

57219



**ISPARTA GÜNEYİ, AĞLASUN-BUCAK  
CİVARININ JEOLojİK VE  
TEKTONİK ÖZELLİKLERİ**

Mete HANÇER

Doktora Tezi  
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI  
ISPARTA-1996

T.C.  
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ISPARTA GÜNEYİ, AĞLASUN-BUCAK CİVARININ  
JEOLJİK VE TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Mete HANÇER

DOKTORA TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI



Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN  
(Danışman)



Prof. Dr. Engin MERİÇ



Prof. Dr. Ali BİLGİN

## ÖZET

İnceleme alanı Isparta'nın güneyinde Ağlasun ile Bucak (Burdur) dolaylarındaki yaklaşık 870 km<sup>2</sup>'lik bir bölgeyi kapsar. Çalışma alanındaki kaya birimleri otokton, allokton ve volkanik kökenli olmak üzere üç guruba ayrılırlar.

Otokton birimler, en altta Senomaniyen-Alt Senoniyen yaşlı Davraz kireçtaşı ile başlar. Daha üstte ise uyumsuz olarak Maestrihtiyen yaşlı Çiğdemtepe formasyonu yer alır. Kretase yaşlı birimler üzerine uyumlu olarak gelen Tersiyer yaşlı çökeller ise alttan üste doğru, Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu, Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu ve Üst Eosen yaşlı Hüyük formasyonu şeklinde sıralanırlar. Miyosen öncesi birimleri uyumsuz olarak örten Miyosen transgresyonu, Akitaniyen yaşlı Yazır kireçtaşı ile başlar ve Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu ile devam eder. Daha üstte ise Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu tüm birimler üzerine uyumsuz olarak gelir. Pliyosen sonrasında bölgenin karasallaşmasıyla Çamlık traverteni, Karaçal formasyonu ve Karyağdı kireçtaşı üyesi çökelmiştir. Yamaç molozu ve alüvyon ise bölgedeki en genç birimlerdir. Çalışma alanındaki allokton konumlu birimler ise Burdigaliyen sonrasında bölgeye yerleşen Isparta ofiyolitli karışığı ile Akdağ kireçtaşıdır. Mesozoyik'de volkanik birimlerden Susuzköy bazaltları denizel ortamda ortaya çıkmışlardır.

Alt Miyosen öncesinde D-B ve KD-GB yönlü çekme gerilmeleriyle önce K-G, sonra KB-GD doğrultulu normal faylar gelişmişlerdir. Burdigaliyen sonrasında ise bölgede en önemli tektonik olay meydana gelmiştir. Allokton konumlu birimler, D-B yönlü sıkışma tektoniği sonucu bölgeye batıdan doğuya doğru yerleşmişlerdir. Bunun sonunda Alt Miyosen ve öncesi tüm birimlerde K-G gidişli kıvrımlar, D-B doğrultulu tansiyon çatlakları ve KB-GD ile KD-GB doğrultulu makaslama çatlakları gelişmiştir. Deformasyonun ileri safhalarında KD-GB doğrultulu sağ yönlü ve KB-GD doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar meydana gelmiştir. Üst Miyosen sonundaki KKB-GGD yönlü ikinci bir sıkışma tektoniği ile Üst Miyosen ve öncesi birimlerde DKD-BGB gidişli kıvrımlar ve KKB-GGD doğrultulu tansiyon çatlakları gelişmiştir.

Pliyosen'de bölgenin çekme tektoniği denetimine girmesiyle karasal tortullar ve aktif normal faylar meydana gelmiştir. Miyosen sonrasında gelişen bu faylar, Pliyosen sonunda K-G, Pleistosen'de KD-GB ve Pleistosen sonu-günümüz aralığında ise D-B doğrultulu normal faylardır.

**ABSTRACT**

The investigated area located around Ağlasun-Bucak (Burdur) in southern of Isparta is approximately 870 square kilometers. Rock units in the area are divided into three basic groups as autochthonous, allochthonous and volcanics. Autochthonous units begins with Cenomanian-Lower Cenonian aged Davraz limestone. The Maastrichtian aged Çiğdemtepe formation overlies unconformably the Davraz limestone. The Cretaceous-Tertiary boundary in the region is conformable. The Lower Tertiary sequences in ascending stratigraphical order are Paleocene-Lower Eocene aged Kızılkırma formation, Middle Eocene aged Kayıköy formation and Upper Eocene aged Hüyük formation. The Upper Tertiary sequence begins with Miocene transgression. Lower Miocene (Aquitanian) aged Yazır limestone overlies unconformably pre-Miocene units. Burdigalian aged Ağlasun formation occurs conformably on the Yazır limestone. Middle to Upper Miocene aged Aksu formation overlies unconformably all pre-Upper Miocene units. Pleistocene aged Çamlık travertines, Karaçal formation and its Karyağdı limestone member were deposited within a terrestrial paleoenvironments. Slope deposits and alluviums are the youngest units in the study area. Allochthonous units, emplaced at the end of Burdigalian are Isparta ophiolitic melange and Akdağ limestone. During the Mesozoic Susuzköy basalts were extruded by the tensional tectonic regime in the region. Before the Lower Miocene firstly N-S and then NW-SE trending normal faults formed due to the E-W and NE-SW directed tensional tectonic regime. At the end of Burdigalian the strongest tectonic event took place in the region. Allochthonous units were emplaced by eastward transport due to the E-W directed compressional tectonic regime. So N-S trending folds, E-W trending tensional fractures, NW-SE and NE-SW trending conjugate fractures are observed at the pre-Lower Miocene aged units. The NE-SW trending dextral and NW-SE trending sinistral strike slip faults formed at the advanced phase of this deformation. At the end of the Upper Miocene ENE-WSW trending folds and NNW-SSE trending tensional fractures formed at the pre-Upper Miocene units as a result of NNW-SSE directed a second compressional tectonic regime. During the Pliocene terrestrial deposits and active normal faults were developed at the beginning of the tensional tectonic regime in the region. At the end of Pliocene N-S, at the Pleistocene NE-SW, and end of Pleistocene-recent E-W trending normal faults were developed at the neotectonic periods in the study area.

## ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Güneybatı Türkiye’de Göller Bölgesinde yer alan inceleme alanı, jeolojisi, tektoniği, deprenselliği ve ekonomik kaynakları bakımından Türkiye’nin jeoloji literatüründe oldukça ilginç bir konuma sahiptir. Torosların D-B gidişli eksenin ters V şeklinde bükülmesi, farklı zamanlarda ve değişik kökenli olarak meydana gelen büyük nap sistemleri yine bu bölgede yer almaktadır. İnceleme alanı da bu bölge içerisinde, Burdur’un güneydoğusunda, Isparta’nın ise güneyinde bulunmaktadır. Türkiye’nin güneybatısında Toros karbonat platformunun yaklaşık D-B istikametinde uzanmasına karşılık bu düzenli gidiş Göller Bölgesi dolaylarında bir ters V’yi andıracak şekilde bükülme gösterir. Literatürde Isparta Büklümü olarak bilinen bu özellik eski jeolojik devirlerde de bölgenin aktif tektoniğini göstermesinden dolayı ilginçtir.

Yukarıda anılan bölgenin jeolojisini ve tektonik özelliklerini araştırmaya yönelik bu çalışma, Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN tarafından önerilmiş ve O’nun nezaretinde doktora tezi olarak hazırlanmıştır. Dolayısıyla bana çalışma konusu olarak öneren, değerli eleştiri ve önerileriyle yol gösteren, karşılaştığım problemlerin çözümünde yardımlarını esirgemeyen ve tezimin yöneticiliğini yürüten Sn. Prof. Dr. M. Erkan KARAMAN’a en içten teşekkürlerimi sunmayı bir borç bilirim.

Çalışma süresi boyunca kaya birimlerinin paleontolojik tayinlerini ve determinasyonlarını büyük bir titizlikle yapan ve araştırmalarımın katkıda bulunan Sn. Prof. Dr. Engin MERİÇ’e, Sn. Yrd. Doç. Dr. Muhittin GÖRMÜŞ’e (Kretase foraminiferleri), Sn. Doç. Dr. İzver TANSEL’e (Kretase ve Tersiyer planktikleri) ve Sn. Doç. Dr. Niyazi AVŞAR’a (Tersiyer bentik foraminiferleri) da şükranlarımı sunarım.

Petrografik analizlerde ve çeşitli yorumlarda yardımlarını esirgemeyen Sn. Prof. Dr. Ali BİLGİN’e, Sn. Dr. Mustafa BOZCU’ya, Arş. Gör. Sn. Hakan ÇOBAN’a ve Arş. Gör. Sn. Ömer ELİTOK’a da teşekkür ederim.

Yapısal Jeoloji konusunda değerli eleştiri ve önerileriyle yol gösteren Sn. Prof. Dr. Ali KOÇYİĞİT’e teşekkür ederim.

Ayrıca çeşitli yorumlarda ve yazım aşamasında yardımlarını gördüğüm Sn. Dr. Ali YALÇIN’a ve Jeo. Yük. Müh. Sn. Ersin ÇELİKER’e teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmalarımın her zaman için manevi desteğini esirgemeyen sevgili eşim Mükerrerem HANÇER’e de minnettarım.

## İÇİNDEKİLER

ÖZET

ABSTRACT

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

ŞEKİLLER LİSTESİ

FOTOĞRAFLAR LİSTESİ

ÇİZELGELER LİSTESİ

1. GİRİŞ

1.1 İnceleme Alanının Yeri.....	1
1.2 Araştırmanın Amacı.....	1
1.3 Coğrafya.....	4
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	10
3. JEOLJİ.....	35
3.1 Stratigrafi.....	35
3.1.1. Otokton Birimler.....	37
3.1.1.1. Mesozoyik.....	37
3.1.1.1.1. Davraz kireçtaşı.....	37
3.1.1.1.2. Çiğdemtepe formasyonu.....	45
3.1.1.2. Senozoyik.....	53
3.1.1.2.1. Kızılkırma formasyonu.....	53
3.1.1.2.2. Kayıköy formasyonu.....	61
3.1.1.2.3. Hüyük formasyonu.....	66
3.1.1.2.4. Yazır kireçtaşı.....	70
3.1.1.2.5. Ağlasun formasyonu.....	74
3.1.1.2.6. Aksu formasyonu.....	81
3.1.1.2.7. Çamlık traverteni.....	86
3.1.1.2.8. Karaçal formasyonu.....	89
3.1.1.2.8.1. Karyagdı kireçtaşı üyesi.....	94
3.1.1.2.9. Yamaç molozu.....	95

3.1.1.2.10. Alüvyon.....	95
3.1.2. Allohton birimler.....	96
3.1.2.1. Mesozoyik.....	96
3.1.2.1.1. Akdağ kireçtaşı.....	96
3.1.2.2. Senozoyik.....	101
3.1.2.2.1. Isparta ofiyolitli karışığı.....	101
3.1.3. Volkanik birimler.....	107
3.1.3.1. Susuzköy bazaltları.....	107
3.2. Yapısal Jeoloji.....	111
3.2.1. Uyumsuzluklar.....	115
3.2.1.1. I. uyumsuzluk.....	115
3.2.1.2. II. uyumsuzluk.....	116
3.2.1.3. III. uyumsuzluk.....	117
3.2.1.4. IV. ve V. uyumsuzluk.....	119
3.2.1.5. VI. uyumsuzluk.....	121
3.2.2. Tabakalanma.....	121
3.2.3. Kıvrımlar.....	133
3.2.3.1. K-G veya KKD-GGB gidişli kıvrım yapıları.....	133
3.2.3.1.1. Kuyubaşı-Çanaklı senklinali.....	133
3.2.3.1.2. Güneybaşı antiklinali.....	135
3.2.3.1.3. Sivişler antiklinali.....	136
3.2.3.1.4. Çeltikçi antiklinali.....	137
3.2.3.1.5. Kibritköy-Kartalpınar kıvrımları.....	137
3.2.3.1.6. Taşbaşı senklinali.....	139
3.2.3.1.7. Alkaya antiklinali.....	140
3.2.3.1.8. Hisarköy-Yumrutaş kıvrımları.....	141
3.2.3.2. DKD-BGB gidişli kıvrım yapıları.....	142
3.2.3.2.1. Taşayla senklinali.....	142
3.2.3.2.2. Belören-Sazakköy kıvrımları.....	144
3.2.3.2.3. Karaseki-Pamucak kıvrımları.....	146

3.2.3.2.4. Kocaaliler senklinali.....	147
3.2.4. Faylar.....	148
3.2.4.1. Eğim atımlı faylar.....	150
3.2.4.1.1. Eğim atımlı normal faylar.....	150
3.2.4.1.1.1. Miyosen öncesi normal faylar.....	150
3.2.4.1.1.1.1. K-G doğrultulu normal faylar.....	152
3.2.4.1.1.1.1.1. Aladağ fayları.....	152
3.2.4.1.1.1.1.2. Demirli fayı.....	155
3.2.4.1.1.1.1.3. Karadiken fayı.....	155
3.2.4.1.1.1.1.4. Asartepe fayı.....	156
3.2.4.1.1.1.2. KB-GD doğrultulu normal faylar.....	157
3.2.4.1.1.1.2.1. Kocayatak fayı.....	157
3.2.4.1.1.1.2.2. Çakılıdağ fayları.....	157
3.2.4.1.1.1.2.3. Beşkonak fayları.....	159
3.2.4.1.1.1.2.4. Karaseki fayı.....	161
3.2.4.1.1.1.2.5. Hisarköy-Yumrutaş fayları.....	161
3.2.4.1.1.2. Miyosen sonrası normal faylar.....	162
3.2.4.1.1.2.1. K-G doğrultulu normal faylar.....	164
3.2.4.1.1.2.1.1. Erendağı fayı.....	164
3.2.4.1.1.2.1.2. Ergenler fayı.....	165
3.2.4.1.1.2.1.3. Güvenli Köyü fayı.....	166
3.2.4.1.1.2.1.4. Pamucak fayı.....	167
3.2.4.1.1.2.2. KD-GB doğrultulu normal faylar.....	168
3.2.4.1.1.2.2.1. Gazellersivrisi fayı.....	168
3.2.4.1.1.2.2.2. Gündoğdu fayları.....	169
3.2.4.1.1.2.2.3. Bucak fayı.....	170
3.2.4.1.1.2.2.4. Katranlı fayları.....	171
3.2.4.1.1.2.3. D-B doğrultulu normal faylar.....	173
3.2.4.1.1.2.3.1. Hacıbağ fayları.....	173
3.2.4.1.1.2.3.2. Kalıngür-Kocaseki fayı.....	175



3.2.4.1.2. Eğim atımlı ters faylar.....	176
3.2.4.1.2.1. Isparta ofiyolitli karışığı napı.....	177
3.2.4.1.2.2. Bucak-Susuzköy bindirme hattı.....	179
3.2.4.2. Doğrultu atımlı faylar.....	182
3.2.4.2.1. Sağ yönlü doğrultu atımlı faylar.....	182
3.2.4.2.1.1. Çapurtepe fayı.....	182
3.2.4.2.1.2. Akgöynük fayı.....	183
3.2.4.2.1.3. Bozgözet fayları.....	183
3.2.4.2.2. Sol yönlü doğrultu atımlı faylar.....	185
3.2.4.2.2.1. Pamucak-Alkaya fayı.....	186
3.2.4.3. Yanal atımlı faylar.....	188
3.2.4.3.1. Hisarköy fayı.....	188
3.2.5. Eklemler.....	189
3.2.5.1. Davraz kireçtaşındaki çatlak sistemleri.....	189
3.2.5.2. Çiğdemtepe formasyonundaki çatlak sistemleri.....	191
3.2.5.3. Ağlasun formasyonundaki çatlak sistemleri.....	193
3.2.5.4. Aksu formasyonundaki çatlak sistemleri.....	195
3.2.5.5. Akdağ kireçtaşındaki çatlak sistemleri.....	195
3.2.5.6. Çamlık travertenlerindeki çatlak sistemleri.....	199
3.2.6. Yorum.....	200
3.3. Ekonomik Jeoloji.....	205
3.3.1. Mühendislik jeolojisi.....	205
3.3.2. Maden jeolojisi.....	208
3.3.2.1. Traverten.....	208
3.3.2.2. Kil.....	209
3.3.2.3. Diğer yataklar.....	211
3.4. Jeolojik Evrim.....	212
4. SONUÇLAR VE TARTIŞMA.....	219
KAYNAKLAR	
EKLER	

## ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1 İnceleme alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1.2 İnceleme alanının paftalara göre haritası.....	3
Şekil 1.3 İnceleme alanının topoğrafyasını gösteren harita ve blok diyagram.....	7
Şekil 2.1 İnceleme alanının genelleştirilmiş tektonostratigrafik sütun kesiti.....	36
Şekil 2.2 Davraz kireçtaşına ait stratigrafik sütun kesit.....	40
Şekil 2.3 Ağlasun güneyindeki birimlerin dokanak ilişkilerine ait blok diyagram.....	44
Şekil 2.4 Çığdemtepe formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.....	46
Şekil 2.5 Bucak batısındaki Aladağ Tepe dolaylarında gözlenen birimlerin dokanak ilişkileri.....	52
Şekil 2.6 Kızılkırma formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.....	55
Şekil 2.7 Kayıköy formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.....	62
Şekil 2.8 Hüyük formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.....	67
Şekil 2.9 Yazır kireçtaşına ait stratigrafik sütun kesit.....	71
Şekil 2.10 Bucak güneyindeki birimlerin dokanak ilişkilerine ait blok diyagram.....	73
Şekil 2.11 Ağlasun formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.....	75
Şekil 2.12 Kibrit Köyü güneyindeki Davraz kireçtaşı-Ağlasun formasyonu ilişkisi.....	43
Şekil 2.13 Kibrit Köyü güneyindeki birimlerin dokanak ilişkilerine ait blok diyagram.....	78
Şekil 2.14 Aksu formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.....	82
Şekil 2.15 Taşayla Köyü ve kuzeyindeki birimlerin ilişkilerini gösteren şematik enine kesit.....	91
Şekil 2.16 Karaçal formasyonu ve Karyağdı kireçtaşı üyesine ait stratigrafik sütun kesit.....	90
Şekil 2.17 Belören Köyü güneydoğusundaki birimlerin dokanak ilişkilerine ait blok diyagram.....	99
Şekil 2.18 Seydiköy dolaylarındaki allokton birimlerin konumlarını gösteren blok diyagram.....	105
Şekil 2.19 Susuzköy dolayındaki bindirmeli yapı ve bazaltların konumuna ait blok diyagram.....	110
Şekil 3.1 Ağlasun güneyindeki birimlerin dokanak ilişkilerine ait blok diyagram.....	118
Şekil 3.2 Hisarköy güneydoğusundaki birimlerin dokanak ilişkilerine ait blok diyagram.....	118
Şekil 3.3 Bucak güneyindeki volkanik birimlerin diğer birimlerle olan ilişkileri.....	120
Şekil 3.4 Davraz kireçtaşının tabaka kontur diyagramı.....	124
Şekil 3.5 Çığdemtepe formasyonunun tabaka kontur diyagramı.....	125
Şekil 3.6 Kızılkırma formasyonunun tabaka kontur diyagramı.....	126

Şekil 3.7 Kayıköy ve Hüyük formasyonlarının tabaka kontur diyagramı.....	127
Şekil 3.8 Ağlasun formasyonunun tabaka kontur diyagramı.....	128
Şekil 3.9 Aksu formasyonunun tabaka kontur diyagramı.....	129
Şekil 3.10 Çamlık traverteninin tabaka kontur diyagramı.....	130
Şekil 3.11 Karaçal formasyonu ve Karyağdı kireçtaşı üyesinin tabaka kontur diyagramı.....	131
Şekil 3.12 İnceleme alanındaki kıvrımların genel konumlarını gösteren harita.....	134
Şekil 3.13 Kuyubaşı Köyü dolaylarındaki kıvrımlara ait blok diyagram.....	136
Şekil 3.14 Çeltikçi dolaylarındaki kıvrımlara ait blok diyagram.....	138
Şekil 3.15 Alkaya ve Çanaklı Köyü dolaylarındaki kıvrımlara ait blok diyagram.....	140
Şekil 3.16 Hisarköy-Yumrutaş kıvrımlarına ait blok diyagram.....	141
Şekil 3.17 Taşayla senklinaline ait blok diyagram.....	143
Şekil 3.18 Bucak kuzeydoğusundaki külmünasyon ve depresyon yapılarına ait blok diyagram.....	144
Şekil 3.19 Belören-Sazakköy kıvrımlarına ait blok diyagram.....	146
Şekil 3.20 Karaseki-Pamucak kıvrımlarına ait blok diyagram.....	147
Şekil 3.21 İnceleme alanındaki fayların genel konumlarını gösteren harita.....	149
Şekil 3.22 Miyosen öncesi eğim atımlı normal faylara ait şematik blok diyagram.....	151
Şekil 3.23 Aladağ faylarına ait harita ve blok diyagram.....	153
Şekil 3.24 Batı Torosların yapısal krokisi.....	112
Şekil 3.25 Asartepe fayına ait blok diyagram.....	156
Şekil 3.26 Çakılıdağ faylarına ait blok diyagram.....	158
Şekil 3.27 Beşkonak faylarına ait blok diyagram.....	159
Şekil 3.28 Hisarköy-Yumrutaş faylarına ait blok diyagram.....	162
Şekil 3.29 Miyosen sonrası eğim atımlı normal faylara ait şematik blok diyagram.....	163
Şekil 3.30 Erendağı ve Ergenler faylarına ait blok diyagram.....	165
Şekil 3.31 Güvenli Köyü fayına ait blok diyagram.....	166
Şekil 3.32 Pamucak fayına ait blok diyagram.....	167
Şekil 3.33 Gazellersivrisi fayının şematik blok diyagramı.....	168
Şekil 3.34 Gündoğdu faylarına ait blok diyagram.....	169
Şekil 3.35 Katranlı faylarına ait blok diyagram.....	171
Şekil 3.36 Hacıbağ faylarına ait blok diyagram.....	174

Şekil 3.37 Kalingür-Kocaseki fayına ait blok diyagramı.....	176
Şekil 3.38 Bucak-Susuzköy bindirme hattının şematik blok diyagramı.....	181
Şekil 3.39 Isparta ofiyolitli karışığı napının şematik blok diyagramı.....	177
Şekil 3.40 Akgöynük, Çapurtepe ve Bozgözet faylarının şematik blok diyagramı.....	184
Şekil 3.41 Bozgözet faylarının konverjan faylanma modeli.....	185
Şekil 3.42 Pamucak-Alkaya fayının genel konumu.....	187
Şekil 3.43 Eğim atımlı normal fayların fay düzlemlerine ait kontur diyagramı.....	201
Şekil 3.44 Eğim atımlı normal fayların fay düzlemlerine ait gül diyagramı.....	202
Şekil 3.45 Davraz kireçtaşının çatlak gül diyagramı.....	190
Şekil 3.46 Çiğdemtepe formasyonunun çatlak gül diyagramı.....	192
Şekil 3.47 Ağlasun formasyonunun çatlak gül diyagramı.....	194
Şekil 3.48 Aksu formasyonunun çatlak gül diyagramı.....	196
Şekil 3.49 Çamlık travertenlerinin çatlak gül diyagramı.....	198
Şekil 3.50. Akdağ kireçtaşının çatlak gül diyagramı.....	197
Şekil 3.51 İnceleme alanındaki tektonik yapıların oluşum zamanlarına göre konumları.....	203
Şekil 4.1 İnceleme alanının Türkiye deprem bölgeleri haritasındaki yeri.....	207
Şekil 4.2 Güneybatı Türkiye'nin yalınlaştırılmış sismotektonik haritası.....	207
Şekil 4.3 Bölgenin jeolojik evrim modeli.....	214-218

## FOTOĞRAFLAR LİSTESİ

Foto. 1.1 Davraz kireçtaşının Senomaniyen'e ait ince kesiti.....	39
Foto. 1.2 Davraz kireçtaşının Turoniyen-Alt Senoniyen'e ait ince kesiti.....	39
Foto. 1.3 Kibrit Köyü güneyindeki Davraz kireçtaşı-Ağlasun formasyonu dokanağı.....	43
Foto. 1.4 Çiğdemtepe formasyonunun Alt Maestrihtiyen'e ait ince kesiti.....	48
Foto. 1.5 Çiğdemtepe formasyonunun Orta Maestrihtiyen'e ait ince kesiti.....	48
Foto. 1.6 Çiğdemtepe formasyonunun Orta-Üst Maestrihtiyen'e ait ince kesiti.....	49
Foto. 1.7 Kibrit Köyü güneyindeki Çiğdemtepe formasyonuna ait çörtler.....	49
Foto. 1.8 Kızılkırma formasyonunun Daniyen'e ait ince kesiti.....	59
Foto. 1.9 Kızılkırma formasyonunun Monsiyen'e ait ince kesiti.....	59
Foto. 1.10 Kızılkırma formasyonunun Tanesiyen'e ait ince kesiti.....	60
Foto. 1.11 Kızılkırma formasyonunun İpresiyen'e ait ince kesiti.....	60
Foto. 1.12 Lütésiyen yaşlı Kayıköy formasyonuna ait ince kesit.....	64
Foto. 1.13 Aladağ güneybatısındaki Kayıköy formasyonunun görünüşü.....	65
Foto. 1.14 Aladağ güneybatısındaki Kayıköy formasyonundaki Nummulites fosilleri.....	64
Foto. 1.15 Priaboniyen yaşlı Hüyük formasyonunun ince kesiti.....	69
Foto. 1.16 Aladağ güneybatısındaki Hüyük formasyonunun görünüşü.....	70
Foto. 1.17 Akitaniyen yaşlı Yazır kireçtaşına ait ince kesit.....	73
Foto. 1.18 Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonuna ait ince kesit.....	76
Foto. 1.19 Sazak Köyü doğusundaki Ağlasun formasyonunun bileşenleri.....	76
Foto. 1.20 Belören Köyü doğusundaki Ağlasun ve Aksu formasyonu dokanağı.....	78
Foto. 1.21 Aksu formasyonuna ait çakıltaşlarının ince kesiti.....	84
Foto. 1.22 Pamucak civarındaki Aksu formasyonunun görünüşü.....	84
Foto. 1.23 Pamucak civarında Aksu formasyonu içerisindeki çört çakılları.....	85
Foto. 1.24 Çamlık travertenlerine ait ince kesit.....	87
Foto. 1.25 Hacıbağ dolayındaki travertenlerin genel görünümü.....	87
Foto. 1.26 Taşayla Köyü ve kuzeyindeki birimlerin görünümü.....	91

Foto. 1.27 Karaçal formasyonunun çakıldaşlarına ait ince kesit.....	93
Foto. 1.28 Susuz Köyü kuzeydoğusundaki Isparta ofiyolitli karışığı.....	103
Foto. 1.29 Akdağ kireçtaşına ait ince kesit.....	97
Foto. 1.30 Kibrit Köyü batısındaki Akdağ kireçtaşı bindirme dokanağı.....	97
Foto. 1.31 Susuzköy bazaltlarına ait ince kesit.....	108
Foto. 1.32 Bucak güneyindeki Susuzköy bazaltlarının görünüşü.....	108
Foto. 2.1 Susuz Köyü güneyinde Davraz kireçtaşındaki devrik kıvrım.....	180
Foto. 2.2 Susuz Köyü güneyindeki küçük boyutlu eğim atımlı normal fay.....	152
Foto. 2.3 Aladağ güneyindeki Aladağ II fayı.....	154
Foto. 2.4 Beşkonak doğusundaki Beşkonak I fayı.....	160
Foto. 2.5 Beşkonak batısındaki Beşkonak II fayı.....	160
Foto. 2.6 Erendağı batısındaki Erendağı fayı.....	164
Foto. 2.7 Bucak doğusundaki Bucak fayı.....	170
Foto. 2.8 Çanaklı Köyü güneyindeki Katranlı II fayı.....	172
Foto. 2.9 Çanaklı Köyü güneyindeki Katranlı III fayı.....	172
Foto. 2.10 Taşayla Köyü güneyindeki Hacıbağ fayları.....	173
Foto. 2.11 Taşayla Köyü güneyindeki Hacıbağ I fayı.....	174
Foto. 2.12 Belören Köyü güneyindeki allokton konumlu Akdağ kireçtaşı.....	178
Foto. 2.13 Susuz Köyü doğusundaki bindirme hattı.....	180
Foto. 2.14 Sazakköy kuzeyinde Ağlasun formasyonundaki küçük boyutlu bindirmeler.....	178
Foto. 2.15 Hisarköy kuzeyindeki yanal atımlı normal fay.....	189
Foto. 3.1 Ağlasun güneyindeki Kocagöl'den bir görünüş.....	205
Foto. 3.2 Çamlık travertenlerindeki açık ocak işletmeciliği.....	208
Foto. 3.3 Bucak doğusundaki kil yatakları.....	210
Foto. 3.4 Kibritköy'deki tuğla fabrikası.....	210

**ÇİZELGELER LİSTESİ**

Tablo 1.1 Isparta ve Antalya meteoroloji istasyonları verilerine göre sıcaklık ve yağış oranları.....6



## 1 GİRİŞ

Bu çalışma, Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı, Genel Jeoloji Programında doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

### 1.1 İnceleme alanının yeri

Çalışma alanı, Güneybatı Türkiye'de Göller bölgesinde yer almaktadır. Isparta'nın güneyinde, Antalya'nın kuzeyinde ve Burdur'un ise güneydoğusunda bulunan inceleme alanı bu üç ilin yaklaşık ortalarındadır. Ortalama 870 km<sup>2</sup> genişliğindeki bu bölgenin merkezi yaklaşık Burdur'un Bucak ilçesidir. Merkezindeki Bucak ilçesine göre inceleme alanı, Isparta'ya 69 km., Antalya'ya 81 km., Burdur'a ise 45 km. uzaklıktadır (Şekil 1).

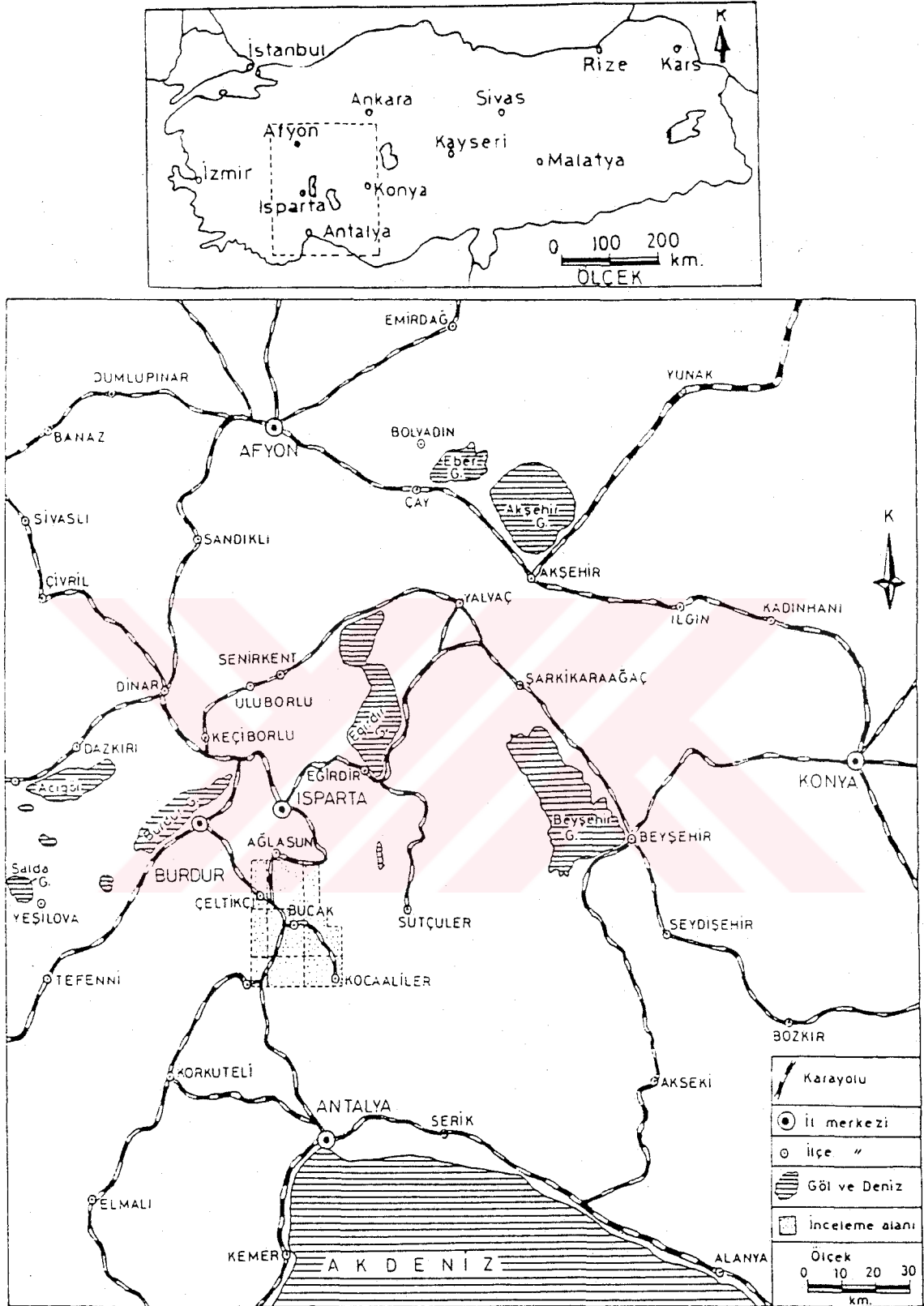
İdari bakımdan Burdur il sınırları içerisinde yer alan çalışma bölgesi, 30° 40' ile 30° 75' boylamları ve 37° 30' ile 37° 62' enlemleri arasındadır.

Türkiye'nin 1/500 000 ölçekli Konya paftası içerisindeki 1/100 000 ölçekli Isparta paftalarını içeren çalışma alanı, Isparta M25 d4 ve M25 a1 paftalarının tamamı ile Isparta M24 c3, M25 d3, N24 b2, N24 b3, N25 a2, N25 a3 ve N25 a4 paftalarının da bir kısmını içerir (Şekil 2).

### 1.2 Araştırmanın amacı

Yukarıda anılan bölgenin henüz daha tam olarak açıklanamayan Jeolojik ve tektonik sorunlarını aydınlatmak amacıyla yönelik bu çalışmada 1/25 000 ölçekli detay jeoloji ve yapı haritası hazırlanmıştır. Yöredeki kaya birimlerinin özellikleri, dokanak ilişkileri, fosil kapsamları ve yaş konakları yeniden ele alınarak bunlar, bölgesel tektonizma dahilinde yorumlanmıştır. Ayrıca yörede etkili olan yapısal deformasyonların uyumsuzluk, tabakalanma, kıvrım, fay ve eklem gibi tektonik yapılar incelenerek hangi yönlerde ve hangi dönemlerde geliştikleri yorumlanmıştır. Böylece bölgenin tektonik ağırlıklı genel jeolojik özellikleri ortaya çıkarılmıştır.

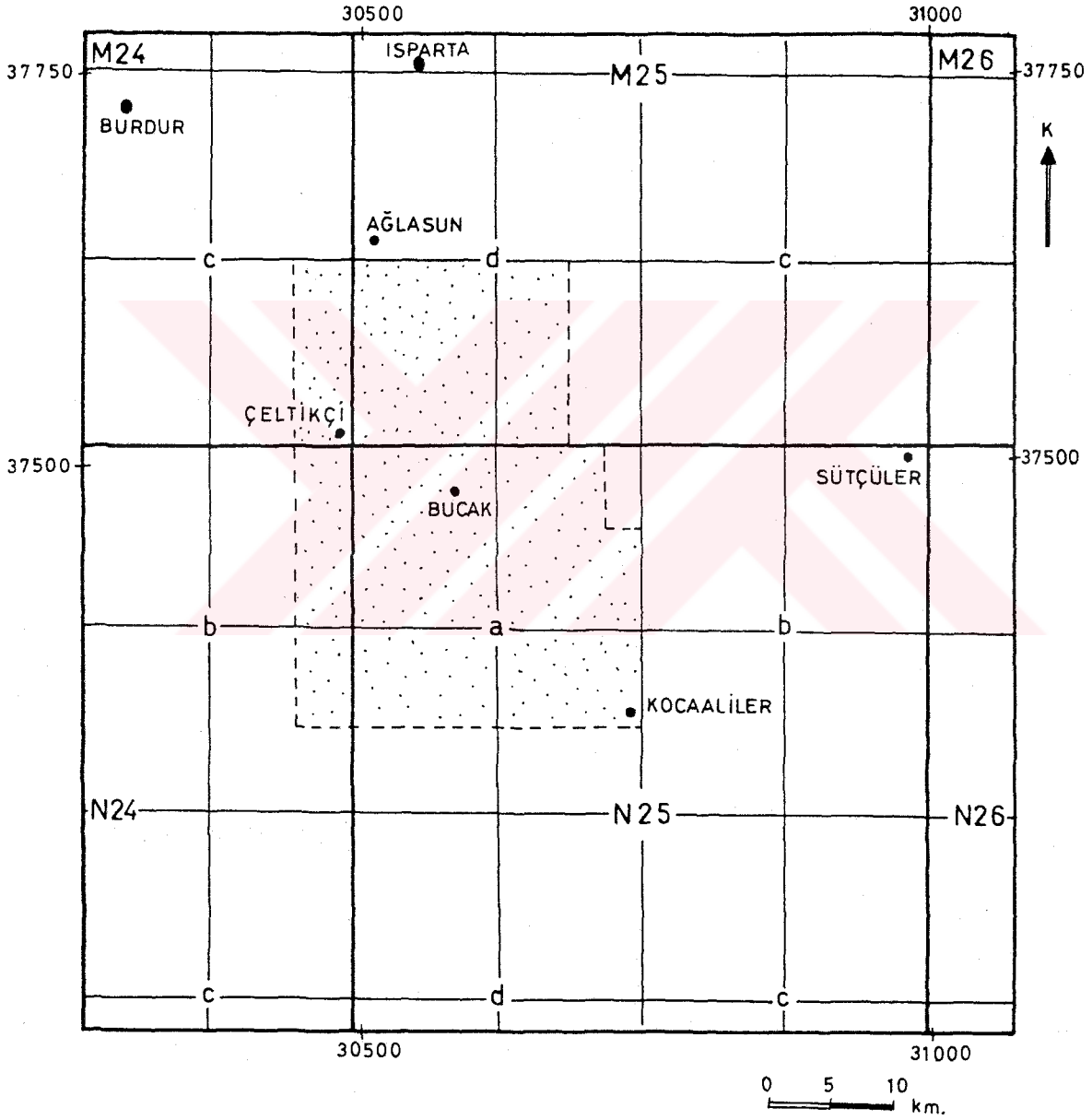




Şekil 11 İnceleme alanının yer bulduru haritası.

24	25	26	27	28	29
ISPARTA		KONYA			M
ANTALYA		ALANYA			N
					O
					P

1/ 500 000 Ölçekli  
KONYA Paftası içerisindeki  
1 / 100 000 Ölçekli  
paftalar ve adları.



Şekil1:21/100 000 ölçekli Isparta paftalarına göre çalışma alanının konumu.

Bu arada kaya birimi adlamalarında fazla birim adı karmaşasına neden olmamak için mümkün olduğu kadar önceki çalışmacıların verdikleri isimlere sadık kalınmıştır. Ayrıca önceki çalışmacıların elde ettikleri sonuçlar bu çalışmada varılan sonuçlarla karşılaştırılarak denetlenmiştir.

Bununla birlikte çalışma bölgesinin dışında bulunan ve kaya birimlerinin en iyi gözlemlendiği yerlerin de özellikleri belirlenerek birlikte değerlendirilmiştir. İnceleme alanında bulunan kıvrım yapılarının ve özellikle fayların arazide izlenebildiği kadarıyla tümü jeoloji ve yapı haritasına işlenmiş, her biri için ayrı isim kullanılarak hangi dönemde geliştiği ve diğer özellikleri ortaya çıkarılmıştır. Allokon konumlu birimlerin yerleşim şekilleri bölgedeki tektonik yapıların özellikleriyle desteklenerek tespit edilmiştir.

Bu amaçla arazi çalışmalarına 1993 yılı Haziran ayında başlanmıştır. Laboratuvar ve büro çalışmaları ile birlikte bu inceleme 1996 yılı Haziran ayına kadar sürmüştür. Bu süre içerisinde 1/25 000 ölçekli topoğrafik haritalar kullanılarak jeolojik harita alımı gerçekleştirilmiştir. Ayrıca her bir kaya birimine ait değişik seviyelerden numuneler derlenerek yaklaşık 200 adet paleontolojik ve petrografik amaçlı ince kesit yapılmıştır. Bölgedeki kaya birimlerinin ve jeolojik yapıların blok diyagramları çizilerek hem harita hem de enine jeolojik kesitlerdeki konumları ortaya çıkarılmıştır. Birimlerde gelişen tabaka, fay ve eklem takımlarının konumları ölçülerek bunlarla ilgili kontur ve gül diyagramları hazırlanmıştır.

### 1.3 Coğrafya

Antalya'nın kuzeyinde bulunan inceleme alanı Antalya-Burdur devlet karayolu ve Antalya-Isparta eski karayollarını içine almaktadır. Çalışma alanındaki yükseltiler kuzeyden güneye-güneydoğuya doğru alçalarak devam eder. Bunların belli başlı olanları kuzeybatıda Kale T.(1668), Yassıkır T.(1840), Eğikkaya T.(1484), İğdişkırı T.(1833), Çeltikçi dolayında Aladağ T.(1542), Kırtape (1410), Ağlasun güneyinde Ercekdağı T.(1508), Ada T.(1407), Kırınbaşı T.(1588), Adabaşı T.(1446), Erendağı T.(1532), Katranlı T.(1475), Soğanlı T.(1482), Burnaz T.(1559), Kocakır T.(1628), Bucak dolaylarında Dikmen T.(1379), Saka T.(1232), Kapaklı T.(1445), Hökez Dağı (1258), Aladağ (1169), Gazellersivrisi T.(1379), Oyrakyüzü T.(1417), Sumaklı T.(1293), Sarıkorum T.(1629), Güneybaşı T.(1371), Gökin

T.(1395), güneyde ise Kavacık T.(1492), Akgüney T.(1409), Bozgözet T (1491), Çapur T.(1212), Karlıkdağı T.(1710), Çakılıdağ T.(1115) olarak sıralanabilir.

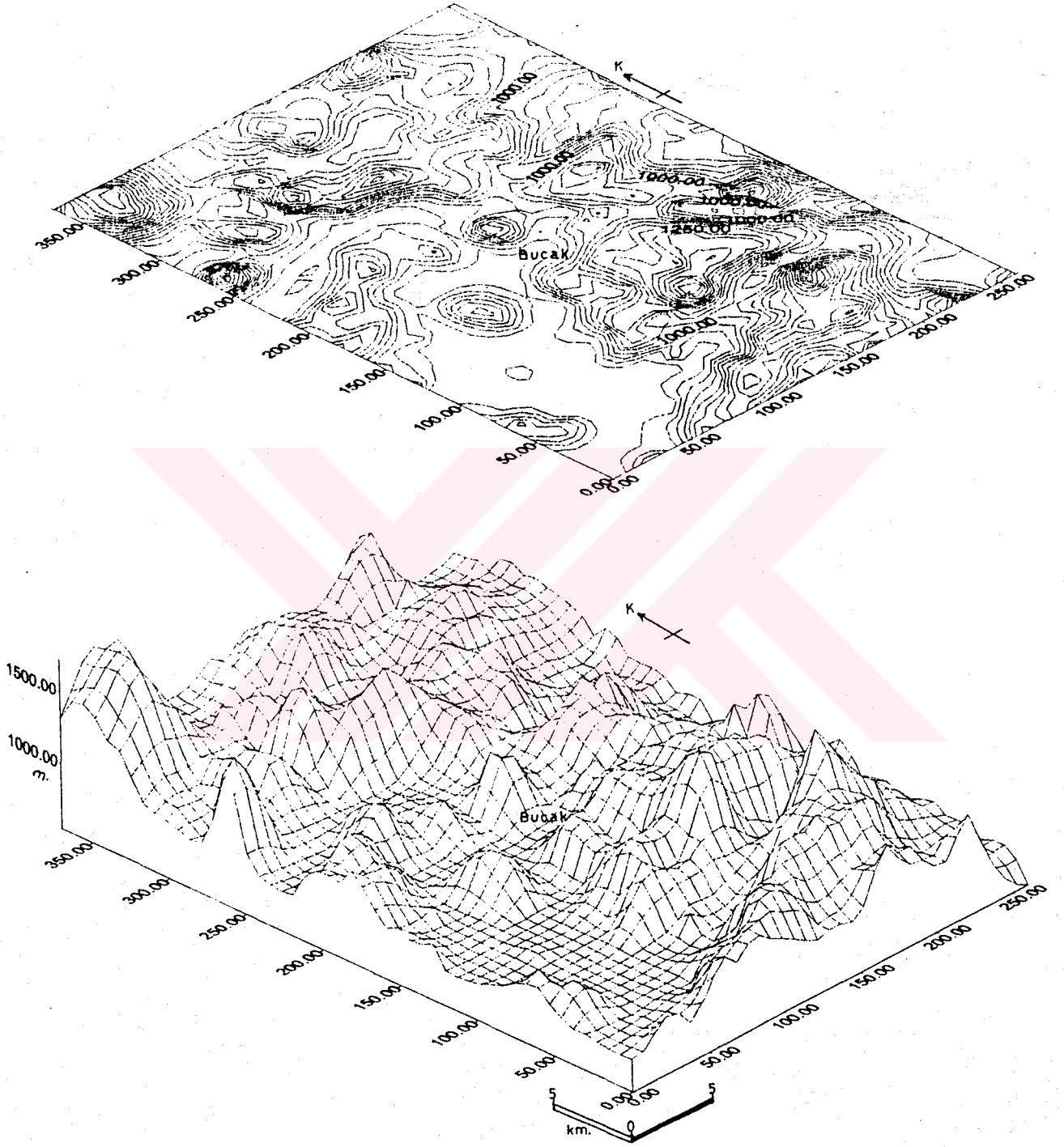
Görüldüğü gibi inceleme alanının kuzey-kuzeybatısında en yüksek tepeler bulunurken güney-güneydoğuda ise nispeten daha alçak seviyeler yer alır. Çalışma bölgesinin orta kesimlerinde ise yükseltiler az olmasına rağmen güneyde yine Toroslar'ın belirgin yükseltileri göze çarpar. Ağlasun ile Çanaklı Köy'ü arasında, Çeltikçi ile Sazak Köy'ü arasında ve Bucak güneybatısındaki Karaaliler Köy'ü dolaylarında ovalık kesimler bulunur. Bucak doğusundaki Taşayla Köy'ü, güneydoğusundaki Pamucak Köy'ü ve Kocaaliler civarlarında ise büyük yükseltilerden sonra morfolojide ani olarak daha alçak seviyeler yer alır (Şekil 3).

İnceleme alanında genel olarak batı kesimlerde makiler, doğu kesimlerde ise çam, köknar ve sedir gibi ormanlık alanlar mevcuttur. Morfolojik olarak batı kesimler yüksek olmasına rağmen bölgenin doğusu nispeten düşük kottadır. Ayrıca doğuda genellikle karbonatlı kayalarla kırıntılı genç birimler birlikte bulunur. Görüldüğü gibi bitki örtüsü, litoloji ve morfolojiye bağlı olarak değişir. Kuzeydoğuda Hisarköy'den başlayıp güneye doğru Belören-Sazakköy, Bucak ve Sivişler (Gündoğdu) mahallesi boyunca uzanan hattın doğusu sık ormanlıktır. Bu hattın batısı ise çoğunlukla makiler ve yer yer de çamlık kesimlerle kaplıdır. Ayrıca ovalık kesimlerde ise tarım yapılan alanlar ile kavak söğüt ve meyve ağaçları bulunur. Ağlasun güneyinde, Çeltikçi doğusunda ve Bucak güneybatısındaki büyük ovalarda tarım yapılmaktadır. Sulanabilen bölgelerde sebze ve meyve gibi sulu tarım yapılmakta, sulanamayan alanlarda ise hububat yetiştirilmektedir.

Tablo 1-1 Isparta ve Antalya meteoroloji istasyonlarının verilerine göre, sıcaklık ve yağış oranları

AYLAR	ISPARTA		ANTALYA	
	SICAKLIK(°C)	YAĞIŞ(mm/m <sup>2</sup> )	SICAKLIK (°C)	YAĞIŞ (mm/m <sup>2</sup> )
Ocak	1,7	91,5	9,8	214,6
Şubat	2,8	74,6	10,5	175,1
Mart	5,7	61,4	12,7	142,4
Nisan	10,6	52,1	15,9	105,1
Mayıs	15,3	60,2	19,8	68,9
Haziran	19,6	36,3	24,4	31,2
Temmuz	23,0	13,6	28,1	10,2
Ağustos	22,9	12,5	27,8	7,3
Eylül	18,4	17,3	24,7	29,8
Ekim	13,1	38,0	19,7	86,6
Kasım	7,9	48,2	15,3	87,3
Aralık	3,7	99,4	11,7	192,3
Yıllık	12,05	605,3	18,4	1150,5

Çalışma alanı ve yakın çevresi Akdeniz iklimi ile karasal iklimin geçiş yaptığı bölgede olup güneyde Akdeniz iklimin özellikleri daha çok görülür. Kuzeyde Ağlasun dolaylarında yazlar sıcak ve kurak, kışlar soğuk-ılık ve yağışlıdır. Bucak dolayları ve daha güneyde ise yazlar sıcak ve kurak, kışlar ılık ve yağışlıdır. Isparta ve Antalya meteoroloji istasyonları verilerine göre Isparta'da yıllık ortalama yağış 605,3 mm, ortalama sıcaklık ise 12 °C'dir. Antalya'da ise yıllık ortalama yağış 1150,5 mm, ortalama sıcaklık ise 18 °C'dir. Isparta'da en sıcak ay ortalama 23 °C ile Temmuz, en soğuk ay ise ortalama 1,7 °C ile Ocak ayıdır. En fazla ortalama yağış 91,5 mm ile Aralık, en az ortalama yağış ise 12,5 mm ile Ağustos ayıdır. Antalya'da ise en sıcak ay ortalama 28 °C ile Ağustos, en soğuk ay ortalama 9,8 °C ile Ocak



Şekil: 1.3 Bölgenin genelleştirilmiş topografyasını gösteren harita ve blok diyagram.

ayıdır. En fazla yağış ortalama 214,6 mm ile Ocak, en az yağış da ortalama 7,3 mm ile Ağustos ayıdır.

İnceleme alanında önemli sayılabilecek akarsular mevcut değildir. Ancak çalışma alanının dışında doğuda üzerinde Karacaören I-II barajlarının bulunduğu Aksu Çayı yer alır. Ayrıca Bucak kuzeybatısında Onaç Çayı bulunmaktadır. Hökez Dağı batısında üzerine gölet yapılmış olan bu çay çoğu yaz aylarında kurudur. Yağışların bol olduğu mevsimlerde bu gölet dolar. Bununla birlikte bu mevsimlerde Ağlasun güneyindeki Kocagöl'deki su oranı artar. Kartalınar ve İncirdere Köy'leri gibi bir kaç yerleşim yerinde bol kaynak suyu bulunmasına rağmen bunlar akarsu oluşturabilecek kapasitede değildir. Bunların dışında yörede yer yer yağışlarla birlikte hareketlenen kuru dereler mevcuttur.

İnceleme alanı içerisinde Burdur'un Çeltikçi, Bucak ve Kocaaliler ilçeleri bulunmaktadır. Ayrıca Ağlasun ilçesi de çalışma alanının yakın kuzeyinde yer alır. Bu ilçelere bağlı olan ve bölgede yer alan kasaba ve köyler ise kuzeyde Kartalınarı, Güvenli Köyü, Kiprit, Çanaklı, Hisarköy, Yumrutaş köyleridir. Güneye doğru ise Çebiş, Dağarcık, Seydiköy, Alkaya, Belören, Taşayla, Çamlık, Sazakköy, İncirdereköy, Üzümlübel, Beşkonak, Karaseki, Kuyubaşı, Gündoğdu, Avdancık, Karapınar, Susuz, Uğurlu, Kızılcağağaç ve Karaaliler köyleri ve bu köylere bağlı mahalle ve yaylalar yer alır.

Antalya'yı Ankara ve İstanbul gibi illere bağlayan karayolu çalışma alanından geçer. Antalya-Burdur arasında kalan bu devlet karayolu Çeltikçi dolaylarında kuzeye doğru ayrılarak Ağlasun'a ve Isparta'ya bağlanır. Dolayısıyla bu yol Antalya-Isparta eski karayoludur. Bucak'tan Kocaaliler'e ve Karacaören I-II barajlarına ayrılan asfalt yol da yine çalışma alanı içerisinden geçer. Ağlasun'dan Hisarköy'e uzanan yol ve Bucak'tan Kestel Ovası'na uzanan yollarda asfalttır. Bunların dışında ilçeleri ve köyleri birbirine bağlayan ve ulaşımı da kolay olan bir çok stabilize yol mevcuttur. Ayrıca Isparta-Antalya yeni karayolu çalışma alanının dışında, hemen doğusundan geçmektedir. Antalya-Burdur karayolunun Uğurlu Köyü kesiminde Antalya'nın Korkuteli ilçesine ayrılan yol ise çalışma alanının güneybatı ucunda bulunmaktadır.

Bölge halkı tarım, hayvancılık ve halıcılık ile uğraşır. Ovalık kesimlerde ve yaylalarda sebze, meyve, hububat, tütün, küçük ve büyükbaş hayvancılık ile halıcılık halkın geçim kaynaklarıdır. Çamlık dolayından çıkan traverten, tuğla fabrikaları ve ormancılık yöre halkının bir kısmına geçim olanağı sağlar. Antalya'yı Ankara ve İstanbul'a bağlayan karayolunun bölgeden geçmesi ve Antalya'nın yöreye yakın olması Bucak ilçesindeki

sanayinin gelişmesine ve yörenin ekonomik ve turistik olarak canlanmasına yardımcı olmuştur. Çamlık dolaylarındaki Kremna ve Ağlasun dolaylarındaki Sagalassus harabeleri bölgenin turizm potansiyeli olacaktır.





## 2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanı Türkiye'nin güneybatısındaki Batı Toroslarda yer almaktadır. Karmaşık jeolojik özelliğinden dolayı bölge, yerli ve yabancı birçok bilimadamı tarafından değişik amaçlarla araştırılmıştır. Özellikle 1940'lı yıllarda detaylı çalışmalar yapıldığı bölgede Blumenthal, Lahn, Arni, Perejas, ve Altınlı bu araştırmacılardan birkaçıdır. 1960'lı yıllarda ise değişik amaçlara yönelik çalışmalar ayrıntılı olarak devam etmiştir.

**Graciansky, (1968)** ; Yaptığı çalışmada Teke yarımadası yayınının genel uzantısını ve diğer özelliklerini inceleyerek değişik veriler ışığında peridotit napının ve diğer allokton formasyonların kökenlerinin kuzeyde aranması gerektiğini savunmuştur. Böylece napların özellikle kuzeybatıdan geldiklerini belirten araştırmacı, kökeni hakkında ise iç metamorfik alanlar veya dış zonların detaylı incelenmesiyle bir fikir edinilebileceğini savunmuştur.

**Brunn ve diğ., (1975)** ; Antalya'nın Ofiyolit naplarının kökeni hakkında yaptıkları çalışmada Isparta eğrisinin kökeninin çözümünün kısmen Antalya naplarının sorununa bağlı olduğunu belirtmişlerdir. Antalya naplarının iç kökenli varsayımında napların sanılandan daha fazla batıya doğru ilerlemiş olduklarını belirten araştırmacılar bu napların ait olduğu toroslar yayınının batıya doğru çok belirgin bir karın oluşturduğunu söylemişlerdir. Napların dış kökenli varsayımında ise ofiyolitik bir siyonun varlığının olması gerektiğini, buna ise Kıbrıs ve Hatay'ın da bağlanabileceğini belirtmişlerdir.

**Dumont ve Kerey, (1975)** ; Orta ve Batı Toroslar arasındaki Eğirdir Gölü Güneyinde yaptıkları çalışmada birimleri Karacahisar birliği, Ofiyolitik birlik ve Dulup birliği olarak üçe ayırmışlardır.

Karacahisar birliği temelde şistler ve detritik kireçtaşları ile başlar. Daha üstte ise Mesozoik yaşlı birimler sırayla Bahçeevleri formasyonu, Hacıilyas formasyonu, Kasımlar formasyonu, Mentеше dolomiti, Alakilise kireçtaşı ve Eşekini kireçtaşı olarak sıralanırlar. Bunların üzerine ise allokton birliklerden Ofiyolitik birlik ve Dulup birliği

gelir. Daha üstte ise tektonizma sonrası formasyonlardan Miyosen yaşlı birim gelmektedir. Karacahisar birliği bölgede batıdaki Beydağları Otoktonu ve doğudaki Anamas-Akseki (Geyikdağı) otoktonuna benzer özellik göstermektedir. Ancak Anamas-Akseki birliğinden bazı otokton birimler ve ekaylı yapılardan dolayı farklılık gösterdiklerini belirtmişlerdir.

**Dumont, (1976)** ; Yaptığı çalışmada Antalya napının köken probleminin Isparta kıvrımının kökeni ile bağlantılı olduğunu belirtmiştir. Üst Kretase'den sonra veya Tersiyer başında Isparta Kıvrımını, transtorik arıza olarak isimlendirilen KB-GD doğrultulu bir dekroşmanın şekillendirdiğini belirten araştırmacı, böylece yapının ikiye ayrıldığını söylemektedir.

**Özgül, (1976)** ; Torosların genelinde yaptığı çalışmada birçok birlik ayırt etmiştir. Bunlardan Batı Toroslarda Bolkardağı ve Geyikdağı birlikleri şelf türü karbonat ve kırıntılı kayaları kapsarlar. Bozkır ve Antalya birlikleri ise şelf türü kaya ve blokların yanında ve daha çok derin deniz çökellerini, bazik denizaltı volkanitlerini ve ofiyolitleri kapsarlar. Beydağlarını oluşturan Üst Kretase Karbonatları Geyikdağı birliğinin aynı yaştaki birimleriyle yakın benzerlik göstermektedirler. Bölgede Antalya birliğine ait kaya birimleri Geyikdağı birliğinin Eosen yaşlı kırıntılıları üzerinde bulunmaktadır. Bozkır birliği ise Geyikdağı birliğinin Miyosen kırıntılıları üzerindedirler. Yani Batı Toroslardaki Bolkardağı ve Geyikdağı birlikleri diğerlerine göre otokton, Bozkır ve Antalya birlikleri ise Geyikdağı birliği üzerinde allohton konumdadır.

**Poisson, (1977)**; Batı Torosların Jeolojisiyle ilgili yaptığı çalışmada bölgede üç ana yapı ayırt etmiştir. Bunlar Triyas-Pliyosen aralığındaki kayaları kapsayan Beydağları Otoktonu, Maestrihtiyen-Daniyen'de yerleşmiş Antalya Napları ve Langiyen'de yerleşmiş Lisiyen Napları olarak tespit etmiştir. Antalya Naplarını alttan üste doğru Peridotit napları, Kocadağ masifi, Kargı, Ispartaçay ve Çataltepe ünitesi olarak ayırt eden araştırmacı Likya (Lisiyen) Naplarını ise alttan üste doğru Lütesiyen-Oligosen yaşlı Yavuz ünitesi, Triyas yaşlı Domuzdağ ünitesi, Üst Triyas-Üst Kretase yaşlı Gülbahar ünitesi ve Alt Liyas-Üst Kretase yaşlı Gümüşlü ünitesi olarak ayırtlamıştır. Lisiyen

Naplarının Ağlasun-Burdur civarında dört formasyona ayıran araştırmacı, bunları alttan üste doğru Triyas yaşlı Tokattepe kalkerleri, Maestrihtiyen yaşlı Karcılar olistostromu, Kretase yaşlı Marmara kalkerleri ve Alt-Orta Eosen yaşlı Taşkapı formasyonu olarak tespit etmiştir.

**Gutnic ve diğ.**, (1979); Batı Torosların Jeolojisini inceleyen Fransız alışma gurubu Ispartaçay bölgesinde temelde Alt Otokton adı altında Davrazdağı Erenler-tepe formasyonunun üzerine amlıdere olistostromunun geldiğini belirtmişlerdir. Kretase sonunda Antalya Napları Ispartaçay ünitesinin allokton olarak bölgeye yerleştiğini vurgulayan araştırmacılar, daha üstte ise uyumsuz olarak Miyosen Neotoktonu'nu Akitanıyen kalker seti, Burdigaliyen fliş ve Langıyen konglomerası olarak ayırt etmişlerdir. Davraz ekaylarını ise altta ofiyolitler, üstte Eosen marnokalkerleri, daha üstte ise Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Savköy flişi'nin geldiğini tespit eden araştırmacılar, daha üstte ise Allokton Doğu Lisiyen Naplarını Ofiyolitik melanj ve Akdağ kalkerleri olarak ayırt etmişlerdir. Bunların üzerinde uyumsuz olarak Eski Tektonizma sonrası Formasyonları Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonunun fliş ve konglomeraları, Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanizma ve Kuvaterner yaşlı Alüvyon olarak tespit etmişlerdir.

**Marcoux**, (1979); Antalya Napları'nın genel yapısı ile ilgili yaptığı çalışmada Mesozoik boyunca okyanus tipi bir havza olarak faaliyet gösteren bu bölgede yayılmadan arta kalan oluşukların Üst Kretase'de Afrika-Arap Platformuna Kuzey-Güney doğrultulu bindirmelerine kadar süren bir pelajik rejimin varolduğunu belirtmiştir. Ayrıca Antalya Napları'nın iç kökenli oluşuna ait hiçbir veri bulunamadığını, Triyas'da başlayan Antalya Nap serilerinin Batı Torosların i kesiminde aynı çağda oluşmuş serilere benzediğini belirten araştırmacı, tüm bu oluşukların aynı paleocoğrafya ortamının parçaları olduğunu ve tetis havzasından bağımsız olarak güneyde başka bir havzanın varolamayacağını belirtmiştir.

**Akbulut**, (1980); Eğirdir Gölü güneyinde yaptığı çalışmada Senoniyen sonunda andır formasyonunun Davraz kireçtaşı üzerine bindirdiğini, (Anadolu fazı) ve allokton Sütçüler formasyonu tarafından da örtüldüğünü belirtmiştir. Üst Eosen fazıyla andır

formasyonunun Sütçüler formasyonu ile dokanağında peridotitlerin yüzelediğini belirten araştırmacı bu birimlerin hepsinin Akitaniyen Transgresyonu ile örtüldüğünü vurgulamaktadır. Daha sonra Burdigaliyen sonu ile Tortoniyen arasında Likya Naplarından Kapıkaya kireçtaşının Güneyce formasyonu üzerine tektonik olarak itildiğini (Likya fazı) belirten araştırmacı Tortoniyende ise tüm birimlerin transgressif olarak Aksuçayı formasyonu ile örtüldüğünü vurgular. Tortoniyen sonrası bir tektonik fazın etkisiyle (Aksu Fazı) tüm birimler doğudan gelen bir itilme hareketiyle ters fay ve bindirmelere uğramış, Pliyosen sonundaki gerilme hareketleriyle de yer yer normal ve gravite faylarının oluştuğu tespit edilmiştir. Üst Miyosen veya daha genç bir volkanik faaliyetin de bölgede hüküm sürdüğü araştırmacı tarafından tespit edilmiştir.

**Koçyiğit, (1981);** Batı Toroslarda Karbonat Platformunun evrimini inceleyen araştırmacı Toroslarda gözlenen ve egemen kaya türü genelde sığ denizel özellikli Paleozoik, Mesozoik ve Alt Tersiyer yaşlı karbonatlardan oluşan yüzlekleri Toros Karbonat Platformu olarak adlandırmıştır. Platformdaki stratigrafik boşlukların genelde Üst Karbonifer-Alt Triyas'a rastladığını belirten araştırmacı, tüm Mesozoik istifinin egemen kaya türünün sığ denizel kökenli karbonatlar olduğunu ve transgresyonla başladığını söylemektedir. Koçyiğit'e göre Mesozoik-Alt Tersiyer istifi yastık lav içerikli olistostrom-türbidit türü flišle sonlanır ve Toros Ofiyolitli Karışığı tarafından da tektonik olarak üzerlenir. Platform Üst Jura ve Maestrihtiyen'de yer yer blok faylanmalara uğramıştır. Toros Ofiyolitli Karışığı, Toros Karbonat Platformu üzerine Maestrihtiyen sonu-Paleosen başı, Lütesiyen sonu ve Burdigaliyen sonu olmak üzere üç ayrı evrede yerleşmiş olup son iki evrede Otokton Karbonat Platformu ekaylanarak paraotokton özelliğe bürünmüştür. Çökeltide kesilmeye uğrama ve ofiyolitli karışıkların yerleşimi ise üç önemli olayla açıklanır. Bunlar; Maestrihtiyen sonu-Paleosen başında Laramiyen dağ oluşum evresi, Üst Lütesiyen sonunda Preniyen dağ oluşum evresi, Burdigaliyen sonunda ise Stiriye dağ oluşum evresidir.

Liyas'dan Maestrihtiyen'e kadar duraylı neritik bir ortam özelliğinde iken Maestrihtiyen-Lütesiyen aralığında faylanmalarla duraysızlık başlamış, ortam yarı pelajik-pelajik özelliğe bürünmüştür. Üst Lütesiyen sonunda Preniyen dağ oluşum evresiyle Arızlı ofiyolitli karışığı bölgeye yerleşmiş, Hoyran Karbonat Platformu KKD'dan kıvrımlanıp yükselirken deniz ise GGB'ya doğru çekilmeye başlamış, Alt-

Orta Oligosen boyunca çökmeler başlamış ve molas oluşumu meydana gelmiş, Orta Oligosen sonundaki yeniden oluşan sıkışma ile deniz daha da GGB'ya çekilmiştir. Isparta Büklümünün KKD kesimleri karasallaşırken Teke Torosları civarı Miyosen denizi varlığını korumuş fliş fasiyesinin gelişebileceği ortama bürünmüştür. Orta Oligosen sonunda bölgede çekme gerilimi tekrar etkin olmuş ve büklümün kuzey kesiminde riftleşme olayı başlamıştır. Burdigaliyen'deki sıkışma ile ofiyolitli karışıklar bölgeye üçüncü defa yerleşmişler Üst Miyosen'den sonra çekme tektoniği ile bölgesel kabarma, blok faylanma, volkanizma, riftleşme, göl oluşumları ve karasal tortullaşma bölgede hüküm sürerken Isparta Büklümü'nün kuzey kesiminde güncel tektonik etkinlik normal blok faylanma denetiminde sürmektedir. Araştırmacıya göre Antalya Naplarının yerleşimi ise doğudan batıya doğru olmuştur.

**Erakman ve diğ., (1982);** Antalya-Kalkan, Muğla ve Burdur civarlarında yaptıkları çalışmada Batı Torosların dört büyük üiteden oluştuğunu söylemişlerdir. Bunlar doğudan batıya doğru Allohton Antalya Napları, Jura-Alt Miyosen yaş aralığında değişen Beydağları Otoktonu, Lisiyen (Elmalı) Napları ve Menderes Masifi diye ayrılırlar. Yazarlara göre bunlardan Lisiyen (Elmalı) Napları Karbonifer-Eosen arasında değişen yaş aralığında kaya birimlerini kapsarlar ve yedi adet tektonik dilime ayrılırlar. Lisiyen Napları bünyesinde yer alan tektonik dilimlerden Eosen yaşlı Kemer formasyonu hariç diğer tüm allohton birimler Menderes Masifinin K-KB'sı gibi bir alanda çökelmiş olup birbirleriyle tektonik ilişkilerini Alt Maestrihtiyen'de kazanmışlardır. Bu napların Menderes Masifine üzerlemeleri Alt Eosen'de, Menderes Masifi ile Beydağları arasında Üst Eosen'de, Beydağları Otoktonu üzerine ise Orta Miyosen (Langiyen) başında yerleşmişlerdir.

**Günay ve diğ., (1982);** Beydağları'nın stratigrafisi ve yapısını inceleyen araştırmacılar, yörede üç ana birlik ayırt etmişlerdir. Bunlar; doğuda Antalya Birliği, batıda Elmalı Birliği ve bu iki birliğin tektonik olarak üzerlediği Beydağları Birliği olmak üzere sıralanırlar. Bunlardan Beydağları Birliği Triyas'dan Orta Miyosen'e kadar olan bir istif sunarlar. Beydağları Birliği en altta Triyas-Alt Jura yaşlı Kuyubaşı dolomiti ile başlar. Daha üstte ise Alt Jura-Üst Kretase yaşlı Beydağı formasyonu, Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı Akdağ formasyonu ile devam eder. Araştırmacılara göre Paleosen-

Alt Eosen yaşlı Çamlıdere olistostromu ve Antalya Napları bölgeye yerleştikten sonra kuzeyde Alt-Orta Eosen yaşlı Garipçe formasyonu, Küçükköy üyesi, Üst Eosen yaşlı Büyükköy üyesi ve Oligosen yaşlı Salur üyesi, güneyde ise Paleosen yaşlı Gedik üyesi ve Eosen yaşlı Uçağz formasyonu bulunur. Tüm bunları uyumsuz olarak Miyosen yaşlı Sinekçi formasyonunun Gömüce üyesi, Kıbrısdere üyesi ve Çayboğazı üyesi örter. Daha üstte ise Dirgenler formasyonu Sidek üyesi bulunur. Bunları Orta Miyosen'de Elmalı Napı ve Kemer ünitesi tektonik olarak üzerlemiştir. Bu birimleri uyumsuz olarak Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu Elsazı üyesi, Karaseki kireçtaşı ve Pliyosen yaşlı Gebiz formasyonu örtmektedir. Daha üstte ise Antalya travertenleri ve Alüvyonlar yer almaktadır. Araştırmacılara göre Beydağları yöresindeki kıvrımların genelde KKD-GGB yönlü olduklarını Kretase sonunda Antalya Naplarının yerleştiğini, Oligosen'de bölgede KD-GB yönlü sıkışma olduğunu, Orta Miyosen'de KB-GD yönlü sıkışma ile Beydağları dış bindirmesi ve Susuz bindirmesi, Üst Miyosen'den sonra D-B yönlü sıkışma, Pliyo-Kuvaterner'de ise D-B yönlü gerilme kuvvetleri bölgede etkisini sürdürmüştür.

**Hayward, (1982);** Güneybatı Türkiye'deki Beydağları ve Susuzdağ Masiflerini örten Miyosen yaşlı kırıntılı tortulların stratigrafisini incelerken bu çökellerin kuzeybatıdan gelen Likya Napları ve doğudan gelen Antalya birliği olmak üzere iki ofiyolitik masifin yerleşimini belgelediğini savunmaktadır. Miyosen istifinin bölgede faylanma ve çökmeleri gösterdiğini öne süren araştırmacı bu çökme ve faylanmanın karasal alüvyal oluşukların çökmesiyle sonuçlanan regresif denizel istifin izlediğini belirtmiştir. Ayrıca Akdeniz çevresinde Messiniyen kuraklık dönemi için hiç bir veri olmadığını da belirtmiştir.

**Waldron, (1982);** Antalya karmaşığının Isparta Bölgesi'ndeki uzanımının stratigrafisi ve sedimanter evrimini inceleyen araştırmacı yaptığı çalışmada Antalya Naplarını Antalya karmaşığı olarak yorumlamış ve bunları havza (Pazarköy gurubu) ve platform (Yuvalı gurubu) çökelleri olarak ayırt etmiştir. Bölgedeki deformasyonun havzaya yerleşen ofiyolitlerle ilişkili olduğunu ve Üst Kretase'de başladığını belirten araştırmacı

ofiyolitlerin otokton Üst Kretase birimlerine güneybatıdan kuzeydoğuya doğru yerleştiğini ileri sürmüştür.

**Koçyiğit, (1983);** Isparta Büklümü dolaylarında yaptığı tektonik ağırlıklı çalışmada bölgede hüküm süren tektonik evreleri üçe ayırmıştır. Bunlardan birincisi Liyas'da başlayıp Üst Lütesiyen sonuna kadar devam eden ve platform üzerine İç Toros Ofiyolitli Karışığı Napı'nın tektonik olarak üzerlemesiyle sona eren Eski Tektonik Dönem'dir (Paleotektonik Dönem). Bu dönemde gelişen olay ve yapılar şunlardır;

-Liyas-Maestrihtiyen aralığında duraylı uzun bir dönem ve Hoyran Karbonat Platformu'nun gelişimi,

-Maestrihtiyen-Lütesiyen arasında şiddeti gittikçe artan çekme tektoniği ve karbonat platformunun parçalanması,

-Üst Lütesiyen sonunda sıkışma tektoniği ile İç Toros Ofiyolitli Karışığı Napı'nın platform üzerine yerleşmesidir.

İkincisi ise Üst Lütesiyen sonu ile Orta Oligosen sonu aralığında gelişen ve molas oluşumu ile kendini gösteren Geçiş Dönemi'dir. Bu dönemde ise;

-Sıkışma tektoniğine bağlı yükselme ve çekme tektoniğinin egemen duruma geçmesi ile yerel su üstü olma, aşınım ve molas oluşumu,

-Orta Oligosen sonunda daha az şiddette ikinci bir sıkışma evresi ile ekaylanmalar, karbonat platformunun görece ilksel konumlu hale gelmesi, molas da yeni ilksel konumlu birim olması ve bölgenin tümüyle karasallaşması sözkonusudur.

Üçüncü ve son olanı ise Orta Oligosen sonunda başlayıp günümüze değin süren ve çekme tektoniği ile denetlenen Yeni Tektonik Dönem'dir. Bu dönemde ise;

-Bölgesel kabarma,

-Blok faylanma,

-Yörede volkanizma oluşumu ve bölgenin bugünkü görünümünü kazanması gerçekleşmiştir.

Araştırmacı, bölgede ilksel konumsuz kayaç topluluklarının yerleşim yaşlarına bakmaksızın tüm allohton birimler için İç Toros Ofiyolitli Karışığı Napı adını kullanmıştır. Bu napı Isparta Büklümü'nün kuzey kesiminde değişik eksen konumlu bir senklinal yapı içinde büklümün genel gidişine uygun büyük boyutlu bir klip olarak

değerlendirir. Hoyran Gölü civarında napın yerleşimi Üst Lütésiyen sonudur, ve napın devinim yönü D-KD'dan B-GB'ya doğru olduğunu, kuzeydeki bir kökenden geldiğini öne sürer. Yani ofiyolitli karışığın Neotetis'in kuzey kolu içindeki bir yitim kuşağında Üst Kampaniyen'den önce oluşup yerleşmiş, ancak karışım Pliyosen sonuna kadar değişik zamanlarda başka havzalara yeniden aktarılmıştır. Koçyiğit'e göre Isparta Büklümü doğu kanadında napın yerleşimi Üst Lütésiyen sonu iken batı kanadında yerleşimi ise Burdigaliyen sonudur. İç Toros Ofiyolitli Karışığı Napı'nın büklümün batısında (Çiçektepe-Şuhut) Teke (Likya) Napları olarak gösterilen kesiminde Likya Napları'nın yerleşiminin Burdigaliyen sonu olmadığını, Alt-Orta Oligosen yaşlı molasların Miyosen olarak yaşlandırıldığını, dolayısıyla platform ve napın üzerinde uyumsuz olarak molasların bulunduğunu kanıtlamıştır.

Koçyiğit, Isparta Büklümü kuzey kesiminde yerel olarak Yeni Tektonik Dönem'in Orta Oligosen sonunda başlayıp günümüze değin çekme tektoniği denetiminde sürdüğünü belirlemiştir. Ayrıca günümüzde KD-GB, KB-GD ve K-G gidişli diri çekim faylarının varlığı ve bunlara bağlı olarak bölgenin genişleyip kabuğun incelmekte olduğu, bunun da Ege-Anadolu Levhası'nın kenarlarındaki sıkışmanın levha içinde oluşturduğu çekme gerilimine bağlı blok faylanma ile ilişkili olduğunu belirtmektedir.

