

**AKSU (ANTALYA) MİYOSEN HAVZASI'NIN JEOLJİK
EVRİMİ**

**GEOLOGICAL EVOLUTION OF THE AKSU (ANTALYA)
MIOCENE BASIN**

Serkan ÜNER

**Hacettepe Üniversitesi
Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliğinin
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı İçin Öngördüğü
DOKTORA TEZİ
Olarak Hazırlanmıştır.**

2009

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'ne,

Bu çalışma jürimiz tarafından **JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI** 'nda **DOKTORA TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Başkan

:
(Prof. Dr. Ergun GÖKTEN)



Üye (Danışman)

:
(Prof. Dr. Kadir DİRİK)



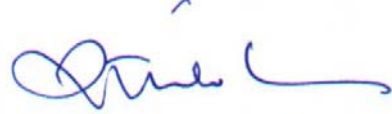
Üye

:
(Prof. Dr. Erdin BOZKURT)



Üye

:
(Prof. Dr. Attila ÇİNER)



Üye

:
(Doç. Dr. İsmail Ömer YILMAZ)



ONAY

Bu tez/...../..... tarihinde Enstitü Yönetim Kurulunca kabul edilmiştir.

Prof.Dr. Erdem YAZGAN
FEN BİLİMLERİ ENSTITÜSÜ MÜDÜRÜ

Aksu (Antalya) Miyosen Havzası'nın Jeolojik Evrimi

Serkan ÜNER

ÖZ

Aksu Havzası kuzeybatısında bulunan Likya Napları'nın sıkıştırma hareketine bağlı olarak oluşmuş bir önülke havzasıdır. Havza Miyosen ve sonrasında Afrika–Avrasya sıkışma zonunda gelişen tektonizmadan ve bölgeyi etkileyen büyük ölçekli deniz seviyesi oynamalarından önemli şekilde etkilenir. Bu ortamda oluşan ve deformasyona uğrayan Aksu Havzası'nın oluşumundan günümüze jeolojik evriminin açıklanması bu çalışmanın amacını oluşturur.

Aksu Havzası'nda Bey Dağları Karbonat Platformu, Antalya Napları, Likya Napları ve Alanya Metamorfik Masifi'ne ait temel kayalar üzerine Orta Miyosen ve daha genç yaşlı kırıntılılar ve karbonat kayalar uyumsuz olarak gelir. Havzada Pliyosen'e kadar yelpaze deltasına ait sığ denizel çökeller gözlenirken, Pliyosen sonrası karasal çökellerle temsil edilir.

Afrika-Avrasya levha sınırında meydana gelen dalma-batma ve buna bağlı olarak gelişen Anadolu levhasının batıya hareketi etkisiyle Aksu Havzası ve yakın çevresi önemli şekilde deformasyona uğrar. Bu tektonik hareketlilik araldanmalı olarak gelişen iki sıkışma ve iki açılma rejimi ile açıklanabilir.

Havzanın oluşumunda etkili olan ve Likya Napları'nın GD yönlü yerleşimi ile oluşan KB–GD doğrultulu sıkışma rejimi Langiyen'de sona erer. Sığ denizel koşulların hüküm sürdüğü bu dönemde havzada yalnızca Karpuzçay Formasyonu'na ait birimler ve yelpaze deltası özelliğindeki Karadağ çakıltaşları bulunur. Bu rejim Serravaliyen'de yerini dalma-batma zonundaki hareketliliğe bağlı olarak gelişen KB–GD doğrultulu açılma rejimine bırakır. Bu dönemde etkili olan genişleme ile Karadağ yelpaze deltası, kaynağı olan Bey Dağları'ndan ayrılır ve oluşan çöküntü alana Kargı yelpaze deltasına ait çökeller depolanır. Aksu Formasyonu'na ait yelpaze deltası özelliğindeki Kapıkaya, Kozan ve Bucak

çakıltaşları da bu dönemde çökler. Genişleme evresi sonunda “Mesiniyen Krizi” olarak isimlendirilen ve tüm Akdeniz’i etkileyen büyük ölçekli deniz seviyesi alçalması ile havza denizel ortamdan karasal ortama geçiş yapar. KB–GD açılma rejimi Mesiniyen sonunda yerini KD–GB doğrultulu sıkışma rejimine (Aksu Fazı) bırakır. Bu dönemde deniz seviyesinin yeniden yükselmesi ile havzanın güneyinde sığ denizel süreçler hakim olurken, havzanın kuzeyi kara olarak kalır. Havza güneyinde resifal özellikteki Gebiz kireçtaşları ve Yenimahalle Formasyonu’na ait sığ denizel birimler, kuzeyinde ise Alakilise Formasyonu’na ait gölsel çökeller depolanır. Havzada önemli deformasyona sebep olan KD–GB doğrultulu sıkışma rejimi Geç Pliyosen’de yerini KD–GB doğrultulu açılma rejimine bırakır. Pliyosen’de deniz havzadan tamamen çekilir ve havzanın tümünde karasal süreçler hakim olur. Bu dönemde havzanın farklı yerlerinde geniş yayımlı gölsel travertenler çökler. Bölgedeki son tektonik rejim KD–GB doğrultulu açılma ile temsil edilir.

Anahtar Sözcükler: Aksu Havzası, Isparta Açısı, önülke havzası, tektonizma, deformasyon

Geological Evolution of the Aksu (Antalya) Miocene Basin

Serkan ÜNER

ABSTRACT

Aksu Basin is a foreland basin generated due to the contractional movement of the Lycian Nappes. This basin affected by the tectonic activity of the African-Eurasian compressional zone and the big scaled sea level fluctuations from the Middle Miocene to Recent. The aim of this research is to understand the formation and geological evolution of the Aksu Basin in this tectonically active region.

Stratigraphy of the Aksu Basin which represented with Middle Miocene and younger clastic rocks and carbonates unconformably overlie the Bey Dağları Platform Carbonates, Antalya Nappes, Lycian Nappes and Alanya Metamorphic Massif. Until the Pliocene the basin was represented by fan-deltaic shallow marine deposits and later by terrestrial deposits.

Aksu Basin and surrounding regions were largely deformed by the subduction along African-Eurasian plate boundary and westward movement of the Anatolian block. This tectonic is manifested by two compressional and two extensional regimes based on the results obtained from kinematic analyses.

The movement of Lycian Nappes created a NW–SE contractional regime that lasted in Langhian. In this period, Karpuzçay Formation and fan deltaic Karadağ conglomerates were deposited in shallow marine conditions. The contractional regime is followed by NW–SE extension which was related to the activity of subduction zone. This extension separated the Karadağ conglomerates from Bey Dağları Platform Carbonates and fan deltaic Kargı conglomerates are deposited within this depression. Additionally fan deltaic Kapıkaya, Kozan and Bucak conglomerates are also accumulated in the same time period. At the end of this extension period, the environmental conditions changed from shallow marine to terrestrial because of the big scaled sea level fluctuations called Messinian crisis,

which affected the whole Mediterranean region. The NW–SE extension regime is followed by NE–SW contractional regime (Aksu Phase). Sea level raise took place in the southern part of the basin and reefal Gebiz limestones and Yenimahalle Formation were deposited in this shallow marine conditions. The northern part of the basin were preserved as terrestrial and Alakilise Formation deposited. The neotectonic period has begun at Late Pliocene and characterised by NE–SW extension. In this period terrestrial conditions took place in the whole basin. After the Pliocene regression, terrestrial processes dominated the entire basin. In this period, widespread lacustrine travertines are deposited in the different areas of the basin.

Key Words: Aksu Basin, Isparta Angle, foreland basin, tectonism, deformation

TEŞEKKÜR

Bu çalışma, Hacettepe Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Birimi'nin 05D09602001 numaralı ve "Aksu (Antalya) Miyosen Havzası'nın Tektono-Sedimanter Evrimi" isimli projesi tarafından desteklenmiştir.

Öncelikle tezimin her aşamasındaki yardım, eleştiri ve desteklerinden dolayı danışmanım Prof. Dr. Kadir DİRİK'e,

Doktora tez çalışmamın ilk yıllarında danışmanım, sonrasında ise görüş ve eleştirileriyle hep destek olarak yanımda olan Prof. Dr. Attila ÇİNER'e

Tez izleme toplantılarında değerli görüş ve katkılarıyla tezimin şekillenmesine yardımcı olan Prof. Dr. Erdin BOZKURT ve Doç. Dr. İsmail Ömer YILMAZ'a,

Arazi çalışmalarım sırasında her türlü yardımlarından dolayı Yrd. Doç. Dr. Mustafa KARABIYIKOĞLU, Araş. Gör. Dr. Erman ÖZSAYIN ve Araş. Gör. Alkor KUTLUAY'a,

Desteklerinden ötürü Elektrik Üretim A.Ş. Karacaören HES İşletme Müdürü Sayın Bülent ÜNAL ve tüm işletme personeline,

Anlayış ve destekleri için eşim Tijen ÜNER ve kızım Zeynep ÜNER'e,

Teşekkürlerimi sunarım.

Serkan ÜNER

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

	Sayfa no
ÖZ.....	iii
ABSTRACT.....	v
TEŞEKKÜR.....	vii
İÇİNDEKİLER DİZİNİ.....	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	x
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xv
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışma Bölgesinin Tanıtılması.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	1
1.3. Çalışma Yöntemleri.....	3
1.4. Önceki Çalışmalar.....	3
2. BÖLGESEL JEOLJİ.....	15
3. STRATİGRAFİ.....	18
3.1. Temel Kayaçlar.....	18
3.1.1. Bey Dağları Karbonat Platformu.....	18
3.1.2. Antalya Napları.....	19
3.1.3. Likya Napları.....	21
3.1.4. Alanya Metamorfik Masifi.....	22
3.2. Havza Dolgusunu Oluşturan Kayaçlar.....	23
3.2.1. Karpuzçay Formasyonu.....	23
3.2.2. Aksu Formasyonu.....	26
3.2.3. Eskiköy Formasyonu.....	28
3.2.4. Gebiz kireçtaşları.....	29
3.2.5. Yenimahalle Formasyonu.....	29
3.2.6. Alakiilise Formasyonu.....	31
3.2.7. Traverten.....	32
3.2.7.1. Antalya Tufası.....	32
3.2.7.2. Kocaaliler-Karacaören travertenleri.....	32

İÇİNDEKİLER DİZİNİ (devam ediyor)

sayfa

3.2.8. Alüvyon.....	32
4. SEDİMANTOLOJİ.....	35
4.1. Fasiyes analizi.....	36
4.1.1. Kargı çakıldaşları'nın fasiyes özellikleri.....	36
4.2. Aksu Formasyonu'na ait çakıl analizi.....	44
4.2.1. Kapıkaya çakıldaşları.....	44
4.2.2. Karadağ çakıldaşları.....	47
4.2.3. Kargı çakıldaşları.....	48
4.2.4. Kozan çakıldaşları.....	50
4.2.5. Bucak çakıldaşları.....	51
4.3. Paleoakıntı Yönü Analizleri.....	53
5. YAPISAL JEOLJİ.....	59
5.1. Aksu Havzası'nı Denetleyen Faylar.....	59
5.1.1. Normal Faylar.....	59
5.1.1.1. Kargı Fay Seti.....	59
5.1.1.2. Karacaören Fayı.....	62
5.1.2. Bindirme Fayı.....	63
5.1.2.1. Aksu Bindirmesi.....	63
5.2. Kinematik Analizler.....	63
6. AKSU HAVZASI'NIN EVRİMİ.....	72
7. TARTIŞMA ve SONUÇLAR.....	83
8. KAYNAKLAR.....	86

ŞEKİLLER DİZİNİ

sayfa

Şekil 1.1.	Çalışma alanı ve yakın çevresini gösteren yer bulduru haritası.....	2
Şekil 2.1.	Türkiye ve yakın çevresinin ana neotektonik yapıları (Koçyiğit ve Özacar, 2003; Woodside vd., 2002; Zitter vd., 2003; Çiftçi, 2007; Özsayın, 2007)'dan alınmıştır.....	16
Şekil 2.2.	Isparta Açısı'nın oluşum evreleri (Kissel ve Poisson, 1987; Kissel vd., 1993; Morris ve Robertson, 1993; Piper vd., 2002)'den alınmıştır.....	17
Şekil 3.1.	Kargı Köyü batısında yeralan Bey Dağları Kireçtaşları'ndan alınan ve Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre istifışı olarak isimlendirilen kayaçların ince kesit görüntüsü.....	19
Şekil 3.2.	Bey Dağları ve Antalya Napları arasındaki yapısal ilişki: Ortaköy kuzeyi, (bakış yönü, Batı).....	20
Şekil 3.3.	Akbelenli Köyü batısından alınan ve Dunham (1962)'a göre kristalin karbonat olarak isimlendirilen kayaç (a) ile Hasgebe-Kozan köyleri güneyinden alınan ve Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre vaketaşı olarak isimlendirilen kayacın ince kesit görüntüsü.....	21
Şekil 3.4.	Aksu Havzası KB'sinde Aşağıçamova ve Harmancık köyleri civarında Likya Napları'ndan alınan ve Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre vaketaşı olarak isimlendirilen kayaçların ince kesit görüntüsü.....	22
Şekil 3.5.	Taşdibi Köyü doğusundan alınan Alanya Metamorfikleri'ne ait örneklerde gözlenen yüksek basınç–düşük sıcaklık metamorfizması ürünü glokofan (G) ve lavsonit (L) minerallerinin ince kesit görüntüsü, (a) tek nikol, (b) çift nikol.....	23
Şekil 3.6.	Aksu Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Poisson vd., 2003a; Karabıyıkoglu vd., 2004'den derlenmiştir).....	24
Şekil 3.7.	Aksu Havzası'nın jeoloji haritası.....	25

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

sayfa

Şekil 3.8.	Kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan Karpuzçay Formasyonu'na ait çökeller (Kargı Köyü kuzeybatısı) (a). Formasyonda gözlenen normal derecelenme (b), akıntı ripilları (c) ve kaval yapısı (d).....	26
Şekil 3.9.	Aşağıgökdere Köyü kuzeybatısında yüzeyleyen Aksu Formasyonu'na ait kalın tabakalı çakıltaşları (bakış yönü, Kuzeydoğu).....	27
Şekil 3.10.	Ortaköy kuzeyinde yüzeyleyen Eskiköy Formasyonu'na ait çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanması (bakış yönü, Kuzeydoğu).....	28
Şekil 3.11.	Resifal şelf karbonatları, biyoklastik kireçtaşları, marnlar ve kilitaşlarından oluşan Erken Pliyosen yaşlı Gebiz kireçtaşları (bakış yönü, Doğu).....	30
Şekil 3.12.	Mesiniyen krizi sırasında oluşan derin vadinin Yenimahalle Formasyonu'na ait birimlerce doldurulması (Hatıpler Köyü güneyi) (a); Yenimahalle Formasyonu'nda gözlenen pelesipoda fosilleri (b).....	30
Şekil 3.13.	Gebiz güneyinde gözlenen Alakilise Formasyonu'na ait çakıltaşları (a); Kocaaliler kuzeyinde gözlenen Alakilise Formasyonu'na ait gastropoda fosilli gösel marnlar (b).....	31
Şekil 3.14.	Aksu Havzası'nda Ortaköy'ün kuzeyinde ve güneyinde gözlenen, stratigrafik dizilimdeki farklılıklar.....	33
Şekil 4.1.	Miyosen ve sonrası dönemi gösteren, küresel ve bölgesel ölçekteki deniz seviyesi değişimleri (Robertson vd. 1991'den alınmıştır).....	35
Şekil 4.2.	Moloz akış süreçleri ile oluşan, matriks destekli kaba çakıl fasiyesinin (F1) genel görünümü.....	37
Şekil 4.3.	Dalga enerjisinin etkin olduğu sığ denizel ortamda çökelmiş, düşük açılı çapraz tabakalı kaba çakıl fasiyesinin (F2) genel görünümü.....	37

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

sayfa

Şekil 4.4.	Sualtı koşullarında gerçekleşen moloz akış süreçleri ile oluşan, matriks destekli ince çakıl-kum fasiyesinin (F3) genel görünümü.....	39
Şekil 4.5.	Yer yer çakıl mercekleri içeren laminalı ince kum-silt fasiyesinin (F4) genel görünümü.....	39
Şekil 4.6.	Düşük dalga enerjisinin hakim olduğu sığ denizel bir ortamda gelişen mercan resifi (F5).....	40
Şekil 4.7.	Durgun su koşullarının egemen olduğu lagün ortamında çökelmiş, fosilli silt-kil fasiyesi (F6).....	41
Şekil 4.8.	Kargı çakıltaşlarındaki fasiyesleri ve çökeltme ortamlarını gösteren ölçülü stratigrafik kesit.....	42
Şekil 4.9.	Kargı Tüneli doğusunda yer alan Kargı çakıltaşlarının (A) arazi görüntüsü; (B) işlenmiş şematik görüntüsü (bakış yönü, Doğu)	43
Şekil 4.10.	Kumtaşı (Km) ve kireçtaşı (Kçt) çakıllarından oluşan Kapıkaya çakıltaşlarının (batı) arazi görüntüsü (Harmancık Köyü güneyi).....	45
Şekil 4.11.	Kapıkaya çakıltaşlarının batı kesiminden alınan ve (Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre vaketaşı olarak isimlendirilen kireçtaşı çakıllarının incekesit görüntüsü.....	45
Şekil 4.12.	Kireçtaşı (Kçt) ve ofiyolit (Of) çakıllarından oluşan Kapıkaya çakıltaşlarının (doğu) arazi görüntüsü (Aşağıgökdere Köyü kuzeyi).....	46
Şekil 4.13.	Kapıkaya çakıltaşlarının doğu kesiminden alınan ve (Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre vaketaşı olarak isimlendirilen kireçtaşı çakıllarının incekesit görüntüsü.....	46
Şekil 4.14.	Kumtaşı (Km), kireçtaşı (Kçt) ve ofiyolit (Of) çakıllarından oluşan Karadağ çakıltaşlarının arazi görüntüsü (Karacaören Barajı doğusu).....	47

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

sayfa

Şekil 4.15.	Karadağ çakıldaşlarından alınan iki farklı kireçtaşı çakılından; istiftaşı (Dunham (1962) ve Wright (1992)) (a) ve vaketaşı (Dunham (1962) ve Wright (1992)) (b) olarak isimlendirilen çakılların ince kesit görüntüsü.....	48
Şekil 4.16.	Kireçtaşı (Kçt) ve ofiyolit (Of) çakıllarından oluşan Kargı çakıldaşlarının arazi görüntüsü (Kargı Köyü güneyi).....	49
Şekil 4.17.	Kargı çakıldaşlarından alınan iki farklı kireçtaşı çakılından; kristalin karbonat (Dunham (1962) (a) ve istiftaşı (Dunham (1962) ve Wright (1992)) (b) olarak isimlendirilen çakılların ince kesit görüntüsü.....	49
Şekil 4.18.	Kumtaşı (Km), kireçtaşı (Kçt) ve ofiyolit (Of) çakıllarından oluşan Kozan çakıldaşlarının arazi görüntüsü (Hasgebe Köyü güneyi).....	50
Şekil 4.19.	Kozan çakıldaşlarından alınan ve (Dunham (1962) ve Wright (1992))'a göre vaketaşı olarak isimlendirilen kireçtaşı çakıllarının tek nikol (a) ve çift nikol (b) ince kesit görüntüsü..	51
Şekil 4.20.	Kumtaşı (Km), kireçtaşı (Kçt), çakıldaş (Çt) ve traverten (Tr) çakıllarından oluşan Bucak çakıldaşlarının arazi görüntüsü (Kocaaliler Köyü doğusu).....	52
Şekil 4.21.	Bucak çakıldaşlarından alınan ve (Dunham (1962) ve Wright (1992))'a göre istiftaşı olarak isimlendirilen kireçtaşı çakılının tek nikol (a) ve çift nikol (b) ince kesit görüntüsü.....	52
Şekil 4.22.	Karpuzçay Formasyonu'na ait devrik kumtaşlarında gözlenen kaval yapıları (Kozan Kasabası güneyi).....	54
Şekil 4.23.	Eskiköy Formasyonu'na ait çakıldaşlarında gözlenen düzlemsel çapraz tabakalar (Eskiköy doğusu).....	55
Şekil 4.24.	Aşağıgökdere Köyü kuzeybatısında Karpuzçay Formasyonu'na ait birimlerde gözlenen dil şekilli (linguoid) ripilları.....	56
Şekil 4.25.	Karacaören Köyü güneydoğusunda Karadağ çakıldaşlarında gözlenen biniklenme.....	56

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

sayfa

Şekil 4.26.	Aksu Havzası çökel dolgusunu oluşturan kırıntılı kayalardan elde edilen paleoakıntı yönleri ve çakıl türleri.....	58
Şekil 5.1.	Kargı Fay Seti'nin (KFS) ve Karacaören Fayı'nın (KF) yerini ve çevre kayalarla ilişkisini gösteren jeoloji haritası (AB: Aksu Bindirmesi).....	60
Şekil 5.2.	Antalya Napları ile Kargı çakıltaşları arasında gözlenen Kargı Fay Seti'nin batı kesimine ait; (a) arazi görüntüsü (bakış yönü, Batı); (b) fay çizikleri (Kargı Köyü KB'si).....	61
Şekil 5.3.	Kargı Fay Seti'nin batı kesimine ait düzlem üzerinde gözlenen biri sıkışma diğeri genişleme ürünü fay çizikleri (Eskiköy kuzeyi).....	61
Şekil 5.4.	Karacaören fayına ait düzlem üzerinde gözlenen biri sıkışma diğeri genişleme ürünü fay çizikleri.....	62
Şekil 5.5.	Aksu Havzası doğu sınırında Kozan kuzeyinde Karpuzçay Formasyonu ile Antalya Napları arasında gözlenen bindirme fayı (bakış yönü, Kuzeybatı).....	63
Şekil 5.6.	Isparta Açısı içerisinde farklı araştırmacılar tarafından yapılan kinematik analiz sonuçları (Verhaert vd. 2006'den alınmıştır).....	64
Şekil 5.7.	Aksu Havzası'nda KD-GB açılma rejimi ürünü fayların gözlendiği lokasyonlar ile fay düzlemleri ve çiziklerinin Schmidt açısı eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi.....	66
Şekil 5.8.	Antalya Travertenleri'nde gözlenen fay düzlemleri ve çiziklerinin Schmidt açısı eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi.....	67
Şekil 5.9.	Aksu Havzası'nda KB-GD açılma rejimi ürünü fayların gözlendiği lokasyonlar ile fay düzlemleri ve çiziklerinin Schmidt açısı eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi.....	68
Şekil 5.10.	Aksu Havzası'nda KD-GB sıkışma rejimi ürünü fayların gözlendiği lokasyonlar ile fay düzlemleri ve çiziklerinin Schmidt açısı eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi.....	69

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

sayfa

Şekil 5.11.	Antalya Napları'na ait serpantinit ve radyolaritlere bindirmiş konumda gözlenen Eskiköy Formasyonu çakıltaşları.....	70
Şekil 5.12.	Aksu Havzası'nda KB-GD sıkışma rejimi ürünü fayların gözleendiği lokasyonlar ile fay düzlemleri ve çiziklerinin Schmidt açığı eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi.....	71
Şekil 6.1.	Likya Napları'nın hareketine bağlı olarak oluşan Aksu Havzası'nın ilksel paleomorfolojisi.....	73
Şekil 6.2.	Serravaliyen öncesinde Aksu Havzası'nda depolanan birimleri ve havzayı etkileyen fayları gösteren şematik blok diyagram.....	74
Şekil 6.3.	Karadağ ve Kargı çakıltaşlarının konumu, çakıl analizi ve paleoakıntı yönlerini gösteren harita.....	75
Şekil 6.4.	Kargı çakıltaşlarında gözlenen sedimantasyon ile eş zamanlı gelişmiş normal fayların arazi görüntüsü (a); işlenmiş yakın plan görüntüsü (b).....	76
Şekil 6.5.	Serravaliyen-Mesiniyen aralığında Aksu Havzası'nda depolanan birimleri ve havzayı etkileyen fayları gösteren şematik blok diyagram.....	77
Şekil 6.6.	Havzada KD-GB sıkışma rejimi (Aksu Fazı) ile oluşan ters faylara ait örnekler; Karacaören Köyü kuzeybatısında Karpuzçay Formasyonu'na ait kumtaşları ile Bucak çakıltaşları arasınada gözlenen bindirme fayı(a); Karpuzçay Formasyonu'na ait kumtaşı-çamurtaşı araldanmasından oluşan birimlerde gözlenen ters fay (Elsazı Köyü güneybatısı)(b); bindirme fayları (Pazarkavak Köyü güneyi)(c); Çamlık Köyü doğusu(d).....	78
Şekil 6.7.	Kargı Köyü güneyinde 5 numaralı istasyonda, aynı düzlemde gözlenen iki ayrı doğrultudaki fay çizikleri (stereonetlerde kırmızı ile gösterilen veriler bu düzleme, diğerleri ise istasyonda ölçülen başka düzlemlere aittir).....	79

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

sayfa

Şekil 6.8.	Mesiniyen–Geç Pliyosen aralığında Aksu Havzası'nda depolanan birimleri ve havzayı etkileyen fayları gösteren şematik blok diyagram.....	80
Şekil 6.9.	Karacaören Köyü kuzeybatısında, 21 numaralı istasyonda gözlenen iki farklı deformasyon evresini gösteren fay düzlemleri (stereonetlerde kırmızı ile gösterilen veriler bu düzlemlere diğerleri ise istasyonda ölçülen başka düzlemlere aittir).....	81
Şekil 6.10.	Karacaören Köyü batısında, 17 numaralı istasyonda aynı düzlemde gözlenen iki ayrı doğrultudaki fay çizikleri (stereonetlerde kırmızı ile gösterilen veriler bu düzleme, diğerleri ise istasyonda ölçülen başka düzlemlere aittir).....	81
Şekil 6.11.	Geç Pliyosen'den günümüze Aksu Havzası'nda depolanan birimleri ve havzayı etkileyen fayları gösteren şematik blok diyagram.....	82

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 1.	Aksu Havzası'nda ölçülen paleoakıntı yönleri.....	100
Çizelge 2.	İnceleme alanında ölçülen fay düzlemi verileri ve kinematik analiz sonuçları.....	103

ÖZGEÇMİŞ

1. GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanının Tanıtılması

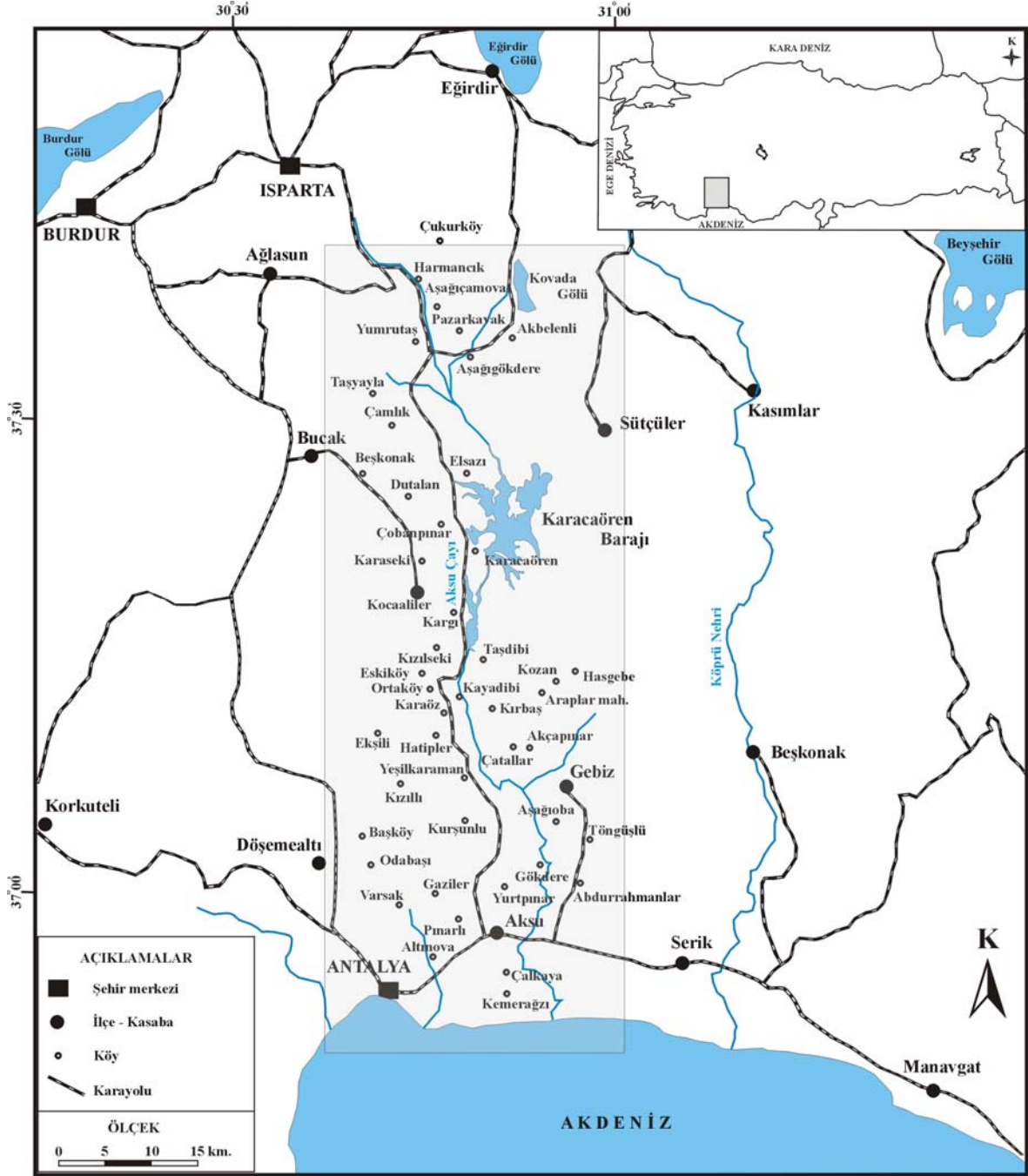
Çalışma alanı 30°30' - 31°00' doğu boylamları ile 36°45' - 37°45' kuzey enlemleri arasında yer alır. Güneyde Antalya Körfezi'nden başlayıp kuzeyde Isparta ili güneyine kadar devam eden çalışma alanı, batıda Burdur iline bağlı Bucak ilçesi, doğuda ise Isparta iline bağlı Sütçüler ilçesi ile sınırlıdır. Yaklaşık 2.000 km² büyüklüğündeki çalışma bölgesi 1/100.000 ölçekli Isparta M25, Isparta N25 ve Antalya O25 numaralı paftalar içerisinde kalır.

Çalışma alanındaki en önemli yerleşim yerleri Antalya şehir merkezi, Aksu ve Gebiz ilçeleri ile Burdur iline bağlı Bucak ve Isparta iline bağlı Sütçüler ilçesidir. Bunlar dışında çalışma alanı içerisinde; Harmancık, Yumrutaş, Akbelenli, Aşağıgökdere, Taşyayla, Çamlık, Elsazı, Beşkonak, Dutalan, Çobanpınar, Karaseki, Karacaören, Kocaaliler, Kızılseki, Kargı, Kozan, Hasgebe, Kayadibi, Karaöz, Kırbaş, Akçapınar, Ekşili, Yeşilkaraman, Çatallar, Kızıllı, Başköy, Kurşunlu, Aşağıoba, Töngüşlü, Odabaşı, Varsak, Gaziler, Pınarlı, Altınova, Gökdere, Yurtpınar, Abdurrahmanlar, Çalkaya, Kemerağzı köyleri bulunmaktadır (Şekil 1.1).

Yükseklik farkının deniz seviyesi ile 1740 m (Kapıkaya Tepe) arasında değiştiği oldukça engebeli bir topoğrafyaya sahip olan çalışma alanında Aksu Çayı, Alara Çayı, Düden Çayı ve Dimçayı bölgenin akarsularını oluşturmaktadır. İnceleme alanı içerisinde Karacaören 1 ve Karacaören 2 baraj gölleri bulunmaktadır.

1.2. Çalışmanın Amacı

Isparta Açısı içerisinde yer alan üç alt havzadan (Manavgat, Köprüçay ve Aksu) biri olan Aksu Havzası; K-G uzanımlı, yaklaşık 2000 km²'lik alan kaplayan bir havzadır. Havza batıda Bey Dağları, doğuda ise Aksu Bindirmesi ile sınırlanır. Isparta Açısı içerisindeki diğer havzalar gibi Aksu Havzası da Afrika-Avrasya sıkışma zonunda meydana gelen tektonik hareketler sonucunda oluşmuştur (Flecker vd., 2005). Afrika levhasının kuzeye doğru hareketi iki kıtasal litosfer



Şekil 1.1. Çalışma alanı ve yakın çevresini gösteren yer bulduru haritası.

arasındaki okyanusal litosferin, Anadolu levhası altına dalmasına sebep olmaktadır. Levhalar arasındaki bu hareket, çalışma alanının da içinde bulunduğu geniş bir kuşakta sıkışmayı beraberinde getirmektedir. Havza oluşumunda bu iki levha sınırında meydana gelen dalma-batma ve buna bağlı gelişen Kıbrıs ve Ege yaylarının tektonik hareketleri önemli rol oynamıştır (Flecker vd., 2005). Bu sıkışma rejimine, dalma-batma sebepli kabuk kalınlaşması ve Anadolu levhasının batıya hareketi de eklenince bölge yoğun bir deformasyona uğramış ve hızlı bir

şekilde yükselmiştir. Bu tektonik hareketlilik ve Miyosen sonlarında gözlenen deniz seviyesi oynamaları, havzadaki çökelme sistemlerinde değişimlere sebep olmaktadır.

Bu çalışmada, bölgenin stratigrafisinin denetlenmesi, havza türünün, deniz seviyesi değişimlerinin, sedimanter fasiyeslerin, çökelme ortamlarının, paleoakıntı yönlerinin ve sedimantoloji-tektonizma ilişkisinin belirlenmesi, Aksu Havzası'nın tektonik, sedimanter ve paleocoğrafik evriminin ortaya konulması ve buna bağlı olarak da Isparta Açısı'nın Orta Miyosen ve sonrası gelişimine yaklaşımda bulunulması amaçlanmaktadır.

1.3. Çalışma Yöntemleri

Tez kapsamında yapılan çalışmalar arazi ve büro çalışmaları olmak üzere iki bölümde gerçekleştirilmiştir. Çalışma konusuna ve bölgesine ait literatür araştırmasının ardından, çalışma alanının tanınması ve stratigrafinin anlaşılmasına yönelik olarak arazi çalışmalarına başlanmıştır. Arazi çalışmaları kapsamında Aksu Havzası'nda yer alan birimlerin konumları ölçülmüş, bölgeyi etkileyen yapısal özelliklerin belirlenmesi amacıyla kinematik analizler için fay düzlemlerine ait ölçümler alınmıştır. Arazi çalışmaları, havza çökel dolgusunu oluşturan birimlerin aşındıkları kaynak kayaların belirlenmesi için yapılan çakıl analizi ve paleoakıntı yönü analizi ile devam etmiştir. Havzadan petrografik incelemeler için el örnekleri alınmıştır.

Arazi çalışmalarında elde edilen verilere göre mevcut jeoloji haritaları denetlenmiş, gerekli görülen yerlerden detay jeoloji haritaları hazırlanmış, fay düzlemlerinden ölçülen veriler Angelier (1984)'e göre değerlendirilmiş, araziden alınan el örneklerinden yapılan ince kesitler mikroskop altında incelenmiş ve tüm sonuçlar değerlendirilerek tezin yazım aşamasına geçilmiştir.

1.4. Önceki Çalışmalar

Isparta Açısı ve yakın çevresi ile ilgili çalışmalar bölgenin stratigrafisinin ve ana tektonik özelliklerinin incelendiği Penck (1918) ile başlar. Bu çalışma sonrasında,

bölgede genel jeolojik ve jeomorfolojik araştırmalara Parejas (1943), Altınlı (1944, 1945), Lahn (1948) ve Planhol (1956) tarafından devam edilmiştir. İlk olarak Blumenthal (1963) tarafından “Courbure d’Isparta“ (Isparta Bükümü) olarak isimlendirilen yapı ve bu yapının oluşumu birçok araştırmacının dikkatini çekmiştir. Brunn vd. (1970, 1971) bölgenin jeoloji haritasının hazırlanmasının yanı sıra, Likya Napları, Antalya Napları ve Beyşehir-Hoyran-Hadım Napları gibi ana yapısal hatları tanımlamışlardır. Bu çalışmaları Isparta Açısı’nın farklı kesimlerinde Dumont vd. (1972), Graciansky (1972) tarafından yapılan araştırmalar takip etmiştir. 1974 sonrasında bölgede yapılan çalışmalar aşağıda verilmiştir.

Dumont (1974), Isparta Açısı’nın oluşumu ile ilgili tartışmaya yeni fikirlerle katılmıştır. Yazar Geç Kretase’de D–B doğrultulu sıralanmış olan Bey Dağları, Anamas Dağı ve Beyşehir-Hoyran-Hadım Napları’nın alt ünitelerinin Tersiyer başında “V” şekilli bir yapı oluşturduklarını belirtmiştir.

Dumont ve Kerey (1975), yaptıkları çalışmada Kırkkavak Fayı’nın Batı Toroslar ile Köprüçay Baseni arasında kuzey–güney doğrultulu bir sınır oluşturduğunu, bu fayın, Miyosen’de bir sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak çalıştığını, Miyosen’den sonra ise aynı hat boyunca bir sıkışma hareketi görölmediğini belirtmişlerdir.

Özgöl (1976), Toroslarda Kambriyen–Tersiyer aralığında çökelmış kaya birimlerini incelediği çalışmada bölgeyi değişik havza koşulları içeren “birliklere” ayırmıştır. Bu çalışma ile Toroslar Bolkar Dağı Birliği, Aladağ Birliği, Geyik Dağı Birliği, Alanya Birliği, Bozkır Birliği ve Antalya Birliği olmak üzere altı bölümde incelemiştir. Yazar Antalya ili ve yakın çevresini kapsayan Antalya Birliği’nin pelajik kireçtaşları, radyolaritler, kumtaşları, ofiyolitler ve allokton birimlerden oluştuğunu, metamorfizma göstermediğini ve Geyikdağı Birliği Olistostromu üzerinde yer aldığını belirtmektedir.

Aydar ve Dumont (1980), Landsat uydu görüntüleri yardımıyla Antalya Travertenleri’nde yaptıkları çalışmada üç farklı doğrultuda çizgisellik belirlemişlerdir. Bu çalışmada yazarlar, havza kuzeyinde süreklilik göstermeyen KD–GB ve KB–GD doğrultulu çizgiselliklerin bulunduğunu ayrıca seyrek olarak K–G çizgiselliklerin gözlendiğini belirtmişlerdir.

Koçyiğit (1981); Isparta Açısı içerisinde, Toros Karbonat Platformu'nda yaptığı çalışmada bölgenin Maastrichtiyen'den günümüze tektonik evrimini ortaya koymuştur. Yazar bölgenin Maastrichtiyen sonrasında egemen olarak çekme gerilmesi etkisinde kaldığını, takip eden dönemde ise Lütseyen sonunda ve Orta Oligosen sonunda olmak üzere kısa süreli iki sıkışma evresinin etkili olduğunu belirlemiştir.

Akay ve Uysal (1984), Antalya Neojen Havzası'nı stratigrafik, sedimentolojik ve yapısal olarak ayrıntılı olarak incelendiği raporda Oligosen–Miyosen döneminde bölgede dört ayrı sıkışma fazı belirlenmiştir (Erken Oligosen Fazı, Langiyen Fazı, Tortoniyen–Aksu Fazı ve Geç Pliyosen–Gebiz Fazı). Antalya Havzası'nın Miyosen ve sonrası evriminin belirlenmeye çalışıldığı araştırmada, Akdeniz'de Mesiniyen sonrası bir transgresyon ve Geç Pliyosen'de regresyonun etkili olduğu belirlenmiştir. Yazarlar, Pleistosen'de bölgede açılma tektoniğinin etkili olduğunu, bu dönemde Antalya Travertenleri'nin çökeldiğini, Holosen başlarında deniz seviyesindeki yükselme ile bu travertenlerin bir kısmının deniz altında kaldığını belirtmişlerdir.

Hayward (1984), Isparta Açısı içerisinde batıda yeralan Kasaba Havzası'nda yaptığı çalışmada havzanın Likya Napları'nın yerleşimine bağlı olarak oluşmuş bir önülke (foreland) havzası olduğunu belirlemiştir. Yazar, Likya Napları'nın litosferik yükü ile bükülmeye bağlı olarak oluşan havzanın çökel dolgusunun, hem tektonik hem de sedimenter süreçlerden önemli şekilde etkilendiğini belirlemiştir.

Akay vd. (1985), Antalya Neojen Havzası'nı birbirinden bağımsız olarak gelişen Bey Dağları Miyosen havzası, Antalya Miyosen havzası ve Antalya Geç Miyosen–Pliyosen havzası olarak üç bölümde incelemişlerdir. Yazarlar, Akitaniyen–Geç Pliyosen aralığında bölgede çökelen tüm kayaçların stratigrafik ve sedimentolojik özelliklerini belirlemiş, bu zaman aralığındaki paleocoğrafik evrimi ortaya koymuşlardır.

Morris ve Robertson (1993), Isparta Açısı içerisinde, Antalya Kompleksi ve Beydağları Karbonat Platformu üzerinde paleomagnetizmadaki değişim üzerine

yaptıkları çalışmada öncelikle bu birimlerin stratigrafik ve tektonik özellikleri ortaya konulmuştur. Yazarlar Isparta Açısı'nın batı kanadında yer alan Bey Dağları'nın Miyosen'de Ege yayındaki bükülme ve Likya Napları'nın yerleşimi sebebiyle saatin tersi yönünde 30°'lik bir dönüş gösterdiğini belirlemişlerdir.

Şenel (1997), MTA Genel Müdürlüğü tarafından hazırlatılan, Isparta paftasının 1/250.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritasını da içeren çalışmada bölgenin jeomorfolojik, stratigrafik ve tektonik özellikleri ortaya koymuştur. Çalışmada, Aksu Havzası'nda yüzeyleyen kayaçlar Neo-otokton örtü birimleri başlığı altında toplanmıştır. Yazar bu birimleri Orta–Üst Miyosen, Pliyosen ve Pliyo–Kuvaterner çökelleri olarak üç bölüme ayırmıştır.

Flecker vd. (1998), Isparta Açısı içerisinde yer alan Dariören, Aksu, Köprüçay ve Manavgat havzalarının oluşum şekillerini araştırdıkları çalışmada bu havzalarda yüzeyleyen kırıntılı kayaçlardaki paleoakıntı yönlerini belirlemişlerdir. Aksu Havzası orta kesiminde elde edilen K ve KD paleoakıntı verilerini Orta Miyosen'de havza kuzeyinde bir çöküntü alanının varlığı şeklinde yorumlayan yazarlar, bu çöküntü alanının Likya Napları'nın sıkıştırma hareketi ve litosferik yüküne bağlı olarak oluştuğunu düşünmektedirler. Buradan yola çıkarak, Aksu Havzası ve komşu havzaların, sıkışmaya bağlı olarak oluşmuş önülke (foreland) havzalar olduğu sonucuna ulaşmışlardır.

Glover ve Robertson (1998a), Aksu Havzası'nın Pliyosen ve Pleyistosen'deki sedimanter ve tektonik evrimini araştırdıkları çalışmada Erken Pliyosen'de bölgede düşük enerjili koşulların etkili olduğunu (şelf derinliğinde (< 150 m) açık deniz ortamının hakim olduğu bir ortam), bunu Geç Pliyosen'de hızlı bir regresyonun (muhtemelen küresel ölçekli) takip ettiğini ve bu dönemde bölgenin sığ denizel bir çökme ortamı ile temsil edildiğini belirlemişlerdir. Yazarlar ayrıca, jeolojik ve jeomorfolojik verilere göre Aksu Havzası'nın Pleyistosen'de önemli bir yükselmeye maruz kaldığını da düşünmektedirler.

