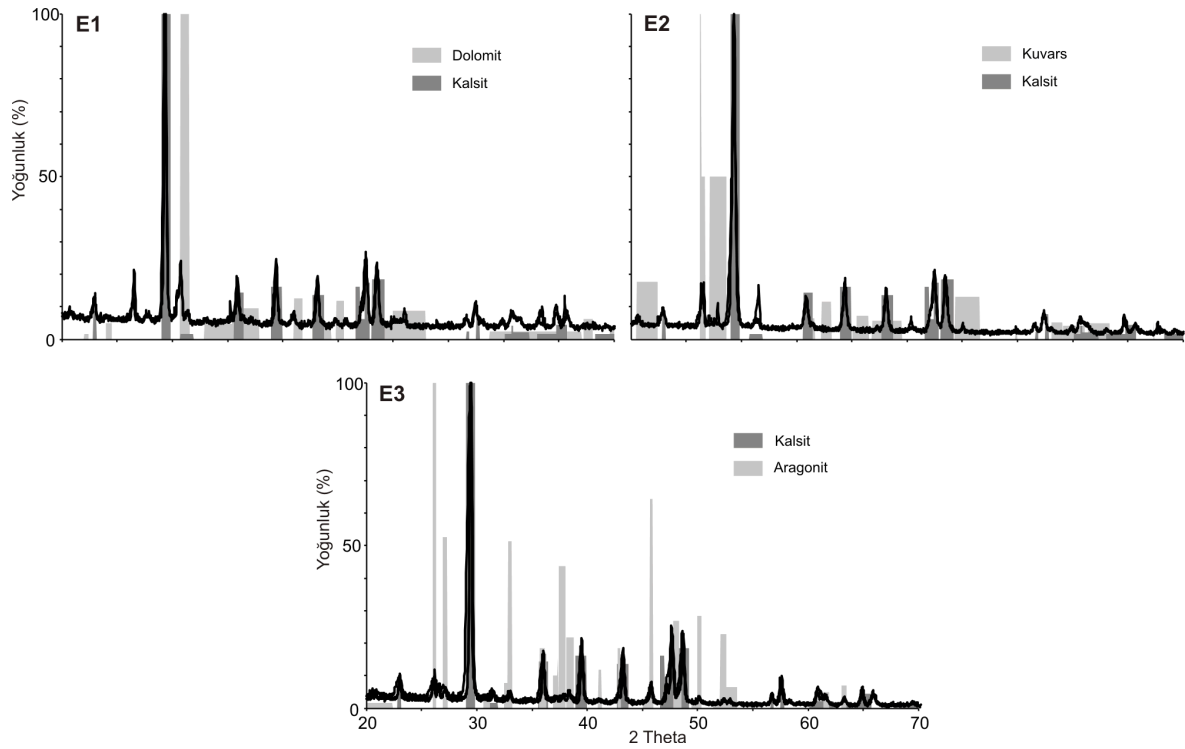
Yalıtışı çimentosundan elde edilen piklerin kalsit, kuvars ve dolomit pikleri ile karşılaştırıldığında örnek sonuçlarının kalsit pikleri ile büyük oranda örtüştüğü görülür. Ancak örneklerden Y1, Y2, Y6 ve Y12'de kuvars pikleri de belirgin olarak görülür. Y12, Y20, Y21, Y22'de ise dolomit pikleri ile çakışmaktadır (Şekil 4.75).

Şekil 4.75: Yalıtışı örneklerinin XRD grafikleri



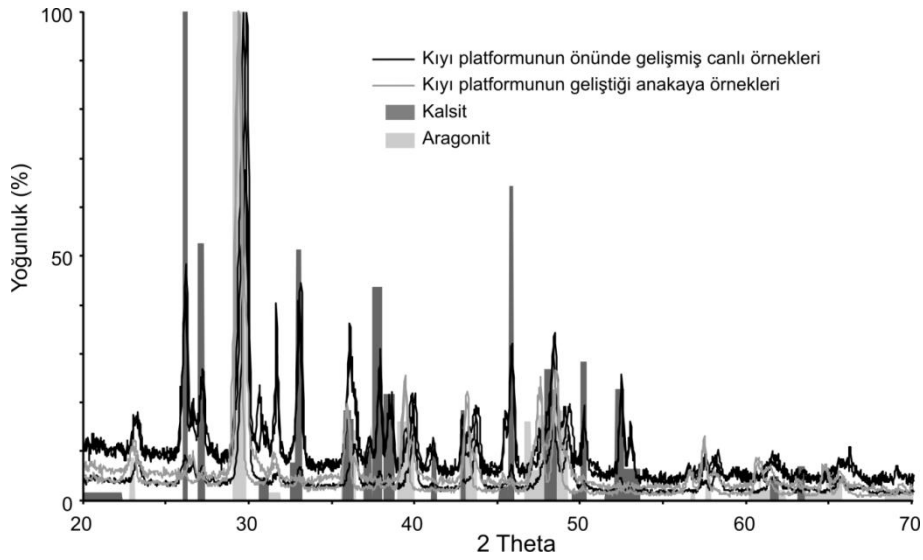
Eolinitlerin temel minerali kalsit olmakla birlikte lokalitelerdeki ikinci çimento minerali farklılık gösterir. E1’de dolomit, E2’de kuvars ve E3’te aragonit çimento içerisinde bulunan ikinci mineraller olarak karşımıza çıkar (Şekil 4.76). Eolinit çimentolarında yalıtışı ve dalga aşınım düzlüğü örneklerinden farklı olarak lokalite içerisindeki örnekler birebir çakışmaktadır. Bu durum eolinitlerin daha homojen bir yapıda olmasından kaynaklanır.

Şekil 4.76: Eolinit örneklerinin XRD grafikleri



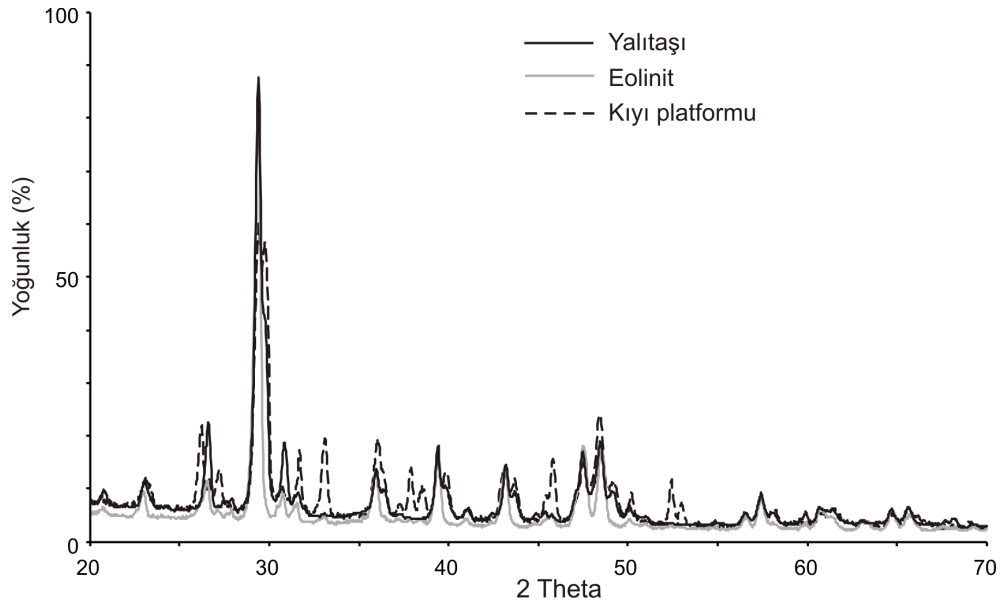
Dalga aşınım düzlüğü pikleri yalıtışı ve eolinitlerden daha karmaşık bir yapı gösterir. En önemli pikler aragonit ile örtüşmektedir ancak diğer pik bölgeleri kalsit ile örtüşmektedir. Bu farklılığın yanı sıra anakaya ve bu kaya üzerinde gelişen canlılardan yapılan XRD analizleri bu iki yapının benzer mineralojik yapıda olduğunu gösterir (Şekil 4.77). Dalga aşınım düzlüklerindeki aragonit mineralleri *Dendropoma petreum*'ların iç kesimlerinde gelişme gösteren minerallerden kaynaklanır (Ek 2.22i; Ek2.23e)

Şekil 4.77: Dalga aşınım düzlüğü örneklerinin XRD grafikleri



Sonuç olarak eolinit örnekleri daha homojen, yalıtışları ve dalga aşınım düzlükleri daha karmaşık bir çimento yapısı sunmalarına rağmen ortalama değerlerde bu oluşumlara çimentoların birbirlerine çok benzediği ve birçok alanda çakıştığı görülür (Şekil 78).

Şekil 4.78: Eolinit, yalıtış ve dalga aşınım düzlüğü örneklerinin ortalama XRD pikleri.



3.5. İnce Kesitler

Örneklerin petrografik özelliklerini ve çimento yapılarını incelemek amacıyla ince kesit çalışmaları yapılmıştır. İnce kesitlerden alınan görüntüler Ek 1'de sunulmuştur. Yalıtış ince kesitleri üzerinden yapılan incelemelere göre yalıtışlarında yaygın olarak metamorfik kayaç (mermer), kumtaşı ve nadir olarak volkanik kayaç (bazalt) kırıntıları

görülür. Kalsit, kuvars, feldispat yaygın olarak görülen mineraller olmakla birlikte plajiyoklas, epidot, kalsedon, nadir olarak ise piroksen, amfibol, demir mineralleri görülür. Örnekler içerisinde başta foraminiferler, foraminiferlerin etraflarının çimento ile kaplanması ve içlerinin kalsit sparları (*sparite infilling*) ile dolması sonucu oluşan kalsiferler (Ek 1.1d; Ek 1.4i; Ek 1.5d; Ek 1.16d; Ek 1.9f) olmak üzere bol miktarda fosil ve fosil parçaları [gastropod (Ek1.22e,f), ekinoid (Ek1.10i), radyolaria (Ek1.4f; Ek1.13e), kırmızı alg (Ek 1.1e; Ek 1.7e; Ek 1.11e; Ek 1.14c)] bulunur. Taneler arasındaki boşluklar (Ek 1.6c; Ek 1.8c,f; Ek 1.15b) ve çimento yapıları kalsit minerallerinden oluşurken, çimento çoğu zaman mikritik zarflar (Ek 1.4d; Ek 1.13i) ve taneleri birbirine bağlayan menüsküs köprüler (Ek 1.4c, Ek 1.21b,f) şeklindedir. Meteorik vadoz zonu gösteren menüsküs tipi çimentolanma en yaygın görülen çimentolanma şeklidir. Bunun yanında denizel freatik zonu temsil eden, özellikle fosillerin etrafında eş kalınlıktaki katmanlar şeklindeki halkalar (*circumgranular crust, isopachous rims*) görülür (Ek 1.4h; Ek 1.11d). Globigerinid planktik foraminiferlerin etrafı fosili tamamen kaplayacak şekilde, uzunlukları 50 mikronu bulan düzgün şekilli, sivri uçlu ve birbirleri ile bitişik şekilde bulunan şeffaf kalsit kristalleri ile kaplıdır (Ek 1.4h; Ek 1.16d; Ek 1.20d). Bu katman çoğu zaman mikritik kalsit kristallerinden oluşan ikinci bir katman ile kaplıdır. Mikritik kalsit kristallerinden oluşan ikinci katman aynı zamanda kayaç tanelerinin de etrafını sararak tanelerin birbirlerine tutunmasını sağlayan menüsküs tipi çimentonun gelişmesini sağlar.

Dalga aşınım düzlüklerinden hem düzlüklerin üzerinde geliştiği kumtaşından 2 örnek hem de düzlük üzerinde gelişen *Dendropoma petreum*'ların oluşturduğu kütleden 2 örnek olmak üzere 4 örneğin ince kesiti hazırlanmıştır. Dalga aşınım düzlüklerinin üzerinde geliştiği kumtaşları büyük oranda foraminifer, gastropod, kırmızı alg, ekinoid fosilleri ve parçalarından meydana gelir (Ek 1.23; Ek 1.25). Tüm bu parçaların etrafı ince bir mikrokristalin kabuk ile kaplıdır. *Dendropoma petreum*'ların oluşturduğu kütleden alınan ince kesitlerde ise *Dendropoma petreum*'ların içerisinde yaşadığı daire ve elips şeklindeki tüplerin iç içe gelişmiş birçok laminalı katmandan meydana geldiği görülür. İçerisinde nadiren de olsa başta türden fosillere de rastlanılmaktadır. Kurtçukların oluşturduğu bu tüplerin büyük bölümünün içi boştur (Ek 1.24; Ek 1.26). Ancak aynı canlıların 10 nolu yalıtışının gerisinde oluşturdukları kütleden alınan ince kesitte ise bu tüplerin içlerinin büyük bölümü kum taneleri ile dolu şekildedir (Ek 1.12).

İnce kesiti yapılan 2 nolu eolinitin ince kesit görüntülerinde eolinitlerin büyük oranda foraminifer fosillerinden meydana geldiği tespit edilmiştir. Bunun yanı sıra kırmızı alg ve gastrapod fosilleri de görülür (Ek 1.27; Ek 1.28).

3.6. Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) ve Enerji Dağılım Spektroskopisi (EDX)

SEM analizleri tane boyu dağılımları, mineral ve çimento yapıları değerlendirilerek kıyı morfodinamiği, sediment taşınması, birikmesi ve yalıtışı diyajenezi konularında bilgiler elde etmek amacıyla kullanılmıştır. SEM analizleri için 0.5-1 cm'lik numuneler ilk olarak BEL photonic stereo mikroskobunda incelenek analize uygun örnekler seçildi. Seçilen örnekler aracılığıyla yalıtışlarından toplam 183, dalga aşınım düzlüklerinden 16, eolinitlerden 44 olmak üzere toplam 243 adet elektron görüntüsü alındı. Elde edilen görüntüler Ek 2'de sunuldu.

Yalıtışı görüntülerden elde edilen sonuçlar şu şekildedir: Yoğun çimentolanma şekli meteorik-vadoz menüsküs çimento tipidir. Tanelerin etrafında *circumgranular* olarak da ifade edilen ve tek katmandan oluşan rimler/mikritik zarflar gelişmiştir (Ek 2.11c-f; Ek 2.14c; Ek 2.16d). Bu rimler tamamen eşit boylardaki kalsit minerallerinden oluştuğu için "köpek dişi"ne benzer bir çimento yapı oluştururlar (Ek 2.26c; Ek 2.27e,f; Ek 2.8d,e; Ek 2.15b,c; Ek 2.16c). Bu yapı genellikle meteorik-vadoz ve denizel freatik gibi karışma ortamlarında gelişir. Görüntülerde görülebilen diğer bir yapı menüsküs tipi kalsit çimentodur (Ek 2.2d; Ek 2.3; Ek 2.5c; Ek 2.10b,c; Ek 2.13c,d, vb). Bu yapı da meteorik vadoz zonunda gelişir (Flügel, 2004). Boşluk dolgusu çimentoda görülen diğer bir yapıdır (Ek 2.16d,e). Kıbrıs'ın denizel ve karasal yeraltı su kapasitesinin yüzey suyundan fazla olması bu çimento tiplerinin oluşumunu kolaylaştıracak koşullar oluşturur. Bu çimento tiplerinin yanı sıra Y1 ve Y6 nolu lokalitelerde sığ ortamın hafif çalkantılı koşullarını gösteren oolitler de bulunur (Ek 2.1d; Ek 2.7c,g). Bu yapıların bulunması yalıtışının hafif çalkantılı bir ortamda çökeldiğini gösterir. Tüm bu yapılar, yani mikritik zarflar, menüsküs köprüler, köpekdişi yapıları, boşluk dolguları kalsit kristallerinden meydana gelir (Ek 2.1g; Ek 2.4d; Ek 2.7i; Ek 2.11f; Ek 2.13e; Ek 2.15f; Ek 2.16e,f, vb). Bu yapıların yanı sıra Y14 nolu örnekte mikrobiyal faaliyetler sonucunda gelişmiş yapılar (*endolitik alg filamentleri*) bulunmuştur (Ek 2.17). Sonuç olarak SEM görüntülerinden anlaşılacağı gibi yalıtışlarında sığ denizel-vadoz ve meteorik-vadoz koşullarda oluşan çimento tipleri yaygın olarak

bulunur. Bu veriler incelenen yalıtışlarında gelgit içi ve gelgit ardı koşulların birlikte etkili olduğunu gösterir.

Dalga aşınım düzlüklerinin üzerinde gelişen *Dendropoma petreum*'lardan alınan SEM görüntülerine göre tüplerin laminalı katmanlardan oluştuğu görülmüştür (Ek 2.22; Ek2.23). Bu tüplerin etrafında boşluğa da bağlı olarak bazen iç kısmında bazen de dış kısmında iğnemsî, eşit uzunlukta kristal yapıları görülür. *Dendropoma petreum*'ların oluşturduğu büyük kanalların içerisinde ve arasında küçük *Dendropoma petreum*'ların geliştiği ve zaman zaman büyük kütleler oluşturduğu görülür. *Dendropoma petreum*'ların 10 nolu yalıtışının gerisinde oluşturdukları kütleden alınan görüntülerde içlerinin dolu olduğu ancak laminalı yapısının belli olduğu ve bu laminalar arasındaki boşluklarda kristal yapılarının geliştiği görülür (Ek 2.12).

Eolinit örnekleri üzerinden alınan SEM görüntülerine göre (Ek 2.24-29) eolinit oluşturan tanelerin iyi yuvarlaklaşmış oldukları, boşluklarda ve tane aralarında kalsitin temel çimentolayıcı olduğu görülür. Kalsit mineralleri yaygın şekilde taneleri mikritik zarf şeklinde sarar (Ek 2.27e; Ek 2.28c). Üç lokalite içerisinde en iyi çimentolanmış olanı 2 nolu lokalite iken en zayıf çimentolusu 3 nolu lokalitedir. İyi çimentolanmış olan 2 nolu lokalitede boşluk dolgusu ve köpek dişi yapıları yaygındır (Ek 2.27b). Bununla birlikte tane yüzeylerini genelde 50 µm'den ince örtüler şeklinde saran iğnemsî yapılar görülür (Ek 2.27d). İyi çimentolanmamış 3 nolu lokalitede örnekler çok iyi yuvarlaklaşmıştır (Ek 2.28-29). Boşluk dolgusu yapılarının görülmediği eolinitte taneler kolayca birbirlerinden ayrılmaktadır. Zayıf bir çimentolanmayla birlikte bütün taneler yumurta kabuğu şeklinde ince bir kalsit zarfı ile örtülmüşlerdir (Ek 2.28b; Ek 2.29b). Kalsit zarfını oluşturan minerallerin boyları 10 µm'yi bulmaktadır. E1'de taneleri birbirine bağlayan menüsküs tipi çimento boyu 10 µm'yi bulan kalsit minerallerinden oluşur (Ek 2.24d; Ek 2.25c,d). EDX analizleri bu köprü çimentonun %87-97 oranında Ca, C ve O içerdiğini göstermiştir (Tablo 4.9). İçerisinde kum taneleri hem köşeli hem de iyi yuvarlaklaşmış şekildedir. Taneler arasındaki bu yuvarlaklık ve köşelilik durumları ortamın enerjisi ve taşınma koşulları hakkında ipuçları sağlayabilir. Buna göre enerjisi en yüksek ve taşınmanın en fazla olduğu lokalite 3 nolu lokalitedir.

Tablo 4.9: Eolinit örneklerinden alınan EDX analizlerinin sonuçları (%)²

<i>Element</i>	<i>Lokalite</i>		
	<i>E1</i>	<i>E2</i>	<i>E3</i>
<i>Ca</i>	17.95	42.21	8.48
<i>C</i>	22.66	14.78	36.5
<i>O</i>	46.74	34.39	51.72
<i>Toplam</i>	87.35	91.38	96.7

3.7. Optik Lüminesans Tarihlendirmesi (OSL)

OSL verilerine göre yalıtışlarının yaşları günümüzden önce (G.Ö.) 387±19 yıl ile 16,353±2,944 yıl gibi geniş bir yaş aralığında değişmektedir. Yaşlardan 21 tanesi 6000 yıldan daha genç iken iki örneğin yaşı 6000'den daha yaşlı çıkmıştır. Bu örnekler 8,245±686 yıl ile Y4.1 ve 16,353±2,944 yıl ile Y21.2'dir (Tablo 4.10).

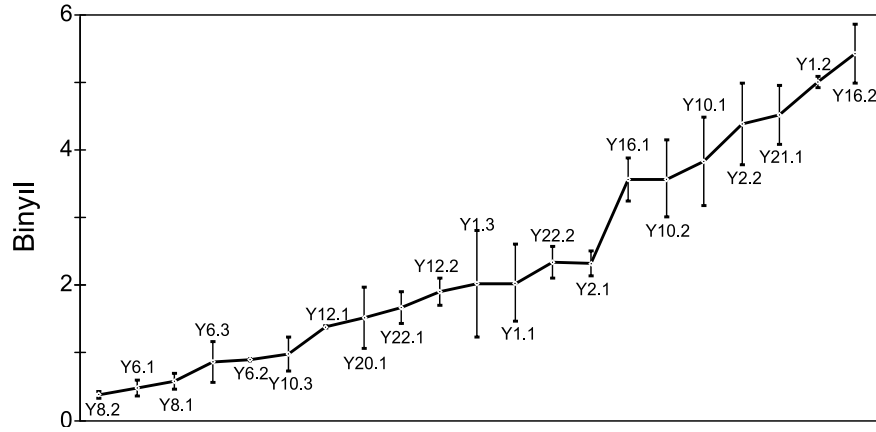
Tablo 4.10: Yalıtışları ve eolinit örneklerinin OSL tarihlendirme sonuçları

<i>Örnek no.</i>	<i>Yaş (bin yıl)</i>	<i>Paleo Doz (Gy)</i>	<i>Sayım tekrarı (n)</i>	<i>Doz hızı (Gy/bin yıl)</i>
Y1-1	2.022±0.564	1.781±0.494	9	0.881±0.027
Y1-2	4.983±0.990	2.145±0.402	8	0.430±0.028
Y1-3	2.015±0.777	0.878±0.333	7	0.436±0.029
Y2-1	2.329±0.181	2.209±0.158	14	0.948±0.000
Y2-2	4.372±0.599	2.001±0.245	11	0.458±0.028
Y4-1	8.245±0.686	8.502±0.632	10	1.031±0.038
Y6-1	0.496±0.117	0.493±0.116	7	0.994±0.024
Y6-2	0.906±0.200	0.932±0.204	8	1.029±0.028
Y6-3	0.876±0.296	0.866±0.292	9	0.988±0.028
Y8-1	0.584±0.125	0.263±0.054	9	0.450±0.028
Y8-2	0.387±0.049	0.359±0.044	10	0.926±0.028
Y10-1	3.814±0.642	1.593±0.248	8	0.418±0.027
Y10-2	3.561±0.556	1.715±0.250	10	0.482±0.027
Y10-3	0.970±0.252	0.931±0.240	9	0.960±0.00
Y12-1	1.390±0.250	1.400±0.250	9	1.007±0.025
Y12-2	1.906±0.206	1.898±0.198	9	0.996±0.029
Y16-1	3.550±0.313	3.913±0.328	9	1.102±0.029
Y16-2	5.407±0.425	3.130±0.186	8	0.579±0.030
Y20-1	1.518±0.463	1.633±0.496	6	1.076±0.030
Y21-1	4.498±0.434	2.445±0.197	12	0.544±0.029
Y21-2	16.353±2.944	9.806±1.700	8	0.600±0.029
Y22-1	1.672±0.242	1.735±0.246	9	1.0379±0.00
Y22-2	2.327±0.237	1.463±0.131	10	0.629±0.030
E2-1	57.98±4.20	61.12±4.11	21	1.05±0.02
E2-2	101.89±8.31	50.07±2.91	23	0.49±0.02

² SEM analizleri sırasında SEM'e bağlı EDX detektöründe meydana gelen arıza nedeniyle sadece eolinit örneklerinden EDX yapılabildiği.

Yaşları büyük çıkan bu iki örnek dışarıda bırakıldığında yalıtışı oluşum tarihlerinin belirli bir dönemsellik göstermediği 6000 yıl içerisinde dağıldıkları (Şekil 4.79) ancak lokalitelerin büyük bölümünün kendi içerisinde tutarlı oldukları görülür (Şekil 4.80)

Şekil 4.79: Yaşları 6 bin yıldan küçük olan yalıtışı tarihlerinin büyükten küçüğe doğru sıralanışı



Elde edilen yaşların lokaliteler içerisindeki dağılımları ve bu yaşların Doğu Akdeniz için elde edilen deniz seviyesi eğrileri ile ilişkileri kısaca şu şekildedir: 1 nolu lokalite kıyı çizgisine en yakın tabakadan alınan Y1.1 (2.022 ± 0.564) ve en uzak tabakadan alınan Y1.3 (2.015 ± 0.777) nolu örnekler benzer yaş ve yaş aralığında çıkmakla birlikte, orta tabakadan alınan Y1.2 (4.983 ± 0.990) nolu yalıtışı daha yaşlı çıkmıştır. Doğu Akdeniz için yapılan deniz seviyesi eğrilerine göre (Brückner vd., 2010) Y1.1 ve Y1.3 nolu örnekler tüm eğriler için yükselen deniz seviyesi koşullarına, Y1.2 ise bazı eğrilere göre günümüzden daha yüksek deniz seviyesi koşullarına, bazı eğrilere göre deniz seviyesinin azaldı ya da arttığı deniz seviyesi koşullarına karşılık gelir (Şekil 4.80a).

2 nolu lokalitede yalıtışının en kalın ve kıyı çizgisine en uzak olduğu noktada alt tabakadan alınan Y2.1 (2.329 ± 0.181) tüm eğriler için yükselen deniz seviyesi koşullarına, aynı noktanın 30 cm yukarısından ayrı bir tabakadan alınan ve daha yaşlı olan Y2.2 (4.372 ± 0.599) ise eğrilerin önemli bir bölümü için -6 m'ye kadar alçalan deniz seviyesi koşullarına karşılık gelir (Şekil 4.80b).

Oldukça dağınık bir yapı gösteren 4 nolu lokaliteden alınan Y4.1 nolu örnek 8.245 ± 0.686 tarihi ile küresel deniz seviyesinin -10 m civarında (Lambeck ve Purcell, 2005) olduğu bir döneme karşılık gelir.

6 nolu lokalitede yalıtışı tabakalarının belirgin olduğu kıyı çizgisine en uzak noktadan en üst tabakadan alınan Y6.1 (0.496 ± 0.117), orta tabakadan alınan Y6.2 (0.906 ± 0.200) ve en alt tabakadan alınan Y6.3 (0.876 ± 0.296) tüm eğriler için yükselen deniz seviyesi koşullarına karşılık gelir (Şekil 4.80c).

8 nolu lokalitede kıyı çizgisine en yakın noktadaki üst tabakadan alınan Y8.1 (0.584 ± 0.125) ve onun bir alt tabakasından alınan Y8.2 (0.387 ± 0.049) 6 nolu lokalitedeki yalıtışına benzer koşullarda oluşmuştur. Lokaliteden alınan her iki örnek tüm eğriler için yükselen deniz seviyesi koşullarına karşılık gelir (Şekil 4.80d).

10 nolu lokalitede yalıtışının kıyı gerisindeki kesiminde alt tabakadan alınan Y10.1 (3.814 ± 0.642) ile orta tabakadan alınan Y10.2 (3.561 ± 0.556) nolu örnekler alçalan deniz seviyesi koşullarına, kıyıya en yakın ve en üst tabakadan alınan Y10.3 (0.970 ± 0.252) ise yükselen deniz seviyesi koşullarına karşılık gelir (Şekil 4.80e).

12 nolu lokalitede kıyıya en uzak alt tabakadan alınan Y12.1 (1.390 ± 0.250) ile kıyıya en yakın üst tabakadan alınan Y12.2 (1.906 ± 0.206) nolu örnekler tüm eğriler için yükselen deniz seviyesi koşullarını gösterir (Şekil 4.80f).

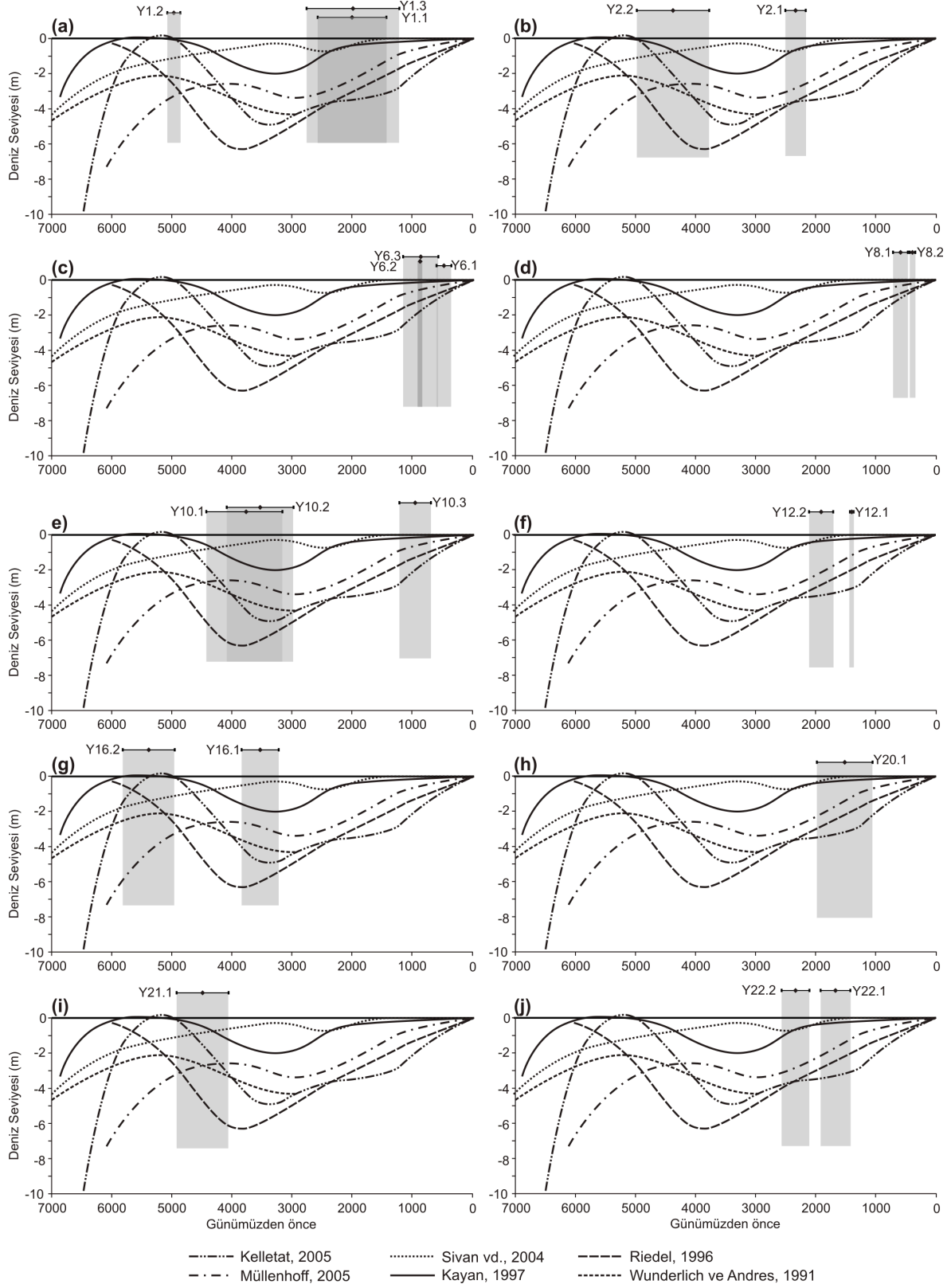
16 nolu lokalitede kıyıya en yakın üst tabakadan alınan Y16.2 (5.407 ± 0.425) deniz seviyesinin yükseldiği ve maksimuma ulaştığı, kıyıya en uzak alt tabakadan alınan Y16.1 (3.550 ± 0.313) ise bazı eğriler için deniz seviyesinin minimuma ulaştığı döneme, bazıları için yükselen ve alçalan deniz seviyesi koşullarına karşılık gelir (Şekil 4.80g).

Tek tabakadan oluşan 20 nolu lokaliteden alınan tek örnek Y20.1 (1.518 ± 0.463) tüm eğriler için yükselen deniz seviyesi koşullarına karşılık gelir (Şekil 4.80h).

Alınan örneklerde en yüksek yaş değeri 21 nolu lokaliteye aittir. Bu lokalitede kıyıya en uzak kesimde alt tabakadan alınan Y21.1 (4.498 ± 0.434) deniz seviyesinin maksimuma ulaştıktan sonraki düşüş dönemine karşılık gelirken (Şekil Şekil 4.81i) kıyıya yakın kesimden alınan Y21.2 (16.353 ± 2.944) Son Buzul Dönemi Maksimumu'na yakın bir döneme karşılık gelir.

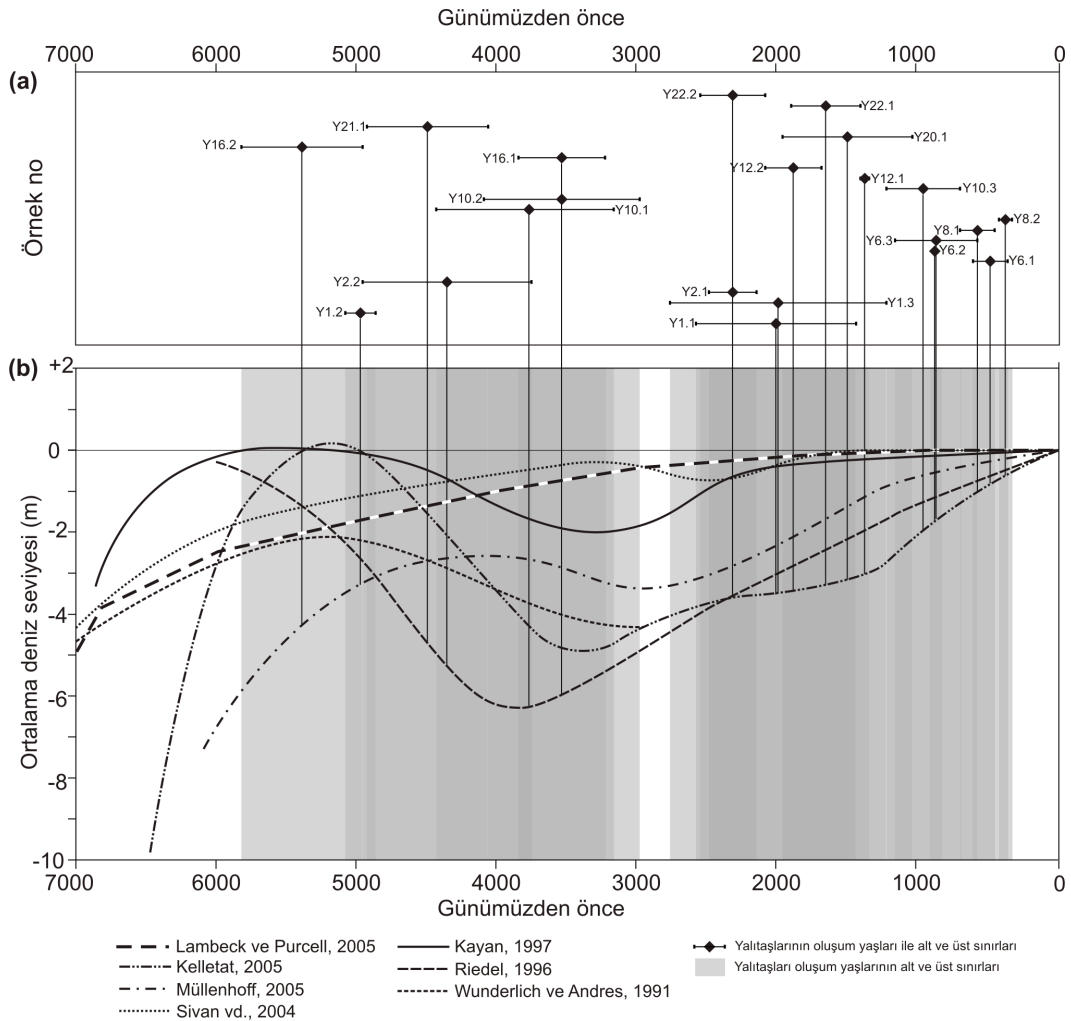
22 nolu lokalitenin kıyıya en uzak kesimde alt tabakadan alınan Y22.1 (1.672 ± 0.242) ve kıyıya yakın kesimdeki en üst tabakadan alınan Y22.2 (2.327 ± 0.237) tüm eğriler için yükselen deniz seviyesi koşullarına karşılık gelir (Şekil 4.80j).

Şekil 4.80: OSL yaşlarının yalıtışı lokalitelerine göre dağılımı ve bu yaşların doğu Akdeniz deniz seviyesi eğrileri ile ilişkisi (Eğriler, Brükner vd., 2010'dan düzenlenmiştir)



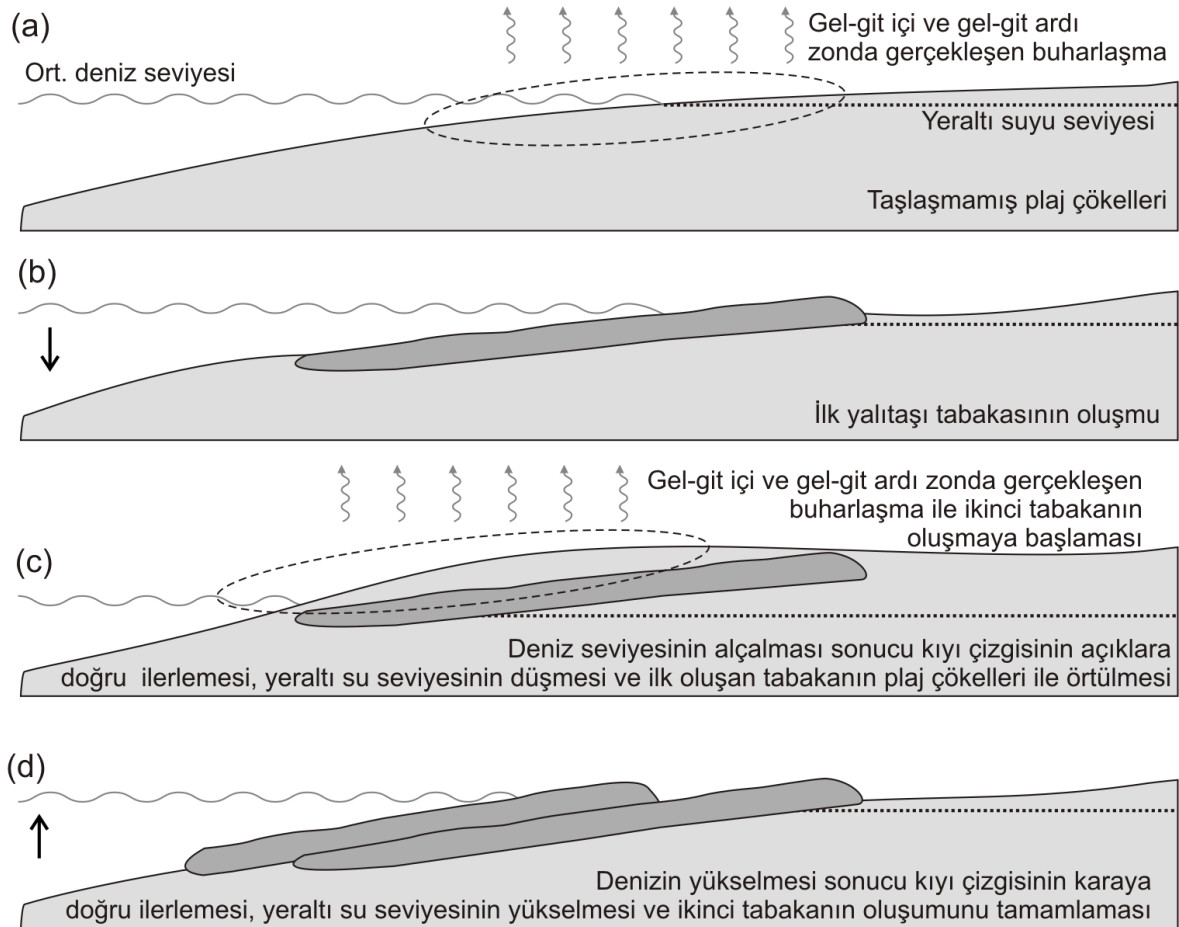
Yaş sonuçlar doğu Akdeniz için elde edilen deniz seviyesi eğrileri üzerine bindirildiğinde yaşı 2500 yıldan daha küçük olan yalıtışlarının tüm eğriler için yükselen deniz seviyesi koşullarında oluştuğu görülür. Ancak yaşları 3000-6000 yıl arasında değişen yalıtışları için tüm eğriler farklı deniz seviyesi koşulları gösterir. Bununla birlikte eğrilerin büyük bölümünde gösterilen deniz seviyesi genlikleri yalıtışlarının günümüzdeki özelliklerini oluşturabilmesi için oldukça yüksektir. Örneğin maksimum 1 m kalınlığa sahip yalıtışlarını 2000 yıl önceki -4 m deniz seviyesi ile açıklamak mümkün olmamaktadır (Şekil 4.81). Bu nedenle Kıbrıs kıyıları için özel bir deniz seviyesi eğrisi oluşturma ihtiyacı bulunmaktadır. Bu eğriyi oluşturmak için yaşların tabakalar ile ilişkilerine göre deniz seviyesi değişimlerine bağlı olarak iki temel çimentolanma modeli ortaya koyulmuştur (Şekil 4.82,83).

Şekil 4.81: (a) Kuzey Kıbrıs yalıtışlarının yaş ve yaş aralıkları ile (b) bu yaşların doğu Akdeniz deniz seviyesi eğrilerindeki karşılıkları (deniz seviyesi eğrileri Brückner vd., 2010'dan düzenlenmiştir)



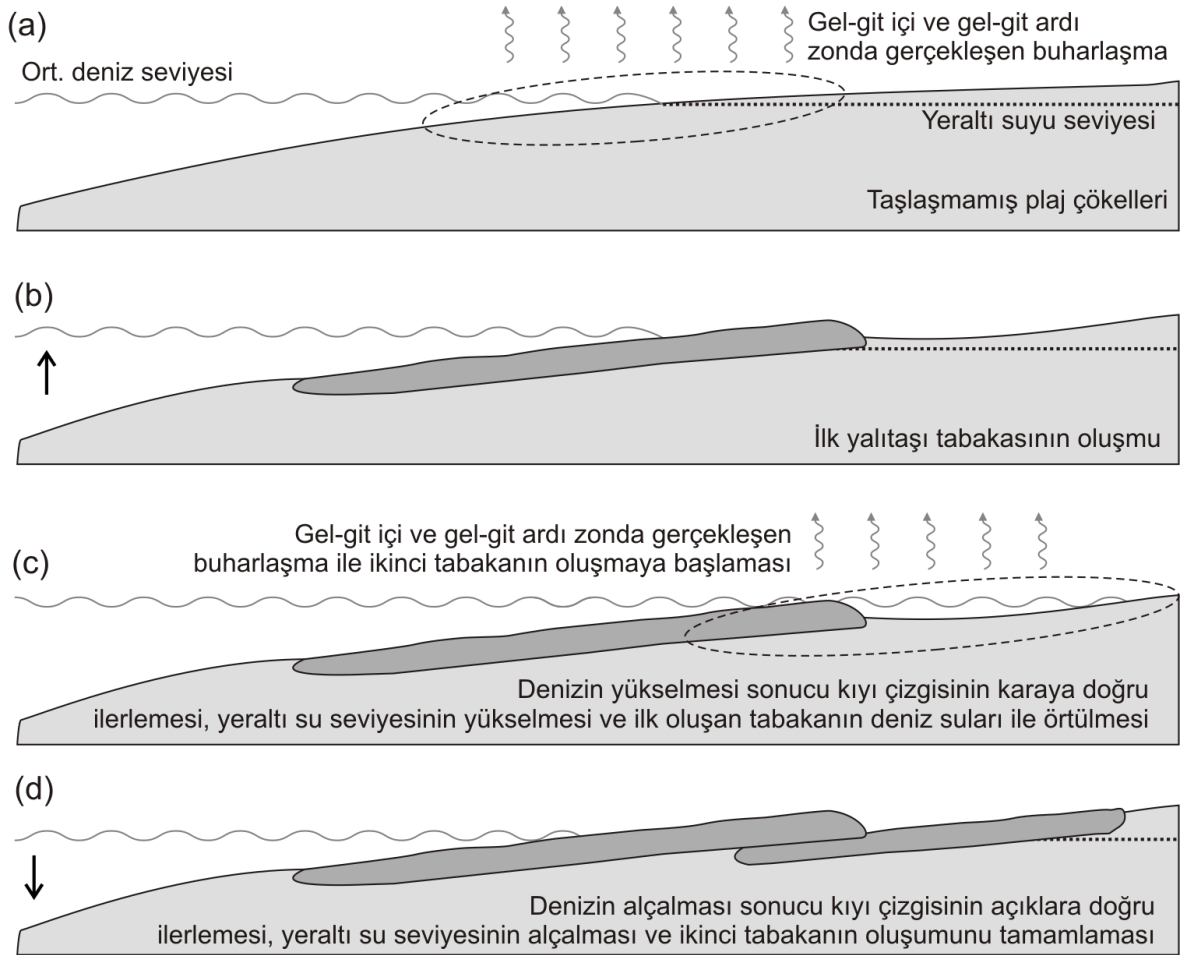
3.7.1. Deniz seviyesinin alçaldığı yalıtışı çimentolanma modeli: Bu modelde kıyıya en yakın tabaka daha genç iken, kıyıya en uzak olan tabaka daha yaşlıdır. Oluşum şekli kısaca şu şekildedir: Taşlaşmamış plaj çökellerinde, gel-git içi (*intertidal*) ve gel-git ardı (*supratidal*) koşullarda buharlaşmanın gerçekleşmesi sonucunda ilk yalıtışı tabakası meydana gelir (Şekil 4.82a,b). Daha sonra deniz seviyesinin düşmesiyle kıyı çizgisi denizin içerisine doğru ilerler. Bu ilerleme sonucunda plaj çökelleri genişleyerek yalıtışı tabakasını örter. Böylece yalıtışı tabakası üzerinde plaj çökellerinden oluşan bir katman birikir (Şekil 4.82c). Oluşan bu katman deniz seviyesinin yeniden yükselmesi sırasında taşlaşarak ikinci yalıtışı tabakasını oluşturur. Böylece yalıtışının kıyıya en yakın tabakası en genç kıyıya en uzak olan tabakası ise en yaşlı tabaka olarak karşımıza çıkar. Bu modelin örneklerini 2, 6 ve 10 nolu lokalitelerde görebilmekteyiz. Aynı zamanda yükselen deniz suyunun oluşturduğu dalgaların etkisiyle yaşlı yalıtışının önünde biriken plaj çökelleri taşınarak ortamdaki uzaklaştırılır. Ancak yalıtışının gerisinde kalan ve yalıtışı tarafından korunan eski plaj çökellerinin sabit kalmasıyla yalıtışının ön ve ard kısımları arasında seviye farklılığı artar. Bu durum bazı alanlarda yalıtışının eğiminin artmasına yol açar.

Şekil 4.82: Deniz seviyesinin alçaldığı çimentolanma modeli



3.7.2. Deniz seviyesinin yükseldiği yalıtışı çimentolanma modeli: Bu modelde diğer modelin tersine kıyıya en yakın tabaka daha yaşlı iken, kıyıya en uzak olan daha gençtir. Oluşum şekli kısaca şu şekildedir: Bir önceki modele benzer olarak taşlaşmamış plaj çökelleri üzerinde, gel-git içi ve ardı koşullarda, buharlaşmanın gerçekleşmesi sonucunda ilk yalıtışı tabakası meydana gelir (Şekil 4.83a,b). Daha sonra deniz seviyesinin yükselmesiyle yalıtışı tamamen su altında kalır. Su altında kalan yalıtışının gerisindeki alanda taşlaşmamış plaj çökelleri üzerinde gerçekleşen buharlaşma sonucunda daha genç olan ikinci yalıtışı tabakası oluşur. Böylece kıyıya en yakın yalıtışı tabakası en yaşlı iken kıyıya en uzak olan yalıtışı tabakası en gençtir. Bu modelin örnekleri 8, 12, 16 ve 22 nolu lokalitelerde görülür.

Şekil 4.83: Deniz seviyesinin yükseldiği çimentolanma modeli



Tarihlendirilen yalıtışı lokalitelerini yukarıdaki iki modelle temel olarak açıklayabilmekle birlikte çimentolanma modelleri ile açıklayamadığımız iki lokalite bulunmaktadır. Bu lokalitelerde ki iki örneğin (Y4.1 ve Y21.2) yaşı 6000'den daha yaşlı

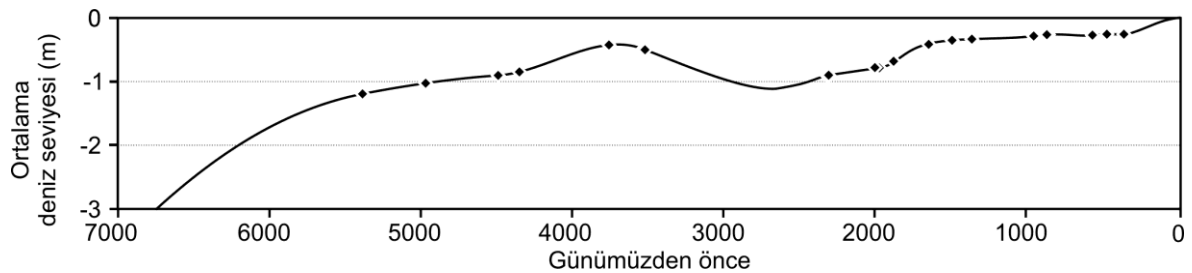
çıkıştır ve yalıtışlarını o tarihlerdeki deniz seviyeleri ile açıklamak mümkün olmamaktadır. Yaşlı çıkan bu örnekler, OSL tekniğinde temel hata kaynaklarından olan, güneş görmemiş daha yaşlı parçaların yalıtışının içerisine karışmasından kaynaklanmış olabilir. Bu nedenle deniz seviyesi eğrisi oluşturmada ve genel değerlendirmede bu iki örnek dikkate alınmamıştır.

3.7.3. Doğu Akdeniz Deniz Seviyesi Eğrisi

Doğu Akdeniz’de son 3000 yıldan günümüze doğru deniz seviyesinin sürekli artış gösterdiği tüm eğrilerde ortak noktayı oluştururken eğrilerin genlikleri yalıtışı oluşumu için oldukça farklılık gösterir. 3000-6000 yılları arasında ise eğriler hem genlik hemde deniz seviyesi koşulları açısından büyük farklılık gösterir. Bu farklılıklardan dolayı yukarıdaki modeller dikkate alınarak Kuzey Kıbrıs yalıtışlarının oluşumunu açıklayacak yerel bir deniz seviyesi eğrisi oluşturulması ihtiyacını doğurmuştur. Oluşturulan eğride dikkat edilen hususlar şu şekildedir:

- 6000 yıldan önceki bin yıl içerisinde yapılan eğrilere göre deniz seviyesinin -10 m ve daha aşağıda olduğu tahmin edilmektedir. Bu nedenle deniz seviyesi eğrisi oluşturulurken en yaşlı çıkan iki örnek (Y4.1 ve Y21.2) eğriye dahil edilmemiş ve eğri 7000 yıl öncesinden başlatılmıştır.
- Son Buzul Maksimumundan günümüze deniz seviyesi sürekli olarak artış göstermiş ve son 7000 yıl içerisinde artış hızı azalmakla birlikte devam etmiştir. Bu nedenle eğri temel olarak artış eğilimindedir.
- Modeller göre lokaliteler içerisindeki artış ve azalışlarda maksimum 0.5 m’lik genlik dikkate alınmıştır (Şekil 4.84).

Şekil 4.84: Yalıtışı yaşlarına göre son 7000 yılda kuzey Kıbrıs kıyılarında deniz seviyesinin değişimi



Yukarıda belirtilen hususlar dikkate alınarak oluşturulan eğrinin temel özellikleri şu şekildedir: Küresel deniz seviyesine bağlı olarak yaklaşık 6000 yıl önce deniz seviyesi

artış hızı önemli miktarda azalmıştır ancak artışına devam etmiştir. Salınımlar yapan deniz seviyesi 3700 yıl önce maksimuma ulaştıktan sonra tekrardan düşmüştür. Bu dönemde yalıtışı oluşumunda bir boşluğa karşılık gelir. Bu boşluğa göre bu dönemde ya yalıtışı oluşmamıştır ya da daha düşük deniz seviyesi koşullarında oluşan yalıtışları günümüzde deniz suları ile kaplıdır. Deniz seviyesi minimuma ulaştıktan sonra 2700 yıl önce tekrar yükselmeye başlamış ve bu tarihten sonra deniz seviyesinde önemli bir düşüş yaşanmamıştır. Ancak bu sürekli artış ile birlikte kendi içerisinde yalıtışı kalınlığını geçmeyecek salınımlar yapmıştır. Örneğin yaklaşık olarak 1600 yıl önce Ortaçağ Ilıman Periyodu ile birlikte deniz seviyesinde bir artış görülürken, 500 yıl önce yaşanan Küçük Buzul Çağı'nda deniz seviyesi artışında bir durgunluk ve küçük bir düşüş yaşanmıştır. Bu durum deniz suyunun sıcaklık ile birlikte genişlemesine bağlı olarak gerçekleşir. Deniz suyu sıcaklıklarında yaşanan artışlar termal genişlemeye bağlı olarak deniz seviyesinde bir artışa yol açarken, sıcaklığın düşmesi deniz seviyesinin düşmesine yol açar. Örneğin Grinsted vd., (2009) son 2000 yıl içerisinde minimum deniz seviyesinin Küçük Buzul Çağı'na denk gelen dönemde (1730 civarında) -19 ile -26 cm arasında olduğunu ve maksimum deniz seviyesinin ise Ortaçağ Ilıman Periyodu'na karşılık gelen dönemde (1150 civarında) +12 cm ile +20 cm civarında olduğunu modellemişlerdir. Bu ve benzeri yapılan modellemelerde buzulların erimesinin yanı sıra termal genişleme en önemli etkenler arasında gösterilir. Örneğin termal genişlemenin deniz seviyesi artışına katkısı 1961-2003 yılları arasında 0.4 ± 0.1 mm/yıl, 1993-2003 yılları arasında ise 1.6 ± 0.5 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Bindoff vd., 2007). Buzların erimesi küresel deniz seviyesinde artışlara yol açarken, sıcaklık değişimlerinin daha yerel bir özellik göstermesi küresel anlamda yaşanan deniz seviyesi artışının yersel olarak farklılık göstermesine yol açar.

3.7.4. Holosen Tektonik Yükselim Hızı

Arazi çalışması ile ölçülen tabaka yükseklikleri, gel-git ölçüm istasyonlarından elde edilen yıllık ortalama ve maksimum deniz seviyesi değişimi ile yıllık ortalama gel-git genliği, yalıtışlarından son 7000 yıl için oluşturulan deniz seviyesi değişimleri (Şekil 4.84) aracılığıyla kuzey Kıbrıs kıyılarının tektonik yükselim hızlarını bulmak mümkündür. Bu amaçla her bir örnek için iki farklı yükselim hızı hesaplandı (Tablo 4.11). Yükselim hızları hesaplanırken aşağıdaki aşamalar gerçekleştirildi. İlk olarak elde edilen deniz seviyesi eğrisi ile her bir örneğin günümüz deniz seviyesine göre oluşum derinlikleri (GDGOD) ve arazi çalışması ile deniz seviyesinden yükseklikleri (DY) hesaplandı. Doğu Akdeniz'in

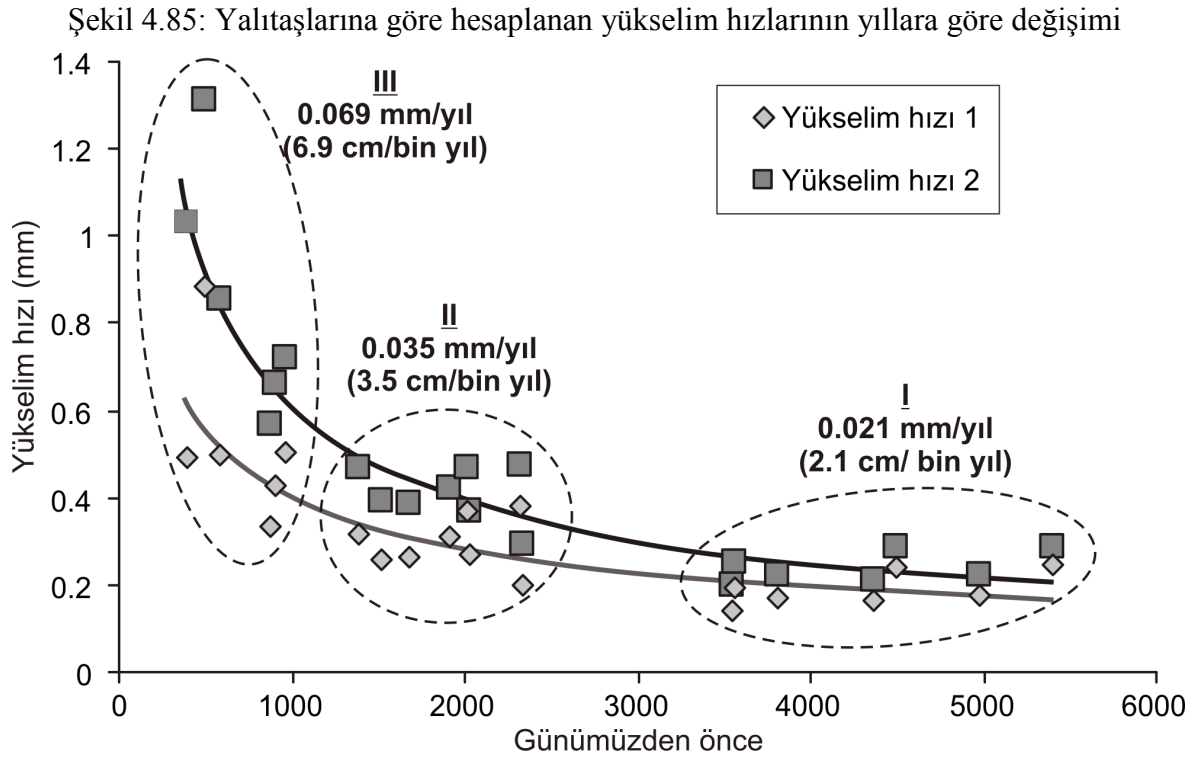
ortalama gel-git genliği (GG) ile yıllık maksimum deniz seviyesi değişimi (YMDS) ve yıllık ortalama deniz seviyesi değişimi (YODSD) değerleri ile ayrı ayrı toplanarak günümüze ait iki ayrı deniz seviyesi genlik değeri (DSG) hesaplandı (DSG 1= GG+ YMDS, DSG 2= GG+ YODSD). Örneklerin deniz seviyesi eğrisinden hesaplanan oluşum derinlikleri ve tabakaların günümüz deniz seviyesinden yüksekliklerinin toplanması ile elde edilen değerlerin deniz seviyesi genliklerinden çıkarılması ile toplam yükselme miktarları (TY) hesaplandı [TY 1= (GDGOD+ DY)- DSG 1, TY 2= (GDGOD+ DY)- DSG 2]. Elde edilen toplam yükselme miktarlarının yaşlara bölünmesi ile yükselme hızları (YH) hesaplandı (YH 1= TY1/Yaş, YH 2= TY2/Yaş). Yukarıda belirtilen aşamalar her bir örnek için gerçekleştirilmiş olup elde edilen sonuçlar Tablo 4.11’de gösterilmiştir.