**Koçyiğit, (1984);** Güneybatı Türkiye'de değişik saha çalışmalarından elde edilen verileri değerlendirerek Yeni Tektonik Gelişime değişik açıdan yaklaşmayı denemiştir. Bölgedeki geçiş döneminin Alp dağ oluşum kuşağının birçok kesiminde de gözlemlendiği gibi kalın bir molas istifıyla temsil edildiğini belirten araştırmacı, Tortoniyen sonundaki tektonik rejim değişikliği ile başlayıp çekme tektoniği denetiminde günümüze değin sürmüş olan olayları ve buna bağlı olarak oluşan yapıları kapsayan dönemi, Yeni Tektonik Dönem olarak belirtmiştir. Koçyiğit, bu dönemde oluşan olaylar, yapılar ve oluşukları üç grupta toplamıştır. Bunlar;

a-Karasal Tortullaşma; Güneybatı Türkiye'de çöküntü çukurlarında oluşan göllerde blok faylanmanın denetiminde önemli karasal çökeller gelişmiştir. Bunlar birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli fay sarplığı, akarsu yada delta göl ortamlarında tortullaşmış çakıtaşı, kumtaşı, kil, marn, jips ve kireçtaşı ile tuf, tüfit, aglomera, bazaltik ve andezitik lavlardır. Ayrıca Türkiye'nin önemli ve büyük kömür yataklarında bu döneme



aittir. Yaklaşık 2000 m. kalınlıkta olan bu çökeller eski tektonik ve geçiş dönemlerine ait kaya birimlerini açılı uyumsuzlukla örterler.

b-Karasal Tortullaşma ile yaşıt kıta içi volkanizma; Volkanizma ürünleri çoğunlukla yüksek alüminyum içerikli bazalt, andezit, dasit, riyolit bileşiminde kalkalkalen lavlarla daha az oranda potasyumca zengin trakibazalt, trakiandezit, trakit, lösitit gibi şoşonitik volkanitler yada alkali riyolit ve bazaltlarla temsil edilirler. Yaşları genel olarak Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanitler ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı genç volkanitler olmak üzere iki guruba ayrılırlar.

c-Blok Faylanma; Tortoniyen sonunda Güneybatı Türkiye tümüyle yükselmeye başlamış ve çekme tektoniğine bağlı olarak bölge blok faylanmalara uğramıştır. Bu blok faylanmalar graben sistemlerini geliştirmiştir. Bu da Güneybatı Türkiye’de deprenselliği yüksek alanları oluşturmuştur. Bölgede dört ayrı grabenleşme evresi tesbit edilmiştir. Bunlar Miyosen sonu-erken Pliyosen’de KD-GB yönlü çekme, Pliyosen’de D-B yönlü çekme, eski Kuvaterner’de Burdur civarında D-B yönlü çekme, Sarayköy civarında KKD-GGB yönlü çekme ve genç Kuvaterner’de Burdur civarında KB-GD yönlü çekme, Menderes Grabeninde KD-GB yönlü çekme ile oluşan grabenlerdir. Bu grabenleşmeye bağlı olarak çöküntü alanları oluşmuş ve bu alanların kenarları da doğrudan fay düzlemlerine yaslanmıştır. Örneğin; Acıgöl, Burdur, Beyşehir, Hoyran, Eğirdir Gölleri. Blok faylanma tektoniğine bağlı olarak önemli çekim fayı takımları yaklaşık KD-GB, KB-GD ve K-G gidişlidirler. Burdur-Karadilli-Hoyran fayları KD-GB gidişli faylardır ve günümüzde aktif olup Güneybatı Türkiye’de levha içi genişleme sürmektedir. Bölgede aynı zamanda oluşmuş KD-GB, KB-GD, D-B, ve K-G gidişli normal fay takımlarının gelişmesi bu alanın yeni tektonik dönemde çekme tektoniğinin denetiminde gelişen blok faylanmalarla sıralandığını gösterir. Çekme gerilimi etkisiyle gelişen normal faylar üç evrede gelişmiştir. İlk blok faylanma evresi Üst Miyosen sonu Pliyosen başında gerçekleşmiş olup levha içi riftleşmenin başlangıcı olarak yorumlanır. İkinci faylanma evresi Pliyosen sonunda gerçekleşmiş olup bu evrede horst ve grabenler ile küçük göller iyice belirginleşmiştir. Son faylanma evresi ise Eski Kuvaterner sonu olup bu evrede daha önce oluşmuş bazı faylar da gençleşmiştir. Böylece bölgede horstlardan grabenlere doğru gençleşen faylanma evreleri ile belirginleşen blok faylanmalar günümüzde de sürmektedir. Bu fayların hepsi aynı zamanda fakat değişik doğrultularda kendini göstermiştir. Bu faylar alüvyon veya göller ile eski kayaçları

birbirinden ayırdığı için genç aktif faylardır. Sonuçta levha içi yeni tektonik gelişim bir bütün olarak ele alındığında günümüzde aktif olan riftleşme olayının doğudan batıya doğru dereceli olarak geliştiği ve Kuzey Ege'de (Anadolu çukurluğu) en ileri evreye erişmiş olduğu söylenebilir.

**Sipahi, (1984);** Yaptığı çalışmada Eğirdir, Beyşehir ve Suğla Gölleri ile Akdeniz arasında kalan karst alanının 1/100.000 ölçekli hidrojeoloji haritasını hazırlamış ve bölgede karst yeraltısuyu taşıyan birimleri kireçtaşı, konglomera ve traverten olarak tespit etmiştir. Bölgedeki karst sisteminin oluşmasında karbonat birimlerinin istifsel niteliği, konumu, geometrisi veya yapısı, süreksizlikler ve beslenme-boşalma alanlarının etkili olduğunu belirten araştırmacı, kaynaklardan aldığı su numuneleri ile analizler yaparak su kalitesini tespit etmiştir. İnceleme alanındaki Antalya Napları'nın Paleojen'de yerleştiğini öne süren Sipahi, bunları Çataltepe birimi (Alt nap), Alakırçay-Ispartaçay birimi (Orta nap), Tahtalıdağ birimi (Üst nap) olmak üzere üçe ayırmıştır. Araştırmacı, Teke Napları'nın ise Orta Miyosen'de yerleştiğini belirtmektedir.

**Akay ve diğ., (1985);** Antalya Neojen Havzası'nın stratigrafisini inceleyen araştırmacılar yaptıkları çalışmada, üç ayrı Neojen Havzası tespit etmişlerdir. Bunlardan Batı Toroslar'da yer alan Beydağları Miyosen Havzası Akitaniyen'de gelişmeye başlayıp Langiyen'de kapanmıştır. Araştırmacılara göre, bu havza altta kireçtaşından oluşan Karabayır formasyonu ve şeyl, kumtaşı ve çakıltaşından oluşan Karakuş formasyonunu içerir. Araştırmacılar, Orta Torosların batısında yer alan Antalya Miyosen Havzası'nın ise Üst Oligosen'de oluşmaya başladığını ve Messiniyen'de kapandığını belirtmektedirler. Bu Havza ise tabanda kumtaşı ve çakıltaşından oluşan Aksu formasyonu, daha üstte Oymapınar kireçtaşı, killi-breşik kireçtaşından oluşan Çakallar formasyonu, kıltaşı-kumtaşından oluşan Geceleme formasyonu, şeyl, kumtaşı ve çakıltaşından oluşan Karpuzçay formasyonu ve killi kireçtaşından oluşan Taşlık formasyonunu içerir. Araştırmacılar, diğer bir havzayı Antalya Üst Miyosen-Pliyosen havzası olarak belirlemişlerdir. Havza'nın Messiniyen'de oluşmaya başlayıp Üst Pliyosen'de kapandığını öne süren yazarlar, içerisinde ise çakıltaşı-kumtaşından oluşan Eskiköy formasyonu, Gebiz kireçtaşı, kıltaşı-kumtaşından oluşan Yenimahalle

formasyonu ve tüflü kumtaşı-çakıltaşından oluşan Alakilise formasyonunu kapsadığını belirtmektedirler.

**Boray ve diğ., (1985);** Isparta Büklümü'nün kuzey kesiminde yaptıkları çalışmada elde edilen yapısal verileri yorumlamışlardır. Buna göre bölgenin sıkışmakta olduğu, bu sıkışmanın yörede ters V geometrisinde kanatlara dik olarak daralma şeklinde ortaya çıktığını belirlemişlerdir. Bunun sonunda Isparta Büklümü'nün kuzeyinde D-B yönlü fayların oluşmasına neden olan bir genişleme meydana gelmektedir. Bunun için bölgede KKD-GGB doğrultulu çizgiselliklerin sol yönlü doğrultu atımlı olduklarını söylemektedirler. Araştırmacılara göre, bölgede Neotektonik dönem Üst Miyosen'de başlamış K-G yönlü sıkışma sonucu KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı fay, KB-GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar gelişmiştir. Üst Miyosen sonunda (Tortoniyen sonrası) Anadolu Levhası'nın batıya hareketi başladıktan sonra D-B yönlü sıkışmaya neden olan neotektoniğin ikinci fazı başlamıştır. Bölgenin neotektonik gelişiminde Isparta Büklümü'nün Anadolu Levhası'nın batıya hareketine karşı direnç gösteren bir tampon bölge durumunda olduğunu düşünmektedirler.

**İnan, (1985);** Antalya travertenlerinin oluşumunu ve özelliklerini inceleyen araştırmacı, bölgenin 1/25000 ölçekli jeoloji haritasını yaparak travertenlerin oluşum mekanizmasını açıklamaya çalışmıştır. İnan'a göre, Kuvaterner yaşlı travertenlerin oluşumunu sağlayan kaynak sularının KD-GB, KB-GD yönlü kırık ve D-B yönlü bindirme dokanaklarından çıkmış olabileceği sözkonusudur. Karasal ortamda ikincil  $\text{CaCO}_3$  çökmesi ürünü olan travertenlerdeki boşluklar karstik değildir. Araştırmacı, ortam ve koşullarına göre dört farklı tip traverten ayırt etmiştir.

**Karaman, (1986);** Burdur dolayı'nda yaptığı çalışmada temelde allokton konumlu Üst Paleosen-Alt Eosen yerleşim yaşlı İç Toros Ofiyolitli Karışığı Napı'nın ve Hacılar kireçtaşı bloğunun bulunduğunu tespit etmiştir. Daha üstte Lütésiyen yaşlı Gölbaşı formasyonunun bulunduğunu belirten araştırmacı, Pliyosen yaşlı Burdur formasyonunu Akdere üyesi ve Gölcük üyesi olmak üzere iki üyeye ayırmıştır. Daha üstte ise Pliyo-Kuvaterner yaşlı Karaçal formasyonunun geldiğini belirten Karaman, Kuvaterner'de ise Yakaköy travertenleri ile birikinti konisi ve alüvyonun yereldiğini tespit etmiştir.

**Yalçınkaya ve diğ., (1986);** Değişik yıllar arasında Batı Toroslar'ın jeolojisi ile ilgili yaptıkları çalışmada çok geniş bir alanı tarayan araştırmacılar, Antalya Napları, Beyşehir-Hoyran Napları ve Lisiyen Naplarının Menderes Masifi'nin kuzeyinde İzmir-Ankara Zonu'nda oluşan ofiyolitlerin Üst Kretase-Üst Paleosen'de masifin güneyine, Üst Paleosen-Alt Eosen'de Anatolid-Torid Platformu'nun güneyine aktarılması sonucu oluştuklarını, bunların aynı kökenli kuzeyden gelen ofiyolitler olduğunu tespit etmişlerdir. Ayrıca Platformun güneyinde gelişen riftleşme, ofiyolit yüzeylemesi aşamasına gelecek ölçüde olgunlaşmamış bir rifti yansıttığını öne süren araştırmacılar, Alt Miyosen'e kadar kuzeyden güneye iken bölgeye büküm özelliği kazandıran doğu batı yönlü hareketler ise Alt Miyosen sonrasında başladığını belirtmişlerdir. Bölgenin güneyindeki D-B yönlü sıkışma rejimi, kuzeyde çekme gerilmelerine karşılık birçok horst ve grabenin oluşmasını ve bu yapıların çukurluklarında günümüze kadar ulaşan göllerin çanaklarının meydana gelmesini sağlamıştır. Araştırmacılara göre, Pliyosen'de devam eden güneydeki sıkışma ve kuzeydeki çekme gerilmeleri ile Bucak ve Gölcük dolaylarında volkanik malzemeler Pliyosen gölsel sedimanlarıyla karışarak Kuvaterner öncesinde depolanmıştır.

**Yılmaztürk ve Kenar, (1986);** Göller Bölgesi'nin depremselliğini belirlemek amacı ile yaptıkları çalışmada jeolojik ve sismolojik verileri değerlendirerek bölgedeki depremlerin kaynağı durumundaki levhaların günümüzdeki konumlarına açıklık getirmeye çalışmışlardır. Bunlar, Ege-Anadolu-Afrika levhaları'dır. Göller Bölgesi bu üç levhanın kesiştiği yerdir. Kıta-okyanus levha sınırında okyanus levhalarının kıta litosferinin altına daldığı yerlerde sıkışma rejimi hakim olup meydana gelen depremlerin odak mekanizmaları ters faylanmaları, buradan kıta içine doğru sırayla doğrultu atımlı ve en içte de normal faylanmaları vermektedir. Ege Denizi'nin güneydoğusundaki depremlerin odak mekanizmaları ters faylanma, Batı Anadolu'nun iç kesimlerinde ise normal faylanmalar göstermekte, Güneybatı Anadolu'daki depremlerin odak mekanizmaları ise karmaşık bir durum göstermektedir. Güneybatı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları genelde normal faylanma göstermekte olup bunlardan bazılarında doğrultu atım bileşeni görülmektedir. Ayrıca yapılan derinlik kesitlerinde Akdeniz'den Anadolu'ya doğru deprem odaklarının sığlaştığı, doğuda

yitimin batıya göre daha az eğime sahip olduğu, ayrıca odak derinliklerinin batıya doğru arttığı gözlenmiştir. Deprem odakları güneyden kuzeye doğru dalımı destekleyecek biçimde derinleşmekte olduğu tespit edilmiştir. Bu verilere göre;

-Deprem odak derinlikleri Akdeniz ve Ege Denizi altında en çok 150 km.'ye kadar uzanmakta, Anadolu'nun altında ise kabuk altında depremlere rastlanmamaktadır. Buna göre bölgede çok genç ve yeni başlamış bir yitme olayı vardır.

-Afrika Levhası'nın Anadolu Yarımadası altına dalımı Antalya'nın doğusunda ve batısında farklı eğim ve hızlarda gelişmektedir. Doğuda daha sığ derinlikte olan dalım eğimi fazla olmasına rağmen batıda derine doğru inen levhanın dalım eğimi daha azdır. Bölgenin güneybatısında görülen 100-150 km. derinlikteki deprem odakları doğuya doğru sığlaşmakta ve 30° doğu boylamından itibaren tekrar derinleşmektedir.

-Afrika Levhası kuzeye doğru kubbeimsi bir yapı oluşturarak Anadolu Yarımadası altına dalmaktadır.

-Burdur ve Isparta illerinin kuzeyinde ve güneydoğusunda deprem oluşumu itibarıyla sakin alanlar bulunmaktadır.

**Yağmurlu ve Karaman, (1987);** Kovada güneyinde bulunan linyit içerikli bölgede yaptıkları çalışmada linyitli bölgeyi Akbelenli ve Tilkitaştepe havzası olarak iki havzaya ayırmışlardır. Bunlar birbirine çok yakın iki komşu havza olmalarına rağmen içerdikleri tortulların niteliği, bileşimi ve kalınlıkları birbirlerinden çok farklıdır. Bu havzalar birbirlerinden ofiyolitik bir temel yükseltisiyle ayrılmış olup dar bir alanda yayılım gösterirler. Araştırmacılara göre, Akbelenli havzasında tortullaşma ile yaşit tektonizma etkin olmasından dolayı oldukça kalın tortullar birikmesine rağmen Tilkitaştepe havzasında kalınlık fazla değildir. Akbelenli havzasındaki kömür flüviyal-gösel nitelikte olup linyit kalınlığı 0,5-2 m. arasında değişen beş farklı kömür katmanından oluşmuş, Tilkitaştepe havzasında ise playa tipi gösel tortullar egemen olup jipsle birlikte linyit kalınlığı 3 m. dolayındadır. Linyit içerikli Neojen havzası genelde K-G doğrultusunda uzanmaktadır. Bu da Neojen süresince etkin olan büyüme fayları bu havzaların gelişimini denetlemiştir.

**Gedikoğlu ve diğ., (1988);** Gölcük yöresinde pomza yataklarının ekonomik özelliklerini inceleyen araştırmacılar, Pliyosen yaşlı piroklastik seriler içerisinde

ekonomik pomza yataklarını Kuşcu ve Gedikoğlu sahaları adı altında incelemiştir. Buna göre pomzalar 2-15m. kalınlıklarda ve oldukça geniş bir alanda (150 km<sup>2</sup>) mostra vermektedirler. Yapılan deneyler sonucu pomzanın hafif yapı elemanı agregası olarak kullanılabileceğini belirtmişlerdir. Tüm Gölcük yöresi için yaklaşık 157 milyon ton tahmini mümkün jeolojik rezerv ortaya konmuştur.

**Kalafat, (1988);** Güneybatı Anadolu ve yakın çevresinin depremselliğini incelemek amacı ile yaptığı çalışmada sismolojik verileri değerlendirmeye çalışarak önerilen levha modellerine yaklaşım getirmeye çalışmıştır. Kalafat'a göre, Deprem odak derinliklerinin bölgede çok karışık şekilde bulunduğu, orta ve derin odaklı depremlerin olması kıtasal levha ve adayaları altına dalan okyanusal bir litosferin varlığına bağlanmaktadır. Bölgedeki depremlerin odak mekanizmaları incelendiğinde fay düzlemlerinin çeşitliliği bölgede çok karışık deformasyonların varlığını göstermektedir. Bu da Güneybatı Anadolu'da yer kabuğunun genişlediği, levha içi deformasyonun devam ettiği, sonuçta topoğrafyanın yükselmesine neden olduğu ortaya çıkmıştır. Yitim kuşağı olan bölgede gevrek faylanma alanı çok geniştir. Dolayısıyla deprem enerjisi birikmeden ve sık bir biçimde açığa çıkmaktadır. Afrika Levhası'nın Anadolu yarımadası altına dalımı farklı eğim ve hızdadır. Doğuda daha sığ derinlikte olan dalımın eğimi az olmasına rağmen batıda daha derine doğru inen levhanın eğimi biraz daha fazladır. Bölgenin doğusundaki dalma hızı yaklaşık 0,69 cm/yıl, batısında ise 0,92 cm/yıl olmaktadır. Yitim, bölgede 120-160 km.'ye kadar gözlenmiştir. Afrika Levhası bölgede değişik geometride ve genelde KD-GB yönünde dalmaktadır. Depremlerin karmaşıklığı yer kabuğunun yanal yönde tekdüze olmamasından kaynaklanabilir. Kabuk birçok küçük parçalara ayrılmış olabilir. Bu nedenle hareketler tektonik gerilme eksenlerine uyumsuz olarak ortaya çıkabilirler. Bölge için verilen fay düzlemleri Ege Anadolu levhasının sıkışma altında olduğunu, ancak orta kısımlarındaki yükselme nedeniyle içeride yöresel bir açılma zonunun geliştiğini göstermektedir. Buralardaki deprem aktivitesi ise levha içi deformasyonların devam ettiğine işaret eder. Bölgedeki maximum tansiyon eksenleri KD-GB ve KB-GD doğrultusundadır. Maximum basınç eksenleri ise Güneybatı Anadolu'da KB-GD, denizde ve körfezlerde ise KD-GB doğrultusundadır. Sonuç olarak bölgede K-G genel doğrultulu bir açılmaya işaret eden araştırmacı, KD-GB genel doğrultulu bir sıkışmanın da varlığından bahsetmektedir.

**Karaman, (1988);** Burdur Havzası'nın jeomorfolojik gelişiminde tektonizmanın etkisini inceleyen araştırmacı, yaptığı çalışmada Orta-Üst Miyosen, Pliyosen öncesindeki Paleotektonik dönemde sıkışma rejimi etkisiyle sol yanal atımlı Burdur-Hoyran fayı ve bu faya dik olarak uzanan büyük kıvrımlı yapıların geliştiğini tespit etmiştir. Karaman, Burdigaliyen sonrasında oluşmaya başlayan fay ile muhtemelen pull-apart tipi bir havza olarak gelişen Burdur havzasının kapalı bir göle dönüştüğünü ve Pliyosen yaşlı karasal tortulların çökeldiğini belirtmiştir. Pliyosen'den itibaren Neotektonik evrede çekme gerilimi ile blok faylanma, horst ve graben yapılarının geliştiğini belirten araştırmacı, blok faylanmalarla Burdur graben havzasının derinleştiğini, bu arada volkanizma etkinliği ile volkanik malzemelerin karasal göl tortulları arasında aratabakalanma gösterdiğini tespit etmiştir.

**Karaman ve diğ., (1988);** Çünür (Isparta) dolaylarında Kretase-Tersiyer geçişini inceleyen araştırmacılar, bölgedeki kaya birimlerini Kretase ve Tersiyer yaşlı birimler olmak üzere iki gurup altında toplamışlardır. Araştırmacılara göre, Kretase birimleri altta Senomaniyen-Turoniyen kireçtaşları, üstte ise uyumsuz olarak Orta Maestrihtiyen yaşlı plaketli pelajik kireçtaşları olarak ayırt edilir. Bölgede Kretase-Tersiyer geçişinde uyumsuzluk olduğu, Tersiyer'in ise Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı denizel birimler ile Kretase'yi uyumsuz olarak örttüğü ortaya çıkmıştır. Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı kızkırma Formasyonu içerisinde ofiyolitik malzemelere rastlanması bölgeye ofiyolitlerin geç Paleosen veya hemen öncesinde yerleştiğini gösterir. Daha üstte ise uyumlu olarak Orta Eosen yaşlı bol nummulites fosilli Kayıköy formasyonu yer almaktadır.

**Kazancı ve Karaman, (1988);** Gölcük (Isparta) Pliyosen volkanoklastiklerinin sedimenter özelliklerini ve depolanma mekanizmalarını inceleyen araştırmacılar, yaptıkları çalışmada istifte tek tip tortul bulunuşu ve tortul yapılarının Gölcük çevresinde ışınal bir akıntı yönü vermesinden dolayı püskürme ve malzemelerin depolanması su dışı şartlarda kara üzerinde olduğunu belirlemişlerdir. Araştırmacılara göre, tortul kalınlığının konik durumu karasal bir volkan yapısını destekleyen volkanizmanın kuzey ve güneyindeki istiflenmenin asimetrik dağılımı güneydeki Akdağ bindirmesinden dolayı

yüksek alan hali almasıyla tortul yığışımı kuzey kesimlere doğru belirginleşir. Ayrıca Pliyosen göl çökelleri Burdur civarında oldukça kalın olması ve üst kesimlerde tuf, tüfit içermesi Pliyosen'de Burdur civarı göl iken Isparta civarı yüksek karalar halindedir. Yine volkanoklastiklerde pumis ve pomzanın varlığı volkanizmanın aşırı gaz ve buhar basıncı taşıdığına işaretidir. Topraklaşma zonu ve çevresinde yuvarlak, oval şekilli yumruların bulunması meydana gelişlerinin uzun süreli olduğunu dolayısıyla iki evreli olan volkanizmanın ikinci evresinin Üst Pliyosen'e kadar uzanabileceğini belirtir. Ayrıca volkanik merkez, volkanik aktivitenin sona ermesinden hemen sonra çökerek geniş bir çukurluk oluşturmuştur.

**Bilgin ve diğ., (1989);** Isparta (Gölcük) yöresinde yaptıkları çalışmada ultramafik kayaların bölgeye Kretase-Tersiyer sınırında yerleştiklerini daha üstte Eosen yaşlı konglomeralar ve bunun üzerinde ise Üst Oligosen-Akitaniyen yaşlı Isparta filişinin yereldiğini belirtirler. Allohton konumlu Akdağ kireçtaşlarının bölgeye Miyosen'de yerleştiklerini, Pliyosen'de volkanizma etkinliğinin sürdüğünü, trakia-andezitlerle birlikte volkanoklastik kayaları kültürler, süngertaşları ve sıkı tüfler olarak ayırt etmişlerdir. Allohton kireçtaşları doku itibarıyla mikritten tanetaşına kadar değişmektedir. Eosen'de sığ denizle örtülü olan bölgede Isparta filışı miyojeosenklinal koşullarda çökelmiştir. Volkanik kayaçlar ise lav akıntıları sırasında soğumaları ve piroklastiklerin döküntü şeklinde çökmesinden dolayı tortul kayaçlarla yaptıkları dokanaklarda herhangi bir etkileşim görülmemektedir. Kimyasal verilere göre volkanikler ve piroklastikler dalma batma zonu ile yakından ilgilidirler. Buna göre Gölcük yöresinde orojenik tip kalkalkalen volkanizma etkinliğini sürdürmüştür. Tuf ve süngertaşları viskozitesi yüksek olan patlamalı bir volkanizmaya işaret etmektedirler. Volkanizma, maar tipi bir volkanizmadır ve Pliyosen'de etkinliğini sürdürerek iki evrede kendini göstermiştir. Birinci evrede krater gölü ortaya çıkmış, ikinci evrede ise volkan konileri meydana gelmiştir.

**Karaman, (1989);** Eğirdir, Kovada, Kaşıkara ve Burdur Geç Senozoik havzalarının yapısal evrimini ve ekonomik potansiyelini araştırdığı bu çalışmada, Orta Miyosen'de gerçekleşen Afrika-Avrasya yakınlaşması ile bölgede sağ ve sol yanal atımlı iki makaslama fayının oluştuğunu (Kırkavak fayı, Güneybatı Anadolu fayı), bu fayların



kesiştiği yerde ise Eğirdir Gölü'nün açılmaya başladığını K-G doğrultulu açılma çatlaklarının normal faylara dönüşmesi ile Eğirdir Gölü'nün oluşumunu tamamladığını böylece gölün hem güneyinde hemde kuzeyinde ekonomik linyit yataklarının oluştuğunu belirtir. Araştırmacı, Burdur havzasında ise farklı iki tektonik sürecin etkili olduğunu, Orta Miyosen'deki birinci evrede havza sol yönlü doğrultu atımlı Güneybatı Anadolu fayı denetiminde pull-apart tipi bir havza olarak açılmaya başladığı, Geç Miyosen sonrasındaki ikinci evrede ise havzayı dolduran gösel tortulların normal faylarla kesildiğini belirtmiştir.

**Yalçınkaya, (1989);** Isparta ve dolayında Batı Toroslarda Mesozoik-Tersiyer kayalarının stratigrafisini ve ofiyolitik kayalarla olan devinimlerinin yönlendirdiği tektonizmasını inceleyen araştırmacı, Antalya Napları, Beyşehir-Hoyran Napları ve Lisiyen Napları'nın Menderes Masifi'nin kuzeyinde İzmir-Ankara Zonu'nda oluşan ofiyolitlerin güneye aktarılmasıyla oluştuğunu ve bunların kuzeyden gelen aynı kökenli ofiyolitik karmaşıklar olduğunu ileri sürmüştür. Araştırmacı, Anatolid-Torid platformunun güneyinin Neotetis'in güney koluna ilişkin rift çökelleri olduğunu, ofiyolitlerin burada henüz olgunlaşmadığını ve riftin tüm Mesozoik boyunca devam ettiğini vurgulamıştır. Bölgeye büküm özelliği kazandıran D-B yönlü sıkışmanın Alt Miyosen ve sonrasında başladığını öne süren araştırmacı, bunun sonucunda Teke Toroslarına ulaşan ofiyolitik karmaşıkların Teke Toroslarına ait kaya birimleri ile birlikte Beydağları üzerine itildiğini tespit etmiştir. Ayrıca Ispartaçay formasyonunun allokton olmayıp Neotetis'in güney kolunda gelişen ofiyolit yüzeylemesi aşamasında olgunlaşmamış rift çökelleri olduğunu ve ofiyolitik karmaşıkların yöreye ilk yerleşimlerinin Üst Paleosen-Alt Eosen denizi eşliğinde gerçekteştiğini söylemektedir. Anatolid-Torid Platformu'nun küçük bir bölümünü yansıtan Davraz formasyonunun Alt Miyosen sonrası sıkışma ile üstündeki Üst Paleosen-Alt Eosen çökelleri ve ofiyolitik karmaşıklarla birlikte Burdigaliyen filii üzerine devrilmişlerdir.

**Ersoy, (1990);** Menderes Masifi ile Beydağları arasında kalan bölgede yaptığı çalışmada Likya, Elmalı ve Teke Napları'nın hepsine birden veya Batı Toros teknesine taşınmış tüm tektonik birlikler için Batı Toros Napları adını kullanmıştır. Çalışmasında, Beydağları Otoktonu üzerinde yeralan allokton ünitelerin kökeni araştırılmış ve bir

jeolojik model ortaya konmaya çalışılmıştır. Bu modelde en kuzeyde bir tetis alanı ve onun güneyinde sırasıyla örtü kuşağı ile birlikte Menderes Masifi, Batı Toros teknesi ve Beydağları Otokton Zonu yer alır. En güneyde ise Antalya Napları Zonu bulunur. Bu zonlardan Batı Toros teknesinin oluşum yaşı doğuda Liyas başı iken batıda Üst Liyas'dır. Bu teknenin içinde Üst Triyas'dan Alt Kretase'ye kadar sığ su karakterli bir platform vardır. Bölgenin kayaçları, otokton, paraotokton ve allokton olmak üzere sınıflandırılmıştır. Otoktonlar Üst Triyas'dan Orta Miyosen'e kadar genelde neritik karakterdedirler. Paraotoktonlar Batı Toros teknesinin orjinal kayaçları olup iki dilime ayrılırlar. Bunlardan alt tektonik dilim Elmalı gurubu ve Yavuz formasyonu diye iki alt dilime ayrılır. Elmalı gurubu alttan üste doğru Lütésiyen yaşlı Elmalı formasyonu, Oligosen yaşlı Deliktaş şeyli, Burdigaliyen yaşlı Sinekçi formasyonu ve Orta Miyosen yaşlı Kasaba formasyonundan oluşur. Yavuz formasyonu ise Üst Lütésiyen-Priaboniyen yaşlı kayaçları içerir. Üst tektonik dilim ise Paleozoik'ten Senozoik sonuna kadar uzanır, iki tali dilime ayrılır. Bunlar Paleozoik bölümü ve Sekiçay gurubudur. Araştırmacıya göre Batı Toros teknesinin doğu yada kuzeydoğusundan taşınmış napları ise Dutedere gurubu olup Sekiçay gurubu üzerine tektoniktir, yaş konağı ise Üst Triyas-Üst Kretase arasındadır. Kuzey kökenli naplar ise bölgenin gerçek yabancı kayaçları olup ofiyolitlerden oluşur. Bunlarda Dirmil olistostromal melanji ve Dolukızlar ofiyoliti diye ikiye ayrılırlar. Senoniyen'de başlayan sürüklenme hareketinin Üst Eosen'e kadar olan bölümü Menderes Masifi üzerinden geçmiş, Üst Eosen'de gravite kaymalarıyla Batı Toros teknesine taşınmıştır. Ofiyolitlerin kökeninin Menderes Masifi kuzeyinde bir okyanus kalıntısı olup Neotetis'e ait bu okyanusun belki İzmir-Ankara Zonu belkide Pindus Okyanusu olabileceğini savunmuştur. Naplaşma hareketinin Langiyen'de son bulması ile Paleotektonik Dönem sona erip Neotektonik Dönem başlamıştır.

**Karaman, (1990);** Isparta ve Ağlasun arasında kalan bölgede yaptığı çalışmada yöredeki kayaç topluluklarını otokton ve allokton konumlu olmak üzere iki gurup altında toplamıştır. Otokton birimleri Erenler kireçtaşı, Kızılkırma formasyonu, Yazır formasyonu, Ağlasun formasyonu, Gönen formasyonu ve Gölcük formasyonu olmak üzere altı birime ayırmıştır. Allokton birimleri ise Ofiyolitik Karmaşık ve Akdağ kireçtaşı birliği olarak tespit etmiştir. Allokton birimlerin bölgeye ilksel yerleşim yaşlarının geç Paleosen veya öncesinde olduğunu daha sonra sıkışma tektoniğine bağlı

olarak yeniden devinip Burdigaliyen yaşlı birimler üzerine tektonik olarak itildiğini belirten araştırmacı, bu büyük bindirme ve dağ oluşumundan arta kalan çakılların ise Post orojenik Orta-Üst Miyosen yaşlı Gönen çakıllarını oluşturduğunu belirtir. Böylece Orta Miyosende yörede KD-GB istikametinde sıkışmanın meydana geldiğini belirten Karaman, Miyosen-Pliyosen geçişine rastlayan volkanizmanın iki evrede faaliyet gösterdiğini, oluşumuna ise Akdağ bindirmesi ile eş yaşlı olan yanal atımlı fayların neden olabileceğine işaret etmiştir.

**Karaman ve diğ., (1990);** Gönen-Atabey (Isparta) arasındaki bölgede yaptıkları çalışmada kayaçları otokton ve allokton kökenli olmak üzere iki guruba ayırmışlardır. Bölgedeki tek allokton konumlu birimi Orta-Üst Jura yaşlı Tınaztepe kireçtaşının olduğunu ve Eosen yaşlı Kayıköy formasyonunu tektonik bir dokanakla üstlediğini belirten araştırmacılar, otokton kaya birimlerinin temelini ise Senomaniyen-Turoniyen yaşlı Söbüdağ kireçtaşının oluşturduğunu ortaya koymuşlardır. Bölgedeki Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu, Delikarası ve Havdan olarak iki üyeye ayrıldığını, formasyonun üstünde bulunan bu üyelerin birbirleriyle yanal ve düşey geçişli olduğunu belirten araştırmacılar, önceden Oligosen olarak değerlendirilen bu birimlerin Üst Eosen (Priaboniyen) yaşlı olduğunu tespit etmişlerdir. Gönen çakılları ise Orta-Üst Miyosen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir.

**Bilgin ve Köseoğlu, (1991);** Isparta Gölcük yöresinde yaptıkları çalışmada bölgedeki birimleri Jura-Kretase yaşlı Akdağ kireçtaşı, Kretase-Tersiyer aralığında bölgeye yerleşmiş ultramafikler, Eosen yaşlı Isparta filizi olarak ayırtlamışlardır. Alt Pliyosen yaşlı Volkanik kayaçların andezit-trakiandezitden meydana geldiğini volkanoklastiklerin ise kütüfler, sıkı tüfler ve pomzalar olarak incelemişlerdir. Araştırmacılara göre, İnceleme alanındaki kil mineralleri ise yöredeki volkanoklastik kayaçların kimyasal ayrışmalarının ürünüdürler. Killerin içerisinde demir, magnezyum, kalsiyum, sodyum ve potasyum bulunur. Killerin mineralojik bileşimleri ise montmorillonit, illit ve halloysitden oluşmaktadır. Killer üzerinde çeşitli deneyler yapılmıştır ve killerin tuğla, kiremit ve çömlek yapımında kullanılabilirliği tespit edilmiştir. Ayrıca kalsit içeren kil ocaklarındaki killerin daha saf killerle karıştırılarak kullanılması halinde kalitenin artacağı belirtilmektedir.

**Ersoy, (1991);** Yaptığı çalışmada Güneybatı Anadolu'da levha tektoniği gelişimini dört konuma ayırmıştır. Senoniyen öncesinde Torid-Anatolid platformu'nun K-G yönünde uzaması ve kıta kabuğunun incilmesi sonucu Üst Liyas'da Batı Toros teknesi oluşmuştur. Bu arada platformun hem kuzey hemde güneyinde birer neotetis kolu bulunur. Senoniyen'de sıkıştırma kuvvetleri sonucu kuzeyde ofiyolitik napların, güneyde Antalya Napları'nın ve Batı Toros teknesinde ise terslenmiş yapılar gelişmiştir. Üst Eosen'de ofiyolit napları gravite kaymaları ile tekneye taşınmış, günümüzde ise tektonik birimler ofiyolitik dilimlerle birlikte Beydağları önülkesi üzerine yerleşmiştir.

**Varkal, (1991);** Bucak civarında Çamlık travertenleri ile ilgili yaptığı çalışmada, en altta Gökdere formasyonunun Narlı detritik üyesinin bulunduğunu belirten araştırmacı daha üstte ise açılı uyumsuz olarak Burdur formasyonunun geldiğini belirtmektedir. Burdur formasyonunu (Pliyosen) Karaömer kireçtaşı üyesi ve Çamlık traverten üyesine ayıran araştırmacı, daha üstte ise açılı uyumsuz olarak konglomeralardan oluşan Taşayla formasyonunu ayırt etmiştir. Travertenlerin altta kahve rengi olup üste doğru açık renklere geçtiğini ve kalınlığın 80-100 m. arasında değiştiğini belirten araştırmacı, çeşitli deneylerle travertenlerin fizikomekanik özelliklerini ortaya çıkarmış ve 650 milyon m<sup>3</sup>. 'lük bir görünür rezerv tespit etmiştir.

**Ersoy, (1992);** Dirmil (Burdur) güneyinde yaptığı çalışmada bölgedeki birimleri otokton, paraotokton ve allokton olarak üç grupta incelemiştir. Araştırmacı'ya göre, otokton birimler Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Elmalıyurt formasyonu, Pliyokuvaterner yaşlı Eski Alüvyon ve Kuvaterner yaşlı Güncel oluşuklardır. Allokton birimler ise Üst Kretase-Paleosen yaşlı Dirmil olistostromal melanji ile bunun üzerine tektonik olarak gelen Dolukızlar ofiyolitidir. Paraotokton birimler ise Orta Eosen yaşlı Elmalı formasyonu üzerine tektonik olarak İbrahimler formasyonu, bunun üzerine yine tektonik olarak Güneydağı gurubu, bununda üzerine ise yine tektonik olarak bindirme yapan Kelebekliadağ gurubu gelmektedir.

**Görmüş ve Karaman, (1992);** Isparta kuzeyi Söbüdağ civarında Kretase-Tersiyer geçişinde yaptıkları çalışmada önceden Orta Maestrihtiyen olarak belirtilen Senirce

kireçtaşı Üst Maestrihtiyen olarak tespit etmişlerdir. Ayrıca Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı olan Kızılkırma formasyonunun yaşını Monsiyen'e kadar indirmişlerdir. Araştırmacılar, Kızılkırma formasyonunda Daniyen'e ait bir belirtiye rastlamamışlardır. Ancak tabaka doğrultu eğiminin Kretase ve Tersiyer birimlerinde birbirlerine benzemesinden dolayı sınırı paralel uyumsuz olarak tespit etmişlerdir. Senirce kireçtaşı ve Kızılkırma formasyonunun havza koşullarında çökdiklerini, türbiditik seviyelere de çok sık ortamdan taşınan fauna ve malzemenin var olduğunu ortaya çıkarmışlardır.

**Yağmurlu, (1992);** Eğirdir Gölü güneyinde yaptığı çalışmada Anamas Karbonat istifinin en alt bölümünde yer alan Üst Triyas yaşlı Mentese dolomitleri ve üst bölümlerde bulunan Orta Jura yaşlı Hendos dolomiti bölgede petrol bakımından hazne kaya niteliği taşıyabilecek birimler olduğunu öne sürmüştür. Çalışmacı, her iki dolomite ait petrografik özelliklerin bu birimler içerisindeki petrolün dolomitleşme ve rekristalizasyon olaylarını izleyen dönemlerde göç ederek dolomit dokusu içindeki boşluklara yerleştiğini yansıttığını, dolomitler içindeki bazı gözeneklerin de kısmen hidrokarbon ile doldurulmuş olması ise hazne kaya özelliğindeki bu birimlerin uzun süreden beri yüzeylenmiş olması ile açıklanabileceğini belirtmektedir. Yağmurlu'ya göre, Isparta Büklümü'nün doğu kanadını oluşturan Anamas Dağı karbonat istifi toplam 2000 m. kalınlığa sahiptir. İstifin en altında Kasımlar formasyonu bulunmakta olup üste doğru sırayla Mentese dolomiti, Liyas yaşlı Çayır formasyonu, Doger yaşlı Pisarçukuru kireçtaşı, Malm yaşlı Hendos dolomiti, Alt Kretase yaşlı Akkuyu formasyonu, Üst Kretase yaşlı Gedikli kireçtaşı yer alır. Tüm bu birimlerin hepsi Anamas gurubu adı altında toplanır. Temelde ise Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı Sultandede formasyonu yer alır.

**Dilek ve Rowland, (1993);** Araştırmacılara göre, Triyas-Jura'da batıda Beydağları Karbonat Platformu, doğuda ise Anamas-Akseki Platformu arasında bir rift topluluğunun olduğu gözlenmiştir. Isparta açısının iç kesimini oluşturan bu riftinge ile Kretase'de ofiyolitlerin bölgede ortaya çıktıklarını belirten araştırmacılar, Maestrihtiyen erken Tersiyer'de doğu-batı yönlü sıkışma ile bindirmelerin oluştuğunu, orta-geç Tersiyer'de ise bindirmelerin doğuda Beyşehir-Hoyran Napları adı altında Anamas-Akseki Platformu'na, batıda Lisiyen Napları adı altında Beydağları

Platformuna bindirdiği, ortada ise Oligo-Miyosen yaşlı birimlerin bulunduğunu belirtmişlerdir.

**Hançer ve Karaman, (1993);** Eğirdir Gölü kuzeyinde yaptıkları çalışmada birimleri Neojen öncesi ve Neojen yaşlı kaya birimleri olarak iki guruba ayırmışlardır. Neojen öncesi kayalar, Taşevi kireçtaşı, Hoyran ofiyolitik karmaşığı ve Çamlık kumtaşıdır. Neojen'de ise bölgede gösel ortamda çökelen kaya birimleri olduğunu, Orta Miyosen yaşlı konglomeralardan oluşan Aşağıkaşıkara formasyonu ve ekonomik linyit ve kil düzeyleri içeren Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Yukarıkaşıkara formasyonu olmak üzere çökdiklerini belirtirler. Bu çalışmada Isparta Büklümü'nün kuzey kesiminin Orta Miyosen'den beri yükseldiğini, paleogölün kuzeyden güneye doğru çekilerek Eğirdir Gölü'nün günümüz konumunu kazandığını ortaya çıkarmışlardır.

**Robertson, (1993);** Yaptığı çalışmada Güneybatı Türkiye'de Mesozoik başında kabuk genişlemesi ve küçük volkanik faaliyetlerin olduğunu, sonuçta deniz tabanı yayılması ve neotetiste riftleşmenin başladığını belirtmiştir. Paleosen'de geniş çaplı bindirmelerin olduğunu dolayısıyla havza ve platformların birleştiğini ve çarpıştığını belirten araştırmacı, Eosen'de kuzeyde, kuzeyden güneye bindirmelerin olduğunu, Oligosen'de ise genişlemeyle birleşme sonrası Aksu klastik havzasının oluştuğunu, Miyosen'de güneyde sıkışma olduğunu, Pliyosen-Pleistosen'de ise genişleme yada doğrultu atımla Kovada grabeninin oluştuğunu, böylece Antalya karmaşığı birleşme zonunun yeniden hareketlendiğini belirtmiştir.

**Taşdelen, (1993);** Burdur-Çeltikçi arasındaki Çine Ovası'nın ve yakın dolayının hidrojeolojik amaçlı incelemesinde ovadaki su tablası haritasından yeraltı suyunun genel akım yönünün ovanın doğusundan batı ve kuzeybatıya doğru olduğunu tespit etmiştir. Ayrıca ovanın aşırı çekimle yeraltı su seviyesinin düştüğünü de vurgulamaktadır.

**Yalçın, (1993);** Isparta'nın güneydoğusundaki Yukarı Aksu havzasının mühendislik jeolojisi amaçlı incelemesinde bölgenin stratigrafisini yeniden ele almış ve baraj yeri, tünel güzergahı ve malzeme etüdü yapmıştır. Ayrıca bölgedeki kaya birimlerini

hidrojeolojik açıdan da inceleyen araştırmacı, bölgedeki heyelanları da ele alarak özellikle Güneyce heyelanlarının nedenini ve alınması gereken önlemleri tartışmıştır.

**Bilgin ve diğ., (1994);** Bucak-Burdur kanalizasyon arıtma tesislerinden çıkan suların deşarjının yapıldığı karstik düdenin ve yakın civarı ile Kikez içme suyu sahalarının yeraltısuyu kirliliğini araştıran çalışmacılar, yaptıkları jeolojik ve hidrojeolojik araştırmalar ile kimyasal ve bakteriyolojik analizlerin sonuçlarını irdemişlerdir. Böylece Bucak arıtma tesislerinden atık su deşarjı yapılan karstik düdenden kestel ovası ve kikez içme suyu sahalarının yeraltısuyu kalitesinin etkilenip etkilenmediğı araştırılmıştır. Bölgedeki kaya birimlerini otokton ve allokton olarak ikiye ayıran araştırmacılara göre, otokton birimler alttan üste doğru Kretase kireçtaşları, Paleosen-Eosen Pelajik kireçtaşları, Burdigaliyen filiş ve Kuvaterner olarak sıralanırlar. Allokton birimler ise ofiyolitli karmaşık ve Triyas kireçtaşları olarak belirlenmiştir. Kikeztepe civarındaki içme suyu alınan birimin Allokton Triyas kireçtaşı olduğunu tespit eden araştırmacılar, onun 8,5 km. kuzeydoğusundaki atık su düdeninin otokton karstik Kretase kireçtaşı olduğunu ve birbirinden bağımsız hidrojeolojik koşullarda bulunduğunu belirtmişlerdir.

**Karaman, (1994);** Isparta ve Burdur illeri arasında kalan bölgede yaptığı 1/25000'lik harita ile yörede bulunan kaya birimlerini otokton ve allokton olmak üzere iki grup altında toplamıştır. Araştırmacı, Söbüdağ kireçtaşının yaşını Senomaniyen-Turoniyen olarak, Kretase-Tersiyer sınırını ise paralel uyumsuz olarak tespit etmiştir. Bölgedeki Ofiyolitli karmaşık naplarının ilksel tektonik yerleşiminin geç Kretase-erken Paleosen'de gerçekteştiğini vurgulamıştır. Geç Miyosen-Pliyosen boyunca faaliyete geçen Gölcük volkanizmasının iki ayrı evrede gerçekteştiğini, alt volkanik evrede andezitik-traki andezitik lavların, üst volkanik evrede ise tuf, tüfit ve pomza seviyelerinin varlığını ortaya koymuştur. Allokton kökenli kaya birimlerinden Gökçebağ ofiyolitli karmaşığı ve Akdağ kireçtaşı birliğinin tektonik yerleşme yaşını birlikte değerlendiren Karaman, bunların ilksel tektonik yerleşim yaşlarını geç Kretase-erken Paleosen olarak değerlendirmiş, daha sonra bunların Eosen ve Miyosen yaşlı birimler üzerine tekrar itildiğini vurgulamıştır. Bölgenin Üst Miyosen öncesi genel olarak sıkışma tektoniği etkisi altında kaldığını belirten araştırmacı, çekme tektoniği denetiminde gelişen blok

faılanma mekanizmasına bağlı olarak Isparta ve Burdur ovalarının birer graben alanı, iki alan arasındaki bölgenin ise bir horst niteliğinde olduğunu tespit etmiştir. Buna göre çalışmacı, bölgenin KD-GB yönlü sıkışma gerilmelerinin, KB-GD yönlü çekme gerilmelerinin etkisi altında kalarak deforme olduğunu tespit etmiştir.

**Yağmurlu, (1994) (a);** Isparta kuzeyinde yer alan Tersiyer tortullarını alttan üste doğru Kayıköy formasyonu ve İncesu formasyonu olarak belirten araştırmacı, Orta-Üst Eosen yaşlı Kayıköy formasyonunun ofiyolitlere ait birimler içermekte olduğunu ve üste doğru kabalaşan (Türbiditik) kumtaşının egemen olduğu bir istif sunduğunu, Oligosen yaşlı İncesu formasyonuna da dereceli geçişli olduğunu savunur. Kayıköy formasyonunun regresif istiflenmesinin giderek sığlaşan havza koşullarının varlığını yansıttığını, bununda Paleosen'de bölgeye yerleşmeye başlayan Antalya Napları'nın Eosen dönemi boyunca yerleşimini sürdürdüğünü ve Eosen havza ekseninin yer değiştirmesine neden olduğunu belirten araştırmacı, kaba taneli molas fasiyesindeki çakıltaşlarından oluşan İncesu formasyonunun Barladağı bindirmesi ile yaşıtlı olduğunu ve Barladağı kütesinin güney ve batı eteklerinde geniş yayılım gösterdiğini vurgulamıştır. Bunun da Barladağı'nı oluşturan Mesozoik yaşlı allokton karbonat kütlelerinin KD'dan gelip bölgeye yerleşmiş olabileceğini savunmaktadır.

**Yağmurlu, (1994) (b);** Isparta güneyinde yer alan denizel fasiyesde çökelmiş Tersiyer yaşlı türbidit tortulları Kayıköy ve Ağlasun formasyonları olarak ikiye ayrıldığını belirten araştırmacı, Lütésiyan yaşlı Kayıköy formasyonunun karbonat düzeyleri ile aralanan dört farklı devresel tortul düzeye ayrıldığını belirtmiştir. Yağmurlu'ya göre, bu düzeyler çökelme dönemi boyunca gelişen su düzeyindeki değişimleri yansıtırlar ve her bir devresel düzeye ait tortullar sığ şelf ile derin şelf arasında değişen çökelme koşullarını yansıtır. Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonunda ise üç farklı tortul fasiyesin varlığı tespit edilmiştir. Bunlar havza fasiyesindeki şeyl filizi ile kıta yamacı ve havza ortamını simgeleyen kumlu filiz ve olistostromal filizdir. Formasyonun en üstünü oluşturan olistostromal filiz fasiyesine ait düzensiz iç yapılı ve bloklu tortullar su altı oturma ve kaymaları ile döküntü akmalarının egemen olarak geliştiği havza koşullarını simgeler. Bunlar içerisinde yaygın olarak bulunan ofiyolitten türemiş bloklar, allokton ofiyolit nap yerleşimlerinin olistostromal fasiyesin depolanma süresi boyunca devam etmiş olduğunu



yansıtır. Ağlasun formasyonuna ait üste doğru kabalaşan ve bloklaşan istif, birikim alanının giderek sığ kesimlere doğru kaymış olduğunu gösterir. Ağlasun formasyonu ile yaşıt olarak gelişen ofiyolit nap yerleşimi ve büyük atımlı bindirmeler havza ekseninin yer değiştirmesine neden olan önemli bölgesel jeolojik olaylardır. Bu da istifin üst kesimlere doğru irileşen, bloklaşan bir yapıyı yansıtır.

**Görmüş ve Özkul, (1995);** Isparta çevresinde yaptıkları çalışmada önceki çalışmacılar tarafından gerçekleştirilen bölgenin stratigrafisinin sentezini yaparak yeni gözlemlerle birlikte birim adlamalarının nasıl olması gerektiğini, yaşlandırmalarını ve dokanak ilişkilerini tartışmışlardır. Bu amaçla Beydağları birliği içerisinde yer alan birimleri alttan üste doğru Triyas-Kretase yaşlı Davraz kireçtaşı, Kretase yaşlı Söbüdağ kireçtaşı üyesi, Maestrihtiyen yaşlı Çiğdemtepe kireçtaşı, Monsiyen-İpresiyen yaşlı Koçtepe formasyonu, Orta Eosen yaşlı Isparta filisi, Lütésiyen yaşlı İncesu formasyonu, Miyosen yaşlı Güneyce formasyonu, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Gölcük volkanitleri ve Atabey konglomeraları ile Alüvyon'u otokton birimler olarak ayırt etmişlerdir. Lisiyen Napları içerisinde yer alan allokton birimleri ise Miyosen yerleşim yaşlı Gökçebağ karmaşığı ve Akdağ kireçtaşı birliği olarak belirtmişlerdir. Isparta ve yakın çevresinde temel bir stratigrafik çatı oluşturmaya çalışan araştırmacılar, Söbüdağ kireçtaşı üyesinin yer yer lagüner ortamda çökeldiğini ve Paleosen'de var olan denizin Eosen'de devam ettiğini, karasal sığ denizel ortamda çökeldiği varsayılan İncesu formasyonunun kıta yamacı eteğinde depolandığını tespit etmişlerdir.

### 3. JEOLJİ

#### 3.1 STRATİGRAFI

Güneybatı Anadolu'nun batı Toroslar kesiminde Toros kuşağı boyunca Toros dağlarının yaklaşık D-B eksenli bir uzanımı olmasına rağmen bu düzenli gidiş, Batı Toroslar'ın göller bölgesi yöresinde ilginç bir değişiklik arz eder. Büyük ölçekli Türkiye jeoloji haritalarına bakılacak olursa anılan kesimde Toros kuşağının konumunda ters V şeklinde bir büküm yaptığı görülür. Bölgede çalışma yapan Blumenhal (1963), ilk kez bu değişikliğe dikkat çekmiş ve bu yapıyı Isparta bükümü olarak adlandırmıştır.

Isparta bükümü kenar ve çevresinde yoğun tektonik yapılar, naplar ve taşınmış birimler olduğu halde bükümün iç kesimi nispeten duraylı ve otokton temel birimlerin görülebildiği yerlerdir.

Güneybatı Anadolu'da Batı Toroslar'da bulunan inceleme alanı, Isparta Bükümü olarak bilinen bölgede yer almaktadır. Karmaşık jeolojik konumu ve ilginç özelliklerinden dolayı Türkiye'nin ve hatta dünyanın jeoloji literatüründe özel bir yere sahip olan çalışma alanında Mesozoik ve Senozoik'e ait kaya birimleri bulunmaktadır. Bu kaya birimleri, otokton birimler, allokton birimler ve volkanik birimler olarak üç grupta toplanırlar. Otokton birimler yaşlıdan gence doğru sırayla Senomaniyen-Alt Senoniyen yaşlı Davraz kireçtaşı, Maestrihtiyen yaşlı Çiğdemtepe formasyonu, Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu, Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu, Üst Eosen yaşlı Hüyük formasyonu, Akitaniyen yaşlı Yazır kireçtaşı, Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu, Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu, Pleistosen yaşlı Çamlık traverteni ve Karaçal formasyonu ile Kuvaterner yaşlı Alüvyon olarak verilebilir (Şekil 2.1).

Allokton birimler ise oluşum yaşı Jura-Kretase, çalışma alanında yerleşim yaşı ise Alt Miyosen sonrası olan Akdağ kireçtaşı ve bu kireçtaşları ile birlikte inceleme alanına aynı zamanda yerleşen Isparta ofiyolitli karışığı olarak sıralanabilir.

Volkanik birimler ise Susuzköy bazaltları olarak ayırt edilmiştir.

UST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	KALINLIK metre	FORMASYON	SİMGESİ	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	FOSİLLER	ORJENİZ	YAPISAL	KONUM	
S E N O Z O Y İ K	K U V A T E R N E R	H O L O S E N		100	ALUYON	Q <sub>0</sub>		Geçek kültürülmüş kil, kum, çakıl ve blok depoları.		G E N C A L I Y E N	M E S E N S O N R A S I C I O K T İ O N	E A E S O N R A S I C I O K T İ O N	
				40	TAMAÇ MOLOZU	G <sub>y</sub>		Kolu boyanmalı blok çakıl, kum ve kıllı malzeme.					
				50	KARYAĞDI ÜYESİ	Q <sub>ky</sub>		Gevsek yapılı, görsel, boşluklu kireçtaşı.					
				200	KARACAL	Q <sub>k</sub>		Karasal-görsel çakıllı kumlar ve kıllı seviyelerden oluşan zayıf cementolu konglomera.					
				120	ÇAMLIK TRAVERTENİ	Q <sub>c</sub>		Kahverengi ve kıllı beyaz renklere sahip dokulu masif traverten.	UYUMSUZ				
		N E O J E N	P L E İ S T O S E N		480	AKSU	T <sub>ak</sub>		Siğ denizel çakıllı ile kumları ve seyl ara seviyeli, postorjenik ve Polijenik konglomera.	Amphistegina sp. Elphidium sp. Leptocyclus sp.	S İ T İ Y E N	L İ S İ Y E N	M E S E N S O N R A S I C I O K T İ O N
				-850	AKDAĞ KIREÇTAŞI	T <sub>ad</sub>		UYUMSUZ Masif, yer yer dokulu, allokon kireçtaşı. BİNDİRME	Protodenerolis sp.				
				400	İSPARTA OFİYOLİTLİ KARİŞİĞİ	T <sub>i</sub>		Serpantin, radyolarit, çort, diyabaz, seyl ve kireçtaşı içeren allokon konumu karışık (lib) Bazaltik yastık lavlar					
				1350	AĞLASUN	T <sub>o</sub>		BİNDİRME Coğunula gri-bej renkli, ince-orta tabakalı, bol kıvrımlı, ilis tasivesinde çoketen, derin denizel kumları, seyl, kıllı kireçtaşı, ardalanması.	Miogyssina intermedia Drooger Spharogypsina globula (Reuss) Miogyssinoides complanatus (Schlumberger) Amphistegina cf. lessonae d'Orbigny				
				85	TAZIR KIREÇTAŞI	T <sub>y</sub>		Koyu renkli resifal kireçtaşı	Spharogypsina globula (Reuss) Leptocyclus sp.				
		P A L E O J E N	E O S E N		40	HOYUK	T <sub>h</sub>		UYUMSUZ Derin denizel, açık renkli, kıllı, detritik kireçtaşı.	Melkyrobia minima (Liebus).	S İ T İ Y E N	L İ S İ Y E N	M E S E N S O N R A S I C I O K T İ O N
				120	KAYIKOY	T <sub>kk</sub>		Derin denizel kıllı kireçtaşı, seyl, kumları ve çakılları ard.	Globigerina inaequispira subbotina Acarina soldadoensis Globadonensis (Bronnmann).				
				220	KIZILKIRMA	T <sub>k</sub>		Altta kırmızı renkli, derin denizel çamurtaşın kıllı kireçtaşı, üstte ise kıllı kumlar ardalanması.	Morozovella aragonensis (Nuttall) Planorbaltites pusilla pusilla (Bolli) Morozovella angulata (Whit) Globigerina velascensis Morozovella pseudoglobuloides (Plummer)				
					IPRESİYEN								
					TANESİYEN								
	MONSİYEN												
		DANIYEN											
	K R E T A S E	S E N O N İ Y E N		140	ÇİĞDEMİPE	K <sub>c</sub>		Açık renkli, üst seviyelerde çortlu, mikritik, petalik kireçtaşı.	Abathompanus sp. Gansserina gansseri Glanstrucanus talpostuelli (Gö.)	S İ T İ Y E N	L İ S İ Y E N	M E S E N S O N R A S I C I O K T İ O N	
			1500	DAVRAZ KIREÇTAŞI	K <sub>d</sub>		Bol çatlaklı, kalın tabakalı, mikritik, yer yer de sparitlik, neritik kireçtaşı.	Chrysalidina sp. Nezzazala sp. Cuneolina sp. Rhaptyonina sp. Moncharmonita apenninica de Castro.					
				SUSUZKOY									
			80	BAZALTLIHI	K <sub>i</sub>		UYUMSUZ Ollivini ve proksen bazaltlar	UYUMSUZ					

Şekil 2.1 İnceleme alanının genelleştirilmiş tektonostratigrafik sütun kesiti (ölçeksiz).

Bu bölümde kaya birimleri, litostratigrafi birimi ile biyostratigrafi birimi ve nadiren de kronostratigrafik birim ayırtlama yöntemlerine göre ayırt edilmiştir. Kaya birimleri anlatım sırasında fosil kapsamı, arazi gözlemleri, laboratuvar verileri ve bölgenin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti esas alınarak önce otokton birimler daha sonra allokton birimler ve son olarak da volkanik birimler olarak sunulacaktır.

### 3.1.1. OTOKTON BİRİMLER

#### 3.1.1.1. MESOZOYİK

İnceleme alanındaki Mesozoyik yaşlı birimler, genel olarak karbonatlı kayalar ile temsil edilir. Bu birimler bölgede otokton ve allokton kökenli olmak üzere iki grupta toplanır. Otokton Mesozoyik, transgressif bir istif niteliğinde olup karbonatlı kayaların çökeldiği, alt seviyelerde neritik, üste doğru ise yer yer yarı pelajik ve çoğunlukla pelajik tortullar içerir. Harita alanında Mesozoyik yaşlı otokton birimler başlıca Davraz kireçtaşı ve Çiğdemtepe formasyonu ile temsil edilir. Jura Kretase yaşlı Akdağ kireçtaşı ise yörenin allokton konumlu tek Mesozoyik birimini oluşturmaktadır olup, özellikleri allokton birimler başlığı altındaki bölümde açıklanacaktır.

##### 3.1.1.1.1. DAVRAZ KİREÇTAŞI (Kd)

Birim, adını inceleme alanının dışında ve kuzeyindeki Davraz Dağı'ndan almıştır (Akbulut, 1980). Çalışma alanında başlıca Bucak'ın kuzeyi ve güneyindeki 1/25000'lik Isparta N25 a1 paftasında Kartalkaya Tepe Gazellersivrisi Tepe civarı, N25 a4 paftasında Susuzköy ve Gündoğdu köyü doğusu, N25 a3 paftasında Kocaaliler kuzeyi ve batısı, Kuyubaşı civarı, N25 a2 paftasında Beşkonak civarı, N25 a1 paftasında Bucak'ın batısındaki Aladağ Tepe civarı, N24 b3 paftasında Karaaliler güneybatısı, N24 b2 paftasında Kikez Tepe, M24 c3 paftasında Çebiş kuzeyi ve Çeltikçi civarı, M25 d4 paftasında Kibritköy güneydoğusu, Çanaklı Köyü kuzeyi ve güneydoğusu, M25 d3 paftasında ise Burnaz Tepe civarı olmak üzere yaklaşık 380 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra vermektedir.

Birimin egemen kaya türü, gri, beyaz-bej renkli kireçtaşından oluşur (Şekil 2.2). Oldukça sert ve bol çatlaklı olup çatlakları ikincil kalsit dolgulu olan kireçtaşlarının taze

yüzeyleri gri-beyaz renkli olarak gözlenir. Ayrışma yüzeylerinde gri-bej renk göze çarpar. Bazı kesimlerde dolomitik özellik gösteren birimde çoğu yerlerde ayrışma sonucu kırmızı renkli toprak oluşumları gözlenir. Genel olarak orta-kalın tabakalı yapıya sahip olan kireçtaşlarının bir çok kesiminde tabakalaşma net bir şekilde izlenirken, nadiren de olsa bazı kesimlerde tabakalanma gözlenmez. Tabaka kalınlıkları 10 cm. ile 1 m. arasında değişir. Neotektonik dönemde etkin olan bir çok faylanmadan dolayı birim, kırıklı ve ezilmiş olup içerisinde yer yer breşik kesimler göze çarpar. Özellikle Kocaeliler'in hemen kuzeyinde bu özellikleri yoğun olarak görmek mümkündür. İnceleme alanında Davraz kireçtaşına ait karstik erime yapıları da yoğun olarak gözlenir. Özellikle Ağlasun güneyinde Baldıran ve Ada Tepe kuzeyinde Burnaz Tepe kuzeydoğusunda, Bucak'ın güneyinde ise Orakyüzü Tepe civarı, Kale Tepe batısı ve Kuyubaşı güneyindeki Ulualan mevkiilerinde kireçtaşları morfolojik olarak yüksek kotlarda bulunmasına karşılık içlerinde çanak şeklinde yapılar gelişmiştir. Bunlar kireçtaşlarındaki karstik erime yapılarından polyelerdir. Kuyubaşı civarında bu yapıların daha büyüğü gelişmiş olup buda uvala olarak değerlendirilebilir. Bilindiği gibi polyeler, karbonatlı ve eriyebilen kayalarla kaplı alanlardaki huni şeklindeki çöküntülere denilmektedir. Ya da suyutan veya düden adı da verilebilir. Bu tür çöküntülerin çapları 1m. ile 200m. arasında değişiklik gösterir. Bunların, derinlikleri daha fazla olanlarına da obruk denilmektedir. Uvalalar ise polyelerin daha büyüğü ve tabanları daha düzensiz olanlarıdır. Lapiyeler de daha küçük boyutlu polyelerdir. Bu şekilde yapıların gözlendiği kesimlerde çanakların içlerinde genellikle kırmızı renkli topraklar yoğun bir şekilde bulunur. Bunun dışında inceleme alanında Davraz kireçtaşının görüldüğü hemen hemen her yerde karstik yapıların daha küçük boyutlusu olan lapiyeler bol miktarda bulunmaktadır. Karstik bir morfolojinin gelişmesi için tüm şartlara sahip olan bölgedeki bu tür yapılar karstik yörelerin karakteristik özelliklerini taşımaktadırlar. Davraz kireçtaşının mikroskopik özellikleri ise genelde mikritik dokulu olarak tespit edilmişlerdir. Bunlar çoğunlukla pelmikrit, yer yer biyopelmikrit, nadiren de biyomikrit dokulu kireçtaşları gurubuna girerler (Folk, 1962). Dunham'a (1962) göre ise genel olarak istifası gurubuna girmektedirler. Daha ziyade alt seviyelerde bulunan pelmikrit dokulu kireçtaşı neomorfizma geçirmiş ve mikrit çamuru yer yer rekristallenmiştir. Pelletler % 70, mikrit ise % 30 oranında olup % 20 oranında neomorfizma gözlenmektedir. % 2-3 oranında ise bivalv kavkı kırıntlarına rastlanmıştır

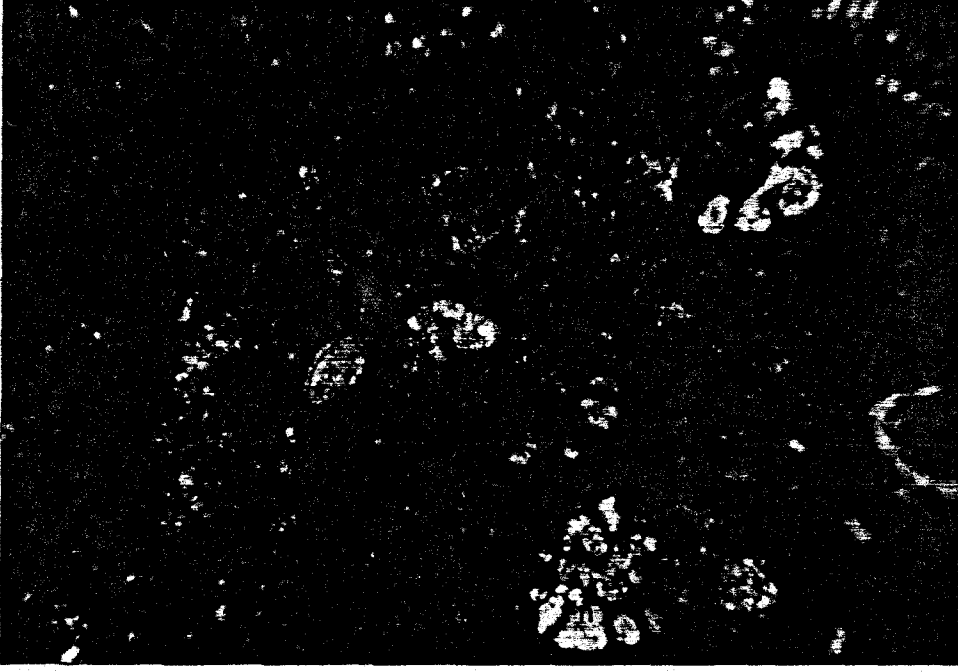


Foto. 1.1 Bucak güneyindeki Davraz kireçtaşının Senomaniyen yaşlı alt seviyeleri.  
n:Nezzazaid, m:mikrit, (çift nikol 4x10 X)

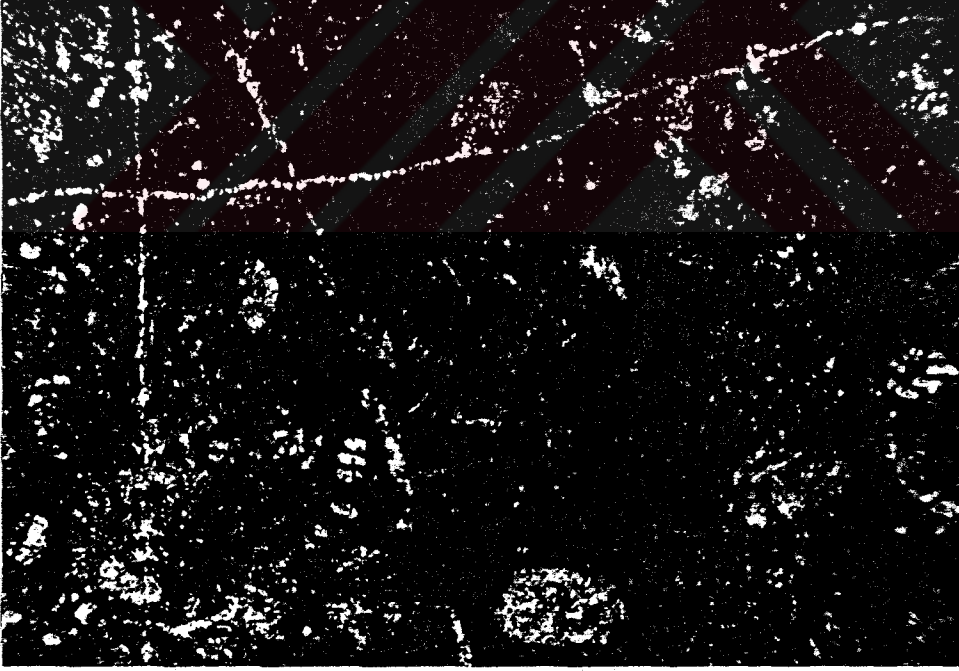


Foto. 1.2 Aladağ kuzeyindeki Davraz kireçtaşının Turoniyen-Alt Senoniyen yaşlı kesimleri.  
t: ?textulariid, m: mikrit. (çift nikol 4x10 X).

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	KALINLIK	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	FOSİLLER	
MEKSEZOZOYİK	SENOLİT	SENOLİT	MAESTRİHTİYEN	ÇİĞDEMTEPE FORMASYONU						
			UYUMSUZLUK							
			ALT	1500 m.	DAVRAZ KİREÇTAŞI	Kd	Gri-beyaz renkli, kalın tabakalı, sert ve bol çatlaklı, çoğunlukla mikritik, yer yer de sparitik dokulu, üst seviyelere doğru pelajikleşen neritik ortam ürünü kireçtaşları.	<u>Chrysalidina</u> sp. <u>Nezzazata</u> sp. <u>Cuncolina</u> sp. <u>Rhapydionina</u> sp. <u>Moncharmonita apenninica de Castro.</u>		
			TURONİYEN							
			SENOMANİYEN							

Şekil 2.2 Davraz kireçtaşına ait stratigrafik sütun kesit.

Biyopelmikrit dokulu olanlarda ise yer yer sparitleşme gözlenir. Çatlaklarda billursal kalsit dolgusu gelişmiştir. Pelletler % 60-70, fosil % 10 oranında olup % 30-40 oranında mikrit bağlayıcı vardır. Pellet boyları eş boy veya farklı boyuttadır. Yer yer algli pelletli ve miliolidli olarak gözlenirler. Biyomikrit dokulu olanlarda ise % 70-80 civarında mikrit, % 20-30 civarında miliolidleri içeren bu birim resif gerisi ortamda çökelen neritik kireçtaşlarıdır.

Davraz kireçtaşının alt dokanağı inceleme alanında görülmemektedir. Dolayısıyla kendisinden daha yaşlı birimlerde olan dokanak ilişkisi tespit edilememiştir. Her ne kadar Susuz Köy civarında Davraz kireçtaşının altında ofiyolitler gözükmemekte olsa bile bu bir ekaylanma sonucu oluşan yapıdır (Şekil 2.19). Üst dokanağı ise stratigrafik olarak Çiğdemtepe formasyonu ile paralel uyumsuzdur. Bu dokanak ilişkisi Aladağ civarında, Susuz Köy kuzey ve kuzeydoğusunda, Hökez dağı güneybatısında, Çeltikci ve Alkaya Köyü'nün kuzey ve kuzeydoğusunda ve Ağlasun güneyinde gözlenmektedir (Şekil 2.3). İnceleme alanında ise çoğu kesimlerde Davraz kireçtaşını Miyosen Transgresyonu ile Ağlasun formasyonu örtmektedir (Foto. 1.3). Çalışma alanının batı kesiminde ise Aksu konglomerası ve Karaçal formasyonuna ait genç çakıltaşları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Alt Miyosen sonrası sıkışma ile ekaylanan bu kireçtaşları Bucak ve Susuz Köy arasındaki dar bir alanda ters faylanmalarla alt ve üst dokanaklarında ofiyolitler gözlenmektedir. Ayrıca Barak yaylası civarında birden fazla ekaylanma ile yer yer dilimlenme olmuştur. Birimin taban dokanağı gözlenemediği için gerçek kalınlığı hakkında birşey söylenemez. Ancak görünür kalınlığı yaklaşık 1500-1800 m. arasındadır.

Davraz kireçtaşının değişik seviyelerinden derlenen numunelerin ince kesitlerinde

Chrysalidina sp.

Textulariidae

Miliolidae

Algler

Nezzazata sp.

Cuneolina sp.

Rhapydionina sp.

fosil kapsamına göre Senomaniyen (Üst Kretase) (Foto. 1.1),

Moncharmonita apenninica de Castro

Cuneolina sp.



Nezzazata sp.

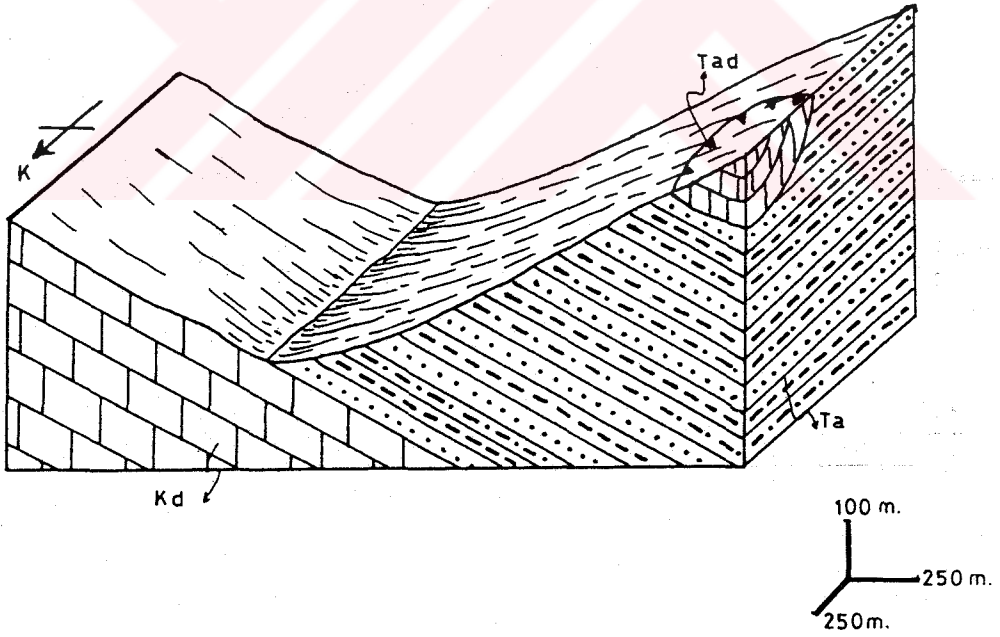
## Miliolidae

fosil kapsamına göre Turoniyen-Alt Senoniyen (Üst Kretase) olarak tespit edilmiştir (Foto.1.2). Davraz kireçtaşı alt seviyelerde Senomaniyen yaşını verirken daha üst kesimlerde Turoniyen-Alt Senoniyen yaşı bulunmuştur. Buna göre Davraz Kireçtaşının yaşı daha geniş bir aralıkta olmak üzere Senomaniyen-Alt Senoniyen olarak tespit edilmiştir.