Glover ve Robertson (1998b), Isparta Açısı'nın tektonik ve sedimanter gelişiminin özetlendiği çalışmada bölgenin neotektonik evriminin Afrika-Avrasya levha sınırında Kıbrıs ve Ege segmenti boyunca gelişen dalma-batma tarafından kontrol

edildiğini, Isparta Açısı'nın hem batıda Ege açılma bölgesine hem de güneyde Afrika-Anadolu levha sınırında gelişen olaylara kinematik olarak bağlı olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar Geç Pliyosen–Kuvaterner süresince normal faylanmanın baskın olduğunu ve bölgenin Orta Anadolu'nun batıya hareketi ve rotasyonundan da etkilendiğini düşünmektedirler.

Savaşçın ve Oyman (1998), Kırka-Afyon-Isparta bölgelerindeki volkanitlerin tektonik ve magmatik önemini açıkladıkları çalışmada bu volkanik birimlerin K–G doğrultulu bir hat boyunca uzandıklarını ve fay denetimli olarak geliştiklerini belirlemişlerdir. Yazarlar Kırka-Afyon-Isparta hattı boyunca uzanan ve Aksu Havzası'nın batısından geçen fay sistemini, Kıbrıs ve Ege yay sistemlerini birbirinden ayıran transform fay sistemi olarak yorumlamışlardır.

Papazachos ve Papaioannou (1999), Kıbrıs ve yakın çevresinde meydana gelen sığ ve orta derinlikteki depremleri ve özelliklerini inceleyerek Kıbrıs Yayı'nın iki parçadan oluştuğunu ve bunların Kıbrıs adası güneybatısında sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay sistemiyle birleştiğini belirtmişlerdir.

Karabıyıköğlü vd. (2000), Aksu Havzası'nın doğusunda yer alan Miyosen Manavgat Havzası'nın tektonosedimanter evriminin incelendiği çalışmada; havzada gözlenen sedimanter kayaçların fasiyes özellikleri ve çökelme ortamları belirlenmiştir. Yazarlar, Manavgat Havzası'nın Likya Napları'ndan oldukça uzakta bulunması sebebiyle, napların litosferik yükünün etkisinde oluşmuş olamayacağını, komşu Aksu Havzası'nın ise konumu itibarıyla bu düşünceye uygun olduğunu belirtmektedir.

Koçyiğit vd. (2000), Isparta Açısı'nın kuzeydoğusunda Akşehir-Afyon Grabeni'nde yaptıkları çalışmada grabenin Erken–Geç Miyosen kıtasal istif ve Pliyo–Kuvaterner kıtasal istif olmak üzere iki ayrı istif içerdiğini belirlemişlerdir. Yazarlar, bu birimlerin grabeni oluşturan açılma dönemi sonrasında, kısa süreli Geç Miyosen sıkışma döneminden (Aksu Fazı) etkilendiğini belirtmişlerdir. Bu çalışmada; sıkışma dönemi sonrasında, Anadolu'nun batıya hareketi ve buna bağlı süreçlerle ilişkili ikinci açılma döneminin bölgeyi etkilediği ve bu rejimin günümüze kadar devam ettiği belirtilmektedir.

Robertson (2000), Güney Türkiye ve Doğu Akdeniz'in Mesozoyik–Tersiyer tektonik ve sedimanter evrimini batı, orta ve doğu olmak üzere üç bölümde incelemiştir. Batı segmentinde yer alan Miyosen havzalardan birisi olan Aksu Havzası'nın stratigrafisinden bahsedilen çalışmada havza çökel dolgusunun, transgresif Alt Miyosen kireçtaşları ve türbiditlerle başladığını, bu birimler üzerine Orta–Üst Miyosen çamurtaşları, türbiditler ve çakıltaşlarının geldiğini belirtmiştir. Yazar, Miyosen Aksu Havzası'nın tabanının önemli şekilde deformasyona uğramasının sebebini, üzerinde yer aldığı Mesozoyik Antalya Kompleksi'ndeki mevcut zayıf hatlarla açıklamaktadır.

Hançer ve Karaman (2001), Aksu Havzası batısında, Isparta ili güneyinde yer alan Bucak ilçesi ve civarında yaptıkları çalışmada bölgenin Miyosen'den günümüze tektonik özellikleri incelenmiştir. Yazarlar, bölgedeki tektonik yapıları Miyosen öncesinde KB–GD doğrultulu normal faylar, Erken Miyosen sonrasında K–G doğrultulu bindirme fayları ve KD–GB doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar, Geç Miyosen sonrasında KD–GB eksenli kıvrımlar, Pliyosen sonrasında K–G ve KD–GB doğrultulu normal faylar ve Pleyistosen sonrasında D–B doğrultulu normal faylar şeklinde ayırmışlardır.

İslamoğlu (2002), Antalya Miyosen Havzası'nın stratigrafisini ve molusk faunasını incelediği çalışmada Aksu Formasyonu'na ait çakıltaşlarının karasal ve sığ denizel ortam çökelleri olduğunu belirtmektedir. Yazar, formasyonda gözlenen molusk faunasına göre, birimin sıcak ve normal tuzluluk koşullarına ait sığ şelf–derin şelf ortamında çökeldiğini belirlemiştir. Formasyon içerisindeki mercan resiflerinin de incelendiği çalışmada, özellikle Kargı bölgesinde resiflerin derinleşen bir ortamda geliştikleri belirlenmiştir.

Piper vd. (2002), Toridler'in oluşumu ve Isparta Açısı'nın kanatlarındaki kapanma miktarının belirlenmesi amacıyla, paleomagnetik verileri kullanarak yaptıkları çalışmada Isparta Açısı'nın oluşumunu ve bugünkü şeklini kazanıncaya kadar ki evrimini ortaya koymuşlardır. Çalışmada yazarlar, Isparta Açısı'nın doğu kanadının Geç Miyosen'den bu yana en fazla 10°, Erken Pliyosen'den bu yana ise 6°'lik rotasyona uğradığını belirlemişlerdir.

Sarı ve Özer (2002), Aksu Havzası'nın batısında yeralan Bey Dağları Karbonat Platformu'nda yaptıkları çalışmada birimin iki bölümden oluştuğunu belirlemişlerdir. Alttaki Senomaniyen–Erken Santoniyen yaşlı, yaklaşık 600 metre kalınlıktaki neritik bölüm üzerinde, 15 metre kalınlıktaki yarı pelajik-masif kireçtaşlarının dereceli olarak geldiğini belirlemişlerdir.

Collins ve Robertson (2003), Aksu Havzası batısında ve kuzeyinde yeralan ve havzaların oluşumunda etkili olan Likya Napları'nın hareketi ve yerleşimi ile ilgili çalışmada napların bölgedeki son yerleşimini Orta–Geç Miyosen'den önce tamamladığını belirtmişlerdir.

Glover ve Robertson (2003), Aksu Havzası'nda gözlenen Antalya Travertenleri'nin (tufa) sığ göl, bataklık ve yavaş akan akarsu ortamlarında çökeldiğini, tufa oluşumunun 600.000 yıldan yaşlı olduğunu, ayrıca bölgede tufa oluşumu için en uygun iklimsel koşulların ise 2–1,5 milyon yıl aralığında bulunduğunu belirlemişlerdir.

Koçyiğit ve Özacar (2003), Isparta Açısı'nın KD sınırında Afyon ve Akşehir civarında yaptıkları çalışmada arazi gözlemleri ve sismik verilere dayanarak, Isparta Açısı'nın neotektonik dönemdeki deformasyon karakterini belirlemişlerdir. Yazarlar, önceki çalışmalarda neotektonik dönemde sıkışma türünde bir deformasyon özelliği gösterdiği belirtilen Isparta Açısı'nın Pliyosen sonrasındaki deformasyonunun ise sıkışma değil, açılma karakterinde olduğunu belirlemişlerdir.

Poisson vd. (2003a), Aksu Havzası'nın Pliyosen ve sonrasındaki stratigrafisi ve paleocoğrafik özelliklerinin ortaya konulduğu çalışmada Aksu Vadisi'nin Miyosen sonlarında karasal ortam koşullarını yansıttığı, sonrasındaki bir deniz ilerlemesi ile (Post Mesiniyen Transgresyonu) bölgede kaba kırıntılıların (delta ortamı) ve marnların çökeldiği belirlenmiştir. Bu araştırma ile ayrıca, bölgede Eskiköy Formasyonu'nda gözlenen fayların değerlendirilmesi sonucunda, Aksu Fazı olarak bilinen sıkışma rejiminin Geç Pliyosen sonrasına kadar etkili olduğu da belirlenmiştir.

Poisson vd. (2003b), Isparta Açısı'nın tepe kısmı ve yakın çevresinin tektonik özelliklerini belirlemek amacıyla yaptıkları çalışmada bölgenin Geç Kretase'de, Miyosen öncesinde (Antalya Napları'nın yerleşimi) ve Geç Miyosen–Pliyosen aralığında (Aksu Fazı) olmak üzere üç ana sıkışma evresinden etkilendiğini belirlemişlerdir. Çalışmada, bölgedeki Pliyo–Kuvaterner deformasyonunun D–B, KB–GD ve KD–GB doğrultulu açılma özelliğinde olduğu ortaya konulmuştur.

Robertson vd. (2003), Isparta Açısı'nın oluşumu ve evrimi ile ilgili yayınları derledikleri çalışmada Isparta Açısı içerisindeki Miyosen havzalardan batıda yer alanların (Aksu Havzası dahil) Likya Napları'nın yerleşimi ile ilişkili bükülmeden etkilendiğini, doğudaki havzaların ise (Köprüçay ve Manavgat) dalan levhanın geri çekilmesinden (roll-back) daha fazla etkilendiği belirtilmektedir. Yazarlar, Geç Pliyosen–Kuvaterner'de kabuksal açılmanın tüm bölge için karakteristik olduğunu da belirtmişlerdir.

Sintubin vd. (2003), Isparta ilinin güneyinde yeralan tarihi Sagalassos şehrinde yaptıkları çalışmada, şehrin en az dört büyük depremden etkilendiğini belirlemişlerdir. Bu depremleri oluşturan fayların belirlenmesi için uydu görüntüleri, jeolojik ve jeomorfolojik veriler kullanılarak, bölgede gözlenen KD–GB ve DKD–BGB doğrultulu ve normal fay karakterli iki tektonik hattın bu depremleri üretmiş olabileceğini belirlemişlerdir.

Verhaert vd. (2003), Isparta Açısı'nın KB'sında, tektonik olarak aktif Fethiye–Burdur Fay Zonu civarında yaptıkları paleostres analizinde, dört farklı tektonik rejim belirlemişlerdir. KKB–GGD sıkışma, DKD–BGB sıkışma, DKD–BGB açılma ve KB–GD açılma karakterindeki bu tektonik rejimlerden KB–GD açılma rejiminin en genç rejim olduğu belirtilirken, diğer üç tektonik rejimin etkili olduğu zaman aralıkları belirlenememiştir.

Vrielynck vd. (2003), Antalya Kompleksi olarak adlandırılan, ofiyolitler, platform karbonatları ve derin denizel çökellerin Geç Miyosen–Orta Pliyosen'de birbiri üzerine doğru yeniden hareketlendiğini, Aksu Bindirmesi olarak bilinen bu tektonik olayın Antalya Kompleksi ile Bey Dağları Bloğu arasındaki çarpışmanın son evresi olduğunu belirlemişlerdir.

Zitter vd. (2003), Kıbrıs ve Ege yaylarının birleşim zonunda bulunan Anaximander denizaltı dağlarının oluşumunu ve tektonik önemini araştırdıkları çalışmada bu iki yayın birleşim yerinin önceden belirtildiği gibi Anaximander Dağları olmadığını, birleşim noktasının GB Türkiye’de yer aldığını belirtmişlerdir. Yazarlar, Isparta Açısı’nın Kıbrıs yay deformasyonunun bir bileşeni olduğunu ve onun hareketlerinden önemli şekilde etkilendiğini düşünmektedirler.

Karabıyıköğlü vd. (2004), Isparta Açısı içinde yer alan Geç Senozoyik Antalya Havzası’nın, tektono-sedimanter evriminin ayrıntılı olarak incelendiği raporda Antalya Havzası’nı Köprüçay, Manavgat ve Aksu havzaları olmak üzere üç alt havzaya ayırmıştır. Bu havzaların Miyosen çökel dolgusunun stratigrafisinin, tektonizmasının ve sedimantolojik özelliklerinin araştırıldığı çalışmada Aksu Havzası’nda, Aksu Formasyonu olarak isimlendirilen birimi, Kapıkaya çakıllaşları, Karadağ çakıllaşları ve Kargı çakıllaşları olmak üzere üç üyeye ayırarak incelemiş ve haritalamışlardır.

Ten Veen vd. (2004), Kıbrıs ve Ege yaylarının birleşim yerindeki plaka sınırı ve bu bölgedeki Miyosen ve sonrası tektonik olayları sıralamaya çalışmışlardır. Yazarlar bu yayların birleşim zonunda yer alan Anaximander, Anaximenes ve Anaxagoras denizaltı dağlarında yaptıkları sismik temelli çalışmalarla, bu bölge ve yakın çevresinin tektonik gelişimini belirlemişlerdir.

Deynoux vd. (2005), yaptıkları çalışmada Aksu Havzası’nın doğudaki komşusu olan Köprüçay Havzası’nın fasiyes özelliklerinin, çökme ortamlarının ve tektonik evriminin belirlenmesini amaçlamışlardır. Kırkkavak Fayı ile sınırlı K–G uzanımlı bir havza olan Köprüçay Havzası’nın tektonik özelliklerinin tek bir model ile açıklanamayacağını belirttiği çalışmada, havzada sıkışma rejiminin Geç Tortoniyen öncesinde başladığı ve bu rejimle birlikte Kırkkavak Fayı’nın ters fay karakterine dönüştüğü belirtilmektedir.

Flecker vd. (2005), Isparta Açısı içerisinde yer alan Miyosen havzalarının fasiyes özelliklerinin ve Miyosen paleocoğrafyasının incelendiği çalışmada bu havzaların Afrika-Avrasya sıkışma zonunda, kinematik olarak birbirine bağlı bir sistemin parçaları olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar, Aksu Havzası’nın Likya Napları’nın

hareketine bağılı kabuksal yükten az miktarda etkilendiğini, havzanın bu litosferik yüke bağılı bükülen bölgede, yükselme ile yarı graben şeklinde oluştuğunu düşünmektedirler. Bu çalışmada Isparta Açısı'ndaki havzalarda Langiyen–Serravaliyen'de görülen açılma rejiminin olasılıkla Ege dalma-batma sisteminde, dalan levhadaki geri çekilme (roll-back) ile oluştuğu belirtilmektedir.

İşler vd. (2005), Antalya Havzası ve yakın çevresinde jeofizik yöntemlerle destekli olarak yapılan çalışmada; bölgedeki Mesiniyen evaporitlerinin kalınlığını belirleyip, bunun oluşması için gerekli su hacmini hesaplamışlardır. Yazarlar bu kalınlıktaki evaporitlerin oluşması için Mesiniyen'de birden çok büyük çaplı deniz seviyesi alçalması ve yükselmesi olayının gerçekleşmiş olması gerektiğini vurgulamışlardır.

Karabıyıköğlü vd. (2005), Antalya Havzası genelinde gözlenen mercan resiflerinde yaptıkları incelemede bu mercanların yaşlarını, türlerini ve resiflerin oluşum ortamlarını belirlemişlerdir. Bu çalışmada yazarlar, Aksu Havzası'ndaki mercanları yelpaze deltası kompleksi ve sığ denizel ortamda oluşmuş, Geç Miyosen yaşlı Porites ve Tarbellastraea olduğunu belirtmişlerdir.

Koşun vd. (2005), Antalya tufalarının litofasiyes özelliklerinin açıklandığı çalışmada birimin üç ana dokuz ikincil terastan oluştuğunu, bunların çökeltme ortamlarının akarsu, bataklık, göl ve şelale olduğunu belirtmişlerdir. Yazarlar, traverten ve tufa tanımlarını tartışmış ve Antalya'daki çökellerin soğuk-kaynak suyu ortamında oluştuklarını, bitki ve hayvan kalıntıları içerdiklerini bu sebeple de traverten değil tufa olarak adlandırılmaları gerektiğini belirtmişlerdir.

Faccenna vd. (2006), Bitlis-Ege dalma-batma zonunda, dalan levhanın deformasyonu ve bunun Kuzey Anadolu Fayı'nın oluşumu ile ilişkisinin tartışıldığı çalışmada, Isparta Açısı ve yakın çevresinde Geç Miyosen–Erken Pliyosen'de KD–GB doğrultulu bir sıkışma, Pleyistosen'de KD–GB doğrultulu bir açılma rejiminin varlığı belirtilmiştir. Yazarlar tomografik görüntülerin, Bitlis-Zagros çarpışma kuşağında gözlenen dalan levhanın ayrıldığını/koptuğunu, bu kopmanın en azından Kıbrıs Hendeği'ne ulaştığını, olasılıkla da Ege Hendeği'ne kadar uzanabileceğini belirtmişlerdir.

Monod vd. (2006), Isparta Açısı içerisinde yer alan Manavgat, Köprüçay ve Aksu havzalarındaki çakıltaşlarının kaynak alanlarının saptanmasına yönelik olarak yaptıkları çalışmada Aksu Havzası'nda mavişist fasiyesine ait çakılların varlığını ilk kez belirlemişler ve bu çakılların bulunuşunu, havza tabanında Alanya Masifi'ne ait kayaçların yer aldığı şeklinde yorumlamışlardır.

Verhaert vd. (2006), Isparta-Burdur civarında yaptıkları çalışmada bölgenin Geç Miyosen sonrası tektonik özelliklerini belirlemişlerdir. Yazarlar Isparta Açısı içerisinde Geç Miyosen'deki baskın rejimin KD-GB doğrultulu sıkışma olduğunu, bu rejimin yerini Pliyosen'de açılmaya bıraktığını belirlemişlerdir. Bu çalışma kapsamında, Isparta Açısı'nın çeşitli bölgelerinde, değişik araştırmacılar tarafından yapılan, kinematik analizler de değerlendirilmiş ve bölgenin Geç Pliyosen Aksu sıkışma evresi sonrasında açılma rejimi ile temsil edildiğini belirtmişlerdir.

Wdowinski vd. (2006), Doğu Akdeniz'in tektonik gelişiminde önemli yeri olan Kıbrıs ve Ege yaylarını dalma-batma özellikleri, hızları ve doğrultuları bakımından karşılaştırmışlardır. Bu iki yayda meydana gelen depremlerin çözümleri ve GPS ölçümlerinin kullanılması ile yapılan bu çalışmada Kıbrıs Yayını farklı deformasyon özellikleri gösteren üç bölüme ayrılmıştır.

Koçyiğit ve Devenci (2007), Isparta Açısı kuzeyinde Afyon-Şuhut Grabeni'nde yaptıkları çalışmada; bölgedeki horst-graben sistemlerinin oluşumunu ve evrimini açıklamışlardır. Ayrıca yazarlar bölgede genişleme karakterindeki yeni tektonik dönemin Geç Pliyosen'de başladığını belirtmiştir.

Çiner vd. (2008), Isparta Açısı içinde yer alan Antalya Havzası'nı, Manavgat, Köprüçay ve Aksu havzaları olmak üzere üç alt havzaya ayırıp, bu havzaların Miyosen çökel dolgusunun stratigrafisini, fasiyes düzenini ve çökelme ortamlarını araştırmışlardır. Yazarlar Aksu Havzası'nda, Aksu Formasyonu olarak isimlendirilen birimi, Kapıkaya çakıltaşları, Karadağ çakıltaşları ve Kargı çakıltaşları olmak üzere üç üyeye ayırarak incelemişlerdir.

Koşun vd. (2009), Isparta Açısı içerisinde, Antalya-Finike kuzeyinde yer alan Çatallar Havzası'nın Miyosen biyostratigrafisini ve fasiyeslerini, havzada gözlenen

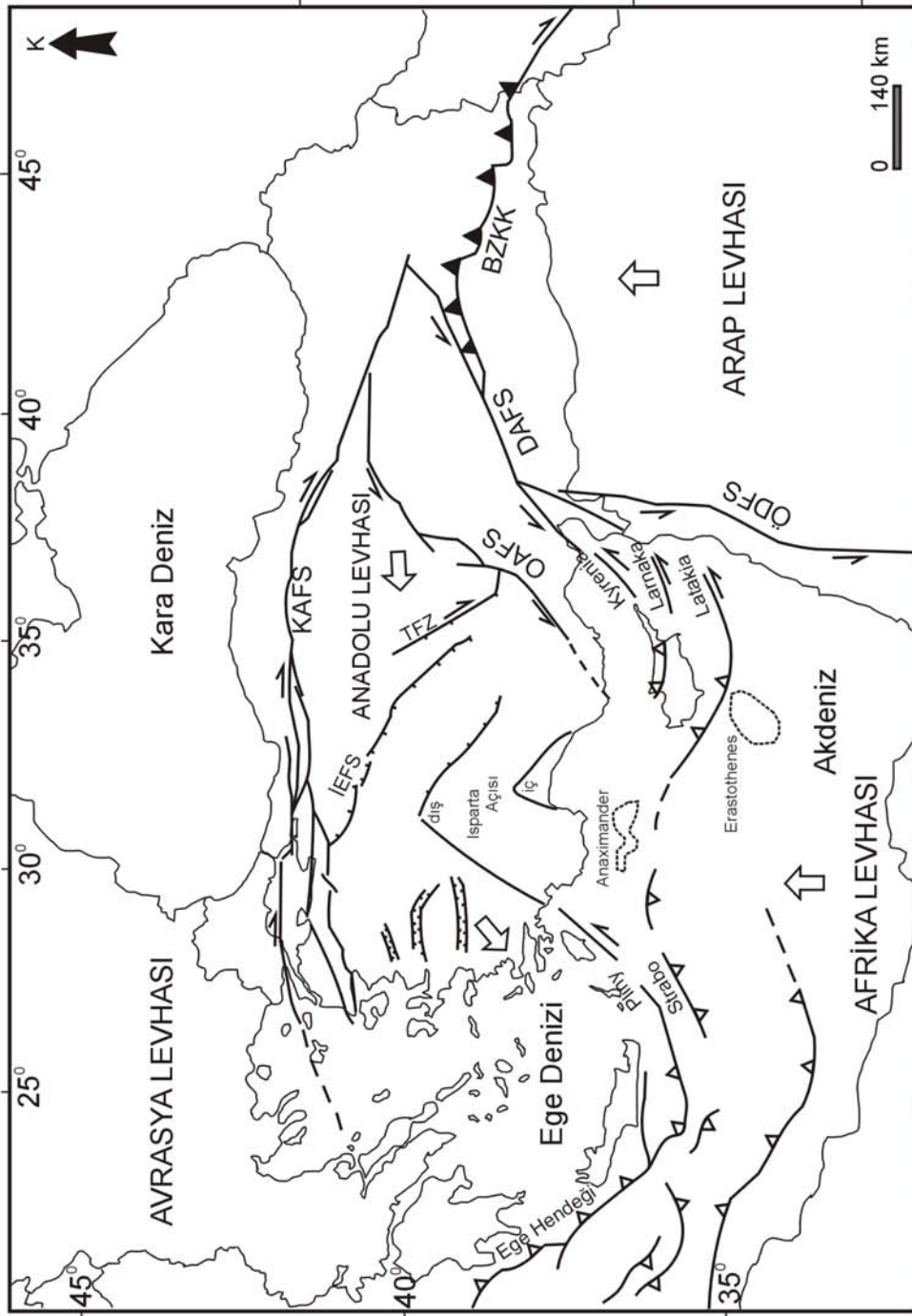
kırıntılıların kaynak kayaçlarını belirlemiş ve havzanın tektonik-sedimanter evrimini ortaya koymuşlardır.

2. BÖLGESEL JEOLJİ

Aksu Havzası'nın oluşumu ve evrimi, içerisinde bulunduğu Isparta Açısı'nın oluşumu ve çevresinde bulunan levhaların hareketleri ile yakından ilişkilidir. Avrasya levhasının güneyinde Toros kuşağında yer alan Aksu Havzası, Afrika levhasının kuzeye hareketi sırasında oluşan dalma batma zonunda bulunmaktadır. Bu zonun oluşumu Avrasya ve Afrika levhaları arasında bulunan okyanusal litosferin, Afrika levhasının kuzeye hareketi sonucunda Avrasya levhasının güneyinde bulunan Anadolu levhasının altına dalması şeklinde açıklanabilir. Bu hareket, Arap levhasının günümüzden yaklaşık 13 milyon yıl önce (Serravaliyen'de) Avrasya levhası ile çarpışmasını ve sonrasında Anadolu levhasının batıya hareketini doğurmuştur (Barka ve Reilinger, 1997; Bozkurt, 2001)(Şekil 2.1). Bu tektonik yapı Aksu Havzası'nın da içerisinde bulunduğu bir kuşak boyunca sıkışmayı beraberinde getirmektedir.

Isparta Açısı bu sıkışma rejimine ek olarak Anadolu levhasının, kendi içerisindeki yer değiştirmeleri sonucunda oluşmuştur. Isparta Açısı, Batı ve Orta Toros Dağları'nı birbirinden ayıran üçgen şekilli bir bölgedir (Monod, 1976). Bu bölge iki dalma-batma sisteminin (Ege ve Kıbrıs) birleşim zonunda yer alır (Flecker vd., 1998; Glover ve Robertson, 1998 a; 1998b; Sintubin vd., 2003; Zitter vd., 2003; Gürer vd., 2004). Isparta Açısı'nın batı kanadında Likya Napları (Collins ve Robertson, 1997; Poisson vd., 2003b), doğu kanadında ise Beyşehir-Hoyran-Hadım Napları (Monod, 1977; Kissel vd., 1993; Piper vd., 2002; Flecker vd., 1998; 2005) bulunmaktadır.

Günümüzden yaklaşık 72 milyon yıl önce (Kampaniyen) D–B uzanımlı olan bugünkü Sultan Dağları ve Karakuş Dağları'nın, günümüz Isparta Açısı şekline ulaşıncaya kadar ki evrimi Isparta Açısı'nın kuzeydoğusunda yer alan Kırşehir Bloğu'nun 45 milyon yıl önce Geç Lütasiyen'de gelişen saat yönündeki rotasyonu ile başlar (Piper vd., 2002) (Şekil 2.2). Bu rotasyon devam ederken, günümüzden yaklaşık 26 milyon yıl önce, Geç Oligosen bindirmeleriyle Isparta Açısı'nın batı kanadı saatin tersi yönünde bir rotasyon göstermektedir (Piper vd., 2002).



ACIKLAMALAR

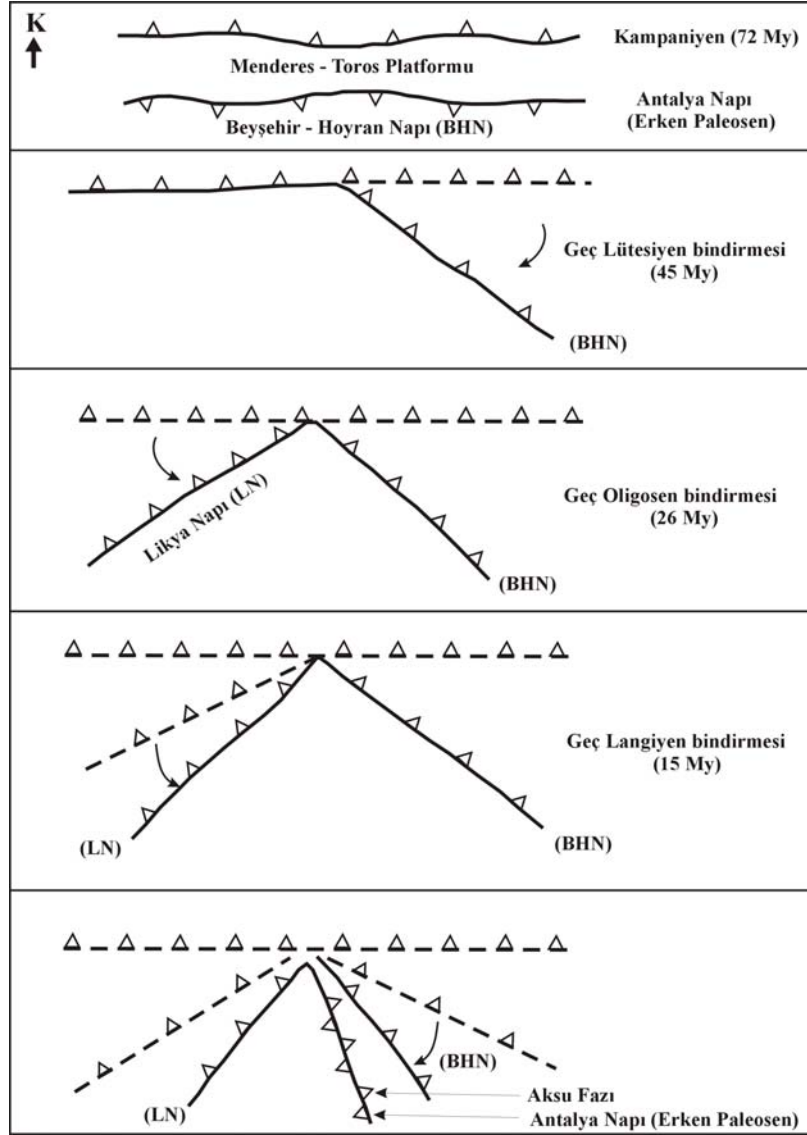
- deniz dağları
- kıvrım ve bindirme kuşağı
- aktif dalma-batma kuşağı
- doğrultu-atımlı fay
- normal fay
- doğrultu-atım bileşenine sahip normal fay
- Levha hareketleri

KISALTMALAR

- KAFS: Kuzey Anadolu Fay Sistemi
- DAFS: Doğu Anadolu Fay Sistemi
- BZKK: Bitlis Zagros Kenet Kuşağı
- ÖDFS: Ölü Deniz Fay Sistemi
- OAFS: Orta Anadolu Fay Sistemi
- İEFS: İnönü-Eskişehir Fay Sistemi
- TFZ: Tuzgözü Fay Zonu

Şekil 2.1. Türkiye ve yakın çevresinin ana neotektonik yapıları (Koçyiğit ve Özacar, 2003; Woodside vd., 2002; Zitter vd., 2003; Çiftçi, 2007; Özsayın, 2007)'dan alınmıştır).

Isparta Açısı'nın batı kanadını şekillendiren Likya Napları ile doğu kanadını oluşturan Beyşehir-Hoyran-Hadım Napları'nın yerleşimi Orta-Geç Miyosen'de tamamlanmıştır (Piper vd. 2002; Flecker vd. 2005). Bu tektonik hareketlilik, Isparta Açısı içerisindeki havzaların oluşumunun temelidir.



Şekil 2.2. Isparta Açısı'nın oluşum evreleri (Kissel ve Poisson, 1987; Kissel vd., 1993; Morris ve Robertson, 1993; Piper vd., 2002)'den alınmıştır.

3. STRATİGRAFİ

Aksu Havzası'nda Bey Dağları Karbonat Platformu, Antalya Napları, Likya Napları ve Alanya Metamorfik Masifi'ne ait temel kayalar üzerine, Miyosen ve genç yaşlı sığ denizel ve karasal çökeller uyumsuz olarak gelmektedir (Poisson vd., 2003a; Karabıyıköğlü vd., 2004).

3.1. Temel Kayalar

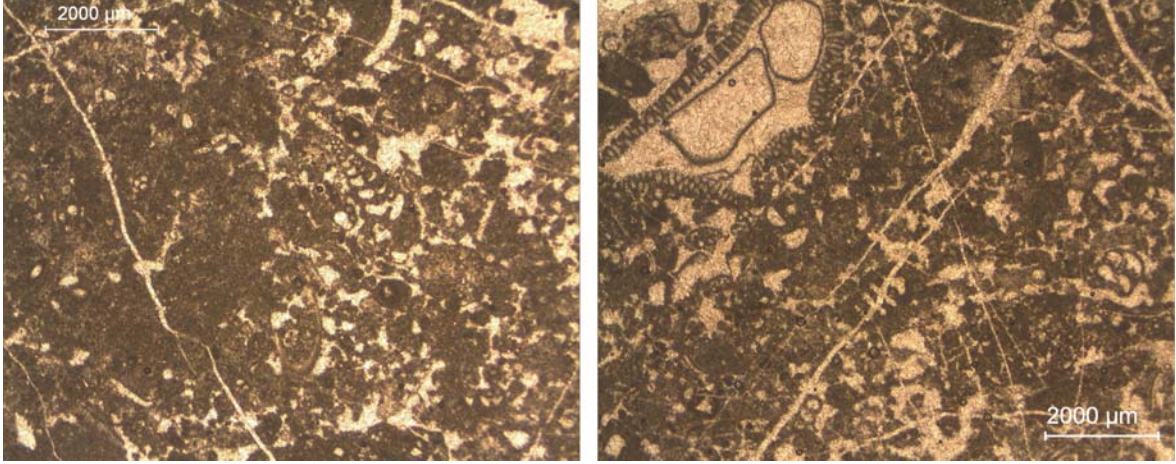
3.1.1. Bey Dağları Karbonat Platformu

Antalya Körfezi'nin batısında yaklaşık KD–GB uzanımlı Bey Dağları Karbonat Platformu, Triyas dolomitleri üzerine dereceli olarak gelmektedir. Dolomitler üzerinde kalınlığı 2500–3000 metreye ulaşan karbonatların oluşum yaşı Günay vd. (1982) tarafından Erken Jura–Geç Kretase olarak belirtilmiştir (Sarı ve Özer, 2002'den).

Poisson vd. (2003b) Bey Dağları Karbonat Platformu'nu güneyde Triyas–Eosen yaşlı sığ denizel karbonatlar ve kuzeyde Triyas–Senomaniyen yaşlı derin denizel çökeller olmak üzere iki bölüme ayırmaktadır. Bu birimlerde yapılan çalışmalara göre Bey Dağları Karbonat Platformu hem neritik hem de pelajik karbonatlardan oluşmaktadır (Poisson, 1967; 1977; Özgöl, 1976; Gutnic vd., 1979; Farinacci ve Köylüoğlü, 1982; Özyeğın vd., 1985; Farinacci ve Yeniay, 1986; Gültekin, 1986; Köylüoğlü, 1987; Özkan ve Köylüoğlü, 1988; Naz vd., 1992).

Aksu Havzası'nın batısında yeralan Bey Dağları Karbonatları'nın kuzey kesimine ait birimler tipik olarak açık deniz platform tipi karbonatlardan oluşmakta olup, zengin bentik foraminifer ve rudist içeren tipik şelf ortamını temsil etmektedir (Bignot ve Poisson, 1974; Poisson, 1977; Farinacci ve Köylüoğlü, 1982; Özyeğın vd., 1985; Farinacci ve Yeniay, 1986; Gültekin, 1986; Köylüoğlü, 1987; Özkan ve Köylüoğlü, 1988; Naz vd., 1992). Fosil içeriğine göre Bey Dağları Karbonat Platformu'nun üst seviyelerinin Senomaniyen–Erken Turoniyen aralığında oluştuğu düşünülmektedir (Özkan ve Köylüoğlü 1988; Sarı ve Özer, 2002'den).

Aksu Havzası batısında Kargı Köyü civarında Bey Dağları Kireçtaşları'ndan alınan koyu gri renkli kireçtaşlarının petrografik incelemesi sonucunda çamurlu bir bağlayıcı malzemeye sahip, tane destekli, fosil parçaları bakımından zengin (foraminifer, bivalve) olan kayaç (Şekil 3.1), Dunham (1962) ve Wright (1992) karbonat kayası sınıflamasına göre; istiftaşı, Folk (1962)'a göre ise sık paketlenmiş biyomikrit olarak isimlendirilmiştir.



Şekil 3.1. Kargı Köyü batısında yer alan Bey Dağları Kireçtaşları'ndan alınan ve Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre istiftaşı olarak isimlendirilen kayaçların ince kesit görüntüsü.

3.1.2. Antalya Napları

İlk olarak Lefevre (1967) tarafından "Antalya Napları" olarak tanımlanan birim, Özgül (1976) tarafından "Antalya Birliği", Woodcock ve Robertson (1977) tarafından ise "Antalya Kompleksi" olarak isimlendirilmiştir. Birim Brunn vd. (1971) tarafından Alt Nap (Çataltepe Birimi), Orta Nap (Alakırçay Birimi) ve Üst Nap (Tahtalıdağ Birimi) olmak üzere üç bölüme ayrılmıştır. Birime Tekirova Ofiyolitik Napı olarak isimlendirilen dördüncü kısım, Şenel vd. (1992) tarafından eklemiştir.

Kuzey Neotetis'ten mi (Ricou vd., 1975; Dercourt vd., 1993), yoksa güney Neotetis'ten mi (Dumont vd., 1972; Biju-Duval vd., 1977; Woodcock ve Robertson, 1977; Robertson ve Woodcock, 1984; Poisson, 1984; Poisson vd., 1984; Robertson, 1993; Dercourt vd., 2000) türediği tartışmalı olan naplar; Kambriyen–Üst Kretase aralığında platform karbonatları, ofiyolitler ve havza çökellerinden oluşmuştur. Genel olarak Pamphylian Baseni'nden türemiş havza çökellerinden ve ofiyolitik kayaçlardan oluşan, Geç Kretase–Paleosen aralığında platform

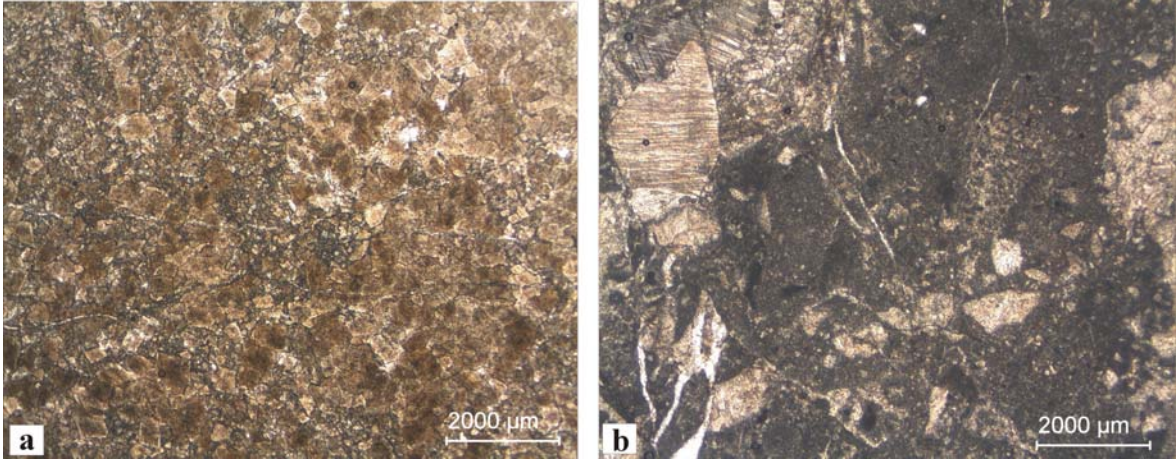
karbonatları üzerine bindiren birimler için; “Antalya Napları”, Pamphylian havza çökelleri, platform karbonatları ve Paleozoyik temelden oluşan birimlerin tümü için ise “Antalya Kompleksi” adı kullanılmaktadır (Poisson vd. 2003b).

İki aşamalı olarak hareket eden Antalya Napları'nın Geç Kretase–Paleosen'deki yerleşimi sırasında sabit olan platform çökelleri, Geç Miyosen–Pliyosen'de diğer birimlerle beraber Bey Dağları Karbonat Platformu üzerine bindirmesi ile (Şekil 3.2), Antalya Napları günümüzdeki konumunu almıştır (Poisson vd. 2003b).



Şekil 3.2. Bey Dağları ve Antalya Napları arasındaki yapısal ilişki: Ortaköy kuzeyi, (bakış yönü, Batı).

Aksu Havzası güneydoğusunda Kozan ve Hasgebe köyleri ile havza kuzeydoğusunda Akbelenli Köyü civarında Antalya Napları'na ait kireçtaşlarından alınan örneklerin petrografik incelemesi sonucunda Akbelenli Köyü civarından alınan beyaz renkli kireçtaşları, Dunham (1962) karbonat kayası sınıflamasına göre kristalin karbonat (Şekil 3.3a) olarak isimlendirilmiştir. Kozan ve Hasgebe köyleri civarından alınan açık gri-bej renkli kireçtaşlarının petrografik incelemesine göre ise iri kalsit kristalleri, az miktarda fosil parçaları (foraminifer), çamurlu bir bağlayıcı malzeme içeren, çamur destekli kayaç (Şekil 3.3b), Dunham (1962) ve Wright (1992) karbonat kayası sınıflamasına göre vaketaşı, Folk (1962)'ye göre seyrek paketlenmiş biyomikrit olarak isimlendirilmiştir.



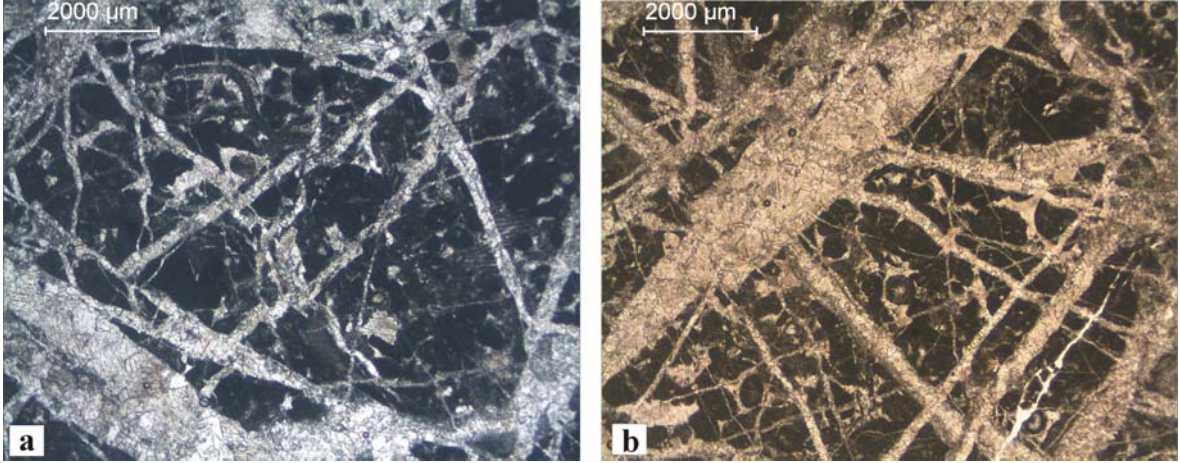
Şekil 3.3. Akbelenli Köyü batısından alınan ve Dunham (1962)'a göre kristalin karbonat olarak isimlendirilen kayaç (a) ile Hasgebe-Kozan köyleri güneyinden alınan ve Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre vaketaşı olarak isimlendirilen kayacın ince kesit görüntüsü.

3.1.3. Likya Napları

İlk olarak Brunn vd. (1971) tarafından “Likya Napları” olarak tanımlanan allokton birimleri Erakman vd. (1982) ve Günay vd. (1982) ise “Elmalı Napları” olarak adlandırmıştır. Geç Karbonifer–Geç Kretase yaşlı (Collins ve Robertson, 1999) okyanusal kabuk, havza ve platform tipi kayaçlardan oluşan birimler genel olarak Tavas Napı, Bodrum Napı, Marmaris Ofiyolit Napı, Gülbahar Napı ve Domuzdağı Napı ile temsil edilir (Şenel, 1997).

Geç Kretase’de başlayan bölgesel sıkışmaya bağlı olarak öncelikle Menderes Masifi üzerine itilen Likya Napları (Collins ve Robertson, 1999), güneybatı yönlü hareketine Geç Oligosen yerleşimi (Piper vd. 2002) ve Geç Langiyen’deki nihai yerleşimi (Hayward, 1984; Robertson vd. 2003; Flecker vd. 2005) olmak üzere iki aşamada devam etmiştir.

Aksu Havzası kuzeyinde Aşağıçamova ve Harmancık mahalleleri civarında Likya Napları’na ait kireçtaşlarından alınan beyaz-bej renkli kireçtaşlarının petrografik incelemesi sonucunda, bol çatlaklı, çamurlu bir bağlayıcı malzemeye sahip, çamur destekli, az miktarda fosil parçaları (foraminifer) içeren kayaç (Şekil 3.4a,b), Dunham (1962) ve Wright (1992) karbonat kayası sınıflamasına göre vaketaşı, Folk (1962)’ye göre seyrek paketlenmiş biyomikrit olarak isimlendirilmiştir.