Tablo 4.11: Yalıtışlarına göre kuzey Kıbrıs kıyılarının tektonik yükselme hızları (GDGOD: Günümüz deniz seviyesine göre yalıtışının olduğu derinlik-deniz seviyesi eğrisinden hesaplanarak, DY: arazi çalışması ölçümlerine göre tabakanın denizden yüksekliği, GG: gel-git, YMDS: yıllık maksimum deniz seviyesi değişimi, YODSD: yıllık ortalama deniz seviyesi değişimi, TY: toplam yükselme, YH: yükselme hızı, tüm değerler cm olarak verilmiştir).

Örnek no	Yaş	GDGOD	DY	DSG 1	DSG 2	TY 1	TY 2	YH 1	YH 2
Y1-1	2,022	70	30	46	25	54	75	0.027	0.037
Y1-2	4,983	95	40	46	25	89	110	0.018	0.022
Y1-3	2,015	70	50	46	25	74	95	0.037	0.047
Y2-1	2,329	85	8	46	25	47	68	0.020	0.029
Y2-2	4,372	80	38	46	25	72	93	0.016	0.021
Y6-1	496	25	70	46	25	49	70	0.088	0.131
Y6-2	906	25	60	46	25	39	60	0.043	0.066
Y6-3	876	25	50	46	25	29	50	0.033	0.057
Y8-1	584	25	50	46	25	29	50	0.050	0.086
Y8-2	387	25	40	46	25	19	40	0.049	0.103
Y10-1	3,814	40	70	46	25	64	85	0.017	0.022
Y10-2	3,561	45	70	46	25	69	90	0.019	0.025
Y10-3	970	35	60	46	25	49	70	0.051	0.072
Y12-1	1,390	30	60	46	25	44	65	0.032	0.047
Y12-2	1,906	65	40	46	25	59	80	0.031	0.042
Y16-1	3,550	45	50	46	25	49	70	0.014	0.020
Y16-2	5,407	110	70	46	25	134	155	0.025	0.029
Y20-1	1,518	35	50	46	25	39	60	0.026	0.040
Y21-1	4,498	85	70	46	25	109	130	0.024	0.029
Y22-1	1,672	40	50	46	25	44	65	0.026	0.039
Y22-2	2,327	85	50	46	25	89	110	0.038	0.047
Ortalama								0.033	0.048

Hesaplanan yükselme hızlarına göre kuzey Kıbrıs kıyılarında son 6000 yıl içerisinde ortalama olarak 0.04 mm/yıl (4 cm/bin yıl) oranında bir tektonik yükselme gerçekleşmiştir.

Ancak yükselim hızları yıllara göre dağılımları incelendiğinde 3 farklı yükselim döneminin olduğu görülür. 5400 ile 3500 yılları arasını kapsayan I nolu dönemde 0.021 mm/yıl (2.1 cm/bin yıl), 3330 ile 1390 yılları arasını kapsayan II dönemde 0.035 mm/yıl (3.5 cm/bin yıl), 970 ile 380 yılları arasını kapsayan III nolu dönemde ise, 0.069 mm/yıl (6.9 cm/bin yıl) oranında yükselim hızları görülür. Bu sonuçlara göre yükselim hızları günümüze doğru artış gösterir (Şekil 4.85).



TARTIŞMA VE SONUÇLAR

1.TARTIŞMA

1.1. Denizel depolar

Güney Kıbrıs'da olduğu gibi Kuzey Kıbrıs'da da denizel taraçalar oldukça yaygın bir dağılış gösterir. Bu taraçalar güney Kıbrıs'da 350-360 m'ye kadar çıkabilmektedir. Bu durum Kuvaterner'de tektonik yükselimin deniz seviyesi değişiminden daha önemli olduğunu ortaya koyar (Poole ve Robertson, 1991). Denizel depolar içerisinde tespit edilen bir mercan türü olan *Cladocora caespitosa*'nın suyun 10 m altında mercan kolonileri geliştirebildiği yaklaşımıyla Poole vd., (1990) tarafından güney Kıbrıs kıyılarındaki denizel taraçalardan yaptıkları yaşlandırmalara göre Kıbrıs Adası'nın Kuvaterner'deki yükselim hızının 5-24 cm/bin yıl (0.05-0.24 mm/yıl) arasında değiştiği tespit edilmiştir. Poole ve Robertson (1998) başka bir çalışmalarında alüvyal fan çökellerini de temsil eden ve Girne bölgesinin kuzey ve güneyinde de yayılış gösteren Pleistosen fanglomera birikimlerinin tektonik yükselim, izostasi, glasiyo-östatik deniz seviyesi değişimleri, iklim değişimi, anakayanın doğası gibi değişkenler tarafından kontrol edildiğini ancak erken ve orta Pleistosen'deki fanglomeraların büyük oranda tektonik yükselimden kaynaklandığını belirtmiştir. Holosen'deki fanglomeralar ise, antropojenik etkiler (ormansızlaşmaya) sonucunda artan erozyon miktarına bağlı olarak oluştukları belirtilmiştir. Zomeni (2012) MIS5 ve MIS 7 denizel taraçaları üzerinden gerçekleştirdiği doktora tezinde güney Kıbrıs kıyılarında tektonik yükselimin yer yer farklılık gösterdiğini, en yüksek yükselim hızını 0.35-0.65 mm/yıl (35-65 cm/bin yıl) diğer alanlarda ise 0.07-0.15 mm/yıl (7-15 cm/bin yıl) olarak gerçekleştirdiğini vurgulamıştır. Çalışmada MIS5 ve MIS 7 taraçalarına göre Beşparmak Dağları kuzey kıyılarının Üst Pleistosen yükselim hızı 0.12 mm/yıl (12cm/yıl) olarak belirtilmiştir. Bu sonuçlara göre çalışmalarda belirtilen en yüksek yükselim hızı 65 cm/bin yıl, en düşük yükselim hızı 5 cm/bin yıl'dır. Sonuç olarak Kıbrıs Adası'nda genel bir yükselim olmakla birlikte bu yükselim yersel olarak farklılık göstermektedir.

Kuzey Kıbrıs kıyılarında tespit edilen bol fosilli depolar 2 m, 26 m ve 40 m olmak üzere 3 farklı seviyede tespit edilmiştir ve bu depoların hepsi *Cladocora caespitosa*

bulundurmaktadır. Bu fosil türünün yanı sıra tespit edilen diğer türlerde depoların sığ koşullarda biriktiğini gösterir. Buna göre depoların deniz seviyesinin 10 m altında biriktiği varsayılırsa depoların maksimum yükselimleri 12 m, 36 m ve 50 m şeklinde değişir. Elde edilen bu değerler yukarıdaki çalışmalarda belirtilen yükselim hızlarına oranladığımızda depoların yaşları çok geniş çıkmaktadır. Bu nedenle tespit edilen depolardan kuzey Kıbrıs kıyıları için mutlak bir yükselim hızı ortaya koyabilmek amacıyla depoların mutlak yaşlandırma yöntemleri ile tarihlendirilmesi gereklidir.

Bununla birlikte özellikle DD2'nin fosil bolluk zonunun kalın olmaması, üstteki ve alttaki birimler arasında uyumsuz olarak bulunması, üstteki ve alttaki birimlerden farklı olarak içerisinde iri çakılları bulunması, fosillerin düzenli bir istiflenme göstermemesi, zon içerisinde baskın bir tür bulunmayıp farklı derinlikleri gösteren çok karmaşık bir fosil yapısına sahip olması bu deponun tsunami etkisiyle oluştuğunu gösterebilir. Kıbrıs Adası'nın tektonik açıdan aktif bir alanda yer alması, Kıbrıs ve Helen Yayı'ndaki dalma sonucunda gerçekleşen depremlerin çeşitli zamanlarda (özellikle Geç Holosen'de) tsunamilere yol açtığının bilinmesi (Whelan ve Kelletat, 2002; Noller vd., 2005; Vött vd., 2007; Fokaefs ve Papadopoulos, 2007; Scheffers vd., 2008) bu ihtimalin olma olasılığının yüksek olduğunu gösterir. Fosil bolluk zonunun benzer özelliklere sahip olmasının yanı sıra içerisinde iri çakılların çok az olduğu ve yer yer merceksi yapılarında bulunduğu DD1 ise, güçlü fırtına dalgaları sonucunda çökelmiş olabilir. DD3 ise, fosil bolluk zonunun oldukça çimentolanmış şekilde olması ve baskın olarak tek bir türün bulunmasından dolayı kokunite benzer bir yapı göstermektedir. Böylece tespit edilen depoların her biri farklı kökene sahiptir.

1.2. Eolinitler

Doğu Akdeniz eolinitlerin oluşumu açısından da uygun koşullar oluşturur. Başta İsrail olmak üzere (Yallon 1967; Yallon ve Laronne, 1971; Sivan vd., 1999; Tsatskin ve Ronen, 1999; Engelmann vd., 2001; Porat vd., 2003; Frechen vd., 2001, 2002, 2004; Sivan ve Porat, 2004; Laukhin vd., 2007) Mısır (El-Asmar, 1994; El-Shafat, 1995; El-Asmar ve Wood, 2000) Girit adası (Le Guern ve Davaud, 2005; Caron vd., 2009) gibi bir çok alanda eolinitler ile ilgili çalışmalar yapılmıştır. Kuzey Kıbrıs kıyılarında yer alan eolinitler ise Çağlar (2009) ve Erginal vd., (2012a) tarafından ele alınmıştır. Hem bu çalışma kapsamında hem de önceki çalışmalarda belirtilen tabaka ölçümü değerlerinin günümüz rüzgâr özellikleri ile uygun olduğu tespit edilmiştir. Yallon ve Laronne (1971) İsrail

kıyılarındaki eolinitlerin katman eğim yönleri üzerinde yaptıkları paleorüzgâr analizlerine göre, eolinitlerin oluştuğu dönemdeki rüzgârlar ile günümüz rüzgâr özelliklerinin aynı yani batılı olduğunu belirtmiştir. Milan vd. (2009) de Kıbrıs Adası'nın güney ve batısında bulunan eolinitlerin batılı ve güneybatılı rüzgârlar tarafından oluşturulduğunu belirtmiştir. Buna göre Doğu Akdeniz'de gelişmiş eolinitlerin temel olarak batılı rüzgârların etkisinde oluştuğu ve Doğu Akdeniz genel atmosfer dolaşımına bağlı rüzgâr özelliklerinin eolinitlerin oluştuğu dönemden günümüze önemli bir değişiklik göstermediği söylenebilir. Eolinitlerin farklı yaşlarda olmasına rağmen tabaka dalımlarında önemli bir farklılık olmaması Akdeniz'in Pleistosen'de gezici alçak basınç merkezi olma özelliğini koruması ile ilgili olmalıdır. Batı Akdeniz'de (Mayorka Adası) yapılmış çalışma da eolinitlerin özellikle kış aylarındaki batılı ve kuzeyli rüzgârların etkisi altında oluşmuş olması (Fornos vd., 2009) bu sonucu desteklemektedir.

1.3. Dalga Aşınım Düzlekleri

Dalga aşınım düzlekleri kumtaşı üzerinde gelişmişlerdir ve tipik olarak üç basamak şeklinde bulunurlar. İlk basamak en üst bölümü oluşturur ve bu alan tuz ayrıştırmasına maruz kalır. Bu basamaktan çoğu zaman dalga oyuğu şeklinde olan 50-100 cm'lik bir diklikle II nolu basamağa geçilir. Bu basamağın genişliği birkaç m'den 10 m'ye kadar değişir ve bu basamakta *Dendropoma petreum*'lar yaygın bir gelişme gösterirler. II nolu basamak dalgaların etkisiyle aşındırılıp şekillendiğinden dolayı su seviyesinin değişimlerine bağlıdır. Bu açıdan bu basamak deniz seviyesi değişimleri açısından önemli bir göstergedir.

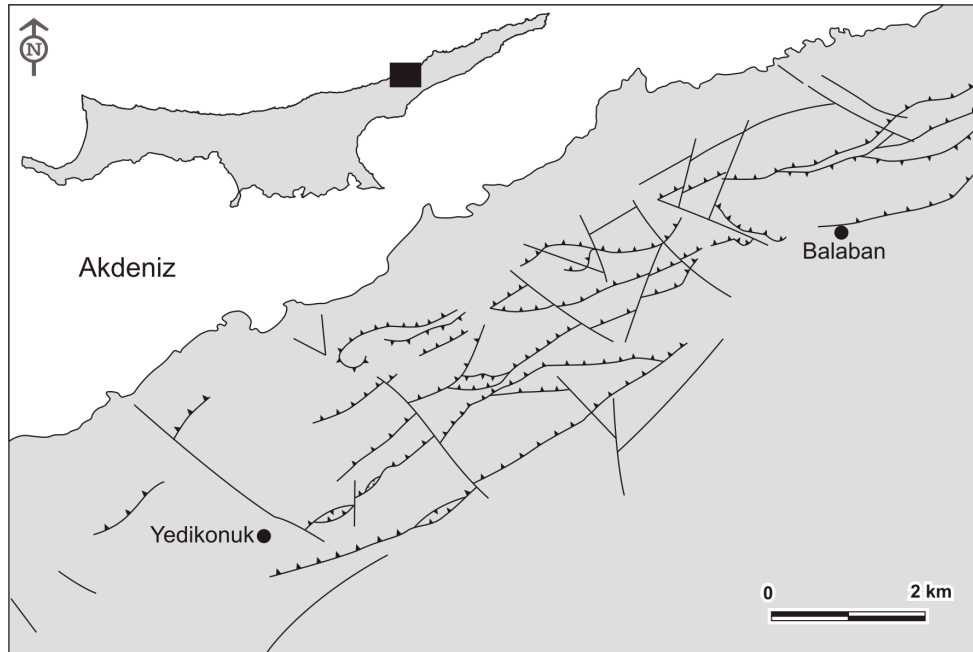
Kuzey Kıbrıs kıyılarında yapılan II nolu basamağın özelliklerine göre üç tip kıyı dalga aşınım düzlüğü tespit edilmiştir.

- Bunlardan ilki basamak yüksekliğinin deniz seviyesine eşit olduğu, basamağın bir bölümünün su altında bir bölümünün ise su üstünde bulunduğu, basamağın ön kısmında *Dendropoma petreum*'ların biyojenik duvar yapıları geliştirdiği ve gelişimini sürdüren aşınım düzlüğüdür.
- İkinci olarak basamağın tamamen sular altında olduğu ve üzerlerinde *Dendropoma petreum*'ların gelişmediği aşınım düzlekleridir.
- Üçüncü olarak ise aşınım düzlüğünün deniz seviyesinden yukarıda olduğu ve *Dendropoma petreum*'ların basamağın üstünde değil de daha çok II nolu

basamak ile III nolu basamak arasındaki diklikte geliştikleri aşınım düzlüğü tipidir.

Bu gözlemlere göre Kuzey Kıbrıs kıyılarında genel olarak yükselimin olmasının yanı sıra yerel alçalmalarında yaşandığını söylemek mümkündür. Özellikle Noller (2009) tarafından Karpaz Yarımadası'nın kuzey-güney doğrultusundaki fayların etkili olduğunun belirtilmesi ve Hakyemez vd. (2002) tarafından hazırlanan 1/25000 ölçekli jeoloji haritalarında kıyıya dik uzanan birçok fayın varlığı ortaya konulmuş olması (Şekil 5.1), kuzey Kıbrıs kıyılarında tektonik özelliklere bağlı olarak yerel yükselmenin farklılaşabileceğini gösterir. Ancak kesin bir sonuç söylemek için dalga aşınım düzlüklerinden yapılacak hassas çalışmalara ihtiyaç vardır.

Şekil 5.1: Karpaz Yarımadası'nda, Yedikonuk ve Balaban yerleşmeleri arasındaki alanda bulunan faylar (Hakyemez vd., 2002'den düzenlenerek).



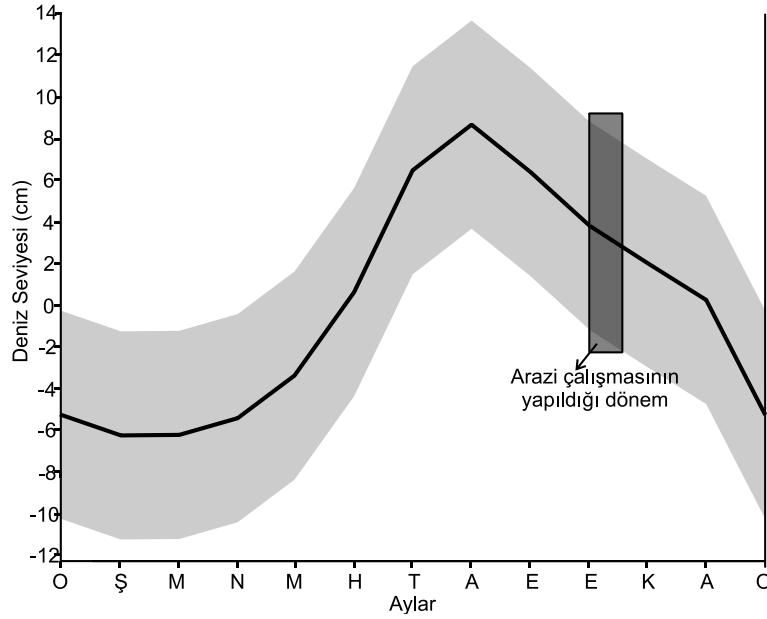
Bu çalışmaların yanı sıra II nolu basamağın ön kısmında gelişme gösteren ve mercan resifleri şeklinde kalın istifler oluşturan *Dendropoma petreum*'lardan tektonik (Sivan vd., 2010), paleoklimsel, özellikle deniz yüzeyi sıcaklık değişimleri ile ilgili (Antonioli vd., 1999; Chemello ve Silenzi, 2011) çalışmalar yapmak mümkündür.

1.4. Yalıtışları

Tüm yalıtışlarında kalsit minerali temel çimentolayıdır ve aragonit hiçbir yalıtış çimentosu içerisinde görülmemiştir. Bu durum yalıtış oluşumunda akarsuların ve yer altı suyunun önemli bir etkisi olduğunu gösterir (Stoddart ve Cann, 1965). Aynı zamanda yalıtışları içerisinde oluşumların gerisinde bulunan birimlere ait fosillerin gözlenmesi akarsuyun taşıdığı materyallerin yalıtış çimentolanmasına önemli bir katkı sağladığını destekler.

Kıbrıs Adası bulunduğu konum ve sahip olduğu özellikleri bakımından yalıtış oluşumu için uygun koşullar barındırır. Arazi çalışmalarında toplam olarak 23 lokalitede yalıtış oluşumu tespit edilmiştir. Arazi ölçümlerine göre yalıtışları deniz seviyesinden maksimum 80 cm yukarıda bulunur. Daha önce yapılan çalışmalarda Ertek vd. (2008) tarafından Güzelyalı yalıtışının 130 cm, Esentepe yalıtışının denizin altında 125 cm, Kutoğlu (2010) tarafından ise, Kayalar mevkiindeki yalıtışının 102 cm kalınlığa sahip olduğu belirtilmiştir. Bütün çalışmalara göre kuzey Kıbrıs kıyılarındaki yalıtışları deniz seviyesinin yaklaşık olarak 1.2 m altında ve 80 cm yukarısında olmak üzere toplamda 2 m'lik bir yükseklik genliğine sahiptir. Hem bu çalışmada hem de diğer çalışmalarda belirtilen bu değerler Doğu Akdeniz'in yıl içerisindeki deniz seviyesi ve gel-git genliğini aşmaktadır. Öztürk (2011) tarafından yapılan çalışmaya göre, Doğu Akdeniz ortalama deniz seviyesinde yıllık 14.9 cm'lik (Şekil 5.1), maksimum ve minimum deniz seviyelerine göre ise 36.5 cm'lik bir genliğe sahiptir. Bu değerlere Ay'ın çekim gücüne bağlı olarak oluşan ortama 10 cm'lik gel-git genliği de eklendiğinde deniz seviyesi salınımı ortalama olarak 25 cm (Şekil 5.2), maksimum ve minimum deniz seviyelerine göre ise 47 cm olur. Bu durumda yalıtışlarının, hepsi olmamakla birlikte, önemli bir bölümünün günümüz deniz seviyesi koşullarına uymadıkları görülür.

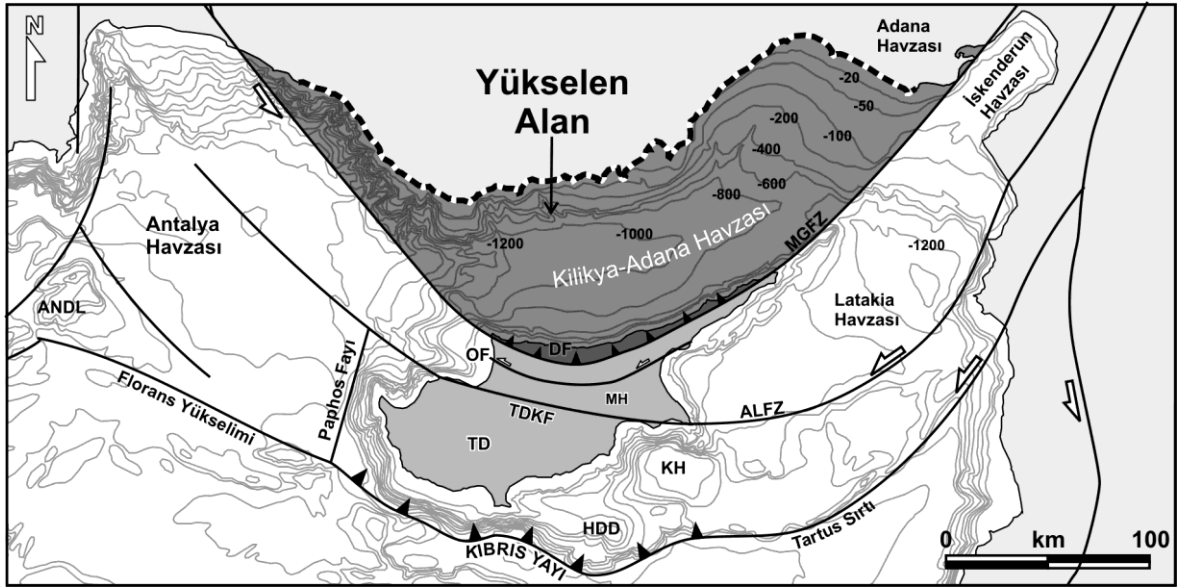
Şekil 5.2: Doğu Akdeniz’de aylık ortalama deniz seviyesinin (Siyah çizgi-Öztürk, 2011’den düzenlenerek) ve ayın çekim gücüne bağlı olarak oluşan ortalama gel-git genliğinin aylık değişimi (Gri alan-AVISO’nun¹ verilerinden düzenlenerek)



Desruelles vd., (2009), Çiner vd., (2009) Türkiye’nin Akdeniz sahillerindeki yalıtışlarından elde ettikleri veriler ile deniz seviyesinin 5000 yıldan günümüze doğru farklı zamanlarda sabitlendiğini ve yalıtışlarının bu dönemlerde oluştuğu ancak günümüzdeki konumlarını almalarında tektoniğin büyük etkisinin olduğu ortaya koymuştur. Bu çalışmalarda Beşparmak Dağları ve Karpaz Yarımadası’nın kuzey kıyıları karşısında yer alan İncekum (Antalya)-Adana arasında kalan kıyı alanı III numaralı bölge olarak nitelendirilmiş ve bu alandaki yalıtışları diğer alanlardan farklı olarak bugünkü deniz seviyesinde ya da üstünde yer aldığı belirtilmiştir. Beşparmak Dağları ve Karpaz Yarımadası’nın kuzey kıyılarında tespit edilen tüm yalıtışları da deniz seviyesinde ve üstünde bulunur. Bu durum her iki alan arasında bölgesel bir ilişki olduğunu ortaya koyabilir. Yani İncekum-Adana ile Kuzey Kıbrıs kıyıları arasında kalan ve Misis-Girne Fay Zonu ile sınırlandırılmış Kilikya-Adana Havzası’nda toplu bir yükselme söz konudur (Şekil 5.3). Misis-Girne Fay Zonu’nun Girne Segmenti’nde yükselimin günümüzde de devam ediyor olması (Aksu vd., 2005) ve Kuvaterner’de tektonik yükselimin deniz seviyesi değişiminden daha önemli olması (Poole ve Robertson, 1991) bu durumu destekler nitelikte olabilir.

¹ <http://www.aviso.oceanobs.com/en/applications/ocean/tides/index.html>

Şekil 5.3: Doğu Akdeniz'in morfotektonik yapısı ve Kıbrıs Adası'nın bu yapı içerisindeki yeri (Kesik çizgili alan Desruelles vd., (2009) ve Çiner vd., (2009) tarafından tanımlanan III numaralı alanı göstermektedir. Batimetri eğrileri NOAA'ya bağlı National Geophysical Data Center²'in tüm Akdeniz için hazırlamış olduğu batimetri haritasından elde edilmiştir. Tektonik birimler Ergün vd., 2005; Wdowski vd., 2006; Şengör vd., 1985; Harrison, 2008; McCay ve Robertson, 2012'den düzenlenmiştir.) ANDL: Anaksimender Deniz Dağları, ALFZ: Amanos-Larnaka Fay Zonu, DF: Değirmenlik (Kythrea) Fayı, HDD: Hecataeus Denizaltı Dağı, KH: Kıbrıs Havzası, MH: Mesarya Havzası, OF: Dardere (Ovgos) Fayı, MGFZ: Misis-Girne Fay Zonu, TD: Trodos Dağı, TDKF: Trodos Dağı Kenar Fayı.



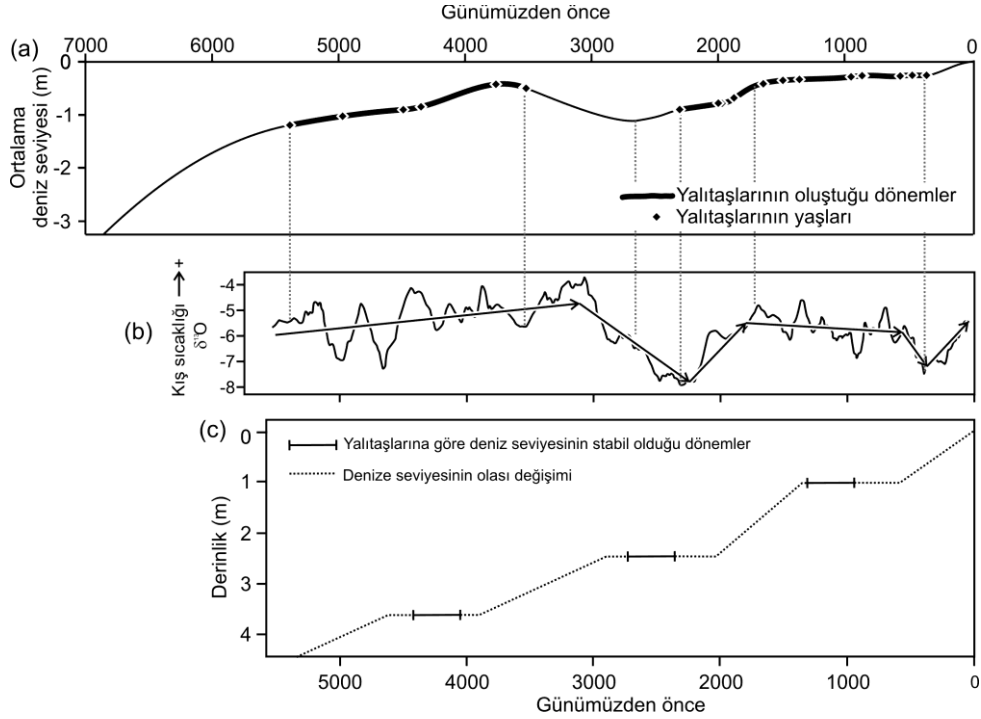
1.5. Holosen Deniz Seviyesi Değişimleri

Kelletat (2005) tarafından yapılan eğride deniz seviyesinin düştüğü ve tekrar yükselmeye başladığı G.Ö. 2500-5000 yılları arası, yalıtışı çimentolanmasının gerçekleştiği dönem; G.Ö. 2500'den günümüze kadar olan ve deniz seviyesinin sürekli arttığı dönemi ise yalıtışların dağıldığı dönem olarak belirtmiştir. Ancak Kuzey Kıbrıs kıyıları için oluşturulan eğride iki önemli yükselim dönemi vardır ve yalıtışlarının genel olarak yükselen deniz seviyesi koşullarında oluştuğu tespit edilmiştir. Benzer durum Kiklad Adaları'nda (Mykonos-Delos-Rhenia/Yunanistan) G.Ö. 5000 yıldan günümüze deniz seviyesinde de görülmektedir. Desruelles vd. (2009)'a göre bu alandaki yalıtışları yükselen ancak yalıtışı oluşum dönemlerinde sabitlenen deniz seviyesi koşullarında oluşmuşlardır.

² <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ibcm/bathy/>

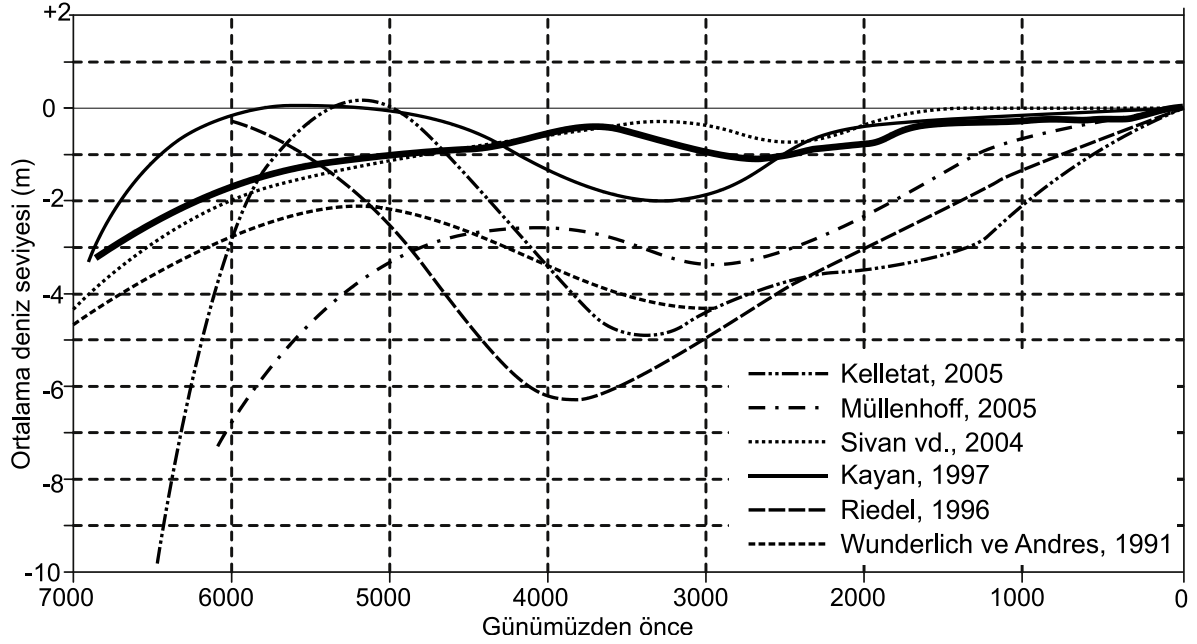
Deniz seviyesi ile sıcaklık arasında pozitif korelasyon olduğundan yükselen deniz seviyesi artan sıcaklık, buharlaşma ve karbonat çökelimini de gösterir. Ancak bu durum Kelletat (2005) ile uyuşmamaktadır. Bununla birlikte yükselen deniz seviyesi koşullarında oluşan bu yalıtışları günümüz deniz seviyesi koşullarına göre daha yüksekte bulunurlar. Lambeck ve Purcell (2005) tarafından yapılan geç Holosen deniz seviyesi eğrisi dikkate alındığında ise yalıtışlarının tamamı yükselen ve önemli bir bölümü -0.5 m ve üzeri ortalama deniz seviyesi koşullarına karşılık gelir. Ancak yapılan daha ayrıntılı çalışmalarda Holosen içerisinde iklimin tek düze bir şekilde olmadığı, kendi içerisinde küçük salınımlar yaptığı bilinmektedir. Örneğin Loehle ve McCulloch (2008) tarafından yapılan çalışmada son 2000 yıl içerisinde sıcaklıkların artış ve azalışlar gösterdiği ortaya konulmuştur. Bu azalış ve artışlar deniz seviyesinde termal deniz seviyesi değişimlerine yol açarlar. Bu açıdan oluşturulan eğri Göktürk (2011) tarafından Kocain Mağarası'ndan (Antalya) alınan dikit üzerinden yapılmış $\delta^{13}\text{C}$ analizleri (kış sıcaklıkları) ile karşılaştırıldığında deniz seviyesi ile sıcaklıklar arasında önemli bir korelasyonun olduğu görülür. G.Ö. 6000 ile 3700 yılları arasında deniz seviyesindeki hızlı yükselme sıcaklıklarda da kuvvetli bir artışa karşılık gelir. G.Ö. 3700 ile 2700 yıl önceki deniz seviyesi düşüşü sıcaklıklarda da bir azalma dönemine ve daha sonraki ani artışlarda sıcaklıklardaki ani artışlara karşılık gelir. Bununla birlikte G.Ö. 1700 ile 400 yıllar arasında ise deniz seviyesi artışının yavaşladığı dönem sıcaklıklar da düşük eğimli bir azalmaya karşılık geldiği ve daha sonraki artışında sıcaklıklardaki ani artışa denk geldiği görülür (Şekil 5.4).

Şekil 5.4: (a) Kuzey Kıbrıs kıyılarındaki G.Ö. 7000 yıldan günümüze deniz seviyesinin değişimi , (b) Kocain Mağarası'ndan (Antalya) elde edilen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin G.Ö. 5500 yıldan günümüze değişimini (Göktürk, 2011'den düzenlenerek) ve (c) Kiklad Adaları'nda (Mykonos–Delos–Rhenia/Yunanistan) G.Ö. 5000 yıldan günümüze deniz seviyesinin yükselimi (Desruelles vd., 2009'dan düzenlenerek).



Sonuç olarak elde edilen deniz seviyesi eğrisinde 7000 yıldan günümüze doğru deniz seviyesinin 3700 yıl öncesine kadar arttığı, bunu takiben 2700 yıl öncesine kadar düştüğü ve daha sonra ise, günümüze kadar uzanan dönemde tekrardan arttığı üç dönem gözlenmektedir. Ancak bu artışlar tek düze şekilde gerçekleşmeyip, salınımlar şeklinde gerçekleşmiştir. Doğu Akdeniz için oluşturulan tüm eğrilerde de deniz seviyesinin son 7000 yıl içerisinde yükselip en üst noktasına ulaştıktan sonra düştüğü ve tekrardan yükselerek günümüzdeki konumuna ulaştığı görülür. Ancak bu yükseliş ve düşüşlerin dönemleri tüm eğrilerde farklılık gösterir. Kuzey Kıbrıs kıyıları için oluşturulan deniz seviyesindeki değişimler diğer eğrilerle yer yer uyumluluk gösterir. Oluşturulan eğri özellikle Sivan vd. (2004) tarafından oluşturulan eğriye büyük oranda benzemektedir. Eğri genel değişimleri açısından Müllenhoff (2005) tarafından yapılan eğriye de benzemektedir ancak seviye genlikleri açısından farklılık göstermektedir (Şekil 5.5).

Şekil 5.5: Doğu Akdeniz ve Kuzey Kıbrıs kıyılarında Holosen deniz seviyesi değişimleri (Kalın siyah çizgi Kuzey Kıbrıs kıyılarındaki deniz seviyesi değişimini göstermektedir).



1.6. Tektonik Yükselim Hızı

Kıbrıs Adası'nın Kuvaterner'deki tektonik yükselim hızı Poole vd., (1990) tarafından 0.05-0.24 mm/yıl (5-24 cm/bin yıl), Zomeni (2012) tarafından 0.07-0.65 mm/yıl (7-65 cm/bin yıl) olarak belirtilirken Beşparmak Dağları kuzey kıyılarının Üst Pleistosen yükselim hızı 0.12 mm/yıl (12 cm/bin yıl) olarak belirtilmiştir. Ancak bu çalışmalar hem Pleistosen hem de güney Kıbrıs kıyıları için yapıldığından kuzey Kıbrıs kıyılarındaki Holosen tektonik yükselimi hakkında sağlıklı sonuçlar vermemektedir. Bu çalışma kapsamında yapılan analizlere göre kuzey Kıbrıs kıyılarının son 6000 yıl içerisindeki ortalama yükselim hızı 0.04 cm/yıl'dır (4 cm/bin yıl). Yükselim hızları yıllara göre 3 farklı yükselim dönemden meydana gelir ve yükselim hızları günümüze doğru artmaktadır. Bu sonuçlara göre Geç Holosen'de yükselim hızları Pleistosen'e göre azalmakla birlikte kendi içerisinde günümüze doğru bir artış göstermiştir.

2. SONUÇLAR

Kıbrıs Adası Doğu Akdeniz havzası içerisinde yer alır ve Doğu Akdeniz'in aktif tektoniği Arabistan ve Afrika Levhaları ile Avrasya Levhası arasındaki çarpışmaya bağlı olarak gelişir. Doğu Akdeniz'in bu tektonik özelliklerinden dolayı Kıbrıs Adası'nın çevresi kısa mesafelerde değişen batimetrik özelliklere sahiptir ve ada çevresinde bir çok havza (Kilikya-Adana, Latakia, Antalya, Heradotus, Kıbrıs havzaları) ve denizaltı dağı (Hecataeus ve Eratosthenes deniz dağları) bulunur. Ada çevresindeki bu tektonik özellikler ada içerisinde de bir çok fay ve fay kuşağının oluşmasına yol açmıştır ve ada bu fayların etkisiyle yükselimine devam etmektedir. Ancak adanın yükselimi hızı kendi içerisinde farklılık gösterir.

Adanın sahip olduğu tektonik özellikler genel morfolojik karakteristiklerinin belirginleşmesinde önemli bir unsurdur. Aynı zamanda bir bindirme kuşağı olan, yüksek eğim değerlerine sahip Beşparmak Dağları ve onun uzantısı şeklinde olan Karpaz Yarımadası KKTC içerisindeki tek yüksek küttedir. Küttelenin kuzeyinde dar bir kıyı kuşağı, güneyinde ise geniş bir ovalık alan bulunur. Bu küttelenin kuzey kıyıları ve Karpaz Yarımadası kıyıları irili ufaklı bir çok koy ve körfezden oluşan girintili çıkıntılı bir özelliğe sahiptir. Kaynağını Beşparmaklar ve Trodos dağlarından alarak Gazimağusa ve Güzelyurt kıyılarında denize ulaşan uzun boylu akarsular ise her iki alanda alüvyonlardan oluşan düz kıyı morfolojisinin oluşmasına yol açmıştır.

Akdeniz havzası içerisinde sıcaklık ve tuzluluk değerleri batıdan doğuya doğru arttığı için Kıbrıs Adası'nın yer aldığı Levantin Denizi, Akdeniz'in en sıcak ve tuzlu alanını oluşturur. Kuzey Kıbrıs'ta yaz aylarında sıcaklıklar 45°C'ye ulaşır ve yıllık 2000 mm'nin üstünde buharlaşma gerçekleşir. Bunun yanı sıra Akdeniz havzasının en doğusunda yer almasından dolayı ada çevresi mikro-gelgit özelliğine sahip olup gelgit genliği oldukça düşüktür ve Ay'ın çekim kuvvetine bağlı olarak günlük ortalama 10cm'lik genlik yaşanır. Günlük gelgit genliğinin yanı sıra termal genişlemeye bağlı olarak yıllık 14.9 cm'lik ortalama deniz seviyesi değişimi görülür ve deniz seviyesi Ağustos ayında en yüksek, Şubat ayında ise en düşük seviyesine ulaşır. Genel atmosfer dolaşımı açısından konumundan dolayı batılı rüzgârların etkisi altındadır ve bu rüzgârlar morfolojinin (dağlık ve ovalık alanlar ile boğazların) etkisiyle şekillenmektedir. Adanın sahip olduğu rüzgâr

özellikleri kumulların hareketinde önemli bir etken olmakla birlikte Kuvaterner içerisinde fosil kumulların oluşmasında da etkili olmuştur.

Yukarıda kısaca açıklanan iklimsel, denizel koşullar, tektonik ve morfolojik özelliklerden dolayı kuzey Kıbrıs zengin kıyı şekillerine sahiptir. Bu çalışma kapsamında zengin kıyı morfolojisinin bazı parçaları olan yalıtışları, denizel depolar, eolinitler ve dalga aşınım düzlükleri incelenmiştir. 3-15 Ekim 2011 tarihleri arasında gerçekleştirilen arazi çalışması ile KKTC'nin bütün kıyıları araştırılmış ve toplam 23 yalıtışı, 3 bol fosilli denizel depo, 3 eolinit tespit edilip, 5 dalga aşınım düzlüğü incelenmiştir. Tespit edilen lokalitelerin bir kısmından örnekler alınarak çeşitli analizleri gerçekleştirilmiş ve oluşumların özellikleri ortaya konulmuştur. Yapılan çalışmalardan elde edilen başlıca sonuçlar şu şekildedir.

Yalıtışları: 23 lokalitede tespit edilen yalıtışları 20-1600 m arasında değişen uzunluklara, 1 m-35 m arasında değişen genişliklere, 3°-15° arasında değişen tabaka eğimlerine sahiptir ve yalıtışının en üst noktası arazi çalışmasının yapıldığı dönemdeki deniz seviyesine göre denizden 20 cm-80 cm yukarıda bulunur. İçerisinde boyları birkaç m'yi bulan iri bloklar da bulunabilen yalıtışları genel olarak konglomera-kumtaşı araldanmasından oluşurlar. İri çakıllar arasındaki çimentolanmış materyal ise, genel olarak orta ve ince kum boyutundaki tanelerden oluşur. FTIR ve XRD analizlerine göre egemen olarak kalsitten oluşan yalıtışı çimentolarında CaCO₃ oranı %40-60 arasında değişir. SEM görüntülerine göre yalıtışlarında tane yüzeylerini genelde 50µm'den ince örtüler şeklinde saran mikritik örtüler, köpek dişi şekilli ve menüsküs köprüler şeklindeki çimento yapıların yanı sıra karbonat zarfları ile sarmalanmış oolitlerin de gözlenmesi karbonat çökeliminin, yani yalıtışı oluşumunun sığ yeraltı suyunun da zengin olduğu, gelgit içi ve gelgit ardı koşulların birlikte etkili olduğunu meteorik vadoz zon koşullarında gerçekleştiğini gösterir.

Yalıtışları buldukları lokalitelere göre sınıflandırıldığında 5 farklı şekilde gelişme göstermişlerdir. Buna göre yalıtışları çakıl-kum araldanmalı plajlar üzerinde, kumlu plajların ön kesimlerinde, iri çakıllı karasal ve denizel depoların önünde ve akarsu ağzlarında gelişme gösterir. Yalıtışlarının ön kısımlarındaki kum taşınımı sonucunda yalıtışının eğim özellikleri artabilir. Yalıtışlarının önemli bir bölümü bu oluşum ortamlarının bir tanesine uygun olarak gelişirken, özellikle uzun yalıtışlarının birkaç farklı oluşum şeklini aynı anda barındırmaktadır. Yalıtışlarının gelişmesinde oluşumun gerisinde

bulunan ve genelde iri çakıllardan oluşan ve yalıtışına önemli miktarda materyal sağlayan karasal ve denizel depolar önemli kaynak sahasını oluştururlar. Bu nedenle yalıtışlarının önemli bir bölümü bu iri çakıllı depoların ön kısımlarında gelişmiş ve yalıtışlarının içerisinde bu depolardan kaynaklanan iri blok ve çakıllar bulunur. Bu depoların etkisiyle yalıtışları önemli bir derecelenme göstermemekte, heterojen ve çoğu zaman kaotik bir yapıya sahiptirler.

OSL tarihlendirmesine göre yalıtışlarının yaşları yaygın olarak G.Ö. 0.442 ± 0.079 ile 5990 ± 0.341 yıl arasında değişir. Yaşlara göre oluşturulan deniz seviyesi eğrisine göre yalıtışları Son Buzul Maksimumu'ndan sonra artış hızı yavaşlayan ancak yükselmeye devam eden, 0 m ile -1 m arasındaki alçak deniz seviyesi koşullarında oluşmuştur (Şekil 5.3). Ancak elde edilen yaşlar sonucunda oluşturulan çimentolanma modellerine göre yalıtışlarının önemli bir bölümü deniz seviyesindeki yükselimi gösterirken bir kısmının alçalma evresinde olduğu tespit edilmiştir. Deniz seviyesi ile sıcaklık arasında pozitif korelasyon olduğundan yükselen deniz seviyesi artan sıcaklık, buharlaşma ve karbonat çökelimini de göstermektedir.

Deniz seviyesi değişimleri ve tektonizma: Yalıtışlarından elde edilen tarihlendirme sonuçları Doğu Akdeniz için yapılan eğriler üzerine yerleştirdiğimizde tek bir eğrinin tüm yaşları açıklayamadığı görülmüş ve Kıbrıs Adası için deniz seviyesi eğrisi oluşturulmuştur. Oluşturulan eğriye göre yaklaşık 6000 yıl önce deniz seviyesi artış hızı önemli miktarda azalmıştır ancak artışına devam etmiştir. Salınımlar yapan deniz seviyesi 3700 yıl önce maksimuma ulaştıktan sonra tekrardan düşmüştür. Deniz seviyesi minimuma ulaştıktan sonra 2700 yıl önce tekrar yükselmeye başlamış ve bu tarihten sonra deniz seviyesinde önemli bir düşüş gerçekleşmemiştir. Ancak bu sürekli artış ile birlikte termal genişlemeye bağlı olarak deniz seviyesi yalıtış kalınlığını geçemeyecek düzeyde ufak salınımlar yapmıştır.

Oluşturulan eğri ile yaşları örtüştürdüğümüzde yalıtışlarının iki farklı yükselen deniz seviyesi koşullarında olduğu görülür. Buna göre deniz seviyesinin artarken yalıtışlarının oluşmaya devam etmesi ve bu yalıtışlarının günümüz deniz seviyesinden yukarıda bulunması durumu Kıbrıs Adası çevresinde tektonik yükselimin deniz seviyesi yükseliminden daha fazla olduğunu gösterir. İkinci olarak benzer durumun Türkiye'nin Akdeniz sahillerindeki yalıtışlarında görülmesi Kuzey Kıbrıs kıyıları ile Türkiye'nin güney sahilleri arasında bir ilişki olduğunu, bu iki alan arasında kalan ve Misis-Girne Fay

Zonu ile sınırlandırılmış Kilikya-Adana Havzası'nda toplu bir yükselimin olduğunu gösterir.

Tektonik yükselim hızı açısından kuzey Kıbrıs kıyılarından son 6000 yıl içerisinde ortalama olarak 0.04 cm/yıl (4 cm/bin yıl) oranında bir tektonik yükselim gerçekleşmiştir. Yükselme hızları yıllara göre dağılımları incelendiğinde 3 farklı yükselme döneminin olduğu ve yükselme hızlarının günümüze doğru artış gösterdiği görülür. Böylece Geç Holosen'de yükselme hızları Pleistosen'e göre azalmakla birlikte kendi içerisinde günümüze doğru bir artış göstermiştir.

Eolinitler: Karpaz Yarımadası'nın güney kıyıları boyunca üç lokalitede tespit edilen eolinitler orta ve kaba kum boyutundaki tanelerden oluşmaktadır. CaCO_3 oranı % 54-69 arasında değişen eolinit çimentosu FTIR ve XRD analizlerine göre egemen olarak kalsitten oluşur. SEM görüntülerinde ooidlerin yaygın olduğu ve eolinit kumlarının iyi yuvarlaklaşmış oldukları görülür. Tane aralarında menüsküs çimento baskındır ve EDX analizleri bu köprü çimentonun % 88-97 oranında Ca, C ve O içerir. Yine ince kesitlerde eolinitlerin bol miktarda foraminifer (globigerinid planktonik foraminifer, miliolid foraminifer), kırmızı alg ve gastropod fosilleri içerdikleri gözlenmiştir. Tabaka ölçümlerine göre eolinit tabakaları kuzeydoğuya doğru 2° - 26° arasında eğimlidir ve bu durum eolinit kumlarının batılı rüzgârların etkisi ile biriktiğini gösterir. Eolinitleri oluşturan rüzgâr yönleri günümüz rüzgâr özellikleri ile karşılaştırıldığında bir uyum söz konusudur. Buna göre Doğu Akdeniz'de hakim rüzgâr yönü eolinitlerin oluştuğu dönemden günümüze önemli bir değişiklik göstermemiştir. Benzer sonuçların İsrail kıyılarında tespit edilmiş olması da bu sonucu doğrular niteliktedir. Buna göre gezegensel ölçekteki iklimsel kuşaklarda Kuvaterner içerisinde kayma yaşanmakla birlikte Akdeniz gezici alçak basınçların toplanma ve hareket alanı olma özelliğini koruyarak Akdeniz içerisinde batılı rüzgârlar egemen rüzgâr olma özelliğini sürdürmüştür.

Dalga aşınım düzlükleri: Karpaz yarımadası ve Beşparmak Dağları'nın kuzey kıyıları boyunca birçok burunun ön kısmında gelişme gösteren aşınım düzlüklerinden 5 tanesi incelenmiş ve 2 tanesinden örnek alınmıştır. Dalga aşınım düzlükleri tipik olarak üç basamaktan oluşur. Deniz seviyesi değişimleri açısından II nolu basamak ve bu basamağın üstünde gelişerek kalın bir istif oluşturabilen *Dendropoma petreum*'lar büyük öneme sahiptir. II nolu basamağın özelliklerine göre KKTC kıyılarında üç tip dalga aşınım düzlüğü tespit edilmiştir. Bunlardan ilki basamak yüksekliğinin deniz seviyesine eşit

olduğu, basamağın bir bölümünün su altında bir bölümünün ise su üstünde bulunduğu, basamağın ön kısmında *Dendropoma petreum* 'ların biyojenik duvar yapıları geliştirdiği ve gelişimini sürdüren aşınım düzlüğüdür. İkincisi basamağın tamamen sular altında olduğu ve üzerlerinde *Dendropoma petreum* 'ların gelişmediği aşınım düzlükleridir. Üçüncüsü ise, aşınım düzlüğünün deniz seviyesinden yukarıda olduğu ve *Dendropoma petreum* 'ların basamağın üstünde değil de daha çok II nolu basamak ile III nolu basamak arasındaki diklikte geliştikleri aşınım düzlüğü tipidir. Bu gözlemlere göre Kuzey Kıbrıs kıyılarında genel olarak yükselimin olmasının yanı sıra yerel alçalmalarında yaşandığını söylemek mümkündür. Ancak kesin bir sonuç söylemek için dalga aşınım düzlüklerinden yapılacak çalışmalara ihtiyaç vardır. Tektonik çalışmaların yanı sıra II nolu basamağın ön kısmında gelişme gösteren ve mercan şeklinde kalın istifler oluşturan *Dendropoma petreum* 'lardan paleoiklimsel çalışmalar, özellikle deniz yüzeyi sıcaklık değişimleri yapmak mümkündür.

2 lokaliteden hem anakaya hem de *Dendropoma petreum* 'lardan alınan örnekler üzerinden yapılan analizlere göre CaCO₃ oranı anakaya çimentolarında % 70-76, *Dendropoma petreum* 'larda % 65-68 arasında değişir. Bu sonuca göre *Dendropoma petreum* 'ların gelişmesinde ana kayanın sahip olduğu yüksek CaCO₃ oranının önemli bir etkidir. Bununla birlikte hem ana kaya hem de canlı örneklerinin FTIR ve XRD sonuçlarının benzer olması anakayanın kimyası ile canlılar arasında bir ilişki olduğunu gösterir. Bu sonuçtan yola çıkarak bazı aşınım düzlüklerinde II nolu basamak üzerinde *Dendropoma petreum* 'ların görülmemesi anakayanın sahip olduğu düşük CaCO₃ oranına bağlıdır.

Denizel depolar: Bol fosilli denizel depolar 2 m, 26 m ve 40 m olmak üzere 3 farklı seviyede tespit edilmiştir. Depolardan sadece tür tespit çalışması yapılmıştır. Depolardan tespit edilen başlıca türler şu şekildedir. **Bivalvia türleri:** *Arca noae* (Linne'), *Barbatia barbata* (Linne'), *Striarca lactea* (Linne'), *Glycymeris insubrica* (Brocchi), *Brachidontes pharaonis* (P.Fischer), *Spandylus* sp., *Ostrea* sp., *Ctena decussata* (O. G. Costa), *Chama gryphoides* (Linne'), *Glans trapezia* (Linne'), *Cerastoderma edule* (Linne'), *Spisula subtruncata* (da Costa); **Gastropodlar:** *Patella* sp., *Monodonta* sp., *Astraea* sp., *Tricolia miniata* (Monterosato), *Alvania cimex* (Linne'), *Alvania montagui* (Payraudeau), *Alvania* sp., *Rissoa splendida* (Eichwald), *Rissoa* sp., *Vermetus* sp., *Tenagodus obtusus* (Schumacher), *Bittium latreilli* (Payraudeau), *Cerithium rupeste* (Risso), *Charonia lampas lampas* (Linne'), *Columbella rustica* (Linne'), *Mitrella* sp., *Cylope donovania* (Risso),

Conus ventricosus (Gmelin), *Cerithiopsis* sp., *Ringicula conformis* (Monterosato), *Chrysallida* sp.; **Mercan:** *Cladocora caespitosa*; **Foraminiferler:** *Adelosina pulchella* d'Orbigny, *Adelosina duthiersi* Schlumberger, *Spiroloculina* cf. *angulata* d'Orbigny, *Spiroloculina antillarum* d'Orbigny, *S. ornata* d'Orbigny, *Massilina secans* (d'Orbigny), *Quinqueloculina jugosa* Cushman, *Q. lamarckiana* d'Orbigny, *Q. seminula* (Linné), *Miliolinella labiosa* (d'Orbigny), *Pseudotriloculina rotunda* (d'Orbigny), *Pseudotriloculina laevigata* (d'Orbigny), *Triloculina marioni* Schlumberger, *T. tricarinata* d'Orbigny, *Sigmoilinita costata* (Schlumberger), *Neoconorbina terquemi* (Rzehak), *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Ammonia compacta* Hofker, *Elphidium crispum* (Linné), *Peneroplis pertusus* (Forskal), *P. planatus* (Fichtel ve Moll), *Sorites orbiculus* Ehrenberg, *Hauerinidae* sp., **Diğer fosiller:** *Balanus* sp. ve ekinoid dikenleri. Depolardan tespit edilen bivalve, gastropod, foraminifer ve mercan türleri tipik Akdeniz türleri olup depoların sığ denizel koşullarda oluştuğunu gösterir. Ancak depoların sahip olduğu kaotik yapı ve adanın tektonik açıdan aktif bir alanda yer almasından dolayı çeşitli zamanlarda tsunamilere maruz kaldığının bilinmesi bu depoların, özellikle DD1 ve DD2'nin bir güçlü fırtına dalgaları ya da tsunami çökeli olma olasılığının yüksek olduğunu gösterir. DD3 ise, kokunite benzer bir yapı göstermektedir. Yani depoların her biri farklı kökene sahiptir.

Genel bir değerlendirme ile bu çalışma ile Kuzey Kıbrıs kıyılarının sahip olduğu zengin jeomorfolojik şekillerin bir kısmının dağılışı ortaya konulmuş, arazi çalışması ile şekillerin ortam özellikleri ve lokalitelerden alınan örnekler üzerinden yapılan analizler ile şekillerin jeokimyasal karakteristikleri belirlenmiştir. Tarihlendirme çalışmaları ile oluşum yaşları belirlenen şekiller aracılığıyla kuzey Kıbrıs kıyıları için Holosen deniz seviyesi değişimi ortaya konmuştur. Elde edilen tüm sonuçlar önceki çalışmaların sonuçları ile karşılaştırılarak Holosen tektonik yükselimi için bölgesel bir sonuca ulaşılmıştır. Böylece bu çalışma ile son 6000 yıl içerisinde başta kuzey Kıbrıs kıyılarında olmak üzere Doğu Akdeniz'de yaşanan deniz seviyesi değişimleri ve tektonik etkinlik konusunda önemli katkılar yapıldığı düşünülmektedir.

