

**T.C.
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**ANTALYA TUFA FASİYESLERİNİN VE
STROMATOLİTLERİNİN SEDİMANTOLOJİK VE
JEOKİMYASAL İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

MUSTAFA SELMAN ARSAY

DENİZLİ, HAZİRAN - 2019

**T.C.
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**



**ANTALYA TUFA FASİYESLERİNİN VE
STROMATOLİTLERİNİN SEDİMANTOLOJİK VE
JEOKİMYASAL İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

MUSTAFA SELMAN ARSAY

DENİZLİ, HAZİRAN - 2019

KABUL VE ONAY SAYFASI

Mustafa Selman Arsay tarafından hazırlanan “Antalya Tufa Fasiyeslerinin ve Stromatolitlerinin Sedimantolojik ve Jeokimyasal İncelenmesi” adlı tez çalışmasının savunma sınavı 28.06.2019 tarihinde yapılmış olup aşağıda verilen jüri tarafından oy birliği ile Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza


Danışman
Prof.Dr. Mehmet ÖZKUL


.....

Üye
Prof.Dr.İsmail Ömer YILMAZ


.....

Üye
Doç.Dr.Ali GÖKGÖZ


.....

Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun
10/07/2019 tarih ve 28/09... sayılı kararıyla onaylanmıştır.


.....

Prof. Dr. Uğur YÜCEL

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

Bu tez çalışması Pamukkale Üniversitesi tarafından 2018FEBE59 nolu proje ile desteklenmiştir.

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.

Mustafa Selman Arsay



ÖZET

ANTALYA TUFA FASIYESLERİNİN VE STROMATOLİTLERİNİN SEDİMANTOLOJİK VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

MUSTAFA SELMAN ARSAY

PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

(TEZ DANIŞMANI: PROF.DR. MEHMET ÖZKUL)

DENİZLİ, HAZİRAN - 2019

Tufalar oluşum dinamikleri nedeniyle iklim çalışmalarında önemli bir yer arz etmektedir. Oluşumları esnasında geçirdikleri süreçler nedeniyle birçok farklı fasiyes çökeler ve bu fasiyesler fasiyes toplulukları oluştururlar. Antalya tufaları geniş bir alana yayılmıştır. Çalışmamız boyunca Antalya Tufalarında bulunan Stromatolit oluşumlarının sedimantolojik yapıları araştırılmıştır. Stromatolitler içinde buldukları suyun kimyasından ve iklim koşullarından etkilenerek oluşurlar. Bu nedenle oluşum dinamikleri göz önüne alındığında buldukları ortamın jeokimyasal kayıtlarını içlerinde barındıran, iklim koşullarına ışık tutan eşsiz yapılardır. Antalya Tufaları içerisinde yedi tip fasiyes tanımlanmıştır. Tanımlanan fasiyesler ile ilişkili iki tip fasiyes topluluğu gözlenmiştir. Yapılan izotop çalışması ile MSA-16 kodlu örnekte $\delta^{18}\text{O}$ değerleri -7.01 ile -5.29 arasında $\delta^{13}\text{C}$ değerleri 1.57 ile 2.38 arasında bulunmuştur. MSA-20 kodlu örnekte $\delta^{18}\text{O}$ değerleri -8.06 ile -6.29 arasında $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -2.04 ile 2.75 arasında bulunmuştur. Değerlerdeki salınımlar laminaların birbirini izleyen mevsimsel/iklimsel döngüler ile oluştuklarını göstermektedir. ESR çalışması sonucu elde edilen yaş verilerine göre MSA-1 (384 ± 39 kyıl) MIS 11.döneme, MSA-2 (454 ± 46 kyıl) MIS 12.döneme, MSA-3 (508 ± 60 kyıl) MIS 13.döneme, MSA-5 (261 ± 26 kyıl) MIS 8.döneme ve MSA-9 (287 ± 23 kyıl) 9.döneme isabet etmektedir. Denizel izotop dönemi gruplandırmasında tek rakam ile temsil edilen dönemler buzul dönemler arası ılıman-yağışlı dönemi göstermekte olup, Antalya tufaları Akdeniz çevresinde yer alan diğer tufalar ile oluşum dönemi bakımından paralellik göstermektedir.

ANAHTAR KELİMELELER: Antalya, tufa, stromatolit, sedimantoloji, fasiyes, mevsimsellik

ABSTRACT

SEDIMANTOLOGICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF ANTALYA TUFA FACIES AND STROMATOLITES

MSC THESIS

MUSTAFA SELMAN ARSAY

PAMUKKALE UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE

GEOLOGICAL ENGINEERING

(SUPERVISOR: PROF. DR. MEHMET ÖZKUL)

DENİZLİ, JUNE 2019

Due to the formation dynamics, the tufas have an important place in climate studies. Due to the processes during their formation, many different facies are deposited and these facies form facies assemblages. Antalya Tufas spread over a wide area. During our study, the sedimentological structures of the stromatolite formations in the Antalya Tufas were investigated. Stromatolites are formed by being influenced by the water chemistry and climate conditions. Stromatolites are unique structures that contain geochemical recordings of their environment and shed light on climatic conditions. Seven types of facies are defined in the Antalya Tufas. Two types of facies assemblages associated with defined facies are observed. With the isotope study, $\delta^{18}\text{O}$ values were found between -7.01 and -5.29 and $\delta^{13}\text{C}$ values were found between 1.57 and 2.38 in the MSA-16. In the MSA-20, $\delta^{18}\text{O}$ values were between -8.06 and -6.29 and $\delta^{13}\text{C}$ values were between -2.04 and 2.75. The oscillations in the values indicate that the laminae are formed by successive seasonal / climatic cycles. According to the age data obtained from the ESR study, MSA-1 (384 ± 39 kyr) MIS 11th period, MSA-2 (454 ± 46 kyr) MIS 12th period, MSA-3 (508 ± 60 kyr) MIS 13th period, MSA-5 (261 ± 26 kyear) MIS is in the 8th period and MSA-9 (287 ± 23 kyas) in the 9th period. The periods represented by odd number in the marine isotope period grouping show the temperate-rainy period between the glacial periods and the Antalya tufas are in parallel with the other tufas around the Mediterranean.

KEYWORDS: Antalya, tufa, stromatolite, sedimentology, facies, seasonality

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET	1
ABSTRACT	2
İÇİNDEKİLER	3
ŞEKİL LİSTESİ	5
TABLO LİSTESİ	9
SEMBOL LİSTESİ	10
ÖNSÖZ	11
1. GİRİŞ	12
1.1 Çalışmanın Amacı	12
1.2 Çalışma Alanı	13
1.3 Literatür Özeti	14
1.3.1 Yer tarihi içinde stromatolit oluşumları.....	14
1.3.2 Tufalar ve İçerdikleri Stromatolitler İle İlgili Çalışmalar.....	16
1.4 Metod.....	21
1.4.1 Arazi Çalışmaları	21
1.4.2 Büro Çalışmaları	22
1.4.3 Laboratuvar Çalışmaları	22
1.4.4 X-ışınları difraksiyon incelemeleri-XRD	23
1.4.5 SEM Analizleri	24
1.4.6 XRF element analizleri	24
1.4.7 Kütle Spektrometresi (ICP-MS) Analizleri	25
1.4.8 Duraylı Karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ve Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) Analizleri	25
1.4.9 ESR tarihlendirme analizleri.....	25
2. GENEL JEOLOJİ	27
2.1 Bölgesel Jeoloji	27
2.2 Tektonik.....	30
3. SEDİMANTOLOJİ	32
3.1 Fasiyes tanımlamaları.....	32
3.1.1 Laminalı tufa/stromatolitik tufa fasiyesi.....	32
3.1.2 Yosun tufa fasiyesi.....	35
3.1.3 Fitoherm çatıtaşı	37
3.1.4 Pizolitik tufa.....	39
3.1.5 Onkolitik tufa.....	41
3.1.6 Fitoklastik tufa	43
3.1.7 İntraklastik tufa	45
3.2 Fasiyes Tanım Özeti ve Literatür Karşılaştırması	47
3.3 Düşey Kesitler	49
3.3.1 Varsak 1 Ölçülü Kesiti.....	50
3.3.2 Varsak 2 Ölçülü Kesiti.....	57
3.3.3 Varsak 3 Ölçülü Kesiti.....	63
3.3.4 Varsak 4 Ölçülü Kesiti.....	66
3.3.5 Varsak 5 Ölçülü Kesiti.....	70
3.3.6 Varsak 6 Ölçülü Kesiti.....	78
3.3.7 Varsak 7 Ölçülü Kesiti.....	88
3.3.7.1 Stromatolit fasiyesine ait örnekler	91

3.3.7.2	Yosun tufa fasiyesine ait örnekler.....	95
3.3.7.3	Fitoherm çatıtaşı.....	97
3.4	Fasiyes toplukları.....	100
3.4.1	Şelale (waterfall) fasiyes topluluğu	100
3.4.2	Gölsel-palustrin fasiyes topluluğu	101
4.	JEOKİMYA	103
4.1	Element ve duraylı izotop analizleri.....	103
4.2	Esr Analizi Ve Tarihlendirme Sonuçları	111
4.3	XRD-Analizleri	119
5.	TARTIŞMA	122
5.1	Tufalarda fasiyes ve fasiyes toplulukları.....	122
5.2	Antalya Tufalarının duraylı izotop bileşimleri	123
5.3	Tufalarda mevsimlik ve dönemsellik kayıtları	123
5.4	Denizel, gölsel ve tufa stromatolitlerinin karşılaştırılması.....	124
5.5	Antalya tufalarında yaş bulguları ve paleoiklimsel değerlendirmeler.....	124
6.	SONUÇ VE ÖNERİLER	126
7.	KAYNAKLAR.....	128
8.	ÖZGEÇMİŞ	133

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1: Yer bulduru haritası (Google Earth)	14
Şekil 1.2: a) Shark Körfezi'nde (Avustralya) denizel stromatolit oluşumları b) Bahamalar 'da Andros Adası'nda denizel stromatolitler (Fotoğraf Sean Nash)	15
Şekil 1.3: MSA-20 örnek numaralı karot örneği.....	22
Şekil 1.4: XRD şematik gösterimi (https://chem.libretexts.org).....	23
Şekil 2.5: Antalya bölgesi jeolojik haritası (Koşun, 2012 ve MTA'nın jeolojik haritasından basitleştirilerek alınmıştır).....	29
Şekil 2.6: Genelleştirilmiş stratigrafik kesit (MTA'nın raporundan basitleştirilerek yeniden çizilmiştir).....	30
Şekil 3.7: Laminallı tufa fasiyesi. Fotoğraftaki ölçek çubuğunun beyaz ve kırmızı bölümleri 10 'ar cm'dir.	32
Şekil 3.8: Stromatolitik tufa fasiyesi. Varsak Mahallesi.....	33
Şekil 3.9: Stromatolitik Laminallı Larva boşlukları (okla işaretli).....	34
Şekil 3.10:Stromatolitik tufa ince kesiti (MSA-9)	34
Şekil 3.11: Yosun Tufa. Varsak-Odabaşı yolu.	36
Şekil 3.12: Yosun tufa el örnekleri (a) MSA-25 b) MSA-26)	36
Şekil 3.13: Yosun tufa ince kesitleri. a) MSA-24 nolu örnekten hazırlanmış bir ince kesit görüntüsü, b) MSA-37 nolu örnekten hazırlanmış bir ince kesit görüntüsü. Kesitler üzerinde c ile işaretlenmiş alanlar boşlukları, m ile işaretlenmiş alanlar yosun liflerini göstermektedir.	37
Şekil 3.14 : Fitoherm çatıtaşı (Yavuz Selim Mahallesi)	38
Şekil 3.15: fitoherm çatıtaşı ince kesitleri, merkezin etrafında ışınal şekilde büyümüş kalsit kristalleri (Örnek no: MSA-26).	38
Şekil 3.16: Antalya tufalarında, yer alan stromatolit katmanları ile kaplı kanal içinde depolanmış pizolitler. (Varsak – Odabaşı yolu üzeri).....	40
Şekil 3.17: Pizolit el örneği (MSA-4)	40
Şekil 3.18: a) pizolitin merkezinde yer alan kırıntı b) pizoliti çevreleyen kabukta yer alan katmanlar	41
Şekil 3.19: Onkolitik tufa.....	42
Şekil 3.20: Fitoklastik tufa	43
Şekil 3.21: Fitoklastik tufa el örneği (MSA-33)	44
Şekil 3.22: Fitoklastik tufa ince kesit (MSA-33). Kesit üzerinde c harfi ile işaretli alanlar boşlukları temsil etmektedir. A) nolu kesitte, briyofitik kalıntılar ile birlikte, bitki gövdesi etrafında oluşmuş kalsit kabuk görülmektedir. B) nolu kesitte ise, bitki gövdesini merkez alarak oluşmuş kalsit kabuk ve bitki gövdesinden kalan boşluk görülmektedir.	45
Şekil 3.23: Li, İtraklastik tufa Lst-Stromatolitik tufa.....	46
Şekil 3.24: Kesit noktalarını gösterir harita	49
Şekil 3.25: Varsak 1 nolu ölçülü kesiti	50
Şekil 3.26: Varsak 1 Kesiti içinde yer alan Lph - Tf araldanması	51
Şekil 3.27: MSA-8 El örneği, krinomid boşlukları görülmektedir.	52

Şekil 3.28: MSA-8 İnce kesit görüntüsü, krinomid boşlukları görülmektedir.....	53
Şekil 3.29: MSA-10 El örneği, kum yapısı görülmektedir.	53
Şekil 3.30: MSA-10 ince kesit görüntüsü, iyi çimentolanmamış kum taneleri arasındaki boşluklar görülmektedir.....	54
Şekil 3.31: MSA-11 El örneği, bitki gövdesi etrafında oluşan kalsit kabuk ve çimento yapısı görülmektedir.....	55
Şekil 3.32: MSA-11'den alınan ince kesit görüntüleri a) Parçalar arası doku b) Bitki parçasının etrafını saran ışınal kalsit kristalleri c) Bitki parçasından kalan boşluğun dolması d) İri birincil kalsit kristalleri	56
Şekil 3.33: Varsak 2 Kesiti (Taban kotu 155m).....	57
Şekil 3.34: Varsak 2 Kesitinin genel görünümü	59
Şekil 3.35: MSA-13 El Örneği, tufa kumu yapısı barındırmaktadır.	59
Şekil 3.36: MSA-13 ince kesit görüntüsü	60
Şekil 3.37: MSA-14 El örneği.....	61
Şekil 3.38: Msa-14 ince kesit görüntüsü, bitki gövdesi parçalarının arkasında bıraktığı boşluklar mevcuttur.	62
Şekil 3.39: Varsak 3 Kesiti (Taban kotu 162 m).....	63
Şekil 3.40: Varsa 3 Kesiti genel görünümü	65
Şekil 3.41: Varsak 4 Kesiti (Taban kotu 163 m).....	66
Şekil 3.42: Varsak 4 Kesiti genel görünümü	67
Şekil 3.43: MSA-15 el örneği	68
Şekil 3.44: MSA-15 ince kesit görüntüsü, kalsit kristalleri.	69
Şekil 3.45: Varsak 5 Kesiti (Taban kotu 161 m).....	70
Şekil 3.46: Varsak 5 Kesiti genel görünüm	71
Şekil 3.47: MSA-17 El örneği, lamina sınırları ve larva boşlukları görülmektedir..	72
Şekil 3.48: MSA-17 İnce kesit görüntüsü, kalsit kristalleri ve lamina sınırında gelişmiş bakteriyel mat görülmektedir.	73
Şekil 3.49: MSA-18 El örneği, lamina sınırı ve açık – koyu ardalanması görülmektedir.	74
Şekil 3.50: MSA-18 İnce kesit görüntüsü, tamamen kalsit kristallerinden oluşmuştur.	75
Şekil 3.51: MSA-19 El Örneği, yosun lifleri etrafında büyümüş kalsit kabuk görülmektedir.	76
Şekil 3.52: MSA-19 El Örneği detay görüntüsü, yosun liflerinin ortamdaki gitmesi ile geriye kalan kalsit kabukla çevrelenmiş boşluklar görülmektedir.....	76
Şekil 3.53: MSA-19 ince kesit görüntüsü, c ile işaretli bölgeler yosun liflerinin geride bıraktığı boşluklardır.	77
Şekil 3.54: Varsak 6 Ölçülü Kesiti (Taban kotu 290 m).....	78
Şekil 3.55: Varsak 6 Kesiti genel görünümü	79
Şekil 3.56: MSA-21 el örneği	81
Şekil 3.57: MSA-21 El örneği detay görüntüsü, kum tanelerinin arasındaki bitki parçaları.....	81
Şekil 3.58: MSA-22 El örneği, biyoklast parçaları barındırmaktadır.	82
Şekil 3.59: MSA-22 El örneği detay, taneler arası boşluklar görülmektedir.	82
Şekil 3.60: a)MSA-22 kum taneleri ve aralarında siyanobakteriyel mat b)MSA-21 kum taneleri arasında fosil kavkısı c) MSA-21 kum taneleri arasında siyanobakteriyel mat d) MSA-21 kum taneleri arasında bitki ve taşınmış tufa parçaları.....	83
Şekil 3.61: MSA-23 el örneği	84
Şekil 3.62: MSA-24 el örneği, yosun lifi boşlukları görülmektedir.	84

Şekil 3.63: MSA-25 el örneği, ok akış yönüne dik olan büyüme yönünü göstermektedir	85
Şekil 3.64: a)MSA-23 yosun lifleri arasındaki bakteriyel mat b) MSA-24 yosun lifleri arasındaki bakteriyel c) MSA-25 yosun liflerinin büyüme yönüne dik hazırlanmış kesit d) MSA-25 birim içinde yer alan boşlukta oluşmuş ikincil kristallenme	86
Şekil 3.65: MSA-26 el örneği ok büyüme yönün göstermektedir	87
Şekil 3.66: MSA-26 örneği ince kesitleri a) Kalsit kristallerinin ardalanması b) Merkezden ışınal olarak büyümüş kristaller c) boşluğu çevreleyen kalsit kabuk d) bitki boşluğu etrafında gelişen laminalı kalsit kabuk.....	87
Şekil 3.67: Varsak 7 Ölçülü Kesiti (1)	89
Şekil 3.68: Varsak 7 Ölçülü Kesiti (2)	90
Şekil 3.69: Kesitin yatay olarak gösterimi (ölçeksiz)	91
Şekil 3.70: MSA-45 El örneği.....	92
Şekil 3.71: MSA-45 ince kesitleri a) açık koyu lamina ardalanması b) domsu yapılar c) açık lamina, mikroskobik koyu laminalar içermekte d) lamina arasındaki bakteriyel mat kalıntısı (10x).....	92
Şekil 3.72: MSA-31 El örneği, açık koyu lamina ardalanması görülmektedir.	93
Şekil 3.73: MSA-34 El örneği, lamina ardalanması görülmektedir.....	93
Şekil 3.74: MSA-36 El örneği, lamina ardalanması mevcut ve lamina sınırında oluşmuş larva boşlukları görülmektedir.	94
Şekil 3.75: a) MSA-36, lamina içinde büyümüş kalsit kristalleri b) MSA-31, lamina içinde büyümüş kalsit kristalleri c) MSA-34 lamina içinde büyümüş kalsit kristalleri d) MSA-34 lamina içinde büyümüş kalsit kristalleri	95
Şekil 3.76: a) MSA-43 b) MSA-35 c) MSA-39 d) MSA-40	96
Şekil 3.77: a) MSA-43 b) MSA-35 c) MSA-39 d) MSA-40	97
Şekil 3.78: MSA-38 El örneği.....	98
Şekil 3.79: MSA-41 El örneği.....	98
Şekil 3.80: MSA-44 El Örneği.....	99
Şekil 3.81: a) MSA-38 b) MSA-41 c) MSA-44 bitki saplarının enine kesiti d) MSA-44 bitki saplarının paralel kesiti	100
Şekil 4.82: MSA-16 ve MSA-20 karotları	104
Şekil 4.83: MSA-16 Karot üzerinde izotop dağılımı	106
Şekil 4.84: MSA-20 Karot üzerinde izotop dağılımı	109
Şekil 4.85: MSA-20 dağılım grafiği, $r=0,77$	110
Şekil 4.86: MSA-16 dağılım grafiği, $r=-0,08$	110
Şekil 4.87: ESR tekniği kullanılarak tarihlendirilen örnekler	112
Şekil 4.88: JEOL Jes-Fa300 ESR spektrometresi	112
Şekil 4.89: MSA-1 örneği ESR spektrumları.....	113
Şekil 4.90: MSA-2 örneği ESR spektrumları.....	114
Şekil 4.91: MSA-3 örneği ESR spektrumları.....	114
Şekil 4.92: MSA-5 örneği ESR spektrumları.....	115
Şekil 4.93: MSA-9 örneği ESR spektrumları.....	115
Şekil 4.94: Numunelerin mikrodalga güç grafikleri (a-e).....	116
Şekil 4.95: Numunelerin doz-cevap grafikleri (a-e)	117
Şekil 4.96: MSA-2 XRD Grafiği	120
Şekil 4.97: MSA-3 Grafiği.....	120
Şekil 4.98:MSA-5 grafiği.....	120
Şekil 4.99: MSA-6 Grafiği.....	121
Şekil 4.100: MSA-8 Grafiği.....	121

Şekil 5.101: ESR yaşlarına göre MIS (Denizel İzotop Dönemi) gruplandırması
(Sancho vd. 2015'ten değiştirilerek alınmıştır)..... 125

TABLO LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1: Antalya Tufalarında fasiyes dağılımı.....	47
Tablo 3.2: Fasiyes adları literatür karşılaştırması	48
Tablo 3.3: Varsak 7 Kesitinden alınan örnekler.....	91
Tablo 4.4: MSA-16 İzotop dağılım tablosu	105
Tablo 4.5: MSA-20 İzotop dağılım tablosu	107
Tablo 4.6: Y2Science tarihlendirme programıyla hesaplanan Eşdeğer Doz (ED) değerleri ve $y=a*\exp(bx)+c$ fit fonksiyonunun a, b, c parametreleri....	118
Tablo 4.7: Yıllık Doz (D) hesabında kullanılan parametreler.....	118
Tablo 4.8: ESR yaşları	118
Tablo 4.9: ESR Yaşları	119
Tablo 5.10: Fasiyes tanımlamaları literatür karşılaştırması	122

SEMBOL LİSTESİ

Lst	:	Laminalı/Stromatolit tufa fasiyesi
Lbr	:	Yosun tufa fasiyesi
Tf	:	Tufa Kumu fasiyesi
Lph	:	Fitoklast fasiyesi
Li	:	İntraklast fasiyesi
$\delta^{13}\text{C}$:	Karbon 13 izotopu
$\delta^{18}\text{O}$:	Oksijen 18 izotopu
kyıl	:	Bin yıl

ÖNSÖZ

Çalışma süresi boyunca desteğini esirgemeyen danışmanım Prof.Dr.Mehmet Özkul'a teşekkürlerimi sunarım.

Uzun bir yol kat ederek Antalya'ya gelen ve bana arazi çalışmamda yardımcı olan çalışmamın şekillenmesinde önemli rol oynayan Concha Arenas Abad'a, eğitimim süresince bana her türlü kolaylığı sağlayan değerli iş arkadaşlarım Arzu Kabul, Zeliha Kanber ve Sabriye Özdemir'e, çalışmamı içtenlikle destekleyen ve bana büyük bir sabır gösteren değerli aileme teşekkür ederim. Farkında olmadan bana çok yoğun bir destek vermişlerdir.

1. GİRİŞ

Stromatolitler bir grup bakterinin ortak yaşam kurması ile oluşturdukları filamentlerin etrafında kalsiyum karbonat kristalleşmesi ile oluşur. İnce laminalar halinde çökelerek, kubbemsi yapılar oluştururlar. Oluşumları sırasında, içinde buldukları suyun kimyasından ve iklim koşullarından etkilenirler. Bu nedenle stromatolitlerin oluşum dinamikleri göz önüne alındığında, buldukları ortamın jeokimyasal kayıtlarını içlerinde barındıran, iklim koşullarına ışık tutan eşsiz yapılar olduğu belirtilmiştir. Bilindiği gibi dünyada yaşamın ortaya çıkışının ilk kayıtları stromatolitler de bulunmuştur. Milyonlarca yıldır denizel, gösel ve akarsu ortamlarda gelişimlerini sürdürmektedirler (Stearn, 1928).

Ülkemizde birçok bölgede stromatolit oluşumları görülmektedir. Salda Gölü, Van Gölü gibi göllerde halen stromatolit oluşumu devam etmektedir (Kempe vd., 1991; Braithwaite ve Zedef, 1994; 1996; Burns vd., 2010; Balci vd.,2016).

Batıda ve Kuzeyde yaşlı neritik kireçtaşları, doğuda Pliyosen yaşlı birimler, Güneyde Akdeniz'in yer aldığı havzada kurulu Antalya şehri, içinde stromatolitik fasiyeslerin de bulunduğu 630 km²'lik genişliği ve 280 m kalınlığı ile dünyanın en büyük tufa oluşumlarından birinin üzerine yerleşmiştir. Bu tufaların içinde akarsulara bağlı stromatolit oluşumları da yer almaktadır.

1.1 Çalışmanın Amacı

Çalışmanın amacı, Antalya Tufaları'nda bulunan stromatolit (=laminalı tufa) oluşumlarını sedimentolojik, sedimanter petrografik, jeokimyasal ve jeokronolojik açıdan inceleyerek kökenlerini aydınlatmak, Kuvaterner iklim değişimleri ile ilişkilerine yaklaşımlarda bulunmak, gösel ve denizel kökenli stromatolitlerle olan benzerlik ve farklılıkları ortaya koymaktır. Ayrıca bu çalışma ile stromatolit laminalarındaki mevsimsel ve/veya periyodik değişimler, dokusal özellikler ile ortaya konacaktır.

1.2 Çalışma Alanı

Antalya şehir merkezinin de üzerine yerleştiği çalışma alanı, bir kısmı denizin altında kalmakla birlikte, doğuda Aksu çayı, kuzeyde Toroslar, batıda Katrancı ve Bey dağları arasında kalmaktadır.

Antalya şehri, turizme uygun iklim koşulları nedeniyle hızla gelişmiştir. Ayrıca önemli bir tarım merkezidir. Özellikle sera tarımcılığı halkın önemli gelir kaynaklarından biridir.

Antalya'da Akdeniz iklimi hakimdir. Yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlıdır. Yazın ortalama sıcaklık 28-36 ° derece arasındadır. Kış aylarında ise sıcaklık ortalama 10-20 ° derece arasında değişir.

Kış ayları sağanak yağışlı geçer ve yazın neredeyse hiç yağış görülmez. Antalya, yılda ortalama 300 güneşli günü, 18,7 derece yıllık sıcaklık ortalaması ile yılın 12 ayı turizm hareketlerine açık, ender bölgelerden birisidir.

Toros Dağlarının denize bakan yamaçları tipik Akdeniz ikliminin etkisi altındadır. Yükseklikle birlikte yamaçlarda iklim sertleşir, iç kesimlere gidildikçe Akdeniz iklimi yerini karasal iklime bırakır. Bölge kış aylarında zaman zaman 2000 mm³ civarında yağış alır.

Bitki örtüsü makilerden, yer yer iğne yapraklı çam ormanlarından ve bazı korunabilen alanlarda sedir türlerinden oluşur. Aşırı kesim ve tahribattan dolayı iç kesimler çıplak ve kıraçtır. Bu tahribata rağmen Türkiye orman varlığının %25'i Akdeniz bölgesinde yer alır.

Antalya turistik bir bölge olması nedeniyle ulaşım imkanları boldur. Yaz aylarında ortalama günde 600 uçağın iniş yaptığı uluslararası bir havalimanı mevcuttur. Şehre bağlanan birçok şehirlerarası otoyol mevcuttur. Şehir otogarına yaz aylarında ortalama 20.000 insan giriş-çıkış yapmaktadır.



Şekil 1.1: Yer bulduru haritası (Google Earth)

1.3 Literatür Özeti

1.3.1 Yer tarihi içinde stromatolit oluşumları

Stromatolitler, bakteri veya siyanobakteriler tarafından çökeltilmiş kalsiyum karbonattan oluşan laminalı yapılardır. Laminaların kalınlıkları birkaç milimetre civarında olsa da üst üste birikerek metrelerce kalınlıkta birikebilirler. Bazı stromatolitlerde laminalar düzlemseldir fakat birçoğunda laminalar dışbükeydirler, katmanlı sütunlar ve domlar oluştururlar. Güncel olarak tatlı sularda oluşan stromatolitler, siyanobakterilerin filamentleri çevresinde çökelen kalsiyum karbonat katmanlarından oluşurlar. Güncel denizel stromatolitler, prokaryotik mikroorganizma topluluklarının deniz yüzeyinde ışık gereksinimlerine göre sınıflanmaları sonucu oluşur. Fotosentez için ışığı kullanan ve oksijen üreten siyanobakteriler genellikle üst tabakaları oluşturur. Işığa gereksinim duymayan anaerob bakteriler, canlı tabakanın alt kısmında yaşarlar. Bakterilerin yapışkan filamentleri, suda yoğunlaşan ince bir kalsiyum karbonat tabakasını hapseder ve çökel ile kaplandığında, bir başka yapışkan

yüzey üreterek bir sonraki tabakayı oluşturmaya başlar. Katmanlar, ortamdaki günlük, aylık veya yıllık döngülerin bir ürünü olabilirler.

Yaşayan stromatolit toplulukları nadirdir, ancak batı Avustralya'da Shark Körfezi'nde, Bahamalar'daki Andros Adası'nda ve bazı göllerde görülmektedirler.



Şekil 1.2: a) Shark Körfezi'nde (Avustralya) denizel stromatolit oluşumları b) Bahamalar 'da Andros Adası'nda denizel stromatolitler (Fotoğraf Sean Nash)

Stearn (1928)'e göre, stromatoliti oluşturan mikroorganizmalar ölür ve yok olur, sonrasında filamentlerin izleri dışında, varlıklarından bir iz kalmaz. Stromatolitler, büyüme formlarına ve mikro yapılarına göre tanımlanır. Tek bir stromatolit birkaç farklı bakteri topluluğu tarafından oluşturulabilir, ancak baskın kurucu etken siyanobakterilerdir. Siyanobakterilerin çoğu fotosentetik tip 5 bakteri olduğundan, yaşlı kayalarda stromatolitlerin oluşumu, çökme sırasında fotosentezin gerçekleştiğini ve oksijenin üretildiğini göstermektedir. Mikroplar tarafından üretilen birçok yapı laminalı değildir, bu nedenle bazı paleontologlar, stromatolit terimini kullanmak istememiştir. Robert Burne ve Linda Moore, mikrobiyalit teriminin, laminalı olsun olmasın, kapanlanma, çimentolanma ve mineral çökmesine neden olan mikrobiyal topluluk hareketinden oluşan tüm yapılar için kullanılmasını önermiştir. En eski stromatolitler, batı Avustralya'daki Warrawoona Grubu'ndaki en eski mikro fosillerle aynı tabakalarda bulunur. Bunların sütunsu ve domsu formları, daha sonra siyanobakteriler tarafından üretilenlere benzerdir. Proterozoik dönemde stromatolitler yaygınlaşmış ve çeşitlenmiştir. Proterozoik zamanın erken dönemlerinde stromatolitler, birçok farklı büyüme formunda, Kuzey Amerika kıtasal platformunun kenarında karbonat bariyerler inşa etmişlerdir. Paleozoyik zamanın başlamasından kısa bir süre sonra stromatolitler daha az görünür hale gelmiş ve

varlıkları gel-git hareketlerinin yaşandığı sığ sularla sınırlı kalmıştır. Orta Ordovisiyen 'de stromatolitler, mercanlar, süngerler, stromatopoitler ve algler gibi daha karmaşık, daha hızlı büyüyen organizmalarla sığ su ortamlarındaki alan için girdikleri rekabetten yenik ayrılmışlar ya da o dönemde hızlıca büyüyen yumuşakça ve eklem bacaklı popülasyonu tarafından avlanarak varlıklarını kaybetmişlerdir.

1.3.2 Tufalar ve İçerdikleri Stromatolitler İle İlgili Çalışmalar

Riding (2000) mikrobiyal büyüme ve metabolik faaliyet sonucu oluşan sedimanların Archaean'dan bu yana karbonat çökellerinin önemli bileşenleri olduğunu belirtmiştir. Mikrobiyal karbonatların jeolojik olarak denizel ve gölsel ortamlarda oluştukları düşünülse de günümüzde akarsu, doğal kaynak, mağara ve toprak ortamlarda da oluştuğu tespit edildiği için bu ortam araştırmalarında önemli hale gelmişlerdir. Tufa oluşumunda ilgili başlıca organizmaların, mikrobiyal biyofilm ve matların büyümesine katılan bakteriler, özellikle siyanobakteriler, küçük algler ve mantarlar olduğunu ve ana sürecin kalsifiye mikrop birikintileri üreten ve bakteriyel mat birikimi korunmasını sağlayan yağışlar olduğunu belirtmiştir. Mikroplar tarafından tutunma ve korunma için üretilen hücre dışı polimerik maddeler çekirdeklenme bölgeleri sağlamış ve sediman tutulumunu kolaylaştırmıştır. Genellikle omurgasızlar ve algler içinde partiküllerin tutulduğunu ve bakteri hücreleri etrafında kristaller oluşmaya başladığını, ana bileşenin bakteriyel hücrenin kalsifikasyonu ile oluşmuş paleoidal mikrit olduğunu belirtmiştir. Riding (2000)'e göre birikim tipleri laminalı domlar (stromatolit), pıhtılaşmış (trombolit) ve aglutine edilmiş veya kalsifiye olmuş, kabaca yayılmış mikroplardan oluşan diğer makrofabrik sütunlardır. Stromatolitik laminalar birincil yapılar gibi görünse de trombolit yapıları birincil veya ikincil olarak oluşabilmektedir. Mikrobiyal çökeltme aynı zamanda sıcak sularla ilişkili travertenlerde, soğuk su domlarında, kalışlerde, mağara kabuklarında yeniden kristallenmeyi etkilemektedir. Mikrobiyal karbonat çökeltimi ortam suyunda uygun doygunluk gerektirmekte olup bu nedenle eşsiz bir biyotik ve abiyotik faktör kombinasyonuna dayanmaktadır. Bu çevresel ortamlar, kireçli akarsularda, kaynaklarda ve sığ tropikal denizlerde görülmektedir. Siyanobakteriyel kalsifikasyon ve mikrobiyal dom oluşumundaki dokular deniz suyu kimyasındaki dalgalanmaları yansıtmaktadır. Riding (2000) Stromatolitlerin ~ 3450

Ma'da ortaya çıktığını ve genellikle 2800 ila 1000 Ma arasında çeşitlendiğini, 2000, 1000 ve 675 Ma arasında ise Proterozoik düşüş yaşandığını, bu durumun ökaryot rekabetini ve / veya azaltılmış litifikasyonu gösterdiğini, çoğunlukla kalsifiye olmuş siyanobakterilerden oluşan trombolitler ve dendrolitlerin, Erken Paleozoik dönemde bollaştığını ve Geç Devoniyen'de yeniden ortaya çıktığını, mikrobiyal karbonatların Mesozoyik süresince oluştuğunu, Senozoikte ise denizel ortamlarda oluşumlarının azaldığını belirtmiştir .

Glover ve Robertson (2003) Antalya kıyı düzlüğünü kaplayan Pliyo-Kuvaterner terasları oluşturan tufaların 250 m kalınlığa sahip olduğunu belirtmişlerdir. Bu tufaları soğuk karstik kaynaklardan gelen sular oluşturmuştur. Araştırmacılar tufaların Toros Dağları ile sınırlanan K-G uzanımlı bir yarı graben olan büyük Aksu Havzası içine yerleştiğini bildirmişlerdir. Teraslar deniz seviyesinden 300 metre ve 100-200 m olmak üzere iki ana seviyede ortaya çıkmıştır. Deniz seviyesinden -50, -100 m aşağıda bir terasın daha yer aldığını belirtmişlerdir. Tufa birikimi Geç Pliyosen regresyonu ile gerçekleşmiştir. Tufalar küçük ve sığ göllerde bataklıklarda ve durgun akarsularda depolanmıştır. Bu durum karmaşık bir fasiyes birlikteliğine yol açmıştır. U-Th yöntemiyle yapılan yaşlandırmaya göre alt terasın yaşı 600.000'den fazladır. Uzun süren serin ve mevsimsel değişimler içeren iklimi ile bilinen Geç Pliyosen (2.1-1.5 milyon yıl) tufa oluşumu için ideal zaman dilimi olmuştur (Glover ve Robertson, 2003). Orta Kuvaterner 'de gerçekleşen iklim şartlarının tufa çökmesi için uygun değildi. Bu dönemde daha önce oluşmuş tufalar aşınmış, çözülmüş ve karstlaşmaya uğramıştır. Bölgede Kuvaterner boyunca kademeli olarak tektonik yükselme devam etmiştir. Kuvaterner ortasında gerçekleşen Glasiyo-östatik dönem boyunca oluşan deniz seviyesindeki dalgalanmalar akarsu erozyonu ile birleşerek düzensiz kayalıklar ve yarımadaşer şeklinde gözlenen ikinci ana terası oluşturmuştur. Denizaltında yer alan teras, muhtemelen Geç Kuvaterner döneminde deniz seviyesinin düşmesi sonucunda oluşmuş, bunu takiben buzul dönemi sonrası su altı ve kıyı kayalıklarının şekillenmesi ile oluşum tamamlanmış, nispeten küçük miktarlardaki kaynak sularının teras sisteminin farklı seviyelerinde akmaya devam etmesi sonucunda şelaleler, basamaklar ve eğimli alanlarda yüksek hızlı akıntılarla tufa oluşumu devam etmiş, erozyon sonucu daha önce oluşmuş tufalarda yer alan vadiler, yamaçlar ve dik kayalıklarda sıvama şeklinde yeni tufa oluşumları meydana gelmiştir (Glover ve Robertson, 2003).

Pedley (2009) traverten ve tufaların Akdeniz bölgesi gibi ılıman ve yarı ılıman iklimlerde yaygın olduğunu, ancak Kuzey Kutbu'ndan ekvator enlemlerine kadar görülen iklim rejimlerinde de oluştuğunu belirtmiştir. En çok incelenen tufaların aktif sistemlerde oluşmaları ve Kuvaterner (özellikle Holosen) yaşta olanlar olduğunu, literatürde az da olsa Tersiyer ve Geç Mezozoyik tufalarında yapılmış çalışma örnekleri de bulunmaktadır. Bu çalışma azlığının karasal tufaların genellikle erozyon nedeniyle parçalanmış olması nedeniyle yaşanan tanımlama probleminden kaynaklanmaktadır. Kalsiyum karbonatın fiziko-kimyasal çökmesi genel olarak tufa ve traverten birikimine katkıda bulunan ana mekanizmadır. Suların hızlı bir şekilde soğuması termal (traverten) çökeline yol açmaktadır. Prokaryot-mikrofit biyofilmleriyle ilişkili kalsiyum karbonat çökelişi yavaş akan ve durağan su birikintilerinde önemli hale gelir. Bu çökelişin büyük kısmı siyanobakteriyel, heterotrofik bakteriyel ve diatomlarla yakın ilişki içerisinde gerçekleşmektedir. Pek çok tufa-traverten mostrasının erken dönem radyo karbon çalışmaları için önemli hale gelmiştir. 1970'lerin sonlarından bu yana, bir dizi laboratuvar tabanlı ve saha bazlı sınıflandırma şeması önerilmiştir. Bazı şemalar tufalar ile ilişkili makrovegetasyon tiplerine dayanmaktadır. Bazıları ise petrolojik özelliklere veya geometri ve sedimentolojik fasiyes özelliklerine dayanmaktadır. Son dönemlerde sedimentolojik modellemede çökeltilerin iç geometrilerini daha iyi tanımlamak için sıg jeofizik tekniklerinden faydalanılmaktadır. 1990'larda her ikisi de çevresel değişimin daha iyi anlaşılmasını amaçlayan iki ayrı araştırma kolu geliştirilmiştir. İlk araştırma kolu mikroorganizmaların çimento ve kireç çamuru çökeltisindeki rolü ile içerilen polen ve omurgasız kalıntılarının biyostratigrafik analizi ile ilgilenmiş, bu verilerin bölgedeki geçmiş iklim değişkenliğini tanımlamaya yardımcı olduğunu belirtmişlerdir. İkinci araştırma kolu ise çevresel değişimin tanımlanmasında jeokimyasal izlere odaklanmış, bu tanımlamanın birincil çökelti sistematığının tanınmasına büyük ölçüde yardımcı olan yeni petrolojik çalışmalar ile mümkün olduğunu, Lithofasiyes modellemesi yapılarak birincil dokuları gizleyen, depolanma sonrası erken neomorfik değişikliklere ışık tutulabildiğini ve karmaşık diagenetik geçmişi ortaya çıkardığını belirtmişlerdir. Paleo-su sıcaklığını tanımlamak için karbon ve oksijenin kararlı izotopları kullanılmıştır. Radyo karbon ve uranyum / toryum kullanan mutlak tarihlendirme teknikleri ile çökelti zaman dilimlerinin hassas bir şekilde tespit edildiğini belirtmiştir (Pedley, H.M., 2009).

Özkul (2010) Türkiye'nin batısında Denizli ilinde yer alan Güney Şelalesinin Büyük Menderes Nehri'nin güneydoğu yamacına yerleşmiş bir doğal kaynak tufa oluşum alanı olduğunu belirtmiştir. Kaynak suları Paleozoik mermer ile mikaşist arasındaki dokanaktan çıkıp, 220 ila 400 metre arasında değişen rakımlarda tufa çökkelimini sağlamaktadır. Tufa yaklaşık 20 hektarlık bir alanı kaplamaktadır. Tufanın düz üst yüzeyi olgunlaşmış evreyi göstermektedir. Kaynak suyu Ca – HCO₃ tipindedir. Kaynak suyunun kararlı izotop değerleri $\delta^2\text{H}$ için 249.94 ve $\delta^{18}\text{O}$ için 27.15'dir. Aktif ve pasif tufa örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sırasıyla 29.13 - 26.0 ve 28.44 - 27.40 ‰ aralığındadır. Bu izotop değerleri tatlı su tufaları için tipiktir. Pasif tufaların ¹⁴C yaşının 2000 ila 5800 yıl arasında değiştiğini, kararlı izotop bileşiminin güney Avrupa'da yer alan örnekler ile benzer olduğunu belirtmiştir (Özkul, M., vd. 2010).

