



**T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**BURDUR-FETHİYE FAY ZONU'NUN KEMER
(BURDUR)-ÇAMELİ (DENİZLİ) ARASINDAKİ
BÖLÜMÜNÜN YAPISAL EVRİMİ**

Süleyman AKSARI

**DOKTORA TEZİ
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Eylül-2016
KONYA
Her Hakkı Saklıdır**

TEZ KABUL VE ONAYI

Süleyman AKSARI tarafından hazırlanan “Burdur-Fethiye Fay Zonunun Kemer (Burdur)-Çameli (Denizli) Arasındaki Bölümünün Yapısal Evrimi” adlı bu tez çalışması 30/09/2016 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Başkan

Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Danışman

Yrd. Doç. Dr. Rahmi AKSOY

Üye

Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN

Üye

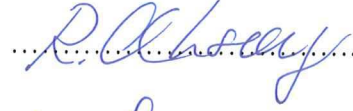
Prof. Dr. Yaşar EREN

Üye

Prof. Dr. Hükmü ORHAN

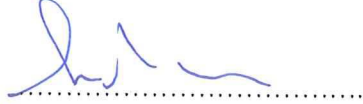
İmza

.....


.....


.....


.....


.....


Yukarıdaki sonucu onaylarım.


Prof. Dr. Mustafa YILMAZ
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

DECLARATION PAGE

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all material and results that are not original to this work.

Süleyman AKSARI
30/09/2016

ÖZET

DOKTORA TEZİ

BURDUR-FETHİYE FAY ZONUNUN KEMER (BURDUR)-ÇAMELİ (DENİZLİ) ARASINDAKİ BÖLÜMÜNÜN YAPISAL EVRİMİ

Süleyman AKSARI

Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Rahmi AKSOY

2016, 179 sayfa

Jüri

Yrd. Doç. Dr. Rahmi AKSOY
Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN
Prof. Dr. Yaşar EREN
Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU
Prof. Dr. Hükmü ORHAN

Burdur-Fethiye Fay Zonu güneyde Fethiye körfezi ile kuzeyde Çay-Afyon arasında yaklaşık 310 km uzunlukta, kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı, kademeli, sol yönlü doğrultu atım bileşenli oblik ve normal faylardan oluşur. Fay zonu, Batı Anadolu genişleme bölgesi, Helen yayı ve Isparta açısı arasında kalan, güneybatı Anadolu'daki en önemli aktif kırıklardan birisidir. Geometrik süreksizliklere göre, fay zonu dört segmente bölünmüştür. Bu zonunun Kemer (Burdur)-Çameli (Denizli) arasında kalan Tefenni ve Gölhisar segmentlerinin jeolojisi ve yapısal evrimini çalışmanın ana amacını oluşturur.

İnceleme alanında stratigrafi, litoloji ve yapısal özellikleri bakımından farklı kaya birimleri yer alır. Literatürde Beydağları otoktonu olarak bilinen ve Likya napları tarafından üzerlenmiş temel üzerinde, Neojen-Kuvaterner yaşlı bir sedimanter örtü izlenmektedir. İnceleme alanında bu örtü, Orta-Üst Miyosen zaman aralığı içinde, temelden türemiş kırıntılı gerecin flüviyal ortamda depolanması ile gelişmiş bir istif ile başlar. Geç Miyosen'de bölgeyi basan göl içinde, Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de kıyıda gelişmiş kıyı kırıntılıları ve sonra karbonatlarla sürer ve örtünün laküstrin kesimi Erken Pliyosen'de kısmen regresif sığ göl sedimanları ile son bulur. Örtünün üst kesimi, kendisinden yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla örten, Geç Pliyosen-Erken Pleistosen yaşlı alüvyal yelpaze çökellerinden oluşur.

Burdur Fethiye Fay Zonu'nun çalışma alanı içerisindeki en önemli yapısal unsurlarını KD-GB uzanımlı Tefenni, Gölhisar ve Çameli dağ arası havzaları ile bu havzaları sınırlayan sol yönlü oblik normal faylar ve havzaları kesen aynı doğrultulu sol yönlü oblik normal ve normal faylardır. Bu faylar 20-30 km genişliğinde birtakım süreksiz, birbirine az çok paralel, sentetik ve antitetik faylardan oluşur. Çalışma alanındaki büyük ölçekli bu fayların yanı sıra, Geç Miyosen-Erken Pleistosen yaşlı birimler içerisinde gelişmiş, KD-GB, KB-GD, K-G ve D-B gidişli, küçük ölçekli sol yanal, sol yanal oblik normal ve normal faylar da gelişmiştir.

Yapısal ve stratigrafik veriler Tefenni, Gölhisar ve Çameli havzalarının birer flüvyolaküstrin havzalar olarak geliştiğini daha sonra, Erken Pleistosen'de KD-GB gidişli sol yanal makaslanma tektoniği sonucunda yükselerek deforma olduklarını göstermektedir. Bu havzalardaki yapısal analizler, bölgede KB-GD yönlü gerilme rejiminin Pliyosen'de sona erdiğini ve Pliyosen'den itibaren de KD-GB yönlü gerilme rejiminin egemen olduğunu ortaya koymaktadır. Eldeki paleogerilme verileri söz konusu havzaların fay zonu içinde gelişmiş birer transtansiyonel havzalar olduklarını göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Burdur-Fethiye fay zonu, Gölhisar segmenti, Güneybatı Anadolu, Sol yanal oblik normal fay, Kinematik analiz, Tefenni segmenti, Transtansiyonel havza.

ABSTRACT

Ph.D THESIS

STRUCTURAL EVOLUTION OF THE BURDUR-FETHİYE FAULT ZONE BETWEEN KEMER (BURDUR) AND ÇAMELİ (DENİZLİ)

Süleyman AKSARI

**THE GRADUATE SCHOOL OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES OF
SELÇUK UNIVERSITY
THE DEGREE OF DOCTOR OF PHILOSOPHY**

Advisor: Asst. Prof. Dr. Rahmi AKSOY

2016, 179 pages

Jury

**Asst. Prof. Dr. Rahmi AKSOY
Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN
Prof. Dr. Yaşar EREN
Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU
Prof. Dr. Hükümü ORHAN**

The Burdur-Fethiye Fault Zone consists of northeast-southwest trending subparallel branching and en echelon oblique faults with sinistral strike-slip component and normal faults. It extends northeastward from the Gulf of Fethiye on the south to Çay-Afyon on the north, a distance of about 310 km. The fault zone is one of the major active breaks in the southwestern Anatolia and is located between the west Anatolian extensional province, the Hellenic Arc and the Isparta Angle. The fault zone is divided into four segments based on their geometric discontinuities. The geological and structural evolution of the fault zone between Kemer (Burdur) and Çameli (Denizli) form the main purpose of this research.

Different rock units were exposed in the study area in terms of stratigraphic, lithologic and structural features. The Beydağları autochthonous and the Lycian Nappes form the base of the units in the area. Neogene-Quaternary aged cover sequence unconformably overlies the basement rocks. The cover units begin with clastic sediments derived from the basement and deposited in a fluvial environment during the middle-late Miocene. In the region, the small ephemeral floodplain lakes of fluvial system merged into a single big lake in the late Miocene. The cover sequence continuous upward into the deposition of the coastal detritals and open lacustrine carbonates in the upper Miocene-early Pliocene. This succession is overlain by regressive shallow lake sediments in the lower Pliocene. The late Pliocene-early Pleistocene aged alluvial fan deposits comprise the upper part of the cover units and unconformably overlie the units below them.

The NE-SW trending Tefenni, Gölhisar and Çameli intermontane basins and their bounding sinistral oblique-slip normal faults, as well as sinistral oblique-slip normal and normal faults in the basins constitute the most important structural features of the Burdur-Fethiye Fault Zone in the study area. This fault zone includes subparallel branching, en echelon and synthetic to antithetic faults that lie within a linear belt, as much as 20-30 km in width. Beside these major faults, NE-SW, NW-SE, N-S and E-W trending left lateral oblique normal and normal faults were also developed in the upper Miocene-lower Pleistocene aged formations.

Structural and stratigraphic data indicate that the Tefenni, Gölhisar and Çameli basins were developed as fluviolacustrine basins. Later, these basins were uplifted and deformed as a result of NE-SW trending left lateral shear regime. Structural analysis of these basins proved that NW-SE-trending extensional stress regime ended by Pliocene and was followed by NE-SW-trending extension from Pliocene onward. Based on paleostress data, the basins can be interpreted as basins developed in transtensional slip along the fault zone.

Key Words: Fethiye-Burdur Fault Zone, Gölhisar segment, Southwestern Anatolia, Left lateral oblique-slip normal fault, Kinematic analysis, Tefenni segment, Transtensional basin.

ÖNSÖZ

“Burdur-Fethiye Fay Zonu’nun Kemer (Burdur)-Çameli (Denizli) arasındaki bölümünün yapısal evrimi” konulu bu tez, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda 2013-2016 yılları arasında hazırlanmıştır. Toplam 8 aylık arazi çalışmaları sonunda yaklaşık 1500 km²’lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası tamamlanarak gerekli laboratuvar çalışmaları ile birlikte bölgenin stratigrafisi, yapısal durumu ve jeotektonik evrimi açıklanmıştır. Jeolojik ve morfolojik bulguların ışığında, asıl konumuz olan Burdur-Fethiye fay zonunun ayrıntılı bir şekilde incelemesine gidilmiştir.

Öncelikle beni tez öğrencisi olarak kabul eden, bu konuda çalışmaya yönelten ve çalışmanın her aşamasında yardımlarını esirgemeyen, değerli görüş ve bilgileriyle yönlendiren, bugünkü bilgi ve becerilerimi kazanmamı sağlayan, değerli tez hocam Yrd. Doç. Dr. Rahmi AKSOY’a en içten dileklerle sonsuz teşekkür ederim.

Tez izleme toplantılarında beni katkılarıyla yönlendiren hocalarım sayın Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN ve sayın Prof. Dr. Yaşar EREN’e,

Son olarak, çalışmanın her aşamasında maddi ve manevi katkıları ve anlayışları ile bana destek olan aileme,

Teşekkürlerimi sunarım.

Süleyman AKSARI

KONYA-2016

İÇİNDEKİLER

sayfa

ÖZET	iv
ABSTRACT	v
ÖNSÖZ	vii
İÇİNDEKİLER	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ	xi
TABLolar DİZİNİ	xv
EKLER DİZİNİ	xv
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışma Alanının Tanıtılması	1
1.2. Çalışmanın Amacı	3
1.3. Çalışma Yöntemleri	4
1.3.1. Arazi öncesi çalışmalar	4
1.3.2. Arazi çalışmaları.....	5
1.3.3. Büro çalışmaları	5
1.4. Önceki Çalışmalar	6
2. BÖLGESEL JEOLojİ	14
2.1. Bölgesel Stratigrafi.....	14
2.2. Batı Anadolu'nun Neotektoniği	15
2.2.1. Burdur Fethiye Fay Zonunun bölgesel yapı içerisindeki yeri	17
3. STRATİGRAFI	19
3.1. Genel Özellikler	19
3.2. Beydağları Otoktonu	19
3.2.1. Beydağları formasyonu (Kb).....	22
3.2.2. Karabayı formasyonu (Ngk)	24
3.2.2. Sinekçi formasyonu (Ngs).....	25
3.3. Likya Napları (alloktonlar)	27
3.3.1. Yeşilbarak napı (Ara Zon).....	27
3.3.1.1. Elmalı formasyonu (PgNge).....	29
3.3.1.2. Yavuz formasyonu (Pgy).....	32
3.3.2. Ofiyolit altı napı (alt nap).....	35
3.3.2.1. Kömürlükdağı grubu.....	35
3.3.2.1.1. Bıçakçı formasyonu (JKb)	35
3.3.2.1.2. Sofular flişi (Pgs)	37
3.3.3. Ofiyolit napı (orta naplar).....	39
3.3.3.1. Yeşilova ofiyolitleri (Koy)	39

3.3.3.2. Kızılcadağ ofiyolitli melanjı (Km)	42
3.3.3.2.1. Erentepe bazalt üyesi	45
3.3.3.3. İkizpınarı fliši (Ki).....	46
3.3.4. Ofiyolit üstü naplar (üst naplar)	48
3.3.4.1. Kozağaç grubu	48
3.3.4.1.1. Yuvadağ formasyonu (TrJy)	48
3.3.4.1.2. Çatlıca formasyonu (JKç)	50
3.3.4.2. Gülbahar grubu	51
3.3.4.2.1.Orhaniye formasyonu (JKo)	51
3.3.4.2.2.Yeldeğirmenitepe formasyonu (Ky)	53
3.3.4.3. Domuzdağ grubu	55
3.3.4.3.1. Taşkesiği formasyonu (TrJt).....	55
3.3.4.3.2. Söbüceyayla formasyonu (Ks).....	58
3.3.5. Napları transgressif örten birimler	58
3.3.5.2. Mamatlar formasyonu (Pgm).....	58
3.3.5.1. Varsakyayla formasyonu (Pgv)	60
3.4. Örtü Birimleri (Neotokton Birimler).....	62
3.4.1. Gölhisar formasyonu (Ngg).....	62
3.4.2. Burdur formasyonu (Ngb).....	66
3.4.2.1. Akören üyesi (Ngba)	70
3.4.3. Tefenni formasyonu (NgQt).....	73
3.5. Güncel Birimler.....	75
3.5.1. Yamaç molozu (Qym)	75
3.5.2. Alüvyon (Qal).....	75

4.YAPISAL JEOLJİ..... 76

4.1. Paleotektonik Dönem Yapıları	76
4.1.1. Bindirmeler.....	76
4.1.2. Kıvrımlar	78
4.1.3. Faylar.....	85
4.1.4. Uyumsuzluklar	86
4.2. Neotektonik Dönem Yapıları	87
4.2.1. Burdur-Fethiye fay zonu	87
4.2.1.1. Tefenni segmenti	89
4.2.1.1.1. Sol yönlü yan atımlı normal faylar	89
4.2.1.1.2. Normal faylar	97
4.2.1.2. Gölhisar segmenti	100
4.2.1.2.1. Sol yönlü yan atımlı normal faylar	100
4.2.1.2.2. Normal faylar	106
4.2.1.3. Segmentleri ayıran KB-GD gidişli normal faylar.....	109
4.2.1.4. Küçük ölçekli faylar	110
4.2.2. Kıvrımlar	114
4.3. Kinematik Analizler	119
4.3.1. Arazi çalışmaları.....	119

5. YAPISAL EVRİM 124

5.1. Burdur Fethiye Fay Zonunun Evrimi	131
5.2. Neojen Havzalarının Evrimi	134

6. BÖLGENİN DEPREMSELLİĞİ	140
6.1. Tarihsel Depremler ve Arkeosismoloji	140
6.2. Fethiye-Burdur Fay Zonunda Meydana Gelen Önemli Depremler	142
6.3. İnceleme Alanında Meydana Gelen Depremler	146
7. TARTIŞMALAR VE SONUÇLAR	150
8. KAYNAKLAR	154
ÖZGEÇMİŞ	170
TABLOLAR DİZİNİ.....	171
EKLER DİZİNİ	179

ŞEKİLLER DİZİNİ

	sayfa
Şekil 1.1: İnceleme alanı yer bulduru haritası	2
Şekil 2.1: Isparta Büklümü yapısal haritası	15
Şekil 2.2: Araştırma alanı ve çevresinin tektonik konumuna bağlı olarak Burdur-Fethiye fay zonunun bölgesel yapı içerisindeki konumu	16
Şekil 3.1: İnceleme alanının tektono-stratigrafik dikme kesiti	20
Şekil 3.2: Toprak Tepe güneybatısında Beydağları formasyonuna ait kireçtaşlarında orta-kalın tabakalanmayı gösterir fotoğraf	23
Şekil 3.3: Likya naplarının inceleme alanı ve çevresinde günümüzdeki durumunu gösterir kesiti	28
Şekil 3.4: Kemer ilçe merkezinin güneydoğusunda Elmalı formasyonu içerisindeki orta-kalın tabakalı gri renkli kumtaşı tabakasını gösterir fotoğraf	30
Şekil 3.5: İshak köyü güneyinde Elmalı formasyonuna ait birimlerde tabakalanmaya paralel gelişmiş yapraklanmayı gösterir fotoğraf	30
Şekil 3.6: Kemer güneyinde Yavuz formasyonunda kilttaşlarını gösterir fotoğraf	33
Şekil 3.7: Kemer güneyinde Yavuz formasyonu içerisinde yer alan beyaz renkli ince tabakalı mikritik kireçtaşlarından bir görünüm	33
Şekil 3.8: Kömürlükdağı kuzeyinde dolomitik kireçtaşlarında ince-orta tabakalanmayı gösterir fotoğraf	36
Şekil 3.9: Bıçakçı köyü güneydoğusunda Sofular flişi içerisinde yer alan olistolitlerden bir görünüm	38
Şekil 3.10: Yuvalak köyü güneybatısında yer alan ofiyolitlerden bir görünüm	41
Şekil 3.11: Niyazlar köyü güneyinde serpantinitlerden bir görünüm	41
Şekil 3.12: Yuvaköy kuzeydoğusunda Kızılcadağ ofiyolitli melanji içerisinde yer alan serpantinit olistoliti	43
Şekil 3.13: Bedirli köyü kuzeydoğusunda Kızılcadağ ofiyolitli melanji içerisinde yer alan kireçtaşı olistoliti	43
Şekil 3.14: Mürseller kuzeydoğusunda Kızılcadağ ofiyolitli melanji içerisinde yer alan bazalt olistoliti	45
Şekil 3.15: Çaltepe güneydoğusunda İkizpınarı flişi içerisindeki kirli sarı renkli, laminalı kumtaşı	47
Şekil 3.16: Dirmil kuzeyinde İkizpınarı flişi içerisindeki konglomeratik özellikli kireçtaşı birimi gösterir fotoğraf	47
Şekil 3.17: Yuvadağı formasyonunda bej, kirli beyaz renkli kireçtaşlarının genel görünümü	49
Şekil 3.18: Akçakallık Tepe doğusunda Orhaniye formasyonu içerisindeki çört yumrularını gösterir fotoğraf	53
Şekil 3.19: Kemer ilçesi güneyinde Bozdağ sırtlarında Yeldeğirmenitepe formasyonunun üst kısımlarını oluşturan kilttaş, silttaş birimlerinden bir görünüm	54
Şekil 3.20: Kayalı köyü güneydoğusunda Kızılcadağ ofiyolitli melanji içerisinde Taşkesiği formasyonuna ait kireçtaşı olistolitini gösterir fotoğraf	57
Şekil 3.21: Kağılcık köyü kuzeyinde Taşkesiği formasyonuna ait masif kireçtaşlarından görünüm	57
Şekil 3.22: Mürseller köyü batısında Mamatlar formasyonu içerisindeki konglomeralardan bir görünüm	59

Şekil 3.23: Manca köyü kuzeyinde Varsakyayla formasyonuna ilişkin ince tabakalı kumtaşı, silttaşı ve kiltası araldanmasını gösterir fotoğraf	61
Şekil 3.24: Kibyra antik kenti kuzeyinde Gölhisar formasyonun genel görüntüsü	64
Şekil 3.25: Yusufça kasabası doğusunda Gölhisar formasyonu içerisinde yer alan kalın konglomera tabakası ve kumtaşı araldanması	64
Şekil 3.26: Gölhisar formasyonu içinde yer alan polijenik konglomeraların yakından görünümü	65
Şekil 3.27: Gölhisar birimi içerisinde yer alan kumlu seviyeler üzerindeki çakıltaşı birimleri dokanağında meydana gelen kanal yapılarını gösterir fotoğraf ...	65
Şekil 3.28: Elmacık köyü güneyinde beyaz, açık gri renkli Burdur formasyonun genel görüntüsü	67
Şekil 3.29: Kuşdili köyü yolu kenarında Burdur formasyonunda kiltası birimlerindeki tabakanmayı gösterir fotoğraf	68
Şekil 3.30: Gölhisar ilçe merkezinin güneyinde beyaz, krem renkli konkoidal kırılan marnlardan bir görünüm	68
Şekil 3.31: Gölhisar-İbecik yolu yol yarmasında beyaz, krem ve kirli sarı renkli orta-kalın tabakalı kireçtaşları	69
Şekil 3.32: Akçaören köyü kuzeybatısında kömür ocağı içerisinde kömür tabakalarından bir görünüm	69
Şekil 3.33: Kayı köyü güneydoğusunda Akören üyesi içerisinde yer alan kirli sarı renkli çakıllı, kumlu silttaşı	71
Şekil 3.34: Elmacık köyü güneydoğusunda Akören üyesi içerisinde yer alan çakıltaşı mercikleri içeren silt ve kil	72
Şekil 3.35: Kozluca kasabası güneyinde Burdur formasyonu (Ngb) ve Akören Üyesinin (Ngba) sınır ilişkisini gösteren fotoğraf	72
Şekil 3.36: Erikli köyü kuzeydoğusunda Tefenni formasyonu içerisindeki açık kahve, kahve renkli çakıltaşı, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı araldanmasından oluşan alüvyal yelpaze çökelleri	74
Şekil 3.37: Tefenni kuzeydoğusunda kum ocağı yarmasında Tefenni formasyonu içerisinde gevşek tutturulmuş kumtaşı, silttaşı, çamurtaşından oluşturan alüvyal yelpaze çökelleri	74
Şekil 4.1: Çallica köyü batısında Kızılcadağ ofiyolitli melanji (Km) ile Taşkesiği formasyonu (TrJt) arasındaki Üst Senoniyen bindirme sınırını gösterir fotoğraf	78
Şekil 4.2: Elmalı formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	80
Şekil 4.3: Yavuz formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	81
Şekil 4.4: İkizpınarı flišine ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	81
Şekil 4.5: Yuvadağ formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	82
Şekil 4.6: Çatlica formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	82
Şekil 4.7: Orhaniye formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	83
Şekil 4.8: Taşkesiği formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	83
Şekil 4.9: Mamatlar formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	84

Şekil 4.10: Varsakyayla formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	84
Şekil 4.11: Fethiye Körfezi ile Burdur Gölü arasındaki bölgede Burdur-Fethiye fay zonunu oluşturan segmentlerin konumları ve diğer fay sistemleri ile olan ilişkileri	88
Şekil 4.12: İnceleme alanındaki fayların Google Earth topografik haritada görünümü	90
Şekil 4.13. Kemer fayına ilişkin (a)Kayalı köyü güneydoğusundaki fay dikliği, (b) fay düzlemi ve kayma çiziklerinin yakın görünümü, (c) Seydiler köyü doğusunda fayın genel gidişi, (d) temel birimler ile alüvyon arasındaki fayın izi, (e) Yakalar köyü güneyinde fayın genel gidişi, (f) fay düzlemi üzerinde asılı kalan kireçtaşı bloğu	92
Şekil 4.14. (a) Manca köyü doğusunda Manca fayının arazideki izi ve (b) fay düzleminin yakın plan görüntüsü.....	93
Şekil 4.15. Tefenni güneydoğusunda Hüyük fayının arazideki izi ve faya bağlı olarak su çıkışı kaynakları	93
Şekil 4.16. (a)Mürsellers köyünde Mürsellers fayının arazideki gidişi ve (b) fay düzlemi ve kayma çiziklerinin yakın görünümü.....	94
Şekil 4.17. (a) Tefenni fayının Tefenni güneybatısındaki genel gidişi ve (b) fayın Yuvalak köyü güneyindeki izinin yakından görünümü ve (c) fay düzlemi ve kayma çiziklerinin yakın görünümü	96
Şekil 4.18. (a) Dereköy güneybatısında Dereköy fayının Gölhisar formasyonu içerisindeki izi, (b) fay düzlemi ve kayma çiziklerinin yakın görünümü	96
Şekil 4.19. (a) Kozluca fayının Elmacık köyü güneyinde Burdur formasyonu içerisindeki izi, (b) fay düzleminin ve kayma çiziklerinin yakın görüntüsü, (c) Kozluca kasabası doğusunda faya bağlı gelişmiş kolüvyon kaması ve (d) fayın Kozluca kasabası doğusundaki izi	97
Şekil 4.20. (a) Kayı fayının Kayı köyü güneyinde Burdur formasyonu (Ngb) ile Akören üyesi (Ngba) arasındaki izi ve (b) fayın yakın görüntüsü.....	98
Şekil 4.21. (a) Pınarbaşı fayının Pınarbaşı köyü doğusundaki izi; temele ait Taşkesiği (TrJt) ile Tefenni (NgQt) formasyonları arasında oluşturduğu tektonik sınır (b), fay düzlemi ve kayma çiziklerinin yakın görüntüsü (c), Pınarbaşı fayının Karataş gölü doğusundaki izi ve (d) fayın Elmacık köyü kuzeyinde Burdur formasyonu içerisindeki izi.....	99
Şekil 4.22. Günümüz Çameli havzasının açılmasını sağlayan Bıçakçı ve Kızılyaka faylarının arazideki izleri.....	101
Şekil 4.23. İmamlar kuzeyinde Bıçakçı fayının Burdur formasyonu içerisindeki izi.....	101
Şekil 4.24. (a) Yaylapınar doğusunda Kalınkoz fayının Google Earth haritadaki izi (b) Kalınkoz fayının arazideki izi, (c) fay düzleminin ve çiziklerinin ayrıntılı görüntüsü ve (d) sapma açısı	103
Şekil 4.25. (a) Kibyra fayının İbecik köyü doğusundaki Orhaniye formasyonu (JKo) ile Tefenni formasyonu (NgQt) arasındaki sınırı (b) fay düzleminin ve kayma çiziklerinin görüntüsü, (c) Kibyra fayının Çamköy güneydoğusunda yol yarmasındaki izi (d) fay düzleminin ve kayma çiziklerinin görüntüsü, (e) Kibyra fayının ismini aldığı Kibyra antik kenti içerisindeki izi ve stadyum tribünlerindeki yıkılmalar, (f) fayın Yapraklı baraj bent yeri yakınlarındaki izi	105

Şekil 4.26. (a) Kuşdili köyü çevresinde Dirmil fayını ve formasyon sınırlarını gösteren uydu görüntüsü (b) Kuşdili köyü güneydoğusunda Dirmil fayının izi ve (c) Dirmil fayının temel içerisinde ve temel ile Tefenni formasyonu sınırında gelişen faylarının ayrıntılı görüntüsü	107
Şekil 4.27. (a) Çiğdemli fayının ve Gölhisar fayının Google Earth uydu görüntüsü ve (b) Çiğdemli köyünün güneydoğusunda Çiğdemli fayının arazideki izi..	108
Şekil 4.28 (a) Beyköy güneydoğusunda Yuva fayının gidişi ve (b) Yuva fayında kayma düzleminin yakından görünümü	110
Şekil 4.29. (a) Yuvalak köyü güneydoğusunda bir kumocağı yarmasında Tefenni formasyonu içerisindeki KD-GB gidişli sol yönlü faylar, KD-GB ve D-B gidişli normal fayların görüntüsü, (b) Kayı köyünde KD-GB gidişli sol yanal faylar, (c) birbirine paralel şekilde uzanan sol yanal fayların yakın plan görüntüsü ve (d) sol yanal fay düzleminin ve kayma çiziklerinin yakın plan görüntüsü	111
Şekil 4.30. (a) Gölhisar formasyonu içerisinde gelişen normal faylar, (b) eğim atımlı ters faylar, (c) listrik fay ve küçük ölçekli kıvrım ve (d) basamak fayların görüntüsü	112
Şekil 4.31. (a) Gölhisar formasyonu içerisinde gelişen sol yanal normal fay, (b) sağ yanal normal fay, (c) sol yanal normal fay düzlemi ve kayma çizikleri ve (d) küçük ölçekte gelişmiş makaslanma zonu	112
Şekil 4.32. (a) Burdur formasyonu içerisinde gelişen birbirine paralel uzanan normal fayların oluşturduğu basamak yapısı, (b) değişik yönlerde gelişmiş kesişen faylar, (c) eğim atımlı ters fay ve (d) eğim atımlı ters fay ve normal fay	113
Şekil 4.33. (a) Burdur formasyonu içerisinde gelişen sol yanal normal fay, (b) sağ yanal normal fay, (c) sol yanal normal fay düzlemi ve (d) sol yönlü fay	113
Şekil 4.34: İnceleme alanında Gölhisar ve Burdur formasyonlarına ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	115
Şekil 4.35: Tefenni havzasında Gölhisar ve Burdur formasyonlarına ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	115
Şekil 4.36: Gölhisar havzasında Gölhisar ve Burdur formasyonlarına ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	116
Şekil 4.37: Çameli havzasında Gölhisar ve Burdur formasyonlarına ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	116
Şekil 4.38: İnceleme alanının tamamında Tefenni formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları	117
Şekil 4.39: Kayı köyü güneyinde bir yarmada Burdur formasyonu içinde gözlenen slump kıvrımları gösterir fotoğraf	118
Şekil 4.40: Akçaören köyü batısında bir yarmada gözlenen küçük ölçekli fay ve sinsedimanter kıvrımları gösterir fotoğraf	118
Şekil 4.41: (a) Tefenni segmenti üzerinde büyük ölçekli kenar fayları, (b) Neojen birimler içerisinde gelişen büyük ölçekli faylar, (c) Gölhisar formasyonunda normal ve (d) oblik faylar, Burdur formasyonu içerisindeki (e) normal ve (f) oblik faylar ve Tefenni formasyonu içerisindeki (g) normal ve (h) oblik fayların kinematik analizleri.....	120
Şekil 4.42: (a) Gölhisar segmenti üzerinde büyük ölçekli kenar fayları, (b) Neojen birimler içerisinde gelişen büyük ölçekli faylar,	

(c) Gölhisar formasyonunda normal ve (d) oblik faylar, Burdur formasyonu içerisindeki (e) normal ve (f) oblik faylar ve Tefenni formasyonu içerisindeki (g) normal ve (h) oblik fayların kinematik analizleri.....	121
Şekil 5.1: Batı Türkiye'nin Pleocoğrafik kuşakları ve Batı Toros Teknesinin oluşum evrelerini gösterir kesitler	125
Şekil 5.2: Likya naplarına ait birimlerin Batı Toros teknesi içerisindeki yerleri ve komşu alanların durumunu gösterir kesit	126
Şekil 5.3: Batı Toroslarda yer alan tektonik birliklerin jeolojik evrim gelişimini gösterir kesitleri	128
Şekil 5.4: Batı Toroslarda yer alan Miyosen havzaları gösterir harita	129
Şekil 5.5: Burdur-Fethiye Fay Zonu'nun oluşum evreleri ve havzaların deformasyon mekanizması	133
Şekil 5.6: Çameli havzasının basitleştirilmiş jeolojik evrimini gösterir harita ve kesitler	137
Şekil 5.7: Tefenni havzasının basitleştirilmiş jeolojik evrimini gösterir harita ve kesitler	138
Şekil 6.1: (a) Kibyra antik kentindeki Stadyumun deprem öncesi arkeologlar tarafından çizilmiş planı ve Kibyra fayının genel gidişi, (b) stadyumun değişik kısımlarında depremler sonucu meydana gelmiş yıkılmalar ve yer değiştirmeler	141
Şekil 6.2: (a) Fethiye-Burdur fay zonunda meydana gelen büyük ölçekli depremlerin odak mekanizması çözümleri, (b) İnceleme alanında meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümleri ve (c) kinematik analizi	144
Şekil 6.3: İnceleme alanında 1900-2016 yılları arasında meydana gelen 3.0'den büyük depremlerin harita üzerindeki dağılımı	148

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 1. İnceleme alanında 40 istasyondan ölçülen fay düzlemi verileri ve kinematik analiz sonuçları	172
Tablo 2. İnceleme alanında 1900-2016 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin dağılımı	178

EKLER DİZİNİ

EK-I : İnceleme alanının jeoloji haritası ve kesitleri
EK-II : İnceleme alanının yapısal haritası

1. GİRİŞ

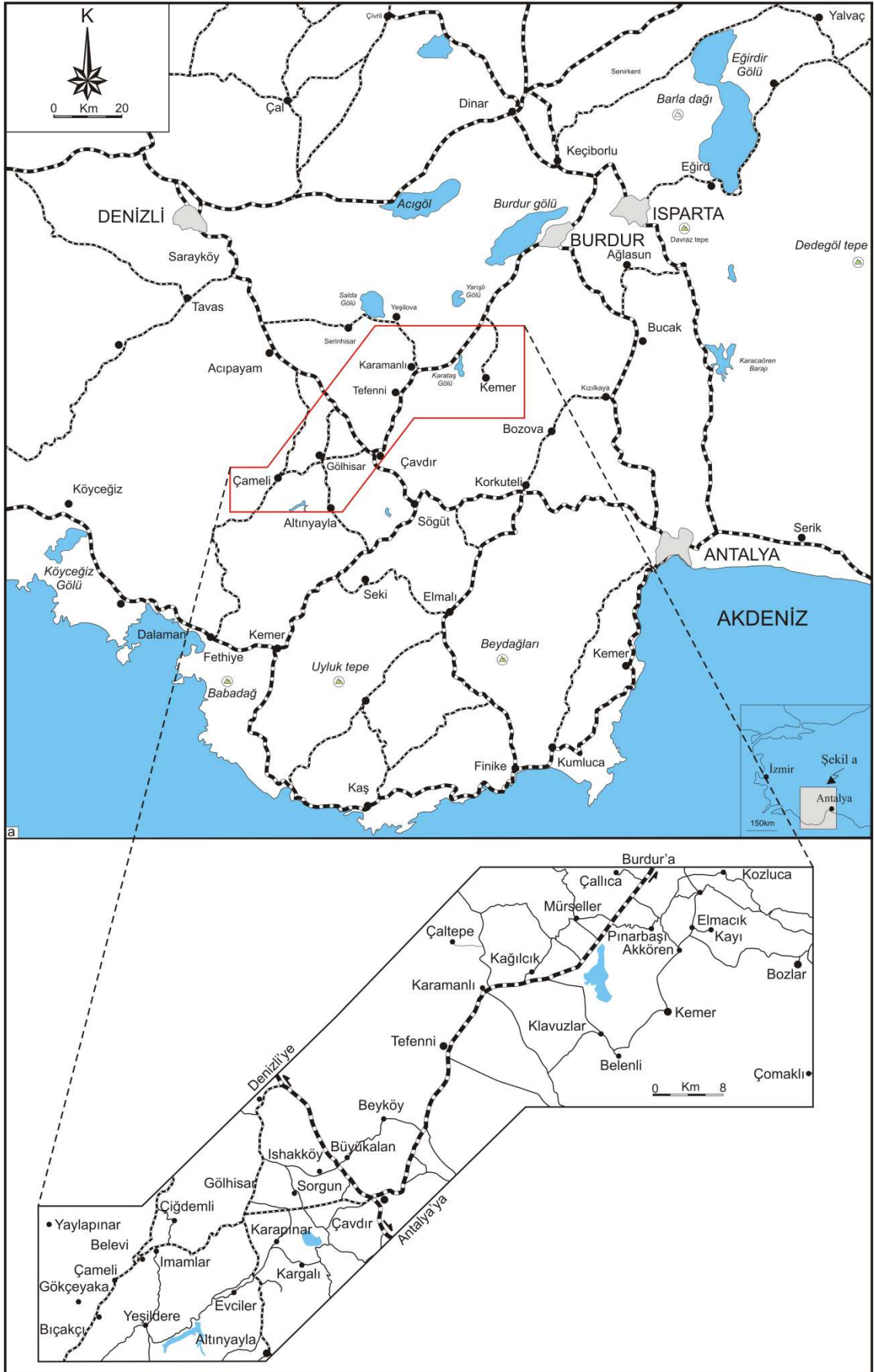
1.1. Çalışma Alanının Tanıtılması

Burdur-Fethiye fay zonunun yapısal evriminin araştırılmasına yönelik saha çalışmalarının yapıldığı bölge, fay zonu boyunca Burdur, Denizli ve Antalya il sınırları içinde, doğu 29°22'-30°15' boylamları ile kuzey 37°00'-37°30' enlemleri arasında yer alır. Bölge kuzeybatıda Güre Dağı-Söğüt Dağı, güneydoğuda Kuru Dağı-Katrancık Dağı ile sınırlanır. Bu durumuyla kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda ortalama 20 km, kuzeydoğu-güneybatı yönünde 75 km boyutunda olmak üzere, toplam 1500 km²'lik bir alanı kapsar (Şekil 1.1).

Konumu belirtilen inceleme alanı, doğuda tümü Burdur il sınırlarında kalırken, güneybatıda Denizli ve güneydoğuda da Antalya illerine bağlı bazı ilçe ve köyleri içine almaktadır.

Bölgenin önemli yerleşim merkezlerini Denizli'ye bağlı Çameli, Burdur'a bağlı Gölhisar, Tefenni, Karamanlı, Çavdır, Dirmil (Altınyayla) ve Kemer ilçelerinin yanı sıra çok sayıda kasaba ve köy oluşturmaktadır (Şekil 1.1, EK-I). Yusufça, Kozağaç, Beyköy, Hasanpaşa, Kozluca kasabaları ile Evciler, Yaylapınar, Bıçakçı, Gökçeyaka, Belevi, İmamlar, Kızılyaka, Çiğdemli, Ayvacık, Yeşildere, Kuşdili, Karapınar, Uylupınar, Sorkun, İshak, Büyükalın, Küçükalan, Çamköy, Karamusa, Yuva, Esentepe, Manca, Kayalı, Belenli, Klavuzlar, Yeşilyayla, Sorkun, Yaylaköy, Akören, Kayı, Çallica, Mürseller, Bademli, Kağılcık, Akçaören, Dereköy, Elmacık, Erikli, Bozlar, Çomaklı, Çaltepe, Bedirli, Ece ve Sazak köyleri inceleme alanı içerisindeki belli başlı yerleşim yerleridir (Şekil 1.1, EK-I).

Bölgenin morfolojisi, litoloji ve tektonik yapı ile yakından ilişkili olarak gelişmiştir. Genel olarak kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı, birbirine az çok paralel yükselim ve bunlar arasında yer alan çöküntü alanları ve vadilerle oldukça engebeli bir yapıya sahiptir. Bölgede en düşük kot 950 m en yüksek kot ise 2269 m civarındadır. Bu morfolojik yapı içerisinde bölgenin en yüksek ve engebeli kesimi Gölhisar, Tefenni ve Karamanlı kuzeyi ile Çavdır ve Kemer güneyinde izlenir. Söz konusu morfolojik yapının en yüksek kesimlerini Akdağ (2030 m), Çal Dağı (1943 m), Kömürlük Dağı (1852), Bozdağ (Kağılcık Dağı 1834 m), Çaldağı (1699 m), Ermeni Dağı (1693 m) ve Karadağ (1543 m) ile İncebel Tepe (2083 m), Kırtası Tepe (2040 m), İğdir Tepe (2009 m), Bozdağ Tepe (2269 m), Küçükbozdağ Tepe (2089 m), Güngörmez Tepe (2044 m), Sakar Tepe (2122 m), Saklıcın Tepe (2214 m), Değirmentaşı Tepe (1954 m), Akçataş



Şekil 1.1: İnceleme alanı yer bulduru haritası

Tepe (1955 m), Yanık Tepe (1929 m), Kara Tepe (1955 m), Döşme Tepe (1096 m), Kızılca Tepe (1815 m), Öreneşiği Tepe (1806 m), Baldıran Tepe (1809 m), Kelali Tepe (1794 m), Çal Tepe (1759 m), Koca Tepe (1758 m), Karapınar Tepe (1737 m), Ardıçlı Tepe (1720 m) ve Taşoluk Tepe (1730 m) oluşturmaktadır (EK-I, EK-II).

Bölgedeki geniş düzlükleri oluşturan ovalar genç tektonik hareketlerin kontrolünde gelişmiştir. Ovalar Pliyosen ve Kuvaterner boyunca doldurulmuş ve bugünkü tarıma elverişli geniş düzlükler meydana gelmiştir. Çalışma alanında, tarıma oldukça elverişli ve geniş Gölhisar-Acıpayam ovası, Tefenni-Karamalı ovası ve Çameli ovası bulunmaktadır (EK I).

Bölgenin başlıca akarsularını Dalaman ve Eren çayları ile kolları oluşturmaktadır (EK-I). Dalaman çayı, Gölhisar'ın 15 km kadar güneyinden çıkıp, takriben 229 km'lik bir yol katettikten sonra Akdeniz'e dökülür. Karataş gölü çevresinde dağlardan kaynaklanan sular birleşerek Eren çayını oluşturur. İnceleme alanında Gölhisar ve Karataş gölleri en önemli doğal göllerdendir (EK-I).

İnceleme alanı, Ege Bölgesi ile Akdeniz Bölgesi arasında bir geçiş bölgesinde yer aldığından her iki bölgenin iklimi etkisi altındadır. Bu nedenle, bu bölgelere özgü iklim tipi olan, yazları sıcak ve kurak, kışları ise soğuk ve yağışlı geçer. İnceleme alanının özellikle güney kısımları geniş çam türü ormanlar ve ardıç ağaçlarıyla kaplıdır. Kuzeydoğu kesimlerinde yer yer ormanlık bölgeler görülebilmektedir. Köyler ve yakın çevresindeki kavaklıklar ve meyve bahçeleri başlıca bitki örtüsünü oluşturur.

Bölge ulaşım ağı bakımından oldukça gelişmiştir. Çalışma alanına ulaşım her mevsim rahatlıkla sağlanabilmektedir. Antalya-Denizli karayolu ile Burdur-Fethiye karayolu çalışma alanı içerisinden geçmektedir. Çalışma alanı içindeki ilçe merkezleri birbirlerine asfalt yollarla bağlıdır. Ayrıca, belde ve köy merkezleri asfalt yollar, köy ve mahalleler arasındaki stabilize yollarla birlikte orman ve yayla yolları bölgede yoğundur.

1.2. Çalışmanın Amacı

Burdur-Fethiye Fay Zonu, Güneybatı Anadolu'daki en önemli kırıklardan birisidir. Fay zonu güneyde Fethiye körfezi ile kuzeyde Çay-Afyon arasında yaklaşık 310 km uzunlukta, KD-GB uzanımlı, kademeli sol yönlü doğrultu atım bileşenli oblik ve normal faylardan oluşan aktif bir fay zonudur. Fay zonu KB-GD gidişli faylara bağlı olarak güneybatıdan kuzeydoğuya doğru Fethiye, Gölhisar, Tefenni ve Burdur

segmentlerine ayrılmıştır (Yağmurlu ve diğ., 2005). Bu çalışma, fay zonunun Çameli-Kemer arasında kalan Gölhisar ve Tefenni segmentlerinin yapısal evrimini incelemek için yapılmıştır. Her ne kadar fay zonunun segmentleri tanımlanmış olsa da, çalışma alanı olarak seçilen bölümün ayrıntılı jeolojik ve yapısal özellikleri bugüne kadar çalışılmamıştır.

Fay zonu ile ilgili problemlerden birisi de fayın atım miktarıdır. Büyük ölçekli doğrultu atımın gerçekleştiğine dair deliller, sağlam delillere dayandırılmadığı için özellikle inandırıcı değildir. Bununla birlikte fay zonu boyunca egemen hareketin doğrultu atım mı yoksa eğim atım mı olduğu tartışılmaktadır. İnceleme alanının tektonik tarihçesini aydınlatabilmek için; fayın yer değiştirme miktarı, karakteri ve kinematığı hakkında bilgi sahibi olmak gerekir. İnceleme alanında genç fay hareketlerini gösteren morfolojik özelliklerin bolluğuna rağmen, jeolojik kriterler kullanılarak yer değiştirme miktarı henüz tespit edilememiştir. Gölhisar ve Tefenni havzalarının Neojen-Kuvaterner gelişimi ve kinematığı tartışmalıdır. Bu nedenle, ayrıntılı jeolojik harita alımı ve yapısal verilerin elde edilmesi bu eksikliklerin giderilmesine çok önemli katkılar sağlayacaktır.

Bu çalışmanın amacı, fay zonu içindeki her bir fayın izini haritalamak, fay zonunun neotektonik ve kinematik özelliklerini belirlemek ve bu özelliklerin zon içinde yeralan havzaların gelişimlerdeki rolünü tanımlamaktır.

1.3. Çalışma Yöntemleri

Çalışmanın amacı ve kapsamına uygun olarak tez çalışması, arazi öncesi çalışmaları, arazi çalışmaları ve arazide elde edilen verilerin büro çalışmaları ile değerlendirilmesi şeklinde sürdürülmüştür.

1.3.1. Arazi öncesi çalışmaları

2013 yılı başlarından itibaren çalışma alanı ve yakın çevresi ile ilgili literatür araştırması yapılmaya başlanmış, bölge hakkında değişik görüş ve değerlendirmeler tespit edilmiş ve eksik olan çalışma, uygulama ve yöntemler saptanmıştır. Çalışmaya hız kazandırmak ve çalışma maliyetini biraz da olsa azaltabilmek amacıyla MTA Genel Müdürlüğü'nden çalışma alanını kapsayan 1/30.000 ölçekli hava fotoğrafları temin edilerek mevcut fay izleri belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca arazi çalışmalarında

kolaylık sağlamak amacıyla, topoğrafik haritalardan, çalışma bölgesinin üç boyutlu sayısal arazi modeli oluşturulmuş, bu görüntü üzerindeki çizgisellikler belirlenerek hedeflenen arazi çalışmalarının yapılacağı kritik bölgeler tespit edilmiştir.

1.3.2. Arazi çalışmaları

2013-2014 yılları yaz aylarında Çameli (Denizli) ile Kemer (Burdur) ilçeleri arasında yaklaşık 1500 km²'lik bir alan içerisinde saha çalışmaları sürdürülmüştür. Toplam 8 aylık arazi çalışmaları sonucunda, bölgenin 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası tamamlanmıştır. Bu çalışmada inceleme alanının jeolojik özellikleri topoğrafik haritalara çizilmiştir. Harita alımı, litostratigrafi birimleri ayırtlama ilkesine göre yapılmıştır. Likya naplarına ait yapısal birimlerin fazla oluşu ve bu yapısal birimlerin yer yer oldukça küçük mostralarda halinde bulunması nedeniyle sadece yapısal birimleri haritalanmıştır. Ayrıca örtülü olan birimlerin sınır ilişkisini belirleyebilmek amacıyla çalışma alanı dışında da çok sayıda gözlem yapılmıştır. Saha çalışmaları sırasında gerekli olan tüm yapısal öğeler (tabaka, eklem, fay düzlemi, kayma çiziği, sapma açısı vb.) ölçülmüş ve bilgiler not edilmiştir. Çameli-Göhlhisar-Kemer arasındaki bölgenin paleotektonik ve neotektonik özelliklerini ve gelişimlerini ortaya koyabilecek kırıklı yapılar topoğrafik haritaya işlenmiştir. Ayrıca çalışma bölgesinin stratigrafisi ve birimler arasındaki ilişkiler incelenerek, ayrıntılı tektonik harita hazırlanmıştır.

1.3.3. Büro çalışmaları

Arazide çizilen jeoloji haritası üzerine tüm yapısal veriler işlenerek, bölgenin jeoloji ve yapısal haritası oluşturulmuştur. Bu jeoloji haritasından amaca uygun sayıda ve doğrultuda jeoloji kesitleri çizilmiştir. Konumları ölçülmüş olan her türlü yapısal verilerin sayısal değerlendirilmeleri sonucunda tektonik analizleri yapılmıştır. Yapısal ve kinematik analizler için Stereonet, Faultkin 5.2 (Marrett ve Allmendinger, 1990; Allmendinger ve diğ., 2012) programları kullanılmıştır. Tüm bu çalışmaların sonucunda bölgede yüzeyleyen birimlerin stratigrafisi ve yapısal özellikleri belirlenip, Burdur-Fethiye Fay Zonu'nun Çameli-Kemer arasındaki bölümünün yapısal evrimi aydınlatılmıştır.

1.4. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanı ve çevresinde birçok yerbilimci, MTA ve TPAO gibi çeşitli kurumlar uzun yıllar araştırmalar yapmışlardır. Bölgede jeolojik araştırmalar 19. yüzyılın ortalarında başlamıştır. 1940'lı yıllara kadar gözlem niteliğinde olan bu çalışmalar, daha sonraki yıllarda değişik amaçlı ayrıntılı çalışmalar niteliğinde sürdürülmüştür. Önceki çalışmalar, yörede ofiyolitik birimlerinin oldukça geniş mostralara vermesi ve krom cevheri içermesi açısından maden yatakları, Neojen havza çökelleri içermesi açısından da havzaların sedimantolojik ve hidrojeolojik özellikleri incelemesi ağırlıklı olarak çalışılırken; son yıllarda Güneybatı Anadolu'nun ve Burdur-Fethiye fay zonunun tektonik açıdan önemli bir yere sahip olması nedeniyle tektonik çalışmalar ağırlık kazanmıştır. Yapılan tektonik çalışmalar genelde bölgesel niteliktedir.

Bölgede bilinen en eski çalışma Spratt ve Forbes (1847) tarafından Likya bölgesine yapılan gezi notlarıdır. Tchiatscheff (1867) "Asie Mineure" adlı eserinde bölgenin genel jeolojisinden bahseder. Tietze (1885) Likya bölgesinin (GB Anadolu) jeoloji haritasını yapmıştır. Daha sonraki yıllarda yapılan çalışmalardan bazıları aşağıda kronolojik sıraya göre özetlenmiştir.

Altınlı (1954), Denizli güneyinin jeolojik incelemesini yapmış, Tersiyer altındaki temel in Elmalı serisi, komprehensif seri ve ultrabazik kayalardan oluştuğunu, ultrabazik kayaları da Jura ve Erken Kretase olmak üzere ikiye ayırmıştır. Oligosen çökellerinin çakıltaşlarıyla başladığını ve marnlarla devam ettiğini belirtmiştir.

Nebert (1956), Acıgöl (Burdur) dolaylarında yaptığı araştırmada, bölgedeki kaya birimlerini Menderes kristalinin sahreleri, mermer-grafitli şist serisi, yarı metamorfik, Paleozoyik sahra kompleksleri, Mesozoyik sahra kompleksleri, Jura-Kretase şist-hornsteyn serisi, komprehensif seri gibi topluluklara ayırmıştır. Bölgede Lütseyen'in kalker, Eosen-Oligosen'in fliş, Miyosen'in ise karasal karakterde olduğunu belirten araştırmacı, Varistik ve Alpin orojenezlerinin etkin olduğunu vurgulamıştır.

McKenzie (1972), Batı Anadolu'daki graben gelişimini Anadolu levhasının doğudan batıya hareketiyle açıklamaya çalışmıştır. Araştırmacının ilk levha tektoniği çalışmalarında, Batı Türkiye'deki graben bölgesi, Türkiye-Ege levhacıkları arasında bir geçiş zonu olarak gösterilmektedir.

Sarp (1976), Yeşilova ve çevresindeki ofiyolitleri ayrıntılı olarak incelemiş, bu ofiyolitlerin petrografik, petrolojik ve kimyasal özelliklerini ortaya koymuştur.

Araştırmacı, ofiyolitler üzerinde tektonik olarak Teke Çal Tepe ünitesi'nin bulunduğunu, Acıgöl ünitesi'nin ise, ofiyolitlerin altında yer aldığını belirtmiştir.

Dumont ve diğ. (1979), Güneybatı Anadolu'da Miyosen-Kuvaterner çökellerindeki fayları değerlendirerek bu zaman aralığındaki tektonik basınç ve çekim yönlerini saptamaya çalışmışlardır. Çalışmacılar, bölgede dört grabenleşme evresi saptamışlar ve bölgedeki grabenlerin oluşumunu bir sıkışma fazını izleyen dik gerilmelerin kontrolünde oluşan normal faylara bağlı olarak geliştiklerini açıklamışlardır. Grabenleşmenin Miyosen sonu-Erken Pliyosen, Pliyosen, Erken Kuvaterner ve Geç Kuvaterner dönemlerinde meydana geldiğini belirtirler.

Erakman ve diğ. (1982), Fethiye (Muğla) - Tefenni (Burdur) - Elmalı (Antalya) arasında kalan bölgede otokton konumlu Beydağları otoktonu, allokton konumlu Kemer fişi, Ahat serisi, Darıyeri serisi, Haticeana serisi, Sandak serisi, Girdev melanji, Kertmeç melanji, Fethiye peridotitleri ve Mamatlar serisi; Neotokton konumlu ise, Çameli formasyonu ile Pliyo-Kuvaterner yaşlı kaya birimlerinin bulunduğunu belirtmişlerdir. Elmalı naplarını oluşturan yapısal birimlerin Menderes Masifi'nin kuzey kenarından kaynaklandığını ileri sürmüşlerdir.

Koçyiğit (1984), Güneybatı Türkiye'nin tektoniği üzerine yaptığı çalışmada, bölgenin eski, geçiş ve yeni tektonik dönem olmak üzere üç döneme ayrıldığını, yeni tektonik dönemin Geç Miyosen-Erken Pliyosen zaman aralığında geliştiğini ve bu dönemde çekme tektoniğine bağlı olarak karasal tortullaşma, aynı zamanda kıta içi volkanizma ve blok faylanmaların meydana geldiğini belirtmiştir. Ayrıca Neotektonik dönemde gelişen bu volkanizmanın bir yay gerisi basen konumunda Anadolu-Ege levhasında riftleşmeyi ve ona bağlı levha içi volkanizma niteliğinde olduğunu vurgular.

Karaman (1986), Burdur bölgesinde yaptığı çalışmada, bölgedeki en yaşlı birimleri allokton konumlu İç Toros napının oluşturduğunu, daha sonra devam eden yatay sıkışma tektoniğine bağlı olarak melanjin genç birimler üzerine itildiğini ileri sürmüştür.

Bölükbaşı (1987), Elmalı-Korkuteli-Burdur gölü arasında yaptığı araştırmada bölgede allokton ve otokton konumlu kaya birimlerinin bulunduğunu, otokton konumlu Beydağları otoktonu üzerinde tektonik örtüler şeklinde, Kemer tektonik ünitesi, Sülekler formasyonu, Yeleme olistostromu, Sandak serisi, Rahatdağ tektonik ünitesi, Camialan kireçtaşı, Belkaya ofiyolitli melanji ve Fethiye peridotitlerinin bulunduğunu belirtmiştir.

Şenel ve diğ. (1987), Likya naplarının ön cephe özelliklerini incelemişlerdir. Likya naplarının tüm yüzeylediği alanlarda, platform tipi çökeller üzerine (Beydağları

otoktonu) napların hareketi sonucu oluşabilecek olistostromlar bulunmaksızın, napların düşük açılı bindirme düzlemi ile oturduğunu belirtmişlerdir. Kemer'den (Fethiye) Korkuteli güneybatısına kadar olan bölümde, Likya napları ile Beydağları otoktonu arasında, altta Geç Lütésiyen-Erken Langiyen yaşlı Gömbe grubu; üstte, üst kesimi devrik, Orta-Geç Eosen yaşlı Yavuz formasyonu olmak üzere iki farklı tektonik dilimin bulunduğunu belirtmişlerdir.

Karaman (1988, 1989), daha önceki çalışmalarda normal fay olarak bilinen Burdur fayını, ilk kez sol yönlü yan atımlı bir karaktere sahip olduğunu belirtmiş ve bölgesel önemini dolayısıyla “Güneybatı Anadolu Fayı” olarak isimlendirmiştir. Araştırmacı bu fayın kuzeyde Eğirdir-Hoyran arasından geçtiğini, güneyde ise, Fethiye Körfezinden Akdenize uzandığını ve deniz içerisinde Pliny-Strabo fayları ile devam ettiğini belirtmiştir.

Şenel ve diğ. (1989), Elmalı-Fethiye-Yeşilova dolaylarında, özellikle Likya naplarında ayrıntılı çalışmalar yapmışlardır. Beydağları otoktonu ile Likya napları arasında tektonik olarak bulunan ve süreklilik gösteren Tersiyer yaşlı fliş benzeri çökelleri, ilk kez “Ara Zon” olarak tanımlamışlardır. Ara zonun, birbirinden farklı Gömbe grubu ve Yavuz formasyonu olmak üzere iki yapısal istiften oluştuğunu belirtmişlerdir. Çalışmacılar, Likya naplarını oluşturan yapısal birimleri, Alt naplar, Orta naplar ve Üst naplar şeklinde ayırarak, her bir dilimi grub ve formasyon mertebesinde incelemişlerdir.

Ersoy (1990), Fethiye dolaylarında yaptığı çalışmada, Likya naplarının Batı Toros Teknesi'nde çökelmiş kırıntılı ve karbonatlı kayalardan oluştuğunu belirtmiştir. Bölgedeki allokton birimleri, Batı Toros napları olarak yeniden adlandırmıştır. Bölgedeki kayaları, yapısal olarak otokton, para-otokton ve allokton olmak üzere başlıca üç gruba ayırmıştır. Çalışmacıya göre, Beydağları otoktonu, Geç Triyas'tan Orta Miyosen'e kadar neritik karakterlidir. Para-otoktonları, alt tektonik dilim ve üst tektonik dilim olarak ayırmış ve Likya napları ile Beydağları otoktonu arasındaki fliş benzeri istifli alt tektonik dilime dahil etmiştir. Çalışmacı, bölgenin gerçek yabancı kayalarının ofiyolitli birimler olduğunu ve bunların Menderes Masifi'nin kuzeyinden taşınmış olabileceğini belirtmiştir.

Ersoy (1992), Güneybatı Anadolu'da, Dirmil (Burdur) ve güneyinin stratigrafisini incelemiş ve tortullaşma ortamını yorumlamıştır. Bölgedeki çökel kayaları, tektonik dilimler halinde bulunan yaşlı çökeller (Geç Triyas-Eosen) ile Neojen ve sonrası yaşlı genç çökeller olmak üzere iki gruba ayırmıştır. Araştırmacıya

göre, yaşlı çökeller ortamsal olarak kabaca Geç Triyas-Liyas döneminde neritik, Jura-Geç Kretase döneminde yarı pelajik ve pelajik, Geç Kretase sonundan itibaren kırıntılı fasiyeste genç çökeller ise başta gölsel olmak üzere çeşitli karasal fasiyeslerde gelişmişlerdir.

Kozan ve diğ. (1993), Burdur ve Tefenni havzalarının jeomorfolojik ve tektonik yapılarından hareketle, oluşum ve evrimlerine yönelik yaptıkları çalışmada, oluşum süreçlerine göre farklı özelliklere sahip, Pliyosen ve Kuvaterner olmak üzere iki havza ayırtlanmış, genç tektonik olarak Burdur Kuvaterner havzasının geliştiğini ve gençleşmesinin güneydoğudan kuzeybatıya doğru olduğu ve bölgede yaşanan etkili depremlerden dolayı tektonizmanın günümüzde de sürdüğü ifade edilmiştir.

Karaman (1994), Isparta-Burdur arasında yaptığı çalışmada bölgenin jeolojisi ve tektonik özelliklerini çalışmıştır. Çalışmacı, bölgede otokton ve allokton kökenli birimlerin yüzelediğini ve genç birim olarak Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Gölcük formasyonu ile Kuvaterner yaşlı alüvyonların yüzelediğini belirtmektedir. Orta Miyosen sonunda yeni tektonik dönemde meydana gelen fayların çoğunluğunun eğim atımlı normal faylar olduğunu, bu fayların KB-GD yönlü çekme gerilmesine bağlı olarak geliştiğini ifade etmektedir.

Barka ve diğ. (1997), Isparta büklümünün tektoniğine yönelik yapmış olduğu çalışmada, Güneybatı Anadolu'da Isparta Büklümü, Antalya Körfezi'nin kuzeyinde Afrika ve Avrasya levhalarının sınırı boyunca KD ve KB yönlü doğrultu atımlı faylar ile şekillenmiş olduğunu belirtirler. Isparta açısının batı kanadını sol yön bileşeni olan normal fay karakterli bir fayın sınırladığını belirlemişler ve bu fayı Burdur-Fethiye fayı olarak adlandırmışlardır.

Yağmurlu ve diğ. (1997), Isparta büklümünün aktif tektoniğini alkalın volkanizma açısından inceleyerek kuzeyde Afyon dolayından başlayıp güneye doğru gençleşen alkalın ve hiperalkalin bir volkanizmanın varlığını tespit etmişlerdir. Ayrıca Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de K-G yönündeki horst-graben yapılarına paralel bir volkanizmanın geliştiğini, Afyon bölgesindeki volkanizmanın Afrika plakasının Anadolu plakası altına dalımı ile ilgili dalma-batma prosesi ile ilişkin kompresyonel rejimle geliştiğini, Isparta'da ise daha genç volkanizmanın grabenlerin K-G yönelimli faylarla ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

Savaşçın ve Oyman (1998), Kırka-Afyon-Isparta boyunca alkali volkanitlerin tektono-magmatik evrimi ile ilgili yapmış olduğu çalışmada, Batı ve Orta Anadolu'daki en genç Alpin mağmatizmasını (Miyosen-Kuvaterner), batıdan doğuya doğru, Batı

Anadolu volkanik birliği, K-G uzanımlı Kırka-Afyon-Isparta alkali volkanitleri ve Orta Anadolu volkanik birliği olarak üç ayrı aynı yaşı volkanik topluluğa ayırmışlardır. Bu volkanitlerin Güneybatı Anadolu'nun genel tektonizması ile ilişkisini belirlemeye çalışmışlardır.

Karaman (2000), Isparta ve Burdur dolayında yaptığı çalışmada Güneybatı Türkiye'de Güney Toros Orojenik kuşağının jeolojik evrimini ve bölgenin tektono-stratigrafik özelliklerini incelemiştir. İncelenen alanın stratigrafik birimlerini, otokton ve allohton olmak üzere başlıca iki gruba ayırmıştır. Neojen havzada çökelen birimleri Gönen formasyonu (Orta-Geç Miyosen), Burdur formasyonu (Geç Miyosen-Pliyosen), Gölcük formasyonu (Pliyosen), Karaçal formasyonu (Kuvaterner) ve Yakaköy traverteni (Kuvaterner) şeklinde tanımlamıştır.

Akyüz ve Altunel (2001), Burdur Fethiye Fay Zonu üzerinde yer alan Kibyra antik kentinde arkeojeoloji çalışmaları yapmışlardır. Çalışmacılara göre, K23°D gidişli Kibyra fayının stadyumun hem kuzeyinde hem de güneyinde Pliyosen yaşı kaba kırıntılı çökeller içerisinde devam ettiğini belirtmişlerdir. Ayrıca arkeojeoloji çalışmalarına göre Kibyra fayının, Burdur-Fethiye Fay Zonu ile uyumlu olarak sol oblik normal bir fay olduğunu belirlemişlerdir.

Alçıçek (2001), Çameli havzasında bulunan Neojen birimlerin sedimantolojisi üzerine çalışmalar yapmıştır. Araştırmacı, Çameli havzasının Geç Miyosen'de KD-GB gidişli fayların kontrolünde açılmış bir graben havza olduğunu ileri sürmüştür. Havzayı dolduran istif Çameli formasyonu olarak adlandırıp alüvyal yelpaze çökellerini Derindere, akarsu çökellerini Kumafşarı ve gölsel çökelleri de Değne üyesi olarak tanımlamıştır. Araştırmacıya göre, havza Vallesiyen zamanında KB-GD yönlü gerilme ile graben olarak açılmaya başlamış ve içinde alüvyal yelpazesi, akarsu ve sığ göl sedimanları çökelmıştır. Ruskiniyen zamanında büyük bir kırılma olmuş ve havza hemen her yerinde kömür içeren bir bataklık ortamıyla açık göl ortamına dönüşmüştür. Bu gölsel ortam Erken Villaniyen başına kadar havzanın her tarafına yayılmış ve kenar fayları örtmüştür. Bu göl, akarsu ve alüvyon yelpazesi tortulları ile kenarlardan dolarak sığ göl ortamına dönüşerek karbonat çökelleri oluşmuştur. Son olarak Villaniyen sonundaki genişleme ile havza daha küçük havzalara bölünerek bugünkü yapısını kazanmıştır.

Alçıçek ve diğ. (2004), Çameli havzasını, Batı Anadolu'nun neotektonik döneminde oluşmuş grabenlerinden birisi olarak belirtmişlerdir. Çalışmacılara göre, Çameli havzasının Geç Miyosen'de doğuda Dirmil fayı batıda ise Bozdağ fayı

denetiminde KB-GD uzanımında bir graben olarak açılmaya başladığı belirtilmektedir. Alüvyon yelpazesi, akarsu ve gölsel tortullardan oluşan, havzanın ilk ürünleri içinde yaygın olarak görülen büyüme faylarının, etkin bir genişlemeyi işaret ettiğini belirtmişlerdir. Bu dönemden sonra havzanın büyük bir faylanma ile Erken-Orta Pliyosen’de ikiye bölündüğünü açıklamışlardır. Bunun ardından genişleme tektoniğinin etkinliğini nispeten azalttığını ve havzanın büyük bir göl ortamına dönüştüğünü belirtmişlerdir. Gölsel tortulların havza kenar fayları dahil, havzayı sonradan ikiye bölen fayı da aşarak Orta-Geç Pliyosen’e kadar çökelimini sürdürdüğünü ifade etmişlerdir. Bu göl ortamının, kenarlardan yelpaze ve akarsu deltalarının ilerlemesi ile doldurulduğunu sığlaşıp ve aynı zamanda havzanın merkezi kesimlerinde gölsel karbonatların depolandığını yorumlamışlardır. Havzanın bu dönemden sonra kenar faylarına paralel olmak üzere ve bir traverten seviyesi ile belirgin olan iki ayrı fay sistemi ile Geç Pliyosen’de yeniden kırıldığını belirtmişlerdir.

Şahin (2004), Güneybatı Anadolu’da meydana gelen sismotektonik olayları inceleyerek, bunların Burdur fayı üzerindeki etkilerini ortaya koymaya çalışmıştır. Çalışmacıya göre, bölge Pliyo-Kuvaterner döneminde kıta içi genişleme rejimine maruz kalmıştır. Burdur fayının Fethiye Körfezi ile Burdur arasında uzanan bir transform fay olduğunu ve 1922 ve 1971 yıllarında fay zonunda meydana gelen depremlerin kırılmanın Rodos’tan Burdur’a doğru olduğuna işaret etmiştir.

Yağmurlu ve Şentürk (2005), Burdur-Fethiye fay zonunda yaptığı çalışmada, fayın genel özellikleri ve bölgesel tektonik yapı içindeki konumunu tanımlamışlardır. Fethiye-Burdur arasındaki bölgede, Burdur fay zonu üzerinde KB-GD gidişli faylarla sınırlanmış olan Fethiye segmenti, Gölhisar segmenti, Tefenni segmenti ve Burdur segmenti olmak üzere dört segmentin varlığından bahsetmektedirler. Fayın gelişiminin Miyosen süresince gelişen rotasyon ve Ege bölgesinin açılmasından kaynaklandığını belirtmişlerdir.

Erdoğan ve Şahin (2006), Burdur-Fethiye fay zonunun hareketini GPS ölçümlerini kullanarak belirlemeye çalışmışlardır. Çalışmacılara göre, Anadolu levhasının Avrasya referans sistemine göre yıllık 30-35 mm’lik bir hızla güneybatı yönünde bir hareket sergilediğini ileri sürmüşlerdir. Çalışmacılar GPS ölçüm noktaları arasındaki yerel hızlarda sol yönlü bir burulma hareketi gözlemleyerek bölgede doğrultu atımlı fayların çalıştığını belirtmişlerdir.

Alçıçek (2007), Eşen havzasında yaptığı çalışmada havzanın Neojen stratigrafisini ve tektonik yapısını aydınlatmaya çalışmıştır. Çalışmacıya göre, Eşen-Çay

Neojen havzası, Çameli, Tefenni ve Burdur havzalarıyla tamamen benzerlik göstermektedir. Eşen havzasında Geç Miyosen-Erken Pliyosen zaman aralığında altta alüvyal çökeller üstte ise gölsel çökellerin biriktiğini ve Eşen havzasının Çameli havzasına benzer bir tektonik geçmişe sahip olduğunu belirtmektedir.

Öncü (2007), çalışmasında hidrokimyasal parametreler yardımı ile Burdur fay zonunda erken uyarı sistemi geliştirmeyi amaçlamıştır. Bu çalışmada doğrultu atımlı Burdur fayı ve onun uzantısındaki bölgede bulunan soğuk ve mineralli su kaynaklarında ve sondaj kuyularında hidrojeokimyasal parametreler (su sıcaklığı, pH, Eh, elektriksel iletkenlik, suda erimiş oksijen miktarı, suda erimiş CO₂ miktarı ve radon değeri) deprem öncesi, deprem anı ve sonrasında ölçülmüş ve sismik verilerle karşılaştırılmıştır. Çalışmacının yaptığı karşılaştırma sonucuna göre büyüklüğü Ms=2.8 ve Ms=4.1 arasında meydana gelen depremlerden 2 ile 7 gün öncesinde Eh, pH, su sıcaklığı ve su seviyelerinde artış gözlemlenmiştir.

Karabacak ve diğ. (2008), Burdur Fethiye fay kuşağı üzerinde kurulmuş Kibyra antik kentinde arkeosismolojik çalışmalar yapmışlardır. Antik kent içerisindeki gözlemleri, kentin tarihsel çağlarda yakın çevrede meydana gelmiş yıkıcı depremlerle ilişkili izler içerdiğini ortaya koymuştur. Çalışmacılara göre, bu izler yer sarsıntısı ve yüzey kırığı ile ilgili tahribatlar olmak üzere iki tiptedir. Yer sarsıntısı ile ilgili tahribatlar büyük depremlerin karakteristik özelliği olan yıkılmış duvarlar, yönlü devrilmiş sütunlar, eğimlenmiş ve dönmüş bloklar olarak belirtilmiştir.

Elitez (2010), Çameli ve Gölhisar havzalarında yaptığı çalışmada, havzaların Burdur Fethiye fay zone ile sınırlandığını havza tabanında Mesozoyik yaşlı birimlerin yüzeylediğini temelin üzerinde uyumsuz olarak Orta-Geç Miyosen yaşlı örgülü ve menderesli akarsu ortamı ürünü olan iri taneli konglomera, kumtaşı, kiltası ve silttaşlarından meydana gelen Gölhisar formasyonunun geldiğini belirtmiştir. Çalışmacıya göre, Gölhisar formasyonu Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı İbecik formasyonu ile yatay ve düşey geçiş göstermektedir. İbecik formasyonu kil, kumlu kireçtaşı, bol kırıklı marn, killi kireçtaşı ve kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşan gölsel ortam ürünü bir birimdir. İbecik formasyonu üzerinde uyumsuzlukla Geç Pliyosen-Erken Kuvaterner yaşlı, kötü boylanmalı konglomera, çamurtaşı, silt ve kilden oluşan alüvyal yelpaze çökelleri bulunmaktadır. Dirmil formasyonu olarak adlandırılan bu birimin üzerine ise yine uyumsuzlukla güncel alüvyon çökelmiştir.

Varol (2011), yarı kapalı havza özelliğindeki Tefenni (Burdur) Ovası'nın jeoloji, hidrojeoloji ve hidrojeokimyasal incelemelerini yapmış, inceleme alanı içerisinde yer

alan su kaynaklarını tıbbi jeoloji açısından değerlendirmiştir. İnceleme alanında allokton konumlu Yeşilbarak napı, Likya napları ile paraallokton ve Kuvaterner yaşı birimleri de içeren neotokton kaya birimlerinin yüzelediğini belirtmiştir. Bu birimlerden Kuvaterner alüvyon ve Duldere kireçtaşı birimlerinin en önemli soğuk su akiferini oluşturduğunu, Duldere kireçtaşı biriminin, Pınarbaşı sıcak su kaynağı ile Barutlusu mineralli su kaynağının rezervuar kayacı özelliğini taşımakta olduğunu belirtmiştir.