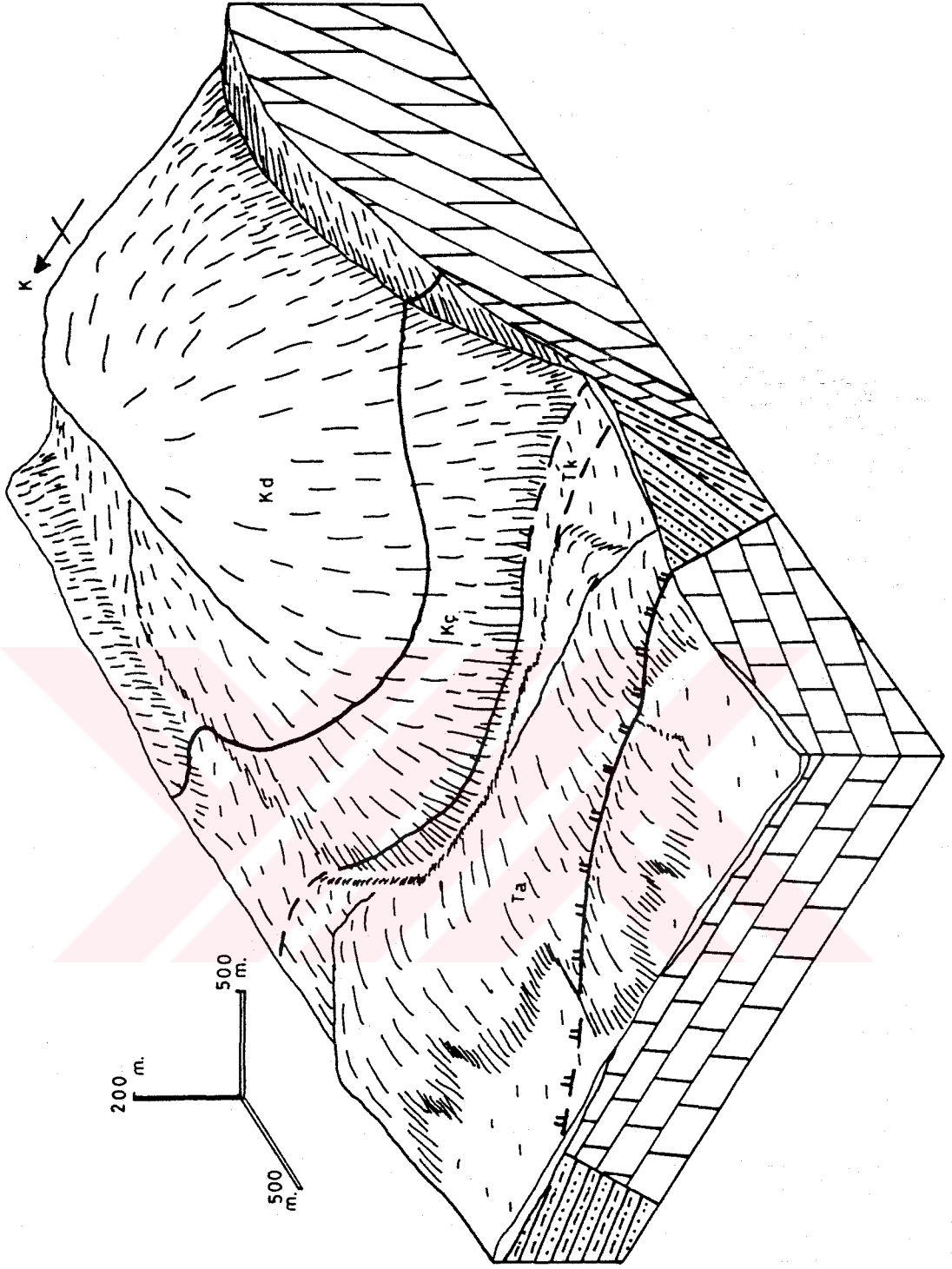
Birim için bölgede çalışma yapan değişik araştırmacılar farklı isimler kullanmışlardır. Bunlardan Dumont ve Kerey (1975), Alakilise kireçtaşı, Gutnic ve diğ. (1979), Davraz Dağı Erenlertepe formasyonu, Akbulut (1980), Davraz kireçtaşı, Koçyiğit (1981), Hoyran karbonat platformu, Günay ve diğ. (1982), Beydağları formasyonu, Koçyiğit (1983), Kılıçlıhan formasyonu, Sarız (1985), Söbüdağ kireçtaşı, Yalçinkaya ve diğ. (1986), Beydağları formasyonu, Yalçinkaya (1989), Davraz formasyonu Söbütepe kireçtaşı, Karaman ve diğ.(1988), Karaman ve diğ. (1990), (1994), Söbüdağ kireçtaşı, Karaman (1990), Erenler kireçtaşı, Yalçın (1993), Davraz formasyonu, ve Görmüş, Özkul (1995), Söbüdağ kireçtaşı üyesi, isimlerini kullanmışlardır. Bunlardan Davraz kireçtaşı adı egemen litolojiyi belirtmesi, genelde özelliklerinin aynı olması, Davraz Dağı'nın bu birimin özelliklerinin en iyi gözlemlendiği yer olması ve fazla birim adı karmaşasına meydan vermemek için Akbulut'un (1980) önerdiği isim bu çalışmada da aynen kabul edilmiştir. Davraz kireçtaşı, Batı Toroslar'daki Mesozoyik karbonat platformunun bir parçası olup platformun daha ziyade üst seviyelerini teşkil etmektedir. Batı Toroslar'da inceleme yapan araştırmacıların çoğu Mesozoyik boyunca karbonatların çökeldiğini belirtmişlerdir. Günay ve diğ. (1982), Jura-Senomaniyen Turoniyen yaşlı Beydağları formasyonu üzerine Senoniyen yaşlı Akdağ formasyonunun geldiğini, Sipahi (1984), ise Üst Triyas-Jura Kretase boyunca Mesozoyik karbonat biriminin çökeldiğini belirtmektedir. Koçyiğit (1983), bu birimleri Senozoyik hariç Hoyran gurubu adı altında toplamıştır. Dumont ve Kerey (1975), ise Üst Triyas'dan itibaren çökelen karbonatları farklı birimlere ayırarak haritalamışlardır. Poisson (1977), Orta-Üst Jura'dan Kretase sonuna kadar çökelen karbonatları Beydağları otoktonu adı altında incelemiştir. Koçyiğit (1981), ise Liyas'dan başlayıp Alt Senoniyen boyunca neritik karbonat platformu olarak çökeldiğini vurgularken Ersoy'da (1990) Beydağları otokton kuşağı olarak adlandırmıştır. Önalın (1979), ise Gedikpaşa formasyonu olarak adlandırdığı istifi Paleosen'e kadar çıkarmıştır.



Foto. 1.3 Kibrit Köyü güneyindeki Davraz kireçtaşı-Ağlasun formasyonu dokanağı.  
(Kd: Davraz kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu) (güneye bakış)



Şekil 2.12 Kibrit Köyü güneyindeki Davraz kireçtaşı-Ağlasun formasyonu ilişkisini gösteren şematik blok diyagram. (Kd: Davraz kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu, Tad: Akdağ kireçtaşı)



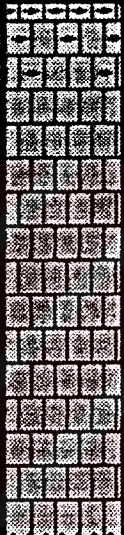
Şekil 2.3 Ağlasun güneyindeki Öcük tepe dolaylarında gözlenen Davraz kireçtaşı (Kd), Çiğdemtepe formasyonu (Kç), Kızılkırma formasyonu (Tk) ve Ağlasun formasyonuna (Ta) ait blok diyagram.

Davraz kireçtaşları, Güneybatı Türkiye’de Liyas’dan Alt Senoniye’ye kadar devam eden transgresyon (Koçyiğit, 1981) sırasında çökelen karbonatların üst kesimlerini teşkil ederken sığ denizel, neritik ortamı karakterize etmekte ve yer yer de miliolidler içermesinden dolayı lagüner ortamı simgelemektedirler. Woodcock ve Robertson’un (1977) Beydağları zonu, Yılmaz ve diğ.’nin (1981) Beydağları masifi, olarak belirttiği kuşağın Isparta güneyindeki devamı olan Davraz kireçtaşı otokton konumludur. Ancak Burdigaliyen sonrası bölgedeki büyük bindirme neticesinde allokton birimler yöreye yerleşirken otokton birimler de bu sıkışmanın etkisi altında kalmışlardır ve yer yer ters faylanmalar meydana gelmiştir. Bucak-Susuzköy arasındaki bir hat boyunca Davraz kireçtaşı ekaylanarak ofiyolitli karışıklara ait dilimler ortaya çıkmış, böylece otokton Davraz kireçtaşı bu kesimde para-otokton özelliğe bürünmüştür. Ancak birimin inceleme alanındaki genel yayılımı göz önüne alınarak bu birim otokton olarak kabul edilmiştir.

### 3.1.1.1.2. ÇİĞDEMTEPE FORMASYONU (Kç)

Formasyon, adını inceleme alanının dışında ve kuzeyde Senirkent dolaylarında yer alan Çiğdemtepe’den almıştır (Koçyiğit, 1981). Çalışma alanında başlıca 1/25000 ölçekli Isparta M24 c3 paftasında Çeltikçi kuzeydoğusunda, M25 d4 paftasında Bucak-Ağlasun karayolunun Şantiye Tepe ve Erendağı Tepe kesimlerinde, Alkaya ve Belören köylerinin kuzeyinde, Ağlasun güneyindeki Öcük ve Tekke Tepe doğusunda, N25 a1 paftasında Aladağ Tepe civarında, Susuzköy kuzeyi ve kuzeydoğusunda ve Hökez Dağı güneybatısında olmak üzere yaklaşık 25 km<sup>2</sup>’lik bir alanda mostra vermektedir.

Çiğdemtepe formasyonunun egemen kaya türünü pelajik kireçtaşı oluşturmaktadır (Şekil 2.4). Genel olarak açık krem, bej ve beyazımsı boz renkli olarak gözlenen birim içerisinde yer yer 5 cm. ile 20 cm. arasında değişen boyutlarda çört yumruları gözlenmektedir (Foto. 1.7). Altında bulunan Davraz kireçtaşına oranla daha az çatlak düzlemine sahip olan kireçtaşı daha fazla kırılğan ve gevrek yapılıdır. Çoğunlukla alt seviyelerde ince-orta tabakalı ve üst seviyelere oranla daha sert olan birim, üste doğru plaketli, yer yer ince tabakalı ve çört oranı fazladır. Tabaka kalınlıkları 2 m. ile 0.5 m. arasında değişir. Formasyonun ayrışma rengi beyazımsı ve açık bej renklerde olup ayrışmaya

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	KALINLIK	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	FOSİLLER
MERSOZOYİK	KRETA	SENONİYEN	ÜST	140 m.	ÇİĞDEMTEPE	Kç		<p>Açık renkli, ince-orta katmanlı, üst seviyelerde çört yumruların içerikli, mikritik dokulu, pelajik ortam ürünü kireçtaşları.</p>	<p><u>Abathomphalus</u> sp. <u>Gansserina gansseri</u>. <u>Globotruncana falsostuarti</u> Sigal.</p>
			ORTA						
ALT									
		SENOMANİYEN	ALT					UYUMSUZLUK	
			TURONİYEN SENOMANİYEN					DAVRAZ KİREÇTAŞI	

Şekil 2.4 Çiğdemtepe formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.

uğrayan kesimlerde bol ufalanma ve toprak oluşumları gözlenir. Bu gibi yerlerde formasyon içerisindeki çörtler ayrışmaya karşı daha dirençli olduklarından yer yer ufak tümsekler oluştururlar. Mikroskopik gözlemlerde ise kayaç genel olarak mikritik dokuludur (Folk, 1962). Dunham'a (1962) göre ise vaketaşı gurubuna giren bu kireçtaşları, alt seviyelerde biyo-pelmikritik karakterde gözlenirken üst seviyelerde ve birimin genelinde ise biyomikritik dokuludurlar. Biyo-pelmikrit dokulu olanlarda miliolidler % 20-30 civarında gözlenirken % 70-80 oranında mikrit bulunmaktadır. Bu dokuya sahip olan kireçtaşları resif gerisi sığ denizel ortamı karakterize etmelerine rağmen üst seviyelerdeki biyomikritik dokulu kireçtaşları daha ziyade derin denizel ortamı yansıtmaktadırlar. Planktik foraminifer oranı bazı kesimlerde % 20-30 civarında iken yer yer de % 70-80 oranında gözlenen birim yarı pelajik-pelajik ortam ürünüdür.

Çiğdemtepe formasyonunun alt dokanağı Davraz kireçtaşı ile yer yer paralel, yer yer de açılı uyumsuzdur. Çünkü Senomaniyen-Alt Senoniyen yaşlı Davraz kireçtaşının üzerindeki Çiğdemtepe formasyonunun yaşı Maestrihtiyen'dir. Yani arada Santoniyen ve özellikle Kampaniyen'e ait herhangi bir veriye rastlanmamıştır. Bu durum inceleme alanının dışındaki Isparta kuzeyinde de geçerlidir (Karaman ve diğ. 1988). Ancak uyumsuzluğa ait veri sadece paleontolojik bulgulara dayanmaktadır. Bunun dışında formasyonun tabanında taban konglomerası veya herhangi bir karasal aşınma izi gözlenememiştir. Bu durum uyumsuzluğun su altında olduğunu düşündürmektedir. Çünkü alttaki neritik, üstteki birim ise pelajik ortam ürünüdürler. Muhtemelen su altındaki çökeltme koşullarının sedimantasyona engel teşkil ettiğinden bir uyumsuzluğun meydana gelmiş olabileceği düşünülebilir. Arazi gözlemlerinde her iki birim arasındaki dokanağın haritaya işlenmesinde her ikisinde aynı litolojiye sahip olmasından dolayı bazen güçlük çekilmiştir. Ancak renk farkı ve Çiğdemtepe formasyonunun çört içermesi bu güçlüğü nispeten ortadan kaldırmıştır. Formasyonun üst dokanağı ise Kızılkırma formasyonu ile uyumludur. Çünkü Kızılkırma formasyonunun yaşı ilk kez bu çalışmada değiştirilmiş ve alt sınır yaşı Daniyen'e kadar indirilmiştir. Isparta-Burdur arasında araştırma yapan önceki çalışmacıların (Karaman ve diğ. 1988, Yalçinkaya 1989, Karaman 1994 ve Görmüş ve Özkul 1995), uyumsuzluğun var olduğunu, dolayısıyla Kretase-Tersiyer geçişinde Alt Paleosen'in hatta Orta Paleosen'in bulunmadığını belirtirler.

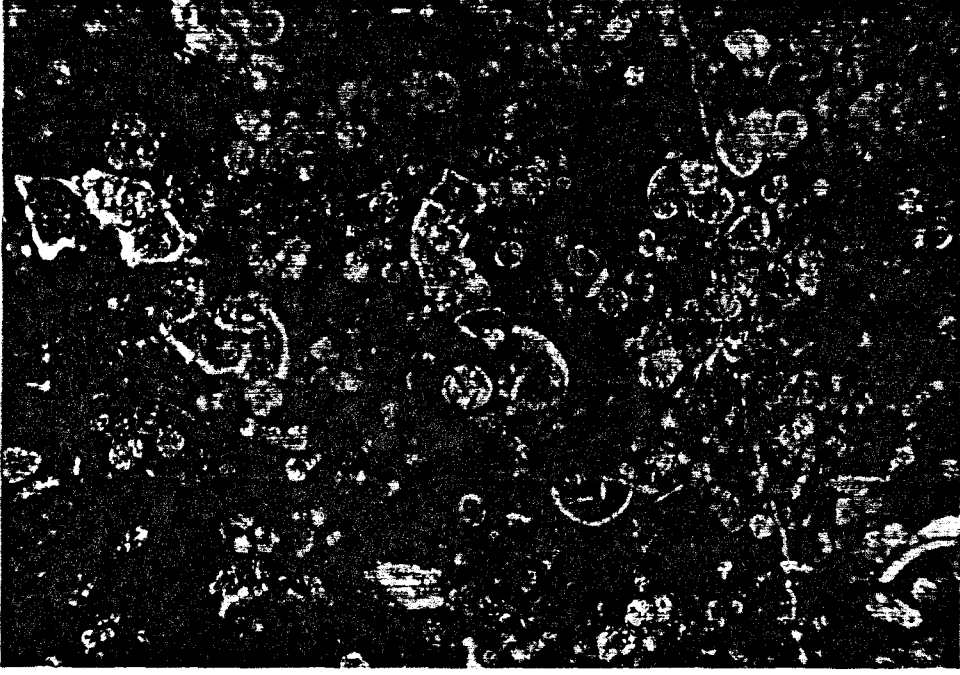


Foto. 1.4 Biyomikrit, Çiğdemtepe formasyonu alt seviyeleri (Alt Maestrihtiyen) (çift nikol 4x10X). g:Globotruncanita sp. (Erendağı batısı)

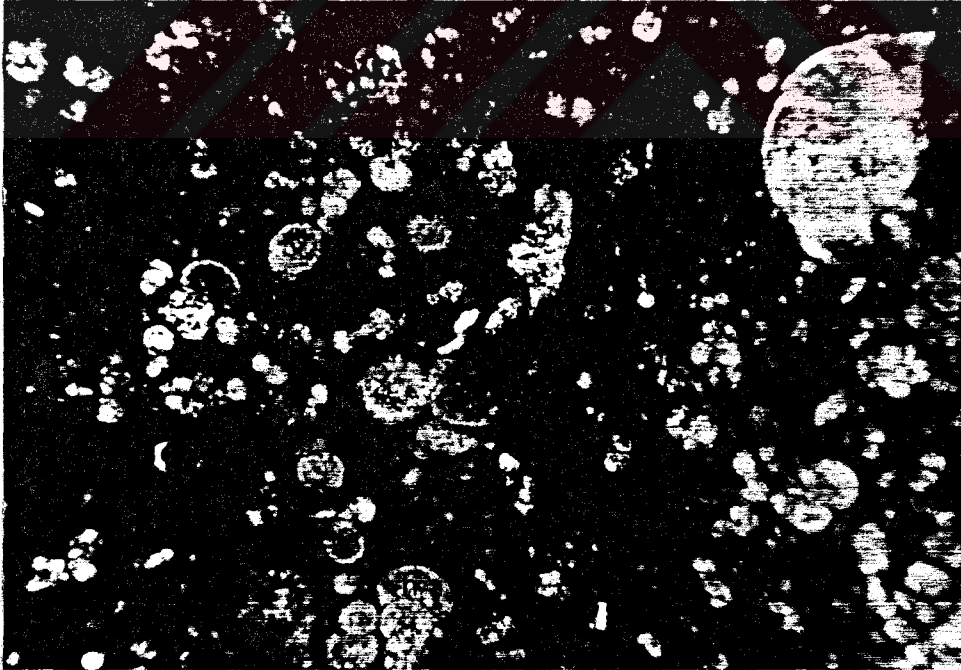


Foto. 1.5 Biyomikrit, Çiğdemtepe formasyonu orta seviyeleri (Orta Maestrihtiyen) h:Heterohelix sp. (Çift nikol 4x10X). (Erendağı batısı)



Foto. 1.6 Biyomikrit, Çiğdemtepe formasyonu üst seviyeleri (Orta-Üst Maestrihtiyen) m:mikrit, p:pelajik form. (çift nikol 4x10X). (Aladağ dolayı)



Foto. 1.7 Kibrit köyü güneyinde Ağlasun Bucak karayolu üzerindeki Çiğdemtepe formasyonuna ait çört yumruları. (Doğuya bakış)



Ancak haritalanan alanda sadece tek bir yerde de olsa Daniyen'in bulunmasıyla Kretase-Tersiyer geçişi uyumlu olarak kabul edilmiştir. Birimin kalınlığı ise çeşitli kesimlerde değişik kalınlıklar vermesine rağmen taban ve tavan sınırının en iyi gözleendiği yer olan Ağlasun güneyinde 140 m. olarak ölçülmüştür (Şekil 2.3).

Formasyonun değişik kesimlerinden derlenen numunelerin ince kesitlerinde alt seviyelerde;

Globotruncana bulloides Vogler

Globotruncana falsostuarti Sigal

Globotruncana arca (Cushman)

Globotruncana linneiana (d'Orbigny)

Globotruncana sp.

Globotruncanita stuarti (de l'Apparent)

Globotruncanita subspinosa (Pessagno)

Rosita fornicata (Plummer)

Rugoglobigerina rugosa (Plummer)

Rugoglobigerina sp.

Globotruncanella sp.

Globotruncanita stuartiformis (Dalbiez)

Globotruncanita sp.

Heterohelix sp.

fosillerine göre yaşı Alt Maestrihtiyen (Foto. 1.4),

Globotruncana arca (Cushman)

Globotruncanita stuarti (de l'Apparent)

Globotruncanita stuartiformis Sigal

Rosita fornicata (Plummer)

Rosita contusa (Cushman)

Globigerinelloides sp.

Globotruncanella sp.

Abathomphalus sp.

Gansserina gansseri (Bolli)

Rugoglobigerina sp.

Globotruncana linneiana (d'Orbigny)

Globotruncana bulloides Vogler

Globotruncanita stuartiformis (Dalbiez)

Globotruncanita cf. stuarti (de l'Apparent)

Rosita sp.

Pseudotextularia elegans (Rzehak)

Heterohelix globulosa (Ehrenberg)

fosillerine göre Orta Maestrihtiyen (Foto. 1.5),

Globotruncana linneiana (d'Orbigny)

Globotruncanita stuarti (de l'Apparent)

Globigerinelloides praerihillensis Pessagno

Rosita sp.

Abathomphalus sp.

Globotruncana arca (Cushman)

Globotruncana lapparenti Brotzen

Globotruncana sp.

Globotruncanita stuarti (de Lapparent)

Rosita cf. contusa (Cushman)

Rugoglobigerina sp.

Heterohelix cf. globulosa (Ehrenberg)

Heterohelix sp.

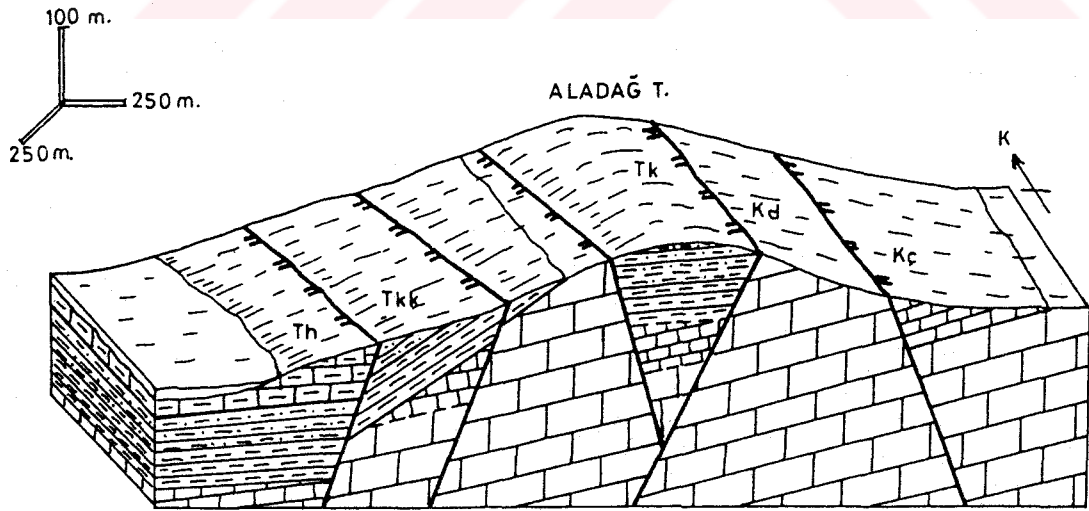
Rosita fornicata (Plummer)

fosillerine göre ise Orta-Üst Maestrihtiyen olarak belirlenmiştir (Foto. 1.6)

Yukarıdaki mikrofosil kapsamlarına göre Çiğdemtepe formasyonunun yaşı Maestrihtiyen'in alt, orta ve üst katlarını tümüyle kapsamamasından dolayı Maestrihtiyen (Üst Kretase) olarak tespit edilmiştir. Önceki çalışmacılardan Karaman ve diğ. (1988), ve Karaman (1994), birime Orta Maestrihtiyen, Görmüş ve Özkul (1995), Orta-Geç Maestrihtiyen, Yalçinkaya (1989), ve Koçyiğit (1981), Maestrihtiyen, Dumont ve Kerey (1975), ise Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşını vermişlerdir.

Çiğdemtepe formasyonuna Hoyran Gölü dolaylarında geniş bir alanda çalışan Koçyiğit (1981), Çiğdemtepe formasyonu, Eğirdir Gölü güneyinde çalışan Dumont ve Kerey (1975), Eşekini kireçtaşı, Isparta ve Burdur civarında çalışan Karaman ve diğ. (1988), ve Yıldız ve Toker (1991), Senirce kireçtaşı, Karaman (1994), Senirce formasyonu,

Yalçınkaya (1989), Seyrekler kireçtaşı, Görmüş ve Özkul (1995), ise Çiğdemtepe formasyonu isimlerini kullanmışlardır. Bu çalışmada ise daha fazla isim karmaşasına yer vermemek için birimin özelliklerini en iyi yansıtan ve geniş bir alan için tanımlanan Çiğdemtepe formasyonu (Koçyiğit, 1981) adı benimsenmiştir. Formasyon, Batı Toroslar'daki Mesozoik karbonat platformunun en üst seviyesini teşkil etmektedir. Alttaki sığ denizel, neritik ortam ürünü olan Davraz kireçtaşının üzerine gelen formasyon, alt seviyelerde nadiren yarı pelajik, genelde ise pelajik koşullarda derin denizel ortamda çökelen kireçtaşlarından oluşmaktadır. Çiğdemtepe formasyonu içerisindeki bol Globotruncana fosilleri ve çört yumrularının varlığı Mesozoik sonlarına doğru sığ denizel ortamdan derin denizel ortama doğru transgressif bir istifin varlığını kanıtlamaktadır. Davraz kireçtaşı ve Çiğdemtepe formasyonunun arasındaki uyumsuzluk ise neritik ortamdan pelajik ortama geçerken muhtemelen çökeltme havzasının ve sedimentasyon koşullarının Santoniyen-Kampaniyen'de tortul birikimini engellemesinden kaynaklanmıştır. Çörtlü pelajik kireçtaşlarından oluşan bu formasyon Güneybatı Türkiye'de Batı Toroslar'da Kretase-Tersiyer geçişinde Kretase sonunu temsil etmesinden dolayı tipik bir kılavuz seviye niteliğindedir.



Şekil 2.5 Bucak batısında Aladağ Tepe güneyinde gözlenen Davraz kireçtaşı (Kd), Çiğdemtepe formasyonu (Kç), Kızılkırma formasyonu (Tk), Kayıköy formasyonu (Tkk) ve Hüyük formasyonunun (Th) şematik blok diyagramı.

### 3.1.1.2. SENOZOYİK

İnceleme alanında Senozoyik devri, Mesozoyik karbonatlarının çökeliminden sonra kırıntılı çökeliminin egemen olduğu ve yer yer karbonat çökeliminin de bulunduğu derin denizel ortamlarla başlar. Ayrıca ortamın zaman zaman sığılaştığı Senozoyik'de allokton birimler değişik dönemlerde bölgeye tektonik olarak yürümüşlerdir. Paleojen boyunca meydana gelen bu olaylar, Neojen başlarında transgresyonla devam etmiş ancak Alt Miyosen sonunda allokton birimlerin inceleme alanının tümünü etkileyecek şekilde bölgeye nihai yerleşmesiyle son bulmuştur. Bu arada tektonizma sonrası kaba kırıntılı malzemenin çökmesinin ardından bölge son kez sıkışmaya uğramıştır. Bundan sonra yörede çekme tektoniğinin tamamıyla egemen duruma geçmesiyle Pliyosen'de volkanik aktivite kendini göstermiş, ardından da ortamın su üstü olmasıyla deniz çekilmiş, ve karasal-görsel birimler depolanmıştır. Bölgenin bugünkü morfolojisini kazandığı Senozoyik devrinde kaya birimleri yaşlıdan gence doğru şu şekildedir. Paleojen birimleri, Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu, Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu ve Üst Eosen yaşlı Hüyük formasyonu olarak verilir. Neojen birimleri ise, Akitaniyen yaşlı Yazır kireçtaşı, Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu, Burdigaliyen sonrası bölgeye yerleşen Akdağ kireçtaşı ve Isparta ofiyolitli karışığı, Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu ve Pliyosen yaşlı Susuzköy bazaltları şeklindedir. Pleistosen yaşlı Çamlık traverteni, Karaçal formasyonu ve Karyağdı kireçtaşı üyesi ile Holosen yaşlı yamaç molozu ve alüvyon Kuvaterner yaşlı birimleri oluşturmaktadır.

#### 3.1.1.2.1. KIZILKIRMA FORMASYONU (Tk)

Birim, adını bölgede en iyi gözlemlendiği yer olan inceleme alanı dışında ve Isparta yakın kuzeyindeki Kızılkırma Tepe'den almıştır (Karaman ve diğ., 1988). Çalışma alanında başlıca 1/25000 ölçekli Isparta M25 d4 paftasında Ağlasun'un güneyindeki Tekke ve Öcük Tepe batısında, M25 d3 paftasında Hisarköy kuzeyinde, N25 a1 paftasında Aladağ'ın güney-güneybatısında, Hökez Dağı batısında ve Bucak doğu-güneydoğusunda, N25 a3 paftasında ise Kocaaliler civarında olmak üzere yaklaşık 8 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra vermektedir.

Formasyonun egemen kaya türü kırmızı-bej renkli çamurtaşı, açık kırmızı-koyu gri ve kirli sarı renklerde izlenen killi kireçtaşı, açık yeşilimsi renkli şeyl ve ince-orta tabakalı kumtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.6). Formasyon alttan üste doğru kırmızı-pembe, bej renkli mikritik kireçtaşları ile başlar. İnce-orta tabakalı bu kireçtaşları ayrışmaya karşı dayanımsız ve sık çatlaklıdır. Bunlarla yer yer yanal ve düşey geçiş gösteren koyu gri-kirli sarı ve kırmızımsı renklerde izlenen killi kireçtaşları laminalı ve böbreğimsi ayrışma yapılı, ayrışmış kesimlerde de toprağimsi görüntü sunarlar. Kırmızı-pembemsi renkli çamurtaşları 3-10 cm. arasında değişen kalınlıklarda kumtaşları ile ara seviyeli olarak devam ederler. Gri-açık yeşilimsi renkli kumtaşları ise 5-20 cm. arasında değişen kalınlıklarda formasyon içerisinde yer alırlar. Daha ziyade üst kesimlerde bulunan kumtaşları türbiditik karakterde olup içerisinde yer yer ofiyolitik malzeme içerirler, üst seviyelerde ise nummulitler göze çarpar. Formasyon genelde demiroksitden kaynaklanan kırmızımsı rengi ile alt ve üstündeki birimlerden kolayca ayrılırlar. Bucak kuzeybatısında formasyonun daha ziyade alt seviyelerini oluşturan kırmızı-pembe ve bej renkli mikritik kireçtaşları ile koyu gri renkli killi kireçtaşları bulunmaktadır. Bucak'ın doğu-güneydoğusunda ise formasyonun kırmızı-bej renkli mikritik kireçtaşları ile killi kireçtaşlarının yanısıra ince kumtaşı seviyeleride bulunmaktadır. Kocaeliler civarında formasyonun çoğunlukla üst seviyeleri gözlenmekte olup, genellikle kumtaşı, killi kireçtaşı, ince tabakalı şeyl ve mikritik kireçtaşı ardalanması şeklindedir. Ağlasun'un güneyinde ise formasyonun Alt Eosen yaşlı mikritik kireçtaşlarının bulunduğu inceleme alanında Aladağ'ın güneybatısında da killi kireçtaşı, şeyl ve mikritik kireçtaşı ardalanması şeklinde gözükür. Mikroskopik gözlemlerde ise formasyonun alt seviyelerinde kırmızı renkli demirli hafif laminalı mikritik kireçtaşları bulunmakta, fosil oranı ise % 10-20 arasında gözlenmektedir. Daha üst seviyelerde % 70-80 oranında fosil içeren biyomikrit dokulu kireçtaşı bulunmaktadır. Derin denizel ortamda çökelen bu birimler içerisindeki fosillerde yer yer rekristallenmeler göze çarpmaktadır. Çok seyrek olarak dolomitleşmelerinde görüldüğü bu kesimde birim yer yer laminalı özelliğe sahiptir. Daha üst kesimlerde ise bağlayıcısı karbonat çimentolu olan, içinde sığ denizden taşınan algler ve foraminiferler bulunan intraklastik kireçtaşı veya kalkarenit kireçtaşı bulunur. Bol stilolit yapıları içeren birim derin denizel ortamı karakterize eder. Ara seviyeler halinde bulunan kumtaşları ise litik vaketaşı(Dott, 1964) gurubuna girerler. Kum taneleri eşboy taneli, homojen dağılımlı, % 40-50 civarında tane, geri kalanını da matriks oluşturmaktadır. Bentik ve pelajik foraminiferler matriks içerisinde bulunmakta olup bazıları kırılmış durumdadır.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	KALINLIK	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	FOSİLLER
SENOZOYİK	TERTOSSEN	PALEOSEN	LÜTESİYEN	KAYIKÖY FORMASYONU					
			İPRESİYEN	220 m.	KIZILKIRMA	Tk	Alt seviyelerde bordo renkli derin denizel ortam ürünü çamurtaşı ve killi kireçtaşı ile başlayan, üste doğru kiltası ve kumtaşı aralanması ile devam eden kırıntılı birimler.	<u>Morozovella aragonensis.</u> <u>Nuttall Planorotalites pusilla pusilla.</u> <u>Bolli Globigerina velascoensis.</u> <u>Cushman Morozovella angulata.</u> <u>White Morozovella pseudobulloides.</u> Plummer	
			TANESİYEN						
			MONSİYEN						
			DANIYEN						
MESOZOYİK	MAESTRIHTİYEN	ÇİĞDEMTEPE FORMASYONU							

Şekil 2.6 Kızılirma formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.

Bağlayıcı mikrit demirlidir ve yer yer de sparit oluşumu gözlenir. Taneler ise genelde köşeli, yarı köşeli ve yuvarlak olup orta derecede boylanmaya sahiptirler. Kum taneleri arasında muhtemelen taşınmış olan bentik foraminiferler gözlenmektedir. Formasyonun içerisindeki bu kumtaşları derin denizel bir ortamı simgelemektedirler.

Kızılkırma formasyonunun alt dokanağı Çiğdemtepe formasyonu ile uyumludur. Kızılkırma formasyonunun tabanına ait yaşı ilk kez bu çalışmada Daniyen'e kadar indirilmiştir. İnceleme alanında Alt Paleosen (Daniyen) sadece Bucak kuzeybatısında mostra vermektedir. Diğer yerlerde formasyonun tabanının Orta-Üst Paleosen'den başlaması bu kesimlerde Daniyen'in muhtemelen ince bir seviye olmasından veya aşınmasından kaynaklandığı düşünülebilir. Önceki araştırmacılardan Karaman ve diğ.(1988), Yalçinkaya (1989), Karaman (1994), ve Görmüş ve Özkul da (1995) bu dokanağı uyumsuz olarak kabul edilmişlerdir. Çalışma alanında, Ağlasun güneyinde Tekke Tepe doğusunda ve Bucak kuzeybatısındaki Hökez Dağı batısında Kızılkırma formasyonunun altındaki Çiğdemtepe formasyonu ile yaptığı dokanak açıkça görülmektedir. Ancak daha öncede belirtildiği gibi formasyonun tabanı Bucak kuzeybatısında Daniyen yaşını verirken, Bucak güneyinde Monsiyen, Ağlasun güneyinde ise Üst Paleosen'den başlamaktadır. Kocaaliler ve Hisarköy civarlarında ise formasyon Davraz kireçtaşı üzerine oturmaktadır. Kızılkırma formasyonunun üst dokanağında ise Kayıköy formasyonu uyumlu olarak bulunmaktadır. Bu dokanak ilişkisi Aladağ'ın güneybatısında görülmektedir. Bunun dışında inceleme alanında Kızılkırma formasyonunun görüldüğü tüm yerlerde üst dokanağı Ağlasun formasyonu ile örtülmüştür. Özellikle Ağlasun güneyinde, Hisarköy kuzeyinde, Bucak doğusu ve kuzeybatısında bu ilişkiyi gözlemek mümkündür (Şekil 2.18). Birimin Ağlasun güneyinde ölçülen gerçek kalınlığı 220 m. olarak bulunmuştur (Şekil 2.3). Bucak civarında ve Aladağ güneybatısında bu kalınlık daha azdır (Şekil 2.5). Kocaaliler civarında ise görünür kalınlığı 180-200 m. arasında değişmektedir.

Kızılkırma formasyonundan alınan çeşitli örneklerin mikropaleontolojik analizleri sonucu Bucak kuzeybatısında alt seviyelerde

Planorotalies compressa (Plummer)

Planorotalies sp.

Morozovella pseudobulloides (Plummer)

Globigerina cf. triloculinooides (Plummer)

Globigerina sp.

fosillerine göre birimin bu seviyelerde yaşı Daniyen (Alt Paleosen) (Foto. 1.8), Bucak doğusundaki formasyonun alt seviyelerinde ise,

Morozovella angulata (White)

Morozovella uncinata (Bolli)

Morozovella conicotruncata (Subbotina)

Morozovella praecursoria (Morozova)

Morozovella sp.

Globigerina triloculinoides (Plummer)

Globigerina sp.

fosillerine göre bu seviyelerde ise yaşı Monsiyen (Orta Paleosen) (Foto. 1.9), Aladağ batısında biraz daha üst seviyelerde ise,

Planorotalites pusilla pusilla (Bolli)

Globigerina triloculinoides Plummer

Globigerina velascoensis Cushman

Globigerina sp.

Acarinina mckannai (White)

Acarinina sp.

fosillerine göre formasyonun bu seviyelerdeki yaşı Tanesiyen (Üst Paleosen) olarak tespit edilmiştir (Foto. 1.10). Yine Aladağ'ın güneybatısında

Nummulites sp.

Discocyclina sp.

Planorotalites sp.

Algler

Bryozerler

Ekinid diken ve plakları

Planktik foraminifer parçaları

Globigerinidae

mikropaleontolojik verilerine göre Üst Paleosen, Ağlasun güneyinde daha üst seviyelerde ise

Morozovella aragonensis (Nuttall)

Morozovella caucasica (Glaessner)

Morozovella spinulosa (Cushman)

Morozovella cf. spinulosa (Cushman)



Morozovella cf. rex (Martin)

Morozovella sp.

Planorotalites palmerae (Cushman ve Bermudez)

Globigerina cf. linaperta Subbotina

Globigerina cf. senni (Beckmann)

Globigerina cf. inaequispira Subbotina

Globigerina sp.

fosillerine göre ise birimin bu seviyelerde yaşı İpresiyen (Alt Eosen) olarak tespit edilmiştir (Foto. 1.11). Formasyonun alt sınırı için yaşı, Karaman ve diğ. (1988), Karaman (1990), Karaman (1994), Yalçinkaya (1989), Üst Paleosen, Görmüş ve Karaman (1992), Görmüş ve Özkul (1995), ise Orta-Üst Paleosen olarak kabul etmişlerdir. Ancak bu çalışmada Kızılkırma formasyonunun alt yaş sınırı Daniyen'e kadar indirilerek birimin yaş aralığı Alt, Orta ve Üst Paleosen'in hepsini birden kapsayacak şekilde Paleosen-Alt Eosen olarak kabul edilmiştir.

Formasyonun eş birimleri olarak Hoyran Gölü dolayında çalışan Koçyiğit (1983), Yukarıturtar formasyonu, Keçiborlu dolayında çalışan Sariz (1985), ve Isparta civarında çalışan Görmüş ve Özkul (1995), Koçtepe formasyonu, yine Isparta civarında çalışan Karaman ve diğ. (1988), Karaman (1990), Yıldız ve Toker (1991), ile Karaman (1994), Kızılkırma formasyonu, Yalçinkaya ve diğ. (1986), Hüseyinçeşme ve Söbütepe formasyonu, Yalçinkaya (1989), ise Kabaktepe formasyonu isimlerini kullanmışlardır. Bunlardan Sariz (1985), Paleosen'in katlarını fauna ve diğer özellikler bakımından detay almamış, Koçyiğit (1983), Yukarıturtar formasyonu içerisinde değişik litolojiler tanımlamış ve çok kalın bir istif için bu ismi önermiştir. Yalçinkaya ve diğ. (1986), ise aynı yaş ve litolojik özelliklere sahip olan birimi birden fazla formasyona ayırarak belirtmesi neticesinde birim adı karmaşasına meydan vermemek için Karaman ve diğ.'nin (1988) ilk olarak tanımladığı ve Karaman (1990), (1994), ve Yıldız ve Toker'in (1991) kullandığı, litoloji ve fauna içeriğinin belirgin olarak verildiği, ayrıca özelliklerinin de en iyi gözlemlendiği yer olan Kızılkırma formasyonu adı bu çalışmada da benimsenmiştir.

Stratigrafik konumu itibarıyla Batı Toros'larda Senozoyik döneminin ilk çökel topluluğu olarak klavuz bir seviye özelliğinde olan Kızılkırma formasyonu Mesozoyik karbonatları üzerine kırmızı-pembemsi renkli çamurtaşı ve killi kireçtaşı ile birlikte gelir. Bu litolojiler içerisinde bol miktarda pelajik foraminiferler içermesi formasyonun pelajik (derin

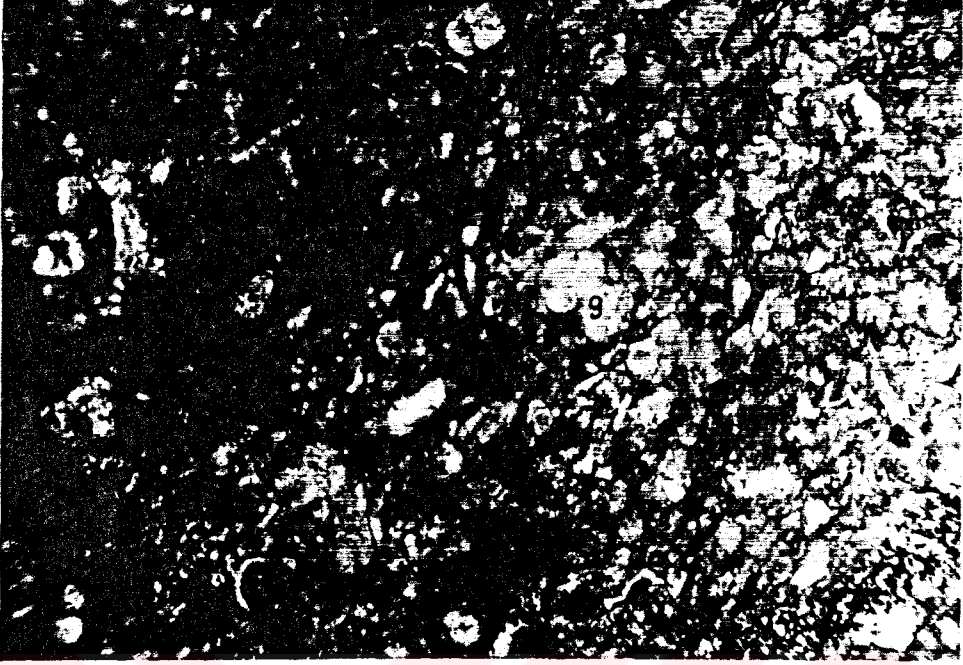


Foto. 1.8 Biyomikrit, Kızılıрма formasyonu en alt seviyeleri (Daniyen) (çift nikol 4x10X).  
g: Globigerina sp. (Bucak kuzeybatısı)

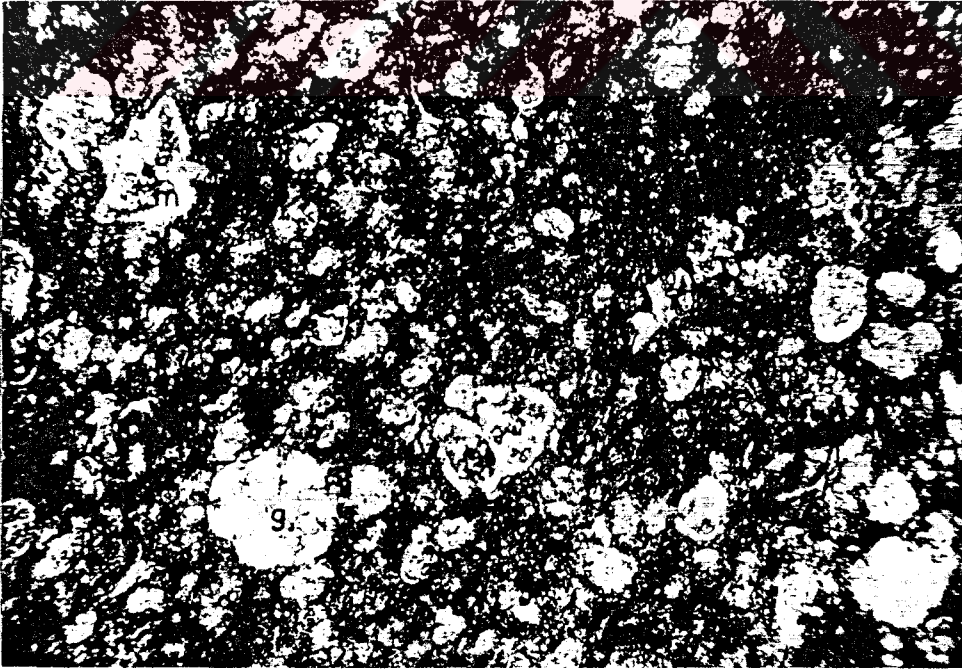


Foto. 1.9 Biyomikrit, Kızılıрма formasyonu, Orta Paleosen (Monsiyen) (çift nikol 4x10X).  
m: Morozovella sp. g: Globigerina sp. (Bucak güneydoğusu)

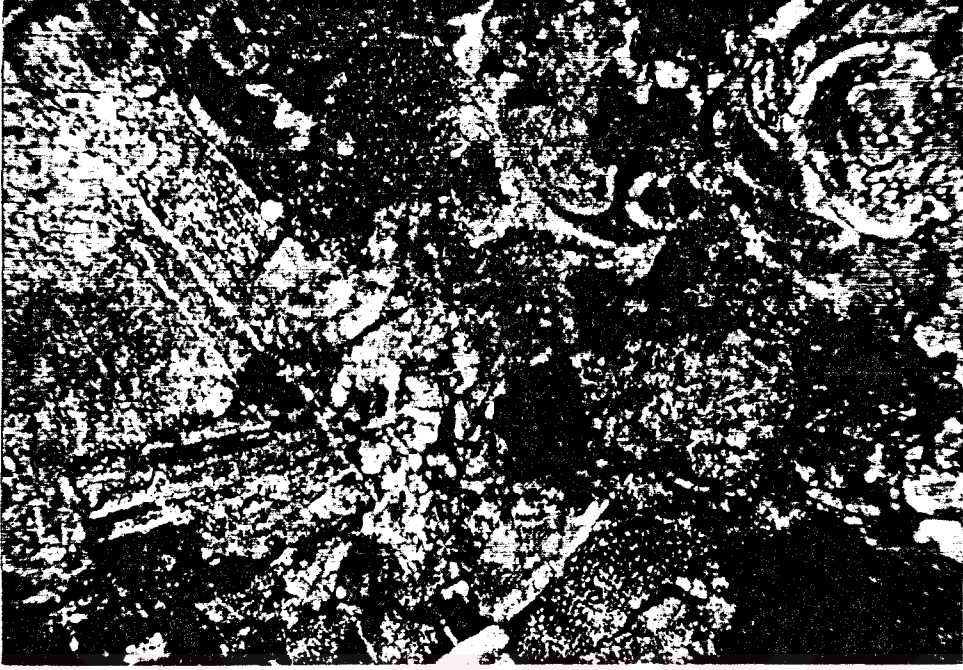


Foto. 1.10 Biyoklastik kireçtaşı, Kızılıрма formasyonu, Üst Paleosen (Tanesiyen) a:Alg, b:Bentik form (?Nummulites) p: Pelajik form (?Globigerina) s: Strolit) (çift nikol 4x10X). (Ağlasun güneyi)

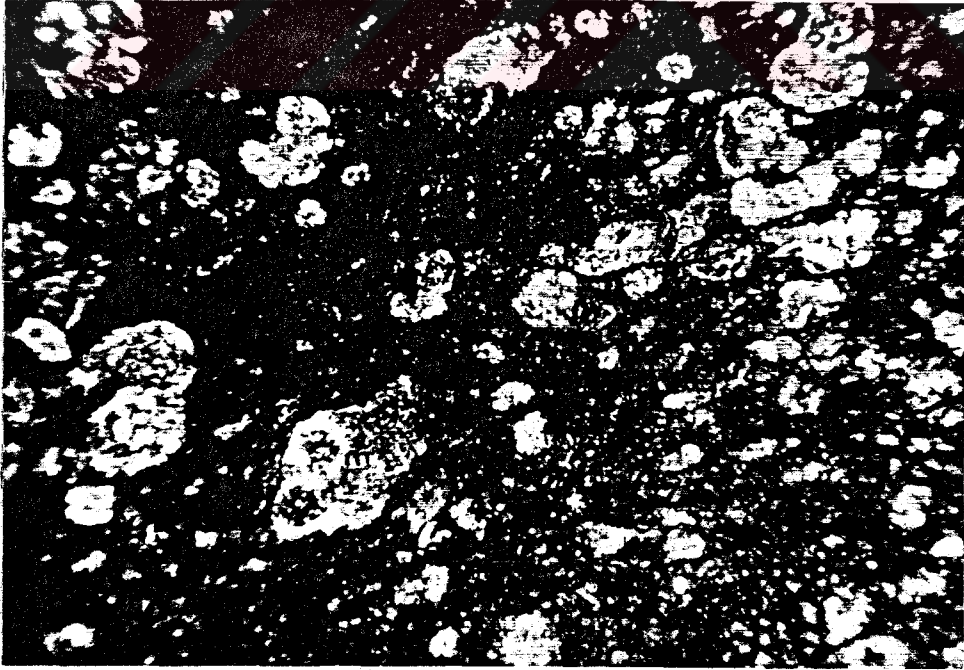



Foto. 1.11 Biyomikrit, Kızılıрма formasyonu, Alt Eosen (İpresiyen) yaşlı üst seviyeleri m: Morozovella spinulosa (çift nikol 4x10X). (Ağlasun güneyi)

denizel) ortamda çökeldiğini dolayısıyla Mesozoyik sonlarındaki transgresyonun Tersiyer başlarında da devam ettiğini göstermektedir. Ancak üst seviyelerde kumtaşı ve detritik kireçtaşları araseviyelerinin varlığı ve bu kireçtaşları içerisinde sığ denizel ortama ait algler ve bentik foraminiferlerin bulunması ise Paleosen sonları - Eosen başlarında çökeltme koşullarının kısmende olsa değiştiğini, muhtemelen derin denizel ortamdaki değişken enerjili bir ortama geçişin sözkonusu olduğunu ortaya koymaktadır. Yine üst seviyelerdeki kumtaşları içerisinde çok az oranda ofiyolitik tanelere rastlanması ise Tersiyer başlarında ofiyolitik karışıkların bölgeye ilk olarak yerleşimlerinin Kızılıрма formasyonunun çökeltimi ile eş yaşlı veya formasyonun çökeltiminden hemen önce inceleme alanının dışında herhangi bir yere yerleşmiş olabilecekleri düşünülmektedir. Çalışma alanında ofiyolitik karışıkların bölgeye ilksel yerleşimlerine ait başka bir veri yoktur. Kızılıрма formasyonunun alt seviyelerini oluşturan (Daniyen, Monsiyen ve yer yer Tanesiyen) birimler içerisinde ofiyolitik taneleri gözlenmez iken, Tanesiyen (Üst Paleosen) ve İpresiyen (Alt Eosen)'de yer yer ofiyolitik tanelerine rastlanmıştır. Maestrihtiyen pelajik çökelleri üzerine su altı uyumsuzluğu ile gelen Kızılıрма formasyonu yine pelajik ortamda çökeltmiş yani Mesozoyik transgresyonu Alt ve Orta Paleosen'de devam etmiştir. Ancak alt seviyelerdeki karbonatların çökeltiminden sonra Üst Paleosen'de bir duraysızlık yavaş yavaş kendini göstermiştir. Muhtemelen ofiyolitik karışıkların bölgeye ilksel yerleşmesi ile ilgili olduğu sanılan bu duraysızlık neticesinde, Senomaniyen-Monsiyen zaman aralığında batı Toroslar'daki karbonat çökeltimi Üst Paleosen'den itibaren yerini yer yer kırıntılı çökeltimine bırakmıştır.

### 3.1.1.2.2. KAYIKÖY FORMASYONU (Trk)

Birimin adı Isparta civarındaki Kayıköy'e atfen ilk kez Karaman ve diğ. (1988), tarafından verilmiştir. İnceleme alanında çok sınırlı bir bölgede yer alan formasyon, 1/25000 ölçekli Isparta N25 a1 paftasında Bucak batı-güneybatısındaki Aladağ'ın güneyinde ve batısında olmak üzere yaklaşık 2 km<sup>2</sup> lik bir alanda mostra vermektedir.

Formasyonun egemen kaya türü kırıllı sarı ve açık gri renklerde izlenen killi kireçtaşı, şeyl ve az oranda da kumtaşı araseviyelerinden oluşmaktadır (Şekil 2.7). İnceleme alanının küçük bir kesiminde yüzeyleme veren formasyonu oluşturan litolojilerden killi kireçtaşları

ÜST SİSTEM	SERİ	KAT	KALINLIK	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	FOSİLLER
SENOZOYİK	ÜST EOROSTEEN	PRIABONİYEN	HÜYÜK FORMASYONU					
		LÜTESİYEN	120 m.	KAYIKÖY	Tkk		Derin denizel ortamda çökelen ince orta katmanlı, killi kireçtaşı, şeyl, kumtaşı, ve az oranda çakıltası araldanması.	<u>Morozovella spinulosa</u> Cushman.  <u>Globigerina inaequispira</u> Subbotina.  <u>Globigerina senni</u> Beckmann.  <u>Hasterigerina cf. bolivariana</u> Petters.
	ALT EOSEN PALEOSEN	KIZILKIRMA FORMASYONU						

Şekil 2.7 Kayıköy formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.

killi sarı ve gri renklerde kendini gösterir. Ayrışmış kesimlerde boz ve açık gri renklerde izlenen kireçtaşları birçok yerde de ayrışmadan dolayı topraklaşmış bir görünüm kazanmışlardır (Foto. 1.13). Kendisine eşlik eden açık gri ve yer yer bej renklerde görülen şeyller ise böbreğimsi ayrışma yapılarıyla dikkat çekerler. Killi kireçtaşları 1-5 cm. arasında değişen kalınlıklarda gözlenirken şeyller ise ince tabakalıdır. Killi kireçtaşları ve şeyller birbirleriyle yanal ve düşey geçişli olarak gözlenirken bunlarla ara seviyeli olarak bulunan kumtaşları ise seyrek olarak yer alırlar ve kirlili sarı-boz renklerde izlenirler. Yaklaşık 2-20 cm. arasında değişen kalınlıkta tabakalanma sunan kumtaşları karbonat çimentolu olup içerisinde ofiyolitlere ait kırıntılar gözlenmektedir. Taneler iri olup mikrokonglomera mertebesine yakındır. Genellikle demirli olmayan bir çamur ile tutturulmuş olan formasyona ait litolojiler altta bulunan Kızılkırma formasyonunun kırmızı-pembe renginden farklı olduğu için kolaylıkla ayırt edilirler. Isparta ve çevresinde Kayıköy formasyonuna ait bileşenler içerisinde bol nummulitler gözlenmiş olmasına rağmen inceleme alanında bu oran çok azdır. Bunun nedeni ise, muhtemelen Kayıköy formasyonunun genel yayılımı dikkate alındığında inceleme alanının küçük bir kesiminde yüzeyleme vermesidir. Bu nedenle derlenen el örneklerinde ve arazi gözlemlerinde nummulit fosiline nadiren rastlanılmıştır (Foto. 1.14). İnce kesitlerde % 30-40 oranında fosil gözlenen formasyona ait killi kireçtaşlarının biyomikrit dokulu olduğu (Folk, 1962) tespit edilmiştir.

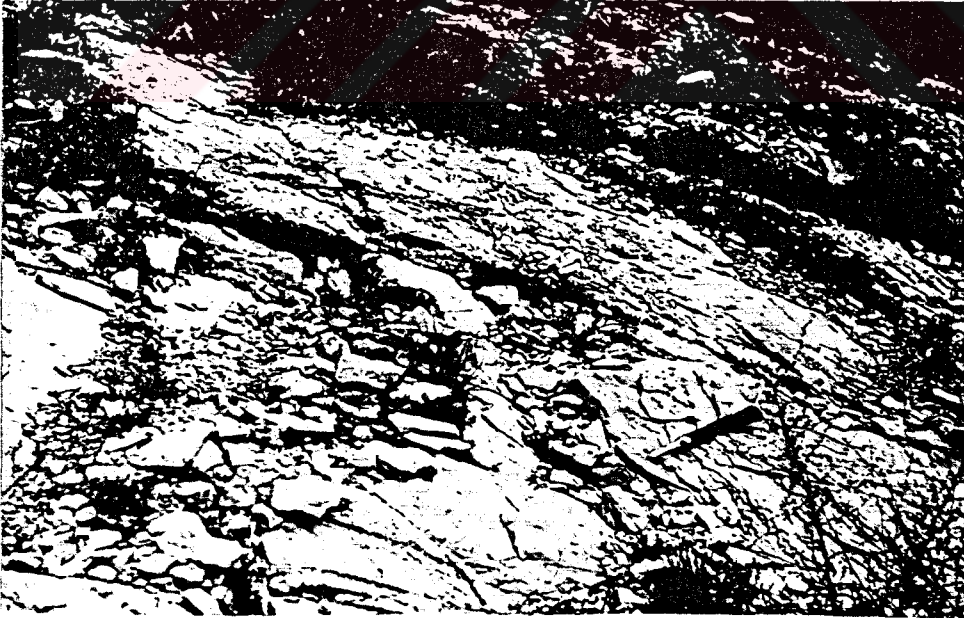


Foto. 1.13 Aladağ güneybatısındaki Kayıköy formasyonuna ait killi kireçtaşları.  
(Güneydoğuya bakış)

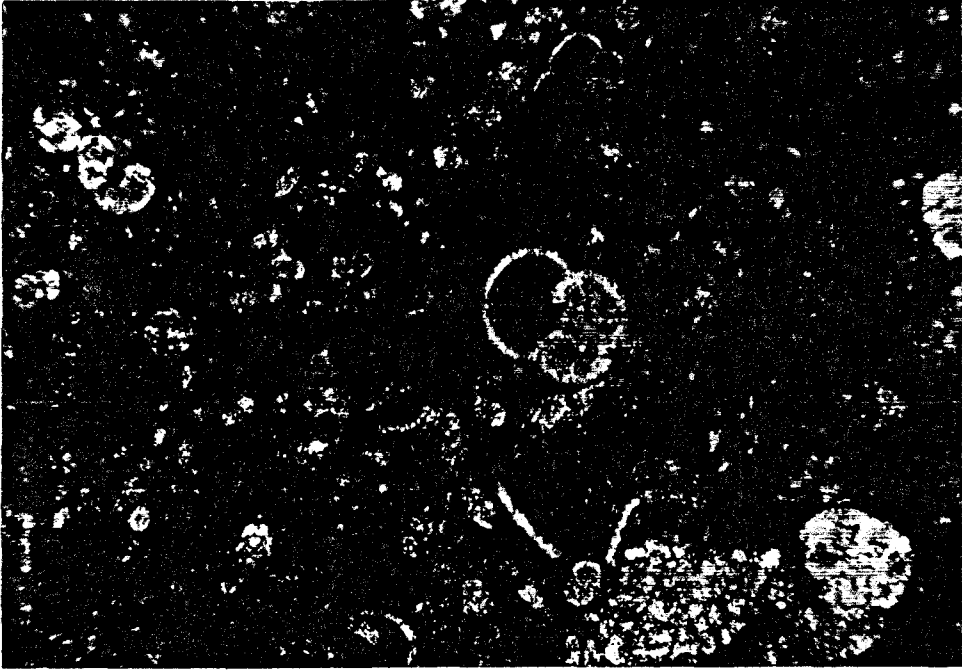


Foto. 1.12 Biyomikrit, Orta Eosen (Lütesiyen) yaşlı kayıköy formasyonu, (çift nikol 4x10X). (Aladağ güneybatısı)

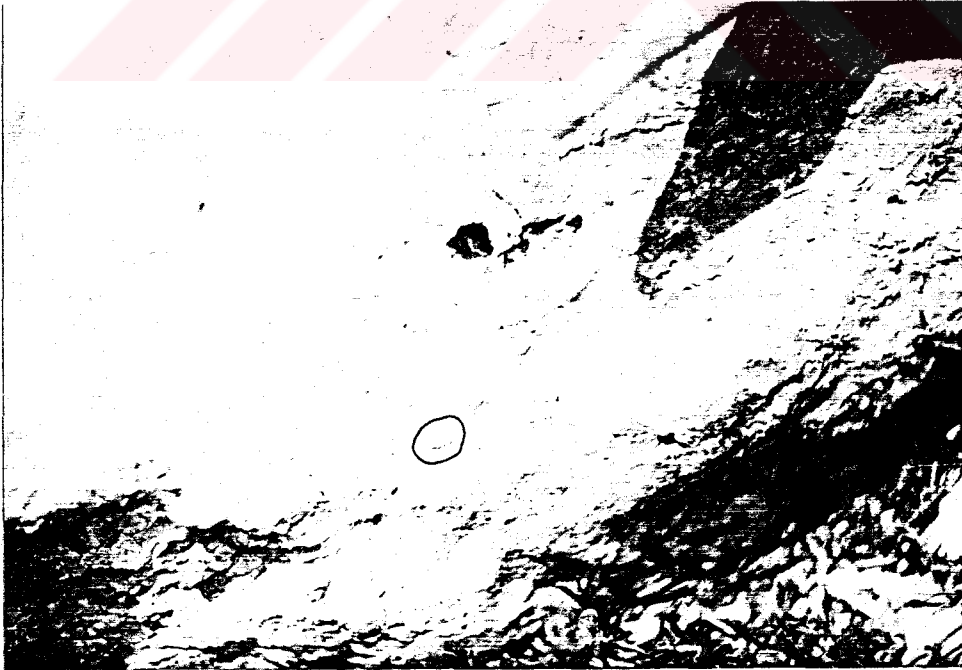


Foto. 1.14 Aladağ güneybatısında Kayıköy formasyonundaki ?Nummulites sp..

Kayıköy formasyonunun alt dokanağı, Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu ile uyumludur. Bu dokanak ilişkisi 1/25000 ölçekli Isparta N25 a1 paftasında Aladağ'ın güneybatısında gözlenmekte olup, dokanak boyunca Kızılkırma formasyonunun üst seviyelerindeki nummulitli kumtaşları ve detritik kireçtaşları üzerine Kayıköy formasyonunun Lütésiyen yaşlı pelajik killi kireçtaşları uyumlu olarak gelir (Şekil 2.5). Bunun dışında Aladağ'ın güneyinde gözlenen Kayıköy formasyonunun tabanına ait dokanak faylı olduğu için herhangi bir yorum yapmak güçtür. Formasyonun üst dokanağı ise stratigrafik olarak Priaboniyen(Üst Eosen) yaşlı Hüyük formasyonu ile uyumludur. Ancak bu dokanak ilişkisi inceleme alanında net olarak izlenememektedir. Çünkü Aladağ'ın güneybatısında gözlenen her iki formasyona ait dokanak faylıdır (Şekil 2.5). Yaklaşık K-G doğrultulu, eğim atımlı normal fay boyunca batıdaki formasyonun bulunduğu blok düşmüştür. Doğudaki yükselen blokta ise Davraz kireçtaşı bulunmaktadır. Birimin kalınlığı bu kesimde 120 m. dir. Isparta civarında formasyonun kalınlığı 700-800 m. (Karaman ve diğ. 1988) ile 1000 m. (Görmüş ve Özkul, 1995) arasında değişmektedir.

Kayıköy formasyonu içerisindeki değişik seviyelere ait mikrofossil kapsamı şöyledir.

Morozovella spinulosa (Cushman)

Globigerina inaequispira Subbotina

Globigerina senni (Beckmann)

Globigerina cf. linaperta Subbotina

Acarinina soldadoensis soldadoensis (Brönnimann)

Acarinina sp.

Hastigerina cf. bolivariana Petters

Bu fosillere göre formasyonun yaşı Lütésiyen (Orta Eosen) olarak tespit edilmiştir (Foto. 1.12).

Formasyonun eş birimi olarak aynı veya farklı alanlarda çalışan önceki çalışmacılardan Karaman ve diğ. (1988), Karaman ve diğ. (1990), Karaman (1994), Yağmurlu (1994) a,b, Kayıköy formasyonu, Yalçinkaya ve diğ. (1986), Yavuzlar formasyonu ve Garipçe formasyonu, Yalçinkaya (1989), Taşkapı formasyonu ve Kurttepe formasyonu, Koçyiğit (1983), Dereköy formasyonu, Saniz (1985), Isparta formasyonu (Eosen'in tümü), Görmüş ve Özkul (1995), Isparta filizi, Karaman (1986), Gölbaşı formasyonu, Günay ve diğ. (1982), Garipçe formasyonunun Büyükköy üyesi olarak verilebilir. Poisson (1977), ise Likya naplarının Yavuz ünitesini bu yaş aralığı için önermiştir.



Bunlardan formasyon özelliklerinin en iyi gözleendiği yerin Isparta kuzeybatısındaki Kayıköy civarında olması, alt - üst sınırlarının ve fosil kapsamının detaylı belirtilmesi ve sonraki çalışmacılardan Karaman ve diğ. (1990), Karaman (1994), Yağmurlu (1994) a,b, ve Yıldız ve Toker'in (1991) kullandığı Kayıköy formasyonu, terim karmaşasına meydan vermemek için bu çalışmada da benimsenmiştir.

Formasyon içerisinde bol miktarda planktik foraminiferler bulunmaktadır. Çamurtaşı ve killi kireçtaşları içerisinde bulunan bu fosiller Kayıköy formasyonunun derin denizel ortamda oluştuğunu belgelemektedir. Aynı zamanda çok az olarak rastlanan nummulitler de ortamın yer yer sığlaştığını göstermektedir. O halde genel olarak inceleme alanında Maestrihtiyen'den beri devam eden derin denizel ortam Lütesiyen'de de varlığını sürdürmektedir. Isparta kuzeyinde çalışan Karaman ve diğ. (1988), (1990) ve Karaman (1994), formasyonun sığ denizel ortamda çökeldiğini, ancak ortamda düşük enerjili çalkantısız litotoplarında bulunabileceğini belirtmektedirler. Yağmurlu'ya (1994)a göre ise, formasyon içerisindeki regresif istiflenmenin giderek sığlaşan bir havza koşullarının varlığından bahsetmektedir. Isparta güneyinde ise Yağmurlu'ya (1994)b, göre formasyona ait tortullar, sığ şelf ile derin şelf arasında değişen çökeltme koşullarının varlığını belgelemektedirler. Batı Toroslarda çalışan Gutnic ve diğ. (1979), ise formasyonun açık denizde çökeldiğini, Isparta civarında ise Yalçınkaya (1989), hızlı derinleşen bir denizin olduğunu ancak ortamın çökme sırasında bir süre durduğunu, bu arada neritik kireçtaşlarının çökeldiğini ve yeniden ortamın derinleştiğini belirtmektedir. O halde Kayıköy formasyonunun oluşumu eldeki verilere göre kuzeyde Isparta civarında sığ denizel ortamda ancak yer yer düşük enerjili ve çalkantısız koşullarda, güneyde inceleme alanında ise nadiren sığ, çoğunlukla da derin denizel ortamda çökeldiği, yani bölgede kuzeyden güneye doğru formasyonun çökeltme ortamının derinleştiği söylenebilir.

### 3.1.1.2.3. HÜYÜK FORMASYONU (Th)

Formasyon adını inceleme alanının dışındaki kuzeyde Isparta civarındaki Göltaş Çimento Fabrikası yakınında Hüyük Tepe'den almıştır (Yalçınkaya ve diğ., 1986). İnceleme alanında ise 1/25000 ölçekli Isparta N25 a1 paftasında Bucak batısındaki Aladağ Tepe'nin güneybatısında çok küçük bir alanda mostra vermektedir.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	KALINLIK	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	FOSİLLER
SENOZOYİK	ETENEOSİYEN	ÜST	PRİBONİYEN	40 m.	HÜYÜK	Th	Killi, ince orta katmanlı, bol fosilli, biyomikritik dokulu, derin denizel çökelen detritik kireçtaşları.	UYUMSUZLUK	<u>Halkyardia minima</u> Liebus.  <u>Praerhapydionina</u> sp.  <u>Planorbulina</u> sp.  <u>Rotalia</u> sp.
									LÜTESİYEN

Şekil 2.8 Hüyük formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.

Formasyonun egemen kaya türünü açık sarı, gri-boz renkli detritik killi kireçtaşları oluşturur (Şekil 2.8). Genellikle sık çatlaklı, çatlak aralıkları küçük ve kalsit dolgulu olan kireçtaşları, kırılğan ve oldukça dağılgan bir yapıya sahiptirler. Yüzeyleme verdiği yerlerde bol ayrışma yapılı ve ayrışmış kesimlerde topraklaşma ile beraber küçük lamina parçaları da yoğun bir şekilde gözlenir (Foto. 1.16). Formasyonu oluşturan kireçtaşları çoğunlukla killi ve bol fosilli olarak izlenirler. İnce-orta tabakalanmaya sahip olan kireçtaşlarının tabaka kalınlıkları 5-30 cm. arasında değişmektedir. Çok küçük bir alanda mostra verdiği için genel yayılımı ile yanal ve düşey geçişleri inceleme alanında gözlenememektedir (Şekil 2.5). Ancak eşleniği olarak önceki çalışmacıların ortaya koyduğu birimler altta bulunan Lütésiyen yaşlı birimlerle yanal ve düşey geçişli oldukları belirtilmektedir (Karaman ve diğ. 1990), (Yalçınkaya ve diğ. 1986). Formasyonu oluşturan killi kireçtaşlarının ince kesitlerinde biyomikritik dokulu oldukları gözlenmiştir. İçerisinde sığ denizden taşınmış bentik foraminiferler ve algler bulunduran kireçtaşlarında ayrıca derin denizel ortam ürünü Globigerina fosilleride bol miktarda yer almaktadır. Ayrıca kireçtaşlarının çoğunlukla küçük tane boyutunda ve kırıntılı oldukları, bununla beraber derin denizel ortamda oluştuğu tespit edilmiştir.

Hüyük formasyonunun alt dokanağında Lütésiyen yaşlı Kayıköy formasyonu uyumlu olarak bulunmaktadır. Bu dokanak ilişkisi Aladağ'ın güneybatısında gözlenememektedir. Çünkü Hüyük formasyonunun dokanağı faylıdır. Yaklaşık K-G doğrultulu ve eğim atımlı normal fay boyunca Hüyük formasyonu ile Kayıköy formasyonu birbirinden ayrılmış, batıdaki Hüyük formasyonunun bulunduğu blok düşmüştür. Üst dokanağı ise yine çalışma alanında alüvyonlarla kaplıdır. Stratigrafik olarak da üst dokanağı uyumsuz bir şekilde Miyosen'in alt seviyelerini teşkil eden Yazır kireçtaşı ile örtülüdür. Çünkü arada Oligosen yoktur. Ayrıca Miyosen transgresyonu tüm Miyosen öncesi birimleri uyumsuzlukla örtmüştür. Formasyonun Yazır kireçtaşı ile yaptığı üst dokanak ilişkisi yine inceleme alanında gözükmemektedir. Birimin görünür kalınlığı ise sözkonusu kesimde yaklaşık 40 m. olarak ölçülmüştür.

Formasyonun değişik seviyelerinden alınan numunelerin ince kesitlerinde rastlanılan fosiller,

Halkyardia minima (Liebus)

Praerhapydionina sp.

Planorbulina sp.

Rotalia sp.

Textularia sp.

Globorotalia sp.

Globigerina sp.

Rotaliidae

Miliolidae

Algae olarak sunulmuştur. Buna göre birimin yaşı Priaboniyen (Üst Eosen) olarak tespit edilmiştir (Foto. 1.1.15).

Formasyonun eş birimi olarak Gönen civarında çalışan Karaman ve diğ.'nin (1990) Kayıköy formasyonuna ait Delikarası üyesi verilebilir. Ayrıca çoğu araştırmacılar Priaboniyen'in alttaki Lütisiyen yaşlı birimlerle uyumlu olduğu için Orta Eosen'e ait formasyonlarının yaşını Priaboniyen'e kadar çıkarmışlardır(Sarız, 1985). Beydağları'nda çalışan Günay ve diğ. (1982), ise tanımladıkları Garipçe formasyonunun Büyükköy ve Salur üyeleri Hüyük formasyonuna karşılık gelebilir. Bu çalışmada yeni bir isim vermektense daha ziyade önceki çalışmacılardan Yalçınkaya ve diğ.'nin (1986) verdiği isme sadık kalınmış ve Hüyük formasyonu adı benimsenmiştir. Formasyon inceleme alanında Miyosen öncesindeki en genç birimdir. Kendisi ile beraber kendisinden daha yaşlı olan formasyonları Miyosen yaşlı birimler uyumsuz olarak örtmüşlerdir. Güneybatı Anadolu'da büyük alanlarda ve sık olarak pek mostra vermeyen Hüyük formasyonu Lütisiyen'de var olan derin denizel ortamın Priaboniyen'de de devam ettiğini göstermektedir.

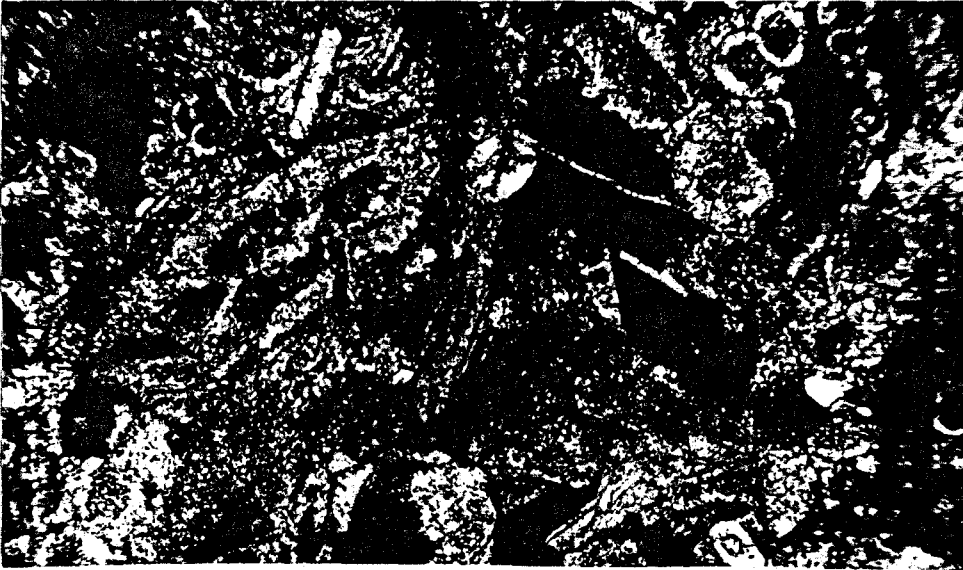


Foto. 1.15 Biyosparit, Üst Eosen (Priaboniyen) yaşlı Hüyük formasyonu g. Globigerina (çift nikol 4x10X). (Aladağ güneybatısı)

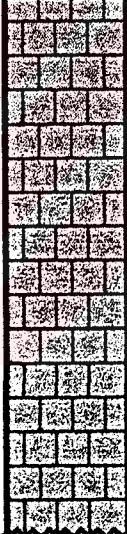


Foto. 1.16 Aladağ güneybatısındaki Hüyük formasyonuna ait killi kireçtaşları. (Kuzeye bakış)

#### 3.1.1.2.4. YAZIR KİREÇTAŞI (Ty)

Birim adını inceleme alanının dışında bulunan hemen kuzeydeki Ağlasun doğusundaki Yazır Köyü'nden almıştır (Karaman, 1990) ve inceleme alanında başlıca 1/25000 ölçekli Isparta N25 a1 paftasında Bucak güneyinde Gazellersivrisi Tepe'nin batı-güneybatısında yaklaşık 0,5 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra vermektedir.

Egemen kaya türünü gri-koyu gri renkli resifal kireçtaşlarının oluşturduğu birim, bölgede genel olarak orta-kalın katmanlı yer yer de masif görümlü ve yoğun çatlaklı olarak gözlenmektedir (Şekil 2.9). Çatlaklar ikincil kalsit ve aragonitle dolguludur. Kırıldığında bitüm kokusu vermesi ve içerisinde bol makrofosil bulundurması ile diğer karbonatlı kayalardan ayırt edilirler. İnceleme alanında yayılımı geniş görünmesine rağmen kalınlığı azdır. Tabaka kalınlıkları 20-60 cm. arasında değişen kireçtaşının mikroskopik gözlemlerde ise bağlamtaşı (Dunham, 1962) veya biyolitit (Folk, 1962) gurubuna girdikleri ve resifal karakterde olduğu gözlenmiştir. Kayacın % 90'ı fosilli olup % 80-90 civarında algler ve % 5-10 civarında ise foraminiferler vardır.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	KALINLIK	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	FOSİLLER
SENOZOYİK	MİYÖSEN	ALST	BURDİGALİYEN	AĞLASUN FORMASYONU					
			AKİTANİYEN	85 m.	YAZIR KİREÇTAŞI	Ty		Koyu renkli, orta katmanlı, bitüm kokulu, bol makro fosilli, resifal ortamda çökelen kireçtaşları	<u>Miogypsina intermedia</u> Drooger <u>Sphaerogypsina globula</u> . Reuss <u>Lepidocyclina</u> sp. <u>Asterigerina</u> sp. <u>Textularia</u> sp.
			ÜST EOSEN	HÜYÜK FORMASYONU					

Şekil 2.9 Yazır kireçtaşına ait stratigrafik sütun kesit.

Yazır kireçtaşı Miyosen öncesindeki tüm birimleri uyumsuzlukla örter. Dolayısıyla Miyosen öncesi birimlerle tabanı açısız uyumsuzdur. Stratigrafik olarak ise Üst Eosen (Priaboniyen) yaşlı Hüyük formasyonu ile uyumsuzdur. Çünkü arada Oligosen'e ait herhangi bir veri yoktur. İnceleme alanı dışında bölgede Oligosen yaşlı konglomeraların varlığı bilinmektedir ancak, inceleme alanında gözlenmemektedir. Yazır kireçtaşının Hüyük formasyonu ile yaptığı dokanak da çalışma alanında izlenmez. Akitaniyen yaşlı Yazır kireçtaşının üst dokanağı ise Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu ile uyumludur. Bu dokanak ilişkisi inceleme alanında 1/25000'lik Isparta N25 a1 paftasında Gazellersivrisi Tepe'nin batı-güneybatısında az bir kesimde gözükmemektedir (Şekil 2.10). Bölgedeki Miyosen yaşlı birimlerin başlangıcını simgeleyen Yazır kireçtaşının kalınlığı Yazır köyü civarlarında 150-300 m. arasında (Karaman, 1990) İmrezi köyü civarlarında ise 20-50 m. arasında (Yalçinkaya, 1989) değişmektedir. Kireçtaşının inceleme alanında mostra verdiği yerde taban dokanağı net bir şekilde izlenmemektedir. Bu durumda görünür kalınlığı 85 m. olarak ölçülmüştür.

Yazır kireçtaşından derlenen numunelerin ince kesitlerinde,

Miogygsina intermedia Drooger

Sphaerogygsina globula (Reuss)

Amphistegina sp.

Lepidocyclina sp.

Asterigerina sp.

Textularia sp.