KAYNAKÇA

- Abegg, F.E.; David Loope; Paul Harris. “Carbonate eolianites: depositional models and diagenesis”, F.E. Abegg; Paul Harris; David Loope (eds) *Modern and ancient carbonate eolianites: sedimentology, sequence stratigraphy, and diagenesis, SEPM Special Publications* 71, 2001, 17–30.
- Adams, A.E., MacKenzie, W.S. *A Color Atlas of Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope*, Manson Publishing, London, 1998.
- Aksu, Ali; Tomas J. Calon; Jeremy Hall; S. Mansfield; Doğan Yaşar. “The Cilicia–Adana basin complex, Eastern Mediterranean: Neogene evolution of an active fore-arc basin in an obliquely convergent margin”, *Marine Geology* 221, 2005, 121–159.
- Alexandersson, Torbjörn. “Mediterranean beachrock cementation: Marine precipitation of Mg-calcite”, Daniel Jean Stanley (Ed.), *The Mediterranean Sea*, Stroudsburg, 1972, 203-223.
- Allerton Simon; Basil Gomez. “Structural geomorphology of Southeast Troodos, in the Vicinity of Pano Lefkara, Cyprus”, *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 71 (3/4), 1989, 221-231.
- Alvarez-Marrón, Joaquina; Ralf Hetzel; Samuel Niedermann; Rosana Menéndez; Jorge Marquínez. “Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach”, *Geomorphology* 93, 2008, 316-334.
- Ammerman, Albert. “The paradox of early voyaging in the Mediterranean and the slowness of the Neolithic transition between Cyprus and Italy”, Giorgos Vavouranakis (ed) *The seascape in Aegean Prehistory, Monographs of the Danish Institute at Athens* 14, 2011, 31-50.
- Ammerman, Albert; Duncan Howitt-Marshall; Jonathan Benjamin; Tim Turnbull. “Underwater Investigations at the Early Sites of Aspros and Nissi Beach on Cyprus” Jonathan Benjamin; Clive Bonsall; Catriona Pickard; Anders Fischer (eds) *Submerged Prehistory*, Oxbow Books, 2011, 263-271.
- Antonioli, Fabrizio; Renato Chemello; Salvatore Improta; Silvano Riggio. “*Dendropoma* lower intertidal reef formations and their palaeoclimatological significance, NW Sicily”, *Marine Geology* 161, 1999, 155–170.
- Arabelos, Dimitrios; Dimitrios Z. Papazachariou; Michael E. Contadakis; Spyros D. Spatalas. “A new tide model for the Mediterranean Sea based on altimetry and tide gauge assimilation”, *Ocean Science* 7, 2011, 429–444.
- Avşarcan, Bora. “Yalıtışı oluşumu ile ilgili kuramlar ve Türkiye kıyılarındaki yalıtışlarının bazı özellikleri”, *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi* 5, 1997, 259-282.
- Bagnall, Paul Stanley. “Wrench Faulting in Cyprus”, *The Journal of Geology* 72 (3), 1964, 327-345.
- Barka, Aykut; Robert Reilinger. “Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismic data”, *Annali Di Geofisica* XL (3), 1997, 587–610.

- Barry, Roger G.; Chorley Richard J., *Atmosphere, Weather and Climate*. Routledge, London, 1992.
- Baroz, François. *Étude géologique dans le Pentadaktylos et la Mesaoria (Chypre Setrentriionale)*. Ph. D. Thesis, Université de Nancy, France, 1979, 365s.
- Bathurst, Robin G.C. *Carbonate sediments and their diagenesis, Developments in Sedimentology 12*, Elsevier, 1975, 660 s.
- Beaufort, Francis. *Karamania or a brief description of the South Coast of Asia Minor and of the Remains of Antiquity*. 1818. R. Hunter, London, 309 s.
- Beier, J.A. “Diagenesis of Quaternary Bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence”, *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 1985, 755–761.
- Bellamy, Charles Vincent. *Geological Map of Cyprus, Scale 5,5 miles to 1 inch*, 1905, London.
- Bellamy, Charles Vincent; Alfred John Jukes-Browne. *The Geology of Cyprus*. William Brendon and Son, Plymouth, 1905, 72 s.
- Bener, Muzaffer. *Antalya-Gazipaşa Kıyı Kesiminde Yalıtışı Oluşumu*. İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları. No: 1758, 1974. 94 s.
- Bergeat, Alfred. “Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cyprien”, *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen* 12 (4), 1891, 263-312.
- Bernier, Paul; Remi Dalongeville. “Incidence de l'activité biologique sur la cimentation des sédiments littoraux actuels. L'exemple des îles de Délos et de Rhénée (Cyclades, Grèce)”, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 307, 1988, 1901–1907.
- Bezerra, F.H.R.; R.F. Amaral; F.P. Lima-Filho; A.V. Ferreira; E.S. Sena; R.F. Diniz. “Beachrock fracturing in Brazil”, *Journal of Coastal Research* 42, 2005, 19-332.
- Bindoff, Nathaniel L.; Jürgen Willebrand; Vincenzo Artale; Anny Cazenave; Jonathan Gregory; Sergey Gulev; Kimio Hanawa; Corinne Le Quéré; Sydney Levitus; Yukihiko Nojiri; C.K. Shum; Lynne Talley; Alakkat Unnikrishnan. “Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level”, In: Susan Solomon; Dahe Qin; Martin Manning; Zhenlin Chen; Melinda Marquis, Kristen Averyt; Melinda Tignor; Henry ReLoy Miller (eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2007*, 385:432.
- Binkley, Kathy L.; Bruce H. Wilkinson; Robert M. Owen. “Vadose beachrock cementation along a Southeastern Michigan marl lake”, *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 1980, 953–962.
- Bozkurt, Erdin. “Neotectonics of Turkey – a synthesis”, *Geodinamica Acta* 14, 2001, 3–30
- Bradley, William C.; Garry B. Griggs, “Form, genesis, and deformation of central California wave-cut platforms”, *The Geological Society of America Bulletin* 87, 1976, 433–449.
- Brooke, Berandan. “The distribution of carbonate eolianite”, *Earth-Science Reviews* 55, 2001, 135-164.

- Brückner, Helmut; D. Kelterbaum; O. Marunchak; A. Porotov; Andreas Vött. “The Holocene sea level story since 7500 BP - lessons from the Eastern Mediterranean, the Black and the Azov Seas”, *Quaternary International* 225, 2010, 160–179.
- Calon, Tomas J.; Ali Aksu; Jeremy Hall. “The Oligocene-Recent evolution of the Mesaoria Basin (Cyprus) and its western marine extension, Eastern Mediterranean”, *Marine Geology* 221, 2005, 95-120.
- Calvet, F.; M.C. Cabrera; J.C. Carracedo; J. Mangas; F.J. Perez-Torrado; C. Recio; A. Trave. “Beachrocks from the island of La Palma (Canary Islands, Spain)”, *Marine Geology* 197, 2003, 75-93
- Caron, Vincent; Paul Bernier; Geoffroy Mahieux. “Record of Late Pleistocene (Oxygen Isotopic Stage 5) climate changes during episodes of karst development on the Northern coast of Crete: Sequence stratigraphic implications” *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 277, 2009, 246-264.
- Cazenave, Anny; Robert Steven Nerem. “Present-day sea level change: observations and causes”, *Reviews of Geophysics*, 42, 2004, 1-20.
- Cazenave, Anny; Bonnefond, Pascal; Franck Mercier; Kien Dominh; Vincent Toumazou. “Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges”, *Global and Planetary Change*, 34, 2002, 59–86.
- Chemello Renato; Sergio Silenzi. “Vermetid reefs in the Mediterranean Sea as archives of sea-level and surface temperature changes” *Chemistry and Ecology* 27 (2), 2011, 121-127.
- Cockbain, A.E. “Notes on the Foraminifera of Cyprus”, *Cyprus Geological Survey Department annual report for 1958, 1959*, 32-36.
- Constantinou, George. *Geological Map of Cyprus*, Ministry of Agriculture, Natural Resources and Environment, 1995, Nicosia.
- Cucchi, Franco; Fabio Forti; Stefano Furlani. “Lowering rates on limestone along the Western Istrian shoreline and the Gulf of Trieste”, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 29, 2006, 61–69.
- Çağlar, Nazenin. *Altinkum (KKTC) ve Çevresinin Jeomorfolojisi*. İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul. 2009, 73 s.
- Çiner, Attila; Stephane Desruelles; Eric Fouache; Erdal Koşun; Remi Dalongeville. “Türkiye’nin Akdeniz Sahillerindeki yalıtışlarının Holosen deniz düzeyi oynamaları ve tektonizma açısından önemi”, *Türkiye Jeoloji Bülteni* 52 (3), 2009, 257-269.
- Desruelles, Stephane; Eric Fouache; Attila Ciner; Remi Dalongeville; Kosmas Pavlopoulos; Erdal Kosun; Yvan Coquinot; Jean-Luc Potdevin. “Beachrocks and sea level changes since Middle Holocene: Comparison between the insular group of Mykonos–Delos–Rhenia (Cyclades, Greece) and the southern coast of Turkey”, *Global and Planetary Change* 66, 2009, 19–33.
- Dietz, Robert S. “Wave-base marine profile of equilibrium, and wave-built terraces: a critical appraisal”, *The Geological Society of America Bulletin* 74, 1963, 971–990.

- Donaldson, J.Allan; Brain Ricketts. “Beachrock in Proterozoic dolostone of the belcher islands, northwest territories, Canada”, *Journal of Sedimentary Petrology*, 49 (4), 1979, 1287-1294.
- Dreghorn, William. *Landforms in The Girne Range Northern Cyprus*, The Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, No: 172, Ankara, 1978, 222 s.
- Ducloz, C. “Revision of the Pliocene and Quaternary Stratigraphy of the central Mesaoria”, *Cyprus Geological Survey Department annual report for 1964, 1965*, 31-42.
- El-Asmar, Hesham M. “Aeolianite sedimentation along the Northwestern coast of Egypt: evidence for Middle to Late Quaternary aridity”, *Quaternary Science Reviews* 13, 1994, 699–708.
- El-Asmar, Hesham M; Philip Wood. “Quaternary shoreline development: the northwestern coast of Egypt”, *Quaternary Science Reviews* 19, 2000, 1137-1149.
- El-Shahat, Adam. “Quaternary dune carbonates from the Mediterranean Coast of Egypt: Petrography and diagenesis”, *Facies* 33(1),1995, 265-275.
- El-Sayed, Mahmoud. “Beachrock cementation in Alexandria, Egypt”, *Marine Geology* 80 (1–2), 1988a, 29–35.
- El-Sayed, Mahmoud. “Progressive Cementation in Pleistocene Carbonate Sediments along the Coastal Area of Alexandria, Egypt”, *Journal of Coastal Research* 4 (2), 1988b, 289-299.
- Emeis, Kay-Christian; Ulrich Struck; Hans-Martin Schulz; Reinhild Rosenberg; Stefano Bernasconi; Helmut Erlenkeuser; Tatsuhiko Sakamoto; Francisca Martinez-Ruiz. “Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios”, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, 2000, 259–280.
- Engelmann, Anette; Alexander Neber; Manfred Frechen; Wolfgang Boenigk; Avraham Ronen. “Luminescence chronology of Upper Pleistocene and Holocene aeolianites from Netanya South, Sharon Coastal Plain, Israel”, *Quaternary Science Reviews* 20, 2001, 799-804.
- Erdik, Ender. *Organik Kimyada Spektroskopik Yöntemler*. Gazi Kitapevi, Ankara, 1998, 530 s.
- Ergün, Mustafa; Seda Okay; Coşkun Sarı; Ersel Zafer; Michael Ash; Jeremy Hall; Hugh Miller. “Gravity anomalies of the Cyprus Arc and their tectonic implications”, *Marine Geology*, 221, 2005, 349– 358.
- Erinç, Sırrı. *Jeomorfoloji II* (3. Basım: Güncelleştirenler: A. Ertek ve C. Güneysu). Der Yayınları, Yayın No: 294, İstanbul, 2001, 483 s.
- Erginal, A.Evren; Nafiye Güneç Kıyak; T. Ahmet Ertek. “A New Late Holocene Eolianite Record from Altinkum Beach, North Cyprus”, *Turkish Journal of Earth Sciences* 21, 2012a, 407-414.

- Erginal, A. Evren; Nafiye Güneç Kıyak; Muhammed Zeynel Öztürk; Erdinç Yiğitbaş; Mustafa Bozcu; Mustafa Avcioğlu; Beyhan Ozturk. “First note on marine-like cementation of late Holocene beachrock, Iznik Lake (Turkey)”, *Geochronometria* 39 (1), 2012b, 76-83.
- Erginal, A. Evren; Nafiye Güneç Kıyak; Muhammed Zeynel Öztürk; Mustafa Avcioğlu; Mustafa Bozcu; Erdinç Yiğitbaş. “The origin and age of beachrock in a fresh-water environment, Lake Iznik, NW Turkey”, *Sedimentary Geology* 243-244, 2012c, 148-154.
- Erginal, A. Evren; Yunus Levent Ekinci; Alper Demirci; Elmas Kırıcı Elmas; Hakan Kaya. “First note on Holocene coquinite on Thrace (Black Sea) coast of Turkey”, *Sedimentary Geology* 267–268, 2012d, 55–62.
- Ertek, T. Ahmet; A.Evren Erginal; Mustafa Bozcu; Gülen Türker. “The formation of beachrock on the North Cyprus coast”, *Journal of Black Sea/Mediterranean Environment*, 14, 2008, 117-128.
- Ertek, T. Ahmet; Nafiye Güneç Kıyak; A.Evren Erginal; Nazenin Çağlar. “The nature and age of coastal eolianite on the Altinkum Beach, Karpaz Peninsula, North Cyprus”, *The 2nd International Geography Symposium Abstracts Book*, June 2-5, 2010, s. 99, Antalya 2010.
- Fairbanks, Richard G. “A 17,000 year glacial eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation”, *Nature* 342, 1989, 637–641.
- Flemming, N.C. “Holocene eustatic changes and coastal tectonics in the northeast Mediterranean: Implications for models of crustal consumption”, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 289 (1362), 1978, 405-458.
- Flügel, Eric. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, Springer, 2004, 976 s.
- Fokaefs, Anna; Gerassimos A. Papadopoulos “Tsunami hazard in the Eastern Mediterranean: strong earthquakes and tsunamis in Cyprus and the Levantine Sea” *Nat Hazards* 40, 2007, 503–526.
- Fornos, Joan; Lars B. Clemmensen; Lluís Gomez-Pujol; Andrew S. Murray. “Late Pleistocene carbonate aeolianites on Mallorca, Western Mediterranean: a luminescence chronology” *Quaternary Science Reviews* 28, 2009, 2697–2709.
- Fouache, Eric; Stephane Desruelles; Kosmas Pavlopoulos; Remi Dalongeville; Yvan Coquinot; Jean-Pierre Peulvast; Jean-Luc Potdevin, “Using beachrocks as sea level indicators in the insular group of Mykonos, Delos and Rhenia (Cyclades, Greece)”, *Zeitschrift für Geomorphologie* 137, 2005, 37-43.
- Frechen, Manfred; Alexander Neber; Alexander Tsatskin; Wolfgang Boenigk; Avraham Ronen. “Chronology of Pleistocene sedimentary cycles in the Carmel Coastal Plain of Israel”, *Quaternary International* 121, 2004, 41–52.
- Frechen, Manfred; Alexander Neber; Birgit Dermann; Alexander Tsatskin; Wolfgang Boenigk; Avraham Ronen. “Chronostratigraphy of aeolianites from the Sharon Coastal Plain of Israel”, *Quaternary International* 89, 2002, 31–44.

- Frechen, Manfred; Birgit Dermann; Wolfgang Boenigk; Avraham Ronen. "Luminescence chronology of aeolianites from the section at Givat Olga, Coastal Plain of Israel", *Quaternary Science Reviews* 20, 2001, 805-809.
- Frebourg, Gregory; Claude-Alain Hasler; Pierre Le Guern; Eric Davaud. "Facies characteristics and diversity in carbonate eolianites", *Facies* 54, 2008, 175–191.
- Frebourg, Gregory; Claude-Alain Hasler; Eric Davaud. "Uplifted marine terraces of the Akamas Peninsula (Cyprus): evidence of climatic conditions during the Late Quaternary highstands" *Sedimentology* 59, 2012, 1409–1425.
- Friedman, Gerald M; Eliezer Gavish. "Mediterranean and Red Sea (Gulf of Aqaba) beachrocks". Bricker, O.P. (Ed.), *Carbonate Cements*. The Johns Hopkins Press, Baltimore 1971, 13-16.
- Friedman, Gerald M. "Beachrocks record Holocene events, including natural disasters" *Carbonates Evaporites* 26, 2011, 97–109.
- Gass, Ian Graham; Cockbain, A.E. "Notes on occurrence of gypsum in Cyprus". *Overseas Geology and Mineral. Resources* 8(3), 1961, 279-287.
- Gass, Ian Graham; D. Masson-Smith. "The geology and gravity anomalies of the Troodos Massif, Cyprus" *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 255, 1963, 417– 467.
- Gaudry, Albert. *Géologie de l'île de Chypre*. Mémoire présenté a la Société Géologique de France 1862, 106 s.
- George, Alexandrakis; Poulos Serafim; Ghionis George; Livaditis George. "A morphological study of a reef with beachrock characteristics in association with the recent evolution of the Ammoudara Beach Zone (Heraklion, Crete). *Bulletin of the Geological Society of Greece* 39 (3), 2006, 146-155.
- Ginsburg, Robert N. "Beach rock in South Florida", *Journal of Sedimentary Petrology* 23, 1953, 85–92.
- Gibbard, Phillip; Kim M. Cohen. "Global chronostratigraphical correlation table for last 2.7 million years", *Episodes. Journal of International Geoscience. Special Issue on the Quaternary Peros/System*, 2008, 243-247
- Gomez, Basil. "The alluvial terraces and fills of the lower Vasilikos Valley, in the vicinity of Kalavassos, Cyprus" *Transactions of the Institute of British Geographers, New Series* 12 (3), 1987, 345-359.
- Gomez-Pujol, Luis; Wayne J. Stephenson,; Joan J. Fornós. "Two-hourly surface change on supratidal rock (Marengo, Victoria, Australia)", *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 2007, 1-12.
- Göktürk, Ozan Mert. *Climate in the Eastern Mediterranean Through the Holocene Inferred from Turkish Stalagmites*. Yayınlanmamış doktora tezi, Bern Üniversitesi, 2011, 113 s.
- Gönençgil, Barbaros; Erkan Çavuş. *Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti'nin İklimi*. Elçi Yayıncılık. 2006, 36 s.
- Gradstein, Felix M.; James G. Ogg; Alan G. Smith. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 2005, 610 s.

- Grinsted, Aslak; John C. Moore; Svetlana Jevrejeva. "Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100AD" *Climate Dynamics* 34(4), 2010, 461-472.
- Goudie, A. "A preliminary examination of the Beach Conglomerates of Arsuz, South Turkey", *Geographical Articles* 6, 1966, 6-9.
- Gülen, Levent; Aykut Barka; M. Nafi Tokgöz. "Kıtaların çarpışması ve ilgili kompleks deformasyon: Maraş Üçlü Eklemleri ve çevre yapıları", *Yerbilimleri* 14, 1987, 319-336
- Hakyemez, H.Yavuz; Necati Turcan; İlhan Sönmez. *Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti'nin Jeolojisi*, Maden Teknik Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi 69s, Ankara 2002.
- Hakyemez, Aynur. *Kuzey Kıbrıs Oligosen-Pliyosen istiflerinin planktonik foraminifera biyostratigrafisi*, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yayınlanmamış Doktora Tezi, 2004, 432 s.
- Hanor, Jeffrey S. "Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂-degassing", *Journal of Sedimentary Petrology* 48, 1978, 489-501.
- Harding, Andrew; Jean Palutikof; Tom Holt. "The climate system", Jamie Woodward (ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean*, Oxford University Press, Oxford, 2009, 69-88.
- Harrison, J.C. "An interpretation of gravity anomalies in the Eastern Mediterranean", *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 248, 1955, 283-325
- Harrison, Richard W. "A Model for the plate tectonic evolution of the Eastern Mediterranean Region that emphasizes the role of transform (strike-slip) structures", *1st WSEAS International Conference on Environmental and Geological Science and Engineering*, September 13.11.2008, 153-158, Malta 2008.
- Harrison, Richard W; Wayne L. Newell,., Batıhanlı, H., Panayides, I., McGeehin, J.P., Mahan, S.A., Ozgur, A., Tsiolakis, E., Mehmet Necdet. "Tectonic framework and Late Cenozoic tectonic history of the northern part of Cyprus: implications for earthquake hazards and regional tectonics", *Journal of Asian Earth Sciences* 23, 2004, 191-210.
- Hemmingsen, Sarah A.; Hans S. Eikaas; Marre A. Hemmingsen. "The influence of seasonal and local weather conditions on rock surface changes on shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand", *Geomorphology* 87, 2007, 239-249.
- Holail, Hanafy M.; Mohamed A. Rashed. "Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and the Red Sea coasts of Egypt", *Marine Geology* 106, 1992, 141-148.
- Inkpen, Robert J.; Liz Twigg; Wayne J. Stephenson. "The use of multilevel modeling in evaluating controls on erosion rates on inter-tidal shore platforms, Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand", *Geomorphology* 57, 2004, 29-39.
- Issar, Arie S. *Climate Changes during the Holocene and their Impact on Hydrological Systems*, Cambridge University Press, 2003, 144 s.

- Johnson, Markes E.; Laura K. Libbey. "Global review of Upper Pleistocene (Substage 5e) rocky shores: Tectonic Segregation, Substrate Variation, and Biological Diversity", *Journal of Coastal Research* 13 (2) 1997, 297-307.
- Kazancı, Nizamettin. "Neojen-Kuvaterner sınırının değişmesi ve beklenen gelişmeler", *Türkiye Jeoloji Bülteni* 52 (3), 2009, 367-374.
- Kayan, İlhan. "Bronze Age regression and change of sedimentation on the Aegean Coastal plains of Anatolia (Turkey)". In: Dalfes, H.N., Kukla, G., Weiss, H. (Eds.), *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse*. NATO ASI Series 1997, 431-450.
- Ketin, İhsan. "Anahatlarıyla Kıbrıs'ın jeolojisi ve Güney Anadolu ile bağlantısı", *Yerbilimleri* 14, 1987, 207-229.
- Kelletat, Essen Dieter. "A Holocene sea level curve for the eastern Mediterranean from multiple indicators" *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement* 137, 2005, 1-9.
- Kelletat, Essen Dieter. "Beachrock as a sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view", *Journal of Coastal Research* 22 (6), 2006, 1555-1564.
- Kelletat, Essen Dieter. "Reply to: KNIGHT, J., 2007. Beachrock Reconsidered. Discussion of: Kelletat, D., 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View, *Journal of Coastal Research*, 22(6), 1558-1564; *Journal of Coastal Research*, 23(4), 1074-1078" *Journal of Coastal Research* 23 (6), 2007, 1605-1606.
- Kennedy, David M. "Geological control on the morphology of estuarine shore platforms: Middle Harbour, Sydney, Australia", *Geomorphology* 114, 2010, 71-77.
- Kennedy, David M.; Mark E. Dickson. "Lithological control on the elevation of shore platforms in a microtidal setting", *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 2006, 1575-1584.
- Kennedy, David M.; T. Helene Marsters; Josephine L.D. Woods; Colin D. Woodroffe. "Shore platform development on an uplifting limestone island over multiple sea-level cycles, Niue, South Pacific", *Geomorphology* 141-142, 2012, 170-182.
- Kıyak, Nafiye Güneç. "Arkeolojik ve jeolojik uygulamalarda lüminesans yaşlandırma yöntemleri", *16 - 18 Mayıs 2007 Kuvaterner Çalıştayı VI Bildiriler Kitabı*, 2007.
- Kinnaird, Tim C.; Alastair H.F. Robertson; Antony Morris. "Timing of uplift of the Troodos Massif (Cyprus) constrained by sedimentary and magnetic polarity evidence", *Journal of the Geological Society* 168, 2011, 457-470.
- Klein, Micha; Michal Lichter. "Statistical analysis of recent Mediterranean Sea-level data", *Geomorphology* 107, 2009, 3-9.
- Kneale, D.; Heather Viles. "Beach cement: incipient CaCO₃-cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland", *Sedimentary Geology* 132, 2000, 165-170.
- Knight, Jasper. "Beachrock Reconsidered. Discussion of: Kelletat, D., 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View. *Journal of Coastal Research* 22(6), 1558-1564" *Journal of Coastal Research* 23 (4), 2007, 1074-1078.

- Knup, P.E; H.M. Kluyver. *Report on the geology and geological map, 1/25.000, of the central Kyrenia Range*. Cyprus Geological Survey Department Memoir 9, 1969.
- Kroon, Dick; Ian Alexander; Little, M.; Lukas J. Lourens; Matthewson, A.; Alastair H.F. Robertson; Tatsuhiko Sakamoto. "Oxygen isotope and sapropel stratigraphy in the Eastern Mediterranean during the last 3.2 million years", Robertson A.H.F.; Emeis K.C.; Richter C.; Camerlenghi A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 160, 1998, 181 – 189.
- Kutoğlu, Sibel. *Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti'nin Jeomorfolojik ve Uygulamalı Jeomorfolojik Etüdü*, İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı Yayınlanmamış Doktora Tezi. 337 s., İstanbul 2010.
- Lambeck, Kurt; Anthony Purcell. "Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas", *Quaternary Science Reviews* 24, 2005, 1969–1988.
- Lancaster, N. "Aeolian processes", Richar Selley; Robin Cocks; Ian Plimer (eds) *Encyclopedia of Geology* 4, 2005, 612-627.
- Laukhin, Stanislav A.; Vadim A. Ranov; Valerya A. Volgina. "The Correlation Between Hamra and the Paleolithic on the Coastal Plain of the Southern Levant", *Geoarchaeology: An International Journal* 22 (6), 2007, 641–651.
- Le Guern, Pierre; Eric Davaud. "Recognition of ancient carbonate wind deposits: lessons from a modern analogue, Chrissi Island, Crete", *Sedimentology* 52, 2005, 915–926
- Lipkin, Yaakov; Uriel Safriel. "Zonation on rocky shores at Mikhmoret (Mediterranean, Israel)", *Journal of Ecology* 59 (1), 1971, 1-30.
- Loehle, Craig; Huston McCulloch. "Correction to: a 2000-year global temperature reconstruction based on non-tree ring proxies", *Energy and Environment* 19 (1), 2008, 93-100.
- Loope, David B.. "Eolianite", Gornitz, V. (ed), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, s:319-320, Dordrecht, The Netherlands, 2009.
- MacFayden, W.A. *Miocene Foraminifera from the Clysmic area of Egypt and Sinai, with an account of the stratigraphy and correlation of the local Miocene successions*, The Publications of Egyptian Mineral Resource 1930, 149 s.
- Marcos, Marta; Micheal N. Tsimplis. "Coastal sea level trends in Southern Europe", *Geophysical Journal International* 175, 2008, 70–82.
- McCay, Gillian A.; Alastair H.F. Robertson. "Late Eocene–Neogene sedimentary geology of the Girne (Kyrenia) Range, northern Cyprus: A case history of sedimentation related to progressive and diachronous continental collision", *Sedimentary Geology* 265–266, 2012, 30-55.
- McElderry, John. H. "Mediterranean Tides and Currents", *Irish Astronomical Journal* 6(1), 1963, 12-14
- McLaren, Sue. "Aeolianite", Andrew S. Goudie (ed), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. s:11-12. New York 2004.

- Milan, Jesper; Georgios Theodorou; David B. Loope; Ioannis Panayides. "Vertebrate tracks in Late Pleistocene? coastal aeolianites in Pafos, Cyprus" *7th Annual Meeting of the European Association of Vertebrate Palaeontologists Abstract Volume*, 2009, s 50.
- Milliman, John D. *Marine carbonates*, Springer, 1974, 375 s.
- Morhange, Cristophe; Paolo A. Pirazzoli; Nick Marriner; Lucien F. Montaggioni; Tanios Nammour. "Late Holocene relative sea-level changes in Lebanon, Eastern Mediterranean", *Marine Geology* 230, 2006, 99-114.
- Moore, Clyde H. "Intertidal carbonate cementation in Grand Cayman, West Indies" *Journal of Sedimentary Petrology* 43, 1973, 591-602.
- Moore, Thomas Arthur. *The geology and mineral resources of the Astromeritis-Kormakiti area*. Cyprus Geological Survey Department Memoir 6, 1960, 96 s.
- Muhs, Daniel; Harvey M. Kelsey; Gifford Miller; Geoge Kennedy; Joseph Whelan; Galan McInelly. "Age estimates and uplift rates for Late Pleistocene marine terraces' Southern Oregon Portion of the Cascadia Forearc", *Journal or Geophysical Research* 95, 1990, 6685-6698
- Müftüoğlu, Nuray Mücella; Cafer Türkmen. *Toprak Verimliliği Analizleri*, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Ziraat Fakültesi, Toprak Bölümü, Yayın no:7, 75 s, Çanakkale 2009.
- Mülazımoğlu, Necip Sabri. *İskenderun Körfezi Tabanı, Kıyıları ve Çevresinin Kuvaterner Jeolojisi ve Jeomorfolojisi*, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Strüktür ve Yeraltı Kaynakları Kürsüsü, Yayınlanmamış doktora tezi, 1979.
- Müllenhoff, Marc. "Geoarchaologische, sedimentologische und morphodynamische Untersuchungen im Mündungsgebiet des Buyuk Menderes (Maander), Westturkei", *Marburger Geographische Schriften* 141. 2005, 282 s.
- Nazik, Lütfi; Emrullah Özel; Koray Törk; Kadir Tuncer; Cangül Acar, Fatih Çınar; Haydar Kutlay; A. Zafer Doğan. *Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti Mağaraları I*, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, Ankara 2004.
- Nejdet, Mehmet. *Kuzey Kıbrıs Jips Yatakları*, Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yayınlanmamış doktora tezi. 329 s., Adana 2002.
- Neves, Mario; Ana Ramos Pereira; Manuela Laranjeira; Jorge Trindade. "Desenvolviment de um microerosómetro do tipo TMEM para aplicação em plataformas rochosas litorais", *Finisterra* 36, 2001, 83-101.
- Noller, Jay. *The Geomorphology of Cyprus*, Cyprus Geological Survey, 2009, 269 s.
- Noller, Jay; Panayides I.; Zomenia Zomeni. *Report on the preliminary assessment of tsunami hazard in Cyprus*, 2005, Cyprus.
- Olgun, Engin. "Güzelyurt (Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti) havzasındaki Pleyistosen yaşlı alüvyon yelpazesi çökellerinin çökme koşulları" *MTA Dergisi* 117, 1995, 87-96.
- Ovey, C.D. "Some Tertiary foraminifera from Cyprus", *Journal of the Royal Microscopical Society* 57 (2), 1937, 106-134.
- Özelçi, H. Fethullah. "Gravity anomalies of the Eastern Mediterranean" *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey* 80, 1973, 93-103.

- Öztürk, Muhammed Zeynel. "Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz'de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009", *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi* 8 (2), 2011, 628-642.
- Öztürk, Muhammed Zeynel; A. Evren Erginal. "Mikro-dokusal özelliklerine göre Kuzey Kıbrıs kıyılarındaki yalıtışlarının oluşum ortamı: ön bulgular", *1. Ulusal Coğrafya Sempozyumu, Bildiriler Kitabı*, 28-30 Mayıs 2012, 413-420, Atatürk Üniversitesi, Erzurum 2012.
- Pirazzoli, Paolo A.. "Marine terraces", Maurice L. Schwartz (ed.) *Encyclopedia of Coastal Science*, Springer 2005, 632-633.
- Poole, Andrew J.; Alastair H.F. Robertson. "Quaternary uplift and sea level change at an active plate boundary, Cyprus", *Journal of the Geological Society* 148, 1991, 909-921.
- Poole, Andrew J.; Alastair H.F. Robertson. "Pleistocene fanglomerate deposition related to uplift of the Troodos Ophiolite, Cyprus", Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C., and Camerlenghi, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 160, 1998, 545-566.
- Poole, Andrew J.; Graham B. Shimmield; Alastair H.F. Robertson. "Late Quaternary uplift of the Troodos ophiolite, Cyprus: Uranium-series dating of Pleistocene coral" *Geology* 18,1990, 894-897.
- Porat, Naomi; A. Avital; Manfred Frechen; A. Almogi-Labin. "Chronology of upper Quaternary offshore successions from the southeastern Mediterranean Sea, Israel", *Quaternary Science Reviews* 22, 2003, 1191-1199.
- Reed, F.R.Cowper. "Contribution to the geology of Cyprus (Part 1)", *Geological Magazine* 66 (10), 1929, 435-447.
- Renz, C. "Geologisch Untersuchungen auf den Inseln Cypem und Rhodos", *Praktika Academia of Athens* 4, 1929, 301-314.
- Rey, Daniel; Belen Rubio; Ana Bernabeu; Federico Vilas. "Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain)", *Sedimentary Geology* 169 (1-2), 2004, 93-105.
- Riedel, Holger. *Die holozane Entwicklung des Dalyan-Deltas (Südwest Türkei) unter besonderer Berücksichtigung der historischen Zeit*. Marburger Geographische Schriften 130, 1996, 216 s.
- Robertson, Alastair H.F. "Tectonic significance of the Eratosthenes Seamount: a continental fragment in the process of collision with a subduction zone in the eastern Mediterranean (Ocean Drilling Program Leg 160)", *Tectonophysics* 298, 1998, 63-82.
- Robertson, Alastair H.F.; Costas Xenophontos. "Development of concepts concerning the Troodos ophiolite and adjacent unit in Cyprus", Prichard, H.M.; Alabaster, T.; Harris, N.B.W.; Neary, C.R. (eds.) *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society Special Publications 76, 1993, 85-119.
- Robertson, Alastair H.F.; Demosthenis Mountrakis. "Tectonic development of the Eastern Mediterranean region: an introduction", *Geological Society, London, Special Publications* 260, 2006, 1-9.

- Robertson, Alastair H.F.; Osman Parlak; Timur Ustaömer. “Overview of the Palaeozoic–neogene evolution of neotethys in the Eastern Mediterranean region (Southern Turkey, Cyprus, Syria)”, *Petroleum Geoscience* 18, 2011, 381-404.
- Robinson, Allan R.; Greis Leslie; Alexander Theocharis; Alex Lascaratos. “Mediterranean Sea Circulation”, John Steele; Steve Thorpe; Karl Turekian (eds), *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Academic Press, 2001, 1689-1706.
- Rohling, Eelco; Ramadan Abu-Zied; James Casford; Angela Hayes; Babette Hoogakker. “The marine environment: present and past”, Jamie Woodward (ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean*, Oxford University Press, 33–67, Oxford 2009.
- Russell, Richard Joel. “Caribbean beach rock observation”, *Zeitschrift für Geomorphologie* 3, 1959, 227–236.
- Russell, Richard Joel; William McIntire. “Southern hemisphere beach rock”, *Geographical Reviews* 55, 1965, 17-45.
- Russel, R. “Geology of the island of Cyprus”, *Reports of the British Association*, Section C, 1882, 640-642.
- Sanlaville, Paul; Remi Dalongeville; Paul Bernier; Jacques Evin. “The Syrian Coast: A Model of Holocene Coastal Evolution”, *Journal of Coastal Research* 13 (2), 1997, 385-396.
- Schattner, Uri. “What triggered the early-to-mid Pleistocene tectonic transition across the entire eastern Mediterranean?”, *Earth and Planetary Science Letters* 289, 2010, 539-548.
- Schattner, Isaac. “Geomorphology of the Northern Coast of Israel”, *Geografiska Annaler*, 49, 1967, 310-320.
- Schellmann, Gerhard; Koen Beerten; Ulrich Radtke. “Electron spin resonance (ESR) dating of Quaternary materials” *Eiszeitalter und Gegenwart- Quaternary Science Journal* 57/1–2, 2008, 150–178.
- Schirmer, Wolfgang; Josef Weber; Valerian Bachtadse; Marcelle BouDagher-Fadel; Friedrich Heller; Frank Lehmkuhl; Ioannis Panayides; Ursula Schirmer. “Fluvial stacking due to plate collision and uplift during the Early Pleistocene in Cyprus”, *Central European Journal of Geosciences* 2 (4), 2010, 514-523.
- Scheffers, Anja; Dieter Kelletat; Andreas Vött; Simon Matthias May; Sander Scheffers. “Late Holocene tsunami traces on the western and southern coastlines of the Peloponnesus (Greece)”, *Earth and Planetary Science Letters* 269, 2008, 271–279.
- Simav, Mehmet, Hasan Yıldız; Ersoy Arslan. “Doğu Akdeniz’de uydu altimetre verileri ile deniz seviyesi değişimlerinin araştırılması”, *Harita Dergisi* 139, 2008, 1-31.
- Simonian, K.O.; Ian Graham Gass. “Arakapas fault belt, Cyprus: A fossil transform fault”, *Geological Society of America Bulletin* 89(8), 1978, 1220-1230.
- Sivan, Dorit; Gedaliahu Gvirtzman; Eytan Sass. “Quaternary Stratigraphy and Paleogeography of the Galilee Coastal Plain, Israel”, *Quaternary Research* 51, 1999, 280–294.
- Sivan, Dorit; K. Lambeck; R. Toueg; A. Raban; Y. Porath; B. Shirman. “Ancient coastal wells of Caesarea Maritima, Israel, an indicator for relative sea level changes during the last 2000 years”, *Earth and Planetary Science Letters* 222, 2004, 315–330.

- Sivan, Dorit; Naomi Porat. "Evidence from luminescence for Late Pleistocene formation of calcareous aeolianite (kurkar) and paleosol (hamra) in the Carmel Coast, Israel", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 211, 2004, 95–106.
- Sivan, Dorit; Uri Schattner; Christophe Morhange; E. Boaretto. "What can a sessile mollusk tell about neotectonics?", *Earth and Planetary Science Letters* 296, 2010, 451–458
- Spratt Thomas Abel; Edward Forbes. *Travels in Lycia, Milyas, and the Cibyratis*, Volume I ve II. 1847. John Van Voorst, London.
- Stephenson, Wayne J., "Shore platform width-a fundamental problem", *Zeitschrift für Geomorphologie* 45, 2001, 511–527.
- Stephenson, Wayne J.; Anna J. Taylor; Marre A. Hemmingsen; Hidekazu Tsujimoto; Robert M. Kirk. "Short-term microscale topographic changes of coastal bedrock on shore platforms", *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 2004, 1663-1673.
- Stephenson, Wayne J.; Robert Kirk. "Shore platforms", Maurice L. Schwartz (ed.) *Encyclopedia of Coastal Science*, Springer, 2005, 873-875.
- Stoddart, D. R.; J. R. Cann. "Nature and origin of beach rock", *Journal Of Sedimentary Petrology* 35 (1) 1965, 243-273.
- Şengör, A. M. Celal; Naci Görür; Fuat Şaroğlu. "Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study", *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications* 37, 1985, 227-264.
- Taillefer, F. "Morphologie littorale et grés de plage a Viranşehir près de Mersin (Turquie)", *Revue Géographie de l'Est* 4, 1964, 393–398.
- Takahashi, Tatsuo. "Formation and evolution of shore platforms around Southern Kii Peninsula", *The Science Reports of the Tohoku University (Geography)* 23, 1973, 63-89.
- Thomas, Puthusserry J. "Luminescence Dating of Beachrock in the Southeast Coast of India-Potential for Holocene Shoreline Reconstruction", *Journal of Coastal Research* 25 (1), 2009, 1-7.
- Trenhaile, Alan S. "Modeling the effect of weathering on the evolution and morphology of shore platforms", *Journal of Coastal Research* 17 (2), 2001a, 398-406.
- Trenhaile, Alan S. "Modeling the effect of late Quaternary interglacial sea levels on wave-cut shore platforms", *Marine Geology* 172, 2001b, 205–223.
- Trenhaile, Alan S. "Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms", *Geomorphology* 48, 2002, 7-22.
- Tsatskin, Alexander; Avraham Ronen. "Micromorphology of a Mousterian paleosol in aeolianites at the site Habonim, Israel", *Catena* 34, 1999, 365–384.
- Twidale, C. Rowl; Jenifer Bourne, Juan Ramon Vidal Romani. "Beach etching and shore platforms", *Geomorphology* 67, 2005, 47–61.
- Turoğlu, Hüseyin. "Yenilenen Kuaterner Kronostratigrafisi", *Türk Coğrafya Dergisi* 53, 2009, 85-90.
- Türkeş, Murat. *Klimatoloji ve Meteoroloji*, Kriter Yayınevi, Yayın No. 63, Fiziki Coğrafya Serisi No. 1, 650 s, İstanbul 2010.

- Türkeş, Murat; Ecmel Erlat. "Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2000", *International Journal of Climatology* 23, 2003, 1771-1796.
- Türkeş, Murat; Ecmel Erlat. "Climatological responses of winter precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2001", *Theoretical and Applied Climatology* 81, 2005, 45-69.
- Vieira, Marcela Marques; Luiz Fernando De Ros. "Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil", *Sedimentary Geology* 192, 2006, 207-230.
- Vousdoukas, Michalis; Adonis Velegrakis; Theocharis Plomaritis. "Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanism and impacts", *Earth-Science Reviews* 85, 2007, 23-46.
- Vousdoukas, Michalis; Adonis Velegrakis, Areti Kontogianni, Efstratia-Natalia Makrykosta. "Implications of the cementation of beach sediments for the recreational use of the beach", *Tourism Management* 30, 2009, 544-552.
- Vött, Andreas; Helmut Brückner; Matthias May; Franziska Lang et Svenja Brockmüller. "Late Holocene tsunami imprint at the entrance of the Ambrakian gulf (NW Greece)", *Méditerranée* 108, 2007, 43-57.
- Walker, Mike. *Quaternary Dating Methods*, John Wiley & Sons Ltd. 304 s. England, 2005.
- Wainwright, John; John B. Thornes. *Environmental Issues in the Mediterranean, Processes and perspectives from the past and present*. 479 s. Routledge, New York 2004.
- Waters, Jennifer Victoria; Stuart Jones; Howard Armstrong. "Climatic controls on late Pleistocene alluvial fans, Cyprus", *Geomorphology* 115, 2010, 228-251.
- Weiler, Yehezkiel. "The Miocene Kythrea Flysch Basin in Cyprus", *Giornale di Geologia* (2), 1969, 213-229.
- Wdowinski, Shimon; Zvi Ben-Avraham; Ronald Arvidsson; Goran Ekström. "Seismotectonics of the Cyprian Arc". *Geophysical Journal International* 164, 2006, 176-181.
- Whelan, F.; Kelletat Dieter. "Geomorphic evidence and relative and absolute dating results for tsunami events on Cyprus", *Sci Tsunami Hazards* 20, 2002, 3-18.
- Wunderlich, J.; W Andres. "Late Pleistocene and Holocene evolution of the eastern Nile delta and comparison with the western delta", In: H. Bruckner; U. Radtke U (eds), *Vonder Nordsee bis sum Indischen Ozean. Erdkundliches Wissen* 105, 121-130. Stuttgart 1991.
- Yaalon, Dan H. "Factors affecting the lithification of eolianite and interpretation of its environmental significance in the coastal plain of Israel", *Journal of Sedimentary Petrology* 37, 1967, 1189-1199.
- Yaalon, Dan H.; Jonathan Laronne. "Internal structures in aeolianites and palaeowinds, Mediterranean coast, Israel", *Journal of Sedimentary Petrology* 41, 1971, 1059-1064.

Yaşar, Nuray. *Xrd Analiz Yöntemleriyle Bi-2223 Süperiletken Seramik Yapıların Faz Değişimlerinin Katkı Atomları ile İncelenmesi*. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Fizik Anabilim Dalı, Basılmamış Yüksek Lisans Tezi. 57s, İzmir 2009.

Zenkovitch, Vsevolod Pavlovich. *Processes of Coastal development*. Oliver & Boyd. 738 s. London 1967.

Zomeni, Zomenia. *Bibliography of the geology of Cyprus and surrounding regions*, Cyprus Geological Survey, Bulletin no 12, 2006, 303 s.

Zomeni, Zomenia. *Quaternary marine terraces on Cyprus: Constraints on uplift and pedogenesis, and the geoarchaeology of Palaipafos*. Oregon State University, Yayınlanmamış doktora tezi, 2012, 296 s.

İnternet kaynakları

American Mineralogist dergisi mineral veri bankası-
<http://rruff.geo.arizona.edu/AMS/amcsd.php>, son erişim:10.02.2012

AVISO - <http://www.aviso.oceanobs.com/en/applications/ocean/tides/index.html>, son erişim tarihi 26.02.2013

Cazenave, Anny; Kien Dominh;, Brossier, C., Gennero, M.C., Bonnefond, Pascal; Barlier, F. ve Exertier, P. (1998). Mean sea level investigation at global and regional scales from Topex/Poseidon, *Aviso Newsletter*, 6:
<http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/kiosque/newsletter>.

NASA - visibleearth.nasa.gov, son erişim tarihi:08.03.2012.

NOAA National Geophysical Data Center - <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ibcm/bathy/>, son erişim: 05.07.2012.

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory - <http://www.esrl.noaa.gov>, son erişim: 20.02.2011.

PSMSL - Permanent Service for Mean Sea Level - <http://www.psmsl.org>, son erişim:15.02.2011.

West, Ian. Geology of the Salt Lake and Coast of the Akrotiri Peninsula, Cyprus. 2012.
<http://www.southampton.ac.uk/~imw/Cyprus-Akrotiri-Lake-Coast.htm>, son erişim: 24.10.2012.

USGS - United States Geological Service - http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/ son erişim: 17.06.2012.

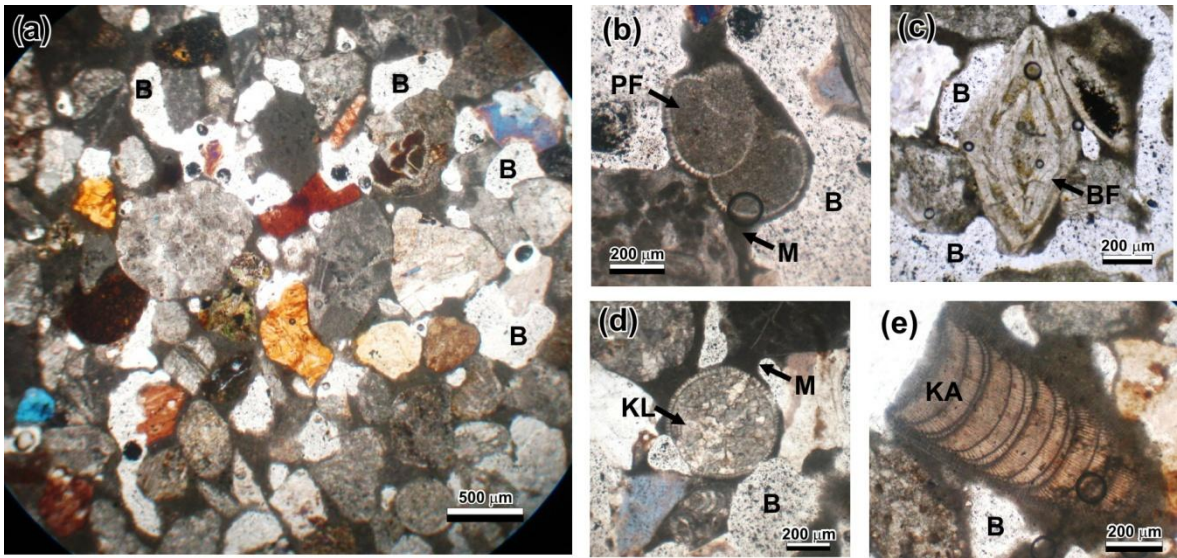
EKLER

EK 1:

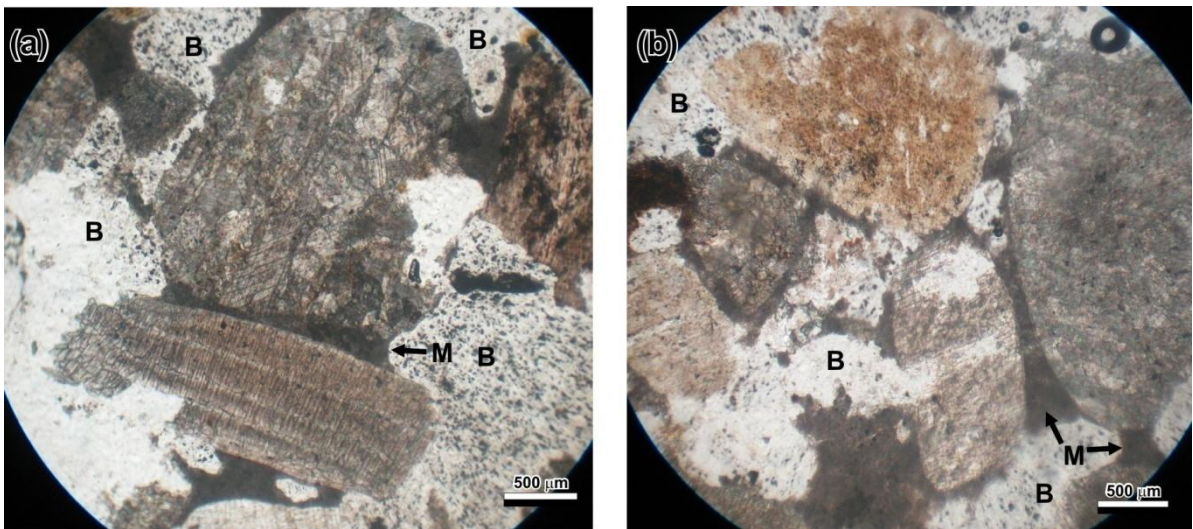
İNCE KESİT GÖRÜNTÜLERİ

1. Yalıtışları

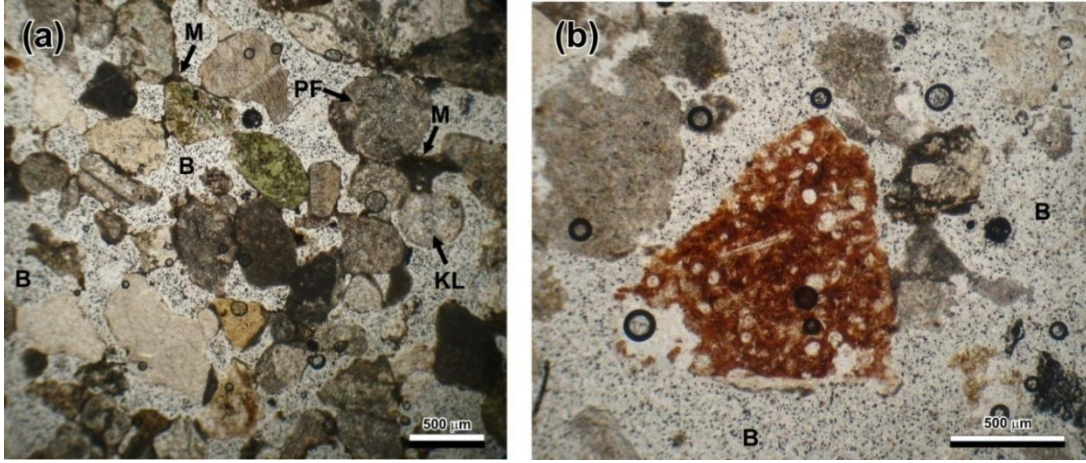
Ek 1.1: Y1.1 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, M: menisküs çimento, BF: bentik foraminifer (*Amphistegina* sp.), KA: biyoklast (kırmızı alg), PF: planktik foraminifer, KL: kalsifer (calcsphere), (a) sarı, turuncu ve kırmızı renkli taneler oksitlenmiş kaya kırıntılarını gösterir.



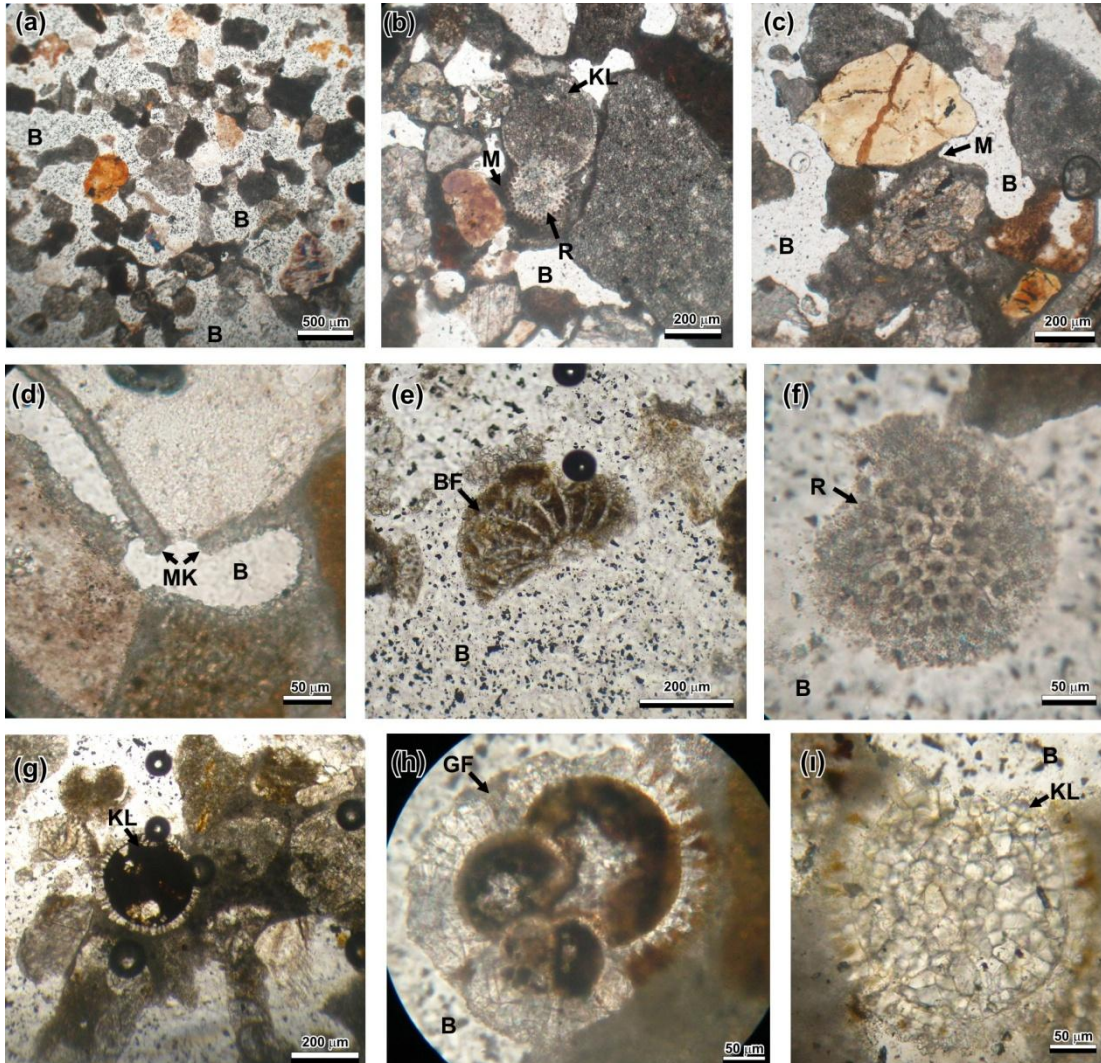
Ek 1.2: Y1.2 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, M: menisküs çimento.



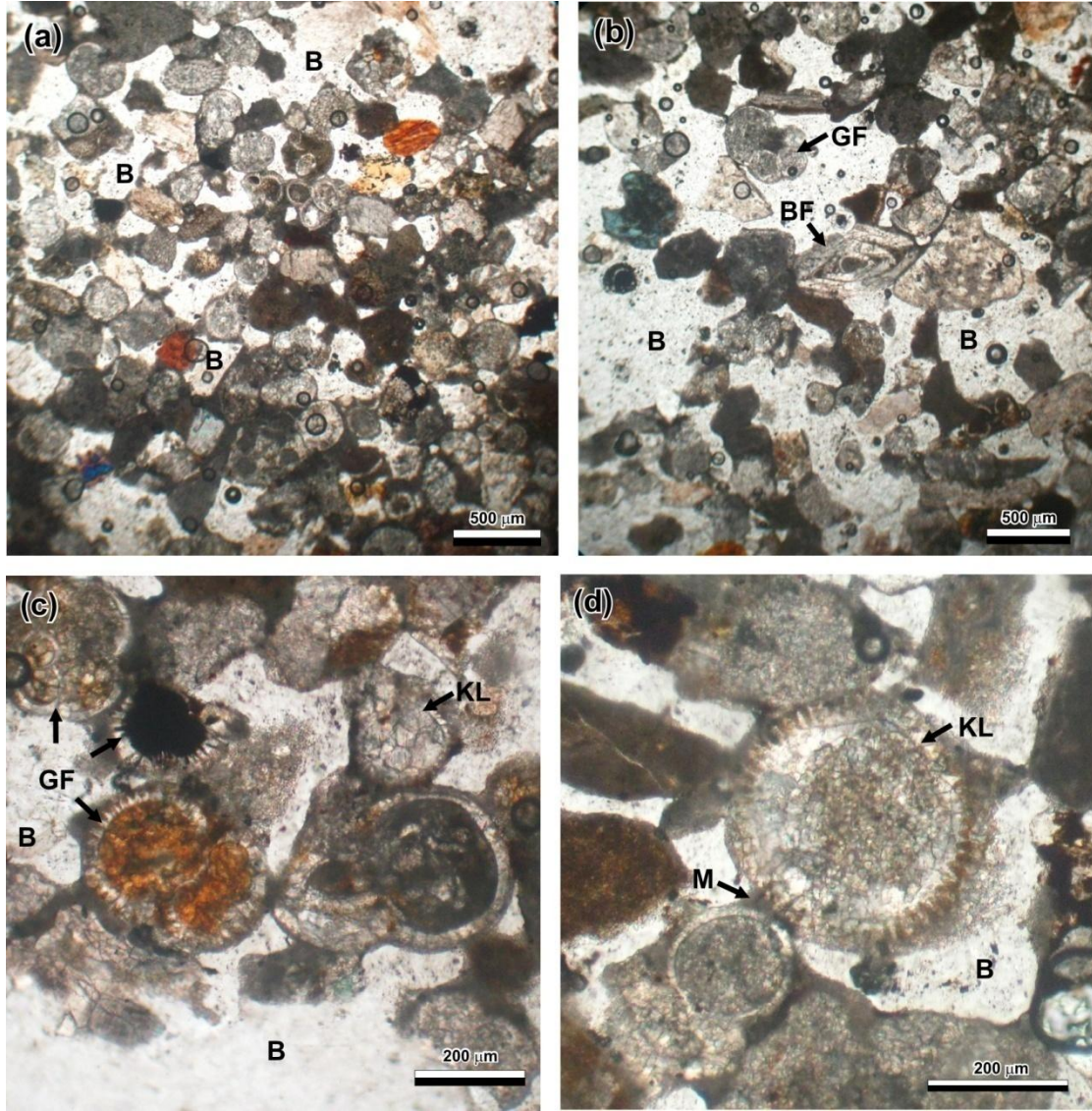
Ek 1.3: Y1.3 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, M: menisküs çimento, PF: planktik foraminifer, KL: kalsifer, (a) yeşil renkli taneler klorit mineralini, (b) turuncu renkli tane oksitlenmiş kaya kırıntılarını gösterir.



