



BURDUR MEHMET AKİF ERSOY ÜNİVERSİTESİ

T.C.

BURDUR MEHMET AKİF ERSOY ÜNİVERSİTESİ

SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ

COĞRAFYA ANA BİLİM DALI

KESTEL DAĞI (BURDUR) BATISININ KARST JEOMORFOLOJİSİ

Abdülbaki ASLAN

YÜKSEK LİSANS TEZİ

DANIŞMAN

DR. ÖĞR. ÜYESİ KADİR TUNCER

BURDUR - 2023

T.C.
BURDUR MEHMET AKİF ERSOY ÜNİVERSİTESİ
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ
COĞRAFYA ANA BİLİM DALI

KESTEL DAĞI (BURDUR) BATISININ KARST JEOMORFOLOJİSİ

Abdulkaki ASLAN

YÜKSEK LİSANS TEZİ

DANIŞMAN

Dr. Öğr. Üyesi Kadir TUNCER

Üye: Doç. Dr. Erol KAPLUHAN

Üye: Dr. Öğr. Üyesi Kadir TUNCER

Üye: Dr. Öğr. Üyesi Murat POYRAZ

BURDUR - 2023

ETİK BEYAN

Burdur Mehmet Akif Ersoy Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliği'ne göre hazırlamış olduğum “Kestel Dağı (Burdur) Batısının Karst Jeomorfolojisi” adlı tezin hazırlanması sürecinde akademik ve etik kuralları ihlal etmediğimi, tezin özgün olduğunu, başvurduğum kaynakları metin içinde, dipnotlarda ve kaynakçada eksiksiz ve bilimsel kurallara uygun olarak gösterdiğimi taahhüt ederim.

Abdulkaki ASLAN
14.04.2023

ÖN SÖZ

“*Kestel Dağı (Burdur) Batısının Karst Jeomorfolojisi*” adlı bu çalışmada güneybatı Anadolu Göller Bölgesi sınırları içerisinde yer alan ve Kestel Dağı’nın batı eteklerinde bulunan sahanın karst jeomorfolojisi ile bu morfolojik gelişimde etkili olan faktörler detaylı bir biçimde analiz edilmiştir.

Araştırma sahasının belirlenmesinde etkili olan ana unsur sahada yer alan Pliyosen yüzeylerin karstlaşmanın gelişimi ve şekillenmesinde belirleyici olması, litolojik ve yapısal özelliklerin karstlaşmaya etkisinin Toros kuşağında benzerine az rastlanır şekilde karakteristik bir biçimde gelişim gösterdiği bir bölge olmasıdır. Nitekim sahada Burdur Gölü havzası genel eğime bağlı olarak gelişen yönlü polye uzanımları, karstlaşmaya tam anlamıyla elverişli allokton konumlu Dutdere kireçtaşlarının varlığı ve sıyrılma yüzeylerinde gelişim gösteren flüvyokarstik vadi ve depresyonların varlığı sahadaki litoloji ve yapının belirleyiciliğini karakterize etmektedir.

Çalışmada Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü’nden temin edilen 1/100.000 ölçekli jeoloji raporları ve haritaları ile Harita Genel Müdürlüğü (HGM)’nden temin edilen 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritalarından yararlanılarak sahaya ait çeşitli haritalar oluşturulmuş ve çalışma içerisinde sunulmuştur. Yine çalışmanın tamamlanması adına MTA Genel Müdürlüğü’e gönderilen kayaç örneklerine çeşitli analizler yaptırılmış ve sonuçlar tez içerisinde sunulmuştur. Haritalama çalışmalarında farklı Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) programlarından yararlanılmıştır.

Bu çalışma beş başlık (Giriş, Genel Jeomorfolojik Özellikler, Karstlaşmada Etkili Olan Doğal Ortam Özellikleri, Sahanı Karst Jeomorfolojisi, Sonuç) altında ele alınmıştır. Giriş bölümünde; çalışma sahasının yeri, sınırları ve genel coğrafi özellikleri hakkında bilgiler verilmiş, çalışmanın amacı aktarılmış, çalışmanın tamamlanma aşamasında kullanılan materyal ve yöntemlerden bahsedilmiş, saha ve yakın çevresine ait çalışmalar ile karst jeomorfolojisine dair ehemmiyet arz eden çalışmalar ortaya konmuştur. Çalışmanın birinci bölümünde araştırma alanının genel jeomorfolojik özellikleri ile jeomorfolojik evrimi açıklanmıştır. İkinci bölümünde ise saha morfolojisinin gelişmesinde etkili olan faktörlerin detaylı bir şekilde incelenmesi

yapılmıştır. Üçüncü bölümde sahada yer alan karstik şekiller ve özellikleri incelenmiştir. Sonuç bölümünde ise bu araştırmada elde edilen bulgular özetlenmiştir.

Yüksek Lisans eğitim süresince değerli fikirlerini ve tecrübelerini esirgemeyen ve her daim öğrencisi olmaktan ötürü gurur ve kıvanç duyacağım değerli danışman hocam Dr. Öğr. Üyesi Kadir TUNCER'e şükranlarımı sunarım. Eğitimim süresince maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen ve akademik anlamda yetişmem adına büyük katkıları olan Doç. Dr. Erol KAPLUHAN ve Doç. Dr. Ökkeş KESİCİ hocalarıma minnettarım. Lisans eğitimimde ve akademik camiaya yönelimimde her zaman destekçim olan Dr. Öğr. Üyesi Murat POYRAZ, Dr. Öğr. Üyesi Lütfi NAZİK ve Dr. Öğr. Üyesi Şakir FURAL hocalarıma da teşekkürlerimi sunarım. Çalışmam süresince her zaman yanımda olan ve tüm başarılarımın dayanak noktasında olan çok değerli aileme, yol arkadaşım Ümmügül GÜLEÇ'e, kadim dostum Volkan TAVAS'a, kıymetli komutanlarım ve silah arkadaşlarıma sonsuz sevgilerimi ve şükranlarımı sunarım.

Bu çalışma Burdur Mehmet Akif Ersoy Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) Koordinatörlüğü tarafından desteklenmiştir. Proje numarası: 0742-YL-21

Burdur, 2023

Abdurbaki ASLAN

(ASLAN, Abdulbaki, “Kestel Dağı (Burdur) Batısının Karst Jeomorfolojisi”, Burdur, 2023)

ÖZET

Burdur ilinin güneyinde KD-GB uzanımlı Kestel Dağı'nın batısında kalan araştırma sahası, yaklaşık 176 km² alana sahiptir ve %64'ü karstlaşmaya uygun kayaçlardan oluşur. Bu çalışmada öncelikle 1/100.000 ölçekli M24 ve N24 jeoloji paftalarından jeoloji haritaları ve kesitleri ile karst sınıflaması haritaları çıkartılmıştır. Ayrıca sahadan alınan kayaç örneklerine mineralojik-petrografik ve gözeneklilik analizleri yaptırılmıştır. 1/25.000 ölçekli 4 adet topoğrafya haritasından (M24 c4, d3 ve N24 a2, b1) ise jeomorfoloji, yükselti basamağı, hidrografya, lokasyon, eğim ve baki haritaları üretilmiştir. CBS ve benzer programlardan yararlanılarak hazırlanan haritalar üzerinden sahanın karstlaşması üzerinde etkili olan faktörlerin değerlendirmesi yapılmıştır. Araştırmada yarı karstik özellikte Eosen-Alt Miyosen Elmalı Formasyonu ve Kuvaterner konglomeraları içerisinde gelişmiş karakteristik dolin, polye ve flüvyokarstik yapılar ile Triyas yaşlı tam karstik Dutedere kireçtaşları üzerinde gelişen karstik yapılar ortaya konmuş, sahanın jeomorfolojik evrimine dair analizler açıklanmıştır. Araştırma sahasının en karakteristik ve en geniş alan kaplayan şekil ve yapıları Pliyosen'e aittir. Sahada geniş alan kaplayan polyeler (Bereket, Aksu, Üçboğaz, Yeşildağ, Sinop, Kapaklı, Aziziye ve Bozlar) ve flüvyokarstik yapılar bu dönemin şekilleridir. Sahadaki polye sistemlerinden Aziziye ve Bozlar yarı karstik Elmalı Formasyonu içerisinde, Kapaklı Elmalı Formasyonu ile tam karstik Dutedere kireçtaşlarının kontak zonunda, Sinop Dutedere kireçtaşları üzerinde, Aksu, Üçboğaz ve Bereket polyeleri ise Dutedere kireçtaşları ile Kızılcadağ melanjı ve olistostromunun dokanak zonunda gelişim göstermiştir. Ayrıca bu birimler üzerinde farklı yoğunluklarda dolinler de gelişmiştir. Özellikle sahanın kuzeyindeki Dutedere kireçtaşlarından oluşan Çal Tepe üzerinde, sık ve uzamış dolin topoğrafyası çok karakteristiktir. Flüvyokarstik depresyonlar ve vadiler ise sahada yaygın bir biçimde görülmekte ve farklı konumsal özellikler ihtiva etmektedir. Tüm bu morfolojiler bu çalışmada dört başlık altında (a-Polyeleri drene eden flüvyokarstik depresyonlar, b-Erikli köyü çevresinde flüvyokarstik depresyonlar, c-Yaşçalı Tepe ve çevresinde flüvyokarstik depresyonlar, d-Yeşildağ flüvyokarstik depresyonu) açıklanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Kestel Dağı, polye, uvala, dolin, flüvyokarstik depresyon

(ASLAN, Abdalbaki, “Karst Geomorphology of the West of Kestel Mountain (Burdur)”, Burdur, 2023)

ABSTRACT

The research area, located in the west of the NE-SW trending Kestel Mountain in the south of Burdur province, has an area of approximately 176 km² and 64% consists of rocks suitable for karstification. In this study, first of all, geological maps and sections and karst classification maps were obtained from 1/100000 scaled M24 and N24 geological sheets. In addition, myralogical-petrographic and porosity analyzes were performed on the rock samples taken from the field. Geomorphology, elevation step, hydrography, location, slope and aspect maps were produced from 4 topographic maps (M24 c4, d3 and N24 a2, b1) at 1/25.000 scale. The factors affecting the karstification of the field were evaluated on the maps prepared by utilizing GIS and similar programs. In the study, the characteristic doline, polje and fluvio-karstic structures developed within the semi-karstic Eocene-Lower Miocene Elmalı formation and Quaternary conglomerates, as well as the karstic structures developed on the Triassic full karstic Dutdere limestones, were revealed, and the analyzes on the geomorphological evolution of the area were explained. Shapes and structures belonging to the Pliocene period are characteristic in large areas in the research area. Poljes (Bereket, Aksu, Üçboğaz, Yeşildağ, Sinop, Kapaklı, Aziziye and Bozlar) and fluvio-karstic structures covering a large area in the field are the forms of this period. Among the polje systems in the field, Aziziye and Bozlar developed in semi-karstic Elmalı formation, in the contact zone of Kapaklı Elmalı formation and fully karstic Dutdere limestones, on Sinop Dutdere limestones, Aksu and Bereket developed in the contact zone of Dutdere limestones, Kızılcadağ mélangé and olistostrome. In addition, different densities of dolines were developed on these units. The shallow and elongated doline topography is very characteristic, especially on Çal Tepe, which consists of Dutdere limestones in its north. Fluvio-karstic depressions and valleys are widely seen in the area and contain different spatial features. All these morphologies were explained in this study under four headings (a-Fluvio-karstic depressions draining the poljes, b-Fluvio-karstic depressions around Erikli village, c-Fluvio-karstic depressions in and around Yaşçalı Tepe and d-Yeşildağ fluvio-karstic depression).

Keywords: *Kestel Mountain, polje, uvala, doline, fluvio-karstic depression*

İÇİNDEKİLER

ETİK BEYAN.....	i
ÖN SÖZ.....	ii
ÖZET.....	iv
ABSTRACT.....	v
İÇİNDEKİLER.....	vi
KISALTMALAR DİZİNİ.....	ix
TABLolar DİZİNİ.....	x
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	xi
GRAFİKLER DİZİNİ.....	xii
FOTOĞRAFLAR DİZİNİ.....	xiii

GİRİŞ

Araştırma Sahasının Yeri, Sınırları ve Genel Coğrafi Özellikleri.....	1
Çalışmanın Amacı	3
Materyal ve Yöntem	4
Daha Önce Yapılan Çalışmalar	7

BİRİNCİ BÖLÜM

GENEL JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

1.1. Araştırma Alanının Genel Jeomorfolojisi	19
1.2. Jeomorfolojik Evrim	24

İKİNCİ BÖLÜM

KARSTLAŞMADA ETKİLİ OLAN DOĞAL ORTAM ÖZELLİKLERİ

2.1. Jeolojik Özellikler	27
--------------------------------	----

2.1.1.	Çalışma Alanında Bulunan Jeolojik Birimler	27
2.1.2.	Kimyasal ve Petrografik Özellikler	39
2.2.	Tektonik Özellikler	42
2.3.	Yapısal Özellikler	49
2.4.	Jeomorfolojik Özellikler	51
2.4.1.	Morfolojik Taban Düzeyinin Karstlaşmaya Etkisi	52
2.4.2.	Karst Taban Düzeyinin Karstlaşmaya Etkisi	52
2.4.3.	Akarsularla Yarılmının Karstlaşmaya Etkisi	53
2.4.4.	Yükseltinin Karstlaşmaya Etkisi	53
2.4.5.	Eğimin Karstlaşmaya Etkisi	56
2.4.6.	Bakının Karstlaşmaya Etkisi	58
2.5.	İklim Özellikleri	60
2.5.1.	Genel Atmosfer Dolaşımı	63
2.5.2.	Sıcaklık Özellikleri	63
2.5.3.	Yağış Özellikleri	65
2.5.4.	Kar Yağışı ve Kar Örtüsü	68
2.5.5.	Nem Özellikleri	68
2.5.6.	Rüzgâr Özellikleri	69
2.5.7.	İklim Tipi	70
2.5.8.	Toprak ve Bitki Örtüsü Özellikleri	71
2.6.	Hidrolojik Özellikler	77
2.7.	Zaman	80

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

SAHANIN KARST JEOMORFOLOJİSİ

3.1.	Karstik Aşınım Şekilleri	81
------	--------------------------------	----

3.1.1.	Lapyalar	81
3.1.2.	Dolinler	84
3.1.3.	Uvalalar	92
3.1.4.	Flüvyokarstik Vadi ve Depresyonlar	93
3.1.5.	Polyeler	105
3.1.6.	Polyelerin Morfometrik Özellikleri	118
3.1.7.	Mağaralar	120
3.2.	Karstik Birikim Şekilleri	124
3.2.1.	Terra Rossa ve Kırmızı Renkli Topraklar	124
3.3.	Karst Sınıflaması	125
3.4.	Karstik Gelişim	128

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

SONUÇ	130
KAYNAKÇA	135
ÖZ GEÇMİŞ	146

KISALTMALAR DİZİNİ

CBS	: Coğrafi Bilgi Sistemleri
CO ₂	: Karbondioksit
HGM	: Harita Genel Müdürlüğü
km ²	: Kilometrekare
KTD	: Karst Taban Düzeyi
m	: Metre
mm	: Milimetre
Mak.	: Maksimum
MGM	: Meteoroloji Genel Müdürlüğü
Min.	: Minimum
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
MTD	: Morfolojik Taban Düzeyi
Ort.	: Ortalama
T.	: Tepe
°C	: Santigrat derece
°	: Derece
'	: Dakika
form.	: Formasyon

TABLolar DİZİNİ

Tablo 1: Erinç yağış etkinlik indeksine ait kategoriler (Erinç, 1996).....	6
Tablo 2: Uzama oranı değerine dolin sınıflaması (Kaynak: Öztürk, 2018a).	7
Tablo 3: Kilimli Tepe’den alınan Dutdere kireçtaşlarına ait yoğunluk ve görünür porozite analizi sonuçları	40
Tablo 4: Kilimli Tepe’den Dutdere kireçtaşı örneklerinin kimyasal analizi	41
Tablo 5: Dutdere kireçtaşından alınan numunenin modal (kantitatif) mineralojik petrografik analize göre makroskobik tanımlaması	41
Tablo 6: Dutdere kireçtaşından alınan numunenin modal (kantitatif) mineralojik petrografik analize göre mikroskobik tanımlaması.....	41
Tablo 7: Eren Tepe Dutdere kireçtaşlarına ait yoğunluk ve görünür porozite analizi	42
Tablo 8: Araştırma sahasında, Erol (1993)’a göre eğim değerleri ve eğim sınıflarının oranları (%)	57
Tablo 9: Burdur meteoroloji istasyonunun genel özellikleri.....	62
Tablo 10: Burdur meteoroloji istasyonuna ait kar yağışlı ve kar örtülü günler sayısı.	68
Tablo 11: Burdur meteoroloji istasyonuna göre aylık ve yıllık ortalama nispi nem değeri (%).....	69
Tablo 12: Araştırma sahasının Erinç (1996) formülüne göre iklim tipi.....	70
Tablo 13: Thorntwaite yöntemine göre araştırma sahasının su bilançosu tablosu	71
Tablo 14: Bögli (1960)’ye göre lapy sınıflaması (Kaynak: Pekcan, 1999).....	82
Tablo 15: Polyelerin uzun ve kısa eksen verileri, uzama oranları ve dairesellik indisleri	120
Tablo 16: Oluşum ve gelişim özellikleri açısından mağara tipleri (Kaynak: Nazik, 2016).	121

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1: Araştırma sahasının yer bulduru haritası	2
Şekil 2: Araştırma sahasının jeomorfoloji haritası.....	23
Şekil 3: Araştırma sahasının jeoloji haritası	28
Şekil 4: Araştırma sahasının batısından alınan K-G yönlü jeolojik kesit	31
Şekil 5: Araştırma sahasının K-G yönlü jeolojik kesiti	34
Şekil 6: Araştırma sahasının merkezinden geçen KD-GB yönlü jeolojik kesit	35
Şekil 7: Araştırma sahasının tektonik haritası.....	45
Şekil 8: Araştırma sahasının çizgisellik haritası	48
Şekil 9: Araştırma sahasının batı, orta ve doğu kesimlerinden alınan topoğrafik kesitler	51
Şekil 10: Araştırma sahasının (Kestel Dağı batısı) yükselti basamakları haritası	55
Şekil 11: Araştırma sahasının eğim haritası.....	58
Şekil 12: Araştırma sahasının bakı haritası.....	60
Şekil 13: Araştırma sahasının ortalama sıcaklık dağılışı haritası.....	65
Şekil 14: Araştırma sahasının ortalama yağış dağılışı haritası	67
Şekil 15: Araştırma sahasının şimdiki arazi kullanımı haritası.....	74
Şekil 16: Araştırma sahasının toprak haritası.....	76
Şekil 17: Araştırma sahasının hidroğrafya haritası	79
Şekil 18: Araştırma sahasındaki polyelerin geometrileri	120
Şekil 19: Kestel Dağı batısının karst sınıflandırması haritası	127

GRAFİKLER DİZİNİ

Grafik 1: Araştırma alanının hipsometrik integral değeri ve eğrisi	26
Grafik 2: Araştırma alanına ait 100 metrelik yükselti aralıkları ve bunların sahip oldukları alansal oranlar	56
Grafik 3: Araştırma alanında ana yönlerle ait bakı oranları grafiği	59
Grafik 4: (Fick ve Hijmans, 2017) haritalarına göre araştırma alanının aylık sıcaklık değerleri grafiği.....	64
Grafik 5: Fick ve Hijmans (2017) verilerine göre araştırma sahasının aylık toplam yağış miktarları.....	66
Grafik 6: Burdur meteoroloji istasyonu verilerine göre yıllık rüzgâr yönleri ve kuvvetini gösteren gül diyagramı.....	69
Grafik 7: Fick ve Hijmans (2017) verilerine göre araştırma sahasının Thorntwaite su bilançosu grafiği.....	71
Grafik 8: Dolin tipleri (Kaynak: Waltman & Fookes, 2003; Doğan 2004; McCraw & Land, 2016; Öztürk, 2018).....	85

FOTOĞRAFLAR DİZİNİ

Foto 1: Aziziye ve Bozlar polyeleri ile bunları çevreleyen Üst Miyosen (DII) ve Pliyosen (DIII) yüzeyler.....	21
Foto 2: Kestel Dağı üzerinde ve eteklerinde yüzey sistemleri.....	22
Foto 3: Bozlar Polyesi doğusunda Kestel Dağı eteklerinde kireçtaşı ara tabakalı Elmalı formasyonu.....	30
Foto 4: Kestel Dağı eteklerinde şistoziteye maruz kalmış Elmalı formasyonu	31
Foto 5: Kestel Dağı'nın Aziziye Polyesi'ne bakan batı eteklerinde Kızılcadağ melanj ve olistostromlarından oluşan birimler	33
Foto 6: Yeşildağ flüvyokarstik depresyonu kuzey yamacında, orman örtüsü altında Kızılcadağ melanj ve olistostromu.....	33
Foto 7: Kilimli Tepe üzerinde Dutdere kireçtaşları	35
Foto 8: Kilimli Tepe kuzeydoğusunda metamorfizmaya uğramış Dutdere kireçtaşları ...	36
Foto 9: Bereket Polyesi kuzeybatısında GD yönlü tiltlenmiş Çameli (Burdur) formasyonu.....	37
Foto 10: Bereket Polyesi batısını sınırlayan tepe üzerinde Çameli formasyonundan sıyrılmış Dutdere kireçtaşları ve eteklerde Çameli formasyonu	37
Foto 11: Kilimli Tepe batısında konglomeralar	38
Foto 12: Kilimli Tepe batısında vadi boyunca yarılmış konglomeralar ve içerisinde gelişmiş Kulaç İni	38
Foto 13: Erikli Köyü batısında eski akarsu taraça dolguları	39
Foto 14: Aziziye Polyesi'ne bağlı flüvyokarstik depresyon tabanında alüvyonlar.....	39
Foto 15: Kestel Dağı'nda Dutdere kireçtaşı bindirmesi (Domuzdağ Napı) sonucu oluşmuş breşik doku ve bindirme sınırı	46
Foto 16: Likya Napları'nın son bindirmesi Domuzdağ Napı (Dutdere kireçtaşı/TRJd) ve altında daha önceki dönemde gelen bindirme ürünü Marmaris Ofiyolit Napı (Kızılcadağ melanj ve olistostromu/Kkzm) (Kestel Dağı'ndan)	46

Foto 17: a) Bozlar Polyesi'nin flüvyokarstik depresyonunda görülen asimetrik gelişim	
b) Aziziye polyesinin flüvyokarstik uzanımında görülen asimetrik gelişim	50
Foto 18: Çal Tepe'den güneye bakış (Kestel Dağı'nın batı yamaçları)	59
Foto 19: a) Aziziye ve Kapaklı polyeleri çevrelerinde orman örtüsü. b) Bozlar Polyesi	
çevresinde orman örtüsü. c) Kilimli Tepe üzerinde ağaç köklerinin mermerde	
oluşturduğu deformasyon. d) Kestel Dağı eteklerinde hareket eden yamacın ağaçların	
kök kesiminde oluşturduğu deformasyon. e) Kestel Dağı eteğinde iyi gelişmiş karaçam.	
f) Yeşildağ depresyonu kuzeyinde meşe, çam ve ardıç ağaçlarından oluşmuş karışık	
formasyon.....	73
Foto 20: a) Kestel Dağı'nın Bozlar Polyesi'ne bakan yamacında kahverengi orman	
toprağı. b) Aksu Polyesi tabanında terra rossa toprağı. c) Bozlar Polyesi doğu kesiminde	
kolüvyal toprak gelişimi. d) Kestel Dağı'nın toprak örtüsüz dik yamaçlı batı kesimleri.	75
Foto 21: Kestel Dağı eteklerinde doğal su kaynakları ve Aziziye Kocapınar Barajı	78
Foto 22: Kilimli Tepe üzerinde gelişen bazı lapy türleri: a) Oyuk lapy, b) Kamenitsa	
ve delikli lapyalar, c) Duvar lapyaları, d) Yarık yapıları.	83
Foto 23: Yeşildağ flüvyokarstik depresyonu kuzeyinde, Dutsdere kireçtaşları üzerinde	
gelişmiş yağış damla yapıları (drop erosion).	83
Foto 24: Çal Tepe üzerinde gelişmiş bazı lapy türleri: a) Yarık lapyalar, b) Delikli	
lapyalar, c) Oluklu lapyalar, d) Kovuklu (Oyuklu) lapyalar.	84
Foto 25: Çal Tepe üzerinde gelişmiş çözünme dolini.....	86
Foto 26: Çal Tepe üzerinde gelişmiş çözünme dolinleri: a-b) Kuzeybatı yamaçta	
asimetrik yamaçlı çözünme dolinleri, c-d) Tepe üzerinde çözünme dolinleri, e-f) Kuzey	
kesimde uzamış dolinler.....	87
Foto 27: Çal Tepe uydu görüntüsü (Kaynak: Google Earth Pro; 2021)	88
Foto 28: Yaşçalı Tepe üzerinde; a) çözünme dolini, b) yeni oluşmakta olan (genç)	
çözünme dolini, c) sığ çözünme dolini, d) Flüvyokarstik vadi içerisinde yeni oluşmakta	
olan çözünme dolini	89
Foto 29: Erikli köyü mevkiinde sığ dolinler	89
Foto 30: Yaşçalı Tepe üzerinde gelişmiş dolinler (Kaynak: Google Earth Pro; 2022)	90

Foto 31: Bozlar köyü güneydoğusunda Elmalı formasyonu üzerinde gelişmiş dolinler: a) Gölyeri olarak nitelendirilen dolin tabanı, b) Mahmutlar mahallesi yakınında çökme dolini, c) Bozlar köyü doğusunda genç bir dolin.	91
Foto 32: Bozlar Köyü mevkiinde Elmalı formasyonu (Te) üzerinde gelişmiş dolinlerin uydu görüntüsü (Kaynak: Google Earth Pro: 2021).	91
Foto 33: Sülüklü Göl dolini ve göl yüzeyi	92
Foto 34: Kocayüksek Tepe üzerinde gelişmiş uvala.....	93
Foto 35: Erikli köyü kuzeyinde gelişmiş uvala.....	93
Foto 36: Bereket Polyesi flüvyokarstik depresyonu	95
Foto 37: Sinop Polyesi'nin yakın çevresi ve batı yönlü drene eden depersyon.....	96
Foto 38: Kapaklı Polyesi'ne doğru a) kuzeyden ve b) güneyden uzanan flüvyokarstik depresyonlar	96
Foto 39: a ve b) Aziziye Polyesi'ne bağlanan flüvyokarstik depresyonlar. b) Aziziye Polyesi ve flüvyokarstik deprseyon.	97
Foto 40: Bozlar Polyesi flüvyokarstik depresyonu.	98
Foto 41: Erikli Köyü mevkiinde farklı boyut ve konumlarda flüvyokarstik depresyonlar.....	99
Foto 42: Polyeleşme sürecinin son safhasına yaklaşmış flüvyokarstik depresyon	100
Foto 43: Erikli Polyesi'ne doğru gelişmiş flüvyokarstik depresyonlar (Google Earth Pro: 2021)	100
Foto 44: Yaşçalı Tepe üzerinde gelişmiş flüvyokarstik depresyonlar	102
Foto 45: Yaşçalı Tepe üzerinde ve yakın çevresinde flüvyokarstik depresyonlar (Google Earth Pro: 2021).....	103
Foto 46: Polyeleşen Yeşildağ flüvyokarstik depersyonu	104
Foto 47: Polyeleşen Yeşildağ flüvyokarstik depresyonunun Karataş Havzası'na akaçlandığı boğaz.....	105
Foto 48: Beşparmak Dağı'ndan (Kuzeyden) Bereket Polyesi'nin görünümü	110
Foto 49: Çal Tepe'den (Güneyden) Bereket Polyesi'nin görünümü	110

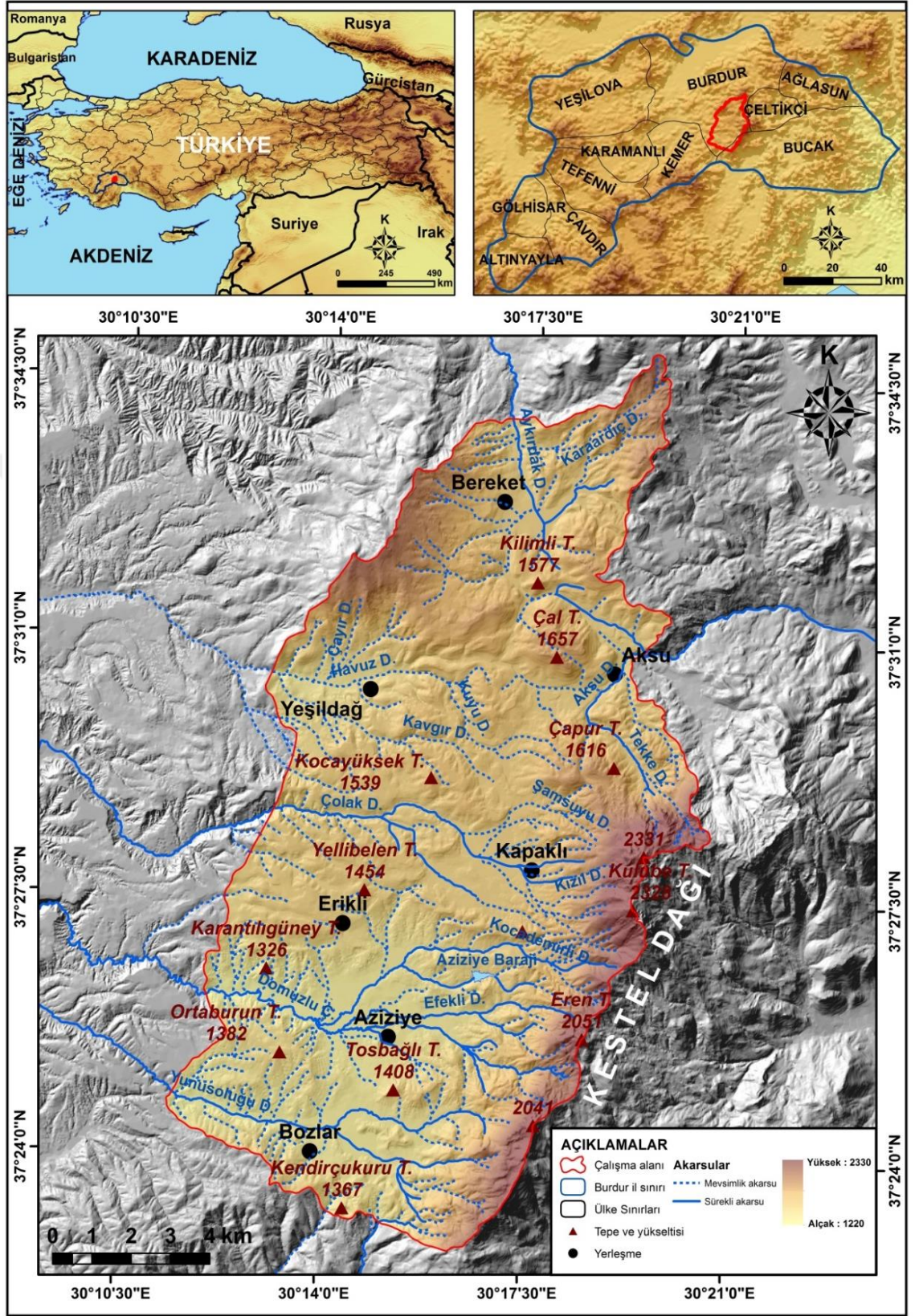
Foto 50: Aksu Polyesi'nin daralan doğu kesimi	112
Foto 51: Çal Tepe'den (Kuzeyden) Aksu Polyesi'nin görünümü.....	112
Foto 52: Sinop Polyesi'ne kuzeyden bakış	113
Foto 53: Sinop Polyesi'ne doğudan bakış.....	114
Foto 54: Kestel Dağı eteklerinden (Doğudan) Kapaklı Polyesi'nin görünümü.....	115
Foto 55: Kestel Dağı yamaçlarından Kapaklı Polyesi'nin görünümü	115
Foto 56: Kestel Dağı'ndan Aziziye Polyesi'nin görünümü	116
Foto 57: Kestel Dağı eteklerinden Aziziye Polyesi'nin görünümü	117
Foto 58: Kestel Dağı'ndan Bozlar Polyesi'nin görünümü.....	118
Foto 59: Kestel Dağı'ndan Aziziye ve Bozlar polyelerinin görünümü	118
Foto 60: Kulaç İni giriş ağzı.....	122
Foto 61: Bacalı İn giriş ağzı	123
Foto 62: a) Yeşildağ kuzeydoğusundaki yamaçta ve b) Kestel Dağı'nın Kapaklı Polyesi'ne bakan yamaçta fosil mağara/kaynak ağzları	123
Foto 63: a) Erikli köyü doğusundaki depresyon tabanında terra rossa, b) Çal Tepe güneydoğusunda gelişmiş bir flüvyokarstik vadinin tabanında terra rossa, c) Aksu Polyesi tabanında terra rossa, d) Çal Tepe'de bir dolinin tabanında terra rossa.	125

GİRİŞ

Araştırma Sahasının Yeri, Sınırları ve Genel Coğrafi Özellikleri

Araştırma sahası, 30°11'-30°20' D boylamları ile 37°22'-37°34' K enlemleri arasında ve Akdeniz Bölgesi'nin Antalya Bölümü'ndeki Burdur il merkezinin GB kesiminde yer alır. Dalgalı bir topoğrafyaya sahip olan sahada Akdeniz ardı geçiş iklimi hakimdir. Sahasının güney ve batı kesimlerinin yüksek alanları yoğun bir kızılçam, karaçam, ardıç ve meşe formasyonları ile örtülüdür. Toplam 176 km² alana sahip çalışma sahası, Isparta Büklümü'nün (Blumenthal, 1963) batı kanadında bulunmakla birlikte hidrolojik olarak Burdur Gölü Havzası içerisinde yer almaktadır. Büyük ölçüde Burdur Gölü'nün alt havzası olan Karataş Havzası'na drene olan saha, kuzeydoğudan Aksu Çayı ile Çeltikçi Polyesi'ne, güneyden ise Kestel Polyesi'ne drene olmaktadır. Araştırma alanının doğusunu Kestel Dağı, kuzeydoğu kesimini Çeltikçi Polyesi, güneyini ise Kestel Polyesi sınırlar. 2000 metrenin üzerinde birçok zirveye sahip olan Kestel Dağı'nın en yüksek noktası 2331 metredir. Sahanın güneyi, dış drenaja açık birbirinden ayrı üç polye sisteminden oluşmaktadır. Kuzey kesimlerinde ise örtüden sıyrılmış karstik yüzeyler ve flüvyokarstik yapılar karakteristik bir gelişim göstermiştir. Çalışma sınırları içerisinde Kapaklı, Erikli, Aziziye, Bozlar, Bereket, Aksu ve Yeşildağ köyleri bulunur (Şekil 1). Türkiye İstatistik Kurumu'nun (TÜİK) 2020 yılı nüfus verilerine göre bu köylerin nüfusları; Aziziye 575, Bereket 139, Kapaklı 93, Bozlar 92, Yeşildağ 72, Erikli 66, Aksu 28 ve kişidir.

Karbonat, sülfat ve klorür bünyeli kayalar üzerinde gelişim gösteren ve birbirini izleyen fiziko-kimyasal süreçlerin denetiminde, yer altı, geçiş ve yer üstü zonunda zamana bağlı olarak şekillenen karst jeomorfolojisi (Nazik, 2016) ülkemiz için büyük önem ihtiva eder. Nitekim yüzey litolojisi dikkate alınırsa %40'ı (Nazik & Tuncer, 2010: 8), yeraltı karstlaşması da dahil edildiğinde ise %60'lara varan çözünmeye uygun kayalardan oluşan ülkemiz (Nazik & Poyraz, 2017: 44) gerek yer altı gerekse geçiş zonu ve yüzey karstı açısından zengin ve ender karstik oluşumlara sahiptir. Ancak ülkemizin iklimsel ve morfolojik yapısının yanı sıra karstlaşmayı denetleyen diğer parametrelerin de kısa mesafeler dahilinde büyük değişiklikler ihtiva etmesi dolayısıyla, morfometrik ve morfojenetik özellikleri belirgin bir şekilde ayrılan 6 karst bölgesi (Nazik & Tuncer, 2010: 10) ve 11 karst alanı belirlenmiştir (Nazik & Poyraz, 2017: 44).



Şekil 1: Araştırma sahasının yer bulduru haritası

Akdeniz Karst Kuşağı olarak da tanımlanan Toros Dağları Karst Bölgesi, oluşum ortamı ve yaşları, lito-stratigrafik ve metamorfizma özellikleri farklı olan tektonik birliklerin bir araya gelmesiyle şekillenmiştir ve yatay ve düşey doğrultuda kesintisiz bir kuşak oluşturmaktadır. Sahada yer yer 3500 metrelere kadar ulaşan Mesozoyik Komprehansif Serisi kayaların varlığı ve neotektonik dönem hareketleri, akarsularla yarıma ve Kuvaterner iklim salınımları bölge karstlaşmasının şekillenmesinde, çok dönemli-çok kökenli yapılar ihtiva etmesinde belirleyici olmuştur (Nazik & Poyraz 2017: 45).

Toros Dağları Karst Bölgesi'nin alt bölümü olan Batı Toroslar karst alanı, batıda Ege Denizi'den başlayıp doğuda Antalya Körfezi ve Eğirdir Gölü (Isparta Büklümü) ile kuzeyde ise Menderes masifi arasında sınırlanmaktadır. Temeli Jura-Kretase yaşlı Beydağları otoktonu oluştururken üzerinde Antalya ve Likya naplarına ait birimler ile ara zon konumundaki birimler yer almaktadır. Sahadaki ana orojenik yönelim KD-GB'dır ve bu uzanımlar K-G ve KB-GD yönlü faylarla kesilmiştir. Ayrıca neotektonik dönem hareketleri sonucunda sahada meydana gelen deformasyonlar bölgedeki yüzey dreanjı ile yer altı drenajının bağlantılı olmasını sağlamıştır (Nazik & Tuncer 2010: 9).

Bu çalışmaya konu alan inceleme alanı GB Anadolu'da Toros Dağları Karst Bölgesi'nin Batı Toros karst alanı sınırları içerisinde yer alır. Aynı zamanda Fethiye-Burdur Fay Zonu'nda bulunan (Beyhan, vd., 2007: 173) araştırma sahası büyük ölçüde Burdur Gölü Havzası sınırları içerisinde bulunmaktadır. Bölgenin gerilme, genişleme ve aktif tektoniğinin yanı sıra farklı tektonik birliklerden meydana gelmesi, jeolojik süreçler içerisinde iklimsel ve tektonik hareketlere bağlı olarak aşınım ve birikim safhalarının birbirini izlemesi araştırma alanının bugünkü morfolojisini kazanmasında belirleyici olmuştur.

Çalışmanın Amacı

Toridler tektonik kuşağında (Ketin, 1966) yer alan ve paleotektonik ve özellikle neotektonik hareketlerden yoğun bir şekilde etkilenen GB Anadolu'nun morfotektonik yapısı, Arap-Afrika-Anadolu levhalarının yakınlaşması ve bu hareketlerin ortaya çıkardığı doğrudan ve dolaylı etkilerle meydana gelen sıkışma ve gerilme kuvvetlerinin denetiminde şekillenmiştir. Üst Kretase-Orta Miyosen aralığında (Paleotektonik dönem) meydana gelen kıvrımlanma ve bindirmeler ile Orta Miyosen sonlarından itibaren

(Neotektonik dönem) gelişim gösteren blok faylanmalar sahanın şekillenmesinde büyük rol oynamıştır. Bölgede otokton konumlu temel birimleri oluşturan Beydağları otoktonu birimleri ve üzerine gelen Türkiye'nin en genç bindirmeleri olan Likya Napları, karstik özelliklere sahip litolojik formasyonları barındırmaları dolayısıyla sahanın karstik gelişiminde temel rol oynamıştır. Dolayısıyla çalışma sahasını da etkisi altına alan bu tektonojenetik gelişimlerle birlikte karstlaşmayı denetleyen birincil (kökense) ve ikincil (şekillendirici) parametreler de şekillenmiştir. Bağlı olarak inceleme sahasında kökense ve şekillendirici faktörler denetiminde ortaya çıkan karstik gelişimi analiz etmek, meydana gelen karstik şekilleri tasnif ederek gerekli başlıklar altında nasıl bir oluşum ve gelişim seyri izlediklerini açıklamak bu çalışmanın amacını oluşturur.

Materyal ve Yöntem

Araştırma sahası 1/100.000 ölçekli Isparta M24 ve N24 paftaları ile 1/25.000 ölçekli M24-d₃, c₄ ve N24-a₂, b₁ paftaları içerisinde yer almaktadır. Çalışma alanının jeolojik ve tektonik özelliklerini belirlemek ve jeo-tektonik özelliklerini haritalamak amacıyla MTA Genel Müdürlüğü'nden 1/100.000 ölçekli M24 ve N24 jeoloji raporları ve haritaları temin edilmiştir. Yine benzer şekilde Harita Genel Müdürlüğü'nden 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritaları temin edilmiş, bu veriler CBS programları üzerinde sayısallaştırılarak inceleme sahasının yer bulduru, yükselti basamakları, hidroğrafya, eğim, bakı, jeomorfoloji, çizgisellik haritaları hazırlanmıştır. Ayrıca elde edilen Sayısal Yükseklik Modeli (SYM/DEM) verileri jeoloji, karst sınıflaması, toprak, arazi kullanım haritaları için altlık olarak kullanılmıştır. Ayrıca haritalama çalışmalarında gerekli yerlerde Google Earth Pro programı üzerinden de sayısallaştırma çalışmaları yapılmıştır. Harita ve grafikler üzerinde bazı düzenleme çalışmaları CorelDraw programı üzerinden yapılmıştır. Çalışma sahasından alınan kayaç örneklerine MTA Genel Müdürlüğü, Maden Analizleri ve Teknolojisi (MAT) Dairesi'nde *yoğunluk ve görünür porozite analizi, karbonatlı kireçleme materyallerinin reaktivitesinin hidroklorik asit (HCl) ile belirlenmesi analizi, modal (kantitatif) mineralojik petrografik analiz ve kayaçlarda yoğunluk ve görünür porozite tayini analizleri* yaptırılmıştır. Sahanın iklim özelliklerini açıklamak amacıyla Burdur İstasyonu'na ait 1960-2020 yılları arasındaki veriler kullanılarak sahanın yağış ve sıcaklık haritaları hazırlanmış, karla örtülü ve kar yağışlı gün sayısı, nem, rüzgâr verilerinin yıllık ortalama değerleri çalışma içerisinde tablo ve grafikler halinde

sunulmuştur. Yine meteoroloji istasyonunun çalışma sahasının dışında yer alması ve yükseltisinin (957 m) çalışma alanına ait ortalama yükseltiden (1775 m) düşük olması dolayısıyla araştırma alanına ait minimum, maksimum ve ortalama sıcaklık ve yağış değerleri Fick ve Hijmans (2017) tarafından oluşturulan haritalardan temin edilmiş, tablo ve grafiklerde bu veriler kullanılmıştır. Tabloların ve grafiklerin hazırlanmasında Microsoft Office Excel programından yararlanılmıştır. Ayrıca arazi çalışmaları esnasında çok sayıda fotoğraflar çekilmiş ve bu görseller çalışma içerisinde gerekli görülen yerlerde sunulmuştur.

İklim analizleri;

İnceleme alanına ait iklimsel verileri analiz etmek amacıyla araştırma bölgesine en yakın konumda olan Burdur meteoroloji istasyonuna ait 60 yıllık (1960-2020) rasat verileri Burdur Meteoroloji Müdürlüğü'nden temin edilmiştir. Araştırma sahasının ortalama yükseltisi (1775 m) ile Burdur gözlemevinin bulunduğu yükselti arasında farklılık olması dolayısıyla sıcaklık ve yağış haritaları bu yükselti farkı göz önünde bulundurularak hazırlanmıştır. Burada sıcaklık değerleri bilinmeyen alanların ortalama sıcaklık değerleri, ortalama dikey sıcaklık değişimi oranına göre (0,50°C/100 m) (Erinç, 1996), ortalama dikey yağış değişimi ise Schreiber formülüne (Formül 1) göre hesaplanmıştır (Ardel vd., 1969; Erinç, 1996).

$$P_h = P_o + 54h$$

P_h =Dağda yükseltisi bilinen bir noktanın bulunacak yağış tutarı

P_o =Dağ eteğinde yükseltisi bilinen ve yağış rasadı yapan bir istasyonun yağış tutarı

54=Her 100 m yükseldikçe yağışın 54 mm arttığını gösteren katsayı

h =Dağın eteğindeki istasyon ile yağış miktarının hesaplanacağı nokta arasındaki yükselti farkı (Bu yükselti metre cinsinden değil hektometre olarak alınmalıdır). (1)

Araştırma sahasının iklim tipi Erinç yağış etkinlik indeksi kullanılarak hazırlanmıştır. Erinç, yağış etkinlik indeksine göre iklim tiplerini 6 sınıfa ayırmış ve buna karşılık gelen alanların hâkim bitki örtüsünü de karşılık olarak vermiştir (Erinç, 1996; Aydın vd., 2019). Erinç'e göre yağış etkinlik indeksinin formülü (2) şu şekildedir:

$$I_m = \frac{P}{T_{om}} \quad \begin{array}{l} I_m=\text{Yağış etkinlik indisi} \\ P=\text{Yıllık yağış tutarını (mm)} \\ T_{om}=\text{Yıllık ortalama maksimum sıcaklığı (°C) gösterir.} \end{array} \quad (2)$$

Tablo 1: Erinç yağış etkinlik indeksine ait kategoriler (Erinç, 1996).

İklim sınıfı	İndis değeri (Im)	Bitki Örtüsü
Tam kurak	<8	Çöl
Kurak	8-15	Çöl-step
Yarı kurak	15-23	Step
Yarı nemli	23-40	Park görünümlü kuru orman
Nemli	40-55	Nemli orman
Çok nemli	>55	Çok nemli orman

Hipsometrik eğri ve Hipsometrik integral (H_i): Hipsometrik eğri, toplam yükseklik değerlerinin sahanın toplam alanına olan oranı şeklinde hesaplamaktadır. Hipsometrik eğri altında kalan alan olarak ifade edilen hipsometrik integral ise 0-1 arasında bir değere sahip olup, maksimum, minimum ve ortalama yükselti değerleri ile hesaplanır (Formül 3; Şimşek, 2018).

$$H_i = \frac{\hat{H} - H_{\min}}{H_{\max} - H_{\min}} \quad \begin{array}{l} H_i = \text{Hipsometrik integral,} \\ \hat{H} = \text{Ortalama yükselti,} \\ H_{\max} = \text{Maksimum yükseklik,} \\ H_{\min} = \text{Minimum yükseklik değerleridir.} \end{array} \quad (3)$$

Dairesellik indeksi (I_c): Karstik aşınım şekillerinin geometrik özellikleri hakkında fikir veren parametrelerden ve planimetrik şekil indisi (planimetric shape) olarak da nitelendirilen (Denizman, 2003) hesaplamalardan biri de dairesellik indisidir (Formül 4; Goudie, 2003) ve genel olarak dolin ile polye araştırmalarında hesaplanan bir değerdir (Öztürk, 2018; Şimşek vd. 2021). Bu analiz yapılırken araştırılan bölgenin **alanı (A)** ve **çevre uzunluğu (P)** dikkate alınarak aşağıdaki formüle (4) göre hesaplama yapılır. Sonucun 1'e yaklaşması dairesel bir yapıda olduğunu karakterize ederken 1'den uzaklaşması ise yapının dairesellikten uzak bir morfolojiye sahip olduğunu belirtmektedir (Öztürk, 2018b: 9).

$$I_c = \frac{A}{\pi \left(\frac{2A}{P} \right)^2} \quad (4)$$

Uzama oranı indeksi: Karst jeomorfolojisi araştırmalarında yaygın olarak kullanılan (Şimşek vd., 2019a; 2019b) ve polyeler için de tanzim edilen parametrelerden biri de uzama oranıdır. Uzun eksenin, kısa eksenin sahip olduğu değere bölünmesiyle ortaya konan uzama oranında (Denizman, 2003; Öztürk, 2018) uzun eksen (uzunluk), sahada birbirine en uzak olan iki nokta arasındaki mesafeyi, kısa eksen (genişlik) ise uzun eksen hattına dik (90°) bir şekilde uzanan birbirine en uzak iki nokta arasındaki yatay mesafeyi temsil etmektedir (Bondesan vd., 1992; Şimşek 2021: 7). Bu

hesaplama da dairesellik indeksine benzer bir şekilde yapının ait olduğu değer 1'e yaklaştıkça dairesellik artmakta, 1'den uzaklaşması durumunda ise dairesel biçiminin bozulduğunu karakterize etmektedir. Esas uyarlaması dolinler üzerinde yapılan uzama oranı değer indeksine göre aralık skalası ise Basso (2013) tarafından hazırlanmıştır (Tablo 2).

Tablo 2: Uzama oranı değerine dolin sınıflaması (Kaynak: Öztürk, 2018a).

Uzama oranı değeri (R_E)	Şeklin tanımı
1,21'den küçük ($R_E < 1,21$)	Dairesel, yarı dairesel
1,21 ile 1,65 arası ($1,21 < R_E < 1,65$)	Yarı eliptik
1,65 ile 1,8 arası ($1,65 < R_E < 1,8$)	Eliptik
1,8'den büyük ($R_E > 1,8$)	Uzamış

Daha Önce Yapılan Çalışmalar

Erinç vd. (1971)'nin yaptıkları “Burdur Depremi” adlı çalışmada 12 Mayıs 1971 günü Burdur dolayında meydana gelen 6 büyüklükteki depremi ve yol açtığı jeomorfolojik sonuçları analiz etmişler. Çalışmada deprem episantrının Burdur Gölü'nün yakın güneybatısında yer aldığını belirten araştırmacılar, dolayısıyla dolgu taraçalarından müteşekkil olan bu bölgenin depremden en fazla etkilenen alan olduğunu vurgulamışlardır. Depremi ortaya çıkardığı başlıca jeomorfolojik olayları ise Askeriye köyü mevki ve Soğanlı Sivrisi mevkiinde kaya düşmeleri, Burdur'un 3 km kadar doğusundaki Karaburun mevkiinde ve yine Soğanlı Sivrisi mevkiinde göçmeler ve Soğanlı köyü kuzeyinde meydana gelen fay ile Yarıköy-Hacılar mevkiileri arasındaki taraça dolgularındaki yarıklar şeklinde ortaya koymuşlardır.

Erol (1971), “Konya, Tuz Gölü ve Burdur havzalarındaki pluvial göllerin çekilme safhalarının jeomorfolojik delilleri” başlıklı çalışmada Büyük Konya Gölü Havzası'nın son buzul dönemine atfedilen plüvyal dönemde 20-25 m dolaylarında derinliğe sahip bir göle sahip olduğunu ve bu gölün 5 aşamada çekilme göstererek yok olduğunu belirtmiş, bu çekilme izlerinin rastladığı kesimlerde de paleo iklim koşullarına ait izlerin bulunduğunu açıklamıştır. Çekilme evrelerinde meydana gelen morfolojik sistemlerin Tuz Gölü havzasında da benzer yükseltilerde bulunduğunu belirten araştırmacı bu gelişimleri birbirinin kanıtı niteliğinde değerlendirmiştir. Araştırmacı Burdur Gölü çevresinde meydana gelen seki sistemlerini iki ayrı grupta değerlendirmiş

(yüksek ve alçak sekiler), bu seki sistemlerinin de düşey yükseltilerinin (kalınlıklarının) fazla olmaları dışında (göl hacminin söz konusu olan diğer plüvyal göllerden fazla olmasından dolayı) yükselti düzeyleri bakımından diğer göllerden nisbi ölçekte farklara sahip olduğunu beyan etmiştir. Ayrıca göl çevresinin iki düzey yüksek seki, dört düzey alçak seki grubuna ait olduğunu açıklamış, bu seviyelerin son plüvyal devreye rastladığını ifade etmiştir.

Görcelioğlu (1976), “Anadolu Göller Bölgesinde özellikle Burdur Gölü çevresindeki sedimantasyonun yaygınlığı ve önemi” adlı çalışmasında öncelikle erozyon kavramını detaylı bir şekilde açıklamış, hangi faktörlerin erozyona sebep olduğunu ve erozyonun çevresel etkilerini ortaya koymuştur. Devamında Göller Bölgesi’nde en önemli akarsunun Burdur Gölü’ne drene olan Bozçay olduğunu ifade ederek flüvyal erozyon etkisinin fazla olduğunu vurgulamıştır. Ayrıca Burdur Gölü depresyonunun jeolojik zaman çerçevesinde nasıl bir gelişim seyri izlediğini farklı kaynaklardan elde ettiği diyagramlarla analiz etmiştir. Araştırmacı göl havzasında %93’lük bir alanın erozyona maruz kaldığını ve erozyonla mücadele konusunda ne gibi önlemler alınabileceğini ifade etmiştir.

Dumont (1976), hazırladığı çalışmada GB Anadolu tektonizması ve jeolojisi adına önem arz eden Isparta Dirseği ve Antalya Napları’nı incelediği çalışmasında Isparta kıvrımının Üst Kretase’ye kadar bindirmeler dışında herhangi bir tektonik deformasyona uğramadığını, Tersiyer başından itibaren gelişen tektonik hareketlere bağlı olarak kuzeye doğru ters “V” şeklinin geliştiğini ve Isparta Dirseği’nin batı kanadınının (temelde Beydağları otoktonu) bu dönemden itibaren KD-GB yönlü bir yönelim kazandığını ifade etmiştir.

Sungur (1978), “Burdur, Acıgöl depresyonları ve Tefenni Ovası’nın fiziki coğrafyası” adlı çalışmasında bahse konu olan bölgelerin iklim, vejetasyon, bitki örtüsü, hidrolojik özellikleri ve jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerini detaylı bir şekilde analiz etmiş, özellikle Burdur ve Acıgöl depresyonlarının poaleotektonik dönemde kıvrımlanmalar sonucu gelişim gösterdiğine ve Alp Orojenezinin paroksizmal safhasını teşkil eden Oligosen’de kuvvetli bir şekilde deforme olarak bu dönemden sonra aşınım bölgesi haline geçtiğine değinmiştir. Miyosen sonu Pleyistosen başlarında meydana gelen epirojenik yükselme ve sıkışma-gerilme kuvvetlerine bağlı olarak söz konusu

depresyonlarda anaklaşmalar meydana geldiğini ifade etmiştir. Bunların yanı sıra Burdur Gölü Havzası'nın ölkemizin tipik Neojen havzalarından birini oluşturduğunu, Acıgöl depresyonu ve bölgedeki orojenik sistemlerle birlikte KD-GB uzanımlı bir gelişim sergilediğini vurgulamıştır. Depresyon alanlarını çevreleyen yüksek kısımlarda ise Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı formasyonların yaygın olduğunu ve yer yer volkanik serilerin mevcut olduğunu belirtmiş, alçak alanlarda ise Neojen ve Pleyistosen dolgularının yaygın olduğunu vurgulamıştır.

