

PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**GÜNEYBATI ANADOLU'DA MAĞARA ÇÖKELLERİNİN İNCELENMESİ
VE PALEOİKLİMSEL DEĞERLENDİRMELERİ**

**DOKTORA TEZİ
Mehmet Oruç BAYKARA**

Anabilim Dalı : Jeoloji Mühendisliği

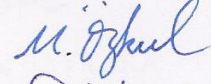
Tez Danışmanı : Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL

ŞUBAT 2014

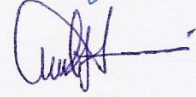
DOKTORA TEZ ONAY FORMU

Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü 071647002 nolu öğrencisi Mehmet Oruç BAYKARA tarafından hazırlanan “GÜNEYBATI ANADOLU’DA MAĞARA ÇÖKELLERİNİN İNCELENMESİ VE PALEOİKLİMSEL DEĞERLENDİRMELERİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL (PAÜ)
(Jüri Başkanı)



Jüri Üyesi: Prof. Dr. Hulusi KARGI (PAÜ)



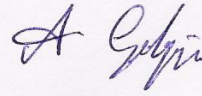
Jüri Üyesi: Prof. Dr. Serdar BAYARI (HACETTEPE ÜNİ.)




Jüri Üyesi : Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI (ANKARA ÜNİ.)



Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Ali GÖKGÖZ (PAÜ)



Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun
12.03.2014 tarih ve ...12/08... sayılı kararıyla onaylanmıştır.


Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü
Prof. Dr. Nuri KOLSUZ

Bu tezin tasarımı, hazırlanması, yürütülmesi, araştırmalarının yapılması ve bulgularının analizlerinde bilimsel etiğe ve akademik kurallara özenle riayet edildiğini; bu çalışmanın doğrudan birincil ürünü olmayan bulguların, verilerin ve materyallerin bilimsel etiğe uygun olarak kaynak gösterildiğini ve alıntı yapılan çalışmalara atfedildiğine beyan ederim.

İmza

:



Öğrenci Adı Soyadı : Mehmet Oruç BAYKARA

ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasında geçmiş-iklim değişimlerini yeniden kurgulamak amacıyla Güneybatı Anadolu'da bulunan üç farklı mağaradan örneklenen dikitler üzerinde jeokronolojik, jeokimyasal ve jeolojik incelemeler yapılmıştır. Tezin ortaya çıkışı, gelişmesi ve tezin çatısını oluşturan analizlerin yapılabilmesi için gerekli dünyanın sayılı laboratuvarlarıyla bağlantı kurmamı sağlayan, her türlü destek ve katkıyı esirgemeyen tez danışmanım Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL'a (Pamukkale Üniversitesi), öneri ve görüşleriyle tezin şekillenmesinde önemli yardımları bulunan, tez izleme kurulu üyelerinden Prof. Dr. Serdar BAYARI'ya (Hacettepe Üniversitesi) ve Yrd. Doç. Dr. Ali GÖKGÖZ'e (Pamukkale Üniversitesi), jüri üyeleri Prof. Dr. Hulusi KARGI (Pamukkale Üniversitesi) ve Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI'ya (Ankara Üniversitesi), Doç. Dr. Tamer KORALAY'a (Pamukkale Üniversitesi) sağladıkları katkıdan dolayı teşekkür ederim. Tez kapsamındaki mağaralardan elde edilen dikit örneklerinin radyometrik yaş analizlerini gerçekleştirdiğim ve bana sınırsız analiz imkanları sunan Ulusal Tayvan Üniversitesi Yüksek Çözünürlüklü Kütle Spektrometresi ve Çevre Değişimi Laboratuvarı sorumlusu Prof. Dr. Chuan-Chou SHEN'e, analizler sırasında bana içten yardımları için O-JOHN ve Yİ-CHİ'e, duraylı izotop analizlerini gerçekleştirdiğim Macar Bilimler Akademisi Jeolojik ve Jeokimyasal Araştırmalar Enstitüsü müdürü Attila DEMENY'e, hem bilimsel yanıyla oldukça yardımcı olan hemde iyi bir ev sahibi olan Sandor KELE'ye, mağaracılığa başladığım ve bir daha bırakmadığım Dokuz Eylül Üniversitesi Mağara Araştırma Kulübü'ne ve İzmir Mağara Araştırma Derneği'ne, incelenen mağaralar içerisinde ve dışarısında yardımlarını esirgemeyen Keloğlan Mağarası ve Dim Mağarası çalışanlarına, özellikle Fuat ŞAROĞLU ve Murat ÜNAL'a, Sırtlanini Mağarası'nın bulunduğu Çamarası Köyü halkına, veri ve görüşlerini bizimle paylaşan Prof. Dr. Julian ANDREWS, Peter ROWE ve Leretta WICKENS'a, tez çalışmaları ve yazımı sırasında görüş, öneri ve desteklerini aldığım başta Yrd. Doç. Dr. Sefer Beran ÇELİK olmak üzere, Araş. Gör. Dr. Savaş TOPAL'a, Araş. Gör. Dr. Hüseyin ERTEN'e, Yrd. Doç. Dr. İbrahim ÇOBANOĞLU'na, Yrd. Doç. Dr. Ali BÜLBÜL'e, Yrd. Doç. Dr. Suat TAŞDELEN'e, Yrd. Doç. Dr. Ali KAYA'ya, Doç. Dr. Nur ÖZYURT'a, Araş. Gör. Dr. Gizem ERKAN'a, hayatımın her alanında örnek aldığım ve akademik hayata başlamamda en önemli etken olan Annem ve Babama, her zaman maddi ve manevi desteğini hissettiğim Ağabeyime ve son olarak da bütün bu doktora tezinin ortaya çıkmasında emeği olan, bana her zaman umut ve yaşama sevinci veren Eşim ve Oğluma sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Ocak, 2014

Mehmet Oruç Baykara

Jeoloji Yüksek Mühendisi

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET.....	xiii
ABSTRACT	xv
1. GİRİŞ	1
1.1 Önceki Çalışmalar	2
2. ÇALIŞMA ALANININ TANITIMI.....	7
2.1 Sırtlanini Mağarası.....	8
2.1.1 Giriş.....	8
2.1.2 Jeoloji.....	9
2.1.3 Jeomorfoloji.....	11
2.2 Keloğlan Mağarası.....	14
2.2.1 Giriş.....	14
2.2.2 Jeoloji.....	14
2.2.3 Jeomorfoloji.....	15
2.3 Dim Mağarası.....	18
2.3.1 Giriş.....	18
2.3.2 Jeoloji.....	18
2.2.3 Jeomorfoloji.....	19
3. İKLİM VE İKLİM DEĞİŞİMİ HAKKINDA GENEL BİLGİLER.....	22
3.1 İklim.....	22
3.2 İklim ve Bileşenleri	23
3.3 İklim Değişimine Neden Olan Doğal Etkiler	24
3.3.1 Okyanusal Dolaşım	25
3.3.2 Atmosferik Dolaşım.....	26
3.3.2.1 Kuzey Atlantik Salınımı (NAO)	29
3.3.3 Güneşin Etkisi ve Milankoviç Döngüleri.....	30
3.3.3.1 Yörüngedeki Değişim	30
3.3.3.2 Eksen Eğikliği Değişimi.....	32
3.3.3.3 Persesyon.....	32
3.3.4 Volkanik Etki.....	34
3.3.5 Levha Tektoniği ve İklim Değişimleri.....	35
4. TÜRKİYENİN GÜNCEL İKLİMİ	36
4.1 Türkiye’yi Etkileyen Hava Kütleleri.....	36
4.2 Türkiye’nin İklimi	38
5. MAĞARA ÇÖKELLERİNİN PALEOİKLİM ÇALIŞMALARINDA KULLANIMI.....	44
5.1 Mağara Çökelleri (Speleotemler).....	45
5.1.1 Mağara Çökellerinin Oluşumu	45
5.2 Mağara Çökellerinin Uranyum-Toryum Yöntemiyle Yaşlandırılması....	47
5.3 Mağara Çökellerinde Duraylı İzotop Çalışmaları	48
5.3.1 Oksijen İzotopu.....	50
5.3.1.1 Denge Ayrışması (Equilibrium Fractionation).....	54

5.3.1.2 Kinetik Ayrışma.....	55
5.3.1.3 Bölgesel Sorunlar	55
5.3.2 Karbon İzotopu.....	56
6. MATERYAL, METOD ve UYGULAMALAR	59
6.1 Sırtlanini Mağarası.....	59
6.1.1 Sırtlanini Mağarası'nın Yıllık Bağlı Nem ve Sıcaklık Değişimi	62
6.1.2 Sırtlanini Mağarası'ndan Alınan Dikit Örnekleri.....	65
6.1.3 Sırtlanini Mağarası'ndan Alınan Dikit Örneklerinin U-Th Yöntemiyle Yaşlandırılması	68
6.1.3.1 U-Th Yaşlandırma Analizleri Öncesi Örnek Parlatma.....	68
6.1.3.2 İlk Örnekleme.....	69
6.1.3.3 Kimyasal İşlemler.....	71
6.1.3.4 U-Th Yaşlandırma Analizi	73
6.1.4 Duraylı İzotop Analizleri.....	77
6.1.5 Hendy Testleri	80
6.2 Keloğlan Mağarası.....	82
6.2.1 Keloğlan Mağarası'nın Yıllık Bağlı Nem ve Sıcaklık Değişimi.....	84
6.2.2 Keloğlan Mağarası'ndan Alınan Dikit Örnekleri.....	86
6.2.3 Keloğlan Mağarası'ndan Alınan Dikit Örneklerinin U-Th Yöntemiyle Yaşlandırılması	88
6.2.4 Duraylı İzotop Analizleri.....	91
6.2.5 Hendy Testleri	94
6.2.6 Su Kimyası.....	95
6.3 Dim Mağarası.....	96
6.3.1 Dim Mağarası'nın Yıllık Bağlı Nem ve Sıcaklık Değişimi	99
6.3.2 Dim Mağarası'ndan Alınan Dikit Örnekleri.....	101
6.3.3 Dim Mağarası'ndan Alınan Dikit Örneklerinin U-Th Yöntemiyle Yaşlandırılması	103
6.3.4 Duraylı İzotop Analizleri.....	106
6.3.5 Hendy Testleri	109
6.3.6. Su Kimyası.....	110
7. BULGULAR: YAŞ VE DERİNLİK MODELLERİNİN OLUŞTURULMASI	112
7.1 StalAge Programının Algoritması ve Kullanımı.....	113
7.2 Dikit Örneklerinin Yaş ve Derinlik Modelleri	118
8. TARTIŞMA: GÜNEYBATI ANADOLUNUN VE YAKIN ÇEVRESİNİN PALEOİKLİMİ.....	119
8.1 Holosen Dönemi.....	121
8.2 Orta – Geç Pleistosen.....	129
8.2.1 Deniz İzotop Katı 7-6 (MIS 7-6).....	129
8.2.2 Deniz İzotop Katı 5e-d (MIS 5e-d Eemian Dönemi)	133
8.2.3 Deniz İzotop katı 5d-c (MIS 5d-c).....	136
9. SONUÇLAR	139
KAYNAKLAR	144

TABLO LİSTESİ

Tablolar

4.1 : Birleştirilmiş deneylere ve geneleksel kabüle göre Türkiyenin yedi iklim kuşağının ortalama ve standart sapma değerleri.....	39
5.1 : Uranyum toryum yaşlandırma yönteminin güvenilirliği	48
5.2 : Duraylı izotopların doğada bulunma oranları, referansları ve ölçüm için kullanılan ürünlerin gösterimi.....	49
6.1 : ST7 ve ST4 örnekleri için U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri	76
6.2 : KO2 ve KO7 örnekleri için U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri	90
6.3: Major katyon analiz sonuçları. Keloğlan Mağarası: KO	96
6.4 : Dim Mağarası'nda yerinde yapılan sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$) ölçümleri. Örnekleme Noktaları için mağara haritası'na bakınız.....	100
6.5 : Dim Mağarası'nda yerinde yapılan sıcaklık ($^{\circ}\text{C}$) ölçümleri. Örnekleme Noktaları için mağara haritası'na bakınız.....	100
6.6 : DIM-1 ve DIM-2 örnekleri için U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri	105
6.7 : Major katyon analiz sonuçları. Dim Mağarası: Dim. Örnekleme noktaları için şekil 6.20'ye bakınız.....	111

ŞEKİL LİSTESİ

Şekiller

- 2.1** : Türkiye Karst Bölgeleri. TK: Toros Dağları Karst Bölgesi, TKb: Batı Toros karst alanı, Tko: Orta Toros karst alanı, BK: Batı Anadolu Karst Bölgesi, KK: Karadeniz Dağları Karst Bölgesi, Kkt: Trakya karst alanı, Kkb: Batı Karadeniz Dağları karst alanı, Kkod: Orta ve Doğu Karadeniz Dağları karst alanı, OK: Orta Anadolu Karst Bölgesi, OKk: Konya kapalı havzası karst alanı, OKs: Sakarya havzası karst alanı, Okk: Kızılırmak havzası karst alanı, DK: Doğu Anadolu Karst Bölgesi, DKp: Plato karst alanı, DKK: Kıvrımlı kuşak karst alanı, GDK: Güneydoğu Anadolu Karst Bölgesi. 7
- 2.2** : İncelenen mağaraların konumları ve yer bulduru haritası. 8
- 2.3** : a) Sırtlanini Mağarası'nın bulunduğu Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarından görünüm b) Sırtlanini Mağarası'nın girişinden bir görünüm. 9
- 2.4** : Sırtlanini Mağarası'nın bulunduğu bölgenin jeoloji haritası. 10
- 2.5** : Sırtlanini Mağarası'nın planı. 11
- 2.6** : a: örnekleme yapılan galeriden bir görünüm, b: mağara tavanında gözlenen bitki kökleri, c-d-e: mağarada çok sayıda gözlenen sarkıt, dikit, sütun ve akmetaşlardan görünüm f: mağarada gözlenen örümcekler. 12
- 2.7** : Sırtlanini Mağarası'nda bulunan bazı memeli fosilleri: (a-b-c: Takım: Artiodactyla, Alttakım: Ruminantia a-b: Familya: Bovidae c: Familya: Bovidae, Bison sp. d: Takım: Artiodactyla, Familya: Suidae Sus sp. e: Takım: Perissodactyla Familya: Equidae, Equus sp. f: Takım: Carnivora, Familya: Canidae Canis sp.). 13
- 2.8** : Keloğlan Mağarası'nın bulunduğu bölgenin jeoloji haritası. 14
- 2.9** : Keloğlan Mağarası'nın haritası. 16
- 2.10** : Keloğlan Mağarası'ndaki sarkıt, dikit ve sütun oluşumlarından bir görünüm. 17
- 2.11** : Dim Mağarası'nın bulunduğu bölgenin jeoloji haritası. 19
- 2.12** : a) Dim Mağarası'nın oluşum evresinin şematik gösterimi b) Dim Çayı yatağını kazarak Dim Mağarası'ndaki boşluklar hava ile dolmuş ve oluşum evresi tamamlanmıştır (şematik) c) Dim Mağarası gelişimini büyük ölçüde tamamlayarak günümüzdeki konumuna ulaşmıştır (şematik). 20
- 2.13** : Dim Mağarası'nın planı. 20
- 2.14** : Dim Mağarası'nda bulunan sarkıt, dikit, akmetaş oluşumlarından bir görünüm. 21
- 2.15** : Dim Mağarası'nda gözlenen mağara semenderleri. 21
- 3.1** : Güneş enerjisi Dünya'ya geliş açısındaki fark, güneş ışınları ekvator bölgesinden dike yakın gelirken kutup bölgesinde neredeyse teğet gelmektedir. 22
- 3.2** : Dünya'nın iklim sistemi ve iklim sisteminin bileşenleri. 24

3.3 : İklim değişimine neden olan eden temel etkenler ve etki süreleri.....	25
3.4 : Termohalin dolaşımı.....	26
3.5 : İdealize edilmiş küresel atmosferik dolaşım.....	27
3.6 : Kuzey Atlantik Salınımı.....	29
3.7 : Milankoviç döngülerinin yıllara göre salınımları. (ϵ : eksen eğikliği salınımı; e : yörünge salınımı; ω : boylam günberileri; $e \sin(\omega)$: presesyon indeksi-eksen eğikliği ile birlikte mevsimsel güneşlenme döngüsünü belirler; Q^{day} : K65 enlemi için yaz gündönümüne göre hesaplanmış günlük ortalama güneşlenme.....	31
3.8 : Yörünge değişimi.....	31
3.9 : Eksen eğikliği değişimi.....	32
3.10 : Presesyon hareketi sonucunda günöte ve günberi zamanlarının değişimi.....	33
3.11 : Volkanik aktivitelerin atmosfere etkisi.....	34
3.12 : Son bir milyon yıl içerisinde Dünya ölçeğinden meydana gelen tektonik ve volkanik faaliyetler.....	35
4.1 : Doğu Akdeniz Bölgesi'nin iklim bileşenleri ve özellikleri. Kutup Jet Rüzgarları (PJF), Subtropikal Jet (STJ) ve Ekvator Yakınsama Kuşağı'nın (ITCZ) yaz ve kış aylarındaki ortalama konumu, bölgenin iklimini etkileyen alçak ve yüksek basınç sistemlerinin şematik olarak gösterimi; cP : Kıtasal Kutup Hava Kütlesi, mP : Denizel Kutup Hava Kütlesi, cT : Kıtasal Tropik Hava Kütlesi, mT : Denizel Tropik Hava Kütlesi.....	37
4.2 : Sıcaklık ve yağış değişimine bağlı Türkiye iklim kuşakları. Marmara Bölgesi: Ilıman; Ege Bölgesi: Yazları uzun sıcak, kışları ılıman. Akdeniz Bölgesi: Yazları sıcak ve kurak, kışları ılıman ve yağışlı. Karadeniz Bölgesi: Ilıman ve yıl boyunca yağışlı; İç Anadolu Bölgesi: Yazları sıcak ve kurak, kışları sert ve soğuk. Doğu Anadolu Bölgesi: Yazları serin, kışları uzun ve soğuk. Güneydoğu Anadolu: Sıcak ve kurak.....	38
4.3 : Yağış dağılımına göre Türkiye'nin iklim kuşakları. Karadeniz Zonu (BLS); Yıl boyunca eşit dağılan yağış, ılıman. Marmara Geçiş Zonu (MRT); Yaklaşık olarak yıl boyunca eşit dağılan yağış miktarı, ılık ve hafif yağmurlu yaz mevsimi. Akdeniz Zonu (MED); Kışları serin ve bol yağışlı, yazları sıcak ve kurak, nemli yarı nemli subtropikal iklim özellikleri. Karasal Akdeniz Zonu (CMED); Kış ve bahar ayları mevsimsel yağışlı, yazları sıcak ve yarı kurak. Akdeniz Geçiş Zonu (MEDT); bahar ve kış aylarında ortalama yağışlı. Karasal Orta Anadolu (CCAN); Bahar ayları serin ve yağışlı, kışları soğuk ve yağışlı, yaz ayları hafif yağmur geçişli ve ılıman, yarı kurak. Karasal Doğu Anadolu (CEAN); Serin yağışlı bahar ayları, kışları çok soğuk ve karlı, kurak yarı kurak step iklimi.....	40
4.4 : Türkiye iklim bölgeleri.....	41
4.5 : Türkiye'de yıllık ortalama nispi nemin alansal dağılımı.....	41
4.6 : Türkiye'de yıllık ortalama yağışın alansal dağılımı.....	42
4.7 : Türkiye'de ortalama sıcaklıkların alansal dağılımı.....	42
5.1 : ISI Web of Science veritabanından başlık, anahtar kelime veya özet aratılarak yapılan yayınlanmış makalelerdeki artış oranlarının gösterimi.....	44

5.2 : Mağara çökellerinin oluşumu ve bu oluşuma ilişkin topraktaki kimyasal reaksiyonlar, mağaraya açılan akifer.....	46
5.3 : ²³⁸ U bozunma serisi.....	47
5.4 : Günümüz $\delta^{18}\text{O}$ değerleri. Günümüz okyanuslarında, tropik bölgelerde bulunan ılık yüzey sularının $\delta^{18}\text{O}$ değerleri 0 ile -2‰, soğuk olan derin okyanus sularında ise +3 ile +4‰ arasında değişmektedir. Grönland'da bulunan buzulların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri -30‰, Antartika'daki buzulların $\delta^{18}\text{O}$ değeri ise -55‰ değerlerine kadar ulaşabilmektedir..	51
5.5 : İzotop ayrışma süreçleri. Su buharı tropik bölgelerden kutuplara doğru taşınırken her buharlaşma ve yoğunlaşma sürecinde ¹⁶ O izotop değeri zenginleşir. Bu ayrışma süreci buzullarda biriken kar katmanlarının $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin oldukça negatif olmasına yol açar.....	52
5.6 : Okyanus-mağara arasındaki oksijen ayrışma aşamaları..	54
5.7 : Fotosentez ve karbon izotop ayrışması. Karada ve okyanus yüzeyinde gerçekleşen fotosentez süreci, inorganik karbonu organik karbona çevirir. Bu durum üretilen organik karbonun $\delta^{13}\text{C}$ değerinin negatif değerlerde olmasına yol açar..	57
5.8 : C4 tipi otlarının savan ve step ekosistemlerindeki dağılımları (Ehleringer, 2005; Ehleringer ve Cerling, 2001'den).....	58
6.1 : Sırtlanini Mağarası'nı haritalama çalışmalarından bir görünüm.	60
6.2 : Sırtlanini Mağarası'nın planı. Mağarada örnekleme yapılan dikitlerin ve nem-sıcaklık kayıt cihazlarının konulduğu yerlerin gösterimi..	61
6.3 : Sırtlanini Mağarası'na nem kayıt ölçüm cihazlarının yerleştirilmesi ve yerinde nem ve sıcaklık ölçümü..	62
6.4 : Cem marka DT-171 model nem ve sıcaklık kayıt cihazı.....	63
6.5 : Sırtlanini Mağarası'na yerleştirilen 2 no'lu nem ve sıcaklık kayıt cihazından alınan nem ve sıcaklık değişimleri grafiği.....	64
6.6 : Sırtlanini Mağarası'na yerleştirilen 3 no'lu nem ve sıcaklık kayıt cihazından alınan nem ve sıcaklık değişimleri grafiği.....	64
6.7 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST-4 ve ST-7 numaralı dikit örnekleri... ..	67
6.8 : a) Örneklerin parlatılmasında kullanılan polisaj makinası b) parlatma sırasında kullanılan silikon zımpara..	69
6.9 : İlk örnekleme odasından bir görünüm.....	70
6.10 : İlk örnekleme odasında bulunan temiz masa (clean bench)... ..	71
6.11 : Kimyasal işlemlerin yapıldığı, tozdan arıdırılmış temiz odadan (clean room) görünüm.....	72
6.12 : a)U-Th analizinde kullanılan Thermo-Finnigan NEPTUNE MC-ICP-MS cihazından bir görünüm, b) U-Th yaşlandırma ölçümlerinin bilgisayar ortamında değerlendirilmesi..	74
6.13 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST4 ve ST7 no'lu dikit örnekleri U-Th yaşlandırma noktaları ve yaş değerleri.....	75
6.14 : Macar Bilimler Akademisi, Astronomi ve Yerbilimleri Araştırma Merkezi, Jeolojik ve Jeokimyasal Araştırma Enstitüsü'nde bulunan delta s ve delta plus xp marka duraylı izotop oranı kütle spektrometreleri..	77
6.15 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST4 no'lu dikit örneğinin ¹⁸ O duraylı izotop analizi sonuçları.....	78
6.16 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST4 no'lu dikit örneğinin ¹³ C duraylı izotop analizi sonuçları.....	78

6.17 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST7 no'lu dikit örneğinin ¹⁸ O duraylı izotop analizi sonuçları.....	79
6.18 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST4 no'lu dikit örneğinin ¹³ C duraylı izotop analizi sonuçları.....	80
6.19 : ST4 no'lu dikit örneğinin Hendy Test sonuçları.....	81
6.20 : ST7 no'lu dikit örneğinin Hendy Test sonuçları.....	81
6.21 : Keloğlan Mağarası'nda gözlenen sarkıt, dikit ve sütun oluşumlarından bir görünüm.....	82
6.22 : Keloğlan Mağarası'nın planı. Mağarada örnekleme yapılan dikitlerin ve nem-sıcaklık kayıt cihazlarının konulduğu yerlerin gösterimi.....	83
6.23 : Keloğlan Mağarası'na yerleştirilen 1 no'lu nem ve sıcaklık kayıt cihazından alınan nem ve sıcaklık değişimleri grafiği.....	84
6.24 : Keloğlan Mağarası'na yerleştirilen 2 no'lu nem ve sıcaklık kayıt cihazından alınan nem ve sıcaklık değişimleri grafiği.....	85
6.25 : Keloğlan Mağarası'na yerleştirilen 3 no'lu nem ve sıcaklık kayıt cihazından alınan nem ve sıcaklık değişimleri grafiği.....	86
6.26 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 ve KO-7 numaralı dikit örnekleri.....	88
6.27 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 ve KO-7 no'lu dikit örnekleri U-Th yaşlandırma noktaları ve yaş değerleri.....	89
6.28 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 no'lu dikit örneğinin ¹⁸ O duraylı izotop analizi sonuçları.....	92
6.29 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 no'lu dikit örneğinin ¹³ C duraylı izotop analizi sonuçları.....	92
6.30 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-7 no'lu dikit örneğinin ¹⁸ O duraylı izotop analizi sonuçları.....	93
6.31 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-7 no'lu dikit örneğinin ¹³ C duraylı izotop analizi sonuçları.....	93
6.32 : KO-2 no'lu dikit örneğinin Hendy Test sonuçları.....	94
6.33 : Pamukkale Üniversitesi, Çevre ve Su Kimyası Laboratuvarında bulunan ICP-OES cihazı.....	95
6.34 : A) Dim Mağarası'nın son bölümünde gözlenen gölet. B) Dim Mağarası'nda yerinde nem ve sıcaklık ölçümleri. C) Dim Mağarası'nda yerinde pH, EC, TDS ve sıcaklık ölçümleri. D) Dim Mağarası'nda gözlenen sarkıt ve dikit oluşumları. E) Dim Mağarası'nda çatlak sistemi boyunca gelişmiş perde oluşumları F) Dim Mağarası'nda gözlenen akmetaşlar.....	97
6.35 : Dim Mağarası'nın planı ve örnekleme noktaları.....	98
6.36 : CEM DT 615 marka nem ve sıcaklık ölçer.....	99
6.37 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 ve DIM-2 numaralı dikit örnekleri.....	102
6.38 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 ve DIM-2 no'lu dikit örnekleri U-Th yaşlandırma noktaları ve yaş değerleri.....	104
6.39 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 no'lu dikit örneğinin ¹⁸ O duraylı izotop analizi sonuçları.....	107
6.40 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 no'lu dikit örneğinin ¹³ C duraylı izotop analizi sonuçları.....	107
6.41 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-2 no'lu dikit örneğinin ¹⁸ O duraylı izotop analizi sonuçları.....	108

6.42 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-2 no'lu dikit örneğinin ¹³ C duraylı izotop analizi sonuçları.....	108
6.43 : DIM-1 no'lu dikit örneğinin Hedy Test sonuçları	109
6.44 : DIM-2 no'lu dikit örneğinin Hedy Test sonuçları	110
7.1 : Sentetik speleotem büyüme modeli. Siyah çizgi gerçek büyüme geçmişini göstermektedir. Bu büyüme modelinde, 130000 ile 135000 yılları arasında yavaş oluşum, 128000 ile 121000 yılları arasında 7000 senelik bir oluşum kesikliği (hiatus) ve 120000 ile 119500 yılları arasında kırıntıların neden olduğu hatalı yaş ölçümleri, değişik hata oranları içeren bir çok yaşlar gibi sorunlar kullanılmıştır	114
7.2 : Şekil 7.1'de gözlenen ana aykırı değerlerin hata oranları artırılmıştır	115
7.3 : Bir önceki Şekil 7.2'de yer alan U-serisi yaşlar küçük aykırı değerler ve yaş çevirimleri için taranır. Üç veri noktasından oluşan alt-kümler hata ağırlıklı doğrusal düz çizgiler tarafından düzeltilir. Farklı renkler farklı alt kümeleri göstermektedir	116
7.4 : Şekil 7.3 ve Şekil 7.2'deki U-serisi yaşlar. Herbir çizgi Monte-Carlo simülasyonu sonucunu göstermektedir. Renkli çizgiler farklı sayıdaki veri noktalarının örtüşmeleri göstermektedir (kırmızı=10, sarı=7, mavi=5, yeşil=3).....	117
7.5 : Yapay olarak oluşturulmuş U-serisi yaşlar için nihai yaş-derinlik modeli (yeşil çizgi) ve %95 güvelik limitleri (kırmızı çizgi). Ayrıca speleotemin gerçek oluşum geçmişi siyah çizgi ile gösterilmiştir. Yapay olarak oluşturulan bir çok sorunlu duruma rağmen speleotemin gerçek oluşum geçmişi %95 güvenlik limitleri içerisinde kalmıştır).....	117
7.6 : Doktora tezi kapsamında incelenen dikitler için StalAge programı yardımıyla oluşturulan yaş-derinlik modeli, yeşil çizgi nihai yaş-derinlik modeli, kırmızı çizgi %95 güvenlik limitleri. a: Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST-7'no'lu dikit örneği; b: Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 no'lu dikit örneği; c: Dim Mağarası'ndan alınan DİM-1 no'lu dikit örneği; d: Dim Mağarası'ndan alınan DİM-2 no'lu dikit örneği	118
8.1 : Türkiye ve yakın çevresinde yapılan geçmiş iklim çalışmaları (Nicoll ve Küçükuysal, 2013'den değiştirilerek). 1- Van Gölü, Litt ve diğ. 2009; Wick ve diğ. 2003. 2- Konya Havzası, Fontugne ve diğ. 1999; Roberts ve diğ. 1999. 3- Eski Acıgöl, Roberts ve diğ. 2011; Woldring ve Bottema 2003 3a- İncesu Mağarası, Özbakır 2010 (yayımlanmamış) 4- Abant Gölü, Roberts ve diğ. 2011; Bottema ve diğ. 1993/1994 5- Gölhisar, Eastwood ve diğ. 1999 6- Sofular Mağarası, Fleitmann ve diğ 2009; Göktürk ve diğ. 2011 6a- Karaca Mağarası, Rowe ve diğ. 2012 7- Tenaghi Philippon, Peyron ve diğ. 2011; Pross ve diğ. 2009 8- Ioannina , Lawson ve diğ. 2004; Frogley ve diğ. 2001 9- Jeita Mağarası, Verheyden ve diğ. 2008 10- Soreq Mağarası, Bar-Matthews ve diğ. 2003 11- Zeribar Gölü, Wasylkova ve diğ. 2006; Stevens ve diğ. 2001 12-Mirabad Gölü, Roberts ve diğ. 2011; Stevens ve diğ. 2006 13-Qunf Mağarası, Fleitmann ve diğ. 2007 14- Ölüdeniz Lisan, Kolodny ve diğ. 2005; Bartov ve diğ. 2003 15-GeoTüSL 31, Schmiedl ve diğ. 2010; Abu-Zied ve diğ. 2008 16- GeoTüSL 112, Schmiedl ve diğ. 2010; Ehrmann ve diğ. 2007 17- GeoTüSL114, Schmidt 2007 18- GeoTüSL 123, Schmiedl ve diğ. 2010 19- GeoTüSL 148, Schmiedl ve diğ. 2010; Ehrmann ve diğ. 2007 20- GeoTüSL 52, Kotthof ve diğ.	

- 2008 21-LC 21, Schmiedl ve diğ. 2010; Abu-Zied ve diğ. 2008 22-LC 31, Abu-Zied ve diğ. 2008 23- ODP967, Emeis ve diğ. 2000 24-GeoB 7608-1, Kwiecien ve diğ. 2009; Bahr ve diğ. 2006..... 123
- 8.2** : Dim Mağarası'ndan örneklenen DİM-1 no'lu dikit örneğinin diğer paleoklim çalışmalarıyla karşılaştırılması. Açık gri renkli alan yağışlı dönemleri göstermektedir. Koyu gri renkli alanlar kurak dönemler olan 4.2 ve 8.2 bin yıl olaylarını göstermektedir. a) Dim Mağarası (Alanya-Türkiye), $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ kayıtları (bu çalışma) b) Sofular Mağarası (Zonguldak-Türkiye), $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ kayıtları (Göktürk ve diğ., 2011) c) Eski Acıgöl (Nevşehir-Türkiye), odunkömürü akışı değerleri (Turner ve diğ., 2008) d) Van Gölü (Van-Türkiye), antepfıstığı poleni yüzde kayıtları (Wick et al., 2003) e) Geo-Tü karotu (Kuzey Ege Denizi), yaprak döken polen yüzde kayıtları (Kotthof ve diğ., 2008) f) Soreq Mağarası (İsrail), $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ kayıtları (Bar-Matthews, 2003) g) Qunf Mağarası (Umman), $\delta^{18}\text{O}$ kayıtları (Fleitmann ve diğ., 2007)..... 125
- 8.3** : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 dikit örneğinin diğer paleoklim çalışmalarıyla karşılaştırılması. MIS dönemleri Lisiecki ve Raymo 2005'den alınmıştır. a) Hulu, Dongge, Sanbao, Linzhu Mağaraları'ndan (Çin) alınan dikit örnekleri, Cheng ve diğ., 2009. b) Soreq ve Peqiin Mağaraları'ndan (İsrail) alınan dikit örnekleri, Bar-Matthews ve diğ., 2003. c) Gitana Mağarası'ndan (İspanya) alınan akmataş örneği, Hodge ve diğ., 2008. d) Sofular Mağarası'ndan (Zonguldak-Türkiye) alınan dikit örnekleri, Badertscher ve diğ., 2011. e) Keloğlan Mağarası'ndan (Denizli-Türkiye) alınan dikit örneği, bu çalışma..... 132
- 8.4** : Dim Mağarası'ndan örneklenen DİM-2 no'lu dikit örneğinin diğer paleoklim çalışmalarıyla karşılaştırılması a) EDML buzul karot örneği (Antartika), EPICA Proje Çalışanları, 2006. b) NGRIP buzul karot örneği (Grönland), NGRIP Çalışanları, 2004. c) HOLE 963A derin deniz karotu (Sicilya), Sprovieri ve diğ., 2006. d) Antro del Corchia Mağarası'ndan (İtalya) alınan dikit örnekleri, Drysdale ve diğ., 2007. e) "DİM-2" Dim Mağarası'ndan (Alanya-Türkiye) alınan dikit örneği, bu çalışma..... 135
- 8.5** : Sırtlanini Mağarası'ndan örneklenen ST-7 no'lu dikit örneğinin diğer paleoklim çalışmalarıyla karşılaştırılması a) "ST-7" Sırtlanini Mağarası'ndan (Karacasu-Aydın) alınan dikit örneği, bu çalışma. b) V29-191 denizel karot örneği (Batı İngiltere-Atlantik Okyanusu), McManus ve diğ., 1994. c) Buzul karot örneği (Grönland), NGRIP Çalışanları, 2004. d) Antro del Corchia Mağarası'ndan (İtalya) alınan dikit örnekleri, Drysdale ve diğ., 2007. e) La Grande Pile karasal karot örneği (Fransa), Rousseau ve diğ., 2006. f) MD95-2042 denizel karot örneği (Güneybatı İspanya-Atlantik Okyanusu), Sanchez-Goni ve diğ., 2005.. 138

ÖZET

Bu tez çalışmasında Güneybatı Anadolu ve yakın çevresinin paleoklimsel değerlendirmelerini yapabilmek ve yeniden kurgulamak amacıyla Sırtlanini Mağarası (Karacasu, Aydın), Keloğlan Mağarası (Acıpayam, Denizli) ve Dim Mağarası (Alanya, Antalya) olmak üzere üç farklı mağaradan alınan dikit örnekleri üzerinde çalışılmıştır. Tez kapsamında incelenen mağaralar sırasıyla kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu bir hat üzerinde ve Ege, İç Ege ve Akdeniz kuşağında yer alır.

Doktora tez çalışması kapsamında incelenen mağaraların nem ve sıcaklık değişimlerini ölçmek amacıyla Sırtlanini ve Keloğlan Mağarası'nın belirli noktalarına nem ve sıcaklık değişimlerini kayıt edebilen cihazlar yerleştirilmiştir. Dim Mağarası'nın nem ve sıcaklık değişimleri ise aylık periyotlar halinde yerinde ölçülmüştür. Ayrıca Keloğlan ve Dim Mağarası'ndan hidrojeokimyasal analizleri yapılmak üzere damlama suları örneklenmiştir. İncelenen mağaralardan toplam 6 adet dikit örneklenmiş bunlardan "ST-7, KO-2, DİM-1, DİM-2" no'lu örnekler olmak üzere 4'ü değerlendirilmiştir. ST-4 ve KO-7 no'lu dikit örneklerinin duraylı izotop analizlerinin tekrar edilmesi gerektiğinden dolayı değerlendirmeye alınmamıştır. İncelenen mağaralarda yapılan dikit örneklemeleri ve nem-sıcaklık kayıt cihazlarının yerlerinin belirtilmesi amacıyla Sırtlanini Mağarası'nın haritası çizilmiştir. Keloğlan ve Dim Mağara'larının daha önce çizilmiş haritaları ise yeniden düzenlenerek kullanılmıştır.

Sırtlanini (ST-7), Keloğlan (KO-2) ve Dim Mağarası'ndan (DİM-1, DİM-2) alınan dikit örneklerinin gelişim eksenleri boyunca U-Th yaşlandırma yöntemiyle oluşum aralıkları belirlenmiş ve aynı dikit örneklerinden elde edilen duraylı izotop (^{18}O ve ^{13}C) verileri yardımıyla paleoklim değerlendirmeleri yapılmıştır.

Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST-7 no'lu dikit örneği 55792-239390 arasında çökelmiştir. ST-7 no'lu dikit örneği üzerinde 95000-120000 yıl aralığında yapılan yüksek çözünürlüklü duraylı izotop analizleri yardımıyla Güneybatı Anadolu için C23 ve C24 arabuzul dönemleri yakalanmıştır. C23 arabuzul dönemi Güneybatı Anadolu'da yaklaşık 2000 yıllık kurak bir dönem olarak kayıt edilmiştir. Güneydoğu

Avrupa ve Doğu Akdeniz Eemian dönemi orman fazı bitişi ile eşleşen C24 ara buzul dönemi, Güneybatı Anadolu'da 107600 yıl önce gözlenmiştir.

Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 no'lu dikit örneği 65275-228895 arasında çökelmiştir. KO-2 dikit örneğinden elde edilen duraylı izotop analizleri yardımıyla Deniz İzotop Katı (MIS) 6-7 dönemlerinde meydana gelen geçmiş iklim değişimleri yorumlanmıştır. Buna göre MIS 7d-e döneminde Güneybatı Anadolu'da ılıman/yağışlı bir dönem gözlenmiştir. MIS 6 sonu ve MIS 7a dönemi aralığında aşırı kurak bir dönem yakalanmıştır. Kurak ve soğuk olan MIS 6 buzul dönemi özellikle ~180 bin yıl aralığında ara bir ılıman dönem ile kesilmiştir. Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 dikit örneğinde yakalanan bu ılıman ve yağışlı aralık, Batı Avrupa, Doğu Akdeniz ve Güneydoğu Asya örnekleri ile örtüşmektedir. Kuzey Yunanistanda 150 bin yıl önce arboreal polenlerinde artış olarak gözlenen ılıman ve yağışlı dönem KO-2 no'lu dikit örneğinde ¹⁸O değerlerinde artış olarak gözlenmiştir.

Dim Mağarası'ndan alınan DİM-1 no'lu dikit örneği 1017-113750 yıl arasında çökelmiştir. Holosen Dönemi kapsamında incelenen DİM-1 no'lu dikit örneği üzerinde yapılan duraylı izotop analizleri, 4000-4200 yılları ve 8100-8300 yılları arasında pozitif değerlere doğru farklılık göstermektedir. Yağış ve bitki örtüsünün azalması olarak yorumlanan bu düşüş 8.2 bin yıl ve 4.2 bin yıl olaylarına karşılık gelmektedir.

Dim Mağarası'ndan örneklenen diğer bir dikit örneği DİM-2 olarak adlandırılmıştır. 101431-119504 yıl önce çökelen örnekte günümüz iklimine oldukça yakın olan bir önceki buzullararası dönem olan Eemian dönemi (MIS5d-e) incelenmiştir. DİM-2 no'lu dikit örneğinde duraylı izotop oranları 118 bin yıl önce en yüksek değerlere çıkmıştır. Bu aralık Güneybatı Anadolu'da MIS5e döneminin en yağışlı ve ılıman dönemine karşılık gelir. Eemian dönemi sonu, diğer bir değişle MIS 5e-5d geçişi DİM-2 dikit örneğinde oksijen ve karbon izotoplarında belirgin bir düşüş olarak izlenmektedir. Bu düşüş 114 bin yıl önce olarak ölçülmüş ve Güneybatı Anadolu'da Eemian ılıman dönemi bu tarihte sona ermiştir.

Anahtar kelimeler: paleoiklim, dikit, mağara, duraylı izotop, uranyum toryum yaşlandırma

ABSTRACT

In this thesis three different caves, which are Sirtlanini Cave (Karacasu, Aydın), Keloğlan Cave (Acıpayam, Denizli), Dim Cave (Alanya, Antalya), were studied for the purpose of paleoclimatic research and reconstruction of the paleoclimate of the Southwestern Turkey. The caves which were studied forms a line northwest to southeast and Aegean, Inner Aegean and Mediterranean climate zone respectively.

In order to measure humidity and temperature changes dataloggers were placed into the specific points of the Sirtlanini and Keloğlan Caves. The humidity and temperature changes of the Dim Cave are measured monthly periods in situ. Additionally dripping water was sampled from Keloğlan and Dim Cave in order to perform hydrogeochemical analysis. Totaly 6 stalagmites were sampled from the caves; four of these “ST-7, KO-2, DİM-1, DİM-2” were evaluated. “ST-4 and KO-7” have not been evaluated due to the stable isotope analysis of these samples is necessary to repeat. In order to specify datalogger and the stalagmite sampling points Sirtlanini Cave is mapped, rearranged of the previously drawn maps of the Keloğlan and Dim Cave are used.

U-Th dating methods were applied along the growth axis of the stalagmite samples which are taken from Sirtlanini (ST-7), Keloğlan (KO-2) and Dim Cave (DİM-1, DİM-2), and paleoclimatic assessments were done with the help of the stable isotope datas.

The stalagmite “ST-7” which was taken from Sirtlanini Cave was deposited between 55792-239390. High resolution stable isotope analyses were applied between 95000-120000 and C23-C24 interstadial periods were determined. C23 stadial was recorded as a dry period of about 2000 years in the Southwestern Anatolia. C24 stadial is dated as 107600 and linked with the end of the Eemian forest phase of the Southeast Europe and Eastern Mediterranean.

The stalagmite “KO-2” which was taken from Keloğlan Cave was deposited between 65275-228895. Paleoclimatic conditions of the Marine Isotope Stages (MIS) 6-7 of the Southwestern Anatolia were interpreted from the KO-2. Accordingly, mild/rainy

period was observed during the MIS 7d-e and at the end of the MIS 6 and MIS 7a period an extreme dry period was determined. Dry and cold MIS 6 glacial period was interrupted by a temperate period during the 180000 years ago. This temperate period is consistent with the samples from Western Europe, Eastern Mediterranean and Southeast Asia. 150000 years ago, an increase of arboreal pollen was observed in Northern Greece, this wet period is also observed in KO-2 sample as an increase of ^{18}O value.

The stalagmite “DİM-1” which was taken from Dim Cave was deposited between 1017-113750. DİM-1 stalagmite sample is evaluated within the Holocene period. The stable isotope datas show an increase towards to the positive values during the 4000-4200 and 8100-8300 years respectively. This increase is interpreted as a decrease in rainfall and vegetation cover, which is corresponds to 4.2 and 8.2 ka events.

The other sampled stalagmite from Dim Cave is labeled as DİM-2. The stalagmite was deposited between 101431-119504. The last interglacial period, Eemian MIS 5d-e, was examined, which is represented as quite close climatic conditions of today. The last interglacial was presented with a step of the oxygen and carbon isotopes in the DIM-2 stalagmite and reached the highest values by 118 ka. The transition between MIS 5e and 5d, the end of the Eemian, is correlated with C26 event in the North Atlantic. The C26 cold event is also well-preserved in the DIM-2 stalagmite with a distinctive decrease of the oxygen and the carbon isotopes. This drop is dated as 114.6 ka.

Keywords: paleoclimate, stalagmite, cave, stable isotope, uranium thorium dating

1. GİRİŞ

Güneş sisteminde yer alan ve üzerinde canlıların hayat sürdüğü dünyamız eşsizdir. Yerkürede bol miktarda ve farklı hallerde bulunan (katı, sıvı, gaz) suyun varlığı, dünyada canlı hayatın ortaya çıkışını ve devamını sağlayan en önemli unsurdur. Yaşamın devamını sağlayan diğer bir önemli unsur ise dünyanın iklimidir. Dünya, uygun iklimi nedeniyle canlı hayatına ev sahipliği yapmaktadır. Ne çok soğuk, ne de çok sıcak olan gezegenimiz bu özelliğiyle de güneş sisteminde bulunan diğer gezegenlerden ayrılır.

İklim, dünyanın varoluşundan itibaren sürekli değişmiştir. Yeni canlıların ortaya çıkmasında, bazı canlıların nesillerinin tükenmesinde ve bazılarının evrim süreçlerinde iklim ve iklim değişimleri her zaman başlıca neden olmuştur. Canlıların bir yerden başka bir yere göç etmesine neden olan, medeniyetlerin ortaya çıkışı ve yok oluşunda da yine iklim önemli bir etkidir.

İklimdeki bu salınımlar, gezegenimizde ve güneş sisteminde meydana gelen değişikliklerin doğal sonucunda oluşur. İnsanoğlunun yerleşik düzene geçmesi ve tarım yapmaya başlamasıyla birlikte iklim değişiminde etkisinin olduğu 19. yüzyıl sonlarına doğru anlaşılmış ve bu tarihten sonra iklim değişimlerinin nedenleri yoğun olarak araştırılmaya başlanmıştır. Son yıllarda iklim değişimi çalışmaları ülkelerin geleceğe dönük ekonomi politikalarını ve insanların doğal kaynakların kullanım şekillerini değiştirecek boyutta önem kazanmıştır.

Geleceğe yönelik iklim değişimlerinin kurgulanabilmesi için geçmiş iklim değişimlerini anlamak ve doğru yorumlamak gereklidir. Bu nedenle son yirmi yıldır yapılan paleoiklim çalışmaları güvenilir paleoiklim kayıtları (sıcaklık ve yağış) elde edebilmeye odaklanmıştır. Geçmiş iklim verilerinin büyük bir bölümü buzul ve okyanus tabanından alınan kayıtlardan elde edilmiştir. Buzullardan elde edilen kayıtlar çok önemli olmasına rağmen bu kayıtlar coğrafik açıdan sınırlıdır ve geniş yaş aralığı içeren kayıtlar yaşlandırma analizlerinin zorluğu nedeniyle hassas olarak ölçülememektedir. Göl çökellerinden elde edilen verilerde ise gölsel malzemenin

kötü korunumu-kirliliği ve radyo-karbon yaşlandırma yönteminden kaynaklanan kronolojik hatalar gibi problemlere rastlanmaktadır. Diğer bir çalışma yöntemi olan ağaç halkalarından elde edilen paleoiklim kayıtları ise birkaç bin yıl öncesine kadar gidebilmektedir. Yukarıda bahsedilen problemler nedeniyle mağara çökelleri (speleotemler) geçmiş iklim çalışmaları için önemli birer veri kaynağı haline gelmiştir. Mağara çökelleri coğrafik olarak geniş yayılım gösterirler, kesintisiz olarak oluşabilirler, mağara ortamında oluşup geliştikleri için atmosferik etkilerden korunmuştur ve 700.000 yıl öncesine kadar uranyum serisi yaşlandırma yöntemleriyle kesin olarak yaşlandırılabilirler.

Ülkemizin bulunduğu coğrafya, iklim değişimleri açısından oldukça önemli bir konumda yer almaktadır. Avrasya, Asya ve Afrika iklim kuşakları arasında geçiş zonunda bulunan Doğu Akdeniz ve Anadolu, iklim değişimlerine oldukça hassas bir noktadadır. Bu nedenle bölgenin hava sistemi göreceli olarak önem taşımaktadır. Mağara çökelleri yardımıyla yapılan birkaç çalışma dışında (Fleitmann ve diğ., 2007; Göktürk ve diğ., 2011; Rowe ve diğ., 2012) bu bölgede iklim değişimi kayıtları sadece jeomorfolojik ve göl çökelleri verilerine dayanmaktadır (Litt ve diğ., 2009; Roberts ve diğ., 1999, 2011). Dolayısıyla Doğu Akdeniz ve Anadolu için speleotemler yardımıyla elde edilecek yeni geçmiş iklim kayıtlarına ihtiyaç duyulmaktadır.

Bu tez çalışmasında, Güneybatı Anadolu'nun Geç-Pleyistosen ve Holosen dönemlerinde meydana gelmiş geçmiş-iklim olaylarını yeniden kurgulanması amaçlanmıştır. Çalışma kapsamında, Keloğlan Mağarası (Acıpayam-Denizli), Sırtlanini Mağarası (Karacasu-Aydın) ve Dim Mağarası'ndan (Alanya-Antalya) alınan dikit örneklerinden elde edilen veriler yardımıyla; buzul ve buzullar arası ölçekte geçmiş-iklim değişimlerini incelenmiş, Güneybatı Anadolu'nun geçmiş-iklimi ile diğer bölgelerdeki geçmiş-iklim değişimleri arasındaki bağlantıları ortaya konmuştur. Ayrıca Batı Anadolu'nun geçmiş-iklimi hakkında yeni veriler elde edilmiştir.

1.1 Önceki Çalışmalar

Çalışmanın amaç ve kapsamı doğrultusunda önceden yapılmış başlıca araştırmaların kapsam ve bulguları aşağıda özetlenmiştir;

Gascoyne (1983) çalışmasında kalsit-su sistemindeki iz element dağılım katsayısının (D) tanımından hareketle mağara taslarında iz metal içeriğini etkileyen faktörleri incelemiştir.

Roberts ve diğ. (1998) tarafından yapılan çalışmada bir Holosen speleotem'i üzerinde yıllık iz element değişimleri incelenmiştir. Speleotemdeki kalsitin iz element değişimleri, mağara üzerinde yer alan doymun olmayan zondaki hidrojeokimyasal süreçlerden ve su-kalsit oranıyla ilgili olduğunu belirtmişlerdir. Mg/Ca, Sr/Ca ve Ba/Ca oranlarındaki değişimlerden geçmiş hidrokimyasal süreçlerin ve iklimsel değişikliklerin açıklanabileceği öne sürülmüştür. Su ve kalsit arasındaki Mg içeriğindeki değişimin sıcaklığa bağlı olduğunu, hesaplamalarındaki yıllık Mg/Ca salınımlarının iklim sıcaklıklarındaki değişimlerden ve doymun olmayan bölgedeki suyun akış zamanından kaynaklanabileceğini belirtmişlerdir.

Baker ve diğ. (1998) tarafından yapılan çalışmada dikit büyüme hızı konusu araştırılmıştır. Dikit büyüme hızı incelemelerinde son 30 ile 160 yıldır çökelen yıllık laminalar içeren dikit örnekleri analiz edilmiştir. Ölçülen yıllık lamina kalınlıkları kuramsal olarak belirlenen kalsit çökelim kinetiği öngörülleri ile karşılaştırılmış, kalsit gözenekliliğindeki değişimler ve mevsimlik su akışındaki kesikliklerin dikit büyüme oranını etkilediği sonucuna varmışlardır.

Lauritzen S. E. ve Lundberg J. (1999) tarafından yapılan çalışmada mağara çökellerinin büyüme hızları ve kompozisyonlarının çevresel değişimleri yansıttığı ifade edilmiştir. Uranyum serisi (TIMS yöntemi) yaşlandırma yöntemiyle dikitlerin doğru ve kesin yaşlandırılmasının mümkün olduğunu vurgulamışlardır. Dikitlerin büyüme hızları, duraylı izotop içerikleri (^{18}O , ^{13}C), organik (hüyük asit) madde ve iz element kompozisyonları incelenerek iklimsel veriler sağlanabileceğini vurgulamışlardır.

McDermott ve diğ. (1999) tarafından yapılan çalışmada İrlanda, Fransa ve İtalya'dan alınan dikit örnekleri üzerinde yapılan ^{18}O izotop analizleri yardımıyla Holosen zaman dilimi içerisinde Avrupa'da meydana gelen iklim değişimleri incelenmiştir. İncelemeler sonucunda İrlanda'dan alınan dikit örneğindeki ^{18}O izotop oranları 10000 yıl önce iklimin oldukça soğuk olduğunu, Holosen başlarında ise (9000-6000 yıl önce) iklimin gittikçe ılımanlaştığı göstermiştir. 5500 yıl önce ise iklimde tekrar ani bir düşüş gözlenmiştir. Bu düşüş 3500 yıl öncesine kadar sürmüş daha sonra

ülkenin bugünkü iklimine benzer bir iklim egemen olmuştur. İtalya'dan alınan dikit örneğinde ise 9200-7800 yıl öncesinde ılıman-sıcak bir iklimin olduğu 7800-6900 yıl önce ise yağışlı bir iklim süreci gözlemlenmiştir. İrlanda ve Fransa'daki dikit büyüme oranları ^{18}O değerleri ile orantılı olduğu buradaki dikit büyümesini etkileyen ana faktörün yağış olduğu belirtilmiştir. İtalya'daki dikit örneğinin büyüme oranının ^{13}C ile orantılı olması da büyümedeki ana etmenin bitki örtüsündeki değişimler olduğu açıklanmıştır.

Fairchild ve diğ. (2000) tarafından speleotemlerdeki iz element kimyasını kontrol eden beslenme suyu kimyasında etkili hidrolojik süreçler incelenmiştir. Bu incelemelerde, kurak koşullarda su-kayaç temas süresi artarsa kalsitin dolomitten daha hızlı çözünmesi Mg/Ca oranını artırabileceğini, suyun akış yolu üzerinde bulunan önceden çökelmiş kalsitin Mg/Ca ve Sr/Ca oranını önemli ölçüde etkilediğini ve iz element kimyasını kontrol eden etmenlerin olduğunu ortaya koymuştur.

Verheyden ve diğ. (2000) Belçika'da Holosen dönemine ait bir mağara taşı üzerinde gerçekleştirdikleri çalışmalarında Mg/Ca, Sr/Ca ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarında gözlenen değişikliklerin suyun yeraltında bekleme süresi (residence time) ve iklimsel değişimlerle ilişkili olduğunu öne sürmüşlerdir.

Hellstorm ve McCulloch (2000) tarafından yapılan çalışmada Yeni Zelanda'da örneklenen bir mağara taşı ICPMS tekniği ile incelenerek iz element içeriğinden hareketler geçmiş iklim hakkında değerlendirmelerde bulunulmuştur.

Finch ve diğ. (2001) tarafından dikitin iz element içeriği ile iklim arasındaki ilişkisinin araştırıldığı çalışmada iz element verilerinin geçmiş-iklim hakkında etkili göstergeler oldukları vurgulanmıştır.

Genty ve diğ. (2001) yaptığı çalışmada güncel speleotemlerin yıllık büyüme oranlarını incelemiştir. Bu inceleme sonucunda mağara üzerinde bulunan toprak örtüsünün speleotemlerin büyüme oranına etkisi vurgulanmıştır. Yüzeiden sızan suyun damlama sıklığından çok çözülmüş kalsiyum iyon konsantrasyonunun daha büyük önem taşıdığını belirtmiştir.

Huang ve Fairchild (2001) tarafından doğal mağaralarla uyumlu laboratuvar ortamında kalsit çökeltim deneyleri gerçekleştirilerek Sr⁺² ve Mg⁺² dağılım katsayılarının sıcaklığa ve kimyasal bileşime bağımlılığı incelenmiştir.

Van Beynen ve diğ. (2001) yaptığı çalışmada speleotemlerdeki renk farklılıklarını ve flüoresans özelliği incelemiştir. Renk değişimlerinin kalsitte hapsolmuş organik maddelerden kaynaklandığını belirtmiştir. İz elementlerin speleotemlerin flüoresans özelliğinde etkili olmadığını, organik maddelerin özellikle fulvik asitin flüoresans özelliğinin ana nedeni olarak göstermiştir.

Richter ve diğ. (2003) tarafından yapılan derleme çalışmasında karbonat, apatit ve silisleşmiş biyojenetik iskeletlerin katadoluminesans incelemelerinin büyüme zonları ve diyajenez koşulları hakkında bize bilgi verdiğini belirtmişlerdir.

Kaufmann (2003) tarafından yapılan çalışmada kuramsal çökelim kinetiği eşitlikleri kullanılarak dikit büyümesi sırasında geometrik yapıdaki değişimlerin geçmiş-iklim değişimlerinin açıklanmasında kullanılabileceği gösterilmiştir.

Frisia ve diğ. (2003) çalışmasında İtalya Alplerindeki üç mağaraya ait dikitler üzerinde çalışmışlardır. Çalışmada, yıllık büyüme hızı ile koyu-açık renkli laminaların büyüklükleri incelenmiş, bu parametrelerin yüzey sıcaklığı ve iklim koşullarındaki değişimlerden ve özellikle de güneş aktivitesindeki değişimlerden nasıl etkilendikleri üzerinde durulmuştur.

Verheyden (2004) çalışmasında genel olarak bir mağara tasında iz element içeriğinin belirlenmesi ve elde edilen verilerin değerlendirilmesi konularında güncel literatürün kısa bir değerlendirmesini sunmuştur.

Kaufmann ve Dreybrodt (2004) dikitlerin gelişimini sıcaklık, toprak aktivitesi ve yağış gibi iklimsel koşulların belirlediğini ve dikit petrografisinin paleo-iklim değişimleri yansıtabileceğini belirtmişlerdir. Karmaşık dikit büyüme süreçlerini basit bir matematiksel modelle anlatmış ve büyüme hızının, dikit çap değişikliklerinin, iklim değişimlerinin birer fonksiyonu olduğunu ortaya koymuşlardır. Karbondioksit konsantrasyonundaki değişimler ve damlama sıklıklarının dikit stratigrafisinin incelenmesiyle bulunabileceğini öne sürerler.

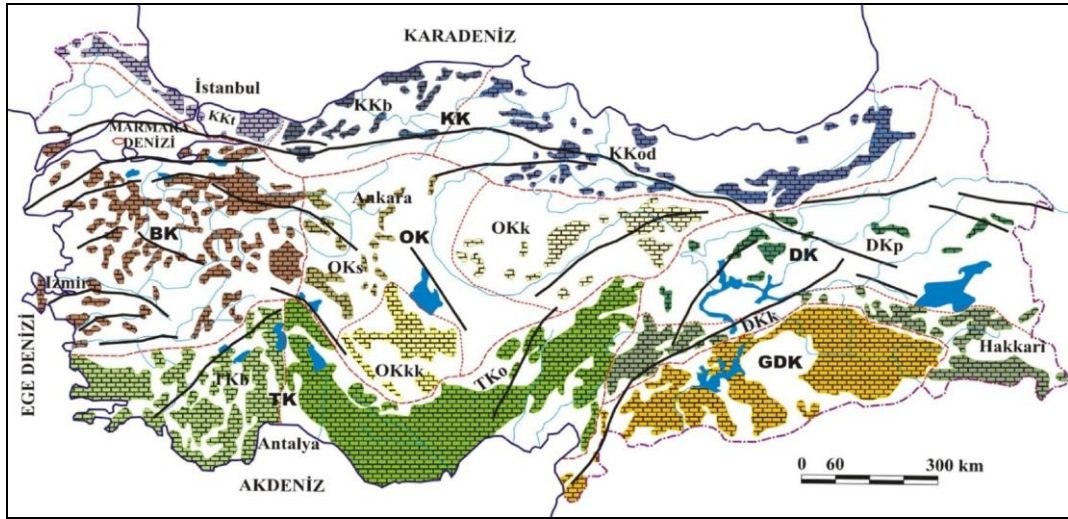
Fairchild ve diğ. (2006) yaptığı çalışmada speleotemlerde çevresel işaretlerin değişimi ve korunmasını incelemiştir. Atmosferik değişimler, vejetasyon, karstik akifer, birincil ve ikincil kristal büyümeleri gibi speleotemlerin jeokimyasını etkileyen faktörlerin yanında iklimin doğrudan speleotemlerin jeokimyasına etkisinin oldukça azaldığını öne sürmüş ve paleo-iklim çalışmalarında speleotemlerin bütün koşullar göz önüne alınarak oldukça dikkatli incelenmelerini önermiştir.

Baker ve diğ. (2008) yaptığı çalışmada speleotemlerdeki dört farklı tipteki laminaları incelemişlerdir. Bu dört farklı tipte oluşan laminaları şöyle sınıflamışlardır: organik madde akışlarının yıllık değişimleriyle oluşan flüoresans laminalar; kalsit dokusunun yıllık değişimleriyle meydana gelen gözle görülebilen veya petrografik laminalar; kalsit-aragonit çiftleri; iz element laminaları. Bu laminalarda gözlenen değişimler incelenerek paleo-iklim değişimlerinin belirlenebileceğini belirtmişlerdir.

Engin ve diğ. (2010) yaptıkları çalışmada Keloğlan Mağarası'ndan alınan iki dikit örneği üzerinde Elektron Spin Rezonans (ESR) yöntemiyle yaşlandırma çalışmaları yapmışlardır. Yapılan analizlerde dikitlerin 14 ± 2 ile 86 ± 18 bin yıl ve 24 ± 5 ile 92 ± 19 bin yıl önce çökeldiğini belirtmişlerdir.

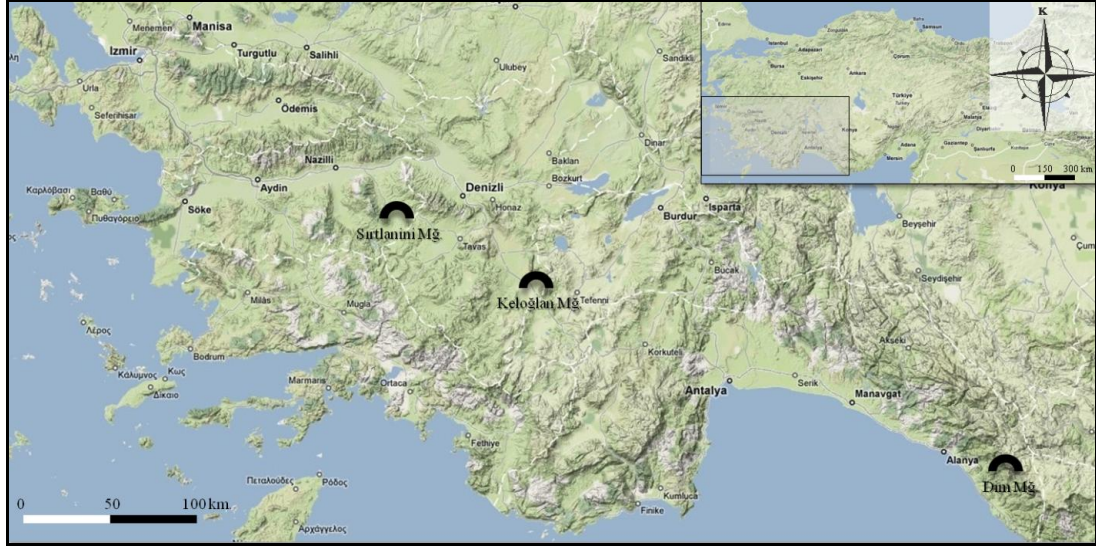
2. ÇALIŞMA ALANININ TANITIMI

Ülkemizin yaklaşık üçte biri karstlaşmaya uygun kayaçlarla kaplıdır. Günay (1993) Türkiye'deki karstik bölgeleri; Toros Karst Bölgesi, İç Anadolu Karstik Bölgesi, Güneydoğu Anadolu Karst Bölgesi, Kuzeybatı Anadolu Karst Bölgesi olmak üzere dört ana guruba ayırmıştır. Nazik (2010), Türkiyede'ki karstik bölgeleri Toros Dağları Karst Bölgesi, Batı Anadolu Karst Bölgesi, Karadeniz Dağları Karst Bölgesi, Orta Anadolu Karst Bölgesi, Doğu Anadolu Karst Bölgesi ve Güneydoğu Anadolu Karst Bölgesi olarak 6 ana guruba ayırmış, bu ana grupları da alt gruplara ayırmıştır (Şekil 2.1). Bu bölgelerden en ayrıntılı olarak araştırılan bölge Toros Karst Bölgesi'dir. Ayrıca Türkiye'deki mağara araştırma faaliyetlerini daha verimli gerçekleştirebilmek ve mağara araştırma derneklerinin koordinasyonlu çalışabilmesini sağlamak amacıyla 2008 yılında Türkiye Mağaracılık Federasyonu kurulmuştur.



Şekil 2.1 : Türkiye Karst Bölgeleri. TK: Toros Dağları Karst Bölgesi, TKb: Batı Toros karst alanı, Tko: Orta Toros karst alanı, BK: Batı Anadolu Karst Bölgesi, KK: Karadeniz Dağları Karst Bölgesi, KKt: Trakya karst alanı, KKb: Batı Karadeniz Dağları karst alanı, Kkod: Orta ve Doğu Karadeniz Dağları karst alanı, OK: Orta Anadolu Karst Bölgesi, OKkk: Konya kapalı havzası karst alanı, OKs: Sakarya havzası karst alanı, OKk: Kızılırmak havzası karst alanı, DK: Doğu Anadolu Karst Bölgesi, DKp: Plato karst alanı, DKk: Kıvrımlı kuşak karst alanı, GDK: Güneydoğu Anadolu Karst Bölgesi, (Nazik, 2010'den alınmıştır).

Tez çalışması kapsamında üç farklı mağaradan dikit örnekleri alınmış ve incelenmiştir. Bunlar, Aydın İli'nin Karacasu İlçesi'ne bağlı Batı Anadolu Karst Bölgesi'nde yer alan Sırtlanini Mağarası (37.641229/28.717314), Denizli İli'nin Acıpayam İlçesi'ne bağlı Batı Toros Karst Bölgesi'nde yer alan Keloğlan Mağarası (37.393886/29.504432) ve Antalya İli'nin Alanya İlçesi'ne bağlı Orta Toros Karst Bölgesi'nde yer alan Dim Mağarası (36.539868/32.109761)'dır (Şekil 2.2).

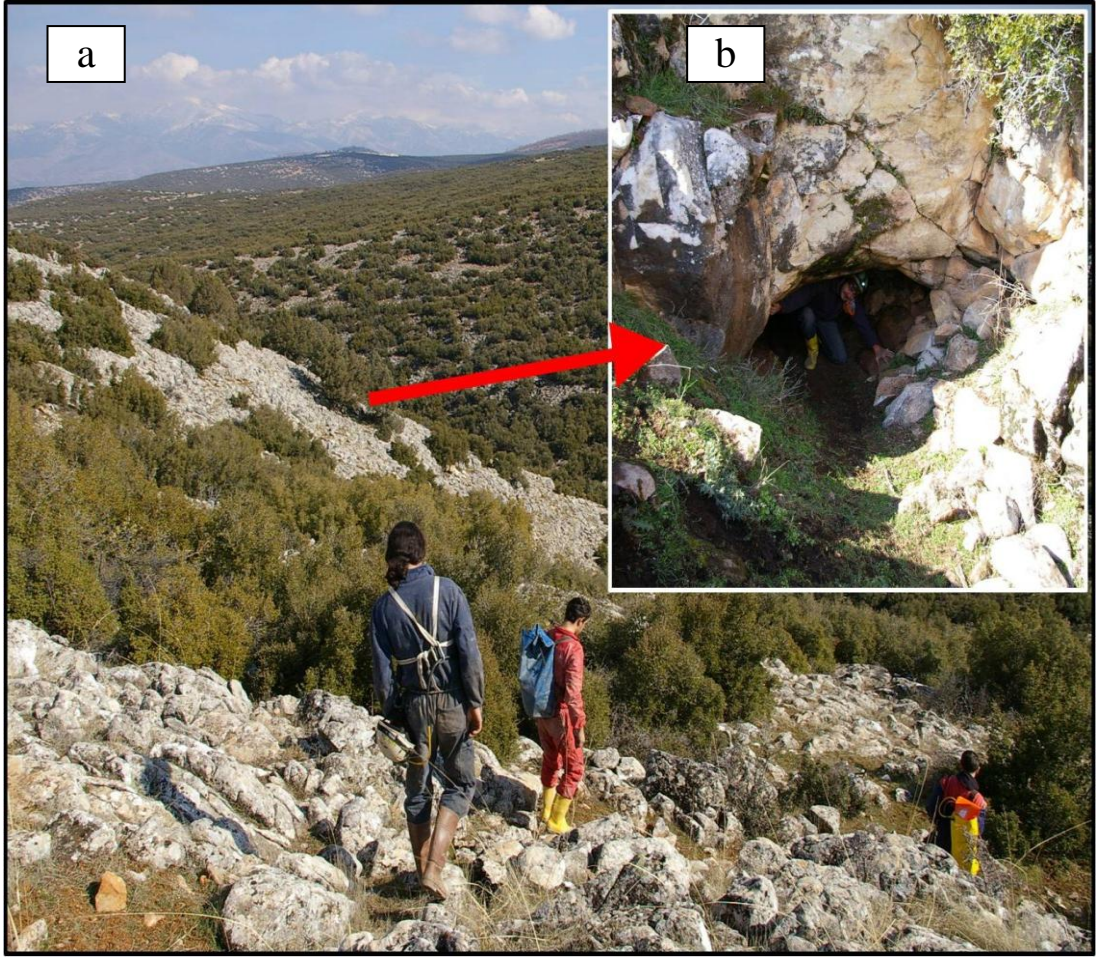


Şekil 2.2 : İncelenen mağaraların konumları ve yer bulduru haritası (Url-1).