Koşun (2012) Antalya tufaları 630 km²'lik bir alanı kapladığını belirtmiştir. Kalınlığı 280 m'ye kadar çıkmaktadır. Kuvaterner sırasında üç ana teras sistemi gelişmiştir. En alt teras deniz seviyesinden düşükken, üst teras ve orta teras deniz seviyesinin üzerindedir. Antalya tufalarında, fitoherm çatıtaşı, fitoherm bağlamtaşı, stromatolitik tufa, mikritik tufa, fitoklastik tufa, onkoidal tufa, intraklastik tufa, mikrodetrital tufa, paleosol, intraklastik tufa, pizolitik tufa olmak üzere petrografik özelliklerine göre 10 tufa fasiyes bulunmaktadır. Fasiyes analizleri, taramalı elektron mikroskopisi (SEM) ve izotop çalışmaları, tufaların soğuk (ortam) su koşulları altında biyolojik ve fizikokimyasal etkiler sonucu oluşan fluvial, bataklık, gölsel ve şelale / basamak çökeltme ortamlarında geliştiğini göstermektedir. Antalya Tufaları'ndan elde edilen kararlı izotop verileri ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) mevsimsel sıcaklık değişimlerinden etkilenen soğuk su koşullarını göstermektedir. Orta terasın alt kısımlarından elde edilen ²³⁰Th / ²³⁴U yaşları çökeltmenin en az 380 ka'dan önce başladığını gösterirken, diğer yandan orta terasın üst kısımlarından elde edilen ¹⁴C yaşları (16.85 ve 3.56 ka) çökeltmenin en az 3.56 ka kadar sürdüğünü göstermiştir. Üst terasta tufa birikimi Erken-Orta Kuvaterner döneminde tektonik yükselme ile gerçekleşmiştir. Tufa depolanmasının ardından ilk diklik muhtemelen Orta Kuvaternerde oluşmuştur. Hem alt hem de orta teras depolanmaları hem östatik deniz seviyesi değişimleri hem de Orta-Geç Kuvaterner sırasında meydana gelen tektonik yükselme ile oluşmuşlardır. İkinci teras dikliği (Geç Pleistosen – Holosen) deniz seviyesinin Glasiyo-östatik yükselmesini izleyen bir şekilde oluşmuştur. Orta terasın

tektonik yükselmesi ve kıyı yamacının erozyonu ile üçüncü dikliğin oluştuğunu belirtmiştir. (Koşun, E., 2012).

Arenas (2014) Piedra Nehrinde 24 ayrı noktaya yerleştirilen yapay katmanlar ile 1999 – 2012 yılları arasındaki sedimantolojik ve hidrokimyasal parametreleri gözlemlediklerini belirtmiştir. Nehir suyu ırmağın üst kesimlerinde yer alan karstik kaynaklardan etkilenen $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ tipinde bir sudur. İlk tufa birikimi akış yönünde 8.km de tespit edilmiştir. Bu noktadan sonra daha fazla görülmeyle birlikte temel olarak eğim boyunca yayılarak, daha sonra gelişen yeraltı kaçakları nedeniyle tufa birikmesi azalmaktadır. Arazideki tufa kalınlığı evrimi PWP (Plummer, Wigley, Parkhurst) oranlarına paralel olarak gelişmektedir. Nehir suyundaki pCO_2 zenginleşmesi yer altı suyu girişleri ve nehir yatağının eğimi tarafından kontrol edilmektedir. Buna bağlı olarak 7 sedimantolojik fasiyes gözlenmiş olup, CO_2 kaçışını akış koşullarının belirlemesi nedeniyle fasiyeslerin farklı oranlarda biriktiklerini, Stromatolitler, yosun-tufa ve alg-tufa oranı en yüksek oranlara sahipken, gevşek tufa yataklarının yavaş akan suda oluştuklarını, şiddetli akış alanlarında tufaların ince laminalar şeklinde oluştuklarını belirtmiştir. 6 aylık kalınlık ölçümleri sonunda mevsimsel PWP oranlarına paralel bir oluşum gözlenmiş, sıcak dönemlerdeki tufa depolanmasındaki artış (ilkbahar ve yaz; ortalama: 5,08 mm) ile soğuk dönemlerdeki (sonbahar ve kış; ortalama: 2,77 mm) birikim farklılığının mevsim değişimlerinde oluşan fizikokimyasal ve biyolojik süreçler tarafından kontrol edilen sıcaklık ile ilişkili olduğu tespit edilmiştir. Tufaların aşınmasına ve suyun azalmasında neden olan büyük deşarj olayları mevsimsel birikim hızı düzenini tersine döndürmektedir. Yapılan çalışma ile Stromatolitlerin ve tufaların sedimantolojik kayıtları, iklim ile ilgili parametreleri hassas bir şekilde koruduğunu ancak erozyon ve benzeri süreçlerin bu kayıtlara zarar verdiğini belirtmiştir. (Arenas, C., vd., 2014).

Arenas (2017) mikrobik faaliyetler ile oluşan laminaların gelişimlerini kontrol eden parametrelerin halen belirsiz olduğunu ancak 13 yıl boyunca Piedra nehrine konulan yapay katmanlardan 6 aylık dönemlerde alınan stromatolit örneklerini kullanarak yaptıkları çalışma ile iklimsel koşulların hidrofiziksel ve hidrokimyasal parametreler üzerindeki etkisinin karşılaştırılması olarak araştırıldığını belirtmiştir. Yoğunluğu yüksek laminaların birçoğu sıcak dönemlerde (Nisan-Eylül)

oluşurken, gözenekli laminaların birçoğu ise serin dönemlerde (Ekim-Mart) gelişmektedir. Her yoğun ve gözenekli laminaların, altı ayda veya biraz daha uzun bir sürede oluşurken, lamina aralanmaları sıcaklıktaki mevsimsel değişikliklere paralel olarak gelişmektedir. Böylece stromatolitik laminalar bir yıl boyunca çevresel parametrelerdeki periyodik veya periyodik olmayan değişiklikleri kaydedebilmektedir (Arenas, C., vd., 2017).

1.4 Metod

Arazi çalışmaları, büro çalışmaları, arazide ölçülen kesitlerin çizimi, laboratuvar çalışmaları, ince kesit hazırlanması ve incelenmesi, XRD analizleri, SEM analizleri, XRF element analizleri, ICP-MS element analizleri, duraylı karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ve oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) analizleri, ESR tarihlendirme analizlerinden oluşmaktadır.

1.4.1 Arazi Çalışmaları

Jeolojik çalışmaların en önemli ayağı olan arazi çalışmaları sahada yapılacak titiz çalışmaları gerektirir. Tufa gibi karışık, petrografik anlamda çıkarımı zor birimlerde arazi çalışması daha da önemli hale gelmektedir. Antalya tufaları, şehirleşme ve benzeri insan faaliyetleri yanında atmosferik koşullardan da etkilenerek yüzeyde ilksel yapılarını büyük oranda kaybetmiş durumdadırlar. Özellikle üst terasta karstik yapılar dikkat çekmektedir.

Arazide fasiyes tanımlamaları yapılmış, fasiyeslerin birbirleri ile olan ilişkilerini ortaya koyabilmek için kesit ölçümleri yapılmıştır. Tufalardan yaş bulgusu elde etmek için her bir fasiyesi temsil edecek şekilde el örnekleri alınmış, haritada örnek noktaları işaretlenmiştir. Arazi sonrası çalışmalarda referans olması için koordinatlı fotoğraflar çekilmiştir. Araziden taşınabilir karot makinası ile laminalı tufalardan çapı 10 cm, boyu 35 cm olan iki ayrı karot örneği alınmıştır (Şekil 1.3).



Şekil 1.3: MSA-20 örnek numaralı karot örneği

1.4.2 Büro Çalışmaları

Önceki çalışmalar dikkate alınarak inceleme alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası hazırlanmış, arazide ölçülen kesitlerin çizimleri yapılmış, depolanma mimarisini yorumlamaya dayalı şematik çizimler yapılmıştır.

1.4.3 Laboratuvar Çalışmaları

Araziden alınan el örneklerinden ince kesitler hazırlanmıştır. Hazırlanan bu ince kesitler Leica-DM750P model mikroskopla incelenmiş, ince kesit fotoğrafları çekilmiştir.

Alınan karotlarda birbiriyle ardalanmalı açık ve koyu lamina düzeylerinin kalınlıkları ölçülmüş, her laminadan olacak şekilde Dremel mikro sondalama aletiyle

MSA-20 numaralı örnekten 55 adet, MSA-16 numaralı örnekten 37 adet toz örnek elde edilmiştir.

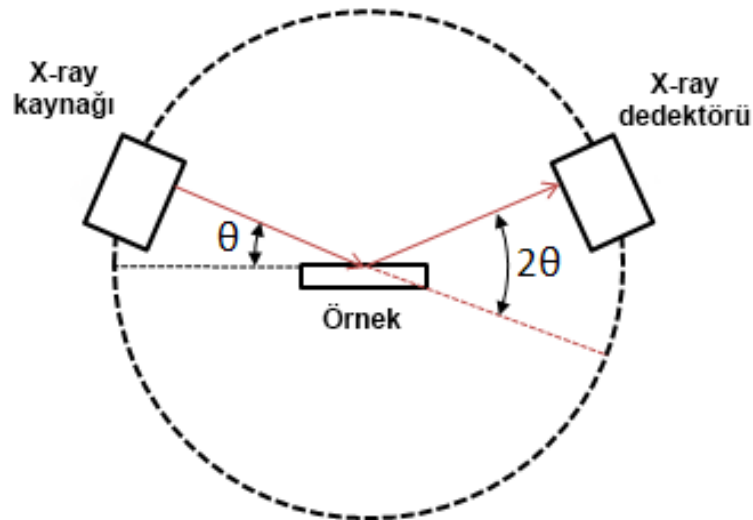
1.4.4 X-ışınları difraksiyon incelemeleri-XRD

XRD çalışmaları özellikle ince kesit tanımlamaları sonrasında yapılan incelemeleri kapsamaktadır.

X-Işını Kırınım yöntemi (XRD), her bir kristalin kendine özgü atomik dizilimlerine bağlı olarak, X-ışınlarının karakteristik bir düzen içerisinde kırılması esasına dayanır. Her bir kristalin faz için bu kırınım profilleri bir nevi parmak izi gibi o kristali tanımlar.

X-Işını Kırınım analiz metodu, analiz sırasında numuneyi tahrip etmez ve çok az miktardaki numunelerin dahi analizlerinin yapılmasını sağlar.

Araziden alınan örnekler usulüne uygun olarak toz haline getirilerek, Pamukkale Üniversitesi İleri Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi (PAÜ-İLTAM) bünyesinde yer alan GNR APD2000 Pro XRD cihazı ile analiz edilmiştir. Elde edilen difraktogramlar <http://webmineral.com> veri tabanı kullanılarak çözümlenmiştir.



Şekil 1.4: XRD şematik gösterimi (<https://chem.libretexts.org>)

1.4.5 SEM Analizleri

Taramalı Elektron Mikroskopu yüksek çözünürlüklü resim oluşturmak için vakum ortamında oluşturulan ve aynı ortamda elektromanyetik lenslerle incelenen elektron demeti ile incelenecek malzemeyi analiz etme imkânı sunar.

Mikroskopta oluşturulan resimler, elektron demetinin malzeme ile olan etkileşiminden ortaya çıkan ışınlar veya geri yansıyan elektronlar sayılarak oluşturulur.

Analiz için seçilen örneklerden alınan kısımlar küçük parçalar halinde preparatlara yapıştırılmakta, daha sonra da üzerleri iletkenliği sağlamak amacıyla altınla veya karbonla kaplanmakta ve vakum altında da analiz yapılabilmektedir. 100 den 50000'e kadar büyütülen örneklerden minerallerinin morfolojisi ve kayaçların genel dokuları incelenmektedir.

1.4.6 XRF element analizleri

Temel olarak XRD ile aynı işleyişe sahip olsa da, örnek üzerine gönderilen x ışınları, örneğin karakteristik bir ışınım yaymasına neden olur. XRF yöntemi ile bu ışınım kullanılarak elementel analiz yapılır. Dalgaboyu dağılımlı XRF cihazı ile yarı niceliksel olarak Bor'dan Uranyum'a kadar element taraması yapmak mümkündür. Bu yöntem kesin niceliksel sonuç vermemekle birlikte örneğin yapısını anlamak ve ileri aşama analizler için yol göstericiliği açısından çok faydalıdır. Uygun standart malzemeler kullanılarak tam niceliksel analiz ppm mertebesinde % seviyesine kadar gerçekleştirilebilir. Katı örnekler doğrudan analiz edilebileceği gibi uygun parçacık boyutuna getirildikten sonra gerekli görülürse bağlayıcı maddeler kullanılarak preslenir veya eritiş ünitesinde akı halinde hazırlanabilirler. Örnek çeşitliliği sayesinde XRF'in uygulama alanları da çok geniş bir yelpazeye yayılmıştır.

Pamukkale Üniversitesi İleri Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi (PAÜ-İLTAM) bünyesinde yer alan SPECTRO XEPOS cihazı kullanılmıştır.

1.4.7 Kütle Spektrometresi (ICP-MS) Analizleri

Birçok element için gözlenebilme sınırı ppb'nin altındadır. Birçok elementi tayin edebilme özelliği sayesinde kantitatif analizlerde kullanılmaktadır. Farklı derişime sahip elementlerin aynı anda tayinine olanak sağlar. ICP-MS çok hızlı bir şekilde farklı kütleleri ölçebildiği için, çoklu element ölçüm cihazı olarak düşünülebilir.

1.4.8 Duraylı Karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ve Oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) Analizleri

Laminalı tufaların oluştukları dönemlerdeki mevsimselliği belirlemek amacıyla birbirini izleyen açık ve koyu renkli laminaların duraylı karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ve oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) bileşimleri tayin edilir (Özkul, M., vd. 2010, Arenas, C., vd. 2014).

Elde edilen laminalı tufa örneklerinin karbon ($\delta^{13}\text{C}$) ve oksijen ($\delta^{18}\text{O}$) duraylı izotop analizleri, Arizona Üniversitesi (A.B.D.) Yerbilimleri Bölümü Duraylı İzotop Karbonat Laboratuvarı'nda yapılmıştır. Örneklerin duraylı izotop analizler sürekli akış tekniği (Spötl ve Vennemann, 2003) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ve $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranları, Finnigan delta plus XP kütle spektrometresi (ThermoFisherScientific, Bath, UK) kullanılarak, fosforik asitle serbest hale getirilmiş karbondioksit gazından ölçülmüştür.

1.4.9 ESR tarihlendirme analizleri

Paramanyetik merkezlerin yoğunluğu radyoaktif doz ile artıyorsa, bu yoğunluğu gösteren ESR sinyal şiddeti radyoaktif şiddet ve ışınlama zamanı (yaş) ile orantılıdır. Bu yolla ESR tekniği kullanılarak paramanyetik örneğin aldığı radyasyon miktarına bağlı yoğunluğu tespit edilerek fit ve ekstrapolasyonla örneğin yaşı tespit edilebilir. Ayrıca örneklerin yapısında oluşmuş paramanyetik merkez ve radikallerin türünün tespit edilmesi, örneklerin bulunduğu çevre ve geçmişte maruz kaldığı bazı etkilerin (iklim koşullarının) belirlenmesine yardımcı olabilir. Tüm doğal mineraller, ESR ile tespit edilebilen paramanyetik merkezler içerebilirler ve ışınlamayla yoğunluğu artan kararlı merkezler yaş tayini için kullanılabilirler.

Tez çalışmasında örneklerin yapısında bulunan paramanyetik merkezler ESR tekniği ile belirlenecek ve bu merkezlerin türü ve özellikleri yardımıyla incelenen örneğin paleortamı hakkında bilgiler elde edilecektir. Ayrıca örneklerin yapısında kararlı ve radyasyona duyarlı paramanyetik merkezler kullanılarak ESR tarihlendirme çalışmaları yapılacak ve örneklerin jeolojik yaşı tespit edilecektir.

2. GENEL JEOLojİ

2.1 Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanının çevresini Batı Toroslar oluşturur. Bölgede allokton konumlu Antalya napları ile bunlar üzerinde neotokton örtü kayaları olarak Burdigalien yaşlı Kiriş Formasyonu, Üst Burdigalien-Langiyen yaşlı Karpuzçay formasyonu, Alt Messiniyen yaşlı Taşlık formasyonu, Pliyosen yaşlı Gebiz Kireçtaşı, Pliyosen yaşlı Yenimahalle formasyonu ve Kurşunlu formasyonu ile Kuvaterner yaşlı Antalya tufaları, Belkıs konglomerası, alüvyonlar, yamaç molozları, birikinti konileri ve plaj tortulları bulunur.

Antalya Napları Şenel vd. (1996) tarafından Çataltepe napı, Alakırçay napı, Tahtalıdağ napı ve Tekirova Ofiyolit napı olarak ayrılmıştır.

Alakırçay napı Şenel vd. (1981)'ne göre yanal ve düşey yönde birbirleri ile girik halobialı mikrit, çörtlü mikrit, radyolarit, çört, şeyl, bitkili kumtaşı, yastık yapılı bazalt, spilit, spilitleşmiş bazalt vb. kaya türlerinden oluşur. Alakırçay grubu aşırı kırınımlanma ve faylanma nedeniyle çok fazla karışmış ve kaotik bir yapı kazanmıştır. Bu nedenle birim içinde formasyonların ayırdı güçtür. Grup içindeki radyolarit ve çörtler Tespihli formasyonu, çörtlü mikrit ve halobialı mikritler Gökdere formasyonu, bitkili kumtaşı ve şeyller Çandır formasyonu, bazik volkanitler ise Karadere formasyonu olarak egemen kaya türüne göre gruplandırılmıştır.

Tahtalıdağ napı yapısal olarak Alakırçay napı üzerinde bulunur. Genel olarak Kambriyen Üst Kretase yaşlı platform tipi çökelleri kapsar. Mesozoyik boyunca kıyı ötesi platform alanlarını temsil eder. Jura-Kretase yaşlı platform karbonatlarını kapsaması ile diğer naplardan ayrılır.

Tekirova Ofiyolit napı, yapısal konumu tartışmalı olmakla birlikte serpantin, lerzolitik harzburjit, masif harzburjit, bantlı harzburjit, dünit, kromlu dünit, verlit, piroksenit, plajiyoklaslı verlit, tabakalı gabro, izotropik gabro, plajiogranit, diyabaz dayk karmaşığı ve izole diyabaz dayklardan oluşur (Reuber, 1982).

Kiriş formasyonu, kilitaşı ve kalsitürbiditlerden oluşur. Killi kireçtaşı, kilitaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşan Miyosen yaşlı birim Antalya Tufaları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Üst Burdigaliyen – Serravaliyen yaşlı Karpuzçay formasyonu, kumtaşı, kilitaşı, silttaşı vb. kaya türlerinden oluşan formasyon, Gebiz kireçtaşı ve Taşlık formasyonu tarafından aşıl uyumsuzluk ile örtülür (Akay vd., 1985).

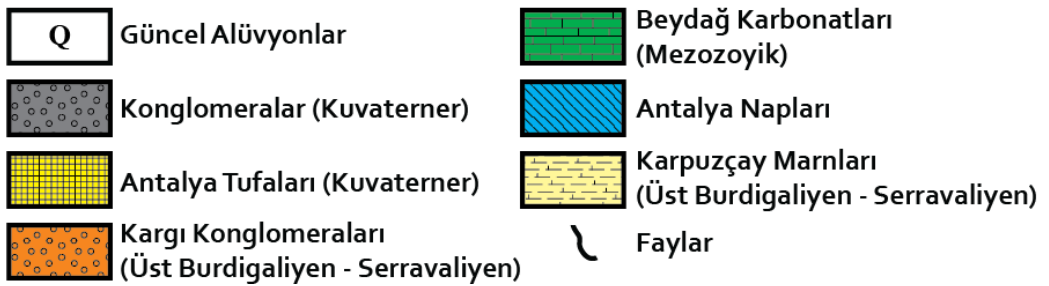
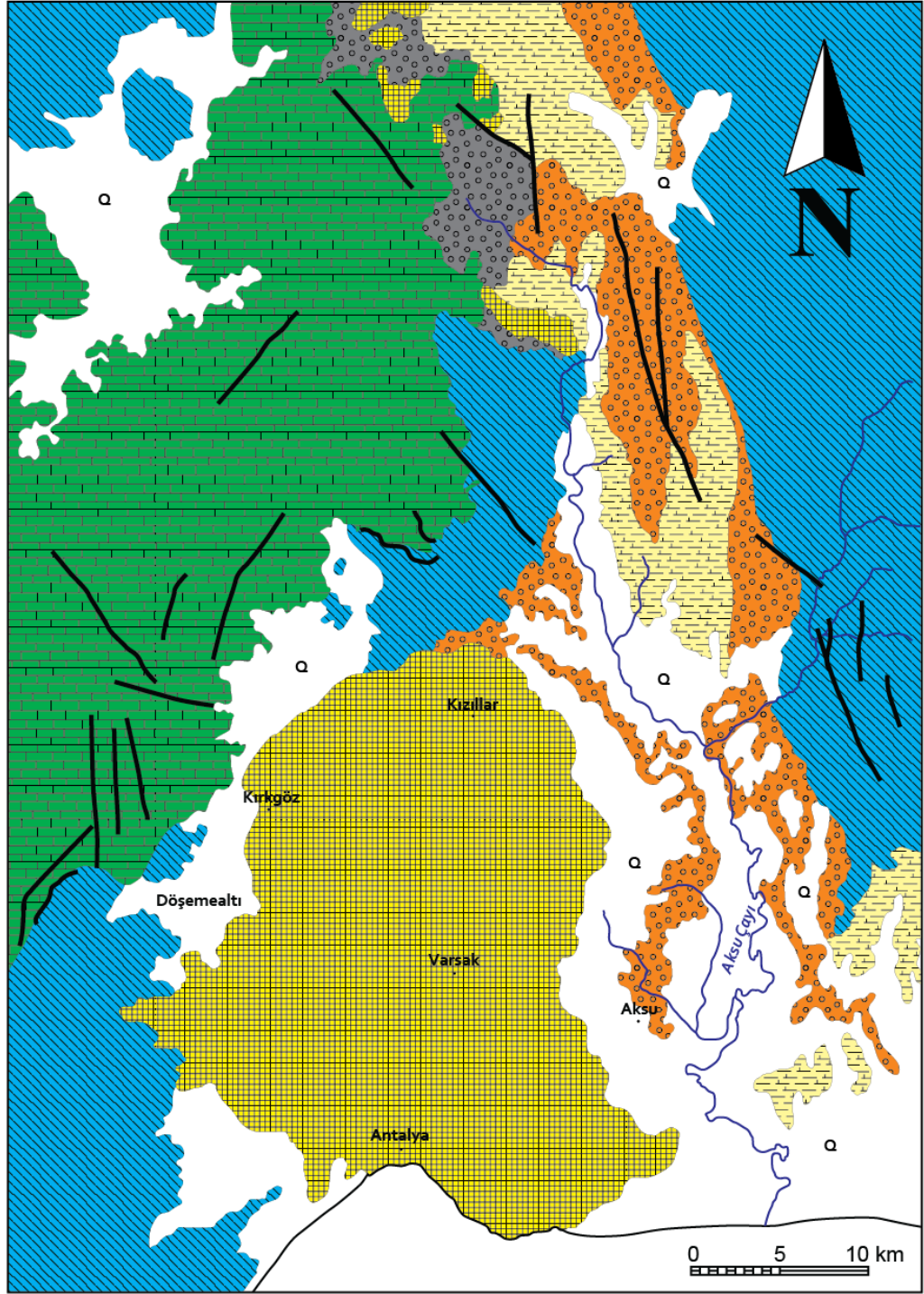
Messiniyen Taşlık formasyonu, killi kumlu kireçtaşı ve kireçtaşı bloklarından oluşur. Tufa, laminalı kireçtaşı ve kireçtaşı elemanlı konglomeralardan oluşan birim Karpuzçay formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunur (Akay vd., 1985).

Üst Messiniyen – Alt Pliyosen yaşlı Gebiz Kireçtaşı, genelde resifal kireçtaşlarından oluşan formasyon Antalya napları ve Karpuzçay formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunur (Poisson, 1977).

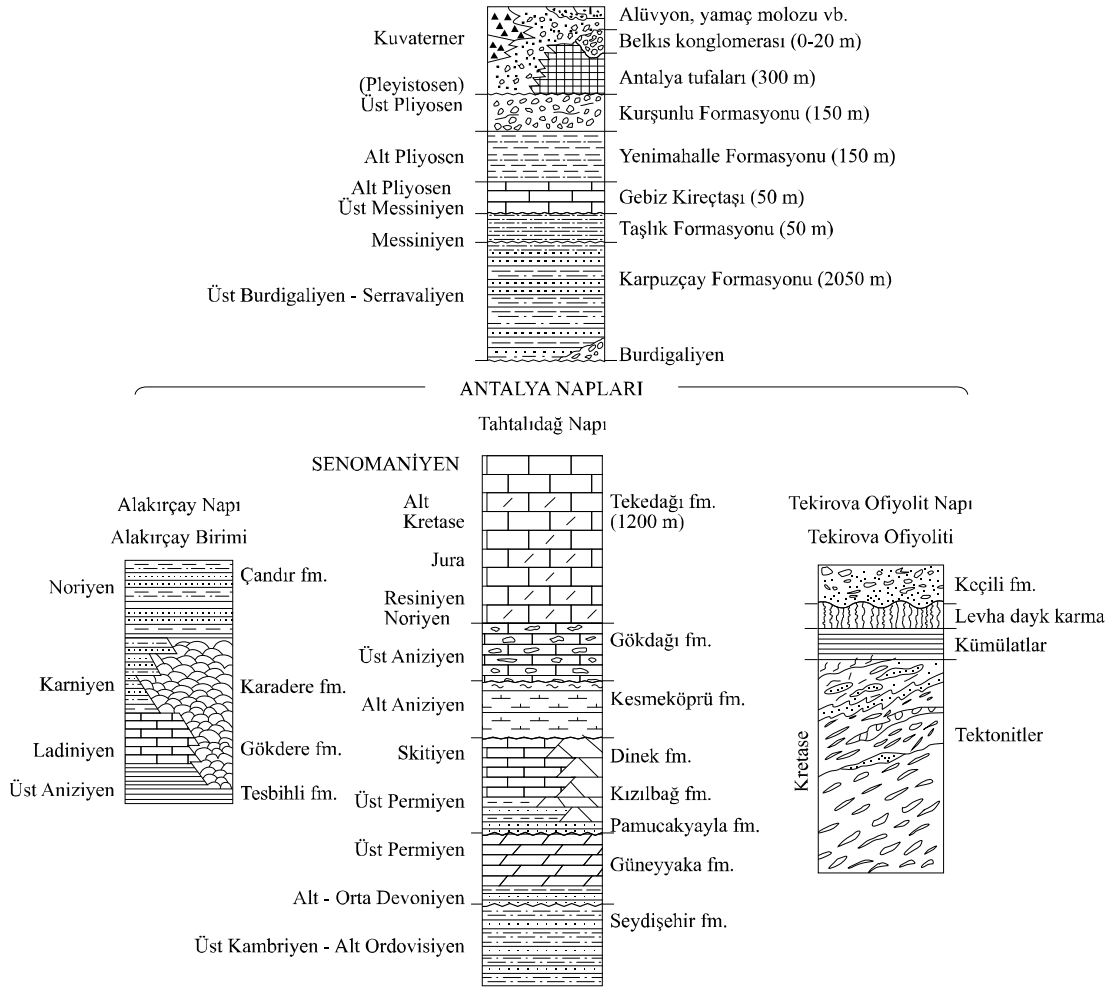
Alt Pliyosen yaşlı Yenimahalle formasyonu, ince-orta-kalın tabakalı ve yer yer laminalı gri, yeşilimsi gri, kirli sarı, bej, krem renklerde marn, kilitaşı, silttaşı ve kumtaşlarından oluşan oluşur. Üstte Alakilise formasyonu ile geçişlidir (Akay vd., 1985).

Üst Pliyosen yaşlı Alakilise formasyonu, ince-orta-kalın tabakalı ve çapraz tabakalanmalı, Kızıl, kızıl kahve, gri, yeşil renklerde kumtaşı ve konglomeralardan oluşur. Yer yer volkanik tuf tabakalıdır.

Antalya Tufaları ve Neojen birimleri, etrafı yukarıda sayılan birimlerle çevrilidir. Güncel alüvyon yelpazeleri dağların yamaçlarından gelen kumlar ve çakıllardan oluşur. Antalya Tufaları bölgede 3 basamaklı teras şeklinde yerleşmiştir. Halen tufa oluşturmaya devam eden akarsular bu basamakları kesmektedir.



Şekil 2.5: Antalya bölgesi jeolojik haritası (Koşun, 2012 ve MTA'nın jeolojik haritasından basitleştirilerek alınmıştır)



Şekil 2.6: Genelleştirilmiş stratigrafik kesit (MTA'nın raporundan basitleştirilerek yeniden çizilmiştir)

2.2 Tektonik

Tektonik, Üst Kampaniyen – Maastrichtiyen’de okyanus kabuğunun kıtasal kabağa bindirmesine bağlı olarak bir araya gelmiş olan Antalya napları, Daniyen’de Beydağları otoktonunun doğu ve kuzeydoğusuna, Anamas-Akseki otoktonunun güneyine yerleşmişlerdir. Batı Toroslardaki Langiyen yatay hareketlerinden de etkilenen Antalya Körfezi kuzeyinde (Şenel vd., 1992, 1996) Tortoniyen sonlarında D-KD ile B-GB doğrultusunda gelişen sıkışma rejimine bağlı olarak Aksu bindirmesi gerçekleşmiştir (Poisson, 1977). Bu itilmeye bağlı olarak da Karpuzçay formasyonu

kıvrımlanmıştır. Pliyosen 'de veya Pliyosen sonunda bölgede büyük çapta normal faylanmalar gelişmiştir.

3. SEDİMANTOLOJİ

3.1 Fasiyes tanımlamaları

3.1.1 Laminalı tufa/stromatolitik tufa fasiyesi

Arazide zaman zaman çok kalın tabakalar oluşturmuş olarak gözlenmektedir. Domsu, yarı domsu, kanal içine sıvanmış (Şekil 3.7), basamak ve şelale üstlerini kaplamış şekilde bulunur. Lamina kalınlıkları 20 mm ile birkaç mm arasında değişmektedir. Birbirini izler şekilde koyu ve açık renkli laminalar gözlenir. Bazı stromatolitik tufa fasiyesleri birkaç metre boyutlarına ulaşmışken bazıları birkaç santimetre boyutunda kalmıştır.



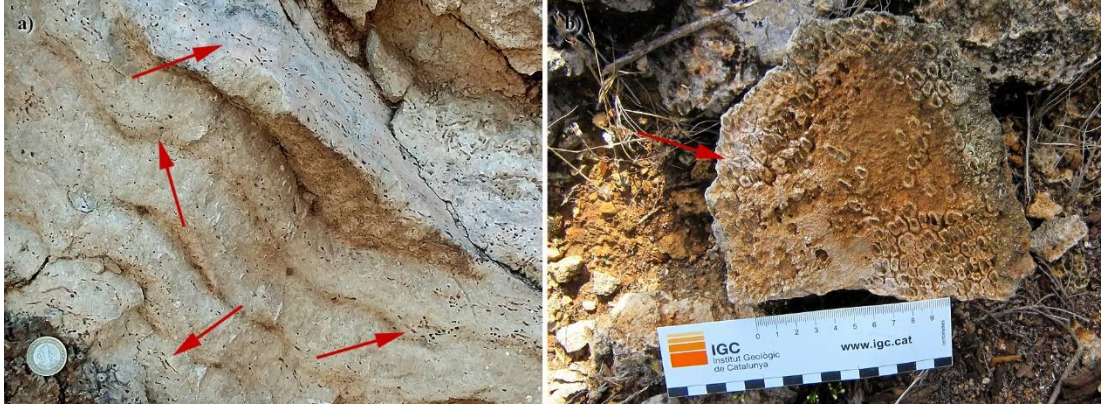
Şekil 3.7: Laminalı tufa fasiyesi. Fotoğraftaki ölçek çubuğunun beyaz ve kırmızı bölümleri 10 'ar cm'dir.

En üst terasta yer alan laminalı/stromatolitik tufalar atmosferik koşullar nedeniyle ileri derecede karstlaşmaya uğramışlardır. Bazı alanlarda gözlenen laminalı/stromatolitik tufalar kolay ayrılan pekleşmemiş bir özellik gösterirken bazı alanlardakiler iyi pekleşmişlerdir.



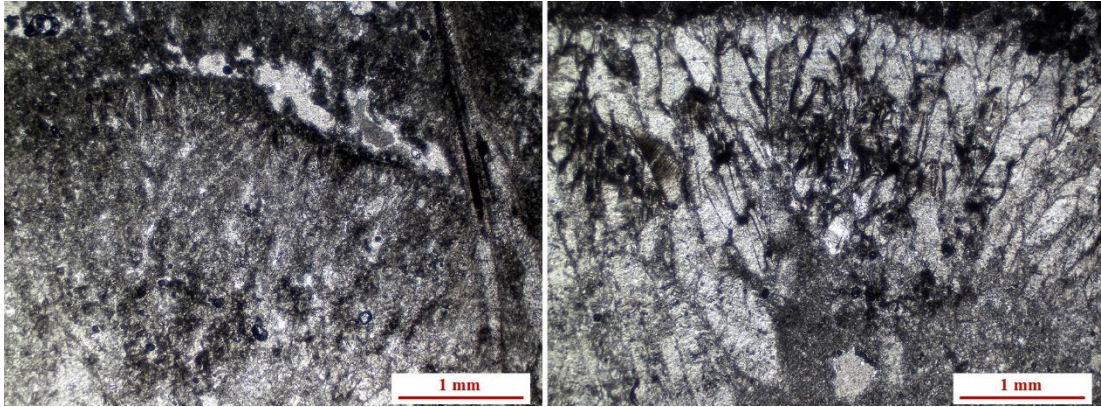
Şekil 3.8: Stromatolitik tufa fasiyesi. Varsak Mahallesi.

Bazı alanlardaki laminalı/stromatolitik tufalarda bolca krinomid larva boşlukları bulunmaktadır (Şekil 3.9). Bu boşluklarda ikincil bir kristallenme meydana gelmemiştir. Bazı boşluklar ise düzgün altıgen şekillidir.



Şekil 3.9: Stromatolitik Laminalı Larva boşlukları (okla işaretli)

Bu örneklerden alınan ince kesitlerde kristal büyümeleri açık bir şekilde gözlenmektedir (Şekil 3.10). Laminalar arasındaki temas noktaları da belirgindir. Arenas, vd. (2017) İspanya'daki Piedra Nehri'nde stromatolitler üzerinde yaptıkları çalışmada tanımladıkları dokulara benzer dokular gözlenmektedir. Siyanobakteriler tarafından oluşturulan fan benzeri bir yapı ile kalsit kristalleri akışa dik bir şekilde büyümüş, bir önceki lamina oluşumu tamamlandıktan sonra üzerinde gelişen mikrobiyal mat arasında oluşmuş larva boşlukları gözlenebilmektedir.



Şekil 3.10:Stromatolitik tufa ince kesiti (MSA-9)

Koşun (2012) çalışmasında Antalya tufaları içinde yer alan bu fasiyesi otokton depolanmalar başlığı altında, “fitoherm bağlamtaşı” ve “stromatolitik tufa” alt başlıkları ile incelemiş, Glover ve Robertson (2003) ise bu fasiyesi otokton depolanmalar başlığı altında “fitoherm çatıtaşı” ve “fitoherm bağlamtaşı” alt başlıkları ile incelemiştir.

Arenas vd. (2014) akarsularla ilişkili karbonat depolanmaları içerisinde yer alan Stromatolitleri bir başka fasiyesin alt grubu olarak değil de ayrı bir fasiyes olarak ele almıştır.

Stromatolit fasiyesi Antalya tufaları içinde kalınlıkları ve yayılımı farklılaşsa da hemen hemen her yerde görülmektedir. Bu durumun tufa oluşum ortamı ile ilişkili olduğu açıktır.

Tufanın morfolojik yapısı ve stromatolitlerin görüldüğü yerlerden yola çıkarak, Arenas (2017)'de de belirtildiği gibi stromatolitlerin içinde görülen yoğunluğu yüksek laminalar Nisan ve Eylül arasında sıcak dönemde oluşurken, gözenekli ve yoğunluğu düşük laminalar Ekim – Mart ayları arasında görülen serin dönemlerde gelişmiştir. Oluşum ortamları bakımından değerlendirildiğinde stromatolit fasiyesi dere yataklarında suyun hızlı aktığı alçak eğimli bölgeler ve basamaklarda, sakin fluvial ve gösel/bataklık alanları ile şelalelerin akıntı ile karşılaşmayan bölgelerinde depolandıkları söylenebilir.

3.1.2 Yosun tufa fasiyesi

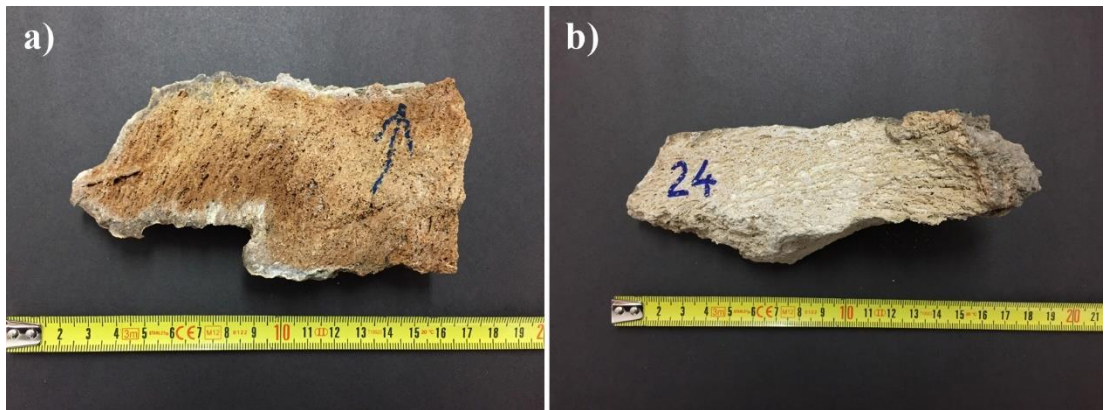
Yosun tufa (moss tufa) fasiyesi, kalınlıkları 2 ile 5 cm arasında değişen yosun düzeylerinin üst üste gelmesiyle oluşmuştur (Şekil 3.11). Yosun büyümeleri depolanma yüzeyine az çok diktir. Yosun düzeyleri 25-30° arasında değişen eğimlere sahiptir. Bazı yerlerde altında ve üstünde yer alan stromatolitler ile benzer morfolojide, yanal yayılımı şelale alanlarında şelalenin boyutları ile sınırlı olmak üzere santimetre kalınlığındaki yosun katmanlarının çevresinin mikrit veya sparit ile çevrelendiği ve bazı durumlarda da bitki kalıntısının ortamdan ayrılması ile kalan boşluğun mikrit ya da sparit tarafından doldurulduğu gözlenebilmektedir.

Arenas vd. (2014)'e göre yosun içeren fasiyesleri 'fitoherm kireçtaşı' 'briyofit fasiyesi' olarak tanımlanmakta, eğimli depolanma yüzeyi boyunca akışın devam ettiği yerlerde çökelen tufaların arasında oluşmuş yosunlu katmanlar ve şelale üstlerinde şelale tepesine sıvanmış yosun katmanları olarak gözlemlenerek belirtilmektedir.



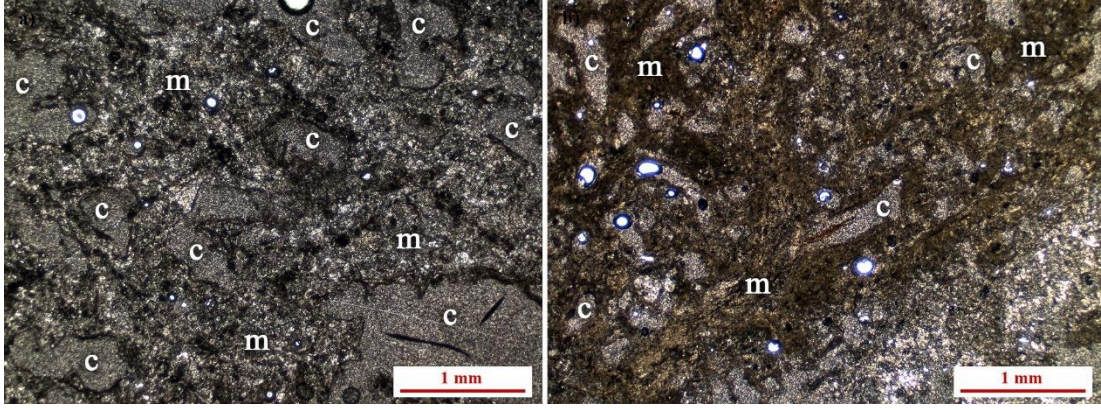
Şekil 3.11: Yosun Tufa. Varsak-Odabaşı yolu.

Araziden alınan el örneklerinin incelenmesinde; ince uzun deliklerin olduğu, aralarında yer yer alg filamentlerinin de bulunduğu görülmektedir. Yosun sapları akışa paralel bir şekilde uzanmaktadır. Yer yer aralarında alg filamentlerini andırır incelikte yapılar gözlenmektedir.



Şekil 3.12: Yosun tufa el örnekleri (a) MSA-25 b) MSA-26)

İnce kesitlerde ise, mikritik ve sparitik kalsitle çevrelenmiş yosun saplarının arasında boşluklar gözlenmektedir. Boşluklarda ikincil kristallenme bulunmamaktadır.



Şekil 3.13: Yosun tufa ince kesitleri. a) MSA-24 nolu örnekten hazırlanmış bir ince kesit görüntüsü, b) MSA-37 nolu örnekten hazırlanmış bir ince kesit görüntüsü. Kesitler üzerinde c ile işaretlenmiş alanlar boşlukları, m ile işaretlenmiş alanlar yosun liflerini göstermektedir.