Koçyigit (1984), “Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim” adlı çalışmasında bölgenin tektonik gelişiminin üç safhaya ayrıldığını, bunların; paleotektonik, geçiş ve neotektonik dönem olarak ayırtlandığını ifade etmiştir. Geçiş döneminin birikimli bir molas istifiyle karakteristik olduğunu ifade eden araştırmacı, yerel ölçekte Orta Oligosen genel anlamda bakıldığında ise Geç Miyosen-Pliyosen dönemde meydana gelen neotektonik dönem başlangıcının çekme kuvvetiyle karakteristik verev atımlı faylara bağlı olarak gelişmiş horst ve grabenlerle temsil edildiğini ifade etmiştir.

Nazik (1985), “Beyşehir Gölü (Konya) yakın güneyinin karst jeomorfolojisi” adlı yüksek lisans çalışmasında, Beyşehir Gölü ile Suğla Gölü arasında yer alan sahanın genel jeomorfolojik ve özellikle karst jeomorfolojisine ait şekil ve yapılarını incelemiş, bölgede karstlaşmanın yanal ve düşey doğrultuda büyük değişikliklere uğradığını ifade etmiştir. Bölgenin hidrojeolojik özellikleri üzerinde duran araştırmacı Beyşehir ve Suğla göllerinin yüzeyden arşamba ayı ile Konya Kapalı Havzası'na bağlı olduğunu ifade ederken yer altında gelişmiş hidrolojik sistem dolayısıyla Göksu ve Manavgat ırmakları vasıtasıyla Akdeniz'e drene olduğunu, dolayısıyla yüzeyden kapalı bir havza karakterinde jeomorfolojik gelişim izlenirken hidrolojik açıdan ise dış drenaja açık bir sistemin var olduğunu vurgulamıştır. Bölge morfolojisinin önemli ölçüde Orta-Üst Miyosen'den sonra meydana gelen tektonik hareketler sonucu gelişmeye başladığını belirten araştırmacı, sahanın karstlaşmasını iki farklı döneme ayırmıştır. Birinci safhanın Üst Miyosen'den sonra gelişmiş “olgun karst” alanlarını teşkil ettiğini, ikinci safhanın ise Üst Pliyosen sonrası, Miyosen faylarının canlanmasıyla gelişen “genç karst” alanlarını barındıran jeomorfolojik şekil ve yapılar olduğunu ifade etmiştir.

Yiğitbaşıoğlu (1990), “Burdur Havzası’nda bulunan en yaşlı gölsel iz” adlı çalışmasında, Burdur havzasında yer alan ve Burdur Gölü tarafından oluşturulmuş sistemlerinden en yaşlı gölsel izin Burdur - Tefenni karayolu üzerinde yer alan Yassıgüme köyüne yakın bir mevkiide bulunan Pınarkayası Tepe’de yer aldığını ifade etmiş, bu tepeye bağlı olarak uzanım gösteren tombolo yapısının Burdur Gölü’ne ait en yaşlı gölsel iz (En Alt Pleyistosen) olduğunu vurgulamıştır. Yazar Erol sistemine ait verilerden yararlanarak sahada yer alan düzlük sistemleri ve bunların hangi yükseltiye karşılık geldiğini açıklamıştır.

Nazik (1992) “Beyşehir Gölü güneybatısı ile Kembos Polyesi arasının karst jeomorfolojisi” adlı doktora çalışmasında Orta Toroslar’ın kuzeybatı kanadının iç kesiminde yer alan çalışma sahasının detaylı bir araştırmasını yapmış, araştırma sahasının temelde Isparta Dirseği’nin batı kanadının temel birimleri olan Anamas-Akseki otoktonu ve diğer yapısal birliklerin alt alta veya üst üste gelemesiyle gelişim gösterdiğini ifade etmiştir. Araştırmacı bölgenin jeomorfolojisinin Oligosen’den günümüze meydana gelen tektonik ve iklimik değişimlere bağlı olarak şekillendiğini ifade etmiş, jeolojik zamanlar içerisinde sahanın farklı alanlarının farklı jeomorfolojik şekil ve yapılarla sahip olduğunu vurgulamıştır. Yüzey şekillerinin yanı sıra yeraltı karst oluşumları üzerinde de duran araştırmacı sahada yer alan mağara sistemlerinin üç ayrı zonda gelişim gösterdiğini ifade etmiş, bunları “fosil mağaralar, yarı aktif mağaralar ve geçit konumlu mağaralar” olarak tasniflemiştir. Araştırmacı, bu sistemlerden bağımsız olarak gelişim göstermiş Alt Pleyistosen yaşlı kuyu biçimli düden mağaraların varlığını da ifade etmiştir.

Güneysu (1993), Batı Toroslar’da neotektonik hareketlerin etkisine yönelik yaptığı çalışmada neotektonik hareketler sonucunda meydana gelen düşey yönlü blok hareketleri ile faylanmaların karstlaşmanın gelişmesinde önemli rol oynadığını, düşey blok hareketlerin Geç Miyosen-Pliyosen başı, Geç Pliyosen - Pleyistosen başı ve Orta Pleyistosen - Kuvaterner dönemler boyunca düşey doğrultulu bir şekilde gelişim gösterdiğini ifade etmiştir. Yine araştırmacı Orta Miyosen zamanının neotektonik dönemin başlangıcı olduğunu ve bölgenin tektonizmasında bu dönemden sonra meydana gelen tektonik hareketlerin bölgedeki horst-graben sistemlerinin gelişmesinde ana faktör olduğunu ifade etmiştir. Ayrıca tektonizmaya bağlı blok yükselme ile bölgedeki karst taban düzeyi (KTD) ve morfolojik taban düzeyi (MTD) seviyelerinin

derinleştğini, bağlı olarak polisiklik karst topoğrafyalarının meydana geldiğini vurgulamıştır.

Karaman (1994), araştırmasında Isparta-Burdur arasının jeolojik ve tektonik özelliklerini incelemiş, bölgede yer alan kaya birimlerinden Kretase yaşlı Söbüdağ ve Senirce formasyonları ile Tersiyer yaşlı Kızılkırma ve Kayaköy formasyonlarının otokton, Gökçebağ ofiyolitli karmaşığı ve Akdağ kireçtaşı birliğinin allokton konumlu olduğunu ifade etmiştir. Yine çalışma içerisinde Geç Miyosen-Pliyosen başlarında aktif olan Gölcük volkanizmasına ait materyallerin de Gölcük formasyonunu teşkil ettiği ifade edilmiştir. Bölgede yer alan ters veya bindirme faylarının yanı sıra kıvrım eksenlerinin KB-GD doğrultulu olduğu, ana normal faylar ve kırık sistemlerinin ise KD-GB doğrultusunda uzandığı açıklanmıştır. Bölgede ortaya çıkan tüm yapısal gelişimlerin ise KD-GB sıkışma ve KB-GD gerilme kuvvetlerinin etkisiyle gelişmiş olabileceğine değinilmiştir. Burdur Havzasının yakın güneyini teşkil eden bu çalışma sahasının bilhassa tektonik özellikleri Burdur Havzası'nı da önemli ölçüde ilgilendirmektedir.

Hançer (1996), "Isparta güneyi, Ağlasun - Bucak civarının jeolojik ve tektonik özellikleri" adlı çalışmasında inceleme sahasında yer alan formasyonları esas olarak otokton, allokton ve volkanik kökenliler olmak üzere 3 gruba ayırmış, otokton birimlerin Kretase'den Pliyosen'e kadar olan süreçte gelişmiş kayaç grupları olduğunu, allokton birimlerin Alt Miyosen sonunda sahaya yerleşen Isparta ofiyolitli karışığı ve Akdağ kireçtaşı olduğunu, volkanik birimlerin ise Mesozoyik içerisinde denizel ortamda gelişim gösteren Susuzköy Bazaltları olduğunu ifade etmiştir. Bölgede Miyosen'den önce D-B ve KD-GB yönlü hâkim olan gerilme rejimine bağlı olarak önce K-G devamında ise KD-GB yönlü normal fayların meydana geldiğini belirten araştırmacı Alt Miyosen sonunda (Burdigaliyen) bölgede hâkim olan sıkıştırma kuvveti denetiminde allokton birimlerin batıdan doğuya doğru bindirmeler halinde bölgeye yerleştiğini belirtmiştir. Bu dönemden sonra Miyosen öncesi tüm birimlerde K-G yönlü kıvrımlanmalar, D-B doğrultulu tansiyon çatlakları ve KD-GB, KB-GD yönlü makaslama süreksizlikleri geliştiğini ifade etmiştir.

Kurt (2000), "Batı Toros polyeleri (Jeomorfolojik etüt)" adlı çalışmasında GB Anadolu'da bulunan ve batıdan Dalaman Çayı, doğudan ise Manavgat Nehri ile sınırlı

bölgede yer alan sahadaki polyelerin jeolojik, jeomorfolojik ve hidrolojik incelemelerini yapmıştır. Çalışma içerisinde Toros kuşağının jeolojik geçmişine değinen araştırmacı Mesozoyik boyunca Tetis Denizi içerisinde çökelen karbonat çamurlarının Tersiyer başlarından itibaren sıkışıp yükselme ve aynı zamanda diyajeneze uğramasıyla günümüz konumunu aldığını belirtmiş; ayrıca karbonat çamurların gelişim gösterdiği süreçte denizaltı volkanizmasının ürünü olan silisli unsurların günümüzde silttaşı, radyolarit vb. şekilde aflörmanlar verdiğini ifade etmiştir. Araştırmacı bölgedeki jeolojik gelişimi iki farklı birim altında değerlendirmiştir. Bunlardan birincisi Mesozoyik boyunca Tetis Denizi ortamında çökelen karbonatlı otokton birimler, ikincisi ise Tersiyer başlarından itibaren bölgede etkili olan tektonik hareketler sonucu kırılma ve parçalanmaların ortaya çıkardığı tortulanmalardır. Bölgede hâkim olan blok yükselme rejiminin yanı sıra tektonik etkilerle parçalanma sonucunda gelişim gösteren depresyonlar çevredeki yüksek alanların MTD'si haline gelmiş ve birer depolanma alanı olmuşlar ve allokton birimler olarak değerlendirilmişlerdir. Aynı zamanda Tersiyer başlarından itibaren bu birikimler üzerine gelen bindirme formasyonları da allokton birimler içerisine dahil edilmiştir. Polyelerin gelişiminde ise birincil etkenin tektonik faaliyetler sonucu kırılmalarla ortaya çıkan zayıf zonların karstlaşması olduğunu vurgulayan araştırmacı karstik ve karstik olmayan formasyon dokanaklarında gelişen polyelerin de mevcut olduğunu ve polyelerin yanal yönde kartlaşmasında bu litolojik uyumsuzlukların yön verici olduğunu belirtmiştir.

Kahraman (2000), Kemer ilçesine bağlı Elmacık köyü mevkiinde yer alan omurgalı fosil yatağı bölgesinde yaptığı jeomorfolojik incelemede bölgede Üst Pliyosen peneplenine ait karasal oluşukların vertebral fosiller barındırdığını, bu dönemde oluşmuş formasyonların özellikle Burdur ve Tefenni depresyonlarının doğu kesimlerinde faylanma ile sınırlandığını ve burada yer alan tabakaların tilting yaparak GD yönünde eğimlendiğini belirtmiştir. Yine neotektonik hareketlerin etkisiyle aşınım alanı ile taban düzeyleri arasında meydana gelen seviye farkına bağlı olarak Alt Kuvaterner'den itibaren akarsuların yataklarını derine kazması suretiyle bölgedeki dolgu birimler üzerinde arızalı bir topoğrafya ortaya çıktığını, dolayısıyla paleo aşınım yüzeylerinin parçalı bir görünüm kazandığını açıklamıştır.

Kahraman (2006), Burdur Gölü Havzası'nda yürüttüğü araştırmasında havza içerisinde yer alan paleodrenaja (Kuvaterner öncesi akarsu şebekelerine bağlı gelişen)

ait vadilerin tektonizmanın da etkisiyle farklı konum ve şekiller aldığını ifade etmiştir. Araştırmacı eski vadi sistemlerini üç kateogriye ayırmıştır. Bunlar: (a) Yüksek alanlarda asılı vadi şeklinde kalmış vadi oluğu parçaları. (b) Üzerlerindeki örtü formasyonlarının aşınması sonucu ortaya çıkmış eski vadiler. (c) Güncel akarsuların kısmen takip ettiği eski akarsu olukları. Araştırmacı ayrıca bu vadi sistemlerinin konumlarına bakılarak sahada dikey atımla ortaya çıkan dislokasyonların da ortaya konulabileceğini ifade etmiş ve örneklemiştir.

Kahraman (2007), “Burdur Havzası’nda kütle hareketleri ve yarılmaların jeomorfolojik özellikleri” adlı çalışmasında yaklaşık 6400 km² alana sahip olan Burdur Havzasının Pliyo-Kuvaterner zamanda meydana gelen blok faylanmalarla graben alanı haline geldiğini ifade etmiş, bölgede paleotektonik sürecin bindirmelerle, neotektonik dönemin ise levha içi genişleme ile karasal dolgulanmalarla karakterize olduğunu vurgulamıştır. Bununla birlikte Miyosen’den itibaren sahada etkili olan gerilme kuvvetine bağlı olarak gelişen havzanın pull-apart karakterde bir havza olduğuna değinmiştir. Ayrıca 1914, 1962 ve 1971 depremlerine değinerek bölgenin aktif tektonik bir saha olduğunu ifade etmiştir. Bununla birlikte bu depremlere bağlı olarak havza içerisinde kütle hareketlerinin meydana geldiğini vurgulamıştır. Yine araştırmacı bölgede meydana gelen KD-GB yönlü faylanmalar sonucu ayrılan blokların batı kenarlarının kuvvetten kurtulması sonucunda tiltlenmesiyle yükseldiğini ve eğim kazandığını, dolayısıyla kütle hareketlerine elverişliliğinin arttığını açıklamıştır. Yerleşim yerlerinden uzakta meydana gelen bu kütle hareketlerinin yakın bir süreçte yerleşim alanlarını da tehdit edeceği araştırmacının değindiği bir diğer husustur.

Yiğitbaşıoğlu ve Uğur (2010), yaptıkları “Burdur Gölü Havzası’nda arazi kullanım özelliklerinden kaynaklanan çevre sorunları” adlı çalışmada Burdur Gölü’nün KD-GB yönlü Fethiye-Burdur fay zonundaki grabenleşme alanında gelişim gösterdiğini ve aynı zamanda havzanın en derin noktasının göl tabanında bulunduğunu vurgulamıştır. Burdur Gölü’nün göller yöresinde yer alan üçüncü en büyük göl alanı olduğunu ifade eden araştırmacılar aynı zamanda Ramsar Sözleşmesi kapsamına bir kuş cenneti olduğunu ifade etmiş, gölün temel olarak kirlilik ve su seviyesinde azalma sorunlarıyla baş başa olduğunu açıklamışlardır. Bu sorunların temelde arazi kullanım özelliklerindeki yanlışlıklara ve yanlış planlamaya bağlı olarak ortaya çıktığını ifade

eden araştırmacılar sorunlara yönelik çözüm önerilerine de çalışma içerisinde yer vermişleridir.

Nazik ve Tuncer (2010), “Türkiye karst morolojisinin bölgesel özellikleri” adlı çalışmalarında, kökensel ve şekillendirici faktörler denetiminde gelişim gösteren Türkiye karstını morfometrik ve morfojenetik özelliklerine göre birbirinden ayırarak aralarındaki farklılıkları detaylı bir şekilde açıklığa kavuşturmuş ve bu doğrultuda 6 karst bölgesi ve 9 karst alanı belirlemiştir. Bu doğrultuda belirlenen alanlar; (1)Toros Dağları Karst Bölgesi (*Orta Toroslar karst alanı, Batı Toroslar karst alanı*), (2)Batı Anadolu Karst Bölgesi, (3)Karadeniz ve Trakya Karst Bölgesi (*Trakya ve Batı Karadeniz Dağları karst alanı, Orta ve Doğu Karadeniz Dağları karst alanı*), (4)Orta Anadolu Karst Bölgesi (*Yukarı Kızılırmak havzası karst alanı, Kapalı havza karst alanı, Yukarı Sakarya havzası karst alanı*), (5)Doğu Anadolu Karst Bölgesi (*Plato Karst Alanı, Kıvrımlı Kuşak karst alanı*), (6)Güneydoğu Anadolu Karst Bölgesi şeklindedir. Araştırmacılar Batı Toroslar karst alanının batıda Ege Denizi’nden başlayıp doğuda Isparta dirseği ve kuzeyden Menderes masifi ile sınırlı bir alanda kaldığını, temelde Beydağları otoktonu olmak üzere güneyde Jura-Kretase kireçtaşlarından müteşekkil Antalya naplarından, üst kesimlerde ise Triyas-Jura-Kretase dönemde gelişim göstermiş ve bölgeye yerleşme hareketleri Orta Miyosen başında (Alt Langiyen) olan Likya Napları’na ait karbonatlı birimlerden oluştuğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar bu karstik birimlerin alttan veya yanlardan karstlaşmaya elverişsiz olan ofiyolit serilerle çevrili olduğunu açıklamışlardır. Sahada orojenik uzanımın KD-GB olduğunu ve bu uzanımların KB-GD ve K-G faylarla parçalandığını belirten araştırmacılar bu faylanmaların bölgedeki yüzey ve yeraltı drenajının birbiri ile bağlantı kurmasını sağladığını belirtmişlerdir. Bu çalışmaya göre araştırma sahası Toros Dağları Karst Bölgesi’nin Batı Toroslar karst alanı sınırları içerisinde kalmaktadır.

Kahraman (2015), “Burdur ilinde doğal anıt örnekleri” adlı çalışmasında Burdur il sınırları içerisinde jeomorfolojik olarak gelişim gösteren turizm potansiyeline sahip karakteristik şekilleri analiz etmiş, bu şekillerin çoğunlukla Mesozoik kalkerler ve Üst Neojen göl formasyonları üzerinde ortaya çıktığını vurgulamıştır. Ayrıca bu morfolojik oluşumların tektonik faaliyetler, iklimsel değişimler, karstlaşma ve kütle hareketleri gibi faktörlere bağlı olarak ortaya çıktığını ifade etmiştir. Yine çalışma içerisinde yer verilen “Sülüklü Göl” doğal anıtının karstik erozyon sonucu meydana

gelen dolin yapısı içerisinde yer aldığı ve yıl boyu su bulunduran bir göl olduğu açıklanmıştır. Üst kesimi 300 m çapında olan dolinin gölü, 50 m çapında ve 1335 m yükseltide olduğu açıklanmıştır. Söz konusu doğal anıt unsuru olan “dolin” araştırma sahasının sınırları içerisinde yer almaktadır.

Hançer ve Kaya (2016), “Burdur fayının Çendik-Yassıgüme segmenti üzerindeki paleosismoloji çalışması ilk sonuçları” adlı incelemelerinde KD-GB uzanımlı Fethiye-Burdur Fay Zonu’nun 300 km uzunluğa sahip olduğunu, bu fay sisteminin bütün bir gelişimden ziyade üç ana farklı segmente ayrıldığını ifade etmişlerdir. Bu segmentler KD’dan GB’ya doğru Gölhisar-Gökçebağ Segmenti, Burdur Segmenti ve Çendik - Yassıgüme segmenti olarak nitelendirilmiştir. Araştırmacılar ayrıca bu fay zonunun sol oblik yanal atımlı bir fay karakterinde olduğunu ve aktif olarak mevcudiyetini devam ettirdiğini ifade etmişlerdir. Çalışmada Burdur’un güneybatısında yer alan Burkent mevkiinde hendek açılarak radyokarbon yaş analizi yapıldığı ve bu veriler ışığında 1914 yılına ait olduğu düşünülen bir yüzey kırığının tespit edildiği ifade edilmiştir. Yine açılan hendekte tespit edilen fayın M.Ö. 53 yılı depremiyle meydana gelmiş olabileceği, M.Ö. 2250 yılı dolaylarında tektonik bir yırtılmanın meydana gelmiş olabileceği savı öne sürülmüştür. Ayrıca Çendik-Yassıgüme segmenti inceleme sahasına yakın bir konumda bulunması dolayısıyla da bu araştırma bölgesi için büyük önem arz etmektedir.

Nazik ve Poyraz (2017), tarafından hazırlanan “Türkiye karst jeomorfolojisi genelini karakterize eden bir bölge: Orta Anadolu Platoları karst kuşağı” adlı çalışmada Anadolu’nun birbirinden morfojenetik ve morfometrik özellikleri bakımından büyük farklılıklar göstererek ayrılan karst bölgeleri açıklanmış ve araştırmacılar, Nazik ve Tuncer (2010) tarafından hazırlanan Türkiye karst bölgeleri sınıflamasında (6 ana karst bölgesi ve 9 karst alanı) değişiklikler yaparak karst alanını 11’e ayırmışlardır. Bu sınıflamada yapılan değişiklik Trakya ve Karadeniz Dağları Karst Bölgesi’nde yapılmış ve karst bölge (a)*Trakya karst alanı*, (b)*Batı Karadeniz Dağları karst alanı*, (c)*Orta Karadeniz Dağları karst alanı* ve (d)*Doğu Karadeniz Dağları karst alanı* şeklinde düzenlenmiştir. Araştırma sahası Toros Dağları Karst Bölgesi’nin Batı Toroslar karst alanı sınırları içerisinde kalmaktadır. Araştırmacılar çalışmalarında esas olarak karstik şekillenme ve çok dönemlilik üzerinde etkili olan tektonik hareketlere bağlı olarak şekillenen Orta Anadolu bölgesinde (Bafra ve Çarşamba deltaları - Çukurova, Antalya

traverten platosu - Sakarya Ovası) gelişim gösteren platolar (Küre Dağları çevresi platoları, İç Anadolu Platoları ve Taşeli Platosu) üzerinde karstlaşmanın kökensel ve jeolojik etkinlikler denetiminde ortaya çıkardığı yanal ve düşey yönlü şekillerin, Türkiye karst morfolojisinin genelini karakterize eden şekil ve yapılardan meydana geldiği hususu üzerinde durmuşlardır.

Yarıcı ve Yağbasan (2018), hazırladıkları çalışmada Burdur Gölleri havzasına ait jeo-hidrolojik özellikleri belirlemek amacıyla CBS yardımıyla havzanın sınırları, alanı bölgede yer alan göllerin akım yönleri, su toplama alanları, eğim, bakı, yüzey drenaj ağı gibi özelliklerini belirlemişler, bu ve benzer çalışmaların sürdürülebilir nehir yönetim planlamalarında faydalı kaynaklar teşkil ettiklerini vurgulamışlardır.

Tuncer (2018), “Sakarya Nehri - Göynük Çayı - Çatak Çayı arasındaki sahanın karst jeomorfolojisi” adlı çalışmasında Karadeniz Bölgesi’nin Batı Karadeniz Bölümü’nde ve büyük ölçüde Bilecik il sınırları içerisinde kalan sahanın karst jeomorfolojisine ait gelişimlerini detaylı bir biçimde analiz etmiş, bölgenin Anatolid ve Torid tektonik birliklerinin kesişim noktasında yer alması ve Orta Miyosen’den itibaren bölgede hakim durumda olan epirojenik hareket ve kuvvetlerin tesiriyle doğrultu ve düşey atımlı fayların oluşması sonucu yanal ve düşey doğrultuda karmaşık bir karst sisteminin gelişim gösterdiğini vurgulamıştır. Araştırmacı sahanın jeolojik özelliklerine dair geniş ölçekli bilgiler sunarak karstlaşmanın da jeolojik özelliklere göre dağılışı gösterdiğini açıklamış ve bölgedeki jeolojik formasyonları esas olarak “Temel birimler, Karakaya formasyonu ve Örtü birimleri” şeklinde üç ana grupta analiz etmiştir. Bölgenin jeomorfolojik gelişiminde Miyosen’den itibaren meydana gelen tektonik olaylar, iklimatik salınımlar ve flüvyal aşındırma ve biriktirme faaliyetlerinin yanı sıra esas itibarıyla karstlaşmanın rol oynadığını ifade etmiştir. Araştırma sahasının morfolojisine karakteristik özelliğini veren şekil ve yapıların esas itibarıyla Pliyosen yüzey sistemine ait olduğunu belirten araştırmacı, bu sistemin 1100-1300 metreler arasında gelişim gösterdiğini ve aşınım yüzeyi, D-B yönlü asılı vadi sistemleri, flüvyo-karstik uvala ve polyelerin yanı sıra mağaralardan oluştuğunu açıklamıştır.

Şimşek (2018), “Orta Toros karst alanı içerisinde kalan Geyik Dağı Kütlesi’ndeki karstik depresyonların dağılışı ve bu dağılışı etkileyen faktörler”e yönelik yaptığı çalışmada plato karakterinde olan bölgenin 2.108 km² alana sahip

olduğunu ve içerisinde 23.785 adet dolin, 1.814 adet uvala olmak üzere toplam 25.599 karstik depresyon barındırdığını ifade etmiş, bu depresyonlara ait morfometrik analizler yaparak yönelim ve uzanımları konusunda oransal veriler ortaya koymuştur. Bölgede karstlaşma hızını ölçmek amacıyla 3 ayrı bölgede 8 mikro erozyon istasyonu kuran araştırmacı karstik erozyonun yıllık hızını 0.33 mm olarak saptamıştır. 1800-2100 m aralığındaki sahanın, inceleme bölgesindeki dolin ve uvala miktarının %44'ünü barındırdığını belirten araştırmacı bu kuşağın dolin zonunu oluşturduğunu ifade etmiştir. Araştırmacı, bölgede karstik şekillerin dağılışında rol oynayan temel faktörün tektonizmaya bağlı olarak gelişen kırık ve çatlak sistemleri olduğunu belirtmiş, bunun yanı sıra paleo vadi sistemlerinin de dolin yoğunlukları ve dağılışı üzerinde etkili olduğunu vurgulamıştır.

Şimşek vd. (2020), “Polyelerin sınıflandırılması ve Türkiye’den örnekler” adlı çalışmada, polyelerin oluşum ve gelişim özellikleri üzerindeki uluslararası çalışmaları değerlendirmiştir. Özellikle Ford ve Williams (1989) tarafından hazırlanan sınıflama üzerinde duran araştırmacılar, polyelerin oluşum özelliklerinin sadece morfolojik açıdan değerlendirilemeyeceğini, jeolojik ve tektonik etkenlerin de göz önünde bulundurulması gerektiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar ayrıca Ford ve Williams (1989) sınıflamasında “kenar polye, yapısal polye, taban seviyesi polyesi” olarak ayrılan polyelerin gelişimlerinde sadece bir türde gelişimin değil birden fazla türde gelişimin de etkili olabileceğini Toros Kuşağı’nda yer alan karakteristik polye gelişimleriyle örneklemiştir.

Şimşek vd. (2021), Toros Kuşağı boyunca gelişim göstermiş polyelerin dağılımı ve morfometrik özellikleri hakkında yaptıkları çalışmada 175 adet polye tespit etmiş, polye yoğunluğunun en fazla olduğu sahanın Isparta Büklümü içerisinde yer aldığını ifade etmişlerdir. Tespit edilen polyelerin %90'ının taban yükseltilerinin 447-1865 metreler arasında bulunduğunu belirten araştırmacılar aynı zamanda bu polye yapılarının %65'inin yüzölçümü bakımından 10 km²'den küçük alana sahip olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacıların üzerinde durdukları esas konu ise polyelerin morfometrik özellikleridir. Bu doğrultuda polyelerin uzun ve kısa eksenlerine ait oranları esas alarak uzama oranlarını ve yapısal şekillerine göre dairesellik indisini hesaplayan araştırmacılar, uzama oranının tektono-karstik polyelerde daha fazla olduğunu, dairesellik indisinin ise flüvyal etkenlerin baskın denetiminde şekillenmiş

polyelerde fazla olduğunu ifade etmişlerdir. Araştırma sahasındaki polye sistemleri de (Kapaklı (Kurucaova), Aziziye ve Bozlar) değerlendirilmiş ve analizleri verilmiştir.



BİRİNCİ BÖLÜM

GENEL JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLER

1.1. Araştırma Alanının Genel Jeomorfolojisi

Kestel Dağı'nın batı eteklerinde yer alan polye sistemleri, bu yapıların batısında karakteristik bir şekilde gelişmiş ve akarsular tarafından parçalanıp yer yer plato karakteri almış yatay Pliyosen yüzeyler (Kahraman, 2000) ve kuzeyinde ekshüme yüzeylerle karakteristik olan araştırma sahası gerek tektonik bindirmeler gerekse Burdur ve Karataş depresyonlarının düşey yönlü hareketlerden etkilenmesi sonucunda bugünkü morfolojisini kazanmıştır. İnceleme alanının doğusu, bindirmelerle karakteristik bir biçimde jeolojik ardalama gösteren (Yeşilbarak Napı; Marmaris Ofiyolit Napı, Domuzdağ Napı) Kestel Dağı ile sınırlıdır. Dik bir yamaç yapısına sahip bu dağ kütlesi, alanın gerek yağış ve sıcaklık gerekse drenaj özelliklerini belirlemesi dolayısıyla sahanın morfolojik gelişiminde önemli bir etken olmuştur. Nitekim yükseltisi dolayısıyla yağış miktarının artmasını sağlamasının yanı sıra B-GB yönlü gelen yağışlı cephelerin önünde bir set gibi uzanması (bakı etkisi) orografik karakterli yağışların oluşmasına sebebiyet vermektedir. Bu doğrultuda dağın zirve alanlarında bulunan Dutdere kireçtaşları yağışlarla beslenerek yeraltı drenajını güçlendirmekte, bu birimin altında yer alan ve geçirimsiz bir karakter ihtiva eden Kızılcadağ melanaj ve olistostromları dolayısıyla tünemiş kaynaklar yamaç boyunca çıkmaktadır. Yine bu geçirimsiz yüzey (Kkzm) üzerinden polye tabanlarına doğru gelişen drenaj ağı, yamacın hızlı bir biçimde aşınıp gerilemesine neden olmaktadır. Öyle ki bu melanaj birimi fiziksel parçalanma bakımından dirençsiz bir karakterdedir. Bu etkenler dolayısıyla dağın yamaç alanlarını dikleştiren olayın akarsuların geriye aşındırmasına bağlı olarak geliştiği söylenebilir. Ancak bu gerilemeyi sınırlayan faktör bölgede yer alan orman örtüsüdür. Sahadaki orman örtüsü, yüzeysel akışı yavaşlatması ve kökler vasıtasıyla hümkik asit salgılamasının yanı sıra parçalanma ve taşınma üzerinde iki yönlü rol oynar. İlk olarak köklerin kırık ve çatlak sistemlerini genişletmesi dolayısıyla parçalanmayı arttırır ve dolayısıyla aşınımı kolaylaştırır. Diğer yandan köklerin bir ağ gibi gelişmesi dolayısıyla zemindeki taşınmayı yavaşlatır. Bu dağın yamaçlarında ve diğer yükseltilerde kızılçam, karaçam, ardıç ve meşe formasyonları geniş alanlarda yaygınlık gösterir. Yine dağ yamaçlarından aşınarak polye tabanına inen çözünmesiz unsurlar ve

Kızılcadağ melanj ve olistostromu ile polye tabanından yüksek kesimlere kadar uzanıp keşişen Yeşilbarak Napına ait Elmalı formasyonu bünyesindeki karstik erozyona duyarlı olan kumtaşı, kilitaşı, silttaşı vb. ürünler, yarı karstik özellikteki Elmalı formasyonunun karstik birimlerinin aşınıp taşınması ve lateral karstlaşma dolayısıyla polye tabanlarını kaplamıştır. Bu duruma bağı olarak tabanda yer alan geçirimsiz örtü, polyelerin yanal yönde gelişmelerine katkıda bulunmaktadır. Yine polyelerin tamamen içinde geliştiği Elmalı formasyonu yaklaşık 750 m kalınlık ihtiva etmekte ancak jeolojik dokusu dolayısıyla yeraltı mağara ve düden sistemlerinin oluşmasına olanak vermemektedir. Bu etken de yağış sularının daha fazla yüzeyde kalmasına ve dolayısıyla polye ve depresyon tabanlarında yanal erozyonun hızlanmasına neden olmaktadır. Nitekim Aziziye ve Bozlar polyeleri tamamen Elmalı formasyonuna ait birimler içerisinde gelişmişken Kapaklı Polyesi Dutedere kireçtaşları ile Elmalı formasyonunun dokanak kesiminde ve büyük ölçüde Elmalı formasyonu üzerinde gelişim göstermiştir. Bu durum dolayısıyla yanal yönlü karstik erozyon en fazla Aziziye ve Bozlar polyelerinde görülmektedir (Foto 1).

Araştırma alanının batı kesimi, polyelerin akaçlanma yatakları olan flüvyokarstik yapıların Pliyosen denüdasyon yüzeyleri (DIII) (Erol, 1989, 1993) içerisinde uzanım gösterdiği nihai alanlara göre sınırlanmıştır. Çalışma bölgesinin orta ve güney kesimlerinde gelişim göstermiş polye sistemleri de Pliyosen'e ait DIII yüzeyler tarafından çevrelenmiştir (Şekil 2). Bu yüzeyler akarsular tarafından derince yarılarak parçalanmış ve birçok alanda plato karakteri kazanmıştır (Şekil 2). Bölgede Elmalı Formasyonuna ait birimlerin yüzlek verdiği bu plato alanları Burdur depresyonu yönlü Burdur (Çameli) formasyonları ile yüzeylenmektedir (Kahraman, 2000). Bölgede çok dönemliliğin karakteristik göstergesi olan bu plato görünümlü yüzeyler Üst Pliyosen peneplesleşme safhasında gelişmiştir. Sürecin devamında bölgede meydana gelen blok hareketlerin canlanması ve faylanmalar dolayısıyla Pliyosen yüzeylerle birlikte horst konumu alan bölgeler tektonik yükselme sonucu peneples yüzeylerden sıyrılırken Burdur Kuvaterner gölü havzasında karakteristik bir şekilde parçalanmıştır. Söz konusu olan bu yüzeyler bazı alanlarda, özellikle çalışma alanının batı sınırında ve Tefenni (Karataş) Havzası yönünde dil yapısında uzanımlar halinde parçalanmışlardır (Kozan vd., 1993). Sahanın orta ve kuzey kesiminde ise Elmalı formasyonu ile Dutedere kireçtaşlarının dokanak hattında gelişen Sinop Polyesi, tamamen Dutedere kireçtaşları

üzerinde gelişen Aksu Polyesi ve Kızılcaadağ melanj ve olistostromları ile Pliyosen örtü birimleri denetiminde gelişen Üçboğaz ve Yeşildağ polyeleri yer alır.



Foto 1: Aziziye ve Bozlar polyeleri ile bunları çevreleyen Üst Miyosen (DII) ve Pliyosen (DIII) yüzeyler

Sinop Polyesi'nin B-KB bölgesi yer yer birbiriyle birleşmiş konumda flüvyokarstik sistemlerle örülüdür. Drenaj dağılımının ortasında yer alan Çal Tepe (1657 m) Dutdere kireçtaşlarından müteşekkildir ve üzerinde küçük büyük birçok dolin bulunur. Bölgede tamamen karstik özelliklere sahip Dutdere kireçtaşları içerisinde gelişmiş Sinop Polyesi bulunur. Yine sahada yer alan flüvyokarstik depresyon ve uvala yapıları Kızılcaadağ melanj ve olistostromları ile Dutdere kireçtaşlarının dokanak noktalarında, bazı kısmi alanlarda konglomeralar ile Çameli formasyonlarının Dutdere kireçtaşları ile kesiştiği sınırlar boyunca gelişmiştir.

Araştırma alanında Alt-Orta Miyosen yaşlı DI yüzeyleri (1900-2300 m) (Erol, 1989, 1993) Kestel Dağı'nın sırt uzanımı boyunca karakteristik bir şekilde gelişim göstermektedir; Üst Miyosen'de gelişen DII (1550-1700 m) yüzeyleri ise sahanın kuzeybatı kesiminde yer alan (Bereket köyü kuzeydoğusu) tepelik alanlarda yer yer görülmektedir (Foto 2). Bununla birlikte DII yüzeyleri Yeşildağ köyünün kuzeybatı kesimindeki sırt kuşağı boyunca da yer yer gelişim göstermiştir. Bu yüzeyler Kestel Dağı yamacının bir kademe alt alanında yer alır ve büyük ölçüde bozulmuş bir yapıdadır (Foto 2). DIII (1350-1450 m) yüzeyleri Üst Pliyosen penneplenleşme safhasının karakteristik yapılarıdır ve Pliyo-kuvaterner'de meydana gelen tektonik hareketler ve iklimsel salınımların etkisine bağlı olarak, Burdur depresyonunun derinleşmesi ve Burdur Kuvaterner Gölü'nün seviyesinin alçalması sonucunda akarsularla derin biçimde parçalanmışlardır. Bu plato görünümlü yüzeyler araştırma

sahasının batı ve güney sınırlarında yaygın olarak gözlenir. Birçok flüvyokarstik vadi ve depresyonlar bu platoluk alanların üzerinde ve içerisinde gelişim göstermiştir (Foto 1). DIV (1250-1300 m) olarak gösrerilen Alt Kuvaterner yüzeyleri araştırma alanının orta ve güney kesiminde yer alan Kapaklı, Aziziye ve Bozlar polyelerinin kenarlarında, yer yer DIII düzeylerinin içerilerinde veya aşağı uzantıları şeklinde karakteristik bir gelişim göstermiştir (Şekil 2). Bu yüzeyler keskin dikliklerden yoksundur ve düşük eğimlerle polye tabanlarına bağlanırlar. Araştırma alanının yaşlandırması yapıldığında olgunluk aşamasında bir topoğrafya olduğu ortaya çıkmaktadır.

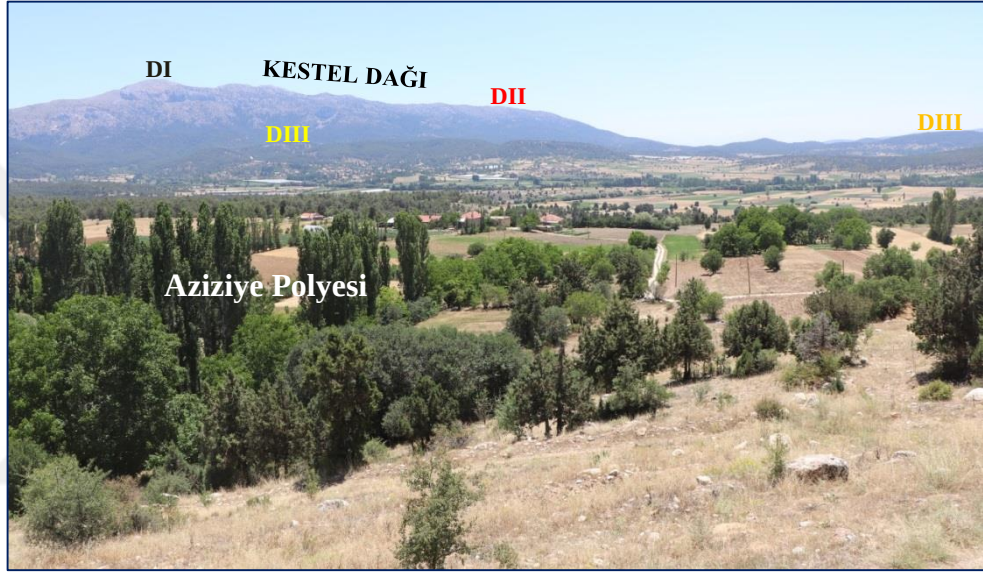
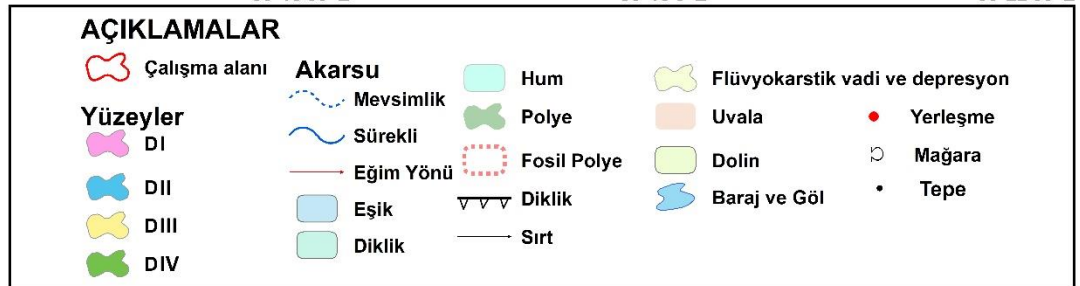
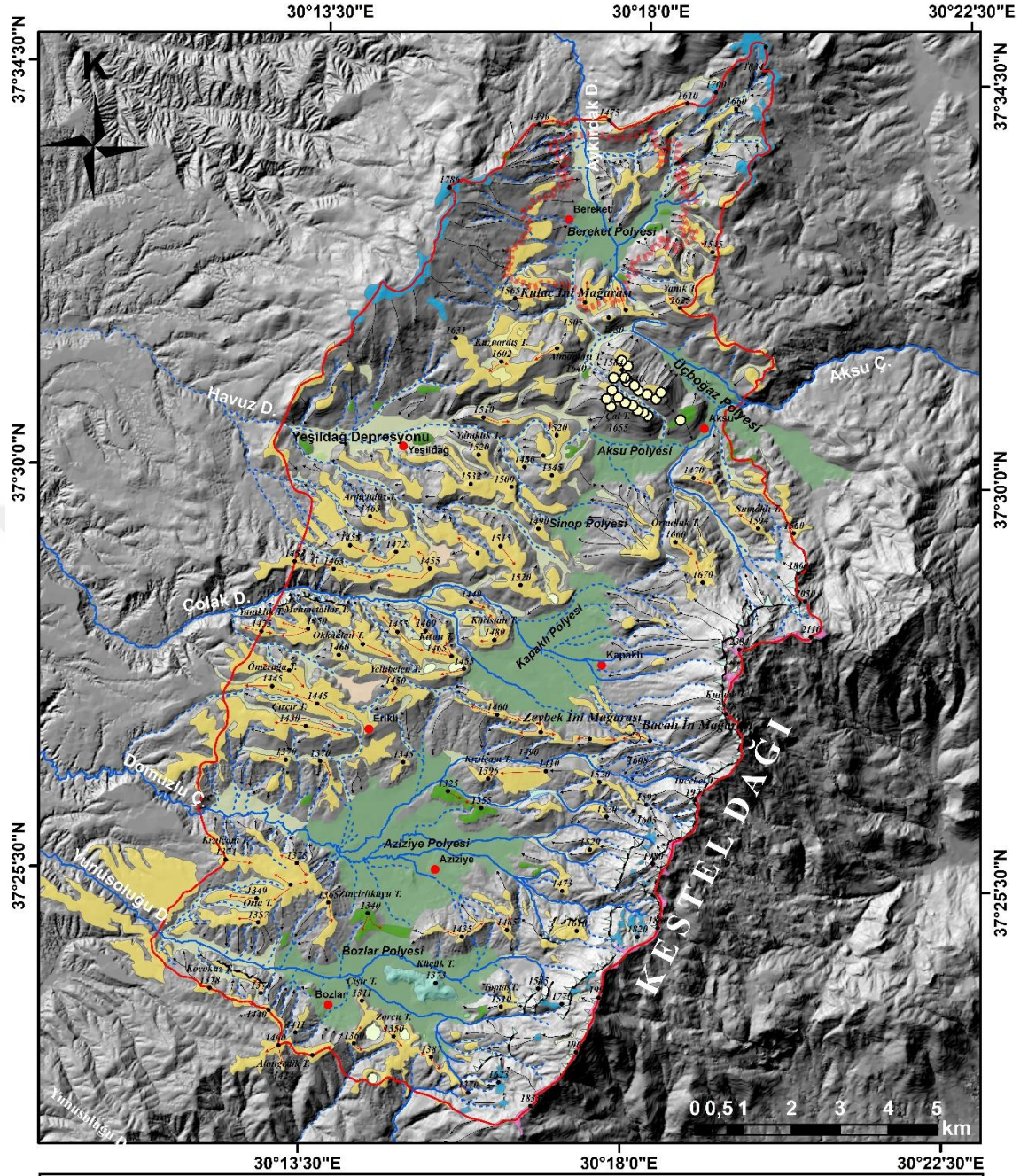


Foto 2: Kestel Dağı üzerinde ve eteklerinde yüzey sistemleri



Şekil 2: Araştırma sahasının jeomorfoloji haritası

1.2. Jeomorfolojik Evrim

Araştırma sahası ve yakın çevresinin morfolojik evrimi, son hareketi Alt Miyosen’de meydana gelen ve ülkemizin en genç bindirme yapıları olan Likya Napları ile yine bu dönem içerisinde sahaya yerleşen ve Beydağları otoktonu ile Likya Napları arasında bulunan Yeşilbarak Napına ait birimlerin denetiminde gelişim göstermiştir. Bu doğrultuda araştırma alanı Likya Naplarının yerleşimini takiben (Alt Miyosen) bir aşınım safhası yaşamıştır. Bu aşınım evresinin karakteristik kanıtları Likya Naplarına ait Kızılcadağ melanj ve olsitostromu ile yine Likya Naplarının en üst bindirmesi olan Dutdere kireçtaşlarının Yeşilbarak Napına ait formasyonlar üzerinde klipler halinde kalmış olmasıdır. Nitekim Aziziye köyünün doğusunda kalan Kestel Dağı yamaçlarında ve Kapaklı köyünün bulunduğu sahada bulunan Dutdere kireçtaşları bu durumu kanıtlar niteliktedir (Şekil 3). Orta-Üst Miyosen dönemden sonra saha ve çevresinde belirgin bir şekilde etkinlik gösteren neotektonik hareketler dolayısıyla özellikle Alt-Orta Pliyosen’de Burdur-Tefenni havzaları boyunca bölge doğrultu atımlı faylanmalarla birlikte pull-apart (çek-ayır) karakterde havza halini almış ve bu alan Pliyosen gölü ile kaplanmıştır. Bu duruma bağlı olarak bölgede Çameli (Burdur) formasyonu olarak nitelendirilen kıltaşı, silttaşı vb. gölsel sedimantasyon ürünleri gelişmiştir. Pliyosen dönem sonunda bölgede hâkim olan göl alanı karalaşmıştır (Kozan vd., 1993). Çalışma alanından çıkan ve batı yönünde akış gösteren akarsular (Yunusoluğu Dere, Domuzlu Çayı, Çolak Dere, Çayır Dere) kabaca D-B yönünde Tefenni (Karataş) depresyonuna doğru, Pliyosen çökeller ile Elmalı formasyonuna ait birimler üzerinde drenaj kurmaya başlamıştır. Tektonik hareketlerin benzer doğrultu ve yönde devam etmesi ve özellikle Pliyosen sonu-Kuvaterner başında şiddetini arttırması bölgede Burdur depresyonunun karakteristik bir şekilde gelişip derinleşmesine ve göl halini almasına sebebiyet vermiştir. Bu dönemde meydana gelen faylanmalar Burdur Gölü’nün GD kesiminde yer alan Pliyosen dolgulara GD yönlü tiltlenme olayının gelişmesine yol açmıştır. Dolayısıyla inceleme alanından çıkan akarsuların bağlı olduğu devamlı yerel taban düzeyi konumunda olan ve Burdur Gölü’nün önemli besleyici akarsularından olan Eren Çayı (Bozçay) da yatağına gömülmüş, bu da çalışma alanında çok dönemli bir topoğrafyanın gelişimine zemin hazırlamıştır. Alt Kuvaternerde Burdur Gölü Havzası’nda meydana gelen bu tiltlenme olayının sonucunda bu havza ile Karataş Havzası arasında antesedans bir boğaz gelişmiş ve bu iki havza birbiriyle bağlı olma

durumunu devam ettirmiştir. Burdur Gölü ve Karataş havzalarında Alt Kuvaterner’de devam eden derinleşmeler çalışma sahasından Karataş Havzası’na doğru uzanan akarsu sistemlerinin Pliyosen yüzeylerinde gömülmelerine neden olmuştur. Bu gömülmeye eşlik eden sahanın batısındaki KD-GB uzanımlı fay sistemi bu akarsu yataklarında güneybatıya doğru ötelenmelerine ve yer yer asimetrik vadiler oluşturmalarına neden olmuştur. Alt Kuvaterner tektonizmasının ortaya çıkardığı bu düşey ve yanal tektonik hareketler (Burdur Gölü’nün oluşumu, Bozçay’ın gençleşme ve yatağına gömülmesi), çalışma alanında yer alan polye sistemleri için (Kapaklı, Aziziye, Bozlar) bir gençleşme sebebi olmuş ve polye sistemlerinin kenar kesimlerinde DIV düzeyleri gelişmiştir. Yine tam olarak göl halini alması Orta Pleyistosen’e rastlayan Burdur Gölü Havzası, Tefenni Havzası’ndan daha çok alçalması ve iki havza arasındaki tiltlenmeler nedeniyle Tefenni Havzası’nı Bozçay’ın açtığı Karaçal antesedant boğazı vasıtasıyla kendine bağlamıştır. Bu durumun ortaya çıkardığı statik gençleşme olayı da çalışma alanında yer alan tüm drenaj ağının gençleşmesine, dolayısıyla morfolojik döngünün yinelenmesine sebep olmuştur. Aynı zamanda Pliyo-Kuvaterner tektonizması sonucu sahanın güney ve batısında ve bu sınırların dışında uzanım gösteren Neojen dönem içerisinde gelişmiş (Sungur, 1978) Pliyosen (DIII) yüzeyler derin biçimde parçalanmış, bazı alanlar plato karakteri bazı alanlar ise dil uzanımı halinde yarılmıştır (Kozan vd., 1993). Özellikle Orta Pleyistosen’de ortaya çıkan gençleşme hareketi polye tabanlarındaki DIV düzeylerine ait dolguları büyük ölçüde taşımış, Bozlar Polyesi’nin GD bölgesinde ise DIV düzeyine bağlı örtü çökme dolini, çözünme dolini ve cep yapıları gelişmiştir. Yine bu gençleşme sonucunda bölgedeki vadi, polye ve depresyonlar batı yönlü eğim kazanmış, polyelerin Kestel Dağı eteklerine yakın kesimleri de geriye aşındırma etkinliğinin tam olarak bu kısımları etkilememesi dolayısıyla daha dik bir etek alanı halinde kalmıştır. Bölgede aktif tektonizmanın günümüzde de devam ediyor olması, Karataş Gölü’nün kurumuş veya kurumaya yüz tutmuş olması ve Burdur Gölü seviyesinin iklimsel değişmelerle düşüyor olması sahadaki derinleşmeler üzerinde etki etmeye devam etmektedir.

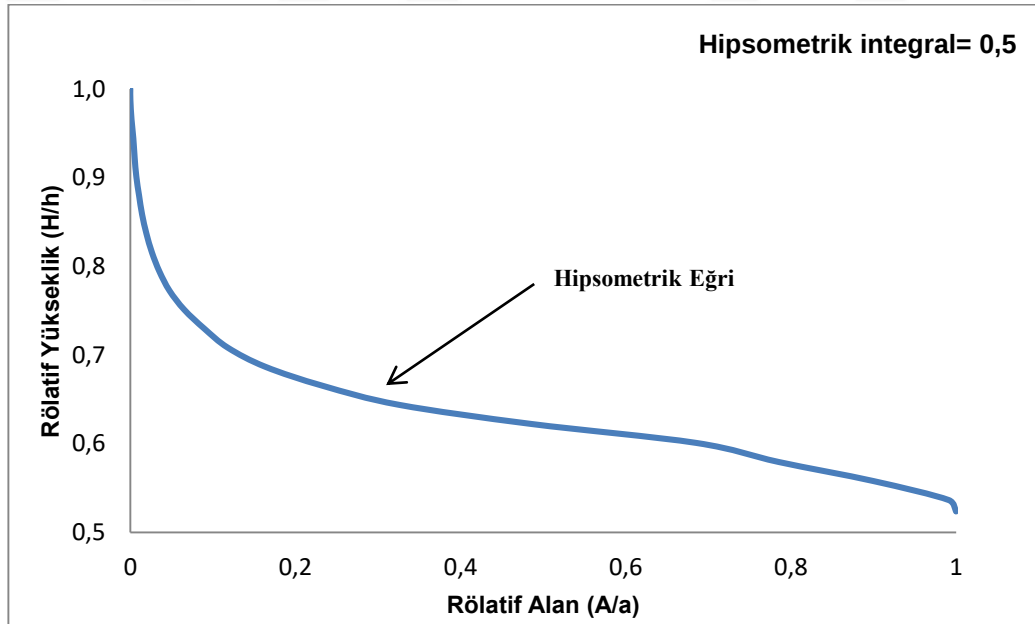
Toplam yükseklik değerlerinin sahanın toplam alanına oranlanması olan hipsometrik eğri (Strahler, 1952), bölgede meydana gelen tektonik hareketliliğin belirlenmesinin ve akarsu aşınım faaliyetinin devam edip etmediğine yönelik tespitin

yanı sıra (Keller & Pinter, 2002) alana ait yapısal, iklimatik ve litolojik etkenler hakkında da bilgiler sunmaktadır (Sarp vd., 2011).

Hipsografik eğrinin dış bükey bir görünüme sahip olması sahanın genç bir yapıda olduğu (başlangıç/gençlik evresi) ve akarsu akım gücünün fazla olduğunu, iç bükey bir görünüme sahip olması ise topoğrafyanın yaşlılık (ihtiyarlık) döneminde olduğunu, akarsuyun akım gücünün azaldığını ve bu duruma bağlı olarak da taşınan materyalin azaldığını, buna karşılık biriktirmenin daha çok olduğunu göstermektedir (Özdemir, 2011: 466).

Hipsometrik integral ise 0 ile 1 arasında bir değere sahiptir ve “hipsometrik eğri altında kalan alan” olarak ifade edilmektedir. Hipsometrik integral değerinin, 0.6-1 arasında bulunması bölgenin *gençlik (başlangıç)* devresinde, 0.35-0.6 arasında ise *olgunluk* devresinde, 0.35’ten daha düşük bir değerde ise sahanın *yaşlı (ihtiyar)* bir topoğrafyaya sahip olduğunu belirtmektedir. (Ramu ve Mahalingam, 2012: 157).

Araştırma sahasının hipsometrik integral değeri dikkate alındığında 0.5’lik bir değere sahip olduğu görülmektedir (Grafik 1). Dolayısıyla yukarıda bahsedilen sınıflamaya göre araştırma sahası “olgunluk” evresinde bir topoğrafyaya sahiptir.