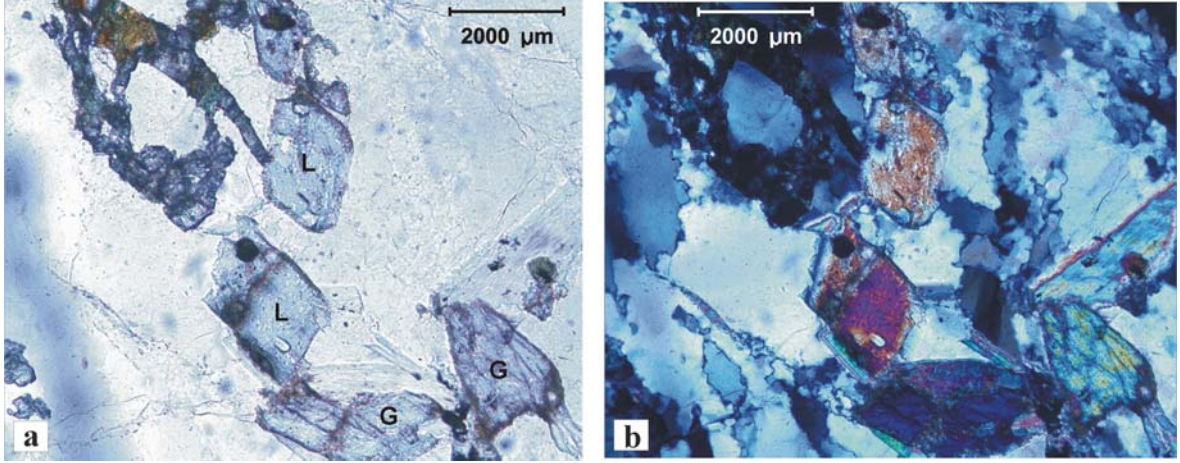


Şekil 3.4. Aksu Havzası KB'sinde Aşağıçamova ve Harmancık köyleri civarında Likya Napları'ndan alınan ve Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre vaketaşı olarak isimlendirilen kayaçların ince kesit görüntüsü.

3.1.4. Alanya Metamorfik Masifi

Aksu Havzası orta kesiminde, Taşdibi Köyü doğusunda çok sınırlı bir alanda Orta–Geç Miyosen yaşlı kumtaşı çakılları, metamorfik kayaç parçaları ve kireçtaşı çakıllarından oluşan çakıltaşları bulunmaktadır. İlk olarak Akay ve Uysal (1984) tarafından belirlenen bu metamorfik kayaç parçalarının, ayrıntılı mineralojik ve petrografik incelenmesi sonucunda yüksek basınç–düşük sıcaklık (HP–LT) metamorfizması ürünü bir kayaçtan aşındığı, glokofan, lavsonit, granat mineralleri içeren bu kayacın (Şekil 3.5) mavişist fasiyesine ait olduğu belirlenmiştir (Karabıykoğlu vd. 2004; Monod vd. 2006).

Batı Toroslar'da mavişist fasiyesine ait başka birim bulunmaması, kayacın litolojik ve petrografik özelliklerinin Alanya Metamorfik Masifi'ni oluşturan kayaçlarla büyük benzerlik göstermesi ve blok boyutlu-köşeli bu sedimanların 100 km uzaklıktan taşınmış olamayacağı göz önünde tutularak, Miyosen örtü kayaçları altında Alanya Metamorfik Masifi'nin batıya, Aksu Havzası'na kadar uzandığı düşünülmektedir (Monod vd. 2006).



Şekil 3.5. Taşdibi Köyü doğusundan alınan Alanya Metamorfikleri'ne ait örneklerde gözlenen yüksek basınç–düşük sıcaklık metamorfizması ürünü glokofan (G) ve lavsonit (L) minerallerinin ince kesit görüntüsü, (a) tek nikol, (b) çift nikol.

3.2. Havza Dolgusunu Oluşturan Kayaçlar

Aksu Havzası çökel dolgusunu oluşturan kayaçlar Karpuzçay Formasyonu, Aksu Formasyonu, Eski köy Formasyonu, Gebiz kireçtaşları, Yenimahalle Formasyonu, Alakilise Formasyonu, Travertenler ve Alüvyon olmak üzere sekiz bölümde incelenmiştir (Şekil 3.6).

3.2.1. Karpuzçay Formasyonu

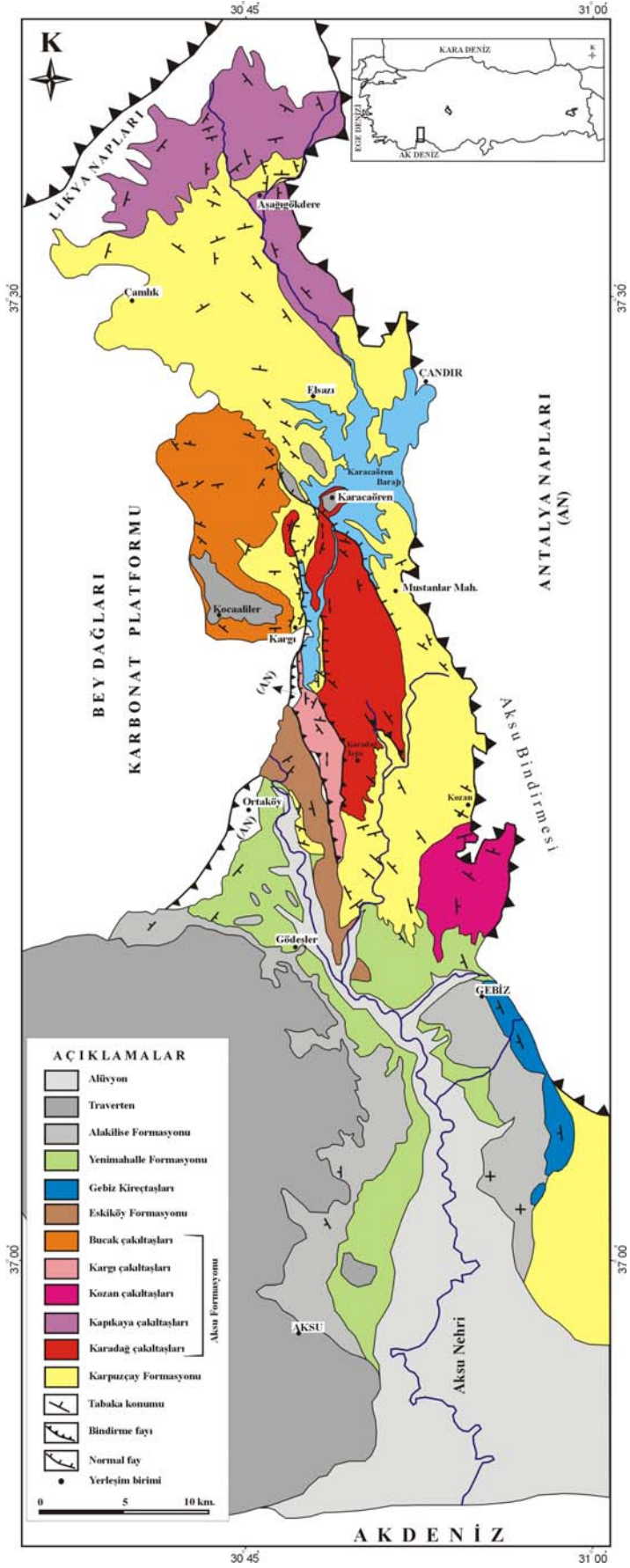
Kumtaşı-çamurtaşı araldanması ve arasındaki çakıltaşı seviyelerinden oluşan formasyon adını Antalya Havzası'nın doğusunda yer alan Karpuz Çayı'ndan almaktadır. Daha önce, fliş ve konglomera (Altınlı, 1944), molas fasiyesi (Blumenthal, 1951), kırıntılılar (Eroskay, 1966), Kayabaşı Formasyonu (Hadımlı, 1968), Beşkonak Formasyonu (Eroskay, 1968), Manavgat molası (Monod, 1977) ve Kargı molası (Poisson, 1977) olarak isimlendirilen formasyona Akay ve Uysal (1984) tarafından Karpuzçay Formasyonu adı verilmiştir.

Formasyon Aksu Havzası kuzeyinde Aşağıgökdere, Çamlık, Elsazı ve Çandır köyleri ile güneyde Araplar, Karakütük ve Mustanlar mahalleleri civarında geniş yayılım göstermektedir (Şekil 3.7). Yanal devamlılığı fazla, orta-ince tabakalı, normal derecelenme gösteren kumtaşları içerisinde, yer yer çapraz tabakalar, ripillar, kaval yapıları ve biyoturbasyon yapıları gözlenmektedir (Şekil 3.8). Mercek

Yaş		Formasyon	Litoloji	Ortam	Açıklamalar	
Kuvaterner						
Tersiyer	Pliyosen	Alüvyon		Akarsu	Pekışmemiş güncel sedimanlar	
		Traverten		göl-akarsu-bataklık	Kilce zengin mikrokristalin karbonatlar	
	Erken Pliyosen	Alaklılse Formasyonu		akarsu-göl	Çakıllar, bol fosilli silttaşları ve gölsel kireçtaşları	
		Yenimahalle Formasyonu		sığ deniz	Marn-Silttaşı ardalanması	
	Miyosen	Mes.	Gebiz kireçtaşları		sığ deniz	Resifal şelf karbonatları
			Eskiköy Formasyonu		alüvyon yelpazesi-akarsu	Çakıllar-kumtaşı-marn ardalanması
	Langiyen-Tortoniyen	Mes.	Aksu Formasyonu		yelpaze deltası	Karpuzçay Formasyonu ile yanal ve düşey geçişli çakıllar
			Karpuzçay Formasyonu		sığ deniz yelpaze deltası (delta ilerisi)	Kumtaşı-çamurtaşı ardalanması ve yer yer çakıllı seviyeler
	Mesozoyik		Temel Kayaçlar		-	Bey Dağları Karbonat Platformu Antalya Napları Likya Napları Alanya Metamorfik Masifi

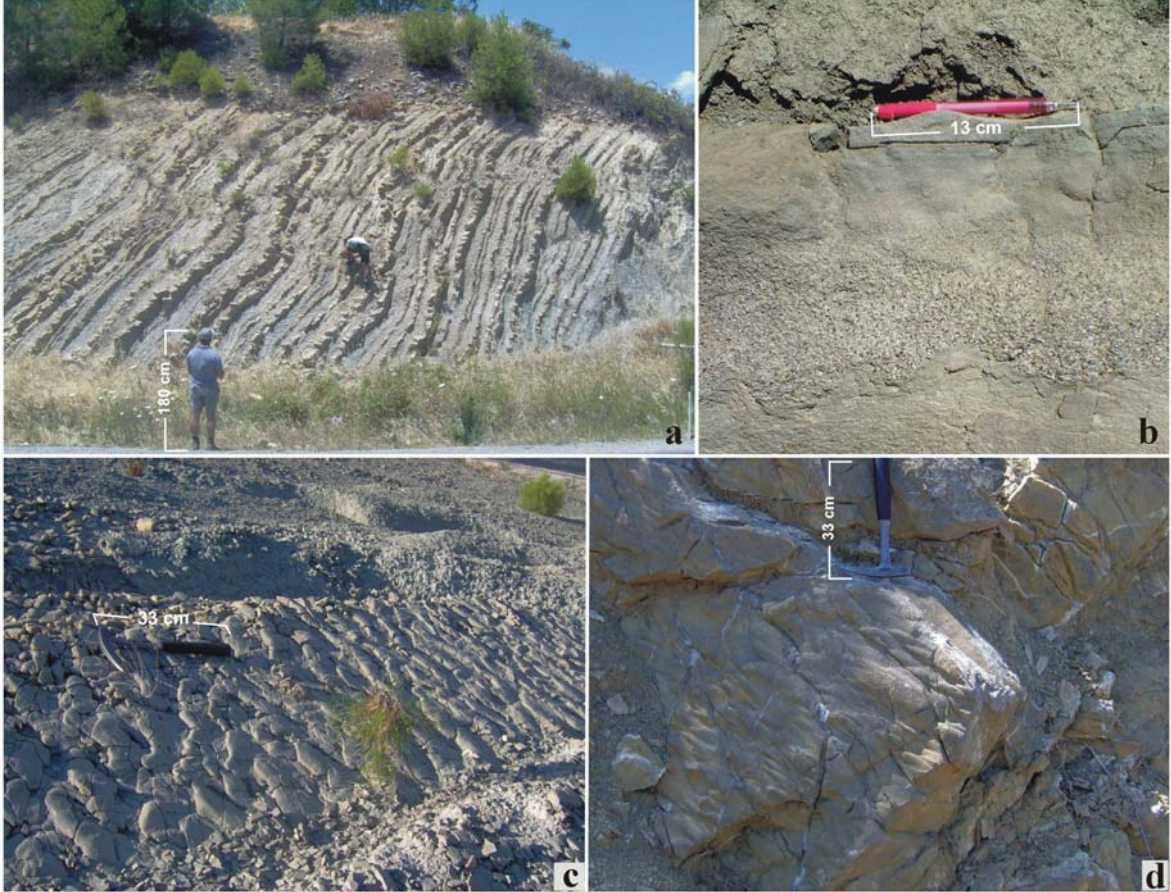
Ölçeksiz

Şekil 3.6. Aksu Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Poisson vd., 2003a; Karabiyikoğlu vd., 2004'den derlenmiştir).



Şekil 3.7. Aksu Havzası'nın jeoloji haritası.

şekilli çakıllı seviyeler içeren birim, Aksu Formasyonu'na ait çakıltaşları ile yanal-düşey geçişlidir. Üst Miyosen ve Pliyosen çökelleri birimin üzerine açılal uyumsuzluk ya da aşındırmalı olarak gelmektedir. Langiyen–Tortoniyen yaşlı formasyon, sığ deniz/delta ilerisi çökelleri olarak yorumlanmıştır (Akay vd. 1985; Karabıykoğlu vd. 2004).



Şekil 3.8. Kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan Karpuzçay Formasyonu'na ait çökeller (Kargı Köyü kuzeybatısı) (a). Formasyonda gözlenen normal derecelenme (b), akıntı ripilları (c) ve kaval yapısı (d).

3.2.2. Aksu Formasyonu

Kalın tabakalı çakıltaşı istiflerinden oluşan formasyon (Şekil 3.9) adını havzayı kuzeyden-güneye kesen Aksu Çayı'ndan almıştır. Daha önce; Miyosen taban kongloması (Blumenthal, 1951), Beşkonak Formasyonu (Eroskay, 1968), Mandallar Çakıltaşı (Hadımlı, 1968), Kesme Konglomalaları (Dumont, 1976), Aksuçayı Formasyonu (Akbulut, 1977), Aksu Çakıltaşı (Poisson, 1977), Tepekli Çakıltaşı (Monod, 1977) olarak isimlendirilen formasyona Akay ve Uysal (1984) tarafından bu isim verilmiştir. Yer yer 1000 metre kalınlığa ulaşan birim Aksu

Havzası kuzeyinde Aşağıgökdere Köyü ve Pazarkavak mahallesi, doğusunda Kozan Köyü, batısında Kargı, Çobanpınarı, Taşdibi köyleri civarında geniş yayılım göstermektedir (Bkz. Şekil 3.7).

Karabıyıköglü vd. 2004 tarafından üç üyeye ayrılan formasyon, bu çalışma ile beş üyeye genişletilmiştir. Bunlar: (1) havzanın kuzeyinde yüzeyleyen yelpaze deltası çökellerinden oluşan Tortoniyen yaşlı Kapıkaya çakıldaşları, (2) havzanın doğusunda yer alan ve Aksu Bindirmesi ile sınırlanan yelpaze deltası çökellerinden oluşan Langiyen–Tortoniyen yaşlı Karadağ çakıldaşları, (3) havzanın batısında yüzeyleyen Tortoniyen yaşlı yelpaze deltası çökelleri ve mercan resiflerden oluşan Kargı çakıldaşları, (4) havza doğusunda yüzeyleyen Tortoniyen yaşlı yelpaze deltası çökellerinden oluşan Kozan çakıldaşları ve (5) havza batısında yer alan Mesiniyen yaşlı Bucak çakıldaşlarıdır.

Temel kayaçlar üzerinde uyumsuz olarak gelen Aksu Formasyonu, Karpuzçay Formasyonu'na ait birimler ile yanal-düşey geçişlidir.



Şekil 3.9. Aşağıgökdere Köyü kuzeybatısında yüzeyleyen Aksu Formasyonu'na ait kalın tabakalı çakıldaşları (bakış yönü, Kuzeydoğu).

3.2.3. Eskiköy Formasyonu

Kalın tabakalı çakıltaşı-kumtaşı-marn seviyelerinden oluşan formasyon adını en yaygın yüzleklerin yer aldığı Eskiköy yöresinden almıştır. Havzanın orta kesiminde Ortaköy ve Eskiköy civarında yüzeyleyen formasyon (Bkz. Şekil 3.7), tabanda marn-kumtaşı-tabakalı çakıltaşlarından oluşan ve sığ denizel mikrofaunası içeren düzey ile üzerine gelen yaklaşık 100 metre kalınlığa sahip masif çakıltaşlarından oluşan bir istif sunmaktadır (Poisson vd. 2003a). Havza batısında 200 metre kalınlığa kadar ulaşan birimin yaşı Akay ve Uysal (1985) tarafından Mesiniyen, Şenel (1997) tarafından Mesiniyen–Pliyosen, Poisson (1977), Gutnic vd., (1979), Glover ve Robertson (1998a) tarafından ise Pliyosen olarak belirlenmiştir.

Eskiköy Formasyonu'na ait birimler doğuda Karpuzçay ve Aksu Formasyonu'na ait kırıntılılar, batıda ise Antalya Napları'nın üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Yenimahalle Formasyonu ile yanıl-düşey geçişli olan birim, yelpaze deltasına ait sığ denizel ve karasal çökellerden oluşmaktadır (Şekil 3.10).



Şekil 3.10. Ortaköy kuzeyinde yüzeyleyen Eskiköy Formasyonu'na ait çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı ardalanması (bakış yönü, Kuzeydoğu).

3.2.4. Gebiz kireçtaşları

Adını kuzeyinde yer alan Gebiz'den alan birim ilk olarak Poisson (1977) tarafından tanımlanmıştır. Havzanın güneydoğusunda KB–GD doğrultulu dar bir kuşak şeklinde uzanan kireçtaşları sınırlı bir alanda yüzelemektedir (Şekil 3.11) (Bkz. Şekil 3.7).

Gebiz kireçtaşları alttan üste doğru yama ve saçak resiflerinden oluşan şelf karbonatları, molusk ve bentik foraminiferler içeren biyoklastik kireçtaşları (Tuzcu ve Karabıyıköğlü 2001; Karabıyıköğlü vd. 2005) üzerine gelen sığ ve derin deniz faunası içeren marnlar ve kilttaşlarından oluşan bir istif sunar (Poisson vd., 2003a; Çiner vd., 2008).

Gebiz kireçtaşları için Poisson (1977) Erken Pliyosen, Akay vd. (1985) Mesiniyen, Glover ve Robertson (1998a) Tortoniyen, Tuzcu ve Karabıyıköğlü (2001) ise Geç Tortoniyen–Mesiniyen yaşlarını belirlemiştir. Son çalışmalardaki yeni paleontolojik verilere göre birimin Mesiniyen–Erken Pliyosen aralığında oluştuğu belirtilmektedir (Poisson vd., 2003a; Çiner vd., 2008). Stratigrafik ve paleontolojik veriler Gebiz kireçtaşlarının orta-yüksek enerji koşullarında, derinleşen bir dış şelfte oluştuğunu düşünmektedir (Poisson vd. 2003a; Çiner vd. 2008).

Antalya Napları ile Karpuzçay Formasyonu üzerinde açısal uyumsuzlukla gelen birim, üstündeki Yenimahalle Formasyonu'nun kilttaşlarına geçiş göstermektedir (Akay vd. 1985).

3.2.5. Yenimahalle Formasyonu

Havzanın güneyinde Aşağıoba, Dorumlar, Güllük ve Hatipler köyleri civarında yüzeleyen formasyon (Bkz. Şekil 3.7) adını Gebiz'in batısındaki Yenimahalle'den almıştır. Altta marnlar ve silttaşları ile başlayan birim, üst kısımlarda çakıllı kumtaşlarına geçiş gösterir. Akay vd. (1985) tarafından Mesiniyen–Pliyosen olarak belirtilen birimin yaşı, Poisson vd. (2003a) ve Karabıyıköğlü vd. (2004) tarafından Erken Pliyosen olarak belirlenmiştir.

Mesiniyen döneminde deniz seviyesinin hızlı bir şekilde alçalması ile oluşan derin vadilere (Şekil 3.12a), Pliyosen başlarında deniz seviyesinin tekrar yükselmesi sonucu sığ denizel çökellerin (Şekil 3.12b) depolanmasıyla oluşan Yenimahalle Formasyonu, Eskiköy Formasyonu ile Gebiz kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Birim, üstündeki Alakilise Formasyonu ile geçişlidir (Akay vd. 1985).



Şekil 3.11. Resifal şelf karbonatları, biyoklastik kireçtaşları, marnlar ve kilttaşlarından oluşan Erken Pliyosen yaşlı Gebiz kireçtaşları (bakış yönü, Doğu).



Şekil 3.12. Mesiniyen krizi sırasında oluşan derin vadinin Yenimahalle Formasyonu'na ait birimlerce doldurulması (Hatipler Köyü güneyi) (a); Yenimahalle Formasyonu'nda gözlenen pelesipoda fosilleri (b).

3.2.6. Alakilise Formasyonu

Adını Gebiz'in batısındaki Alakilise mahallesinden alan formasyon çakıltaşı, silttaşı, gölsel kireçtaşı ve marnlardan oluşmaktadır. Formasyon Gebiz'in güneyinde Tekkeköy ve Tüngüşlü Beldesi civarında yatay tabakalı, tane destekli, orta-iyi yuvarlaklaşmış, kalın çakıltaşı istifleri sunar (Şekil 3.13a). Birim Gebiz'in kuzeybatısında Akçapınar Köyü civarında ve havzanın orta kesimlerinde Kocaaliler ilçesi kuzeyinde ise bol miktarda molusk, foraminifer ve ostrakod içeren gölsel kireçtaşları ve marnlarla temsil edilir (Şekil 3.13b). Formasyona ait gölsel kireçtaşları ve marnlar içerisinde kömür kalıntılarına rastlanmıştır.

Birimin yaşı içerisindeki molusk fosillerine dayandırılarak Pliyosen olarak belirlenmiştir (Altınlı, 1944; Glover, 1995; Poisson vd., 2003a). Altındaki Yenimahalle Formasyonu'yla geçişli olup, üstüne ise Antalya Tufaları düşük açılı uyumsuzlukla gelmektedir.



Şekil 3.13. Gebiz güneyinde gözlenen Alakilise Formasyonu'na ait çakıltaşları (a); Kocaaliler kuzeyinde gözlenen Alakilise Formasyonu'na ait gastropoda fosilli gölsel marnlar (b).

3.2.7. Traverten

Aksu Havzası'na gözlenen travertenler Antalya tufaları ve Kocaaliler-Karacaören travertenleri olmak üzere iki bölüme ayrılır.

3.2.7.1. Antalya Tufası

Aksu Havzası güneyinde, Antalya şehir merkezi ve yakın çevresinde gözlenen ve yaklaşık 600 km²'lik yayılıma sahip dünyanın en büyük tufa çökelleri yer almaktadır (Glover ve Robertson, 1998b; 2003; Koşun vd., 2005; Dipova ve Doyuran, 2006). Kilce zengin mikrokristalin karbonatlardan oluşan Antalya tufası, bir tanesi deniz seviyesinin altında olmak üzere beş ana terastan oluşmaktadır (Dipova ve Doyuran, 2006).

Günümüzden yaklaşık 1,5 – 2 milyon yıl önce (Glover ve Robertson, 2003), serin ve nemli iklim koşullarında oluştuğu kabul edilen birim (Glover ve Robertson, 1998b) göl-akarsu ve bataklık ortamlarında çökelmiştir (Glover ve Robertson, 1998b; 2003; Koşun vd., 2005; Dipova ve Doyuran, 2006).

Antalya Tufası, Antalya Napları ve Pliyosen yaşlı Alakilise Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır.

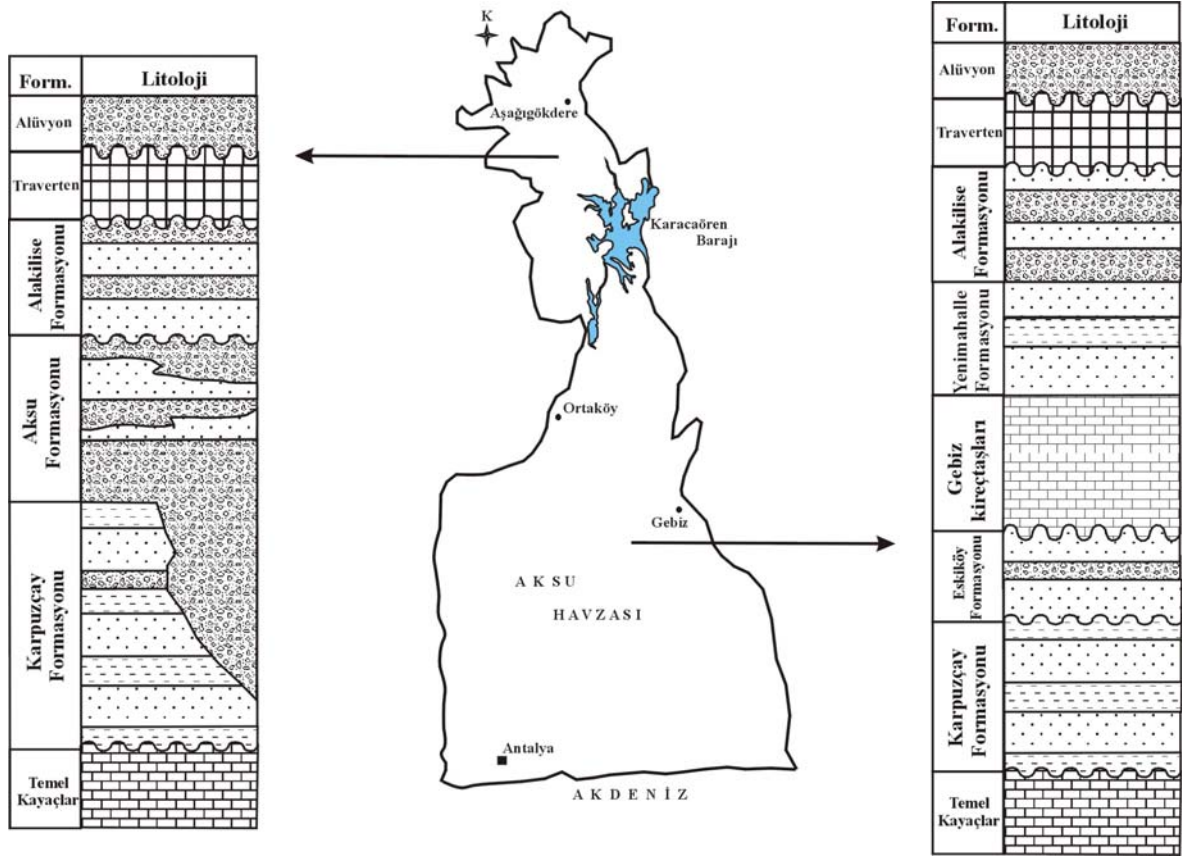
3.2.7.2. Kocaaliler-Karacaören travertenleri

Aksu Havzası orta kesiminde Kocaaliler ve Karacaören köyleri civarında sınırlı bir alanda yüzeleyen travertenler yer yer 100 metre kalınlığa ulaşabilmektedir. Kahverengi-bej-krem renk aralanmalı, kalın katmanlı, az boşluklu, bitki kalıntıları içeren birimin yaşı Pleyistosen olarak kabul edilmiştir (Akay ve Uysal, 1984).

3.2.8. Alüvyon

Havzaya adını veren Aksu Çayı ve onun kolları tarafından aşındırılıp, biriktirilen pekişmemiş sedimanlardan oluşmaktadır.

Havzanın çökel dolgusu incelendiğinde iki ayrı dizilim göze çarpmaktadır. Ortaköy'ün kuzeyinde kalan kısımda temel kayalar üzerine Aksu ve Karpuzçay formasyonları uyumsuz olarak gelirken, bu birimlerin üzerine açılal uyumsuzlukla Pliyosen yaşlı Alakilise Formasyonu'na ait gölsel çökeller ve travertenler gelmektedir (Şekil 3.14). Ortaköy'ün güneyinde ise temel kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen Karpuzçay Formasyonu üzerinde, uyumsuz olarak Eskiköy Formasyonu gelmektedir. Bu birimleri uyumsuz olarak Gebiz kireçtaşları, sığ denizel Yenimahalle Formasyonu, karasal Alakilise Formasyonu ve Antalya Travertenleri izlemektedir.



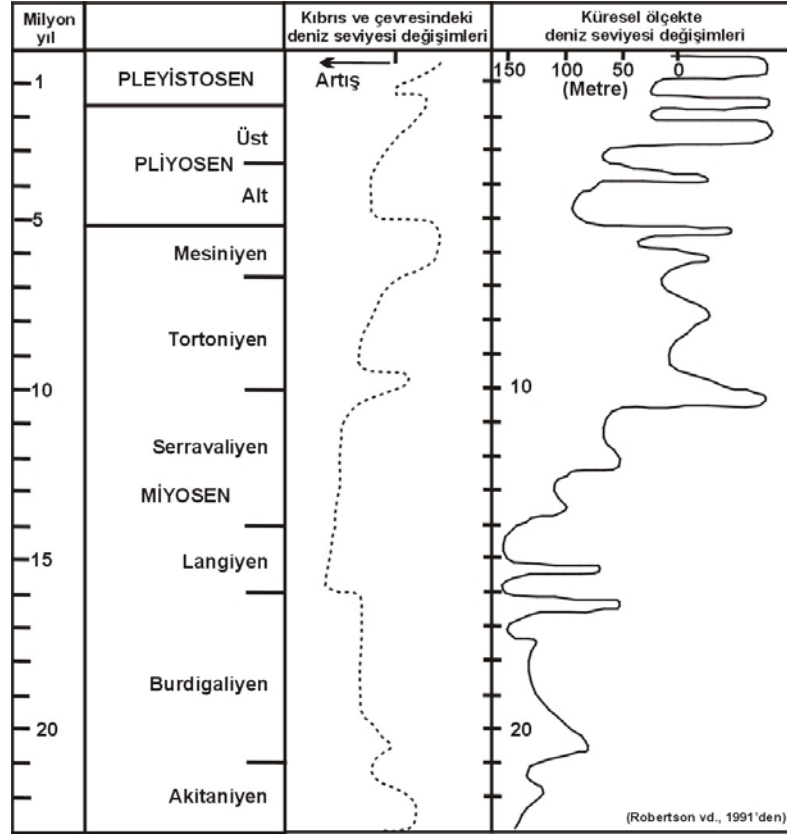
Şekil 3.14. Aksu Havzası'nda Ortaköy'ün kuzeyinde ve güneyinde gözlenen, stratigrafik dizilimdeki farklılıklar.

Dizilim farklılığını yaratan temel sebep Akdeniz genelinde etkili olan Mesiniyen krizi (Hsü vd. 1973; Krijzman vd. 1999) sonrasında, Erken Pliyosen'deki transgresyon ile (Glover ve Robertson, 1998b) deniz seviyesinin Ortaköy'e kadar ilerlemesi ancak daha kuzeye geçememesi olmalıdır. Gebiz Kireçtaşları ve Yenimahalle Formasyonu'na ait sığ denizel çökellerin depolanmasından sonra havza güneyinde karasal koşullar hakim olmuştur. Havzanın kuzeyi için ise durum farklıdır. Serravaliyen–Tortoniyen yaşlı Aksu Formasyonu'na ait yelpaze deltası

ökelleri ile bunlarla yatay-düŖey geiŖli delta ilerisi/deniz tabanı ökellerinin (Karpuzçay Formasyonu) depolanması sonrasında, Mesiniyen krizi ile havzanın kuzeyinde karasal ortam koŖulları egemen olmuŖ ve bu birimler üzerine açısal uyumsuzlukla gölŖel çökeller ve travertenler gelmiŖtir.

4. SEDİMANTOLOJİ

Aksu Havzası çökelme sistemleri yoğun tektonik faaliyetten ve büyük ölçekli deniz seviyesi değişimlerinden önemli şekilde etkilenmiştir. Miyosen ve sonrasında, hem küresel ölçekte hem de çalışma alanı yakın çevresinde meydana gelen bölgesel ölçekteki deniz seviyesi değişimleri incelendiğinde Serravaliyen sonunda ve Mesiniyen'de deniz seviyesinde önemli alçalmalar gözlenmektedir (Robertson vd., 1991) (Şekil 4.1). Deniz seviyesindeki bu değişimler Aksu Havzası'nın sığ denizel ortamdan karasal ortama geçiş yapmasına sebep olmuştur. Erken Tortoniyen'de ve Pliyosen başlarında deniz seviyesinin tekrar yükselmesi ise özellikle havza güneyinde karasal çökellerin üzerinin sığ denizel sedimanlarca örtülmesini sağlamıştır. Deniz Geç Pliyosen'de havzadan tamamiyle çekilmiştir.



Şekil 4.1. Miyosen ve sonrası dönemi gösteren, küresel ve bölgesel ölçekteki deniz seviyesi değişimleri (Robertson vd., 1991'den alınmıştır).

Aksu Havzası çökel dolgusunun sedimentolojik özelliklerinin, bağlantılı olarak da havzanın jeolojik evriminin anlaşılması amacıyla havzadaki birimlerden fasiyes, çakıl ve paleoakıntı yönü analizleri yapılmıştır.

4.1. Fasiyes Analizi

Stratigrafi bölümünde bahsedildiği gibi havzanın kuzey kısmı ile güney kısmı iki farklı stratigrafik dizilim göstermektedir. Bu iki bölümün ortasında yer alan Aksu Formasyonu'na ait Kargı çakıltaşlarının, fasiyes özelliklerinin ve çökeltme alt ortamlarının belirlenmesi amacıyla fasiyes analizleri yapılmış ve ayrıntılı sedimantolojik kesit hazırlanmıştır. Bu kapsamda Kargı çakıltaşları litolojik, geometrik ve dokusal özelliklerine, rengine, sedimanter yapılarına ve organizma içeriğine göre yedi fasiyese ayrılmıştır.

Aksu Havzası'ndaki diğer birimlerin fasiyes özellikleri Çiner vd. (2008)'de ayrıntılı olarak verilmektedir.

4.1.1. Kargı çakıltaşları'nın fasiyes özellikleri

Fasiyes 1: Matriks destekli kaba çakıl fasiyesi (F1): En kalın yeri 4–5 m kadar olan fasiyes, yaklaşık 40 m yayımlı ve mercek şekillidir. 0,5–40 cm arasında değişen tane boyuna sahip, çakıl boyutunda sedimanlardan oluşmaktadır. Açık kahve-kiremit renkli bağlayıcı malzeme kum-silt ve kilden oluşur. Çakıllar köşeli-az yuvarlak (küçük boyutlu çakıllar daha yuvarlak) ve orta dereceli tutturulmuştur. Kırıntılar kireçtaşları ve ofiyolit kökenli kayalardan türemiş olup çok kötü boylanmalıdır. Birim içerisinde fosile rastlanmamıştır.

Sedimanlarda herhangi bir yönlenmenin ya da dizilimin gözlenmemesi ve kötü boylanmış olması, fasiyesin moloz akış süreçleriyle oluştuğunu göstermektedir (Hempton vd., 1983; Steel ve Thompson, 1983; Smith, 1990; Miall, 1992). Açık kahve-kiremit renkli bağlayıcı malzemesi, moloz akış süreçleri ve fosil içermemesi ise alüvyal yelpaze ortamını işaret etmektedir (Hooke, 1967; Steel vd. 1977) (Şekil 4.2). Temel kayaktan ayrılan ve parçalanmış kırıntıların, gravite veya kısa süreli yağmurların-sellerin oluşturduğu akıntılar etkisi ile yamaç aşağı doğru akmasıyla oluşmuş olmalıdır.

Fasiyes 2: Düşük açı çapraz tabakalı kaba çakıl fasiyesi (F2): Maksimum 5 m görünür kalınlığa sahip olan fasiyes, açık gri renklidir. Orta-iyi boylanmış, orta-zayıf

pekişmiş, ortalama 3–4 cm çaplı, yarı yuvarlak, kireçtaşı ve ofiyolit kökenli çakıllar, kum boyu bir matriks ile bağlanmıştır (Şekil 4.3). Çakılların uzun eksenleri boyunca gözlenen biniklenmeler, kuzeydoğu paleoakış yönünü işaret etmektedir. Birim içerisinde 5–10° eğim açılı düzlemsel çapraz tabakalar gözlenmektedir.



Şekil 4.2. Moloz akış süreçleri ile oluşan, matriks destekli kaba çakıl fasiyesinin (F1) genel görünümü.



Şekil 4.3. Dalga enerjisinin etkin olduğu sığ denizel ortamda çökelmiş, düşük açı çapraz tabakalı kaba çakıl fasiyesinin (F2) genel görünümü.

Çakıllarda gözlenen dizilim, yuvarlaklık ve iyi boylanma sedimanların dalga enerjisinin etkin olduğu sığ deniz (delta) ortamında çökeldiğini göstermektedir (Massari ve Parea, 1988; Karabıyıkolu, 2003).

Fasiyes 3: Matriks destekli ince çakıl-kum fasiyesi (F3): Fasiyes genel olarak açık kahve-gri renklidir. Kumlu, çamurlu bir matriks içerisindeki, köşeli-yarı yuvarlak, kireçtaşı ve ofiyolit kökenli çakıllar gözlenir. Çakıllar 2–5 cm arası değişen tane boyuna sahiptir. Yer yer biniklenmelerin gözleendiği birim, orta-kötü boylanmalıdır. Zayıf pekişme gösteren birimin, tabanı aşındırmalı, tavanı keskindir (Şekil 4.4).

Kötü boylanmalı, matriks destekli çakıl fasiyesi karasal (alüvyal yelpaze) veya sualtı (delta önü) koşullarında gerçekleşen moloz akması çökellerini tanımlamaktadır (Hampton, 1975; Bull, 1977; Lowe, 1982).

Fasiyes 4: Laminalı ince kum-silt fasiyesi (F4): Açık kahve-gri renkli, laminalı ince kum-silt aralanmasından oluşmaktadır. Fasiyeste az miktarda organik madde kalıntısı gözlenmektedir. Normal derecelenmenin gözleendiği fasiyeste yanal devamlılık fazladır. Akış doğrultusu hakkında bilgi veren oluk izlerinin (groove casts) gözleendiği, kumlu ve siltli birim içerisinde çeşitli boylarda çakıl merceklerine rastlanmaktadır (Şekil 4.5).

Açık kahve-gri renkli, ince taneli birimdeki normal derecelenme flüvyal sistemlerdeki kanal dolgu çökellerine benzemektedir (Allen, 1964; Coleman, 1969; Vos, 1977). Bu çökeller arasındaki merceksi çakıl yığışmaları kütle akması (mass flow) ürünüdür (Postma, 1984; Postma ve Roep, 1985).

Fasiyes 5: Mercan Resifi (F5): Karasal ve sığ denizel çökeller üzerinde yer alan mercan resifleri, 6–8 m kalınlığa sahiptir. Bu resif genel olarak, düz, sütunsal biçimli kalın dallar halinde ve birbirleri ile kenetlenmiş bir şekilde düşey yönde büyüme gösteren *Porites* ve *Tarbellastraea* kolonilerinden oluşan bir doku ile karakterize edilmektedir. İstifi içerisindeki *Porites* ve *Tarbellastraea* egemen resiflerde, Tortoniyen yaşına özgü *Porites lobatosepta* ve *Tarbellastraea siciliae* türleri bulunduğu belirtilmiştir (Tuzcu ve Karabıyıkolu, 2001) (Şekil 4.6).

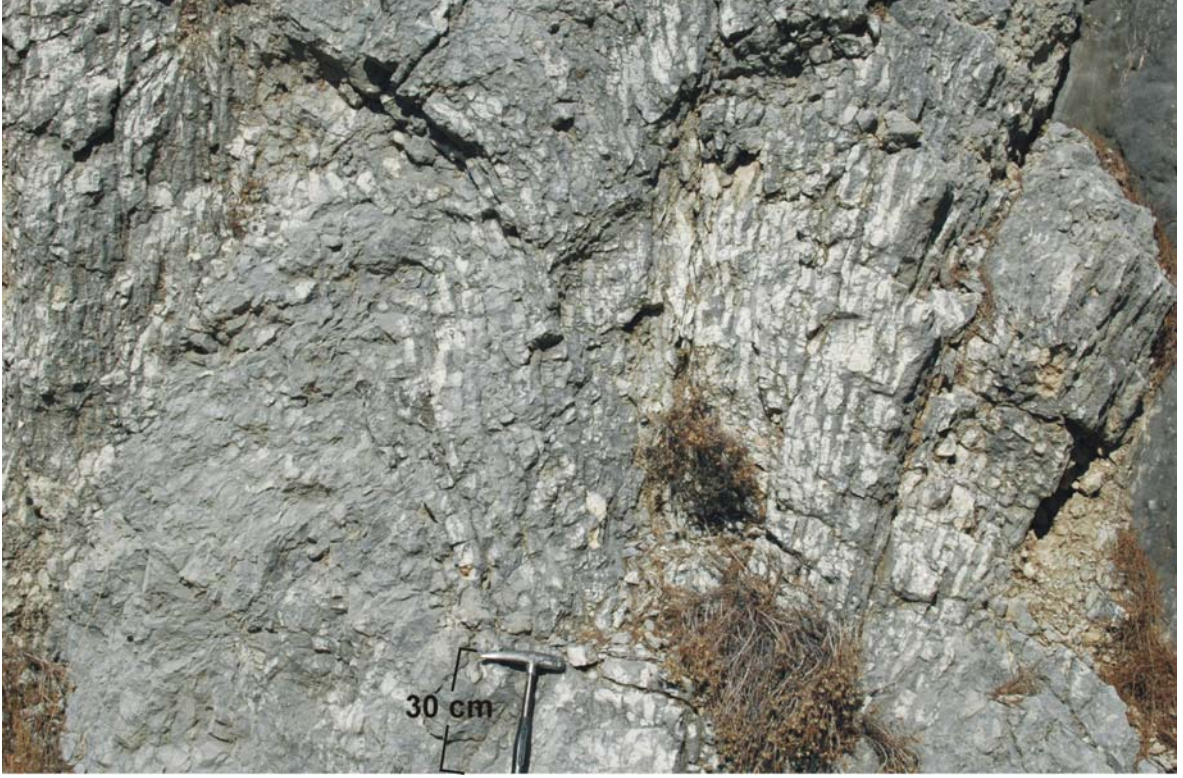


Şekil 4.4. Sualtı koşullarında gerçekleşen moloz akış süreçleri ile oluşan, matriks destekli ince çakıl-kum fasiyesinin (F3) genel görünümü.



Şekil 4.5. Yer yer çakıl mercekleri içeren laminalı ince kum-silt fasiyesinin (F4) genel görünümü.

Sütunsal biçimli, düşey olarak büyüyen dallar şeklinde gözlenen bu resifler, engeltaşı (bafflestone) olarak isimlendirilmektedir (Embry ve Klovan, 1971). Engeltaşı, konumu itibarıyla düşük dalga enerjisinin ve yüksek sedimentasyonun hakim olduğu (James, 1979) sığ denizel bir ortamı temsil etmektedir (Wilson, 1975; Atabey, 1997).



Şekil 4.6. Düşük dalga enerjisinin hakim olduğu sığ denizel bir ortamda gelişen mercan resifi (F5).