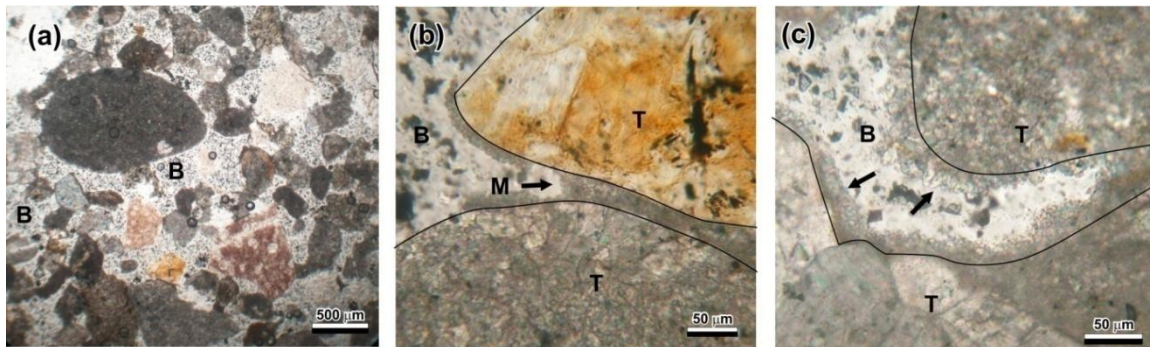
Ek 1.4: Y2.1 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, M: menisküs çimento, R: radyolaria, GF: globigerinid planktik foraminifer, KL: kalsifer, MK: mikrokristalin (kalsit) kabuk yapısı, BF: bentik foraminifer



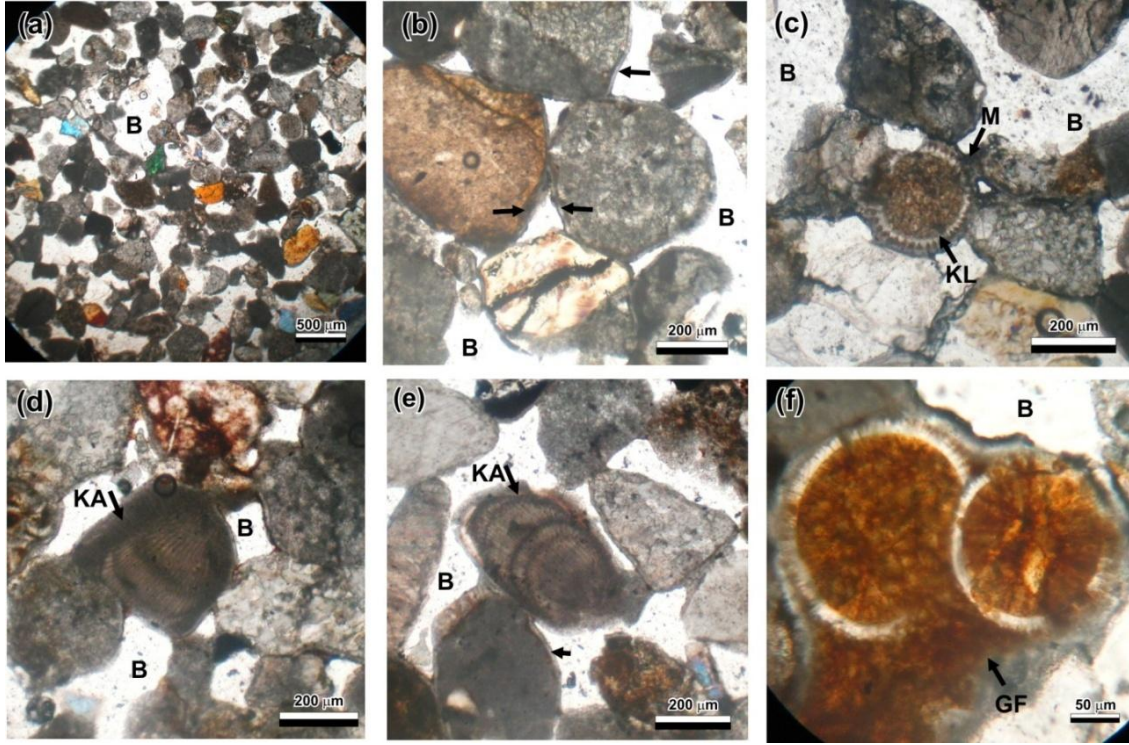
Ek 1.5: Y2.2 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, M: menisküs çimento, BF: bentik foraminifer (*Amphistegina* sp.), GF: globigerinid planktik foraminifer, KL: kalsifer.



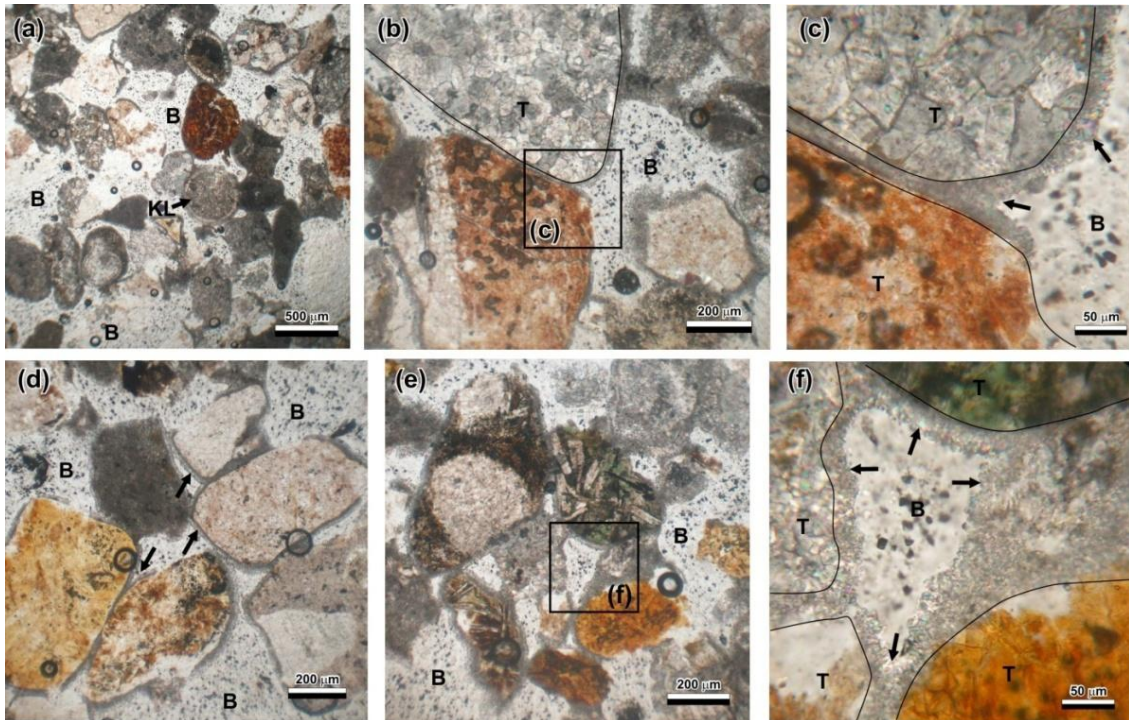
Ek 1.6: Y6.1 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, M: menisküs çimento, T: Tane. (b) Tanelerin etrafını saran ve eşit boylardaki kalsitlerden oluşan mikrokristalin kabuk yapısı, (c) oklar radyal lifli bir yapı gösteren kalsit kristallerini gösteriyor (radial fibrous calcite)



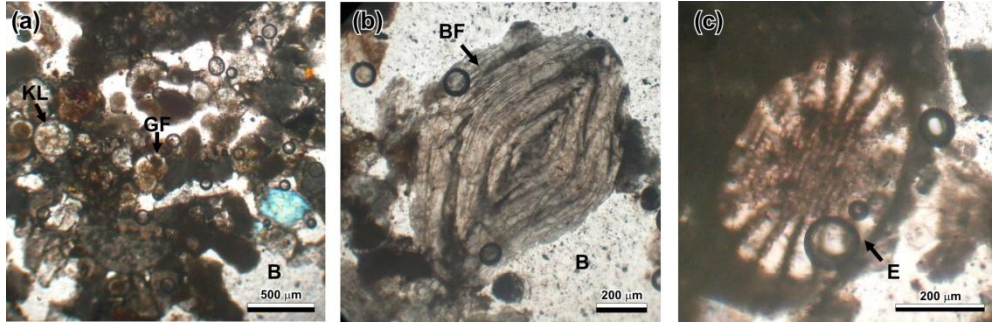
Ek 1.7: Y6.2 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, M: menisküs çimento, KA: biyoklast (kırmızı alg), GF: globigerinid planktik foraminifer, KL: kalsifer. (b) oklar tanelerin etrafını saran ve eşit boylardaki kalsitlerden oluşan mikrokristalin kabuk yapısını gösteriyor.



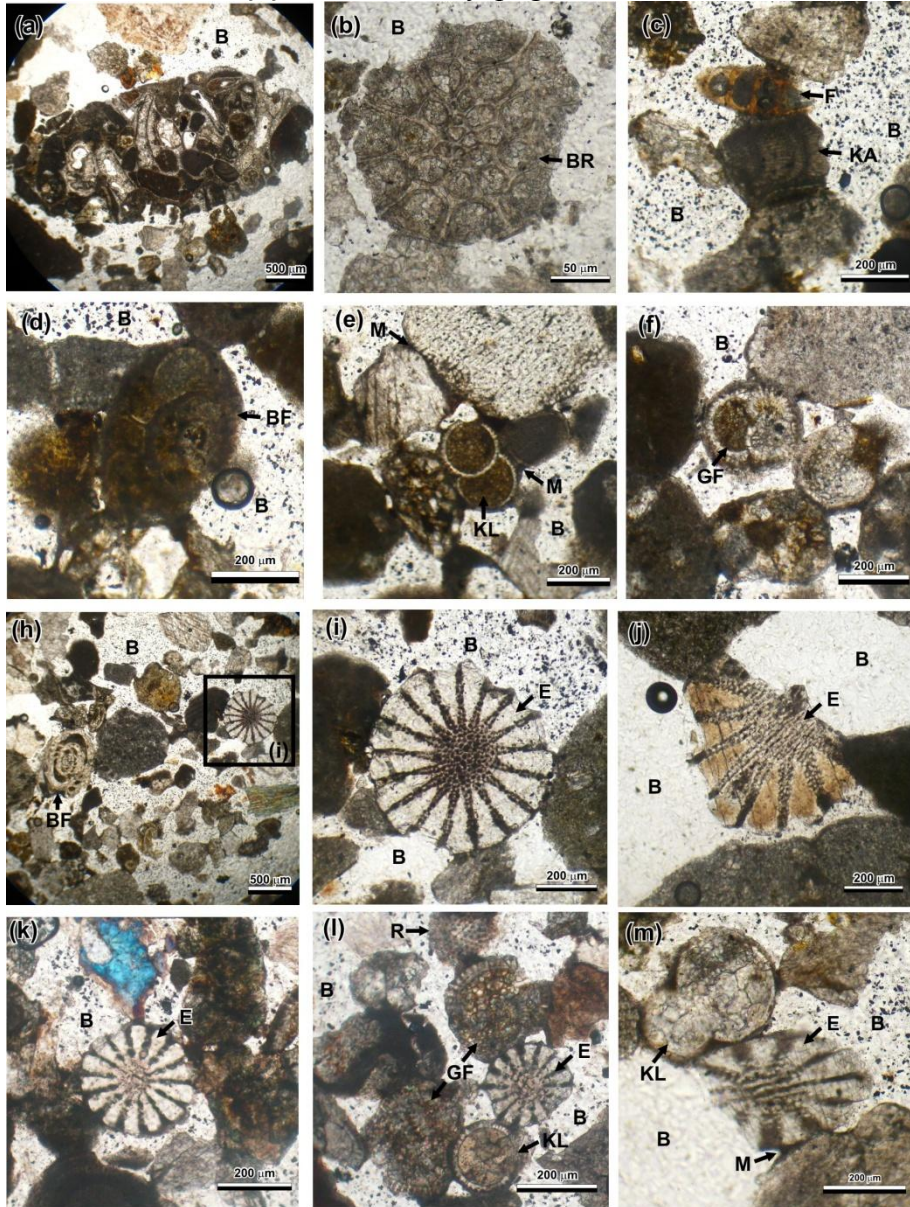
Ek 1.8: Y6.3 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, T: tane, KL: kalsifer. (c,d) oklar tanelerin etrafını saran ve eşit boylardaki kalsitlerden oluşan mikrokristalin kabuk yapısını gösteriyor. (f) tanelerin arasındaki boşluklarda gelişen kalsit kristalleri



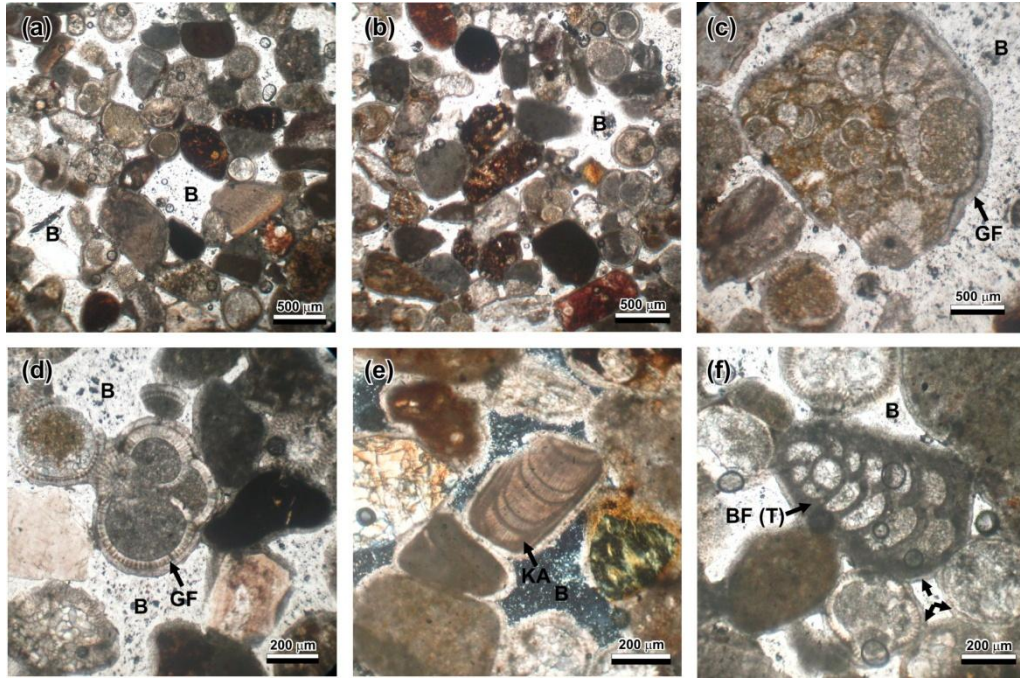
Ek 1.9: Y8.1 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, GF: globigerinid planktik foraminifer, BF: bentik foraminifer (*Amphistegina* sp.), KL: kalsifer, E: çiçek benzeri bir yapı gösteren ekinoid dikenli.



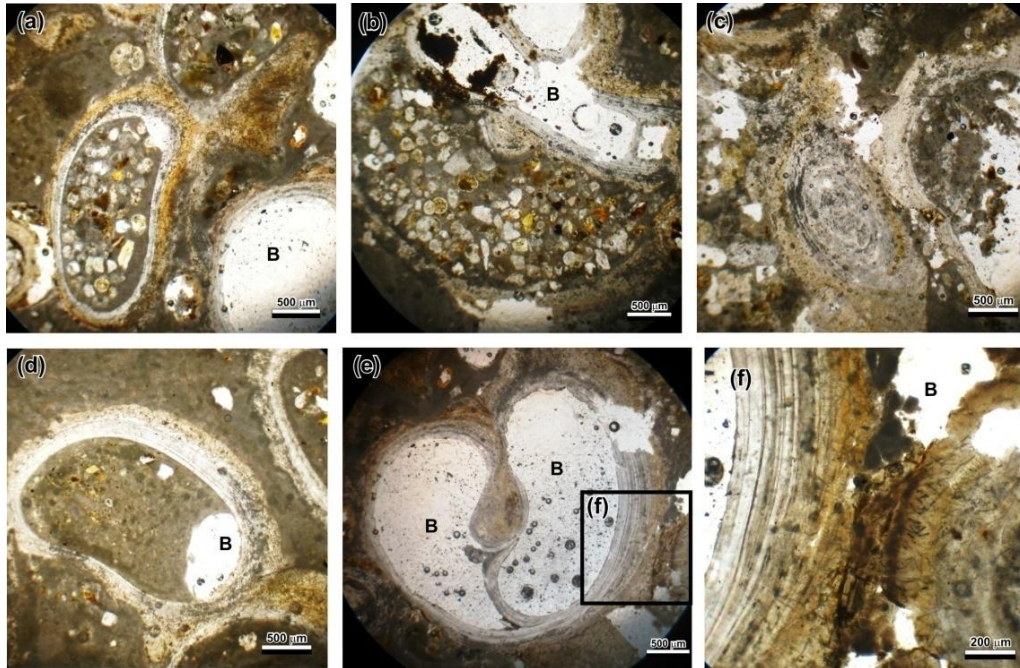
Ek 1.10: Y8.2 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, BF: bentik foraminifer, KA: biyoklast (kırmızı alg), BR: bryozoon (bryozoan), GF: globigerinid planktik foraminifer, KL: kalsifer, E: çiçek benzeri bir yapı gösteren ekinoid dikenli, R: radyolaria.



Ek 1.11: Y10.1 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, BF: bentik foraminifer (Textulariidae). KA: biyoklast (kırmızı alg), GF: globigerinid planktik foraminifer, (f) oklar tanelerin etrafındaki mikrokristalin kabuk yapısını gösteriyor.

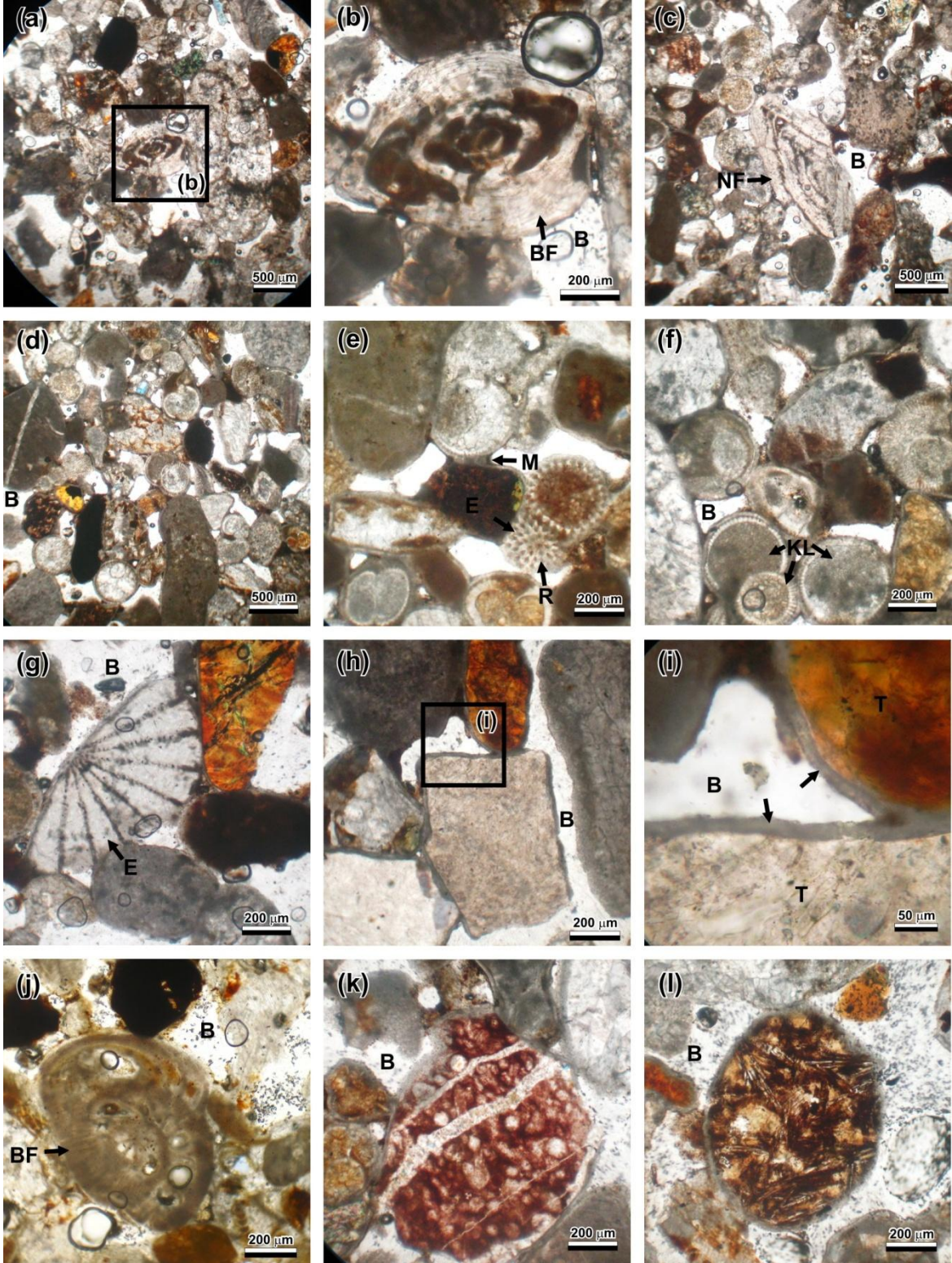


Ek 1.12: Y10.1 nolu yalıtışının üzerinde gelişen ve koloni şeklinde yaşayan kurtçukların (Serpulidae/serpulid¹) oluşturduğu kütleden alınan örneğin ince kesit görüntüleri—kurtçuk tüpleri. Tüplerin duvarları konsantrik laminalar şeklinde gelişme gösteriyor. (c) koni içinde koni yapısı (cone-in-cone), B: boşluk.

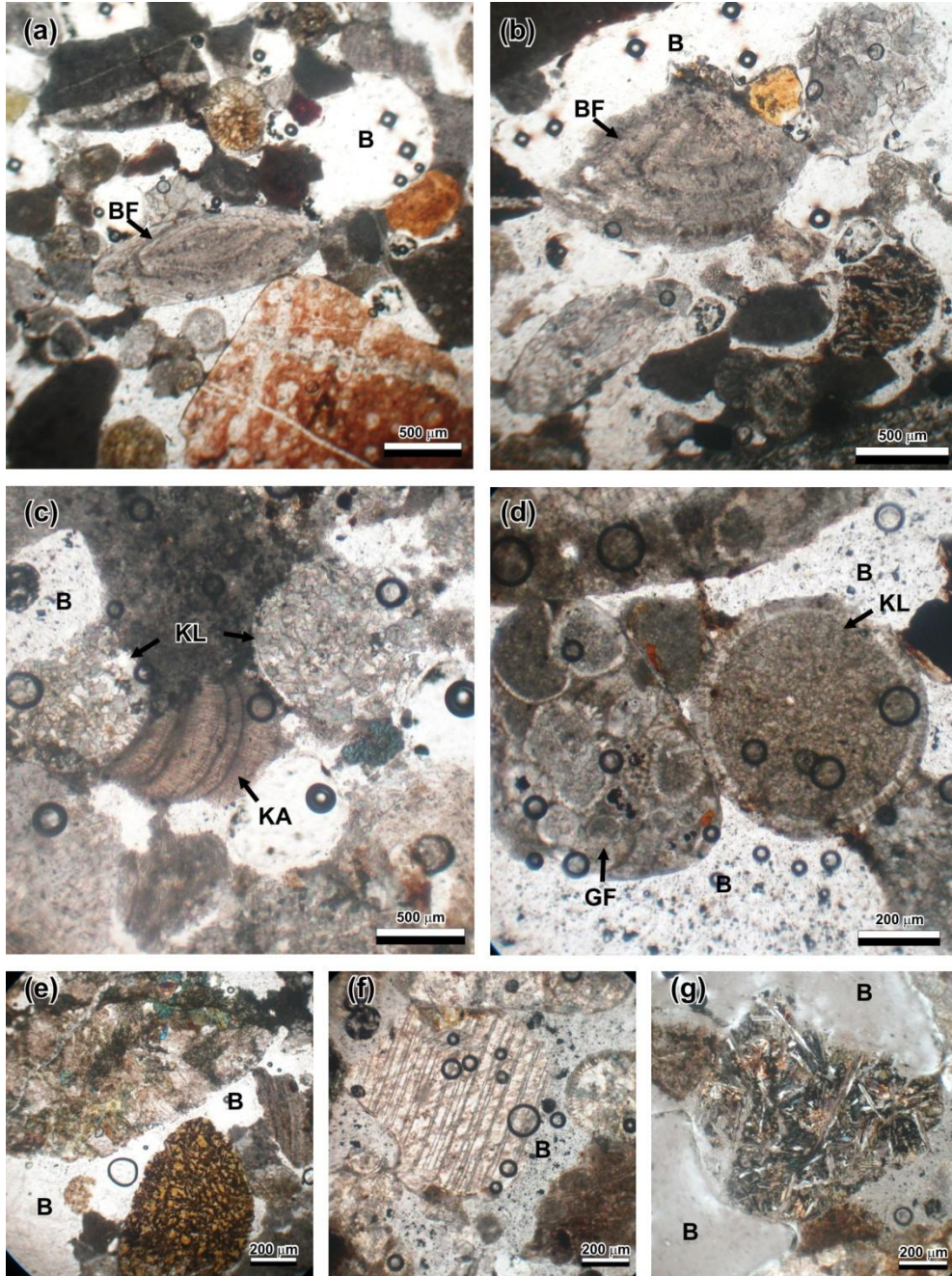


¹Serpulidler kalkerli kurtçuklardır ve ılık sulardaki yalıtışlarının üzerinde gelişebilirler. Bu yapılar kıyılara yakın ortamlarda birikmesiyle *boundstone* olarak adlandırılan bir kayaç türünün oluşmasına yol açarlar (Erik, 2010- microfacies of carbonates rocks kitabından)

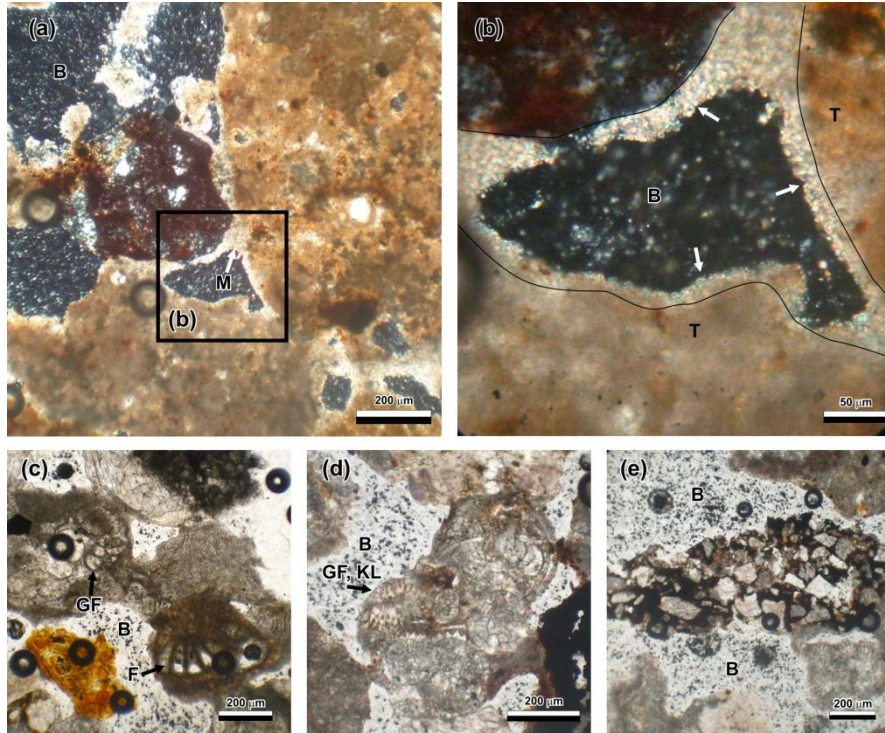
Ek 1.13: Y10.2 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, BF: bentik foraminifer, M: menisküs çimento, BF: bentik foraminifer (*Amphistegina* sp.), E: ekinoid dikeninin parçası, R: radyolaria, KL: kalsifer, (k) radiolarit kırıntısı, (l) kalsedon, ayrıca e,f,h,i,l'de tanelerin etrafındaki mikrokristalin kabuk yapısı görülüyor.



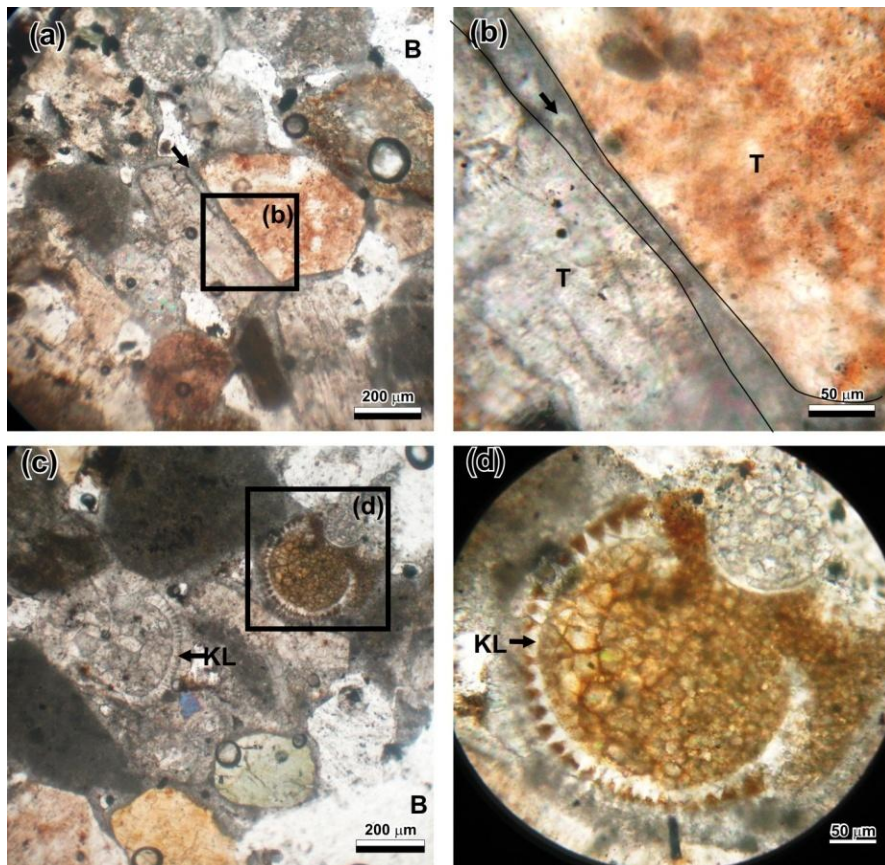
Ek 1.14: Y10.3 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, KA: biyoklast (kırmızı alg), BF: bentik foraminifer (*a-Amphistegina* sp.), GF: globigerinid planktik foraminifer, KL: kalsifer, (f) kalsit minerali, (g) içerisinde proksen ve plajiyoklas minerallerinin bulunduğu bazalt tanesi.



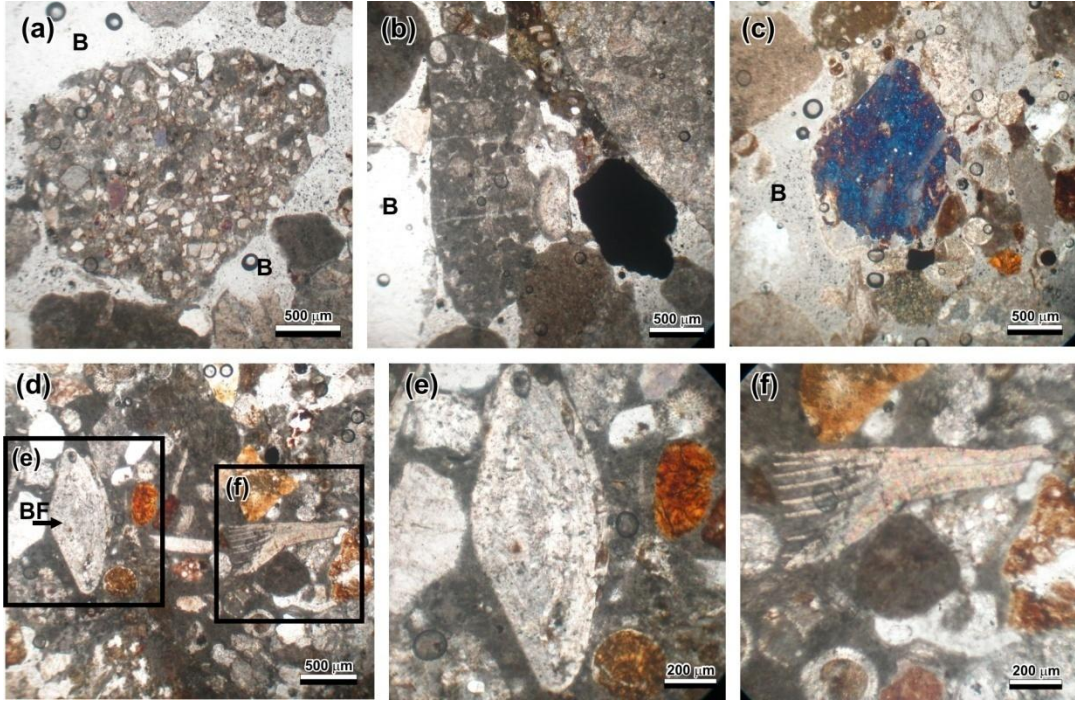
Ek 1.15: Y12.1 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, M: menisküs çimento, GF: globigerinid planktik foraminifer, KL: kalsifer, F: foraminifer, a ve b'de tanelerin arasında gelişen kalsit kristalleri, e'de ise kumtaşı kırıntısı görülüyor.



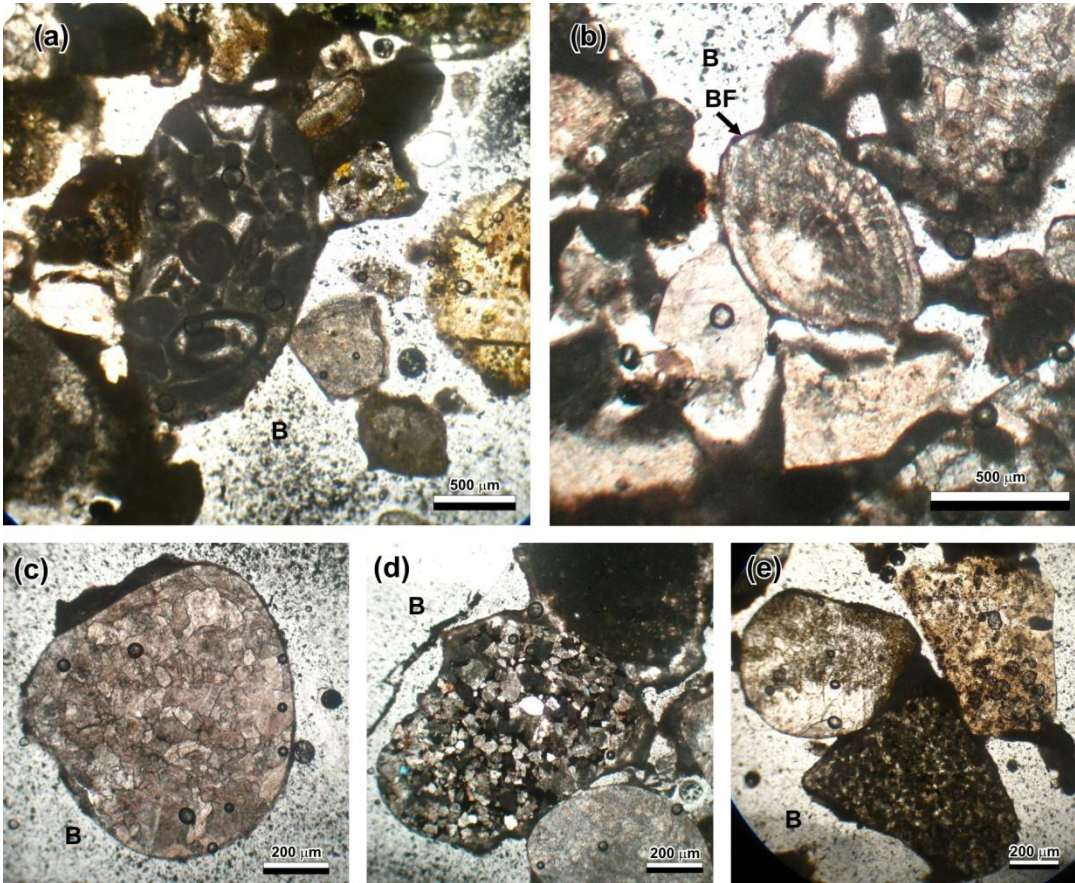
Ek 1.16: Y12.2 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, T: Tane, KL: kalsifer, a ve b'deki oklar tanelerin etrafındaki ve arasındaki mikrokristalin kabuk yapısını gösteriyor.



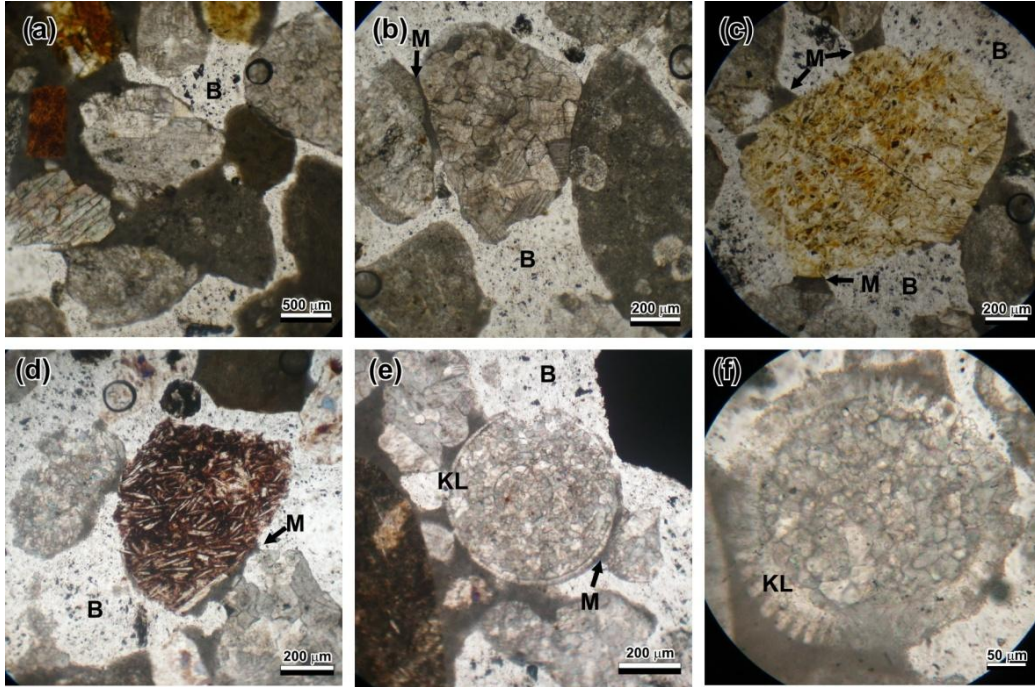
Ek 1.17: Y14.1 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, BF: bentik foraminifer (*Amphistegina* sp.), a'da kumtaşı, b'de fosilli kireçtaşı kırıntısı görülüyor.



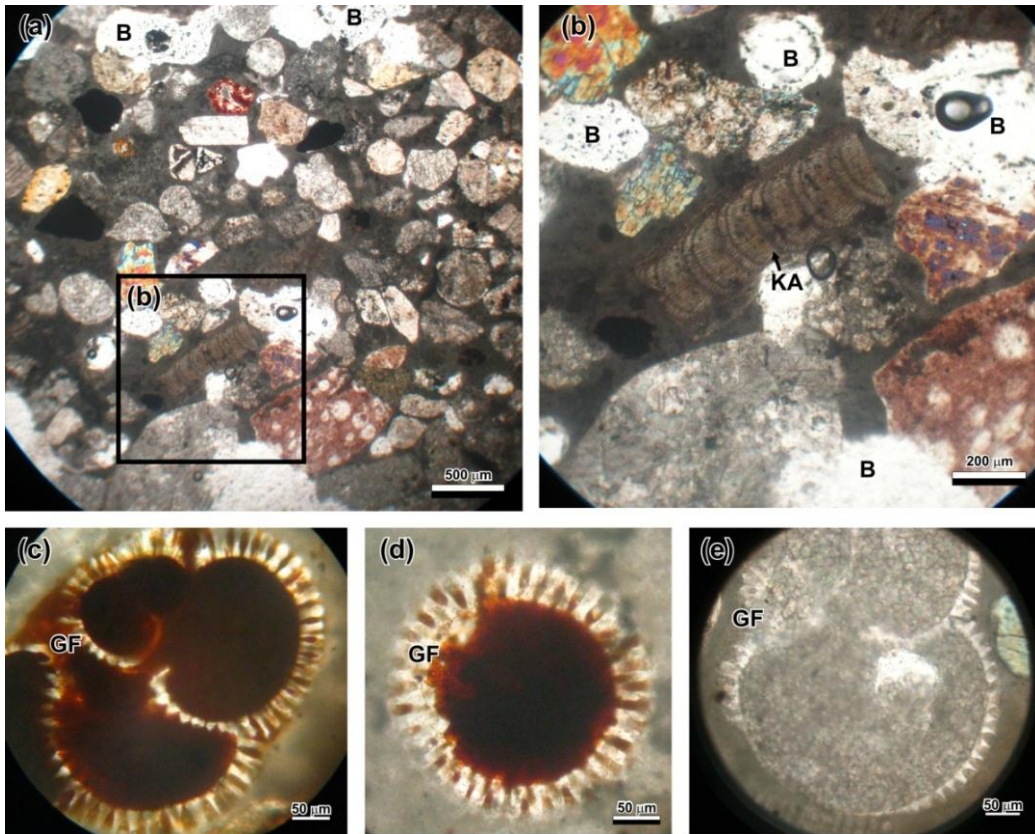
Ek 1.18: Y16.1 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, BF: bentik foraminifer, a'da fosilli kireçtaşı, c'de kalsitten oluşan bir kireçtaşı ve d'de kumtaşı kırıntısı görülüyor.



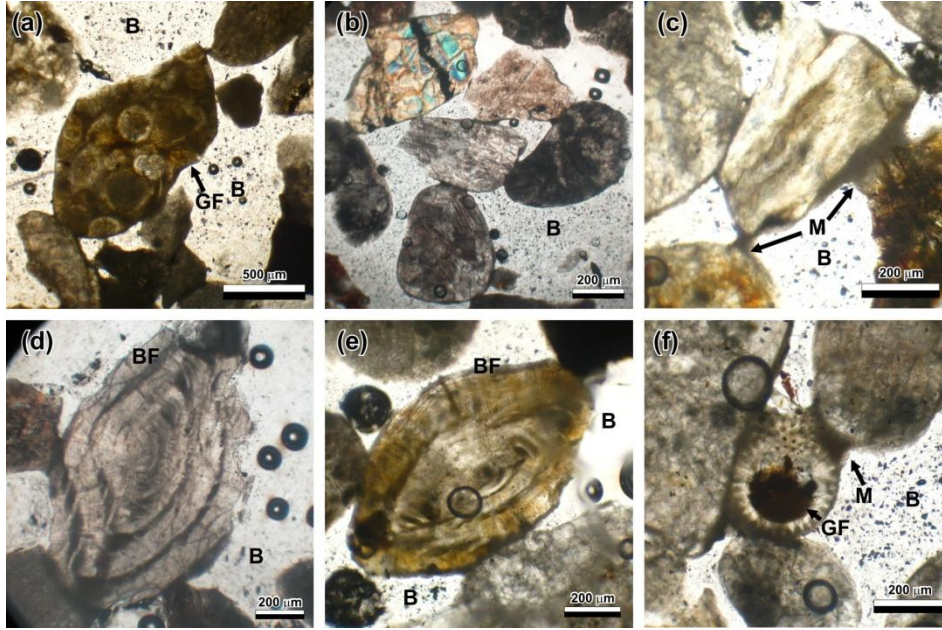
Ek 1.19: Y20.1 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, M: menisküs çimento, KL: kalsifer, (b) kireçtaşı, (c) metamorfik kaya ve (d) volkanik kaya kırıntıları.



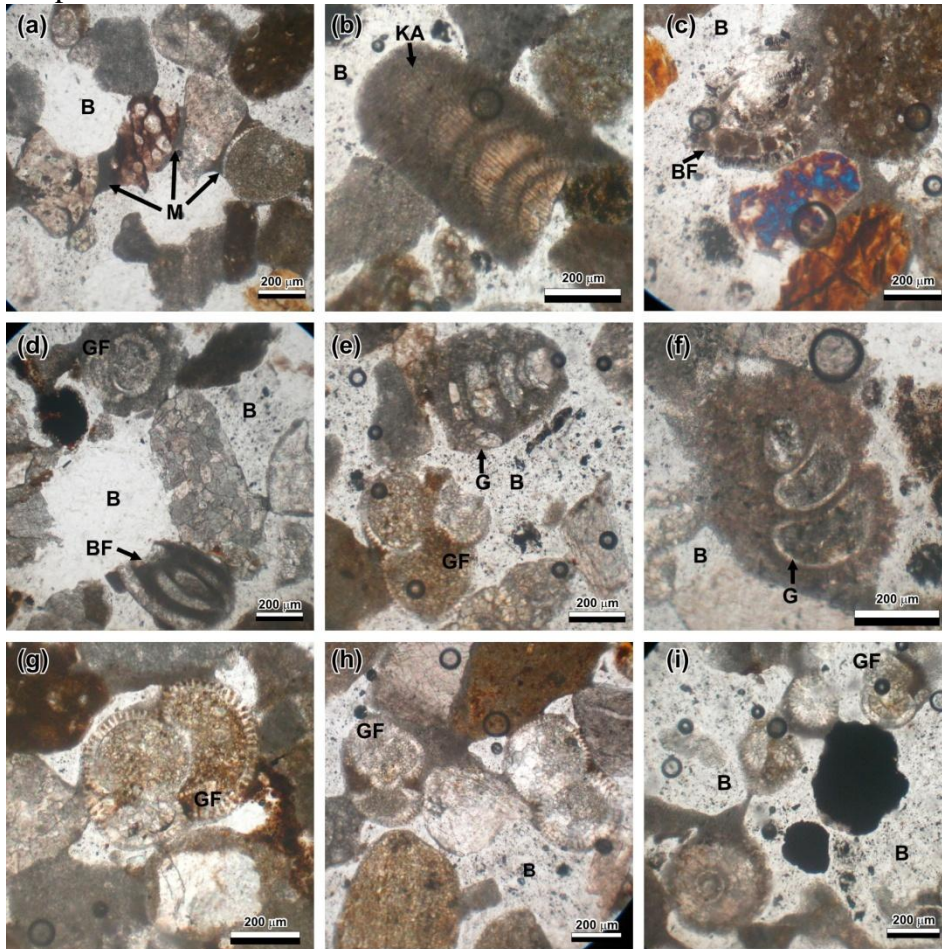
Ek 1.20: Y21.2 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, KA: biyoklast (kırmızı alg), GF: globigerinid planktik foraminifer, (b) kırmızı-mavi renkli proksen mineralleri.



Ek 1.21: Y22.1 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, M: Menisküs çimento, BF: bentik foraminifer (*Amphistegina* sp.), GF: globigerinid planktik foraminifer, (b) mavi renkli epidot minerali.

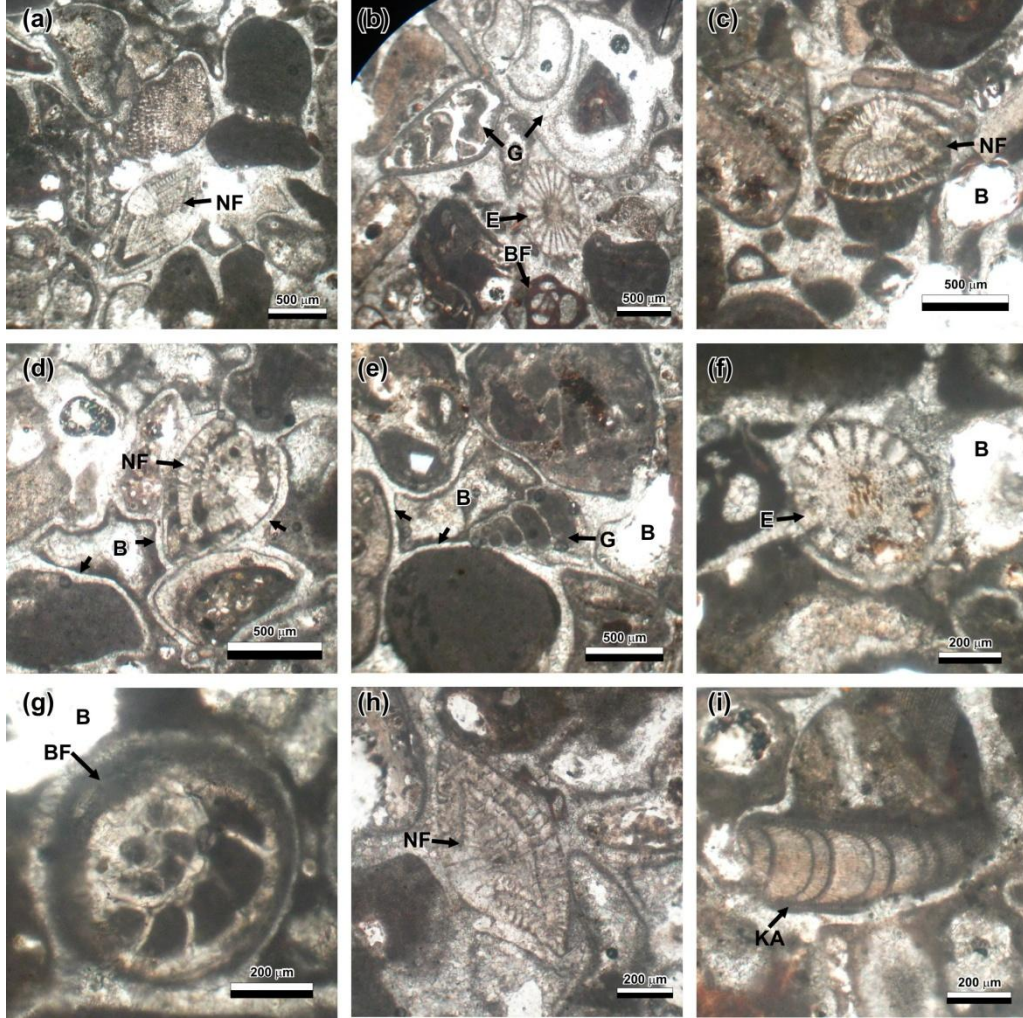


Ek 1.22: Y22.2 nolu yalıtışının ince kesit görüntüleri: B: boşluk, M: menisküs çimento, BF: bentik foraminifer (d-Hauerinidae), G: Gastropod, KA: biyoklast (kırmızı alg), GF: globigerinid planktik foraminifer.

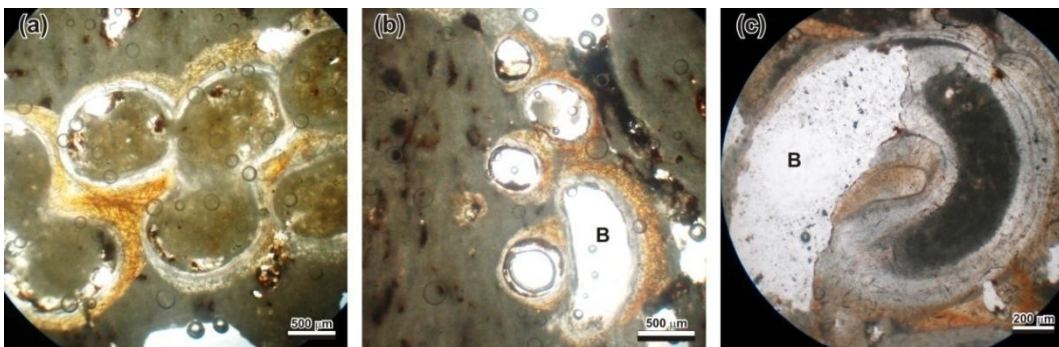


2. Dalga aşınım düzlükleri

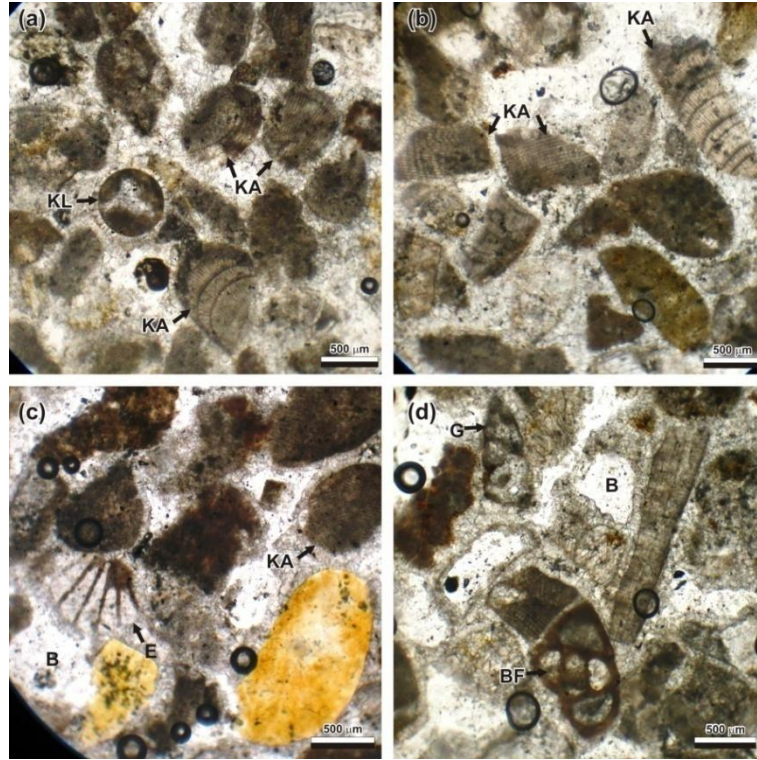
Ek 1.23: 1 nolu dalga aşınım düzlüğünün anakayasası üzerinden yapılan ince kesit (KP1.1): B: boşluk, G: gastrapod, KA: biyoklast (kırmızı alg), BF: bentik foraminifer (*b-Elphidium* sp.), E: ekinoid dikenleri, (d,e) tüm örneklerde tanelerin etrafındaki mikrokristalin kabuk yapısı görülüyor.



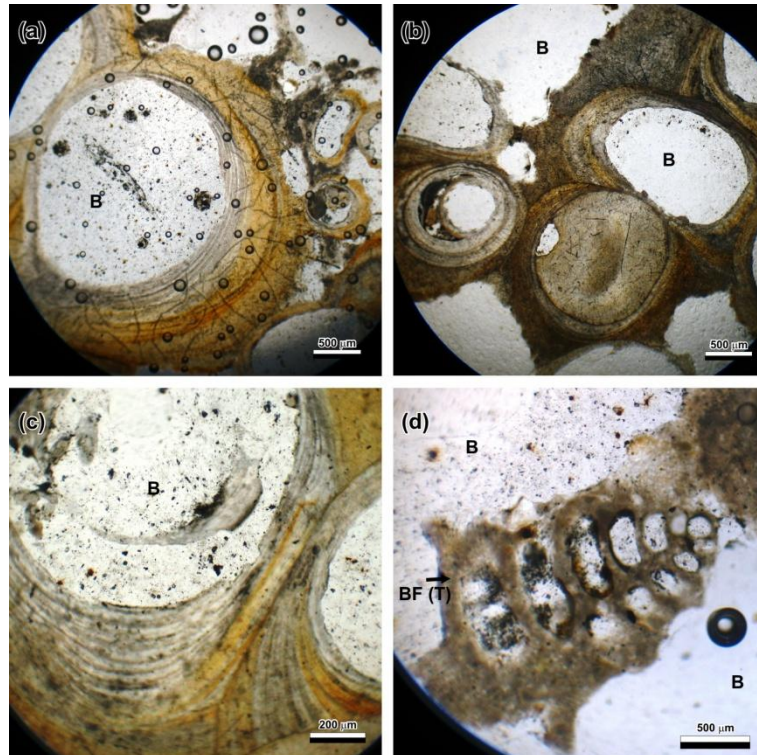
Ek 1.24: 1 nolu dalga aşınım düzlüğünün önünde gelişen ve koloni şeklinde yaşayan kurtçukların oluşturduğu kütlede (KP1.2) alınan örneğin ince kesit görüntüleri–kurtçuk tüpleri (B: boşluk). Tüplerin duvarları konsantrik laminalar şeklinde gelişme gösteriyor.



Ek 1.25: 5 nolu dalga aşınım düzliğünün anakayası üzerinden yapılan ince kesit (KP5.1): B: boşluk, G: Gastropod; BF: bentik foraminifer (Hauerinidae), KA: biyoklast (kırmızı alg), KL: kalsifer, E: ekinoid.

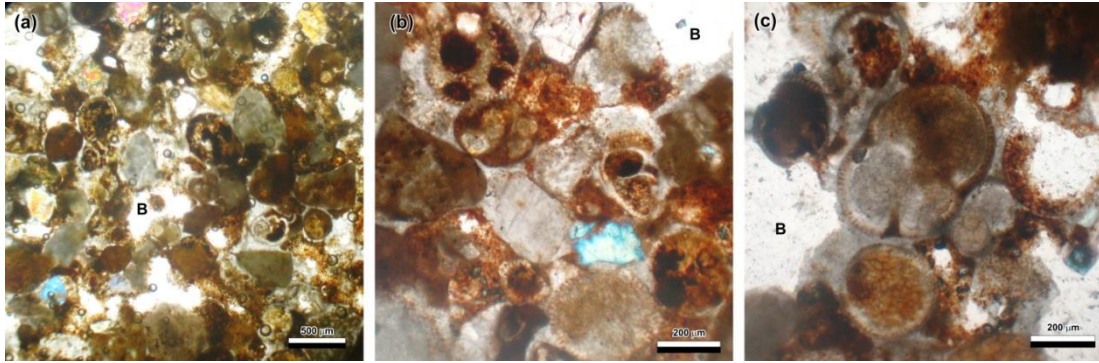


Ek 1.26: 5 nolu dalga aşınım düzliğünün önünde gelişen ve koloni şeklinde yaşayan kurtçukların oluşturduğu kütlede (KP5.2) alınan örneğin ince kesit görüntüleri –kurtçuk tüpleri (B: boşluk, BF: bentik foraminifer (Textulariidae), Tüplerin duvarları konsantrik laminalar şeklinde gelişme gösteriyor.