Grafik 1: Araştırma alanının hipsometrik integral değeri ve eğrisi

İKİNCİ BÖLÜM

KARSTLAŞMADA ETKİLİ OLAN DOĞAL ORTAM ÖZELLİKLERİ

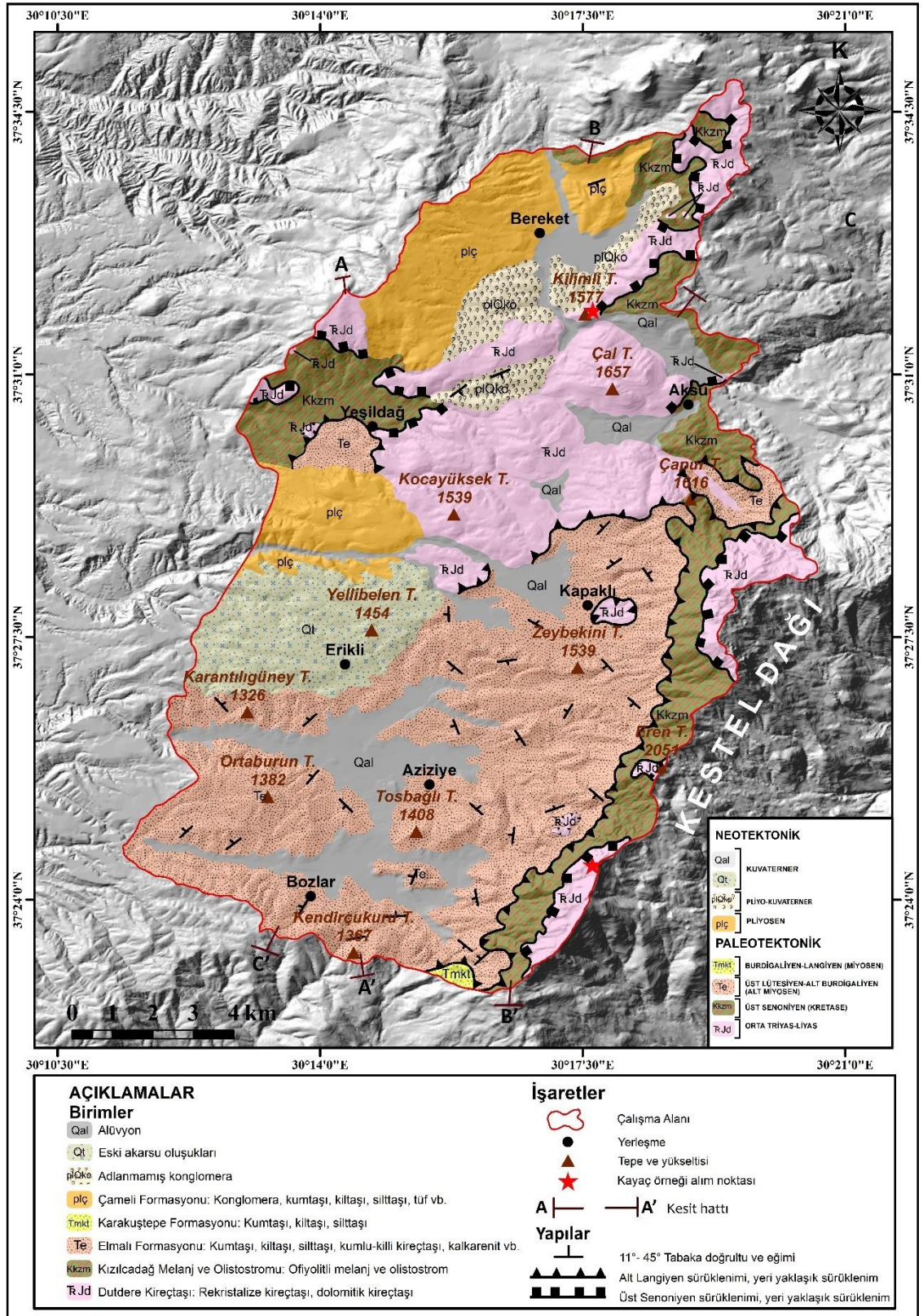
2.1. Jeolojik Özellikler

Karstlaşmada birincil (kökensel) derecede rol oynayan jeolojik özellikler, kayanın fiziko-kimyasal özelliklerini ihtiva eder ve çözücü faktörlerin etkinliği ile ikincil (şekillendirici) faktörlerin denetiminde, yüzeyde, geçiş zonlarında ve yer altında oluşmuş korrozif şekiller için elzem bir koşul teşkil eder. (Nazik, 2005; Nazik & Tuncer, 2010; Nazik & Poyraz, 2017). Bu doğrultuda araştırma sahasına ait jeolojik özellikler A)Temel Birimler (*Beydağları Otoktonu*), B)Ara Zon (*Yeşilbarak Napı*), C)*Likya Napları* ve D)*Neootokton Örtü Birimleri* şeklinde dört başlık altında incelenmiştir (Şenel, 1997a; 1997b).

2.1.1. Çalışma Alanında Bulunan Jeolojik Birimler

A) Temel Birimler (*Beydağları Otoktonu*)

Isparta Büklümü'nün batı kanadında yer alan Batı Anadolu ve dolayısıyla çalışma alanında temel birimler Beydağları otoktonu ile karakterize edilir. Bu birimler Burdur Havzası ve yakın çevresinde Jura-Kretase dönemlerine ait neritik kireçtaşları (Beydağları form.) (Günay vd., 1982), Tersiyer başlangıcı (Paleosen başı, Daniyen) döneme ait olistostrom (Çamlıdere olistostromu) (Poisson, 1977), Paleosen sonu-Eosen döneme ait karbonatlı ve kırıntılı kayalar (Söbütepe form.), Orta Eosen (Lütesiyen sonu)-Geç Eosen (Priyaboniyen) yaşlı karbonat ara düzeylere sahip kırıntılı kayalar (Küçükköy form) (Poisson, 1977), Miyosen başlangıcına ait algli kireçtaşları (Karabayır form.) (Poisson & Poignont, 1974) ve Alt Miyosen sonu (Burdigaliyen) döneme ait kırıntılı kayalar (Karakuştepe form.) (Poisson, 1977) ile müteşekkildir (Şenel, 1997a; 1997b). Ancak burada yer alan birimlerden sadece Karakuştepe formasyonu çalışma alanının sınırları içerisinde bulunmaktadır (Şekil 3).



Şekil 3: Araştırma sahasının jeoloji haritası

Karakuştepe Formasyonu (Tmkt)

Araştırma sahasının güney kesiminde kısmi bir alanda bulunan bu formasyon genellikle kumtaşı ve kilttaşlarından oluşur. Karakuştepe formasyonu Elmalı doğusunda yer alan Sinekçi formasyonu (Önalın, 1979) ile yanal yönde giriklik ihtiva eder Birimin kalınlığının en fazla 600 m olabileceğı saptanmıştır (Şenel, 1997a; 1997b).

Karakuştepe formasyonu (Poisson, 1977) yeşilimsi gri, gri, bej, krem, yeşil ve açık kahve rengi tonlarda, ince-kalın-orta kalınlıkta tabaka yapılarına sahip kilttaş, kumtaşı ve silttaşlarından müteşekkildir ve yer yer kumlu-killi kireçtaşları, konglomeralar ve marn düzeyleri de birim içerisinde mevcuttur (Şenel, 1997a). Bu özelliğı itibariyle formasyon *yarı karstik* bir niteliğe sahiptir.

Tektonik olarak bakıldığında temelde Karabayı formasyonu (Tmk) (Poisson & Poignont, 1974) ile tedrici geçişli olan Karakuştepe formasyonu, J10 paftası alanında geniş bir alanda yüzeyleme veren Yeşilbarak Napı (Önalın, 1979) tarafından tektonik bir biçimde örtülmüş, Kasaba formasyonu (İğdır vd., 1972) ise bu birimi belirli alanlarda yerel uyumsuzluklarla örtmüştür (Şenel, 1997a). Türbidit akıntıların etkili olduğu yamaç-havza kenarlarındaki çökelim ortamlarında gelişen formasyonun yaşı Alt Miyosen sonudur (Burdigaliyen) ve yer yer Orta Miyosen başı (Alt Langiyen) zamana ait gelişimler de gösterdiği belirtilmiştir (Şenel, 1997a). Birim çalışma alanında %0.2'lik bir alan kaplamaktadır.

B) Ara Zon (Yeşilbarak Napı)

Yeşilbarak Napı altta Gömbe birimi ve üst kısımda Yavuz birimi olmak üzere iki yapısal birime ayrılır. Haritalama çalışmasında Yavuz birimine ait kaya grupları ayırtılamadığı için Elmalı formasyonuna dahil edilmiştir. Yine benzer şekilde haritalama yapılırken inceleme alanının kuzey kesimlerinde (Burdur Gölü kuzeyi) yer alan allokton flišler (Gutnic, 1977) tartışmalı şekilde Yeşilbarak Napına dahil edilmiştir. Yeşilbarak Napının bölgeye yerleşme yaşı Alt Miyosen'dir. Çalışma alanı, fliš birimlerinin güneydoğu kesiminde kalmaktadır ve dolayısıyla saha bu flišleri ihtiva etmez.

Araştırma alanında Yeşilbarak Napının Gömbe birimine ait olan Elmalı formasyonu (Önalın, 1979) geniş bir alanda yüzeyleir. Formasyon genel olarak Orta Eosen başı (Üst Lütesiyen)-Alt Miyosen sonu (Alt Burdigaliyen) türbiditik şeyl ve

kumtaşlarından müteteşekkildir. Ancak içerisinde yoğun şekilde karbonatlı kayaa düzeyleri de bulunur (şenel, 1997a). Çalışma alanında sahanın orta ve güney kesimi, özellikle Kapaklı, Aziziye ve Bozlar polyelerinin çevreleri geniş bir ölçekte Elmalı formasyonu (Te) ile kaplıdır.

Elmalı Formasyonu (Te)

Genel olarak kumtaşı ve şeyllerden oluşan bu formasyon gri, koyu gri, yeşilimsi gri, bej, yeşil, kahverengi vb. renklerde dir. Birim içerisinde kalkarenit, kumlu-killi kireçtaşı vb. düzeyler bulunmaktadır (Foto 3 ve 4). Bunlar tektonik etkenlere bağlı olarak aşırı deformasyona uğramış ve çoğu alanda blok görünümü kazanmıştır. Kendi içerisinde kırıklı, kıvrımlı ve ekaylı bir yapı sunan birim tamamen trbidik niteliktedir. Birim içerisinde kireçtaşı düzeyleri yer yer yoğun olarak bulunmaktadır. Alt ve st ilişkisi tektonizmaya bağlı oluşan bu birim yaklaşık 750 m kalınlığa sahiptir (şenel, 1997a). Aynı zamanda bu formasyon inceleme alanının %32,5'ini ihtiva etmektedir. Elmalı formasyonu Beydağları otoktonu üzerine bindirme ile gelmiş ve Marmaris Ofiyolit Napları ile zerlenmiştir. Birim, Orta Eosen başı (st Lütesiyen)-Alt Miyosen sonu (Alt Burdigaliyen) döneme aittir. Bu birim türbiditik akıntılarının etkili olduğu hareketli yamaç-havza alanlarında çökelmiştir (şenel, 1997a).

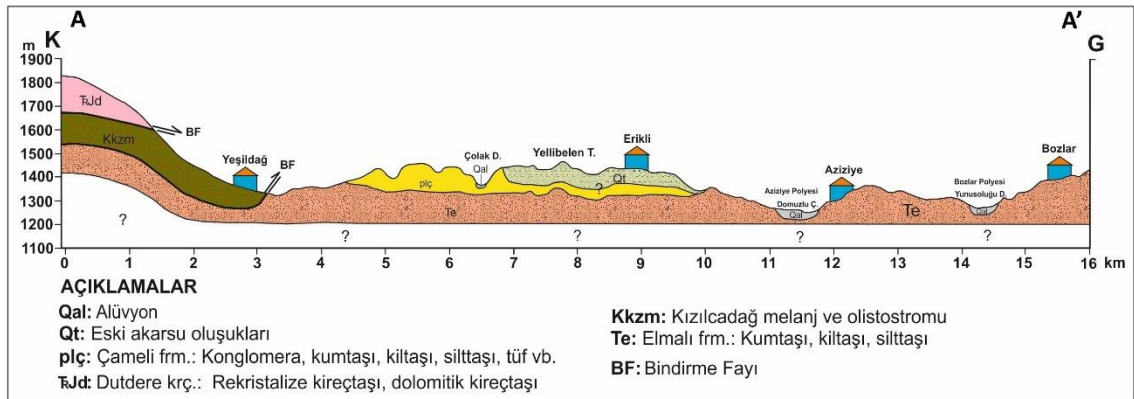


Foto 3: Bozlar Polyesi doğusunda Kestel Dağı eteklerinde kireçtaşı ara tabakalı Elmalı formasyonu



Foto 4: Kestel Dağı eteklerinde şistoziteye maruz kalmış Elmalı formasyonu

Birim araştırma alanının özellikle güney kesiminde, Aziziye ve Bozlar köylerinin yakın kesiminde, Kestel Dağı'nın eteklerinden batı yönüne doğru bir uzanım göstermektedir (Şekil 3). Sahadaki Aziziye ve Bozlar polyeleri tamamen bu birim içerisinde gelişmiş, Kapaklı Polyesi ise Dutdere kireçtaşları ile Elmalı formasyonunun dokanak noktasında gelişim göstermiştir (Şekil 4). Yine bu kaya grubu araştırma alanının KD kesiminde yer alan Çaput Tepe (1616 m) civarında üzerindeki tektonik örtülerden kurtularak (Kkzm, Trjd) ve yine Yeşildağ köyünün yakın güneybatısında açığa çıkarak tektonik pencere konumunda gelişim göstermiştir.



Şekil 4: Araştırma sahanın batısından alınan K-G yönlü jeolojik kesit

C) Likya Napları

Orta Miyosen başlarında sahaya K-KB yönden Beydağları Otoktonu ve özellikle ara zon konumundaki Yeşilbarak Napı (Önalın, 1979) üzerine yerleşen Likya (Teke) Napları (Graciansky, 1967), Tavas Napı (Özgöl vd., 1991a; 1991b), Bodrum Napı (Bilgin vd., 1990), Marmaris Ofiyolit Napı, Gülbahar Napı ve Domuzdağ Napı ile bölgede gelişim göstermiştir (Şenel, 1997a; 1997b). Ancak bu nap yerleşimlerinden sadece Marmaris Ofiyolit Napı ile Domuzdağ Napı'na ait birimler çalışma sahasının sınırları içerisinde yer almaktadır.

1) Marmaris Ofiyolit Napı

Yapısal alt sınırı Bodrum Napı'na ait birimler, üst sınırında ise Gülbahar ve Domuzdağ naplarına ait birimlerden meydana gelen Marmaris Ofiyolit Napı, bölgede Marmaris peridoditi (Çapan, 1980) ve Kızılcadağ melanj ve olistostromu (Poisson, 1977) ile karakterizedir (Şenel, 1997a). Çalışma alanı içerisinde bu birimlerden sadece Kızılcadağ melanj ve olistostromuna rastlanmaktadır.

Kızılcadağ Melanj ve Olistostromu (Kkzm)

Bu birim ofiyolit melanj ve olistostromla temsil edilir. Serpantinit, dunit, harzburgit vb. kayatürlerinden oluşan bu formasyon genel olarak bazik volkanit, neritik kireçtaşı, pelajik kireçtaşı, çört, dolomit, radyolorit vb. blokludur (Şekil 3; Foto 5 ve 6). Serpantinit hamur içine makaslanma sonucunda yerleşen yabancı bloklar birime karmaşık bir yapı kazandırmıştır. Bazı alanlarda ofiyolitli melanjdan ayırtlanamayan olistostromlar da bu birime dahil edilmiştir. Bu birimi üzerleyen kireçtaşı napları (Gülbahar ve Domuzdağ napları) araştırma alanında yaygınlık gösterir. Birim bazik volkanik ve metamorfik (amfibolit vb.) birimleri ihtiva etmesinin yanı sıra yer yer radyolorit, şeyl, çört vb. blokları kapsar. Bu blokların yaşı belirlenememiştir (Şenel, 1997a).



Foto 5: Kestel Dağı'nın Aziziye Polyesi'ne bakan batı eteklerinde Kızılıcadağ melanj ve olistostromlarından oluşan birimler

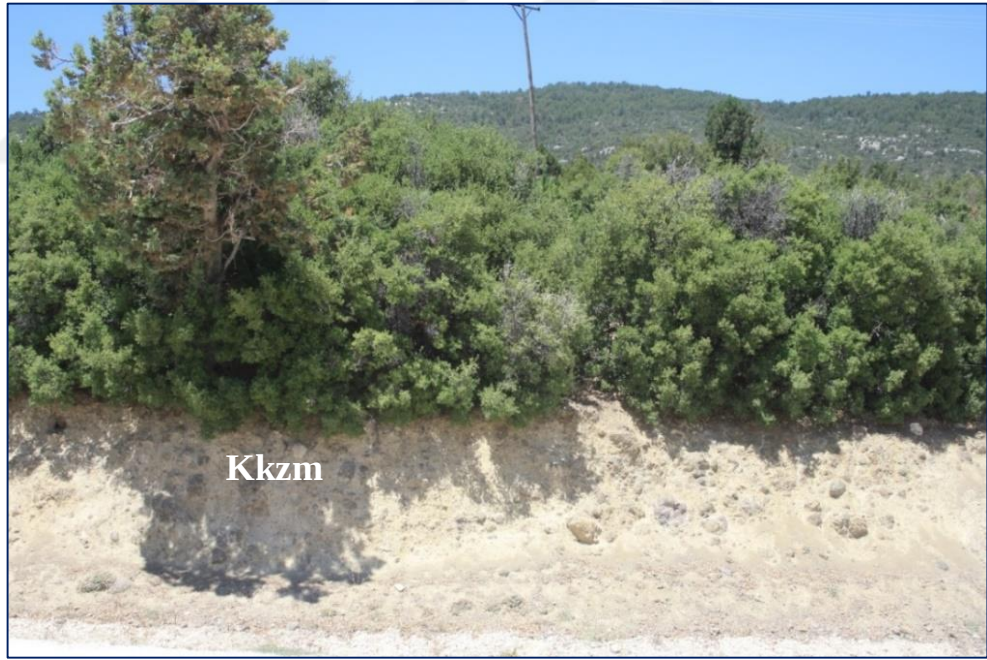
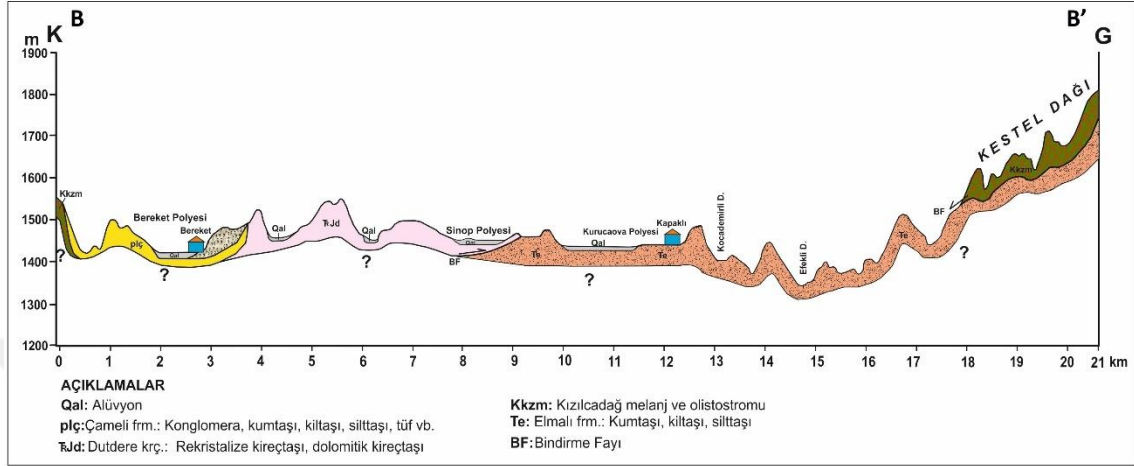


Foto 6: Yeşildağ flüvyokarstik depresyonu kuzey yamacında, orman örtüsü altında Kızılıcadağ melanj ve olistostromu

Kızılıcadağ melanj ve olistostromu bu tez çalışmasına konu olan araştırma bölgesinin %12,9'unu kapsamaktadır. Birim litolojik yapısı dolayısıyla karstik olmayan bir yapıya sahiptir. Kestel dağının yamaçlarında bir kuşak halinde uzanan birim (Şekil 3; Şekil 5) Yeşildağ köyünün bulunduğu deperasyon alanında ve Bereket köyünün

kuzeydoğu kesimlerinde de yer yer görülmektedir (Şekil 3 ve 5). Birim içerisinde veya yüzeyinde (klip konumlu) Permien döneme ait karbonatlar tespit edilmiş ve bazı alanlarda Permien (Pm) başlığı altında haritalanmıştır. Bu birimler (Pm) tez konusu olan çalışma alanı sınırları içerisinde görülmemektedir.



Şekil 5: Araştırma sahasının K-G yönlü jeolojik kesiti

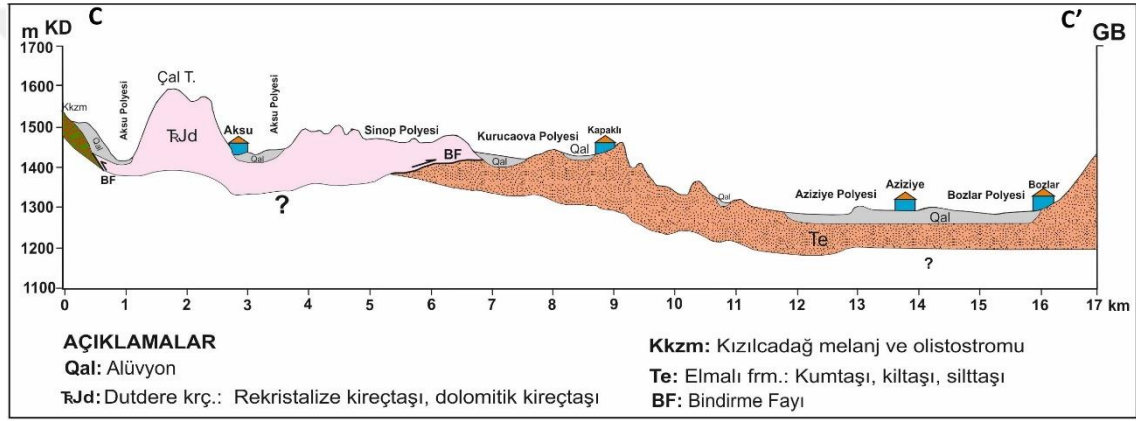
2) Domuzdağ Napı

Orta Triyas-Liyas dönemde oluşmuş Dutedere kireçtaşlarını (TRJd) ihtiva eden Domuzdağ Napı aynı zamanda Likya Napları'nın en üst yapısal birimini oluşturur.

Dutedere Kireçtaşı (TRJd)

Yersel megalodonlu rekristalize kireçtaşlarından oluşan Dutedere kireçtaşları (Ersoy, 1989; 1992) orta-kalın tabakalı, yer yer masifal karakter kazanmış, aşınım yüzeyi gri, açık gri, kırılma yüzeyi kirli beyaz, beyaz, krem, açık gri, bej, gri renklerden meydana gelmiştir. Bünyesi yer yer megalodonlu veya da algli rekristalize kireçtaşlarından oluşmuştur (Foto 3). Formasyonun üst düzeyleri orta-kalın tabakalı yapıya sahip gri, krem rengi kireçtaşılarından meydana gelir. Bunların üzerinde ise yerel olarak çörtlü bünyede pembe-kırmızı renkli ammonitli ve yumrulu yapıda kireçtaşları bulunmaktadır. Bu birim bazı alanlarda mermer ocaklarına hammadde sağlamaktadır (Foto 8). Birimin alt ilişkisi tektonik bir şekilde gelişmişken üst ilişkisi görülmemiştir ve formasyon kalınlığı 700 metrelere kadar ulaşır. Sığ karbonat şelf ortamında gelişen birim Orta Triyas-Liyas yaşlıdır (Şenel, 1997a). Birim tam karstik özellikte bir dokuya sahiptir ve bu tez çalışmasına konu olan çalışma alanının % 20,7'lik kısmını kapsar.

Kestel dağının zirve kesimlerinde yaygınlık gösteren birim aynı zamanda Kapaklı köyünün KD kesimlerinde, Kocayüksek Tepe (1539 m) dolaylarında geniş bir alan kaplamaktadır. Yine Yeşildağ köyünün doğusunda uzanım gösteren birim Sinop Polyesi ve kuzeyi ile Aksu Polyesisinin güney ve kuzey kanatlarının olduğu sahada bununla birlikte köyün batı alanlarında da kesintili biçimde görülmektedir (Şekil 6 ve 7). Birim aynı zamanda Kestel Dağı yamaçlarında Kapaklı Köyü civarında ve Aziziye Köyü batısındaki yamaçta klipler halinde bulunmaktadır. Bu alanların yanı sıra birimler araştırma alanının KD kesiminde yer alan Kilimli Tepe (1577 m)'den itibaren KD yönlü bir kuşak halinde uzanır. Birim üzerinde dolin, uvala ve flüvyokarstik yapılar yoğunlukla gelişim göstermiştir (Şekil 5 ve 8).



Şekil 6: Araştırma sahasının merkezinden geçen KD-GB yönlü jeolojik kesit



Foto 7: Kilimli Tepe üzerinde Dutdere kireçtaşları



Foto 8: Kilimli Tepe kuzeydoğusunda metamorfizmaya uğramış Dutdere kireçtaşları

D) Neootokton Örtü Birimleri

Bu birimler karasal çökelim ortamlarında gelişmiş Pliyo-Kuvaterner yaşlı çeşitli örtü kayası birimlerinden ve Tortoniyen (Üst Miyosen başı) döneme ait molas karakterli Aksu formasyonundan oluşmaktadır. Çalışma alanının sınırları içerisinde kalan neootokton örtü birimleri; Pliyosen döneme ait Çameli formasyonu (plç) (Erakman vd., 1982), adlanmamış Pliyo-Kuvaterner konglomeraları (plQko), eski akarsu taraça dolguları (Qt) ve alüvyonlar (Qal) şeklindedir.

Çameli Formasyonu (plç)

İnce-orta-kalın tabakalı kirli beyaz, beyaz, kirli sarı, yeşil, açık gri vb. renklere sahip olan formasyon kumtaşı, kiltası ve marnlardan oluşur. Birim içerisinde bazı alanlarda tüf ve tüfit düzeyleri görülebilmektedir. Genel olarak göl ortamında çökelmiş olan birimin tabanında yer yer akarsu-bataklık ortamına ait koşulları yansıtan belirteçler görülür. Likya Napları üzerine açısız bir uyumsuzlukla yerleşen Çameli formasyonu, üstten Kuvaterner döneme ait birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür. Formasyonun kalınlığı 0 – 650 m arasında değişiklik göstermektedir (Şenel, 1997a) ve araştırma sahasının %10,8'ini kapsamaktadır. Birim Kocayüksek Tepe (1539 m)'nin batı kesiminde ve yine Bereket köyünün B, KB ve K kesimlerinde kesintisiz biçimde gelişim göstermiştir (Şekil 3; Şekil 5).



Foto 9: Bereket Polyesi kuzeybatısında GD yönlü tiltlenmiş Çameli (Burdur) formasyonu

Çameli formasyonu, Likya Naplarının üzerine örtü birimi olarak gelmiş ve dolayısıyla Dutdere kireçtaşlarının da örtü birimidir. Kocayüksek Tepe'nin bulunduğu alan Dutdere kireçtaşlarından müteşekkil iken bu tepenin hemen batısında Çameli formasyonu görülmektedir (Şekil 3). Bu deliller ve sahadaki karstik alanların morfolojik ve uzanımsal durumları göz önünde bulundurulduğunda, alandaki yapıların örtü altı karstlaşmasıyla gelişip daha sonra örtüden kurtulduğu, Pliyosen Çameli formasyonunun altında ise örtü altı karstlaşmasının devam ettiği sonucu çıkarılabilir (Foto 10; Şekil 5).

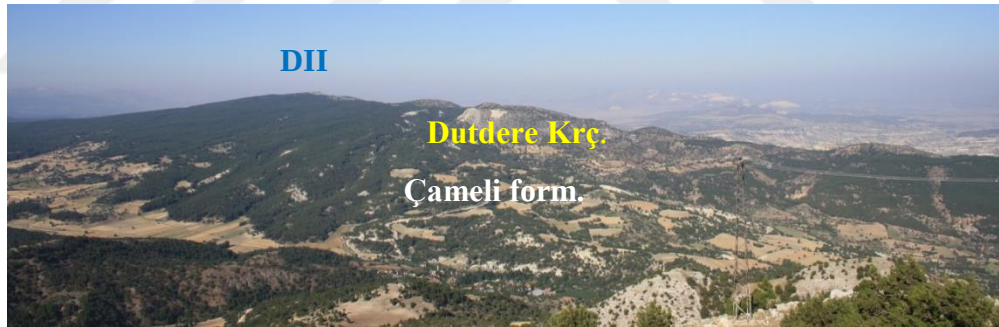


Foto 10: Bereket Polyesi batısını sınırlandıran tepe üzerinde Çameli formasyonundan sıyrılmış Dutdere kireçtaşları ve eteklerde Çameli formasyonu

Adlanmamış Pliyo-Kuvaterner Konglomeraları (plQko)

Bu birim karasal ve sığ gölsel karakterde bir ortam içerisinde gelişim göstermiş ve gevşek tutturulmuş polijenik konglomeralardan müteşekkildir (Şenel, 1997). Konglomera serisi çalışma alanının %3,6'sını ihtiva etmektedir. Flüvyal etkenlerle yuvarlatılmış blokların karbonat çimentoyla bütünleşmesi sonucu oluşan birim yarı karstik özelliktedir (Foto 11; Şekil 19).



Foto 11: Kilimli Tepe batısında konglomeralar

Bu birim Kilimli Tepe (1577 m) civarında yer alan KD-GB uzanımlı Dutdere kireçtaşlarının yamaç ve eteklerinde, yapıya paralel olarak uzanım göstermektedir. Bu oluşumun temelde kil-silt boyutunda malzemelerle dokanak halinde bulunması dolayısıyla karstik erozyona uğraması sonucunda, akarsularca yarılmış bir vadi yamacında eski bir kaynak ağzı olan Kulaç İni gelişmiştir (Foto 12). Vadi boyunca alttan oyulan konglomera yapılarında blok kopması ve düşmeleri meydana gelmiştir.



Foto 12: Kilimli Tepe batısında vadi boyunca yarılmış konglomeralar ve içerisinde gelişmiş Kulaç İni

Eski Akarsu Taraça Dolguları (Qt)

Çalışma alanının orta-batı kesiminde, Erikli köyünün batısında geniş bir alanda görülen bu birim gevşek tutturulmuş çakıl, blok ve çok az miktarda kum ve çamur birikimlerinden oluşmaktadır (Şekil 3; Foto 13) (Şenel, 1997).

Formasyon çalışma alanının %6.9'unu kapsamaktadır. Birim yarı karstik özellikte olması dolayısıyla karstlaşma açısından elverişlidir ve üzerinde çeşitli boyut ve konumlarda flüvyokarstik depresyonlar ile bu depresyonların içinde gelişen uvala ve dolin yapılarının gelişiminde temel rol oynamıştır.



Foto 13: Erikli Köyü batısında eski akarsu taraça dolguları

Alüvyonlar (Qal)

Genel olarak polye ve uvalaların tabanında gelişim göstermiş olan alüvyonlar (Şekil 3; Foto 14) nehir yataklarında, düzlük bölgelerde ve göl kenarlarında yer alan kum, çakıl ve çamur birikimlerinden oluşur (Şenel, 1997a). Bu formasyon çalışma alanında %12,4 oranında bir alana sahiptir. Birim genelde karstlaşma artığı ve akarsuların getirdiği malzemelerden oluşur (Şekil 19).



Foto 14: Aziziye Polyesi'ne bağlı flüvyokarstik depresyon tabanında alüvyonlar

2.1.2. Kimyasal ve Petrografik Özellikler

Karstlaşma için ehemmiyet arz eden hususlardan biri de kayacın sahip olduğu kimyasal ve petrografik özelliklerdir. Nitekim karstlaşmaya elverişli olan özelliklerle

karbonatlı kayalarda, kayaç bünyesinde mevcut olan saf CaCO_3 miktarının artması sonucu karstlaşmanın artacağı, kayaç bünyesinde %96'nın üzerinde CaCO_3 bulunması durumunda en karakteristik karstik şekillerin gelişim gösterdiği Pekcan (1999) tarafından vurgulanmıştır.

Araştırma sahasında karstlaşma açısından “tam karstik” özellikte bulunan tek formasyon, bölgeye Likya Napları ile gelen ve Domuzdağ Napı olarak nitelendirilen hareketle sahaya yerleşen Dutdere kireçtaşlarıdır (TrJd). Bu birimin karstlaşma açısından elverişliliğinin tespiti için araştırma sahasında Kilimli Tepe ve Eren Tepe üzerinden örnekler alınmıştır. Bu örneklerle MTA Genel Müdürlüğü'nde çeşitli analizler yapılmıştır.

Kilimli Tepe'deki Dutdere kireçtaşlarından alınan 10 adet numuneye yapılan kuru yoğunluk değerleri 2692-2708 kg/m^3 arasında değişkenlik gösterirken ortalamada 2701 kg/m^3 değer sunmaktadır. Suyu doymuş yoğunluk değerleri ise 2701-2711 kg/m^3 arasında değişkenlik gösterirken ortalamada 2705 kg/m^3 değer sunmaktadır. Kayaçları görünür porozite değerleri %0,2 ile %0,8 arasında değişmektedir. Tüm örneklerden elde edilen porozite değerlerinin ortalaması ise %0,4 değerindedir (Tablo 3). Bu değerler, bu birimin gözenekliliğinin düşük değerlerde kaldığını ve göstermektedir.

Tablo 3: Kilimli Tepe'den alınan Dutdere kireçtaşlarına ait yoğunluk ve görünür porozite analizi sonuçları

Örnek No	Görünür Porozite (%)	Kuru Yoğunluk (kg/m^3)	Suya Doymuş Yoğunluk (kg/m^3)
1	0,4	2703	2706
2	0,3	2705	2708
3	0,5	2696	2701
4	0,4	2697	2702
5	0,8	2693	2701
6	0,8	2692	2701
7	0,4	2704	2708
8	0,2	2706	2708
10	0,2	2708	2711
Ortalama	0,4	2701	2705

Bölgeden alınan diğer bir örneğe uygulanan “karbonatlı kireçleme materyallerinin reaktivitesinin hidroklorik asit (HCl) ile belirlenmesi” analizinin uygulaması sonucunda ise numune reaktivitesinin %12,4 değerinde meydana geldiği saptanmıştır. Yine kayacın kimyasal bileşenine bakıldığında yapılan analiz sonucunda bünyesinin büyük ölçüde (54,7) CaO’dan müteşekkil olduğu görülmektedir (Tablo 4).

Tablo 4: Kilimli Tepe’den Dutdere kireçtaşı örneklerinin kimyasal analizi

A.Za (%)	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂
44,30	0,1	54,7	< 0,1	< 0,1	0,4	< 0,1	0,1	< 0,1	0,3	< 0,1

Yine bölgeden alınan numune örneklerine uygulanan bir diğer analiz ise modal (kantitatif) mineralojik petrografik analizdir. Bu doğrultuda ortaya çıkan sonuca göre numunede bulunan boşluklar (çözünme boşlukları); küçük-orta (kısmen) iri büyüklükte düzensiz şekilli, bol oranda ve ikincil karbonat minerallerince dolgulanmış olarak belirlenmiştir. Dolgulu-kırıklı damarlar ise bol oranda; 0.01-08 mm arasında değişen genişliklerde ve değişen uzunluklarda, düzensiz, homojen dağılımlı olarak ve yine geç oluşan damarların ikincil karbonat minerallerince dolgulanmış olduğu analiz edilmiştir. Yine numunenin tamamının karbonat minerallerinden (%98,16 kalsit, %1,84 dolomit mineralinden) müteşekkil olduğu saptanmış ve numuneye “fosilli kireçtaşı” tanımlaması verilmiştir. Örnekteki karbonat oranına göre ise birim Geyssant (2001)’in karbonat sınıflamasına göre “yüksek saflıkta” (%97-98,5) kireçtaşlı sınıfındadır. Makroskobik ve mikroskobik tanımlamalar ise tabloda verilmiştir (Tablo 5 ve Tablo 6).

Tablo 5: Dutdere kireçtaşından alınan numunenin modal (kantitatif) mineralojik petrografik analize göre makroskobik tanımlaması

Formasyon adı	Renk	Doku	Tane Büyüklüğü
Dutdere Kireçtaşı (TRJd)	Sarımsı gri	Masif	Küçük

Tablo 6: Dutdere kireçtaşından alınan numunenin modal (kantitatif) mineralojik petrografik analize göre mikroskobik tanımlaması

Formasyon adı	Doku	Bileşenler	
Dutdere Kireçtaşı (TRJd)	Kırıntılı	<i>Allokemler</i>	<i>Bağlayıcı</i>
		Mikrofossil-fosil kavkı parçaları, (olası) pelloidler, (olası) intraklastlar	Çimento (Sparit-mirosparit)

Analiz ile saptanan mikrofossil-fosil kavkı parçalarının; küçük taneli, homojen dağılımlı, geneli olası mikritik dokulu veya mikritleşmiş (pelloidal görünümlü), bazı

fosil kavrıklarının içleri ikincil karbonat minerallerince dolgulanmış olarak şekillendiği belirlenmiştir.

Pelloidlerin; küçük taneli, kısmen elipsoidal-yuvarlağımsı şekilli, homojen dağılımlı, kriptokristalin karbonat minerallerinden (mikrit) ibaret olduğu saptanmıştır. İntraklastların; küçük taneli, yarı köşeli-yarı yuvarlak şekilli, homojen dağılımlı, kriptokrsitalin karbonat minerallerinden (mikrit) ibaret olduğu analiz edilmiştir. Çimento bünyesinin ise küçük taneli (mikro-mezokristalin) karbonat minerallerinden sparit-mikrospartit) oluştuğu belirlenmiştir.

Eren Tepe'deki (Kestel Dağı) Duldere kireçtaşlarından alınan 10 adet numuneye yapılan kuru yoğunluk değerleri 2630-2690 kg/m³ arasında değişkenlik gösterirken ortalamada 2680 kg/m³ değer sunmaktadır. Suyu doymun yoğunluk değerleri ise 2660-2700 kg/m³ arasında değişkenlik gösterirken ortalamada 2690 kg/m³ değer sunmaktadır. Kayaçları görünür porozite değerleri %0,6 ile %3 arasında değişmektedir. Tüm örneklerden elde edilen porzite değerlerinin ortalaması ise %1,4 değerindedir (Tablo 7).

Tablo 7: Eren Tepe Duldere kireçtaşlarına ait yoğunluk ve görünür porozite analizi

Örnek No	Görünür Porozite (%)	Kuru Yoğunluk (kg/m ³)	Suyu Doymun Yoğunluk (kg/m ³)
1	2,1	2660	2680
2	1,0	2690	2690
3	3,0	2630	2660
4	1,2	2680	2690
5	0,7	2690	2700
6	1,2	2680	2690
7	0,6	2690	2700
8	1,6	2670	2680
9	1,3	2670	2690
10	0,8	2690	2700
Ortalama	1,4	2680	2690

2.2. Tektonik Özellikler

Manto ve yer kabuğı arasındaki etkileşim sonucunda ortaya çıkan itimler temel olarak orojenik ve epirojenik hareketler olmak üzere iki hareketin gelişmesine neden olur. Orojenik hareketler yer yüzünde kıvrımlanmalara ve yükselimlere sebebiyet

verirken epirojenik hareketler sonucunda ise kıtasal deformasyonlar, eğimlenmeler, kırılmalar, yükselme ve alçalmalar meydana gelir. Anadolu mikto levhası Orta Miyosen'e kadar orojenik hareketlerin etkinliği altında kalırken (Paleotektonik), Orta Miyosen'den sonra kıtasal deformasyonlar ve yükselimlere sebep olan epirojenik hareketlerin etkinliğine girmiştir (Neotektonik).

Ülkemiz tektonik açıdan Alp-Himalaya kıvrım dağ kuşağında yer alır (Nazik & Poyraz, 2017) ve kuzey (Karadeniz Dağları) ve güney Anadolu sıradağları (Toroslar) bu uzantının bir parçasını oluşturur. Alp orojenezi ve onun devamında epirojenik karakterde meydana gelen neotektonik hareketler sonucunda ise çalışma alanını da ihtiva eden ve güneybatı Anadolu'da yer alan Batı Toros Dağları belirginlik kazanmıştır (Selçuk Biricik vd., 2013). Anadolu'nun Afrika Levhası üzerinde sürüklenmiş kesimini oluşturan ve aynı zamanda ülkemizin en genç bindirme yapılarına (Likya Napları) sahip olan Güneybatı Anadolu, bu tektonik hareketler sonucunda Afrika Levhası üzerinde KB-GD yönlü genişlemiş (Nazik & Poyraz, 2015) ve bölge tektonizmasının fan deltası halini almıştır. Bu tektonik genişlemenin bölgede meydana getirdiği görece alçalma, Toros kuşağının genel yükselimini perdelemiş ve böylece Güneybatı Anadolu sığ-yanal karstın karakteristik yer şekillerinden olan "polyeler yöresi" niteliğine sahip olmuştur (Nazik & Poyraz, 2015). Bölgede karstik aşınımın son safhasını teşkil eden polye yapıları temelde tektonik yapı ve hareketlerin denetiminde, özellikle Miyosen sonlarından itibaren etkinlik kazanan genç tektonik hareketlerin sonucu olan depresyon ve zayıf direnç zonlarında gelişim göstermiştir (Kurt, 2011). Araştırma alanı da Kestel Dağı'nın batı kesiminde, karstik olmayan birimler ve karstik gelişime elverişli birimlerin dokanak zonları ile bindirme sınırlarının denetiminde gelişmiş polyeler ve kuzeyinde örtüden sıyrılmış karstik birimler üzerindeki mikro ve makrokarstik şekillerle karakteristiktir.

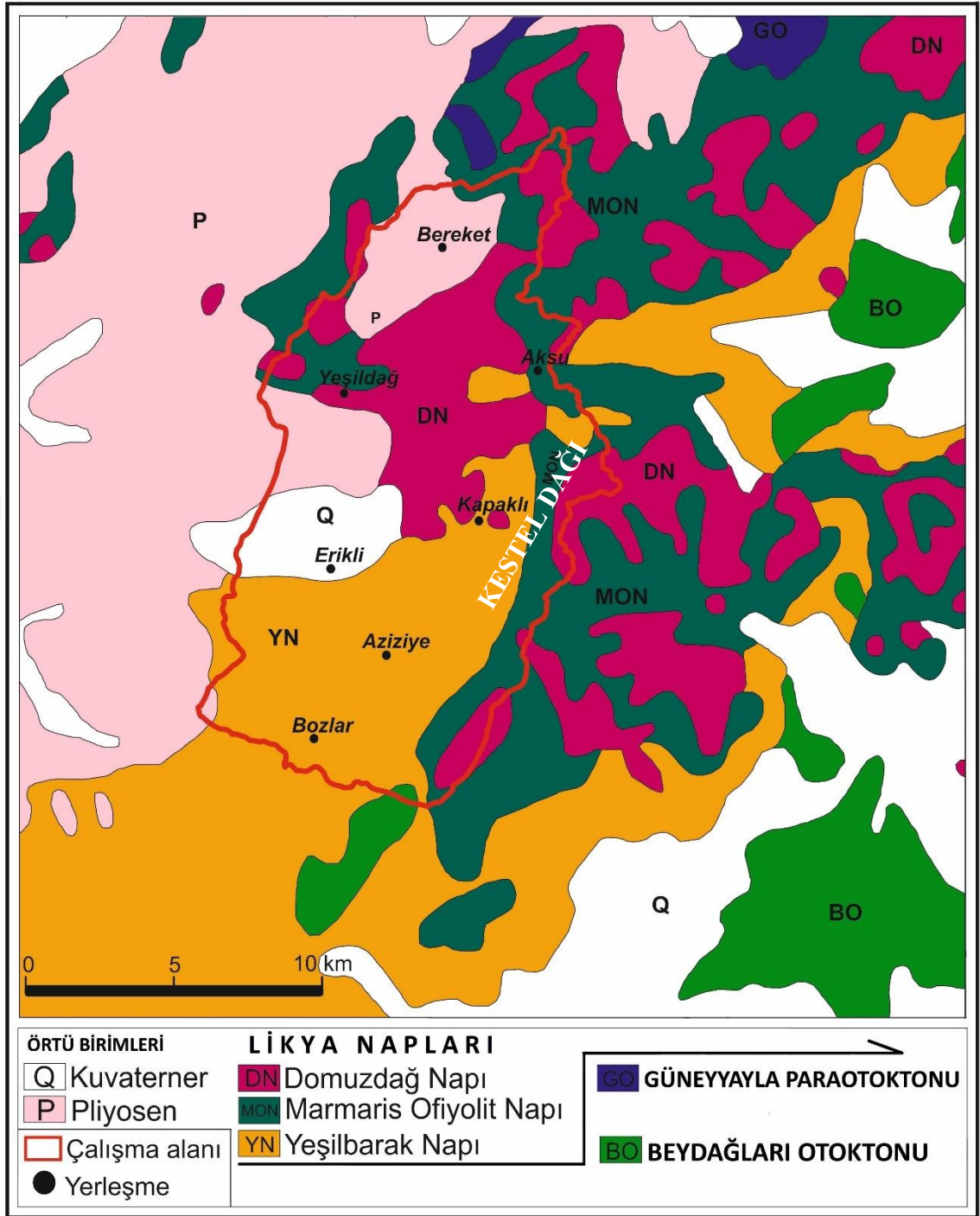
Burdur depresyonu, Torid tektonik birliğinin (Ketin, 1966) iç batı kesiminde (Koçyiğit, 1981) yer alır ve Miyosen sonundan itibaren maruz kaldığı gerilme tektoniğine bağlı olarak normal faylanmalarla birlikte blok faylanmalar denetiminde grabenleşmiş, bu grabenleşme göl havzasında karasal ve gölsel tortulanmaların gelişimine sebep olmuştur (Karaman, 1994; Koçyiğit, 1984). Burdur depresyonu alanının tektonik gelişimi paleotektonik ve neotektonik dönem olmak üzere iki ayrı dönem altında değerlendirmiştir. Buna göre bölge paleotektonik dönemde üst

Miyosen'e kadar devam eden sıkışma rejimi denetiminde bindirme olaylarına maruz kalmış, neotektonik dönemde ise (Üst Miyosen-günümüz) levha içi genişlemenin sonucu olarak gölsel ve karasal dolgu alanı haline gelmiştir.

Dumont vd. (1981)'ne göre Burdur depresyon alanının grabenleşmesi Üst Miyosen'de başlayıp günümüze kadar devam etmiş, bölgenin farklı yön ve kuvvetlerde sıkışma ve gerilme rejimine maruz kalması sonucunda günümüzdeki halini alması temel olarak dört safhada gerçekleşmiştir. Bunlar;

- a) Üst Miyosen-Alt Pliyosen basınç evresi: "Önce KB-GD" yönlü bir basınç, sonra KD-GB yönlü bir basınç."
- b) Pliyosen grabenleşmesi: "Pliyosen başında başlamış, Pliyosen sonunda yaklaşık K-G bir çekim ile önemini artırarak devam etmiştir.
- c) Eski Kuvaterner basınç evresi: "Burdur'da K-G yönlü bir basınç görülür.
- d) Genç Kuvaterner grabenleşmesi: "Burdur'da KB-GD yönlü bir çekim saptanmıştır."

Bölgede meydana gelen ve araştırma bölgesini de ihtiva eden alanda paleotektonik dönemde meydana gelen bindirme yapılarının izleri kuşaklar ve yer yer dağınık halde yaygın olarak görülür. Sahada Beydağları otoktonu (sahanın en güneyinde % 0.2'lik bir alan kapsar), ara zon konumunda uzun mesafeler dahilinde devamlılık gösteren Yeşilbarak Napı ve üzerine Likya Napları bulunmaktadır. Geç Kretase'de okyanusal kabuğa ait parçaların kıtasal kabuk üzerine bindirmesi sonucunda bir araya gelmiş olan Likya Napları, araştırma sahasında Marmaris Ofiyolit Napı ve Domuzdağ Napı ile temsil edilir (Şekil 7). Okyanusal kabuğa ait Marmaris Ofiyolit Napı (tez alanında Kkzm ile sınırlı), kıtasal kabuk üzerine Geç Kretase'de yerleşmiştir. Üst Kretase sonunda (Üst Senoniyen) ise Marmaris Ofiyolit Napları, Domuzdağ Napı ile üzerlenmiştir (Şekil 3 ve Şekil 7). Üst Kretase'de bir araya gelme sürecini tamamlayan Likya Napları, Geç Eosen'de ortaya çıkan yatay hareketler sonucunda güneye hareket etmişlerdir. Sahadaki birimler Orta Miyosen başında (Langiyen) ikincil bir hareket sonucu tekrar güneye aktarılmış, bölgede Pliyosen ve devamında ise büyük çaplı kırılma hareketleri meydana gelmiştir (Şenel, 1997a; 1997b).



Şekil 7: Araştırma sahasının tektonik haritası

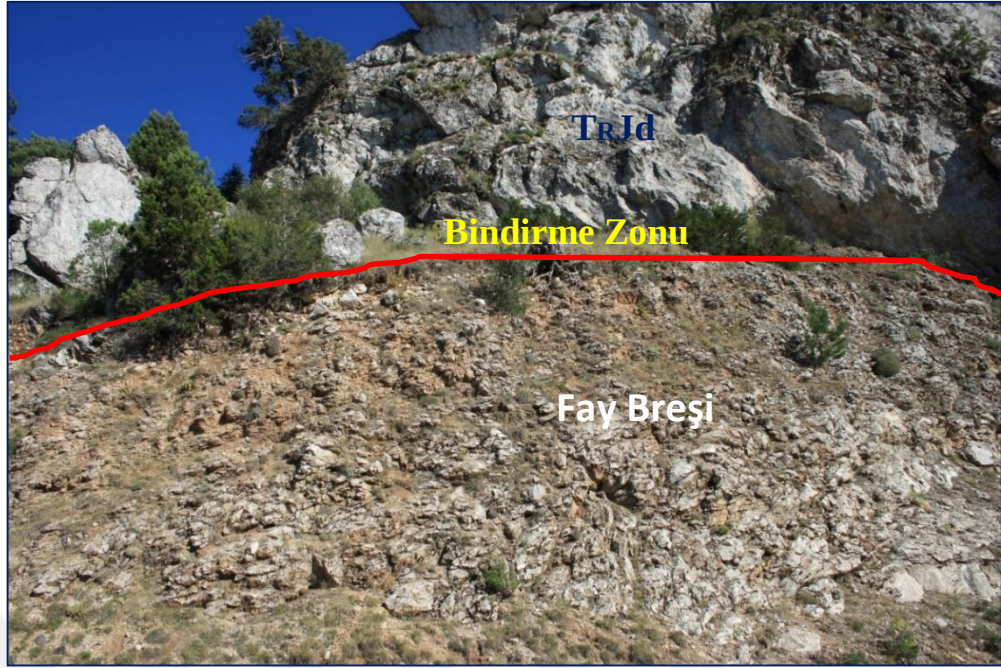


Foto 15: Kestel Dağı'nda Dutdere kireçtaşı bindirmesi (Domuzdağ Napı) sonucu oluşmuş breşik doku ve bindirme sınırı

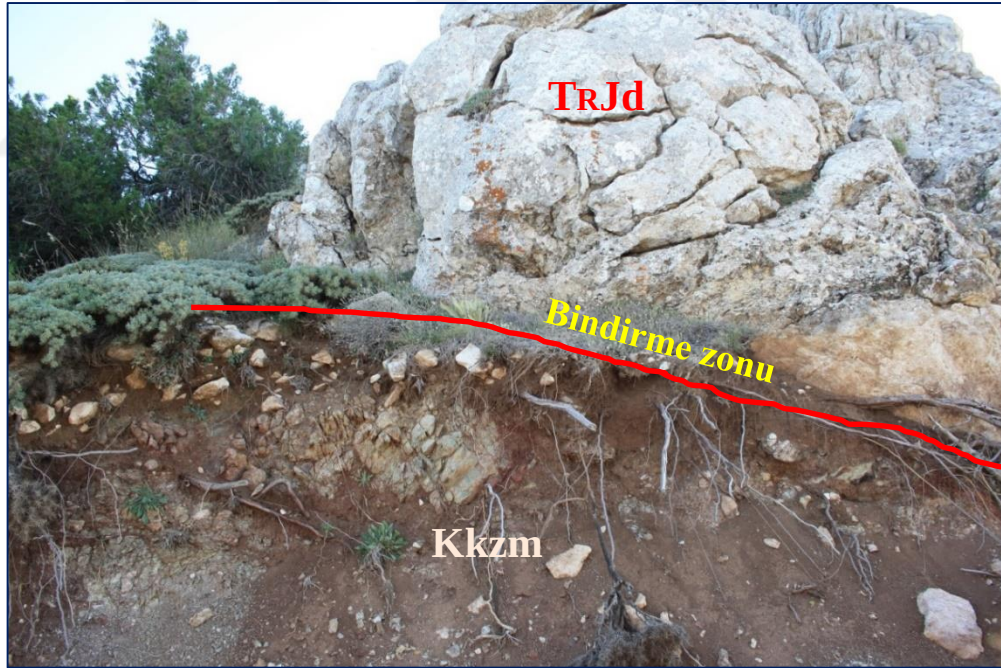
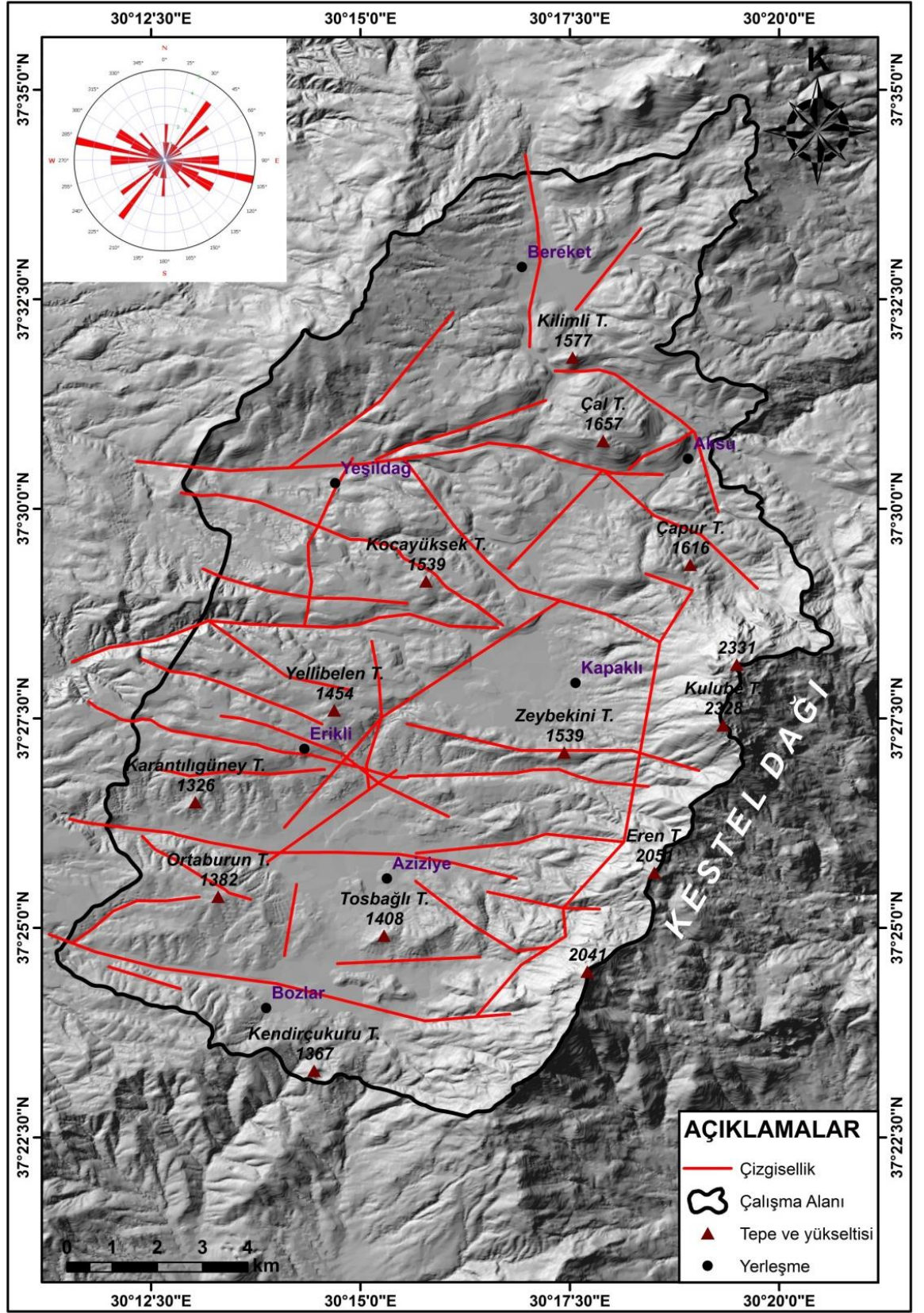


Foto 16: Likya Napları'nın son bindirmesi Domuzdağ Napı (Dutdere kireçtaşı/TRJd) ve altında daha önceki dönemde gelen bindirme ürünü Marmaris Ofiyolit Napı (Kızılcadağ melanj ve olistostromu/Kkzm) (Kestel Dağı'ndan)

Araştırma sahası ve yakın çevresindeki bu tektonik olaylar saha morfolojisinin gelişmesinde temel belirleyici unsur olmuştur. Neotektonik dönemde gelişim gösteren Burdur depresyonu, Güneybatı Anadolu'nun oldukça aktif bir fay kuşağı olan ve Helen

yayı ile Isparta dirseği arasında uzanıp, Anadolu'da Fethiye Körfezi ile Burdur Gölü arasında (300 km) sınırlanan Burdur-Fethiye Makaslama Zonu (BFMZ)'nin kuzeydoğu segmentini oluşturması dolayısıyla günümüzde aktifliğini koruyan Burdur fayının denetiminde tektonik olarak hareket halindedir. (Elitez & Yaltırak, 2014; Bozcu, Yağmurlu, & Şentürk, 2007). Dolayısıyla depresyon tabanını teşkil eden Burdur Gölü bu tektonik hareketler ve iklimsel değişimlerin de etkisiyle alçalma hareketi göstermekte, göl havzasında yer alan bölgeler için de sürekli bir morfolojik gençleşme olayına sebebiyet vermektedir. Gölün düşey hareketine bağlı olarak tez sahasında parçalanmış Pliyosen yüzeyler ve bunların gerisinde yarı karstik bir özelliğe sahip olan Elmalı formasyonu içerisinde açılmış polye yapıları gelişmiştir. Ayrıca düşey seviye değişimleriyle birlikte çok dönemlilik arz eden iç içe karst topoğrafyasına ait şekil ve yapılar gözlenmiş, sahanın güneyinde başlangıçta çökme sonucu gelişmiş çözünme dolinlerine ait örnekler saptanmıştır (Foto 32).