Rotaliidae

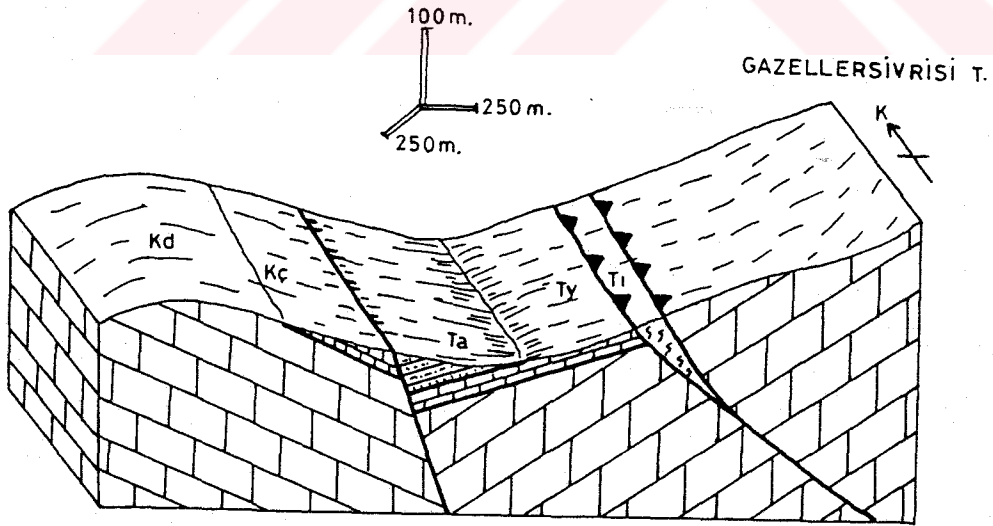
Algae

fosillerine rastlanılmış olup, bu fosillere ve çeşitli deneştirmelere dayanılarak birimin yaşı Akitaniyen (Alt Miyosen) olarak tespit edilmiştir (Foto. 1.17). Önceki çalışmacılardan Yalçinkaya (1989), birime Burdigaliyen, Yalçinkaya ve diğ. (1986) ve Karaman (1990), ise Akitaniyen yaşını vermişlerdir. Korkuteli bölgesinde çalışan Poisson ve Poignant (1974), yeni bir alg türü tespit ederek yaşını Akitaniyen olarak belirlemişler ve Beydağları Miyosen havzası içinde sunmuşlardır.

Bölgede Miyosen filişinin tabanını oluşturan resifal kireçtaşlarının eşleniği olarak Poisson ve Poignant (1974), ile Akay ve diğ. (1985), Karabayır formasyonu, Yalçinkaya ve diğ. (1986), Atabey formasyonu, Yalçinkaya (1989), İmrezi kireçtaşı, ve Karaman (1990),



Foto. 1.17 Alg (a) ve textularid (t) formları içeren biyosparit, Alt Miyosen (Akitaniyen) yaşlı Yazır kireçtaşı (çift nikol 4x10X). (Bucak güneyi)




Şekil 2.10 Bucak güneyindeki Gazellersivrisi Tepe dolaylarında gözlenen Yazır kireçtaşına ait şematik blok diyagram. (Kd: Davraz kireçtaşı, Kç: Çiğdemtepe formasyonu, Ty: Yazır kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu, Tı: Isparta ofiyolitli karışığı)



ise Yazır kireçtaşı isimlerini vermişlerdir. Bunlardan inceleme alanına en yakın olanı ve tüm özelliklerinin en iyi gözleendiği yer olan Ağlasun doğusundaki Yazır köyünden dolayı ve de fazla birim adı karmaşasından uzaklaşmak için Karaman'ın (1990) tanımladığı Yazır kireçtaşı bu çalışmada da kabul edilmiştir. Miyosen öncesi otokton ve allokton tüm birimleri açısız uyumsuzlukla örten Yazır kireçtaşları, bölgede Miyosen'in başlangıcı olarak da klavuz bir seviye halindedir. Kalın bir filiş serisinin altında koyu gri renkli ve bol makrofosilli özelliği ile diğer birimlerden kolayca ayırt edilen resifal kireçtaşları, yörede Miyosen başında sığ denizel ortam koşullarının varlığını belgelerler. İnceleme alanında Eosen'de derin denizel ortam koşulları vardır ve Oligosen'de de herhangi bir formasyon çökeliği gözlenmemiştir. Ancak bölgede Oligosen'e ait konglomeraların varlığı sözkonusudur. Miyosen ise uyumsuzlukla yöreye yerleşip transgresyon neticesinde sığ denizel ortamı karakterize etmektedir. Bütün bunlar muhtemelen Eosen sonunda veya Miyosen öncesinde inceleme alanında bir duraysızlığın varlığını belgelemektedirler. Bu olay ise Lütésiyen sonunda ofiyolitlerin bölgeye ikinci yerleşimlerini yapmalarıyla ilgili olduğu düşünülmektedir. İnceleme alanında Orta ve Üst Eosen'in varlığı ve Lütésiyen'de ofiyolitli karışıkların gözlenmemesi ise, bunların bölgeye ikinci yerleşimini yaptığı ancak inceleme alanına henüz ulaşmadığı ile açıklanabilir.

### 3.1.1.2.5. AĞLASUN FORMASYONU (Ta)

Birim adını inceleme alanının kuzeyinde özelliklerinin en iyi gözleendiği yer olan Ağlasun dolayından almıştır (Yalçınkaya ve diğ. 1986). İnceleme alanında başlıca 1/25000 ölçekli Isparta M24 c3 paftasında Kartalpınar, Tekke ve Güvenlik köyleri civarları ile Kibritköy kuzey, güney ve batısı, M25 d4 paftasında Ağlasun güneyindeki Tekke ve Öcük Tepe civarları, Çanaklı köyü güneybatısı, Belören köyü kuzeydoğusu ve güneyi, M25 d3 paftasında Hisarköy civarı, Adatepe güneyi, Göküşü Tepe kuzey ve batısı ile Yumrutaş köyü civarları, N24 b2 paftasında Çebiş köyü kuzeydoğusu ve doğusu, Kuşbaba köyü güneyi ve batısı ile Kikez Tepe batısı, N25 a1 paftasında Dağarcık köyü güneyi ve batısı ile Seydiköy yakın civarları ve güneydoğusu, Hökez Dağı batısı, kuzeyi ve doğusu Sazakköy civarları, Bucak doğusunda Sivritepe'nin batı etekleri, N25 a2 paftasında Sazakköy'ün doğusu, Kurtmeydanı Tepe'nin güneyinde, Kemel yaylası kuzeybatısında, Bucak güneyinde Çamlıca Tepe batısı, Gemiciburnu Tepe güneyi ve Kara Tepe batısı ile N24 b3 paftasında

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	KALINLIK	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	FOSİLLER
SENERZÖYİK	TENEYSOLTA	AKİTANİYEN	ORTA - ÜST	AKSU FORMASYONU					
			BURDİGALİYEN	1350 m.	AĞLASUN	Ta	 <p>Bol kıvrımlı, fliş fasiyesinde çökelen, derin denizel, kumtaşı, şeyl ve killi kireçtaşı ardalanmalı, üste doğru tane boyu incelen, ince orta katmanlı, kırıntılı birim.</p>	<p><u>Miogypsina intermedia</u> Drooger.</p> <p><u>Miogypsinoi-des complanatus.</u></p> <p><u>Amphistegina cf lessoni.</u></p> <p><u>Sphaerogypsina globula.</u></p>	
			AKİTANİYEN	YAZIR KİREÇTAŞI					

Şekil 2.11 Ağlasun formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.

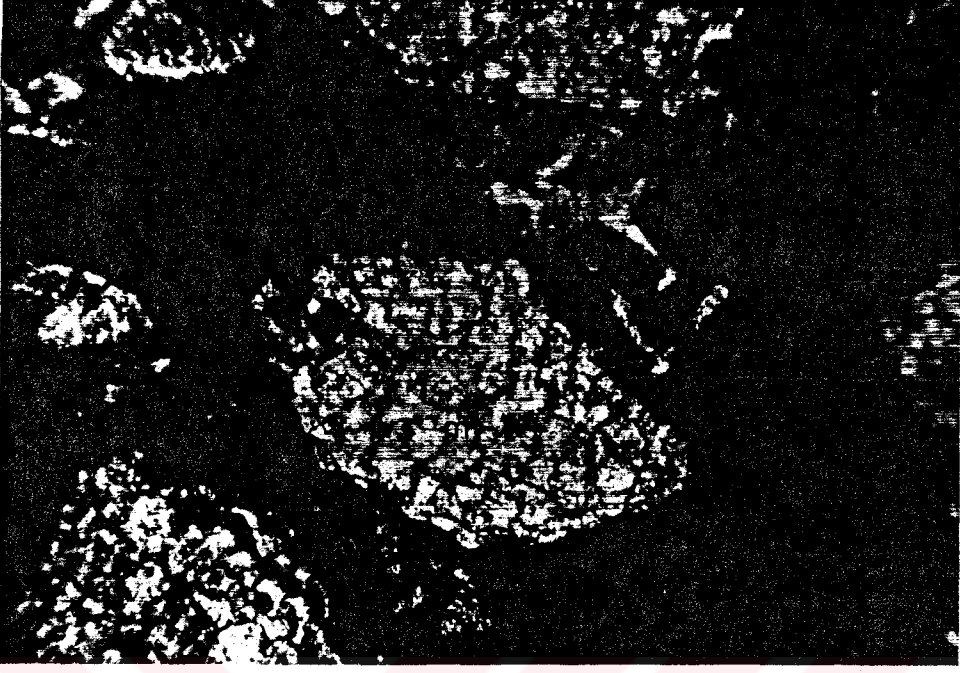


Foto. 1.18 Alt Miyosen (Burdigaliyen) yaşlı Ağlasun formasyonu içerisindeki Miyogypsina intermedia (m) (tek nikol 4x10X). (Bucak kuzeydoğusu)



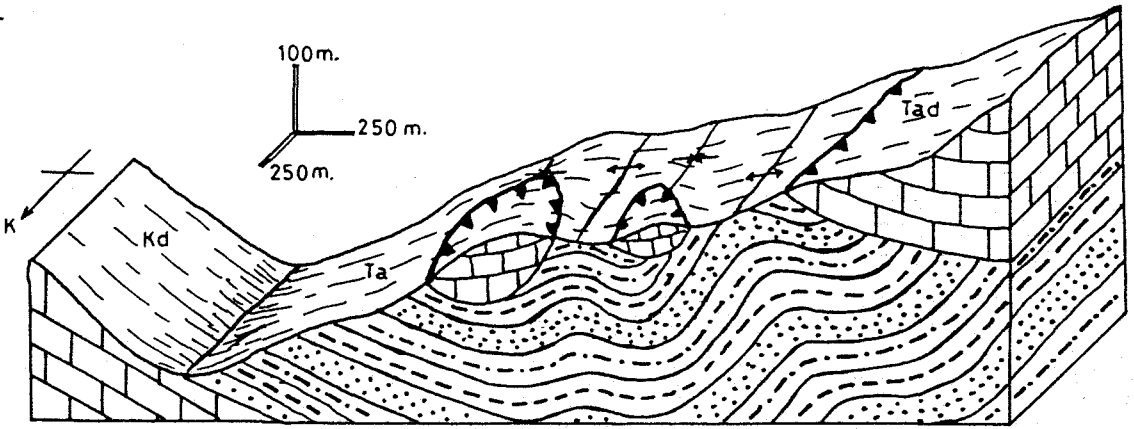
Foto. 1.19 Sazak Köyü doğusundaki Ağlasun formasyonuna ait kumtaşı ve şeyller. (Kuzeye bakış)

Kızılcağaç köyü kuzeyi ve Karaaliler köyü güneybatısında olmak üzere yaklaşık toplam 73 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra vermektedir.

Ağlasun formasyonu, bölgede tipik bir filiş fasiyesinde izlenmekte olup, egemen kaya türü kumtaşı ve şeyl ardalanmasından, yer yer de killi kireçtaşları ara seviyelerinden oluşmaktadır (Şekil 2.11), (Foto. 1.19). Kumtaşları çoğunlukla açık sarı-boz ve gri, nadiren de kahverengimsi renklerde gözlenmekte olup bol çatlaklı ve oldukça dayanımlıdır. Kumtaşı tabakalarında tane boyu alttan üste doğru incelmektedir. Tabaka kalınlıkları 2-50 cm. arasında değişmektedir. Kumtaşı-şeyl ardalanmasında kumtaşlarından şeyle dereceli geçiş vardır, ancak şeylden kumtaşına geçiş keskin sınırlıdır. Formasyon içerisindeki şeyller ise arazi gözlemlerinde yeşilimsi sarı ve gri renklerde, ayrışma rengi ise açık yeşilimsi kirli gri ve sarımsı renkli olarak izlenirler. İnce tabakalı olarak gözlenen şeyller kolay kırılğan ve böbreğimsi ayrışma yapısına sahiptirler. Formasyon içerisinde ara seviyeler halinde bulunan killi kireçtaşları ince-orta tabakalı olup gri-beyaz, açık sarı renklerde gözlenirler. Ayrışmış kesimlerde ise sarımsı renk göze çarpar. Formasyonu oluşturan kumtaşları şeyllere nazaran ayrışmaya karşı daha dayanımlı oldukları için arazi gözlemlerinde iri çıkıntılar oluşturarak izlenirler. Şeyller ise ayrışmaya karşı daha az dirençli oldukları için arazide kumtaşlarına ait çıkıntılarını arasını dolduran malzeme olarak göze çarparlar. Alt Miyosen sonrasındaki sıkışma ve ofiyolitlerin bölgeye yerleşmesinden etkilenen formasyon tektonizmadan fazlaca nasibini almıştır. Dolayısıyla tabaka doğrultu ve eğimleri kısa alanlarda sık değişmektedir (Şekil 2.13). Böylece kıvrımlar, ezilme zonları ve bindirmeler formasyon içerisinde yoğun olarak gözlenmektedir. Ağlasun formasyonunu oluşturan litolojilerin ince kesitlerinde, kumtaşlarının litarenit ve kuvars arenit (Folk, 1974) türünde olduğu, tanelerin ise kötü boylanmalı ve köşeli yapıda buldukları gözlenmiştir. Kumtaşları içerisindeki taneler % 80-90 arasında, bağlayıcı ise % 10 civarında olup bağlayıcı karbonat çimentoludur. Taneler köşeli-yarı köşeli olup orta derecede boylanma gözlenir ve hemen hemen eş boy tanelidirler. Çoğunlukla kireçtaşı kırıntıları, yer yer de kuvars taneleri kumtaşları içerisinde gözlenmekte olup opak kırıntılar ve ofiyolit taneleride az orandadır. Formasyon içerisinde seyrek olarak bulunan killi kireçtaşları ise biyomikrit (Folk, 1962) veya istiftaşı (Dunham, 1962) gurubuna girerler. Mikritik çamur içerisinde sığ denizel ortama ait bentik foraminiferler vardır. Fosillerden % 60-70 oranında rotalitler, % 10-20 arasında algler ve % 5 oranında miliolidler, kırılmış bentiklerle bivalv kavkı parçaları gözlenmektedir. Tane boyutları



Foto. 1.20 Belören Köyü doğusunda Ağlasun formasyonu (Ta) ile Aksu formasyonu (Tak) dokanağı. (Kuzeydoğuya bakış)



Şekil 2.13 Kıbrıt Köyü güneyindeki Ağlasun formasyonunda (Ta) gözlenen kıvrımlar ve Davraz kireçtaşı (Kd) ile Akdağ kireçtaşı (Tad) arasındaki ilişkiyi gösteren blok diyagramı.

değişken olup hafifçe bir yeniden kristallenme gözlenir. Dokusu ise biyomikrit ile hafifçe rekristalize biyosparittir.

Ağlasun formasyonunun alt dokanağı Akitaniyen yaşlı Yazır kireçtaşı ile uyumludur. Bu dokanak ilişkisi 1/25000 ölçekli Isparta N25 a1 paftasında Bucak güneyindeki Gazellersivrisi Tepe'nin güneybatısında görülmektedir. Bunun dışında inceleme alanında Ağlasun formasyonunun tabandaki Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları ile yaptığı dokanak başka bir yerde görülmez. Dolayısıyla formasyon Hisarköy, Kibritköy, Güvenlik köyü, Çanaklı köyü, Sazakköy ve Hökez Dağı ile Karaaliler-Kızılcağaç civarlarında Senomaniyen-Alt Senoniyen yaşlı Davraz kireçtaşı üzerine uyumsuz olarak oturur (Şekil 2.12). Belören köyü kuzeyinde ise Çiğdemtepe formasyonu üzerine uyumsuz olarak oturur. Bucak doğusu ve kuzeybatısı, Ağlasun güneyi, Tekke ve Öcük Tepe civarlarında ve Hisarköy kuzeyindeki Burnaz Tepe güney-güneybatısında da Kızılkırmı formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Ağlasun formasyonunun üst dokanağı ise Isparta ofiyolitli karışığı ile tektonik olarak bindirmelidir. Bu dokanak ilişkisi Kartalpınar köyü doğusunda, Çebiş köyü güneydoğusunda, Yumrutaş köyü güneyinde ve Gemiciburnu Tepe'nin güneyinde gözlenmektedir. Ofiyolitli karışık Burdigaliyen sonunda bölgeye yerleşirken beraberinde Akdağ kireçtaşını da allokton olarak Ağlasun formasyonu üzerine sürüklemiştir. Dolayısıyla inceleme alanında Seydiköy ve Dağarcık köyü civarı, Kocakoyak Tepe kuzeyi ve doğusu, Belören köyü güneyindeki Sivri Tepe civarı, Yumrutaş köyü batı ve güneybatısı, Çanaklı köyü batısı, Güvenlik-Tekke köyleri arası, Kartalpınar köyü kuzeyinde Kale Tepe, Eğikkaya Tepe ve Kibritköy batısındaki Çamlı ve Keşalan Tepe civarlarında Ağlasun formasyonu üzerinde allokton Akdağ kireçtaşları tektonik olarak bindirmeli bir şekilde bulunmaktadır. Bucak kuzeydoğusunda Kuzupınar yaylası ile Kurtmeydanı Tepe arasındaki hatta Ağlasun formasyonu üzerine Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu uyumsuz olarak gelmektedir (Foto. 1.20). Kurtmeydanı Tepe güneyi, Belören köyü kuzeydoğusu ve Yollu Tepe batısı arasındaki hatta da Ağlasun formasyonunu Karaçal formasyonu uyumsuz olarak örtmüştür. Birimin görünür kalınlığı maksimum olduğu sanılan Kibritköy batı ve güneybatısında 1350 m. olarak ölçülmüştür. Diğer kesimlerde bu kalınlık daha düşüktür. Sazakköy ve Belören köyü civarlarında yaklaşık 900-1000 m. arasında, Hisarköy civarında 600-650 m. ve Kızılcağaç köyü kuzeyinde ise 600 m.'lik kalınlığa sahiptir.

Ağlasun formasyonunu oluşturan litolojilerin değişik seviyelerinden alınan numunelerde,

Miogypsina intermedia Drooger

Sphaerogypsina globula (Reuss)

Miogypsinoidea complanatus (Schlumberger)

Elphidium sp.

Amphistegina cf. lessoni d'Orbigny

Amphistegina sp.

Miolepidocyclina sp.

Asterigerina sp.

Miliolidae

Rotaliidae

Algae

fosilleri gözlenmiş olup birimin yaşı bu fosil kapsamına göre Burdigaliyen (Alt Miyosen) olarak tespit edilmiştir (Foto. 1.18).

Formasyonun eş birimi olarak Batı Toroslar'da çalışan Günay ve diğ. (1982), Sinekçi formasyonu, Şenel ve diğ. (1981), ise Salur formasyonu isimlerini kullanmışlardır. Eğirdir-Isparta ve güneyinde çalışan Akbulut (1980), Sipahi (1984), Yalçın (1993), ile Görmüş ve Özkul (1995), ise Güneyce formasyonu, Gölcük civarında çalışan Bilgin ve diğ. (1989), Isparta filişi, Beydağlarında çalışan Poisson (1977), Karakuştepe formasyonu, Batı Toroslar ve Isparta civarında çalışan Yalçinkaya ve diğ. (1986), Yalçinkaya (1989), Karaman (1990), ve Yağmurlu da (1994)b, Ağlasun formasyonu olarak isimlendirmişlerdir. Bunlardan Ağlasun'un inceleme alanına yakın olması, özelliklerinin detaylı belirtilmesi ve araştırmacıların çoğunun da bu ismi benimsemesi nedeniyle Yalçinkaya ve diğ.'nin (1986) verdiği isme sadık kalınmıştır. Tabanda Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşı, daha üstte ise derin denizel ortamı belirleyen filiş çökelleri Miyosen öncesindeki tüm birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir ve daha sonra bölgede sığ ortam koşulları hakim iken ortamın yeniden derinleşmesi ile transgressif bir istif ortaya çıkmıştır. Formasyon içerisinde seyrek olarak bulunan killi kireçtaşlarının sığ denizel ortamı simgeleyen fosiller içermesi de, ortam derinleşirken yer yer duraklamaların olabileceğini göstermektedir. Bölgede geniş bir yayılım sunan formasyon özellikle Burdigaliyen sonrası tektonik hareketlerden fazlaca etkilenmiştir. Tabaka doğrultu ve eğimlerinin dar alanlarda ani ve çabuk değişmesi, düzensiz kıvrımlanmalar, yer yer küçük çaplı bindirmeler bölgedeki Burdigaliyen sonrası sıkışma tektoniğinin formasyon üzerindeki bıraktığı izlerdir.

### 3.1.1.2.6. AKSU FORMASYONU (Tak)

Adını inceleme alanının dışında güneydoğudaki Aksu Çayı'ndan alan (Gutnic ve diğ., 1979) formasyon, başlıca 1/25000 ölçekli Isparta M25 d3 paftasında, Hisarköy güneydoğusu, Yumrutaş Köyü güneyindeki Kocabelen, Göküşü ve Gözlek Tepe civarlarında, Taşyayla Köyü ve yakın çevresinde, N25 a2 paftasında, Kuzupınar Yaylası, Hacıbağ Mahallesi ve Çamlık Köyü kuzeyinde, Hacıbağ Mahallesi güneydoğusunda, Dikmen Tepe batısında, Toptaş Tepe kuzeydoğusunda, Kocaseki ve Gökin Tepe doğusunda, Pamucak civarında ve kuzeyinde, N25 a3 paftasında ise Kocaaliler-Pamucak arası, Çakıllı Tepe doğusu, Karaseki dolaylarında olmak üzere yaklaşık 35 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra vermektedir.

Formasyonun egemen kaya türü gri-boz renkli çakıltaşları ile bunlarla arakatlı olarak gözlenen kirli sarı-kahverengimsi renkli kumtaşı ve kıltaşı araseviyelerinden oluşmaktadır (Şekil 2.14). Birimin yüzde olarak çoğunluğunu oluşturan çakıltaşları, polijenik olup taneler genellikle kireçtaşı, bunun yanında kumtaşı çakılları, çörtler ve serpantinitten oluşmaktadır (Foto. 1.23). Aksu formasyonu çoğunlukla düzgün tabakalı olup, bazı kesimlerde masif konumda izlenirler (Foto. 1.22). Tabaka kalınlıkları 30cm. ile 2.5-3m. arasında değişmektedir. Çakıllar iyi yuvarlaklaşmış olup gri-kahverengimsi renkli bir karbonat bağlayıcı ile bağlanmıştır. Bunun yanında killi ve siltli bir bağlayıcıda yer yer gözlenmektedir. Çakıl boyutları 0.5-10 cm. arasında değişmektedir. Formasyon çatlaklı olup çatlak aralıkları maximum 25 cm.'dir. Çatlaklar çoğunlukla kil, silt ve yer yer de kalsit dolguludur. Çakıltaşlarının içerisinde aratabakalanmalı olarak bulunan kumtaşları ise gri-sarı renklerde olup, ince tabakalı yapıda ve yer yer de mercekler halinde bulunurlar. Aralarında yersel olarak killi seviyeler gözlenmektedir. Çakıltaşlarının mikroskopik gözlemlerinde ise bileşenlerin dağılımı, %50-60 oranında kireçtaşı, % 10-15 oranında kumtaşı, % 10-20 oranında mineral kırıntıları ve % 5 oranında ise çörtten oluşmaktadır. Kireçtaşları mikritik dokulu olup yuvarlak-köşeli tanelidirler. Tane boyutları 1.98 mm. ile 3.3 mm. arasındadır. Kumtaşı kırıntıları köşeli-yarıköşeli olup 2-2.3 mm., çörtler ise 0.8-1.3 mm. arasında değişen boyutlarda gözlenirler. Mineral kırıntıları da öz şekilli olarak göze çarparlar (Foto. 1.21).



ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	KALINLIK	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	FOSİLLER
SENOZOYİK	TENEZİYOR	PLİYOSEN		SUSUZKÖY BAZALTLARI					
		ÜST	ORTA	480 m.	AKSU	Tak	UYUMSUZLUK		
							<p>Çoğunluğu kireçtaşı ve nadiren de ofiyolit ile kumtaşı parçalanndan oluşan sığ denizel çakıltaşları ile kumtaşı ve şeyl ara-seviyeli posttektonik ve polijenik konglomera.</p>	<p><u>Amphistegina</u> sp.</p> <p><u>Elphidium</u> sp.</p> <p><u>Lepidocyclina</u> sp.?</p>	
ALT	AĞLASUN FORMASYONU						UYUMSUZLUK		

Şekil 2.14 Aksu formasyonuna ait stratigrafik sütun kesit.

Aksu formasyonunun alt dokanağı, Miyosen öncesindeki otokton ve allokton tüm birimlerle açısız uyumsuzdur. Stratigrafik olarak altında Ağlasun formasyonu gözlenmekte ve bu dokanak Hacıbağ Mahallesi ve Taşayla Köyü doğusunda Kuzupınar Yaylası-Kurtmeydanı Tepe arasındaki bir hatta, ayrıca Hisarköy güneydoğusunda izlenmektedir. Tektonostratigrafik olarak ise Burdigaliyen sonrası sıkışma ile bölgeye sürüklenen Akdağ kireçtaşı ve Isparta ofiyolitli karışığı da Aksu formasyonunun altında uyumsuz olarak bulunurlar. Bu dokanak ilişkisi de Yumrutaş Köyü güneyinde gözlenir. Hisarköy güneyinde, Kocabelen ve Gözlek Tepe arasındaki hatta, ayrıca güneyde Karaseki civarında Aksu formasyonu, Davraz kireçtaşı üzerine uyumsuz olarak oturmuştur. Beşkonak güneyi ile Karaseki arasındaki hatta formasyonun taban dokanağı faylı olup bu dokanak boyunca birim, Davraz kireçtaşı ile karşı karşıya gelmiştir. Aksu formasyonunun üst dokanağı ise stratigrafik olarak Susuzköy bazaltları ile ayrımlı kaya uyumsuzluğuna sahiptir. Bu dokanak ilişkisi inceleme alanında gözlenmez. Formasyonun üst dokanağında Hacıbağ Mahallesi, Taşayla Köyü ve Beşkonak doğusundaki Toptaş Tepe civarlarında Çamlık traverteni uyumsuz olarak bulunmaktadır (Şekil 2.15). Taşayla Köyü kuzeybatısı ve Kuzupınar Yaylası güneyinde ise birimin üst dokanağında Karaçal formasyonu uyumsuz olarak bulunmaktadır. Aksu formasyonunun görünür kalınlığı Pamucak-Karaseki civarlarında 480 m., Taşayla Köyü civarlarında 200 m., Hacıbağ Mahallesi güneydoğusunda ise yaklaşık 400 m. olarak ölçülmüştür.

Birimin değişik seviyelerinden derlenen numunelerin paleontolojik analizleri sonucu

Amphistegina sp.

Elphidium sp.

? Lepidocyclina sp.

fosillerine rastlanılmıştır. Ayrıca bölgedeki Alt Miyosen sonrası sıkışma tektoniği ile Akdağ kireçtaşının Ağlasun formasyonu üzerine itilmesi nedeniyle orojenez sonrasında çakıltaşı ağırlıklı kaba kırıntılı malzemenin depolandığı düşünülmektedir. Bunun yanında Aksu formasyonu Akdağ kireçtaşı üzerinde uyumsuz olarak gözükmektedir. Yukarıdaki fosil kapsamı, arazi gözlemleri ve bölgesel deneştirmeler esas alınarak Aksu formasyonunun yaşı Orta-Üst Miyosen olarak belirlenmiştir. Birimin yaşı için önceki çalışmacılardan Poisson (1977), Tortoniye, Poisson ve diğ. (1984), Langiyen yaşını verirken Akay ve diğ. (1985),

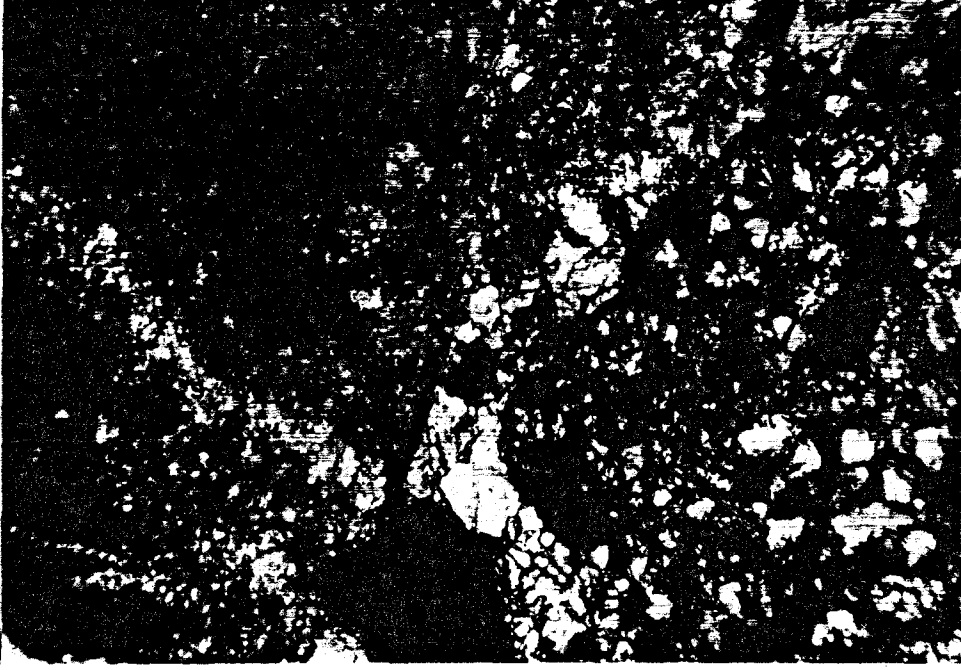


Foto. 1.21 Aksu formasyonuna ait çakıltaşı. s: Sparitik kireçtaşı kırıntısı, kt: Kumtaşı kırıntısı, (çift nikol 4x10X). (Taşayla Köyü batısı)



Foto. 1.22 Bucak-Kocçaliler yolu üzerindeki Pamucak civarındaki Aksu formasyonuna ait yatay tabakalı çakıltaşları. (Kuzeydoğuya bakış)

Üst Oligosen'den Tortoniyen'e kadar değişen bir yaş aralığı önermişlerdir. Akbulut (1980) ve Poisson ve diğ. (1984), Tortoniyen-Messiniyen, Yalçın (1993), Tortoniyen, Gutnic ve diğ. (1979), Günay ve diğ. (1982), Yalçinkaya ve diğ. (1986), Yalçinkaya (1989), Karaman (1990), Karaman ve diğ. (1990), Orta-Üst Miyosen, Sipahi (1984), ise Orta-Üst Miyosen'den Pliyosen'e kadar değişen yaş aralığını vermişlerdir.

Formasyon için Poisson ve diğ. (1984), Tortoniyen Konglomerası, Yalçinkaya ve diğ. (1986), ve Yalçın (1993), Gökdere formasyonu, Yalçinkaya (1989), Gavurdüzü formasyonu, Şenel ve diğ. (1981), Köprüçay konglomerası, Karaman ve diğ. (1990), ve Karaman (1990), Gönen çakıltası, Poisson (1977), Aksu çakıltası, Akbulut (1980), Aksuçayı formasyonu, Gutnic ve diğ. (1979), Günay ve diğ. (1982), ve Akay ve diğ. (1985), ise Aksu formasyonu isimlerini vermişlerdir. Bunlardan özelliklerinin en iyi gözlendiği yer olan Aksu Çayı civarının ismini alması, konglomeraların egemen olduğu litolojinin yanısıra kumtaşı ve kiltası litolojilerini de içermesi ve önceki çalışmacıların çoğunluğunun da bu ismi kullanması nedeniyle Gutnic ve diğ.'nin (1979) önerdiği Aksu formasyonu adı bu çalışmada da benimsenmiştir.



Foto. 1.23 Bucak-Kocçaliler yolu üzerindeki Pamucak dolaylarında Aksu formasyonu içerisindeki çört çakılları. (Güneye bakış)

Burdigaliyen'de derin denizel ortamın egemen olduğu şartlarda filiş türü malzeme bölgede çökelmiştir. Burdigaliyen sonunda ise Isparta ofiyolitli karışığı ile Akdağ kireçtaşının yöreye tektonik olarak yerleşmesi neticesinde orojenezle bölge yükselmeye başlamıştır. Başlangıçta Burdigaliyen de derin denizel şartlar, yerini yükselmeden dolayı sığ denizel ortama bırakmıştır. Ortamın karasallaşmadığı veya karasallaşmaya ait herhangi bir belirtinin bulunmadığı inceleme alanında orojenezden dolayı yükselen kesimlerin çoğu su üstünde kalmıştır. Su üstünde kalan bu bölgeler ile kıyı kesimlerdeki ayrışan, parçalanmış ve kopan malzemeler, ortamında hareketli olmasından dolayı sığ bölgelere taşınarak çökelmişlerdir. Böylece sığ denizel ortamda çakıltı ağırlıklı kırıntılı malzemeler formasyonu oluşturmuştur.

### 3.1.1.2.7. ÇAMLIK TRAVERTENİ (Qç)

Birim adını Bucak kuzeydoğusundaki Çamlık Köyü'nden almıştır (Yalçın, 1993). Çalışma alanında başlıca 1/25000 ölçekli Isparta M25 d3 paftasında, Taşyayla Köyü kuzeyindeki Koyak Tepe civarı ve kuzey kenarı, N25 a2 paftasında, Hacıbağ Mahallesi ve Çamlık Köyü kesimi, Kuzupınar Yaylası güneybatısı ve güneydoğusu, Dikmen Tepe batısı, Hacıbağ Mahallesi-Kocaseki Tepe arasındaki bir hat boyunca, ayrıca Kocaseki ve Toptaş Tepe civarları ile Gökin Tepe kuzeybatısında olmak üzere toplam 12 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra vermektedir.

Birimin egemen kaya türünü kahverengi, koyu sarımsı ve kirli beyaz renklerde izlenen travertenler oluşturmaktadır. Alt seviyelerde kahverengimsi renklerin hakim olduğu travertenler daha üst kesimlerde ise sarımsı ve kirli beyaz renklerde gözlenirler. Sert, seyrek çatlaklı ve bol gözenekli olarak görülen birim arazi gözlemlerinde çoğunlukla yatay veya yataya yakın konumludur (Foto. 1.25). Ekonomik olması nedeniyle Hacıbağ Mahallesi batısı ve Kuzupınar Yaylası güneybatısında açık işletme yapılan ocaklar vardır. Travertenler sıkı dokulu olup çoğunlukla orta-kalın katmanlı olarak göze çarparlar. İnce kesitlerde ise erime boşluklarında gelişen ikincil kalsit ve dolomitler bulunmaktadır (Foto. 1.24).

Çamlık traverteninin alt dokanağı stratigrafik olarak Susuzköy bazaltları ile ayrımlı kaya uyumsuzluğuna sahiptir. Ancak bu dokanak inceleme alanında görülmemektedir. Arazi gözlemlerinde alt dokanağı Taşyayla Köyü civarı, Çamlık Köyü batı-güneybatısı, Kuzupınar Yaylası dolay ve Kocaseki-Toptaş Tepe doğusunda Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu

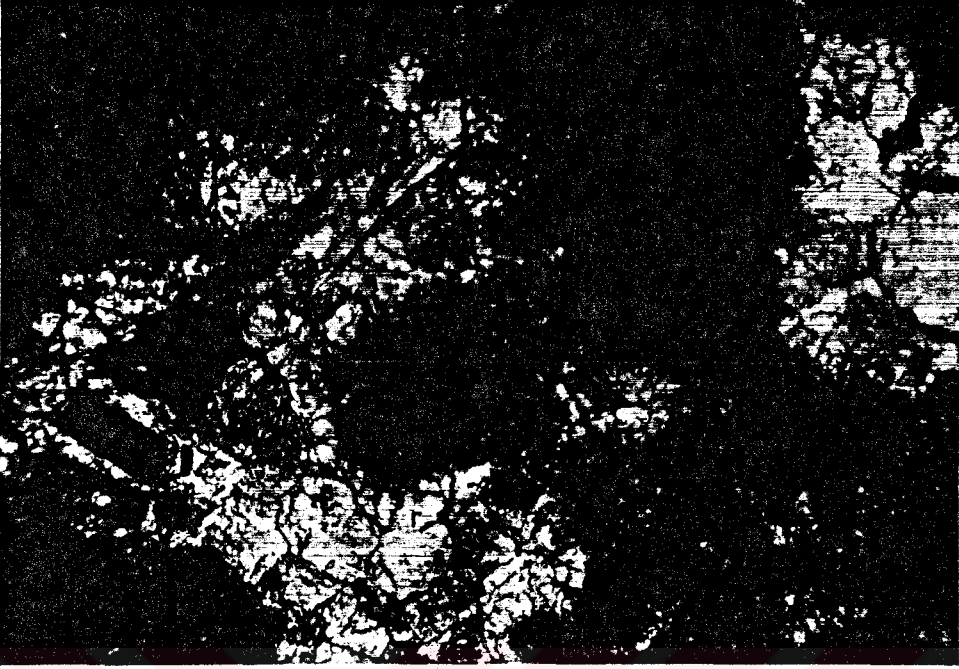


Foto. 1.24 Rekrystalize amlık travertenleri (ift nikol 4x10X). (Hacıbağ dolayı)



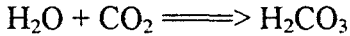
Foto.1.25 Hacıbağ mah. dolayındaki amlık travertenlerinin üst seviyelerindeki yatay tabakalı kesimler. (Batıya bakış)

formasyonu ile uyumsuzdur (Şekil 2.15). Üst dokanağı ise Karaçal formasyonu ile uyumsuzdur. Bu dokanak ilişkisini arazide Taşyayla Köyü kuzeyinde, Hacıbağ Mahallesi güneyinde, Dikmen Tepe civarlarında ve güneyinde, Kemel Yaylası kuzeydoğusunda ve Kocaseki Tepe civarı ile kuzeyinde görmek mümkündür. Çamlık travertenlerinin kalınlığı Hacıbağ Mahallesi-Çamlık Köyü arasında 110-120 m. olarak ölçülmüştür.

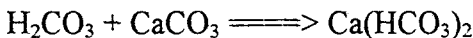
İnceleme alanında kimyasal yolla çökelen karasal birim olan Çamlık travertenlerinin yaşı için değişik araştırmacılar farklı yaşlar vermişlerdir. Bunlardan Karaman (1986), Kuvaterner, Yalçinkaya ve diğ. (1986) ve Yalçinkaya (1989), Pleistosen, Yalçın (1993), Holosen olarak tespit etmişlerdir. Bütün bu veriler değerlendirilip arazi gözlemleri ve stratigrafik ilişkiler deneştirildiğinde travertenlerin oluşum yaşı Kuvaterner ( muhtemelen Alt Pleistosen ) olabileceği düşünülmektedir.

Birime eşleniği olarak inceleme alanının doğu kesimlerinde çalışan Yalçın (1993) ve Varkal (1991), Çamlık traverteni, Burdur civarında çalışan Karaman (1986), Yakaköy travertenleri, Beydağlarında çalışan Günay ve diğ. (1982) ile Antalya kuzeyinde çalışan İnan (1985), Antalya travertenleri isimlerini vermişlerdir. Yalçinkaya ve diğ. (1986), Sipahi (1984), Yalçinkaya (1989) ve Taşdelen (1993) ise birimi sadece traverten olarak adlandırmışlardır. Bunlardan inceleme alanını içine alan ve çoğu özellikleride aynı olan Çamlık traverteni ismi bu çalışmada da benimsenmiştir.

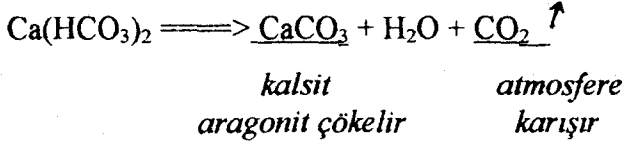
Çalışma alanındaki otokton ve allokton karbonat kütleleri, Pliyosen sonunda bölgenin karasallaşması sırasında büyük yükselteleri oluşturmaktadırlar. Bu karbonatlardaki mevcut sulara Akdeniz ikliminden dolayı bol yağışında eklenmesiyle bu sular atmosferden ya da bölgedeki başka kaynaklardan gelen karbondioksit ile birleşerek karbonik asiti oluştururlar.



Karbonik asitli bu suların eritici özelliği fazlaşır. Sular eğim aşağı doğru akarken (muhtemelen inceleme alanında doğuya doğru ) tüm karbonatlı kayaçlarla temas ederek geçerler ve onlardan bol miktarda kalsiyum bikarbonatı eriterek bünyelerine alırlar. Sonuçta bu sular kalsiyum bikarbonatca yoğun hale gelirler.



Yeraltındaki zayıf zonlar boyunca yüzeye çıkan veya yeryüzünde bulunan bu sular değişken sıcaklık ve basınç koşullarında eski topoğrafya üzerinde akarken bünyesindeki karbon dioksitin atmosfere karışmasıyla ikincil kalsiyum karbonat çökelişi gerçekleşir.



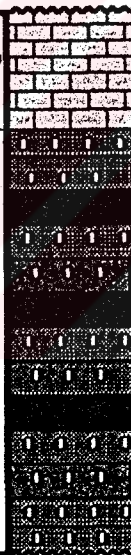
İşte karasal ortamdaki bu ikincil çökelim travertenleri meydana getirir. Böylece eski topoğrafyanın şekline bağlı olarak kaynak sularının yavaş veya hızlı akması ile eski topoğrafyanın bitki dokusu ve diğer etkenler travertenin dokusunu etkilemektedir. İnceleme alanının güneyindeki Antalya travertenlerinde dört farklı tip doku gözlenmiştir (İnan, 1985). Çalışma alanında ise travertenlerin sıkı dokulu olmaları şöyle açıklanabilir. Kaynak sularının bölgenin doğusuna doğru eğimin az olmasından dolayı yavaş akması sırasında, karbon dioksitin ani olmadan dereceli olarak kaybı ile sıkı dokulu travertenin oluşumuna neden olmuştur. Sularının doğuya doğru hareketi ise şu şekilde açıklanır. İnceleme alanının kuzeyi ve batısı, doğuya nazaran paleotopoğrafya bakımından daha yüksek konumdadır. Özellikle bölgenin Pliyosen'den itibaren karasallaşması sonucu ayrışmaya karşı dirençli olan otokton ve allokton kireçtaşlarının oluşturduğu yükseltiler Pliyosen'de de aynı konumda idiler. Ancak doğu kesimin daha alçakta bulunması da, burada kısmen Ağlasun formasyonu ve çoğunlukla da Aksu formasyonu gibi ayrışmaya ve aşınmaya karşı fazla dirençli olmayan birimlerin yer almasından kaynaklanır. Bu nedenle bölgenin doğusu düşük, batısı ise yüksek kottadır.

### 3.1.1.2.8. KARAÇAL FORMASYONU (Qk)

Formasyon, adını inceleme alanının dışında bulunan kuzeydoğudaki Burdur'un Karaçal Köyü'nden almıştır (Karaman, 1986). Çalışma alanında başlıca 1/25000 ölçekli Isparta M25 d3 paftasında, Taşyayla Köyü kuzey-kuzeybatısında Kurtmeydanı ve Kara Tepe civarlarında, Belören Köyü doğusunda, N25 a2 paftasında ise Bucak doğusunda Kuzupınar Yaylası güneyinde, Dikmen Tepe dolaylarında, Kocaseki Tepede, Kemel yaylası yakın çevresinde ve Saka Yaylası doğusunda olmak üzere toplam 21 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra vermektedir.

Karaçal formasyonunun egemen kaya türünü sarımsı boz ve yer yer açık kırmızı renklerde izlenen çakıltaşları oluşturmaktadır (Şekil 2.16). Ayrıca çakıltaşları içerisinde ince kumtaşı ve yersel olarak da kıltaşı-çamurtaşı seviyeleri bulunmaktadır. Formasyonun üst seviyelerinde ise gölsel ortamda çökelen kireçtaşı üye mertebesinde ayırt edilmiştir.



ÜST SİSTEM	SİSTEM SERİ	KAT	KALINLIK	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	FOSİLLER
SEVNAOTEOZORİYİK	KARADENİZ	HOLOSEN		YAMAÇ MOLOZU VE ALÜVYON				
		PLEİSTOSEN	200 m.	KARADENİZ	Qky		Karyağdı gösel kireçtaşı üyesi	
					Qk	Karasal gösel ortamda çökelen çakıltı ile kumtaşı ve killi seviyelerden oluşan zayıf çimentolu konglomera.		
		ÇAMLIK TRAVERTENİ						

Şekil 2.16 Karaçal formasyonu ve Karyağdı kireçtaşı üyesine ait stratigrafik sütun kesit.

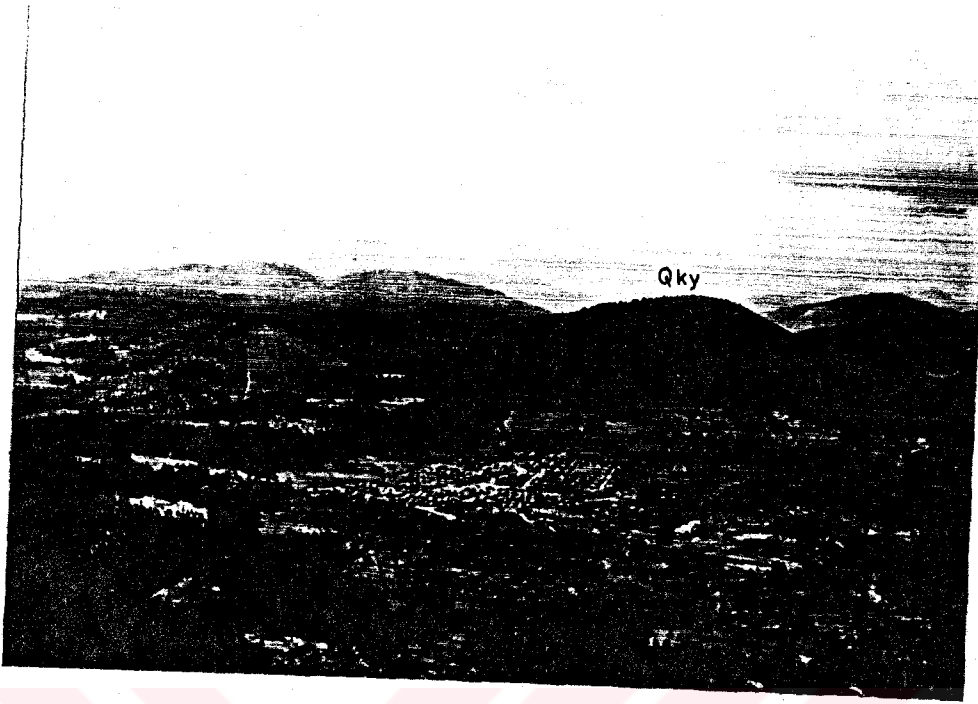
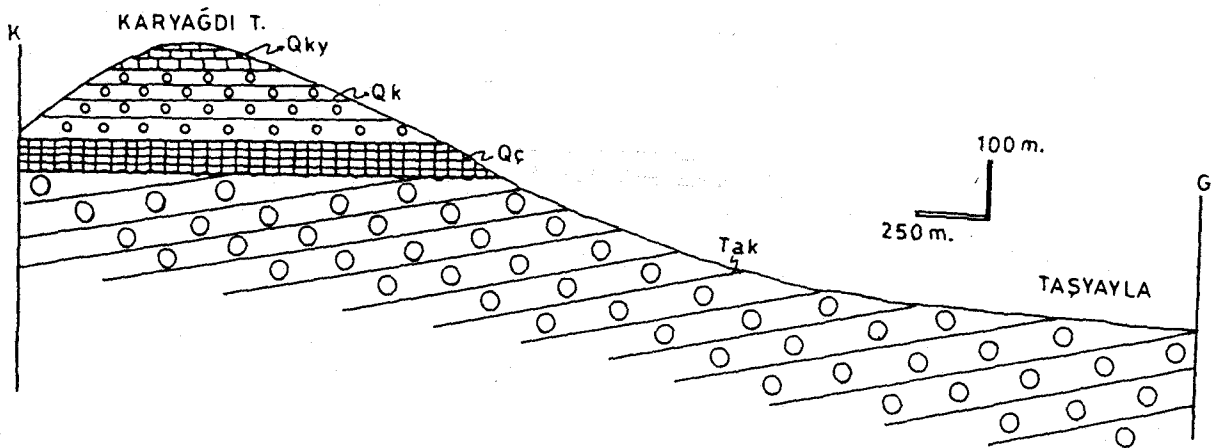


Foto. 1.26 Taşayla Köyü ve kuzeyindeki Aksu formasyonu (Tak), Çamlık traverteni (Qç), Karaçal formasyonu (Qk) ve Karyağdı kireçtaşı üyesinin (Qky) görünümü. (Kuzeybatıya bakış)



Şekil 2.15 Taşayla Köyü ve kuzeyindeki Aksu formasyonu (Tak), Çamlık traverteni (Qç), Karaçal formasyonu (Qk) ve Karyağdı kireçtaşı üyesinin (Qky) şematik kesiti.

Çakıltaşları kötü boylanmalı olup karasal koşullarda depolanan gevşek tutturulmuş 1-15 cm. arasında değişen boyutlardaki çakıllardan oluşmuştur. Çakıllar çoğunlukla kireçtaşı parçaları olup çok az oranda ve küçük boyutta çörtler gözlenmektedir. Taneler yarı köşeli ve yuvarlak olup sarımsı-kırmızı renkli karbonatlı kil ve yer yer de siltli bir bağlayıcı ile tutturulmuştur. Birim içerisinde belirgin olmayan düzgün ve kalın tabakalanma gözlenir. Tabaka kalınlıkları 20 cm. ile 1.5 m. arasında değişmekte olup çoğunlukla yatay veya yataya yakın konumludur. Ancak topoğrafik olarak yüksek ve düzlük alanlarda aşınmadan dolayı tabakalanma pek gözlenmez. Bu gibi yerlerde tanelerin gevşek tutturulmasından dolayı çakıllar düzensiz olarak dağılmışlardır. Formasyon içerisinde gözlenen kumtaşları ise yine yoğun alterasyondan dolayı çakıllar arasında karmaşık olarak bulunurlar. Bağlayıcıları ise çakıltaşlarına oranla biraz daha sıklıdır. İnce kesitlerde ise çakıltaşı tanelerinin litolojik olarak iki tip kireçtaşından meydana geldiği gözlenmiştir. Bunlardan birincisi muhtemelen sığ denizel, çalkantılı ortam ürünü olan pelmikrit dokulu kireçtaşlarıdır. Bu çakıllar genellikle iyi yuvarlaklaşmıştır ve kökenleri ise otokton konumlu Davraz kireçtaşlarıdır. Diğer tip kireçtaşları ise şeker dokulu olup iri kalsit kristallerinden meydana gelmiştir ve çoğunlukla sparkalsit çimento hakimdir. Bunlarda yer yer de stilolitleşme gözlenir, diğer tip kireçtaşlarına oranla kırıklı ve çatlaklıdır. Çatlaklar boyunca ikincil kalsit oluşumları sözkonusudur. Bunlar ise muhtemelen allohton konumlu Akdağ kireçtaşlarına ait parçalardır. Formasyonda bulunan gerek çakıllar gerekse çimento içerisinde % 2-3 oranında kuvars taneleri yer almakta olup nadiren çört ve opak mineraller de bulunmaktadır. Opak minerallerin çört taneleri çevresinde yoğunlaştığı izlenen ince kesitlerde taneler arasında bol demir oksitli çimento gözlenir. Formasyonu oluşturan tanelerin çoğu taşınma öncesi çatlaklara sahiptir ve hafif alterasyon geçirmişlerdir (Foto. 1.27).

Formasyonun alt dokanağı Çamlık traverteni ile uyumludur. Bu dokanak ilişkisi Dikmen Tepe ve Kocaseki Tepe eteklerinde ve ayrıca Taşayla Köyü kuzeyinde gözlenmektedir (Şekil 2.15). Kemel Yaylası kuzeyi ile güneyinde ve Karyağdı Tepe kuzeyinde Davraz Kireçtaşı üzerinde uyumsuz olarak gözüken formasyon Kuzupınar Yaylası güneyinde ve Taşayla Köyü kuzeybatısında ise Aksu formasyonu üzerinde uyumsuz olarak oturmaktadır (Foto. 1.26). Üst dokanağında ise stratigrafik olarak yamaç molozu ve alüvyonlar yer almaktadır. Birimin görünür kalınlığı yaklaşık 200 m. dolayındadır.



Foto. 1.27 Karaçal formasyonuna ait çakıtaşları. s: Sparitik kireçtaşı kırıntısı, m: Mikritik kireçtaşı kırıntısı, ç: Çört. (çift nikol 4x10X). (Taşayla Köyü kuzeyi)

Formasyonun çeşitli seviyelerinden alınan numunelerin arazi gözlemlerinde ve ince kesitlerinde yaş verebilecek herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Ancak Pleistosen yaşlı Çamlık traverteninin üzerinde bulunması, önceki çalışmacılarında Pliyosen sonu ile Pleistosen arasında değişen yaşları vermeleri neticesinde stratigrafik denestirmeler de göz önüne alınarak birimin yaşı Pleistosen olarak belirlenmiştir.

Formasyon için önceki çalışmacılardan Karaman (1986), Karaçal formasyonu, Yalçinkaya ve diğ. (1986) Burdur formasyonu, Yalçinkaya (1989), Gökpinar çakıtaşı ve Yalçın (1993), Taşayla formasyonu isimlerini kullanmışlardır. Antalya civarında çalışan Poisson'un (1977) Çolaklı marn ve kumları ile Akay ve diğ.'nin (1985) Alakilise formasyonu birimin eşleniği olabilir. Bunlardan inceleme alanına en yakın ve birimin birçok özelliklerinin belirtildiği ilk çalışma olan Karaman'ın (1986) verdiği Karaçal formasyonu adı bu çalışmada da benimsenmiştir. Formasyonu oluşturan tortulların yer yer kırmızımsı renkli bir bağlayıcı içermesi, alt kesimlerde çakıtaşları ile başlayıp üst seviyelere doğru kumtaşı ve kiltası araseviyelerini bulundurması ve en üstte ise gölsel kireçtaşı üyesinin yer alması, ayrıca dokanak yaptığı diğer birimlerinde ortamsal yorumları göz önüne alınarak formasyonun karasal, muhtemelen gölsel ortamda çökelmiş olabileceği söylenebilir. Birimin mostra

verdiği kesimlerin batısı otokton ve allokton kireçtaşlarının bulunduğu yerler olup morfolojik olarak da yüksek yerleri oluşturmaktadırlar. Bölgenin doğusu ise batıya oranla düşük kottadır. Neotektonik dönemde blok faylanmalarında etkisiyle doğu kesimin alçalması sonucu yüksek yerlerden kopan parçalar ve eski yamaç molozları çukur bölgelerin kenarlarına doğru çökerek depolanmışlardır. Muhtemelen çökmenin ilerlemesiyle yörede bir su birikimi sözkonusu olmuş, böylece kenarlarda kırıntılı malzeme çökelişi devam ederken ortalara doğru kimyasal çökeller başlamıştır. Nitekim üst seviyelerdeki gölsel kireçtaşı üyesi bunun bir kanıtıdır. Birimin Taşayla Köyü'nün hem kuzeyinde hemde güneyinde gözlenmesi, köyün bulunduğu yerde de alttaki birimlerin ortaya çıkması güneydeki vadiyi oluşturan derenin, suların çekilmesiyle doğuya doğru akarken buraları aşındırmasıyla açıklanabilir. Vadinin oluşumu da Neotektonik dönemde gelişen köyün güneyindeki D-B doğrultulu basamak faylarla açıklanabilir.

#### 3.1.1.2.8.1. Karyağdı Kireçtaşı Üyesi (Qky)

Karaçal formasyonunun üst seviyelerini oluşturan gölsel kireçtaşı, adını Taşayla Köyü kuzeyindeki Karyağdı Tepe'den almıştır (Yalçın, 1993). İnceleme alanında 1/25000 ölçekli Isparta N25 a2 paftasında Taşayla Köyü kuzeyinde bulunan Karyağdı Tepe ve köyün kuzeybatısındaki Yollu Tepe civarında olmak üzere yaklaşık toplam 1.5 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra vermektedir.

Birimin egemen kaya türünü kirli beyaz ve açık sarı renklere gözlenen gölsel kireçtaşları oluşturmaktadır (Şekil 2.16). Oldukça kırılğan ve gevşek yapıli olarak gözlenen birim, yüzeyde ayrılmış kesimlerde toprağımsı bir görüntü sunar. Tabaka kalınlıkları 5-20 cm. arasında değışen birim yersel olarak çatlaklı olup çatlak aralıkları 0.5-3 cm. arasındadır. İnce kesitlerde ise boşluklu olarak gözüken birimin boşluklarında yer yer kalsit dolgusu bulunur. Mikritik, gevşek dokulu olan kireçtaşları içerisinde seyrek olarak bitki kalıntıları da yer almaktadır.

Birimin alt seviyelerinde üyesi bulunduğu Karaçal formasyonuna ait çakıltaşları ile kumlu ve killi seviyeler bulunmaktadır. Üstünde ise arazi gözlemlerinde herhangi bir birim görünmez. Ancak stratigrafik olarak yamaç molozu ve alüvyon yer almaktadır. Kireçtaşlarının görünür kalınlığı ise 40-50 m. civarlarındadır.

Karyağdı kireçtaşı üyesinden alınan örneklerde yaş verebilecek herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Ancak Karaçal formasyonu üzerinde onun bir üyesi olarak yeralmasından dolayı yaşı Kuvaterner (muhtemelen Pleistosen) olduğu düşünülmektedir.

Karaçal formasyonunun kırıntılı bileşenleri üzerinde bulunan Karyağdı kireçtaşı üyesi, ortamın Neotektonik dönemdeki blok faylanmalarla derinleşmesi sonucu gösel çökellerin orta kesimlerinde veya istif olarak üst seviyelerinde kimyasal olarak çökelmiş olabileceği düşünülmektedir.

### 3.1.1.2.9. YAMAÇ MOLOZU (Qy)

İnceleme alanında morfolojik olarak yüksek ve dik yamaçların eteklerinde kırıntılı malzemelerden oluşan yamaç molozu, bulunduğu yerdeki yükseltinin litolojisince zengin olup köşeli blok, çakıl ve kum boyutundaki malzemenin gevşek tutturulmasından oluşmuştur. Kötü boylanmalı yapıda olan birim, çoğunlukla kireçtaşı ile yer yer çört, radyolarit, serpantin ve kumtaşı parçalarından meydana gelmiştir. Düzensiz ve belirgin olmayan katmanlanma gösteren malzemeler, Kuvaterner yaşlı güncel oluşuklar olup inceleme alanında birçok kesimde gözlenmektedirler. Ancak Beşkonak ve Kuyubaşı dolayları ile Çanaklı Köyü doğusunda ve batısında geniş olarak yayılması nedeniyle bu bölgeler haritalanmıştır.

### 3.1.1.2.10 ALÜVYON (Qa)

İnceleme alanında bulunan, ovalardaki tarım alanları, derelerin yayvan kesimleri ve yüksek yerlerdeki karstik erime yapılarının bulunduğu bölgelerde gözlenen kil, kum, çakıl ve blok depolarından oluşan malzemeler alüvyon olarak haritalanmıştır. Kalınlıkları, morfolojik yükseltilerin olduğu yerlerde 0.5 metreden başlayıp ovaların orta kesimlerinde 100 metreye kadar uzanmaktadır. Kibritköy güneydoğusundaki Kocagöl dolaylarında ve köyün güneyindeki Orta Tepe doğusunda alüvyonda kırmızı renkli killi seviyeler bulunmaktadır. Bunlar tuğla-kiremit yapımında hammadde olarak kullanılmaktadır. Özellikle Kocagöl dolaylarında bu seviyeler geçirimsiz olması nedeniyle yağışların bol olduğu zamanlarda yüzey sularının toplanmasına ve göl oluşmasına neden olmaktadır.

### 3.1.2. ALLOKTON BİRİMLER

Bölgede oluştukları yerden taşınarak tektonik olarak inceleme alanına yerleşen ofiyolitli karışıklar beraberlerinde büyük kireçtaşı kütlelerini de taşımışlardır. Oluşum yaşı Mesozoyik olan birim Akdağ kireçtaşı adı altında Mesozoyik bölümünde, ofiyolitli karışıklar ise Senozoyik'de bölgeye yerleştiklerinden Isparta ofiyolitli karışığı adı altında Senozoyik bölümünde sunulacaktır.

#### 3.1.2.1. MESOZOYİK

İnceleme alanında Mesozoyik (Jura-Kretase) yaşlı allokton birim Akdağ kireçtaşı olup Isparta ofiyolitli karışığı ile bölgeye değişik zamanlarda yerleşmiştir. Ancak çalışma alanında yerleşimi Burdigaliyen sonrasıdır.

##### 3.1.2.1.1. AKDAĞ KİREÇTAŞI (Tad)

Birim adını inceleme alanının dışında Ağlasun'un kuzeyinde bulunan Akdağ'dan almıştır (Gutnic ve diğ., 1979). Çalışma alanında başlıca 1/25000 ölçekli Isparta M24 c3 paftasında, Kibrit Köyü batısında, Kartalpınar Köyü kuzeyinde, Güvenlik Köyü batısında, M25 d4 paftasında, Çanaklı Köyü doğusu ve batısında, Alkaya ve Belören Köyleri güneyinde, M25 d3 paftasında Yumrutaş Köyü kuzeyi ve güneyinde, N24 b2 paftasında, İncirdereköy kuzeyi ve batısında, Üzümlübel Köyü dolaylarında, Çebiş Köyü güneyinde, N25 a1 paftasında ise Seydiköy dolayları ve Dağarcık Köyü güney-güneybatısında olmak üzere toplam 57 km<sup>2</sup> lik bir alanda mostra vermektedir.

Birimin egemen kaya türü açık gri-beyaz renklere izlenen masif kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Ayrışmış kesimlerde açık gri-krem renkli, taze yüzeyinde beyaz renkli olarak gözlenen kireçtaşlarının büyük bir bölümü oldukça dayanımlıdır. Arazi gözlemlerinde bol çatlaklı olup çatlak aralıkları 1-25 cm. arasında değişmektedir ve aralıklar yer yer kalsit, yer yer de killi-siltli malzemeler ile dolmuştur. Tabakalaşmanın gözlenmediği kireçtaşları içerisinde gelişen düzgün çatlak düzlemleri tabakalaşmayı andırır niteliktedir. Altındaki ofiyolitlerle yaptığı dokanaklarda bol ezikli ve kırıklı zonlar göze çarpar. Otokton Davraz kireçtaşında görülen karstik erime yapılarını Akdağ kireçtaşlarında da görmek mümkündür.



Foto. 1.29 Mikritik dokulu (m) Akdağ kireçtaşında rekristalize çatlak (r) dolguları. (çift nikol 4x10X). (İncirdere Köyü dolayı)



Foto. 1.30 Kibrit Köyü batısındaki Akdağ kireçtaşlarının (Tad) Ağlasun formasyonu üzerine (Ta) bindirme dokanağı. (Batıya bakış)

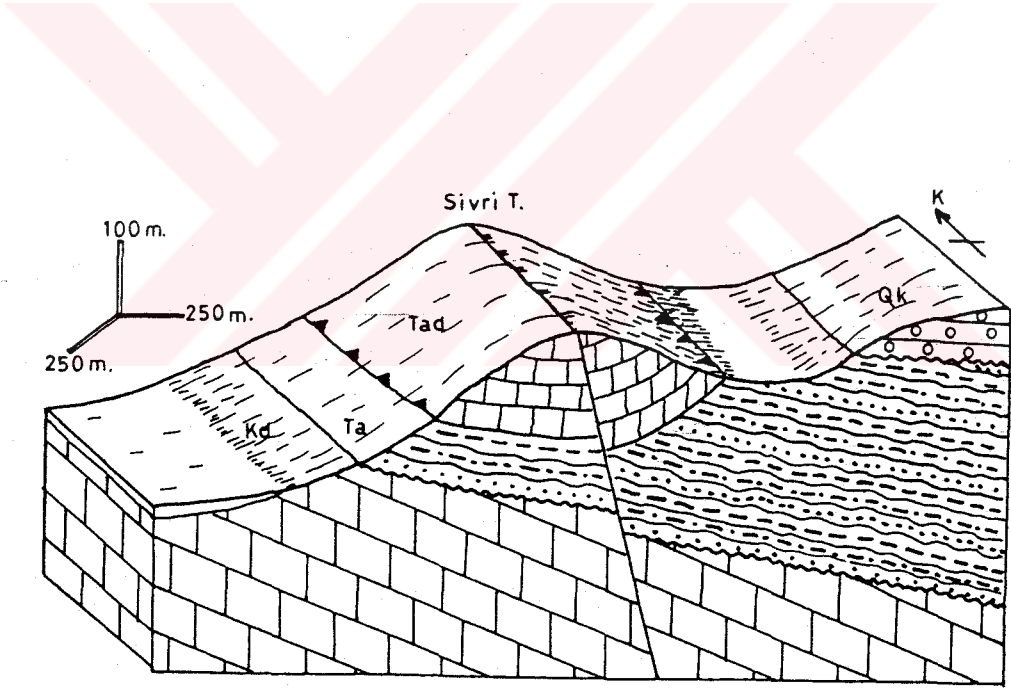


Bu erime yapıları içerisinde ve çoğu çatlaklar arasında kahverengimsi, yer yer de kırmızı renkli kil dolgusu bulunur. Kristalize şeker dokulu bir yapıya sahip olan kireçtaşlarının mikroskopik gözlemlerinde ise ince taneli litik vaketaşı olduğu ve iri kalsit kristallerinin bol bulunduğu tespit edilmiştir. Kayaç içerisinde kireçtaşı kırıntılarında fazla oranda yer almaktadır. Kireçtaşlarında mikritten sparite doğru bir geçişin var olduğu ve sparitik dokuların kenarlarda daha fazla belirginleştiği gözlenmiştir. Ayrıca kayaç içerisinde sık çatlakların bulunduğu ve bu çatlaklarda ikincil kalsitin yerleştiği ortaya çıkmıştır (Foto. 1.29).

Akdağ kireçtaşının bölgeye, Burdigaliyen sonrasında ofiyolitli karışıqlarla birlikte allokton olarak geldikleri ve ofiyolitli karışıqların da üzerinde buldukları için alt dokanağında tektonostratigrafik olarak Isparta ofiyolitli karışığı yer almaktadır. Bu dokanak ilişkisi Kartalpınar Köyü kuzeyi ve güneyinde, Çebiş Köyü güneydoğusunda, Üzümlübel ve Kuşbaba Köyleri dolaylarında, İncirdereköy kuzeyi ve güneyindeki Sivri Tepe, Arlıtaş Tepe civarlarında, ayrıca Seydiköy güneyindeki Pancarlı Tepe ve Kocadağ Tepe dolaylarında gözlenmektedir. Ofiyolitli karışıqlarla birlikte Akdağ kireçtaşının allokton olarak değerlendirildiğinde Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu üzerine bindirmeli olarak gelirler (Şekil 2.17-2.18). Bu dokanak ilişkisi Kibrit ve Güvenlik Köyleri batısında, Tekke, Çanaklı ve Yumrutaş Köyleri dolaylarında, Belören Köyü güneyinde, Seydiköy dolaylarında ve Dağarcık ile Çebiş Köyleri arasında gözükürler (Foto. 1.30). Stratigrafik olarak ise kireçtaşının oluşum yaşı göz önüne alındığında kendinden daha yaşlı birimlerle olan dokanak ilişkisi inceleme alanında gözlenmemektedir. Yine oluşum yaşı dikkate alındığında kireçtaşının üst dokanak ilişkisine ait herhangi bir veri çalışma alanında bulunmamaktadır. Akdağ kireçtaşının bölgeye yerleştikten sonra üzerine Aksu formasyonu uyumsuz olarak transgressif bir şekilde gelmektedir. Bu dokanak ilişkisi ise Yumrutaş Köyü güneyindeki Sıralı Tepe dolaylarında gözlenmektedir. Kireçtaşının arazi gözlemleri ve harita yorumlarına dayalı görünür kalınlığı inceleme alanında yaklaşık 600-850 m. arasında değiştiği tahmin edilmektedir.

Akdağ kireçtaşının oluşum yaşı için alınan örneklerde ? Protopeneroplis sp. fosiline rastlanmıştır. Ayrıca birimin oluşum yaşı için önceki çalışmacılardan Gutnic ve diğ. (1979), Triyas-Kretase, Yalçinkaya ve diğ. (1986) ve Yalçinkaya (1989), Orta-Üst Triyas, Karaman (1990), Karaman ve diğ. (1990) ve Karaman (1994), Jura-Kretase, Görmüş ve Özkul (1995) ise Geç Triyas-Geç Kretase olarak önermişlerdir. Buna göre kireçtaşının oluşum yaşı

Jura-Kretase olarak kabul edilmiştir. Allohton konumlu Akdağ kireçtaşı ofiyolitli karışıqlarla birlikte taşınarak inceleme alanında Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu üzerine bindirmiştir (Şekil 2.13). Bu dokanak ilişkisi arazide izlenmektedir. Özellikle Ağlasun formasyonunun allohton kireçtaşları ile yaptığı dokanak boyunca bol ezilme ve kıvrımlanmalar gelişmiştir. Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu ise Akdağ kireçtaşını uyumsuz olarak örtmektedir. Bu duruma göre Akdağ kireçtaşının bölgeye yerleşim zamanı Burdigaliyen'in hemen sonrası, Orta-Üst Miyosen öncesidir. Bu nedenle birimin yerleşim yaşı Burdigaliyen sonrası olarak kabul edilmiştir.



Şekil 2.17 Belören Köyü güneydoğusundaki allohton konumlu Akdağ kireçtaşı (Tad) bindirmesi. (Kd: Davraz kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu, Qk: Karaçal formasyonu)

Birim için önceki çalışmacılardan Gutnic ve diğ. (1979), Yalçınkaya (1989), Karaman (1990) ve Karaman (1994), Akdağ kireçtaşı birliği, Poisson (1977), Yalçınkaya ve diğ. (1986), Domuzdağı birliğinin şeker dokulu kireçtaşı üyesi adlarını vermişlerdir. Özgül'e (1976) göre ise birim Bozkır birliği içerisinde yer almaktadır. Akbulut (1980) ve Sipahi'nin (1984) Kapıkaya kireçtaşı, Karaman ve diğ.'nin (1990) Tınaztepe kireçtaşı, Dilek ve Rowland'ın (1993) Dulup kireçtaşı, Dumond ve Kerey'in (1975) Dulup birliği, Yalçın'ın (1993) Kapıkaya kireçtaşı, Yağmurlu'nun (1994) a) Kapıdağ kireçtaşı ve Görmüş ve Özkul'un (1995) Akdağ kireçtaşı, birimin eşleniği olabilir. Bunlardan bölgedeki ilk çalışmacılardan olan Gutnic ve diğ.'nin (1979) önerdiği Akdağ ismi bu yerin çalışma alanına yakın olması ve önceki çalışmacıların çoğununda kullandığı isim olması nedeniyle Akdağ kireçtaşı bu çalışmada da benimsenmiştir. Ancak önceki çalışmacılar bu allokton kireçtaşlarını Akdağ kireçtaşı birliği olarak belirtmişlerdir. İnceleme alanında sözkonusu kireçtaşlarının farklı litolojiler içermemesi ve tek bir litolojiden oluşması nedeniyle birlik mertebesinde olamayacağı, sadece formasyon bazında değerlendirilmesinin uygun olacağı düşünülmüştür. Böylece birlik eki kullanılmadan litolojinde belirtildiği Akdağ kireçtaşı adı kabul edilmiştir. Sözkonusu kireçtaşları Güneybatı Anadolu'nun büyük bir bölümünü oluşturan Teke Torosları (Demirtaşlı, 1978) veya Lisiyen (Likya) Torosları (Blumenthal, 1963) yada Batı Toroslar'ın (Ersoy, 1990) bir parçasını oluşturmaktadırlar. Allokton kireçtaşları bölgesel olarak ofiyolitli karışıkların yöreye son yerleşimini yapması sırasında yani Alt Miyosen (Burdigaliyen) sonrasında onlara eşlik ederek allokton özelliğe bürünmüşlerdir. Böylece literatürde Likya (Lisiyen), Elmalı, Teke yada Batı Toros napları olarak bilinen tektonik birliklerin bir bileşeni olmuşlardır. Akdağ kireçtaşı, çoğunlukla ofiyolitli karışıkların, nadiren de diğer Burdigaliyen öncesi birimlerin üzerinde irili ufaklı ve büyük bloklar halinde klip olarak yer almaktadırlar. Kireçtaşlarının büyük bloklar halinde gözlenen kesimleri muhtemelen yerleşme sırasında kendi aralarında değişik yönlerde kırılarak yer yer alttaki ofiyolitli karışıkların mostra vermişlerdir. Bunlar bölgeye Akdağ kireçtaşını da beraberinde getirirken yoğun tektonizma nedeniyle kireçtaşına ait blokların birçoğunu da içlerinde barındırmışlardır. Başka bir deyişle Akdağ kireçtaşları, ofiyolitli karışıkların sadece üzerinde kalmamış, onlarla birlikte yoğrularak ofiyolitlerin içlerinde bloklar halinde de kendilerini göstermişlerdir. Ayrışmaya karşı ofiyolitli karışıklara nazaran daha duraylı olan kireçtaşları, zamanla onların üzerinde klip olarak kalmışlardır. Batı Toroslar veya Teke Torosları bölgesel olarak düşünüldüğünde inceleme alanının batısında

yeralmaktadırlar. Buda muhtemelen ofiyolitli karışıqlarla birlikte, Akdağ kireçtaşının yöreye batıdan geldiğini düşündürmektedir. Çünkü inceleme alanının kuzeybatısında Kartalpınar Köyü kuzeyinde ve Bucak batısındaki İncirdereköy dolaylarında bulunan Akdağ kireçtaşı, batıdan doğuya doğru bir dil şeklinde uzanmaktadır. Özellikle Çebiş, Dağarcık, Seydiköy, İncirdereköy, ve Üzümlübel Köyleri arasındaki yay hattı bu dilimi açıkça göstermektedir. Yine yukarıda anılan yörelerde Akdağ kireçtaşı ile Ağlasun formasyonu arasında bindirme dokanağı boyunca yoğun tektonizma gelişmiştir. Genellikle dokanağın batısında Akdağ kireçtaşı, doğusunda ise Ağlasun formasyonu bulunmaktadır. Allohton kireçtaşları bir bütün olarak düşünüldüğünde doğusundaki dokanak boyunca Burdigaliyen yaşlı birimde yoğun ezilme ve breşik zonlar göze çarpmaktadır. Ayrıca ofiyolitli karışıqların bölgeye yerleşimi sırasında Bucak güneyinde yaklaşık KKD-GGB doğrultulu bir hat boyunca otokton konumlu Davraz kireçtaşı ekaylanmıştır (Şekil 2.19). Bu yapısal doğrultu da muhtemelen yaklaşık D-B yönlü bir sıkışma hareketinin varlığını kanıtlamaktadır. Söz konusu sıkışma yönü de hareketin doğu-batı yönlü olduğunu destekleyen bir veridir.

### 3.1.2.2. SENZOYİK

#### 3.1.2.2.1. ISPARTA OFİYOLİTLİ KARIŞIĞI (T<sub>1</sub>)

Çalışma bölgesinde geniş bir alanda izlenen açık-koyu yeşilden kırmızı, gri renge değişen karışık ve düzensiz iç yapılı allohton birimler ofiyolitli karışık olarak değerlendirilmiştir. Bunlar yoğun olarak Isparta dolaylarında görülmelerine atfen Isparta ofiyolitli karışığı olarak adlandırılmıştır (Yalçınkaya, 1989). Başlıca 1/25000 ölçekli Isparta M24 c3 paftasında Kartalpınar Köyü dolaylarında, M25 d3 paftasında Çebiş Köyü güneydoğusunda, Kuşbaba Köyü güneyinde, Üzümlübel Köyü dolayları ve İnüstü Tepe eteklerinde, Arılıtaş Tepe doğusunda, Sivri Tepe ve Sovanlıtaş Tepe dolaylarında ve N25 a1 paftasında ise İncirdereköy kuzeydoğusu ile Seydiköy güneyindeki Kocadağ ve Pancarlı Tepe güneylerinde olmak üzere toplam 7 km<sup>2</sup>'lik bir alanda mostra vermektedir.