Elitez ve Yaltırak (2014), Çameli havzasının Miyosen-Kuvaterner jeodinamiğine yönelik yapmış oldukları çalışmada, Burdur-Fethiye fay zonunun doğu Ege genişleme rejimi, Helen yayı ve Isparta Açısı arasında konumlanan, uzunluğu yaklaşık 310 km, genişliği ortalama 40 km olan aktif bir makaslama zonu olduğunu belirtmişlerdir. Çalışmacılara göre, Çameli havzası Orta Miyosen-Kuvaterner yaşı dağarası bir havzadır.

2. BÖLGESEL JEOLJİ

Bu bölümde, bölgenin genel stratigrafisi verilecek ve bunun yanında tektonik gelişimi önceki çalışmalara göre daha geniş bir çerçevede özetlenecektir.

2.1. Bölgesel Stratigrafi

Bölgede göreceli otokton olarak Beydağları otoktonu ve allokton konumlu Likya napları ve Antalya napları ile Neojen döneminde oluşmuş havza çökelleri yer almaktadır (Şekil 2.1). Menderes-Torid bloğu Triyas başlarında Afrika levhasından kopmuştur. Kopan bu blok Beydağları otoktonunun temelini meydana getirmiştir. Beydağları otoktonunun doğu kısmı Antalya naplarıyla batı kısmı ise Likya naplarına ait birimlerle sınırlandırılmıştır. Beydağları otoktonu tamamen karbonatlı kayalar ve Miyosen zamanında çökelen fliş çökellerinden meydana gelmektedir. Beydağları otoktonu Triyas'dan Miyosen başlarına kadar platform tipi çökellerle temsil edilirken, Miyosen başlarında Yavuz havzasında çökelen karbonatlı ve kırıntılılardan oluşan birimlerle devam eder.

Antalya napları Afrika kıtasının kuzeyinde oluşan birimler ile Neotetis okyanusunun güney kolunun Antalya bölgesinde kısmen kapanması sonucu oluşan ofiyolitler ve karmaşıklardan oluşmaktadır. Antalya naplarında metamorfik ve asitik magmatik kayalar yer almaz. Sokulum kayaları olarak bazik magmatik kayalar bazı formasyonlar içerisine az da olsa katılabilmektedir. Paleozoyik'ten (Ordovisiyen) günümüze kadar oluşmuş kaya birimleri yer alır. Likya napları ve Beydağları otoktonu Mesozoyik (Triyas) yaşlı birimlerle başlamaktadır. Bölgede yer alan birimler, tamamen denizel ortamda çökelmiş tortul kayalar (bölgede zaman zaman karasal ortam hakim), ofiyolitler ve bazik volkanik kayalardan oluşmaktadır. Likya naplarında Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kaya birimleri yüzeyler. Ender olarak melanaj ve olistostromlar içerisinde Geç Permiyen yaşlı, oldukça küçük kireçtaşı parçaları görülebilmektedir. Üst Manto malzemesi olan peridotit kütleleri yaygındır. Likya naplarının yer aldığı bölgedeki kaya türlerinin çoğu tortul kayalardır. Değişik evrelerde oluşmuş volkanik kayalar oldukça küçük alanlar kaplar. Değişik evrelerde oluşmuş bu tortul kayalar içerisine katılan bazik volkanitler de mevcuttur.

Anadolu levhasını kesen ve küçük bloklara ayıran ikincil fay zonları da bulunmaktadır. Bunlar sol yönlü Orta Anadolu Fay Zonu, sağ yönlü Tuz Gölü Fay Zonu ve Burdur-Fethiye, İnönü-Eskişehir ve Akşehir oblik normal fay zonlarıdır. Kuzey Anadolu Fay Zonunun ve Doğu Anadolu Fay Zonunun sınırladığı Anadolu levhası Geç Pliyosen'den bu yana batı-güneybatı yönünde Hellenik-Kıbrıs hendeği boyunca Afrika levhası üzerine ilerlemektedir (Koçyiğit ve Beyhan, 1998). Batı Anadolu ve Ege, günümüzde bu devinimle önemli ölçüde denetlenmektedir. GPS verilerine göre (Reilenger ve diğ., 1997) Anadolu levhası orta kesimlerinde batı yönünde ortalama 20 mm/yıl ilerlemektedir. Bu hareket, batıda Hellenik-Kıbrıs hendeğine doğru daha yüksek bir hızla (40 mm/yıl) saatin tersi yönünde bir hareketle devam etmektedir (Müller ve diğ., 1997). Bu hareketle Afrika okyanusal litosferi Batı Anadolu-Ege levhası altına doğru dalıp batmaktadır.



Şekil 2.2: Araştırma alanı ve çevresinin tektonik konumuna bağlı olarak Burdur-Fethiye fay (FBFZ) zonunun bölgesel yapı içerisindeki konumu (Barka ve diğ., 1995; Reilenger ve diğ., 2010)

Anadolu levhasının batıya doğru hareketi Batı Anadolu'da K-G yönlü bir gerilme deformasyonu oluşturmaktadır. Buna bağlı olarak bölge 3-6 cm/yıl gerilmektedir (Yılmaz, 2000). Bölgedeki bu gerilme deformasyonunun en önemli yapıları D-B doğrultulu grabenlerdir (Dumont ve diğ., 1979; Şengör ve diğ., 1985; Hancock ve Barka, 1987; Şengör, 1987; Westaway, 1990; Paton, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1991, 1996; Yılmaz ve diğ., 2000).

Bu grabenleri sınırlayan faylar üzerinde sürekli bir sismik aktivite kaydedilmektedir. Batı Anadolu günümüzde kıta içinde aktif gerilmenin hızlı geliştiği yörelerden biridir. Aktif gerilme yılda 3-4 cm hızla gelişimini sürdürmektedir (Yılmaz, 2000). Batı Anadolu graben-horst sistemini karakterize eden tektonik rejimin yapısı hakkında farklı görüş ve modeller bulunmaktadır: (1) Tektonik kaçış modeli: Anadolu bloğunun yapı sınırları boyunca batıya hareketi (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Şengör, 1987); (2) Yayıncı yayılma modeli: Ege dalma-batma sisteminin G-GB göçünden kaynaklanan yayıncı açılma (McKenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; Meulenkamp ve diğ., 1988); (3) Orojenik çökme modeli: çok fazla kalınlaşmış kabuğun incilmesi ve yayılması ile meydana gelen genişleme (Seyitoğlu ve Scott, 1991); (4) İki evreli graben modeli: ilk evrede orojenik çökme ve ikinci evrede Anadolu bloğunun batıya kaçışı ve K-G genişleme (Koçyiğit ve diğ., 1999).

2.2.1. Burdur-Fethiye fay zonunun bölgesel yapı içerisindeki yeri

Burdur-Fethiye fay zonu, Batı Anadolu genişleme bölgesi, Helenik yayı ve Isparta Açısı arasında konumlanan aktif bir fay zonudur.

Bölgede araştırma yapan bir çok çalışmacı Burdur-Fethiye arasında uzanan bir faydan bahseder (Özgül, 1984; Poisson ve diğ., 1984; Karaman, 1988). Bu fayı Burdur-Hoyran fayı (Poisson ve diğ., 1984; Karaman, 1988), Çameli-Göhlhisar fayı (Şaroğlu ve diğ., 1992) ve Burdur fayı (Karaman, 1994) gibi isimlerle tanımlamışlardır. Barka ve diğ. (1995) Isparta bölgesinin batı kenarında Burdur ile Fethiye arasında bulunan aktif sol yanal karakterli bir fay olduğunu öne sürmüş ve bu faya ilk kez Burdur-Fethiye fayı adını vermiştir. Daha sonra Burdur-Fethiye fayı, Burdur-Fethiye fay zonu, Fethiye-Burdur fay zonu olarak değişik araştırmacılar tarafından tanımlanmıştır (Barka ve Reilinger, 1997; Yağmurlu ve diğ., 1997; Alçiçek ve diğ., 2002; ten Veen, 2004; Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Bozcu ve diğ., 2007; Hall ve diğ., 2009). Son yıllarda yapılan çalışmalarda fay zonu, Burdur-Fethiye makaslama zonu olarak adlandırılmaktadır (Elitez, 2010; Elitez ve Yalıtırak, 2014).

Isparta açısının batı kenarını sınırlandıran Burdur-Fethiye fay zonu Türkiye'nin güney batısında güneyde Fethiye'den başlayıp, kuzeyde Afyon-Çay'a kadar devam eden, bölgede yaklaşık 310 km'lik bir hat boyunca uzanım gösteren sol oblik atımlı normal bir faydır. Bu fay tek bir yapısal çizgi halinde olmayıp birbirine paralel olan kesikli uzanımına sahip ve basamaklı bir yapı özelliği gösteren segmentlerden

oluşmaktadır (Yağmurlu, 2000). Fay zonunun genişliği kuzeyden güneye artarak değişmekte kuzeyde Afyon-Çay batısında yaklaşık 15 km, güneyde antik Patara ve Dalaman İztuzu arasında 90 km genişliğinde, orta kısımlarında ise yaklaşık 40 km bir genişliğe sahiptir (Yaltırak ve diğ., 2010). Fay zonunu oluşturan segmentlerin uzunlukları yaklaşık 25 ile 60 km arasında değişmektedir. Burdur-Fethiye fay zone, kuzey ucunda Çay bölgesinde, Akşehir, Sultandağı ve Simav fayları ile kesişmektedir. Güneyde ise Rodos açıklarında Kıbrıs ve Helenik yitim zonları ile bir dirsek oluşturur. Bölge, yine kuzeydoğuda Akşehir ve Simav fayları ile Isparta bükümünü olarak bilinen jeolojik yapıyı sınırlayan kırık hatlarını oluşturur. Güney batıda ise Helenik ve Kıbrıs yitim bölgelerini oluşturan fay zone aynı zamanda Ege levhasının güney sınırını oluşturmaktadır (Şekil 2.2).

GPS çalışmalarına göre, Burdur-Fethiye fay zoneunun kuzey bölümünde Batı Anadolu'nun KD-GB doğrultusunda ve güneybatı yönünde 3 cm/yıl bir hızla genişlediği, Burdur-Fethiye fay zoneunun güneyinde yer alan Isparta Açısı içinde güneybatı yönlü genişleme hareketinin ise 1 cm/yıl'dan az olduğu gözlenmiştir (McClusky ve diğ., 2000; Barka ve diğ., 2000). Çalışmacıların elde ettikleri bu veriler Fethiye-Burdur fay zoneu, Batı Anadolu'da iki farklı tektonik bölge olan Ege açılma bölgesi ile Isparta Açısını birbirinden ayıran çok önemli bir yapısal çizgi konumunda olduğunu göstermektedir. Burdur-Fethiye fay zoneu ile ilgili yapılan bazı çalışmalarda fayın atım miktarı da belirlenmeye çalışılmıştır. Karaman (1994) Burdur ilinin güneydoğusunda yaptığı çalışmada fayın düşey atım miktarının ortalama 150-250 metre arasında olacağını belirtmiştir. Hall ve diğ. (2014) Burdur-Fethiye fay zoneunun sol yönlü doğrultu atımlı fay karakteri gösterdiğini ve fay zoneu karşısındaki sol yönlü toplam yer değiştirmenin birkaç 10 km mertebesinde olabileceğini belirtmektedirler. Aynı çalışmacılar van Hinsbergen ve diğ. (2010) ve van Hinsbergen (2010) tarafından yapılan çalışmalara atıfta bulunarak bu araştırmacıların öngördüğü 60 km'lik sol yönlü doğrultu atımı şüpheli bulmaktadırlar.

3. STRATİGRAFİ

3.1. Genel Özellikler

İncelenen yörede Beydağları otoktonu olarak bilinen, kireçtaşlarından ve kırıntılı kayalardan yapılı ve Likya napları tarafından üzerlenmiş temel üzerinde Neojen-Kuvaterner yaşlı örtü birimleri izlenir (Şekil 3.1).

Beydağları otoktonunun tabanını Geç Kretase yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Beydağları formasyonu oluşturur. Beydağları formasyonunun üzerinde uyumsuz olarak algli kireçtaşlarından oluşmuş Akitaniyen yaşlı Karabayır formasyonu gelir. Bu formasyon üzerinde konglomera, kumtaşı ve kilttaşlarından yapılı Burdigaliyen yaşlı Sinekçi formasyonu uyumsuz olarak yer alır.

Bölgede Beydağları otoktonunu tektonik olarak örten, allokton konumlu Likya napları, birbirinden farklı, ekaylanmış tektonik birimlerden meydana gelir. Bu tektonik birimler Yeşilbarak napı, ofiyolit alt napı, ofiyolit napı ve ofiyolit üstü napı olmak üzere dörde ayrılmıştır. Likya naplarını Jura-Kretase yaşlı ofiyolit, ofiyolitik melanj, rekristalize kireçtaşları ve yer yer kırıntılılar ile Eosen yaşlı türbiditler oluşturmaktadır. Likya napları üzerinde uyumsuz olarak tranressif özellikli, kırıntılı ve karbonatlı kayalardan yapılı Mamatlar ve Varsakyayla formasyonları yer almaktadır.

Bu temel üzerine uyumsuz olarak gelen Neojen-Kuvaterner yaşlı örtü, incelenen yörede, altta gri, yeşilimsi-gri renkli fluviyal kırıntılılarla başlar. Üstte doğru, tranressif laküstrin kıyı kırıntılıları ve karbonatlarla devam eder ve istif Geç Pliyosen-Erken Pleistosen yaşlı alüvyal yelpaze çökelleriyle sona erer. Güncel alüvyonlar yörenin genelleştirilmiş dikme kesitinin en üstünde yer almaktadır (Şekil 3.1).

3.2. Beydağları Otoktonu

Güneybatı Türkiye’de Teke Yarımadasının güney ve iç kesimindeki güneybatı-kuzeydoğu uzanımlı platform tipi çökeller, Beydağları otoktonu olarak tanımlanır (Colin, 1962; Poisson, 1977; Marcoux, 1979; Önalın, 1979; Şenel ve diğ. 1989). Bazı araştırmacıların Toros kireçtaşı eksenini (Ricou ve diğ., 1974), Tetis yükseltisi (Güvenç, 1981), Toros karbonat platformu (Koçyiğit, 1981), Anadolu-Torid Platformu (Şengör ve Yılmaz, 1981) olarak adlandırdıkları birimi, Özgül (1976), Geyikdağı Birliği; Woodcock ve Robertson (1977), Beydağları zonu olarak tanımlamışlardır.

Çalışma alanında, Beydağları otoktonunun Mesozoyik-Tersiyer arasındaki istifleri yüzelemektedir. Beydağları otoktonunda MTA tarafından gerçekleştirilen Alakırçayı sondajı 3750 metrede Üst Triyas karbonatlarında kalmıştır. TPAO tarafından Demre'de gerçekleştirilen sondajın yaklaşık 5700 metrede Sikitiyen yaşlı alacalı marnlara ulaştığı belirtilir (Şenel ve diğ., 1989). Beydağları otoktonunda, Paleozoyik yaşlı birimler yüzeyler. Triyas-Miyosen arasında oluşan çökelleri, Geyikdağı birliğine (Özgül, 1976) benzerlik gösterir.

Bir grup araştırmacı (Brunn ve diğ., 1971, 1973; Ricou ve diğ., 1974, 1980; Özgül, 1976; Demirtaşlı ve diğ., 1977; Güvenç, 1981) tarafından Anadolu-Torid platformuna dahil edilen bu otokton, diğer bir grup araştırmacı (Poisson, 1984; Robertson ve Woodcock, 1981; Yılmaz, 1981, 1983; Poisson ve diğ., 1984; Şenel, 1984, 1986) tarafından Anadolu-Torid platformundan ayrı tutulur. Bununla birlikte yapılan son çalışmalarda Beydağları otoktonu ile Anamas otoktonu birbirinden ayrılmaktadır (Şenel ve Bölükbaşı, 1997).

Beydağları otokton kuşağı duraylı bir karbonat platformu, başka bir deyişle bir ön ülke olup, doğuya doğru Batı Toroslar boyunca napların önünde ve gerisinde yüzeyleyirler. Bu kuşağın Helenidler'deki devamı Pre-Apulya zonudur (Poisson, 1977; Poisson ve Sarp, 1977; Ersoy, 1990).

Geniş alanlarda Üst Kretase ve Tersiyer istiflerinin yüzelediği Beydağları Otoktonunun Kapu Boğazı (Bucak-Karaaliler yolunda) ve Katran Dağ-Sam Dağ (Antalya kuzeybatısında) kesimlerinde Liyas-Dogger-Malm-Erken Kretase (Poisson, 1977); İmecikusuzu'nda (Korkuteli güneydoğusunda), Malm-Erken Kretase (Poisson, 1977); Beydağları güney yamacında, Erken Kretase (Şenel, 1980) yaşlı istifleri yüzeyler. Liyas tabanındaki dolomitler üzerine gelen bu istifler Liyas-Geç Kretase yaşlı neritik karbonatlardan oluşur (Poisson, 1977). Beydağları otoktonunda, Triyas'tan Eosen sonuna kadar oluşan karbonatlı kayaçlar Beydağları platformunda geliştiğinden platform tipi çökeller, Miyosen'den itibaren oluşan kayaçlar Beydağları denizel Miyosen havzasında geliştiği için; Beydağları Miyosen havza çökelleri olarak ayrılmıştır.

Çalışma alanında, Beydağları otoktonu, altta Geç Kretase yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Beydağları formasyonu ile başlar. Üst kısımda Akitaniyen yaşlı algi kireçtaşlarından oluşan Karabayır formasyonu uyumsuz olarak gelir. Kumtaş, kıltaşı ve siltaşlarından oluşan Burdigaliyen yaşlı Sinekçi formasyonu ile sona erer.

Birim en üstte, Likya Napları ve post-tektonik oluşuklar tarafından örtülür (Şekil 3.1, EK-I).

3.2.1. Beydağları formasyonu (Kb)

Genelde Geç Kretase yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan birim, Türkiye 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasında komprehensif seri olarak bilinir. Colin (1962) tarafından Beydağları serisi olarak tanımlanan birim, daha sonraki araştırmacılar tarafından, Finike kalker formasyonu (Tolun, 1965; Şenel, 1980), Beydağları silsilesi (Lefevre, 1966) Finike kalkerleri (Zaralıoğlu, 1967), Finike formasyonu (Rathur, 1967), Kaş kalkerleri (Pisoni, 1967) Finike kireçtaşı formasyonu (Ayan, 1968), Yağcaköy kireçtaşı (Poisson, 1977), Kılıçlı formasyonu (İğdır ve diğ.,1979), Dokuzgöl formasyonu (Önalın, 1979) ve Beydağları kireçtaşları (Şengüler, 1980) olarak adlandırılmıştır. Günay ve diğ. (1982) Beydağları otoktonuna ilişkin bölgede yaptıkları çalışmalarda benzer litolojileri Beydağları formasyonu olarak adlandırmışlardır. Aynı çalışmacılar Beydağları formasyonunda, Darımdağ kireçtaşı litotipi, Ergenler kireçtaşı litotipi, Akdağ kireçtaşı litotipi, Belenli kireçtaşı litotipi, Çamdağ kireçtaşı litotipi Susuzdağ-Bölükkatran kireçtaşı litotipi, olmak üzere 6 farklı litotip ayırmışlardır.

Beydağları formasyonu, çalışma alanının doğu kesimlerinde, Çomaklı köyünün kuzeyinde çok dar bir alanda yüzeylemektedir (EK-I).

Beydağları formasyonu, genelde alttan üste doğru monoton bir şekilde orta-kalın tabakalı, yer yer ince tabakalı, bej, krem, beyaz, gri, koyu gri ve açık kahverengi renklerde yer yer dolomitize neritik kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.2).

Çalışma alanında, tabanı gözlenemeyen Beydağları formasyonunun, üstüne uyumsuz olarak Akitaniyen yaşlı Karabayır formasyonu gelmektedir (Şekil 3.1, EK-I).

İnceleme alanında yaklaşık olarak 550 metre kalınlık gösteren Beydağları formasyonunda tüm Mesozoyik'in 3000 metreden daha kalın olduğu belirtilmektedir (Günay ve diğ.,1982).

Önceki çalışmacıların Beydağları formasyonu'nun tabanında (Senomaniyen-Santoniyen) genellikle biyomikrit, intraklastlı biyomikrit, biyosparit ve benzeri karakterde kireçtaşlarıyla birlikte, Rudist, Lamelli, Gastropod, Mercan, Alg ve Bryozoa gibi fosiller belirlemesi, birimin resif arkasından, resif banklarına kadar değişen muhtelif fasiyesleri kapsayan bir şelf ortamında çökeldiğini gösterir (Şenel ve diğ. 1989).



Şekil 3.2: Toprak Tepe güneybatısında Beydağları formasyonuna ait kireçtaşlarında orta kalın tabakalanmayı gösterir fotoğraf (kuzeydoğudan güneybatıya bakış).

Bölgede daha önceki araştırmacılar (Colin, 1962; Pisoni, 1967; Poisson, 1977; Önalın, 1979) tarafından Liyas-Geç Kretase yaşında olduğu belirtilen Beydağları formasyonu'nun tabanında Şenel ve diğ. (1989) Elmalı dolaylarında yaptıkları çalışmalarda, *Cuneolina pavonia* d' ORBİGNY, *Valvulammina picardi* HENSON, *Chrysalidina gratada* ORBİGNY, *Cuneolina* sp., *Textularidae*, *Chara-Alg Rudist*, *İnoceramus* sp., *Globotruncana* sp., *Globigerinelloides* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp., *Gavellinidae*, *Omphalocyclus* sp., *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Stomosphaera* sp., *Miliolidae*, *Monoharmonia* sp., *Lenticulina* sp., *Marsonella* sp., *Cuneolina* sp. Mercan, Alg, *Chara* sp., *Ostraeod*, *Spikül Bryozoa*, *Robulus* sp., *İnoceramus* sp. gibi fosilleri saptayarak, bu mikrofaunanın Senomaniyen-Maastrichtiyen yaşında olduğunu belirtmişlerdir.

Beydağları formasyonu Teke yarımadası güney sahillerinden, Isparta büklümü iç kesimine kadar, güneybatı-kuzeydoğu doğrultuda uzanım gösterir (Şekil 2.1). Beydağları formasyonu, Finike dolayında, Finike kalker formasyonu (Tolun, 1965; Ayan, 1968; Zaralıoğlu, 1967; Şenel, 1980) Kaş dolaylarında, Finike formasyonu (Rathur, 1967; Pisoni, 1967) ve Kaş kalkerleri (Pisoni, 1967), Kumluca dolaylarındaki

Davraz kireçtaşları (Akbulut, 1980), Kaş-Elmalı dolaylarında, Dokuzgöl formasyonu (Önalın, 1979), Döşemealtı dolaylarında, Yağcaköy kireçtaşları (Poisson, 1977), Isparta dolaylarındaki, Söbüdağ formasyonu (Karaman, 2000) ile deneştirmek mümkündür.

3.2.2. Karabayır formasyonu (Ngk)

Beydağları otoktonunda algli breşik kireçtaşlarından oluşan birim, ilk kez Poisson ve Poignont (1974) tarafından, Karabayır formasyonu olarak adlandırılmıştır. Pisoni (1967), Kaş dolayındaki çalışmasında, Erken Miyosen'in (Pınarbaşı Formasyonu) kalkarenit araseviyeli marnlardan oluştuğunu, Dumont ve diğ. (1980) Susuzdağ ve Katrandağı kuzey eteklerinde algli kireçtaşlardan meydana geldiğini belirtirler. Şenel ve diğ. (1989) tarafından Elmalı-Tefenni arasındaki bölgede yapılan çalışmalarda benzer birimler Karabayır formasyonu adı altında incelenmiştir.

İnceleme alanında Karabayır formasyonu yalnız Çomaklı köyü kuzeyinde dar bir alanda mostra vermektedir (EK-I).

Karabayır formasyonunun litolojisini genellikle, orta-kalın tabakalı, gri, bej, krem, kirlı sarı, yerel olarak koyu gri renkli algli kireçtaşları oluşturur. Birimin tabanında yer yer konglomeratik kireçtaşı, breşik kireçtaşları ya da polijenik konglomeralar bulunur.

Karabayır formasyonu, Beydağları formasyonuna ait kayalar üzerinde diskordanslı olarak bulunur. Karabayır formasyonu üstte Burdigaliyen yaşlı Sinekçi formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Şekil 3.1).

Şenel ve diğ. (1989) tarafından Karabayır formasyonunun değişik mostralarında *Miogypsinoides complanatus* (SCHLUMBERGER), *Lepidocyclina* sp. (*Eulepidin* ve *Nephrolepidin* tipleri), *Amphistegina lessonii* D'ORBIGNY, *Operculina complanata* DEFRANCE, *Miogypsina* sp., *Pararotalia* sp., *Gypsina* sp., *Spiroclypeus* sp., *Quinqueloculina* sp., *Lithothammium* sp., *Microcodium* sp., *Melobesia* sp., *Victoriella* sp., *Globigerina* sp., *Bryozoa*, *Rotaliidae*, *Textularidae* mikrofosilleri ve tanımlanamayan parçalar halinde, *Mercan*, *Gastropod*, *Lamelli*, *Ekinid*'lerin varlığı belirlenmiştir. Tespit edilen bu fosil topluluğu, özellikle *Miogypsinoides complanatus* (SCHLUMBERGER) ve *Lepidocyclina*'nın *Eulepidin* ve *Nephrolepidin* tiplerinin oldukça bol bulunuşu birimin, Akitaniyen yaşında olduğunu gösterir. Karabayır formasyonun yaşı birçok araştırmacı tarafından Akitaniyen olarak belirlenmiştir (Poisson, 1977; Şenel ve diğ.,1989).

Akitaniyen, Muğla-Denizli arasında, karasal çökellerle (alüvyal yelpaze, örgülü akarsu, menderesli akarsu, kıyı ovası, lagün ve delta çökelleri (Hakyemez ve Örçen, 1982), Karaböğürtlen kuzeyinde ise Armutcuk civarında, transgressif denizel çökellerle temsil edilir (Graciansky, 1972; Poisson, 1977). Beydağları otoktonunda, Bozburundağı güneyinde olduğu gibi Akitaniyen'in yer yer konglomeralarla temsil edildiği belirtilir (Akbulut, 1980). Beydağları Otoktonu ile Likya Napları arasında kalan, allokton konumlu ara zonda bulunan (Şenel ve diğ., 1986) ve Elmalı formasyonu içindeki Akitaniyen Karabayır formasyonundan tamamen farklı karakterde olup, türbiditik özellikte kırıntılı kayaçlarla temsil edilir.

Karabayır formasyonunun tabanında gözlenen konglomeralarda yer yer 50 cm. ye ulaşan köşeli çakılların boyutlarının üstte doğru birkaç milimetreye kadar küçülmesi, boylanmanın kötü oluşu, çökelinin hızlı bir transgresyonla başladığını gösterir. Birim, üste doğru orta-kalın tabakalı kalsirudit ve kalkarenitlerle devam eder. Bol bentik foraminiferlerin yanı sıra alg, parçalar halinde mercan, mollusk ve ekinidler bulundurur. Fosil kapsamı, tamamına yakın kesimin kalsirudit-kalkarenit özelliğinde oluşu, birimin sığ denizel ortamda çökeldiğini, ortamın çalkantılı, tuzluluğu normal ve suyun berrak olduğunu gösterir. Kısaca Karabayır formasyonu, kapsadığı fosil topluluğu ve kaya türü özellikleri nedeniyle hızlı bir transgresyonla başlayan sığ denizel bir ortamda çökelmiştir (Şenel ve diğ., 1989).

3.2.3. Sinekçi formasyonu (Ngs)

Altan üstte doğru, algli kireçtaşı, killi kireçtaşı ve kalkarenit, kumtaşı ara seviyeli kilttaşlarından oluşan Burdigaliyen yaşlı çökeller, Önalın (1979) tarafından Sinekçi formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bölgedeki Miyosen kayaçlar, Rathur (1967) ve Zaralıoğlu (1967) tarafından Kasaba formasyonu; Pisoni (1967) tarafından Pınarbaşı ve Felenkdağ konglomeraları; Poisson (1977) tarafından Karakuş formasyonu; Iğdır ve diğ. (1979) tarafından Akköprü ve Kasaba formasyonu, Hayward (1982) tarafından Kemer ve Kasaba formasyonu, Günay ve diğ. (1982) tarafından Sinekçi formasyonu adları ile ayırtlanmıştır. Finike kuzey ve kuzeydoğusundaki Miyosen yaşlı kırıntılı kayaçlar ise, Salir formasyonu olarak tanımlanır (Şenel, 1980; Hayward, 1982). Sinekçi formasyonu tabanındaki algli kireçtaşları, Gömüce üyesi, ortadaki killi kireçtaşları, Kıbrısdere üyesi, üstteki kalkarenit, kalsirudit, kumtaşı ara seviyeli kilttaşları, Çayboğazı üyesi adları ile ayırtlanmış ve haritalanmıştır (Önalın, 1979).

Sinekçi formasyonu inceleme alanının doğusunda Çomaklı köyü kuzeydoğu kısımlarında çok dar bir alanda mostra vermektedir (EK-I).

Genelde ince tabakalı, gri, açık gri ve yeşilimsi gri renklerde kiltaşlarından oluşan birimde değişik kalınlıkta, kalsilit, kalkarenit, kalsirudit ve mikrit ara seviyeleri gözlenir. Ara seviye olarak bulunan kalkarenit ve kalsiruditler kireçtaşı parçalarına oranla oldukça az oranda değişik kaya türleri de kapsar. Kalkarenit ve kalsiruditler derecelenmeli (altta ince) olup, çoğunlukla üst kesimleri, çapraz ve paralel yapı gösterirler. Birimde, yer yer kumtaşı ara seviyeleri de gözlenir (Şenel ve diğ., 1989).

Sinekçi formasyonu, kendisinden daha yaşlı Beydağları formasyonu (Geç Kretase) ve Karabayır formasyonu (Akitaniyen) üzerinde diskordanslı olarak bulunur. Bu diskordanslarda taban konglomerası gözlenmez.

Şenel ve diğ. (1989) tarafından bölgede yapılan çalışmalarda birimin tabanında *Miogypsina irregularis* (MICHELOTTI), *Miogypsinoidea dehaartii* VAN DER KLERK, *Operculina complanata* DEFLANDRE, *Miogypsina* sp., *Miogypsinoidea* sp., *Operculina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Borelis* sp., *Elphidium* sp., *Gypsina* sp., *Acervulina* sp., *Victoriella* sp., *Globigerina* sp., *Microcodium* sp., *Lithothamnium* sp., *Textularidae*, *Rotalidae* ve *Bryozoa* fosilleri tespit edilmiştir. Üst kısımlarda ise, *Miogypsina* sp., *Miogypsinoidea* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinoidea* sp., *Acervulina* sp., *Victoriella* sp., *Operculina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Microcodium* sp., *Textulariidae*, *Gypsina* sp., *Lithothamnium* sp., *Rotaliidae* ve *Bryozoa* fosilleri tespit edilmiştir. Tüm bu fosil topluluklarına göre birime Şenel ve diğ. (1989) tarafından Burdigaliyen yaşı verilmiştir.

Sinekçi formasyonu başlangıçta sığ şelf ortamda çökelirken zamanla ortam derinleşmeye başlamış ve türbiditlerin etkin olduğu daha derin bir deniz ortamına dönüşmüştür. Bu özellikler, Sinekçi formasyonunun sürekli çöken bir sübsidans havzasında çökeldiğini ve çökmenin sedimantasyondan daha hızlı olduğunu göstermektedir (Şenel ve diğ., 1989).

Sinekçi formasyonu, aynı yaşlı olan Kaş dolayında yüzeyleyen Pınarbaşı ve Felenkdağı konglomeraları (Pisoni, 1967), Demre-Kasaba dolayında yüzeyleyen Kasaba formasyonu (Pisoni, 1967), Kaş kuzeyinde ve doğusunda yüzeyleyen Akköprü formasyonu (Iğdır ve diğ., 1979), Finike batısı ve kuzeybatısında yüzeyleyen Kasaba formasyonu (Zaralioğlu, 1967) ve Finike kuzeydoğusunda yüzeyleyen Salir formasyonu (Şenel, 1980) ile deneştirilebilir niteliktedir.

3.3. Likya Napları (Alloktonlar)

Türkiye'nin güneybatısında, Menderes Masifi ile Beydağları otoktonu arasındaki allokton konumlu yapısal birimler, Likya napları olarak tanımlanır (Şekil 2.1). Menderes Masifi ile Beydağları otoktonu arasında kalan bölgeyi önceki araştırmacıların, Teke Torosları (Demirtaşlı, 1975) ya da Lisiyen veya Likya Torosları (Blumenthal, 1963) olarak adlandırdıkları bilinmektedir. Özgül (1976), Batı Toroslarda yaptığı çalışmalarda allokton kayaçları Bozkır birliğine dahil etmiştir. Torosların bu kısmında allokton kayaç birliklerine Poisson (1968, 1977) ve Gutnic ve diğ. (1979), Lisiyen napı adını ilk kullanan araştırmacılarıdır. Bu kuşaktaki allokton kayaç topluluklarına, önceki araştırmacılar Likya (Lisiyen), Elmalı ya da Teke Torosları Napları gibi adlar kullanmışlardır. Ayrıca yerel olarak Fethiye-Köyceğiz dolayındakileri Batı Likya Napları (Graciansky, 1967; Brunn ve diğ., 1970), Korkuteli ve Elmalı dolayındakileri ise, Doğu Likya Napları (Brunn ve diğ., 1970) şeklinde tanımlamışlardır.

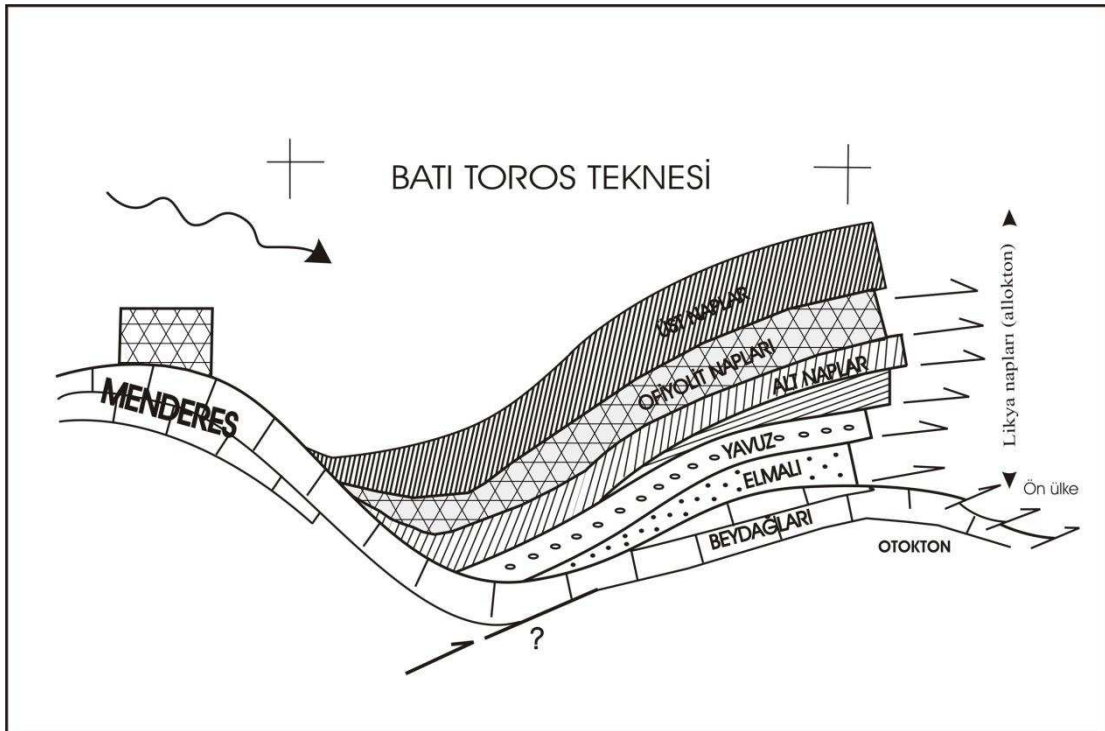
Güneybatı Türkiye'de çalışan pek çok araştırmacı Likya naplarının, birbirinden farklı pek çok yapısal unsurlardan meydana geldiğini vurgular (Graciansky, 1968, 1972; Poisson, 1977; Önalın, 1979; Erakman ve diğ., 1982; Şenel ve diğ., 1986, 1987; Bölükbaşı, 1987; Konak ve diğ., 1987).

Allokton kayaçlar, yapısal konumları itibariyle birbirinden çok farklı Yeşilbarak napı (Ara Zon), Ofiyolit altı naplar (alt nap), Ofiyolit napı (orta nap) ve Ofiyolit üstü naplar (üst nap) olmak üzere tektonik dilimlere ayrılır (Şekil 3.3). Burada yapısal konumları itibariyle sırasıyla alttan üstte Yeşilbarak napı (ara zon), Ofiyolit altı napı (alt nap), Ofiyolit napları (orta nap) ve Ofiyolit üstü naplar (üst nap) anlatılacaktır. Ayrıca napları transtressif olarak örten birimler de ayırt edilmiştir (Şekil 3.1).

3.3.1. Yeşilbarak napı (Ara Zon)

Güneybatı Türkiye'de, Likya napları (Teke napları, Lisiyen napları) ile Beydağları otoktonu arasında tektonik olarak bulunan ve süreklilik gösteren Tersiyer yaşlı fliş benzeri çökeller, Şenel ve diğ. (1989) tarafından, Elmalı dolaylarında yaptıkları çalışmada "Ara zon" olarak adlandırılmıştır. Şenel ve diğ. (1994) Fethiye-Kalkan dolaylarında yaptıkları çalışmalarda daha önce "Ara zon" olarak adlandırdıkları tektonik dilimi Yeşilbarak napı olarak yeniden adlandırmışlardır. Bölgede daha önce çalışmalar yapan Colin (1962), Eosen-Oligosen-Erken Miyosen yaşlı bu birimlerin,

Elmalı ve Akdağ (Gömbe) çevresinde yüzelediğini ve kendi içinde oldukça karmaşık bir yapı sunduğunu belirtir. Graciansky (1972) Köyceğiz-Fethiye kuzeyinde yaptığı çalışmalarda, otokton örtü kayalarının üst kesiminde olistostrom karakterinde flişin bulunduğunu ve bunun otokton Burdigaliyen'in üst seviyesi olduğunu belirtir. Poisson (1977) Korkuteli ve çevresinde, Yavuz formasyonu olarak tanımladığı yapısal birimin, Geç Lütésiyen-Oligosen yaşında olduğunu ve Likya napları ile Beydağları otoktonu arasında tektonik dilim olarak bulunduğunu tespit etmiştir.



Şekil 3.3: Likya naplarının inceleme alanı ve çevresinde günümüzdeki durumunu gösterir kesiti (Ersoy, 1990'dan yararlanarak çizilmiştir).

Şenel ve diğ. (1989), Likya napları ile Beydağları otoktonu arasında izlenen Yeşilbarak napını (ara zon); Geç Lütésiyen-Erken Langiyen yaşlı, kırıntılı kayalardan oluşan Gömbe grubu ve Geç Lütésiyen-Priaboniyen yaşlı, ince kırıntılı ve kireçtaşlarından yapılı Yavuz formasyonu olmak üzere iki yapısal birime ayırmışlardır.

Araştırma alanında, Beydağları otoktonu ile Likya napları arasında, birbirinden farklı iki yapısal istiftten oluşan ve Yeşilbarak napı (ara zon) olarak ayırtılan birim, yer yer geniş alanlarda yüzelemektedir (EK-I). Ara zonu oluşturan yapısal birimler, bu bölümde yapısal konumları itibarı ile alttan üstte doğru, önce Elmalı formasyonu daha sonra Yavuz formasyonu anlatılacaktır.

3.3.1.1. Elmalı formasyonu (Pg-Nge)

Çalışma alanının güneydoğu ve güneybatı kısımlarında gri, yeşilimsi gri, açık kahverenkli kumtaşı, kiltası ve silttaşı araldanmasından yapılu bir birim mostra vermektedir. Bu oluşuk, ilk kez Colin (1962) tarafından Akdağ (Gömbe) ve Elmalı çevresindeki çalışmalarında karmaşık fliş olarak adlandırılmıştır. Poisson (1977) tarafından Yavuz formasyonu içinde gösterilmiş ve ayrı bir birim olarak ayırtlanmamıştır. Bu istifin alt seviyeleri Önalın (1979) tarafından Elmalı formasyonu olarak adlandırılmıştır. Erakman ve diğ. (1982) aynı istifi Kemer flişi olarak tanımlamışlardır. Şenel ve diğ. (1986) birimin litolojik yayılımını genişleterek istifi Elmalı formasyonu adı altında incelemişlerdir. Şenel ve diğ. (1989) tarafından Elmalı formasyonu olarak tanımlanan birimin, Geç Lütisiyen-Erken Burdigaliyen yaşlı kırıntılı kayaçlardan oluştuğu belirtilmiştir.

Elmalı formasyonu, çalışma alanının güneydoğusunda Kemer ilçesi güney ve güneydoğusunda, çalışma alanının güneybatısında Keller Mahallesi çevresinde geniş bir hat boyunca yüzeylemektedir. Ayrıca tektonik pencere olarak İshak köyü güneyinde Çavdır ilçe merkezinin güney kısmında yüzeylemektedir (EK-I).

Elmalı formasyonunun alt kesimlerinde ince-orta tabakalı, yer yer kalın tabakalı gri, yeşilimsi gri, bej, açık kahverenkli planktonik foraminifer kapsayan kalkarenit ara katmanlı kumtaşı, silttaşı, kiltası ve marnlar yer almaktadır. Klastikler üste doğru süreksiz, mercek geometrili konglomera ara seviyeli gri, açık gri, koyu gri, yeşilimsi gri kumtaşı, silttaşı ve kiltası araldanmasıyla devam eder (Şekil 3.4). Formasyonu oluşturan litolojiler birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçiş göstermektedir. Kumtaşı ve kiltalarında tabakalanmaya paralel olarak gelişmiş yapraklanma yapılarına ratlanılabilmektedir (Şekil 3.5).

Elmalı formasyonu, gerek üstüne geldiği Beydağları otoktonuna ait birimler (Çomaklı güneyinde) ve gerekse örtüldüğü Geç Lütisiyen-Priaboniyen yaşlı Yavuz formasyonu ile tektonik sınır ilişkilidir (Şenel ve diğ., 1989; Aksarı, 2007; Şekil 3.1). Birimin kapsadığı tüm kaya türleri, yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişlidir.

Elmalı formasyonunda gerçek kalınlık, birimin sürüklenmeli ve devrik kıvrımlı yapısı nedeniyle ölçülememiştir. Önalın (1979), Elmalı dolayında birimde ölçülen azami kalınlığın 1000 metreyi açtığını belirtir. Şenel ve diğ. (1989), Elmalı dolaylarındaki çalışmalarında birimin en az 1800-2000 metre kalınlıkta olduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 3.4: Kemer ilçe merkezinin güneydoğusunda Elmalı formasyonu içerisindeki orta-kalın tabakalı gri renkli kumtaşı tabakasını gösterir fotoğraf (kuzeybatıdan güneydoğuya bakış).



Şekil 3.5: İshak köyü güneyinde Elmalı formasyonuna ait birimlerde tabakalanmaya paralel gelişmiş yapraklanmayı gösterir fotoğraf (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış).

Önalın (1979) Elmalý-Kaş arasında yaptığı çalışmalarda Elmalý formasyonu'na Lütésiyen yaşını vermiştir. şenel ve diđ. (1989) Elmalý dolaylarındaki çalışmalarında Elmalý formasyonu'nun tabanında *Discocyclina sp.*, *Nummulites sp.*, *Operculina sp.*, *Gypsina sp.*, *Globorotalia sp.*, *Globigerina sp.*, *Textularidae*, *Rotalidae*, *Bryozoa*, *Echinid diken*i ve *Pelesipod* kavkı parçası tespit etmişlerdir. Buna göre araştırmacılar formasyonun alt seviyesine Geç Lütésiyen yaşını vermişlerdir. Aynı alışmacılar formasyonun st kısımlarında ise, *Chapmanina gassinensis SILVESTRI*, *Nummulites millecaput BOUBEE*, *Gypsina cf. marianensis HANZAVA*, *Asterigerina sp.*, *Assilina sp.*, *Assilina*, *Globigerina sp.* fosilleri tespit etmişlerdir. Bu alışmacıların Elmalý formasyonu'nun st kesimlerinde tespit ettikleri gerek foraminiferler, gerekse nannoplanktonlarla birimin, Akitaniyen yaşını da kapsadığını, ayrıca st kesiminde *Miogygsina sp.* (İrregularis, grubasus)'nin seyrekte olsa bulunuşu ve çalışma alanı dışında üstte Geç Burdigaliyen-Erken Langiyen yaşlı Uarsu formasyonu ile yer yer diskordanslı, yer yer tedrici geçişli olarak bulunuşu (şenel ve diđ., 1989) birimin Erken Burdigaliyen yaşını da kapsadığını gösterir. Tüm bu verilere göre, Elmalý formasyonu, Geç Lütésiyen-Erken Burdigaliyen yaşlı olarak kabul edilmiştir.

Transgressif zellikli olan Elmalý formasyonu'nun alt kesimleri ile st seviyeleri arasında, belirgin fasiyes farklılığı göze çarpar. Alt seviyeleri genellikle ince bentik ve tabakalı planktonik foraminiferli kalkarenit ara seviyeli, kumtaşı, silttaşı, kiltarı ve marnlardan oluşmaktadır. Bu zellik Elmalý formasyonunun, Geç Lütésiyen-Priaboniyen esnasında iraksak-ortaç türbidit fasiyesinde geliştiğini yer yer planktonik foraminiferler ile birlikte bol bentik foraminiferler içermesi, ortamın resife yakın açık deniz özelliğinde olduğunu gösterir. Elmalý formasyonunun st seviyeleri ince kiltarı, silttaşı ara seviyeli çok kalın tabakalı kumtaşlarından meydana gelmiştir. Yer yer birkaç metrelik polijenik konglomera ara seviyeleri izlenir. Elmalý formasyonunun genellikle bu kısımlarında karbonatlı kayaçlar gözlenmez. Bu zellikleri birimin st kısmının yakınsak-ortaç türbidit fasiyesinde okeldiđini bentik foraminiferlerin bitki kırıntılarının ve yuvarlak çakılların sıkça bulunması, ortamın karaya uzak olmayan resife yakın bir ortam olduğunu gösterir. Kısacası Elmalý formasyonunda, Geç Lütésiyen-Priaboniyen, ortaç-iraksak türbidit fasiyesinde iken; Oligosen-Akitaniyen-Erken Burdigaliyen'nin, yakınsak-ortaç türbidit fasiyesine dönüşmesi, ortamın ilerleyen denizaltı yelpaze özelliğinde olduğunu gösterir (şenel ve diđ. 1989).

Elmalý formasyonu, Fethiye dođusunda, Eosen-Oligosen yařlı Kemer fliři (Erakman ve diđ., 1982), Korkuteli ve Sertaç dolayında Orta-Geç Eosen yařlı karbonat

ara katkılı kırıntılı kayaçlardan oluşan Yavuz formasyonu (Poisson, 1977), Dinar çevresinde allohton konumlu Tersiyer yaşlı kırıntılı kayaçlar (Gutnic, 1977) ve Göçek ve çevresindeki tektonik pencerelerde yüzeyleyen kırıntılı kayaçlar (Graciansky, 1972) ile deneştirilebilir niteliktedir. Ayrıca, formasyonun Ağlasun-Akdağ napı ile Beydağları otoktonu arasında küçük dilim şeklinde yüzeylediği belirtilir (Şenel ve diğ., 1989).

3.3.1.2. Yavuz formasyonu (Pgy)

Çalışma alanının doğu sınırlarında ve tektonik pencere olarak orta kısmında ince-orta tabakalı, kumtaşı, kiltası ve killi mikritik kireçtaşı ile temsil olunan bir istif mostra vermektedir. Bu istif, ilk kez Poisson (1977) tarafından Yavuz ünitesi olarak tanımlanmıştır. Gutnic ve diğ. (1979) çalışmalarında aynı ismi kullanmışlardır. Şenel ve diğ. (1989) ise, Elmalı dolaylarında yaptıkları çalışmalarda formasyonun ismini Yavuz formasyonu olarak adlandırmışlardır.

Yavuz formasyonu inceleme alanında, Kemer ilçesi güneyinde oldukça geniş bir alanda ve İshak köyü güneyinde tektonik pencere olarak mostra vermektedir (EK-I).

Yavuz formasyonu, değişik klastik kaya türlerinden oluşmaktadır. Formasyonu altta, bej, krem, açık gri yer yer çört yumrulu, ince-orta tabakalı, planktonik foraminifer kapsayan mikritik kireçtaşı, detritik kireçtaşı, killi kireçtaşı ve bunlarla ardalanmalı kiltası, kumtaşı oluşturmaktadır. Bu litolojiler üste doğru ince-orta tabakalı, yeşil, gri, yeşilimsi gri renkli, yer yer dereceli tabakalı kumtaşı, kiltası ardalanması ile ince-orta tabakalı, bej, krem, açık kahverenkli, foraminifer ve alg parçaları içeren kireçtaşlarına geçer (Şekil 3.6, Şekil 3.7). Kumtaşı tabakalarının altında akıntı yapıları izlenir. Formasyonun alt seviyelerinde karbonatlı kayaçlar, üstte ise kiltası ve kumtaşlarından oluşan kırıntılı kayaçlar egemen olarak bulunmaktadır.

Çalışma alanında, Yavuz formasyonunun alt ve üst sınır ilişkisi tektoniktir. Birim, altta allohton olan Elmalı formasyonu veya Beydağları otoktonuna ait birimler üzerinde tektoniktir (Aksarı, 2007). Birim üzerine Likya napları düşük açılı bindirme düzlemiyle oturmaktadır.

Poisson (1977) Korkuteli dolaylarındaki çalışmalarında birimin Geç Lütisiyen yaşında olduğunu belirtmiştir. Selçuk ve diğ. (1985) tarafından Gölhisar güneyinde Keller tektonik penceresi olarak adlandırılan Alt Miyosen yüzeylemelerinin üstünde, yazar tarafından genellikle kırıntılılardan oluşan volkanitli, ofiyolitli bir düzeyin yer aldığından bahsedilir. Birim içerisinde gri renkli, sakkoroit dokulu kireçtaşlarında Geç



Şekil 3.6: Kemer güneyinde Yavuz formasyonunda kiltaşlarını gösterir fotoğraf (kuzeydoğudan güneybatıya bakış).



Şekil 3.7: Kemer güneyinde Yavuz formasyonu içerisinde yer alan beyaz renkli ince tabakalı mikritik kireçtaşlarından bir görünüm (kuzeydoğudan güneybatıya bakış).

Eosen'e ait *Morozovella cf. velascoensis* (Cushman) fosili bulmuşlardır. Kuşkulu olmakla beraber bu yüzeylemenin Yavuz formasyonunun özdeşi olduğu düşünülmektedir. Şenel ve diğ. (1989) Elmalı dolaylarında yaptıkları çalışmalarda belirledikleri, *Discocyclus cf. Archiaci*, *Discocyclus cf. nummulitica*, *Discocyclus sella*, *Actinocyclus cf. Radians*, *Asterocyclus cf. Stella*, *Operculina sp.*, *Nummulites sp.*, *Fabiania cassis*, *Gypsinidae*, *Assilina sp.* gibi fosil topluluğuna göre birimin yaşının Geç Lütesiyen-Priaboniyen olduğunu tespit etmişlerdir. Görmüş ve diğ. (2003), Başpınar köyü (Korkuteli) yakınlarında Yavuz formasyonuna ait kumlu seviyelerde, *Nummulites sp.*, *Assilina exponens*, *Distichoplax biserialis*, killi seviyelerde ise, *Globigerina sp.*, *Morozovella cf.* fosillerini saptamışlardır. Birimin yaşını bentik faunaya göre Erken-Orta Eosen olarak vermişlerdir. Bu çalışmada formasyonun yaşı Geç Lütesiyen-Priaboniyen olarak alınmıştır.

Poisson (1977), Korkuteli ve Sertaç dolaylarındaki çalışmasında Yavuz formasyonunun 750 metreden daha kalın olabileceğini belirtir. Şenel ve diğ. (1989) Elmalı civarında formasyonun kalınlığını yaklaşık 460 metre olarak ölçmüşlerdir.

Formasyonun alt düzeylerindeki killi seviyelerde gözlenen *Globigerina*'ların varlığı birimin alt düzeyinin açık deniz ortamında çökeldiğini işaret eder. Üstte doğru kırıntılı çökellerin gözlenmesi ve bunların bentik foraminifer kapsamı sığılağan bir ortamı gösterir. Kısacası, formasyon iraksak-ortaç türbiditik ortamda çökelmiştir (Şenel ve diğ., 1989).

Güneybatı Türkiye'de değişik kaya türü kapsayan Orta-Geç Eosen yaşlı formasyonlar sıkça yüzeyler. Yavuz formasyonu, Antalya kuzeybatısında Korkuteli ve Elmalı dolaylarında Paleosen yaşlı Garipçe formasyonu (Poisson, 1977; Günay ve diğ., 1982), Korkuteli-Tefenni-Elmalı arasındaki bölgede Likya napları içerisindeki Priaboniyen-Geç Lütesiyen yaşlı Varsakyayla formasyonu (Poisson, 1977; Şenel ve diğ., 1989), Beydağları otoktonunun kuzeydoğu kesimindeki Küçükköy formasyonu (Poisson, 1977), Burdur dolaylarındaki Geç Paleosen-Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu (Karaman, 2000) ve Eosen yaşlı Yukarıtirtarlar formasyonu (Koçyiğit, 1983; Karaman, 1986), Isparta-Burdur arasında Kabaktepe formasyonu (Yalçınkaya, 1989), Keçiborlu yöresinde Eosen yaşlı Dereköy formasyonu (Sarıiz, 1985), Dinar kuzeyinde ve kuzeybatısında allokon flişler olarak yorumlanan Geç Lütesiyen-Priaboniyen yaşlı kırıntılı kayalar (Gutnic, 1977) ve Acıgöl güneybatısında İnciler yöresindeki Geç Lütesiyen-Priaboniyen yaşlı kırıntılı kayalar (Sarp, 1976; Poisson, 1977) ile denestirmek mümkündür.

3.3.2. Ofiyolit altı napı (Alt nap)

Ofiyolit altı napı diğer bir deyişle alt nap, daha çok Menderes Masifi ile Beydağları Otoktonu arasında kalan alanın güneybatı uzanımında izlenir. Menderes Masifi güneyi ve güneydoğusunda uzanımları süreklilik gösteren büyük boyutlarda dilimler halindedir (Şenel ve diğ.,1989).

Alt nap birimleri, çalışma alanının güneybatı kesimlerinde süreksiz küçük dilimler şeklinde izlenir. Çalışma alanında bu birimleri, Kömürlükdağı grubuna ait Bıçakçı formasyonu ve Sofular flişi temsil etmektedir.

3.3.2.1. Kömürlükdağı grubu

Tabandan üstte doğru, Jura-Kretase yaşlı kalın tabakalı gri renkli dolomit, orta-kalın tabakalı bej, açık gri renkli dolomitik kireçtaşı, ince-orta tabakalı bej, krem, açık gri renkli yer yer çörtlü mikritik kireçtaşı ile Paleosen-Eosen yaşlı ince-orta tabakalı bej, şarabi renkli killi kireçtaşı, mikritik kireçtaşı, yeşilimsi gri, bej renkli kumtaşı, kıltaşı, konglomera ve üst kısımlarda bloklu fliş içeren istif en iyi şekilde Kömürlükdağı (Çameli, Denizli) ve çevresinde izlendiği için Şenel ve diğ. (1989) tarafından Kömürlükdağı grubu olarak adlandırılmıştır.

Çalışma alanında Jura-Kretase yaşlı dolomit, dolomitik kireçtaşı, mikritik kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşları Bıçakçı formasyonu, üsteki Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı bloklu fliş ise Sofular flişi olarak ayırt edilmiş ve tanımlanmıştır (Şekil 3.1, EK-I).

3.3.2.1.1. Bıçakçı formasyonu (JKb)

Çameli güneyindeki Bıçakçı köyü batısında izlenen dolomit, dolomitik kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşları Erakman ve diğ. (1982) tarafından Gülbahar grubu kireçtaşlarına dahil edilmiştir. Şenel ve diğ. (1989) Likya naplarında yapmış oldukları çalışmada birimin Gülbahar grubu kireçtaşı birimlerinden farklı olduğunu belirlemişler ve birimi Bıçakçı formasyonu olarak adlandırmışlardır. Bu çalışmada da aynı adlama benimsenmiştir.

Bıçakçı formasyonu, inceleme alanının güneybatı kısımlarında Bıçakçı köyü güneydoğusunda bir hat boyunca yüzeylenmektedir. Ayrıca Bıçakçı köyü batısında Kara Tepe ve Çamardı Tepe güneyinde küçük mostralarda halinde yüzeylenmektedir (EK-I).

Bıçakçı formasyonu tabanda kalın tabakalı, yer yer masif görünümlü gri, açık gri, koyu gri renklerde dolomit, dolomitik kireçtaşı ve mikritik kireçtaşı ile başlar. Bu kireçtaşları üzerinde orta-kalın tabakalı bej ve açık gri renkli dolomitik kireçtaşları ve ince-orta tabakalı kalkarenit ara seviyeleri de içeren dolomitize kireçtaşı, kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşı yer alır (Şekil 3.8). Formasyon, en üstte türbidit ara katkılı yer yer dolomitleşmenin olduğu orta tabakalı gri, yeşilimsi gri, pembemsi ve bej renklerde çört yumru ve bantları da içeren bol radyolaryalı mikritik kireçtaşlarıyla sonlanır.

Çalışma alanında Yavuz formasyonu üzerine tektonik olarak gelen Bıçakçı formasyonu üstte Sofular flişine tedrici geçiş gösterir (Şekil 3.1).



Şekil 3.8: Kömürlükdağı kuzeyinde dolomitik kireçtaşlarında ince-orta tabakalanmayı gösterir fotoğraf (kuzeybatıdan güneydoğuya bakış).

Şenel ve diğ. (1989) tarafından birimin kalınlığı 560 metre olarak ölçülmüştür. Çalışma alanı içerisinde tabanı tektonik olarak izlenen formasyonun daha kalın olacağını kabul etmek gerekir. Formasyonu oluşturan kaya birimleri, yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişlidir.

Bıçakçı formasyonunun tabanındaki dolomitik kireçtaşlarında bol gastropod, lamelli kavkı ve alg izlerine rastlanır. Ancak bunlar tanımlanamayacak kadar bozulmuştur. Dolomit ve dolomitik kireçtaşları üzerinde izlenen oolitik ve pelletik

dokulu kireçtaşlarından derlenen örneklerde, Şenel ve diğ. (1989) tarafından *Protopenoroplis striata* WEYNSCHENK, *Trocholina* sp. ve *Valvulinidae* tespit edilmiştir. Bu fosiller bu seviyenin Dogger-Malm yaşında olduğunu gösterir. Bu araştırmacılar kireçtaşlarında tayin ettikleri *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Nauvloculina* sp., *Trocholina* sp. ve *Lagenidae* fosillerine göre Malm yaşını vermişlerdir. Birimin çörtlü mikritlere geçişinde derledikleri örneklerde ise, *Calpionella* sp., *Protopenoroplis* sp., *Lenticulina* sp. tespit etmişlerdir. Bu fosiller çörtlü kireçtaşlarına geçişin Malm-Erken Kretase döneminde olduğunu belgeler. Şenel ve diğ. (1989) formasyonunun en üst kesiminde Hadbergella'lı kireçtaşları tespit etmişler ve bunlarda *Rotalinella* sp., *Hedbergella* sp., *Planomalina* sp. fosilleri bulmuşlardır. Albiyen yaşını veren bu kireçtaşları ile Sofular flişi geçişindeki türbiditik kireçtaşlarında bol Rudist parçaları izlenir. Bıçakçı formasyonunun üstte Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı Sofular flişi tarafından uyumlu olarak örtülmesi ve formasyon içerisinde tespit edilen fosil bulgularına göre yaşının Dogger-Kampaniyen olduğu söylenebilir.

Bıçakçı formasyonunun litolojik özellikleri ve fosil içerikleri birimin Jura'da sığ denizel ortam koşullarında çökeldiğini gösterir. Kretase döneminde ince-orta tabakalı, bol radyolarya ve pelajik formların görülmesi Kretase'de ortamın derinleştiğini yansıtır. Kretase boyunca derin deniz ortamında çökelişini sürdüren Bıçakçı formasyonunda, zaman zaman türbiditik akıntılar da egemen olmuştur (Şenel ve diğ., 1989).

3.3.2.1.2. Sofular flişi (Pgs)

İnceleme alanının güneybatı kısımlarında altta karbonat ve kırıntılı kayaçlar, üstte olistostrom fasiyesinde bloklu fliş içeren bir birim yüzeylemektedir. Birim, Erakman ve diğ. (1982) tarafından Camialanı formasyonu olarak adlandırılmıştır. Şenel ve diğ. (1989) çalışma alanının güneyindeki Sofular köyü ve çevresinde yüzeyleyen benzer birimleri Sofular flişi olarak tanımlamışlardır.

Sofular flişi, alt kısımlarda ince-orta yer yer kalın tabakalı şarabi renkli mikrit, gri, yeşilimsi gri renkli killi kireçtaşı, mikritik kireçtaşı ve gri, yeşilimsi gri, bej renkli kumtaşı, kiltası ve konglomera aralanmasından oluşmaktadır. Formasyon içerisindeki konglomeralar ince tabakalı gri, koyu gri, yeşilimsi gri, sarımsı yeşil, kırmızımsı renkli taneleri yarı yuvarlak ve köşeli çört, kireçtaşı yer yer ofiyolit içeren çakıllardan oluşmaktadır. Kumtaşları ise, ince-orta tabakalı yeşilimsi gri ve kahverenkli dir. Konglomera ve kumtaşları formasyon içerisinde değişik kalınlıklarda mercak ve

kamalar şeklinde bulunur. Formasyon üst kısmında içerisinde değişik boyutta kireçtaşı, radyolarit, çört ve ofiyolitik kayaç olistolitleri bulunduran matriksi çakıl, kum, kil ve silt olan olistostroma geçer (Şekil 3.9). Sofular flişinin üst seviyesinde yer alan olistostrom içerisindeki olistolitler değişik türde kayaçlardan oluşur. Olistolitlerin boyutları santimetre mertebesinde onlarca metre boyutuna kadar değişmektedir. Matriksi oluşturan kayaçlarda genelde tabakalanma gözlenmez. Seyrek olarak ince-orta yer yer kalın tabakalanma ve laminalanma izlenebilir.



Şekil 3.9: Bıçakçı köyü güneydoğusunda Sofular flişi içerisinde yer alan olistolitlerden bir görünüm (kuzeybatıdan güneydoğuya bakış).

Altta Bıçakçı formasyonu ile tedrici geçişli olan Sofular flişi, orta naplara ait Yeşilova ofiyolitleri tarafından tektonik olarak örtülür (Şekil 3.1).

Sofular flişinde fosil, yok denecek kadar azdır. Yalnız formasyonun tabanında yer alan mikritlerde Şenel ve diğ. (1989) tarafından *Globotruncanidae* izlenmiş, tür ve genus tespit edilememiştir. Aynı çalışmacılar, birimin daha üst seviyelerinde ise, *Globigerina sp.*, *Globigerinidae* ve *Stomiospho* yanısıra taşınmış rudist parçaları ve *Orbitoides* tespit etmişlerdir. Buna göre birimin yaşının en azından Senoniyen olası Maastrichtiyen'le başlayıp, Paleosen'e kadar sürebileceğini ve bu nedenle birime Maastrichtiyen-Paleosen yaşını vermişlerdir.

Birim, altta pelajik formlu değişik kaya türleri ile temsil olunur. Formasyonun alt kısmındaki litolojik özellikleri, duraysız derin deniz ortamını yansıtır. Üst kısımda gözlenen olistostrom ise ortamda, tektonik aktivitenin oldukça arttığını gösterir. Bloklarda izlenen düzensizlik ve çeşitlilik ise blok veren kayaçların çeşitliliğini yansıtır. Ayrıca birim içinde gözlenen sinsedimanter kıvrımlar, kırıklar, biçim bozulmaları, moloz akmaları ve olistolitlerde çeşitliliğin üstte doğru oldukça artması, hatta ofiyolit topluğuna ait blokların havza içine girmesi ve üstte değişik yapısal birimlerin tektonik olarak örtülmesi ortamda, yatay hareketlerin etkin olduğunu ve naplaşma yapılarının geliştiğini yansıtır (Şenel ve diğ., 1989).

3.3.3. Ofiyolit napı (Orta nap)

Likya napları içinde yer alan ofiyolitli kayaçlar, ofiyolitli olistostrom ve melanjlara ve ofiyolitler üzerindeki fliš birimleri ofiyolit napı (orta nap) olarak tanımlanmaktadır.

İnceleme alanında, ofiyolit napına ait Yeşilova ofiyolitleri, Kızılcadağ ofiyolitli melanji ve İkizpınarı fliši olmak üzere üç birim yer almaktadır (Şekil 3.1; EK-I).

3.3.3.1. Yeşilova ofiyoliti (Kyo)

Bölgedeki ofiyolitler, Kaaden ve Metz (1954); Bassaget, (1966); Richard (1967); Tatar (1968); Brunn ve diğ. (1971); Graciansky (1972); Sarp (1976); Sarıkaya ve Seyrek (1976); Poisson (1977); Çapan (1979) gibi pek çok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Menderes masifi ile Beydağları otoktonu arasındaki peridotit, dünit, gabro, diyabaz vb. kayaçlar, Yeşilova-Tefenni ofiyolitleri (Sarıkaya ve Seyrek, 1976), Yeşilova ofiyolitleri (Sarp, 1976), Marmaris ofiyoliti (Çapan, 1979), Peridotit napı (Graciansky, 1972) şeklinde tanımlanmıştır. Şenel ve diğ. (1989) bölgede Likya naplarında yaptıkları çalışmada birimi, Marmaris-Yeşilova ofiyolitleri olarak adlandırmışlardır. Bu çalışmada Yeşilova ofiyoliti ismi kullanılmıştır.

Çalışma alanında Yeşilova ofiyolitleri, oldukça geniş yüzlekler göstermesine karşın, yer yer küçük yüzlekler halinde de izlenebilmektedir. Ofiyolitler, Tefenni, Karamanlı, Çavdır, Gölhisar ilçe merkezleri ve çevresinde, Bayır, Kozağaç, Karaköy, Belkaya köyleri ve çevresinde oldukça geniş bir alanda yüzeylenmektedir. Ayrıca Kızılcadağ ofiyolitli melanji içerisinde olistolit olarak görülebilmektedir (EK-I).

Bölgedeki ofiyolitlerin tamamına yakın bölümünü tektonit olarak kabul edilen, harzburjitler, dünitler ve bunları kesen mafik dayklar oluşturmaktadır (Şekil 3.10, Şekil 3.11). İnceleme alanlarındaki tektonitlerde harzburjitler daha yaygın olarak bulunur. Dünitler tektonitler içerisinde bant ve mercekler şeklinde izlenir. Harzburjit ve dünitler arasındaki dokanak geçişlidir. Dünitlerin daha çok kromit yatakları çevresinde yer aldıkları görülür. Harzburjitler arazide kırmızımsı, sarımsı kahverengi görünümündedir. Taze kırık yüzeyleri açık yeşil-yeşil tonlarında olup, serpantinleşmiş örnekleri koyu yeşil-siyah renklidir. Serpantinitler, genellikle tektonit-kümülat dokanağında tektonik hatlar boyunca veya harzburjit ve dünitleri kesen damar kayaçlarının kenar kesimlerinde görülmektedir. Serpantinitler, birimlerin dokanaklarında ezilmeden dolayı yapraksı görünüm kazanmışlardır. Çalışma alanında görülen mafik dayklar tektonitik harzburjit ve dünitleri kesmektedirler. Genellikle diyabaz, piroksenit bileşimli olan mafik dayklar çevre kayaçlara göre daha sert bir morfoloji gösterirler. Tektonitler üzerinde tektonik ilişkili olarak kümülatlar yer alır. Kümülatlar dunit, verlit, piroksenit, katmanlı gabro vb. kaya türü aralanmasından oluşmaktadır (Şenel ve diğ., 1989). Buradaki dunitler, harzburjitler içerisinde hemen hemen her seviyede içyapıyla uyumlu katmanlar ve düzensiz mercekler şeklinde bulunmaktadır. İçlerinde saçılımlı nodüllü ya da çizgisel yapılı kromit bantları içerirler.

Bilindiği gibi, ofiyolitlerde oluşum ve yerleşim yaşı olmak üzere iki yaş söz konusudur. Yeşilova ofiyolitlerinin levha dayk kompleksi ve volkanotortulları yer almamaktadır. Bu nedenle buradaki ofiyolitlerin oluşum yaşını saptamak imkansızdır. Thuizat ve diğ. (1981), Yeşilova ofiyolitleri içindeki metamorfik dilimlerde (amfibolitlerde) K-Ar yaş tayini yapmışlar ve yaşını (102 ± 4) , (104 ± 4) my olarak bulmuşlardır. Bu araştırmacılar, ofiyolitler içindeki metamorfik dilimlerin okyanus kabuğunun kendi içinde ilk ekaylanmaları sırasında gelişebileceklerini varsayarak, buradaki metamorfizma yaşının yaklaşık 100 my olduğunu ve ofiyolitlerin okyanus içi ilk ekaylanmalarının ofiyolit oluşumundan 10 my sonra gerçekleştiğini kabul ederek, Yeşilova ofiyolitlerinin oluşum yaşının en az 110 my önce olduğunu belirtmişlerdir. Bu oluşum yaşı kabul edilirse birimin oluşum yaşı Erken Kretase'nin geç evresi (Apsiyen-Albiyen) olduğu söylenebilir. Ofiyolitlerin ilk yerleşimi Kampaniyen-Maastrihtiyen'de gerçekleşmiştir (Sarp, 1976; Poisson, 1977; Sarıkaya ve Seyrek, 1976; Şenel ve diğ., 1989, Aksarı, 2007).



Şekil 3.10: Yuvalak köyü güneybatısında yer alan ofiyolitlerden bir görünüm (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış).



Şekil 3.11: Niyazlar köyü güneyinde serpentinitlerden bir görünüm (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış).

İnceleme alanlarındaki ofiyolitik seride levha dayk kompleksi ve yastık lavlar yer almamaktadır. O nedenle inceleme alanlarındaki ofiyolitik seri eksik dizi karakterli bir ofiyolit topluluğunu temsil etmektedir (Şenel ve diğ., 1989).

Güneybatı Türkiye'deki ofiyolitler, Kampaniyen-Maastrichtiyen (Monsiyen-Tanesiyen öncesi), Orta-Geç Eosen (Geç Paleosen-Erken Eosen sonu ve sonrası, Oligosen öncesi) ve Erken Langiyen olmak üzere en az üç kez büyük yerleşmelere sahne olmuştur (Şenel ve diğ., 1989, Aksarı, 2007).

3.3.2. Kızılcaadağ ofiyolitli melanji (Km)

Çalışma alanındaki, ofiyolit topluluğuna ait karışmış çok çeşitli yabancı bloklar içeren kaotik karmaşık yapılı birim, Poisson (1977) tarafından, Kızılcaadağ melanji olarak adlandırılmıştır. Erakman ve diğ. (1982) yaptıkları çalışmalarda benzer birimleri Girdev melanji olarak tanımlamışlardır. Aynı çalışmacılar, Likya napılarının güney batısında Peridotit napı altında izledikleri karmaşığı ise Kertmeç melanji olarak tanımlamışlardır. Şenel ve diğ. (1989) Elmalı (Antalya)-Yeşilova (Burdur) arasında yaptıkları çalışmalarda, Poisson (1977) tarafından Yeleme formasyonu olarak tanımlanan Maastrichtiyen yaşlı ofiyolitli olistostromun, çoğu yerde Kızılcaadağ melanji ile birlikte bulunduğunu belirlemişler ve birimi Kızılcaadağ ofiyolitli olistostromal melanji olarak yeniden adlandırmışlardır. Şenel ve Bölükbaşı (1997) ise, birimi Kızılcaadağ ofiyolitli melanji olarak yeniden adlandırmışlardır.