Bölgede meydana gelen sıkışmalı ve gerilmeli tektonik rejimlerle bağlantılı olarak ve Karataş ile Burdur Gölü havzalarındaki düşey hareketler sonucunda, fay hatları ve çizgisel hatlar genel olarak D-B yönlü gelişim göstermiştir. Bunun yanında bu uzanımları dik veya verevine kesen hatlar da gelişmiştir (Şekil 8). Çalışma alanındaki polye ve uvalalar ile flüvyokarstik sistemler de bu çizgiselliklere uygun olarak gelişim göstermiştir. Ayrıca polye ve uvalaların genişleme yönleri bu uzanımların denetiminde gelişmiştir.



Şekil 8: Araştırma sahasının çizgisellik haritası

2.3. Yapısal Özellikler

Tektonik olarak karmaşık bir bölgede yer alan araştırma sahası ve yakın çevresi bindirme yapılarıyla karakteristiktir. Bölgeye kuzeyden yerleşen Likya Napları ve Ara Zon konumunda olan Yeşilbarak Napı'na ait birimler sahada geniş yer kaplamaktadır. Bu birimler Eosen'de güney yönlü hareketle araştırma alanı ve yakın çevresine yerleşmiş, en son hareketlerini Orta Miyosen başında tamamlayarak bugünkü konumlarını almışlardır. Bu birimler daha sonra meydana gelen tektonik ve özellikle aşındırıcı süreçlerle deformasyonlara uğramışlar ve bir aşınım safhası yaşamışlardır (Kozan vd., 1993). Araştırma alanında Yeşilbarak Napı'na ait Elmalı Formasyonu yaygınlık gösterir ve yoğun tektonizmaya maruz kalması dolayısıyla karmaşık bir tabakalanma yapısı sunmaktadır (Şenel, 1997a; 1997b). Birim Kestel Dağı'nın eteklerinden batıya doğru geniş bir alanda yayılır ve yer yer neotokton birimler tarafından örtülmüştür. Marmaris Ofiyolit Napı'na ait Kızılcadağ melanj ve olistostromları, Yeşilbarak Napı'na ait birimler üzerine yerleşmiş ve Kestel Dağı'nın eteklerinden 2000 metrelere kadar bir kuşak halinde ve sahanın kuzey kesimlerinde yer yer dağılmış şekilde görülür ve tabakalı bir yapı ihtiva etmemektedir. Birim geçirimsiz bir karakterde ve karstlaşmaya uygun olmaması dolayısıyla Kestel Dağı'nın zirve kesimlerinde bulunan Dutdere kireçtaşları için Karst Taban Düzeyi (KTD) konumundadır (Şekil 3). Birimin tabaka yön ve doğrultusu bulunmamaktadır. Sahada en son bindirme Alt-Orta Miyosen başında (Alt Langiyen) tamamlanan Domuzdağ Napı ile karakteristiktir. Karstlaşmaya son derece elverişli olan bu birimin Kestel Dağı üzerinde bulunan kısımlarının KTD'sini birim altında bulunan Kızılcadağ melanj ve olistostromları oluşturur. Yeşildağ köyü batısındaki Dutdere kireçtaşları ise ekshüme yüzey karakterinde tepelik alanlarla karakteristiktir. Kocayüksek Tepe (1539 m) mevkiinde Dutdere kireçtaşları ile Çameli formasyonuna ait birimler dokanak halindedir. Bu da Çameli formasyonuna ait birimlerin altında Dutdere kireçtaşlarına ait oluşukların uzanım gösterdiği ve örtü altı karstlaşmasının gelişebileceği fikrini vermektedir.

Sahada tabaka dalım ve yönleri genel olarak güneydoğudur. Bu durumun sebebi ise Burdur fay zonunda meydana gelen tektonik kırılmanın ortaya çıkardığı kuvvetten kurtulması sonucu tiltlenme (Kahraman, 2000) ve bindirmelerin KB-GD yönlü gelişmiş olmasından kaynaklı olduğu düşünülmektedir. Bu duruma bağlı olarak araştırma

sahasında kabaca D-B uzanlımlı flüvyokarstik vadiler asimetrik bir gelişim göstermiş, vadilerin sağ yamaçları daha düşük eğime sahipken sol yamaçları daha dik bir eğime sahip olmuştur. Ancak burada, özellikle polyelerin (Aziziye ve Bozlar) devamı şeklinde batıya doğru uzanan flüvyokarstik depresyonların asimetrisi üzerinde kuzey yamaçlardan gelen güçlü kaynakların getirdiği alüvyonlar dolayısıyla depresyonlar içerisinde akan nehirlerin (Yunusoluğu Dere, Domuzlu Çayı) güneye doğru ötelendiğini de dikkate almak gerekir. Yine asimetrik gelişimde rol oynayan etkenlerden biri de bölgenin ilksel eğiminin kuzeyden güneye doğru olmasıdır. Bu durum Pliyosen (DIII) yüzeylerin kuzeyden güneye doğru yükseltilerinin azalmasıyla karakteristiktir. Dolayısıyla Aziziye Polyesi'ni drene eden Domuzlu Çayı ile Bozlar Polyesi'ni drene eden Yunusoluğu Dere, polyelerden çıktığı alanlarda asimetrik flüvyokarstik depresyonlar geliştirmiştir (Foto 17; Şekil 9).

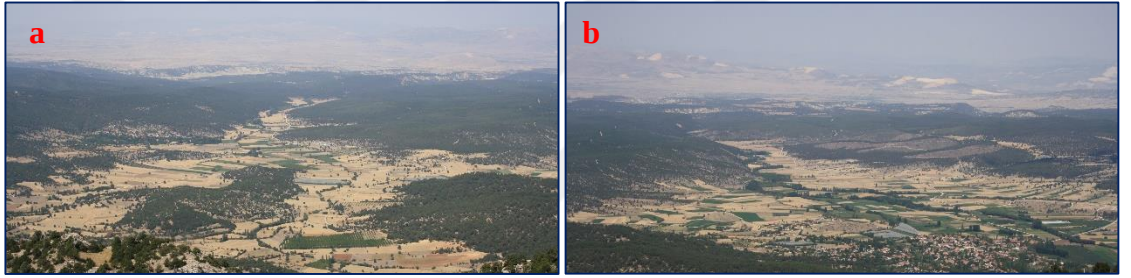
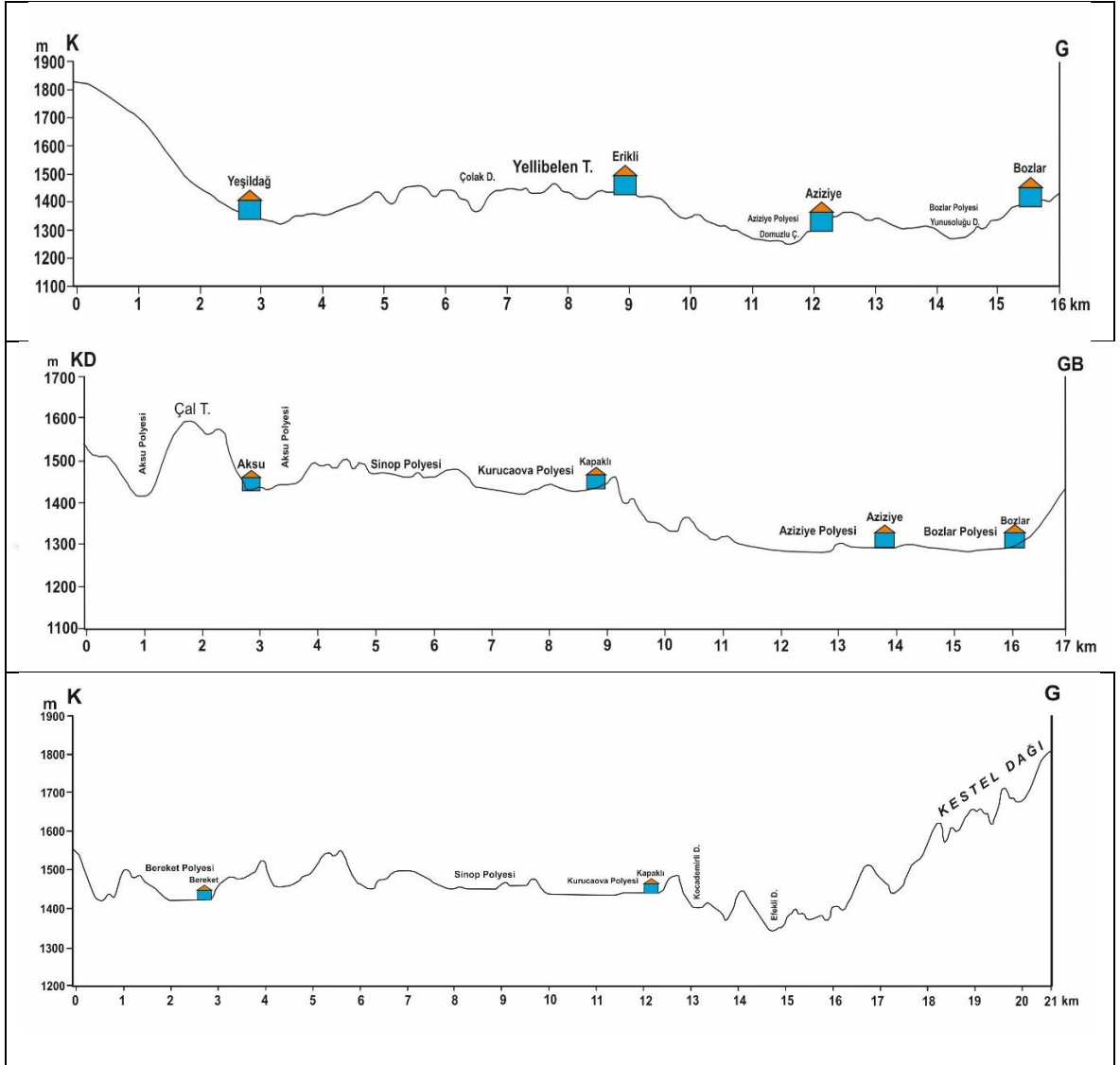


Foto 17: a) Bozlar Polyesi'nin flüvyokarstik depresyonunda görülen asimetrik gelişim
b) Aziziye polyesinin flüvyokarstik uzanımında görülen asimetrik gelişim



Şekil 9: Araştırma sahasının batı, orta ve doğu kesimlerinden alınan topoğrafik kesitler

2.4. Jeomorfolojik Özellikler

Karstlaşmanın yönü, derinliği, yanal ve düşey devamlılığını belirlemesinin yanı sıra jeomorfolojik evrimin aşamasını da denetleyen jeomorfolojik özellikler karst jeomorfolojisinin şekillenmesinde önemli bir belirleyici faktördür. Aynı zamanda eğim, bakı ve yükselti koşullarını belirlemesi dolayısıyla birbirinden farklı etkiler ihtiva eden bu nitelikleri de belirleyici olması açısından büyük önem arz eder. Sahada yer alan morfolojik ve karst taban düzeyleri, bölgedeki yanal ve düşey karstlaşmayı denetleyen temel parametrelerdir.

2.4.1. Morfolojik Taban Düzeyinin Karstlaşmaya Etkisi

Bir bölgede karstlaşmanın derinliği ve uzanımı (genişliği) üzerinde temel belirleyicilerden biri “morfolojik taban düzeyi” (MTD) dir ve bu düzey aynı zamanda karst taban düzeyi (KTD) niteliğindedir. (Nazik, 2005). Bölgede var olan yüzey ve yer altı drenaj ağları için akış yönü bölgenin en alçak alanlarını teşkil eden akarsu, ova, göl vb. depresyon tabanlarına doğru gelişir. Bu yönelim karstlaşmada temel etken olan suyun yön ve doğrultusunu belirlemesi dolayısıyla önemlidir. Asılı durumda KTD’den yoksun bir sahanın bağlı olduğu MTD ile karstik saha arasındaki uzaklık ve yükselti farkı karstlaşmanın hızı üzerinde temel rol oynar.

Araştırma sahası, yüzeyden dış drenaja akaçlanır ve bu alan için MTD, Burdur Gölü Havzası’dır. Nitekim havza batıdan Yunusoluğu Dere, Domuzlu Çayı ve Çayır Deresi ile Burdur Gölü’ne akaçlanmakta, kuzeyden de aynı şekilde Aykırdak Dere tarafından farklı kollara bağlanılarak Burdur Gölü’ne drene olmaktadır. Sahanın jeomorfolojik şekillenmesinde ve çok dönemli bir karakter kazanmasında Burdur depresyonunda meydana gelen tektonik alçalımlar ve iklimsel değişimlere bağlı göl seviyesindeki değişimler belirleyici olmuştur. Bu durumun etkisi özellikle Aziziye ve Bozlar polyeleri tabanlarının batı yönlü bir eğim ihtiva etmesi dolayısıyla kanıtlanabilir. Bölgede yer alan polye tabanlarında herhangi bir düdenin bulunmaması da sahanın yeraltı karst sisteminden yoksun olduğuna işaret eder. Böyle bir durum zaten sığ karstın genel karakterlerinden biridir. Bu doğrultuda Kestel Dağı’nın orta yamaç kesiminde yer alan geçirimsiz Kızılcadağ melanj ve olistostromlarından aşağıda kalan topoğrafya için karstlaşmada temel belirleyici düzey, MTD konumunda olan önce Karataş depresyonu ve onun nihayetinde bağlandığı Burdur Gölü depresyonudur. Sahanın lito-stratigrafik özelliklerinden dolayı belirgin kalınlıklar sunmayan karstik birimlerin hemen altında geçirimsiz yapıların varlığı karstlaşmanın derinlik kazanmasını engellemiş ve karstik şekiller sığ karstı karakterize edecek şekillerde daha çok bu depresyonların kontrolünde gelişmişlerdir.

2.4.2. Karst Taban Düzeyinin Karstlaşmaya Etkisi

Bir bölgede KTD, MTD’den bağımsız bir şekilde ve konumda bulunabilir. Karstik çözünmeye uygun birimler arasında bulunan geçirimsiz kayalar karakteristik KTD yapılarıdır. Ancak KTD’nin MTD’den daha derinlerde bulunması saha için

karstlaşmanın MTD'ye göre şekillenmesine neden olur. Ters durumda KTD, MTD'den yüksek alanlarda konumlandığında ise karstlaşma MTD'den bağımsız bir konum ve yükseltide şekillenir. Ancak nihayetinde morfolojik süreçler bölgeyi MTD düzeyine eriştirecektir.

Araştırma sahasında Kestel Dağı'nın orta yamacı boyunca bir kuşak halinde uzanan Kızılcadağ melanj ve olistostromundan aşağıda kalan saha için Burdur Gölü hem MTD hem de KTD konumundadır. Ancak bu birimin üzerinde Kestel Dağı'nın sırt kesimlerinde bulunan Dutdere kireçtaşlarına ait formasyonlar için KTD büyük ölçüde Kızılcadağ melanj ve olistostromlarıdır (Şekil 3). Bu iki birimin dokanak alanında ortaya çıkan su kaynakları KTD'nin Kızılcadağ birimleri olduğunu kanıtlar niteliktedir. Bu sınır bölgesinden çıkan kaynak suları, ikincil bir şekilde bölgeyi polye havzalarına akaçlar ve dolayısıyla Burdur Gölü'ne (MTD) doğru gelişen akarsu sistemleri ile polyeler yüzeyden dış drenaja açılır. Araştırma bölgesinin kuzeyi ise tamamen dış drenaja açıktır (Şekil 17) ve doğudan Çeltikçi Polyesi, kuzey ve batıdan ise Burdur Gölü bu sahanın MTD'sini teşkil eder.

2.4.3. Akarsularla Yarılmanın Karstlaşmaya Etkisi

Bir alanda faaliyet gösteren akarsular, her zaman en alçak alanda ve aşınımına en dayanıksız süreksizliklerde akış gösterir. Dolayısıyla seçici aşınımınla birlikte flüvyal yarılmalar bölge morfolojisini belirler.

Araştırma sahası Kestel Dağı'nın doğu yamacındaki kaynaklardan beslenen akarsu drenajıyla örülüdür. Kaynak kısmından MTD'ye doğru yönelen akarsular zayıf zonları seçmek suretiyle akışa geçmişlerdir. Bölgenin batı kesiminde yaygınlık gösteren Üst Pliyosen düzlüklerine ait yüzeyleri parçalayan ve kabaca plato karakteri veren akarsular bölgeyi karakteristik bir biçimde deforme etmiştir. Yüzeyler üzerinde meydana gelen akarsu vadileri karstlaşmaya maruz kalarak yanal yönde genişlemiş ve flüvyokarstik depresyonlara dönüşmüşler veya sahanın kuzey alanlarında, özellikle Kapaklı ve Bereket köylerinin kuzeyinde olduğu gibi akarsularla yarılmış alanlar birer uvala yapısı kazanmıştır (Şekil 2).

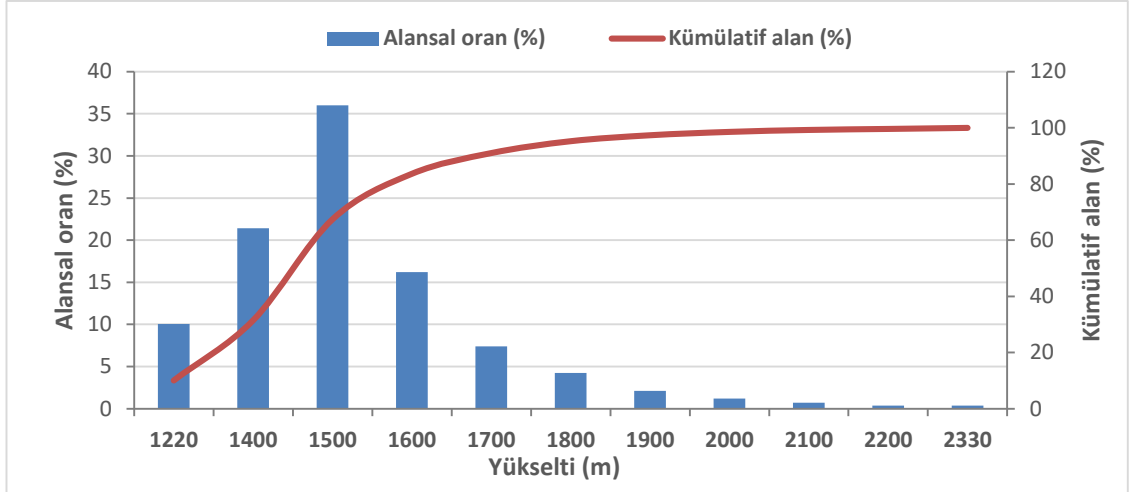
2.4.4. Yükseltinin Karstlaşmaya Etkisi

Karstik bir alanın yükseltisi gerek KTD ve MTD arasındaki yükselti farkı gerekse iklimsel özellikler üzerindeki etkileri dolayısıyla önem arz eder. Yükseltiye

bağlı olarak bölgeyi denetleyen KTD'nin aşağılarda kalması, bölgede mevcut yüzey ve yer altı sularının hidrolojik olarak güçlü bir akış karakteri göstermesine ve buna bağlı olarak özellikle fiziksel aşındırıcı güçlerinin artmasına neden olur. Aynı zamanda yükselti bölgenin sıcaklık ve özellikle yağış özelliklerini denetler. Yükseltinin artması sıcaklığın azalması ve belli yükseltilere kadar yağışın artmasına sebep olur.

Araştırma sahasının batı kesimi bir kuşak halinde Kestel Dağı ile sınırlıdır. Orografik uzanımı dolayısıyla B ve GB yönlü yağışlı hava kütleleri önünde set gibi uzanır ve yağış miktarının artmasına olanak tanır. Aynı zamanda yükseltisine bağlı olarak da yağış miktarı artar. Dağın eteklerinde gelişim gösteren polye sistemleri Burdur gölüne drene olur ve bölgenin en alçak sahalarını oluşturur. Sahanın en alçak kesimi Aziziye Polyesinin batı kenarıdır (1220 m). Araştırma sahasının ortalama yükseltisi ise 1775 metredir. Burdur Gölü'nün güncel yükseltisi 846 metredir (URL 1). Aradaki yükselti farkı dolayısıyla bölgede meydana gelen akaçlanma hızlı biçimde devam etmekte ve bu etken dolayısıyla araştırma sahasında genel topoğrafik eğim batı yönündedir. Bu MTD ile araştırma sahası arasındaki yükselti farkının temel sonucudur.

Araştırma alanında 100 m aralıklara göre alansal yoğunluk grafiği dikkate alındığında en fazla alan kaplayan yükselti aralıkları 1300-1400 m ve 1400-1500 m düzeyinde yer alan alanlardır (Şekil 10; Grafik 2). 1300-1400 m aralığında yükseltiye sahip kesimler araştırma sahasının %21,4'ünü oluştururken 1400-1500 m civarında yükseltiye sahip olan alanlar ise %36'lık bir sahayı teşkil etmektedir. Alansal yoğunluğun en fazla olduğu üçüncü yükselti aralığı ise %16,2 ile 1500-1600 m aralığıdır. Bu alanlar genellikle Pliyosen (DIII) yüzeylerine karşılık gelmektedir. Buna göre araştırma alanı, 1220-1300 metreler (Polye ve vadi tabanları, %10,4) ile 2200-2330 metreler (Kestel Dağı, %0,8) arasındaki dalgalı topoğrafyadan oluşan farklı yükselti katlarından oluşmaktadır (Şekil 10).



Grafik 2: Araştırma alanına ait 100 metrelik yükselti aralıkları ve bunların sahip oldukları alansal oranlar

2.4.5. Eğimin Karstlaşmaya Etkisi

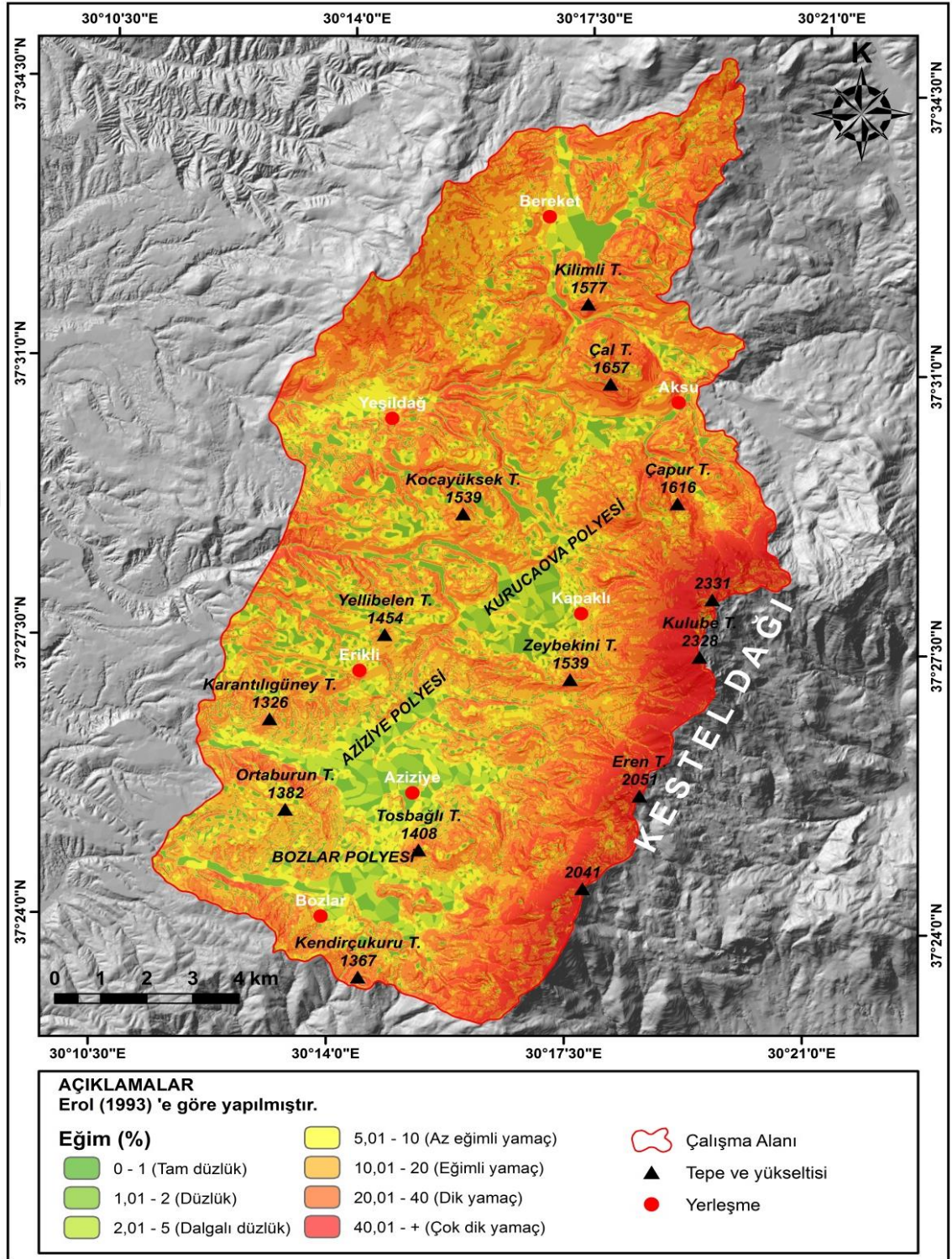
Karstik bir alanda eğim, kayaç ile suyun temas süresini denetlemesi (oyalanma süresi) ve flüvyal akışın yönünü, dolayısıyla karstlaşmanın uzanımını belirlemesi açısından önemlidir. Yine eğimin artması akarsuların fiziksel aşındırma güçlerini arttırırken düşük eğimli sahalarda flüvyal erozyon çok kısıtlı bir biçimde gelişir. Hatta eğimin sifıra yaklaştığı alanlar birikim alanlarına karşılık gelir (Erinç, 2015a). Araştırma sahasında polye tabanları dik ve dike yakın eğime sahip Kestel Dağı yamaçlarından inen akarsular için birer birikim alanı iken, Kapaklı, Aziziye ve Bozlar polyeleri ile flüvyokarstik depresyon ve uvalalardan çıkan az eğimli akarsular ise bu depresyonları akaçlayan birimlerdir. Ancak dik eğimli alanlardan inen birikim malzemesi, düşük eğimli polye ve depresyon tabanlarından taşınan malzeme miktarından fazla olduğu için özellikle polye tabanları yataya yakın bir biçimde doğu yönlü eğime sahiptir.

Araştırma alanına ait Erol (1993)'a göre hazırlanmış eğim sınıflaması haritası (Şekil 11) ve grafiği dikkate alındığında en fazla alan kaplayan, eğim aralığı 20-40° arasında yer alan alan “dik yamaçlar”dır. Bu alanlar araştırma sahasının %32,7’sini teşkil eder. En fazla alansal orana sahip diğer eğim aralığı ise 10-20° aralığındaki “eğimli yamaçlar”dır ve bunlar sahanın %25,6’sını oluşturur. Daha sonra %12,4 alana sahip 40+° alanlar (çok dik yamaçlar), %11,8 alana sahip 5-10° eğim değerleri aralığındaki alanlar (az eğimli yamaçlar), %9 alana sahip 0-1° eğim değerlerine sahip alanlar (tam düzlükler), %6,3 alana sahip 2-5° eğim değerlerine sahip alanlar (dalgalı düzlükler) ve %2,2 alana sahip 1-2° eğim değerlerine sahip alanlar (düzlükler) yer alır.

Buna göre sahada düzlüklerin toplam değeri %11,2'dir; buna dalgalı düzlükleri de katarsak bu toplam değer %17,5'e ulaşmaktadır (Tablo 8). Sahanın batısını sınırlandıran Kestel Dağı, Yeşildağ köyünün KB'sında kalan tepelik alan, Bereket köyünün kuzeydoğusunda yer alan tepelik alanlar, Çal Tepe ve Pliyosen (DIII) yüzeylerin polye ve flüvyokarstik yapıların tabanlarıyla birleştiği yamaçların araştırma alanında fazla yer tutması, dolayısıyla eğim değerleri dik ve çok dik eğim değerine sahip alanların da fazla bir oranda yer tutmasında temel faktördür (Şekil 11).

Tablo 8: Araştırma sahasında, Erol (1993)'a göre eğim değerleri ve eğim sınıflarının oranları (%)

Eğim (%)	Eğim Sınıfı	Eğim (%)
0-1	Tam Düzlük	9,0
1-2	Düzlük	2,2
2-5	Dalgalı Düzlük	6,3
5-10	Az Eğimli Yamaç	11,8
10-20	Eğimli Yamaç	25,6
20-40	Dik Yamaç	32,7
40+	Çok Dik Yamaç	12,4

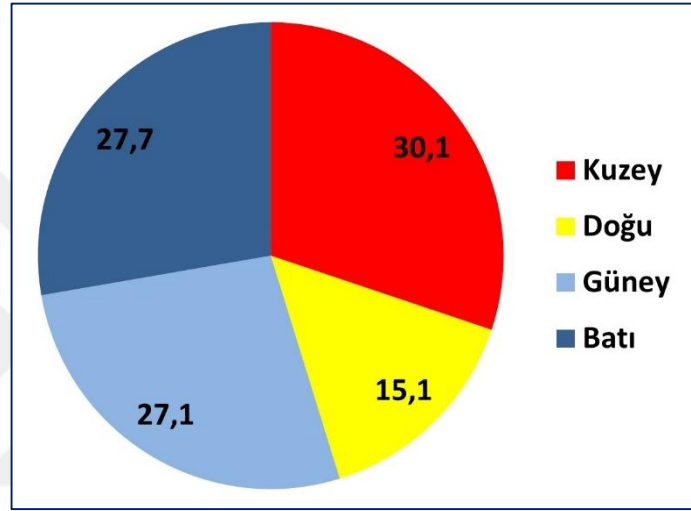


Şekil 11: Araştırma sahasının eğim haritası

2.4.6. Bakının Karstlaşmaya Etkisi

Bakı, karst topoğrafyaları için yağışlı cepheye ve Güneş'e olan bakı açısından önem arz eder. Yağışlı cephe önünde uzanan karstik litolojiye sahip orografik yapılar

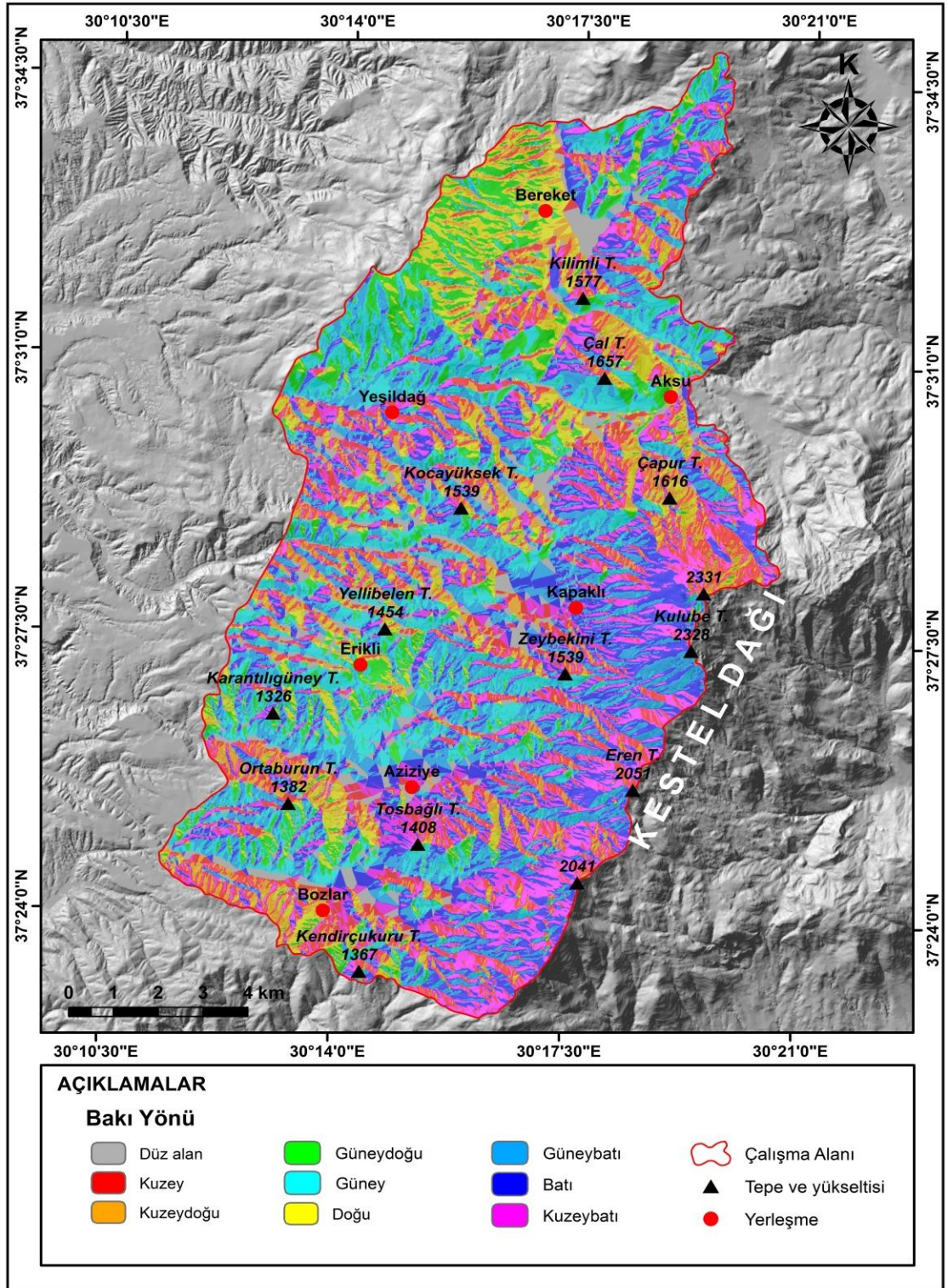
daha fazla yağış alır ve dolayısıyla karstlaşma daha etkili biçimde gelişir. Güneş'e olan bakı faktörü de doğrudan ısıma ile su ve yüzey ısınmasını artırıp çözünmeyi artırması dolayısıyla etkili olmaktadır. Araştırma alanında özellikle B-GB yönünden gelen Akdeniz cephe sisteminden kaynağını alan yağışlı hava kütlelerine bakmakta ve daha fazla yağış almaktadır. İnceleme alanında ana yönlerle (K, G, D, B) ait bakı grafiği dikkate alındığında en fazla alansal oran %30,1 ile kuzey yönündedir. Daha sonra %27,7 ile batı, %27,1 güney ve %15,1 oranıyla doğu yönlü bir bakı oranı hakimdir (Grafik 3; Foto 18: Şekil 12).



Grafik 3: Araştırma alanında ana yönlerle ait bakı oranları grafiği



Foto 18: Çal Tepe'den güneye bakış (Kestel Dağı'nın batı yamaçları)



Şekil 12: Araştırma sahasının bakı haritası

2.5. İklim Özellikleri

Karstik şekillerin gelişiminde temel şart olan jeolojik özelliklerden sonra (Şimşek, 2018) bu morfolojilerin gelişmesinde belirleyici olan ve karst

topoğrafyalarının şekillenmesini sağlayan temel faktörlerden biri de iklim özellikleridir (Nazik, 2016). İklim, gerek sıcaklık ve yağış özelliklerini belirlemesi gerekse bölgede hâkim bitki örtüsü ve toprak gelişiminde belirleyici olması dolayısıyla (Erinç, 2015) karstlaşmada doğrudan ve dolaylı şekilde etkilidir (Tuncer, 2018). Lakin iklimin belirleyici özelliği dar alanlı bölgelerden ziyade küresel boyutta meydana gelen ve ekvatorndan kutuplara doğru (Enlem, Dünya'nın şekli ve diğer etkenler dolayısıyla) kuşaklar halinde birbirinden ayrılan bölgelere ve genel atmosfer dolaşımına göre değişiklik gösterir (Erol, 1992; Türkeş, 2019; Erinç, 1996).

Karstik erozyonun temel etkeni olan suyun sahip olduğu sıcaklık hem reaksiyon hızını belirlemesi hem de su bünyesinde bulunan CO₂ miktarını belirlemesi yönüyle önem arz eder. Nitekim sıcaklığın her 10°C artması çözünme hızını iki kat artırır. Fakat sıcaklığın artışı suyun CO₂ tutma kapasitesini düşürür (Pekcan, 1999). Ancak burada erozyon hızı üzerinde daha etkili olan hava sıcaklığı faktörüdür. Bu duruma bağlı olarak karstik erozyon tropikal iklimlerde (yağışın devinimi de göz önünde bulundurularak) en yüksek hızda gelişir. Tüm bunların yanı sıra suyun hareket eder durumda yani donmamış olması gerekir. Havanın 0°C üzerinde bir sıcaklığa sahip olması da karstik erozyonun meydana gelebilmesi için elzem bir koşuldur. Yağış koşulları ise karstlaşmada temel etken olan suyun oluşumu, bölgesel dağılışı ve mevsimlere göre miktarını belirler (Erinç, 2015; Pekcan, 1999; Şahinci, 1991). Nitekim 300 mm altında yağış alan kurak sahalarda karstik erozyona ait şekiller gelişim gösterememektedir (Şimşek, 2018). Yağışın ne şekilde yer yüzüne düştüğü de karstik erozyonun gelişim hızı ve meydana geldiği konum üzerinde etkili olur. Yağmur şeklinde meydana gelen yağışlar genel olarak yüzey karstında belirleyici olmakla beraber sızmalarla yer altında gelişim gösteren karstik şekilleri de oluşturur. Ancak çiseli bir yağışla sağanak bir yağış aynı oranda yüzeysel erozyonu meydana getiremez. Çiseli yağışlar suyun karstik yüzeyle temas süresini uzatması dolayısıyla yüzey karstlaşması açısından daha belirleyicidir. Yağışın kar şeklinde düşmesi ise karın erimesiyle birlikte ehemmiyet arz eder. Kar şeklinde düşen yağışın sıvı hale gelmesi, sıcaklığının düşük olmasına bağlı olarak CO₂ miktarının fazla olmasına olanak sağlar. Burada vurgulanması gereken önemli bir husus ise kar tanelerinin yüzeysel alan bakımından geniş bir yapıda olması ve ağır bir şekilde yer yüzüne inmesi dolayısıyla atmosferdeki CO₂ yi daha fazla tutmasıdır. Bünyesinde yoğun CO₂ bulunduran kar, sıvı hale gelip akışa geçmesiyle

birlikte karstik kayaçlar üzerinde daha etkili bir erozyon meydana getirir. Kar erimeleriyle ortaya çıkan akarsular (hızlı bir mevsimsel ısınmadan ziyade kuzey ve güney kutup alanlarına yakın bölgelerde yer alan iklim sahalarındaki gibi) zayıf ve ağır ağır hareket eder. Bu hareket dolayısıyla su ile kayaç teması artar ve suda yüklü CO₂, kuvvetli bir çözünme faaliyeti ortaya koyar. Bu duruma bağlı olarak buzul erimelerinin başlayıp flüvyal akışa geçtiği uç alanlarda karstlaşma genel olarak derine doğru (derin karst) gelişir. Bunun temel sebebi ise akışın az, CO₂ etkinliğinin fazla olmasıdır. Nitekim ülkemizde gelişim gösteren paleo buzul vadilerinin alt kısımlarından (cephe morenlerinin dış kesimleri) itibaren gelişim gösteren şaft biçimli düdenler, derin mağara sistemleri ve mağara kanyonlar bu sürecin geçerliliğini destekleyen Anadolu'dan örneklerini oluşturur (Nazik, 2010; Nazik & Bayarı, 2018).

Bu doğrultuda sahanın özel ve matematik konumlarının beraberinde getirdiği iklimsel özelliklerin yanı sıra Burdur Meteoroloji İstasyonu'ndan alınan 1960-2020 yılları arasındaki (61 yıl) (Tablo 9) veriler ve Fick ve Hijmans (2017)'dan elde edilen veriler ışığında sahanın iklim özellikleri sonraki başlıklar içerisinde detaylı bir biçimde analiz edilmiştir.

Meteoroloji gözlemevinin tam olarak çalışma alanı sınırları içerisinde bulunmaması ve yükselti farkı dolayısıyla sıcaklık ve yağış haritaları, istasyon verilerinin araştırma alanı ve çevresine ait SYM modeline uygun şekilde analiz edilmesiyle oluşturulmuştur. Yine araştırma alanının dar alanlı ve özel konumu itibarıyla Burdur istasyonunun yer aldığı alana göre nispeten farklı iklim koşulları ihtiva etmesi durumuna bağlı olarak (Fick ve Hijmans 2018) 40 yıllık iklim haritaları üzerine, çalışma alanının ortalama yükseltisi olan (1775 m) alanlara 138 adet nokta atılarak veriler üretilmiş ve bu doğrultuda su bilançosu, grafikler ve iklim sınıflamaları hazırlanmıştır.

Tablo 9: Burdur meteoroloji istasyonunun genel özellikleri

İstasyon Adı	İstasyon No	Enlem (°)	Boylam (°)	Yükseklik (m)	Rasat Süresi (Yıl)
Burdur	17238	37.72	30.29	957	1960-2020

2.5.1. Genel Atmosfer Dolaşımı

Ülkemiz matematik konum itibarıyla orta kuşak ılıman iklim bölgesinde yer almasının yanı sıra üç tarafının denizlerle çevrili olması, orografik uzanımlar ve Kuzey Yarım Küre’de yer alan önemli basınç merkezlerine yakın olması dolayısıyla kısa mesafeler dahilinde farklılıklar gösteren birden çok iklim karakterine sahiptir ve bu özellikleri itibarıyla yaz aylarında yerel iklimik koşulların etkisinde kalırken kış aylarında ise genel atmosfer dolaşımının etkinliğinde kalmaktadır (Erinç, 1996; Koçman, 1993; Öztürk vd. 2017).

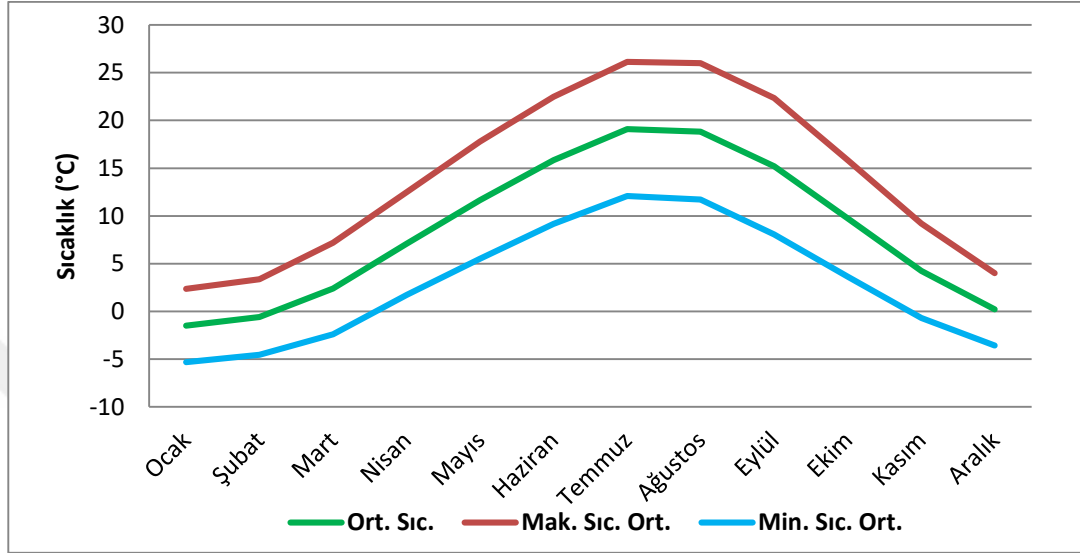
Anadolu’nun Kuzey Yarım Küre’de yer alması sebebiyle genel olarak kuzeyinde yer alan basınç merkezleri sıcaklığı düşürmekte, güneyde yer alan basınç merkezleri ise sıcaklık üzerinde pozitif etkiler oluşturmaktadır. KB yönden ülkemizi etkileyen İzlanda dinamik alçak basınç ve yine KD yönünden etkinlik gösteren Sibirya termik yüksek basınç kış aylarında etkili olur. Güney sektörlü basınç merkezleri olan Asor dinamik yüksek basınç ve Basra termik alçak basınç merkezleridir. Burada yine kış mevsimlerinde etkinliğini arttıran ve alanını genişleten Asor dinamik yüksek basınç Avrupa üzerinden Türkiye’ye ulaşır ve karasal ortamdan geçmesi dolayısıyla nem ve yağış bakımından fakir bir karakter gösterir. Basra dinamik alçak basınç ise yaz aylarında alanını genişleterek çöl sıcaklıklarının Anadolu’ya gelmesine sebebiyet verir (Erinç, 1996; Türkeş, 2019).

2.5.2. Sıcaklık Özellikleri

Kimyasal erozyon üzerinde belirleyiciliği yukarıda ayrıntılı biçimde açıklanan sıcaklık, suyun sıvı halde bulunarak hareket etmesi adına elzem koşullardan biridir. Nitekim 0°C altındaki sıcaklıklar suyun donmasına ve dolayısıyla kayaç ile suyun kimyasal reaksiyonunun durmasına sebep olur. Ayrıca sıcaklığın düşük veya yüksek olması suyun bünyesinde yer alan CO₂ miktarını da denetler (Pekcan, 1999; Erinç, 2015b).

Fick ve Hijmans (2017) tarafından oluşturulan haritalardan üretilen meteorolojik verileri analiz edildiğinde sahada yıllık ortalama sıcaklık 8,5°C, yıllık maksimum sıcaklık ortalaması 14,1°C, yıllık minimum sıcaklık ortalaması ise 2,9°C’dir. En yüksek sıcaklık değerlerini kapsayan iki ay ise temmuz (19,1°C) ve ağustos (18,8°C) aylarıdır. Bu aylarda yağışın da denetiminde kimyasal reaksiyon hızı güçlü bir biçimde gelişim

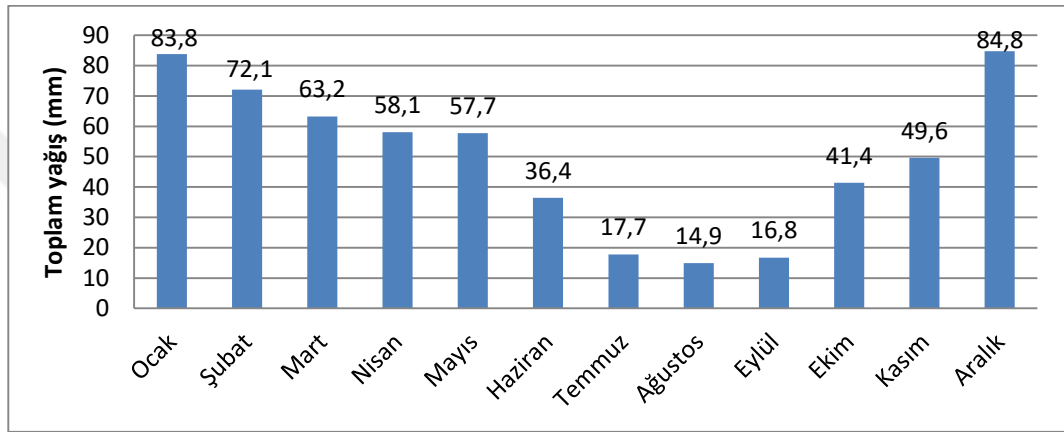
gösterir. Çalışma alanında en düşük sıcaklık değerleri ocak (-5,3°C), şubat (-4,5°C), mart (-2,4°C) ve aralık (-3,6°C) aylarına rastlar (Grafik 4). Dolayısıyla sıcaklık değerlerinin 0°C altına düşmesi sonucu karstlaşmanın sıcaklık açısından en fazla yavaşlama gösterdiği aylar bu aylardır.



Grafik 4: (Fick ve Hijmans, 2017) haritalarına göre araştırma alanının aylık sıcaklık değerleri grafiği

Araştırma sahasının sıcaklık haritası oluşturulurken Burdur meteoroloji istasyonuna ait yıllık ortalama sıcaklık verisinden yararlanılmış ve istasyon yükseltisi (957 m) ile çalışma alanına ait en yüksek nokta (2331 m) arasındaki yükselti farkı göz önünde bulundurularak sıcaklığı bilinmeyen dağlık saha ve yakın çevresine ait sıcaklık değerleri, ortalama dikey sıcaklık değişim oranı dikkate alınarak (0,50 °C / 100 m) hesaplanmıştır (Erinç, 1996; Şekil 13).

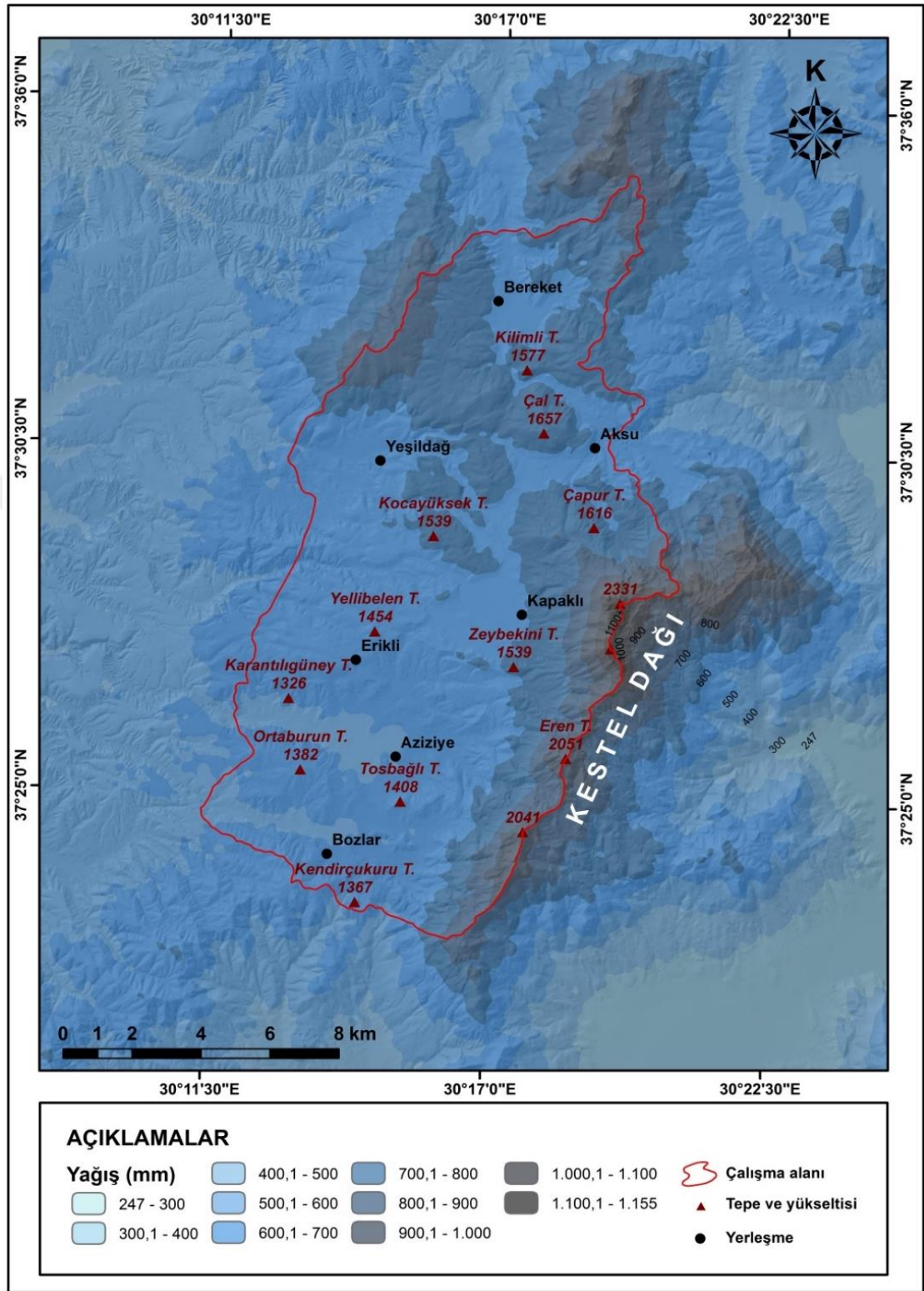
temas yüzeylerinde meydana gelen kısmi korrozyon dışında (doygunluğun meydana gelmesine bağlı olarak) herhangi bir aşındırma süreci ortaya çıkmaz. Ayrıca yağışın miktarı ve yağış türü ise yukarıda açıklandığı üzere değişken koşullara göre farklı hız ve şiddette kimyasal bir erozyon meydana getirir. Dolayısıyla sahada temel etkenin (su) aylık, yıllık ve ortalama verileri çalışma alanında gelişim gösteren karstlaşma adına önem arz etmektedir. Fick ve Hijmans (2017)'nin oluşturduğu haritalardan yararlanılarak üretilen verilere göre araştırma sahasında yıllık toplam yağış miktarı 596 mm'dir (Grafik 5).