Arazi gözlemlerinde açık-koyu gri, koyu kırmızı ve siyah gibi farklı renklerde izlenen ofiyolitli karışığın egemen kaya türü koyu yeşil renkli serpantinittir. Bunun yanında radyolarit, çört, şeyl, gabro, diyabaz, bazalt ve kireçtaşı bloklarında karışığın içerisinde düzensiz olarak yeralmaktadırlar(Foto.1.28). Isparta ofiyolitli karışığının en yaygın bileşeni

olan serpantinitle arazi gözlemlerinde koyu yeşil renkleri ve kaygan yapıları ile kolayca ayırt edilmektedirler. Ayrışmış kesimlerinde ve kireçtaşları ile dokanak yaptığı yerlerde ise açık yeşilimsi renk tonlarında gözlenirler ve çoğunlukla tektonik olarak yerleşimden dolayı bol kırıklı ve makaslama yapıları sunarlar. Bu yapılar boyunca serpantinleşmenin yoğun olarak geliştiği gözlenir. Bunlar ultramafiklerin ayrışması sonucu oluşmuş ve ileri derecede serpantinleşmişlerdir ve tipik ağ dokusu ince kesitlerde gözlenmektedir. Serpantinitle ofiyolitik istif içerisinde bir dönüşüm kayacı olup istifin ultramafik gurubuna dahil edilirler. Karışığın bileşenlerinden gabrolar ise koyu gri ve siyahımsı renklerde gözlenirler ve serpantinitle göre daha az deforme olmuşlardır. Ofiyolitik karışığın bileşenlerinden diyabazlar koyu gri, siyah yer yer de koyu sarı renklerde izlenmektedirler. Ofiyolit birliği içerisinde bazik dayk gurubunda yer alan diyabazlarda opak mineraller zengin olup ayrışmış kesimlerinde çoğunlukla kloritleşme gözlenir. Tipik kırmızı renkleri ve sert fakat oldukça dağilgan yapılarıyla kendilerini gösteren radyolaritler ise yer yer küçük parçalar halinde izlenirken 0.5 m.'lik dağılmış bloklar şeklinde de bulunmaktadır. Bazaltik yastık lavlar ise (Tıb) Kumar boğazı civarında görülür ve tipik yastık lav özelliği taşrlar. Radyolaritler ofiyolit birliğindeki örtü sedimanları gurubuna girerler. Yine bu sedimanlar içerisinde bulunan çörtler de küçük kırntılar ve yumrular halinde gözlenirler. Şeyller ise karışığın içerisindeki bileşenlerin arasını dolduran malzeme olarak yer yer bozuşmuş tabakalı bir şekilde bulunurlar. Genellikle koyu sarı-gri renklerin hakim olduğu şeyller, ofiyolitik topluluk içerisindeki derin denizel örtü sedimanlarıdır. Karmaşığı oluşturan değişik boyutlardaki kireçtaşları da muhtemelen ofiyolitiklerle birlikte taşınan ve taşınma esnasında yada sonrasında tektonizmanın etkisiyle parçalanan Akdağ kireçtaşına ait bileşenlerdir. Ayrıca kireçtaşlarının bir kısmında yine ofiyolitik karışıkların oluşumu sırasında derin denizel ortamdaki örtü sedimanlarını oluşturan kireçtaşlarının yerleşim sırasında ofiyolitik karışıklarla birlikte yoğunlaşmasıyla ortaya çıkmışlardır.

Isparta ofiyolitik karışığının alloktan konumlu olması ve farklı kökenli birden fazla kaya birimi içermesinden dolayı yerleşimi dikkate alınmış, bu durumda da altındaki dokanağın Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu ile bindirmeli olduğu tespit edilmiştir. Bu dokanak ilişkisi Kartalpınar, Yumrutaş ve Çebiş Köyleri güneydoğusu ile Kuşbaba Köyü güneyinde izlenmektedir. İnceleme alanında birimin alt dokanağında başka herhangi bir birim gözlenmemektedir. Karışığın üstünde ise onlarla birlikte taşınarak bölgeye yerleşen Akdağ kireçtaşı bulunmaktadır. Bu dokanak ilişkisi de yaklaşık karmaşığın mostra verdiği

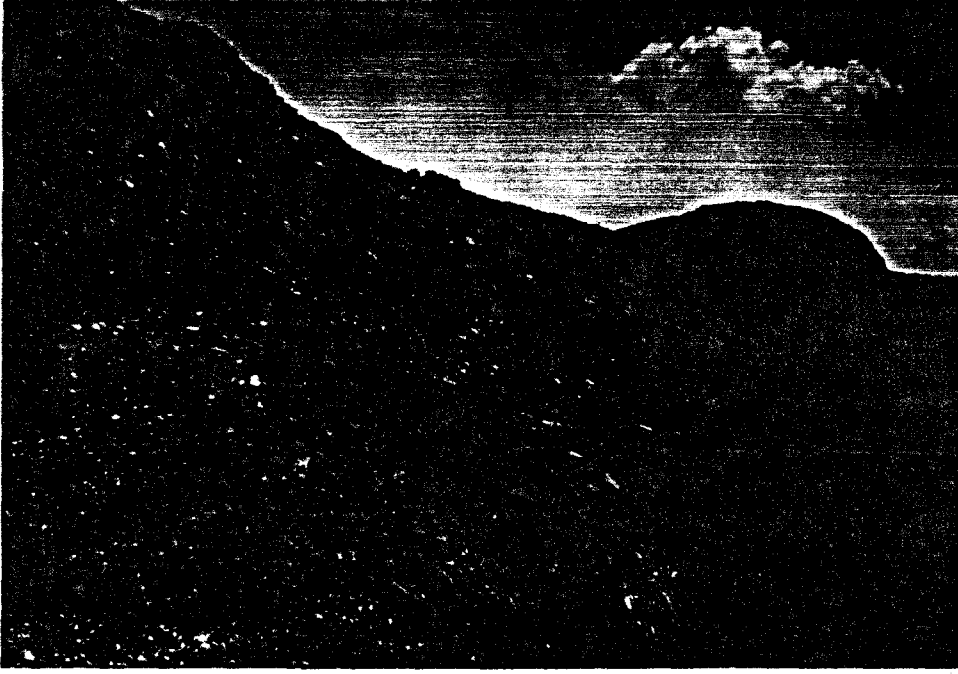


Foto. 1.28 Susuzköy kuzeydoğusundaki Alt Miyosen sonrası sıkışma tektoniği ile gelişen bindirme fayı neticesinde ortaya çıkan Isparta ofiyolitli karışığı. (Güneye bakış)

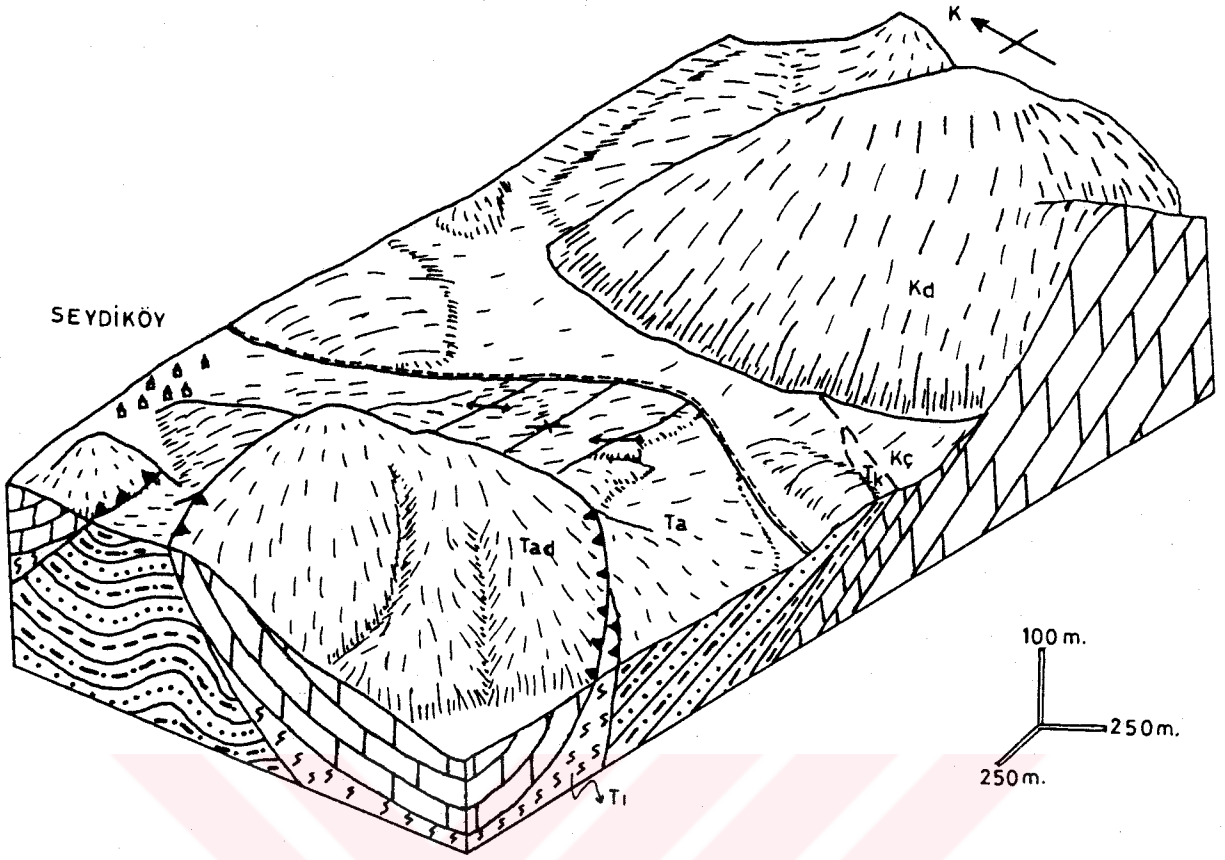
hemen hemen her yerde gözlenmektedir. Ofiyolitli karışıkların Akdağ kireçtaşı ile birlikte allokton olduğu düşünülürse bu durumda üst dokanakları Aksu formasyonu ile uyumsuz olarak örtülür. Birimin kalınlığı hakkında kesin bir şey söylemek güçtür ancak harita gözlemlerine dayalı görünür kalınlığı 450 m.'den fazladır.

Isparta ofiyolitli karışığının oluşumunun çalışma alanının dışında olması, içerisinde birden fazla birimi bulundurması ve bu birimlerden yaş verebilecek herhangi bir veri elde edilememesi nedeniyle oluşum yaşı hakkında kesin bir şey söylenemez. Ancak bölgede geniş bir alanda inceleme yapan araştırmacılardan Poisson'a (1977) göre Üst Triyas, veya Liyas başında Menderes Masifi ile Beydağları platformu arasında bir teknenin varlığı (Kızılcaçorak teknesi) sözkonusudur. Ersoy'un da (1990) Batı Toros teknesi olarak adlandırdığı bu bölge, yine Graciansky (1968), Önalın (1979), ve Ersoy'a (1992) göre Batı Toroslardaki ofiyolit dilimlerinin kaynağıdır. Liyas başında başlayan riftleşme yine Poisson'a (1977) göre doğudan batıya doğru yayılır. Özgül (1976), Ricou (1980) ve Şengör ve Yılmaz'a (1983) göre ofiyolitler, Menderes Masifi kuzeyindeki bir okyanus alanının kalıntısıdır. Neotetis'e ait bu okyanus belki İzmir-Ankara zonu, belkide Pindus okyanusudur. Yine bölgesel anlamda Batı Toros naplarındaki kayaçların yaşı Karbonifer'den başlar (Ersoy, 1990). Whitechurch

ve diğ.'ne (1983) göre Likya naplarındaki ofiyolitlerin yaşı yaklaşık 104 milyon yıldır. Hoyran gölü dolaylarında ise ofiyolitli karışık Neotetis'in kuzey kolu içindeki bir yitim kuşağında Üst Kampaniyen'den önce oluşmuştur (Koçyiğit, 1983). Isparta ofiyolitli karışığı inceleme alanında Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu üzerine tektonik olarak itilmiştir. Bu hareket sırasında Akdağ kireçtaşları da ofiyolitlere eşlik etmişlerdir. Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu ise diğer yaşlı birimlerle birlikte Akdağ kireçtaşını da uyumsuz olarak örtmüştür. Dolayısıyla ofiyolitli karışığın yerleşim yaşı Burdigaliyen sonrası, Orta-Üst Miyosen öncesidir. Önceki çalışmacıların çoğunluğu da bu yerleşim yaşını benimsemişlerdir. Bunların bir kısmı Lisiyen (Likya) napları adı altında yorumlarken bir kısmı da nap ismi vermeden ofiyolitlerin bölgeye üçüncü ve nihai yerleşmesi olarak değerlendirmişlerdir. Ancak sonuçta inceleme alanındaki yerleşimleri Alt Miyosen (Burdigaliyen) sonrasıdır.

Isparta ofiyolitli karışığı için Yalçınkaya ve diğ. (1986), Tektonik melanj, Yalçınkaya (1989), ve Yalçın (1993), Isparta ofiyolitik karmaşığı, Sarız (1985), ve Karaman (1994), Gökçebağ ofiyolitli karmaşığı, Görmüş ve Özkul (1995), ise Gökçebağ karmaşığı adını vermişlerdir. Karaman'ın (1990) isim vermeden ofiyolitli karmaşık diye belirttiği birim, Brunn ve diğ. (1975), Poisson ve Poignant (1974), Dumont (1976), ve Hayward (1982) gibi çoğu araştırmacıların Likya napları olarak değerlendirdikleri alloktonlar içerisinde yer alırlar. Ayrıca Waldron (1982), Akay ve diğ. (1985), Robertson (1993), ile Dilek ve Rowland (1993) gibi birçok araştırmacı da bu napları Lisiyen olarak belirtmişlerdir. Özgül'ün (1976) Bozkır birliği içerisinde yer alan ofiyolitlere Demirtaşlı'nın (1978) Teke napları, Akbulut'un (1980) Ofiyolitik birimi, Dumond ve Kerey'in (1975) Ofiyolitli birliği, Koçyiğit'in (1981) Arızlı ofiyolitli karışığı, ve yine Koçyiğit'in (1983) yerleşim yaşına bakmaksızın İç Toros ofiyolitli karışığı napı kısmen veya tamamen birimin eşleniği olabilir. Ersoy'un (1990) Batı Toros napları içerisindeki Dirmil olistostromal melanjı ve Dolukızlar ofiyoliti inceleme alanındaki allokton birimlerin eş anlamlısı olup Poisson'un (1977) Kızıldağ masifindeki ofiyolitleri ve Graciansky'nin (1968) Peridotit napı da karışığın kısmen eşleniği olabilir.

Isparta ofiyolitli karışığı yukarıda da belirtildiği gibi literatürde Likya (Lisiyen) ve Teke yada Batı Toros napları olarak bilinen allokton oluşukların bir bölümünü oluşturmaktadır. Ofiyolitli karışıkların inceleme alanında yerleşimleri Burdigaliyen sonudur ve bunların bölgeye üçüncü ve nihai yerleşimi şeklinde yorumlanabilir. Ofiyolitli karışıkların bölgeye ilksel yerleşimi, inceleme alanındaki Kızılkırma formasyonunun çökelişi ile eş yaşlı,



Şekil 2.18 Seydiköy dolaylarındaki allokton birimlerin konumları. (Kd: Davraz kireçtaşı, Kç: Çiğdemtepe formasyonu, Tk: Kızılkırma formasyonu, Ta: Ağlasun formasyonu, Tı: Isparta ofiyolitli karışığı, Tad: Akdağ kireçtaşı.)

yani Paleosen-Alt Eosen yaşlı olduğu veya hemen öncesine rastladığı ve inceleme alanının dışında herhangi bir yerde yerleştiği yada yerleşmeye başladığı daha önce belirtilmişti. Nedeni ise Kızılkırma formasyonu içerisinde ofiyolitli karışıklara ait kırıntılarının bulunması idi. Bu yerleşim literatürde Isparta büklümünün güneyine yerleşen Antalya napları (Lefevre, 1967) olarak yorumlanmaktadır. Ofiyolitli karışıkları bölgeye ikincil yerleşimi ise Lütesiyen sonunda olup, inceleme alanında gözlenmemekle beraber Isparta kuzeyinde Kayıköy formasyonu üzerinde (Karaman, 1994) ve Hoyran gölü civarında da Dereköy formasyonu üzerinde (Koçyiğit, 1983) yer almaktadır. Bu ise literatürde Isparta büklümünün kuzeyinde yerleşen Beyşehir-Hoyran napları (Gutnic ve diğ., 1979) olarak yorumlanmaktadır. Ofiyolitli karışıkları bölgeye üçüncü ve nihai yerleşimi ise Burdigaliyen sonrası olup inceleme alanında izlenmektedir. Bu yerleşim de Isparta büklümünün batısında bulunan Likya (Teke) napları (Graciansky, 1968) olarak bilinir. Bunlardan ofiyolitli karışıkları inceleme alanının



yakın kuzeyinde bulunan Isparta ve güneyinde mostra vermesi ve diğer birçok özelliklerinin de aynı olması nedeniyle Yalçınkaya'nın (1989) önerdiği Isparta ofiyolitik karmaşığı, karışık eki ile değiştirilerek kabul edilmiştir. Çünkü karmaşık teriminin ilksel ilişkileri korunmuş genellikle mağmatik ve metamorfik kaya birimleri için kullanıldığı bilinmektedir. Karışığın ise iki veya daha fazla kaya çeşidi sınıfından (mağmatik, sedimanter ve metamorfik) oluşmuş birbirinden kopuk ilksel ilişkileri korunmamış kaya topluluğu veya karışımı olduğu düşünülerek ofiyolitler için karışık ekinin kullanılmasının daha uygun olduğu görülmüş, böylece birim için Isparta ofiyolitli karışığı adı benimsenmiştir. Triyas'da Neotetis'in güney kolunda bir açılım sözkonusudur (Şengör ve Yılmaz, 1983). Muhtemelen Menderes masifi ile Beydağları platformu arasında gerçekleşen bu açılma Poisson'a (1977) göre Likya naplarının kaynağıdır. Ricou (1980), tüm Toros ofiyolitlerinin tek bir zondan yani Menderes masifinin kuzeyinden (İzmir-Ankara zonu) türediğini, Şengör ve Yılmaz (1983), ise ofiyolit zonlarının farklı kökenli olduklarını savunurlar. Ersoy (1991), ise Senomaniyen'de Menderes masifi kuzeyindeki İzmir-Ankara zonu denilen Neotetis okyanus alanından, ofiyolitlerin Torid-Anatolid platformunun kuzey kenarı üzerine bindirdiklerini, Üst Kretase-Eosen boyunca Menderes masifi üzerinde ilerlediklerini ve Üst Eosen'de ofiyolit naplarının gravite kaymalarıyla Batı Toros teknesine taşındığını belirtir. Özgül (1976), Ricou (1980), ve Şengör ve Yılmaz'a (1983) göre ofiyolitler Menderes masifi kuzeyindeki bir okyanus alanının kalıntısıdır. Neotetis'e ait bu okyanus belki İzmir-Ankara zonu belkide Pindus okyanusudur. İnceleme alanının tüm Batı Toroslar göz önüne alındığında küçük bir bölge olması nedeniyle yapılacak olan yorumun sınırlı kalacağı düşünülmüş ve böylece eski çalışmacıların verileri elde edilen sonuçlarla birlikte değerlendirilmiştir. Buna göre ofiyolitli karışıkların kökenlerinin Menderes masifinin kuzeyindeki Neotetis'in kuzey koluna ait olabileceği ve masifi aşarak güneye aktarıldığı yada Liyas'da gelişmeye başlayan yaklaşık D-B uzanımlı Neotetis'in güney koluna ait bir riftleşmenin sonunda meydana geldikleri düşünülmektedir. Böylece her iki durumda da ofiyolitli karışıklar inceleme alanının batısında bulunmaktadır (Şekil 2.17). Burdigaliyen sonunda da D-B yönlü sıkışma ile batıdan doğuya doğru hareket ederek bölgeye yerleşmişlerdir.

### 3.1.3 VOLKANİK BİRİMLER

Bölgede Mesozoyik'de volkanik faaliyetler gelişmiştir. İnceleme alanındaki volkanik birimler Susuzköy dolayında ve Kumar yaylasında mostra vermişlerdir.

Bunlardan Kumar yaylası dolayındaki volkanik birimler yastık lav niteliğindedirler. Dolayısıyla bunlar bazaltik yastık lavlar olup ofiyolitli karışıklara ait bir bileşen olarak tespit edilmiştir. Böylece bu bazaltlar Isparta ofiyolitli karışığı içerisinde değerlendirilmiştir.

Susuzköy dolayındaki bazaltlar ise Mesozoyik'de faaliyet gösteren denizaltı volkanizması şeklinde Susuzköy bazaltları olarak değerlendirilmiştir.

#### 3.1.3.1. SUSUZKÖY BAZALTLARI

Birim adını inceleme alanında Bucak-Antalya karayolu üzerindeki Susuz Köyü'nden almıştır. Çalışma alanında başlıca 1/25 000 ölçekli Isparta N25 a4 paftasının kuzeyi ile N25 a1 paftasının güneyinde bulunan Susuz Köyü güneyindeki küçük bir alanda mostra vermektedir.

Birim egemen olarak koyu gri, kahverengi-sarımsı renklere izlenen bazaltlardan oluşmaktadır. Taze yüzeyleri koyu gri renkli olan birimin ayrılmış kesimlerinde ise kahverengi-sarımsı renkler gözlenir. Oldukça sert yapılı olan bu volkanik birimler bol ayrışmalıdır.

İnce kesitlerde bunların piroksenli ve olivinli bazalt oldukları tespit edilmiştir. İçerisinde ayrılmış ojit, piroksen ve olivin fenokristalleri bulunur. Plajiyoklas mikrolitleri ince çubuklar şeklindedir ve altere olup albite dönüşmüşlerdir. Kayaç içerisinde az oranda bulunan biyotitler ayrışarak etrafında opak bir çizgi oluşturmuşlardır. Dokuları ise porfirittir. Piroksenler ve olivinler yuvarlağımsı yarı öz şekilli fenokristalleri oluşturmaktadırlar. Çubuksu minerallerin uzun eksenleri akma yönüne paralellik gösterirler ve yer yer fenokristallerin etrafını sararlar.



Foto. 1.31 Porfiritik dokulu Susuzköy bazaltları. ol: olivin. (çift nikol 4x10X). (Susuz Köyü dolayı)

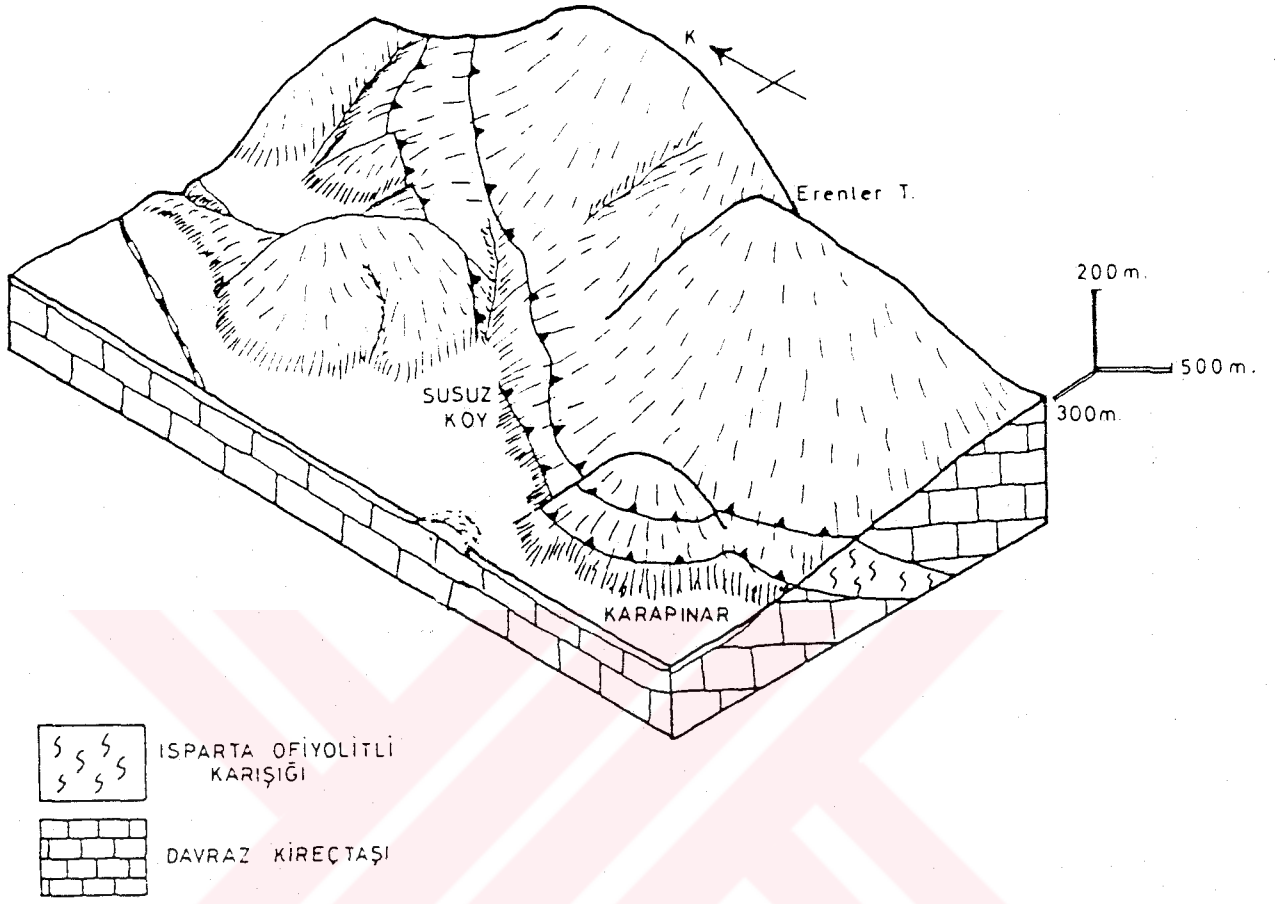


Foto. 1.32 Bucak güneyindeki ofiyolitlere ait bazaltik yastık lavlar (Tıb: bazaltik lavlar, Kd: Davraz kireçtaşı) (Kuzeydoğuya bakış)

Susuzköy bazaltları diğer birimlerle oluşum ve köken olarak farklıdırlar. Dolayısıyla kendinden daha yaşlı ve genç birimlerle olan dokanak ilişkisi ayrımlı kaya uyumsuzluğuna sahiptir. Susuzköy dolayında bazaltlar alüvyonla örtülüdür. Yoğun ayrışma ve alüvyon altında kalmadan dolayı yan kayalarla yaptığı dokanak ilişkisi tam olarak izlenmez.

İnceleme alanının hemen kuzeyinde Gölcük dolaylarında da volkanizma gelişmiştir. Ancak bu volkanizma hem yaş hemde oluşum ve litoloji olarak inceleme alanındaki volkanik birimlerden farklıdırlar. Gölcük dolayında andezitik-trakiandezitik volkanizma gelişirken (Bilgin ve diğ. 1989) inceleme alanında bazaltik volkanikler gelişmiştir. Yine Gölcük dolayındaki volkanikler Pliyosen yaşını verirken çalışma alanındaki Susuzköy bazaltları Mesozoyikde meydana gelmişlerdir. (Bilgin, A. ve Poisson, A, sözlü görüşme) Lefevre (1983) ise Bucak çevresindeki volkanikleri l silit olarak belirtmiştir.





Şekil 2.19 Susuzköy dolayındaki bindirmeli yapı

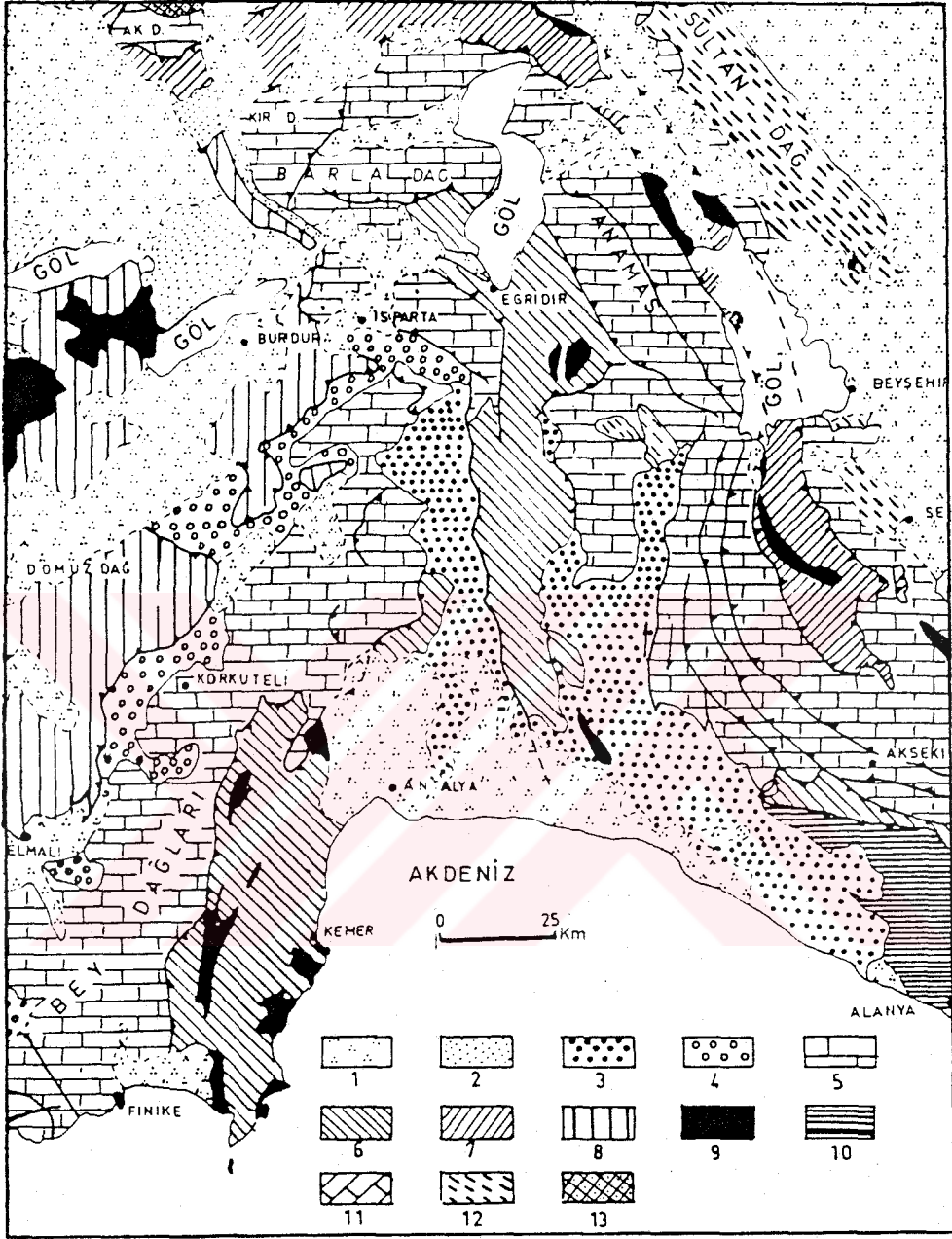
### 3.2. YAPISAL JEOLJİ

Jeolojik açıdan dünyanın önemli ve aktif olan Alp-Himalaya dağ kuşağı içerisinde yer alan Türkiye, eski jeolojik devirlerden beri değişik tektonik hareketlerin etkisi altında kalmıştır. Özellikle Alp orojenezinden oldukça fazla etkilenen Anadolu'da Kuzey Anadolu fayı, Doğu Anadolu fayı, Afrika-Arap levhasının Ege-Anadolu levhası altına dalması, Ege graben sistemi gibi Dünya'nın jeoloji literatürüne geçmiş büyük tektonik yapılar bulunmaktadır.

Güneybatı Anadolu ise Isparta büklümü ve kökenleri tartışmalı değişik yaş aralıklarında gelişmiş naplar gibi tektonik yapıların bulunduğu bölgedir. Blumenthal'a (1951) göre Torid, Ege-İranid tektonik birliği, Ketin'e (1966) göre Türkiye'nin Toridler tektonik birliği, Özgül'e (1976) göre ise Geyikdağı ve Bozkır birliği, içerisinde bulunan yörede Toridlerin veya Torosların sınırı Antalya körfezine paralel olarak güneyde Antalya'dan başlayıp kuzeyde ise Afyon'a kadar uzanır (Şekil 3.24).

Türkiye'nin güneybatısında, Antalya'nın kuzeyinde bulunan çalışma alanı ise özellikle yapısal konumu itibarıyla oldukça ilginç bir bölgede yer almaktadır. İnceleme alanında bulunan kaya birimleri oluşumları yada oluşumları sonrasında Alp orojenezinin çeşitli fazlarından etkilenmişlerdir.

İnceleme alanındaki en yaşlı birim olan Davraz kireçtaşı ve Çiğdemtepe formasyonu, Kretase sonu-Tersiyer başında meydana gelen Alp orojenezinin Laramiyen fazından kısmen de olsa etkilenmişlerdir. Üst Kretase boyunca karbonatların çöküp Tersiyer başında yerini kırıntılı birimlere bırakması ve ayrıca Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kızılkırma formasyonu içerisinde ofiyolitik gereçlere rastlanması Tersiyer başlarında bölgede bir duraysızlığın varlığını göstermektedir. Muhtemelen inceleme alanının dışında bir yerde yerleşen ofiyolitli karışıklar Paleosen-Alt Eosen yaşlı birimlere malzeme vermişlerdir. Bu olay çalışma bölgesinin ve Isparta büklümünün güneyinde yerleşen Antalya naplarının (Lefevre, 1967) yerleşim yaşına karşılık gelmektedir. Bu devre aynı zamanda Lias'da başlayan Paleotektonik dönemdeki (Koçyiğit, 1983) duraylı neritik ortamın Maestrihtiyen'de sonrasında yerini duraysızlığa bıraktığı dönemdir. Yani Mesozoyik boyunca sığ denizel ortam yerini Mesozoyik sonunda derin denizel ortama bırakmıştır. Aynı dönemi Şengör ve



Şekil 3.24 Batı Toroslar'ın yapısal krokisi. (Şenel, 1984'den değiştirilmiştir.)

1. Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç alüvyonlar, 2. Oligosen-Burdigaliyen yaşlı Tavas-Burdur ve Torbalı-Kemalpaşa post tektonik molas havzaları, 3. Antalya Miyosen havzası, 4. Beydağlarının Alt-Orta Miyosen yaşlı birimleri, 5. Mesozoyik-Paleojen platform karbonatları, 6. Antalya napları, 7. Beyşehir-Hoyran-Hadım napları, 8. Lisiyen napları, 9. Ofiyolit napları, 10. Alanya masifi, 11. Menderes masifinin Mesozoyik örtüsü, 12. Sultandağ ve Beyşehir Paleozoyik serileri, 13. Paleozoyik yaşlı Sandıklı porfiriteri.

Yılmaz (1983) ise Anatolid-Torid platformunun batı kesiminin Maestrihtiyen'de bir bütün halinde alçaldığını, dolayısıyla ortamın pelajikleştiğini belirtmektedirler. Aynı zamanda Bozkır ofiyolit napları da (Özgül, 1976) Anatolid-Torid platformu üzerine bu dönemde kuzeyde yerleşmeye başlamıştır.

Bölgedeki ikinci önemli tektonik olay ise ofiyolitli karışıkları yöreye ikinci defa yerleşmeleridir. Bu olayın izleri inceleme alanında gözlenmez. Ancak hemen kuzeyde Isparta civarında Orta Eosen yaşlı Kayıköy formasyonu üzerine ofiyolitli karışıklar tektonik olarak yerleşmişlerdir (Karaman, 1994). Aynı zamanda Hoyran Gölü dolayında da Dereköy formasyonu üzerine iç Toros ofiyolitli karışığı yerleşmiştir (Koçyiğit, 1983). Orta Eosen sonunda (Üst Lütésiyan sonu) meydana gelen bu olay Isparta büklümünün kuzeyinde yerleşen Beyşehir-Hoyran naplarıyla (Gutnic ve diğ. 1979) ilişkilidir. Söz konusu tektonik deformasyona Alp orojenezinin orta devresi olan Preniyen fazı etken olmuştur. Özellikle Isparta kuzeyinde Göлтаş çimento fabrikası batısında bu fazın izlerini görmek mümkündür. Burada Kayıköy formasyonu içerisinde küçük ölçekli bir çok kıvrım ve küçük atımlı bindirme fayları gelişmiştir. Üst Lütésiyan sonunda meydana gelen bu duraysızlık aynı zamanda Güneybatı Türkiye'de Paleotektonik dönemin sona erip geçiş döneminin başladığı devirdir (Koçyiğit, 1983). Eosen sonrasında Türkiye orojenik kuşağı K-G yönünde sıkışmaya devam etmiş ve Anatolidler yükselmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1983). Bu yükselme sonucu molas oluşumu ile kendini gösteren çekme tektoniğinin ardından geçiş döneminin sonlarında yeni bir sıkışma evresi meydana gelmiştir. Bu sıkışma evresi D-B yönlü olup Isparta büklümünün bu günkü konumunu kazanmaya başladığı evredir. Güneybatı Anadolu'da Torosların batı kesiminin D-B gidişli genel uzanımı, D-B yönlü sıkışma ile Antalya körfezine yaklaşık paralel olarak ters V şeklinde bükülmeye başlamıştır. İnceleme alanında gözlenemeyen Oligosen yaşlı birimler bölgesel olarak kalın bir molas istifi ile temsil edilir (Koçyiğit, 1984). Alp orojenezinin Saviyen fazı ile bölgede Miyosen transgresyonu başlar.

İnceleme alanındaki üçüncü ve en önemli tektonik olay ise Isparta ofiyolitli karışığı ile Akdağ kireçtaşının yöreye allokon olarak yerleşmeleridir. Akitaniyen'de başlayan Miyosen transgresyonu Burdigaliyen'de de devam etmiş, Burdigaliyen sonrasında ise D-B yönlü sıkışma tektoniği ile transgresyon sona ermiş ve allokon birimler bölgeye muhtemelen batıdan doğuya doğru yerleşmişlerdir. Alp orojenezinin geç bir fazı olan Stiriyen fazı ile meydana gelen bu tektonik duraysızlık Isparta büklümünün batı-güneybatısında yerleşen



Likya (Lisiyen) veya Teke naplarının (Graciansky, 1968) yerleşimi ile yakından ilgilidir. Bu dönemde Arabistan-Avrasya çarpışması başlamıştır. Özellikle Doğu Anadolu'da yükselme ve buna bağlı olarak kabuk kalınlaşması meydana gelmiş daha sonrada fazla kalınlaşmayan Anadolu levhası batıya doğru kaymaya başlamıştır. Bu arada Isparta büklümü daralmaya devam etmiştir. Erken Miyosen'de başlayan Anadolu-Arabistan çarpışmasıyla Türkiye'deki Neotektonik devre başlamıştır (Şengör, 1984). Söz konusu D-B yönlü sıkışma hareketi, artık Isparta büklümünün iyice belirginleştiği evredir. Allokon birimlerin de bölgeye bu dönemde yerleşmesi neticesinde Miyosen transgresyonu sona ermiştir. Böylece ortamın sıklaşması ile Orta-Üst Miyosen yaşlı post-tektonik kaba kırıntılı tortullar tüm alttaki birimleri uyumsuz olarak örtmüştür. Bu arada sıkışma tektoniğinin şiddeti ile ince taneli ve sert olmayan birimler küçük kıvrımlar oluştururken sert ve kompetan kayalar sıkışma kuvvetini kırılarak ve ekaylanarak ters faylarla karşılaşmışlardır. Miyosen yaşlı kırıntılı birimler, inceleme alanında ve bölge genelinde mostra verdiği yerlerde küçük çaplı kıvrım ve kıvrımcıklar meydana getirmişlerdir. Sıkışma tektoniğinin şiddetinden dolayı dar alanlarda farklı tür kıvrımlar gelişmiştir. Bucak-Susuzköy hattı boyunca fazla kıvrımlar oluşturamayan Davraz kireçtaşı sıkışmanın şiddeti ile kırılarak ters faylanma meydana getirmiş, böylece arada ofiyolitli karışıklara ait dilimler bırakarak ekaylı bir yapı oluşturmuştur. Bu hat yaklaşık KKD-GGB doğrultuludur.

Orta Miyosen sonunda Isparta büklümünün doğu kanadı V'nin kuzey ucunda batı kanadı üzerine ilerlemiştir. Bu ilerleme Anadolu levhasının batıya hareketinin bir sonucu olarak yorumlanmıştır. Anadolu levhasının batıya hareketi ile Ege'de D-B yönlü daralma neticesinde K-G yönlü gerilme ortaya çıkmıştır. Böylece Ege'de yaklaşık D-B doğrultulu graben sistemleri gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1983).

Tortoniyen sonunda ise bölgede D-B yönlü ve doğudan gelen bir itilme sözkonusudur. Bu olay Aksu fazı olarak isimlendirilmiştir (Poisson, 1977). İnceleme alanında ise bu itilmenin etkisi KB-GD yönlü olmuştur. Çünkü Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonundaki KD-GB gidişli kıvrım eksenleri aynı zamanda Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonunda da gözlenmektedir.

Alt Miyosen sonrasındaki ofiyolitli karışıkların bölgeye tektonik olarak yerleşmesi neticesinde Orta-Üst Miyosen yaşlı sığ denizel ortamda kaba kırıntılı malzemeler depolanarak tüm birimleri uyumsuz olarak örtmüştür. Böylece Güneybatı Anadolu'da Üst Miyosen sonunda veya Pliyosen başında ortaya çıkan ve çekme tektoniği ile denetlenen

Neotektonik dönem başlamıştır. Bu dönemde çekme tektoniği etkisiyle karasal tortullaşma, levha içi volkanizma ve blok faylanma evreleri gelişmiştir (Koçyiğit, 1984).

Ege-Anadolu levhası altına Afrika-Arap levhasının dalmasından ve yöredeki büyük boyutlu napların yerleşimi ile kabuğun kısılp kalınlaşmasından dolayı (Koçyiğit, 1980, Şengör ve Yılmaz, 1983) levha altında derinde kısmi ergimeler başlamıştır (Bingöl, 1976). Üst Miyosen sonunda başlayan ve Pliyosen'de de devam eden çekme tektoniği etkisiyle oluşan faylar ve süreksizlik düzlemleri boyunca mağma yükselerek volkanik birimleri oluşturmuştur. İnceleme alanındaki bazaltik volkanikler ise Alt Miyosen sonundaki D-B yönlü sıkışma neticesinde ortaya çıkan ekaylı yapının bir zayıflık düzlemi oluşturması ve bu zayıflık zonundan mağmanın yükselmesiyle açıklanabilir. Aynı dönemde hemen kuzeyde ise maar tipinde Gölcük volkanizması faaliyet göstermiştir (Kazancı ve Karaman, 1988).

Bölgenin karasallaşması ve blok faylanma evrelerinin başlaması nedeniyle birçok çöküntü alanları, horst ve grabenler meydana gelmiştir. Bu gibi alanlarda aktif fayların etkisiyle oluşan yüksek ve sarp kesimlerden gelen malzemeler görsel-karasal oluşukların çökmesine neden olmuştur. Bu çanaklardan içinde su bulduran ve günümüze kadar korunmuş olan yapılar ise yörede Eğirdir ve Burdur gibi göllerdir. Neotektonik dönemde gelişen aktif faylar üç ayrı evrede oluşmuşlardır. Bunlar, Üst Miyosen, Pliyosen sonu ve Pleistosen sonudur ve farklı doğrultularda meydana gelmişlerdir. Özellikle KB-GD ve KD-GB doğrultulu olan fay takımları boyunca Güneybatı Türkiye'de sık depremler meydana gelmektedir (Koçyiğit, 1984).

### 3.2.1. UYUMSUZLUKLAR

Çalışma alanında yer alan kaya birimleri arasındaki uyumsuzluklar oluşum zamanlarına göre yaşlıdan gence doğru, Maestrihtiyen öncesi, Eosen sonrası, Orta-Üst Miyosen öncesi, Pliyosen öncesi - sonrası, ve Pleistosen sonrası olarak sıralanırlar. Bu uyumsuzluklar oluşum sıralarına göre numaralandırılarak sunulacaktır.

#### 3.2.1.1. I. uyumsuzluk

İnceleme alanında Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe formasyonu arasında bulunan uyumsuzluk, Orta-Üst Senoniyen veya Santoniyen ve özellikle Kampaniyen'e karşılık

gelmektedir. Davraz kireçtaşı Senomaniyen-Alt Senoniyen yaşını verirken Çiğdemtepe formasyonu Maestrihtiyen yaşını vermektedir. Arada Santoniyen ve Kampaniyen'e ait herhangi bir veri bulunamamıştır. Muhtemelen Alp Orojenezi'nin bir fazı olan Subhersiniyen'e karşılık gelen uyumsuzluk, inceleme alanında çoğunlukla paralel, yer yer de sadece tabaka eğim miktarının değişmesiyle açısız uyumsuz olarak göze çarpmaktadır (Şekil 3.1)

Senomaniyen-Alt Senoniyen yaşlı Davraz kireçtaşı neritik ortamı karakterize ederken Maestrihtiyen yaşlı Çiğdemtepe formasyonu ise yarı pelajik, çoğunlukla pelajik ortam ürünüdür. Bölgede Mesozoyik boyunca sığ denizel ortamda karbonatların çökeldiği ve Mesozoyik sonunda yani Maestrihtiyen'de de ortamın derinleştiği düşünülürse bir duraysızlığın olduğu görülür. Çiğdemtepe formasyonunun tabanında herhangi bir karasal aşınmaya ait veri gözlenmez. Bu durum uyumsuzluğun su altında olduğu, muhtemelen çökeltme koşullarının sedimantasyona engel teşkil ettiği, dolayısıyla aradaki Santoniyen ve özellikle Kampaniyen'e ait herhangi bir fosil bulgusu gözlenemediği sonucuna varılmıştır. Fosil bulgularından ve çökeltme ortamının farklı olmasından hareket ederek tespit edilen uyumsuzluk düzlemi altında sparitik dokulu kireçtaşı bulunurken, üstünde ise çörtlü, killi mikritik kireçtaşı yer alır.

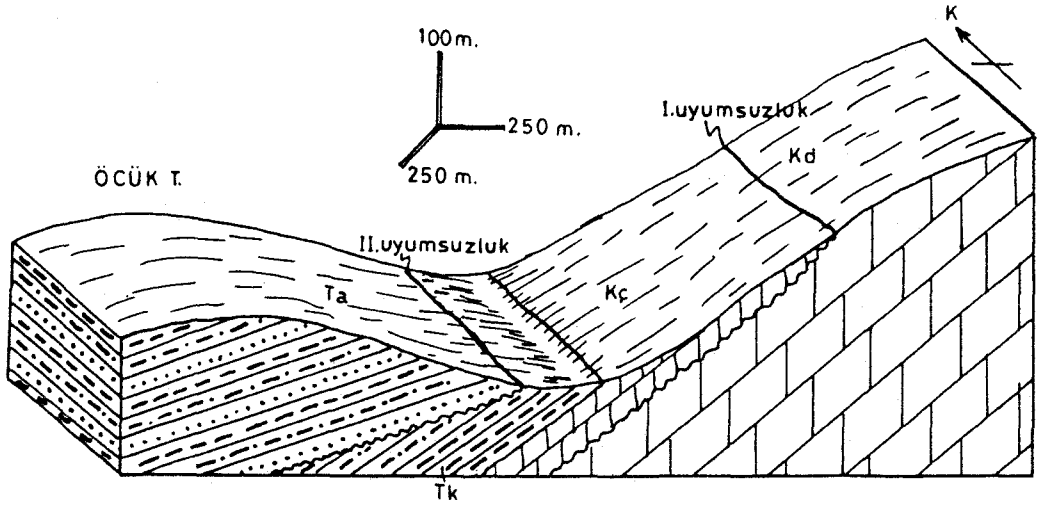
### 3.2.1.2. II. uyumsuzluk

Çalışma alanında Hüyük formasyonu ile Yazır kireçtaşı arasında bulunan uyumsuzluk Oligosen'e karşılık gelmektedir. Alp Orojenezi'nin orta fazı olan Saviyen fazı ile meydana gelmiş olan çökeltme eksikliği aynı zamanda ofiyolitik karışığın bölgeye ikincil yerleşmesi ile ilgilidir. Yani uyumsuzluğun Üst Lütésiyen sonunda Beyşehir-Hoyran naplarının bölgeye tektonik olarak yerleşiminin ardından meydana geldiği düşünülmektedir. İnceleme alanının dışında, kuzeydeki Keçiborlu, Gönen, Senirkent ve Hoyran Gölü dolaylarında Eosen sonundaki Alp Orojenezi'nin Preniyen fazıyla ortaya çıkan bu tektonik itilmeden sonra İncesu konglomeraları (Sarız, 1985) veya Akçaköy formasyonu (Koçyiğit, 1983) gibi Oligosen yaşlı molaslar çökelmiştir. Buna karşın inceleme alanında Oligosen'e ait herhangi bir birim yoktur. Muhtemelen Ofiyolitik karışıkların veya İç Toros ofiyolitik karışığı napının KKD'dan GGB'ya doğru yerleşmesi sırasında (Koçyiğit, 1983) Hoyran Gölü dolaylarında ve Isparta kuzeyinde yerel olarak su üstünde kalan bölgelerden kopan ve

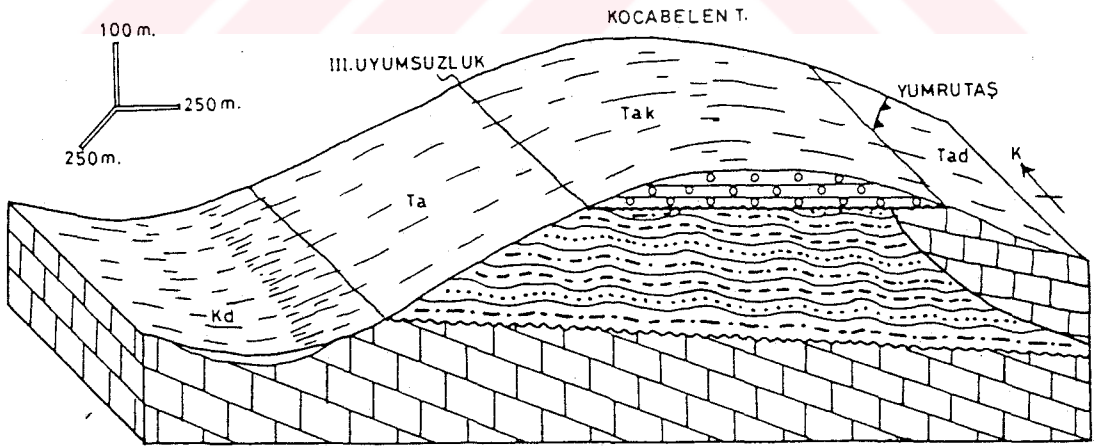
taşınan malzemelerin bu kesimlerin hemen önlerinde depolanmasıyla Oligosen yaşlı molaslar oluşmuştur. Dolayısıyla bu alanlara göre oldukça güneyde bulunan inceleme alanına Oligosen yaşlı molasların ulaşmadığı, veya yer yer ulaştığı, ancak aşındığı, yada Miyosen transgresyonu altında kaldığı düşünülür. Bu nedenle inceleme alanında mostrası izlenemeyen Oligosen’de çökme olmadığı kabul edilmiştir. Böylece çalışma alanındaki Priaboniyen (Üst Eosen)-Akitaniyen(Alt Miyosen) arası uyumsuz olarak tespit edilmiştir. Hüyük formasyonu ile Yazır kireçtaşı arasındaki dokanak ilişkisi çalışılan alanda gözlenememiştir. Dolayısıyla uyumsuzluğun açılı veya paralel oluşu hakkında da kesin bir şey söylenemez. Uyumsuzluğun altında bulunan Paleosen ve Eosen yaşlı birimler derin denizel ortamı karakterize ederken, üstündeki Alt Miyosen yaşlı birim ise sığ denizel ortamı ve Miyosen transgresyonunun başlangıcını simgeler. Böylece Paleosen-Eosen boyunca devam eden derin denizel ortamın Miyosen’de sığ ortama geçmesi ve Miyosen sonrasında tekrar derinleşmesi, Oligosen’deki duraysızlığın varlığını destekleyen diğer bir veridir. Üst Lütésiyen sonunda allokton birimler bölgeye kuzeyden gelirken, güneyde inceleme alanında Priaboniyen yaşlı tortulların çökmesi ise allokton birimlerin kuzeyde yerleşiminden inceleme alanının Eosen sonuna kadar henüz daha etkilenmediği, ancak Oligosen’de etkilenmeye başladığı şeklinde yorumlanır. Uyumsuzluk yüzeyi stratigrafik olarak Hüyük formasyonu ile Yazır kireçtaşı arasındadır. Ancak arazi gözlemlerinde, Ağlasun formasyonu ile Üst Kretase yaşlı birimler arasında gözlenmektedir. Başka bir deyişle Ağlasun formasyonu arazinin genelinde Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe formasyonunu uyumsuz olarak örtmüştür (Şekil 3.1)

### 3.2.1.3. III. uyumsuzluk

İnceleme alanında allokton konumlu Akdağ kireçtaşı ile Aksu formasyonu arasında meydana gelen uyumsuzluk Orta Miyosen’in hemen öncesine karşılık gelmektedir. Alp Orojenezi’nin geç bir fazı olan Stiriye fazı ile meydana geldiği düşünülen uyumsuzluk aynı zamanda inceleme alanında da gözlenen Burdigaliyen sonrası bölgeye yerleşen allokton konumlu Lisiyen napları ile veya ofiyolitli karışıkların yöreye üçüncü ve nihai yerleşmesi ile yakından ilgilidir. Miyosen başında Akitaniyen yaşlı Yazır kireçtaşı ile başlayan ve Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu ile devam eden transgresyon, Burdigaliyen sonrasında allokton konumlu birimlerin yöreye yerleşmesi ile sona ermiştir. Isparta ofiyolitli karışığı ile Akdağ kireçtaşı batıdan doğuya doğru inceleme alanına yerleşirken (bkz. Isparta



Şekil 3.1 Ağlasun güneyindeki Öcük Tepe dolaylarında bulunan birimlerin uyumsuz dokanak ilişkileri. (Kd: Davraz kireçtaşı, Kç: Çiğdemtepe formasyonu, Tk: Kızılkırma formasyonu, Ta: Ağlasun formasyonu.)

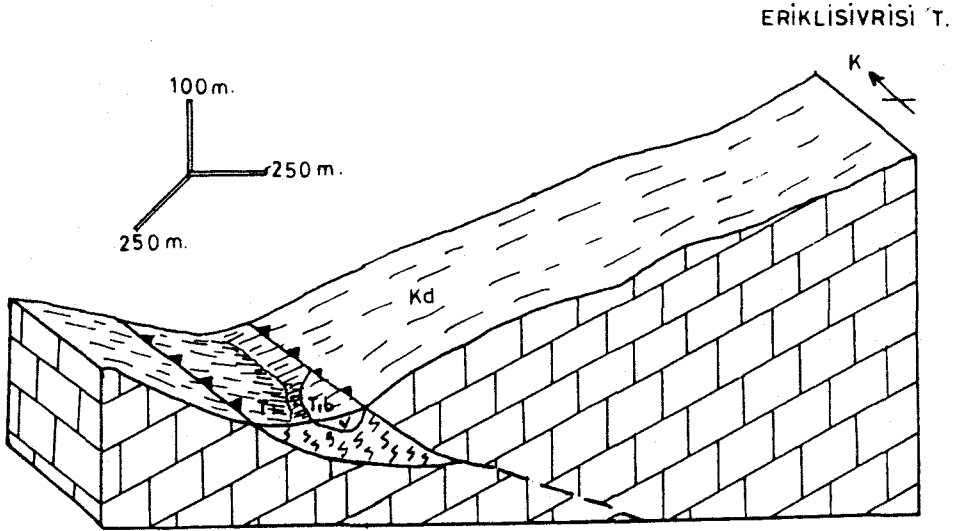


Şekil 3.2 Hisarköy güneydoğusundaki birimlerin uyumsuz ve bindirmeli dokanak ilişkileri. (Kd: Davraz kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu, Tak: Aksu formasyonu, Tad: Akdağ kireçtaşı.)

ofiyolitli karışığı ve Akdağ kireçtaşı) sıkışma neticesinde yerel yükselmeler meydana gelmiştir. Burdigaliyen'deki derin denizel ortam yerini nispeten sığ denizel ortama bırakmıştır. Allohton birimler bölgeye yerleştikten sonra yerel olarak su üstünde kalan büyük kireçtaşı blokları yada ofiyolitli karışıklara ait malzemelerden kopan parçalar sığ kesimlere doğru taşınarak depolanmışlardır. Böylece orojenez sonrasında sığ denizel ortamda kaba kırıntılı tortullar çökelmişlerdir. Sonuçta Aksu formasyonu olarak adlandırılan bu tortullar, Alt Miyosen yaşlı birimleri ve onların üzerine tektonik olarak gelen allohton birimleri uyumsuz olarak örtmüştür. Orta Miyosen öncesinde meydana gelmiş olan açıl uyumsuzluk yüzeyi tabanda Aksu formasyonuna ait çakıltaşları ile başlamaktadır. Stratigrafik olarak Aksu formasyonu, allohton konumlu Akdağ kireçtaşını uyumsuz olarak örtmüştür. Ancak arazi gözlemlerinde ise Aksu formasyonu Davraz kireçtaşı ile Ağlasun formasyonunu da uyumsuz olarak örttüğü görülür. Bu durum muhtemelen Akdağ kireçtaşının aşınmasından, veya ofiyolitli karışıklarla birlikte inceleme alanının doğu kesimlerine kadar taşınmamasından kaynaklanmıştır. Dolayısıyla allohton birimlerin bölgeye yerleşiminden hemen sonra daha alçakta ve su altında kalan, Davraz kireçtaşı ve Ağlasun formasyonu üzerine sığ denizel ortamda polijenik çakıltaşları uyumsuz olarak çökelmişlerdir. Çalışma alanının genel olarak morfolojisine bakıldığında uyumsuzluk düzlemi ve onu oluşturan Aksu formasyonunun D-GD'da, allohton birimlerin ise B-KB'da bulunması bu görüşü desteklemektedir. Uyumsuzluk, aynı zamanda çalışma alanındaki Miyosen sonrası otokton birimlerin de başlangıcını belirlemektedir (Şekil 3.2).

#### 3.2.1.4. IV. ve V. uyumsuzluk

Susuzköy bazaltlarının kestiği birimlerle yaptığı dokanak ilişkisi IV. uyumsuzluk, üzerine gelen birimlerle olan dokanak ilişkisi ise V. uyumsuzluk olarak değerlendirilmiş ve her ikisinde aynı başlık altında toplanmıştır. Çünkü her ikisi de ayrımlı kaya uyumsuzluğudur. Bazaltik volkanizma Pliyosen'de faaliyet göstermiştir. Stratigrafik olarak Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu üzerinde bulunmaktadır. Ancak kendisinden daha yaşlı olan birimleri keserek yüzeye çıkmışlardır. Arazi gözlemlerinde Isparta ofiyolitli karışığı ile Davraz kireçtaşını kesen volkaniklerin yaptığı dokanak ayrımlı kaya uyumsuzluğuna sahiptir. Susuzköy bazaltları üzerinde yine stratigrafik olarak bulunan Çamlık travertenleriyle de aynı uyumsuzluğa sahiptir. Ancak bu dokanak ilişkisi arazide gözlenmez. Heterolitik uyumsuzluk



Şekil 3.3 Bucak güneyindeki bazaltik yastık lavların diğer birimlerle olan dokanak ilişkisi.  
(Kd: Davraz kireçtaşı, Tı: Isparta ofiyolitli karışığı, Tıb: Bazaltik yastık lavlar)

da denen ayrımlı kaya uyumsuzluğu, Alp orojenezinin geç bir fazı olan Attikiyen veya Rodaniyen fazı ile ilgilidir. Bazaltlar Üst Miyosen sonrasında veya Pliyosen başlarında çekme tektoniğine uğrayan bölgede zayıflık düzlemleri boyunca yüzeye çıkarak mostra vermişlerdir. Aynı zamanda Neotektonik dönemin de bir belirteçlerdir. Söz konusu uyumsuzluk düzlemi inceleme alanındaki denizel birimlerin yerini karasal birimlere bıraktığı seviyedir (Şekil 3.3).

Bunların dışında Karaçal formasyonunun tabanı stratigrafik sütun kesitte Çamlık traverteni ile uyumlu görünmesine rağmen arazi gözlemlerinde Davraz kireçtaşı, Ağlasun formasyonu ve Aksu formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunmaktadır. Karaçal formasyonunun yatay veya yataya yakın tabaka konumuna sahip olmasından dolayı yaptığı dokanak açışal uyumsuzdur. Gölsel ortamı simgeleyen Karaçal formasyonu, tabanda çakıltaşlarını bulundurmakla beraber altındaki Davraz kireçtaşı, Ağlasun formasyonu ve Aksu formasyonuna da ortam bakımından yabancıdır.

### 3.2.1.5. VI. uyumsuzluk

Stratigrafik olarak inceleme alanındaki Karaçal formasyonunun Karyagdı kireçtaşı üyesi ile yamaç molozu ve alüvyon arasında bulunan uyumsuzluk düzlemi Pleistosen sonu veya Holosen başlarında meydana gelmiştir. Arazi gözlemlerinde Pleistosen ve öncesindeki tüm birimleri örten uyumsuzluk düzlemi bölgenin morfolojik olarak bugünkü görünümünü kazandığı güncel oluşuklarla eski kaya birimlerini birbirinden ayıran düzlemdir.

### 3.2.2. TABAKALANMA

İnceleme alanında bulunan kaya birimlerinden sedimanter kayaların hemen hemen hepsinde tabaka konumları ölçülmüş ve jeolojik harita ile yapı haritasına işlenmiştir. Ancak allokton konumlu Akdağ kireçtaşında tabakalanma gözlenmemiştir. Bunun dışında sedimanter kayaların bazı kesimlerinde aşınma, ezilme ve topraklaşma nedeniyle tabakalanma pek izlenememiştir.

Bu bölümde çalışma alanındaki kaya birimlerinde bulunan tabakalar birimlerin oluşum sırasına göre yaşlıdan gence doğru anlatılacaktır. Çünkü önce oluşmuş bir kaya birimi daha sonradan meydana gelen birden fazla yapısal deformasyondan etkilenmiştir. Bu nedenle inceleme alanında bulunan birimler oluşum sırasına göre yaşlıdan gence doğru anlatılırken tabaka konumları ve etkilendikleri deformasyonlarda da aynı sıra izlenecektir.

Bölgenin büyük bir bölümünde mostra veren Davraz kireçtaşları oluşumları sonrasındaki tektonik hareketlerden kısmen veya tamamen etkilenmişlerdir. Ancak rijit olmalarından dolayı tabaka konumlarında kısa mesafelerde değişme yoktur. Yani düzenli tabakalanma gözlenir. Halbuki aynı deformasyondan etkilenen yumuşak ve plastik özellik gösteren birimlerde tabaka konumlarında düzenlilik yoktur. Orta-kalın tabakalanma gözlenen Davraz kireçtaşından alınan 227 adet tabaka ölçümü sonucu egemen tabaka konumunun  $K13^{\circ}B/34^{\circ}GB$  olduğu ortaya çıkmıştır. Bunun yanında  $K12^{\circ}D/32^{\circ}GD$  ve  $K88^{\circ}D/20^{\circ}GD$  iki egemen tabaka düzlemi daha gözlenmiştir.  $K13^{\circ}B/34^{\circ}GB$  konumlu tabakalar, D-B yönlü sıkışmanın varlığını ve sıkışmanın batıdan doğuya doğru olduğunu gösterir. Özellikle egemen olan tabakanın eğim yönü batıya doğrudur ve muhtemelen Alt Miyosen sonrasındaki D-B yönlü sıkışma tektoniği ile oluşmuştur. Tali oranda ortaya çıkan  $K88^{\circ}D/20^{\circ}GD$  konumlu düzlem ise inceleme alanının batı-güneybatı kesimlerinde gözlenir



ve yaklaşık K-G yönlü bir sıkışmadan birimin etkilenmiş olabileceğini gösterir. Bu durumda inceleme alanında Davraz kireçtaşının en fazla etkilendiği tektonik deformasyon Alt Miyosen sonrasındaki D-B yönlü deformasyon olup hareket batıdan doğuya doğrudur (Şekil 3.4).

İnceleme alanındaki Üst Kretase sonunda çökelen Çiğdemtepe formasyonu, ince-orta tabakalanma sunar. Davraz kireçtaşına nazaran tabaka kalınlıkları daha küçük olan formasyonun Kibrit Köyü güneyindeki tabaka kalınlıkları 1m.'ye yakındır. Ağlasun güneyinde ise 10cm. olarak gözlenen formasyondan alınan 86 adet tabaka ölçümü sonucu egemen tabaka konumları  $K8^{\circ}D/30^{\circ}KB$  ve  $K48^{\circ}D/27^{\circ}GD$  olduğu ortaya çıkmıştır. Bu sonuç da yine Davraz kireçtaşında olduğu gibi yaklaşık D-B yönlü bir sıkışma tektoniğini desteklemektedir (Şekil 3.5).

Tersiyer başlarını temsil eden Kızılkırma formasyonunda Aladağ dolaylarında tabaka kalınlıkları 2-20 cm. arasında olup ince-orta tabakalanma gözlenmektedir. Ağlasun güneyinde yaklaşık K-G/ $35^{\circ}B$  konumlu olarak izlenen formasyonda egemen tabakalanma  $K22^{\circ}D/16^{\circ}KB$  ve  $K36^{\circ}D/30^{\circ}GB$  olarak tespit edilmiştir. Buna göre Kızılkırma formasyonu yaklaşık KB-GD yönlü sıkışma kuvvetlerinden etkilendiği ortaya çıkmıştır (Şekil 3.6).

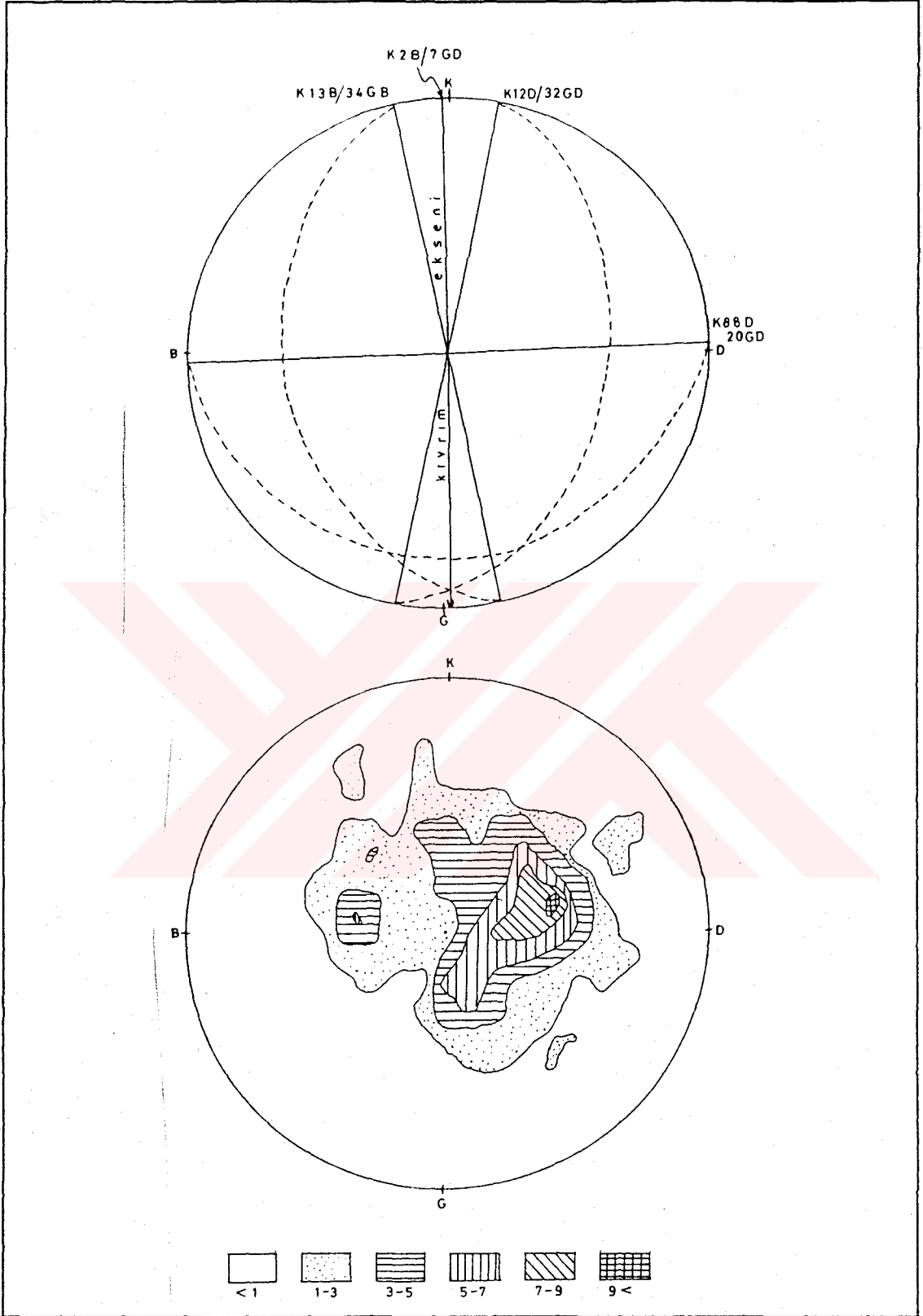
Çalışma alanında küçük bir yerde mostra veren Kayıköy ve Hüyük formasyonları içerisinde sınırlı sayıda alınan tabaka ölçüleri neticesinde egemen tabakalaşmanın  $K6^{\circ}B/20^{\circ}GB$  konumlu olduğu tespit edilmiştir. Tabaka kalınlıkları 5-30 cm. arasında değişen birimde, çok küçük bir alanı temsil eden bu tabaka konumlarının hangi deformasyondan etkilendiğini sağlıklı olarak yorumlamak güçtür. Ancak yine D-B yönlü bir sıkışmanın varlığı söylenebilir (Şekil 3.7).

Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu, Miyosen öncesi tüm birimleri uyumsuz olarak örtmesi ve çökeliminden hemen sonra allohton birimlerin bölgeye yerleşmesi nedeniyle yapısal konumu bakımından oldukça ilginçtir. Formasyon içerisinde ince-orta tabakalanma gözlenir. Formasyonu oluşturan kumtaşları 2-30 cm. arasında, şeyller ise 5-50 cm. arasında değişen kalınlıklar sunmaktadır. Alınan 224 adet tabaka konumlarının kontur diyagramında irdelenmesi sonucu egemen tabakaların  $K85^{\circ}D/33^{\circ}GD$ ,  $K5^{\circ}B/26^{\circ}GB$  ve  $K72^{\circ}D/40^{\circ}KB$  yönlü olduğu ortaya çıkmıştır. Bunlardan  $K5^{\circ}B/26^{\circ}GB$  ve  $K72^{\circ}D/40^{\circ}KB$  konumlu tabakalar inceleme alanındaki en büyük tektonik hareket olan Burdigaliyen sonrasındaki D-B yönlü sıkışma ile meydana gelmişlerdir. Her iki tabakanın eğim yönü de batıya doğrudur. Bu ise Alt Miyosen sonrasındaki D-B yönlü sıkışmanın batıdan doğuya

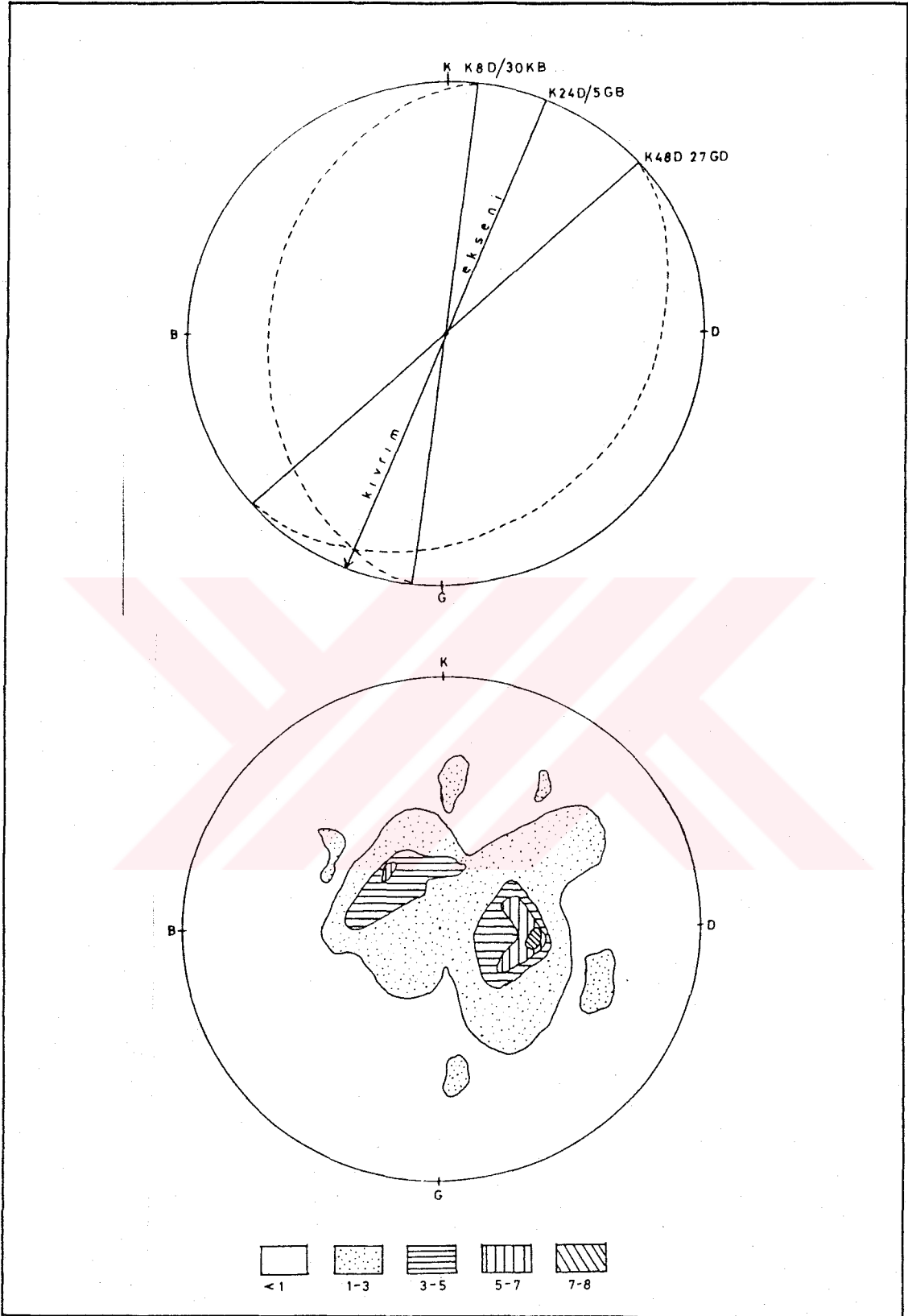
doğru gelişen bir hareket olduğunu destekleyen verilerden biridir. Bu olay Güneybatı Türkiye'de meydana gelen tektonik hareketlerden inceleme alanını en fazla etkileyen deformatsyondur. Dolayısıyla başta Alt Miyosen ve st Kretase yaşlı birimler olmak üzere çalışma bölgesindeki Alt Miyosen ncesi hemen hemen tüm birimleri etkilemiştir. Çünkü Burdigaliyen ve öncesi tüm birimlerdeki tabakaların ve bir sonraki bölümde sunulacak olan kıvrımların konumları incelendiğinde D-B yönlü sıkışmanın izlerini bu birimlerde görmek mümkündür (şekil 3.8).

Ağlasun formasyonunda gözlenen diğer bir egemen tabaka konumu ise  $K85^{\circ}D/33^{\circ}GD$ 'dur. Muhtemelen Poisson'un (1977) bölgedeki Aksu fazı olarak isimlendirdiği son sıkışma evresinin etkisiyle geliştiği sanılan tabaka konumu yaklaşık KB-GD yönlü sıkışma hareketinden etkilenmiştir. Çünkü aynı etkileşim Orta-st Miyosen yaşlı Aksu formasyonunda da gözlenir.