Fasiyes 6: Fosilli silt-kil fasiyesi (F6): Bej-koyu gri renkli, laminalı silt-kil ardalanmasından oluşmaktadır. Fasiyeste bol miktarda gastropoda (*Conus*) ve pelesipoda (*Pecten*) fosili gözlenmektedir. Fosil içeriği üst katmanlara doğru artmaktadır. Tabanın ve tavanın keskin olduğu fasiyeste yanallı devamlılık azdır. Bol çatlaklı siltli ve killi birimler içerisinde çeşitli boylarda çakıllara rastlanmaktadır (Şekil 4.7).

Kil çökeli ve deforme olmamış fosiller, durgun-sığ su koşullarının egemen olduğu bir lagün ortamını temsil etmektedir (Reineck ve Singh, 1973; Reading, 1980).

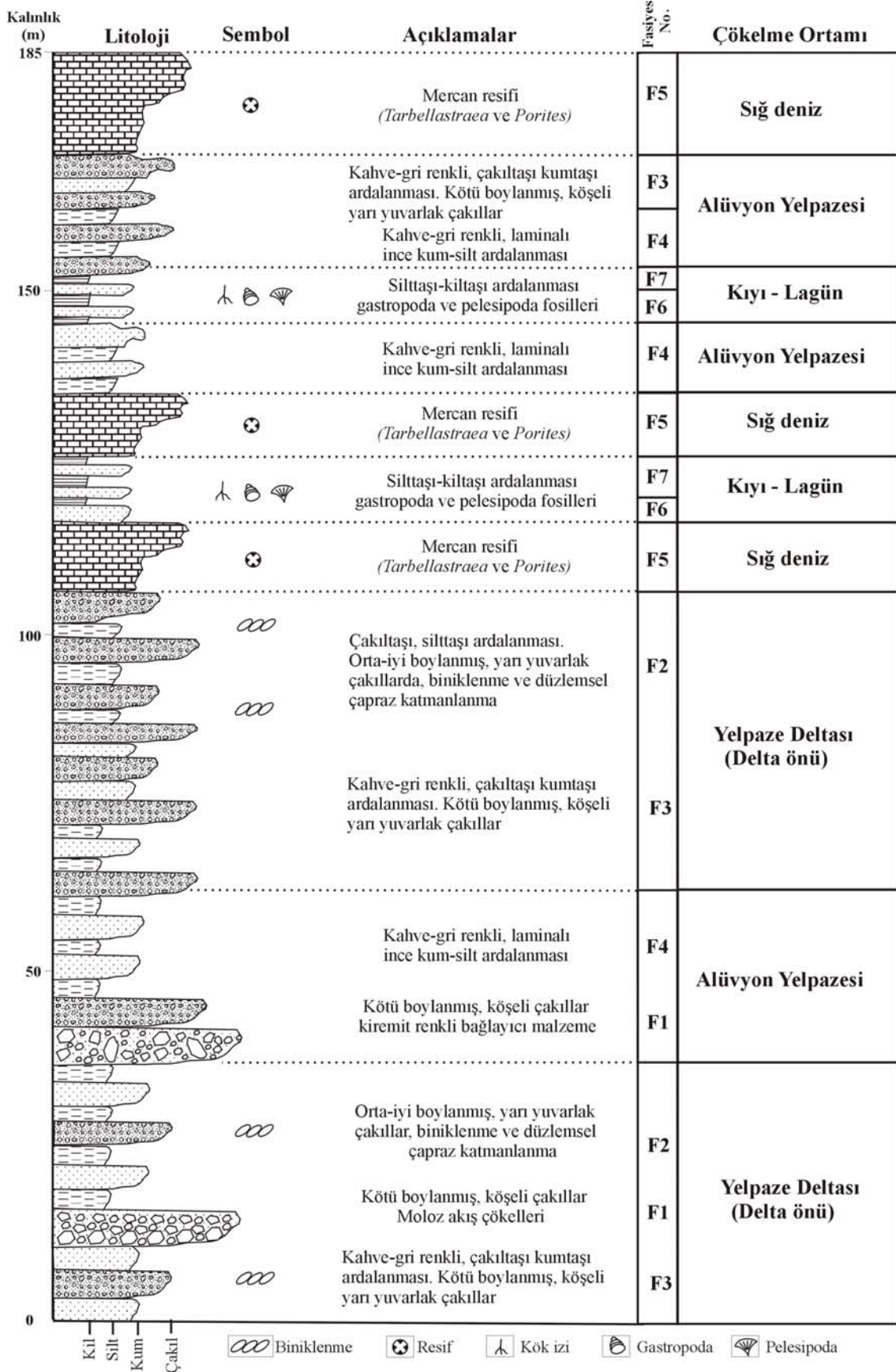
Fasiyes 7: Tane destekli ince çakıl fasiyesi (F7): Birim genel olarak gri-bej renklidir. Maksimum 5 m kalınlığa sahip olan fasiyes 3–5 mm çaplı iyi boylanmış çakıllardan oluşmaktadır. Kireçtaşları ve ofiyolit kökenli kayalardan oluşan kırıntılar, yarı yuvarlaktır. Pelesipod-gastropod fosilli ve bol kavkı kırıntılıdır. Katmanlanmanın gözlenmediği birimin yanıl devamlılığın sınırlıdır.

İyi boylanmış çakıllı malzeme ve kavkı parçaları, çökelinin dalga enerjisinin etkin olduğu sığ deniz-deniz kıyısı ortamında gerçekleşmiş olabileceğini göstermektedir (Mount, 1984; Somoza vd. 1987; Bardaji vd. 1990).

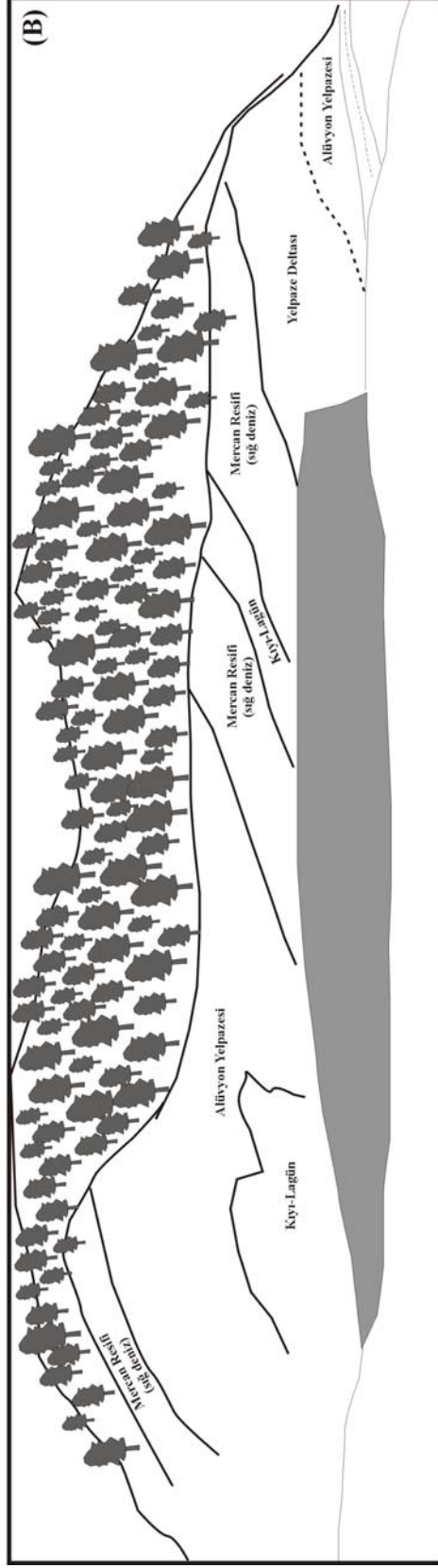


Şekil 4.7. Durgun su koşullarının egemen olduğu lagün ortamında çökelmiş, fosilli silt-kil fasiyesi (F6).

Kargı çakıltaşlarına ait fasiyeslerin konumları ve dizimleri incelendiğinde (Şekil 4.8) Tortoniyen'de meydana gelen deniz seviyesindeki değişimler ve buna bağlı olarak oluşan çökme alt ortamları (alüvyon yelpazesi, kıyı-lagün, yelpaze deltası-delta önü ve sığ deniz) açık bir şekilde görülmektedir (Şekil 4.9). Kargı çakıltaşlarına ait 185 m'lik istifte gözlenen karasal fasiyesler ile denizel fasiyeslerin sıkça aralanması yelpaze deltası ortamı için tipiktir (McGoven, 1970; Çiner ve Koşun, 1996).



Şekil 4.8. Kargı çakıltaşlarındaki fasiyesleri ve çökme ortamlarını gösteren ölçülü stratigrafik kesit.



Şekil 4.9. Kargı Tüneli doğusunda yer alan Kargı çakıltaşlarının (A) arazi görüntüsü; (B) işlenmiş şematik görüntüsü (bakış yönü, Doğu).

4.2. Aksu Formasyonu'na ait çakıl analizi

Havzada yer alan çakıllı birimler Aksu Formasyonu'na ait yelpaze deltası çökellerinden oluşan Kapıkaya, Karadağ, Kargı, Kozan ve Bucak çakıltaşları ile Eskiköy ve Alakilise formasyonlarına ait çakıltaşlarıdır. Bu çakıltaşlarının aşındığı kaynak kayaların belirlenmesi amacıyla yapılan çakıl analizinde birimlerin tane boyu, tane şekli, tane dizilimi gibi dokusal özelliklerinin yanında, çakıl türleri ve bu çakılların kayaç içerisindeki bulunuş miktarlarına göre değerlendirme yapılmıştır. Özellikle kireçtaşı çakıllarından alınan örneklerinden yapılan ince kesitlerin petrografik incelemesi sonucu elde edilen özellikler, havza kenarlarında yer alan Antalya Napları, Likya Napları ve Bey Dağları Karbonatları'na ait kireçtaşlarının petrografik özellikleriyle karşılaştırılmıştır.

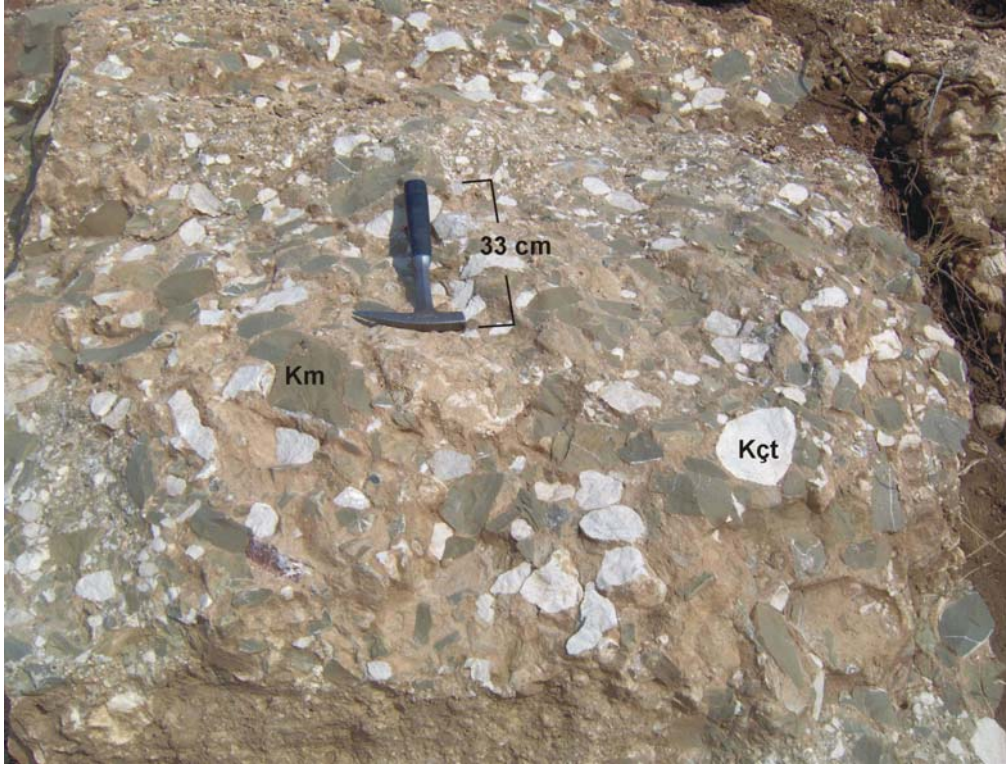
Eskiköy ve Alakilise formasyonlarına ait % 60 kireçtaşı, % 30 ofiyolit ve % 10 kumtaşı bileşimindeki orta-iyi yuvarlaklaşmış çakıltaşlarının yoğun biçimde Aksu Formasyonu'ndan beslendiği belirlendiği için ayrıntılı olarak sunulmamıştır.

4.2.1. Kapıkaya çakıltaşları

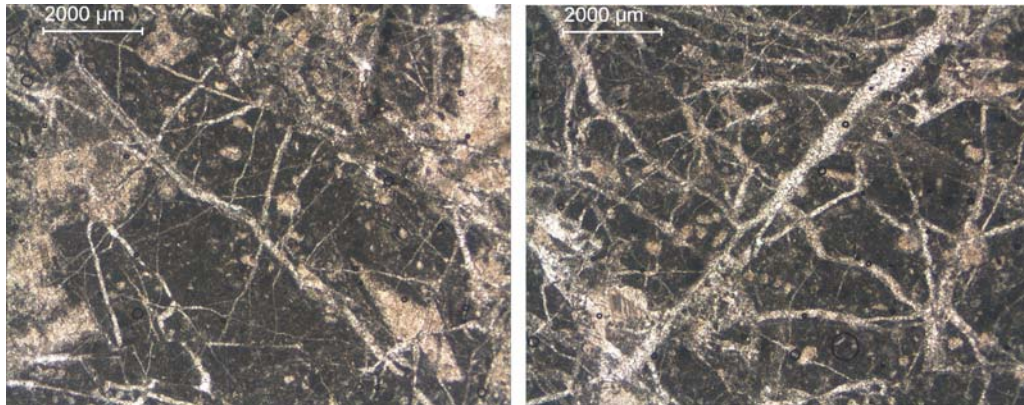
Aksu Havzası'nın kuzey sınırında Aşağıçamova, Çukurköy, Akbelenli, Pazarkavak, Aşağıgökdere ve Taşyayla köyleri civarında yer alan, Likya Napları'na ait kireçtaşları ile Antalya Napları'na ait kireçtaşları ve ofiyolitlerden aşınan sedimanların birikmesiyle oluşmuş, yelpaze deltası çökelleridir. Karabıyıköğlü vd. (2004) birimin Serravaliyen–Tortoniyen yaş aralığında oluştuğunu belirtmişlerdir. Yazarlar Karpuzçay Formasyonu'na ait kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan birimlerle yan al geçişli durumda olan çakıltaşlarını Kapıkaya çakıltaşları adı altında toplamışlardır.

Genel olarak 0,5–30 cm çaplı, kötü boylanmış, köşeli-yarı yuvarlak çakılların, karbonat oranı yüksek bir çimento ile bağlanmasından oluşmuştur. Herhangi bir dizilimin bulunmadığı birimde, yer yer biniklenme ve çapraz tabakalanma gözlenmektedir. 80–100 cm tabaka kalınlığına sahip birimde, aralarda kumlu ve marnlı seviyeler bulunmaktadır.

Kapıkaya çakıltaşlarının % 50 kireçtaşı, % 50 kumtaşı çakıllarından oluşan batı kesiminde (Şekil 4.10), birimi oluşturan beyaz-bej renkli kireçtaşı çakıllarının petrografik incelemesi sonucunda bol çatlaklı, çamurlu bir bağlayıcı malzemeye sahip, çamur destekli ve az miktarda fosil parçaları (foraminifer) içeren (Şekil 4.11) kayaç, Dunham (1962) ve Wright (1992) karbonat kayası sınıflamasına göre; vaketaşı, Folk (1962)'a göre seyrek paketlenmiş biyomikrit olarak isimlendirilmiştir. Bu özellikleri ile kireçtaşı çakılları, Likya Napları'na ait kireçtaşlarıyla büyük benzerlik göstermektedir.



Şekil 4.10. Kumtaşı (Km) ve kireçtaşı (Kçt) çakıllarından oluşan Kapıkaya çakıltaşlarının (batı) arazi görüntüsü (Harmancık Köyü güneyi).

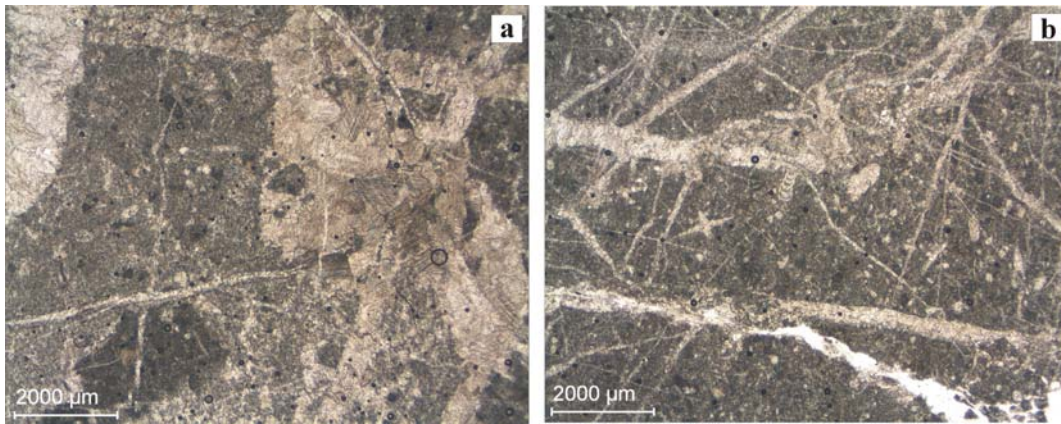


Şekil 4.11. Kapıkaya çakıltaşlarının batı kesiminden alınan ve (Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre vaketaşı olarak isimlendirilen kireçtaşı çakıllarının incekesit görüntüsü.

Kapıkaya çakıltaşlarının % 60 ofiyolit, % 30 kireçtaşı ve % 10 kumtaşı çakıllarından oluşan doğu kesiminde (Şekil 4.12), birimi oluşturan açık gri-bej renkli kireçtaşı çakıllarının petrografik incelemesi sonucunda iri kalsit kristalleri (Şekil 4.13a), az miktarda fosil parçası (foraminifer) ve çamurlu bir bağlayıcı malzeme içeren, çamur destekli kayaç (Şekil 4.13b), Dunham (1962) ve Wright (1992) karbonat kayası sınıflamasına göre vaketaşı, Folk (1962)'a göre seyrek paketlenmiş biyomikrit olarak isimlendirilmiştir. Bu özellikleri ile kireçtaşı çakılları Antalya Napları'na ait kireçtaşlarıyla benzerlik göstermektedir.



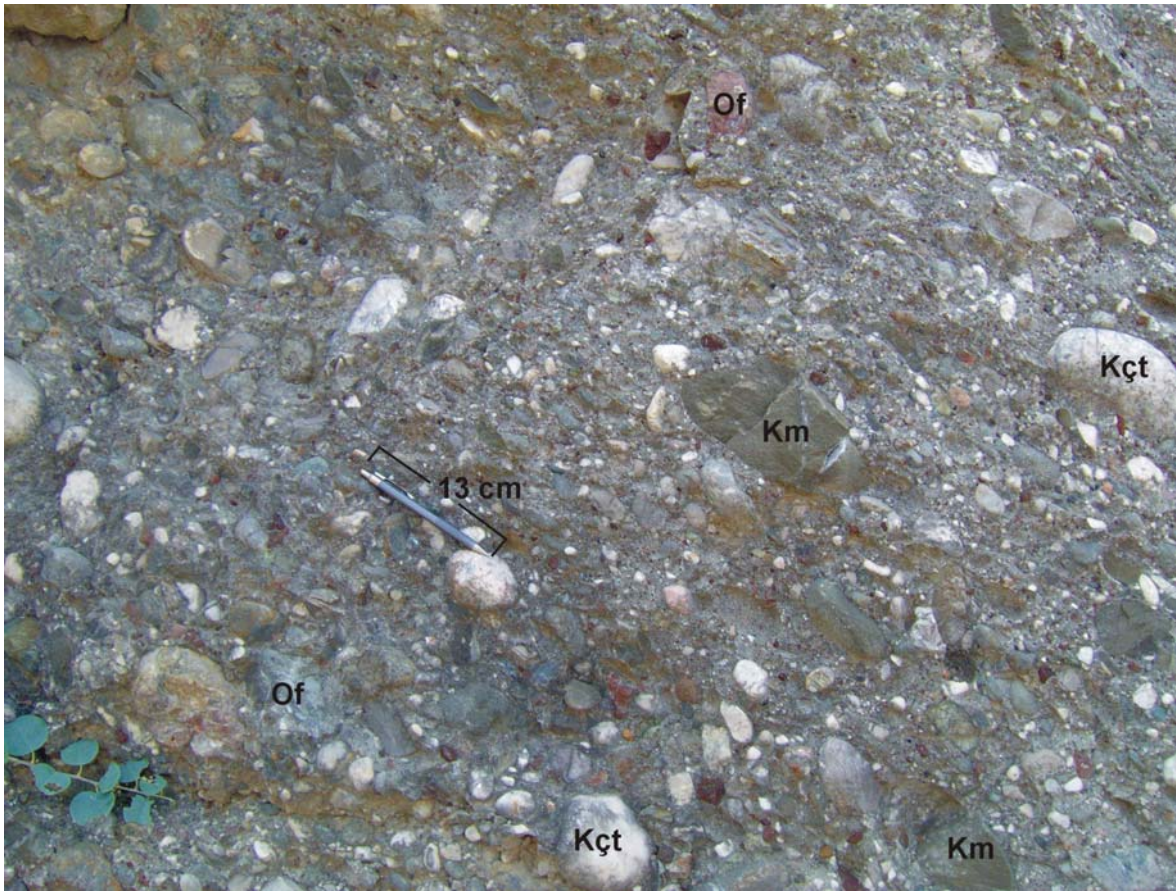
Şekil 4.12. Kireçtaşı (Kçt) ve ofiyolit (Of) çakıllarından oluşan Kapıkaya çakıltaşlarının (doğu) arazi görüntüsü (Aşağıgökdere Köyü kuzeyi).



Şekil 4.13. Kapıkaya çakıltaşlarının doğu kesiminden alınan ve (Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre vaketaşı olarak isimlendirilen kireçtaşı çakıllarının incekesit görüntüsü.

4.2.2. Karadağ çakıltaşları

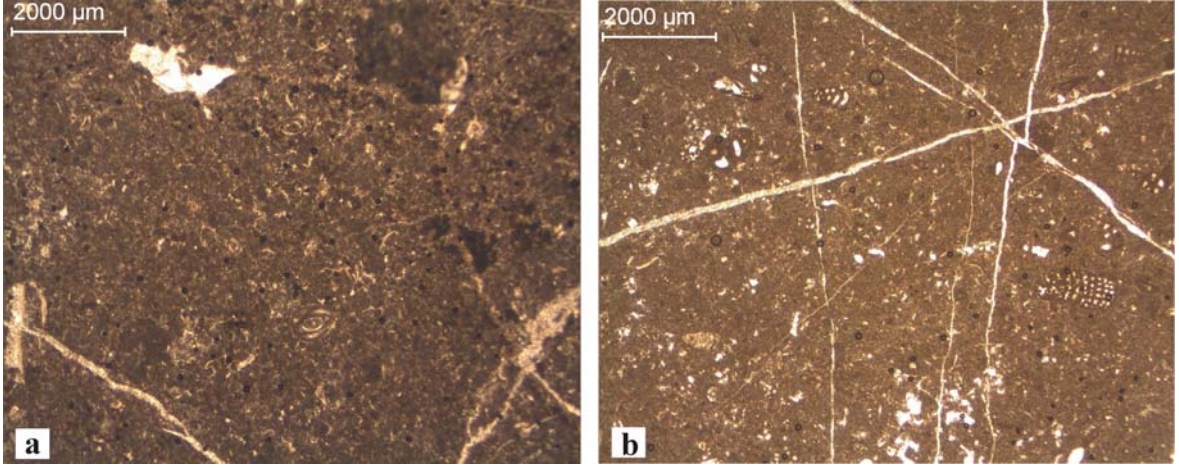
Aksu Havzası'nın orta kesiminde Karacaören köyü, Taşdibi, Yukarıbük ve Araplar mahalleleri civarında yer alan, % 60 kireçtaşı, % 20 ofiyolit ve % 20 kumtaşı çakıllarından oluşan Serravaliyen–Tortoniyen yaşlı yelpaze deltası çökelleri Karadağ çakıltaşları olarak isimlendirilmiştir (Karabıyıkolu vd., 2004). KD'ye eğimli kalın çakıltaşı tabakalardan oluşan birim yaklaşık 1000 metre kalınlığa sahiptir. Maksimum 50 cm, ortalama 3–8 cm tane boyuna sahip, orta-kötü boylanmış, yarı yuvarlak çakılların ince çakıl boyutlu bir matriksle bağlanması ile oluşmuştur (Şekil 4.14).



Şekil 4.14. Kumtaşı (Km), kireçtaşı (Kçt) ve ofiyolit (Of) çakıllarından oluşan Karadağ çakıltaşlarının arazi görüntüsü (Karacaören Barajı doğusu).

Karadağ yelpaze deltası çökellerinin % 60'ını oluşturan kireçtaşı çakıllarının hem el örneği boyutunda incelenmesi hem de petrografik incelemesi sonucunda, iki tür kireçtaşı çakılına rastlanmıştır. Çamurlu bir bağlayıcı malzemeye sahip, fosil parçaları bakımından zengin (foraminifer, bivalve), tane destekli kayaç (Şekil 4.15a), Dunham (1962) ve Wright (1992) karbonat kayası sınıflamasına göre

istiftaşı, Folk (1962)'a göre sık paketlenmiş biyomikrit olarak isimlendirilmiştir. Bu özellikler havza batısında yeralan Beydağları Karbonat Platformu'na ait kireçtaşları ile benzerlik göstermektedir. Az miktarda fosil parçası (foraminifer), çamurlu bir bağlayıcı malzeme içeren, çamur destekli kayaç ise (Şekil 4.15b), Dunham (1962) ve Wright (1992) karbonat kayası sınıflamasına göre; vaketaşı, Folk (1962)'a göre seyrek paketlenmiş biyomikrit olarak isimlendirilmiştir. Bu özellikler yine havza batısında yeralan ve Bey Dağları'na bindirmiş konumda bulunan Antalya Napları'na ait kireçtaşları ile benzerlik göstermektedir.



Şekil 4.15. Karadağ çakıltaşlarından alınan iki farklı kireçtaşı çakılından; istiftaşı (Dunham (1962) ve Wright (1992)) (a) ve vaketaşı (Dunham (1962) ve Wright (1992)) (b) olarak isimlendirilen çakılların ince kesit görüntüsü.

4.2.3. Kargı çakıltaşları

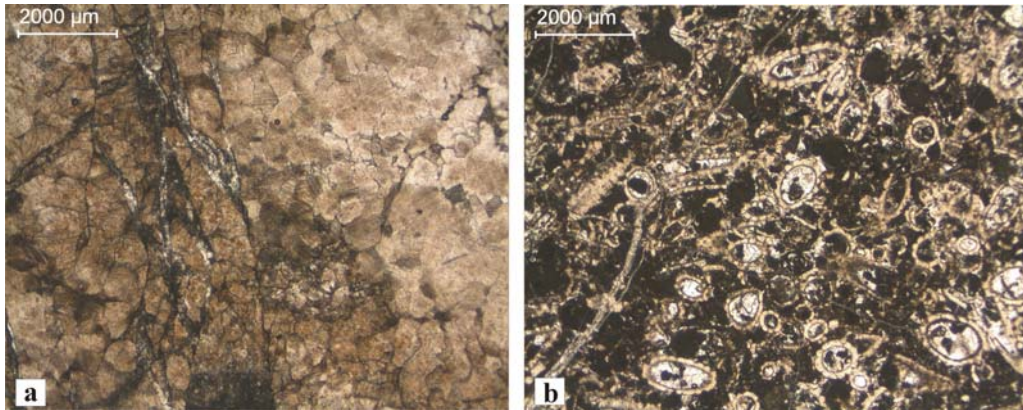
Aksu Havzası'nın batısında, Kargı Köyü güneyinde kuzey–güney uzanımlı olarak yer alan, KD'ye eğimli kalın çakıltaşı ve ince çamurtaşı tabakalardan oluşan, 185 metre kalınlığa sahip birim Kargı çakıltaşları olarak isimlendirilmiştir (Karabıyıköğlü vd., 2004). Maksimum 40 cm, ortalama 3–5 cm tane boyuna sahip, orta-kötü boylanmış, yarı yuvarlak çakılların ince çakıl boyutlu bir matriksle bağlanması ile oluşmuştur (Şekil 4.16). % 60 ofiyolit ve % 40 kireçtaşı çakıllarından oluşan birim, Tortoniyen yaşlı yelpaze deltası çökeli olarak tanımlanmıştır (Karabıyıköğlü vd., 2004).

Kargı yelpaze deltası çökellerinin % 40'ını oluşturan kireçtaşı çakıllarının petrografik incelemesi Karadağ çakıltaşlarına benzer olarak birimde iki tip kireçtaşı çakılına varlığını göstermektedir. Yapılan petrografik incelemelere göre yalnızca

kalsit kristallerinden oluşan kayaç (Şekil 4.17a), Dunham (1962) karbonat kayası sınıflamasına göre kristalin karbonat olarak isimlendirilmiş olup, Antalya Napları'na ait kireçtaşlarıyla benzerlik göstermektedir. Çamurlu bir bağlayıcı malzemeye sahip, fosil parçaları bakımından zengin (foraminifer, bivalve), tane destekli kayaç ise (Şekil 4.17b), Dunham (1962) ve Wright (1992) karbonat kayası sınıflamasına göre istiftaş, Folk (1962)'a göre sık paketlenmiş biyomikrit olarak isimlendirilmiştir. Bu özellikler havza batısında yer alan Bey Dağları Karbonat Platformu'na ait kireçtaşları ile benzerlik göstermektedir.



Şekil 4.16. Kireçtaşı (Kçt) ve ofiyolit (Of) çakıllarından oluşan Kargı çakıltaşlarının arazi görüntüsü (Kargı Köyü güneyi).

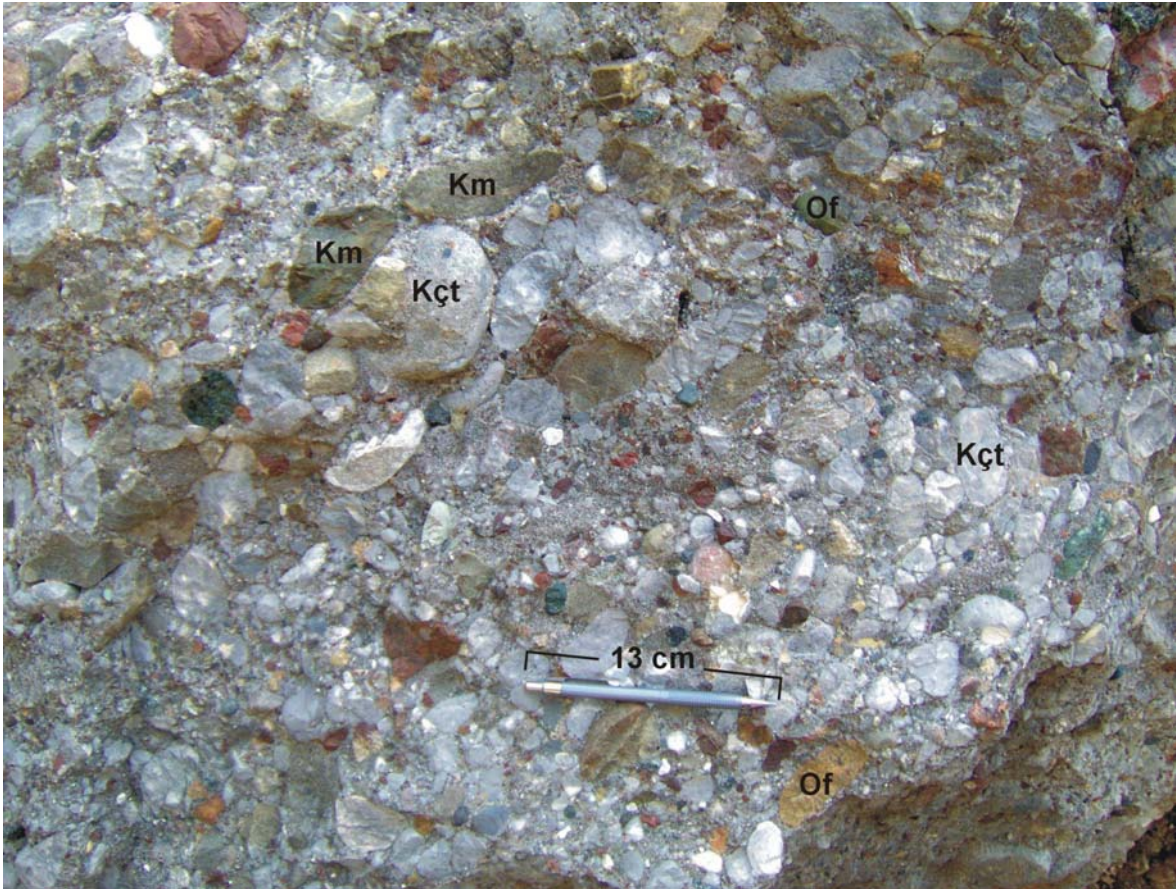


Şekil 4.17. Kargı çakıltaşlarından alınan iki farklı kireçtaşı çakılından; kristalin karbonat (Dunham (1962) (a) ve istiftaş (Dunham (1962) ve Wright (1992)) (b) olarak isimlendirilen çakılların ince kesit görüntüsü.

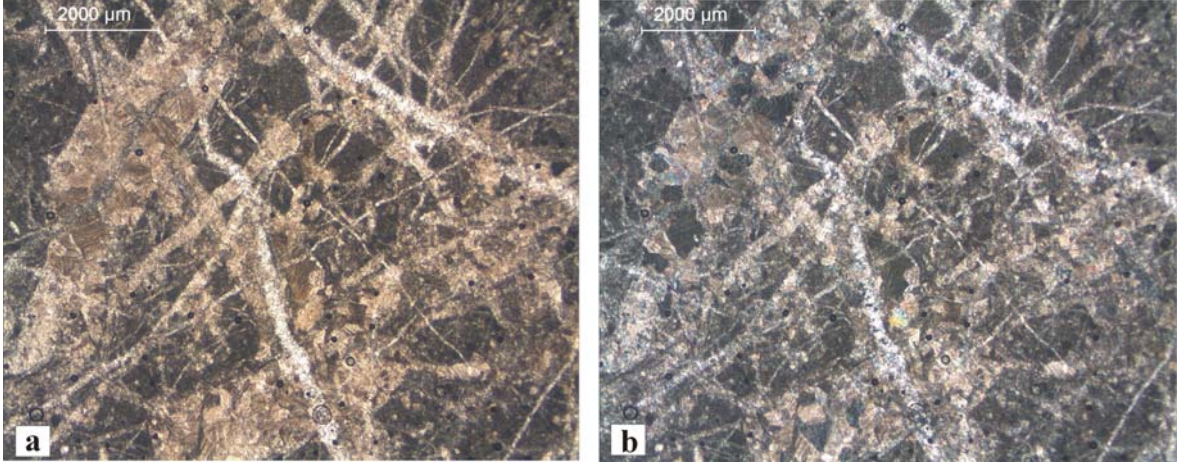
4.2.4. Kozan çakıltaşları

Aksu Havzası'nın doğu kenarında Kozan ve Hasgebe köyleri civarında yer alan birim, Karabıyıköğlü vd. (2004) tarafından Karadağ çakıltaşları ile birlikte tek bir birim olarak adlandırılmıştır. Kuzeydoğuya eğimli, 40–50 cm kalınlığa sahip tabakalı, % 40 kireçtaşı, % 30 ofiyolit ve % 30 kumtaşı bileşimindeki, maksimum 20 cm, ortalama 3–4 cm tane boyuna sahip, orta-kötü boylanmış, yarı yuvarlak çakılların, ince çakıl boyutlu bir matiksle bağlanması ile oluşan (Şekil 4.18) yelpaze deltası çökelleri bu çalışmada Kozan çakıltaşları olarak isimlendirilmiştir.

Birim içerisindeki açık gri-bej renkli kireçtaşı çakıllarının petrografik incelemesi sonucunda; bol çatlaklı, iri kalsit kristalleri ve az miktarda fosil parçası (foraminifer) içeren, çamurlu bir bağlayıcı malzemeye sahip kayaç (Şekil 4.19), Dunham (1962) ve Wright (1992) karbonat kayası sınıflamasına göre; vaketaşı, Folk (1962)'a göre; seyrek paketlenmiş biyomikrit olarak isimlendirilmiştir. Bu özellikler Antalya Napları'na ait kireçtaşları ile benzerlik göstermektedir.



Şekil 4.18. Kumtaşı (Km), kireçtaşı (Kçt) ve ofiyolit (Of) çakıllarından oluşan Kozan çakıltaşlarının arazi görüntüsü (Hasgebe Köyü güneyi).



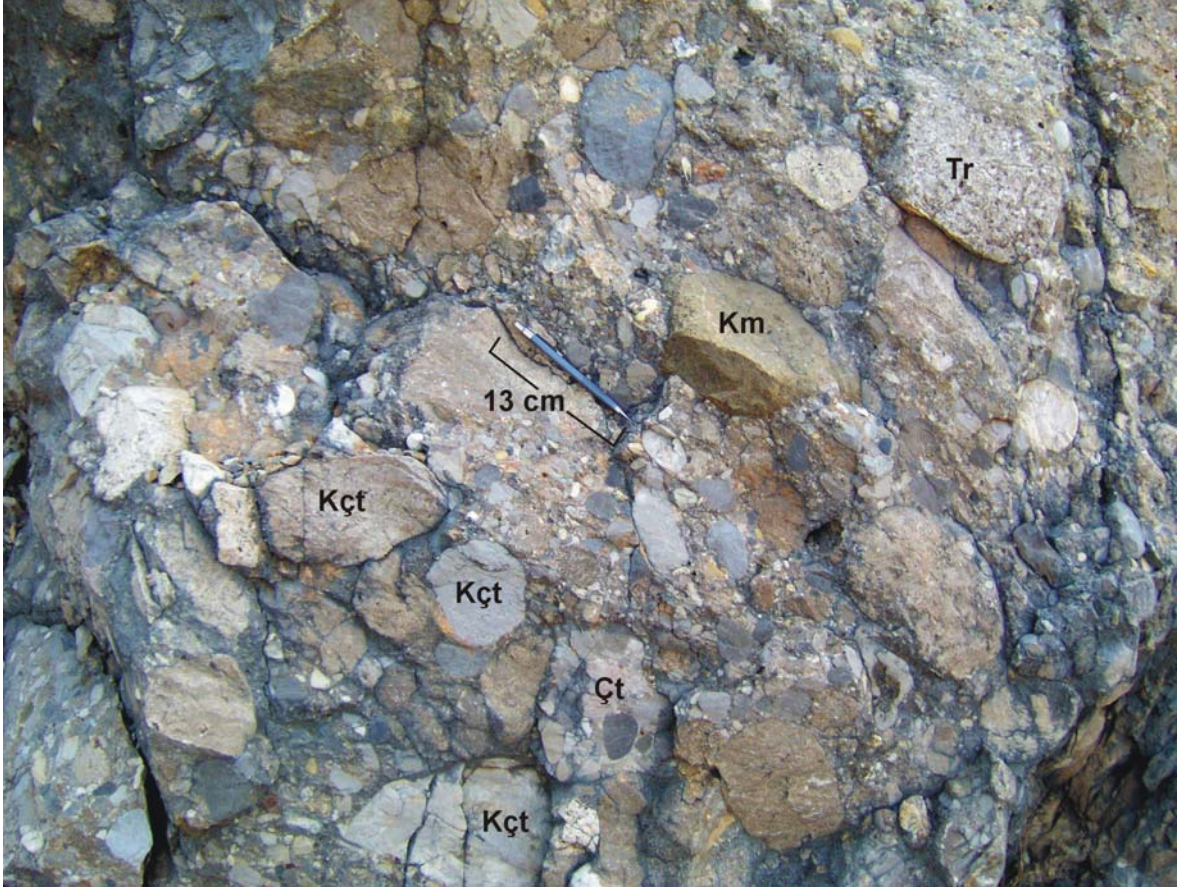
Şekil 4.19. Kozan çakıldaşlarından alınan ve (Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre vaketaşı olarak isimlendirilen kireçtaşı çakıllarının tek nikol (a) ve çift nikol (b) ince kesit görüntüsü.

4.2.5. Bucak çakıldaşları

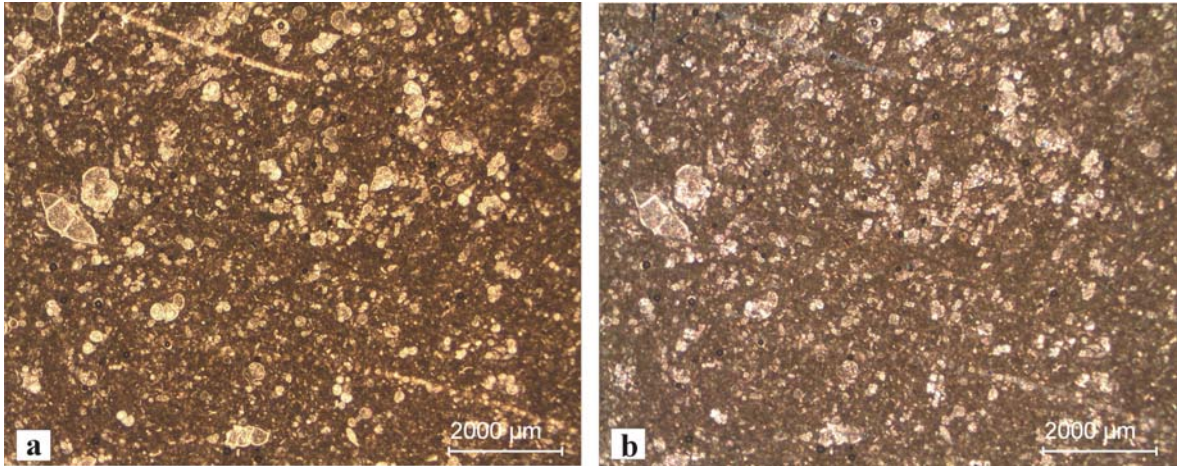
Aksu Havzası'nın batısında Kocaaliler kasabası, Çobanpınar ve Karaseki köyleri civarında yayılım gösteren birim Karabıyıkoglu vd. (2004) tarafından Serravaliyen–Tortoniyen yaşlı Kapıkaya çakıldaşları ile birlikte incelenmiştir. Konumu ve sedimentolojik özellikleri ile Kapıkaya çakıldaşlarından farklılık gösteren birim, tez kapsamında Bucak çakıldaşları olarak isimlendirilmiştir.

Genel olarak çakıldaş, kumtaşı ve silttaşlarından oluşan birim yelpaze deltası özelliği gösterir. % 80 kireçtaşı, % 20 kumtaşı+çamurtaşı bileşimindeki çakıldaşlarında maksimum 50 cm, ortalama 5–10 cm tane boyuna sahip, kötü boylanmış, yarı köşeli çakıllar, ince çakıl boyutu bir matriks ile bağlanmaktadır. Birim içerisinde az miktarda traverten ve Karadağ çakıldaşlarından aşınan konglomera çakıllarına rastlanmaktadır (Şekil 4.20).

Birim içerisindeki koyu gri renkli kireçtaşı çakıllarının petrografik incelemesi sonucunda çamurlu bir bağlayıcı malzemeye sahip, tane destekli, fosil parçaları bakımından zengin (planktik foraminifer) kayaç (Şekil 4.21a ve b), Dunham (1962) ve Wright (1992) karbonat kayası sınıflamasına göre istiftaşı, Folk (1962)'a göre sık paketlenmiş biyomikrit olarak isimlendirilmiştir. Bu özellikler Beydağları Karbonat Platformu'na ait kireçtaşı ile benzerlik göstermektedir.



Şekil 4.20. Kumtaşı (Km), kireçtaşı (Kçt), çakıltaşı (Çt) ve traverten (Tr) çakıllarından oluşan Bucak çakıltaşılarının arazi görüntüsü (Kocaaliler Köyü doğusu).