2.1 Sırtlanini Mağarası

2.1.1 Giriş

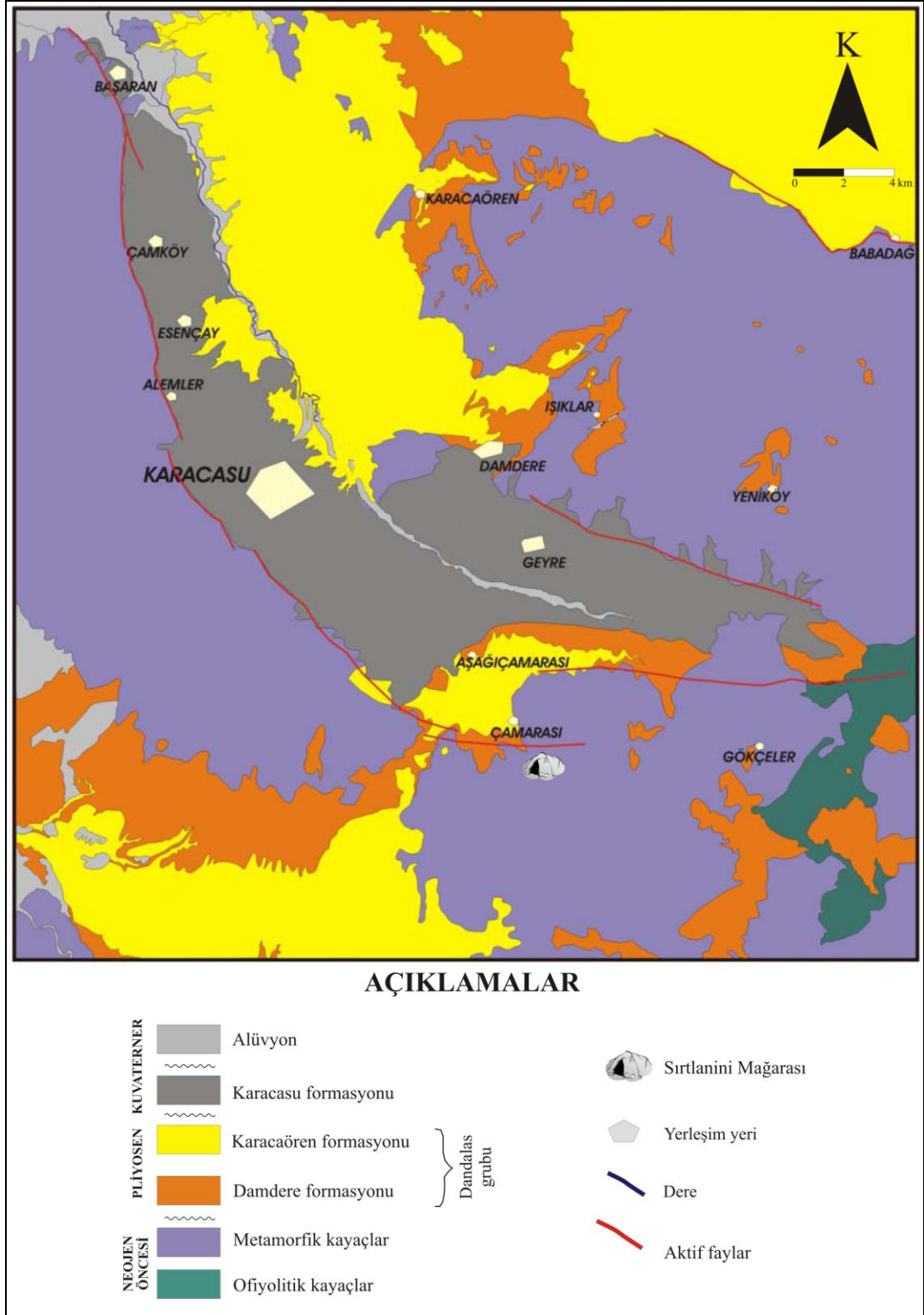
Sırtlanini Mağarası, Ege Bölgesi'nde Aydın'ın Karacasu ilçesine bağlı Çamarası Köyü'nün yaklaşık 1,5 km güneydoğusunda, deniz seviyesinden 1060 metre yukarıda yer almaktadır. Mağaranın ölçülen toplam uzunluğu 450 metre ve girişe göre en derin yeri 40 metredir. Mağaraya karayoluyla ulaşım yılın her ayı mümkündür. Denizli-Aydın karayolunun 60.km'sinde güneye, Karacasu yol ayrımı yer almaktadır. Karacasu ayrımından 37 km sonra Geyre'ye (Afrodisias) ulaşılır. Geyre'nin içinden güneybatı yönünde ilerledikten sonra Çamarası köyüne varılır. Daha sonra yaklaşık 1,5 km stabilize yoldan ilerledikten sonra Sırtlanini Mağarası'na ulaşılır. Sırtlanini Mağarası, bölgede metamorfik temel olarak bulunan Menderes Masifi'nin mermerleri içerisinde oluşmuş ve gelişmiştir. Mermerler beyaz, gri, koyu gri renklindedir (Şekil 2.3)



Şekil 2.3 : a) Sırtlanini Mağarası'nın bulunduğu Mesozoyik yaşlı mermerlerden görünüm, b) Sırtlanini Mağarası'nın girişi

2.1.2 Jeoloji

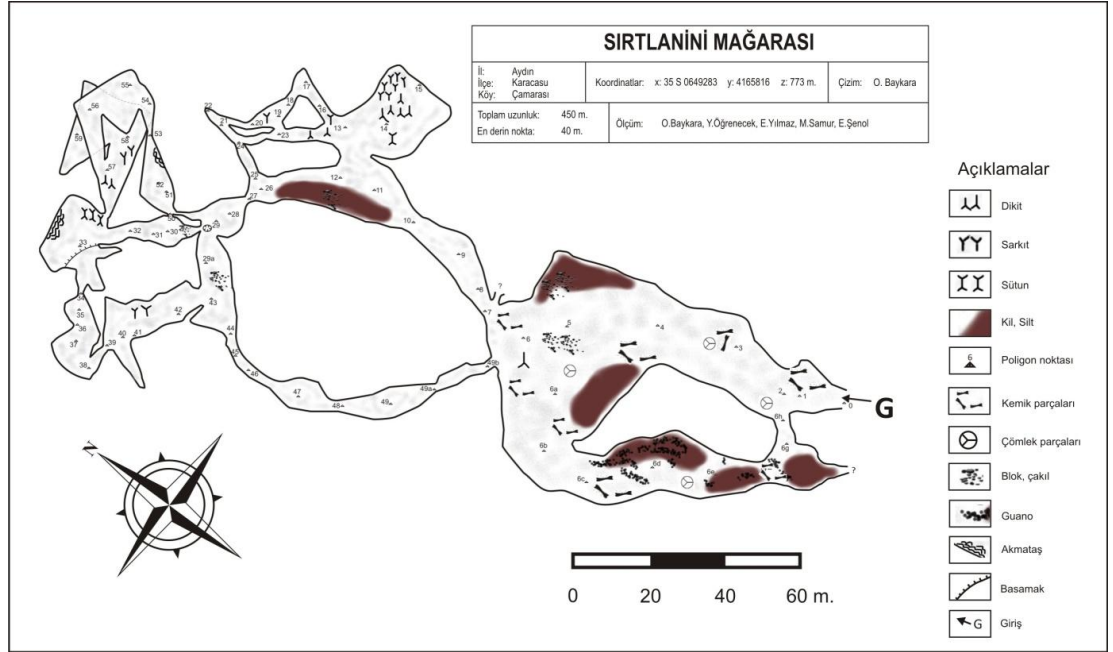
Sırtlanini Mağarası'nın yer aldığı Karacasu Grabeni doğusu ve batısı Neojen öncesi temel kayalarından oluşan iki horst ile sınırlanır ve Neojen ve Kuvaterner çökelleri yüzeylenir. Bölgedeki temel kayaların üzerine (çoğunlukla metamorfikler, doğuda sınırlı kısımlarda ofiyolitler) birbirinden uyumsuzluk ile ayrılan iki sedimanter istif gelir. En altta yer alan Dandalas grubu istifi farklı kayaç gurupları içeren iki litostratigrafi birimine ayrılmıştır. Temel kayaları üzerinde karasal çökeller (Damdere formasyonu) ile başlayan grup, yukarıya doğru gösel özellikler sunan bir birime (Karacaören formasyonu) geçer. Dandalas grubunun üzerine kaba kırıntılı çökellerden oluşan Karacasu formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir (Kastelli, 1971). Karacasu Grabenindeki birimlerin bazı kısımları alüvyon ile örtülmektedir. Mikaşistler arasında yaygın olarak bulunan ve çoğunlukla mika içeren mermerler bazı yerlerde kalkışist görünümündedir (Şekil 2.4).



Şekil 2.4 : Sirtlanini Mağarası'nın bulunduğu bölgenin jeoloji haritası (Açıkalın 2005).

2.1.3 Jeomorfoloji

Sırtlanini Mağarası'nın oluştuğu ve geliştiği bölge tektonik hareketlerden oldukça fazla etkilenmiştir. Sırtlanini Mağarası'nın yaklaşık 10 km kuzeyinde bulunan antik Afrodisias kenti kazılarında rastlanılan belgelerde, bölgede 4. ve 7. yüzyıllarda iki büyük deprem meydana geldiği belirtilmiştir (Ratte ve DeStaebler, 2012). Bu depremlerde yeraltı su seviyesinin değiştiği, şehrin bir kısmının sular altında kaldığından bahsedilmiştir (Ratte ve DeStaebler, 2012). Çamarası Köyü sınırları içerisinde kalan Sırtlanini Mağarası'nın girişi oldukça dardır ve yaklaşık 3 metre sürünerek girilebilmektedir. Mağaranın toplam uzunluğu 420 metre, girişe göre en derin yeri -43 metre, en yüksek yeri ise +27 metre olarak ölçülmüştür Sırtlanini Mağarası'nda oluşumunu ve gelişimini tamamlamış üç farklı seviye gözlenmektedir. Her üç seviyede vadoz zonda yer almaktadır (Şekil 2.5).



Şekil 2.5 : Sırtlanini Mağarası'nın planı.

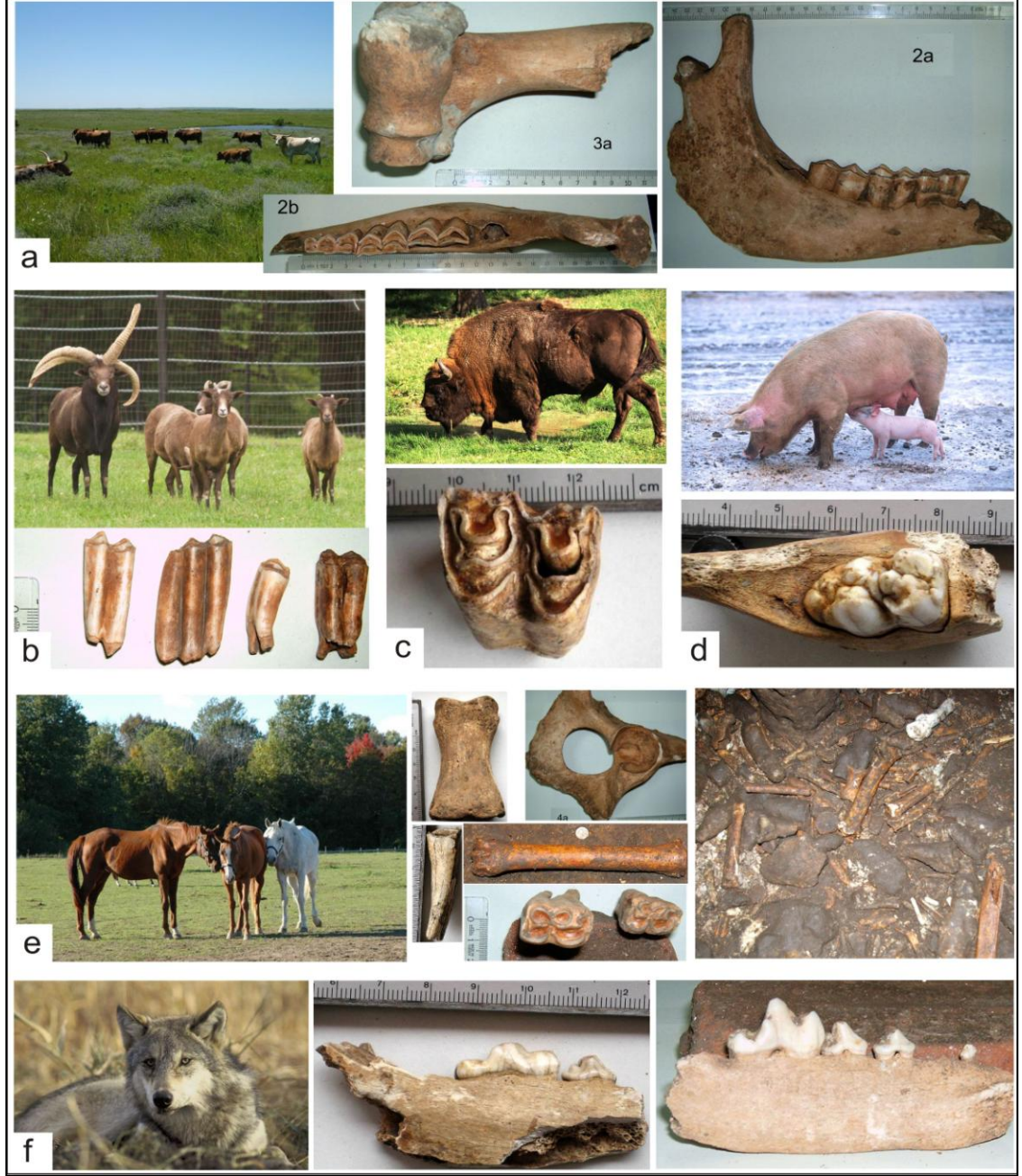
Birinci ve üçüncü seviye askıda kalmıştır. Mağara'nın ana galerisi durumunda olan ikinci seviye güncel girişin olduğu seviyedir. İkinci seviyenin altında kalan birinci seviyenin yeryüzüne açılan ağzının tektonik hareketlerle kapandığı düşünülmektedir. Nefes alabilen mağara sınıfına giren Sırtlanini Mağarası'nda yaz aylarında içeriden dışarıya, kış aylarında dışarıdan içeriye yoğun bir hava girişi vardır. Birinci seviyede ve bazı dar geçitlerde hava kalitesi oldukça bozuktur ve nefes almak güçleşmektedir. Bu nedenle araştırma yapılırken kış aylarının seçilmesine özen gösterilmelidir. Yaz

aylarında araştırma yapılması gerekiyorsa, deneyimli mağaracılarla mağaraya girilmesi gerekmektedir. Yağışlı mevsimlerde mağara içinde damlayan sular gözlenmesine karşın, kurak aylarda damlama tamamen kesilir. Mağara giriş seviyesinin yaklaşık 5 metre üstünde bulunan üçüncü seviyeyle yüzey arasındaki kot farkı oldukça azdır ve bu seviyede yer yer yüzeyde bulunan maki topluluklarına ait bitki kökleri gözlenmektedir. Sırtlanini Mağarası'ndan bol miktarda sarkıt, dikit ve sütun oluşumu gözlenmiştir. Mağara'nın sonlarına doğru oldukça zengin akmetaş ve perde oluşumlarına rastlanılmıştır. Mağarada yarasa, farklı örümcek türleri, solucanlar gibi canlı yaşamına da rastlanmıştır (Şekil 2.6). Tez kapsamında Sırtlanini Mağarası'na ilk giriş 2007 yılında yapılmıştır. 2007 yılından bu güne mağaradaki yarasa popülasyonunda düşüş olduğu ve mağaradan denetimsiz olarak yarasa gübresi (guano) çıkarma işlemlerinin yapıldığı gözlenmiştir. Bu durum mağaraya girişlerin kontrol altına alınması gerektiğini göstermektedir.



Şekil 2.6 : a: örnekleme yapılan galeriden bir görünüm, b: mağara tavanında gözlenen bitki kökleri, c-d-e: mağarada çok sayıda gözlenen sarkıt, dikit, sütun ve akmetaşlardan görünüm f: mağarada gözlenen örümcekler

Sırtlanini Mağarası'nda günümüzde olduğu gibi, geçmişte de canlıların yaşam sürdüğüne dair belirtiler bulunmaktadır. Mağara tabanında bol miktarda kemik ve diş kalıntıları gözlenmiştir. Bu kalıntıların at, domuz, keçi ve sırtlan gibi farklı memeli türlerine aittir (Şekil 2.7). İsmi mağaraya veren sırtlanların, avlarını yakaladıktan sonra mağara içinde beslendikleri sanılmaktadır.



Şekil 2.7 : Sırtlanini Mağarası'nda bulunan bazı memeli fosilleri: (a-b-c: Takım: Artiodactyla, Alt takım: Ruminantia a-b: Familya: Bovidae c: Familya: Bovidae, Bison sp. d) Takım: Artiodactyla, Familya: Suidae Sus sp. e) Takım: Perissodactyla Familya: Equidae, Equus sp. f) Takım: Carnivora, Familya: Canidae Canis sp.) (Baykara ve diğ., 2009)

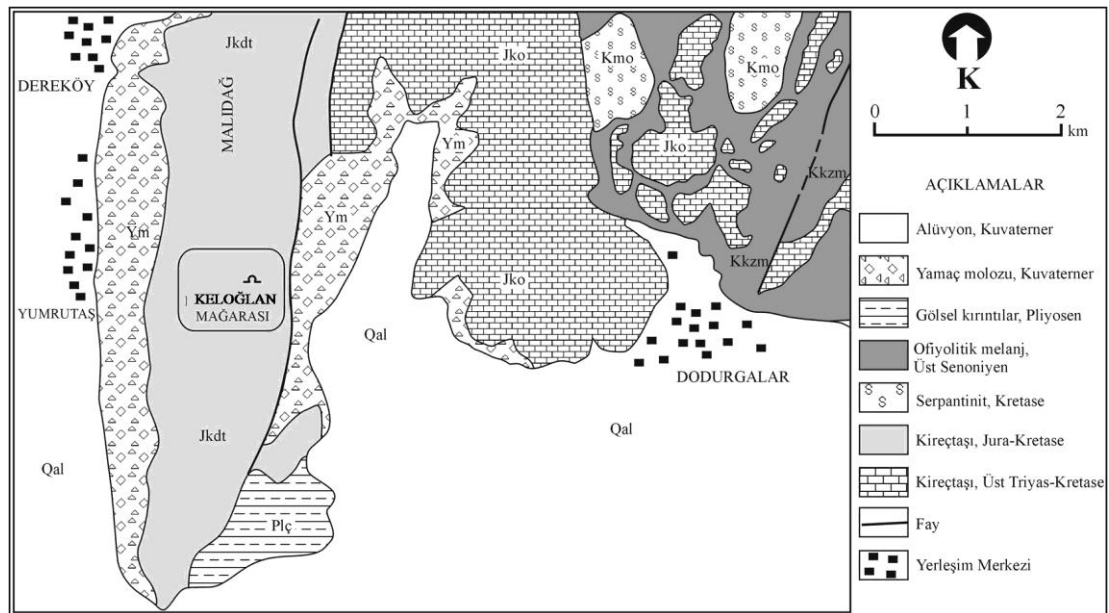
2.2 Keloğlan Mağarası

2.2.1 Giriş

Keloğlan Mağarası, Denizli İli'ne 55 km mesafedeki Acıpayam İlçesine bağlı Dodurgalar Kasabası yakınlarında, Malıdağı'nın doğu yamacında, önündeki ovaya hakim bir noktada yer alır. Mağara, Denizli'yi Acıpayam üzerinden Antalya'ya bağlayan devlet karayoluna Banıraz Burnu'ndan itibaren yaklaşık 6 km kadar uzaklıktadır. Toplam uzunluğu 145 metre olan mağarada, giriş seviyesine göre ± 5 metrelik yükseklik farkları izlenir. Mağaranın deniz seviyesinden yüksekliği 1110 metredir. Yatay konumlu olan mağara artık günümüzde gelişimini tamamlamış fosil bir mağara özelliği taşır.

2.2.2 Jeoloji

Keloğlan Mağarası Türkiye'nin GB'sında Batı Toroslarda yer alır. Mağara çevresinde Batı Toros napları ve birbirinden farklı yapısal özellikler gösteren allokton birimler gözlenir. Bu birimler başlıca ofiyolit, ofiyolitik melanj, Mesozoyik yaşlı değişik kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarıdır (Nazik, 1998). Keloğlan Mağarası çevresinde yer alan dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşları kırıklı-çatlaklı olmaları nedeniyle mağara oluşumu ve gelişimine oldukça uygundur. Mesozoyik yaşlı allokton birimler, Pliyosen ve Kuvaterner'e ait göl tortulları ve yamaç molozları tarafından üzerlenir (Şekil 2.8).



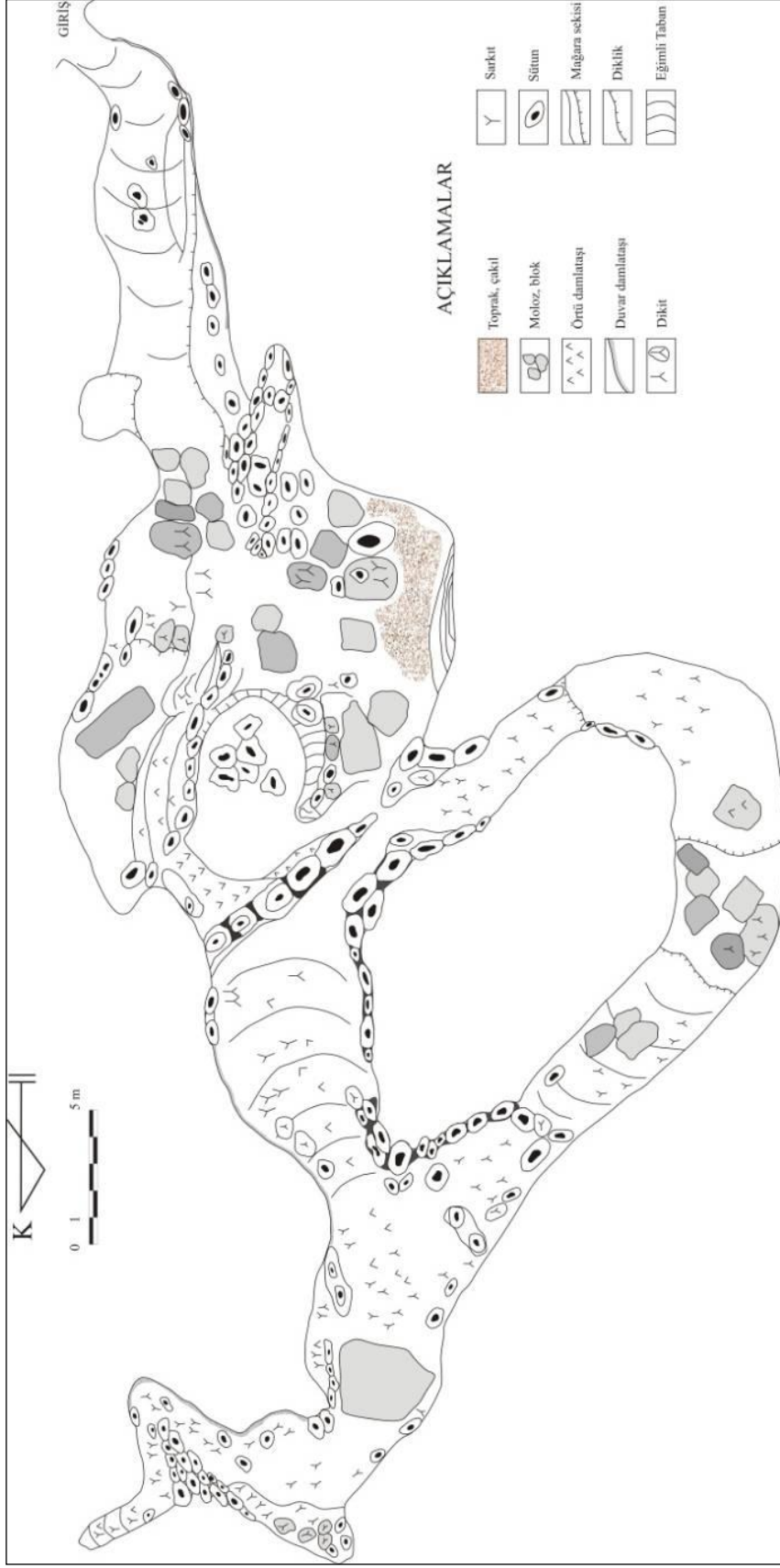
Şekil 2.8 : Keloğlan Mağarası'nın bulunduğu bölgenin jeoloji haritası (Özkul ve diğ., 2003).

Mağaranın bulunduğu alanda birbirine paralel KD-GB doğrultulu normal faylar gözlenmektedir. Bu fayların bazıları birimler arasında tektonik dokanak oluşturur. Malıdağı'nda yer alan kireçtaşı biriminde yaklaşık K-G doğrultulu fayın aynası Keloğlan Mağarası önünde gözlenmektedir. Bölgedeki normal faylara paralel olarak izlenen KD-GB doğrultulu dağılım gösteren tansiyon çatlakları ve mağara içinde de gözlenen bu çatlak sistemleri mağara içi oluşumların yönlenmesinde ana rol oynamaktadır. Yapılan incelemeler sonucunda bölgenin, KB-GD yönlü bir çekme tektoniğinin etkisi altında kaldığı anlaşılmıştır (Özkul ve diğ., 2003).

2.2.3 Jeomorfoloji

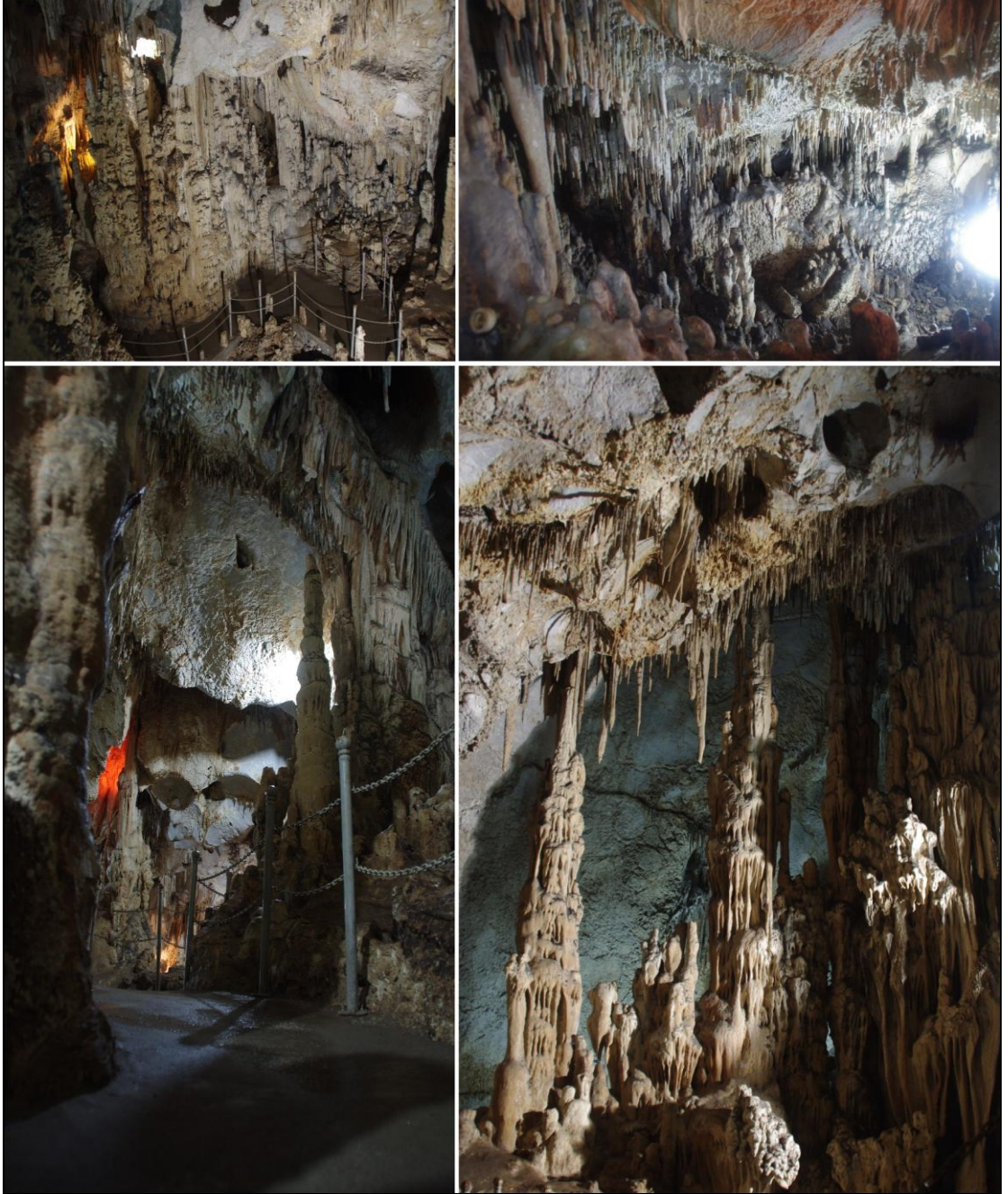
Acıpayam Polyesi düzeyinden (895 m) yaklaşık 200 metre yukarıda (1110) bulunan Keloğlan Mağarası, Pliyosen yüzeyinin hemen altında kuzey-güney doğrultusunda gelişmiştir. Mağara turizme açılmadan önce dar bir ağız olan ve tek bir salondan meydana gelen mağaranın toplam uzunluğu 145 metredir. Uygun lito-stratigrafik özellikleri ve bol çatlaklı yapısı nedeniyle karstlaşmaya son derece uygun Jura-Kretase kireçtaşları içinde gelişen mağara, birçok damlataş sütunları ile birbirine geçen çok sayıda odacığa ayrıldığından girintili-çıkıntılı bir yapıya sahiptir. Hemen hemen yatay gelişen mağaranın, girişe göre en derin yeri -5 metre en yüksek yeri +5,5 metredir. Buna karşılık son noktası +0,3 metre yukarıdadır. Tavan yüksekliğinin ortalama 1-9 metreler arasında olan mağara, 15 metrelik bir kalınlık içinde gelişmiştir (Nazik, 1998). İçerisi çatlaklar boyunca gelişmiş damlataşlar (sarkıt, dikit, sütun, duvar ve örtü damlataşları) ile kaplı Keloğlan Mağarası, yatay olarak gelişmiş hidrolojik olarak geçit konumlu bir mağaradır (Şekil 2.9).

Tez çalışması sırasında Keloğlan Mağarası'nın turizme açılmayan son bölümünde sayıları yaklaşık olarak 50'ye ulaşan yarasa popülasyonuna rastlanmıştır. Mağara'nın turizme açılma çalışmaları sırasında toplanan taban malzemesi elenerek içindeki kemik ve diş kalıntıları ayıklanmış ve bu malzemeler üzerinde yapılan ilk değerlendirmelere göre mağarada daha önce çift toynaklılardan ceylan (*Gazella*), keçi (*Capra*), koyun (*Ovis*), bizon (*Bison*), domuz (*Suidea*), tek toynaklılardan at, eşek, zebra (*Equus*) ve etçillerden kırmızı tilki (*Vulpes vulpes*), gri kurt (*Canis lupus*) gibi canlıların yaşadığı tespit edilmiştir (Özkul ve diğ., 2003).



Şekil 2.9 : Keloglan Mağarası'nın haritası (Nazik, 1998'den yararlanılarak yeniden çizilmiştir).

Günümüzde vadoz zonda bulunan mağara bütünüyle fosilleşmiştir. Bu nedenle yakın geçmişte yer yer çökmeler olmuştur. Ancak yoğun damlataş oluşumları, özellikle kalın sütunlar bu tehlikeyi ortadan kaldırmıştır. Yağışlı dönemlerde tavandan sızan sular, yeni damlataşları oluşturdukları gibi, eskileri de canlı tutmaktadırlar (Şekil 2.10).



Şekil 2.10 : Keloğlan Mağarası'ndaki sarkıt, dikit ve sütun oluşumlarından bir görünüm.

2.3 Dim Mağarası

2.3.1 Giriş

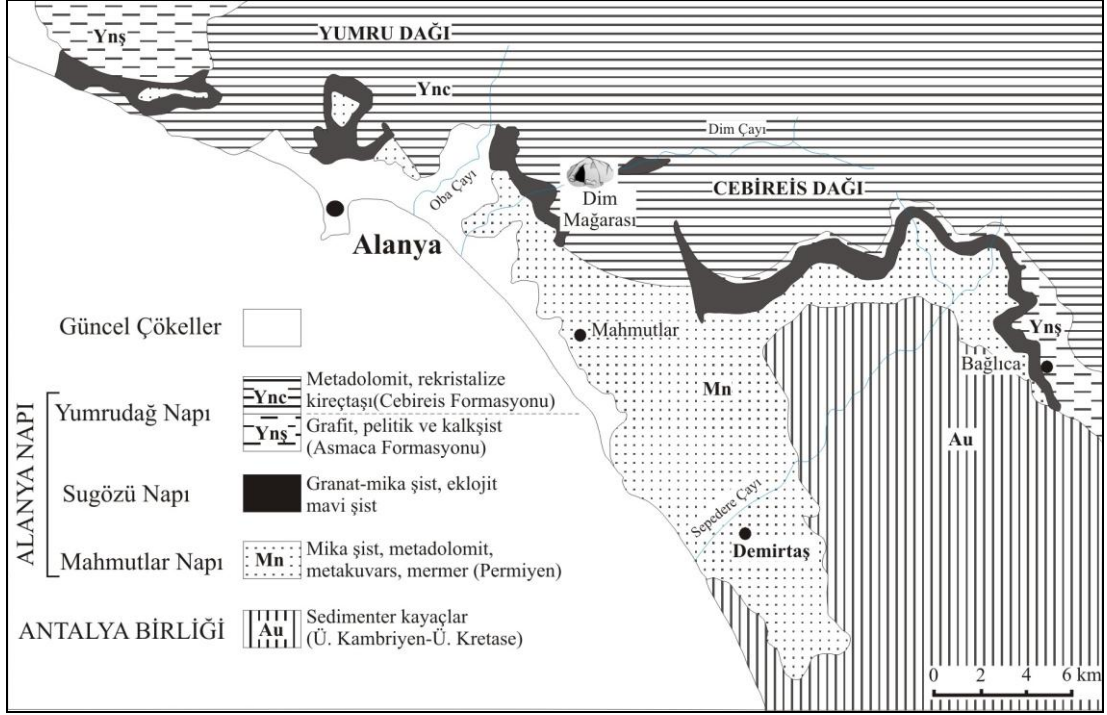
Dim Mağarası Türkiye'nin Akdeniz kıyısındaki turizm merkezi Antalya'ya 145 km., Alanya'ya 11 km. uzaklıktadır. Mağara deniz seviyesinden 232 m. yükseklikte olup, 1691 m. yüksekliğindeki Cebireis Dağı'nın batı yamacında yer alır. Dim Mağarası'na Alanya'nın Kestel Belediyesi üzerinden Dim Çayı vadisinden ve Tosmur Belediyesi üzerinden asfalt yollarla ulaşılır.

Dim Mağarası eski çağlardan beri bilinen ve turizme kazandırılmadan önce bir bölümü bölge halkı tarafından barınak olarak kullanılmıştır. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü tarafından 1986 yılında ölçümleri yapılmıştır. Daha sonra özel teşebbüs tarafından 1996 yılında devletten kiralanarak Eylül 1998'de bölge turizmine katkı sağlamak üzere hizmete açmıştır. Dim Mağarası, Türkiye'de Uluslararası Turizme Açık Mağaralar Birliğine'ne bağlı olan özel teşebbüs tarafından turizme açılan ilk mağaradır.

2.3.2 Jeoloji

Bölgesel jeolojik çalışmalara göre Dim Mağarası Alanya Birliğinde oluşmuş ve gelişmiştir (Okay ve Özgül, 1984). Alanya merkezinin 20 km doğusundan başlayan Alanya Birliği, batıya doğru birbirini üstleyen üç metamorfik naptan oluşur. Bu naplar farklı metamorfizma ve istiflenme özellikleri gösterir. Yapısal konumlarına göre, yaşlıdan gence doğru Mahmutlar Formasyonu (alt nap), Sugözü Formasyonu (orta nap) ve Yumrudağ Grubu (üst nap) olarak adlandırılmıştır (Okay ve Özgül, 1984). Dim Mağarası, Alanya Masifinin en üst seviyesi olan Yumrudağ Napına ait birimde bulunmaktadır.

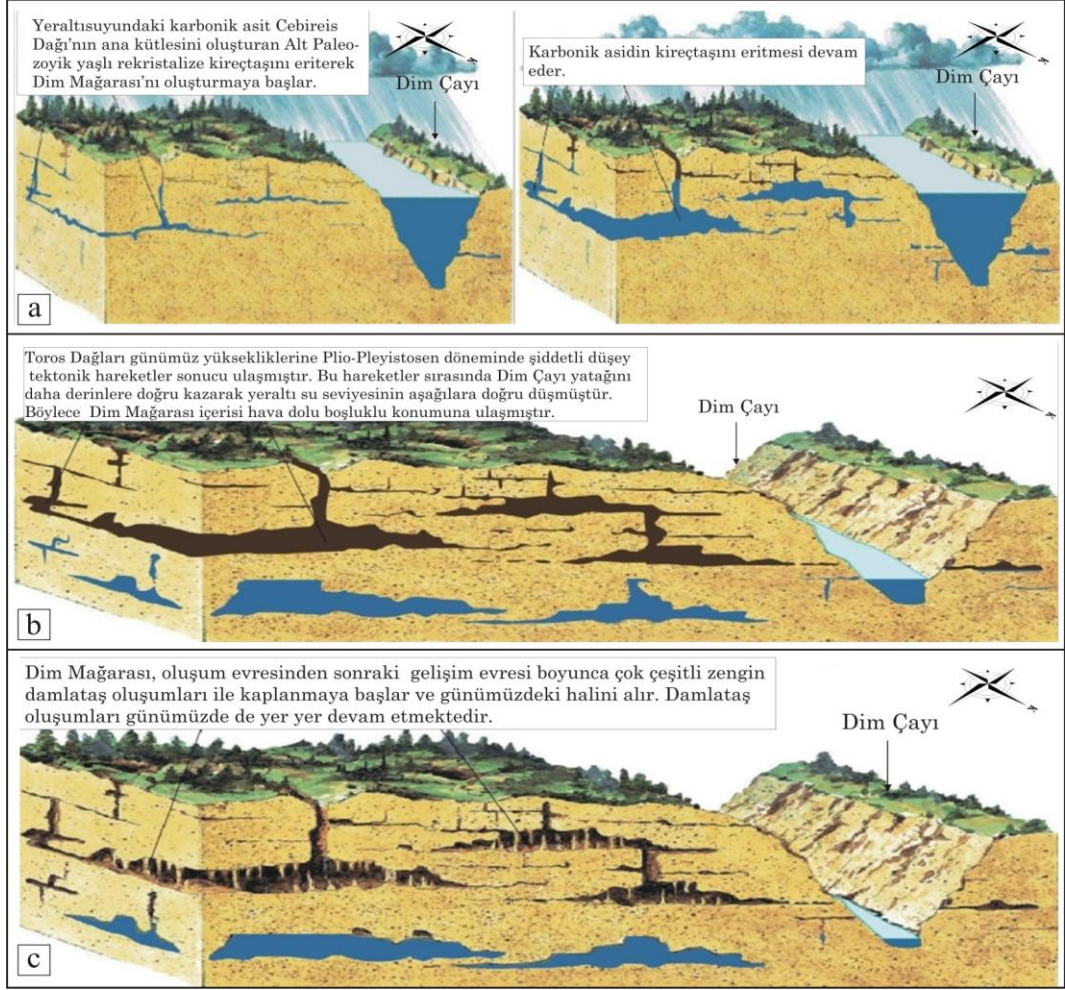
Dim Mağarasının oluştuğu Alanya Birliğinin en üst napını oluşturan Yumrudağ Grubu iki birime ayrılmıştır. Bunlardan biri, Cebireis Formasyonunun üst seviyeleridir ve rekristalize kireçtaşının üzerlediği pelitik şist, kalk şist ve meta-dolomitlerden oluşur (Koçkar ve Akgün, 2003). Diğeri ise, bütün seviyeleri ile yüzeylenen Asmaca Formasyonudur. Bu birim yer yer arakatlı olarak pelitik şist, kalk şist ve grafit şistlerden oluşmaktadır (Şekil 2.11).



Şekil 2.11 : Dim Mağarası'nın bulunduğu bölgenin jeoloji haritası (Okay ve Özgül, 1984)

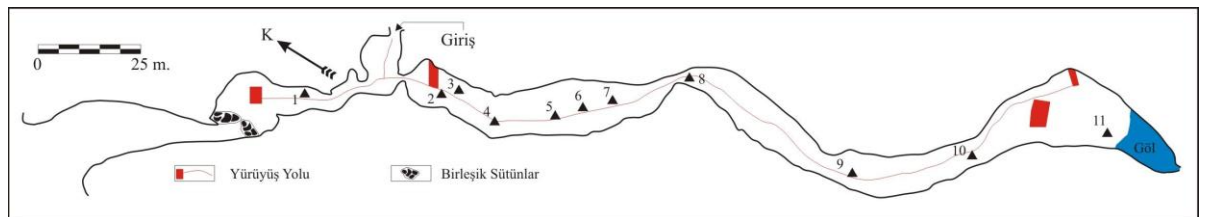
2.3.3 Jeomorfoloji

Dim Mağarası Orta Toroslardaki Cebireis Dağının ana kütesini oluşturan Alt Paleozoyik yaşlı çok sert ve çok kalın tabakalı gri-koyu gri renkli rekristalize kireçtaşı formasyonunun içindedir. Mağara, KB-GD doğrultuda bir kırık zonu üzerinde gelişmiştir. 150 metre yakınında Dim Çayı Vadisi yer alır. Kireçtaşlarının alt seviyeleri şistlerle aralanmalı olup en altta formasyon tamamen şistlere dönüşür. Dim Mağarası'nın oluşumu zayıf asidik özellikte olan yeraltı suyunun Alt Paleozoyik yaşlı kireçtaşını eritmesiyle başlar. Daha sonra Plio-Pleyistosen döneminde şiddetli düşey tektonik hareketler sonucu yeraltı su seviyelerinde düşüş göstermiştir. Bunun sonucunda Dim Çayı yatağını daha derinlere doğru kazmıştır. Aynı süreçte Dim Mağarası da içerisi hava dolu olan boşluklu konumuna ulaşmıştır. Dim Mağarası oluşum evresinden sonraki gelişim süreci boyunca çok zengin damlataş oluşumları ile kaplanmaya başlamış ve evrimini sürdürerek günümüzdeki konumuna ulaşmıştır. Damlataş oluşumları güncel olarak yer yer oluşumlarını sürdürmektedir (Şekil 2.12).



Şekil 2.12 : a) Dim Mağarası'nın oluşum evresinin şematik gösterimi b) Dim Çayı yatağını kazarak Dim Mağarası'ndaki boşluklar hava ile dolmuş ve oluşum evresi tamamlanmıştır (şematik) c) Dim Mağarası gelişimini büyük ölçüde tamamlayarak günümüzdeki konumuna ulaşmıştır (şematik-Url-2)

Dim Mağarası 360 m. uzunluğunda, yatay, 10-15 m. genişliğinde ve yüksekliğindedir. Mağara içi çok çeşitli ve zengin damlataş oluşumları ile kaplıdır. Günümüzde de bu gelişim yer yer devam etmektedir. Mağaranın sonunda, girişten 17 m. daha derinde 200 m² su yüzeyi bulunan küçük bir göl bulunmaktadır. Suyun bu bölümde birikmesinin nedeni göl tabanının geçirimsiz şistlerden oluşmasındandır (Şekil 2.13).



Şekil 2.13 : Dim Mağarası'nın planı (Url-3'den düzeltilerek kullanılmıştır).

Dim Mağarası'nın önemli turizm merkezlerimizden Alanya'ya 11 km. uzaklıkta olması mağaranın turizm potansiyelini oldukça arttırmaktadır. Mağara içerisindeki oluşumların (sarkıt, dicit, damlataş vb.) güzelliği ve çeşitliliği mağaraya ziyarete gelen turistleri etkilemektedir (Şekil 2.14). Doktora tez çalışması süresinde Dim Mağarası'na yapılan ziyaretler sırasında mağara ortamına oldukça fazla ısı veren ışık kaynakları daha düşük ısı veren ve mağara içi eko-sisteme en az zararı verdiği düşünülen led aydınlatmalarla değiştirilmiştir. Bu olumlu gelişme Türkiye'de turizme açık olan diğer mağaralara örnek olması gerektiği düşünülmektedir.



Şekil 2.14 : Dim Mağarası'nda bulunan sarkıt, dicit, akmataş oluşumlarından görüntümler

Tez kapsamında mağarada yaptığımız incelemeler sırasında yarasalar, farklı örümcek türleri ve mağara semenderi gibi mağaranın biyolojik zenginliğini gösteren canlılara rastlanılmıştır (Şekil 2.15).

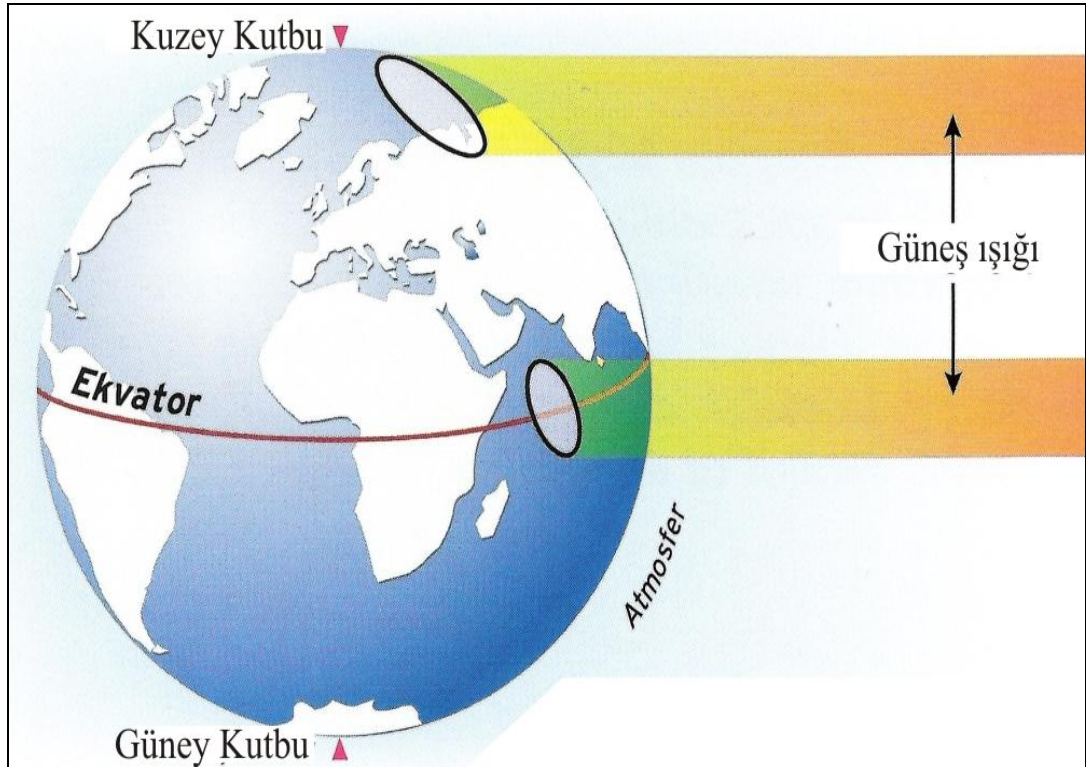


Şekil 2.15 : Dim Mağarası'nda gözlenen mağara semenderleri

3. İKLİM VE İKLİM DEĞİŞİMİ HAKKINDA GENEL BİLGİLER

3.1 İklim

İklim, Latince klimatis veya Yunanca klima'dan gelir ve "eğiklik" anlamına gelir. İlkçağlarda yaşayan insanlar atmosferde meydana gelen değişikliklerin temel olarak güneş ışınlarının eğikliğine göre değiştiğini anlamışlardı. Yüksek enlemlere doğru eğiklik artmaktadır. Dünya'nın küre şeklinde olmasından dolayı güneş ışınları ekvator bölgesinde dike yakın bir açıyla yeryüzüne düşer, kutuplarda ise güneş ışınları neredeyse yeryüzüne teğete yakın gelmektedir (Şekil 3.1). Güneş ışınlarının eğikliği arttıkça, yüzeydeki her birimin aldığı enerji azalmaktadır.



Şekil 3.1 : Güneş enerjisi Dünya'ya geliş açısındaki fark, güneş ışınları ekvator bölgesinden dike yakın gelirken kutup bölgesinde neredeyse teğete gelmektedir (Denhez, 2007'den değiştirilerek alınmıştır).

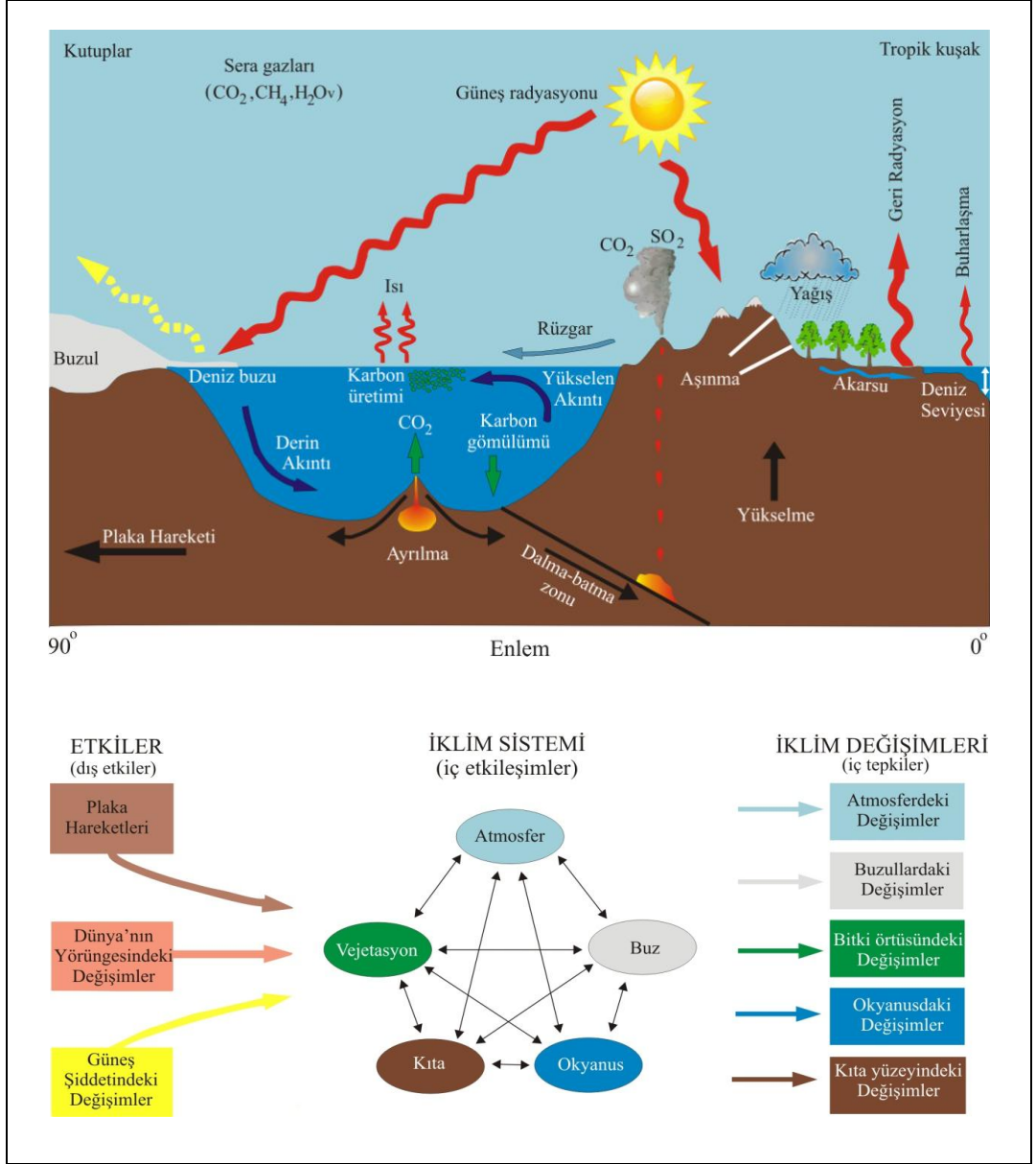
İklim, belirli bir zaman diliminde belirli bir yerdeki atmosferin durumudur, meteoroloji ise göreceli olarak daha sınırlı bir bölge üzerindeki değişimi öngörebilmek için atmosferin sıcaklık, rüzgar, yağış gibi durumlarını, oldukça kısa bir zaman içinde ölçmeye çalışır.

İklimbilim, havanın ortalama olarak nasıl etki yaptığını anlamak ve onu tanımlamaya çalışmak için meteorolojinin yöntemlerini, araçlarını ve verilerini kullanır. Bölgelerin iklim tiplerini belirlemek için, meteoroloji istasyonları tarafından elde edilen (sıcaklık, yağış, rüzgar vb.) bir dizi ölçümden faydalanır. İklimbilim, iklimleri belirleyen değişkenlerin (hava, su, güneş) oluşum ve davranışlarını inceleyen tüm bilim dallarıyla ilişkilidir. Doğal ortamları inceleyen tüm bilim dalları gibi iklimbilim de geriye doğru çalışan bir disiplindir (Eken ve diğ., 2008). Ekolojik, jeolojik, fiziksel ve kimyasal etkenler gibi elle tutulamayan nedenleri ortaya çıkarabilmek için, görülebilir sonuçlardan “iklimlerden” yola çıkar. İklimbilim, geçmişi bugüne aktaran veriler (speleotemler, buzullar, göl çökelleri, okyasnus dip çökelleri vb.) üzerinde yapılan analizlere dayanarak artık var olmayan iklimleri tekrar kurgulayabilir. İklimbilimsel modeller gelecekteki iklimlerin nasıl olabileceğini öngörme imkanı da vermektedir.

3.2 İklim Bileşenleri

Yerküre'nin iklim sistemi, hava, su, buzul, kıta ve vejetasyon bileşenlerinden oluşur. Zaman içerisinde bu bileşenlerde meydana gelen değişimler, temel olarak “neden” ve “sonuç” olarak adlandırılmış, iklimbilimciler tarafından ise “etki-forcing” ve “tepki-response” olarak adlandırılırlar. “Etki” terimi, değişime zorlayan veya neden olan etkenlere karşılık gelir, “Tepki” terimi ise meydana gelen iklim değişikliklerine karşılık gelmektedir (Ruddiman, 2008).

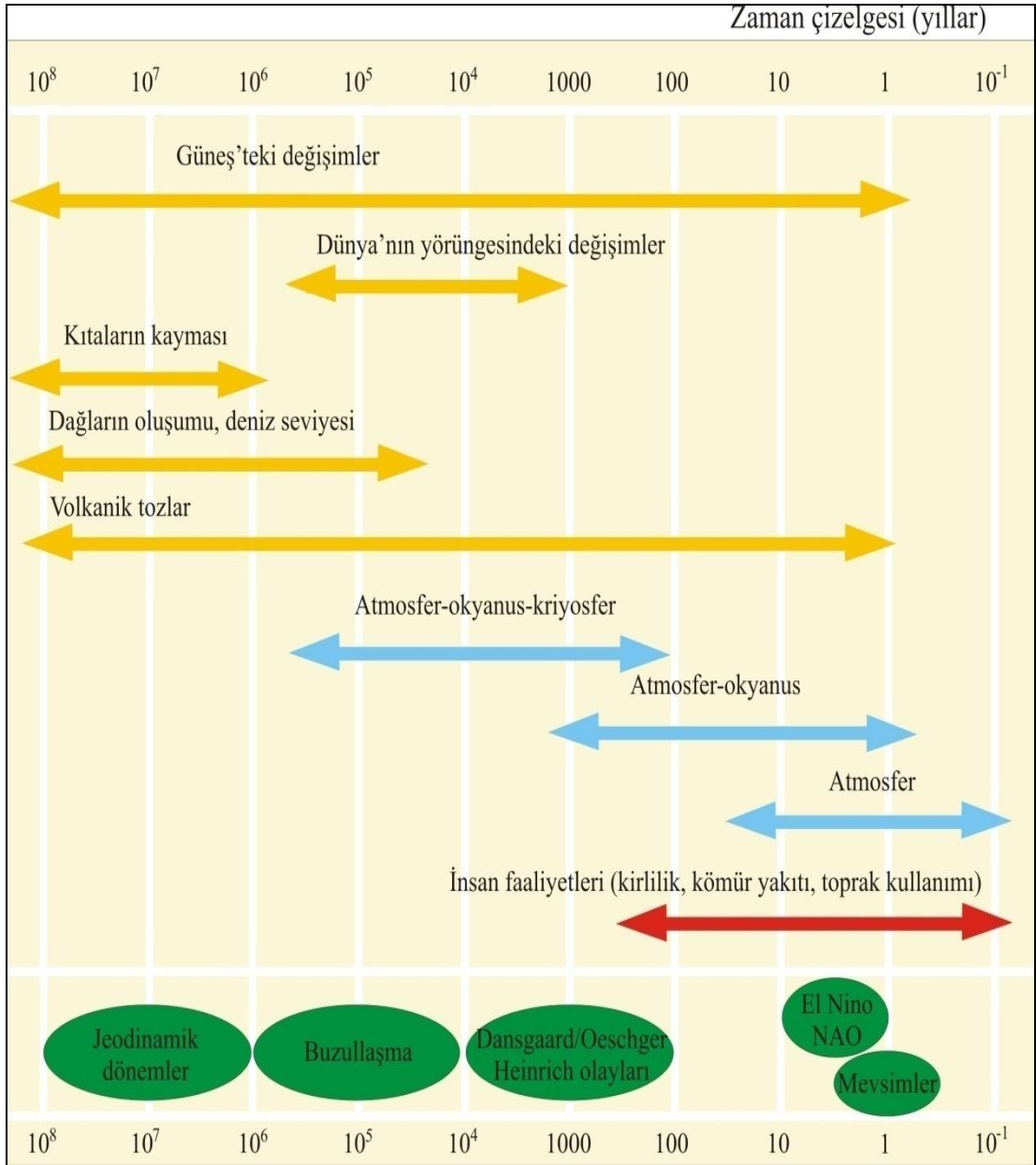
Dünya'nın iklim sistemi ve bileşenlerinin gösterildiği Şekil 3.2'de iklim çalışmalarında kullanılan tüm etkenler geniş bir yelpazede gösterilmiştir. Hava, su, buzul, kara ve vejetasyon iklim sisteminin ana bileşenleridir. Yağış, buharlaşma ve rüzgarlar, iklim sistemiyle beraber çalışan önemli süreçlerdir. Öyleki bu süreçler, ılıman tropik bölgelerinden soğuk kutup bölgelerine, Güneş'ten Dünya'mızın atmosferine, okyanuslardan yeryüzüne kadar olan tüm alanlarda Dünya'mızın ikliminin oluşmasında etkilidir (Ruddiman, 2008).



Şekil 3.2 : Dünya'nın iklim sistemi ve iklim sisteminin bileşenleri (Ruddiman, 2008).

3.3 İklim Değişimine Neden Olan Doğal Etkiler

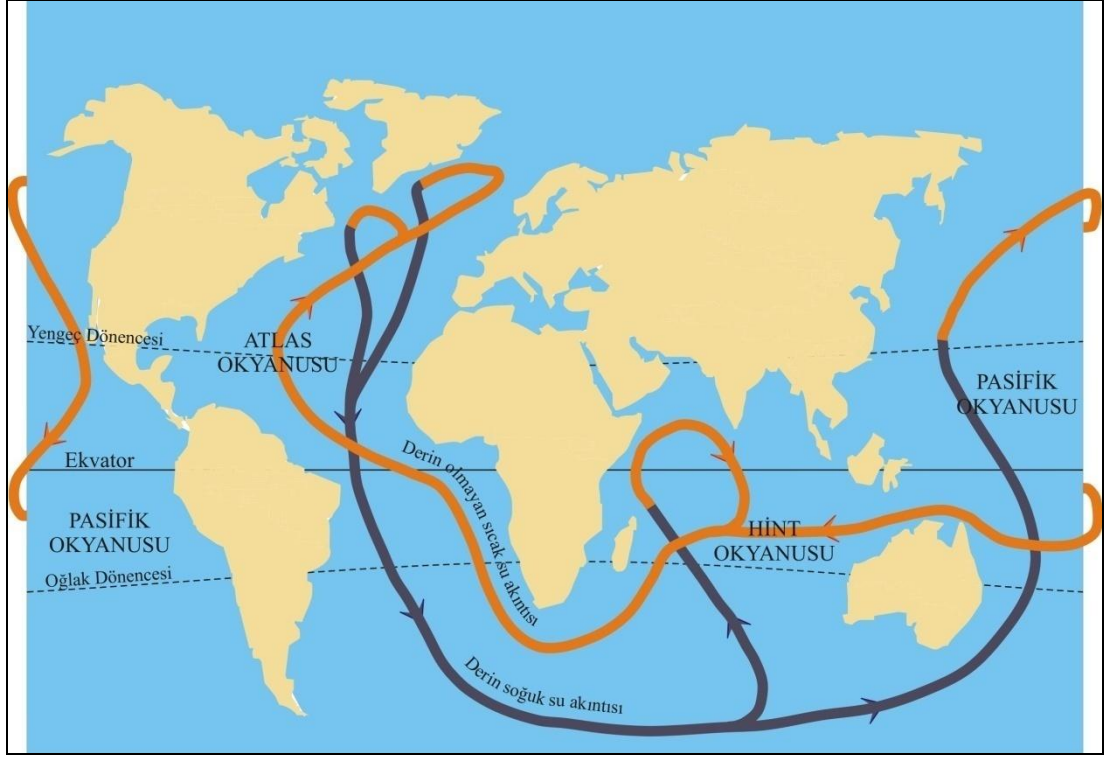
Dünya tarihi boyunca iklim, küresel ve bölgesel olarak hemen hemen tüm jeolojik zaman aralıklarında sürekli değişmiştir. İklim değişiminin birçok doğal nedeni vardır (Şekil 3.3). Bu nedenlerin bir kısmı iklim değişimleri sürecinde küresel ölçekte etkilidir, bir kısmı ise bölgesel ölçekte etkilidir. Güneş'te meydana gelen patlamalardan dolayı Dünya'mıza gelen güneş radyasyonu şiddetindeki değişimler iklim değişimi sürecinde küresel ölçekte etki yaparken, volkanik patlamalar gibi daha küçük etkenler kısa zaman aralıklarında meydana gelmiş iklim değişimlerinde önem taşımaktadır.



Şekil 3.3 : İklim değişimine neden olan eden temel etkenler ve etki süreleri (Denhez, 2007)

3.3.1 Okyanusal Dolaşım

Bir iklim düzenleyicisi olarak çalışan okyanus akıntıları; dalgalar, rüzgarlar, koriolis etkisi, sıcaklık, tuzluluk farkları, Güneş ve Ay çekiminden kaynaklanan gel-gitler tarafından oluşturulan devamlı bir döngü halinde okyanuslarda dolaşan okyanus suyu hareketleriyle meydana gelir. Okyanusal dolaşımında meydana gelen değişimler dünyadaki ısı dağılımını olumsuz yönde etkileyerek bölgeler arası aşırı iklim farklılıkları oluşturur.

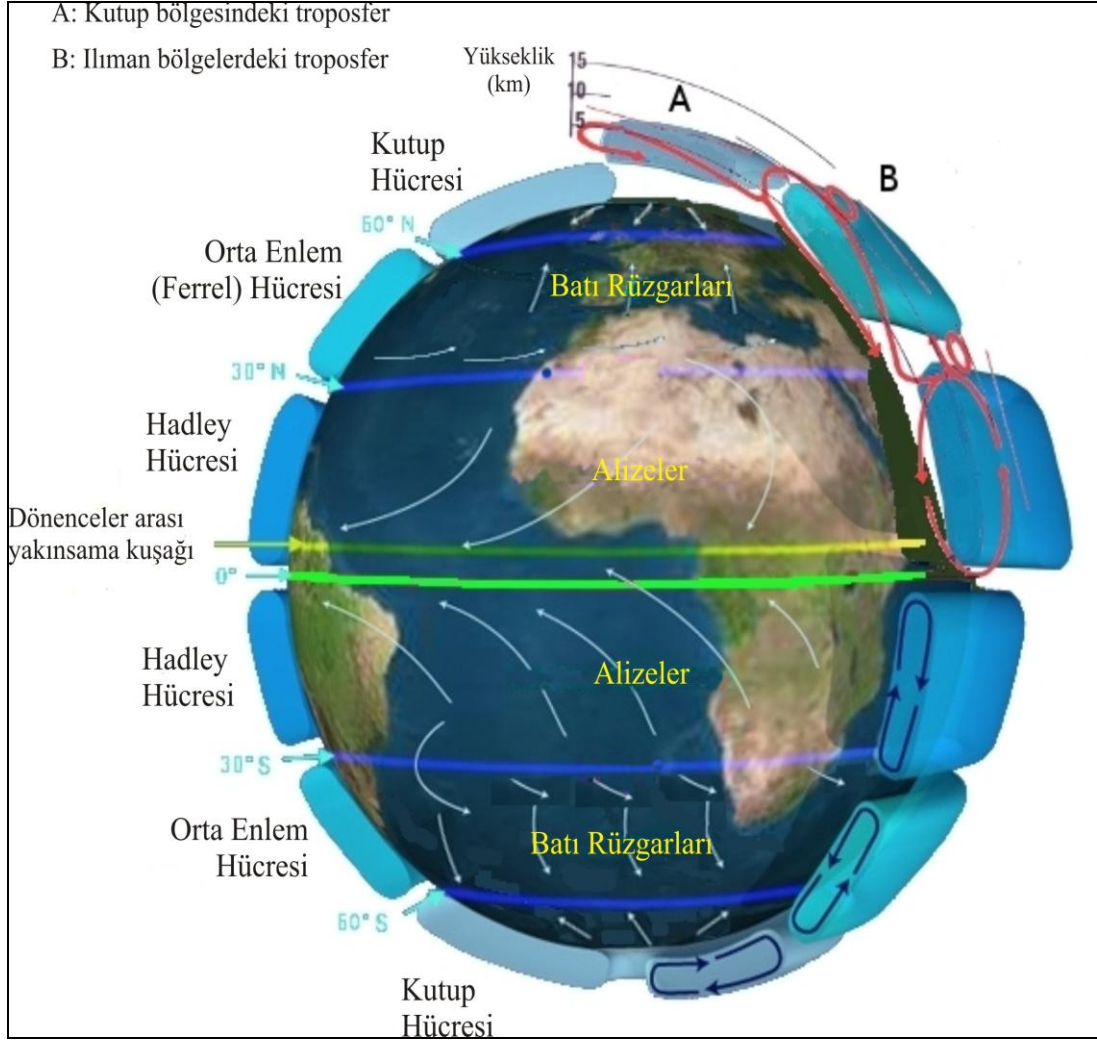


Şekil 3.4 : Termohalin dolaşımı (Denhez, 2007).

Termohalin dolaşımı okyanus sularının dörtte üçünü hareket ettirir. Bu dolaşım okyanus suyundaki sıcaklık ve tuzluluk farkına bağlı olarak oluşur. Termohalin dolaşımı ayrıca okyanus iletim kuşağı olarak da adlandırılır (Şekil 3.4). Rüzgarın etkisiyle oluşan yüzey akıntıları, kutuplardan Atlantik Okyanusu ekvator kuşağına doğru hareket eder. Bu hareket sırasında soğuyan okyanus suyu yüksek enlemlerde derine doğru iner ve derin su akıntısını oluşturur (Kuzey Atlantik Derin Su Akıntısı). Bu yoğun su kütlesi okyanus tabanında güneye doğru akar ve büyük bir kısmı upwelling akıntılarıyla (kıyıya yakın yerlerde okyanus üzerinde kıyıya paralel esen rüzgarlar okyanusun kıyı kesimlerinde bulunan su kütesinin hacmini göreceli olarak azaltır ve derin su akıntıları yüzeye çıkar. Bu duruma “upwelling” denir. Yaklaşık 1600 yılda tamamlanan bu dolaşım küresel ölçekte Dünya’da bölgeler arası aşırı iklim farkını en aza indirir. Dünya ölçeğinde bir çeşit ısı dağılımı yapar (Primeau, 2005).

3.3.2 Atmosferik Dolaşım

Atmosferik dolaşım, ısı taşınması ve sıcaklık dengelenmesinde etkin rol oynar. Bu dolaşımında meydana gelen değişimler ve etkiler iklimlerin kısa ve uzun süreli olarak değişmesine neden olur. Yeryüzü iklim mekanizması, tropikal ısıyı kutuplara doğru taşıyan, ve kutup bölgelerinde etkin olan, üç hücreli bir sisteme yol açar (Şekil 3.5).



Şekil 3.5 : İdealize edilmiş küresel atmosferik dolaşım (Url-4).

Batı rüzgarları yüksek basınçlı subtropikal bölgelerden alçak basınçlı orta enlem bölgelerine doğru esen rüzgârlardır. Değişken karakterde olan bu rüzgarlar yön, hız ve süreklilik bakımından sürekli farklı özellikler gösterirler. Batı rüzgarlarının değişken karakterde olmasında batıdan doğuya doğru hareket eden ve özellikle gezici siklon ve antisiklonların önemli etkisi vardır. Bu nedenle batı rüzgarları kimi zaman doğudan batıya doğru da esebilir. Nemli hava kütleleri batı rüzgârlarını doğurur dolayısıyla bu bölgelerde hava çoğunlukla nemli, kapalı ve yağışlıdır. Ancak kutupsal karakterli hava kütlelerin baskın olduğu aralıklarda kurak ve soğuk dönemler görülebilir. Kuzey Yarımkürede karalar üzerinde etkili olan kış antisiklonları ve yaz siklonları batı rüzgârlarının gelişmesini önler. Bu nedenle batı rüzgârları kara ortamında uzak olan Büyük ve Atlas Okyanusları üzerinde iyi gelişirler. Kış mevsimlerinde Batı rüzgarları, Atlas Okyanusu'nda etkilidirler. Bunun

sonuçları Batı-Kuzey Avrupa ve Akdeniz’de görülür. Yaz mevsimlerinde etkisi azalan Batı Rüzgarları, nemli ve ılıman hava kütleleri halinde Avrupa’ya eserler. Basra alçak basıncı etkisiyle yaz mevsimlerinde Anadolu’da poyraz ve meltem rüzgarlarını oluşturur. Batı Rüzgarları, Kuzey ve Güney yarımkürelerde, temmuzda kuzeye, ocakta güneye kayar. Bunun sonucu olarak, yaz mevsiminde yarıtropikal yüksek basınçların, kış mevsiminde ise batı rüzgarlarının etkisinde kalan Akdeniz iklimi doğmuştur. Batı rüzgarlarının kutup bölgesine doğru olan sınırları 60-65. enlemler arasındadır. Bu sınır da temmuzda kuzeye, ocakta güneye kayar. Bütün bu özellikleri ile batı rüzgarları, orta enlem kıtalarının batısında güçlü bir etki yaparak, bu kıyılarda deniz iklimlerinin gelişmesini sağlamaktadır.