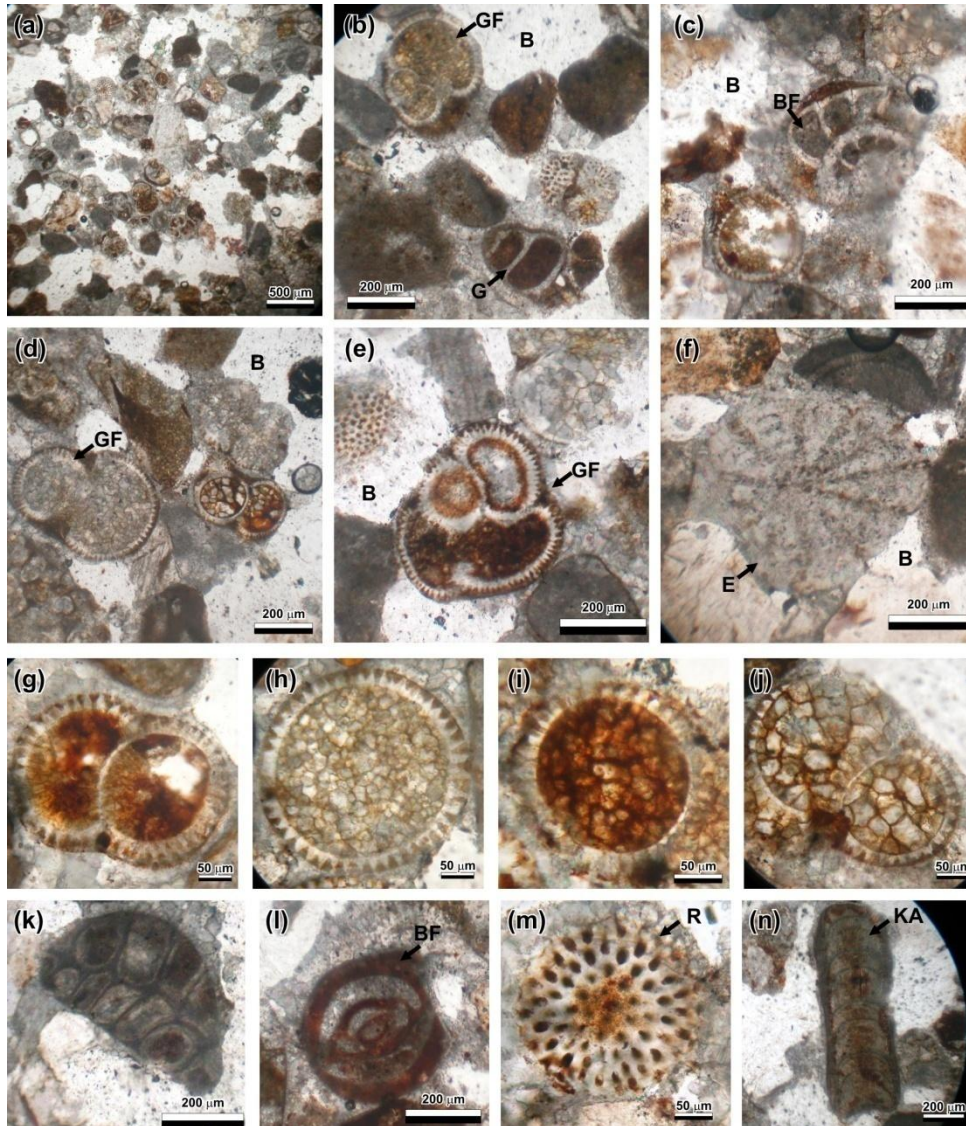


3. Eolinitler

Ek 1.27: E2.1 nolu eolinitin ince kesit görüntüleri, örnek globigerinid planktik foraminifer ve kalsiferden oluşmaktadır (B: boşluk).



Ek 1.28: E2.2 nolu eolinitin ince kesit görüntüleri (B: boşluk, KA: biyoklast (kırmızı alg), R: radyolaria, BF: bentik foraminifer (I-Hauerinidae), GF: globigerinid planktik foraminifer, h,i,j: kalsifer).

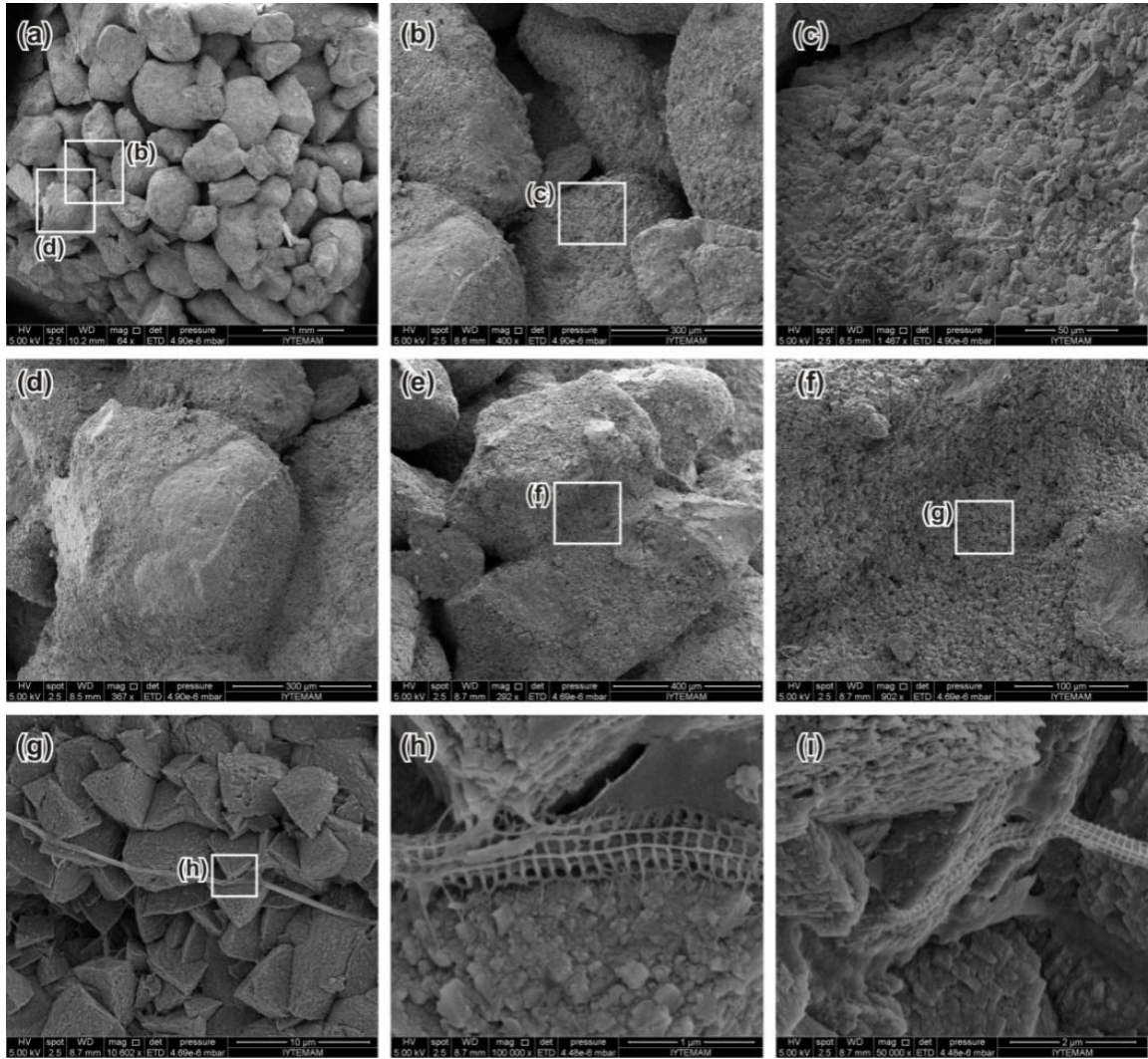


EK 2:

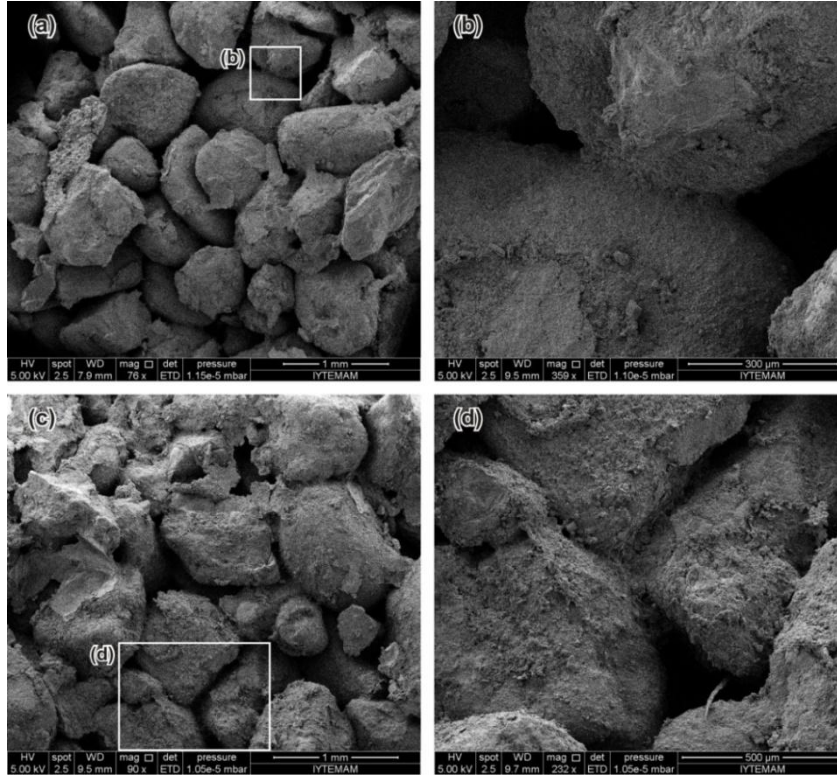
TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOBU GÖRÜNTÜLERİ

1. Yalıtıcıları

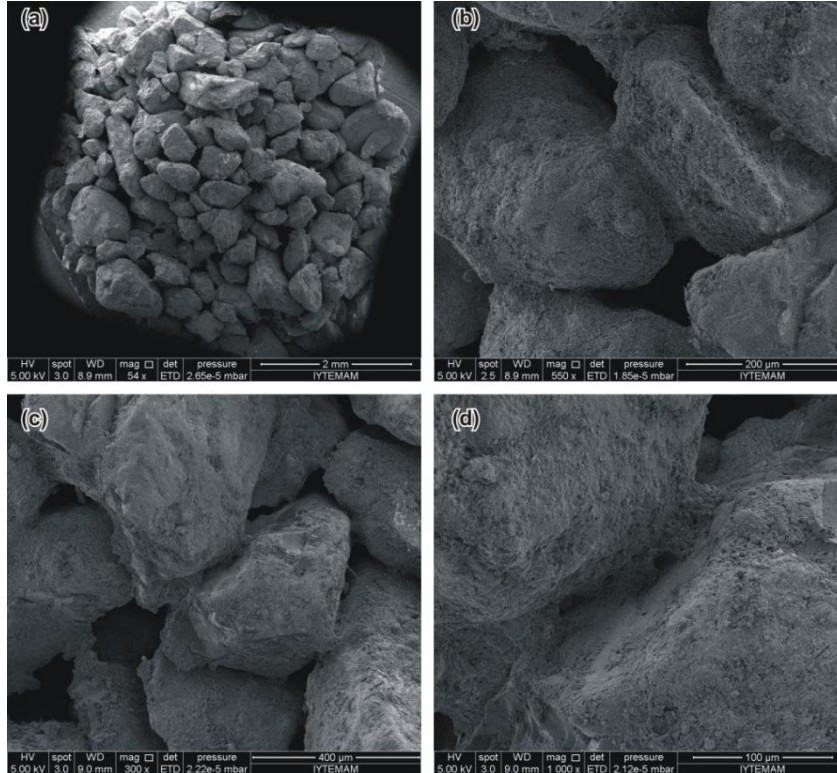
Ek 2.1: Y1.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b) tanelerin ve (c) tane yüzeyinin yakından görünümü, (d) mikritik örtü ile kaplı bir tane, (e) iki tane arasındaki menüsküs çimento ile (f) çimentonun, (g) çimentoyu oluşturan minerallerin, (h) mineraller arasında bulunan biyoklastik yapının ve (i) mineraller ile biyoklastik yapı arasındaki bağın yakından görünümü.



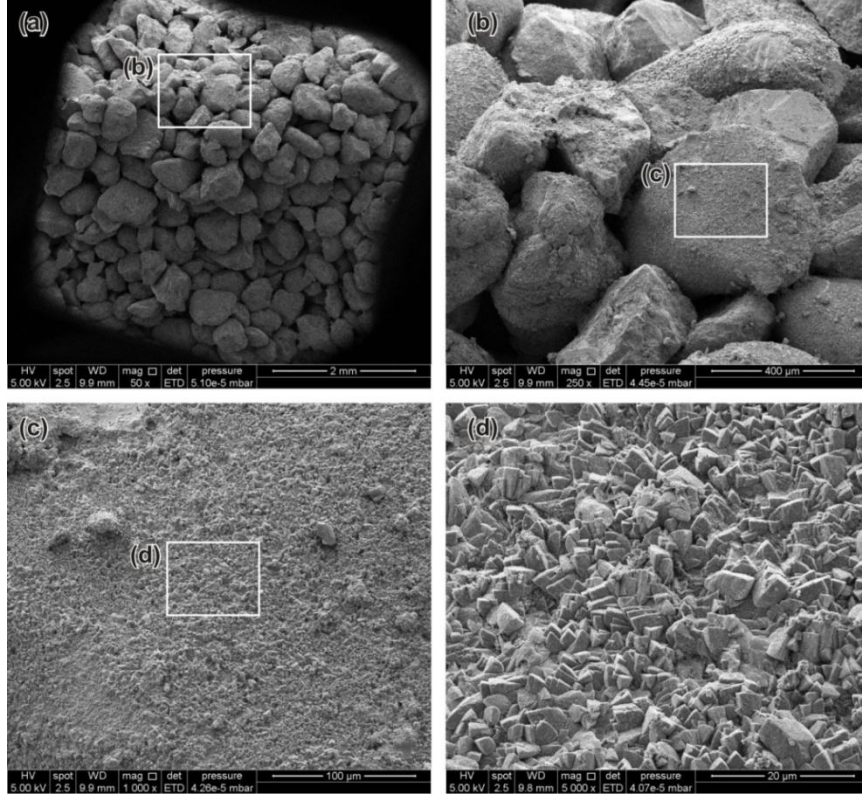
Ek 2.2: Y1.2 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a,c) genel görünüm, (b) iki tane ve (d) üç tane arasındaki menüsküs çimentonun yakından görünümü.



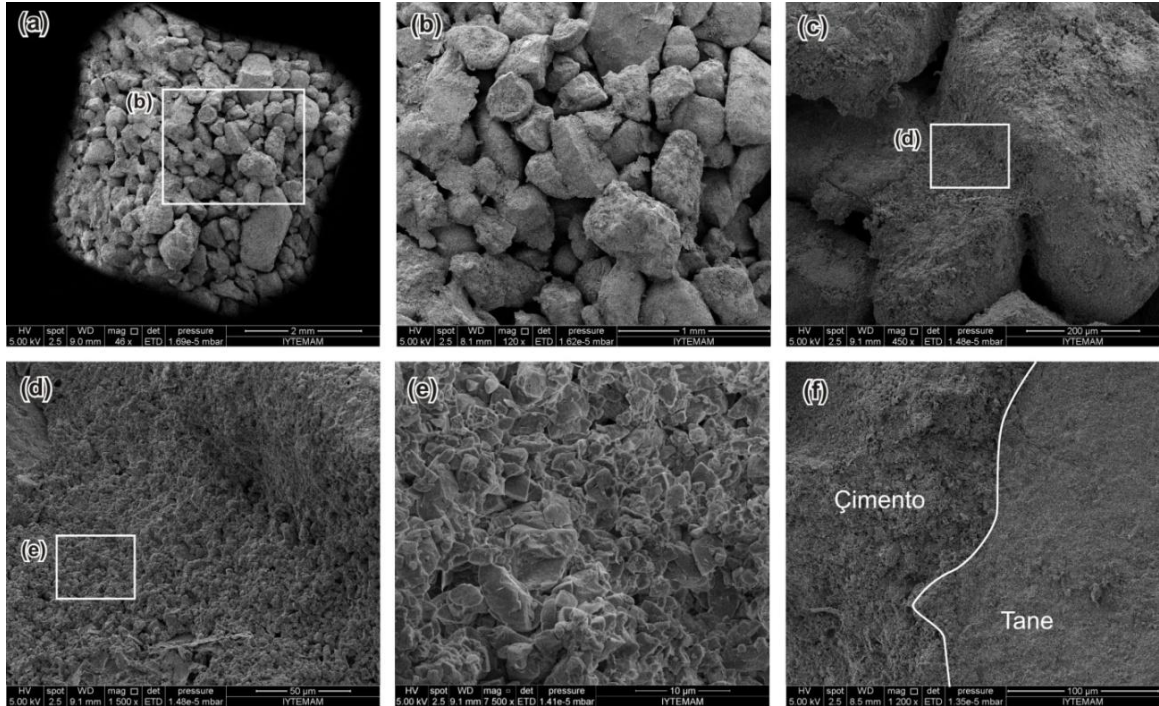
Ek 2.3: Y1.3 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b, c,d) taneler arasındaki menüsküs çimento yapılarının yakından görünümü.



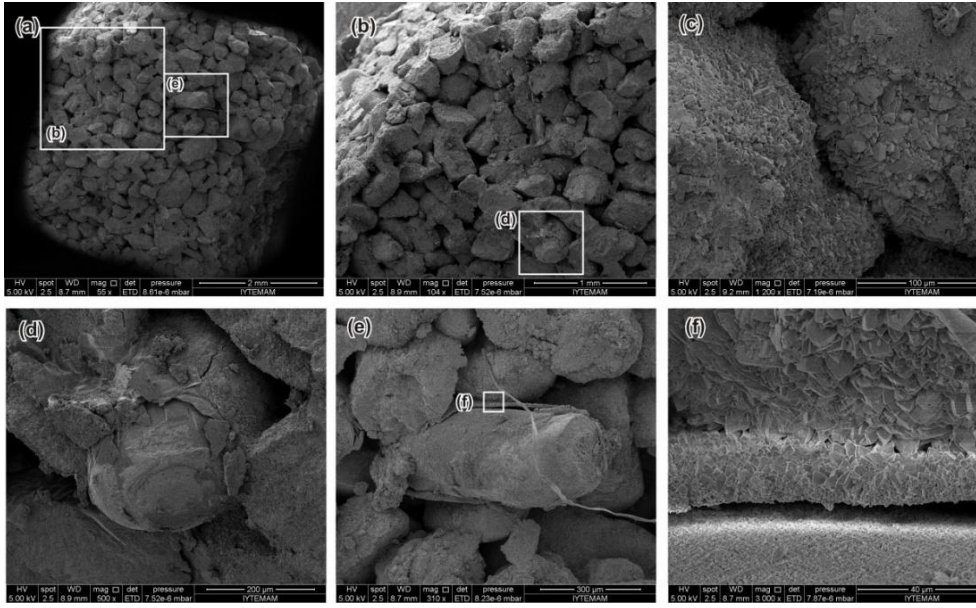
Ek 2.4: Y2.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b) tanelerin ve (c) tane yüzeyinin, (d) tane yüzeyini kaplayan kalsit minerallerinin yakından görünümü



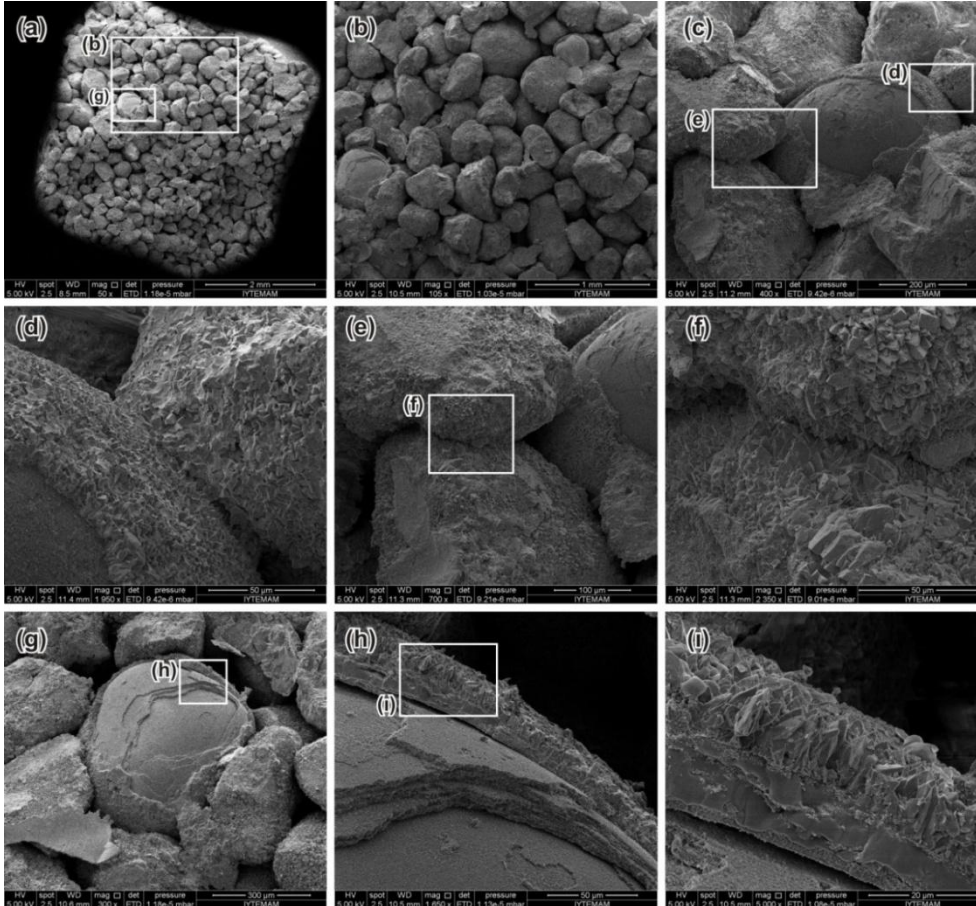
Ek 2.5: Y2.2 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a,b) genel görünüm, (c) iki tane arasındaki menüsküs çimento ile (d,e) çimento yüzeyinin ve (f) bir tane ile mikritik örtü arasındaki sınırın yakından görünümü



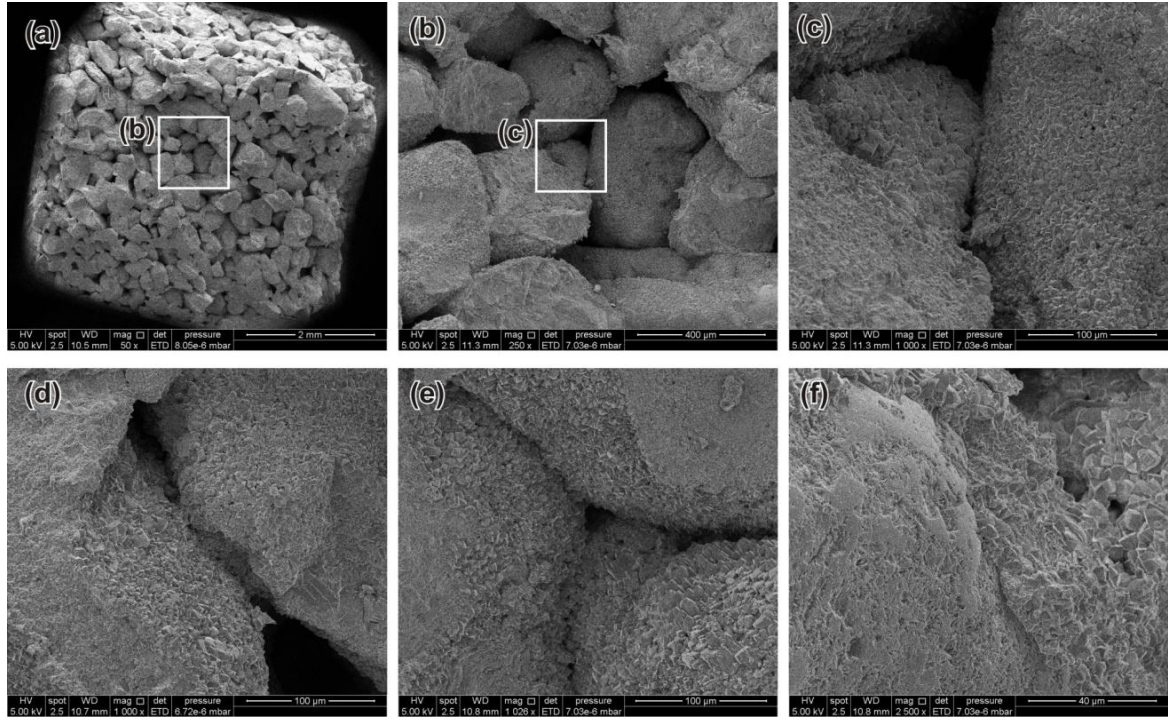
Ek 2.6: Y6.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a,b) genel görünüm, (c) tanelerin arasında gelişmiş köpek dişi yapısı, (d, e) mikritik örtü ile kaplı bir taneler ve (f) tane yüzeyi ile mikritik örtünün yakından görünümü



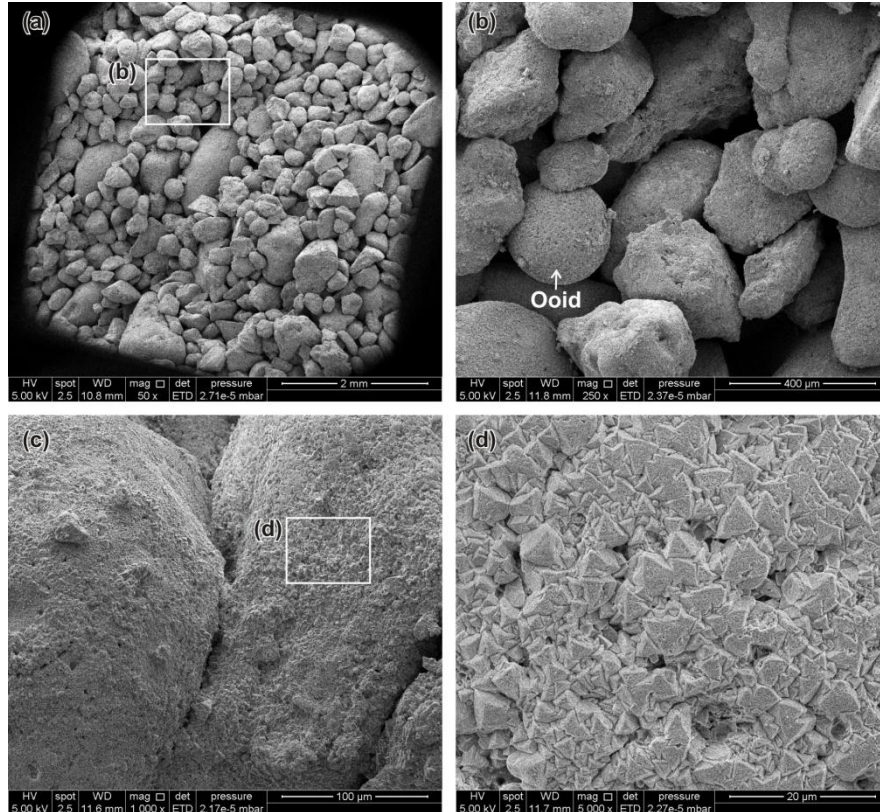
Ek 2.7: Y6.2 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a,b) genel görünüm, (c) mikritik örtü ile kaplı bir ooid, (d) ooid ile bir tane arasında ve (e,f) iki tane arasındaki köpek dişi yapısı, (g) ooid katmanlarının ve (h,i) ooid yüzeyini kaplayan mikritik örtünün yakından görünümü.



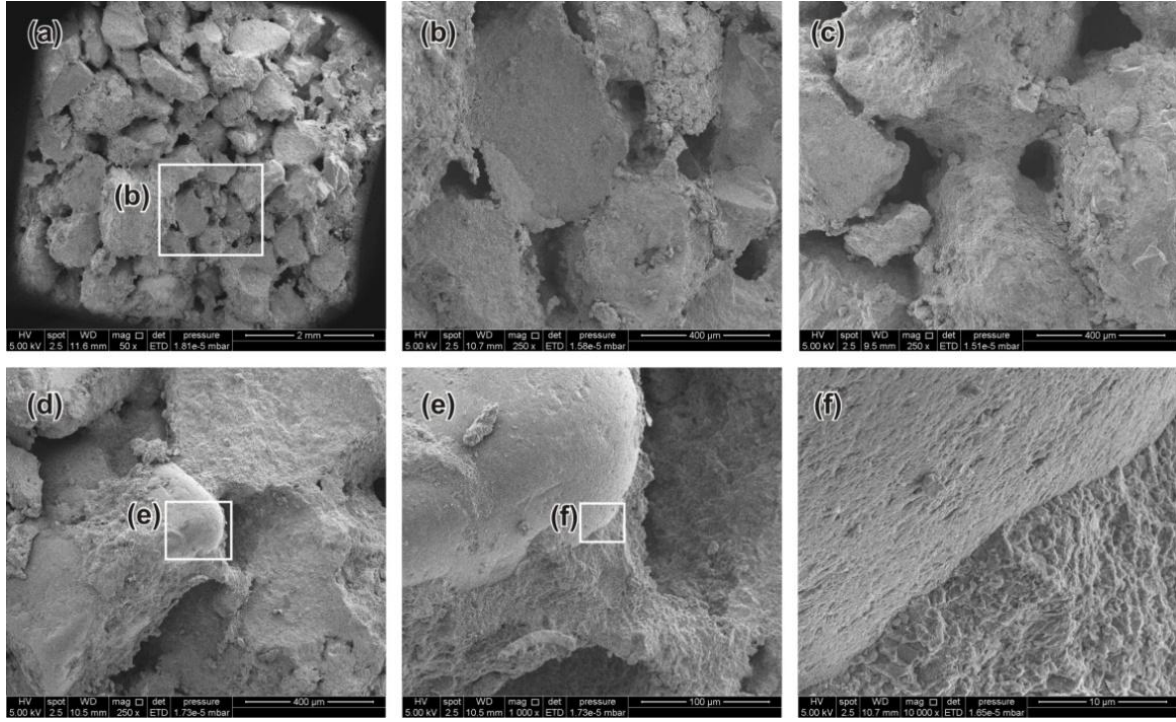
Ek 2.8: Y6.3 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a,b) genel görünüm, (c) tanelerin arasındaki boşluklarda gelişmiş mineral kristalleri ile (d,e) bu kristallerin oluşturduğu köpek dişi yapıları, (f) mikritik bir örtünün yakından görünümü



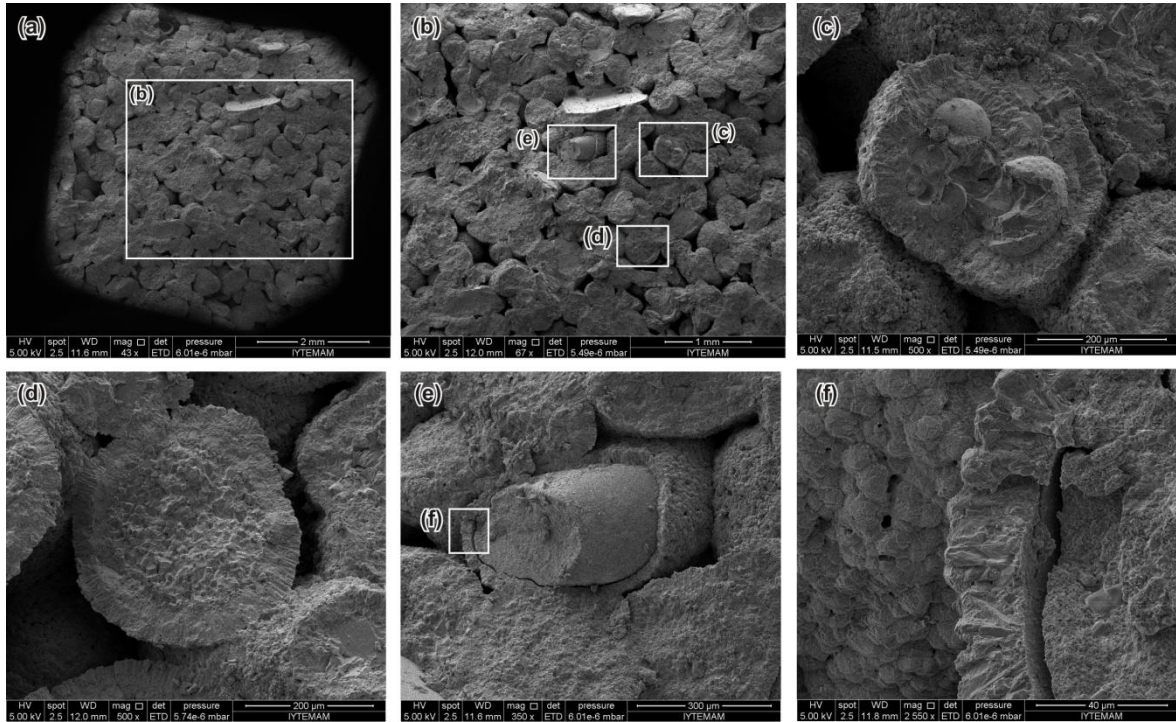
Ek 2.9: Y8.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a,b) genel görünüm, (c) tane ve (d) tane yüzeyinin yakından görünümü.



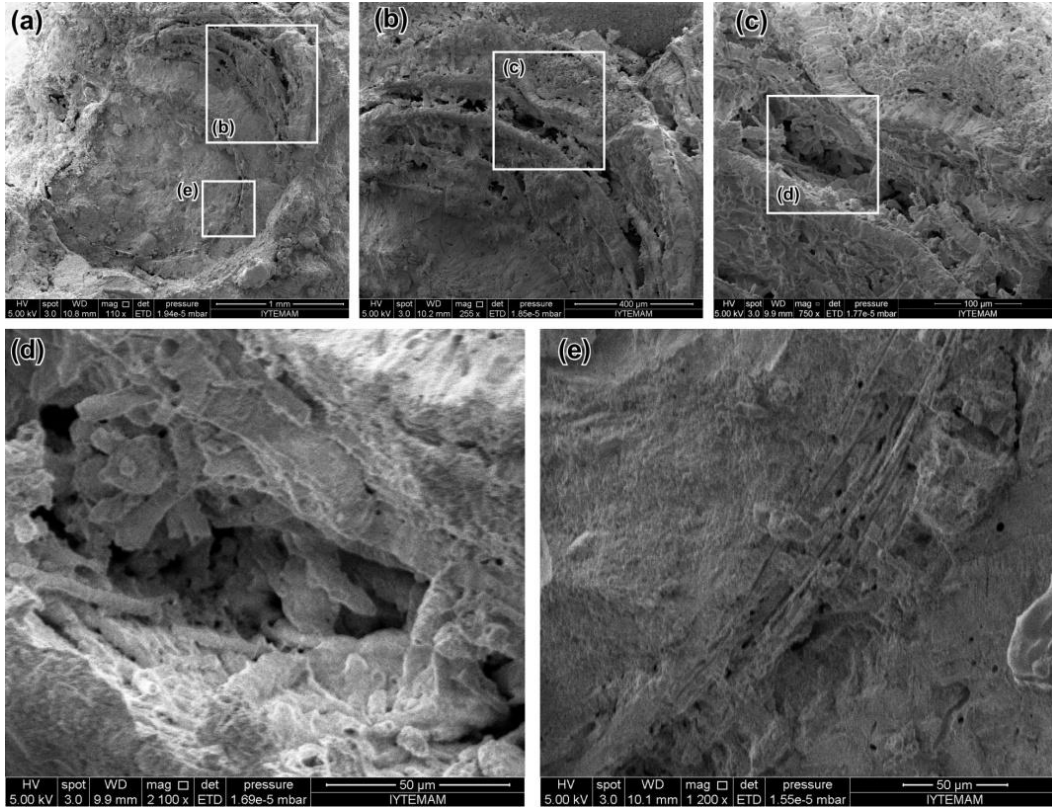
Ek 2.10: Y8.2 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b,c) taneler arasındaki menüsküs çimento yapıları ile (d,e,f) tane etrafında gelişmiş mikritik örtüden görüntüler



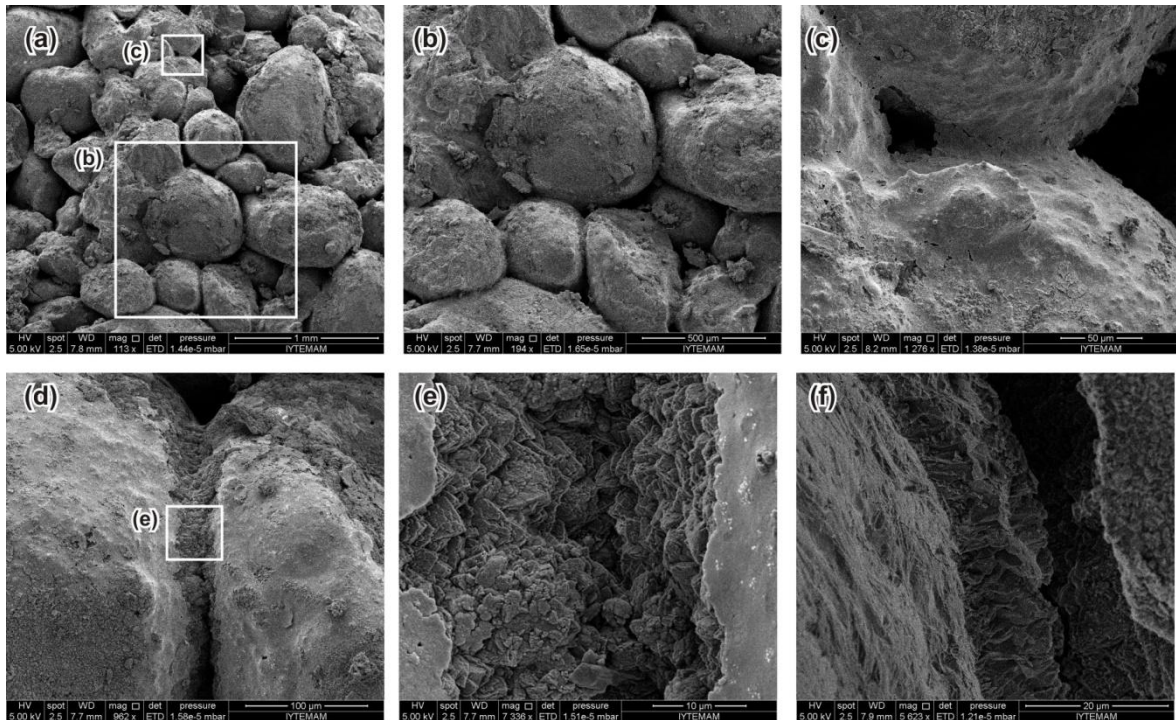
Ek 2.11: Y10.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a,b) genel görünüm, (c) çimento ile kaplanmış bir globigerinid planktik foraminifer, (d) sparit kalsitler ile dolmuş bir foraminifer (kalsifer), (e) tane yüzeyini kaplayan mikritik örtü ile bu örtünün yakından görünümü



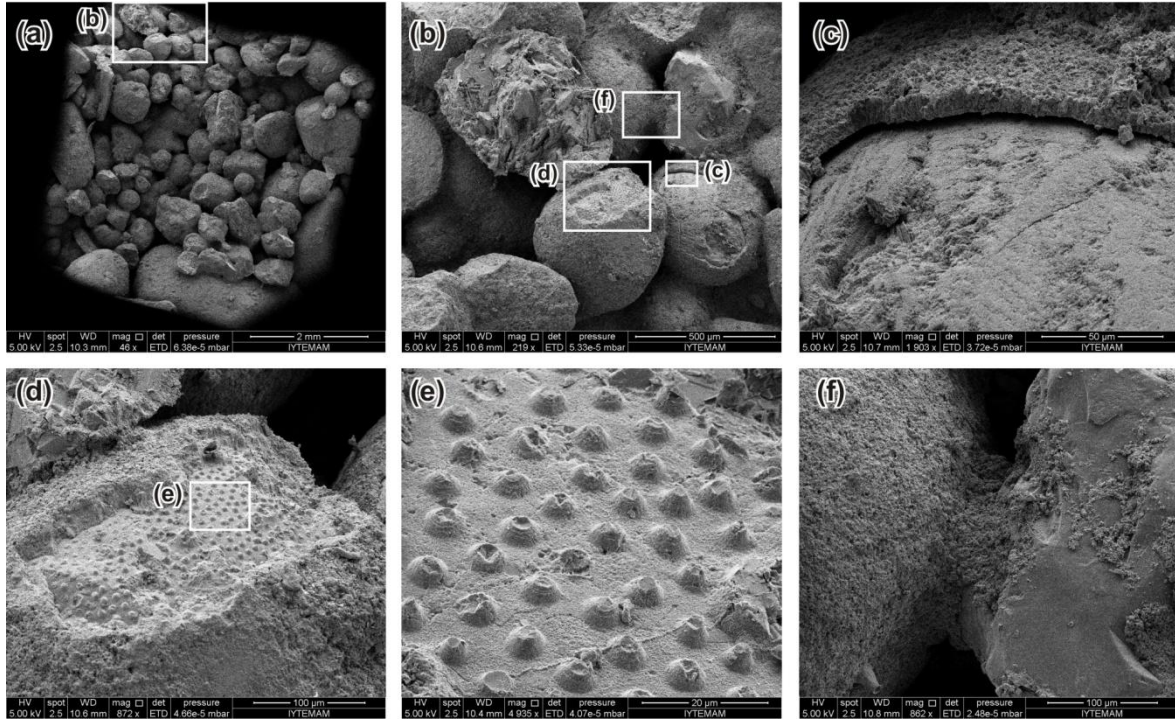
Ek 2.12: Y10.1'in üstünde gelişme gösteren kalkerli kurtçukların (*Dendropoma petreum*) oluşturduğu yapılara ait SEM görüntüleri: (a) çimento ile dolmuş bir kurtçuk yapısının, (b, c, d, e) yapıyı oluşturan çemberin yakından görünümüleri.



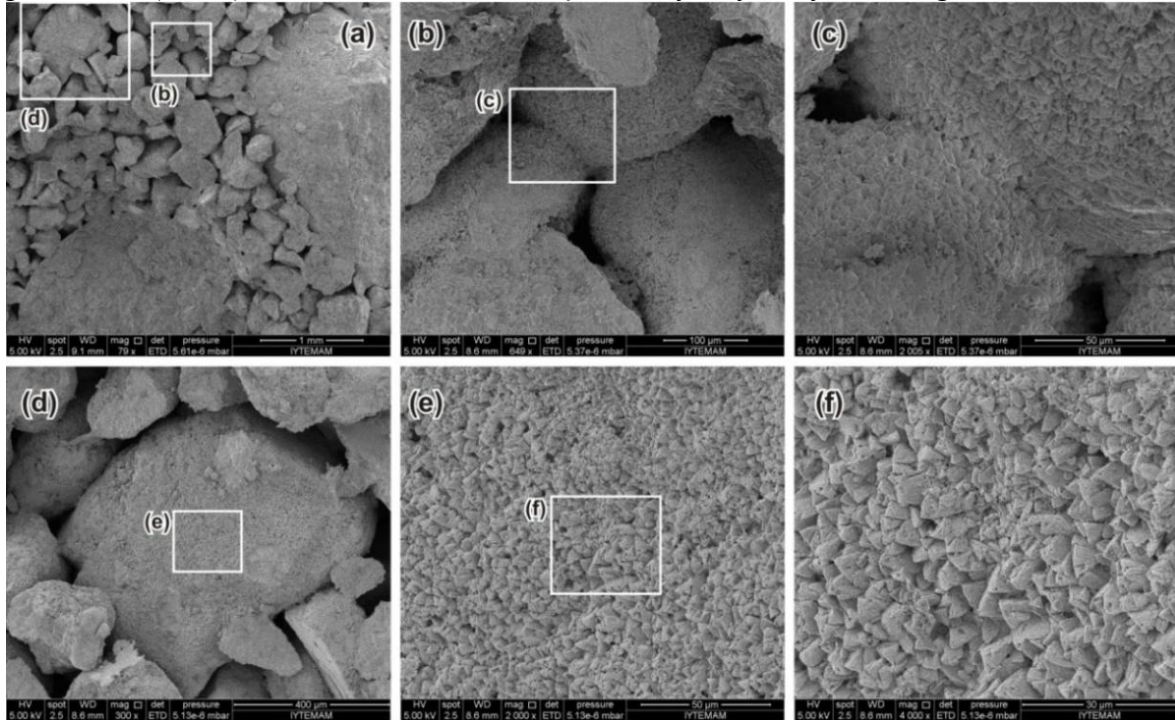
Ek 2.13: Y10.2 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a, b) genel görünüm, (c,d) iki tane arasındaki menüsküs çimento ve (e) çimentoyu oluşturan kristaller ile (f) tane yüzeyini kaplayan mikritik örtünün yakından görünümü.



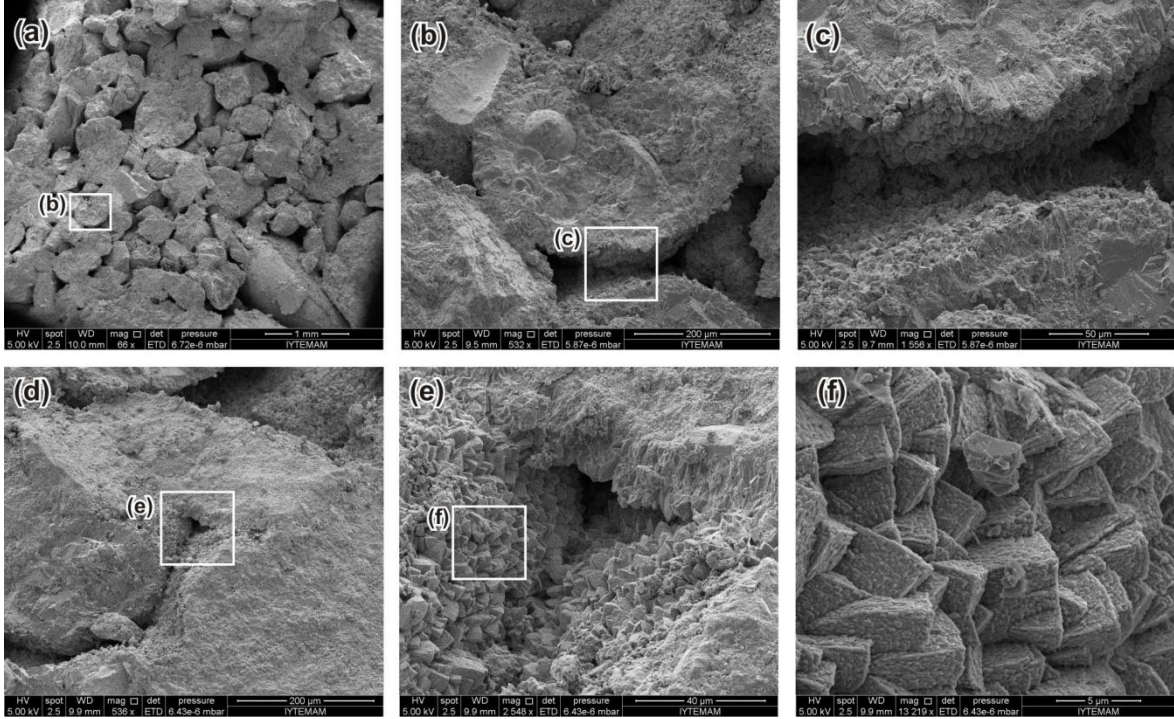
Ek 2.14: Y10.3 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a, b) genel görünüm, (c) tane yüzeyini kaplayan mikritik örtünün, (d) çimento ile kaplanmış planktik foraminifer ile (e) foraminifer duvarının ve (f) iki tane arasındaki menüsküs çimentonun yakından görünümü.



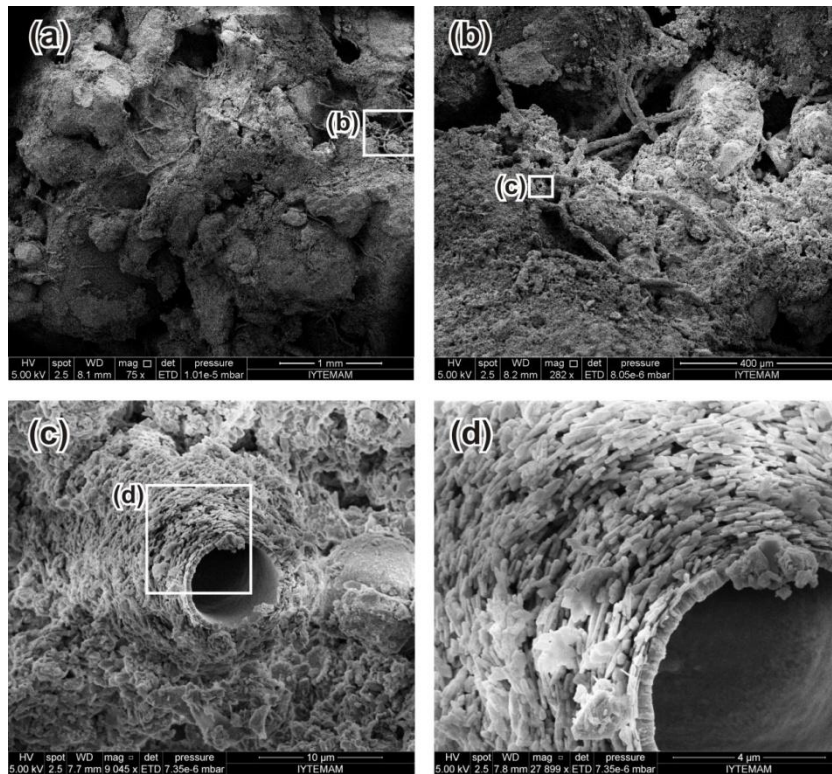
Ek 2.15: Y12.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b) taneler arasında gelişmiş, kalsit kristallerinden oluşan köpek dişi yapısı ile (c) bu yapının yakından görünümü, (d, e, f) kalsit kristallerinden oluşan tane yüzeyinin yakından görünümü.



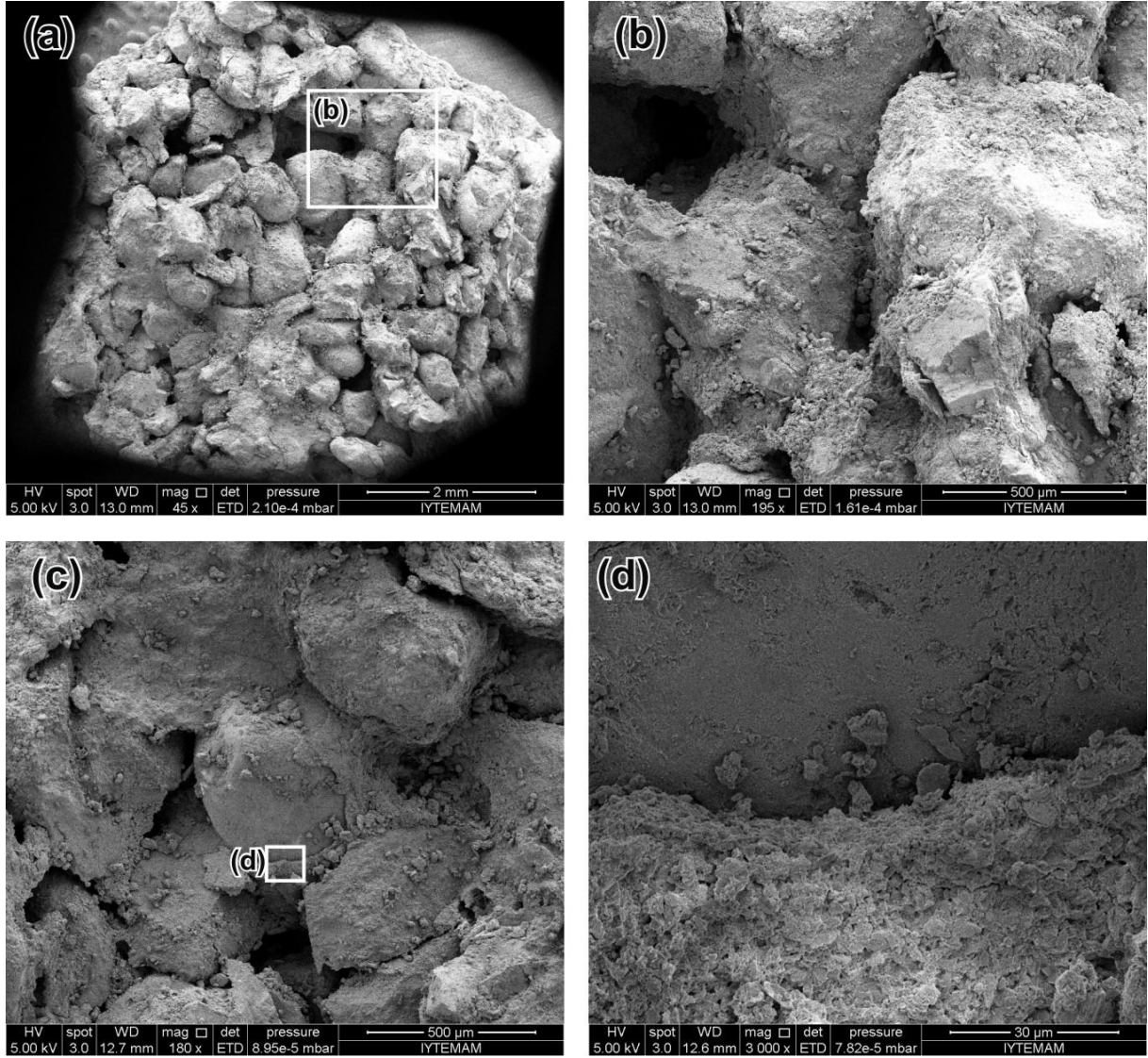
Ek 2.16: Y12.2 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b) çimento ile kaplanmış bir globigerinid planktik foraminifer ve (c) bu foraminiferi başka bir taneye bağlayan menüsküs çimento yapısı, (d) tanelerinde arasında gelişmiş boşluk dolgusu, (e) bu dolgunun yakından görünümü ile (f) dolguyu oluşturan kristallerin yakından görünümü.



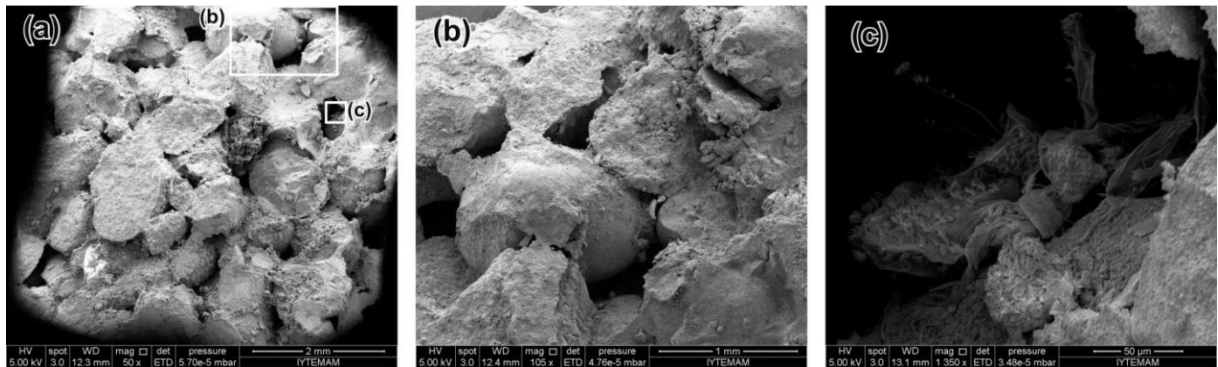
Ek 2.17: Y14.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b) boşluklarda gelişmiş biyolojik yapılar ile (c, d) bu yapıların yakından görünümü.



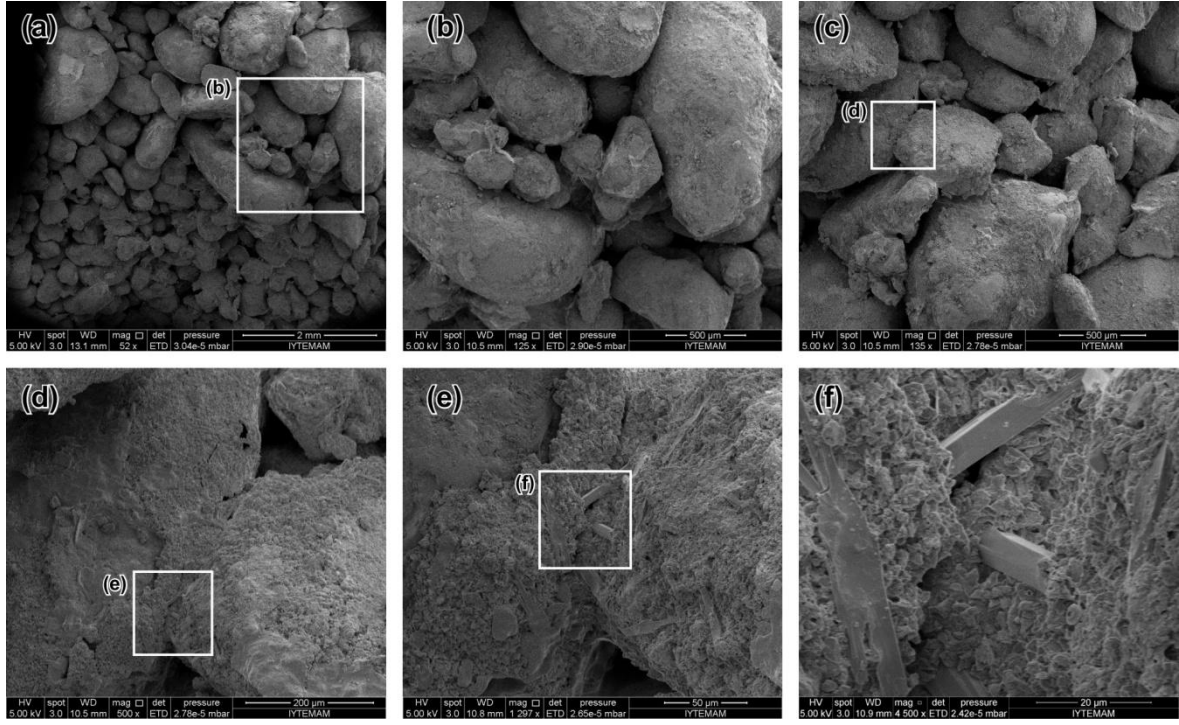
Ek 2.18: Y20.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b,c) taneler arasındaki menüsküs çimento yapıları ve (d) mikritik örtünün yakından görünümü.