Birim, inceleme alanında, Mürseller, Bademli, Bedirli, Çaltepe, Belkaya, Belenli, Uylupınar, Hisarardı, Çörten köyleri ile Karamanlı ve Tefenni çevresinde oldukça geniş alanlarda mostra vermektedir (EK-I).

Kızılcaadağ ofiyolitli melanji, çoğunluğu ofiyolit topluluğundan, ultramafit tektonitlerin, ileri derecede serpantinleşmiş kayaçlarından meydana gelmiştir. Bunun dışında ofiyolit topluluğuna ilişkin diğer kayaçlar ile ortama tamamen yabancı Permian-Geç Kretase yaşlı kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, dolomit, radyolarit, çört, volkanit ve benzeri kayaçların yanısıra Likya napılarının diğer birimlerine ait parçalar yoğun olarak bulunur (Şekil 3.12, Şekil 3.13). Matriksi tamamen serpantin olan bu karmaşıktaki diğer kaya türleri değişik boyuttadır ve gelişi güzel dağılım göstermektedir. Yabancı bloklar da kapsayan bu karmaşık yer yer olistostromlarla birlikte bulunur.



Şekil 3.12: Yuvaköy kuzeydoğusunda Kızılcadağ ofiyolitli melanjı içerisinde yer alan serpantin olistoliti (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış).



Şekil 3.13: Bedirli köyü kuzeydoğusunda Kızılcadağ ofiyolitli melanjı içerisinde yer alan kireçtaşı olistoliti (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış).

Çalışma alanında, Kızılıcadağ ofiyolitli melanji genellikle alt naplar ve Yeşilova ofiyolitleri üzerinde tektonik olarak bulunmaktadır. Birim üst nap birimlerine ait kireçtaşları tarafından tektonik olarak örtülmektedir (Şekil 3.1). Bazı alanlarda transgressif özellikteki Mamatlar ve Varsakyayla formasyonları tarafından açısız uyumsuz olarak örtülmektedir (EK-I).

İnceleme alanında Kızılıcadağ ofiyolitli melanjinin transgressif olarak Monsiyen-Tanesiyen yaşlı Mamatlar formasyonu (Şenel ve diğ., 1989) tarafından örtülmesi, birimin Monsiyen-Tanesiyen öncesi oluştuğunu gösterir. Melanj ve olistostrom içinde Permiyen'den Kretase'ye kadar oluşmuş kayaç parçaları sıkça bulunmaktadır.

Kızılıcadağ ofiyolitli melanjinin yaşı Sarp (1976) ve Poisson (1977) tarafından Geç Senoniyen olarak belirtilmiştir. Şenel ve diğ. (1989) ise, Kızılıcadağ ofiyolitli melanjinin oluşum yaşını geniş anlamda Geç Senoniyen, dar anlamda Kampaniyen-Maastrihtiyen olarak kabul etmektedirler.

Kızılıcadağ ofiyolitli melanjinin oluşumu, ofiyolit kütlesi üzerine kireçtaşı naplarının yerleşimi ile gerçekleşmiştir. Ancak bölgedeki, Yeşilova ofiyolitinin ilk yüzeylemesi sırasında oluşan, ofiyolitli olistostrom ve melanji ile ofiyolit üzerine kireçtaşı naplarının yerleşimi sonucu oluşan ofiyolitli olistostrom ve melanjını birlikte kapsamaktadır. Birim ilk deformasyona Geç Senoniyen'de daha sonra Eosen ve Erken Langiyen sürüklenimleri sırasında da deformasyona uğramıştır (Şenel ve diğ., 1989; Bilgin ve diğ., 1990).

Erakman ve diğ. (1982) Antalya güneybatısındaki çalışmalarında tanımladıkları Haticeana, Sandak ve Girdev serileri üzerinde, peridotit napı altında izledikleri melanji Kertmeç melanji olarak adlandırmışlar ve yaşının Geç Kretase olabileceğini vurgulamışlardır.

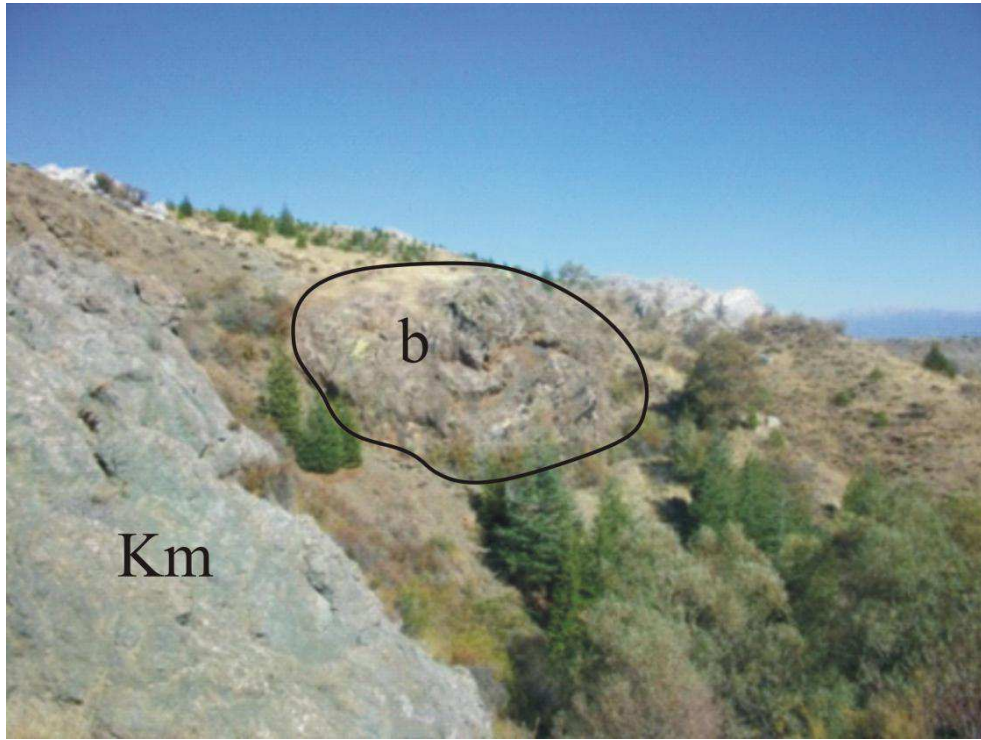
Hoyran gölü batısında (Gutnic ve diğ., 1979; Öztürk, 1989), Şarkikaraağaç ve çevresinde (Öztürk ve diğ., 1986), Orta Toroslarda (Özgül, 1976 ve Monod, 1977), Antalya körfezi batısında (Brunn ve diğ., 1973; Marcoux, 1979; Şenel, 1980), Başpınar yöresinde (Korkuteli) Yeleme olistostromu (Şenel ve Bölükbaşı, 1997; Görmüş ve diğ., 2003) ve Yeleme formasyonu (Poisson, 1977) gibi benzer özellikte karmaşıklardan bahsedilir. Graciansky (1968), Kızılıcadağ Ofiyolitli melanji'nin Gansser'in (1974) renkli melanji, Bailey ve Callier'in (1954) Ankara melanji, Brunn ve diğerleri'nin (1970) ofiyolitli melanji ile aynı olduğunu ileri sürmektedir.

3.3.2.1. Erentepe bazalt üyesi (b)

Kızılcadağ ofiyolitli melanjı içinde, değişik boyutta bazalt blokları bulunur. Bu bloklar ilk kez Şenel ve diğ. (1989) tarafından haritalanarak bazalt blokları olarak adlandırılmıştır. Aksarı (2007) tarafından Elmalı kuzeyinde Likya naplarında yapılan çalışmada bazalt olistolitleri haritalanmış ve Erentepe bazalt üyesi olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da aynı adlama benimsenmiştir.

Bazalt olistolitlerinin çoğunun küçük boyutlu olması nedeniyle haritalaması güçtür. İnceleme alanında yalnız Karataş Gölü doğusunda haritalanabilecek boyutlarda bazalt blokları mevcuttur (EK-I).

Bazalt blokları, koyu kahverenkli masif görünümlü olup, yer yer yastık yapısı gösterirler (Şekil 3.14). Birim yaygın olarak spilitleşmiştir.



Şekil 3.14: Mürseller kuzeydoğusunda Kızılcadağ ofiyolitli melanj içerisinde yer alan bazalt olistoliti (b: Bazalt olistoliti, Km: Kızılcadağ ofiyolitli melanjı, güneybatıdan kuzeydoğuya bakış).

Araştırılan alanda bazalt bloklarının peridotit ve benzeri ofiyolitli kayalar içerisinde bloklar halinde olduğu gözlenmiştir. Üstte yer yer Monsiyen-Tanesiyen yaşlı Mamatlar formasyonu ve Geç Lütesiyen-Priaboniyen yaşlı Varsakyayla formasyonu tarafından transgressif olarak örtülür. Bazı alanlarda ise Gülbahar ve Domuzdağ grubları tarafından tektonik olarak örtülür (Şenel ve diğ., 1989).

Çalışma alanında birime yaş verecek veriler elde edilememiştir. Ancak Monsiyen-Tanesiyen yaşlı transgressif özellikteki Mamatlar formasyonu tarafından örtülmesi (Şenel ve diğ., 1989), Monsiyen-Tanesiyen'den daha yaşlı olduğunu belgeler. Ayrıca birimin Kızılcadağ ofiyolitli melanji içinde yer alması en azından Kızılcadağ ofiyolitli melanji'nın oluşum yaşından (Geç Senoniyen) daha yaşlı olduğunu gösterir. Bu çalışmada birimin yaşı Kretase olarak alınmıştır.

Bazaltların oluşumu hiç şüphesiz bazik mağmatizma sonucu gelişmektedir. Ancak, Yeşilova ofiyolitlerinin oluşumu ile ilgisinin bulunmadığını kimyasal analiz sonuçları göstermiştir (Şenel ve diğ., 1989). Teke Toroslarında günümüze kadar yapılan çalışmalarda benzer gabro-bazalt ikilisinden bahsedilmez.

3.3.3. İkizpınarı flişi (Ki)

Likya napları içindeki diğer flişlerle ilişkisi kurulamayan, Dirmil kuzey doğusundaki Çaldağ ile Koçaş Dağı arasında yüzeyleyen, Maastrichtiyen yaşlı kırıntılı kayaçlardan oluşan birim, Şenel ve diğ. (1989) tarafından İkizpınarı flişi olarak adlandırılmıştır.

Birim, tabanda şarabi, yeşilimsi, grimsi yeşil, koyu kahverenkli değişik kalınlıklarda konglomeratik kireçtaşı, kumlu, killi kireçtaşı ve kumtaşı ara seviyeleri içeren kiltası, marn ve silttaşı araldanmasıyla başlar. Bu litolojiler üste doğru orta tabakalı yeşilimsi, şarabi, sarımsı renkli yer yer ince taneli konglomera, kumtaşı mercek ve bantları da içeren kiltası, silttaşı ve kumtaşı araldanmasıyla devam eder. Fliş en üstte orta-kalın tabakalı, gri, açık gri renkli konglomeratik kireçtaşı ve ince-orta yer yer kalın tabakalı silttaşı, kiltası ve kumtaşı araldanmasıyla sonlanır (Şekil 3.15, Şekil 3.16).

Araştırma alanı içinde İkizpınarı flişinin tabanı izlenmez. Dirmil kuzeyinde Yeşilova ofiyolitleri üzerinde tektonik olarak bulunur. Birim üstte Gülbahar grubu kireçtaşları tarafından tektonik olarak örtülür (Şekil 3.1).

İkizpınarı flişinin kalınlığı, Çaldağ ile Koçaş Dağı arasındaki İkizpınarı'nda yaklaşık 250 metre olarak ölçülmüştür (Şenel ve diğ., 1989). Birimin kaya türleri yanal ve düşey yönde birbirlerine geçiş göstermektedir.

Birim içerisinde Şenel ve diğ., (1989) *Globoturuncanita stuarti*, *Globotruncana sp.*, *Globigerinidae*, *Ophthalmididae*, *Milliolidae*, *Textularidae* ve *Rotalidae* gibi fosiller tespit etmişlerdir. Elde edilen bu fosil bulgularına göre birimin yaşı Maastrichtiyen olarak kabul edilmiştir.



Şekil 3.15: Çaltepe güneydoğusunda İkizpınarı flişi içerisindeki kirli sarı renkli, laminalı kumtaşı (güneydoğudan kuzeybatıya bakış).



Şekil 3.16: Dirmil kuzeyinde İkizpınarı flişi içerisindeki konglomeratik özellikli kireçtaşı birimini gösterir fotoğraf (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış).

İkizpınarı flišinin kaya türü özellikleri ve kapsadığı fosiller, birimin derin denizel ortam koşullarında çökelmiş olduğunu yansıtır. Birimde izlenen akıntı yapıları ve derecelenmeler, ortamda türbiditik akıntılarının da etkin olduğunu göstermektedir. Genelde, ince taneli kırıntılı kayalardan oluşan birim içinde seyrekte olsa çok ince konglomera seviyeleri izlenir. Buna karşın, kırıntılı karbonat kayalar daha fazladır. Yer yer mikritik dokulu kireçtaşı bantlarında görülebilmektedir. Tüm bu özellikleri birimin ortaç-ıraksak türbiditik karakterde olduğunu göstermektedir (Şenel ve diğ., 1989).

3.3.4. Ofiyolit üstü naplar (üst naplar)

Likya Napları içindeki diğer yapısal birimlerden, stratigrafik farklılıklar sunan ve ofiyolit napı üzerinde tektonik olarak yer alan ofiyolit üstü naplara ait birimler, Kozağaç, Gülbahar ve Domuzdağ grupları içerisinde incelenecektir.

3.3.4.1. Kozağaç grubu

Likya Napları içinde Domuzdağ grubuna benzeyen, ancak Domuzdağ grubunda olduğu gibi stratigrafik boşluklar içermeyen, altta Geç Triyas-Liyas yaşlı karbonatlar, üstte Dogger-Kretase yaşlı çörtlü kireçtaşı ve en üstte sıvamalar halinde Globotruncanalı kırmızı mikritler kapsayan kayaç topluluğu Çavdır (Burdur) güneyindeki Kozağaç kasabası ve çevresinde yaygın olarak yüzeyletiğinden, Şenel ve diğ. (1989) tarafından Likya naplarında yapılan çalışmalarda Domuzdağ grubundan ayırmak amacıyla Kozağaç grubu olarak adlandırılmıştır. Kozağaç grubunu oluşturan alttaki neritik karbonatlar, Yuvadağı formasyonu, üstteki çörtlü kireçtaşları ise Çatlıca formasyonu olarak ayırtlanmış ve haritalanmıştır (EK-I).

3.3.4.1.1. Yuvadağı formasyonu (TrJy)

İnceleme alanı içinde, masif görünümlü, kalın tabakalı kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve kristalize kireçtaşından yapılmış birim, Şenel ve diğ. (1989) tarafından Yuvadağı formasyonu olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanının güneydoğu kısmında Yuvadağı ve dolayında Aktaş Tepe ve çevresinde, Çavdır dağı dolayında, Kozağaç kasabası batısında, Yuvadağı çevresinde ve Bayır köyü çevresinde yüzeylemektedir (EK-I, EK-II). Ofiyolitler üzerinde değişik

boyutta klipler halinde, Kızılcadağ ofiyolitli melanjı içinde irili ufaklı olistolit ve tektonik bloklar halinde bulunur. En üstte izlenen globotruncanalı mikrit sıvımaları haritalanamıyacak derecede küçük ve ender izlendiğinden haritalanmamıştır.

Birim genellikle masif görünümlü kalın tabakalı, bazen orta tabakalı, bej, açık kahve, kirli beyaz renkli dolomitik kireçtaşı ve kristalize neritik kireçtaşlarından meydana gelmiştir (Şekil 3.17). Bol algli, seyrek gastropod ve megalodon izleri kapsayan bu kayaçlar, sert ve bol çatlaklıdır. Çoğunlukla intrasparit, intrabiyosparit, seyrek mikrit ve biyomikrit özelliktedir. Üstte yer yer ammonitico-rosso fasiyesinde çökelmiş orta-kalın tabakalı yer yer krinoid ve ammonit izleri içeren kireçtaşları ve bunlar arasında kamalanan breşik kireçtaşları bulunur. (Şenel ve diğ. 1989).



Şekil 3.17: Yuvadağı formasyonunda bej, kirli beyaz renkli kireçtaşlarının genel görünümü (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış).

Ofiyolit napı birimleri üzerinde tektonik olarak bulunan Yuvadağ formasyonu, üst kısımda uyumlu olarak Çatlıca formasyonuna geçer (Şekil 3.1). Yaklaşık olarak 700 metre kalınlık sunan Yuvadağ formasyonunda araştırma alanı içinde yanal değişimi gözlenmez (Şenel ve diğ., 1989).

Yuvadağı formasyonunun kaya türü özellikleri ve fosil kapsamı, sığ denizel ortam koşullarında çökeldiğini yansıtır. Üstte yer yer izlenen ammonitico-rosso fasiyesi

ve bu fasiyesteki breşler, ortamın aniden derinleştğini ama bu derinliğin fazla olmadığını gösterir (Şenel ve diğ., 1989).

Yuvadağ formasyonunda azda olsa megalodon, lamelli izlerine rastlanır. Şenel ve diğ. (1989) tarafından formasyonun alt kesimlerinden derlenen örneklerde; *Involutina sinuosa* (WEYNSCHENK), *Involutina sp.*, *Endothyra sp.*, *Endothyranella sp.*, *Ophthalmidium sp.*, *Glomospirella sp.* fosilleri tespit edilmiştir. Bu fosil topluluğu, birimin alt kısmının Geç Triyas yaşlı olduğunu gösterir. Aynı çalışmacılar Yuvadağ formasyonunun üst kısımlarında derledikleri örneklerde, *Glomospira sp.*, *Trochammina sp.*, *Anamobaculites sp.*, *Agathammina sp.*, *Galeariella sp.*, *Sigmoilina sp.*, *Nodosaridae*, *Duostominidae*, *Gastropod*, *Alg (Dascycladaceae, Thaumtoporella)*, *Spikül*, *Ekinid diki*, *Lamelli*, *Ostrocod* üst kesimde ise, *Involutina liassica* (JONES), *Ophthalmidium mantena* FARINACCI, *Glomospirella sp.*, *Endothyra sp.*, *Agathammina sp.*, *Trocholina sp.*, *Trochammina sp.*, *Ophthalmidium sp.*, *Fronicularia sp.*, *Ammodiscus sp.*, *Radiolaria sp.*, *Nodosaridae*, *Textularidae*, *Ostrocod*, *Alg*, *Lamelli*, *Ammonit* fosillerini tespit etmişlerdir. Yuvadağ formasyonunun gerek alt kesiminde gerekse üst kesiminde izlenen fosil topluluğu birimin, Geç Triyas-Liyas yaşlı olduğunu gösterir.

3.3.4.1.2. Çatlca formasyonu (JKÇ)

Yuvadağ formasyonu üzerinde geçişli olarak bulunan kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşları, Şenel ve diğ. (1989) tarafından Çatlca formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Çatlca formasyonu, inceleme alanının güney kısmında Yamadı, Uylupınar köyleri ve çevresinde, Zeynin Tepe, Koca Tepe, Kerpice Tepe ve çevresinde yüzeylemektedir (EK-I). Ofiyolitler üzerinde değişik boyutta klipler halinde, Kızılcadağ ofiyolitli melanj içinde irili ufaklı olistolit ve tektonik bloklar halinde bulunur.

Formasyonun litolojisi, genelde alt kısımlarda dolomitik kireçtaşı ara seviyeleri içeren ince-orta-kalın tabakalı bej, krem, pembe ve açık gri renkli çörtlü kireçtaşlarından oluşmaktadır. Çört yumruları ve bantları altta gri, açık gri ve bej renkli, üstte ise kırmızı renklidir. Üstte yer alan kireçtaşları, genellikle kırmızı renkli mikrit, bol radyolaryalı mikrit ve bazen biyomikrit, intramikrit, intrabiyomikrit özelliktedir. Çatlca formasyonu, Likya naplarındaki diğer yapısal birimlerdeki özdeş yaşlı çörtlü kireçtaşlarından oldukça az çört kapsamı ve yer yer çörtsüz seviyelerle dolomit ve dolomitik kireçtaşı içermesi ile ayırt edilir (Şenel ve diğ. 1989).

Altta Yuvadağı formasyonu ile geçişli olan Çatlınca formasyonu üstte Orhaniye formasyonu tarafından tektonik olarak örtülür. Yaklaşık 400 metre kalınlık sunan Çatlınca formasyonunun, araştırma alanı içinde yanal değişimi gözlenmez (Şenel ve diğ., 1989).

Kızılcadağ ofiyolitli melanjı üzerinde tektonik olarak izlenen bu birimin üst sınır ilişkisi araştırma alanında izlenmez. Birim Likya naplarının diğer üst nap birimleri tarafından tektonik olarak örtülmektedir (Şekil 3.1).

Şenel ve diğ. (1989) tarafından formasyonun değişik seviyelerinden elde edilen örneklerde, *Trochammina sp.*, *Trocholina sp.*, *Pseudocyclammina sp.*, *Protoperoplis sp.*, *Ophthalmidium sp.*, *Ammobaculites sp.*, *Valvulina sp.*, *Nautilonulina sp.*, *Radiolaria sp.*, *Valvulammina sp.*, *Miliolidae*, *Textularidae*, *Lamelli* ve *Ostracod* fosilleri tespit edilmiştir. Bu fosil topluluğu, altta geçişli olarak Geç Triyas-Liyas yaşlı Yuvadağı formasyonu, üstte uyumsuz olarak bulunan Koniasiyen-Kampaniyen yaşlı globotruncanalı mikritlerin bulunuşu birimin Dogger-Geç Kretase yaşında olduğunu gösterir (Şenel ve diğ., 1989).

Birimin kaya türü özellikleri ve fosil içeriği derin denizel ortamda çökeldiğini gösterir. Ancak yer yer tabakalanmaların kalın oluşu ve bentik formların bulunuşu, bu ortamın pek fazla derin olmadığını yansıtır.

3.3.4.2. Gülbahar grubu

Likya napları içinde, özellikle Burdur-Elmalı-Korkuteli-Acıgöl çevresinde oldukça yaygın olarak yüzeyleyen çok fazla kıvrımlı ve kırıklı özellikte bulunan ve genelde çörtlü kireçtaşlarından oluşan birim, Poisson (1977) tarafından Gülbahar ünitesi olarak tanımlanmıştır. Ersoy (1989) ise, Fethiye (Muğla) - Gölhisar (Burdur) arasında yaptığı çalışmalarda benzer birimleri Dutdere grubu olarak adlandırmıştır. Şenel ve diğ. (1989) aynı istifi Gülbahar grubu olarak adlandırmışlardır. İnceleme alanında Gülbahar grubu Orhaniye ve Yeldeğirmenitepe formasyonlarından oluşmaktadır.

2.3.4.2.1. Orhaniye formasyonu (JKo)

Çalışma alanında geniş bir yer kaplayan genelde çörtlü kireçtaşları, çört ve radyolaritlerden oluşan birim, ilk kez Poisson (1977) tarafından Gülbahar ünitesi içerisinde incelenmiştir. Şenel ve diğ. (1989) Çameli (Denizli) - Elmalı (Antalya) -

Yeşilova (Burdur) arasındaki bölgede yaptıkları çalışmalarda benzer birimleri Gülbahar grubu içerisinde Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları olarak ayırt etmişlerdir. Ersoy (1989) ise, Fethiye (Muğla) dolaylarında yaptığı çalışmalarda benzer litolojileri, Kaymaklı formasyonu adı altında tanımlamıştır. Son olarak Şenel ve Bölükbaşı (1994) tarafından Orhaniye formasyonu olarak yeniden adlandırılmıştır.

Orhaniye formasyonu, inceleme alanının doğusunda Çaldağı, Koçaş Dağı, Kızıldağ, Karadağ ve Akdağ, orta kısımlarda Ermenidağı gibi yüksek kesimlerin zirvesini oluşturmaktadır (EK-II). İnceleme alanında Gölhisar batısında Kızıltaş Tepe, Kızılca Tepe ve Kelali Tepe ve çevresinde, İshak köyü kuzeydoğusunda, Kuşdili köyü doğusunda Düzçam Tepe ve çevresinde, Asmalı köyü güneyinde, Kızılyaka köyü doğusunda Kirmen Tepe ve çevresinde, Çameli kuzeybatısında Değirmentaşı Tepe ve çevresinde, Tefenni ve çevresinde Belenli köyü güney kısımlarında Manca köyü kuzey kesimlerinde, Başpınar köyü doğusunda, Bayramlar köyü güneydoğusunda, Çal Tepe çevresinde ve Boztaş Tepe doğusunda olacak şekilde çok geniş bir alanda mostra vermektedir (EK-I). Ayrıca tüm birimler üzerinde klip olarak, melanjlar ve olistostromlar içinde bloklar şeklinde de yer almaktadır (EK-I).

Orhaniye formasyonunun egemen litolojisini, bazik volkanik ve kalkarenit ara seviyeli ince-orta yer yer kalın tabakalı gri, açık gri, bej, krem, kırmızı renkli çört yumru ve bantlı mikritik kireçtaşları oluşturmaktadır (Şekil 3.18). Kayaçlar çok fazla kıvrımlı kırıklı yapı sunmaktadır. Bu birimler bazı yerlerde kalın tabakalı kireçtaşı ara seviyeleri kapsar. Çörtlü kireçtaşlarındaki çörtler genellikle gri, koyu gri, kırmızı, bej, krem ve pembemsi renklidir. Bademli kuzeyinde orta-kalın tabakalı, gri renkli dolomitik kireçtaşları Orhaniye formasyonu içerisine dahil edilmiştir.

Orhaniye formasyonu, ofiyolitli melanj, bloklu flişler ve kendisiyle eş zamanlı diğer yapısal birimlerle tektonik olarak bir arada bulunmaktadır. Orhaniye formasyonu üstte Yeldeğirmenitepe formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Şekil 3.1). Ayrıca melanj ve olistostrom içinde bloklar halinde ve yer yer diğer yapısal birimler üzerinde tektonik olarak bulunduğu da gözlenir.

Ersoy (1989), Fethiye dolaylarında formasyonun tabanında ammonit fosili bularak formasyonun yaşını Liyas ile başlatmaktadır. Formasyonun üst kısımlarında *Globotruncana lapparenti* (Brotzen) gibi pelajik fosil bulgularıyla birimin yaşını Orta Maastrichtiyen'e kadar çıkarmaktadır. Şenel ve diğ. (1989) benzer birimlerin tabanında *Thaumatoporella sp.*, *Trocholina sp.*, *Valvulina sp.*, *Calpionella sp.*, *Hedbergella sp.*, *Globigerinidae*, *Globigerinelloides sp.*, *Rotalia* ve üst kısımlarında *Globotruncana*

bulloides VOGLER, *Hedbergella* sp., *Cuneolina* sp., *Heterohelix* sp., *Miliolidae* gibi fosiller tayin etmişlerdir. Aksarı (2007), Gökseki Tepe (Elmalı, Antalya) dolaylarında *Globotruncana* fosili tespit etmiştir. Tüm bu bulgulara göre birimin yaşı Jura-Kretase olarak kabul edilmiştir.



Şekil 3.18: Akçakallık Tepe doğusunda Orhaniye formasyonu içerisindeki çört yumrularını gösterir fotoğraf (batıdan doğuya bakış).

Orhaniye formasyonunun litolojik özellikleri birimin tamamen derin denizel ortamda çökeldiğini gösterir. Yer yer gözlenen türbidit karakterdeki kireçtaşı ara seviyeleri ortamda türbidit akıntılarının zaman zaman etkin olduğunu gösterir. Tüm bunlara göre Orhaniye formasyonu volkanik ve tektonik yönden aktif derin denizel ortamda çökelmiştir.

3.3.4.2.2. Yeldeğirmenitepe formasyonu (Ky)

Bölgede araştırmalarda bulunan Colin (1962) Geç Kretase yaşlı kalker breşlerinin, bulunduğunu belirtir. Poisson (1977) Rahatdağı (Çavdır, Burdur) ve yakın çevresinde söz konusu breşlerin özellikle Gülbahar grubu üzerinde yaygın olarak yüzelediğini vurgular. Şenel ve diğ. (1989) Çameli (Denizli) - Elmalı (Antalya)-Yeşilova (Burdur) arasındaki bölgede yaptığı araştırmalarda orta-kalın tabakalı kireçtaşı

görünümlü genelde kireçtaşı ve çört parçalarından meydana gelen breşleri, Rahatdağı güneyinde Yeldeğirmeni Tepe'de (Antalya) kolayca görülmesi ve genel özelliklerinin iyi izlenmesi nedeniyle Yeldeğirmenitepe formasyonu olarak adlandırmışlardır.

Birim, inceleme alanının doğu kesimlerinde Kemer güneyinde ve çevresinde mostra vermektedir (EK-I).

Yeldeğirmenitepe formasyonu genellikle orta-kalın tabakalı, nadiren ince tabakalı, bej, açık gri, krem, kirlili sarı renklerde kireçtaşı görünümlü breşlerden oluşmaktadır. Kireçtaşı ve çört parçalarından oluşan birimin üst seviyelerinde, sık olmamakla birlikte diyabaz, gabro, bazik volkanit çakılları izlenir. Ender olarak peridodit kökenli parçalar da bulunur. Yeldeğirmenitepe formasyonunu oluşturan konglomeralar, genelde köşeli, yer yer yarı yuvarlak çakıllardan oluşmaktadır. Bu breşler, orta-iyi, kötü boylanmalıdır. Breşler içinde irili ufaklı Orhaniye formasyonuna ait kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşı olistolitleri de gözlenebilmektedir. Yer yer derecelenme de gösteren breşlerin değişik seviyelerinde 20-30 metre kalınlıkta mercek ve kamalar halinde ince-orta tabakalı, açık gri, yeşilimsi gri, yeşil renkli kiltası, kumtaşı, killi ve kumlu kireçtaşı seviyelerini de görmek mümkündür (Şekil 3.19).



Şekil 3.19: Kemer ilçesi güneyinde Bozdağ sırtlarında Yeldeğirmenitepe formasyonunun üst kısımlarını oluşturan kiltası, silttaşı birimlerinden bir görünüm (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış)

Birimin kalınlığı yaklaşık 650 metre olarak ölçülmüştür (Şenel ve diğ., 1989). Formasyon, içindeki kaya türleri yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişlidir.

Birim, Orhaniye formasyonu üzerinde açılı uyumsuz olarak bulunur. Üstte Taşkesiği formasyonu tarafından tektonik olarak örtülmektedir (Şekil 3.1).

İnceleme alanında, Yeldeğirmenitepe formasyonu içerisinde fosil bulunamamıştır. Şenel ve diğ. (1989) tarafından birim içerisindeki çakıllardan Triyas, Jura ve Kretase yaşları elde edilmiş ve birimin tabanında yer yer genç Kampaniyen yaşlı verecek Globotruncanalı mikrit parçaları bulmuşlardır. Ayrıca, Şenel ve diğ. (1989) Monsiyen-Tanesiyen yaşlı Mamatlar formasyonu tabanındaki konglomeralar içinde seyrekte olsa breş kökenli çakılların bulunduğunu ve bu çakılların Yeldeğirmenitepe formasyonuna ait ise, birimin Monsiyen'den daha yaşlı olacağını belirtmişlerdir. Birimin yaşı, bu araştırmada Maastrichtiyen-Erken Paleosen olarak kabul edilmiştir.

3.3.4.3. Domuzdağ grubu

Ofiyolit napı ve ofiyolitli melanj üzerinde irili ufaklı birbirinden kopuk parçalar halinde bulunan neritik kireçtaşları Poisson (1977) tarafından Domuzdağ ünitesi olarak tanımlanmıştır. Poisson (1977)'a göre istif, alttan üstte doğru, Noriyen-Karniyen-Resiyen yaşlı, masif görünümlü beyaz renkli, yer yer megalodonlu kristalize kireçtaşı; Liyas yaşlı kırmızı kireçtaşı; çok ince Titoniyen yaşlı mikritik kireçtaşı; Koniasiyen yaşlı Globotruncanalı mikrit, breşik kireçtaşı ve Maastrichtiyen yaşlı orbitoidesli kumlu kireçtaşı, kumtaşı dizilimi şeklindedir. Antalya kuzeybatısında çalışmalarda bulunan Yalçinkaya ve diğ. (1986) birimi, Domuzdağ birliği olarak tanımlamışlar ve Gümüşlü ünitesini de (Poisson, 1977) birliğe dahil etmişlerdir. Şenel ve diğ. (1989) Antalya batısında yaptıkları çalışmalarda, birimi Domuzdağ grubu olarak yeniden adlandırmışlardır.

İnceleme alanında Domuzdağ grubu Geç Triyas-Liyas yaşlı Taşkesiği formasyonu ve Maastrichtiyen yaşlı Söbüceyayla formasyonundan oluşur (Şekil 3.1).

3.3.4.3.1. Taşkesiği formasyonu (TrJt)

Masif görünümlü, kalın tabakalı, beyaz, kirli beyaz renkli, yer yer bol megalodonlu kristalize kireçtaşlarından oluşan birim, ilk kez Poisson (1977) tarafından Domuzdağ ünitesini oluşturan istifin tabanında kristalize kireçtaşları olarak

tanımlanmıştır. Şenel ve diğ. (1989) Çameli (Denizli) - Elmalı (Antalya) - Yeşilova (Burdur) arasındaki bölgede yaptıkları çalışmalarda benzer birimlerin Taşkesiği (Korkuteli) ve çevresinde geniş alanlarda yüzelediğini görüp, birimi Taşkesiği formasyonu olarak adlandırmışlardır. Görmüş ve diğ. (2003) Başpınar (Korkuteli) yöresinde yaptıkları çalışmada aynı birimi Domuzdağ karbonatları olarak adlandırmışlardır. Aynı birimler Ersoy (1990) tarafından Dutdere formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada Şenel ve diğerlerinin (1989) adlaması esas alınmıştır.

Taşkesiği formasyonu, çalışma alanının güneydoğu kesiminde Belenli köyü güneyinde, orta kesiminde Mürseller ve Çalca köyleri ile Karamanlı ve Tefenni ilçe merkezinin batı kısımlarında mostra vermektedir. Ayrıca melanj içerisinde bloklar halinde bulunmaktadır (Şekil 3.20, EK-I).

Birimin litolojisi, orta-kalın tabakalı, yersel masif, aşınma yüzeyi gri, açık gri, beyaz renkli, yer yer megalodonlu ya da algli ve şeker dokulu rekrystalize kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 3.20, Şekil 3.21).

İnceleme alanında, tabanı tektonik olarak bulunan Taşkesiği formasyonu üstte Söbüceyayla formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 3.1; EK-II).

Taşkesiği formasyonunun tamamına yakın kesimini oluşturan beyaz renkli kireçtaşlarının kalınlığı, birbirinden kopuk parçalar halinde olduğundan ölçülememektedir. Ancak, Şenel ve diğ. (1989) Karamanlı kuzeydoğusunda birimin kalınlığının 1000 metre olduğunu belirtmişlerdir.

Formasyonun büyük çoğunluğunu oluşturan beyaz renkli kireçtaşlarında yer yer bol megalodon, yer yer ise alg (*Dascycladacea*, *Thavmotoporella*) gastropod ve lamelli izleri bulunmuştur. Ayrıca, birimde Şenel ve diğ. (1989) *Involutina sinuosa*, *Involutina sinuosa oberhauseri*, *Involutina sinuosa prapsoides*, *Trocholina permodisoides*, *Aulotortus friedli*, *Glomospira sp.*, *Endothyra sp.*, *Ophthalmidium sp.*, *Glomospirella sp.*, *Trocholina sp.*, *Textularidae*, *Galeanella sp.*, *Radiolaria sp.* ve *Ammonit* fosilleri tespit etmişlerdir. Poisson (1977) bu birimde çok ince Titoniyen-Berriasiyen yaşlı mikrit ve çörtlü mikrit seviyesi tespit etmiştir. Bu bulgular ışığında, Taşkesiği formasyonuna Geç Triyas-Liyas yaşı verilmiştir.

Taşkesiği formasyonunun egemen litolojisi neritik karakterde kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu seviyede bol alg (*Dascycladaceae*, *Thaumatoporella*) ve yer yer megalodon yığılması izlenir. Kaya türü özelliği ve fosil kapsamları birimin sığ denizel ortam koşullarında çöktüğünü yansıtır (Şenel ve diğ., 1989).



Şekil 3.20: Kayalılık köyü güneydoğusunda Kızılcadağ ofiyolitli melanji içerisinde Taşkesiği formasyonuna ait kireçtaşı olistolitini gösterir fotoğraf (kuzeybatıdan güneydoğuya bakış).



Şekil 3.21: Kağılcık köyü kuzeyinde Taşkesiği formasyonuna ait masif kireçtaşlarından görünüm (güneydoğudan-kuzeybatıya bakış).

3.3.4.3.2. Söbüceyayla formasyonu (Ks)

Orbitoidli kumtaşlarından oluşan birim, ilk kez Poisson (1977) tarafından Söbüceyayla'daki tip kesitine izafeten Söbüceyayla formasyonu olarak adlandırılmıştır. Şenel ve diğ. (1989) tarafından bölgede yapılan çalışmalarda birim aynı isimle tanımlanmıştır.

Söbüceyayla formasyonu inceleme alanında, Belenli köyü batısında, Karataş Gölü kuzeydoğusunda ve Saklıca Tepe kuzeyinde çok küçük mostralarda halinde yüzeyler (EK-I).

Formasyonun litolojisi genelde ince-orta, yer yer kalın tabakalı, açık kahve renkli, bol orbitoidli kumtaşlarından meydana gelmektedir. Yer yer kumlu kireçtaşı seviyeleri de izlenir. Orta sertlikte olan kumtaşları feldispat, piroksenit, olivin parçalarından meydana gelmiştir ve karbonat çimento ile tutturulmuştur (Şenel ve diğ. 1989). Taneler orta-iyi boylanmalı olup, yuvarlak ve yarı yuvarlak özelliktedir.

Söbüceyayla formasyonu, Taşkesiği formasyonu üzerinde trangressif özelliktedir. Birim, bol bentik foraminifer ve lamelli kavkı içermektedir. Ayrıca, yer yer alg ve gastropod izlerine rastlanır. Birimi oluşturan kumtaşları, ince-orta yer yer kalın tabakalıdır. Birincil sedimanter yapıları izlenmez. Bu bilgiler birimin çökelme ortamının oldukça sığ denizel ortam karakterinde olduğunu gösterir.

Taşkesiği formasyonu üzerinde açılı uyumsuz olarak bulunan Söbüceyayla formasyonu üstten Monsiyen-Tanesiyen yaşlı Mamatlar formasyonu tarafından açılı uyumsuz olarak örtülür. Birimin yaşı *Orbitoides medius* (D'ARCHIAC), *Siderolites calcitropides* LAMARC, *Loftusia* sp. vb. fosillerine göre Maastrichtiyen'dir (Şenel ve diğ., 1989).

3.3.5. Napları trangressif örten birimler

3.3.5.1. Mamatlar formasyonu (Pgm)

Konglomera, resifal kireçtaşı, kumtaşı ve kilaşlarından yapıli birim, Poisson (1977) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş ancak, formasyon adlaması yapılmamıştır. Birimi, Bölükbaşı (1987) Likya naplarında yaptığı çalışmalarda Mamatlar formasyonu olarak adlandırmıştır. Şenel ve diğ. (1989) tarafından Elmalı-Yeşilova arasında yapılan

çalışmalarda birim Mamatlar formasyonu olarak yeniden tanımlanmış ve adlandırılmıştır.

Birim, çalışma alanı içerisinde fazla yayılıma sahip olmamakla birlikte allıca, Mürseller ve Bademli köyleri çevresindeki yüksek tepelerde yüzeylemektedir (EK-I). Daha küçük mostralar çalışma alanının değişik yerlerinde görülebilmektedir.

Mamatlar formasyonunun litolojisi, tabanda orta-kalın tabakalı kıızıl, kahve renkli ofiyolitik kayalardan türeyen gabro, diyabaz ve bazalt gibi ofiyolit kökenli iri ve yuvarlak çakıllar içeren polijenik konglomeralar ve kumtaşları ile başlar (Şekil 3.22). Bunların üzerinde masif görünlü, kalın tabakalı açık gri, bej, kahve, kirli sarı renklerde yumrulu kireçtaşı ve neritik kireçtaşları yer alır. Kireçtaşları üzerinde ise, tedrici geçişli olarak kireçtaşı ve çakıltaşı ara seviyeli, gri, yeşil, yeşilimsi gri, açık kahve, kirli sarı renklerde kumtaşı ve kiltası bulunmaktadır.



Şekil 3.22: Mürseller köyü batısında Mamatlar formasyonu içerisindeki konglomeralardan bir görünüm (güneydoğudan kuzeybatıya bakış).

Mamatlar formasyonu, Kızılcadağ ofiyolitli melanjı, Yeşilova ofiyolitleri, Domuzdağ ve Gülbahar grupları üzerinde açısal uyumsuz olarak bulunur. Üstte Varsakyayla formasyonu tarafından açısal uyumsuz olarak örtülür (Şekil 3.1). Yaklaşık

300 metre kalınlık gösteren formasyondaki birimler yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişlidir.

Mamatlar formasyonunun tabanında yer yer polijenik karakterde taban konglomerası bulunur. Seyrek de olsa taban konglomerasız, birkaç santimetre kalınlığında kırıntılı seviye ile başlar. Bazı bölgelerde ise bol mikalı kumtaşı üzerinde polijenik konglomera ve bunun üzerinde 3-4 metre kalınlıkta monojenik karakterde köşeli, çakıl boyutları değişken kötü-orta boylanmalı konglomeralar da yer alır. Bu bilgiler ışığında birimin hızlı transgresyonla başladığını ancak, yer yer kıyı şeridinin farklı olduğunu söyleyebiliriz. Bu taban konglomerası üzerinde ise bol alg (kırmızı ve yeşil alg) ve miliolid kapsayan kireçtaşlarının bulunuşu birimin şelf ortamında çökeldiğini, bol intraklast kapsamı ortamda dalgaların etkin olduğunu yansıtır. Üstte türbiditik fasiyeste kırıntılı kayaçların bulunuşu ve bunlarda planktonik foraminiferlerin görülmesi deniz istilasının devam ettiğini, yani ortamın derinleştiğini yansıtır (Şenel ve diğ., 1989).

Birimin yaşı çeşitli araştırmacılara göre, paleontoloji çalışmalarına dayanarak Monsiyen-Tanesiyen olarak belirlenmiştir (Bölükbaşı 1987; Önalın, 1979; Şenel ve diğ.,1989). Şenel ve diğ. (1989) kireçtaşlarında derledikleri örneklerden *Laffiteina mergaudi* ASTRE, *Miscoliana cf.*, *Miscella (d'ARCHIAC)*, *Distichoplax biserialis (DIETRICH)*, *Mississippiina sp.*, *Quinqueloculina sp.*, *Ethelia sp.*, *Planorbulina sp.*, *Eponides sp.*, *Rotalia sp.*, *Lithothamnium sp.*, *Dasycladacea sp.*, *Peneroplidae*, *Textularidae*, *Bryozoa*, *Ekinid dikenii* ve birimin üst seviyesini oluşturan ve Duraliler üyesi olarak adlandırdıkları kırıntılı kayaçlarda kireçtaşlarındaki fosillerden farklı olarak *Globorotalia cf. triloculinoides PLUMBER*, *Globorotalia cf. ehrenbergi BOLLİ*, *Globorotalia sp.*, *Globigerina sp.* fosillerini tespit ederek birime Monsiyen-Tanesiyen yaşını vermişlerdir.

3.3.5.2. Varsakyayla formasyonu (Pgv)

Bölgedeki ofiyolit ve ofiyolit üstü napların üzerinde transgresif olarak bulunan Geç Lütisiyen-Priaboniyen yaşlı fliš, Poisson (1977) tarafından Varsakyayla formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bölükbaşı (1987) birimi Harmankaya formasyonu olarak tanımlamış ve yaşının Orta Eosen-Oligosen olduğunu belirtmiştir. Şenel ve diğ. (1989) tarafından bölgede yapılan çalışmalarda birim Varsakyayla formasyonu adı altında incelenmiştir.

Varsakyayla formasyonu, inceleme alanının orta kesiminde Belenli, Manca köyleri batısı ile Bedirli köyü doğusunda küçük alanlarda mostra vermektedir (EK-I).

Varsakyayla formasyonu tabanda koyu yeşil renkli polijenik karakterde egemen olarak değişik boyutlarda gabro peridotit ve diyabaz çakıllarından oluşan, tane derecelenmesi olmayan ve nummilit fosilleri içeren taban konglomeralarıyla başlar. Çakıltaşları üzerinde çok ince konglomera ara seviyeleri içeren yeşil, koyu yeşil renkli bazen silttaşı kıltaşı ağırlıklı bazen de kumtaşı ağırlıklı silttaşı, kıltaşı ve kumtaşı ardalanması ile devam eder. Bu ardalanma üstte doğru orta-ince tabakalı açık gri, yeşilimsi gri, yeşil, kirlili sarı kalkarenit, kalsirudit ve kumtaşı ara seviyeli kıltaşı ve silttaşlarına geçer (Şekil 3.23). En üstte kalın kıltaşı, kumtaşı ve silttaşı ardalanması yer alır.



Şekil 3.23: Manca köyü kuzeyinde Varsakyayla formasyonuna ilişkin ince tabakalı kumtaşı, silttaşı ve kıltaşı ardalanmasını gösterir fotoğraf (güneyden kuzeye bakış)

İnceleme alanında Varsakyayla formasyonu Neojen yaşlı birimler tarafından açılı uyumsuz olarak örtülmektedir. Birim, Likya naplarına ait ofiyolitler, ofiyolitli melanjlar ve Mamatlar formasyonu üzerinde açıl uyumsuz olarak yer almaktadır (Şekil 3.1). Varsakyayla formasyonunu oluşturan tüm kaya birimleri kendi içerisinde yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişlidir (Şekil 3.1).

Varsakyayla formasyonu, fosil kapsamı açısından oldukça zengindir. Şenel ve diğ. (1989) ile Bilgin ve diğ. (1990) formasyonun değişik seviyelerinde *Nummulites beaumonti* d'Archiac ve *Haime*, *Nummulites aturicus* Joly ve Leymerie, *Nummulites millecaput* Boube'e, *Fabiania cassis*, *Orbitoides sp.*, *Operculina sp.*, *Discocyclina sp.*, *Alveolina*, *Gypsina sp.*, *Rotaliidae*, *Bryzoa* vb. fosillerini tespit ederek birime Geç Lütesiyen-Priaboniyen yaşını vermişlerdir.

3.4. Örtü Birimleri (Neotokton Birimler)

Örtü birimleri Gölhisar formasyonu, Burdur formasyonu ve Tefenni formasyonu adı altında incelenecektir (Şekil 3.1).

3.4.1. Gölhisar formasyonu (Ngg)

İncelenen yörede, temel birimlerin tortul örtüsü, gri, yeşilimsi gri, koyu kırmızı ve kahverengi ile dikkati çeken konglomera, kumtaşı ve silttaşı ardalanmasından oluşan bir istif ile başlar. Özellikle çalışma alanının batı-güneybatı ve kuzey-kuzeydoğu kesimlerinde yaygın olarak izlenen bu birim, bölgede başlangıçta Neojen örtü, Çameli ve Yatağan formasyonları olarak adlandırılmıştır (Altınlı, 1955; Becker-Platen, 1970; Kara, 1976; Erakman ve diğ., 1982; Meşhur ve Yoldemir, 1983; Meşhur ve Akpınar, 1984; Gökteş, 1990). Daha sonra Dirmil yöresinde Likya naplarının jeolojisini çalışan Ersoy (1990) tarafından aynı birim Elmalıyurt formasyonu olarak ayırt edilmiş ve haritalanmıştır. Şenel ve diğ. (1989) tarafından yapılan çalışmada ise benzer birimler Çameli formasyonu içinde incelenmiş ve konglomera üyesi olarak ayırt edilmiştir. Çameli havzasının sedimantolojisi üzerine çalışmalar yapan Alçiçek (2001) tarafından yine aynı isim kullanılmış ve benzer birimler Derindere ve Kumafşarı üyelerine ayrılmıştır. Elitez (2010) tarafından Çameli ve Gölhisar havzalarında yapılan çalışmada istifin en iyi şekilde yüzeylediği yer olan Gölhisar ilçesi ve çevresine izafeten birim Gölhisar formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Gölhisar formasyonu inceleme alanında özellikle Gölhisar dolayında Koru Tepe, Mantar Tepe, Köklük Tepe, Dönek Tepe, Duralıgediği Tepe ve çevresinde, Çameli dolayında Çamardı Tepe güneyinde ve Yeşilköy doğusunda, Karamanlı kuzeyinde Dereköy ve Kılcan çevresinde, Çaylıköy ve çevresinde, Pınarbaşı köyü güneyinde ve Kozluca doğusunda yüzylemektedir (EK-I).

Göhlhisar formasyonunun litolojisi gri, yeşilimsi gri, kahverengi, kirli sarı, koyu kırmızı, kırmızı, bej renklerde polijenik konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı araldanmasından oluşmaktadır. Formasyonun tabanını orta-kalın tabakalı yer yer çapraz tabakalı, gri, yeşilimsi gri, kirli sarı ve koyu kırmızı renklerde polijenik konglomeralar oluşturmaktadır (Şekil 3.24, Şekil 3.25). Formasyonun en alt kesiminde yer alan konglomeralar temele ait ofiyolitli kayaçlardan ve kireçtaşlarından türemiştir (Şekil 3.26). Konglomerayı oluşturan çakıllar, iri-orta boyutlu, yer yer iri bloklu, az yuvarlaklaşmış yer yer orta derecede yuvarlaklaşmış, orta-kötü derecede boylanmalı tane ve matriks desteklidir (Şekil 3.26). Genelde orta ve iyi derecede tutturulmuş konglomeralar bazen de zayıf-orta derecede tutturulmuştur. Konglomeraların üzerine yanal düşey geçişli olarak gri, kahverengi ve kirli sarı renklerde ince-orta tabakalı yer yer çapraz tabakalı ve ince-orta taneli kumtaşları gelmektedir. Birimin en üstüne gri ve kahverenkli kumtaşı, kiltası, silttaşı ve çamurtaşı birimleri gelmektedir. Tabaka altında kaval ve akıntı yapıları gözlenebilmektedir (Şekil 3.27).

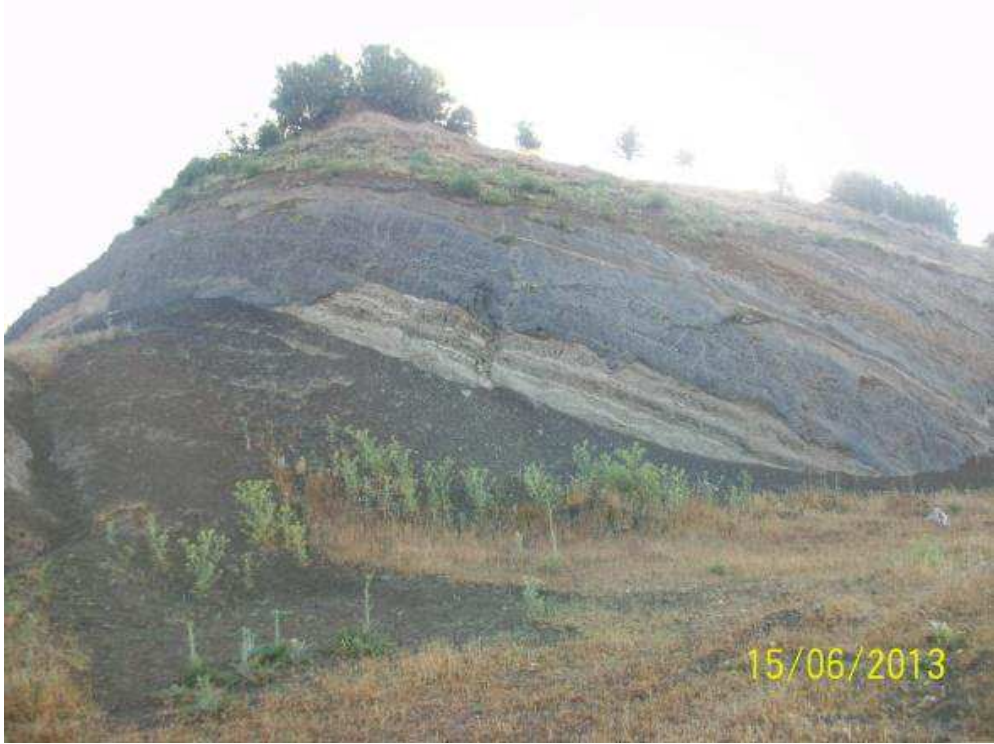
Temel birimlerin tortul örtüsü olan Göhlhisar formasyonu kendisinden daha yaşlı birimler üzerine açılmal bir uyumsuzlukla gelmektedir. Birim üst kısmında gölsel ortamda çökelmiş olan Burdur formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçiş göstermektedir (Şekil 3.1).

Karaman (2000) Burdur havzasında gölsel çökellerin altındaki konglomera ve kumtaşlarının kalınlığını 300 metre, Alçıçek (2001) Çameli havzasında, Çameli formasyonu içerisinde Derindere ve Kumafşarı üyesi olarak ayırt ettiği konglomera ve kumtaşı biriminin kalınlığını ortalama 200 metre olarak belirlemiştir. Elitez (2010) birimin kalınlığının Kibyra antik kenti ile Göhlhisar kentinin kurulu olduğu alanda 1000 metrenin üzerinde olacağını belirtmektedir.

Formasyon fosil yönünden oldukça kıt olması nedeniyle daha önceki çalışmacılar, birimin diğer birimlerle olan saha ilişkileri ve yayılımını dikkate alarak birime Geç Miyosen yaşını vermişlerdir (Colin, 1962; Özkaya, 1981; Erakman ve diğ., 1982; Göktaş, 1990). Ersoy (1990) ve Elitez (2010) formasyonun üst seviyelerindeki kalkarenit içinde karakteristik olmayan gastropod fosilleri bulduklarını belirtirler. Alçıçek (2001) Elmalıyurt köyü güneyinde *Perissodactyla-Equidae Hipparion cf. primigenium* sp. fosilleri tespit ederek birimin alt yaşını Vallesiyen olarak kabul etmiştir. Son olarak Elitez (2010) formasyonun sahadaki kalınlığı ve üst kısmında Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Burdur formasyonu ile yanal ve düşey yönde geçişli olmasını da dikkate alarak formasyona Orta-Geç Miyosen yaşını vermiştir.



Şekil 3.24: Kibyra antik kenti kuzeyinde Gölhisar formasyonunun genel görüntüsü (güneydoğudan kuzeybatıya bakış).



Şekil 3.25: Yusufça kasabası doğusunda Gölhisar formasyonu içerisinde yer alan kalın konglomera tabakası ve kumtaşı ardalanması (kuzeybatıdan güneydoğuya bakış).



Şekil 3.26: Gölhisar formasyonu içinde yer alan polijenik konglomeraların yakından görünümü (yeşil tonlarda olanlar ofiyolitik kayalardan beyaz, krem, gri renkli olanlar kireçtaşlarından türemiş çakıl taneleri).



Şekil 3.27: Gölhisar birimi içerisinde yer alan kumlu seviyeler üzerindeki çakıltaşı birimleri dokanağında meydana gelen kanal yapısını gösterir fotoğraf (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış).

Birimin alt kısımlarında polijenik konglomeralar ve yer yer çamurtaşı birimleri ardalması yer almaktadır. Formasyonun tabanını oluşturan birimler alüvyal yelpaze ve örgülü akarsu ortamında çökelmiştir. Üst kısmı oluşturan deltoik özellikli birimler ise, menderesli akarsu ortamında çökeldiğini göstermektedir.

Göhlisar formasyonu, Çameli formasyonu olarak tanımlanan birimin tabanını oluşturan alüvyal yelpaze ve akarsu çökelleri ile aynıdır. Yatağan civarındaki Eskihsar formasyonu (Atalay, 1980), Sekköy formasyonu (Gökmen, 1980), Eşen havzasındaki Çetlidüzü konglomerası (Şenel ve diğ., 1989), Isparta-Burdur civarında Gönen çakıltası (Karaman, 1990), Burdur civarında Gökdere formasyonu (Yalçınkaya ve diğ., 1986), Honaz (Denizli) dolaylarında Kızılburun formasyonu (Şimşek, 1984), Acıgöl çevresindeki Kızılören formasyonu (Göktaş ve diğ., 1989), Yalvaç civarında Bağkonak ve Madenli formasyonu (Yağmurlu, 1991) ile denetirilebilir niteliktedir.

3.4.2. Burdur formasyonu (Ngb)

İnceleme alanının güneybatı ve kuzeydoğu kesimlerinde kıltaşı, killi kireçtaşı, marn, kireçtaşı ve kömür ara seviyeleri içeren bir birim yüzeylemektedir. Bu birim, önceki çalışmacılar tarafından Çameli ve Yatağan formasyonu içerisinde değerlendirilmiştir (Altınlı, 1954; Becker-Platen, 1970; Kara, 1976; Erakman ve diğ., 1982; Meşhur ve Yoldemir, 1983; Meşhur ve Akpınar, 1984; Göktaş, 1990). Benzer birimler Karaman (1986) tarafından Burdur civarında yapılan çalışmalarda Burdur formasyonu olarak adlandırılmıştır. Şenel ve diğ. (1989) bölgede yaptıkları çalışmalarda bu birimleri Çameli formasyonu içerisinde kıltaşı ve kireçtaşı üyeleri olarak ayırt edip değerlendirmiştir. Alçıçek (2001) Çameli formasyonu içerisinde Değne üyesi olarak ayırt etmiştir. Elitez (2010) tarafından Çameli havzasında yapılan çalışmalarda İbecik formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da birim Tefenni havzasını da kapsayacak şekilde haritalanmış ve Burdur formasyonu adı altında incelenmiştir.

Burdur formasyonuna ilişkin yüzleklere inceleme alanının güneybatısında Çameli ve çevresinde geniş alanlarda, Tefenni güneyinde Seydiler köyü çevresinde, Kemer batısı ve kuzeyinde, Kayı köyü ile Kozluca kasabası arasında rastlanır (EK-I).

Formasyonun alt kısımlarında ince-orta tabakalı yer yer kalın tabakalı beyaz, kirlili beyaz, gri, açık gri, krem, yeşilimsi gri renklerde kıltaşı, killi kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve marnlar yer almaktadır (Şekil 3.28, Şekil 3.29, Şekil 3.30). Bu litolojiler üzerine beyaz, kirlili beyaz, açık sarı, kirlili sarı, bej, açık kahve renkli bol kırıklı, çatlaklı

ve gözenekli kalın tabakalı kireçtaşları gelmektedir (Şekil 3.31). Formasyonun en üst kısmında sarı, kirlili sarı, sarımsı gri, koyu gri, kahverengi, kırmızımsı sarı ve siyah renklerde kıltaşı, silttaşı yer yer kumtaşı ve çakıltaşı tabaka ve mercekleri, kömürlü, jips ve kili seviyeler ile kil, silt ve çakıl yer almaktadır. Bu kırmızı, açık kahve renkli seviyelerin çökelişi Messiniyen krizi olarak bilinen Akdeniz'in kuruması olayı ile ilişkilidir. Bazı yerlerde özellikle Kemer dolaylarında formasyonun üst kısımlarında killi seviyeler içerisinde düşük kalorili tam oluşmamış kömür tabakaları gözlenebilmektedir (Şekil 3.32). Bu kömürlü seviyelerin üzeri kil, silt gibi kırıntılı kayalar ile örtülmüştür.

Burdur formasyonu tabanda Gölhisar formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Üstte Tefenni formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 3.1).

Karaman (2000) Burdur havzasında formasyonun kalınlığını 600 metre olarak ölçmüştür. Alçiçek (2001) Çameli formasyonu içerisinde Değne üyesi olarak ayırt ettiği gölsel çökellerin kalınlığını ortalama 300 metre olarak belirlemiştir. Elitez (2010) birimin Gölhisar ovası güneyinde Evciler ve Kuşdili köylerinin bulunduğu yamaçlarda görünür kalınlığın 600 metreden fazla olduğunu belirtmiştir.



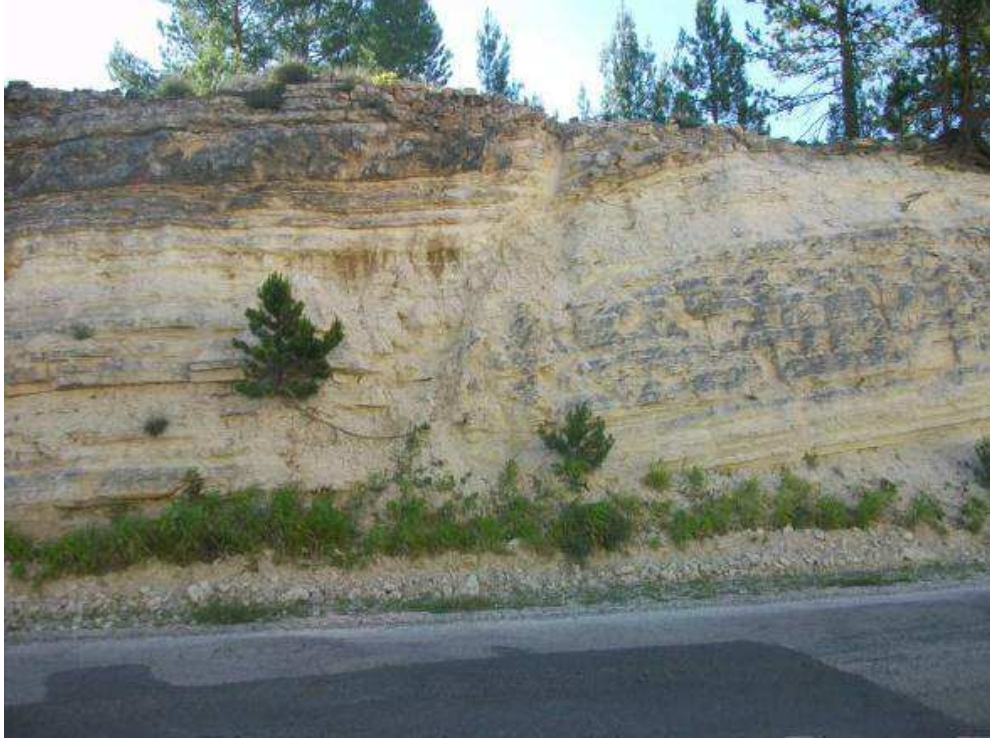
Şekil 3.28: Elmacık köyü güneyinde beyaz, açık gri renkli Burdur formasyonunun genel görüntüsü (güneybatıdan kuzeydoğu yönünde bakış).



Şekil 3.29: Kuşdili köyü yolu kenarında Burdur formasyonunda kiltası birimlerindeki tabakanmayı gösterir fotoğraf (güneydoğudan kuzeybatıya bakış).



Şekil 3.30: Gölhisar ilçe merkezinin güneyinde beyaz, krem renkli konkoidal kırılan marnlardan bir görünüm (kuzeybatıdan güneydoğuya bakış).



Şekil 3.31: Gölhisar-İbecik yolu yol yarmasında beyaz, krem ve kirli sarı renkli orta-kalın tabakalı kireçtaşları (kuzeybatıdan güneydoğuya bakış).



Şekil 3.32: Akçaören köyü kuzeybatısında kömür ocağı içerisinde kömür tabakalarından bir görünüm (kuzeybatıdan güneydoğuya bakış)

Burdur formasyonunun litolojisi ve kapsadığı fosil içeriği formasyonun başlangıçta sığ olan sıcak bir göl ortamında çökeldiğini zamanla bölgesel tektonizmanın artmasıyla tüm havzaları kaplayan derin göl ortamında çökmenin devam ettiğini göstermektedir. Göl tektonizmaya bağlı olarak oluşmuştur. Messiniyen kriziyle birlikte göller kurumuş ve sığ göl ve bataklıklara dönüşmüştür. Birim içerisinde değişik seviyelerde izlenen kömürlü seviyelerin varlığı bataklık ortamını göstermektedir.

Bu çalışmada formasyona yaş verebilecek anlamda fosile rastlanılmamıştır. Ancak formasyonda inceleme yapan Alçiçek (2001) Çameli havzasının değişik lokasyonlarından Çameli formasyonun alt kısımlarındaki killi karbonatlı seviyelerde *Perissodactyla-Equidae Hipparion cf. Primigenium sp.* ve üst seviyesine denk gelen kırmızı renkli ara katkılar içerisinde *Mimomys occitanus*, *Apodemus dominans*, *Orientalomys similis*, *Micromys praeminutus* ve *Pseudomeriones tchaltaensis* tayin ettiği memeli fosillerine göre birimin yaşını Geç Miyosen-Erken Pliyosen olarak vermiştir. Kahraman (2006) Elmacık (Kemer) yöresinde yaptığı megafauna çalışmasında formasyon içinde *Proboscidae (hortumlular)*, *Hipparion sp (at)*, *Gazella sp. (geyik türleri)* *Aves (kuş türleri)*, *Rhinoceros sp. (gergedan)*, *Artiodactyla sp.(hipopotam)*, *Cervidae (karaca)*, *Hyaena sp. (sırtlan)*, *Suidae (domuzgiller)*, *Carnivora (yırtıcı türleri)*, *Castor sp. (kunduz)* ve *Mollusca (yumuşakcalar)* fosillerini tespit ederek birime Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşını vermiştir.

Burdur formasyonu, Çameli formasyonu içerisinde yer alan gölsel birimleri içerir. Formasyon, Fethiye (Muğla) dolaylarında Eşen formasyonunun üst kısımlarındaki Kocaçay üyesi (Alçiçek ve diğ. 2006), Fethiye (Muğla) dolaylarında Eşen kilitaşı ve marnları (Şenel ve diğ., 1989), Honaz (Denizli) dolaylarında Kolonkaya formasyonu (Şimşek, 1984), Denizli-Uşak arasındaki Sazak formasyonu (Sun, 1990) ve Yalvaç dolayında Yarıkaya formasyonu (Demirkol, 1977) ile deneştirilebilir.

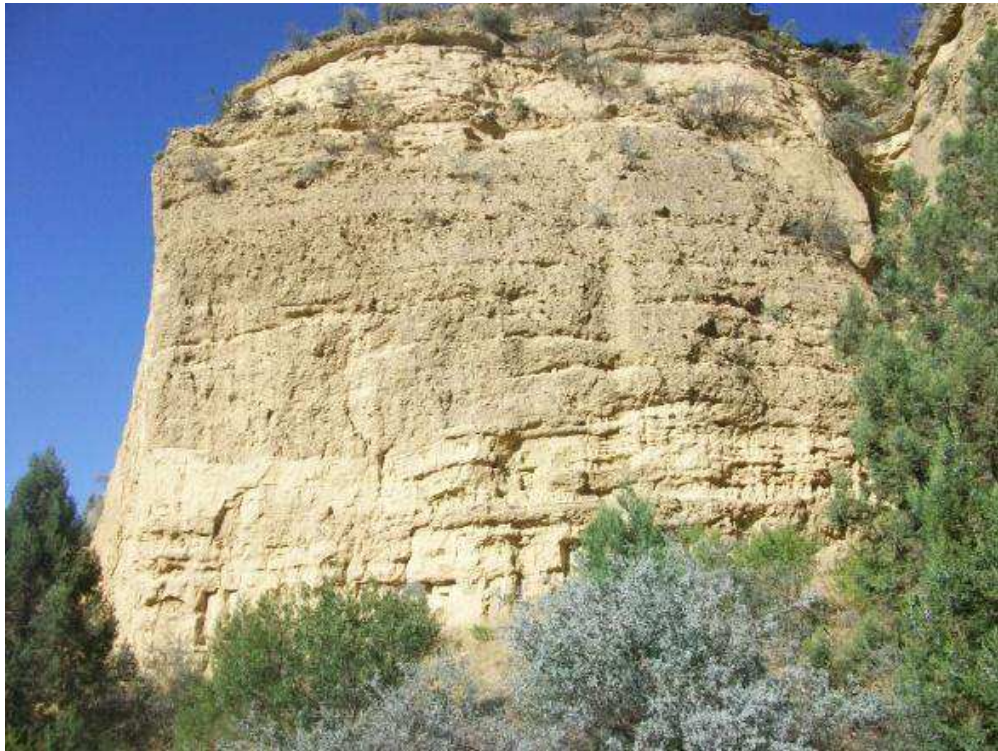
3.4.2.1. Akören üyesi (Ngba)

İnceleme alanında Tefenni havzasının doğu kısımlarında Akören ve çevresinde, Burdur formasyonunun üst seviyelerindeki regressif özellikteki çakiltası, kumtaşı mercek ve tabakaları içeren sığ göl, bataklık ortamlarında oluşmuş sarı, kirli sarı, koyu gri renklerde kömürlü seviyelerden dolayı bazı seviyelerde kirli kahverengiden siyaha doğru değişim gösteren kumtaşı silttaşı ve üst kısımlarda kalışli ve jipsli tabakalar da içeren birim, Akören üyesi olarak ayırt edilmiştir.

Birim, inceleme alanının doğusunda Kozluca kasabası ile Yakalar köyü arasında bir hat boyunca Döşme Tepe, Aktepe, Kınacı Tepe, Kuş Tepe, Ardıçlı Tepe, Akdoğan Tepe ve çevresinde geniş bir alanda mostra vermektedir (EK-I). Ayrıca küçük alanlarda Başpınar köyü kuzeydoğusunda, Hüyük köyü civarında, Yaylaköy batısında da yüzeylemektedir (EK-I).

Birimin litolojisini regressif özellikte sarı, kirli sarı, sarımsı gri, koyu gri, kahverengi, kırmızımsı sarı ve siyah renklerde kiltası, silttaşı, yer yer kumtaşı ve çakıltaşı tabaka ve mercekleri ile kömür tabakaları oluşturur. Bazı tabakalar arasında yer yer bolca bulunan jips oluşukları, sahada çökelmeler sırasında buharlaşmanın kuvvetli olduğunu gösterir (Şekil 3.33, Şekil 3.34).