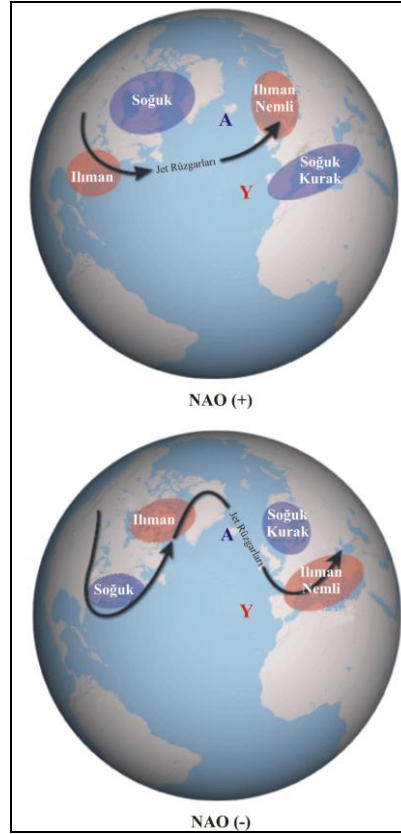
Alizeler, yüksek basınçlı yarıtropikal bölgeler ile tropikler arası karşılaşma kuşağı (ITCZ intertropical convergence zone) arasında, bütün bir yıl etkili olan rüzgarlardır. Alizeler özellikle tropikal okyanusların doğusunda son derece belirgin ve sürekli dir. Kuzey Yarımküre’de yarıtropikal yüksek basınç çekirdekleri denizlerde daha güçlü olduğundan dolayı kuzeydoğu alizeleri Atlas Okyanusu’nda belirgindir ve okyanusların doğusunda kuzey ve kuzeydoğu yönlerinde eser. Buna karşın okyanusların batısında ise yönlerini değiştirerek kuzeydoğu, doğu, bazen de güneydoğu yönlü eserler. Güney Yarımküre’de ise Alizeler, sürekli var olan subtropikal yüksek basınçlara bağlı bir kuşak oluşturur. Bu nedenle güneydoğu da etkili olan alizeleri, kuzeydoğu alizelerinden daha güçlü ve yönleri daha belirgindir.

Kutup bölgelerinde gözlenen rüzgarlara Kutup rüzgarları denir. Kutup bölgelerinde hava soğuyarak alçalır ve yeryüzünde etrafa dağılarak termik yüksek basınç alanları meydana getirir. Bu bölgelerde genellikle soğuk fakat durağan hava koşulları egemendir. Kutupsal antisiklonlar genellikle Grönland ve Antartika gibi alanlar üzerinde daha güçlüdürler. Kutup rüzgarları, yeryüzünde sürtünme ve sapma nedeniyle Kuzey Yarımküre’de kuzeydoğu, Güney Yarımkürede güneydoğu yönünde eserler. Kış mevsimlerinde Kanada ve Sibirya’da oluşan yüksek basınçlar, kutup üzerindeki yüksek basınçlarla bağlantılı olarak bölgesel soğuk hava kütleleri, rüzgarlar gönderen sistemler oluştururlar. Özellikle soğuk aylarda İzlanda alçak basıncının kuzey ve kuzeydoğusunda kutup rüzgarları çok güçlüdür. Ayrıca Sibirya ve Kanada’nın doğusunda soğuk kutupsal rüzgarlar etkilerini çok daha güneye indirerek, okyanusların batı bölümlerindeki karasal soğuk iklimlerin oluşmasına neden olurlar.

3.3.2.1 Kuzey Atlantik Salınımı

Kuzey Atlantik Salınımı (North Atlantic Oscillation-NAO), İzlanda üzerinde oluşan alçak basınç ve Azor adaları çevresinde oluşan yüksek basınç arasında, Kuzey Atlantik Okyanusu seviyesinde atmosferik basınç farkı dalgalanmalarıyla meydana gelen bir iklimsel olgudur.

Kış aylarında, İzlanda üzerindeki alçak basınç merkezi ile Azor Adaları çevresindeki yüksek basınç merkezi arasında çok güçlü bir basınç farkı oluşur. Bu güçlü basınç farkı (NAO+) batı rüzgarlarının Batı Avrupa'ya ulaşmaları için gereken kuvveti verir. Zayıf olduğunda (NAO-) ise Akdeniz havzasında kalan rüzgarların nem oranı artar. Bu durumda kıta, Sibirya'dan gelen soğuk rüzgarlara maruz kalır (Şekil 3.6).



Şekil 3.6 : Kuzey Atlantik Salınımı (Url-5'dan uyarlanmıştır).

3.3.3 Güneşin Etkisi ve Milankoviç Döngüleri

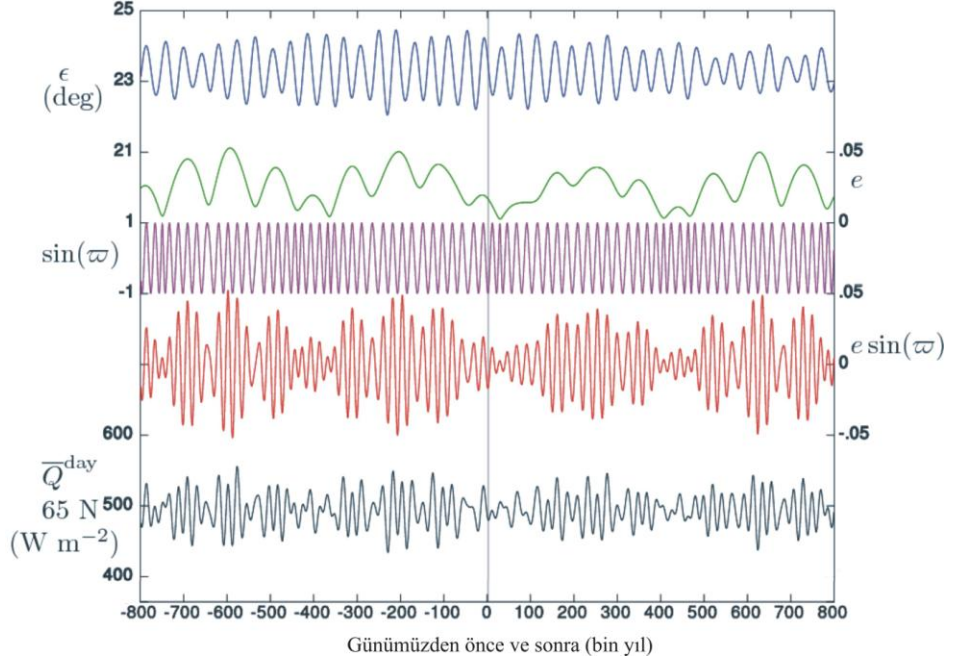
Güneş hareketlerindeki salınımlar iklim değişimleri ile ilişkilendirilmektedir (Luterbacher, 2001; Foukal ve diğ., 2004). Güneş hareketlerindeki değişimlerin yaşlandırılması buzul karotlarından elde edilen kozmojenik izotoplar (^{10}Be) ve ağaç halkaları (^{14}C) yardımıyla yapılmaktadır (Crowley, 2000).

Geçmiş güneş hareketleri incelendiğinde güneş aktivitesinin arttığı ya da azaldığı dönemlerde geçmiş sıcaklık değişimlerinin eşleştiği görülmüştür. Jirikowic ve Damon (1994), Ortaçağ Güneş Maksimumu (Medieval Solar Maximum-MSM) adını verdikleri yüksek güneş hareketlerinin yaşandığı bir zaman dilimini (M.S. 1100-1250) tanımlamışlardır. Bu MSM (Ortaçağ Güneş Maksimumu) kabaca M.S. 1000-1200 yılları arasında yaşanan Ilıman Ortaçağ Dönemi (Medieval Warm Period-MWP) ile örtüşmektedir. İnsanoğlunun olumsuz faaliyetleri nedeniyle meydana gelebilecek bir iklim değişiminin söz konusu olmadığı Ilıman Ortaçağ Dönemi (MWP), 20. yüzyılda meydana gelen iklim değişimleri için farklı senaryolar ortaya çıkmasına neden olmuştur.

Dünyanın yörünge, eksen eğikliği ve presesyon hareketlerindeki değişimleri matematiksel modellerle ortaya koyan ve iklim ile ilişkilendiren Sırp bilimadamı Milutin Milankoviç'in adıyla anılan Milankoviç Döngüleri, iklim değişimleri üzerinde önemli bir etkiye sahiptir (Şekil 3.7).

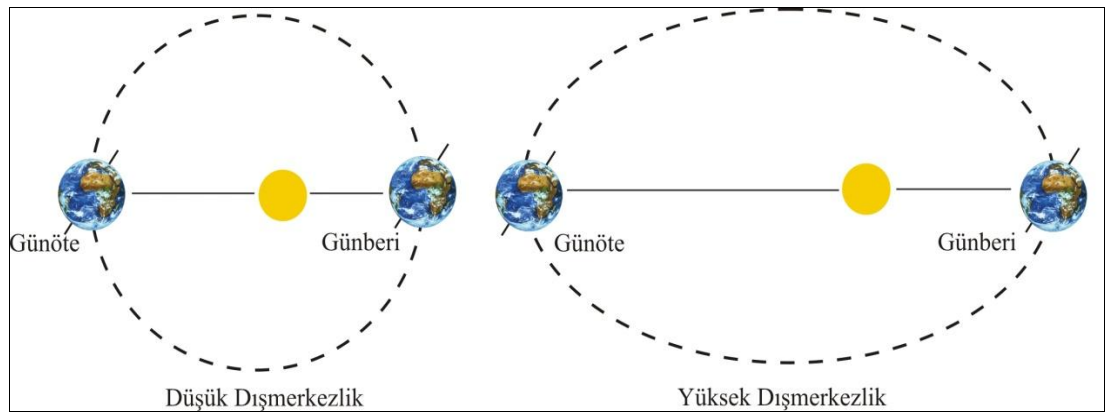
3.3.3.1 Yörüngedeki Değişim

Dünyamız Güneşin etrafında eliptik bir yörüngede döner. Elips ile daire arasındaki fark dışmerkezlik (e) değeri ile ifade edilir. Dünyanın yörüngesinin dışmerkezlik değeri 0.0 (dairesel-sıfır dışmerkezlik) ile 0.067 (yüksek dışmerkezlik) arasında değişmektedir (Şekil 3.8). Günümüzde dışmerkezlik değeri oldukça düşüktür ve yaklaşık 0.016'dır (Williams ve diğ., 1998). Bu nedenle Günöte (Dünyanın Güneşe en uzak olduğu nokta-Aphel) ve Günberi (Dünyanın Güneşe en yakın olduğu nokta-Perihel) noktalarında Dünya ve Güneş arasındaki mesafe farkı oldukça azdır. Farkın az olmasından dolayı bu iki dönem arasında dünyamıza gelen güneş ışınlarının değişimi oldukça azdır (%7).



Şekil 3.7 : Milankoviç döngülerinin yıllara göre salınımları. (ϵ : eksen eğikliği salınımı; e : yörünge salınımı; ϖ : boylam günberileri; $e \sin(\varpi)$: presesyon indeksi-ksen eğikliği ile birlikte mevsimsel güneşlenme döngüsünü belirler; \bar{Q}^{day} : K65 enlemi için yaz gündönümüne göre hesaplanmış günlük ortalama güneşlenme (Url-6'den düzeltilerek kullanılmıştır).

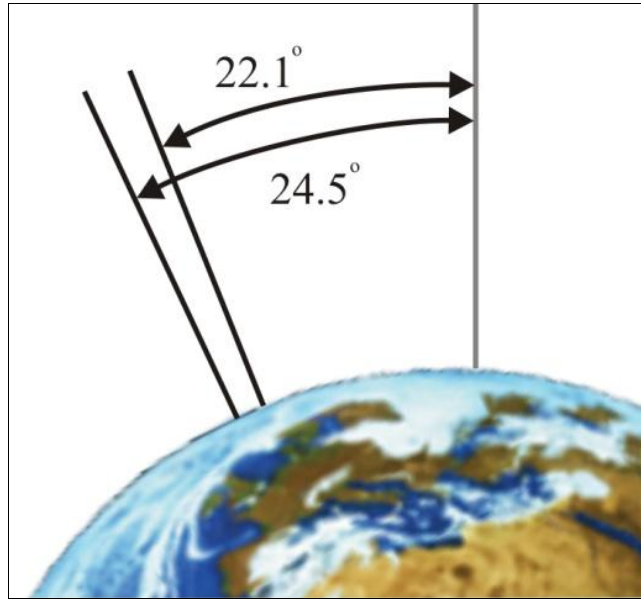
Dünyamızın yörüngesinin dışmerkezlik değerinin en yüksek olduğu zamanda, günöte ve günberi noktalarında, dünyamıza gelen güneş ışınları arasındaki fark %27 değerine kadar ulaşmaktadır (Williams ve diğ., 1998). Bu durumda yarıküredeki mevsimsel farkların arttığı, yaz döneminin daha sıcak, kış döneminin ise daha uzun ve soğuk olabileceği belirtilmiştir. Dünyamızın yörüngesinin dışmerkezliği maksimum (elips) ve minimum (daire) olarak 100.000 yılda bir periyodik olarak değişmektedir.



Şekil 3.8 : Yörünge değişimi (Denhez, 2007).

3.3.3.2 Eksen Eğikliği Değişimi

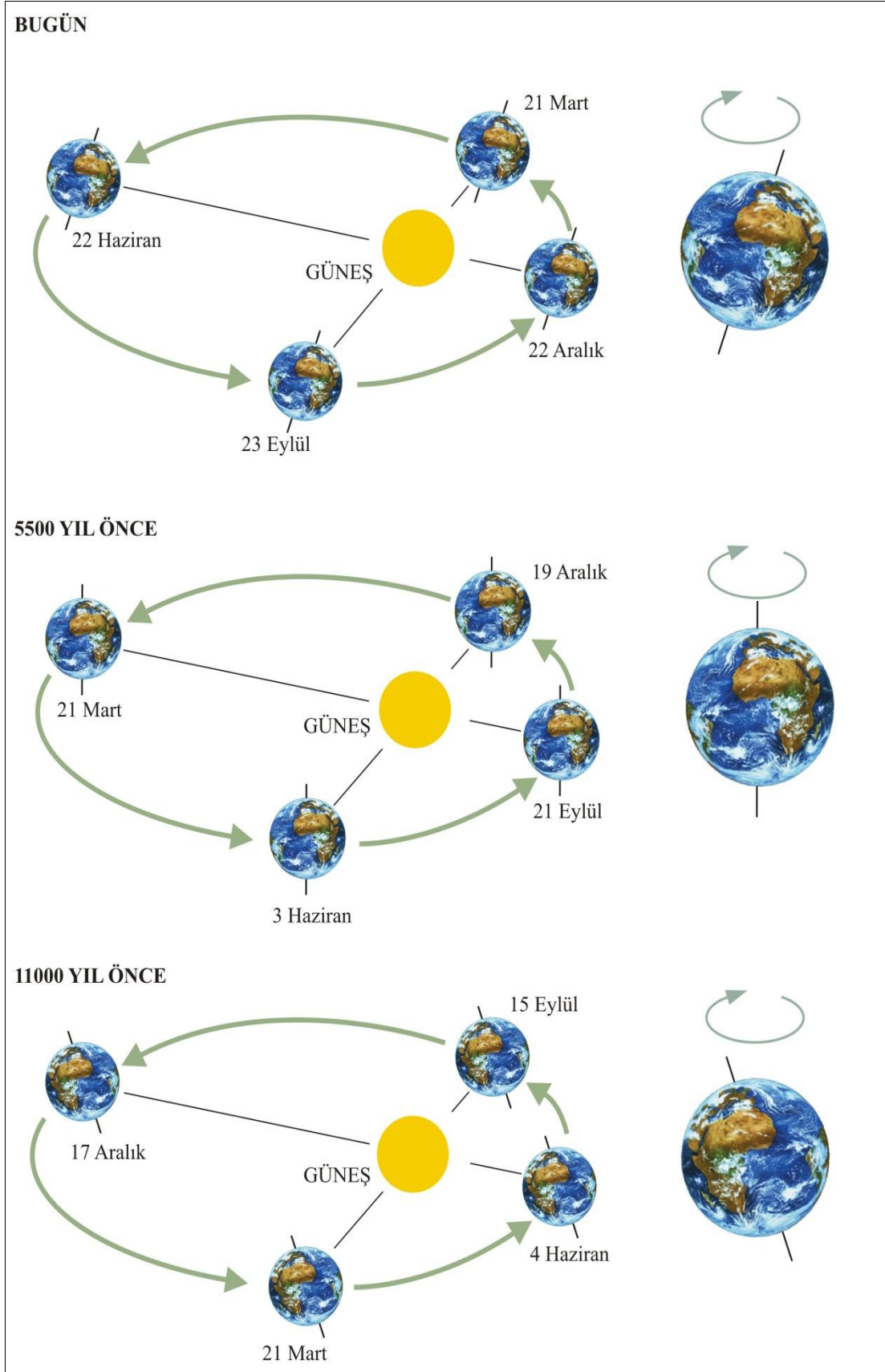
Dünya'nın yıllık hareketi sırasında oluşan yörünge düzlemi ile ekvator düzlemi üst üste çakışmaz. Günümüzde aralarında 23.5° 'lik bir açı vardır. Bu açı, eksen eğikliği olarak adlandırılır. Eksen eğikliği 41000 yıllık bir periyotla 22.1° ile 24.5° arasında salınım yapar (Şekil 3.9). Eksen eğikliği arttığında mevsimlerin süreleri artar ve iki yarıkürede daha fazla güneş ışınına maruz kalır. Bunun sonucunda kışlar daha soğuk yazlar ise daha sıcak geçer.



Şekil 3.9 : Eksen eğikliği değişimi (Url-6).

3.3.3.3 Presesyon

Yerküre'nin dönme ekseninin doğrultusu yavaş ve sürekli olarak, bir koni tanımlayacak biçimde, yaklaşık olarak 23000 yıllık bir dönemle değişir. Bu hareket, temel olarak Güneş, Ay ve çok az da diğer gök cisimlerinin dönmekte olan Dünyamızın ekvatoruna uyguladıkları çekimin etkisiyle ortaya çıkar. Presesyon hareketi sonucunda günöte ve günberi zamanları değişir. Günümüzde, Kuzey Yarımküre'de yaz ayları günöte döneminde, kış ayları ise günberi döneminde meydana gelmektedir. Fakat yaklaşık 11000 yıl önce Kuzey Yarımküre'de yaz ayları günberi, kış ayları ise günöte döneminde yaşanmaktaydı (Şekil 3.10). Bu nedenle presesyon hareketi mevsimlerin dönemlerini etkilemektedir.

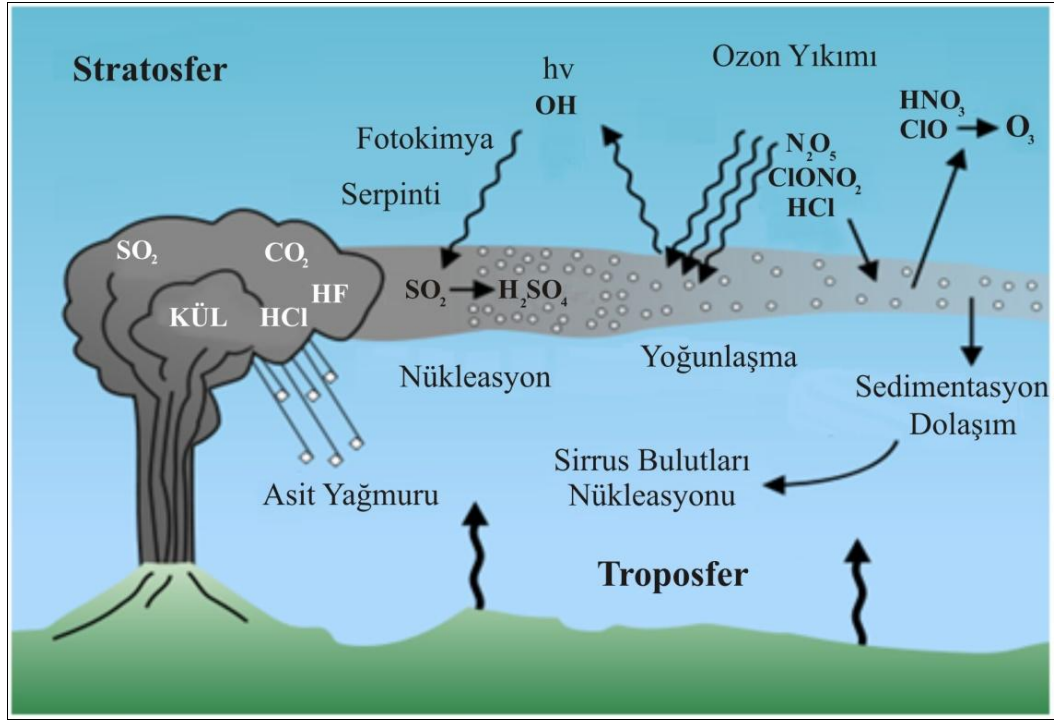


Şekil 3.10 : Presesyon hareketi sonucunda günöte ve günberi zamanlarının değişimi (Denhez, 2007).

3.3.4 Volkanik Etki

Volkanik faaliyetlerle atmosfere yayılan büyük miktarlardaki sülfürce zengin gazlar dünyanın ortalama sıcaklığını 4 sene boyunca $0,3^{\circ}\text{C}$ düşürebilme kapasitesine sahip olduğu belirlenmiş (Lutherbacher, 2001) ve Küçük Buzul Çağı (Little Ice Age-LIA) süresince on yıllar boyunca iklimi değiştirebilecek volkanik aktivitelerin olduğu bilinmektedir. 1991 yılında Filipinler’de meydana gelen Pinatubo Volkanı’nın patlaması sonucunda dünyanın ortalama sıcaklığı $0,5^{\circ}\text{C}$ düşmüştür.

Volkanik aktiviteler, dünya yüzeyine gelen güneş ışınlarının etkisini azaltır. Bu durum yaz aylarının daha serin geçmesine neden olur. Diğer taraftan volkanik patlamalarla ortaya çıkan ve sera gazları olarak adlandırılan, sülfürce zengin gazlar, CO_2 ve su buharı küresel ısınmaya neden olur ve böylece kış aylarının daha ılıman geçmesine neden olur (Şekil 3.11).



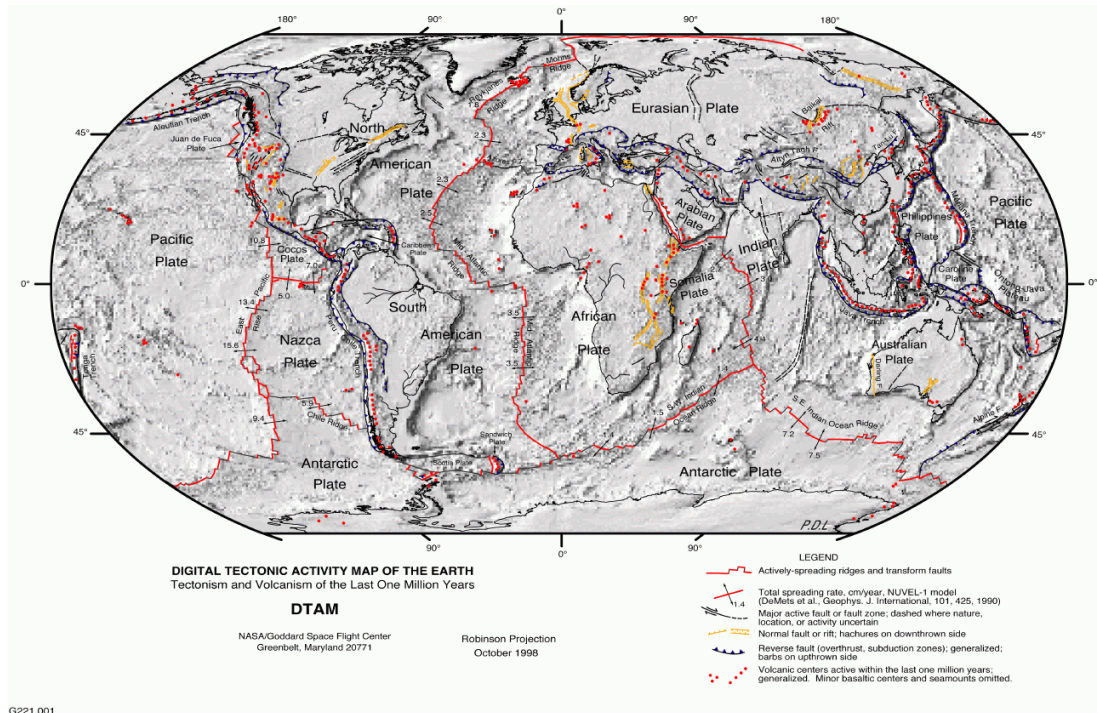
Şekil 3.11 : Volkanik aktivitelerin atmosfere etkisi (McGee ve diğ., 1997)

Yapılan araştırmalar sonucu, geçtiğimiz milenyumda soğuk geçen iklim dönemleri ile büyük volkanik patlamalar arasında bir eşleşme olduğu ortaya konulmuştur (Briffa et al., 1998). Crowley ve Kim (1999), 1400 ile 1850 yılları arasında meydana gelen iklim değişimlerine, volkanik faaliyetlerin %20’lik bir etkisinin olduğunu ileri sürerler. Dünyanın var olmasından bu yana bir çok bölgede volkanik aktivite olduğu

ve günümüzde de zaman zaman volkanik faaliyetlerin etkinliğinin arttığı düşünülürse bölgesel iklim değişimlerinde volkanik olayların öneminin göz ardı edilmemesinin gerekliliği ortaya çıkar.

3.3.5 Levha Tektoniği ve İklim Değişimleri

Levha tektoniğinin etkisiyle kıtalarda meydana gelen yatay ve dikey yer değiştirmelerin iklim değişimleriyle sıkı bağlantıları vardır ve Levha hareketleri geniş bir zaman aralığında iklim değişimleri üzerinde etkili olmuştur. Yeryüzü, atmosfer ve okyanuslarla doğrudan bağlantılıdır ve yeryüzünün değişken karakteri gelen-yansıyan radyasyon miktarını, atmosferik dolaşımı ve okyanus akıntılarını belirleyici etkisi vardır. Ayrıca tektonik süreçler jeokimyasal döngüleri, okyanus ve atmosfer bileşimini denetlediğinden dolayı iklim üzerinden doğrudan olmayan etkileri olduğu da söylenebilir (Şekil 3.12). Yapılan birçok çalışmalarda değişik zamanlarda meydana gelmiş tektonik süreçlerin büyük ölçekte gözlenen iklim değişimleri ile dolaylı veya dolaysız olarak ilişkili olduğu ortaya konmuştur (Deconto, 2009).



Şekil 3.12 : Son bir milyon yıl içerisinde Dünya ölçeğinden meydana gelen tektonik ve volkanik faaliyetler (Url-7).

4. TÜRKİYENİN GÜNCEL İKLİMİ

Ülkemizin bulunduğu coğrafya, iklim değişimleri açısından oldukça önemli bir konumda yer almaktadır. Avrasya, Asya ve Afrika iklim kuşakları arasında geçiş zonunda bulunan Doğu Akdeniz ve Anadolu, iklim değişimlerine oldukça hassas bir noktadadır. Bu nedenle bölgenin hava sistemi göreceli olarak önem taşımaktadır.

4.1 Türkiye'yi Etkileyen Hava Kütleleri

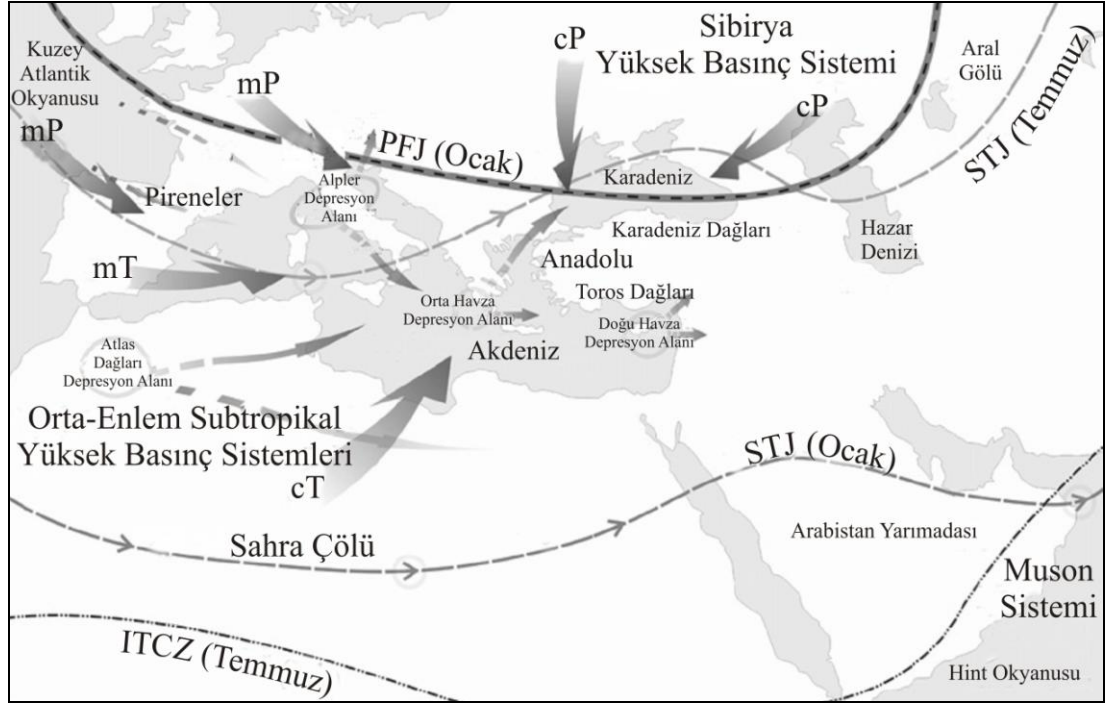
Coğrafik olarak ülkemizin bulunduğu bölge dört ana iklim bileşeninin kesişiminde yer alır (Şekil 4.1). Bu iklim bileşenleri; Batı Rüzgarları (Kış aylarında baskın olan bu sistem kuzey-kuzey batı yönünden eser), Orta Enlem Yarıtropikal Yüksek Basınç Sistemleri (Yaz aylarında batı yağmurlarını engeller), Sibiryaya Yüksek Basınç Sistemi (Kış aylarında etkili olan bu sistem kuzeydoğu yönünden etkili olur), Muson Sistemi (Hindistan kıtasında etkili olan bu sistem Akdeniz İklim Kuşağı ile ilişkili Doğu Asya Muson sistemiyle ilişkilidir) olarak sınıflandırılabilir. Türkiye'nin bulunduğu bölgede ve yakın çevresinde belirli hava kütleleri bulunmaktadır. Hava kütlesi, özellikle sıcaklık ve nem bakımından iyi belirlenmiş, fiziksel özelliklere sahip olan, bu özellikleri yatay yönde ve geniş alanlarda hemen hemen aynı kalan atmosfer parçasıdır. Türkiye'nin hava ve iklim şartları üzerinde esas olarak bu hava kütleleri rol oynar. Türkiye kış aylarında kutupsal, yaz aylarında tropikal hava kütlelerinin etkisi altındadır.

Kıtasal Kutup Hava Kütlesi (cP): Karasal özellik taşıyan soğuk ve kuru olan bu hava kütlesi Sibiryaya üzerinden ülkemize gelir. Karadeniz üzerinden geçerken nem kazanan Kıtasal Kutup Hava Kütlesi (cP) Doğu Karadenizde yağışlara neden olur.

Denizel Kutup Hava Kütlesi (mP): Ülkemizi bütün bir sene boyunca etkileyen Denizel Kutup Hava Kütlesi (mP) Kuzey Atlantik kökenlidir ve Türkiye'ye Avrupa ve Balkanlar üzerinden gelir. Karadeniz tarafından geldiği zaman yağmur ve iç kesimlerde kar bırakır. Akdeniz yönünden geldiğinde ise etkili yağışlar bırakır.

Denizel Tropik Hava Kütlesi (mT): Sıcak ve nemli olan bu hava kütlesi Azor ve Akdeniz üzerinden ülkemize gelir. Batı kesimlerde oldukça fazla yağış bırakır.

Kıtasa Tropik Hava Kütlesi (cT): Sıcak ve kuru özellikte olan Kıtasa Tropik Hava Kütlesi (cT) ülkemize Kuzey Afrika üzerinden gelir. Kuzey kaynaklı sistemlerle karşılaşırsa veya Akdeniz üzerinde ilerlerken yeterli oranda nem kazanırsa yağış bırakabilir.

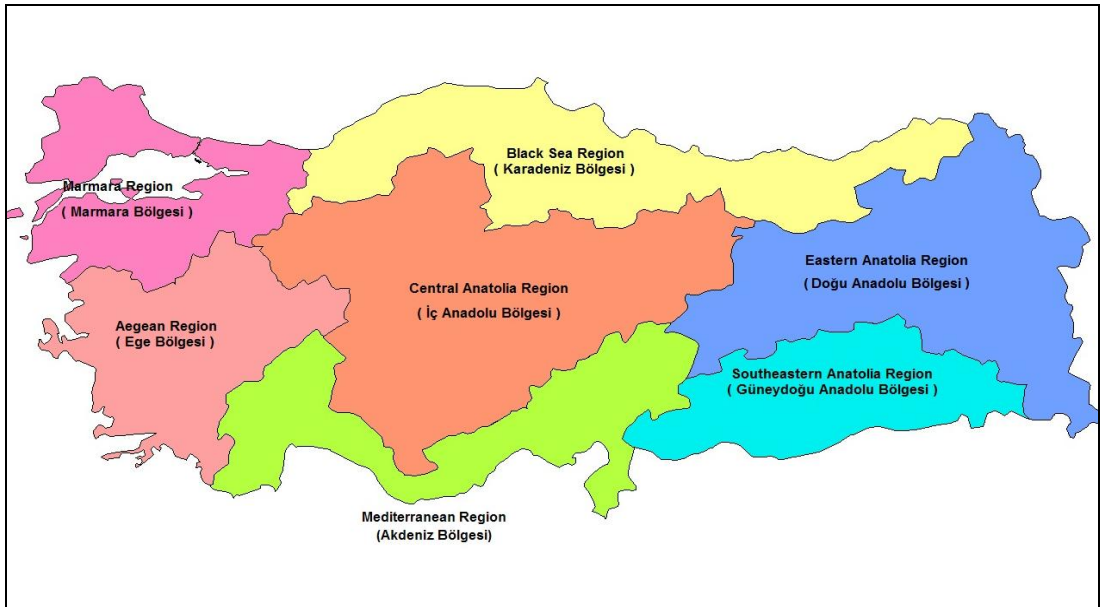


Şekil 4.1 : Doğu Akdeniz Bölgesi'nin iklim bileşenleri ve özellikleri. Kutup Jet Rüzgarları (PJF), Subtropikal Jet (STJ) ve Ekvator Yakınsama Kuşağı'nın (ITCZ) yaz ve kış aylarındaki ortalama konumu, bölgenin iklimini etkileyen alçak ve yüksek basınç sistemlerinin şematik olarak gösterimi; cP : Kıtasa Kutup Hava Kütlesi, mP: Denizel Kutup Hava Kütlesi, cT: Kıtasa Tropik Hava Kütlesi, mT: Denizel Tropik Hava Kütlesi (Akçar ve Schlücter, 2005).

Doğu Akdeniz Bölgesi küresel ölçekli atmosferik bileşenlerle ilişkili olduğundan dolayı iklim değişimlerine oldukça hassas bir bölge olarak adlandırılabilir. Yaz ve kış ayları arasında yağış farkının belirgin olduğu Akdeniz İklimi'nin Türkiye'nin güncel iklimi üzerinde önemli etkisi vardır. Yaz aylarında doğudan oldukça etkili olan subtropikal yüksek basınç kuşağı Akdeniz bölgesinde batı yağmurlarını engelleyerek Akdeniz İkliminin sıcak ve kurak geçmesine neden olur. Kış aylarında ise yarıtropikal yüksek basınç zonunu baskılayan güney yönlü kutup jet rüzgarları Akdeniz ikliminin kış mevsiminin soğuk ve yağışlı geçmesine neden olur (Wigley ve Farmer, 1982).

4.2 Türkiye'nin İklimi

Türkiye ılıman kuşak ile yarıtropik kuşak arasında yer alır. Dağların uzanışları, denizel etkiler ve yeryüzü şekillerinin çeşitliliği gibi etkiler Türkiye'nin iklimini kontrol eder ve ülkemizde farklı iklim tiplerinin ortaya çıkmasına neden olur. Denizel etkiler nedeniyle ülkemizin kıyı kesimlerinde ılıman iklim özellikleri gözlenmektedir. Bu ılıman hava kütlesi Kuzey Anadolu Dağları ve Toros Dağ Kuşağı'nın engellemesiyle iç kesimlere geçemez ve iç kesimlerde karasal iklim özellikleri gözlenir. Bu nedenle kıyı kesimlerinde gözlenen yağış miktarı iç kesimlere doğru azalır (Türkeş, 1996). Polar Jet rüzgarları ve Azor Yüksek Basınç Bölgesi etkisinde olan Akdeniz iklimi, ülkemizin güney ve batı bölgelerinde tipik olarak gözlenir. Akdeniz ikliminde yaz mevsimleri sıcak ve kurak geçerken kışları ılık ve yağışlı bir rejim gözlenir. Orta ve doğu bölgelerde ise en yüksek yağış bahar ve yaz başlarında gözlenmektedir (Kadioğlu, 2000) ve hava kütlelerinin taşınımındaki duraysızlık nedeniyle yağışlar çoğunlukla sağanak biçiminde gözlenmektedir. Karadeniz Bölgesi bütün bir yıla yayılan yoğun yağışlarla karakterize edilmektedir. Karadeniz Bölgesi'nde artan deniz yüzeyi sıcaklığı nedeniyle en yağışlı ay kasım ayıdır (Kadioğlu, 2000).



Şekil 4.2 : Sıcaklık ve yağış değişimine bağlı Türkiye iklim kuşakları. Marmara Bölgesi: İliman; Ege Bölgesi: Yazları uzun sıcak, kışları ılıman. Akdeniz Bölgesi: Yazları sıcak ve kurak, kışları ılıman ve yağışlı. Karadeniz Bölgesi: İliman ve yıl boyunca yağışlı; İç Anadolu Bölgesi: Yazları sıcak ve kurak, kışları sert ve soğuk. Doğu Anadolu Bölgesi: Yazları serin, kışları uzun ve soğuk. Güneydoğu Anadolu: Sıcak ve kurak (Ünal ve diğ., 2003).

Ülkemizde genel olarak üç farklı iklim kuşağı modeli kabul görmektedir. Genel olarak benzer özellikler gösteren bu modellerde bazı küçük farklılıklar bulunmaktadır. Ünal ve diğ., (2003) coğrafik bölgelere göre iklim modeli düzenlerken (Şekil 4.2), Türkeş (1996) ve Atalay (1997) bu bölgelere ayrıca geçiş zonları eklemiştir (Şekil 4.3, Şekil 4.4).

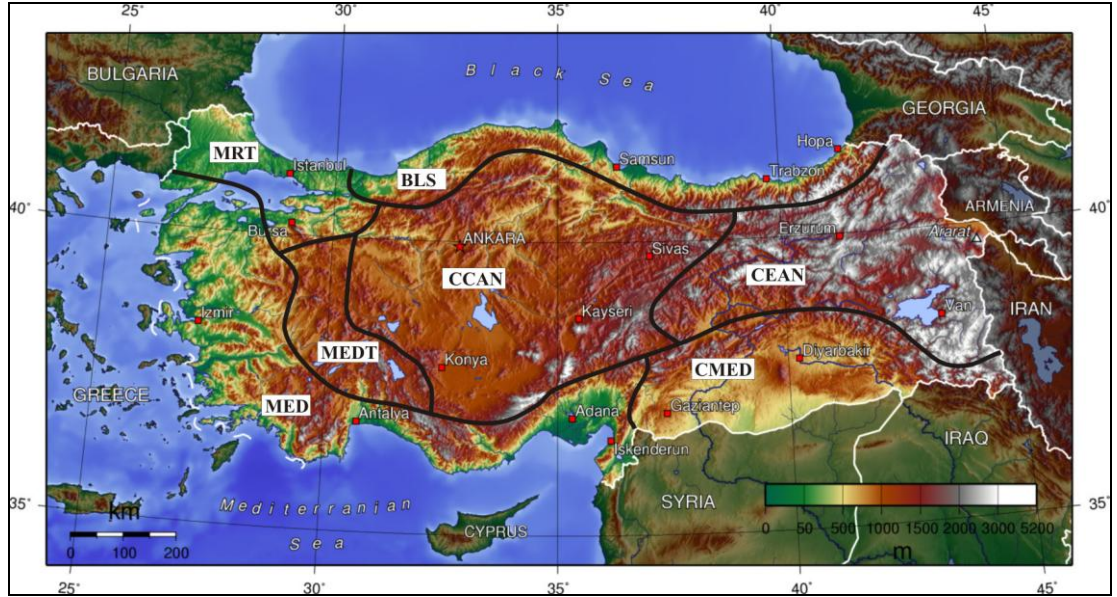
Ünal ve diğ., (2003)' yaptıkları çalışmada Türkiye'nin iklim kuşaklarını matematiksel modellerle tekrar kurgulamışlardır. Araştırmacılar kurguladıkları bu modelde 1951 yılından 1998 yılına kadar 113 iklim istasyonundan elde edilen sıcaklık ve yağış değişimlerini kullanmışlardır. Sonuç olarak; Marmara Bölgesi, Ege Bölgesi-Batı Akdeniz Bölgesi, Karadeniz Bölgesi, Orta Anadolu Bölgesi, Doğu Anadolu Bölgesi, Güneydoğu Anadolu Bölgesi ve Doğu Akdeniz Bölgesi olarak Türkiye iklim kuşağını yedi ana gruba ayırmışlardır (Tablo 4.1).

Tablo 4.1 : Birleştirilmiş deneylere ve geleneksel kabüle göre Türkiye'nin yedi iklim kuşağının ortalama ve standart sapma değerleri (Ünal ve diğ., 2003).

	Gözlem İstas. Sayısı	Ortalama				SD			
		T_{min} (°C)	T_{max} (°C)	T_{mean} (°C)	Yağış (mm)	T_{min} (°C)	T_{max} (°C)	T_{mean} (°C)	Yağış (mm)
<i>Birleştirilmiş Deneyler</i>									
A Marmara Bölgesi	14	3.8	25.7	13.7	686.2	1.8	1.1	0.6	0.9
B Ege Bölgesi-Batı Akdeniz Bölgesi	24	4.0	27.6	15.4	682.0	3.2	2.0	2.5	1.5
C Karadeniz Bölgesi	11	5.6	25.3	13.7	1175.8	1.3	0.8	0.7	5.5
D Orta Anadolu Bölgesi	29	-2.0	24.4	10.9	429.7	2.2	1.3	1.3	0.8
E Doğu Anadolu Bölgesi	8	-6.6	19.3	7.2	417.5	3.7	1.3	2.9	0.9
F Güneydoğu Anadolu Bölgesi	15	4.2	20.1	15.2	620.6	2.6	2.4	2.4	1.7
G Doğu Akdeniz Bölgesi	12	9.4	29.0	18.7	797.2	1.5	0.9	0.6	2.2
<i>Geleneksel Kabul</i>									
1 Marmara Bölgesi	19	3.6	26.0	13.8	665.7	1.7	1.2	0.7	1.0
2 Ege Bölgesi	18	3.5	27.4	15.2	662.7	3.6	2.3	2.8	1.6
3 Karadeniz Bölgesi	19	2.4	25.1	12.4	875.4	4.3	1.7	2.1	5.5
4 Orta Anadolu Bölgesi	17	-2.8	24.2	10.5	404.1	1.9	1.6	1.1	0.8
5 Doğu Anadolu Bölgesi	11	-3.9	21.4	9.0	490.5	4.9	2.9	3.6	1.9
6 Güneydoğu Anadolu Bölgesi	9	5.2	27.9	16.4	610.8	1.7	1.4	1.4	1.4
7 Akdeniz Bölgesi	20	7.2	28.1	17.2	730.9	3.8	2.1	2.7	2.2

Türkeş (1996)'nin yaptığı çalışmada Türkiye'nin yıllık yağış bilgilerinin karakteristik özelliklerini iklim çeşitliliği bağlamında incelemiştir. Bu çalışmada 91 gözlem istasyonundan elde edilen aylık yağış bilgilerini kullanmışlardır. Sonuç olarak araştırmacılar Türkiye iklim bölgelerini, Karadeniz (BLS), Marmara Geçiş (MRT), Akdeniz (MED), Karasal Akdeniz (CMED), Akdeniz Bölgesi Geçiş

(MEDT), Karasal Orta Anadolu (CCAN), Karasal Doğu Anadolu (CEAN) zonları olarak 7 gruba ayırmışlardır (şekil 4.3).

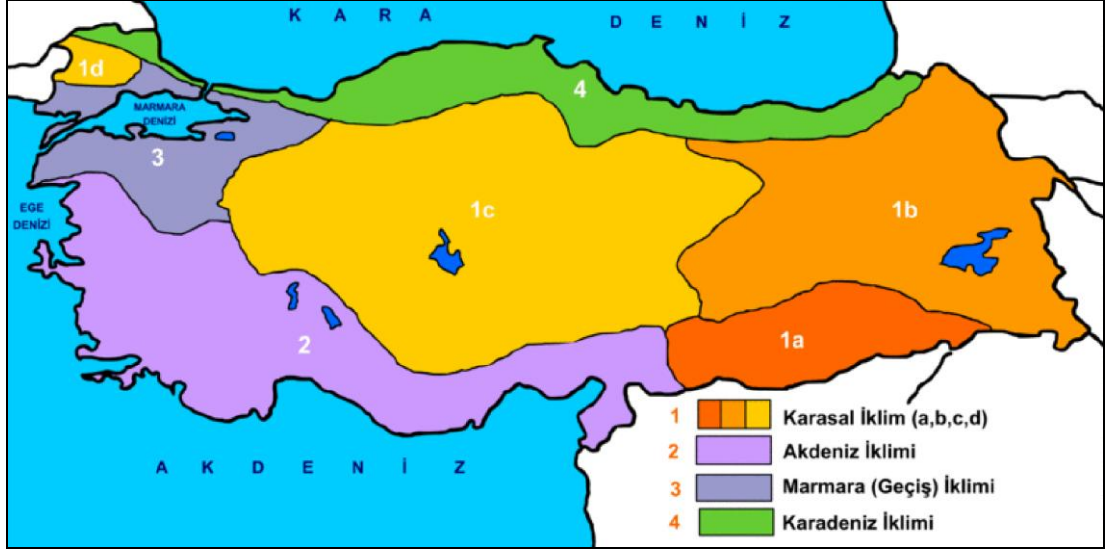


Şekil 4.3 : Yağış dağılımına göre Türkiye'nin iklim kuşakları. Karadeniz Zonu (BLS); Yıl boyunca eşit dağılan yağış, ılıman. Marmara Geçiş Zonu (MRT); Yaklaşık olarak yıl boyunca eşit dağılan yağış miktarı, ılık ve hafif yağmurlu yaz mevsimi. Akdeniz Zonu (MED); Kışları serin ve bol yağışlı, yazları sıcak ve kurak, nemli yarı nemli subtropikal iklim özellikleri. Karasal Akdeniz Zonu (CMED); Kış ve bahar ayları mevsimsel yağışlı, yazları sıcak ve yarı kurak. Akdeniz Geçiş Zonu (MEDT); bahar ve kış aylarında ortalama yağışlı. Karasal Orta Anadolu (CCAN); Bahar ayları serin ve yağışlı, kışları soğuk ve yağışlı, yaz ayları hafif yağmur geçişli ve ılıman, yarı kurak. Karasal Doğu Anadolu (CEAN); Serin yağışlı bahar ayları, kışları çok soğuk ve karlı, kurak yarı kurak step iklimi (Türkeş, 1996).

Atalay (1997) yaptığı çalışmada ülkemizde Karasal İklim(a,b,c,d), Karadeniz iklimi, Akdeniz iklimi ve Marmara (Geçiş) iklimi olmak üzere dört iklim tipi ayırt edmiştir (Şekil 4.4).

Karasal iklim: Yazları kurak, yağışlar çoğunlukla ilkbahar ve kış dönemlerinde gözlenir. Yaz ve kış mevsimleri arasında sıcaklık farkı fazladır. Karasal iklim dört alt tipe ayrılmıştır.

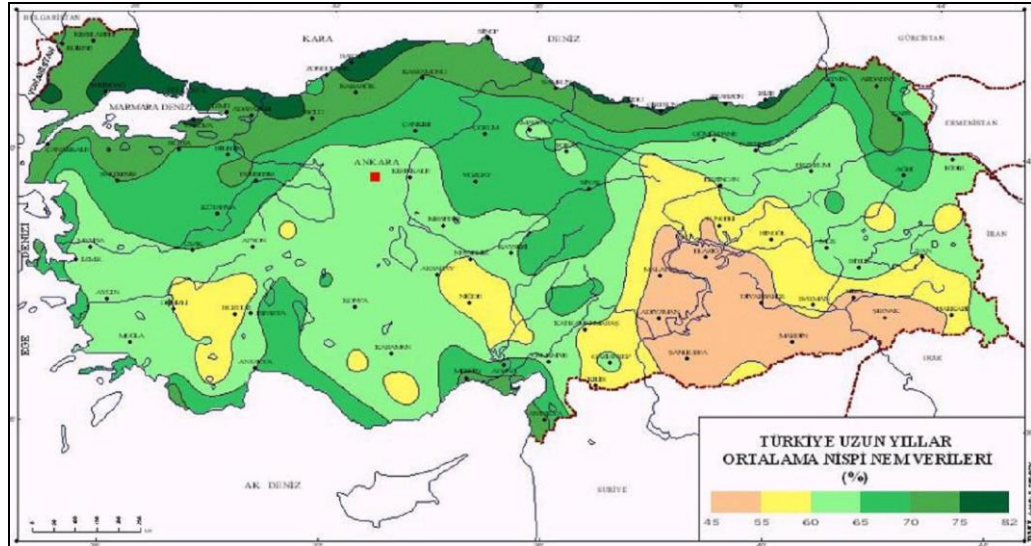
İç Anadolu Karasal İklimi (1a): Yazları çok sıcak olmamakla birlikte, kışları soğuktur. Kışlar en sert olarak Orta Anadolu'nun doğu kısmında geçer.



Şekil 4.4 : Türkiye iklim bölgeleri (Eken ve diğ., 2008/4).

Doğu Anadolu Karasal İklimi (1b): Doğu Anadolu Karasal ikliminde kışlar uzun ve soğuk, yaz mevsimi ise serin geçer. Soğuk dönemlerde bölge karla kaplıdır ve don olayına sık rastlanır.

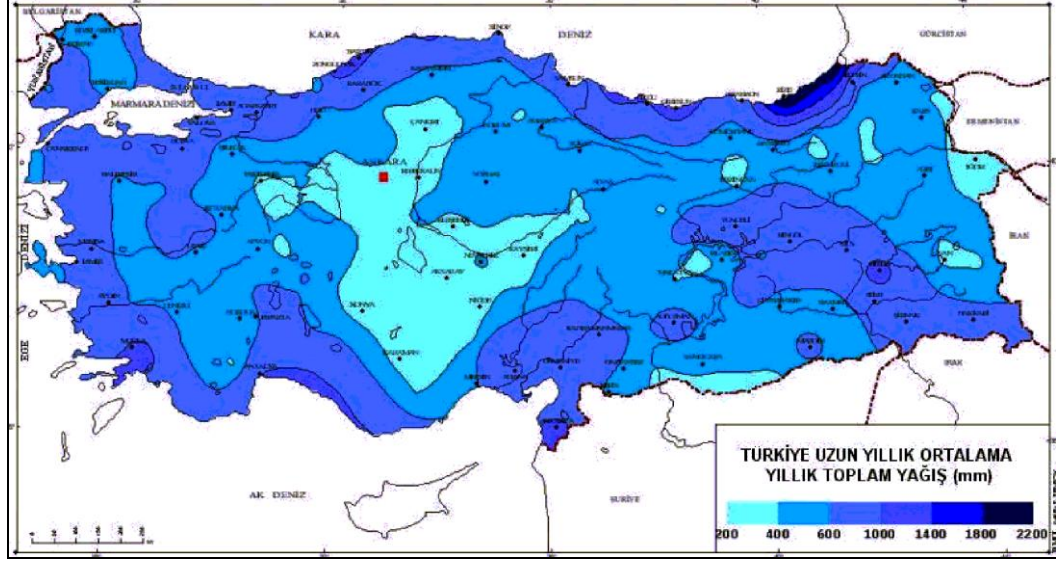
Güneydoğu Anadolu Karasal İklimi (1c): Yaz mevsimi aşırı sıcak geçerken kış mevsimi ılımandır. Bölgenin bağıl nem oranının düşük olması buna bağlı olarak buharlaşma oranının fazla olması nedeniyle kuraklık hissedilir bir şekilde kendini gösterir (Şekil 4.5).



Şekil 4.5 : Türkiye’de yıllık ortalama nispi nemin alansal dağılımı (Eken ve diğ., 2008/4).

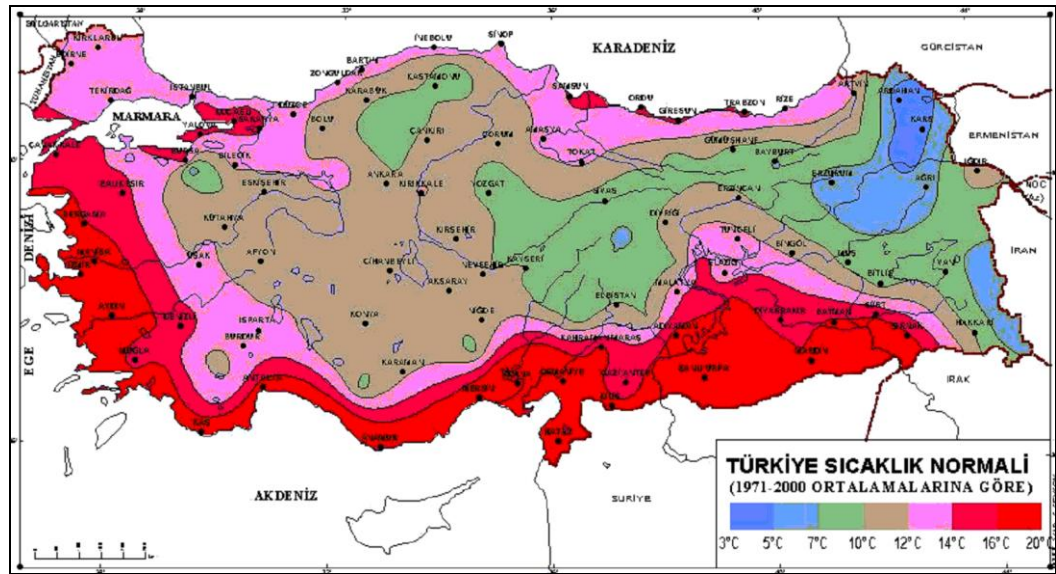
Trakya Karasal İklimi (1d): Yazları sıcak, kışları soğuktur. Bitki örtüsünü kuru ormanlar oluşturur.

Karadeniz İklimi: Karadeniz iklimi tüm Karadeniz sahil kesiminde gözlenir. Yazları serin, kışları ılıman, yüksek kesimlerde karlı geçer. Yağışlar tüm aylar boyunca gözlenir (Şekil 4.6).



Şekil 4.6 : Türkiye’de yıllık ortalama yağışın alansal dağılımı (Eken ve diğ., 2008/4).

Akdeniz İklimi: Akdeniz İklimi Ege Bölgesi’nin büyük bir bölümü, İç Anadolu’nun batı kesimlerinde ve Akdeniz kıyı şeridinde etkilidir. Yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlıdır (Şekil 4.7).

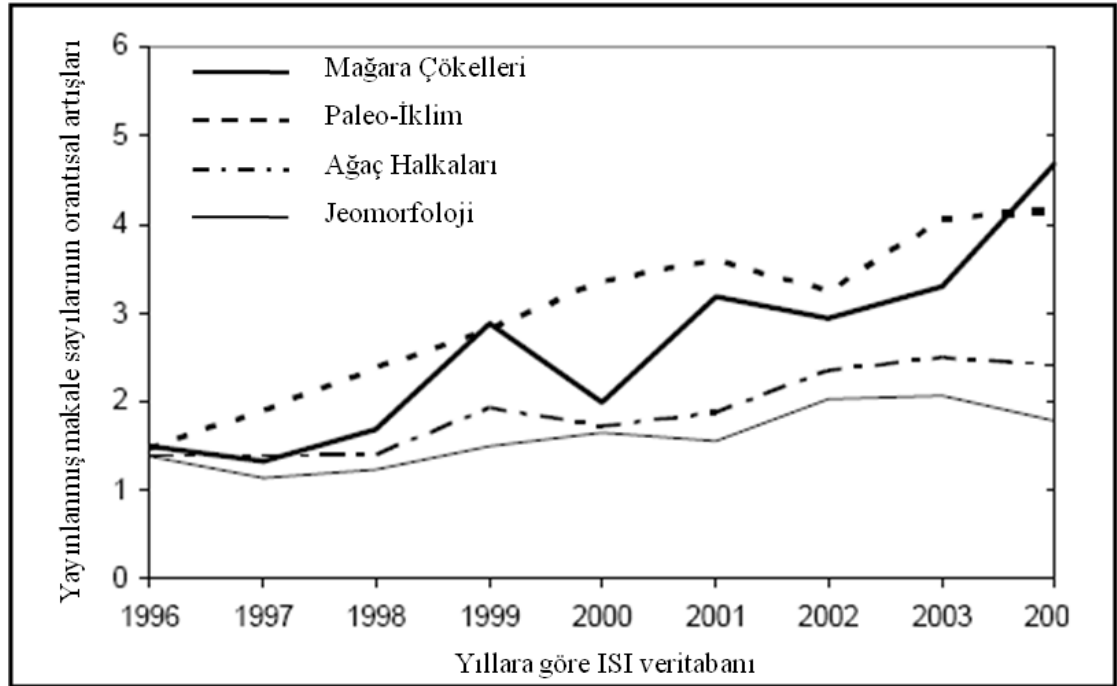


Şekil 4.7 : Türkiye’de ortalama sıcaklıkların alansal dağılımı (Eken ve diğ., 2008/4).

Marmara İklimi: Bu iklim Marmara Bölgesi ve Kuzey Ege'de gözlenir. Trakya Karasal İklim tipi ile Akdeniz İklimi arasında geçiş özelliği taşıyan Marmara İklimi'nde yağışlar Karadeniz İklimi'ndeki kadar etkili değildir. Kışları Akdeniz iklimi kadar ılık, yazları da karasal iklim kadar kurak özellik taşımamaktadır.

5. MAĞARA ÇÖKELLERİNİN PALEOİKLİM ÇALIŞMALARINDA KULLANIMI

Değişen iklim koşulları ve bu değişen iklim koşullarının canlıların yaşamına etkisi çeyrek yüzyıldır dünyanın gündemini meşgul eden popüler bir sorun haline gelmiştir. Son yıllarda yapılan çalışmalar, küresel ısınma olarak adlandırılan bu değişen iklim koşullarının var olan iklim sürecinin doğal seyrinin bir sonucumu yoksa insanoğlunun faaliyetleri nedeniyle oluşan hızlı ve kontrol edilemeyen bir değişim olup olmadığını yönünde yoğunlaşmıştır. Bu doğrultuda geçmiş-iklim koşullarını ve geçmiş-iklim koşullarını etkileyen faktörleri araştırmak için çok yönlü çalışmalar başlatılmıştır. Bu kapsamdaki çalışmaların büyük bir bölümü çökeller ve kutup buzullarına ait karotlar üzerinde yapılmaktadır. Son on yıl içerisinde de mağara çökellerinin iklim-değişimleri çalışmalarında oldukça güvenilir birer veri kaynağı olduğu kanıtlanmış ve mağara çökelleri yardımıyla incelenen geçmiş-iklim çalışmaları hızla artmıştır (Şekil 5.1).



Şekil 5.1 : ISI Web of Science veritabanından başlık, anahtar kelime veya özet aratılarak yapılan yayınlanmış makalelerdeki artış oranlarının gösterimi (Fairchild ve diğ. 2006).

5.1 Mağara Çökelleri

Genel anlamda mağara çökelleri (speleotemler); sarkıt, dikit ve akmetaşları içeren mağara çökellerine verilen isimdir (Lowe ve Waltham, 2002). İkincil kalsiyum karbonat çökelleri olan mağara çökelleri; karstik akiferden düşey yönde süzülen suyun karbonatça zenginleşip mağaranın hava dolu boşluğuna ulaşmasının ardından meteorik su döngüsünün bir parçası olarak çökeler (Hill ve Forti, 1997; Ford ve Williams, 2007).

Paleoiklim çalışmalarında oldukça güvenilir birer kaynak olduklarını kanıtlayan mağara çökelleri,

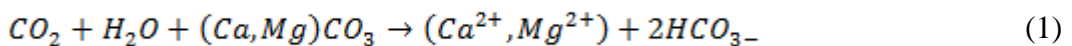
- 10^3 - 10^5 yıl aralıksız büyüydüklerinden,
- U-serisi yaşlandırma yöntemleriyle tam ve kesin bir şekilde yaşlandırılabilirdiklerinden,
- Mağaranın dış çevrede olan gelişmelere verdiği tepkileri kayıt edebildiklerinden (genellikle mağara içi sıcaklık, yıllık ortalama dış sıcaklığa eşittir ve damlayan suların akış miktarı karstik akiferden sızan suyla doğru orantılıdır),
- Genellikle çok az ikincil alterasyonlar gösterdiklerinden;

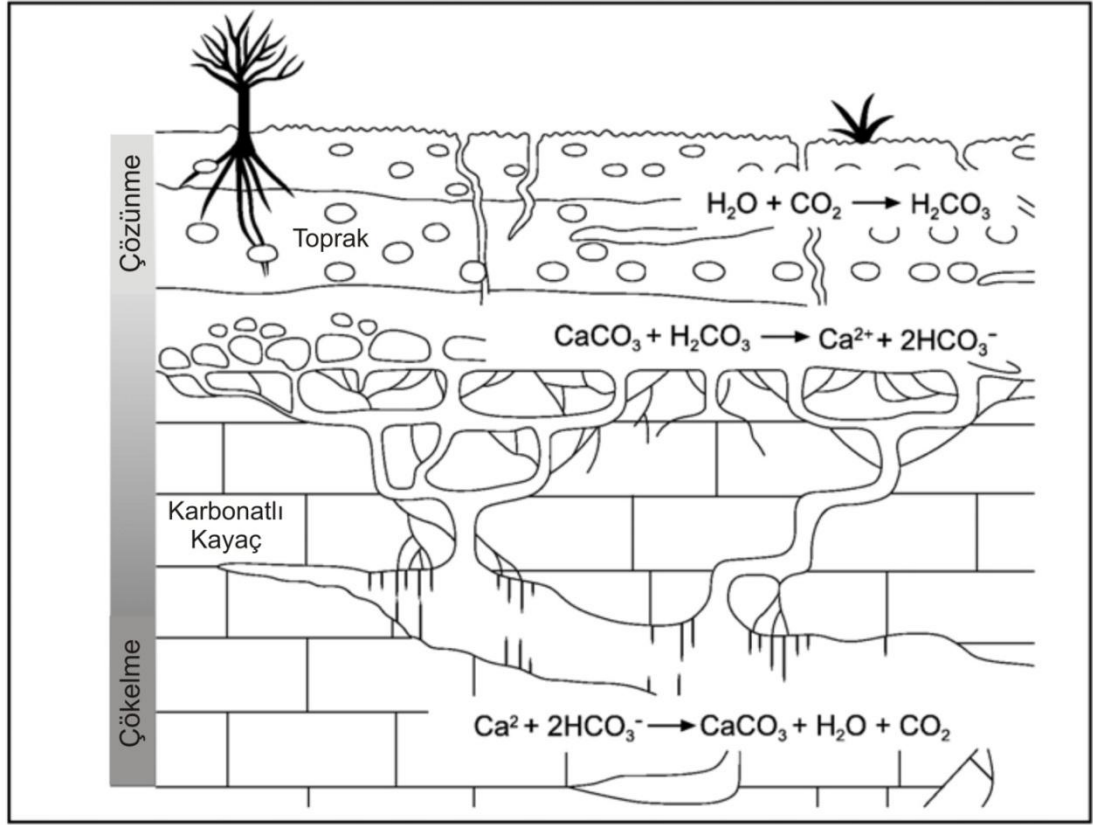
dolayısıyla iklimbilimciler tarafından tercih edilmektedir.

5.1.1 Mağara Çökellerinin Oluşumu

Mağara çökellerinin ilk oluşum aşaması çok hafif asidik olan yağmur suyunun yerin altında mağara bulunan bir yüzeye düşmesiyle başlar (Şekil 5.2). Yüzeyde bulunan toprak örtüsü, bitki artıkları ve bitki köklerinin solunumu nedeniyle atmosfere oranla CO_2 'ce daha zengindir (Mook, 2001). Yeryüzüne düşen yağmur suyu, atmosfere ek olarak toprakta bulunan karbondioksiti de bünyesine alır ve zayıf bir asit olan karbonik aside dönüşerek karstik akiferde derinlere doğru süzülür (Darling ve diğ., 2006).

Topraktaki karbonatın ve kireçtaşının çözünmesi aşağıdaki reaksiyon şeklinde olur:

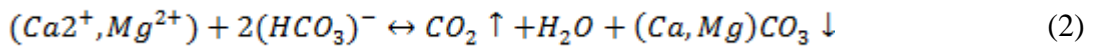




Şekil 5.2 : Mağara çökellerinin oluşumu ve bu oluşuma ilişkin topraktaki kimyasal reaksiyonlar, mağaraya açılan akifer, (Fairchild ve diğ., 2006).

Derinlere doğru süzülen su, topraktaki ve kireçtaşındaki Ca^{2+} bünyesine alarak doymun hale gelir ve mağaranın hava dolu boşluğuna ulaşır. Mağara boşluğunda bulunan havanın PCO_2 oranı damlayan suyunkinden çok daha düşüktür. Bundan dolayı CO_2 damlama suyundan uzaklaşır ve kalsiyum karbonat çökelererek sarkıt oluşumu başlar. Yeterli PCO_2 ile sarkıt oluşumu altında dikit oluşumu ile devam eder.

Bu kimyasal reaksiyon aşağıdaki eşitlikle ifade edilir:



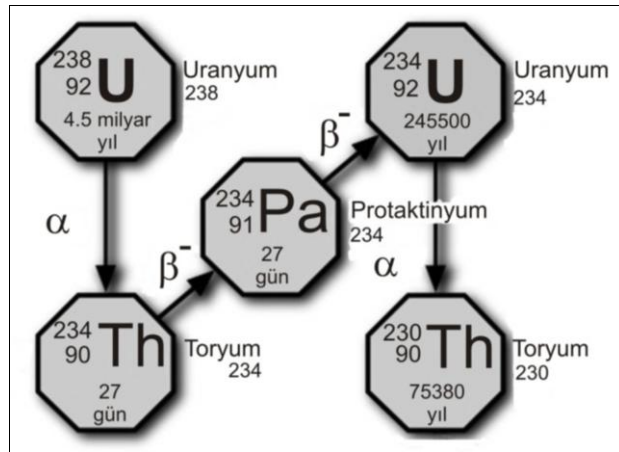
Mağara çökellerinin büyüme oranını, damlama sularının aşırı doymunluğu, damlama suyu ile mağara boşluğunda bulunan havanın PCO_2 oranının belirlediği gaz kaçışı

belirler. Bu özellikleri de mağara içi havalandırma, mağara sıcaklığı ve suyun deşarjı belirler (Dreybrodt, 1988).

5.2 Mağara Çökellerinin Uranyum-Toryum Yöntemiyle Yaşlandırılması

Uranyum-Toryum yaşlandırma metodu, Kuvaterner araştırmalarında oldukça sık kullanılan bir radyometrik yaşlandırma yöntemidir. Uranyum serisi ve ^{230}Th yaşlandırma yöntemi olarak da adlandırılan uranyum-toryum yaşlandırma yöntemi ikinci dünya savaşından hemen sonra geliştirilmiş ve ilk olarak derin deniz çökellerini yaşlandırmak için kullanılmıştır. 1960'ların başından itibaren hem denizel hemde karasal karbonatların yaşlandırılmasında kullanılmaya başlanmıştır. 1980'lerde ise kütle spektrometresi'nin kullanımıyla radyometrik yaşlandırma yöntemlerinde yeni bir devir açılmıştır. Geçen son on yıl içerisinde kütle spektrometresi'nde yapılan iyileştirmeler sonucunda uranyum toryum yaşlandırma yönteminde hassaslık ve doğruluk belirgin bir şekilde artmıştır.

Uranyum toryum yaşlandırma tekniği, ^{238}U bozunma zincirinde yer alan iki element arasındaki temel fiziksel farka dayanmaktadır. Uranyum suda çözünebilen, toryum ise suda çözünemeyen bir elementtir. Bu nedenle bir miktar uranyum, sızıntı sularıyla birlikte mağaraya ulaşır ve sızıntı sularının oluşturduğu mağara çökelleriyle birlikte çöker. Toryum ise ideal şartlar altında ortamda bulunmaz. Bu özel durum sayesinde, yarılanma ömürleri bilinen ^{230}Th , ^{234}U ve ^{238}U radyoaktif izotopların ölçülmesiyle birlikte mağara çökellerinin kaç yıl önce oluştuğu hesaplanabilmektedir (Şekil 5.3).



Şekil 5.3 : ^{238}U bozunma serisi

Uranyum serisi yaşlandırma yöntemi ile ilişkili başlıca iki olası sorun bulunmaktadır. Birinci sorun, çökmeden sonra hiçbir nüklitin kayıp yada artışı olmadığı kabul edilmektedir. Diğer bir deyişle, ^{238}U (parent) ve ^{234}U (daughter) oranı sadece radyoaktif bozunma sürecinin bir fonksiyonudur. İkinci sorun ise, incelenen mağara çökelinin ^{230}Th içeriği örneğin kristal oluşumu sırasında “0” olduğu varsayılır. Fakat karbonatların, detritik malzeme tarafından kirletilmesine bir bakışa deyişle saf karbonat olmayışına oldukça sık rastlanır. Bu durum ölçüm doğruluğunu önemli derecede etkilemektedir. U-Th yaşlandırma yöntemi ile bir çok malzeme güvenilir olarak yaşlandırılabilir (Tablo 5.1).

Tablo 5.1 : U-Th yaşlandırma yönteminin güvenilirliği (Smart, 1991a)

Güvenilirlik	Malzeme	Kapalı Sistem	Kirlilik
Güvenilir	Ayrışmamış Mercan	Kapalı	Temiz
	Temiz Speleotem	Kapalı	Temiz
	Volkanik Kayaç	Kapalı	-
	Kirli Speleotem	Kapalı	Kirli
Genellikle Güvenilir	Demirli Kayaçlar	Genellikle kapalı	Kirli
	Tufa	Genellikle kapalı	Kirli
	Mollusk	Genellikle kapalı	Kirli
	Fosfatlar	Genellikle kapalı	Kirli
Genellikle Güvenilmez	Ayrışmış Mercan	Açık	Temiz
	Kemik	Açık	?
	Evaporitler	Açık	Kirli
	Kaliş	Açık	Kirli
	Stramatolitler	Açık	Kirli
	Turba ve ağaç	Açık	?

5.3 Mağara Çökellerinde Duraylı İzotop Çalışmaları

Bir elementin her atomunda proton sayısı aynı olmasına karşın, nötron sayısı değişebilmektedir. Farklı nötron sayılarına sahip atomlarına o elementin izotopları adı verilmektedir. İzotoplar, aynı elementin farklı sayıda nötrona sahip çeşitleridir. İzotopların kimyasal bileşimleri aynı olmasına karşın kütlelerinde farklılıklar vardır. İzotoplar genel olarak iki ana gruba ayrılabilirler: duraylı ve duraysız (radyoaktif) izotoplar.

Duraylı izotoplar: Buharlaşıma ve yoğunlaşma gibi fizikokimyasal süreçlerle konsantrasyonları değişmesine rağmen zaman içinde değişmeyen izotoplardır. Yani duraylı izotoplar, radyoaktif bozuşma göstermeyen izotoplardır.