Grafik 5: Fick ve Hijmans (2017) verilerine göre araştırma sahasının aylık toplam yağış miktarları

Sahanın yağış haritası oluşturulurken Burdur meteoroloji istasyonuna ait veriler, inceleme alanının ortalama yükseltisi (1775 m) ile istasyonun bulunduğu yükselti (957 m) farkı göz önünde bulundurularak Schreiber Formülü'ne göre ($Ph=Po+54h$) hesaplanmıştır (Ardel vd., 1969; Erinç 1996).

Bölgenin yağış haritası incelendiğinde araştırma alanında yağışın en fazla düştüğü yer Kestel Dağı'nın zirve kesimleridir. Bu orojenik yapının zirvesinden eteklere doğru yağış kademeli biçimde azalma trendindedir. Sahanın batı kesimini sınırlayan bu dağ silsilesi yükseltinin etkisine bağlı olarak yağış miktarı açısından fazlaca etkilenmesinin yanı sıra bölgede hâkim olan B ve GB sektörlü hava hareketlerinin önünde set gibi uzanması dolayısıyla yağışların batı yamaçlarında göreceli olarak daha fazla miktarda düşmesine de olanak sağlamıştır (Şekil 14). Bölgede en fazla yağış aralık ayında görülürken en az yağış miktarı ise ağustos ayında gerçekleşmektedir.



Şekil 14: Araştırma sahasının ortalama yağış dağılışı haritası

2.5.4. Kar Yağışı ve Kar Örtüsü

Atmosferdeki su buharının katı halde yer yüzüne inen hali olan kar, bulunduğu hal itibariyle karstlaşma üzerinde herhangi bir etkinlik gösteremez. Ancak sıvı hale geçerek karstik erozyonu meydana getirebilir. Bu durum ise kar ile zemin arasında meydana gelen sıcaklık etkileşiminden ve toprağa ait sıcaklıktan kaynaklanan ısınma sonucu ortaya çıkan film suları ile atmosferde meydana gelen ısınmadan kaynaklı kar erimeleri sonucunda gelişim gösterir. Ayrıca kar yağışları yağmurlara göre daha fazla CO₂ barındırmaları dolayısıyla karstlaşma üzerinde güçlü korrozif etkiler ihtiva eder.

Burdur meteoroloji istasyonu (957 m) verilere göre çalışma alanı ve yakın çevresinde yıllık kar yağışlı günler toplamı 9,94 iken yıllık karla örtülü günler toplamı 10,01'dir. İstasyon verilerine göre mayıs ve ekim ayları arasında kar yağışı meydana gelmemekte, kar yağışlı gün sayısı en fazla olan ay ocak (3,25) ve yine karın yerde kalma süresi en fazla olan ay da ocak (3,97)'tir (Tablo 10). İstasyon verilerine göre aylık maksimum kar kalınlığı şubat ayında (46 cm) meydana gelmektedir. Ancak meteoroloji istasyonunun çalışma alanına uzaklığının fazla olması ve yükseltisinin (957 m) çalışma alanı yükseltisinden (en yüksek tepe 2331 m) düşük olması dolayısıyla çalışma alanı ve çevresinde kar yağışlı ve kar örtülü günlerin daha fazla olacağı yorumu yapılabilir.

Tablo 10: Burdur meteoroloji istasyonuna ait kar yağışlı ve kar örtülü günler sayısı.

Parametreler	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A	Yıllık
Ay. Kar Yağ. Gün Say. Ort.	3,25	2,57	1,56	0,25							0,46	1,85	9,94
Ay. Kar Ört. Gün Say. Ort.	3,97	2,80	1,11	0,13							0,30	1,70	10,01

2.5.5. Nem Özellikleri

Bir sahada nem varlığı özellikle kimyasal reaksiyona uğrayabilen kayalar üzerinde korrozif bir etki meydana getirmektedir. Nitekim atmosferdeki nemin kayalar yüzeylerinde yoğunlaşması ve yer yer küçük damlacıklar halinde birikimler meydana getirmeleri, o alanda kimyasal tepkimeye yol açar ve damla erozyon biçimli aşınım şekillerinin gelişmesine olanak verir. Dolayısıyla nem faktörü de karstik şekillerin gelişiminde önem arz etmektedir. Bölgede yıllık ortalama nispi nem değeri %57,4 değerindedir ve aylara göre dağılımı Tablo 11'de yer almaktadır.

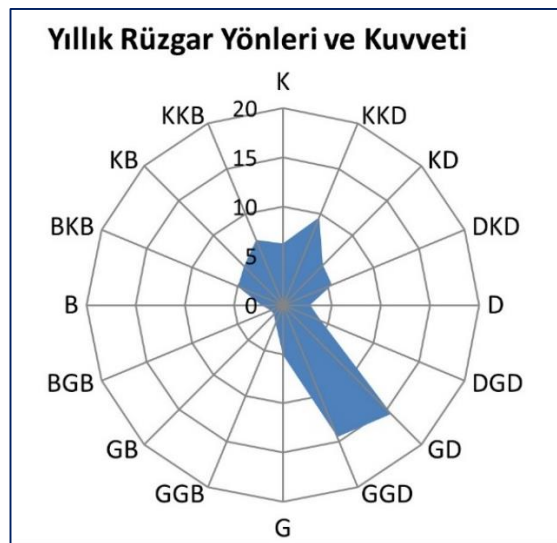
Tablo 11: Burdur meteoroloji istasyonuna göre aylık ve yıllık ortalama nispi nem değeri (%)

	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A	Yıllık
Aylık Ort. Nispi Nem (%)	73,3	69,0	62,2	57,5	54,7	48,2	40,2	40,4	45,5	56,6	66,0	74,9	57,4

2.5.6. Rüzgâr Özellikleri

Rüzgâr karstlaşma üzerinde dolaylı şekilde etkiler meydana getirir. Yüklü bir neme sahip olan hava kütlesi, rüzgâr vasıtasıyla taşınıp karstik kayaç yüzeylerine nüfuz ederek karstik deformasyonları meydana getirebilir. Yine benzer şekilde yağış barındıran bulutların yönünü denetleyen rüzgâr, yağışın etki edeceği yönü ve karstik alanın yağışa bakan cephesini belirlemesi dolayısıyla karstlaşma üzerinde etkilidir. Bu etkilerin yanı sıra, karstlaşma sonucunda yüzey üzerinde meydana gelen toprak vb. örtülerin rüzgâr tarafından süpürülmesi, bölgede karstik erozyonun yönü ve derinliği üzerinde belirleyici olur. Bu ve benzer etkiler dolayısıyla rüzgâr karstlaşma üzerinde dolaylı etkilere sahiptir.

Burdur gözlemevinin bulunduğu alanın morfolojik özellikleri ve araştırma alanına olan mesafesinin fazla olması dolayısıyla rüzgâr grafiğindeki hâkim yönlerinin değişim gösterebileceği dikkate alınmalıdır. Burdur istasyonuna ait rüzgâr verilerinde ana hakim yön GD ile GGD olup yıl içinde KKD, DKD, KD, ve KKB, BKB, KB, yönlerinden de belirgin bir kuvvetle estiği saptanmıştır (Grafik 6).



Grafik 6: Burdur meteoroloji istasyonu verilerine göre yıllık rüzgâr yönleri ve kuvvetini gösteren gül diyagramı

2.5.7. İklim Tipi

Bir bölgenin iklim tipi karstlaşmanın gelişiminde temel öneme sahip olan yağış ve sıcaklık özellikleri ile diğer iklim öğelerini belirlemesi dolayısıyla önemlidir. Ancak sadece iklim elemanlarına bakılarak bir bölgenin iklim tipi ortaya konulamaz. Çünkü bir alanın iklim tipini belirleyen, iklim elemanlarının ortaklaşa meydana getirdiği kombinasyondur (Şimşek, 2018; Çiçek, 1996). Bu doğrultuda Fick ve Hijmans (2017) iklim haritalarından temin edilen veriler doğrultusunda Erinç yağış etkinlik indeksi (Erinç, 1996) ve Thorntwaite (Bölük, 2016; Birsoy & Ölgün, 1992; Ardel vd., 1969) yöntemiyle hazırlanan çalışma alanının su bilançosu ortaya konularak araştırma sahasının iklim tipi analiz edilmiştir. Bunların yanı sıra inceleme sahası ve yakın çevresine ait iklimsel veriler Köppen iklim sınıflamasına göre analiz edildiğinde temel iklim grubu olarak kışları ılıman nemli orta enlem C ve alt grup özelliği dikkate alındığında kışları ılık, yazları çok sıcak iklim tipindedir (Csa). Bu iklim sınıfı ülkemizde Akdeniz İklimi alanlarına karşılık gelmektedir (Öztürk vd., 2017).

Saha Erinç yağış indeksine göre ocak, şubat, mart, nisan, kasım ve aralık aylarında *Çok Nemli (ÇN)*, mayıs ve ekim aylarında *Yarı Nemli (YN)*, haziran ayı *Yarı Kurak (YK)*, temmuz ve eylül aylarında *Kurak (K)* ve ağustos ayı *Tam Kurak (TK)* şeklinde ortaya çıkmıştır (Tablo 12). Sahanın yıllık yağış etkinlik indeksi değeri 42,3 düzeyinde olup *Nemli (N)* kategoride yer almıştır. Bu tasnifin karşılık geldiği bitki örtüsü ise *Nemli Orman*'dır (Tablo 1: **Erinç yağış etkinlik indeksine ait kategoriler (Erinç, 1996)**).

Tablo 12: Araştırma sahasının Erinç (1996) formülüne göre iklim tipi

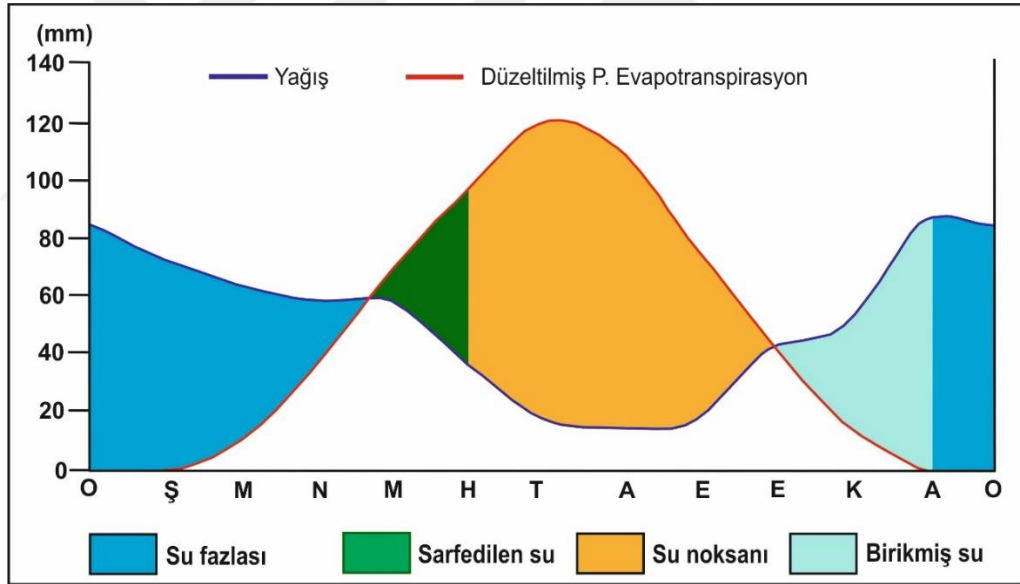
O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A	Yıllık
ÇN	ÇN	ÇN	ÇN	YN	YK	K	TK	K	YN	ÇN	ÇN	N
426,6	257,7	105,7	55,8	38,9	19,4	8,1	6,9	9,0	31,3	64,7	253,2	42,3

Thorntwaite formülüne göre hazırlanan su bilançosu grafiğine göre sahada kış aylarında ve ilkbahar başlangıcında (aralık, ocak, şubat, mart) kuvvetli bir biçimde su fazlası görülmekte, haziran, temmuz ağustos ve eylül aylarında su noksanı görülmektedir (Tablo 13; Grafik 7). Bu tasniflemeye göre sahanın iklim tipi: "*Nemli*,

Mezotermal (orta sıcaklıkta), su noksanı yaz mevsiminde ve çok şiddetli olan, yarı denizel (deniz iklimine yakın) iklimdir (B_1 , B'_1 , s_2 , b'_3)."

Tablo 13: Thorntwaite yöntemine göre araştırma sahasının su bilançosu tablosu

Aylar	O	Ş	M	N	M	H	T	A	Ey	Ek	K	A	Yıllık
Sıcaklık (°C)	-1,5	-0,6	2,4	7,1	11,7	15,8	19,1	18,8	15,2	9,7	4,2	0,2	8,5
Sıcaklık indeksi	0,0	0,0	0,3	1,7	3,6	5,7	7,6	7,4	5,4	2,7	0,8	0,0	35,3
Düzeltilmemiş PE (mm)	0,0	0,0	10,6	33,5	56,7	78,3	95,6	94,2	75,1	46,9	19,4	0,9	511
Güneş. Sür. Kats.	0,9	0,8	1,0	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,0	1,0	0,9	0,8	1,025
Düzeltilmiş PE (mm)	0,0	0,0	10,9	36,8	69,2	96,2	119,1	110,1	77,7	45,2	16,6	0,7	582,5
Yağış (mm)	83,8	72,1	63,2	58,1	57,7	36,4	17,7	14,9	16,8	41,4	49,6	84,8	596,4
Birikmiş suyun değişimi (mm)	0,0	0,0	0,0	-15,5	-38,0	-46,5	0,0	0,0	0,0	12,9	61,5	25,6	0,0
Birikmiş su (mm)	100	100	100	84,5	46,5	0,0	0,0	0,0	0,0	12,9	74,4	100	618,4
Gerçek Evapotranspiras. (mm)	0,0	0,0	10,9	36,8	69,2	83,0	17,7	14,9	16,8	41,4	16,6	0,7	307,9
Su noksanı (mm)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	13,2	101,4	95,2	60,9	3,9	0,0	0,0	274,6
Su fazlası (mm)	83,8	72,1	52,3	21,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	58,5	288



Grafik 7: Fick ve Hijmans (2017) verilerine göre araştırma sahasının Thorntwaite su bilançosu grafiği

2.5.8. Toprak ve Bitki Örtüsü Özellikleri

Karst topoğrafyasının gelişiminde dolaylı etkilere sahip olan toprak ve bitki örtüsü, karstlaşmanın yanal ve düşey gelişiminde toprağın kısmi ölçekte taban düzeyi olması dolayısıyla ve bitkilerin, sızmalarla örtü altı karstlaşmasının (*kapalı karst*) gelişmesine olanak vermesi açısından önem arz eder. Nitekim yüzey drenajında yağış sularının akışına sebep olan toprak örtüsü, üzerinde gelişen bitki örtüsünden

kaynaklanan biyolojik CO₂, hümik asit ve eritici özelliğe sahip olan CO₂ yüklü suları toprak yüzeyi ile karstik kayaç dokanağına yönlendirir ve bunun sonucunda yanal yönde karstlaşma gelişir. Aynı zamanda bu durum dokanak alanlarında korrozyon çentiklerinin (nişler) gelişimine sebep olur (Erinç, 2015: 127) ve niş tavanlarının yer yer fiziksel olarak parçalanmasıyla yanal karstı hızlandırır. Yine toprak örtüsüne bağlı olarak gelişen bitki toplulukları karstlaşmada atmosferdeki CO₂ miktarını arttırması (Pekcan, 1999: 33) ve yüzey drenajını tutarak su ile yüzey arasında oyalanma süresini arttırması dolayısıyla pozitif etki oluşturur. Bununla beraber bitki örtüsü, kökleri vasıtasıyla kırık ve çatlak sistemlerini genişletir, yüzey sularının derinlere inmesini sağlar ve salgıladıkları hümik asit ve biyolojik CO₂ dolayısıyla karstlaşmanın derinlere doğru gelişmesine sebep olur. Bu faktörlerle birlikte yoğun bitki örtüsüne sahip alanlarda toprak ve bitki yüzeylerinde meydana gelen evapotranspirasyon sonucu ortaya çıkan nem bitki toplulukları arasında kalıp yer yer çıplak yüzeylerde yoğunlaşması ve tersinir bir yağış süreci oluşturması (yoğunlaşıp tekrar zemine sızma) dolayısıyla yüzey ve yeraltı karstlaşmasında belirleyicidir. Bunların yanı sıra toprak örtüsüyle karışık ve bitki örtüsü bakımından zengin alanlarda yağış sularının yüzeysel akışı yavaşlar ve zemine sızmaları kolaylaşır. Bu durum humus ve toprak bünyesinde yer alan CO₂'nin su bünyesine geçmesini, dolayısıyla CO₂ miktarının artmasıyla karstik erezyonun da şiddetlenmesini sağlamaktadır (Erinç 2015: 104).

Araştırma alanı yoğun bir bitki örtüsüne sahip olmasının yanı sıra polye, uvala ve flüvyokarstik depresyon tabanlarında sahip olduğu toprak örtüsü dolayısıyla bu iki parametreden de etkili bir biçimde etkilenmektedir. Sahanın doğu kesimini sınırlayan Kestel Dağı'nın üzeri kızılçam, karaçam ve ardıç türlerinden oluşan kuru ormanlarla ve yaşlı meşelerle kaplıdır. Araştırma alanının kuzey kesiminde yer alan Bereket köyü civarındaki dağlık alanlarda ardıç ağaçları yaygınlık gösterirken Kapaklı ve Çamoluk (Aziziye) köyleri civarında seyrek olarak kızılçam örtüleri yaygındır (Kaplan & Örucü, 2019: 108) (Foto 19).

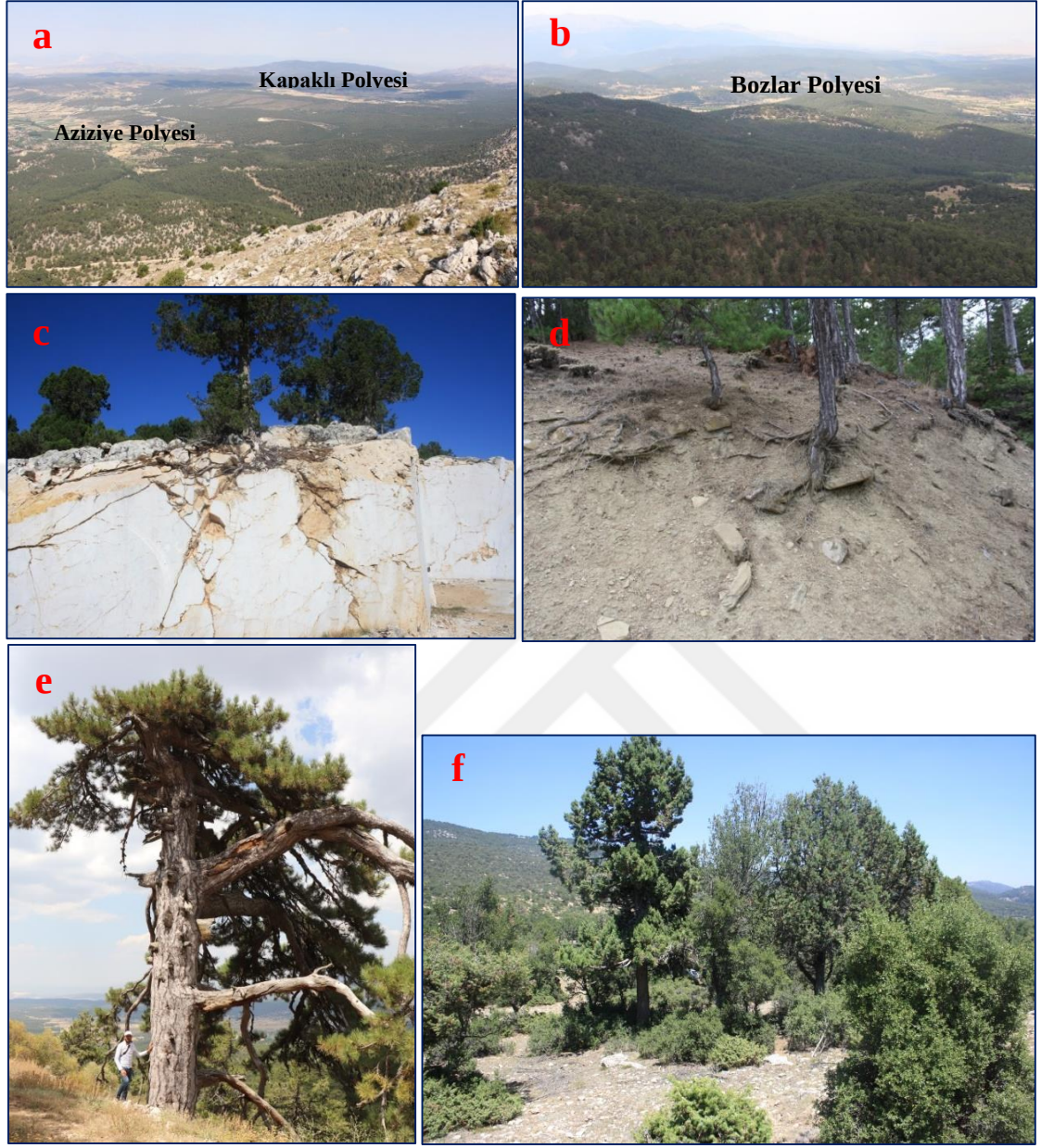
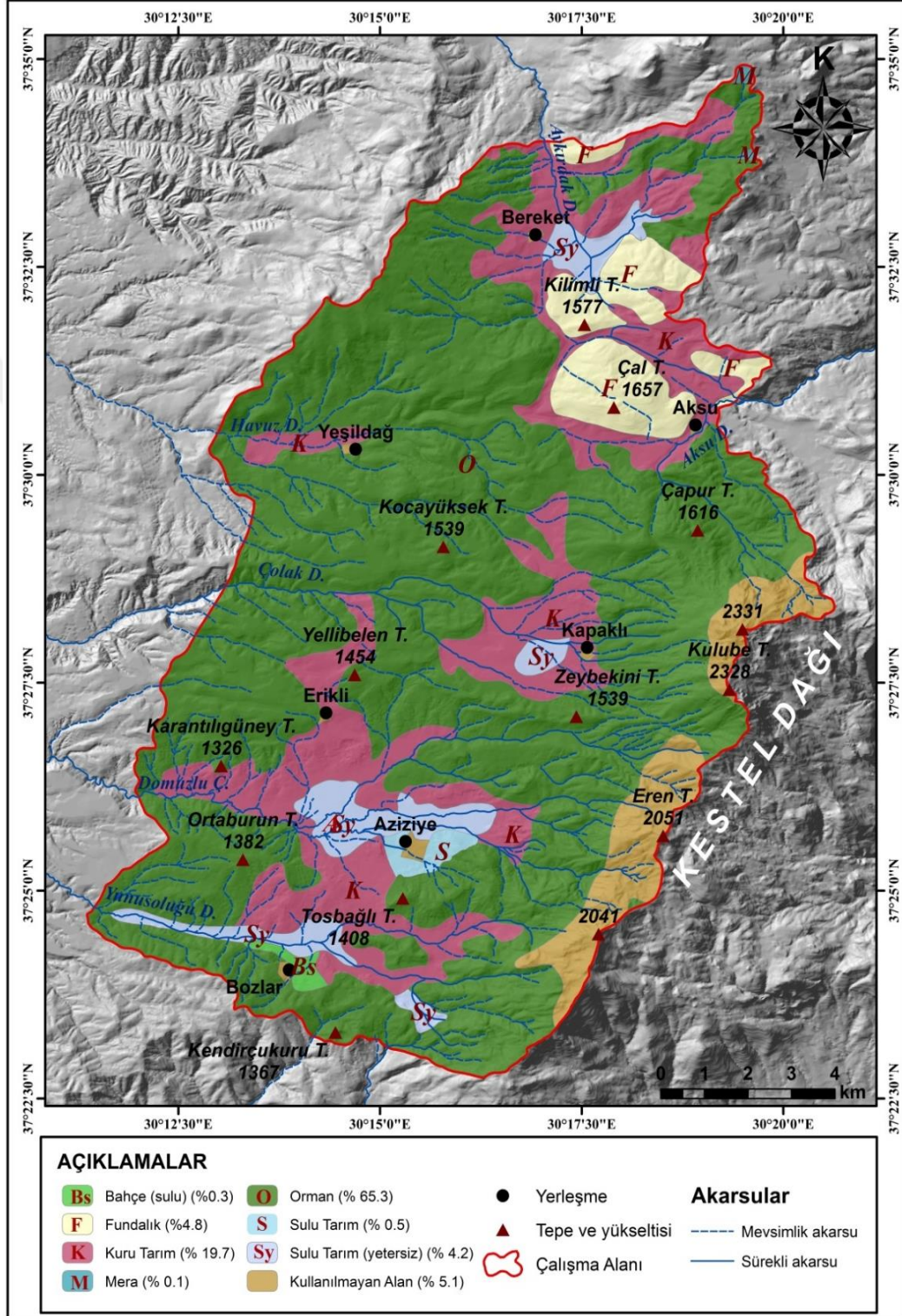


Foto 19: a) Aziziye ve Kapaklı polyeleri çevrelerinde orman örtüsü. **b)** Bozlar Polyesi çevresinde orman örtüsü. **c)** Kilimli Tepe üzerinde ağaç köklerinin mermerde oluşturduğu deformasyon. **d)** Kestel Dağı eteklerinde hareket eden yamacın ağaçların kök kesiminde oluşturduğu deformasyon. **e)** Kestel Dağı eteğinde iyi gelişmiş karaçam. **f)** Yeşildağ depresyonu kuzeyinde meşe, çam ve ardıç ağaçlarından oluşmuş karışık formasyon

Bölgenin 2018 yılı arazi kullanım özellikleri haritası incelendiğinde araştırma alanının %65,3 oranında orman örtüsüyle kaplı olduğu görülmektedir. Bölgenin %19,7'si kuru tarım alanlarına karşılık gelirken geri kalan kesimler yerleşme ve kullanım dışı alan (%5,1), sulu tarım (%0,5) ve yetersiz sulu tarım (%4,2), mera (%0,1),

fundalık (%4,8) ve sulu bahçe (%0,3) alanlarına tekabül eder. Bu inceleme sonucunda sahada örtü altı karstlaşmasının gelişimi için yaygın bir orman örtüsüne sahip olduğu ortaya çıkmaktadır (Şekil 15).



Şekil 15: Araştırma sahasının şimdiki arazi kullanımı haritası

Sahada en geniş alan kaplayan toprak örtüsü %80'lik oranla Kahverengi Orman topraklarıdır. Bu topraklar Kestel Dağı eteklerinde ve polye çevrelerinde yer alan plato ve aşınım yüzeyi parçalarının üzerinde yaygınlık göstermektedir. En fazla alana sahip ikinci toprak grubu ise Kırmızı Akdeniz topraklarıdır (Terra rossa). Bu grup araştırma sahasının kuzey kesimlerinde Aksu köyü civarında yaygındır ve toplam alanın %6,3'lük bölümünü ihtiva eder. Kolüvyal topraklar %5,7'lik bir alana sahipken toprak örtüsünden yoksun sahalar %5,1 alan kaplamaktadır. Sahada en az alan kaplayan alüvyal topraklar genel olarak flüvyokarstik uzanımların tabanlarında yaygınlık gösterir ve %2,9 oranında bir alana sahiptir (Şekil 16; Foto 20).

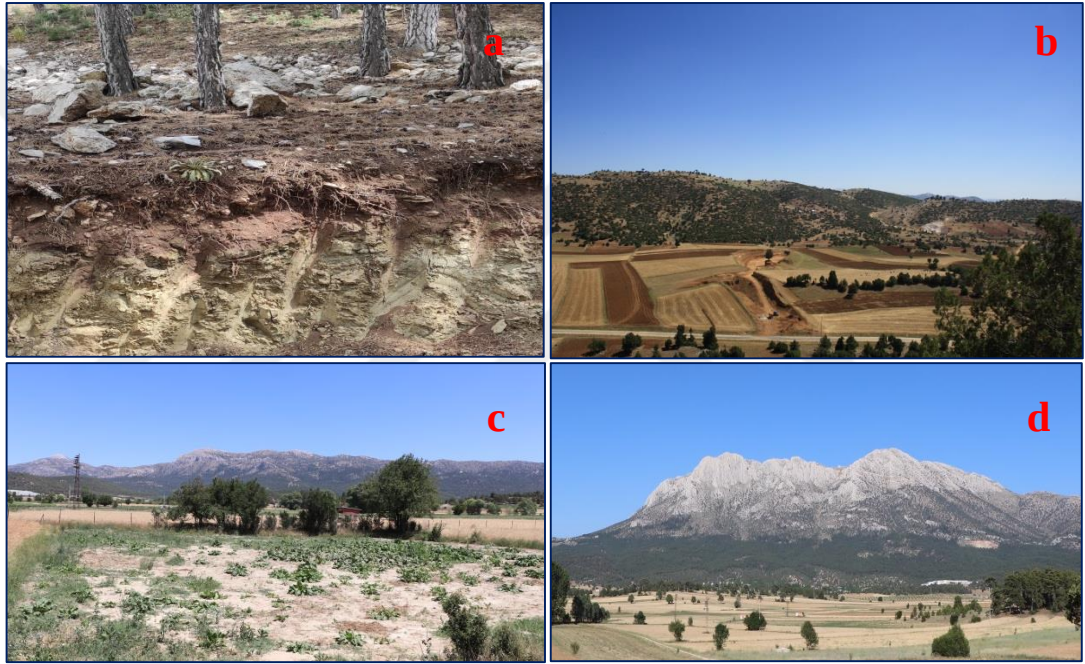
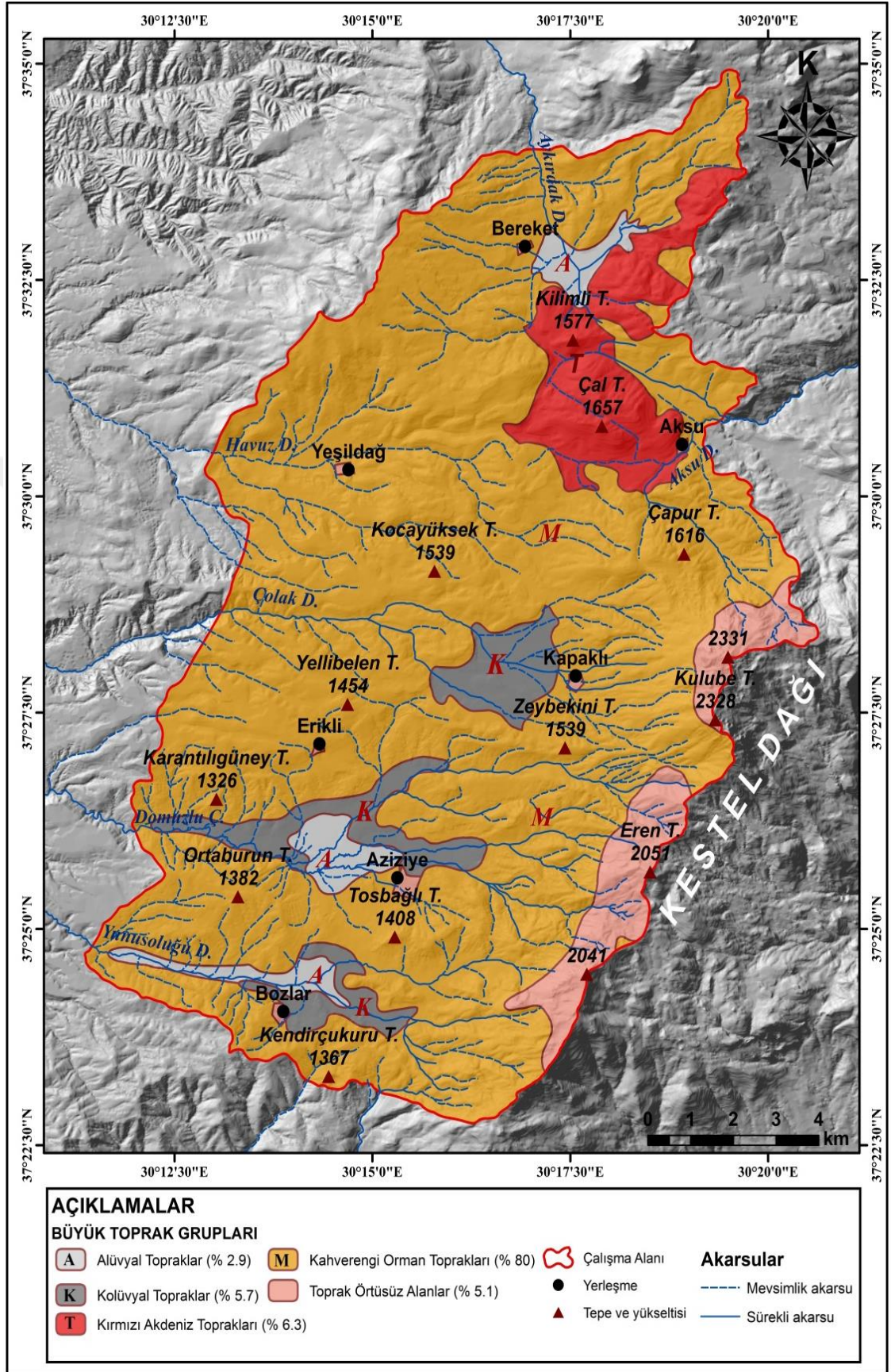


Foto 20: **a)** Kestel Dağı'nın Bozlar Polyesi'ne bakan yamacında kahverengi orman toprağı. **b)** Aksu Polyesi tabanında terra rossa toprağı. **c)** Bozlar Polyesi doğu kesiminde kolüvyal toprak gelişimi. **d)** Kestel Dağı'nın toprak örtüsüz dik yamaçlı batı kesimleri.



Şekil 16: Araştırma sahasının toprak haritası

2.6. Hidrolojik Özellikler

Karstlaşma için olmazsa olmaz koşullardan biri olan ve çözücü faktörler içerisinde yer alan su (Nazik, 2016), bünyesinde barındırdığı CO₂ dolayısıyla çözünmeye uygun kayalar üzerinde korrozif bir etkinlik gösterir. Dolayısıyla karst jeomorfolojisinde temel etken su, temel süreç ise çözünmedir. Çözündürücü etkinliğe sahip olan sular yüzey eğiminin denetimi altında su ile kayacın temas süreleri, diğer bir deyişle oyalanma süresi (Tuncer, 2021) doğrultusunda bir korrozyon meydana getirir. Eğimin hiç olmaması ya da çok fazla olması oyalanma etkinliği üzerinde negatif bir rol oynar. Nitekim yatay yüzeylerde hareketsiz suyun devinimi gerçekleşmez ve dolayısıyla karstlaşma durur. Diğer durumda ise karstik yüzeye çok kısa bir süre temas edip uzaklaşan su, kayaç üzerinde korrozif bir etkinlik gösteremez. Ancak oyalanma süresi korrozyon üzerinde tek başına bir önem ifade etmez. Suyun sahip olduğu sıcaklık ve bağlı olarak bünyesinde bulunan CO₂ miktarı da karstlaşmayı denetleyen suyun fiziko-kimyasal özelliklerindendir. Sıcaklığın artması CO₂ oranını düşürürken karstik erozyon hızını her 10°C’de iki kat arttırmaktadır (Erinç, 2015; Pekcan, 1999).

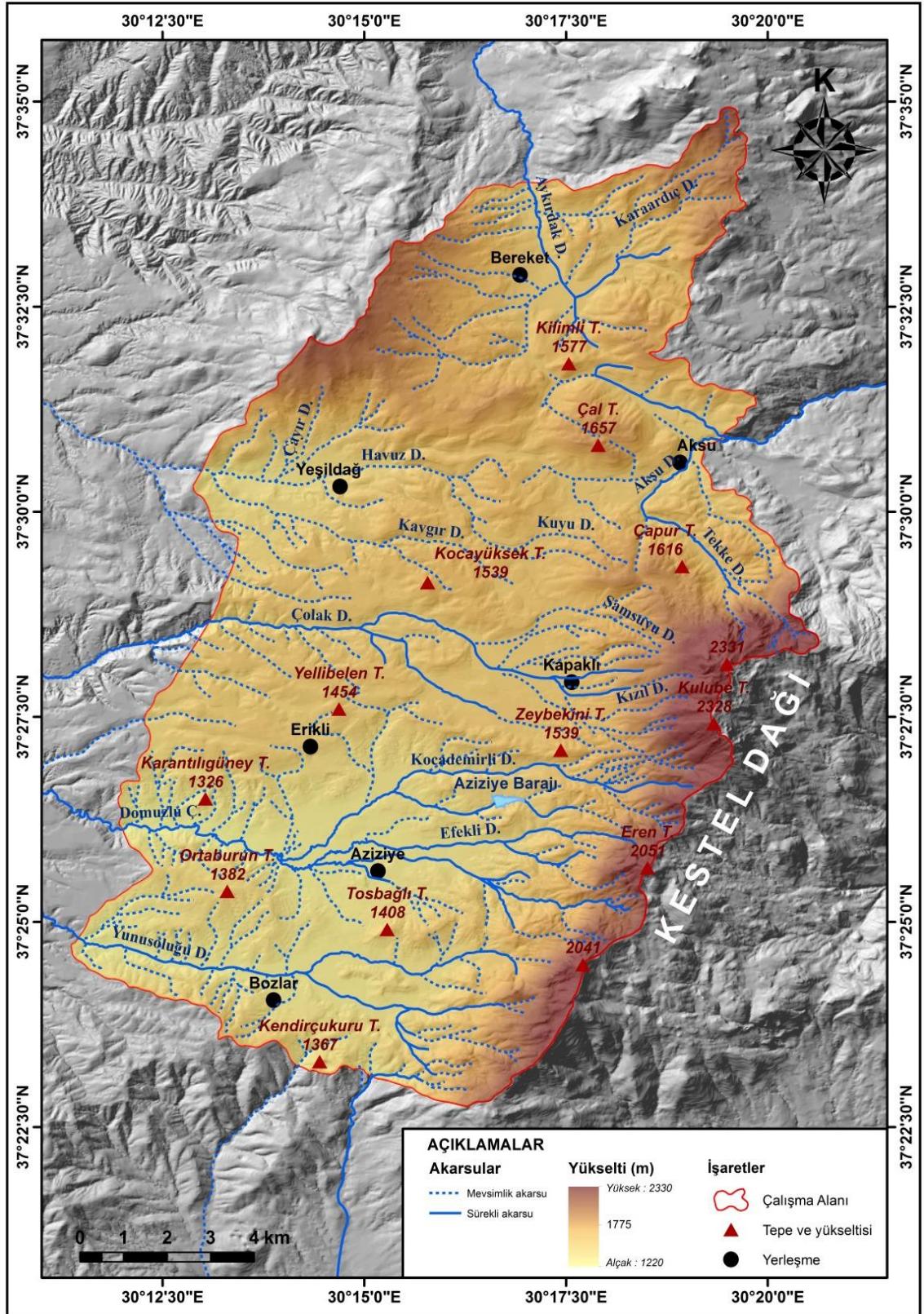
Araştırma sahası Kestel Dağı’nın batı yamacı boyunca uzanır ve akarsu bakımından zengin bir alan ihtiva eder. Orografik yapının B-GB yönlü yağış getiren hava kütlelerine bakışı ve yükseltisinin getirdiği avantajlar, dağ kütlesi yamaçlarının su kaynakları bakımından zengin bir karakter kazanmasına zemin hazırlamıştır. Yine dağın zirve kesimlerinde yağışların yer altına sızmasını kolaylaştıran karstik özellikteki Dutdere kireçtaşlarının varlığı ve hemen alt katmanında geçirimsiz birim olan ve karstik özellikler ihtiva etmeyen Kızılcadağ melanj ve olistostromuna ait birimler KTD’yi oluşturması dolayısıyla yamaçlarda tünemiş kaynakların yüzeye çıkmasına olanak sağlamıştır. Temelde ise Yeşilbarak Napı’na ait kumlu, killi bünyede kireçtaşları ve kalkarenit düzeylere sahip yarı karstik birim üzerinde, geçirimsiz litolojinin zemini kaplaması ve bununla beraber jeolojik dokunun derin karst yapılarına ait yeraltı suyu sistemlerine olanak vermemesi dolayısıyla yüzey drenajı karakteristik bir gelişim göstermiştir. Kestel Dağı’nın yamaçlarından inen yan kollar ve bunları besleyen kaynaklar polye tabanlarındaki ana akarsular olan Kapaklı Polyesi’ni drene eden Çolak Dere, Aziziye Polyesi’ni drene eden Domuzlu Çayı ve Bozlar Polyesi’ni drene eden Yunusoluğu Deresi tarafından dış drenaja açılır. Sahanın kuzeyi ise hidrolojik bakımdan bir dağılım bölgesidir. Nitekim bölge, kuzey, batı ve doğu yönlü olmak üzere üç farklı

yönden dış drenaja açıktır. Ancak burada sadece doğu yönde akış gösteren Aksu Deresi Çeltikçi Polyesi'ne drene olurken diğer akarsular dolaylı olarak Burdur Gölü'ne bağlanır. Saha Yeşildağ köyü mevkiinden batı yönüne doğru Havuz Dere ile drene olurken Bereket köyü mevkiinden kuzeye doğru Aykırdağ Dere tarafından drene edilir. Bu bölge üç ayrı akarsu havzasını birbirinden ayıran radyal karakterde bir alan olması yönüyle karakteristiktir (Şekil 17). Araştırma sahasında geçici ve sürekli akış özelliğine sahip akarsuların toplam uzunluğu 305.491 metredir.

Çalışma sahasında 2016 yılında yapımı tamamlanan Burdur Aziziye (Kocapınar) Barajı (URL 2) Aziziye köyü doğusunda Kestel Dağı eteğinde bulunmaktadır. Sulama amaçlı kullanılan baraj aynı zamanda Tarım ve Orman Bakanlığı tarafından yürütülmekte olan “Balıklandırma Projesi” kapsamında 26.06.2020 tarihinde 10.000 adet sazan balığı bırakılmıştır (URL 3). Baraj göleti yaz aylarında kuraklıklar sebebiyle çok az beslenmekte ve dolayısıyla çok az bir su varlığına sahip olmaktadır (Foto 21).



Foto 21: Kestel Dağı eteklerinde doğal su kaynakları ve Aziziye Kocapınar Barajı



Şekil 17: Araştırma sahasının hidroğrafya haritası

2.7. Zaman

Doğada var olan canlı ve cansız tüm varlıklar bir zaman dilimi içerisinde oluşur, gelişir ve yok olur. Yer şekilleri de bu koşuldan bağımsız değildir. Zaman içerisinde başlangıç, gençlik, olgunluk ve ihtiyarlık (yaşlılık) evrelerinden geçer ve sonrasında yok olur. Her topoğrafyada olduğu gibi karst jeomorfolojisinin hâkim olduğu alanlarda da zaman doğrudan ve dolaylı şekilde etkinlik gösterir. Zamanın doğrudan etkisiyle gelişen karstik şekiller, etken ve süreçte değişikliğe uğramamasının yanı sıra (tek kökenli) bağlı olduğu morfolojik veya karstik taban düzeyinde de herhangi bir değişiklik yaşamamaktadır (tek dönemli). Bu doğrultuda gelişim gösteren morfoloji, başlangıç, gençlik, olgunluk ve yaşlılık aşamalarını tamamlar ve yok olur. Meydana gelen bu süreç ise jeomorfolojik *evrim aşamaları* olarak nitelendirilebilir. Bu şekilde gelişim gösteren morfolojik alanlar monosiklik (tek dönemli) topoğrafyalar olarak adlandırılır. Zamanın dolaylı etkisi ise bölgenin morfolojik evrim süreci içerisinde meydana gelen iklim değişimleri, tektonik hareketler, jeolojik ve hidrolojik koşullarda ortaya çıkan değişimler vb. şekilde gelişir. Bu faktörlerden biri veya birkaçı üzerinde meydana gelen değişiklik sahanın karstlaşma sürecini gençleştirebilir veya boğulmalar sebebiyle duraklatabilir. Bu şekilde ortaya çıkan morfolojik evrimdeki kesinti ve karışıklıklar jeomorfolojik *evrim karışıklıkları* olarak nitelendirilir. Bahsedilen etkenler dolayısıyla morfolojik gelişim alanında gençleşme olayı meydana gelirse bölgede polisiklik (çok dönemli) şekiller ve iç içe geçmiş karstik morfolojiler görülebilir (Erinç, 2015a, 2015b; Pekcan, 1999; Tuncer, 2018: 125; Blumenthal, 1963; Chris, 2004).

Araştırma sahası özellikle Miyosen'den günümüze gelişim gösteren tektonik ve iklimsel değişimlerden etkilenmiş ve bu doğrultuda çok dönemli bir topoğrafya karakteri kazanmıştır. Araştırma sahası paleotektonik dönemde Alt Langiyene kadar bindirmelere maruz kalmıştır. Daha sonra bölgenin bağlı olduğu taban düzeyi olan Burdur Gölü alanında neotektonik dönemde meydana gelen blok faylanmalar, yanal ve düşey yönlü hareketler, iklimsel ve yüksek ihtimal tektonik olarak zaman içinde ortaya çıkan alçalmalar (diastrofik hareket) sonucunda bölge polisiklik bir morfoloji kazanmış, özellikle Pleyistosen'de sahanın güneyinde açılmış polyelerin gelişimi görülürken kuzey alanlarda ekshüme yüzeylere ait morfolojiler hâkim olmuştur.

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

SAHANIN KARST JEOMORFOLOJİSİ

3.1. Karstik Aşınım Şekilleri

3.1.1. Lapyalar

Yüzey karstının karakteristik oluşumlarından ve mikro-karstik aşınım şekilleri olan lapyalar özellikle kireçtaşları üzerinde gelişen ve derinlikleri birkaç santimetreden birkaç metreye kadar uzayabilen, birbirinden keskin sırtlarla ayrılan oluk vb. biçimli şekil ve yapılarıdır (Pekcan, 1999: 36; Şahinci, 1991: 61; Nazik, 1986: 66). Ara boşlukları birkaç santimetreden 2 metreye ve hatta daha fazla genişliğe erişebilen lapyaların derinlikleri ise 2 m ve dahası birkaç metrelere kadar erişebilmektedir (Bonacci O., 1987: 11). Oluşumları bakımından büyük çeşitlilik gösteren bu karstik şekiller toprak örtüsünün olup olmaması, şekli, boyutları vb. birçok yönüyle sınıflandırılmış ve yorumlanmışlardır (Plan vd., 2012).

Lapya sınıflamasına yönelik yaklaşımlardan biri Şahinci (1991) tarafından ileri sürülmüştür. Araştırmacı lapya oluşumlarında kayaçların petrografik özellikleri, geçirgenlik, gözeneklilik, toprak örtüsünün olup olmaması durumu, kırık ve çatlak sistemleri, tabakalanma ve yamaç eğimi (pasif etkenler) ile yağış (kar, yağmur) ve zemin sularının miktarı, dağılımı, sıcaklık, kireçtaşları üzerinde CO₂ gazının etkinliği, pH, bitki örtüsü ve cinsi, buzullar ve bu etkenlerin jeolojik dönemler içerisindeki değişimlerin etkili (aktif etkenler) olduğunu belirtmiş ve bu doğrultuda lapyaları şekillerine göre açıklamıştır. Araştırmacının belirttiği lapya türleri şu şekildedir; a) Yağış dalga izleri, b) Kaval yapılar, c) Basamak yapılar, d) Kanal yapılar, e) Yarık yapılar, f) Oluk yapılar, g) Tekne yapılar (Çözünme tavaları), h) Kaldırım yapılar.

Bögli (1960) tarafından hazırlanan ve Pekcan (1999) tarafından aktarılan lapya sınıflamasına göre bu mikro-karstik şekiller, üzerinde toprak ve humus örtüsü olmaması durumunda tamamen yüzeysel akışla gelişim gösterdiklerinde *serbest lapyalar*, üzerinde kısmen humus veya toprak örtüsü olması halinde *yarı serbest lapyalar*, tamamen humus veya toprak örtüsü olması durumunda ise *örtülü lapyalar* olarak ayrılmıştır. Ayrıca serbest lapyalar oluşum özellikleri bakımından *yüzeysel akışla oluşan lapyalar* ve *sızma sularıyla oluşan lapyalar* olarak ikiye ayrılmıştır (Tablo 14).

Tablo 14: Bögli (1960)'ye göre lapyası sınıflaması (Kaynak: Pekcan, 1999).

Serbest Lapyalar		Yarı Serbest Lapyalar	Örtülü Lapyalar
<i>Yüzeyel Akışla Oluşanlar</i>	<i>Sızma Sularıyla Oluşanlar</i>	Kamenitsa	Kovuklu
Kanalıcıklı	Menderesli	Korrozyon Çentikleri	Yuvarlak
Oluklu / Oyuklu (Delikli)	Duvar	Oyuk	
Basamaklı	Diaklaz / Çatlak		

Bögli sınıflamasına ek olarak Erinç (2015) yapılan tasniflemede lapyalar üzerinde toprak ve humus varlığı olup olmamasına göre ayırt edilmiştir. Bu doğrultuda lapyalar: Serbest, yarı serbest ve örtülü lapyalar olmak üzere üç ana başlık altında toplanmıştır. Pekcan (1999) tarafından aktarılan sınıflamayla büyük ölçüde benzerlik gösteren sınıflamada Erinç, bu üç sınıflamaya ayrıca mağara lapyaları ve kıyı lapyalarının da eklenebileceğini ifade etmiştir. Ayrıca sınıflama içerisinde *lapyası kompleksleri* başlığını genişleten araştırmacı üç çeşit lapyası kompleksinden söz etmiştir. Bunlar: Sivri lapyalar kompleksi, basık lapyalar kompleksi ve basamaklı lapyalar kompleksi şeklindedir.

Araştırma sahası tam karstik bünyede rekristalize ve dolomitik kireçtaşlarından oluşmuş Dutedere kireçtaşlarını ihtiva eder ve bu birim çalışma sahasında %20,7'lik bir alan kaplar. Alt Miyosen'de bölgeye yerleşen ve Likya Napılarının son bindirme zonu olan bu birim Domuzdağ Napı olarak adlandırılmıştır. Birim inceleme sahasında Kocayüksek Tepe (1539 m), Çal Tepe (1657 m) ve Çapur Tepe (1616 m) dolayında geniş bir yüzeylenme gösterir. Ayrıca Aziziye köyünün doğusunda kalan Kestel Dağı eteklerinde ve Kapaklı köyü dolayında klipler halinde kalan bu birim lapyası gelişimi bakımından son derece elverişli bir yapıya sahiptir.

Bölgede yapılan arazi çalışmalarında Çal Tepe kuzeyinde yer alan Kilimli Tepe üzerinde karakteristik biçimde gelişmiş oyuklu ve delikli lapyalar gelişimi göstermiştir. Aynı zamanda tektonik bindirme süreci boyunca yoğun kırık ve çatlak sistemlerine sahip olan Dutedere kireçtaşları, Kilimli Tepe üzerinde yarık yapıların gelişmesine zemin hazırlamıştır. Tepe üzerinde kamenitsa yapıları da görülmektedir. Çal Tepe üzerinde de benzer şekilde lapyası gelişimleri görülmekle beraber özellikle yarık yapıları ve aynı zamanda tepenin KB kesimlerinde dikleşen kireçtaşlarından müteşekkil yamaç profilleri

dolayısıyla duvar lapyaları ve bunun yanı sıra daha az eğimli yamaçlar üzerinde boyları 2-3 metrelere varan oluklu lapy sistemleri gelişim göstermiştir. Yarık yapılarının karakteristik gelişimlerine Çal Tepe üzerinde de sıklıkla rastlanmaktadır. Bununla beraber sahada örtüden sıyrılmanın karakteristiği olan ve seçici çözünmeyle gelişim göstermiş delikli (oyuklu) lapy sistemleri gelişim göstermiştir (Foto 24 ve Foto 22).