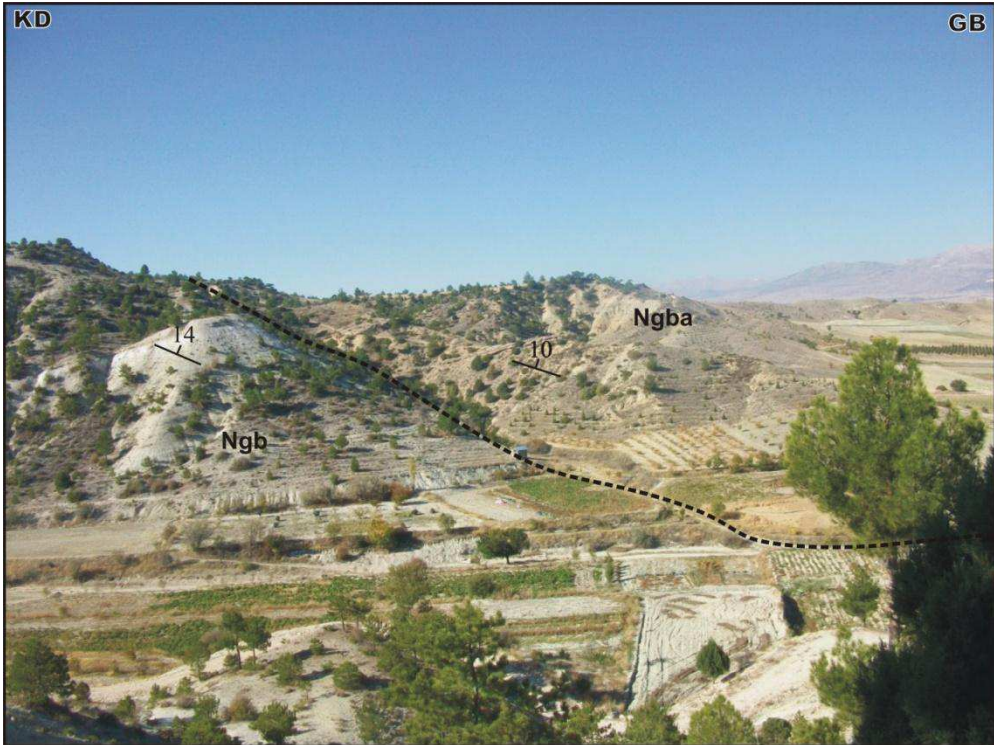
Akören üyesi Burdur formasyonu üzerinde yanal ve düşey yönde geçişlidir (Şekil 3.35). Birim üstte Tefenni formasyonu tarafından açısız uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 3.1). Üyeyi oluşturan kaya türleri yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçiş göstermektedir.



Şekil 3.33: Kayı köyü güneydoğusunda Akören üyesi içerisinde yer alan kirli sarı renkli çakıllı, kumlu silttaşı (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış).



Şekil 3.34: Elmamacık köyü güneydoğusunda Akören üyesi içerisinde yer alan kirli sarı çakıltaşı mercekleri içeren silt ve kil (güneybatıdan kuzeydoğuya bakış)



Şekil 3.35: Kozluca kasabası güneyinde Burdur formasyonu (Ngb) ve Akören üyesinin (Ngba) sınır ilişkisini gösteren fotoğraf (kuzeydoğudan güneybatıya bakış)

3.4.3. Tefenni formasyonu (NgQt)

Genel olarak çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı, silt ve kil ardışımından oluşmuş ve tortul örtünün son ünitesi olan birim, değişik araştırmacılar tarafından eski alüvyon çökelleri (Ersoy, 1990; Şenel ve diğ. 1989), alüvyon yelpazesi, akarsu tortuları (Alçiçek ve diğ., 2006), Niyazlar formasyonu (Poisson, 1977) ve Dirmil formasyonu (Elitez, 2010) olarak adlandırılmıştır. Birim bu çalışmada Tefenni kuzeyinde Sazak köyü ve çevresindeki yüzleklerine izafeten Tefenni formasyonu olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanında, Tefenni formasyonu genellikle çalışma alanının yüksek kesimlerindeki düzlüklerde ve fay hatları boyunca gözlenmektedir. İnceleme alanının güneybatısında Çameli kuzeyi ve doğusunda; orta kesimlerinde Kuşdili köyü ile Altınyayla arasında, Çavdır ve Beyköy çevresinde ve inceleme alanının doğu kısımlarında ise, Tefenni ve Karamanlı çevresinde, Kemer ilçe merkezinin batı ve kuzey kesimlerinde yüzeylemektedir (EK-I).

Tefenni formasyonunun litolojisini genelde kırmızı, açık kahverenkli ve yeşilimsi gri, gevşek tutturulmuş yer yer iyi tutturulmuş polijenik konglomera, kumtaşı ve yer yer çamurtaşı araldanması oluşturmaktadır (Şekil 3.36; Şekil 3.37). Konglomeralar genelde gevşek tutturulmuş bazı yerlerde iyi tutturulmuş matriksi kum, kil, silt ve çamurdan yapılıdır. Konglomeraların içerisindeki çakıllar temeldeki ofiyolitli kayalardan ve kireçtaşlarından türeme değişik boyutlarda, yer yer iri blok boyutunda, kötü boylanmalı ve köşeli, bazı alanlarda yarı yuvarlak ve yuvarlak olarak gözlenebilmektedir. Yer yer teknemsi ve çapraz tabakalanma da içeren konglomeralarda tabaka kalınlıkları santimetre ile metre arasında değişim göstermektedir.

İnceleme alanında Tefenni formasyonu, Gölhisar ve Burdur formasyonlarını ve Burdur formasyonu içerisinde ayırt ettiğimiz Akören üyesini uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 3.1). Formasyon alüvyon ve yamaç molozu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Tefenni formasyonuna yaş verebilecek fosil tespit edilememiştir. Bölgede daha önce çalışma yapan Küçükkaptan (1978), birimin Pleistosen, Karaman (2000) ise Kuvaterner yaşında olduğunu belirtmişlerdir. Alçiçek (2001), yaptığı çalışmada *Mimomys pliocaenius*, *Apodemus dominans* ve *Micromys praeminutus* mikro memeli fosilleri tespit etmiş ve birime Geç Pliyosen yaşını vermiştir. Bu çalışmada, birime litolojik özellikleri ve alt üst sınır ilişkisi dikkate alınarak Geç Pliyosen-Erken Pleistosen yaşı verilmiştir.



Şekil 3.36: Erikli köyü kuzeydoğusunda Tefenni formasyonu içerisindeki açık kahve, kahve renkli çakıltası, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşan alüvyal yelpaze çökelleri (batıdan doğuya bakış)



Şekil 3.37: Tefenni kuzeydoğusunda kum ocağı yarmasında Tefenni formasyonu içerisinde gevşek tutturulmuş kumtaşı, silttaşı, çamurtaşından oluşan alüvyal yelpaze çökelleri (batıdan doğuya bakış)

Karaman (2000), Burdur havzasında formasyonun kalınlığını 300 metre olarak ölçmüştür. Şenel ve diğ. (1989) gölsel çökeller üzerindeki Kuvaterner yaşlı alüvyal yelpaze çökellerini Eşen vadisinde yaklaşık 250 metre, Tefenni havzasında 150 metre olarak ölçmüşlerdir.

Tefenni formasyonunun litolojik özellikleri ve iç yapısı, formasyonun alüvyal yelpaze çökellerinden oluştuğunu göstermektedir.

Tefenni formasyonu, Burdur güneybatısındaki Karaçal formasyonu (Karaman, 1986), ile Taşyayla formasyonu (Yalçın, 1993), Isparta civarındaki Gökpınar konglomerası (Yalçınkaya ve diğ., 1986), Honaz (Denizli) dolaylarında Tosunlar formasyonu (Şimşek, 1984), Denizli-Uşak arasındaki bölgede Asartepe formasyonu (Sun, 1990), Yalvaç dolayında Kırkbaş formasyonu (Yağmurlu, 1991) ve Fethiye dolaylarındaki Ören ve Düzçam formasyonu (Şenel ve diğ., 1994) ile denestirilebilir.

3.5. Güncel Birimler

3.5.1. Yamaç molozu (Qym)

Çalışma alanında Holosen yaşlı kahverenkli ve gevşek tutturulmuş kötü boylanmalı çakıl, kum, kil ve silt karışımından oluşan birim, yamaç molozu olarak ayırt edilmiştir.

Yamaç molozu, genellikle yüksek tepelerin yamaçlarında yüzeylemektedir. Küçükalan köyü civarında, Bayramlar köyü güneydoğu kısımlarında, Manca köyü civarında ve Belenli köyü ile Yaylaköy arasında bir hat boyunca faylanmaya bağlı olarak tepelerin yamaçlarında fayların ön kısmında yüzeylemektedir (EK-I).

Yamaç molozu, alttaki birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Alüvyonlarla yanal düşey geçişli olarak bulunur (Şekil 3.1, EK-I).

3.5.2. Alüvyon (Qal)

Çalışma alanında gözlenen alüvyonlar diğer birimlerin ayrışma, aşınma ve taşınması sonucu oluşmuş; çakıl, kum ve kil boyutlu malzemedan oluşan, kil ve silt boyutlu malzemenin daha egemen olduğu genç çökellerdir (Şekil 3.1). Alüvyonlar Çameli, Gölhisar ve Tefenni ovalarının örtülerini oluşturur. Üzerinde yer aldığı birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Birimin yaşı stratigrafik ilişkilerine göre holosen olmalıdır ve oluşumunu halen sürdürmektedir.

4. YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanı, Toridler Ana Tektonik Birliği'nin (Ketin, 1966) Batı Toroslar bölümünde yer almaktadır. Çalışma alanında Triyas'tan günümüze kadar oluşmuş kaya birimleri yüzeyler. Batı Toroslar'ın bu bölümündeki temel kaya birimlerinin çoğunu allokton konumlu Likya napları oluşturmaktadır. Likya naplarının bölgeye yerleşmesinden sonra Arabistan ve Lavrasya levhaları Bitlis kenet kuşağı boyunca çarpışmışlardır (Şengör, 1980). Bu çarpışmaya bağlı olarak Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı da yardımıyla Anadolu levhası batıya doğru hareket etmeye başlamış ve bu hareketler neticesinde oluşan kuvvetlerinin etkisiyle Anadolu levhasını kesen ve küçük bloklara ayıran Fethiye-Burdur fay zonu, Ölü Deniz Fay zonu, Ecemiş fayı, Afyon-Akşehir Fay zonu, Ege graben sistemi gibi ikincil fay zonları meydana gelmiştir.

Bölgedeki, kaya birimleri Alpin orojenezinin değişik fazlarından etkilenerek kıvrılmış, kırılmış, ekaylanmış ve birbiri üzerinde sürüklenmişlerdir. Allokton konumlu Likya naplarını oluşturan kaya birimleri, birbirini takip eden bu şiddetli tektonik hareketler sonucu aşırı derecede parçalanmışlardır. Bu nedenle allokton konumlu kaya birimlerinde tabaka doğrultu ve eğimlerinin yoğunlaşma yönlerinin ve kıvrım eksenlerinin tespiti imkansız hale gelmiştir. Kıvrım eksenleri aşırı parçalanma nedeniyle belirlenemez durumdadır. Otokton konumlu Beydağları otoktonu çalışma alanının güneydoğusunda dar bir alanda yüzeyler (EK-I).

Çalışma alanındaki yapısal unsurlar paleotektonik ve neotektonik dönem yapıları olmak üzere iki grupta toplanmıştır. Paleotektonik dönem yapıları bindirme fayları, kıvrımlar ve uyumsuzluklardan oluşmaktadır. Sol yanal bileşene sahip normal faylar ise en önemli neotektonik yapıları oluşturur.

4.1. Paleotektonik Dönem Yapıları

4.1.1. Bindirme fayları

Araştırma alanındaki allokton konumlu kaya birimleri, Geç Kretase, Orta Eosen ve Erken Langiyen'de büyük çapta sürüklenmelere ve ekaylanmalara sahne olmuştur. Erken Langiyen'de gerçekleşen büyük çaptaki bindirmeler, daha önce meydana gelmiş olan bindirme ve ekaylanmaları çoğunlukla bozmuştur. Bu bozulma nedeniyle Geç Kretase ve Orta Eosen bindirme hatlarının tespiti güçtür. Ofiyolit napı, ofiyolitli

olistostrom ve melanj üzerinde tektonik olarak bulunan yapısal birimlerin (Domuzdağ, Gülbahar, Kozağaç grupları) ofiyolit napları üzerine bindirme yaşları Geç Senoniyen'dir. Yeşilbarak napı olarak tanımlanan Elmalı ve Yavuz formasyonları üzerinde ve ofiyolit napı altında tektonik olarak bulunan yapısal birimlerin birçoğunun (Kömürlükdağı grubu) birbirleri üzerine yerleşimi Orta Eosen'de gerçekleşmiştir (Şenel ve diğ., 1989). Gerek Yeşilbarak napı (ara zon) birimlerinin gerekse Likya naplarının Beydağları otoktonu üzerine yerleşmesi Erken Langiyen'de gerçekleşmiştir. Bu yerleşmelere bağlı olarak büyük çapta bindirme düzlemleri ve ekaylanmalar meydana gelmiştir. Beydağları otoktonu ile ara zon arasındaki ve ara zon ile Likya napları arasındaki tektonik sınırlar, Erken Langiyen sürüklenme sınırlarıdır (EK-II).

İnceleme alanı ve çevresindeki kaya birimleri Alpin orojenezinin değişik fazlarından etkilenerek kıvrımlı, ekaylı, bindirmeli ve kırıklı yapılar kazanmışlardır. Allokon konumlu Likya naplarını oluşturan birimler, birbirini takip eden bu şiddetli tektonik hareketler sonucu aşırı derecede parçalanmışlar ve birimler kendi içinde tektonik dilimler şeklinde ekaylanmışlardır.

Bölgedeki ofiyolitik birimler, Kampaniyen-Maastrichtiyen, Orta-Geç Eosen ve Erken Langiyen'de olmak üzere en az üç kez büyük yerleşmelere sahne olmuştur (Şenel ve diğ., 1989). Kampaniyen-Maastrichtiyen'de Menderes Masifi kuzeybatı kısmına yerleşen ofiyolitler (Yeldeğirmenitepe formasyonu tabanındaki uyumsuzluk), Orta-Geç Eosen zamanında Menderes Masifi üzerinden Batı Toros teknesine aktarılmış (Orhaniye formasyonundaki mikrokıvrımlardan elde edilen üç evrelî deformasyonlar) ve Erken Langiyen zamanında Beydağları otoktonu üzerine (Kasaba formasyonu tabanındaki uyumsuzluklar) yerleşimini tamamlamışlardır (Aksarı, 2007). Bölgedeki bindirme fayları genel olarak KKB-GGD uzanımlıdır. 3 evrelî yerleşme geçirdiği için bazı alanlarda bindirme hattı genel gidişi bu doğrultudan ayrılmaktadır.

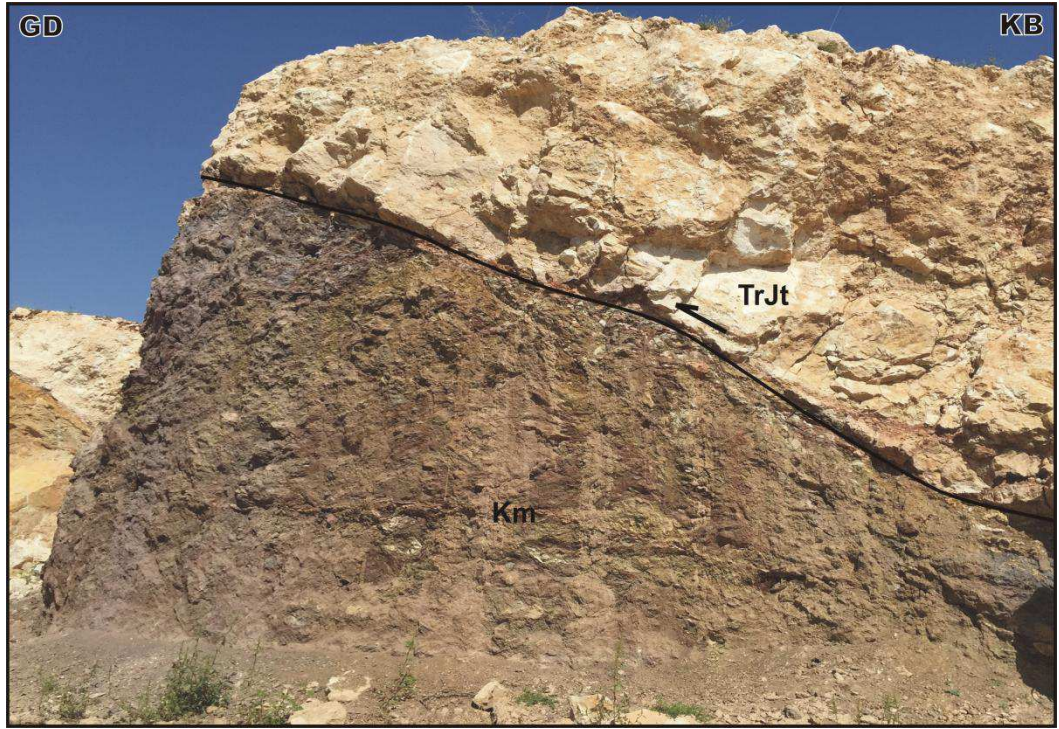
İnceleme alanının kuzeydoğusunda Bozlar köyünün güneyinde Beydağları otoktonu birimleri ile Yeşilbarak napına ait Elmalı formasyonu yüzlek vermektedir. Bu bölgede Elmalı formasyonuna ait birimlerin Beydağları otoktonuna ait birimler üzerine bindirdiği gözlenmektedir (EK-I). Bu bindirme Erken Langiyen'de gerçekleşmiştir.

İnceleme alanının güneydoğusunda Çomaklı köyü kuzeybatısında ve Kemer ilçe merkezinin güneyinde Elmalı formasyonu ve Yavuz formasyonu arasında, Gülbahar grubuna ait Yeldeğirmenitepe formasyonu ile Yavuz formasyonu arasında, Çörtten köyü kuzeyinde Yeşilova ofiyolitleri ve Orhaniye formasyonu ile Elmalı formasyonu arasında, İshak köyü kuzeyinde ofiyolitler ile Elmalı formasyonu arasında ve Bayramlar

köyü kuzeyinde ofiyolitler ile Yavuz formasyonu arasındaki tektonik sınırlar Erken Langiyen sürüklenme sınırlarıdır.

Kozağaç kasabası güneybatısında, Başpınar köyü batısında, Beyköy kuzeyinde, Belkaya doğusunda ve Çörten kuzeyinde Yeşilova ofiyolitleri ile Kızılcadağ ofiyolitli melanjı arasında Orta Eosen sürüklenme sınırları gelişmiştir.

İnceleme alanının genelinde ayrıca, alt nap birimleri ile üst nap birimleri, orta nap birimleri ile üst nap birimleri, üst nap birimlerinin kendi içinde ve bu birimler ile ofiyolitler arasında Geç Senoniyen'de gelişmiş bindirmelerde yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.1, EK-I).



Şekil 4.1: Çallica köyü batısında Kızılcadağ ofiyolitli melanjı (Km) ile Taşkesiği formasyonu (TrJt) arasındaki Üst Senoniyen bindirme sınırını gösterir fotoğraf.

4.1.2. Kıvrımlar

Likya napları Alpin orojenezinin değişik evrelerinden etkilenmiş ve kıvrımlı yapılar kazanmıştır. Elmalı yöresinde yaptığımız çalışmalarda (Aksarı, 2007) elde ettiğimiz veriler ve bu tez çalışmasında elde edilen verilere göre, Likya naplarının bölgeye Geç Kretase, Orta Eosen ve Erken Langiyen zamanında yerleşmesiyle birlikte KB-GD yönlü kompressif hareketler neticesinde bölgede KD-GB gidişli bindirmeler ve

kıvrımlar gelişmiştir. Likya naplarına ilişkin kaya birimleri birbirini izleyen şiddetli tektonik hareketler sonucunda ileri derece parçalanmışlardır. Bu nedenle, bu kaya birimlerinde düzenli bir içyapı bulunmamaktadır. Temel birimlere dahil edilen ve napları transeksif olarak örten birimlerin az da olsa düzenli bir iç yapı sunduğu görülmüştür.

İnceleme alanında temeli oluşturan birimler içerisinde ölçülen tabaka konumları, stereo-net programı kullanılarak SCHMİDT ağı alt yarı küresinde değerlendirilmiştir.

Beydağları otoktonu, çalışma alanının doğusunda dar bir alanda yüzeyler. Beydağları otoktonu, Likya napları ile Antalya naplarının birbirine zıt yönde hareket etmesi sonucu kıvrımlı yapılarını kazanmıştır (Hayward, 1984; Poisson, 1977).

Beydağları otoktonu, Beydağları, Karabayır ve Sinekçi formasyonları ile temsil olunmaktadır. Çalışma alanında, Beydağları otoktonuna ait birimler çok küçük alanlarda yüzeylediğinden yeterli sayıda tabaka ölçümü alınamamıştır. Beydağları formasyonunda ortalama tabaka konumu $K45^{\circ}D$, $25^{\circ}KB$ olarak ölçülmüştür. Haritalama çalışmasından ve yaş ilişkisinden inceleme alanı içerisindeki otoktonun bir antiklinal meydana getirdiği tespit edilmiştir (EK-I).

Menderes masifi kuzeybatısında yer alan Vardar okyanusunun (Ersoy, 1990) kapanmasıyla bölgesel sıkışma hareketi dalma-batma olayıyla karşılanamayıp, Batı Toros teknesi sıkışmaya başlamıştır. Ayrıca, Beydağları otoktonu Likya napları önünde doğal bir bariyer gibi durarak sıkıştırmaya yardımcı olmuştur. Bu sıkışmalar sonucunda Likya naplarını oluşturan kaya birimleri kıvrımlı yapısını kazanmıştır. Devam eden şiddetli sıkışmalardan dolayı daha önce kazanmış oldukları kıvrımlı yapısını kaybederek tabakaların hepsi aynı yöne eğimli hale gelmişlerdir. Likya napları içindeki Bıçakçı formasyonundan az sayıda da olsa tabaka ölçümü alınabilmiştir. Sofular formasyonunu oluşturan olistostromun matriksinde yer yer iyi gelişmiş tabakalanma yapısı gözlenebilmektedir. Bu tabakaların doğrultuları genelde $KD-GB$ yönlü ve eğim yönleri ise, KB olarak ölçülmüştür. Ayrıca Kızılcadağ ofiyolitli melanji içerisindeki sedimanter kökenli olistolitlerin birçoğunda tabaka konumu ölçülmüştür. Fakat olistolitlerin birçoğunun küçük olması nedeniyle haritaya işlenememiştir. Bu olistolitlerdeki tabakaların doğrultusu genelde $KD-GB$ yönlü ve eğim yönü ise, KB olarak ölçülmüştür.

Yeşilbarak napı olarak ayırt ettiğimiz Elmalı ve Yavuz formasyonlarından yeterli sayıda tabaka ölçümü alınabilmiştir. Elmalı formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen nokta ve kontur diyagramlarının yorumlanmasıyla kıvrım eksen konumu $K53^{\circ}B$, $31^{\circ}KB$ (Şekil 4.2), Yavuz formasyonuna ilişkin tabaka

ölçümlerinden elde edilen nokta ve kontur diyagramların yorumlanmasıyla elde edilen kıvrım eksen konumu da (B) $K45^{\circ}D$, $2^{\circ}GB$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.3).

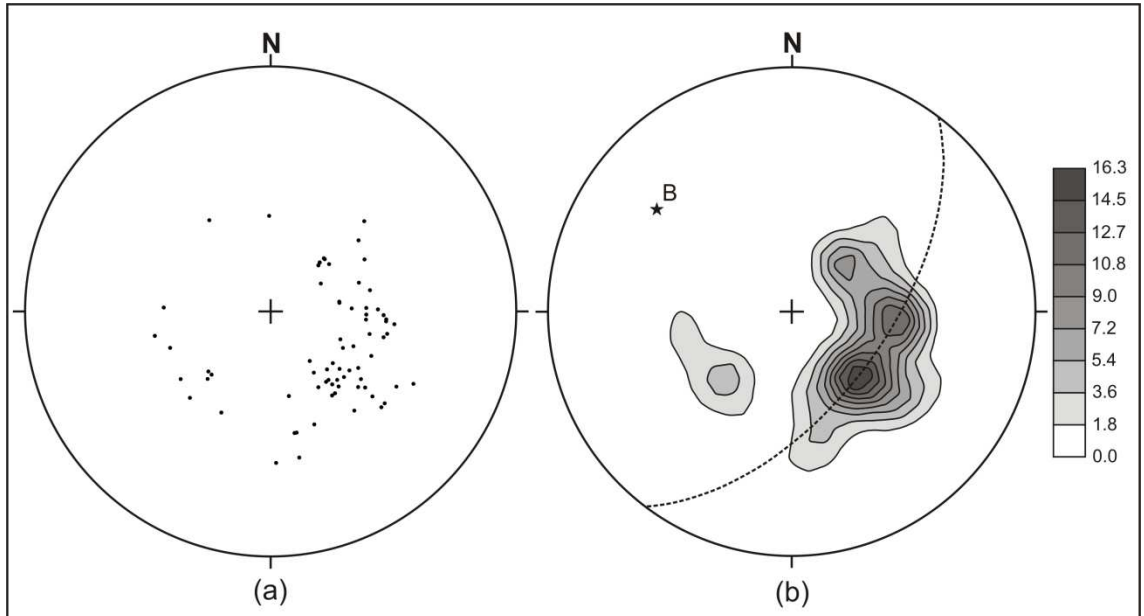
Ofiyolit naplarına ait İkizpınarı flişindeki tabaka ölçümlerinden elde edilen nokta ve kontur diyagramlarının yorumu ile elde edilen tektonik eksen konumu (B) $K68^{\circ}B$, $15^{\circ}GD$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.4).

Üst nap birimlerinden Kozagaç grubuna ait Yuvadağ formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen nokta ve kontur diyagramlarının yorumu ile tektonik eksen konumu (B) $K29^{\circ}B$, $30^{\circ}KB$ ve Çatlıca formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen nokta ve kontur diyagramlarının yorumu ile elde edilen tektonik eksen konumu (B) $K12^{\circ}B$, $18^{\circ}GD$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.5, Şekil 4.6).

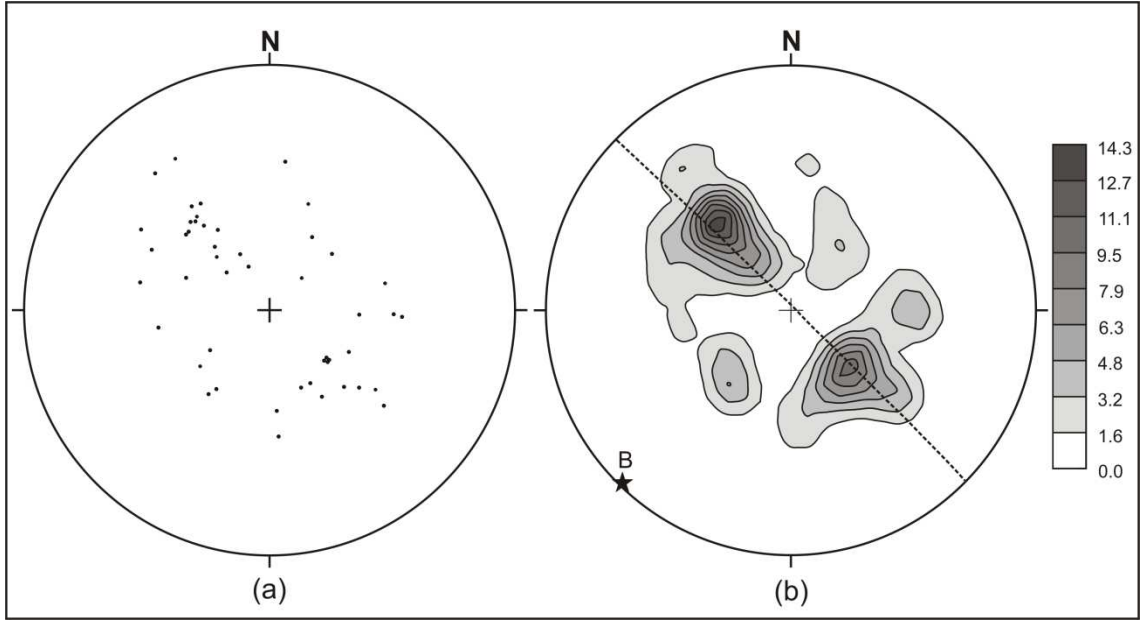
Üst nap birimlerinden Gülbahar grubuna ait Orhaniye formasyonundan ölçülen tabaka konumlarına ilişkin nokta ve kontur diyagramlarının yorumuyla elde edilen kıvrım eksen konumu (B) $K32^{\circ}B$, $25^{\circ}KB$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.7).

Üst nap birimlerinden Domuzdağ grubuna ait Taşkesiği formasyonundan yeterli sayıda tabaka ölçümü alınarak nokta kontur diyagramları hazırlanmıştır. Elde edilen nokta ve kontur diyagramlarının yorumlanmasıyla tektonik eksen konumu (B) $K70^{\circ}B$, $11^{\circ}KB$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.8).

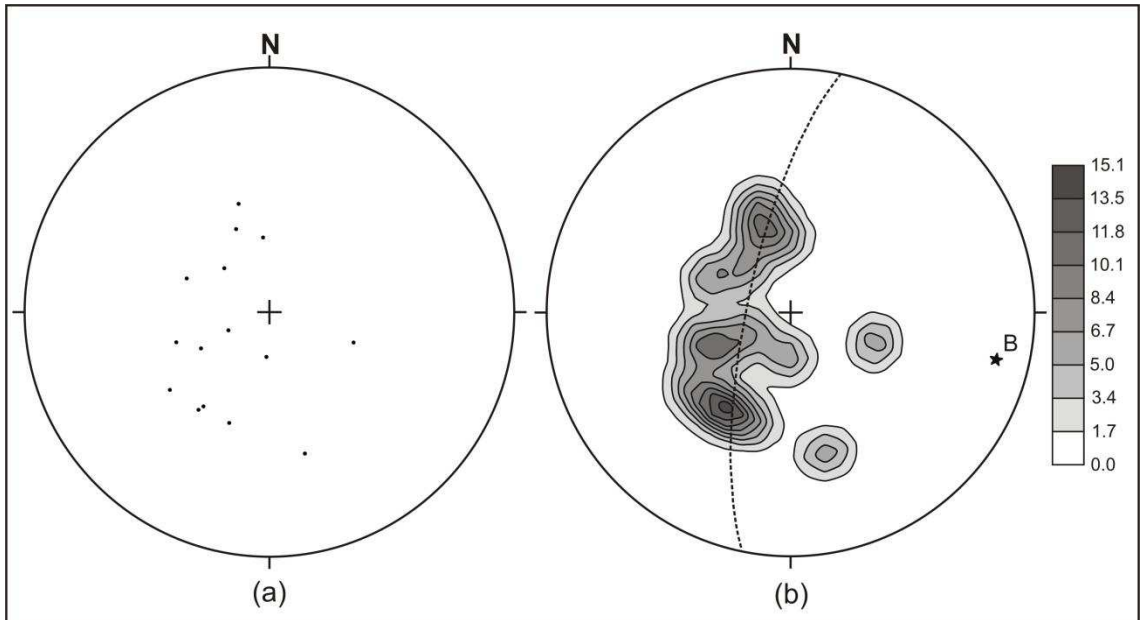
Napları transgressif olarak örten Mamatlar formasyonundan elde edilen tektonik eksen konumu (B) $K50^{\circ}D$, $5^{\circ}GB$ olarak Varsakyayla formasyonundan elde edilen tektonik eksen konumu (B) $K38^{\circ}D$, $5^{\circ}KD$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.9, Şekil 4.10).



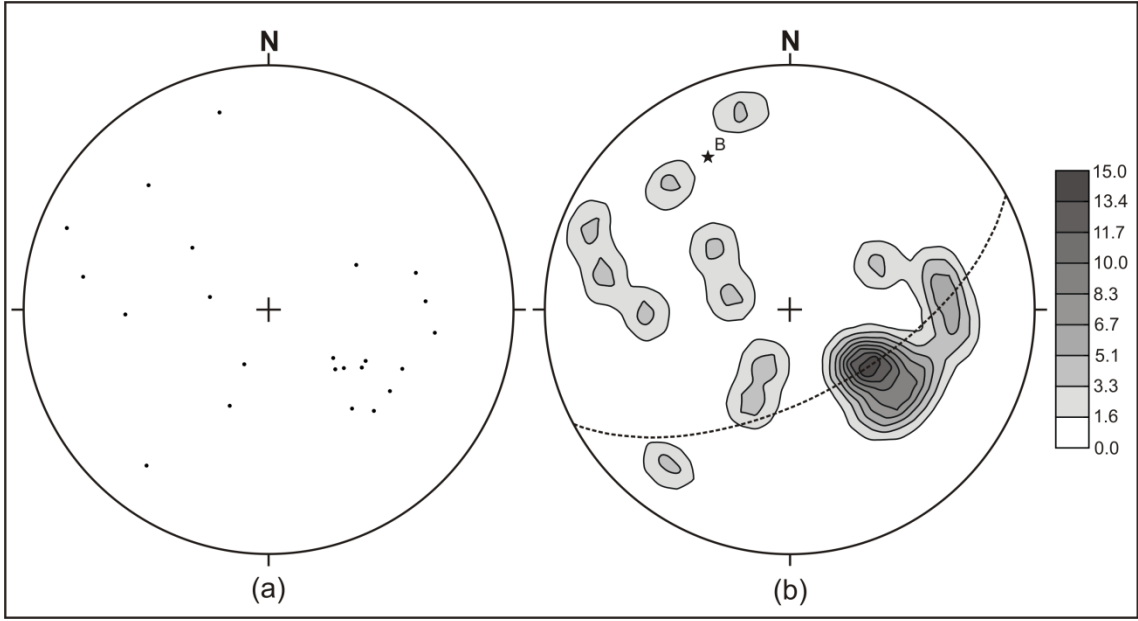
Şekil 4.2: Elmalı formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=72)



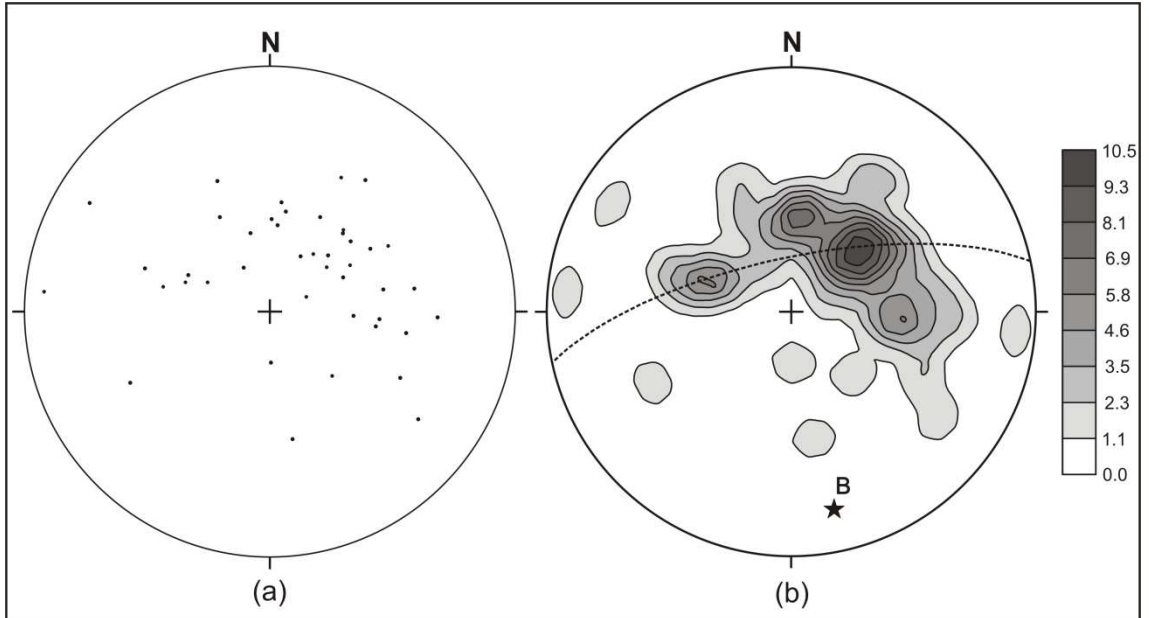
Şekil 4.3: Yavuz formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=48)



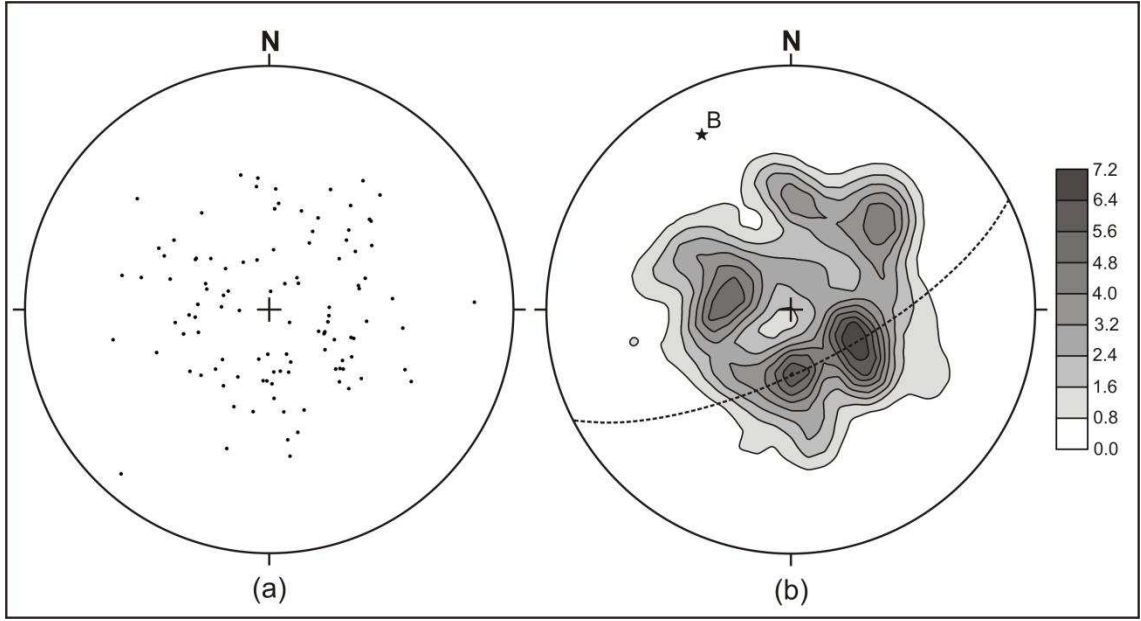
Şekil 4.4: İkizpınarı flişine ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=15)



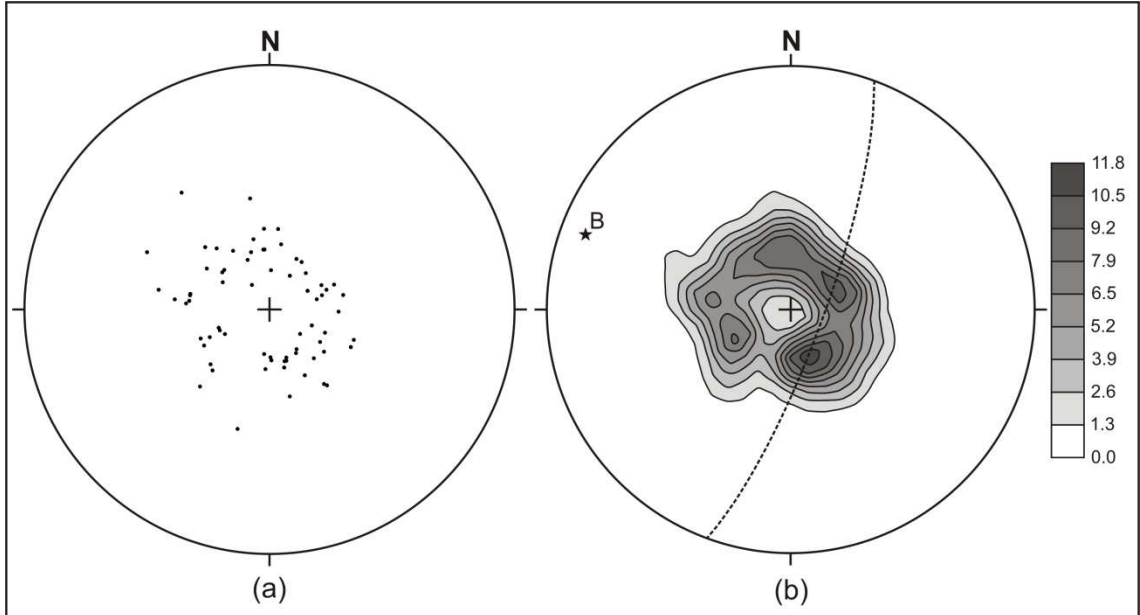
Şekil 4.5: Yuvadağ formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=23)



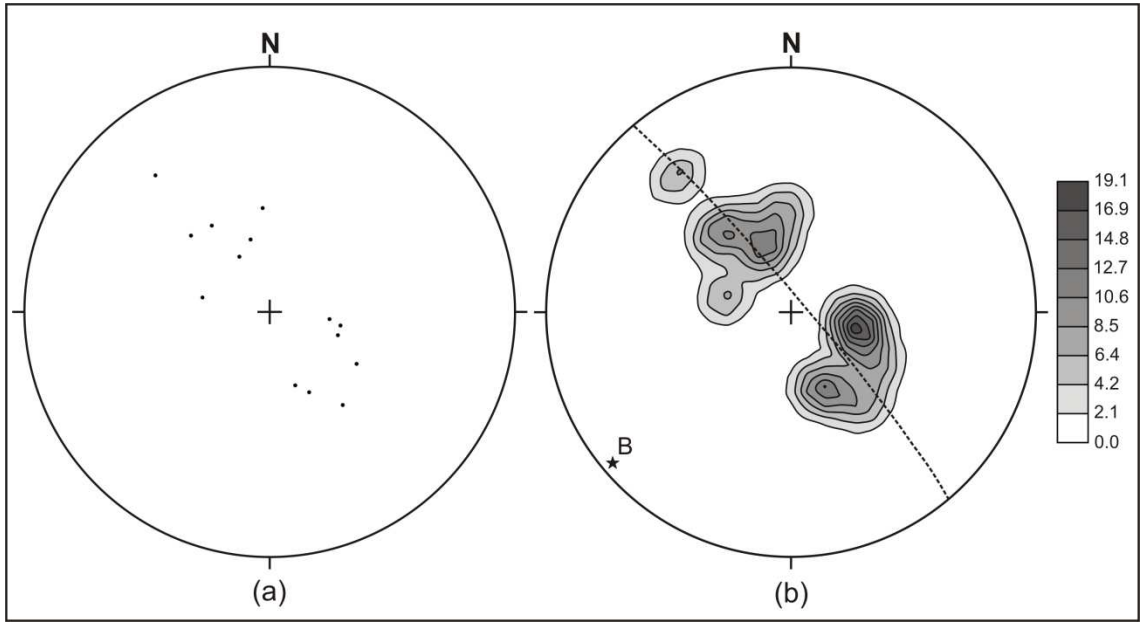
Şekil 4.6: Çatlıca formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=43)



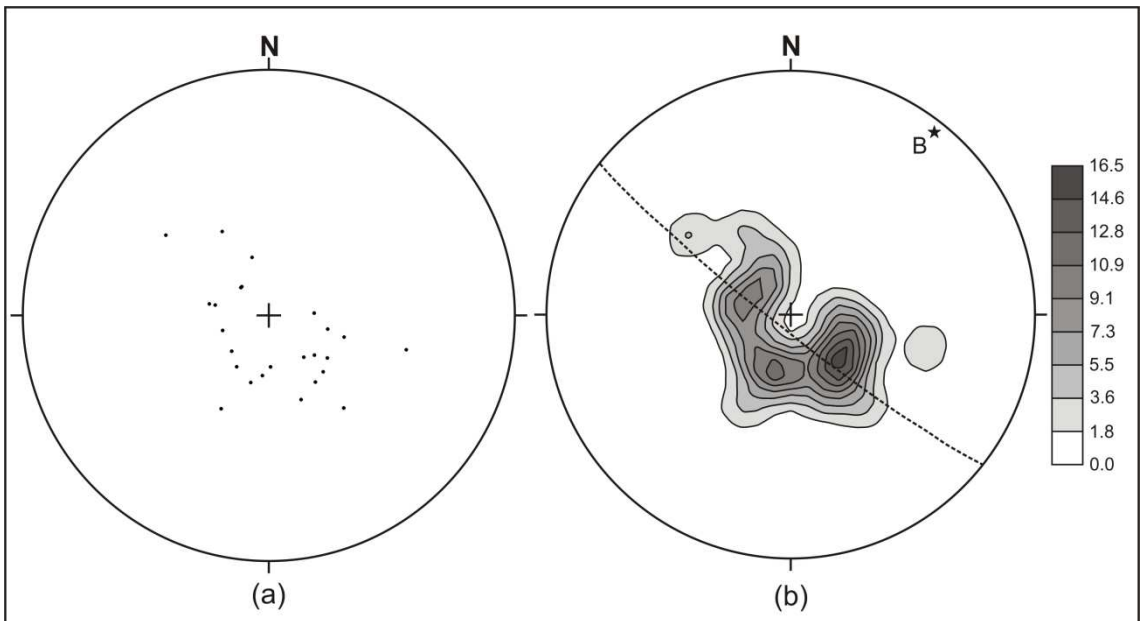
Şekil 4.7: Orhaniye formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=108)



Şekil 4.8: Taşkesiği formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=74)



Şekil 4.9: Mamatlar formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=14)



Şekil 4.10: Varsakyayla formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=25)

Sayısal analizlerden elde edilen veriler ve daha önce yakın bölgede yaptığımız çalışmalarımız neticesinde Likya naplarına ilişkin kaya birimlerinin, birbirlerini izleyen şiddetli tektonik hareketler sonucu ileri derecede parçalandığı görülmektedir. Bu nedenle, bu kaya birimlerinde nokta ve kontur diyagramlarından da görüldüğü gibi, düzenli bir içyapısı bulunmamaktadır. Bununla birlikte napları transeksif olarak örten Varsakyayla ve Mamatlar formasyonunda açıkça görülüyor ki kıvrım eksenlerinin $K40^{\circ}$ - 50° D arasında değişen yönlerde geliştiği bunun da KB-GD yönlü bir sıkışma ile mümkün olacağıdır. Yani paleotektonik dönem sonunda napların en son yerleşme evresinde bölgede KB-GD yönlü bir sıkışma rejiminin hakim olduğu söylenebilir.

4.1.3. Faylar

İnceleme alanında temel birimler içerisinde gelişmiş eğim atımlı ve doğrultu atımlı irili ufaklı birçok fay bulunmaktadır (EK-I). Bıçakçı köyü güneydoğusunda Kömürlük Dağı kuzeybatısından başlayıp kuzeydoğuya doğru dağın uzanımına paralel $K30^{\circ}$ - 50° D doğrultulu ve KB'ya eğimli muhtemelen sağ yönlü normal karakterli bir fay mevcuttur (EK-II). Çameli batısında, Çiğdemli kuzeybatısında, Ayvacık köyü güneydoğu kesiminde, Altınyayla doğusunda ve Kozağaç kasabası civarında birbirlerine az çok paralel $K20^{\circ}$ - 50° D arasında değişen doğrultulara sahip eğim atımlı normal faylar gelişmiştir (EK-I). Kozağaç kasabası güneybatısında Kızılcadağ ofiyolitli melanji ile Yeşilova ofiyolitleri sınırında yaklaşık K-G gidişli birbirine az çok paralel eğim atımlı iki fay bulunmaktadır. İnceleme alanının orta kısmında Çavdır kuzeyinde ofiyolitli birimler içerisinde gelişen değişik gidişlere sahip normal faylar gözlenmektedir. İnceleme alanının kuzeydoğu kısmında Çallıca köyü batısında Mamatlar formasyonu kireçtaşları içerisinde gelişmiş ve birimi bloklara ayırmış $K25^{\circ}$ - 60° D doğrultularda değişen birbirine az çok paralel gidişli KB ve GD yönlerinde eğimlere sahip çok sayıda normal fay gelişmiştir (EK-I, EK-II).

Bademli fayı

Karamanlı kuzeydoğusunda yer alan Bademli fayı, KD-GB uzanımlı 50° - 70° GD eğimli normal bir faydır. Bademli fayı güneybatıda Kağılcık köyünden başlayıp, kuzeydoğuda Çallıca köyü boyunca 15 km ilerleyerek çalışma alanı dışında da devam eder (EK-II). Fay Geç Triyas-Liyas yaşlı Taşkesiği formasyonunu Likya naplarının ofiyolitik kayaçlarından ayırır. Fay boyunca iyi gelişmiş ve korunmuş fay diklikleri

görülür. Bademli fayı yamaç molozlarının oluşumunu sonuçlamış ve yer yer fay yüzlekleri bu yamaç molozlarının altında kalmıştır.

Belenli fayı

İnceleme alanının güneydoğusunda KD-GB uzanımlı, kuzeybatıya eğimli sol yönlü yan atımlı normal bir faydır. Fay yaklaşık 18 km uzunlukta, Yaylaköy kuzeyinden başlayarak kuzeydoğuya Kemer güneyine doğru uzanır (EK-II). Fay, Belenli köyü güneyinde sağa basamak yapmaktadır. Geç Triyas-Liyas yaşlı Taşkesiği formasyonu ile Geç Lütésiyen-Priaboniyen yaşlı Yavuz formasyonu Belenli fayı tarafından karşı karşıya getirilmiştir. Fay yer yer de bu formasyonlar içerisinde ilerlemektedir. Fay boyunca yer yer yamaç molozları oluşmuştur. Fay düzlemlerinden alınan ölçümler, fayın ortalama eğim miktarının 65° olduğunu göstermiştir. Belenli fayı, kesmiş olduğu birimlere göre, Miyosen'den daha gençtir.

4.1.4. Uyumsuzluklar

Araştırma alanındaki kayaçlar, farklı orojenik fazlardan etkilenmişler ve bu orojenik evrelere bağlı olarak değişik uyumsuzluklar gelişmiştir. Bu farklılıklar, bölgedeki yapısal birimlerin allokton ve otokton konumlu oluşu nedeniyle daha da belirginleşmiştir.

Bölgede gerek allokton konumlu, gerekse otokton konumlu kaya birimlerinde Geç Kretase'ye kadar herhangi bir uyumsuzluk gözlenmemiştir. Ancak bazı allokton birimlerde düşey yönde fasiyes değişimleri görülmektedir. Kozağaç ve Domuzdağ gruplarında Geç Liyas'ta ortam aniden derinleşmektedir. Yer yer karbonat breşi ve ammonitico-rosso fasiyesi ile belirlenen bu derinleşme bu grupların çökelme ortamlarının faylanarak çökmüş olduğunu yansıtır (Şenel ve diğ., 1989; Ersoy, 1990). Kırılarak gelişen bu çökme olayı Erken Kimmeriyen geç fazı ile gerçekleşmiş olmalıdır. Diğer yapısal birimlerdeki düşey fasiyes değişimleri de derinleşme karakterindedir. Ancak bu derinleşmelerin kırılmalar sonucunda gelişip gelişmediği belirlenememiştir.

Üst Senoniyen, çoğu yapısal birimde uyumsuz olarak bulunur. Ayrıca Geç Senoniyen'de okyanusal litosfer ürünü ofiyolitler, kıtasal kökenli Gülbahar, Kozağaç ve Domuzdağ birimleriyle bir araya gelmişlerdir. Üst nap birimlerinin ofiyolitler üzerine yerleşimi bu evrede meydana gelmiş ve bu yerleşime bağlı olarak melanj ve

olistostromlar gelişmiştir. Bu olgu yapısal birimlerin Laramiyen fazından şiddetli olarak etkilendiğini bu faz esnasında büyük çapta yatay hareketlerin geliştiğini gösterir.

Monsiyen-Tanesiyen yaşlı Mamatlar formasyonu, Yeşilova ofiyolitini, Kızılcadağ ofiyolitli melanji, Domuzdağ ve Gülbahar gruplarını transgressif olarak örtmektedir. Bu olgu ortamın Monsiyen öncesi karasallaştığını ve Monsiyen zamanında transgressiyona uğradığını gösterir. Laramiyen fazı ile gerçekleşen bu olay, çalışma alanındaki Beydağları otoktonu ve allokton konumlu bazı yapısal birimleri (Kömürlükdağı) etkilememiş ve fasiyes değişimi şeklinde ortaya çıkmıştır. Üst Lütésiyen, Beydağları otoktonunda, Yeşilbarak naplarında ve ofiyolitler üzerindeki bazı birimlerde transgressif özellikte oluşu, bölgedeki bu yapısal birimlerin Lütésiyen öncesi su yüzüne çıktığını ve Geç Laramiyen fazının etkisi ile transgressiyona uğradığını gösterir. Akitaniyen ve Burdigaliyen Beydağları otoktonundaki Geç Kretase kayaları üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Akitaniyen ve Burdigaliyen'in uyumsuzluğu Saviyen fazı ile gelişmiştir (Şenel ve diğ., 1989).

4.2. Neotektonik Dönem Yapıları

İnceleme alanındaki neotektonik dönem yapıları Burdur-Fethiye fay zonu ve bu zonda meydana gelen yapılardan oluşmaktadır. Neotektonik yapı olarak sol oblik normal faylar, normal faylar, havza içerisinde gelişen küçük ölçekli faylar, Neojen dönemi kıvrımlı yapılar ve uyumsuzluklar bu bölümde anlatılacaktır.

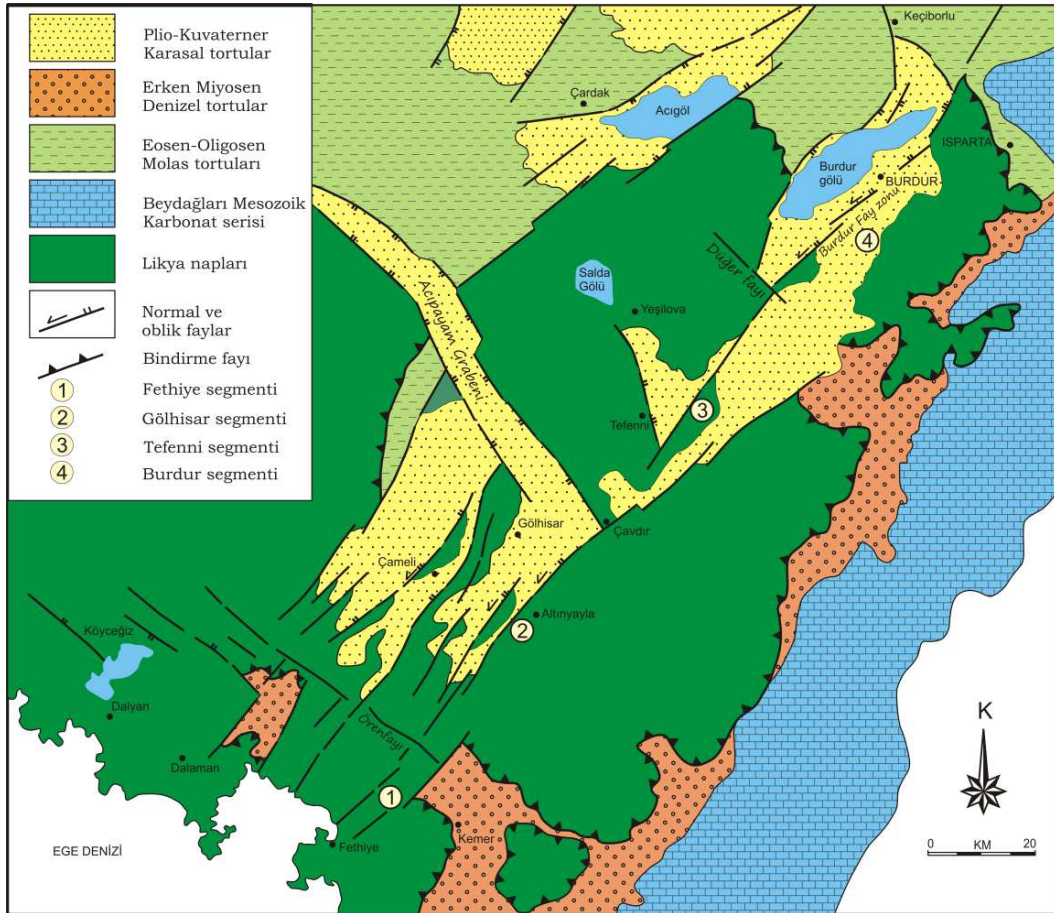
4.2.1. Burdur-Fethiye fay zonu

Burdur-Fethiye Fay Zonu güneyde Fethiye körfezinden başlayıp kuzeyde Çay'a kadar uzanan, yaklaşık 310 km uzunluğunda, ortalama 40 km genişliğinde, KD-GB doğrultusunda uzanan, Batı Anadolu genişleme bölgesinin doğu sınırını oluşturan, kademeli, sol yönlü doğrultu atım bileşenli oblik ve normal faylardan oluşan bir deformasyon alanıdır (Price ve Scott, 1994; Barka ve Reilinger, 1997; Yağmurlu, 2000; Hall ve diğ., 2014).

Burdur Fethiye fay zonu ilk olarak Barka ve diğ. (1995) tarafından Burdur fayı olarak adlandırılmıştır. Daha sonra Burdur-Fethiye fayı, Burdur-Fethiye Fay Zonu, Fethiye-Burdur Fay Zonu ve Burdur-Fethiye Makaslama Zonu olarak değişik araştırmacılar tarafından tanımlanmıştır (Barka ve Reilinger, 1997; Yağmurlu ve diğ.,

1997; Alçıçek ve diğ., 2002; ten Veen, 2004; Yağmurlu ve Şentürk, 2005; Bozcu ve diğ., 2007; Hall ve diğ., 2009; Elitez, 2010; Elitez ve Yaltarak, 2014).

Fethiye ile Burdur Gölü arasındaki fay sistemlerini KD-GB, KB-GD ve K-G uzanımlı olmak üzere başlıca 3 grup içerisinde toplamak mümkündür (Şekil 4.11). Özellikle Burdur Gölü'nü kuzeyden ve güneyden sınırlayan KD gidişli faylar sol oblik atımlı normal fay karakterine sahiptirler. Bu faylar çoğu yerde Kuvaterner oluşuklarını keserek, bunlara yüksek eğimler kazandırmışlar ve alüvyonlar içerisinde gözlenebilen basamaklı yapılar oluşturmuşlardır (Yağmurlu ve diğ., 2005). KB uzanımlı faylar ise büyük bölümüyle normal fay karakterinde olup; KD gidişli fayları belirli uzunlukta sınırlandırarak Burdur Fethiye fay zonunu segmentlere bölmüştür. Bunlar güneybatıdan kuzeydoğuya doğru; (1) Fethiye segmenti, (2) Gölhisar segmenti, (3) Tefenni segmenti ve (4) Burdur segmentinden oluşur (Şekil 4.11).



Şekil 4.11: Fethiye Körfezi ile Burdur Gölü arasındaki bölgede Burdur-Fethiye fay zonunu oluşturan segmentlerin konumları ve diğer fay sistemleriyle olan ilişkileri (Yağmurlu ve diğ., 2005'den yararlanarak çizilmiştir).

Olasılıkla Geç Miyosen'den bu yana aktif olan bu fay zonu, aletsel dönem içinde (1914 Burdur, M=7.1; 1957 Fethiye, M=7.1; 1971 Burdur, 5.9) yıkıcı depremler üretmiş ve Güneybatı Anadolu'da önemli kırıklardan biri olduğunu göstermiştir. Fay zonundaki büyük ölçekli faylar KD-GB uzanımlı sol yanal, sol yanal oblik ve normal faylardan oluşur. Burdur-Fethiye Fay Zonu çalışma alanı içerisinde Çameli'nden başlayıp Kemer kuzeydoğusuna kadar K30°-65°D doğrultusunda, kademeli bir şekilde yaklaşık 20 km'lik bir zon içinde izlenmektedir (Şekil 4.12, EK-II). İnceleme alanı içerisinde fay zonu farklı iki segmentten oluşmaktadır. Bu fay segmentleri; Yuva köyü ile Kozluca köyü arasındaki Tefenni segmenti, Yuva ile Çameli arasında kalan kısım Gölhisar segmenti olarak adlandırılmıştır. Bu segmentler boyunca Burdur-Fethiye Fay Zonu Neojen-Kuvaterner birimlerini kesmekte ve bu birimleri ya temel birimlerle ya da güncel alüvyonlarla yan yana getirmektedir.

4.2.1.1. Tefenni segmenti

Burdur-Fethiye Fay Zonunun KB-GD gidişli Düğer fayı (çalışma alanı dışında) ile Yuva fayı arasında kalan kısım Tefenni segmenti olarak adlandırılmıştır. Bu segmenti oluşturan faylar sol yönlü yan atımlı normal ve normal faylar şeklinde iki bölümde incelenecektir.

4.2.1.1.1. Sol yönlü yan atımlı normal faylar

Normal bileşenli sol yanal doğrultu atımlı faylar Tefenni havzasının kenarlarında yer almaktadır. Segmentte bariz olarak izlenebilen bu faylar Neojen-Kuvaterner yaşlı birimleri ya temel birimlerle ya da güncel alüvyonlarla yan yana getirmektedir. Tefenni havzasının güneydoğu sınırı yakın aralıkta, birinci ve ikinci dereceden uzunlukları 10 km ile 55 km arasında değişen faylar içerir. Bu faylar iyi gelişmiş fay diklikleri, iyi korunmuş kayma düzlemleri ve kayma çizikleri sergilemektedir.

Kemer fayı

Tefenni havzasının güneydoğu kenarını sınırlayan, KD-GB doğrultulu, yaklaşık 55 km uzunluğa sahip, kuzeydoğuda Erikli köyü kuzeyinden başlayıp güneybatıda Başpınar köyüne kadar uzanan segmentin ana faylarından biridir. Bu fay genel olarak düz bir hattan oluşmakla birlikte Kemer dolayında sağa büküm yapmaktadır. Kemer

fayı Başpınar-Kemer arasında $K35^{\circ}$ - 40° D, Kemer-Erikli arasında ise $K50^{\circ}$ - 70° D doğrultuda uzanır. Fay kuzeybatıya eğimli olup, güneydoğu kesimlerinde yer alan temel birimlerle kuzeybatısında yüzeyleyen Neojen yaşlı birimleri yan yana getirmektedir (Şekil 4.13). Erikli köyü dolayında temel ile Neojen dokanağında 300 metre kadar sol yönde bir ötelenme izlenebilmektedir (EK-II). Bu ötelenmeyi destekleyen jeomorfolojik verilere göre Erikli köyünden batıya doğru Miyosen birimleri üzerinde yer alan eski bir vadi, faya ulaştığı noktada birden bire kesilmekte ve 300 metre güneyden yine doğu-batı yönünde devam etmektedir. Fayın düşey atımını belirleyebilecek fayın her iki bloğunda yer alan bir klavuz düzey tespit edilememiştir. Ancak, Kemer yakınında açılan sondaj verilerinden temele ulaşma derinliği baz alınarak fayın düşey atımı minimum 520 metre olarak düşünülmektedir.

Manca fayı

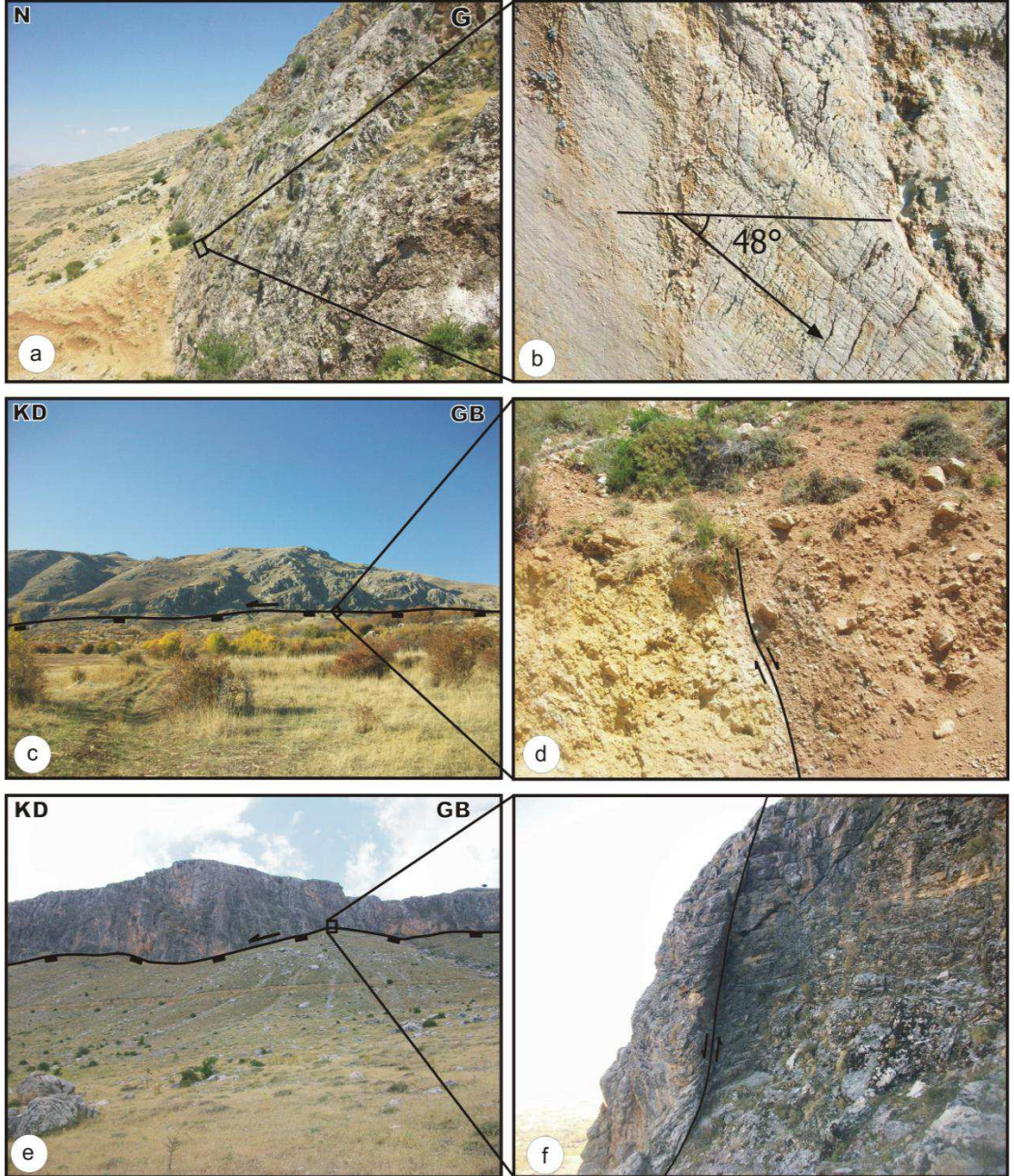
Tefenni havzasının orta kısmında Hüyük fayı ile birlikte horst yapısı oluşturan fay, Manca köyü kuzeyinde temel birimler ile güncel çökelleri Bozdağ (Seydiler köyü batısında) güneydoğusunda Kızılcaadağ ofiyolitli melanji ile Neojen birimleri yan yana getirerek tektonik sınır oluşturmakta ve inceleme alanında 17 kilometre takip edilmektedir (EK-II). Fay ismini Manca köyünden almıştır. KD-GB gidişli GD eğimli sol yanal normal karakterli bir faydır (Şekil 4.14). Manca köyü kuzeybatısında fay düzlemi ve kayma çizikleri net olarak gözlenmektedir (Şekil 4.14b).

Hüyük fayı

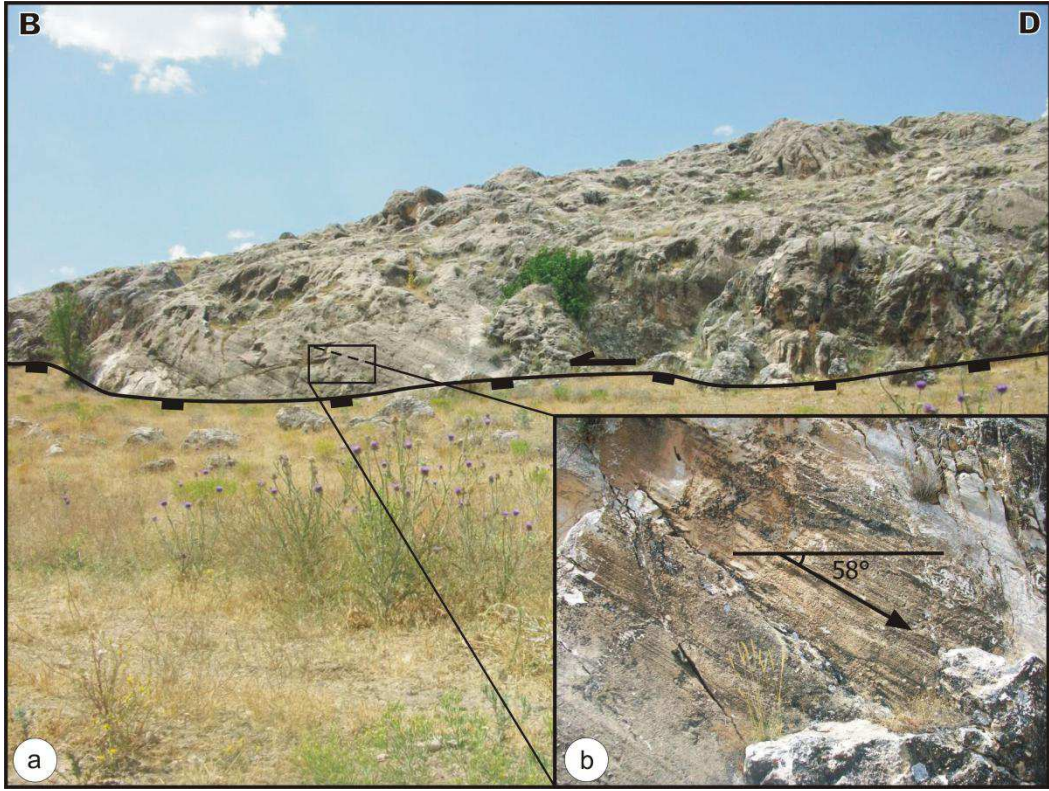
Tefenni havzasının orta kısmında temel birimler ile güncel çökeller ve Tefenni formasyonu ile güncel çökeller arasında tektonik bir sınır oluşturan fay, Hüyük köyünde sağa sıçrama yaparak Akören üyesi ile güncel çökeller arasında tektonik sınır oluşturup Bozdağ kuzeydoğusundan Yuva köyüne kadar temel birim içerisinde devam eden morfolojik olarak tespit edilmiş bir faydır. Fay sınırlı alanda diklik oluşturmaktadır. Hüyük köyü kuzeydoğusunda faya bağlı olarak gelişmiş su kaynakları mevcuttur (Şekil 4.15). Hüyük fayı KD-GB gidişli ve KB yönünde eğimlidir. Fay yaklaşık 27 km uzunluktadır. Manca fayı ile birlikte Tefenni ovasının orta kesimlerinde yer alan horst yapısını meydana getirmektedir. Fay güncel birimler içerisinde devam edip Bozdağ (Seydiler köyü batısında) kuzeyinde temel birimler içerisinde morfolojik olarak takip edilebilmektedir (EK-II).