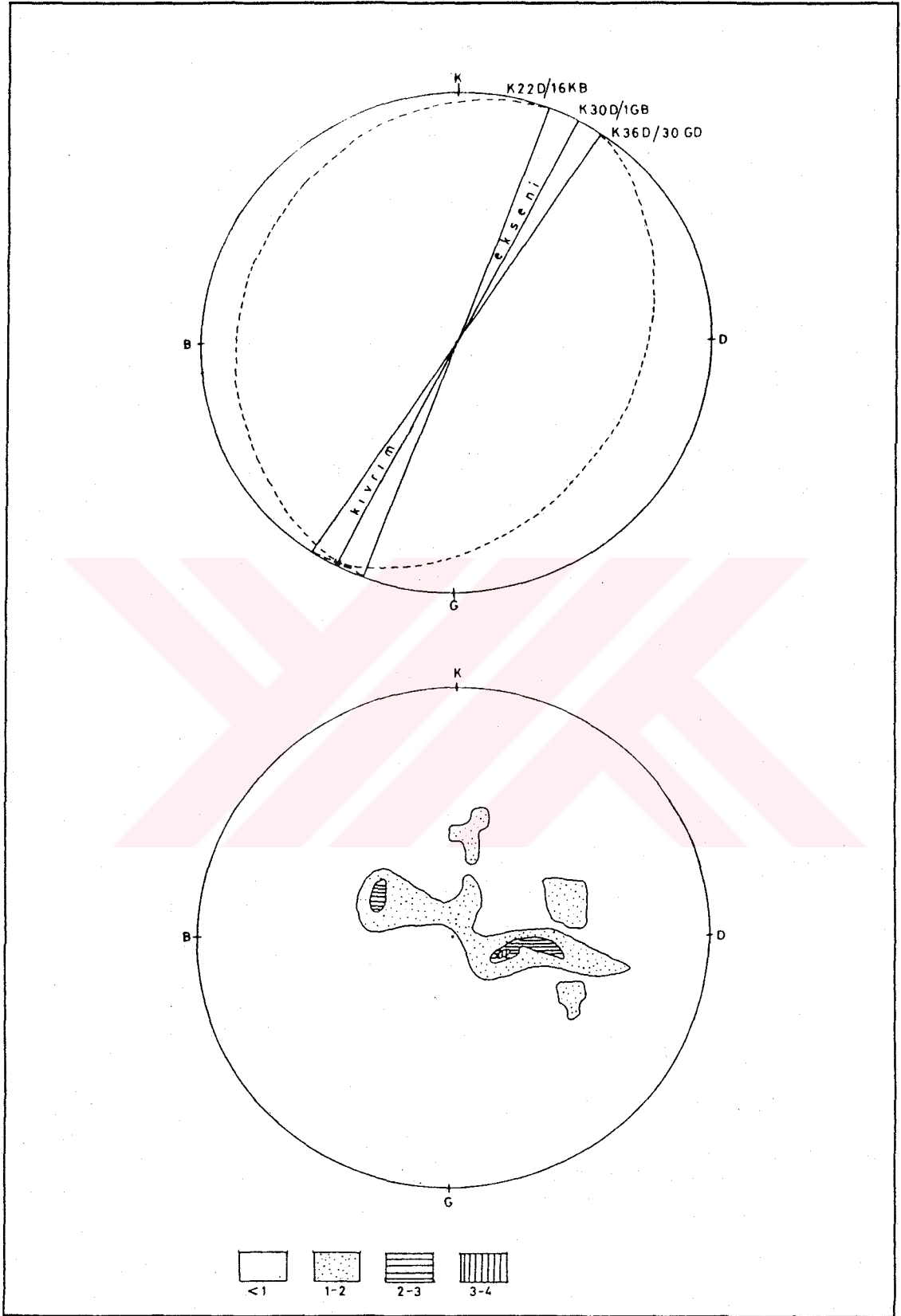
Ağlasun formasyonundaki egemen tabaka konumlarından  $K5^{\circ}B/26^{\circ}GB$  ve  $K72^{\circ}D/40^{\circ}KB$  olanlar çoğunlukla inceleme alanının kuzeyinde ve güneybatısında gözlenirken  $K85^{\circ}D/33^{\circ}GD$  konumlu tabakalar ise daha ziyade çalışma alanının ortalarındaki D-B uzanımlı bir hat boyunca bulunurlar. Yani Alt Miyosen sonundaki D-B yönlü sıkışma tektoniği kuzeyde ve güneybatıda etkisini korurken, st Miyosen sonundaki KB-GD yönlü sıkışma tektoniği daha ziyade çalışma bölgesinin ortalarında yoğunlaşmaktadır. amlık-ebiş köyleri arasında uzanan D-B doğrultulu hat boyunca Ağlasun ve Aksu formasyonunda çoğunlukla KB-GD yönlü sıkışma tektoniği etkili olmuştur. Bu hattın doğusunda Orta-st Miyosen yaşlı Aksu formasyonu ve karasal çökeller bulunmaktadır. D-B doğrultulu hattın hem kuzeyinde hemde güneyinde ona yaklaşık paralel olarak uzanan Mesozoyik yaşlı birimlerin oluşturduğu yükselteler vardır. Bu yükselteler st Miyosen sonundaki KB-GD yönlü sıkışma tektoniği ile birbirine yaklaşmaya çalışırken aralarında kalan ve yükselen Miyosen yaşlı birimler de KB-GD yönünde sıkışmaya uğramışlardır. Böylece D-B ve KB-GD yönlü her iki sıkışmadan da etkilenen Ağlasun formasyonunda eski sıkışmanın izleri kısmen bozulmuştur. Buna rağmen formasyon bu bölgede st Miyosen sonundaki sıkışma tektoniğinin izlerini taşırken, kuzeyde ve güneybatıda Alt Miyosen sonundaki sıkışma tektoniğinin izlerini korumaktadır. Böylece formasyon, bölgedeki tektonik hareketlerden oldukça etkilenmiş, çok sayıda kıvrımlanma ile birlikte yer yer küçük ölçekli bindirmeler de meydana gelmiştir.



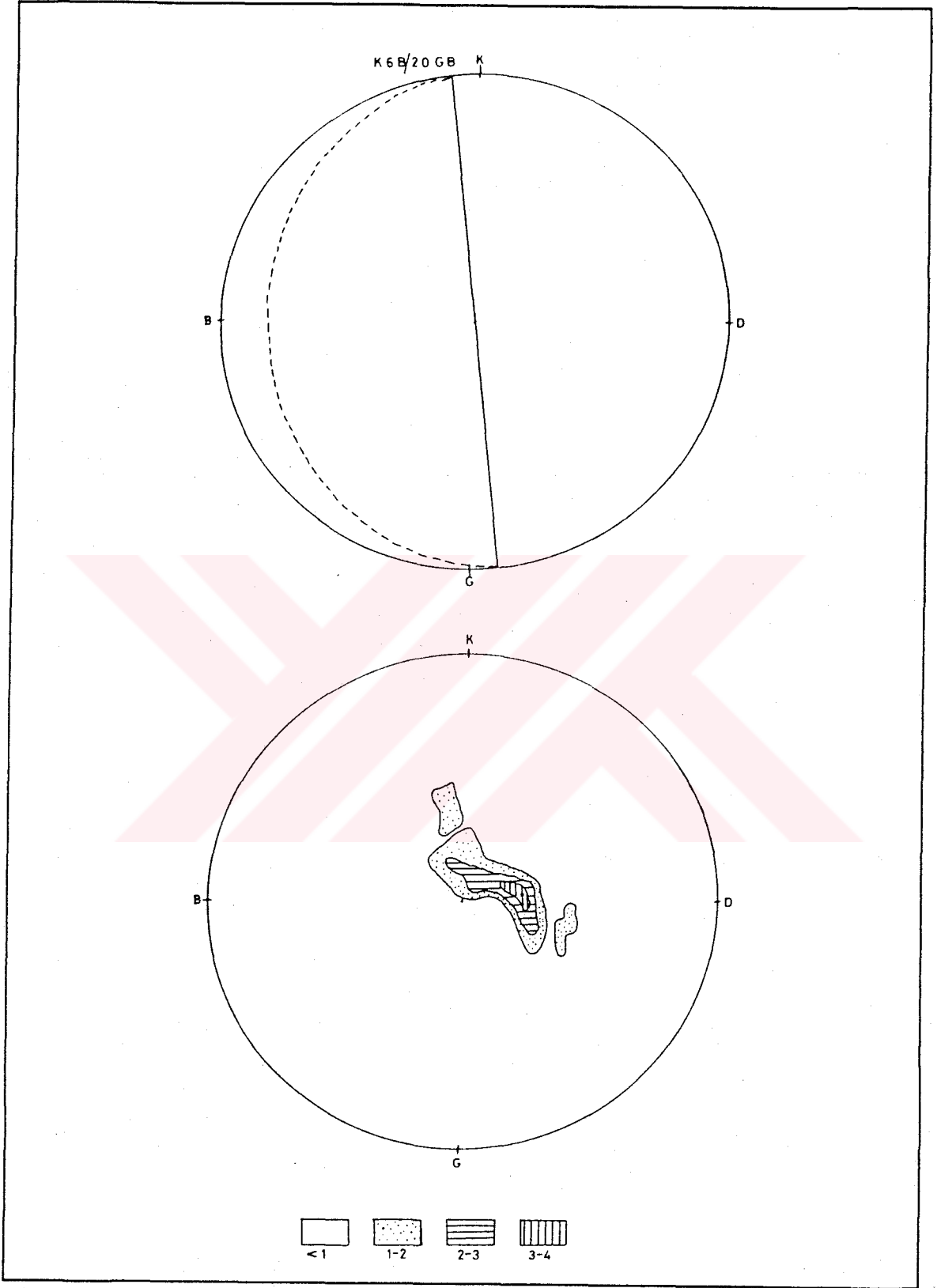
Şekil 3.4 Davraz kireçtaşından alınan 227 adet tabaka ölçümü sonucu hazırlanan kontur diyagramı.



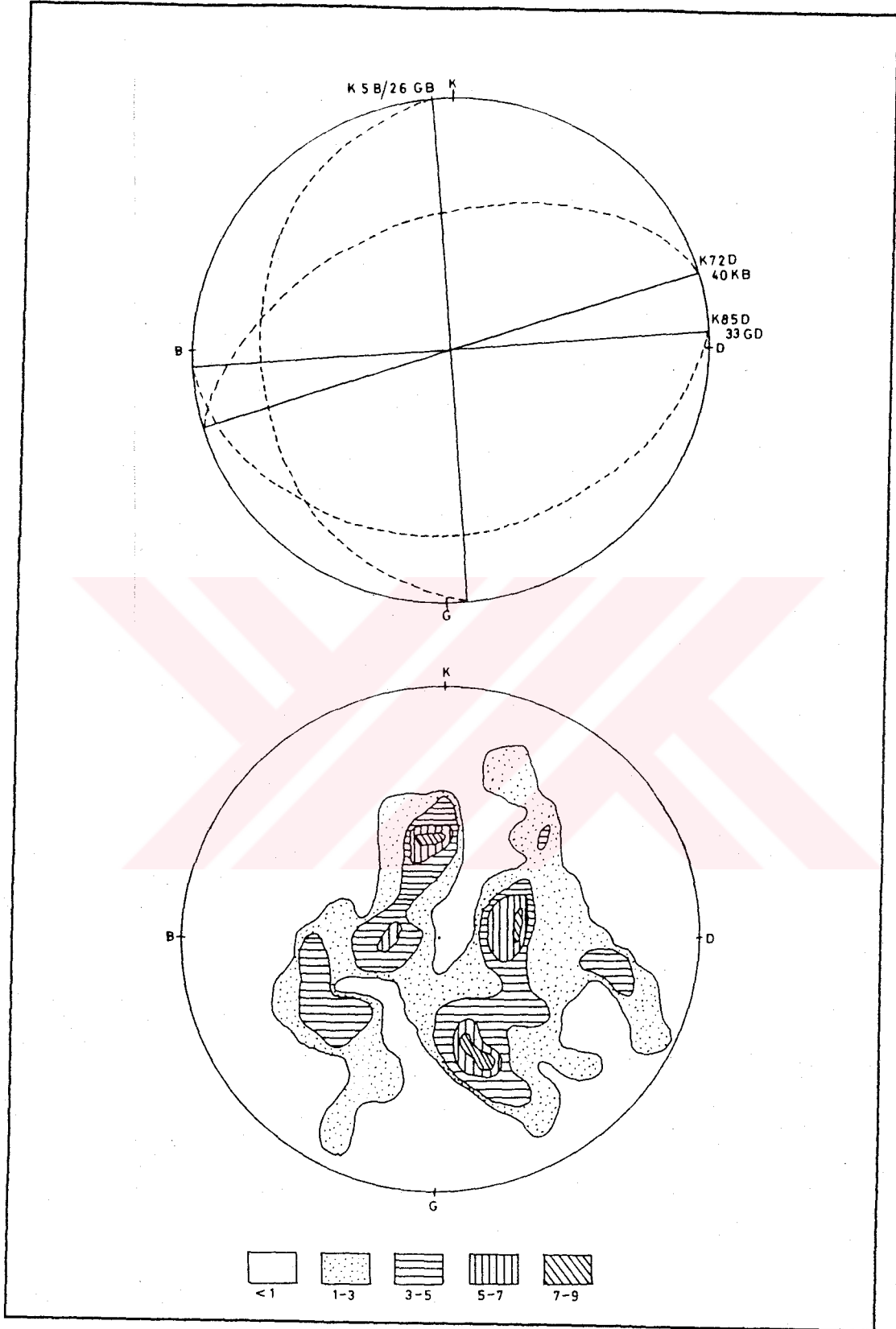
Şekil 3.5 Çiğdemtepe formasyonundan alınan 86 adet tabaka ölçümü sonucu hazırlanan kontur diyagramı.



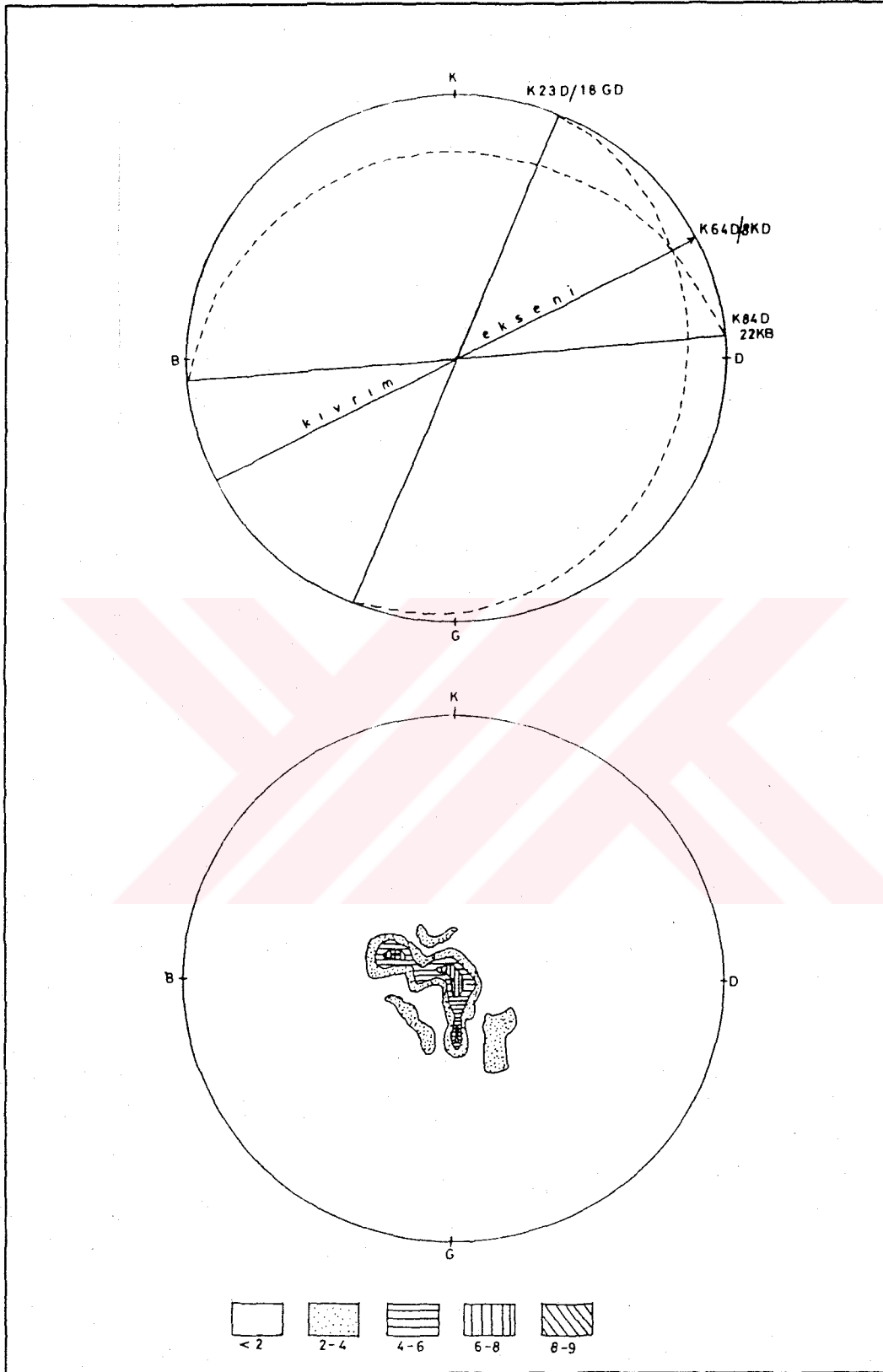
Şekil 3.6 Kızılıрма formasyonunda ölçülen tabaka konumlarına göre hazırlanan kontur diyagramı.



Şekil 3.7 Kayıköy ve Hüyük formasyonlarında ölçülen tabaka konumlarına göre hazırlanan kontur diyagramı.

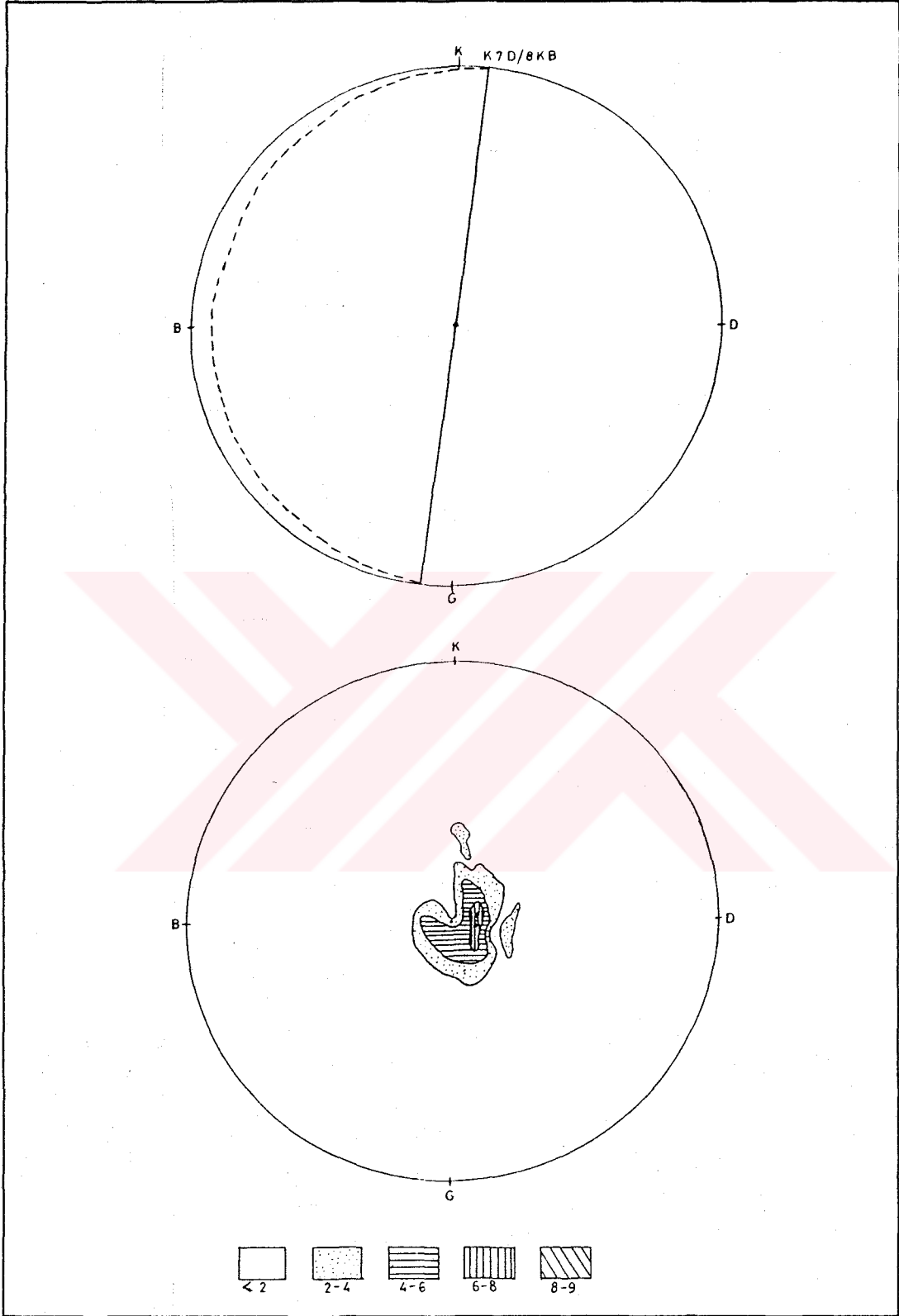


Şekil 3.8 Ağlasun formasyonundan alınan 224 adet tabaka ölçümüne göre hazırlanan kontur diyagramı.

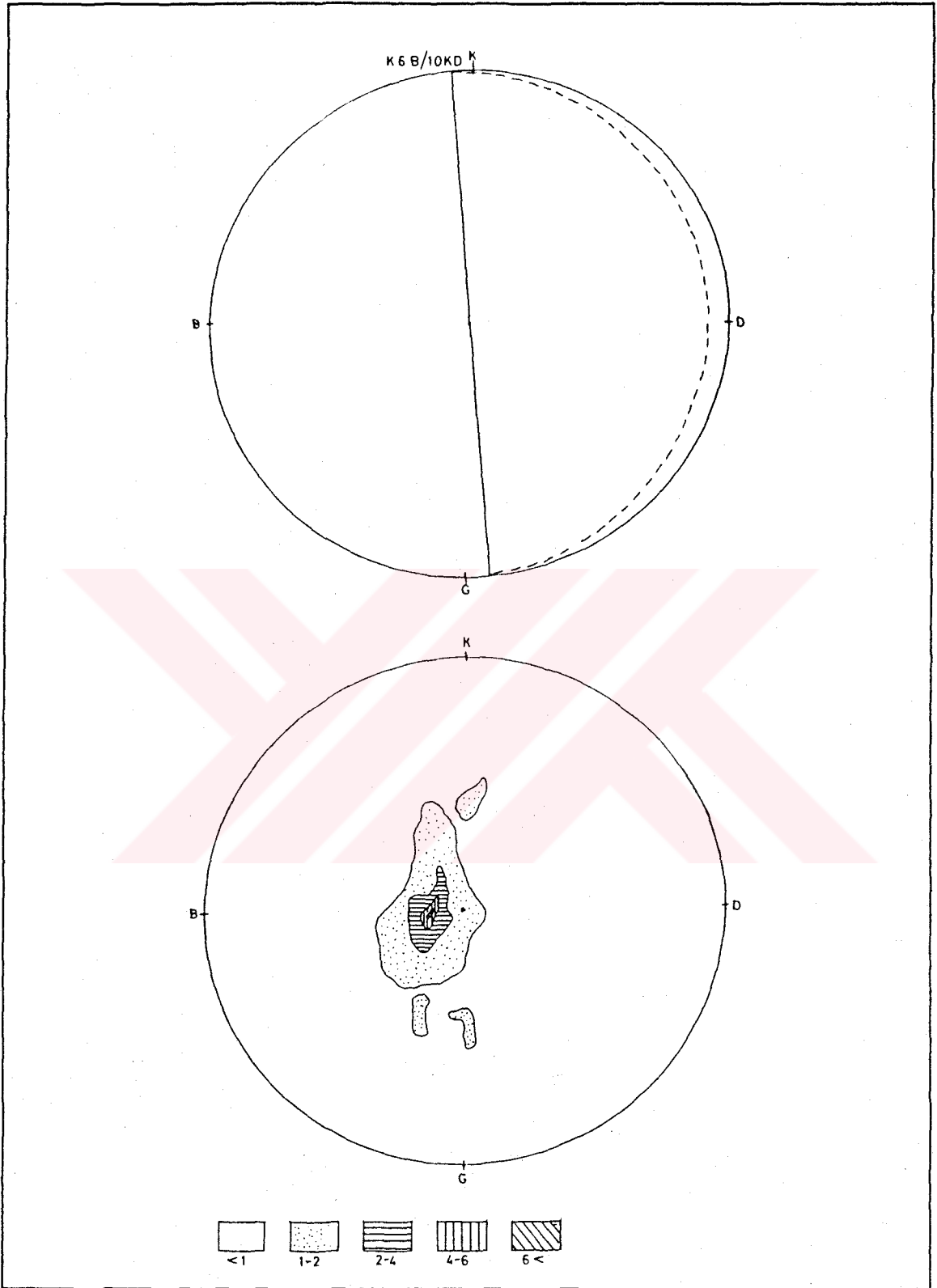


Şekil 3.9 Aksu formasyonunda ölçülen tabaka konumlarına göre hazırlanan kontur diyagramı.





Şekil 3.10 Çamlık travertenlerinden alınan tabaka ölçümlerine göre hazırlanan kontur diyagramı.



Şekil 3.11 Karaçal formasyonu ve Karyagdı kireçtaşı üyesinden alınan tabaka konumlarına göre hazırlanan kontur diyagramı.

İnceleme alanındaki en genç denizel birim olan Aksu formasyonunda orta-kalın tabakalanma gözlenir. Çakıltaşlarında 1.5-2 m.'ye varan tabakalar izlenirken kumlu ve killi seviyeler ise 5-25 cm. arasında değişmektedir. Çoğunlukla kaba kırıntılı malzemedan oluşan birimde egemen tabakalanma  $K23^{\circ}D/18^{\circ}GD$  ve  $K84^{\circ}D/22^{\circ}KB$  olarak tespit edilmiştir. Tabakaların bu konumu, çökeliminden hemen sonra yani Üst Miyosen sonunda bölgedeki son sıkışma evresi olan KB-GD yönlü sıkışma tektoniğinin etkisiyle meydana gelmiştir. Formasyonda tabakalanma genellikle net olarak gözlenmekle beraber, yer yer de ayrışmadan dolayı izlenemez. Tabakalar çoğunlukla yatay veya yataya yakın konumludurlar. Nedeni ise formasyonun kaba kırıntılı malzeme içermesi ve oldukça kalın bir istif sunması, dolayısıyla fazla kıvrılmaya elverişli olmaması veya tektonizmanın Alt Miyosen sonundaki tektonizma kadar şiddetli olmaması ile açıklanabilir (Şekil 3.9).

Çalışılan bölgedeki karasal birimlerin başlangıcını oluşturan Çamlık travertenlerinde oldukça düzenli ve kalın tabakalanma gözlenir. Travertenin üst seviyelerinde ve ayrışmış kesimlerinde tabaka kalınlıkları 5-20 cm. arasında iken alt seviyelerde ve işletilen ocaklarda 8-10 m. arasında değişen kalınlıklar izlenebilir. Birimin egemen tabaka konumu  $K7^{\circ}D/8^{\circ}KB$  olarak tespit edilmiştir. Tabakaların yatay konumlu olması Pliyosen'den itibaren bölgede sıkışma tektoniğinin olmadığını gösterir. Ayrıca Çamlık traverteninin yatay veya yataya yakın konumu ekonomik olarak da kolaylıkla işletilebilme imkanı verir (Şekil 3.10).

Kaba kırıntılı malzemedan oluşan ve üstte kireçtaşı üyesi bulduran Karaçal formasyonunda zayıf çimentolanma ve killi seviyeler nedeniyle tabakalaşma yer yer bozulmuştur. Birimin egemen tabaka konumu  $K6^{\circ}B/10^{\circ}KD$  olarak tespit edilmiştir. Bunun yanında formasyonda yine tabakaların yatay veya yataya yakın konumlu olması dikkat çekicidir (Şekil 3.11).

İnceleme alanının en genç çökelleri olan Çamlık traverteni ile Karaçal formasyonunda tabakaların yataya yakın konumlu olması, Pliyosen sonrasında bölgede çekme tektoniğinin egemen konuma geçmesinin bir belirticidir.

Sonuç olarak bölgedeki tektonik hareketlerden Alt Miyosen sonrasındaki D-B yönlü sıkışma, Alt Miyosen ve öncesi tüm birimleri etkilemiştir. Orta-Üst Miyosen sonundaki sıkışma evresi ise Davraz kireçtaşı ile Kızılkırma, Ağlasun ve Aksu formasyonlarını etkilerken diğer birimlerde pek etkili olmamıştır.

### 3.2.3. KIVRIMLAR

Çalışma alanındaki Pliyosen sonrası birimlerde kıvrımlanma gelişmemiştir. Orta-Üst Eosen yaşlı birimler ise yörede genel yayılım olarak kıvrımlı olmalarına rağmen incelenen bölgede dar bir alanda mostra verdikleri için kıvrım yapıları izlenememiştir. Bunların dışındaki otokton konumlu sedimanter birimlerin hemen hepsi kıvrımlanma geçirmişlerdir.

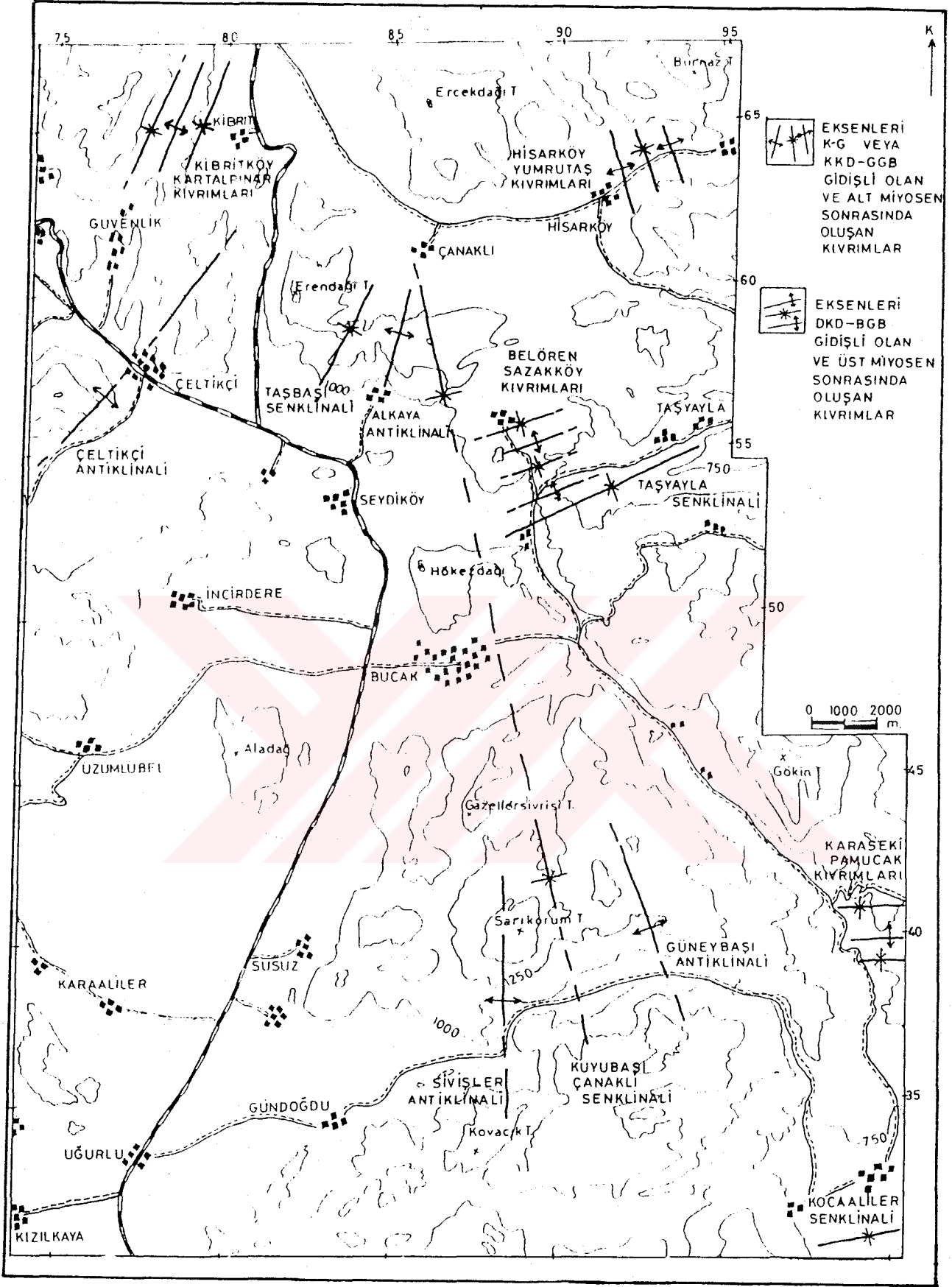
Bölgede yer alan kıvrımlar genel olarak Alt Miyosen sonrası ve Üst Miyosen sonrası olmak üzere iki guruba ayrılırlar. Alt Miyosen sonrası meydana gelen kıvrımların eksenleri, genellikle K-G veya KKD-GGB gidişli olmalarına karşılık, Üst Miyosen sonrası oluşan kıvrımların eksenleri ise yaklaşık DKD-BGB gidişlidirler. Ayrıca anlatımda yaşlıdan gence doğru ve büyükten küçüğe doğru bir sıra izlenecektir. Bunların dışında çalışma alanında haritaya işlenemeyen daha birçok kıvrım ve kıvrımcık bulunmaktadır. Ancak bunlardan önemli ve bölgesel olanları sunulacaktır (Şekil 3.12).

#### 3.2.3.1. K-G veya KKD-GGB gidişli kıvrım yapıları

Alt Miyosen sonrasında meydana gelen bu kıvrımların bazılarının eksenleri doğuya doğru dönmüş olmalarına rağmen, genel olarak D-B yönlü sıkışma tektoniğinin etkisiyle oluşmuşlardır.

##### 3.2.3.1.1. Kuyubaşı-Çanaklı senklinali

İnceleme alanının güneyinde Kuyubaşı köyü ile, kuzeyinde Çanaklı köyü arasında uzanan senklinal eksenini yaklaşık 25 km. uzunluğundadır (Şekil 3.13). Güneyde Kuyubaşı köyü'nün 1 km. batısından geçen ve 4 km. kadar da güneyinde izlenen senklinal kuzeye doğru Bucak doğusundan geçerek Çanaklı köyünün 1 km. doğusuna kadar uzanır. Daha kuzeyde devamı izlenemeyen senklinal, çoğunlukla Davraz kireçtaşı içerisinde gözlenir. Belören köyü kuzeyinde Çiğdemtepe formasyonunda, Belören köyü ile Bucak arasında ise çoğunlukla daha sonradan gelişen sıkışma kuvveti ile bozulmuş bir şekilde izlenir ve bu kesimde düz bir hat olarak değil, batıya doğru kıvrılarak devam etmektedir. Senklinalin eksenini yaklaşık KKB-GGD yönünde uzanmaktadır. Eksenin Pıtrıklı Tepe civarlarında GGD'ya dalımlı olarak görükmesine rağmen çoğunlukla yatay olarak izlenmiştir. Arazi



Şekil 3.12 İnceleme alanındaki büyük boyutlu kıvrımların genel olarak konumları.

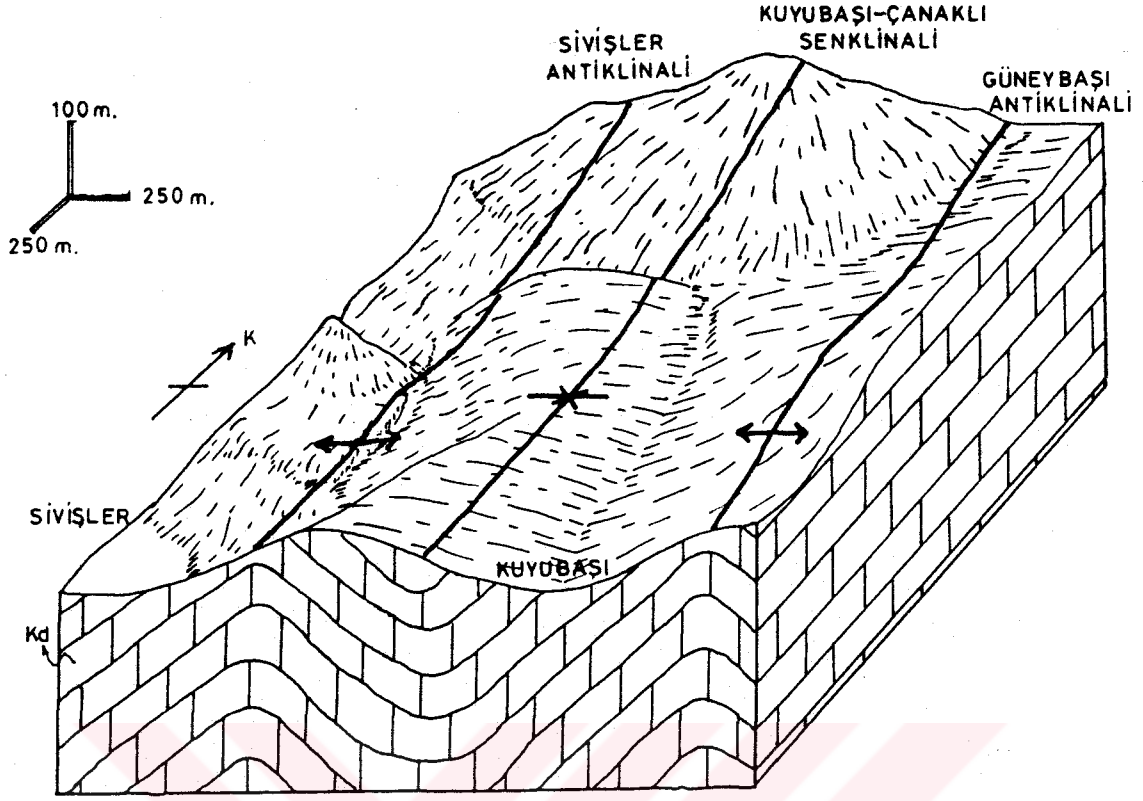
gözlemlerinde Pıtrıklı Tepe ile Bucak arasında faylarla kesilen senklinal, bu bölgede haritaya işlenememiştir. Senklinalin doğu kanadındaki tabakalar genellikle K-G/20°B ve K15°B/36°GB konumlu olarak bulunurken, batı kanadındaki tabakalar ise K10°B/35°KD ve K10°D/20°GD arasında değişmektedir. Senklinalin eksen düzlemi yaklaşık K15°B doğrultulu olup düşey konumlu olarak kabul edilir.

Kıvrım eksenini yatay konumlu olan Kuyubaşı-Çanaklı senklinali geometrik sınıflamaya göre asimetrik kıvrım, oluşum mekanizmasına göre konsantrik veya fleksür kıvrım, Fleuty'e (1964) göre ise hafif kıvrımlar grubuna girer. Ayrıca senklinal sert ve kompetan olan Üst Kretase yaşlı birimlerde hafif geçmesine rağmen Alt Miyosen yaşlı birimlerde daha sık ve daha etkili olmuştur. Böylece morfolojik sınıflamaya göre de paralel ve benzer kıvrımlar sınıfına giren senklinal, kendine paralel olarak uzanan diğer birçok kıvrımın da beraberinde bulunması ile bir bakıma kademeli kıvrımlar grubuna da dahil edilebilirler.

Arazi gözlemleri ve harita verilerine göre Üst Kretase yaşlı birimlerde kıvrımın dalga boyu 6650 m. amplitudu ise 1500 m. olarak ölçülmüştür. Ancak kuzeyde Çanaklı köyü dolayında bu oran düşmektedir. Kuyubaşı-Çanaklı senklinali, Üst Kretase ve Alt Miyosen yaşlı birimlerde gözlenmektedir. Yaklaşık K-G uzanımlı olması ve ona paralel olarak birçok kıvrımın da bulunması nedeniyle, ayrıca diğer yapısal veriler de birlikte değerlendirildiğinde kıvrımlanmanın, Alt Miyosen (Burdigaliyen) sonrası, Orta-Üst Miyosen öncesinde meydana geldiği tespit edilmiştir. Kıvrımı oluşturan kuvvet, yaklaşık D-B yönlüdür ve Ofiyolitli karışımlarla birlikte allokton kireçtaşlarının bölgeye batıdan doğuya doğru yerleşmesi neticesinde meydana gelmiştir.

### 3.2.3.1.2. Güneybaşı antiklinali

Kuyubaşı köyünün kuzeydoğusunda bulunan Güneybaşı Tepe'nin hemen doğusundan geçen antiklinal, kuzeye doğru Beşkonak köyü güneyine kadar uzanır (Şekil 3.13). Güneyde ise Bozgözet Tepe güneyine kadar izlenir. Davraz kireçtaşında meydana gelmiş olan antiklinal eksenini yaklaşık 7,5 km. uzunluğundadır ve konumu ise K-G doğrultulu olup eksen düzlemi düşeydir. Antiklinalin batı kanadındaki tabakalar genellikle K5°D/32°GB konumlu olup, batı kanadındakiler ise çoğunlukla K-G/30°D konumludurlar. Diğer özellikleri Kuyubaşı-Çanaklı senklinali ile aynı olan antiklinal, onun devamı niteliğindedir ve yine D-B yönlü sıkışma tektoniği sonucu oluşmuştur.



Şekil 3.13 İnceleme alanının güneyindeki Sivişler antiklinali, Kuyubaşı-Çanaklı senklinali ve Güneybaşı antiklinalinin konumu. (Kd: Davraz kireçtaşı)

### 3.2.3.1.3. Sivişler antiklinali

Çalışma alanının güneyinde Sivişler köyü doğusunda gözlenen antiklinal, güneyde Kavacık Tepe'den başlar ve kuzeyde Orakyüzü Tepe güneyine kadar uzanır (Şekil 3.13). Yine Davraz kireçtaşında meydana gelmiş olan kıvrım eksenini yaklaşık 6 km. uzunluğunda olup yönlemi  $K5^{\circ}B$ 'dir. Sivişler-Kuyubaşı yolu üzerinde, yolun kuzeybatısında antiklinalin zirvesinde tabakaların eğim yönlerinin döndüğü ve yataylaştığı kısım görülür. Doğu kanadında  $K5^{\circ}B/28^{\circ}KD$  konumlu tabakalar bulunduran antiklinalin batı kanadında ise  $K10^{\circ}B$  doğrultulu olan tabakalar güneybatıya doğru antiklinalin çekirdeğinden uzaklaştıkça eğim miktarları giderek artmaktadır. Hemen doğudaki Kuyubaşı-Çanaklı senklinalinin bir devamı olan Sivişler antiklinalinin diğer özellikleri de senklinal ile aynıdır. Bucak kuzeyinde antiklinalle paralel olarak uzanan bir antiklinal daha bulunur. Sivişler antiklinalinin bir devamı niteliğinde olan bu yapının Bucak-Orakyüzü Tepe arasındaki devamı gözlenmez.

Ayrıca Karapınar köyü kuzeyinde yaklaşık 1 km. uzunluğunda ve eksenini  $K15^{\circ}D$  gidişli olan bir senklinal bulunur ve yukarıda anlatılan kıvrımların devamı niteliğindedir. Bucak dolayında Kızlarsivrisi Tepe'de eksenini yaklaşık K-G gidişli olan yaklaşık 1,5 km. uzunluğundaki antiklinal kuzeye dalımlıdır ve yine aynı yapısal mekanizma sonucu gelişmiştir.

#### 3.2.3.1.4. Çeltikçi antiklinali

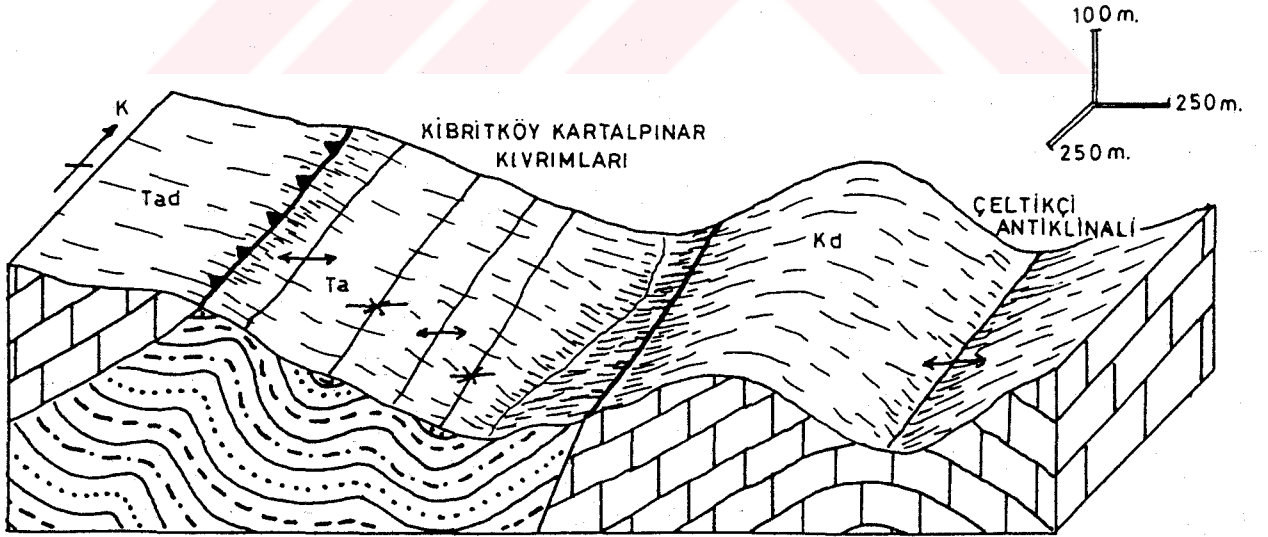
Çeltikçi ilçesinden geçen ve yaklaşık KKD-GGB doğrultusunda uzanan antiklinal, Üst Kretase yaşlı birimler içerisinde meydana gelmiştir (Şekil 3.14). Güneyde, Çebiş Köyü kuzeyinden başlayan antiklinal eksenini alüvyon altında devam ettikten sonra Çeltikçi'den geçerek Kibrit Köyü güneydoğusundaki Adabaşı Tepe batısına kadar uzanır ve fayla kesilir. Çeltikçi antiklinalinin eksenini çoğu kez yatay veya yataya yakın konumdadır. Eksenini güneydoğu kanadındaki tabakalar  $K30^{\circ}D/15^{\circ}-30^{\circ}GD$  olarak ölçülürken, kuzeybatı kanadındaki tabakalar  $K30^{\circ}-35^{\circ}D/20^{\circ}-45^{\circ}KB$  konumlu olarak tespit edilmiştir. Yaklaşık 10 km. uzunluğunda izlenen antiklinal eksenini  $K30^{\circ}D$  gidişlidir. Geometrik sınıflamaya göre dik asimetrik kıvrım gurubuna giren antiklinal, oluşum mekaniğine göre konsantrik veya fleksür kıvrım, morfolojik sınıflamaya göre paralel kıvrım, Fleuty'e (1964) göre ise açık kıvrım sınıfına girer. Antiklinal DGD-BKB yönlü sıkışma tektoniği ile oluşmuştur. Çeltikçi antiklinalinin hemen kuzeyinde Ağlasun formasyonundaki  $K15^{\circ}-20^{\circ}D$  gidişli kıvrım eksenlerinin bulunması ve antiklinale yaklaşık paralel olması D-B yönlü bir sıkışmanın kuzeyde biraz döndüğünü ve DGD-BKB konumlu olduğunu gösterir. Dolayısıyla yerel olarak  $5^{\circ}-10^{\circ}$  derecelik dönmelere rağmen genel olarak D-B yönlü bir sıkışma tektoniği neticesinde antiklinalin meydana geldiği ve yaşının da Alt Miyosen (Burdigaliyen) sonrası olduğu tespit edilmiştir. Bunun nedeni ise Burdigaliyen sonrasında Ofiyolitli karışıkların yöreye batıdan doğuya doğru allokon olarak yerleşmesidir.

#### 3.2.3.1.5. Kibritköy-Kartalpınar kıvrımları

İnceleme alanının kuzeyinde Kibrit Köyü ile Kartalpınar Köyleri arasında iki senklinal, bir antiklinalden meydana gelen kıvrımlar, arazide bunlara paralel olan ve haritaya işlenemeyen daha birçok kıvrım içermektedirler (Şekil 3.14). Kıvrımlar, güneyde



Kartalpınar-Tekke köyleri arasından başlar ve kuzeyde Ağlasun güneyine kadar uzanırlar. Eksenleri yaklaşık  $K10^{\circ}-20^{\circ}D$  olan kıvrımların uzunlukları ise 5-5,5 km. arasında değişir. Ağlasun formasyonu içerisinde gözlenen kıvrımların eksenleri yataya yakındır. Ancak güney uçlarında batıya doğru bir kıvrılma izlenir. Bu kesimlerde KD'ya doğru dalımlı olarak gözlenen kıvrımların kanatlarındaki tabaka doğrultuları  $K5^{\circ}-25^{\circ}D$ , eğimleri ise  $20^{\circ}-55^{\circ} KB$  ve GD olarak tespit edilmiştir. Burada KB'ya eğimli olan tabakaların eğim miktarları düşük, GD'ya eğimli olanların ise eğim miktarları fazladır. Bu yapı kıvrım eksen düzleminin KB'ya eğimli olduğunu ortaya çıkarır. Geometrik sınıflamaya göre eğik asimetrik kıvrımlar grubuna giren Kibritköy-Kartalpınar kıvrımları, oluşum mekaniğine göre konsantrik veya fleksür kıvrım, Fleuty'e (1964) göre kısmen sıkı kıvrım, izogonal sınıflandırmada konverjan izogonlu kıvrımlar, sınıfına dahil edilirler. Çünkü kıvrımların iç yüzeyi dıştakilere oranla daha fazla kıvrılmışlardır. Kibritköy-Kartalpınar kıvrımları, morfolojik sınıflandırmada ise birbirine kademeli olarak uzanmaları ve bindirme dokanağının hemen önünde bulunup ona paralel uzanmaları ile kademeli kıvrımlar grubuna girerler. Kıvrımların dalga boyu haritaya göre yaklaşık 1 km. olup arazide bu mesafe 20 m.'ye kadar düşmektedir. Amplitudları ise 10-100m. arasında değişir.



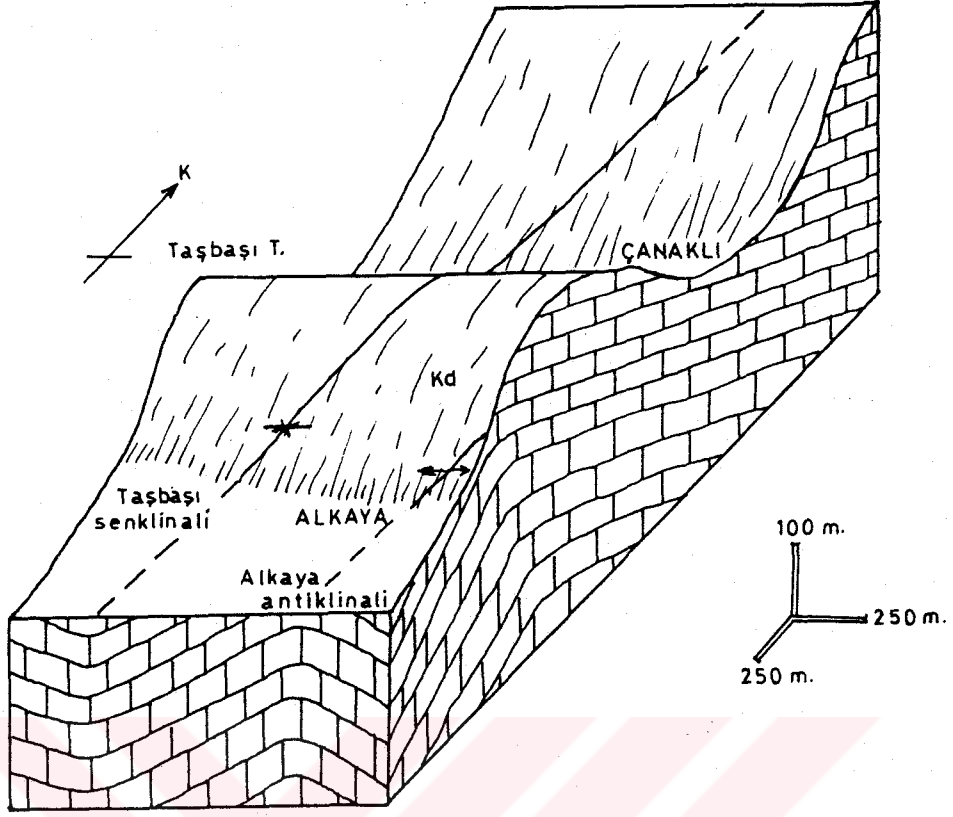
Şekil 3.14 İnceleme alanının kuzeyindeki Kibritköy-Kartalpınar kıvrımları ve Çeltikçi antiklinalinin konumu (Kd: Davraz kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu, Tad: Akdağ kireçtaşı)

Ağlasun formasyonunda meydana gelen kıvrımlar yaklaşık DGD-BKB yönlü bir sıkışma tektoniği ile oluşmuşlardır. Allohton konumlu Akdağ kireçtaşının Ağlasun formasyonu üzerine bindirdiği dokanağın hemen önünde bulunan kıvrımlar bu bindirmenin etkisiyle meydana gelmişlerdir. Dolayısıyla yaşları Burdigaliyen sonrasıdır. İnceleme alanında ofiyolitli karışımlarla birlikte Akdağ kireçtaşları allohton olarak batıdan doğuya doğru hareket etmişlerdir. Özellikle kıvrım eksen düzlemlerinin KB'ya eğimli olmaları bunu kanıtlayan verilerden biridir. Dolayısıyla D-B yönlü sıkışma neticesinde allohton birimler doğuya doğru hareket ederken üzerlerine geldikleri Ağlasun formasyonu da sıkışma yönüne dik olarak kıvrılmıştır. Özellikle bindirme dokanağına yaklaştıkça kıvrımların sayısı artmakta ve dalga boyları kısalmaktadır.

### 3.2.3.1.6. Taşbaşı senklinali

İnceleme alanında Alkaya Köyü kuzeyindeki Taşbaşı Tepe güneybatısından başlayan senklinal, Çanaklı köyü dolaylarında alüvyon altına girer (Şekil 3.15). Üst Kretase ve Alt Miyosen yaşlı birimlerde gelişen senklinal ekseni yaklaşık 5 km. uzunlukta olup K30°D gidişlidir. İmrenkuzu Tepe dolaylarında kuzeydoğuya dalımlı olarak gözlenen senklinal ekseni genelde yataydır. Kıvrımın güneydoğu kanadındaki tabaka konumları K30°-35°D/10°-35°KB iken kuzeybatı kanadında ise K20°-30°D/20°-35°GD olarak gözlenir. Taşbaşı senklinali geometrik sınıflandırmada asimetrik kıvrım, oluşum mekaniğine göre konsantrik veya fleksür kıvrım, Fleuty'e (1964) göre de açık kıvrım gurubuna girer. Kıvrım dalga boyu 3,5-4 km. arasında olup amplitudu ise 750 m.'dir.

Taşbaşı senklinali, Üst Kretase ve Alt Miyosen yaşlı birimler içerisinde gelişmiştir. Ayrıca kuzeybatıdaki Kibritköy-Kartalpınar kıvrımlarına paraleldir. Kuyubaşı-Çanaklı senklinaline de yaklaşık paralel olması ve KKD-GGB gidişli olarak gözlenmesi DGD-BKB yönünde bir sıkışmadan etkilendiğini gösterir. Dolayısıyla kıvrım, inceleme alanında genel olarak gözlenen Alt Miyosen sonundaki D-B yönlü sıkışmanın etkisiyle oluştuğu düşünülmektedir. Böylece kıvrımlanmanın yaşı da Alt Miyosen sonrasıdır. Taşbaşı senklinali ile Kuyubaşı-Çanaklı senklinalinin Çiğdemtepe formasyonunu etkilemesi bu formasyonda yapılan tabaka kontur diyagramından da görülür. Buna göre K24D gidişli bir kıvrım ekseni tespit edilmiştir.



Şekil 3.15 Alkaya ve Çanaklı köyleri dolaylarındaki Taşbaşı senklinali ve Alkaya antiklinali. (Kd: Davraz kireçtaşı)

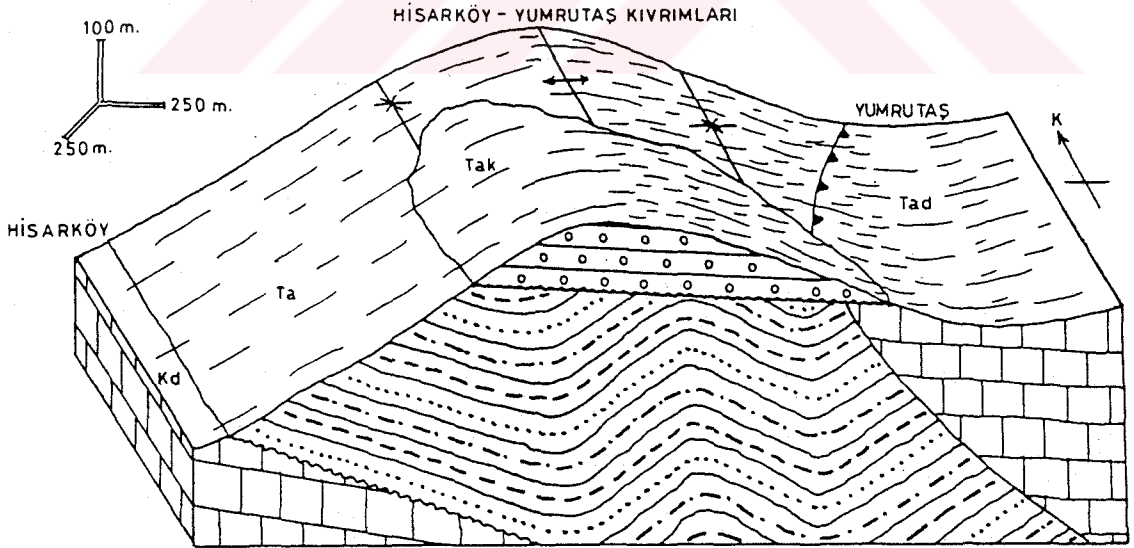
### 3.2.3.1.7. Alkaya antiklinali

Alkaya Köyü kuzeyinden başlayan antiklinal, Çanaklı Köyü güneydoğusuna kadar uzanır (Şekil 3.15). Davraz kireçtaşı içerisinde gelişen antiklinal eksenini yaklaşık 4 km. uzunlukta olup K20D gidişlidir ve eksenini yataya yakındır. Aynı doğrultuda izlenen Çanaklı köyü kuzeyindeki Ercekdağı Tepe'nin doğusundan geçen başka bir antiklinal daha vardır. Bu kıvrımın, Alkaya antiklinalinin devamı olduğu ve muhtemelen KB-GD doğrultulu sol yönlü bir doğrultu atımlı fay tarafından ötelendiği tahmin edilmektedir. Dolayısıyla antiklinalin yaklaşık 4 km.'lik kısmı da kuzeyde devam etmekte olup bu bölgede eksenini KD'ya dalımlı olarak görülür. Alkaya antiklinalinin doğu kanadındaki tabakalar K10-15D/28-35GD, batı kanadındakiler ise K10-20D/28-55KB konumlu olarak tespit edilmiştir. Antiklinalin kuzeydeki bölümünde eksenini kuzeydoğuya dalımlı olması nedeniyle dalımlı kıvrımlar gurubuna girer ve dalımı ise yaklaşık  $18^\circ$  KD olarak ölçülmüştür. Bunun dışında

diğer tüm özellikleri Taşbaşı senklinali ile aynı olan kıvrımın eksen konumu ve diğer özellikleri birlikte irdelendiğinde diğer kıvrımlar gibi D-B yönlü sıkışma tektoniği ile meydana geldiği tahmin edilir.

### 3.2.3.1.8. Hisarköy Yumrutaş kıvrımları

Hisarköy ile Yumrutaş Köyü arasında haritaya işlenebildiği kadarıyla iki senklinal ve bir antiklinalden meydana gelen ancak haritaya işlenemeyen ve bunlara paralel birçok kıvrımcığın bulunduğu kıvrım eksenlerinin 2-2,5 km. uzunlukta oldukları gözlenmiştir (Şekil 3.16). Ağlasun formasyonunda gözlenen ve eksenleri yaklaşık K10°B doğrultulu olan bu kıvrımların devamları ise, güneydoğuya doğru Aksu formasyonu ve Akdağ kireçtaşı altında kaldığından izlenememiştir. Yumrutaş Köyü'nün batısında bulunan iki senklinalin eksenleri 15° ile GD'ya doğru dahlımlı olmasına rağmen diğer kıvrım eksenleri yataya yakın konumludurlar. Kıvrımların kanatlarındaki tabakaların doğrultuları K15°-25°B, eğim yönleri KD ve GB, eğim miktarları ise 20° ile 50° arasında değişmektedir.



Şekil 3.16 Hisarköy ve Yumrutaş Köyleri arasındaki Hisarköy-Yumrutaş kıvrımları.  
(Kd: Davraz kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu, Tak: Aksu formasyonu, Tad: Akdağ kireçtaşı)

Hisarköy-Yumrutaş kıvrımları geometrik sınıflamaya göre asimetrik kıvrımlar, oluşum mekaniğine göre konsantrik veya fleksür kıvrımlar, morfolojik sınıflamaya göre ise bindirme hattının hemen önünde ona kademeli olarak sıralanmaları nedeniyle kademeli kıvrımlar gurubuna girerler. Fleuty'e (1964) göre ise açık kıvrım ile kısmen sıkı kıvrım sınıfına giren kıvrımlar, yatay ve dalımlı kıvrımlara da dahil olurlar. Kıvrımların dalga boyları haritaya göre 2 km. amplitudları ise 400 m.'dir. Ancak arazi gözlemlerinde haritaya işlenemeyen kıvrım ve kıvrımcıklar düşünüldüğünde bu rakamlar biraz daha küçülür.

Kıvrım ekseninin yaklaşık K-G gidişli olması, güneydoğudaki devamlarının Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu tarafından örtülmesi ve Alt Miyosen yaşlı Ağlasun formasyonunu etkilemesi nedeniyle kıvrımlanmanın yaşı Alt Miyosen sonrasıdır ve aynı zamanda D-B yönlü sıkışma tektoniği ile meydana gelmiştir. Bunun nedeni, yine Alt Miyosen sonrasındaki allokton birimlerin bölgeye batıdan doğuya doğru yerleşmesidir.

### 3.2.3.2. DKD-BGB gidişli kıvrım yapıları

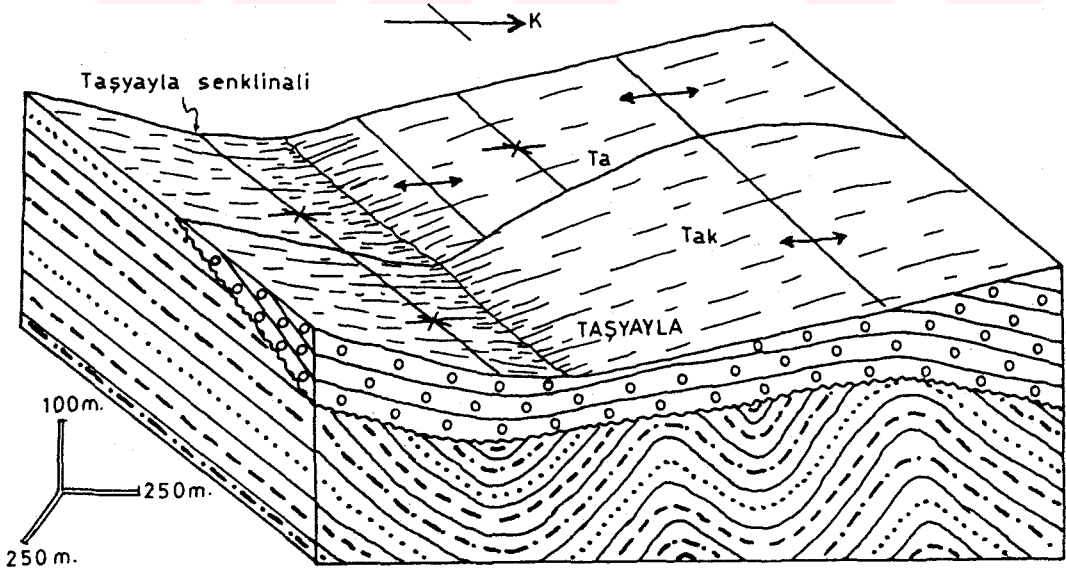
#### 3.2.3.2.1. Taşyayla senklinali

Bucak kuzeydoğusundan başlayan ve Taşyayla Köyü'ne kadar uzanan senklinalin ekseni yaklaşık 8 km. uzunluğunda olup  $K70^{\circ}D$  gidişlidir. Güneybatı ucu hafif bükülmüş olan senklinal ekseni Ağlasun formasyonu ve Aksu formasyonunda gözlenir (Şekil 3.17). Senklinalin ekseni Taşyayla köyü güneyinde kuzeydoğuya doğru  $10^{\circ}$  ile dalımlı olup, Kuzupınar yaylası kuzeybatısında ise yatay konumludur. Bir kısmı alüvyon içerisinde devam eden kıvrımın Bucak kuzeydoğusunda ekseninin GB'ya ve KD'ya dalımlı olması nedeniyle külmünasyon ve depresyon yapıları gelişmiştir (Şekil 3.18). Nedeni ise daha yaşlı olan Kuyubaşı-Çanaklı senklinalinin bu kesimden geçmesi, ve daha sonra oluşan Taşyayla senklinalinin de ilk senklinaline yaklaşık dik yönde gelişmesidir. Böylece ilk oluşan senklinali, daha sonra oluşan senklinal etkilemiştir.

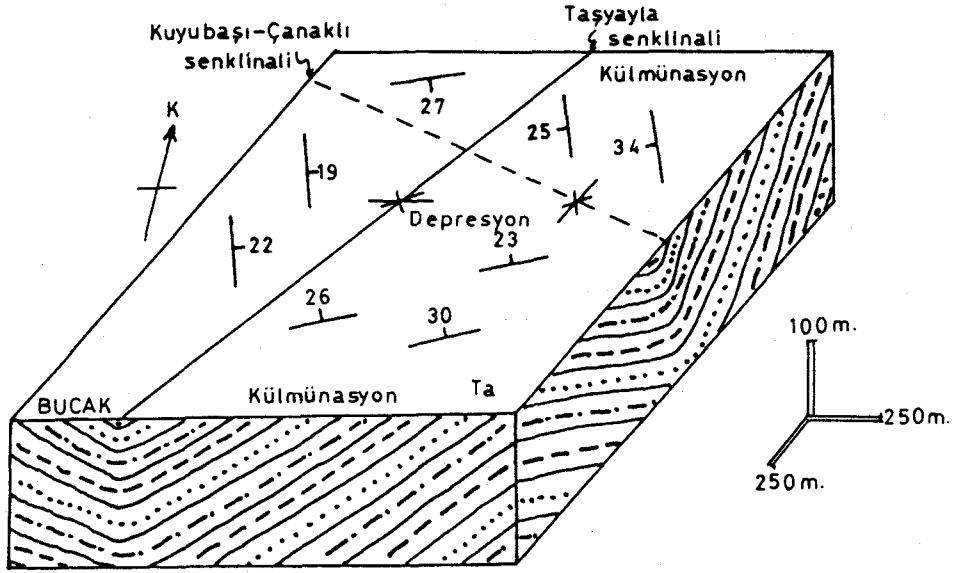
Taşyayla senklinali geometrik sınıflamaya göre asimetrik, oluşum mekaniğine göre konsantrik veya fleksür, Fleuty'e (1964) göre ise açık veya kısmen sıkı kıvrım sınıfına girer. Ekseni dalımlı olan senklinalin meydana geldiği birimlerden Aksu formasyonu kalın tabakalı konglomeralardan oluşur. Fliş fasiyesinde gözlenen Ağlasun formasyonu ise kıvrımlanmaya daha elverişlidir. Bu nedenle her iki birimi de etkileyen aynı tektonik sıkıştırma kuvveti

Ağlasun formasyonunu Aksu formasyonuna nazaran daha şiddetli kıvrımlandırmıştır. Dolayısıyla Ağlasun formasyonunda sık ve kısa mesafelerde fazla kıvrımlar gelişirken, Aksu formasyonu bu kuvvete tatlı bir senklinal yaparak karşılık vermiştir. Bu durumda kıvrımın amplitudu ve dalga boyu farklılık sunar. Senklinalin Ağlasun formasyonunda kalan bölümünde dalga boyu küçük amplitudu büyük iken, Aksu formasyonunda kalan kesiminde dalga boyu daha büyük amplitudu küçüktür. Ağlasun formasyonundaki dalga boyu ve amplitud değerleri bir sonraki Belören-Sazakköy kıvrımları bahsinde verilecektir.

Taşayla senklinali, Alt Miyosen yaşlı birimler ile birlikte Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonunda da etkili olmuştur. Senklinalin eksenini  $K70^{\circ}D$  gidişli olup hemen yanında  $K80^{\circ}D$ , güneyde ise aynı formasyonda gelişen  $K80^{\circ}-85^{\circ}D$  gidişli kıvrımlar bulunmaktadır. Bütün bu verilere göre kıvrımlanmanın Üst Miyosen sonunda geliştiği ve yaklaşık KKB-GGD yönlü bir sıkışmadan etkilendiği söylenebilir. Daha önce de belirtildiği gibi bu sıkışma tektoniği, bölgedeki son sıkışma evresi olarak bilinen ve Poisson'un (1977) Aksu fazı adını verdiği evredir. DKD-BGB gidişli bu kıvrımlar, özellikle Sazakköy dolaylarında Alt Miyosen sonrasında meydana gelen yaklaşık K-G gidişli kıvrımları etkilemiş ve önceki konumlarını kısmen de olsa bozmuştur.



Şekil 3.17 Taşayla köyü dolayındaki Taşayla senklinali. (Ta: Ağlasun formasyonu, Tak: Aksu formasyonu.)



Şekil 3.18 Bucak kuzeydoğusundaki farklı yönlere kıvrımlanmalar ile gelişen külmünasyon ve depresyon yapısı. (Ta: Ağlasun formasyonu)

Taşayla senklinalinin Aksu formasyonunda meydana gelmesi ve  $K70^{\circ}D$  gidişli olması, bu formasyonun tabaka konumlarına göre yapılan kontur diyagramından da anlaşılır. Buna göre Aksu formasyonunda  $K64^{\circ}D$  gidişli kıvrım eksenini tespit edilmiştir. Yaklaşık aynı yönlü kuvvetler, yine Aksu formasyonunda meydana gelen Karaseki-Pamucak kıvrımlarına da uymaktadır.

### 3.2.3.2.2. Belören-Sazakköy kıvrımları

İnceleme alanında Belören köyü ile Sazakköy arasında gelişen ve haritaya işlenebildiği kadarıyla üç senklinal ve üç antiklinalden meydana gelen kıvrımların eksenleri ortalama  $K70^{\circ}D$  doğrultusunda uzanırlar. Ancak haritada belirtilemeyen ve bunlara paralel olarak uzanan daha birçok kıvrım ve kıvrımcıklar mevcuttur (Şekil 3.19). Çoğunluğu Ağlasun formasyonunda meydana gelen ve Aksu formasyonunu da etkileyen kıvrımlar, Hökez Dağı'nın batısından başlarlar. Bir kısmı alüvyondan ve Sazak Köyü dolaylarından geçerek kuzeydoğuda Belören ve Taşayla köyü civarlarına kadar uzanırlar. Hökez Dağı batısı ve kuzeyinde yaklaşık D-B konumlu olarak izlenen kıvrım eksenleri, dağın doğusunda ise KD'ya doğru bükülürler. Çoğunlukla 7-8 km. uzunluğunda gözlenen kıvrımların

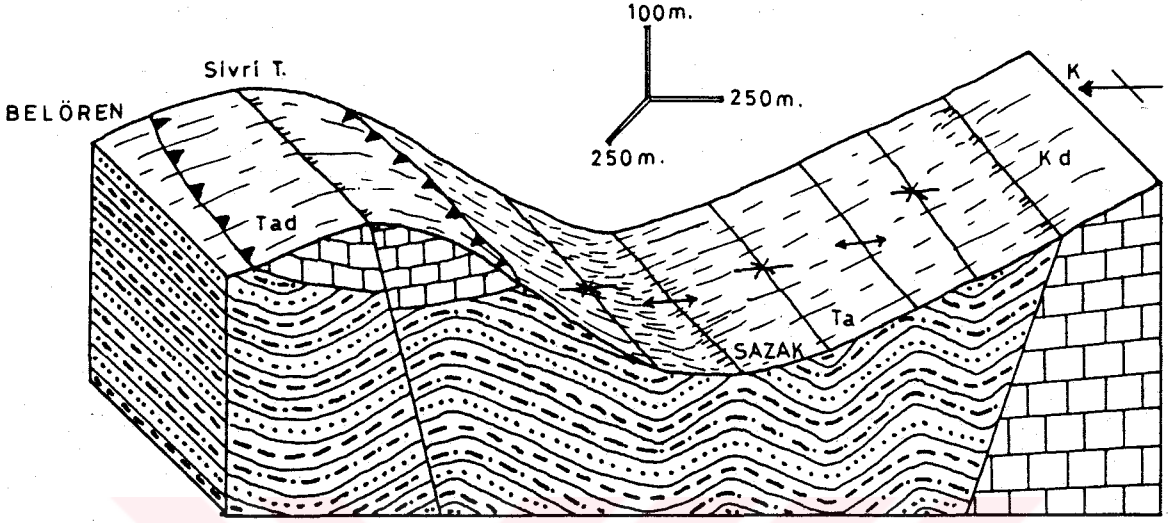
kanatlarındaki tabaka konumları oldukça değişkendir. Tabakalar çoğunlukla D-B ve K50°-80°D, yer yer de K15°-20°D doğrultulu olarak gözlenirler. Eğim yönleri KB ile GD arasında değişen tabakaların eğim miktarları da 30°-40° civarındadır. Tabaka doğrultu ve eğimlerinin bu kadar değişken olmasının sebebi, Ağlasun formasyonunun daha önceden ilk sıkışma evresini geçirdikten sonra Üst Miyosen sonundaki ikinci sıkışma evresi ile yeni bir konum kazanması ve bu arada önceki sıkışma evresinin etkilerinin de yer yer korunmuş olmasıdır.

Kıvrım eksenleri Hökez Dağı batısında yatay veya yataya yakın konumlu iken, dağın kuzeyinde aynı anda doğuya ve batıya dalımlı olarak gözlenmesi nedeniyle külmünasyon ve depresyon yapıları gelişmiştir. Farklı dönemlerdeki iki ayrı sıkışma evresinden etkilenen Ağlasun formasyonundaki kıvrım eksenleri Sazak Köyü doğusunda 6°-8° ile güneybatıya, Taşayla Köyü batısında ise 4° ile kuzeydoğuya doğru dalımlıdır. Belören Köyü dolaylarında yaklaşık yatay olarak izlenen kıvrım eksenleri hem yatay, hemde dalımlı olabilmektedirler. Nedeni ise yukarıda belirtilen iki ayrı sıkışma evresinden de etkilenmiş olmalarıdır.

Belören-Sazakköy kıvrımlarının Ağlasun formasyonunda dalga boyları 500m. ile 2,5km., amplitudları ise 250m. ile 1km. arasında değişir. Kıvrımların Aksu formasyonunda kalan bölümlerinde amplitudu 500m., dalga boyu ise 2km.'den fazladır. Görüldüğü gibi aynı tektonik sıkışma kuvveti, Ağlasun ve Aksu formasyonu gibi farklı litolojilerden oluşan birimleri değişik şekilde etkilemiştir. Ağlasun formasyonunda daha fazla kıvrımlanma gelişirken Aksu formasyonunda hafif kıvrımlar bulunmaktadır. Daha öncede belirtildiği gibi bu yapı disharmonik kıvrım için iyi bir örnek teşkil eder.

Geometrik sınıflamaya göre bu kıvrımlar asimetrik, oluşum mekaniğine göre de konsantrik veya fleksür kıvrımlar gurubuna girerler. Fleuty'e (1964) göre kıvrımların Ağlasun formasyonunda kalan bölümü açık ve kısmen sıkı kıvrım, Aksu formasyonunda kalan kesimleri ise hafif kıvrım olmaktadır. Belören-Sazakköy kıvrımları, aynı zamanda disharmonik kıvrımlar şeklinde de tanımlanabilir. Kıvrım eksenlerinin yaklaşık D-B veya DKD-BGB gidişli olmaları ve Alt Miyosen yaşlı birimlerle birlikte Orta-Üst Miyosen yaşlı birimleri de etkilemeleri, kıvrımlanma yaşının Üst Miyosen sonunda olduğunu ortaya koymaktadır. Ayrıca kıvrımların yaklaşık KKB-GGD yönlü bir sıkışma kuvveti sonucu meydana geldikleri söylenebilir. Bu olay ise daha önce Taşayla senklinalinde de bahsedildiği gibi Üst Miyosen sonundaki Poisson'un (1977) Aksu fazı olarak isimlendirdiği bölgedeki son sıkışma evresidir.