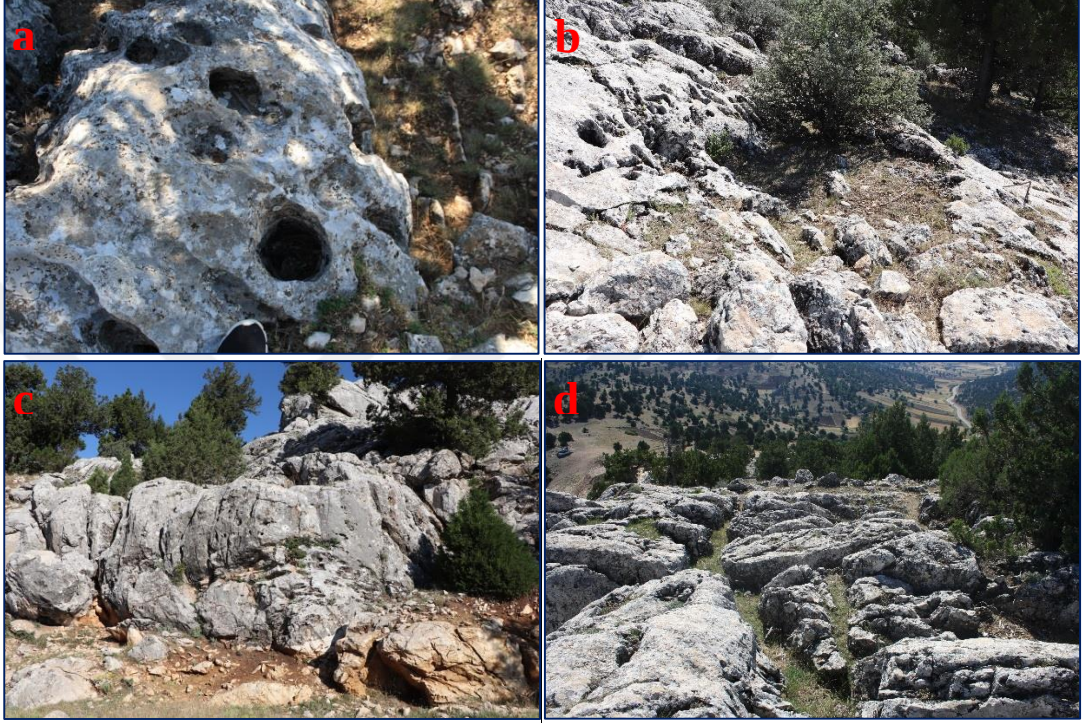


Foto 22: Kilimli Tepe üzerinde gelişen bazı lapy türleri: **a)** Oyuk lapy, **b)** Kamenitsa ve delikli lapyalar, **c)** Duvar lapyaları, **d)** Yarık yapıları



Foto 23: Yeşildağ flüvyokarstik depresyonu kuzeyinde, Dutdere kireçtaşları üzerinde gelişmiş yağış damla yapıları (drop erosion)

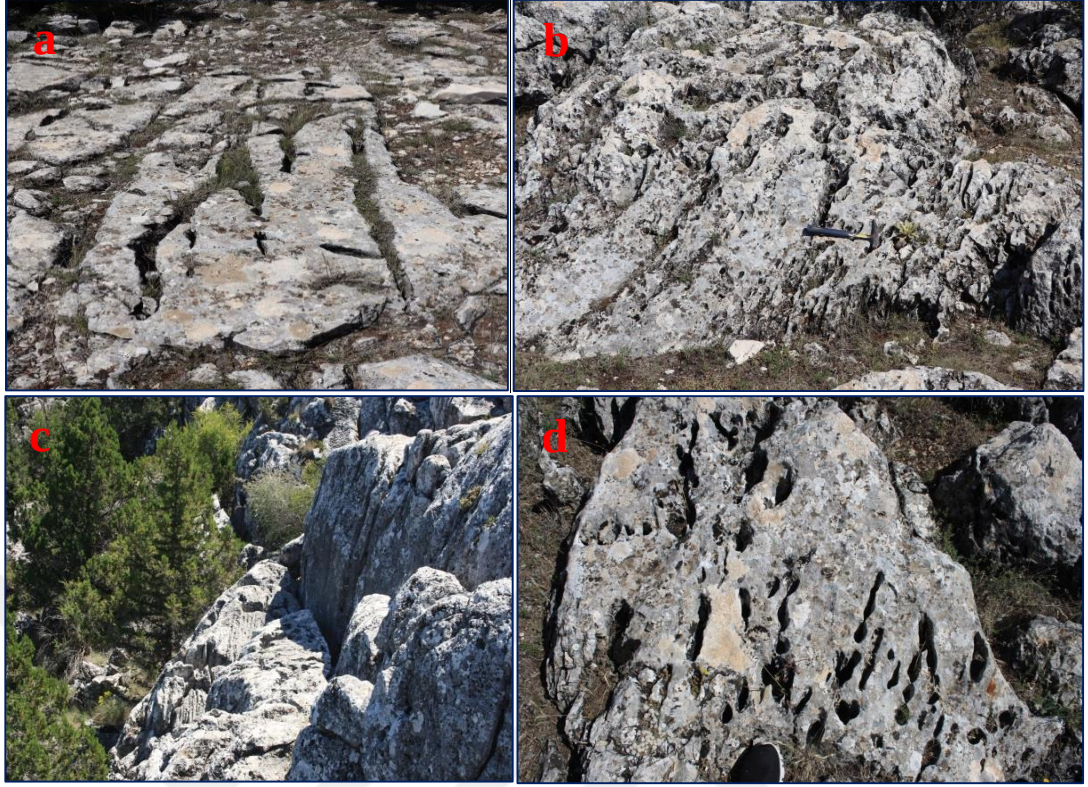


Foto 24: Çal Tepe üzerinde gelişmiş bazı lapyra türleri: **a)** Yarık lapyalar, **b)** Delikli lapyalar, **c)** Oluklu lapyalar, **d)** Kovuklu (Oyuklu) lapyalar

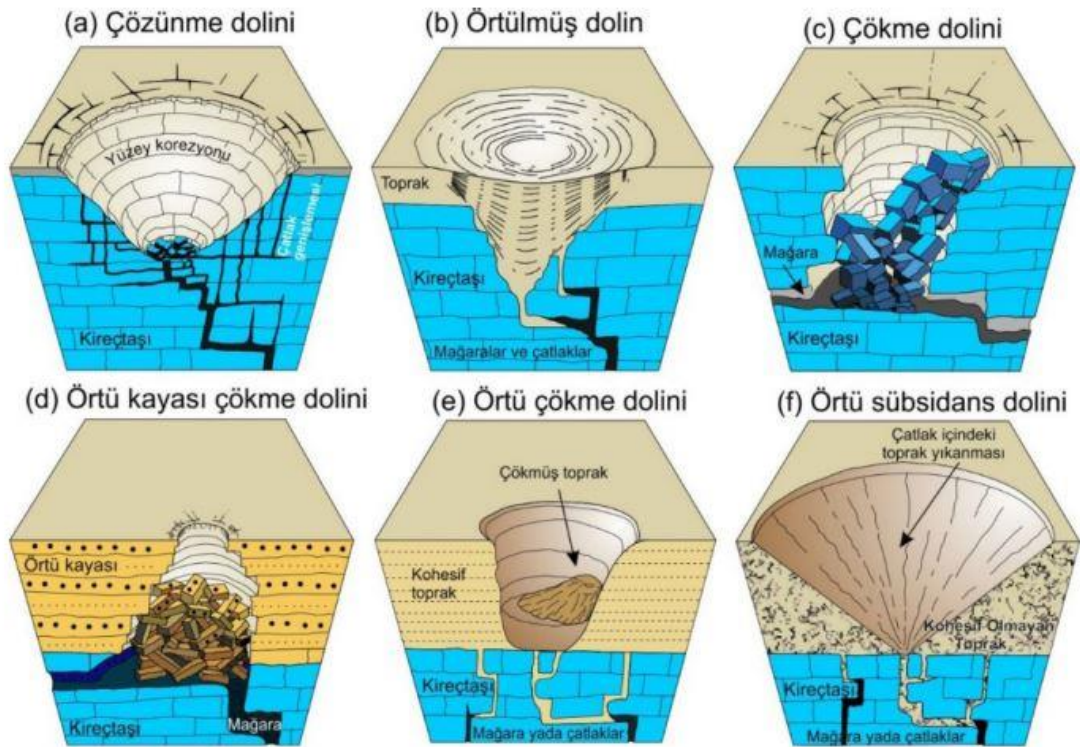
3.1.2. Dolinler

Köken olarak Slavca olan ve ülkemizde “Tava”, Koyak”, “Kokurdan” gibi adlarla da anılan dolinler, çapları ve derinlikleri birkaç metreden birkaç yüz metreye kadar değişebilen ve karstik erozyon sonucu oluşmuş ufak çaplı depresyonları tanımlamak için kullanılan, genellikle daire ve elips biçiminde oluşmuş kapalı depresyonlardır (Pekcan, 1999: 46; Erinç, 2015: 128; Jennings, 1971: 120).

Yüzey karstının karakteristik şekillerinden olan ve makro karstik çözünme ürünleri olan dolinler (Nazik, 1986: 68) ülkemizin yakın bir jeolojik zaman diliminde Tetis Denizi ortamında oluşması, aktif tektonizmaya sahip olması ve %40'lara varan çözünmeye uygun litolojiler barındırması dolayısıyla (Nazik ve Tuncer, 2010: 8) Anadolu'da yaygın bir gelişime sahiptir. Yatay doğrultuda birbirine paralel tektonik birliklerden oluşan (Pontid, Anatolid, Torid) (Ketin, 1966) ülkemiz karbonat (kireçtaşı, mermer, dolomitik kireçtaşı vb.), sülfatlı (jips- $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ve klorürlü (NaCl) kayalar bakımından son derece zengindir. Dolayısıyla bu durum yüzey karstının makro

karstik şekillerinden olan dolinlerin yaygın bir şekilde görülmesine de zemin hazırlamıştır.

Oluşum ve gelişim özellikleri bakımından farklılaşmalar gösteren dolinler farklı araştırmacılar tarafından gruplandırılmış ve değerlendirilmiştir (Doğan, 2004; Erinç, 2015; Ford & Williams, 1989; Şahinci, 1991). Ford ve Williams (1989) dolinleri, oluşum ve gelişim özelliklerine göre, 4 grup altında incelemiştir: 1) Çözünme dolinleri, 2) Çökme dolinleri, 3) Alüvyal dolin (Örtü sübsidans dolini), 4) Sübsidans dolini. Waltman & Fookes (2003) ve Doğan (2004) ise dolinleri; “çözünme dolini, çökme dolini, örtü kayası çökme dolini, örtü çökme dolini, alüvyal (örtü sübsidans dolini) ve örtülmüş dolin” olmak üzere 6 gruba ayırmıştır. Ayrıca Öztürk (2018) tarafından hazırlanan çalışmada dolinlerin morfometrik gelişimleri ile ilgili bilgilerin yanı sıra farklı araştırmacılar (Doğan 2004; Waltham & Fookes, 2003; McCraw & Land, 2016) tarafından öne sürülen fikirler ve diagramlar bütünleştirilerek dolinlerin gelişimine dair 6 ayrı dolin tipi görselleştirilmiştir ve çalışma alanındaki dolinler bu tasniflemeye göre değerlendirilmiştir (Grafik 8).



Grafik 8: Dolin tipleri (Kaynak: Waltman & Fookes, 2003; Doğan 2004; McCraw & Land, 2016; Öztürk, 2018)

Araştırma sahasında gelişim gösteren dolinler sayı bakımından fazla olmamakla beraber geliştiği litoloji ve gelişim özellikleri bakımından farklılıklar göstermektedir. Bölgenin kuzeyinde yaygınlık gösteren tam karstik özellikteki Dutdere kireçtaşları dolin gelişimi açısından zengindir. Bölgenin dolin yoğunluğu bakımından en zengin alanını teşkil eden Çal Tepe (Şekil 2; Foto 27), Dutdere kireçtaşlarından müteşekkildir. Üzerinde yer yer uzamış, çanak şekilli, asimetrik yamaçlı, sığ ve değişik boyutlarda çok sayıda dolinin bulunduğu tepenin morfolojik yapısı ise oval/kubbemsi ve törpülenmiş özellikler gösterir. Bu durum, tepenin bulunduğu sahanın muhtemelen Neojen örtülerle örtüldüğüne dair bir kanıt teşkil eder. Sürecin devamında bölgede meydana gelen karalaşma, tepenin örtüden sıyrılmasına ve atmosferik koşullar altında karstlaşmaya maruz kalmasına sebebiyet vermiştir. Bu duruma bağlı olarak özellikle Orta Pleyistosen tektonik hareketleri devamında Burdur Gölü çanağının gelişimi sahada sıyrılma ve karstlaşma sürecini hızlandırmıştır. Kalınlığı yer yer 750 metrelere varan Dutdere kireçtaşları ve günümüz Aksu Polyesi ile zirve kesimi arasındaki yükselti farkı dikkate alındığında 300 metrelere varan yükselti farkı sahanın Pliyosen’de kalın bir örtüyle kaplandığını ortaya koymaktadır. Taban düzeyinde meydana gelen değişimler, sıyrılmanın yanı sıra karstlaşmanın da aktif biçimde devam etmesine, tepe üzerinde yer alan dolinlerin uzamış bir yapı kazanmasına, hatta yer yer açılmış ve flüvyokarstik uzanımların kaynağı konumlu bir morfolojiye sahip olmasına sebebiyet vermiştir (Foto 26 ve 27).



Foto 25: Çal Tepe üzerinde gelişmiş çözünme dolini

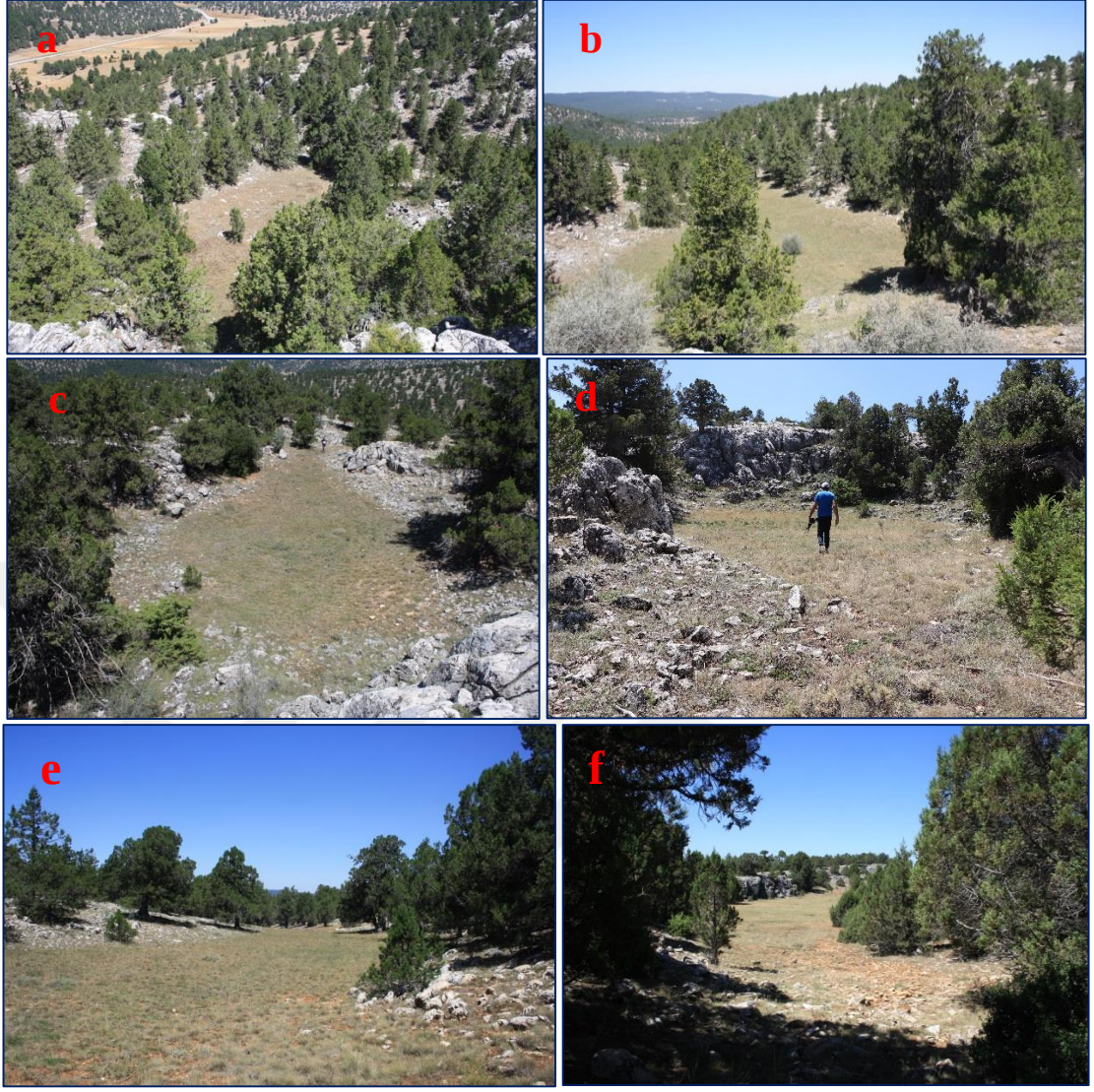


Foto 26: Çal Tepe üzerinde gelişmiş çözünme dolinleri: **a-b)** Kuzeybatı yamaçta asimetric yamaçlı çözünme dolinleri, **c-d)** Tepe üzerinde çözünme dolinleri, **e-f)** Kuzey kesimde uzamış dolinler

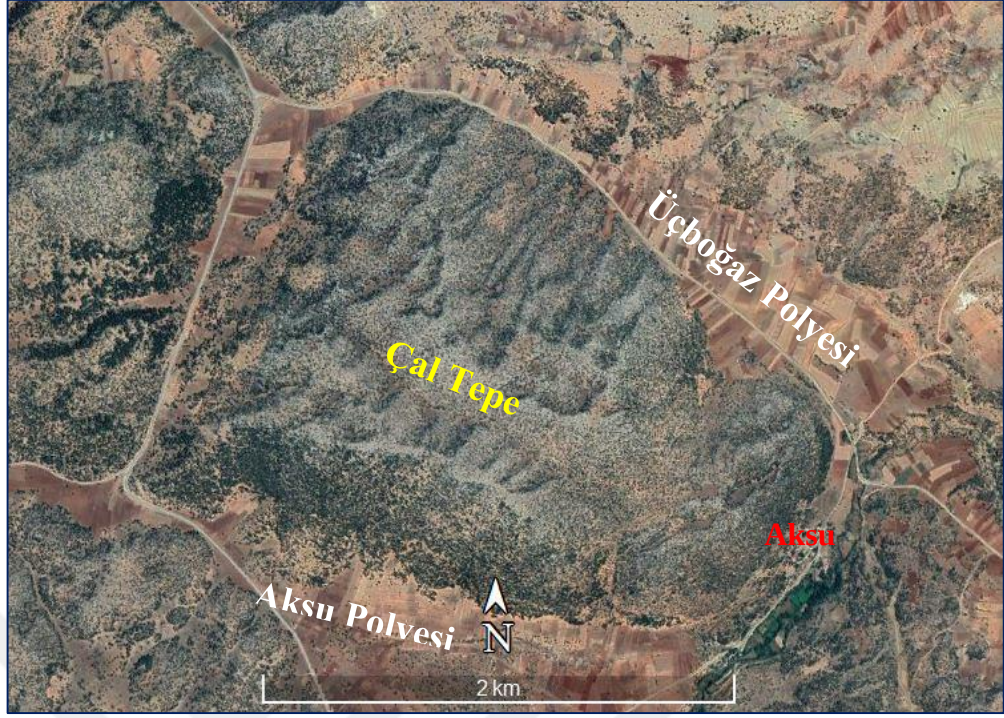


Foto 27: Çal Tepe uydu görüntüsü (Kaynak: Google Earth Pro; 2021)

Sahada dolin gelişimlerinin diğer örnekleri özellikle Erikli köyü çevresinde ve Yaşçalı Tepe üzerinde görülen flüvyokarstik vadilerin içlerinde, özellikle başlangıç kesimlerinde gelişen dolinlerdir. Örtüden sıyrılmış bir Pliyosen yüzeyi olan Yaşçalı Tepe alçak kütlesi üzerinde ve yamaçlarında gelişim gösteren dolinler Dutdere kireçtaşlarına ait birimler üzerinde kabaca D-B uzanımlı gelişen flüvyokarstik vadilerinin içerilerinde genç çözünme dolinleri karakterindedirler. Bu dolinler Üst Pliyosen vadilerine karşılık gelen günümüz flüvyokarstik vadilerin tabanlarında lateral karstlaşmasının güçlenmesiyle genelde uzamış morfolojilerde gelişmektedirler. Gelişimleri Orta Pleyistosen tektonizması ve buzul arası (plüvyal) devrelerin akarsuları tarafından genişletilen flüvyokarstik vadilerin karstlaşmasıyla doğrudan ilişkilidir. Dolayısıyla çok dönemli-çok kökenli karstik şekiller içerisinde yer alan bu dolinler günümüz iklim koşullarında yavaş bir biçimde karstlaşmaya ve genişleme sürecine devam etmektedir (Foto 28).

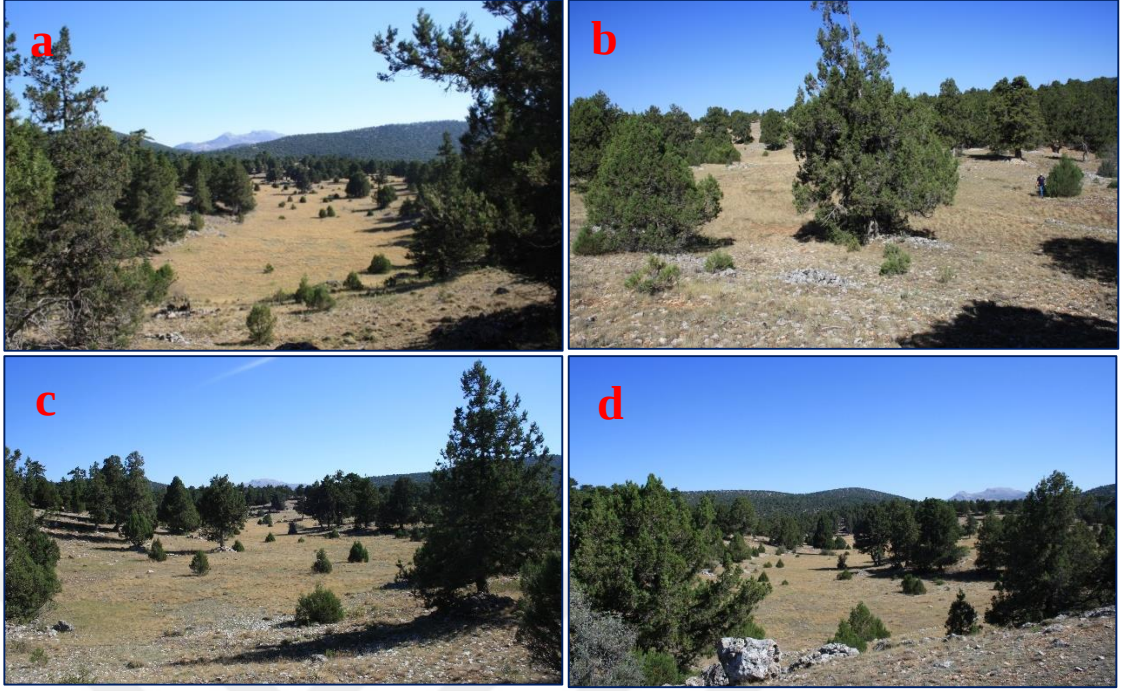


Foto 28: Yaşçalı Tepe üzerinde; **a)** çözünme dolini, **b)** yeni oluşmakta olan (genç) çözünme dolini, **c)** sığ çözünme dolini, **d)** Flüvyokarstik vadi içerisinde yeni oluşmakta olan çözünme dolini

Yaşçalı Tepe çevresinde yer alan dolinlerle aynı gelişim özelliklerine sahip olan ancak üzerinde geliştiği litolojik birim bakımından farklılık gösteren dolinler ise Erikli köyü çevresinde yer alan flüvyokarstik uzanımların başlangıç kesimlerinde görülmektedir. Özellikle Kıran Tepe çevresinde görülen dolin yapıları Elmalı formasyonu (yarı karstik) ve eski akarsu çakıllarından oluşmuş konglomeralar (yarı karstik) üzerinde gelişen depresyonlar içerisinde yer almaktadır. Flüvyokarstik vadi tabanlarında sığ eşiklerle ayrılan dolinler, Pliyosen (DIII) reliyef sistemleri içerisinde gelişim göstermişlerdir. Gelişim süreçleri bakımından yakın bir dönemde meydana gelmiş olmaları dolayısıyla 0,5-10 m aralığında derinliklere ve 0,5-1 m aralığında sığ eşiklere sahiptirler (Foto 29 ve 30).



Foto 29: Erikli köyü mevkiinde sığ dolinler



Foto 30: Yaşcalı Tepe üzerinde gelişmiş dolinler (Kaynak: Google Earth Pro; 2022)

Bölgenin güneyinde, Bozlar Polyesi'nin güneydoğu kesiminde görülen dolinler ise gelişim özellikleri ve morfolojileri bakımından sahanın diğer kesiminde kalan dolinlerden ayrılır. Yarı karstik özellikteki Elmalı formasyonu üzerinde gelişim gösteren dolinler başlangıçta çökme ve devamında karstlaşma ile bugünkü görünümünü kazanmışlardır. Dairesellik özellikleri net bir biçimde korunan dolinlerin yamaçları çöktükleri devreden sonra aşındırıcı etkenlerle birlikte daha konveks (dış bükey) bir profil kazanmıştır. Bölgede Bozlar yerleşmesinin batısında kalan iki adet dolinin yakın sürece kadar göl ile kaplı olduğu, bölge köylülerinin verdiği bilgiler ve topoğrafya haritasında gösterilen belirteçlerle anlaşılmaktadır. Ancak yapılan arazi gözlemleri sonucunda günümüzde bu göllerin tamamen kuruduğu anlaşılmıştır (Foto 31 ve Foto 32).



Foto 31: Bozlar köyü güneydoğusunda Elmalı formasyonu üzerinde gelişmiş dolinler: **a)** Gölyeri olarak nitelendirilen dolin tabanı, **b)** Mahmutlar mahallesi yakınında çökme dolini, **c)** Bozlar köyü doğusunda genç bir dolin

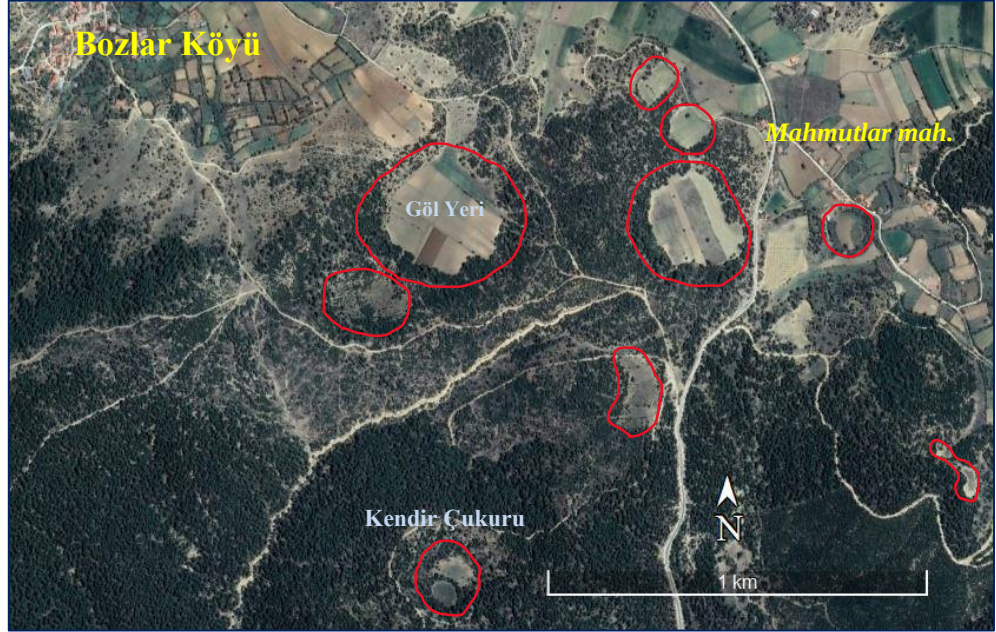


Foto 32: Bozlar Köyü mevkiinde Elmalı formasyonu (Te) üzerinde gelişmiş dolinlerin uydu görüntüsü (Kaynak: Google Earth Pro: 2021)

Sahada Burdur Havzası'nın içinde aktif göl bulundurduğu bilinen tek dolin olan (Kahraman, 2015) Sülüklü Göl dolini, Bozlar polyesi içerisinde bulunan humun doğu ucunda, Kestel Dağı'nın eteğinde gelişmiş, uzamış ve açılmış bir dolinin tabanında bulunmaktadır. Sahadaki iç içe karstın güzel bir örneğini sunan bu dolin, muhtemelen çökme sonucunda gelişim göstermiştir. Bu dolin günümüzde, hemen alttaki formasyonun killi tabakaları nedeniyle içerisinde halen su bulundurmaktadır (Foto 33).



Foto 33: Sülüklü Göl dolini ve göl yüzeyi

3.1.3. Uvalalar

Dolinlerin birleşmesi veya da bir tek dolinin genişlemesi sonucunda ortaya çıkan uvala yapıları genel olarak kimyasal erozyonun ürünüdür. Dolinlerden büyük, polyelerden küçük yapıda olan uvalaların oluşum ve yönelimlerinde faylar, flüvyal etkenler ve tabaka yön ve doğrultularına bağlı süreksizlik zonları etkili olabilmektedir (Şahinci, 1991: 58; Erinç, 2015: 135; Pekcan 1999: 49). Ayrıca yer altı sularının aktivitesi ve buna bağlı çökmeler sonucunda da uvala yapıları gelişebilmektedir (Jennings 1971: 136).

Bölgede uvala yapıları Dutdere kireçtaşları (tam karstik) ile Pliyosen çakıllarının (karstik olmayan) dokanak alanlarında ve eski akarsu oluşuklarından (yarı karstik) oluşan Pliyosen yüzeyler (DIII) üzerinde gelişmiş-flüvyokarstik vadilerin içlerinde gelişim göstermiştir. Kapaklı Polyesi'nin kuzeybatı kesiminde yer alan Kocayüksek Tepe üzerinde gelişim gösteren karakteristik uvala yapısı, Pliyosen çökellerinin örttüğü ve daha sonraki denüdayon süreçleriyle sıyrılmış Dutdere kireçtaşları üzerine yerleşen akarsuyun oluşturduğu flüvyokarstik depresyonun başlangıç kısmında gelişim

göstermiştir. Gelişiminden önce flüvyokarstik depresyonun bir parçası olan uvala zamanla meydana gelen lateral erozyon sonucunda günümüz şeklini almıştır. Dolayısıyla uvala, iç içe ve çok dönemli karstın karakteristik bir örneğini oluşturmaktadır (Foto 34).



Foto 34: Kocayüksek Tepe üzerinde gelişmiş uvala

Erikli Köyü'nün kuzeyinde yer alan uvala yapısı ise polyeleşme süreci içerisinde olan flüvyokarstik depresyonun yine başlangıç/kabul havzası kısmında gelişim göstermiştir. Pliyosen sonu-Orta Pleyistosen'den itibaren D-B yönlü gelişim gösteren flüvyokarstik depresyonun lateral erozyonla genişlemesi, devamında başlangıç kesiminde yer alan paleo dolin yapılarının alanlarını genişletip flüvyal erozyonun da etkisiyle birbirlerine birleşmeleri uvala gelişiminde temel rol oynamıştır. Günümüzde uvalayla birlikte gelişim gösteren bu uzanım eski akarsu oluşuklarından müteşekkil bir jeolojik doku üzerinde gelişim göstermiştir (Foto 35).



Foto 35: Erikli köyü kuzeyinde gelişmiş uvala

3.1.4. Flüvyokarstik Vadi ve Depresyonlar

Karst topoğrafyalarının karakteristik şekillerinden olan flüvyokarstik oluşuklar, karstlaşmaya uygun sahalarda yağışlara bağlı olarak ortaya çıkan yüzeysel akışın belli bir yatakta toplanmasıyla birlikte, korrozif ve korrazif etkenler sonucunda oluşmuş

geniş bir tabana sahip vadi (tabanlı vadi) veya da akarsu boyu düzlükleri şeklinde gelişim gösterir. Polyelerle kıyaslandığında daha dar ve akarsu boyuna göre de uzunluğu değişkenlik gösteren bu yapıların oluşum mekanizması ise büyük ölçüde polyelerle aynıdır. Ancak genişlikleri ve etken (akarsu) gücünün niteliği ve etki oranı flüvyokarstik depresyonlarda daha belirgindir. Depresyonların gelişim alanları ise genel olarak fay hatları ve lito-stratigrafik açıdan farklılık gösteren birimlerin dokanak alanlarıdır. Bu depresyonlar genel olarak birbirleriyle bağlantı halindedir ve dış drenaja ya da yerel drenaj alanına zayıf bir sistemle bağlılık gösterirler (Doğan, 1993).

Araştırma sahasında karakteristik bir biçimde gelişim gösteren ve yaygın bir biçimde oluşan flüvyo karstik vadi ve depresyonlar gelişim karakterleri, morfolojileri ve yoğunlukları göz önünde bulundurularak **a) Polyeleri Drene Eden Flüvyokarstik Depresyonlar b) Erikli Köyü Çevresinde Flüvyokarstik Depresyonlar c) Yaşçalı Tepe ve Çevresinde Flüvyokarstik Depresyonlar d) Yeşildağ Flüvyokarstik Depresyonu** şeklinde dört başlık altında incelenecektir. Flüvyokarstik vadiler kısmi ölçekte Aziziye ve Bozlar polyelerinin Kestel Dağı yamacıyla birleştiği alanlarda ve sahanın geri kalan kısmında flüvyokarstik depresyonlarla iç içe veya yan yana olarak bulunmaktadır. Bu sistemler kısa ve fazla ehemmiyet arz etmeyen morfolojiler olmasından dolayı ayrı bir başlık altında ele alınmayacaktır.

a) Polyeleri Drene Eden Flüvyokarstik Depresyonlar

Sahanın en kuzeyinde yer alan *Bereket polyesi*, Aksu Polyesi ile Kapaklı Polyesi arasında kalan *Sinop Polyesi*, *Kapaklı*, *Aziziye* ve *Bozlar polyeleri* sahip oldukları flüvyokarstik uzanımlarla bu başlık altında değerlendirilecektir.

Araştırma sahasının en kuzeyinde kalan Bereket polyesine ait flüvyokarstik depresyon, polyenin kuzeyinden itibaren araştırma sahasının dışında kalan Kökez köyü yönlü, kabaca K-G yönünde gelişim göstermiştir. Pliyosen sonu ve özellikle Orta Pleyistosen'de meydana gelen tektonik hareketler polyenin batı sınır hattı boyunca muhtemel bir fay hattı geliştirmiş ve flüvyokarstik uzanım da bu hat boyunca gelişmiştir (Foto 36). Nitekim zayıf direnç zonlarını teşkil eden faylanma zonları akarsuların seçici aşınımına maruz kalmaktadır. Bu etken dolayısıyla karstlaşan flüvyokarstik uzanım Pliyosen dolgularından kurtulmuş ve kuzeyde kökez havzasından sığ bir eşikle ayrılmıştır. Bereket Polyesi bu depresyon uzanımıyla birlikte Aykırdağ Dere tarafından

oluşturulmuştur ve yine bu dere vasıtasıyla farklı akarsulara bağlanarak Burdur Gölü'ne akaçlanmaktadır. Depresyon Pliyosen örtüleri altında, Kızılcadağ melanj ve olistostromları ile Likya naplarının son bindirme ürünleri olan Dutt dere kireçtaşlarının kontak zonunda gelişim göstermiştir.

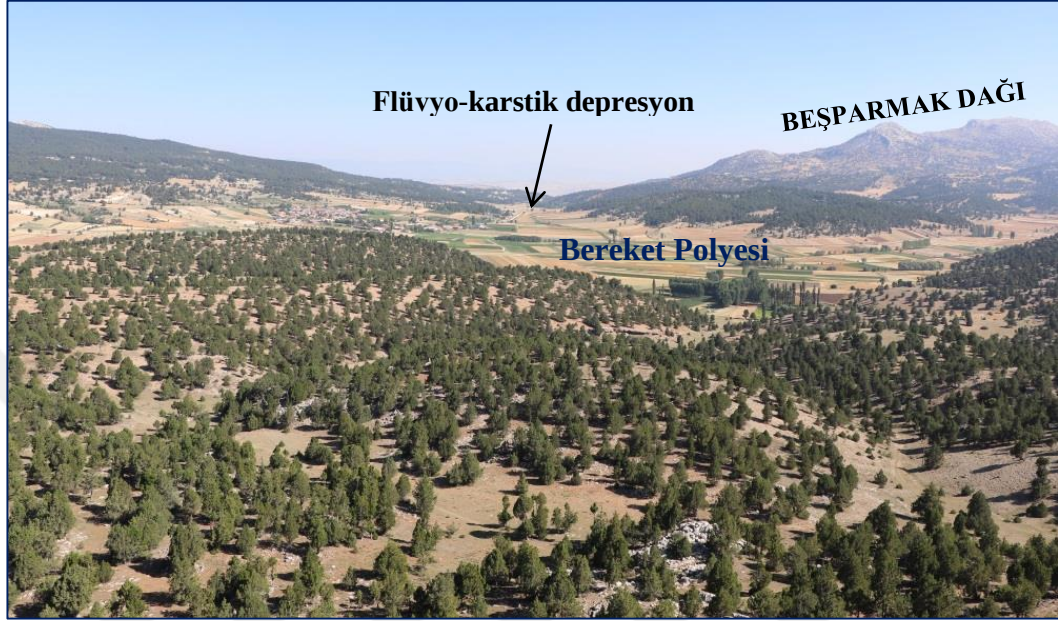


Foto 36: Bereket Polyesi flüvyokarstik depresyonu

Tamamen Dutt dere kireçtaşları üzerinde gelişen Sinop Polyesi'ni drene eden ana flüvyokarstik depresyon, Yaşcalı Tepe'nin güneyinden kabaca KB yönlü akış gösteren akarsu tarafından geliştirilmiştir. Akarsu Yeşildağ flüvyo-karstik depresyonuna ulaşmakta ve burada Havuz Dere'ye bağlanarak dış drenaja akaçlanmaktadır. Pliyosen örtülerinin sıyrılması ve Pliyosen akarsu vadisinin karstlaşması sonucu oluşan bu flüvyokarstik depresyonun sürempoze bir biçimde temel üzerine yerleşmesi söz konusudur. Zira sahada Alt-Orta Pliyosen gölsel dolgularının sıyrıldığı ve Kocayüksek Tepe'nin batı kesiminden itibaren Dutt dere birimleri ile dokanak zonlu geliştiği açıkça görülmektedir. Bu neotokton örtü birimleri yavaş bir biçimde sıyrılmaları dolayısıyla bölgede ekshüme yüzeylerin ortaya çıkmasına neden olmuş, aynı zamanda flüvyokarstik uzanımın taban hattı boyunca karstlaşmayı yanal yönde geliştirmesi flüvyo-karstik depresyon tabanında genişlemelerin meydana gelmesine yol açmıştır. Polye çevresinde kısa uzanımlar halinde flüvyokarstik depresyonlar yaygındır (Foto 37).

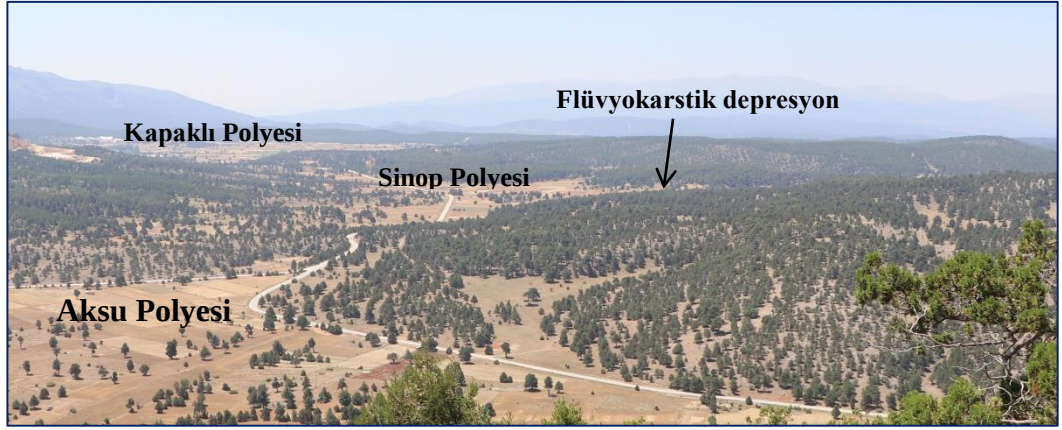


Foto 37: Sinop Polyasi'nin yakın çevresi ve batı yönlü drene eden depersyon

Kapaklı Polyasi'ni akaçlayan iki ana flüvyokarstik depresyon bulunmakta ve bu depresyonlar çalışma alanı sınırları içerisinde birleşmektedir. Kabaca D-B yönlü uzanım gösteren bu depresyonlar polyenin batı sınırından itibaren bir sırt hattı boyunca birbirinden ayrılır ve belli bir mesafeden sonra birleşmektedir. Kuzeyde yer alan flüvyokarstik depresyon tamamen Dutdere kireçtaşları içerisinde gelişim gösterirken güneyde yer alan flüvyokarstik depresyon ise yarı karstik nitelikte olan eski akarsu oluşuklarına ait birimler ile Dutdere kireçtaşlarının dokanak zonunda, dolayısıyla seçici aşınım sonucu ortaya çıkan karstlaşmayla birlikte gelişim göstermiştir. Bu depresyonların kesişim alanlarından itibaren devam eden hat Pliyosen gölsel dolguları içerisinde devam etmektedir. Bu depresyonlar kısa ancak yanal yönde genişlemiş flüvyokarstik uzanımlarla karakteristiktir (Foto 38).



Foto 38: Kapaklı Polyasi'ne doğru a) kuzeyden ve b) güneyden uzanan flüvyokarstik depresyonlar

Aziziye ve Bozlar polyelerine ait ana flüvyokarstik depresyonlar gelişim özellikleri bakımından tamamen aynı karakterde bir süreç geliştirdiklerinden birlikte açıklanacaktır. Her iki polyeye ait flüvyokarstik uzanımlar, polyelerin batısında yer alan

taban sınırlarından itibaren batı yönlü uzanımlarıyla karakteristiktir. Depresyonların ikisinde de akarsuların sağ yamaçları daha basık bir profil ihtiva ederken sol yamaçları ise daha dik bir biçimde gelişim göstermiştir. Bu asimetrik depresyonların gelişiminde rol oynayan temel faktör sahanın kuzeyden güneye doğru azalan yükseltisiyle (topoğrafik eğimle) ilişkilidir. Pliyosen (DIII) aşınım satırları izlendiğinde daha belirgin olan ve sahada kabaca kuzeyden güneye doğru azalan yükselti değerleri, bölgenin Pliyosen’de güney yönlü bir eğimle tıraşlandığını ve yer yer dolgulandığını kanıtlayan durumlardır. Bu doğrultuda eğimli yüzeyler üzerine yerleşen D-B yönlü akarsular, ilksel eğimden kaynaklanan yönelimlerle asimetrik bir gelişim karakteri kazanmışlardır. Asimetrik gelişimde rol oynayan bir diğer faktör ise flüvyokarstik depresyon boyunca akarsuların sağ kanadından gelen yan kolların daha güçlü bir debiye sahip olmaları ve dolayısıyla daha fazla alüvyal malzeme taşıyarak yamaç eğimini düşürmeleri durumudur (Foto 39 ve 40).

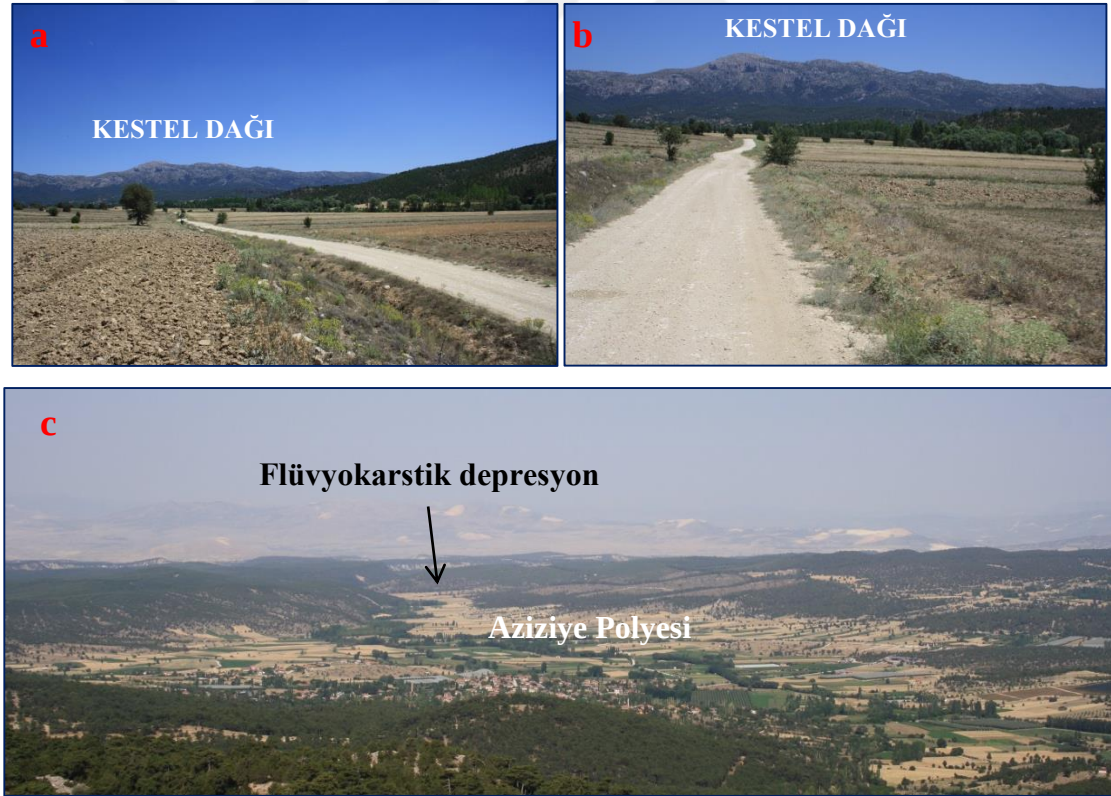


Foto 39: a ve b) Aziziye Polyesi’ne bağlanan flüvyokarstik depresyonlar. **b)** Aziziye Polyesi ve flüvyokarstik deprseyon

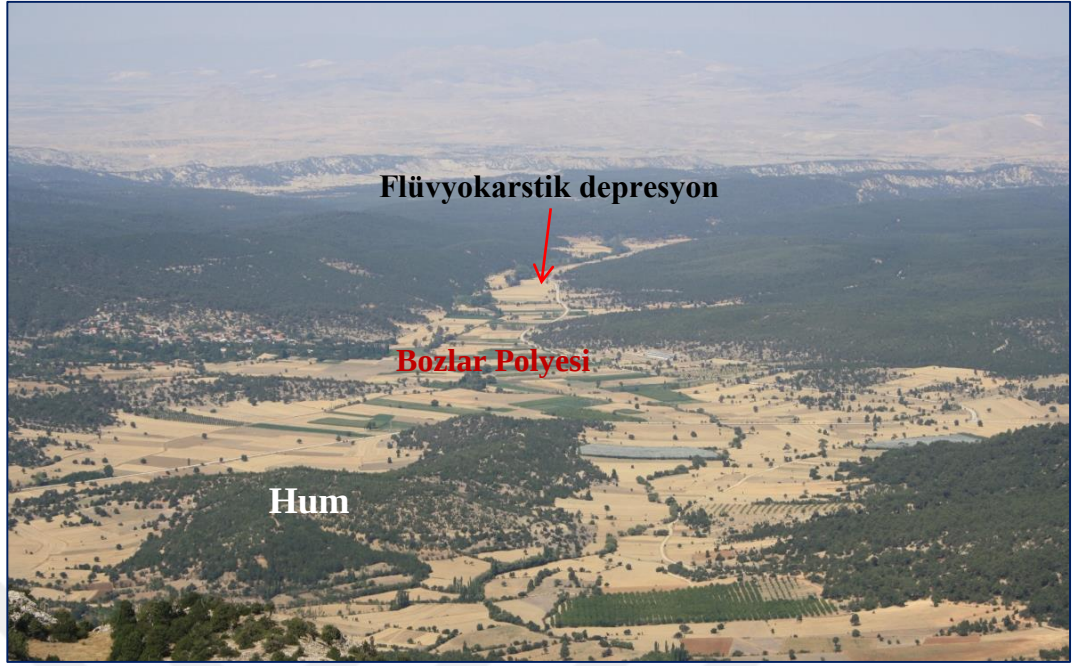


Foto 40: Bozlar Polyesi flüvyokarstik depresyonu

b) Erikli Köyü Çevresinde Flüvyokarstik Depresyonlar

Kapaklı ve Aziziye polyelerinin batı kesiminde yer alan ve iki polyeyi birbirinden ayıran sırt uzanımının karşısında (batı yönlü) bulunan Erikli köyü ve yakın çevresi, flüvyokarstik depresyon gelişimi açısından bölgenin en yoğun gelişimli bölgesi olarak değerlendirilebilir. Genel uzanımları D-B doğrultulu olan bu morfolojik gelişimler tamamen mevsimsel akarsular tarafından kuzeyde Çolak Dere, güneyde ise Domuzlu Çayı tarafından akaçlanmaktadır. Bölge jeolojisi dikkate alındığında alanda hâkim olan birim yarı karstik özellikte olan eski akarsu oluşuklarının oluşturduğu konglomeralardır. Pliyo-Kuvaterner dönemin ürünleri olan bu birikimler bünyelerinde çözünmeye uygun karbonatlı kaya parçalarında ve kalsit çimentodan meydana gelmiştir ve bu birimi de yine yarı karstik özellikteki Elmalı formasyonu çevrelemektedir. Bu iki birim üzerine kurulan Kuvaterner drenaj sistemi bölgede D-B yönünde flüvyokarstik depresyonların gelişimlerini sağlamıştır. Ancak bölgenin yükselti değerinin kuzeydoğudaki Kapaklı Polyesi'nden ve güneydoğudaki Aziziye Polyesi'nden daha fazla olması dolayısıyla polyeleri drene eden akarsu sistemlerinin akış yönü ve düzeyine uygun olarak farklı yönlerde gelişen flüvyokarstik uzanımlara sahiptir. Nitekim Erikli köyünün batısında kalan flüvyokarstik depresyonlar D-B, kuzeyinde kalan depresyonlar KB, güneyinde kalan flüvyokarstik depresyonlar ise GB yönünde G-GB-GD yönünde uzanımlarla karakteristiktir. Bölgede dikkat çeken bir diğer morfolojik özellik ise iç içe

geçmiş karst topoğrafyasıdır. Bu olguyu destekleyen en önemli faktörlerden biri ise flüvyokarstik uzanımların başlangıç kısımlarında görülen dolin yapılarıdır. Özellikle Yelibelen Tepe'nin kuzeydoğusunda yer alan flüvyokarstik depresyonun başlangıç alanında, arka arkaya gelişmiş dolin yapıları mevcuttur (Foto 41).



Foto 41: Erikli Köyü mevkiinde farklı boyut ve konumlarda flüvyokarstik depresyonlar

Erikli yerleşkesinin kuzeybatı kesiminde kabaca D-B yönlü uzanım gösteren flüvyokarstik depresyon, başlangıç kısmında uvala yapısının gelişimiyle karakteristiktir. Bu uzanım polyeleşme safhasındadır ve yakın jeolojik süreçte iklimsel ve diğer karstlaşma koşullarının elverişli olması durumunda karakteristik bir polye şeklinde gelişim gösterebileceği ön görülmektedir (Foto 42, 43 ve 44).



Foto 42: Polyeleşme sürecinin son safhasına yaklaşmış flüvyokarstik depresyon



Foto 43: Erikli Polyasi'ne doğru gelişmiş flüvyokarstik depresyonlar (Google Earth Pro: 2021)

c) Yaşçalı Tepe ve Çevresinde Flüvyokarstik Depresyonlar

Sinop Polyesi'nin kuzeybatısında kalan tepelik alan polyeyi drene eden flüvyokarstik uzanımlarla ve yine üzerinde gelişmiş flüvyokarstik depresyonlarla karakteristiktir. Bölgede gelişim gösteren depresyonların genel uzanımı D-B ve KB-GD şeklindedir. İç içe ve çok dönemli karstın karakteristik örnekleri bu tepe üzerinde de belirgin bir biçimde görülmektedir. Zira tepenin sırt bölgesinden KB yönünde uzanan ve Yeşildağ depresyonunu drene eden Havuz Dere'ye bağlanan flüvyokarstik depresyon içerisinde de tipik dolin gelişimleri mevcuttur. Bu alanda karstlaşma tamamen Dutdere kireçtaşları üzerinde gelişim göstermiştir. Pliyosen örtülerinden sıyrılarak ekshüme yüzey yapısında bulunan tepelik alan ve çevresinde sürempoze bir biçimde temele yerleşen vadi sistemleri özellikle Orta Pleyistosen'den itibaren yataklarını genişletmişler ve günümüzde gördüğümüz flüvyokarstik depresyonların gelişimini sağlamışlardır. Neokarstik dönemin karakteristik yansımaları olan bu morfolojiler aynı zamanda güncel karst olarak da nitelendirilmektedir. Tepe ve yakın çevresinin drenajı büyük ölçüde Havuz Dere yönlü (KB) gelişim göstermiştir ve devamında Yeşildağ depresyonundan geçerek araştırma alanının dışına drene olmaktadır. Yine tepelik alanın güneyinden geçerek KB yönlü gelişen flüvyokarstik derpesyon ise Sinop Polyesi'ni drene etmektedir (Foto 44 ve Foto 45).



Foto 44: Yaşçalı Tepe üzerinde gelişmiş flüvyokarstik depresyonlar

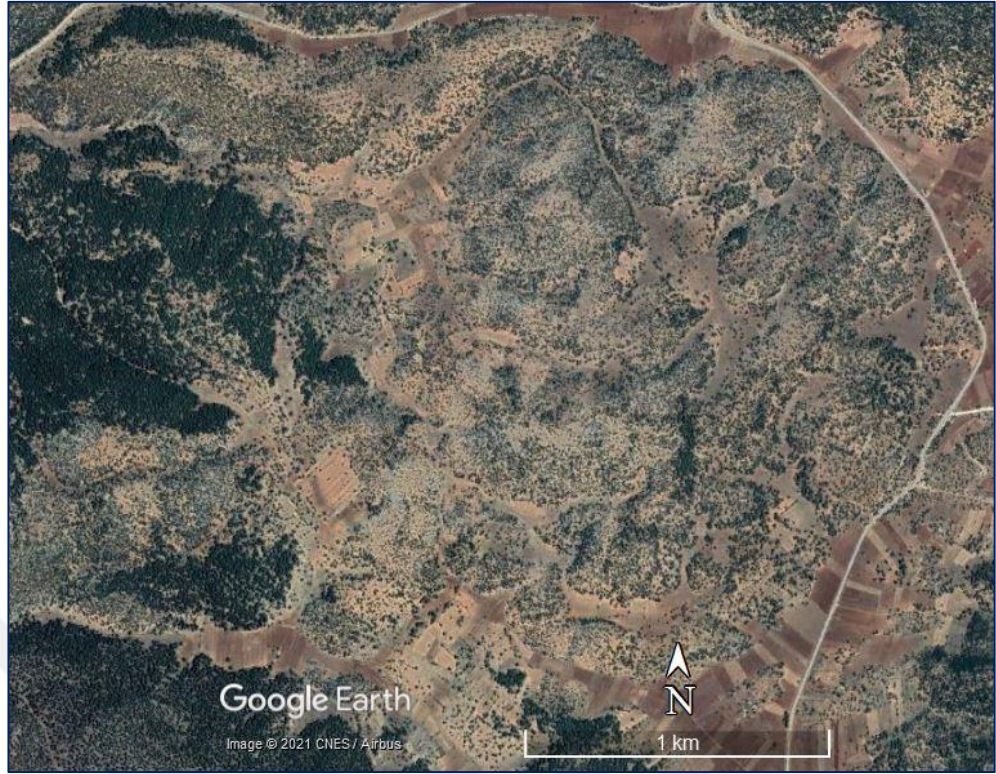


Foto 45: Yaşçalı Tepe üzerinde ve yakın çevresinde flüvyokarstik depresyonlar (Google Earth Pro: 2021)

d) Yeşildağ Flüvyokarstik Depresyonu

Bereket Polyesi'nin GB kesiminde Aksu Polyesi'nin ise batısında kalan bu depresyon hem alansal büyüklüğü hem de gelişim karakteri bakımından farklı karakteristik özellikler ihtiva etmesi dolayısıyla ayrı bir başlık altında değerlendirilmiştir. Zira sahanın jeolojik dokusu ve diğer depresyonlardan daha büyük bir alanı kapsıyor olması depresyonun ayrı bir başlık altında değerlendirilmesi gerekliliğine sebep olmuştur.