Kosun (2012) ve Glover ve Robertson (2003) yaptıkları çalışmada Antalya tufaları içinde yer alan bu fasiyes ile ilgili özel bir tanımlama yapmamışlardır.

Arazi çalışmaları sırasında kesit ölçümü yapılan birçok yerde bu fasiyes ile karşılaşmıştır. Bu durum Antalya Tufaları içinde birçok şelale ve ilgili ortamları işaret eden yapıların mevcut olması ile açıklanabilir.

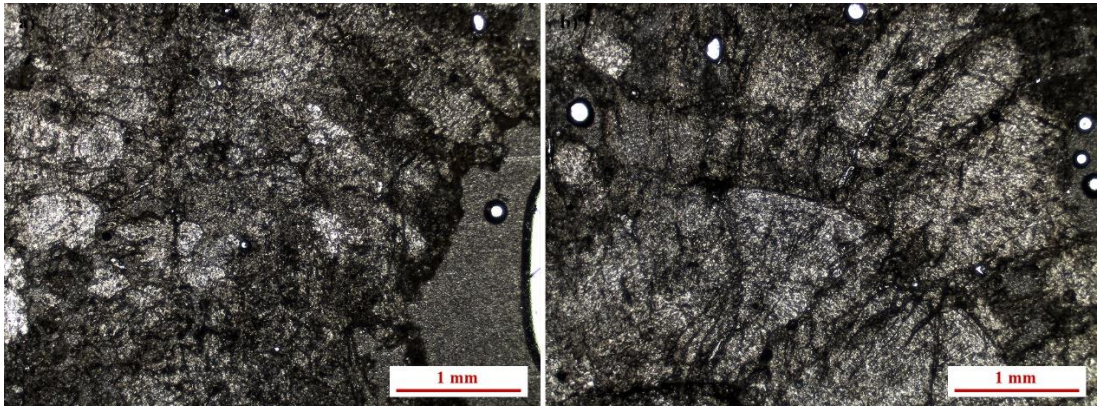
3.1.3 Fitoherm çatıtaşı

Fitoherm çatıtaşı fasiyesi, şelaleler ve basamak yapıları ile ilişkili olduğu için, belirli bir düzenli yapı göstermezler (Glover vd. 2010). Bu fasiyes şelalerden aşağıya doğru büyüyen bitki saplarının kalsiyum karbonatça kaplanması, aralarına yosun ve alglerin de karışması ile tanımlanabilir. Bu bitki kalıntılarını kaplayan kalsit kabukları yer yer 3-4 cm kalınlığı bulur. Oluşumları bir şelalenin morfolojisine uygundur. Bitki parçası çürüyerek ortamdaki uzaklaştığında geride kalan boşluk ikincil bir kalsit oluşumu ile dolmuştur. Ancak Antalya tufalarında çoğunlukla ikincil kristallenme meydana gelmemiştir ve uzaklaşan bitkinin izleri kalan bu boşlukta açıkça gözlenebilmektedir.



Şekil 3.14 : Fitoherm çatıtaşı (Yavuz Selim Mahallesi)

İnce kesitlerinin incelenmesinde ise, bitki saplarının etrafında gelişmiş olan kalsit kabuğu açıkça görülebilmektedir.



Şekil 3.15: fitoherm çatıtaşı ince kesitleri, merkezin etrafında ışınal şekilde büyümüş kalsit kristalleri (Örnek no: MSA-26).

Arenas vd. (2014), bu fasiyesi ‘phytoherm framestones of stem’ olarak adlandırmış, kalsit tarafından kaplanmış bitki saplarının oluşturduğu fasiyes olarak tanımlamıştır. Kosun (2012) Glover vd. (2003) daha önce yaptıkları çalışmalarında

Antalya tufaları içinde yer alan bu fasiyesi ‘fitoherm çatıtaşı’ olarak tanımlamışlardır.

Bu fasiyes Antalya tufaları içinde özellikle terasların bitimini gösteren dikliklerde bolca gözlenebilmektedir.

3.1.4 Pizolitik tufa

Nohut veya bezelye büyüklüğündeki kalsiyum karbonatça kaplanmış tanelerdir (Şekil 3.17). Merkezlerinde başka bir fasiyesten kopmuş tufa kırıntısı, bitki parçası veya kalsiyum karbonat kabuğunun oluşumunu tetikleyecek herhangi bir parça yer alır. Genelde yuvarlağa yakın şekilleri olmakla birlikte, merkezlerinde yer alan tanenin şekline göre gelişirler. Bu fasiyes, Antalya tufalarında genelde iç duvarları laminalı tufalarla kaplanmış kanallar içinde birikmiş taneler olarak görülürler (Şekil 3.17).

Pizolitler tane olarak başka bir fasiyesin içinde görülebileceği gibi, bir arada oluşarak merceksi bir şekilde tabaka oluşturabilirler. Oluşumları suyun hızlı aktığı bölgelerde gerçekleşir. Merkezden dışa doğru katmanlar şeklinde gelişirler. Her katmanın ayırt edici bir rengi olmayabilir. Bazı pizolit katmanları mikrobiyal aktiviteden dolayı koyu renkli olarak oluşabilirler (Koşun 2012).

Pizolit el örneği incelendiğinde, yuvarlak nohut tanesi büyüklüğündeki taneler, birbirlerine mikritik veya sparitik kalsit ile çimentolanmış şekilde bir arada bulunmaktadır. İkiye kesilen bir tanede merkezin çevresinde dairesel olarak büyüyen katmanlar ve merkezdeki kırıntı açıkça görünmektedir. Katmanların bazılarının koyu renkli olarak görülmesi dikkat çekmektedir (Şekil 3.18).

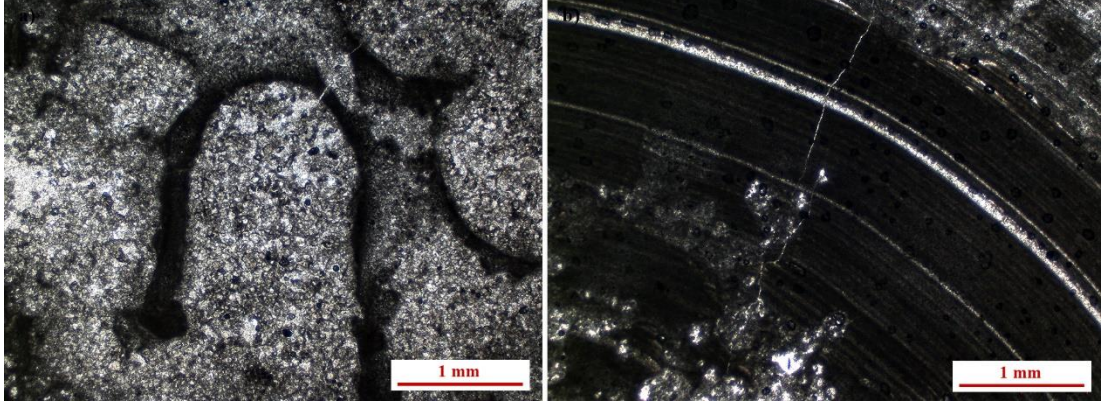


Şekil 3.16: Antalya tufalarında, yer alan stromatolit katmanları ile kaplı kanal içinde depolanmış pizolitler. (Varsak – Odabaşı yolu üzeri)



Şekil 3.17: Pizolit el örneği (MSA-4)

Antalya tufalarındaki pizolitlerden hazırlanan ince kesitlerde, açık ve koyu şekilde birbirini izleyen katmanlar açıkça görünmekte, pizolitin merkezinde yer alan kırıntı etrafında gelişen katmanlı yapı gözlenebilmektedir. Yine katmanların arasında yer yer siyanobakteriyel mat bulunmaktadır.



Şekil 3.18: a) pizolitin merkezinde yer alan kırıntı b) pizoliti çevreleyen kabukta yer alan katmanlar

Koşun (2012) ve Glover ve Robertson (2003) çalışmalarında Antalya tufaları içinde yer alan bu fasiyesi pizolitik tufa olarak tanımlamışlardır.

3.1.5 Onkolitik tufa

Antalya tufalarında onkolit oluşumları Varsak-Odabaşı yolu üzerinde yapılan kesit çalışmaları sırasında gözlenmiştir. Kanal içlerinde birikmiş tane toplulukları olarak görülmüştür (Şekil 3.19). Tane şekilleri çoğunlukla küresel, oval ve silindirik olup, tane boyları 5 mm ile 4 cm arasında değişir. Tanelerin çekirdeklerinde tufa parçası, bitki kırıntısı ve yer yer kayaç kırıntısı yer alır.

Onkolitler su akış hızının azaldığı, dolayısı ile ortam enerjisinin orta-düşük düzeyde olduğu akış koşullarında meydana gelirler (Arenas vd. 2000). Çalışma alanında tıpkı pizolitler gibi kanal yapılarının içerisinde yer alırlar (Glover vd. 2003). Onkolitler, silindirik, eliptik, dairesel şekillerde, birkaç mm'den birkaç metreye kadar değişen boyutlarda, merkezlerinde tufa parçaları ya da bitki sapları ya da dal parçaları yer alan zarflı tanelerdir (Arenas vd. 2014). Arenas (2007), 60 cm genişliğinde, 4 m boyunda kadar onkolitler rapor etmişlerdir. Pizolitler ile aralarında

oluşum ortamı olarak farklılık bulunmaktadır. Şöyle ki pizolitler akış kuvvetinin yüksek olduğu, türbülans oluşan yerlerde oluşurlarken, onkolitler akış gücünün yavaş olduğu bölgelerde oluşur. Bu farklılık nedeniyle onkolit katmanları oluşurken stromatolit oluşturan siyanobakteri-alg aktivitesi de devreye girer. Ayrıca akışın yavaş olması düzenli bir şekilde oluşmalarını engeller.

Dairesel yapıda olanları hızlı akışlar için tipik sayılırken, dairesel şekil ne kadar bozuluyor ise bu durum akışın yavaş olduğu alanları temsil etmektedir, yuvarlak şekilli yapılar genellikle hızlı akışı temsil eder (Pentecost, 2005).

Koşun (2012) ve Glover ve Robertson (2003) çalışmalarında Antalya tufaları içinde yer alan bu fasiyesi onkolitik tufa olarak tanımlamışlardır.



Şekil 3.19: Onkolitik tufa

3.1.6 Fitoklastik tufa

Arenas, C., vd. 2014'e göre fitoklastik tufalar cm-dm boyutlarında, istisnai olarak metre boyutlarında, yer yer yaprak izlerine sahip olan; mikritik matris olsun veya olmasın ve sparitik çimento ile bağlanmış, iç boşlukları boş veya sparitik veya mikritik kalsit ile doldurulmuş, kalsit ile kaplanmış bitki saplarından oluşur. Bitki parçaları aşağıdan yukarıya doğru incebilir ve sapların uzun eksenleri tabakalaşmaya veya paleo akışa paralel yerleşebilirler.

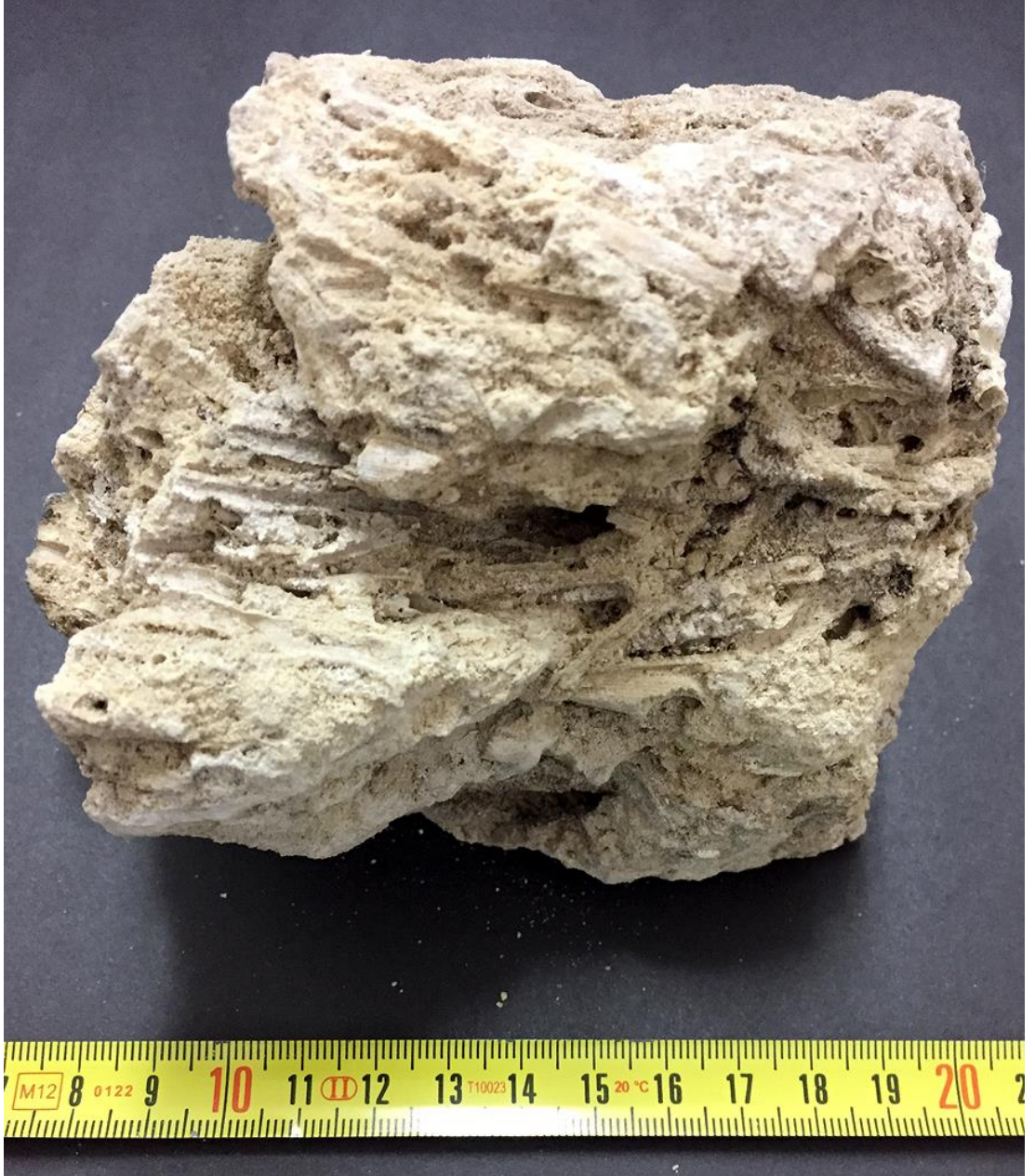
Fitoklastik tufa, taşınarak depolanmış tufa yapısına tipik bir örnektir. Fitoklastik tufada, kalsitle kaplanmış bitki parçaları taşınma işlemi gerçekleştirildikten sonra kendi aralarında çimentolanırlar (Pedley, H.M., 1990).

Akışın neredeyse durduğu, baraj ortamı, bataklık gibi yerlerde depolanan fitoklastik tufa fasiyesi Antalya tufaları içinde birçok yerde görülmektedir.



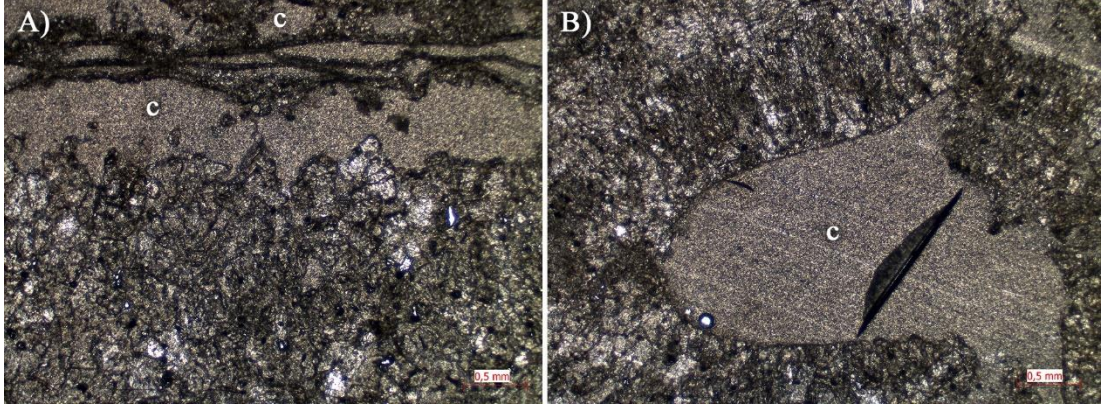
Şekil 3.20: Fitoklastik tufa

Araziden alınan el örneklerinde birbiriyle çimentolanmış bitki parçaları açıkça görülmektedir. Birbirinden farklı boyutlarda görülen parçaların, genellikle içleri boştur.



Şekil 3.21: Fitoklastik tufa el örneği (MSA-33)

İnce kesitlerinin incelenmesinde, bitki parçalarının etrafını saran kalsit kabuğu açıkça görünmekte ve parçaların arasındaki mikritik çimento gözlemlenmektedir.



Şekil 3.22: Fitoklastik tufa ince kesit (MSA-33). Kesit üzerinde c harfi ile işaretli alanlar boşlukları temsil etmektedir. A) nolu kesitte, briyofitik kalıntılar ile birlikte, bitki gövdesi etrafında oluşmuş kalsit kabuk görülmektedir. B) nolu kesitte ise, bitki gövdesini merkez olarak oluşmuş kalsit kabuk ve bitki gövdesinden kalan boşluk görülmektedir.

Kosun, E., 2012 yılındaki ve Glover, C., vd. 2003 yılındaki çalışmalarında Antalya tufaları içinde yer alan bu fasiyesi fitoklastik tufa olarak tanımlamışlardır.

3.1.7 İntraklastik tufa

Arenas, C., vd. 2014'e göre daha önce depolanmış olan tufalardan kopan parçaların, zaman zaman oluşan seller ile ya da doğal taşınma ile yeniden depolanması sonucu oluşmuşlardır. Tufa parçalarının taşınması ile oluştukları için yapısal bir düzen göstermezler. Başka fasiyeslerin arasında merceksi bir şekilde yerleşmiş olarak bulunurlar.

Arazi çalışmaları sürecinde bu fasiyes ile genelde yerleşim yerinin altında kalan bölgelerdeki yol yarmalarında karşılaşılmıştır. Gözlemlendiği şekil ve yer aldıkları ortam, tanımlarında gerçekleştiği gibidir. Bazı yerlerde ise etraflarında kalan yapısını gösteren stromatolitik tabakalar bulunmaktadır.



Şekil 3.23: Li, İntraklastik tufa Lst-Stromatolitik tufa

Kosun, E., 2012 yılındaki ve Glover, C., vd. 2003 yılındaki çalışmalarında Antalya tufaları içinde yer alan bu fasiyesi intraklastik tufa olarak tanımlamışlardır.

3.2 Fasiyes Tanım Özeti ve Literatür Karşılaştırması

Tablo 3.1: Antalya Tufalarında fasiyes dağılımı

Fasiyes	Depolanma Geometrisi	Dokusal Karakteristiği ve Bileşenleri	Sedimantolojik Yapılar	Ayrırcı Biyolojik Bileşen	İlişkili Fasiyesler	Sedimantolojik Çevre Şartları
Laminal / Stromatolitik Tufa	Düzlemsel, hafif basamaklı ve hemidomik depolanmalar, birkaç cm ile m kalınlığında ve m ile birkaç metre yanal yayımlı ya da düzlemsel ve dalgalı katmanlar, çok değişken kalınlık ve yanal yayılım	Mikrobiyal toplulukların oluşturduğu, mm ile cm arasında değişen kalınlıklarda, farklı renk, kalınlık, gözeneklilik, kristal büyüklüğü (mikrit ve sparit) ve / veya mikrobiyal bileşenler içerir. Düzlemsel, dalgalı, kubbeli ve sütunlu büyüme yapıları gösterirler.	Yatay ve dalgalı laminasyon.	Siyanobakteriler, bakteriler ve algler.	Yosun ve fitoklastik fasiyesler.	Dere yataklarında hızlı akan bölgeler (alçak eğimli bölgeler ve basamaklar). Sakin fluvial ve lakustrin alanlar ile Şelalelerin ve mağaraların aktif olmayan alanları.
Yosun Tufa	Merceksi, dışbükey veya domsu, cm ile m arasında değişen kalınlıklarda, metrelerce yanal yayımlı.	Mikrit ve spar kalsit ile kaplanmış, birikim yüzeyine dik veya eğik oluşmuş, santimetre kalınlığında yosun bitki katmanları. İç boşluklar boş veya spar veya mikrit kalsitle dolu; mikritik veya sparitik çimento.	Cm kalınlığındaki paralel istiflenme.	Yosunlar, diatomlar, nadiren kızilyaprak otu, siyanobakteriler ve alg filamentleri.	Fitoklast fasiyesi	Baraj alanları, şelaleler, mağaraların ışık alan yerleri.
Fitoherm Çatıtaşı	Merceksi, dışbükey veya domsu, cm ile m arasında değişen kalınlıklarda, düzlemsel, metrelerce yanal yayımlı. Asıllı bitki saplarının bulunduğu yerlerde metrelerce kalınlıkta ancak daha dar yayımlı.	Mikrit veya spar kalsitler kaplanmış bitki sapları, yosunlar alg filamentleri. Bitki boşlukları bazı yerlerde ikincil kristallenme ile dolmuş bazı yerlerde boş.	Cm ile m arası değişen kalınlıklarda ve farklı büyüklüklerde yatay yayımlı istiflenme.	Karofitler, yosunlar, diatomlar, alg filamentleri, siyanobakteriler, bitki sapları, yaprak parçaları.	Diğer tüm fasiyesler ile bir arada olabilir.	Yavaş akan ve sakın fluvial bölgeler. Taşkın yatakları, kanallar arası alanlar ve göl kıyılarındaki bataklık alanları. Dikey şelaleler ve basamaklar. Baraj alanları, şelaleler, mağaraların ışık alan yerleri.
Pizolitik Tufa	Merceksi.	Merkezdeki bir parça etrafında dairesel olarak gelişmiş, açık veya koyu laminalar. Lamina kalınlıkları μm - mm arasında değişir.	Nohut büyüklüğünde bir arada veya ayrı ayrı duran dairesel taneler.	Siyanobakteriler, bakteriler ve algler.	Stromatolit fasiyesi, yosun tufa fasiyesi.	Suyun hızlı aktığı bölgeler, kanallar.
Onkolitik Tufa	Merceksi, Kanal benzeri yerlerde düzlemsel, genellikle birkaç cm ile m kalınlıkta, yanal uzantıda onlarca metre.	Onkolitler, silindirik, eliptik veya küresel şekilli, mm ile birkaç m uzunluğunda. Çekirdekleri genellikle bitki sapları ve tuf parçalarıdır. Açık ve koyu renkli kaplamalar, mikrit ile spar kalsit laminalarıdır. Lamina kalınlıkları μm - mm arasında değişir.	Organize olmamış ve düzlemsel veya çapraz tabakalı.	Siyanobakteriler, algler ve larva delikleri.	Fitoklast fasiyesi, Stromatolit fasiyesi.	Kanal dolguları, göl kıyıları.
Fitoklastik Tufa	Düzlemsel ve merceksi, birkaç metreyle kalınlığa kadar ve değişken yanal yayımlı.	Kaplanmış gövdeler, cm ile dm, istisnai olarak m uzunluğunda, uzun ve en çok 20-25 cm çapta ve yaprak izleri barındırır, aralarında sparitik çimento bulunur, iç boşluklar boş veya spar veya mikrit kalsit ile dolu. Sapların uzun eksenleri tabakalaşmaya veya paleo akışa paralel olabilir.	Düzensiz ve çapraz tabakalanma.	Bitki parçaları ve yaprak izleri.	Hemen Hemen her fasiyes ile.	Her yerde, yavaş akan alanlar, barajlar ve bataklık alanları.
İntraklastik Tufa	Merceksi ve düzlemsel, cm- dm kalınlığında ve metrelerce yatay yayımlı.	Yuvarlaktan köşeliye, çoğunlukla karbonat parçaları, mm ile dm çapında. Boyut gelişimi olmadan, kaba iri veya yukarı doğru düzenli.	Düzensiz veya düzlemsel. Ya da çapraz tabakalanmalı.	Fitoklast fasiyesi.	Hemen Hemen her fasiyes ile.	Nadiren gelen taşkınlar ile gelen diğer tufa parçaları.

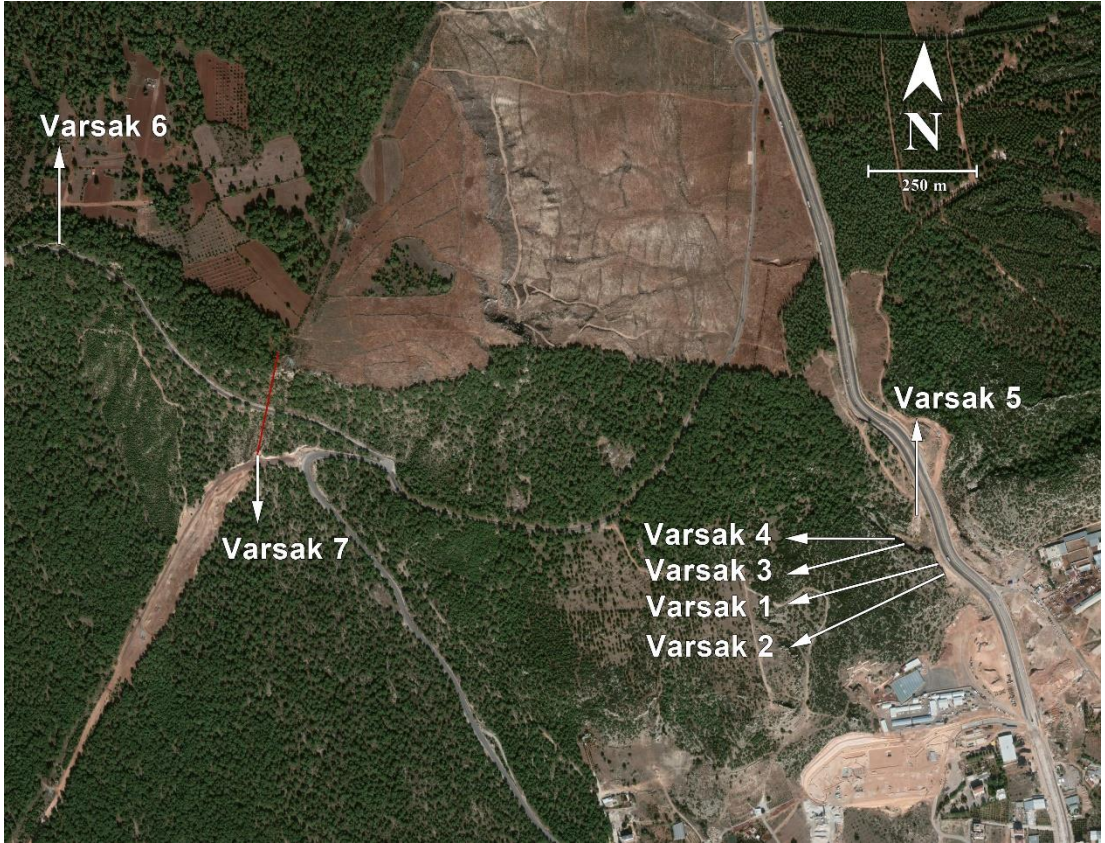
Tablo 3.2: Fasiyes adları literatür karşılaştırması

Tanımlanan fasiyes adı	Kosun (2012)	Glover (2003)	Arenas (2014)
Laminalı / Stromatolitik Tufa	Bağlamtaşı Stromatolitik tufa	Otokton depolanmalar a) Fitoherm çatıtaşı b) Fitoherm bağlamtaşı	Stromatolit
Yosun Tufa	a) Fitoherm çatıtaşı b) Fitoherm bağlamtaşı	Otokton depolanmalar a) Fitoherm çatıtaşı b) Fitoherm bağlamtaşı	Fitoherm (briyofitler)
Fitoherm Çatıtaşı	Fitoherm çatıtaşı	Fitoherm çatıtaşı	Fitoherm (briyofitler, karofitler, aşağı ve yukarı doğru büyüyen bitki sapları)
Pizolitik Tufa	Pizolitik	Pizolit tufa	-
Onkolitik Tufa	Onkoidal tufa	Onkoidal tufa	Onkolitik
Fitoklastik Tufa	Fitoklastik tufa	Fitoklast tufa	Fitoklastik
İntraklastik Tufa	İntraklastik tufa	İntraklast tufa	İntraklastik

3.3 Düşey Kesitler

Arazi çalışmaları kapsamında, tufaların içinde yer bazı noktalardan kesit ölçümleri yapılmıştır. Ulaşım kolaylığı, açıkta görülebilen ve tanımlanabilen alanlar içermesi nedeniyle Varsak Mahallesi'nde yer alan Varsak – Krişçiler yolunda bulunan yol yarması bu noktalardan biridir. Ölçüm yapılan bir diğer alan ise Varsak – Odabaşı yolu üzerindeki bir yol yarması ile yolu da dikine kesen yaklaşık kuşbakışı 250 m uzunluğunda bir alandır.

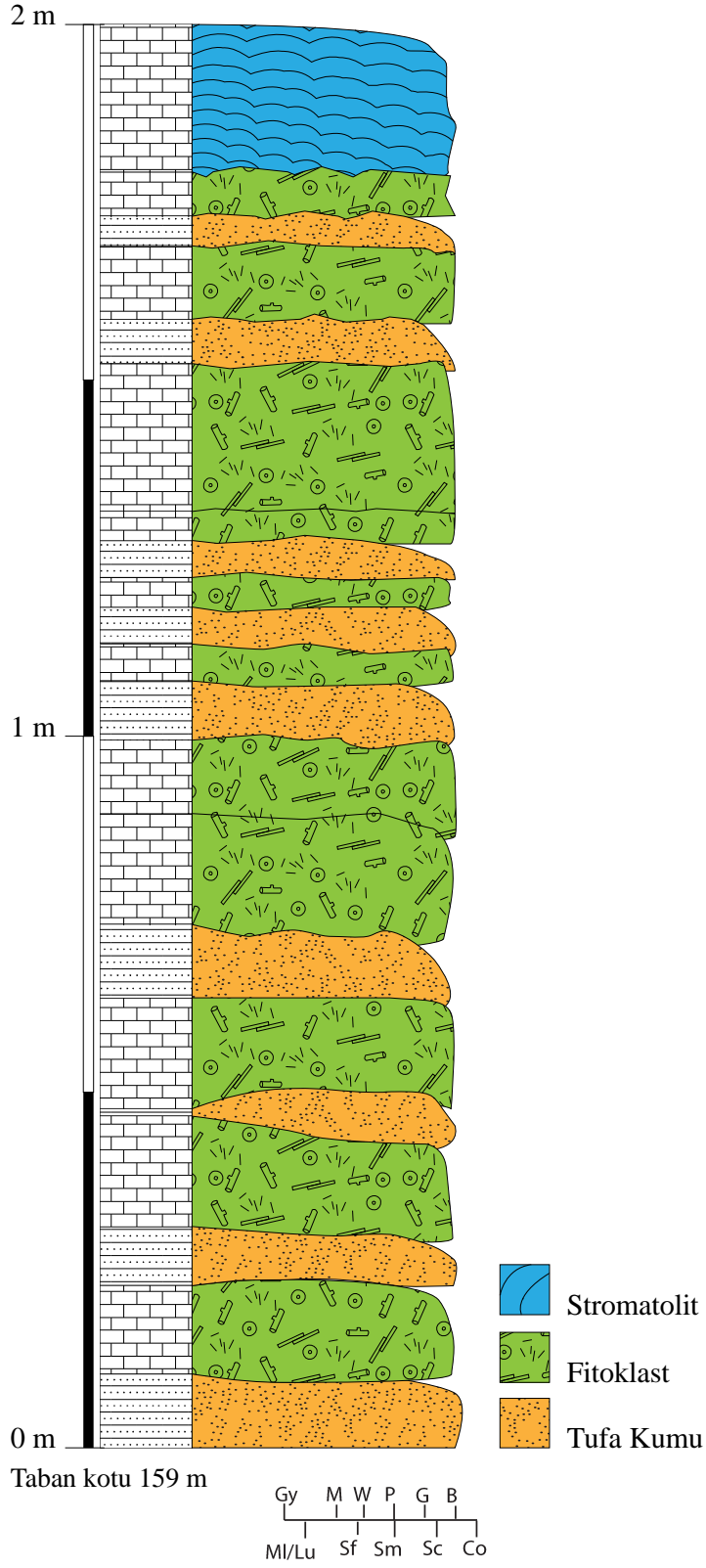
Varsak – Krişçiler yolunda bulunan yol yarması üst basamak ile orta basamağın temas ettiği noktada yer almaktadır.



Şekil 3.24: Kesit noktalarını gösterir harita

Yapılan son iki kesit ölçümü ise, üst basamağın oluşturduğu falezi kesen bir şekilde yapılarak basamağın morfolojisine paralel olarak gelişen stratigrafik yapı çözümlenmeye çalışılmıştır.

3.3.1 Varsak 1 Ölçülü Kesiti

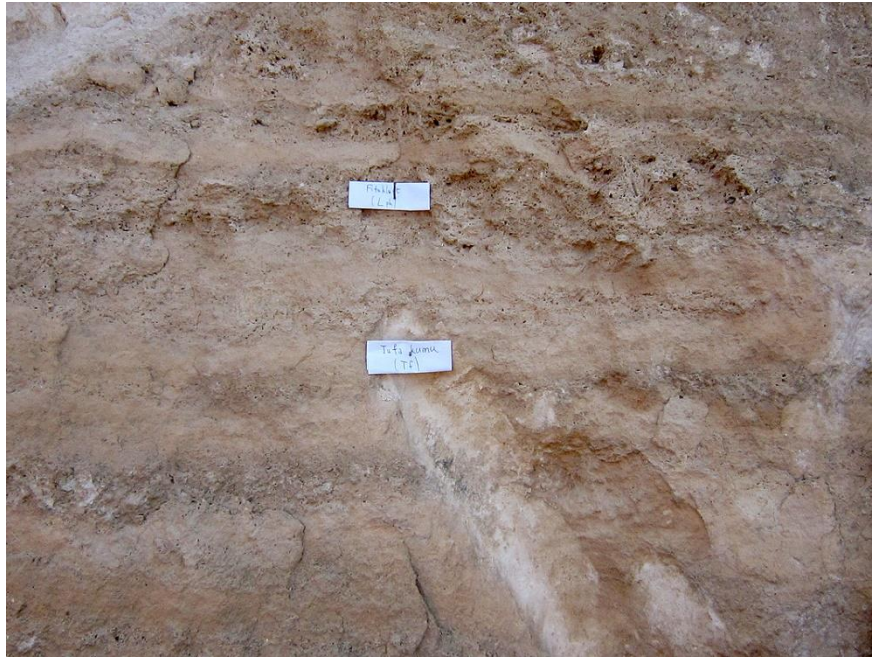


Şekil 3.25: Varsak 1 nolu ölçülü kesiti

Varsak mahallesinden Kririşçiler köyüne doğru çıkılan yolda, tufaların üst basamağını dik olarak kesen yol yarması üzerinde bulunmaktadır.

Kesitin taban kotu 159 m olup, ölçülen kesit yüksekliği 2 m'dir. Kesit içerisinde yer alan birimlerden bahsedecek olursak (Şekil 3.26 ve 3.27);

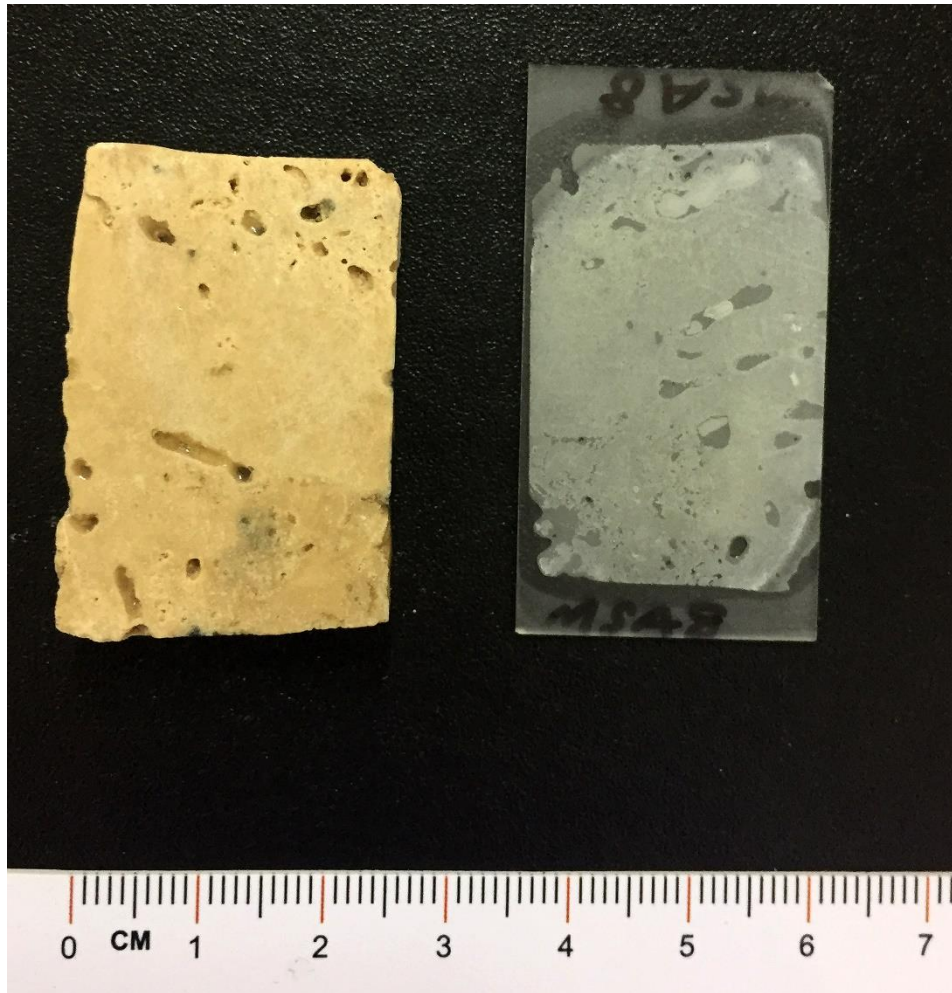
- a) İnce orta boyda kum taneleri barındıran, genel olarak altında ve üstünde Fitoklast fasiyesine ait tabakalar bulunan tufa kumu fasiyesi (Tf), yanal olarak metrelerce uzunlukta, altta ve üstte genel olarak fitoklast fasiyesi ile ardalanmalı şekilde oluşmuştur.
- b) 2 – 3 mm çapındaki bitki sapı ve parçalarının yaklaşık 2cm kalınlığında kalsitle kaplanmış, bitki parçalarının ortamı terk etmesiyle geride kalan boşlukları barındıran, bazı boşlukları ikincil kristallenme ile dolmuş, parçalar birbirine kalsit çimento ile tutturulmuş bir şekilde bulunan, yanal olarak metrelerce uzunlukta fitoklast fasiyesi (Lph), tufa kumunda olduğu gibi, altta ve üstte tufa kumu fasiyesi ile ardalanmalı bir şekilde oluşmuştur.
- c) Yanal olarak metrelerce yayılan, altında kalan birimlerin üstünü kaplamış şekilde gözlenen, kalın laminalara sahip, lamina sınırlarında krinomid boşlukları bulunan stromatolit fasiyesi (Lst) gözlenmektedir.



Şekil 3.26: Varsak 1 Kesiti içinde yer alan Lph - Tf ardalanması

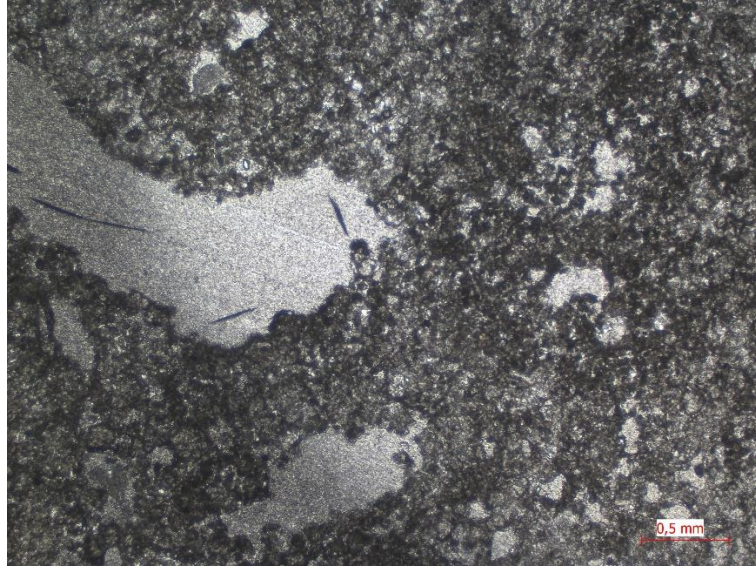
Bu kesit içinde yer alan fasiyeslerden MSA-8, MSA-10 ve MSA-11 kodlu örnekler olmak üzere toplam 3 adet örnek alınmıştır. Bu örneklerden arazi dönüşü ince kesit alınmış, dokusal olarak incelenmiştir.

MSA-8 kodlu örnek stromatolit fasiyesi içerisinde alınmıştır. Örneğin alındığı laminanın konumuna bakıldığında Tf ve Lph ardalanmalarının üzerini örter bir şekildedir. Laminalar arasında krinomid boşlukları bulunmaktadır. Çok sıkı bir şekilde sertleşmiş, açık renkli lamina ardalanmaları şeklindedir. Laminalar arasında koyu bir alan bulunmaktadır. Bu koyu alanların mevsim değişimleri sırasında oluşan kurak dönemleri temsil ettiği söylenebilir (Şekil 3.28).