Duraysız (radyoaktif) izotoplar: Bunlar radyoaktif bozuşma yoluyla başka bir elemente dönüşen izotoplardır. ^{87}Rb , $^{235,238}\text{U}$, ^{232}Th ve ^{40}K gibi radyoaktif izotoplar, yaygın olarak radyometrik yaş ölçümlerinde kullanılırlar.

Duraylı izotoplar jeokimya ve fiziksel jeolojiyi tamamlayan bazı araştırmalara katkıda bulunmaktadır. Suyun duraylı izotop bileşimi meteorik süreçlerle nitelendirilir ve böylece kısmi bir çevrede beslenme suları karakteristik izotopik işarete sahiptir. Bu işaret yeraltısuyunun varlığı için doğal bir izleyici olarak işlev görür (Tablo 5.2).

Tablo 5.2 : Duraylı izotopların doğada bulunma oranları, referansları ve ölçüm için kullanılan ürünlerin gösterimi (Koch, 2007'den değiştirilerek).

İzotop	Oran	% doğada bulunma oranı	Referans (bulunma oranı)	Ölçülen genel ürünler
^2H	$^2\text{H}/^1\text{H}$	0.015	VSMOW (1.5575×10^{-4})	H_2O , CH_2O , CH_4 , H_2 , OH^- mineraller
^3He	$^3\text{He}/^4\text{He}$	0.000138	Atmosferik He ($1,3 \times 10^{-6}$)	su ve gazlardaki He, kabuk sıvıları. Bazalt
^6Li	$^6\text{Li}/^7\text{Li}$	7.5	L-SVEC ($8,32 \times 10^{-2}$)	tuzlu sular, kayalar
^{11}B	$^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$	80.1	NBS (4,04362)	tuzlu sular, killer, borat, kayalar
^{13}C	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	1.11	VPDB ($1,1237 \times 10^{-2}$)	CO_2 , karbonat, DIC (çözünmüş inorganik karbon), CH_4 , organikler
^{15}N	$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	0.366	AIR ($3,677 \times 10^{-3}$)	N_2 , NH_4^+ , NO_3^- , N-organikler
^{18}O	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	0.204	VSMOW ($2,0052 \times 10^{-3}$) VPDB ($2,0672 \times 10^{-3}$)	H_2O , CH_2O , CO_2 , sülfatlar, NO_3^- karbonatlar, silikatlar, OH^- mineralleri
^{34}S	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	4.21	CDT ($4,5005 \times 10^{-2}$)	sülfatlar, sülfidler, H_2S , S-organikleri
^{37}Cl	$^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$	24.23	SMOC (0,324)	tuzlu sular, kayalar, evaporitler, çözücüler
^{81}Br	$^{81}\text{Br}/^{79}\text{Br}$	49.31	SMOB	tuzlu sular
^{87}Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}=7.0$ $^{86}\text{Sr}=9.86$	Mutlak oran ölçümü	sular, karbonatlar, sülfatlar, feldspat

Çevresel izotoplar yeraltısuyunun varlığı ve yaşını belirlememizi sağlayan verilerdir. Sudaki izotoplara bakarak yeraltısuyu kalitesi, jeokimyasal evrim, beslenme süreçleri, su-kayaç ilişkisi, tuzluluk ve kirlilik süreçlerinin kökeni hakkında bilgi vermektedir (Clark ve Fritz, 1997).

Duraylı izotoplar çevremizde bol bulunan H, C, N, O ve S gibi elementlerin izotoplarından oluşmaktadır. Bunlar hidrolojik, jeolojik ve biyolojik sistemlerin başlıca elementleridir. Bu elementlerin duraylı izotopları su, karbon, besin ve katı döngüsünün izleyicisi olarak hizmet eder. Bunlar aynı zamanda hafif elementlerdir. Bunların izotopları arasındaki göreceli kütle farklılıkları fiziksel ve kimyasal reaksiyonlar süresince ölçülebilir ayrışmaları belirgin şekilde büyüktür.

Mağara çökelleri genellikle saf CaCO₃'tan oluştuğundan dolayı karbon ve oksijen duraylı izotop bileşimini ölçmek mümkündür.

5.3.1 Oksijen İzotopu

Atmosferde ikinci olarak en çok bulunan oksijenin (O₂) dünya iklim sistemi üzerinde kilit önemi vardır. Oksijen, atmosferde su buharı olarak (H₂O_v) ayrıca su molekülünün (H₂O) bir parçası olarak deniz, göl ve donmuş halde buzullarda bulunur. Bu kaynaklar birbirleriyle ilişki halindedir ve kendi aralarında oksijen alışverişinde bulunurlar.

Oksijen doğada genel olarak iki izotop halinde bulunur. Hafif olan ¹⁶O izotopu toplam oksijenin %99,8'ini oluştururken ağır olan ¹⁸O izotopu geri kalan oksijen miktarını oluşturur. ¹⁸O'in ¹⁶O'ya oranı yaklaşık olarak 1/400, bu da 0.0025 gibi bir değere eşittir.

Doğal malzemelerdeki her bir ¹⁸O/¹⁶O izotop oranının ölçümü belirli bir laboratuvar standardına göre binde bir olarak raporlanır;

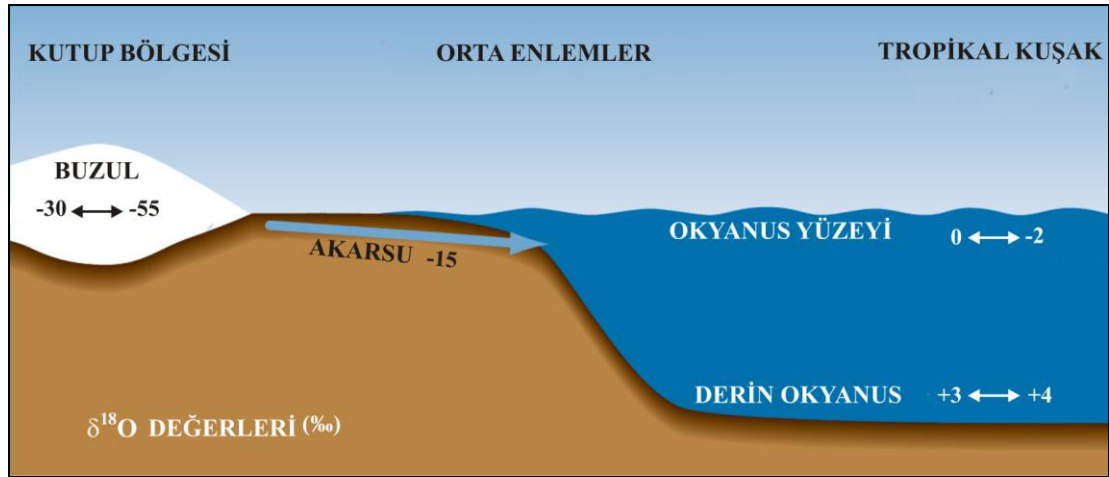
$$\delta^{18}\text{O}\text{‰} = \left(\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{örnek}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standart}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standart}}} \right) \times 10^3 \quad (3)$$

Tüm ölçülen örnekler bir standarda (karbonatlar için Pee Dee Belemnite-VPDB, sular için Vienna Standart Mean Ocean Water-SMOW standartları kullanılmaktadır) refere edilmiştir. Bu sayede dünyanın herhangi bir laboratuvarında yapılan analizler

için genel bir referans oluşturulabilmektedir. Bulunan çok küçük değerlerle rakamsal olarak daha rahat çalışılabilmesi için sonuç bin (1000) ile çarpılmaktadır.

Göreceli olarak daha fazla ^{18}O (^{16}O 'ya kıyasla) içeren örnekler pozitif $\delta^{18}\text{O}$ değerleri olarak adlandırılır ve " ^{18}O -zenginleştirilmiş" (veya ^{16}O -azaltılmış) olarak ifade edilir. Göreceli olarak daha az ^{18}O içeren örnekler ise negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerleri olarak adlandırılır ve " ^{18}O -fakirleşmiş" (veya ^{16}O -zenginleştirilmiş) olarak belirtilir.

Okyanuslar ve buzullar büyük miktarlarda oksijen izotopu içerir ve zaman içerisinde oksijen izotopu alışverişinde bulunurlar. Okyanus suyu ortalama $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰0 kabul edilmektedir. Fakat güncel olarak bu değer, okyanusun bulunduğu bölgelere ve derinliğe göre ‰-2 ile ‰+3 arasında değişir. Bu değişimin temel nedeni okyanus suyu sıcaklıklarındaki değişimden kaynaklanır. Sıcaklıktaki her $4,2^{\circ}\text{C}$ artış $\delta^{18}\text{O}$ oranını ‰1 değerinde düşürür (bu durum ^{18}O 'ın ^{16}O 'ya göre göreceli olarak daha azalması demektir). Sonuç olarak okyanus yüzeyindeki sıcak suların $\delta^{18}\text{O}$ değeri daha fazla negatiftir ve ‰0 ile ‰-2 arasında değişir. Buna karşın derinde bulunan daha soğuk sular pozitif değerlere sahiptir ve ‰+3 ile ‰+4 arasında değişir (Şekil 5.4).

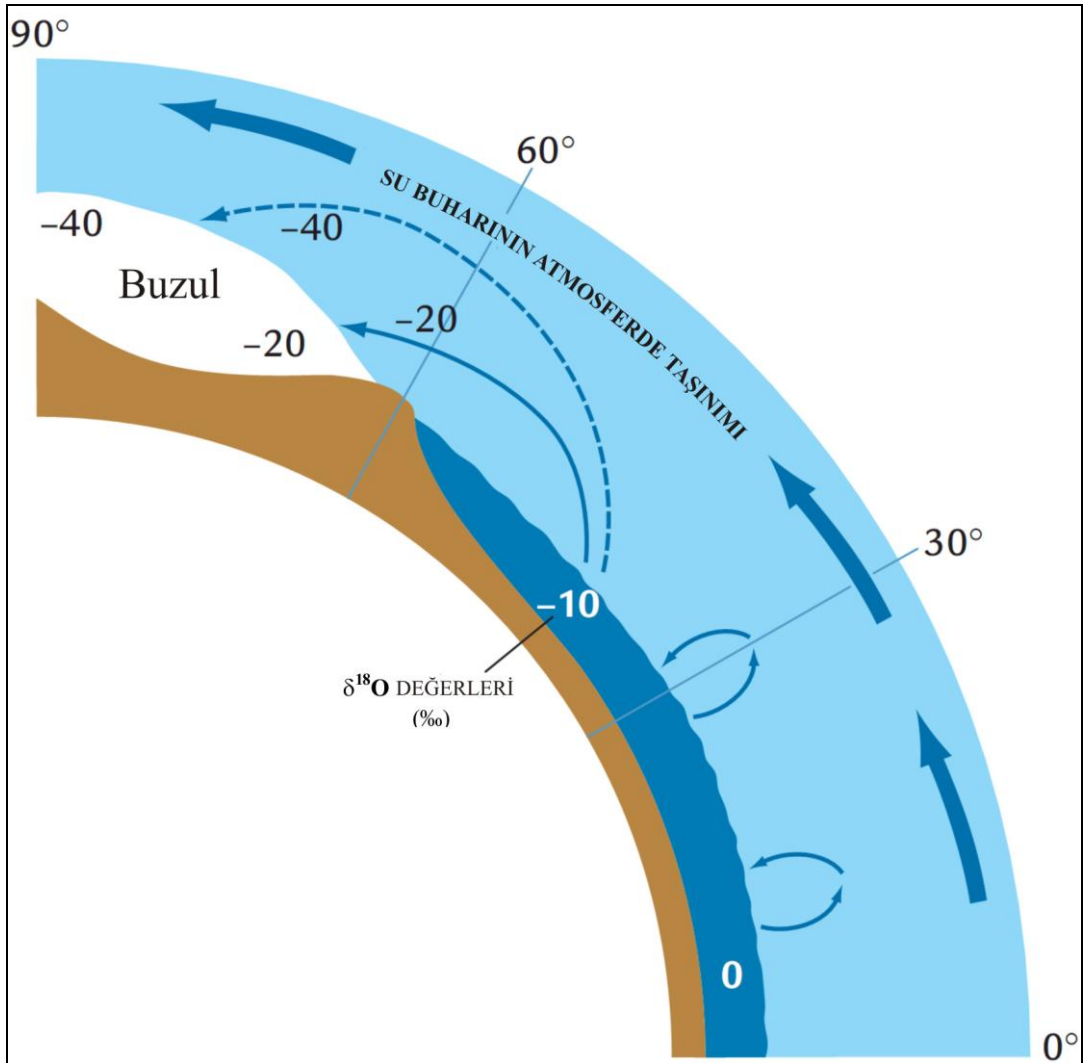


Şekil 5.4 : Günümüz $\delta^{18}\text{O}$ değerleri. Günümüz okyanuslarında, tropik bölgelerde bulunan ılık yüzey sularının $\delta^{18}\text{O}$ değerleri 0 ile -2‰, soğuk olan derin okyanus sularında ise +3 ile +4‰ arasında değişmektedir. Grönland'da bulunan buzulların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri -30‰, Antartika'daki buzulların $\delta^{18}\text{O}$ değeri ise -55‰ değerlerine kadar ulaşabilmektedir (Ruddiman, 2008).

Buzullar diğer bir temel oksijen kaynağıdır. Okyanuslardan buharlaşan su buharı buzullarda kar olarak birikir. Tropik bölgelerde bulunan atmosfer su buharı açısından zengindir ve tropik bölgelerdeki okyanuslardan buharlaşır. Atmosferin doğal

dolaşımı su buharını yüksek enlem ve boylamlara taşır. Daha sonra yoğunlaşan su buharı dünyaya yağış olarak düşer.

Su buharının taşınımı tekrarlanan bir buharlaşma ve yoğunlaşma döngüsüyle devam eder. Hafif olan ^{16}O izotopunun daha hızlı buharlaşmasından dolayı, ^{16}O izotopu düşük enlemlerdeki okyanuslardan daha yüksek enlemlere doğru göreceli olarak yol alma eğilimi gösterir. Bu taşınım tropik bölgelerdeki okyanus suyunun ^{18}O 'ce zenginleşmesine neden olur. Buna ek olarak ağır olan ^{18}O izotopu yoğunlaşma ve yağış olayları gerçekleşmesi sonucunda atmosferden eksilir (azalır) ve atmosferde kalan su buharı böylece ^{16}O izotopu bakımından zenginleşir. Böylece düşük enlemlerdeki okyanuslar ^{18}O izotopu bakımından daha da zenginleşir (Şekil 5.5). Bu zenginleşme sürecine izotopik ayrışma (fractionation) denir.

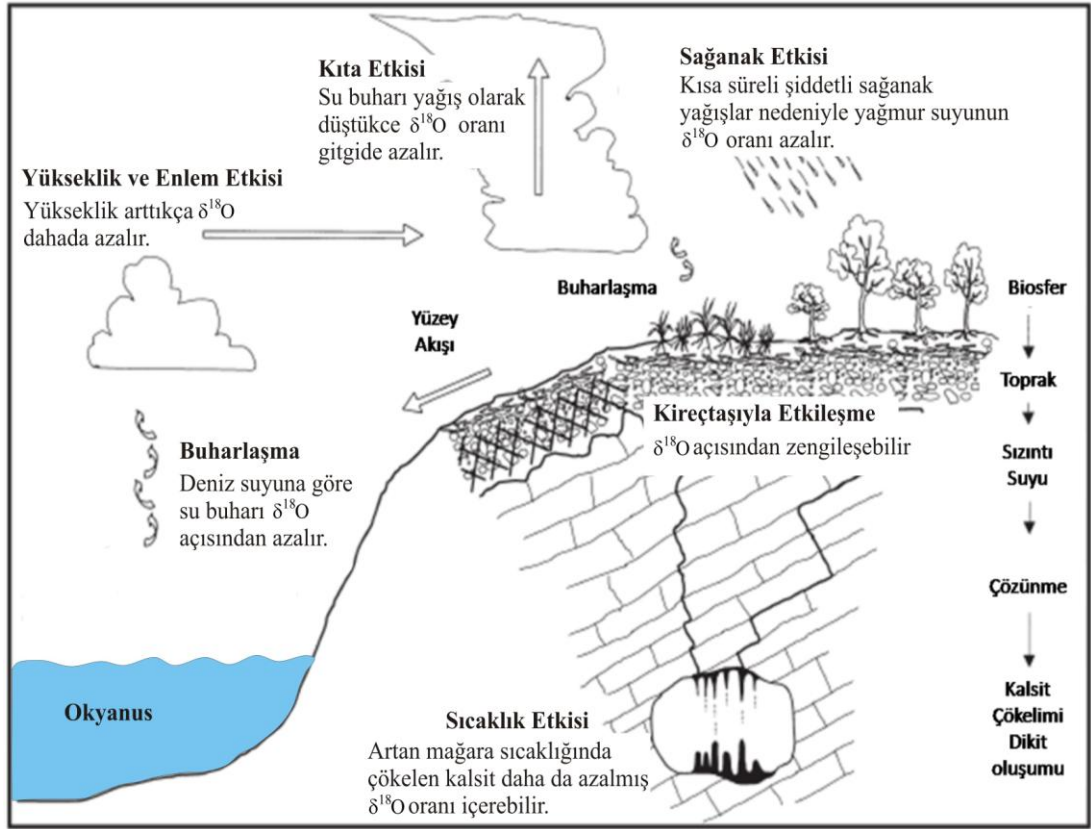


Şekil 5.5 : İzotop ayrışma süreçleri. Su buharı tropik bölgelerden kutuplara doğru taşınırken her buharlaşma ve yoğunlaşma sürecinde ^{16}O izotop değeri zenginleşir. Bu ayrışma süreci buzullarda biriken kar katmanlarının $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin oldukça negatif olmasına yol açar (Ruddiman, 2008).

Ayrışma-Fraksiyonasyon sürecindeki her aşama, esas kaynağı olan okyanus suyuna göre, su buharındaki $\delta^{18}\text{O}$ değerini yaklaşık olarak %10 oranında düşürür. Buzullara ulaşan su buharı yüksek oranda ^{16}O izotopu bakımından zenginleştirilmiş olduğundan buzulların $\delta^{18}\text{O}$ bileşimi (çok) negatiftir. Grönland buzullarının $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰-30 ve Antartika buzulları ‰-55'in üzerindedir. Ayrışma ayrıca yüksek enlemlerde de görülür. Düşük ve orta enlemlerden yüksek enlemlere doğru süreç aynı şekilde gelişir ve hava ^{16}O açısından benzer şekilde zenginleşir. Bu nedenle, tropik bölgelerde bulunan dağlardaki buzullar göreceli olarak negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahiptir.

Ayrıca izotopik ayrışma süreci su buharının hava kütesinin çok miktarlarda ayrılması ile de gelişir. Çünkü soğuyan hava sıcak havadan daha az su buharı taşır. Bunun sonucunda ^{16}O yönünden zenginleştirilmiş hava kütleleri su buharı açısından fakirdir.

Mağara çökellerindeki oksijen izotopu sinyalindeki değişim; okyanuslar, atmosfer, toprak zonu, epikarst ve mağara sistemindeki karmaşık çevresel süreçler arasındaki değişimlerin sonucunda meydana gelmektedir (Şekil 5.6). Damlama suyundaki ve mağara çökeliindeki oksijen izotoplarının ayrışma süreçleri, bu izotopların paleoiklimsel olarak değerlendirilmelerinde oldukça önemlidir. Okyanus suyu izotopik bileşimi, sıcaklık ve bağıl nem oranı yağmur suyunun $\delta^{18}\text{O}$ içeriğine etki eden birincil etkenlerdir. Yağışın yoğunlaşma sıcaklığı ve hızı, buharlaşma, farklı suların karışımı gibi süreçler ise damlama suyunun toprak zonundaki izotopik bileşiminde etkilidir. Mağara içerisindeki damlama sularının ^{18}O içeriği ağırlıklı olarak beslenime ait mevsimselliğin bir fonksiyonudur (Şekil 5.6).



Şekil 5.6 : Okyanus-mağara arasındaki oksijen ayrışma aşamaları

5.3.1.1 Ayrışma Dengesi (Equilibrium Fractionation)

İzotopik denge halinde, bir tepkimede her bileşikteki farklı izotop oranları belirli sıcaklıkta sabittir. Bu denge durumunda iken ayrışma katsayıları hesaplanabilir veya denge ayrışma katsayısı ampirik olarak ölçülebilir. Kesin konuşmak gerekirse, izotopik denge kimyasal denge gerektirir. Birçok doğal sistemlerde, tam kimyasal denge nadiren görülür ve reaksiyona girenlerden ürünlere doğru transfer gerçekleşir. Eğer tepkime fizikokimyasal dengeye yakın ise izotopik dengeye sahiptir denir ve bu denge sayesinde ileri tepkime oranı geri tepkime oranı yaklaşık olarak birbirine eşittir. Mağara ortamında ki kalsitin damlama sularıyla çökmesi bu duruma örnektir. Kalsit çökeli olabilmesi için suyun kalsite göre aşırı doymun hale ulaşmasıyla sonuçlanacak kimyasal bir dengesizlik gerekir; fakat çökme izotopik denge durumunda da gerçekleşebilir. Paleoklim çalışmaları için, mağara çökellerindeki kalsitin denge oluşumu idealdir. Bu sayede çökelen kalsit oluştuğu damlama suyunun izotopik bileşimi ile ilişkilendirilebilir.

5.3.1.2 Kinetik Ayırışma

Kinetik Ayırışma, genellikle buharlaşma gibi tamamlanmamış veya tek yönlü süreçlerde gözlenir ve farklı izotopların farklı tepkime oranlarındaki farklarından kaynaklanır. Bu gibi süreçler sonucunda dengesiz duruma gelmiş tek yönlü kimyasal tepkimelerde her zaman reaksiyon ürünlerinde hafif olan izotopun denge değerleri öncelikli olarak zenginleşme gösterir (Hoefs, 2004).

Mağara ortamındaki hava akımları, kalsit çökelinin tamamlanmasından önce hafif izotopların öncelikli olarak buharlaşmasına neden olabilir ve bu durum tepkimenin izotopik dengeden uzaklaşmasına neden olur.

Tepkimedeki dengesizlik CO₂'in ortamdan hızlıca ayrılması sonucunda da sıklıkla meydana gelir ve hafif izotopların çözeltilerden uzaklaşmasına neden olur (mağara içerisindeki güçlü hava akımları, mağara ortamındaki PCO₂ düşürür).CO₂'in ortamdan ani olarak uzaklaşması (degassing) öncelikli olarak çözeltilerden ¹²C ve ¹⁶O izotoplarının uzaklaşmasına ve çökelen kalsitin ¹³C ve ¹⁸O izotopları yönünden zenginleşmesine neden olur.

5.3.1.3 Bölgesel Sorunlar

“Ayırışma etkisi” nedeniyle, bugünkü okyanus yüzeyi $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, sıcaklık faktörüne bağlı olarak gözlenmesi gereken eğilimleri göstermemektedir. 25 °C'deki günümüz tropik bölgelerindeki yüzey suları $\delta^{18}\text{O}$ değerleri yaklaşık olarak ‰0 değerindedir. Daha önce belirtilen sıcaklık / $\delta^{18}\text{O}$ ilişkisi kullanıldığında yüksek enlemlerdeki 0 °C'deki yüzey sularının (deniz suyu donma derecesi -1.8 °C'dir) $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ‰15 olması gerekmektedir. Fakat bu suların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri tropik yüzey suları değerlerine yakın sonuçlar vermektedir. Bu beklenilmeyen negatif değerlerin nedeni ortalama ‰-15 $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip yağmur sularıyla beslenen yüksek enlemlerde bulunan akarsuların varlığıdır. Her akarsuyun $\delta^{18}\text{O}$ değeri, akarsu beslenme alanına ulaşan yağış sularının ayırışma sıcaklığına bağlı olarak değişir. Yüksek enlemlerde bulunan ve okyanuslara dökülen ¹⁶O'ca zengin nehir sularının hacmi okyanus sularına göre çok küçüktür. Fakat bu nehir suları okyanus sularının $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini sıcaklık / $\delta^{18}\text{O}$ ilişkisinde beklenen değerlerden çok daha fazla negatif değerlerde çıkmasına neden olurlar. ¹⁶O'ca zengin bu tip akarsular tarafından oldukça etkilenen kıyı yüzey suları tropik okyanuslardan daha negatif $\delta^{18}\text{O}$

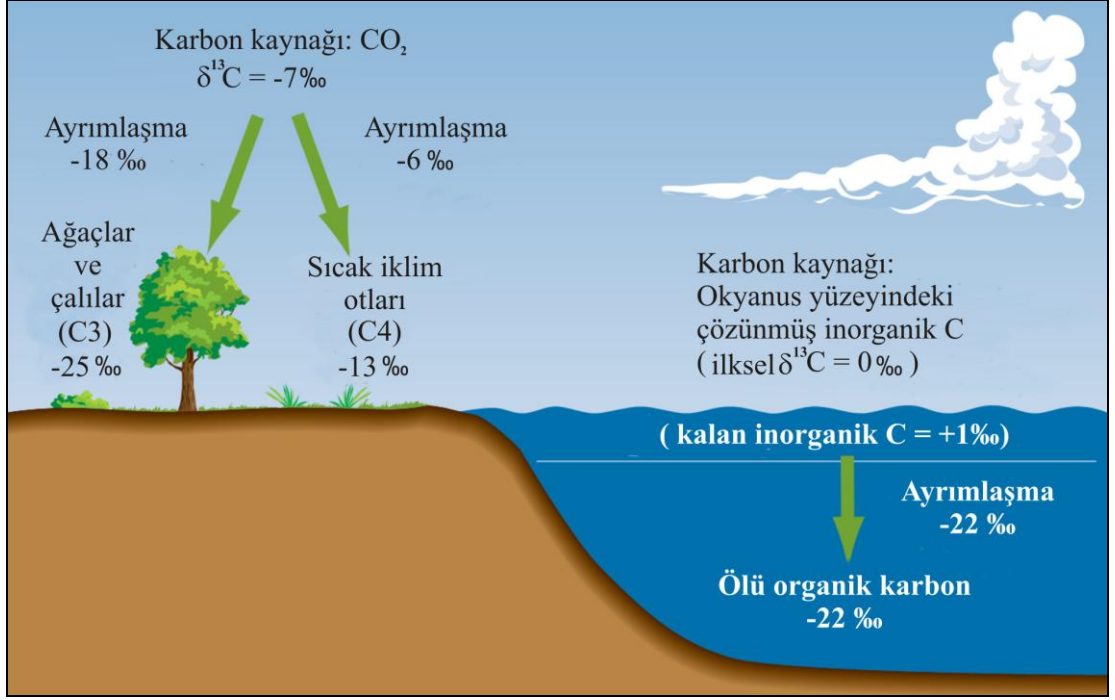
değerlerine sahiptir ve akarsulardan uzak yüksek enlemlerdeki yüzey suları tropik okyanusa yakın değerler verebilmektedir. Okyanus suyundaki tuzluluk farkı akarsular tarafından gerçekleştirilen seyreltme etkisiyle yakından ilişkilidir. Okyanus suyundaki $\delta^{18}\text{O}$ değerinin her %1 azalması ile birlikte tatlı su girişine bağlı olarak okyanus suyunun tuzluluğu da %0,5 oranında düşer.

5.3.2 Karbon İzotopu

“ ^{13}C ve ^{12}C ” karbon elementinin dünyanın bitki örtüsü, su ve havasında doğal olarak bulunan duraylı izotoplarıdır. ^{12}C izotopu, dünyada bulunan karbonun %98,9’unu oluşturur. %1,1’lik kısmının çoğunu ^{13}C oluşturur. Geriye kalan çok küçük bir miktarı ise radyoaktif olan ^{14}C izotopu oluşturmaktadır. Karbon izotop çalışmalarında, oksijen izotopunda kullanılan benzer bir bağıntı kullanılır. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ’ye oranının ölçümü, bir laboratuvar standardına göre binde bir (per mil) oranıyla raporlanır:

$$\delta^{13}\text{C}\text{‰} = \left(\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{örnek}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standart}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standart}}} \right) \times 10^3 \quad (4)$$

Bütün ölçümler, genel bir referans noktası oluşturulabilmesi için önceden belirlenmiş standartlara göre yapılır. Karbon izotop oranları oksijen izotopunda da olduğu gibi ölçülen küçük değerlerin daha kullanılabilir rakamsal değerler ifade etmesi için bin (1000) ile çarpılır. Oksijence zengin ortamlarda gözlenen karbonun $\delta^{13}\text{C}$ değerleri %0-25 (bazı bitkilerin olduğu karasal ortamlar) ile %0+2 (bazı bölgelerde okyanus yüzeyinde çözünmüş karbon) arasında değişmektedir. Ortamda oksijenin olmadığı durumlarda oluşan karbonun $\delta^{13}\text{C}$ değeri %0-50 ile %0-60 arasında değişebilmektedir. ^{12}C ’ye göre daha fazla ^{13}C değerleri içeren karbon örnekleri pozitif $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahiptir ve ^{13}C -zenginleştirilmiş olarak adlandırılır (veya ^{12}C -azaltılmış). ^{12}C ’ye göre daha az ^{13}C değerlerine sahip olan örnekler daha negatif $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine sahiptir ve ^{13}C -azaltılmış (^{12}C -zenginleştirilmiş) şeklinde ifade edilir (Şekil 5.7).



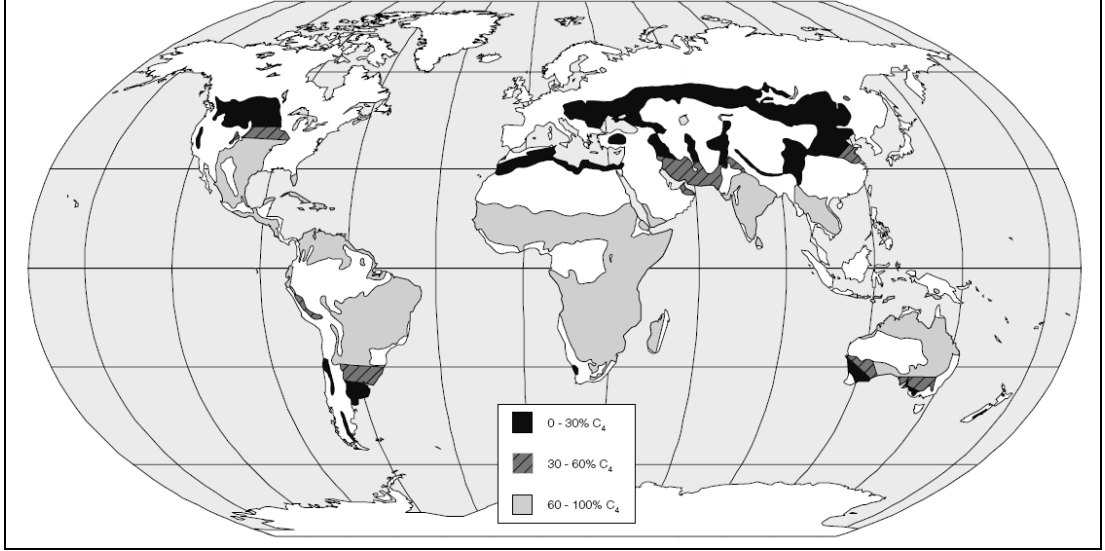
Şekil 5.7 : Fotosentez ve karbon izotop ayrışması. Karada ve okyanus yüzeyinde gerçekleşen fotosentez süreci, inorganik karbonu organik karbona çevirir. Bu durum üretilen organik karbonun δ¹³C değerinin negatif değerlerde olmasına yol açar (Ruddiman, 2008'den uyarlanmıştır).

Fotosentez olayı sırasında oluşan ayrışma δ¹³C değerlerinde değişime neden olur. Bitkiler bünyelerine inorganik karbonu alırlar ve bunu organik karbona çevirirler. ¹²C izotopu bitkilerin dokularına ¹³C'ten daha kolay alınmaktadır. Bu ayırım ¹²C izotopunun δ¹³C izotopuna göre artışına neden olur ve organik maddeler, ilk karbon kaynağına göre negatif değerlere doğru kayar.

Atmosferdeki inorganik CO₂, ‰-7 δ¹³C değerine sahiptir ve bu fotosentez yapan bitkilerin karbon kaynağıdır. Bütün ağaçlar, çalılar ve soğuk iklim çayırları "C3" tip olarak adlandırılan bir fotosentez türü yaparlar. Bu bitkiler -21‰ ile -28‰ δ¹³C değerine sahip organik dokular üretirler (ortalama -25‰). Sıcak iklimlerde yetişen bazı çalı ve otlar yaz sezonunda "C4" adı verilen farklı tür fotosentez yaparlar. Bu bitkiler daha az negatif δ¹³C değerleri üretirler. Bu değerler (ortalama -13‰) -11‰ ile -15‰ arasında değişir. Dünyanın büyük çoğunluğu "C3" tip fotosentez yapan bitkilerle kaplıdır. Bunun sonucunda karalardaki ortalama δ¹³C vejetasyon değeri -25‰ değerindedir (Şekil 5.8).

Mağara çökellerinde bulunan karbon izotop oranları; toprakta bulunan karbondioksitten türemiş olan biyojenik kökenli hafif karbon izotopu ile; kireçtaşı kaynaklı ağır karbon izotopları arasındaki dengeyle bağıntılıdır (Mcdermott ve diğ.,

2004). Mağara çökeli $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki değişimler, bitki örtüsünde meydana gelen değişimleri yansıtmaktadırlar. Mağaraların bulunduğu bölgedeki kireçtaşlarının $\delta^{13}\text{C}$ içeriği sabit olduğundan, damlama suyunun $\delta^{13}\text{C}$ içeriği toprak zonunda bulunan karbondioksitin $\delta^{13}\text{C}$ değerince belirlenmektedir. Bu değer ise yüzey bitki örtüsünün fotosentez tipine (C3, C4, CAM), bağlıdır (Clark ve Fritz, 1997).



Şekil 5.8 : C4 tipi otlarının savan ve step ekosistemlerindeki dağılımları (Ehleringer, 2005; Ehleringer ve Cerling, 2001'den).

6. MATERYAL, METOD VE UYGULAMALAR

Doktora tezi kapsamında Güneybatı Anadolu'nun paleoiklim değişimleri hakkında değerlendirmeler yapmak ve paleoiklim değişimlerini yeniden kurgulayabilmek amacıyla Sırtlanini Mağarası (Karacasu-Aydın), Keloğlan Mağarası (Acıpayam-Denizli) ve Dim Mağarası'nda (Alanya-Antalya) incelemelerde bulunulmuştur. Bu incelemeler sırasında mağaralardan dikit örnekleri alınmış ve bu örnekler üzerinde jeolojik, jeokronolojik ve jeokimyasal analizler yapılmıştır. Ayrıca Sırtlanini Mağarası'nın haritası çizilmiş, Keloğlan ve Dim Mağarası'nın daha önceden çizilmiş haritaları gözden geçirilerek tekrar değerlendirilmiştir. Keloğlan ve Dim Mağarası'ndan damlama suyu örnekleme yapılmış ve damlama suyundaki değişimler gözlenmiştir. Sırtlanini Mağarası'nda kurak dönemde damlama gözlenmediği için bu mağaradan damlama suyu örnekleme yapılmamıştır. Sırtlanini ve Keloğlan Mağarası'nda yıllık sıcaklık ve nem değişimlerini kaydedebilen sıcaklık ve nem ölçer kayıt cihazları konulmuştur. Dim Mağarası'nın sıcaklık ve nem değişimleri her ay yerinde ölçülmüştür.

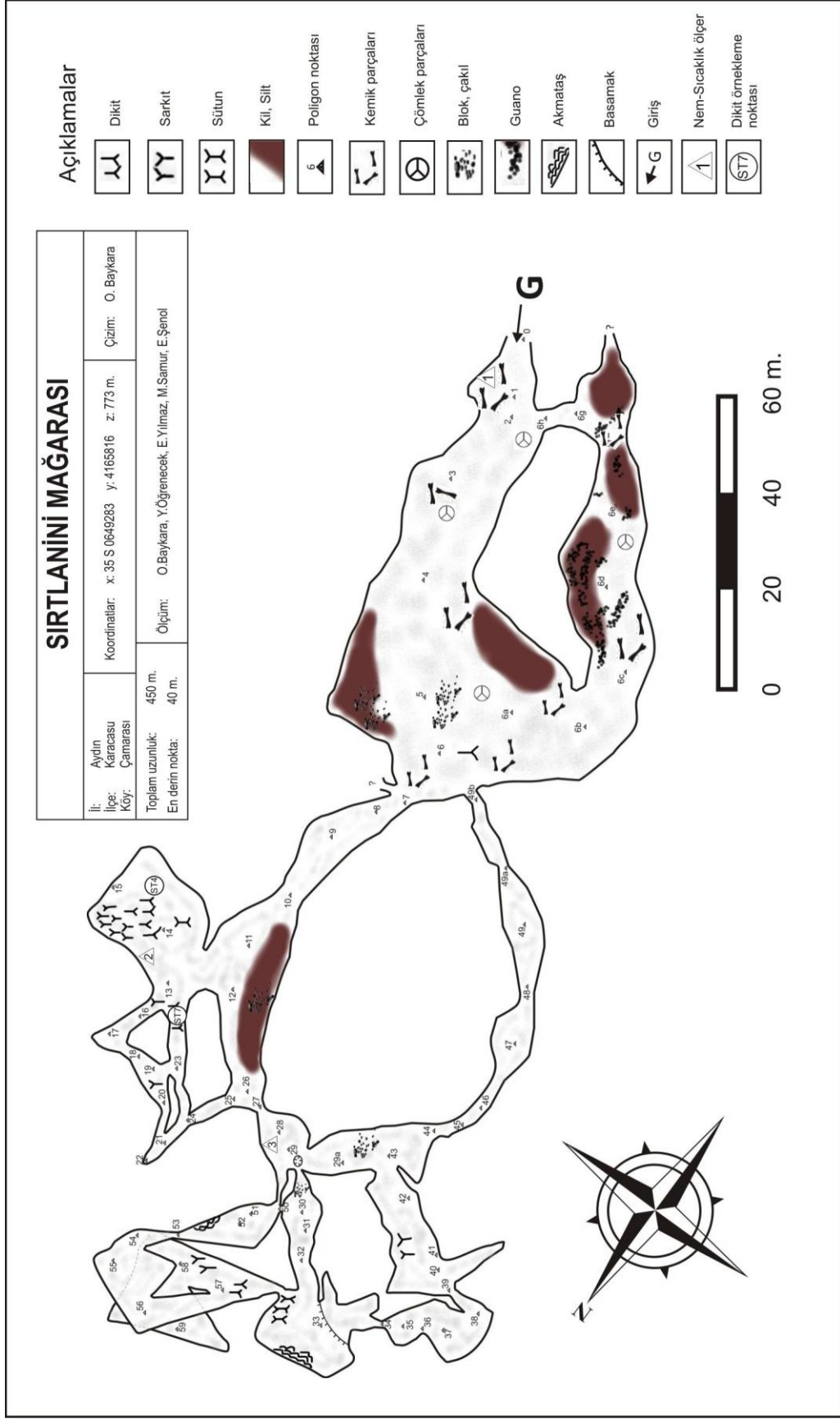
6.1 Sırtlanini Mağarası

Aydın İli'nin Karacasu İlçesi'ne bağlı Çamarası Köyü sınırları içerisinde kalan Sırtlanini Mağarası'nda doktora tezi kapsamında incelemeler 2008 yılında başlatılmıştır. Sırtlanini Mağarası'nda yapılan ilk incelemeler ve mağara haritası, İzmir Mağara Araştırma Derneği ve Dokuz Eylül Üniversitesi Mağara Araştırma Kulübü ile birlikte yapılmıştır. Mağara Haritası çizimi sırasında çelik şerit metre, lazer pointer, Silva marka kibrit kutusu tipi klinometre ve Silva Ranger marka hassas pusula kullanılmıştır. Mağara'nın orta ve son bölümüne doğru yoğun bir mağara çökeli oluşumu gözlenmiştir (Şekil 6.1). Mağara içi dikit örnekleme yapılırken hava akımının en az ve girişe uzak bir nokta seçilmesine özen gösterilmiştir. Eğer mağara içerisinde yoğun hava akımı varsa, mağara içi bağlı nem düşer ve kalsit çökeli sırasında buharlaşma meydana gelebilir. Bu durumda damlama suyu ve çökelen kalsit arasında izotopik ayrışma meydana gelir.



Şekil 6.1 : Sirtlanini Mağarası'nı haritalama çalışmalarından bir görünüm

Sonuçta dikit örneği paleoiklim sinyallerini yansıtmayabilir (Fairchild ve diğ., 2006). Sirtlanini Mağarası'ndaki yıllık bağıl nem oranını ve sıcaklık değişimini gözleyebilmek amacıyla mağaranın giriş, orta ve son bölümüne nem ve sıcaklık kayıt cihazları konulmuştur (Şekil 6.2).



Şekil 6.2 : Sirtlanini Mağarası'nın planı. Mağarada örnekleme yapılan dikitlerin ve nem-sıcaklık kayıt cihazlarının konulduğu yerlerin gösterimi

6.1.1 Sırtlanini Mağarası'nın Yıllık Bağıl Nem ve Sıcaklık Değişimi

Yoğun hava akımının gözlenmediği mağaralarda bağıl nem genelde 100%'e yakındır. Bağıl nemin yüksek olması damlama suyu ve çökelen kalsit arasında izotopik ayrışmanın oluşmasını engeller (Fairchild ve diğ., 2006). Sırtlanini Mağarası'nın paleoklim verilerini doğru olarak yansıtıp yansıtmadığını gözlemek amacıyla giriş, orta bölüm ve son bölüm olmak üzere mağara içerisine nem ve sıcaklık verilerini kaydedebilen CEM marka DT-171 model cihazlar konulmuştur (Şekil 6.3).



Şekil 6.3 : Sırtlanini Mağarası'na nem kayıt ölçüm cihazlarının yerleştirilmesi ve yerinde nem ve sıcaklık ölçümü

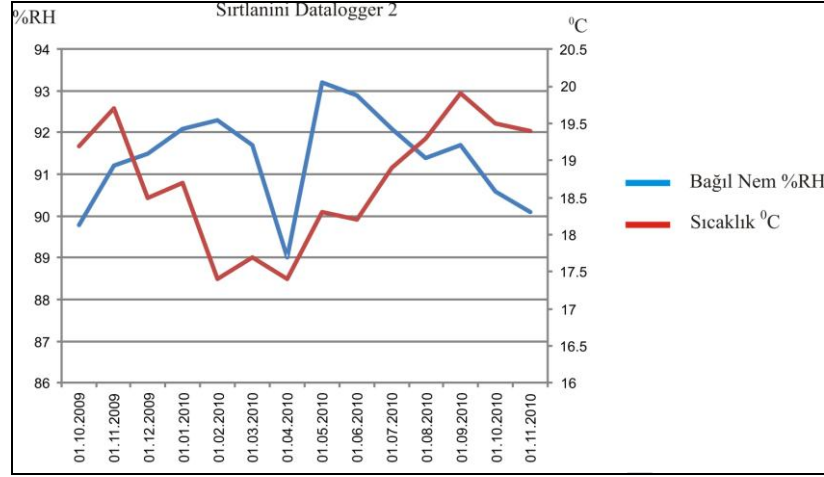
CEM DT-171 kayıt cihazı 32000 kayıt saklama kapasitesine sahiptir. Cihaz, -40 ile 70 °C arasında $\pm 0,1$ °C hassasiyetinde sıcaklık ölçümü yapabilmektedir. Bağıl nem ölçüm aralığı ise 0-100 %RH ve $\pm 2\%$ RH ölçüm doğruluğuna sahiptir. CEM DT-171 kolay kullanımı, ekonomik olması, kablo bağlantısı gerektirmemesi ve bilgisayara USB portundan direkt olarak bağlanabilmesi nedeniyle tez kapsamında kullanımı tercih edilmiştir (Şekil 6.4). Cihazın alıcısının bulunduğu son bölümünün doğrudan

su veya çamur ile temas ettirilmemesine dikkat edilmiştir. Uygulanan mağara içi ortamların aşırı nemli olmasından dolayı cihazın öngörülen pil ömrü yarıyarıya düşmektedir.



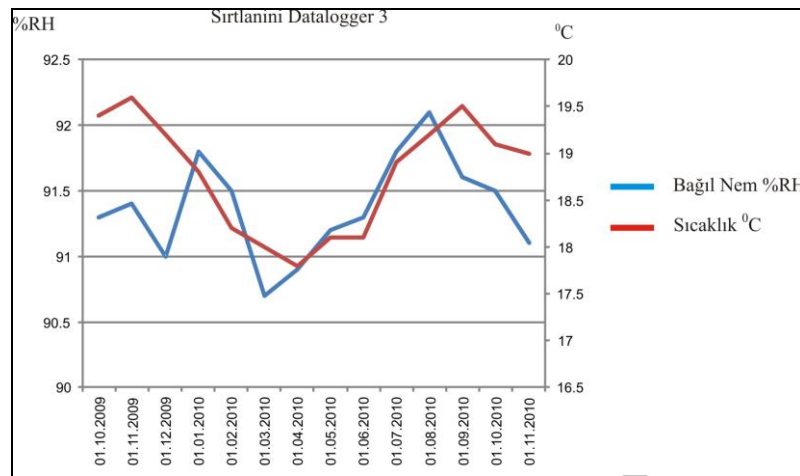
Şekil 6.4 : Cem marka DT-171 model nem ve sıcaklık kayıt cihazı

Sırtlanini Mağarası'na şekil 6.2'de gösterildiği gibi mağara girişi (1 nolu kayıt cihazı), dikit örneklemesinin yapıldığı galeri (2 no'lu kayıt cihazı) ve mağaranın son bölümü (3 no'lu kayıt cihazı) olmak üzere 3 farklı noktaya nem ve sıcaklık değişimlerini kayıt edebilen cihazlar yerleştirilmiştir. Mağara girişine bırakılan 1 no'lu nem ve sıcaklık kayıt cihazının alıcı kısmına damlama suyu temas ettiğinden dolayı cihaz bozulmuş ve veri alınamamıştır. Dikit örneklerinin alındığı galeriye bırakılan 2 no'lu kayıt cihazından 01.10.2009 tarihi ile 01.11.2010 tarihi arasında nem ve sıcaklık değişimi kayıtları elde edilmiştir. 10.04.2010 tarihinde mağaraya yapılan çalışma ziyareti sırasında cihazların pilleri değiştirilmiş ve ölçümler yedeklenmiştir. Mağara içi en yüksek bağıl nem oranı 93,2%RH, en düşük bağıl nem oranı 89%RH olarak ölçülmüştür. Mağara içi en yüksek sıcaklık 19,9 °C, en düşük sıcaklık ise 17,4 °C olarak ölçülmüştür (Şekil 6.5).



Şekil 6.5 : Sırtlanini Mağarası'na yerleştirilen 2 no'lu nem ve sıcaklık kayıt cihazından alınan nem ve sıcaklık değişimleri grafiği.

Sırtlanini Mağarası'nın son bölümüne yerleştirilen 3 no'lu kayıt cihazından 01.10.2009 ile 01.11.2010 tarihleri arasında nem ve sıcaklık değişimi kayıtları elde edilmiştir. 10.04.2010 tarihinde mağaraya düzenlenen faaliyette cihazların pilleri değiştirilmiş ve ölçümler yedeklenmiştir. Mağara içi en yüksek bağıl nem oranı 92,1%RH, en düşük bağıl nem oranı 90,7%RH olarak ölçülmüştür. Mağara içi en yüksek sıcaklık 19,6 °C, en düşük sıcaklık ise 17,8 °C olarak ölçülmüştür (Şekil 6.6). Sırtlanini Mağarası'nın orta ve son bölümünde ölçülen bağıl nem oranının genel seyrinin 90% RH üzerinde izlenmesi ve salınımın gözlenmemesi, mağara içi hava akımlarının kuvvetli olmadığı dolayısıyla mağaranın paleoklim sinyallerini yakalayabilme kapasitesine sahip olduğu gözlenmiştir. Sırtlanini Mağarası içerisinde ölçülen sıcaklık ölçümleri mağara dışı yıllık sıcaklık ortalamasını yansıtmaktadır



Şekil 6.6 : Sırtlanini Mağarası'na yerleştirilen 3 no'lu nem ve sıcaklık kayıt cihazından alınan nem ve sıcaklık değişimleri grafiği.

6.1.2 Sırtlanini Mağarası'ndan Alınan Dikit Örnekleri

Sırtlanini Mağarası'ndan paleoiklim çalışmalarında kullanılmak üzere ST-4 ve ST-7 kodlu iki adet dikit örneği alınmıştır. Mağaracı etiğine uygun olarak incelenen mağaralara zarar vermemek amacıyla örnekleme yapılan dikitlerin daha önceden doğal yollarla kırılmış olmalarına dikkat edilmiştir. Örnekleme yapılan dikitlerin mağara içi hava akımının en az olduğu ve mağara girişine uzak bir noktadan seçilmesine özen gösterilmiştir (Şekil 6.2). Mağara içerisinde örneklenen dikitler, mağaradan çıkarılırken kırılmamaları için özenle paketlenmiş ve numaralandırılmıştır. Örneklenen dikitler daha sonra, Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda üzerinde bulunan mağara çamurunu temizlemek suretiyle tozdan arındırılarak saklanmıştır.

Sırtlanini Mağarası'ndan alınan dikitlerin iç yapılarını incelemek, üzerlerinde duraylı izotop ve yaşlandırma analizleri yapmak amacıyla Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği İncekesit Laboratuvarı'nda dikitler boyuna kesilmiştir (Şekil 6.7).

Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST-4 numaralı dikit örneği 14.8 cm boyundadır. Örneğin baştan sona genişliği homojen bir gelişim göstermektedir ve örneğin çapı büyüme eksenine boyunca sabittir ve yaklaşık 5-7 cm arasında değişir. Dikitin iç rengi beyaz-kirli beyaz, açık gri renklidir. Laminalar yaklaşık 1 mm aralığında düzenli, gözeneksiz ve oluşum kesikliği (hiatus) gözlenmemektedir. ST-4 numaralı örneğin gelişim ekseninde herhangi bir sapma gözlenmemiştir. Dolayısıyla dikit gelişimi sırasında mağara tabanında herhangi bir oynama söz konusu değildir (Şekil 6.7).

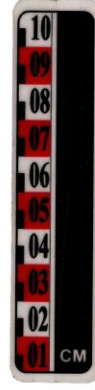
Sırtlanini Mağarası'ndan alınan diğer bir dikit olan ST-7 numaralı örnek, yaklaşık olarak 43,6 cm. boyundadır. ST-7 numaralı dikit örneğinin genişliği her noktada yaklaşık olarak eşittir ve çapı büyüme eksenine boyunca yaklaşık 5-8 cm. aralığındadır (Şekil 6.7). Örneğin iç yüzeyi koyu-açık kahverengi, beyaz-kirli beyaz, açık gri tonları arasında değişmektedir. Laminalarda gözlenen bu tür renklenmeler humik ve fulvik asit, organik madde içeriğinden kaynaklanmaktadır (Şenoğlu, 2006). Koyu renkli laminalar toprak zonundaki organik aktivite yoğunluğunun bir göstergesi olup, göreceli olarak daha ılıman, yağışlı iklimleri ve daha zengin bitki örtüsünü temsil etmektedir. Açık renkli laminalar ise daha kurak ve bitki örtüsü bakımından fakir

ortamları temsil etmektedir. Örneğin iç yüzeyinde, en üst kısmını oluşturan yaklaşık 3 cm.lik bölümde kırıntılı malzeme gözlenmektedir. Baştan sona doğru 30-35 cm. aralığında gözenekli doku gözlenmektedir. Örneğin baş kısmından (gençten) son kısmına (yaşlıya) doğru 3.5. ve 26. cm'sinde zaman boşluğu (hiatus) gözlenmiştir. Zaman boşluklarının bulunduğu bölümlerde örnek oluşumu için gerekli olan damlama suyunun kesilmesi ile ilişkili olarak laminaların oluşumu durmuş ve zaman boşlukları meydana gelmiştir. Zaman boşlukları laminalar arası belirgin renk farklılığı ile ayırt edilebilmektedir. ST-7 dikit örneğindeki laminalar yaklaşık 1 mm genişliğinde düzenli aralıklarla gelişmiştir. Dikit örneklerinde laminaların sayımı ile geçmişe ait kronolojinin oluşturulması, laminaların yıllık bazda gelişmemesinden dolayı diğer doğal iklim kayıtlarına göre daha zor olabilmektedir. Ayrıca dikitlerin yaşlandırılmasında kullanılan U-Th yöntemi her ne kadar hassas bir yaşlandırma yöntemi olsa da, yıl düzeyinde yüksek çözünürlükte yaş değerleri verememektedir.

ST-7 dikit örneği duraylı izotop ve yaşlandırma analizleri için Ulusal Taiwan Üniversitesi'ne götürülürken üç farklı noktadan kırılmıştır ve kırılma noktalarında yaklaşık 3 ile 5 mm arasında değişen bir kayıp olmuştur.



ST-4



ST-7

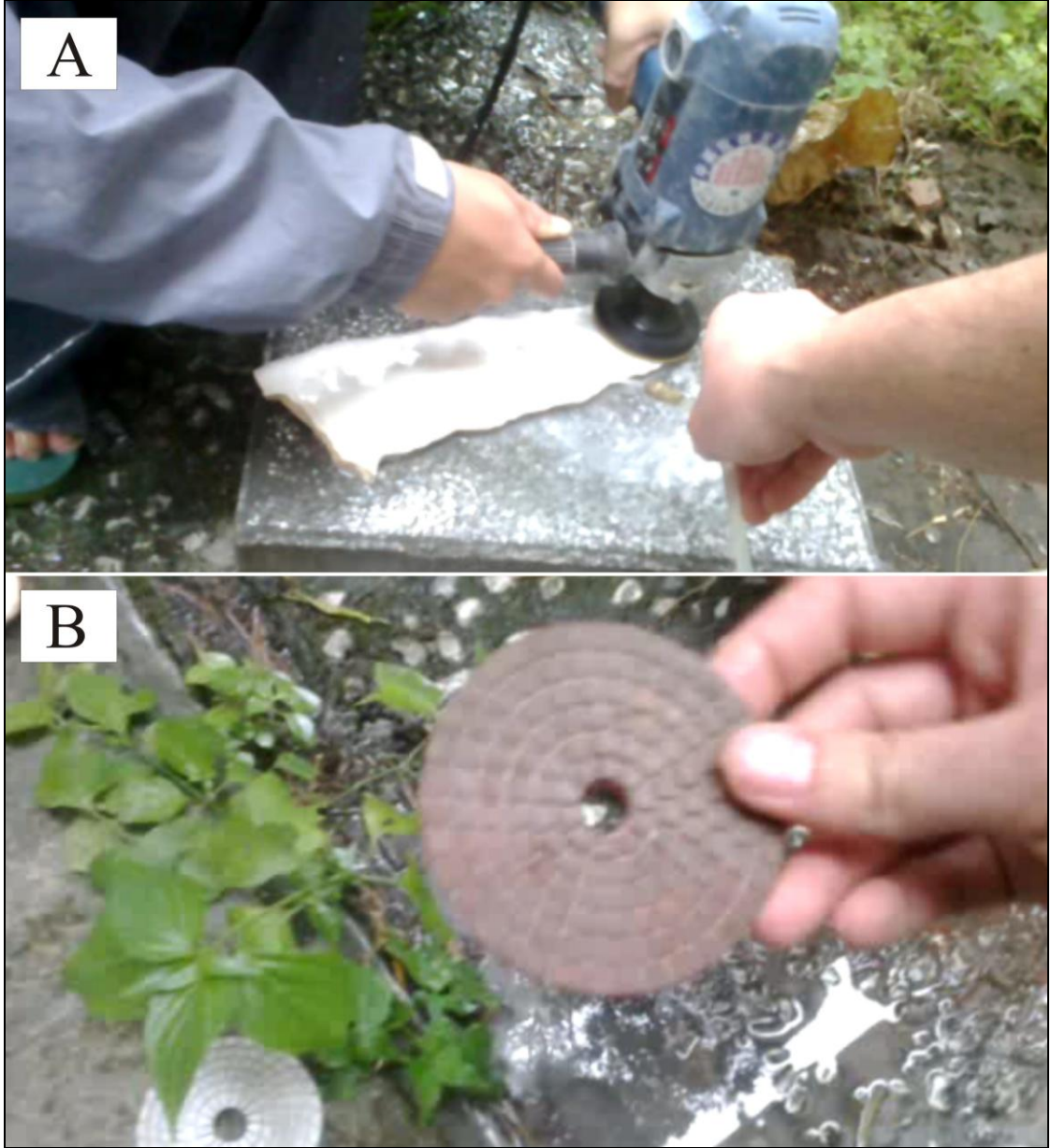
Şekil 6.7 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST-4 ve ST-7 numaralı dikit örnekleri

6.1.3 Sırtlanini Mağarası'ndan Alınan Dikit Örneklerinin U-Th Yöntemiyle Yaşlandırılması

Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST-4 ve ST-7 dikitlerinin kapsadığı zaman aralığının belirlenmesi amacıyla dikitlerin büyüme eksenini boyunca örnekleme yapılmıştır. Numuneler U-Th yaşlandırma yöntemiyle Ulusal Tayvan Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü Yüksek Çözünürlüklü Kütle Spektrometresi ve Çevresel Değişim Laboratuvarı'nda (HISPEC) yaşlandırılmıştır. U-Th yaşlandırma yöntemiyle ilgili teorik bilgiler "Mağara Çökellerinin Uranyum-Toryum Yöntemiyle Yaşlandırılması" başlığı altında bölüm 5.2'de verilmiştir. Dikit örnekleri U-Th yaşlandırılma analizi öncesi; parlatma, ilk örnekleme ve kimyasal analiz gibi bir dizi hazırlık sürecinden geçmektedir.

6.1.3.1 U-Th Yaşlandırma Analizleri Öncesi Örnek Parlatma

Pamukkale Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü İncekesit Laboratuvarı'nda boyuna kesilmiş dikitler, Ulusal Tayvan Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü Yüksek Çözünürlüklü Kütle Spektrometresi ve Çevresel Değişim Laboratuvarı'nda (HISPEC) U-Th yaşlandırma analizleri öncesi bir dizi örnek hazırlama süreçlerinden geçirilmiştir. Örnek hazırlamanın ilk aşaması olan örnek parlatma aşamasında kalından inceye doğru üç farklı silikon zımpara kullanılmıştır. Parlatma sırasında herhangi bir kimyasal kullanılmamıştır. Her silikon zımpara değişiminde ve parlatma işlemi uygulanırken dikit üzerinde biriken tozlar su yardımı ile temizlenmiştir. Örneklerin parlatılması, dikit yüzeyindeki küçük çatlakların kapatılması için önemlidir. Eğer dikit örnekleri parlatma aşaması gerçekleştirilmeden analiz basamağına geçilecek olursa, yaşlandırma için ayrı ayrı alınacak toz numuneleri dikit üzerindeki gözle görülmeyen küçük çatlaklara kaçarak, her örnekleme için hatalı sonuçlar elde edilmesine neden olacaktır. Bu nedenle U-Th yaşlandırma analizi öncesi hazırlık sürecinde numunenin dikkatle hazırlanması çok önemlidir (Şekil 6.8).

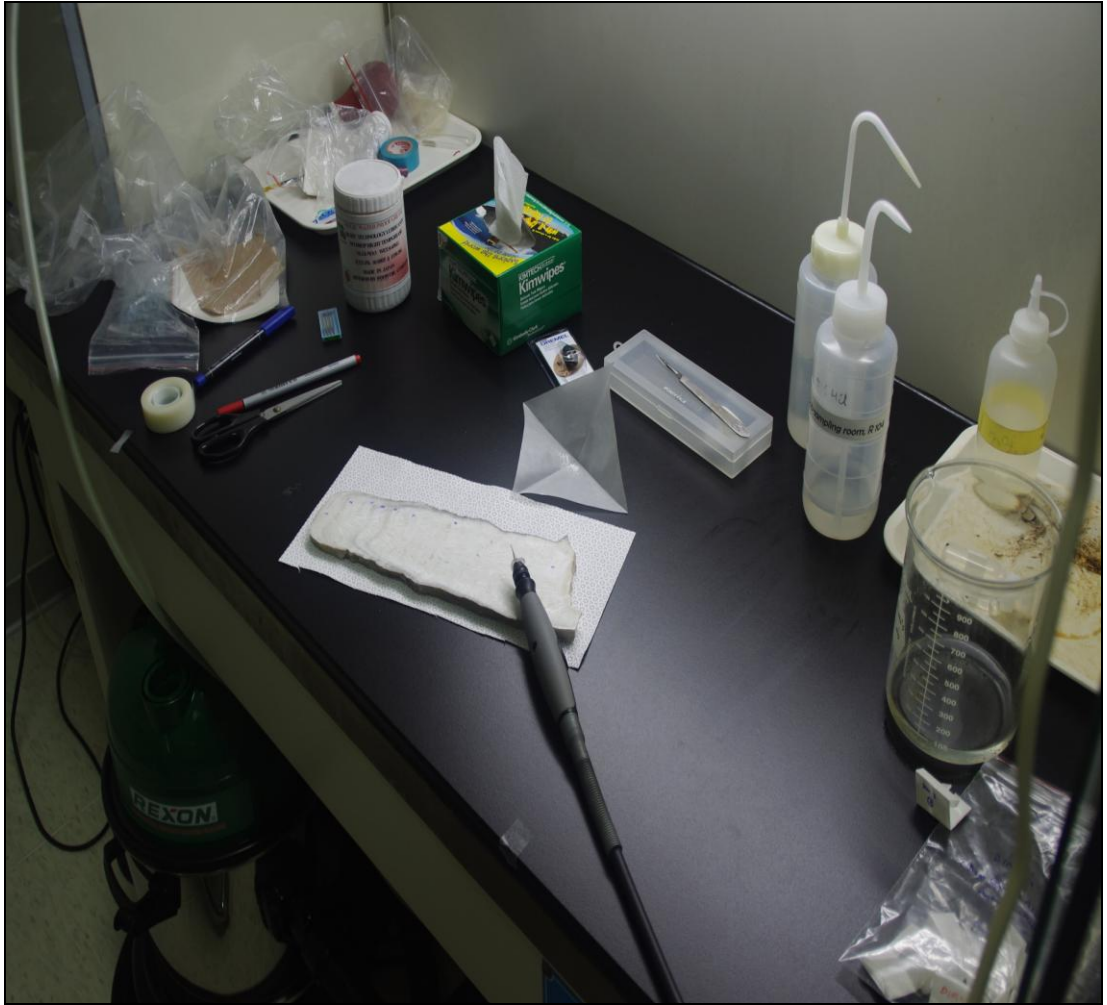


Şekil 6.8 : a) Örneklerin parlatılmasında kullanılan polisaj makinası b) parlatma sırasında kullanılan silikon zımpara

6.1.3.2 İlk Örneklemeye

Parlatma aşamasından geçirilen dikit örnekleri tozdan arındırılmış ortamda kurumaya bırakılmıştır. Kuruyan dikit örnekleri daha sonra yaşlandırma veya izotop analizleri için ilk örneklemeye odasına (sub-sampling room) alınır. İlk örneklemeye odasında bulunması gereken aletler; yukarıdan aşağıya doğru sürekli hava akımı sağlayan Temiz Masa (Clean Bench), toz ve sıvı yalıtımında kullanmak için sıcak silikon tabancası, dişçi matkabı ve tungsten karbür alaşımlı matkap uçları, %5 HCl, su ve

alkol, özel amaçlı kağıt havlular (Kimtech- Kimwipes), hassas tartı ve sanayi tipi kuvvetli elektrikli emici, olarak sıralanabilir. Yaşlandırma analizi için örnekleme Dremel marka dişçi matkabı ile 0.8 mm çapında tungsten karbür alaşım uç kullanılarak gençten yaşlıya doğru yapılmıştır. Dremel çok amaçlı mandren ile (matkap başlığı) ve matkap ucu arasına herhangi bir sıvı veya toz girmemesi için sıcak silikonla yalıtım yapılmıştır. Her örneklemeden sonra matkap ucu, sırasıyla %5 HCl, su ve alkolle temizlenmiştir. Kirlenmeleri önlemek amacıyla farklı dikit örneklerinden toz numune alınırken matkap ucu değiştirilmiştir (Şekil 6.9).



Şekil 6.9 : İlk örnekleme odasından bir görünüm

Ayrıca her örneklemeden sonra dikit yüzeyinde kalan tozlar kuvvetli-sanayi tipi elektrik emiciyle temizlenmiştir. Örnekleme sırasında havada uçan tozları önlemek için yukarıdan aşağıya doğru sürekli hava akımı olan temiz-masa'da (clean bench) çalışılmıştır. İlk örnekleme odasında numune alımı sırasında yapılabilecek hatalar

sonuçların tamamen yanlış çıkmasına neden olacaktır. Bu da çok büyük zaman, emek ve para kaybına neden olacaktır. Bu nedenle özellikle U-Th yaşlandırma analizleri öncesi ilk örnekleme odasında oldukça dikkatli ve acele etmeden örnekleme yapılmalıdır (Şekil 6.10).



Şekil 6.10 : İlk örnekleme odasında bulunan temiz masa (clean bench).

6.1.3.3 Kimyasal İşlemler

İlk örnekleme odasında alınan toz örnekler, U-Th yaşlandırma analizleri için hazır hale getirilmek amacıyla bir takım kimyasal işlemlerden geçmektedir. Bu işlemler tozdan arındırılmış temiz odada (clean room) gerçekleşmektedir (Şekil 6.11). Basit

olarak bir dizi asitle işlemde geçirilen örnekler saflaştırılarak analizde son basamağı olan yaşlandırma analizine gönderilmektedir. Kimyasal işlemler sırasında kuvvetli asitlerle, yaklaşık 280⁰C ısı kaynakları (hot plate) ve radyoaktif ajanlarla çalışılmaktadır. Bu nedenle temiz odada çalışırken yorgunluk ve ihmal istenilmeyen kazalara yol açabileceğinden dolayı oldukça dikkatli olunmalıdır.



Şekil 6.11 : Kimyasal işlemlerin yapıldığı, tozdan arıdırılmış temiz odadan (clean room) bazı görünüşler

Kimyasal işlemlerde uygulanan basamakları şöyle özetleyebiliriz; İlk örnekleme odasında alınan toz dikit örneği 50 mg ağırlığında hassas tartıda tartılır. Tartıldıktan sonra yalıtkan kapaklı yüksek yoğunluklu polietilen (HDPE) kaba konur ve üzerine belirli miktar H₂O ve 10 damla 14N HNO₃ eklenerek çözündürülür. Dikit örneğinin yüksek oranda uranyum içerdiği düşünülüyorsa örneğin yarısı kadar (25 mg.) uranyum spike (ajan) ilave edilir. Eğer örnek düşük miktarda uranyum içerdiği öngörülüyorsa örnek ağırlığı kadar (50 mg.) spike eklenir. Daha sonra karışıma 10 damla HClO₄ ve 2 damla Fe eklenerek 8-12 saat boyunca ağzı kapalı bir şekilde 180 ile 200 ⁰C arasında sabit ısı kaynağı (hot plate) üzerinde bekletilir (reflux). 8-12 saat

civarı bekleyen örneğin kapağı açılır ve 280⁰C’de 1,5 ile 2 saat arası kuruması için beklenir. Kuruyan örnek daha sonra H₂O ve 2N HCl asit eklenerek çözdürülür ve santrifüj tüpüne konur. Santrifüj tüpüne konulan örneğe yaklaşık 10 damla NH₄OH eklenir. Örnek 8 dakika boyunca 4000 devirde santrifüj edilir. Santrifüj tüpünde çökelen örneğin dökülmemesine dikkat edilerek sıvı dökülür, üzerine belirli bir miktar yeniden saf su ilave edilir ve örnek tekrar santrifüj makinasına konur. Bu uygulama en az üç kez tekrar edilir. Bir sonraki aşamada santrifüj edilen örneğin üzerine 10 damla 14N HNO₃ ve 2 damla HClO₄ damlatılır ve 280⁰C de kurutulur. Kuruyan örneğin üzerine tekrar 1 damla 14N HNO₃ damlatılır ve kurutulur. Bu işlem üç kez tekrarlanır. Son olarak kuruyan örneğin üzerine yaklaşık olarak 5 ml 7N HNO₃ damlatılır ve kolon ayırma işlemine geçilir. Kolon ayırma işlemi yaklaşık olarak 5 cm boyunda içerisi özel reçine dolu küçük hunilerle yapılmaktadır. Toryum analizi için, kimyasal işlemlerden geçirilen örnek ve 6N HCl kolonlardan geçirilerek analiz tüpünde toplanır. Uranyum analizi için ise, kimyasal işlemlerden geçirilen örnek ve saf su analiz tüpünde toplanarak kimyasal süreçler bitirilmiş olur ve aletsel analiz basamağına geçilir.

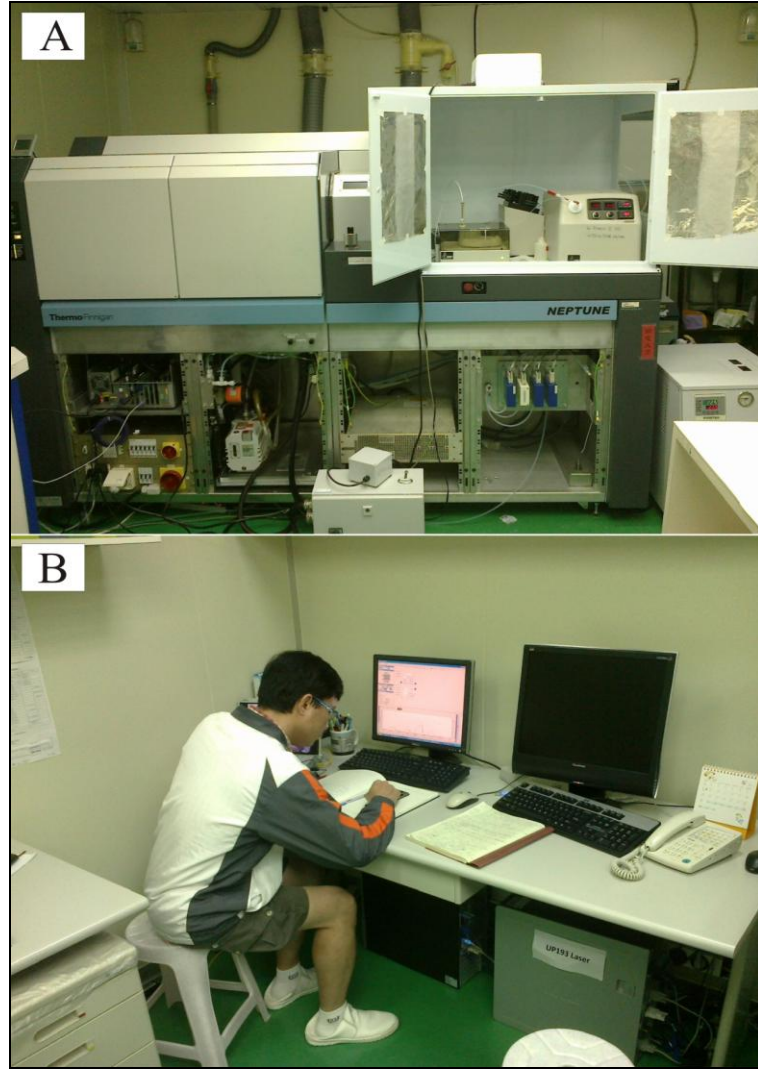
6.1.3.4 U-Th Yaşlandırma Analizi

Parlatma, ilk örnekleme ve kimyasal işlem aşamalarından geçirilen dikit örnekleri U-Th yaşlandırma analizi için hazır hale getirilmiştir. Yaşlandırma analizinin son basamağı olan aletsel ölçümler Ulusal Tayvan Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü Yüksek Çözünürlüklü Kütle Spektrometresi ve Çevresel Değişim Laboratuvarı’nda (HISPEC) Thermo-Finnigan NEPTUNE MC-ICP-MS cihazı ile yapılmıştır (Şekil 6.12).