Akören fayı

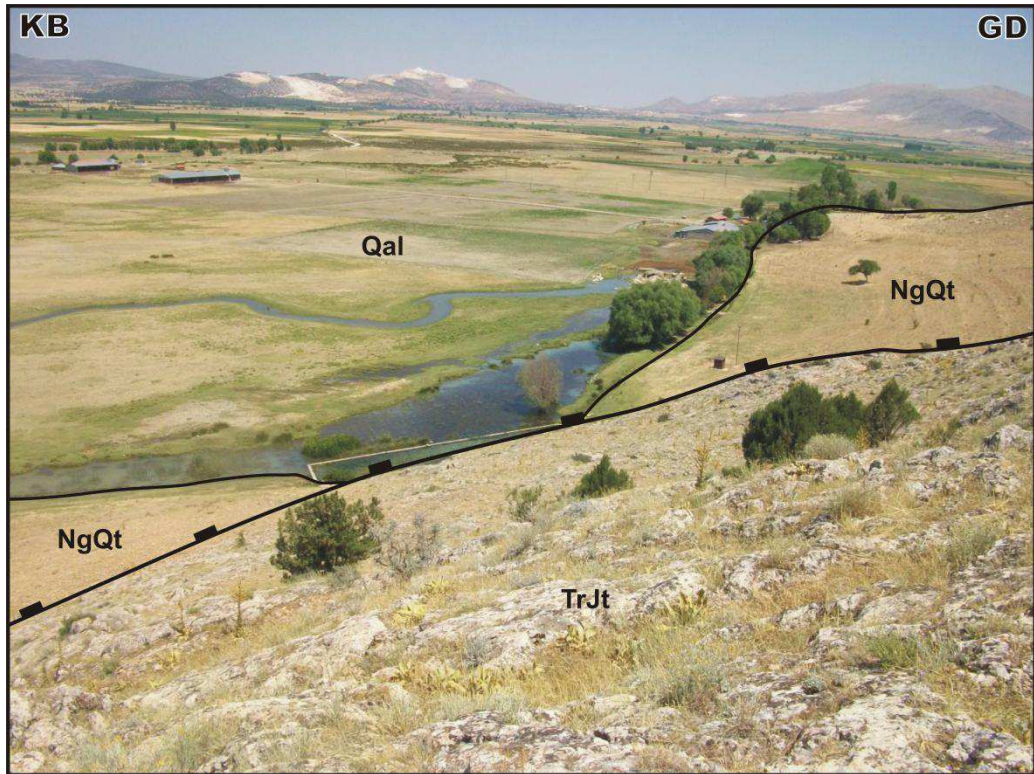
Akören köyü kuzeydoğusundan Yakalar köyü kuzeyine kadar uzanan fay, KD-GB uzanlı ve KB yönünde eğimli sol yönlü yan atımlı normal faydır. Fay yaklaşık 15 km uzunlukta takip edilebilmekte, Neojen-Kuvaterner yaşlı birimleri keserek alüvyonla yan yana getirmektedir (EK-II). Fayın geçtiği hat boyunca dereler sol yönde bükülmüştür.



Şekil 4.13. Kemer fayına ilişkin (a) Kayalı köyü güneydoğusundaki fay dikliği, (b) fay düzlemi ve kayma çiziklerinin yakın görünümü, (c) Seydiler köyü doğusunda fayın genel gidişi, (d) temel birimler ile alüvyon arasındaki fayın izi, (e) Yakalar köyü güneyinde fayın genel gidişi, (f) fay düzleminin üzerinde asılı kalan kireçtaşı bloğu.



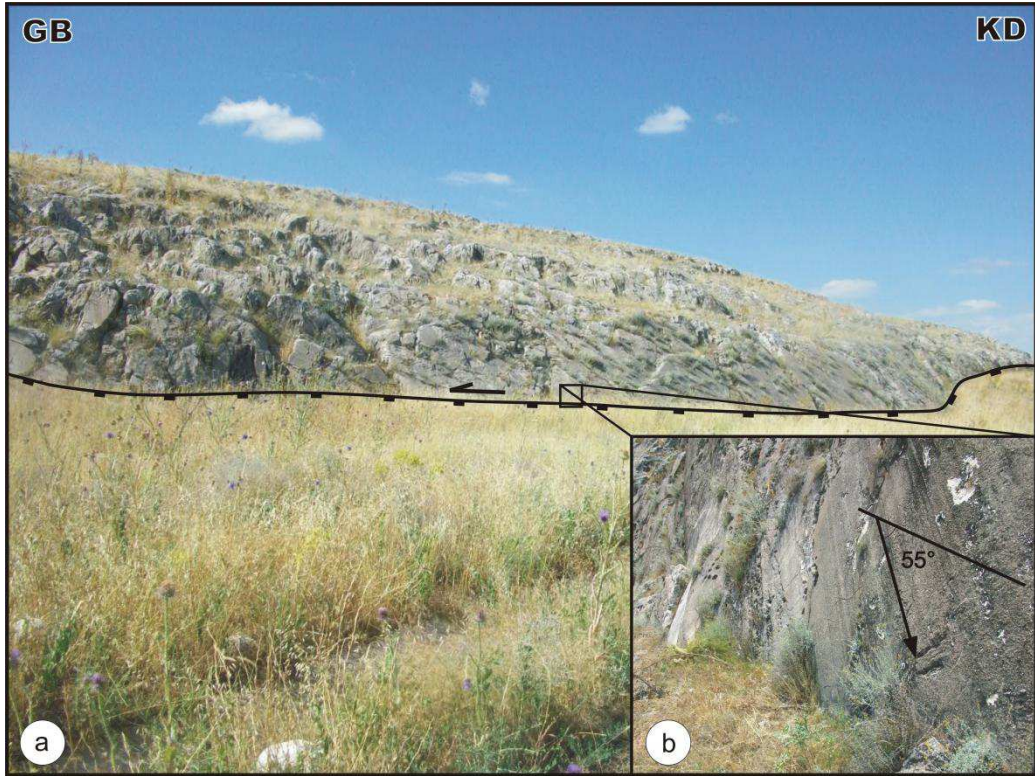
Şekil 4.14. (a) Manca köyü doğusunda Manca fayının arazideki izi ve (b) fay düzleminin yakın plan görüntüsü.



Şekil 4.15. Tefenni güneydoğusunda Hüyük fayının arazideki izi ve faya bağlı olarak gelişen su çıkışı kaynakları (TrJt: Taşkesiği formasyonu, NgQt: Tefenni formasyonu, Qal: Alüvyon).

Mürseller fayı

İnceleme alanında Tefenni havzasının kuzeybatı kesimini sınırlandıran Çallıca köyünden başlayıp Mürseller köyü güneybatısına kadar uzanan bu fay, Bademli ve Kağılcık köyleri güneyinde yer yer sıçramalı yer yer örtülü olarak izlenebilmektedir (EK-II). Fay inceleme alanı içerisinde yaklaşık 15 km takip edilebilmektedir. Mürseller fayı, Kızılcadağ ofiyolitli melanjı ile Tefenni formasyonu arasında tektonik sınır oluşturmaktadır. Fay KD-GB gidişli ve GD yönünde eğimli sol yanal bileşene sahip normal bir faydır (Şekil 4.16). Fayın düşey atımını belirleyebilecek fayın her iki bloğunda yer alan klavuz bir düzey tespit edilememiştir. Çallıca köyü doğusunda açılan sondajda temele ulaşma derinliğine göre fayın düşey atımı minimum 520 m. olarak düşünülmektedir.



Şekil 4.16. (a) Mürseller köyünde Mürseller fayının arazideki gidişi ve (b) fay düzlemi ve kayma çiziklerinin yakın görünümü.

Tefenni fayı

Tefenni havzasının kuzeybatı sınırını oluşturan fay, kuzeyde Karamanlı ilçe merkezinin kuzeydoğusundan başlayıp güneyde Beyköy köyünün kuzeybatısına kadar devam eden sol yanal bileşene sahip normal faylardan biridir (Şekil 4.17). Fay olası olarak Mürseller fayının devamıdır. Fay KD-GB gidişli ve GD yönünde eğimlidir.

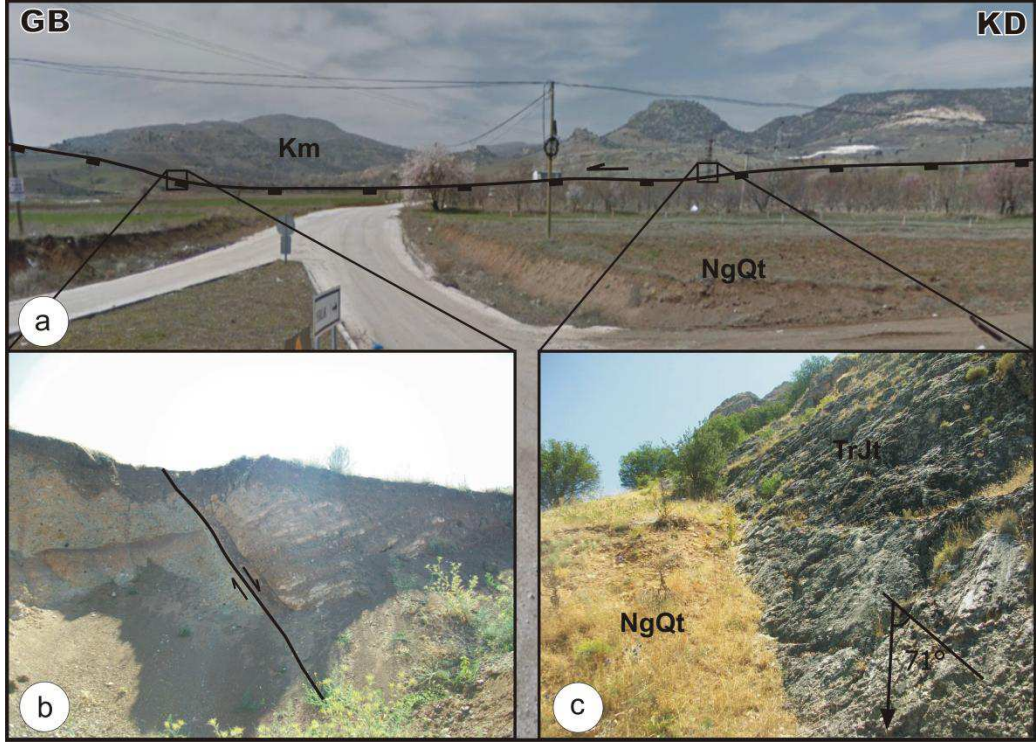
Arazide yaklaşık olarak 40 km izlenebilmektedir. Karamanlı ve Tefenni ilçesinde temel ile güncel birimler arasında tektonik sınır oluştururken Tefenni güneybatısında temel birimler içerisinde devam etmektedir (EK-II). Tefenni-Karamanlı ilçeleri arasında fayın geçtiği bu hat boyunca dereler sol yönde bir ötelenme göstermektedirler. Fayın düşey atımını belirleyebilecek fayın her iki bloğunda yer alan bir klavuz düzey yoktur. Tefenni ilçe merkezinde açılan sondaj verilerinden göre fayın düşey atımı en az 380 metre olarak düşünülmektedir. Fayın doğrultu atımı Gölhisar ile Tefenni segmentlerini birbirinden ayıran KB-GD gidişli Küçükalan fayı ve Yuva fayı arasındaki yer değiştirme miktarlarından yararlanarak tespit edilmiştir. Tefenni fayı, Küçükalan fayını Yuva fayına göre 10 kilometre sol yönde ötelemiştir (Şekil 4.12, EK-II).

Dereköy fayı

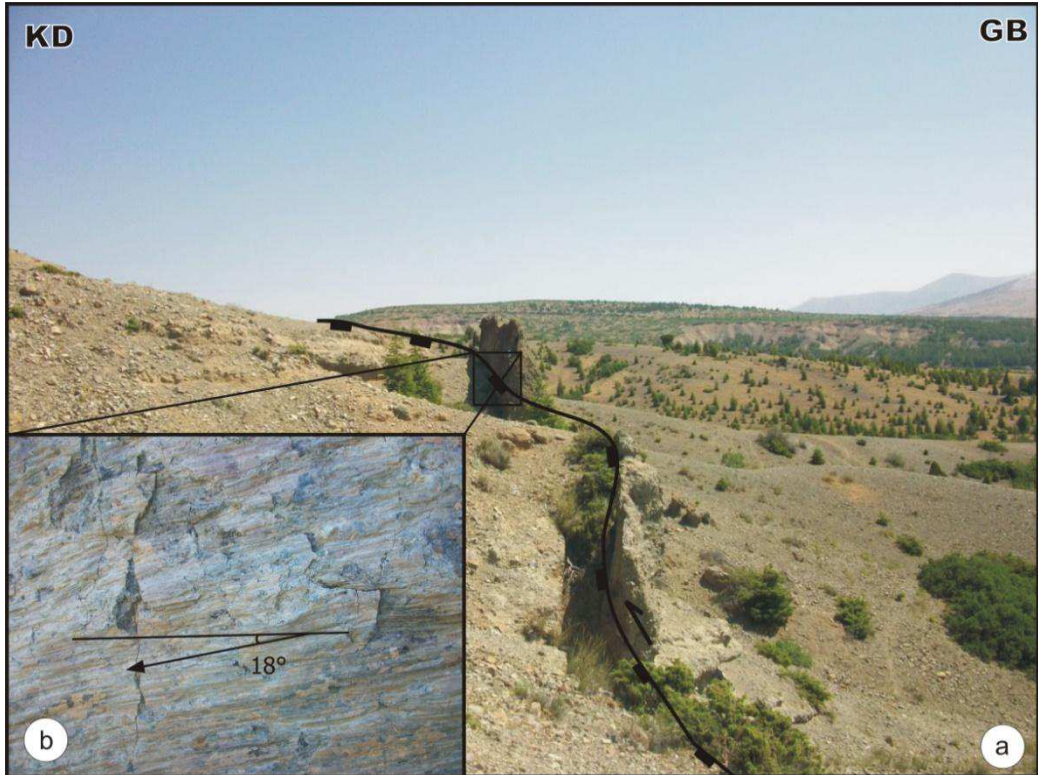
Dereköy doğusundan başlayıp Sazak kuzeyine kadar devam eden sol oblik normal bir faydır. Fay tamamen Gölhisar formasyonu içerisinde gelişmiştir. Fay çalışma alanı içerisinde yaklaşık 9 km bir uzunluğa sahiptir (EK-II). Sazak köyü kuzeyinde fay düzlemi ve kayma çizikleri çok iyi gözlenebilmektedir (Şekil 4.18). Fay $K15^{\circ}-25^{\circ}D$ gidişli ve $70^{\circ}-80^{\circ}$ KB yönünde eğime sahiptir. Fay düzlemi üzerinde Gölhisar formasyonunu oluşturan çakıllarda fayın hareket yönüne paralel bir yönlenme görülebilmektedir. Fayın doğrultu atım bileşeni büyük eğim atım bileşeni küçüktür. Dereköy güneydoğusunda fay yaklaşık 1,5 km doğrultu atım göstermektedir. Fayın geçtiği hat boyunca dereler sola doğru bükülme göstermektedir.

Kozluca fayı

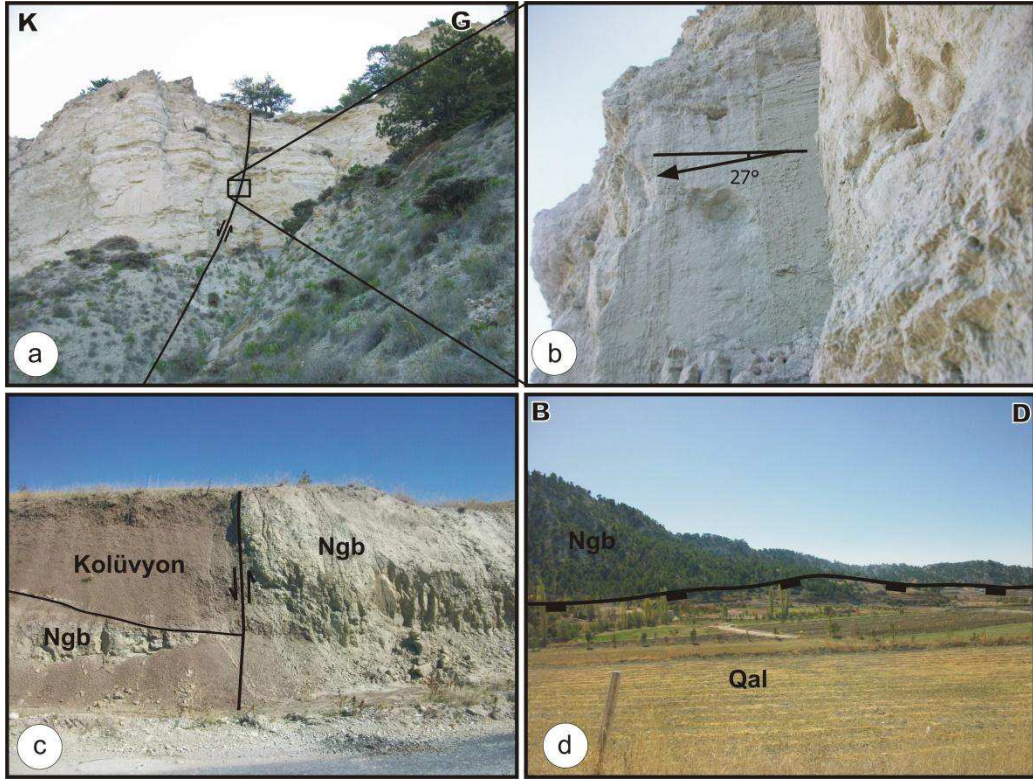
İnceleme alanının kuzeydoğusunda Kozluca kasabası kuzeydoğusundan başlayıp Elmacık köyü güneydoğusuna kadar uzanan, Kozluca köyü kuzeydoğusunda Gölhisar formasyonu içerisinde Elmacık köyü güney kısmında ise Burdur formasyonu içerisinde devam eden KD-GB gidişli, KB yönünde eğimli sol yanal normal bir faydır (Şekil 4.19, EK-II). Fay geçtiği yerlerde Neojen birimleri kesmiş farklı yaştaki birimleri yan yana getirmiş bazı kısımlarda bariz sol yönde ötelenme meydana getirmiştir. Elmacık köyü doğusunda Burdur formasyonu ile Akören üyesi arasında sol yönde yaklaşık 450 metre bir doğrultu atım meydana getirmiştir (EK-II). Kozluca kasabası güneydoğusunda fayın geçtiği yerde kalın bir kolüvyon kaması oluşmuştur (Şekil 4.19c). Fay inceleme alanı dışında Kozluca kasabası kuzeydoğusundan Soğanlı köyü kuzeydoğusuna kadar devam etmektedir.



Şekil 4.17. (a) Tefenni fayının Tefenni güneybatısındaki genel gidişi ve (b) fayın Yuvalak köyü güneyindeki izinin yakından görünümü ve (c) fay düzlemi ve kayma çiziklerinin yakın görünümü (Km: Kızılcaadağ ofiyolitli melanji, TrJt: Taşkesiği formasyonu, NgQt: Tefenni formasyonu).



Şekil 4.18. (a) Dereköy güneybatısında Dereköy fayının Gölhisar formasyonu içerisindeki izi ve (b) fay düzlemi ve kayma çiziklerinin yakın görünümü.



Şekil 4.19. (a) Kozluca fayının Elmacık köyü güneyinde Burdur formasyonu içerisindeki izi, (b) fay düzleminin ve kayma çiziklerinin yakın görüntüsü, (c) Kozluca kasabası doğusunda faya bağlı gelişmiş kolüvyon kaması ve (d) fayın Kozluca kasabası doğusundaki izi (Ngb: Burdur formasyonu, Qal: Alüvyon).

Kayalı fayı

Tefenni ovasının güneydoğusunda KD-GB uzanımlı, 50° - 70° KB eğimli sol yönlü yan atımlı normal bir faydır. Fay yaklaşık 20 km uzunlukta, Klavuzlar köyü kuzeydoğusundan başlayıp Hasanpaşa kuzeydoğusuna kadar devam eder (EK-II). Fay ismini fayın hemen doğusunda yer alan Kayalı köyünden almıştır. Fay, güneybatısında yer alan temel birimlerle kuzeydoğu kesimlerinde yüzeyleyen Neojen-Kuvaterner yaşlı birimler ile güncel birimleri yanyana getirmektedir. Kayalı köyü güneybatısında Taşkesiği formasyonu kireçtaşında gelişmiş fay düzlemi net olarak gözlenmektedir (EK-I). Fayın geçtiği hat boyunca dereler sola doğru bükülmektedir.

4.2.1.1.2. Normal Faylar

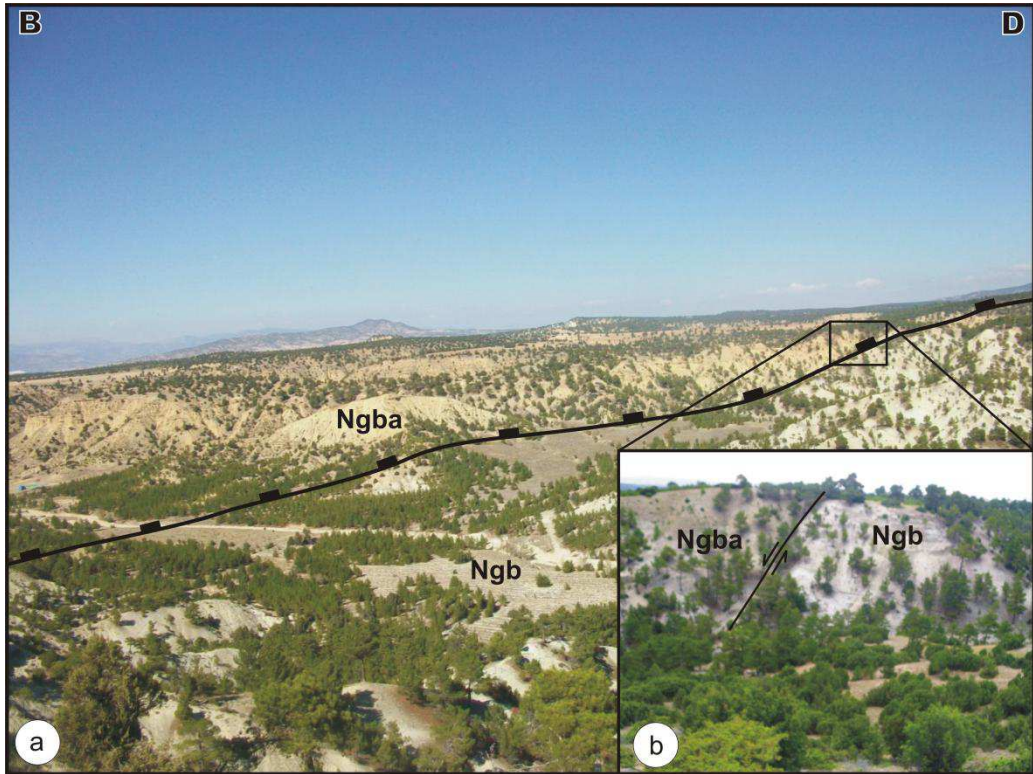
Tefenni segmentindeki ana normal faylar kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı olup, havzayı sınırlayan sol yönlü yan atımlı normal faylara paralel gelişmişlerdir (EK-II). Bu fayların uzunlukları 5-25 km arasında değişmektedir. Normal faylar havzanın

kuzeydoğusuna doğru daha yaygın olarak izlenir. Burada bu faylar, ikinci ve üçüncü dereceden sentetik ve antitetik fayları içermektedir. Normal faylar genellikle Neojen yaşlı formasyonları ve güncel alüvyonları kesmektedir. Bu faylar boyunca iyi gelişmiş fay diklikleri, iyi korunmuş kayma düzlemleri ve kayma çizikleri görülmektedir.

İnceleme alanında KB-GD yönlü gerilmelere bağlı olarak sol yönlü faylara eşlik edecek şekilde normal faylar gelişmiştir.

Kayı fayı

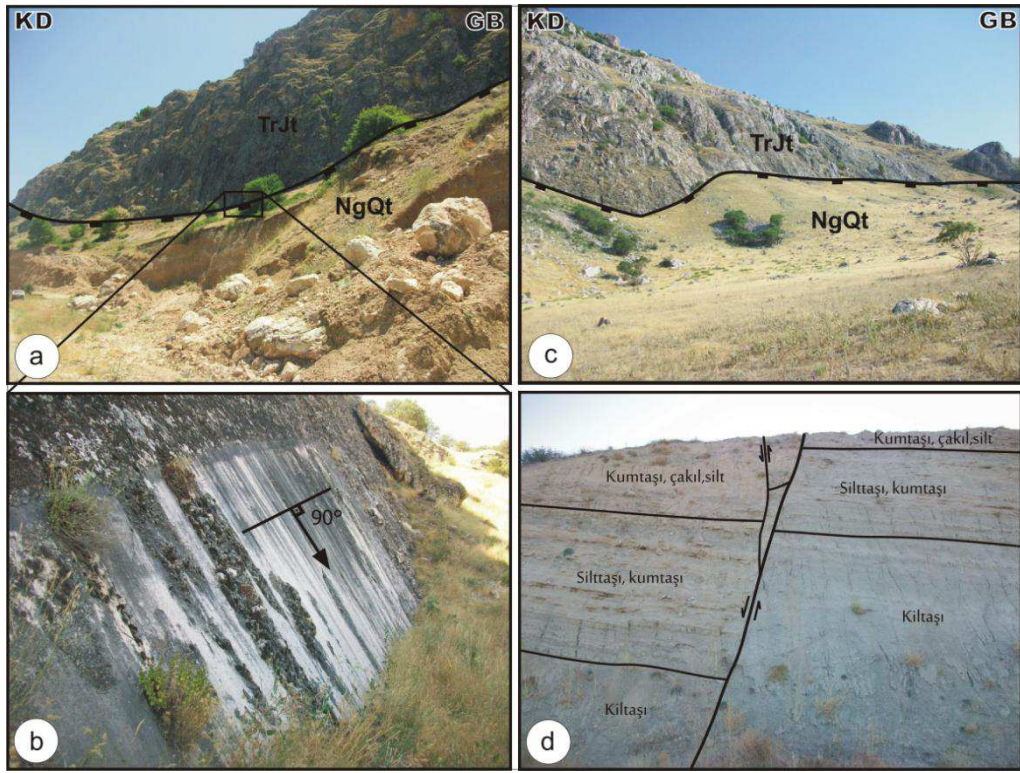
Tefenni havzasının güneydoğusunda Kozluca kasabasının doğusundan başlayarak Kemer kuzeydoğusuna kadar uzanan, tamamen Neojen birimler içerisinde gelişmiş, KD-GB doğrultulu ve KB yönünde eğimli normal bir faydır (Şekil 4.20). Fay düzlemi 70° - 80° bir eğim açısına sahiptir (Şekil 4.20b). Güneybatı ucunda Burdur formasyonu ile Akören üyesini yan yana getiren fay, kuzeydoğuya doğru Tefenni formasyonu içerisinde ilerler ve yaklaşık 12 km uzunluğa sahiptir. Fayın güneybatı kesimlerinde fayın ön kısımlarında faya bağlı olarak gelişmiş alüvyal yelpaze çökelleri gözlenmektedir (EK-II).



Şekil 4.20. (a) Kayı fayının Kayı köyü güneyinde Burdur formasyonu (Ngb) ile Akören üyesi (Ngba) arasındaki izi ve (b) fayın yakın görüntüsü.

Pınarbaşı fayı

Karataş gölü güneydoğusundan başlayıp kuzeydoğuda Kozluca kasabasına kadar uzanan temel ile dokanak oluşturduğu yerlerde fay düzlemi ve kayma çiziklerinin bariz olarak gözlenebildiği yer yer örtülü olarak devam eden normal bir faydır (Şekil 4.21). Pınarbaşı köyü doğusunda fay düzlemi ve kayma çizikleri net olarak gözlenebilmektedir (Şekil 4.21b). Pınarbaşı köyü civarında faya bağlı olarak gelişmiş alüvyal yelpaze çökelleri ve Pınarbaşı sıcak su kaynağı mevcuttur. Fayın arazide ölçülebilen uzunluğu yaklaşık 12 km kadardır. Fay KD-GB gidişli ve KB yönünde 65° - 75° arasında değişen eğime sahiptir.



Şekil 4.21. (a) Pınarbaşı fayının Pınarbaşı köyü doğusundaki izi; temele ait Taşkesiği (TrJt) ile Tefenni (NgQt) formasyonları arasında oluşturduğu tektonik sınır (b), fay düzlemi ve kayma çiziklerinin yakın görüntüsü (c), Pınarbaşı fayının Karataş gölü doğusundaki izi ve (d) fayın Elmacık köyü kuzeyinde Burdur formasyonu içerisindeki izi.

Sazak fayı

Niyazlar köyü kuzeybatısından başlayıp Tefenni ilçe merkezinin kuzeyine kadar uzanan K-G gidişli ve D yönünde eğimli normal bir faydır (Şekil 4.12, EK-II). Sazak fayı Karamanlı havzasının açılmasını sağlayan kenar fayıdır. Fay yaklaşık 17 km uzunluğa sahiptir.

Tefenni segmentinde bu ana faylar dışında gelişmiş küçük ölçekli çok sayıda eğim atımlı normal faylar bulunmaktadır. Erikli ve Kayı köyü civarında KD-GB gidişli birbirine az çok paralel, yarı paralel olarak gelişmiş faylar da gözlenmektedir.

4.2.1.2. Gölhisar segmenti

Burdur-Fethiye fay zonunun çalışma alanı içerisinde Gölhisar havzasının kuzeydoğu kenarını sınırlayan KB-GD gidişli Yuva ve Küçükalan fayları ile güneybatıda KB-GD gidişli Ören fayı (çalışma alanı dışında) arasında kalan kesimi Gölhisar segmenti olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.11, 4.12). Çameli ve Gölhisar havzalarının gelişiminde önemli rol oynamış yapıların başında gelen faylar bu bölümde incelenecektir. Basamaklı bir gelişim gösteren faylar iki katagoriye ayrılır: (1) sol yönlü yan atımlı normal faylar ve (2) normal faylar.

4.2.1.2.1. Sol yönlü yan atımlı normal faylar

İnceleme alanında Burdur-Fethiye fay zonunun Gölhisar segmentinde birbirine az çok paralel olarak gelişmiş sol yönlü yan atımlı normal faylar mevcuttur. Makaslanmaya ve gerilmeye bağlı olarak oluşan bu faylar arazide kilometrelerce izlenebilmektedir. Normal bileşenli sol yanal doğrultu atımlı faylar Çameli ve Gölhisar havzalarının kenarlarında yer almaktadır. Segmentte bariz olarak izlenebilen bu faylar Neojen-Kuvaterner yaşlı birimleri ya temel birimlerle ya da güncel alüvyonlarla yan yana getirmektedir. Gölhisar segmentini oluşturan fayların uzunlukları 5 km ile 35 km arasında değişmektedir. Bu faylar iyi gelişmiş fay diklikleri, iyi korunmuş kayma düzlemleri ve kayma çizikleri sergilemektedir.

Bıçakçı fayı

Günümüz Çameli havzasının oluşumunda büyük rol oynayan Bıçakçı fayı sol yanal normal faylardan biridir. İmamlar köyü kuzeydoğusundan başlayıp Bıçakçı köyü içerisinden geçerek köyün güneybatısına kadar uzanan bu fay, inceleme alanı içerisinde yaklaşık 16 km uzunlukta, KD-GB gidişli ve GD'ya eğimlidir. Çameli ovasının dolgusu olan Tefenni formasyonu ve alüvyon ile Burdur formasyonu arasındaki sınırı oluşturur ve İmamlar kuzeyinde Burdur formasyonu içinde devam eder (Şekil 4.22, Şekil 4.23).



Şekil 4.22. Günümüz Çameli havzasının açılmasını sağlayan Bıçakçı ve Kızılyaka faylarının arazideki izleri (Ngb: Burdur formasyonu, JKb: Bıçakçı formasyonu, NgQt: Tefenni formasyonu).



Şekil 4.23. İmamlar kuzeyinde Bıçakçı fayının Burdur formasyonu içerisindeki izi

Kızılyaka fayı

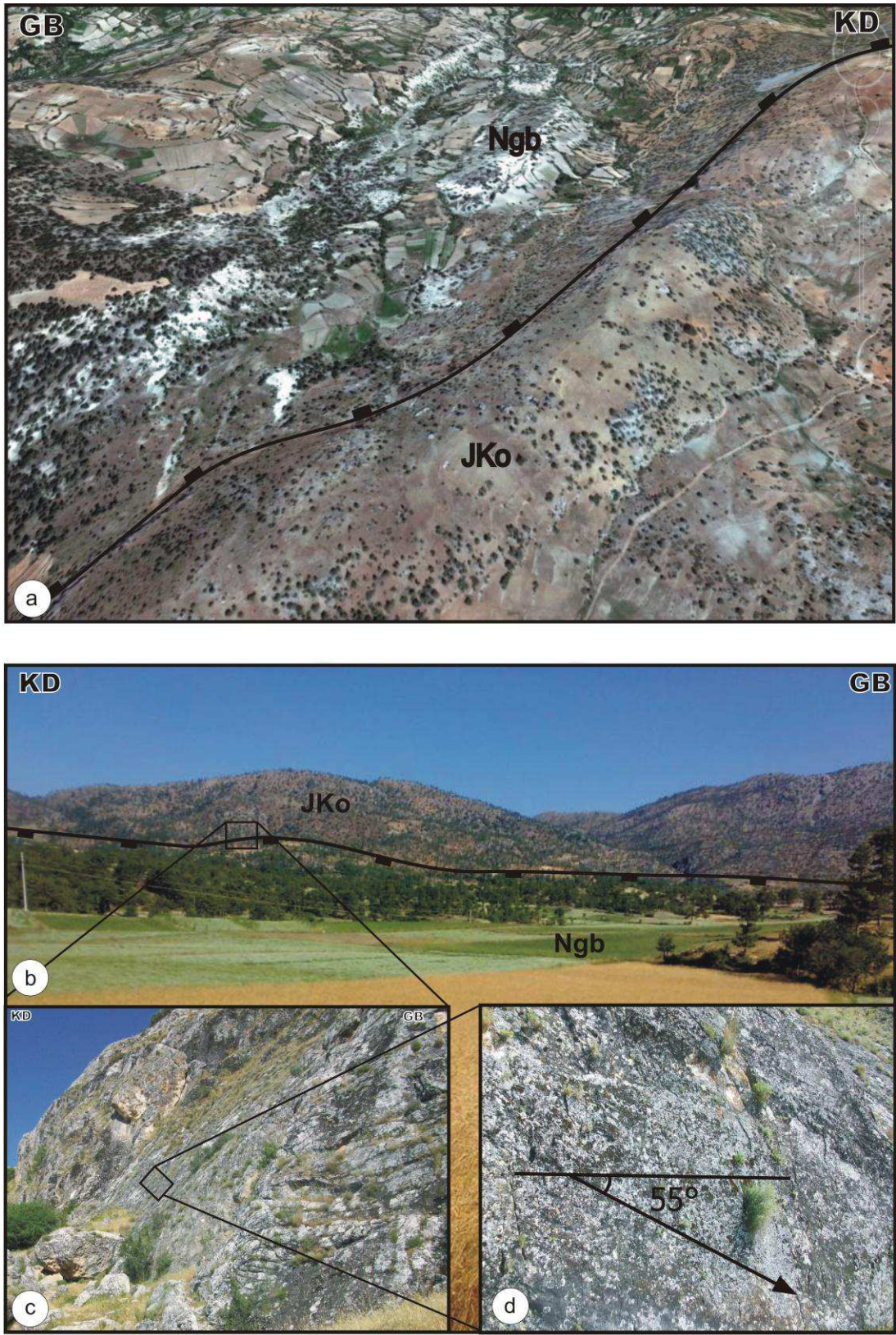
Çameli havzasının güneydoğusunda K25°-35°D gidişli ve 45°-65°KB yönünde eğimli sol yanal atımlı normal bir fay olan Kızılyaka fayı yer almaktadır (EK-II, Şekil 4.22). Fay ismini içerisinden geçtiği Kızılyaka köyünden almıştır. Alçıçek (2001) tarafından Uzunoluk-Çameli fayı olarak adlandırılan fay, daha sonra Elitez (2010) tarafından Kızılyaka fayı olarak adlandırılmıştır. Bu fay Tefenni formasyonu ile Likya naplarına ait birimleri tektonik olarak karşı karşıya getirir. Yer yer de Burdur formasyonu içerisinde takip edilebilen fay yaklaşık 23 km uzunluğa sahiptir. Fay İmamlar köyü kuzeyinde sol yönde bir sıçrama yaparak inceleme alanı dışında Çamköy güneybatısına kadar devam etmektedir. Fay burada temel ile Burdur formasyonu arasında sınır oluşturmaktadır. Fayın geçtiği tüm alanlarda faya bağlı olarak gelişmiş alüvyal yelpaze çökelleri yer almaktadır. Kızılyaka köyü civarında yer yer fay breşleri gözlenebilmektedir.

Çameli fayı

İnceleme alanında Çameli ilçe merkezinin batı kısmında temele ait Orhaniye formasyonu kireçtaşları ile Burdur formasyonu arasında yer yer ise Burdur formasyonu içerisinde devam eden sol yanal bileşeni olan normal bir faydır. Fay Çameli batısında ve Belevi batısında fay dikliği oluşturmaktadır. Fay KD-GB gidişli olup GD yönünde 65°-75° eğim açısına sahiptir. İnceleme alanı içerisinde fay yaklaşık 20 km izlenebilmektedir (EK-II).

Kalınkoz fayı

Kalınkoz fayı, çalışma alanının batı kesiminde Yaylapınar doğusundan başlayıp inceleme alanı dışında Gökçeyaka köyüne kadar uzanan yaklaşık 15 km uzunluğunda sol yanal normal bir faydır (Şekil 4.24, EK-II). Fay ismini Kalınkoz köyünden almıştır. Fay ilk olarak Alçıçek (2001) tarafından Sarıkavak-Kumafşarı fayı olarak adlandırılmıştır. Daha sonra Elitez (2010) faya Kalınkoz adını vermiştir. Fay temele ait Orhaniye formasyonu ile Burdur formasyonu arasında tektonik dokanak oluşturur ve KD-GB gidişli ve KB yönünde eğimlidir (EK-II). Fayın güneybatı devamını Burdur formasyonu içerisinde azda olsa izlemek mümkündür (EK-II). Kalınkoz köyü doğusunda fay düzlemi izlenmektedir. Çamardı Tepe güneybatısında temele ait Bıçakçı formasyonu ile tektonik dokanak oluşturarak güneybatıya doğru devam etmektedir (EK-II).



Şekil 4.24. (a) Yaylapınar doğusunda Kalinkoz fayının Google Earth haritadaki izi (b) Kalinkoz fayının arazideki izi, (c) fay düzleminin ve çiziklerinin ayrıntılı görüntüsü ve (d) sapma açısı (JKo: Orhaniye formasyonu, Ngb: Burdur formasyonu).

Kibyra fayı

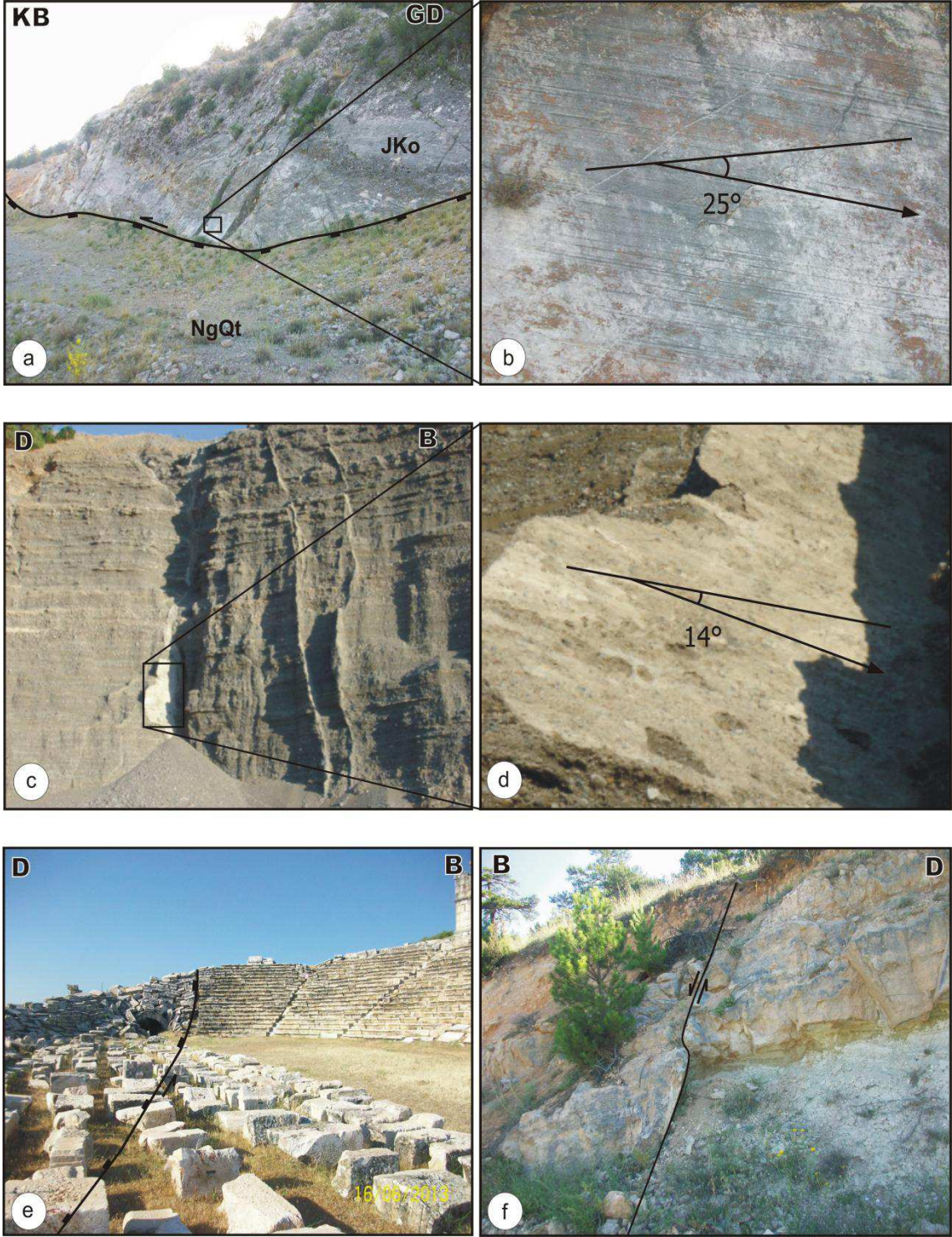
Çamköy kuzeydoğusundan başlayıp Kibyra antik kenti doğusundan geçerek inceleme alanı dışında İbecik köyü güneydoğusuna kadar uzanan sol oblik normal faylardan biridir (Şekil 4.25). Fayın geçtiği hat boyunca dereler sola doğru bükülmüş tepeler fayın doğrultusuna paralel şekilde uzanmaktadır. Dalaman çayı sol yönde bükülmüş ve fay hattının geçtiği bölgenin üst kısmında çay kavisli alt kısmında ise, düz bir gidiş sunmaktadır. Kibyra antik kentinde fay stadyumun güneydoğusundan geçmektedir ve stadyumunda tribünler deprem nedeniyle yıkılmıştır (Şekil 4.25e). Çamköy doğusunda fay düşük bir eğim atım gösterirken İbecik köyü doğusunda (çalışma alanı dışında) eğim atım miktarı artmaktadır. Fayın Dalaman çayı vadi tabanında oluşturduğu doğrultu atımı yaklaşık 120 metredir. İnceleme alanında fay yaklaşık 40 km bir uzunluğa sahiptir (EK-II).

Gökçeler fayı

Karadağ doğusundan başlayıp, güneybatıya doğru inceleme alanı dışında Sofular köyüne kadar uzanan, Likya naplarına ait Orhaniye formasyonu ile Neojen havza çökeli olan Burdur formasyonu arasında tektonik dokanak oluşturan, sol yanal bileşenli normal bir faydır (EK-II). Fay genel olarak KD-GB gidişli ve GD yönünde eğimlidir. İnceleme alanında fay Neojen birimlerin çökeli sırasında fayı aşması sonucunda yer yer örtülü olarak yaklaşık 12 km bir uzunluğa sahiptir. Burdur formasyonu içerisinde Gökçeler fayının gidişine az çok paralel uzanan aynı yönde eğimli belli bir uzunlukta izlenebilen sentetik normal faylar da gelişmiştir (EK-II).

Kızılca fayı

Göhlisar havzasının kuzeybatı kesimini sınırlandıran fay, Kibyra antik kentinin batısında Kızılca Tepe kuzeydoğusundan başlayıp Kalkançam Tepe güneybatısına kadar uzanan temele ait Orhaniye formasyonu içerisinde ve Burdur formasyonu ile temel arasında tektonik dokanak oluşturan sol yanal normal bir faydır (EK-I). Fayın temel ile Burdur formasyonu arasındaki sınırı topografik olarak rahatlıkla gözlemlenmektedir. Fay düzleminde ard arda gelişmiş normal fay, doğrultu atım bileşenin küçük olduğu sol yönlü yan atımlı normal fay ve doğrultu atım bileşenin büyük olduğu sol yönlü yan atımlı normal faya ilişkin üzerlemeli kayma çizikleri izlenebilmektedir. Göhlisar havzasının batı kenarını sınırlayan kenar faylarından biri olan Kızılca fayı, yaklaşık 6 km uzunluğa sahip KD-GB gidişli ve GD yönünde eğim göstermektedir (EK-II).



Şekil 4.25. (a) Kibyra fayının İbecik köyü doğusundaki Orhaniye formasyonu (JKo) ile Tefenni formasyonu (NgQt) arasındaki sınırı (b) fay düzleminin ve kayma çiziklerinin görüntüsü, (c), Kibyra fayının Çamköy güneydoğusunda yol yarmasındaki izi (d) fay düzleminin ve kayma çiziklerinin görüntüsü, (e) Kibyra fayının ismini aldığı Kibyra antik kenti içerisindeki izi ve stadyum tribünlerindeki yıkılmalar, (f) fayın Yapraklı baraj bent yeri yakınlarındaki izi.

4.2.1.2.2. Normal faylar

Göhlisar segmentinde sol yönlü yan atımlı normal faylara eşlik eden aynı doğrultuda normal faylar da bulunmaktadır. Bu faylar KB-GD yönlü gerilmelere bağlı olarak gelişmiştir.

Dirmil fayı

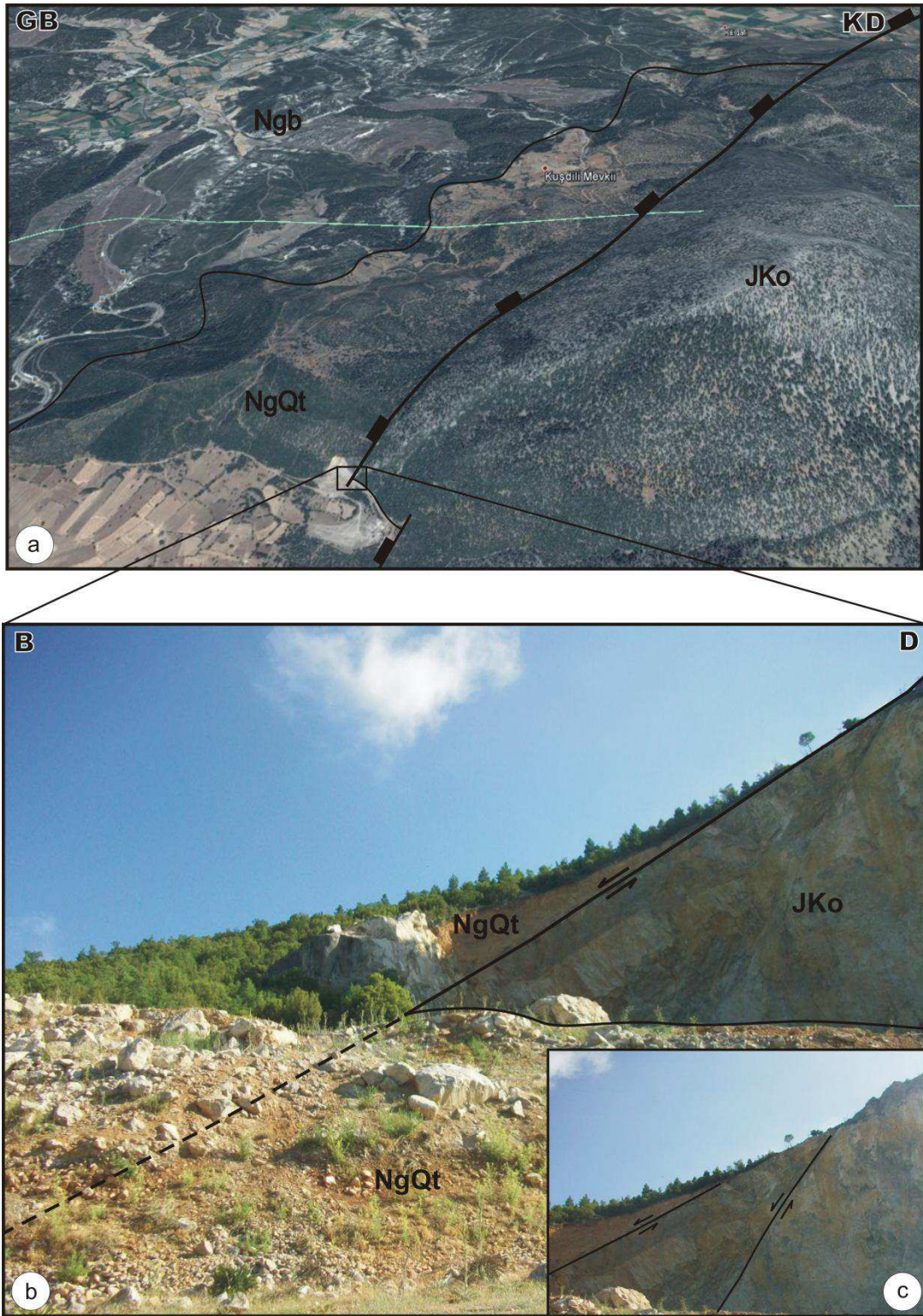
Dirmil (Altınyayla) ilçe merkezinden başlayıp Çaldağı güneybatısında sol yönde bir sıçrama yaparak Kargalı köyü doğusuna kadar izlenebilen fay, burada alüvyon tarafından örtülmektedir (EK-II, Şekil 4.26). Fay yer yer Göhlisar gölü kuzeydoğusunda temel birimler ile alüvyon arasında tektonik dokanak oluşturmaktadır (EK-II). Fay KD-GB gidişli ve KB yönünde düşük açılı eğim atımlı normal bir fay karakteri göstermektedir. Fay morfolojik olarak tespit edilmiştir. Kuşdili köyü güneyinde taşocağı yarmasında temel ile Tefenni formasyonu sınırında fayın düzlemi görülmektedir (Şekil 4.26).

Çavdır fayı

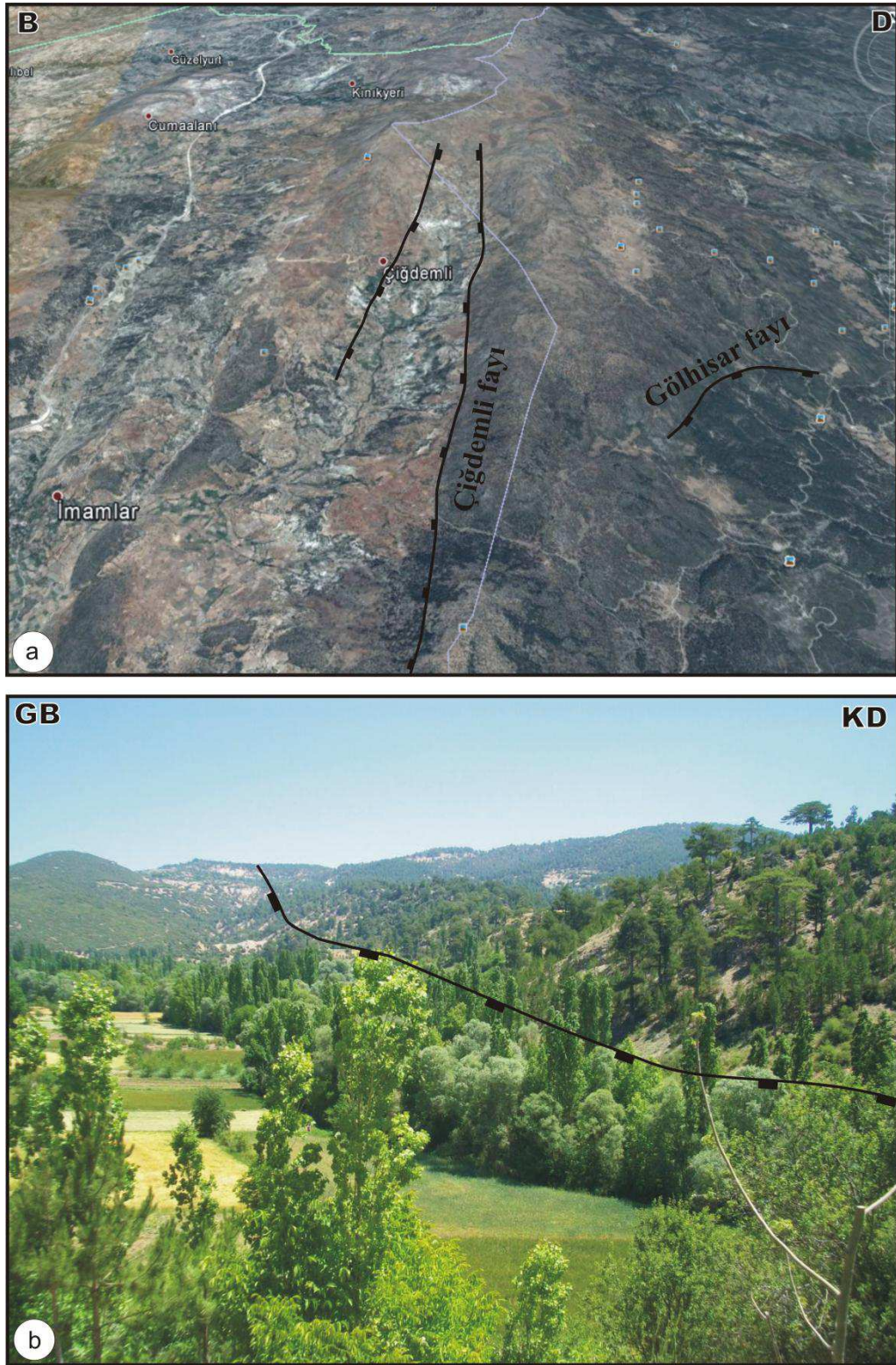
İnceleme alanının orta kısmında Başpınar köyü doğusundan başlayıp sağ yönde bir sıçrama yaparak Karamusa köyü güneyinden Çavdır ilçe merkezinin güneybatısına kadar uzanan normal bir faydır (EK-II). Karamusa köyü güneyinde, Çavdır kuzeyinde ve Başpınar köyü güneyinde fay diklikleri bariz olarak görülebilmektedir. Çavdır civarında yer yer alüvyal yelpaze çökelleri fayı aşarak örtmüştür. Fayın güneybatı ucu temel birimler içerisinde sonlanmaktadır.

Çiğdemli fayı

Çalışma alanının batısındaki en önemli yükselimlerden olan Çaldağ yükseliminin batı kenarını sınırlayan Çiğdemli fayı, Çiğdemli ile Yeşildere arasında yüzeylemektedir (EK-II). Fay ilk olarak Elitez (2010) tarafından adlandırılmıştır. Temel ile Burdur formasyonu arasında tektonik dokanak oluşturan ve morfolojik olarak tespit edilmiş bu fay yaklaşık 14 km uzunluğunda K-G doğrultulu ve dike yakın bir eğime sahiptir (Şekil 4.27). Fay düzlemi boyunca bazı yerlerde faydan kaynaklanan alüvyal yelpaze çökelleri birikmiş ve Burdur formasyonuna ait birimlerin tabakaları dike yakın eğimler kazanmışlardır.



Şekil 4.26. (a) Kuşdili köyü çevresinde Dirmil fayını ve formasyon sınırlarını gösteren uydu görüntüsü (b) Kuşdili köyü güneydoğusunda Dirmil fayının izi ve (c) Dirmil fayının temel içerisinde ve temel ile Tefenni formasyonu sınırında gelişen faylarının ayrıntılı görüntüsü (JKo: Orhaniye formasyonu, NgQt: Tefenni formasyonu).



Şekil 4.27. (a) Çiğdemli fayının ve Gölhisar fayının Google Earth uydu görüntüsü ve (b) Çiğdemli köyünün güneydoğusunda Çiğdemli fayının arazideki izi.

Yapraklı fayı

Asmalı köyü güneyinden başlayarak Yapraklı barajı güney sınırı boyunca devam eden, morfolojik olarak tespit edilmiş normal bir faydır. Temel ile Burdur formasyonu arasında tektonik dokanaklı olarak başlar ve Yapraklı Barajı güneybatısında Neojen birimler içerisinde devam eder. Fay KD-GB gidişli ve KB yönünde eğimlidir. İnceleme alanında yaklaşık 10 km takip edilebilmektedir (EK-II).

Göhlisar fayı

Göhlisar havzasının batı kesimini sınırlandıran fay, Göhlisar ilçe merkezinin güneybatısından başlayıp yer yer örtülü olarak Yusufça kasabasının güneybatısına kadar devam eden normal bir faydır (EK-II). Fay temele ait birimler ile Göhlisar formasyonu arasında tektonik bir sınır oluşturmuştur (Şekil 4.27, EK-II). 12 km uzunluğa sahip olan Göhlisar fayı KD-GB gidişli ve GD yönünde eğim gösterir (EK-II).

4.2.1.3. Segmentleri ayıran KB-GD gidişli normal faylar

Burdur-Fethiye fay zonunun Tefenni segmentini Göhlisar segmentinden ayıran KB-GD gidişli faylardır. Bu faylar doğrultuları yaklaşık $K45^{\circ}$ - 65° B olan GB'ya eğimli Yuva fayı ile Küçükalan fayıdır.

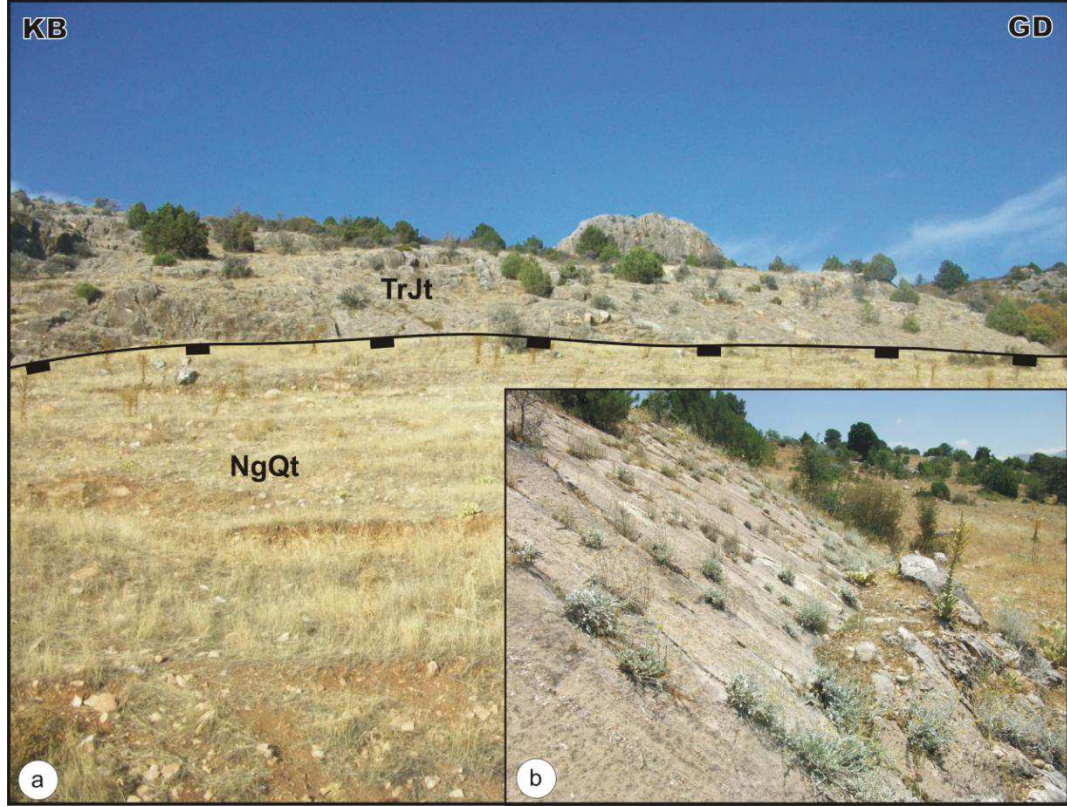
Küçükalan fayı

Çamköy kuzeyinden başlayarak Büyükalan köyü batısına kadar devam eden genel olarak KB-GD doğrultulu ve GB eğimli morfolojik olarak tespit edilmiş bir faydır (EK-II). Temel ile Neojen birimler arasında tektonik sınır oluşturmaktadır. Fay ismini fayın hemen batısında yer alan Küçükalan köyünden almıştır. Küçükalan fayı ve devamındaki Yuva fayı, Tefenni segmenti ile Göhlisar segmentini birbirinden ayırmaktadır (Şekil 4.12, EK-II). Küçükalan fayı Yuva fayının devamıdır. Tefenni fayı bu iki fayı sol yönde öteleyerek birbirinden ayırmıştır.

Yuva fayı

Beyköy doğusundan başlayıp Başpınar köyüne kadar uzanan KB-GD gidişli ve GB yönünde eğimli normal bir faydır. Fay temel ile Tefenni formasyonu arasında tektonik bir dokanak oluşturmaktadır (Şekil 4.28a). Yuva köyünün kuzeyinde melanaj içerisinde yer alan kireçtaşı ile Tefenni formasyonu arasında gelişmiş olan fay düzlemi

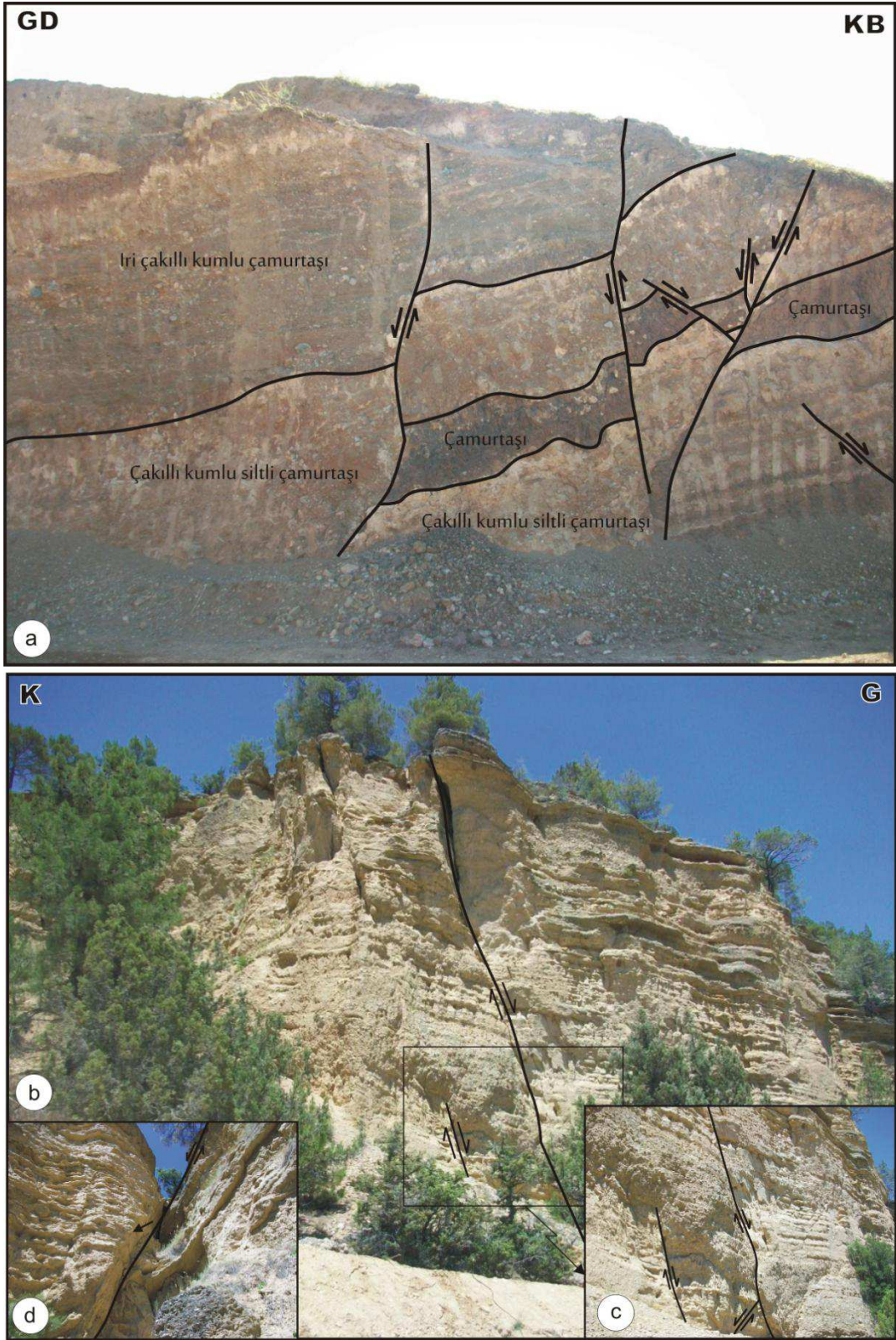
net olarak izlenebilmektedir (Şekil 4.28b). Fay inceleme alanı içerisinde 10 km uzunluğa sahiptir. Fay aynı zamanda Yuva köyü güneydoğusunda Gölhisar segmenti ile Tefenni segmentini birbirinden ayırmaktadır (EK-II).



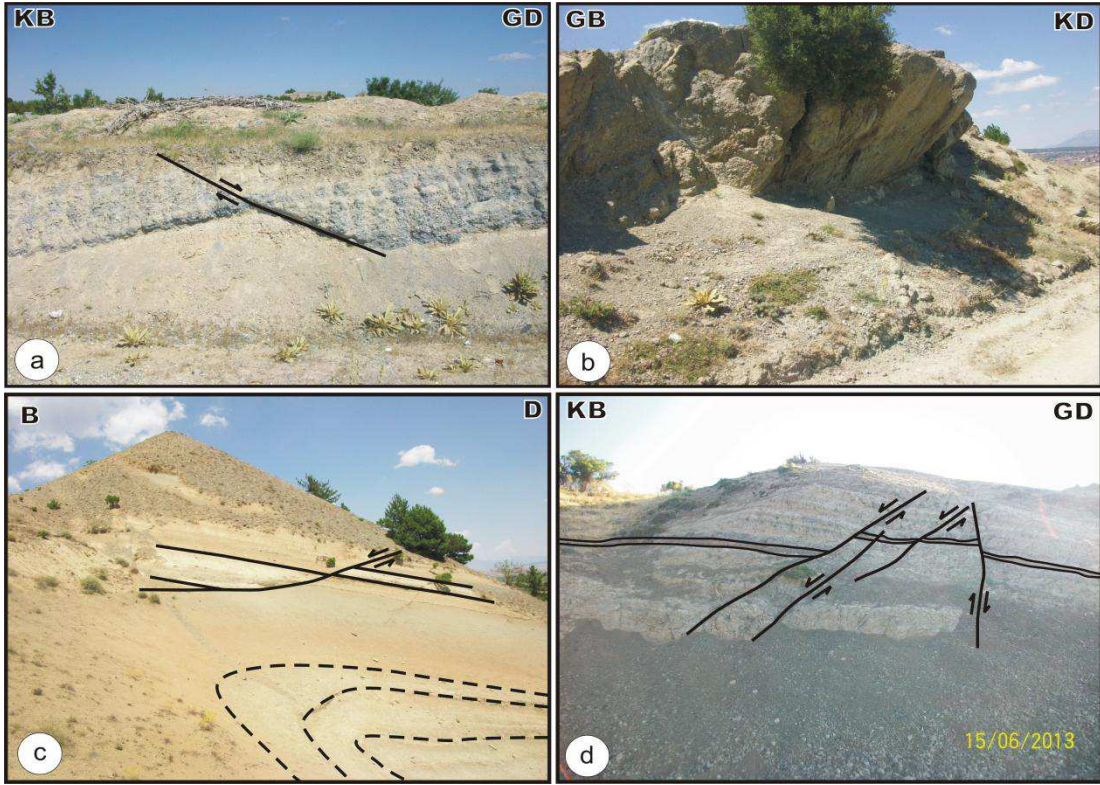
Şekil 4.28. (a) Beyköy güneydoğusunda Yuva fayının gidişi ve (b) Yuva fayında kayma düzleminin yakından görünümü (TrJt: Taşkesiği formasyonu, NgQt: Tefenni formasyonu)

4.2.1.4. Küçük Ölçekli Faylar

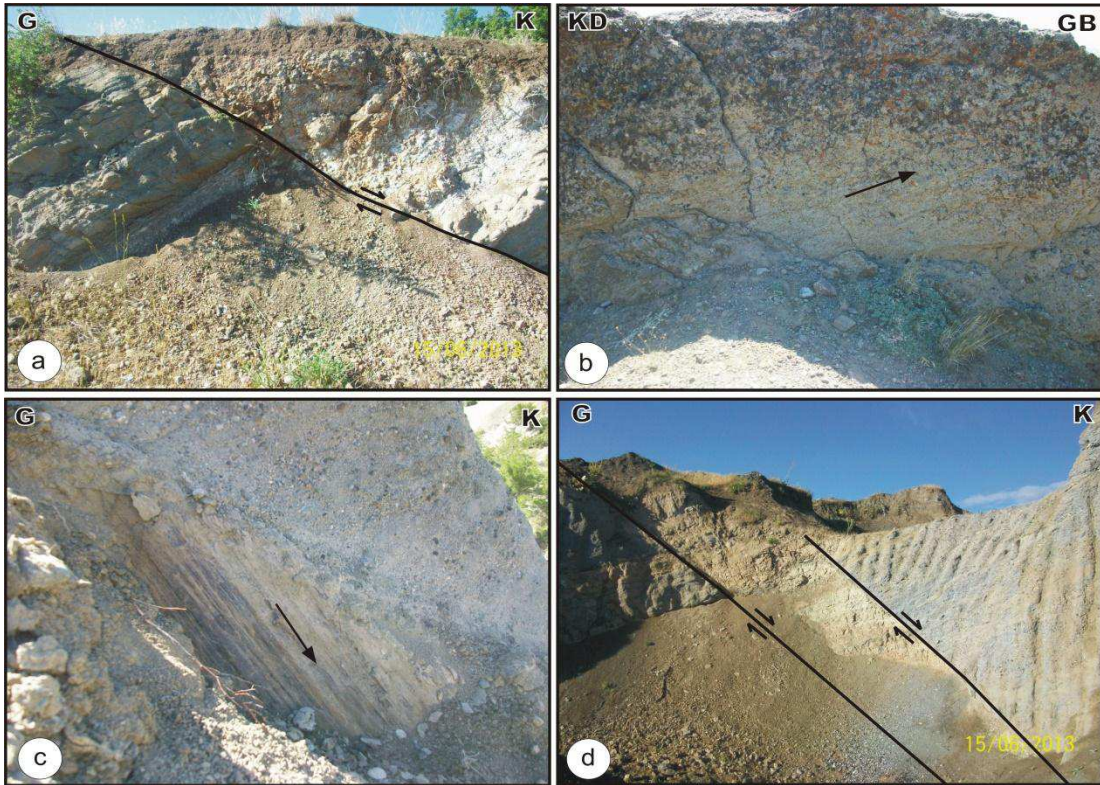
İnceleme alanında harita ölçeğinde daha önce tanımlanan fayların yanı sıra Neojen-Kuvaterner birimleri içerisinde gelişmiş çok sayıda küçük ölçekli faylar bulunmaktadır. Bu faylara ilişkin tüm özellikler arazide ölçülmüş, deformasyon tarihçeleri kinematik analiz bölümünde değerlendirilmiştir. Neojen-Kuvaterner yaşlı birimler içerisinde gelişen faylar genellikle ana faylara paralel olarak gelişen KD-GB doğrultulu sol yanal oblik normal faylar ve normal faylardır. Bunların yanısıra bu faylara antitetik olarak gelişmiş sol yanal oblik normal faylar ve normal faylarda gözlenmektedir. Bu birimler içerisinde daha az oranda K-G, D-B ve KB-GD doğrultulu normal faylar da gelişmiştir. Ayrıca Gölhisar ve Burdur formasyoları içerisinde az da olsa eğim atımlı ters faylara rastlanır (Şekil 4.29-4.33).