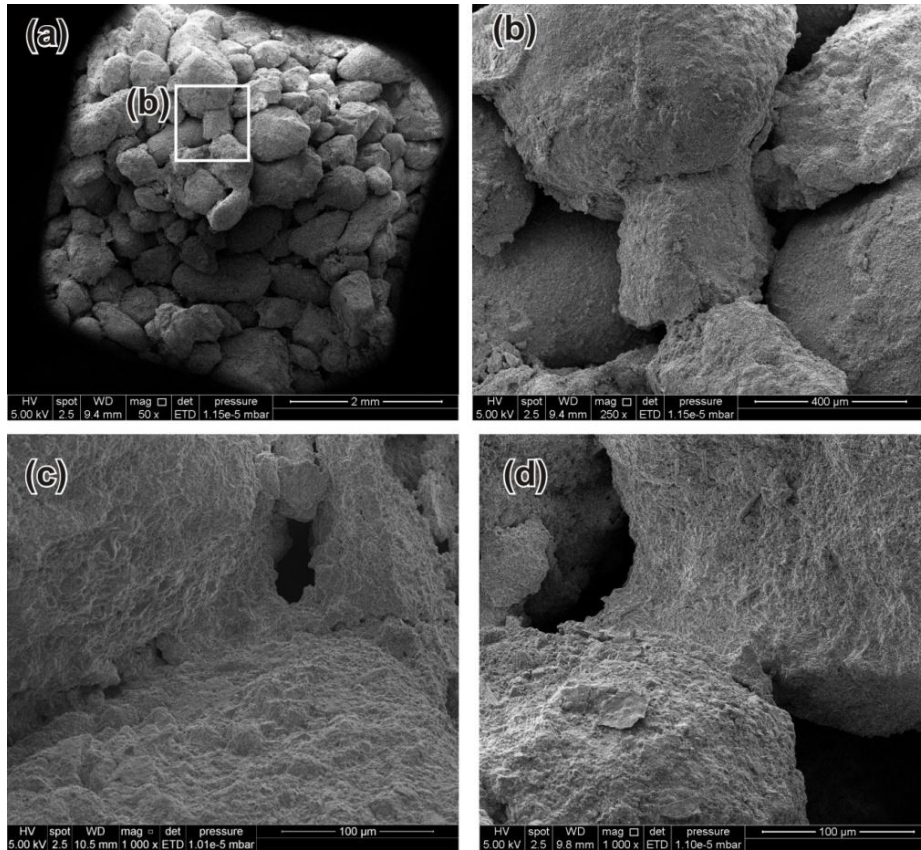
Ek 2.19: Y21.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b) taneler arasındaki menüsküs çimento, (d) boşlukta bulunan bir biyolojik kalıntı.



Ek 2.20: Y21.2 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a, b, c) genel görünüm, (d) menüsküs çimento ile (e,f) bu çimentonun yakından görünümü

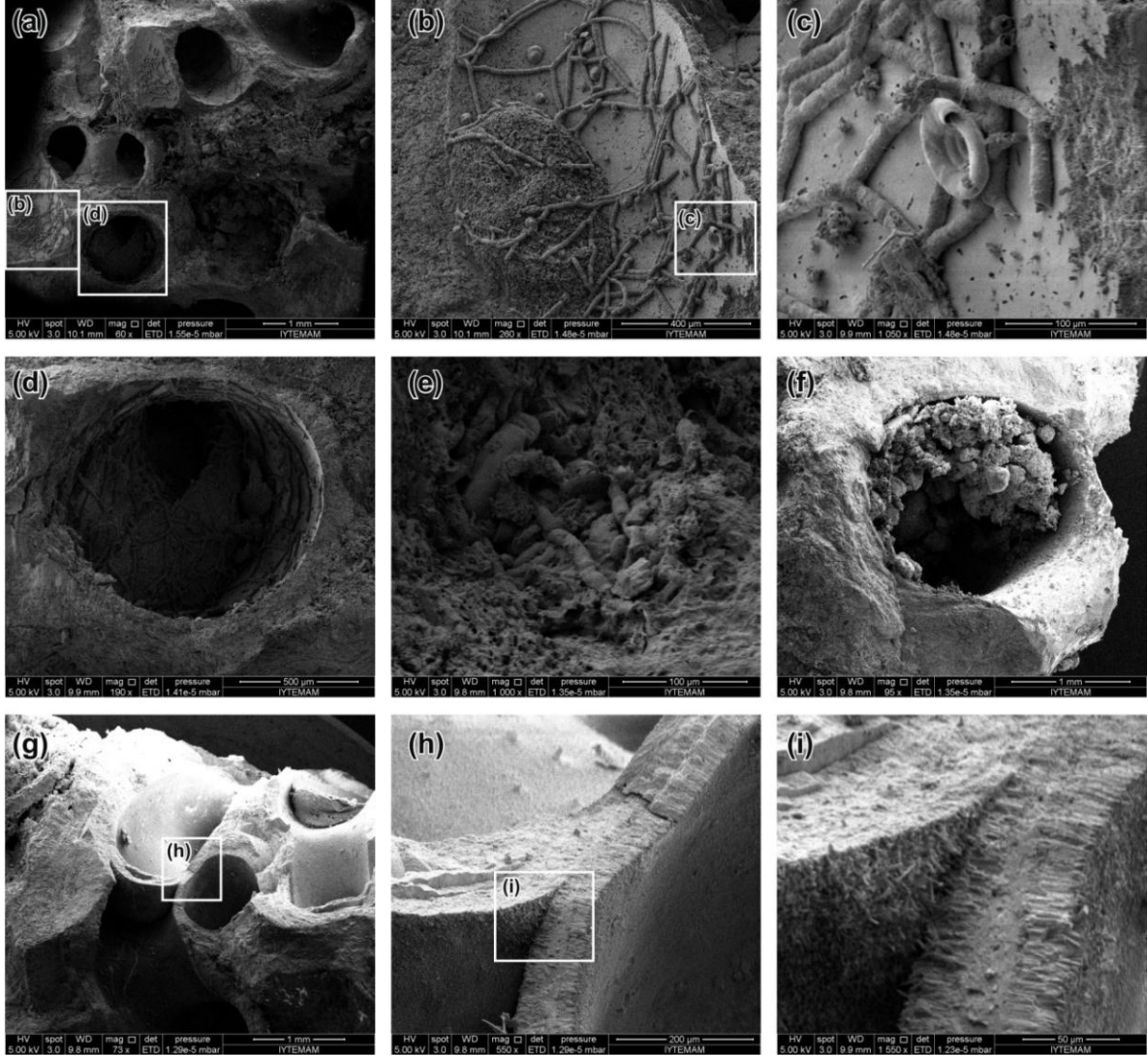


Ek 2.21: Y22.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b, c, d) taneleri birbirine bağlayan menüsküs çimento yapıları

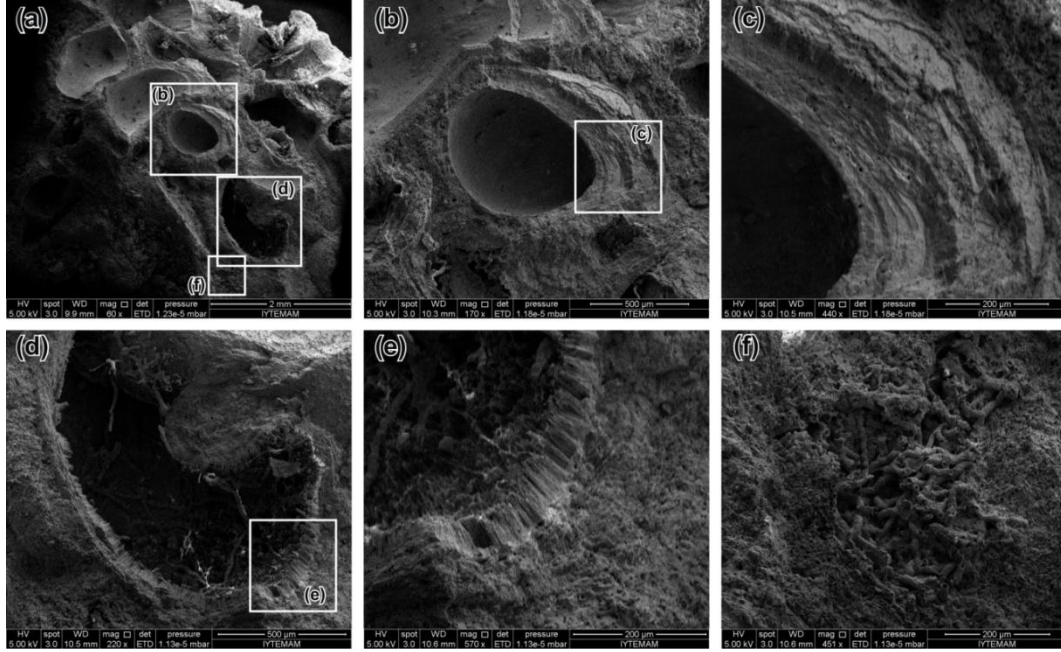


2. Dalga aşınım düzlükleri

Ek 2.22: DAD1.2 nolu örneğin (*Dendropoma petreum*) SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b, c) *Dendropoma* tüplerinin içerisinde gelişen daha küçük kurtçuklar, (d,e,f) *Dendropoma* tüplerinin iç kesimlerinde oluşan birikim şekilleri ile (g, h) tüplerin çemberlerinin yakından görünümü ve (i) çemberleri oluşturan aragonit kristallerinin yakından görünümü.

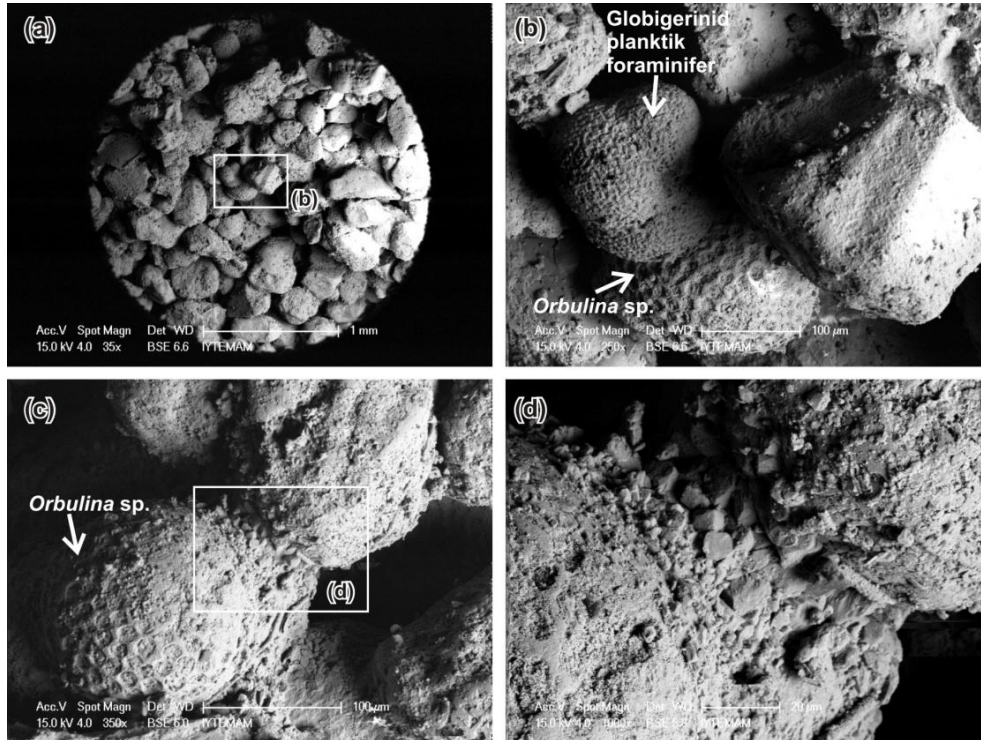


Ek 2.23: DAD5.2 nolu örneğin (*Dendropoma petreum*) SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b, c, d) *Dendropoma* tüplerinin yakından görünümü, (e) *Dendropoma* çemberleri oluşturan aragonit kristallerinin ve (f) tüplerin içerisinde bulunan daha küçük kurtçukların yakından görünümü.

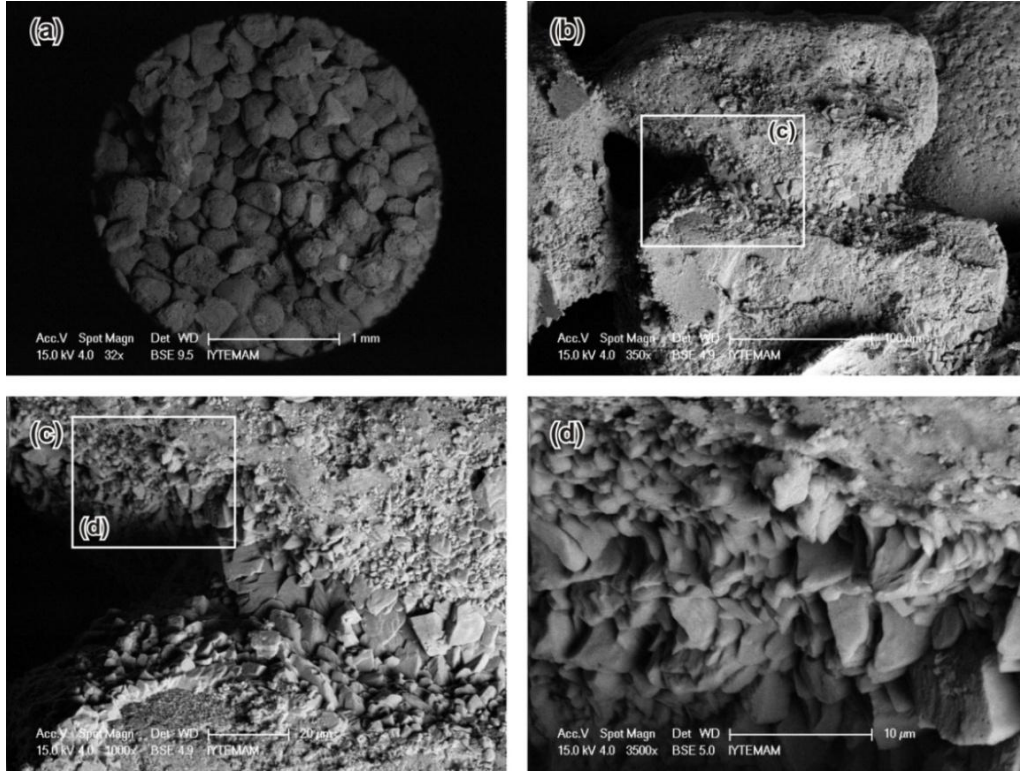


3. Eolinitler

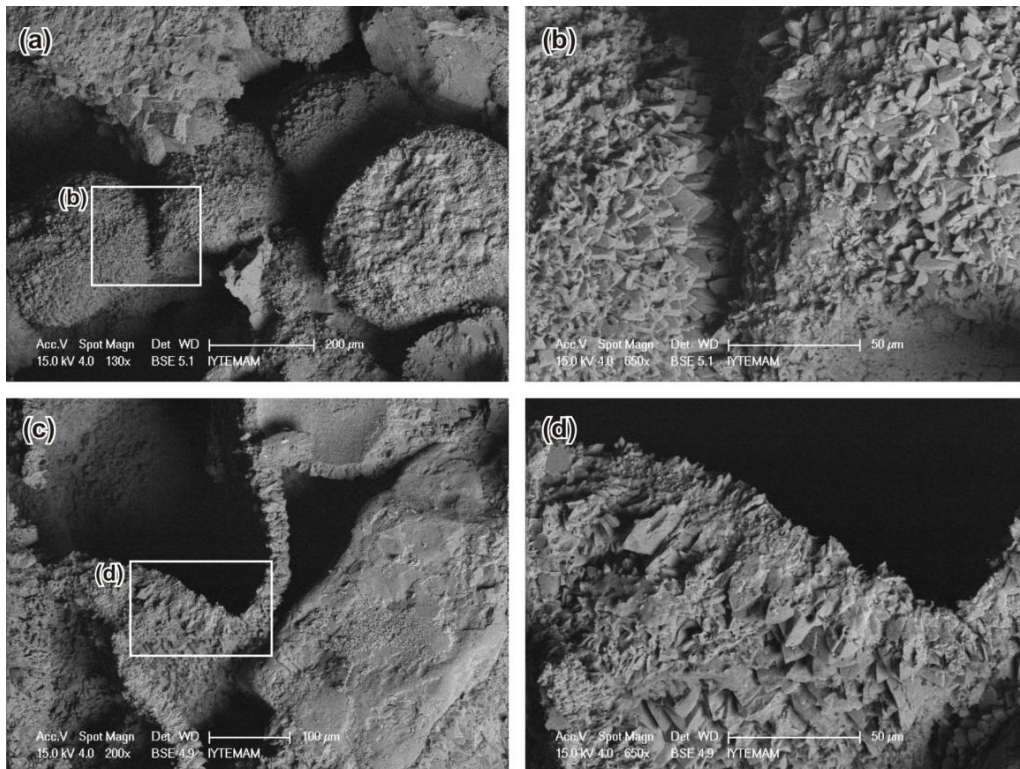
Ek 2.24: E1.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b) eolinit içerisinde yaygın bulunan planktik foraminiferlerden bir görünüm (c) foraminifer ve taneyi bağlayan menüsküs çimento ile (d) çimentonun yakından görünümü.



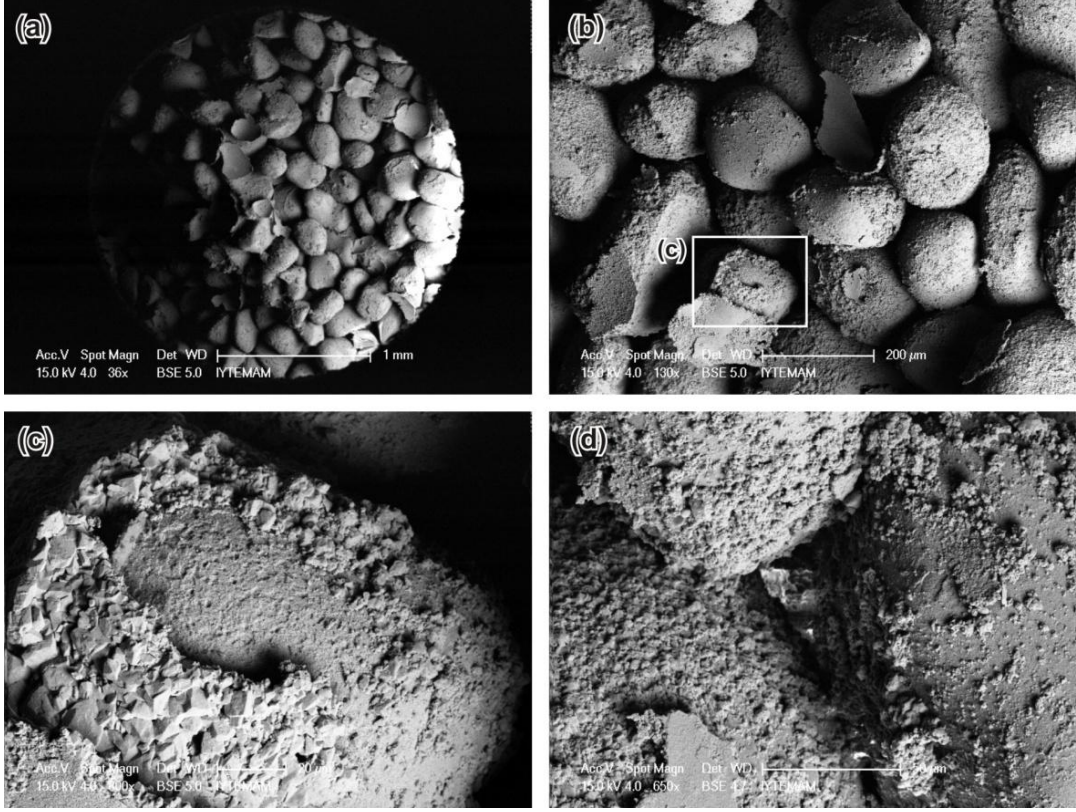
Ek 2.25: E1.2 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b) menüsküs çimento ile (c, d) çimentoyu oluşturan minerallerin yakından görünümü



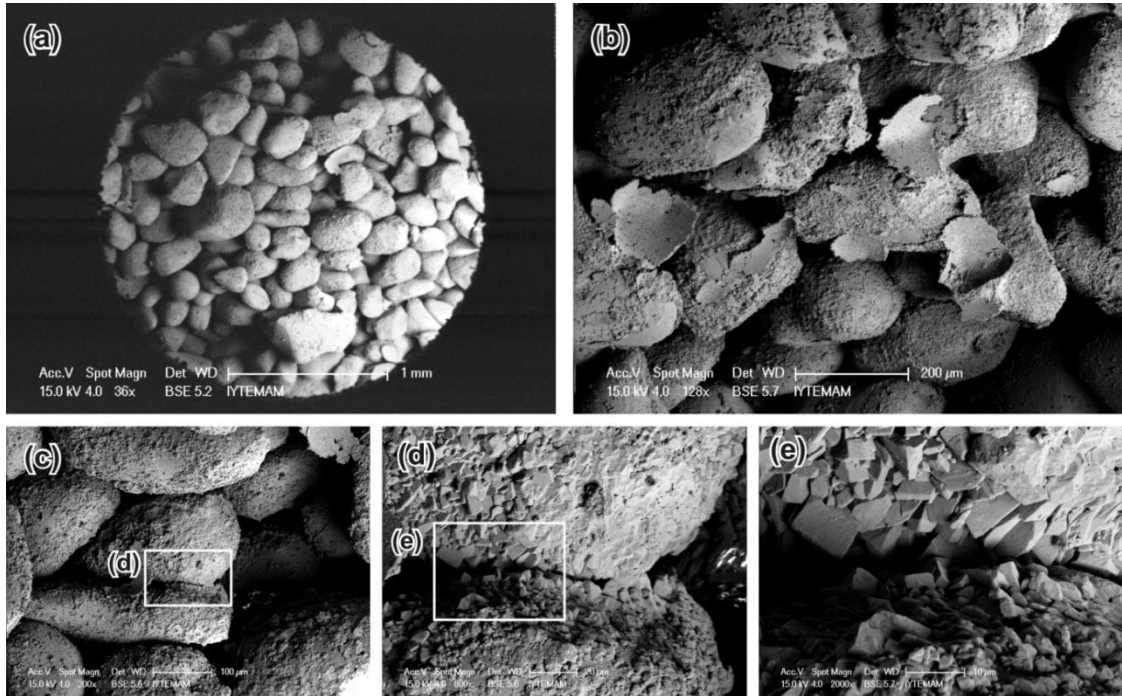
Ek 2.27: E2.2 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b) tanelerin arasında gelişmiş köpekdişi yapısı, (c, d) tanenin düşmesi sonucunda duvar şeklinde kalmış mikritik örtünün yakından görünümü.



Ek 2.28: E3.1 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a, b) genel görünüm, (taneyi kaplayan mikritik örtü ile (d) tanelerin arasında gelişen kristaller



Ek 2.29: E3.2 nolu örneğin SEM görüntüleri: (a) genel görünüm, (b) yumurta kabuğu şeklinde tane yüzeyinden ayrılmış mikritik örtüler, (c) tanelerin arasında gelişmiş köpek dişi yapısı ve (d, e) yakından görünümü.



EK 3:
DENİZEL DEPO FOSİL LEVHALARI

Levha 1-Bivalvialar

1. *Arca noae* (Linne') (DT2, DT3)
2. *Barbatia barbata* (Linne') (DT2)
3. *Striarca lactea* (Linne') (DT2)
4. *Glycymeris insubrica* (Brocchi) (DT3)
5. *Brachidontes pharaonis* (P.Fischer) (DT2)
6. *Spandylus* sp. (DT2)
7. *Ostrea* sp. (DT2)
8. *Ctena decussata* (O. G. Costa) (DT2)
9. *Chama gryphoides* (Linne') (DT2)
10. *Glans trapezia* (Linne') (DT2)
11. *Cerastoderma edule* (Linne') (DT2, DT3)
12. *Spisula subtruncata* (da Costa) (DT3)

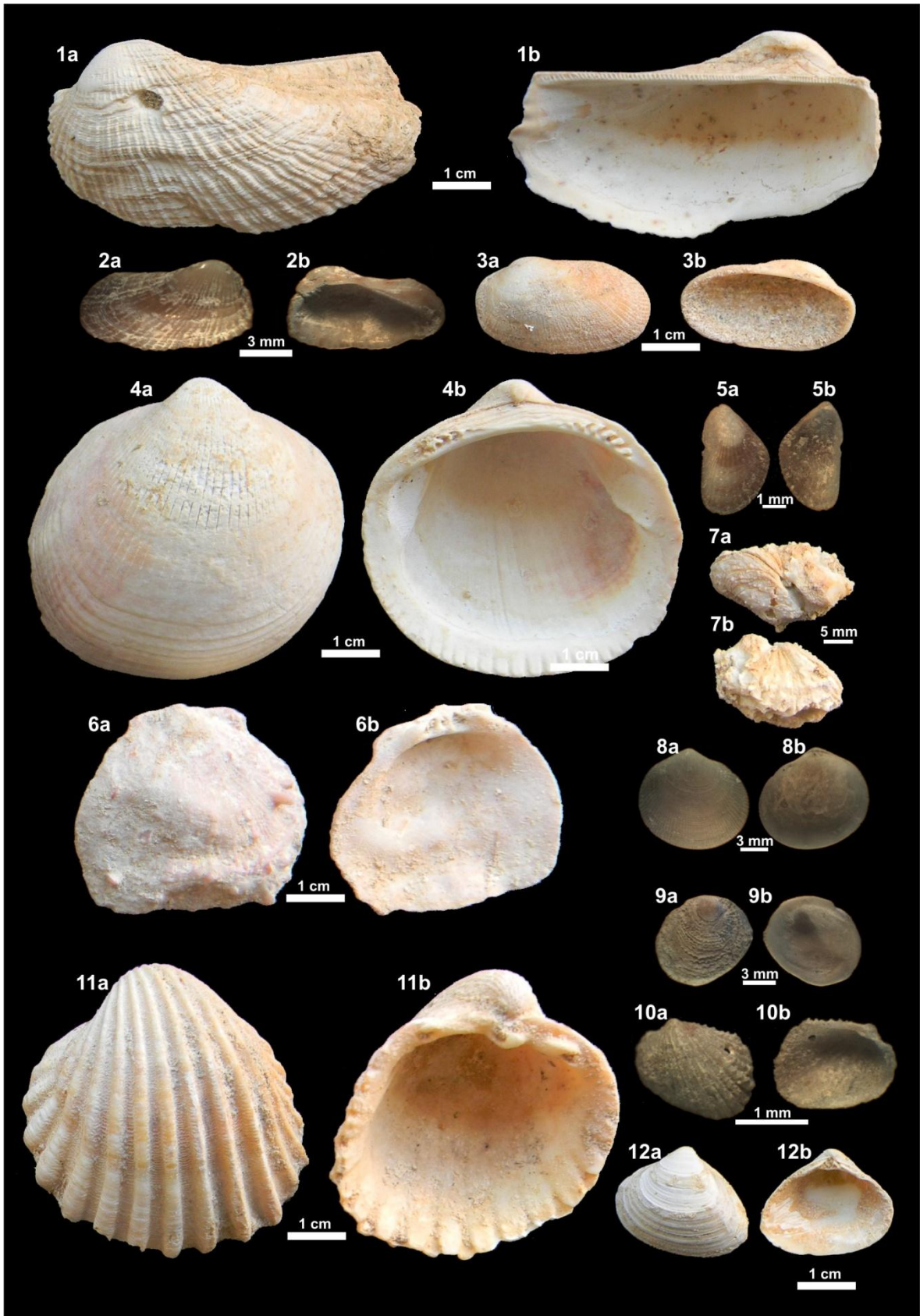
Levha 2-Gastrapodlar

1. *Patella* sp. (DT2)
2. *Monodonta* sp. (DT2)
3. *Astraea* sp. (DT3)
4. *Tricolia miniata* (Monterosato) (DT2)
5. *Alvania cimex* (Linne') (DT3)
6. *Alvania montagui* (Payraudeau) (DT3)
7. *Alvania* sp. (DT2)
8. *Rissoa splendida* (Eichwald) (DT2)
9. *Rissoa* sp. (DT2)
10. *Vermetus* sp. (DT2, DT3)
11. *Tenagodus obtusus* (Schumacher) (DT3)
12. *Bittium latreilli* (Payraudeau) (DT2, DT3)
13. *Cerithium rupeste* (Risso) (DT2)
14. *Charonia lampas lampas* (Linne') (DT2)
15. *Columbella rustica* (Linne') (DT2)
16. *Mitrella* sp. (DT2)
17. *Cylope donovania* (Risso) (DT2)
18. *Conus ventricosus* (Gmelin) (DT2)
19. *Cerithiopsis* sp. (DT3)
20. *Ringicula conformis* (Monterosato) (DT3)
21. *Chrysallida* sp. (DT3)

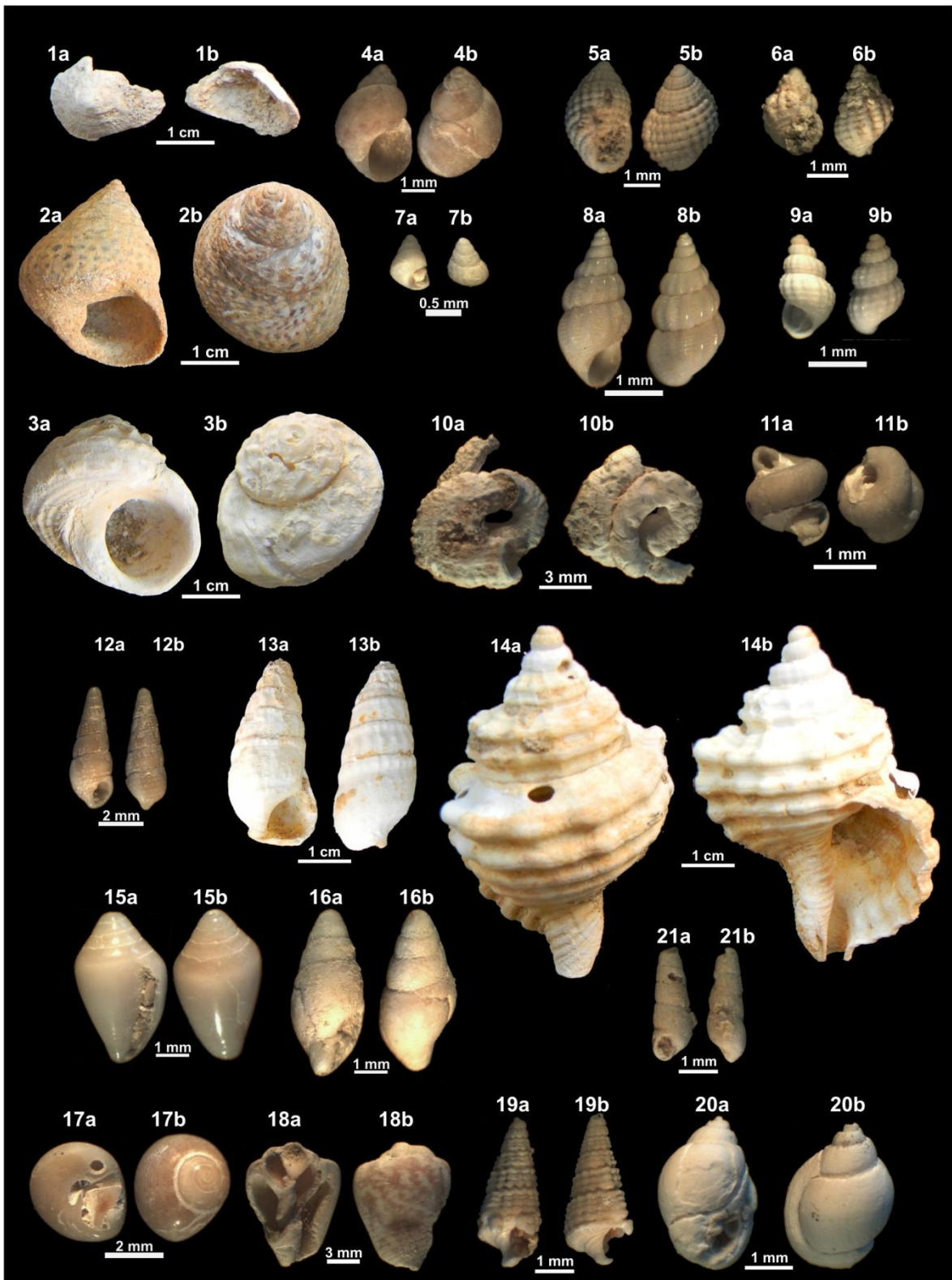
Levha 3- Foraminiferler ve diğ er fosiller

1. *Cladocora caespitosa* (DT2, DT3)
2. *Balanus* sp. (DT2)
3. *Quinqueloculina seminula* (Linnaeus) (DT2)
- 4,5,6. *Hauerinidae* sp. (4,5=DT2, 6=DT3)
7. *Spiroloculina* sp. (DT2)
8. *Massilina secans* (d'Orbigny) (DT2)
9. *Triloculina* sp. (DT3)
10. *Ammonia compacta* (Hofker). (DT2)
11. *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny) (DT2)
12. *Elphidium crispum* (Linnaeus) (DT3)
- 13-14. *Peneroplis* sp. (DT3)
- 15-16-17. Ekinoid dikenleri (DT2, DT3)

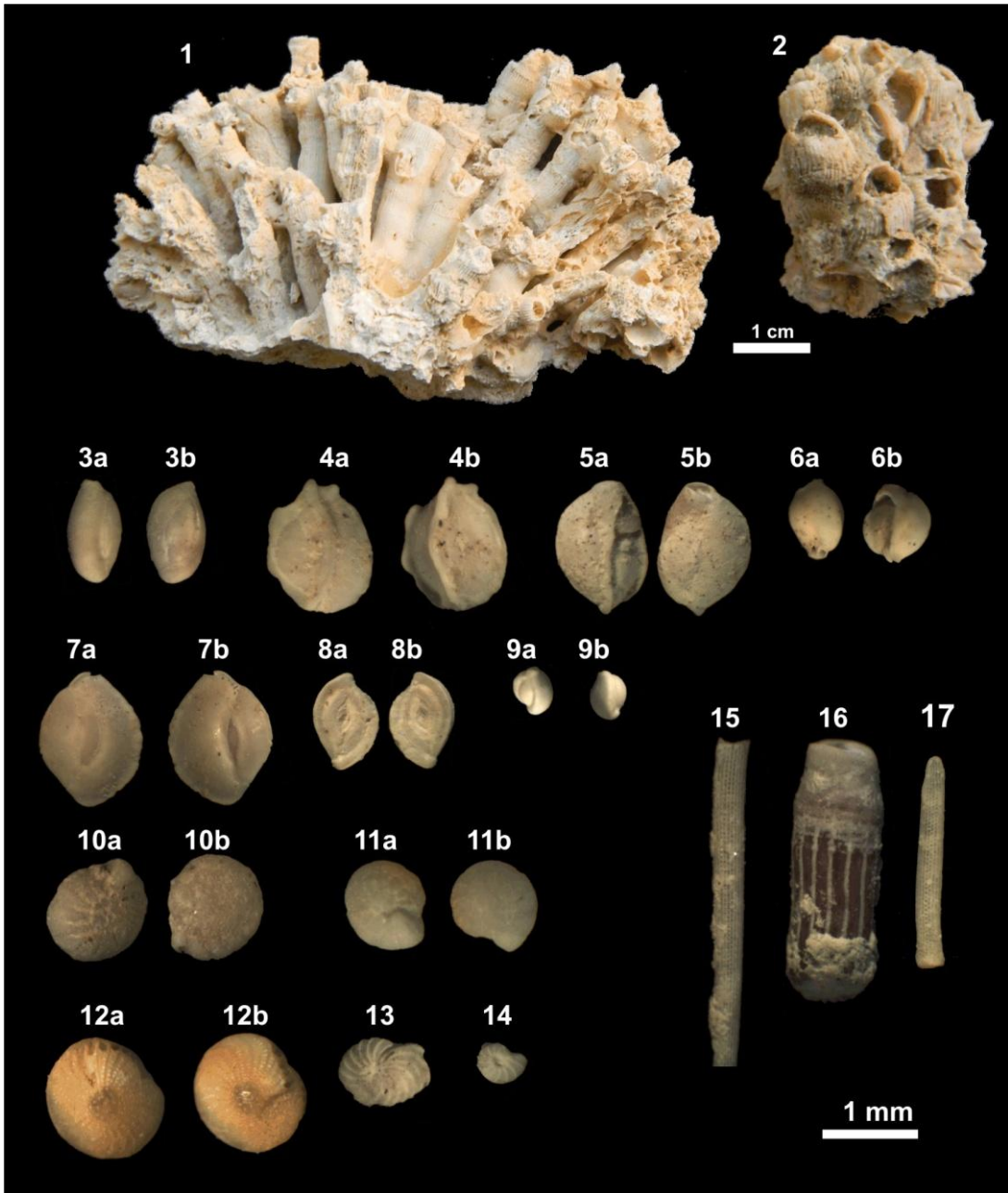
Ek 3.1: Levha 1



Ek 3.2: Levha 2



Ek 3.3: Levha 3



EK 4**YAYINLAR**

Doktora tezi ve süresi kapsamında yapılan çalışmaların listesi aşağıdaki şekildedir.

Makale

Öztürk, M.Z., 2011. Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz’de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009. Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi, 8 (2): 628-642

Tam metin bildiriler

Öztürk, M.Z., Erginal, A.E. 2012. Mikro-dokusal özelliklerine göre Kuzey Kıbrıs kıyılarındaki yalıtışlarının oluşum ortamı: ön bulgular, 1. Ulusal Coğrafya Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, s413-420. 28-30 Mayıs 2012, Atatürk Üniversitesi, Erzurum.

Öztürk, M.Z., Erginal, A.E., Yeşilyurt, S.K., 2012. KKTC Kıyılarında Geç Kuvaterner-Holosen Deniz Seviyesi Göstergeleri Hakkında Ön Bulgular, III. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu (UJES 2012) Bildiriler Kitabı. s230-238, Hatay

Özet metin bildiriler

Öztürk, M.Z. 2011. Doğu Akdeniz’de 1972-2009 dönemi deniz seviyesi değişimleri: PSMSL verilerinin zaman dizisi analizleri. Uluslararası Katılımlı Coğrafya Kongresi Bildiriler Kitabı. s.446-447. 7-10 Eylül 2011, İstanbul Üniversitesi. İstanbul

Öztürk, M.Z., Kıyak, N.G., Erginal, A.E., Öztürk, T. 2013. “Kuzey Kıbrıs kıyılarında yeni bir eolinit bulgusu”, 66. Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 166-167, 1-5 Nisan 2013, Ankara.

Öztürk, M.Z., Kıyak, N.G., Erginal, A.E., Öztürk, T. 2013. “Kuzey Kıbrıs yalıtışlarının OSL tarihlendirme sonuçları”, 66. Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 170-171, 1-5 Nisan 2013, Ankara.



Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz’de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009

Muhammed Zeynel Öztürk*

Özet

Akdeniz 20. yüzyılda deniz seviyesi yükseliminin en fazla olduğu alanlardan biridir. Akdeniz içinde ise, bu artışın en fazla gerçekleştiği kesim doğu Akdeniz’dir. Bu çalışmada, doğu Akdeniz’in kapsadığı Levantin Denizi, Girit Denizi ve Ege Denizi’nin güneyindeki 11 gel-git ölçüm istasyonunda gözlenen deniz seviyesi verileri ile gridli klimatolojik veriler kullanıldı. Bu kapsamda, ortalama, ortalama maksimum ve minimum deniz seviyesi verileri ile ortalama hava sıcaklığı, ortalama deniz seviyesi basıncı ve toplam yağış zaman dizilerindeki aylık ve yıllık değişimler ve eğilimler incelendi. Analiz sonuçlarına göre, tüm deniz seviyesi dizilerinde ve sıcaklık dizisinde istatistiksel açıdan anlamlı artış eğilimleri vardır. Bu eğilimlerin oranları, ortalama deniz seviyesinde +1.57 mm/yıl, ortalama maksimumda +1.89 mm/yıl, ortalama minimumda +1.36 mm/yıl, sıcaklıkta ise 0.026 °C/yıl’dır. Uzun süreli ortalamalara göre yıl içerisinde 14.9 cm’lik bir genlik görülürken, genliğin en yüksek seviyesine Ağustos, en düşük seviyesine ise Mart ayında ulaşılır. Yıllararası ortalama maksimum ve minimum deniz seviyesi değerlerinde, 36.5 cm düzeyinde bir genlik söz konusudur.

Anahtar kelimeler: Deniz seviyesi yükselimi, eğilim, sıcaklık, genlik, doğu Akdeniz.

* Araş. Gör. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, 17100, Çanakkale. E-mail: mozturk@comu.edu.tr

Sea level changes according to data of tide gauge station and its relationship with elements of climate in eastern Mediterranean: 1972-2009

Muhammed Zeynel Öztürk*

Abstract

Mediterranean Sea is one of the areas that indicated the greatest increase in sea level rise during the 20th century. The eastern Mediterranean had also greatest increase in sea level with in the Mediterranean Sea. In this study, sea level data observed at 11 tide gauge stations located in the Levantine Sea, Cretan Sea and south of the Aegean Sea and gridded climatological data were used in the eastern Mediterranean Sea. In this frame, monthly and annual variations and trends in average, average maximum and average minimum sea levels data and mean air temperature, mean sea level pressure and total precipitation series were investigated. According to the results of analysis, there are statistically significant increase trends in temperature and all sea level series. These trend rates are of +1.57 mm/year in average sea level, +1.89 mm/year in average maximum, +1.36 mm/year in average minimum and 0.026 °C/year in temperature. According to the long-term averages, annually amplitude is 14.9 cm, while, the highest and the lowest levels of amplitude are reached in August and March, respectively. According to the interannual average maximum and minimum sea level values, amplitude of 36.5 cm is seen.

Key words: Sea level rise, trend, temperature, amplitude, eastern Mediterranean

* Research Assist., Çanakkale Onsekiz Mart University, Faculty of Arts and Sciences, Department of Geography, 17100, Çanakkale., 17100, Çanakkale. E-mail: mozturk@comu.edu.tr

Giriş

Akdeniz, doğu-batı doğrultusunda 3860 km, kuzey-güney doğrultusunda 1600 km genişliğe, kabaca 46000 km kıyı uzunluğuna sahip, karalarla çevrili bir yarı-kapalı havza durumundadır. Ortalama derinliği 1500 m olmakla birlikte 4 km’den daha derin birçok havza içerir ve 145 km genişliğe sahip Sicilya Boğazı ile doğu ve batı havzaları olarak iki bölüme, bu bölümlerde kendi içerisinde birçok alt denize ayrılır (Rohling vd., 2009). 284 m derinliğe sahip dar bir boğaz olan Cebelitarık Boğazı ile Atlantik Okyanusu’na (Rohling vd., 2009), Türk Boğazlar Sistemi ile de Karadeniz’e bağlanır (Cazenave vd, 2002; Şekil 1a).

Küresel ve Akdeniz ölçeğinde deniz seviyesinin değişiminde birçok faktör etkili olmakla birlikte, sıcaklık ve tuzluluk değişiminden dolayı okyanus suyunun hacminde ve okyanus ile diğer yüzeyler (buzul örtüleri, glasiyeler, karasal su kaynakları ve atmosfer) arasındaki su kütlesi değişimi sonucunda okyanuslardaki su kütlesinde yaşanan değişimler deniz seviyesi üzerinde etkili olan temel faktörlerdir (IPCC, 2001; 2007; Cazenave ve Nerem, 2004). Cazenave ve Nerem (2004)’e göre deniz seviyesinin artışına okyanus sularının ısınması sonucu yaşanan termal genişleme 0.3 - 0.7 mm/yıl oranında, karasal (dağlık) alanlardaki buzulların erimesi 0.2 - 0.4 mm/yıl oranında bir katkı sağlar. Aynı çalışmada insan aktiviteleri sonucunda kullanılan karasal su kaynaklarının da küresel deniz seviyesi üzerinde etkili olduğu belirtilmiştir. Yukarıda belirtilen temel faktörlerin yanı sıra su akıntılarının değişmesi ve karasal alanlardan taşınan kütle artışı da deniz seviyesi değişimleri üzerinde etkili olabilir (Marcos ve Tsimplis, 2008). Yerel olarak, astronomik gel-gitler ile birlikte basınç ve rüzgar gibi meteorolojik faktörler de deniz seviyesi değişimleri üzerinde etkilere sahiptir. Özellikle istasyonun bulunduğu konuma bağlı olarak rüzgarın esiş yönündeki değişiklikler saatlik ve günlük deniz seviyesi değişimleri üzerinde önemli etkilere sahiptir. Ancak uzun süreli deniz seviyesi değişimlerinde bu faktörlerin etkileri fazla olmamaktadır (Shirman, 2003). Bu sebeple, deniz seviyesi değişimleri küresel ölçekte bir homojenlik göstermeyip, dünya üzerinde bölgeden bölgeye farklılık gösterir (Klein ve Lichter, 2009).

Hem küresel hem de Akdeniz ölçeğinde deniz seviyesi değişimleri daha önce birçok araştırmacı tarafından farklı yöntem ve zaman aralıklarında incelenmiştir. Yapılan araştırmalara göre küresel deniz seviyesi 20. yüzyıl boyunca 1-2.5 mm/yıl oranında bir artış göstermiş ve bu oran Akdeniz’de de benzer şekilde gerçekleşmiştir (Cazenave ve Nerem, 2004; Klein ve Lichter, 2009). Ancak bu artış 20. yüzyılın tamamı boyunca aynı oranda gerçekleşmemiştir. Örneğin 1961-1989 döneminde atmosfer basıncının 1.74 – 3.31 hPa

Öztürk, M.Z. (2011). Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz’de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009. *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi*, [Bağlantıda]. 8:2. Erişim: <http://www.insanbilimleri.com>

değerinde artırmasıyla (Klein ve Lichter, 2009) küresel deniz seviyesi -1.3 mm/yıl oranında azalmıştır (Marcos ve Tsimplis, 2008). 1993’den günümüze başta Topex/Poseidon (T/P) uydu altimetre verileri olmak üzere, uydu görüntüleri üzerinden yapılmış çalışmalarda küresel ve Akdeniz ölçeğinde genel olarak artış eğilimi ile birlikte farklı değerler ortaya konulmuştur. Küresel deniz seviyesi Cazenave vd. (1998)’ne göre 1993-1997 döneminde 1.3 ± 0.15 mm/yıl, Cabanes vd. (2001)’e göre 3.2 mm/yıl, Cazenave ve Nerem (2004)’e göre 1993-2003 içerisinde 2.8 ± 0.4 mm/yıl, Nerem vd. (2006)’e göre 1993’den beri 3.1 ± 0.4 mm/yıl oranında artış göstermiştir. Akdeniz’de ise bu oran 1993-1997 döneminde 13.2 ± 1.5 mm/yıl, (Cazenave vd., 1998), 1992-1996 döneminde 7 ± 1.5 mm/yıl (Cazenave vd., 2002) olarak belirtilmiştir. Akdeniz içerisinde 1993-1998 dönemi için hem uydu görüntüleri hem de gel-git ölçüm istasyonlarından elde edilen verilere göre en yüksek deniz seviyesi artışı 20-30 mm/yıl ile Levantin havzasında gerçekleşmiştir (Cazenave vd., 2002).

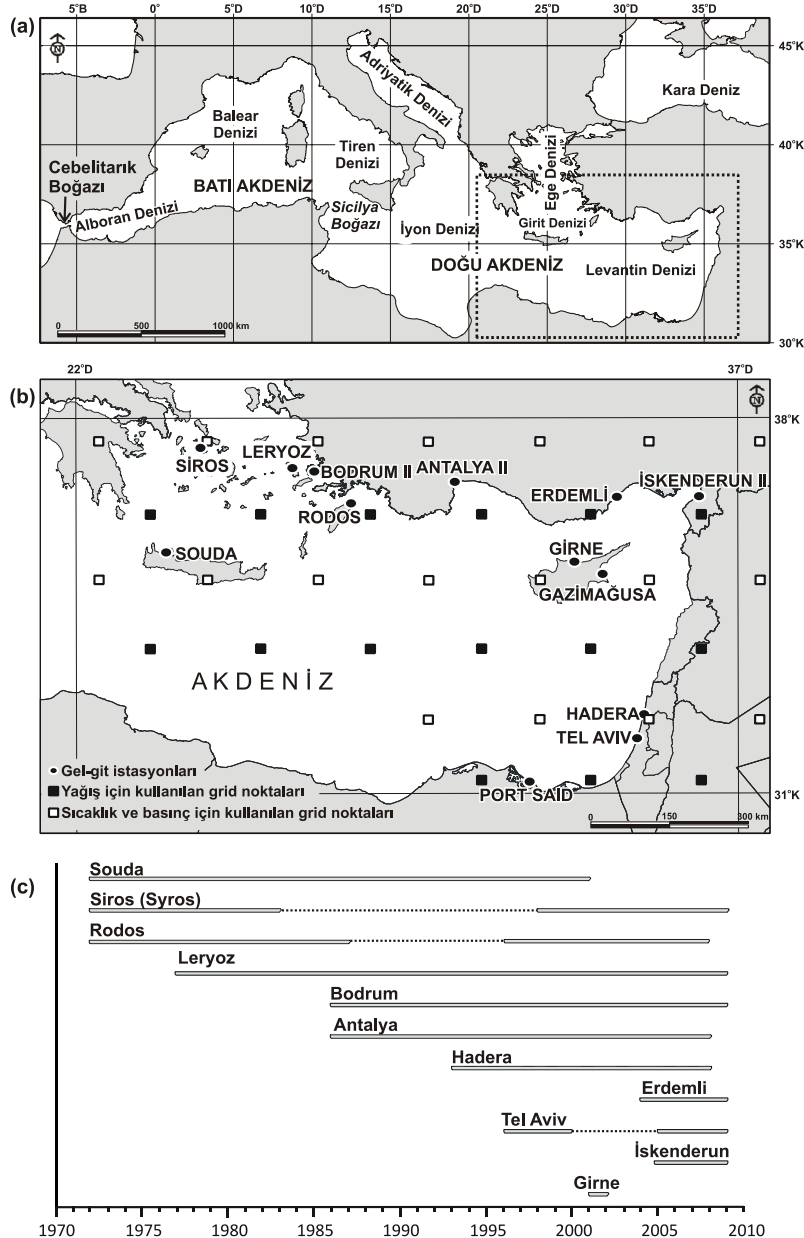
Yukarıda kısaca açıklanan çalışmalara göre küresel ve Akdeniz ölçeğinde özellikle 1990’dan sonra kuvvetlenen deniz seviyesi artışları yaşanmaktadır. Ancak deniz seviyesi değişimleri ile ilgili çok fazla çalışma bulunmakla birlikte deniz seviyesi değişimlerinin uzun süreli iklim serileri ile karşılaştırıldığı çalışmalar çok azdır (Cazenave vd., 2002; Simav, vd., 2008). Bu nedenle bu çalışmada doğu Akdeniz içerisinde, Levantin Denizi, Girit Denizi ve Ege Denizi’nin güneyinde yer alan gel-git istasyonlarından 1978-2009 dönemine ait elde edilen deniz seviyesi değerleri ile 2.5°lik gridler aracılığıyla deniz üzerinden elde edilen ortalama hava sıcaklığı, ortalama deniz seviyesi basıncı ve toplam yağış zaman dizilerinin (Şekil 1b) aylık ve yıllararası değişimleri ve bu zaman dizilerinin birbirleri ile olan ilişkileri incelenmiştir.

Akdeniz’in Genel İklim Özellikleri

Akdeniz genel olarak 30°-40°K enlemleri arasında uzanır ve bu konumundan dolayı iklimi kışın ekvatora, yazın kutba doğru kayan gezegensel ölçekli basınç desenleri tarafından kontrol edilir (Wainwright ve Thornes, 2004; Harding vd., 2009). Kışın sistemlerin ekvatora doğru hareket etmesiyle Akdeniz Havzası’nın iklimi batılı rüzgarları kuşağı etkisi altında kalarak nemli ve ılıman bir özellik gösterir. Yazın ise, subtropikal yüksek basınç sistemleri nedeniyle sıcak ve kuru koşulların, en kurak alanlarda ise iki ya da üç aydan daha fazla süren kuraklığın etkisi altında kalır ve bu durum yaz aylarında şiddetli buharlaşmaya neden olur. Akdeniz Bölgesi iklimin temel özelliklerinin oluşmasında genel atmosfer dolaşımının yanı

Öztürk, M.Z. (2011). Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz’de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009. *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi*, [Bağlantıda]. 8:2. Erişim: <http://www.insanbilimleri.com>

sıra, Akdeniz’i çevreleyen Avrupa, Asya, Afrika gibi kütlelerin ve topografyanın da önemli bir etkisi vardır. Özellikle batı Akdeniz’in Atlantik Okyanusu’na yakın alanlarında yıl boyunca daha ılıman sıcaklıklarla birlikte yüksek yağışlar görülürken, doğu Akdeniz karasal Doğu Avrupa ve Asya’nın etkisi altına girer. Böylece doğunun iklimi batıya göre daha kuru ve yaz sıcaklıklarının daha fazla olduğu bir özellik kazanır. Akdeniz güney kıyıları da kuzey kıyılarına göre daha kuru ve sıcaktır (Harding vd., 2009).



Şekil 1: Akdeniz içerisinde bulunan alt denizler ve çalışma alanının lokasyonu (Robinson, vd. 2001’den düzenlenerek) (b) incelenen gel-git istasyonları ile iklim analizlerinde kullanılan grid noktalarının alansal dağılımları ve (c) incelenen gel-git istasyonlarının zaman aralıkları.

Veri ve Yöntem

Çalışmada 11 gel-git ölçüm istasyonuna ait aylık deniz seviyesi (Şekil 1c) ve 18 grid noktasına ait ortalama hava sıcaklığı, ortalama deniz seviyesi basıncı (DSB) ve 15 grid noktasına ait toplam yağış zaman dizileri kullanılmıştır (Şekil 1b).

Deniz seviyesi değişimleri analizinde kullanılan 11 istasyona ait veriler 1933 yılında kurulmuş ve küresel ölçekte gel-git ölçümlerini toplamak, analiz etmek ve dağıtmakla sorumlu kuruluş olan “Permanent Service for Mean Sea Level” (PSMSL)’den elde edilmiştir (Woodworth vd., 2009). Analizlerde kullanılan 11 istasyon haricinde doğu Akdeniz’de iki istasyon daha bulunur. Ancak 1926-1946 dönemine ait veri seti bulunan Port Sand istasyonu ve 1938-1940 dönemine ait veri seti bulunan Gazimağusa istasyonu ile diğer istasyonlar arasında bir zaman boşluğu olduğu için bu iki istasyon analizlere alınmamıştır. Çalışmada kullanılan istasyonlara ait veri aralıkları Şekil 1c’de gösterilmektedir. Tüm istasyonlardan ortak bir deniz seviyesi zaman dizisi elde etmek için ilk olarak istasyonların aylık değerleri arasındaki *Pearson ilişki katsayısı r* değerleri hesaplandı (Tablo 1). Aralarında istatistiksel açıdan anlamlı korelasyon bulunan zaman serilerinden ortak bir zaman serisi oluşturmak amacıyla, istasyonların yerel koşullarından, özellikle istasyonların kot seviyelerinin farklılığından doğabilecek farklılıkları giderebilmek amacıyla, her bir istasyonun kendi içerisinde uzun süreli ortalamalardan farkları şeklinde yıllık ortalama deniz seviyesi serileri elde edildi. Her bir istasyon için elde edilen bu zaman serilerinin ortalaması alınarak, ortak bir seri ve aynı yöntem aylık değerlere uygulanması sonucunda deniz seviyesinin uzun süreli aylık ortalama değerleri elde edildi.

İklim analizlerinde kullanılan gridli veriler ise “National Oceanic and Atmospheric Administration” (NOAA)’dan alındı. 1972-2009 dönemi için elde edilen ortalama hava sıcaklığı ve ortalama deniz seviyesi basıncı (DSB) verilerinin grid noktaları 0° boylamından başlamakta, 1978-2006 dönemi için elde edilen yağış verilerinin grid noktaları ise, 1.25°D boylamından başlamaktadır. Bu nedenle sıcaklık ve DSB ile yağış verilerine ait grid noktaları Şekil 1b’de görüldüğü gibi farklı noktalara karşılık gelir. Grid noktalarının koordinat değerlerindeki farklılığın yanı sıra veri aralıkları da farklılık gösterir; sıcaklık ve DSB verileri 1972-2009 dönemi için elde edilebilirken, yağış verileri 1978-2006 dönemi için elde edilebildi.

Öztürk, M.Z. (2011). Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz’de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009. *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi*, [Bağlantıda]. 8:2. Erişim: <http://www.insanbilimleri.com>

Elde edilen verilerden basit istatistiksel yöntemler kullanılarak oluşturulan zaman dizilerinin güvenilirliği *Kruskall-Wallis (K-W)* türdeşlik sınaması ile incelendi. Zaman serilerindeki uzun süreli eğilimleri, önemli değişiklik noktaları ve anlamlı dönemleri belirlemek amacıyla *Mann-Kendall (M-K)* sıra ilişki katsayı sınaması ve *M-K* sıra ilişki katsayısının ardışıklık çözümlemesi (Sneyers, 1990; Türkeş vd., 2002) ve dizilerdeki yıllararası değişimleri gidererek, uzun süreli eğilimleri ve dalgalanmaları görsel olarak belirlemek için ise, 9 noktalı Gauss süzgeci kullanıldı (Türkeş, 1995; Türkeş ve Sümer, 2004).

BULGULAR

Deniz Seviyesinin Aylık ve Yıllık Değişimleri

11 gel-git ölçüm istasyonunun aylık değerleri arasındaki *Pearson ilişki katsayısı*, *r* değerlerine göre, verilerin tamamına yakını istatistiksel açıdan 0.01 düzeyinde anlamlı korelasyonlar gösterir (Tablo 1). Bu korelasyon değerleri doğrultusunda, istasyonlardan uzun süreli ortalama aylık değerler ve ortak bir zaman dizisi oluşturulabileceği sonucu çıkmaktadır.

Tablo 1: Deniz seviyesi analizleri için çalışmada kullanılan gel-git ölçüm istasyonlarının aylık verileri arasındaki *Pearson ilişki katsayısı (r)* değerleri.