Kısaca, U-Th yaşlandırma tekniğinde, örnekteki Uranyum-234 ile onun kızı olan Toryum-230 radyoaktif izotopları arasındaki denge derecesi ölçülerek yaşlandırma hesabı yapılmaktadır. Uranyum belli bir orana kadar bütün doğal sularda çözünür, Toryum suda çözünmez ve genellikle yüzey veya yüzeye yakın yerlerde bulunur. Uranyum-Toryum yaşlandırma analizinin teorik bilgileri Bölüm 6.2’de verilmiştir.

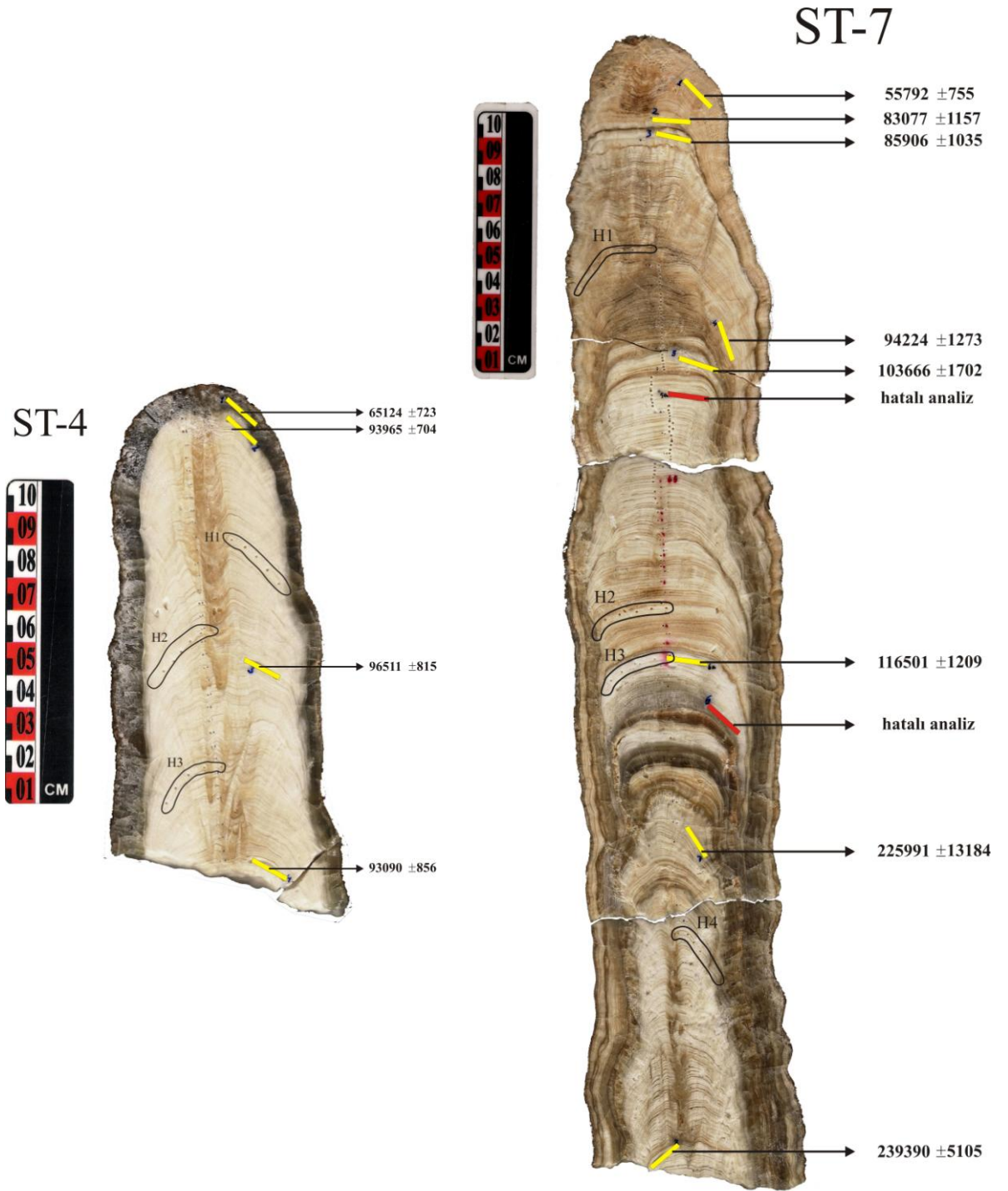
Uranyum-234, Toryum-230 olarak bozunur \longrightarrow yarılanma ömrü 245.000 yıl

Toryum-230’un yarılanma ömrü \longrightarrow 75.000 yıldır



Şekil 6.12 : a)U-Th analizinde kullanılan Thermo-Finnigan NEPTUNE MC-ICP-MS cihazından bir görünüm, b) U-Th yaşlandırma ölçümlerinin bilgisayar ortamında değerlendirilmesi

Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST7 no'lu dikit örneğinden yaşlandırma analizi için sekiz farklı noktadan örnekleme yapılmıştır. Yapılan U-Th yaşlandırma analizleri sonucunda dikitin 55792 ± 755 ile 239390 ± 5105 yılları arasını kapsadığı sonucuna ulaşılmıştır (Şekil 6.13). ST7 no'lu dikit örneğinin detaylı U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri Tablo 6.1'de verilmiştir. Sırtlanini Mağarası'ndan alınan diğer dikit örneği ST4 üzerinde dört farklı noktadan örnekleme yapılmıştır. Yapılan U-Th yaşlandırma analizleri sonucunda dikit 65124 ± 723 ile 93090 ± 856 yılları arasını kapsamaktadır. ST4 no'lu dikit örneğinin detaylı U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri Tablo 6.1'de verilmiştir.



Şekil 6.13 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST4 ve ST7 no'lu dikit örnekleri U-Th yaşlandırma noktaları ve yaş değerleri

Tablo 6.1 : ST7 ve ST4 örnekleri için U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri

Örnek ID	Ağırlık g	²³⁸ U ppb	²³² Th ppt	$\delta^{234}\text{U}$ ölçülen ^a	$[\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{238}\text{U}]$ aktivite ^c	$[\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{232}\text{Th}]$ ppm ^d	Yaş düzeltilmemiş	Yaş düzeltilmiş ^{e,e'}	$\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ düzeltilmiş ^f
ST7-1	0,03470	150,81 ± 0,46	3990 ± 27	43,1 ± 4,3	0,42243 ± 0,0034	264 ± 3	56.460 ± 683	55.792 ± 755	50,4 ± 5,1
ST7-2	0,01960	77,81 ± 0,26	148 ± 36	37,5 ± 4,5	0,55509 ± 0,0044	4825 ± 1160	83.125 ± 1157	83.077 ± 1157	47,4 ± 5,7
ST7-3	0,02710	96,83 ± 0,32	754 ± 26	95,1 ± 4,6	0,60321 ± 0,0039	1279 ± 45	86.090 ± 1033	85.906 ± 1035	121,2 ± 5,8
ST7-4	0,02520	76,29 ± 0,26	33 ± 28	111,6 ± 5,5	0,65063 ± 0,0043	24843 ± 20803	94.234 ± 1273	94.224 ± 1273	145,7 ± 7,3
ST7-5	0,02260	79,07 ± 0,32	62 ± 31	83,6 ± 6,1	0,67127 ± 0,0052	14077 ± 6966	103.685 ± 1702	103.666 ± 1702	112,1 ± 8,2
ST7-6	0,05416	48,206 ± 0,048	25 ± 13	23,6 ± 1,8	0,6738 ± 0,0037	21313 ± 10888	116.514 ± 1209	116.501 ± 1209	33 ± 3
ST7-7	0,02900	77,34 ± 0,15	834 ± 25	18,2 ± 2,6	0,894 ± 0,015	1369 ± 47	226.267 ± 13217	225.991 ± 13184	34,4 ± 5,1
ST7-8	0,03410	101,29 ± 0,27	47 ± 20	15,8 ± 3,4	0,9062 ± 0,0037	32060 ± 13846	239.402 ± 5105	239.390 ± 5105	31,0 ± 6,7
ST4-1	0,02150	53,678 ± 0,080	514 ± 32	34,3 ± 3,1	0,4673 ± 0,0034	806 ± 51	65.368 ± 715	65.124 ± 723	41,3 ± 3,8
ST4-2	0,02610	134,78 ± 0,17	124 ± 27	25,7 ± 2,0	0,5938 ± 0,0025	10636 ± 2283	93.989 ± 704	93.965 ± 704	33,6 ± 2,6
ST4-3	0,04080	92,89 ± 0,19	89 ± 17	29,0 ± 2,7	0,6061 ± 0,0026	10474 ± 2014	96.535 ± 815	96.511 ± 815	38,1 ± 3,6
ST4-4	0,02500	128,23 ± 0,21	109 ± 28	57,9 ± 2,7	0,6110 ± 0,0032	11914 ± 3056	93.111 ± 856	93.090 ± 856	75,3 ± 3,5

Chemistry was performed on July 05, 2011 (Shen et al., 2003), and instrumental analysis on MC-ICP-MS (Shen et al., 2012).

Analytical errors are 2s of the mean.

^a $d^{234}\text{U} = ([\text{}^{234}\text{U}/\text{}^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$.

^b $d^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ corrected was calculated based on ²³⁰Th age (T), i.e., $d^{234}\text{U}_{\text{initial}} = d^{234}\text{U}_{\text{measured}} X e^{(234/T)}$, and T is corrected age.

^c $[\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{238}\text{U}]_{\text{activity}} = 1 - e^{-\lambda_{230}t} + (d^{234}\text{U}_{\text{measured}}/1000)[\lambda_{230}/(\lambda_{230} - \lambda_{234})](1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})t})$, where T is the age.

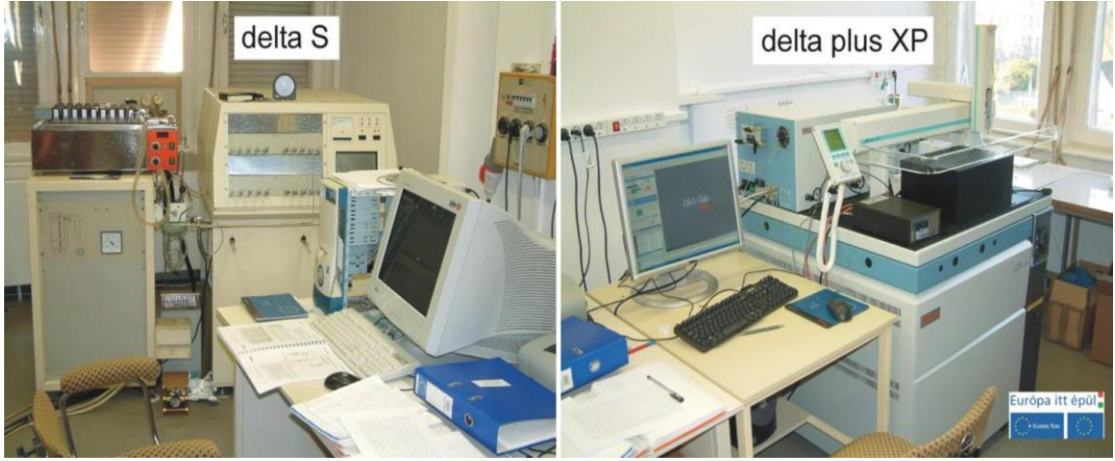
Decay constants are $9.1577 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ for ²³⁰Th, $2.8263 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ for ²³⁴U (Cheng et al., 2000), and $1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ for ²³⁸U (Jeffrey et al., 1971).

^dThe degree of detrital ²³⁰Th contamination is indicated by the $[\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{232}\text{Th}]$ atomic ratio instead of the activity ratio.

^eAge corrections were calculated using an estimated atomic ²³⁰Th/²³²Th ratio of 4 ± 2 ppm.

6.1.4 Duraylı İzotop Analizleri

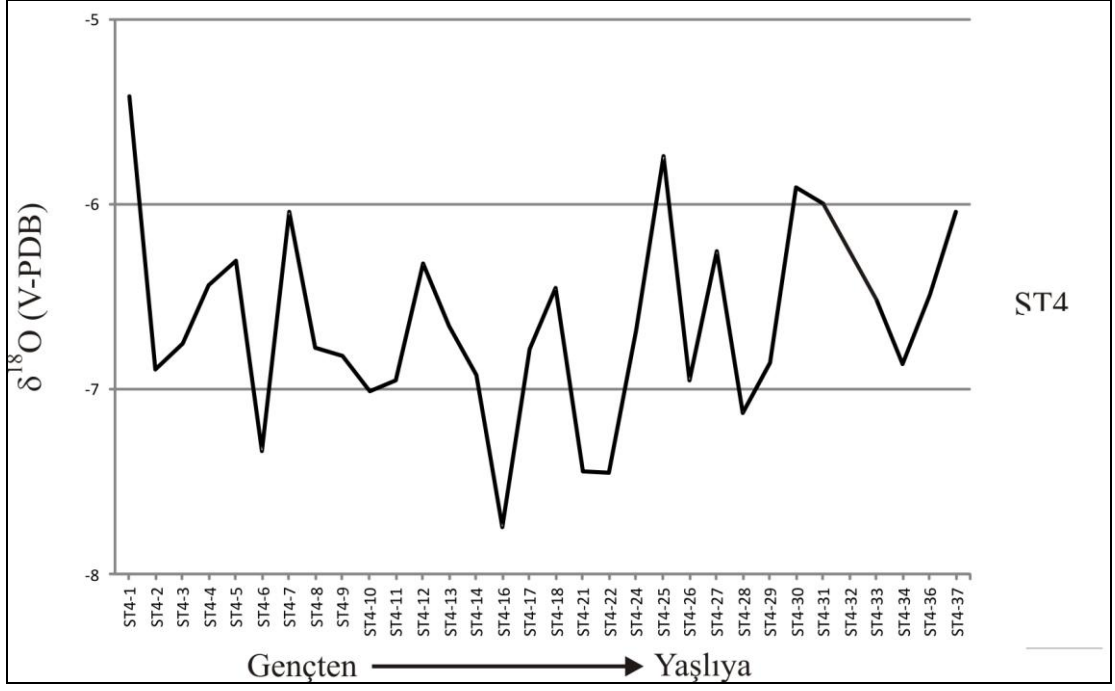
Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST4 no'lu dikit örneği duraylı izotop analizleri Ulusal Tayvan Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü Yüksek Çözünürlüklü Kütle Spektrometresi ve Çevresel Değişim Laboratuvarı'nda, ST7 no'lu dikit örneği duraylı izotop analizleri ise Macar Bilimler Akademisi, Astronomi ve Yerbilimleri Araştırma Merkezi, Jeolojik ve Jeokimyasal Araştırma Enstitüsü'nde yapılmıştır. Dikitler üzerinde paleoklimsel yorumlamalar yapabilmek amacıyla örneklerin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri analiz edilmiştir. Analizler "Thermo Finnigan Delta Plus Xp" cihazıyla yapılmıştır (Şekil 6.14).



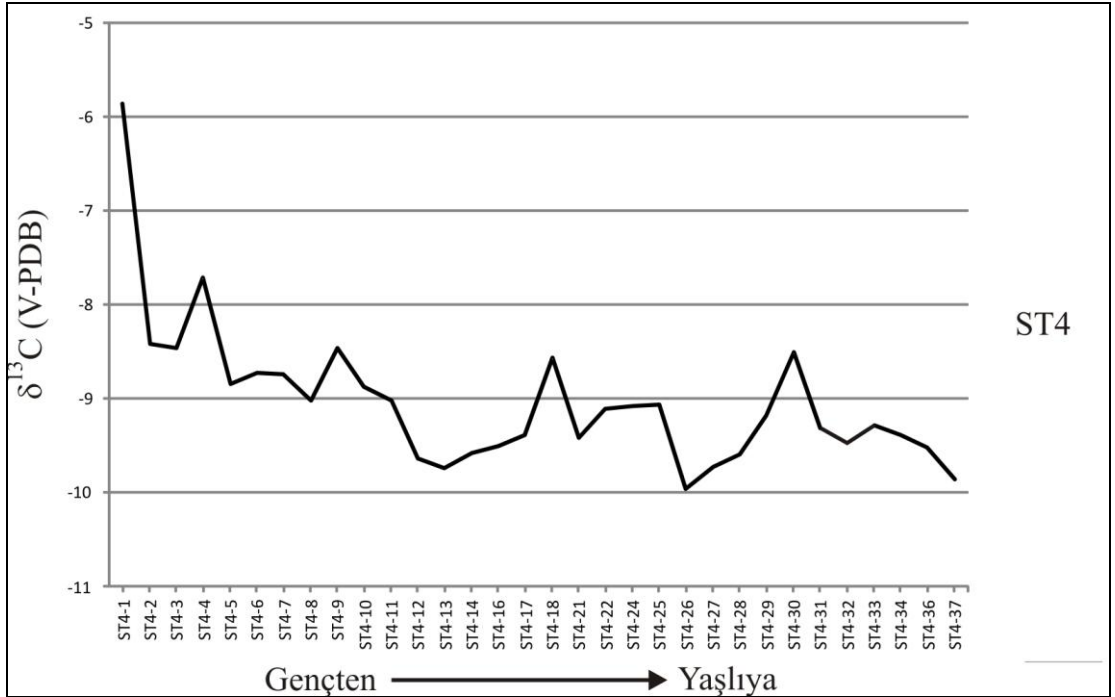
Şekil 6.14 : Macar Bilimler Akademisi, Astronomi ve Yerbilimleri Araştırma Merkezi, Jeolojik ve Jeokimyasal Araştırma Enstitüsü'nde bulunan delta s ve delta plus xp marka duraylı izotop oranı kütle spektrometreleri

Sırtlanini Mağarası'ndan alınan yaklaşık 14.8 cm boyundaki ST4 no'lu dikit örneğinden büyüme eksenini boyunca $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizleri için 37 noktadan örnekleme yapılmıştır. Örneğin en yüksek $\delta^{18}\text{O}$ izotop değeri 1. örnekleme noktasında -5,413 PDB olarak ölçülmüştür. En düşük değer ise 16. noktada -7,741 PDB olarak ölçülmüştür (Şekil 6.15). ST4 no'lu örnekte en yüksek $\delta^{13}\text{C}$ izotop değeri 1. örnekleme noktasında -5,856 PDB olarak ölçülmüştür. Örneğin en düşük $\delta^{13}\text{C}$ izotop değeri ise 26. noktada -9,959 PDB olarak ölçülmüştür (Şekil 6.16).

ST-4 dikit örneğinden elde edilen duraylı izotop analizlerinin kalibrasyon hatası nedeniyle tekrar edilmesi gerekliliği ortaya çıkmıştır. Bu nedenle tez çalışması kapsamında ST-4 dikit örneği paleoklim değerlendirilmelerine alınmamıştır.



Şekil 6.15 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST4 no'lu dikit örneğinin $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop analizi sonuçları

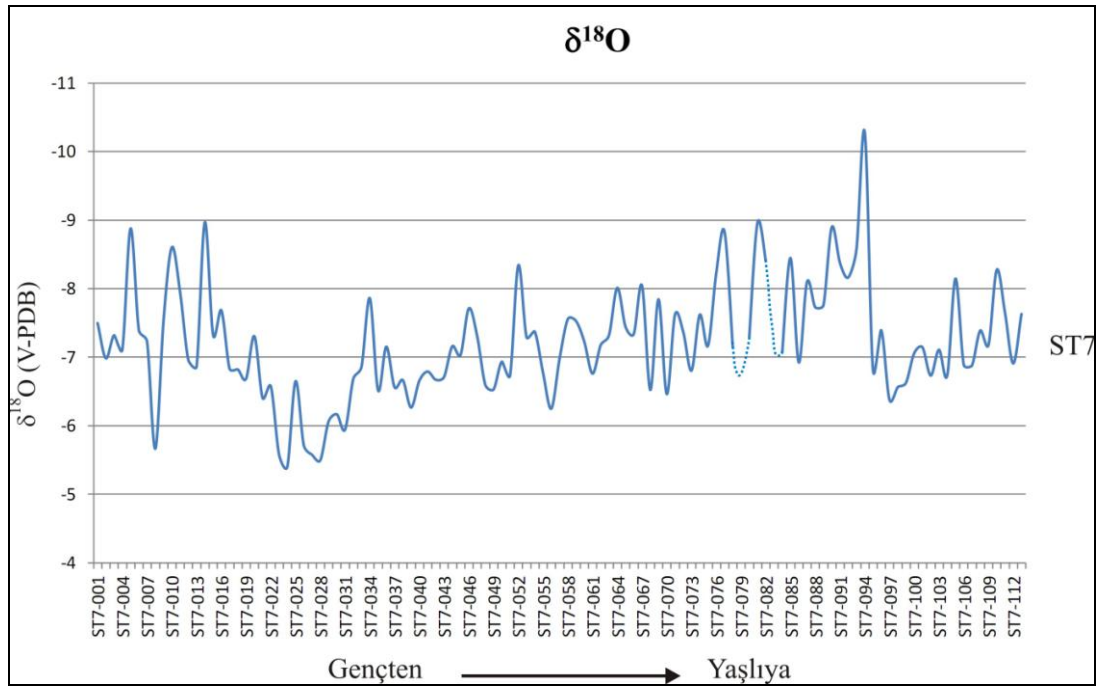


Şekil 6.16 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST4 no'lu dikit örneğinin $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizi sonuçları

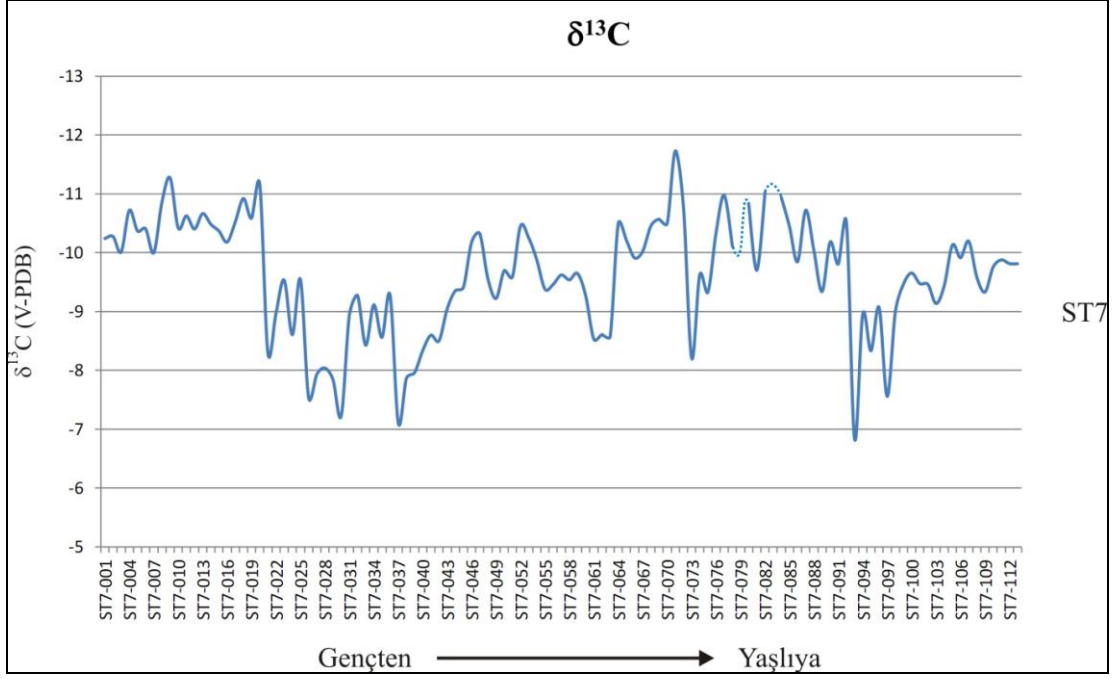
Sırtlanini Mağarası'ndan alınan yaklaşık 43.6 cm boyundaki ST7 no'lu dikit örneğinden büyüme eksenini boyunca $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizleri için 109 noktadan örnekleme yapılmıştır. Örneğin en yüksek ^{18}O izotop değeri 24. örnekleme noktasında -5,402 PDB olarak ölçülmüştür. En düşük değer ise 90. noktada -10,280 PDB olarak ölçülmüştür (Şekil 6.17).

ST7 no'lu örnekte en yüksek $\delta^{13}\text{C}$ izotop değeri 89. örnekleme noktasında -6,834 PDB olarak ölçülmüştür. Örneğin en düşük $\delta^{13}\text{C}$ izotop değeri ise 71. noktada -11,73 PDB olarak ölçülmüştür (Şekil 6.18).

ST7 no'lu dikit örneğinde 84 ile 109 numaraları arasında alınan örneklerin izotop ölçümleri Ulusal Tayvan Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü Yüksek Çözünürlüklü Kütle Spektrometresi ve Çevresel Değişim Laboratuvarı'nda yapılmıştır. Elde edilen bu analizler, ST7 no'lu dikitin çoğu ölçümlerinin yapıldığı Macar Bilimler Akademisi, Astronomi ve Yerbilimleri Araştırma Merkezi, Jeolojik ve Jeokimyasal Araştırma Enstitüsü verileriyle kalibre edildikten sonra kullanılmıştır.



Şekil 6.17 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST7 no'lu dikit örneğinin $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop analizi sonuçları

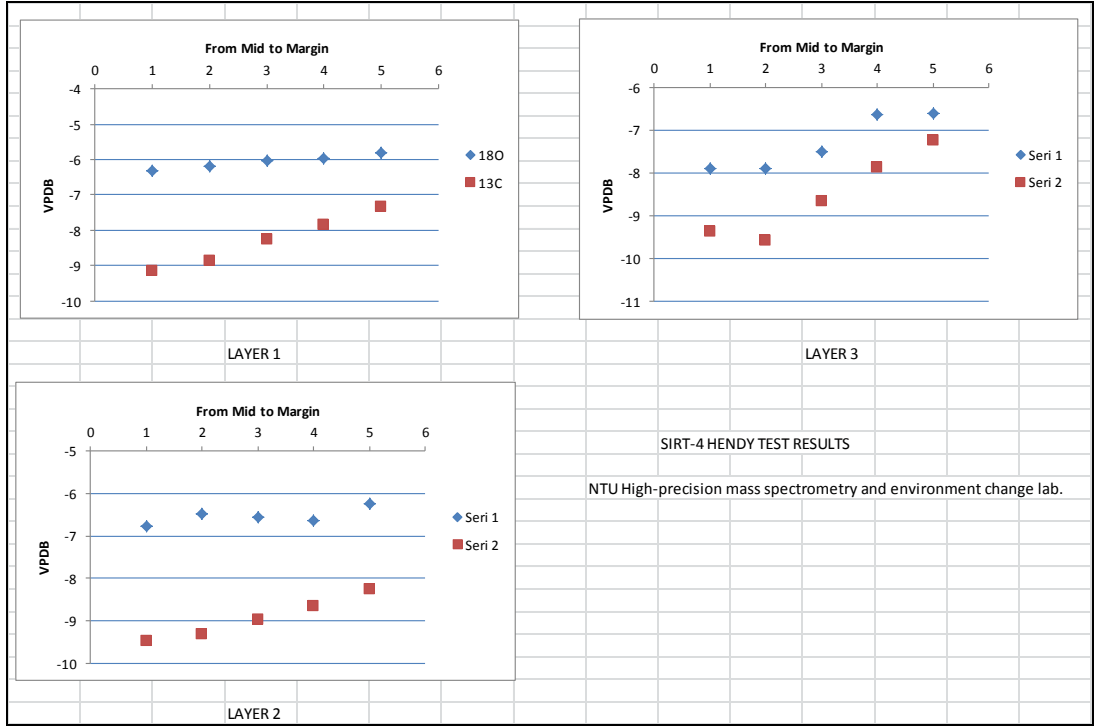


Şekil 6.18 : Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST7 no'lu dikit örneğinin $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizi sonuçları

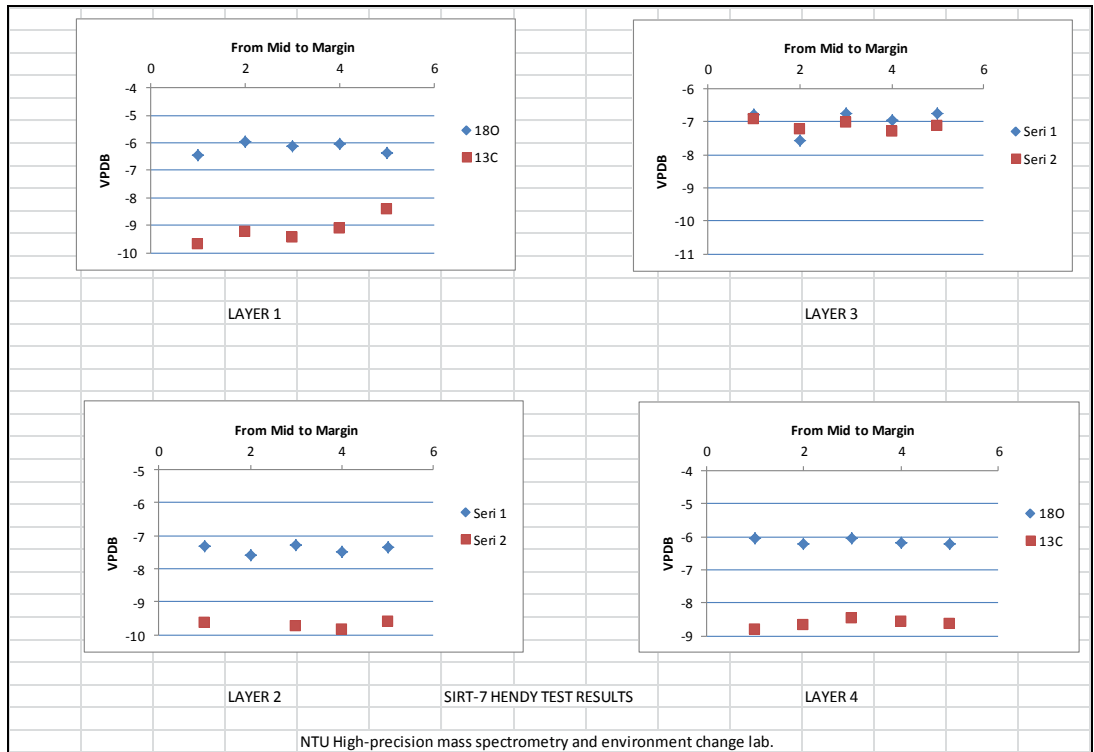
6.1.5 Hendy Testleri

Dikit örneklerinin izotopik denge koşulları altında gelişip gelişmediğini test etmek için örneğin büyüme laminaları boyunca kalsit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ölçülür. Hızlı CO_2 kaçışına veya buharlaşmaya bağlı olarak gözlenen kinetik ayrışma nedeniyle, büyüme ekseninden uzağa ve dikit kenarlarına doğru akan damlama sularının çökelttiği kalsitte kademeli olarak izotop oranlarında zenginleşme beklenir. Denge koşulları altında $\delta^{18}\text{O}$ sabit olmalıdır ve en ufak bir küçük değişiklik $\delta^{13}\text{C}$ ile korele olmamalıdır. Ayrıca lamina boyunca, büyüme ekseninden uzaklaşılsa da $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde herhangi bir zenginleşme olmamalıdır (Hendy, 1971).

Sırtlanini Mağarası'ndan alınan iki farklı dikit örneklerinin izotopik denge koşulları altında çökelp çökemediğini test etmek amacıyla ST4 no'lu dikit örneği üzerinde farklı üç lamina üzerinde (Şekil 6.19) ve ST7 no'lu dikit örneği üzerinde farklı dört lamina üzerinde Hendy Testleri yapılmıştır (Şekil 6.20).



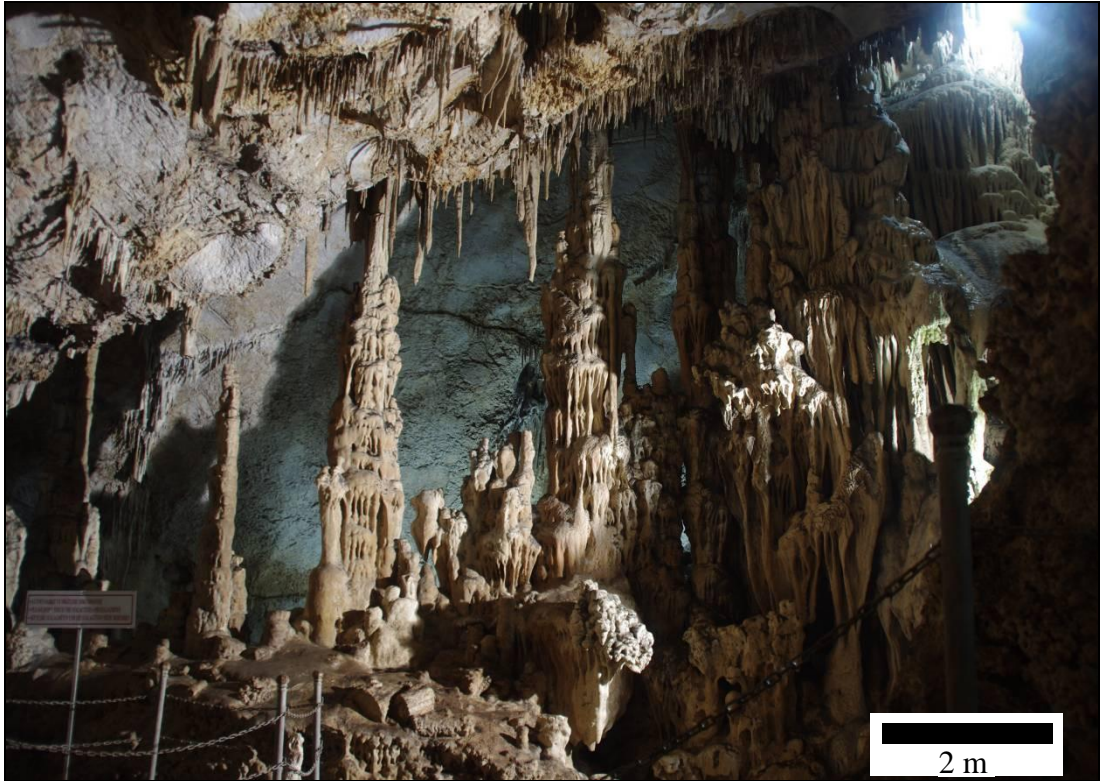
Şekil 6.19 : ST4 no'lu dikit örneğinin Hendy Testi sonuçları



Şekil 6.20 : ST7 no'lu dikit örneğinin Hendy Testi sonuçları

6.2 Keloğlan Mağarası

2001 yılında turizme açılan Denizli İli'nin Acıpayam İlçesi'ne bağlı Dodurgalar Köyü sınırları içerisinde kalan Keloğlan Mağarası'nın ayrıntılı ölçümleri ilk kez 1998 yılında M.T.A. Karst ve Mağara Araştırmaları Birimi tarafından yapılmıştır ve ayrıntılı haritası Nazik (1998) tarafından çizilmiştir. Keloğlan Mağarası'nda çok sayıda sarkıt, dikit, sütun ve akmataş oluşumları gözlenmiştir (şekil 6.21).

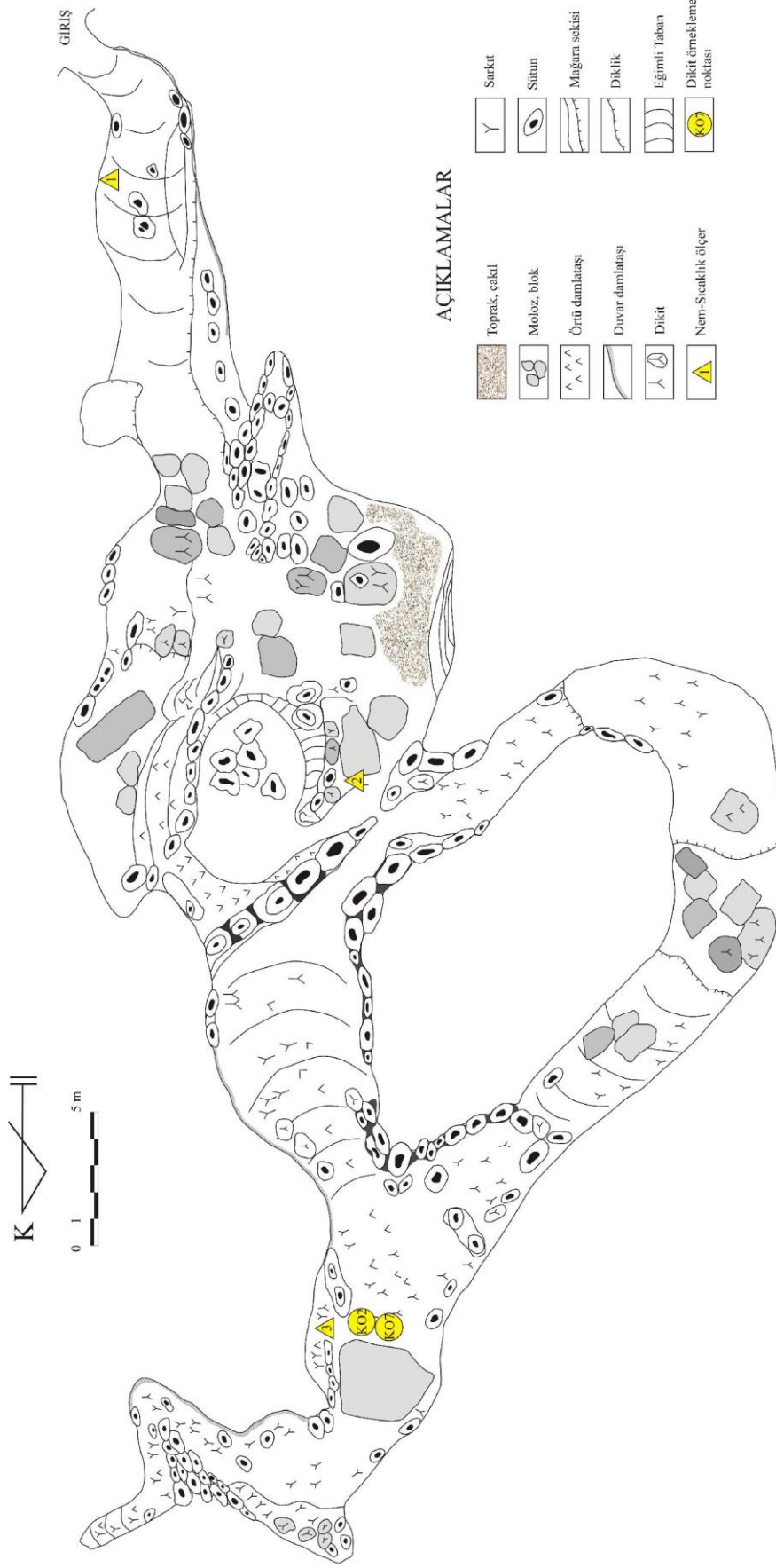


şekil 6.21 : Keloğlan Mağarası'nda gözlenen sarkıt, dikit ve sütun oluşumlarından bir görünüm

Doktora tezi kapsamında Keloğlan Mağarası'ndan paleoiklim çalışmalarında kullanılmak üzere iki adet dikit örneği alınmıştır. Örneklenen dikitlerin mağara içi hava akımlarından etkilenmemesi amacıyla mağara girişine en uzak noktadan seçilmişlerdir (şekil 6.22).

Keloğlan Mağarası'na bir yıllık dönemde nem ve sıcaklık değişimlerini gözlemlemek amacıyla giriş, orta bölüm ve son bölüm olmak üzere CEM DT-171 marka sıcaklık ve nem kayıt cihazı yerleştirilmiştir (şekil 6.22).

Ayrıca Keloğlan Mağarası'ndan 4 farklı noktadan alınan damlama suları üzerinde major element analizi yapılmıştır.



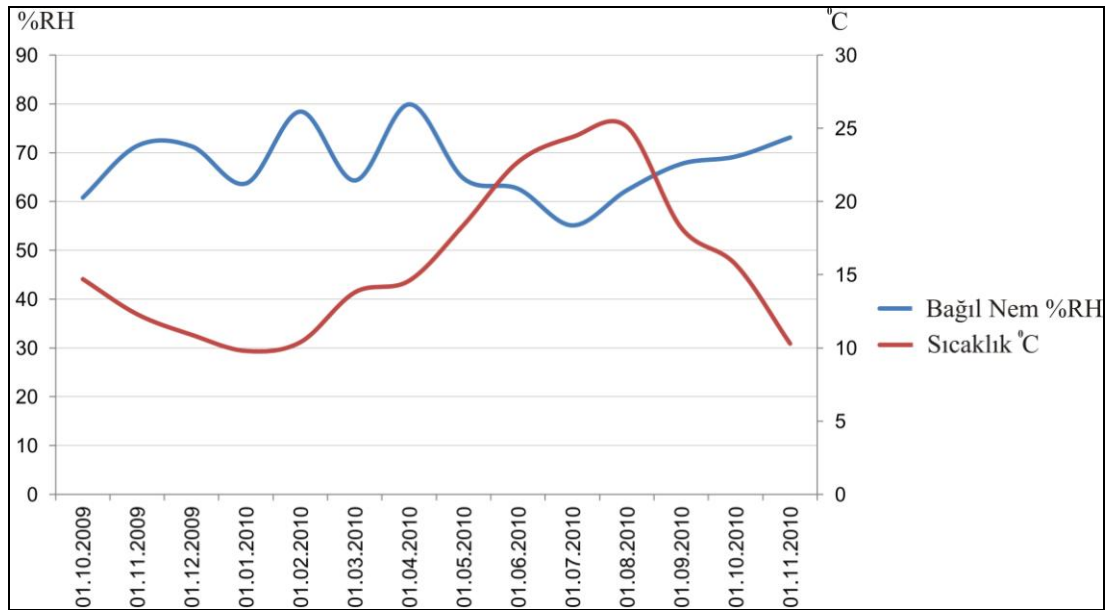
Şekil 6.22 : Keloglan Mağarası'nın planı. Mağarada örnekleme yapılan dikitlerin ve nem-sıcaklık kayıt cihazlarının konulduğu yerlerin gösterimi

6.2.1 Keloğlan Mağarası'nın Yıllık Bağlı Nem ve Sıcaklık Değişimi

Keloğlan Mağarası'nın paleoiklim sinyallerini doğru olarak kayıt edebilme özelliğini gözlemlemek amacıyla mağaranın giriş, orta ve son bölümüne nem ve sıcaklık verilerini kaydedebilen CEM marka DT-171 model kayıt cihazları konulmuştur (Şekil 6.22).

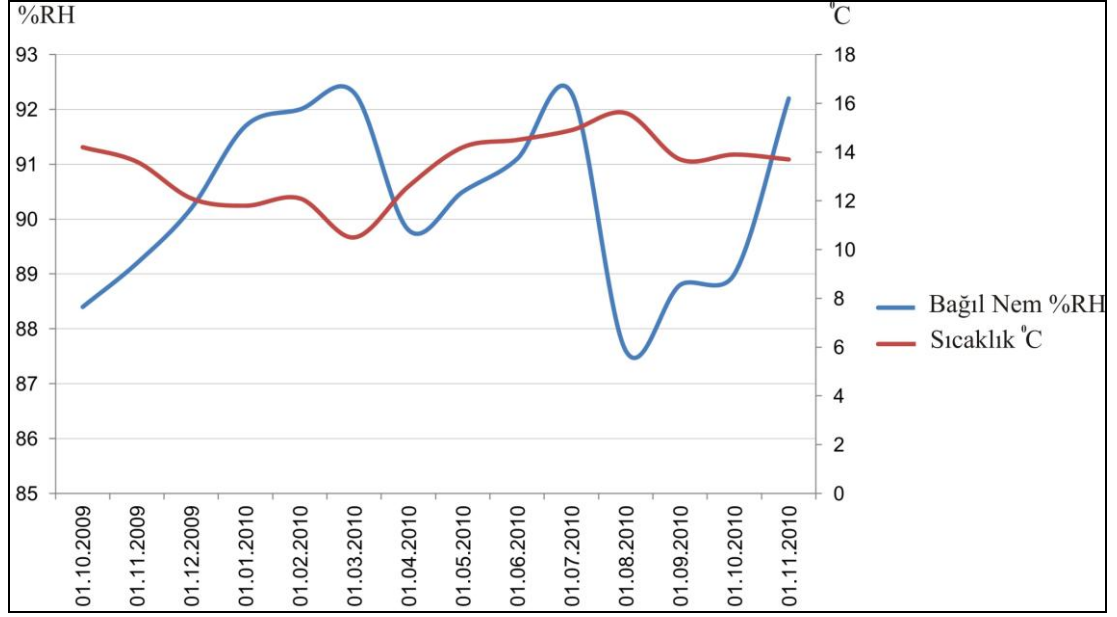
Cem marka DT-171 model kayıt cihazların kapasitesi ve mağara içi nem ve sıcaklık ölçümlerinin ayrıntıları bölüm 6.1.1'de verilmiştir.

Keloğlan Mağarası'na şekil 6.22'de gösterildiği gibi mağara girişi (1 no'lu kayıt cihazı), orta bölüm (2 no'lu kayıt cihazı) ve diki örneklemesinin yapıldığı mağaranın son bölümü (3 no'lu kayıt cihazı) olmak üzere 3 farklı noktaya nem ve sıcaklık değişimlerini kayıt eden cihazlar yerleştirilmiştir. Mağara girişine bırakılan 1 no'lu kayıt cihazından 01.10.2009 tarihi ile 01.11.2010 tarihi arasında nem ve sıcaklık değişimi kayıtları elde edilmiştir. 1 no'lu kayıt cihazından elde edilen veriler, mağara içi en yüksek bağlı nem oranı 79,9 %RH, en düşük bağlı nem oranı 55,1 %RH olarak ölçülmüştür. Mağara içi en yüksek sıcaklık 25,1⁰C, en düşük sıcaklık ise 9,8⁰C olarak ölçülmüştür (Şekil 6.23).



Şekil 6.23 : Keloğlan Mağarası'na yerleştirilen 1 no'lu nem ve sıcaklık kayıt cihazından alınan nem ve sıcaklık değişimleri grafiği.

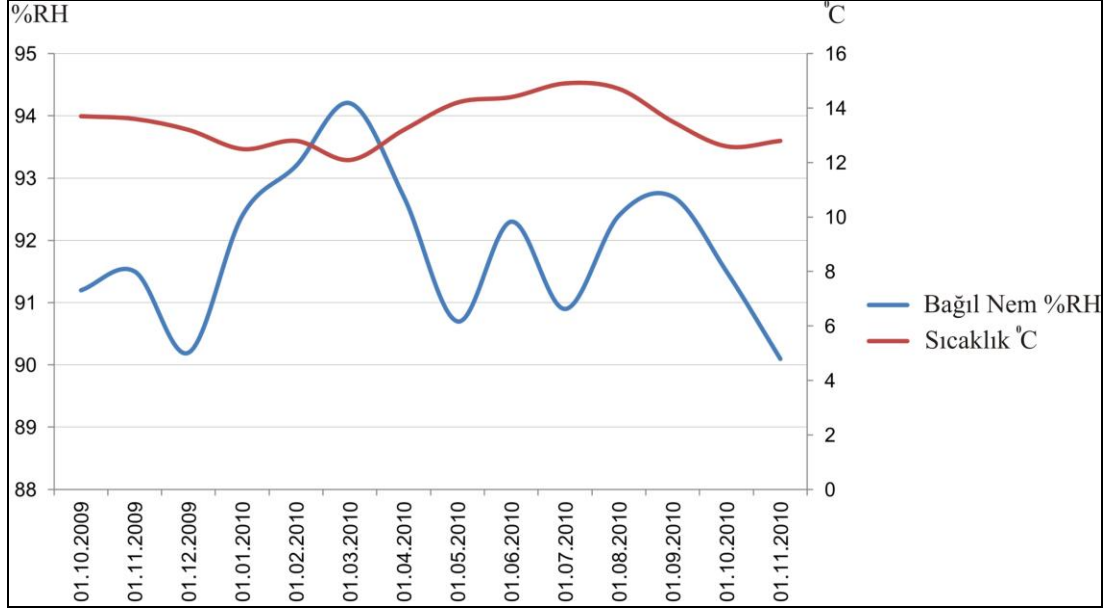
Keloğlan Mağarası'nın orta b3l3m3ne yerleştirilen 2 no'lu kayıt cihazından 01.10.2009 ile 01.11.2010 tarihleri arasında nem ve sıcaklık değişimi kayıtları elde edilmiştir. 2 no'lu kayıt cihazından alınan veriler, mağara içi en y3ksek bağıl nem oranı 92,3 %RH, en d3ř3k bağıl nem oranı 87,6 %RH olarak 3l3lm3řt3r. Mağara içi en y3ksek sıcaklık 15,6 3C, en d3ř3k sıcaklık ise 10,5 3C olarak 3l3lm3řt3r (şekil 6.24).



şekil 6.24 : Keloğlan Mağarası'na yerleştirilen 2 no'lu nem ve sıcaklık kayıt cihazından alınan nem ve sıcaklık değişimleri grafiği.

Keloğlan Mağarası'nın son b3l3m3ne yerleştirilen 3 no'lu kayıt cihazından 01.10.2009 ile 01.11.2010 tarihleri arasında nem ve sıcaklık değişimi kayıtları elde edilmiştir. 3 no'lu kayıt cihazından alınan veriler, mağara içi en y3ksek bağıl nem oranı 94,2 %RH, en d3ř3k bağıl nem oranı 90,1 %RH olarak 3l3lm3řt3r. Mağara içi en y3ksek sıcaklık 14,9 3C, en d3ř3k sıcaklık ise 12,1 3C olarak 3l3lm3řt3r (şekil 6.25).

Keloğlan Mağarası'nın orta ve son b3l3m3nde 3l3len bağıl nem oranının genel seyrinin 90 %RH 3zerinde izlenmesi ve salınımın g3zlenmemesi, mağara içi hava akımlarının kuvvetli olmadığı dolayısıyla mağaranın paleoklim sinyallerini yakalayabilme kapasitesine sahip olduğu g3zlenmiştir. Keloğlan Mağarası içerisinde 3l3len sıcaklık 3l3mleri mağara dışı yıllık sıcaklık ortalamasını yansıtmaktadır.



Şekil 6.25 : Keloğlan Mağarası'na yerleştirilen 3 no'lu nem ve sıcaklık kayıt cihazından alınan nem ve sıcaklık değişimleri grafiği.

6.2.2 Keloğlan Mağarası'ndan Alınan Dikit Örnekleri

Keloğlan Mağarası'ndan paleoiklim çalışmalarında kullanılmak üzere KO-2 ve KO-7 kodlu iki adet dikit örneği alınmıştır. Bilimsel etiğe uygun olarak incelenen mağaralara zarar vermemek amacıyla örnekleme yapılan dikitlerin daha önceden doğal yollarla kırılmış olmalarına dikkat edilmiştir. Örnekleme yapılan dikitler, mağara içi hava akımlarından en az etkilenebilecek nokta olan mağaranın son bölümünden alınmıştır (Şekil 6.22). Mağara içerisinde örneklenen dikitler, mağaradan çıkarılırken kırılmamaları için özenle paketlenmiş ve numaralandırılmıştır. Örneklenen dikitler daha sonra, Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda üzerinde bulunan mağara çamurunu temizlemek suretiyle tozdan arındırılmış olarak saklanmıştır. Keloğlan Mağarası'ndan alınan dikitlerin iç yapılarını incelemek, üzerlerinde duraylı izotop ve yaşlandırma analizleri yapmak amacıyla Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği İncekesit Laboratuvarı'nda dikitler boyuna kesilmiştir.

Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 numaralı dikit örneği 13 cm boyundadır. Örneğin baştan sona genişliği homojen bir gelişim göstermektedir ve örneğin çapı büyüme eksenine boyunca sabittir ve yaklaşık 3.5-4 cm.'dir. Örnekleme yapılan dikit doğal yollarla kırıldığından dolayı son bölümünde 4 cm.'lik bir kayıp söz konusudur.

Dikinin iç rengi beyaz-kirli beyaz, açık-koyu kahve renklidir. Laminalar yaklaşık 0,5-1 mm aralığında düzenlidir. Dikinin orta bölümünde gözenekli yapı ve dikinin gelişim eksenini boyunca 2 noktada (5. ve 8. cm'de) oluşum kesikliği (hiatus) gözlenmiştir. Zaman boşluklarının bulunduğu bölümlerde örnek oluşumu için gerekli olan damlama suyunun kesilmesi ile ilişkili olarak laminaların oluşumu durmuş ve zaman boşlukları meydana gelmiştir. Zaman boşlukları laminalar arası belirgin renk farklılığı ile ayırt edilebilmektedir. KO-2 numaralı örneğin gelişim ekseninde herhangi bir sapma gözlenmemiştir. Dolayısıyla diki gelişimi sırasında mağara tabanında herhangi bir oynama söz konusu değildir (Şekil 6.26).

Keloğlan Mağarası'ndan alınan diğer bir diki olan KO-7 numaralı örnek, yaklaşık olarak 21 cm. boyundadır. KO-7 numaralı diki örneğinin taban ve orta bölümünde sırasıyla 6-7 cm arasında, üst bölümü 5 cm genişliğindedir (Şekil 6.26). Örneğin iç yüzeyi koyu-açık kahverengi, beyaz-kirli beyaz, açık gri tonları arasında değişmektedir. Koyu renkli laminalar toprak zonundaki organik aktivite yoğunluğunun bir göstergesi olup, göreceli olarak daha ılıman, yağışlı iklimleri ve daha zengin bitki örtüsünü temsil etmektedir. Açık renkli laminalar ise daha kurak ve bitki örtüsü bakımından fakir dönemleri temsil etmektedir (Şenoğlu, 2006). Örneğin iç yüzeyinde gözenekli yapı gözlenmektedir. KO-7 diki örneğindeki laminalar yaklaşık 0-5, 1 mm boyutunda düzenli aralıklarla gelişmiştir.

KO-7 diki örneği duraylı izotop analizleri için yurtdışına götürülürken iki farklı noktadan kırılmıştır ve kırılma noktalarında yaklaşık 2 ile 4 mm arasında değişen bir kayıp olmuştur.



Şekil 6.26 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 ve KO-7 numaralı dikit örnekleri

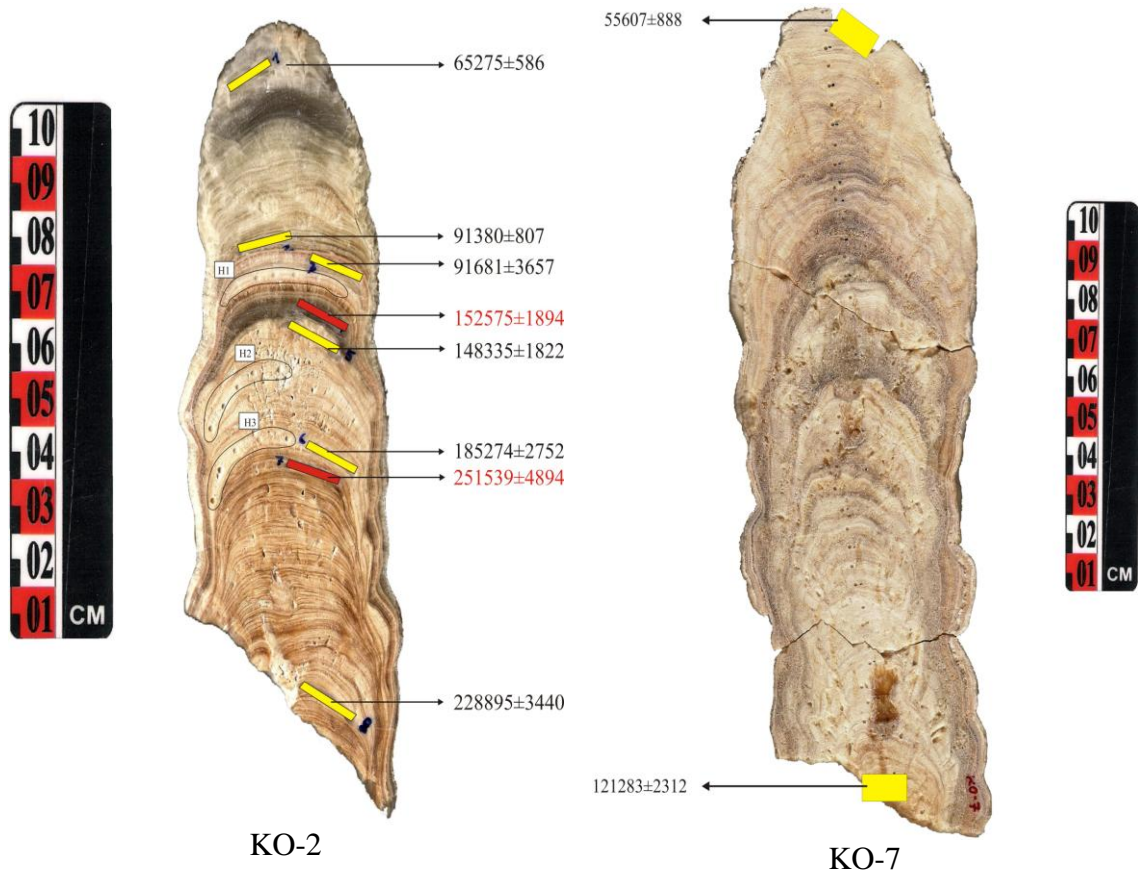
6.2.3 Keloğlan Mağarası'ndan Alınan Dikit Örneklerinin U-Th Yöntemiyle Yaşlandırılması

Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 ve KO-7 dikitlerinin kapsadığı zaman aralığının belirlenmesi amacıyla dikitlerin büyüme eksenine boyunca örnekleme yapılmıştır. Numuneler U-Th yaşlandırma yöntemiyle Ulusal Tayvan Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü Yüksek Çözünürlüklü Kütle Spektrometresi ve Çevresel Değişim Laboratuvarı'nda (HISPEC) yaşlandırılmıştır. U-Th yaşlandırma yöntemiyle ilgili teorik bilgiler "Mağara Çökellerinin Uranyum-Toryum Yöntemiyle Yaşlandırılması" başlığı altında bölüm 5.2'de verilmiştir. Dikit örnekleri U-Th

yaşlandırılma analizi öncesi; parlatma, ilk örnekleme ve kimyasal analiz gibi bir dizi hazırlık sürecinden geçmektedir. Bu süreçler bölüm 6.1.3.1, 6.1.3.2, 6.1.3.3, 6.1.3.4’de ayrıntılı olarak anlatılmıştır.

Keloğlan Mağarası’ndan alınan KO-2 no’lu dikit örneğinden yaşlandırma analizi için sekiz farklı noktadan örnekleme yapılmıştır. Yapılan U-Th yaşlandırma analizleri sonucunda dikitin 65275 ± 586 ile 228895 ± 3440 yılları arasını kapsadığı sonucuna ulaşılmıştır (Şekil 6.27). KO-2 no’lu dikit örneğinin detaylı U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri Tablo 6.2’de verilmiştir.

Keloğlan Mağarası’ndan alınan diğer dikit örneği KO-7 üzerinde iki farklı noktadan örnekleme yapılmıştır. Yapılan U-Th yaşlandırma analizleri sonucunda dikit 55607 ± 888 ile 121283 ± 2312 yılları arasını kapsamaktadır. KO-7 no’lu dikit örneğinin detaylı U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri Tablo 6.2’de verilmiştir.



Şekil 6.27 : Keloğlan Mağarası’ndan alınan KO-2 ve KO-7 no’lu dikit örnekleri U-Th yaşlandırma noktaları ve yaş değerleri

Tablo 6.2 : KO2 ve KO7 örnekleri için U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri

Örnek ID	Ağırlık g	^{238}U ppb	^{232}Th ppt	$\delta^{234}\text{U}$ ‰	$[\text{Th}/^{238}\text{U}]$ aktivite ^c	$[\text{Th}/^{232}\text{Th}]$ ppm ^d	Yaş düzeltilmemiş	Yaş düzeltilmiş ^{e,e'}	$\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ düzeltilmiş ^b
KO2-1	0.02120	70.501 ± 0.088	1200 ± 33	233.6 ± 3.0	0.56660 ± 0.0033	550 ± 15	65,627 ± 561	65,275 ± 586	280.9 ± 3.6
KO2-2	0.02660	63.881 ± 0.059	255 ± 26	246.4 ± 2.2	0.72389 ± 0.0040	2994 ± 308	91,460 ± 806	91,380 ± 807	319.0 ± 3.0
KO2-3	0.02630	41.250 ± 0.048	11881 ± 63	321.6 ± 3.0	0.80312 ± 0.0128	46 ± 1	97,183 ± 2428	91,681 ± 3657	416.8 ± 5.8
KO2-4	0.01900	63.762 ± 0.073	545 ± 37	205.2 ± 2.6	0.93704 ± 0.0051	1810 ± 122	152,747 ± 1895	152,575 ± 1894	315.8 ± 4.3
KO2-5	0.02520	52.987 ± 0.053	2163 ± 28	284.7 ± 2.6	0.99631 ± 0.0056	403 ± 6	149,091 ± 1794	148,335 ± 1822	433.0 ± 4.5
KO2-6	0.02240	52.507 ± 0.068	1046 ± 31	256.2 ± 2.7	1.07347 ± 0.0060	890 ± 27	185,643 ± 2754	185,274 ± 2752	432.5 ± 5.6
KO2-7	0.01980	67.48 ± 0.10	258 ± 35	258.8 ± 3.0	1.19840 ± 0.0059	5168 ± 704	251,605 ± 4897	251,539 ± 4894	526.9 ± 9.7
KO2-8	0.02850	74.01 ± 0.10	656 ± 24	191.0 ± 2.6	1.08870 ± 0.0044	2026 ± 76	229,067 ± 3444	228,895 ± 3440	364.7 ± 6.2
KO7-1	0.06667	39.94 ± 0.08	929 ± 11	54.3 ± 3.9	0.4257 ± 0.0036	302.2 ± 4.3	56,187 ± 676	55,607 ± 888	63.5 ± 4.6
KO7-2	0.06434	27 ± 0	258 ± 11	61 ± 7	0.7190 ± 0.0053	1233 ± 53	121,517 ± 2307	121,283 ± 2312	86 ± 10

Chemistry was performed on July 05, 2011 (Shen et al., 2003), and instrumental analysis on MC-ICP-MS (Shen et al., 2012).

Analytical errors are 2s of the mean.

^a $d^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$.

^b $d^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ corrected was calculated based on ^{230}Th age (T), i.e., $d^{234}\text{U}_{\text{initial}} = d^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{1234 \times T}$, and T is corrected age.

^c $[\text{Th}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} = 1 - e^{-\lambda_{238}\text{T}} + (d^{234}\text{U}_{\text{measured}}/1000)[(1 - e^{-\lambda_{230}\text{T}}) / (\lambda_{230} - \lambda_{234})]$, where T is the age.

Decay constants are $9.1577 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ for ^{230}Th , $2.8263 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ for ^{234}U (Cheng et al., 2000), and $1.55125 \times 10^{10} \text{ yr}^{-1}$ for ^{238}U (Jeffrey et al., 1971).

^dThe degree of detrital ^{230}Th contamination is indicated by the $[\text{Th}/^{232}\text{Th}]$ atomic ratio instead of the activity ratio.

^eAge corrections were calculated using an estimated atomic $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ratio of 4 ± 2 ppm.

6.2.4 Duraylı İzotop Analizleri

Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 no'lu dikit örneği duraylı izotop analizleri Ulusal Tayvan Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü Yüksek Çözünürlüklü Kütle Spektrometresi ve Çevresel Değişim Laboratuvarı'nda, KO-7 no'lu dikit örneği duraylı izotop analizleri ise Macar Bilimler Akademisi, Astronomi ve Yerbilimleri Araştırma Merkezi, Jeolojik ve Jeokimyasal Araştırma Enstitüsü'nde yapılmıştır. Dikitler üzerinde paleoiklimsel yorumlamalar yapabilmek amacıyla örneklerin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri analiz edilmiştir. Analizler "Thermo Finnigan Delta Plus Xp" cihazıyla yapılmıştır.

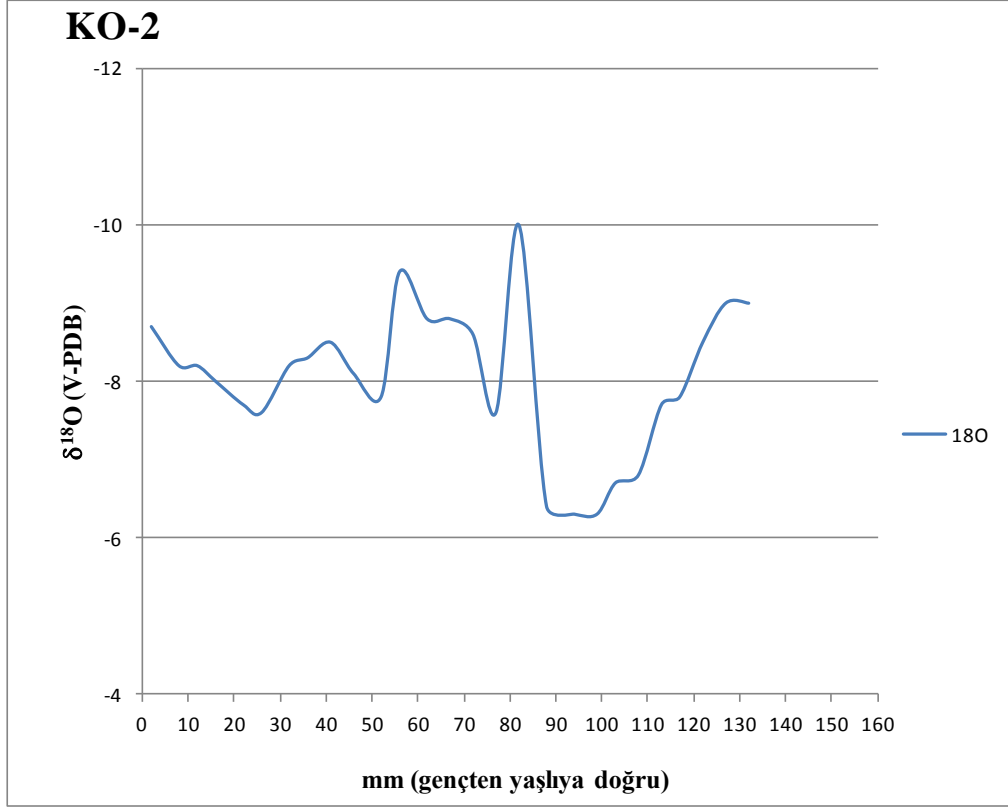
Keloğlan Mağarası'ndan alınan yaklaşık 13 cm boyundaki KO-2 no'lu dikit örneğinden büyüme eksenini boyunca $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizleri için 27 noktadan örnekleme yapılmıştır. Örneğin en yüksek $\delta^{18}\text{O}$ izotop değeri -6,3 olarak ölçülmüştür. En düşük değer ise -10 olarak ölçülmüştür (Şekil 6.28).

KO-2 no'lu örnekte en yüksek $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri -2,1 olarak ölçülmüştür. Örneğin en düşük $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri ise 26. noktada -8,2 olarak ölçülmüştür (Şekil 6.29).

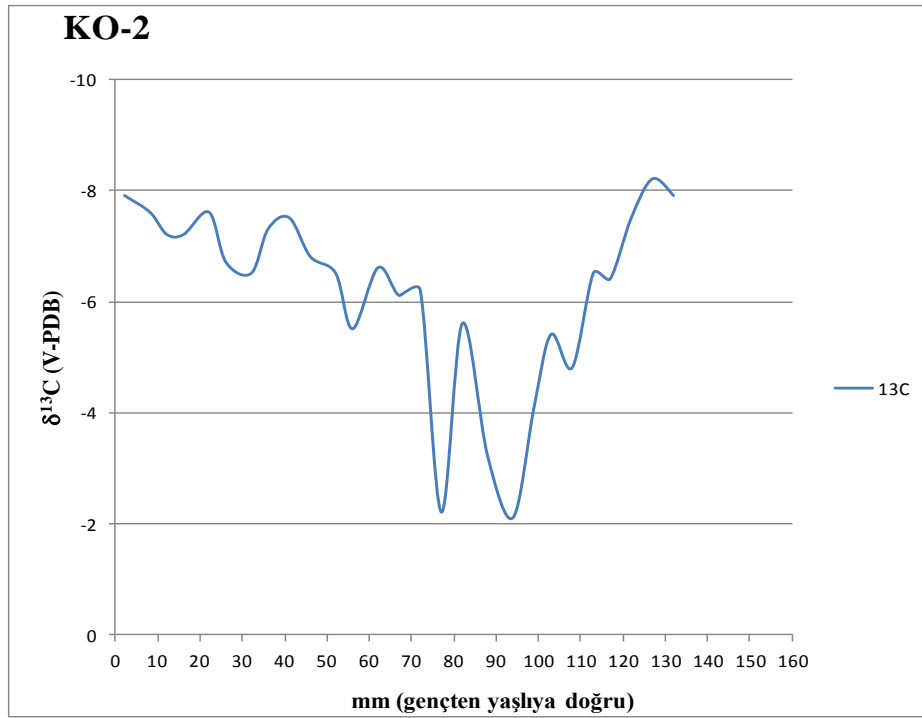
Sırtlanini Mağarası'ndan alınan yaklaşık 21 cm boyundaki KO-7 no'lu dikit örneğinden büyüme eksenini boyunca $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizleri için 43 noktadan örnekleme yapılmıştır. Örneğin en yüksek $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri -5,9 olarak ölçülmüştür. En düşük değer ise -10,9 olarak ölçülmüştür (Şekil 6.30).

KO-7 no'lu örnekte en yüksek $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri -1,7 olarak ölçülmüştür. Örneğin en düşük $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri ise -10,7 olarak ölçülmüştür (Şekil 6.31).