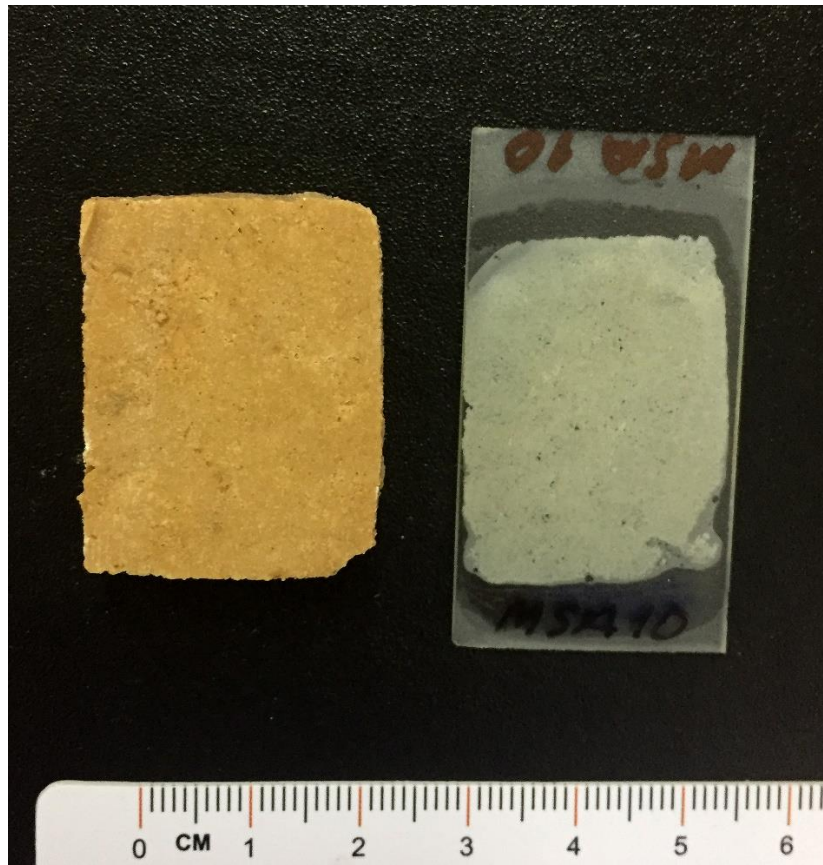
Şekil 3.27: MSA-8 El örneği, krinomid boşlukları görülmektedir.

Alınan ince kesitin dokusal incelemesinde ise, belirgin bir kristal yapısının olmadığı ve mikritik bir doku sergilediği görülmektedir. Krinomid boşluklarının etrafında ikincil bir kristallenmeyi işaret edebilecek dokusal bir farklılık vardır.



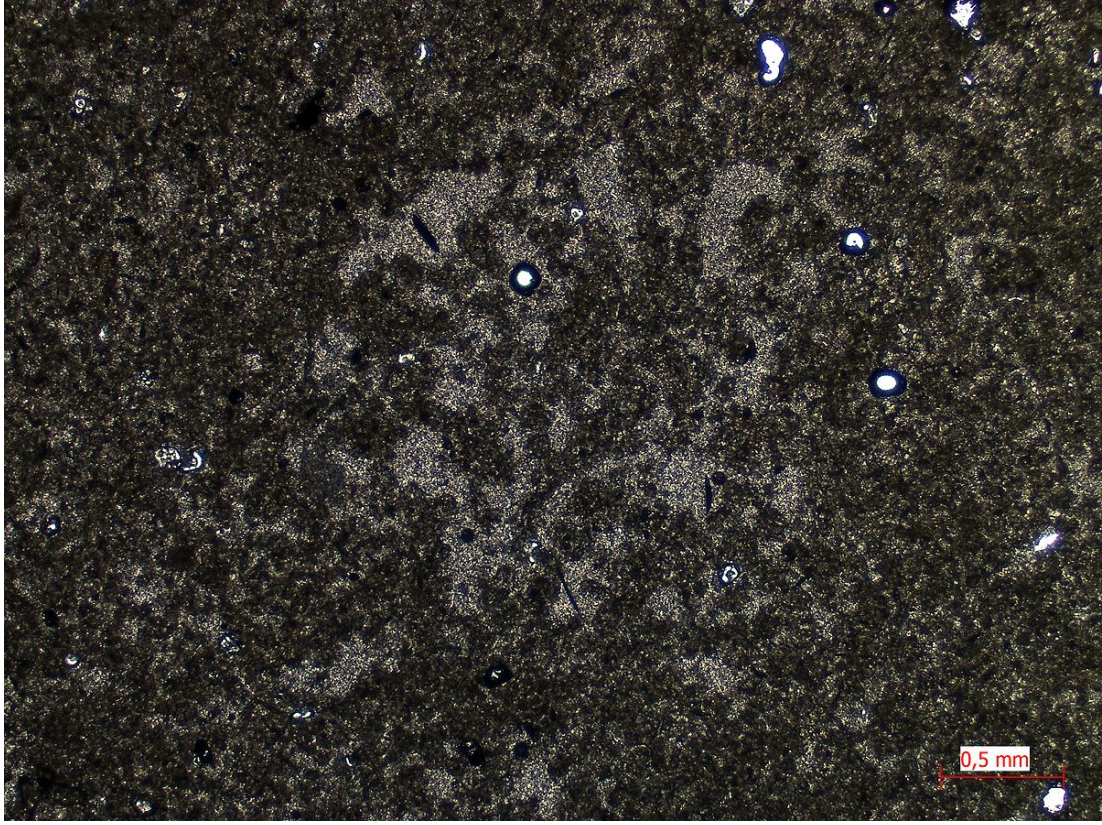
Şekil 3.28: MSA-8 İnce kesit görüntüsü, krinomid boşlukları görülmektedir.

MSA-10 kodlu örnek, tufa kumlarının içinden alınmıştır. Kum taneleri birbirlerine çok iyi tutunmamışlardır. Elle kolaylıkla parçalanabilmektedir. Bu nedenle bu fasiyesten düzgün bir örnek alınması zor olmuştur. (Şekil 3.29)



Şekil 3.29: MSA-10 El örneği, kum yapısı görülmektedir.

MSA-10'dan alınan ince kesitin incelenmesinde, belirgin bir kristal yapısı taşımadığı, tanelerin çimentolanmadığı, boşluklu bir yapıda bir arada buldukları gözlenmektedir. (Şekil 3.30)



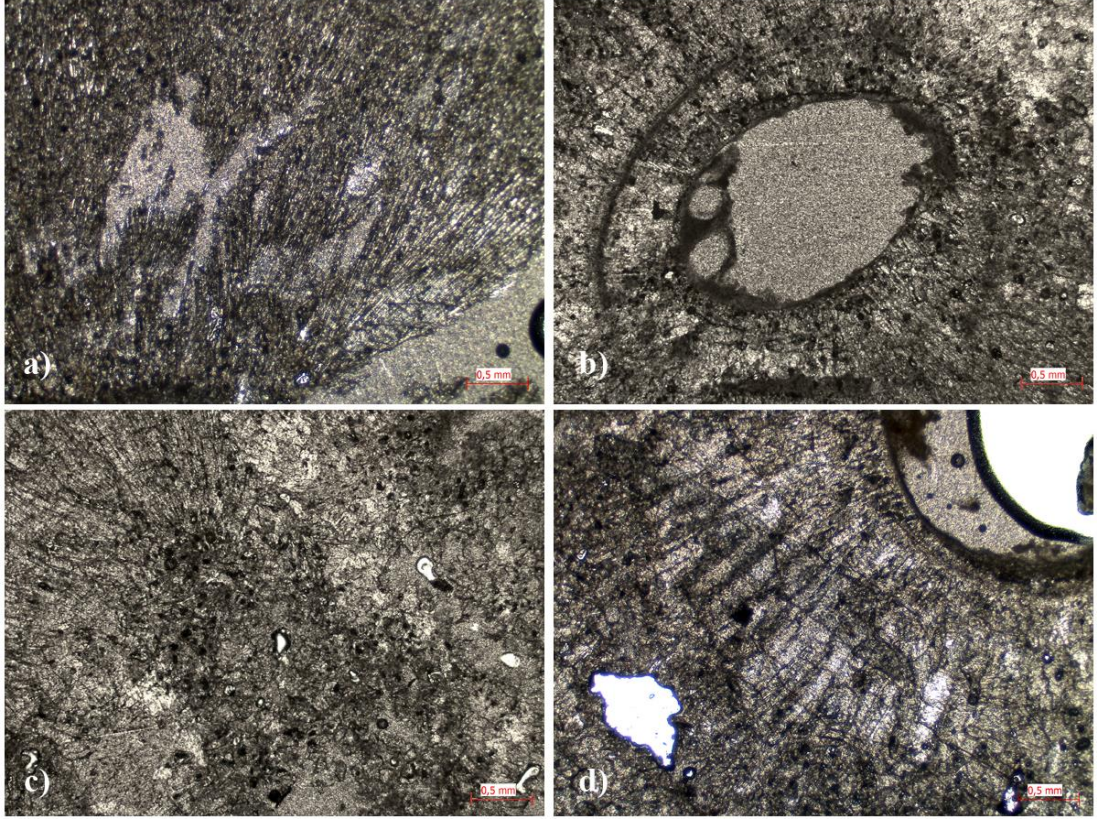
Şekil 3.30: MSA-10 ince kesit görüntüsü, iyi çimentolanmamış kum taneleri arasındaki boşluklar görülmektedir.

MSA-11 kodlu örnek Varsak 1 kesiti içinde yer alan fitoklastik tufa fasiyesinden alınmıştır. El örneğinin incelenmesinde bitki parçalarından arta kalan boşluk açıkça görünmektedir. Parçaların etrafında gelişen iri kalsit kristalleri gelişmiştir. Parçalar birbirlerine iyi bir şekilde çimentolanmıştır. Bitki parçalarının geride bıraktığı boşluklar 0,5 mm ile 3 mm arasında değişmektedir. Bazı bitki boşluklarının dolduğu görülebilmektedir. Kalsitle kaplanmış bitki parçalarının kırılarak birbirlerine yapıştığı ve çökmenin bu şekilde devam ettiği görülebilmektedir. (Şekil 3.31)



Şekil 3.31: MSA-11 El örneği, bitki gövdesi etrafında oluşan kalsit kabuk ve çimento yapısı görülmektedir.

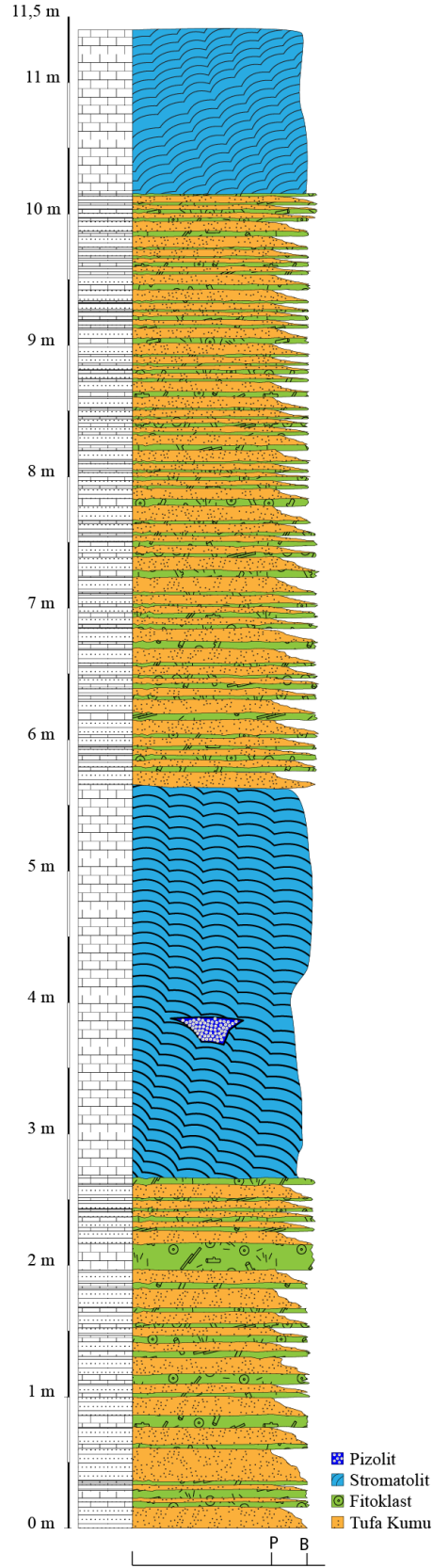
MSA-11 örneğinin ince kesitinde ise, boşlukların etrafında ışınal şekilde büyümüş kalsit kristalleri görülebilmektedir. Parçaları birbirine tutturucu yapının yer yer mikritik çimento olduğu gözlenebilmektedir. Yine bazı boşlukların ikincil kristallenme ile dolduğu anlaşılmaktadır. Bazı boşlukların etrafında tek bir fazda yerleşmiş olduğu anlaşılan iri kalsit kristalleri mevcutken, bazı boşlukların etrafında katmanlı bir yapıda yerleşmiş, farklı dönemlerde çökeldiği anlaşılan kalsit kristalleri mevcuttur. (Şekil 3.32)



Şekil 3.32: MSA-11'den alınan ince kesit görüntüleri a) Parçalar arası doku b) Bitki parçasının etrafını saran ışınal kalsit kristalleri c) Bitki parçasından kalan boşluğun dolması d) İri birincil kalsit kristalleri

Eldeki tüm verilerden Varsak 1 kesitinin içinde yer alan fasiyeslerin tabandan yukarıya doğru, önünde set olan sakin bir havuz veya göl ortamı ile başladığı, zaman zaman gelişen akıntı artışı ile fitoklastik parçaların taşınarak çökelediği, daha sonra bu yapıyı üstünde gelişen basamak yapısı ile de stromatolitik fasiyesin geliştiği söylenebilir.

3.3.2 Varsak 2 Ölçülü Kesiti



Şekil 3.33: Varsak 2 Kesiti (Taban kotu 155m)

Varsak mahallesinden Kririşçiler köyüne doğru çıkılan yolda, tufaların üst basamağını dik olarak kesen yol yarması üzerinde, 1 nolu kesitin 40 metre güneydoğusunda bulunmaktadır.

Kesitin taban kotu 155 m olup, ölçülen kesit yüksekliği 11,40 m'dir. Kesit içerisinde yer alan birimlerden bahsedecek olursak (Şekil 3.34);

- a) İnce orta boyda kum taneleri barındıran, genel olarak altında ve üstünde Fitoklast fasiyesine ait tabakalar bulunan tufa kumu fasiyesi (Tf), yanal olarak metrelerce uzunlukta, altta ve üstte genel olarak fitoklast fasiyesi ile ardalanmalı şekilde oluşmuştur.
- b) 2 – 3 mm çapındaki bitki sapı ve parçalarının yaklaşık 2cm kalınlığında kalsitle kaplanmış, bitki parçalarının ortamı terk etmesiyle geride kalan boşlukları barındıran, bazı boşlukları ikincil kristallenme ile dolmuş, parçalar birbirine kalsit çimento ile tutturulmuş bir şekilde bulunan, yanal olarak metrelerce uzunlukta fitoklast fasiyesi (Lph), tufa kumunda olduğu gibi, altta ve üstte tufa kumu fasiyesi ile ardalanmalı bir şekilde oluşmuştur.
- c) Yanal olarak metrelerce yayılan, altında kalan birimlerin üstünü kaplamış şekilde gözlenen, kalın laminalara sahip, lamina sınırlarında krinomid boşlukları bulunan stromatolit fasiyesi (Lst) gözlenmektedir. Geometrik yapısı domsu yapıları andırmakla birlikte, belirli bir kısımda kanal yapısı göstermektedir.
- d) Stromatolitin içerisinde olduğu kanal yapısı içerisinde pizolitler mevcuttur. Bu pizolitlerin çapları 0,2 cm ile 3 cm arasında değişmektedir. Yalnızca bu kanal yapısı içerisinde görülmektedirler.



Şekil 3.34: Varsak 2 Kesitinin genel görünümü

Bu kesit içerisinde yer alan tufa kumlarından MSA-13 kodlu örnek alınmıştır. Bu örnek içerisinde yer alan kumların bazıları büyük tanelilerdir. İçerisinde kabuklu canlıların kabuk parçaları bulunmaktadır. (Şekil 3.35)



Şekil 3.35: MSA-13 El Örneği, tufa kumu yapısı barındırmaktadır.

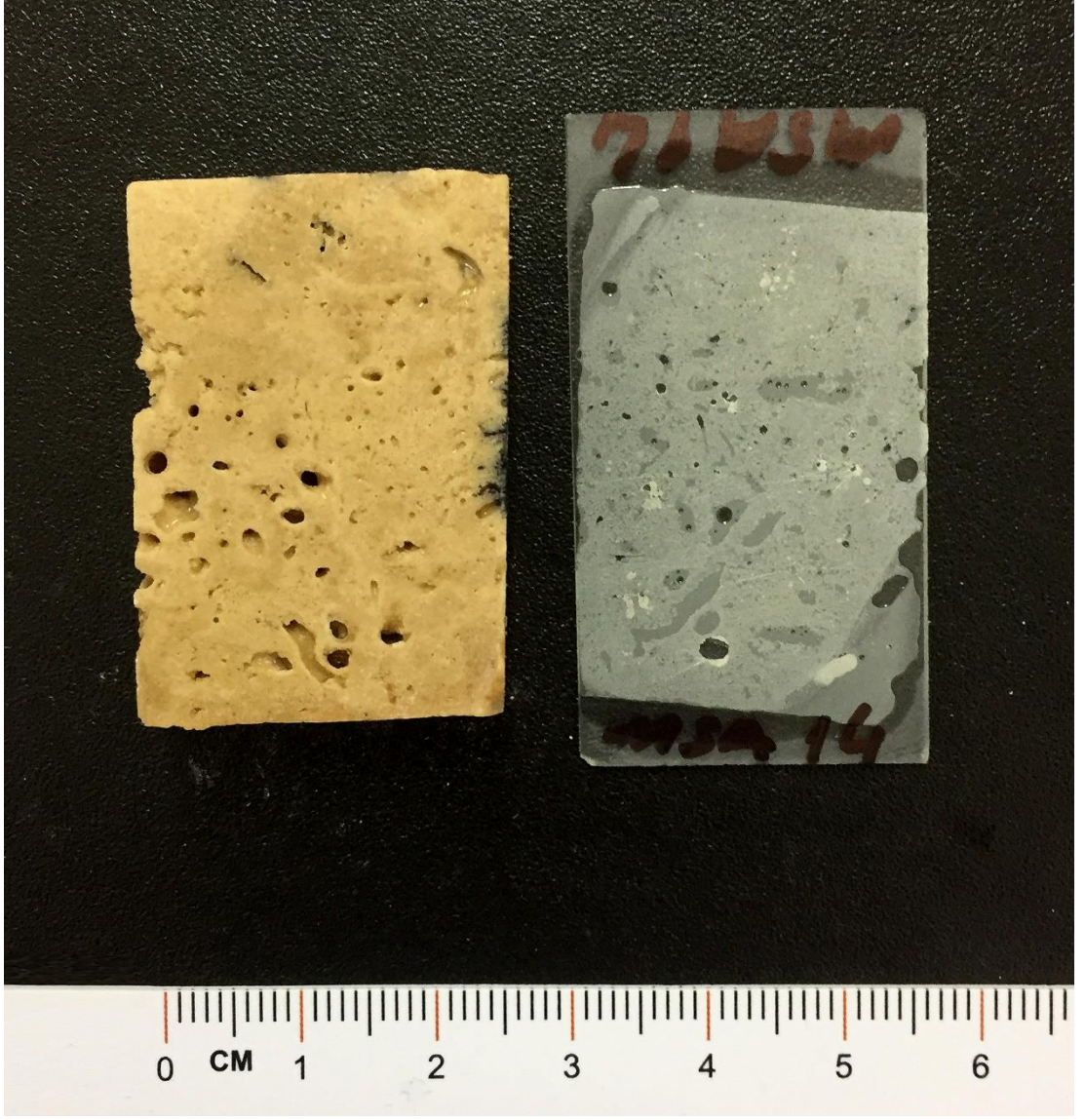
İnce kesit görüntülerine bakıldığında, ince kum taneleri yanında iri kalsit kristalleri ile birlikte kavkı parçaları da görülmektedir. Taneler arasında boşluk bulunmaktadır. (Şekil 3.36)



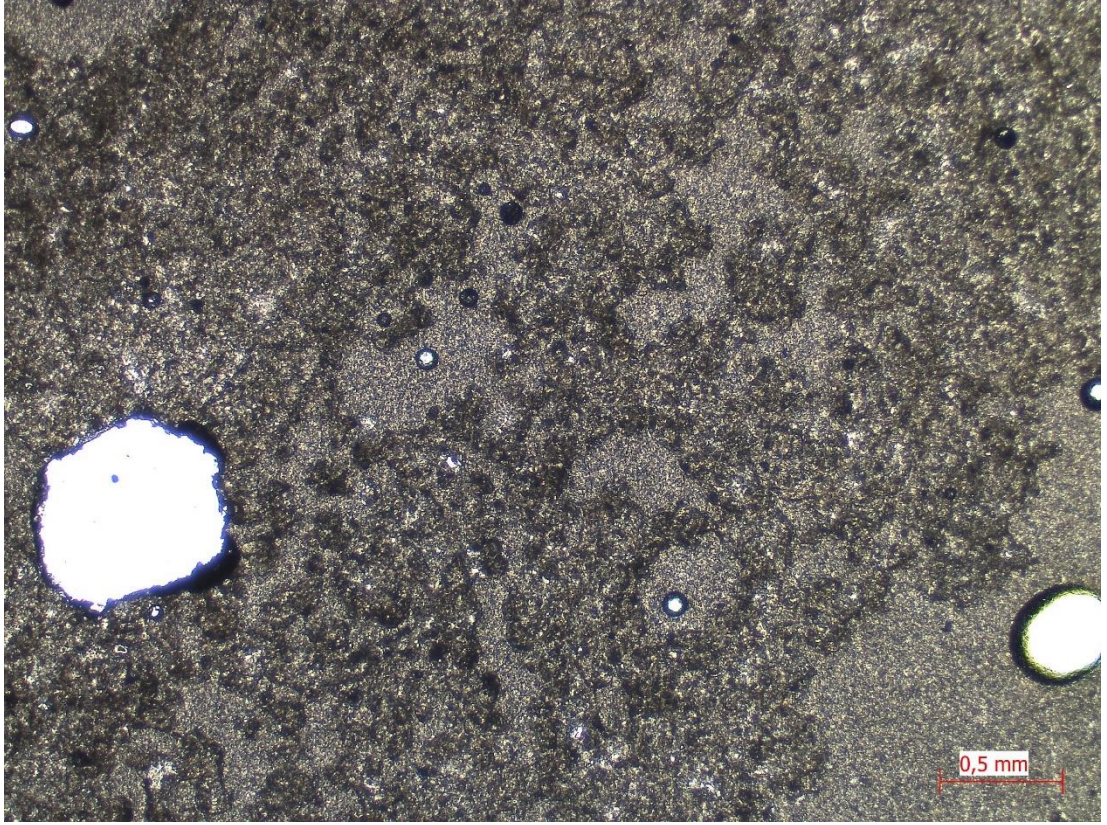
Şekil 3.36: MSA-13 ince kesit görüntüsü

Varsak 2 Kesiti içerisinde yer alan birimlerden alınan bir diğer örnek olan MSA-14 kodlu örnek, fitoklast fasiyesini ve tufa fasiyesini temsil edecek şekilde alınmıştır.

El örneğinde açık bir şekilde lamina sınırında krinomid boşlukları görülmektedir.



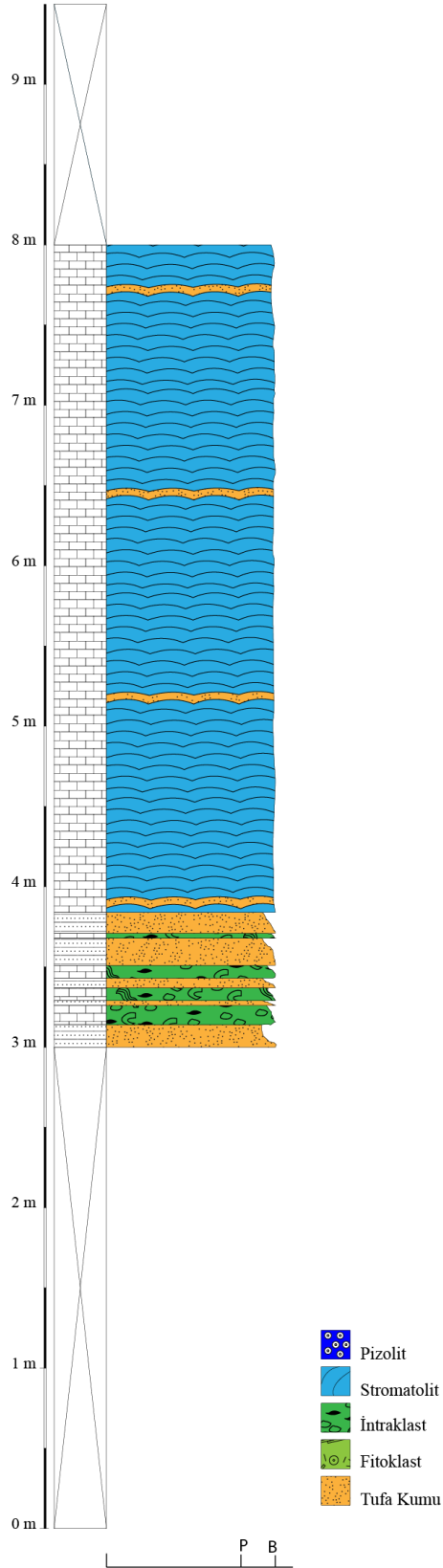
Şekil 3.37: MSA-14 El örneği



Şekil 3.38: Msa-14 ince kesit görüntüsü, bitki gövdesi parçalarının arkasında bıraktığı boşluklar mevcuttur.

Genel olarak bakıldığında, durgun bir havuz ortamından basamaklı, kendi içinde kanallar yer alan bir yapıya geçiş görünmektedir. Bir önceki kesitin devamı niteliğinde bakıldığında ise taban topografisine uygun olarak havuz/gölsel bir ortamdan basamaklı bir yamaç morfolojisine geçişin başladığı anlaşılmaktadır.

3.3.3 Varsak 3 Ölçülü Kesiti



Şekil 3.39: Varsak 3 Kesiti (Taban kotu 162 m)

Varsak mahallesinden Kirişçiler köyüne doğru çıkılan yolda, tufaların üst basamağını dik olarak kesen yol yarması üzerinde, 1 nolu kesitin 80 metre batı – kuzeybatı tarafında bulunmaktadır.

Kesitin taban kotu 162 metredir. Ölçülen yüksekliği 9,5 metredir. Kesitin ilk 3 metresi ve son 1,5 metresi gri yosunla kaplı bulunduğundan, tabaka sınırları görülememiştir. Kesit içerisinde yer alan birimlerden bahsedecek olursak; (Şekil 3.39)

- a) İnce orta boyda kum taneleri barındıran, intraklast fasiyesine ait tabakalar ile komşu olan tufa kumu fasiyesi (Tf), yanal olarak metrelerce uzunlukta görülmektedir.
- b) Yanal olarak metrelerce yayılan, altında kalan birimlerin üstünü kaplamış şekilde gözlenen, ince ve gevşek laminalara sahip, stromatolit fasiyesi (Lst) gözlenmektedir. Geometrik olarak düzlemsel bir yapı göstermektedir.
- c) Tane boyları 5, 9, 12 cm civarında olan intraklast parçalarından oluşmuş, intraklast fasiyesi (Li) tufa kumu fasiyesi ile ardalanmalı olarak yer almaktadır. İtraklast içeren katmanların yer yer aşınmalıdır.

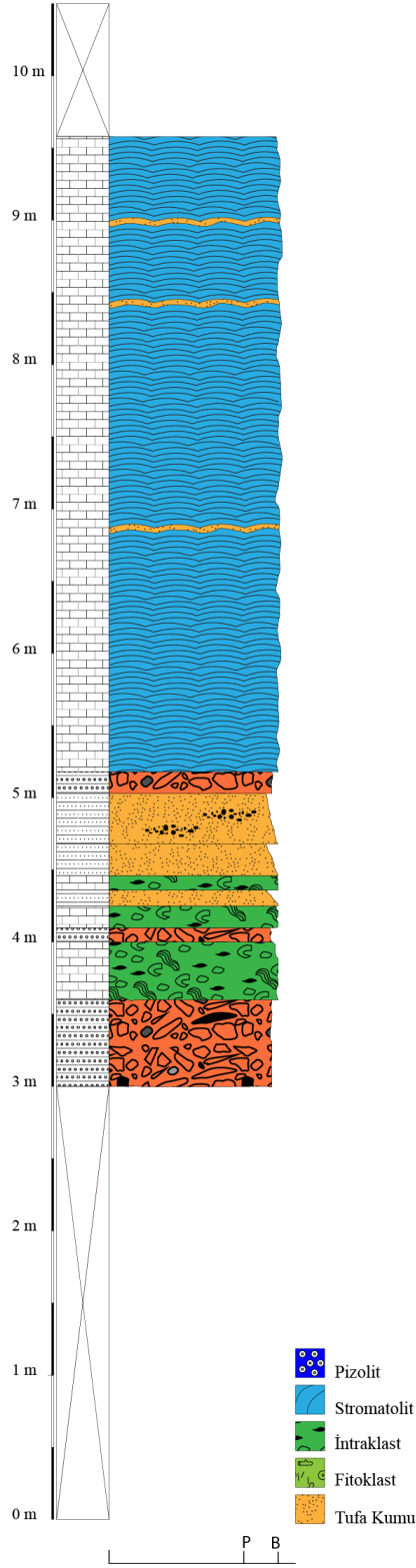
Kesitin yaklaşık 4.metresinde başlayan çalışma alanının tamamında da gözlenen yaklaşık 100 metre boyunca yayılmış 10-40 cm arasında kalınlığa sahip tufa çökeliminin durduğu bir dönemi işaret eden bir alan seviye bulunmaktadır (Kırmızı seviye).

Laminalı/stromatolitik tufa katmanları arasında kum cepleri mevcuttur. Kesitin üst kısmında yer alan gözlem yapılamayan 1,5 metrelik kısım muhtemelen laminalı tufa ve birkaç santimetre kalınlığa sahip tufa kumları ardalanmasından oluşmaktadır.



Şekil 3.40: Varsa 3 Kesiti genel görünümü

3.3.4 Varsak 4 Ölçülü Kesiti



Şekil 3.41: Varsak 4 Kesiti (Taban kotu 163 m)

Varsak mahallesinden Kirişçiler köyüne doğru çıkılan yolda, tufaların üst basamağını dik olarak kesen yol yarması üzerinde, 3 nolu kesitin 10 metre batısında bulunmaktadır.

Kesitin taban kotu 163 metredir. Ölçülen yüksekliği 10,4 metredir. Kesit içerisinde yer alan birimlerden bahsedecek olursak; (Şekil 3.42)

- a) İnce orta boyda kum taneleri barındıran, intraklast fasiyesine ait tabakalar ve tufa breşlerine ait tabakalar ile komşu olan tufa kumu fasiyesi (Tf), yanal olarak metrelerce uzunlukta görülmektedir.
- b) Yanal olarak metrelerce yayılan, altında kalan birimlerin üstünü kaplamış şekilde gözlenen, ince ve gevşek laminalara sahip, stromatolit fasiyesi (Lst) gözlenmektedir. Geometrik olarak düzlemsel bir yapı göstermektedir. Yanal olarak metrelerce uzanım gözlenmektedir. Aralarında merceksi formda tufa kumları yer almaktadır.
- c) Tanelerin boyları 20 – 10 cm arasında olan, kahverengi renkli, kaba, köşeli taneler barındıran intraklast fasiyesi (Li) yer almaktadır. Tufa breşleri ve tufa kumları ile komşudur.
- d) Kesitin tabanında yer alan kısımda kaba taneli, tufa parçalarından oluşmuş tufa breşleri (B) bulunmaktadır. İyi çimentolanmamıştır.



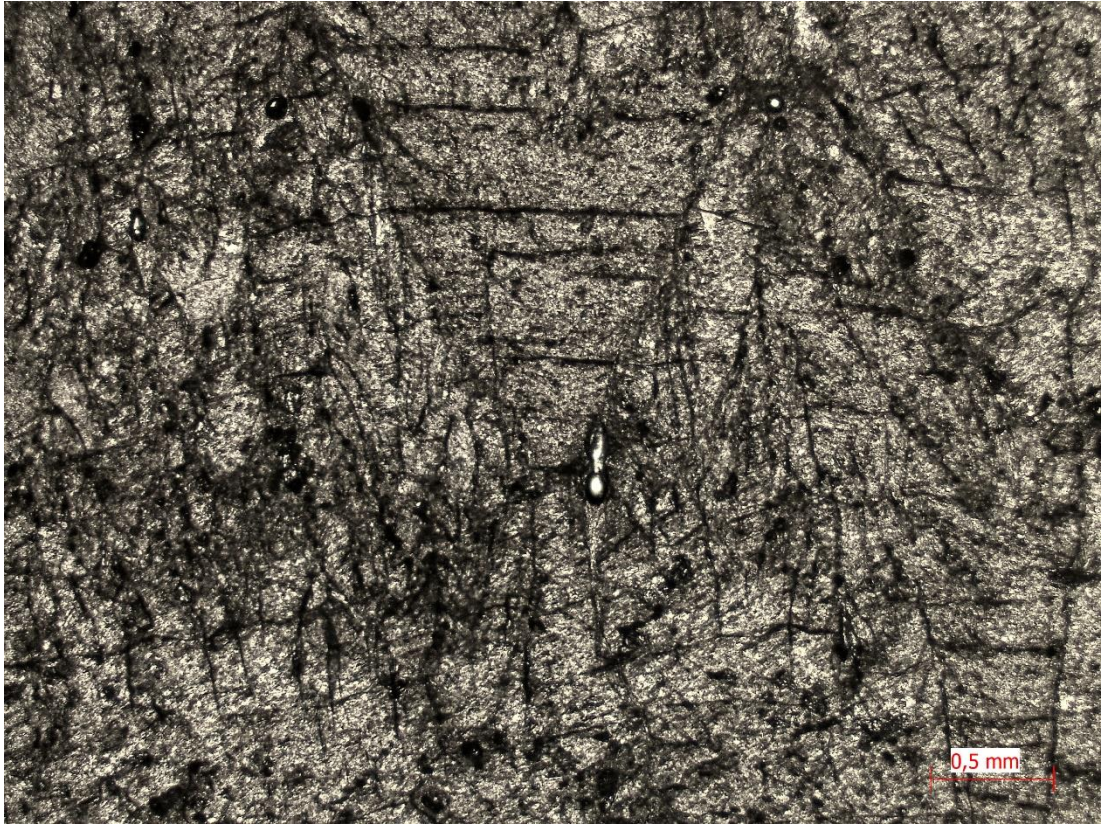
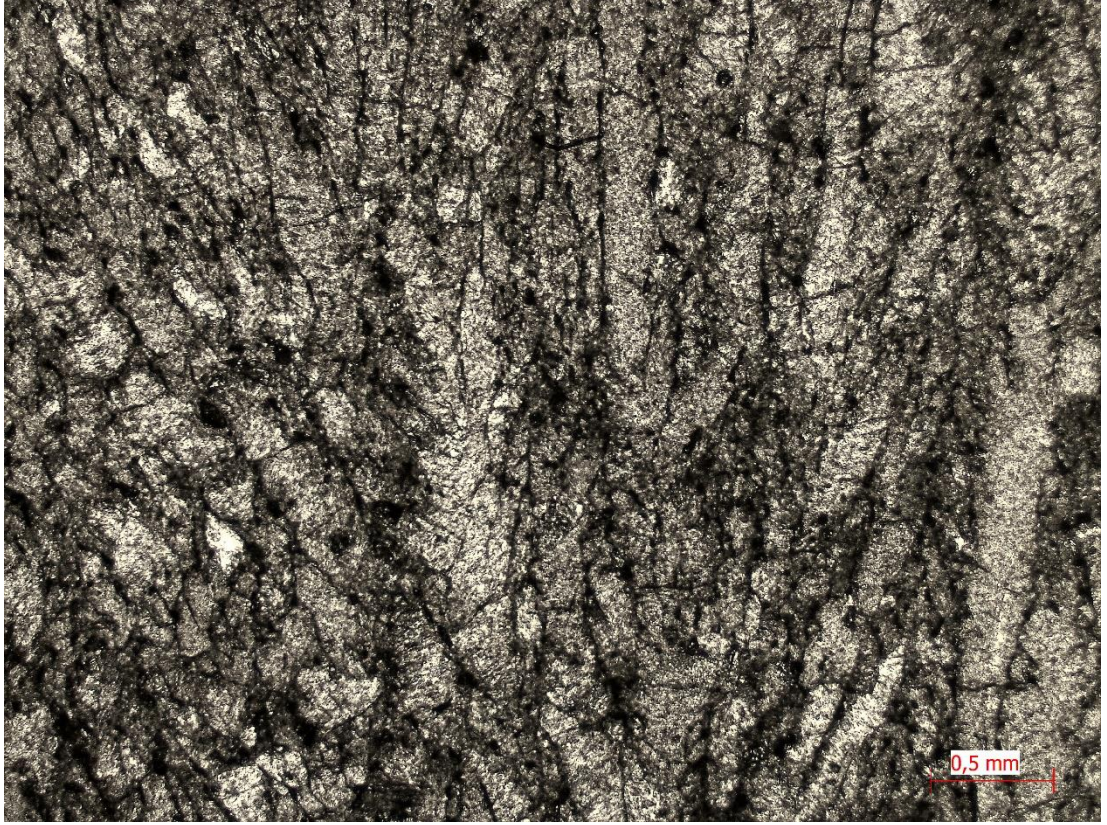
Şekil 3.42: Varsak 4 Kesiti genel görünümü

Bu kesit içinde yer alan laminalı tufalardan MSA-15 kodlu örnek alınmıştır. Örneğe bakıldığında kristal büyüme yönleri açıkça görülmektedir. Lamina sınırlarında krinomid boşlukları vardır. Stromatolitik lamina iyi pekleşmiştir. (Şekil 3.43)



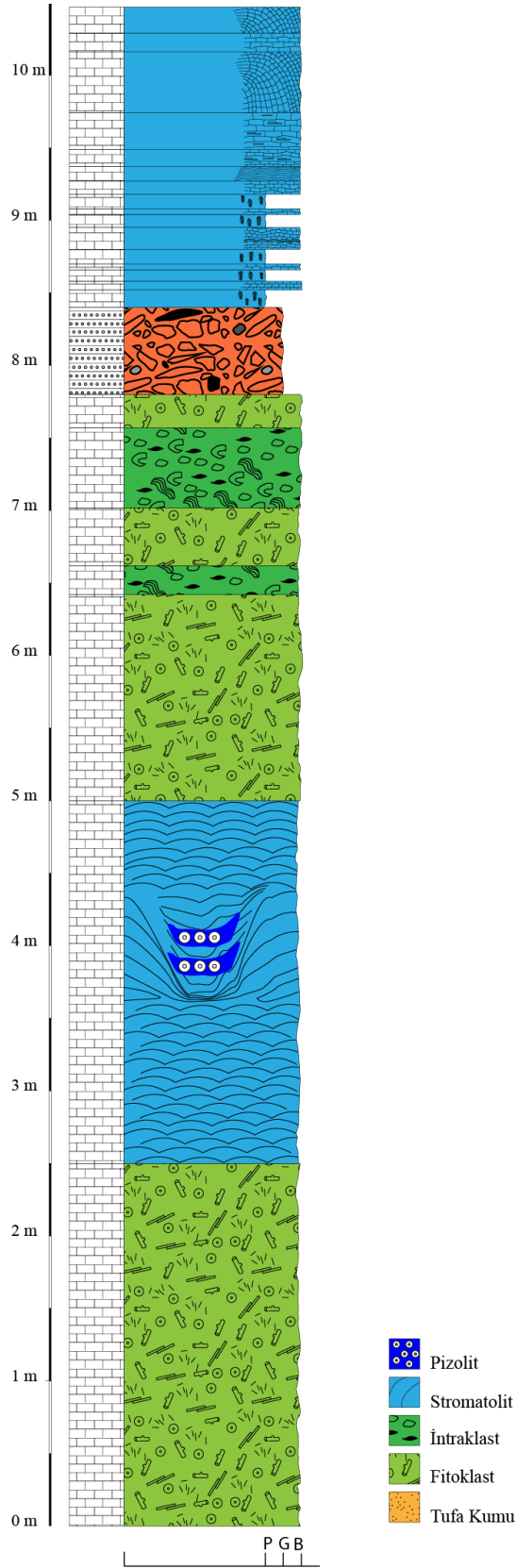
Şekil 3.43: MSA-15 el örneği

Örneğin ince kesiti incelendiğinde, çökelme yüzeyine dik olarak büyümüş ışımsal kristaller açıkça görünmektedir. Kristaller arasında görülen koyu noktalar Arenas (2018)'e göre siyanobakteri filamentleridir. (Şekil 3.44)



Şekil 3.44: MSA-15 ince kesit görüntüsü, kalsit kristalleri.

3.3.5 Varsak 5 Ölçülü Kesiti



Şekil 3.45: Varsak 5 Kesiti (Taban kotu 161 m)

Varsak mahallesinden Kirişçiler köyüne doğru çıkılan yolda, tufaların üst basamağını dik olarak kesen yol yarması üzerinde, 1 nolu kesitin 80 metre kuzey-kuzeybatısında bulunmaktadır.