Şekil 4.21. Bucak çakıltaşılarından alınan ve (Dunham (1962) ve Wright (1992)'a göre istifışı olarak isimlendirilen kireçtaşı çakılının tek nikol (a) ve çift nikol (b) ince kesit görüntüsü.

Bucak çakıltaşıları içerisinde traverten çakıllarının gözlenmesi bu birimin havza kuzeyinin karasal ortama geçiş gösterdiği dönemde (Mesiniyen) oluştuğu

düşüncesini beraberinde getirmektedir. Bu durum Bucak çakıltaşlarının dahil olduğu Aksu Formasyonu'nun yaşının Mesiniyen'e kadar uzatılmasını gerektirebilir.

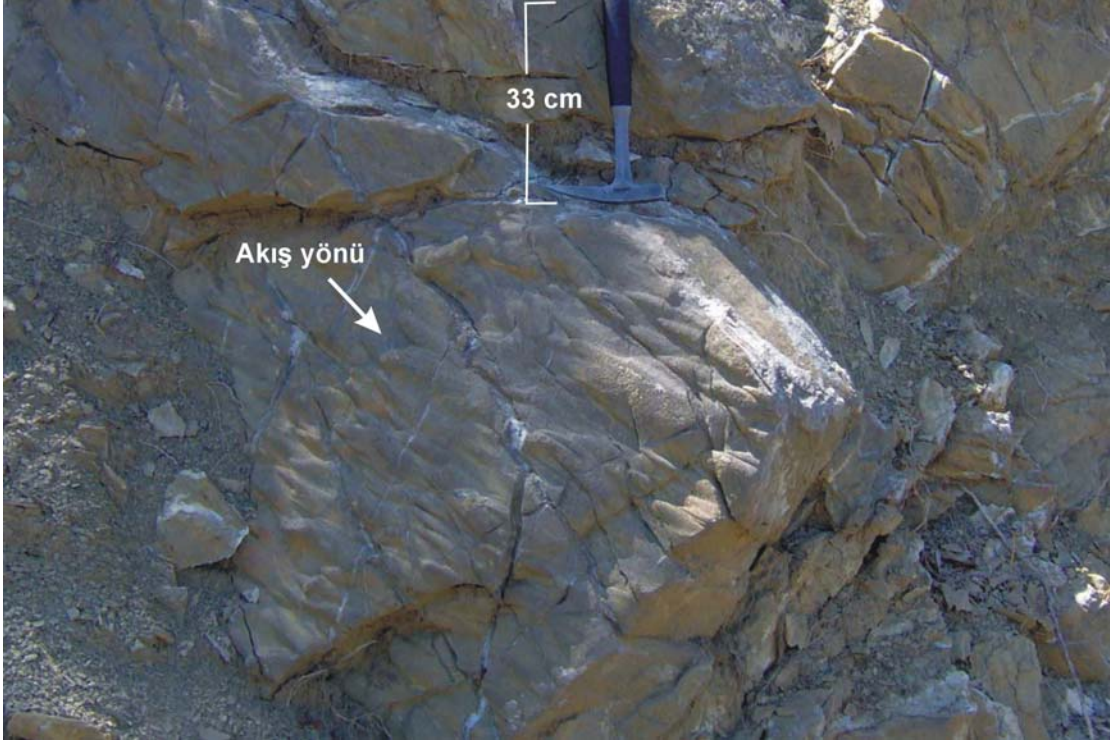
4.3. Paleoakıntı Yönü Analizleri

Aksu Havzası çökel dolgusunu oluşturan kırıntılı kayaçların aşınıp-taşındığı kaynak kayaçlar, taşınma süreçleri ve çökelme ortamları hakkında bilgi sahibi olmak amacıyla paleoakıntı yönü analizi yapılmıştır. Paleoakıntı yönü veren sedimanter yapıların doğrultusuna dik yönde alınan ölçümler, içerisinde buldukları tabaka konumları ile birlikte eğim düzeltmesi yapılarak değerlendirilmiştir. 94 farklı noktadan alınan ölçümler Çizelge 1'de sunulmuştur. Havzada gözlenen ve paleoakıntı yönü veren bazı sedimanter yapılar aşağıda kısaca açıklanmıştır.

Kaval yapısı:

Arazi çalışmaları sırasında incelenen ve paleoakıntı yönü belirten oldukça önemli sedimanter yapılardandır. Akıntının kendi enerjisi ile oluşturduğu bu yapılar, tabakanın alt yüzeyini gösteren oluşumlardır. Aksu Havzası'nda özellikle Karpuzçay Formasyonu olarak isimlendirilen birim içerisinde gözlenmektedir.

Aksu Havzası doğu sınırında, kuzeydoğuya eğimli, Kozan çakıltaşları (Aksu Formasyonu) ve Karpuzçay Formasyonu'na ait birimlerin paleoakış yönü verileri, önceki çalışmalarla (Akay ve Uysal, 1984) farklılıklar göstermektedir. Havzanın doğusunda Kozan Köyü güneybatısında mostra veren sığ denizel Karpuzçay Formasyonu'na ait kumtaşlarında gözlenen kaval yapıları (Şekil 4.22), hem tabakaların devrik konumda olduğunu göstermeleri, hem de Kozan çakıltaşlarında gözlenen biniklenmelerle birlikte değerlendirildiğinde havza doğusundan sediman getirimini göstermeleri bakımından önemli bir yere sahiptir.



Şekil 4.22. Karpuzçay Formasyonu'na ait devrik kumtaşlarında gözlenen kaval yapıları (Kozan Kasabası güneyi).

Çapraz tabakalanma:

Arazi çalışmaları sırasında gözlenen ve paleoakıntı yönü belirten önemli sedimanter yapılardandır. Büyük ölçekli yapılar, baskın (güçlü) bir akış rejimi ile oluşabildiği için paleoakıntı yönü dışında paleoeğim hakkında da yorum yapmayı sağlar (Collinson ve Thompson, 1989). Havzada, Aksu Formasyonu içerisinde, Karadağ ve Kargı çakıltaşlarında, Eskiköy Formasyonu'na ait çakıltaşlarında (Şekil 4.23) bu yapılara sıkça rastlanmaktadır.

Akıntı ripilları:

Akıntı ripilları (asimetrik ripillar) tek yönlü akışın etkisi ile oluşan ve birçok çökelme ortamında gözlenebilen sedimanter yapılardandır. Akıntı ripilları su derinliği ve akış hızına bağlı olarak çeşitli şekillerde oluşurlar. Bu ripillar düz (straight), yilankavi (sinuous) ve dil şekilli (linguoid) ripillar olarak ayrılır. Sığ sularda ve yüksek akış hızında, dil şekilli ripillar gibi karmaşık yapılar oluşurken, su derinliği arttıkça ve/veya akış hızı azaldıkça daha basit şekilli düz ripillar oluşmaktadır (Allen, 1968; Collinson ve Thompson, 1989).

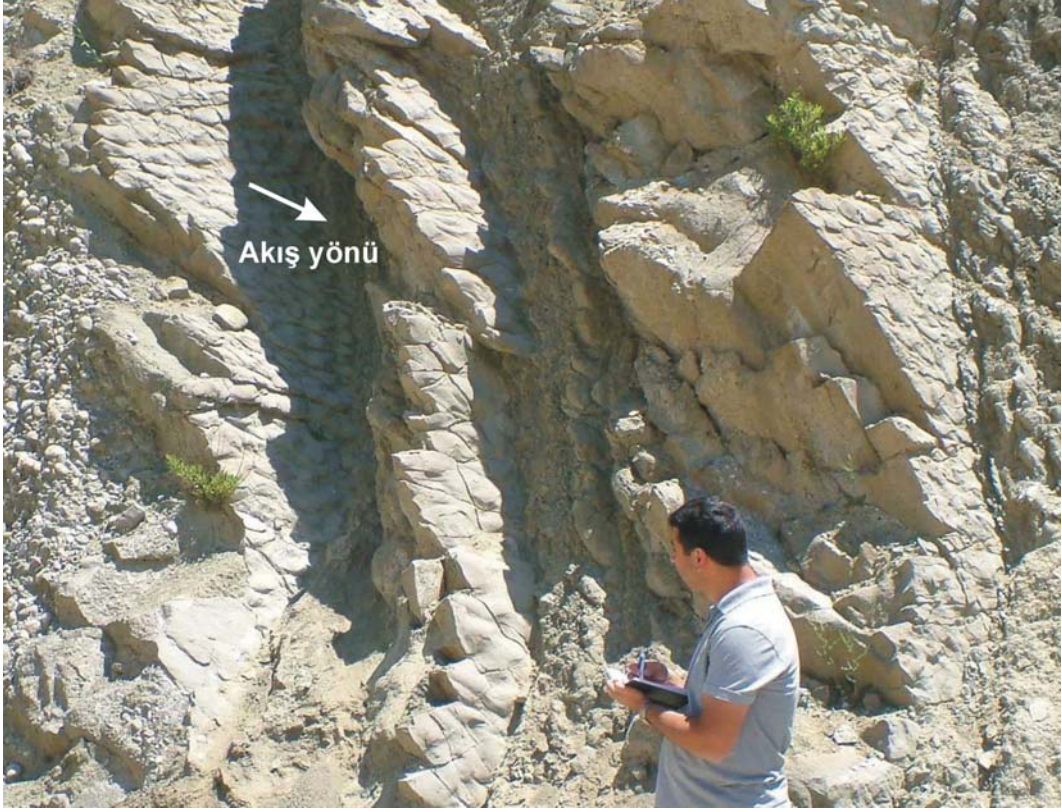


Şekil 4.23. Eskiköy Formasyonu'na ait çakıltaşlarında gözlenen düzlemsel çapraz tabakalar (Eskiköy doğusu).

Aksu Havzası'nda özellikle Karpuzçay Formasyonu olarak isimlendirilen, kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan, türbidit çökellerinde bu yapılara sıkça rastlanmaktadır. Aşağıgökdere Köyü kuzeybatısında yapılan çalışmada Karpuzçay Formasyonu'na ait birimlerde gözlenen akıntı ripıllarının (Şekil 4.24), yukarıda tanımlanan dil şekilli ripıllar olduğu belirlenmiştir. İstif içerisinde kaba çakıllı seviyesi bulunması bu akıntı ripıllarının, sığ su koşullarında ve yüksek hızlı bir akışın etkisi ile oluştuğu düşüncesini desteklemektedir.

Biniklenme:

Bir çökme ortamında uzunlamasına çakıllarda gözlenen yönlenme ve biniklenme bu sedimanları taşıyan akış koşulları hakkında bilgi vermektedir. Çakıllarda gözlenen biniklenme birimi oluşturan paleoakıntı yönünü belirtirken (Şekil 4.25), çakıllardaki yönlenme sedimanları taşıyan akışın enerjisi hakkında yorum yapmaya yardımcı olmaktadır. Eğimin fazla olduğu alanlarda akıntının taşıdıkları çakılların uzun eksenleri akış yönüne paralel iken, düşük eğimli alanlarda çakılların uzun eksenleri akış yönüne diktir.

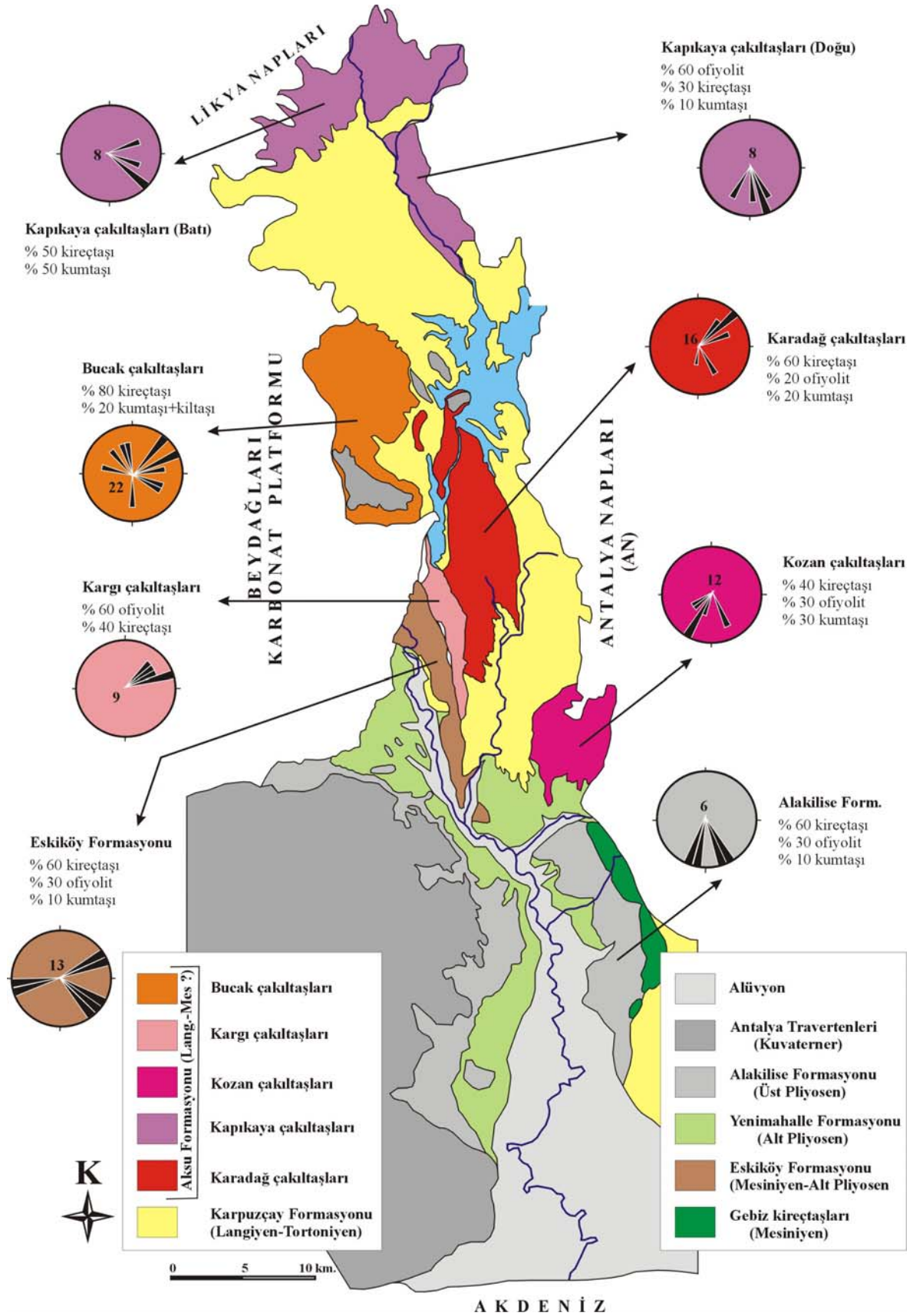


Şekil 4.24. Aşağıgökdere Köyü kuzeybatısında Karpuzçay Formasyonu'na ait birimlerde gözlenen dil şekilli (linguoid) ripılları.



Şekil 4.25. Karacaören Köyü güneydoğusunda Karadağ çakıltaşlarında gözlenen biniklenme.

Aksu Havzası'nda paleoakıntı yönü veren sedimanter yapılara sıkça rastlanmaktadır. Bu paleoakıntı yönü verileri ve havzada bulunan çakıltaşlarından yapılan çakıl analizleri birlikte değerlendirildiğinde havza çökel dolgusunu oluşturan kayaçların aşındığı kaynak kayaçlar hakkında yorum yapılabilir. Eldeki veriler ışığında Aksu Formasyonu içerisinde yer alan Kapıkaya çakıltaşlarının batı kesiminin Likya Napları'ndan, doğu kesiminin Antalya Napları'ndan, Karadağ, Kargı ve Bucak çakıltaşlarının Beydağları kireçtaşlarından ve havza batısında sınırlı alanda gözlenen Antalya Napları'ndan, Kozan çakıltaşlarının ise havza doğusunda yer alan Antalya Napları'ndan beslendiği şeklinde bir yorum yapılabilir (Şekil 4.26).



Şekil 4.26. Aksu Havzası çökel dolgusunu oluşturan kırıntılı kayalardan elde edilen paleoakıntı yönleri ve çakıl türleri.

5. YAPISAL JEOLJİ

Isparta Açısı içerisinde yer alan Miyosen havzalarından birisi olan Aksu Havzası Afrika ve Avrasya levhalarının hareketlerinden ve Anadolu levhasının kendi içerisindeki hareketlerinden önemli şekilde etkilenmiştir. Bunlara bağlı olarak gelişen ve havza doğusunda yer alan Antalya Napları ile havza kuzeyinde bulunan Likya Napları'nın hareketleri Aksu Havzası'nın oluşumunda ve yapısal evriminde önemli rol oynamaktadır. Aksu Havzası'nın oluşumunda Likya Napları'nın GD yönlü hareketi ve litosferik yüküne bağlı bir bükülmeli çökmenin etkili olduğu kabul görmektedir (Glover ve Robertson, 1998a; 1998b; Robertson, 2000). Bunun yanında havza doğusunda ve kısmen de batısında yer alan Antalya Napları, birincisi Geç Kretase–Paleosen'de, ikincisi ise Geç Miyosen–Pliyosen'de olmak üzere iki aşamada Bey Dağları Karbonat Platformu üzerine yerleşerek bugünkü konumunu almıştır (Piper vd. 2002). Bu yapılar dışında gözlenen ve havzayı etkileyen faylar aşağıda sunulmuştur.

5.1. Aksu Havzası'nı Denetleyen Faylar

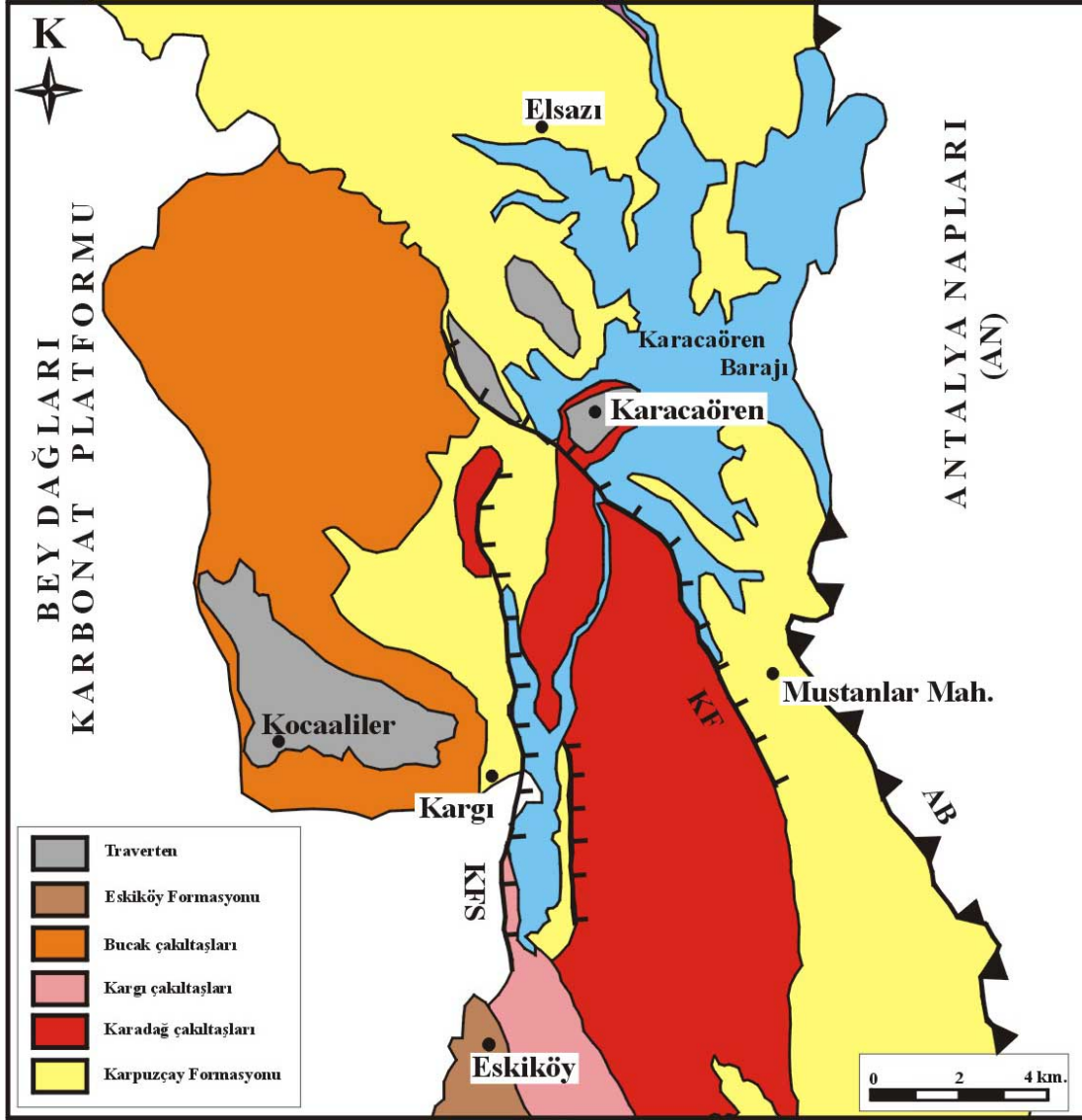
Aksu Havzası'nı denetleyen faylar belirlenirken fay düzlemlerinden ölçülen veriler, birim değişiklikleri ve morfolojik kriterler kullanılmıştır. Aksu Havzası'nın jeolojik evrimini yakından ilgilendiren faylar normal ve bindirme fayları olarak ikiye ayrılıp aşağıda sunulmuştur.

5.1.1. Normal faylar

5.1.1.1. Kargı Fay Seti

Aksu Havzası'nın orta kesiminde, Karacaören II Baraj Gölü'nün iki yanında gözlenen yaklaşık K–G doğrultulu normal faylara en iyi gözlendiği yer olan Kargı Köyü'nün adı verilmiştir. Barajın batısında yer alan fay, Karacaören Köyü'nün güneyinden Eskiköy'e kadar yaklaşık 10 km boyunca uzanmaktadır (Şekil 5.1). Fayın kuzey kesimi Karpuzçay Formasyonu'na ait birimler ve Karadağ çakıltaşlarından oluşan havza dolgusu içerisinde gözlenirken, güney kesimi temel kayalar ile Kargı çakıltaşları arasında gözlenmektedir (Şekil 5.2). Barajın

doğusunda yer alan ve yaklaşık 4 km. uzunluğundaki fay ise Karpuzçay Formasyonu'na ait birimlerle Karadağ çakıltaşları arasında gözlenmektedir.

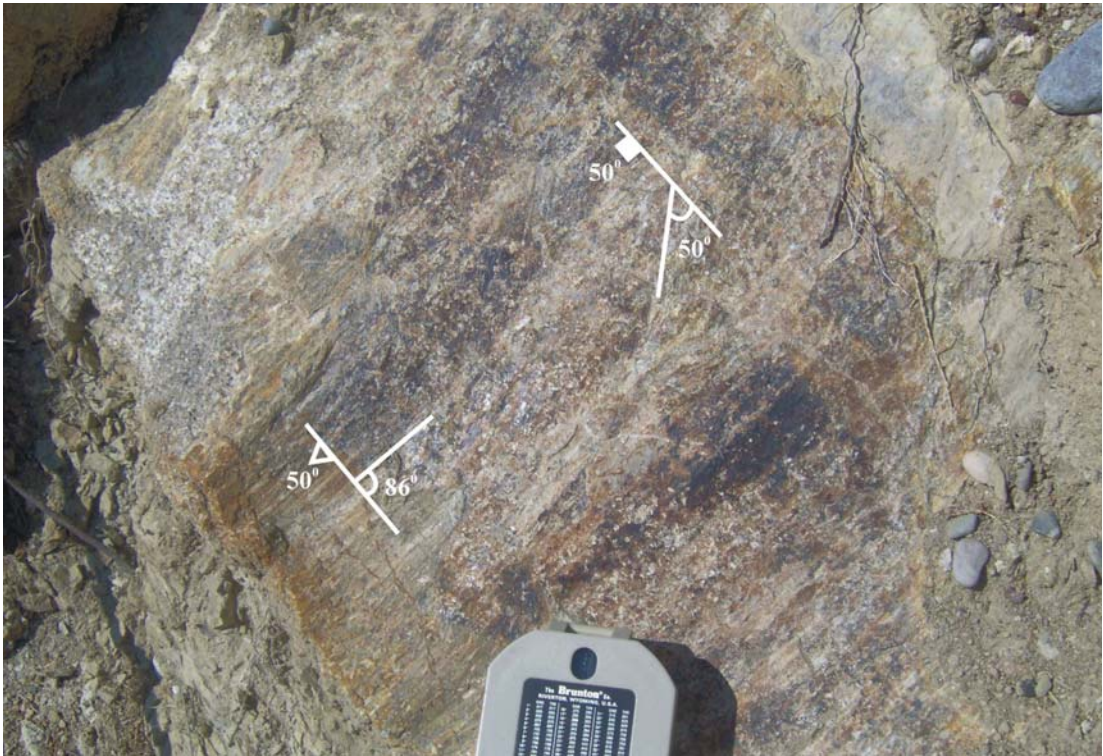


Şekil 5.1. Kargı Fay Seti'nin (KFS) ve Karacaören Fayı'nın (KF) yerini ve çevre kayaçlarla ilişkisini gösteren jeoloji haritası (AB: Aksu Bindirmesi).

Eski köy kuzeyinde, Karpuzçay Formasyonu'na ait birimlerde yapılan çalışmada Kargı Fay Seti'nin batı kesimindeki bir fay düzlemi üzerinde iki farklı doğrultuda fay çizikleri bulunmuştur (Şekil 5.3). Düzlem üzerinde yapılan incelemeler fay düzleminin önce 50° (GD'den) sapma açısına sahip doğrultu bileşenli normal fay karakterinde, sonra da 86° (GD'den) sapma açısına sahip ters fay karakterinde hareket ettiği göstermektedir. Fayın farklı kesimlerinde yapılan incelemeler fayın son olarak doğrultu bileşenine sahip normal fay karakterinde hareket ettiğini göstermektedir.



Şekil 5.2. Antalya Napları ile Kargı çakıltaşları arasında gözlenen Kargı Fay Seti'nin batı kesimine ait; (a) arazi görüntüsü (bakış yönü, Batı); (b) fay çizikleri (Kargı Köyü KB'si).

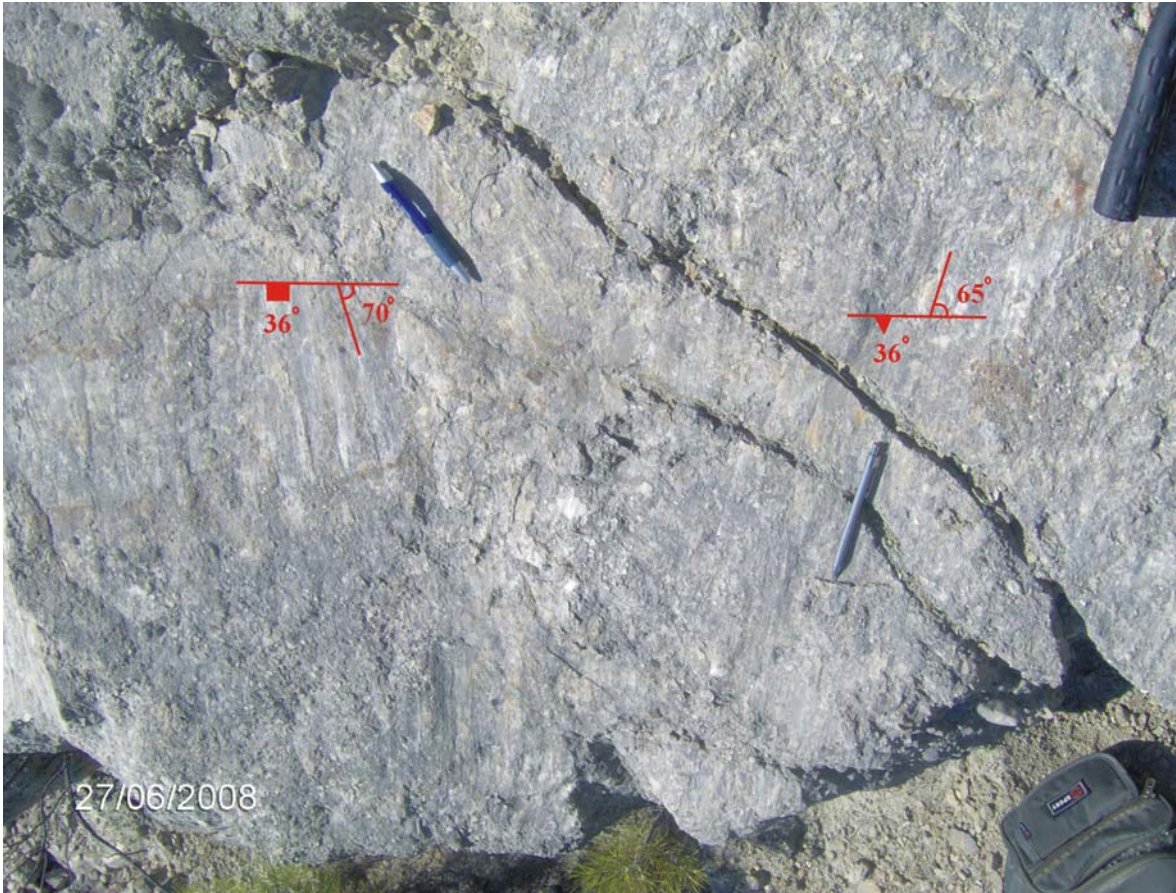


Şekil 5.3. Kargı Fay Seti'nin batı kesimine ait düzlem üzerinde gözlenen biri sıkışma diğeri genişleme ürünü fay çizikleri (Eskiköy kuzeyi).

5.1.1.2. Karacaören Fayı

Aksu Havzası'nın orta kesiminde, Karacaören Köyü'nün kuzeybatısından Mustanlar mahallesinin güneyine kadar uzanan yaklaşık KB–GD doğrultulu bir faydır. Yaklaşık 15 km boyunca kuzeydoğuya eğimli, düzlemler şeklinde takip edilebilen fay doğrultu bileşenine sahip normal fay karakterindedir. Karacaören Fayı'nın kuzeybatı kesimi Karpuzçay Formasyonu'na ait birimler ve Bucak çakıltaşlarından oluşan havza dolgusu içerisinde gözlenirken, güneydoğu kesimi ise Karadağ çakıltaşları arasında gözlenmektedir (Bkz. Şekil 5.1).

Karacaören Köyü batısında, Aksu Formasyonu'na ait birimlerde yapılan çalışmada Karacaören Fayı'nın orta kesimindeki bir fay düzlemi üzerinde iki farklı doğrultuda fay çizikleri bulunmuştur (Şekil 5.4). Düzlem üzerinde yapılan incelemelere göre fayın önce 65° (KB'den) sapma açısına sahip doğrultu bileşenli ters fay karakterinde, sonra da 70° (KB'den) sapma açısına sahip normal fay karakterinde hareket ettiği göstermektedir.



Şekil 5.4. Karacaören fayına ait düzlem üzerinde gözlenen biri sıkışma diğeri genişleme ürünü fay çizikleri.

5.1.2. Bindirme fayları

5.1.2.1. Aksu Bindirmesi

Aksu Havzası'nın doğu sınırını oluşturan Aksu Bindirmesi, kuzeyde Aşağıgökdere Köyü civarından başlayıp güneyde Gebiz'e kadar KKB–GGD doğrultulu olarak uzanır (Bkz. Şekil 3.13). Yaklaşık 100 km boyunca takip edilebilen fay, Antalya Napları'na ait kireçtaşları ve ofiyolitler ile havza dolgusu arasında yer alır. Havza kuzeyinde ve güneyinde Aksu Formasyonu'na ait Kapıkaya ve Kozan çakıltaşları, orta kesimlerde ise Karpuzçay Formasyonu'na ait kumtaşları üzerinde (Şekil 5.5) net bir şekilde gözlenir.



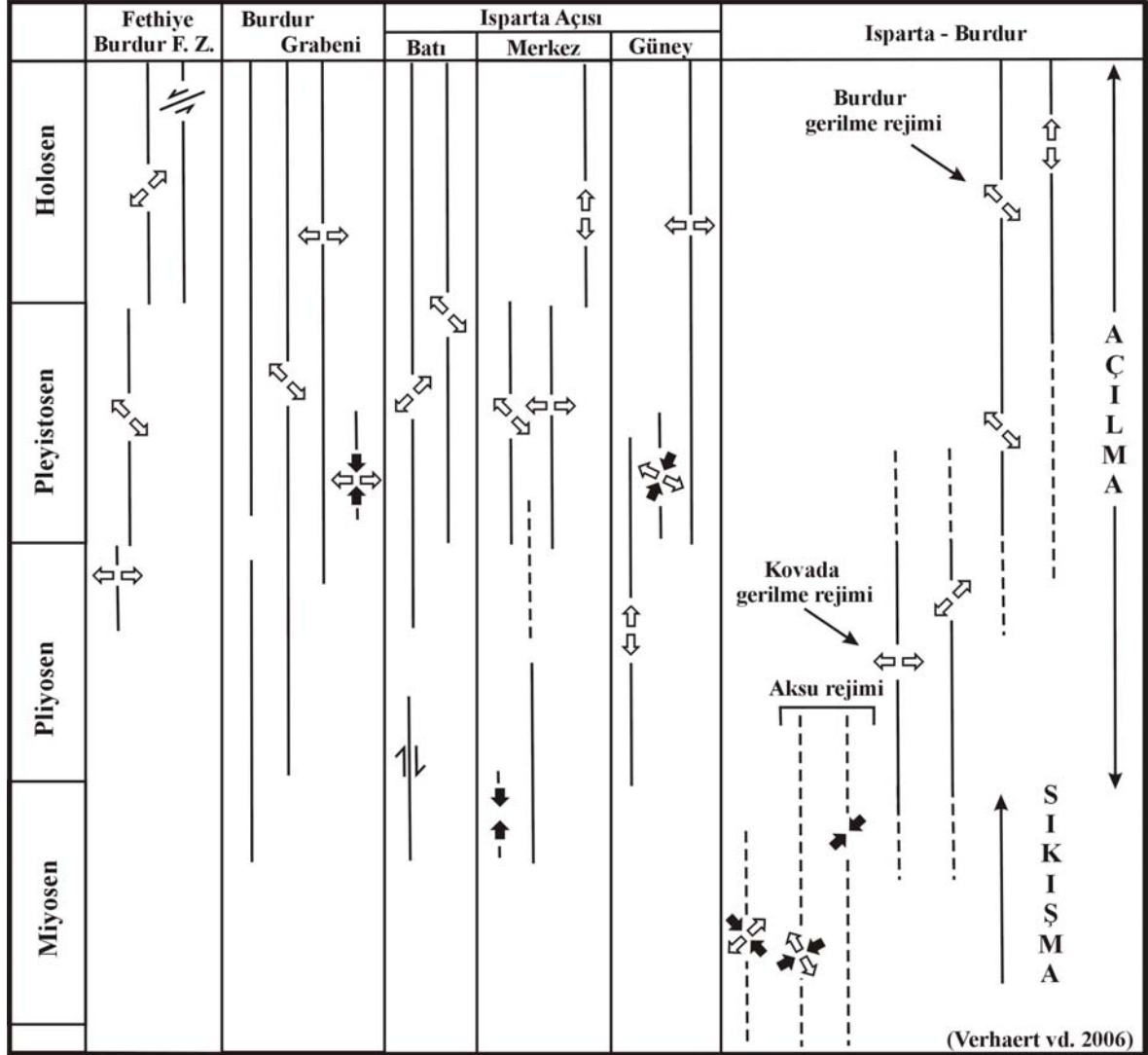
Şekil 5.5. Aksu Havzası doğu sınırında Kozan kuzeyinde Karpuzçay Formasyonu ile Antalya Napları arasında gözlenen bindirme fayı (bakış yönü, Kuzeybatı).

5.2. Kinematik Analizler

Farklı araştırmacıların Isparta Açısı ve yakın çevresinde yaptıkları kinematik analiz sonuçları Verhaert vd. (2006) tarafından derlenmiştir (Şekil 5.6). Bu kinematik analizler sonucunda Isparta Açısı içerisinde kalan bölgenin Pliyosen öncesinde sıkışma rejimi, Pliyosen sonrasında ise açılma rejiminden etkilendiği görülmektedir.

Aksu Havzası'nın oluşumundan günümüze kadar evrimini şekillendiren tektonizma hakkında bilgi edinmek amacıyla, havzada 43 istasyondan toplam 289 fay düzleminin konumu, fay çiziklerinin sapma açısı/yönü ve fay türü belirlenmiş, elde edilen veriler Angelier (1984)'e göre değerlendirilmiştir (Çizelge 2). Bu

değerlendirmede her bir istasyondan alınan veri grubunun tamamı ilgili programa girilmiştir. Birbirleri ile uyumsuz olan (ANG ve RUP değerlerine göre) veriler gruptan çıkartılarak yeniden değerlendirilmiştir. Çıkarılan verilerin de kendi içerisinde uyumlu olması durumu, aynı istasyonu etkileyen farklı bir deformasyon evresi olarak yorumlanmıştır.



Şekil 5.6. Isparta Açısı içerisinde farklı araştırmacılar tarafından yapılan kinematik analiz sonuçları (Verhaert vd. 2006'den alınmıştır).

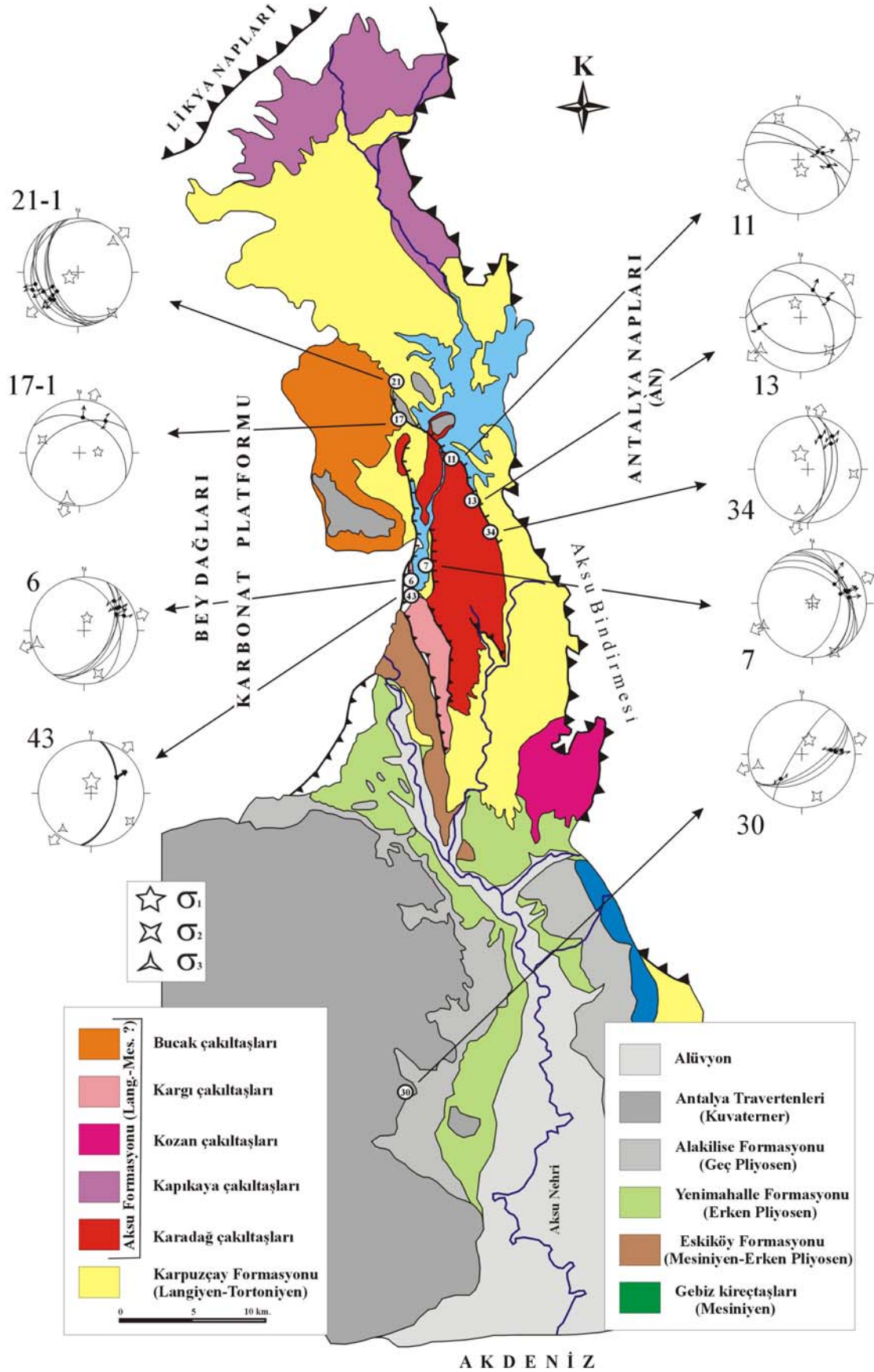
Angelier (1984) tarafından hazırlanmış olan kinematik analiz programı en az 4 veri ile çalışabilmektedir. Ancak arazi çalışmaları sırasında bazı istasyonlardan dörtten daha az fay düzlemi verisi elde edilebilmiştir. Bu durumda ilgili istasyona ait verilerin herbiri orjinal veri setinin bütünlüğü bozulmayacak şekilde çoğaltılmıştır.

Bir kayacı etkileyen ve deformasyona sebep olan asal gerilmeler arasındaki ilişki ($\Phi = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$) formülü ile açıklanmaktadır (Angelier, 1994). Bu formülden elde edilen Φ değeri 0 ile 1 arasında değişir ve deformasyon elipsoidinin geometrisini gösterir (Angelier, 1994). Φ değeri 0'a yaklaştıkça σ_2 ve σ_3 'ün büyüklükleri de birbirlerine yaklaşmaktadır. Bu gibi tektonik rejimlerde deformasyon esnasında σ_2 ve σ_3 eksenleri yerdeğiştirebilir ve farklı doğrultularda faylanmalar gözlenebilir. Buna en güzel örnek, genişleme rejimi altındaki bölgelerde gözlenen ve iki normal fay arasındaki gerilmenin iletilmesini sağlayan aktarım rampasıdır (Faulds ve Varga, 1998). Φ oranı 1'e yaklaştıkça σ_3 'ün büyüklüğü diğer eksenlerden uzaklaşacak ve tek eksenli bir genişleme söz konusu olacaktır (Angelier, 1994; Çiftçi, 2007'den).

Aksu Havzası'ndan ölçülen fay düzlemi verilerinin kinematik analizleri sonucunda birbirlerinden uyumsuzluklar ile ayrılabilen ikisi açılma, ikisi sıkışma olmak üzere 4 farklı deformasyon evresi tespit edilmiştir.

1. EVRE: KD–GB açılma evresi

Aksu Havzası'nda 43 istasyonda ölçülen fayların kinematik analizi sonucunda, dokuz istasyonda KD–GB açılma evresine ait deformasyon belirlenmiştir (Şekil 5.7). Bu istasyonlar; Karpuzçay Formasyonu, Aksu Formasyonu ve Antalya Tufaları'nda yer almaktadır. Havza güneyinde, 30 numaralı istasyonda gözlenen doğrultu bileşenine sahip normal faylar (Şekil 5.8) bu evre ürünü fayların kesmiş olduğu en genç birim olan Antalya Tufaları'nda yer almaktadır. Alakilise Formasyonu (Pliyosen) üzerinde açılma uyumsuz olarak bulunan ve havzada güncel akarsu sedimanlarından sonra en genç birim olan Kuvaterner yaşlı Antalya Tufaları'nda (Glover ve Robertson, 1998b, 2003) gözlenen bu faylar KD–GB açılma evresinin Kuvaterner'de etkili olduğunu göstermektedir.



Şekil 5.7. Aksu Havzası'nda KD-GB açılma rejimi ürünü fayların gözlemlendiği lokasyonlar ile fay düzlemleri ve çiziklerinin Schmidt açı eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi.