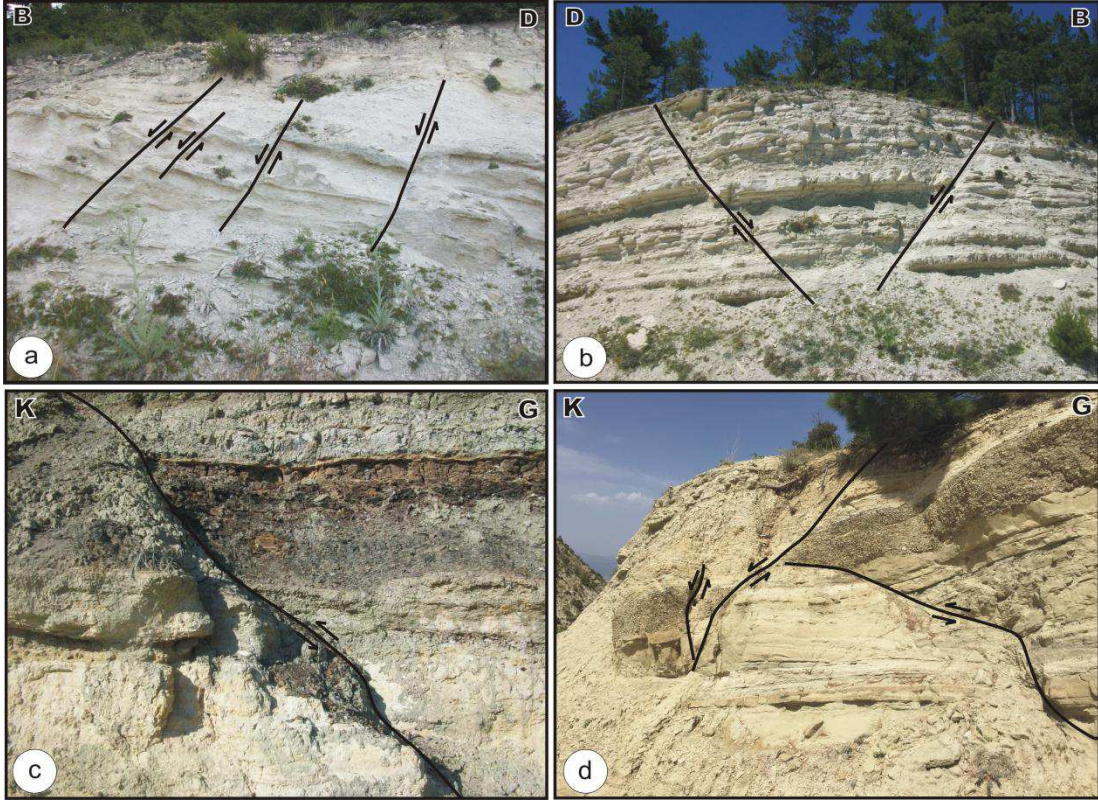
Şekil 4.29. (a) Yuvalak köyü güneydoğusunda bir kumocağı yarmasında Tefenni formasyonu içerisindeki KD-GB gidişli sol yönlü faylar, KD-GB ve D-B gidişli normal fayların görüntüsü, (b) Kayı köyünde KD-GB gidişli sol yanal faylar, (c) birbirine paralel şekilde uzanan sol yanal fayların yakın plan görüntüsü ve (d) sol yanal fay düzleminin ve kayma çiziklerinin yakın plan görüntüsü.



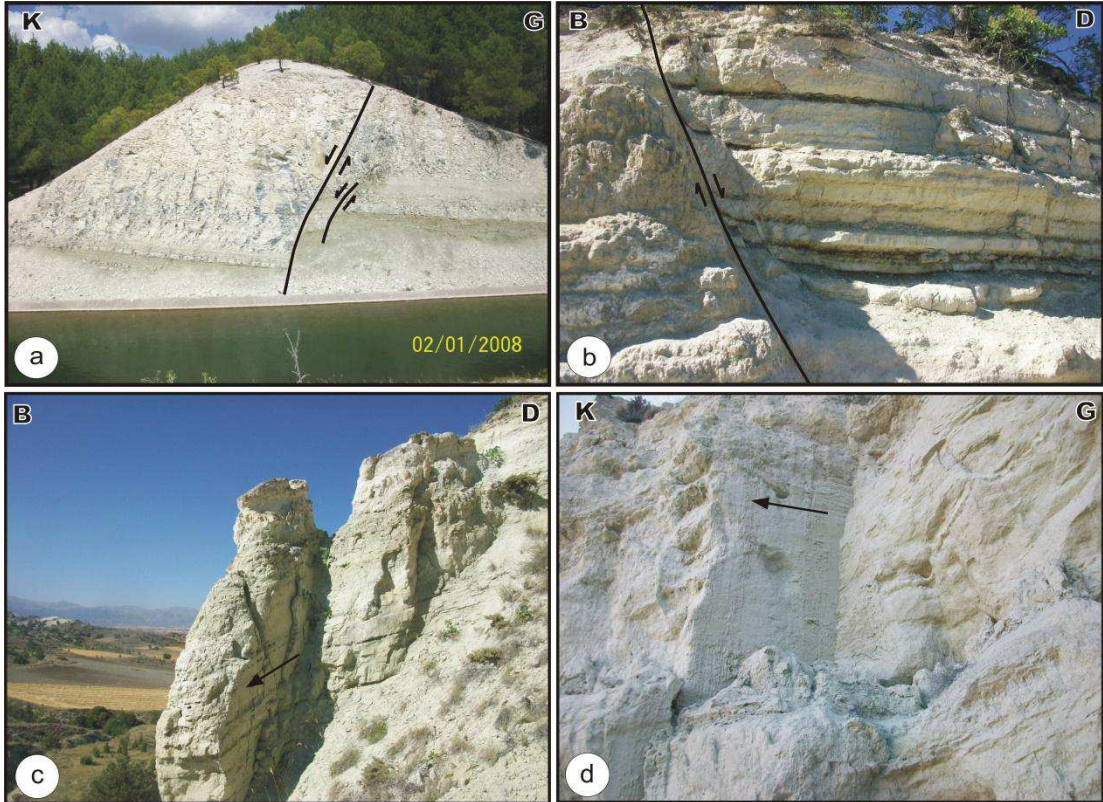
Şekil 4.30. (a) Gölhisar formasyonu içerisinde gelişen normal fay, (b) eğim atımlı ters faylar, (c) listrik fay ve küçük ölçekli kıvrım ve (d) basamak fayların görüntüsü.



Şekil 4.31. (a) Gölhisar formasyonu içerisinde gelişen sol yanal normal faylar, (b) sağ yanal normal fay, (c) sol yanal normal fay düzlemi ve kayma çizikleri ve (d) küçük ölçekte gelişmiş makaslanma zonu.



Şekil 4.32. (a) Burdur formasyonu içerisinde gelişen birbirine paralel uzanan normal fayların oluşturduğu basamak yapısı, (b) değişik yönlerde gelişmiş kesişen faylar, (c) eğim atımlı ters fay ve (d) eğim atımlı ters fay ve normal fay.



Şekil 4.33. (a) Burdur formasyonu içerisinde gelişen sol yanal normal fay, (b) sağ yanal normal fay, (c) sol yanal normal fay düzlemi ve (d) sol yönlü fay.

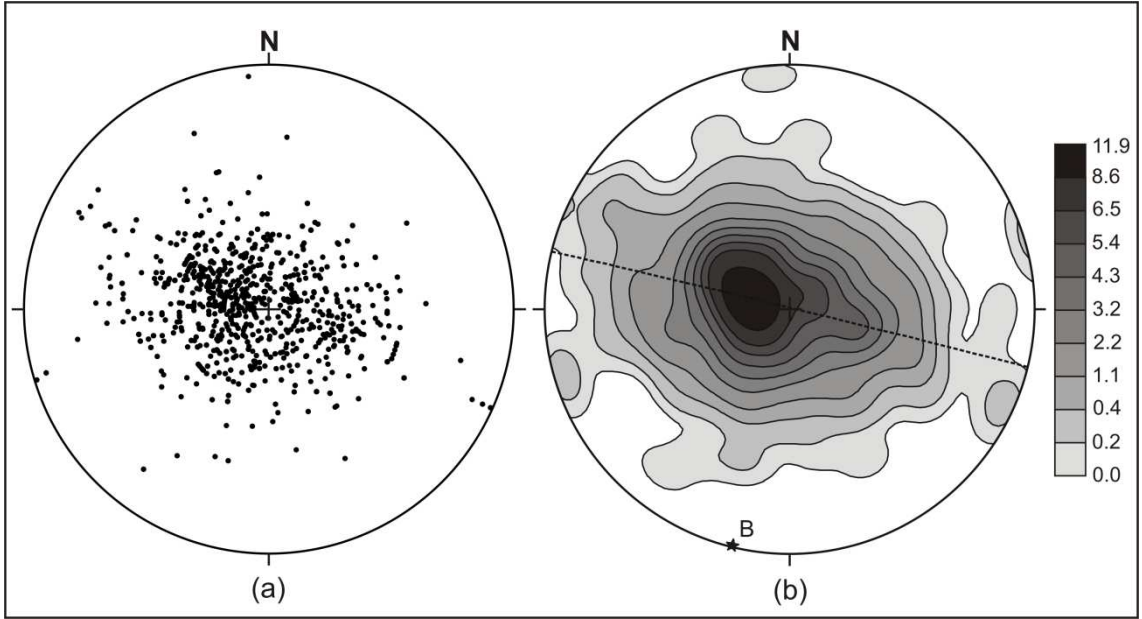
4.2.2. Kıvrımlar

Neojen yaşlı formasyonlarda gelişen önemli yapılardan birisi de kıvrımlardır. İnceleme alanında kıvrımlar birbirine paralel-yarı paralel eksenli bir seri antiklinal ve senklinalden oluşmaktadır (EK-II). Kıvrım eksenleri genel olarak KD-GB yönelimli olup, ana fay zonuna paralel konumdadırlar.

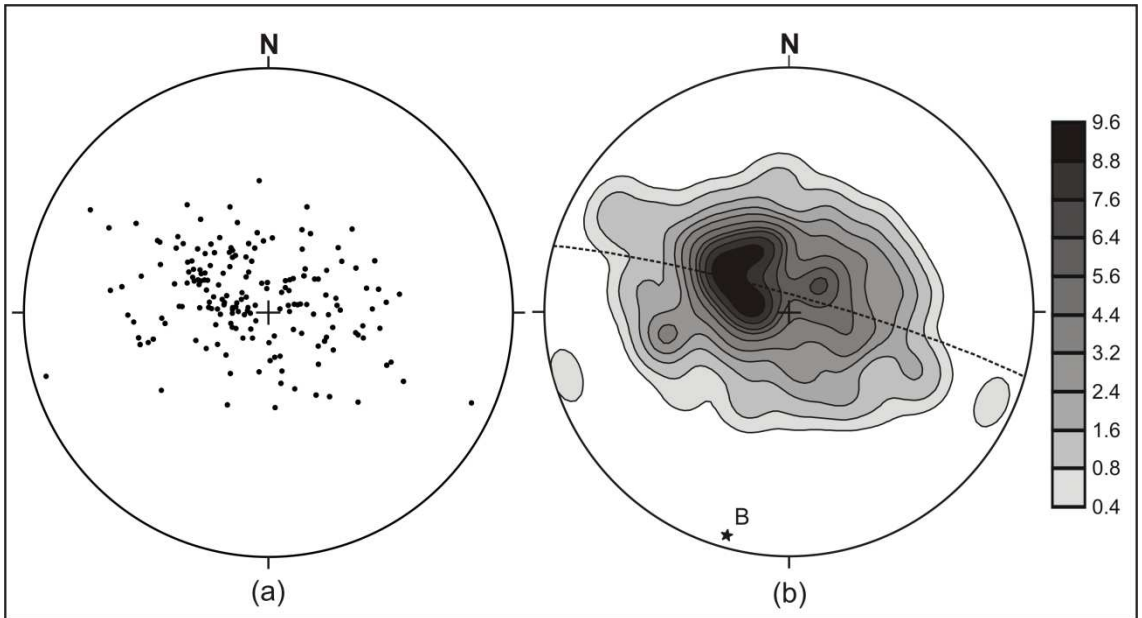
Neojen birimlerde görülen kıvrımların detaylı olarak tanımlanabilmesi amacıyla Gölhisar ve Burdur formasyonunda elde edilen tabaka konumları kullanılarak çalışma alanının tamamı için nokta ve kontur diyagramları hazırlanarak değerlendirilmiştir. Ayrıca, inceleme alanı içerisindeki havzalarda Neojen birimler içerisinde ölçtüğümüz tabaka konumlarından ayrı ayrı nokta ve kontur diyagramları hazırlanarak analizler yapılmıştır.

Çalışma alanı içerisinde Gölhisar ve Burdur formasyonlarından ölçülen tabaka konumları kullanılarak elde edilen tektonik eksen konumu $K13^{\circ}D$, $1^{\circ}GB$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.34). Tefenni havzasında Gölhisar ve Burdur formasyonlarından ölçülen tabaka konumları kullanılarak elde edilen nokta ve kontur diyagramlarına göre tektonik eksen konumu $K12^{\circ}D$, $5^{\circ}GB$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.35). Gölhisar havzasında Gölhisar ve Burdur formasyonlarından ölçülen tabaka konumları kullanılarak elde edilen nokta kontur diyagramlarına göre tektonik eksen konumu $K11^{\circ}D$, $2^{\circ}KD$ olarak (Şekil 4.36) ve Çameli havzasında Gölhisar ve Burdur formasyonlarından ölçülen tabaka konumları kullanılarak elde edilen nokta ve kontur diyagramlarına göre tektonik eksen konumu ise $K21^{\circ}D$, $1KD$ olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.37).

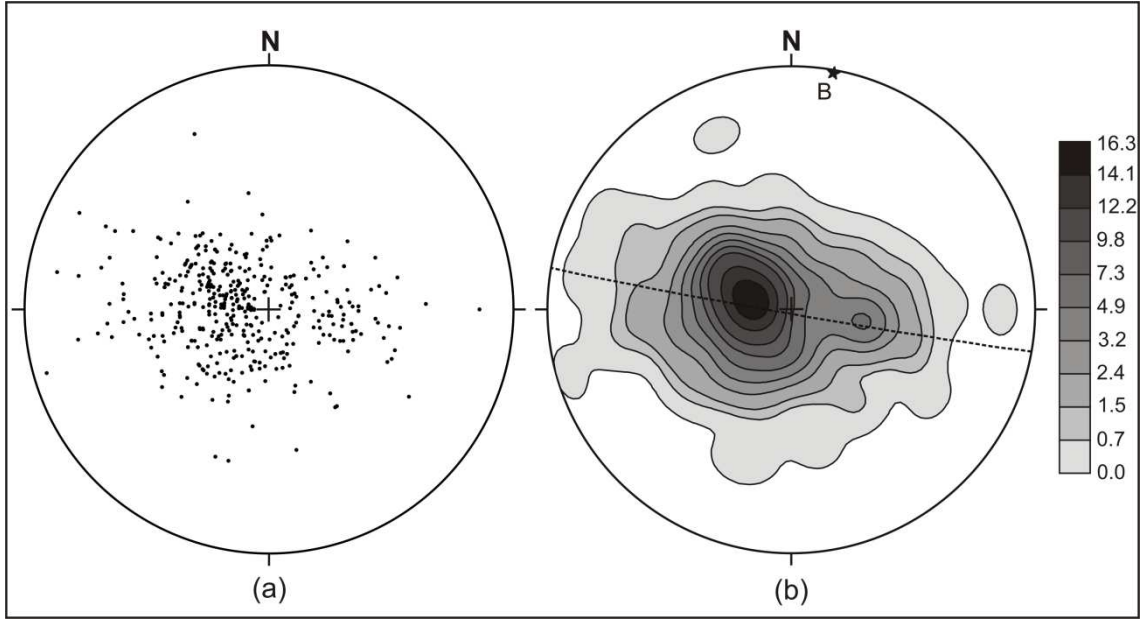
Tefenni formasyonunda birimin litolojik özellikleri nedeniyle tabaka ölçümü almak güçtür. Formasyon içerisinde çakıltaşlarının yer aldığı kısımlarda tabaka konumları az da olsa yer yer ölçülebilmektedir. Genel olarak tabakalar Gölhisar ve Burdur formasyonlarında olduğu gibi, KD-GB doğrultuludur. Genellikle düşük eğimli olan Tefenni formasyonu tabakaları aktif fayların olduğu kesimlerde faya doğru eğim kazanmışlardır. İnceleme alanının tamamında Tefenni formasyonunda ölçülen tabakalar kullanılarak elde edilen tektonik eksen konumu $K6^{\circ}D$, $1^{\circ}KD$ olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.38).



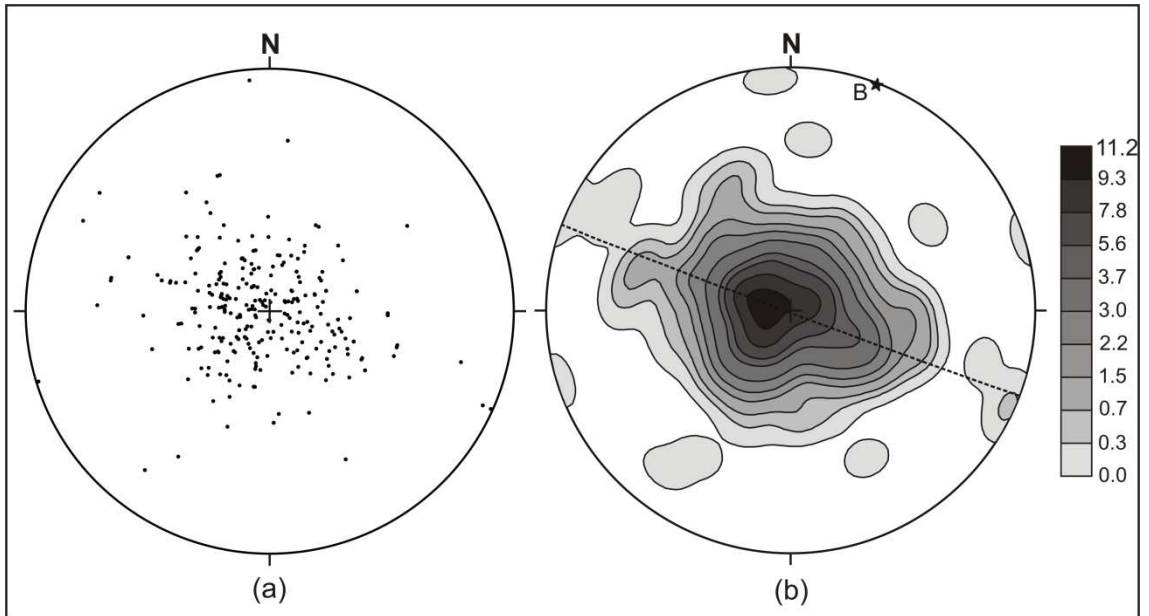
Şekil 4.34: İnceleme alanında Gölhisar ve Burdur formasyonlarına ilişkin tabaka ölçülerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=926).



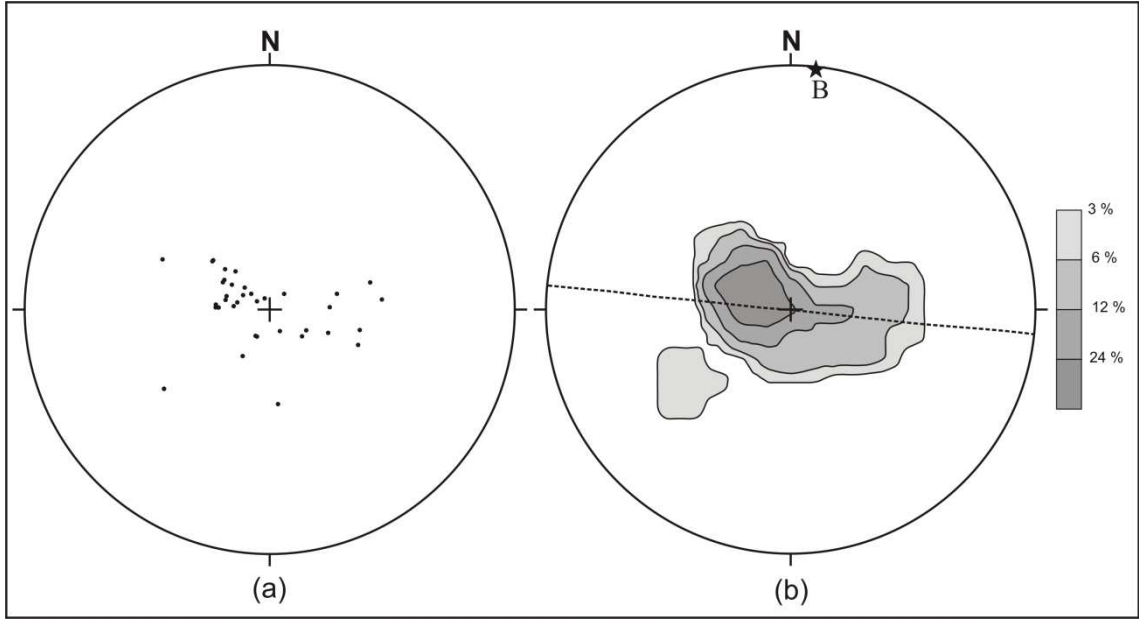
Şekil 4.35: Tefenni havzasında Gölhisar ve Burdur formasyonlarına ilişkin tabaka ölçülerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=245).



Şekil 4.36: Gölhisar havzasında Gölhisar ve Burdur formasyonlarına ilişkin tabaka ölçülerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=412).



Şekil 4.37: Çameli havzasında Gölhisar ve Burdur formasyonlarına ilişkin tabaka ölçülerinden elde edilen (a) nokta ve (b) kontur diyagramları (n=269).



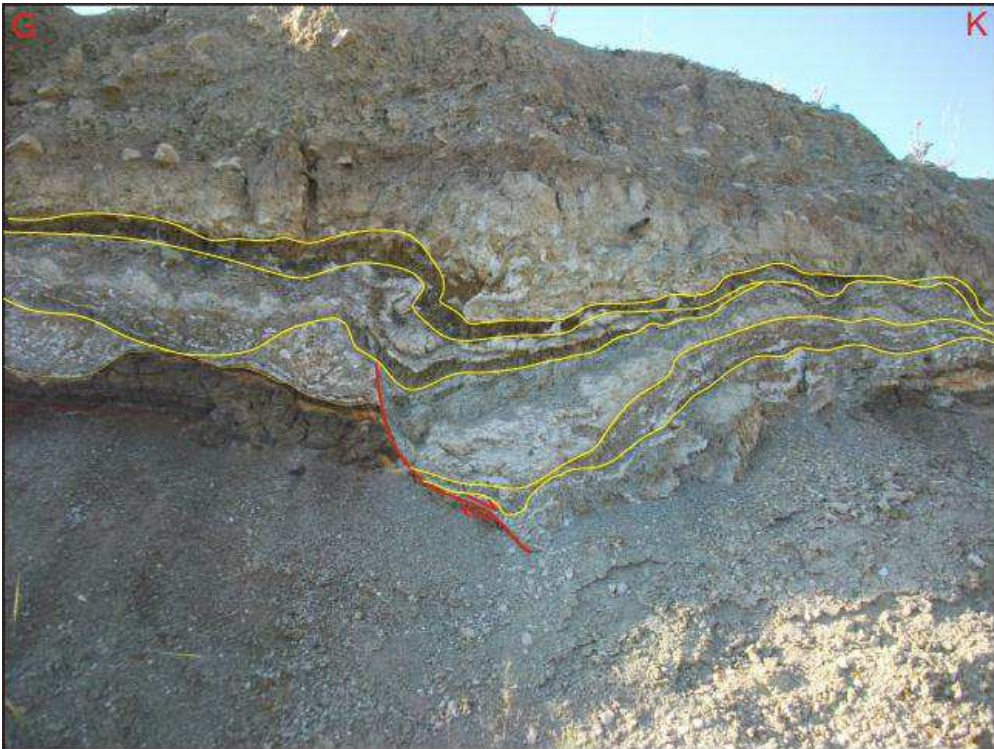
Şekil 4.38: İnceleme alanının tamamında Tefenni formasyonuna ilişkin tabaka ölçümlerinden elde edilen (a) nokta ve (b)kontur diyagramları (n=37).

Yapılan tüm bu analitik değerlendirmelere göre, Tefenni, Gölhisar ve Çameli havzalarında elde edilen tektonik eksen konumlarının birbirine az çok uyumlu olduğu tespit edilmiştir. Neojen-Kuvaterner yaşlı birimlerdeki tabaka düzlemlerinin doku diyagramları tektonik eksenlerin KD-GB gidişli, yatay eksenli olduğunu göstermektedir.

Çalışma alanında gözlemlenen küçük ölçekteki kıvrımlar nokta ve kontur diyagramlarından elde edilen kıvrımlara uyum göstermektedir. Çalışma alanında mezoskopik kıvrımlar genellikle doğrultu atımlı faylara yakın kesimlerde gözlemlenmiştir. Burdur formasyonu içinde bulunan bazı kıvrımlar slump niteliğinde olup çökme esnasındaki kaymalarla oluşmuştur (Şekil 4.39). Burdur formasyonu içerisinde yer yer sinsedimanter kıvrımlara ve faylara rastlanılmıştır (Şekil 4.40). Gölhisar ve Burdur formasyonu içerisinde mezoskopik ölçekte gelişmiş silindirik kıvrımlar arazi içerisinde sıkça gözlenebilmektedir. Çiğdemli fayı yakınlarında olduğu gibi bazı alanlarda özellikle büyük ölçekli faylara yakın kısımlarda dike yakın tabakalar da gözlenebilmektedir.



Şekil 4.39: Kayı köyü güneyinde bir yarmada Burdur formasyonu içinde gözlenen slump kıvrımları gösterir fotoğraf (kuzeybatıdan güneydoğuya bakış).



Şekil 4.40: Akçaören köyü batısında bir yarmada gözlenen küçük ölçekli fay ve sinsedimanter kıvrımları gösterir fotoğraf (kuzeybatıdan güneydoğuya bakış).

4.3. Kinematik Analizler

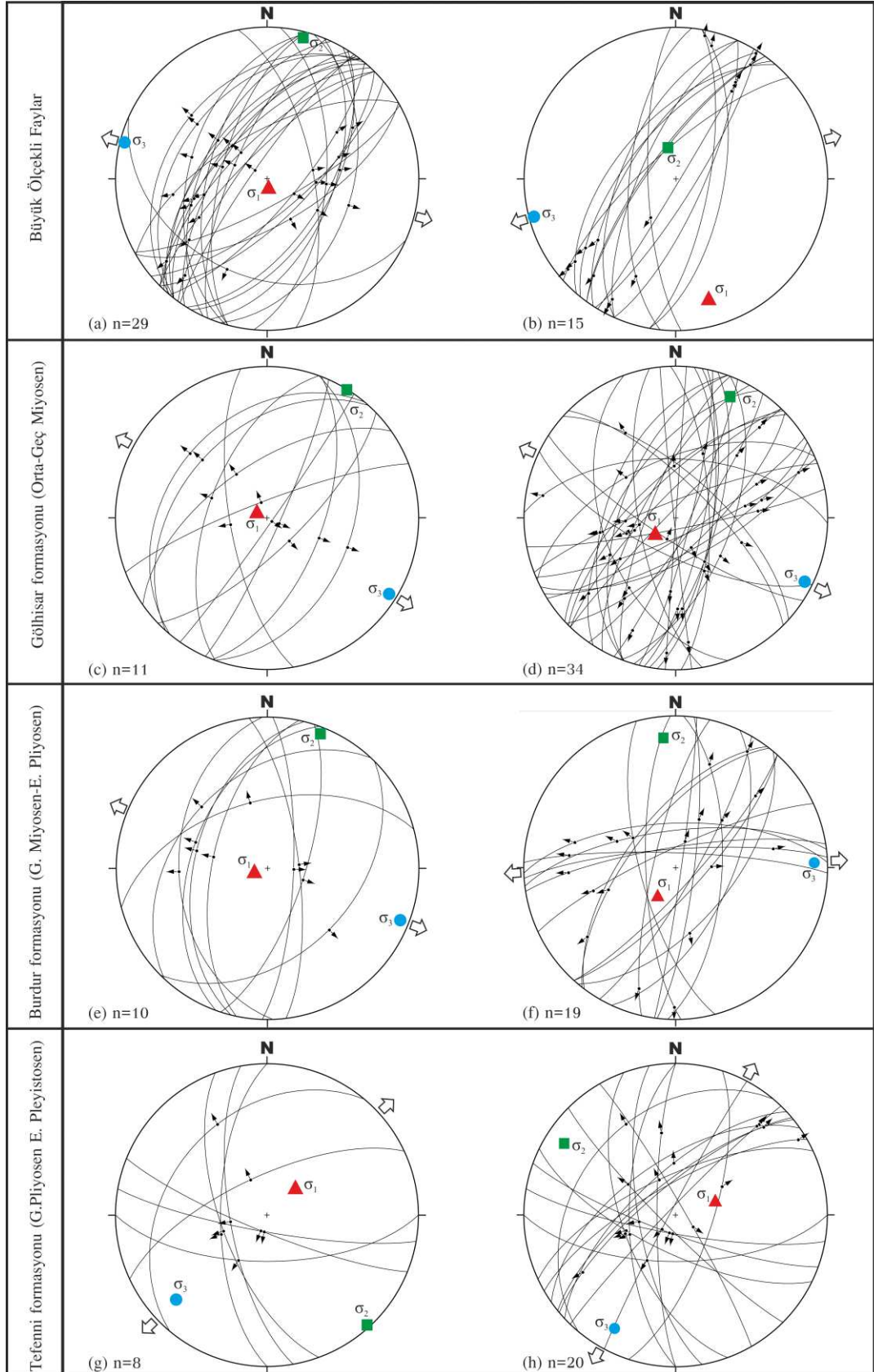
Bu bölümde, inceleme alanının morfolojik yapısının şekillenmesinde etkili olan Burdur-Fethiye Fay Zonu'nun bölgede yüzeyleyen kayaçlar özellikle Neojen-Kuvaterner yaşlı çökeller içerisinde gelişmiş faylardan ölçülen kinematik veriler değerlendirilecektir. Bu veriler, fay zonunun inceleme alanı içerisindeki gerilme dağılımını belirlemeye yönelik olarak analiz edilmiştir.

4.3.1. Arazi çalışmaları

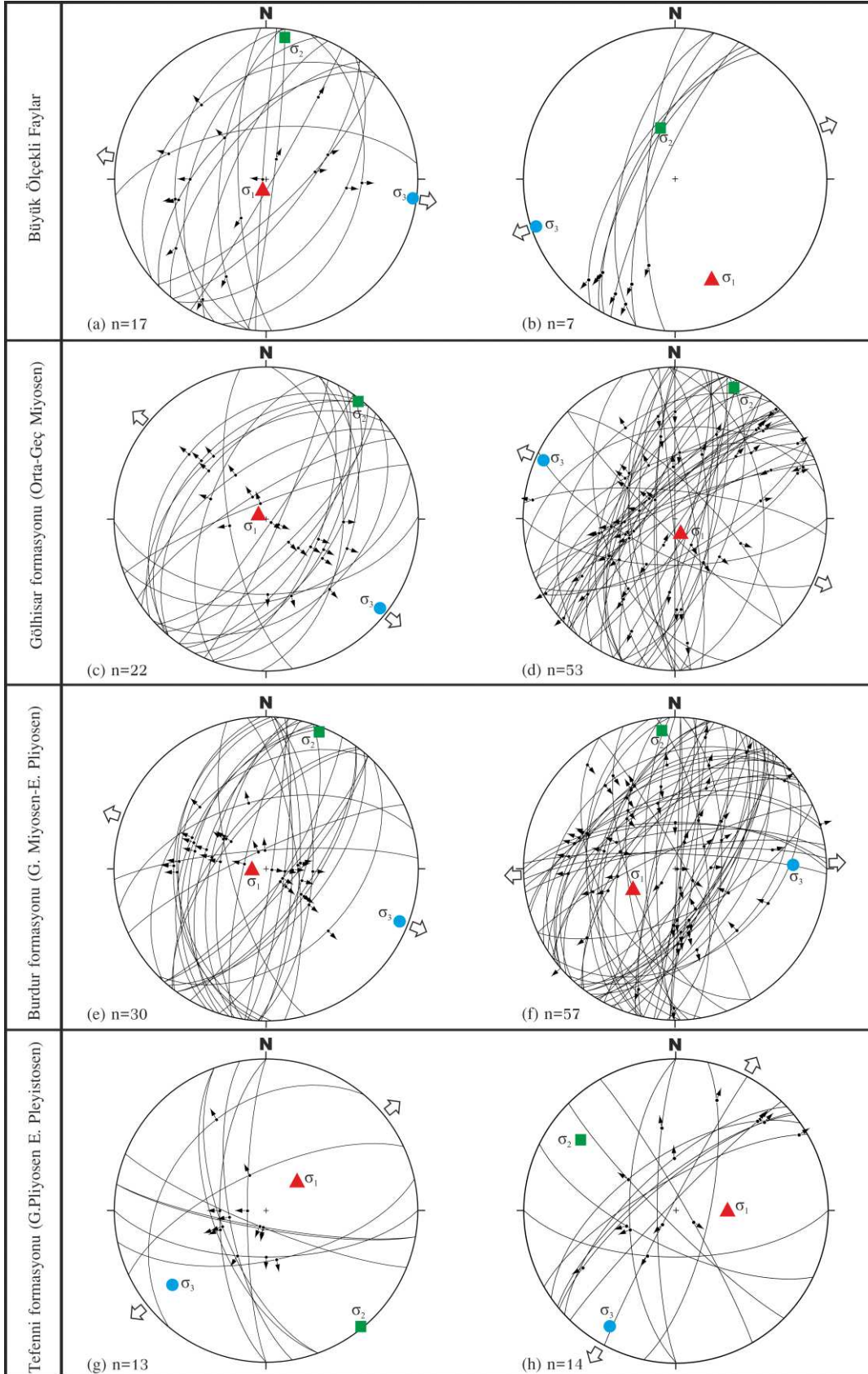
Önceki çalışmalarda Burdur-Fethiye Fay Zonu'nun önemli bir parçası olan Tefenni segmentine ait herhangi bir fay verisi bulunmamaktadır. Bu segmentteki yorumlar, zonun diğer segmentlerinden elde edilen verilerle yapılmıştır. Bu yorumlardaki eksiklikleri gidermek amacıyla, Tefenni segmenti üzerinde 19 adet istasyonda ve Gölhisar segmenti üzerinde 21 istasyonda fay düzlemleri tespit edilmiş ve kinematik analizler için toplam 330 adet fay düzlemi, fay çizdiği ve sapma açısı ölçülmüştür (Şekil 4.12, Tablo 1).

Her ölçüm noktasından alınan veriler kendi içinde değerlendirilmiş, veriler ve elde edilen asal gerilme eksenleri her nokta için ayrı ayrı alt yarı küre eş-alan projeksiyon ağlarında gösterilmiştir. Gölhisar ve Tefenni segmenti üzerinde tespit edilen fay düzlemlerinin konumu, kayma çizikleri ölçümü yapılmış ve elde edilen fay verileri Faultkin 5.2 (Marrett ve Allmendinger, 1990; Allmendinger ve diğ., 2012) programı kullanılarak değerlendirilmiştir. Ayrıca, Neojen-Kuvaterner yaşlı birimler içerisinde belli bir uzunlukta takip edilebilen küçük ölçekli fayların kinematik analizi yapılmış ve asal gerilme eksenleri saptanmıştır.

İnceleme alanında Tefenni ve Gölhisar segmentlerinde kenar faylarından elde ettiğimiz fay verilerinin tümü kullanılarak değerlendirme yapılmıştır. İnceleme alanında Tefenni segmenti üzerinde büyük ölçekte gelişen kenar faylarının kinematik analizine göre asal gerilme eksenleri $\sigma_1=175^\circ/85^\circ$, $\sigma_2=14^\circ/7^\circ$, $\sigma_3=284^\circ/3^\circ$, $\Phi:0,70$ (Şekil 4.41a) ve Gölhisar segmentine ait fayların asal gerilme eksenleri de $\sigma_1=190^\circ/85^\circ$, $\sigma_2=4^\circ/5^\circ$, $\sigma_3=94^\circ/1^\circ$, $\Phi:0,71$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.42a). Tefenni segmentinde Neojen birimler içerisinde gelişen büyük ölçekli fayların asal gerilme eksenleri $\sigma_1=164^\circ/16^\circ$, $\sigma_2=348^\circ/62^\circ$, $\sigma_3=255^\circ/3^\circ$, $\Phi:0,62$ olarak (Şekil 4.41b) ve Gölhisar segmentinde ise $\sigma_1=160^\circ/29^\circ$, $\sigma_2=343^\circ/60^\circ$, $\sigma_3=251/2$, $\Phi:0,58$ olarak belirlenmiştir (Şekil 4.42b).



Şekil 4.41: (a) Tefenni segmenti üzerinde büyük ölçekli kenar fayları, (b) Neojen birimler içerisinde gelişen büyük ölçekli sol yön bileşenli normal faylar, (c) Göhlisar formasyonunda normal ve (d) oblik faylar, Burdur formasyonu içerisindeki (e) normal ve (f) oblik faylar ve Tefenni formasyonu içerisindeki (g) normal ve (h) oblik fayların kinematik analizleri (sırasıyla σ_1 , σ_2 , σ_3 en büyük, ortaç ve en küçük asal gerilme eksenleri).



Şekil 4.42: (a) Göllhisar segmenti üzerinde büyük ölçekli kenar fayları (b) Neojen birimler içerisinde gelişen büyük ölçekli sol yön bileşenli normal faylar, (c) Göllhisar formasyonunda normal ve (d) oblik faylar, Burdur formasyonu içerisindeki (e) normal ve (f) oblik faylar ve Tefenni formasyonu içerisindeki (g) normal ve (h) oblik fayların kinematik analizleri (sırasıyla σ_1 , σ_2 , σ_3 en büyük, orta ve en küçük asal gerilme eksenleri).

Burdur-Fethiye Fay zonundaki fayların zaman içerisindeki gerilme yönlerindeki değişimleri belirleyebilmek amacıyla Neojen-Kuvaterner yaşlı birimler içerisinde gelişen faylardan yararlanılmıştır. Neojen-Kuvaterner yaşlı birimler içerisindeki normal ve yan atımlı normal faylar ayırt edilmiş Tefenni ve Gölhisar segmenti için ayrı ayrı diyagramlar yapılarak değerlendirilmiştir.

Tefenni segmenti üzerinde Orta-Geç Miyosen yaşlı Gölhisar formasyonu içerisindeki normal faylarda asal gerilme eksenleri $\sigma_1=294^\circ/84^\circ$, $\sigma_2=31^\circ/1^\circ$, $\sigma_3=121^\circ/6^\circ$ ve oblik faylarda asal gerilme eksenleri $\sigma_1=230^\circ/76^\circ$, $\sigma_2=24^\circ/13^\circ$, $\sigma_3=116^\circ/6^\circ$ olarak belirlenmiştir (Şekil 41c, d). Gölhisar segmentinde aynı formasyon içerisindeki normal faylarda asal gerilme eksenleri $\sigma_1=284^\circ/85^\circ$, $\sigma_2=38^\circ/2^\circ$, $\sigma_3=128^\circ/4^\circ$, oblik faylarda ise asal gerilme eksenleri $\sigma_1=159^\circ/81^\circ$, $\sigma_2=24^\circ/6^\circ$, $\sigma_3=293^\circ/6^\circ$ olarak belirlenmiştir (Şekil 42c, d).

Tefenni segmenti üzerinde Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Burdur formasyonu içerisindeki normal faylarda asal gerilme eksenleri $\sigma_1=249^\circ/82^\circ$, $\sigma_2=20^\circ/5^\circ$, $\sigma_3=114^\circ/6^\circ$ ve oblik faylarda asal gerilme eksenleri $\sigma_1=211^\circ/74^\circ$, $\sigma_2=355^\circ/17^\circ$, $\sigma_3=86^\circ/10^\circ$ olarak belirlenmiştir (Şekil 41e, f). Gölhisar segmentinde aynı formasyon içerisindeki normal faylarda asal gerilme eksenleri $\sigma_1=261^\circ/82^\circ$, $\sigma_2=21^\circ/4^\circ$, $\sigma_3=111^\circ/6^\circ$, oblik faylarda ise, asal gerilme eksenleri $\sigma_1=243^\circ/66^\circ$, $\sigma_2=354^\circ/9^\circ$, $\sigma_3=88^\circ/23^\circ$ olarak belirlenmiştir (Şekil 42e, f).

Tefenni segmenti üzerinde Geç Pliyosen-Erken Pleistosen yaşlı Tefenni formasyonu içerisindeki normal faylarda asal gerilme eksenleri $\sigma_1=46^\circ/68^\circ$, $\sigma_2=137^\circ/0^\circ$, $\sigma_3=227^\circ/21^\circ$ ve oblik faylarda asal gerilme eksenleri $\sigma_1=73^\circ/68^\circ$, $\sigma_2=303^\circ/12^\circ$, $\sigma_3=208^\circ/16^\circ$ olarak belirlenmiştir (Şekil 41g, h). Gölhisar segmentinde aynı formasyon içerisindeki normal faylarda asal gerilme eksenleri $\sigma_1=44^\circ/67^\circ$, $\sigma_2=131^\circ/2^\circ$, $\sigma_3=224^\circ/22^\circ$, oblik faylarda ise asal gerilme eksenleri $\sigma_1=91^\circ/62^\circ$, $\sigma_2=306^\circ/23^\circ$, $\sigma_3=210^\circ/13^\circ$ olarak belirlenmiştir (Şekil 42g, h).

Büyük ölçekteki kenar faylarının kinematik analizine göre havzanın açılmaya başladığı ilk evrede (Orta-Geç Miyosen) eğim atım bileşeninin büyük olduğu sol yönlü normal faylar ve normal faylar oluşmuştur. Bu nedenle kinematik analiz sonuçlarına göre KB-GD yönlerinde bir gerilmenin olduğu görülmektedir. Gölhisar, Burdur ve Tefenni formasyonları içerisinde kenar faylarına paralel olarak gelişen büyük ölçekli fayların kinematik analizine göre ise, KD-GB yönlü bir gerilmenin olduğu tespit edilmiştir. Gerilme eksenleri arasındaki bu fark zaman içerisinde bölgedeki saatin tersi yönündeki rotasyon ve makaslama etkisinin artışıyla açıklanabilir. Neojen-Kuvaterner

yaşlı birimler içerisinde belli bir sistematığe göre gelişmiş küçük ölçekli faylar da tespit edilmiştir. Küçük ölçekli fay takımlarında birden çok fay takımı olması nedeniyle asal gerilme değerleri değişim gösterebilmektedir. Gölhisar, Burdur ve Tefenni formasyonlarında tespit edilebilen fay takımları formasyon mertebesinde normal faylar ve oblik faylar şeklinde ayırt edilip kinematik analiz yapılarak değerlendirilmiştir. Gölhisar formasyonundaki fayların kinematik analiz sonucu makaslanma etkisinin az olduğu KB-GD yönlerinde bir gerilmenin etkili olduğu tektonik bir ortamı göstermektedir. KB-GD yönünde gerilme daha büyük olduğundan asal gerilme eksenleri grabenleşmeyi gösteriyor şeklinde yorumlanabilmektedir. Burdur formasyonunda tektonik rejim Gölhisar formasyonuna göre biraz daha farklıdır. Sol yönlü yan atımlı normal ve normal faylarda yapılan kinematik analizler Geç Miyosen-Erken Pliyosen zaman aralığında makaslanmaya bağlı olarak gerilmenin KB-GD yönünden D-B yönüne doğru değiştiğini göstermektedir. Tefenni formasyonunda ölçtüğümüz fayların kinematik analizine baktığımız zaman Geç Pliyosen-Erken Pleistosen zaman aralığında devam eden makaslanma ve saatin tersi yöndeki rotasyona bağlı olarak KD-GB yönünde bir gerilmenin olduğu açıkça görülmektedir.

Schreurs ve Colletta (1998, 2003) yaptıkları deneysel çalışmalarda sağ yanal makaslanma ve gerilme etkisindeki bir sistemde yanal atımlı faylara paralel doğrultuda normal faylar oluştuğunu göstermişlerdir. Normal fayların eğimlerini ortalama 60-70 derece olarak belirlemişler ve dik yanal atımlı fayların deformasyon arttıkça oblik karakter kazandığını gözlemlemişlerdir. Bunun yanı sıra yer yer faylanma sonucunda küçük transtansiyonel havzalar oluşabileceğini belirtmişlerdir. Yazarların oluşturduğu transtansiyonal modeli Elitez ve Yaltırak (2014) sol yanal bir sisteme uyarlamışlar ve sol yanal normal faylar ile havza benzeri yapıların Fethiye-Burdur Fay Zonu ve havzaların gelişimini destekler nitelikte olduğunu tespit etmişlerdir.

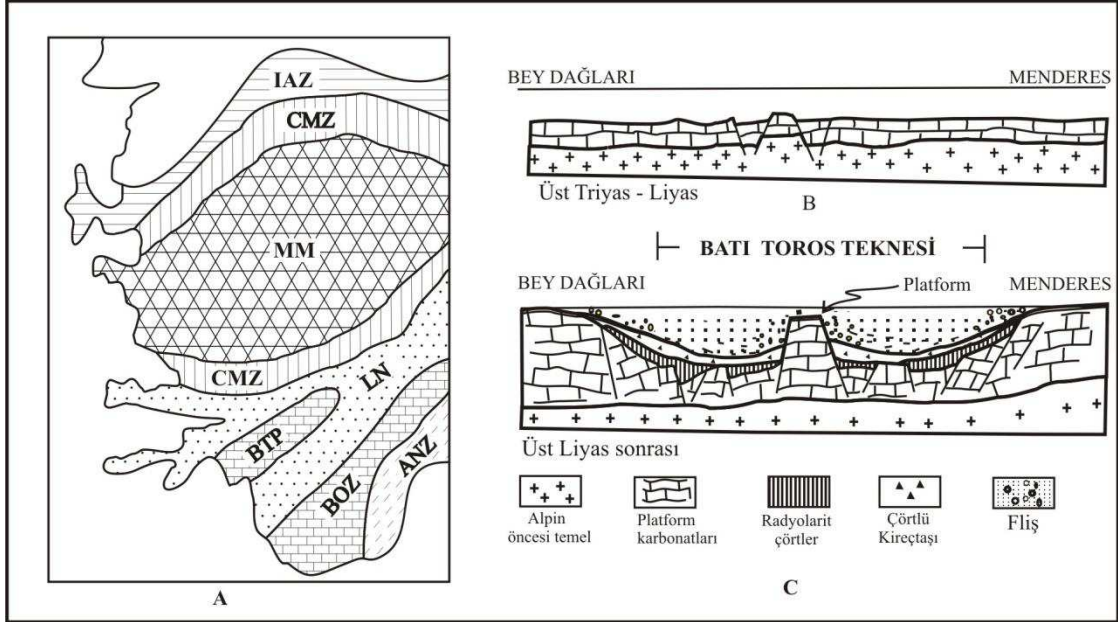
5. YAPISAL EVRİM

Araştırma alanında, otokton, allokton ve neotokton konumlu birbirinden oldukça farklı ortam koşullarında gelişmiş kaya birimleri bulunmaktadır. Bu nedenle kaya birimlerinin birbirinden farklı jeodinamik ve evrim izleri taşınması beklenir. Bu çalışmada elde edilen veriler ve önceki çalışmacıların ortaya koyduğu bilgiler ışığı altında araştırma sahasının yapısal evrimi şu şekilde açıklanabilir;

Alp-Himalaya orojenik kuşağı üzerinde yer alan Türkiye Paleo-Tetis ve Neotetis süturları ile çevrelenen küçük ve büyük kıtasal bloklardan oluşur. Levha tektoniğine göre; Toros-Anadolu levhası, Triyas sonunda Afrika levhasından kopmuş ve Tetis denizi içerisinde kalmıştır. Triyas'tan Miyosen sonlarına kadar hareket ederek bugünkü konumunu almıştır. Batı Toroslar'dan kopan bu levha Beydağları karbonat platformunu (Beydağları otoktonu) oluşturmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson, 1993). Neotetis okyanusu Mesozoyik başlarında Gondwana'nın kuzeyinin riftleşmesiyle açılmış ve bu okyanusun kolları geç Kretase'de yakınsamaya başlamıştır. Pontit yayı ile Anadolu-Torid platformu arasındaki kuzey kolun kapanması Orta Eosen'e kadar sürmüştür (Platzman ve diğ. 1994). Kuzeydeki bu denizin kapanmasının ardından ofiyolitik melanjdan oluşan Likya napları güneye ilerleyerek Menderes Masifi'ni üzerlemeye başlamıştır (Şengör ve diğ. 1984). Torid-Anatolid platformu Triyas başlarında Afrika levhasından kopmuş Menderes Masifi kuzeyinde ve Beydağları otoktonu ve Anamas otoktonu arasında Neotetis'in kolları açılmıştır. Yine aynı zamanda platform üzerinde Menderes Masifi ile Beydağları otoktonu arasında blok faylanmayla Toros içi teknesi (Batı Toros Teknesi) açılmıştır (Ersoy, 1990).

Menderes Masifi ile Beydağları otoktonu arasında Mesozoik-Senozoik zaman aralığında yer alan Toros içi tekne, Batı Toros teknesi (Ersoy, 1990) olarak bilinir (Şekil 5.1). Bu tekne, Poisson ve Sarp (1977) tarafından adlandırılan Kızılca veya Kızılcaçorak teknesiyle aynıdır. Teknenin oluşum yaşı doğudan batıya gençleşir (Doğuda Liyas başyken batıda Geç Liyas'tır). Tekne, Triyas başlarında blok faylanmayla oluşmuş, Miyosen (Langiyen)'e kadar açık kalmıştır. Bu zaman süresince teknenin farklı kısımlarında farklı özellikte tamamen denizel karakterli çökeller birikmiştir. Doğuda Geç Triyas sonuna, batıda ise Geç Liyas'a kadar megalodontlu, algli, mercanlı, oolitik yapılı dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kristalize kireçtaşları gibi sığ denizi gösteren litolojiler egemendir. Teknenin oluşmaya başladığı Geç Triyas'tan itibaren ortam derinleşmeye (pelajik ve hemipelajiklerin varlığı) başlamıştır. Her ne kadar Batı Toros

teknesinde derinleşme Geç Liyas'la başlamış ise de bazı yerler sığlığını Erken Kretase'ye kadar korumuşlardır. Bu sığlık ancak tekne içindeki yükselim alanları ile açıklanabilmektedir (Ersoy, 1990).

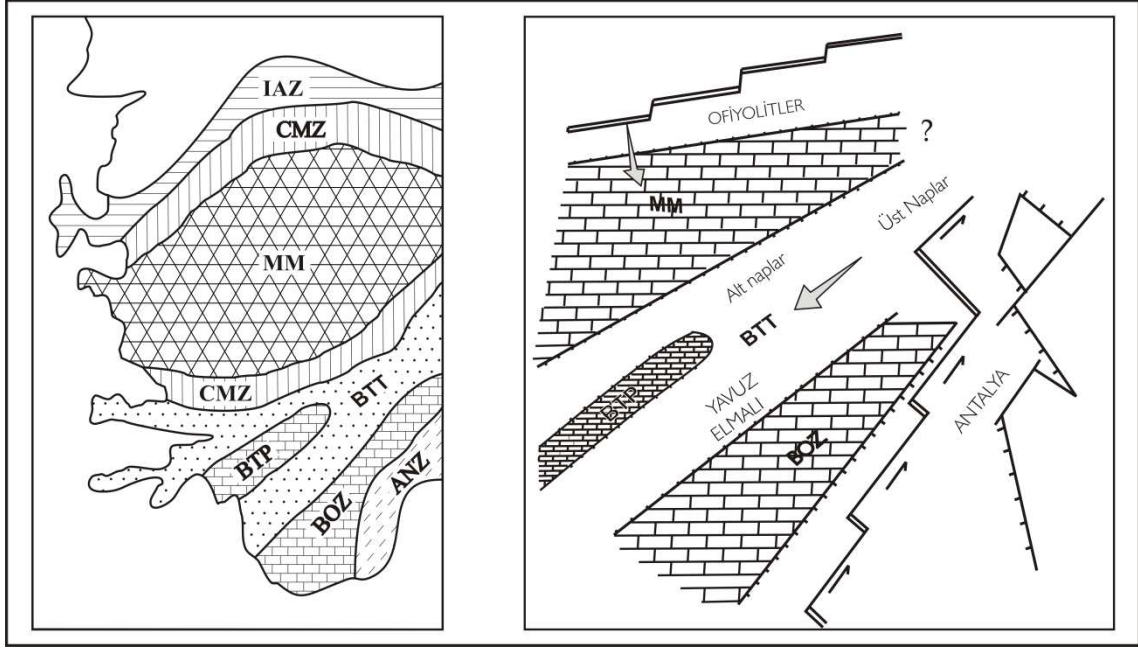


Şekil 5.1:Batı Türkiye'nin Paleocoğrafik Kuşakları ve Batı Toros Teknesinin oluşum evrelerini gösterir kesitleri, A-Kuzeyden güneye İzmir-Ankara Zonu (IAZ), Menderes Masifi (MM) ve onu saran Menderes Örtü Kuşağı (CMZ), Batı Toros Teknesi (BTT), Batı Toros Platformu (BTP), Beydağları Otokton Zonu (BOZ), Antalya Napları Zonu (ANZ), B-Beydağları ile Menderes Masifi arasında, henüz Batı Toros Teknesi neritiklerinin çökelişi (Geç Triyas-Liyas), C-Geç Liyas'tan itibaren Batı Toros Teknesi oluşumuna bağlı olarak çökelen yarı pelajik ve pelajikler (Poisson ve Sarp, 1977; Ersoy, 1990).

Stratigrafi bölümünde Likya naplarını ara zon, ofiyolit altı naplar, ofiyolit napı ve ofiyolit üstü naplar olarak gruplamıştık. Bu gruplar birbirinden farklı stratigrafik ve yapısal özellikler sunan pek çok yapısal birimlerden oluşur. Mesozoyik boyunca bu grupların bir kısmı derin deniz, bir kısmı sığ deniz, bir kısmı ise sığ deniz-derin deniz geçiş ortamında gelişmiştir (Şekil 5.2). Tüm yapısal birimlerde yer yer iyi gelişmiş, yer yer ise iyi gelişmemiş Geç Liyas (Toarsiyen) yaşlı ammonitico-rosso fasiyesi ve bu fasiyesle birlikte çoğunda belirgin bir derinleşme izleri görülür. Bu olgu, bu yapısal birimlerin, Geç Liyas'ta kırılmalara sahne olan aynı denizin değişik yerlerinde oluştuğunu gösterir (Şenel ve diğ., 1989).

Likya naplarını oluşturan yapısal birimlerin bir kısmında özellikle ofiyolit üstü naplarda Geç Senoniyen uyumsuz olarak bulunur. Bu uyumsuzluk hiç şüphesiz, Yeşilova ofiyolitleri ile bir araya gelip gerçekleşmiştir. Bu yapısal birimler, ofiyolit napı üzerine Geç Senoniyen'in sonlarında yerleşmişler ve bu yerleşime bağlı olarak

Kızılcadağ ofiyolitik melanjı ve üst nap birimleri bu yerleşime bağlı olarak ofiyolit napı da alt nap birimleri üzerine sürüklenmiştir. Geç Senoniyen'in sonlarında gerçekleşen bu olay sonucu ofiyolitlerle birlikte Likya naplarını oluşturan pek çok yapısal birimler bir araya gelmişlerdir. Bu bir araya geliş sonrası napların birleştiği alan karasallaşmıştır. Ancak, Paleosen ortalarında (Monsiyen) transgresyona uğrayarak deniz altında kalmışlardır.



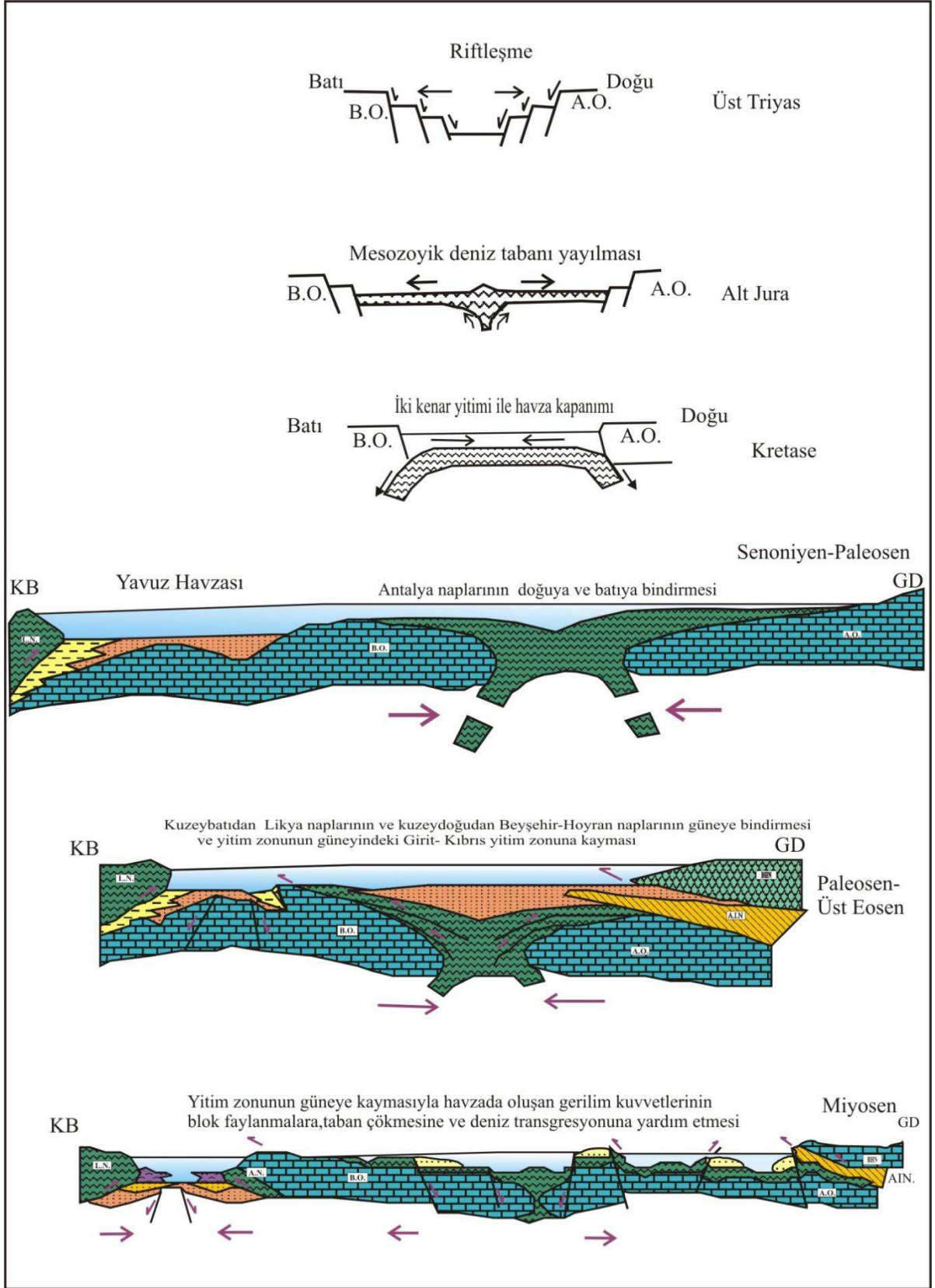
Şekil 5.2: Likya naplarına ait birimlerin Batı Toros teknesi içerisindeki yerleri ve komşu alanların durumunu gösterir kesit. En kuzeyde ofiyolitlerin türediği bir tetis alanı, daha güneyde sırasıyla Menderes Masifi (MM), Batı Toros Teknesi ve Platformu (BTP), Beydağları Otokton Zonu (BOZ) ve oklar tektonik hareket yönlerini göstermektedir (Ersoy, 1990'dan yararlanılmıştır).

Batı Toros teknesindeki ofiyolitik birimler, farklı görüşler olmakla birlikte şimdiki buldukları yere kuzeybatıdan gelmişlerdir (Ustaömer ve diğ., 1996). Bu yer Menderes Masifi'nin kuzeybatısındaki Neotetis'in kuzey kolu (İzmir-Ankara zonu) ya da Vardar okyanus alanı olabilir. Neotetis'in bu kolunun kapanması Geç Kretase'de Likya ofiyolitleri üzerlediği zaman olmuştur. Bununla birlikte kalıntı Neotetis okyanus havzası erken Paleojen'e kadar varlığını sürdürmüş ve İzmir-Ankara suture zonu içerisinde melanj birimleri şeklinde korunmuştur. En son çarpışmayla birlikte orojenik çökme etkisiyle Avrasya'nın güney sınırı büyük bir kabuksal kalınlaşmaya ve günümüz Menderes Masifi üzerine güneye doğru nihai yerleşmeye neden olmuştur. Menderes Masifi üzerindeki ofiyolitik birimler bu napların devamıdır. Ofiyolitlerin

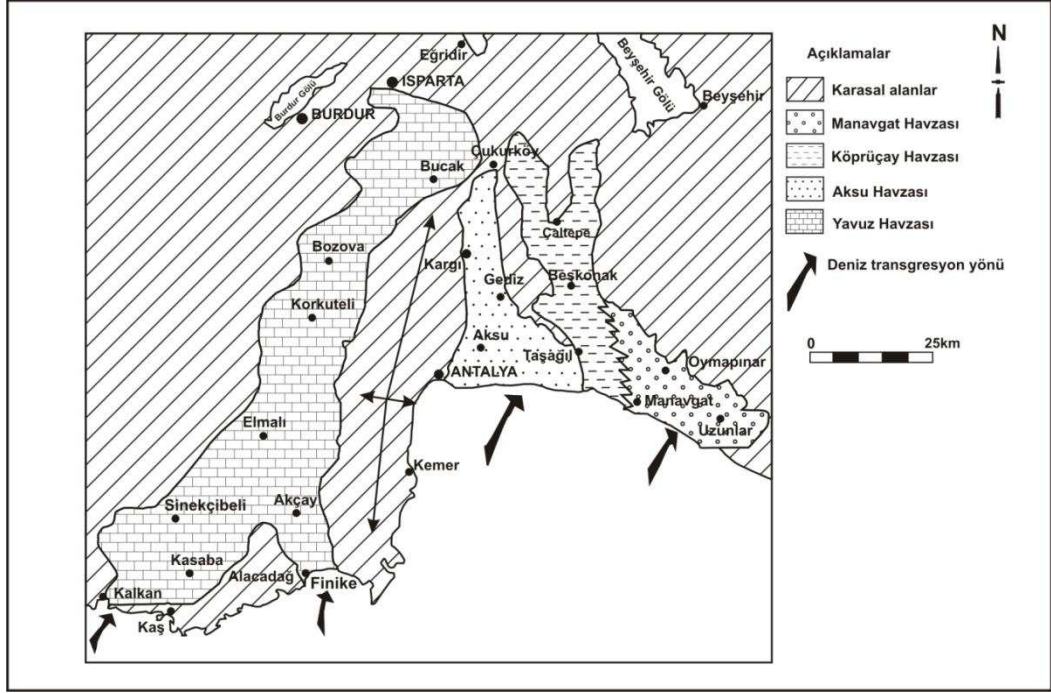
masif üzerinde ilerlemesine bağlı olarak Menderes Masifi'nin metamorfizma yaşı kuzeyden güneye gençleşir (Akkök ve diğ., 1984). Geç Kretase sonunda (Senoniyen) başlayan sürüklenme hareketleriyle ofiyolitler, Menderes Masifi üzerinden aşarak gravite kaymaları ile batı Toros teknesine (Eosen sonu) aktarılmışlardır. Likya naplarını oluşturan yapısal birimlerden bir çoğunda özellikle üst naplarda Geç Senoniyen (Şenel ve diğ., 1989) uyumsuz olarak bulunmaktadır. Bu hiç şüphesiz okyanusal kabuk varsayılan ofiyolitlerin, kıtasal kabuk parçaları (Gülbahar, Domuzdağ, Kozağaç grubu) ile bir araya gelişlerinde oluşmuştur. Ofiyolit üstü naplar (üst naplar), ofiyolit napları üzerine Geç Senoniyen'de yerleşmiş ve bu yerleşime bağlı olarak Kızılcadağ ofiyolitik melanji gibi karışık birimlerin oluşmasına neden olmuştur. Bu yerleşime bağlı olarak ofiyolit napları da Kömürlükdağı grubu (alt nap) üzerinde sürüklenmiştir. Geç Senoniyen zamanında gerçekleşen bu olay sonucunda ofiyolitlerle birlikte Likya naplarını oluşturan pekçok yapısal birim de bir araya gelmiştir. Napların yerleşmesine bağlı olarak, batı Toros teknesinde Geç Lütesiyen transgresyonu gerçekleşmiştir. Bu evrede, Beydağları otoktonu ile Likya napları arasında (batı Toros teknesinin doğu kısımlarında) fliş benzeri çökelim başlayıp, Burdigaliyen sonlarına kadar sürmüştür (Şekil 5.1). Burdigaliyen sonlarında naplar yaklaşık kuzeybatıdan güneydoğuya doğru altlarında Beydağları otoktonu ile Likya napları arasında çökelmiş olan fliş benzeri çökelleri de alarak (Yeşilbarak napı) Beydağları otoktonu üzerine yerleşmeye başlamışlardır. Tüm yapısal birimler, Erken Langiyen'de yerleşmiş (Striyen) böylece paleotektonik dönem sona ermiştir. Erken Langiyen'deki bu yatay hareketler sonucunda naplar Beydağları otoktonu üzerinde en az 120-150 kilometre ilerlemişlerdir (Şenel ve diğ., 1989).

Miyosen başlarında Antalya naplarının Beydağları otoktonuna bindirmeye başlamasıyla Beydağları otoktonu ile Anamas otoktonu arasındaki yitim zonu güneydeki Kıbrıs-Girit yitim zonuna kaymıştır (Şenel ve diğ., 1992). Yitim zonunun güneye kaymasıyla bölgesel sıkışmalar dalma-batma olayı ile karşılanamayıp, Beydağları karbonat platformu blok faylanmalara maruz kalmıştır (Şekil 5.3). Blok faylanmalara bağlı olarak Beydağları karbonat platformu üzerinde Yavuz havzası gelişmiştir.

Beydağları Miyosen havzası (Yavuz); batıda Menderes Masifi, doğuda Beydağları-Tekedağları ve kuzeyde Karadağ-Honazdağ-Barladağ yükseltileri ile sınırlanan ve güneyde Akdeniz ile birleşen bir Senozoik baseni olarak tanımlanmaktadır (Uysal ve diğ., 1980, Şekil 5.4).



Şekil 5.3: Batı Toroslarda yer alan tektonik birliklerin jeolojik evrim gelişimini gösterir kesitleri. Açıklamalar: AO Anamas Otoktonu, BO Beydağları otoktonu, LN Likya napları, AN Antalya napları, AİN Alanya napları (Özgüner, 1998; Şenel ve diğ., 1992'den yararlanılarak çizilmiştir).



Şekil 5.4: Batı toroslarda yer alan Miyosen havzalarını gösterir harita (Özgüner,1998'den yararlanarak çizilmiştir).

Yavuz havzası, Çomaklı köyü dolaylarında (Kemer, Burdur) Erken Miyosen zamanında sığ şelf ortamı, Burdigaliyen zamanında sürekli çöken bir sübsidans havza özelliğindedir. Muhtemelen bu derinleşme Yavuz havzasındaki blok faylanmalarla meydana gelmiştir. Havza Erken Langiyen'de Likya naplarının Beydağları otoktonuna bindirmesiyle kapanmıştır.

Langiyen fazıyla Beydağları önülkesi üzerine yerleşen tektonik birimler batı Toroslar'da kompresyonel hareketlerin bittiğinin habercileridir. Erken Miyosen'de Likya naplarının bölgeye yerleşmesiyle çalışma alanının da içinde yer aldığı alan tamamen karasallaşmıştır. Eosen başında başlayan ve Erken Miyosen'in sonuna kadar süren sıkışma hareketiyle birlikte Batı Toroslar en az 1500 metre yükselmiştir (Şenel ve diğ., 1989; Yaltırak ve diğ., 2010). Likya naplarının bölgeye yerleşmesiyle birlikte paleotektonik dönem sona ermiştir.

Türkiye'de neotektonik dönem, Doğu Anadolu'da kabuk kalınlaşması ve kısılmasına neden olan kıtasal çarpışmayla başlayan ve Anadolu bloğunun Kuzey ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru kaçışı ile başlar (Dewey ve diğ. 1986, McKenzie 1972, Şengör ve Yılmaz 1981). Arap ve Anadolu levhaları arasındaki Orta Eosen'de Bitlis Süturu boyunca gerçekleşen çarpışma sonucu Doğu Anadolu kabuğu kalınlaşıp kısılmış ve sıkışan Anadolu levhasının Kuzey ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru kaçışı Geç Miyosen'de başlamıştır (Şengör ve Yılmaz 1981,

Yılmaz 1997). Bu olaydan sonra Batı Anadolu'da K-G sıkışma rejimi gerilme rejimine dönüşür (Zanchi ve diğ., 1993, Yılmaz, 1997) ve bu tektonik kaçma olayının Batı Anadolu'daki Ege graben sisteminin gelişimindeki ana etken olduğu belirtilir (Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1985; Yılmaz ve diğ., 2000). Angelier ve diğ. (1981)'e göre Miyosen sıkışma döneminin ardından güneybatı Anadolu'daki graben sisteminin gelişiminin nedeni olan baskın KKD-GGB yönlü genişleme Geç Miyosen veya Erken Pliyosen'de başlamıştır.

Çameli, Gölhisar ve Tefenni havzalarının da içinde bulunduğu Batı Anadolu'da, günümüze kadar etkinliği süren genişlemeli neotektonik döneme ilişkin farklı birçok görüş bulunmaktadır.

Dewey ve Şengör (1979)'ün savunduğu tektonik kaçma modeline göre, Anadolu plakacığının batı-güneybatı yönlü hareketi, Geç Serravaliyen'de Arap-Avrasya levhalarının güneydoğu Anadolu'da Bitlis kenet kuşağı boyunca çarpışmasından sonra, Batı Anadolu'da bir genişleme rejimi oluşturmuştur. Anadolu levhası, bu çarpışmanın ardından meydana gelen sıkışmayı önce kalınlaşarak, daha sonra Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru hareket ederek karşılamıştır. Bu hareket, Ege Denizi ile Batı Anadolu'da D-B yönlü bir sıkışma, buna karşılık K-G yönlü bir genişleme meydana getirmiştir (Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1985). Le Pichon ve Angelier (1979) ile McKenzie (1978) tarafından savunulan yayardı açılma modeline göre, Afrika levhasının kuzey kenarının Hellen yayı boyunca kuzeye dalması sonucunda Ege bölgesinde Geç Serravaliyen-Tortoniyen'de başlayan kabuksal gerilme meydana gelmiştir. Seyitoğlu ve Scott (1991) tarafından önerilen orojenik çökme modeline göre ise, aşırı kalınlaşan kabuğun yayılması sonucu genişlemeli neotektonik rejim başlamıştır. Bu olay, Paleosen çarpışması ile İzmir-Ankara-Erzincan Neotetis süturu boyunca Anadolu levhasının kısalıp kalınlaşmasını takiben Geç Oligosen-Erken Miyosen'de başlamıştır. İki evreli grabenleşme modeline göre, Batı Anadolu'daki havzaları oluşturan orojenik çökme iki evrede gerçekleşir. İlk evrede (Oligosen-Erken Miyosen) düşük açılı normal fayların denetlediği orojenik çökme, ikinci evrede (Pliyosen-Kuvaterner) ise Anadolu levhasının batıya kaçıışı ile ilişkili K-G gerilme ve yüksek açılı normal fayların denetlediği riftleşme sözkonusudur (Sözbilir ve Emre, 1996; Koçyiğit ve diğ., 1999; Bozkurt, 2000; Koçyiğit, 2005). Bu bölgesel modellerin hangisi geçerli kabul edilirse edilsin, bulgular; Çameli, Gölhisar ve Tefenni havzalarının Miyosen ortalarında açıldığını ve tektonik kontrolün açılmadan sonra da sürdüğünü göstermektedir.