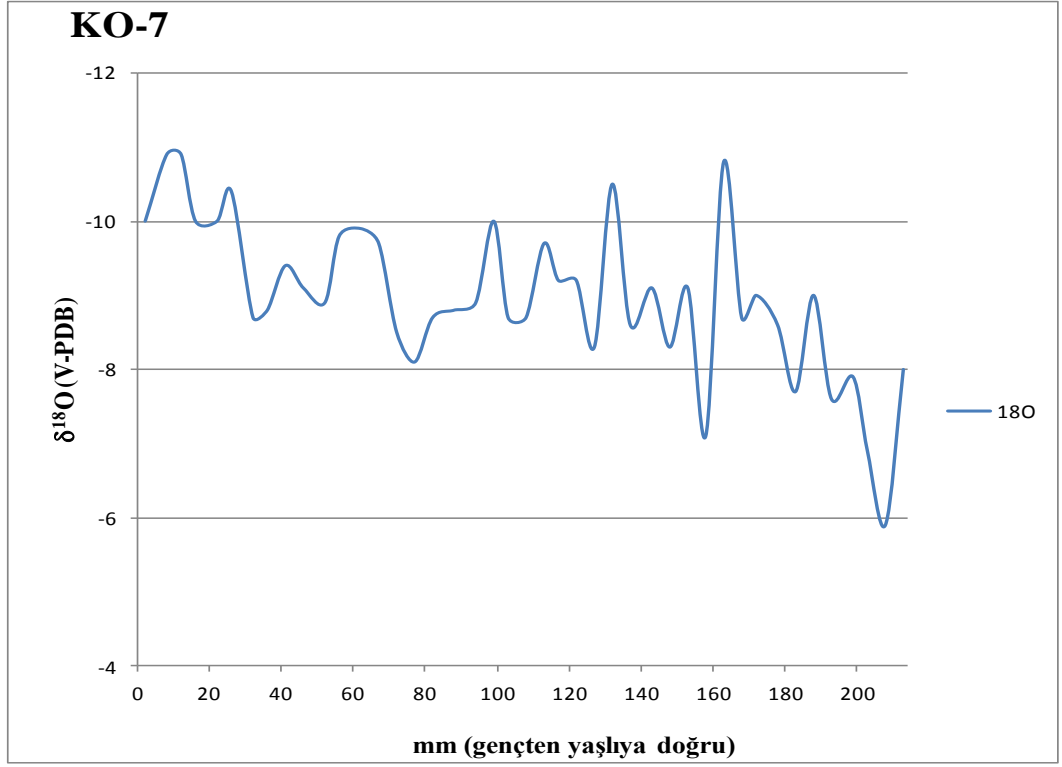
KO-7 dikit örneğinden elde edilen duraylı izotop analizlerinin kalibrasyon hatası nedeniyle tekrar edilmesi gerekliliği ortaya çıkmıştır. Bu nedenle tez çalışması kapsamında KO-7 dikit örneği paleoiklim değerlendirmelerine alınmamıştır.



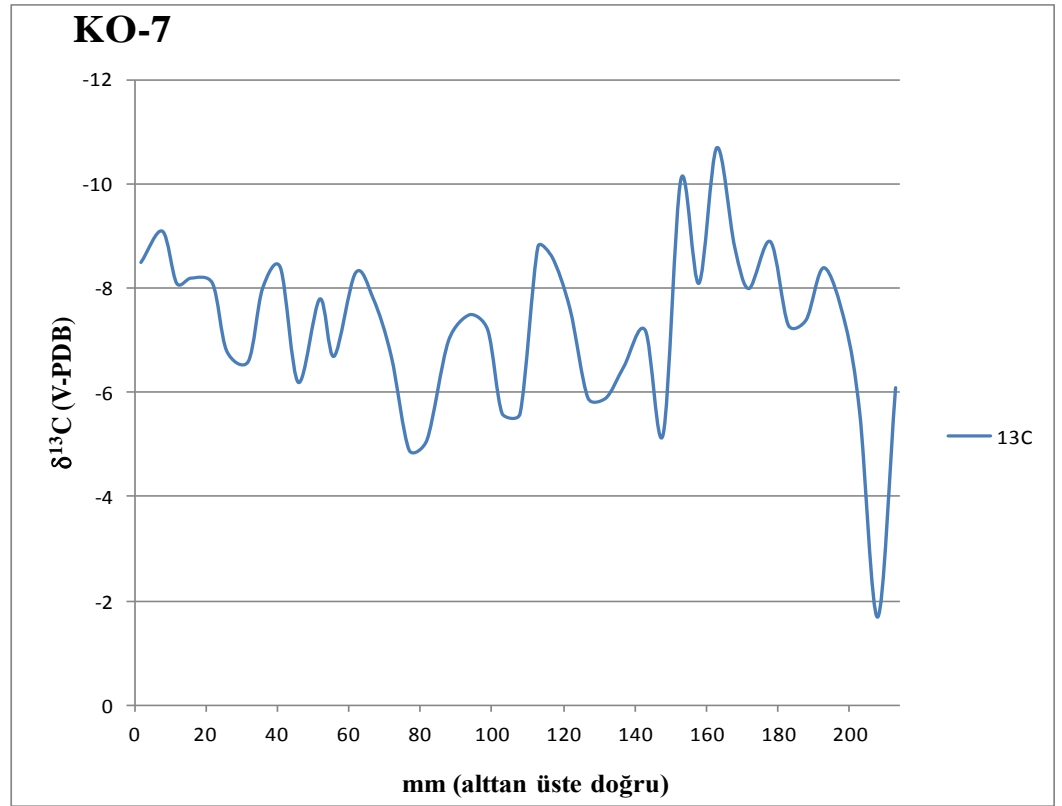
Şekil 6.28 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 no'lu dikit örneğinin $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop analizi sonuçları



Şekil 6.29 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 no'lu dikit örneğinin $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizi sonuçları



Şekil 6.30 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-7 no'lu dikit örneğinin $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop analizi sonuçları

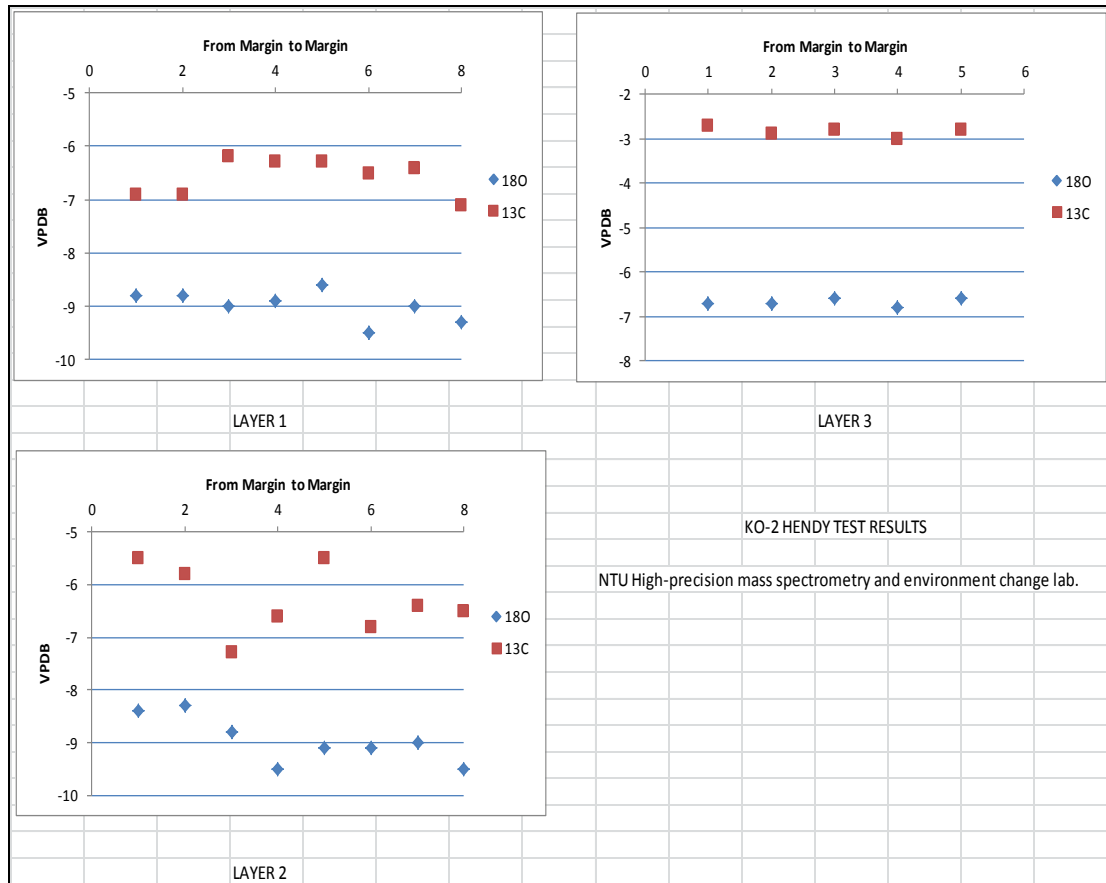


Şekil 6.31 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-7 no'lu dikit örneğinin $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizi sonuçları

6.2.5 Hendy Testleri

Dikit örneklerinin izotopik denge koşulları altında gelişip gelişmediğini test etmek için örneğin büyüme laminaları boyunca kalsit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ölçülür. Hızlı CO_2 kaçışına veya buharlaşmaya bağlı olarak gözlenen kinetik ayrışma nedeniyle, büyüme ekseninden uzağa ve dikit kenarlarına doğru akan damlama sularında kademeli olarak kalsit çökeliminde izotopik olarak zenginleşme beklenir. Denge koşulları altında $\delta^{18}\text{O}$ sabit olmalıdır ve herhangi bir küçük değişiklik $\delta^{13}\text{C}$ ile korele olmamalıdır. Ayrıca lamina boyunca, büyüme ekseninden uzaklaşılsada $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde herhangi bir zenginleşme olmamalıdır (Hendy, 1971).

Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 dikit örneğinin izotopik denge koşulları altında çökelp çökelmediğini test etmek amacıyla farklı üç lamina üzerinde Hendy Testleri yapılmıştır (Şekil 6.32).



Şekil 6.32 : KO-2 no'lu dikit örneğinin Hendy Testi sonuçları

6.2.6 Su Kimyası

Keloğlan Mağarası'ndan alınan damlama suyu örneklerinin major katyon analizleri, Pamukkale Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, evre ve Su Kimyası Laboratuvarı'nda bulunan ICP-OES (İndüktif Eşleşmiş Plazma-Optik Emisyon Spektrometresi) Optima 2100 DV cihazı ile yapılmıştır (Şekil 6.33).



Şekil 6.33 : Pamukkale niversitesi, evre ve Su Kimyası Laboratuvarında bulunan ICP-OES cihazı.

Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü evre ve Su Kimyası Laboratuvarı'nda yapılan major katyon analiz sonuçları Tablo 6.3'de verilmiştir.

Keloğlan Mağarası'nda Ca değeri ortalama 175.64 mg/l dir. En düşük ve en yüksek değerler sırasıyla 66.84 mg/l ve 425.5 mg/l'dir. Ortalama Mg değerı 5.79 mg/l dir. En yüksek ve en düşük değerler sırasıyla 3.509 mg/l ve 8.642 mg/l dir. Keloğlan Mağarası'ndan alınan suların Sr değerı ise 0.034 mg/l ile 0.108 mg/l arasında değişmektedir.

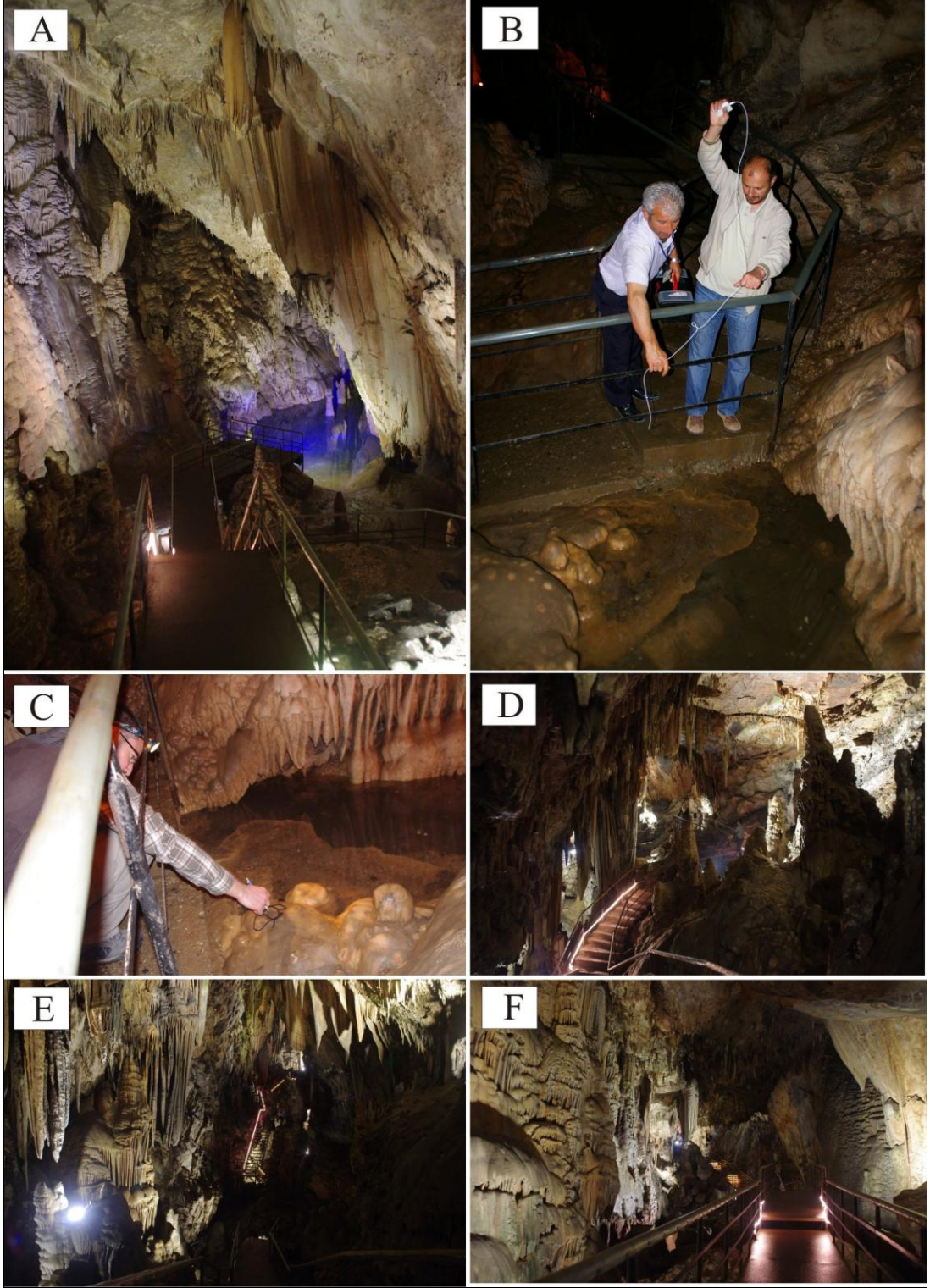
Tablo 6.3 : Major katyon analiz sonuçları. Keloğlan Mağarası: KO.

Örnek No.	Açıklama	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Sr (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)
KO-1	Hızlı Damlama	6.175	66.84	0.045	2.178	0.357
KO-2	Yavaş Damlama	4.829	91.31	0.035	3.302	1.358
KO-3	Yavaş Damlama	8.642	425.5	0.108	3.633	0.255
KO-5	Yavaş Damlama	3.509	118.9	0.034	1.628	0.073

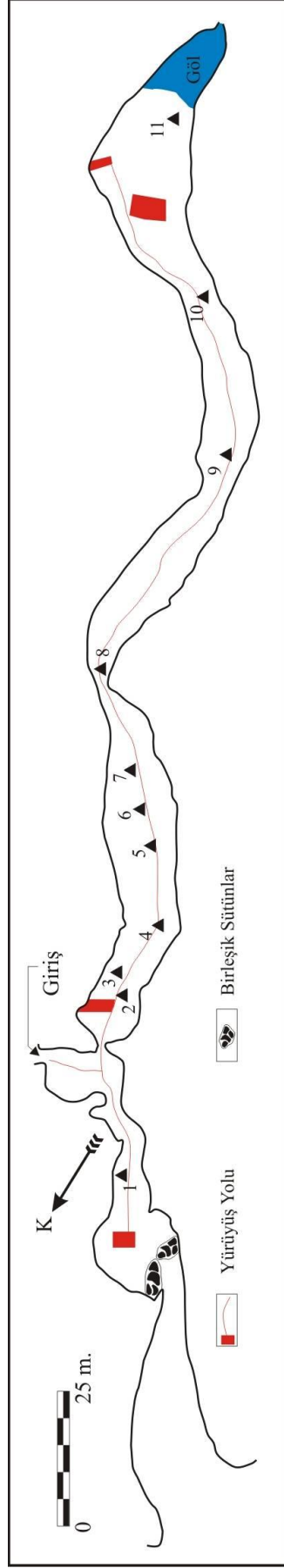
6.3 Dim Mağarası

Antalya İli'nin Alanya İlçesi'ne bağlı Kestel Belediyesi sınırları içerisinde kalan Dim Mağarası'nda ilk incelemeler ve mağara haritası 1986 yılında yapılmıştır. 1998 yılında turizme açılan ve özel teşebbüs tarafından işletilen mağara Türkiye'nin önemli bir jeoturizm örneğidir. Doktora tez kapsamında ilk incelemeler 2008 yılında başlatılmış ve yerinde nem ve sıcaklık ölçümleri, mağara içi oluşumlar, paleoklim çalışmalarında kullanılacak dikit seçimleri yapılmıştır (Şekil 6.34).

Dim Mağarası 360 m. uzunluğunda, yatay genişliği ise 10-15 m. arasında değişmektedir. Mağara içi çok çeşitli ve zengin damlataş oluşumları ile kaplıdır. Günümüzde de bu gelişim mevsimsel damlama suları ile yer yer devam etmektedir. Mağaranın sonunda, girişten 17 m. daha derinde tabanda geçirimsiz şistlerin oluşturduğu 200 m² su yüzeyi bulunan küçük bir göl bulunmaktadır. Mağara'da baştan sona yoğun bir sarkıt, dikit, sütun ve akmataş yapıları gözlenmektedir. Bu oluşumlar genel olarak mağaranın olduğu KB-GD yönlü çatlak sistemine paralel olarak gelişmiştir (Şekil 6.35).



Şekil 6.34 : Dim Mağarası'nda gözlenen yapılar ve ölçümler a) Son bölümünde gözlenen gölet. b) Nem ve sıcaklık ölçümleri. c) Yerde pH, EC, TDS ve sıcaklık ölçümleri. d) Sarkıt ve dikit oluşumları. e) Çatlak sistemi boyunca gelişmiş perde oluşumları f) Gözlenen akmatlaşlar



Örneklem Noktaları	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Örneklem Noktaları Açıklamaları	kısa pasaj	büyük sarkıt	yürüyüş yolu	havuz	şelale	şelale yanı	alçak yüksek kaplar	merdiven	kale	aslı şişe	göl

Şekil 6.35 : Dim Mağarası'nın planı ve örneklem noktaları (Nazik 1986'dan değiştirilerek kullanılmıştır).

6.3.1 Dim Mağarası'nın Yıllık Bağıl Nem ve Sıcaklık Değişimi

Dim Mağarası'nda nem ve sıcaklık ölçümleri Eylül 2009 ile Nisan 2010 yılları arasında düzenli aylık periyotlar şeklinde yerinde yapılmıştır. Ölçümler CEM DT 615 marka nem ve sıcaklık ölçerle yapılmıştır. CEM DT-615 nem ve sıcaklık ölçer, -20 ile 200⁰C arasında $\pm 0,1^0$ C hassasiyetinde sıcaklık ölçümü yapabilmektedir. Bağıl nem ölçüm aralığı ise 0-100 %RH ve $\pm 0,1\%$ RH ölçüm doğruluğuna sahiptir. CEM DT-171 kolay kullanımı, ekonomik olması, geniş ve hassas ölçüm aralığı nedeniyle tez kapsamında kullanımı tercih edilmiştir (Şekil 6.36).



Şekil 6.36 : CEM DT 615 marka nem ve sıcaklık ölçer

Dim Mağarası'nda Eylül-Nisan 2009 tarihleri arasında aylık periyotlar halinde yerinde nem ve sıcaklık ölçümü yapılmıştır. Bu tarihler arasında kaydedilen mağara içi ortalama sıcaklık 19,42⁰C olarak hesaplanmıştır. Mağara içinde en düşük sıcaklık mart 2010 tarihinde 16,6⁰C, en yüksek sıcaklık ise eylül 2009 tarihinde 21,3⁰C olarak ölçülmüştür (Tablo 6.4). Eylül-Nisan 2009 tarihleri arasında yerinde bağıl nem ölçümlerinde mağara içi ortalama nem 88,41 %RH olarak hesaplanmıştır. Mağara içi en düşük bağıl nem oranı aralık 2009 tarihinde 76 %RH, en yüksek bağıl nem oranı ise mart 2010 tarihinde 96,1 %RH olarak ölçülmüştür (Tablo 6.5).

Tablo 6.4 : Dim Mağarası'nda yerinde yapılan sıcaklık (⁰C) ölçümleri. Örneklemeye Noktaları için mağara haritası'na (şekil 6.19) bakınız.

Dim Mağarası Örneklemeye Noktaları Sıcaklık Ölçümleri								
	Giriş	1	2	4	8	9	10	11
Eylül 2009	26,6 ⁰ C	19,3 ⁰ C	19,9 ⁰ C	20 ⁰ C	21,2 ⁰ C	19,7 ⁰ C	21,3 ⁰ C	20,5 ⁰ C
Ekim 2009	27,1 ⁰ C	19,4 ⁰ C	19,7 ⁰ C	19,7 ⁰ C	19,9 ⁰ C	19,9 ⁰ C	19,8 ⁰ C	20 ⁰ C
Aralık 2009	17,7 ⁰ C	18,7 ⁰ C	-	19,4 ⁰ C	20,2 ⁰ C	20,6 ⁰ C	20,1 ⁰ C	20,1 ⁰ C
Şubat 2010	-	17,4 ⁰ C	18,2 ⁰ C	19 ⁰ C	19,7 ⁰ C	19,9 ⁰ C	19,8 ⁰ C	19,9 ⁰ C
Mart 2010	19,3 ⁰ C	16,6 ⁰ C	17,6 ⁰ C	18,4 ⁰ C	19 ⁰ C	19,3 ⁰ C	19,1 ⁰ C	19,5 ⁰ C
Nisan 2010	-	18,2 ⁰ C	18,7 ⁰ C	19,2 ⁰ C	19 ⁰ C	20 ⁰ C	18,9 ⁰ C	19,2 ⁰ C

Tablo 6.5 : Dim Mağarası'nda yerinde yapılan sıcaklık (⁰C) ölçümleri. Örneklemeye Noktaları için mağara haritası'na (şekil 6.19) bakınız.

Dim Mağarası Örneklemeye Noktaları Bağıl Nem Ölçümleri								
	Giriş	1	2	4	8	9	10	11
Eylül 2009	85,1 %RH	88,2% RH	91,8% RH	91 %RH	86 %RH	92,1% RH	84,3% RH	86,6% RH
Ekim 2009	53,8% RH	85,8% RH	90,6% RH	90,3% RH	90,7% RH	89 %RH	88,9% RH	87,8% RH
Aralık 2009	69,3% RH	76 %RH	86,5% RH	84,7% RH	81,2 %RH	85,4 %RH	86,3% RH	83,6% RH
Şubat 2010	-	85,3% RH	89 %RH	89,6% RH	87,7% RH	90,6% RH	90,2% RH	90,5% RH
Mart 2010	79,3% RH	89,3% RH	96,1% RH	95,3% RH	91,2% RH	93,2% RH	92,1% RH	93,2% RH
Nisan 2010	-	77 %RH	88,1% RH	89,3% RH	90,2% RH	87,5% RH	88,3% RH	92,6% RH

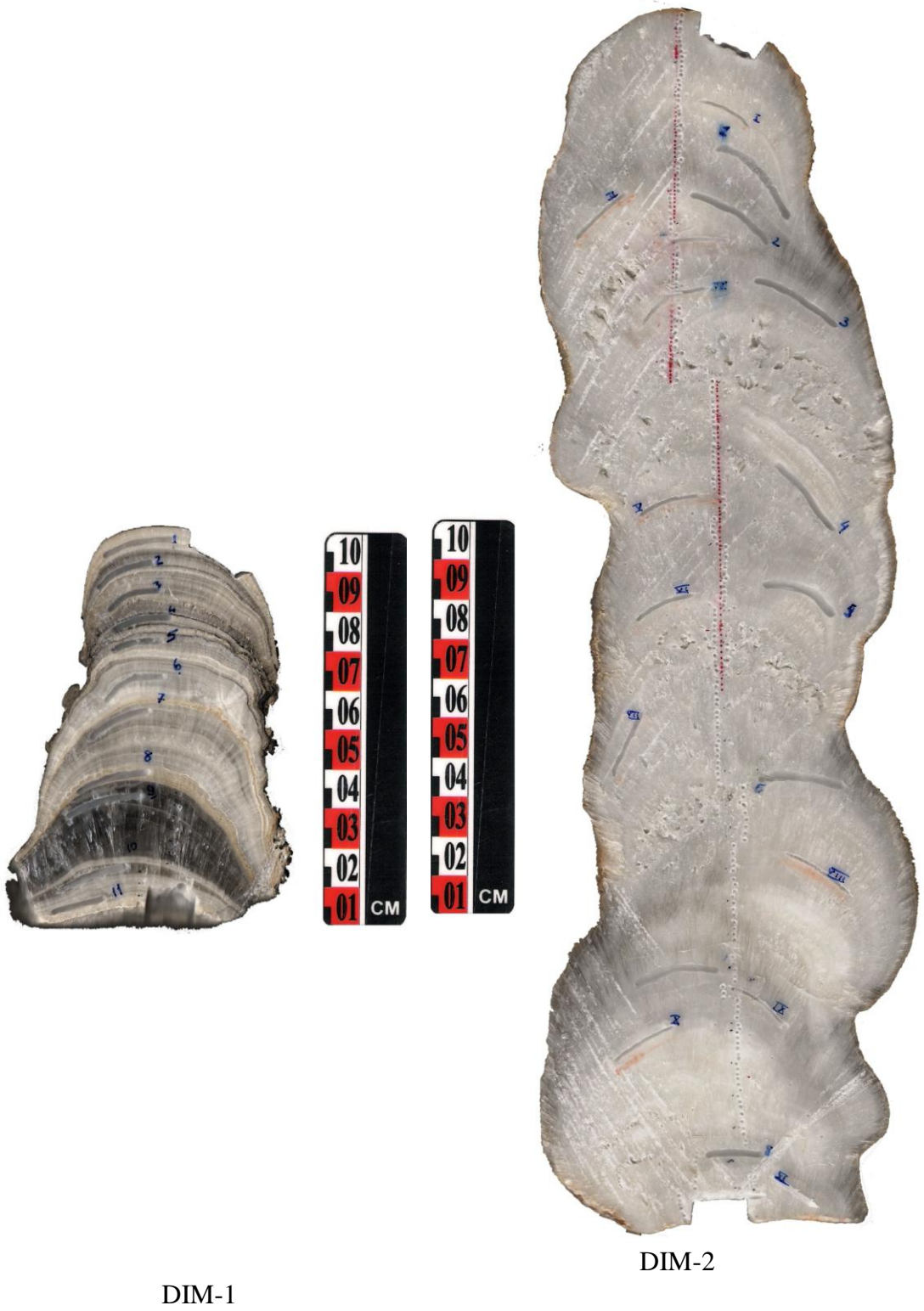
6.3.2 Dim Mağarası'ndan Alınan Dikit Örnekleri

Dim Mağarası'ndan paleoiklim çalışmalarında kullanılmak üzere DIM-1 ve DIM-2 kodlu iki adet dikit örneği alınmıştır. Mağaracı etiğine uygun olarak incelenen mağaralara zarar vermemek amacıyla örnekleme yapılan dikitlerin daha önceden doğal yollarla kırılmış olmalarına dikkat edilmiştir. Örnekleme yapılan dikitler, mağara içi hava akımlarından en az etkilenebilecek nokta olan mağaranın son bölümünden alınmıştır (Şekil 6.35). Mağara içerisinde örneklenen dikitler, mağaradan çıkarılırken kırılmamaları için özenle paketlenmiş ve numaralandırılmıştır. Örneklenen dikitler daha sonra, Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Örnek Hazırlama Laboratuvarı'nda üzerinde bulunan mağara çamurunu temizlemek suretiyle tozdan arındırılmış olarak saklanmıştır. Keloğlan Mağarası'ndan alınan dikitlerin iç yapılarını incelemek, üzerlerinde duraylı izotop ve yaşlandırma analizleri yapmak amacıyla Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği İncekesit Laboratuvarı dikitler boyunca kesilmiştir (Şekil 6.37).

Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 numaralı dikit örneği yaklaşık 10 cm boyundadır. Örneğin gelişimi yaşlıdan gençte doğru 7 ile 4.5 cm arasında değişmektedir ve örneğin büyüme eksenini sabittir. Dikitin iç rengi beyaz-kirli beyaz, koyu-açık gri renklidir. Laminalar yaklaşık 0,5-1 mm aralığında düzenlidir. DIM 1 dikit örneğinde gözenekli ve kırıntılı yapı gözlenmemektedir. Dikitin gelişim eksenini boyunca 3 noktada oluşum kesikliği (hiatus) gözlenmiştir. Zaman boşluklarının bulunduğu bölümlerde örnek oluşumu için gerekli olan damlama suyunun kesilmesi ile ilişkili olarak laminaların oluşumu durmuş ve zaman boşlukları meydana gelmiştir. Zaman boşlukları laminalar arası belirgin renk farklılığı ile ayırt edilebilmektedir. DIM-1 numaralı örneğin gelişim ekseninde herhangi bir sapma gözlenmemiştir. Dolayısıyla dikit gelişimi sırasında mağara tabanında herhangi bir oynama söz konusu değildir (Şekil 6.37).

Dim Mağarası'ndan alınan diğer bir dikit olan DIM-2 numaralı örnek, yaklaşık olarak 30 cm. boyundadır. DIM-2 numaralı dikitin üst ve son bölümü sırasıyla yaklaşık olarak 6 ile 9 cm genişliğinde değişmektedir (Şekil 6.37). Dikitin orta bölümü gelişirken mağara tabanında oynama meydana geldiğinden dolayı dikitin büyüme ekseninde hafif bir değişme söz konusudur. Örneğin iç yüzeyi beyaz-kirli beyaz, açık gri tonları arasında değişmektedir. Örneğin iç yüzeyinde gözenekli yapı

gözlenmektedir. DIM-2 dikit örneğindeki laminalar yaklaşık 1-5 mm boyutunda düzenli aralıklarla gelişmiştir ve dikitin gelişim eksenini boyunca oluşum kesikliği (hiatus) gözlenmemiştir.



DIM-1

DIM-2

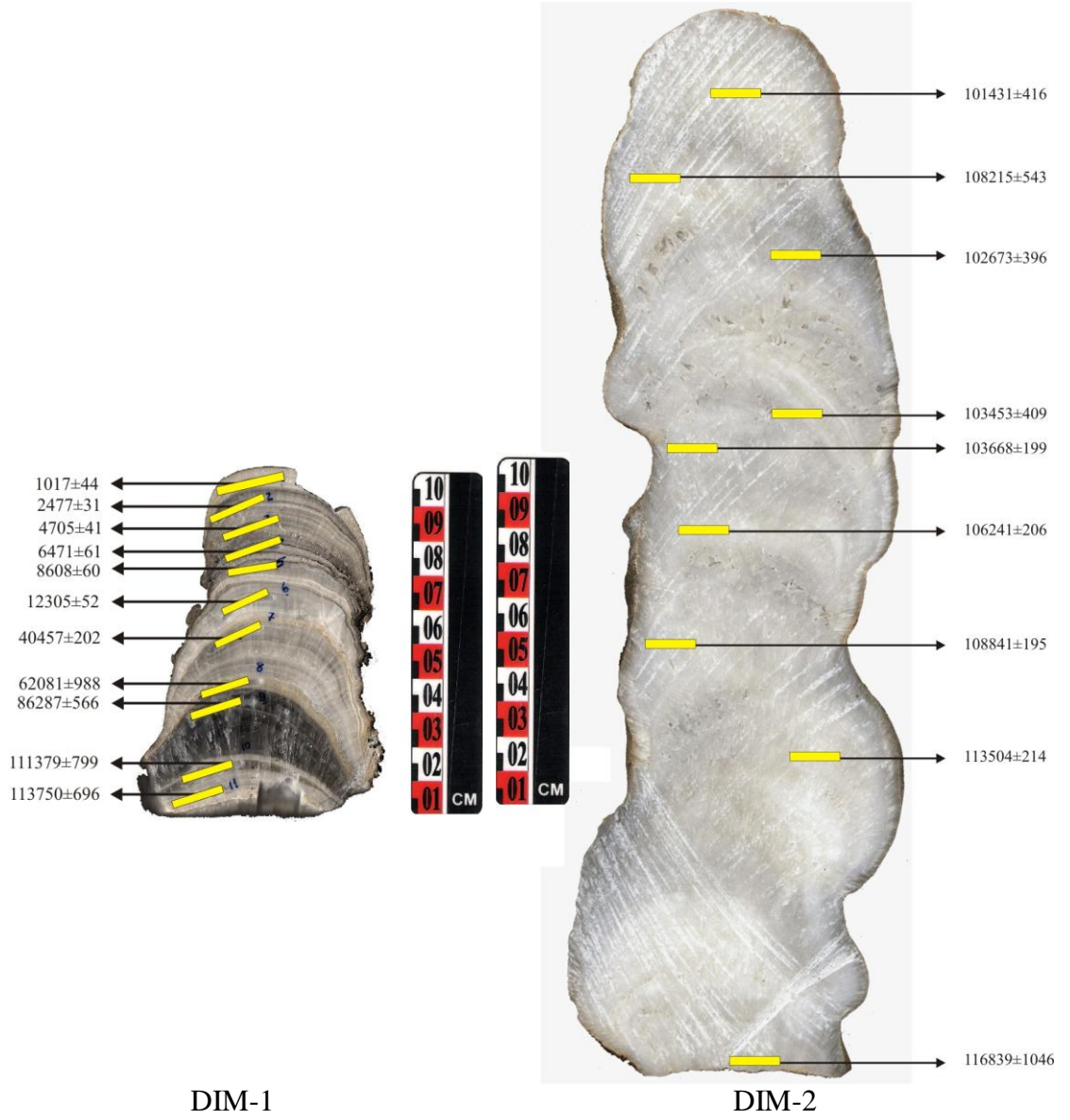
Şekil 6.37 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 ve DIM-2 numaralı dikit örnekleri

6.3.3 Dim Mağarası'ndan Alınan Dikit Örneklerinin U-Th Yöntemiyle Yaşlandırılması

Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 ve DIM-2 dikitlerinin kapsadığı zaman aralığının belirlenmesi amacıyla dikitlerin büyüme eksenini boyunca örnekleme yapılmıştır. Numuneler U-Th yaşlandırma yöntemiyle Ulusal Tayvan Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü Yüksek Çözünürlüklü Kütle Spektrometresi ve Çevresel Değişim Laboratuvarı'nda (HISPEC) yaşlandırılmıştır. U-Th yaşlandırma yöntemiyle ilgili teorik bilgiler "Mağara Çökellerinin Uranyum-Toryum Yöntemiyle Yaşlandırılması" başlığı altında bölüm 5.2'de verilmiştir. Dikit örnekleri U-Th yaşlandırılma analizi öncesi; parlatma, ilk örnekleme ve kimyasal analiz gibi bir dizi hazırlık sürecinden geçmektedir. Bu süreçler bölüm 6.1.3.1, 6.1.3.2, 6.1.3.3, 6.1.3.4'de ayrıntılı olarak anlatılmıştır.

Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 no'lu dikit örneğinden yaşlandırma analizi için 11 farklı noktadan örnekleme yapılmıştır. Yapılan U-Th yaşlandırma analizleri sonucunda dikitin 1017 ± 44 ile 113750 ± 696 yılları arasında kapsadığı sonucuna ulaşılmıştır (Şekil 6.38). DIM-1 no'lu dikit örneğinin detaylı U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri Tablo 6.6'de verilmiştir.

Dim Mağarası'ndan alınan diğer dikit örneği DIM-2 üzerinde 9 farklı noktadan örnekleme yapılmıştır. Yapılan U-Th yaşlandırma analizleri sonucunda dikit 101431 ± 416 ile 116839 ± 1045 yılları arasında kapsamaktadır. DIM-2 no'lu dikit örneğinin detaylı U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri Tablo 6.6'de verilmiştir.



Şekil 6.38 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 ve DIM-2 no'lu dikt örnekleri U-Th yaşlandırma noktaları ve yaş değerleri

Tablo 6.6 : DIM-1 ve DIM-2 örnekleri için U ve Th izotop içerikleri ve U-Th yaş değerleri

Örnek ID	Ağırlık g	²³⁸ U ppb	²³² Th ppt	$\delta^{234}\text{U}$ ölçülen ^d	²³⁰ Th/ ²³⁸ U aktivite ^e	[²³⁰ Th/ ²³² Th] ppm ^d	Yaş düzeltilmiş ^{e,e}	Yaş düzeltilmiş ^{e,e}	$\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ düzeltilmiş ^b
D1-01	0.08350	1968,3 ± 2,6	3488,4 ± 12,9	287,4 ± 2,4	0,012366 ± 0,000281	115,2 ± 2,7	1.054 ± 24	1.017 ± 44	288,2 ± 2,4
D1-02	0.08040	2246,7 ± 4,3	1932,4 ± 10,0	313,4 ± 4,2	0,029686 ± 0,000286	569,9 ± 6,1	2.494 ± 26	2.477 ± 31	315,6 ± 4,2
D1-03	0.08540	1850,6 ± 2,2	1513,6 ± 9,1	277,3 ± 2,5	0,054139 ± 0,000407	1093,0 ± 10,4	4.722 ± 37	4.705 ± 41	281,0 ± 2,5
D1-04	0.08960	2026,4 ± 2,7	3490,5 ± 12,2	294,2 ± 2,5	0,075008 ± 0,000535	719,0 ± 5,6	6.506 ± 49	6.471 ± 61	299,6 ± 2,5
D1-05	0.08530	2183,8 ± 3,0	1963,2 ± 10,4	300,6 ± 2,6	0,099063 ± 0,000602	1819,5 ± 14,4	8.626 ± 57	8.608 ± 60	308,0 ± 2,6
D1-06	0.07890	4137,9 ± 6,5	532,6 ± 8,9	322,8 ± 3,2	0,141586 ± 0,000445	18162,6 ± 308,0	12.307 ± 52	12.305 ± 52	334,2 ± 3,3
D1-07	0.09850	3841,4 ± 6,5	480,2 ± 7,3	327,5 ± 3,3	0,416680 ± 0,001371	55035,2 ± 846,4	40.460 ± 202	40.457 ± 202	367,2 ± 3,7
D1-08	0.16410	2733,9 ± 3,9	60462,8 ± 502,7	379,8 ± 2,8	0,615226 ± 0,006661	459,3 ± 6,2	62.484 ± 905	62.081 ± 988	452,7 ± 3,6
D1-09	0.10320	1346,0 ± 1,8	694,8 ± 7,0	310,4 ± 2,8	0,735273 ± 0,002799	23517,4 ± 252,2	86.297 ± 566	86.287 ± 566	396,1 ± 3,7
D1-10	0.09730	2166,6 ± 3,8	65,8 ± 7,2	286,5 ± 3,1	0,849102 ± 0,002870	461793,3 ± 50279,2	111.379 ± 799	111.379 ± 799	392,5 ± 4,4
D1-11	0.08400	4331,6 ± 6,1	85,7 ± 8,3	387,3 ± 2,7	0,93468 ± 0,00280	780175 ± 75546	113.751 ± 696	113.750 ± 696	534,1 ± 3,9
D2-1	0.0513	4925,5 ± 7,9	1,9 ± 9,0	2595,6 ± 6,3	2,3840 ± 0,0051	101.722.908 ± 482606626	101.431 ± 416	101.431 ± 416	3457,3 ± 9,4
D2-2	0.0521	4117,8 ± 7,7	15 ± 13	2672,2 ± 7,8	2,5458 ± 0,0064	11.207.074 ± 9689655	108.215 ± 543	108.215 ± 543	3628 ± 12
D2-03	0.17320	4870,1 ± 5,5	27,7 ± 4,0	2769,7 ± 5,0	2,5243 ± 0,0057	7317062 ± 1060875	102.673 ± 396	102.673 ± 396	3702,1 ± 7,9
D2-04	0.12330	5229,4 ± 7,3	59,0 ± 5,6	2742,6 ± 6,2	2,5186 ± 0,0053	3687472 ± 353221	103.453 ± 409	103.453 ± 409	3674,0 ± 9,3
D2-5	0.0523	5274,8 ± 3,1	388 ± 13	2727,8 ± 2,8	2,5118 ± 0,0026	563.960 ± 19363	103.668 ± 199	103.668 ± 199	3656,4 ± 4,3
D2-6	0.0653	3367,7 ± 1,7	113 ± 11	2711,7 ± 2,6	2,5425 ± 0,0028	1.252.112 ± 118291	106.241 ± 206	106.241 ± 206	3661,4 ± 4,1
D2-7	0.0512	2382,0 ± 1,2	497 ± 14	2690,0 ± 2,5	2,5684 ± 0,0025	203.091 ± 5560	108.842 ± 195	108.841 ± 195	3658,8 ± 4,0
D2-8	0.0549	4348,2 ± 2,2	4 ± 13	2707,3 ± 2,8	2,6535 ± 0,0025	45.743.867 ± 139373590	113.504 ± 214	113.504 ± 214	3731,2 ± 4,5
D2-9	0.06525	5627 ± 22	124 ± 11	2816 ± 14	2,786 ± 0,012	2080470 ± 178506	116.839 ± 1046	116.839 ± 1046	3918 ± 23

Chemistry was performed on July 05, 2011 (Shen et al., 2003), and instrumental analysis on MC-ICP-MS (Shen et al., 2012).

Analytical errors are 2s of the mean.

^a $d^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} - 1) \times 1000$.

^b $d^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ corrected was calculated based on ²³⁰Th age (T), i.e., $d^{234}\text{U}_{\text{initial}} = d^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{(234/T)}$, and T is corrected age.

^c $[^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}]_{\text{activity}} = 1 - e^{(230/T)}$ or $(d^{234}\text{U}_{\text{measured}}/1000)[(1 - e^{-(230 - 1234)/T})]$, where T is the age.

Decay constants are $9,1577 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ for ²³⁰Th, $2,8263 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ for ²³⁴U (Cheng et al., 2000), and $1,55125 \times 10^{10} \text{ yr}^{-1}$ for ²³⁸U (Jeffrey et al., 1971).

^dThe degree of detrital ²³⁰Th contamination is indicated by the [²³⁰Th/²³²Th] atomic ratio instead of the activity ratio.

^eAge corrections were calculated using an estimated atomic ²³⁰Th/²³²Th ratio of 4 ± 2 ppm.

6.3.4 Duraylı İzotop Analizleri

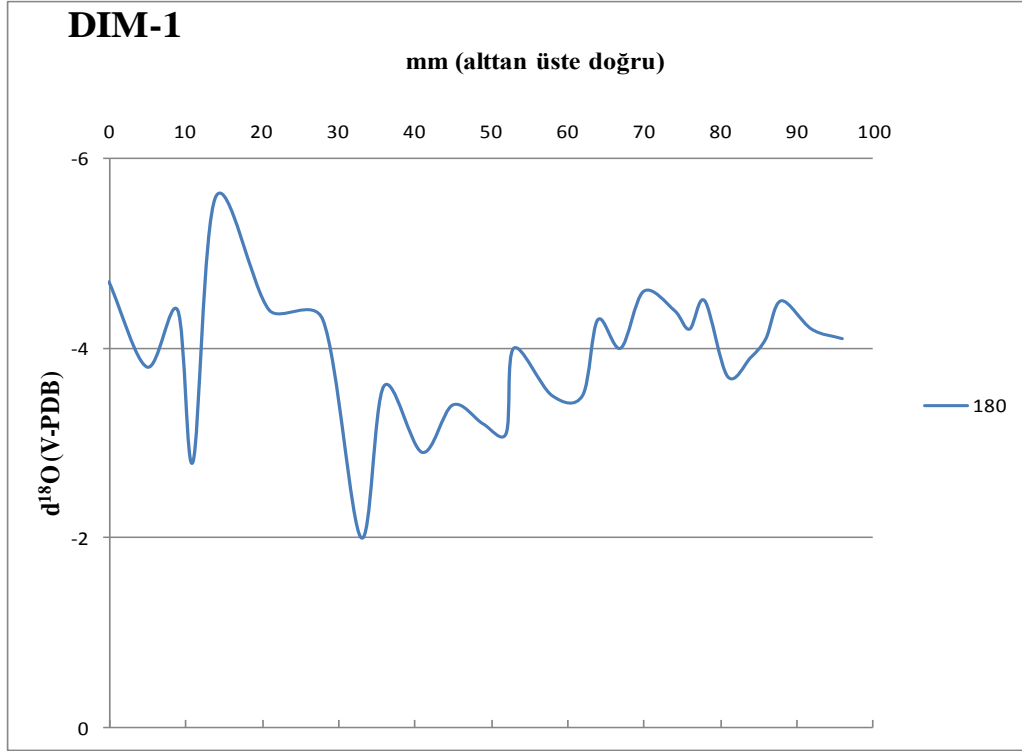
Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 ve DIM-2 no'lu dikit örneklerinin duraylı izotop analizleri Macar Bilimler Akademisi, Astronomi ve Yerbilimleri Araştırma Merkezi, Jeolojik ve Jeokimyasal Araştırma Enstitüsü'nde yapılmıştır. Dikitler üzerinde paleoklimsel yorumlamalar yapabilmek amacıyla örneklerin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri analiz edilmiştir. Analizler "Thermo Finnigan Delta Plus Xp" cihazıyla yapılmıştır.

Dim Mağarası'ndan alınan yaklaşık 10 cm boyundaki DIM-1 no'lu dikit örneğinden büyüme eksenini boyunca $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizleri için 28 noktadan örnekleme yapılmıştır. Örneğin en yüksek $\delta^{18}\text{O}$ izotop değeri -2 olarak ölçülmüştür. En düşük değer ise -5,6 olarak ölçülmüştür (Şekil 6.39).

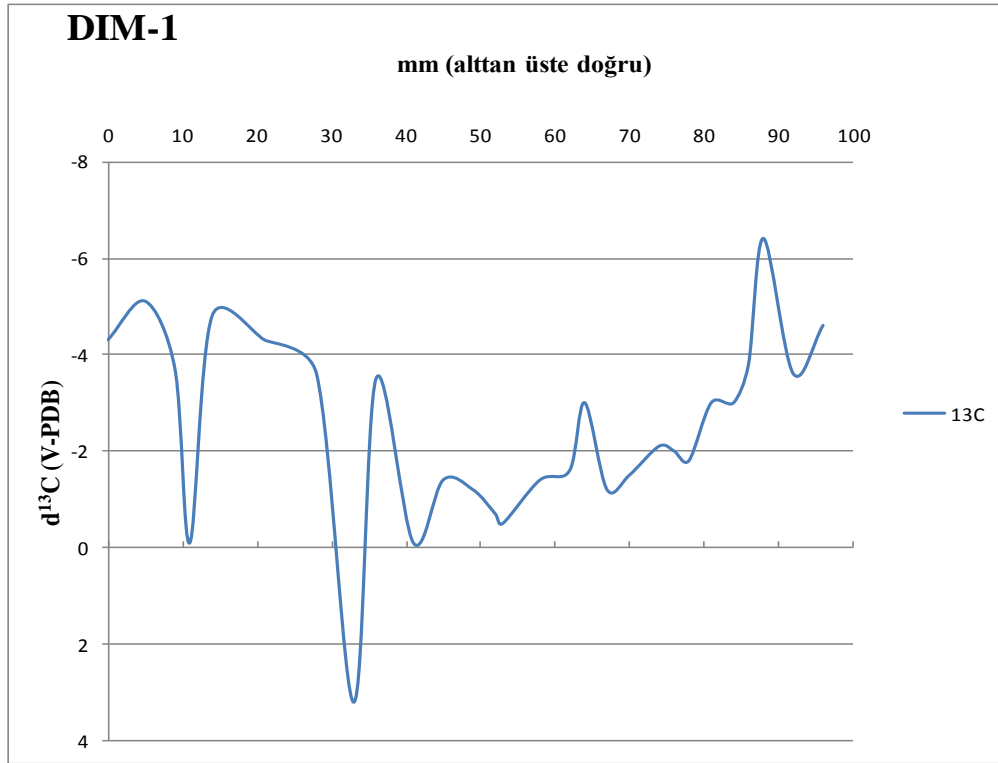
DIM-1 no'lu örnekte en yüksek $\delta^{13}\text{C}$ izotop değeri 3,2 olarak ölçülmüştür. Örneğin en düşük $\delta^{13}\text{C}$ izotop değeri ise 26. noktada -6,4 olarak ölçülmüştür (Şekil 6.40).

Dim Mağarası'ndan alınan yaklaşık 30 cm boyundaki DIM-2 no'lu dikit örneğinden büyüme eksenini boyunca $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizleri için 224 noktadan örnekleme yapılmıştır. Örneğin en yüksek $\delta^{18}\text{O}$ izotop değeri -4,21 olarak ölçülmüştür. En düşük değer ise -6,65 olarak ölçülmüştür (Şekil 6.41).

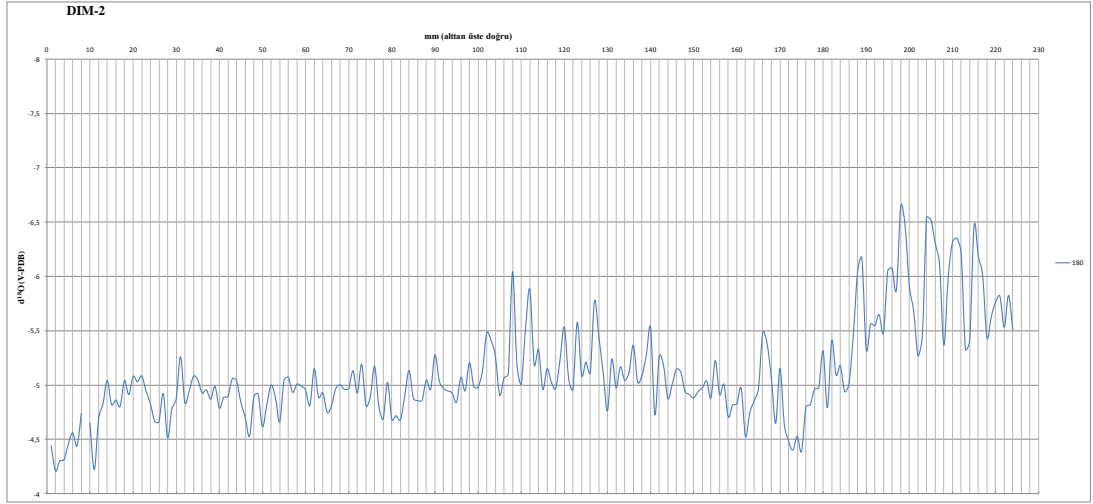
DIM-2 no'lu örnekte en yüksek $\delta^{13}\text{C}$ izotop değeri -3,9 olarak ölçülmüştür. Örneğin en düşük $\delta^{13}\text{C}$ izotop değeri ise -8,72 olarak ölçülmüştür (Şekil 6.42).



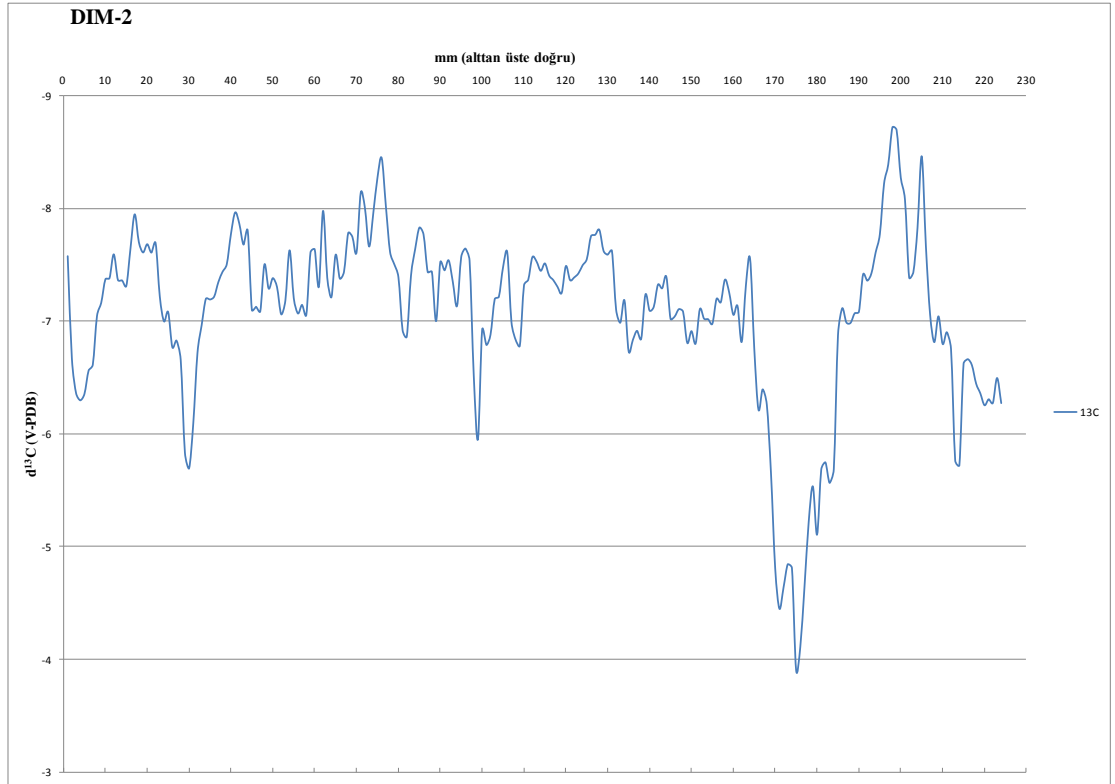
Şekil 6.39 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 no'lu dikit örneğinin $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop analizi sonuçları



Şekil 6.40 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 no'lu dikit örneğinin $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizi sonuçları



Şekil 6.41 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-2 no'lu dikit örneğinin $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop analizi sonuçları

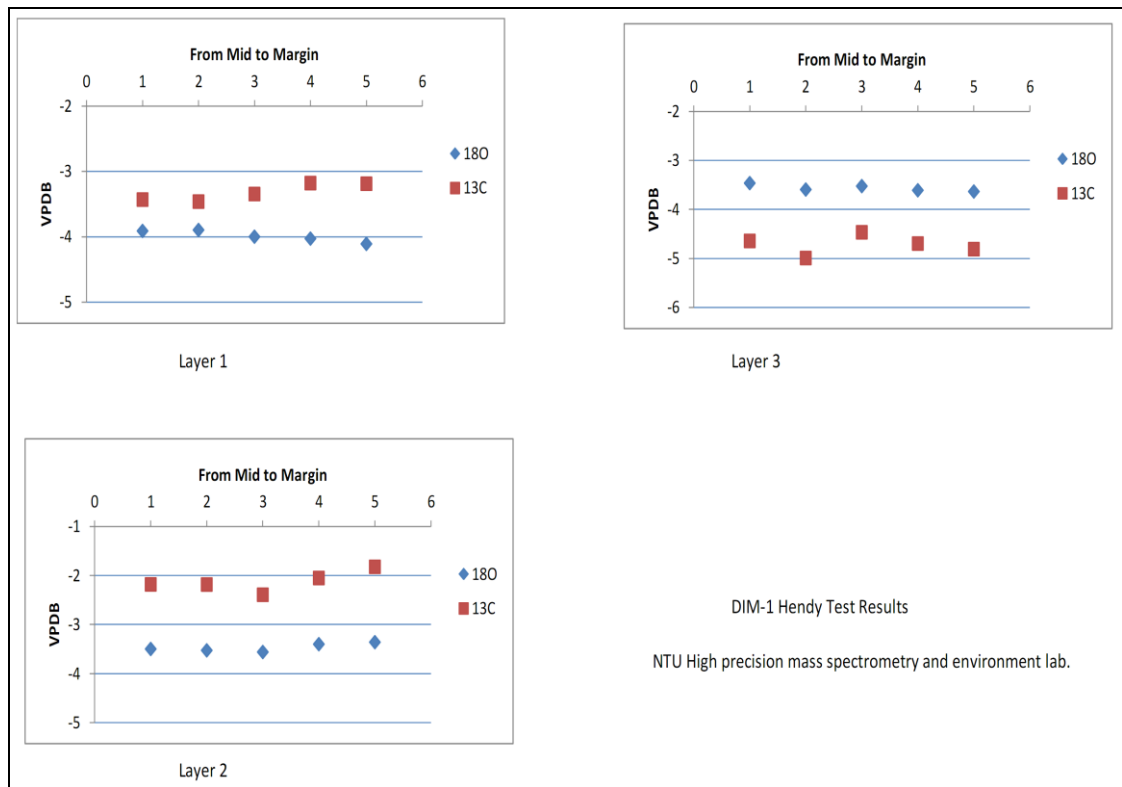


Şekil 6.42 : Dim Mağarası'ndan alınan DIM-2 no'lu dikit örneğinin $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizi sonuçları

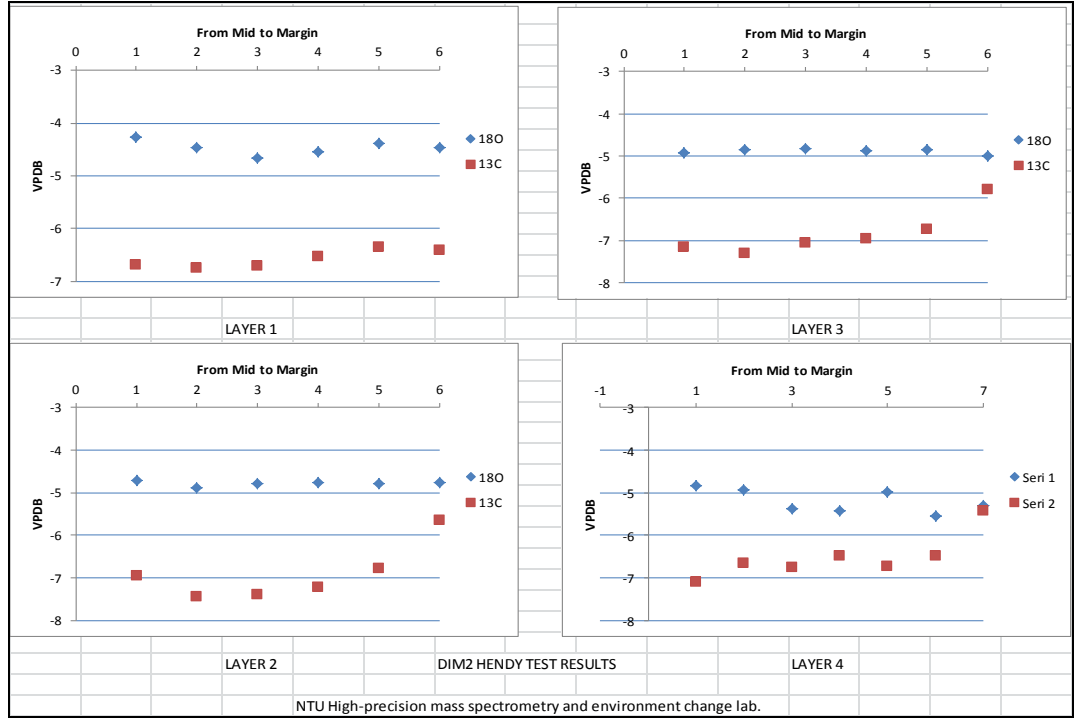
6.3.5 Hendy Testleri

Dikit örneklerinin izotopik denge koşulları altında gelişip gelişmediğini test etmek için örneğin büyüme laminaları boyunca kalsit örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ölçülür. Hızlı CO_2 kaçışına veya buharlaşmaya bağlı olarak gözlenen kinetik ayrışma nedeniyle, büyüme ekseninden uzağa ve dikit kenarlarına doğru akan damlama sularında kademeli olarak kalsit çökeliminde izotopik olarak zenginleşme beklenir. Denge koşulları altında $\delta^{18}\text{O}$ sabit olmalıdır ve herhangi bir küçük değişiklik $\delta^{13}\text{C}$ ile korele olmamalıdır. Ayrıca lamina boyunca, büyüme ekseninden uzaklaşılsada $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde herhangi bir zenginleşme olmamalıdır (Hendy, 1971).

Dim Mağarası'ndan alınan DIM-1 ve DIM-2 dikit örneklerinin izotopik denge koşulları altında çöküp çökmediğini test etmek amacıyla farklı üç lamina üzerinde Hendy Testleri yapılmıştır (Şekil 6.43, Şekil 6.44).



Şekil 6.43 : DIM-1 no'lu dikit örneğinin Hendy Testi sonuçları



Şekil 6.44 : DIM-2 no'lu dikit örneğinin Hendy Testi sonuçları

6.3.6 Su Kimyası

Dim Mağarası'ndan alınan damlama suyu örneklerinin major katyon analizleri, Pamukkale Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Çevre ve Su Kimyası Laboratuvarı'nda bulunan ICP-OES (İndüktif Eşleşmiş Plazma-Optik Emisyon Spektrometresi) Optima 2100 DV cihazı ile yapılmıştır.

Dim Mağarası'ndan örneklenen suların, Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Çevre ve Su Kimyası Laboratuvarı'nda yapılan major katyon analiz sonuçları Tablo 6.7'da verilmiştir.

Dim Mağarası'nda Ca değeri ortalama 76,79 mg/l dir. En düşük ve en yüksek değerler sırasıyla 31,74 mg/l ve 124 mg/l'dir. Ortalama Mg değeri 34,31 mg/l dir. En düşük ve en yüksek değerler sırasıyla 11,95 mg/l ve 43 mg/l dir. Dim Mağarası'ndan alınan suların Sr değeri ise 0,012 mg/l ile 0,028 mg/l arasında değişmektedir.

Tablo 6.7 : Major katyon analiz sonuçları. Dim Mağarası: Dim. Örnekleme Noktaları için şekil 6.19'ye bakınız.

Örnek No.	Açıklama	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Sr (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)
DİM-2	Çok hızlı damlama (Devamlı akış)	41.49	93.92	0.018	5.398	0.116
DİM-4	Havuz	43.00	31.74	0.012	10.87	0.815
DİM-3	Yavaş Damlama	38.40	84.31	0.016	7.907	0.256
DİM-1	Hızlı Damlama	32.93	73.69	0.015	5.662	0.323
DİM-8	Yavaş Damlama	42.62	124.0	0.028	5.201	0.064
DİM-11	Göl	29.76	61.28	0.019	6.246	0.583
DİM- KAYNAK	Karstik Kaynak	11.95	68.59	0.024	4.836	0.362

7. BULGULAR: YAŞ VE DERİNLİK MODELLERİNİN OLUŞTURULMASI

Speleotem yaşlandırma çalışmalarında kullanılan Çoklu Yakalayıcı Endüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometre (MC-ICPMS) cihazında yaşanan iyileştirmeler sonucunda oldukça hassas ve kesin yaşlandırma sonuçları elde edilebilmektedir (Hoffmann ve diğ., 2007; Cheng ve diğ., 2009). Bunun sonucunda önemli iklim vekilleri olan oksijen ve karbon duraylı izotopları konumsal olarak daha yüksek çözünürlükte ölçülebilmektedir. Sonuç olarak speleotemler geçmiş iklim çalışmalarında artarak kullanılır olmuştur (Wang ve diğ., 2008; Drysdale ve diğ., 2009). MC-ICPMS cihazında yaşanan gelişmelerle birlikte daha az numune miktarı ile daha hızlı örnek yaşlandırma sonuç çıktısı mümkün olmuştur. Bununla birlikte vekil analiz sayıları da artmıştır. Bu nedenle U-serisi yaşlandırması yapılmış iki nokta arasındaki yaşların da belirlenmesi gerekliliği ortaya çıkmıştır.

Vekil kayıtları ve U-serisi yaşlar arasındaki ilişki genel olarak “yaş ve derinlik modeli” olarak adlandırılır. ^{14}C yaşlandırma çalışmaları için çok sayıda yaş-derinlik modeli çalışmaları ve yazılımları mevcuttur (Blaauw ve Christen, 2005; Heegaard ve diğ., 2005; Blaauw, 2010). Fakat speleotemler için yaş-derinlik modeli oluşturmak için henüz herhangi bir standart yöntem geliştirilmemiştir. Yaş-derinlik modeli oluşturmak için bazı araştırmacılar doğrusal interpolasyon yöntemini kullanmışlardır (McDermott ve diğ., 1999), bazı araştırmacılar ise en küçük karaler yöntemini kullanmıştır (Spötl ve Mangini, 2007).

Doktora tezi kapsamında örneklenen dikitlerin yaş ve derinlik modellerini oluşturmak için StalAge programı kullanılmıştır. Programın algoritması Deniz Scholz ve Dirk L. Hoffmann tarafından geliştirilmiştir (Scholz ve Hoffmann, 2011). Algoritma, modelleme için U-serisi yaşlar ve bu yaşlara ait hata oranlarını kullanır. Ayrıca program, yaş modelini geliştirmek ve sınırları daha iyi belirleyebilmek amacıyla stratigrafik bilgileri de dikkate alır. Program üç temel adımdan oluşur. İlk olarak, büyük uç değerler tanımlanır. İkinci adımda yaş verileri, küçük hatalar ve yaş değişimleri için taranır ve potansiyel uç değerlerin belirsizliği iteratif yöntem

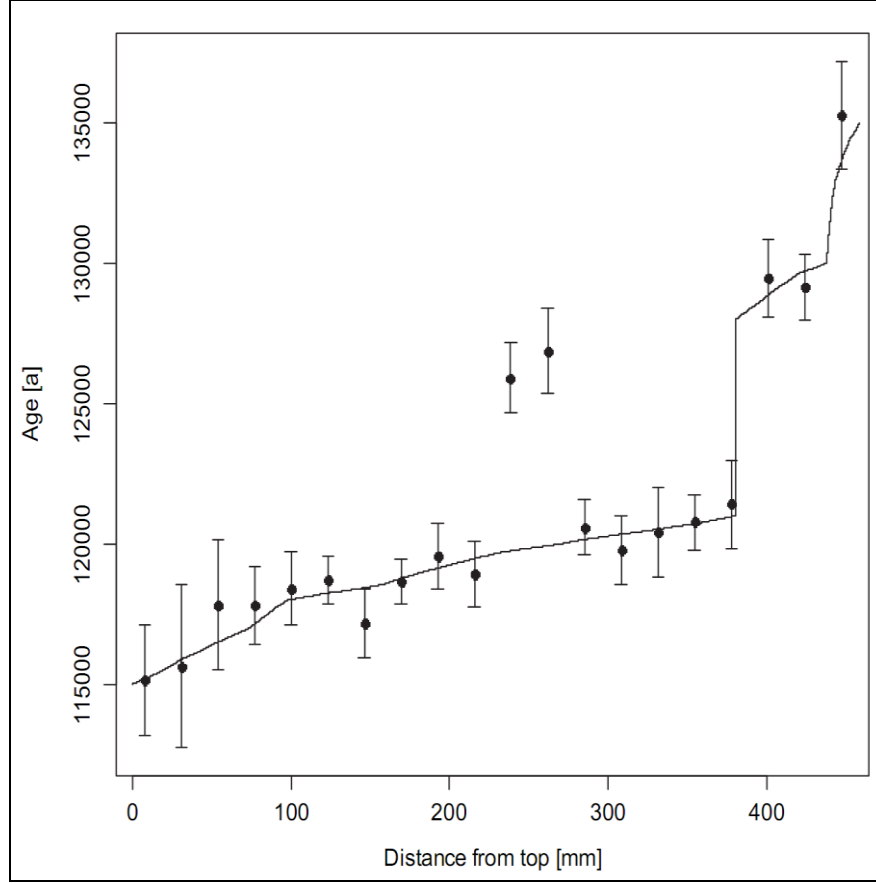
kullanılarak çoğaltılır. Son olarak, yaş modeli ve buna karşılık gelen %95 güvenlik sınırları Monte-Carlo simülasyonu tarafından hesaplanır.

7.1 StalAge Programının Algoritması ve Kullanımı

Yaş modelleri ve kullanılan yaş modellerinin belirsizliği sadece yaş verilerine bağlı değil ayrıca seçilen yaş-derinlik modellerine de bağlıdır. Bazı durumlarda farklı çalışmalarda aynı yöntemin uygulanmasına rağmen elde edilen yaş-derinlik modelleri çok belirgin olmayan farklar gösterebilmektedir. Bunun nedeni, kullanılan yöntemlerde birden farklı değişken parametrelerin olması ve bu parametrelerin araştırmacıların tecrübelerine göre farklı şekillerde kullanılmalarından kaynaklanmaktadır. Sonuç olarak, farklı çalışmalarda kullanılan yaş-derinlik modellerinin karşılaştırılması çoğunlukla güçtür. StalAge programı bahsedilen güçlükleri en aza indirmek amacıyla oluşturulmuştur. Program, uzman olmayan kişiler tarafından da kolaylıkla uygulanabilmektedir.

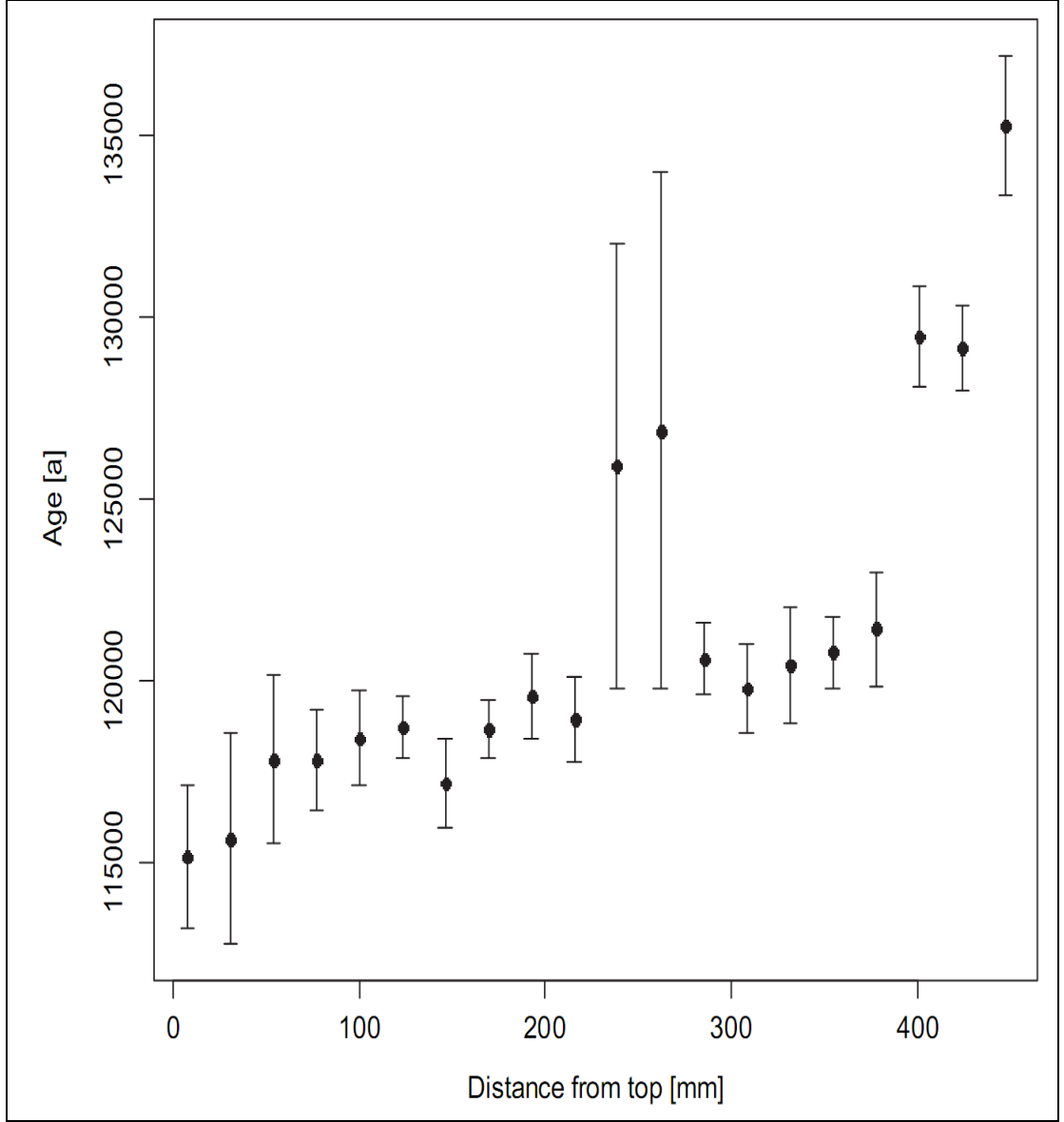
StalAge programı iki ana varsayım üzerine kurulmuştur. İlk olarak, yaş ve derinlik modeli tekdüze (monoton) olmalıdır. Bir başka deyişle örneklenen dikitlerin tabandan üst noktaya doğru yaşlıdan gence doğru büyümesi gerekmektedir. İkinci varsayım ise; en basit yaş-derinlik ilişkisidir. Hata oranları içerisinde kalan yaş verileri düz çizgiler yardımıyla birleştirilir. Bu varsayım yanlış yorumlamaların önüne geçebilme açısından önemlidir.