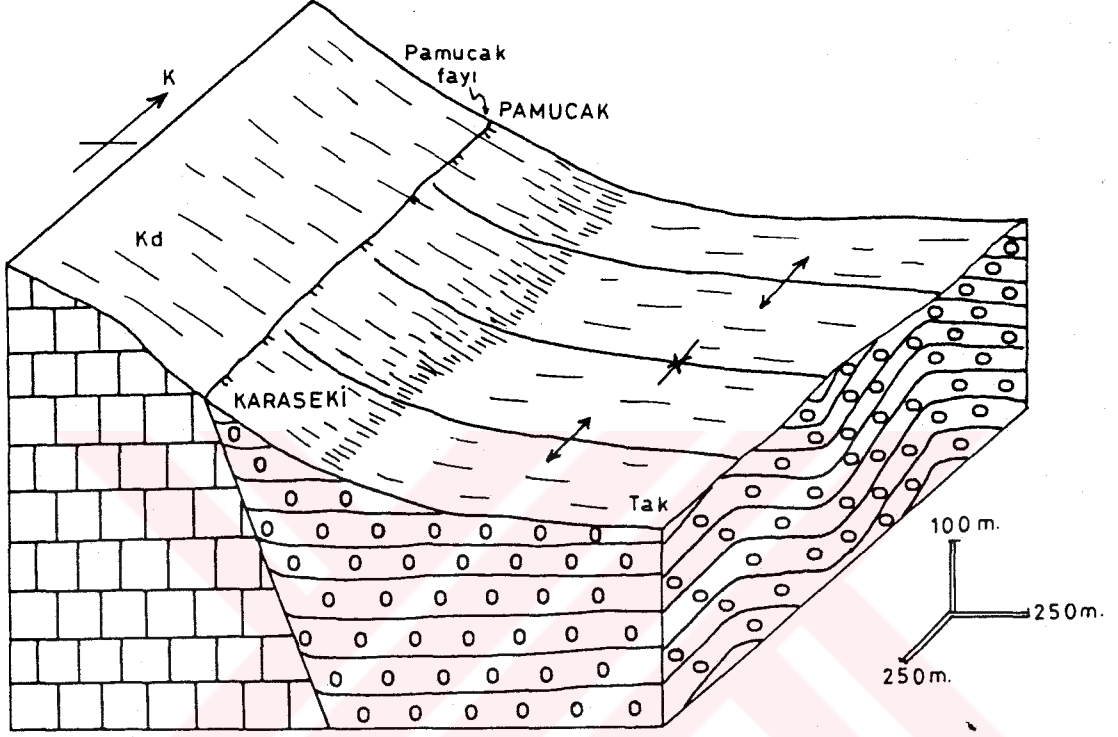
Şekil 3.19 Belören Köyü güneyindeki Belören-Sazakköy kıvrımları. (Kd: Davraz kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu, Tad: Akdağ kireçtaşı.)

### 3.2.3.2.3. Karaseki-Pamucak kıvrımları

İnceleme alanının güneydoğusunda Karaseki ile Pamucak Köyleri arasında meydana gelen ve iki antiklinal bir senklinalden oluşan kıvrımların eksenleri, yatay veya yataya yakındır. K75°D gidişli olan eksenler inceleme alanında yaklaşık 2km. uzunlukta izlenirler (Şekil 3.20). Aksu formasyonunda meydana gelen kıvrımların kanatlarındaki tabaka eğimlerinin düşük olması dikkat çekicidir. Tabaka doğrultuları K70°-80°D, eğim yönleri KB ve GD, eğim miktarları ise 5° ile 14° arasında değişir. Güneye doğru antiklinalin olduğu kesimlerde de tabakalar yatay konumludur.

Geometrik sınıflamaya göre asimetrik, oluşum mekaniğine göre konsantrik veya fleksür, Fleuty'e (1964) göre ise hafif kıvrım sınıfına giren kıvrımların eksenleri yataydır ve dalga boyları 1,8km., amplitudları ise 400m. dolayındadır. Görüldüğü gibi litolojiden, tabaka kalınlığından ve sıkışma şiddetinin düşük olmasından dolayı hafif olarak kıvrımlanma geçiren birim Orta-Üst Miyosen yaşlıdır. Ayrıca daha önceki DKD-BGB gidişli kıvrımlara

paralel olmaları nedeniyle kıvrımlanma yaşının Üst Miyosen sonrası olduğu ve KKB-GGD yönlü bir sıkışmadan etkilendiği söylenebilir. Bu tektonik hareket ise muhtemelen Üst Miyosen sonunda gerçekleşen ve Poisson'un (1977) Aksu fazı olarak belirttiği bölgedeki son sıkışma tektoniğidir.



Şekil 3.20 Kocaeliler kuzeyindeki Karaseki-Pamucak kıvrımları. (Kd: Davraz kireçtaşı, Tak: Aksu formasyonu.)

#### 3.2.3.2.4. Kocaeliler senklinali

İnceleme alanının güneydoğusunda yaklaşık 2,5km.'lik bir hat boyunca gözlenen senklinal, Kızılkırma formasyonunda meydana gelmiştir ve eksenini yaklaşık  $K70^{\circ}D$  olup, Karaseki-Pamucak kıvrımlarına paralellik gösterir. Yatay olan kıvrım ekseninin kanatlarındaki tabaka konumları  $K70^{\circ}-75^{\circ}D/30^{\circ}GD$  ve  $K70^{\circ}-75^{\circ}D/15^{\circ}KB$  şeklinde olup eksenin bulunduğu kesimde ise tabakalar yatay konumdadırlar.

Kocaeliler senklinali, geometrik sınıflamaya göre asimetric, oluşum mekaniğine göre konsantrik veya fleksür, Fleuty'e (1964) göre açık kıvrım sınıfına giren senklinal ekseninin

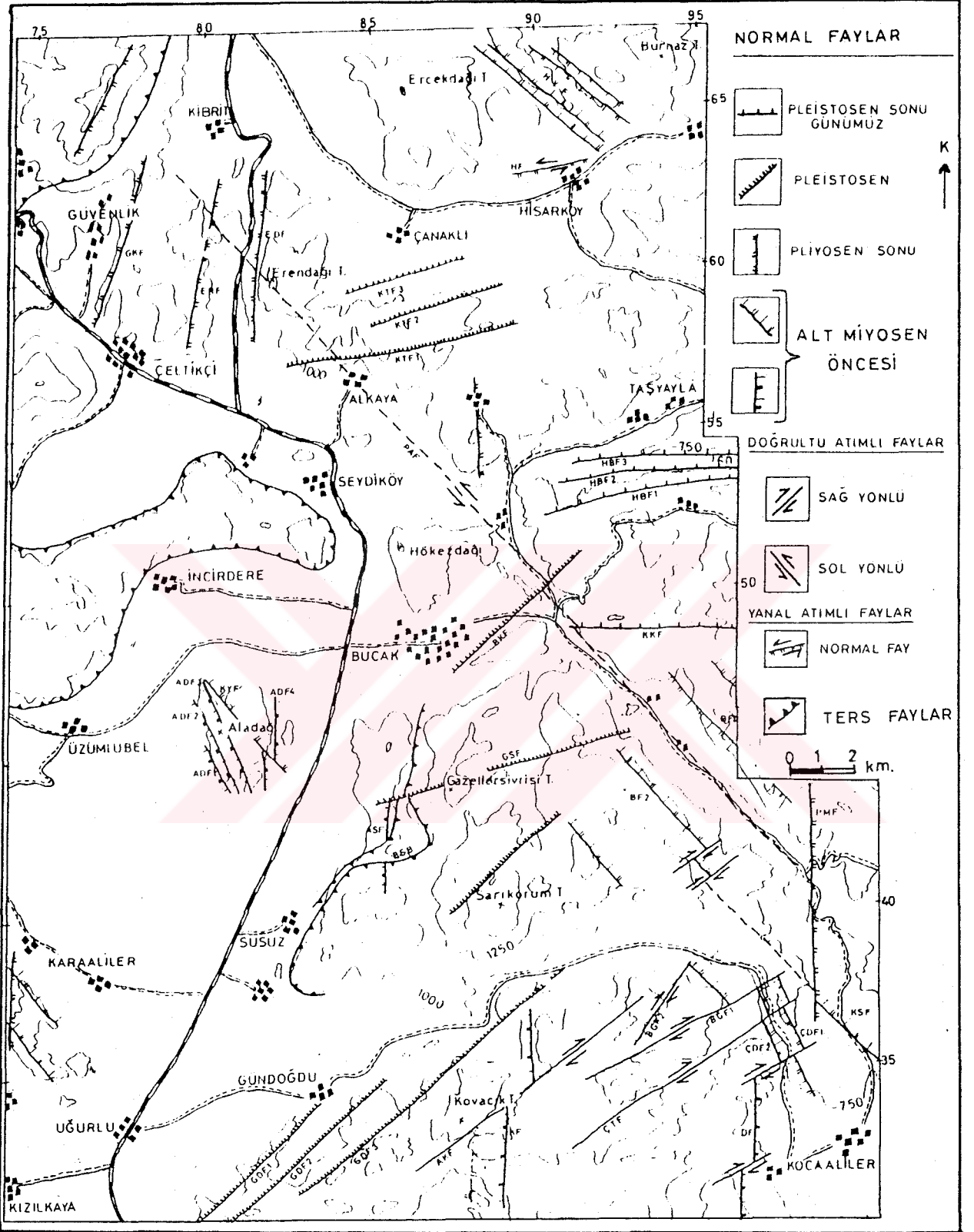
K70°D gidişli olması ve Orta-Üst Miyosen yaşlı birimlerde meydana gelen kıvrımlara paralel ve yakın olması nedeniyle muhtemelen Üst Miyosen sonundaki KKB-GGD yönlü sıkışma tektoniği ile oluşmuştur. Kıvrım kanatlarındaki tabakaların genel konumu dikkate alınarak yapılan kontur diyagramında Kızılkırma formasyonunda K30°D gidişli bir kıvrım ortaya çıkmaktadır. Bu, muhtemelen Alt Miyosen sonundaki DGD-BKB yönlü sıkışma tektoniğinin bir sonucudur. Formasyon, daha sonraki sıkışma tektoniğinin etkisini de bizzat arazide göstermiş ve K70°D gidişli kıvrımlanma geçirmiştir.

Sonuç olarak inceleme alanındaki birimler, iki ayrı tektonik deformasyondan etkilenerek kıvrımlanmışlardır. Bunlardan birincisi eksenleri K-G veya KKD-GGB gidişli olan kıvrımları oluşturan D-B veya DGD-BKB yönlü sıkışma tektoniğidir. Bu hareket allokton birimlerin Alt Miyosen sonunda bölgeye tektonik olarak yerleşmesi ile ortaya çıkmıştır. Bu olaydan Davraz kireçtaşı, Çiğdemtepe formasyonu ve Ağlasun formasyonu başta olmak üzere Alt Miyosen ve öncesi tüm birimler etkilenmişlerdir.

Çalışma alanındaki birimlerin etkilendiği ikinci tektonik deformasyon ise eksenleri yaklaşık DKD-BGB gidişli olan kıvrımları oluşturan KKB-GGD yönlü sıkışma tektoniğidir. Bu hareket ise Üst Miyosen sonunda meydana gelmiştir ve bölgedeki son sıkışma evresi olarak bilinen Poisson'un (1977) Aksu fazı adını verdiği evredir. Bu olaydan başta Aksu formasyonu olmak üzere Orta-Üst Miyosen ve öncesindeki tüm birimler etkilenmişlerdir (Şekil 3.12).

#### 3.2.4. FAYLAR

İnceleme alanında yer alan birimler Alp Orojenezinin değişik fazlarından etkilenmişlerdir. Dolayısıyla her dönemde meydana gelen değişik yönlü tektonik kuvvetler, farklı özelliklerde faylanmalara neden olmuşlardır. Böylece çalışma alanında, genel olarak fayların tüm çeşitlerini görmek mümkündür (Şekil 3.21). Haritalanan alanda çoğunlukla Üst Miyosen sonuna kadar veya Paleotektonik dönemde sıkışma tektoniği ile birlikte normal faylar, ters faylar ve doğrultu atımlı faylar birlikte gözlenirler. Pliyosen'den itibaren veya neotektonik dönemde ise genişleme tektoniği ile birlikte normal faylar, horst ve graben yapıları ve düşey faylar bulunurlar.



Şekil 3.21 İnceleme alanında yer alan fayların genel olarak konumları.

Böylece aynı dönemde meydana gelen farklı çeşit faylar ile değişik yaş konaklarındaki aynı tür faylar birlikte bulunmaktadır. Dolayısıyla inceleme alanının tektonik konumu, özellikle faylar açısından oldukça karmaşıktır. Ancak fayların özellikleri, hangi dönemde ne tür bir kuvvet ile meydana geldikleri ve yorumları, bölgesel tektonizma dahilinde tabaka konumları, kıvrımlar ve eklem takımları ile birlikte değerlendirilerek sonuca gidilmiştir.

Jeoloji ve yapı haritasına bakıldığında, ilk anda fayların bol bulunduğu dikkati çekmektedir. Özellikle tektonik ağırlıklı bu çalışmada mümkün olduğu kadar gözlenebilen tüm faylar haritaya işlenmiştir. Bunların dışında tespit edilen ancak haritaya işlenemeyen daha birçok fay bulunmaktadır (Foto. 2.2).

Bu bölümde faylar, önce normal sonra ters olmak üzere eğim atımlı, doğrultu atımlı ve yanal atımlı olarak sıra dahilinde sunulacaktır. Aynı tür faylarda ise yaşlıdan gence doğru bir sıra izlenecektir.

#### **3.2.4.1. Eğim atımlı faylar**

Bu bölümde yer alan fayların çoğunda fay çizikleri izlenememiştir. Dolayısıyla fayların eğim atımlarıyla birlikte doğrultu atımlarının da olabileceği düşünülebilir. Böylece bunlar eğim atımlı faylara dahil edilmeyebilirler. Ancak arazi gözlemlerinde ve bölgesel denestirmelerde bu fayların eğim atım bileşenlerinin en fazla olduğu düşünülerek bu başlık altında sunulması daha uygun olacaktır.

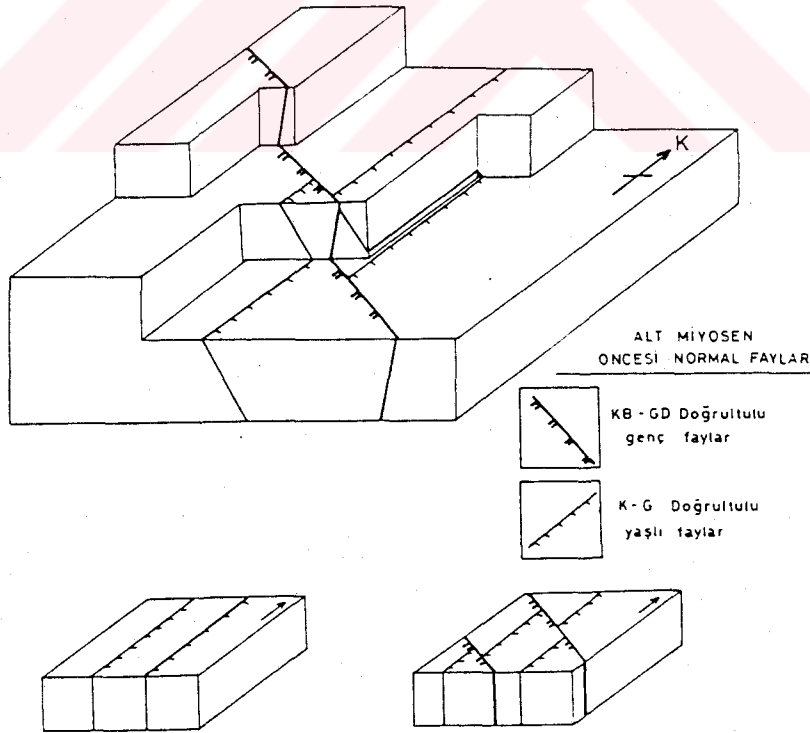
##### **3.2.4.1.1. Eğim atımlı normal faylar**

İnceleme alanında yer alan fayların çoğunu eğim atımlı normal faylar oluşturmaktadır. Haritalanan bölgede fayların genel olarak dört ayrı doğrultuda meydana geldikleri görülmektedir. Bunlar D-B, K-G, KD-GB ve KB-GD şeklindedir.

Arazi gözlemleri ve harita verileri birlikte değerlendirildiğinde belli yönlerdeki fay takımlarının diğer fayları kestiği tespit edilmiştir. Buna göre çalışma alanında D-B doğrultulu normal faylar en gençtir. K-G doğrultulu olan normal faylar ise iki ayrı dönemde oluşmuşlardır. Bunların bir kısmı Miyosen öncesine ait iken diğerleri ise Pliyosen veya daha gençtir.

### 3.2.4.1.1.1. Miyosen öncesi normal faylar

Bu faylar kendi aralarında K-G ve KB-GD doğrultulu olanlar diye iki kısma ayrılırlar. KB-GD doğrultulu olanlar, K-G doğrultulu olan fay takımlarını kesip ötelemelerinden dolayı daha gençtirler. İnceleme alanında oldukça fazla miktarda bulunan bu faylardan sadece büyük ve belli başlı olanların önce K-G, sonra KB-GD doğrultulu olan normal faylar sunulacaktır (Şekil 3.22). Ancak burada şunu belirtmek gerekir. Her ne kadar Miyosen öncesi veya Miyosen başlarında oluşan bu faylar normal fay olarak değerlendirilseler de bunlar, Alt Miyosen sonrasında oluşan D-B yönlü sıkışma tektoniği ile bu özelliklerini yitirip ters fay yada doğrultu atımlı fay olarak çalışmış olabilirler. Dolayısıyla bunlar normal fay olarak değerlendirilmelerine rağmen sonradan bu özelliklerini kaybetmiş faylar olarak düşünülebilir. Ancak arazi gözlemleri ve bölgesel deneştirmeler Miyosen başında bölgede bir çekme tektoniğinin başladığını ve bu fayların Miyosen başlarında meydana gelmiş olabileceklerini gösterir. Dolayısıyla Alt Miyosen sonrasında farklı özelliğe bürünmüş olabileceği tahmin edilen bu faylar, ilk oluştukları haliyle, yani normal faylar başlığı altında sunulacaktır.



Şekil 3.22 Alt Miyosen öncesinde oluşan normal fayların konumlarını gösteren şematik blok diyagramı.

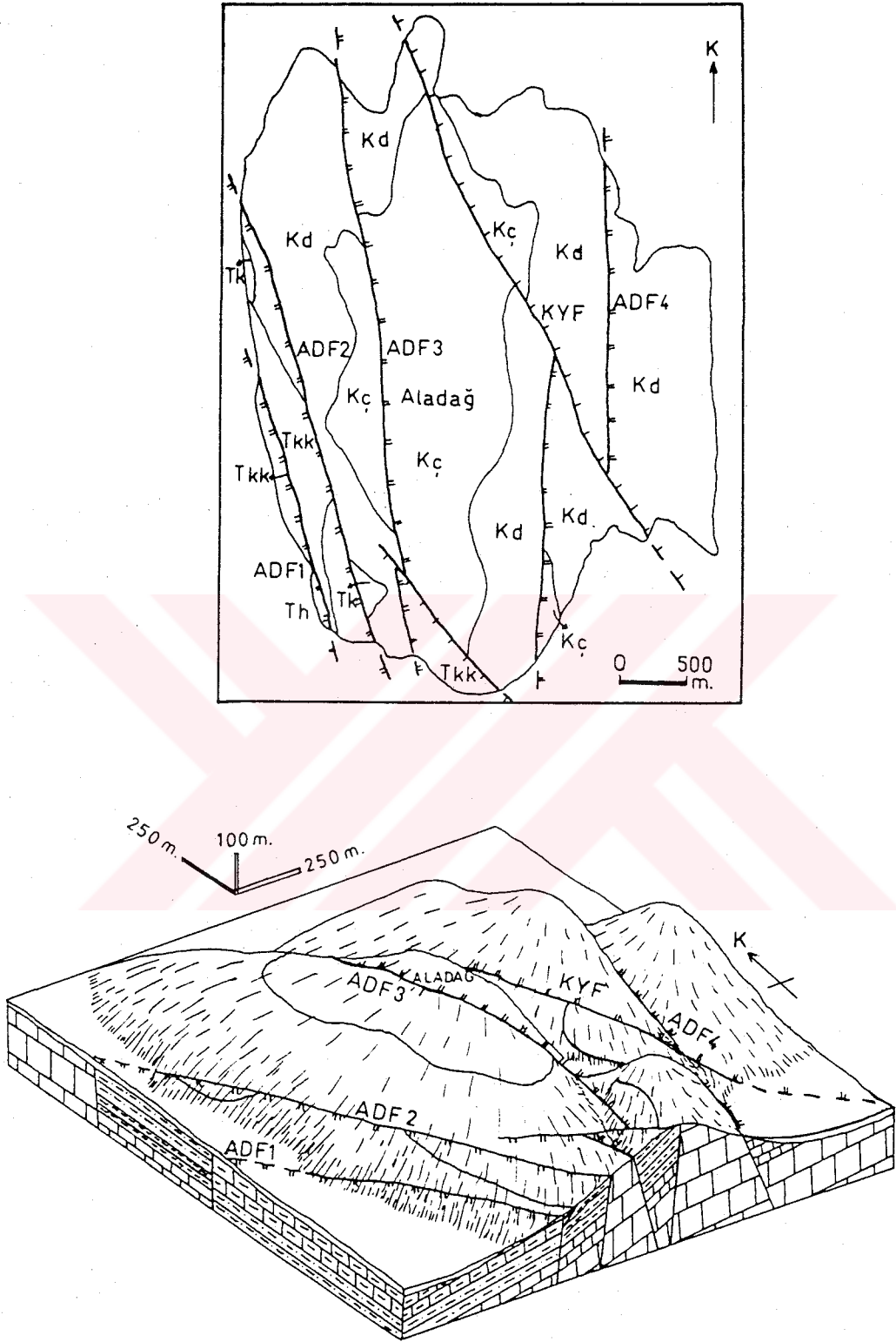


Foto. 2.2 Susuz Köyü doğusundaki Asartepe fayına paralel olarak gelişmiş, Bucak-Susuzköy bindirme hattının hemen önünde oluşan ve Davraz kireçtaşında meydana gelen küçük boyutlu bir normal fay. (Güneydoğuya bakış)

#### 3.2.4.1.1.1. K-G doğrultulu normal faylar

##### 3.2.4.1.1.1.1. Aladağ Fayları (ADF)

Bucak batısında Aladağ civarında gözlenen faylar yaklaşık birbirine paralel dört ayrı fay sisteminden meydana gelmiştir (ADF1, ADF2, ADF3, ADF4). En batıdaki fay (ADF1) Kayıköy formasyonu ile Hüyük formasyonu arasında meydana gelmiş, yaklaşık 2-2,5 km. uzunlukta ve  $K10^{\circ}B$  doğrultusunda uzanır (Şekil 3.23). Batıdaki bloğun düştüğü fayın, atımı yaklaşık 80-100m. arasında olup fay sarplığı ve birimlerin devamının diğer blokta izlenememesi fayın tanınma kriterleridir. Buna göre daha doğudaki fay ise (ADF2) doğrultusu yaklaşık aynı olup Davraz kireçtaşı ile Kızılkırma ve Kayıköy formasyonları arasında meydana gelmiştir (Foto. 2.3). Atımın yaklaşık 130-150 m. arasında olduğu, birimlerin her iki bloktaki tavan ve taban ilişkilerinden tespit edilmiştir. Yaklaşık 3,5 km. uzunlukta gözlenen fayın, doğudaki yükselen bloğunda birimlerin dokanak ilişkilerinin



Şekil 3.23 Aladağ fayları (ADF1, ADF2, ADF3, ADF4) ve Kocayatak fayının (KYF) haritadaki görünüşleri ile şematik blok diyagramı. (Kd: Davraz kireçtaşı, Kç: Çiğdemtepe formasyonu, Tk: Kızılkırma formasyonu, Tkk: Kayıköy formasyonu, Th: Hüyük formasyonu.)



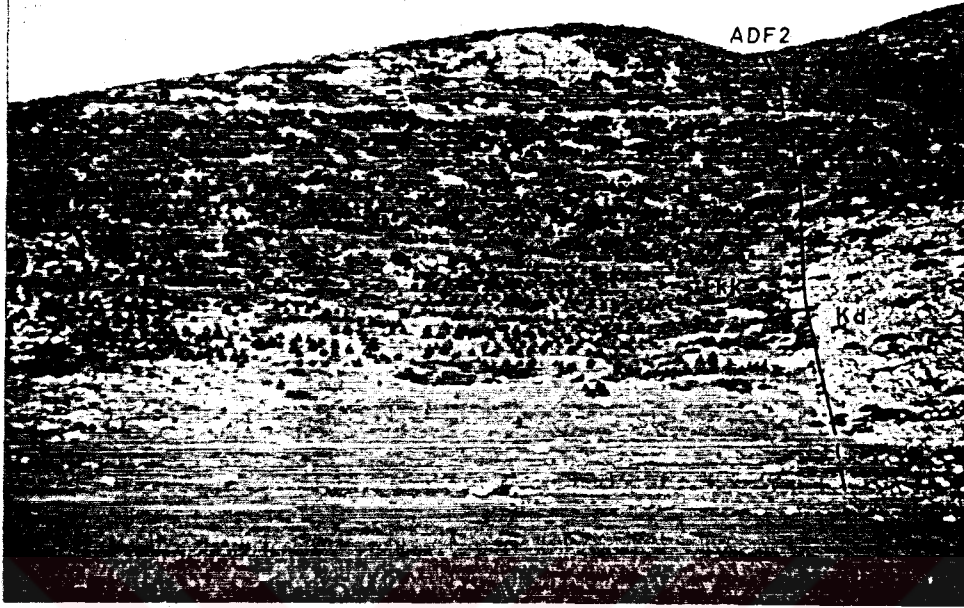


Foto 2.3 Aladağ güneyinde gözlenen Aladağ 2 (ADF2) fayı. (Kd: Davraz kireçtaşı, Tkk: Kayıköy formasyonu.) (Kuzeye bakış)

devamı izlenememiştir. Bu faya göre daha doğuda Aladağ'ın batısında bulunan fay ise (ADF3) yine  $K10^{\circ}B$  doğrultulu ve 5 km. uzunlukta gözlenir. Doğudaki bloğun düştüğü ve düşey atımında yaklaşık 120-130 m. olarak tespit edildiği fay KB-GD yönlü başka bir fay tarafından kesilip ötelenmiştir. Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe formasyonmu arasında meydana gelen fayın doğusunda, Kızlarsivrisi Tepe civarında gözlenen diğer bir fay ise (ADF4) yaklaşık K-G doğrultuludur. 2,5 km. uzunluğunda olan fayın doğu bloğu düşmüştür. Faylanma Davraz kireçtaşında meydana gelmiş ve KB-GD doğrultulu başka bir fay tarafından kesilip ötelenmiştir. Fayın hemen doğudaki yaklaşık K-G gidişli kıvrımlara paralel olması nedeniyle kıvrımlara göre boyuna faylar sınıfına da girerler.

Buraya kadar anlatılan Aladağ faylarının yaklaşık K-G doğrultusunda geliştikleri dikkati çeker. Çoğunlukla normal fay gurubuna giren fayların genellikle eğimleri düşey veya düşeye yakındır. Fayların tanınmasındaki en büyük kriterler fay sarplıkları ile formasyon dokanaklarının diğer bloklarda devamlarının izlenememesidir. Yaklaşık D-B yönlü bir çekme tektoniği neticesinde meydana gelen fayların kestikleri en genç birimin yaşı Üst

Eosen'dir. Ayrıca bu tür faylar daha güneyde Alt Miyosen yaşlı D-B yönlü sıkışmadan dolayı doğrultu atımlı faylar tarafından ötelenmişlerdir. Buna göre faylanma yaşı Alt Miyosen öncesidir. Bu yaş aralığı Eosen sonunda bölgeye allokton birimlerin yaklaşık K-G doğrultusunda ikinci yerleşimini yaptığı döneme karşılık gelir. Dolayısıyla bu dönemin donlarında faylanmalar, D-B yönlü bir çekme tektoniği neticesinde meydana gelmiştir. Aynı zamanda bu faylardan ADF1 ile ADF2 ve ADF3 ile ADF4 kendi aralarında basamak faylar oluştururken ADF2 ile ADF3 ise bir horst meydana getirmişlerdir.

#### **3.2.4.1.1.1.1.2. Demirli fayı (DF)**

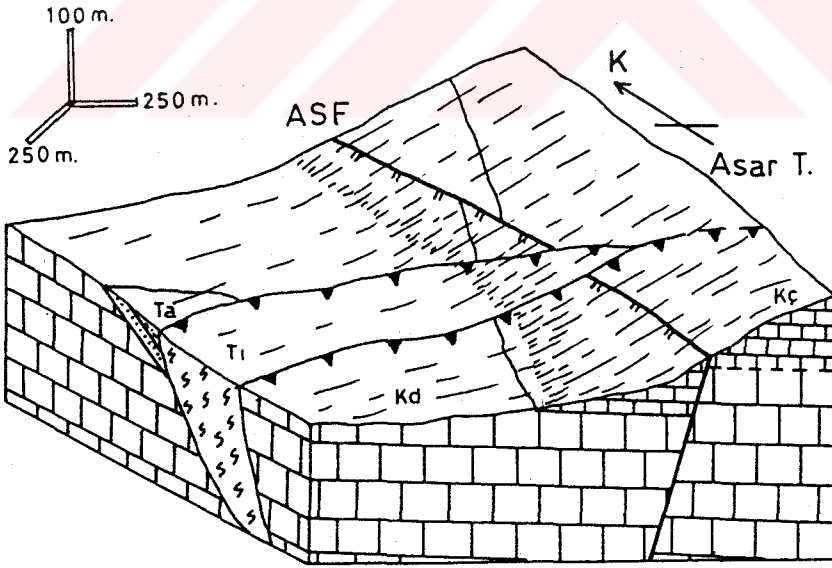
İnceleme alanının güneydoğusunda Kocaelilerin batısındaki Demirli mahallesi dolaylarında gözlenen fay, Davraz kireçtaşı ile Kızılkırma formasyonu arasında gelişmiştir. Yaklaşık K-G doğrultulu olarak gözlenen fayın düşey bir fay olduğu ve doğudaki bloğun düştüğü gözlenir. Haritalanan alanda yaklaşık 5 km. uzunlukta izlenen fay Orta Miyosen sonunda gerçekleşen doğrultu atımlı faylarla yer yer kesilmişlerdir. Fay sarplığı ile her iki blokta bulunan birimlerin tabaka konumları ve dokanaklarının anormal olarak bulunması fayın tanınma kriterleridir. Demirli fayı yaklaşık D-B yönlü çekme tektoniği neticesinde meydana gelmiştir. Fayın yaşı ise daha önceki Aladağ faylarında bahsedilen nedenlerden dolayı muhtemelen Alt Miyosen öncesidir.

#### **3.2.4.1.1.1.1.3. Karadiken fayı (KF)**

Kuyubaşı köyünün güneybatısındaki Karadiken Tepe dolaylarında gözlenen fay, yaklaşık K-G doğrultusunda uzanan düşey bir faydır. Bu fay Aynı zamanda tabaka doğrultularına yaklaşık paralel geliştiği için doğrultu fayları, yaklaşık K-G yönlü kıvrım eksenlerine de paralel olduğu için de boyuna faylar gurubuna girer. Yaklaşık 6 km. uzunluğunda gözlenen fay, doğrultu atımlı başka bir fay tarafından kesilip ötelenecek iki parçaya ayrılmıştır. Davraz kireçtaşında meydana gelen Karadiken fayının batısındaki blok düşmüştür. Yaşı ise Orta Miyosen'de oluşan doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmesi nedeniyle Alt Miyosen öncesinde meydana geldiği, dolayısıyla Alt Miyosen öncesi yaş aralığında oluşan faylara ait olduğu tespit edilmiştir.

### 3.2.4.1.1.1.4. Asartepe fayı (ASF)

Susuz Köy'ün kuzeydoğusunda Asar Tepe dolaylarında gözlenen fay, yaklaşık K-G doğrultulu olup Davraz kireçtaşı ve Çiğdemtepe formasyonu arasında meydana gelmiştir (Şekil 3.25). Geometrik sınıflamaya göre yüksek açılı normal fay, tabakalanmaya göre sınıflandırmada, tabaka düzleminin eğim yönüne paralel gelişen faylar olup eğim fayları sınıfına giren fay, yaklaşık 3 km. uzunluğunda gözlenir. Ancak sağ yönlü bir doğrultu atımlı fay tarafından kesilip ötelenerek iki parçaya ayrılmıştır. Ayrıca Isparta ofiyolitli karışığı tarafından da kesilmiştir. Fay düzleminin düşey veya düşeye yakın olduğu ve batıdaki bloğun düştüğü, fay sarplığı ve her iki formasyonun tabaka konumları ve dokanaklarının ani olarak değişmesinden tespit edilmiştir. Asartepe fayı ayrıca ofiyolitli karışıklar tarafından kesilmesi nedeniyle Alt Miyosen öncesine ait olduğu, ve fayın K-G doğrultulu olması nedeniyle de yaklaşık D-B yönlü bir çekme tektoniği neticesinde meydana geldiği düşünülmektedir.



Şekil 3.25 Susuz Köyü kuzeydoğusundaki Asartepe fayının konumu (ASF) ve Bucak-Susuzköy bindirme hattı. (BSB) (Kd: Davraz kireçtaşı, Kç: Çiğdemtepe formasyonu, Ta: Ağlasun formasyonu, Tı: Isparta ofiyolitli karışığı.)

### 3.2.4.1.1.1.2. KB-GD Doğrultulu normal faylar

#### 3.2.4.1.1.1.2.1. Kocayatak fayı (KYF)

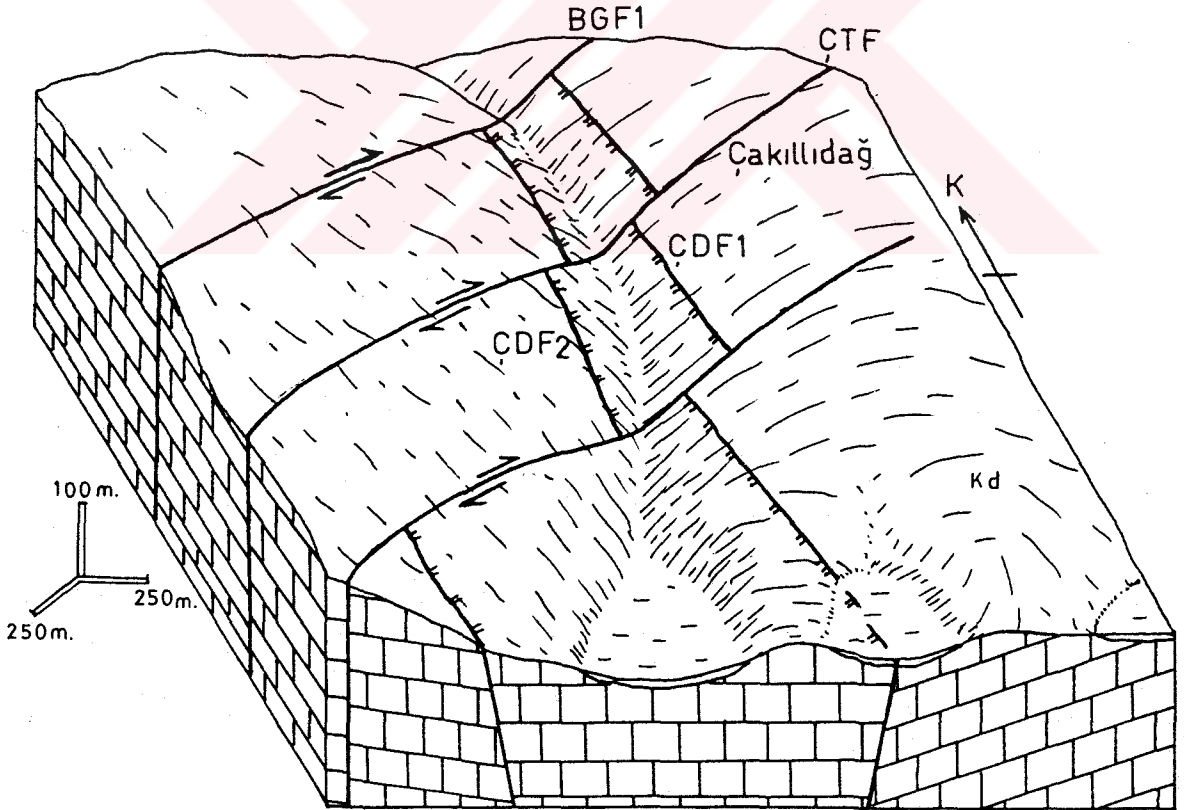
Bucak batısındaki Kocayatak Tepe'nin kuzeydoğusunda gözlenen fay, Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe formasyonu arasında meydana gelmiştir (Şekil 3.23). Geometrik sınıflamaya göre normal fay, tabakalanmaya göre ise tabaka konumlarını çapraz olarak kestiği için diagonal faylar gurubuna giren Kocayatak fayı, yaklaşık 3,5 km. uzunluğundadır. Fay düzleminin konumu  $K35^{\circ}B/80^{\circ}KD$  dir. Fay düzlemi boyunca her iki bloktaki birimlerin dokanaklarına göre yaklaşık 80 m'lik düşey atım gözlenmiştir. Faylanma boyunca meydana gelen fay sarplığı, birimlerin devamlarının diğer bloklarda izlenememesi ve daha önce meydana gelmiş olan K-G doğrultulu fayların da Kocayatak fay düzlemi boyunca kesilmiş olmaları fayın tanınma kriterleridir. Faylanmanın oluşum yaşı ise Maestrihtiyen yaşlı birimi kestiği için Maestrihtiyen sonu olmalıdır. Ancak bu doğrultuda gelişmiş ve diğer özellikleri de aynı olan faylar Alt Miyosen yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak örtülür. Bu fayların Eosen sonrasında gelişen K-G doğrultulu fayları da kestiği (ADF4 fayı) göz önüne alınırsa fayın yaşı Alt Miyosen öncesi olarak belirlenir. Ancak Miyosen öncesinde meydana gelen K-G doğrultulu fayları kestiği için K-G doğrultulu bu faylardan da gençtir. Kocayatak fayı yaklaşık DKD-BGB yönlü bir çekme tektoniği neticesinde meydana gelmiştir ve kendinden önce oluşan K-G doğrultulu Aladağ faylarını çapraz olarak kesmektedir. Bu fayın hemen güneybatısında paralel olarak gelişen başka bir fay daha bulunmakta olup bu fay Çiğdemtepe formasyonu ile Kayıköy formasyonu arasında gelişmiştir.

#### 3.2.4.1.1.1.2.2. Çakılıdağ fayları (ÇDF)

İnceleme alanının güneydoğusunda Kocaaliler'in hemen kuzeyindeki Çakılıdağ dolaylarında gözlenen ve iki ayrı fay sisteminden oluşan Çakılıdağ fayları, Davraz formasyonunda meydana gelmiştir (Şekil 3.26). Yaklaşık birbirine paralel olarak uzanan bu faylar, eğim atımlı normal fay olup doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmelerine rağmen yaklaşık 5 km. uzunlukta dırlar. Orta Miyosen'de meydana gelen KD-GB doğrultulu üç adet sağ yönlü doğrultu atımlı fay tarafından kesilerek ötelenen bu faylar, tabaka doğrultularını çapraz olarak kestikleri için tabakalara göre sınıflandırmada diagonal faylar sınıfına girerler.

Ayrıca bu iki fayın (ÇDF1 ve ÇDF2) birbirlerine paralel olarak uzanmaları ve düşen bloğun, her iki fayın arasında yeralmasından dolayı tipik bir graben yapısı geliştirmişlerdir. Fayların izi arasındaki mesafe yaklaşık 750 m. olup doğrultuları  $K10^{\circ}-20^{\circ}B$ 'dir. Eğim yönleri ise ÇDF1 fayının GB, ÇDF2 fayının ise KD'dur. Eğim miktarları da  $80^{\circ}$  ile  $90^{\circ}$  arasında değişir.

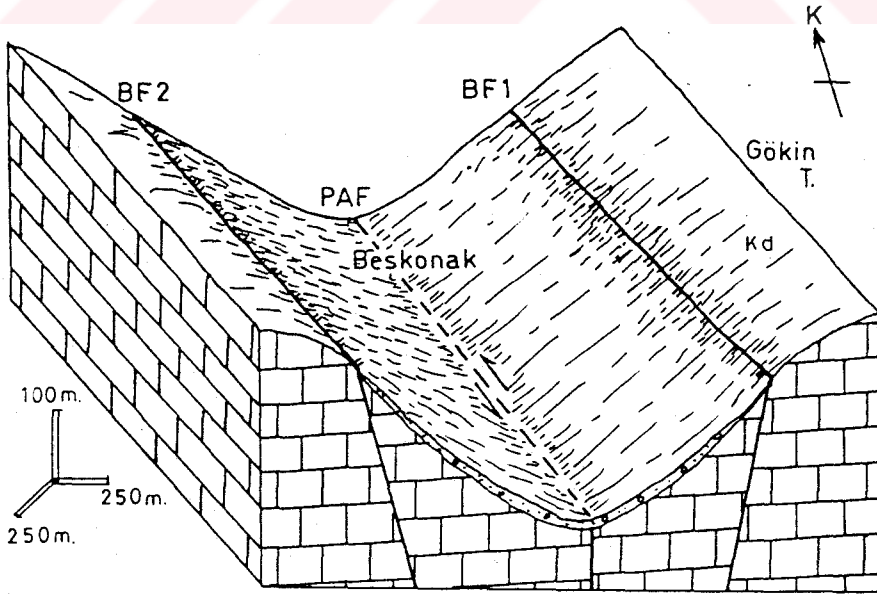
Bu fayların vadi boyunca uzanmaları nedeniyle vadi yamaçlarında breşik zonlar göze çarpar. Ayrıca vadinin her iki yamacındaki fay sarplığı, etrafında düzenli olan tabaka konumlarının faylı olan bölgede birden değişmesi, doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmelerinin morfolojik olarak açıkça görülmesi gibi nedenler fayların tanınmasındaki kriterlerdir. Davraz kireçtaşında meydana gelen fay sistemi başka bir birimi kesmemiştir. Ancak Orta Miyosen'de gerçekleşen KD-GB doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fayların bu fayları kesmesi, bölgedeki aynı doğrultuda gelişen diğer fayların özellikleri de dikkate alındığında fayların Alt Miyosen öncesinde meydana geldiği düşünülür. Çakılıdağ fayları yaklaşık DKD-BGB yönlü bir çekme tektoniği neticesinde oluşmuşlardır. Bu fayların hemen batısında yaklaşık paralel olarak gelişen ve aynı yaşta olan, ancak doğrultu atımlı faylar tarafından kesilen bir çok fay bulunmaktadır.



Şekil 3.26 Kocaeliler kuzeyindeki Çakılıdağ fayları (ÇDF1, ÇDF2) ile bunların Bozgözet fayları (BGF1) ve Çapürtepe fayı (ÇTF) ilişkisi. (Kd: Davraz kireçtaşı)

### 3.2.4.1.1.2.3. Beşkonak fayları (BF)

Bucak güneydoğusundaki Beşkonak Köyü'nün yamaçlarında birbirine paralel olarak gelişen faylar, Davraz kireçtaşında meydana gelmişlerdir (Şekil 3.27). Geometrik sınıflamaya göre yüksek açılı normal fay, tabaka doğrultularına çapraz olarak geliştikleri için tabakalara göre diagonal faylar sınıfına giren her iki fay, aynı zamanda bir graben yapısı oluştururlar. Beşkonak faylarının kuzeydoğuda olanı (BF1) 7 km. uzunlukta olup güneydoğuda K-G doğrultulu daha genç bir fay tarafından kesilmiştir (Foto. 2.4). Güneybatıda bulunan fay ise (BF2) yaklaşık 5 km. uzunluktadır ve KD-GB doğrultulu iki doğrultu atımlı fay tarafından kesilip ötelenmiştir (Foto. 2.5). Yaklaşık  $K25^{\circ}B$  doğrultulu olan fayların eğimleri düşey veya düşeye yakındır. Fay sarplığı, fay düzlemi boyunca tabaka konumlarının değişmesi, fay zonları boyunca oluşan mineralizasyon zonları (özellikle aragonit oluşumu) ve fay önlerinde yada vadi yamaçlarında yamaç molozlarının hemen gerisinde breşik zonlara rastlanması fayların tanınma kriterleridir. Beşkonak fayları Miyosen sonrasında gelişen K-G doğrultulu düşey bir fay tarafından kesilmişlerdir. Ayrıca bölgedeki bu yönde gelişen diğer fayların özellikleri de göz önüne alınırsa fayların Alt Miyosen öncesinde meydana geldiği ortaya çıkar. Bununla beraber bu faylar yaklaşık DKD-BGB yönlü bir çekme tektoniği sonucu oluşmuşlardır. Ayrıca Kuyubaşı Köyü'nün hemen kuzeyinde bulunan düşey bir fay da yine Beşkonak faylarına paralel olup aynı özelliklere sahiptir.



Şekil 3.27 Bucak güneydoğusundaki Beşkonak fayları (BF1, BF2) ve Pamucak-Alkaya fayı (PAF) ilişkisi. (Kd: Davraz kireçtaşı)



Foto. 2.4 Beşkonak doğusundaki Beşkonak I (BF1) fayı. (Güneydoğuya bakış)



Foto. 2.5 Beşkonak batısındaki Beşkonak II (BF2) fayı. (Batıya bakış)

#### 3.2.4.1.1.1.2.4. Karaseki fayı (KSF)

İnceleme alanının güneydoğusunda Kocaaliler kuzeyindeki Karaseki dolayında gözlenen fay, yukarıda anlatılan Çakılıdağ fayları ve Beşkonak faylarının yakınında bulunur. Bu faylara paralel olan, aynı yaşta gelişen ve diğer birçok özelliği de benzer olan Karaseki fayının Miyosen sonrasında tekrar harekete geçmesi nedeniyle diğerlerinden farklıdır. Beşkonak faylarının güneybatıda bulunanı (BF2) güneydoğuya doğru devam ederken doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmiştir. Karaseki dolaylarında tekrar ortaya çıkan ve BF2 fayının devamı olan Karaseki fayı Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonunu da kesmiştir. Miyosen öncesinde oluşan bu fay, Aksu formasyonunun çökeliminden sonra Pleistosen sonlarında oluşan K-G yönlü çekme gerilmesinden etkilenecek şekilde tekrar harekete geçmiştir. Böylece Aksu formasyonunu kesen fayın tavan bloğunda yer yer formasyona ait litolojilerin gözlenmesi bu yorumu destekler. Fayın diğer özellikleri Çakılıdağ ve Beşkonak faylarına benzerdir.

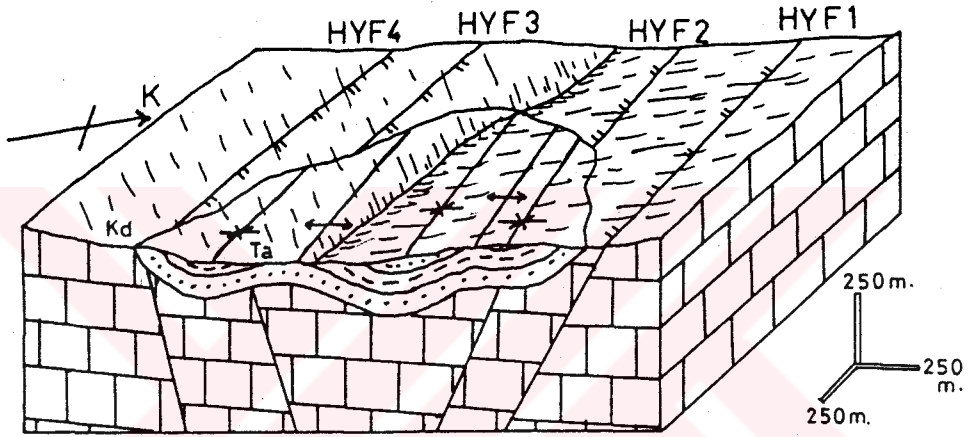
#### 3.2.4.1.1.1.2.5. Hisarköy-Yumrutaş fayları (HYF)

Çalışma alanının kuzeydoğusunda Hisarköy ile Yumrutaş Köyü kuzeyinde gözlenen faylar, Davraz kireçtaşı ile Kızılkırma formasyonu arasında meydana gelmiş olup Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu tarafından da uyumsuz olarak örtülür (Şekil 3.28). Yaklaşık birbirine paralel dört ana fay ve birçok tali faydan meydana gelen Hisarköy-Yumrutaş fayları, normal faylardır. Bunlar, tabaka doğrultularını çapraz olarak kestikleri için diagonal faylar sınıfına girerler. Bu dört ana fay birlikte değerlendirildiğinde kademeli faylar, kendi aralarında ise HYF1 ve HYF2 fayları ile HYF3 ve HYF4 fayları paralel faylar gurubuna dahil olurlar. Ayrıca HYF2 ve HYF3 fayları arasında kalan bölge düştüğü için bunlar bir graben yapısı oluştururlar. HYF1 ve HYF4 fayları da grabenin kenarlarını sınırlayan faylara paralel olarak gelişen yapılar olarak değerlendirilirler.

Hisarköy-Yumrutaş faylarının uzunluğu 4 km. (HYF1) ile 1,5 km. (HYF4) arasında değişir. HYF1 ve HYF2 fayları yaklaşık  $K40^{\circ}B/80^{\circ}GB$ , HYF3 ve HYF4 fayları ise  $K40^{\circ}B/80^{\circ}KD$  konumdadırlar. Bu bölgede yaklaşık KB-GD gidişli çizgisellikler, fay sarplıkları, formasyonların tabaka eğim dereceleri ve dokanakların anormallikleri fayların tanınma kriterleridir. Hisarköy-Yumrutaş fayları, Alt Miyosen yaşlı Ağlasun formasyonu



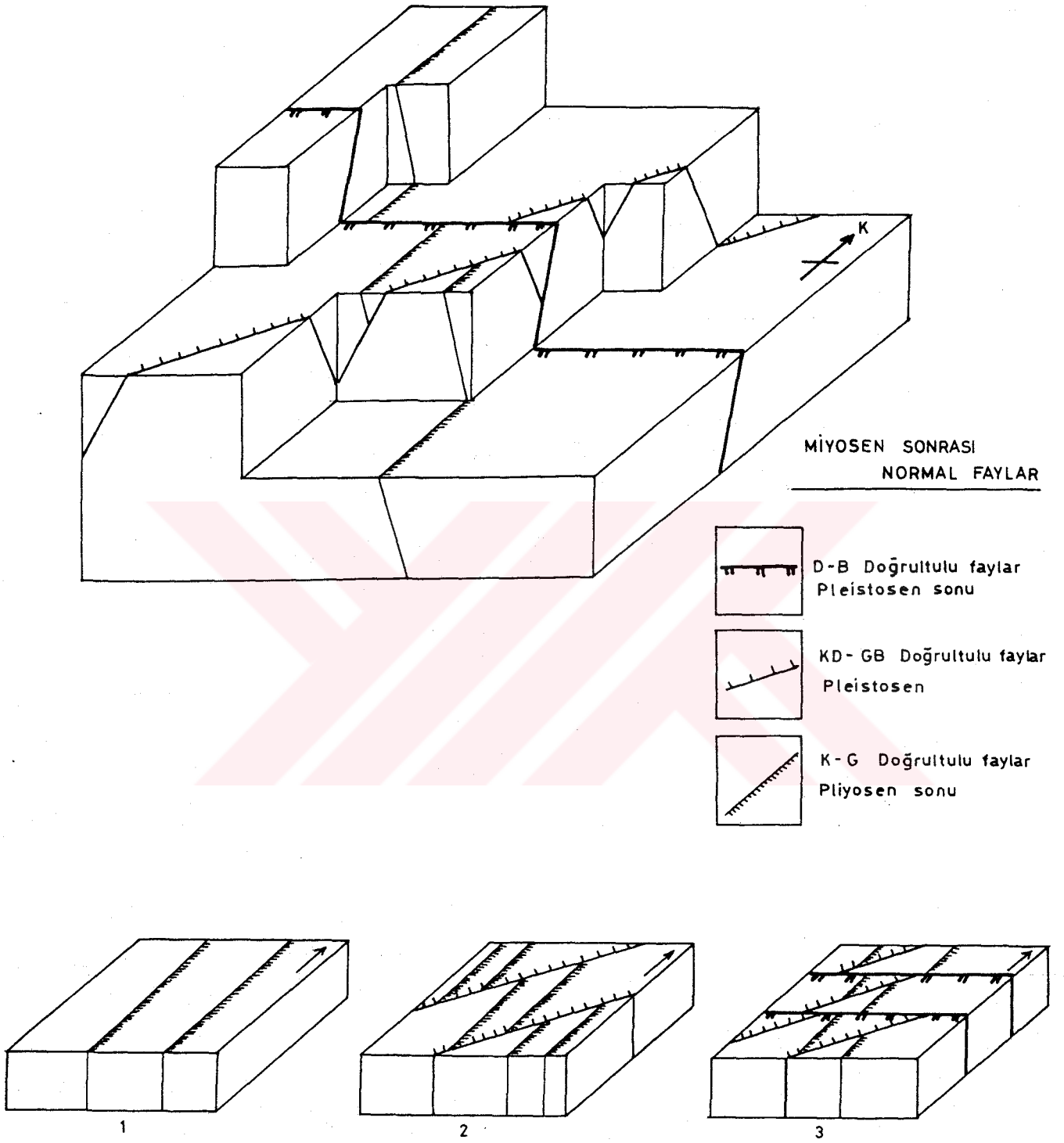
tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür. Fayların ayrıca bu doğrultuda gelişen diğer faylarla da karşılaştırılması yapıldığında oluşum yaşlarının Alt Miyosen öncesi olduğu tespit edilir. Bununla beraber fayların yaklaşık KD-GB yönlü bir çekme tektoniğinin etkisiyle meydana geldiği ortaya çıkar.



Şekil 3.28 Hisarköy kuzeyindeki Hisarköy-Yumrutaş fayları (HYF1, HYF2, HYF3, HYF4) (Kd: Davraz kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu.)

#### 3.2.4.1.1.2. Miyosen sonrası normal faylar

Bu faylar ise kendi aralarında K-G, KD-GB ve D-B doğrultulu olmak üzere üç guruba ayrılırlar. Bunlardan K-G doğrultulu normal faylar, Miyosen sonrasında meydana gelen normal fayların en yaşlı olanlarıdır ve muhtemelen Pliyosen'de oluşmuşlardır. KD-GB doğrultulu normal faylar ise K-G doğrultulu olanlara nazaran daha gençtirler ve yaşları Pliyosen sonu veya Pleistosen olarak düşünülür. D-B doğrultulu faylar ise Miyosen sonrasında meydana gelen en genç eğim atımlı normal faylar olup yaşları da Pleistosen sonu-günümüz olarak verilebilir (Şekil 3.29).



Şekil 3.29 Miyosen sonrasında oluşan normal fayların oluşum dönemleri ve konumlarını gösteren şematik blok diyagram.

### 3.2.4.1.1.2.1. K-G doğrultulu normal faylar

#### 3.2.4.1.1.2.1.1. Erendağı fayı (EDF)

Bucak-Ağlasun karayolu üzerinde Erendağı Tepe'nin batısında gözlenen fay, Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe formasyonunda meydana gelmiştir (Şekil 3.30). Batı bloğu düşmüş olan fay, geometrik sınıflamaya göre yüksek açılı normal fay veya düşey fay sınıfına girer (Foto. 2.6). Kıvrımlara göre sınıflandırmada ise fayın izi batı bloktaki Çiğdemtepe formasyonunda gelişen kıvrımları çapraz olarak kestiği için diagonal faylar, mostradaki görüntülerine göre ise batıdaki faylarla kademeli olarak sıralandığı için kademeli faylar gurubuna dahil edilirler. Arazide 4,5 km. uzunlukta izlenen fayın doğrultusu yaklaşık K-G olup eğim miktarı düşeye yakındır. Fayın kestiği her iki birim arasındaki dokanak ilişkisinin bloklardaki durumu göz önüne alınarak yaklaşık 200 m.'lik bir düşey atımın varlığı tespit edilmiştir. Arazide Erendağı'nın batısındaki sarplık ve her iki bloktaki tabaka konumlarının ve birimin değişmesi gibi nedenler fayın tanınma kriterlerini oluşturur. Ayrıca yine fayın batı bloğunda bulunan kıvrım eksenlerinin, doğuda izlenememesi de fayın tanınmasındaki bir diğer veridir.

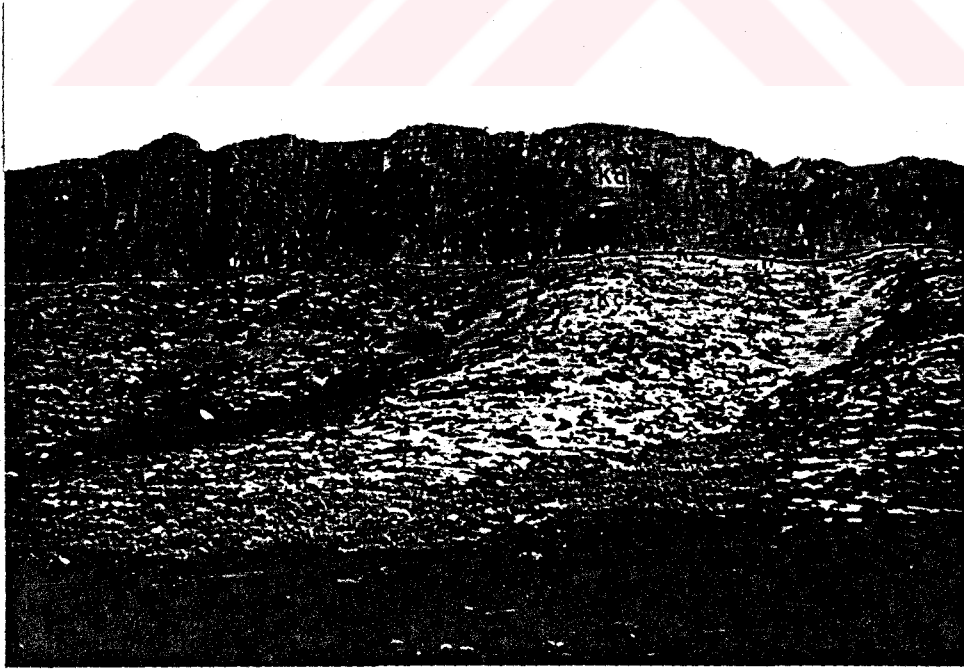
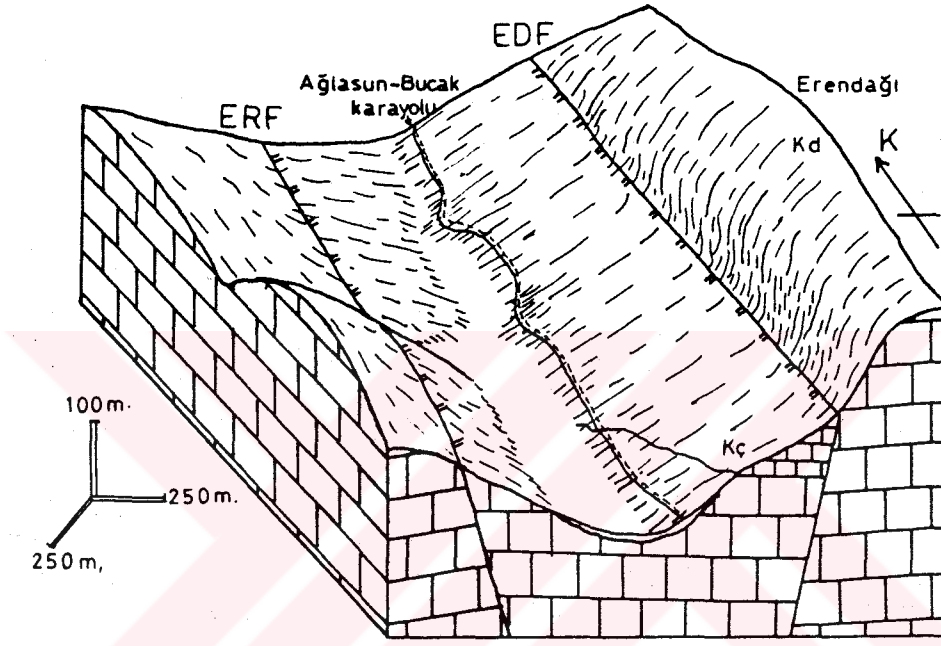


Foto. 2.6 Ağlasun-Bucak karayolu üzerindeki Erendağı Tepe batısında bulunan Erendağı fayı (EDF). (Kd: Davraz kireçtaşı, Kç: Çiğdemtepe formasyonu.) (Doğuya bakış)

Haritalanan alana bakıldığında, ilk etapta genç birim olan Çiğdemtepe formasyonunu kestiği için fayın yaşı Maestrihtiyen sonu olarak düşünülür. Ancak yaklaşık KD-GB gidişli kıvrımları da kestiği göz önüne alındığında genişleme tektoniği nedeniyle, faylanmanın yaşı Pliyosen veya sonrası olarak verilebilir. Erendağı fayı düşey bir fay olduğu için ve muhtemelen Pliyosen veya sonrasında meydana geldiği için yaklaşık D-B yönlü bir çekme tektoniği etkisiyle oluşmuştur.

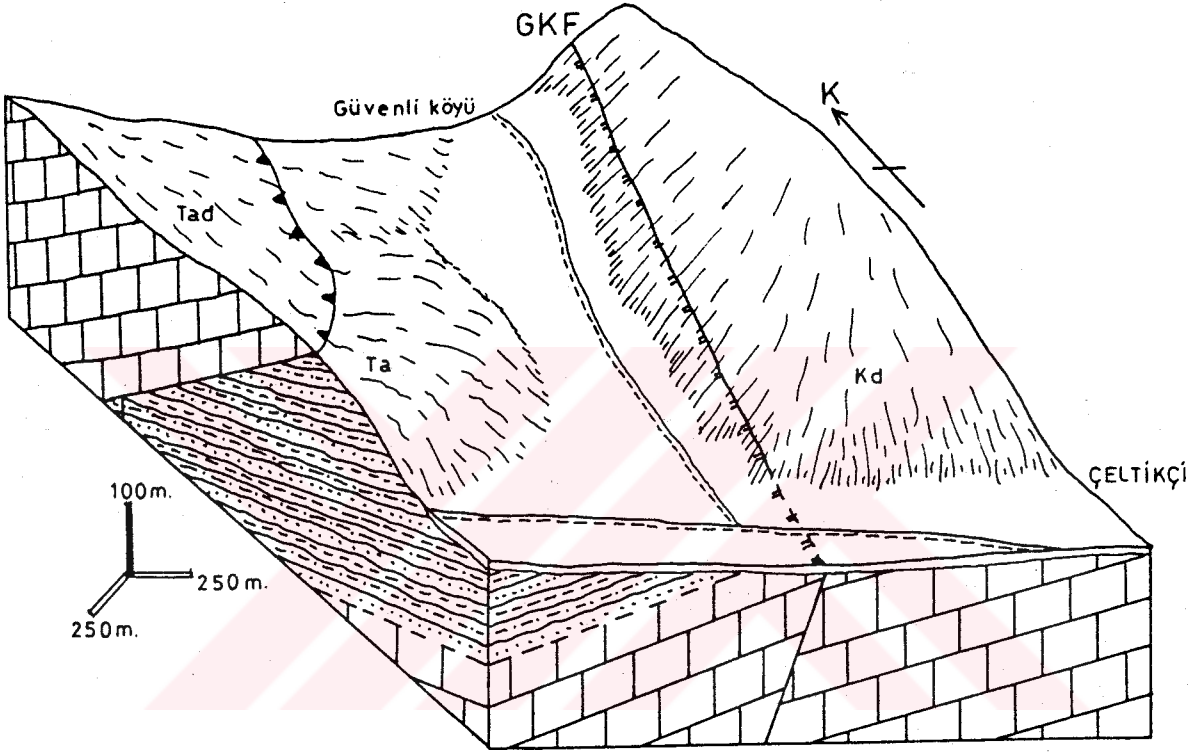


Şekil 3.30 Çeltikçi kuzeydoğusundaki Erendağı fayı (EDF) ve Ergenler fayı (ERF) (Kd: Davraz kireçtaşı, Kç: Çiğdemtepe formasyonu.)

#### 3.2.4.1.1.2.1.2. Ergenler fayı (ERF)

Çeltikçi'nin kuzeydoğusunda Ergenler Tepe civarında gözlenen fay Erendağı fayının batısında ve yaklaşık ona paralel olarak uzanır (Şekil 3.30). Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe formasyonu arasında gelişen fay, normal bir fay olup, fay düzlemi düşey veya düşeye yakındır. Kıvrımlara göre sınıflandırmada yine KD-GB gidişli kıvrımları çapraz olarak kestiği için diagonal fay ve mostradaki görünümüne göre kademeli faylar gurubuna giren Ergenler fayı'nın uzunluğu yaklaşık 7 km.'dir. Ancak KD-GB doğrultulu faylar tarafından kesilmiş ve üç parçaya ayrılmışlardır. Fay düzleminin doğrultusu yaklaşık K-G olup

doğudaki blok düşmüştür. Atım miktarı için yeterli veri bulunmayan Ergenler fayının Orta Tepe doğusundaki dere boyunca yer yer breşik zonları göze çarpar. Bunun dışında aynı birimde düzenli olarak izlenen tabaka konumlarının aniden değişmesi, vadi boyunca meydana gelen fay sarplığı ve Şantiye Tepe dolaylarında Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe formasyonunun anormal olarak karşı karşıya gelmesi fayın diğer tanınma kriterleridir. Ergenler fayı, Erendağı fayı ile aynı dönemde meydana gelmiş ve onunla birlikte vadide küçük bir graben oluşturmuştur.



Şekil 3.31 Çeltikçi kuzeybatısındaki Güvenli köyü fayı. (GKF) (Kd: Davraz kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu, Tad: Akdağ kireçtaşı.)

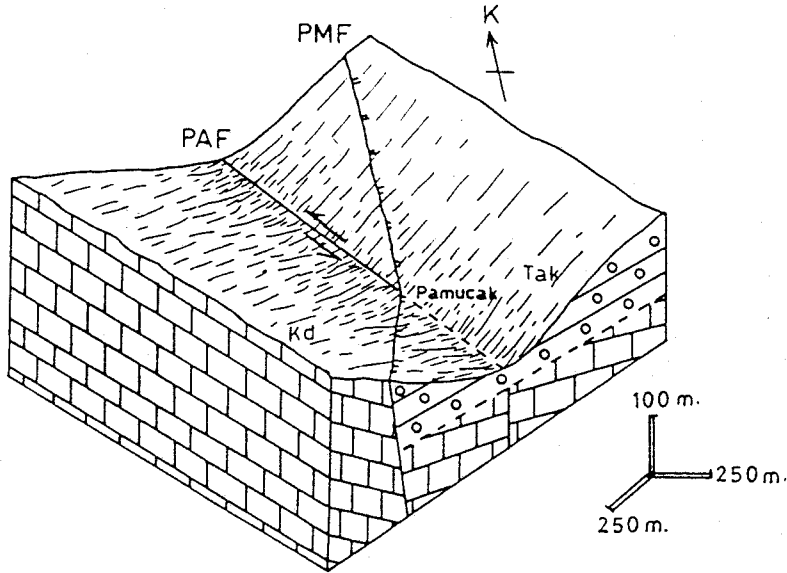
### 3.2.4.1.1.2.1.3. Güvenli Köyü fayı (GKF)

İnceleme alanının kuzeybatısında Güvenli Köyü doğusunda gözlenen fay, Davraz kireçtaşı ile Ağlasun formasyonu arasında meydana gelmiştir (Şekil 3.31). Bu fay, Geometrik sınıflamaya göre normal fay, tabaka doğrultularına da yaklaşık paralel olmasıyla doğrultu fayları sınıfına girer. Ayrıca Erendağı ve Ergenler faylarının doğrultularına paralel olması nedeniyle kademeli faylara dahil edilen Güvenli Köyü fayı, yaklaşık 5,5 km. uzunluğundadır.  $K10^{\circ}D/85^{\circ}KB$  konumlu olan fay Miyosen yaşlı Ağlasun formasyonunu

kesip ötelemiştir. Ayrıca Erendağı ve Ergenler faylarına da paralel olarak gelişmiştir ve özellikleri de yaklaşık aynıdır. Buna göre fayın oluşum yaşı Miyosen sonrası veya bölgesel olarak genişleme tektoniğinin başladığı Pliyosen olup D-B yönlü bir çekme tektoniği etkisiyle meydana gelmiştir.

#### 3.2.4.1.1.2.1.4. Pamucak fayı (PMF)

Bucak güneydoğusunda Pamucak civarında gözlenen fay, Davraz kireçtaşı ile Ağlasun formasyonu arasında gelişmiştir (Şekil 3.32). Geometrik sınıflamaya göre normal fay olan Pamucak fayı, tabakaları çapraz olarak kestiği için diagonal fay, Aksu formasyonundaki kıvrımları da yaklaşık dik olarak kestiği için enine faylar sınıfına girer. Haritalanan alanda 7,5 km. uzunluğunda gözlenen fayın doğrultusu K-G olup eğimi ise  $80^\circ$  ile  $85^\circ$  D'dur. Aksu formasyonunun bulunduğu doğu bloğun düştüğü fayın düşey atımı da formasyonun görünür kalınlığından dolayı 300 m.'den fazladır. Pamucak Köyü'nün batısında Davraz kireçtaşı bulunurken, daha düşük kotta yer alan doğu kesiminde Aksu formasyonunun yatay olarak gözlenmesi, yaklaşık K-G doğrultulu fay sarplığı ve çizgiselliğinin bulunması, ve her iki birim arasındaki dokanağın, arazinin engebesine rağmen çizgisel olarak uzanması fayın tanıma kriterleridir. Pamucak fayının, Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonunu ve kıvrımları kestiği düşünülerek oluşum yaşı Pliyosen veya sonrası olduğu tespit edilir ve D-B yönlü bir çekme tektoniği ile meydana geldiği düşünülür.

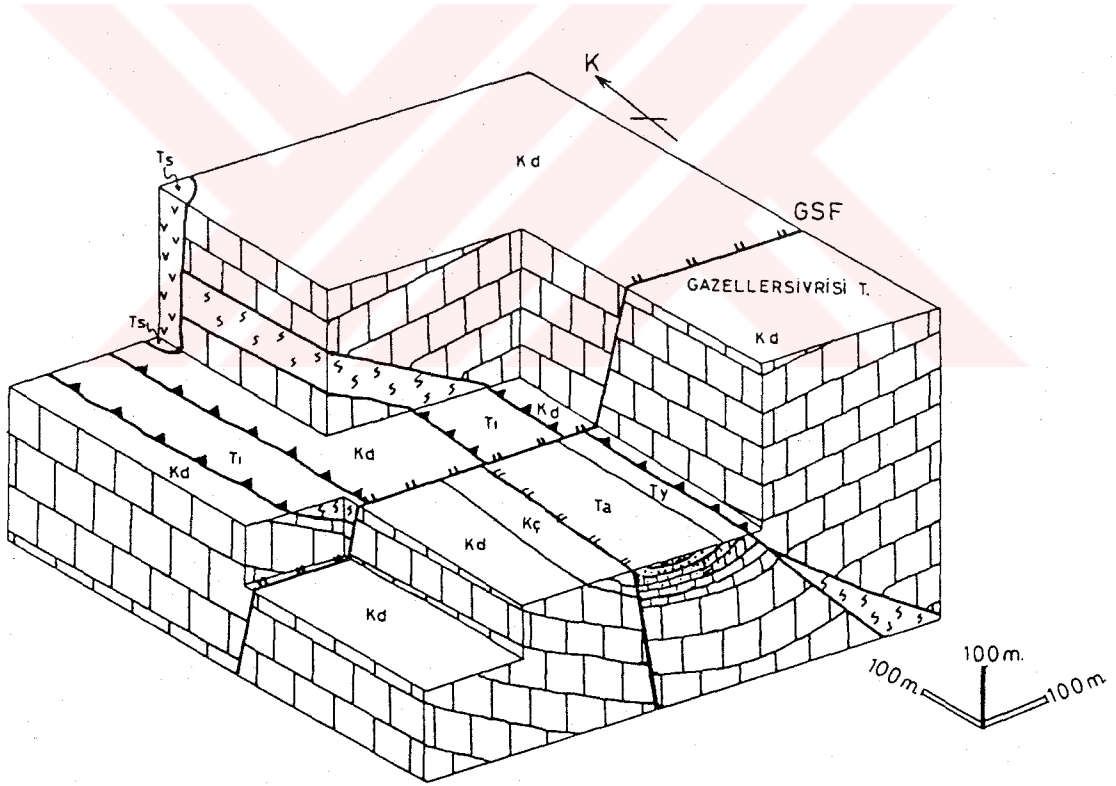


Şekil 3.32 Kocçaliler kuzeyindeki Pamucak fayı (PMF) ve Pamucak-Alkaya fayı (PAF) ilişkisi. (Kd: Davraz kireçtaşı, Tak: Aksu formasyonu.)

### 3.2.4.1.1.2.2. KD-GB doğrultulu normal faylar

#### 3.2.4.1.1.2.2.1. Gazellersivrisi fayı (GSF)

Bucak güneyindeki Gazellersivrisi Tepe civarında gözlenen fay çoğunlukla Davraz kireçtaşı, kısmen de Isparta ofiyolitli karışığı, Yazır kireçtaşı ve Ağlasun formasyonunu kesmiştir (Şekil 3.33). Geometrik sınıflamaya göre normal fay sınıfına giren Gazellersivrisi fayı kıvrım eksenlerini yaklaşık dik olarak kestiği için kıvrımlara göre sınıflamada ise enine faylara dahil edilirler. Ayrıca tabaka doğrultularını da çapraz olarak kestiğinden dolayı tabakalara göre de diagonal faylardır. Yaklaşık 8,5 km. uzunlukta gözlenen fayın konumu  $K70^{\circ}D/80^{\circ}KB$ 'dir. Gazellersivrisi Tepe'nin güneybatısındaki birimlerin dokanakları anormal olarak karşı karşıya gelmiştir. Ayrıca bu bölgelerde ve Beşkonak batısındaki fay sarplıkları ile tabaka konumlarının ani değişiklikleri fayın tanınmasındaki kriterlerdir.

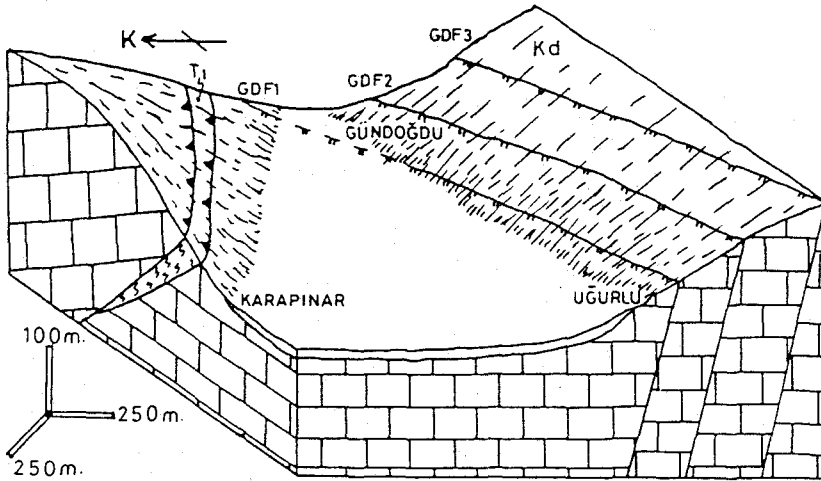


Şekil 3.33 Bucak güneyindeki Gazellersivrisi fayının (GSF) diğer yapılarla olan ilişkisini gösteren şematik blok diyagramı. (Kd: Davraz kireçtaşı, Kç: Çiğdemtepe formasyonu, Ty: Yazır kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu, Tı: Isparta ofiyolitli karışığı, Ts: Susuzköy bazaltları.)

Ayrıca Sumaklı Tepe dolaylarında bol aragonit mineralizasyonu göze çarpar. Gazellersivrisi fayı, Isparta ofiyolitli karışığı, Yazır kireçtaşı ve Ağlasun formasyonunu kesmiştir. Ayrıca Kibrit Köyü güneyinde bu faya paralel olan başka bir fay Pliyosen yaşlı Ergenler fayını kesmiştir. Bu verilere göre Gazellersivrisi fayının, Pliyosen sonu veya Pleistosen'de meydana geldiği ve KB-GD yönlü bir çekme tektoniği neticesinde oluştuğu tespit edilmiştir. Ayrıca bu fayın hemen güneyinde ve ona paralel olarak gelişen ve diğer özellikleri de aynı olan başka bir fay ise yine aynı yaşta ve aynı mekanizma sonucu oluşmuştur.

### 3.2.4.1.1.2.2. Gündoğdu fayları (GDF)

İnceleme alanının güneyinde Gündoğdu Köyü dolaylarında yer alan ve üç ayrı faydan oluşan Gündoğdu fayları, tamamıyla Davraz formasyonunda meydana gelmişlerdir (Şekil 3.34). Geometrik sınıflamada normal faylar gurubuna giren Gündoğdu fayları, tabaka doğrultularını ve kıvrım eksenlerini de çapraz olarak kestikleri için diagonal faylara dahil edilebilirler. Ayrıca doğrultularının yaklaşık paralel olması ve eğim yönlerinin de aynı olması nedeniyle her üçü de paralel faylar özelliğindedirler. Gündoğdu faylarından GDF1 fayının uzunluğu yaklaşık 9 km. olup, bir miktar alüvyon altından geçer ve 3 km.'lik kısmı ise Avdancık köyü doğusunda devam eder. GDF2 fayı ise yaklaşık 10 km. uzunluğunda olup, kuzeydoğuya doğru alüvyon altından geçerek Sivişler köyü kuzeydoğusuna kadar uzanır.



Şekil 3.34 İnceleme alanının güneyindeki Gündoğdu fayları. (GDF1, GDF2, GDF3) ve Bucak-Susuzköy bindirme hattı (BSB). (Kd: Davraz kireçtaşı, T1: Isparta ofiyolitli karışığı.)