Kesitin taban kotu 161 metredir. Ölçülen yüksekliği 10,4 metredir. Kesit içerisinde yer alan birimlerden bahsedecek olursak; (Şekil 3.46)



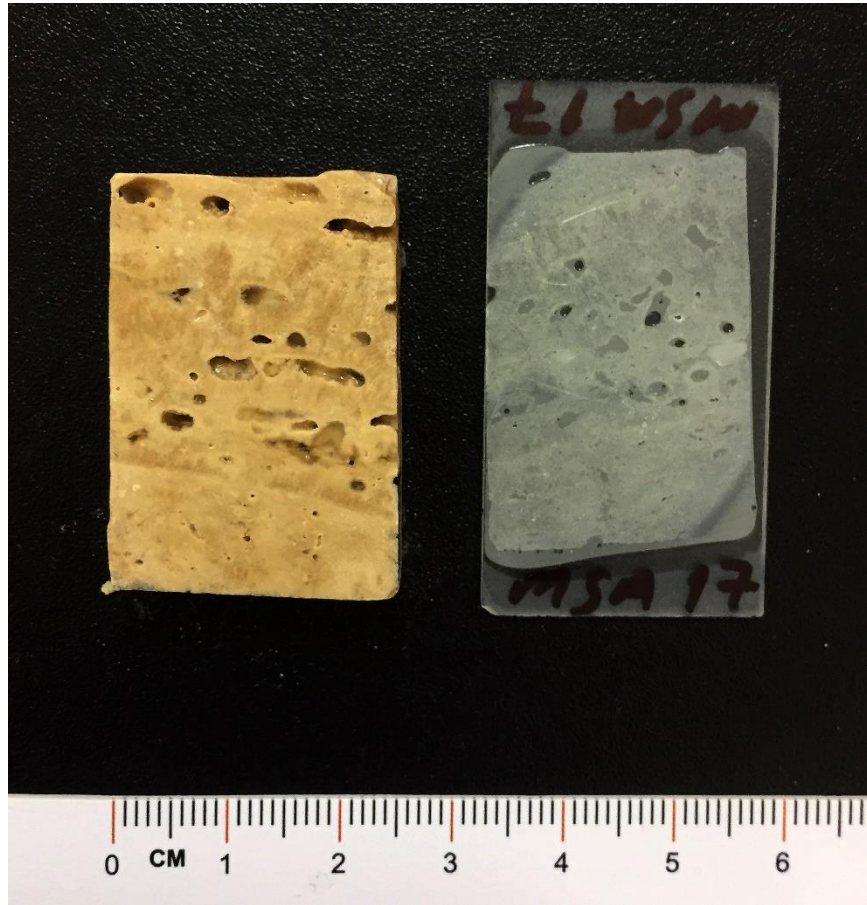
Şekil 3.46: Varsak 5 Kesiti genel görünüm

- a) İnce orta boyda kum taneleri barındıran, intraklast fasiyesine ait tabakalar ve tufa breşlerine ait tabakalar ile komşu olan tufa kumu fasiyesi (Tf), yanal olarak metrelerce uzunlukta görülmektedir.
- b) Yanal olarak metrelerce yayılan, altında kalan birimlerin üstünü kaplamış şekilde gözlenen, ince ve gevşek laminalara sahip, stromatolit fasiyesi (Lst) gözlenmektedir. Domsu – yarı domsu yapılar şeklinde olup, açık ve koyu lamina ardalanmaları net bir şekilde görülebilmektedir. Yanal olarak metrelerce uzanım gözlenmektedir. Aralarında merceksi formda tufa kumları ve yer intraklastik parçalar yer almaktadır.
- c) Tanelerin boyları 20 – 10 cm arasında olan, kahverengi renkli, kaba, köşeli taneler barındıran intraklast fasiyesi (Li) yer almaktadır. Tufa breşleri ve tufa kumları ile komşudur.
- d) Kesitin tabanında yer alan kısımda kaba taneli, tufa parçalarından oluşmuş tufa breşleri (B) bulunmaktadır. İyi çimentolanmamıştır.

- e) Kaplanmış bitki saplarının ve yosunların oluşturduğu fitoherm çatıtaşı fasiyesi (Lbr) bulunmaktadır. Stromatolit/Laminalı tufa fasiyesi ile ardalanmalı olarak yer almaktadır.
- f) Stromatolitın olduğu kanal yapısı içerisinde pizolitler mevcuttur. Bu pizolitlerin çapları 0,2 cm ile 3 cm arasında değişmektedir. Yalnızca bu kanal yapısı içerisinde görülmektedirler.

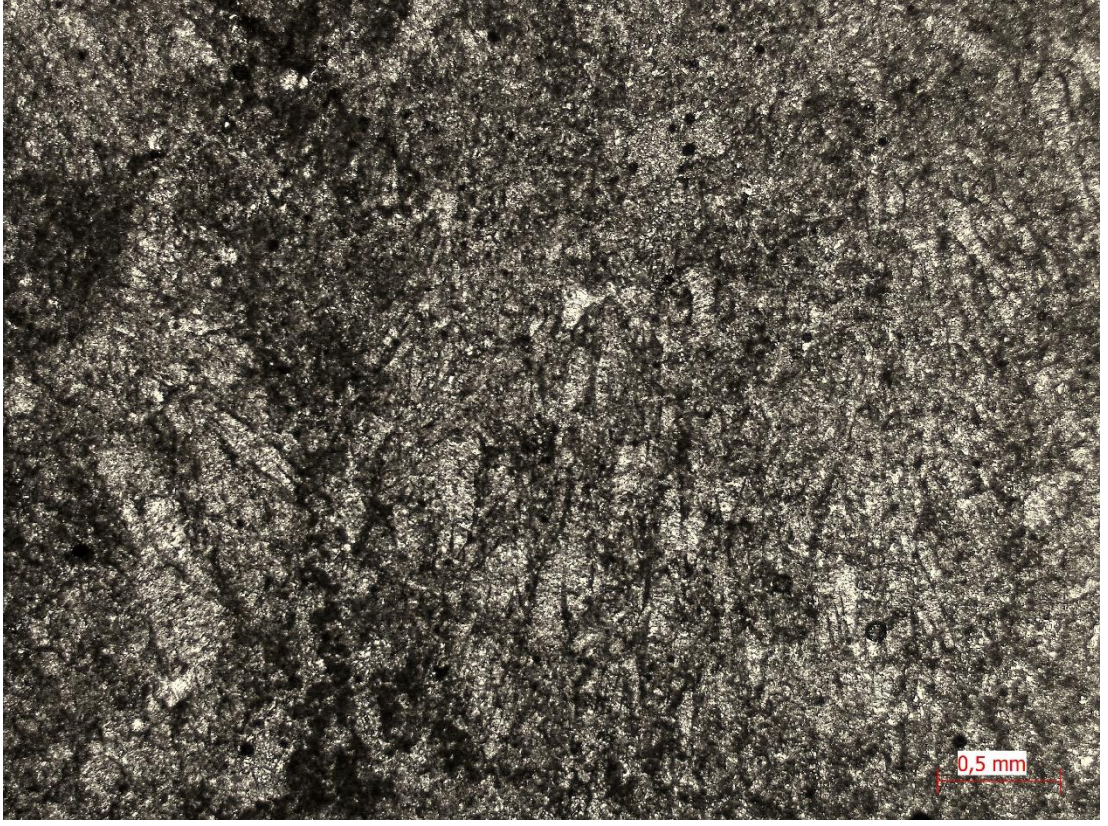
Bu kesit içerisinde yer alan fasiyeslerden MSA-17, MSA-18 ve MSA-19 kodlu örnekler alınmıştır. Ayrıca koyu açık lamina ardalanması açıkça görülebilen stromatolitlerden 10 cm çapında 38 cm uzunluğunda karot alınmıştır.

MSA-17 kodlu örnek stromatolit içinde gözenekli-az gözenekli lamina ardalanması gösteren bölgeden alınmıştır. El örneğinin incelenmesinde, çökelleme devam ederken bir dönem larva boşluklarının olduğu, bu dönemin ardından çökellenin devam ettiği görülmektedir. (Şekil 3.47)



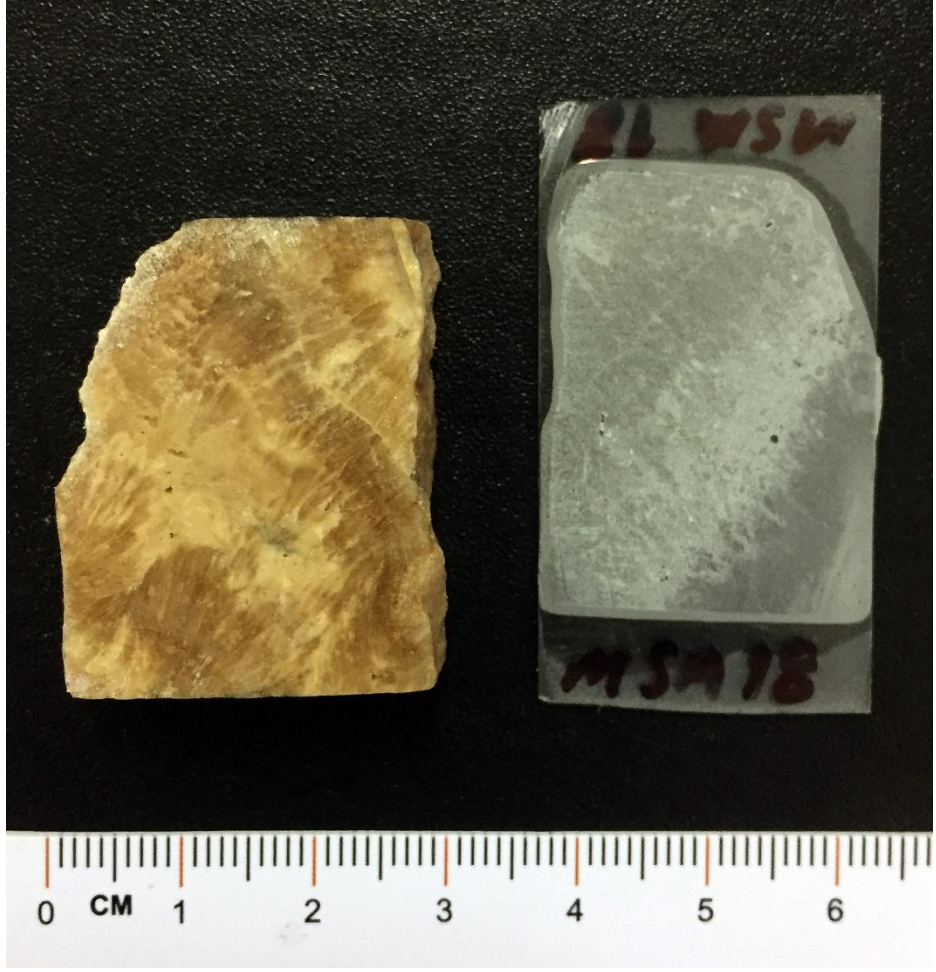
Şekil 3.47: MSA-17 El örneği, lamina sınırları ve larva boşlukları görülmektedir.

İnce kesitinin incelenmesinde ise çökelmeye dik gelişmiş kristaller açıkça görülmektedir. (Şekil 3.48)



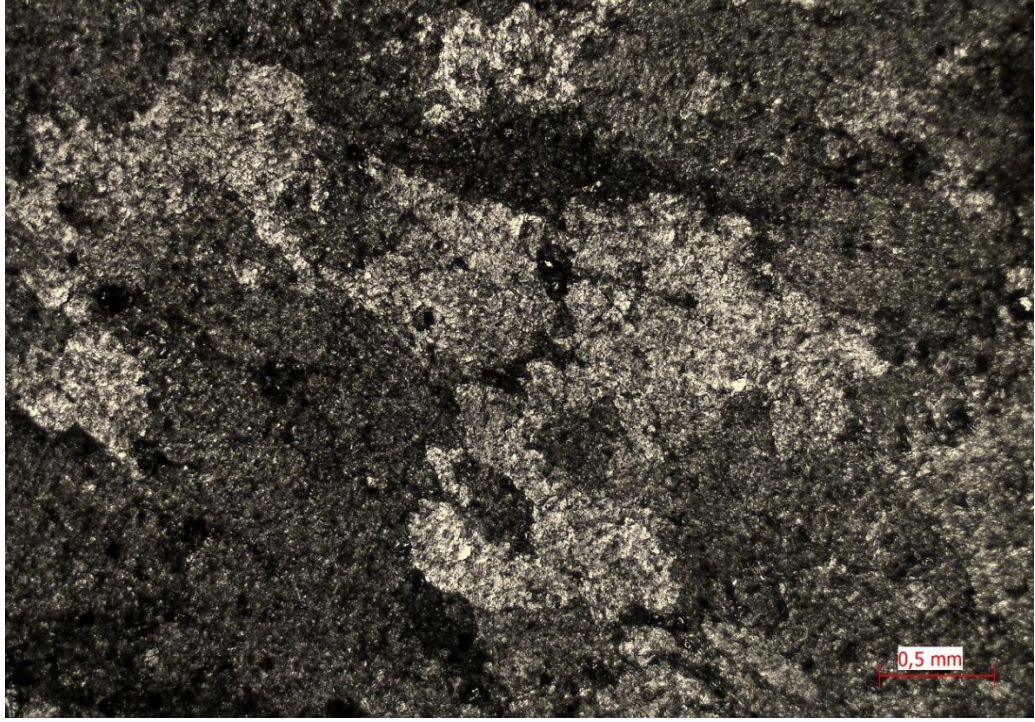
Şekil 3.48: MSA-17 İnce kesit görüntüsü, kalsit kristalleri ve lamina sınırında gelişmiş bakteriyel mat görülmektedir.

MSA-18 kodlu örnek stromatolit fasiyesi içinde açık koyu lamina araldanması gösteren bölgeden alınmıştır. El örneği incelendiğinde koyu bölgelerdeki kristallerin ışınal olarak büyüdükleri, açık bölgelerde ise kristal büyümesi bulunmadığı görülmektedir. (Şekil 3.49)



Şekil 3.49: MSA-18 El örneği, lamina sınırı ve açık – koyu ardalanması görülmektedir.

İnce kesitinin incelenmesinde ise kristallerin iri yapısı dikkat çekmektedir.
(Şekil 3.50)



Şekil 3.50: MSA-18 İnce kesit görüntüsü, tamamen kalsit kristallerinden oluşmuştur.

MSA-19 Kodlu örnek yosun tufa fasiyesinden alınmıştır. El örneğinde kalsitle kaplanmış yosun dalları görülmektedir (Şekil 3.51). Yakından bakıldığında 0,1 – 0,2 mm arası çapa sahip ince dalların boşlukları da görülebilmektedir (Şekil 3.52).

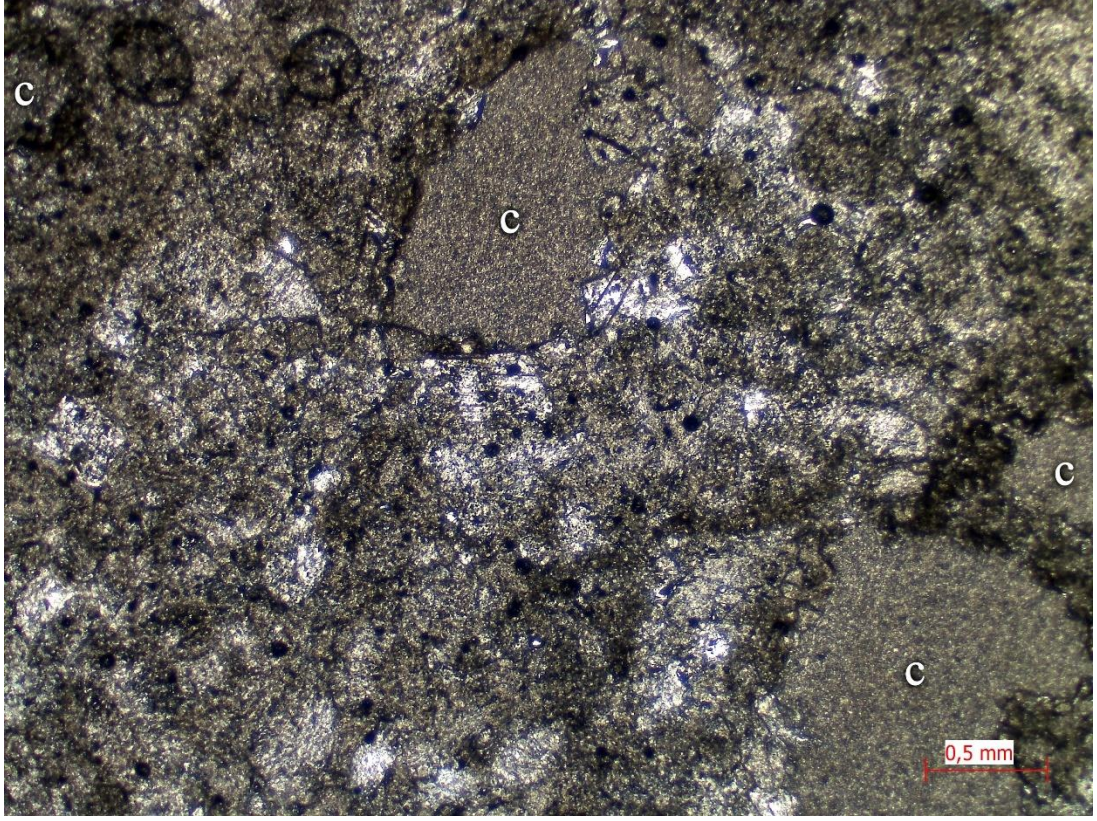


Şekil 3.51: MSA-19 El Örneği, yosun lifleri etrafında büyümüş kalsit kabuk görülmektedir.



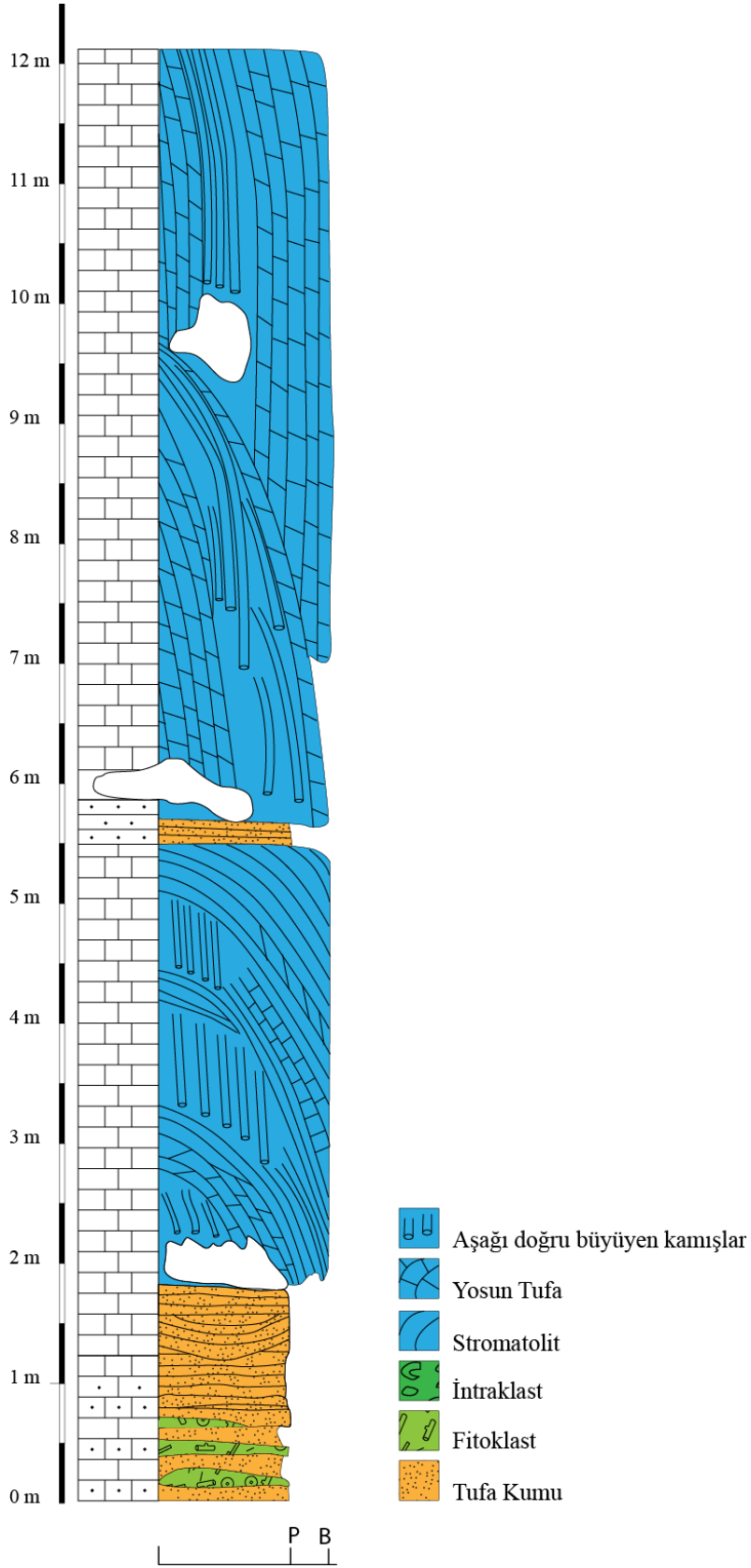
Şekil 3.52: MSA-19 El Örneği detay görüntüsü, yosun liflerinin ortamdaki gitmesi ile geriye kalan kalsit kabukla çevrelenmiş boşluklar görülmektedir.

İnce kesit görüntüsünde ise merkezinde yosun dallarının bıraktığı boşluğu alarak, bu boşluğu çevreleyen kalsit kristalleri görülebilmektedir. İnce kesit görüntüsünde yer yer siyanobakteri matlarının filamentleri mevcuttur.



Şekil 3.53: MSA-19 ince kesit görüntüsü, c ile işaretli bölgeler yosun liflerinin geride bıraktığı boşluklardır.

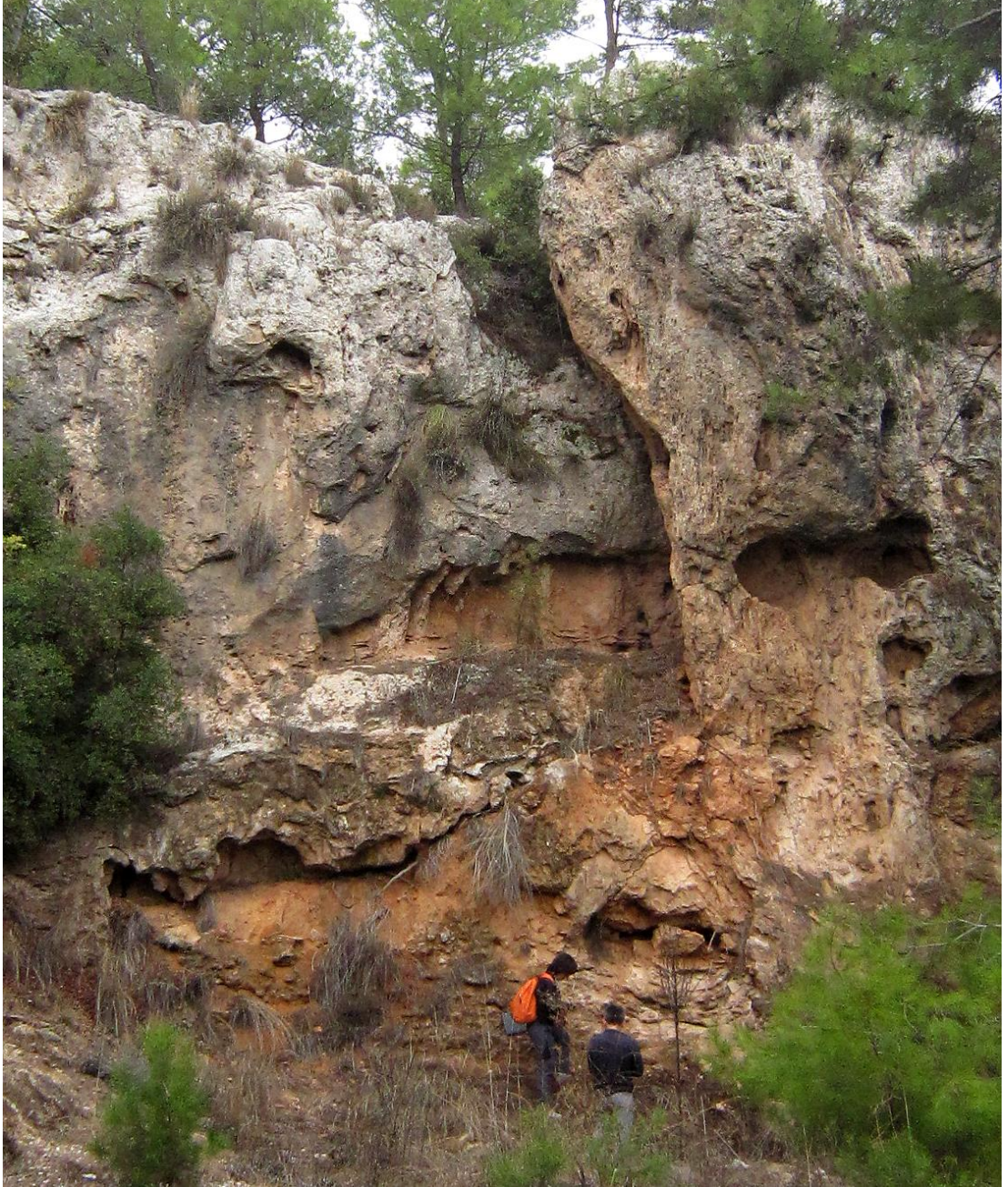
3.3.6 Varsak 6 Ölçülü Kesiti



Şekil 3.54: Varsak 6 Ölçülü Kesiti (Taban kotu 290 m)

Varsak mahallesinden Odabaşı köyüne doğru gidilen yolda, yolun yaklaşık 2.km'sinde yol kenarında bulunmaktadır.

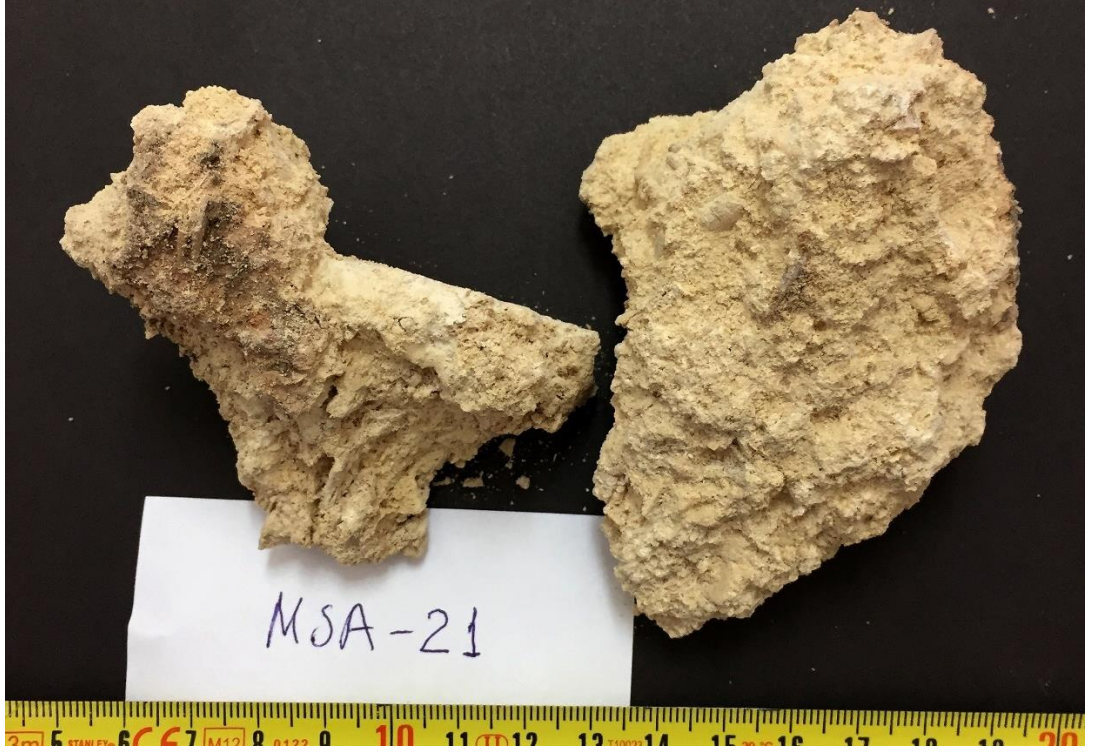
Kesitin taban kotu 290 metredir. Ölçülen yüksekliği 12,3 metredir. Kesit içerisinde yer alan birimlerden bahsedecek olursak; (Şekil 3.55)



Şekil 3.55: Varsak 6 Kesiti genel görünümü

- a) İnce orta boyda kum taneleri barındıran, fitoklast fasiyesine ait tabakalar ve tufa breşlerine ait tabakalar ile komşu olan tufa kumu fasiyesi (Tf), yanal olarak metrelerce uzunlukta görülmektedir.
- b) Fitoklast fasiyesine ait tabaka kalınlıkları ortalama 9-7 cm arasında değişmektedir. Bazı tabakalar tufa kumu tabakaları arasında kanal şeklinde yerleşmiştir.
- c) Suyun akış açısına uyumlu olarak gelişmiş yosunların oluşturduğu yosun tufa fasiyesi stromatolit fasiyesi ile ardalanmalı olarak bulunmaktadır. Yer yer içerisinde alg filamentleri barındırmaktadır.
- d) Aşağı doğru büyümüş kalsitle kaplı bitki sapları mevcuttur. Bunların altında küçük boşluklar bulunmaktadır. Şelale altı basamak yapısı görülmektedir.
- e) Yanal olarak metrelerce yayılan, altında kalan birimlerin üstünü kaplamış şekilde gözlenen, ince ve gevşek laminalara sahip, stromatolit fasiyesi (Lst) gözlenmektedir. Şelalenin akış yönüne uygun olarak yosun fasiyesi ile ardalanmalı olarak bulunur.

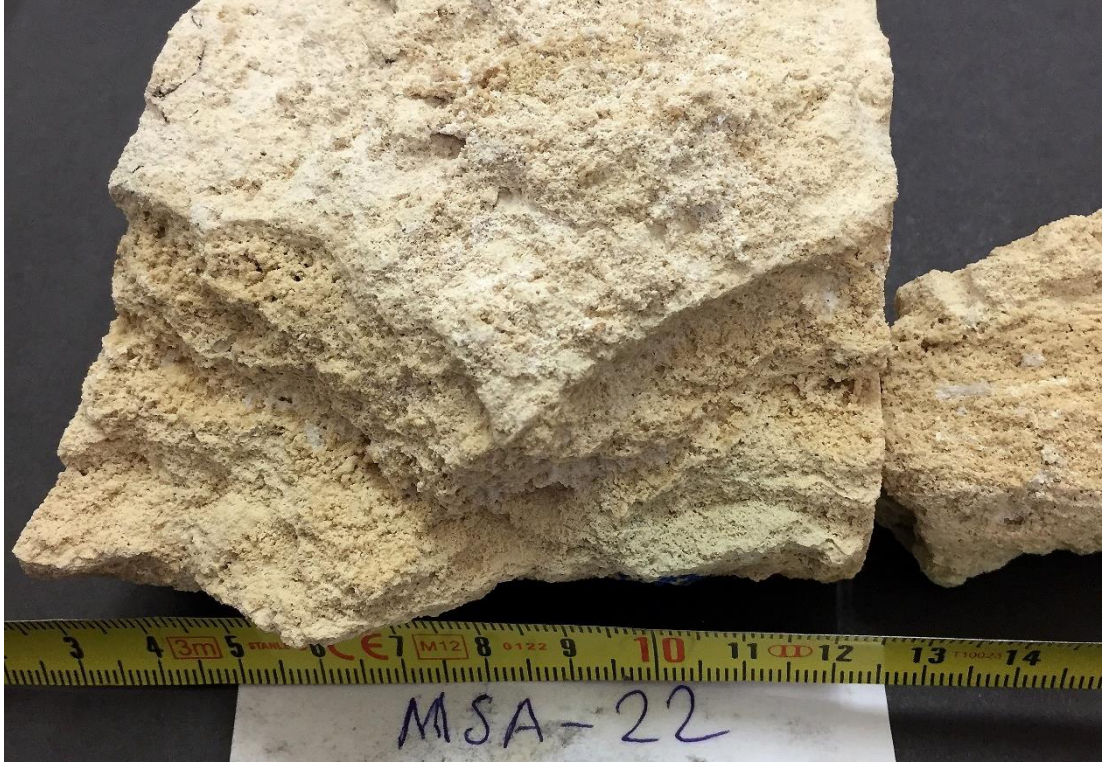
Kesit içerisinde yer alan tufa kumu fasiyesinden 2 adet örnek alınmıştır. MSA-21 ve MSA-22 kodlu örneklerin el örnekleri incelendiğinde kum tanelerinin arasında yer yer bitki parçaları bulunduğu, bazı kabuklu canlıların kavkı parçalarının bulunduğu tanelerin birbirlerine sıkıca çimentolanmadığı görülebilmektedir (Şekil 3.56, Şekil 3.57, Şekil 3.58 ve Şekil 3.59).



Şekil 3.56: MSA-21 el örneği



Şekil 3.57: MSA-21 El örneği detay görüntüsü, kum tanelerinin arasındaki bitki parçaları.

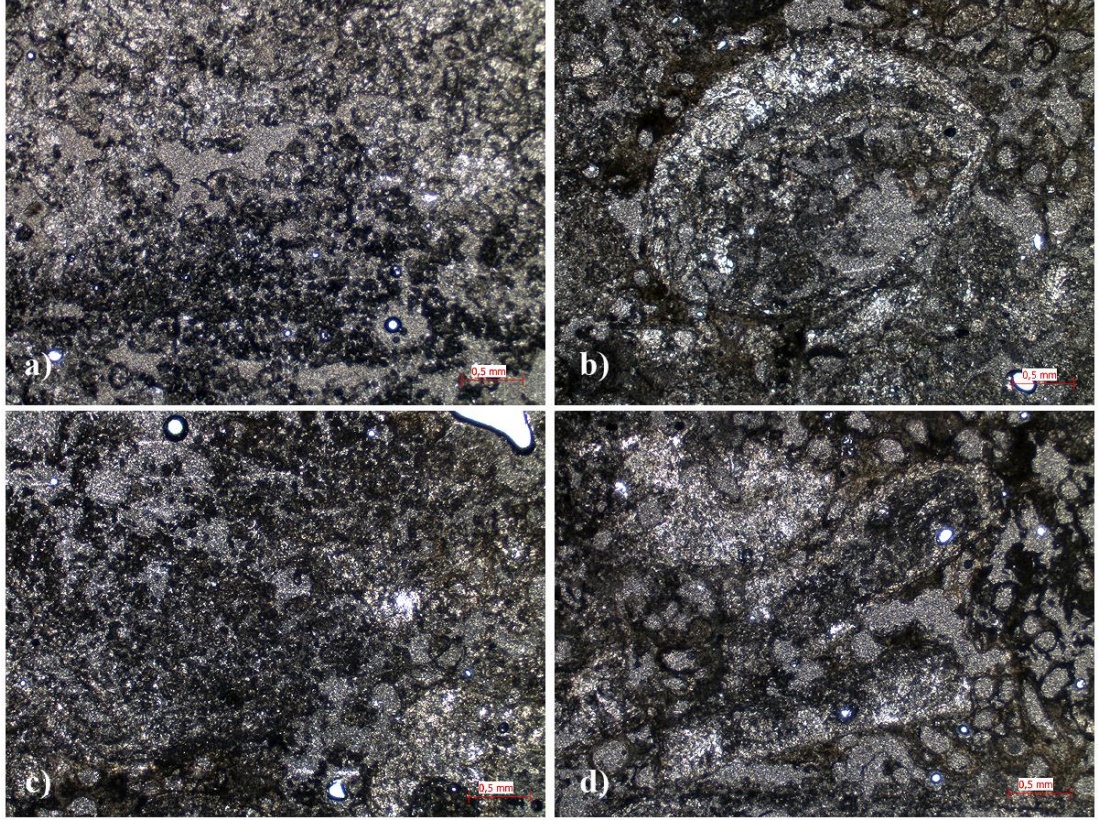


Şekil 3.58: MSA-22 El örneği, biyoklast parçaları barındırmaktadır.



Şekil 3.59: MSA-22 El örneği detay, taneler arası boşluklar görölmektedir.

İnce kesitlerinin incelenmesinde, kum tanelerinin mikritik çimento ile birbirine tutunduğu görülmektedir. Tanelerin arasında siyanobakteriyel mat mevcuttur (Şekil 3.60 a). Tanelerin arasında fosil kavkılar bulunmaktadır (Şekil 3.60 b). Yine tanelerin arasında bitki parçaları ile birlikte siyanobakteriyel mat bir arada bulunmaktadır (Şekil 3.60 c). Kum tanelerinin arasında boşluklu bir yapı oluşturacak şekilde bitki parçaları da mevcuttur (Şekil 3.60 d). Bu örnekler şelale altı basamak ortamından alınmıştır.



Şekil 3.60: a)MSA-22 kum taneleri ve aralarında siyanobakteriyel mat b)MSA-21 kum taneleri arasında fosil kavkısı c) MSA-21 kum taneleri arasında siyanobakteriyel mat d) MSA-21 kum taneleri arasında bitki ve taşınmış tufa parçaları

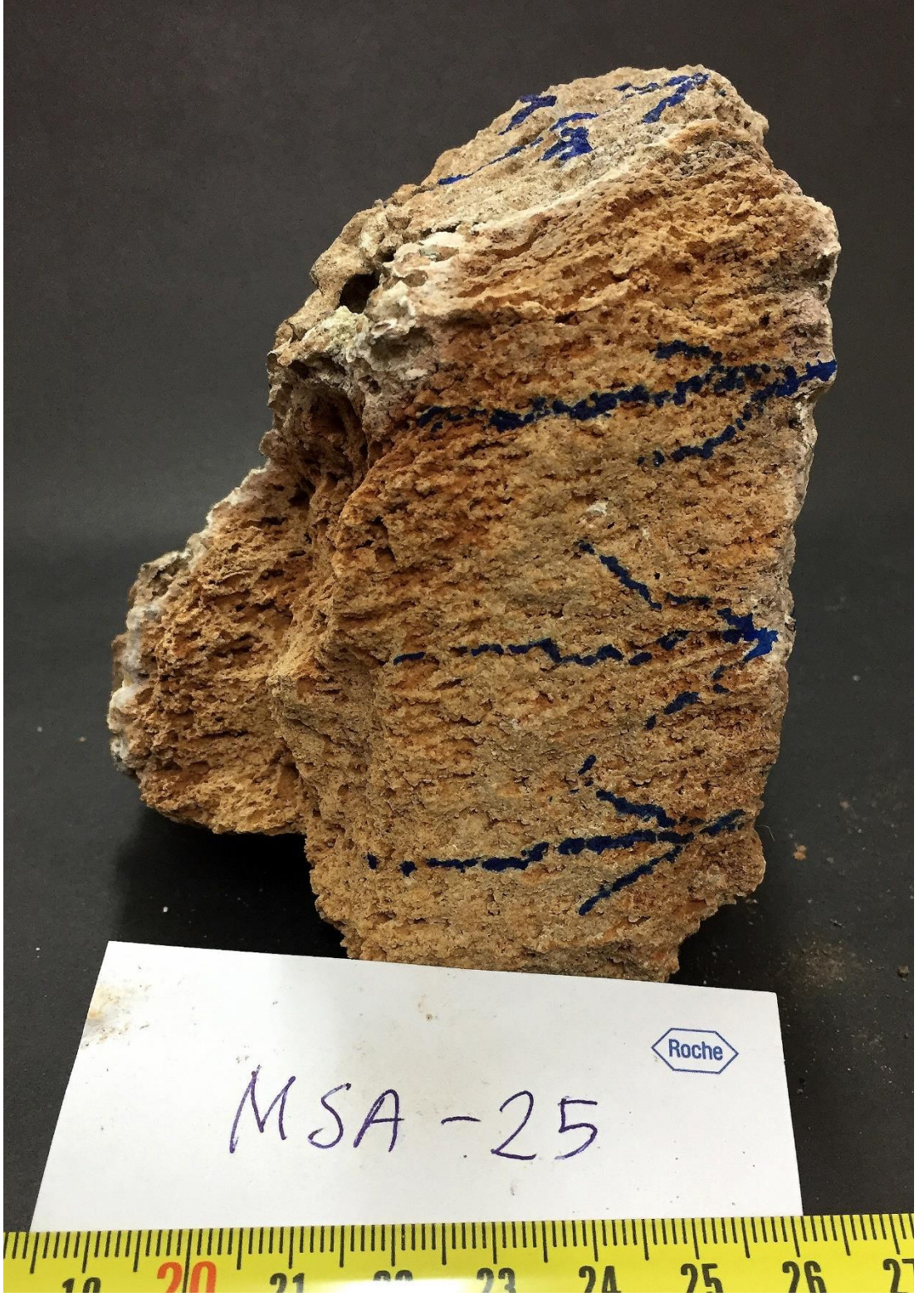
Yosun fasiyesinden alınmış örneklerin el örneklerinde yosun dalları açık bir şekilde görülebilmektedir. Örneklerin alındığı yer yosun, alg lifleri, stromatolit ve aşağı doğru büyümüş bitkilerin bir arada bulunduğu şelale ortamıdır. Kesitin üstünde yer alan yosunlar geri kalan fasiyesleri şapka şeklinde örter vaziyettedir. Yosun lifleri akışa dik olarak büyüme göstermektedir.