Programın güvenilirliğini sınamak amacıyla araştırmacılar (Scholz ve Hoffmann, 2011) sentetik speleotem büyüme modeli oluşturmuşlardır. Bu büyüme modelinde, 130000 ile 135000 yılları arasında yavaş oluşum, 128000 ile 121000 yılları arasında 7000 senelik bir oluşum kesikliği (hiatus) ve 120000 ile 119500 yılları arasında kırıntılarının neden olduğu hatalı yaş ölçümleri, değişik hata oranları içeren bir çok yaşlar gibi sorunlar kullanmışlardır (Şekil 7.1).



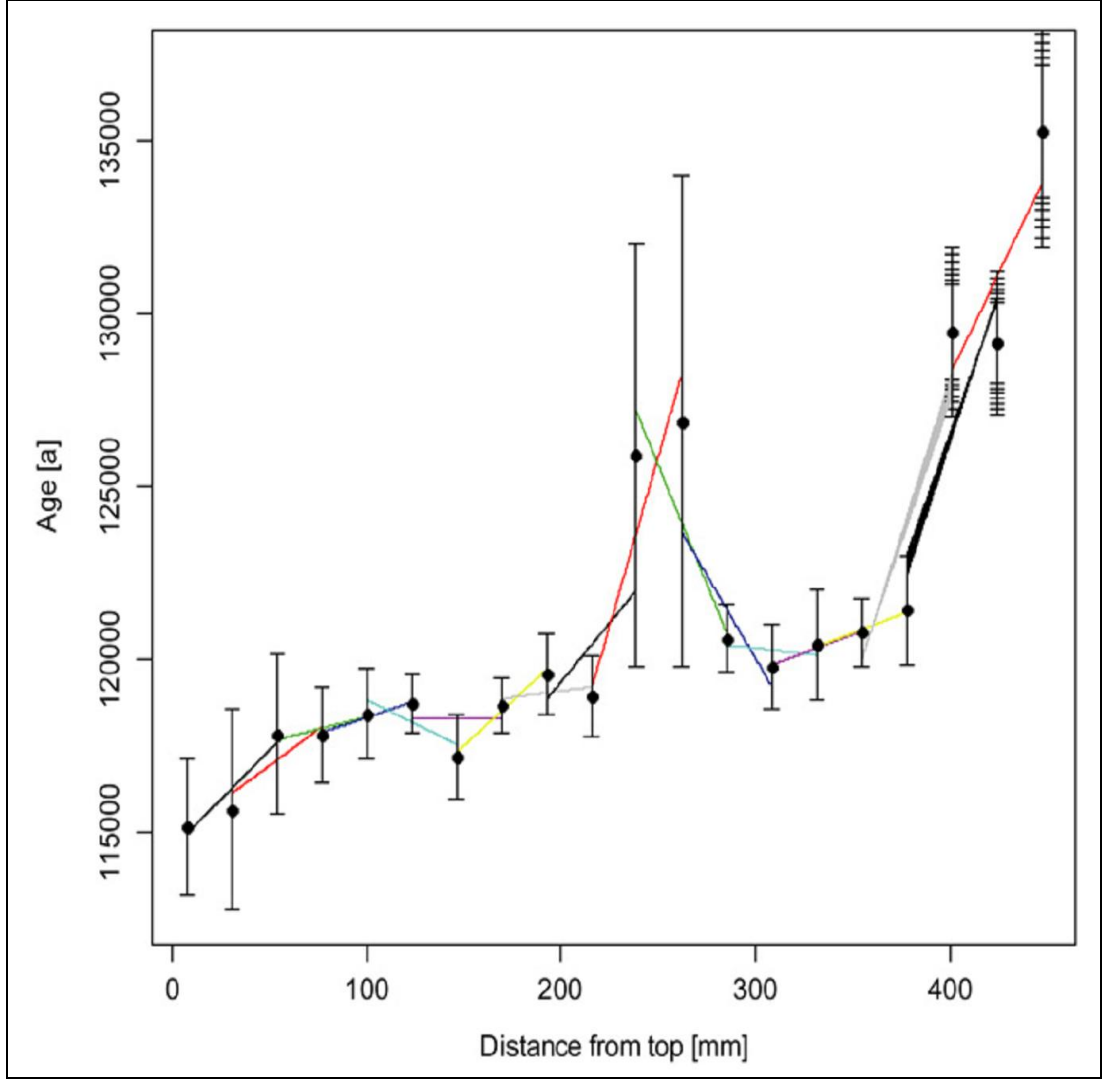
Şekil 7.1 : Sentetik speleotem büyüme modeli. Siyah çizgi gerçek büyüme geçmişini göstermektedir. Bu büyüme modelinde, 130000 ile 135000 yılları arasında yavaş oluşum, 128000 ile 121000 yılları arasında 7000 senelik bir oluşum kesikliği (hiatus) ve 120000 ile 119500 yılları arasında kırıntılı bir artışın neden olduğu hatalı yaş ölçümleri, değişik hata oranları içeren bir çok yaşlar gibi sorunlar kullanılmıştır (Scholz ve Hoffmann, 2011'den alınmıştır).

Birinci aşamada programın algoritması ana aykırı değerleri hesaplar. Stratigrafik olarak çoğu noktalara uymayan bütün noktalar ana aykırı değer olarak adlandırılır. Algoritma ana aykırı değerler için iki öneri getirmektedir. Bu öneriler, ana aykırı değerler olan gösterilen yaşları silmek veya ana aykırı değerlere karşılık gelen yaşların hata oranlarını arttırmak şeklindedir (Şekil 7.2).



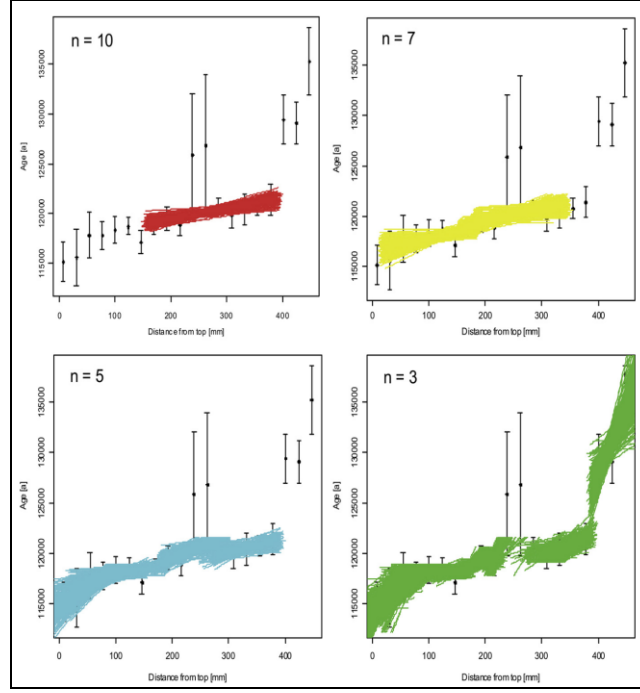
Şekil 7.2 : Şekil 7.1’de gözlenen ana aykırı değerlerin hata oranları arttırılmıştır (Scholz ve Hoffmann, 2011’den alınmıştır).

Program bir sonraki aşamada küçük aykırı değerler ve yaş çevrimi için tarama yapar. Bu tarama, komşu üç veri noktalarından oluşan alt kümelerin yardımıyla hataları dağıtıp düz çizgi oluşturma yoluyla yapılır (Şekil 7.3).



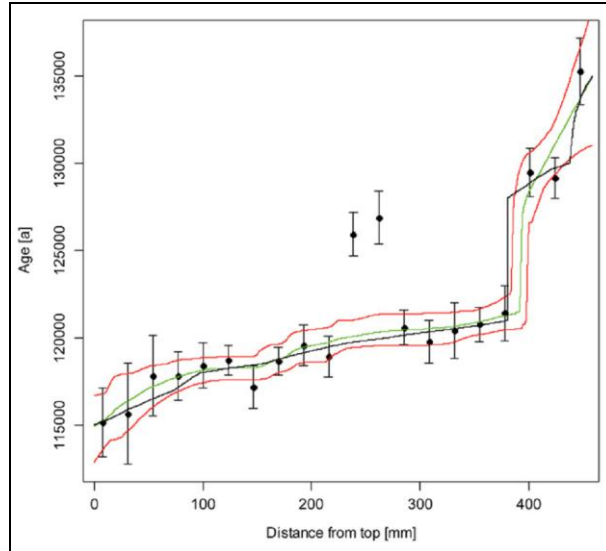
Şekil 7.3 : Bir önceki Şekil 7.2’de yer alan U-serisi yaşlar küçük aykırı değerler ve yaş çevirimleri için taranır. Üç veri noktasından oluşan alt-kümler hata ağırlıklı doğrusal düz çizgiler tarafından düzeltilir. Farklı renkler farklı alt kümeleri göstermektedir (Scholz ve Hoffmann, 2011’den alınmıştır).

Bir sonraki aşamada asıl yaş-derinlik modeli gerçekleştirilir. İlk olarak StalAge programı her bir başarılı alt-küme için, dağıtılan hatalar ile çizilmiş olan çizginin yaş verileri ile örtüşüp örtüşmediğini test eder. Eğer yaş verileri, bir çizgi yardımıyla ile örtüştürülür ise, sırasıyla hesaplanan yaş ve belirsizliklere karşılık gelen alt-kümler için bir Monte-Carlo simülasyonu gerçekleştirilir (Şekil 7.4).



Şekil 7.4 : Şekil 7.3 ve şekil 7.2'deki U-serisi yaşlar. Her bir çizgiler Monte-Carlo simülasyonu sonucunu göstermektedir. Renkli çizgiler farklı sayıdaki veri noktalarının örtüşmelerini göstermektedir (kırmızı=10, sarı=7, mavi=5, yeşil=3) (Scholz ve Hoffmann, 2011'den alınmıştır).

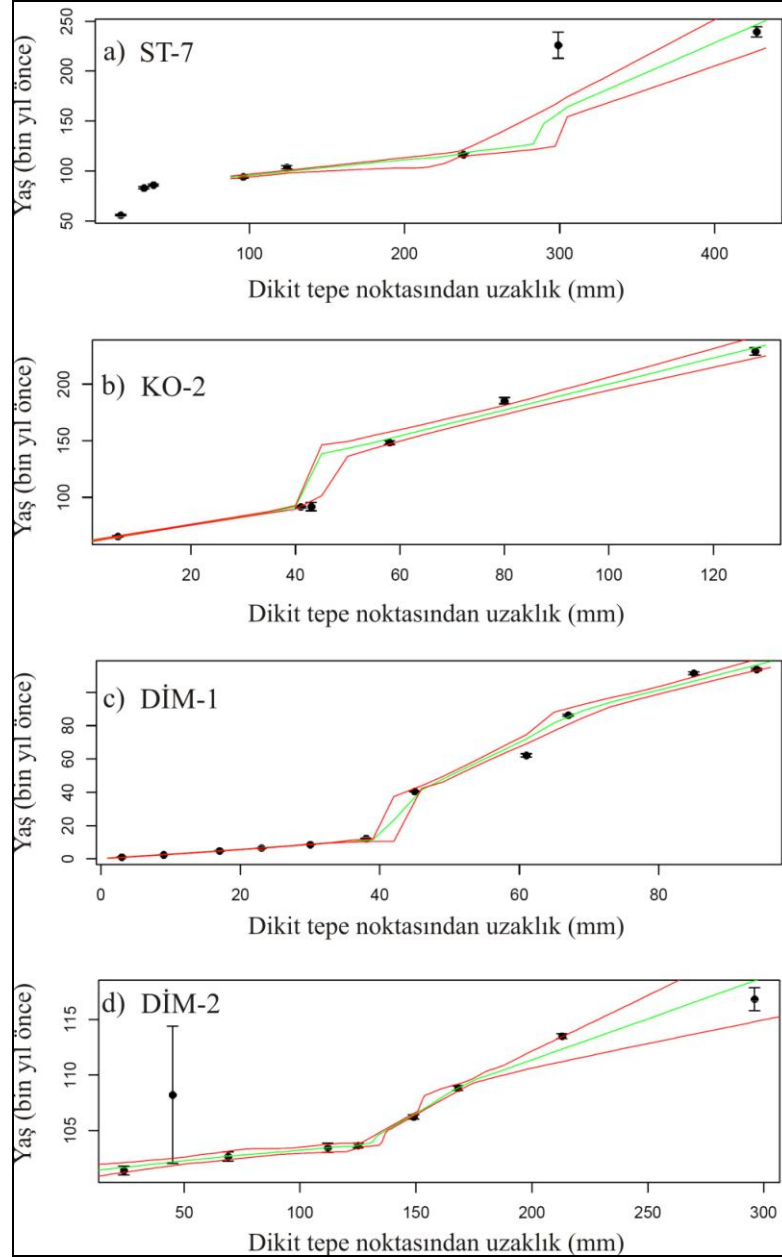
Son aşamada nihai yaş ve derinlik oluşturulur ve elde edilen değerlerin programın algoritmasına uygun bir şekilde tekdüze (monoton) olarak artıp artmadığını test etmek amacıyla %95 güvenlik sınırları hesaplanır (Şekil 7.5).



Şekil 7.5 : Yapay olarak oluşturulmuş U-serisi yaşlar için nihai yaş-derinlik modeli (yeşil çizgi) ve %95 güvenlik limitleri (kırmızı çizgi). Ayrıca speleotemin gerçek oluşum geçmişi siyah çizgi ile gösterilmiştir. Yapay olarak oluşturulan bir çok sorunlu duruma rağmen speleotemin gerçek oluşum geçmişi %95 güvenlik limitleri içerisinde kalmıştır (Scholz ve Hoffmann, 2011'den alınmıştır).

7.2 Dikit Örneklerinin Yaş ve Derinlik Modelleri

Tez kapsamında incelenen dikit örneklerinin yaş ve derinlik modelleri StalAge programı kullanılarak elde edilmiştir. Bütün dikitlerin %95 güvenlik katsayısı arasında kalan modellenmiş yaşları yardımı ile geçmiş-iklim yorumları yapılmıştır (Şekil 7.6).



Şekil 7.6 : Doktora tezi kapsamında incelenen dikitler için StalAge programı yardımıyla oluşturulan yaş-derinlik modeli, yeşil çizgi nihai yaş-derinlik modeli, kırmızı çizgi %95 güvenlik limitleri. a: Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST-7'no'lu dicit örneği; b: Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 no'lu dicit örneği; c: Dim Mağarası'ndan alınan DİM-1 no'lu dicit örneği; d: Dim Mağarası'ndan alınan DİM-2 no'lu dicit örneği

8. TARTIŞMA: GÜNEYBATI ANADOLUNUN VE YAKIN ÇEVRESİNİN PALEOİKLİMİ

Akdeniz havzası ve Batı Asya’da bulunan ülkemiz, geniş bir enlem aralığında yer alır. Türkiye’nin konumu “orta-enlem batı rüzgarları” ve “sub-tropikal yüksek basınç kuşağı” arasında bir geçiş zonu oluşturur ve klimatolojisi karışıktır (Spanos ve diğ., 2003). Kışları genel olarak batı rüzgarlarından etkilenir. Batı rüzgarlarını, Kuzey Atlantik Salınımı (NAO), Doğu Atlantik Batı Rusya Basınç Modeli (EAWR) ve Kuzey Denizi-Hazar modeli (NSCP) kontrol eder ve değiştirir. Bu basınç modellerindeki varyasyonlar kış mevsimindeki yağış miktarlarını önemli derecede etkiler (Türkeş ve Erlat, 2003; Krichak ve diğ., 2007; Kutiel ve diğ., 2002).

Atlantik kökenli depresyonlar Türkiye’ye Batı ve Orta Avrupa üzerinden gelir. Ayrıca kış aylarında Akdeniz havzası üzerinden de gelebilmektedir. Cenova Körfezi, Ege ve Güney Kıbrıs bölgelerinde bulunan kasırga merkezleri Türkiye’ye kadar ulaşan depresyonlar oluşturur (Alpert et al., 1990; Türkeş, 1996; Karaca ve diğ., 2000; Kutiel ve diğ., 2002, Krichak ve diğ., 2007; Türkeş ve Erlat, 2005).

Yaz aylarında Doğu Akdeniz ve Batı Asya bölgeleriyle Hindistan Muson dolaşımı arasında kuvvetli bağlantılar tanımlanmıştır. Bu bağlantının nedeni olarak “üst troposferik Rossby dalgalarının Bengal Körfezi üzerinde derin konveksiyon akımları oluşturması” gösterilmiştir (Raicich ve diğ., 2003; Staubwasser ve Weiss, 2006). Bu dalgaların konumları ve orta-enlem batı rüzgarlarıyla olan etkileşimleri havanın Türkiye ve Doğu Akdeniz havzasına çökmesine ve kuraklığa neden olur. Karadeniz ve Kafkasya bölgesinde ise tam tersi olarak havanın yükselmesine neden olarak yaz aylarının yağışlı geçmesine neden olur.

Orografik etkiler Türkiye’de yağış farklılıklarına neden olmaktadır. Güneyde Akdeniz kıyısında ve kuzeyde Karadeniz kıyısında toplam >1000 mm üzerinde yağışlar görülürken, ülke içlerinde <500 mm civarında yağış düşer (Türkeş, 1996; Kadioğlu, 2000; Türkeş ve Erlat, 2003). Kıta içlerinde en fazla yağış bahar ve erken

yaz aylarında düşer. Batı ve güney bölgelerde ise en fazla yağış kış aylarında gözlenir. Karadeniz kıyısında tüm mevsimlere dağılan bir yağış gözlenmektedir.

Son buzul dönemden bugüne, Grönland (Andersen ve diğ., 2006; Svensson ve diğ., 2008) ve Muson (Wang ve diğ., 2008) dolaşım sıcaklık değişimleri (Çin speleotem kayıtlarından elde edilen) arasında güçlü bağıntı gözlenmiştir. Her iki bölgenin iklimi, Kuzey Atlantik Havzasındaki okyanusal sularının dolaşım şiddetinden etkilendiği ve bu dolaşımın Kuzey Yarım Küre kış sezonlarını temel olarak etkilediği öne sürülmüştür (Denton ve diğ., 2005).

Bu sezonsal etkilenmeler Grönland ve Avrasya kış sıcaklıklarında ani değişimleri tetiklemiş, Orta ve Güney Asya'daki yaz ve kış muson dolaşimleri arasındaki baskınlığın değişimine neden olmuştur. Bu ölçüdeki büyük değişimlerin Akdeniz iklimini de fark edilecek bir biçimde etkilemesi muhtemeldir. Bununla beraber okyanusal dolaşımın etkisinin zayıflaması ve buzul kütlelerinin artması Kuzey Atlantik Havzasında şiddetli kış rüzgarlarının oluşmasını baskılayacak ve Akdeniz Havzası'ndaki yağışların ana kaynağı olan nemi kesecektir. Bu görüşü destekleyen hem karasal hemde denizel paleoiklim kayıtları bulunmaktadır ve son buzul dönemden bu güne Akdenizdeki kurak dönemler genellikle Kuzey Atlantik Havzanın soğuk dönemiyle eşleşmektedir (Allen ve diğ., 1999; Cacho ve diğ., 1999; Moreno ve diğ., 2008; Fletcher ve Goni, 2008).

Doğu Akdeniz Bölgesi'nde geniş zaman aralığını kapsayan denizel, gölsel (Fontugne ve diğ., 1999; Tzedakis, 2005; Jones ve diğ., 2007; Almogi-Labin,2011; Almogi-Labin ve diğ., 2009; Almogi-Labin ve diğ., 2004) ve speleotem (Bar-Matthews ve diğ., 2003) kayıtları bulunmaktadır. Fakat karasal kayıtlar göreceli olarak daha azdır ve bu kayıtların çok da düzenli olduğu söylenemez. Bir başka sorun ise Türkiye'de uzun zaman aralığını kapsayan ve iyi yaşlandırılmış paleoiklim kayıtlarının eksikliğidir. Holosen ve son buzul dönemi kapsayan çok sayıda göl çökellerinden elde edilmiş izotop ve palinolojik kayıtlar bulunmaktadır (Roberts ve diğ., 2008). Fakat hiçbirisi 20.000 yıl ölçeği ve daha öncesini kapsamaz ve genellikle yaşlandırılma iyi yapılmamıştır.

Konya Havzası'ndaki fosil göl kıyı şeritlerinden ¹⁴C yaşlandırılmaları yapılmıştır. 25000 yıl öncesi ve Holosen arasında göl seviyelerinde ani değişimler saptanmıştır (Fontugne ve diğ., 1999) ve LGM (son buzul maksimumu) sırasında ve hemen

sonrasındaki buzul ilerleme ve gerilemeleri konusunda kozmojenik yaşlandırılmalar yapılmıştır (Akcar ve diğ., 2007; Sarıkaya ve diğ., 2008).

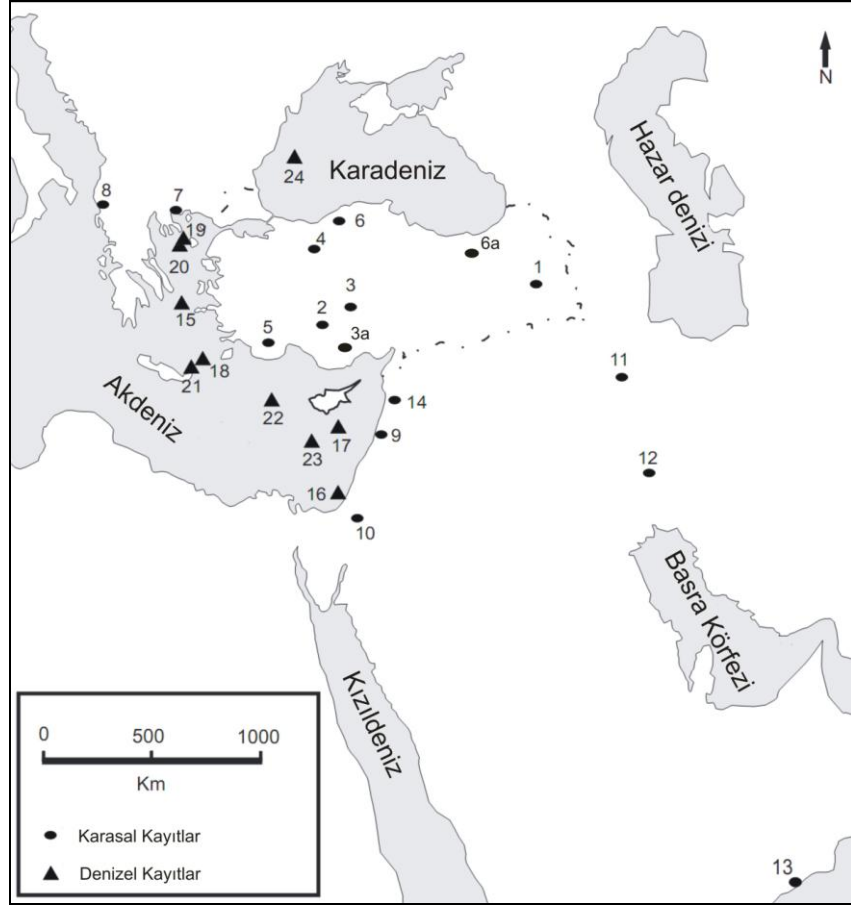
Bütün bu yapılan çalışmalara rağmen Karadeniz Bölgesi'nde yeralan Sofular Mağarası (Fleitmann ve diğ., 2009) ve Karaca Mağarası'ndan (Rowe ve diğ., 2012) elde edilen yüksek çözünürlüklü speleotem çalışmaları haricinde Türkiyede LGM öncesi paleoiklimi hakkında çok az doğrudan çalışma vardır. Ayrıca Türkiye'nin çoğu nemi Akdeniz Havzası'ndan gelmektedir (Kadioğlu, 2000; Türkeş ve Erlat, 2005). Bu nedenle, Türkiye'nin paleoiklim değişimi çalışmalarında Akdeniz Havzası'ndan elde edilen kayıtlara ve bu değişimlerin İç Anadolu'ya etkisini anlayabilmek için kıta içerisinden elde edilen yüksek çözünürlüklü kayıtlara ihtiyaç duyulmaktadır.

Bu kapsamda daha önce yapılmış çalışmalara göre Akdeniz Havzası'nda ve Akdeniz Havzası'na yakın kesimlerinde yeralan Sırtlanini, Keloğlan ve Dim Mağarası'ndan örneklenen dikit numuneleri Türkiye'nin paleoiklim kayıtlarını tekrar kurgulayabilmek ve yeni bilgiler elde edebilmek amacıyla duraylı izotop vekilleri çerçevesinde incelenmiştir. Ayrıca incelenen dikit örnekleri bölgesel ve küresel ölçekte diğer paleoiklim kayıtlarıyla karşılaştırılmıştır. İncelenen dikitler, kapsadıkları farklı zaman aralıkları ve farklı paleoiklim olaylarını yansıtmaları nedeniyle Holosen Dönemi ve Geç Pleistosen Dönemi olarak iki farklı alt başlık altında incelenmiştir.

8.1 Holosen Dönemi

Grönland buzul karotlarından elde edilen yüksek çözünürlüklü kayıtlar (Dansgaard ve diğ., 1993; NGRIP, 2004) Holosen döneminin kuzey yarım kürede istikrarlı bir iklimle karakterize edildiğini göstermiştir. Bahsedilen kutup kayıtlarından elde edilen çoklu vekillerin analizleri sonucunda son buzul çağı (~20.000 yıl ve önce) sonrası yaşanan buzullararası dönemin, küresel ölçekte 8200 yıl önce (8.2 binyıl olayı) gözlenen ani iklim değişimi olayı haricinde, göreceli olarak daha duraylı olduğunu göstermiştir (Alley ve diğ., 1997). Daha sonra Schmiedl ve diğ., 2010 ve Peyron ve diğ., 2011'nin Kuzey Atlantik Okyanusu ve Akdeniz'den elde edilen karotlarda yaptıkları paleoiklim çalışmaları sonucunda Holosen döneminde on yıl ölçeği gibi kısa zaman aralıklarında gözlemlenen ani iklim değişimlerine rastlamışlardır. Holosen döneminde meydana gelen bu ani iklim değişimlerine neden olan etkileri

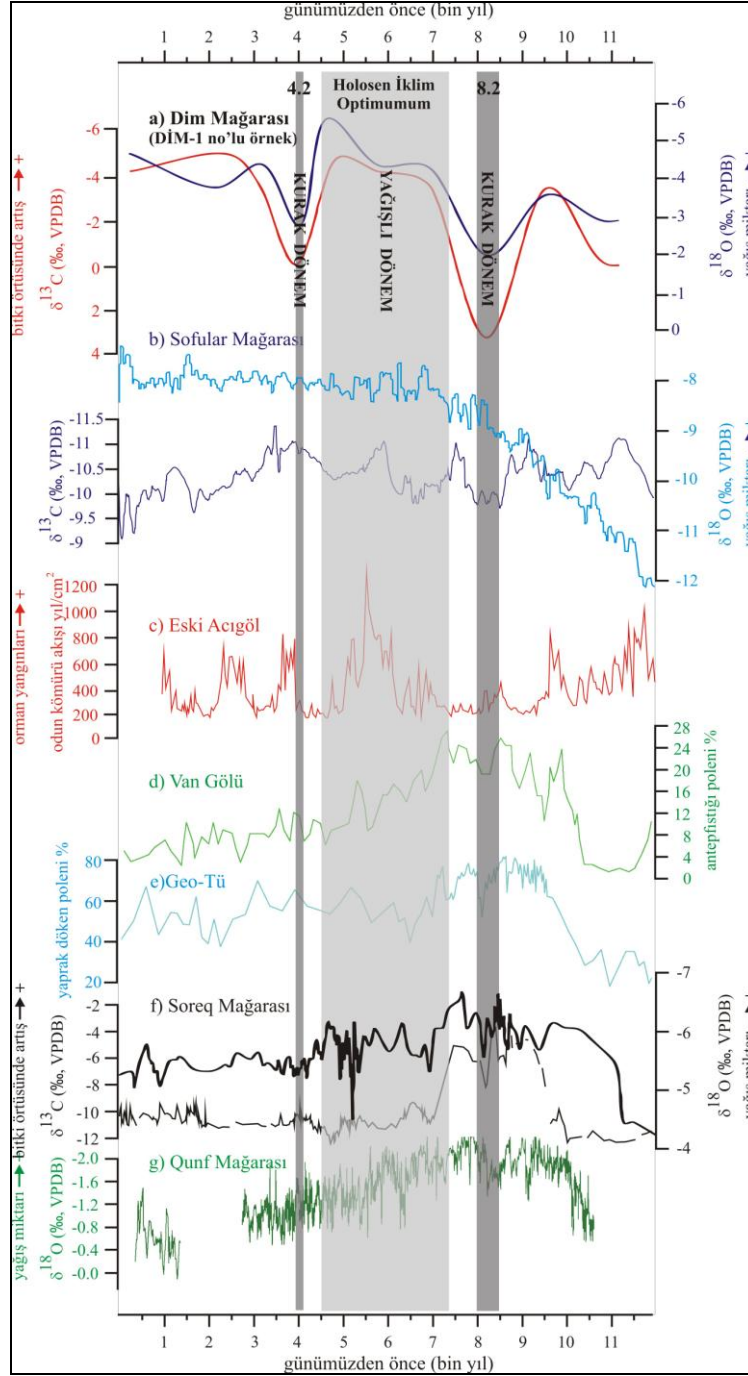
araştırmak, konumsal yayılımlarını ve zamansal uzanımlarını tespit edebilmek son yıllarda gerçekleştirilen Holosen dönemi paleoiklim araştırmalarının temel amacı olmuştur. Batı Avrupa'da yapılmış Geç Kuvaterner dönemini kapsayan çok sayıda yüksek çözünürlüklü paleo-iklim çalışmaları bulunmasına karşın Doğu Akdeniz ve Orta Doğu bölgelerinde yapılan paleo-iklim çalışmaları göreceli olarak azdır. Akdeniz bölgesi için denizel kayıtlardan elde edilmiş yeni yayınların artışına oranla Türkiye'de karasal kayıtlar kullanılarak yapılan paleo-iklim çalışmalarının sayısı oldukça düşüktür. İsrail ve çevresinde gerçekleştirilen detaylı göl ve mağara çalışmalarının, konumsal olarak iklimi önemli olan Türkiye'de yapılmaması paleoiklim çalışmaları açısından büyük bir eksikliktir. Şekil 8.1'de Türkiye ve yakın çevresinde yapılan geçmiş-iklim çalışmaları verilmiştir. Türkiye'de elli yılı aşkın bir süredir özellikle Van ve Konya bölgelerinde göl çökelleri yardımıyla paleoiklim çalışmaları yapılmaktadır. Bunun yanında ülkemizde mağara çökelleri ile ilgili çalışmalar ise son beş yılda hız kazanmıştır. Türkiye'de mağara çökelleri kullanılarak yayınlanan ve Holosen dönemini kapsayan ilk detaylı paleoiklim çalışması Fleitmann ve diğ. (2009)'nin Sofular Mağarası'nda (Zonguldak) yaptığı çalışmadır. Daha sonra Özbakır (2010) yüksek lisans tezi (yayımlanmamış) kapsamında İncesu Mağarası'nı (Karaman) ve Erkan (2012) doktora tezi (yayımlanmamış) kapsamında Konya Kapalı Havzası'nın Geç Pleyistosen-Holosen dönemi iklim değişimlerini incelemiş, Rowe ve diğ. (2012) ise Karaca Mağarası'ndan (Gümüşhane) elde ettikleri paleoiklim verilerini yayınlamıştır. Türkiye'de buzul kayıtları yardımı ile yapılan Holosen dönemini kapsayan paleo-iklim çalışmaları 2004 yılından bu yana artış göstermiştir (Çiner 2004; Akçar ve Schlüchter 2005; Akçar ve diğ. 2007a, 2007b; Sarıkaya ve diğ. 2008; Zahno ve diğ. 2010). Bin yıl ölçeğinde meydana gelmiş büyük iklim olayları buzullar tarafından düşük çözünürlüklü olarak kaydedilmektedir. Son yıllarda buzul çalışmalarında kullanılan kozmojenik yaşlandırma tekniğinde (¹⁰Be, ²⁶Al ve ³⁶Cl) meydana gelen iyileştirmeler sonucunda daha iyi çözünürlükte yaşlar elde edilmeye başlanmıştır. Ağaç halkaları yardımı ile elde edilen Holosen dönemi paleo-iklim verileri bin yıl ölçeğine kadar değişimleri hassas bir şekilde kaydedebilmektedir. Türkiye'de yapılan ağaç halkaları çalışmalarına dayalı olarak yağışları yeniden kurgulayan ve birkaç yüzyıl ölçeğinde ülkenin çeşitli bölgelerindeki yağış kalibrasyonları için çalışmalar yapılmıştır (Griggs ve Harries, 2007; Akkemik ve diğ., 2008; Hughes ve diğ. 2001; Touchan ve diğ. 2003, 2005 b).



Şekil 8.1 : Türkiye ve yakın çevresinde yapılan geçmiş iklim çalışmaları (Nicoll ve Küçükuysal, 2013'den değiştirilerek hazırlanmıştır). **1- Van Gölü**, Litt ve diğ. 2009; Wick ve diğ. 2003. **2- Konya Havzası**, Fontugne ve diğ. 1999; Roberts ve diğ. 1999. **3- Eski Acıgöl**, Roberts ve diğ. 2011; **3a- İncesu Mağarası**, Özbakır 2010 (yayımlanmamış) **4- Abant Gölü**, Roberts ve diğ. 2011; Bottema ve diğ. 1993/1994 **5-Göhlisar**, Eastwood ve diğ. 1999 **6- Sofular Mağarası**, Fleitmann ve diğ 2009; Göktürk ve diğ. 2011 **6a- Karaca Mağarası**, Rowe ve diğ. 2012 **7- Tenaghi Philippon**, Peyron ve diğ. 2011; Pross ve diğ. 2009 **8- Ioannina**, Frogley ve diğ. 1999 **9- Jeita Mağarası**, Verheyden ve diğ. 2008 **10- Soreq Mağarası**, Bar-Matthews ve diğ. 2003 **11- Zeribar Gölü**, Wasylkova ve diğ. 2006; Stevens ve diğ. 2001 **12-Mirabad Gölü**, Roberts ve diğ. 2011; Stevens ve diğ. 2006 **13-Qunf Mağarası**, Fleitmann ve diğ. 2007 **14- Ölüdeniz Lisan**, Kolodny ve diğ. 2005; Bartov ve diğ. 2003 **15-GeoTüSL 31**, Schmiedl ve diğ. 2010; Abu-Zied ve diğ. 2008 **16- GeoTüSL 112**, Schmiedl ve diğ. 2010; Ehrmann ve diğ. 2007 **17- GeoTüSL114**, Schmidt 2007 **18- GeoTüSL 123**, Schmiedl ve diğ. 2010 **19- GeoTüSL 148**, Schmiedl ve diğ. 2010; Ehrmann ve diğ. 2007 **20- GeoTüSL 52**, Kotthof ve diğ. 2008 **21-LC 21**, Schmiedl ve diğ. 2010; Abu-Zied ve diğ. 2008 **22-LC 31**, Abu-Zied ve diğ. 2008 **23- ODP967**, Emeis ve diğ. 2000 **24-GeoB 7608-1**, Kwiecien ve diğ. 2009; Bahr ve diğ. 2006

Holosen dönemi iklim değişimleri çalışmaları ile ilgili Akdenizde İyon, Ege ve Levanten alt havzalarından elde edilen çok sayıda karot örneği bulunmaktadır. Bu karotlar son buzul maksimumundan (LGM) bu yana iklim değişimleri, derin deniz formasyonu ve bentik ekosistem hakkında önemli bilgiler sunmaktadır. Holosen döneminde batı ve doğu Akdeniz yüzey suyu sıcaklığı 1-2⁰C civarlarında salınım göstermektedir. Bu değişim Kuzey Atlantik Okyanusu'nda gözlenen iklim salınımları ile ilişkilendirilmiştir (Rohling ve diğ., 2009). Ayrıca Müller ve diğ., (2011) Akdeniz bölgesindeki'ndeki geçmiş iklim değişimlerinin Dansgaard-Oeschger iklim değişimleri ve Heinrich olaylarının etkisiyle meydana geldiğini ilişkilendirmiştir. Karadeniz'den alınan karot örnekleri Pleistosen döneminden bugüne kadar olan iklim değişimleri hakkında bilgiler vermiştir (Kwiecien ve diğ., 2009). Elde edilen veriler ışığında bölgenin ana neminin Kuzey Atlantik bölgesinden geldiği ortaya konmuştur.

Tez çalışması kapsamında Dim Mağarası'ndan alınan DİM-1 no'lu dikit örneği üzerinde yapılan duraylı izotop analizleri, 4000 - 4200 yılları ve 8100 - 8300 yılları arasında pozitif değerlere doğru farklılık göstermektedir. Yağış ve bitki örtüsünün azalması olarak yorumlanan bu düşüş 8.2 bin yıl ve 4.2 bin yıl olaylarına karşılık gelmektedir. Holosen İklim Optimumu olarak adlandırılan ve etkileri daha çok Kuzey Yarım Kürede gözlenen ılıman dönem (Petit ve diğ., 1999) DİM-1 dikitinde yağışların ve bitki örtüsünün arttığı 4500-7500 yılları arasında yakalanmıştır (Şekil 8.2). DİM-1 no'lu dikit örneğinden elde edilen izotop analizleri sonucunda yakalanan 8.2 ve 4.2 bin yıl olayları küresel ölçekte gözlenen ve Holosen döneminin en önemli ani iklim değişimleri olarak kabul edilir (Thomas ve diğ., 2007; Daley ve diğ., 2011). Yakın ve Orta Doğu'da bir çok bölgede bu ani iklim değişimleriyle ilişkili deniz yüzeyi sıcaklığının düşmesine bağlı olarak kuraklık gözlenmiştir (Rohling ve diğ., 2009b). Türkiye'deki bazı karasal kayıtlarda 8.2 bin yıl olayının verilerine rastlanırken (Eastwood ve diğ. 1999; Roberts ve diğ. 2011), çoğu çalışmada 4.2 bin yıl olayı verilerine rastlanılmamıştır. Bunun nedeni farklı vekil kayıtlarının korelasyonu, veri kalitesi ve süreklilik problemleridir. Bir başka problem ise yüksek çözünürlüklü olmayan çoklu vekil veriler paleoiklim sinyallerini yakalayamayabilir veya yanlış yansıtılmaktadırlar. Ayrıca kirlenmeler ve oluşum kesiklikleri paleoiklim çalışmalarında gözlenen diğer zorluklardır. Bu gibi problemler Türkiye'de yapılan çoğu paleoiklim çalışmalarında gözlenmektedir.



Şekil 8.2 : Dim Mağarası'ndan örneklenen DİM-1 no'lu dikit örneğinin diğer paleoklim çalışmalarıyla karşılaştırılması. Açık gri renkli alan yağışlı dönemleri göstermektedir. Koyu gri renkli alanlar kurak dönemler olan 4.2 ve 8.2 bin yıl olaylarını göstermektedir. **a)** Dim Mağarası (Alanya-Türkiye), δ¹⁸O ve δ¹³C kayıtları (bu çalışma) **b)** Sofular Mağarası (Zonguldak-Türkiye), δ¹⁸O ve δ¹³C kayıtları (Göktürk ve diğ., 2011) **c)** Eski Acıgöl (Nevşehir-Türkiye), odunkömürü akışı değerleri (Turner ve diğ., 2008) **d)** Van Gölü (Van-Türkiye), antepfıstığı poleni yüzde kayıtları (Wick et al., 2003) **e)** Geo-Tü karotu (Kuzey Ege Denizi), yaprak döken polen yüzde kayıtları (Kotthof ve diğ., 2008) **f)** Soreq Mağarası (İsrail), δ¹⁸O ve δ¹³C kayıtları (Bar-Matthews, 2003) **g)** Qunf Mağarası (Umman), δ¹⁸O kayıtları (Fleitmann ve diğ., 2007)

Ülkemizdeki karasal kayıtlar kullanılarak yapılan paleoiklim çalışmalarının çoğu düşük çözünürlüklüdür ve kısa dönemleri kapsamaktadır. Ayrıca Türkiye'nin iklimini kontrol eden faktörlerin çok sayıda olması, ve ani iklim değişimlerinin yaklaşık 100 yıl gibi dar bir zaman aralığını kapsamamasından dolayı küresel ölçekte gözlenen iklim değişimleri gözlenilmeyebilmektedir (Nicoll ve Küçükuysal, 2013).

Sofular Mağara kayıtlarında 8.2 ve 4.2 kurak dönemleri tam olarak yakalanamamıştır. Buna karşılık 9.6 ve 5.4 bin yıl önce yağışlı bir iklimin sürdüğü kaydedilmiştir. Soreq Mağarası'ndan alınan dikit örnekleri üzerinde yapılan çalışmalarda ise 9.5 ve 7.5 ayrıca 7.3 ile 4.5 bin yıl önce ^{18}O oranındaki azalma ve ^{13}C değerlerindeki zenginleşme nedeniyle yağış miktarında büyük bir artış olduğu gözlenmiştir. Aynı dönemlerde gözlenen bu yağışlardaki artış diğer bir değişle yağışlı dönem Kuzey Ege Denizi'nden alınan karotlarda yapılan çalışmada da gözlenmiştir. Aşırı yağışların etkisiyle Nil Nehri'nin Akdenize çok fazla tatlı su taşıması ^{18}O değerinin daha negatif değerlere doğru sıçramasına neden olmuştur (Marino ve diğ., 2009). Bu dönemde kuvvetli musonların yaşandığı yağışlı periyot, Qunf Mağarası kayıtlarından elde edilen düşük ^{18}O değerlerinde izlenmiştir. Bu yağışlı dönem 8.2 bin yıl önce fark edilir bir biçimde değişmiştir. DİM-1 dikit örneğindeki ^{18}O oranında ki artış ile örtüşen Soreq Mağarası, yaprak döken ve antepfıstığı polen yüzdesindeki düşüş, göreceli olarak orman yangınlarının artması, Asya musonlarının zayıflaması bölgenin kurak bir dönem yaşadığını göstermektedir. Sofular Mağarası'nda yapılan çalışmada ^{18}O değerlerinde 8.2 bin yıl önce belirgin bir fark gözlenilmemesine karşın dikit büyüme hızındaki yavaşlama nispeten kurak bir dönem olarak yorumlanmıştır. DİM-1 örneğinde daha ılıman ve yağışlı dönem olarak gözükken ~5.2 bin yıl önce Eski Acıgöl örneklerinde orman yangınlarının artması ve Van Gölü örneklerinde antepfıstığı poleni yüzdelilerindeki düşüş dikkat çekmektedir.

DİM-1 örneğinde 8.2 bin yıl olayının ~200 yıl sürdüğü saptanmıştır. Grönland buzul karotlarından elde edilen verilerde ise günümüzden önce 8200 yıl önce gözlenen ani iklim değişim olayının 160 yıldan daha kısa sürdüğü ortaya konulmuştur (Thomas ve diğ., 2007). Ayrıca Çin ve Umman'dan örneklenen dikitler üzerinde yapılan oksijen izotop kayıtları 8210 yıl önce başlayan zayıf yaz muson dönemlerini ortaya çıkarmıştır. Aynı durumun tam tersi olarak Doğu Brezilya'dan elde edilen dikitlerde Güney Amerika Muson döneminin 8.2 bin yıl önce yoğunlaşması olarak

gözlenmiştir. Araştırmalarda elde edilen bu kayıtlar, 8.2 bin yıl önce gözlenen olayın küresel ölçekte olduğunu ortaya koymuştur. Buna karşılık son zamanlarda yapılan modellemeler sonucunda 8.2 bin yıl olayının, Kuzey Amerika'da bulunan büyük bir buzul gölünün Atlantik Okyanusuna drene olmasıyla birlikte tetiklenen Atlantik Meridyensel Dönme Sirkülasyonun (Atlantic Meridional Overturning Circulation) da meydana gelen değişimle ilişkilendirilmiştir. Bu da, Kuzey Atlantik iklimini ve Tropik Yakınsama Kuşağı'nın enlemsel konumunu etkilemiş ve bunun sonucu olarak düşük enlemlerde muson yağışları gözlenmiştir (Cheng ve diğ., 2009).

Karadeniz sahilinde yeralan Sofular Mağarası'ndan elde edilen dikitler üzerinde yapılan yüksek çözünürlüklü paleoiklim çalışmalarında 8.2 bin yıl iklim olayı tam olarak yakalanamaması, bölgenin denizel ve orografik etkilerden etkilendiği şeklinde açıklanmıştır (Göktürk ve diğ., 2011). Bu nedenle Karadeniz Bölgesi'nden elde edilen ve göreceli olarak daha uzun dönemleri kapsayan yüksek çözünürlüklü speleotem çalışmaları Türkiye paleoiklimi hakkında önemli bilgiler sunmasına karşın (Fleitmann ve diğ., 2009; Jex ve diğ., 2010; Göktürk ve diğ., 2011) Türkiye'nin ana nem kaynağı konumunda olan Akdeniz Bölgesi'nden elde edilen yüksek çözünürlüklü speleotem kayıtlarına ihtiyaç duyulmaktadır.

Özbakır (2010-yayımlanmamış) Karaman İli Taşkale ilçesinde yer alan İncesu Mağarasından alınan dikit üzerinde yaptığı duraylı izotop analizlerinde G.Ö. 8200 ve G.Ö. 4200 yıl olaylarını yakalamıştır. Araştırmacı özellikle $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin zenginleşmesine dayanarak 8.2 bin yıl önce ani bir iklim değişimiyle bölgenin soğuduğunu belirtmiştir. 4.2 bin yıl önce ise bölgede daha kurak bir iklimin hüküm sürdüğünü belirtmiştir.

DİM-1 dikitinde 4000-4200 yıl önce ani bir soğuma kaydedilmiştir. Yağış ve bitki örtüsünün azaldığı bu aralık, Holosen döneminde rastlanılan diğer bir önemli ani iklim değişimi olayı olan 4.2 bin yıl olayıdır. 4.2 bin yıl olayı küresel ölçekte 8.2 bin yıl olayına göre daha zayıf olarak gözlenmektedir. Fakat bu dönem, Orta Doğu ve Doğu Akdeniz bölgelerindeki medeniyetlerin gerilemesi ve çöküşüyle ilişkilendirilmesi nedeniyle önemlidir. Cullen ve deMonecal., (2000)'nin yaptığı çalışmada 4200 yıl önce gerçekleşen ani iklim değişim olayını, Akad İmparatorluğu'nun çöküşüyle ilişkilendirmiştir. Bu nedenle 4.2 bin yıl olayı Doğu Akdeniz Bölgesi'nde daha fazla dikkat çekmiştir. Araştırmacı, Umman Körfezi'nde yaptığı çalışmada 4200 yıl önce çökemiş denizel tortullarda ani bir dolomit tozu

artışı gözlemlenmiştir. Mezopotamya'dan gelen rüzgarlarla taşınmış dolomit tozları nedeniyle bölgede o yıllarda kurak bir iklimin hüküm sürdüğünü belirtmiştir. Kuzeydoğu Afrika ve Güneybatı Asya'da gözlenen bu şiddetli kurak dönemin antik uygarlıkların büyük oranda gerilemesine ve çökmesine neden olduğunu ortaya koymuştur.

Drysdale ve diğ., (2007) nin Orta-Batı İtalya Alplerinden alınan akmataş üzerinde yaptıkları çalışmada duraylı izotop, iz element verilerinde dayanarak 4200 yıl önce kurak iklim dönemi gözlemlendiği ortaya koymuştur. Ayrıca Booth ve diğ. (2005)'nin yaptıkları çalışmada 4.1 ve 4.3 bin yıl önce Kuzey Amerika'nın kıta içinde çok büyük kuraklıkların yaşandığını belirtmiş ve yaşanan bu kuraklığın aynı dönemlerde Orta Doğu'da ve kısmen Afrika ve Asya'da gözlenen kurak dönemle eşleştiğine dikkat çekmişlerdir. Bunun gibi Dünyanın farklı bölgelerinde yapılan çalışmalarda (Bar-Matthewss ve diğ., 1997; Staubwasser ve diğ., 2003; Arz ve diğ., 2006; Parker ve diğ., 2006) kurak dönem olarak gözlenen 4.2 bin yıl olayı bu iklim değişiminin küresel ölçekte yaşandığını göstermektedir. DİM-1 no'lu dikit örneğinde kesin olarak kaydedilen 4.2 bin yıl olayı, Özbakır'ın (2000) yüksek lisans tezi dışında Türkiye'de yapılan diğer paleoiklim çalışmalarında bugüne kadar hiç kaydedilmemiştir (Nicoll ve Küçükkuysal, 2013).

DİM-1 no'lu dikit örneğinde 4500-7500 yılları arasında gözlenen yağışlı dönem küresel ölçekte gözlenen ılıman bir dönem olan "Holosen İklim Optimumu" na karşılık gelmektedir. Yüksek enlemlerde daha fazla hissedilen bu ılıman ve yağışlı dönem Güney Avrupa'ya oranla Kuzeybatı Avrupa'da daha etkili olmuştur (Davis ve diğ., 2003). Harrison ve diğ., (1996)'nin Avrasya'da göl seviyelerinin değişimleri ile ilgili yaptıkları çalışmada, bölgenin G.Ö 5000 ile 6000 yılları arasında daha nemli olduğunu ve günümüzde büyük bir bölümü çöl olan Orta Asya'nın bahsedilen dönemlerde bitki örtüsü ile kaplı olduğunu ortaya koymuşlardır. DİM-1 dikit örneğinde belirgin olarak gözlenen duraylı izotop değerlerindeki düşüş, Holosen İklim Optimumu'nun Doğu Akdeniz ve Anadolu'da ılıman ve yağışlı bir iklimin hüküm sürdüğünü göstermektedir.

8.2 Orta-Geç Pleistosen

8.2.1 Deniz İzotop Katı 7-6 (MIS 7-6)

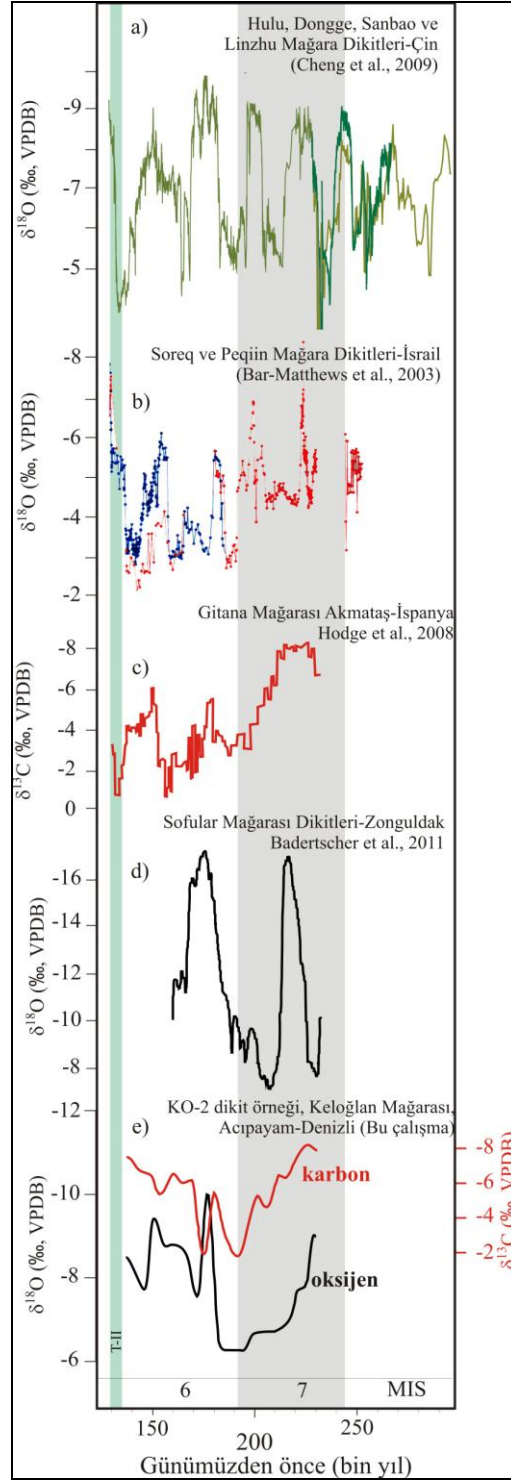
Pleistosen dönemi, genel olarak dünyanın yörüngesinde meydana gelen değişimler tarafından kontrol edilen ve tekrarlanan buzul ve buzullararası dönemler olarak karakterize edilir (Imbrie ve diğ., 1993). İnsanoğlunun olumsuz etkilerinin gözlenmediği geçmiş ılıman dönemlerde meydana gelen iklim değişimlerini çalışmak gelecekte çevremizde meydana gelebilecek değişimleri anlayabilmek açısından oldukça önemlidir. Buzul-buzullararası ve buzullararası-buzul dönemler arasındaki geçişler genellikle ani ve büyük ölçekli iklim değişimleri şeklinde geliştiğinden, dünyamızın ilkim tarihi için anahtar dönemlerdir. Daha güncel buzul gerilemeleri (20-10 bin yıl) üzerine yapılan araştırmalar, buzul dönemde meydana gelmiş çevresel değişimler ve yarıküredeki iklim değişim zamanları hakkında önemli veriler sağlamıştır (Lea ve diğ., 2003; Nakagawa ve diğ., 2003). Diğer taraftan buzullararası dönemlerin nasıl ve neden sonlandığı hakkında bilgi verebilecek olan buzullararası-buzul dönem geçişleri daha az çalışılmıştır. Dünyamızın yörünge durumu değişimini göz önüne alırsak, günümüze en yakın buzullararası dönemi Deniz İzotop Katı 11(MIS11,424-374 bin yıl önce) dönemidir (Berger ve Loutre, 2003). Fakat MIS11 dönemine ait iyi yaşlandırılmış örneklerin azlığı nedeniyle buzullararası-buzul dönem geçişlerini ilgilendiren birçok çalışma MIS7 (243-191 bin yıl önce) ve MIS5e-d (130-109 bin yıl önce) dönemi üzerine yoğunlaşmıştır. MIS7 dönemini konu alan paleoiklim çalışmaları göreceli olarak MIS5 ve daha genç buzul gerilemelerini konu alan paleoiklim çalışmalarına göre daha az sayıdadır. Bunun nedeni olarak MIS7 örneklerinin daha yaşlı olmasından dolayı korunmuş örnek bulma problemi ve mevcut örneklerin kirliliği nedeniyle aletsel analizlerin yapılmasındaki güçlük olarak söylenebilir.

Keloğlan Mağarası'dan örneklenen KO-2 no'lu dikit örneği bir önceki buzul ve buzullararası dönem olan MIS6 (130-190 bin yıl önce) ve MIS7 (190-240 bin yıl önce) dönemini kapsamaktadır. Türkiye genelinde ve özellikle Güneybatı Anadolu MIS7 ve MIS6 dönemini konu alan yüksek çözünürlüklü herhangi bir iklim çalışması olmadığı için KO-2 örneği Güneybatı Anadolu ve civarında o dönemlerde gözlenen iklim değişimlerini yansıtmaması açısından oldukça önemlidir (Şekil 8.3).

KO-2 dikit örneği MIS 7 d-e döneminde ^{18}O ve ^{13}C dönemindeki zenginleşme 220 ile 240 bin yıl aralığında bölgenin ılıman ve yağışlı bir dönemin hüküm sürdüğü anlaşılmaktadır. Benzer durum, Dutton ve diğ., (2009) Orta Batı İtalya kıyı kesiminde bulunan Argentarola Mağarası'ndan aldıkları dikit örneği üzerinde yaptıkları çalışmada MIS 7c ve MIS 7e dönemlerinde deniz seviyesinin günümüzden daha yüksek olduğunu şeklinde gözlenmiştir. Günümüz deniz seviyesinin 18 ile 21 metre altında örnekledikleri denizaltı dikit numuneleri Akdeniz deniz seviyeleri değişimi hakkında önemli bilgiler vermiştir. Dikit örneklerinde, denizin yükselmesi ile gözlenen serpulit parçalarından oluşan (serpulid worm calcite) biyolojik laminalar ve denizin gerilemesiyle oluşan inorganik spelean kalsit laminalarının detaylı U-Th yaşlandırmaları Akdenizin 197 ve 235 bin yıl önce günümüzden daha yüksek olduğunu göstermiştir. Bu deniz seviyelerinde ki yükselme Maksimum Kuzey Yarımküre güneşlenme dönemi ile tam olarak eşleşmektedir. Ayrıca Gitana Mağarası dikitleri üzerinde yapılan çalışmalarda MIS 7c döneminde meydana gelen ^{13}C izotop sonuçlarındaki ani artış bölgenin aniden ısındığını ve daha ılıman koşullara sahip olduğunu göstermektedir. İliman koşulların hakim olduğu bu dönem bir sonraki buzullararası dönem olan Eemian dönemi (MIS 5d-5c) ile benzerlik göstermektedir (Hodge ve diğ., 2008). Tzedakis (2005)'in yaptığı çalışmada MIS 7c ve 7e dönemlerinin MIS 7a'ya göre Güney Akdeniz'in daha fazla ormanla kaplı olduğunu belirtmiştir. Bard ve diğ., (2002) ise MIS 7c döneminde deniz seviyesinin MIS 7 döneminde en üst noktaya çıktığını belirtmiş ve dönemin daha stabil olduğundan bahsetmiştir. Aynı ılıman koşulların Soreq Mağarası dikitlerinde yapılan çalışmalarda rastlanması (Bar-Matthews ve diğ., 2003) bu ılıman dönemin Akdenizin geneline hakim olduğu değerlendirilebilir. KO-2 örneğinde ^{18}O izotop oranlarında en belirgin düşüş MIS 6 dönemi sonu, MIS 7a dönemlerinde gözlenmiştir. Diğer dikit çalışmalarıyla örtüşen izotop sonuçları bölgenin en kurak dönemini temsil etmektedir.

Karadeniz kıyısında yeralan Sofular Mağarası'ndan (Zonguldak-Türkiye) alınan dikit örnekleri üzerinde yapılan geçmiş iklim çalışmalarında Karadeniz ve çevresinin paleoiklimi hakkında çok önemli bilgiler elde edilmiştir. Günümüzde Karadeniz'in hidrolojisi genel olarak Avrasya kaynaklı büyük nehirler ve Akdeniz ile İstanbul Boğazı yoluyla gerçekleşen su değişimi kaynaklıdır. Badertscher ve diğ. (2011) yaptıkları çalışmada Karadeniz'in bu hidrolojik döngüsünün iklim değişimleri

nedeniyle sürekli değiştiğini, MIS 16 döneminden (~650 bin yıl önce) günümüze boğaz yoluyla gerçekteşen su alışverişinin 12 defa kesintiye uğradığını ortaya koymuşlardır. MIS 6 döneminin Geç Saaliyen fazını kapsayan aralığında (140-180 bin yıl önce) dünya aşırı bir soğuma ile karşı karşıya kalmıştır. Son Buzul Maksimumundan %56 daha fazla buz kütlesinin dünyayı kapladığı ortaya konulmuştur (Svendsen ve diğ., 2004). Bu aşırı soğuk dönemde, buzul hacminin artışı bunun sonucunda deniz seviyesindeki düşüş nedeniyle Karadeniz ile Akdeniz arasındaki bağlantının koptuğu, Karadenizin Hazar Denizinden beslendiği ortaya konulmuştur (Badertscher ve diğ., 2011). Sofular Mağarası örneklerinde gözlenen bu aşırı kurak dönem KO-2 dikit örneğinde gözlenmese de, bahsedilen etkili soğuk ve kurak dönem ¹³C izotop oranlarındaki artış ile 170 bin yıl önce Güneybatı Anadolu'da etkili olduğu söylenebilir. MIS 6 döneminde Kuzey Yarımkürede iklimi kontrol eden ana faktör Atlantik Okyanusu'nda meydana gelen değişimlerdir (Hodge ve diğ., 2008). KO-2 dikit örneğindeki ¹⁸O değişimleri, Güneybatı Anadolu'da MIS 7 dönemi başı ve MIS 6 dönemi sonu genelinde kurak ve soğuk bir dönemin egemen olduğunu göstermektedir. Bu kurak ve soğuk olan MIS 6 buzul dönemi özellikle ~180 bin yıl aralığında ara bir ılıman dönem ile kesilmiştir. Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 dikit örneğinde yakalanan bu ılıman ve yağışlı aralık daha düşük çözünlüklü olan derin deniz çökelleri yardımıyla yapılan deniz yüzeyi sıcaklık değişimlerinde yakalanamamıştır. Ayrıca KO-2 dikit örneğinde gözlenen MIS 6.5 ılıman dönemi, Gitana Mağarası, Soreq Mağarası ve Sanbao Mağarası analizleri ile eşleşmektedir. Çin de bulunan Sanbao Mağarası'nda MIS 6.5 döneminde gözlenen ılıman iklim özelliklerinin Tropikal ve Suptropikal Musonların Kuzey Yarımkürede meydana gelen iklim değişimleriyle ilişkili olduğu ve Asya Muson ikliminin Atlantik Okyanusu tarafından kontrol edildiğini göstermektedir (Wang ve diğ., 2008). Güneybatı Anadolu ve Doğu Akdeniz de ise MIS 6.5 dönemi boyunca Atlantik Okyanusu kökenli yağışların hakim olduğu söylenebilir. KO-2 örneğinde 150 bin yıl önce gözlenen ¹⁸O değerlerindeki artış Soreq Mağarası analizleriyle eşleşmektedir. Ayrıca Tzedakis ve diğ., (2003) yaptığı çalışmada Kuzey Yunanistan'ın 150 bin yıl önce arboreal polenlerinde artış gözlemiştir. Bu da bölgenin tekrar ılıman ve yağışlı bir döneme girdiğini göstermektedir.



Şekil 8.3 : Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 dikit örneğinin diğer paleoiklim çalışmalarlarıyla karşılaştırılması. MIS dönemleri Lisiecki ve Raymo 2005'den alınmıştır. **a)** Hulu, Dongge, Sanbao, Linzhu Mağaraları'ndan (Çin) alınan dikit örnekleri, Cheng ve diğ., 2009. **b)** Soreq ve Peqiin Mağaraları'ndan (İsrail) alınan dikit örnekleri, Bar-Matthews ve diğ., 2003. **c)** Gitana Mağarası'ndan (İspanya) alınan akmataş örneği, Hodge ve diğ., 2008. **d)** Sofular Mağarası'ndan (Zonguldak-Türkiye) alınan dikit örnekleri, Badertscher ve diğ., 2011. **e)** Keloğlan Mağarası'ndan (Denizli-Türkiye) alınan dikit örneği, bu çalışma.

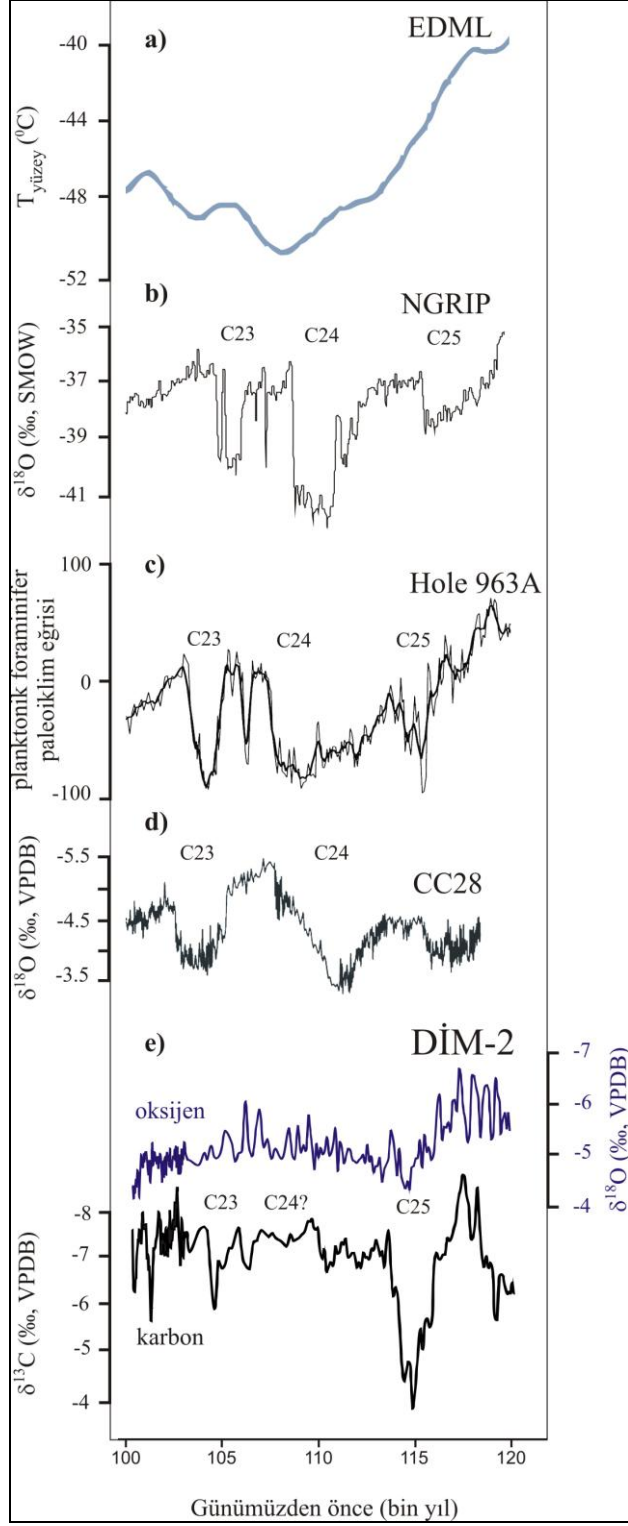
8.2.2 Deniz İzotop Katı 5e-d (MIS 5e-d Eemian Dönemi)

Eemian dönemi yaklaşık olarak 10 bin yıllık bir dönemdir ve günümüzden 128 bin ile 116 bin yılları arasına karşılık gelir (Marine Isotope Stage 5e). Eemian dönemi vejetasyon bakımından Holosen dönemiyle benzer özellikler gösterir. Bu bağlamda Eemian dönemini incelemek (MIS5d-MIS5e) insanın çevre üzerindeki etkisini belirleyebilmek, gelecek iklim ve çevre değişim senaryoları üretebilmek açısından önemlidir. Holosen dönemine göre Eemian döneminde incelenebilecek çökellerinin azlığı ve bu çökellerin göreceli olarak daha kötü korunmuş olması nedeniyle Eemian dönemini ayrıntılı olarak çalışmak güçleşmektedir. Bundan dolayı mağaralarda iyi korunmuş ve kesin olarak yaşlandırılabilen mağara çökelleri, Eemian dönemini de içine alan MIS 5 dönemini yüksek çözünürlükte çalışabilmek için eşsiz imkanlar sunar.

Son buzul ve buzullararası dönemi kapsayan Avrupa polen kayıtlarında ara buzul (interstadial) ve buzul dönemlerin (glacial), daha ılıman buzullararası (interglacial) dönemlere göre vejetasyon ve iklim değişimlerinin daha keskin ve sık aralıklarla oluştuğunu göstermektedir (Sanchez-Goni ve diğ., 1999; Sanchez-Goni ve diğ., 2005 Tzedakis, 1993). Cheddadi ve diğ., (1998) Eemian dönemini genel olarak durağan bir dönem olarak kabul etmiştir. Fransa’da yapılan bir çalışmada (Rousseau ve diğ., 2006), buzul ve buzullararası dönemi kapsayan polen kayıtlarından elde edilen verilere göre yeniden kurgulanan iklim modelinde Eemian dönemiyle ilgili daha önce elde edilen iklim kayıtları desteklenmektedir. Bu çalışmada sadece yağış rejiminde meydana gelen değişimlerin kuzey enlemlerdeki buz birikmesini açıklayabileceği ve bir sonraki buzul dönemi başlatabileceği öngörülmüştür. Ayrıca okyanus dip çökelleri ve buzul karotlarından elde edilen kayıtlar (Jouzel ve diğ., 2002) son buzul dönemin göreceli olarak durağan olduğunu göstermiştir. 1993 yılında GRIP projesinde çalışan bilim adamları Grönland buzul karotlarından elde edilen oksijen izotop ve kimyasal bileşim verilerinde “deniz izotop katı 5e” (Eemian) döneminde büyük değişimlere rastlamışlardır. Bu değişimler (kaymalar) atmosferik ve iklim değişimleriyle ilişkilendirilmiştir. Dansgaard ve diğ., (1993) yaptığı çalışmada; “Holosen dönemi dışında Eemian dönemini de kapsayan ve yaklaşık 230000 yıllık bir dönem boyunca Kuzey Atlantik ikliminde sürekli kararsızlık egemendir” sonucuna varmıştır. Bu keşiften sonra Eemian dönemi iklim değişimlerini yeniden kurgulayabilmek için daha detaylı iklim çalışmaları

başlamıştır. Eemian olarak da adlandırılan son buzullararası dönem, günümüz buzullararası dönemle yakın benzerlik göstermektedir (Adams ve diğ., 1999). Her iki dönemde deniz yüzeyi sıcaklıkları benzerlik gösterirken, Eemian döneminde deniz seviyesi günümüzden biraz daha yüksektir (Doğan ve diğ., 2011).