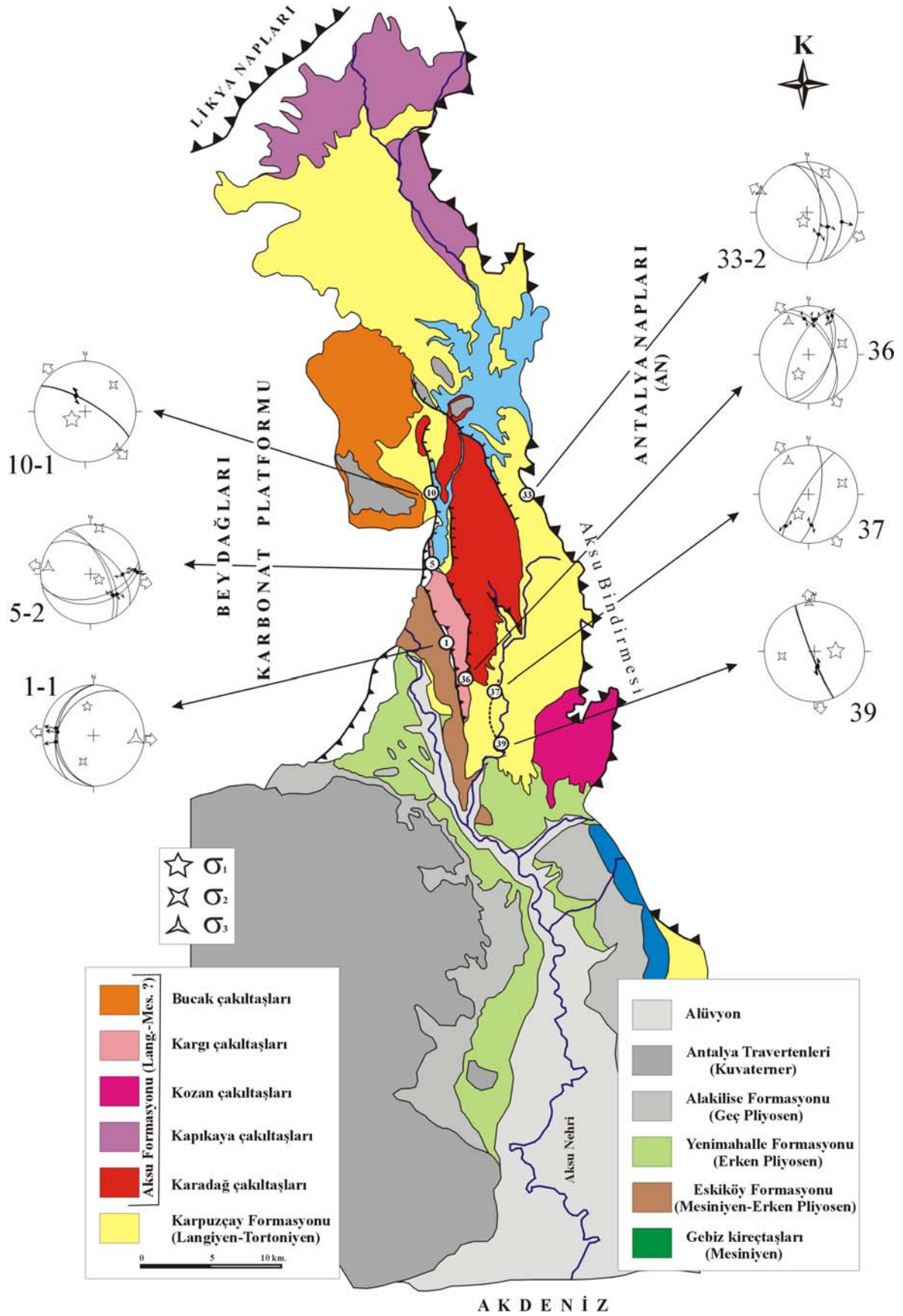
Şekil 5.8. Antalya Travertenleri'nde gözlenen fay düzlemleri ve çiziklerinin Schmidt ağı eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi.

2. EVRE: KB–GD açılma evresi

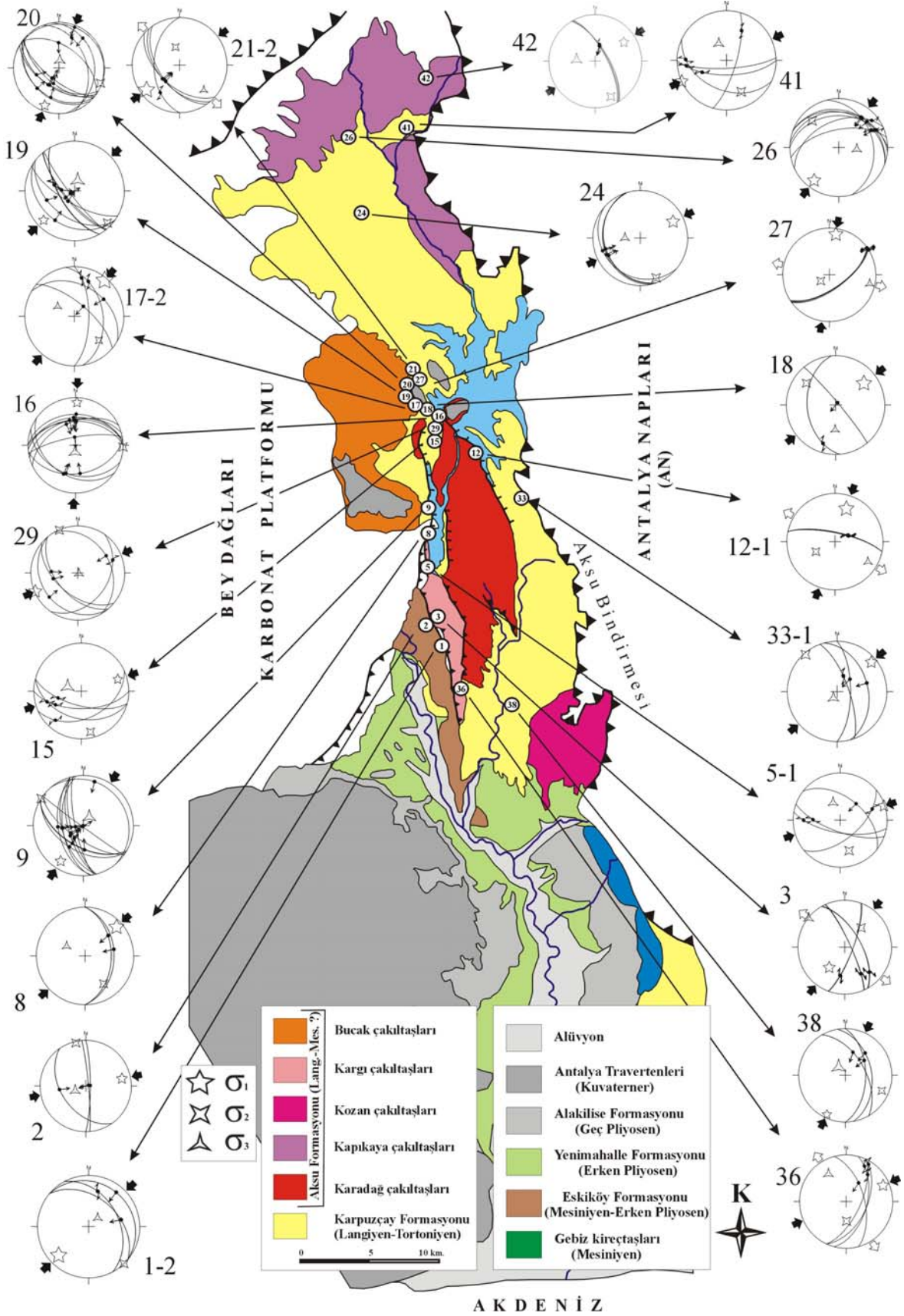
Aksu Havzası'nda ölçülen fayların kinematik analizi sonucunda, yedi istasyonda KB–GD açılma evresine ait deformasyon belirlenmiştir (Şekil 5.9). Bu istasyonlar Karpuzçay Formasyonu ve Aksu Formasyonu'nda (Karadağ ve Kargı çakıltaşları) yer almaktadır. Bu evre ürünü fayların etkilediği en genç birim olan Tortoniyen yaşlı Kargı çakıltaşlarıdır.

3. EVRE: KD–GB sıkışma evresi

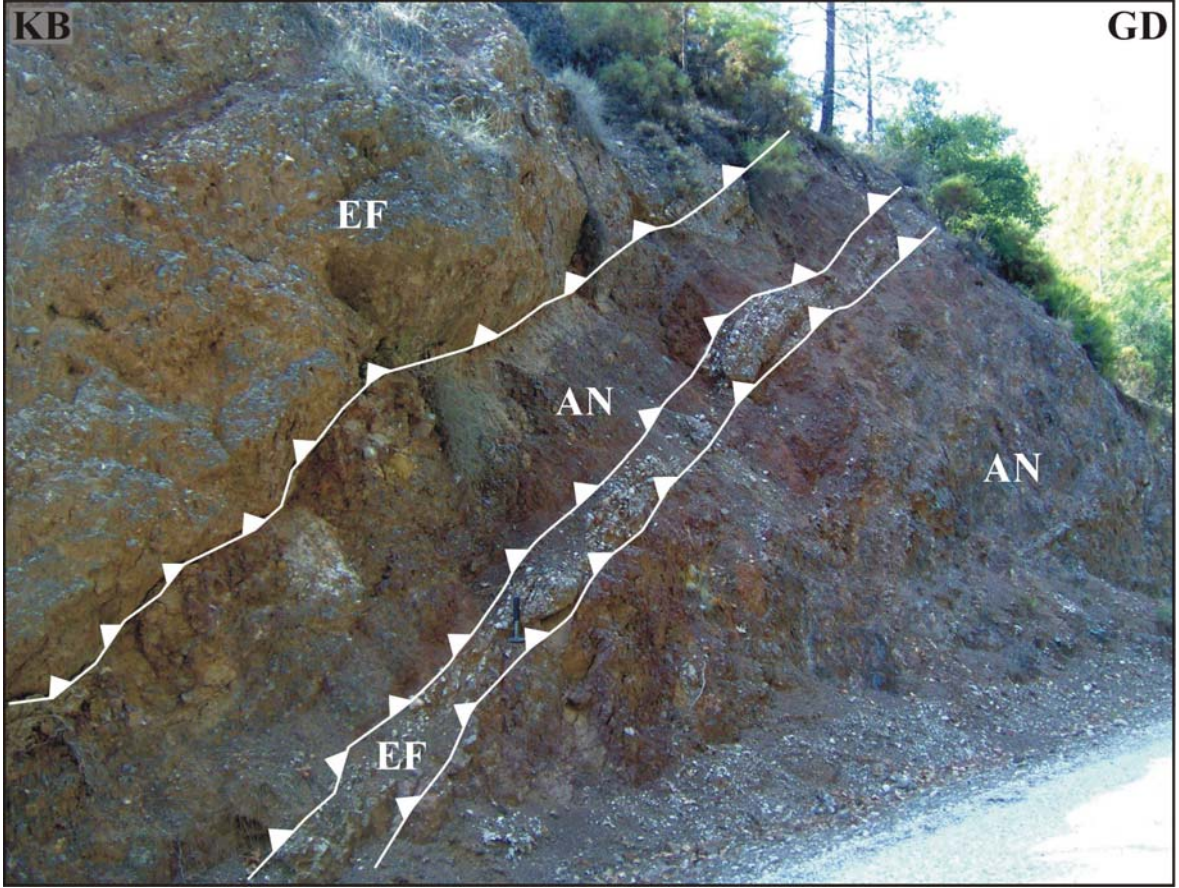
Aksu Havzası'nda ölçülen fayların kinematik analizi sonucunda, 23 istasyonda KD–GB sıkışma evresine ait deformasyon belirlenmiştir (Şekil 5.10). Bu deformasyon evresine ait faylara, havzanın orta ve kuzey kesimlerinde Karpuzçay Formasyonu, Aksu Formasyonu ve Eskiköy Formasyonu'nda sıkça rastlanmaktadır. Bu formasyonlardan en genci olan Pliyosen yaşlı Eskiköy Formasyonu, Karpuzçay ve Aksu formasyonları üzerinde açısal uyumsuz olarak yer almaktadır. Eskiköy Formasyonu'nda gözlenen KD–GB sıkışma evresi ürünü faylar, Antalya Napları'na ait serpantin ve radyolaritlerin Eskiköy Formasyonu çakıltaşları arasından dilimler halinde çıkmasına sebep olmuştur (Şekil 5.11). Bu veri, KD–GB sıkışma evresinin Pliyosen'e kadar havzayı etkilediğini göstermektedir.



Şekil 5.9. Aksu Havzası'nda KB-GD açılma rejimi ürünü fayların gözlendiği lokasyonlar ile fay düzlemleri ve çiziklerinin Schmidt ağı eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi.



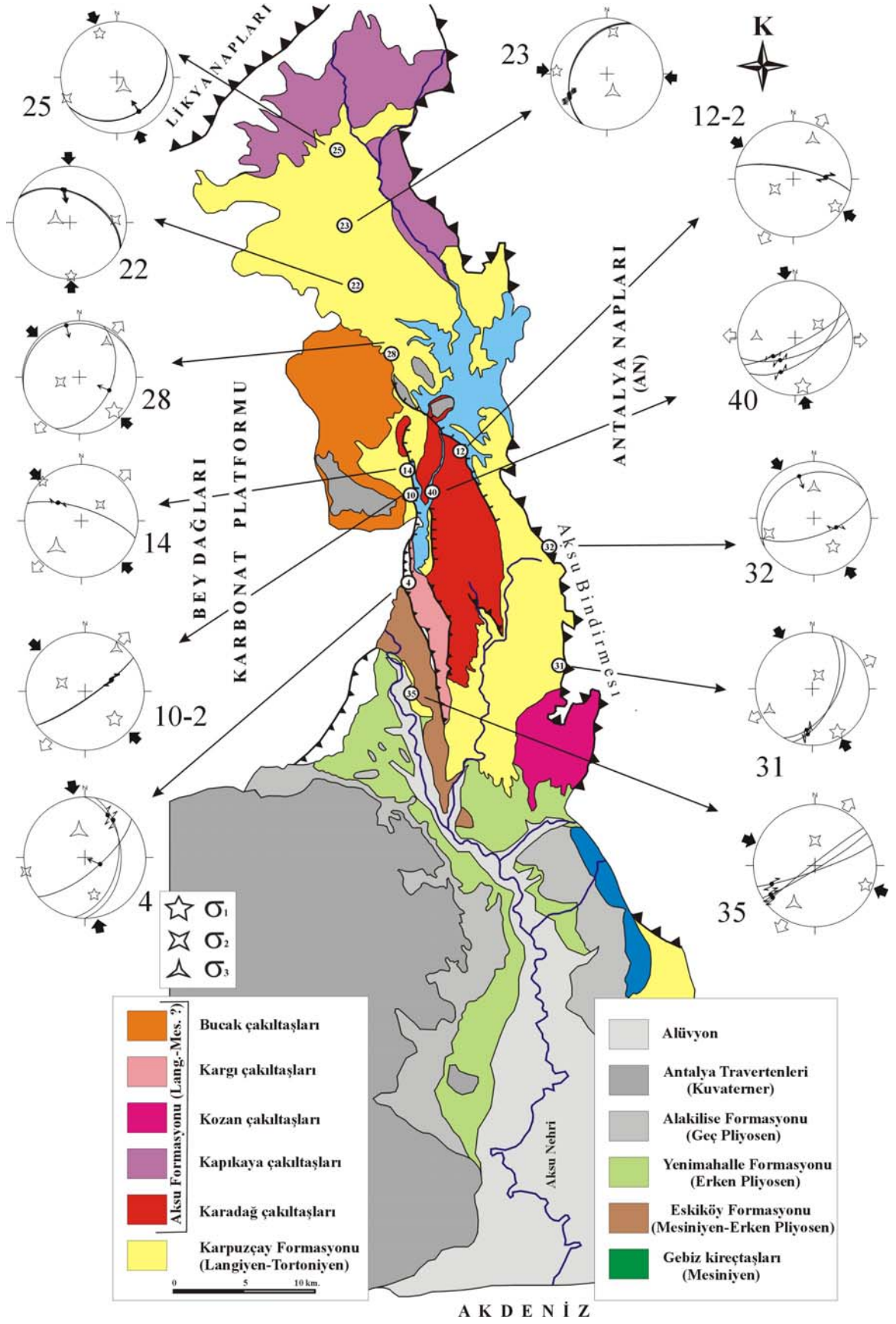
Şekil 5.10. Aksu Havzası'nda KD-GB sıkışma rejimi ürünü fayların gözlendiği lokasyonlar ile fay düzlemleri ve çiziklerinin Schmidt açı eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi.



Şekil 5.11. Antalya Napları'na (AN) ait serpantinitle ve radyolaritlere bindirmiş konumda gözlenen Eskiköy Formasyonu çakıltaşları (EF).

4. EVRE: KB–GD sıkışma evresi

Aksu Havzası'nda ölçülen fayların kinematik analizi sonucunda, 12 istasyonda KB–GD sıkışma evresine ait deformasyon belirlenmiştir. Bu istasyonların dağılımlarına bakıldığında bu evre ürünü faylar; havza çökel dolgusunun en yaşlı birimleri olan Karpuzçay Formasyonu ve Aksu Formasyonu (yalnız Karadağ çakıltaşları) ile havza kenarlarında görülmektedir (Şekil 5.12).



Şekil 5.12. Aksu Havzası'nda KB-GD sıkışma rejimi ürünü fayların gözlemlendiği lokasyonlar ile fay düzlemleri ve çiziklerinin Schmidt ağı eşalan izdüşümü alt yarım kürede gösterimi.

6. AKSU HAVZASI'NIN EVRİMİ

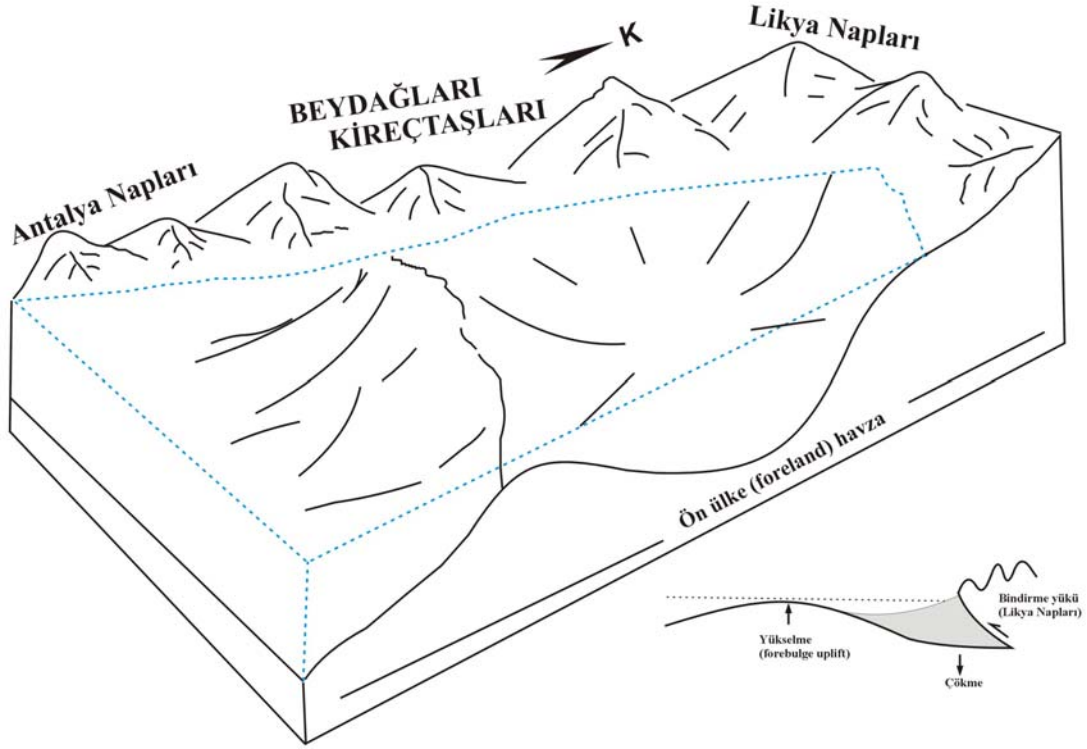
Aksu Havzası'nın ve diğer komşu havzaların oluşumu oldukça tartışmalıdır. Bu tartışma genelde üç başlık altında toplanmaktadır: (1) Aksu Havzası'nın Likya Napları'nın yerleşimine bağlı bükülmeli çökme ile oluşmuş bir ön ülke (foreland) havzası olduğu (Glover ve Robertson, 1998a; 1998b; Robertson, 2000), (2) havzanın Likya Napları sebebiyle kabuksal yükün uzağında kaldığı, mevcut zayıf zonlara bağlı olarak yarı graben şeklinde oluştuğu (Flecker vd., 1998, 2005) ve (3) Antalya Havzası'nın, gerilme-sıkışma tektonizması etkinliğinde oluşmuş post orojenik bir havza olduğu ve Geç Miyosen sıkışma tektoniği ile üç alt havzaya bölündüğü, Aksu Havzası'nın da bunlardan birisi olduğudur (Karabıyıköğlü vd., 2004; 2005; Çiner vd. 2008).

Kısaca bu tartışmanın üzerine gidersek; Isparta Açısı'nın batı kanadında yer alan Likya Napları, Geç Oligosen'de başladığı saatin tersi yönündeki sıkıştırma hareketini Langiyen'de tamamlamıştır (Piper vd., 2002; Flecker vd. 2005). Bu sıkıştırma hareketine bağlı olarak bir çöküntü alan (foreland basin-ön ülke havza) oluştuğu ve buraya K ve KD yönlü paleoakıntılar ile sediman taşındığı düşüncesi Collins ve Robertson (1998); Glover ve Robertson, (1998a; 1998b) ve Robertson (2000) tarafından savunulmaktadır.

Bu düşünceye karşı çıkanlar ise Likya Napları'nın yerleşimini tamamladığı zaman ile (Langiyen), havza oluşum zamanı arasındaki uyumsuzluğu (Flecker vd. 2005), naplar ile çöküntü alan arasındaki mesafenin fazla olduğunu (Karabıyıköğlü vd. 2000) ve napların GD yönlü hareketi ile K-G doğrultulu yapıları oluşturamayacağını (Flecker vd., 2005) ileri sürmektedir.

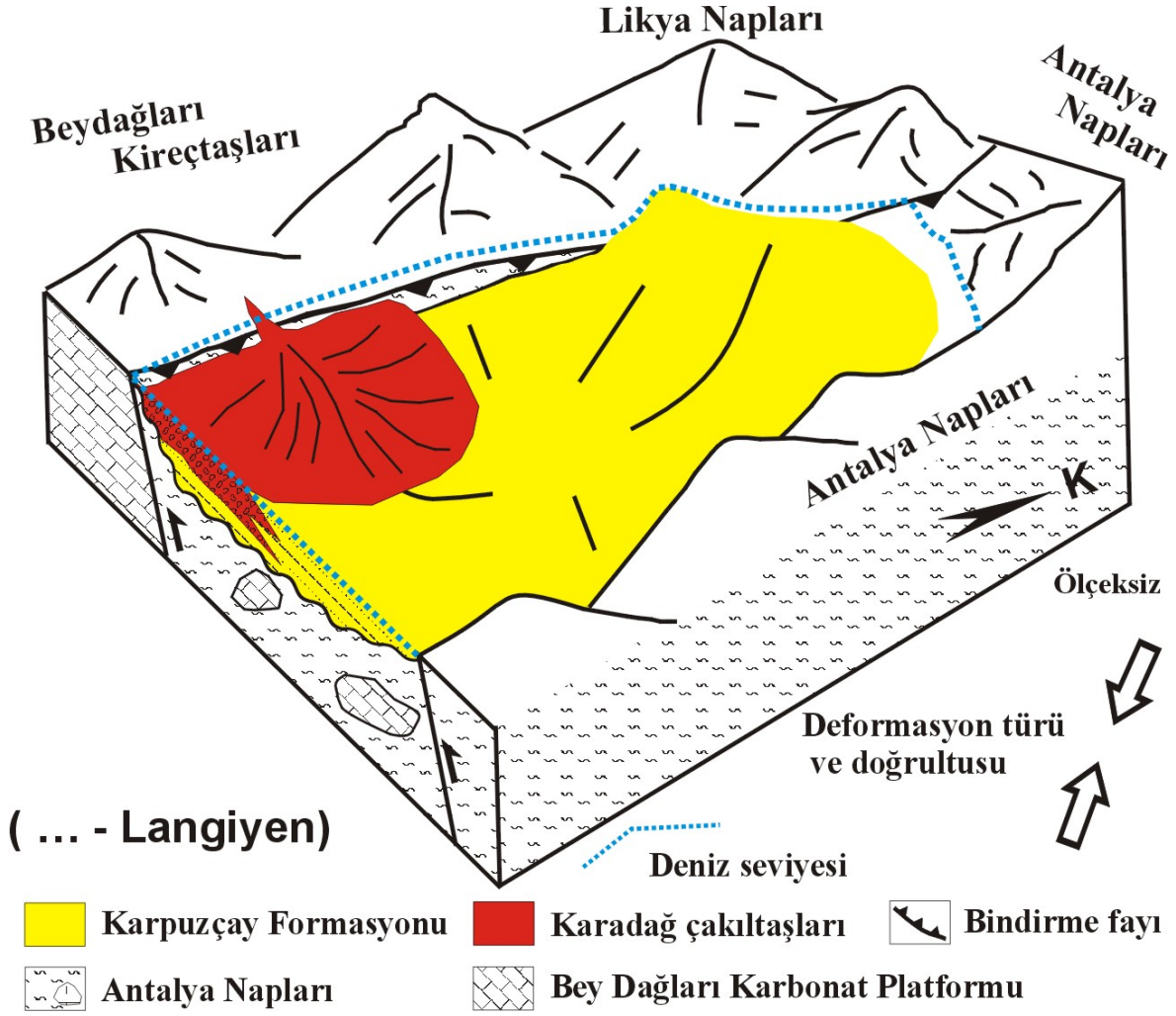
Likya Napları'nın konumu incelendiğinde napların, Isparta Açısı içerisindeki havzalardan Köprüçay ve Manavgat havzalarına oldukça uzak bir konumda olduğu görülmektedir. Aksu Havzası için ise durum diğerlerinden farklı olup naplar havzanın hemen kuzeyinde yer almaktadır. Arazi çalışmaları sırasında havzadaki faylardan elde edilen verilerin kinematik analizi Aksu Havzası'nın oluşumunda ve ilksel deformasyonunda KB-GD doğrultulu bir sıkışma rejiminin etkili olduğunu göstermektedir. Havzanın kuzey sınırındaki Kapıkaya çakıltaşlarından ve hemen

güneyindeki Karpuzçay Formasyonu'ndan ölçülen G ve GD yönlü paleoakıntı verileri ile Aksu Formasyonu'na ait Karadağ çakıltaşlarındaki KD yönlü paleoakıntı verileri birlikte değerlendirildiğinde, bu akış yönleri, havza kuzeyinde bir çöküntü alanının varlığını işaret etmektedir. Eldeki veriler, Aksu Havzası'nın Likya Napları'nın hareketine bağlı olarak bir ön ülke (foreland) havza şeklinde oluştuğu fikrini desteklemektedir (Şekil 6.1).



Şekil 6.1. Likya Napları'nın hareketine bağlı olarak oluşan Aksu Havzası'nın ilksel paleomorfolojisi.

Aksu Havzası'nın oluşumuna ve de oluşan çöküntü alana depolanan sedimanların ilksel deformasyonuna sebep olan, Likya Napları'nın GD yönlü hareketi ve bu harekete bağlı gelişen KB–GD doğrultulu sıkışma rejiminin etkisi, Langiyen sonunda Likya Napları'nın yerleşimini tamamlaması ile sona ermiştir (Gutnic vd. 1979; Hayward, 1984; Poisson vd. 2003a). Bu dönemde havzada; Karpuzçay Formasyonu olarak isimlendirilen sığ denizel özellik gösteren çökeller ile havza batısında yer alan Beydağları kireçtaşları ve Antalya Napları'na ait kireçtaşlarından aşınan Aksu Formasyonu'na ait, yelpaze deltası özelliğindeki Karadağ çakıltaşları bulunmaktadır (Şekil 6.2).

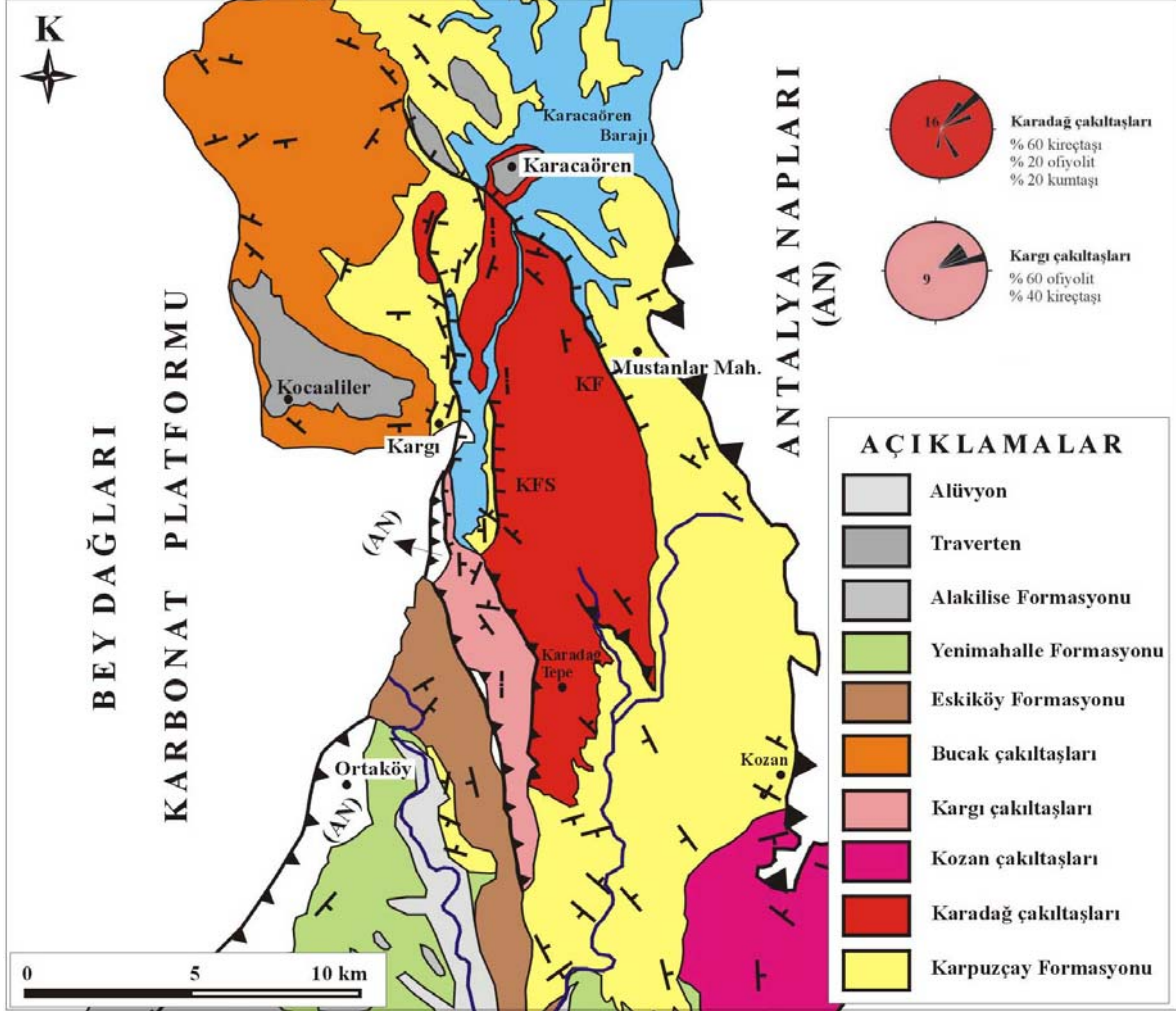


Şekil 6.2. Serravaliyen öncesinde Aksu Havzası'nda depolanan birimleri ve havzayı etkileyen fayları gösteren şematik blok diyagram.

Likya Napları'nın Langiyen sonunda yerleşimini tamamlaması ile havzayı etkileyen KB–GD sıkışma rejimi yerini KB–GD açılma rejimine bırakmıştır. Hem bölgedeki sıkışma etkisinin sona ermesi sebebiyle rahatlama hem de Neotetis'in güney koluna ait dalmakta olan okyanusal litosferin geri çekilmesi (Kelling vd. 2005; Koçyiğit ve Deveci, 2007) bölgede genişlemeye sebep olmuştur.

Jeoloji haritası incelendiğinde Karadağ çakıltaşları ile Bey Dağları kireçtaşları arasında Tortoniyen yaşlı Kargı çakıltaşlarının bulunduğu görülmektedir (Şekil 6.3). Kargı çakıltaşlarının burada bulunması Tortoniyen ya da öncesinde etkili olan açılma rejimi ile Karadağ yelpaze deltası çökellerinin kaynağı olan Bey Dağları'ndan ayrıldığını, oluşan çöküntü alana ise Kargı yelpaze deltasına ait çökellerin depolandığını göstermektedir. Kargı çakıltaşlarında gözlenen sedimantasyon ile eş zamanlı oluşmuş normal faylar, birimin oluşumu sırasında

açılma rejiminin devam ettiğinin göstergesidir (Şekil 6.4). Kargı çakıllaşları dışında Aksu Havzası'nın çökel dolgusunda önemli yer tutan Aksu Formasyonu'na ait yelpaze deltası özelliğindeki Kapıkaya, Kozan ve Bucak çakıllaşları da bu dönemde depolanmıştır (Şekil 6.5).



Şekil 6.3. Karadağ ve Kargı çakıllaşlarının konumu, çakıl analizi ve paleoakıntı yönlerini gösteren harita.

Bu dönemde ayrıca; "Mesiniyen Krizi" olarak isimlendirilen ve tüm Akdeniz'i etkileyen büyük ölçekli deniz seviyesi düşüşü gerçekleşmiştir (Hsü vd., 1973; Krijgsman vd., 1999). Bu olay havzanın denizel ortamdan karasal ortama geçişini beraberinde getirmiştir. Deniz seviyesindeki ani ve büyük alçalma sebebiyle akarsular havzada derin vadiler açmıştır (Bkz. 3.12a).

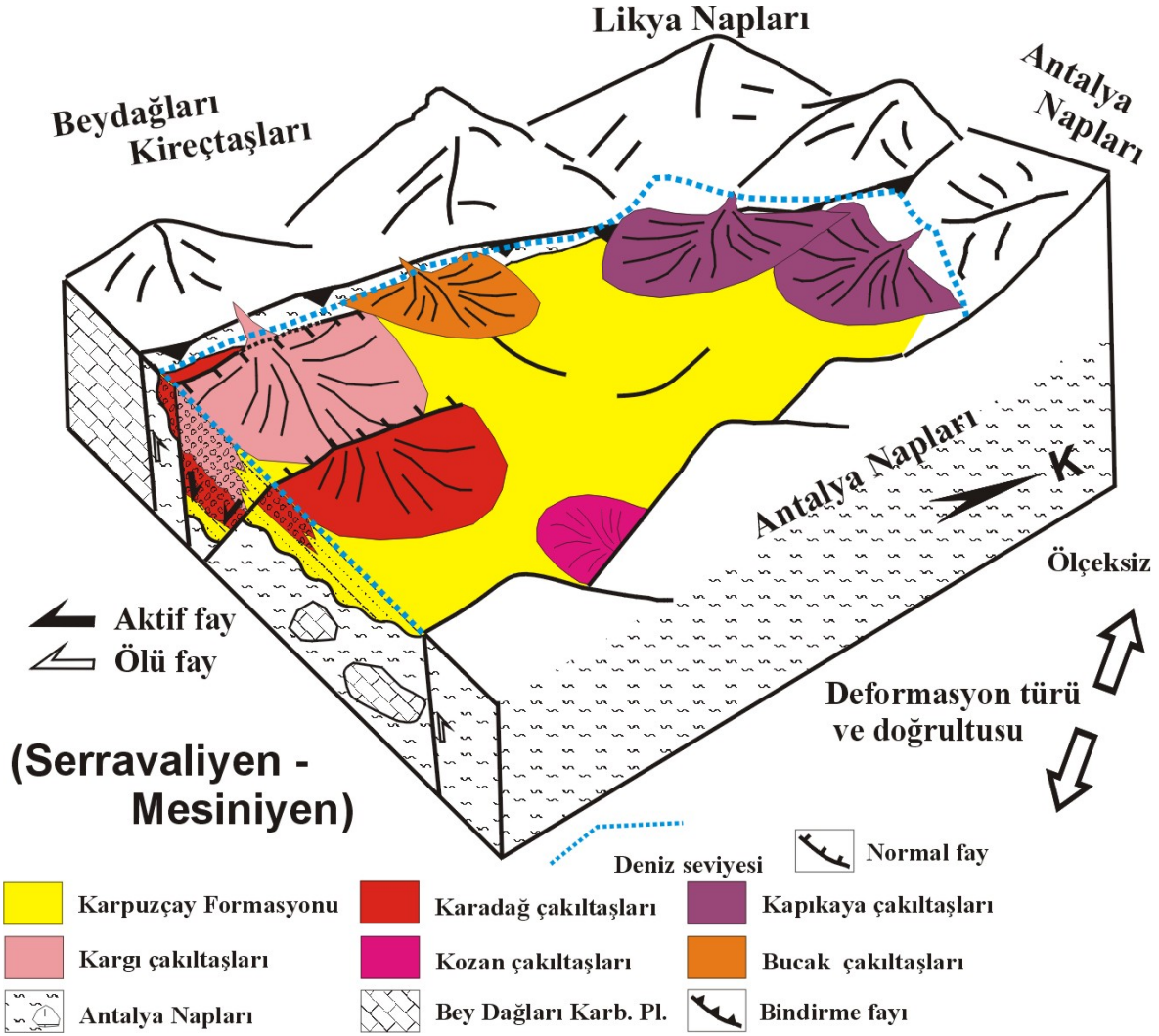
Poisson vd. (2003a) Eskiköy Formasyonu olarak isimlendirilen birim tarafından doldurulan Eskiköy Grabeni'nin Mesiniyen'de oluştuğunun belirtmişlerdir. Bu veri

ile bölgede Langiyen sonrası başlayan açılma rejiminin Mesiniyen'e kadar devam ettiği söylenebilir.



Şekil 6.4. Kargı çakıltaşlarında gözlenen sedimantasyon ile eş zamanlı gelişmiş normal fayların arazi görüntüsü (a); işlenmiş yakın plan görüntüsü (b).

KB–GD açılma rejimi Mesiniyen sonlarında yerini KD–GB doğrultulu sıkışma rejimine bırakmıştır. Aksu Havzası'nda Pliyosen ve öncesi yaşlı kayaçların tamamında bu sıkışma rejimi ile oluşmuş faylara sıkça rastlanmaktadır (Şekil 6.6). Açılma rejiminden, sıkışma rejimine geçişin en önemli verisine havzanın orta kesimlerinde Kargı Köyü güneyinde (İstasyon 5) rastlanmıştır. Karpuzçay Formasyonu'na ait birimlerde yapılan çalışmada ölçülen onbeş adet fay düzlemi verisinin kinematik analizi iki ayrı deformasyon evresini (KD-GB sıkışma ve KB-GD açılma) işaret etmektedir. İstasyon 5'te, $K38^{\circ}B/50^{\circ}KD$ konumlu fay düzlemi üzerinde iki farklı doğrultuda fay çizikleri bulunmuştur (Şekil 6.7). Düzlem üzerinde yapılan incelemelere göre; fayın önce 50° (GD'den) sapma açısına sahip doğrultu bileşenli normal fay karakterinde, sonra da 86° (GD'den) sapma açısına sahip ters fay karakterinde hareket ettiği belirlenmiştir. Bu durum KB–GD açılma rejimi sonrasında, KD–GB sıkışma rejiminin varlığını göstermektedir.



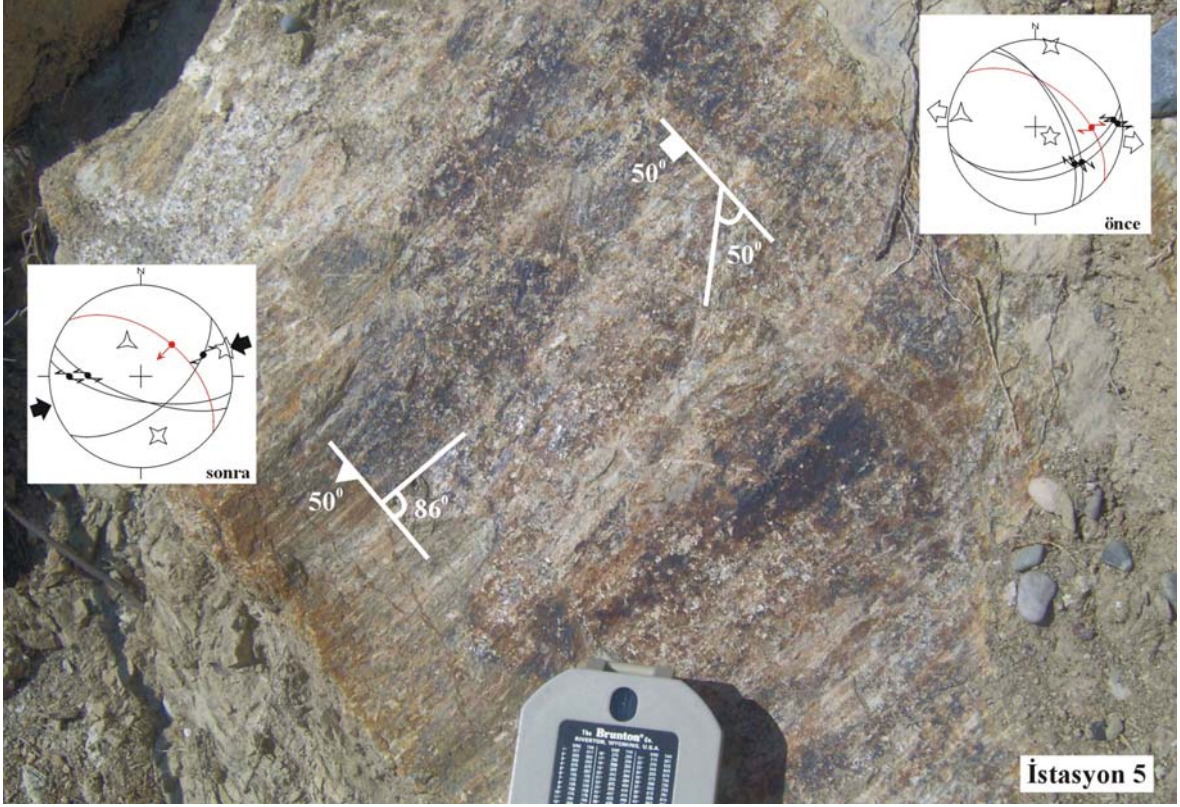
Şekil 6.5. Serravaliyen–Mesiniyen aralığında Aksu Havzası'nda depolanan birimleri ve havzayı etkileyen fayları gösteren şematik blok diyagram.

Mesiniyen sonlarında deniz seviyesinin yeniden yükselmesi ile (Bkz. Şekil 4.1) havzanın güneyinde sığ denizel süreçler hakim olurken, havzanın kuzeyi kara olarak kalmıştır. Bu dönemde havza güneyinde alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan Eskiköy Formasyonu, resifal özellikteki Gebiz kireçtaşları ve Mesiniyen Krizi sırasında kazılan derin vadileri dolduran silttaşı-marn aralanmasından oluşan, sığ denizel Yenimahalle Formasyonu'na ait birimler çökelmiştir (Şekil 6.8).

Aksu Fazı olarak bilinen bu KD–GB sıkışma evresinin, Pliyosen yaşlı Eskiköy Formasyonu'na ait çökellerde gözlenen ters faylar dikkate alınarak Geç Pliyosen'e kadar devam ettiği belirlenmiştir (Poisson vd., 2003a).