Toplam alanı 1,75 km² olan depresyon Dutdere kireçtaşları, Kızılcadağ melanj ve olistostromları ve Yeşilbarak Napı'na ait Elmalı formasyonunun yatay ve düşey ilişkilerine bağlı olarak şekillenmiştir. Likya Naplarının son bindirme ürünleri olan Dutdere kireçtaşları (Domuzdağ Napı) ile yine bu naplaşma hareketinden önce Likya naplaşması sürecinde sahaya yerleşen Kızılcadağ melanj ve olistostromları (Marmaris ofiyolit napı) arasındaki kontak zonunda meydana gelen karstlaşma ve Likya Napları ile yarı karstik özellik ihtiva eden Elmalı formasyonu'nun (Yeşilbarak Napı) örtüden sıyrılarak (Kızılcadağ melanj ve olistostromları) karstlaşması depersyonun gelişiminde belirleyici olan temel faktör ve süreçlerdir. Saha öncelikle Üst Miyosen'de bir aşınım

safhası yaşamış ve Dutdere kireçtaşları yer yer klipler halinde kalmıştır. Bu süreçte depresyon kısmi ölçekte Dutdere kireçtaşları ile Kızılcadağ melanj ve olistostromlarının dokanak zonunda gelişim göstermiştir. Alt Orta Pliyosen’de bölgenin Pliyosen gölsel birikimleriyle örtülmesi ve dolgulanması karstlaşmayı büyük ölçüde durdurmuştur. Pliyosen sonu karalaşması ve Orta Pleyistosen tektonizmasına bağlı olarak meydana gelen MTD değişimi bölgenin örtüden kurtularak yeniden karstlaşmaya maruz kalmasına, dahası Kızılcadağ melanjlarının altında kalan yarı karstik özellikteki Elmalı formasyonunun (Yeşilbarak Napı) tektonik pencereler vererek karstlaşmaya yeni bir yön ve boyut vermesine neden olmuştur. Dolayısıyla Kızılcadağ birimlerinin sıyrılma süreci karstlaşmaya uygun litolojinin alansal olarak genişlemesine sebebiyet vermiştir. Depresyon büyük ölçüde polyeleşme sürecindedir. Depresyonu drene eden Havuz Dere’nin bölgenin MTD ve aynı zamanda KTD’i konumunda olan Burdur Gölü’ne bağlı olarak yatağını derinleştirmesi polyeleşme sürecini negatif yönde etkileyen durumların başında gelmektedir. Genel uzanımı D-B yönünde olan depresyona farklı yön ve doğrultularda daha dar ve kısa ölçekli flüvyokarstik depresyonlar bağlanmakta ve yine Havuz Dere tarafından dış drenaja akaçlanmaktadır. Bölgede çalışma alanının batı sınırı Yeşildağ flüvyokarstik depresyonunun batı sınırındaki dar boğazla sınırlanmaktadır (Foto 46 ve 47).



Foto 46: Polyeleşen Yeşildağ flüvyokarstik deperyonu

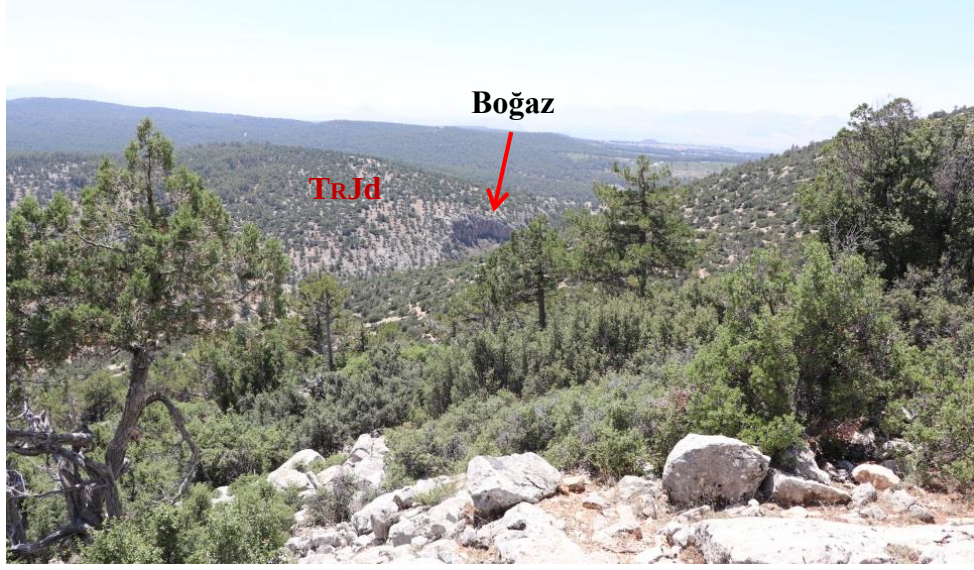


Foto 47: Polyeleşen Yeşildağ flüvyokarstik depresyonunun Karataş Havzası'na akaçlandığı boğaz

3.1.5. Polyeler

Polyeler kireçtaşlarının karstlaşması sonucu oluşan karstik depresyonlardır. Büyük bir çoğunluğu sürekli akış karakterinde akarsuya sahip olan polyelerin tabanları, akarsu kaynak kısmından düdenlere doğru hafif bir eğime sahiptir ve tabanları Neojen ve Kuvaterner sedimanları veya toprak örtüleriyle kaplıdır (Örn. Terra Rossa). Makro ya da mega karstik şekiller olarak tanımlanan polyeler yüzey karstlaşmasının en büyük depresyonlarıdır. Büyük bölümü tektonik hatlarda veya bindirme zonları boyunca uzanan bu şekiller aynı zamanda düz bir tabana sahip alüvyal vadiler boyunca da gelişim gösterebilir. Bu makro-karstik şekillerin küçük boyutlu olanları 0,5 km² alan kaplarken en büyükleri 500 km²'lik bir sahayı kaplayabilmektedir (Bonacci O., 1987: 13; Bonacci O., 2004: 79). Karstik erozyonun son safhasını teşkil eden polyeler, genişlikleri birkaç yüz metreden birkaç kilometreye kadar değişen düz veya düze yakın tabanlara sahip ve çözünmeye uygun litolojilerle çevrili depresyonlardır (Pekcan, 1999: 52). Büyük çoğunluğu tektonizmaya bağlı olarak gelişen polyeler genel olarak (Jennings 1971: 136) antiklinal sırtlarında veya senklinal tabanlarında (Jennings, 1971: 140), graben hatlarında veya fay zonlarında (Pekcan, 1999: 51) kısaca zayıf direnç zonlarını takip eden alçak alanlarda (Chris, 2004: 65) gelişim gösterir ve enine kesitleri “U” şeklindedir (Şahinci, 1991: 59). Gelişimleri itibarıyla yüzeyden dış drenaja açık olup olmamaları konusunda Şahinci (1991: 58) tarafından açık polye ve kapalı polye

olarak ayrılan polyelere, açık polyeler için “yarı kapalı polye” tanımı ise Jennings (1971: 139) tarafından eklenmiştir.

Büyük çoğunluğu kapalı depresyon karakterinde olan polyeler, içlerinde yer altı drenajına bağlantılarını sağlayan düdenlerin varlığı, konumu ve genişliği denetiminde yıl boyu kuru, mevsimsel veya tamamen göl ile kaplı olabilir. Bu durum göz önünde bulundurularak su baskını karakterine göre polyeler; “kuru, sürekli su altında ve devamlı su altında” diye tanımlanmaktadır (Şahinci, 1991: 59; Jennings, 1971: 139).

Günümüze kadar polyeler hakkında ulusal ve uluslararası alanda birçok çalışma yapılmış (Bonacci, 1987; Ford & Williams, 1989; Gams, 1978, 1994; Lučić, 2014; Şahinci, 1991; Doğan, 2003; Keser, 2004a; 2004b; Keser, 2008; Şimşek vd, 2020; Tuncer, 2021) ve farklı bakış açıları ortaya konmuştur. Özellikle polyelerin sınıflandırılmasına yönelik yapılan son çalışmalardan biri ise Tuncer (2021) tarafından hazırlanmış, araştırmacı Bonacci, (1987), Ford & Williams (1989), Doğan (2003), Şimşek vd, (2020), Gams, (1978, 1994), Lučić, (2014) ve Şahinci (1991) tarafından hazırlanan kaynakları dikkate alarak polyeleri, morfolojik ve akaçlanma özellikleri bakımından değerlendirmiş ve şu şekilde bir tasnifleme ortaya koymuştur;

1) Kapalı Polyeler: Etrafı tamamen yüksek alanlarla çevrili ve yüzeyden dış drenaja kapalı olan, havzasında toplanan suları kırık ve çatlak sistemleri vasıtasıyla kısmen boşaltabilen, mevsimsel ya da sürekli göl alanı halinde olan polyelerdir (Tuncer, 2021).

2) Açık Polyeler: Taban kısımları kalın bir sediman örtüsüyle kaplı olan bu tip polyelerde yer altına sızmalar çok kısıtlı ölçülerde meydana gelmektedir. Bu tip polyeler yüzeyden dış drenaja açıktır. Taban morfolojisinin büyük ölçüde korunduğu bu tip polyeler, çözünme potansiyeli farklı olan kayaç formasyonlarının dokanak alanlarında gelişirler. Ayrıca oluşumlarında KTD’nin yüzeye yakınlığı, faylanmalar ve komşu alanlarda bulunan allojenik akarsuların varlığı da etkili olabilir (Tuncer, 2021).

3) Bozulmuş (Fosil) Polyeler: Yüzeyden birçok akarsu tarafından dış drenaja açılmış olan bu polyeler, tabanlarında sahip olduğu sedimanların büyük ölçüde boşaltılmış olmasıyla karakteristiktir. Aynı zamanda bu tip polyelerin çevresinde yer alan yükseltiler birçok alanda törpülenerek birer eşik görünümü kazanmıştır. Polye alanının akarsular tarafından büyük ölçüde boşaltılması dolayısıyla ilksel morfolojisinin

büyük ölçüde bozulmasına neden olmaktadır. Genel olarak ihtiyarlık veya ileri ihtiyarlık safhalarında olan karstik alanlarda rastlanabilen bu tip polyelerin oluşumlarında, çözünmeye uygun olmayan komşu alanlarda akış gösteren kuvvetli akarsu ve yan kollarının (allojenik) güçlenmesi (statik, tektonik veya östatik) etkili olmaktadır (Tuncer, 2021).

4) Düdenli Polyeler: Tabanında veya kenar kesimlerinde düdene (ponor; su yutan) sahip olan ve yüzeyden dış drenaja kapalı polyelerdir. Zemine sızmanın son derece güçlü olduğu ve düşey doğrultuda kesintisiz bir kalınlık ihtiva eden kireçtaşı formasyonlarında, fay ve kırık sistemlerine bağlı olarak gelişim gösteren düden mağara sistemleri bu tip polyelerin oluşum ve gelişimlerinde belirleyicidir (Tuncer, 2021).

Yine polye sınıflamasında çok kabul gören sınıflamalardan biri de Ford ve Williams (1989) tarafından, polyelerin morfolojik ve hidrolojik özellikleri dikkate alınarak hazırlanan sınıflamadır. Bu sınıflamaya göre polyeler 3 gruba ayrılmıştır. Bunlar:

1) Kenar Polye: Karstlaşmaya uygun olan ve uygun olmayan kayaların dokanak alanlarında gelişim gösteren ve karstik olmayan sahadan gelen akarsuların kontrolünde şekillenen polyelerdir (Tuncer, 2021).

2) Yapısal Polye: Karstlaşmaya uygun olan birimin jeolojik ve yapısal özelliklerine göre gelişim gösteren bu tip polyeler faylarla sınırlandırılmıştır. Genellikle graben veya tektonik çöküntü alanlarında ve geçirimsiz veya nispeten geçirimsiz bir karakterde olan dolomit gibi kayaçların iç kısımları ile ilişkilendirilirler (Tuncer, 2021).

3) Taban Seviyesi Polyesi: Karstik erozyon sonucu karstlaşma yüzeyinin epifreatik zon seviyesine kadar düşürüldüğü alanlarda gelişen bu tür polyelerde mevsimsel olarak yükselip alçalan su tablası hakimdir ve bu niteliğinden dolayı taban seviyesi polyeleri, yer altı sularının penceresi konumundadır (Tuncer, 2021).

Araştırma sahasında birbirinden sığ boğazlarla ayrılan yedi ayrı polye sistemi gelişmiştir. Kaynağını Kestel Dağı'ndan ve alt yamaçlardan alan akarsularla batı yönlü drene edilen polyeler yine batı yönlü flüvyokarstik uzanımlarla karakteristiktir. Sahada farklı bir havzaya (Çeltikçi polyesi havzası) drene olan sadece iki polye sistemi (Aksu ve Üçboğaz polyeleri) bulunmaktadır. Flüvyokarstik uzanımlar Pliyosen (DIII) reliyef sistemleri içerisinde gelişim gösterir ve B-GB yönlü dar boğazlarla devam eder. Bu

gelişim polyelerin günümüz yapısından önce bir dolgu alanı olduğunu daha sonra sahadaki güçlü drenaj ağıyla akaçlandığı fikrini verir. Ancak dolgu düzeyinin günümüz Pliyosen düzeylerine kadar yükselmiş olmaması muhtemeldir. Zira o seviyelerde bir dolgunun bu kadar kısa bir süreçte (Orta Pleyistosen-günümüz) tahliye edilmesi zor bir koşuldur. Polyelerin şekillenmesinde ve gelişmesinde, bölgede Pliyosen dönemde var olan gölsel havza ve özellikle Orta Pleyistosen’de meydana gelen tektonik hareketler belirleyici olmuştur. Ancak burada iklim salınımlarının etkisini de göz önünde bulundurmak gerekir. Zira bu durum bölgenin MTD’si ve aynı zamanda KTD konumunda olan Burdur Gölü’nde grabenleşme ve seviye değişimlerini belirleyen bir husustur.

Araştırma sahasında yukarıda bahsedilen faktörler denetiminde gelişim gösteren polyeler şu şekildedir; *Bereket, Aksu, Üçboğaz, Sinop, Kapaklı, Aziziye ve Bozlar*. Sahada Aksu ve Üçboğaz polyelerinin gelişim özellikleri ve flüvyal olarak birbiriyle aynı yön ve havzada gelişmiş olmaları dolayısıyla aynı başlık altında (Aksu Polyesi) değerlendirilmiştir. Ayrıca Yeşildağ flüvyo-karstik depresyonunun polyeleşmeye son derece yakın bir gelişimde olması dolayısıyla morfometrik özellikleri morfometrik özellikler tablosunda belirtilmiştir (Tablo 15).

Bereket Polyesi

Araştırma sahasının en kuzey alanında yer alan ve toplam alanı 1,92 km² olan Bereket Polyesi, güneyinden Aksu ve Üçboğaz polyeleriyle sık bir flüvyokarstik vadiyle ayrılır. Oldukça olgun bir tabana sahip olan polye, kuzeyinden Aykırdağ Dere tarafından açılan bir boğaz vasıtasıyla dış drenaja açılarak Burdur Gölü’ne akaçlanmaktadır. Bölgenin morfolojisinde Pliyosen sonu karalaşmasının etkileri, bindirme sınırları ve Kuvaterner içerisinde meydana gelen tektonik hareketler sonucu oluşan faylanmalar belirleyici olmuştur. Faylanma hareketi harita üzerinde verilememekle birlikte morfolojik olarak gözlenebilmektedir. Pliyosen sonu şekillenmesini koruyan ancak Kuvaterner tektonizmasının (taban düzeyi değişimleri) etkilerinden fazlaca etkilenmeyen polye tabanı, Kuvaterner taban düzeyi değişimlerinin etkilerinden kuzeyinde yer alan ve Kökez köyü havzasıyla sınır oluşturan boğazdan itibaren kısmen korunmuştur. Pliyosen sonu Pleyistosen ortalarına kadar bölgenin Pliyosen çakılları ile örtülü olması, bu örtülerin Dutdere kireçtaşlarına ait birimleri

örtmesi dolayısıyla sıyrılmayla beraber karstlaşma tekrar başlamıştır. Daha sonra Kuvaterner tektonizmasının parçalayıcı etkisiyle paleo polye parçalanıp taşınmıştır. Araştırma sahasının dışından itibaren K-KB'sında uzanım gösteren Pliyosen gölsel dolguları parçalanmış, düşey mesafesi fazla olan eğim kırıklıkları (gençleşme başı) gelişmiş, yer yer badlands topoğrafyası karakterini almış ve GB yönlü tiltlenmiş görünümlü morfolojiler gelişmiştir. Ancak bu etkiler (paleo polyeyi akaçlamak dışında) sahayı kuzeyden sınırlayan boğazdan itibaren polye tabanında önemli bir bozulma meydana getirememiş, dolayısıyla Kuvaterner düşey değişimleri sahanın kuzeyin sınırlayan boğaz alanına kadar gelebilmiştir. Fakat polyenin yöneliminde belirleyici olan temel etkenlerden biri faylanma hareketi olmuştur. Fay hattı boyunca Pliyosen sonlarında öncelikle bir paleo vadi gelişmiş ve yanal erozyonla polyeleşmiş, Kuvaterner hareketleri bu polye sınırlarını güncel seviyesine alçaltmış ancak bu alçalma göl dolgularında olduğu kadar yüksek bir biçimde meydana gelmemiştir. Polyeyi batıdan sınırlayan dağ uzanımı belirgin bir faylanma sonucu gelişim göstermiştir. Aynı zamanda polyenin batı yönde Dutdere kireçtaşları ile Kızılcadağ olistostromları; doğuda ise yine Dutdere kireçtaşları ile Pliyosen çakılları dokanak zonunda gelişmesi, geçirimsiz birimlerin tabanda sızmayı önleyici bir konumda bulunması dolayısıyla lateral erozyonu hızlandırması da belirleyici olmuştur. Bu doğrultuda polye Williams (1989) sınıflamasına göre “kenar polye” karakterindedir. Tuncer (2021) tarafından düzenlenen sınıflamaya göre ise polye “açık polye” sınıfındadır. Yine polyenin temelde faylanma ve bindirme sınırları denetiminde gelişmiş olması “yapısal polye” olduğunu kanıtlayan etmenlerdir. Polyenin Kuvaterner düzey değişimlerinden büyük ölçüde korunmasında belirleyici olan temel faktör ise etrafını çevreleyen litolojik dirençleri yüksek formasyonların koruyucu etkisi olmuştur (Foto 49). Polye çevresinde Üst Miyosen (DII) yüzeylerin varlığı sahanın Miyosen’de bir aşınım safhası geçirdiğini ve devamında polye tabanı kenarlarında da (DIII) yüzeyleri ile taraçaların varlığıyla çok dönemliliği karakterize eden bir gelişime sahiptir (Foto 48 ve 49). Aynı zamanda bölgenin başlangıcında faylanma, daha sonra flüvyal etkinliklerle paleo vadilerin gelişiminden sonra karstlaşmanın ortaya çıkması da çok kökenlilik arz eden bir durumdur.



Foto 48: Beşparmak Dağı'ndan (Kuzeyden) Bereket Polyasi'nin görünümü

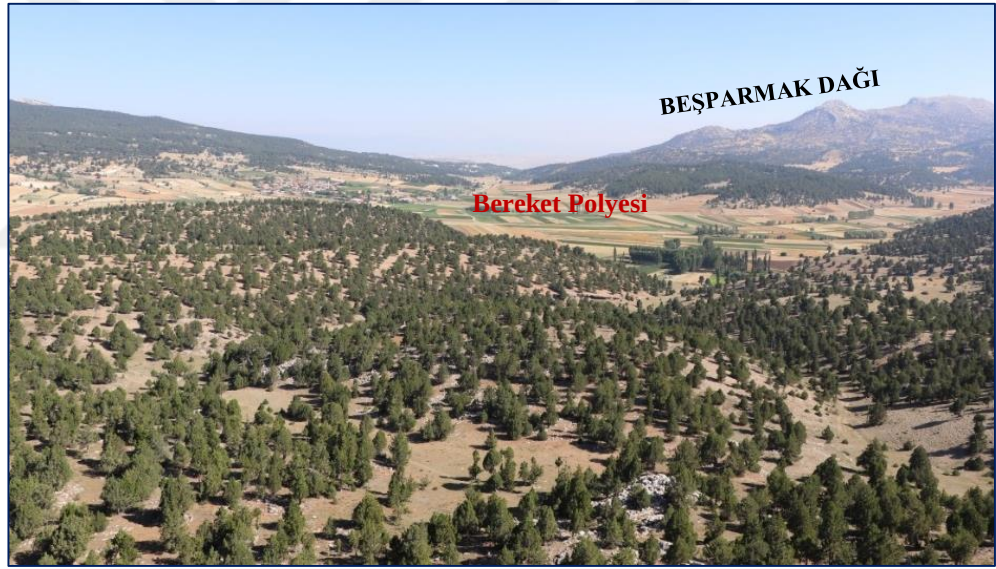


Foto 49: Çal Tepe'den (Güneyden) Bereket Polyasi'nin görünümü

Aksu Polyasi

Toplam alanı 3,68 km² olup, Çeltikçi havzasına akaçlanmakta olan Aksu Polyasi, Bereket Polyasi ile benzer bir gelişim göstermiştir. Çal Tepe'nin kuzey ve güneyinde uzanımlarıyla karakteristik olan polye, kabaca D-B şeklinde uzanım göstermektedir. Bölgede Orta Miyosen sonunda tamamlanan bindirme hareketi devamında (Üst Miyosen) bir denüdasyon safhası yaşanmış ve Aksu Polyasi'nin kuzeyinde yer alan sırtlar boyunca dönemin aşınım yüzeylerine (DII) ait parçalarıyla karakteristik bir görünüm almıştır. Alt-Orta Pliyosen devrede Burdur ve güneyinde

Tefenni-Karamanlı havzasının bütünsel bir göl alanı halini alması sahanın gölsel dolgu alanı haline geçmesine neden olmuştur. Bu dolgular polyenin iki kanadı arasında kalan Çal Tepe'nin de örtülmesine yol açmış ve devamında ekshüme yüzey olarak ortaya çıkmasıyla tepe oval bir görünüm kazanmıştır. Bölgede Pliyosen sonu karalaşması ve Orta Pleyistosen'de neotektonik düşey hareketlerin etkisiyle sahanın bağlı olduğu Çeltikçi Havzası'nda da bir tahliye söz konusu olmuştur. Ancak bu akaçlanma, Bereket Polyesi kuzeyinde gelişen gençleşme başı ve boğaz alanında görülen morfolojik gelişime benzer bir şekilde Aksu ve Üçboğaz polyeleri ile Çeltikçi Polyesi'nin birbirinden ayıran boğaza kadar gelebilmiştir. Kuvaterner düşey hareketlerinin akaçlanma şiddeti ve ölçüsü Çeltikçi Havzası'na nazaran daha dar bir ölçekte gelişim göstermiştir. Sahanın korunmasında belirleyici olan temel faktör ise litolojik dirençleri yüksek formasyonların polyeyi çevrelemesi olmuştur. Bu etkene bağlı olarak gelişmesi ise polyeye “dağ arası havza” karakteri vermektedir. Bölgede Pliyosen dolgulanma safhasının karakteristik kanıtları muhtemelen çömlek ve tuğla-kiremit imalatı için hammadde olarak kullanılan kiremit renki toprakların birikimiyle karakteristiktir. Bu dolgular polyenin kuzeyinde yer alan Üçboğaz Polyesi'nin uzanımı boyunca yapılan kazı çalışmalarında düşey bir kesit olarak ortaya çıkarılmıştır. Polyenin parçalanmış görüntüsü tipik bir neotektonik dönem hareketinin ortamsal yansımasıdır. Polyenin yönelim ve uzanımında belirleyici olan faktör ise paleo vadi sistemlerinin karstlaşmasıdır. Pliyosen gölsel dolguları üzerine yerleşen akarsular, dolgu yüzeylerin altında bulunan Likya Naplarının son bindirme ürünü Dutdere kireçtaşlarının örtüden sıyrılmayla birlikte karstlaşmasına sebebiyet vermiş, Orta Pleyistosen'e kadar devam eden bu lateral karstlaşma Orta Pleyistosen'de meydana gelen MTD ve dolayısıyla KTD değişimine bağlı olarak düşey yönde seviye değiştirmiş ve Pliyo-Kuvaterner dolguları sahadan kısmen tahliye edilmiş ve bölge günümüz görünümünü almıştır. Polyenin kuzey ve güney kanadı Çal Tepe'nin doğu yamacında birleşmekte ve KD-GB yönlü bir uzanım kazanmaktadır (Foto 50 ve Foto 51). Bu yönelimde belirleyici olan durum ise Dutdere kireçtaşları ile Kızılcadağ melanj ve olistostromlarına ait bindirme ürünlerinin bu hat boyunca dokanak halinde olması ve dolayısıyla bir süreksizlik zonu teşkil etmesidir. Bu zayıf direnç hattı boyunca akış gösteren Pliyosen sonu Kuvaterner başında gelişmiş akarsular, dokanak zonu boyunca karstlaşmaya sebebiyet vermiş ve lateral karstik erozyonu yönlendirmiştir. Bu bindirme sınırı polyenin kuzey kanadı için

de tamamen geçerlidir. Bu duruma bağlı olarak Williams (1989) polye sınıflamasına göre Aksu Polyesi “kenar polye” olarak nitelendirilebilir. Tuncer (2021) tarafından oluşturulan polye sınıflamasında ise polye “açık polye” sınıfı içinde kalmaktadır.



Foto 50: Aksu Polyesi’nin daralan doğu kesimi



Foto 51: Çal Tepe’den (Kuzeyden) Aksu Polyesi’nin görünümü

Sinop Polyesi

Tamamen Dutdere kireçtaşları üzerinde gelişim gösteren polye toplamda 0,61 km² alana sahiptir. Polyenin bulunduğu alan, diğer polyelere benzer bir şekilde Pliyosen gölsel dolgularından sıyrılmış yükseltilerle çevrilidir. Ancak burada yer alan yükseltiler sahanın kuzeyinde yer alan tepeliklere oranla nispeten daha alçak bir seviyede bulunmaktadır. Araştırma sahasının genel yükseltisi de bu duruma benzer biçimde kuzeyden güneye doğru düşmektedir. Bu durum, Pliyosen (DIII) reliyef sistemlerinin

yükseltisi izlendiğinde net bir biçimde anlaşılmaktadır. Kuzeyden güneye doğru meydana gelen bu yükselti azalmasının sebebinin ise Pliyosen göl havzasına ait tabanın Tefenni-Karamanlı Havzası yönlü bir eğimle geliştiği görüşüyle açıklanabilmektedir. Bu duruma bağlı olarak Sinop Polyesi de kuzeyinde yer alan sahalardan daha alçak, güneyinde yer alan polye ve yüzeylerden ise daha yüksek bir seviyeye sahiptir. Polye, kuzeyinde yer alan Aksu Polyesi ile güneyinde yer alan Kapaklı Polyesi’nden alçak eşiklerle ayrılır. Polye, farklı kollarla batı yönünde yine flüvyokarstik uzun bir vadiyle önce Yeşildağ flüvyokarstik polyesine, oradanda Havuz Dere vasıtasıyla bir kanyon boğazdan geçerek Karataş Havzası’na akaçlanır (Foto 53). Polyenin gelişiminde belirleyici olan faktör ise Pliyosen sonu Kuvaterner başlarında gelişim gösteren ve muhtemelen sığ eşiklerle ayrıldığı polyelerle de bütünleşik olan paleo vadinin karstlaşması şeklinde olmuştur. Orta Pleyistosen ve devamında meydana gelen neotektonik dönem hareketleri ile Kuvaterner iklim salınımlarının Burdur Gölü düzeyinde meydana getirdiği düşey yönlü hareketler bu paleo vadinin talveg hattına dik bir biçimde parçalanmasına ve devamında Pliyosen gölsel örtülerden sıyrılarak karstlaşmayla beraber günümüz görünümünü kazanmasına sebep olmuştur. Gelişim itibariyle doğuştan açık bir karakterde olan polye, derenin kaynak kesiminde gelişmiş, kabaca üçgen bir görünüme sahiptir (Foto 53). Taban morfolojisi ise Kuvaterner düşey hareketlerinin etkisine bağlı olarak tamamen düz bir profil ihtiva etmemektedir. Oluşum bakımından genç bir karakterde olan polye dışı akaçlanması dolayısıyla Tuncer (2021) tarafından yapılan sınıflamaya göre “açık polye” karakterindedir.



Foto 52: Sinop Polyesi’ne kuzeyden bakış



Foto 53: Sinop Polyesi'ne doğudan bakış

Kapaklı Polyesi

Toplam alanı 5,29 km² olan Kapaklı Polyesi genel olarak K-G uzanımlı gelişim göstermiş ve doğuştan dış drenaja açık bir polyedir. Sınırları içerisinde Kapaklı köyü yerleşmesi bulunan bu polyenin ortalama yükseltisi 1450 metredir. Polye doğudan Kestel Dağı ile sınırlanırken batıdan ise Pliyosen (DIII) reliyef sistemleriyle sınırlıdır. Aynı zamanda kuzeyinde Sinop Polyesi ile sığ bir eşikle, güneyindeki Aziziye Polyesi ile bir sırt ve yine GB kesiminde sığ bir eşikle ayrılmaktadır (Foto 54 ve Foto 55). Polyeyi drene eden ana akarsu ise Çolak Dere'dir. Polyenin uzanımında ve gelişmesinde akarsularla yarıma ve flüvyal etkenler belirleyici olmakla beraber, farklı formasyonların (TRJd ve Te) dokanak zonunda bulunması da etkili olmuştur. Bilindiği üzere her iki formasyon da karstlaşma için elverişli ancak Elmalı formasyonu (Te) yarı karstik özellikte olması, bünyesinde kumtaşı, kiltası vb. karstlaşmaya uygun olmayan tabakalar ihtiva etmesi dolayısıyla fiziko-kimyasal aşınım ile daha hızlı bir biçimde deforme olmuş ve şekillenmiştir. Pliyosen sonu karlaşmasının ve Pleyistosen plüvyal dönemlerin etkinliği polyeyi drene eden flüvyokarstik uzanımların genişlemesinde ve uzamasında etkili olmuş, aynı zamanda polyeyi lateral erozyon açısından da hızlandırmıştır. Yine Üst Pliyosen-Alt Kuvaterner'de polye sınırlarının daha dar olduğu fakat Sinop ve Aziziye polyeleri ile bir vadi hattı boyunca bütünleşik olduğu düşünülmektedir. Polyenin kuzey ve güneyinde yer alan sığ eşik alanları bu görüşü destekler niteliktedir. Zira güncel drenaj yönünün genel olarak doğudan batıya doğru gelişim gösterdiği polyede, başlangıç safhasından itibaren batı yönlü akaçlanmış bir polye olması, polye uzanımının da bu yönlü (batı) gelişeceği fikrini uyandırmaktadır.

Ancak morfolojik uzanımın K-G yönlü olması hidrolojik akaçlanmaya ters bir görünüm arz etmekte, bu durumun temel sebebi ise Pliyosen sonu akaçlanma doğrultusuna takiben K-G yönlü bir vadi gelişimi, Orta Pleyistosen’de ise düşey hareketlerin etkinliği ve iklimsel değişimler ile bölgenin taban düzeyi olan Burdur Gölü seviyesinin düşmesi olarak açıklanabilir. Dolayısıyla polyenin gelişiminin Pliyosen sonundan itibaren başlayıp güncel morfolojisini kazanmasında ise Orta Pleyistosen tektonizması sonucunda meydana gelen taban düzeyi değişimi ile Kuvaterner iklim salınımlarının belirleyici olduğu söylenebilmektedir. Polye Tuncer (2021) tarafından ortaya konulan görüşe göre “açık polye” sınıfında yer almaktadır.



Foto 54: Kestel Dağı eteklerinden (Doğudan) Kapaklı Polyesi’nin görünümü



Foto 55: Kestel Dağı yamaçlarından Kapaklı Polyesi’nin görünümü

Aziziye Polyesi

Kapaklı Polyesi ile Bozlar Polyesi arasında kalan ve batı yönlü akaçlanan Aziziye Polyесinin tabanı toplam 7,9 km² alana sahiptir. Doğudan Kestel Dağı, batıdan Pliyosen reliyef sistemleri (DIII) ile sınırlı olan polye yarı karstik özellik ihtiva eden Elmalı formasyonu içerisinde gelişim göstermiştir. Kuzeyindeki ve güneyindeki polyelerle sığ eşiklerle ayrılan Aziziye Polyesi’nin de flüvyo karstik bir uzanımın karstlaşmasıyla geliştiği ve kuzey ve güneyinde yer alan polyelerle Pliyosen sonundan Orta Pleyistosen’e kadar flüvyokarstik bir vadi şeklinde kabaca K-G yönlü uzanıma

sahip olduğu, daha sonra meydana gelen MTD ve aynı zamanda KTD konumunda olan Burdur Gölü seviyesinin tektono-klimatik etkenlerle alçalmasıyla flüvyokarstik uzanımın deforme olup polye haline geldiği söylenebilir. Sınırları içerisinde Aziziye köyü bulunan polyenin taban yükseltisi Kestel Dağı yamacından batıya doğru gittikçe düşmektedir. Kaynağını Kestel Dağı'ndan alan akarsular polyeyi batı yönlü akaçlayarak Eren Çayı'na bağlamakta ve Eren Çayı vasıtasıyla Burdur Gölü'nde drene olmaktadır. Polyeyi akaçlayan ana akarsu Domuzlu Çayı'dır ve bu çay polye tabanından çıkışından itibaren asimetric bir tabana sahip flüvyokarstik depresyon geliştirmiştir (Foto 56). Bu asimetricinin meydana gelmesinde rol oynayan temel faktörlerden biri kuzeyden gelen kolların daha fazla alüvyon taşıyarak Domuzlu Çayı'nı güneye ötelemesi olmuş bir diğer neden ise akarsuyun ilksel kurulumuna bağlı olarak asimetric bir tabanda gelişmesi olmuştur. Sahanın kuzeyinden güneye doğru özellikle Pliyosen yüzeylerinde (DIII) meydana gelen seviye alçalması, bölgede güney yönlü bir eğim olduğunu ve dolayısıyla akarsuyun da bu eğimli yüzeye D-B yönlü dik uzanım göstererek gelişmesiyle asimetric bir vadi geliştirdiği fikrini vermektedir (Foto 59). Yine polyenin Kestel Dağı yamaçları boyunca dandritik bir drenaj karakterinde örölü olup devamında Domuzlu Çayı ile bir araya gelerek dışa akaçlanması, polye tabanının bu hidrolik akışa bağlı olarak batı yönlü bir taban eğimi kazanmasına zemin hazırlamıştır. Polye, gelişiminin başlangıcından itibaren dış drenaja açık olarak şekillenmesi dolayısıyla doğuştan açık karakterde bir polyedir. Tuncer (2021) tarafından yapılan polye sınıflamasına göre ise polye "açık polye" olarak değerlendirilmektedir.

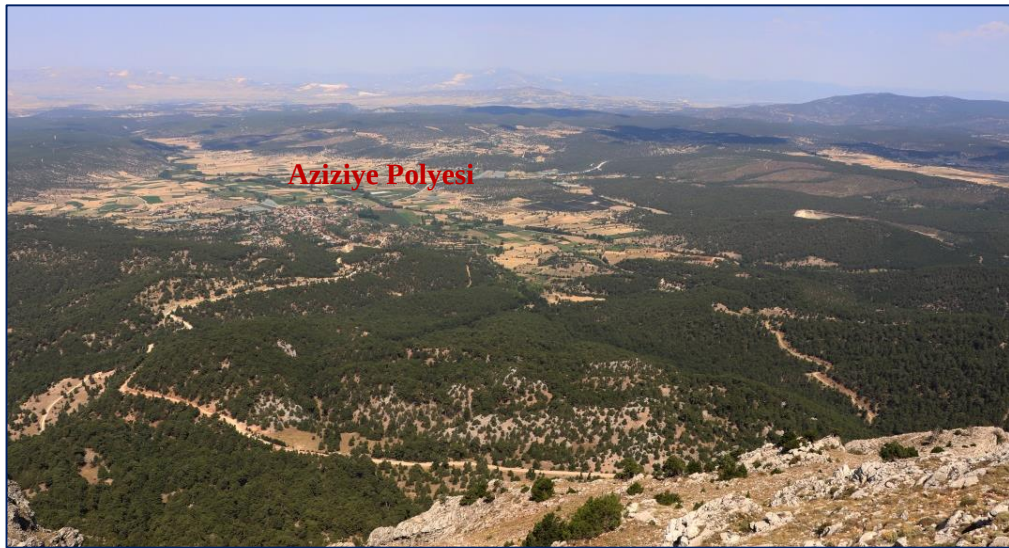


Foto 56: Kestel Dağı'ndan Aziziye Polyesi'nin görünümü



Foto 57: Kestel Dağı eteklerinden Aziziye Polyesi'nin görünümü

Bozlar Polyesi

Araştırma sahasının en güney alanında bulunan Bozlar Polyesi toplam 5,33 km² alana sahiptir ve sahanın da en büyük polyesidir. Aziziye Polyesi ile sıg ve yanal yönde geniş bir eşikle ayrılan polye gelişim özellikleri bakımından bu polye ile tamamen aynı koşullar altında gelişim göstermiştir. Aziziye gibi Bozlar da yarı karstik Elmalı formasyonu üzerinde karstlaşma süreçleri sonucunda ortaya çıkmıştır. Dahası Aziziye Polyesi ile arasında bulunan sıg eşik hattı muhtemelen polyenin ilk gelişim devresinde (Pliyosen sonu - Orta Pleyistosen tektonik hareketlerinde) Aziziye Polyesi ile bütünleşik olduğunu ve bu eşik hattının eski polye tabanı parçası olduğu fikrini vermektedir (Foto 59). Orta Pleyistosen'den itibaren meydana gelen tektonik hareketlere bağlı taban düzeyi seviyesinin (Burdur Gölü) değişimleri bu Pliyosen yüzeyler içinde gelişmiş polyeyi/flüvyokarstik depresyonu (Pliyosen sonu polyesi) parçalamış ve iki ayrı polye yapısının (Aziziye ve Bozlar) gelişmesini sağlamıştır. Batı ve güneyinden tamamen Pliyosen (DIII) denüdasyon satırları ile çevrelenen polye tipik bir Pliyo-Kuvaterner havzasıdır. Polyenin genel uzanımı D-B yönündedir. Kaynağını Kestel Dağı yamaçlarından alan akarsular polye tabanında Yunusoluğu Dere ile birleşmiş ve batı yönlü akış göstererek polyeyi doğuştan dış drenaja açık bir biçimde geliştirmiştir. Yunusoluğu Dere, polyenin batı sınırından itibaren yine batı yönlü bir asimetric yamaçlı flüvyokarstik depresyon meydana getirmiştir (Foto 59). Depresyonda meydana gelen asimetric gelişim nedenleri Aziziye Polyesi'ni akaçlayan flüvyokarstik depresyonda da açıklandığı üzere aynı nedenlere bağlı olarak gelişmiştir. Birincisi kuzeyden gelen akarsuların daha fazla alüvyon taşıması, ikinci ve temel faktör denilebilecek durum ise ilksel eğimden kaynaklanan asimetric gelişimdir. Bozlar Polyesi içerisinde uzanım

paralel olarak gelişmiş karakteristik bir hum mevcuttur. Tuncer (2021) sınıflamasına göre ise polye “açık polye” olarak değerlendirilmektedir.



Foto 58: Kestel Dağı’ndan Bozlar Polygonsi’nin görünümü



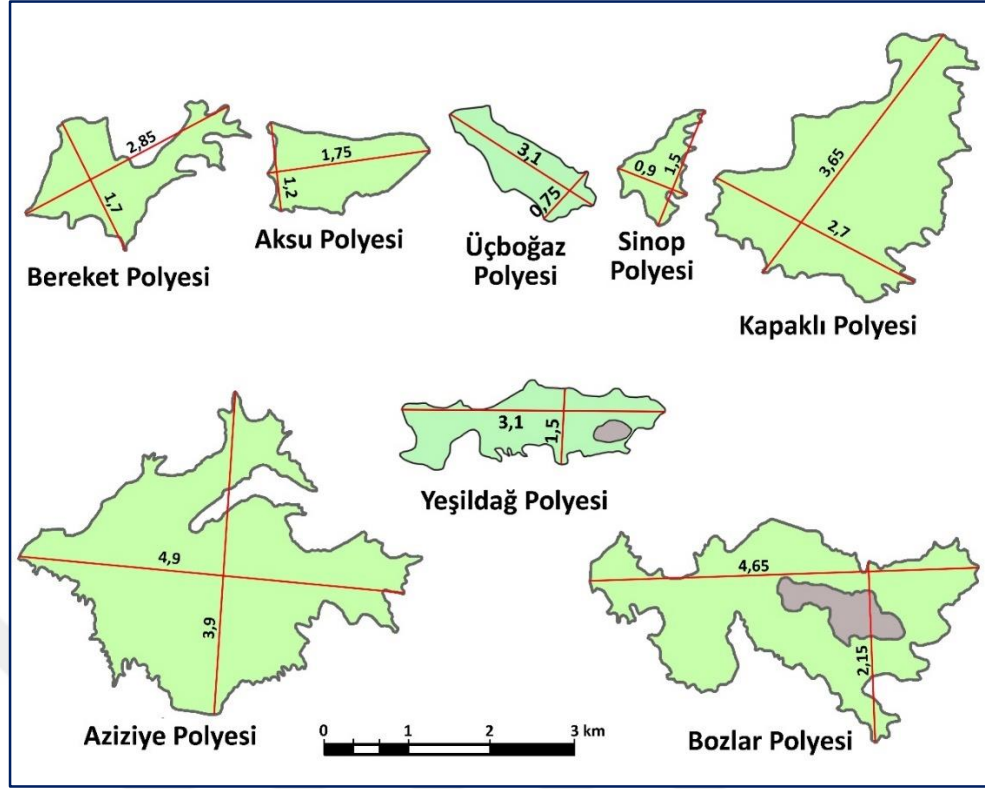
Foto 59: Kestel Dağı’ndan Aziziye ve Bozlar polyelerinin görünümü

3.1.6. Polyelerin Morfometrik Özellikleri

Karst jeomorfolojisine ait şekillerin analiz edilmesinde sıkça kullanılan (Şimşek vd., 2019a; Şimşek vd., 2019b) parametrelerden biri uzama oranları ve diğeri ise dairesellik indisi değerleridir (Şimşek vd. 2021: 7). Uzama oranı polyenin uzun ekseninin (U, uzunluk) yani birbirine en uzak iki uç kısmın arasındaki mesafe ile bu uzanımı dik açıyla (90°) kesen ve yine birbirine en uzak iki nokta arasındaki mesafeden

oluşan kısa eksenin (genişlik) birbirine oranlanması ile hesaplanmaktadır (Bondesan vd., 1992; Denizman, 2003; Bosso vd., 2013; Öztürk, 2018). Dairesellik indisi ise formül (4)'de verildiği şekilde hesaplanmakta ve uzama oranı ile benzer bir şekilde, sahanın daireellik indeksi 1'e yaklaştıkça daireelliği artmakta, 1'den uzaklaştıkça ise daireellik oranı azalmaktadır.

Tablo 16'da sahadaki polyelerle ilgili ölçülen ve hesaplanan verilere göre; Bereket Polyesi'nin uzama oranı 1,68 iken daireellik indisi değeri 5,05'dir. Bu değerlere bakıldığında polye "eliptik" bir şekil arz eder ve indisi değerine göre ise daireelliği oldukça bozulmuştur. Üçboğaz Polyesi'nin uzama oranı 4,13 olarak, daireellik indisi değeri ise 3,57 olarak hesaplanmıştır. Buna göre polye oldukça "uzamış" bir karakter sunarken indisi değeri polyenin daireellikten uzaklaştığını göstermektedir. Polyenin bu morfolojisi, Pliyosen'e ait bir paleo vadi içerisinde gelişmiş olmasından kaynaklanmaktadır. Polyenin tabanı karstik süreçlerle ortaya çıkmış çözünme artığı kalın bir terra rosa toprağıyla kaplıdır. Bu topraklar günümüzde tuğla-kiremit yapımı için alınmaktadır. Aksu Polyesi'nin daireellik indisi değeri 1,84 ve uzama oranı 1,46 değerinde olup "yarı eliptik" olarak nitelendirilmektedir. Sahanın en küçük alanına (610000 m²) sahip Sinop Polyesi'nin uzama oranı 1,66 olup, daireellik indisi değeri 3,24'dür. Buna göre Sinop, "eliptik" bir polyedir ve daireel şekli bozulmuş olarak değerlendirilir. Sahanın kuzeybatı kesiminde batıya doğru uzanan ve iyi gelişmiş bir flüvyokarstik depresyon içinde gelişmiş, ayrıca iki huma sahip olan Yeşildağ Polyesi'nde uzama oranı 2,07 ve daireellik indisi değeri 10,32 olarak hesaplanmıştır. Buna göre flüvyokarstik polye, "uzamış" bir şekil gösterirken daireelliği de çok bozulmuştur. Sahanın ikinci en büyük alanına (5,29 km²) sahip olan Kapaklı Polyesi'nin uzama oranı 1,36 iken daireellik indisi ise 3,18 değerindedir. Bu rakamsal değerler dolayısıyla polye "yarı eliptik" şekildedir ve daireelliği bozulmuştur. Aziziye Polyesi'nin daireellik indisi 5,75 ve uzama oranı 1,25 değerindedir. Bu değerlere karşılık gelen şekilsel tanımı ise "yarı eliptik"tir; indisi değerine göre daireelliği bozulmuştur. Sahanın en büyük alanına (5,33 km²) sahip olan Bozlar Polyesi, 2,15 uzama oranına ve 8,50 daireellik indisi değerine sahiptir. Bu durumda Bozlar, "uzamış" şekilli ve daireelliği oldukça bozulmuş bir polyedir (Şekil 18; Tablo 15).



Şekil 18: Araştırma sahasındaki polyelerin geometrileri

Tablo 15: Polyelerin uzun ve kısa eksen verileri, uzama oranları ve dairesellik indisleri

Polyeler	Uzun Eksen (km)	Kısa Eksen (km)	Uzama Oranı (R_E)	Alan (km^2)	Çevre Uzunluğu (km)	Dairesellik İndisi (I_c)	Şeklin Tanımı
Bereket Polyesi	2,85	1,7	1,68	1,92	10,6	5,05	Eliptik
Üçboğaz Polyesi	3,1	0,75	4,13	0,98	6,63	3,57	Uzamış
Aksu Polyesi	1,75	1,2	1,46	1,38	5,64	1,84	Yarı Eliptik
Sinop Polyesi	1,5	0,9	1,68	0,61	4,9	3,24	Eliptik
Yeşildağ Polyesi	3,1	1,5	2,07	2,69	10,32	3,15	Uzamış
Kapaklı Polyesi	3,65	2,7	1,36	5,29	14,5	3,18	Yarı Eliptik
Aziziye Polyesi	4,9	3,9	1,25	7,9	24,6	5,75	Yarı Eliptik
Bozlar Polyesi	4,65	2,15	2,16	5,33	23,8	8,50	Uzamış

3.1.7. Mağaralar

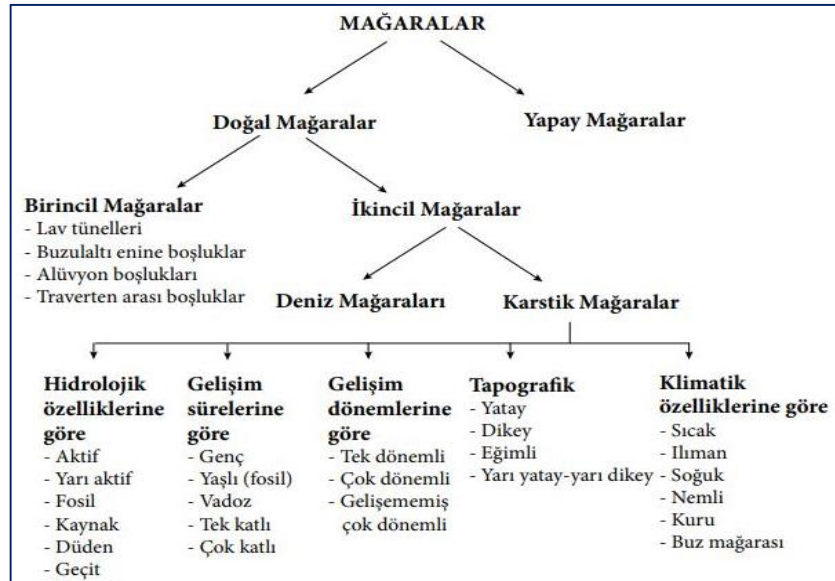
Yer altında bulunan ve en az bir insanın sığabileceği kadar genişliğe sahip boşluk alanlar şeklinde tanımlanan mağaralar (Nazik, 1999) yeraltı akarsularının çözünebilir özelliğe sahip kayaç formasyonlarını aşındırmaları ile meydana gelir (Garofano & Govoni, 2012). Deniz düzeyinin 100-150 m altından itibaren topoğrafyanın en yüksek kesimlerinde dahi rastlanılabilecek bu oluşumlar (Nazik, 2018) elverişli durumlarda yüzlerce kilometre uzunluğa ve binlerce metre derinliğe erişebilir

(Nazik, 2016). İlkel insanlık döneminde sığınak ve barınak olarak kullanılan mağaralar 19. yy ve özellikle II. Dünya Savaşı'ndan sonra bilimsel özelliklerinin yanı sıra ekonomik potansiyelleri adına da ilgi görmeye başlamışlardır (Nazik, 2018). Özellikle turizm alanında rağbet gören bu yeraltı sistemlerinin turistik özellikleri ile dikkat çekmeden önce de ziyaret edildiği bilinmektedir (Yozcu, 2020). Zira mağara ziyaretlerine ilişkin ilk kayıtlar M.Ö. 1100 yıllarında Asur Kralı Tiglat dönemine kadar uzanmaktadır (Arrigo & Forti, 2013).

Alp-Himalaya Kıvrım Dağ Kuşağı'nda ve B-D yönlü uzanımına sahip birbirinden farklı tektonik birliklere sahip ülkemizin yüzey alanları dikkate alındığında %40'ı, yeraltı karstlaşması ile birlikte ise yaklaşık %65'i mağara gelişimine uygun kayalardan meydana gelmiştir (Nazik & Poyraz 2017: 44). Bu duruma bağlı olarak ülkemizde 40.000'den fazla mağaranın olduğu düşünülmektedir. (Nazik & Bayarı, 2018: 8).

İşlenmesi kolay olan marn, tuf, tebeşir, kiltası gibi kayalar içerisinde insanlar tarafından oluşturulmuş mağaralar ile çözünmeye uygun karbonatlı kayalar içerisinde oluşumları binlerce, hatta milyonlarca yıl sürebilen, kendine has ekosistemi olan ve onlarca kilometre uzunluğa, yüzlerce metre derinliğe ulaşabilen doğal koşullarla gelişim göstermiş bu yapılar temelde doğal ve yapay mağaralar olmak üzere ikiye ayrılır (Nazik, 2016: 125; Ferudun vd., 2010: 45). Nazik (2008) tarafından hazırlanan ve Nazik (2016) tarafından aktarılan oluşum ve gelişim özelliklerine göre mağara sınıflaması ise ekte yer almaktadır.

Tablo 16: Oluşum ve gelişim özellikleri açısından mağara tipleri (Kaynak: Nazik, 2016).



Batı Toros Karst Alanı içerisinde yer alan çalışma sahası mağara gelişimine uygun formasyonlar dolayısıyla (Dutdere kireçtaşı, Elmalı form.) bazı küçük yer altı boşluklarına (in) sahiptir. Araştırma sahasında toplam 3 adet in tespit edilmiştir. Bu gelişimler sırasıyla: **a) Kulaç İni** **b) Bacalı in** ve **c) Zeybek İni**'dir.

a) Kulaç İni

Kilimli Tepe'nin batısında Pliyosen (DIII) yüzeyin yamaç kısmında bulunan in, yarı karstik özellikteki karbonat çimentolu konglomeralar ile altta bulunan kil, silt boyutundaki gölsel sedimanların kontak zonunda gelişim göstermiştir. Kalınlığı yer yer 10 metreyi bulan bu konglomera yapıların fiziko-kimyasal özellikleri in gelişiminde belirleyici rol oynamıştır. İn, dar bir girişten ziyade tamamı açık bir eliptik oyuntu görünümünde olup eski kaynak çıkış ağzı konumundadır (Foto 60).



Foto 60: Kulaç İni giriş ağzı

b) Bacalı İn

Kapaklı Polyesi ile Aziziye Polyesi'ni birbirinden ayıran sırtın Kestel Dağı'na dayanan kesiminde yer alan bu in Elmalı Formasyonu içerisinde gelişmiştir. Eğimli bir tabana sahip olan in, aslında alttaki mağara sistemine üstten bağlanan geçit konumunda, fakat yüzeyden dökülen malzemelerle tıkanmış bir mağara giriş ağzı özelliğindedir. Bacalı İn, genişliği ve uzunluğu yaklaşık 3'er m boyutlarında daire şeklindedir, derinliği ise yaklaşık 2 m kadardır (Foto 61).



Foto 61: Bacalı İn giriş ağzı

c) Zeybek İni

Bacalı İn yapısı ile aynı sırt üzerinde gelişim gösteren bu in, Bacalı İn'in batısında, yaklaşık 30 m aşağı seviyede yer almaktadır. Arazi gözlemlerinde tespit edilememiştir ve muhtemelen doğal olarak veya çevrede yaşayan köylüler tarafından kapatıldığı düşünülmektedir.

Bu gelişimlerle birlikte sahanın yüksek kesimlerinde, Kestel Dağı'nın batıya bakan yamaçlarında ve Yeşildağ flüvyokarstik depresyonunun kuzeyinde yer alan tepelik alanlarda fosil kaynak ağzları tespit edilmiştir, ancak bunlar devamı olan mağaralar değildir (Foto 62).