	Siros	Rodos	Leryoz	Bodrum II	Antalya II	Hadera	Erdemli	Tel Aviv	İskenderun II	Girne
Souda	0.418**	0.338**	0.580**	0.621**	0.685**	0.702**		0.749**		0.821**
Siros		0.453**	0.083	-0.102	-0.146	-0.172*	-0.250(*)	-0.128	-0.563**	-0.285
Rodos			0.247**	0.250**	0.191*	0.089	-0.019	0.146	-0.372**	0.275
Leryoz				0.526**	0.611**	0.632**	0.781**	0.671**	0.666**	0.540**
Bodrum II					0.648**	0.587**	0.890**	0.786**	0.713**	0.718**
Antalya II						0.806**	0.942**	0.866**	0.809**	0.794**
Hadera							0.887**	0.847**	0.794**	0.718**
Erdemli								0.947**	0.825**	
Tel Aviv									0.706**	
İskenderun II										

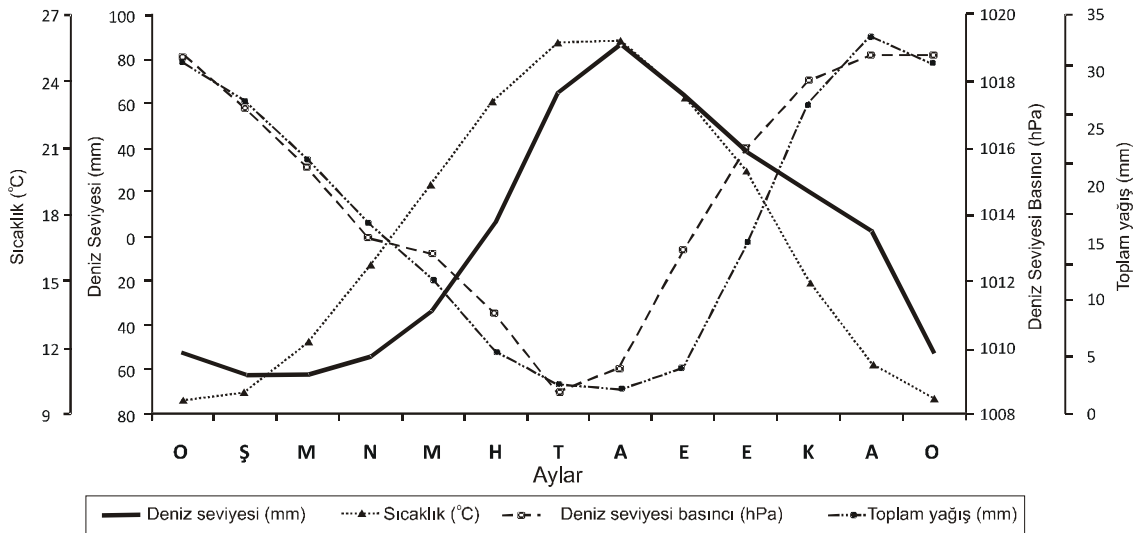
** 0.01 anlamlılık düzeyinde anlamlı

* 0.05 anlamlılık düzeyinde anlamlı

Ortak dönemlerin bulunmamasından dolayı korelasyon değerlerinin hesaplanmadığı istasyonlar

11 gel-git ölçüm istasyonunun ortalamasından elde edilen uzun süreli ortalama aylık deniz seviyesi değerleri ortalama hava sıcaklığı ile 0.01 düzeyinde anlamlı pozitif korelasyon (0.826), DSB (-0.579) ve yağışlar (-0.682) ile 0.05 düzeyinde anlamlı negatif korelasyon gösterir. Bu pozitif ve negatif korelasyonlar Şekil 2’de görülebilmektedir. Deniz seviyesinde yıl içerisinde en düşük değere -6.3 cm ile Mart ayında, en yüksek değere 8.5 cm ile Ağustos ayı içerisinde ulaşılır ve bu değerlere göre yıl içerisinde 14.9 cm’lik genlik görülür.

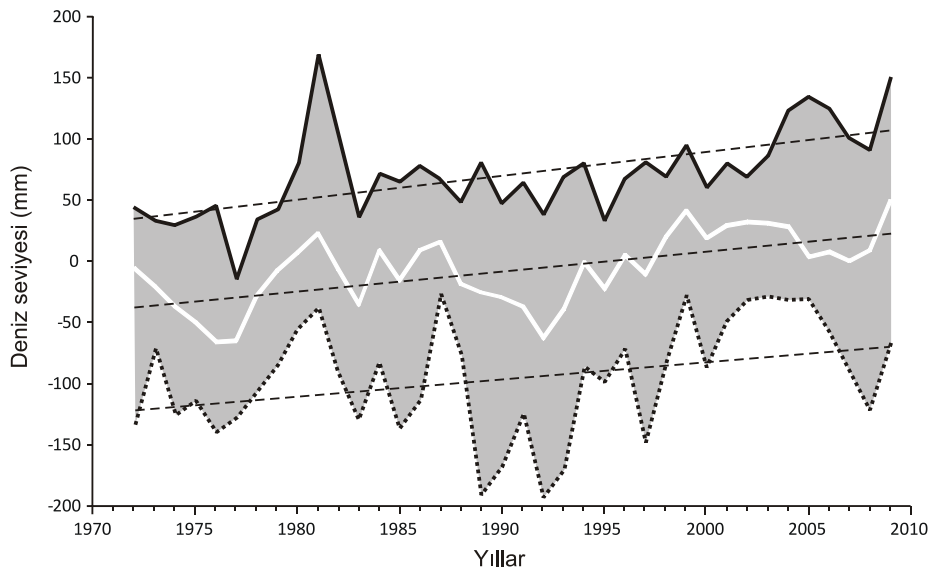
Sıcaklıklarda en düşük değerler Ocak ayında, en yüksek değerler Ağustos ayı içerisinde. DSB ve yağış değerlerindeki yıllık değişimler birbirine paralellik gösterirken en düşük değerlere Temmuz ve Ağustos aylarında en yüksek değerlere ise, Aralık ve Ocak aylarında ulaşılır. Yukarıda belirtilen ilişkilere göre deniz seviyesinin aylık değişimi sıcaklıkların artması ve DSB’nin azalması sonucu yaşanan termal genişleme ile yaz aylarında en yüksek değerlerine, sıcaklıkların düşmesi ve DSB’nin artması sonucu yaşanan yoğunluk artışıyla kış aylarında en düşük seviyesine ulaşır. Yağış miktarının arttığı dönemde deniz seviyesinin düşük olması ise deniz seviyesinin yağışlar ile bağlantısının zayıf olduğunu gösterir. Buna göre deniz seviyesinin aylık değişimi, sıcaklık ve basınç koşullarının değişimi tarafından kontrol edilir.



Şekil 2: Uzun süreli ortalama deniz seviyesi, DSB, sıcaklık ve yağış değerlerinin aylık değişimi

Tüm istasyonlardan elde edilen ortalama deniz seviyesi genliğinin yıllararası değişimine bakıldığında uzun süreli ortalama maksimum ve ortalama minimum değerlerinde 36.5 cm’lik bir genlik ortaya çıkar (Şekil 3). Ortalama, ortalama maksimum ve ortalama minimum zaman dizileri arasında bazı benzerlik ve farklılıklar bulunur. Ortalama maksimum ve minimum zaman dizileri ortalama deniz seviyesine paralel bir değişim gösterir ve her iki zaman dizisi ortalama deniz seviyesinin arttığı dönemde artarken azaldığı dönemde azalmıştır. Her üç zaman dizisi de istatistiksel açıdan anlamlı artış eğilimleri gösterir. Ancak seriler arasında ortalama maksimum ve minimumların en yüksek ve en düşük seviyelerine ulaştıkları dönemler ortalama deniz seviyesinden bazı farklılıklar gösterir. Ortalama deniz seviyesi 1976

ve 1992 yıllarında en düşük seviyesine ulaşmışken, ortalama minimumlarda en düşük seviyeye 1989 ve 1992 yıllarında, en yüksek seviyesine 1999 ve 2009 yıllarında ulaşmıştır. Buna karşılık ortalama maksimumlarda ise en yüksek seviye 1981 ve 2009 yıllarında gerçekleşmiştir. Aynı zamanda ortalama minimumda değişkenlik ortalama maksimum ve ortalama göre daha fazladır. Eğilimler açısından en yüksek eğilim ortalama maksimuma ait (+1.89 mm/yıl) iken ortalama minimum değerler en düşük eğilime (+1.36 mm/yıl) sahiptir.



Şekil 3: Doğu Akdeniz’de deniz seviyesi genliklerinin yıllararası değişimi (Kalın siyah çizgi, ortalama maksimum deniz seviyesini, beyaz çizgi ortalama deniz seviyesini, noktalı çizgi minimum deniz seviyesini ve kesikli çizgiler serilerdeki doğrusal eğilimleri gösterir).

Oluşturulmuş zaman dizileri arasındaki korelasyonlara bakıldığında ortalama deniz seviyesi ile sıcaklık değerlerinin yıllararası değişimlerinde 0.01 düzeyinde anlamlı pozitif korelasyon (0.611) görülürken, DSB ile anlamlı olmayan negatif korelasyon (-0.220), yağış değerleri ile de anlamlı olmayan zayıf bir pozitif korelasyon görülür. Uzun süreli eğilimleri açısından deniz seviyesi, sıcaklık ve DSB değerleri pozitif eğilimler gösterirken, yağış değerleri negatif bir eğilim gösterir. *K-W* türdeşlik sınamasına göre ortalama, ortalama maksimum ve ortalama minimum deniz seviyeleri ile sıcaklık dizleri türdeş olmama, DSB ve yağış dizleri türdeş olma özelliği gösterir. *M-K* sonuçlarına göre ise, türdeş olmama özelliğine sahip deniz seviyeleri ve sıcaklık dizleri istatistiksel açıdan anlamlı bir eğilim gösterirken, türdeş olan serilerde önemli bir eğilimin bulunmamaktadır (Tablo 2). İstatistiksel açıdan anlamlı eğilimlerden ortalama deniz seviyesinde 1.57 mm/yıl, sıcaklık değerleri ise 0.026 °C/yıl oranında bir artış görülür.

Öztürk, M.Z. (2011). Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz’de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009. *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi*, [Bağlantıda]. 8:2. Erişim: <http://www.insanbilimleri.com>

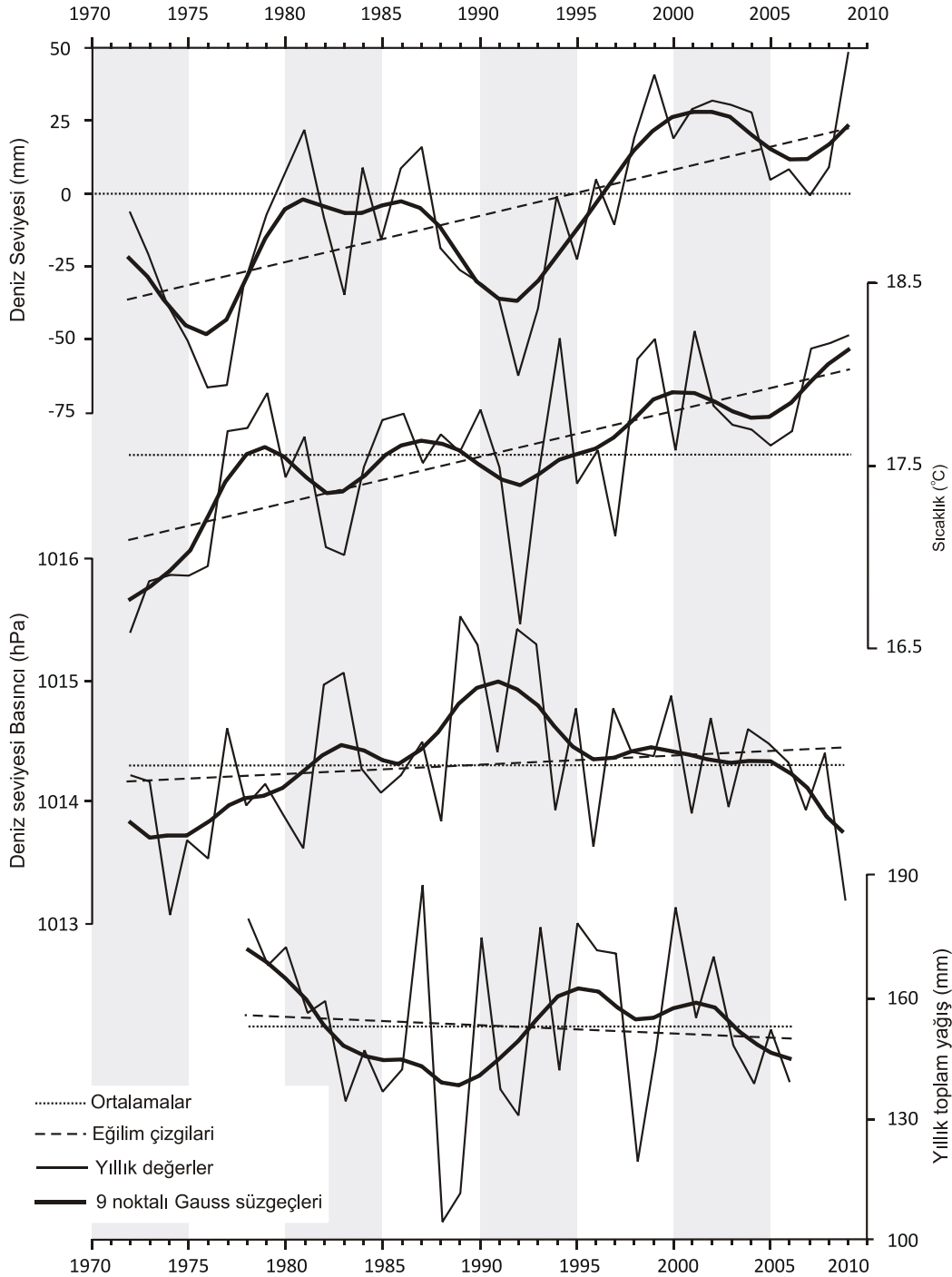
Tablo 2: Zaman dizlerine uygulanan *Kruskal-Wallis* ve *Mann-Kendall* analizlerinin sonuçları

	<i>Kruskal-Wallis</i>			Sonuç
	X_k	χ^2 (%1)	χ^2 (%5)	
Ortalama deniz seviyesi	22.88	15.08	11.07	Her iki seviyede de türdeş değil
Ortalama maksimum DS	21.39	15.08	11.07	Her iki seviyede de türdeş değil
Ortalama minimum DS	12.31	15.08	11.07	%1'e göre türdeş, %5'e göre türdeş değil
Ortalama hava sıcaklığı	12.99	15.08	11.07	%1'e göre türdeş, %5'e göre türdeş değil
Ortalama DSB	6.19	15.08	11.07	Türdeş
Toplam yağış	2.26	13.27	9.48	Türdeş
	<i>Mann-Kendall</i>			Sonuç
	$u(t)$	$F(z)$	α_1	
Ortalama deniz seviyesi	3.48	0.99	0.000	Eğilim %1 anlamlılık seviyesinde anlamlı
Ortalama maksimum DS	4.32	1.00	0.000	Eğilim %1 anlamlılık seviyesinde anlamlı
Ortalama minimum DS	2.07	0.98	0.030	Eğilim %5 anlamlılık seviyesinde anlamlı
Ortalama hava sıcaklığı	3.76	0.99	0.000	Eğilim %1 anlamlılık seviyesinde anlamlı
Ortalama DSB	0.89	0.81	0.373	Eğilim anlamlı değil
Toplam yağış	-0.56	0.71	0.575	Eğilim anlamlı değil

Gel-git ölçüm istasyonları ve gridli klimatolojik verilerden elde edilen zaman dizlerinde belirli dönemler göze çarpar. Ortalama deniz seviyesinde 1976-1981 döneminde hızlı bir şekilde artış, 1981-1987 dönemi kuvvetli olmayan bir azalma, 1987-1992 kuvvetli bir azalma, 1992-1999 kuvvetli bir artış, 1999-2004 kuvvetli olmayan bir azalma, 2004-2007 kuvvetli bir azalma ve sonrasında tekrardan bir artış görülür. Bu dönemlere göre deniz seviyesi değişimi 6-8 yıllık döngülere sahiptir ve bu döngüsellik deniz seviyesi değişimlerinde düşük frekanslı bir dalgalanmaya yol açar. Sıcaklık değerlerinde, 1972-1979 ve 1992-2009 dönemleri artış eğilimlerinin olduğu, 1979-1991 dönemi ise, belirgin bir eğilimin bulunmadığı dönemler olduğu görülür. Bunun yanında sıcaklıkta deniz seviyesine göre daha yüksek frekanslı bir dalgalanma egemendir. DSB’de 1991 yılına kadar bir artış, 1991’den sonra ise bir azalma şeklinde iki belirgin dönem egemendir. Yağış değerlerinde ise, 1972-1988 dönemi kuvvetli bir azalma, 1989-1995 kuvvetli bir artış, 1996-2009 döneminde ise kuvvetli bir azalma yaşanmıştır (Şekil 4). Bu eğilimlerin yanı sıra 1976-1977, 1992 yılları ortalama deniz seviyesinin minimuma indiği, 1981-1999 ve 2001 yılları ise ortalama deniz seviyesinin maksimuma çıktığı yıllardır. Ortalama deniz seviyesinin en düşük seviyesine ulaştığı yıllarda sıcaklık değerleri minimuma düşerken, basınç değerleri yüksek değerlere ulaşır. Ortalama deniz seviyesinin en yüksek seviyelerine ulaştığında ise, bu durumun tersi yaşanır. Elde edilen değerler ve oluşturulan grafiklere göre, 1989-1991 dönemine kadar deniz seviyeleri yükselen DSB’leri ve önemli bir eğilim göstermeyen sıcaklık değerlerinin kontrolü altındadır. Bu

Öztürk, M.Z. (2011). Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz’de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009. *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi*, [Bağlantıda]. 8:2. Erişim: <http://www.insanbilimleri.com>

dönemden sonra DSB’lerinin düşmesi ve sıcaklıkların artması ile deniz seviyelerinde önemli bir artış meydana gelir. Böylece deniz seviyeleri ile DSB’ler arasında negatif, sıcaklık ile pozitif bir ilişkinin olduğu görülür. Artan DSB’lerine düşen sıcaklıkların ya da düşen DSB’lerine yükselen sıcaklıkların eklenmesi deniz seviyelerinde kuvvetli eğilimlere yol açarken yağış ve deniz seviyeleri arasında ise önemli bir bağlantı bulunmamaktadır.



Şekil 4: Deniz seviyesi, sıcaklık, DSB ve yağış değerlerinin yıllararası değişimi

Tartışma

1972-2009 yılları arası 11 gel-git ölçüm istasyonu ve gridli klimatolojik verilerine göre yapılan analizler sonucunda doğu Akdeniz’in deniz seviyesi ve sıcaklık dizilerinde istatistiksel açıdan anlamlı artış eğilimleri vardır. Bu eğilimlerin oranları ortalama deniz seviyesinde 1.57 mm/yıl, ortalama maksimum deniz seviyesinde 1.89 mm/yıl, ortalama minimum deniz seviyesinde 1.36 mm/yıl, sıcaklık değerlerinde ise, 0.026 °C/yıl’dır.

Uzun süreli ortalama aylık deniz seviyesi değerlerinin değişimleri sıcaklık ile istatistiksel açıdan anlamlı ve pozitif, DSB ve yağış değerleri ise istatistiksel açıdan anlamlı negatif korelasyonlar görülür. Yıllararası deniz seviyesi değerlerinde ise, sıcaklık ile istatistiksel açıdan anlamlı pozitif korelasyon görülürken, DSB ve yağış değerleri ile önemli bir korelasyon görülmez. Bu sonuçlara göre deniz seviyesi değişimi başta sıcaklık ve DSB’nin kontrolü altındadır ve deniz seviyesi değişkenliği üzerinde yağış etkisi çok azdır.

Ortalama deniz seviyesinde 6-8 yıllık dönersellikler bulunur. Bu dönemlerin yanı sıra 1989-1991 dönemine kadar deniz seviyeleri yükselen DSB’leri ve önemli bir eğilim göstermeyen sıcaklık değerlerinin kontrolü altındadır. 1991-2009 döneminde ise, düşen DSB’lerinin ve yükselen sıcaklıkların kontrolü altında deniz seviyelerinde önemli bir artış görülür. Bu durum Marcos ve Tsimplis (2008) ile Klein ve Lichter (2009) ile uyumludur. Böylece DSB’lerindeki artışın deniz seviyelerinde azalışa, azalmanın ise artışa yol açtığı, sıcaklıklarda ise, azalmanın deniz seviyelerinde azalmaya, artışın deniz seviyelerinde artışa yol açtığı görülür. Artan DSB’lerine düşen sıcaklıkların ya da düşen DSB’lerine yükselen sıcaklıkların eklenmesi deniz seviyelerinde kuvvetli eğilimlere yol açarken, yağış ve deniz seviyeleri arasında önemli bir bağlantı bulunmamaktadır. Bununla birlikte Simav vd. (2008)’inde belirtildiği gibi 1999 yılında deniz seviyesinde önemli bir artışın yaşandığı yıldır.

Gel-git ölçüm istasyonlarının uzun süreli aylık ortalama değerlerine göre, deniz seviyesinde en yüksek değere Ağustos, en düşük değere Mart ayında ulaşılır. Simav vd. (2008)’nin uydu altimetre verilerini kullanarak 1992-2005 dönemi için yaptıkları çalışmalarına göre ise, en yüksek değere Ekim-Kasım aylarında, en düşük değere Mart-Nisan aylarında ulaşıldığını vurgulanmıştır. Bu açıdan, gel-git ölçüm istasyonu verileri ile uydu verilere arasında özellikle deniz seviyesinin maksimuma ulaştığı dönem farklılık gösterir.

Doğu Akdeniz, Akdeniz’de tuzluluğun en fazla olduğu alandır. Gerçekleşen sıcaklık artışı ile beraber tuzluluğun da artması ve bu durumun deniz seviyesi üzerinde etkili olması

Öztürk, M.Z. (2011). Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz’de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009. *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi*, [Bağlantıda]. 8:2. Erişim: <http://www.insanbilimleri.com>

beklenebilir. Örneğin Bethoux ve Gentili (1994) 30 yıllık dönem içerisinde batı havzasında derin su kütlelerinde tuzluluk ve sıcaklık koşullarında artış olduğunu vurgulamışlardır.

Küresel ölçekte okyanus sularının ısınmasına bağlı olarak yaşanan hacimsel genişlemeye sonucunda okyanuslardaki su seviyesi yükselmektedir. Yükselen okyanus suları Cebelitarık Boğazı’ndan Akdeniz’e giren su miktarının da artmasına neden olabilir. Yani okyanuslarda yaşanan deniz seviyesi artışı Akdeniz’in de deniz seviyesi artışına katkıda bulunabilir. Bunun yanında sıcaklık artışı gibi Akdeniz’in kendi iç dinamiklerinin de deniz seviyesine katkıda bulunması Akdeniz’de güçlü bir deniz seviyesi artışının devam etmesine neden olabilir. Bu durum Kuleli vd. (2009) ve Kuleli (2010)’nin belirttikleri gibi, başta Akdeniz kıyılarımız olmak üzere tüm kıyılarımız deniz seviyesi yükseliminden önemli derecede etkilenebilir.

Sonuçlar

Uzun süreli ortalama aylık değerlere göre, yıl içerisinde 14.9 cm’lik, yıllararası ortama maksimum ve ortalama minimum değerlerine göre 36.5 cm’lik bir deniz seviyesi genliği görülür. Yıl içerisinde en yüksek deniz seviyesine Ağustos, en düşük seviyeye ise Mart ayında ulaşılır. Yıllar arası ortalama deniz seviyesi değerlerine göre ise, en yüksek değerlere 1999 ve 2009 yıllarında, en düşük değerlere 1976 ve 1992 yıllarında ulaşılmıştır. Ortalama deniz seviyesinde genel olarak 6 yıllık dönerselliklere karşın, 1991 öncesinde düşük sıcaklık ve yüksek basınç koşullarının, 1991 sonrasında ise yüksek sıcaklık ve düşük basınç koşullarının deniz seviyesi üzerinde etkili olduğu iki belirgin dönem yaşanmıştır.

Zaman serilerine uygulanan M-K analizine göre deniz seviyesi ve sıcaklık dizilerinde istatistiksel açıdan anlamlı artış eğilimleri vardır. Bu eğilimlerin oranları ortalama deniz seviyesinde 1.57 mm/yıl, ortalama maksimum deniz seviyesinde 1.89 mm/yıl, ortalama minimum deniz seviyesinde 1.36 mm/yıl, sıcaklık değerlerinde ise, 0.026 °C/yıl’dır.

Hem uzun süreli aylık ortalama değerlere hem de zaman dizisi analizlerine göre deniz seviyesi sıcaklık ve basınç koşullarının kontrolü altındadır ve yağışın deniz seviyesi değişimleri üzerinde önemli bir etkisi yoktur.

Teşekkür

Çalışmanın yayına hazırlanması sırasındaki önemli katkılarından dolayı Prof. Dr. Murat TÜRKEŞ, Doç. Dr. A. Evren ERGİNAL ve Gökhan ALTAN’a teşekkür ederim.

Öztürk, M.Z. (2011). Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz’de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009. *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi*, [Bağlantıda]. 8:2. Erişim: <http://www.insanbilimleri.com>

Kaynakça

- Bethoux, J.P. ve Gentili, B. (1994). The Mediterranean Sea, a test area for marine and climatic interactions, in Malanotte-Rizzoli, P. ve Robinson, A.R. (eds) *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*, s. 239–254, Kluwer Academic, Dordrecht.
- Cabanes, C., Cazenave, A., ve Provost C.L. (2001). Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations, *Science*, 294, s. 840– 842.
- Cazenave, A., Bonnefond, P., Mercier, F., Dominh, K., ve Toumazou, V. (2002). Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges, *Global and Planetary Change*, 34, s. 59–86.
- Cazenave, A., Dominh, K., Brossier, C., Gennero, M.C., Bonnefond, P., Barlier, F. ve Exertier, P. (1998). Mean sea level investigation at global and regional scales from Topex/Poseidon, *Aviso Newsletter*, 6 (<http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/kiosque/newsletter>).
- Cazenave, A ve Nerem, R.S. (2004). Present-day sea level change: observations and causes, *Reviews of Geophysics*, 42, s. 1-20.
- Harding, A. E., Palutikof, J. ve Holt, T. (2009). The climate system, in J. C. Woodward (ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, Oxford, s.69–88.
- IPCC (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (Houghton, J.T., vd, ed.). Cambridge University Press, Cambridge.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Summary for Policymakers*-Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), IPCC Secretariat, WMO, Geneva.
- Klein, M. ve Lichter, M. (2009). Statistical analysis of recent Mediterranean Sea-level data. *Geomorphology*, 107, s. 3-9.
- Kuleli, T. (2010). City-based risk assessment of sea level rise using topographic and census data for the Turkish coastal zone, *Estuaries and Coasts*, 33, s. 640–651.
- Kuleli, T., Şenkal, O. ve Erdem, M. (2009). National assessment of sea level rise using topographic and census data for Turkish coastal zone, *Environ Monit Assess*, 156, s. 425–434.
- Marcos, M. ve Tsimplis, M.N. (2008). Coastal sea level trends in Southern Europe *Geophysical Journal International*, 175, s. 70–82.
- Nerem, R., Leuliette, E. ve Cazenave, A. (2006). Present-day sea-level change: A review, *Comptes Rendus Geosciences*, 338, s.1077-1083.
- NOAA. (2011). National Oceanic and Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory (<http://www.esrl.noaa.gov> - 20.02.2011).
- PSMSL (2011). Permanent Service for Mean Sea Level (<http://www.psmsl.org> -15.02.2011).

Öztürk, M.Z. (2011). Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz’de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009. *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi*, [Bağlantıda]. 8:2. Erişim: <http://www.insanbilimleri.com>

- Robinson, A.R, Leslie, W.G., Theocharis, A. ve Lascaratos, A. (2001). Mediterranean Sea Circulation. in Steele, J.H., Thorpe,S.A., Turekian, K.K. *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Academic Press, 1689-1706.
- Rohling, E.J., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L., Hayes, A. ve Hoogakker, B.A.A. (2009). The marine environment: present and past, in J. C. Woodward (ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, Oxford, s. 33–67.
- Shirman, B. (2003). East Mediterranean sea level changes over the period 1958–2001. *Israel Journal of Earth Sciences*. 53, s.1–12.
- Simav, M., Yıldız, H. ve Arslan, E. (2008). Doğu Akdeniz’de uydu altimetre verileri ile deniz seviyesi değişimlerinin araştırılması. *Harita Dergisi*, 139, s. 1-31.
- Sneyers, R. (1990). *On the Statistical Analysis of Series of Observations*. World Meteorological Organization (WMO), Technical Note, No. 143, Geneva.
- Türkeş, M. (1995). Türkiye’de yıllık ortalama hava sıcaklıklarındaki değişimlerin ve eğilimlerin iklim değişikliği açısından analizi. *Çevre ve Mühendis*, 9, s. 9-15.
- Türkeş, M., Sümer, U. M. ve Demir, İ. (2002). Re-evaluation of trends and changes in mean, maximum and minimum temperatures of Turkey for the period 1929-1999. *International Journal of Climatology* 22, s.947-977.
- Türkeş, M. ve Sümer, U.M. (2004). Spatial and temporal patterns of trends and variability in diurnal temperature ranges of Turkey. *Theoretical and Applied Climatology* 77, s.195-227.
- Wainwright, J. ve Thornes, J.B. (2004). *Environmental Issues in the Mediterranean, Processes and perspectives from the past and present*. 479 s. Routledge, New York.
- Woodworth, P.L., Rickards, L.J. ve Perez, B. (2009). A survey of European sea level infrastructure, *Natural Hazards Earth System Sciences*, 9, s. 927–934.

Mikro-Dokusal Özelliklerine Göre Kuzey Kıbrıs Kıyılarındaki Yalıtışlarının Oluşum Ortamı: Ön Bulgular

Formation Environment of Beachrocks on North Cyprus Coasts Based on Micro-Textural Characteristics: Preliminary Results

Ar. Gör. Muhammed Zeynel ÖZTÜRK
Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi
Fen-Edebiyat Fakültesi
Coğrafya Bölümü

Doç Dr. Ahmet Evren ERGİNAL
Ardahan Üniversitesi
İnsani Bilimler ve Edebiyat Fakültesi
Coğrafya Bölümü, Ardahan

Özet

Plaj ve plaj önu zondaki gevşek kum ve çakılların gel-git arası kuşakta karbonat polimorfları (genellikle kalsit ve aragonit) ile çimentolanması sonucu oluşan yalıtışları petrografik açıdan kıyı konglomerası ve kumtaşı yapısında çökel kayaçlardır. Bir mikro gel-git (0-2 m) ortamı olarak yaz kuraklığının etkili olduğu Akdeniz kıyılarında bu oluşuklara sıkça rastlanır. Sıcak tropikal ve subtropikal kıyılarda da geniş yayılış alanına sahip olan yalıtışları Holosen deniz seviyesi değişimlerinin araştırılmasında kullanılmaktadır. Ancak gel-git ardı (supratidal) zonda da oluştukları konusundaki tartışmalar sürmektedir. Kıbrıs adası yalıtışı oluşumu açısından uygun iklimik ve oşinografik koşullar barındırır. Bu çalışmada 400 km'lik bir kıyı uzunluğuna sahip olan KKTC kıyılarında 23 lokalitede tespit edilen yalıtışlarının mikro-dokusal (çimentolanma) özellikleri incelenmiştir. Yalıtışlarının oluşum ortamının doğru tespiti öncelikle çimentolanmış taneler arasındaki bağlayıcı çimentonun kökeni, bileşimi ve çimentoladığı taneler ile olan dokusal bağlantılarının doğru yorumlanmasına bağlıdır. Bu noktadan hareketle bu çalışmada X ışınları kırınımı (XRD), Fourier dönüşümlü kızılötesi spektroskopisi (FTIR), taramalı elektron mikroskopu (SEM) ve ince kesit analizleri gerçekleştirilmiştir.

Sahada yapılan ölçümlere göre yalıtışlarının uzunlukları 20-1600 m, genişlikleri 1-27 m, tabaka eğimleri 3°-15° ve kalınlıkları ise 20-80 cm arasında değişir. Yalıtışları konglomera-kumtaşı araldanmasından oluşan çok sayıda tabaka içerir. İçerisinde boyları birkaç m'yi bulan iri bloklar da bulunabilmekle birlikte, genel olarak orta ve ince kum boyutundaki taneler egemendir. İnce kesitlerde zayıf bir çimento ile bağlandığı görülen yalıtışlarında CaCO₃ oranı %40-60 arasındadır. XRD analizlerine göre yalıtışı çimentosu egemen olarak kalsitten oluşurken, kuvars ve dolomit yaygın olan diğer minerallerdir. FTIR analizlerinden elde edilen geçirgenlik eğrileri saf kalsit minerali eğrileri ile birebir uymaktadır. Ayrıca hafif çalkantılı ortama işaret eden oolitler yanında bol miktarda foramifer ve kokolitler (*Emiliana huxleyi*) içerdiği de gözlenir. Yalıtışlarında diyajenez ortamını karakterize eden farklı çimentolanma yapıları gelişmiştir. Tane yüzeylerini genelde 50µm'den ince örtüler şeklinde saran mikritik örtüler denizel freatik zonda başlayan çimentolanmanın göstergesidir. Aynı örtüler çimentolanmanın muhtemelen eş zamanlı geliştiği karbonat zarfları ile sarmalanmış 300-400 µm çaptaki oolitlerde de gözlenir. Karbonat çökelinin meteorik vadoz zon koşullarında gerçekleştiği gösteren menisküs köprüler çok yaygındır. Bu veriler incelenen yalıtışlarında gelgit içi ve gelgit ardı koşulların birlikte etkili olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Yalıtaşı, çimentolanma, gel-git içi, gel-git ardı, XRD, FTIR, SEM, KKTC.

Abstract

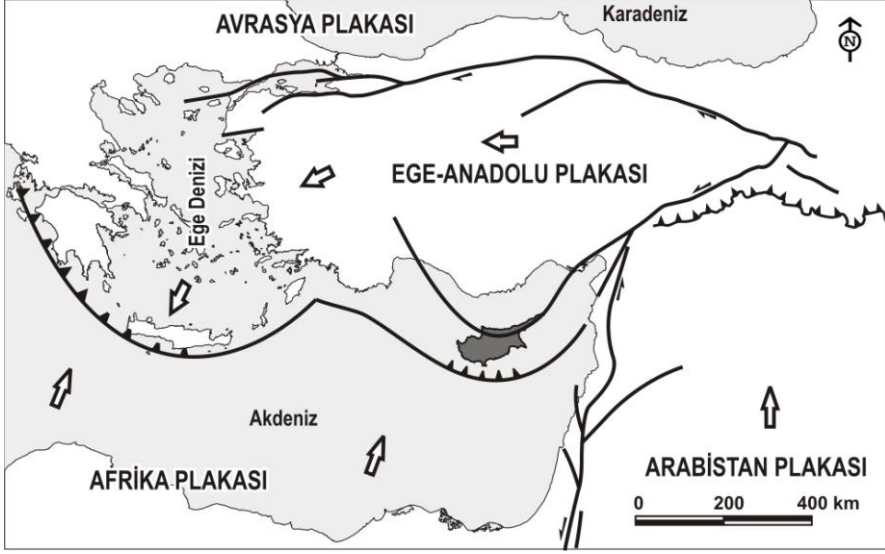
As a sedimentary rock, beachrock is a kind of coastal conglomerate or sandstone in petrographic viewpoint that forms as a result of cementation of loose beach sands and gravels by carbonate polymorphs (generally calcite and aragonite) in the intertidal zone. These formations commonly occur on the micro-tidal (0-2 m) Mediterranean Sea coasts where summer drought dominates. Beachrocks are used in investigation of Holocene sea level changes since they have a wide distribution in warm tropical and subtropical coasts. Nevertheless, debates continue on development of beachrocks at supratidal zone. Cyprus Island provides suitable climatic and oceanographic conditions for the formation of beachrock. In this study, the micro-textural (cementation) characteristics of beachrocks that lie at 23 different localities on the NCTR coast with a total coastline length of 400 km are discussed. A proper determination of formation environment of beachrock depends primarily on correct interpretation of origin and composition of connective cement and textural relations of the amalgamated grains. From this point of view, in this study, X-Ray diffractometry (XRD), Fourier transform infrared spectroscopy (FTIR), scanning electron microscopy (SEM) and thin section analyses were carried out.

According to field measurements, length, width, dip angle and thickness of beachrocks vary between 20 and 1600 m, 1 and 27 m, 3° and 15° and 20 and 80 cm, respectively. Beachrocks are composed of several slabs comprising conglomerate and sandstone. In general, medium to fine sized sand grains dominate together with less amount of large blocks having some meters length in size. Thin sections showed that beachrocks are weakly cemented by calcium carbonate with a percentage of between 40% and 60%. Based on XRD analyses, beachrock cement consists basically of calcite together with quartz and dolomite. Transmittance curves of beachrock cements obtained from FTIR analysis fit exactly with the curves of pure calcite. In addition, beachrock cements contain plenty amount of oolite, foraminifera and coccoliths (*Emiliania huxleyi*), indicating an agitated near-shore environment. Different cementation structures that characterize diagenesis environment of beachrock were recognized. Micritic cements which encircle surface of grains as envelopes thinner than 50µm are indicative of early phase of marine phreatic cementation. Similar coatings are also observed on oolites with diameters ranging between 300 µm and 400 µm, which likely developed simultaneously with the cementation. Meniscus cements are suggestive of the carbonate precipitation in meteoric vadose zone. Our data reveal that intertidal and supratidal conditions have jointly affected formation of beachrocks.

Key words: Beachrock, cementation, intertidal, supratidal, XRD, FTIR, SEM, NCTR.

1. Giriş

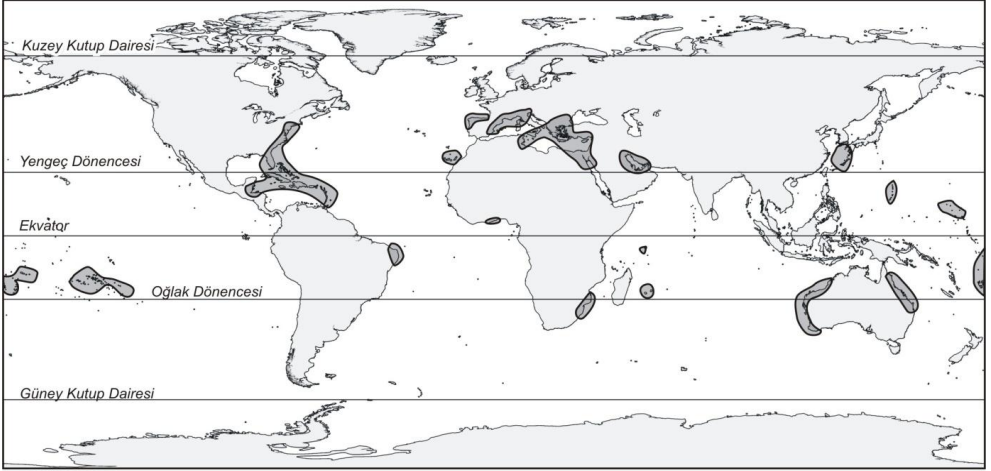
Kıbrıs, Anadolu'nun güney kıyısından (Anamur Burnu'ndan) 70 km güneyinde, 32.27°-34.58° D boylamları ile 34.55°-35.69° K enlemleri arasında yeralan, 9250 km²'lik alana sahip bir adadır. Doğu Akdeniz'de Avrasya, Afrika ve Arabistan plakalarının kesiştiği bir alanda yer alan Kıbrıs bu konumundan dolayı yıllık ortalama 11 mm yükselme hızına sahiptir. Adanın güneyinden geçen Kıbrıs Yayı, Afrika ve Ege/Anadolu plakaları arasında bir plaka sınırındır ve bu yay Pliny ve Strabo Hendekleri ile Helen Yayı'na bağlanır (Ergün vd. 2005; Şekil 1). Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti (KKTC) ise, adanın 3700 km²'lik bölümünü kaplar.



Şekil 1: Doğu Akdeniz'in genel tektoniği (çeşitli kaynaklardan derlenerek)

Yalıtış karbonat çimentonun çökelişi sırasında konglomera ve kumtaşı bileşimindeki plaj sedimentlerinin hızlı bir şekilde çimentolanması ile meydana gelen bir sedimanter oluşumdur. Plaj sedimentlerinin taşlaşma genel olarak gel-git içi kuşakta gerçekleşmesinden dolayı relik yalıtışları Holosen deniz seviyesi değişimleri ile neotektonik çalışmalarında yaygın kullanılırlar (Voudoukas, vd., 2007; Kelletat, 2006; Thomas, 2009). Ancak yalıtışın iyi bir deniz seviyesi göstergesi olup olmadığı ile ilgili tartışmalar devam etmektedir (Kelletat, 2006, 2007; Knight, 2007). Yalıtışları dünyanın farklı iklim özelliklerine sahip kuşaklarında yayılış göstermekle birlikte özellikle Akdeniz kıyıları (Friedman ve Gavish, 1971; Alexandersson, 1972; Bernier ve Dalongeville, 1988; Holail ve Rashed, 1992), Karayip Denizi kıyıları (Ginsburg, 1953; Moore, 1973; Hanor, 1978; Beier, 1985) ile tropikal ve subtropikal Atlantik kıyıları en yaygın olduğu alanlardır (Şekil 2). Bu özelliği ile yalıtış birçok sıcak tropikal ve subtropikal kıyıların temel jeomorfolojik birimlerinden birini oluşturur (Thomas, 2009). Bu alanların gel-git genliklerine bakıldığında büyük çoğunluğunun mikro gel-git kuşağı içerisinde yer alması, makro gel-git genliklerine sahip alanların yalıtış oluşumu için uygun koşullar barındırmadığını kanıtlar (Voudoukas, vd., 2007).

Kıbrıs (Doğu Akdeniz) bulunduğu konum itibarıyla yalıtışlarının oluşumu için uygun koşullar barındırır. Kıbrıs'ta yer alan yalıtışlarının varlığı Ertek vd. (2008) ve Kutoğlu (2010) tarafından ortaya konulmuştur. 3-15 Ekim 2011 tarihleri arasında yapılan arazi çalışmasında ise, 23 lokalitede yalıtış oluşumu tespit edilmiş (Şekil 3) ve tespit edilen 10 lokaliteden örnek toplanmıştır. Toplanan örnekler üzerinden CaCO_3 , FTIR, SEM, XRD ve tane boyu analizleri yapılarak yalıtışlarının oluşum ortamı özellikleri ortaya konulmuştur.



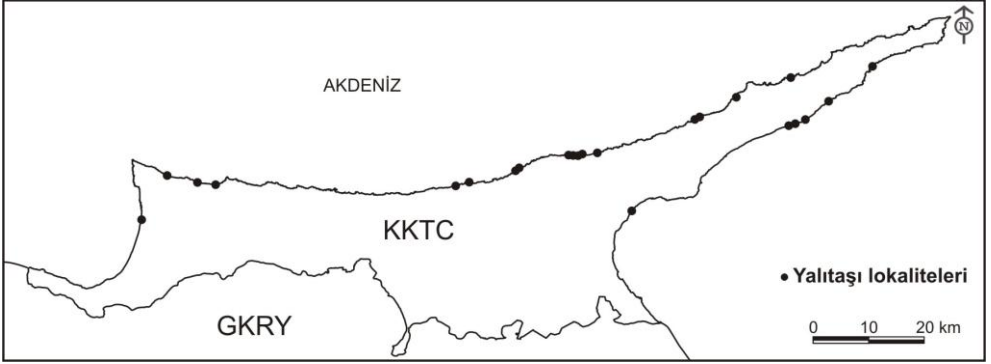
Şekil 2: Yalıtaşı oluşumlarının küresel dağılımı (Vousdoukas, vd., 2007'den düzenlenerek).

2. Veri ve Yöntem:

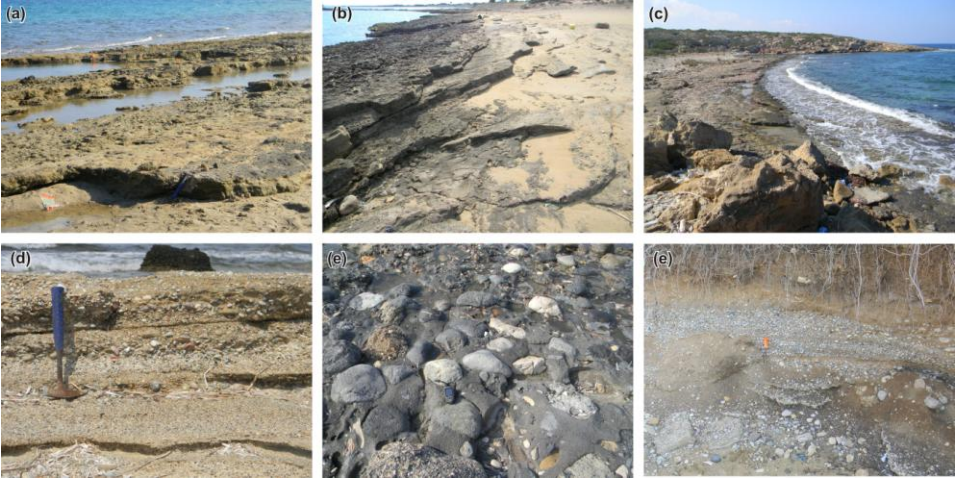
Yalıtaşlarının jeolojik, jeomorfolojik, hidrolojik (karasal, denizel) ve iklimik parametrelerin ortak etkileşimi ile oluşmasından dolayı, oluşum ortamı ve bileşimini doğru bir şekilde ortaya koymak amacıyla çalışmada birçok analitik yöntem kullanılmıştır. Thorthwaite su bilançosu ile buharlaşma koşulları, taramalı elektron mikroskobu (SEM) ve strero mikroskobu ile örnekleri birbirine bağlayan çimento ve kristal yapıları, Fourier dönüşümlü kızılötesi (infrared) spektroskopisi (FTIR), X ışınları kırınımı (XRD) ve CaCO₃ analizleri ile çimento karakteristikleri ortaya konulmuştur. Yalıtaşı içerisinde çapları birkaç metreyi bulan kayaç parçaları bulunmakla birlikte çakılların arasındaki boşluklarda ve çakıltaşları ile ardalanmalı bulunan kum taşı örnekleri üzerinden BEL Photonics Stereo mikroskobu yardımıyla tane boyu ölçümü yapılmıştır.

3. Saha Gözlemleri

3-15 Ekim 2011 tarihleri arasında Gazimağusa kıyılarından başlayarak saat yönünün tersi istikametinde Güzelyurt kıyılarına kadar yapılan arazi çalışmaları sonucunda 23 yalıtaşı lokalitesi tespit edilmiştir (Şekil 3). Arazi ölçümlere göre yalıtaşlarının uzunlukları 20-1600 m, genişlikleri 1-27 m, tabaka eğimleri 3°-15° ve kalınlıkları ise 20-80 cm arasında değişir ve yalıtaşları konglomera-kumtaşı ardalanmasından oluşan çok sayıda tabaka içerir (Şekil 4a,b). İçerisinde boyları birkaç m'yi bulan iri bloklar da bulunabilmekle birlikte, genel olarak orta ve ince kum boyutundaki taneler egemendir (Şekil 4d,e) ve yalıtaşlarının gerisinde genel olarak iri çakıllardan meydana gelen akarsu depoları bulunur (Şekil 4f). Yalıtaşları bazı alanlarda birkaç metrelik parçalar şeklinde bulunurken, bazı alanlarda buldukları koyun tamamını kaplamaktadır (Şekil 4c). Genel olarak buldukları koyunların aralarında bulunan burunlarda denizel platformlar gelişmiştir. Bu durum KKTC kıyılarında denizel platformlar ve yalıtaşlarının yan yana sıralanmasına hatta bazı alanlarda ise iç içe bulunmalarına neden olur.



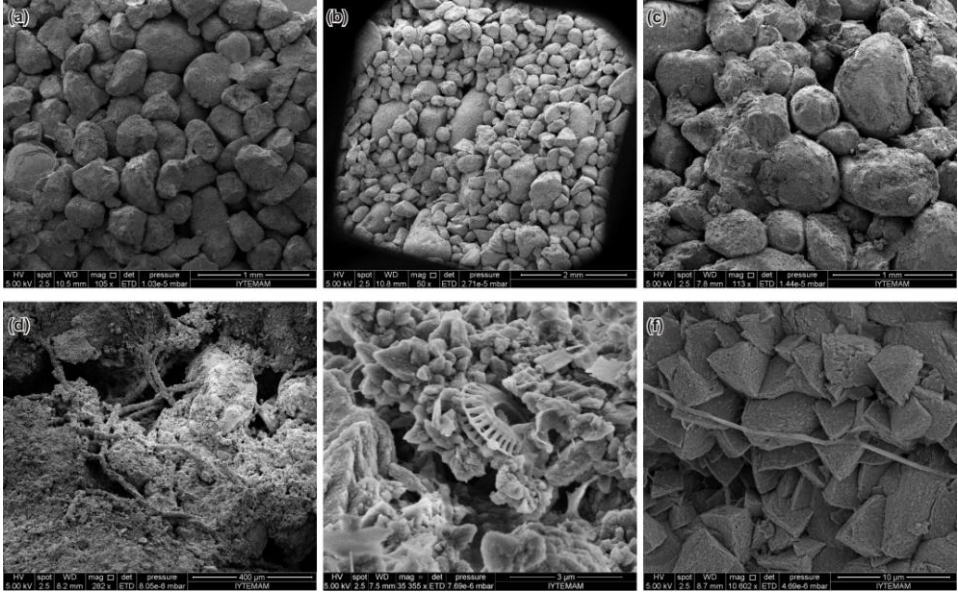
Şekil 3: KKTC kıyılarında tespit edilen yalıtaşlarının dağılışı.



Şekil 4: Yalıtaşı örnekleri; (a) 1 nolu yalıtaşı, (b) 6 nolu yalıtaşı, (c) 8 nolu yalıtaşı, (d) 16 nolu yalıtaşı, (e) 19 nolu yalıtaşı, (f) 7 nolu yalıtaşı.

4. Analiz Sonuçları

Beşparmak Dağları'nın etkisi ile KKTC'de iki belirgin Thorthwaite iklim sınıfı görülür. Beşparmak Dağları'nın güneyi kurak ve su fazlalığının olmadığı bir özelliğe sahipken, Beşparmak Dağları'nın kuzeyi daha nemli özelliklere sahip olmasından dolayı yarı kurak koşullar etkilidir. Thorthwaite su bilançosuna göre KKTC'de yıllık düzeltilmiş evapotranspirasyon değerleri 850 mm-1050 mm arasında değişir ve maksimum değerlere Temmuz ayında gerçekleşir. Yalıtaşının oluşturan kum boyutundaki taneler üzerinden çekilen SEM görüntülerine göre örneklerde kalsit minerallerinin taneleri bir zarf şeklinde sardığı, örnekler içerisinde sığ denizel ortamı karakterize eden oolit çökeliminin gerçekleştiği (Şekil 5a) ve örneklerin kötü boylanmalı oldukları görülür (Şekil 5b,c). Deniz suları ile etkileşim halinde olmalarından dolayı içlerinden canlı kalıntıları bulundurlar (Şekil 5d,e,f). Tane yüzeylerinde ve boşluklarda gelişen kalsit kristallerinin boyu 10 μm 'yi bulmaktadır (Şekil 5f).



Şekil 5: Yalıtaşı örneklerinden alınan bazı SEM görüntüleri; (a) 6 nolu yalıtaşı, (b) 8 nolu yalıtaşı, (c) 10 nolu yalıtaşı, (d,e) 14 nolu yalıtaşı, (f) 1 nolu yalıtaşı.

Örnek çimentoları üzerinden yapılan FTIR analizine göre bütün yalıtaşı örnekleri benzer geçirgenlik özelliğine sahiptir. Elde edilen bu pikler aragonit ve kalsit pikleri ile örtüşmektedirler bu durum çimentonun temel kimyasal bileşiminin CaCO_3 olduğunu ortaya koyar. Ancak FTIR karmaşık maddelerin özelliklerini ortaya koymak için tek başına yeterli değildir. Bu nedenle örnek çimentolarının kimyasal bileşimini ortaya koymak amacıyla FTIR'a ek olarak XRD kullanılmıştır. XRD sonuçlarına göre kalsit minerali bütün örnek çimentolarında görülürken aragonit minerali hiçbir örnek içerisinde görülmemektedir. Kalsit mineralinin yanı sıra yaygın olarak kuvars ve bazı örnekler içerisinde dolomit minerali görülür. SEM ve stereo mikroskobu görüntülerine göre zayıf çimentolu yalıtaşlarında CaCO_3 oranı %41-64 arasında değişir ve bu oranlar Müftüoğlu ve Türkmen'e (2009) göre "çok fazla kireçli" sınıfına girer. Yalıtaşının oluşturan çakıl taşları arasındaki boşluklarda ve çakıl taşı ile ardalanmalı bulunan kumtaşı örnekleri üzerinden yapılan tane boyu ölçümlerine göre örneklerin çok ince kum ile çok kaba kum arasında değiştiği görülür. Frekans dağılımlarına göre ilki 0.5 mm boyutunun, ikincisi 0.25 mm boyutunun baskın olduğu ve son olarak dağılımın daha dengeli olduğu üç tip dağılış deseni görülür.

5. Sonuç

Arazi çalışmaları sonucunda 23 lokalitede yalıtaşı oluşumu tespit edildi. Yapılan ölçümlere göre yalıtaşlarının uzunlukları 20-1600 m, genişlikleri 1-27 m, tabaka eğimleri 3° - 15° , kalınlıkları ise 20-80 cm arasında değişir. Yalıtaşları konglomera-kumtaşı ardalanmasından oluşan çok sayıda tabaka içerir. İçerisinde boyları birkaç m'yi bulan iri bloklar da bulunabilmekle birlikte, genel olarak orta ve ince kum boyutundaki taneler egemendir. İnce kesitlerde zayıf bir çimento ile bağlandığı görülen yalıtaşlarında CaCO_3 oranı %40-60 arasındadır. XRD analizlerine göre yalıtaşı çimentosu egemen olarak kalsitten oluşurken, kuvars ve dolomit yaygın olan diğer minerallerdir. FTIR analizlerinden

elde edilen geçirgenlik eğrileri saf kalsit minerali eğrileri ile birebir uymaktadır. Ayrıca hafif çalkantılı ortama işaret eden oolitler yanında bol miktarda foramifer ve kokolitler (*Emiliana huxleyi*) içerdiği de gözlenir. Yalıtışlarında diyajenez ortamını karakterize eden farklı çimentolanma yapıları gelişmiştir. Tane yüzeylerini genelde 50µm'den ince örtüler şeklinde saran mikritik örtüler denizel freatik zonda başlayan çimentolanmanın göstergesidir. Aynı örtüler çimentolanmanın muhtemelen eş zamanlı geliştiği karbonat zarfları ile sarmalanmış 300-400 µm çaptaki oolitlerde de gözlenir. Karbonat çökelinin sığ yeraltı suyunun da zengin olduğu meteorik vadoz zon koşullarında gerçekleştiği gösteren menisküs köprüler çok yaygındır. Bu veriler incelenen yalıtışlarında gelgit içi ve gelgit ardı koşulların birlikte etkili olduğunu göstermektedir.

Kaynaklar

- Alexandersson, T. 1972. Mediterranean beachrock cementation: Marine precipitation of Mg-calcite. In: Stanley, D.J. (Ed.), The Mediterranean Sea. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, pp. 203-223.
- Bernier, P. ve Dalongeville, R. 1988. Incidence de l'activité biologique sur la cimentation des sédiments littoraux actuels. L'exemple des îles de Délos et de Rhénée (Cyclades, Greece). C.R. Acad. Sci. Paris 307, 1901-1907.
- Beier, J.A. 1985. Diagenesis of Quaternary Bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence. J. Sediment. Petrol 55, 755-761.
- Binkley, K.L., Wilkinson, B.H., Owen, R.M. 1980. Vadose beachrock cementation along a Southeastern Michigan marl lake. J. Sediment. Petrol. 50, 953-962.
- Ergün, M., Okay, S., Sarı, C., Oral, E. Z., Ash, M., Hall, J., Miller, H. 2005. Gravity anomalies of the Cyprus Arc and their tectonic implications. Marine Geology 221: 349- 358
- Ertek, T. A., Erginal, A. E., Bozcu, M., Türker, G. 2008. The formation of beachrock on the North Cyprus Coast. *Journal of Black Sea/Mediterranean Environment* Vol.14 :117-128.
- Friedman, G.M. ve Gavish, E. 1971. Mediterranean and Red Sea (Gulf of Aqaba) beachrocks. In: Bricker, O.P. (Ed.), Carbonate Cements. The Johns Hopkins Press, Baltimore, pp. 13-16.
- Ginsburg, R.N. 1953. Beachrock in South Florida. Journal of Sedimentary Petrology, 23: 85-92.
- Hanor, J.S., 1978. Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂-degassing. J. Sediment. Petrol. 48, 489-501.
- Holail, H. ve Rashed, M., 1992. Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and the Red Sea coasts of Egypt. Mar. Geol. 106, 141-148.
- Kelletat, D. 2006. "Beachrock as a sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view", *Journal of Coastal Research* 22 (6): 1555-1564.
- Kelletat, D. 2007. "Reply to: KNIGHT, J., 2007. Beachrock Reconsidered. Discussion of: Kelletat, D., 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View, Journal of Coastal Research, 22(6), 1558-1564; Journal of Coastal Research, 23(4), 1074-1078" *Journal of Coastal Research* 23 (6), 1605-1606.

- Knight, J. 2007. "Beachrock Reconsidered. Discussion of: Kelletat, D., 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View. *Journal of Coastal Research* 22(6), 1558–1564" *Journal of Coastal Research* 23 (4): 1074-1078
- Kneale, D. ve Viles, H.A. 2000. Beach cement: incipient CaCO₃-cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland. *Sediment. Geol.* 132, 165–170.
- Kutoğlu, S. 2010. "Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti'nin Jeomorfolojik ve Uygulamalı Jeomorfolojik Etüdü". İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı Yayınlanmamış Doktora Tezi. 337 sayfa. İstanbul
- Moore, C.H., 1973. Intertidal carbonate cementation in Grand Cayman, West Indies. *J. Sediment. Petrol.* 43, 591–602.
- Rey, D., Rubio, B., Bernabeu, A.M., Vilas, F. 2004. Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). *Sediment. Geol.* 169 (1–2), 93–105.
- Russell, R.J. 1959. Caribbean beach rock observation. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 3: 227–236.
- Thomas, P.J. 2009. Luminescence Dating of Beachrock in the Southeast Coast of India-Potential for Holocene Shoreline Reconstruction. *Journal of Coastal Research* Volume 26, no 1:1-7
- Vousdoukas, M.I., Velegrakis, A.F., Plomaritis, T.A. 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanism and impacts. *Earth-Science Reviews* 85:23–46.
- Zenkovitch, V.P., 1967. Processes of Coastal development. Oliver & Boyd, London. 738 pp.