Şekil 3.61: MSA-23 el örneği

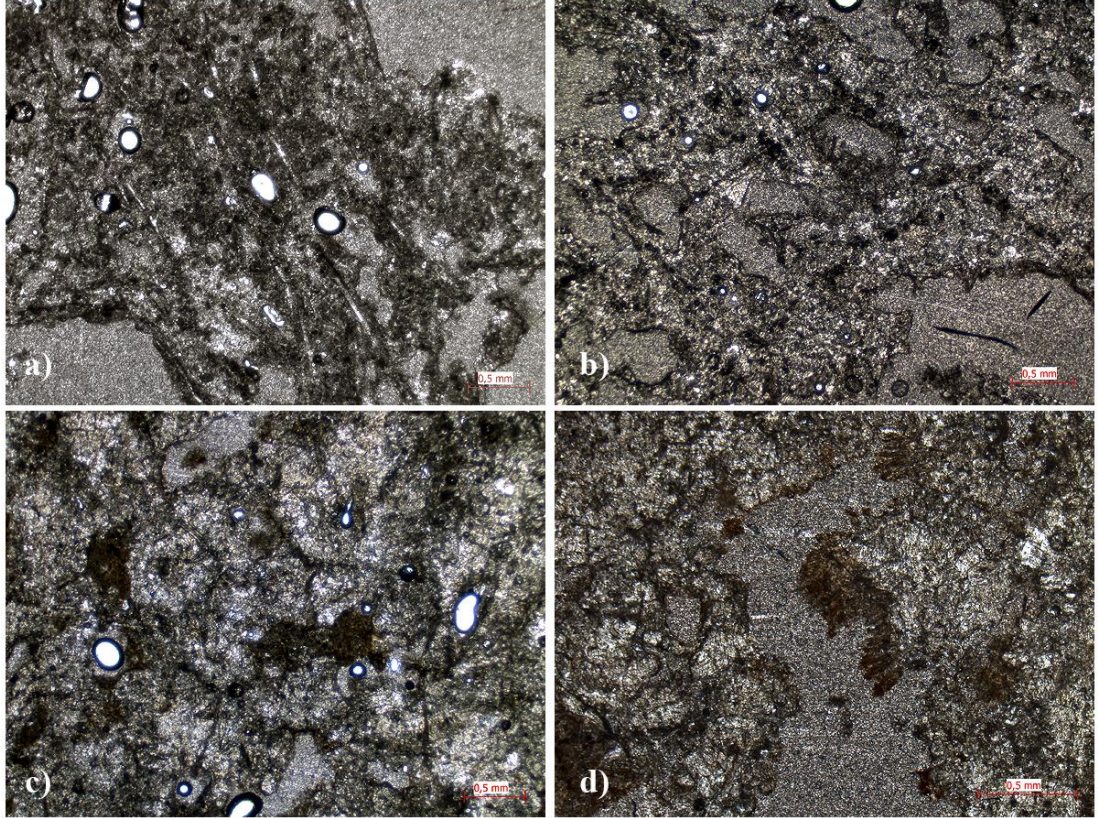


Şekil 3.62: MSA-24 el örneği, yosun lifi boşlukları görülmektedir.



Şekil 3.63: MSA-25 el örneği, ok akış yönüne dik olan büyüme yönünü göstermektedir

İnce kesitlerinin incelenmesinde ise, yosun liflerine paralel alınan ince kesitlerde siyanobakteriyel mat kalıntıları görülmektedir (Şekil 3.64 a, b). Yosun liflerinin dik olarak kesildiği kesitlerde ise lif merkezinde bulunan boşluk ve boşluğun etrafını saran iri kalsit kristalleri görülebilmektedir (Şekil 3.64 c). Yine kesitlerde yer alan boşlukların bazılarında ikincil bir şekilde siyanobakterilerce oluşturulmuş kristale yapıları mevcuttur (Şekil 3.64 d).

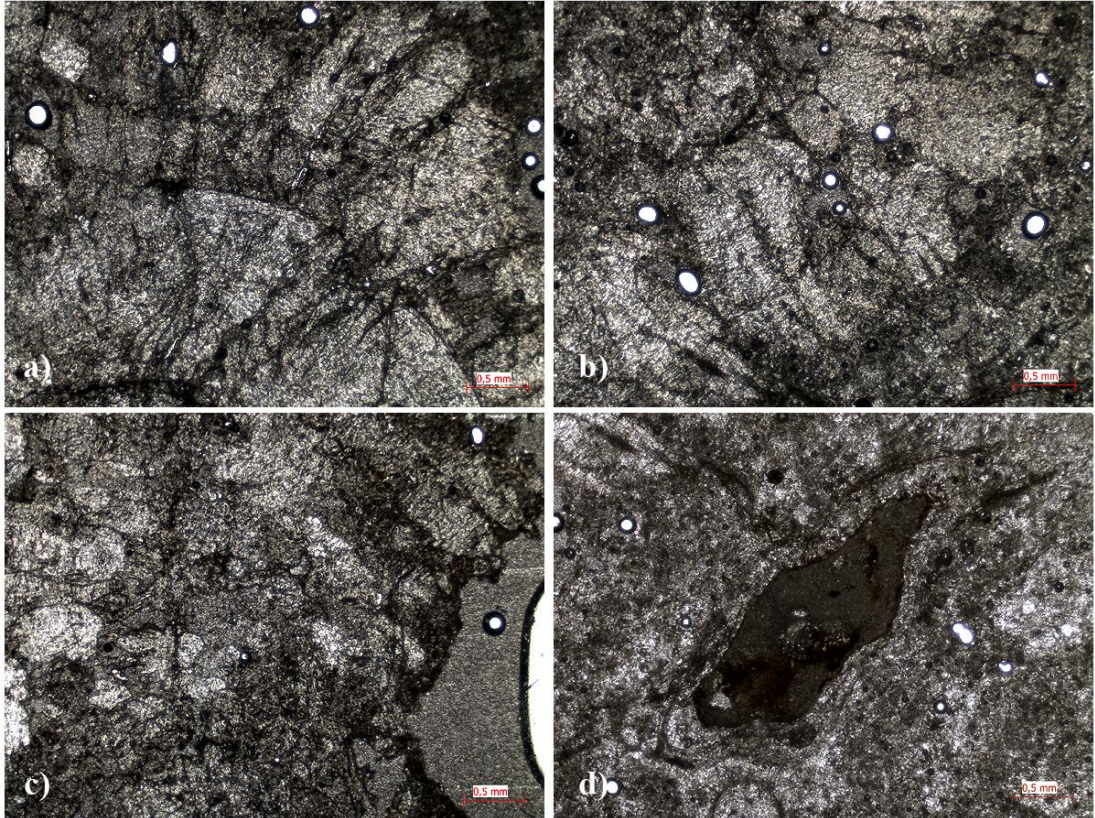


Şekil 3.64: a)MSA-23 yosun lifleri arasındaki bakteriyel mat b) MSA-24 yosun lifleri arasındaki bakteriyel c) MSA-25 yosun liflerinin büyüme yönüne dik hazırlanmış kesit d) MSA-25 birim içinde yer alan boşlukta oluşmuş ikincil kristallenme

Kesit içinde yer alan aşağı doğru büyümüş bitkilerden alınan el örneği tipiktir. Yer yer kırılmış kalsit tarafından kaplanmış uzun bitki sapları vardır. Bitki saplarının kalınlıkları 1 – 4 mm arasında iken etrafındaki kalsit tabakasının kalınlıkları 5 – 15 mm arasında değişmektedir. Parçalar birbirlerine iyi çimentolanmıştır. Çok boşluklu bir yapı mevcuttur. (Şekil 3.65)



Şekil 3.65: MSA-26 el örneği ok büyüme yönün göstermektedir



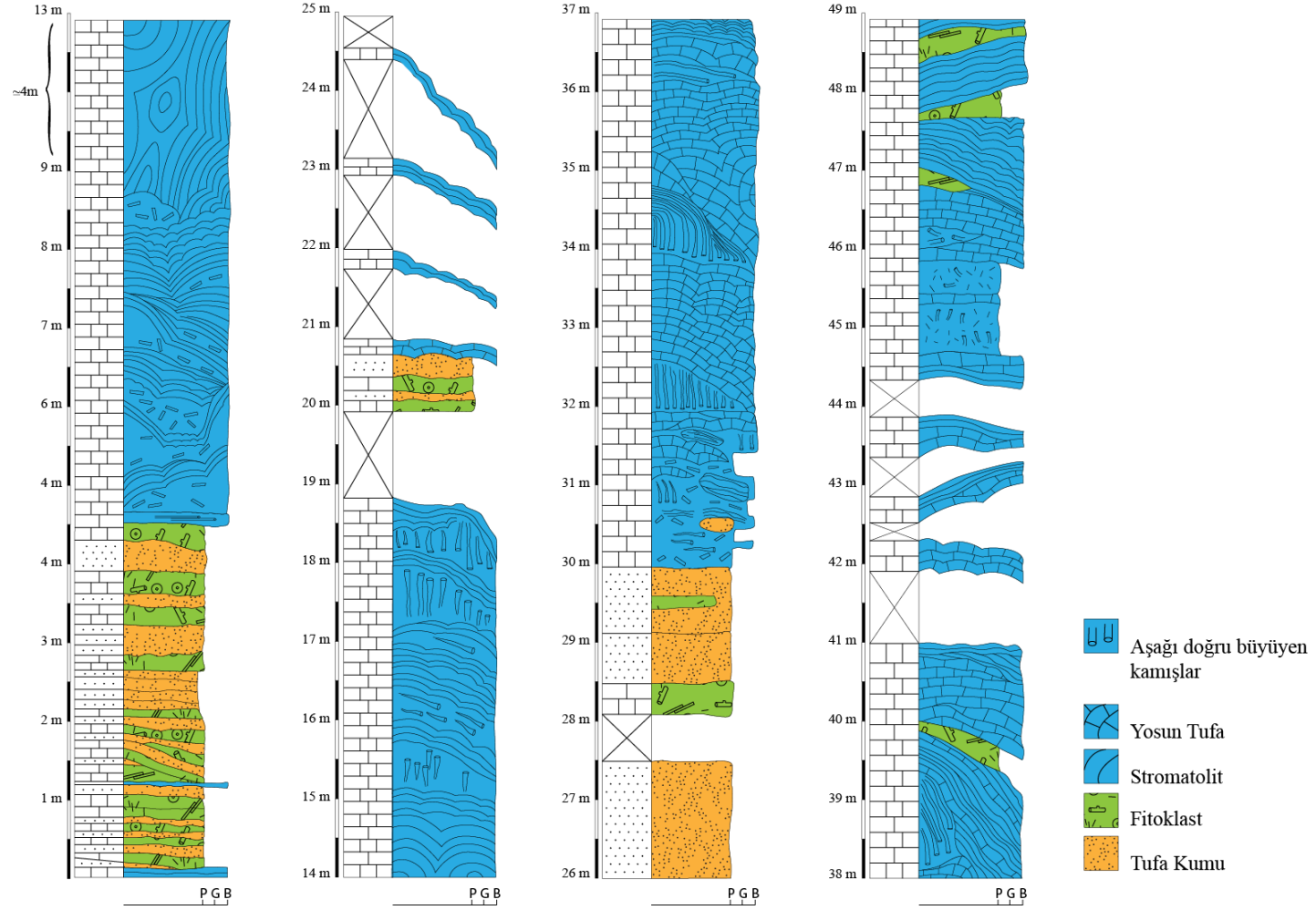
Şekil 3.66: MSA-26 örneği ince kesitleri a) Kalsit kristallerinin ardalanması b) Merkezden ışınsal olarak büyümüş kristaller c) boşluğu çevreleyen kalsit kabuk d) bitki boşluğu etrafında gelişen laminalı kalsit kabuk

3.3.7 Varsak 7 Ölçülü Kesiti

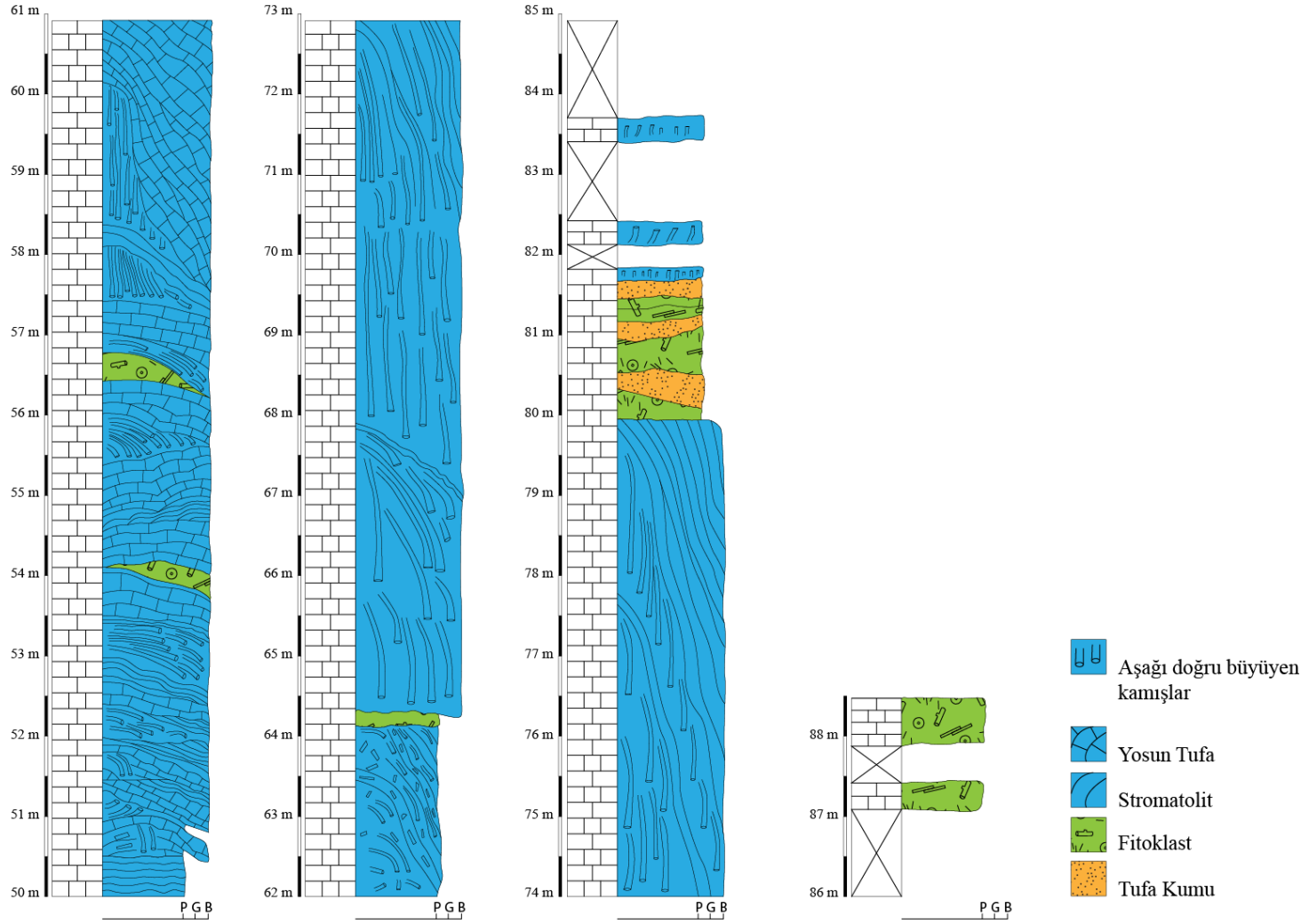
Varsak mahallesinden Odabaşı köyüne doğru gidilen yolda, yolun yaklaşık 1.km'sinde bulunmaktadır. Kesitin taban kotu 202 metre, tava kotu ise 290 metredir. Toplamda ölçülen kesit kalınlığı 88 metredir. Kesit içerisinde birçok fasiyesi yer almaktadır (Şekil 3.67 ve 3.68).

- a) İnce orta boyda kum taneleri barındıran tufa kumu fasiyesi (Tf).
- b) Tabaka kalınlıkları 5 – 50 cm arasında değişen fitoklast fasiyesi (Lph), bazı katmanlar laminalı/stromatolit tufa fasiyesi içerisine merceksi olarak yerleşmiştir.
- c) Şelale ortamında ve şelale altı basamak yapılarında bolca görülen yosun tufa fasiyesi (Lbr). Yer yer içerisinde alg filamentleri barındırmaktadır.
- d) Aşağı doğru büyümüş kalsitle kaplı bitki saplarından oluşan fitoherm çatıtaşı fasiyesi (Lst).
- e) Yanal olarak metrelerce yayılan, altında kalan birimlerin üstünü kaplamış şekilde gözlenen, ince ve gevşek laminalara sahip, stromatolit fasiyesi (Lst) gözlenmektedir.

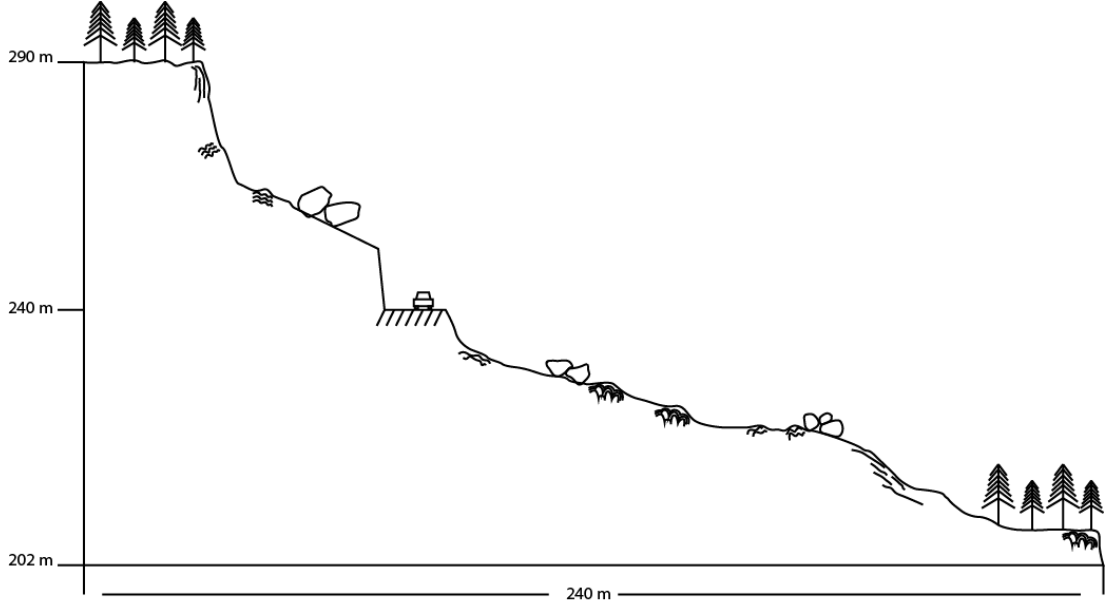
Kesitin alındığı bölge yamaç boyunca hafif bir eğim göstermektedir. Şelale altı basamak yapısı şeklinde oluşmuş, birbirini izleyen domlar gözlenmektedir. Yamaç boyunca oluşmuş domların içerisinde yer alan stromatolitlerin lamina sınırlarında bolca larva boşlukları mevcuttur. Domların iç yapıları genel olarak yosun ve stromatolit fasiyeslerinin ardalanması şeklindedir. Kesit çalışmasının yapıldığı alanda bitki örtüsü ve yamaç molozları yüzünden bazı noktalarda gözlem yapılamamıştır. Ancak çevresel incelemede ve diğer fasiyesler ile ilişkilerinde bu alanlarında dom yapısı şeklinde olduğu söylenebilir.



Şekil 3.67: Varsak 7 Ölçülü Kesiti (1)



Şekil 3.68: Varsak 7 Ölçülü Kesiti (2)



Şekil 3.69: Kesitin yatay olarak gösterimi (ölçeksiz)

Kesit içerisinde laboratuvar çalışması için fasiyesleri temsil eden sistematik birçok örnek alınmıştır.

Tablo 3.3: Varsak 7 Kesitinden alınan örnekler

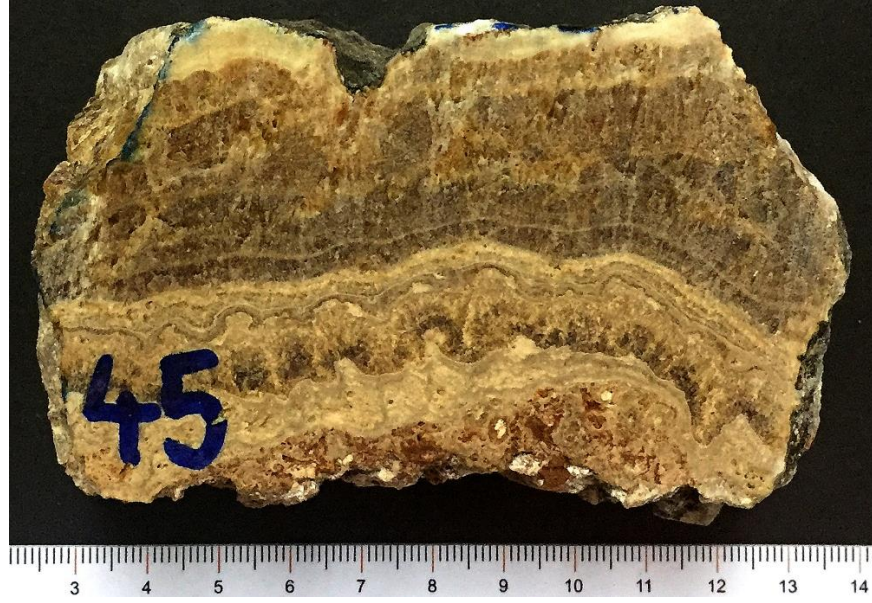
Fasiyes adı	Örnek no
Laminalı/Stromatolit fasiyesi	MSA-31, MSA-34, MSA-36, MSA-45,
Yosun fasiyesi	MSA-35, MSA-40, MSA-39, MSA-43,
Fitoherm çatıtaşı	MSA-38, MSA-41, MSA-44

3.3.7.1 Stromatolit fasiyesine ait örnekler

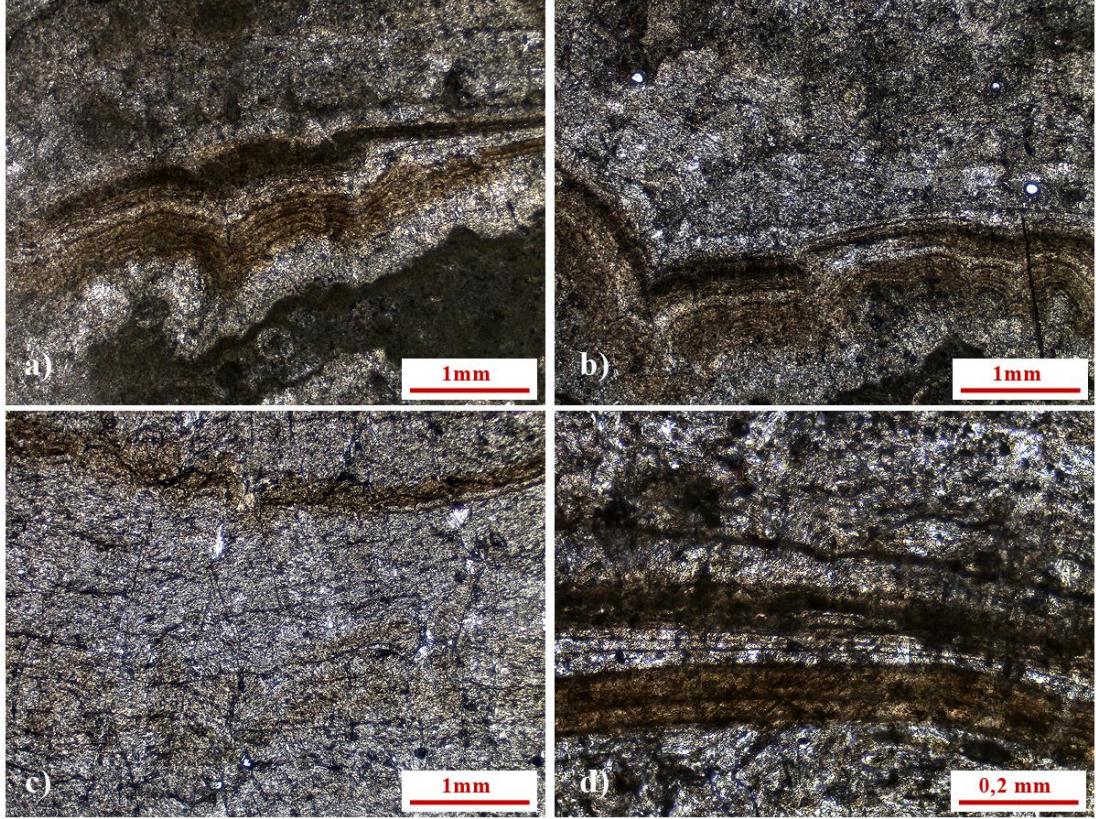
Stromatolit fasiyesi içinden alınan MSA-45 nolu örnek, iyi pekleşmiş bir bölümden alınmıştır (Şekil 3.70). Örnek incelendiğinde, açık- koyu laminalar arda arda dizilmiş olarak görülebilmektedir. Yine siyanobakteriler tarafından oluşturulan domsu yapı gözlenebilmektedir.

İnce kesitin incelenmesinde ise, laminalar arasında mikrobiyal mat kalıntıları mevcut olduğu görülmektedir (Şekil 3.71d). El örneğinde açık renkli olarak görünen alanda el örneğinde fark edilemeyen koyu renkli laminalar mevcuttur

(Şekil 3.71c). Yine el örneğinde fark edilenden daha fazla miktarda domsu yapı mevcuttur (Şekil 3.71 a,b).



Şekil 3.70: MSA-45 El örneği

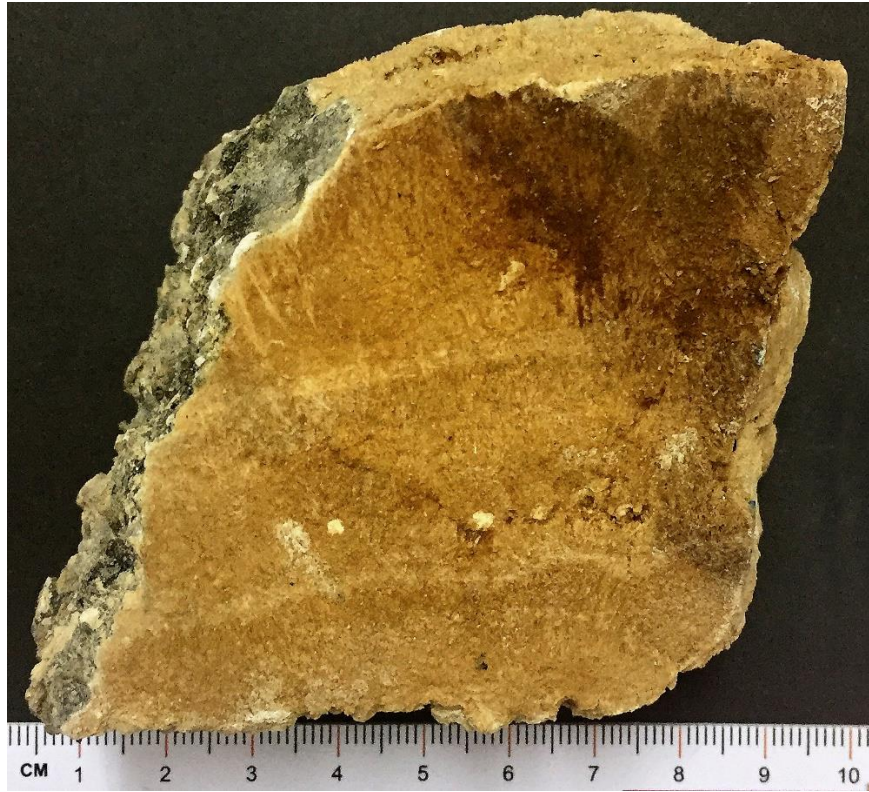


Şekil 3.71: MSA-45 ince kesitleri a) açık koyu lamina ardalanması b) domsu yapılar c) açık lamina, mikroskobik koyu laminalar içermekte d) lamina arasındaki bakteriyel mat kalıntısı (10x)

Stromatolitlerden alınan MSA-31, 34, 36 kodlu örnekler iyi pekleşmemiş katmanlardan alınmıştır (Şekil 3.72, 3.73, 3.74).



Şekil 3.72: MSA-31 El örneği, açık koyu lamina ardalanması görülmektedir.

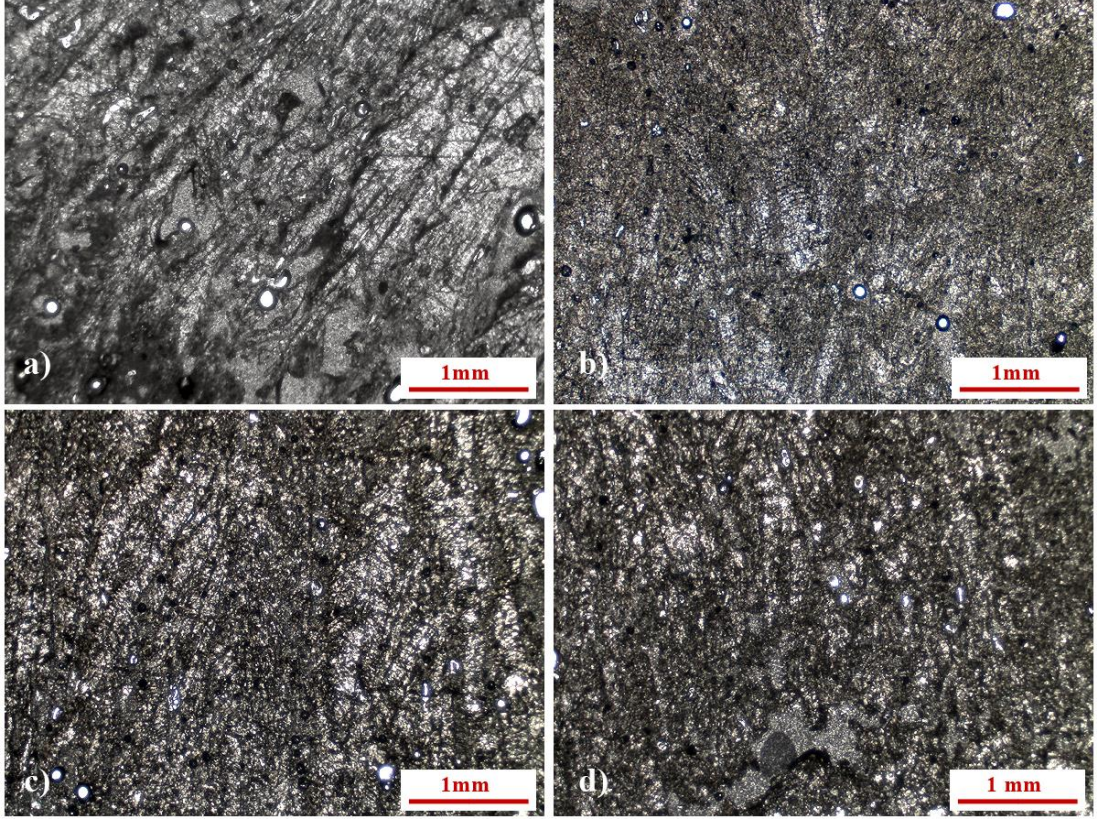


Şekil 3.73: MSA-34 El örneği, lamina ardalanması görülmektedir.



Şekil 3.74: MSA-36 El örneği, lamina ardalanması mevcut ve lamina sınırında oluşmuş larva boşlukları görülmektedir.

İyi pekleşmemiş bu örneklerde koyu laminalar genel olarak daha kalındır. Kristallerin ışımsal şekilleri gözle izlenebilmektedir. Larva boşlukları diğer yerlerde olduğu gibi açık-koyu lamina sınırında gözlenmektedir (Şekil 3.74).

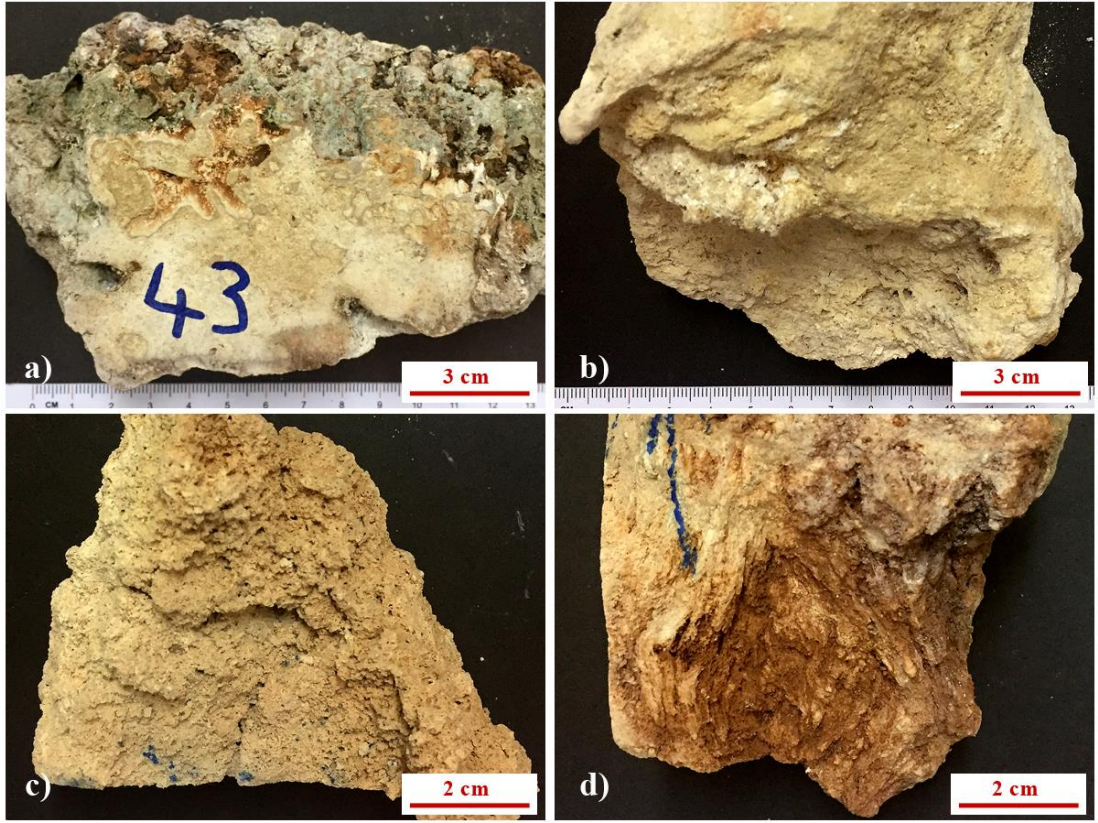


Şekil 3.75: a) MSA-36, lamina içinde büyümüş kalsit kristalleri b) MSA-31, lamina içinde büyümüş kalsit kristalleri c) MSA-34 lamina içinde büyümüş kalsit kristalleri d) MSA-34 lamina içinde büyümüş kalsit kristalleri

İnce kesitlerinde ışınal şekilde gelişmiş kalsit kristalleri bulunmaktadır. Kristallerin arasına yerleşmiş mikrobiyal mat mevcuttur. Lamina sınırında gözlenen larva boşlukları bulunmaktadır (Şekil 3.75a).

3.3.7.2 Yosun tufa fasiyesine ait örnekler

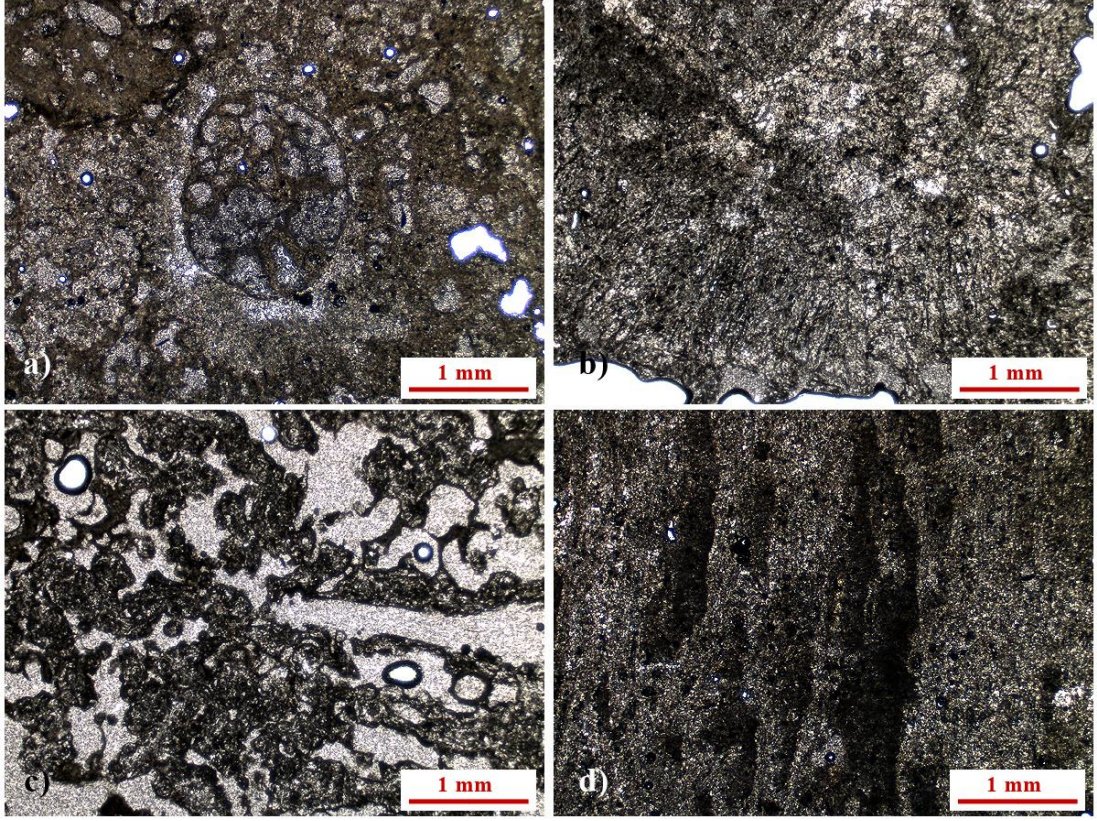
Yosun fasiyesi içinden alınan örnekler MSA-35, MSA-40, MSA-39, MSA-43 olup, yalnızca MSA-43 ve 40 iyi pekleşmiştir. Diğer örnekler iyi pekleşmemiştir.



Şekil 3.76: a) MSA-43 b) MSA-35 c) MSA-39 d) MSA-40

Yosun dallarının çapları 0,5 mm ile 2 mm arasında değişmektedir. Örneklerde yer alan boşluklar genellikle toprakla dolmuştur (Şekil 3.76). Yosun lifleri ile birlikte yer yer alg filamentleride görülmektedir.

Örneklerin ince kesitlerine bakıldığında, yosunların arasında başka bitki boşlukları da bulunmaktadır (Şekil 3.77 a). Yosun lifleri ışınal bir şekilde büyümüştür (Şekil 3.77 b). Yosun liflerinin ortamı terk etmesinden sonra boşluklu bir yapı oluşmuştur (Şekil 3.77 c). Yosun liflerinin paralel olarak kesildiği kesitte, lif yapılarının arasında mikrobiyal mat kalıntıları görülebilmektedir.



Şekil 3.77: a) MSA-43 b) MSA-35 c) MSA-39 d) MSA-40

3.3.7.3 Fitoherm çatıtaşı

Kesitte şelale ortamını temsi eden bu fasiyesten MSA-38, MSA-41, MSA-44 nolu örnekler alınmıştır.

MSA-38'un el örneğinin incelenmesinde, ince bitki gövdeleri ile yer kavkı kalıntıları görülmektedir. Yine yosun lifleri, alg filamentlerine benzer bir yapının üstünde oluşmuştur. Parçalar birbirlerine iyi çimentolanmamış ve aralarında kum taneleri vardır (Şekil 3.78).

MSA-41'in el örneğinde, aşağı doğru büyümüş bitki gövdeleri bulunmaktadır. Bitki gövdelerinden kalan boşluk kum ile dolmuştur. Parçalar, alg lifleri ile bir arada bulunmaktadır.



Şekil 3.78: MSA-38 El örneği



Şekil 3.79: MSA-41 El örneği

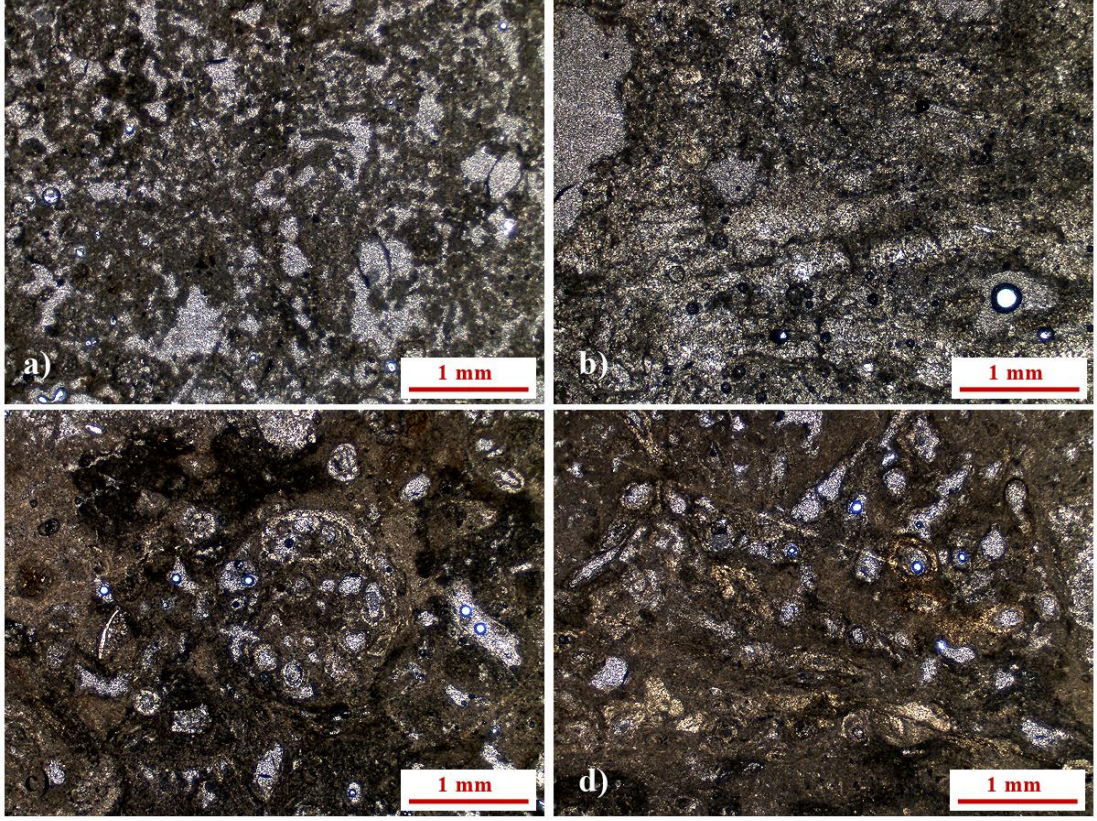


Şekil 3.80: MSA-44 El Örneği

MSA-44 nolu el örneğinde, küçük boyutlarda bitki gövdelerinin kaplandığı görülmektedir. Bu örnek içerisinde yer alan boşluklarda kumla dolmuştur.

Bu fasiyese ait örnekler atmosferik ve çevresel koşullardan etkilenmeleri nedeniyle bozuldukları kabul edilebilir.