Eemian buzullararası dönemi veya bir başka deyişle Deniz İzotop Katı (MIS) 5e, Sarnthein ve Tiedemann (1990); Imbrie ve diğ., (1993)'nin derin deniz çökellerinde yaptıkları çalışmalara ve Szabo ve diğ., (1994); Stirling ve diğ., (1995); Slowey ve diğ., (1996)'nin mercanlarda yaptıkları çalışmalara göre 132 bin yıl; Vostok buzul karotuna göre ise 134 bin yıl (Jouzel ve diğ., 2002); Devils Hole Mağarası'ndan elde edilen mağara çökelleri verilerine (Winograd ve diğ., 1992) göre ise 140 bin yıl önce ılıman bir faz ile başlamış ve dünyamız aşırı buzul döneminden çıkarak günümüz ılıman koşullarına ulaşmıştır (Frenzel ve diğ., 1992). Doktora tez çalışması kapsamında Dim Mağarası'ndan örneklenen DİM-2 no'lu dikit örneğinde karbon (^{13}C) ve oksijen (^{18}O) izotop oranları 118 bin yıl önce en yüksek değerlere çıkmıştır. Bu aralık Güneybatı Anadolu'da MIS5e döneminin en yağışlı ve ılıman dönemidir. Eemian dönemi sonu diğeri bir deyişle MIS 5e-5d geçişi, DİM-2 dikit örneğinde oksijen ve karbon izotoplarında belirgin bir düşüşle izlenmektedir. Bu düşüş 114 bin yıl öncesine karşılık gelir ve Güneybatı Anadolu'da Eemian ılıman dönemi bu tarihte sona ermiştir (Şekil 8.4) ve Kuzey Atlantik bentik foraminifer kayıtları (Shackleton ve diğ., 2003) ve Orta Avrupa polen kayıtlarıyla örtüşmektedir (Rousseau ve diğ., 2006). Tzedakis (2003) Yunanistan'da polenler üzerine yaptığı çalışmaya göre Eemian dönemi 110 bin yıl önce, Drysdale ve diğ., (2007) İtalya'da Antro del Corchia Mağarası'ndan alınan dikit örneği üzerine yaptığı çalışmada ise 112 bin yıl önce sona ermiştir.



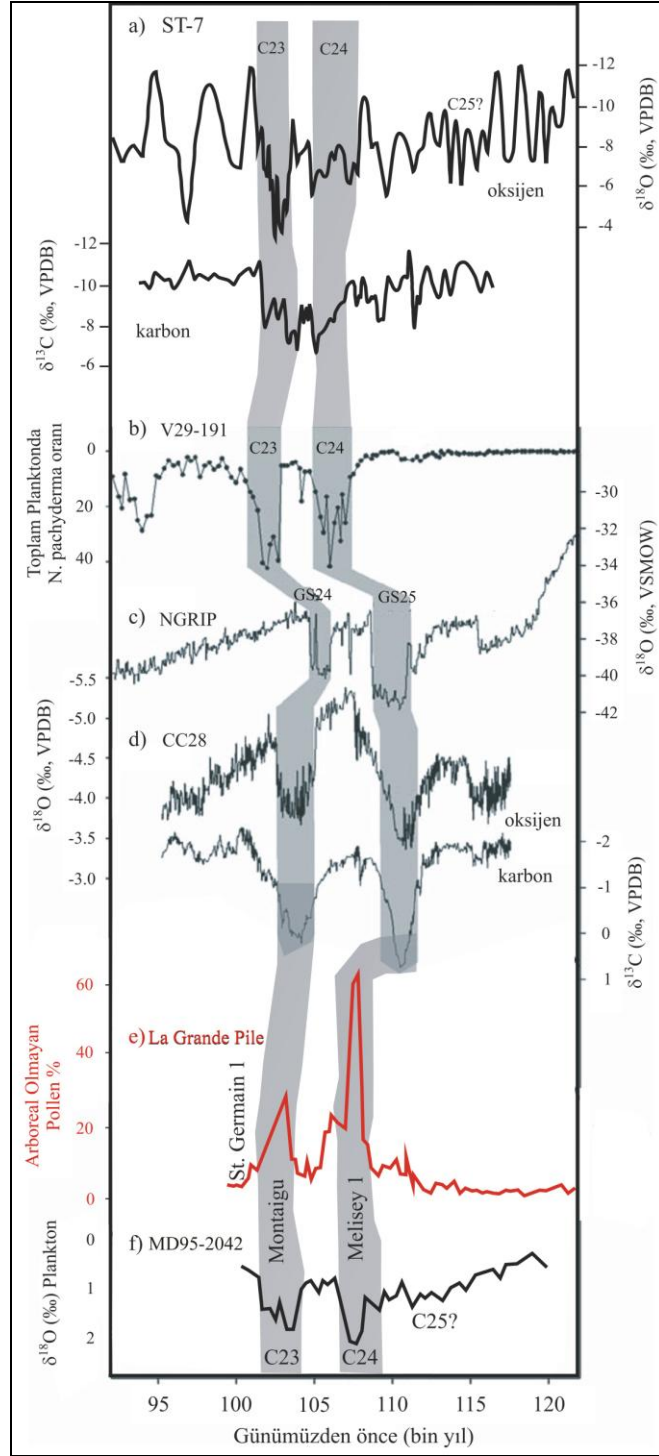
Şekil 8.4 : Dim Mağarası'ndan örneklenen DİM-2 no'lu dikit örneğinin diğer paleoiklim çalışmalarıyla karşılaştırılması **a)** EDML buzul karot örneği (Antartika), EPICA Proje Çalışanları, 2006. **b)** NGRIP buzul karot örneği (Grönland), NGRIP Çalışanları, 2004. **c)** HOLE 963A derin deniz karotu (Sicilya), Sprovieri ve diğ., 2006. **d)** Antro del Corchia Mağarası'ndan (İtalya) alınan dikit örnekleri, Drysdale ve diğ., 2007. **e)** "DİM-2" Dim Mağarası'ndan (Alanya-Türkiye) alınan dikit örneği, bu çalışma

Tzedakis (2003) Güney Avrupa'da ılıman iklimin Eemian döneminde sonlanmadığını ve MIS5d denizel izotop katına kadar devam ettiğini öne sürmüştür. Batı ve Doğu Akdeniz'i ayıran aynı zamanda Batı ve Doğu Akdeniz'in özelliklerini taşıyan Sicilya Boğazı'nda derin deniz çökelleri üzerinde yapılan çalışma (Sprovieri ve diğ., 2006) 80 yıl gibi bir çözünürlüğü sahiptir. Bu çalışmada planktonik foraminifer oranlarına bakılarak MIS6-5 geçişi ve MIS5 döneminde gözlenen soğuk ara dönemler (C25-C19) verilmiştir. Bu çalışmada Orta ve doğu Akdeniz Eemian ılıman dönemi sonu C25 ara soğuma olayı, DİM-2 no'lu dikit örneği ile örtüşmektedir. Antartika'da gerçekleştirilen EPICA buzul karotlarındaki değişimlerin Kuzey Atlantik kayıtları ile örtüşmesi küresel olarak iklim değişimlerinde Kuzey Atlantik Dolaşımının etkili olduğunu göstermektedir (Şekil 8.4)

8.2.3 Deniz İzotop Katı 5d-c (MIS 5d-c)

Eemian döneminin sona ermesinden sonra ani ve kısa zaman aralığında gelişmiş birçok iklim olayları gözlenmiş (Dansgaard ve diğ., 1993) ve en çok Kuzey Atlantik bölgesi bu iklim değişimlerinden etkilenmiştir (Bond ve diğ., 1992; 1993). Derin deniz çökelleri, buzul karotları ve karasal kayıtlar yardımı ile yapılan paleoiklim çalışmalarında Geç Pleistosen ve Holosen döneminde meydana gelen iklim değişimleri dünyanın yörüngesinde meydana gelen değişimlerle açıklanamayacak kadar hızlı gelişmiştir (Sprovieri ve diğ., 2006). Fitzsimmons ve diğ., (2012) Orta ve Alt Tuna (Orta Avrupa) Havzası'naki "lös" ler üzerinde yaptığı paleoortam çalışmasında MIS5 buzullararası dönemin Holosen döneminden bu yana en ılıman dönem olduğunu ve MIS 5 döneminin önemli ölçüde lös birikimi artışı gözlenen MIS4 ile devam ettiğini ve bu artışın muhtemelen Kuzey Atlantik Dolaşımı ile ilişkili olabileceğini ortaya koymuştur. Ayrıca bölgedeki MIS 5 paleosol birimlerinin Çin ve Asya lösleriyle korelasyon göstermesini (Sun ve diğ.,2006; Machalett ve diğ., 2008) bölge iklimi ile Asya Muson iklimi arasındaki bağlantı (Stevens ve diğ., 2011) ilişkilendirmiştir. Kuzey Atlantik yüksek enlemlerinde yapılan okyanus ve buzul karotları üzerinde yapılan araştırmalar MIS-5 döneminin durağan olmadığını göstermiştir (McManus ve diğ., 1994; Chapman ve Shackleton 1999; NGRIP 2004). Kuzey Grönland Buzul Karotu Projesi (NGRIP, 2004)'nden alınan buzul karotları, McManus ve diğ. (1994)'un Kuzey Atlantik subpolar okyanus karotları üzerinde yaptığı çalışmada ilk bulgularını ortaya koyduğu MIS 5d-5c (C23 ve C24 arabuzul dönemler) ara soğuk dönemleri doğrulamıştır. Bu soğuk dönemler Kuzey Atlantik

dolaşımında meydana gelen büyük kesintilerle ilişkilendirilmiştir (Heusser ve Oppo, 2003; Lehman ve diğ., 2002). Karasal kayıtlarda ise Eemian dönemi sonrasında, göreceli olarak üç kısa iklim olayı (Melisey I-ara buzul dönem, St. Germain I-ara buzullararası dönem ve Montaigu-ara buzul dönem) gerçekleşmiştir. Melisey I soğuk ara dönemi (stadial) Kuzey Atlantik Soğuma olayı C24 ile eşleşirken, Montaigu soğuk ara dönemi ise Kuzey Atlantik C23 olayına karşılık gelmektedir (McManus ve diğ., 2002; Kukla ve diğ., 2002). Montaigu, diğer bir deyişle C23 soğuma olayı Güney ve Orta Avrupa'da yapılan paleoiklim çalışmalarında step bitki örtüsü polen kayıtları olarak karakterize edilmiştir (Sanchez Goni ve diğ., 1999). Melisey I, diğer bir deyişle C24 soğuma olayı MIS5d döneminin sonunda gerçekleşirken (Sanchez Goni, 2005), C23 soğuma olayı MIS5c döneminin başında gerçekleşmiştir (Heusser ve Oppo, 2003; NGRIP üyeleri, 2004; Sprovieri ve diğ., 2006). Rousseau ve diğ.,'nin (2006) La Grande Pile (Fransa) karot örneği üzerine yaptıkları çalışmada St Germain I ılıman ara döneminin (interstadial) 107-103.5 bin yıl önce aralığında gerçekleştiğini ve inceledikleri karot örneklerinde yaprak döken ağaç polenlerinde %43 ile % 63 arasında artış gözlemişlerdir. Bu ılıman dönemi Montaigu soğuma olayı izlemiştir ve yaklaşık 103 bin yıl önce gerçekleşmiştir. Araştırmacı ayrıca Melisey I soğuk ara döneminin 107 bin yıl önce gerçekleştiğini ve yağışlarda ki aşırı azalma nedeniyle Orta Avrupa'da bitki örtüsünün değiştiğini belirtmiştir. Drysdale (2007) İtalya'da dikitler üzerinde yaptığı çalışmada C23 soğuma olayının 105.1 ile 102.6 bin yıl önce aralığında gerçekleştiğini ortaya koymuştur. Doktora tez çalışması kapsamında Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST-7 no'lu dikit örneği üzerinde yapılan çevresel ¹⁸O izotop analizleri sonucunda C23 ara buzul döneminin 103.4 ile 101.3 bin yıl önce aralığında gerçekleştiği ortaya çıkmıştır. Orta Avrupa polen örnekleri ve Sicilya (İtalya) açıklarında alınan derin deniz karot örnekleri sonuçları ile örtüşen ST-7 dikit örneği sonuçları, C23 ara buzul dönemde Kuzey Atlantik Okyanusu Dolaşımı'nda meydana gelen değişimlerin Güneybatı Anadolu'da yaklaşık 2000 bin yıllık bir kurak döneme neden olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır (şekil 7.5).



Şekil 8.5 : Sırtlanini Mağarası'ndan örneklenen ST-7 no'lu dikit örneğinin diğer paleoiklim çalışmalarıyla karşılaştırılması **a)** “ST-7” Sırtlanini Mağarası'ndan (Karacasu-Aydın) alınan dikit örneği, bu çalışma. **b)** V29-191 denizel karot örneği (Batı İngiltere-Atlantik Okyanusu), McManus ve diğ., 1994. **c)** Buzul karot örneği (Grönland), NGRIP Çalışanları, 2004. **d)** Antro del Corchia Mağarası'ndan (İtalya) alınan dikit örnekleri, Drysdale ve diğ., 2007. **e)** La Grande Pile karasal karot örneği (Fransa), Rousseau ve diğ., 2006. **f)** MD95-2042 denizel karot örneği (Güneybatı İspanya-Atlantik Okyanusu), Sanchez-Goni ve diğ., 2005.

9. SONUÇLAR

Aydın İli'nin Karacasu İlçesine bağlı Çamarası Köyü sınırları içerisinde yer alan Sırtlanini Mağarası'nda oluşumunu ve gelişimini tamamlamış iki farklı seviye gözlenmiştir. Her iki seviyede vadoz zonda yer almaktadır. Yağışlı mevsimlerde mağara içinde damlayan sular gözlenmesine karşın, kurak aylarda damlama tamamen kesilir. Toplam uzunluğu 420 metre olarak olan mağaranın girişe göre en derin yeri -43 metre, en yüksek yeri ise +27 metre ölçülmüştür. Nefes alan mağaralar sınıfına giren Sırtlanini Mağarası'nda yaz aylarına göre kış aylarında mağara içi daha temiz havaya sahiptir. Sırtlanini Mağarası'nın yıllık ortalama sıcaklığı 16-18 °C arasında değişmektedir ve dikit örneklemelerinin yapıldığı noktalarda bağıl nem oranı %95-%99 arasında değişmektedir. Ayrıca mağarada yarasa, farklı örümcek türleri, solucanlar gibi canlı yaşamına da rastlanmıştır ve mağara tabanında bol miktarda kemik ve diş kalıntıları gözlenmiştir. Bu kalıntılar at, domuz, keçi ve sırtlan gibi farklı memeli türlerine aittir.

Sırtlanini Mağarası'ndan alınan ST-7 no'lu dikit örneği üzerinde yapılan U-Th yaşlandırma analizleri sonucunda örneğin 55792 ile 239390 yıl aralığında çökeldiği sonucuna varılmıştır. İki defa oluşum kesikliği gözlenen ST-7 no'lu dikit örneğinin ayrıntılı duraylı izotop analizleri 95000 ile 120000 yıl arasında yapılmıştır ve çevresel ¹⁸O izotop analizleri sonucunda C23 ara buzul döneminin 103,4 ile 101,3 bin yıl önce aralığında gerçekleştiği ortaya çıkmıştır. C23 dönemi Güneybatı Anadolu'da yaklaşık 2000 yıllık bir kurak döneme neden olmuştur. ¹³C izotop analizlerinde daha belirgin olan 107,6 ile 104,9 bin yıl önce gözlenen değişim C24 ara buzul dönemine karşılık gelmektedir. Güneybatı Anadolu'da gözlenen bu soğuma olayı Güneydoğu Avrupa ve Doğu Akdeniz Eemian dönemi orman fazı bitişiyle eşleşmektedir. Dolayısıyla Anadolu için Eemian dönemi orman fazının bitişi olan 107,6 bin yıl önce gerçekleşmiştir.

Bahsi geçen ve kuzey yarım kürede baskın olarak gözlenen C23 ve C24 ara soğuma dönemleri Türkiye'de ilk kez bu doktora tez çalışması kapsamında yüksek çözünürlüklü yaşlandırma analizleri ile yakalanmıştır.

Denizli İli'nin Acıpayam İlçesi Dodurgalar Kasabası sınırları içerisinde kalan Keloğlan Mağarası Jura-Kretase kireçtaşları içinde gelişmiştir ve mağara birçok damlataş sütunları ile birbirine geçen çok sayıda odacığa ayrıldığından girintili-çıkıntılı bir yapıya sahiptir. İçerisi çatlaklar boyunca gelişmiş damlataşlar (sarkıt, dikit, sütun, duvar ve örtü damlataşları) ile kaplı Keloğlan Mağarası, yatay olarak gelişmiş hidrolojik olarak geçit konumlu bir mağaradır. Günümüzde vadoz zonda bulunan mağara bütünüyle fosilleşmiştir. Bu nedenle yakın geçmişte yer yer çökmeler olmuştur. Mağaranın toplam uzunluğu 145 metredir. Yatay gelişen mağaranın, girişe göre en derin yeri -5 metre, en yüksek yeri +5,5 metredir. Yağışlı dönemlerde damlama gözlenmesine karşın, kurak dönemlerde damlama yok denecek kadar azdır. Keloğlan Mağarası'nın yıllık ortalama sıcaklığı 12-18 °C'dir ve bağıl nem oranı %93-%97 arasında değişmektedir. Keloğlan Mağarası'ndan örneklenen suların Ca değeri ortalama 175.64 mg/l dir. En düşük ve en yüksek değerler sırasıyla 66.84 mg/l ve 425.5 mg/l'dir. Mg değeri ise 5.79 mg/l dir. En yüksek ve en düşük değerler sırasıyla 3.509 mg/l ve 8.642 mg/l dir. Keloğlan Mağarası'ndan alınan suların Sr değeri 0.034 mg/l ile 0.108 mg/l arasında değişmektedir.

Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 no'lu dikit örneği üzerinde yapılan radyometrik yaşlandırma analizleri sonucunda, örneğin 65275 ile 228895 yıl önce çökeldiği sonucuna varılmıştır. Örnek 90 ile 130 bin yılları arasında oluşum kesintisine uğramıştır. KO-2 dikit örneği MIS 7 d-e döneminde ¹⁸O ve ¹³C dönemindeki zenginleşme 220 ile 240 bin yıl aralığında Güneybatı Anadolu'da ılıman/yağışlı bir dönemin hüküm sürdüğü anlaşılmaktadır. KO-2 örneğinde ¹⁸O izotop oranlarında en belirgin düşüş MIS 6 dönemi sonu, MIS 7a dönemlerinde gözlenmiştir. Bu düşüş Batı Avrupa'da yapılan çalışmalara göre daha ani olarak ölçülmüştür. Ayrıca Doğu Akdeniz bölgesinde yapılan dikit çalışmalarıyla da örtüşen izotop sonuçları bölgenin en kurak dönemini temsil etmektedir. Karadeniz bölgesinde gözlenen 140 ile 180 bin yıl önce gözlenen aşırı soğuk ve kurak dönem KO-2 dikit örneğinde belirgin bir şekilde gözlenmese de ¹³C izotop oranlarında artış 170 bin yıl önce Güneybatı Anadolu'da göreceli olarak kurak bir dönemin varlığından söz edilebilir. Kurak ve soğuk olan MIS 6 buzul dönemi özellikle ~180 bin yıl aralığında ara bir ılıman dönem ile kesilmiştir. Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 dikit örneğinde yakalanan bu ılıman ve yağışlı aralık, Batı Avrupa, Doğu Akdeniz ve Güneydoğu Asya örnekleri ile örtüşmektedir. Bu nedenle

Güneybatı Anadolu ve Doğu Akdeniz de MIS 6.5 dönemi boyunca Atlantik Okyanusu kökenli yağışların hakim olduğu söylenebilir. Ayrıca Kuzey Atlantik kaynaklı bu ılıman dönemin Türkiye'nin Karadeniz sahilinde belirgin olarak gözlenmemesi Türkiye'nin iklimini belirleyen esas nemin Akdeniz bölgesinden geldiğini göstermektedir. Keloğlan Mağarası'ndan alınan KO-2 dikit örneğinde 150 bin yıl önce gözlenen ¹⁸O değerlerindeki artış Soreq Mağarası analizleriyle eşleşmektedir, ayrıca Kuzey Yunanistanda 150 bin yıl önce arboreal polenlerinde artış gözlemlenmiştir. Bu da bölgenin tekrar ılıman ve yağışlı bir döneme girdiğini göstermektedir.

Yüksek çözünürlüklü U-Th yaşlandırılması yapılan KO-2 dikit örneğinde gözlenen MIS7-6 dönemi iklim değişimleri Güneybatı Anadolu için ilk kez bu doktora tez çalışması kapsamında verilmiş ve yorumlanmıştır.

Antalya İli'nin Alanya İlçesine bağlı Tosmur Beldesi sınırları içerisinde yer alan Dim Mağarası 360 m. uzunluğunda, yatay, 10-15 m. genişliğinde ve yüksekliğindedir. Dim Çayı'nın yatağını kazmasıyla ve yeraltı su seviyesinin düşmesiyle oluşan Dim Mağarası'nın içi çok çeşitli ve zengin damlataş oluşumları ile kaplıdır. Günümüzde de bu gelişim yer yer devam etmektedir. Mağaranın sonunda, girişten 17 m. daha derinde 200 m² su yüzeyi bulunan küçük bir göl bulunmaktadır. Suyun bu bölümde birikmesinin nedeni göl tabanının geçirimsiz şistlerden oluşmasındandır. Dim Mağarası'nın yıllık ortalama sıcaklığı 16-20 °C arasında değişmektedir ve bağıl nem oranı %96-%99 arasında değişmektedir. Dim Mağarasından alınan damlama suyu örneklerin ortalama Ca değeri 76.79 mg/l dir. En düşük ve en yüksek değerler sırasıyla 31.74 mg/l ve 124 mg/l'dir. Ortalama Mg değeri ise 34.31 mg/l dir. En düşük ve en yüksek Mg değerleri sırasıyla 11.95 mg/l ve 43 mg/l'dir. Dim Mağarası'ndan alınan Na değerlerinin göreceli olarak yüksek olması Keloğlan Mağarasına göre sızma zonunda daha çok beklemiş sulardan beslenmesinden kaynaklanmaktadır. Örneklenen suların Sr değeri 0.012 mg/l ile 0.028 mg/l arasındadır.

Dim Mağarası'ndan örneklenen DİM-1 no'lu dikit örneği üzerinde yapılan radyometrik yaşlandırma analizleri sonucunda örneğin 1017 ile 113750 yıl önce çökeldiği, diğer bir örnek olan DİM-2 no'lu dikit örneğinin ise 101431 ile 119504 yıl önce çökeldiği sonucuna varılmıştır. DİM-1 no'lu dikit örneğinin oluşumu 25000 ile

50000 yılları arasında kesintiye uğramıştır. DİM-2 no'lu dikit örneğinde ise herhangi bir oluşum kesintisi gözlenmemiştir.

Holosen Dönemi kapsamında incelenen DİM-1 no'lu dikit örneği üzerinde yapılan duraylı izotop analizleri, 4000 - 4200 yılları ve 8100 - 8300 yılları arasında pozitif değerlere doğru farklılık göstermektedir. Yağış ve bitki örtüsünün azalması olarak yorumlanan bu düşüş 8.2 bin yıl ve 4.2 bin yıl olaylarına karşılık gelmektedir. Holosen İklim Optimumu olarak adlandırılan ve etkileri daha çok Kuzey Yarım Kürede gözlenen ılıman dönem DİM-1 dikitinde yağışların ve bitki örtüsünün arttığı 4500-7500 yılları arasında yakalanmıştır.

Kuzey Amerika'da bulunan büyük bir buzul gölünün Atlantik Okyanusuna drene olmasıyla birlikte tetiklenen Atlantik Meridyensel Dönme Sirkülasyonunda meydana gelen değişimle ilişkilendirilen 8.2 bin yıl olayı DİM-1 no'lu dikit örneğinde 8100 ile 8300 yılları arasında izotop oranlarının pozitif değerlere artışı olarak gözlenmiştir. Bu dönem boyunca Akdeniz Bölgesine, yaklaşık 200 yıl süren kurak bir dönem hakim olmuştur.

Doğu Akdeniz ve Mezopotamya'daki medeniyetlerin çöküşü ve gerilemeleriyle ilişkilendirilen diğer bir ani iklim değişim olayı olan 4.2 bin yıl olayı DİM-1 no'lu dikit örneğinde 4000-4200 yıl önce ani soğuma ve kuraklık olarak kaydedilmiştir. Ülkemizde gerçekleştirilen göl çökelleri yardımıyla yapılan paleoiklim çalışmalarında yakalanamayan bu soğuk dönem mağara çökellerinin ani paleoiklim değişim sinyallerini yakalamak için oldukça hassas malzemeler olduklarını bir kez daha göstermektedir.

DİM-1 no'lu dikit örneğinde 4500-7500 yılları arasında kaydedilen yağışlı dönem küresel ölçekte gözlenen ılıman bir dönem olan "Holosen İklim Optimumu" na karşılık gelmektedir. DİM-1 no'lu dikit örneğinde ılıman/yağışlı bir dönem olarak gözlenen 5.2 bin yıl önce Eski Acıgöl ve Van Gölü örneklerinde kuraklık olarak gözlenmesi dikkati çekmektedir.

DİM-2 dikit örneğinde ise günümüz iklimine oldukça yakın olan bir önceki buzullararası dönem olan Eemian dönemi (MIS5d-e) incelenmiştir. Eemian dönemi vejetasyon bakımından Holosen dönemiyle benzer özellikler gösterir. Bu bağlamda Eemian dönemini incelemek insanın çevre üzerindeki etkisini belirleyebilmek, gelecekle ilgili iklim ve çevre değişim senaryoları üretebilmek açısından önemlidir.

DİM-2 no'lu dikit örneğinde karbon (^{13}C) ve oksijen (^{18}O) izotop oranları 118 bin yıl önce en yüksek değerlere çıkmıştır. Bu aralık Güneybatı Anadolu'da MIS5e döneminin en yağışlı ve ılıman dönemidir. Eemian dönemi sonu diğer bir değişle MIS 5e-5d geçişi, DİM-2 dikit örneğinde oksijen ve karbon izotoplarında belirgin bir düşüş olarak izlenmektedir. Bu düşüş 114 bin yıl önce olarak ölçülmüş ve Güneybatı Anadolu'da Eemian ılıman dönemi bu tarihte sona ermiştir. Güneybatı Anadolu için Eemian dönemi sonu, yüksek çözünürlüklü yaşlandırma yöntemiyle ilk kez bu doktora tez kapsamında verilmiştir.

Atlantik Okyanusunun uydusu konumunda olan Akdeniz, Kuzey Atlantik'te meydana gelen iklim değişimlerinden doğal olarak etkilenmektedir. Kuzey Atlantik Okyanusu Döngüsündeki değişimler ise özellikle Kuzey Yarımküre iklimini belirler. Ayrıca birçok çalışmada Asya Muson İkliminde oluşan değişimler ve Güney Yarımkürede gözlenen iklim değişimleri Kuzey Atlantik Okyanusunda meydana gelen değişimlerle eşleştirilmiştir. Doktora tez çalışması kapsamında çalışılan mağaraların göreceli olarak Akdeniz Bölgesi'ne yakın konumda olması ve bu mağaralardan elde edilen dikit örneklerinde küresel ölçekte gözlenen iklim değişimlerinin gözlenmesi Türkiye'nin iklimini oluşturan ana nem kaynağının Akdeniz olduğunu ortaya koymuştur.

KAYNAKLAR

- Abu-Zied, R. H., Rohling, E. J., Jorissen, F. J., Fontainer, C., Casford, J. S. L., Cooke, S.,** 2008. Benthic foraminiferal response to changes in bottom-water oxygenation and organic carbon flux in the eastern Mediterranean during LGM to Recent times. *Marine Micropaleontology* **67**, 46–68.
- Açıklan, S.,** 2005. Karacasu Çapraz Grabeni'nin (Aydın-Batı Anadolu) Sedimanter Evrimi. Yüksek lisans tezi, Osmangazi Üniversitesi, Eskişehir, 138s (yayınlanmamış).
- Adams, J., Maslin, M., and Thomas, E.,** 1999. Sudden climate transitions during late quaternary. *Progress in Physical Geography* **23** (1), 1-23.
- Akçar, N., Schlüchter, C.,** 2005. Paleoglaciation in Anatolia: a schematic review and first results. *Eiszeitalter und Gegenwart* **55**, 102–121
- Akçar, N., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Kubik, P. W., Vardar, M., Schlüchter, C.,** 2007a. Paleoglacial Records from Kavron Valley, NE Turkey: field and cosmogenic exposure dating evidence. *Quaternary International* **164–165**: 170–183
- Akçar, N., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Kubik, P. W., Vardar, M., Schlüchter, C.,** 2007b. Cosmogenic exposure dating of snow: avalanche ridges from Eastern Black Sea Mountains, NE Turkey. *Quaternary International* **167–168**: 4–11.
- Akkemik, Ü., D'Arrigo, R., Cherubini, P., Köse, N., Jacoby, G. C.,** 2008. Tree-ring reconstructions of precipitation and streamflow for north-western Turkey. *International Journal of Climatology* **28**, 173–183
- Allen, J. R. M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J. F. W., Nowaczyk, N. R., Oberhansli, H., Watts, W. A., Wulf, S., Zolitschka, B.,** 1999. Evidence of rapid last glacial environmental fluctuations from southern Europe. *Nature* **400**, 740–743.
- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C., Clark, P. U.,** 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 years ago. *Geology* **25**, 483–486.

- Almogi-Labin, A.**, 2011. The paleoclimate of the Eastern Mediterranean during the transition from early to mid Pleistocene (900 to 700 ka) based on marine and non-marine records: An integrated overview. *Journal of Human Evolution* **60**, 428-436.
- Almogi-Labin, A., Bar-Matthews, M., Ayalon, A.**, 2004. Climate variability in the Levant and northeast Africa during the Late Quaternary based on marine and land records. In: Goren-Inbar, N., Speth, J.D. (Eds.), *Human Paleoecology in the Levantine Corridor*. Oxbow Books, Oxford, pp. 117-134
- Almogi-Labin, A., Bar-Matthews, M., Shriki, D., Kolosovsky, E., Paterne, M., Schilman, B., Ayalon, A., Aizenshtat, Z., Matthews, A.**, 2009. Climatic variability during the last 90 ka of the southern and northern Levantine basin as evident from marine records and speleothems. *Quatern. Sci. Rev.* **28**, 2882-2896.
- Alpert, P., Neeman, B. U., Shay-El, Y.**, 1990. Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus* **42A**:65–77.
- Andersen, K. K., Svensson, A., Rasmussen, S. O., Steffensen, J. P., Johnsen, S. J., Bigler, M., Rothlisberger, R., Ruth, U., Siggaard-Andersen, M.-L., Dahl-Jensen, D., Vinther, B. M., and Clausen, H. B.**, 2006. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Sci. Rev.*, **25**, 3246– 3257
- Arz, H. W., Lamy, F., Patzold, J.**, 2006. A pronounced dry event recorded around 4.2 ka in brine sediments from the northern Red Sea. *Quaternary Research* **66**, 432-441.
- Atalay, İ.**, 1997. Türkiye Coğrafyası. Ege Üniversitesi Basımevi, İzmir
- Badertscher, S., Fleitmann, D., Cheng, H., Edwards, R. L., Göktürk, O. M., Zumbühl, A., Leuenberger, M., Tüysüz, O.**, 2011. Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black Sea. *Nature Geoscience* **4**, 236–239.
- Baker, A., Genty, D., Dreybrodt, W., Barnes, W. L., Mockler, N. J., Grapes, J.**, 1998. Testing theoretically predicted stalagmite growth rate with Recent annually laminated samples: Implications for past stalagmite deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**, 393–404.
- Baker, A., Smith, C. L., Jex, C., Fairchild, I. J., Genty, D., Fuller, L.**, 2008. Annually laminated speleothems: a review. *International Journal of Speleology* **37**, 193–206.
- Bard, E., Antonioli, F. and Silenzi, S.**, 2002. Sea level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, **196**, 135-146.

- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., Hawkesworth, C. J.,** 2003. Sea-land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **67**, 3181–3199.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A.,** 1997. Late Quaternary climate in the eastern Mediterranean region-inferences from the stable isotope systematics of speleothems of the Soreq cave (Israel). *Quaternary Research*, **47**, 155-168.
- Bartov, Y., Goldstein, S. L., Stein, M., Enzel, Y.,** 2003. Catastrophic arid episodes in the Eastern Mediterranean linked with the North Atlantic Heinrich events. *Geology*, **31**, 439–442.
- Baykara, M. O., Özkul, M., Akçay (Gül), A.,** 2009. Sirtlanini Cave: a rich cave of fossils and speleothems in Aphrodisias (City of Venus) Southwestern Turkey. 17th Karstological school, Postojna, Slovenia.
- Berger, A., and Loutre, M.-F.,** 2003. Climate 400,000 years ago, a key to the future?, in Droxler, A.W., et al., eds., Earth orbital eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 question. *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, **137**, p. 17–26.
- Blaauw, M.,** 2010. Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, **5** (5), 512-518.
- Blaauw, M., Christen, J. A.,** 2005. Radiocarbon peat chronologies and environmental change. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, **54** (4), 805-816.
- Bond, G., Broecker, W., Johnson, S., Jouzel, J., Labeyrie, L., McManus, J., and Bonani, G.,** 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**, 143–147.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S.,** 1992. Evidence for massive discharge of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, **360**, 245–249.
- Booth, R. K., Jackson, S. T., Forman, S. L., Kutzbach, J. E., Bettis, E. A., Kreig, J., Wright, D. K.,** 2005. A severe centennial-scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages. *Holocene*, **15**, 321–328
- Bottema, S., Woldring, H., Aytuğ, B.,** 1993/1994. Late Quaternary vegetation history of northern Turkey. *Palaeohistoria*, **35/36**, 13–72.

- Briffa, K. R., Jones, P. D., Sechweingruber, F. H., Osborn, T. J.,** 1998. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the 600 years. *Nature*, *393*(6684), 450-455.
- Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Shackleton, N.,** 1999. Dansgaard Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, *14*, 698–705
- Chapman, M. R., Shackleton, N. J.,** 1999. Global ice volume fluctuations, North Atlantic ice-rafting events, and deep-ocean circulation changes between 130 and 70 ka. *Geology*, *27*, 795–798.
- Cheddadi, R., Mamakowa, K., Guiot, J., de Beaulieu, J.-L., Reille, M., Andrieu, V., Granoszewski, W., Peyron, O.,** 1998. Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *143*, 73–85.
- Cheng, H., Edwards, R. L., Hoff, J., Gallup, C. D., Richards, D. A. and Asmerson, Y.,** 2000. The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chem. Geol.*, *169*, 17–33.
- Cheng, H., Edwards, R. L., Broecker, W. S., Denton, G.H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., Wang, X.,** 2009. Ice age terminations. *Science*, *326*, 248-252.
- Clark, I., Fritz, P.,** 1997. Environmental isotopes in hydrogeology, 2nd printing, Lewis publishers, p. 149.
- Crowley, T. J., Kim, K. Y.,** 1999. Modelling the temperature response to forced climate change over the last six centuries. *Geophysical Research Letters*, *26*, 1901-1904.
- Crowley, T. J.,** 2000. Causes of climate change over the past 1000 yrs. *Science*, *289*, 270-277.
- Cullen, H. M. and deMenocal, P.,** 2000. The Possible Role of Climate in the Collapse of the Akkadian Empire: Evidence from the Deep Sea. *Geology*, *28*, 379–382.
- Çiner, A.,** 2004. Turkish glaciers and glacial deposits. In: Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (eds.), Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Part 1: Europe. Elsevier Publishers, Amsterdam, 419–429.
- Daley, T. J., Thomas, E. R., Holmes, J. A., Street-Perrott, F. A., Chapman, M. R., Tindall, J. C., Valdes, P. J., Loader, N. J., Marshall, J. D., Wolfe, E. W., Hopley, P. J., Atkinson, T., Barber, K. E., Dominguez-Villar, D., Fisher, E. H.,** 2011. The 8200 yr BP cold

event in stable isotope records from the North Atlantic region. *Global Planet Change*, **79**, 165–179

- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jouzel, J. & Bond, G.,** 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**, 218–220.
- Darling, W. G., Bath, A. H., Gibson, J. J., Rozanski, K.,** 2006. Isotopes in Water. *In Isotopes in Palaeoenvironmental Research*, 1-52.
- Davis, B. A. S., Brewer, S., Stevenson, A. C. S., Guiot, J., Data contributors.,** 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 1701–1716.
- Deconto, R. M.,** 2009. Plate Tectonics and Climate Change, Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Ed. V. Gornitz. Netherlands. Springer, 784-797.
- Denton, G. H., Alley, R. B., Comer, G. C., Broecker, W. S.,** 2005. The role of seasonality in abrupt climate change. *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 1159-1182.
- Denhez, F.,** 2007. Küresel Isınma Atlası. NTV Yayınları, İstanbul, 1-82.
- Doğan, U., Koçyiğit, A., Varol, B., Özer, İ., Molodkov, A., Zöhra, E.,** 2012. MIS 5a and MIS 3 relatively high sea-level stands on the Hatay-Samandağ coast, Eastern Mediterranean, Turkey. *Quaternary International*, **262**, 65-79.
- Dreybrodt, W.,** 1988. Processes in karst systems, physics, chemistry, and geology. Springer-Verlag.
- Drysdale, R. N., Hellstrom, J. C., Zanchetta, G., Fallick, A. E., Sanchez Goni, M. F., Couchoud, I., McDonald, J., Maas, R., Lohmann, G., and Isola, I.,** 2009. Evidence for obliquity forcing of Glacial termination II. *Science*, **325**, 1527–1531.
- Drysdale, R. N., Zanchetta, G., Hellstrom, J. C., Fallick, A. E., McDonald, J., Cartwright, I.,** 2007. Stalagmite evidence for the precise timing of North Atlantic cold events during the early last glacial. *Geology*, **35**, 77–80.
- Dutton, A., Bard, E., Antonioli, F., Esat, T. M., Lambeck, K. and McCulloch, M. T.,** 2009. The phasing and amplitude of climate and sea level during the penultimate interglacial. *Nature Geoscience*, **2**, 355 - 359.
- Eastwood, W. J., Roberts, N., Lamb, H. F. & Tibby, J. C.,** 1999. Holocene environmental change in southwest Turkey: A palaeoecological record

of lake and catchment-related changes. *Quaternary Science Reviews* **18**, 671–696.

- Ehleringer, J. R., Cerling, T. E.**, 2001. Photosynthetic pathways and climate. In *Global biogeochemical cycles in the climate system*. ed. Schulze, E. D., Heimann, M., Harrison, S. P., Holland, E. A., Lloyd, J., Prentice, I. C., Schimel, D. 267–77. San Diego:Academic Press.
- Ehleringer, J. R.**, 2005. A History of Atmospheric CO₂ and its Effects on Plants, Animals, and Ecosystems, eds Ehleringer JR , Cerling TE , Dearing MD (Springer, Berlin) Ecological Studies Series, Vol 177, pp 273–292.
- Ehrmann, W., Schmiedl, G., Hamann, Y., Kuhnt, T., Hemleben, C. & Siebel, W.**, 2007. Clay minerals in late glacial and Holocene sediments of the northern and southern Aegean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **249**, 36–57.
- Eken, M., Ceylan, A., Taştekin, A. T., Şahin, H., Şensoy, S.**, 2008. Klimatoloji II. Çevre ve Orman Bakanlığı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara. DMİ Yayınları, 2008/4 (yayımlanmamış).
- Emeis, K. C., Struck, U., Schulz, H. M., Rosenberg, R., Bernasconi, S. & Erlenkeuser, H.**, 2000. 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**, 259–280.
- Engin, B., Aydaş, C., Özkul, M., Zeyrek, C. T., Büyüm, M., Gül, A.**, 2010. ESR dating of stalagmite from Keloğlan cave in the southwestern part of Turkey. *Radiation Effects and Defects in Solids*, **165** (12), 944-957.
- Erkan, G.**, 2012. Konya Kapalı Havzası (Orta Anadolu) Geç Pleyistosen-Holosen ikliminin dikit kayıtları ile kurgulanması. Doktora tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 206 s. (yayımlanmamış).
- EPICA Community Members.**, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, **444**,195–198.
- Fairchild, I. J., Smith, C. L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D., McDermott, F., E.I.M.F.**, 2006. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth Science Reviews*, **75**, 105-153.
- Fairchild, I. J., Borsato, A., Tooth, A. F., Frisia, S., Hawkesworth, C. J., Huang, Y., McDermott, F., Spiro, B.**, 2000. Controls on trace element (Sr-Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology*, **166**, 255-269.

- Finch, A.A., Shaw, P.A., Weedon, G.P., Holmgren, K.,** 2001. Trace element variation in speleothem aragonite: Potential for paleoenvironmental reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, **186**, 255-267.
- Fitzsimmons, K. E., Markovic, S. B., Hambach, U.,** 2012. Pleistocene environmental dynamics recorded in the loess of the middle and lower Danube basin. *Quaternary Science Reviews*, **41**, 104-118.
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A. A., Buettner, A., Hippler, D., Matter, A.,** 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Sci. Rev.*, **26**, 170-188.
- Fleitmann, D., Cheng, H., Badertscher, S., Edwards, R. L., Mudelsee, M., Göktürk, O. M., Fankhauser, A., Pickering, R., Raible, C. C., Matter, A., Kramers, J., Tüysüz, O.,** 2009. Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey. *Geophys Res Lett*, **36**, L19707.
- Fletcher, W. J., Sanchez Goni, M. F.,** 2008. Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research*, **70** (3), 451–464
- Fontugne, M., Kuzucuolu, C., Karabiyikolu, M., Hatte, C. & Pastre, J.-F.,** 1999. From Pleniglacial to Holocene: a ¹⁴C chronostratigraphy of environmental changes in the Konya Plain, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, **18**, 573–591.
- Ford, D. C., Williams, P.,** 2007. Karst hydrogeology and geomorphology, John Wiley and Sons, 576 p.
- Foukal, P., North, G., Wigley, T.,** 2004. A stellar view on solar variations and climate. *Science*, **306**, 68-69.
- Frenzel, B., Pecsli, M., Velichko, A. A.,** (eds) 1992. Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene–Holocene. Verlag, Budapest-Stuttgart
- Frisia, S., Borsato, A., Preto, N., McDermott, F.,** 2003. Late Holocene annual growth in three Alpine stalagmite records the influence of solar activity and the North Atlantic Oscillation on winter climate. *Earth and Planetary Science Letters*, **216**, 411-424.
- Frogley, M. R., Tzedakis, P. C. and Heaton, T. H. E.,** 1999. Climate variability in northwest Greece during the last interglacial. *Science*, **285**, 1886-1889
- Gascoyne, M.,** 1983. Trace element partition coefficients in the calcite-water system and their palaeoclimatic significance in cave studies. *Journal of Hydrology*, **61**, 213-222.

- Genty, D., Baker, A., Vokal, B.,** 2001. Intra- and inter-annual growth rate of modern stalagmites. *Chemical Geology*, **176**, 191-212.
- Göktürk, O. M., Fleitmann, D., Badertsscher, S., Cheng, H., Edwards, R. L., Leuenberger, M., Fankhauser, A., Tüysüz, O. & Kramers, J.,** 2011. Climate on the southern Black Sea coast during the Holocene: implications from the Sofular Cave record. *Quaternary Science Reviews*, **30**, 2433–2445.
- GRIP Members.,** 1993. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, **364**, 203-207.
- Griggs, J. A., and Harries, J. E.,** 2007. Comparison of spectrally resolved outgoing longwave radiation over the tropical Pacific between 1970 and 2003 using IRIS, IMG, and AIRS. *Journal of Climate*, **20**, 3982-4001.
- Günay, G.,** 1993. Karst Hidrojeolojisi araştırmalarında uygulanan yeni yöntemler ve Türkiye’den örnekler. İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, Jeoloji eğitiminde 60. yıl özel sayısı, C. 8, 1-3
- Harrison, S. P., Yu, G., and Tarasov, P.,** 1996. Late Quaternary lake-level record from northern Eurasia. *Quaternary Research*, **45**, 138–159.
- Heegaard, E., Birks, H. J. B., Telford, R. J.,** 2005. Relationships between calibrated ages and depth in stratigraphical sequences: an estimation procedure by mixedeffect regression. *The Holocene*, **15 (4)**, 612-618
- Hellstrom, J. C., McCulloch, M. T.,** 2000. Multiproxy constraints on the climatic significance of trace element records from a New Zealand speleothem. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**, 287-297.
- Hendy, C. H.,** 1971. The isotopic geochemistry of speleothems-I: The calculations of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimate indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **35**, 801–824.
- Heusser, L. E. & Oppo, D.,** 2003. Millennial- and orbital-scale climatic variability in southeastern United States and in the subtropical Atlantic during Marine Isotope Stage 5: evidence from pollen and isotopes in ODP Site 1059. *Earth and Planetary Science Letters*, **214**: 483–490
- Hill, C. A., and Forti, P.,** 1997. Cave minerals of the world, second edition: Huntsville, Ala., National Speleological Society, 463 p.
- Hodge, E. J., Richards, D. A., Smart, P. L., Andreo, B., Hoffmann, D. L., Matthey, D. P., Gonzalez-Ramon, A.,** 2008. Effective precipitation in southern Spain (w266 to 46 ka) based on a speleothem stable carbon isotope record. *Quaternary Research*, **69 (3)**, 447–457

- Hoefs, J.**, 2004. Stable isotope geochemistry, 5th edn. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Hoffmann, D. L., Prytulak, J., Richards, D. A., Elliott, T., Coath, C. D., Smart, P. L., Scholz, D.**, 2007. Procedures for accurate U and Th isotope measurements by high precision MC-ICPMS. *International Journal of Mass Spectrometry*, **264** (2-3), 97-109.
- Huang, Y., Fairchild, I. J.**, 2001. Partitioning of Sr²⁺ and Mg²⁺ into calcite under karst-analog experimental conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 47-62.
- Hughes, M. K., Kuniholm, Eischeid, J. K., Garfin, G., Griggs, C. B., and Latini, C.**, 2001. Aegean tree-ring signature years explained. *Tree-Ring Research*, **57**, 67–73.
- Imbrie, J., et al.**, 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles, 2, The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, **8**, 699-736
- Jex, C. N., Baker, A., Eden, J. M., Eastwood, W. J., Fairchild, I. J., Leng, M. J., Thomas, L., Sloane, H. J.**, 2011. A 500 yr speleothem-derived reconstruction of late autumn-winter precipitation, northeast Turkey. *Quat. Res.*, **75**, 399-405.
- Jimenez-Moreno, G., Fawcett, P. J., Anderson, R. S.**, 2008. Millennial- and centennial-scale vegetation and climate changes during the Late Pleistocene and Holocene from northern New Mexico (USA). *Quaternary Science Reviews*, **27**, 1442–1452.
- Jirikowic, J. L., Damon, P. E.**, 1994. The Medieval Solar Activity Maximum. *Climatic Change*, **26**, 309-316.
- Jones, M. D., Roberts, C. N., Leng, M. J.**, 2007. Quantifying climatic change through the LGIT based on lake isotope palaeohydrology from central Turkey. *Quaternary Research*, **67**, 463–473
- Jouzel, J., Hoffmann, G., Parrenin, F., Waelbroeck, C.**, 2002. Atmospheric oxygen 18 and sea-level changes. *Quaternary Science Reviews*, **21**(1–3), 307-314.
- Kadioğlu, M.**, 2000. Regional variability of seasonal precipitation over Turkey. *International Journal of Climatology*, **20**, 1743-1760.
- Karaca, M., Deniz, A., Tayanç, M.**, 2000. Cyclone track variability over Turkey in association with regional climate. *International Journal of Climatology*, **20**, 1225–1236
- Kastelli, M.**, 1971. Denizli-Sarayköy-Çubukdağ-Karacasu alanı jeoloji incelemesi, MTA Raporu, Derleme No. 2532, 32 s.

- Kaufmann, G.**, 2003. Stalagmite growth and palaeo-climate: the numerical perspective. *Earth and Planetary Science Letters*, **214**, 251-266.
- Kaufmann, G., Dreybrodt, W.**, 2004. Stalagmite growth and palaeo-climate: an inverse approach. *Earth and Planetary Science Letters*, **224**, 529-545.
- Koch, P. L.**, 2007. Isotopic study of the biology of modern and fossil vertebrates. In: Michener R, Lajtha K (eds) *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*, 2nd Edition. Blackwell Publishing, Boston, pp. 99-154
- Koçkar, M. K., Akgün, H.**, 2003. Engineering geological investigations along the Iıksu Tunnels, Alanya, southern Turkey. *Engineering Geology*, **68**, 141-158.
- Kolodny, Y., Stein, M. & Machlus, M.**, 2005. Sea–rain–lake relation in the Last Glacial East Mediterranean revealed by $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{13}\text{C}$ Lake Lisan aragonites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 4045–4060.
- Kotthoff, U., Pross, J., Müller, U. C., Peyron, O., Schmiedl, G., Schulz, H., & Bordon, A.**, 2008. Climate dynamics in the borderlands of the Aegean Sea during formation of Sapropel S1 deduced from a marine pollen record. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 832–845.
- Krichak, S. O., Alpert, P., Bassat, K., Kunin, P.**, 2007. The surface climatology of the eastern Mediterranean region obtained in a three-member ensemble climate change simulation experiment. *Adv. Geosci.*, **12**, 67–80
- Kukla, G. J., and 22 others.**, 2002. Last interglacial climates. *Quaternary Research*, **58**, 2–13.
- Kutiel, H., Maheras, P., Turkes, M., and Paz, S.**, 2002. North Sea-Caspian Pattern – an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean – Implications on the regional climate. *Theor. Appl. Climatol.*, **72**, 173–192.
- Kwiecien, O., Arz, H.W., Lamy, F., Plessen, B., Bahr, A., Haug, G.H.**, 2009. North Atlantic control on precipitation pattern in the eastern Mediterranean/Black Sea region during the last glacial. *Quaternary Research*, **71**, 375–384.
- Lauritzen S. E., Lundberg J.**, 1999. Speleothems and climate: a special issue of The Holocene, *The Holocene*, **9(6)**, 643-647.
- Lea, D. W., Pak, D. K., Peterson, L. C., Hughen, K. A.**, 2003. Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. *Science*, **301**, 1361–1364

- Lehman, S., Sachs, J., Croxwell, A., Keigwin, L., Boyle, E.,** 2002. Relation of subtropical Atlantic temperature, high-latitude ice rafting, deep water formation, and European climate 130,000–60,000 years ago. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 1917–1924
- Lisiecki, L. E., Raymo, M. E.,** 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003
- Litt, T., Krastel, S., Sturm, M., Kipfer, R., Örcen, S., Heumann, G., Franz, S. O., Ülgen, U. B., & Niessen, F.,** 2009. “PALAEOVAN”, International Continental Scientific Drilling Program, (ICDP): Results of a recent site survey and perspectives. *Quaternary Science Reviews*, **28**, 1555–1567.
- Lowe, D., Waltham, T.,** 2002. Dictionary of karst and caves. *British Cave Research Association Cave Studies*, **10**, 1-40.
- Luckman, B. H.,** 2005. Dendrochronology and human dimensions issues in global change research. *Dendrochronologia*, **22**, 131-134.
- Luterbacher, J.,** 2001. The Late Maunder Minimum (1675-1715) climax of the “Little Ice Age” in Europe. In *History and Climate: Memories of the Future?*, 29-54. Kiewer Academic/Plenum Publishers.
- Machalett, B., Oches, E. A., Frechen, M., Zoller, L., Hambach, U., Mavlyanova, N. G., Markovic, S. B., Endlicher, W.,** 2008. Aeolian dust dynamics in Central Asia during the Pleistocene—driven by the long-term migration, seasonality and permanency of the Asiatic polar front. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**, Q08Q09
- Marino, G., Rohling, E., Sangiorgi, F., Hayes, A., Casford, J., Lotter, A., et al.,** 2009. Early and middle Holocene in the Aegean Sea: Interplay between high and low latitude climate variability. *Quaternary Science Reviews*, **28**, 3246–3262.
- McDermott, F., Frisia, S., Huang, Y., Longinelli, A., Spiro, B., Heaton, T.H.E., Hawkesworth, C. J., Borsato, A., Keppens, E., Fairchild, I. J., Van der Borg, K., Verheyden, S., Selmo, E.,** 1999. Holocene climate variability in Europe: Evidence from $\delta^{18}\text{O}$, textural and extension-rate variations in three speleothems, *Quaternary Science Reviews*, **18**, 1021-1038.
- McDermott, F.,** 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, **23**, 901–918.
- McGee, K. A., Doukas, M. P., Kessler, R. and Gerlach, T.,** 1997. Impacts of volcanic gases on climate, the environment, and people. U.S. Geological Survey Open-File Report 97-262, 2 p.

- McManus, J. F., Bond, G. C., Broecker, W. S., Johnsen, S., Labeyrie, L., and Higgins, S.,** 1994. High resolution climate records from the N. Atlantic during the last interglacial. *Nature*, **371**, 326–329.
- McManus, J. F., Oppo, D. W., Keigwin, L. D., Cullen, J. L., Bond, G. C.,** 2002. Last interglacial and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic. *Quaternary Research*, **58**, 17–21 .
- Mook, W.,** 2001. Environmental isotopes in the hydrologic cycle principles and applications: Introduction, Theory, Methods, Review. Volume 1, 1-145 pp.
- Müller, U. C., Prossa, J., Tzedakis, P. C., Gamble, C., Kotthoff, U., Schmiedl, G., Wulff, S., Christanis, K.,** 2011. The role of climate in the spread of modern humans into Europe. *Quat. Sci. Rev.*, **30**, 273–279
- Nakagawa, T., Kitagawa, H., Yasuda, Y., Tarasov, P. E., Nishida, K., Gotanda, K., Sawai, Y., Yangtze River Civilisation Members.,** 2003. Asynchronous climate changes in the North Atlantic and Japan during the Last Termination. *Science*, **299**, 688–691
- Nazik, L.,** 1998. Keloğlan Mağarası araştırma raporu mimari ve elektrifikasyon uygulama projesi. Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, MTA Ankara.
- Nazik, L., ve Tuncer, K.,** 2010. Türkiye karst morfolojisinin bölgesel özellikleri. *Türk Speoloji Dergisi*, **1**, 9-17.
- NGRIP members.,** 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, **431**, 147–151.
- Nicoll, K ve Küçükuysal, C.,** 2013. Emerging multi-proxy records of Late Quaternary Palaeoclimate dynamics in Turkey and the surrounding region. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **22**, 126-142.
- Okay, A. I., Özgül, N.,** 1984. HP/LT metamorphism and the structure of the Alanya Massif. In: Dixon, J.A., Robertson, A.H.F. (Eds), Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Blackwell, London, p. 493.
- Özbakır, M. C.,** 2010. Orta-Kuzey Toroslar'da Geç Kuvaterner paleokliminin İncesu Mağarası dikit kaydı ile kurgulanması. Yüksek lisans tezi Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 84s. (yayımlanmamış).
- Özkul, M., Topal, S., Alçiçek M C., Erten, H.,** 2003 Keloğlan Mağarası'nın jeolojik konumu ve oluşumu. 1. Acıpayam Sempozyumu, 810-813.
- Parker, A. G., Goudie, A. S., Stokes, S., White, K., Hodson, M. J., Manning, M., Derek, K.,** 2006. A record of Holocene climate change from lake geochemical analyses in southeastern Arabia. *Quaternary Research*, **66**, 465- 476.

- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappelaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Lipenkov, V., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., and Stievenard, M.,** 1999. Climate and atmospheric history of the last 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, 429-436.
- Peyron, O., Goring, S., Dormoy, I., et al.,** 2011. Holocene seasonality changes in the central Mediterranean region reconstructed from the pollen sequences of Lake Accesa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece). *The Holocene*, **21**, 131–147.
- Primeau, F.,** 2005. Characterizing transport between the surface mixed layer and the ocean interior with a forward and adjoint global ocean transport model. *Journal of Physical Oceanography*, **35**, 545-564.
- Pross, J., Kotthoff, U. & Müller, U. C.,** 2009. Massive perturbation in terrestrial ecosystems of the Eastern Mediterranean region associated with the 8.2 kyr climatic event. *Geology*, **37**, 887–890.
- Raicich, F., Pinardi, N., and Navarra, A.,** 2003. Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, **23**, 173–186
- Ratte, C., De Staebler, P. D.,** (eds) 2012. The Aphrodisias regional survey. Verlag Philipp von Zabern, Darmstadt/Mainz, pp. 1-39.
- Richter, D. K., Götte, Th., Götze, J., Neuser, R. D.,** 2003. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology*, **79**, 127-166.
- Roberts, C. N., Eastwood, W. J., Kuzucuoğlu, C., Fiorentino, G., Caracuta, V.,** 2011. Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition. *The Holocene*, **21**, 147–162.
- Roberts, C. N., Jones, M. D., Benkaddour, A., Eastwood, W. J., Filippi, M. L., Frogley, M. R., Lamb, H. F., Leng, M. J., Reed, J. M., Stein, M., Stevens, L., Valero-Garcés, B., Zanchetta, G.,** 2008. Stable isotope records of Late Quaternary climate and hydrology from Mediterranean lakes: the ISOMED synthesis. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 2426–2441.
- Roberts, M. S., Smart, P.L., Baker, A.,** 1998. Annual trace element variations in a Holocene speleothem. *Earth and Planetary Science Letters*, **154**, 237-246.
- Roberts, N., Black, S., Boyer, P., Eastwood, W. J., Griffiths, H. I., Lamb, H. F., Leng, M. J., Parish, R., Reed, J. M., Twigg, D., Yiğitbaşıoğlu, H.,** 1999. Chronology and stratigraphy of Late Quaternary sediments in

the Konya basin, Turkey: results from the KOPAL project. *Quaternary Science Reviews*, **18**, 611–630.

- Rohling, E. J., Angela, H., Mayewski, P. A., Kucera, M.**, 2009b. Holocene climate variability in the eastern Mediterranean, and the End of the Bronze Age. In: Bachhuber, C., Roberts, G. (Eds.), *Forces of Transformation: The End of the Bronze Age in the Mediterranean*. Oxbow Books, Oxford, UK, pp. 2-5.
- Rohling, E. J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A. P., Siddall, M., Hemleben, Ch., Kucera, M.**, 2009. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience*, **2**, 500-4.
- Rousseau, D. D., Hatte, C., Guiot, J., Duzer, D., Schevin, P., and Kukla, G.**, 2006. Reconstruction of the Grande Pile Eemian using inverse modeling of biomes and $\delta^{13}C$. *Quaternary Sci. Rev.*, **25**, 2806–2819.
- Rowe, P. J., Mason, J. E., Andrews, J. E., Marca, A. D., Thomas, L., van Calsteren, P., Jex, C. N., Vonhof, H. B., Al-Omari, S.**, 2012. Speleothem isotopic evidence of winter rainfall variability in northeast Turkey between 77 and 6 ka. *Quaternary Science Reviews*, **45**, 60-72
- Ruddiman W. F.**, 2008. *Earth's Climate: Past and Future* (2nd edition). W.H Freeman and Co., New York.
- Sanchez Goni, M. F., Eynaud, F., Turon, J. L., Shackleton, N. J.**, 1999. High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 123–137.
- Sanchez-Goni, M. F., Loutre, M. F., Crucifix, M., Peyron, O., Santos, L., Duprat, J., Malaize, B., Turon, J. L., and Peypouquet, J. P.**, 2005. Increasing vegetation and climate gradient in Western Europe over the Last Glacial Inception (122–110 ka): data-model comparison. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **231**, 111–130.
- Sarıkaya, M. A., Zreda, M., Çiner, A., Zweck, C.**, 2008. Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandıras, SW Turkey, inferred from cosmogenic dating and glacier modelling. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 769–780.
- Sarnthein, M. and Tiedemann, R.**, 1990. Younger Dryas-style cooling events at glacial terminations I-VI at ODP Site 658: Associated benthic $\delta^{13}C$ anomalies constrain meltwater hypothesis. *Paleoceanography*, **5**, 1041-1055 .
- Schmidt, A.**, 2007. Deep-sea Ecosystem Variability in the Eastern Levantine Basin During the Late Quaternary as Revealed by Benthic Foraminifera and Stable Isotopes. Diploma thesis, University of Leipzig, Germany.

- Schmiedl, G., Kuhnt, T., Ehrmann, W., Emeis, K.-C., Hamann, Y., Pross, J., Kotthoff, U., Dulski, P.,** 2010. Climatic forcing and regional differentiation of eastern Mediterranean deep-water formation and benthic ecosystems during the past 22000 years. *Quaternary Science Reviews*, **29**, 3006–3020.
- Scholz, D. and Hoffmann, D. L.,** 2011. StalAge an algorithm designed for construction of speleothem age models. *Quaternary Geochronology*, **6**, 369-382.
- Shackleton, N. J., Sanchez Goni, M. F., Pailler, D., Lancelot, Y.,** 2003. Marine isotope substage 5e and the Eemian interglacial. *Glob. Planet. Change*, **757**, 1 – 5.
- Shen, C.-C., Cheng, H., Edwards, R. L., Moran, S. B., Edmonds, H. N., Hoff, J. A. and Thomas, R. B.,** 2003. Measurement of attogram quantities of ²³¹Pa in dissolved and particulate fractions of seawater by isotope dilution thermal ionization mass spectroscopy. *Anal. Chem.*, **75**, 1075–1079.
- Shen, C.-C., Wu, C.-C., Cheng, H., Edwards, R. L., Hsieh, Y.-T., Gallet, S., Chang, C.-C., Li, T.-Y., Lam, D. D., Kano, A., Hori, M. and Spötl, C.,** 2012. High-precision and high-resolution carbonate ²³⁰Th dating by MC-ICP-MS with SEM protocols. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **99**, 71–86.
- Slowey, N. C., Henderson, G. M., Curry, W. B.,** 1996. Direct U-th dating of marine sediments from the two most recent interglacial periods. *Nature*, **383(6597)**, 242-4.
- Smart, P. L.,** 1991a. Uranium series dating, *Quaternary Dating Methods – A User’s Guide*. Technical Guide 4, Quaternary Research Association, Cambridge, 45–83.
- Spanos, S., Maheras, P., Karacostas, T., and Pennas, P.,** 2003. Objective Climatology of 500-hPa Cyclones in Central and East Mediterranean Region during Warm-Dry Period of the Year. *Theor. Appl. Climatol.*, **75**, 167–178.
- Spötl, C., Mangini, A.,** 2007. Speleothems and paleoglaciars. *Earth and Planetary Science Letters*, **254**, 323-331.
- Sprovieri, R., Di Stefano, E., Incarbona, A., Oppo, D. W.,** 2006. Suborbital climate variability during Marine Isotopic Stage 5 in the central Mediterranean Basin: evidence from calcareous plankton. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 2332–2342.
- Staubwasser, M., Sirocko, F., Grootes, P., Segl, M.,** 2003. Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene

south Asian monsoon variability. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1425

- Staubwasser, M., Weiss, H.**, 2006. Holocene climate and cultural evolution in late prehistoric-early historic West Asia. *Quaternary Research*, **66**, 371
- Stevens, L. R., Ito, E., Schwalb, A., & Wright Jr., H. E.**, 2006. Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran. *Quaternary Research*, **66**, 494–500.
- Stevens, L. R., Wright Jr., H.E. & Ito, E.**, 2001. Proposed changes in seasonality of climate during the Late-glacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran. *The Holocene*, **11**, 747–756.
- Stevens, T., Markovic, S. B., Zech, M., Hambach, U., Sümeği, P.**, 2011. Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacialinterglacial cycle. *Quaternary Science Reviews*, **30**, 662-681.
- Stirling, C. H., Esat, T. M., McCulloch, M. T., and Lambeck, K.**, 1995. High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the last interglacial. *Earth and Planetary Science Letters*, **135**, 115-130.
- Sun, Y., Lu, H., An, Z.**, 2006. Grain size of loess, palaeosol and Red Clay deposits on the Chinese Loess Plateau: significance for understanding pedogenic alteration and palaeomonsoon evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **241**, 129-138.
- Svendsen, J. I. et al.**, 2004. Late quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 1229-1271
- Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O., Rothlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J. P., Vinther, B. M.**, 2008. A 60,000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past*, **4**, 47–57.
- Szabo, B. J., Ludwig, K. R., Muhs, D. R., and Simmons, K. R.**, 1994: Thorium-230 ages of corals and duration of last interglacial sea-level hgihsatnd on Oaho, Hawaii. *Science*, **266**, 93-96.
- Şenoğlu, G.**, 2006. Mağara çökellerinin iz element içeriğinden paleoiklim koşullarının belirlenmesi. Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı, Yüksek Lisans Tezi (yayımlanmamış).
- Thomas, E. R., Wolff, E. W., Mulvaney, R., Steffensen, J. P., Johnsen, S. J., Arrowsmith, C., White, J. W. C., Vaughn, B., Popp, T.**, 2007. The

8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 70-81.

Touchan, R., Xoplaki, E., Funchouser, G., Luterbacher, J., Hughes, M. K., Erkan, N., Akkemik, U., Stephan, J., 2005b. Reconstruction of spring/summer precipitation for the Eastern Mediterranean from tree-ring widths and its connection to large-scale atmospheric circulation. *Climate Dynamics*, **25**, 75–98.

Touchan, R., Akkemik, Ü., Hughes, M. & Erkhan, N., 2007. May-June precipitation reconstruction of southwestern Anatolia, Turkey for the last 900 years from tree rings. *Quaternary Research*, **68**, 196–202.

Touchan, R., Garfin, G. M., Meko, D. M., Funkhouser, G., Erkan, N., Hughes, M. K., Wallin, B. S., 2003. Preliminary reconstructions of spring precipitation in southwestern Turkey from tree-ring width. *International Journal of Climatology*, **23**, 157–171.

Turner, R., Roberts, N., Jones, M. D., 2008. Climatic pacing of mediterranean fire histories from lakesedimentary microcharcoal. *Global and Planetary Change*, **63**, 317-324.

Türkes, M., 1996. Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology*, **16**, 1057–1076.

Türkes, M., Erlat, E., 2003. Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic oscillation during the period 1930–2000. *International Journal of Climatology*, **23**, 1771–1796.

Türkes, M., Erlat, E., 2005. Climatological responses of winter precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1930–2001. *Theoretical and Applied Climatology*, **81**, 45–69.

Tzedakis, P. C., 1993. Long-term tree populations in northwest Greece through multiple Quaternary climatic cycles. *Nature*, **364**, 437-440.

Tzedakis, P. C., 2003. Timing and duration of Last Interglacial conditions in Europe: a chronicle of a changing chronology. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 763-768

Tzedakis, P. C., 2005. Towards an understanding of the response of southern European vegetation to orbital and suborbital climate variability. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 1585-1599.

Url-1 <<http://maps.google.com>>, alındığı tarih 06.11.2012

Url-2 <<http://geology.isu.edu/Alamo/rocks/karst.php>>, alındığı tarih 06.03.2014

Url-3 <<http://www.dimcave.com.tr/magara.htm>>, alındığı tarih 06.11.2012.

Url-4 < <http://sealevel.jpl.nasa.gov>>, alındığı tarih 06.12.2012

Url-5 < www.climate.gov>, alındığı tarih 06.02.2013

Url-6 < www.en.wikipedia.org >, alındığı tarih 12.12.2012

Url-7 < www.nasa.gov >, alındığı tarih 18.03.2013

Ünal, Y., Kindap, T., Karaca, M., 2003. Redefining the climate zones of Turkey using cluster analysis. *International Journal of Climatology*, **23**, 1045-1055.

Van Beynen, P., Bourbonniere, R., Ford, D., Schwarcz, H., 2001. Causes of color and fluorescence in speleothems. *Chemical Geology*, **175**, 319-341.

Verheyden, A., Keppens, E., Fairchild, I. J., McDermott, F., Weis, D., 2000. Mg, Sr, and Sr Isotope Geochemistry of a Belgian Holocene Speleothem: Implications for Paleoclimate Reconstructions. *Chemical Geology*, **169**, 131-144.

Verheyden, S., 2004. Trace elements in speleothems: a short review of the state of the art. *International Journal of Speleology*, **33**, 97-104.

Verheyden, S., Nader, F., Cheng, H., Edwards, L. & Swennen, R., 2008. Palaeoclimate reconstruction in the Levant region from the geochemistry of a Holocene stalagmite from the Jeita cave, Lebanon. *Quaternary Research*, **70**, 368–381.

Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., Kong, X. G., Shao, X. H., Chen, S. T., Wu, J. Y., Jiang, X. Y., Wang, X. F. & An, Z. S., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, **451**, 1090-1093

Wasylikowa, K., Witkowski, A., Walanus, A., Hutorowicz, A., Alexandrowicz, S. W. & Langer, J. L., 2006. Palaeolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic implications. *Quaternary Research*, **66**, 477–493

Wick, L., Lemcke, G. & Sturm, M., 2003. Evidence of late glacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey. *The Holocene*, **13**, 665–675.

Wigley, T. M. L., Farmer, G., 1982. Climate of the Eastern Mediterranean and Near East. In *Palaeoclimates, Palaeoenvironments and Human Communities in the Eastern Mediterranean Region in Later Prehistory*, Bintliff JL, van Zeist W (eds). British Archaeological Reports International Series 133: Oxford; 37.

- Williams, D. M., Kasting, J. F., Lawrence, A. F.,** 1998. Low-latitude glaciation and rapid changes in the Earth's obliquity explained by obliquity-oblateness feedback. *Nature*, **396**,453-455.
- Winograd, I. J., Coplen T. B., Landwehr, J. M., Riggs, A. C., Ludwig, K. R., Szabo, B. J., Kolesar, P. T., and Revesz, K. M.,** 1992. Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. *Science*, **258 (5080)**, 255–260.
- Zahno, C., Akçar, N., Yavuz, V., Kubik, P. W. & Schlüchter, C.,** 2010. Chronology of Late Pleistocene glacier variations at the Uludağ Mountain, NW Turkey. *Quaternary Science Reviews*, **29**, 1173– 1187.

ÖZGEÇMİŞ



Ad Soyad: Mehmet Oruç BAYKARA

Doğum Yeri ve Tarihi: İzmir 16.08.1978

Adres: Pamukkale Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 20017 Kınıklı Denizli

Lisans Üniversitesi: Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Yayın Listesi (Seçilmiş):

- Özkul, M., Gökgöz, A., Kele, S., **Baykara, M. O.**, Shen, C.-C., Hançer, M., Kaya, A., Aratman, C., Akın, T., Örü, Z., **2014**. Sedimentological and geochemical characteristics of a fluvial travertine: A case from the eastern Mediterranean region. *Sedimentology*, **61**, 291-318.
- Özkul M., Kele, S., Gökgöz, A., Shen, C.C., Jones, B., **Baykara, M. O.**, Fórizs, I., Németh, T., Chang, Y.-W., Alçıçek, M. C., **2013**. Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli Extensional Basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology*, **294**, 179-204.
- Kele, S., Özkul, M., Fórizs, I., Gökgöz, A., **Baykara, M. O.**, Alçıçek M. C. and Németh, T., 2011. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology*, **238**, 191–212.
- Forizs I. Kele S. Deak J. Gökgöz A. Özkul M. **Baykara M. O.** Alçıçek M. C. **2011**. Comparison of the isotope hydrogeological features of thermal and cold karstic waters in the Denizli Basin (Turkey) and Buda Thermal Karst (Hungary). *Central European Geology*, **54**, 115-119.
- Baykara, M. O.**, Özkul, M., Shen, C.-C., Kele, S., Demeny, A. The Marine Isotope Stage 5e-d (Eemian) in the SW Turkey as inferred from two stalagmites: First high-resolution ages from mediterranean region of Turkey. **2013**. *30th IAS Meeting of Sedimentology*, Manchester, UK.