KKTC KIYILARINDA GEÇ KUVATERNER-HOLOSEN DENİZ SEVİYESİ GÖSTERGELERİ: ÖN BULGULAR

Arş. Gör. Muhammed Zeynel ÖZTÜRK

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, Çanakkale
muhammed.zeynel@gmail.com

Doç. Dr. Ahmet Evren ERGİNAL

Ardahan Üniversitesi, İnsani Bilimler ve Edebiyat Fakültesi, Ardahan
aerginal@gmail.com

Yrd. Doç. Dr. Sevinç KAPAN YEŞİLYURT

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Çanakkale
sevinckapan_yesilyurt@hotmail.com

Özet

Kıbrıs adası Afrika, Anadolu ile Arabistan plakaları arasındaki yakınlaşmaya bağlı olarak gerçekleşen tektonik faaliyetlerden ileri derecede etkilenmektedir. Bu tektonik faaliyetler Beşparmak Dağları ve çevresindeki litostratigrafik birimlerde bindirme ve yüksek açılı ters faylar oluşturarak Kıbrıs'ın yükselmesine yol açar. Meydana gelen bu yükselim Kuvaterner boyunca devam etmiştir. Gerek bu yükselmeye bağlı değişimlerin, gerekse östatik deniz seviyesi oynamalarının kayıtlarını tutan yalıtışları, denizel taraçalar, denizel platformlar ve denizel çentikler KKTC kıyılarında geniş yer tutar. Bu çalışma, KKTC kıyılarını tamamının saha çalışmalarıyla taranması sonucunda yalıtışı ve denizel taraçalarla ilgili edilen araştırma bulgularının ön sonuçlarını içermektedir.

Yapılan arazi çalışmaları sonucunda KKTC kıyılarında 23 lokalitede yalıtışı, bol makro-mikro fosilli 3 denizel taraça ve özellikle Karpaz Yarımadası kıyıları ile Beşparmak Dağları'nın kuzey kıyılardaki burunlar üzerinde yükselmiş denizel platformlar tespit edilmiştir. Uzunlukları 20-1600 m arasında değişen yalıtışları, 27 metrelik maksimum genişliğe ve 0.8 metrelik maksimum kalınlığa sahiptir. Çakıl taşı ve kumtaşı ardalanmalı bu çimentolanmış tabakalar denize doğru maksimum 15° eğimlidir. Tanelerin üzerini ve etrafını saran mikritik zarf ve boşluk dolgusu şeklinde gelişmiş kalsit mineralinin oluşturduğu çimentolanma tipleri yalıtışlarının gel-git içi ve gel-git ardı ortamlarda oluştuğunu gösterir.

Bol fosilli denizel taraçalar deniz seviyesi üzerinde 2 m, 26 m ve 40 m olmak üzere 3 farklı seviyede tespit edilmiştir. Bol miktarda gastropod, bivalvia ve foraminifer fosilleri içeren taraçalarda fosil bolluk zonlarının kalınlığı yer yer 1 metreyi bulur. Fosil bolluk zonu içeren tabakalar kil boyutundan çakıl boyutuna kadar değişen tane ve kırıntılardan oluşur. Ayrıca fosil zonu içerisinde yüksek enerjili sığ denizel veya kıyı yakını ortama ait fosiller bulunur. Tanımlanan fosiller arasında Mollusca dalının Bivalvia sınıfına ait *Arca noae* Linne, *Glycymeris insubrica* (Brocchi), *Barbatia barbata* (Linne), *Cerastoderma edule* (Linne), *Ostrea edulis* (Linne), *Brachidontes pharaonis* (P.Fischer), *Chama gryphoides* Linne, *Spisula subtruncata* (da Costa), *Ctena decussata* (O. G. Costa) türleri ile Gastropoda sınıfına ait *Astraea* sp., *Monodonta* sp., *Tenagodus obtusus* (Schumacher), *Vermetus* sp., *Ringicula conformis* Monterosato, *Alvania cimex* (Linne), *Rissoa splendida* Eichwald, *Cerithiopsis* sp., *Cassidaria* sp., *Charonia lampas lampas* (Linne), *Bittium latreilli* (Payraudeau), *Cerithium rupeste* Risso, *Cerithium vulgatum* (Bruguere), *Conus ventricosus* Gmelin, *Cylope donovania* Risso ve *Mamilloretusa decussata* (O. G. Costa) türleri sayıca oldukça boldur.

Anahtar Sözcükler: Yalıtışı, denizel taraça, gastropoda, bivalvia, tektonik, deniz seviyesi, KKTC.

IMPLICATIONS FOR LATE QUATERNARY-HOLOCENE SEA LEVEL CHANGES, NORTH CYPRUS COAST: PRELIMINARY RESULTS

Abstract

Cyprus Island is highly affected by tectonic activities depending on the convergence of the Arabian and Anatolian plates. These tectonic activities lead to uplift of Cyprus as evidenced by overthrust as well as high-angle reverse faults in the lithostratigraphic units of Beşparmak Mountains and environs . This uplift continued

throughout the Quaternary. Occupying a broad coastal area of TRNC coast, beachrocks, marine terraces, marine platforms and notches keep records of both variations related to this uplift and eustatic sea level oscillations. This study comprises preliminary results of research about beachrock and marine terraces obtained from field survey of the entire coast of TRNS.

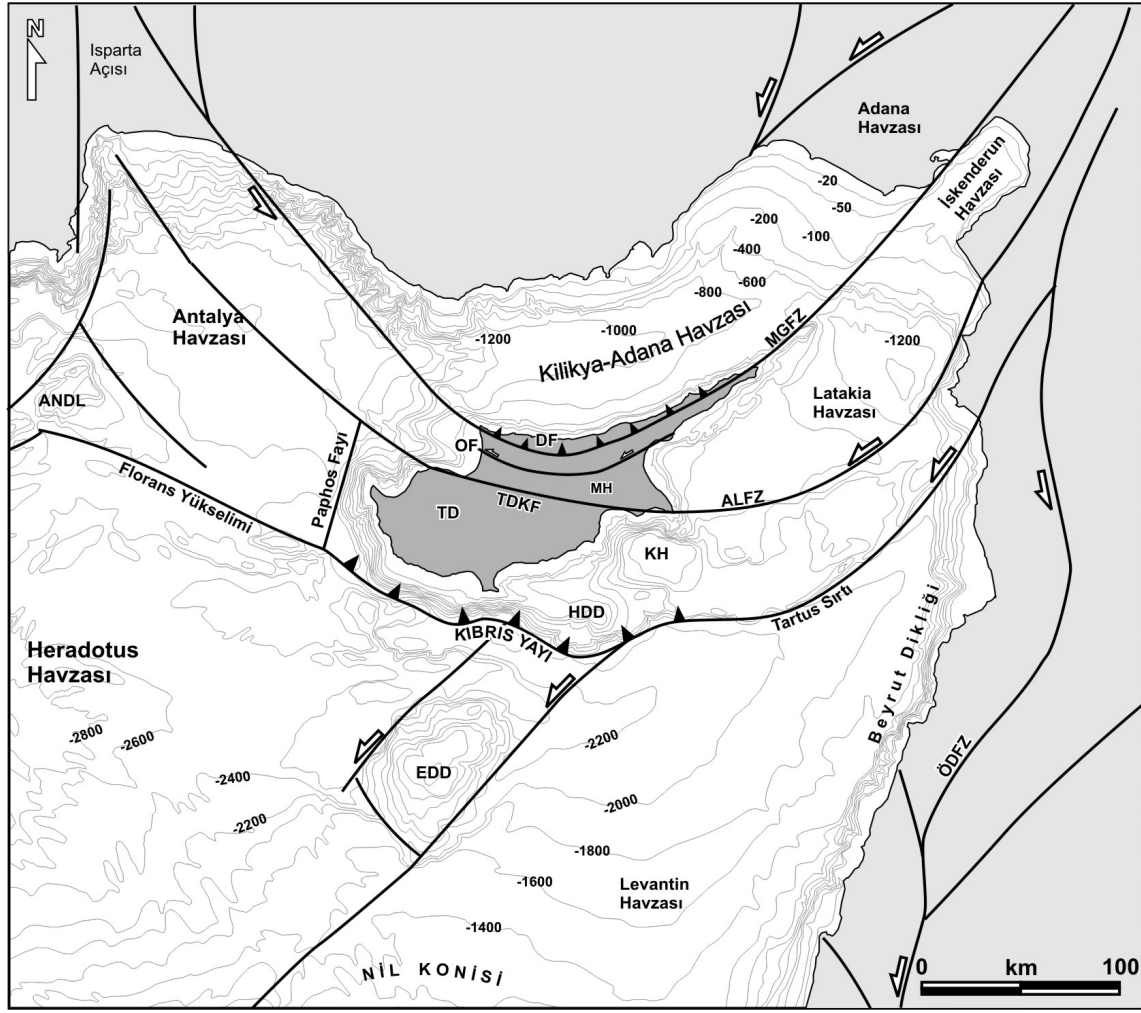
Throughout the TRNC coast, we determined the existence of beachrock at 23 sites, as well as three marine terraces with abundant macro and micro fossils and elevated marine platforms lying mainly on the headlands protruding from Besparmak Mountains and Karpaz Peninsula. Beachrocks which varies in length between 20 and 1600 meters have 27 meters maximum width and 0.8 meters maximum thickness. These cemented slabs made up of alternating layers of pebblestone and sandstone dip seaward at a maximum angle of 15°. The connective calcite cements consisting of micritic envelopes on and around the grains and pore fills are suggestive for intertidal and subtidal areas regarding the origin of beachrock.

The fossil-laden marine terrace deposits were detected at three different levels at 2 m, 26 m and 40 m above the present sea-level. The thickness of fossiliferous zones within these deposits with consisting of gastropod, bivalvia and foraminifera is approximately 1 meter. The fossil-rich zone comprises grains that range in size between clay and gravel. In addition, this abundance zone of fossils contains species that belong to a nearshore or a high-energy shallow marine environment. Amongst the defined species, *Arca noae* Linne, *Glycymeris insubrica* (Brocchi), *Barbatia barbata* (Linne), *Cerastoderma edule* (Linne), *Ostrea edulis* (Linne), *Brachidontes pharaonis* (P.Fischer), *Chama gryphoides* Linne, *Spisula subtruncata* (da Costa), *Ctena decussata* (O. G. Costa) that belong to Bivalvia class and *Astraea* sp., *Monodonta* sp., *Tenagodus obtusus* (Schumacher), *Vermetus* sp., *Ringicula conformis* Monterosato, *Alvania cimex* (Linne), *Rissoa splendida* Eichwald, *Cerithiopsis* sp., *Cassidaria* sp., *Charonia lampas lampas* (Linne), *Bittium latreilli* (Payraudeau), *Cerithium rupeste* Risso, *Cerithium vulgatum* (Bruguere), *Conus ventricosus* Gmelin, *Cylope donovania* Risso and *Mamilloretusa decussata* (O. G. Costa) from Gastropoda class of Mollusca have a big quantity.

Keywords: Beachrock, marine terrace, gastropoda, bivalvia, tectonics, sea-level, NCTR.

1. GİRİŞ

Kıbrıs adasının içerisinde yer aldığı Doğu Akdeniz havzası Meso ve Neotetis okyanuslarının fosil kalıntısıdır (Schattner, 2010) ve Doğu Akdeniz bölgesinin aktif tektoniği, genelde Arabistan ve Afrika Levhaları ile Avrasya Levhası arasındaki çarpışma sonucunda gelişmektedir (Gülen vd., 1987). Kıbrıs adası bu üç plakanın kesiştiği bölgeye oldukça yakın bir alanda yer almasından dolayı sahip olduğu tektonik özellikler Kıbrıs çevresinde kısa mesafelerde değişen batimetrik özelliklerin oluşmasına yol açmıştır. Kıbrıs'ın kuzey ve doğu kesiminde -1400 m derinliğe ulaşan havzalar (Kilikya-Adana ve Latakia havzaları) batı kesiminde -2600 m'ye ulaşan Antalya Havzası, güneybatısında -3000 m derinliğe ulaşan Heradotus Havzası, adanın güney doğusunda -1800 m'ya ulaşan Kıbrıs Havzası yer alır. Derin havzaların yanı sıra adanın güneyinde en yüksek noktası -800 m olan Hecataeus ve Eratosthenes deniz dağları yer alır. Adanın kuzey ve doğu kesimleri güney ve batı kesimlerine göre daha sığdır. Özellikle güney ve batı kesimlerinde Kıbrıs Yayı'nın etkisiyle ani derinlik artışları görülür. Bu batimetrik özelliklerin oluşmasında etkili olan en önemli tektonik yapılar ise Misis-Girne, Amanos-Larnaka fay zonları ile Kıbrıs Yayı'dır. Bu fay zonlarına bağlı olarak KKTC içerisinde Ovgoz, Değirmenlik, Trodos Dağı Kenar fayları meydana gelmiştir (Hakyemez vd., 2002: Şekil 1).



Şekil 1. Doğu Akdeniz'in morfolotektonik yapısı ve Kıbrıs'ın bu yapı içerisindeki yeri (Batimetri eğrileri NOAA'ya bağlı National Geophysical Data Center⁶in tüm Akdeniz için hazırlanmış olduğu batimetri haritasından elde edilmiştir. Tektonik birimler Ergün vd., 2005; Wdowinski vd., 2006; Şengör vd., 1985; Harrison, 2008; McCay ve Robertson, 2012'den düzenlenmiştir.) ANDL: Anaksimender Deniz Dağları, ALFZ: Amanos-Larnaka Fay Zonu, DF: Değirmenlik (Kythrea) Fayı, EDD: Eratosthenes Denizdağı, HDD: Hecataeus Denizdağı, KH: Kıbrıs Havzası, MH: Mesarya Havzası, OF: Dardere (Ovgos) Fayı, MGFZ: Misis-Girne Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, TD: Trodos Dağı, TDKF: Trodos Dağı Kenar Fayı.

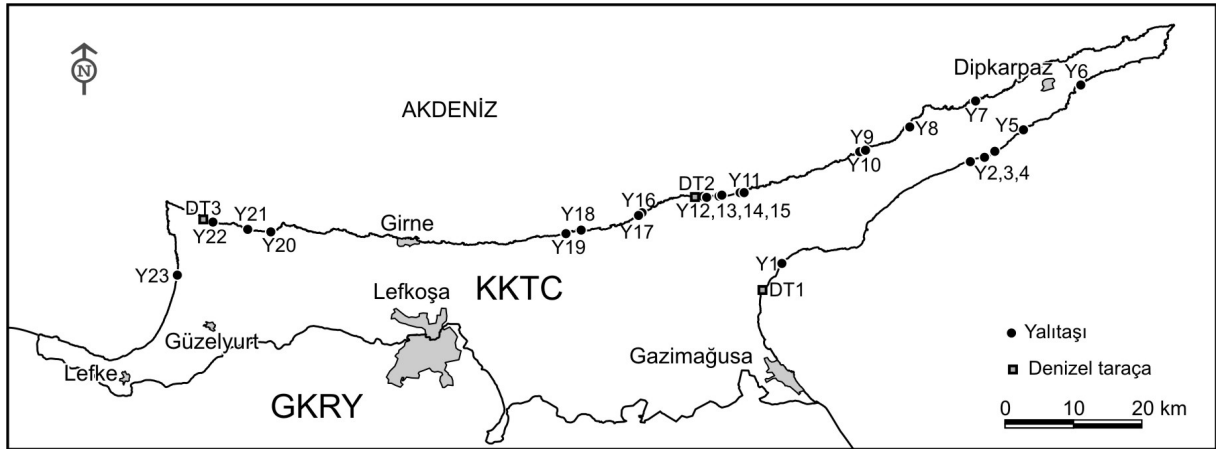
Yalıtış karbonat çimentonun çökelişi sırasında konglomera ve kumtaşı bileşimindeki plaj sedimentlerinin hızlı bir şekilde çimentolanması ile meydana gelen bir sedimanter oluşumdur. Yalıtışları dünyanın farklı iklim özelliklerine sahip kuşaklarında yayılmış göstermekle birlikte özellikle Akdeniz (Friedman ve Gavish, 1971; Alexandersson, 1972; Bernier ve Dalongeville, 1988; Holail ve Rashed, 1992), Karayip Denizi (Ginsburg, 1953; Moore, 1973; Hanor, 1978; Beier, 1985) ile tropikal ve subtropikal Atlantik kıyıları en yaygın olduğu alanlardır. Plaj sedimentlerinin taşlaşması genel olarak gel-git içi kuşakta gerçekleşmesinden dolayı relik yalıtışları Holosen deniz seviyesi değişimleri ile neotektonik çalışmalarında yaygın kullanılırlar (Vousdoukas, vd., 2007; Kelletat, 2006; Thomas, 2009). Ancak yalıtışının iyi bir deniz seviyesi göstergesi olup olmadığı ile ilgili tartışmalar devam etmektedir (Kelletat, 2006, 2007; Knight, 2007). KKTC kıyılarındaki yalıtışlarının dağılışı Ertek vd (2008), Kutoğlu (2010), Öztürk ve Erginal (2012) tarafından ortaya konulmuştur.

⁶ <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ibcm/bathy/>

Denizel taraça Erinç (2001) tarafından deniz seviyesinin düşmesi sonucunda kıyı bölgesinde sularla örtülü olan abrazyon ve birikim platformlarının su seviyesinin üstüne çıkmasıyla oluşan kıyı şekilleri olarak tanımlanır. Denizel taraçaların oluşumu çevresel koşulların (iklim ve deniz seviyesi) ve tektonik aktivitelerin değişimi tarafından kontrol edilir (Johnson ve Libbey, 1997; Muhs vd., 1990). Oluşum yaşına bağlı olarak günümüzdeki deniz seviyesinin altında ya da üstünde bulunabilirler (Pirazzoli, 2005). Denizel taraçaların dağılışı Kutoğlu (2010) tarafından ortaya konulmuştur. Hakyemez vd. (2002)'ye göre sığ denizel ortamda çökelen KKTC'deki denizel taraçalar Kutoğlu (2010) tarafından yapılan morfolojik haritalandırmalara göre 0-480 m'leri arasında 5 farklı seviyede bulunurlar. Hakyemez vd (2010) tarafından ender olarak makro fosilin bulunduğu belirtilen bu taraçalardan bol makro ve mikro fosilli 3 taraça bu çalışmada ele alınmıştır.

2. VERİ-YÖNTEM

Çalışmada belirtilen lokaliteler 3-15 Ekim 2011 tarihleri arasında yapılan arazi çalışması sırasında tespit edilmiştir. Arazi çalışmaları Gazimağusa'dan başlayarak Karpaz Yarımadası'na, Karpaz'dan ise, Girne ve Güzelyurt kıyılarına doğru saat yönünün tersi istikametinde gerçekleştirilmiştir. Bu nedenle tespit edilen lokaliteler bu sıra ile numaralandırılmıştır. Tespit edilen yalıtışandan ayrıntılı arazi ölçümleri yapılarak günümüz deniz seviyesi koşulları ile karşılaştırılmıştır. Tespit edilen taraçalardan makro ve mikro fosil için örnek toplanmış ve tanımlamaları gerçekleştirilmiştir. Tespit edilen fosiller yardımıyla taraçaların çökelim ortamı tespit edilmiştir. Elde edilen bulgular daha önce yapılan çalışmalar ile karşılaştırılmıştır.



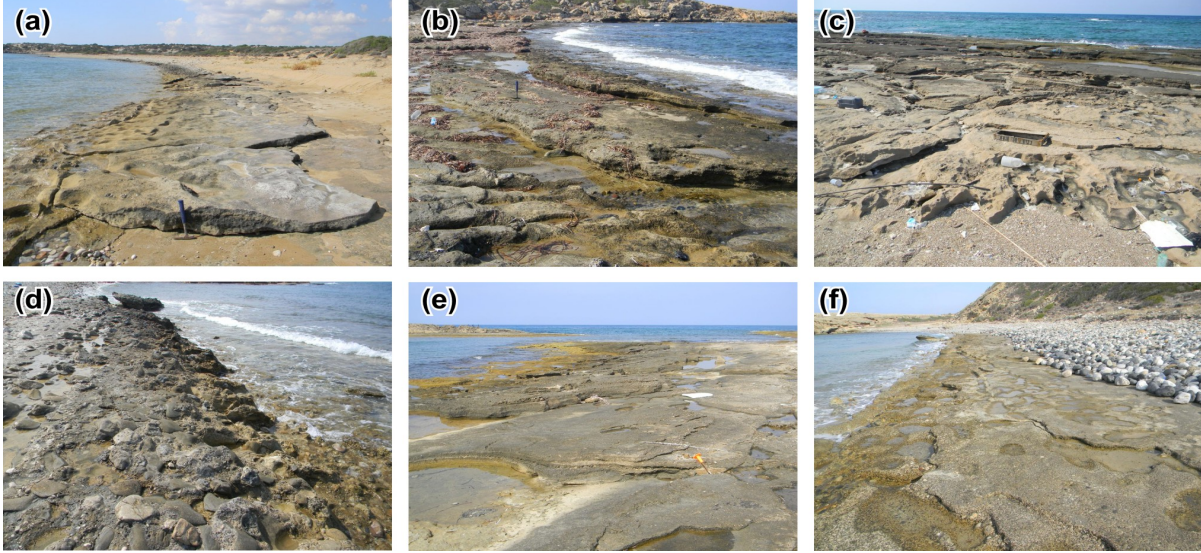
Şekil 2. Arazi çalışmaları sırasında tespit edilen yalıtış (Y) ve denizel taraça (DT) lokaliteleri.

3. YALITAŞLARI

Kıbrıs sahip olduğu kurak iklim özelliği ve irili ufaklı birçok koy, körfez ve plaja sahip olmasından dolayı yalıtışlarının oluşumu için uygun koşullar barındırır ve daha önce yapılmış çalışmalarda KKTC kıyılarına yalıtışlarının varlığı ortaya konulmuştur. Ertek vd (2008) tarafından 5 lokalitede tespit edilen yalıtışları, Kutoğlu (2010) tarafından 11 lokalitede, Öztürk ve Erginal (2012) tarafından ise 23 lokalitede tespit edilmiştir. Özellikle denizden kayıklar aracılığıyla yapılacak daha ayrıntılı araştırmalar sonucunda lokalite sayısını daha da artması muhtemeldir.

Arazi çalışmaları sırasında yapılan ölçümlere göre yalıtışları 20-1600 m arasında değişen uzunluklara, 1-27 m arasında değişen genişliklere, 3°-15° arasında değişen tabaka eğimlerine ve yalıtışının en üst noktası deniz seviyesinden 20-80 cm arasında bulunur. İçerisinde boyları birkaç m'yi bulan iri bloklar da bulunabilen yalıtışları genel olarak konglomera-kumtaşı araldanmasından oluşurlar. İri çakıllar arasındaki çimentolanmış materyal ise, genel olarak orta ve ince kum boyutundaki tanelerden

oluşur. Çimentosu egemen olarak kalsitten oluşan yalıttaşlarında CaCO_3 oranı %40-60 arasında değişir. Yalıttaşlarında tane yüzeylerini genelde $50\mu\text{m}$ 'den ince örtüler şeklinde saran mikritik örtüler, köpek dişi şekilli ve menüsküs köprüler şeklindeki çimento yapıların yanı sıra karbonat zarfları ile sarmalanmış oolitlerin de gözlenmesi karbonat çökelinin, yani yalıttaş oluşumunun sığ yeraltı suyunun da zengin olduğu, gelgit içi ve gelgit ardı koşulların birlikte etkili olduğunu meteorik vadoz zon koşullarında gerçekleştiğini gösterir (Öztürk ve Erginal, 2012).



Şekil 3. Bazı yalıttaşlarından görünüm; (a) 5 nolu yalıttaş, (b) 8 nolu yalıttaş, (c) 10 nolu yalıttaş, (d) 11 nolu yalıttaş, (e) 12 nolu yalıttaş, (f) 15 nolu yalıttaş.

Arazi çalışmaları sırasında yalıttaşlarının deniz seviyesinden maksimum yükseklikleri 80 cm olarak ölçülmüştür. Ancak deniz içerisinde yapılacak kalınlık ölçümlerinin de bu kalınlığa dahil edilmesiyle toplam kalınlığın artması beklenmektedir. Örneğin Ertek vd (2008) tarafından Güzelyalı yalıttaşının maksimum kalınlığı 130 cm, Esentepe yalıttaşının ise, denizin altında 125 cm'lik kalınlığa sahip olduğu belirtilmiştir. Kutoğlu (2010) tarafından tespit edilen Kayalar mevkiindeki yalıttaşında maksimum kalınlık 102 cm olarak belirtilmiştir.

Hem bu çalışmada hem de diğer çalışmalarda belirtilen değerler Doğu Akdeniz'in deniz seviyesi genişliğini aşmaktadır. Öztürk (2011) tarafından yapılan çalışmaya göre, Doğu Akdeniz ortalama deniz seviyesinde 14.9 cm'lik, maksimum ve minimum deniz seviyelerine göre ise 36.5 cm'lik bir genişliğe sahiptir. Bu durumda yalıttaşlarının, hepsi olmamakla birlikte, önemli bir bölümünün günümüz deniz seviyesi koşullarına uymadıkları görülür. Ancak yaşları hakkında herhangi bir veri olmadığından bu durumun kökeninin tektonik mi yoksa östatik mi olduğu hakkında bir yorum yapılamamaktadır.

4. DENİZEL TARAÇALAR

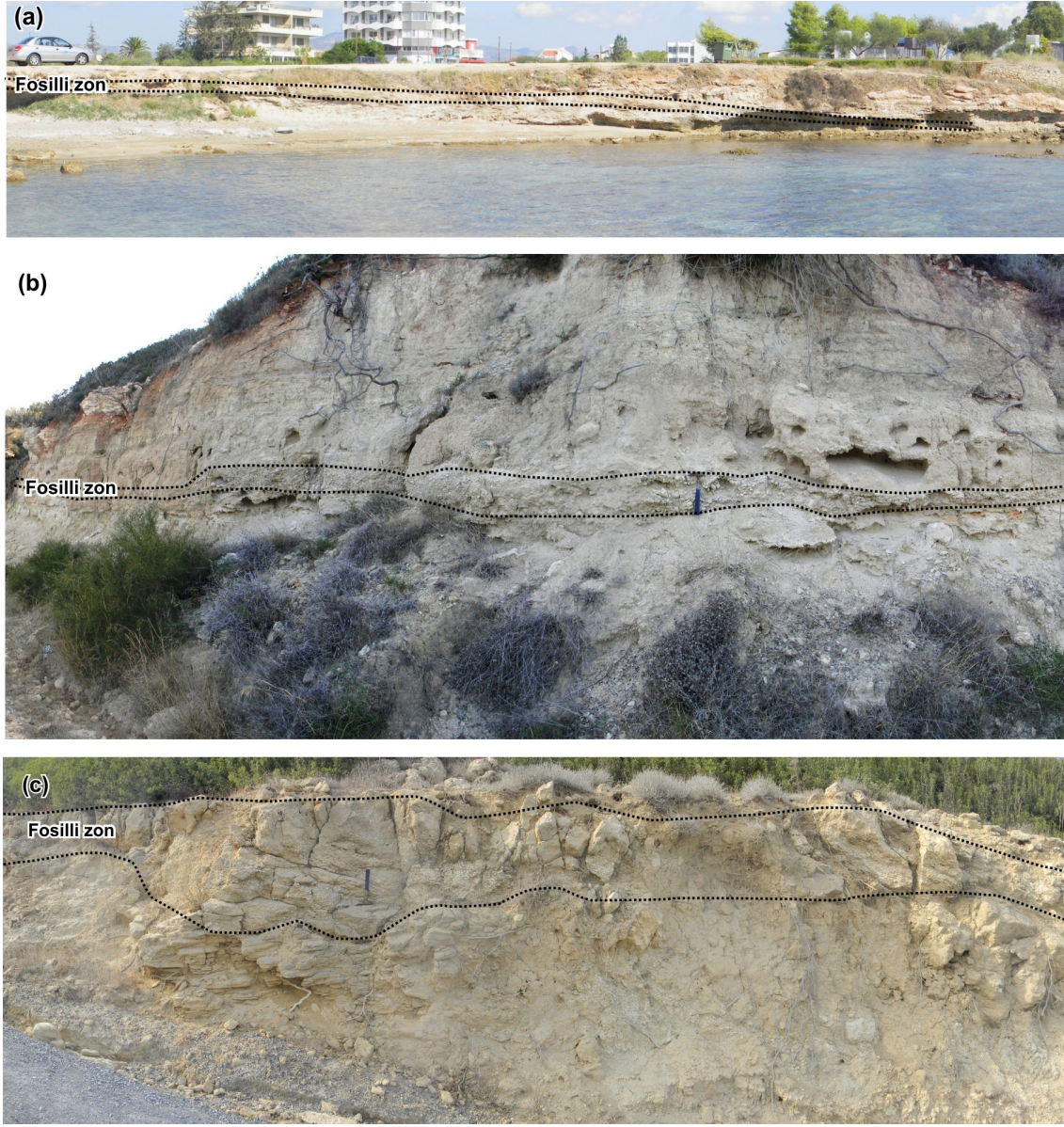
Kıbrıs tektonik özelliklerinden dolayı Kuvaterner boyunca hızlı ve aralıklı olarak yükselmiş ve yükselmeye devam etmektedir. Bu durum ada boyunca birçok denizel ve karasal taraçanın oluşmasına neden olmuştur. Kutoğlu (2010) tarafından yapılan morfolojik haritalandırmaya göre denizel taraçalar Beşparmak Dağları'nın kuzeyinde ve Karpaz Yarımadası kıyılarında yaygın bir yayılış gösterirken, akarsu taraçaları Mesarya Havzası üzerinde yaygın bir yayılış gösterir (Şekil 4). Genel olarak sığ denizel olan, içerisinde çok az makro fosil bulunan (Hakyemez vd., 2002) bu taraçalardan bol makro ve mikro fosil bulunan 3 tanesi bu çalışmada ele alınmıştır.



Şekil 4. KKTC içerisindeki denizel ve akarsu taraçalarının dağılışı (Kutoğlu, 2010'dan düzenlenerek).

Bol fosilli denizel taraçalar 2 m (DT1) , 26 m (DT2) ve 40 m (DT3) olmak üzere 3 farklı seviyede tespit edilmiştir (Şekil 5). İlk denizel taraça (DT1) Gazimağusa'nın kuzeyinde, Gazimağusa-Karpaz anayolu üzerindedir. Taraçanın toplam kalınlığı ve denizden maksimum yüksekliği 3.30 m'dir. Fosil bolluk zonunun yüksekliği GB'dan KD'ya doğru alçalmakla birlikte en iyi gözlemlendiği yerde kalınlığı 1–1.6 m arasındadır. Fosilli zon kum boyutundan çakıl boyuna kadar değişen tane boylarındaki unsurlardan oluşur ve zon içerisinde kanal dolgusuna benzer merccek yapıları bulunur. İkinci denizel taraça Kapraz Yarımadası'nın doğusunda, Tatlısu yerleşmesinin kuzeyinde bulunur. Deniz seviyesinden 26 m yukarıda bulunan taraçanın fosil bolluk zonu kalınlığı 35 cm'yi bulan bir katman şeklindedir. Üçüncü denizel taraça KKTC'nin ve Koruçam yerleşmesinin kuzeybatısında, 40 m yükseklikte bulunur ve fosil zonunun kalınlığı 1 m'yi bulmaktadır. Bol miktarda gastropod, bivalvia ve foraminifer fosilleri içeren taraçalarda fosil bolluk zonları kil boyutundan çakıl boyutuna kadar değişen tane ve kırıntılardan oluşur. Ayrıca fosil zonu içerisinde kıyı çizgisine yakın, birkaç metre derinlikte yaşayan, yüksek enerjili sığ denizel veya plaj yakını ortama ait fosiller bulunur. Bu koşullar taraçaların plaja yakın ortamda oluştuğunu gösterir. Tanımlanan fosiller arasında Mollusca dalının Bivalvia sınıfına ait *Arca noae* Linne, *Glycymeris insubrica* (Brocchi), *Barbatia barbata* (Linne'), *Cerastoderma edule* (Linne'), *Ostrea edulis* (Linne'), *Brachidontes pharaonis* (P.Fischer), *Chama gryphoides* Linne', *Spisula subtruncata* (da Costa), *Ctena decussata* (O. G. Costa) türleri ile Gastropoda sınıfına ait *Astraea* sp., *Monodonta* sp., *Tenagodus obtusus* (Schumacher), *Vermetus* sp., *Ringicula conformis* Monterosato, *Alvania cimex* (Linne'), *Rissoa splendida* Eichwald, *Cerithiopsis* sp., *Cassidaria* sp., *Charonia lampas lampas* (Linne), *Bittium latreilli* (Payraudeau), *Cerithium rupeste* Risso, *Cerithium vulgatum* (Bruguere), *Conus ventricosus* Gmelin, *Cylope donovania* Risso ve *Mamilloretusa decussata* (O. G. Costa) türleri sayıca oldukça boldur.

Doğu Akdeniz'de Avrasya, Afrika Levhaları ile Arap Platformu'nun kesiştiği bir alanda yer alan Kıbrıs, bu konumundan dolayı yıllık ortalama 11 mm yükselim hızına sahiptir (Nejdet, 2002). Bu yükselim hızına göre taraçaların Geç Kuvaterner-Holosen içerisinde çökeldikleri söylenebilir.



Şekil 5. Tespit edilen bol fosilli taraçalar (a) DT1, (b) DT2 , (c) DT3.

5. SONUÇLAR

Kıbrıs adası, Arabistan ve Afrika Levhaları ile Avrasya Levhası'nın kesiştiği bölgeye çok yakın olmasından kaynaklanan tektonik özellikleri nedeniyle yükselimine devam eder. Bu yükselimin izleri özellikle kıyı şekillerinde görülebilmektedir. Toplam 23 lokalitede tespit edilen yalıtışları, deniz seviyesinden maksimum 80 cm yukarıdadır. Bu durum yalıtış kalınlıklarının uzun süreli ortalamalara göre 14.9, maksimumlara göre 36.5 cm genişliğe sahip Doğu Akdeniz'in günümüz deniz seviyesi koşullarına uymadıkları görülür. 2 m, 26 m ve 40 m seviyesinde tespit edilen ve sığ denizel ortamı karakterize eden bol fosilli 3 denizel taraçanın ise Kıbrıs'ın sahip olduğu yıllık yükselim hızına göre Geç Kuvaterner-Holosen içerisinde çökdikleri söylenebilir. Ancak hem yalıtışlarının hem de denizel taraçaların yaşları hakkında herhangi bir veri olmadığından bu oluşumların bugünkü konumlarının kökeni hakkında bir yorum yapılamamaktadır.

Katkı Belirtme: Bu çalışma Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu tarafından desteklenmiştir (Proje No: 2011/40 - Yürütücü: A.E.Erginal).

KAYNAKÇA

- Alexandersson, T. 1972. Mediterranean beachrock cementation: Marine precipitation of Mg-calcite. In: Stanley, D.J. (Ed.), The Mediterranean Sea. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, pp. 203-223.
- Beier, J. A. 1985. Diagenesis of Quaternary Bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence. J. Sediment. Petrol 55, 755–761.
- Bernier, P. ve Dalongeville, R. 1988. Incidence de l'activité biologique sur la cimentation des sédiments littoraux actuels. L'exemple des îles de Délos et de Rhénée (Cyclades, Greece). C.R. Acad. Sci. Paris 307, 1901–1907.
- Ergün, M., Okay, S., Sarı, C., Oral, E. Z., Ash, M., Hall, J., Miller, H. 2005. Gravity anomalies of the Cyprus Arc and their tectonic implications. Marine Geology 221: 349– 358
- Erinç, S. 2001. Jeomorfoloji II (3. Basım)(Güncelleştirenler: A.Ertek ve C. Güneysu). Der Yayınları, Yayın No: 294, 483 s. İstanbul.
- Ertek. T. A., Erginal, A. E., Bozcu, M., Türker, G., 2008. The Formation of Beachrock on the Northern Cyprus Coast, J. Black Sea/Mediterranean Environment, Vol. 14, Pages 117-128.
- Friedman, G. M. ve Gavish, E. 1971. Mediterranean and Red Sea (Gulf of Aqaba) beachrocks. In: Bricker, O.P. (Ed.), Carbonate Cements. The Johns Hopkins Press, Baltimore, pp. 13-16.
- Ginsburg, R.N. 1953. Beachrock in South Florida. Journal of Sedimentary Petrology, 23: 85–92.
- Hanor, J.S., 1978. Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂-degassing. J. Sediment. Petrol. 48, 489–501.
- Harrison, R. 2008. A Model for the plate tectonic evolution of the Eastern Mediterranean Region that emphasizes the role of transform (strike-slip) structures. 1st WSEAS International Conference on Environmental and Geological Science and Engineering, September 11-13, 2008; 153-158
- Hakyemez, H. Y., Turcan, N., Sönmez, İ. 2002. Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti'nin Jeolojisi. Maden Teknik Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi.
- Holail, H. ve Rashed, M., 1992. Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and the Red Sea coasts of Egypt. Mar. Geol. 106, 141–148.
- Johnson, M. E., Libbey, L. K. 1997. Global Review of Upper Pleistocene (Substage 5e) Rocky Shores: Tectonic Segregation, Substrate Variation, and Biological Diversity, *Journal of Coastal Research*, vol. 13, No. 2, pp. 297-307
- Kelletat, D. 2006. "Beachrock as a sea-level indicator? Remarks from a geomorphological point of view", *Journal of Coastal Research* 22 (6): 1555-1564.
- Kelletat, D. 2007. "Reply to: KNIGHT, J., 2007. Beachrock Reconsidered. Discussion of: Kelletat, D., 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View, *Journal of Coastal Research*, 22(6), 1558–1564; *Journal of Coastal Research*, 23(4), 1074–1078" *Journal of Coastal Research* 23 (6), 1605-1606.
- Knight, J. 2007. "Beachrock Reconsidered. Discussion of: Kelletat, D., 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View. *Journal of Coastal Research* 22(6), 1558–1564" *Journal of Coastal Research* 23 (4): 1074-1078
- Kutoğlu, S. 2010. "Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti'nin Jeomorfolojik ve Uygulamalı Jeomorfolojik Etüdü". İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Anabilim Dalı Yayınlanmamış Doktora Tezi. 337 sayfa. İstanbul
- McCay, G.A. ve Robertson, A.H.F. 2012. Late Eocene–Neogene sedimentary geology of the Girne (Kyrenia) Range, northern Cyprus: A case history of sedimentation related to progressive and diachronous continental collision. *Sedimentary Geology*, 265–266: 30-55.

- Moore, C. H., 1973. Intertidal carbonate cementation in Grand Cayman, West Indies. *J. Sediment. Petrol.* 43, 591–602.
- Muhs, D., Kelsey, H., Miller, G., Kennedy, G., Whelan, J., McNelly, G. 1990. Age Estimates and Uplift Rates for Late Pleistocene Marine Terraces' Southern Oregon Portion of the Cascadia Forearc, *Journal of Geophysical Research*, v. 95, pp. 6685-6698
- Nejdet, M. 2002. Kuzey Kıbrıs Jips Yatakları. Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yayınlanmamış doktora tezi. 329 sayfa. Adana
- Öztürk, M. Z. 2011. Gel-git ölçüm istasyonu verilerine göre doğu Akdeniz’de deniz seviyesi değişimleri ve bu değişimlerin iklim elemanları ile ilişkileri: 1972-2009. *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi*, 8 (2): 628-642
- Öztürk, M. Z., Erginal, A. E. 2012. Mikro-dokusal özelliklerine göre Kuzey Kıbrıs kıyılarındaki yalıtışlarının oluşum ortamı: ön bulgular, 1. Ulusal Coğrafya Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, s413-420. 28-30 Mayıs 2012, Atatürk Üniversitesi, Erzurum.
- Peace, D. 2011. Eastern Mediterranean – The Hot New Exploration Region, *GEO ExPro 1*, Volume 8.⁷
- Pirazzoli, P. A. 2005. Marine Terraces, *Encyclopedia of Coastal Science* (Ed. Schwartz, M.L.). Springer, Dordrecht, pp. 632-633
- Poppe, G. T., Goto, Y. 1991. European Seashells, Vol. 1 (Polyplacophora, Caudofoveata, Solenogastrea, Gastropoda), 352 p., Verlag Christa Hemmen, Wiesbaden.
- Poppe, G. T., Goto, Y. 1993. European Seashells, Vol. 2 (Scaphopoda, Bivalvia, Cephalopoda), 220 p., Verlag Christa Hemmen, Wiesbaden.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., Şaroğlu, F. 1985. Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Spec. Publ.-Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* 37: 227–264.
- Thomas, P. J. 2009. Luminescence Dating of Beachrock in the Southeast Coast of India-Potential for Holocene Shoreline Reconstruction. *Journal of Coastal Research* Volume 26, no 1:1-7
- Vousdoukas, M. I., Velegrakis, A. F., Plomaritis, T. A. 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanism and impacts. *Earth-Science Reviews* 85:23–46.
- Wdowinski, S., Ben-Avraham, Z., Arvidsson, R. Ekström, G. 2006. Seismotectonics of the Cyprian Arc. *Geophysical Journal International*.164: 176–181.

⁷ http://www.geoexpro.com/article/Eastern_Mediterranean_The_Hot_New_Exploration_Region/84f6cd23.aspx

DOĞU AKDENİZ'DE 1972-2009 DÖNEMİ DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİ: PSMSL VERİLERİNİN ZAMAN DİZİSİ ANALİZLERİ

Muhammed Zeynel ÖZTÜRK

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020 Çanakkale

Özet

Deniz seviyesi (DS) değişimleri iklim üzerindeki önemli etkileri ve deniz kıyısında yaşayan nüfus için sosyo-ekonomik sorunlara neden olması açısından büyük öneme sahiptir. 20. yüzyıl boyunca bölgeden bölgeye farklılık göstermekle birlikte, küresel deniz seviyesinde artışlar yaşanmıştır. Yarı kapalı bir havza olan Akdeniz ise, deniz seviyesindeki artış oranının en fazla yaşandığı alanların başında gelir.

Bu çalışmada Akdeniz'in doğu bölümünde, Levantin Denizi, Girit Denizi ve Ege Denizi'nin güneyinde bulunan 11 gel-git ölçüm istasyonunun verilerinden (PSMSL) elde edilen ortalama, ortalama maksimum ve ortalama minimum DS dizilerindeki değişimler ve eğilimler incelendi. Aynı zamanda ortalama DS'nin, hava sıcaklığı ve deniz seviyesi basıncı verileri ile ilişkileri ele alındı. Zaman dizilerinin güvenilirliği *Kruskall-Wallis* türdeşlik sınaması, uzun süreli eğilimleri ise *Mann-Kendall* sıra ilişki katsayı sınaması ile incelendi. Dizilerdeki dalgalanmaları görsel olarak belirlemek için *9 noktalı Gauss süzgeci* kullanıldı.

Sonuçlar, DS serilerinde türdeş olmama özelliği ile birlikte istatistiksel açıdan anlamlı eğilimler gösterir. DS'lerde genel olarak 6 yıllık dönemselliklere karşın, 1991 öncesinde düşük sıcaklık ve yüksek basınç koşullarının, 1991 sonrasında ise yüksek sıcaklık ve düşük basınç koşullarının deniz seviyesi üzerinde etkili olduğu iki belirgin dönem yaşanmıştır. Uzun süreli ortalama DS'nin yıl içerisindeki değişimlerinde genlik 14.9 cm olup, en yüksek ve en düşük değerlere sırasıyla ağustos ve mart aylarında ulaşılır. Yıllararası ortalama maksimum ve minimum DS değerlerinde ise genlik 36.5 cm kadardır. Uzun süreli eğilimler açısından, ortalama maksimum deniz seviyesi +1.89 mm/yıl ile en yüksek artış oranına sahiptir.

Anahtar kelimeler: Deniz seviyesi değişimi, zaman dizisi analizi, iklim değişikliği, Doğu Akdeniz

SEA LEVEL CHANGE BETWEEN 1972 AND 2009 IN EASTERN MEDITERRANEAN: TIME SERIES ANALYSIS OF PSMSL DATA

Muhammed Zeynel ÖZTÜRK

Çanakkale Onsekiz Mart University, Faculty of Sciences and Arts, Department of Geography, Physical Geography Division, Terzioğlu Campus, 17020 – Çanakkale.

Abstract

Sea level (SL) change has a great importance, because it has a major effect on climate and poses several socio-economic problems for inhabitants living at sea coasts. Throughout the 20th century, the increases in global sea level were different from region to region. In this respect, the semi-closed Mediterranean basin comprises one of the regions, where the impacts of sea-level rise are of utmost significance.

In this study, changes and trends of mean, mean maximum and mean minimum of sea level time series are considered based on data obtained from 11 tide gauge stations (PSMSL)

in the east of Mediterranean, including Levantine Sea, Cretan Sea and south of Aegean Sea. At the same time, correlations for the relations between mean sea level and air temperature as well as sea level pressure were discussed. Homogeneity and trend characteristics of time series were tested with the methods of Kruskal-Wallis homogeneity test and Mann-Kendall rank correlation coefficient test, respectively. 9-point Gaussian filter was used to determine fluctuations in the time series.

Consequently, sea level series yield non-homogeneity together with statistically significant trends. Despite 6-years seasonality in time series, two distinct periods occurred in sea levels, comprising low temperature and high pressure conditions prior to 1991 and high temperature and low pressure conditions after 1991. Amplitude of 14.9 cm exists in one year of long term mean sea level, when the highest and lowest values were reached in August and March, respectively. According to inter-annual mean maximum and minimum sea levels, the amplitude has a value of 36.5 cm. With regard to long term trends, mean maximum sea level has the highest increase rate with a value of +1.89 mm/year.

Key words: Sea level change, time series analysis, climate change, Eastern Mediterranean.

Kaynakça

- Cazenave, A ve Nerem, R.S. (2004). Present-day sea level change: observations and causes, *Reviews of Geophysics*, 42, s. 1-20.
- Klein, M. ve Lichter, M. (2009). Statistical analysis of recent Mediterranean Sea-level data. *Geomorphology*, 107, s. 3-9.
- NOAA. (2011). National Oceanic and Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory (<http://www.esrl.noaa.gov> - 20.02.2011).
- PSMSL (2011). Permanent Service for Mean Sea Level (<http://www.psmsl.org> -15.02.2011).
- Sneyers, R. (1990). *On the Statistical Analysis of Series of Observations*. World Meteorological Organization (WMO), Technical Note, No. 143, Geneva.
- Tsimplis, M.N. (2008). Observed sea level variability in the Mediterranean Sea. *Lecture for MedCliVar-ESF Summer School Rhodes* (<http://www.medclivar.eu>).
- Türkeş, M. (1995). Türkiye'de yıllık ortalama hava sıcaklıklarındaki değişimlerin ve eğilimlerin iklim değişikliği açısından analizi. *Çevre ve Mühendis*, 9, s. 9-15.
- Türkeş, M. ve Sümer, U.M. (2004). Spatial and temporal patterns of trends and variability in diurnal temperature ranges of Turkey. *Theoretical and Applied Climatology* 77, s.195-227.

KUZEY KIBRIS KIYILARINDA YENİ BİR EOLİNİT BULGUSU

Muhammed Zeynel Öztürk^a, Nafiye Güneç Kıyak^b,

Ahmet Evren Erginal^c, Tuğba Öztürk^b

^aÇanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Böl, Çanakkale

^bIşık Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Fizik Bölümü, İstanbul.

^cArdahan Üniversitesi, İnsani Bilimler ve Edebiyat Fakültesi, Ardahan

(muhammed.zeynel@gmail.com)

ÖZ

Eolinitler kıyı kumullarının taşlaşmış formlarıdır ve jeolojik geçmişte kumul kumlarının kalsiyum karbonattan oluşan doğal bir çimento ile birbirine bağlanması sonucunda oluşurlar. Bileşimleri, taneleri bağlayıcı karbonatın yapısı ve dokusal özellikleri, tabakalaşma yapıları, fosil içerikleri ve yaşları taşlaşan kumul istifinin kökenini ve paleoklimsel kayıtlarını tutmaktadır. Kıbrıs adasının bulunduğu Doğu Akdeniz, eolinitlerin oluşumu açısından uygun koşullara sahiptir. İsrail, Mısır, Girit Adası, Güney Kıbrıs gibi farklı lokalitelerde eolinitlere rastlanmaktadır.

Bu çalışmada Kuzey Kıbrıs kıyılarında tespit edilen 3 farklı eolinit istifi el alınmıştır. Eolinitlerin kökeni, çökeltme ortamı ve dolayısıyla paleokumul ortamı açısından özelliklerini ortaya koymak için farklı analizler yapılmıştır. Eolinitlerin yaşları OSL tarihlendirmesi ile çalışılmıştır. Ayrıca, bağlayıcı çimento ve tanelerin mikro-morfolojik özellikleri, tane boyu ölçümleri, toplam CaCO₃ gibi analizler gerçekleştirilmiştir. Saha çalışmalarında çok sayıda tabaka ölçümü yapılarak kumul tabakalarının birikimini sağlayan paleorüzgar yönleri ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Çalışılan eolinitler Karpaz Yarımadası'nın güney kıyılarında yer alır. Kayada orta ve kaba kum boyutundaki taneler egemendir. Çimento maddesi olarak CaCO₃ oranı %54-69 arasında değişir. FTIR analizlerinden elde edilen geçirgenlik eğrileri kalsit ve aragonit pikleri ile birebir uyumlu olmakla birlikte, XRD analizlerinde egemen mineral kalsittir. SEM görüntülerinde ooidlerin yaygın olduğu ve eolinit kumlarının iyi yuvarlaklaşmış oldukları görülür. Tane aralarında köprü (menüsküs) tipi çimento baskındır ve EDX analizleri bu köprü çimentonun %88-97 oranında Ca, C ve O içerdiğini göstermiştir. Yine ince kesitlerde eolinitlerin bol miktarda foraminifer (globigerinid planktonik foraminifer, miliolid foraminifer), kırmızı alg ve gastropod fosilleri içerdikleri gözlenmiştir. Kuvars bakımından zengin eolinit kumlarının gömülme yaşlarını ortaya koyan OSL verilerine göre eolinitler günümüzden 57.89±4.2 ile 101.89±8.31 bin yıl önce gibi geniş bir zaman aralığında birikmişlerdir. Tabaka ölçümlerine göre eolinit tabakaları kuzeydoğuya doğru 2°-26° arasında eğimlidir ve bu durum eolinit kumlarının batılı rüzgarların etkisi ile biriktiğini gösterir. Eolinitleri oluşturan rüzgar yönleri günümüz rüzgar özellikleri ile karşılaştırıldığında bir uyum söz konusudur. Buna göre Doğu Akdeniz'de hakim rüzgar yönü eolinitlerin oluştuğu dönemden günümüze önemli bir değişiklik göstermemiştir. Benzer sonuçların İsrail kıyılarında tespit edilmiş olması da bu sonucu doğrular niteliktedir.

Anahtar Kelimeler: Eolinit, Paleorüzgar, Kuzey Kıbrıs, Doğu Akdeniz

Katkı belirtme: Bu çalışma Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu tarafından desteklenmiştir (Proje No: 2011/40 - Yürütücü: A.E.Erginal).

A NEW EOLIANITE OCCURRENCE ON NORTH CYPRUS COASTS

Muhammed Zeynel Öztürk^a, Nafiye Güneç Kıyak^b,

Ahmet Evren Erginal^c, Tuğba Öztürk^b

^aCanakkale Onsekiz Mart University, Faculty of Arts and Sciences,
Department of Geography, Canakkale

^bIşık University, Department of Physics, Faculty of Arts and Sciences, Istanbul

^cArdahan University, Faculty of Humanities and Letters, Ardahan
(muhammed.zeynel@gmail.com)

ABSTRACT

Eolianites are lithified forms of coastal dunes and form as result of amalgamation of dune sands by a natural cement formed of calcium carbonate. Composition, structure and textural properties of connective carbonate, bedding characteristics, fossil contents and age of eolianites provide information about their origin and paleoclimatic conditions of deposition. The Eastern Mediterranean, has favorable conditions for the formation of eolianites, where they are widely distributed in different localities, including Israel, Egypt, Crete Island and Southern Cyprus.

In this study, three different eolianite sequences from North Cyprus coasts were investigated. Different analyses were carried out to reveal the origin, depositional environment and characteristics of the eolianites with regard to the pale-dune field. Age of eolianites was determined with OSL dating method. Mineralogical, grain size, total CaCO₃, FTIR, XRD, SEM and EDX analyses were carried out. Paleowind directions related to the deposition eolianite sand beds were determined by using numerous bedding (strike-dip) measurements in the field.

The studied eolianites lie on the southern coast of the Carpasus Peninsula. The medium and coarse grains predominate. Total amount of CaCO₃ as cement material varies between 54% and 69 %. Even though transmittance curves obtained from FTIR analyses are in good agreement with calcite and aragonite peaks, XRD analyses showed that calcite is the main mineral. SEM analyses displayed common existence of ooids and well-rounded grains. The predominating cement comprises meniscal bridges, which are, based on EDX analyses, made up of Ca, C, and O with an amount ranging between 88% and 97 %. According to thin sections, eolianites have abundant amount of foraminifera (globigerina planktonic foraminifera, miliolid foraminifera), red algae and gastropod fossils. OSL ages representing the burial age of quartz-laden eolianite sands show that eolianites were deposited in a broad period of time spanning between 101.89±8.31 and 57.89±4.2. Based on bedding measurements, eolianite beds dip toward northeast at angles between 2° and 26°, suggesting that the eolianite sands were deposited by westerly winds. Wind directions accounted for the deposition of eolianite sands are similar to present-day wind directions. Thus, prevailing wind directions in the Eastern Mediterranean did not show any significant change since formation of the eolianites. This is confirmed by similar data obtained from Israeli coast.

Keywords: Eolianite, Paleowind, North Cyprus, Eastern Mediterranean

Acknowledgement: This study was funded by Canakkale Onsekiz Mart University, Scientific Research Projects Commission (Project number: 2011/40–Project coordinator: A.E.Erginal).

KUZEY KIBRIS YALITAŞLARININ OSL TARİHLENDİRME SONUÇLARI

**Muhammed Zeynel Öztürk^a, Nafiye Güneç Kıyak^b,
Ahmet Evren Erginal^c, Tuğba Öztürk^b**

^aÇanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü, 17020, Çanakkale

^bIşık Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Fizik Bölümü, 34980, İstanbul.

^cArdahan Üniversitesi, İnsani Bilimler ve Edebiyat Fakültesi,
Coğrafya Bölümü, 75000, Ardahan
(muhammed.zeynel@gmail.com)

ÖZ

Bu çalışmada kuzey Kıbrıs kıyılarında tespit edilen yalıtalarının dağılışı ve fasiyes analizlerinin yanı sıra optik lüminesans tarihlendirmesi sonuçlarına dayanılarak yalıtalarının tektonik açıdan göstergeleri tartışılmıştır. Beşparmak Dağları'nın kuzey kıyıları boyunca 7 lokalitede tespit edilen yalıtalarından alınan toplam 14 örnek OSL yöntemi ile tarihlendirilmiştir. OSL tarihlendirmesine göre yalıtalarının yaşları 0.442 ± 0.079 ile 5990 ± 0.341 yıl arasında değişir. Maksimum 310 m uzunluğa ve 17 m genişliğe sahip olan yalıtası tabakaları 6° - 12° eğimle denize doğru eğimlidir. Yapılan petrografik analizlere göre CaCO_3 oranı %37-65 arasında değişir. XRD verileri yalıtası çimentosunun tamamen kalsitten oluştuğunu göstermektedir. Elektron mikroskobu ve ince kesit görüntülerinde çimento dokularının tane yüzeylerinde mikritik zarflar, tane aralarında ise menüsküs köprü ile temsil edildiği görülmüştür. Bu durum bağlayıcı çimentonun denizel freatik ve meteorik koşulların etkisi altında çökeldiğini ortaya koyar. Supratidal koşulları yansıtan meteorik çimentonun mikritik zarflar üzerine gelmesi deniz seviyesinde alçalma evrelerine işaret eder.

Anahtar Kelimeler: Yalıtası, OSL, Tektonik, Kuzey Kıbrıs, Doğru Akdeniz

Katkı belirtme: Bu çalışma Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyonu tarafından desteklenmiştir (Proje No: 2011/40 - Yürütücü: A.E.Erginal).

OSL DATING RESULTS OF NORTH CYPRUS BEACHROCKS

**Muhammed Zeynel Öztürk^a, Nafiye Güneç Kıyak^b,
Ahmet Evren Erginal^c, Tuğba Öztürk^b**

^aCanakkale Onsekiz Mart University, Faculty of Arts and Sciences,
Department of Geography, Canakkale

^bIşık University, Department of Physics, Faculty of Arts and Sciences, Istanbul

^cArdahan University, Faculty of Humanities and Letters, Ardahan
(muhammed.zeynel@gmail.com)

ABSTRACT

In this study, we discuss distribution, facies characteristics and optical luminescence ages of beachrocks on the North Cyprus coasts. A total of 14 samples collected from seven different localities on the Northern coast of Beşparmak mountains were dated using OSL dating technique. Based on OSL results, age of beachrocks ranges between 0.442 ± 0.079 ka and 5990 ± 0.341 ka. Beachrock beds are composed of maximum 300-m long and 12-m width cemented beach deposits, dipping seaward at angles between 6° and 12° . Petrographic analyses reveal that beachrocks contain a CaCO_3 cement that range in amount between 37-65%. Based on XRD data, this cement material is composed solely of calcite. Scanning electron microscopy and thin section images demonstrated that cement fabric is characterized by micrite envelopes on grain surfaces and meniscus bridges between the grains. This is indicative of precipitation of the connective cements from marine phreatic and meteoric conditions. The presence of meteoric cement typical of supratidal conditions on micrite coatings is suggestive of sea-level lowstand periods.

Keywords: Beachrock, OSL, Tectonic, North Cyprus, Eastern Mediterranean

Acknowledgement: This study was funded by Scientific Research Projects Commission of Canakkale Onsekiz Mart University (Project number: 2011/40; Coordinator: A.E. Erginal).