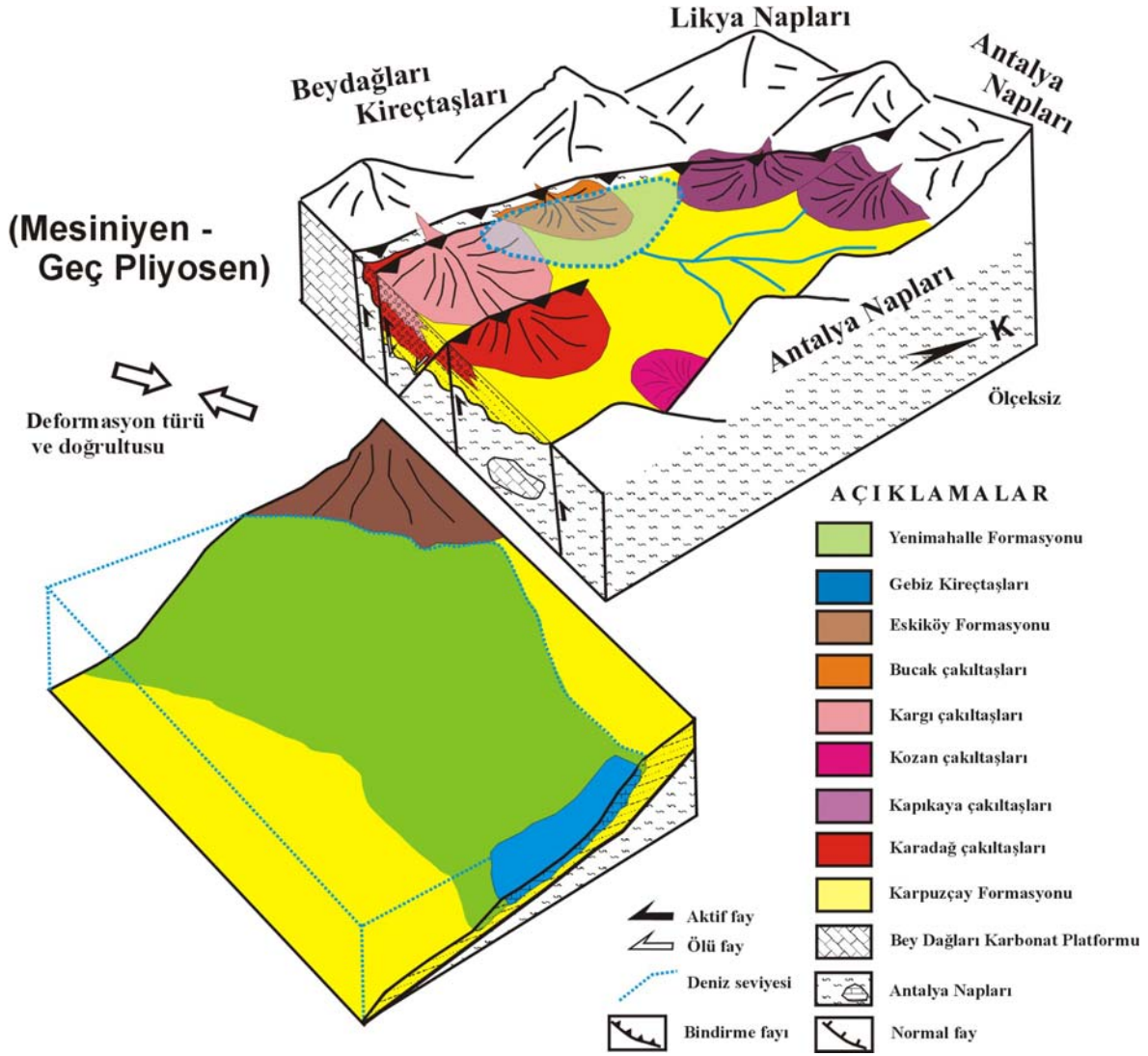
Şekil 6.6. Havzada KD-GB sıkışma rejimi (Aksu Fazi) ile oluşan ters faylara ait örnekler; Karacaören Köyü kuzeybatısında Karpuzçay Formasyonu'na ait kumtaşları ile Bucak çakıtaşları arasında gözlenen bindirme fayı(a); Karpuzçay Formasyonu'na ait kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan birimlerde gözlenen ters fay (Elsazi Köyü güneybatısı)(b); bindirme fayları (Pazarlık Köyü güneyi)(c); Çamlık Köyü doğusu(d).



Şekil 6.7. Kargı Köyü güneyinde 5 numaralı istasyonda, aynı düzlemde gözlenen iki ayrı doğrultudaki fay çizikleri (stereonetlerde kırmızı ile gösterilen veriler bu düzleme, diğerleri ise istasyonda ölçülen başka düzlemlere aittir).

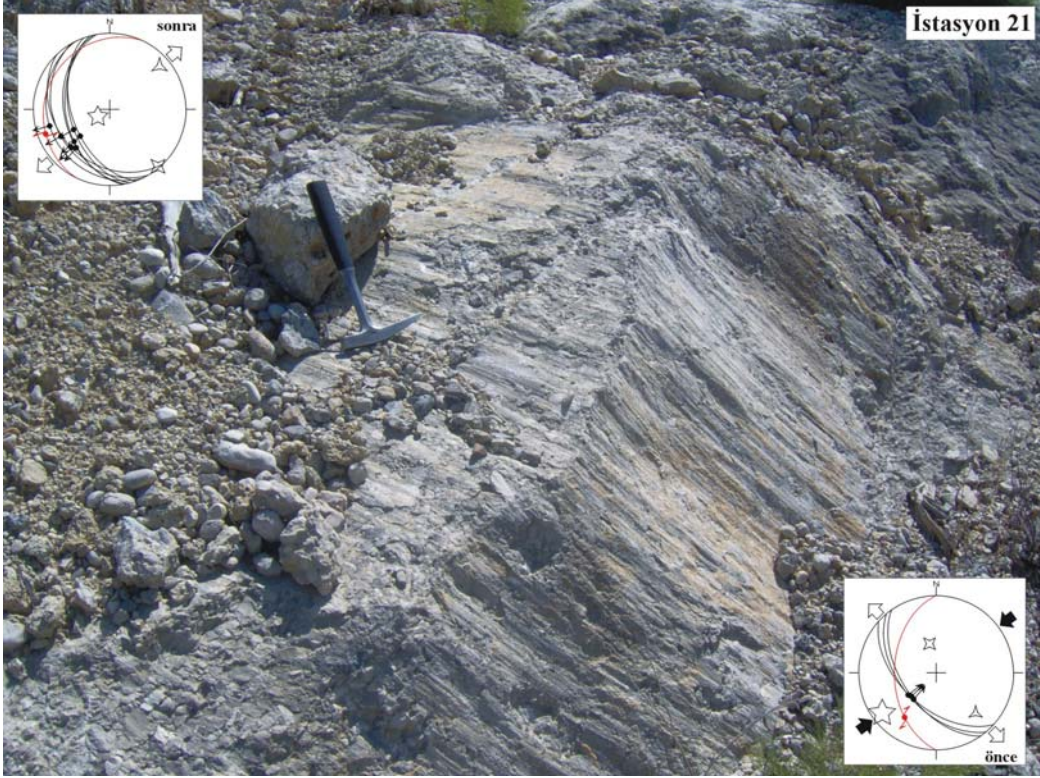
KD–GB doğrultulu sıkışma rejimi yerini KD–GB doğrultulu açılma rejimine bırakmıştır. Bu KD–GB doğrultulu açılma evresi havzada Kuvaterner yaşlı Antalya Tufası'nda, Aksu Formasyonu ve Karpuzçay Formasyonu'na ait çökellerde deformasyona sebep olmuştur. Sıkışma rejiminden açılma rejimine geçişe ait verilere havzanın orta kesimlerinde Karacaören Köyü batısında 17 numaralı istasyonda ve kuzeybatısında 21 numaralı istasyonda rastlanmıştır.

Karacaören Köyü KB'sinde (İstasyon 21), Aksu Formasyonu'na ait birimlerde yapılan çalışmada, 12 adet fay düzlemi verisinin kinematik analizi iki ayrı deformasyon evresini (KD–GB sıkışma ve KD–GB açılma) işaret etmektedir. Kesişen iki fay düzlemi (Şekil 6.9) incelendiğinde; KD–GB sıkışma rejimi ürünü, KG/45°B konumlu, doğrultu atım bileşenine sahip ters fayın, KD–GB açılma rejimi ürünü K25°D/16°KB konumlu, normal bileşenli doğrultu atımlı fay tarafından ötelendiği belirlenmiştir. Bu mostra havzada, KD–GB sıkışma evresi sonrasında, KD–GB açılma evresinin varlığını işaret etmektedir.

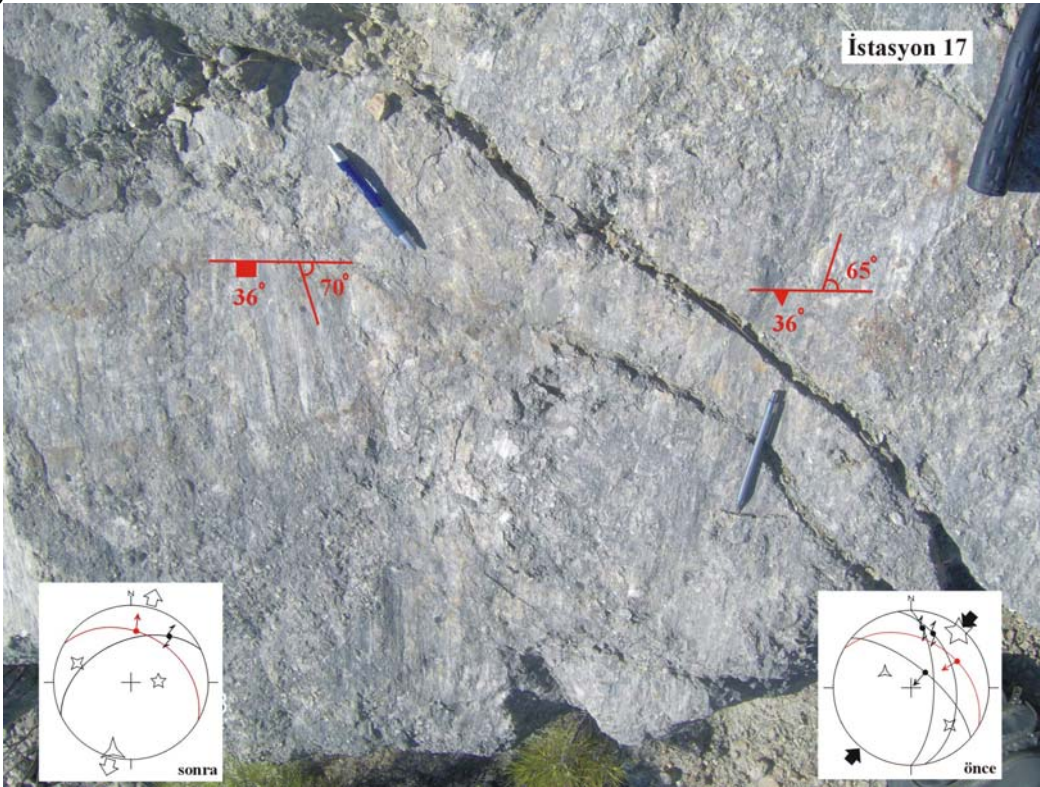


Şekil 6.8. Mesiniyen–Geç Pliyosen aralığında Aksu Havzası'nda depolanan birimleri ve havzayı etkileyen fayları gösteren şematik blok diyagramı.

Aynı sonuca Karacaören Köyü batısında da ulaşılmaktadır. İstasyon 17'de Aksu Formasyonu'na ait birimlerde yapılan çalışmada, ölçülen sekiz adet fay düzlemi verisinin kinematik analizi iki ayrı deformasyon evresini (KD–GB sıkışma ve KD–GB açılma) işaret etmektedir. $K60^{\circ}B/36^{\circ}KD$ konumlu fay düzlemi üzerinde iki farklı doğrultuda fay çizikleri bulunmuştur (Şekil 6.10). Düzlem üzerinde yapılan incelemelere göre; fayın önce 65° (KB'den) sapma açısına sahip doğrultu bileşenli ters fay karakterinde, sonra da 70° (KB'den) sapma açısına sahip normal fay karakterinde hareket ettiği belirlenmiştir. Bu mostra da KD–GB sıkışma evresi sonrasında, KD–GB açılma evresinin varlığını göstermektedir.

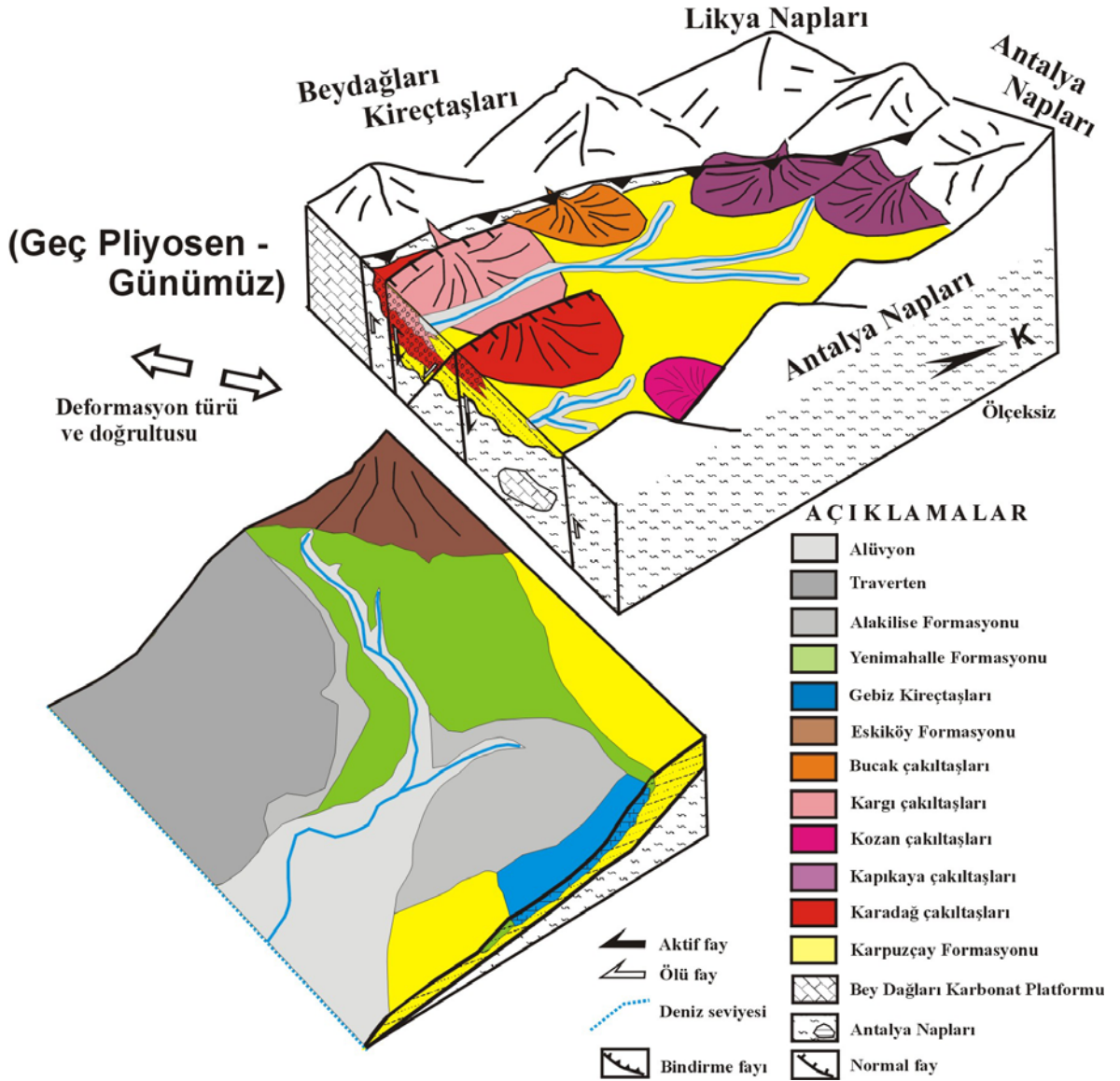


Şekil 6.9. Karacaören Köyü kuzeybatısında, 21 numaralı istasyonda gözlenen iki farklı deformasyon evresini gösteren fay düzlemleri (stereonetlerde kırmızı ile gösterilen veriler bu düzlemlere diğerleri ise istasyonda ölçülen başka düzlemlere aittir).



Şekil 6.10. Karacaören Köyü batısında, 17 numaralı istasyonda aynı düzlemde gözlenen iki ayrı doğrultudaki fay çizikleri (stereonetlerde kırmızı ile gösterilen veriler bu düzleme, diğerleri ise istasyonda ölçülen başka düzlemlere aittir).

Pliyosen'de deniz havzadan tamamen çekilmiş, havzanın tümünde karasal süreçler hakim olmuştur. Bu dönemde havzanın farklı yerlerinde geniş yayımlı göl sel travertenler çökelmiştir. Günümüzde havzayı kuzeyden güneye geçen Aksu Çayı mevcut birimleri aşındırmaya devam etmektedir (Şekil 6.11). Güncel akarsu çökellerinde herhangi bir fay verisine rastlanmamış olmasına rağmen, çalışma alanı yakın çevresine ait GPS ölçüm sonuçları (McClusky vd. 2000) bölgede açılma rejiminin devam ettiğini göstermektedir.



Şekil 6.11. Geç Pliyosen'den günümüze Aksu Havzası'nda depolanan birimleri ve havzayı etkileyen fayları gösteren şematik blok diyagramı.

7. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında Aksu Havzası'nın oluşumundan günümüze evriminin anlaşılabilmesi için bölgenin stratigrafisi denetlenmiş, jeoloji haritası hazırlanmış, yapısal ve sedimantolojik özellikleri çalışılmış ve aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

Aksu Havzası'nda Bey Dağları Karbonat Platformu, Antalya Napları, Likya Napları ve Alanya Metamorfik Masifi'ne ait temel kayalar üzerine, Karpuzçay ve Aksu formasyonları olarak isimlendirilen sığ denizel çökeller uyumsuz olarak gelmektedir. Bu birimler üzerinde karasal Eşkiy Formasyonu, sığ denizel Gebiz kireçtaşları ve Yenimahalle Formasyonu yer almaktadır. Havza çökel dolgusu karasal Alakilise Formasyonu, Antalya Tufası ve güncel alüvyonlar ile tamamlanmaktadır.

Miyosen ve sonrasında küresel ve bölgesel ölçekte gerçekleşen deniz seviyesi değişimleri Aksu Havzası'nı önemli şekilde etkilemiştir. Mesiniyen'de gerçekleşen deniz seviyesindeki alçalma ile havza kuzeyinin denizel ortamdan karasal ortama geçiş yaptığı belirlenmiştir. Tortoniyen'de ve Pliyosen başlarında deniz seviyesinin tekrar yükselmesi ile özellikle havza güneyinde karasal çökellerin üzerinin sığ denizel birimlerce örtüldüğü belirlenmiştir. Deniz Aksu Havzası'ndan Geç Pliyosen'de tamamen çekilmiştir.

Aksu Formasyonu (Langiyen–Mesiniyen) olarak tanımlanan birimler yaşları, çökeltme ortamları ve sedimantolojik özellikleri dikkate alınarak Karadağ çakılları, Kapıkaya çakılları, Kozan çakılları, Kargı çakılları ve Bucak çakılları olmak üzere 5 üyeye ayrılmıştır.

Aksu Formasyonu'na dahil Bucak çakılları içerisinde traverten çakıllarının bulunması, havza kuzeyinde Kocaaliler ve Karacaören civarında gözlenen travertenlerin Antalya Tufası'ndan daha yaşlı olabileceğini göstermektedir. Mesiniyen'de deniz seviyesindeki alçalma, havza kuzeyinde karasal süreçlerin hakim olmasını sağlamıştır. Bucak çakıllarında gözlenen traverten çakıllarının bu dönemde oluşan travertenlerden aşındığı düşünülebilir. Bu durum Bucak

çakıltaşlarının ve dolayısıyla da Aksu Formasyonu'nun yaşının Mesiniyen'e kadar uzatılması gerektiği şeklinde yorumlanabilir.

Havza çökel dolgusunu oluşturan kayaçların aşındığı kaynak kayaçlar hakkında yorum yapabilmek amacıyla çakıl analizi ve paleoakıntı yönü analizi yapılmıştır. Arazi şartlarının izin verdiği kadarıyla yapılabilen ölçümler, kaynak kayaçların kesin olarak belirlenmesine imkan vermemektedir. Örnek olarak Antalya Napları'na, Likya Napları'na ve Bey Dağları Karbonatları'na ait kireçtaşları hem el örneği boyutunda hem de mikroskop altındaki çalışmalarda benzerlik gösterebilmektedir. Çok daha fazla istasyondan sistematik olarak alınacak örneklerle yapılması gereken petrografik çalışmalar ve ayrıntılı ölçümler (çakılların uzun eksenleri yanısıra kısa ve orta eksenlerinin de ölçülmesi ve değerlendirilmesi) ile yapılması gereken bu tür bir incelemenin ayrı bir tez konusu olarak çalışılması faydalı olacaktır.

Havzada gözlenen ve paleoakıntı yönü veren sedimanter yapılardan alınan ölçümlerin, çakıl analizi ile birlikte değerlendirilmesi, Aksu Formasyonu içerisinde yeralan yelpaze deltası çökellerinin kaynak kayaçları hakkında kısıtlı da olsa yorum yapma fırsatı vermektedir. Bu analizler sonucunda Kapıkaya çakıltaşlarının batı kesiminin Likya Napları'na ait kireçtaşlarından, doğu kesiminin ise Antalya Napları'ndan beslendiği, Karadağ, Kargı ve Bucak çakıltaşlarının havza batısındaki Bey Dağları kireçtaşlarından, Kozan çakıltaşlarının ise havza doğusundaki Antalya Napları'ndan beslendiği yorumu yapılabilir..

Monod vd, (2006) havzada Taşdibi Köyü civarında bulunan mavişist fasiyesine ait mineraller içeren çakıllardan yola çıkarak havza tabanında Alanya Metamorfik Masifi'nin bulunduğu şeklinde bir yorum yapmaktadır. Önemli şekilde deformasyona uğrayan bu bölgede, bu kısıtlı alan dışında başka hiç bir yerde bu birimlerin gözlenmiyor olması düşündürücüdür. Dalma-batma zonlarında ofiyolitlerle birlikte mavişist fasiyesine ait kayaçlara sıkça rastlanabilmektedir (Robertson, 2002; Floyd vd., 2003; Ishiwatari ve Tsujimori, 2003). Bu durum Aksu Havzası'nda gözlenen metamorfik kayaç çakıllarının kökeninin ayrıntılı olarak araştırılması gerekliliğini beraberinde getirmektedir.

Arazi alışmaları sırasında Aksu Havzası'nda 43 istasyonda 289 adet fay verisi ölçülmüştür. Fay düzlemlerinin kinematik analiz sonuçları değerlendirildiğinde Aksu Havzası'nın birbirinden uyumsuzluklarla ayrılabilen ikisi açılma ve ikisi sıkışma olmak üzere dört ayrı deformasyon evresinden etkilendiği belirlenmiştir.

Fay düzlemlerindeki yeniden hareketlenme verileri ve faylardaki kesme–kesilme ilişkileri değerlendirilerek havzayı etkileyen deformasyon evrelerinin oluşum sırası belirlenmiştir. Buna göre Aksu Havzası ilk olarak Likya Napları'nın GD yönlü yerleşimi ile oluşan KB–GD doğrultulu sıkışma rejiminden etkilenmiştir. Bu rejimin Langiyen'de sona ermesi ile Afrika-Avrasya dalma-batma zonunda, Ege Yayı'ndaki hareketliliğe bağlı KB–GD doğrultulu açılma rejimi havzayı etkilemiştir. Tortoniyen sonlarında, Anadolu'nun batıya kaçışı sebebiyle KD–GB doğrultulu sıkışma rejiminden (Aksu Fazı) etkilenen Aksu Havzası'nda, Pliyosen sonrasında tekrar açılma rejimi görülmektedir. Bölgede yenitektonik rejimin KD–GB doğrultulu açılma ile temsil edildiği belirlenmiştir.

Farklı araştırmacıların yaptığı çalışmalarda da, Isparta Açısı içerisinde yenitektonik rejimin açılma özelliğinde olduğu görülmektedir. Isparta Açısı içinde bölgeden bölgeye açılma doğrultularının değişim göstermesi, Aksu Havzası için belirlenen tektonik evrimin, Isparta Açısı'nın her yerinde aynı dizilimde ve özellikle olmayabileceğini göstermektedir.

Yapısal ve sedimantolojik veriler beraber değerlendirildiğinde; Aksu Havzası'nın Langiyen'de yerleşimini tamamlayan Likya Napları'nın hareketlerine bağlı sıkışma ile oluşmuş bir nlke (foreland) havza olduğu ve havzanın günümüzdeki şekline ardalı olarak gelişen iki sıkışma ve iki açılma evresi sonucunda ulaştığı belirlenmiştir.

8. KAYNAKLAR

- Akay, E. ve Uysal, Ş., 1984. Orta Torosların batısındaki (Antalya) Neojen Çökellerinin Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Yapısal Jeolojisi. MTA Raporu No: 2147, Ankara, 277s.
- Akay, E., Uysal, Ş., Poisson, A., Cravatte, J., Müller, C., 1985. Antalya Neojen Havzasının Stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28, 105-119.
- Akbulut, A., 1977. Etude géologique d'une partie du Taurus occidental au Sud d'Eğridir (Turquie): These 3° Cycle Université Paris-Sud Orsay, 203 s.
- Allen, J.R.L., 1964. Studies in fluvial sedimentation: Six cyclothems from the lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin: *Sedimentology*, 3, 163-189.
- Allen, J.R.L., 1968. Current ripples: Their relation to patterns of water and sediment motion: North Holland Publishing, Amsterdam, 433 p.
- Altınlı, E., 1944. Etude stratigraphique de la région d'Antalya. *Revue de la Faculté des Sciences Université d' Istanbul B9*: 227–238.
- Altınlı, E., 1945. Etude tectonique de la région d'Antalya. *Revue de la Faculté des Sciences Université d' Istanbul B10*: 60–67.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets, *Journal of Geophysical Research* 89/B7, 5835-5848.
- Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction, in P.L. Hancock, ed., *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, 53–100.
- Atabey, E., 1997. Karbonat Sedimentolojisi, TMMOB, Jeoloji Mühendisleri Odası, Yayın No:45, Ankara, 130s.
- Aydar, C., Dumont, J.F., 1980. Antalya travertenlerinde görülen dizilmelerde elde edilen Landsat görüntüleri üzerinde yapılan gözlemler: neotektonik ve hidrojeoloji arasında olabilecek bağıntıların tartışması. *MTA Dergisi*, 92, 131-134.
- Bardaji, T., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C., 1990. Sedimentological features related to Pliocene sea level changes in the SE Spain. In: *Late Quaternary Sea Level Changes in Spain*, ed: Zazo, C., Museo Nacional de Ciencias Naturales, pp. 79-93.

- Barka A.A., Reilinger R., 1997. Active tectonics of the Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali di Geophys.* XI, 587–610.
- Bignot, G. ve Poisson, A. 1974. Le Cenomanien du flanc oriental du Katran Dağ (Sam dağ) près d'Antalya (Turquie). Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bulletin 82, 71-77.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J., Le Pichon, X., 1977. From the Tethys ocean to the Mediterranean sea: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. In *Structural History of the Mediterranean Basins*, Biju-Duval B, Montadert L (eds). Technip: Paris; 143–164.
- Blumenthal, M., 1951. Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière pays d'Alanya: Publ. MTA Ankara, Seri D 5, yayımlanmamış.
- Blumenthal, M., 1963. Le système structural du taurus sudanatolien. in: livre à la mémoire du professeur Paul Fallot. *Mém. Hors-série-Soc. géol. Fr.*, 611 – 662.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey- a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., de Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., 1971. Outline of the geology of the western Taurides. In: Campbell, A.S. (Ed.), *Geology and History of Turkey*. Petrol. Explor. Soc. Libiya, Tripoli, 225– 255.
- Brunn, J.H., Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Lefevre, R., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., 1970. Structures majeures et corrélations stratigraphiques dans les Taurides occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France* 12: 515–536.
- Bull, W.B., 1977. The alluvial fan environments, *Progress in Physical Geography*, 1, 222-270.
- Coleman, J.M., 1969. Brahmaputra River: channel processes and sedimentation, *Sedimentary Geology*, 3, 129-239.
- Collins, A. ve Robertson A.H.F., 1997. Lycian melange, southwestern Turkey: an emplaced Late Cretaceous accretionary complex, *Geology*, 25, 255–258.

- Collins, A. ve Robertson, A.H.F., 1998. Processes of late Cretaceous to late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey, *J. Geol. Soc. (Lond.)*, 155, 759– 772.
- Collins, A.S. ve Robertson, A.H.F., 1999. Evolution of the Lycian Allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Palaeozoic–Mesozoic rift and passive continental margin. *Geological Journal* 34: 107–138.
- Collins, A.S. ve Robertson, A.H.F., 2003. Kinematic evidence for Late Mesozoic–Miocene emplacement of the Lycian Allochthon over the Western Anatolide Belt, SW Turkey. *Geological Journal*, 38: 295–310.
- Collinson, J.D. ve Thompson, D.B., 1989. Sedimentary structures, Unwin Hyman Ltd. London, UK, 207 p.
- Çiftçi, B., 2007. Geological Evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: Temporal and Spatial Variation of the Graben. ODTU Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Doktora Tezi, 290 s.
- Çiner, A. ve Koşun, E., 1996. Lütésiye yaşlı Yeşildere Yelpeze Deltası'nın gelişimi: Sivas Havzası. Cumhuriyet Üni. Müh. Fak. Der. Seri-A, Yerbilimleri C. 13.
- Çiner, A., Karabıyıköğlü, M., Monod, O., Deynoux, M., Tuzcu, S., 2008. Late Cenozoic sedimentary evolution of the Antalya Basin, Southern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 1-41.
- Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M., (eds). 2000. Peri-Tethys Palaeogeographical Maps Atlas. Commission de la Carte Géologique du Monde—Commission of the Geological Map of the World: Paris.
- Dercourt, J., Ricou, L. E., Vrielynck, B. (eds) 1993. Atlas of Tethys, Palaeoenvironmental Maps, Beicip-Franlab.
- Deynoux, M., Çiner, A., Monod, O., Karabıyıköğlü, M., Manatschal, G., Tuzcu, S., 2005. Facies architecture and depositional evolution of alluvial fan to fan-delta complexes in the tectonically active Miocene, Köprüçay Basin, Isparta Angle, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173, 315-343.
- Dipova, N. ve Doyuran, V., 2006. Assessment of the collapse mechanisms of tufa deposits. *Engineering Geology*, 83, 332– 342.
- Dumont, J.F., 1974. Isparta Kıvrımı ve Antalya Napları'nın orijini; Toroslar'ın Üst Kretase tektonizasyonu ile oluşmuş yapısal düzeninin büyük bir dekreşman,

- transtorik arızayla ikiye ayrılması varsayımı. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayını, Ankara.
- Dumont, J.F., 1976. Etudes géologiques dans les Taurides occidentales les formations Paleozoiques et Mezozoiques de la coupole de Karacahisar (Isparta, Turquie): These 3° Cycle Univ. Paris Sud (Orsay), 213 s., yayımlanmamış.
- Dumont, J.F., Gutnic, M., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., 1972. Definition du bassin Pamphillien: Un nouveau domaine à ophiolites à la marge externe de la chaine taurique. Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 123, 385-409, Hannover.
- Dumont, J.F., Kerey, E., 1975. Eğirdir gölü güneyinin temel jeolojik etüdü. Türkiye Jeoloji Bülteni, 18: 169–174.
- Dumont, J.F., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., 1972. Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Définition du bassin pamphylien: un nouveau domaine à ophiolites à la marge externes de la chain taurique. Zeitschrift Deutsch Geologische Gesteine 123: 385–409.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture, In: Classification of Carbonate Rocks, (Ed: W. E. Ham), Mem. A. Assoc. Petrol, Geol. 1., 108-121.
- Embry, A.F. ve Klovan, J.E., 1971. A Devonian reef tract on northeastern Banks island, N.W.T: Bulletin of Canadian Petroleum Geologists, v.19, p. 730-781.
- Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M.A., Alkan, H., Öztaş, Y., Akpınar, M., 1982. Fethiye-Köyceğiz-Tefenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi. 6. Türkiye Petrol Kongresi, 23-31.
- Eroskay, O., 1966. Manavgat-Homa bentyeri ve rezervuarının jeolojik incelemesi: İ.Ü.F.F. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, yayımlanmamış.
- Eroskay, O., 1968. Geological investigation of the Köprüçay-Beşkonak Reservoir area: E.I.E., 69-23, yayımlanmamış.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., Regard, V., 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. Earth and Planetary Science Letters, 242, 85– 97.

- Farinacci, A. ve Köylüoğlu, M., 1982. Evolution of the Jurassic-Cretaceous Taurus shelf (southern Turkey). *Boletino della Societ. Paleontologica Italiana* 21, 267-276.
- Farinacci, A. ve Yeniay, G., 1986. Biostratigraphy and event-analysis of the Cenomanian-Maastrichtian carbonates of the Bey Dağları (western Taurus, Turkey). *Geologica Romana*, 25, 257-284.
- Faulds, J. E. ve Varga, R. J., 1998. The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. *Geological Society of America, Special paper*, 323.
- Flecker, R., Ellam, R.M., Müller, C., Poisson, A., Robertson, A.H.F., Turner, J., 1998. Application of Sr isotope stratigraphy and sedimentary analysis to the origin and evolution of the Neogene basins in the Isparta Angle, southern Turkey, *Tectonophysics*, 298, 83-101.
- Flecker, R., Poisson, A., Robertson, A.H.F., 2005. Facies and palaeogeographic evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional eastern Mediterranean context. *Sedimentary Geology*, 173, 277-314.
- Floyd, P.A., Özgül, L., Göncüoğlu, M.C., 2003. Metabasite Blocks from the Koçyaka HP-LT Metamorphic Rocks, Konya, Central Anatolia: Geochemical Evidence for an Arc-Back-Arc Pair? *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 157-174.
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: *Classification of carbonate rocks* (ed: W.E. Ham), *Mem. Amer. Assoc. Petr. Geo.*, 1, 62-64.
- Glover C. 1995. Plio-Quaternary Sediments and Neotectonics of the Isparta Angle, S.W. Turkey. PhD thesis, University of Edinburgh.
- Glover, C.P. ve Robertson, A.H.F., 1998a. Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey, *Tectonophysics*, 298, 103-132.
- Glover, C.P., ve Robertson, A.H.F., 1998b. Role of regional extension and uplift in the Plio-Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey. *Journal of Geological Society, London*, 155, 365-387.
- Glover, C.P., ve Robertson, A.H.F., 2003. Origin of tufa (cool-water carbonate) and related terraces in the Antalya area, SW Turkey. *Geological Journal*, 38, 329-358.

- Graciansky PC de. 1972. Recherches géologiques dans le Taurus Lycien Occidental. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Paris-Sud, Orsay, France.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J.F., 1979. Geologie des Taurides occidentales (Turquie). Mémoire de la Societé Géologique de France 137, 1–112.
- Gültekin, M.C., 1986. Batı Toroslar Beydağı Otokton Birliğindeki Beydağı Formasyonunun Senomaniyen Yaşlı Karbonat Dizilimlerinin Mikrofasiyesleri, Çökelleme Ortamları, Karbonat Çökelleme Modeli ve Diyajenezi. (TPAO) Rapor No: 930.
- Günay, Y., Bölükbaşı, S., Yoldemir, O., 1982. Beydağlarının stratigrafisi ve yapısı. 6. Türkiye Petrol Kongresi, 91-101.
- Gürer, A., Bayrak, M., Gürer, Ö.F., 2004. Magnetotelluric images of the crust and mantle in the southwestern Taurides, Turkey, Tectonophysics, 391, 109–120.
- Hadımlı, L., 1968. Manavgat-Akkuşlar bentyeri ve rezervuarının jeolojisi: İ.Ü.F.F. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü diploma çalışması, yayımlanmamış.
- Hampton, M.A., 1975. Competence of fine-grained debris flows, J. Sedim. Petrol. 45, 834-844.
- Hançer, M. ve Karaman, M.E., 2001. Tectonic features of Bucak and its surrounding (southern Isparta). In Proceedings of the 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Akıncı, Ö.T., Görmüş, M., Kuşcu, M., Karagüzel, R., Bozcu, M., (eds). Süleyman Demirel, University: Isparta; 33–44.
- Hayward, A.B., 1984. Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian Nappes and the Antalya Complex. In The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, eds: Dixon J.E., Robertson A.H.F., Special Publication 17. Geological Society: London, 287–300.
- Hempton, M. R., Dunne, L. A., Dewey, J. F., 1983. Sedimentation in an active strike-slip basin, Southeastern Turkey, Journal of Geology, 91, 401-412.
- Hooke, R.L., 1967. Processes on arid region alluvial fans, Journal of Geology, 75, 438-460.

- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1973. Late Miocene dessication of the Mediterranean, *Nature*, 242, 240-244.
- Ishiwatari, A. ve Tsujimori, T., 2003. Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis. *The Island Arc* 12, 190–206.
- İslamoğlu, Y., 2002. The molluscan fauna and stratigraphy of Antalya Miocene Basin (west-central Taurids, SW Turkey). *Mineral Res. Expl. Bul.* 123-124, 27-58.
- İşler, F.I., Aksu, A.E., Hall, J., Calon, T.J., Yaşar, D., 2005. Neogene development of the Antalya Basin, Eastern Mediterranean: An active forearc basin adjacent to an arc junction. *Marine Geology*, 221,299– 330.
- James, N.P., 1979. Reefs, In: *Facies Models*, ed: Walker R.G., Geological Association of Canada, 211 p.
- Karabıyıköğlü, M., 2003. Konya Havzası'nın Geç Kuvaterner Evrimi (Doktora Tezi), İstanbul Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü.
- Karabıyıköğlü, M., Çiner, A., Deynoux, M., Monod, O., Tuzcu, S., Manatschal, G., 2004. Miocene Tectonosedimentary Evolution of The Late Cenozoic Antalya Basin, MTA-CNRS (France)-TÜBİTAK Co-Project, 125 p.
- Karabıyıköğlü, M., Tuzcu, S., Çiner, A., Deynoux, M., Örcen, S., Hakyemez, A., 2005. Facies and environmental setting of the Miocene coral reefs in the late-orogenic fill of the Antalya Basin, western Taurides, Turkey: implications for tectonic control and sea level changes, *Sedimentary Geology*, 173, 345-371.
- Karabıyıköğlü, M.F., Çiner, A., Monod, O., Deynoux, M., Tuzcu, S., Örcen, S., 2000. Tectonosedimentary evolution of the Miocene Manavgat Basin, western Taurides, Turkey, in: *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, eds: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A., Geological Society, Special Publication, No: 173, 271-294.
- Kelling, G., Robertson, A.H.F., Buchem, F.V., 2005. Cenozoic sedimentary basins of southern Turkey: an introduction. *Sedimentary Geology*, 173, 1–13.
- Kissel, C. ve Poisson, A., 1987. Etude paleomagnetique des formations Cenozoiques des Bey Daglari (Taurides occidentales). *Comptes Rendue de l'Academie des Sciences de Paris*, 304, 343–348.

- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O., Allerton, S., 1993. First palaeomagnetic evidence of a post-Eocene clockwise rotation of the Western Taurus thrust belt, east of the Isparta re-entrant (Southwestern Turkey), *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 1-14.
- Koçyiğit, A., 1981. Isparta bükümünde (Batı Toroslar) Toros Karbonat Platformunun evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 15-23.
- Koçyiğit, A. ve Deveci, Ş., 2007. A N-S-trending Active Extensional Structure, the Şuhut (Afyon) Graben: Commencement age of the Extensional Neotectonic Period in the Isparta Angle, SW Turkey, *Turkish Journal of Earth Science*, 16, 391-416.
- Koçyiğit, A. ve Özacar, A.A., 2003. Extensional Neotectonic Regime through the NE Edge of Outer Isparta Angle, SW Turkey: New field and seismic data. *Turkish Journal of Earth Science*, 12, 67-90.
- Koçyiğit, A., Ünay, E., Saraç, G., 2000. Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A., *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, Special Publication, No: 173, 405-422.
- Koşun, E., Poisson, A., Çiner, A., Wernli, R., Monod, O., 2009. Syn-tectonic sedimentary evolution of the Miocene Çatallar Basin, southwestern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 466–479.
- Koşun, E., Sarıgül, A., Varol, B., 2005. Antalya Tufalarının Litofasiyes Özellikleri, *MTA Dergisi* 130, 57-70.
- Köylüoğlu, M., 1987. Bey Dağları Otoktonu Maestrihtiyen karbonatlarının Mikropaleontolojisi, Mikrofasiyes ve Ortamsal Yorumları. TPAO Rapor No: 117.
- Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raffi, I., Sierro, F. J., Wilson, D. S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis, *Nature*, vol. 400, 652-655.
- Lahn, E., 1948. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique des lacs de Turquie. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Publications, Series B, No. 680.

- Lefevre, R., 1967. Un nouvel élément de la géologie du Taurus lycien: Les nappes d'Antalya (Turquie). C.R. Ac. Sci., t. 263, 1029-32, Paris.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents, *J. Sediment. Petrol.*, 52, 279– 297.
- Massari, F. ve Parea, G.C., 1988. Progradational gravel beach sequences in a moderate to high energy, microtidal marine environment, *Sedimentology*, 35, 881-913.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan. O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadriya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksoz, M. N., Veis, G., 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695-5719.
- McGoven, J.H., 1970. Gum Hollow fan-delta, Nueces Bay, Texas, Rep. Invest. No: 69, Bur. Econ. Geol. Austin, Texas, 91 p.
- Miall, A.D., 1992. Alluvial deposits, in: *Facies Models: Response to Sea Level Change*, eds: Walker, R.G., James, N.P., Geological Association of Canada, 119-142.
- Monod, O., 1976. La “courbure d’Isparta”: une mosaïque de blocs autochtones surmontés de nappes composites à la jonction de l’arc hellénique et de l’arc taurique, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 18, 521–532.
- Monod, O., 1977. Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie), Thèse Doct. d’état, Univ. Paris-Sud, ‘Centre d’Orsay’.
- Monod, O., Kuzucuoğlu, C., Okay, A.İ., 2006. A Miocene Palaeovalley Network in the Western Taurus (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 15, 1-23.
- Morris, A. ve Robertson, A.H.F., 1993. Miocene remagnetization of carbonate platform and Antalya Complex units within the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 220, 243–266.
- Mount, J.F., 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, 12, 432-435.

- Naz, H., Alkan, H., Erk, S., 1992. Facies and sequence characteristics of the Late Cretaceous-Palaeocene drowning on the west Taurus carbonate platform, S. W. Türkiye. 9. Türkiye Petrol Kongresi, 121-134.
- Özgül, A., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 19, 65–78.
- Özkan, S. ve Köylüoğlu, M., 1988. Campanian-Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Beydağları Autochthonous Unit, Western Taurids, Turkey. Middle East Technical University, Journal of Pure and Applied Sciences, 21, 377-388.
- Özsayın, E., 2007. İnönü–Eskişehir Fay Sistemi'nin Yeniceoba–Cihanbeyli (Konya–Türkiye) Arasındaki Bölümünün Neojen–Kuvaterner Yapısal Evrimi. Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, Doktora Tezi, 120 s.
- Özyeğin, G., Köylüoğlu, M., Kuru, F., Kırıcı, S., 1985. Beydağları Otoktonu Kretase ve Tersiyer Yaşlı Birimlerin Mikropaleontolojileri ve Fasiyesleri. TPAO Rapor No: 808.
- Papazachos, B.C., Papaioannou, C.A., 1999. Lithospheric boundaries and plate motions in the Cyprus area. Tectonophysics, 308, 193–204.
- Parejas, E.D., 1943. Le substratum ancien du Taurus occidental au sud d'Afyon Karahisar (Turquie). Comptes Rendus de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle, Genève 60: 110–114.
- Penck W. 1918. Die tektonische Grundzüge Westkleinasiens. Eiszeitalter: Stuttgart.
- Piper, J., Gürsoy, H., Tatar, O., İşseven, T., Koçyiğit, A., 2002. Palaeomagnetic evidence for the Gondwanian origin of the Taurides and rotation of the Isparta Angle, southern Turkey, Geological Journal, 37, 317-336.
- Planhol, X.D., 1956. Position stratigraphique et signification morphologie des Travertins Subtauriques de L'Anatolie Sud-occidental. In: Report of the IV International Congress on the Pleistocene, Rome-Pisa, 467–471.
- Poisson, A., 1967. Données nouvelles sur le Cretacé et le Tertiaire du Taurus occidental, au NO d'Antalya (region de Korkuteli, Turquie). C.R. Ac. Sd., t. 264, 218-221, Paris.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): Thèse d'état Univ. Paris-Sud (Orsay). 795 s., yayımlanmamış.