Yukarıda ortaya konulan modellerden yola çıkarak ve arazide elde edilen veriler kullanılarak Burdur-Fethiye fay zonunun evrimi özetlenerek Neojen havzaların açılması açıklanacaktır.

5.1. Burdur-Fethiye Fay Zonunun Evrimi

Günümüzde Burdur-Fethiye Fay Zonu Güneybatı Anadolu'da birbirine paralel KD-GB doğrultulu faylardan oluşmuş bir makaslanma zonedir. Bu zon, Isparta açısını batıdan sınırlandırarak Batı Anadolu'da Isparta açısını ve Ege açılma bölgesi gibi iki farklı tektonik bölgeyi birbirinden ayırmaktadır. Isparta açısı, doğuda Beyşehir-Hoyran napları ve batıda Likya napları ile sınırlıdır. Burdur-Fethiye Fay Zonunun oluşumu Isparta açısının tektonik evrimi ile doğrudan ilişkilidir. Bu nedenle öncelikle Isparta açısının oluşumunun bilinmesi gerekmektedir. Orta Miyosen'de Arap levhası Bitlis-Zagros kenet kuşağı boyunca Avrasya levhasıyla çarpışarak, Anadolu levhasının Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının denetiminde batıya kaçmaya zorlamıştır (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1985). Paleomanyetik verilere göre Isparta açısının batı kanadının Miyosen dönemi boyunca saatin tersi yönde 35° - 40° dönme yaptığı, doğu kanadının ise, Eosen döneminden bu yana saat yönünde 20° - 40° dönme yaptığı belirtilir (Kissel ve Poisson, 1986; Piper ve diğ., 2002; Kissel ve diğ., 1993; Morris ve Robertson, 1993; Glover ve Robertson, 1998; Rotstein, 1984; Platzman ve diğ., 1998). Doğu kanadın rotasyonu Aksu bindirmesinin yanı sıra doğu kanadı içinde buna eşlik eden çok katlı bindirme faylarının gelişmesine neden olmuştur. Isparta açısının batı kanadı GB yönlü, doğu kanadı ise KD yönlü eş zamanlı bindirmelerle Geç Miyosen sıkışma fazı göstermektedir (Barka ve diğ., 1995). Likya, Beyşehir-Hoyran ve Antalya naplarının Toros karbonat platformu üzerine yerleşmesiyle, Kıbrıs-Helenik yayları şekillenmiş ve bu yaylar boyunca Afrika ve Avrasya levhaları birbirine yaklaşarak, Isparta büklümü bölgesinde K-G doğrultulu sıkışma tektoniğinin oluşmasıyla sonuçlanmıştır.

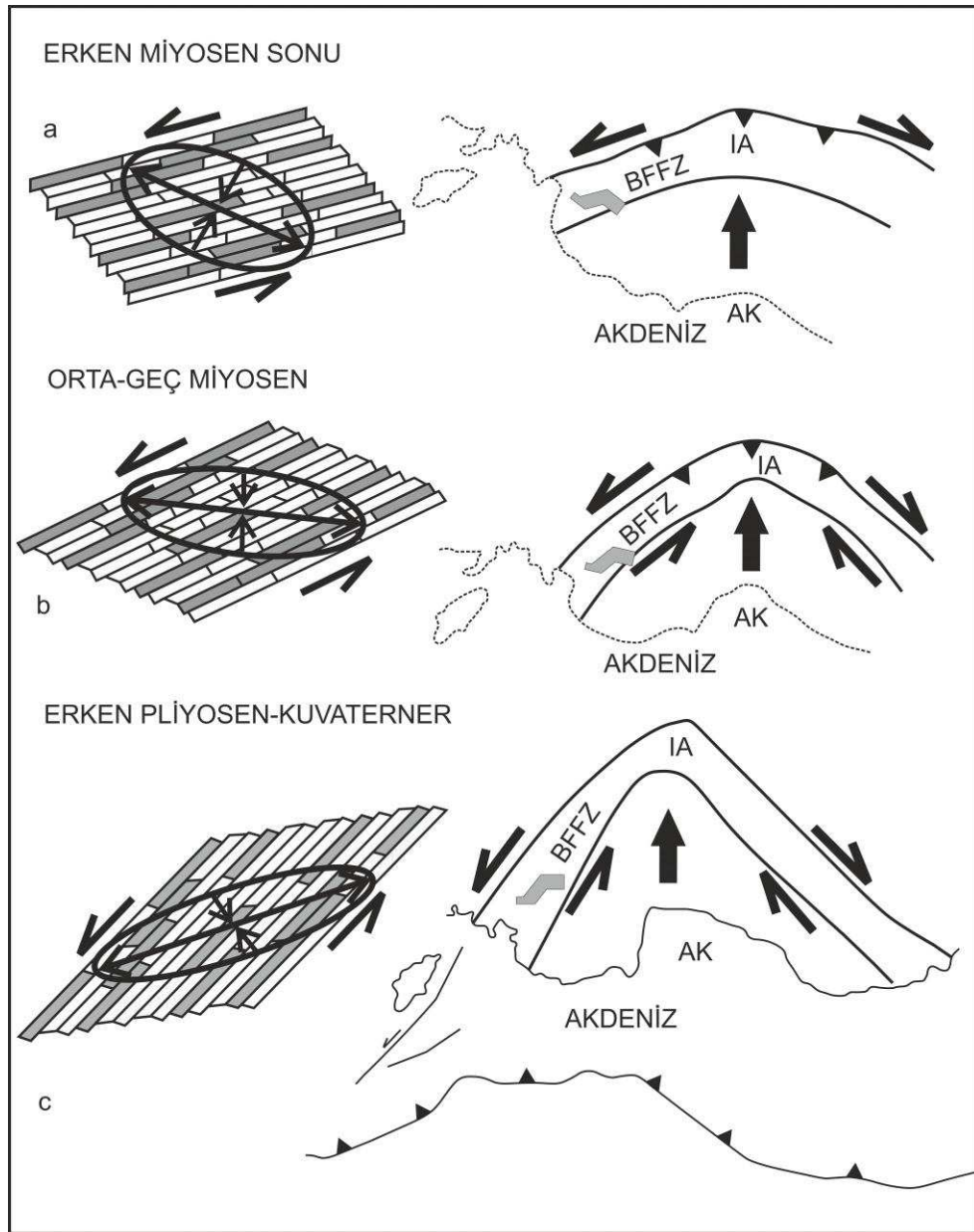
Güneybatı Anadolu'da Ege graben sisteminin açılması ve Anadolu levhası önünde Isparta büklümünün doğal bir bariyer gibi durması Likya bölgesinin saatin tersi yönündeki dönmesi hareketiyle birlikte Isparta büklümünde kıvrım-bindirme kuşağının yönelimini değiştirerek sol yanal makaslanma zonunun oluşmasına neden olmuştur (Kissel ve diğ., 1993; Yaltırak ve diğ., 2010; Elitez, 2010; Elitez ve Yaltırak, 2014; Poisson ve diğ., 2003). Başlangıçta Kıbrıs yayına bağlı gerilmelerle oluşan Burdur-

Fethiye Fay Zonu zamanla rotasyon ve makaslanma etkisiyle sol yanal bir özellik kazanmıştır. Günümüzde Helen Yayı ile ilişkili gerilmeli bir makaslanma zonu durumundadır (Elitez, 2010; Elitez ve Yaltırak, 2014).

Burdur-Fethiye Fay Zonu'nun oluşumu elde ettiğimiz bulgular ve önceki çalışmalardan da yararlanarak açıklanmaya çalışılmıştır. Erken Langiyen zamanında Likya naplarının bölgeye yerleşimiyle birlikte büyük dağ oluşum hareketleri meydana gelmiştir. Bu dağ oluşum hareketleri sonucunda Güneybatı Anadolu'nun bulunduğu alan karasallaşmış ve aşınma olayları başlamıştır. Bu dağlar arasındaki çöküntü alanlarına iri taneli içerisinde bloklarda bulunan alüvyal yelpaze sedimanları çökmeye başlamıştır. Orta-Geç Miyosen'de makaslama ve Kıbrıs yayına bağlı KB-GD gerilmeli tektonik rejimde Burdur-Fethiye Fay Zonu gelişmeye başlamıştır (Şekil 5.5a). Başlangıçta KB-GD yönlü gerilmenin etkisi fazla makaslanmanın etkisi azdır. Aynı dönemde gelişen Ege genişleme sisteminin güneybatı yönünde genişlemesi ve Anadolu levhasının batıya olan hareketi, Isparta büklümü batısındaki Likya bloğunun Burdur-Fethiye Fay Zonu boyunca GB doğrultuda saatin tersi yönde dönmesine sebep olmuştur. Geç Miyosen-Erken Pliyosen zamanında yaklaşık D-B yönlü gerilme ve makaslama etkisiyle faylar oluşumunu sürdürmüştür (Şekil 5.5b). Geç Pliyosen-Erken Pleistosen zamanında makaslama ve Helen yayının da etkisiyle KD-GB yönlü gerilmeli sol yanal bir fay zonu oluşmuştur (Şekil 5.5c). Burdur Fethiye Fay zonu gerilme ve makaslanma etkisinde transtansiyonal bir tektonik rejimde gelişmiştir. Fay zonu günümüzde Helen yayıyla ilişkili gerilmeli ve sol yönlü bir tektonik rejimde hareketine devam etmektedir.

Gerilme ve makaslanma etkisi altında oluşan Burdur Fethiye Fay Zonu içerisinde gelişen Neojen yaşlı birimlerin kıvrımlandıkları ve kıvrım eksen gidişlerinin KD-GB yönünde fay zonunun uzanımına paralel oldukları görülmüştür. Fossen ve diğ. (2013) basit makaslama için transtansiyonel kıvrımlarla ilgili yaptıkları çalışmada, kıvrım eksenlerinin makaslanma zonuna 45° den küçük açılarla geliştiğini ve ileriki safhalarda rotasyon ile fay zonuna paralel konuma gelmeye başladığını belirtmektedirler. Çalışma alanında Neojen birimlerde elde ettiğimiz ana kıvrım eksenleri KD-GB gidişlidir. Bu durum bölgede meydana gelmiş KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejiminin göstergesidir. Neojen birimlere ait kıvrım eksenleri ana fay sistemine az çok paraleldir. Fayların kinematik analizleri ile kıvrım eksenleri birlikte değerlendirildiğinde havzaların açılmaya başladığı Orta-Geç Miyosen zamanında makaslanma etkisinin az olduğu veya hiç olmadığı Kıbrıs yayına bağlı KB-GD yönlerinde

bir gerilme ile faylar oluşmaya başlamış zamanla saatin tersi yönündeki rotasyon ve makaslanma ile birlikte KB-GD yönünde sıkışma ve Helen yayına bağlı KD-GB yönünde gerilmeye dönüşmüştür. Yaltrak ve diğ. (2010) makaslama zonunun oluşmasının temel nedenini Miyosen-Pliyosen serilerinin tabanında hakim olarak ofiyolitli melanj birimlerinin bulunması ve makaslama zonunun mekanizmasını birbirine az çok paralel çok sayıda fayın oluşturduğu ofiyolitik blokların birbirine nazaran hareketiyle açıklamışlardır. Bölgenin neredeyse tüm temelini ofiyolitler ve ofiyolitli melanjlar oluşturmaktadır. Havza ortalarında temele ait birimler yüzeylemekte ve birimlerin kenarları faylıdır. Çalışma alanında haritalanan zonun genişliği güneybatı kısmında 30 km kuzeydoğuda 20 km kadardır.



Şekil 5.5: Burdur Fethiye Fay Zonu'nun oluşum evreleri ve havzaların deformasyon mekanizması (BFFZ: Burdur Fethiye Fay Zonu, IA: Isparta Açısı, AK: Akdeniz Körfezi, Yaltrak ve diğ., 2010'dan yararlanılarak çizilmiştir).

5.2 Neojen Havzalarının Evrimi

Burdur-Fethiye Fay Zonu içinde gelişen Neojen havzalarının evrimiyle ilgili farklı görüşler vardır. Fay zonunun değişik kısımlarında yapılan çalışmalarda KB-GD yönlü gerilmelerle oluşmuş grabenler (Becker-Platen, 1970; McKenzie, 1972; Dumont ve diğ. 1979; Taymaz ve Price, 1992; Price and Scott, 1994; Alçiçek 2001; Alçiçek ve diğ., 2004; Över ve diğ., 2010), ilk evrede grabenleşme ve sonra sol yanal makaslanma (tenn Veen, 2004; Alçiçek ve diğ., 2006; Kazancı ve Uysal, 2008; Yerli, 2011) ilk evrede makaslanma ve sonraki evrede grabenleşme (Kozan ve diğ., 1993) ve makaslanma (Dumont ve diğ., 1979; Elitez, 2010; Yaltırak ve diğ., 2010; Hall ve diğ., 2009; Elitez ve Yaltırak, 2014; Yağmurlu ve Şentürk, 2005) ile gelişen havzalar olarak yorumlanmıştır.

Kemer-Çamoluk hattından güneydoğuya gidildikçe geniş bir alan kaplayan Erken Miyosen yaşlı Yeşilbarak napı fliş istifleri yer almaktadır. Erken Miyosen başlarında çalışma alanının güneydoğusundaki denizel ortama karşılık, çalışma alanı, o dönemde karasal süreçlerin etkin olduğu yüksek bir alandır. Langiyen sonunda Beydağları otoktonu üzerine nap yerleşimi olmuştur. Ofiyolitli melanaj ve kireçtaşı bloklarından oluşan ve Likya napları diye tanımlanan bu birimler, çalışma alanının güney kesimlerinde Yeşilbarak naplarını üzerlemiş olarak gözlenmektedir. Söz konusu allokon birimlerin havza içerisinde de adalar halinde gözlenmesi, havzalaşmanın henüz ortaya çıkmadığını ve morfolojik olarak yüksek bir alan olduğunu göstermektedir.

Schreurs ve Colletta (2003) tarafından oluşturulan transtansiyonel modelin sağ yanal bir sisteme uyarlanmasıyla ilgili yaptıkları deneysel çalışmalar neticesinde bazı sonuçlar elde edilmiştir. Çalışmacılar, sağ yanal makaslanma ve gerilme etkisindeki bir sistemde yanal atımlı faylar ve bu faylara paralel doğrultuda eğim değerlerinin büyük olduğu normal fayların geliştiğini bunun yanı sıra yer yer faylanma sonucunda küçük transtansiyonel havzaların oluştuğunu göstermişlerdir. Ayrıca eğim açıları büyük sağ yönlü fayların deformasyon arttıkça oblik karakter kazandıklarını gözlemlemişlerdir. Bu araştırmacıların deneyde elde edilen veriler ile bizim arazide elde ettiğimiz veriler birbirini destekler niteliktedir. Havza kenarlarını sınırlandıran kenar fayları sol oblik normal ve normal fay karakterindedir. Tefenni havzasının ortasında yer alan Pınarbaşı fayı eğim açısı yüksek normal bir fay karakterindedir. Segmenti oluşturan sol yanal normal faylar ile normal faylar birbirine az çok paralel olarak gelişmişlerdir. Faylar

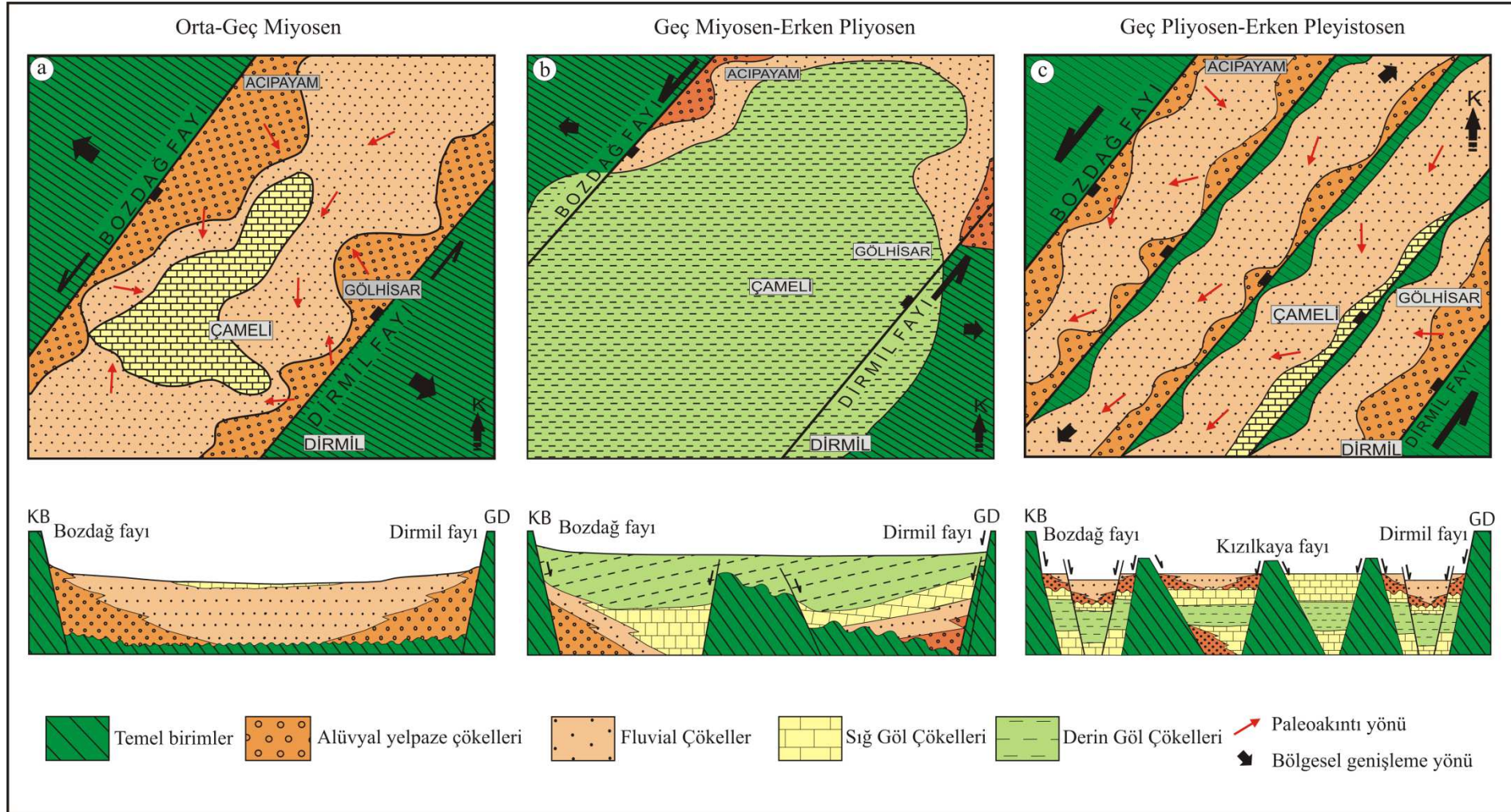
birbirine az çok paralel uzanan aralı aşmalı bir özelliklik göstermektedir. Tüm bu veriler kullanılarak havzaların açılmasını şu şekilde açıklayabiliriz.

Likya naplarının Erken Langiyen'de bölgeye yerleşiminden sonra büyük dağ oluşum hareketleriyle birlikte inceleme alanının bulunduğu bölge yükselmeye başlamıştır. Naplar yerleştikten sonra bölgede aşınım olayının başladığını gösteren aşınım yüzeyi oluşumları vardır. Yeşilbarak nap birimleri üzerinde bu aşınımdan arta kalmış Likya naplarından özellikle kireçtaşı blokları bu olayların kanıtlarındandır. Aşınma olayı devam ederken bu yükselme sonucunda gelişen dağlar arasındaki çöküntü alanlarında Gölhisar formasyonunun alüvyal yelpaze çökelleri birikmeye başlamıştır. Bölgede bu çökelim evresiyle birlikte veya daha sonraki bir zamanda makaslamanın etkisinin ya çok az ya da hiç olmadığı ve KB-GD yönlü gerilmenin etkin olduğu tektonik bir ortam hakim olmuştur. Bu tektonik ortamda Gölhisar formasyonun tabanındaki iri taneli konglomeralar içerisinde KB-GD doğrultulu ters faylar ve KD-GB doğrultulu büyüme fayları gelişmiştir. Bu fayları tespit eden birçok çalışmacı zon içerisinde gelişen havzaları graben havzalar olarak değerlendirmişlerdir (Becker ve Platen, 1970; McKenzie, 1972; Dumont ve diğ. 1979; Taymaz ve Price, 1992; Price and Scott, 1994; Alçıçek 2001; Alçıçek ve diğ., 2004; Över ve diğ., 2010) . Oysa yukarıda belirtilen deneysel çalışmalarda elde edilen verilere göre sol yönlü faylara eşlik eden aynı doğrultulu normal faylar oluşabilmektedir. Tefenni, Gölhisar ve Çameli havzalarının açılmasını sağlayan kenar faylarında da sol yanıl atım bileşeninin az veya hiç olmadığı faylar tespit edilmiştir. Bu nedenle bu havzalar Erken Miyosen sonunda makaslanma etkisinin az olduğu ve KB-GD yönlü gerilmenin hakim olduğu tektonik bir ortamda açılmaya başlamıştır. Bu yapısal özelliklikler havzaların transtansiyonel havza olarak açılmaya başladığını göstermektedir. Çameli ve Gölhisar havzaları ilksel faylar olan, Bozdağ ve Dirmil fayları denetiminde Tefenni havzası ise, ilksel faylar olan Mürseller-Tefenni ve Kemer kenar fayları denetiminde açılmaya başlamıştır (Şekil 5.6, Şekil 5.7). Temel içerisinde gelişmiş ve bu faylara az çok paralel uzanan eğim atımlı normal faylarda (Bademli vb.) havzaların açılmaya başladığı dönemde KB-GD yönlü gerilmelerin egemen olduğunun başka bir göstergesidir. Paleoakıntı verilerine göre, havza eksenine paralel gelişmiş akarsu sisteminin taşınımı KD'dan GB'ya doğru olmuş ve alüvyal yelpazeler havza kenarındaki fay sarplıklarından havza ortasına doğru ilerlemişlerdir. Tefenni, Gölhisar ve Çameli havzalarının açılmaya başlamasıyla birlikte Orta-Geç Miyosen zaman aralığında bir yandan örgülü ve menderesli akarsu ortamında Gölhisar formasyonunun litolojileri çökelerken diğer taraftan da havzanın daha derin

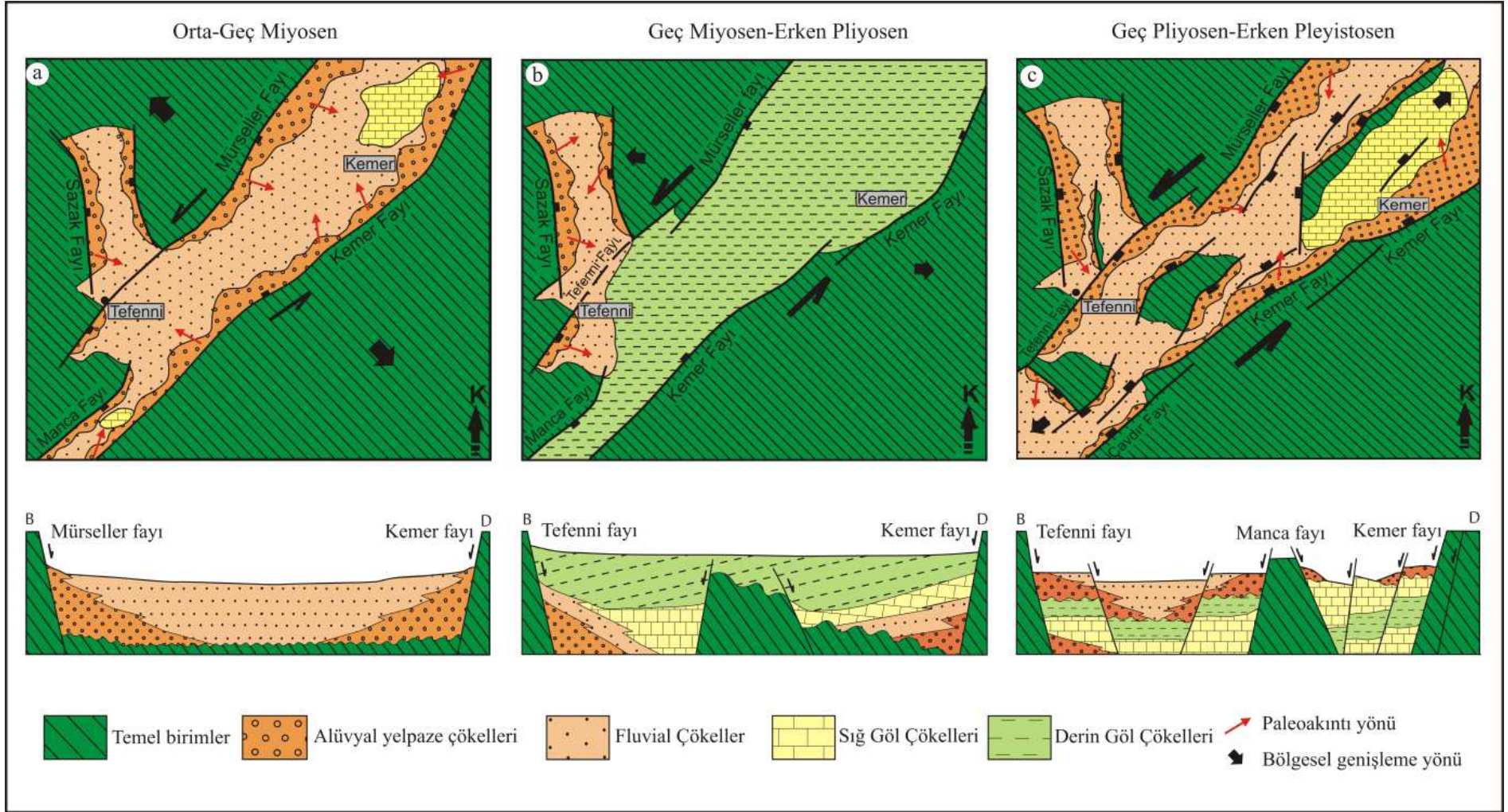
olan orta kısımlarında sığ göl sedimanları çökmeye başlamıştır. Makaslanmanın artması ve gerilmeye bağlı olarak havza tabanı derinleşmiş ve havzalar derin göl ortamına dönüşmüştür. Geç Miyosen-Erken Pliyosen zamanında derin göl ortamında kiltası, silttaşı, marn ve kalın tabakalı kireçtaşları gibi sedimanlar çökmeye devam etmiştir. Bu dönemde, Gölhisar havzasında göl sel fasiyes toplulukları, yerel olarak kenar faylarını üzerler ve bu durum bir genişleme sonrası göl sel trangresyonu ifade etmektedir (Alçıçek, 2001). Bahsettiğimiz kenar faylarının örtüldüğünün kanıtı Gölhisar güneydoğusunda Kuşdili köyü güneyinde bir taş ocağında açıkça görülmektedir. Burada fayın Neojen birimler tarafından örtülmüş olduğu gözlenmektedir. Nispeten kalın olan açık göl fasiyesi istifleri üst kesimlere doğru, aksnel nehirlerin ilerleyen deltalarına ve havza kenarı yelpaze deltalarını bulunduran sığ göl tortullarına ve bataklık ortamda çökelen birimlere geçer. Geç Pliyosen-Erken Pleistosen zamanında açık göl ortamının sığlaşmasından sonra devam eden makaslanma etkisiyle havzalar, kenar faylarına paralel faylarla parçalanmıştır (Alçıçek, 2001).

Geç Miyosen-Orta Pliyosen zaman aralığında Batı Anadolu'da sıcak bir iklim hakimdir. Elmacık (Kemer, Burdur) köyü güneyinde ortaya çıkarılan fosil hayvan türleri (Kahraman, 2006) de, çoğunlukla sıcak iklimlerde yaşayabilen türlerdir, günümüzden yaklaşık 6 milyon yıl öncesi, Geç Miyosen sonlarını temsil eden Messiniyen devrine denk düşmektedir ve bu devre, Akdeniz'de "Messiniyen Krizi" olarak adlandırılır (Hsü ve diğ., 1973; Krijgsman ve diğ., 1999). Messiniyen krizinde Akdeniz kurumuş ve yerini sığ göllere, tuzlu bataklıklara ve geniş kara alanlarına bırakmıştır. Burdur formasyonunun en üst kesiminde şarabi kırmızı renkli karbonatlı, marnlı, killi kurak ortam ürünü olan kalışli ve jipsli tabakalar ve bataklık ortamında oluşmuş kömürlü seviyeler yer almaktadır. Bu kırmızı, kahverenkli seviyelerin çökelim zamanı Messiniyen'deki Akdeniz'in kuruması olayı ile ilişkilidir. Tefenni havzasının bazı kısımlarında bu birimler Akören üyesi olarak ayırt edilmiştir.

Geç Pliyosen zamanında inceleme alanındaki havzalarda çökelim alüvyal yelpaze çökellerinin diğer birimler üzerine ilerlemesi şeklinde devam etmiş ve tektonik sübsidansın belirgin bir şekilde azaldığı Erken Pleistosen sonunda havzalar, alüvyal yelpaze ve akarsu tortulları ile tamamen doldurulmuştur (Alçıçek, 2001; Alçıçek ve diğ., 2004). Holosen döneminde havzalardaki depolanma, alüvyon örtü ve yamaç molozu oluşması şeklinde sürmüştür.



Şekil 5.6:Çameli havzasının basitleştirilmiş jeolojik evrimini gösterir harita ve kesitler (a) Havzanın Orta Miyosen’de genişlemeli tektonik rejim etkisinde açılması ve Geç Miyosen sonuna kadar Alüvyal yelpaze çökelleri birikmesi, (b) Tektonik olarak nispeten dingin bir dönemde havzanın önce sıg göl daha sonra derin göl ortamına dönüşmesi (c) Erken Pleistosen’de yeni oluşan faylar vasıtasıyla havzanın daha dar alt havzalara bölünmesi (Alçıçek, 2001’den yararlanılarak çizilmiştir).



Şekil 5.7: Tefenni havzasının basitleştirilmiş jeolojik evrimini gösterir harita ve kesitler (a) Havzanın Orta Miyosen’de genişlemeli tektonik rejim etkisinde açılması ve Geç Miyosen sonuna kadar Alüvyal yelpaze çökelleri birikmesi, (b) Tektonik olarak nispeten dingin bir dönemde havzanın önce sıg göl daha sonra derin göl ortamına dönüşmesi (c) Erken Pleistosen’de yeni oluşan faylar vasıtasıyla havzanın daha dar alt havzalara bölünmesi.

İnceleme alanındaki Tefenni, Gölhisar ve Çameli havzaları Erken Miyosen-Geç Pliyosen döneminde Kıbrıs yayına bağlı KB-GD yönlü bir gerilme ve makaslanmanın etkili olduğu transtansiyonel havza olarak açılmaya başlamışlar, rotasyon ve ilerleyen makaslanma etkisiyle Geç Pliyosen-Erken Pleistosen zaman aralığında gerilme yönünün Hellenik yayına bağlı olarak KD-GB yönünde değişerek transtansiyonel havza şeklinde gelişimini sürdürmüşlerdir.

6. BÖLGENİN DEPREMSELLİĞİ

6.1. Tarihsel Depremler ve Arkeosismoloji

İnceleme alanı içerisinde yer alan Kibyra antik kenti tarihsel dönemlerde birçok yıkıcı depremlere maruz kalmıştır. Bu nedenle antik kent içerisinde birçok araştırmacı arkeosismolojik çalışma yapmıştır. Önceki çalışmacıların elde ettiği veriler ve saha gözlemlerine dayanarak antik kentin arkeosismolojisi kısaca tanıtılacaktır.

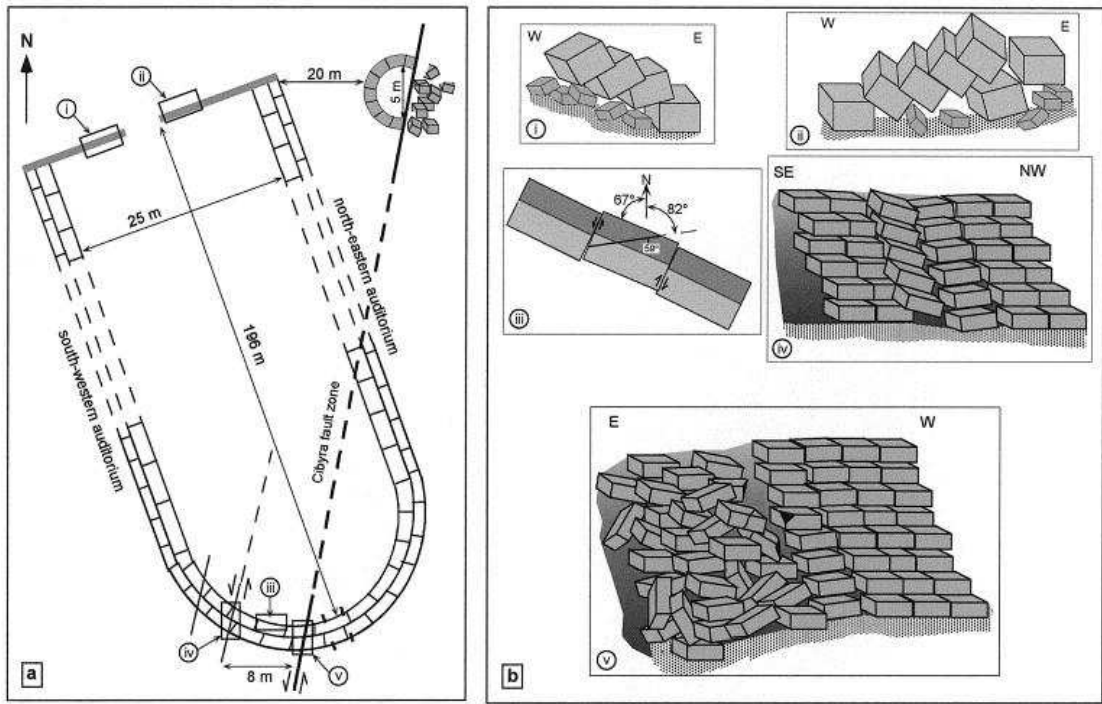
Kibyra antik kenti, Karia'nın en önemli ve en eski şehirlerindedir. Kibyra'nın tarihi Anadolu'nun diğer antik şehirlerine göre daha az bilinmesine rağmen, Akurgal (1995) ve Ekinci ve diğ. (2008) tarafından M.Ö. 10. Y.Y. da Gölhisar yakınlarında kurulduğu ifade edilir. Daha sonra 3. Y.Y. civarında bugünkü bulunduğu yerine taşınmıştır. Şehir M.Ö. 84 yılında Roma İmparatorluğunun bir parçası olmuş ve M.S. 5. Y.Y. da aniden terk edilmiştir (Ekinci ve diğ., 2008).

Antik kent içerisinde yapılan detaylı arkeosismolojik araştırmalar kentin depremlerden etkilendiğini göstermektedir. Arkeosismolojik gözlemler ilk olarak Akyüz ve Altunel (2001) tarafından yapılmıştır. Çalışmacılar blokların domino şeklindeki düşmelerinin ve stadyum yıkıntılarının tarihi depremlerin yüzey kırıklarını anımsattığını belirtirler. Akyüz ve Altunel (2001) stadyumun oturakları üzerinde sol yanal bir hareket gözlemlerine rağmen fayın atım miktarı hakkında bilgi sağlayamamışlardır. Bununla birlikte yeni geliştirilen Lazer Scanner 3D modelleme yöntemiyle fayın sol yanal normal fay olduğu ve stadyumun tribünlerinde 63,5 cm atım meydana getirdiği belirlenmiştir. Buna ek olarak son arkeolojik kazılarla aktif fay üzerinde yer alan şehrin depremlerden zarar gördüğü kanıtlanmıştır (Karabacak, 2011).

Kibyra kentinde deprem olayları yıkılmış duvarlar, eğilmiş ve dönmüş bloklar ve faylanmış kalıntılarla karakterize edilir. Şehir D-B yönelimli olan kutsal yol etrafında inşa edilmiştir. Bouleuterion (senato binası) hariç, tiyatro, hamam, agora ve stadyum gibi ana binaların bir kısmı göçmüştür. Örneğin tiyatro M.Ö. 14-27 inşa edilmiş ve M.S. 41-54 yılında restore edilmiştir. Şehir içerisinde en iyi korunan binalardan birisi olan tiyatrodan depremler nedeniyle bazı duvarlar yıkılmış bazı oturak sıraları yer değiştirmiş durumdadır. Diğer büyük yapıtlar (agora, tapınak gibi) tamamıyla yıkılmış ancak kalıntıları saklanabilmiştir.

Kibyra antik kenti içerisinde deprem hasarının en önemli kanıtlardan birisi stadyumun güney ve kuzey girişi yakınlarında gözlenir. Stadyum M.S. 190 (Ferrero,

1974) inşa edilmiş ve 417 yılında meydana gelen depreme kadar kullanılmıştır. Depremle birlikte aniden terk edilmiştir (Akurgal, 1995; Akyüz ve Altunel, 2001). Stadyum “U” şeklinde bir yapıya sahiptir (Şekil 6.1). U şekilli stadyumun uzun eksenli boyunca Autoryumun kuzey ve doğu kenarları tamamen göçmüştür. Batı kısmı ise iyi korunmuştur. Yaklaşık güney-kuzey gidişli giriş yolu üzerinde yer alan oturma koltukları $K23^{\circ}D$ yönelimli sol yönlü normal Kibyra fayı tarafından kesilmektedir. Karabacak (2011), Kibyra fayında paleosismoloji çalışmaları yapabilmek için stadyumun tabanında fayın gidişine dik yönde bir hendek kazmıştır. Hendek kazısı sonucunda stadyumun zeminin, Gölhisar formasyonu ait konglomera ve üzerinde kireçtaşı parçalarının sıkışmasıyla oluşan zeminden oluştuğu görülmüştür. Kibyra fayı hem Gölhisar formasyonunu hem de stadyum tabanını kesmiş ve stadyumun doğu kısmını yükseltmiştir.



Şekil 6.1: (a) Kibyra antik kentteki Stadyumun deprem öncesi arkeologlar tarafından çizilmiş planı ve Kibyra fayının genel gidişi, (b) stadyumun değişik kısımlarında depremler sonucu meydana gelmiş yıkımlar ve yer değiştirmeler (Akyüz ve Altunel, 2001).

Antik şehir içerisinde yapılan gözlemler gösterdi ki büyük depremler faylanma, kolonların sistematik yıkılması (domino sitili), kırılan bloklar, devrilme ve bloklarda dönme şeklinde ortaya çıkmıştır. Analitik tarihlendirme olmaksızın deformasyon özellikleri tarihi kayıtlı olaylarla korale edilemez. Arkeolojik çalışmalar yıkıntıların

Kibyra şehrinde gözlenen zararların iki farklı olayla ilişkili olduğunu göstermiştir. Akyüz ve Altunel (1997), stadyum içerisinde tribün oturaklarında gözlemledikleri deformasyonların ve bu yıkılmaların M.S. 417 depremiyle olduğunu ileri sürmüşlerdir. Karabacak (2011) tarafından bu depremler yeniden incelenmek için stadyum zemininde hendek kazılmış ve 3 D Lazer Scanner Modelleme yöntemiyle çalışılmıştır. Stadyumun doğu yüzünün kayması üzerine stadyumun yıkılan kısmının inşaa edildiği belirtilir. Elle kazılan hendek çalışmalarına göre stadyumun doğu kısmının güneydeki oturakları yıkan fay boyunca 20 cm yükseldiği görülür. Bu yükselmenin zemin kaynaklı olmasından daha ziyade tektonik kökenli olduğunu önermiştir.

Kibyra antik kentinde yapılan arkeolojik ve arkeosismolojik çalışmalar M.S. 23 yılında şiddeti 8 ile 10 ve M.S. 417 yılında şiddeti 9 ile 11 arasında olduğu tahmin edilen iki büyük depremin meydana geldiğini göstermektedir (Elitez, 2010; Karabacak, 2011).

6.2. Burdur-Fethiye Fay Zonunda Meydana Gelen Önemli Depremler

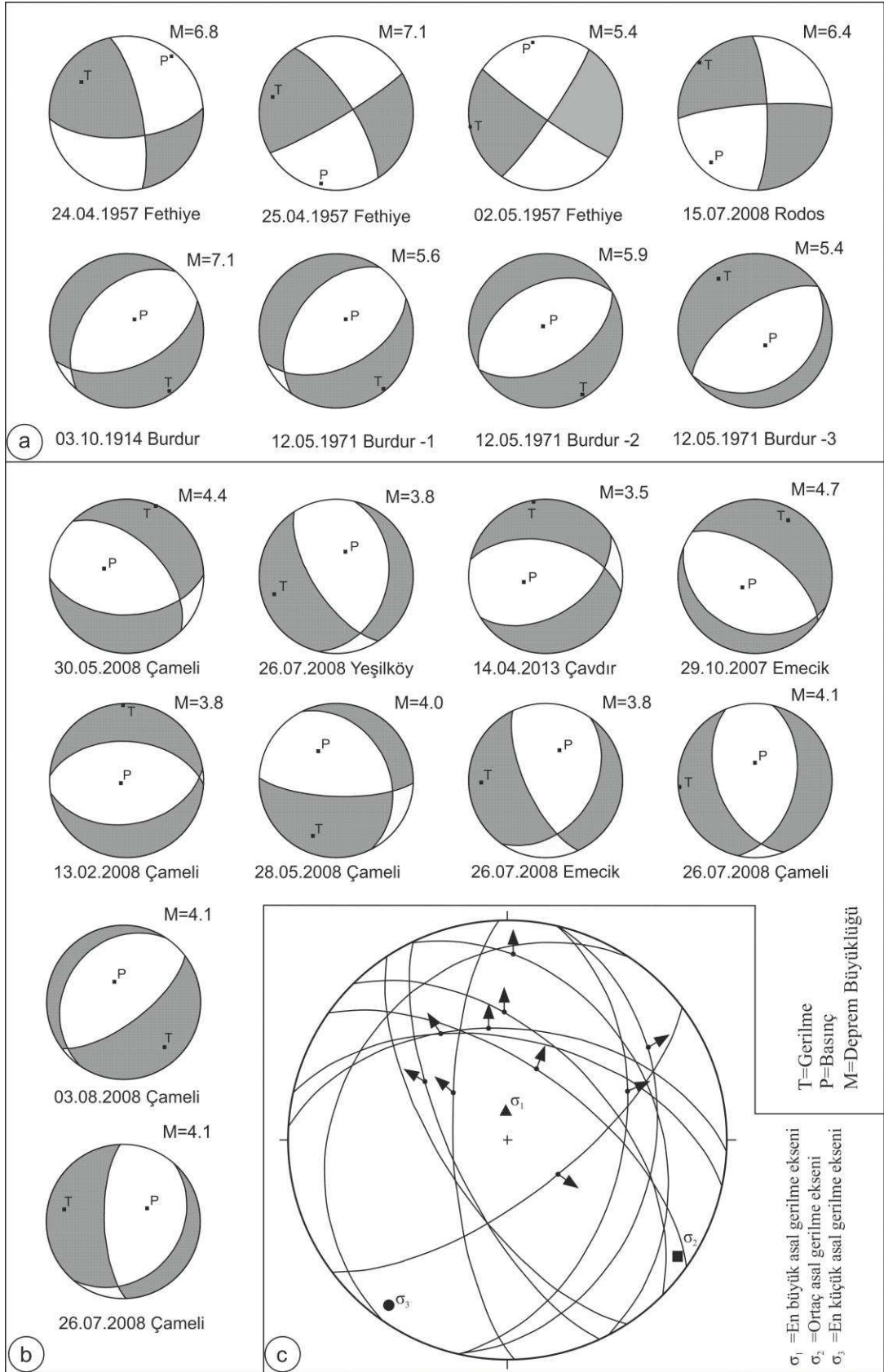
Burdur-Fethiye Fay Zonu Güneybatı Anadolu'da oldukça aktif bir fay zonudur. Tarihsel dönemlerde birçok deprem üretmiş ve günümüzde de üretmeye devam etmektedir. Deprem kataloglarına baktığımızda fay zonunda Rodos-Burdur arasındaki bölgede 1900-2016 yılları arasında $M_s > 4.0$ meydana gelen depremler Burdur segmenti, Gölhisar segmenti ve Fethiye segmenti boyunca yoğunlaşmaktadır.

Burdur segmenti boyunca son yüzyılda 3 Ekim 1914 ve 12 Mayıs 1971 tarihinde olmak üzere iki yıkıcı deprem meydana gelmiştir. Burdur segmenti üzerindeki yoğunlaşmalar bu depremlerle ilgilidir. 3 Ekim 1914 depreminden sonra 1922-1961 yılları arasında meydana gelen depremler daha çok fay zonunun güney kısmında etkili olmuştur (Yağmurlu, 2000). Fay zonunda 1922-1961 yılları arasında oluşan depremler, 1926'da Rodos, Karpothas'ta başlamış ve zaman içerisinde KD yönde ilerleyerek 1926'da Rodos, 1957'de Fethiye, 1963'de Tefenni ve 1971 yılında tekrar Burdur yöresini etkilemiştir (Taymaz ve Price, 1992). Fay zonunun güneybatısında Karpothas'dan başlayarak kuzeydoğusunda Burdur'a kadar 1922-1971 yılları arasında gelişen depremler 50 yıllık bir devir içinde oluşan bariz bir kırık ilerlemesini göstermesi bakımından önemlidir. 12 Mayıs 1971 Burdur depremi sonrasında Burdur segmenti üzerinde yıkıcı bir deprem söz konusu değildir. 1995 yılında (M_s)=6.1 Dinar depreminin Burdur civarında gerilimi arttırıcı bir etki yarattığı belirtilir (Kaya, 2015).

Bu gerilme artışına bağlı olarak Burdur segmenti üzerinde tansiyon çatlakları şeklinde yüzey kırıkları meydana gelmiştir (Yağmurlu, 2000). Burdur gölünün her iki tarafında meydana gelen bu çatlaklar, fay zonuna paralel olarak gelişmişlerdir. Burdur gölünün batısında oluşan yüzey kırığı yaklaşık 600 metre, gölün doğusunda oluşan kırık ise 1000 metre uzunluktadır (Kaya, 2015). Burdur-Fethiye fay zonunun Akdeniz'deki devamı olan ve Hellenik yayının doğu kanadını oluşturan Pliny-Strabo faylarına bağlı olarak Akdeniz açıklarında ve Rodos yakınlarında, Fethiye segmentiyle ilişkili olarak Fethiye yöresinde tarihsel dönemlerde ve günümüzde çok sayıda deprem meydana gelmektedir. Muğla ve yakın çevresinde Fethiye segmentine bağlı olarak son yüzyılda 26 Haziran 1926 Ms= 7.4 Rodos depremi, 25 Nisan 1957 Ms=7.1 Fethiye depremi, 26 Ocak 1959 Ms=5.7 ve 15 Temmuz 2008 Ms=6.4 Rodos depremi meydana gelmiştir. Gölhisar segmenti üzerinde gelişen depremler daha çok Çameli-Denizli bölgesinde yoğunlaşmakta ve küçük magnitüd aralıklarında ve sık oluşan deprem karakterindedir. Tefenni segmenti üzerinde gelişen tek yıkıcı deprem 1963 Tefenni depremidir. Tefenni depremi dışında küçük ve orta büyüklükte çok sayıda deprem meydana gelmiştir.

3 Ekim 1914 Burdur Depremi

Bu deprem Fethiye-Burdur fay zonunun kuzeydoğusunda doğu 30°40' enlemi ve kuzey 37°70' boylamında meydana gelmiştir. Depremin büyüklüğü (Ms)=7.1 olarak ölçülmüş şiddeti ise, IX olarak belirtilmektedir (Ambraseys ve Finkel 1987, Ambraseys, 1988). Deprem, Burdur, Isparta ve Dinar'da ağır hasarlara neden olmuş, can ve mal kaybı meydana gelmiştir. Depremde 4000'den fazla kişi ölmüştür. Duvar, Yasıköy, İlyas, Kılıç, Gönen ve Barla arasında KD-GB doğrultusunda uzanan 90 km uzunlukta ve 30 km genişlikte bir alan içerisinde yer alan 17000 ev tamamen yıkılmıştır. Deprem sonucu Burdur gölünün güneydoğu kısmında fay zonunun gidişine uygun olarak KD-GB gidişli 40 km uzunluğunda bir kırık meydana gelmiştir. Burdur gölünün 23 km'lik bölümü çökmüştür. Bozcu ve diğ. (2007) Burdur gölü civarında deprem esnasında meydana gelen yüzey kırıklarını inceleyerek depremin 60-70 km uzunluğa sahip Burdur-Tefenni segmentinde meydana geldiğini belirlemişlerdir. Çalışmacılar faylanma mekanizmasını belirlemek için açtıkları araştırma çukurlarında gözlemledikleri fay aynalarından depremin Burdur gölü güneyinde K45°D doğrultulu sol yönlü doğrultu atım bileşeni olan normal faylanma mekanizmasıyla geliştiğini belirlemişler ve düşey atım miktarının 90-250 cm arasında değiştiğini belirtmişlerdir (Şekil 6.2a).



Şekil 6.2: (a) Feyziye-Burdur fay zonunda meydana gelen büyük ölçekli depremlerin odak mekanizması çözümleri, (b) İnceleme alanında meydana gelen depremlerin odak mekanizması çözümleri ve (c) kinematik analizi (Deprem verileri, Çubuk, 2010; Taymaz ve Prize, 1992; Eyidoğan ve diğ., 1991; Över ve diğ., 2010'dan alınmıştır).

12 Mayıs 1971 Burdur Depremi

Fethiye-Burdur fay zonunun kuzeydoğu bölgesinde Burdur gölünün güneybatısında, boylamı $37^{\circ}60'$ Kuzey ve enlemi $29^{\circ}68'$ Doğu koordinatlarında saat 8.25'te meydana gelmiştir. Deprem büyüklüğü (M_s)=6.2 olarak ölçülmüş şiddeti ise, IX olarak belirtilmektedir (Ambraseys, 1988). Odak derinliği 15-20 km olarak saptanmıştır. Deprem Burdur gölünün güney kıyılarında Kışla, Yarışlı ve Büğdüz köyleri arasında yer alan alanda yıkıcı hasarlara neden olmuştur. Ağırlıklı olarak hasarlar Burdur şehir merkeziyle Yazıköy, Yerköy ve Hacılar köyü civarında olmuştur. Deprem meydana gelmeden önce 8 Mart 1971 tarihinde Tefenni civarında küçük bir öncü şok meydana gelmiştir. Deprem en büyük öncü şok, ana şok ve en büyük artçı şok şeklinde meydana gelmiştir. Deprem nedeniyle 57 kişi hayatını kaybetmiş ve 150 kişi yaralanmıştır. Depremde 1489 konut ağır, 1669 konut orta ve 3775 konut hafif hasar görmüştür. Deprem sonucunda Çendik batısında göl kıyısına paralel olarak uzanan Neojen birimler ile Kuvaterner çökellerin dokanağında 1 km uzunluğunda $K50^{\circ}D$ doğrultulu ve KB yönünde eğimli bir kırık meydana gelmiştir. Meydana gelen kırıkta KB yönünde 30 cm kadar bir düşey atım oluşmuştur (Kaya, 2015). Göl kenarında bu kırıklara eşlik eden aynı doğrultulu daha küçük boyutlarda kırıklarda meydana gelmiştir. Yerköy ile Hacılar köyü arasındaki alanda $K30^{\circ}D$, $K10^{\circ}B$ ve $K80^{\circ}D$ doğrultularında herhangi bir hareketin olmadığı tansiyon kırıkları gelişmiş ve deprem nedeniyle nehir çökellerinde yaygın olarak sıvılaşmaya bağlı olarak bu kırıklardan çamur volkanları çıkışı gözlemlenmiştir (Kaya, 2015). Deprem odak mekanizması çözümlerine baktığımız zaman depremlerin normal faylanma veya sol yanal bileşeni bulunan normal faylanma ile oluştuğu görülmektedir (Şekil 6.2a).

26 Haziran 1926 Rodos Depremi

Burdur-Fethiye fay zonunun güneybatı bölgesinde Rodos yakınlarında meydana gelmiştir. Deprem büyüklüğü (M_s)= 7.0 ölçülmüş ve şiddeti IX olarak belirlenmiştir (Ambraseys, 1988, Pınar ve Lahn, 1952). Rodos adasının doğu kıyısı boyunca alüvyon düzlüklerdeki yerleşim alanında büyük hasarlara neden olmuştur. Adanın diğer kısımlarında büyük hasarlara sebep olmamıştır. Depremde can kaybı olmuş ve 3000 ev hasar görmüştür. Deprem Kastellerizo, Karpathan, Kastellerizo, Karphathan, Titaş, Nisinos, Chalki gibi yakın adalarda Fethiye, Köyceğiz, Marmaris, Datça ve çevresini etkilemiştir. Deprem, İtalya'dan Suriye ve İsrail'e, Arnavutluk'tan Mısır ve Libya'ya kadar hissedilmiştir.

25 Nisan 1957 Fethiye depremi

Fethiye-Burdur fay zonunun güneybatı kısmında Rodos adası ile Fethiye arasında sırasıyla koordinatları kuzey 36°30' boylamı ve doğu 29°10' enleminde, kuzey 36°50' boylamı ve doğu 28°90' enleminde olan yedi saat arayla izlenen iki ayrı deprem şeklinde meydana gelmiştir. Depremin büyüklüğü (Ms)=6,2 ve 7,1 ve en büyük magnitudü depremin şiddeti IX olarak belirlenmiştir (Ambraseys, 1988). Deprem sonucunda Güneybatı Türkiye'de ve oniki adalarda büyük hasarlar can ve mal kaybı olmuştur. Depremler Muğla ve Marmaris civarında 18 kişinin ölmesine ve 62 kişinin yaralanmasına sebep olmuştur. Depremler Fethiye, Köyceğiz, Marmaris, Milas, Datça, Yatağan, Muğla civarında ağır hasarlara ve inceleme alanımında içine alan Çameli, Acıpayam, Gölhisar, Tefenni ve çevresinde hasarlara sebep olmuştur. Deprem odak mekanizması çözümleri sonucunda 24 Nisan 1957 tarihinde meydana gelen depremin küçük ters faylanma bileşeni olan doğrultu atımlı faylanma mekanizmasıyla, 25 Nisan 1957 tarihinde meydana gelen asıl depreminde doğrultu atım faylanma mekanizmasına sahip olduğu belirlenmiştir (Eyidoğan ve diğ., 1991; Şekil 6.2a).

15 Temmuz 2008 Rodos Depremi

Burdur-Fethiye Fay zonunun güneybatı ucunda Rodos adasının hemen güneyinde koordinatları kuzey 27°73' boylamı ve doğu 36°14' enleminde meydana gelmiştir. Deprem oldukça geniş bir alanda hissedilmiş ve bir kişinin korkması sonucu başını çarparak ölmesine neden olmuştur. Deprem, Muğla başta olmak üzere Marmaris, Fethiye, İzmir ve Ege Bölgesi'nin sahil şeridinde de hissedilmiştir. Merkez üssü Akdeniz açıkları olan ve büyüklüğü Ms=6.4 olan depremin derinliği 34 kilometredir. Deprem odak mekanizması çözümlerine göre depremin doğrultu atım faylanma mekanizmasına sahip olduğu görülmektedir (Şekil 6.2a).

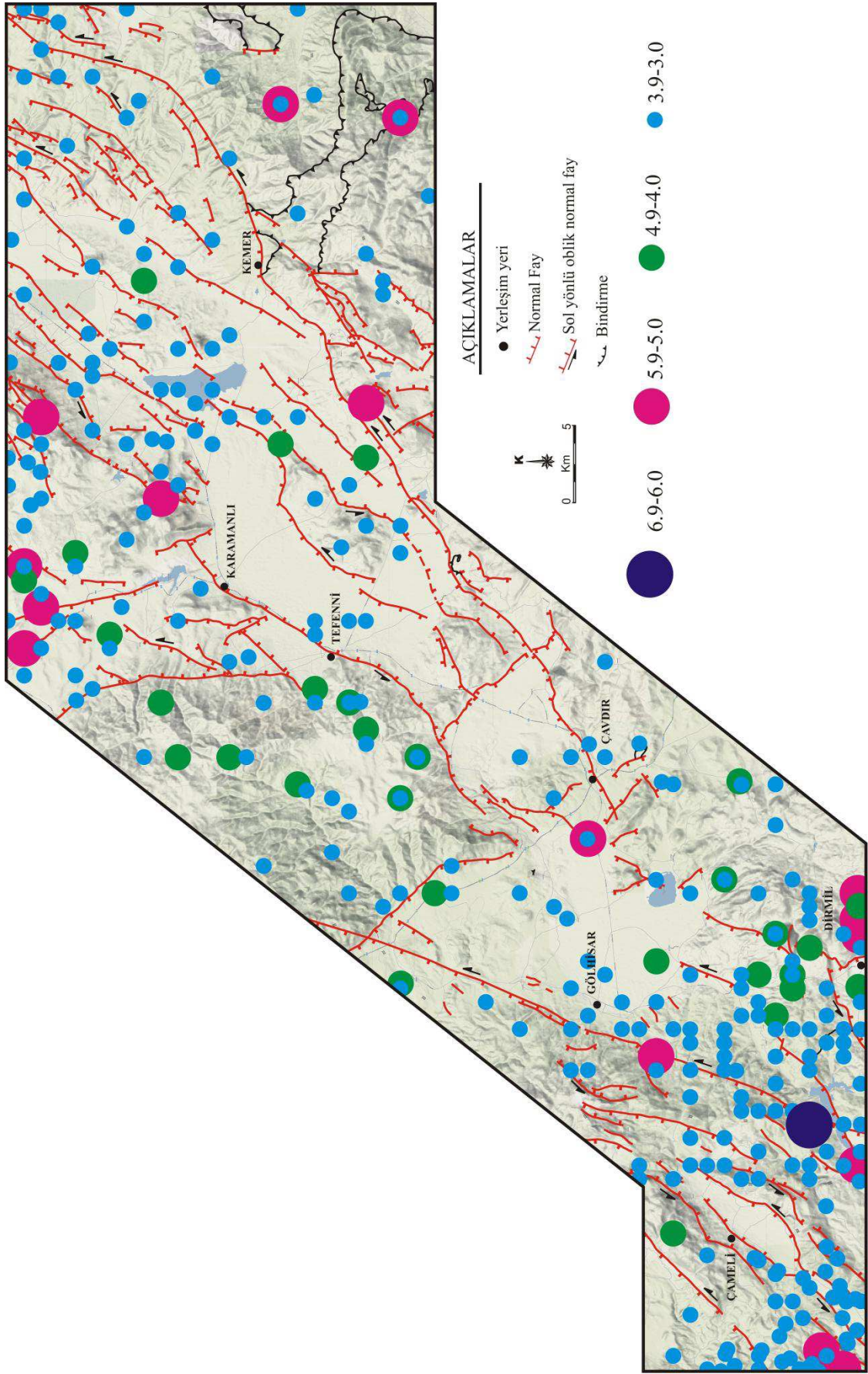
6.3. İnceleme Alanında Meydana Gelen Depremler

İnceleme alanı Denizli ve Burdur il sınırları içerisinde yer almaktadır. Kemer ve Çameli arasındaki bölge GB Anadolu'nun en aktif fay zonu olan Burdur-Fethiye Fay Zonu üzerinde fay zonunun orta kısmında yer almaktadır ve yerleşim yerlerinin büyük bir bölümü zayıf tutturulmuş alüvyon zemin üzerine kurulmuştur. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından Türkiye'deki aktif fay hatları ve aktif fay zonları baz alınarak hazırlanan Türkiye Deprem bölgeleri haritasına göre inceleme

alanının tamamı 1. Derece deprem bölgesi içerisinde yer alır. Bölgede oluşmuş hasar verici depremler incelendiğinde 5 ve daha büyük magnitüdü depremlerin Rodos'dan Burdur'a doğru GB-KD doğrultusunda uzanan bir zon boyunca yoğunlaştıkları görülmektedir. İnceleme alanındaki depremlerin dağılımlarına bakıldığında özellikle Çameli ve Tefenni kısmında bir yoğunlaşma söz konusudur. İnceleme alanında 1926, 1954, 1971 ve 1990 yıllarında çok sayıda deprem meydana gelmiştir (Tablo 2). Bu bölgede meydana gelen depremler fay zonu üzerinde gelişen büyük depremlerden önce ya da sonra gelişen depremlerdir. İnceleme alanı içerisinde son yıllarda gelişen depremler daha çok Çameli kısmında yoğunluk kazanmıştır. İnceleme alanında oluşan en büyük deprem 1963 Tefenni depremidir. 22 Kasım 1963 Tefenni depremi, Burdur Fethiye fay zonunun orta kısmını oluşturan Tefenni segmentine bağlı olarak koordinatları kuzey 37°07' boylamı ve doğu 29°68' enleminde birer saat arayla iki şok şeklinde gelişen depremler meydana gelmiştir. Depremin büyüklüğü $M_s=4.7$ olarak ölçülmüş ve şiddeti ise VII olarak belirlenmiştir. Makroskobik yöntemlerle belirlenen odak derinliği 7-9 km arasındadır (Eyidoğan ve diğ., 1991; Özçiçek, 1963; Ambraseys, 1988). Deprem, Tefenni, Karamanlı, Kağılcık ve Hüyük köylerini içine alan dar bir alanda hasara neden olmuştur. Tefenni ve çevresinde 39 ev hasar görmüş herhangi bir can kaybı yaşanmamıştır. Deprem Tefenni segmenti üzerinde yer alan Tefenni fayından meydana gelmiştir.

Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü deprem veri tabanına kayıtlı depremler incelendiğinde inceleme alanında kaydedilmiş en büyük deprem 1926 yılında Ayvacık (Çameli) civarında meydana gelen $M=6,1$ olan depremdir. Kayıtlara geçen herhangi bir büyük hasara neden olmamıştır. İnceleme alanındaki depremlerin dağılımına baktığımızda $M=4.0-4.9$ arasında 26 adet ve $M=5.0-5.9$ arasında 14 adet deprem meydana geldiği görülmektedir. 1926, 1964, 1971, 1974 ve 1990 yıllarında inceleme alanındaki depremlerin sayısında bir artış gözlenmektedir. Son yıllarda Çameli ve çevresinde büyüklüğü 3'den fazla sık aralıklarla çok sayıda deprem meydana geldiği görülmektedir.

İnceleme alanındaki yerleşim yerleri, zayıf tutturulmuş alüvyon zemin veya killi özellikteki Burdur formasyonu ve yine zayıf tutturulmuş hatta yığılımlar halindedeki bulunan Tefenni formasyonu üzerinde kurulmuştur. Yeraltı su seviyesi alüvyon birimlerde yüzeye çok yakın olarak bulunmaktadır. Bu özellikleri nedeniyle deprem anında ortalama olarak 2.0 ile 3.0 kata varan oranlarda zemin büyütmesi gözlenebilecektir (Demirtaş ve diğ., 2002).



Şekil 6.3: İnceleme alanında 1900-2016 yılları arasında meydana gelen 3.0'den büyük depremlerin harita üzerindeki dağılımı (deprem verileri, Kandilli Rasathanesi'nden alınmıştır).

İnceleme alanında Çameli ve çevresinde 2007-2008 yılları arasında meydana gelen $3.5 \leq M_s \leq 4.7$ arasında değişen 10 adet depremin odak mekanizması çözümleri yapılmıştır. Odak mekanizması çözümleri sonuçlarına göre, KD-GB yönlü gerilmelerin hakim olduğu normal ve sol yön bileşeni olan normal faylanmayla depremlerin geliştiği gözlenmiştir. Bu bölgede olan depremlerin Dirmil-Kelekçi arasında yer alan Gölhisar segmentindeki fayların aktivitesiyle ilişkili olduğu görülmektedir (Çubuk, 2010). Deprem odak mekanizması çözümleriyle elde edilen fay verileri kullanılarak Çameli ve çevresindeki depremlerin kinematik analizi yapılmıştır (Çubuk, 2010; Över ve diğ., 2010). Kinematik analiz sonuçlarına göre en büyük asal gerilme eksenleri $\sigma_1=358^\circ/80^\circ$, ortaç asal gerilme eksenini $\sigma_2=124^\circ/7^\circ$ ve en küçük asal gerilme eksenini $\sigma_3=215^\circ/8^\circ$ olarak belirlenmiştir (Şekil 6.2c). Elde edilen asal gerilme eksenleri Tefenni formasyonunda elde edilen asal gerilme eksenlerine az çok uyum göstermektedir. KD-GB yönlü bir gerilme ve KB-GD yönlü bir sıkışma sözkonusudur.

7. TARTIŞMALAR VE SONUÇLAR

Burdur-Fethiye Fay Zonu KD-GB gidişli büyük bir makaslama zonudur. Fay zonu Fethiye, Gölhisar, Tefenni ve Burdur şeklinde dört segmente ayrılmıştır. Fay zonunun Fethiye ve Burdur segmentleri birçok araştırmacı tarafından çalışılmış ancak, Gölhisar ve Tefenni segmentlerinin ayrıntılı jeolojik ve yapısal özellikleri bugüne kadar çalışılmamıştır. Bu nedenle, fay zonunun Kemer (Burdur)-Çameli (Denizli) arasında kalan kesiminin ayrıntılı jeoloji ve yapısal haritaları hazırlanarak yapısal evrimi çalışılmıştır. Bu kapsamda, güneybatı Anadolu'da yer alan Burdur-Fethiye fay zonunun inceleme alanındaki yapısal evrimi ve fay zonunun etkileşiminden dolayı oluşan Çameli, Gölhisar ve Tefenni havzaları üzerine yapılan bu çalışmada şu sonuçlar elde edilmiştir.

- Kemer-Çameli arasında yaklaşık 1500 km²'lik bir alanının 1/ 25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji, Neojen dönemi yapısal jeoloji haritası yapılmış ve jeoloji kesitleri çıkarılmıştır.
- Bölgede yüzeyleyen kayalar, yapısal konumları itibariyle Beydağları otoktonu, Likya napları ve neotokton birimler olmak üzere üç gruba ayrılmıştır. Beydağları otoktonu Geç Kretase yaşlı kireçtaşları ve Miyosen zamanında oluşan karbonatlı ve kırıntılı kayalardan oluşmaktadır. Bölgede Beydağları otoktonunu tektonik olarak örten, allokon konumlu olan Likya napları birbirinden farklı, ekaylanmış tektonik birimlerden meydana gelir. Bu tektonik birimler yeşilbarak napı, ofiyolit alt napı, ofiyolit napı ve ofiyolit üstü napı olmak üzere dörde ayrılmıştır. Likya naplarını Jura-Kretase yaşlı ofiyolit, ofiyolitik melanj, rekristalize kireçtaşları ve yer yer kırıntılılar ile Eosen yaşlı türbiditler oluşturmaktadır. Bölgedeki Neojen birimler ayrıntılı olarak incelenmiş, temel üzerine uyumsuz olarak gelen Orta-Geç Miyosen yaşlı konglomera, kumtaşı, silttaşı ardaşmasından oluşan birimler Gölhisar formasyonu, bu formasyonla yanal ve düşey yönde geçişli Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı kiltası, killi kireçtaşı, marn, kumlu kireçtaşı, kireçtaşı, traverten ve kömür tabakaları içeren gölsel çökeller Burdur formasyonu ve konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, silt, killerden oluşan birim de Tefenni formasyonu olarak ayırt edilmiştir. Akören köyü ve çevresinde geniş yayılıma sahip Burdur formasyonunun üst kısımlarını oluşturan bataklık ve sığ göl tortuları ilk kez bu çalışmada Akören üyesi olarak ayırt edilmiştir.
- İnceleme alanında Burdur-Fethiye Fay Zonu boyunca gözlenen ana yapısal unsurlar paleotektonik dönem yapıları ve neotektonik dönem yapıları olmak üzere iki ana grup

altında incelenmiştir. Miyosen başına kadar süren sıkışmalar, bindirme fayları ve kıvrımlanmalar paleotektonik dönem yapılarını oluşturmaktadır. Sol yanal bileşene sahip normal faylar ve normal faylar ile Neojen birimlerde gelişen kıvrımlı yapılar ise en önemli neotektonik yapıları oluşturur.

- Bölgede yaptığımız çalışmalar neticesinde Likya naplarına ilişkin kaya birimleri, birbirlerini izleyen şiddetli tektonik hareketler sonucu ileri derecede parçalanmışlardır. Bu nedenle, bu kaya birimlerinde, düzenli bir içyapı bulunmamaktadır. Bununla birlikte napları transeksiyon olarak örten Varsakya ve Mamatlar formasyonlarında açıkça görülüyor ki kıvrım eksen gidişlerinin $K40^{\circ}$ - 50° D arasında geliştiği bunun da KB-GD yönlü bir sıkışma ile mümkün olacaktır. Yani paleotektonik dönem sonunda napların en son yerleşme evresinde bölgede KB-GD yönlü bir sıkışma rejimi hakimdir.
- Paleotektonik dönem yapılarından olan Likya napları içerisinde gelişen fayların sınıflandırılması yapılmıştır. Temel birimler içerisinde belli bir uzunlukta takip edilebilen faylar, havzaların açılmasını sağlayan kenar faylarına az çok paralel uzanan eğim atımlı ve doğrultu atımlı faylardan oluşmaktadır. Bu faylar Erken Langiyen'de Likya napların yerleşmesinden sonra, havza açılmadan önce veya havzanın ilk açılımı sırasında gerilmelere bağlı olarak gelişmiş olmalıdır.
- Çalışma alanı içerisinde Burdur-Fethiye fay zonu, neotektonik dönemde meydana gelen fayları ve deformasyonları incelemek için Tefenni ve Gölhisar segmentleri olmak üzere iki bölüme ayrılmıştır. Bu segmentlerdeki faylar da sol yönlü yan atımlı normal faylar ve normal faylar şeklinde sınıflandırılmıştır. KD-GB doğrultulu bu faylar inceleme alanındaki ana tektonik yapıları oluşturmaktadır. Bunların yanısıra Geç Miyosen-Erken Pleistosen yaşlı birimler içinde gelişmiş, küçük ölçekli KD-GB, KB-GD, K-G ve D-B gidişli sol yanal, sol yanal normal ve normal faylar da gelişmiştir.
- İnceleme alanında fay zonunun önemli yapısal unsurlarından biri de kuzeydoğudan güneybatıya doğru, Tefenni, Gölhisar ve Çameli havzalarıdır. Bu havzaların kuzeybatı ve güneydoğu kenarları KD-GB gidişli sol yönlü yan atımlı normal faylarla kontrol edilmektedir. Tefenni ve Çameli havzaları sınırlayan kenar fayları arasında Neojen-Kuvaterner yaşlı formasyonları kesen, aynı doğrultuda gelişmiş ikinci ve üçüncü derece sol yönlü yan atımlı normal ve normal faylar da bulunmaktadır.
- Neojen yaşlı birimlerde neotektonik dönem yapılarından birisi olan kıvrımlar da incelenmiştir. Harita ölçeğindeki kıvrım eksen gidişleri ile mesozkopik analizler sonucu

elde edilen kıvrım eksenlerinin KD-GB gidişli oldukları ve havzaları sınırlayan kenar faylarıyla az çok paralel geliştikleri saptanmıştır.