İnce kesitlerinin incelenmesinde, mikrobiyal mat kalıntlarına rastlanmaktadır (Şekil 3.81a). Bitki parçasının ortamı terk ettikten sonra kalan boşlukta ikincil kristallenme meydana geldiği, bazı boşlukların kumla dolduğu gözlenmektedir (Şekil 3.81 b). Enine hazırlanan kesitte çapı 1 mm üzerinde olan bazı bitki kalıntılarının iç boşluklarının başka bitki parçaları ile dolduğu görülmektedir (Şekil 3.81 c, d).



Şekil 3.81: a) MSA-38 b) MSA-41 c) MSA-44 bitki saplarının enine kesiti d) MSA-44 bitki saplarının paralel kesiti

3.4 Fasiyes toplulukları

3.4.1 Şelale (waterfall) fasiyes topluluğu

Arenas (2014)'a göre şelalelerle ilişkili iki fasiyes topluluğu bulunmaktadır.

Yüksek enerjili bir akıntıdan sonra fitoklastlar akıntının bazı yerlerinde birikerek baraj oluştururlar. Barajın üzerinde yosun tabakalarının istiflenmesi ile hafifçe eğimli basamaklar ve basamak geçişlerinde mağaralar oluşur, bu yapılarda birikerek şelaleleri oluştururlar. Şelalenin bazı kısımlarında bitki perdeleri gelişir. Bu birikintiler iç içe geçmiş yosun, asılı bitki ve fitoklast fasiyeslerini oluşturur. Bu fasiyeslerin arkasında ve altında sarkıtların ve dikitlerin bulunduğu mağaralar oluşur. Basamaklar arasında sakin ve durgun bölgelerde karbonat kumları ve kireç çamuru çökler. Bunlar gastropodlar ve bitkiler (örneğin, karofit ve diğer makrofit parçaları)

ile birlikte çökeler. Bu birikintiler küçük onkoidler de içerebilir. Bütün bu fasiyesler 1.tip şelale topluluğunu oluştururlar (Arenas vd., 2014)

İkinci tip topluluk, akışın üst bölgelerinde herhangi bir baraj yapısı oluşmadan basamak oluşması ile gelişir. Asılı ve yukarı doğru büyüyen bitkilerle ilişkili olarak yosun tufa ve fitoklast katmanları çökeler. Bu kademeli şelale türü, genellikle düşük akıntı hızı ile ilişkilendirilir (Arenas vd. 2014).

Antalya tufalarında her iki tipe ait şelale fasiyesi topluluğu bulunmaktadır. Örneğin Varsak 7 Ölçülü kesitinin tabanına yakın oluşumlar tip2 şelale fasiyesi topluluğu iken, üst taraflarda tip1 şelale fasiyesi topluluğu mevcuttur.

Yine Varsak 6 Ölçülü kesiti tip şelale fasiyesi topluluğuna iyi bir örnektir.

Glover (2003) çalışmasında şelale tipi tufanın Antalya bölgesindeki teras kenarlarını ve kıyı kayalıklarını kapladığını ve günümüzde halen küçük miktarlarda oluşmaya devam ettiğini belirtmiştir (Glover ve Robertson, 2003).

3.4.2 Gösel-palustrin fasiyes topluluğu

Dört tip gösel-palustrin fasiyes topluluğu tanımlanmıştır (Arenas vd, 2014). Birinci tip kaba sediment yapısı ile birlikte bir kanal dolgusudur. Bu tip sellenme gibi yüksek akıntılı bir durum geliştiğinde suyun kanaldan taşması ve taşkın yatağında çökme gerçekleşmesi ile oluşur. Taşkın evreleri, ince silisiklastik ve karbonat sedimentini oluşturur ve çevre alanlarda biriken kalsit ile kaplanmış bitki saplarının kırılmasına neden olur (Arenas vd. 2014).

Diğer durumlara bakacak olursak, onkoit içeren sığ kanallar taşkın yatağı boyunca akar ve suyun ortamı terk etmesiyle palustrin alanları olarak tanımlanan ikinci tip topluluk oluşumuna yol açar (Arenas vd. 2014).

Kanallar fitoklastlar ile dolar, daha sonra ise havuz tipi karbonat çökmesi gerçekleşir bu tip 3 topluluktur. Palustrin taşkın alanları ve akış gerçekleşmeyen kanallarda suyun durması, mikrofitlerin yayılmasına ve kömür oluşumunu

tetikleyecek biyolojik koşulların gerçekleşmesine (Vazquez-Urbez, 2008) neden olur bu durumda tip 4 olarak ifade edilir.

Antalya tufalarında llen Varsak 1, Varsak 2, Varsak 3, Varsak 4 ve Varsak 5 kesitleri bu fasiyes topluluğuna ait fasiyesleri içerir. Ayrıca Glover (2003) alışmasında bu fasiyes topluluğunun Antalya tufalarında hakim topluluk olduğunu belirtmiştir (Glover ve Robertson, 2003).

4. JEOKİMYA

4.1 Element ve duraylı izotop analizleri

$\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ diyagramı, sedimanter karbonatların oluşumunu ve özellikle de kireçtaşı diyajenezini anlamak için oldukça çok kullanılan bir yöntemdir (Coleman ve Raiswell, 1981). $\delta^{13}\text{C}$ için bulunan pozitif değerler, ^{13}C zenginleşmesini ifade ederken. Negatif değerler bulunmadığını gösterir. Ancak oksijen oranına göre yapılan ayırım tam olarak kesin değildir. Çünkü oksijenin izotop farkları karbona göre daha düşüktür. $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ oranları paleoçevresel yorumlamada karbonat birikintilerinde sıcaklık, nem, toprak ve bitki örtüsü gelişimi, karbonatlardaki CO_2 kaynağı ve çökeltme alanının özellikleriyle ilgili bilgiler sağlayarak yardımcı olur (Andrews 2006, Deocampo 2010).

Denizel karbonatların içinde toplanan sular ^{13}C 'ce zenginleşmiş HCO_3 içerirler (Andrews 2006). $\delta^{13}\text{C}$ 'deki değişimler ayrıca drenaj alanlarındaki bitkisel alanların gelişimini kontrol eden topografya ve rakımdaki değişiklikler özelliklerden etkilenirler. Akarsu ve ilişkili karbonatların $\delta^{13}\text{C}$ değeri iklime bağlı olarak değişebilir (Andrews 2006). Sular kurak dönemlerde yağışlı dönemlere nazaran daha uzun bir zaman denizel karbonat içerisinde kaldıklarında $\delta^{13}\text{C}$ 'ce zenginleşirler. CO_2 'nin ortamdan ayrılması, akifer içi kalsit çökeltimi ve düşük debi $\delta^{13}\text{C}$, Mg/Ca ve Sr/Ca 'un akifer suyunda artmasına neden olur (Ihlenfeld 2003; Garnett 2004). Akarsu karbonat sistemlerinde, kaynak yakınındaki yoğun CO_2 uçuşu hızlı kalsit çökmesine ve karbon-izotop sisteminin dengesizleşmesine neden olur (Uzdowski ve ark. 1979). Akışın aşağılarına doğru yüksek hızlı akım koşulları ile artan CO_2 uçuşu, $\delta^{13}\text{C}$ değerinin akış boyunca artması anlamına gelir (Pentecost ve Spiro, 1990).

Ilıman iklim koşullarında yetişen C3 bitkileri bulunan çoğu sistemde $\delta^{13}\text{C}$ değeri -8‰ PDB iken, kurak yarı-kurak iklimlerde yetişen C4 bitkilerin bulunduğu sistemlerde $\delta^{13}\text{C}$ değeri -6 ve +2 ‰ PDB arasındadır.

Meteorik suların içinde bulunan $\delta^{18}\text{O}$ bileşimi temel olarak enlem ve irtifa ile değişir. Ek olarak düşük enlemlerde, kıtasal ve kutupsal ortamlarda mevsimsel olarak değişir (Andrews 2006; Deocampo 2010). Fluvial ve ilişkili karbonat sistemlerinin çoğunda, $\delta^{18}\text{O}$ su değerleri oldukça sabittir ve yeraltı suyu bileşiminin stabilitesini yansıtır (Chafetz 1991; Matsuoka 2001). Yapılan çalışmalar karbonatlar içerisindeki $\delta^{18}\text{O}$ değerinin artan su sıcaklığı ile azaldığını göstermektedir.

Arazi çalışması esnasında alın karotlar (Şekil 4.82) üzerinden alınan örneklerde izotop analizi yaptırılmıştır.

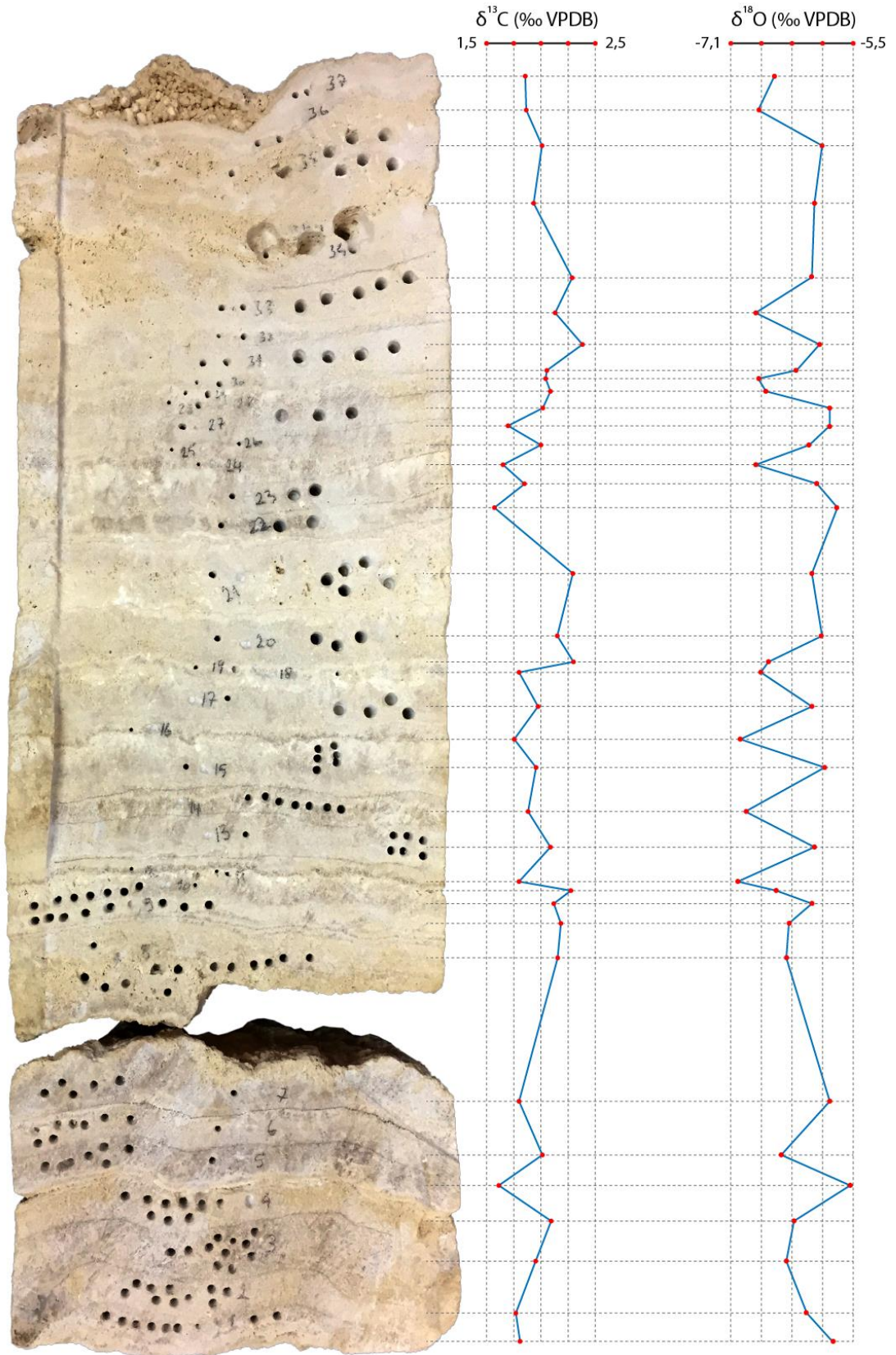


Şekil 4.82: MSA-16 ve MSA-20 karotları

MSA-16 ve MSA-20 karotundan Dremel 300 el matkabı yardımı ile örnekler çıkartılmıştır. MSA-16'dan çıkarılan 37 adet örnek, MSA-20'den çıkarılan 55 adet örnek küçük örnek tüplerine konularak Arizona Üniversitesi İzotop Laboratuvarına gönderilmiş, örnekler Finnigan MAT 252 Kütle Spektrometresi ile analiz edilmiştir. Karot örneğinde görülebilen laminalar numaralandırılmış kalınlıkları ölçülmüş ve renk değişimleri ile birlikte tabloya aktarılmıştır. Tabloda her laminanın $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değeri belirtilmiştir.

Tablo 4.4: MSA-16 İzotop dağılım tablosu

Lamina No	Lamina kalınlığı	Renk Açık / Koyu	Fasiyes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰VPDB)
1	5	K	Stromatolit	1.8	-6.73
2	7	A	Stromatolit	1.77	-6.35
3	10	K	Stromatolit	1.95	-6.01
4	9	A	Stromatolit	2.1	-6.13
5	6	K	Stromatolit	1.61	-7.01
6	6	A	Stromatolit	2.01	-5.95
7	8	K	Stromatolit	1.8	-6.68
8	16	A	Stromatolit	2.16	-6.03
9	4	A	Stromatolit	2.18	-6.05
10	6	K	Stromatolit	2.14	-6.41
11	2	A	Stromatolit	2.27	-5.86
12	1	K	Stromatolit	1.8	-5.29
13	12	A	Stromatolit	2.09	-6.46
14	4	K	Stromatolit	1.88	-5.4
15	12	A	Stromatolit	1.96	-6.61
16	1	K	Stromatolit	1.76	-5.34
17	12	A	Stromatolit	1.97	-6.43
18	2	K	Stromatolit	1.8	-5.62
19	1	A	Stromatolit	2.3	-5.75
20	10	A	Stromatolit	2.15	-6.56
21	18	A	Stromatolit	2.29	-6.43
22	3	K	Stromatolit	1.57	-6.79
23	10	A	Stromatolit	1.84	-6.5
24	3	K	Stromatolit	1.66	-5.55
25	3	A	Stromatolit	2	-6.38
26	1	K	Stromatolit	1.7	-6.68
27	6	A	Stromatolit	2.02	-6.7
28	3	K	Stromatolit	2.09	-5.72
29	2	A	Stromatolit	2.04	-5.61
30	2	K	Stromatolit	2.06	-6.19
31	8	A	Stromatolit	2.38	-6.54
32	2	K	Stromatolit	2.16	-5.55
33	8	A	Stromatolit	2.28	-6.42
34	18	A	Stromatolit	1.94	-6.45
35	10	A	Stromatolit	2.02	-6.56
36	2	K	Stromatolit	1.93	-5.58
37	10	A	Stromatolit	1.83	-6.4



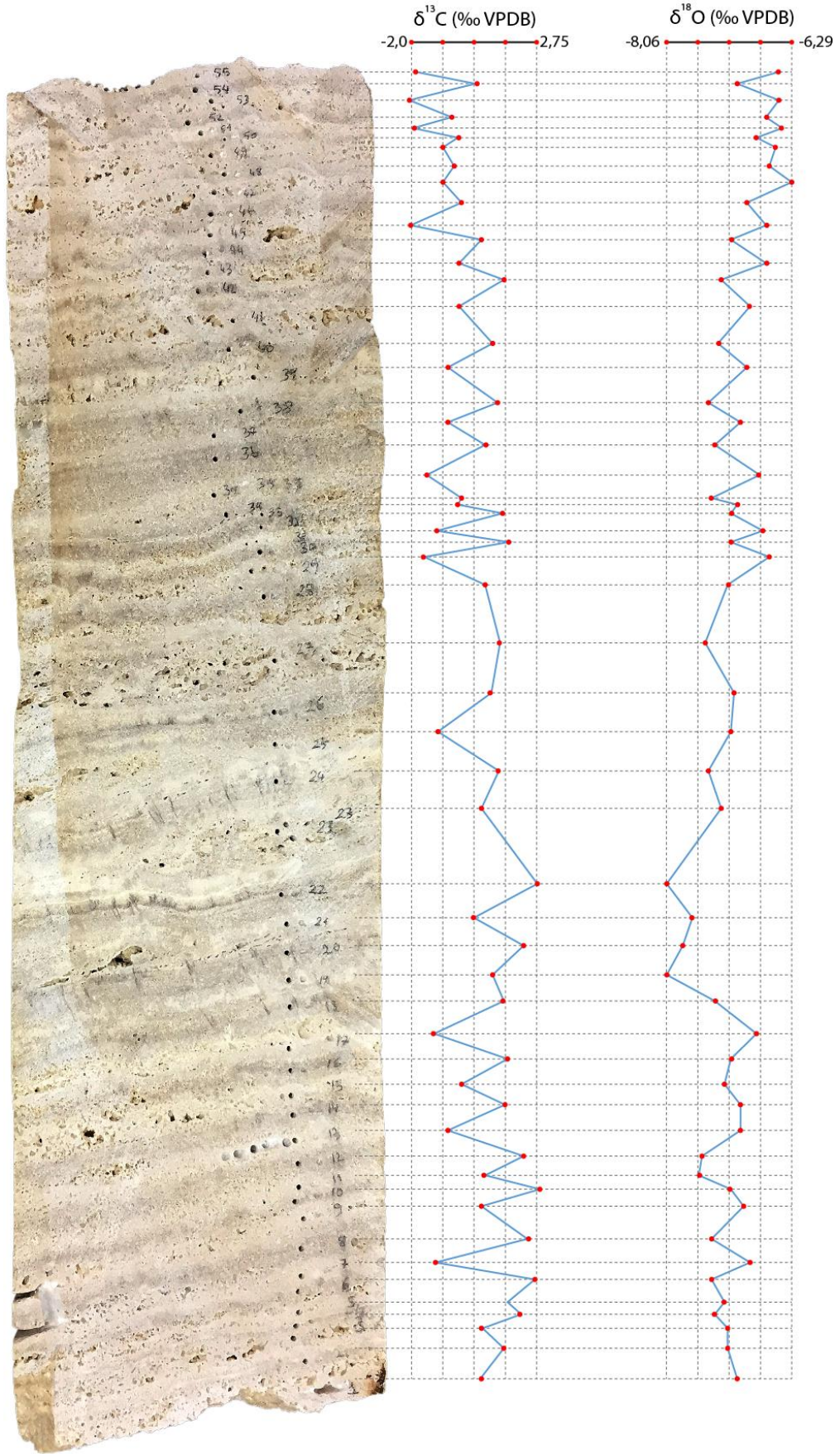
Şekil 4.83: MSA-16 Karot üzerinde izotop dağılımı

Tablo 4.5: MSA-20 İzotop dağılım tablosu

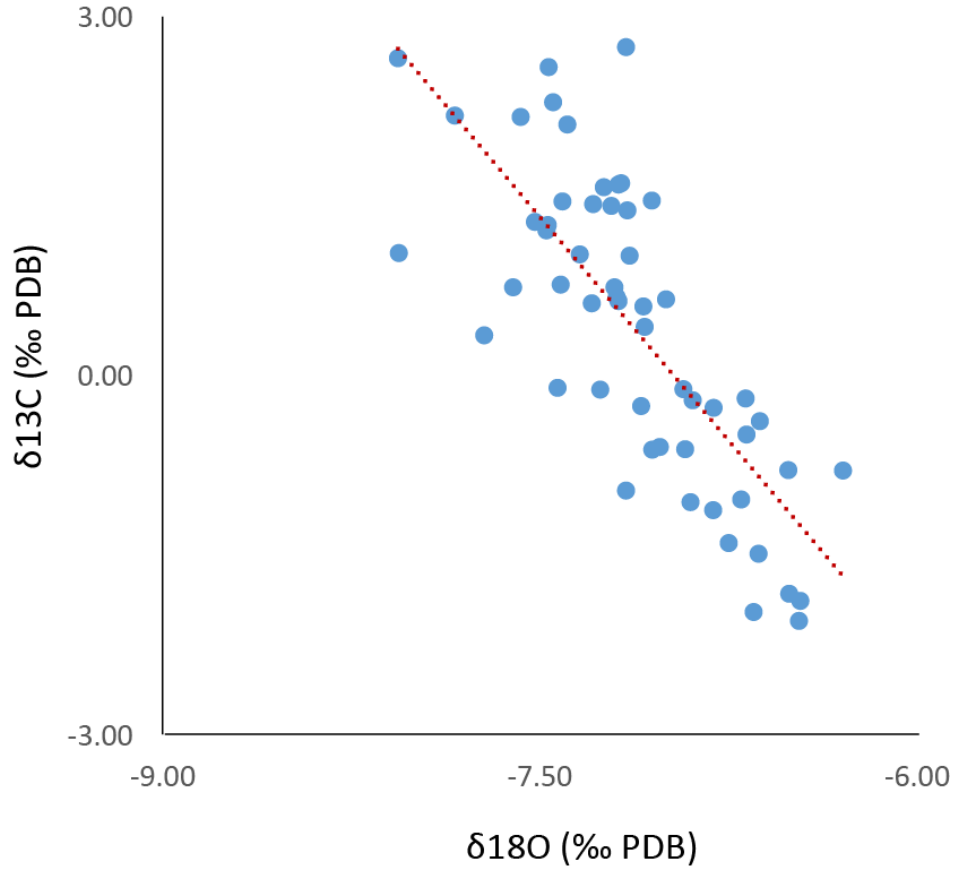
No	Lamina kalınlığı	Renk Açık / Koyu	Fasiyes	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB)
1	10	A	Stromatolit	0.58	-7.09
2	3	K	Stromatolit	1.42	-7.21
3	4	A	Stromatolit	0.67	-7.19
4	1	K	Stromatolit	2.11	-7.39
5	5	A	Stromatolit	1.58	-7.24
6	3	K	Stromatolit	2.58	-7.46
7	6	A	Stromatolit	-1.05	-6.90
8	6	K	Stromatolit	2.29	-7.45
9	6	A	Stromatolit	0.65	-7.00
10	2	K	Stromatolit	2.75	-7.16
11	6	A	Stromatolit	0.74	-7.61
12	5	K	Stromatolit	2.17	-7.57
13	7	A	Stromatolit	-0.59	-7.02
14	3	K	Stromatolit	1.47	-7.05
15	5	A	Stromatolit	-0.11	-7.26
16	3	K	Stromatolit	1.60	-7.19
17	8	A	Stromatolit	-1.11	-6.81
18	9	K	Stromatolit	1.46	-7.41
19	2	A	Stromatolit	1.03	-8.06
20	10	K	Stromatolit	2.18	-7.84
21	3	A	Stromatolit	0.35	-7.72
22	10	K	Stromatolit	2.66	-8.06
23	20	A	Stromatolit	0.61	-7.29
24	5	K	Stromatolit	1.26	-7.47
25	10	A	Stromatolit	-0.95	-7.16
26	6	K	Stromatolit	1.01	-7.14
27	22	A	Stromatolit	1.29	-7.52
28	6	K	Stromatolit	0.74	-7.20
29	5	A	Stromatolit	-1.48	-6.63
30	3	K	Stromatolit	1.62	-7.17
31	2	A	Stromatolit	-1.03	-6.70
32	5	K	Stromatolit	1.39	-7.15
33	1	A	Stromatolit	-0.25	-7.10
34	4	K	Stromatolit	-0.09	-7.43
35	7	A	Stromatolit	-1.39	-6.75
36	8	K	Stromatolit	0.77	-7.42
37	5	A	Stromatolit	-0.61	-7.05
38	4	K	Stromatolit	1.22	-7.47
39	10	A	Stromatolit	-0.61	-6.92
40	4	K	Stromatolit	1.02	-7.34
41	11	A	Stromatolit	-0.20	-6.89
42	3	K	Stromatolit	1.44	-7.29
43	6	A	Stromatolit	-0.19	-6.68
44	4	K	Stromatolit	0.63	-7.19

Tablo 4.5: MSA-20 İzotop dağılım tablosu (devamı)

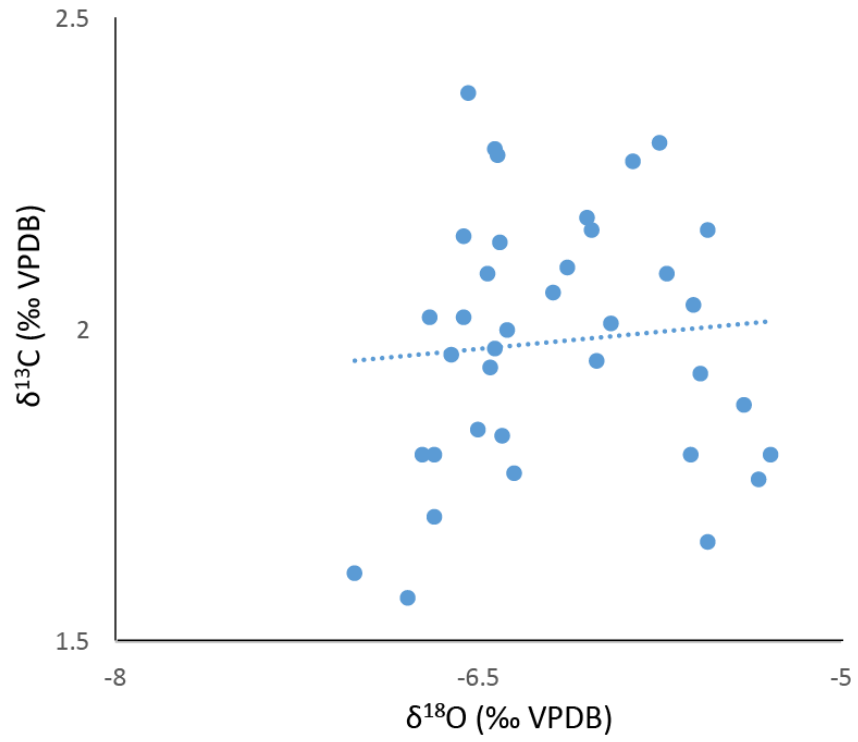
45	4	A	Stromatolit	-1.97	-6.65
46	5	K	Stromatolit	-0.11	-6.93
47	6	A	Stromatolit	-0.79	-6.29
48	2	K	Stromatolit	-0.37	-6.62
49	7	A	Stromatolit	-0.78	-6.51
50	2	K	Stromatolit	-0.26	-6.81
51	4	A	Stromatolit	-1.87	-6.46
52	2	K	Stromatolit	-0.49	-6.68
53	4	A	Stromatolit	-2.04	-6.47
54	3	K	Stromatolit	0.41	-7.08
55	5	A	Stromatolit	-1.81	-6.51



Şekil 4.84: MSA-20 Karot üzerinde izotop dağılımı



Şekil 4.85: MSA-20 dağılım grafiği, $r=0,77$



Şekil 4.86: MSA-16 dağılım grafiği, $r=-0,08$

4.2 Esr Analizi Ve Tarihlendirme Sonuçları

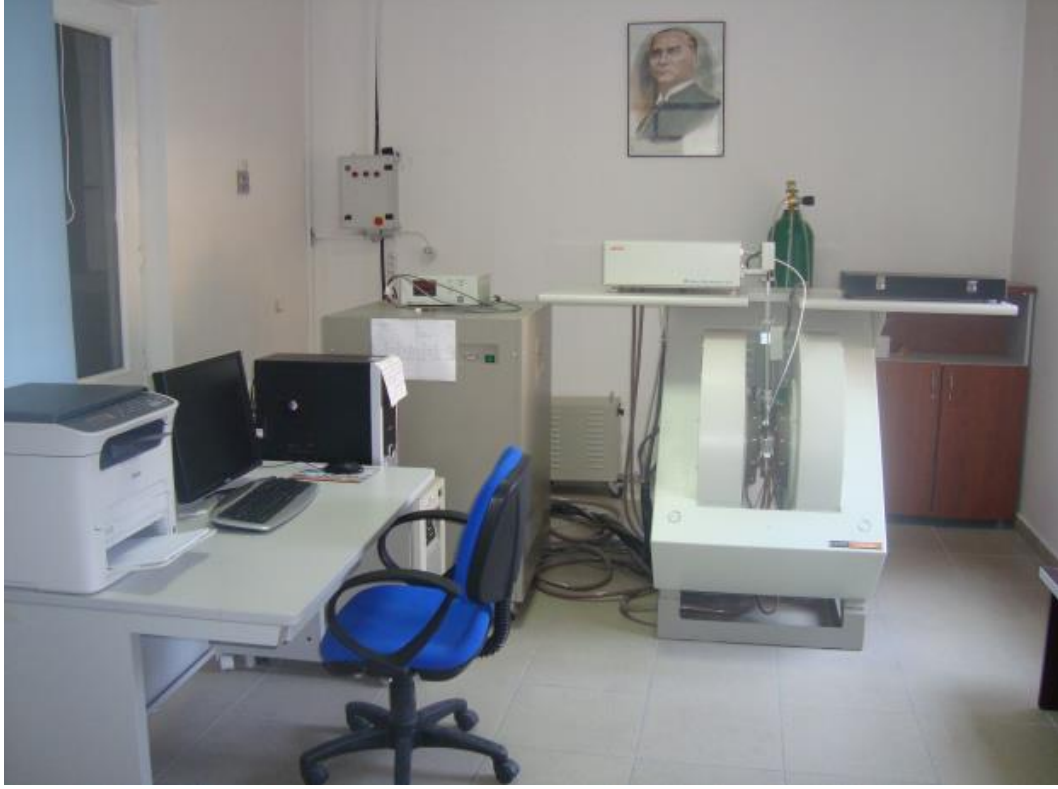
Manyetik Rezonans (MR) ilkesiyle çalışan Elektron Spin Rezonans (ESR), organik, inorganik serbest radikaller ve geçiş metal iyonlarına sahip inorganik kompleksler gibi bir ya da daha fazla çiftlenimsiz elektrona sahip yapıları inceleyen bir spektroskopi tekniğidir (Weil 1994). ESR ile ilgili ilk deneysel çalışmayı Rus fizikçi Ye K. Zavoisky, 1944 yılında $\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ için gerçekleştirmiştir (Zavoisky 1945).

Günümüzde ESR spektroskopi tekniği bir yaş tayini metodu olarak farklı disiplinlerde yaygın olarak kullanılmaktadır. Özellikle incelediği yaş aralığı açısından jeolojik örnekler için avantajlı bir tarihlendirme tekniğidir. Jeolojik numunelerde, doğal radyasyonun oluşturduğu çiftlenimsiz elektrona sahip paramanyetik merkezler ESR ile gözlemlenebilir. Jeolojik zamanlar boyunca örneğin etkisinde kaldığı doğal çevresel radyasyon, örnek içinde doz birikimine yol açar. Biriken doz, örneğe ilişkin ESR spektrum çizgi şiddetinin artan yapay ışınımlara göre değişim eğrisinin elde edilmesi, ardından bu eğrinin geriye doğru uzatılarak (ekstrapolasyonla) doz eksenini kestiği noktanın (eşdeğer doz; ED) saptanması ile bulunur (Ikeya 1993). En temel olarak numunenin yaşı (T), soğurduğu doz miktarının (ED) ortalama yıllık doza (D) bölünmesiyle ($T=ED/D$) elde edilir. ESR tarihlendirme metodu bin yıllar ile birkaç milyon yıl arasındaki örnekleri tarihlendirmede başarılıdır (Ikeya 1988; Ikeya ve Miki 1985).

Bu tez çalışmasında Şekil 4.87.'de gösterilen MSA-1, MSA-2, MSA-3, MSA-5 ve MSA-9 numuneleri ESR tekniği ile analiz edilerek tarihlendirilmiştir. ESR ölçümleri için Selçuk Üniversitesi İleri Teknoloji Uygulama ve Araştırma Merkezi'nde bulunan Şekil 4.88'de gösterilen X-band JEOL JES-Fa300 ESR spektrometresi kullanılmıştır. Doğal ve ışınlanmış örneklerdeki paramanyetik merkezlerin g spektroskopik yarıma çarpanı değerleri Mn^{2+} standardı kullanılarak belirlenmiştir. Işınlama işlemleri tüm örnekler için Türkiye Atom Enerjisi Kurumu (TAEK) Çekmece Nükleer Araştırma ve Uygulama Merkezi'nde bulunan ^{60}Co nokta kaynağı kullanılarak 0.5-1100 Gy arasında 15 farklı dozda gerçekleştirilmiştir.



Şekil 4.87: ESR tekniği kullanılarak tarihlendirilen örnekler



Şekil 4.88: JEOL Jes-Fa300 ESR spektrometresi

Doğal ve ışınlanmış numunelerin ESR spektrumları oda sıcaklığında çeşitli manyetik alan tarama genişliklerinde ve farklı mikrodalga güçlerinde kaydedilmiştir. Spektrumlar analiz edilerek, doğal numunelerin yapısında literatürde CaCO_3 mineralleri için ESR tarihlendirmede güvenilirlikle kullanılabileceği belirtilen kararlı ve radyasyona duyarlı $(\text{CO}_2^-)_{\text{iso}}$ radikalının varlığı tespit edilmiştir (Ikeya, 1993; Grün, 1989). Işınlamanın etkisiyle her bir örnekte bu radikale ait olan $g=2.0007$ sinyalinin (tarihlendirme sinyali) arttığı gözlenmiştir (Şekil 4.89- 4.93).

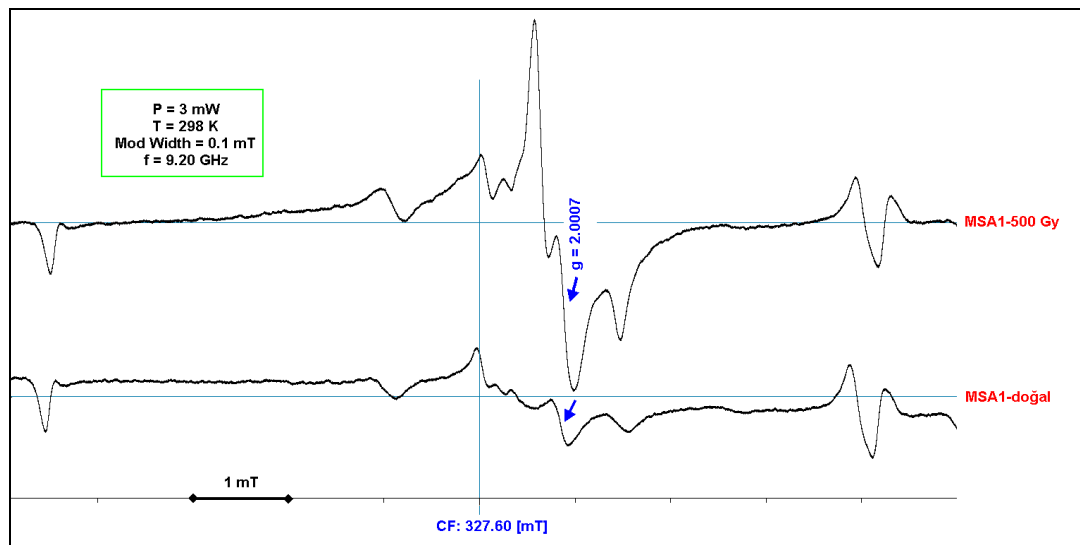
Tarihlendirme sinyalinin en iyi ölçülebildiği ve doyumdan uzak olan mikrodalga güç değerinin belirlenmesi amacıyla doğal ve 500 Gy dozda ışınlanmış örneklerin mikrodalga güç çalışması yapılmıştır. 500 Gy dozda ışınlanmış örnekler için $g=2.0007$ sinyalinin ESR sinyal şiddetlerinin mikrodalga gücüne bağlı grafikleri

(Şekil 4.94 a-e) incelenerek her bir örnek için en uygun mikrodalga güç değerinin 3 mW olduğuna ve bu değerinin doz-cevap çalışmalarında kullanılmasına karar verilmiştir.

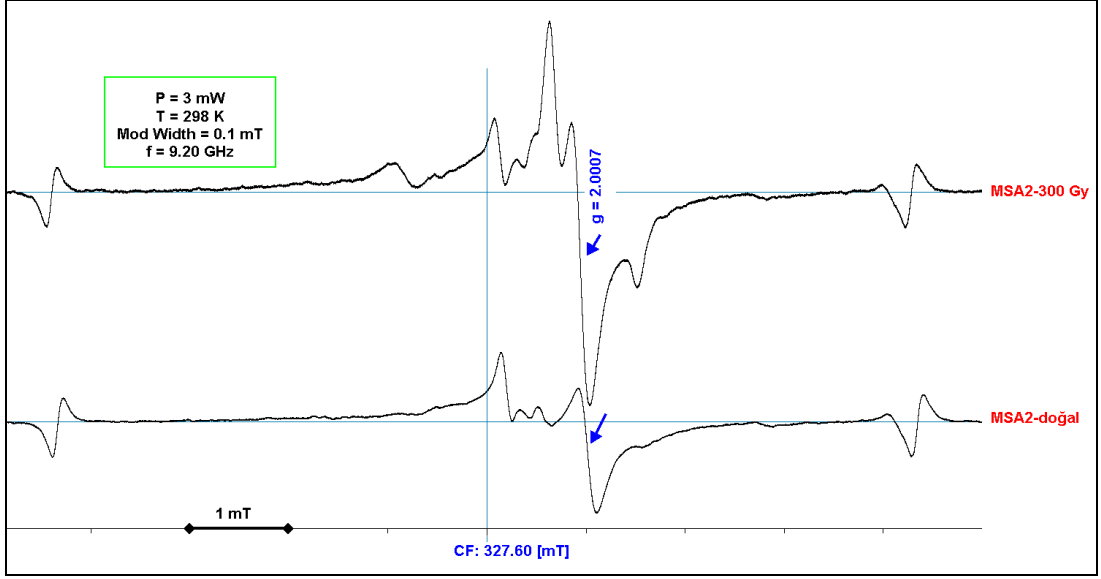
Doğal ve ışınlanmış numunelerin ESR spektrumları oda sıcaklığında 3 mW mikrodalga gücünde kaydedilmiş ve her bir doz için $g=2.0007$ sinyalinin ESR sinyal şiddetleri ölçülerek numuneler için doz-cevap grafikleri çizdirilmiştir (Şekil 4.95 a-e). Doz-cevap eğrileri üstel fonksiyona fit edilmiş ve geriye doğru ekstrapolasyonla Eşdeğer Doz (ED) değerleri hesaplanmıştır. Tablo 4.6.'de fit fonksiyonu parametreleri ve numunelerin ED değerleri verilmiştir.

Yıllık Doz (D) hesaplamalarında ICP-MS analizlerinden elde edilen radyoaktif element miktarları, örneğin alındığı enlem-boylam-rakım değerleri, örneklerin tuttuğu doyum nemi, içerdiği kil miktarları, ortamın ve örneğin yoğunluğu, alfa soğurma katsayısı, örneğin alındığı derinlik gibi parametreler kullanılmıştır. Tablo 4.7.'de Yıllık Doz hesaplamalarında kullanılan tüm parametreler verilmiştir.

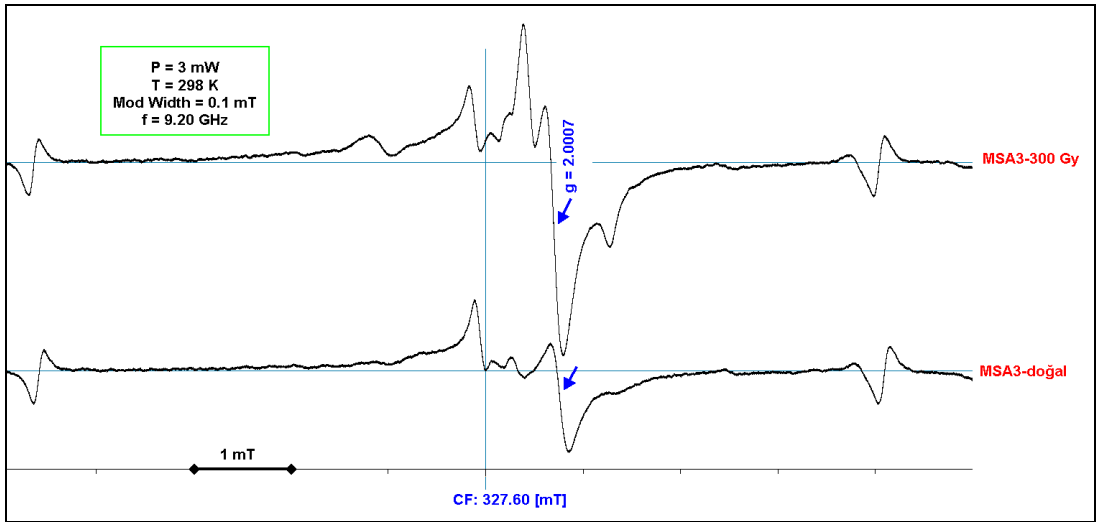
Yıllık Doz ve ardından ESR yaş hesapları CaCO_3 mineralleri için literatürde verilen matematiksel fonksiyonlar kullanılarak yapılmıştır (Grün, 1989). Tablo 4.8.'de tüm örnekler için hesaplanan Eşdeğer Doz (ED), Yıllık Doz (D) ve ESR yaşları (T) verilmiştir.