- Poisson, A., 1984. The extension of the Ionian trough into southwestern Turkey. In The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Dixon JF, Robertson AHF (eds). Geology Society, London, Special Publication, 17, 241–250.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J.F., ve Uysal, Ş., 1984. The Isparta Angle (western Taurides-Turkey): a Mesozoik paleorift: O. Tekeli ve M.C. Göncüoğlu (Ed.), Geology of Taurus Belt: Proceedings Int. Sym., 26-29 sept., Ankara, Turkey P. 11-26.
- Poisson, A., Wernli, R., Sağular, E.K., Temiz, H., 2003a. New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey). Geological Journal, 38, (3-4), 257-282.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M., Şentürk, M., 2003b. New data concerning the age of Aksu Thrust in the South of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey): consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean, Geological Journal, 38, 311-327.
- Postma, G. ve Roep, T.B., 1985. Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert type gravel deltas, Journal of Sedimentary Petrology, 55, No: 6, 874-885.
- Postma, G., 1984. Slumps and their deposits in fan delta front and slope, Geology, 12, 27-30.
- Reading, H.G., 1980. Sedimentary environments and facies, Blackell Scientific Publication, London, 557 p.
- Reineck, H.E. ve Singh, I.B., 1973. Depositional sedimentary environments, Springer-Verlag, Berlin, 439 p.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I., Marcoux, J., 1975. L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres Arabo-Africaines sous les nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. Bull. Soc. Geol. Ft., 17/7, 1024-1043.
- Robertson, A.H.F., 1993. Mesozoic-Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms, margins and small ocean basins in the Antalya Complex, of Southwest Turkey. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 20, 1-48.
- Robertson, A.H.F., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey, in: Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, eds:

- Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A., Geological Society, Special Publication, No: 173, 97-138.
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 1 – 67.
- Robertson, A.H.F., Eaton, S., Follows, E.J., McCallum, J.E., 1991. The role of local tectonics versus global sea-level change in the Neogene evolution of the Cyprus active margin, *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 12, 331-369.
- Robertson, A.H.F., Poisson, A., Akıncı, Ö., 2003. Developments in research concerning Mesozoic-Tertiary Tethys and neotectonics in the Isparta Angle. *Geological Journal*, 38, 195-235.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1984. Alakır Çay Group, Antalya complex, SW Turkey: a deformed Mesozoic carbonate margin. *Sedimentary Geology*, 30, 95-131.
- Sarı, B. ve Özer, S., 2002. Upper Cretaceous Stratigraphy of the Bey Dağları Carbonate Platform, Korkuteli Area (Western Taurides, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11, 39-59.
- Savaşçın, Y., Oyman, T., 1998. Tectono–Magmatic Evolution of Alkaline Volcanics at the Kırka–Afyon–Isparta Structural Trend, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 201–214.
- Sintubin, M., Muchez, P., Similox-Tohon, D., Verhaert, G., Paulissen, E., Waelkens, M., 2003. Seismic catastrophes at the ancient city of Sagalassos (SW Turkey) and their implications for seismotectonics in the Burdur–Isparta area, *Geological Journal*, 38, 359–374.
- Smith, S.A., 1990. The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream: the budleigh salterton pebble beds (Lower Triassic), southwest England, *Sediment. Geol.* 67, 199– 219.
- Somoza, L., Bardaji, T., Goy, J.L., Dabrio, C.J., 1987. Recent Quaternary sea level changes and tectonic movements in SE Spanish Coast, in: *Late Quaternary Sea Level Changes in Spain*, ed: Zazo, C., Museo Nacional de Ciencias Naturales, 49-78.
- Steel, R.J. ve Thompson, D.B., 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ('Bunter' Pebble Beds) in the Sherwood sandstone group, North Staffordshire, England, *Sedimentology*, 30, 341– 367.

- Steel, R.J., Maehle, S., Nilsen, H., Roe, S.L., Spinnangr, A., 1977. Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian), Norway: sedimentary response to tectonic events, *Geological Society of America Bull.* 88, 1124-1134.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A.Z., Oğuz, M.F., Korucu, M., Özgül, N., 1992. Eğirdir-Yeşarbağdemli-Gebiz ve Geriş-Köprülü (Isparta-Antalya) arasında kalan alanların jeolojisi. TPAO Raporu, No: 3132, MTA Rapor No: 9390, Ankara, (yayımlanmamış).
- Şenel, M., 1997. 1:250 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, No. 4, Isparta Paftası, MTA Genel Müd. Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- ten Veen, J.H., Woodside, J.M., Zitter, T.A.C., Dumont, J.F., Mascle, J., Volkonskaia, A., 2004. Neotectonic evolution of the Anaximander Mountains at the junction of Hellenic and Cyprus arcs, *Tectonophysics*, 391, 35-65.
- Tuzcu, S. ve Karabıyıkoglu, M., 2001. Batı Toros Kuşağı Miyosen Mercan Resiflerinin Paleontolojisi, Stratigrafisi, Fasiyesleri ve Çökeltme Ortamları, MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Rapor No: 10438, Ankara.
- Verhaert, G., Muchez, P., Sintubin, M., Similox-Tohon, D., Vandycke, S., Waelkens, M., 2003. Reconstruction of neotectonic activity using carbonate precipitates: a case study from the northwestern extremity of the Isparta Angle (SW Turkey). *Journal of Geochemical Exploration* 78–79, 197–201
- Verhaert, G., Similox-Tohon, D., Vandycke, S., Sintubin, M., Muchez, P., 2006. Different stress states in the Burdur–Isparta region (SW Turkey) since Late Miocene times: a reflection of a transient stress regime, *Journal of Structural Geology*, 28, 1067–1083.
- Vos, R. G., 1977. Sedimentology of an Upper Paleozoic river, wave and tide influenced delta system in Southern Morocco, *Journal of Sedimentary Petrology*, 47 (3), 1242-1260.
- Vrielynck, B., Bonneau, M., Danelian, T., Cadet, J.P., Poisson, A., 2003. New insights on the Antalya Nappes in the apex of the Isparta Angle: the Isparta Çay unit revisited. *Geological Journal*, 38, 283–293.

- Wdowinski, S., Ben-Avraham, Z., Arvidsson, R., Ekström, G., 2006. Seismotectonics of the Cyprian Arc. *Geophys. J. Int.*, 164, 176–181.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate facies in geological history*, Springer-Verlag, N.Y., Heidelberg, Berlin, 471 p.
- Woodcock, N.H. ve Robertson, A.H.F., 1977. Imbricate thrust belt tectonics and sedimentation as a guide to emplacement of part of the Antalya Complex, S.W. Turkey. In: *Contributions Series*, İzdar E, Nakoman E (eds). 2, 661–670.
- Woodside, J.M., Mascle, J., Zitter, T.A.C., Limonov, A.F., Ergün, M., Volkonskaia, A., 2002. The Florence Rise, the western bend of the Cyprus Arc. *Mar. Geol.*, 185, 177–194.
- Wright, V.P., 1992. A revised classification of limestones. *Sed. Geol.* 76, 177-185.
- Zitter, T.A.C., Woodside, J.M., Mascle, J., 2003. The Anaximander Mountains: a clue to the tectonics of southwest Anatolia, *Geological Journal*, 38, 375–394.

Çizelge 1. Aksu Havzası'nda ölçülen paleoakıntı yönleri

Koordinat	Tabaka Konumu	Paleoakıntı ölçümü	Eğim düzeltmesi	Sed. Yapı
302 ⁷⁹⁷ / 4155 ⁸⁰⁵	K60D / 27KB	K50D	K48D	biniklenme
304 ⁷⁸⁵ / 4141 ³⁹⁰	K15D / 18KB	K30B	K30B	biniklenme
301 ²⁴⁸ / 4114 ⁸¹⁵	K25D / 38GD	K60D	K62D	biniklenme
306 ⁹³⁶ / 4138 ⁴¹⁸	K20B / 60GB	G5D	G08B	biniklenme
306 ⁸⁷⁵ / 4138 ⁴⁴⁹	K10D / 70KB	G10D	G32D	biniklenme
304 ⁵⁰⁹ / 4140 ⁵⁹⁴	K60D / 16GD	K80D	K80D	akıntı ripılı
299 ⁷⁰³ / 4141 ³²⁷	K80B / 24KD	K20B	K20B	biniklenme
298 ⁶⁷⁸ / 4141 ⁰⁹⁸	K20B / 17KD	K40B	K40B	biniklenme
299 ¹⁰⁶ / 4139 ⁴¹⁴	K50B / 23KD	K65D	K65D	biniklenme
299 ⁶⁰⁹ / 4137 ⁶⁷⁸	K40B / 18GB	K40D	K40D	biniklenme
301 ⁷⁶⁷ / 4132 ⁵²¹	K40B / 16KD	G70D	G70D	biniklenme
304 ⁹¹⁷ / 4131 ⁷⁸⁸	DB / 22G	G60D	G60D	biniklenme
304 ⁵¹⁸ / 4140 ⁶⁵⁴	K28D / 23GD	K10B	K10B	biniklenme
301 ⁶⁶⁰ / 4140 ⁵⁰³	K50D / 20GD	G	G	biniklenme
301 ⁵⁰⁴ / 4162 ⁷³³	K45D / 22GD	K70D	K70D	biniklenme
304 ⁶⁴⁸ / 4158 ⁹¹¹	K57B / 20GB	G30D	G30D	biniklenme
301 ⁶³⁹ / 4162 ¹¹⁸	K69B / 15GB	G25D	G25D	biniklenme
302 ⁰⁵⁶ / 4160 ²⁵⁴	K65D / 20GD	G70D	G70D	biniklenme
301 ⁷⁶¹ / 4159 ⁴³⁸	K60B / 55GB	G20D	G47D	biniklenme
306 ²⁰⁴ / 4130 ⁴⁹²	K68B / 32KD	K50D	K47D	biniklenme
306 ⁴⁵⁰ / 4127 ⁶¹³	K75B / 50KD	K70D	K58D	biniklenme
315 ⁸⁹⁰ / 4120 ⁹⁹²	K60B / 25KD	G20B	G20B	biniklenme
315 ⁴⁶⁷ / 4119 ³¹⁶	K70B / 27KD	G30B	G31B	biniklenme
315 ⁷⁸³ / 4121 ⁰⁰⁸	K80D / 55GD	G40D	G28D	biniklenme
316 ²⁵⁸ / 4119 ⁸⁴⁰	K65B / 29KD	G50B	G48B	biniklenme
316 ²⁵⁸ / 4119 ⁸⁴⁰	K70B / 26KD	G30B	G31B	biniklenme
316 ²⁵⁸ / 4119 ⁸⁴⁰	K68B / 25KD	G30B	G30B	biniklenme
316 ²⁵⁸ / 4119 ⁸⁴⁰	K65B / 30KD	G60B	G58B	biniklenme
302 ⁷⁵⁴ / 4155 ⁷¹⁴	K62D / 25KB	K50D	K50D	biniklenme
318 ⁷⁷⁴ / 4100 ⁸⁶⁴	Yatay	G20D	G20D	biniklenme
318 ⁸⁵⁷ / 4101 ²⁰⁵	Yatay	G20B	G20B	biniklenme
319 ⁷⁷⁴ / 4100 ⁸⁶⁴	Yatay	G30D	G30D	biniklenme
309 ⁶³⁵ / 4135 ⁸⁹⁷	K65B / 43KD	K40D	K38D	biniklenme
299 ⁸⁵⁶ / 4141 ²⁵¹	K76B / 22KD	K20B	K20B	biniklenme
308 ⁸⁴⁸ / 4137 ⁷⁸²	K80B / 28KD	K55D	K52D	biniklenme
304 ⁷²³ / 4141 ⁴³³	K20D / 16KB	K30B	K30B	biniklenme
306 ⁶⁵⁸ / 4125 ⁷²¹	K10B / 48KD	K60D	K67D	biniklenme
304 ⁹³⁹ / 4123 ⁸⁵⁹	K30D / 35GD	G60D	G58D	biniklenme
310 ⁵⁷⁴ / 4120 ⁷⁴⁷	K60B / 20GB	G60D	G60D	biniklenme
304 ⁷⁷¹ / 4124 ⁰³⁹	K30D / 35GD	G50D	G52D	biniklenme
305 ¹⁸² / 4124 ⁸⁵⁵	K50D / 28GD	G80B	G84B	biniklenme
305 ²²⁹ / 4124 ⁸⁹⁸	K52D / 27GD	G70B	G71B	biniklenme

Çizelge 1. Aksu Havzası'nda ölçülen paleoakıntı yönleri (devam ediyor)

Koordinat	Tabaka Konumu	Paleoakıntı ölçümü	Eğim düzeltmesi	Sed. Yapı
304 ⁴⁴⁰ / 4140 ⁶¹³	K55D / 15GD	K80D	K80D	biniklenme
304 ⁶⁸⁵ / 4124 ¹¹²	K35D / 40GD	G50D	G54D	biniklenme
304 ⁸⁸⁴ / 4131 ⁶¹⁰	K85D / 25GD	G60D	G60D	biniklenme
306 ²²⁹ / 4127 ⁴⁴¹	K80B / 51KD	K70D	K58D	biniklenme
306 ⁰²⁰ / 4130 ⁵⁵³	K70B / 34KD	K50D	K46D	biniklenme
305 ⁸³⁴ / 4127 ⁷⁴⁰	K5D / 34KB	K50D	K56D	biniklenme
305 ⁸³⁴ / 4127 ⁷⁴⁰	K5D / 34KB	K70D	K73D	biniklenme
301 ⁸⁴⁵ / 4159 ³²⁸	K75B / 67GB	G20B	G17B	akıntı ripılı
304 ⁵⁵⁰ / 4158 ⁸³⁰	K60B / 19GB	G30D	G30D	biniklenme
302 ¹²⁵ / 4160 ¹⁴⁵	KG / 23D	G5D	G5D	kaval yapısı
303 ⁷⁵¹ / 4161 ⁹²⁴	K64D / 24GD	G30B	G30B	çapraz tbk.
301 ⁴⁷⁸ / 4162 ⁵⁶¹	K42D / 16GD	K70D	K70D	biniklenme
300 ¹⁸⁷ / 4161 ⁰⁶⁰	K70D / 08GD	G50D	G50D	biniklenme
300 ⁰¹² / 4166 ⁴⁵⁵	K35D / 18GD	G20D	G20D	biniklenme
310 ⁷⁸⁷ / 4120 ⁶¹⁰	K72B / 25GB	G60D	G60D	kaval yapısı
318 ⁷⁷⁴ / 4100 ⁸⁶⁴	Yatay	G25D	G25D	biniklenme
318 ⁸⁴² / 4101 ¹⁵¹	Yatay	G10B	G10B	çapraz tbk.
319 ⁷⁷⁴ / 4100 ⁸⁶⁴	Yatay	G28D	G28D	biniklenme
304 ⁴⁰⁸ / 4140 ⁵⁹⁵	K20D / 25GD	K10B	K10B	biniklenme
298 ⁶¹⁰ / 4141 ²¹¹	K30B / 15KD	K40B	K40B	biniklenme
301 ⁴⁵⁴ / 4140 ⁶⁷²	K55D / 15GD	G	G	biniklenme
299 ⁷⁸² / 4137 ⁵⁰⁵	K40B / 13GB	K40D	K40D	biniklenme
306 ²³⁵ / 4127 ⁴⁹⁰	K70B / 20KD	K70D	K70D	biniklenme
309 ⁶²⁰ / 4135 ⁷³³	K75B / 41KD	K40D	K39D	biniklenme
308 ⁹⁷⁷ / 4137 ⁶¹⁴	K80B / 25KD	K55D	K55D	biniklenme
302 ¹²² / 4160 ¹¹⁹	K50D / 21GD	G70D	G70D	biniklenme
301 ⁸⁵⁵ / 4159 ³³⁴	K65B / 59GB	G20D	G50D	akıntı ripılı
301 ⁵⁰⁶ / 4162 ⁰¹³	K80B / 13GB	G25D	G25D	biniklenme
315 ³³¹ / 4119 ⁵²⁰	K68B / 24KD	G30B	G30B	biniklenme
316 ¹¹⁷ / 4119 ⁶⁴⁵	K60B / 32KD	G60B	G59B	biniklenme
316 ⁴²⁰ / 4120 ⁶³⁴	K40B / 47KD(dev.)	K30B	G24D	kaval yapısı
315 ⁹⁰⁰ / 4121 ⁰²⁵	K84D / 58GD	G40D	G26D	biniklenme
315 ⁹⁸⁹ / 4120 ⁷⁵⁶	K67B / 23KD	G20B	G20B	biniklenme
299 ¹⁹² / 4139 ⁴⁸⁴	K52B / 20KD	K65D	K65D	biniklenme
306 ²¹⁹ / 4137 ¹⁴⁰	K35D / 26KB	K80B	K76B	akıntı ripılı
306 ²¹⁹ / 4137 ¹⁴⁰	K35D / 26KB	K40D	K42D	akıntı ripılı
306 ⁸⁷¹ / 4138 ⁵³²	K15B / 62GB	G5D	G10B	kaval yapısı
306 ⁹¹³ / 4138 ⁵³⁵	K10D / 69KB	G10D	G32D	kaval yapısı
300 ¹⁶⁵ / 4166 ⁶³⁵	K45D / 15GD	G20D	G20D	biniklenme
300 ³⁹⁶ / 4160 ⁹⁸²	K66D / 10GD	G50D	G50D	biniklenme
301 ⁹²³ / 4132 ³¹⁰	K45B / 20KD	G70D	G70D	biniklenme
306 ¹⁸⁸ / 4133 ⁶⁰³	K10D / 46KB	K55D	K64D	kaval yapısı
305 ⁰⁷⁷ / 4124 ⁸⁸⁵	K45D / 25GD	G80B	G80B	biniklenme
306 ⁶⁵⁵ / 4125 ⁶⁷¹	K10B / 45KD	K60D	K66D	biniklenme

Çizelge 1. Aksu Havzası'nda ölçülen paleoakıntı yönleri (devam ediyor)

Koordinat	Tabaka Konumu	Paleoakıntı ölçümü	Eğim düzeltmesi	Sed. Yapı
305 ⁷¹⁰ / 4125 ⁸⁵²	K25B / 18GB	G40D	G40D	biniklenme
304 ⁷⁹⁵ / 4123 ⁶⁹⁷	K30D / 30GD	G60D	G59D	biniklenme
306 ³⁵⁹ / 4127 ⁶⁷⁴	K64B / 22KD	K76D	K76D	biniklenme
305 ⁷⁷³ / 4127 ⁹²⁴	K12D / 30KB	K50D	K54D	biniklenme
306 ¹²⁵ / 4138 ⁵³⁵	KG / 48B	K60D	K68D	slump*
301 ¹⁷⁰ / 4114 ⁹⁷²	K26D / 34GD	K60D	K61D	biniklenme

(25°nin altındaki eğim değerlerinde, paleoakıntı yönü değişimleri ihmal edilmiştir).

* Slump yapısı paleoeğim yönü hakkında bilgi verir.

Çizelge 2. İnceleme alanında ölçülen fay düzlemleri verileri ve kinematik analiz sonuçları

İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
1.1	0306 ⁰⁸⁰ / 4126 ⁴⁵⁰	1	30	32K	55G	Normal	$\sigma_1 = 348^\circ / 41^\circ$	0.949
		2	180	30B	85K	Normal	$\sigma_2 = 202^\circ / 44^\circ$	
		3	180	26B	80K	Normal	$\sigma_3 = 094^\circ / 18^\circ$	
1.2	0306 ⁰⁸⁰ / 4126 ⁴⁵⁰	1	130	15N	89N	Ters	$\sigma_1 = 226^\circ / 20^\circ$	0.394
		2	152	40E	50N	Ters	$\sigma_2 = 046^\circ / 70^\circ$	
		3	130	42N	60S	Ters	$\sigma_3 = 136^\circ / 0^\circ$	
2	0305 ⁰⁸⁰ / 4127 ⁸⁰⁹	1	355	85D	89K	Ters	$\sigma_1 = 078^\circ / 20^\circ$	0.654
		2	180	82D	89N	Ters	$\sigma_2 = 347^\circ / 4^\circ$	
		3	325	45B	70K	Ters	$\sigma_3 = 247^\circ / 69^\circ$	
3	0305 ⁷⁵⁰ / 4127 ⁸⁵⁰	1	200	76D	40G	Normal	$\sigma_1 = 218^\circ / 45^\circ$	0.507
		2	150	62D	30G	Sağ	$\sigma_2 = 040^\circ / 45^\circ$	
		3	155	80D	35G	Sağ	$\sigma_3 = 309^\circ / 1^\circ$	
4	0305 ⁵²³ / 4127 ⁵⁸⁴	1	20	50D	75K	Ters	$\sigma_1 = 148^\circ / 34^\circ$ $\sigma_2 = 217^\circ / 13^\circ$ $\sigma_3 = 355^\circ / 53^\circ$	0.576
		2	50	70G	80K	Ters		
		3	180	40D	35K	Ters		
		4	10	44D	35K	Ters		
5.1	0306 ²²¹ / 4128 ⁵⁸⁰	1	100	68G	25B	Sol	$\sigma_1 = 072^\circ / 3^\circ$	0.498
		2	128	50K	86G	Ters	$\sigma_2 = 164^\circ / 33^\circ$	
		3	50	57G	35K	Sağ	$\sigma_3 = 338^\circ / 57^\circ$	
5.2	0306 ²²¹ / 4128 ⁵⁸⁰	4	110	70G	45N	Sol	$\sigma_1 = 123^\circ / 73^\circ$ $\sigma_2 = 011^\circ / 6^\circ$ $\sigma_3 = 279^\circ / 15^\circ$	0.644
		1	128	50K	50G	Normal		
		2	150	60D	40G	Sağ		
		3	155	65D	43G	Sağ		
		4	80	40G	10D	Sol		
		5	75	50G	15D	Sol		

Çizelge 2. (devam ediyor)

İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
6	0305 ⁹⁸² / 4129 ⁴⁷⁶	1	35	48D	30K	Sol		0.793
		2	25	45D	40K	Normal	$\sigma_1 = 13^0 / 70^0$	
		3	35	35D	40K	Normal	$\sigma_2 = 162^0 / 17^0$	
		4	345	34D	80K	Normal	$\sigma_3 = 255^0 / 10^0$	
		5	25	50D	30K	Sol		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
7	0306 ⁰¹¹ / 4129 ⁶⁸⁹	1	135	36K	68G	Normal		0.385
		2	125	46K	80G	Normal		
		3	165	32D	85G	Normal	$\sigma_1 = 030^0 / 88^0$	
		4	10	48D	70K	Normal	$\sigma_2 = 155^0 / 1^0$	
		5	160	35D	89K	Normal	$\sigma_3 = 245^0 / 2^0$	
		6	150	30D	70K	Normal		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
8	0306 ⁰¹⁰ / 4130 ³⁹²	1	180	45D	58K	Ters	$\sigma_1 = 048^0 / 13^0$	0.645
		2	180	40D	80G	Ters	$\sigma_2 = 298^0 / 55^0$ $\sigma_3 = 146^0 / 32^0$	
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
9	0306 ²²² / 4132 ⁰⁸³	1	126	88G	89B	Ters		0.716
		2	345	65B	80G	Ters		
		3	345	70B	75G	Ters		
		4	305	68G	80B	Ters		
		5	122	48G	89B	Ters	$\sigma_1 = 213^0 / 17^0$	
		6	300	55G	70G	Ters	$\sigma_2 = 303^0 / 0^0$	
		7	120	56G	89B	Ters	$\sigma_3 = 34^0 / 73^0$	
		8	345	55B	85K	Ters		
		9	350	48B	85K	Ters		
		10	348	77B	89K	Ters		
		11	352	56B	89K	Ters		
		12	140	13D	55K	Ters		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
10.1	0306 ²³⁴ / 4133 ⁵⁴⁰	1	120	74K	65B	Normal	$\sigma_1 = 240^0 / 65^0$ $\sigma_2 = 047^0 / 24^0$ $\sigma_3 = 139^0 / 5^0$	0.232
10.2		1	55	80G	50K	Ters	$\sigma_1 = 133^0 / 32^0$ $\sigma_2 = 290^0 / 56^0$ $\sigma_3 = 036^0 / 11^0$	0.489

Çizelge 2. (devam ediyor)

İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
11	0308 ⁵⁵⁷ / 4137 ⁹³³	1	105	69K	65D	Normal	$\sigma_1 = 163^0 / 73^0$	0.370
		2	132	56K	70G	Normal	$\sigma_2 = 335^0 / 17^0$	
		3	120	70K	45G	Normal	$\sigma_3 = 066^0 / 2^0$	
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
12.1	0309 ⁵⁸⁷ / 4137 ⁵⁹⁷	1	102	74K	70D	Ters	$\sigma_1 = 019^0 / 29^0$ $\sigma_2 = 242^0 / 53^0$ $\sigma_3 = 121^0 / 21^0$	0.242
12.2		1	102	74K	45D	Normal	$\sigma_1 = 123^0 / 15^0$ $\sigma_2 = 241^0 / 61^0$ $\sigma_3 = 026^0 / 25^0$	0.501
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
13	0309 ⁶¹⁰ / 4136 ⁵⁴⁴	1	110	38G	40K	Normal	$\sigma_1 = 339^0 / 67^0$	0.480
		2	150	50D	65K	Normal	$\sigma_2 = 139^0 / 22^0$	
		3	90	55K	50D	Normal	$\sigma_3 = 231^0 / 7^0$	
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
14	0306 ¹⁷² / 4134 ⁴²⁵	1	108	72K	50B	Ters	$\sigma_1 = 050^0 / 54^0$ $\sigma_2 = 316^0 / 3^0$ $\sigma_3 = 224^0 / 36^0$	0.814
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
15	0306 ²³² / 4137 ⁶⁸¹	1	285	65G	55B	Ters	$\sigma_1 = 72^0 / 20^0$	0.779
		2	285	42G	40B	Sol	$\sigma_2 = 167^0 / 13^0$	
		3	65	42G	30G	Sol	$\sigma_3 = 288^0 / 65^0$	
		4	270	60G	46B	Ters		

Çizelge 2. (devam ediyor)

İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
16	0306 ⁴⁹³ / 4139 ¹⁴⁴	1	80	76K	89D	Ters	$\sigma_1 = 002^0 / 11^0$ $\sigma_2 = 092^0 / 0^0$ $\sigma_3 = 184^0 / 79^0$	0.741
		2	90	48K	89D	Ters		
		3	85	41K	89D	Ters		
		4	265	45K	89D	Ters		
		5	75	45K	89D	Ters		
		6	82	40G	89D	Ters		
		7	110	38G	89D	Ters		
		8	90	35K	89D	Ters		
		9	305	36G	80D	Ters		
		10	65	50K	89D	Ters		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
17.1	0306 ⁴⁴⁰ / 4139 ⁵⁰⁰	1	120	36K	70K	Normal	$\sigma_1 = 087^0 / 61^0$ $\sigma_2 = 290^0 / 27^0$ $\sigma_3 = 195^0 / 9^0$	0.974
		2	65	45K	34K	Sağ		
17.2	0306 ⁴⁴⁰ / 4139 ⁵⁰⁰	1	130	68K	89D	Ters	$\sigma_1 = 040^0 / 6^0$ $\sigma_2 = 301^0 / 58^0$ $\sigma_3 = 134^0 / 31^0$	0.097
		2	180	66D	25K	Sağ		
		3	170	42D	40K	Sağ		
		4	120	36K	65D	Ters		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
18	0306 ⁴³⁸ / 4139 ⁴⁷⁰	1	320	82D	89K	Ters	$\sigma_1 = 053^0 / 29^0$ $\sigma_2 = 181^0 / 49^0$ $\sigma_3 = 307^0 / 27^0$	0.294
		2	355	42B	30G	Sağ		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
19	0305 ⁹⁷⁷ / 4139 ⁸⁶⁵	1	140	74B	75K	Ters	$\sigma_1 = 227^0 / 16^0$ $\sigma_2 = 134^0 / 9^0$ $\sigma_3 = 016^0 / 72^0$	0.889
		2	128	46G	65K	Ters		
		3	125	30G	89D	Ters		
		4	142	82B	89K	Ters		
		5	120	70G	89K	Ters		
		6	141	72B	89K	Ters		
		7	150	65B	65K	Ters		
		8	150	64B	65K	Ters		

Çizelge 2. (devam ediyor)

İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ	
20	0304 ⁷⁸⁹ / 4141 ⁴²⁸	1	171	23D	50K	Ters			
		2	110	05K	89D	Ters			
		3	340	39D	50K	Ters			
		4	305	54G	89D	Ters			
		5	130	62G	80G	Ters	$\sigma_1 = 201^0 / 13^0$	0.590	
		6	120	55G	89D	Ters	$\sigma_2 = 110^0 / 4^0$		
		7	136	35B	89K	Ters	$\sigma_3 = 006^0 / 76^0$		
		8	125	49G	70K	Ters			
		9	130	36G	70G	Ters			
		10	125	54G	65K	Normal			
		11	128	68G	89D	Ters			
21.1	0304 ⁵¹⁵ / 4142 ¹²⁵	1	160	49B	75G	Normal			
		2	316	30G	89D	Normal			
		3	330	28B	89K	Normal	$\sigma_1 = 239^0 / 75^0$		0.277
		4	170	42B	65G	Normal	$\sigma_2 = 140^0 / 2^0$		
		5	165	46B	80G	Normal	$\sigma_3 = 049^0 / 14^0$		
		6	25	16B	45G	Normal			
		7	154	20B	80K	Normal			
		8	168	40B	60G	Normal			
21.2		1	312	53B	89G	Ters			
		2	145	54B	85G	Ters	$\sigma_1 = 233^0 / 14^0$	0.192	
		3	180	45B	45G	Ters	$\sigma_2 = 347^0 / 58^0$		
		4	140	52B	89K	Ters	$\sigma_3 = 136^0 / 28^0$		
22	0302 ⁷⁵⁴ / 4148 ⁰³¹	1	116	74K	63B	Ters	$\sigma_1 = 087^0 / 20^0$ $\sigma_2 = 179^0 / 6^0$ $\sigma_3 = 284^0 / 69^0$		0.830
23	0301 ⁸¹⁷ / 4153 ⁴¹⁵	1	25	38B	40G	Ters	$\sigma_1 = 009^0 / 25^0$ $\sigma_2 = 273^0 / 11^0$ $\sigma_3 = 162^0 / 62^0$	0.991	

Çizelge 2. (devam ediyor)

İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
24	0301 ⁵³⁴ / 4153 ⁹³⁸	1	310	20B	60K	Ters	$\sigma_1 = 063^0 / 24^0$	0.281
		2	342	24B	89K	Ters	$\sigma_2 = 158^0 / 11^0$	
		3	345	22B	80G	Ters	$\sigma_3 = 271^0 / 64^0$	
		4	340	25B	82G	Ters		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
25	0301 ⁸⁷⁶ / 4158 ⁹⁷⁷	1	58	29G	89D	Ters	$\sigma_1 = 338^0 / 17^0$ $\sigma_2 = 247^0 / 4^0$ $\sigma_3 = 146^0 / 73^0$	0.997
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
26	0301 ⁸⁴² / 4159 ³²²	1	78	60K	30D	Sol	$\sigma_1 = 217^0 / 17^0$ $\sigma_2 = 315^0 / 24^0$ $\sigma_3 = 095^0 / 60^0$	0.325
		2	95	28K	60D	Ters		
		3	65	45K	20K	Sol		
		4	90	35K	30D	Sol		
		5	110	25K	65D	Ters		
		6	110	29K	50G	Ters		
		7	165	30D	55K	Ters		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
27	0304 ⁸⁵⁵ / 4142 ⁹²⁸	1	55	65G	01D	Sol	$\sigma_1 = 009^0 / 13^0$ $\sigma_2 = 234^0 / 72^0$ $\sigma_3 = 102^0 / 13^0$	0.217
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
28	0304 ⁴¹⁸ / 4142 ⁷⁰⁶	1	25	42D	89K	Ters	$\sigma_1 = 134^0 / 16^0$	0.455
		2	75	06K	89D	Ters	$\sigma_2 = 256^0 / 62^0$ $\sigma_3 = 038^0 / 22^0$	
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
29	0306 ⁸⁷¹ / 4138 ⁵³²	1	320	52G	60K	Ters	$\sigma_1 = 247^0 / 2^0$ $\sigma_2 = 337^0 / 1^0$ $\sigma_3 = 107^0 / 88^0$	0.230
		2	150	30D	89K	Ters		
		3	35	35D	40K	Sağ		
		4	320	22G	89D	Ters		
		5	310	52G	65K	Ters		

Çizelge 2. (devam ediyor)

İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
30	0305 ¹²⁶ / 4097 ⁰⁰⁰	1	55	65G	50K	Normal		0.447
		2	32	80B	40G	Sol	$\sigma_1 = 027^0 / 66^0$	
		3	58	58G	45K	Normal	$\sigma_2 = 160^0 / 17^0$	
		4	60	49G	35K	Sol	$\sigma_3 = 255^0 / 17^0$	
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
31	0315 ⁹⁸⁴ / 4121 ⁴⁵³	1	30	54D	35G	Ters	$\sigma_1 = 150^0 / 13^0$	0.333
		2	20	57D	25G	Sol	$\sigma_2 = 025^0 / 68^0$ $\sigma_3 = 244^0 / 17^0$	
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
32	0316 ³⁵⁰ / 4131 ⁰⁸³	1	60	23K	80D	Ters	$\sigma_1 = 146^0 / 39^0$	0.583
		2	70	65G	65D	Ters	$\sigma_2 = 251^0 / 18^0$ $\sigma_3 = 0^0 / 45^0$	
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
33.1	0312 ⁰¹⁹ / 4134 ⁰⁴³	1	180	68D	70K	Ters	$\sigma_1 = 050^0 / 11^0$	0.499
		2	340	71D	70K	Ters	$\sigma_2 = 319^0 / 4^0$	
		3	345	38D	89K	Ters	$\sigma_3 = 211^0 / 78^0$	
33.2	0312 ⁰¹⁹ / 4134 ⁰⁴³	1	180	68D	55G	Normal	$\sigma_1 = 203^0 / 75^0$	0.402
		2	165	61D	60G	Normal	$\sigma_2 = 025^0 / 15^0$	
		3	160	35D	60G	Normal	$\sigma_3 = 295^0 / 1^0$	
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
34	0311 ⁸⁸⁵ / 4133 ²⁵⁵	1	10	45D	35K	Sol	$\sigma_1 = 334^0 / 64^0$	0.394
		2	180	63D	40K	Sol	$\sigma_2 = 096^0 / 15^0$	
		3	12	55D	45K	Normal	$\sigma_3 = 192^0 / 22^0$	
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
35	0305 ²¹⁴ / 4121 ⁶⁷⁷	1	58	85G	15B	Sağ	$\sigma_1 = 111^0 / 13^0$	0.739
		2	70	83G	25B	Sağ	$\sigma_2 = 000^0 / 57^0$	
		3	52	87K	15G	Sağ	$\sigma_3 = 209^0 / 30^0$	

Çizelge 2. (devam ediyor)

İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
36	0307 ⁴⁵⁰ / 4122 ⁰⁹¹	1	205	65B	30K	Sağ	$\sigma_1 = 066^0 / 15^0$ $\sigma_2 = 179^0 / 56^0$ $\sigma_3 = 327^0 / 30^0$	0.496
		2	165	58E	65K	Ters		
		3	15	53D	20K	Sağ		
		4	25	53D	10K	Sağ		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
37	0310 ⁷⁸⁷ / 4120 ⁶¹⁰	1	32	80B	22G	Sol	$\sigma_1 = 198^0 / 35^0$ $\sigma_2 = 308^0 / 26^0$ $\sigma_3 = 066^0 / 44^0$	0.120
		2	10	71D	40G	Sağ		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
38	0311 ¹⁰⁷ / 4119 ⁹⁸⁶	1	170	43D	60K	Ters	$\sigma_1 = 149^0 / 22^0$ $\sigma_2 = 240^0 / 1^0$ $\sigma_3 = 333^0 / 68^0$	0.848
		2	160	20D	30K	Ters		
		3	180	54D	65K	Ters		
		4	150	55D	60K	Ters		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
39	0310 ²³² / 4117 ¹⁷⁸	1	158	85B	65G	Normal	$\sigma_1 = 088^0 / 55^0$ $\sigma_2 = 262^0 / 35^0$ $\sigma_3 = 354^0 / 3^0$	0.256
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
40	0307 ⁰²¹ / 4133 ³⁹²	1	62	80G	50G	Ters	$\sigma_1 = 171^0 / 16^0$ $\sigma_2 = 060^0 / 52^0$ $\sigma_3 = 272^0 / 34^0$	0.287
		2	52	56G	45G	Ters		
		3	70	65G	60B	Ters		
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
41	0306 ⁰⁵³ / 4159 ⁶²⁴	1	16	74D	35K	Ters	$\sigma_1 = 245^0 / 0^0$ $\sigma_2 = 155^0 / 31^0$ $\sigma_3 = 335^0 / 59^0$	0.362
		2	87	77G	20B	Sol		
		3	90	66G	50B	Ters		
		4	295	40G	30B	Sol		

Çizelge 2. (devam ediyor)

İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
42	0308 ¹⁷⁶ / 4163 ³³²	1	330	68D	70K	Ters	$\sigma_1 = 057^0 / 27^0$ $\sigma_2 = 156^0 / 18^0$ $\sigma_3 = 275^0 / 57^0$	0.680
İstasyon	Konum	No	Doğrultu (°K)	Eğim açısı/yönü (°)	Sapma (°)	Tür	Asal gerilme eksenleri	ϕ
43	0306 ²⁶⁴ / 4130 ²⁸¹	1	10	51D	60K	Normal	$\sigma_1 = 2^0 / 71^0$ $\sigma_2 = 126^0 / 10^0$ $\sigma_3 = 219^0 / 15^0$	0.126

SERKAN ÜNER

(ÖZGEÇMİŞ)

Doğum tarihi: 07.02.1974

Doğum yeri: Ankara

Medeni durumu: Evli

Eğitim ve Akademik Durum

- 2004 – 2009 Hacettepe Üniversitesi Ankara
Doktora, Fen Bilimleri Enstitüsü/Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
- 2000 – 2003 Yüzüncü Yıl Üniversitesi Van
Yüksek Lisans, Fen Bilimleri Enstitüsü / Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
- 1993 - 1999 Hacettepe Üniversitesi Ankara
Lisans, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
- 1987 - 1991 Kocatepe Mimar Kemal Lisesi Ankara
Lise

İş Deneyimi

- 2004 – 2009 Hacettepe Üniversitesi Ankara
Araştırma Görevlisi
- 2001 – 2004 Yüzüncü Yıl Üniversitesi Van
Araştırma Görevlisi

Bilimsel Çalışmaları

Tez

Üner, S., 2003. Van Gölü Doğusu (Beyüzümü-Göllü dolayı) Pliyo-Kuvaterner Yaşlı Karasal Çökellerin Sedimentolojisi. Yüzüncü Yıl Üni. Fen Bil. Ens. Van, Yüksek Lisans Tezi, 81 s. (yayınlanmamış).

Bildiriler

- Özkaymak, Ç., **Üner, S.**, Köse, O., 2002. Beyüzümü Delta Sisteminin (Beyüzümü-Van) Aktif Tektonik Önemine Yönelik Ön Değerlendirme. Doğu Anadolu Jeoloji Çalıştayı, Bildiri Özleri Kitabı, 02-06 Eylül 2002, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Van. 48.
- **Üner, S.**, Şenol, M., Yakupoğlu, T., 2002. Van Bölgesinde (Yumrutepe Köyü) Bulunan Fosil Delta Kompleksinin Fasiyes Özellikleri. Doğu Anadolu Jeoloji Çalıştayı, Bildiri Özleri Kitabı, 02-06 Eylül 2002, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Van. 58.
- **Üner, S.**, Yakupoğlu, T., 2002. Engil Deltası Civarı (Van Gölü GD'su) Kuvaterner Yaşlı Göl Çökellerindeki Su Kaçış Yapıları. Doğu Anadolu Jeoloji Çalıştayı, Bildiri Özleri Kitabı, 02-06 Eylül 2002, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Van. 60.
- Yakupoğlu, T., **Üner, S.**, 2002. Paleo Van Gölü'ne / Göllerine Ait Yeni Sedimantolojik Bulgular. Doğu Anadolu Jeoloji Çalıştayı, Bildiri Özleri Kitabı, 02-06 Eylül 2002, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Van. 62.
- **Üner, S.**, Yakupoğlu, T., Şenol, M., 2003. Van Gölü Formasyonunun (Van Gölü Doğusu) Sedimantolojik Özellikleri. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 14-20 Nisan 2003, MTA Gen. Müd. Ankara. 290-291.
- **Üner, S.**, Yakupoğlu, T., Şenol, M., 2003. Beyüzümü Delta Kompleksinin (Beyüzümü-Van) Fasiyes Özellikleri ve Gelişim Modeli. Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı IV, Bildiri Özleri Kitabı, 29-30 Mayıs 2003, İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul. 195-200.
- **Üner, S.**, Yakupoğlu, T., Yeşilova, Ç., 2004. Gölsel çökellerde sismik şoklarla oluşan deformasyon yapıları: Van Gölü doğusu ve güneyinden örnekler. 57. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 08-12 Mart 2004, MTA Kültür Sitesi, Ankara. 302-303.
- Yeşilova, Ç., Yakupoğlu, T., Atabey, E., **Üner, S.**, Örçen, S., 2004. Adilcevaz Kireçtaşı'nın (Van Gölü Kuzeyi) Litofasiyes Özellikleri. 57. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 08-12 Mart 2004, MTA Kültür Sitesi, Ankara. 300-301.
- Yakupoğlu, T., Yeşilova, Ç., **Üner, S.**, 2006. Van Gölü Doğusu'ndaki Kuvaterner Yaşlı Kıyı Çökellerinin Kil Sedimantolojisi, 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 20-24 Mart 2006, MTA Kültür Sitesi, Ankara, s. 218.

- **Üner, S.**, Özsayın, E., Kutluay, A., Dirik, K., Çiner, A., 2009. Aksu Havzası'nın Deformasyon Özellikleri: İç Isparta Açısı, GB Türkiye. 62. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, 13-17 Nisan 2009, MTA Kültür Sitesi, Ankara. 200-201.

Görev Aldığı Projeler:

- Van Gölü Doğusu Tersiyer Çökellerinin Sedimentolojisi ve Biyostratigrafisi, ÖRÇEN, Sefer, (Yüzüncü Yıl Üniversitesi Araştırma Fonu Projesi: 2000. Mim. 050), (Araştırmacı).
- Van Şehri kentleşme alanında yüzeyleyen Pliyo-Kuvaterner çökellerindeki sedimentolojik özelliklerin ve aktif tektonizmanın deprenselliğe yönelik incelenmesi, ÖRÇEN Sefer, TÜBİTAK, Proje No:101Y100 (Araştırmacı)
- Van Gölü havzası Pliyo-Kuvaterner çökellerinin sedimentolojik ve stratigrafik incelenmesi, YAKUPOĞLU Türker, (Yüzüncü Yıl Üniversitesi Araştırma Fonu Projesi: 2002-MİM-110 (Araştırmacı)
- Aksu (Antalya) Miyosen Havzasının Tektonosedimanter Evrimi, ÇİNER, Attila, Hacettepe Üniversitesi, Bilimsel Araştırmalar Birimi, Proje No: 05D09602001 (Araştırmacı)

Yabancı Dil

İngilizce

Üye Olduğu Kuruluşlar

Türkiye Jeoloji Mühendisleri Odası