Foto 62: a) Yeşildağ kuzeydoğusundaki yamaçta ve **b)** Kestel Dağı'nın Kapaklı Polyesi'ne bakan yamaçta fosil mağara/kaynak ağzları

3.2. Karstik Birikim Şekilleri

Kimyasal erozyonla meydana gelen aşınım süreciyle birlikte ergiyik materyallerle yüklü sular, uygun ortamlarda CO₂'nin serbest kalmasıyla bünyelerindeki ergiyikleri farklı konum ve şekillerde (traverten, damlataş, sarkıt, dikit, çatlak dolguları vs.) çökeltir ve birikim şekillerini meydana getirirler. Ayrıca karstik erezyon, özellikle karstlaşmaya uygun olmayan jeolojik dokularla (kil, silt, kumtaşı vs.) iç içe olan karbonatlı sahalarda karstlaşmadan sonra bölgede kalıntı materyallerin birikimine sebep olur ve bu oluşumlar da birikim şekilleri içerisinde dahil edilir (Erinç, 2015b).

3.2.1. Terra Rossa ve Kırmızı Renkli Topraklar

Kalker bünyede bulunan demir bileşiklerinin oksidasyonu sonucu rengini alan Terra Rossalar (İtalyanca Terra: Toprak, Rossa: Kırmızı gül) karstlaşmadan artakalan çoğunlukla kırmızı renkte ve kil bünyeli birikimlerdir. Oluşum açısından otokton ve allokton olarak ayırt edilen bu birikim şekillerinde otokton Terra Rossalar taşınma ve harekete maruz kalmayan yerli grubu teşkil ederken allokton Terra Rossalar oluşum bölgelerinden çatlak ve mağara sistemleriyle yer altına veya yüzeyde flüvyal etkilerle farklı birikim alanlarına taşınan, bu süreçte bünyesine bitki artıkları, çakıl taşları, enkaz vb. almalarıyla ayırt edilir (Pekcan, 1999: 78). Belirli bir zaman diliminde yanal ve düşey yönde gelişme sağlayan bu birikim şekilleri büyük ölçüde geçirimsiz bir karakter ihtiva eder ve karstlaşmanın düşey ve özellikle yanal doğrultuda gelişimlerine katkıda bulunur. Kırık ve çatlak sistemine yerleşerek hidrolik yavaşlama ve yönelimi, dolayısıyla süreksizlik sistemlerinin genişlemesini sağlayan bu birikimler aynı zamanda bünyelerinde gelişen bitki örtüleri tarafından ortaya çıkarılan asitler sayesinde kamenitsa yapılarının gelişimine, korrozyon çentiklerinin oluşumuna ve yüzey karstına ait polye, uvala ve dolin sistemlerinin de genişlemesine ve derinleşmesine sebebiyet verir. Ancak kamenitsaların gelişiminde zemindeki alglerin CO₂ azaltıcı etkisi de göz önünde bulundurulmalıdır (Erinç, 2015: 127).

Araştırma sahasında terra rossa birikimleri özellikle Aksu Polyesi'nin tabanında, Dutdere kireçtaşlarının yaygın olduğu alanlarada gelişmiş flüvyokarstik depresyonların, dolinlerin ve kamenitsa yapılarının tabanlarında yaygın olarak gözlemlenmektedir. Ayrıca Erikli köyü çevresinde, Elmalı formasyonunun (yarı karstik) yaygın olduğu

alanlarda gelişmiş flüvyokarstik depresyon tabanlarında da bu birikimlere rastlanmaktadır (Foto 63).



Foto 63: **a)** Erikli köyü doğusundaki depresyon tabanında terra rossa, **b)** Çal Tepe güneydoğusunda gelişmiş bir flüvyokarstik vadinin tabanında terra rossa, **c)** Aksu Polyesi tabanında terra rossa, **d)** Çal Tepe’de bir dolinin tabanında terra rossa

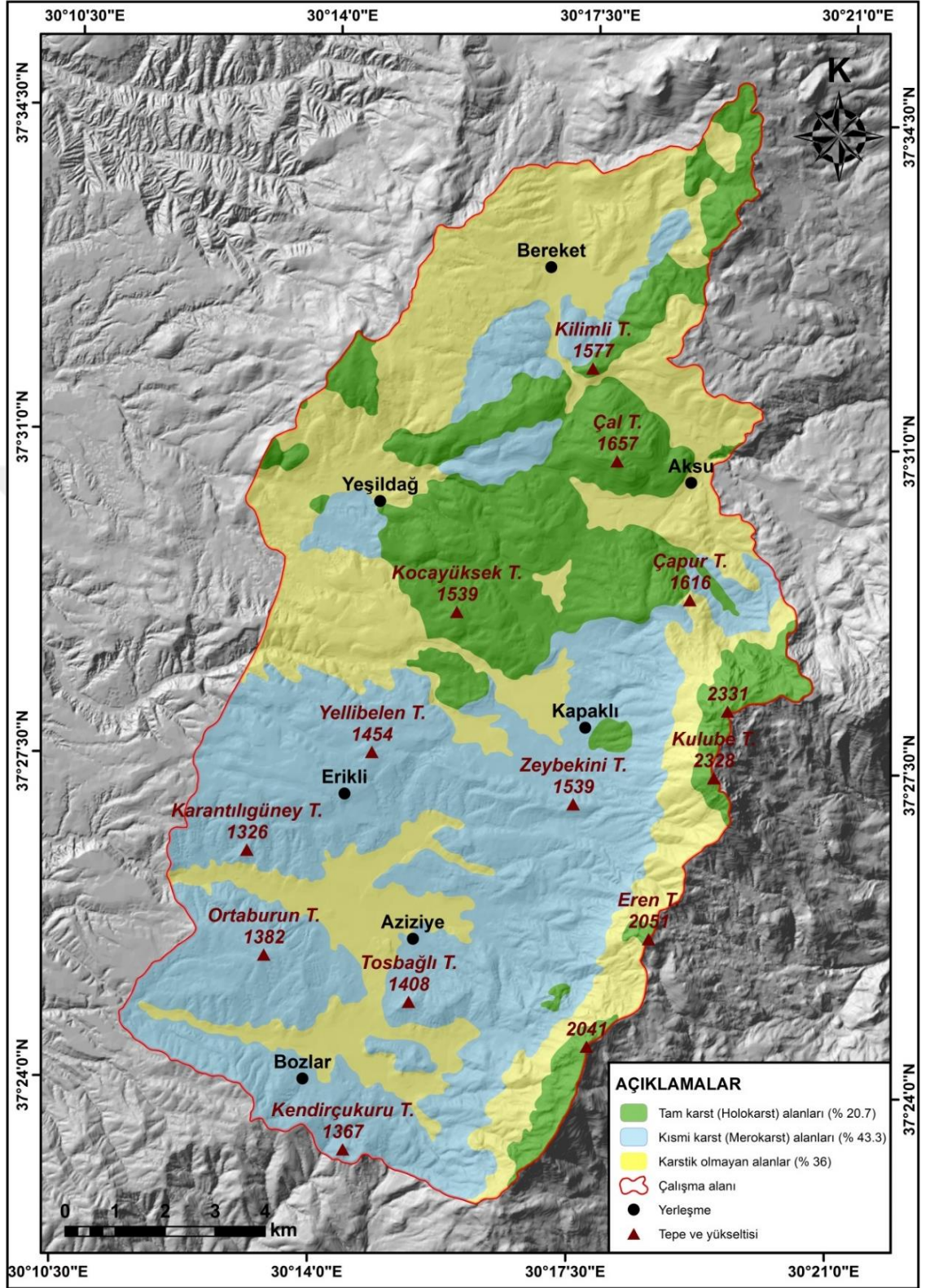
3.3. Karst Sınıflaması

Araştırma sahasında yer alan jeolojik birimler litolojik ve yapısal özelliklerine göre “tam karstik, kısmi karstik ve karstik olmayan” şeklinde sınıflandırılmıştır. Sahada *tam karstik* özellikler ihtiva eden tek birim, Orta Triyas-Liyas dönemde oluşan ve Likya Napları içerisinde temsil edilen Dutdere kireçtaşlarıdır. Birim, Orta Miyosen başında Likya Napları’na ait alt birimlerle birlikte sahaya yerleşmiştir (Şenel, 1997b: 18). Yersel megaladonlu, rekrstitalize kireçtaşlarından oluşan bu birim karstlaşma açısından son derece elverişli yapıdadır. Araştırma sahasında Kestel Dağı’nın Bozlar Polyesi’ne bakan kesimindeki yamacında, Kapaklı köyü civarında ve sahanın kuzeyinde geniş klipler halinde görülen birim, özellikle Kocayüksek Tepe ve Çal Tepe dolaylarında geniş bir yüzeylenme gösterir. 177 km² alana sahip araştırma sahasında Dutdere kireçtaşları, sahanın %21’ini (37 km²) kaplamaktadır. Sahada, karakteristik uzamış dolin yapıları ve Sinop ve Aksu polyeleri bu birim içerisinde gelişim göstermiştir.

Araştırma sahasının %43'ü kısmi ölçekte karstlaşmaya elverişli litolojilerden meydana gelmektedir. *Kısmi karstik* özelliğe sahip olan birimlerden alansal olarak en fazla orana sahip olanı Elmalı formasyonundan müteşekkildir. Araştırma sahasında 57,35 km² alan kapsayan birim kumtaşı, şeyl, kumlu-killi kireçtaşı, kalkarenit ve yer yer yoğun bir biçimde gelişim göstermiş kireçtaşı düzeylerinden oluşmakta ve inceleme alanının %32,4'ünü teşkil etmektedir (Şekil 19). Bu nitelikleri itibariyle mero (yarı/kısmi) karstik bir yapı gösteren Elmalı formasyonu, bünyesinde çözünmeye uygun olmayan birimler bulunması dolayısıyla yanal yönde karstlaşma için elverişlidir. Nitekim Aziziye, Bozlar ve Kapaklı polyeleri tamamen bu birim üzerinde gelişirken bunlardan Kapaklı Polyesi'nin kuzeybatı kenarı, Elmalı formasyonu ile Dutdere kireçtaşlarının kontak zonuna oturmaktadır. Ayrıca birim içerisinde gelişim göstermiş başlangıçta çökme ile gelişmiş çözünme dolinleri de mevcuttur. Elmalı formasyonu araştırma sahasının orta ve güney kesimlerinde geniş bir yüzeylenme gösterir. Bu alanların yanı sıra Yeşildağ flüvyokarstik depresyonunun tabanında pencere konumlu yüzlek veren bu birim sahanın karstik gelişiminde önemli bir yere sahiptir ve örtü konumundaki üst bindirmesi olan Kızılcadağ melanj ve olistostromlarından sıyrılmalara beraber alansal olarak genişlemeye devam edecektir.

Karstlaşma için kısmi ölçekte elverişli olan bir diğer birim ise eski akarsu oluşuklarıdır. Dokusal özellikleri bakımından Elmalı formasyonu ile büyük benzerlik gösteren bu birim de içerisinde kireçtaşı yumru ve blokları ihtiva eden killi ve siltli bünyededir. Bölgede 12,27 km² alan kaplayan bu birim sahanın %7'sini kapsamaktadır. Birim Erikli köyünden batı yönlü araştırma sahasının sınırına kadar olan kesimde, Domuzlu Çayı ile Çolak Dere arasındaki alanda kesintisiz bir biçimde yaygınlık gösterir (Şekil 19).

Bölgede yarı karstik özelliğe sahip bir diğer formasyon ise konglomeralardır. Çalışma alanında 6,2 km² alan kaplayan bu birim sahanın %3,5'lik bir bölümünü ihtiva etmektedir. Özellikle Kilimli Tepe batısında yaygın bir şekilde görülen bu birim alüvyal olarak iyi bir biçimde işlenmiş yuvarlak çakılların karbonat çimento ile çimentolanmasıyla oluşmuştur (Şekil 19; Şekil 3). Sahada çok küçük bir alan kapsayan ve Beydağları otoktonu içerisinde bulunan Karakuştepe formasyonuna ait kumlu-killi bünyeye ve içerisinde yer yer kireçtaşı düzeylerine sahip birim ise kısmi karstik özelliktedir, ancak sahada küçük bir alan (0,3 km² ve %0,2'lik dilim) kaplar (Şekil 19).



Şekil 19: Kestel Dağı batısının karst sınıflandırması haritası

Bölgede *karstik olmayan* birimlerin başında Kuvaterner alüvyonları gelir. Kapaklı, Aziziye ve Bozlar polyeleri ile flüvyokarstik depresyon tabanlarında bulunan

bu birim, karstlaşmadan arta kalmış ürünlerden oluşmaktadır. Karstlaşmaya elverişsiz olan bir diğer birim ise Likya Napları içerisinde yer alan, Marmaris ofiyolit naplarına ait Kızılcadağ melanj ve olistostromudur. Araştırma sahasında Kestel Dağı etekleri boyunca, Yeşildağ köyü dolaylarında ve Bereket köyü kuzeyinde özellikle yaygınlık gösteren bu birim karstlaşma için son derece elverişsizdir. Ancak içerisindeki kireçtaşı blokları karstik özelliklere sahiptir. Birim, araştırma alanının %36 (63,7 km²) oranında bir kesimini kapsamaktadır (Şekil 19).

3.4. Karstik Gelişim

Bugünkü görünümünü Miyosen ortalarına kadar devam eden tektonik bindirmeler ve Neotektonik dönemde meydana gelen blok hareketler denetiminde (Şenel, 1997a: 16) olan araştırma sahası özellikle Pliyosen ve sonrasında birbirini takip eden aşınım (sıyrılma) ve birikim safhaları ile MTD değişimlerine bağlı olarak şekillenmiştir.

Paleotektonik dönemde sahaya yerleşen, Beydağları Otoktonu ile Likya Napları arasında Ara Zon konumlu yarı karstik özellikteki Yeşilbarak Napı ve üzerine Likya Napları'na ait karstik olmayan karakterde Kızılcadağ melanj ve olistostromarı yerleşmiştir. Son hareketi Alt Langiyen'de (Orta Miyosen başı) gerçekleşen Likya Napları ise bu süreçte tam karstik özellikteki Dutdere kireçtaşları ile sahadaki yerlerini almıştır. Bindirme süreçleri devamında (neotektonik dönem) Miyosen sonlarında meydana gelen aşınım süreci sahada yer alan Kızılcadağ melanjı ile Dutdere kireçtaşlarının büyük ölçüde aşınımına yol açmıştır. Bunu kanıtlayan durum ise Aziziye köyü doğusunda, Kapaklı köyü çevresinde ve Bereket köyü kuzeydoğusu ile batısında klipler halinde yaygınlık gösteren Dutdere kireçtaşlarına ait birimlerdir. Bölge Pliyosen'de meydana gelen normal faylanmalar ve grabenleşme ile göl alanı halini almış ve bu süreçte saha Pliyosen Gölü havzası içerisinde kalmıştır. Bu süreçte araştırma sahasında Erikli köyü batısı ve yakın çevresi, Çal Tepesi ve yakın çevresi sedimantasyona uğramış ve Çameli (Burdur) formasyonları ile örtülmüştür. Bölge Pliyosen sonunda karalaşmış (?) ve bir peneplenleşme safhası yaşamıştır. Orta Pleyistosen'de bölgede aktivitesini arttıran tektonik hareketler Burdur depresyonunun gelişmesine sebep olmuştur. Bu duruma bağlı olarak araştırma sahasının MTD'si de düşey yönde gelişerek sahada aşınım sürecinin başlamasına yol açmıştır. Bu gelişimle

birlikte araştırma sahasında aşınım süreci Pleyistosen buzul ve buzul arası dönemlerle belirginleşmiş ve sahanın güneyinde yer alan Kapaklı, Aziziye ve Bozlar polyeleri gelişmeye ve Çal Tepe civarındaki örtüler de sıyrılmaya başlamıştır. Muhtemelen sahayı doğu yönünde drene eden Aksu Çayı Boğazı ve kuzeyde Aykırdağ Dere'nin açtığı boğaz da bu tektonik hareketlenme sonucu gelişmiştir. Meydana gelen bu sıyrılmaya, Çal Tepe üzerinde uzamış dolin yapılarının gelişimine ve güneyde ekshüme yüzeylerde karstlaşmanın izlerinin görülmesine yol açmıştır. Bölgede kaynağını Kestel Dağı'ndan alan akarsular bu dönemde güçlü bir biçimde derine, geriye ve yanal aşındırma faaliyetlerinde bulunarak açılmış polyelerin gelişimini sağlamışlardır. Bununla beraber polyelerin eğimli yamaçlara ve flüvyokarstik uzanım sahalarında eğim kırıklıklarına (gençleşme başı) sahip olmaları, MTD değişimine ayak uyduramadıklarını göstermektedir. Sahanın batı ve güneybatı kesimi boyunca yaygın olan Pliyosen (DIII) yüzeyleri içerisinde flüvyokarstik uzanımlar gelişim göstermiştir. Tüm bu yapılar sahada meydana gelen çok dönemliliğin kanıtlarıdır. Bölgede yer alan polyelerin lateral gelişimine katkıda bulunan temel unsur ise jeolojik dokularında yer alan killi, siltli ve kumlu unsurlardır. Bu birimler zeminde geçirimsiz bir yüzey oluşturarak ve yeraltına sızmaları en aza indirerek bölgedeki akarsular ve yüzey sularının yanal yönde hareket etmesine neden olmuş ve yanal erozyonun gelişiminde temel etkenlerden birini teşkil etmiştir.

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

SONUÇ

Kestel Dağı batı kesimini kapsayan araştırma sahası büyük ölçüde Burdur Gölü Havzası içerisinde yer alır. Kuzeydoğu kesimden Aksu Çayı ile Çeltikçi Polyesi'ne, güneyden kısa ve küçük kollarla Kestel Polyesi'ne akaçlanan araştırma sahası neredeyse tamamen Karataş Havzası aracılığıyla Burdur Gölü yönlü drenaj ağıyla şekillenmiştir. Yanal ve özellikle düşey doğrultuda farklı formasyonların yüzlek verdiği araştırma sahasında bölge jeolojisi büyük ölçüde tektonik bindirmelere bağlı olarak gelişmiştir. Bölgede hâkim olan Likya Napları'na ait birimlerden Tetis'in tabanında şekillenen Marmaris ofiyolit napına ait Kızılcadağ melanj ve olistostromları (Kkzm) Üst Senoniyen sonlarında okyanusal kabuğun kıtasal kabuğa bindirmesi sonucu bölgeye yerleşmiş ve yine aynı dönemde Domuzdağ Napı'na ait Dutdere kireçtaşları da birim üzerindeki konumunu almıştır. Eosen başında başlayan yatay hareketler sonucu güney yönde aktarılan Likya Napları son hareketini, altlarına Yeşilbarak Napları'nı da alarak Beydağları Otoktonu'nun kuzey kanadı üzerine yerleşmesiyle tamamlamıştır. Kestel Dağı zirvesinden polye tabanlarına doğru kuşaklar halinde, zirve kesimlerde son bindirme napı olan Dutdere kireçtaşları altında kesintisiz bir kuşak halinde Kızılcadağ melanj ve olistostromu ve temelde Likya Napları ile Beydağları Otoktonu (araştırma sahasında çok küçük bir alan- %0.1 ihtiva eder) ile Likya Napları arasında ara zon konumunda olan ve bünyesinde yoğun kireçtaşı, kumlu-killi kireçtaşı, kalkarenit vb. düzeyler barındıran Yeşilbarak Napı'na ait yarı karstik özellikteki Elmalı formasyonu bulunmaktadır. Bu birimler üzerine Pliyosen ve Kuvaterner'de açılal uyumsuzluklarla gelen Çameli (Burdur) formasyonuna ait birimler, konglomeralar ve eski akarsu oluukları yerleşmiştir. Depresyon tabanlarında ise Kuvaterner'e ait alüvyonlar gelişim göstermiştir.

Bölge jeomorfolojisi büyük ölçüde Orta-Üst Miyosen ve devamında meydana gelen tektonik hareketlerle birlikte birbirini izleyen aşınım ve birikim safhaları denetiminde şekillenmiştir. Orta Miyosen başında tamamlanan bindirme hareketleri devamında bölgede bir aşınım süreci yaşanmıştır. Miyosen sonuna kadar devam eden bu sürecin kanıtları; Kestel Dağı eteklerinde ve yine Yeşildağ köyü çevresi ile Bereket köyünün kuzeydoğusunda klipler halinde görülen Likya Napları'nın son bindirme

ürünleri olan Dutdere kireçtaşlarına ait birimlerin ve aynı zamanda Likya Napları altında bulunan Yeşilbarak Napı'na ait Elmalı formasyonunun bu bölgelerde tektonik pencereler halinde görülmesidir. Bölgede (Burdur-Karamanlı-Tefenni havzaları) Pliyosen başlarında etkili olan sıkışma rejimine bağlı olarak öncelikle normal faylanma ve devamında çek-ayır (pull-apart) karakterde bir Pliyosen havzası gelişmiştir. Bu gelişimin sonucu olarak saha göl ortamına dönüşmüş ve sedimantasyon başlamış, Pliyosen Gölü, dönem sonuna kadar varlığını sürdürmüştür. Pleyistosen'e geçişte havzada devam eden tektonizma sonucu göl düzeyi değişmiş, bölge karalaşmış (?), bölgede Pliyosen denüdasyon safhası yaşanarak bir aşınım yüzeyi gelişmiş ve Orta Pleyistosen'de meydana gelen KD-GB yönlü faylanmayla birlikte Burdur depresyonu oluşmuş ve Burdur Gölü bu alana yerleşmiştir. Kuvaterner içerisinde kurulan saha drenajı, Alt-Orta Pliyosen'de Tefenni-Karamanlı (Karataş) Havzası'na doğru KD-GB yönlü gelişim göstermiş, Kuvaterner tektonizması sonrasında Orta Pleyistosen'de Tefenni-Karamanlı Havzası'nda Karataş Gölü'nün (çukurluğunun) ve Burdur Havzası'nda Burdur Gölü'nün gelişimiyle Burdur Gölü'ne doğru gelişim göstermiştir. Burada Burdur Gölü Havzası'nın daha derin olması dolayısıyla göl, akarsuların cazibe merkezi haline gelmiştir. Saha drenajının Kuvaterner'de Burdur Gölü'ne doğru gelişmesi, Karataş Havzası'nın kapılmasına yol açmıştır. Kapılma, Bozçay (Eren Çayı) tarafından oluşturulan Karaçal antesedant boğazı vasıtasıyla olmuştur. Dolayısıyla çalışma sahası içerisinde yer alan polyelerden çıkan ve Bozçay (Eren Çayı) tarafından Burdur Gölü'ne akaçlanan araştırma sahasının drenajı da tektonik hareketler ve iklimsel salınımlar sonucu ortaya çıkan bu düşey hareketlere bağlı olarak şekillenmiştir. Özellikle çalışma sahasının batı ve güneyinde yaygınlık gösteren Pliyosen (DIII) yüzeyler, bu düşey hareketlerin sonucu olarak yataklarını derine kazın akarsularca parçalanmış, yer yer plato görünümü ve dil biçimli uzanımlar halinde deformasyona uğramıştır.

Araştırma sahasının kuzeyi ise Dutdere kireçtaşlarının yaygın olması, yer yer Pliyosen gölsel sedimanlarıyla örtülmüş olması ve Miyosen de aşınım alanı olması dolayısıyla daha dar aşınım yüzeylerine sahiptir ve yer yer Pliyosen örtülerinden kurtulmuş görünümündedir.

Araştırma sahasında karstlaşma, özellikle yarı karstik özelliklere sahip Elmalı formasyonu, eski akarsu oluşukları ve konglomeralar ile tam karstik özellikte Dutdere

kireçtaşları üzerinde yoğunluk gösterir. Nitekim Kuvaterner ürünleri olan Aziziye ve Bozlar polyeleri tamamen bu birim içerisinde, Kapaklı Polyesi ise büyük ölçüde Elmalı formasyonu içerisinde olmak üzere Dutdere kireçtaşları ile dokanak sahasında, Sinop ve Aksu polyeleri tamamen Dutdere kireçtaşları üzerinde, Bereket ve Üçboğaz polyesi ise Kızılcadağ melanjı ile Dutdere kireçtaşlarının dokanak hattında gelişmiştir. Bu polyeler açık polye karakterinde olup, MTD'nin değişimine bağlı olarak çok dönemli eşkillerdir.

Toplam alanı 3,18 km² olan Kapaklı Polyesi'nin uzama oranı dikkate alındığında sahip olduğu değer 1,35'tir ve tanımsal olarak "yarı eliptik" şeklinde değerlendirilmektedir. Polyenin dairesellik indeksi ise 3,18'dir. Aziziye Polyesi toplamda 7,9 km² alana sahiptir. Dairesellik indeksi 5,75 olan polyenin uzama oranı 1,25'tir ve bu rakam göz önünde bulundurulduğunda polye "yarı eliptik" şeklinde tanımlanmaktadır. Bozlar Polyesi ise toplam 5,33 km² alana sahip olup dairesellik indeksi 8,5'tir. Uzama oranı 2,16 olan Bozlar Polyesi'nin uzama oranı değeri dikkate alındığında şekilsel tanımı ise "uzamış" olarak nitelendirilmektedir. Ayrıca Bozlar Polyesi kendi içerisinde geniş bir huma sahiptir. Kapaklı Polyesi ile Aksu Polyesi arasında yer alan Sinop Polyesi sahanın en dar yüzey alanın sahip olan polyesidir ve yüzey alanı 0,61 km², uzama oranı 1,66, ve dairesellik indeksi 3,24 şeklinde hesaplanmıştır. Dolayısıyla polyenin şekilsel tanımı "eliptik"tir. Aksu Polyesi toplamda 3,68 km² alana sahiptir ve dairesellik indeksi 9,96'dır. Polyenin uzama oranı ise 1,45'tir. Bu değer dolayısıyla polye "uzamış" polye olarak değerlendirilmektedir. Bereket Polyesi toplamda 1,79 km² alana sahiptir ve dairesellik indeksi 5,05'tir. Uzama oranı 1,67 olan polye "eliptik" biçimli polye olarak nitelendirilmektedir. Genel olarak uzamış ve yarı eliptik karaktere sahip olan polyelerin uzanımsal şekilde gelişim gösterimlerinde etkili olan temel faktör ise ana akarsuların yön verici etkisidir.

Bozlar Polyesi'nin güneybatısında karakteristik dolin yapıları gelişmiştir. İçerisinde daima su bulunduran Sülüklü Göl dolini ve hemen yakınında örtü sübsidans ve çökme, çözünme dolinleri mevcuttur. Yine dolin açısından bir diğer zengin saha ise Çal Tepe'dir. Araştırma sahasının özellikle orta kesiminde (Erikli köyü mevki) yoğun bir şekilde gelişim gösteren flüvyokarstik depresyonlar geliştikleri konum ve yoğunlukları dikkate alınarak değerlendirilmiştir. Bu vadi ve depresyonların en önemlileri; polyeleri Karataş Havzası'na drene eden flüvyokarstik depresyonlar, Erikli

köyü çevresindeki flüvyokarstik depresyonlar, Yaşçalı Tepe ve çevresinde flüvyokarstik depresyonlar ve Yeşildağ flüvyokarstik depresyonudur.

Sahanın kuzeyinde geniş bir yayılım alanı gösteren Dutdere kireçtaşları tam karstik nitelikler gösterir ve bölge karstlaşması açısından temel öneme sahiptir. Araştırma bölgesinin Miyosen’de denüdasyon safhası geçirmesi, tamamen Dutdere kireçtaşlarından oluşmuş Çal Tepe’de, Yeşildağ köyü kuzeybatısında kalan sırt boyunca ve Bereket köyü kuzeydoğusundaki tepelik alanlar üzerinde aşınım yüzeyleri parçalarının görülmesiyle karakteristiktir.

Çal Tepe ve Yeşildağ köyü çevreleri flüvyal ve flüvyokarstik etkilerle parçalanmış ve saha üç ayrı yönde (B-K-D) drenaja açılmıştır. Özellikle Çal Tepe çevresinde (K-G ve D) Kızılcadağ melanj ve olistostromları ile Dutdere kireçtaşlarının dokanak hatlarına yerleşen akarsular bu sınırların karstlaşmasına yol açmış ve yanal yönde karstlaşmanın hızlanması Aksu Polyesi’nin gelişimini sağlamıştır.

Kilimli Tepe kuzeyinde yer alan Bereket Polyesi ise Aksu Polyesi ile benzer biçimde kabaca K-G doğrultusunda Kızılcadağ melanj ve olistostromları ile Dutdere kireçtaşlarının kontağında gelişmiştir. Pliyosen sonunda dönemin karasal/gölsel dolgularıyla kaplanan ve aynı zamanda karstlaşmaya maruz kalan polye Orta Pleyistosen’de meydana gelen MTD değişimiyle parçalanmış ve boşaltılmış, o dönemden itibaren günümüz morfolojisini kazanmıştır.

Çal Tepesi üzerinde Pliyosen’de meydana gelen göl ortamı ve sedimantasyon sonucu örtülme, sürecin devamında özellikle Pliyosen sonu – Orta Pleyistosen arasında meydana gelen örtüden kurtulma devresi tepe ve yakın çevresinin ekshüme yüzeylerle karakterize olmasına, Pliyosen (DIII) yüzeyler üzerinde flüvyokarstik depresyonların gelişmesine ve Çal Tepe üzerinde kısmen de olsa uzamış dolin yapılarının gelişmesine zemin hazırlamıştır.

Bölgede geniş bir alan kaplayan orman örtüsü sahada örtü altı karstlaşmasının gelişiminde rol oynamakta, kökler vasıtasıyla parçalanma, hidrolik yönlendirme ve hümitik asit salınımı ise kimyasal erozyonu kolaylaştırmakta ve hızlandırmaktadır. Bölgede hâkim olan ağaç türleri başlıca kızılçam, karaçam, ardıç ve meşelerden oluşmaktadır. Sahada var olan toprak örtüleri ve özellikle Kuvaterner sedimanları da örtü altı karstlaşmasında belirleyicidir. Akdeniz ardı geçiş iklimi gösteren sahada

oroğrafik etkinin de beraberinde getirdiği yağış ve sıcaklık koşulları karstlaşmanın gelişiminde pozitif etkiler ortaya çıkarmaktadır.



KAYNAKÇA

- Ardel, A., Kurter, A., & Dönmez, Y. (1969). *Klimatoloji Tatbikatı*. Taş Matbaası.
- Arrigo, A., & Forti, P. (2013). Caves: The Most Important Geoturistic Feature in The World. *Tourism and Karst Area*, 9-26.
- Aydın, S., Öztürk, M. Z., Şimşek, M., & Çetinkaya, G. (2019). Erinç Yağış Etkinlik İndisi'ne göre belirlenen Türkiye iklim bölgelerinin rejim karakteristikleri. *I. İstanbul Coğrafya Kongresi Bildiri Kitabı*, (s. 20-22). <https://doi.org/10.26650/PB/PS12.2019.002.074>
- Basso, A., Bruno, E., Parise, M., & Pepe, M. (2013). Morphometric analysis of sinkholes in a karst coastal area of southern Apulia (Italy). *Environmental Earth Science* (70), 2545-2559. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2297-z>
- Beyhan, M., Şahin, Ş., Keskin, M. E., & Harman, B. İ. (2007). Burdur Gölü uzun periyotlu seviye değişiminin su kalitesi ve ağır metaller üzerindeki etkisi. *Süleyman Demirel Üniv. Yer Bilimleri Enstitüsü Dergisi* (11-2), 173-179. <https://doi.org/10.19113/sdufbed.62282>
- Bilgin, Z. R., Karaman, T., Öztürk, Z., Şen, A. M., & Demirci, A. R. (1990). Yeşilova-Acıgöl civarının jeolojisi. *MTA Rapor No: 9429*.
- Biricik, A. S., Bozyiğit, R., & Kurt, H. (2013). Kayaköy Polyesi ve yakın çevresinin jeomorfolojisi (Fethiye-Muğla). *Marmara Coğrafya Dergisi* (2), 150-173.
- Birsoy, Y., & Ölgen, M. K. (1992). Thornthwaite yöntemi ile su bilançosunun ve iklim tipinin belirlenmesinde bilgisayar kullanımı. *Ege Coğrafya Dergisi*, 6(1).
- Blumenthal, M. (1963). Le systeme strucrual de Taurus Sud Anatolien: Livre. *Livre à la Mâm. P. Fallot* (11), 611-662.
- Bonacci, O. (1987). *Karst Hydrology with special reference to the dinaric karst*. Springer -Verlag.
- Bonacci, O. (2004). Poljes. In J. Gunn (Ed.), *Encyclopedia of caves and karst science*. Fitzroy Dearborn.

- Bondesan, A., Meneghel, M. and Sauro, U. (1992). Morphometric analysis of dolines. *International Journal of Speleology*, 21(1), 1-55. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.21.1.1>
- Bozcu, M., Yağmurlu, F., & Şentürk, M. (2007). Fethiye-Burdur Fay Zonunun bazı neotektonik ve paleosismolojik özellikleri, GB Türkiye. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 31 (1), 25-48.
- Bögli, A. (1960). Kalklösung und Karrenbildung. *Zeit. Geomorph.* 2, 4-21.
- Bölük, E., (2016). *Thorndthwaite iklim sınıflandırmasına göre Türkiye iklimi*. Meteoroloji Genel Müdürlüğü, Araştırma Dairesi Başkanlığı Klimatoloji Şube Müdürlüğü. https://www.mgm.gov.tr/FILES/iklim/iklim_siniflandirmalari/Thorndthwaite.pdf
- Chris, S. (2004). Alpine Karst. J. Gun (Ed.), *Encyclopedia of caves and karst science*, (pp. 64-68).
- Çapan, U. (1980). Toros kuşağı ofiyolit masiflerinin (Marmaris, Mersin; Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği) iç yapıları, petrolojisi ve petrokimyalarına yaklaşımlar [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. *Hacettepe Üniv. Yer Bilimleri Enst.*
- Çiçek, İ. (1996). Thorndthwaite metoduna göre Türkiye’de iklim tipleri. *Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, 33-72.
- Denizman, C. (2003). Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, Lower Suwannee River Basin, Florida. *Journal of Cave and Karst Studies*, (65 (1), 29-35.
- Doğan, U. (1993). Polye ve flüvyokarstik depresyonlar (Seydişehir güneybatısından örnekler. *Ankara Üniv. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uyg. Merk. Dergisi*, (5), 229-245.
- Doğan, U. (2003). Sariot Polje, Central Taurus (Turkey): A border polje developed at the contact of karstic and non-karstic lithologies. *Cave and Karst Science*, 3(30), 117-124.
- Doğan, U. (2004). Dolin sınıflamasında yeni yaklaşımlar. *Gazi Üniversitesi Eğitim Fakültesi Dergisi*, 24(1), 249-269.

- Dumont, J. F. (1976). Isparta Kıvrımı Antalya naplarının orijini; Toroslar'ın Üst Kretase tektonik yapı ile oluşmuş yapısal düzeninin büyük bir deprem, transtorik arızayla ikiye ayrılması varsayımı. *MTA Dergisi*, 86, 56-67.
- Dumont, J. F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., & Karamandere, İ. H. Letouzey J., (1981). Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu. *MTA Dergisi*, 92, 7-18.
- Ege, İ. (2017). Polyelerin sınıflandırılması ve Kestelce Polyesi'nin (Kilis) jeomorfolojik özellikleri. *Gelecek Vizyonlar Dergisi*, 1(1), 33-51. <https://doi.org/10.29345/futvis.12>
- Ekmekçi, M. (2003). Review of Turkish Karst with emphasis on tectonic and paleogeographic controls. *Acto Carsologica*, 32(2)
- Elitez, İ., & Yaltırak, C. (2014). Çameli Havzası'nın Miyosen-Kuvaterner jeodinamiği, Burdur-Fethiye Makaslama Zonu (GB Türkiye). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 57(3), 41-67.
- Erakman, M., Meşhur, M., Gül, M. A., Alkan, H., Öztaş, Y., & Akpınar, M. (1982). Fethiye-Köyceğiz-Tefenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi. *Türkiye 6. Pet. Kong. Tebl. Nisan*, 23-31.
- Erinç, S. (1996). *Klimatoloji ve Metotları* (4. baskı) Alfa Basım Yayın Dağıtım.
- Erinç, S. (2015a). *Jeomorfoloji I.* (G. Y. Basım, Dü.) DER Yayınları.
- Erinç, S. (2015b). *Jeomorfoloji II.* (G. Y. Basım, Dü.) DER Yayınları.
- Erinç, S., Bener, M., Sungur, K., & Göçmen, K. (1971). Burdur Depremi. *İstanbul Üniv. Coğrafya Enstitüsü Yayınları*, No: 66, 1-27.
- Erol, O. (1971). Konya,Tuzgölü ve Burdur havzalarındaki pluvial göllerin çekilme safhalarının jeomorfolojik delilleri. *Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, (3-4), 13-53.
- Erol, O. (1989). Türkiye Jeomorfolojisi: Türkiye'nin jeomorfolojik evrimi ve bugünkü genel jeomorfolojik görünümü. (*Yayınlanmamış Ders Notu*).
- Erol, O. (1993). Ayrıntılı jeomorfoloji haritaları çizim yöntemleri. *İstanbul Üniv. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni*, 10: 19-39

- Erol, O. (1992). *Klimajemorfoloji I. Genel Koşullar. İstanbul Üniv. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü.*
- Eroskay, S. O., & Günay, G. (1979). Tecto-genetic classification and hydrogeological properties of the karst regions in Turkey. *Proceedings of Int. Symp. on Karst Hydrology*, (pp. 1-41).
- Ersoy, Ş. (1989). Fethiye (Muğla) - Gölhisar (Burdur) arasında güney dağı ile Kelebekli Dağı ve dolayının jeolojisi [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. *İstanbul Üniv. Fen Bilimleri Enst.*
- Ersoy, Ş. (1992). Dirmil (Burdur) ve güneyindeki tektonik ve neotokton birimlerin stratigrafisi ve ortamsal yorumu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, (35), 9-24.
- Ferudun, D., Poyraz, M., Nazik, L., & Tuncer, K. (2010). Türkiye'de mağara turizminin unsurları ve Mencilis Mağarası (Safranbolu-Karabük) örneği. *Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu (Genişletilmiş özet)*, 11-12-13 Ekim, 45-47.
- Fick, S. E. ve Hijmans, R. J. (2017). WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 37(12), 4302-4315. <https://doi.org/10.1002/joc.5086>
- Ford, D., & Williams, P. (1989). *karst Geomorphology and Hydrology*. Chapman and Hall.
- Gams, I. (1978). The Polje: The problem of definition. *Zeitschrift für Geomorphologie Stuttgart*, 2(22), 170-181.
- Gams, I. (1994). Types of the poljes in Slovenia, Their inundations and land use. *Acta Carsologica*, XXIII: 285-302.
- Garofano, M., & Govoni, D. (2012). Underground Geotourism: A historic and economic overview of show caves and show mines in Italy. *Geoheritage*, 4, 79-92.
- Geyssant, J. (2001). Geology of calcium carbonate. In: Tegetoff, W. (Ed), *Calcium carbonate: from the cretaceous period into the 21st century* (s. 1-52). Springer Publishing Group.
- Goudie, A. S. (2003). *Geomorphological techniques*. Allen & Unwin.

- Göncüoğlu, M. C., Kozlu, H., & Dirik, K. (2003). Pre-Alpine and Terrenes in Turkey: a new approach to the classification of the tectonic units. *56 Geological Congress of Turkey. Extended Abstract Book* (s.14-20).
- Göncüoğlu M. C., Dirik, K., & Kozlu H. (1997). General characteristics of pre-Alpine and alpine terranes in Turkey: explanatory notes to the terrane map of Turkey. *Annales Ge'ologiques des Pays Helle'nique*, 37, 515-536.
- Görcelioğlu, E. (1976). Anadolu Göller Bölgesinde özellikle Burdur çevresindeki sedimantasyonun yaygınlığı ve önemi. *İstanbul Üniversitesi Orman Fakültesi Dergisi*, 54-101.
- Graciansky, P. C. (1967). Existence d'une nappe ophiolitiquea lettemite accidentale de la chaine Sud-Anatolienne. *C.R. Acad. Sci*(264), 2876-2879.
- Gutnic, M. (1977). Géologie du Taurus pisidien au Mordd'Issparta (Turquie). *Trv. Lab., Geol. Hist. Univ., Paris XI*, p. 112.
- Güldalı, N. (1970). *Karstmorphologische Studien im Gebiet des Poljesystems von Kestel (Westlicher Taurus, Türkei)*. Tübingen: Geographische Studien H. 40-104.
- Günay, Y., Bölükbaşı, A. S., & Yoldemir, O. (1982). Beydağlarının stratigrafisi ve yapısı. *Türkiye Altıncı Petrol Kong. Teb.* (s. 91-101).
- Güneysu, A. (1993). Batı Toroslar'da neotektonik hareketlerin karstlaşma üzerindeki etkileri ve karstlaşmanın evrimi (Eğirdir-Beyşehir-Antalya Karst Alanı). *Türk Coğrafya Dergisi* 28, 329-336.
- Hançer, M. (1996). Isparta Güneyi, Ağlasun-Bucak Civarının Jeolojik ve Tektonik Özellikleri [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. *Süleyman Demirel Üniv. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği A.B.D.*
- Hançer, M., & Kaya, Ş. (2016). Burdur Fayının Çendik-Yassıgüme segmenti üzerindeki paleosismoloji çalışması ilk sonuçları. *Celal Bayar Üniv. Soma MYO Teknik Bilimler Dergisi*, 1(21), 12-26.
- Herak, M. (1977). Tecto-genetic approach to the classification of karst terrains. *KRS Jugoslavie*, 9(4), 227-238.

- Iğdır, İ., Gözler, M. Z., & Ergül, E. (1972). Fethiye P23a3 ve P23c1 paftalarının jeolojisi. *MTA Rapor No: 6526*.
- İzbırak, R. (1977). *Sistematik Jeomorfoloji*, Harita Genel Müd. Yay.
- Jennings, J. (1971). *Karst* (Cilt 7) ANU Press.
- Kahraman, N. (2000). Elmacık (Burdur) omurgalı fosil yatağı ve yakın çevresinin jeomorfolojik özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi* (35), 173-179.
- Kahraman, N. (2006). Burdur Havzası ve çevresinde paleodrenaja ait vadi örnekleri. *Türk Coğrafya Dergisi* (45), 61-70.
- Kahraman, N. (2007). Burdur Havzasında kütle hareketleri ve yarılmaların tektonik özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi* (49), 43-72.
- Kahraman, N. (2015). Burdur ilinde doğal anıt örnekleri. *Mediterranean Journal of Humanities* (1), 269-280.
- Kaplan, A., & Örüçü, Ö. K. (2019). Burdur Gölü ve çevresinin peyzaj değerleri açısından turizm potansiyelinin belirlenmesi. *Mimarlık Bilimleri ve Uygulamaları Dergisi* 4(2), 105-121.
- Karaman, M. E. (1994). Isprata - Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 119-134.
- Keller, E. A., & Pinter, N. (2002). Active tectonics earthquakes, Uplift and Landscape. *Prentice Hall Earth Science Series*.
- Keser, N. (2004a). Bezirgan Polyesi ve yakın çevresinin karst jeomorfolojisi. *Türk Coğrafya Dergisi*, (42), 11-46.
- Keser, N. (2004b). Sarıbelen (Sidek) Polyesi Ve Katran Dağının karst jeomorfolojisi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, (1), 19-51.
- Keser, N. (2008). Çukurbağ Polyesinin jeomorfolojik evrimi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, (18) 113-133.
- Ketin, İ. (1966). Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Dergisi*, (66), 20-37.
- Koçman, A. (1993). *Türkiye İklimi*. Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları.

- Koçyiğit, A. (1981). Isparta Büklümü'nde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 2(24), 15-23.
- Koçyiğit, A. (1984). Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* (27), 1-16.
- Kozan, A., Bircan, A., Bozbay, E., Ögdüm, F., & Tüfekçi, K. (1993). Burdur-Tefenni havzalarının jeomorfolojisi ve genç tektoniği. *MTA Jeoloji Etütleri Dairesi*.
- Kurt, H. (2000). *Batı Toros Polyeleri (Jeomorfolojik Etüt)* (Yayın No: 102254). [Doktora Tezi, Marmara Üniv. Sosyal Bilimler Enst.] YÖK Dökümantasyon Merkezi.
- Kurt, H. (2011). Eynif Polyesi (Antalya-Türkiye). *Marmara Coğrafya Dergisi* (3), 93-122.
- Lučić, I. (2014). General aspects of the karst poljes of the Dinaric karst. In Sackl P., Durst R., Kotrošan D., & Stumberger B. (Eds), *Dinaric Karst Poljes - Floods for Life*, (pp.17-24).
- McCraw, D., & Land, L. (2016). Sinkholes: A hidden, real New Mexico geohazard. *New Mexico Earth Matter* 16(1), 1-6.
- Nazik, L. (1985). Beyşehir Gölü (Konya) Yakın Güneyinin Karst Jeomorfolojisi [Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi]. *İstanbul: İstanbul Üniv. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enst. Jeomorfoloji Anabilim Dalı*.
- Nazik, L. (1986). Beyşehir Gölü Yakın Güneyi Karst Jeomorfolojisi ve Karstik Parametrelerin İncelenmesi. *Jeomorfoloji Dergisi* (14), 65-77.
- Nazik, L. (1992). Beyşehir Gölü Güneybatısı ile Kembos Polyesi Arasının Karst Jeomorfolojisi [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. *İstanbul Üniv. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enst.*
- Nazik, L. (1999). Mağaralar. *Mavi Gezegen Dergisi* (1) 61-67.
- Nazik, L. (2004). The karst regions of Turkey (According to the Morphogenesis and Morphometric Porperties). *Proceeding of Int. Symp.on Earth System Sciences*, 77-82.

- Nazik, L. (2005). Mağara Nedir, Nasıl oluşur? *Ulusal Mağara Günleri Sempozyumu Bildirileri Kitabı, Beyşehir*, 1-18.
- Nazik, L. (2010). Türkiye morfolojisinde kanyonlara yeni bir yaklaşım: Mağara Kanyonlar. *Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu*, Afyonkarahisar, 42-44.
- Nazik, L. (2016). Karst jeomorfolojisi araştırma yöntemleri. İçinde Özgen, N. ve Karadoğan, S. (Ed.), *Fiziki Coğrafyada Araştırma Yöntemleri* (s.125-150). Pegem Akademi. <https://doi.org/10.14527/9786053187493.05>
- Nazik, L. (2018). Yeraltı Karanlıklar Dünyasının Gizemli Oluşumları: Mağaralar. *Mavi Gezegen*, (24), 20-36.
- Nazik, L., & Bayarı, S. (2018). Mağara Zengini Ülke: Türkiye. *Mavi Gezegen Dergisi* (24), 7-19.
- Nazik, L., & Poyraz, M. (2015). Türkiye Karst Morfolojisinde Neotektoniğin Rolü. IV. *Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, Ondokuz Mayıs Üniv., Samsun.
- Nazik, L. ve Poyraz, M. (2017). Türkiye karst jeomorfolojisi genelini karakterize eden bir bölge: Orta Anadolu platoları karst kuşağı. *Türk Coğrafya Dergisi*, (68), 43-56. <https://doi.org/10.17211/tcd.300414>
- Nazik, L., & Tuncer, K. (2010). Türkiye karst morfolojisinin bölgesel özellikleri. *Türk Speleoloji Dergisi, Karst ve Mağara Araştırmaları*, 1(1), 7-19.
- Önalın, M. (1979). *Elmalı-Kaş (Antalya) arasındaki alanın jeolojisi* [Yayımlanmamış Doktora Tezi]. İst. Ün. Fen Fak. Monografileri 29.
- Özgöl, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., & Korucu, M. (1991a). Kırdağ-Barla Dağları-Davras Dağı yöresinin jeolojisi. *TPAO Rapor No: 3149*.
- Özgöl, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., Öztaş, H., & Korucu, M. (Kasım-1991b). Göller bölgesinin tektono-stratigrafik birlikleri: İçinde S. Turgut (Ed), Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri (s. 213-237).
- Öztürk, M. Z. (2018a). *Orta Toroslar'da dolinlerin dağılışı ve morfometrik özellikleri*. Kriter Yayınevi.

- Öztürk, M. Z. (2018b). Karstik kapalı depresyonların (dolinlerin) morfometrik analizleri. *Coğrafya Dergisi* (36), 1-13. <https://doi.org/10.26650/JGEOG371149>
- Öztürk, M. Z., Çetinkaya, G. ve Aydın, S. (2017). Köppen-Geiger iklim sınıflandırmasına göre Türkiye'nin iklim tipleri. *İstanbul Üniv. Coğrafya Dergisi*, (35), 17-27. <https://doi.org/10.26650/JGEOG295515>
- Pekcan, N. (1999). *Karst jeomorfolojisi* (2. baskı). Filiz Kitabevi.
- Plan, L., Renetzeder, C., Pavuza, R., & Körner, W. (2012). A New Karren Feature: hummocky karren. *International Journal of Speleology* 41(1), 75-81.
- Poisson, A. (1977). Recherches geologique dans les Taurides occidentales (Turquie): These. Univ. Paris-Sud., (pp. 795).
- Poisson, A., & Poignont, A. (1974). Korkuteli bölgesindeki Miyosen Transgresiyonunun yeni bir kırmızı alg türü: Lithothamnium pseudomossissimum. *MTA Dergisi* (82), 65-69.
- Sarp, G., Gecen, R., Toprak, V., & Duzgun, S. (2011, April). Morphotectonic properties of Yenicaga basin area in Turkey. In *34th International symposium on remote sensing of environment (ISRSE34)* (pp. 10-15).
- Strahler A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of The Geological Society of America*, 63(11), 1117-1142. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[1117:HAAOET\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2)
- Sungur, K. A. (1978). *Burdur, Acıgöl Depresyonları ve Tefenni Ovasının fiziki coğrafyası*. Edebiyat Fakültesi Matbaası.
- Şahinci, A. (1991). *Karst*. Reform Matbaası.
- Şenel, M. (1997a). Türkiye jeoloji haritaları Isparta J10 paftası jeoloji raporu. no. 3. MTA Genel Müdürlüğü Yay.
- Şenel, M. (1997b). Türkiye jeoloji haritaları Isparta K10 paftası jeoloji raporu. no. 10. MTA Genel Müdürlüğü Yay.
- Şenel, M., Selçuk, H., Durukan, E., Arbas, A. H., Örçen, S., & Bilgin, C. (1989). Çameli (Denizli)-Yeşilova (Burdur)-Elmalı (Antalya) ve dolayının jeolojisi. MTA Rapor No: 9429.

- Şengör, A. M. C., Görür , N., & Şaroğlu , F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K. & Christie-Blick, N. (Eds), Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications 37, 227–264.
- Şimşek, M. (2018). *Geyik Dağı kütleinde (Orta Toroslar) karstik depresyonların dağılışı ve bu dağılışa etki eden faktörler* (Yayın No: 495843) [Doktora Tezi, İstanbul Üniv. Sosyal Bilimler Enstitüsü], YÖK Dökümantasyon Merkezi.
- Şimşek, M., Öztürk, M. Z., Utlı, M. ve Poyraz, M. (2019a). Geyik Dağı kütleinin yüzey karstı jeomorfolojisi ve kütle üzerindeki karst-buzul jeomorfolojisi ilişkisi. *Ege Coğrafya Dergisi*, 28(2), 97-110.
- Şimşek, M., Öztürk, M. Z. ve Turoğlu, H. (2019b). Geyik Dağı üzerindeki dolin ve uvalaların morfotektonik önemi. *Türk Coğrafya Dergisi*, (72), 13-20. <https://doi.org/10.17211/tcd.501724>
- Şimşek, M., Doğan, U., & Öztürk, M. Z. (2020). Polyelerin sınıflandırılması ve toroslardan örnekler. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi* (5), 1-14. <https://doi.org/10.46453/jader.733500>
- Şimşek, M., Öztürk, M. Z., Doğan, U., & Utlı, M. (2021). Toros polyelerinin morfometrik özellikleri. *Coğrafya Dergisi* (42), 101-119. <https://doi.org/10.26650/JGEOG2020-834461>
- Tuncer, K. (2018). *Sakarya Nehri - Göynük Çayı - Çatak Çayı arasındaki sahanın karst jeomorfolojisi* (1. Baskı). Kriter Yayınları.
- Tuncer, K. (2021). Tektonik olarak karmaşık bir bölgede yer alan Barz Polyesi (Tavas, Denizli): Oluşumu, gelişimi ve jeomorfolojik özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi* (77), 99-118. <https://doi.org/10.17211/tcd.910578>
- Türkeş, M. (2019). *Genel Klimatoloji Atmosfer, Hava ve İklimin Temelleri* (4. Baskı). Kriter Yayınları.
- Waltham, A., & Fookes, P. (2003). Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*. (36), 101-118.

Yarıcı, M. A., & Yağbasan, Ö. (2018). Burdur Gölleri Havzası'nın morfolojik özelliklerinin belirlenmesinde coğrafi bilgi sistemlerinin kullanımı. *TÜCAUM 30. Yılı Uluslararası Coğrafya Sempozyumu*, 822-832.

Yiğitbaşıoğlu, H. (1990). Burdur Havzası'nda bulunan en yaşlı gölsel iz. *Coğrafya Araştırmaları Dergisi*, 2, 275-280.

Yiğitbaşıoğlu, H., & Uğur, A. (2010). Burdur Gölü Havzasında Arazi Kullanım Özelliklerinden Kaynaklanann Çevre Sorunları. *Ankara Üniv. Çevre Bilimleri Dergisi*, 2(2), 129-143. https://doi.org/10.1501/Csaum_0000000032

Yozcu, S. (2020). Türkiye mağara turizmine yönelik bir değerlendirme. *Türk Turizm Araştırmaları Dergisi*, 4(2), 1493-1508.

İnternet Kaynakları

URL 1: Google (17 Haziran 2021).
<https://earth.google.com/web/@0,0,0a,22251752.77375655d,35y,0h,0t,0r>

URL 2: Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü. (25 Haziran 2021)
<https://bolge18.dsi.gov.tr/Sayfa/Detay/1030>

URL 3: T.C. Burdur Valiliği. (25 Haziran 2021)
<http://burdur.gov.tr/aziziye-goletine-10-bin-balik-salindi>

TÜİK: Türkiye İstatistik Kurumu. (20 Haziran 2021)
<https://biruni.tuik.gov.tr/medas/?kn=95&locale=tr>

ÖZ GEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler :

Adı ve Soyadı : Abdalbaki ASLAN

Eğitim Durumu :

Lisans Öğrenimi : Kırşehir Ahi Evran Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi
Coğrafya Bölümü

Yüksek Lisans Öğrenimi : Burdur Mehmet Akif Ersoy Üniversitesi Sosyal Bilimler
Enstitüsü Coğrafya Ana Bilim Dalı

Yabancı Dil ve Düzeyi :

Yabancı dil : İngilizce

Düzeyi : C1 (78,75)