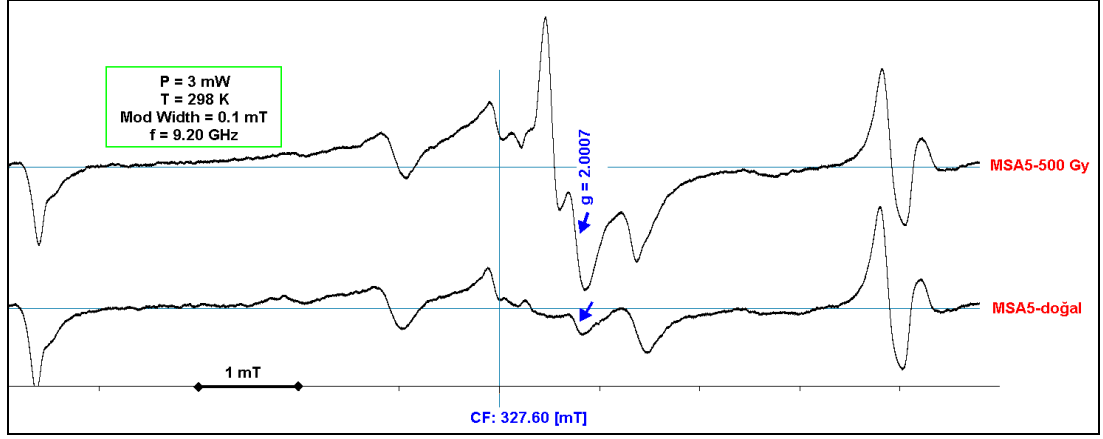
Şekil 4.89: MSA-1 örneği ESR spektrumları



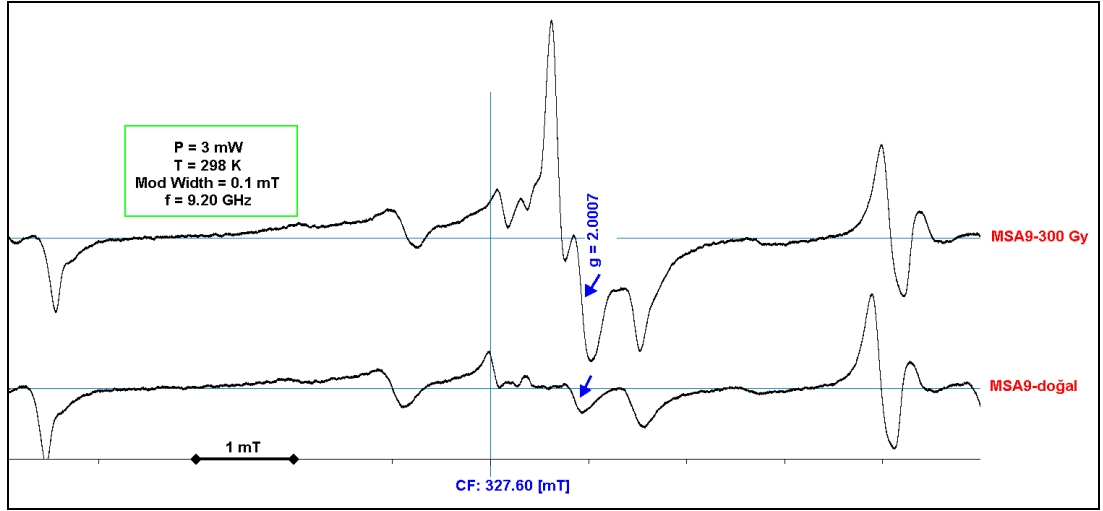
Şekil 4.90: MSA-2 örneği ESR spektrumları



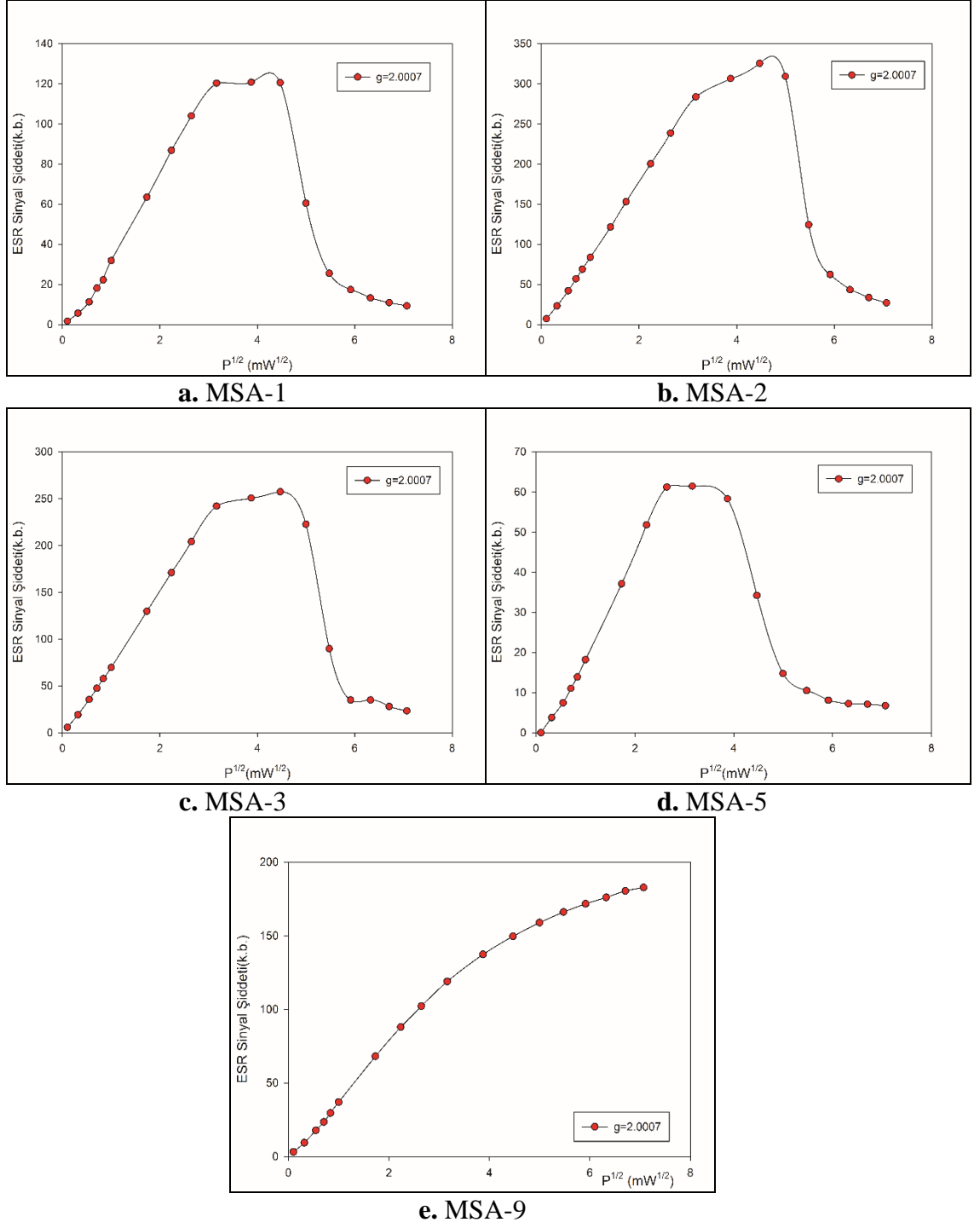
Şekil 4.91: MSA-3 örneği ESR spektrumları



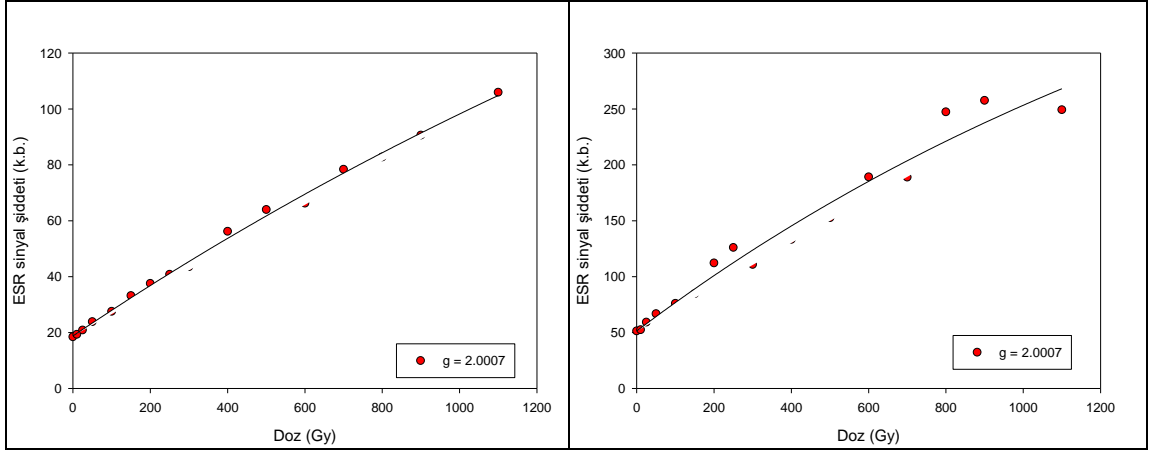
Şekil 4.92: MSA-5 örneği ESR spektrumları



Şekil 4.93: MSA-9 örneği ESR spektrumları

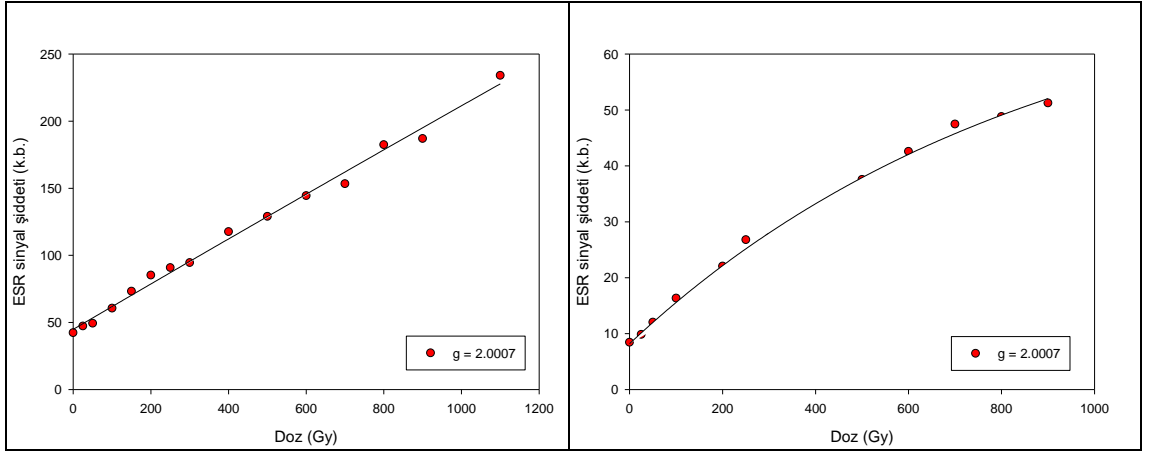


Şekil 4.94: Numunelerin mikrodalga güç grafikleri (a-e)



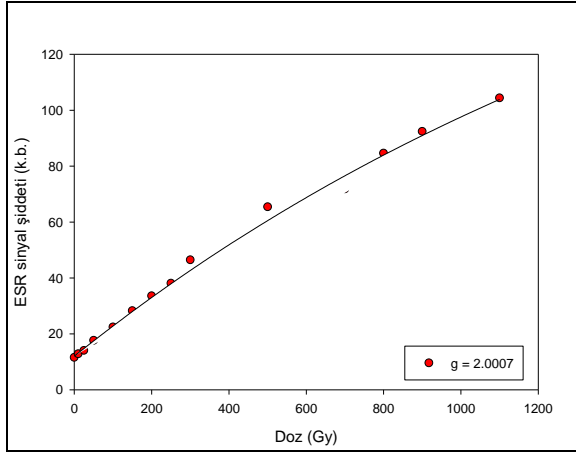
a. MSA-1 ($R^2=0.99$)

b. MSA-2 ($R^2=0.97$)



c. MSA-3 ($R^2=0.99$)

d. MSA-5 ($R^2=0.99$)



e. MSA-9 ($R^2=0.99$)

Şekil 4.95: Numunelerin doz-cevap grafikleri (a-e)

Tablo 4.6: Y2Science tarihlendirme programıyla hesaplanan Eşdeğer Doz (ED) değerleri ve $y=a*\exp(bx)+c$ fit fonksiyonunun a, b, c parametreleri

Örnek Adı	Eşdeğer Doz (ED) (Gy)	a	b	c
MSA1	187.51 ± 19.09	-251.31	-0.000380	269.85
MSA2	198.93 ± 20.07	-535.32	-0.000466	587.26
MSA3	209.65 ± 24.67	-581.98	-0.000333	624.08
MSA5	102.87 ± 10.38	-70.29	-0.001844	78.581
MSA9	97.72 ± 7.83	-183.35	-0.000627	194.94

Örnek	U (ppm)	Th (ppm)	% K ₂ O	Rb (ppm)	Ortaman-örneğin yoğunluğu (g/cm ³)	Alfa soğurma katsayısı (k _a)	Yükseklik (m)	Enlem Boylam	Derinlik (cm)	% nem	% kil oranı	Kozmik Doz (mGy/yıl)
MSA1	0.4	<0.2	<0.01	0.2	2.71	0.2	276	37.08194 K 30.75700 D	15	11.17	0	0.210
MSA2	0.4	<0.2	<0.01	<0.1	2.71	0.2	276	37.08194 K 30.75700 D	15	23.53	0	0.210
MSA3	0.3	<0.2	<0.01	<0.1	2.71	0.2	276	37.08194 K 30.75700 D	15	13.13	0.002	0.210
MSA5	0.3	<0.2	<0.01	<0.1	2.71	0.2	254	37.08097 K 30.76419 D	15	19	0	0.209
MSA9	0.2	<0.2	0.01	0.3	2.71	0.2	178	37.00134 K 30.71254 D	15	14.27	1.1	0.206

Tablo 4.7: Yıllık Doz (D) hesabında kullanılan parametreler

Tablo 4.8: ESR yaşları

Örnek	Eşdeğer Doz (ED) (Gy)	Yıllık Doz (D) (mGy/yıl)	ESR yaşı (T) (kyıl)	MIS	Lokalite
MSA1	187.51 ± 19.09	0.488	384.353 ± 39.119	11	Çöp sahası
MSA2	198.93 ± 20.07	0.439	453.579 ± 45.718	11 (12) 13	Çöp sahası
MSA3	209.65 ± 24.67	0.412	508.443 ± 59.879	14	Çöp sahası
MSA5	102.87 ± 10.38	0.394	261.252 ± 26.345	8	
MSA9	97.72 ± 7.83	0.340	287.307 ± 23.029	9	Varsak yolu batısındaki

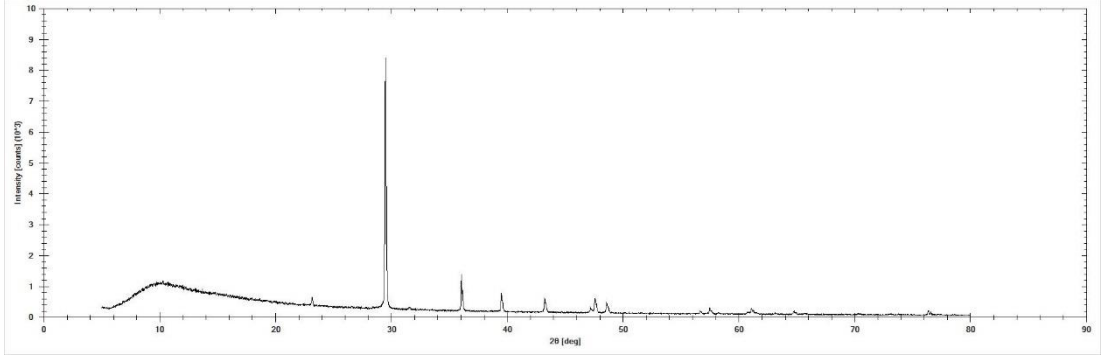
					taş ocağı
--	--	--	--	--	-----------

Tablo 4.9: ESR Yaşları

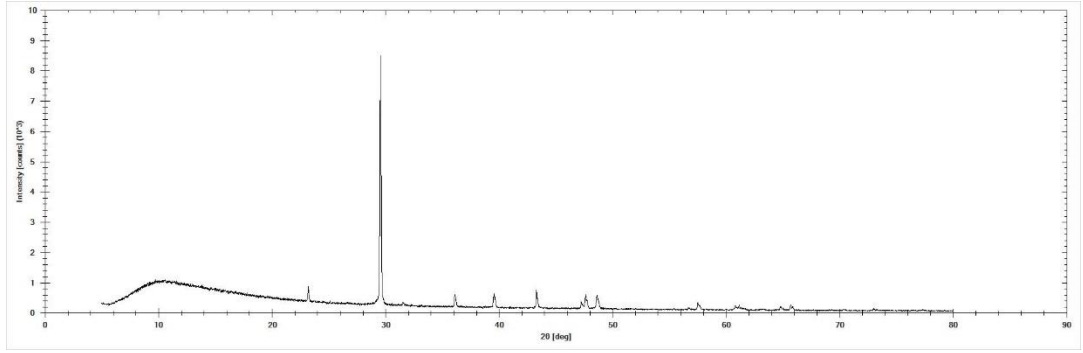
Örnek	ESR yaşı (T) (kyıl)
MSA1	384 ± 39
MSA2	454 ± 46
MSA3	508 ± 60
MSA5	261 ± 26
MSA9	287 ± 23

4.3 XRD-Analizleri

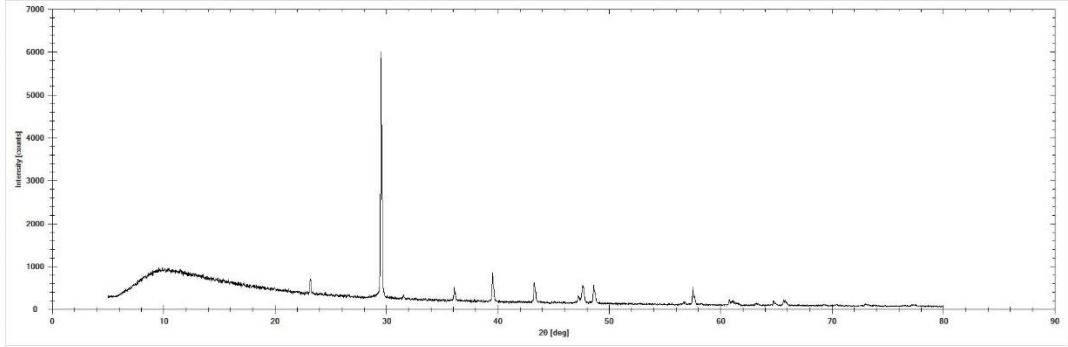
MSA2, MSA-3, MSA-5, MSA-6 ve MSA-8 kodlu örnekler, toz haline getirilerek yarı kantitatif analizleri XRD (X-Işını Kırınımı) yöntemi ile yapılmıştır. XRD analizleri GNR APD 200 PRO marka X-Işını difraktometresi ve CuK radyasyonu kullanılarak yapılmıştır. Kullanılan X-Işınının dalga boyu 1,54059 Å' dır. Kabul edilen numuneler için tarama aralığı $2\theta = 5-80^\circ$ arasında ve her açı değeri için 2 saniye integrasyon zamanı kullanılarak ölçüm gerçekleştirilmiştir. Elde edilen XRD difraktogramı, www.webmineral.com'un kütüphanesine göre yarı kantitatif olarak değerlendirilmiştir.



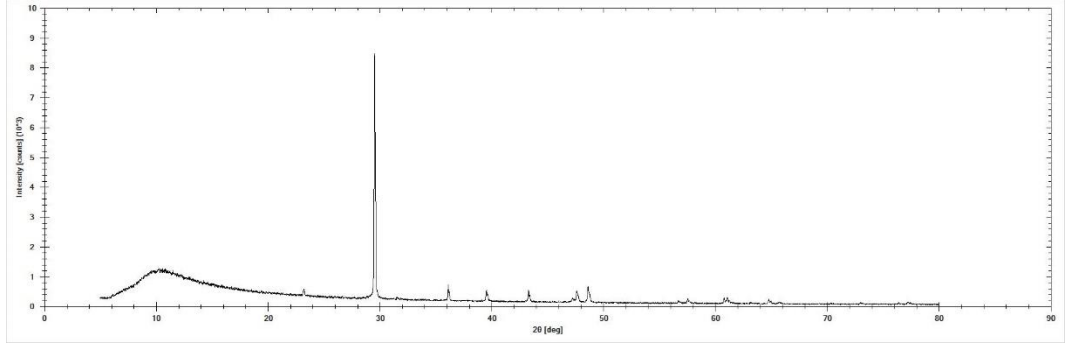
Şekil 4.96: MSA-2 XRD Grafiği



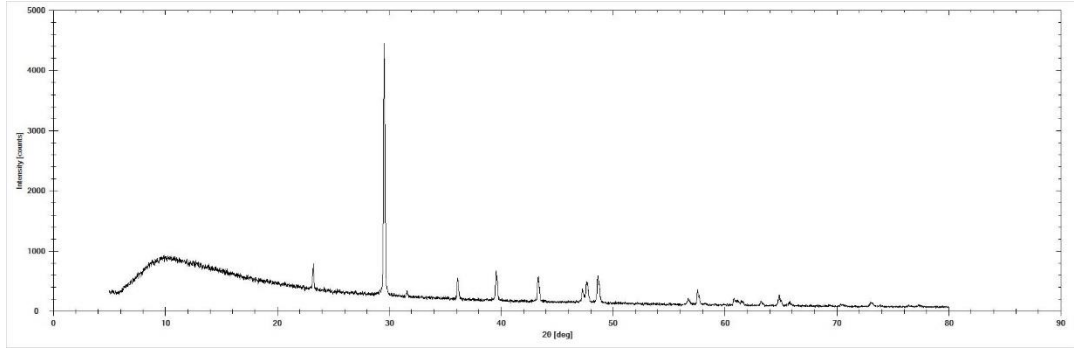
Şekil 4.97: MSA-3 Grafiği



Şekil 4.98:MSA-5 grafiği



Şekil 4.99: MSA-6 Grafiği



Şekil 4.100: MSA-8 Grafiği

Örneklerin grafiklerde gösterilen Θ değerlerine göre yapılan database sorgusunda analizi yapılan örneklerin %100 oranında CaCO_3 içerdikleri anlaşılmaktadır.

5. TARTIŞMA

5.1 Tufalarda fasiyes ve fasiyes toplulukları

Bugüne kadar tufa oluşumları üzerinde yapılan çalışmalarda çökellerin geometrisi, dokusal özellikleri ve bileşenleri, sedimanter yapılar, tanınabilen biyolojik bileşenler, bir arada bulunan diğer fasiyesler ve sedimanter ortam kriterlerine göre, stromatolit, pizolit tufa, onkolit tufa, masif biyomikrit, intraklastik tufa, fitoklastik tufa, fasiyes tanımlamaları yapılmıştır (Arenas vd., 2000; Glover ve Robertson, 2003; Arenas-Abad vd., 2010; Koşun, 2012).

Antalya tufalarında Glover ve Robertson (2003) ve Koşun'un (2012) tanımladığı fasiyesler birkaçı dışında aynıdır (Tablo 5.10). Ancak bu yazarlar fasiyes tanımlamalarından sonra fasiyes toplulukları oluşturmamışlardır. Bu çalışmada, daha önce tanımlananlar dışında laminalı/stromatolitik tufa ve yosun tufa fasiyesi tanımlanmıştır. Varsak yöresinde ölçülen kesitler dikkate alındığında Şelale ve Gölsel-palustrin fasiyes toplulukları tanımlanmıştır.

Tablo 5.10: Fasiyes tanımlamaları literatür karşılaştırması

Tanımlanan fasiyes adı	Koşun (2012)	Glover (2003)	Arenas (2014)
Laminalı / Stromatolitik Tufa	Bağlamtaşı Stromatolitik tufa	Otokton depolanmalar a) Fitoherm çatıtaşı b) Fitoherm bağlamtaşı	Stromatolit
Yosun Tufa	a) Fitoherm çatıtaşı b) Fitoherm bağlamtaşı	Otokton depolanmalar a) Fitoherm çatıtaşı b) Fitoherm bağlamtaşı	Fitoherm (briyofitler)
Fitoherm Çatıtaşı	Fitoherm çatıtaşı	Fitoherm çatıtaşı	Fitoherm (briyofitler, karofitler, aşağı ve yukarı doğru büyüyen bitki sapsarı)
Pizolitik Tufa	Pizolitik	Pizolit tufa	-
Onkolitik Tufa	Onkoidal tufa	Onkoidal tufa	Onkolitik
Fitoklastik Tufa	Fitoklastik tufa	Fitoklast tufa	Fitoklastik
İntraklastik Tufa	İntraklastik tufa	İntraklast tufa	İntraklastik

5.2 Antalya Tufalarının duraylı izotop bileşimleri

Tufa çökellerinin duraylı izotop bileşimleri, depolanma ortamındaki sıcaklık, nemlilik, toprak ve bitki örtüsü, CO₂ kaynağı ve beslenme alanının yorumlamasında önemli ipuçları sağlar (Andrews, 2006; Deocampo, 2009). Özel bazı sedimanter ve diyajenetik koşullar dışında, çoğu fluvial ve bunlara eşlik eden karbonatların $\delta^{13}\text{C}$ değerleri geniş bir aralıkta dağılım gösterir. Buna karşılık, $\delta^{18}\text{O}$ değerleri daha dar bir aralıkta dağılır. Bu nedenle, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ değerleri arasındaki kovaryans düşüktür. Daha yüksek kovaryasyon değerleri, suyun sığ göl ve benzeri su birikintilerinde daha uzun süreli kalması nedeniyle ortaya çıkan buharlaşma etkisinin belirtileridir. Bu çalışmada incelenen MSA-16 nolu stromatolitik karot örneğinde kovaryasyon düşük ($r=0.08$), buna karşılık, MSA - 20 nolu karotta ise kovaryasyon yüksektir ($r=0.77$).

Tufalarda $\delta^{18}\text{O}$ değerleri yaygın olarak -8 ile -5 (‰ PDB) arasındadır. Buna karşılık, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri genellikle -4 ile -12 (‰PDB) arasındadır (Andrews et al., 1997; Pentecost, 2005). Koşun (2012) Antalya tufalarında yaptığı çalışmada -9.42 - +3.14 arasında değişen $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, -9.51 ile -4.82 arasında değişen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri elde edilmiştir. Bu çalışmada ise MSA -16 nolu karotta $\delta^{13}\text{C}$ değerleri 2.38 ile 1.57 arasında $\delta^{18}\text{O}$ değerleri -5.29 ile -7.01 arasında, MSA-20 nolu karotta $\delta^{13}\text{C}$ 2.75 ile -2.04 arasında $\delta^{18}\text{O}$ -6.29 ile -8.06 arasında bulunmuştur. Koşun'un (2012) elde ettiği duraylı izotop değerleri ile bu çalışmadan elde edilen değerler benzerdir.

5.3 Tufalarda mevsimlik ve dönemsellik kayıtları

Stromatolitler ve tufalar sedimantolojik kayıtları, iklim ile ilgili parametreleri hassas bir şekilde korumakta olup erozyon ve benzeri süreçler bu kayıtlara zarar vermektedir (Arenas vd, 2014). Yoğunluğu yüksek laminaların birçoğu sıcak dönemlerde (Nisan-Eylül) oluşurken, gözenekli laminaların birçoğu ise serin dönemlerde (Ekim-Mart) gelişmektedir. Her yoğun ve gözenekli lamina, altı ayda veya biraz daha uzun bir sürede oluşurken, lamina aralanmaları sıcaklıktaki mevsimsel değişikliklere paralel olarak gelişmektedir (Arenas vd, 2017).

Antalya tufalarında yer alan stromatolitik fasiyesler içindeki laminalar birbirini takip eden sıcak-serin dönem döngüsü içerisinde oluşmuşlardır. MSA-16 ve

MSA-20 nolu karotlarda ölçülen lamina kalınlıkları, lamina renkleri ve sertlikleri bu durumu göstermektedir.

5.4 Denizel, gösel ve tufa stromatolitlerinin karşılaştırılması

Siyanobakteriyel kalsifikasyon ve mikrobiyal dom oluşumundaki dokular su kimyasındaki dalgalanmaları yansıtmaktadır (Riding, 2000). Stromatolit, mavi-yeşil algler aracılığı ile göllerde ve denizlerde kıyı boyunca oluşmaktadır. Denizlerde ve göllerde stromatolit oluşum şekilleri ortamın hidrodinamik koşullarından etkilenirler, şekillenmelerinde ışınsal ve sütünsal büyüyen yeşil algler önemli bir rol oynar (Varol, 1984). Ortamdaki suyun hareketliliği azaldıkça stromatolit oluşumu düzlemsel bir şekilde gelişir. Hareketlilik arttıkça kıvrımlanma ve domsu yapılar oluşmaktadır.

Tufa stromatolitlerinde yanal yayılım düşüktür, oluşumları suyun akış enerjisine paraleldir. Denizel stromatolitlerde lamina aralarında ışınsal kalsit büyümeleri görülmezken, tufa stromatolitlerinde lamina aralarında ışınsal kalsit büyümeleri mevcuttur.

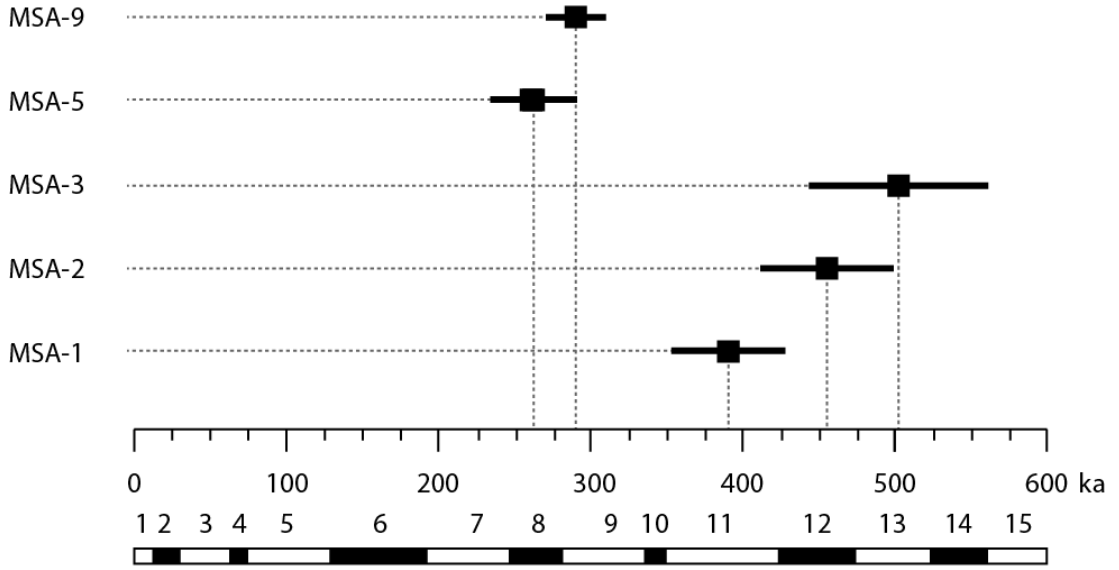
5.5 Antalya tufalarında yaş bulguları ve paleoiklimsel değerlendirmeler

Kosun (2012) çalışmasında Antalya tufalarında yaptığı Th/U çalışması ile orta terasın alt kısımlarında çökelmenin 380 kyıl önce başladığını, elde edilen izotop verileri ile tufa çökelimini sağlayan suyun izotopik değişiminin mevsimsel döngülerle ilişkili olduğunu belirtmiştir (Koşun, 2012). Glover ve Robertson (2003) çalışmasında Antalya tufalarının radyometrik yaşının 600 kyıl'dan büyük olduğunu, tufa oluşumunun mevsimsel döngü içerisinde gerçekleştiğini belirtmiştir (Glover ve Robertson, 2003).

Bilindiği gibi her yoğun ve gözenekli lamina, altı ayda veya biraz daha uzun bir sürede oluşurken, lamina aralanmaları sıcaklıktaki mevsimsel değişikliklere paralel olarak gelişmektedir (Arenas vd, 2017).

Araziden alınan karot örneklerinde (MSA-16 ve MSA-20) yaptığımız çalışmada, alınan örneklerdeki laminaların açık-koyu lamina ardalanması şeklinde olduğu, koyu laminaların sert açık laminaları ise gevşek olduğu gözlenmiştir.

Yine elde edilen ESR yaş verilerine göre MSA-1 MIS 11.döneme, MSA-2 MIS 12.döneme, MSA-3 MIS 13.döneme, MSA-5 MIS 8.döneme ve MSA-9 9.döneme isabet etmektedir (Şekil 5.101).



Şekil 5.101: ESR yaşlarına göre MIS (Denizel İzotop Dönemi) gruplandırması (Sancho vd. 2015'ten değiştirilerek alınmıştır)

Elde edilen verilere göre Antalya tufaları buzullar arası dönemlerde oluşan ılıman – bol yağışlı dönemlerde oluşmuştur.

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Antalya tufaları çok geniş bir alana yayılmıştır. Bu kadar geniş bir alana yayılım gösterecek şekilde çökelirken karmaşık fasiyes toplulukları oluşturmuştur. Yapılan arazi çalışması ile Laminallı / Stromatolitik Tufa, Yosun Tufa, Fitoherm Çatıtaşı, Pizolitik Tufa, Onkolitik Tufa, Fitoklastik Tufa ve İntraklastik Tufa olmak üzere toplam 7 adet tufa fasiyesi tanımlanmıştır. Bu fasiyeslerin sedimentolojik yapıları ve birbirleri ile ilişkileri ortaya konmuştur.

Yapılan arazi çalışması sonucu hazırlanan 7 adet kesit ve tanımlanan tufa fasiyesleri bir arada değerlendirilerek Gölsel-palustrin fasiyes topluluğu ve Şelale fasiyes topluluğu olmak üzere 2 adet fasiyes topluluğu tespit edilmiştir.

Yapılan izotop çalışması ile; MSA-16 kodlu örnekte $\delta^{18}\text{O}$ değeri -7.01 ile -5.29 arasında $\delta^{13}\text{C}$ değeri 1.57 ile 2.38 arasında kovaryasyon değeri 0.08 olarak bulunmuştur. $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri bazı laminalarda paralellik göstermemektedir. Tufa yapısı içinde gelişmiş ikincil kristallenmelerin bu sonuca yol açtığı düşünülmektedir.

MSA-20 kodlu örnekte $\delta^{18}\text{O}$ değeri -8.06 ile -6.29 arasında $\delta^{13}\text{C}$ değeri -2.04 ile 2.75 arasında kovaryasyon değeri ise 0.77 olarak bulunmuştur. MSA-16 kodlu örneğe göre $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ salınımları daha çok paralellik göstermektedir.

Elde edilen izotop değerleri tufalar için tipiktir ve Akdeniz çevresinde oluşmuş diğer tufalar ile benzerlik göstermektedir.

İzotop değerlerindeki salınımlar, izotop analizi için örnek alınan laminaların renkleri ve sertlikleri birlikte değerlendirildiğinde sonuçlar laminaların birbirini izleyen mevsimsel/iklimsel döngüler ile oluştuklarını göstermektedir.

ESR çalışması sonucu elde edilen yaş verilerine göre MSA-1 MIS 11.döneme, MSA-2 MIS 12.döneme, MSA-3 MIS 13.döneme, MSA-5 MIS 8.döneme ve MSA-9 9.döneme isabet etmektedir.

Denizel izotop dönemi gruplandırmasında tek rakam ile temsil edilen dönemler, buzul dönemler arası ılıman-yağışlı dönemi göstermekte olup, Antalya tufaları Akdeniz çevresinde yer alan diğer tufalar ile oluşum dönemi bakımından paralellik göstermektedir.

Çalışma sahasından tez projesinin amacı gereği sınırlı sayıda örnek alınmış ve kesit ölçümü yapılmıştır. Birinci basamak ve ikinci basamakta tufayı baştan sona kesecek şekilde yapılacak karotlu sondajlarla tufanın genel stratigrafik ve sedimentolojik yapısı ortaya çıkarılabilecektir.

Ayrıca yine yapılacak sondajlar ve jeofizik çalışmaları ile tufanın oluştuğu zeminin morfolojik yapısı ortaya konulduğu takdirde tufaların 3 basamaklı çökeliminin nedeni hakkında birtakım verilere ulaşılabilecektir.

7. KAYNAKLAR

Andrews, J. E., “Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review.”, *Earth-Science Reviews*, 75(1–4), 85–104, (2006).

Arenas, C., Jones, B., “Temporal and environmental significance of microbial lamination: Insights from Recent fluvial stromatolites in the River Piedra, Spain.” *Sedimentology*, 64(6), 1597–1629, (2017).

Arenas-Abad, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G., Sancho-Marcén, C., “Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes” 133-175, (2010).

Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Auqué, L., Sancho, C., Osácar, C., Pardo, G., “Intrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: A thirteen-year record from a semi-arid environment” *Sedimentology*, 61(1), 90–132, (2014).

Casanova, J., “Stromatolites from the East African Rift: a synopsis. In J. Bertrand-Sarfati & C. Monty (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*”, 193–226, (1994).

Chafetz, H.S., Utech, N.M., Fitzmaurice, S.P., “Differences in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites.”, *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 1015-1028, (1991).

Coleman, M. L., & Raiswell, R., “Carbon, oxygen and sulphur isotope variations in concretions from the Upper Lias of N.E. England.”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(3), 329–340, (1981).

Cohen, A. S., Talbot, M. R., Awramik, S. M., Dettman, D. L., & Abell, P., “Lake level and paleoenvironmental history of Lake Tanganyika, Africa, as inferred from late Holocene and modern stromatolites.”, *Geological Society of America Bulletin*, 109(4), 444–460, (1997).

Deocampo, D. M., “*The Geochemistry of Continental Carbonates*”, 1–59, (2010).

Garnett, E. R., Andrews, J. E., Preece, R. C., Dennis, P. F., “Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa.” *Journal of Quaternary Science*, 19(3), 251–262, (2004).

Glover, C., & Robertson, A. H. F., “Origin of tufa (cool-water carbonate) and related terraces in the Antalya area, SW Turkey.”, *Geological Journal*, 38(3–4), 329–358, (2003).

Grün R., “Electron Spin Resonance (ESR) Dating”, *Quaternary International*, 1, 65-109, (1989).

Ihlenfeld, C., Norman, M. D., Gagan, M. K., Drysdale, R. N., Maas, R., Webb, J., “Climatic significance of seasonal trace element and stable isotope variations in a modern freshwater tufa.”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(13), 2341–2357, (2003).

Ikeya, M., “New applications of electron spin resonance. Dating, dosimetry and microscopy. Applied Magnetic Resonance”, *World Scientific Pub. Co. Pte. Ltd*, (1993).

Ikeya, M., Miki, T., “ESR Dating and Dosimetry, Ionics.”, (1985).

Koşun, E., “Facies characteristics and depositional environments of Quaternary tufa deposits, Antalya, SW Turkey.”, *Carbonates and Evaporites*, 27(3–4), 269–289, (2012).

Matsuoka, J., Kano, A., Oba, T., Watanabe, T., Sakai, S., Seto, K., “Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan.”, *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 31-44, (2001).

Özkul, M., Gökgöz, A., Horvatinčić, N., “Depositional properties and geochemistry of Holocene perched springline tufa deposits and associated spring waters: a case study from the Denizli Province, Western Turkey” *Geological Society, London, Special Publications*, 336(1), 245–262, (2010).

Özüş, S., “Antalya Travertines, Hydrology and Geochemistry.”, PhD thesis, *University of Çukurova*, Adana, Turkey, (1992).

Pentecost, A., Spiro, B., “Stable carbon and oxygen isotope composition of calcites associated with modern freshwater cyanobacteria and algae.”, *Geomicrobiology Journal*, 8, 17226, (1990).

Pentecost, A., Terry C., “Inability to demonstrate calcite precipitation by bacterial isolates from travertine.”, *Geomicrobiology Journal*, 6, 185–194, (1988).

Pentecost, A. “*Travertine*”, Berlin/Heidelberg, (2005).

Pedley, HM., “Sedimentology of the Late Quaternary barrage tufas in the Wye and Lathkill Valleys, N. Derbyshire.”, *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 49, 197–206, (1993).

Pedley, M., “Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments.”, *Sedimentology*, 56(1), 221–246, (2009).

Planhol, X de, “Position stratigraphique et signification morphologie des Travertins Subtauriques de L’Anatolie Sud-occidental.”, *Report of the IV International Congress on the Quaternary, Rome-Pisa*, 467–471, (1956).

Riding, R., “Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms.”, *Sedimentology*, 47, 179–214, (2000).

Stearn, C. W., Carrol, R. L., “*Paleontology: The Record Of Life*”, New York, (1928).

Usdowski, E., Hoefs, J., Menschel, G., “Relationship between ^{13}C and ^{18}O fractionation and changes in major element composition in a recent calcite-depositing spring — A model of chemical variations with inorganic CaCO_3 precipitation.”, *Earth and Planetary Science Letters*, 42(2), 267–276, (1979).

Varol, B., Kazancı, N., Okan, Y., “Kınık (KB-Ankara) Eosen tatlı su alg biyoherm ve stromatolitleri”, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27, 119 -129, (1984).

Vázquez-Urbez, M., “Caracterización y significado ambiental de depósitos tobáceos del Neógeno de la Cuenca del Ebro. Comparación con ambientes cuaternarios”, Ph.D. Thesis, *Universidad de Zaragoza*, Spain, (2008).

Vita-Finzi, C., “Late quaternary continental deposits of Central and Western Turkey.”, *Man New Ser*, 4, 605–619, (1969).

Weil, J. A., Bolton, J. R., “Electron Paramagnetic Resonance: Elementary Theory and Practical Applications.” *Journal of Chemical Education*, (1994).

Zavoisky, E., “Spin Magnetic Resonance in Paramagnetic Substances.”, *Fizicheskii Zhurnal*, 9(245), 7, (1945).

8. ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Mustafa Selman Arsay

Doğum Yeri ve Tarihi : Denizli - 1981

Lisans Üniversite : Pamukkale Üniversitesi

Elektronik posta : msarsay@yahoo.com

İletişim Adresi : Denizli 3.Sulh Hukuk Mahkemesi

Yayın Listesi :

• Beyaz, T., Arsay, M.S., “Kale-i Tavas (Tabae) Antik Kentinin (Kale-Denizli) Jeolojik ve Jeoteknik Özellikleri”, Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, doi: 10.5505/pajes.2016.48752.

Konferans listesi :

• Arsay, M.S., “Adli Jeoloji ve Örnek GPR Uygulaması”, Ayaş Adli Bilimler Sempozyumu (2015)

• Arsay, M.S., “Adli Jeoloji ve Adli Mineraloji Konferansı”, Ankara Üniversitesi, (2015)

• Arsay, M.S., “Olay Yeri İncelemede GPR (Yeraltı Radarı) Yönteminin Kullanılması”, 13.Uluslararası Anadolu Adli Bilimler Kongresi (2016)