- Burdur-Fethiye fay zonunda, neotektonik dönemde meydana gelen deformasyonları tespit etmek için fay zonu segmentler halinde incelenmiş ve toplam 40 ayrı istasyondan 330 adet fay düzlemi ve kayma çizizi ölçümü alınarak kinematik analizleri yapılmıştır. Yapılan kinematik analizler sonucunda Burdur-Fethiye fay zonunun Orta-Geç Miyosen zamanında makaslanma ve KB-GD yönlerinde gerilme, Geç Miyosen-Erken Pliyosen zamanında makaslanma ve yaklaşık D-B yönlerinde bir gerilme ve Geç Pliyosen-Erken Pleistosen zaman aralığında KB-GD yönlerinde bir sıkışma KD-GB yönlerinde gerilmenin etkidiği tespit edilmiştir. İnceleme alanındaki büyük ölçekli kenar fayları ve Neojen birimler içerisinde izlenen büyük ölçekli fayların kinematik analizi sonucunda asal gerilme eksenleri arasında saatin tersi yönünde en az 20°'lik bir dönmenin olduğu görülmektedir. Neojen-Kuvaterner yaşlı birimler içerisinde gelişen küçük ölçekli fayların kinematik analiz sonuçlarına göre Gölhisar formasyonunda KB-GD yönlü gerilmeye bağlı normal fayların ve makaslanmaya bağlı sol yön bileşenin küçük olduğu oblik fayların geliştiği, Burdur formasyonunda yaklaşık D-B yönlerinde gerilmelere bağlı olarak normal fayların oluştuğu ve makaslanmaya bağlı sol yön bileşenin büyük olduğu normal fayların geliştiği, Tefenni formasyonunda KD-GB yönlü gerilmelere bağlı normal fayların oluştuğu ve makaslanmaya bağlı sol yön bileşenin büyük normal ve sol yanal fayların geliştiği tespit edilmiştir. Elde edilen verilere göre, Neojen-Kuvaterner yaşlı formasyonlar içerisinde gelişen küçük ölçekli fayların Tefenni, Gölhisar ve Çameli havzalarında benzer şekilde geliştiği tespit edilmiştir.

- İnceleme alanında Orta-Geç Miyosen zamanında sol yanal bileşene sahip eğim bileşenin büyük olduğu normal karakterli kenar faylarına bağlı olarak Çameli, Gölhisar ve Tefenni havzaları KB-GD yönlerinde açılmaya başlamış, Isparta açısından kaynaklanan saatin tersi yönündeki dönmeyle birlikte sol yanal bileşenin büyük olduğu normal faylarla Geç Miyosen-Erken Pliyosen zamanında KB-GD yönlerinde açılma devam etmiştir. Pliyosen'den itibaren de KD-GB yönlü bir gerilme rejiminin egemen olduğu görülmektedir. Çameli, Gölhisar ve Tefenni havzaları makaslanma ve değişik yönlerde gelişen gerilmeli tektonik rejimlerde oluşmuş transtansiyonel (yanal genişlemeli) havzalardır.

- Fayın atımıyla ilgili yaptığımız çalışmalarda, fayın düşey atımını belirleyebilecek fayın her iki bloğunda yer alan bir klavuz düzey tespit edilememiştir. Tefenni havzası

içerisinde açılan sondaj verilerinden temele ulaşma derinliği baz alınarak yapılan değerlendirmeyle burada fayın düşey atımı en az 380 metre olarak düşünülmektedir. Fayın doğrultu atımı Gölhisar ile Tefeni segmentlerini birbirinden ayıran KB-GD gidişli Küçükalan fayı ve Yuva fayı arasındaki yer değiştirme miktarlarından yararlanarak tespit edilmiştir. Tefenni fayı, Küçükalan fayını Yuva fayına göre 10 kilometre sol yönde ötelemiştir.

8. KAYNAKLAR

- Akbulut, A., 1980, Eğridir Gölü güneyinde Çandır (Sütçüler, Isparta) yöresindeki Batı Toroslar'ın Jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 23 (1), s.1-10.
- Akkök, R., Satır, M. ve Şengör, A. M. C., 1984, Menderes Masifi'nde tektonik olayların zamanlaması ve sonuçları. Ketin Sempozyumu, s. 93-94, Ankara.
- Aksarı, S., 2007, Gölova-Hacıyusuflar (Elmalı, Antalya) Arasının Jeolojisi. Yüksek Lisans Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 104 s.
- Akurgal, E., 1995, Anadolu Medeniyetleri (Anatolian Civilisations). 5th Edition. Net Publications, İstanbul (in Turkish).
- Akyüz, H. S. ve Altunel, E., 1997, 417 Kibyra depremi; Burdur-Fethiye Fay Zonu'nun sol-yanal hareketine ait veriler (GB Anadolu). Aktif Tektonik Araştırma Grubu Birinci Toplantısı, İTÜ, İstanbul, s. 161-170.
- Akyüz, H. S. and Altunel, E., 2001, Geological and archaeological evidence for post-Roman earthquake surface faulting at Cibyra, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 14, p. 95-101.
- Alçıçek, M. C., 2001, Çameli havzasının sedimantolojik incelenmesi (Geç Miyosen-Geç Pliyosen, Denizli, GB Anadolu). Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 110 s.
- Alçıçek, M. C., Kazancı, N., Çemen, İ. and Özkul, M., 2002, Strike-slip faulting in the Çameli basin, Southwestern Turkey; implications for inland transform prolongation of the Hellenic subduction zone. Annual Meeting of the Geological Society of America, Denver, 34, p. 111-114.
- Alçıçek, M. C., Kazancı, N., Özkul, M. ve Şen, Ş., 2004, Çameli (Denizli) Neojen havzasının tortul dolgusu ve jeolojik evrimi. MTA Enstitüsü Dergisi, 128, s. 99-123.
- Alçıçek, M. C., Boyraz, S., Gül, A., Uysal, F., Topal, S., 2006, Eşen vadisi Neojen tortullarının stratigrafisi ve sedimantolojisi, GB Anadolu. TÜBİTAK Araştırma Projesi Raporu, Proje no: ÇAYDAG 104Y242, Ankara, 37 s.
- Alçıçek, M. C., 2007, Tectonic development of an orogen-top rift recorded by its terrestrial sedimentation pattern: The Neogen Eşen Basin of southwestern Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology*, 200, p.117-140.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. and Fisher, D., 2012, Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology. 1 st ed. Cambridge, UK, 320 p.
- Altınlı, E., 1954, Denizli güneyinin jeolojik incelenmesi. MTA Enstitüsü Derleme Raporları, Rapor no: 2794 Ankara.

- Altınlı, E., 1955, Denizli güneyinin jeolojik incelemesi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuaları, Seri B, 20, 1-2, s. 1-47, İstanbul.
- Ambraseys, N. N. and Finkel, C., 1987, Seismicity of Turkey and neighbouring regions, 1899-1915. *Annales Geophysicales*, B, p. 701-726.
- Ambraseys, N., 1988, Engineering Seismology. *Journal Earthquake Engineer and structure Dynamics*, 17, p.1-105.
- Angelier, J., Dumont, J. F., Karamanderesi, H., Poisson, A., Şimşek, S. Uysal, S., 1981, Analysis of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the Late Miocene. *Tectonophysics*, 75, p.1-9.
- Atalay, Z., 1980, Muğla-Yatağan ve yakın dolay karasal Neojen'inin stratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 23, s. 93-99.
- Ayan, T., 1968, Finike-Kumluca (Antalya) petrol yetenekleri ile ilgili ön rapor. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 4299, Ankara.
- Bailey, E. B. and Callier, W. J., 1954, Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust. *Roy. Soc. Edinburg Trans.*, 62, p. 403-442.
- Barka, A. A. and Reilinger 1997, Active tectonics of the Eastern Mediterranean region deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annale de Geofisica*, XL, p. 587-610.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F. and Şengör, A. M. C., 1995, The Isparta Angle: Its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region. In: Pişkin, O., Ergun, M. Savaşçın, Y. and Tarcan, G. (Eds.), *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, p. 3-18, 9-14 October, 1995 İzmir-Güllük, Turkey.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F. and Şengör, A. M. C., 1997, The Isparta Angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region (IESCA-1995)*. *Proceedings* 1, p. 3-17.
- Barka, A., Reilinger, R. and Emre, Ö., 2000, Active tectonic features of Western Anatolia: Some results of GPS measurements. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, p. 9.
- Bassaget, J. P., 1966, Contribution a l'étude geologique de la region au Sud du massif du Menderes entre Fethiye et Sandras Dağ (Province de Muğla, Turguie). These, Univ. Grenoble, 100 p.
- Becker-Platen, J. D., 1970, Lithostratigraphische Untersuchungen im Kanozoikum Südwest Anotoliens (Türkei)-(Kanozoikum und Braunkahlen der Turkei). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 97, p. 244.

- Bilgin, Z. R., Karaman, T., Öztürk, Z., Şen, M. A., Demirci, A. R., 1990 Yeşilova-Acıgöl civarının jeolojisi. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 9071, 92 s.
- Blumenthal, M., 1963, Le systeme structural du taurus sud-Anatolien. In Livre a la Memoire du professeur P. Fallot, Memoire de la Societe Geologique de France, p. 611-622.
- Bozcu M., Yağmurlu, F. ve Şentürk, M., 2007, Fethiye-Burdur Fay Zonunun bazı Neotektonik ve Paleosismolojik özellikleri, GB-Türkiye. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 37 (1), s. 25-48.
- Bozkurt, E., 2000, Timing of Extention on The Büyük Menderes graben, Western Turkey and its tectonic implication. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A. and Piper, J. D. A. (eds) Tectonics and Magmatism in Turkey and the sorround area, Geological Society, London, Special publications, 173, p. 385-403.
- Bölükbaşı, A. S., 1987, Elmalı (Antalya)-Acıgöl-Burdur Gölü (Burdur)-Korkuteli (Antalya) arasında kalan Elmalı naplarının jeolojisi. TPAO Raporları, Rapor no: 2415, Ankara.
- Brunn, J. H., Graciansky, P. C., Gutnic, M., Juteau, T., Lefevre, R., Marcoux, J., Monod, O. and Poisson, A., 1970, Structures majeures et correlations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. Bulletin de la Societe Geologique de France, 12, 515-556.
- Brunn, J. H., Dumont, J. F., Graciansky, P., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. and Poisson, A., 1971, Outline of the geology of the western Taurides: Geology and History of Turkey. Petroleum Exploration society of Libya, Tripoli, p. 225-255.
- Brunn, J. H., Argyriadis, I., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A. ve Ricou, L. E., 1973, Antalya'nın ofiyolit naplarının orijini lehine ve aleyhindeki kanıtlar. Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri kongresi tebliğleri, 17-19 Aralık, Ankara, s. 58-69.
- Colin, H., 1962, Fethiye-Antalya-Kaş-Finike (Güneybatı Türkiye) bölgesinde yapılan jeolojik etüdler. MTA Enstitüsü Dergisi, 59, s. 19-59.
- Çapan, U., 1979, Toros kuşağı ofiyolit masiflerinin (Marmaris, Mersin Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği) iç yapıları, petroloji ve petrokimyelerine yaklaşımları. Doktora Tezi, H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, Ankara, 400 s.
- Çubuk, Y., 2010, 2005-2008 Bâla-Sırapınar (Ankara) ve Çameli (Denizli) depremlerinin kaynak mekanizması parametreleri. Yüksek Lisans Tezi, İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 109 s.
- Demirkol, C., 1977, Yalvaç-Akşehir dolayının jeolojisi. Doçentlik Tezi, Selçuk Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü, Konya, 104 s.

- Demirtaş, R., Yağyemez, B., Demirci, O. ve Uğraş, M., 2002, Burdur Belediyesi kent merkezi ve yakın çevresinin depremselliği ve yerleşime uygunluk açısından incelenmesi, Burdur belediyesi arşivi, Burdur, 140 s.
- Demirtaşlı, E., 1975, İran, Pakistan ve Türkiye'deki Alt Paleozoyik yaşlı kayaların stratigrafik korelasyonu. Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, MTA, s. 204-222, Ankara.
- Demirtaşlı, E., Erenler, F., Bilgin, A. Z., Çatal, E., Armağan, F., Serdaroğlu, M., Aksoy, Ö., Altuğ, S. ve Dirik, K., 1977, Akseki-Manavgat-Köprülü bölgesinin temel jeoloji incelemesi. Türkiye Jeoloji Kurultayı 31. Bilim ve Teknik Kurultayı Bildiri Özleri, 35.
- Dewey, J. F., Şengör, A. M. C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone. Geological Society of America Bulletin, 90, p. 84-92.
- Dewey, J. S., Hempton, W. R., Kidd, W. S., Şaroğlu, F. and Şengör, A. M. C., 1986, Shortening of Continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolian-a young collision zone: Collision Tectonics. Geological Society Special Publication 19, p: 3-36.
- Dumont, J. F., Uysal, Ş., Şimşek, S., ve Karamanderesi, İ. H., 1979, Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu. MTA Dergisi, 92, s. 7-17.
- Dumont, J. F., Uysal, Ş., Poisson. A., 1980, Batı Toros Platformu. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 823, Ankara (yayımlanmamış).
- Ekinci, H. A., Özüdoğru, Ş., Dökü, E. ve Tiryaki, G., 2008, Kibyra Kazı Çalışmaları 2007 (Cibyra Excavations 2007). Anmed 6, 2008.
- Elitez İ., 2010, Çameli ve Gölhisar havzalarının Miyosen-Kuvaterner jeodinamiği, Burdur-Fethiye Fay zonu, GB Türkiye. Yüksek Lisans Tezi, İ.T.Ü Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul, 71 s.
- Elitez, İ. ve Yaltrak, C., 2014, Çameli Havzası'nın Miyosen-Kuvaterner Jeodinamiği, Burdur-Fethiye Makaslama Zonu (GB Türkiye). Türkiye Jeoloji Bülteni, 57 (2), s. 41-67.
- Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M. A., Alkan, H., Öztaş, Y. ve Akpınar, M., 1982, Fethiye-Köyceğiz-Tefenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi. Türkiye Altıncı Petrol Kongresi, Nisan, Ankara, s. 23-31.
- Erdoğan, S. ve Şahin, M., 2006, Burdur Fethiye fay zonu tektonik hareketlerinin GPS ile belirlenmesi. İTÜ Dergisi, 5(3), s. 135-141.
- Ersoy, Ş., 1989, Fethiye (Muğla) - Gölhisar (Burdur) arasında Güney Dağı ile Kelebekli Dağı ve dolaylarının jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 246 s.

- Ersoy, Ş., 1990, Batı Toros (Likya) naplarının yapısal öğelerinin ve evriminin analizi. *Jeoloji Mühendisliği*, 37, s. 5-16.
- Ersoy, Ş., 1992, Dirmil (Burdur) ve güneyindeki tektonik ve Neotokton birimlerinin stratigrafisi ve Dinaro-Toroslardaki yeri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35/2, s. 9-24.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z., Değirmenci, E., 1991, Türkiye büyük depremleri makro-sismik rehberi (1900-1988). Kurtiş Matbaası, İstanbul, 199 s.
- Ferrero, D. B., 1974, *Teatri Classici in Asia Minore (Ancient Age Theatres in Western Anatolia)*, 2nd Edition. Instituto Italiano di Cultura Sezione di Studi Archeologici, Roma.
- Fossen, H., Teyssier, C. and Whitney, D. L., 2013, Transtensional folding. *Journal of Structural Geology*, 56, p. 89-102.
- Gansser, A., 1974, The ophiolitic melange, a worldwide problem on Tethyan Examples. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 67 (3), p. 479-507.
- Glover, C. and Robertson, A., 1998, Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 298, p. 103-132.
- Gökmen, V., 1980, Muğla Yatağan-Eskihisar bölgesi linyit yatakları jeolojisi, sondaj ve sonuçları. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi mineroloji ve petrografi kürsüsü diploma çalışması, İstanbul, 86 s.
- Göktaş, F., Çakmakoğlu, A., Tarı, E., Sütçü, Y. F. ve Sarıkaya, H., 1989, Çivril-Çardak arasının jeolojisi. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 318, Ankara.
- Göktaş, F., 1990, Denizli M22-b1, b2, b3, paftalarının jeolojisi. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 9114, Ankara (yayımlanmamış).
- Görmüş, M., Meriç, E., Bozcu, E. ve Poisson, A., 2003, Başpınar (Yeleme) (Korkuteli, KB Antalya) yöresi Kretase-Tersiyeer havzasının tektonostratigrafik özellikleri, Orbitoides ve Loftusia sayısal verileri ve Üst Kretase bentik foraminiferleri. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 15(2), s. 109-123.
- Graciansky, P. C., 1967, Existence d'une nappe ophiolitique á l'extrémité occidentale de la chaine sudanatolienne; relations avec les autres unités charriées et avec les terrains autochtones (Province de Muğla, Turquie) *C. R. Ac. Sc.*, t. 264, serie D, s. 2876-2879.
- Graciansky, P. C., 1968, Teke yarımadası (Likya) Toroslarının üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro-Toroslar'daki yeri. *MTA Enstitüsü Dergisi*, 71, s. 73-92, Ankara.
- Graciansky, P. C., 1972, *Recherches geologiques dans le Taurus Lycien*. These, Univ. Paris-Sud (Orsay), 731 p.

- Gutnic, M., 1977, Geologie du Taurus Pisidien au nord d'Isparta, Turquie. Principaux resultats, extraits des notes de. M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, Universite du Paris-sud Orsay, 130 p.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. and Dumont, J. F., 1979, Geologie des Taurides occidentales (Turquie). Mem. Soc. Geol. France-Paris, 137, 112 p.
- Günay, Y., Bölükbaşı, S. ve Yoldemir, O., 1982, Beydağlarının stratigrafisi ve yapısı. Türkiye 6. Petrol Kongresi, Nisan 1982, s. 91-101.
- Güvenç, T., 1981, Tetis'in Permiyen ve Triyas stratigrafisi ve paleocoğrafyası. H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, Yerbilimleri, 7, s. 27-42.
- Hakyemez, Y. ve Örçen, S., 1982, Denizli-Muğla arasındaki Senozoyik yaşlı çökel kayaların sedimantolojisi ve biyostratigrafisi. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 7311 Ankara (yayımlanmamış).
- Hall, J., Aksu, A. E., Yaltrak, C. and Winsor, J. D., 2009, Structural Architecture of the Rhodes Basin: A Deep Depocentre that Evolved since the Pliocene at the Junction Of Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean. Marine Geology, 258, p. 1-23.
- Hall, J., Aksu, A. E., Elitez, İ., Yaltrak, C., Çifçi, G., 2014, The Fethiye-Burdur Fault Zone: a component of upper plate extension of the subduction transform edge propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, eastern mediterranean. Tectonophysics, 635, p. 80-99.
- Hayward, A. B., 1982, Türkiye'nin güneybatısındaki Beydağları ve Susuzdağ masiflerinde Miyosen yaşlı kırıntılı tortulların stratigrafisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 25 (2), s. 109-123.
- Hayward, A. B., 1984, Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian Nappes and the Antalya Complex, SW Turkey. In: Dixon, J. and Robertson, A. H. F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society, London 17, p. 287-301.
- Hancock, P. L., Barka, A. A., 1987, Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. Journal of Structural Geology, 9, p. 419-427.
- Hsü, K. J., Ryan, W. B. F., Cita, M. B., 1973, Late Miocene desiccation of the Mediterranean. Nature, 242, p. 240-244.
- İğdır, İ., Gözler, M. Z. ve Ergün, E., 1979, Fethiye P23-a₃ ve P23-c₃ paftalarının jeolojisi. MTA Raporları, Rapor no: 6526, Ankara (yayımlanmamış).
- Kaaden, G. ve Metz, K., 1954, Datça-Muğla-Dalaman çay (SW Anadolu) arasındaki bölgenin jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 24 (2), s. 15-18.

- Kahraman, N., 2006, Elmacık (Burdur) megafaunası, Anadolu paleocografyasına açılan yeni bir pencere. *Aktüel Arkeoloji Dergisi*, 2011/19, s. 92-103.
- Kara, H., 1976, Acıpayam (Denizli) ovasının ve civarındaki Neojen havzalarının jeolojik etüdü, MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 6153 Ankara.
- Karabacak, V., 2011, Geological, geomorphological and archaeoseismological observations along the Kibyra fault and their implications for the regional tectonics of SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, p. 429-447.
- Karabacak, V., Yönlü, Ö., Altunel, E., Dökü, E. ve Özüdoğru, Ş., 2008, Kibyra antik kentinde (Güneybatı Anadolu) arkeosismolojik ve jeomorfolojik gözlemler: Bölgenin aktif tektoniğe ait yeni veriler. *ATAG-12, Bildiri Özleri*, s. 37.
- Karaman, M. E., 1986, Burdur dolayının genel stratigrafisi. *Akdeniz Üniversitesi Isparta Müh. Mim. Fakültesi Dergisi*, no: 2, s. 23-36, Isparta.
- Karaman, M. E., 1988, Burdur-Hoyran fayı. 42. Geological Congress of Turkey, Proceedings, 1-2, Ankara.
- Karaman, M. E., 1989, Eğirdir, Kovada, Kaşıkara ve Burdur Geç Senozoyik havzalarının yapısal evrimi ve ekonomik potansiyeli. *Türkiye Jeomorfoloji Bülteni*, 17, s. 63-70, Ankara.
- Karaman, M. E., 1994, Isparta-Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 37/2, s. 119-134.
- Karaman, M. E., 2000, Isparta ve Burdur dolayının tektono-stratigrafik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 43/2, s. 70-81.
- Kaya, Ş., 2015, Burdur fayının paleosismolojik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Denizli, 78 s.
- Kazancı, N., Uysal, F., 2008, Eşen Vadisi Pleistosen tortullarının sedimantolojik incelemesi. A.Ü. Bilimsel Araştırmalar Müdürlüğü, Araştırma Projesi (AÜBAP05-31) kesin Raporu, 58 s., Ankara.
- Ketin, İ., 1966, Tectonic units of Anatolia (Asia Minor), *MTA Bülteni*, 66, s. 23-35.
- Kissel, C. and Poisson, A., 1986, Etude paleomagnetique prelininaire des formations Cenozoique des Bey Dağları (Taurides occidentales-Turquie). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 302 Ser. 11(8), p. 343-348.
- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O. and Alberton, S., 1993, First paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of the Western Taurides thrust belt east of the Isparta reentrant (Southwestern Turkey). *Earth and Planetary Science Letters*, 117, p. 1-14.
- Koçyiğit, A., 1981, Isparta Büklümünde (Batı Toroslar) Toroslar Karbonat Platformunun jeolojik evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 24 (2), s. 15-23.

- Koçyiğit, A., 1983, Hoyran gölü (Isparta bükümü) dolayının tektoniği. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, s. 1-10.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 27, s. 1-16.
- Koçyiğit, A., 2005, the Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18 (3-4), p. 167-208.
- Koçyiğit, A., Beyhan, A., 1998, A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, 284, p. 317-336.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E., 1999, Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156, p. 605-616.
- Konak, N., Hepşen, N., Öztürk, E. M., Öztürk, Z., Çakmakoğlu, A., Göktaş, F., Sarıkaya, H., Armağan, F., Çatal, E., Serdaroğlu, M., 1987, Menderes Masifinin güney-güneydoğusundaki Mesozoyik istiflerinin karşılaştırılmalı stratigrafi ve konumları. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 1986 Bildiri özleri, s. 5.
- Kozan, A. T., Bircan, A., Bozbay, E., Ögdüm, F., Tüfekçi, K., 1993, Burdur-Tefenni havzalarının jeomorfolojisi ve genç tektoniği. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 9622, Ankara (yayımlanmamış).
- Krijgman, W., Hilgen, F. J. Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999, Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400, p. 652-655.
- Küçükkaptan H., 1978, Burdur-Tefenni-Başpınar 1975 yılında yapılan sondajların neticesi hakkında rapor. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 1681.
- Lefevre, R., 1966, Un nouvel élément dans la geologie du Taurus Lycien: les nappes d'Antalya (Turquie): *C. R. Acad. Sc. Paris*, 265, p. 1365-1368.
- Le Pichon, X., Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, p. 1-42.
- Marcoux, J., 1979, Antalya naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 22 (1), s. 1-6.
- Marrett, R. A. and Allmendinger, R. W., 1990, Kinematic analysis of fault-slip data: *Journal of Structural Geology*, 12, p. 973-986.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Şanlı, I., Seeger, H., Tealeb,

- A., Toksöz, M. N. and Veis, G., 2000, Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal Geophysical Research*, 105, p. 5695-5719.
- McKenzie, D. P., 1972, Active tectonic of the Mediterranean regions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, p. 109-185.
- McKenzie, D. P., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 55, p. 217-254.
- Meulenkamp, J. E., Wortel, W. J. R., Van Wamel, W. A., Spakman, W., Hoogerduyn, S. E., 1988, On the Hellenic subduction zone and geodynamic evolution of Crete in the late middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, p. 203-215.
- Meşhur, M. ve Yoldemir, O., 1983, Köyceğiz (Muğla)-Datça (Muğla)-Yatağan (Muğla)-Kale (Denizli) arasında kalan alanın jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Raporları, Rapor no: 1847, Ankara (yayımlanmamış).
- Meşhur, M. ve Akpınar, M., 1984, Yatağan-Milas-Bodrum (Muğla) Karacasu-Kale-Acıpayam-Tavas (Denizli) civarının jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Arama Grubu Başkanlığı Raporları, Rapor no: 1963, 52 s, Ankara.
- Monod, O., 1977, Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie). These, Univ. Paris-Sud (Orsay), 442 p.
- Morris, A. and Robertson, A. H. F., 1993, Miocene remagnetism of carbonate platform and Antalya Complex units within the Isparta Angle, southwest Turkey. *Tectonophysics*, 220, p. 243-266.
- Müller, S., Kahle, H. G. and Barka, A., 1997, Plate tectonic situation in the Anatolian-Aegean region. In: Schindler, C., Pfister, M. (Eds.), *Active tectonics of northwestern Anatolia. The Marmara Polyproject*, VDF, Hoschsuluerlag Ag an der ETH, Zurich, p. 13-28.
- Nebert, K., 1956, Denizli-Acıgöl mevkiinin jeolojisi. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 2509, Ankara (yayımlanmamış).
- Önalın, M., 1979, Elmalı-Kaş (Antalya) arasındaki bölgenin jeolojisi. Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Fakültesi Monografileri, sayı: 29, İstanbul, 140 s.
- Öncü, Z., 2007, Burdur fay zonunda deprem erken uyarı sisteminin geliştirilmesi. Doktora Tezi, S.D.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta, 110 s.
- Över, S., Pınar, A., Özden, S., Yılmaz, H., Ünlügenç, U. C. and Kamacı, Z., 2010, Late Cenozoic stress field in the Çameli Basin, SW Turkey. *Tectonophysics*, 492(1), p. 60-72.
- Özçiçek, B., 1963, 22 Kasım 1963 Tefenni zelzelesine ait rapor. İ.T.Ü. YBYK UYG-AR Sismoloji ve Sismotektonik alt birimi arşivi raporları, İstanbul.

- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 19 (1), s. 65-78.
- Özgül, N., 1984, Stratigraphy and Tectonic evolution of the central Taurides: O. Tekeli and M. C. Göncüoğlu (Eds.), Geology of the Taurus Belt: Proceedings. International Symposium on Ostracoda, 26-29 September, Ankara, Turkey, p. 77-99.
- Özgüner A. M., 1998, Batı Toroslarda Alt Miyosen yaşlı fosfatlı kireçtaşı jeolojisi ve sedimentolojisi. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 160 s.
- Özkaya, N., 1981, Fethiye Yöresi Jeolojisi ve Petrol olanakları. TPAO Raporları, Rapor no: 1564, 80 s.
- Öztürk, E. M., Dalkılıç, H., Ergin, A., Afsar, Ö. P., 1986, Sultandağı güneydoğusu ile Anamas dağı dolayının jeolojisi. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 8191.
- Öztürk, E. M., 1989, Balçıkhisar-Karaadilli (Afyon) Dereköy (Isparta) dolayının jeolojisi. Doktora tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, sayı: 3195, İstanbul.
- Paton S., 1992, Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. Journal Geological Society, 149, p. 1031-1044.
- Pınar, N. ve Lahn, E., 1952, İzahlı Türkiye depremler kataloğu. Bayındırlık Bakanlığı, Yapı İşleri Başkanlığı, Rapor no: 6.
- Piper, J. D. A., Gürsoy, H. and Tatar, O., 2002, Paleomagnetic evidence for the Gondwanian origin of the Taurides and rotation of the Isparta Angle, southern Turkey. Geology Journal 37 (4), p. 317-336.
- Pisoni, C., 1967, Kaş (Antalya ili) bölgesinin jeolojik etüdü. MTA Enstitüsü Dergisi, no: 62, s. 44-51.
- Platzman, E. S., Platt, J. P., Tapırdamaz, C., Sanver, M. and Rundle, C. C., 1994, Why are there no clockwise rotations along the North Anatolian Fault Zone? Journal of Geophysical Research 99 (B11), p. 21705-21715.
- Platzman, E. S., Tapırdamaz, C., Sanver, M., 1998, Neogene anticlockwise rotation of central Anatolia (Turkey): preliminary paleomagnetic and geochronological results. Tectonophysics, 299, p. 175-189.
- Poisson, A., 1968, Le Crétacé supérieur détritique de l'unité de Yeleme (Taurus Lycien, Turquie). Extrait du "C.R. Sommaire des séances de la Société géologique de France", Fascicule 6, Séance du 24 Juin 1968, p. 188.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie). Thèse de Docteur des Sciences, Université de Paris-Sud (Orsay), 795 p.

- Poisson, A., 1984, The extension of the Ionion trough into SW Turkey. The geology Evolution of the Eastern mediterranean, Dixon J. F. and Robertson, A. H. (Eds.), Special Publication of Geological Society, 13, p. 245-253.
- Poisson, A. ve Poignont, A., F., 1974, Korkuteli bölgesindeki Miyosen transgressiyonunun tabanı olan Karabayır (Antalya ili) formasyonunda yeni bir alg türü. MTA Enstitüsü Dergisi, 82, s. 65-69.
- Poisson, A., Sarp, H., 1977, La zone De Kızılca-Çorakgöl un exemple de Sillon intra-plateforme A la Marge Externe Du Massif Du Menderes. Sixth colloquim on Geology of the Aegean Region, İzmir, p. 555-564.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J. F., Uysal, Ş., 1984, The Isparta Angle: a Mesozoic Paleorift in the western Taurides. Tekeli, O. and Göncüoğlu, M. C. (Eds.), Geology of the Taurus belt International sym. 26-29 Sep., 1983, Ankara-Turkey, p.11-26.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M. and Şentürk, M., 2003, New insight on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey). Geological Journal, 38, p. 257-282.
- Price, S. P. and Scott, B., 1994, Fault-block rotations at the edge of a zone of continental extension, SW Turkey. Journal Structural Geology, 16, p. 381-392.
- Rathur, A., 1967, Kale (Antalya) Fethiye P23-b₂, b₃ ve c₂ paftaları genel jeolojisi. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 4088, Ankara (yayımlanmamış).
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., Vernant, P., 2010, Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone. Tectonophysics 488, p. 22-30.
- Richard, F., 1967, Etude géologique dans la fenêtre de Göcek-Aygır Dağ (Taurus lycien occidental, Turguie). Thèse 3e cycle, Fac. Sc. Grenoble.
- Ricou, L. E., Argyriadis, I. and Lefevre, R., 1974, Proposition d'une origine interne gour les nappes d'Antalya et le massif d'Alanya (Taurides occidentales, Turquie) Bull. Soc. Geol. France (7), XVI, 2, p. 107-111.
- Ricou, L. E., Argyriadis, I. and Lefevre, R., 1980, Torosların Helenidler ve Zagridler arasındaki yapısal rolü. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 23(2), s. 101-118.
- Robertson, A. H. F., 1993, Mesozoic-Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms, margins and small ocean basins in the Antalya Complex, southwest Turkey. Special Publication of International Associations of Sedimentologists 20, p. 415-465.
- Robertson, A. H. F. and Woodcock, N. A., 1981, Alakırçay group, Antalya complex, SW Turkey, a deformed Mesozoic carbonate margin sedimentary. Geology, 30, p. 95-131.

- Rotstein, Y., 1984, Counterclockwise rotation of Anatolian block. *Tectonophysics*, 108, p. 71-91.
- Sarıız, K., 1985, Keçiborlu kükürt yataklarının oluşumu ve yörenin jeolojisi. *Anadolu Üniversitesi Müh. Mim. Fakültesi Yayınları*, no: 22, Eskişehir, s. 22-29.
- Sarıkaya, A. R. ve Seyrek, T., 1976, Yeşilova-Tefenni peridotit masifindeki Krom ve Nikel zenginleşmeleri prospeksiyon raporu. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 5764, Ankara (yayımlanmamış).
- Sarp, H., 1976, Etude geologique et petrographique du corgege ophiolitique de la region situee au nord-guest de Yeşilova (Burdur-Turguie). *Thése, Univ. Ceneve*, 378 p.
- Savaşçın, M. Y. and Oyman, T., 1998, Tectono-Magmatic Evolution of Alkaline Volcanics at the Kırka-Afyon-Isparta Structural Trend, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, p. 201-214.
- Schreurs, G. and Colletta, B., 1998, Analogue modelling of faulting in zones of continental transpression and transtension. In: Holdsworth, R. E., Strachan, R. A., Dewey, J. F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society Special Publications, 135, p. 59-79.
- Schreurs, G. and Colletta, B., 2003, Analogue modelling of continental transpression. In: Schellart, W. P., Passchier, C. (Eds.), *Analogue Modelling of Large-scale Tectonic Processes*. *Journal of the Virtual Explorer* 7, p. 103-114.
- Selçuk, H., Örcen, S., Bilgin, Z. R., Şenel, M., Durukan, E., 1985, Keller (Burdur) tektonik penceresi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özleri*, 9.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., 1991, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, p. 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., 1996, The cause of N-S extensional tectonics on western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *Journal Geodynamics*, 22, p. 145-153.
- Sözbilir, H. ve Emre, T., 1996, Menderes Masifi'nin neotektonik evriminde oluşan supradetachment havzalar ve rift havzaları. 49. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri*, Ankara, s.30-31.
- Spratt, T. A. B. and E. Forbes, 1847, *Travels in Lycia, Milyas and Cibyratis I-II*, London.
- Sun, S., 1990, Denizli-Uşak arasının jeolojisi ve linyit olanakları, MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 9985, Ankara.
- Şahin, Ş., 2004, Güneybatı Anadolu'da gerilme dağılımı ve Burdur fayına olan etkisi, *İstanbul Üniversitesi Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 17, s. 1-9.

- Şaroğlu, F., Emre, O., Kuşcu, I., 1992, The East Anatolian Fault Zone of Turkey. *Annales Tectonicae* 6, p. 99-125.
- Şenel, M., 1980, Finike-Kumluca-Kemer (Antalya) ve dolayının jeolojisi (Ön rapor). MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 6874, Ankara, 106 s.
- Şenel, M., 1984, Discussion on the Antalya nappes. Tekeli, O. and Gözcüoğlu, M. C. (Eds.), *Geology of the Taurus belt*, Int. sym. 26-29 Sep. 1983. Ankara, p. 41-52.
- Şenel, M., 1986, Tahtalıdağ (Antalya) ve dolayının jeolojisi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 232 s.
- Şenel, M. ve Bölükbaşı, A. S., 1994, 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları. No:7, Antalya - L10 Paftası, MTA Jeoloji Etüd Dairesi, Ankara.
- Şenel, M. ve Bölükbaşı, A. S., 1997, 1/100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları. No: 10, Antalya - M9 Paftası, MTA Jeoloji Etüd Dairesi, Ankara.
- Şenel, M., Arbas, A., Bilgi, C., Bilgin, Z. R., Dinçer, M. A., Durukan, E., Erkan, M., Karaman, T., Kaymakçı, H., Örcen, S., Selçuk, H. ve Şen, M. A., 1986, Gömbe Akdağ'ın stratigrafi ve yapısal özellikleri. Kaş-Antalya. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, s. 51.
- Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, Z. R., Şen, M. A., Karaman, T., Erkan, M., Kaymakçı, H., Örcen, S. ve Bilgi, C., 1987, Likya napları ön cephe özellikleri (GB Türkiye). Türkiye Jeoloji Kurultayı-1987, Bildiri özleri, s. 6.
- Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, Z. K., Şen M. A., Karaman, T., Dinçer, M. A., Durukan, E., Arbas, A., Örcen, S. ve Bilgi, C., 1989, Çameli (Denizli) - Yeşilova (Burdur) - Elmalı (Antalya) ve dolayının jeolojisi. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 9429, Ankara (yayımlanmamış).
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, I., Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, A. S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A. Z., Uğuz, M. F., Korucu, M. ve Özgül, N., 1992, Eğridir-Yenişarbademli-Gebiz ve Geriş-Köprülü (Isparta-Antalya) arasında kalan alanların jeolojisi. MTA Enstitüsü Raporları, no: 9390, 559 s. (yayımlanmamış).
- Şenel M., Akdeniz, N., Öztürk, E. M., Özdemir, T., Kadıncık, G., Metin, Y., Öcal, H., Serdaroğlu, M. ve Örcen, S., 1994, Fethiye (Muğla)-Kalkan (Antalya) ve kuzeyinin jeolojisi. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 9761, Ankara.
- Şengör, A. M. C., 1979, The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal Geological Society*, 136, p. 269-282.
- Şengör, A. M. C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. *Türkiye Jeoloji Kurumu, Konferans serisi 2*, no: 40, s. 141-175.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, p. 181-241.

- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. and Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: Dixon, J. E., Robertson, A. H. F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society London Special Publications 17, p. 77-112.
- 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. T., Christie-Blick N., Eds., Strike-slip Faulting and Basin Formation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37, p. 227-264.
- Şengör, A. M. C., 1987, Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. in: Coward, M. P., Dewey, J. F., Hancock P. L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics. Geological Society of London Special Publication, 28, p. 575-589.
- Şengüler, İ., 1980, Elmalı yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 7018, Ankara (yayımlanmamış).
- Şimşek, Ş., 1984, Denizli-Kızıldere-Tekkehamam-Tosunlar-Buldan-Yenice alanının jeolojisi ve jeotermal olanakları. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 7846, Ankara.
- Tatar, Y., 1968, Kromit ihtiva eden Marmaris bölgesinin petrografisi ve jeolojisi. MTA Enstitüsü Yayınları, no: 137, Ankara.
- Taymaz, T., Price, S., 1992, The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations. Geophysical Journal International, 108, p. 589-603.
- Tchiatscheff, P., 1867, Asie Mineure. Description physique de cette contree. T. IV. Geologie, Paris.
- Ten Veen, J. H., 2004, Extension of Hellenic forearc shear zones in SW Turkey: the Pliocene-Quaternary deformation of the Esen Cay Basin. Journal of Geodynamics, 37, p. 181-204.
- Thuizat, R., Whitechurch, H., Montigny, R. and Juteau, T., 1981, K-Ar dating of some infra-ophiolitic metamorphic soles from the Eastern Mediterranean: New evidence for oceanic thrustings before obduction. Earth Planet Science Letter 52, p. 302-310.
- Tietze, E., 1885, Beitrage zur Geologie von Lykien. Jb. K.K. Geol. Reichs. Bd. 35, 283-386, Wien.
- Tolun, N., 1965, 1/25.000 ölçekli Antalya P24 a₂ ve P24 a₃ jeolojik incelenmesi. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 3627 Ankara (yayımlanmamış).
- Uysal, Ş., Dumont, J. F., Poisson, A. ve Sirel, E., 1980, Batı Toros Karbonat Platformları. MTA Enstitüsü Derleme Raporları, no: 6861, Ankara.

- Ustaömer, T., Robertson, A., Collins, A., Flecker, R., Glover, C., Pickett, E. ve Dixon, J., 1996, Batı Türkiye'nin Geç Pleozoik'ten günümüze tektonik evrimi. 49. Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 9-11.
- Van Hinsbergen, D. J. J., 2010, A key extensional metamorphic core complex reviewed and restored: the Menderes Massif on western Turkey. *Earth Sci. Rev.* 102, p. 60-76.
- Van Hinsbergen, D. J. J., Kaymakçı, N., Spakman, W., Torsvik, T. H., 2010, Reconciling the geological history of western Turkey with plate circuits and mantle tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, p. 674-686.
- Varol, S., 2011, Tefenni (Burdur) ovası hidrojeolojisi ve hidrojeokimyasal özelliklerinin tıbbi jeoloji açısından değerlendirilmesi. Doktora Tezi, S.D.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta, 269 s.
- Westaway, R., 1990, Block rotation in Western Turkey; 1. Observational Evidence. *Journal Geophysical Research*, 95, p. 19857-19884.
- Woodcock, N. H. and Robertson, A. H. F., 1977, Imbricate thrust belt tectonics and sedimentation as a guide to emplacement of part of the Antalya Complex SW Turkey (Second Edition, 1985). Abstracts 6th Colloquium Geology of the Aegean Region, İzmir-Turkey, p. 661-671.
- Yağmurlu, F., 1991, Yalvaç-Yarıkkaya Neojen havzasının stratigrafisi ve depolanma ortamları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 16, s. 101-109.
- Yağmurlu, F., Savaşçın, Y. ve Ergün, M., 1997, Relation of Alkaline Volcanism and Active Tectonism within the Evolution of the Isparta Angle, SW Turkey. *The Journal of Geology*, 105, p. 717-728.
- Yağmurlu, F., 2000, Burdur fayının sismotektonik özellikleri. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, İzmir, Bildiriler, s. 143-151.
- Yağmurlu, F., Bozcu, M., Şentürk, M., 2005, Burdur-Fethiye arasındaki bölgede Burdur fayının sismotektonik özellikleri. Tübitak ÇAYDAG Projesi, no: 101Y027, 79 s.
- Yağmurlu, F. and Şentürk, M., 2005, Güneybatı Anadolu'nun Güncel Tektonik Yapısı. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu-TURQUA-V, s. 55-61.
- Yalçın, A., 1993, Burdur Karaçal dolayının jeolojisi ve mühendislik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, S.D.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Isparta, 98 s. (yayınlanmamış).
- Yalçınkaya, S., 1989, Isparta-Ağlasun (Burdur) dolayının jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 176 s.
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Taner, K., Afşar, Ö. P., Dalkılıç, H., Özgönül, E., 1986, Batı Torosların jeolojisi Isparta projesi raporu. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 7898, Ankara (yayınlanmamış).

- Yaltırak, C., Elitez, İ., Aksu, A., Hall, J., Çiftçi, G., Dondurur, D., Akkök, R., Küçük, M. and Güneş, P., 2010, The Relationship and Evolution of the Burdur-Fethiye Fault Zone, the Rhodes Basin, Anaximander Seamounts, the Antalya Gulf and the Isparta Angle since Miocene to Recent in Tectonics of the Eastern Mediterranean. 63. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 5-9 Nisan 2010, Ankara.
- Yerli, B., 2011, An archaeoseismological approach to seismic hazard assessment. A case study of the Esen Basin, Fethiye-Burdur Fault Zone, SW Turkey. Geoarchaeological and bioarchaeological Studies 13, VU Amsterdam, The Netherlands.
- Yılmaz, P. O., 1981, Geology of the Antalya Complex, SW Turkey (Ph.D.). Austin, The University of Texas, University Microfilms International, 8208281, 268 p.
- Yılmaz, P. O., 1983, Fossil and K-Ar Data for the age of the Antalya Complex, SW Turkey In: A.H.F. Robertson and J .E. Dixon (eds). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society of London Spec. Publ., 13, p. 97-109.
- Yılmaz, Y., 1997, Geology of Western Anatolia. In: Schindler, C., Fister, M. P., (eds.), Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly Project. Vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zurich, ETH University press 3, p. 31-53.
- Yılmaz, Y., 2000, Ege bölgesinin aktif tektoniği, Batı Anadolu'nun deprenselliği sempozyumu. Bildiriler, İzmir, s. 3-14.
- Yılmaz, Y., Genç, S. C., Gürer, O. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A., 2000, When did the western Anatolian grabens begin to develop. In: Bozkurt E., Winchester J. A., Piper J. D. A. (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area, Geological Society Special Publication 173, p. 353-384.
- Zanchi, A., Kissel, C., Tapırdamaz, C., 1993, Late Cenozoic and Quaternary brittle continental deformation in western Turkey. Bulletin de la Société Géologique de France, p. 507-517.
- Zaralıoğlu, M., 1967, Demre-Finike-Çatallar arasında kalan sahanın detay jeolojik etüdü. MTA Enstitüsü Raporları, Rapor no: 4027, Ankara (yayımlanmamış).

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı soyadı : Süleyman AKSARI
Uyruğu: : T.C.
Doğum yeri ve tarihi : Antalya / 25.09.1980
Telefon : 0507 734 87 10
e-mail : suleymanaksari@gmail.com

EĞİTİM BİLGİLERİ

Lise : Döşemealtı Lisesi, Döşemealtı, ANTALYA, 1999
Üniversite : Selçuk Üniversitesi, Selçuklu, KONYA, 2003
Yüksek Lisans : Selçuk Üniversitesi, Selçuklu, KONYA, 2007
Doktora : Selçuk Üniversitesi, Selçuklu, KONYA (devam)

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
2006	Özgür Çimento ve Beton A.Ş.	Jeoloji Mühendisi
2007	Antalya Mermer A.Ş.	Jeoloji Mühendisi
2008	Harzem Mühendislik Ltd.Şti.	Jeoloji Mühendisi

UZMANLIK ALANI: Aktif Tektonik, Yapısal Jeoloji, Mikrotektonik

YABANCI DİLLER: İngilizce

TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 1. İnceleme alanında 40 istasyondan ölçülen fay düzlemi verileri ve kinematik analiz sonuçları (istasyon yerleri Şekil 4.12’de verilmiştir).

İstasyon	No	Doğrultu	Eğim	Sapma Açısı (0-180)	Faylanma Türü	Asal Gerilme Eksenleri
1	1	K60°D	65°KB	41°	Sol oblik normal	$\sigma_1=175^\circ/85^\circ$ $\sigma_2=14^\circ/7^\circ$ $\sigma_3=284^\circ/3^\circ$ $\Phi:0,7$
	2	K15°D	58°KB	73°	Sol oblik normal	
	3	K38°D	62°KB	58°	Sol oblik normal	
2	1	K45°D	76°KB	49°	Sol oblik normal	
	3	K45°D	68°GD	54°	Sol oblik normal	
3	2	K61°D	76°GD	81°	Sol oblik normal	
	3	K40°D	74°GD	46°	Sol oblik normal	
	4	K22°D	54°GD	71°	Sol oblik normal	
	4	K50°D	71°GD	71°	Sol oblik normal	
5	1	K30°D	55°GD	44°	Sol oblik normal	
6	1	K43°D	64°KB	90°	Normal	
	2	K66°B	35°GB	90°	Normal	
	3	K25°D	55°KB	90°	Normal	
	4	K35°D	82°KB	90°	Normal	
	5	K15°D	65°KB	90°	Normal	
	6	K16°D	47°KB	90°	Normal	
	7	K40°D	35°KB	90°	Normal	
	8	K38°D	56°KB	90°	Normal	
7	1	K5°D	58°GD	90°	Normal	
	2	K11°B	65°KD	90°	Normal	
	3	K18°D	43°GD	90°	Normal	
	4	K32°D	58°GD	90°	Normal	
	5	K38°D	41°KB	90°	Normal	
8	1	K60°D	65°GD	90°	Normal	
	2	K23°D	71°KB	90°	Normal	
	3	K45°D	70°KB	90°	Normal	
9	1	K33°D	65°KB	39°	Sol oblik normal	
	2	K10°D	72°GD	4°	Sol oblik normal	
	3	K32°D	80°GD	2°	Sol oblik normal	
	4	K36°D	75°KB	168°	Sol oblik normal	
	5	K31°D	88°GD	32°	Sol oblik normal	
	6	K10°D	64°GD	11°	Sol oblik normal	
	7	K24°D	75°GD	27°	Sol oblik normal	
10	1	K48°D	75°KB	8°	Sol oblik normal	
	2	K24°D	61°KB	10°	Sol oblik normal	
	3	K39°D	64°KB	29°	Sol oblik normal	
	4	K24°D	71°KB	12°	Sol oblik normal	
	5	K2°B	75°GB	69°	Sol oblik normal	
11	1	K6°D	65°KB	34°	Sol oblik normal	
	2	K36°D	76°KB	18°	Sol oblik normal	
	3	K41°D	58°KB	18°	Sol oblik normal	
12	1	K16°D	68°GD	136°	Sol oblik normal	
	2	K12°D	75°GD	138°	Sol oblik normal	
	3	K33°D	59°GD	29°	Sol oblik normal	
	4	K67°D	80°GD	53°	Sol oblik normal	
	5	K79°D	84GD	45°	Sol oblik normal	
	6	K63°D	67GD	16°	Sol oblik normal	
	7	K6°B	89°GB	19°	Sol oblik normal	
	8	K35°D	80°GD	42°	Sol oblik normal	
	9	K58°D	80°GD	42°	Sol oblik normal	
	10	K24°D	83°GD	158°	Sol oblik normal	
	11	K4°D	88°GD	172°	Sol oblik normal	
	12	K46°B	86°GB	160°	Sol oblik normal	
	13	K2°D	58°KB	5°	Sol oblik normal	
	14	K60°D	71°GD	45°	Sol oblik normal	

(devam ediyor)

İstasyon	No	Doğrultu	Eğim	Sapma Açısı (0-180)	Faylanma Türü	Asal Gerilme Eksenleri
13	1	K40°D	60°GD	111°	Sol oblik normal	$\sigma_1=211^\circ/74^\circ$ $\sigma_2=355^\circ/17^\circ$ $\sigma_3=86^\circ/10^\circ$
	2	K7°D	80°GD	62°	Sol oblik normal	
	3	K65°D	80°KB	43°	Sol oblik normal	
	4	K30°D	80°GD	55°	Sol oblik normal	
	5	K38°D	80°KB	58°	Sol oblik normal	
	6	K86°D	80°KB	144°	Sol oblik normal	
	7	K13°D	78°GD	18°	Sol oblik normal	
	8	K37°D	63°GD	30°	Sol oblik normal	
	9	K88°D	82°GD	32°	Sol oblik normal	
	10	K88°D	66°GD	30°	Sol oblik normal	
	11	K81°D	79°GD	35°	Sol oblik normal	
	12	K2°B	74°GB	9°	Sol oblik normal	
	13	K25°D	60°GD	12°	Sol oblik normal	
	14	K42°D	80°GD	30°	Sol oblik normal	
14	1	K60°D	74°KB	174°	Sol oblik normal	$\sigma_1=73^\circ/68^\circ$ $\sigma_2=303^\circ/12^\circ$ $\sigma_3=208^\circ/16^\circ$
	2	K50°D	75°KB	30°	Sol oblik normal	
	3	K44°D	86°KB	160°	Sol oblik normal	
15	1	K47°D	68°KB	108°	Sol oblik normal	
	2	K64°D	70°GB	110°	Sol oblik normal	
16	3	K-G	65°B	80°	Sol oblik normal	
	4	K55°D	61°KB	155°	Sol oblik normal	
	5	K51°D	73°KB	160°	Sol oblik normal	
	1	K-G	80°B	135°	Sol oblik normal	
	2	K28°D	87°KB	80°	Sol oblik normal	
	3	K30°B	85°KD	99°	Sol oblik normal	
17	4	K18°D	70°GD	68°	Sol oblik normal	
	5	K45°B	83°GB	120°	Sol oblik normal	
	6	D-B	65°G	105°	Sol oblik normal	
	1	K24°D	83°GD	90°	Normal	
	2	K10°B	70°GB	90°	Normal	
	3	K46°D	73°GD	90°	Normal	
	4	K69°D	81°KB	90°	Normal	
	5	K20°D	59°KB	90°	Normal	
	6	K55°D	61°KB	90°	Normal	
	7	K24°D	83°GD	90°	Normal	
	8	K35°D	87°GD	90°	Normal	
	9	K42°D	42°KB	90°	Normal	
10	K21°D	60°KB	90°	Normal		
11	K40°D	34°KB	90°	Normal		
12	K20°D	43°GD	90°	Normal		
18	1	K50°D	76°GD	90°	Normal	$\sigma_1=249^\circ/82^\circ$ $\sigma_2=20^\circ/5^\circ$ $\sigma_3=114^\circ/6^\circ$
	2	K7°B	73°KD	90°	Normal	
	3	K18°D	70°GD	90°	Normal	
	4	K12°D	60°KD	90°	Normal	
	5	K20°D	48°KB	90°	Normal	
	6	K14°D	50°KB	90°	Normal	
	7	K2°B	41°GB	90°	Normal	
	8	K43°D	40°GD	90°	Normal	
	9	K45°D	42°GD	90°	Normal	
	10	K75°D	53°KB	90°	Normal	
19	1	K-G	65°B	90°	Normal	$\sigma_1=46^\circ/68^\circ$ $\sigma_2=137^\circ/0^\circ$ $\sigma_3=227^\circ/21^\circ$
	2	K65°D	69°KB	90°	Normal	
	3	K10°D	70°GB	90°	Normal	
	4	K80°B	81°GB	90°	Normal	
	5	K-G	65°B	90°	Normal	
	6	K20°B	65°GB	90°	Normal	
	7	K68°D	81°GB	90°	Normal	

(devam ediyor)

İstasyon	No	Doğrultu	Eğim	Sapma Açısı (0-180)	Faylanma Türü	Asal Gerilme Eksenleri
19	8	K40°D	34°KB	90°	Normal	
	9	D-B	65°G	90°	Normal	
20	1	K49°D	35°KB	90°	Normal	
	2	K2°D	88°KB	90°	Normal	
21	1	K7D	40KB	75°	Sol oblik normal	
22	1	K17°D	38°GD	78	Sol oblik normal	
	2	K38°D	70°GD	59°	Sol oblik normal	
23	1	K20°D	50°KB	77°	Sol oblik normal	
	2	K84°D	62°KB	39°	Sol oblik normal	$\sigma_1=190^\circ/85^\circ$
24	3	K88°D	59°KB	38°	Sol oblik normal	$\sigma_2=4^\circ/5^\circ$
	4	K45°D	58°KB	49°	Sol oblik normal	$\sigma_3=94^\circ/1^\circ$
	5	K45°D	58°KB	90°	Normal	$\Phi:0,71$
	1	K30°D	87°GD	36°	Sol oblik normal	
	2	K36°D	50°GD	69°	Sol oblik normal	
25	3	K46°D	74°GD	68°	Sol oblik normal	
	4	K7°D	86°GD	78°	Sol oblik normal	
	1	K39°D	64°KB	29°	Sol oblik normal	
	2	K24°D	71°KB	12°	Sol oblik normal	
26	3	K2°B	75°GB	69°	Sol oblik normal	
	4	K6°D	65°KB	34°	Sol oblik normal	
	1	K15°D	62°KB	14°	Sol oblik normal	
	2	K4°D	75°KB	42°	Sol oblik normal	$\sigma_1=160^\circ/29^\circ$
27	3	K15°D	75°KB	42°	Sol oblik normal	$\sigma_2=343^\circ/60^\circ$
	1	K25°D	81°KB	16°	Sol oblik normal	$\sigma_3=251^\circ/2^\circ$
	2	K34°D	64°KB	15°	Sol oblik normal	$\Phi:0,58$
	3	K28°D	68°KB	25°	Sol oblik normal	
28	4	K30°D	70°KB	17°	Sol oblik normal	
	1	K16°D	68°GD	136°	Sol oblik normal	
	2	K20°D	60°KB	60°	Sol oblik normal	
	3	K21°D	75°KB	39°	Sol oblik normal	
	4	K33°D	59°KB	30°	Sol oblik normal	
	5	K29°D	72°KB	56°	Sol oblik normal	
	6	K20°B	50°GB	65°	Sol oblik normal	
	7	K2°B	72°KD	56°	Sol oblik normal	
	8	K35°D	80°GD	43°	Sol oblik normal	
	9	K63°D	67°GD	16°	Sol oblik normal	
	10	K84°B	75°KD	6°	Sol oblik normal	
	11	K45°B	72°KD	124°	Sol oblik normal	
	12	K2°B	41°KD	58°	Sol oblik normal	
	13	K6°B	89°GB	19°	Sol oblik normal	$\sigma_1=159^\circ/81^\circ$
	14	K6°B	66°GB	116°	Sol oblik normal	$\sigma_2=24^\circ/6^\circ$
	15	K12°D	75°GD	138°	Sol oblik normal	$\sigma_3=293^\circ/6^\circ$
	16	K14°D	82°GD	129°	Sol oblik normal	
	17	K39°D	74°KB	40°	Sol oblik normal	
	18	K10°D	62°KB	143°	Sol oblik normal	
	19	K80°D	40°KB	164°	Sol oblik normal	
	20	K60°D	88°KB	2°	Sol oblik normal	
	21	K43°D	78°KB	177°	Sol oblik normal	
	22	K48°D	80°KB	2°	Sol oblik normal	
	24	K24°D	83°GD	158°	Sol oblik normal	
	25	K60°D	74°KB	174°	Sol oblik normal	
	26	K50°D	75°KB	30°	Sol oblik normal	
	27	K44°D	86°KB	160°	Sol oblik normal	
	28	K47°D	68°KB	108°	Sol oblik normal	
	29	K45°D	71°KB	70°	Sol oblik normal	

(devam ediyor)

İstasyon	No	Doğrultu	Eğim	Sapma Açısı (0°-180°)	Faylanma Türü	Asal Gerilme Eksenleri
29	30	K66°D	58°KB	74°	Sol oblik normal	
	31	K69°D	81°KB	49°	Sol oblik normal	
30	32	K44°D	78°KB	70°	Sol oblik normal	
	33	K20°D	58°KB	75°	Sol oblik normal	
	34	K64°B	70°GB	110°	Sol oblik normal	
	35	K-G	65°B	80°	Sol oblik normal	
	36	K55°D	61°KB	155°	Sol oblik normal	
	37	K67°D	83°KB	150°	Sol oblik normal	
	38	K51°D	73°KB	160°	Sol oblik normal	
	39	K-G	80°B	135°	Sol oblik normal	
	40	K10B	80KD	55°	Sol oblik normal	
	41	K35°D	87°GD	105°	Sol oblik normal	
	42	K-G	90°D	30°	Sol oblik normal	
	43	K1°D	79°KB	100°	Sol oblik normal	
	44	K2°B	71°GB	94°	Sol oblik normal	
	45	K24°D	64°KB	110°	Sol oblik normal	
	46	K20°D	52°KB	70°	Sol oblik normal	
	47	K60°D	71°GD	45°	Sol oblik normal	
	48	K55°D	73°KB	84°	Sol oblik normal	
	49	K21°D	60°GD	100°	Sol oblik normal	
	50	K10°D	70°GD	100°	Sol oblik normal	
	51	K45°B	83°GB	120°	Sol oblik normal	
52	K40°D	34°KB	108°	Sol oblik normal		
53	D-B	65°G	105°	Sol oblik normal		
54	K20°D	77°GD	100°	Sol oblik normal		
31	1	K88°D	66°KB	35°	Sol oblik normal	
	2	K81°D	79°KB	31°	Sol oblik normal	
	3	K2°B	74°GB	10°	Sol oblik normal	
	4	K-G	80°B	135°	Sol oblik normal	
	5	K20°B	65°GB	150°	Sol oblik normal	
	6	K5°B	64°GB	123°	Sol oblik normal	
	7	K30°B	48°GB	165°	Sol oblik normal	
	8	K28°D	87°KB	80°	Sol oblik normal	
	9	K30°B	85°KD	100°	Sol oblik normal	
	10	K2°D	89°GD	93°	Sol oblik normal	
	11	K7°B	73°KD	80°	Sol oblik normal	
	12	K12°D	84°GD	120°	Sol oblik normal	
	13	K18°D	70°GD	68°	Sol oblik normal	
	14	K2°D	87°GD	100°	Sol oblik normal	
	15	K12°D	60°KB	80°	Sol oblik normal	
	16	K13°D	52°KB	127°	Sol oblik normal	$\sigma_1=243^\circ/66^\circ$
	17	K20°D	48°KB	120°	Sol oblik normal	$\sigma_2=354^\circ/9^\circ$
	18	K14°D	50°KB	92°	Sol oblik normal	$\sigma_3=88^\circ/23^\circ$
	19	K2°B	41°GB	108°	Sol oblik normal	
	20	K10°B	42°GB	115°	Sol oblik normal	
32	1	K57°D	54°KB	170°	Sol oblik normal	
	2	K49°D	40°KB	180°	Sol oblik normal	
	3	K43°D	40°KB	125°	Sol oblik normal	
	4	K73°D	51°KB	180°	Sol oblik normal	
	5	K46°D	52°KB	94°	Sol oblik normal	
	6	K45°D	42°GD	91°	Sol oblik normal	
	7	K38°D	68°GD	100°	Sol oblik normal	
	8	K65°D	65°GD	70°	Sol oblik normal	
	9	D-B	65°K	92°	Sol oblik normal	
	10	K75°D	53°KB	91°	Sol oblik normal	
	11	K54°D	64°KB	72°	Sol oblik normal	
	12	K50°D	29°KB	95°	Sol oblik normal	

(devam ediyor)

İstasyon	No	Doğrultu	Eğim	Sapma Açısı (0°-180°)	Faylanma Türü	Asal Gerilme Eksenleri
32	13	K36°D	65°GD	63°	Sol oblik normal	
	14	K31°D	68°GD	95°	Sol oblik normal	
	15	K32°D	64°GD	110°	Sol oblik normal	
	16	K31°D	68°GD	118°	Sol oblik normal	
	17	K32°D	64°GD	123°	Sol oblik normal	
	18	K36°D	67°GD	107°	Sol oblik normal	
	19	K15°D	80°KB	167°	Sol oblik normal	
	20	K30°D	80°GD	55°	Sol oblik normal	
	21	K60°D	42°KB	56°	Sol oblik normal	
	22	K42°D	76°GD	77°	Sol oblik normal	
	23	K7°D	80°GD	63°	Sol oblik normal	
24	K75°D	55°KB	93°	Sol oblik normal		
33	1	K50°D	75°KB	30°	Sol oblik normal	
	2	K44°D	43°KB	160°	Sol oblik normal	
	3	K10°B	70°GB	78°	Sol oblik normal	
	4	K64°B	70°GB	110°	Sol oblik normal	
	5	K-G	65°B	80°	Sol oblik normal	
	6	K55°D	39°KB	155°	Sol oblik normal	
	7	K51°D	45°KB	160°	Sol oblik normal	$\sigma_1=91^\circ/62^\circ$
	8	K-G	80°B	135°	Sol oblik normal	$\sigma_2=306^\circ/23^\circ$ $\sigma_3=210^\circ/13^\circ$
34	1	K28°D	87°KB	79°	Sol oblik normal	
	2	K30°B	85°KD	99°	Sol oblik normal	
	3	K12°D	72°GD	25°	Sol oblik normal	
	4	K45°B	83°GB	120°	Sol oblik normal	
	5	K40°D	34°KB	108°	Sol oblik normal	
	6	D-B	65°G	105°	Sol oblik normal	
	7	K80°B	80°GB	59°	Sol oblik normal	
35	1	K24D	83°GD	90°	Normal	
	2	K10°B	70°GB	90°	Normal	
	3	K46°D	73°GD	90°	Normal	
	4	K69°D	81°KB	90°	Normal	
	5	K20°D	58°KB	90°	Normal	
	6	K55°D	61°KB	90°	Normal	
	7	K35°D	87°KB	90°	Normal	
	8	K42°D	42°KB	90°	Normal	
	9	K21°D	60°GD	90°	Normal	
	10	K40°D	34°KB	90°	Normal	
	11	K20°D	43°GD	90°	Normal	$\sigma_1=284^\circ/85^\circ$
	12	K28°D	55°GD	90°	Normal	$\sigma_2=38^\circ/2^\circ$
	13	K32°D	62°GD	90°	Normal	$\sigma_3=128^\circ/4^\circ$
	14	K35°D	53°GD	90°	Normal	
	15	K42°D	67°GD	90°	Normal	
	16	K48°D	38°GD	90°	Normal	
	17	K50°D	45°KB	90°	Normal	
	18	K40°D	49°KB	90°	Normal	
	19	K58°D	76°KB	90°	Normal	
	20	K2°D	48°GD	90°	Normal	
	21	K89°D	49°GD	90°	Normal	
	22	K72°D	46°GD	90°	Normal	
36	1	K2°D	76°GD	90°	Normal	
	2	K7°B	73°KD	90°	Normal	
	3	K18°D	70°GD	90°	Normal	
	4	K12°D	60°KB	90°	Normal	
	5	K20°D	48°KB	90°	Normal	
	6	K14°D	50°KB	90°	Normal	
	7	K2°B	41°GB	90°	Normal	
	8	K43°D	40°KB	90°	Normal	

(devam ediyor)

İstasyon	No	Doğrultu	Eğim	Sapma Açısı (0°-180°)	Faylanma Türü	Asal Gerilme Eksenleri
37	1	K45°D	42°GD	90°	Normal	$\sigma_1=261^\circ/82^\circ$ $\sigma_2=21^\circ/4^\circ$ $\sigma_3=111^\circ/6^\circ$
	2	K75°D	53°KB	90°	Normal	
	3	K15°B	71°GB	90°	Normal	
	4	K42°D	80°GB	90°	Normal	
	5	K3°D	72°GD	90°	Normal	
	6	K40°D	60°GD	90°	Normal	
	7	K36°D	65°GD	90°	Normal	
	8	K36°D	67°GD	90°	Normal	
	9	K7°D	80°GD	90°	Normal	
	10	K65°D	80°GD	90°	Normal	
	11	K30°D	80°GD	90°	Normal	
	12	K38°D	66°KB	90°	Normal	
	13	K84°D	80°KB	90°	Normal	
38	1	K13°D	78°KB	90°	Normal	
	2	K42°D	76°GD	90°	Normal	
	3	K37°D	63°KB	90°	Normal	
	4	K3°D	65°GD	90°	Normal	
	5	K8°D	87°GD	90°	Normal	
	6	K18D	56GD	90°	Normal	
	7	K23°D	46°KB	90°	Normal	
	8	K9°D	65°KB	90°	Normal	
	9	K85°B	42°GB	90°	Normal	
39	1	K-G	65°B	90°	Normal	
	2	K-G	80°B	90°	Normal	
	3	D-B	65°G	90°	Normal	
40	1	80°B	80°GB	90°	Normal	$\sigma_1=44^\circ/67^\circ$ $\sigma_2=131^\circ/2^\circ$ $\sigma_3=224^\circ/22^\circ$
	2	K12°B	61°GB	90°	Normal	
	3	K88°D	63°GD	90°	Normal	
	4	K65°D	48°KB	90°	Normal	
	5	K80°B	70°GB	90°	Normal	
	6	K-G	65°B	90°	Normal	
	7	K20°B	65°GB	90°	Normal	
	8	K68°B	81°GB	90°	Normal	
	9	K40°D	34°KB	90°	Normal	
	10	K85°B	65°GB	90°	Normal	

Tablo 2: İnceleme alanında 1900-2016 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin dağılımı ($M_s \geq 4$)
(Deprem verileri, Kandilli Rasathanesi'nden alınmıştır).

Tarih	Saat (GMT)	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklik M_s	Yer
29.10.2007	09:23	37.01	29.25	5	5.1	EMECİK-ÇAMELİ
27.07.1991	14:43	37.30	29.74	1	4.2	YUVALAK-TEFENNİ
27.07.1991	11:38	37.26	29.70	24	4.6	BEYKÖY-TEFENNİ
16.01.1991	17:08	37.10	29.49	14	4.0	EVCİLER-GÖLHİSAR
15.01.1991	21:01	37.12	29.48	1	5.3	GÖLHİSAR
13.01.1991	05:11	37.12	29.55	6	4.9	KARAPINAR-GÖLHİSAR
21.11.1990	14:02	37.00	29.58	20	5.0	ALTINYAYLA
03.09.1990	07:56	37.08	29.61	19	4.0	HİSARARDI-GÖLHİSAR
03.09.1990	00:04	37.04	29.53	20	4.5	EVCİLER-GÖLHİSAR
20.08.1990	22:55	37.00	29.59	36	4.4	ALTINYAYLA
02.08.1990	19:12	37.00	29.53	13	4.3	ÇATAK-ALTINYAYLA
18.07.1990	14:56	37.06	29.54	20	4.0	EVCİLER-GÖLHİSAR
18.07.1990	11:29	37.00	29.57	26	5.1	ALTINYAYLA
24.03.1983	10:55	37.11	29.35	10	4.6	BELEVİ-ÇAMELİ
22.03.1983	11:19	37.01	29.24	10	4.4	EMECİK-ÇAMELİ
22.12.1977	08:34	37.29	29.92	0	4.2	KAYALIKÖY-KARAMANLI
10.02.1974	04:11	37.46	29.68	10	4.7	NİYAZLAR-YEŞİLOVA
05.02.1974	18:23	37.33	29.68	5	4.8	BELKAYA-TEFENNİ
26.01.1974	05:49	37.25	29.60	34	4.2	KÜÇÜKALAN-ÇAVDIR
26.01.1974	05:19	37.41	29.74	21	4.5	DEREKÖY-KARAMANLI
08.12.1973	19:40	37.32	29.75	17	4.8	TEFENNİ
12.03.1973	08:31	37.44	29.79	28	4.3	ÇALTEPE-YEŞİLOVA
21.09.1971	16:48	37.27	30.17	42	5.1	YEŞİLYAYLA-KORKUTELİ
09.09.1971	15:10	37.34	30.18	49	5.5	AKÇAÖREN-KEMER
19.06.1971	00:27	37.16	29.64	34	5.0	KAYACIK-ÇAVDIR
09.06.1971	02:57	37.46	29.85	12	4.5	BEDİRLİ-YEŞİLOVA
08.06.1971	16:59	37.48	29.81	21	5.0	BEDİRLİ-YEŞİLOVA
24.05.1971	11:17	37.48	29.89	2	4.7	BAŞKUYU-YEŞİLOVA
23.05.1971	20:11	37.48	29.95	35	5.0	MÜRSELLER-KARAMANLI
18.05.1971	02:03	37.48	29.91	33	4.8	BAŞKUYU-YEŞİLOVA
13.05.1971	04:45	37.49	29.78	23	5.1	YEŞİLOVA
12.05.1971	19:02	37.49	29.70	40	4.8	NİYAZLAR-YEŞİLOVA
12.05.1971	17:48	37.50	29.57	49	4.7	GÜNEY-YEŞİLOVA
12.05.1971	14:23	37.51	29.62	19	4.4	SALDA-YEŞİLOVA
12.05.1971	10:10	37.51	29.71	29	5.4	KAYADİBİ-YEŞİLOVA
08.03.1971	22:44	37.49	29.84	36	5.0	ÇUVALLI-YEŞİLOVA
26.02.1971	11:54	37.49	29.83	34	4.9	BAYIRBAŞI-YEŞİLOVA
13.03.1968	02:26	37.27	29.67	10	4.5	BEYKÖY-TEFENNİ
29.03.1966	18:41	37.00	29.60	5	5.0	ALTINYAYLA
12.06.1964	07:46	37.34	29.93	5	4.8	KAYALIKÖY-KARAMANLI
30.01.1964	17:52	37.40	29.70	30	4.5	SAZAK-TEFENNİ
30.01.1964	17:45	37.41	29.89	59	5.7	KAĞILCIK-KARAMANLI
22.11.1963	20:26	37.07	29.68	60	4.9	KOZAĞACI-ÇAVDIR
25.08.1954	02:01	37.29	29.96	40	5.2	KAYALIKÖY-KARAMANLI
08.04.1954	04:18	37.27	29.53	10	4.9	ÇAMKÖY-GÖLHİSAR
03.03.1926	06:58	37.00	29.40	30	5.3	İBECİK-GÖLHİSAR
01.03.1926	20:02	37.03	29.43	50	6.1	AYVACIK-ÇAMELİ

EKLER DİZİNİ