GDF3 fayı da yaklaşık 9 km. uzunluktadır. Bu fayların konumları ise genel olarak  $K60^{\circ}D/80^{\circ}-85^{\circ}KB$ 'dır. Fay düzlemleri boyunca oldukça uzun olan çizgisellikler, fay sarplıkları ve düzenli tabaka konumlarının aniden değişmesi fayların tanınma kriterleridir. Gündoğdu faylarının Gazellersivrisi fayına yaklaşık paralel olmaları ve bölgesel diğer veriler birlikte değerlendirilerek yaşları muhtemelen Pliyosen sonu veya Pleistosen olarak belirlenir. Ayrıca bu fayların KB-GD yönünde bir çekme tektoniği sonucu meydana geldikleri düşünülür.

### 3.2.4.1.1.2.2.3. Bucak fayı (BKF)

Bucak güneydoğusunda gözlenen fay, Davraz kireçtaşı, Kızılkırma ve Ağlasun formasyonları ile Çamlık traverteni arasında meydana gelmiştir (Foto. 2.7). Geometrik sınıflamaya göre normal fay olan Bucak fayı, kıvrım ve tabaka eksenlerini çapraz olarak kestiği için kıvrımlanma ve tabakalanmaya göre diagonal faylar sınıfına girer. Yaklaşık 6 km. uzunlukta izlenen fay Sivri Tepe dolaylarında bir tali dilime ayrılır. Yaklaşık  $K40^{\circ}D/84^{\circ}KB$  konumlu olarak tespit edilen fay düzleminin kuzeybatıdaki Çamlık traverteni ile Kızılkırma ve Kayıköy formasyonlarının bulunduğu blok düşmüştür.

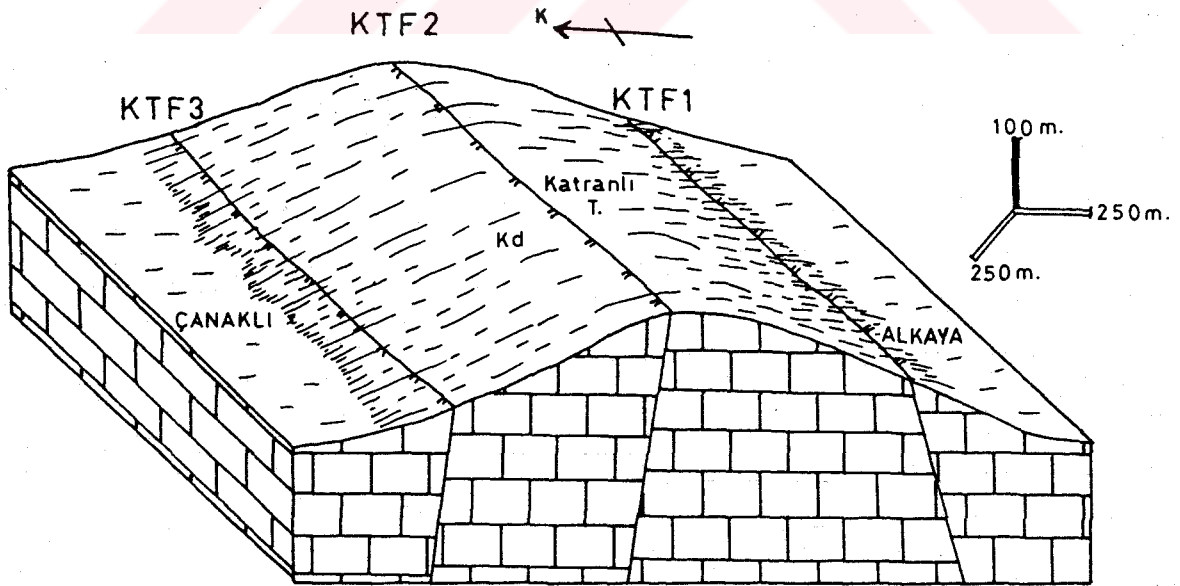


Foto. 2.7 Bucak doğusundaki Sivri Tepe eteklerinde izlenen Bucak fayı (BKF) (Kd: Davraz kireçtaşı, Tk: Kızılkırma formasyonu.) (Güneybatıya bakış)

Travertenlerin taban dokanağına göre fayın yaklaşık 130 m.'lik bir düşey atımı vardır. Fay düzlemi boyunca özellikle Sivri Tepe dolaylarında net olarak izlenen fay sarplığı, kuzeydoğuda Davraz kireçtaşına nazaran düşük kotta bulunan travertenin devamının izlenememesi, Bucak güneydoğusunda genç birimlerdeki tabaka eğimlerinin fay düzlemine doğru olması ve dokanakların ani olarak kesilmesi fayın tanınma kriterleridir. Bucak fayı, kuzeydoğu ucunda Çamlık travertenini kesmesi ve inceleme alanındaki bu doğrultuda gelişen diğer fayların özelliklerinin birbirine benzemesi nedeniyle fayın yaşı muhtemelen Pleistosen'dir. Oluşum mekanizması ise KB-GD yönlü bir çekme tektoniğidir.

#### 3.2.4.1.1.2.2.4. Katranlı fayları (KTF)

Çanaklı ile Alkaya Köyleri arasında Katranlı Tepe dolaylarında bulunan ve üç ayrı fay sisteminden oluşan faylar, Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe ve Ağlasun formasyonlarını kesmiştir (Şekil 3.35). Geometrik sınıflamaya göre normal faylar sınıfına giren Katranlı fayları, kıvrım eksenlerini ve tabakaları çapraz olarak kestikleri için kıvrımlara ve tabakalara göre diagonal faylar gurubuna girerler. Ayrıca doğrultularının yaklaşık paralel olması fakat eğim yönlerinin farklı olması nedeniyle bir horst yapısı geliştirmişlerdir. Ayrıca kuzeyde bulunan faylar kendi aralarında da basamak fayları oluştururlar.



Şekil 3.35 Alkaya ve Çanaklı Köyleri arasındaki Katranlı fayları. (KTF1, KTF2, KTF3)  
(Kd: Davraz kireçtaşı)

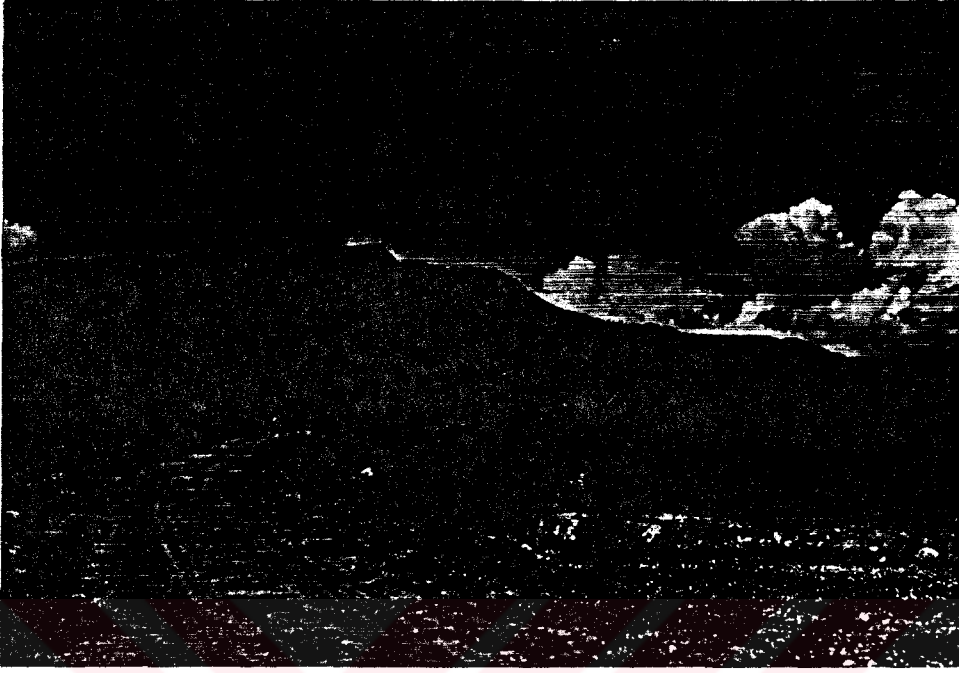


Foto. 2.8 anaklı Köyü güneyindeki Katranlı II fayı (KTF2).

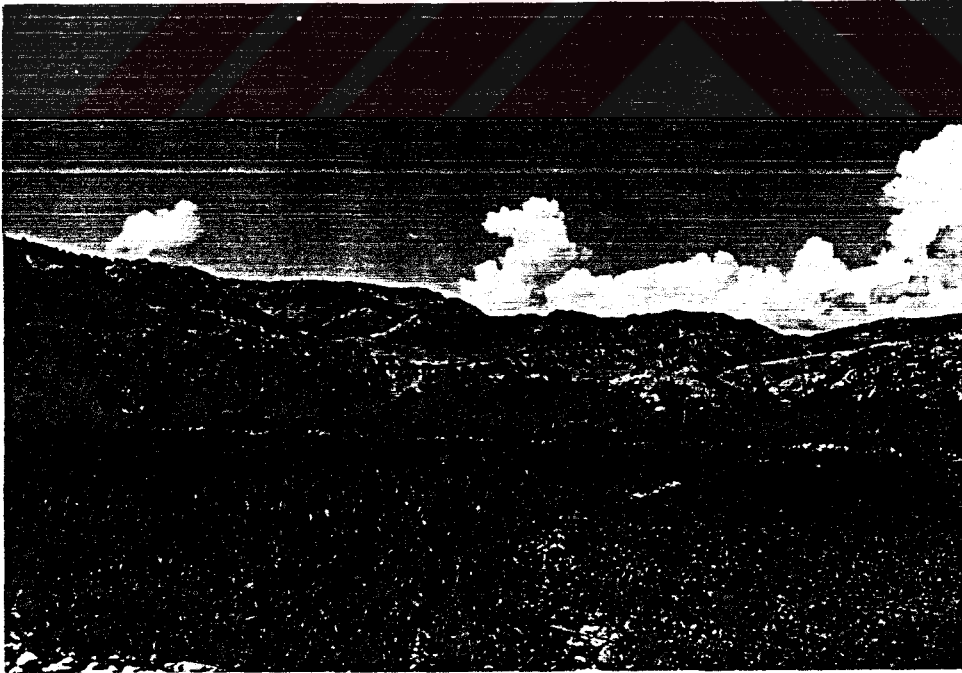


Foto. 2.9 anaklı Köyü güneyindeki Katranlı III fayı (KTF3).

Güneyde bulunan fayın (KTF1) uzunluğu, 8,5 km., ortada bulunan (KTF2) fay 6,5 km., kuzeyde bulunan (KTF3) fay ise 3,5 km.'dir. Her üç fayı doğrultusu yaklaşık K80°D iken güneydeki KTF1 fayı, Alkaya Köyü kuzeyinde hafif kıvrılarak D-B konumlu duruma geçmiştir. Eğim miktarları yaklaşık 80°-85° olan fayların eğim yönleri ise GGD (KTF1), ve KKB (KTF2, KTF3)'dır (Foto. 2.8-2.9). İzleri arasındaki mesafe yaklaşık 1 km. olan fayların, morfolojide ani değişiklikler sunarak belli çizgisellikler oluşturması, Çiğdemtepe ve Ağlasun formasyonlarının, dokanaklarının aniden kesilmesi tanınma kriterleridir. Katranlı faylarının bu doğrultuda gelişen faylarla kıyaslandığında ve bölgesel olarak değerlendirildiğinde muhtemelen Pleistosen yaşlı olabileceği ve yaklaşık KKB-GGD yönlü bir çekme tektoniğinden etkilendiği söylenebilir.

### 3.2.4.1.1.2.3. D-B doğrultulu normal faylar

#### 3.2.4.1.1.2.3.1. Hacıbağ fayları (HBF)

Bucak doğusundaki Hacıbağ kuzeyinde gözlenen faylar birbirine paralel doğrultuda gelişen üç adet normal faydan meydana gelmişlerdir (Foto. 2.10-2.11). Ayrıca bu ana faylara yaklaşık paralel olan birtakım küçük faylar da bulunmaktadır (Şekil 3.36).



Foto. 2.10 Taşayla Köyü güneyindeki Hacıbağ fayları (HBF1, HBF2, HBF3) (Güneye bakış)

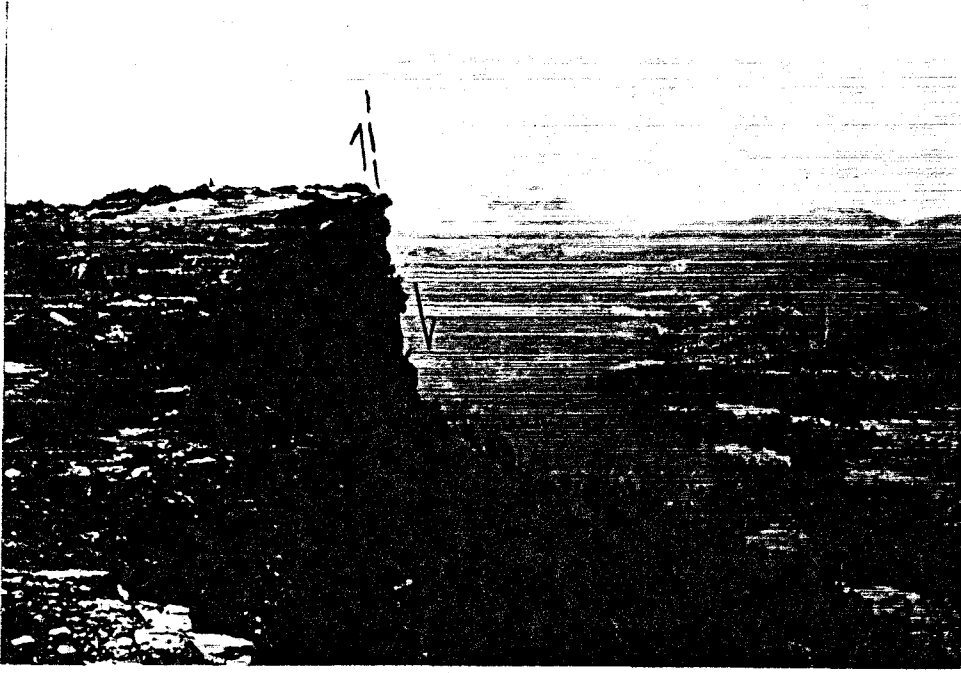
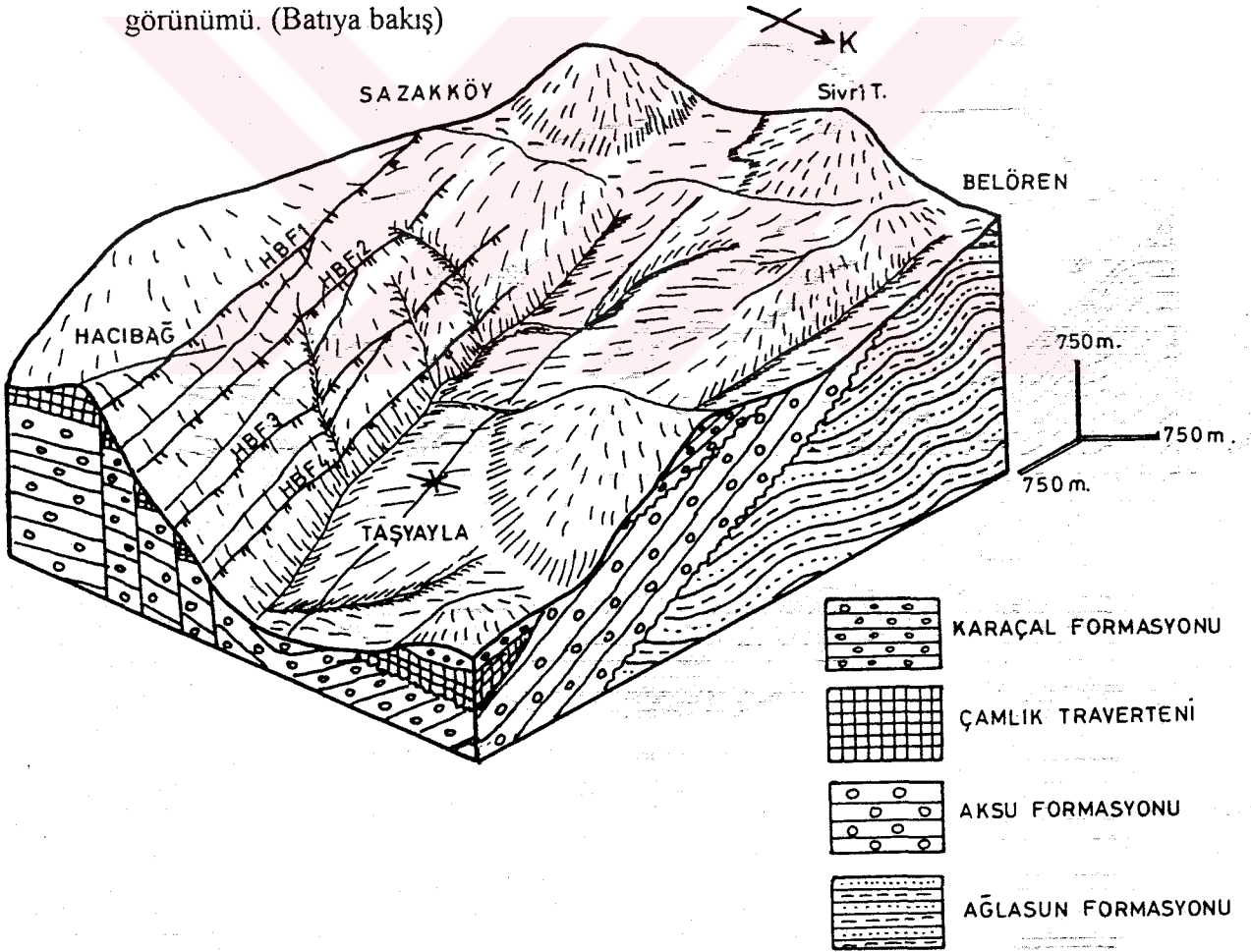


Foto. 2.11 Taşayla Köyü güneyindeki Hacıbağ I fayının (HBF1) fay düzlemi üzerindeki görünümü. (Batıya bakış)



Şekil 3.36 Taşayla köyü kuzeyindeki Hacıbağ fayları (HBF1, HBF2, HBF3, HBF4).

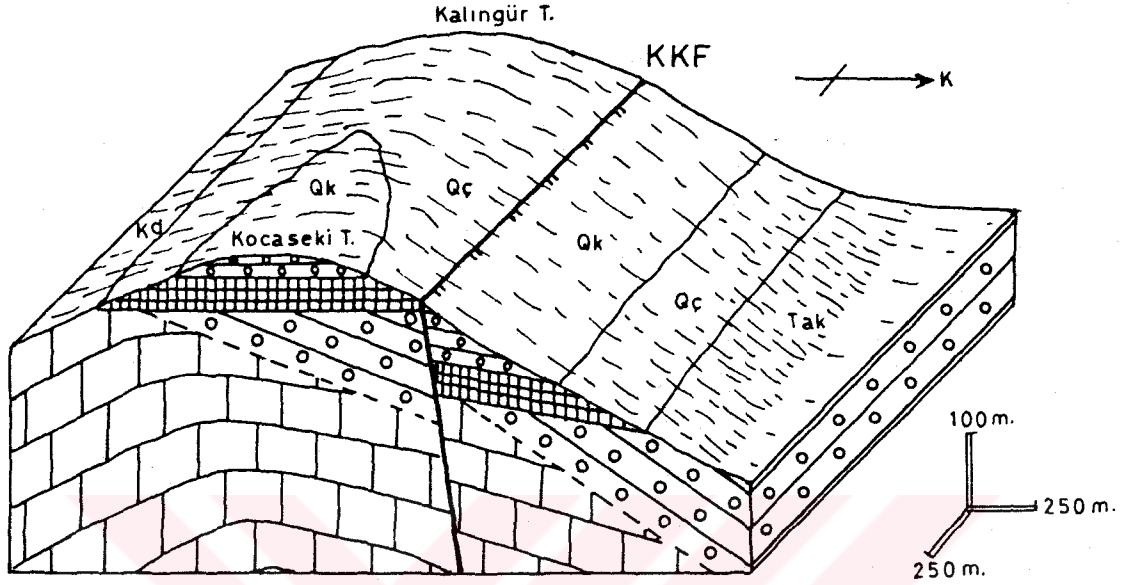
Hacıbağ fayları, geometrik sınıflamaya göre normal faylar sınıfına girerler. Ayrıca doğrultuları ve eğimlerinin birbirine paralel olması ve fay bloklarının hep kuzeye doğru sistematik bir şekilde hareket etmesiyle mostradaki görünümüne göre paralel yada basamak faylarına iyi bir örnek teşkil ederler. Aksu formasyonu ile Çamlık travertenini kesen Hacıbağ fayları, haritalanan alanda yaklaşık 3-3,5 km. uzunluklarda olup konumları da D-B/75°-85°K'dir.

Hacıbağ fayları yatay konumlu Çamlık travertenini keserek ötelemiştir. Dolayısıyla fayın her iki bloğunda da travertenin taban dokanağı gözlenir. Buna göre fayların en güneyde olanının (HBF1) düşey atımı 50 m., daha kuzeydeki fayın (HBF2) 200 m., en kuzeydeki (HBF3) ise 250 m. olduğu bulunmuştur. Hacıbağ'ın kuzeyinde faylar boyunca oldukça dik fay sarplıkları bulunmaktadır. Bu kesimlerde Çamlık traverteninin Aksu formasyonu ile yaptığı taban dokanağı ani kesikliklere uğramıştır. Aynı zamanda fay aynaları ile D-B gidişli çizgisellikler kuzeydeki Taşayla Köyü'nden de görülmektedir. Bu veriler fayın tanıma kriterleri olarak kabul edilirler. Hacıbağ fayları, Pleistosen yaşlı Çamlık travertenini kesmiştir. Ayrıca hemen güneyde bunlara yaklaşık paralel olarak ve aynı dönemde gelişen Kalıngür-Kocaseki fayı Karaçal formasyonunu da kesmiştir. Bu durumda bölgesel deneştirmeler de göz önüne alınarak fayların yaşı Pleistosen sonu olarak kabul edilip, K-G yönlü çekme tektoniği neticesinde oluştuğu da ortaya çıkar.

#### 3.2.4.1.1.2.3.2. Kalıngür-Kocaseki fayı (KKF)

Bucak doğusunda Kalıngür ile Kocaseki Tepe dolaylarında gözlenen fay, Davraz kireçtaşı, Çamlık travertenini ve Aksu ile Karaçal formasyonları arasında gelişmiştir (Şekil 3.37). Geometrik sınıflamaya göre normal faylar sınıfına giren Kalıngür-Kocaseki fayı, hemen güneyde gelişen kıvrım eksenine yaklaşık paralel olarak uzanması nedeniyle kıvrımlara göre sınıflandırmada boyuna faylar gurubuna dahil edilirler. Fayın uzunluğu haritalanan bölgede yaklaşık 4 km. olup fay düzleminin konumu ise D-B/70°K'dir. Fayın her iki bloğundaki Karaçal formasyonunun taban dokanaklarının incelenmesi sonucu 135 m.'lik bir düşey atım tespit edilmiştir. Yörede yaklaşık D-B yönlü bir çizgisellik, dört ayrı birimin dokanaklarının aniden kesilmesi, tabaka konumlarının fay düzlemine yaklaştıkça oluşturdukları anormallikler fayın tanınmasındaki kriterlerdir. Bölgesel özellikler de dikkate alınarak Kalıngür-Kocaseki fayının Pleistosen yaşlı Karaçal formasyonunu kestiği

düşünülürse, faylanmanın K-G yönlü bir çekme tektoniği sonucu oluştuğu ve yaşının da Pleistosen olduğu ortaya çıkar.



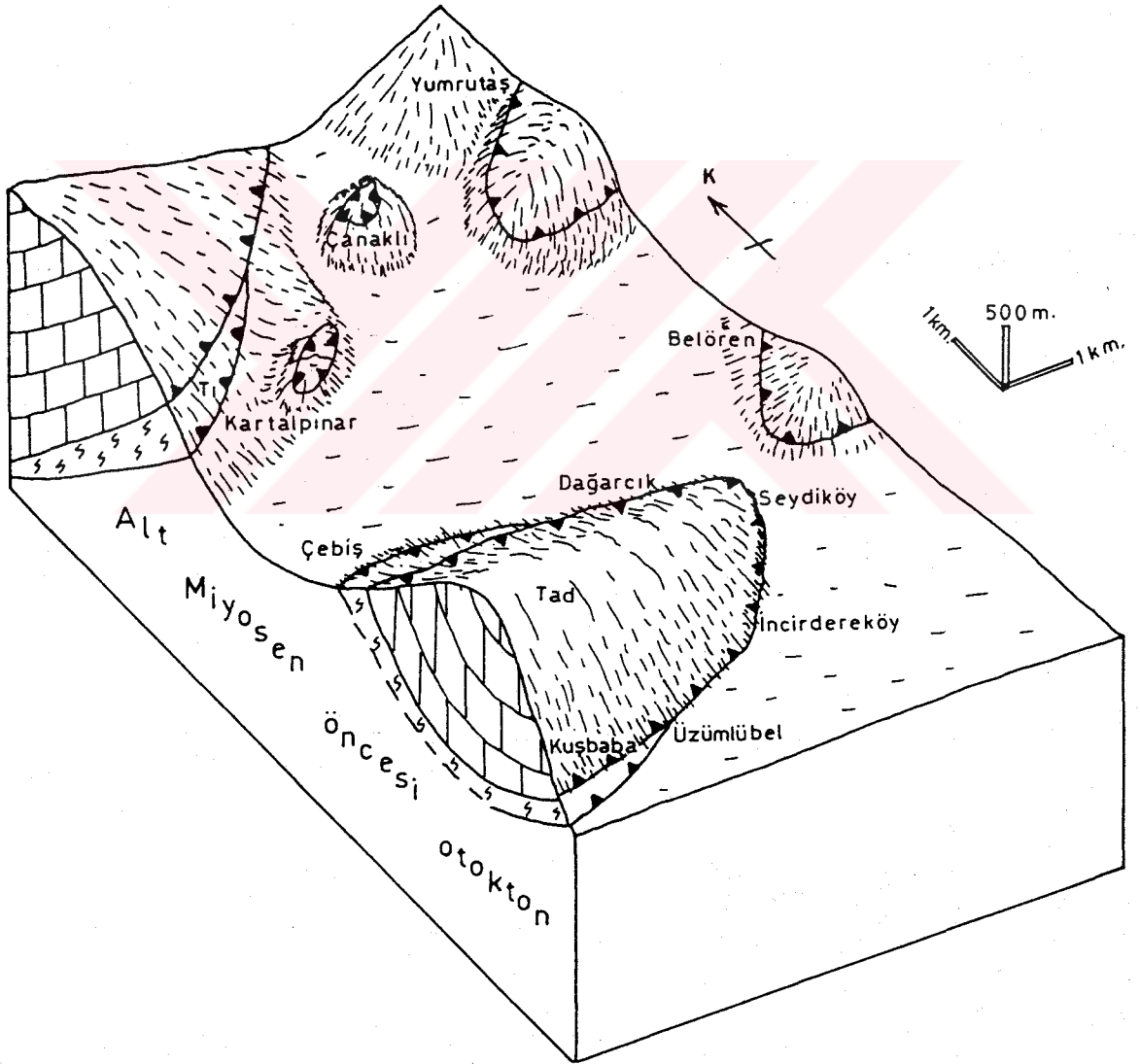
Şekil 3.37 Bucak doğusundaki Kalingür-Kocaseki fayı (KKF) (Kd: Davraz kireçtaşı, Tak: Aksu formasyonu, Qc: Çamlık traverteni, Qk: Karaçal formasyonu).

### 3.2.4.1.2. Eğim atımlı ters faylar

Çalışma bölgesinde Isparta ofiyolitli karışığı ile Akdağ kireçtaşının allohton olarak yerleşmesi neticesinde otokton birimlerle yaptığı dokanak eğim atımlı ters faylar sınıfının düşük açılı olanlarına dahil edilirler. Bunlar, değişik yerlerde mostra vermelerine rağmen aynı zamanda (Burdigaliyen sonrası) oluşan tektonik yapılar olup esas bileşenleri Akdağ kireçtaşı ile birlikte Isparta ofiyolitli karışığıdır. Bu nedenle sözkonusu birimlerin otokton birimler üzerinde oluşturdukları tektonik yapı, Isparta ofiyolitli karışığı napı adı altında sunulacaktır. Burada fay düzlemlerinde kayma yönü izlenemediği için daha öncede belirtildiği gibi eğim atımdan ayrı olarak bir miktar doğrultu atım da sözkonusu olabilir. Ancak fayın bileşenlerinden çoğunluğu eğim atım boyunca geliştiği için eğim atımlı olarak sunulacaktır.

### 3.2.4.1.2.1. Isparta ofiyolitli karışığı napı

Haritalanan alanda genel olarak iki dilim halinde gözlenen Isparta ofiyolitli karışığı napı, bunun dışında yer yer küçük klipler şeklinde de izlenirler (Şekil 3.39). Bu dilimlerden birincisi, Çebiş Köyü dolaylarından başlayıp Dağarcık, Seydiköy, İncirdereköy, Üzümlübel ve Kuşbaba Köyleri boyunca oluşan bir yay şeklinde uzanır. Diğer dilim ise inceleme alanının kuzeybatısında Tekke ve Kartalpınar Köylerinden başlayıp kuzeydoğuya doğru uzanır ve Ağlasun güneybatısına kadar izlenir. Bunların dışında Belören Köyü güneyindeki Sivri Tepe’de bir klip şeklinde bulunan Isparta ofiyolitli karışığı napı, ayrıca Çanaklı ve Yumrutaş Köyleri dolaylarında da mostra verir (Foto. 2.12).



Şekil 3.39 Isparta ofiyolitli karışığı napının inceleme alanında iki ayrı dilim halinde yayılımının şematik blok diyagramı. (Tad: Akdağ kireçtaşı, Tı: Isparta ofiyolitli karışığı.)





Foto. 2.12 Belören Köyü güneyindeki Sivri Tepe’de Ağlasun formasyonu (Ta) üzerinde allohton konumlu olarak bulunan Akdağ kireçtaşı (Tad). (Güneye bakış)

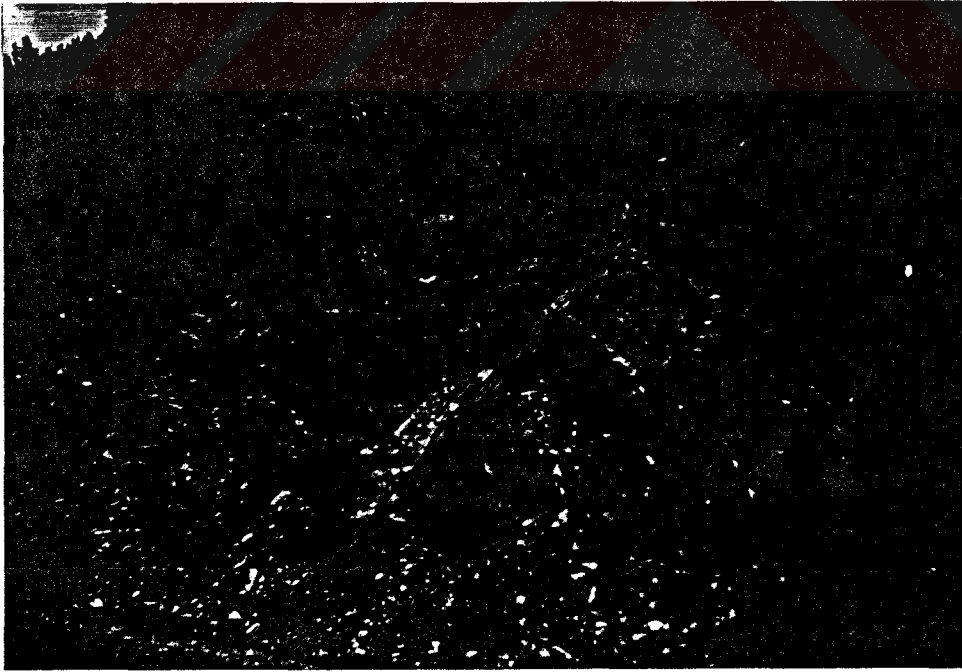


Foto. 2.14 Sazakköy kuzeyindeki Ağlasun formasyonunda meydana gelen küçük boyuttaki bindirme fayları. (Kuzeydoğuya bakış)

Genel olarak Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu üzerinde gözüken Isparta ofiyolitli karışığı napı, bu dokanaklar boyunca bindirmenin etkisiyle formasyonda yoğun bir ezilme, kıvrımlanma ve yer yer küçük boyutlu bindirmeler meydana geliştirmiştir (Foto. 2.14). Ofiyolitli karışık napı bileşenlerinden Akdağ kireçtaşı, Ağlasun formasyonu üzerinde yer yer klipler oluşturmuştur. Bunlar Kartalpınar köyü güney ve doğusunda, Çanaklı, Yumrutaş ve Belören Köyleri dolaylarında gözlenirler. Ayrıca Akdağ kireçtaşının altında bulunan ofiyolitli karışıklar, bazan kırık hatları boyunca bazan da daire şekilli olarak mostra verirler.

Ofiyolitli karışık allokton konumlu olmasına rağmen, Üzümlübel Köyü kuzeyinde, üstünde bindirmeli olarak bulunan ve yine allokton konumlu Akdağ kireçtaşı arasında yer yer ortaya çıkar. Dolayısıyla bu kesimler bir tektonik pencere oluştururlar.

#### **3.2.4.1.2.2. Bucak-Susuzköy bindirme hattı (BSB)**

Bucak ile Susuzköy arasında bulunan ve esas olarak iki ayrı bindirme fayından oluşan hat, Davraz kireçtaşı, Çiğdemtepe formasyonu, Isparta ofiyolitli karışığı, Yazır kireçtaşı ve Ağlasun formasyonunu kesmiştir (Şekil 3.38). Güneyde eğimin biraz düşmesine rağmen genel olarak eğim atımlı ters fayların düşük açılı olanları yani bindirme fayları sınıfına giren bu iki fay yaklaşık 10-12 km. uzunluğundadır. Yaklaşık  $K20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ D doğrultusunda gelişen fayların eğim yönleri GD olup eğim miktarları ise  $15^{\circ}$  ile  $35^{\circ}$  arasında değişir. Genel olarak iki bindirme fayından oluşan bu hatta, bindirme faylarına paralel olarak gelişen birden fazla fay düzlemi bulunmaktadır. Böylece ekaylı bir yapı sunan bu hat boyunca bazı kesimlerde fay düzlemi eğiminin oldukça düşük olduğu gözlenir. Fay zonları boyunca otokton birimler arasında Isparta ofiyolitli karışığı ile Yazır kireçtaşı ve Ağlasun formasyonu mostra vermiştir. Ayrıca Susuzköy bazaltları da bu hatta yer alırlar. Bindirme dokanağı boyunca yoğun breşleşme ile düzenli olarak devam eden tabaka konumları ani olarak değişir (Foto. 2.1-2.13). Bunun yanında Davraz ve Yazır kireçtaşı ile Ağlasun formasyonunun üstünde gözükürler. Yine Barak Yaylası doğusunda otokton konumlu Davraz kireçtaşında yer yer ofiyolitli karışıklara ait parçalar bulunur. Bütün bu veriler, Bucak-Susuzköy bindirme hattının tanınma kriterleri olarak değerlendirilmiştir. Bu hat boyunca Isparta ofiyolitli karışığı hem Davraz kireçtaşı altında yer alırken hemde onun üzerine bindirmeli olarak gelir. Ayrıca Ağlasun formasyonu üzerine de bindirmiştir. Bu hat



Foto. 2.1 Susuz Köyü güneyindeki Davraz kireçtaşında ekaylanmanın etkisiyle meydana gelen küçük boyutlu devrik kıvrım. (Doğuya bakış)

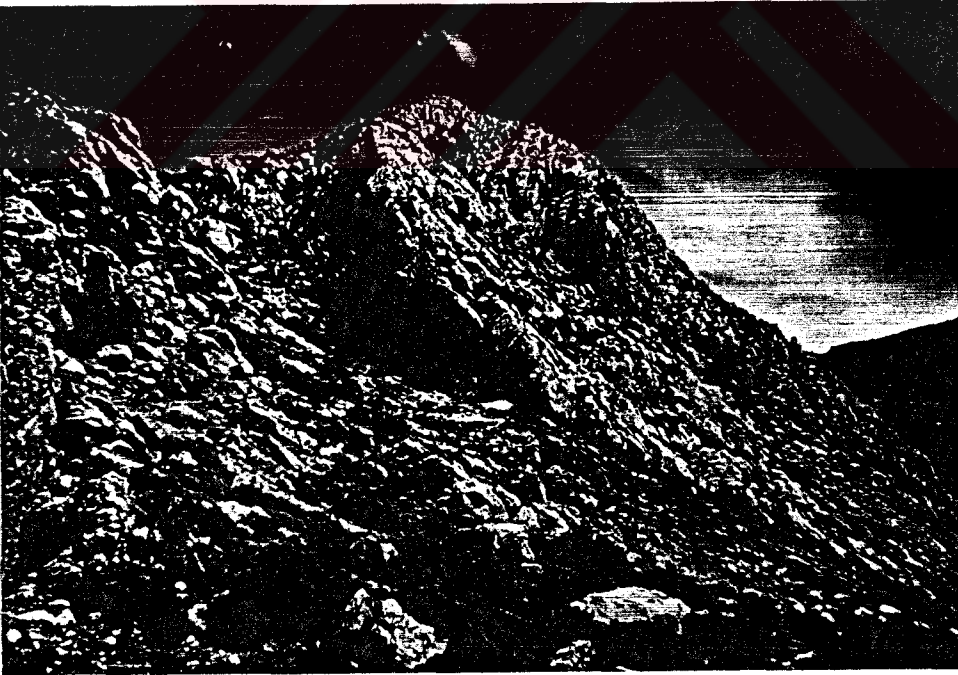
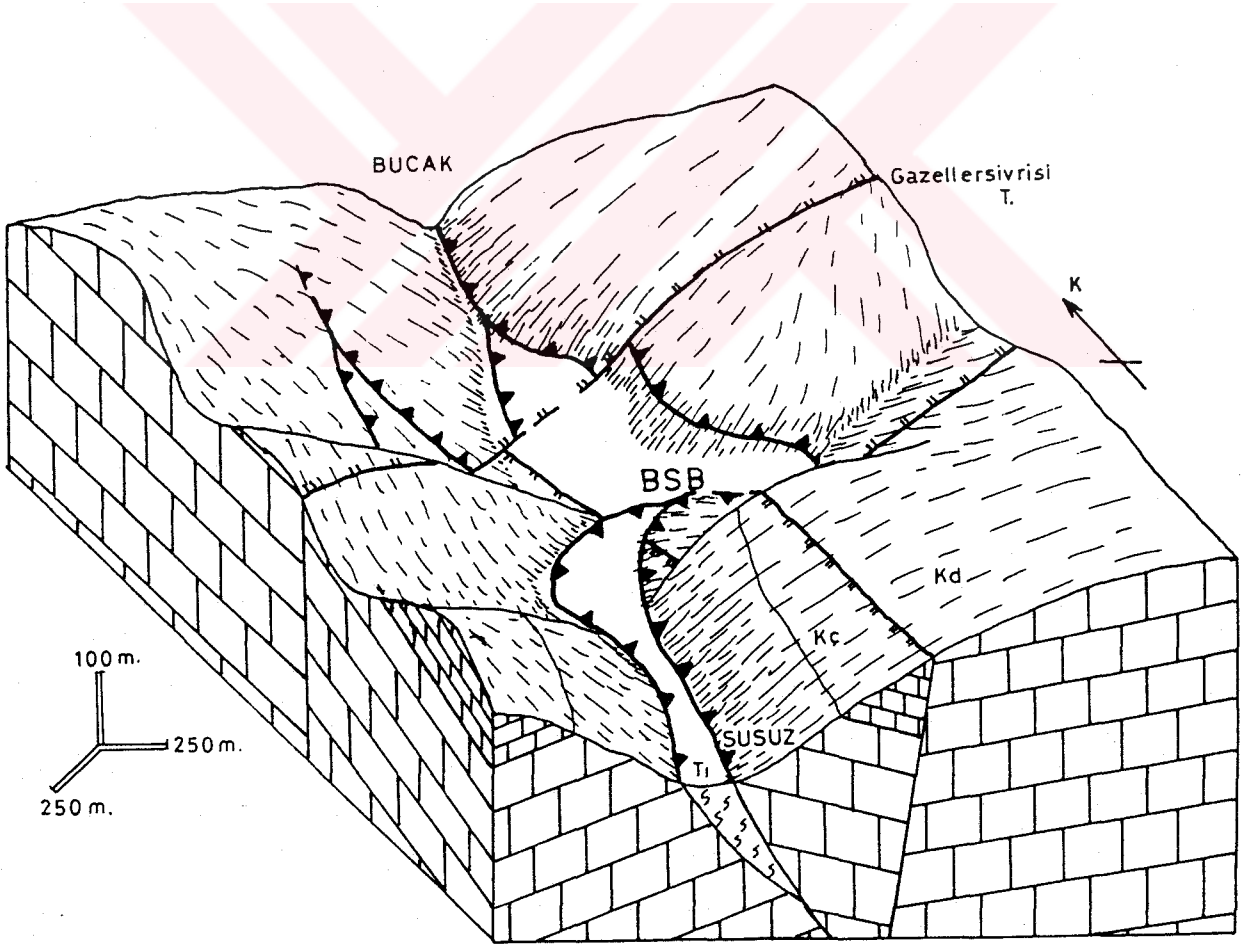


Foto. 2.13 Susuz Köyü doğusundaki Bucak-Susuzköy bindirme dokanağı. (Güneydoğuya bakış)

yaklaşık  $K30^{\circ}D$  doğrultusunda uzanır. Ofiyolitli karışıkların bölgeye allohton olarak yerleştikleri de göz önüne alınırsa, bu fayların yaşının ofiyolitli karışıkların yerleşim yaşı ile aynı olduğu, veya yerleşime neden olan sıkışma tektoniğinin sonlarında oluştuğu düşünülebilir. Dolayısıyla bu fayları oluşturan kuvvet D-B veya DGD-BKB olarak tespit edilir. Alt Miyosen sonunda ofiyolitli karışıklar yöreye yerleştikten sonra yine devam eden sıkışma tektoniği, sert ve rijit olan Davraz kireçtaşını bu hat boyunca kırarak hattın batısına doğru itmiştir. Bu durumda önceden yerleşen ofiyolitli karışıklar arada dilim halinde kalmıştır. Böylece doğu kesim batıdaki büyük blok üzerine bindirmiş, aradaki hatta ise breşik zonlar, farklı litolojiler ve ofiyolitli karışıklar mostra vermiştir. Sözkonusu ekaylanma neticesinde otokton konumlu Davraz kireçtaşı bu bölgede para otokton özelliğe bürünmüştür.



Şekil 3.38 Bucak güneyindeki Bucak-Susuzköy bindirme hattı (BSB) (Kd: Davraz kireçtaşı, Kç: Çiğdemtepe formasyonu, T<sub>1</sub>: Isparta ofiyolitli karışığı.)

### 3.2.4.2. Doğrultu atımlı faylar

İnceleme alanında KD-GB doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar ve KB-GD doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar bulunmaktadır. Bu fayların oluşum mekanizmaları D-B yönlü bir sıkışma tektoniğidir. Dolayısıyla Alt Miyosen sonundaki allokton birimlerin batıdan doğuya doğru yerleşmeleri ile ortaya çıkan yapısal deformasyondur. Bunlardan özellikle KD-GB doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar arazide net ve büyük boyutlu olarak izlenirler. KB-GD doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar ise bölgede daha küçük boyutlu olarak yeralmalarına rağmen, aynı yönlü ve büyük boyutlu fakat muhtemel faylar da bulunmaktadır.

#### 3.2.4.2.1. Sağ yönlü doğrultu atımlı faylar

Bölgede KB-GD doğrultusunda gelişen ve kendileriyle aynı oluşum mekanizmasına sahip olan kıvrımları da kesip öteleyen bu faylar, özellikle inceleme alanının güneyinde net olarak izlenirler. Bu bölümde yörede çok sayıda bulunan fayların büyük ve önemli olanları verilecektir.

##### 3.2.4.2.1.1. Çapurtepe fayı (CTF)

Kocaeliler'in kuzeydoğusunda Çapur Tepe dolaylarında gözlenen fay, Davraz kireçtaşında meydana gelmiştir (Şekil 3.40). Geometrik sınıflamaya göre sağ yönlü doğrultu atımlı fay, tabakaları ve kıvrımları çapraz olarak kestikleri için de diagonal faylar sınıfına giren Çapurtepe fayı, yaklaşık 9 km. uzunluktadır. Fay düzlemi K45°D doğrultulu olup düşey konumludur. Çakılıdağ faylarını ötelemesi nedeniyle yaklaşık 250 m.'lik bir sağ yönlü doğrultu atım tespit edilmiştir. Fayın geçtiği hatta morfolojik olarak yaklaşık K45°D doğrultulu bir çizgisellik gözlenir. Bu çizgisellik üzerinde topoğrafik şekillerde de yaklaşık sağ yönlü bir doğrultu atım izlenir. Ayrıca bu doğrultu boyunca daha önceden oluşan yaşlı faylar, sağ yönlü olarak ötelenmişlerdir. Bununla beraber Çapurtepe fayına paralel olarak gelişen diğer sağ yönlü doğrultu atımlı fayların da hemen yakında bulunması gibi nedenler fayın tanınma kriterleridir. Çapurtepe fayının sağ yönlü doğrultu atımlı olarak meydana gelmesi ve Eosen sonu-Miyosen öncesinde oluşan Çakılıdağ faylarını sağ yönlü olarak

ötelemesi nedeniyle Alt Miyosen sonrasında meydana geldiği tespit edilmiştir. Dolayısıyla oluşum mekanizması da D-B yönlü sıkışma tektoniğidir.

#### 3.2.4.2.1.2. Akgöynük fayı (AKF)

İnceleme alanının güneyinde Akgöynük Tepe'den başlayıp kuzeydoğuya doğru Karlıkdağı Tepe'ye kadar uzanan fay, Davraz kireçtaşında meydana gelmiştir (Şekil 3.40). Geometrik sınıflamaya göre sağ yönlü doğrultu atımlı fay, tabaka ve kıvrım eksenlerini çapraz olarak kesmesi nedeniyle tabaka ve kıvrımlara göre diagonal fay sınıfına girerler. Uzunluğu yaklaşık 10 km. olan fay K45°D doğrultulu olup düşey konumludur. Bu fay daha önce oluşmuş Karadiken fayını kesip ötelemeye uğrattığı için yaklaşık 800 m.'lik bir doğrultu atım tespit edilmiştir. Fay düzlemi boyunca meydana gelen morfolojik şekillerin ve yaşlı fayların sağ yönlü olarak ötelenmeleri ve K45°D doğrultusunda bir çizgiselliğin oluşması fayın tanınma kriterleridir. Ayrıca fay, kuzeydoğudaki aynı dönemde oluşan Kuyubaşı-Çanaklı senklinalini bir miktar ötelemiştir. Kıvrım ile fayın kesiştiği bölgede yapılan tabaka ölçümlerinden yaklaşık 50 m.'lik bir doğrultu atım tespit edilmiştir. Her iki tektonik yapı da aynı mekanizma sonucu oluşmuştur. Fakat sıkışma tektoniğinin başlangıcında kıvrımlanmanın geliştiği, daha sonra da kırılma meydana gelerek faylanmanın olduğu tespit edilmiştir. Böylece aynı dönemde ve aynı tektonizma ile oluşan her iki yapıdan kıvrımlar önce, faylar ise sonra gelişmiştir.

Akgöynük fayı, sağ yönlü doğrultu atımlı olarak meydana gelmiştir ve Eosen sonrası-Miyosen öncesinde oluşan Karadiken fayını da kesip ötelemiştir. Yörede aynı doğrultuda sağ yönlü olarak izlenen diğer doğrultu atımlı faylar da göz önüne alındığında faylanmanın Alt Miyosen sonunda geliştiği ve D-B yönlü bir sıkışma ile meydana geldiği tespit edilmiştir.

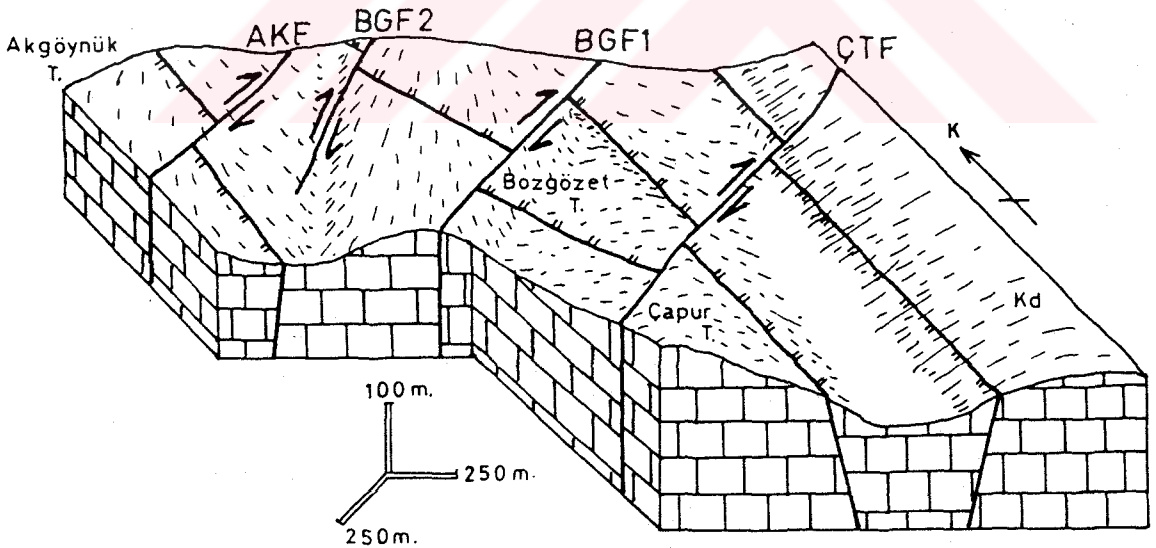
#### 3.2.4.2.1.3. Bozgözet fayları (BGF)

Kuyubaşı Köyü güneyinde Bozgözet Tepe dolaylarında gözlenen faylar, yaklaşık aynı doğrultuda gelişen iki adet sağ yönlü doğrultu atımlı faydan meydana gelmişlerdir (Şekil 3.40). Davraz kireçtaşını kesen fayların güneyde bulunana (BGF1) 7,5 km. uzunluğunda ve K45°D doğrultusundadır. Kuzeyde bulunan fay ise (BGF2) 2,5 km.

uzunlukta olup  $K30^{\circ}D$  doğrultuludur. Her iki fay da düşey konumlu olup Eosen sonrası-Miyosen öncesinde oluşan Çakılıdağ faylarını sağ yönlü olarak ötelemişlerdir. Güneydeki BGF1 fayında 600 m., kuzeydeki BGF2 fayında ise 300 m.'lik bir doğrultu atım mevcuttur. Bozgözet faylarının oluşum mekanizması ile aynı olan Kuyubaşı-Çanaklı senklinali fay düzlemi boyunca bir miktar sağ yönlü olarak ötelenmiştir.

Akgöynük fayında olduğu gibi Alt Miyosen sonundaki D-B yönlü sıkışma ile önce kıvrımlanma gelişmiştir. Sıkışmanın ileri safhalarında ise KD-GB doğrultulu kırılmalar oluşmuş, böylece aynı dönemde fakat önce oluşan kıvrımlar fay düzlemleri boyunca sağ yönlü olarak bir miktar ötelenmişlerdir. Fayların ve kıvrımların sağ yönlü olarak ötelenmesi, fayın geçtiği bölgelerde oluşan düz çizgisel hatlar ve bu bölgelerde meydana gelen birçok sağ yönlü doğrultu atımlı faylar Bozgözet faylarının tanınma kriterleridir.

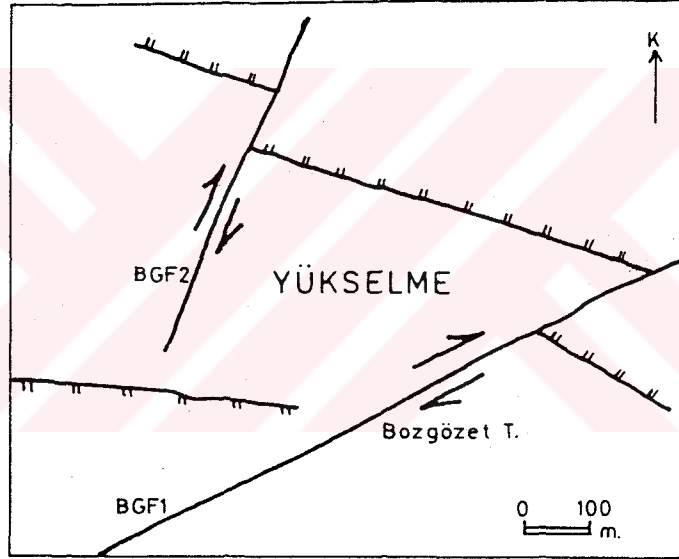
Fayların KD-GB doğrultusunda sağ yönlü olarak meydana gelmeleri D-B yönlü bir sıkışma tektoniğinin varlığını kanıtlar. Bu fayların Miyosen öncesindeki normal fayları ve Alt Miyosen sonrasındaki sıkışmanın başlangıcında oluşan kıvrımları kestiği, ayrıca bölgesel olarak da diğer yapılarla karşılaştırıldığında yaşının Alt Miyosen sonrası olduğu ortaya çıkar.



Şekil 3.40 Sağ yönlü doğrultu atımlı Akgöynük (AKF), Çapurtepe (ÇTF) ve Bozgözet fayları (BGF1, BGF2). (Kd: Davraz kireçtaşı.)

Sağ yönlü doğrultu atımlı Bozgözet fayları, Bozgözet Tepe güneydoğusuna doğru birbirleriyle kesişecek şekilde yaklaştıkları izlenir. Güneydoğudaki D-B doğrultulu eğim atımlı normal fay kesismeyi engellemiştir. Yada kesişme olduktan sonra yükselme nedeniyle eğim atımlı normal fay meydana gelmiş olabilir. Doğrultu atımlı fayların dallanması ve örgülenmesinde birleşen faylar (Konverjan faylanma)'a (Crowell, 1974) bir örnek teşkil eden bölgede iki fay arasındaki kamada yükselme olayının meydana geldiği, dolayısıyla etraflarının ise eğim atımlı normal faylarla sınırlandığı şeklinde yorumlanabilir (Şekil 3.41).

Özellikle inceleme alanının güney-güneydoğu kesiminde yukarıda anlatılan sağ yönlü doğrultu atımlı faylara paralel olarak gelişen ve çoğu özellikleri de aynı olan, küçük boyutlu daha birçok fay bulunmaktadır.



Şekil 3.41 Bozgözet faylarının (BGF1, BGF2) oluşturduğu birleşen (konverjan) faylanma modeli.

#### 3.2.4.2.2. Sol yönlü doğrultu atımlı faylar

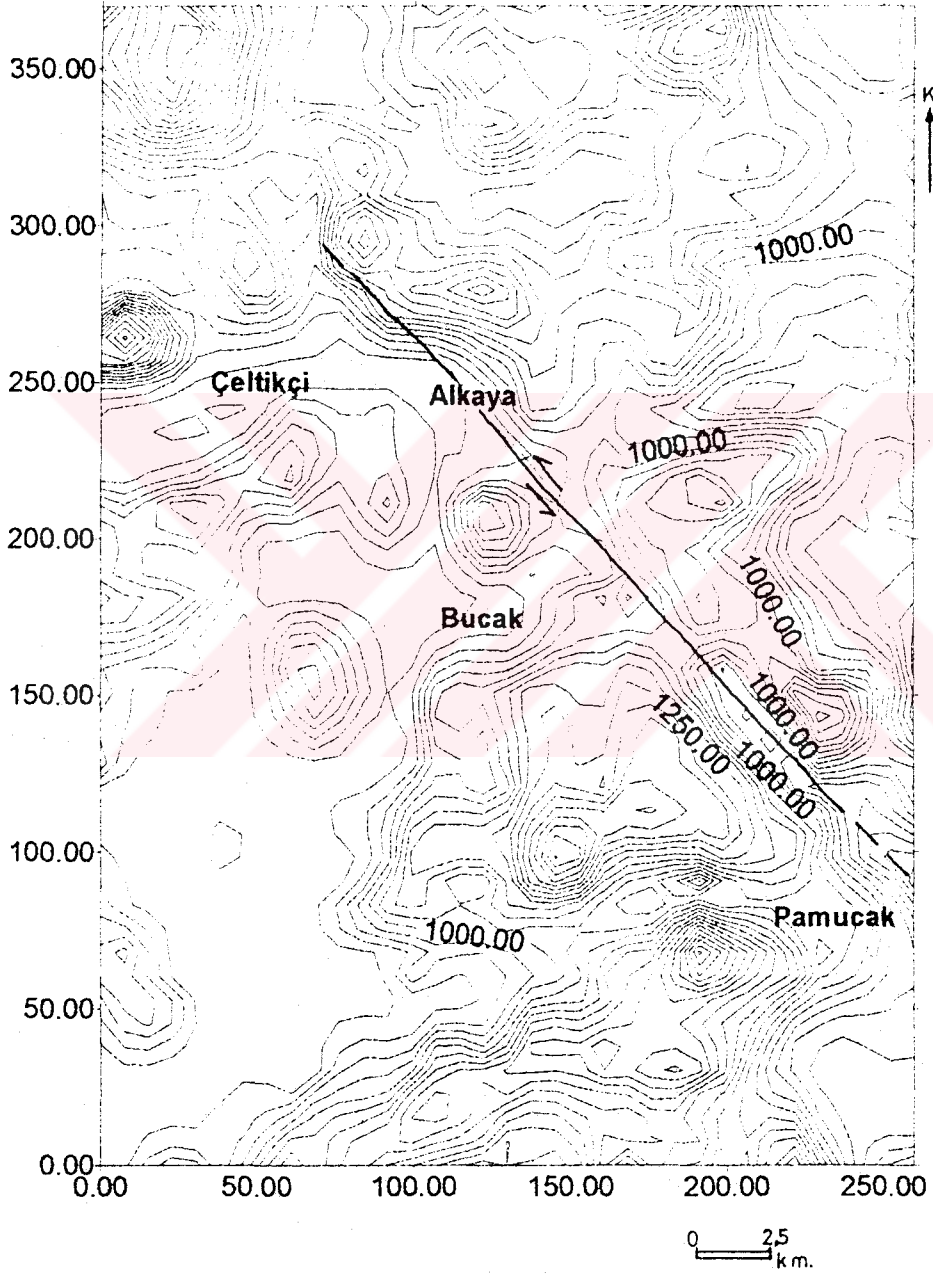
İnceleme alanında Çebiş Köyü ile Hisarköy güneydoğusunda küçük boyutlu ve 20-30 m.'lik atımları olan sol yönlü doğrultu atımlı faylar mevcuttur. Bunların dışında Pamucak ile Alkaya Köyleri arasında uzanan bir fayın varlığından bahsedilebilir.



### 3.2.4.2.2.1. Pamucak-Alkaya fayı (PAF)

Bölgede Pamucak güneydoğusundan başlayıp Alkaya Köyü kuzeybatısına kadar uzanan hattın sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olabileceği düşünülmüş, bu nedenle haritada muhtemel fay olarak işlenmiştir (Şekil 3.42). Fay zonu Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe ve Ağlasun formasyonu içerisinde gelişmiştir. İnceleme alanının dışında Pamucak güneydoğusuna doğru fay zonunun devamında oldukça dar bir vadinin oluştuğu gözlenir. Ancak bu bölgede Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu bulunmaktadır. Başka bir deyişle fayın bu bölgede devamı, kendisinden daha genç olan birimde izlenir. Nedeni ise, bu bölgede Aksu formasyonu çökelmeden önce paleotopoğrafyada fay zonunda breşik bir hat oluşmuştur ve bu hat boyunca aşınma meydana gelmiştir. Sığ denizel ortamda Aksu formasyonu, bu bölgede çökelirken breşik zonun bulunduğu paleotopoğrafyaya uygun olarak bir kavis veya eğim oluşturmuştur. Daha sonra bölgenin karasallaşmasıyla oluşan drenaj sistemi boşalım olarak bu zonu seçmiştir. Böylece formasyondan daha yaşlı olan fayın formasyon altındaki izi boyunca dar bir vadi gelişmiştir. Bu nedenle ilk bakışta fayın, Aksu formasyonundan daha yaşlı olmasına rağmen onu kestiği düşüncesi ortaya çıkar. Ancak fayın formasyona etkisi yukarıdaki nedenden dolayıdır. Fayın Aksu formasyonu altında giden izi de haritada kesikli çizgilerle belirtilmiştir. Sol yönlü doğrultu atımlı fayın uzunluğu haritada izlenebildiği kadarıyla yaklaşık 30 km.'dir. Doğrultusu ise genel olarak K45°B'dir. Eğimi düşey olan Pamucak-Alkaya fayında, ötelediği birimlere göre 300-500 m. arasında değişen bir doğrultu atımının varlığı söylenebilir.

Fay zonu boyunca hem jeolojik, hemde morfolojik yapılarda sol yönlü ötelenmeler gözlenir. Pamucak güneydoğusunda fay zonunun devamı olarak uzanan oldukça dar bir vadi bulunmaktadır. Bucak doğusunda derelerin karşısına sırtlar gelmiştir. Özellikle Bucak-Kocaaliler-Sazakköy yol ayrımında veya Sivri Tepe doğusunda derelerin karşısında sırtların bulunması ile sol yönlü ötelenmeler izlenebilir. Sazakköy'ün doğusundaki Davraz kireçtaşının devamı veya bir kısmı köyün kuzeyinde izlenir. Dolayısıyla fay zonu boyunca sol yönlü bir öteleme olarak yorumlanabilir. Yine köyün kuzeybatısında Davraz kireçtaşı ile Ağlasun formasyonu dokanağı alüvyon altına girmesine rağmen bir miktar sol yönlü ötelenme izlenir. Kuzeybatıya doğru Erendağı Tepe'nin güneydoğusunda Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe formasyonu arasındaki dokanak ilişkisi fay zonu boyunca sol yönlü olarak ötelenmiştir. Yine dağın kuzeybatısında veya Orta Tepe doğusunda fay zonu boyunca



Şekil 3.42 Sol yönlü doğrultu atımlı Pamucak-Alkaya fayının (PAF) genel konumu.

morfolojik olarak kuzeydoğudaki sırt, sol yönlü ötelendiği şeklinde yorumlanabilir. Ayrıca yine kuzeydoğudaki sırtta Çiğdemtepe formasyonu bulunurken atımdan dolayı güneyinde formasyonun devamı izlenemez. Orta Tepe kuzeyinde Davraz kireçtaşı ile Ağlasun formasyonu dokanağının fay zonu boyunca sola doğru dönmesi yine bir sol yönlü atımın olabileceği şeklinde yorumlanır. Kibrit Köyü'nün batısında fay zonu boyunca Akdağ kireçtaşı dokanaklarının sola doğru kavis çizmesi de ötelenme olarak düşünülebilir.

Yukarıda anlatılanlar ve bu hat boyunca meydana gelen çizgiselliğin sol yönlü bir doğrultu atımlı faya ait olabileceği düşünülerek muhtemel de olsa Pamucak-Alkaya fayı haritaya işlenmiştir. Fayın sol yönlü olması, bölgesel tektonizma dahilinde yorumlanarak D-B yönlü bir sıkışma tektoniği ile meydana geldiği ve Alt Miyosen sonrası oluştuğu tespit edilmiştir. Bu fay Alt Miyosen sonrasında bölgeye allokton olarak yerleşen Akdağ kireçtaşını da bir miktar keserek ötelemiştir. Nedeni ise; fay, diğer sağ yönlü doğrultu atımlı faylarda olduğu gibi Alt Miyosen sonundaki sıkışma tektoniğinin son evrelerinde meydana gelmiştir. Böylece sıkışmanın ilk evrelerinde allokton birimler yöreye yerleşmişler, sıkışmanın devam etmesiyle oluşan doğrultu atımlı faylar tarafından da kesilmişlerdir.

### 3.2.4.3. Yanal atımlı faylar

#### 3.2.4.3.1. Hisarköy fayı (HF)

Haritalanan alanda fayın hem doğrultu, hemde eğimi boyunca kaymanın kısmen net olarak izlendiği fay, Hisarköy'ün hemen kuzeyinde yer alır (Foto. 2.15). Davraz kireçtaşında meydana gelen fay yaklaşık 1,5 km. uzunlukta olup  $K80^{\circ}D/85^{\circ}GD$  konumdadır. Fay düzlemi üzerindeki fay çiziklerinden net atımın dalımı  $27^{\circ}$  ile  $GD$ 'ya doğrudur. Sapma açısı ise  $60^{\circ}$  olarak belirlenmiştir. Geometrik sınıflamaya göre yanal atımlı normal fay, kıvrımlara göre sınıflandırmada ise hemen doğusunda bulunan kıvrım eksenlerini yaklaşık dik olarak kestiği için enine faylar sınıfına girer. Hisarköy fayının fay aynası üzerindeki fay çizikleri ve bu hat boyunca meydana gelen çizgisellik fayın tanıma kriterleridir. Fayın Ağlasun formasyonunda devamı izlenememiştir. Dolayısıyla yaşı muhtemelen Miyosen öncesidir.



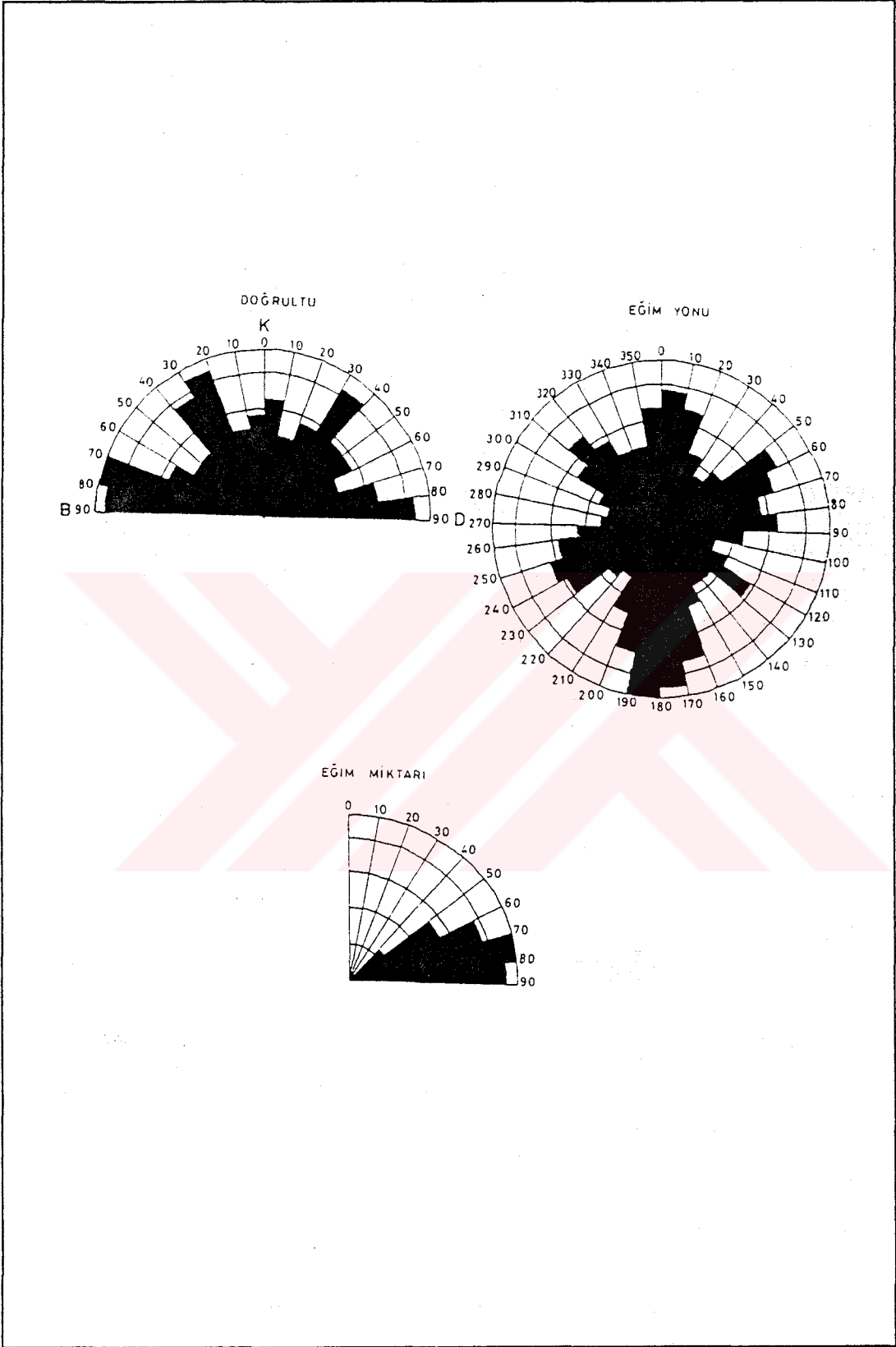
Foto. 2.15 Hisarköy kuzeyindeki Hisarköy yanal atımlı normal fayı (HF).

### 3.2.5. EKLEMLER

Çalışma alanında yer alan formasyonlardan eklem sistemlerinin en iyi geliştiği birimler, Davraz kireçtaşı, Çiğdemtepe formasyonu, Akdağ kireçtaşı ve Çamlık travertenidir. Bu formasyonlara göre rijit olmayan Ağlasun formasyonunda araseviye olarak bulunan kumtaşlarında çatlak sistemleri gözlenir. Aksu formasyonunda ise çoğunlukla bozmuş olmasına rağmen yer yer çatlak sistemleri izlenebilmiştir. Birimlerde gözlenen çatlakların tümü tektonik kökenli çatlaklardır. Bu bölümde çatlak sistemlerinin geliştiği birimler yaşlıdan gence doğru sunulacaktır.

#### 3.2.5.1. Davraz kireçtaşındaki çatlak sistemleri

Birimin inceleme alanında mostra verdiği değişik kesimlerden alınan 315 adet çatlak konumunun gül diyagramında irdelenmesi sonucu egemen çatlak doğrultuları D-B(K70°-



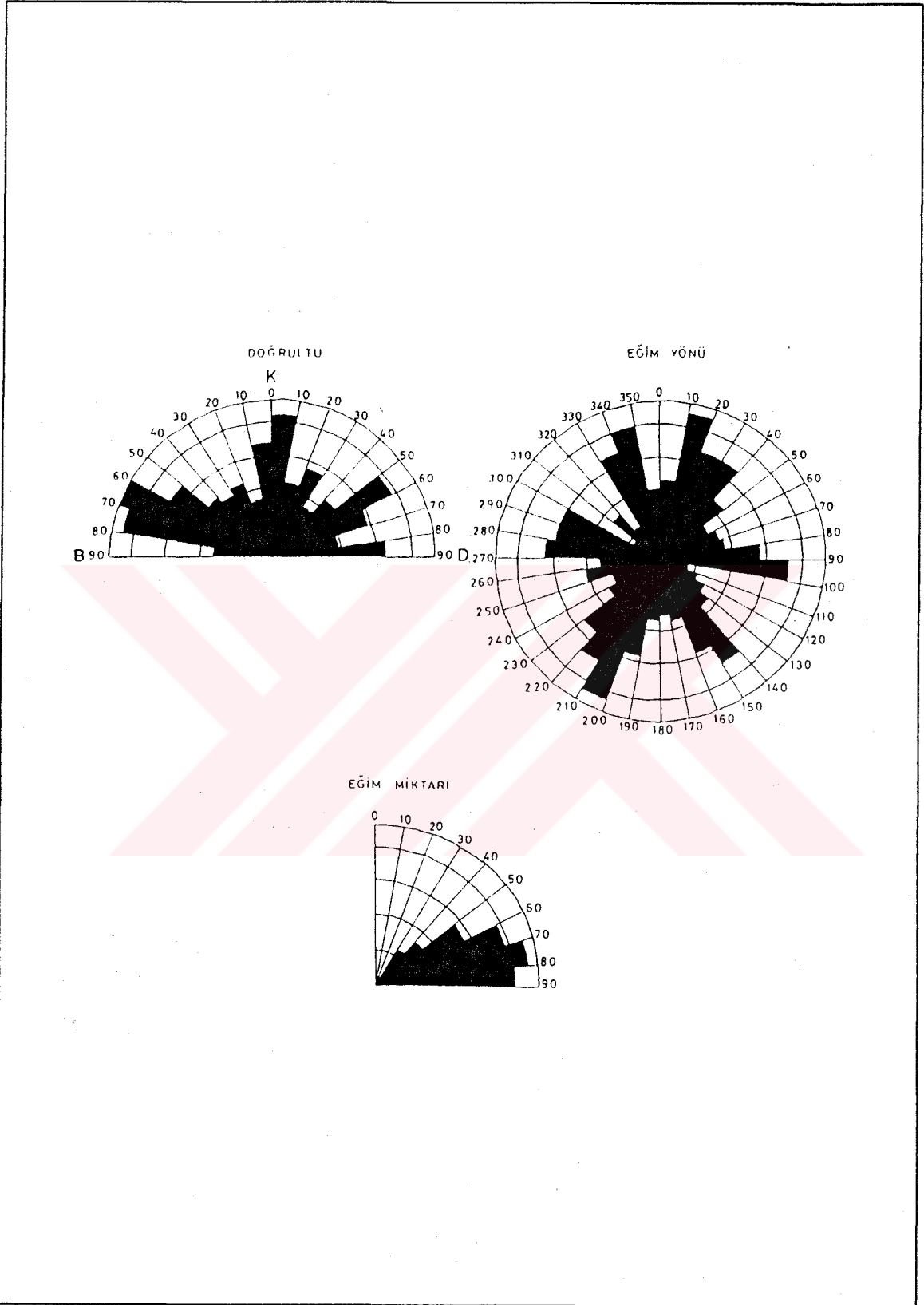
Şekil 3.45 Davraz kireçtaşından alınan 315 adet çatlak ölçümü sonucu hazırlanan gül diyagramı.

89°B ve K80°-89°D), KD-GB(K30°-40°D) ve KB-GD(K20°-30°B) olduğu tespit edilmiştir. Çatlakların eğim yönleri ise K15°D, K55°D, G5°B, G 65°B ve K45°B'dir. Eğim miktarları da 70°-90° arasında değişir. İnceleme alanında meydana gelen yapısal deformasyonlar bölgesel tektonizma dahilinde birlikte değerlendirilerek bu sonuçlarla karşılaştırılmıştır. Buna göre D-B doğrultulu çatlak sistemlerinin D-B yönlü sıkışma, K-G yönlü çekme tektoniği neticesinde meydana geldiği ve tansiyon çatlağı olduğu ortaya çıkar. KD-GB ve KB-GD doğrultulu çatlak sistemleri ise tansiyon çatlağını kesen ve yaklaşık çapraz olarak gelişen eklemelerdir. Bunlar da makaslama çatlağı olarak yorumlanabilir. Ayrıca diyagramda K-G (K0°-10°D) doğrultulu ve tali oranda gelişen çatlak sistemi daha gözlenir. Bunların ise yaklaşık K-G yönlü bir sıkışma tektoniğinin etkisiyle geliştiği söylenebilir. O halde Davraz kireçtaşları Alt Miyosen sonundaki yaklaşık D-B yönlü sıkışmadan etkilendiği D-B doğrultulu tansiyon, KB-GD ve KD-GB doğrultulu makaslama çatlaklarından anlaşılır. Ayrıca Üst Miyosen sonundaki yaklaşık K-G yönlü sıkışma tektoniği ise birimde tali oranda gelişen K-G doğrultulu tansiyon çatlaklarını geliştirdiği söylenebilir.

Davraz kireçtaşında meydana gelen egemen çatlak sistemi D-B doğrultuludur. Aynı birimde meydana gelen kıvrımlar da genel olarak K-G gidişlidirler. O halde bu çatlaklar, kıvrım eksenine göre enine çatlaklar sınıfına girerler. KD-GB ve KB-GD doğrultulu makaslama çatlakları ise kıvrım eksenini çapraz olarak kestikleri için oblik çatlaklar, K-G doğrultulu ikincil tansiyon çatlakları da kıvrım eksenine paralel geliştiği için boyuna çatlaklar gurubuna girerler. Arazi gözlemlerinde çatlak aralıkları 1-20 cm. arasında değişir. Aralıkları oldukça fazla olan çatlaklar kil ile doldurulmasına rağmen aralıkları küçük olanlar da kalsit ve aragonit dolgusu bulunur (Şekil 3.45).

### 3.2.5.2. Çiğdemtepe formasyonundaki çatlak sistemleri

İnceleme alanında birimin mostra verdiği bölgelerden alınan 220 adet çatlak düzlemi, gül diyagramında irdelenmiştir. Buna göre egemen çatlak doğrultuları BKB-DGD(K70°-89°B), K-G(K0°-10°D) ve KD-GB(K50°-60°D) olarak tespit edilmiştir. Eğim yönleri K15°D, G85°D, G35°D, G25°B, B ve K35°B'dir. Eğim miktarları da 70°-80° dolayındadır. Formasyonda egemen olan çatlak sistemlerinden BKB-DGD doğrultulu olanları yaklaşık D-B veya BKB-DGD yönlü bir sıkışma ve K-G veya KKB-GGB yönlü bir çekme tektoniği etkisi altında gelişen tansiyon çatlaklarıdır. Bölgesel tektonizma dahilinde diğer tektonik



Şekil 3.46 Çiğdemtepe formasyonundan alınan 220 adet çatlak ölçümü sonucu hazırlanan gül diyagramı.

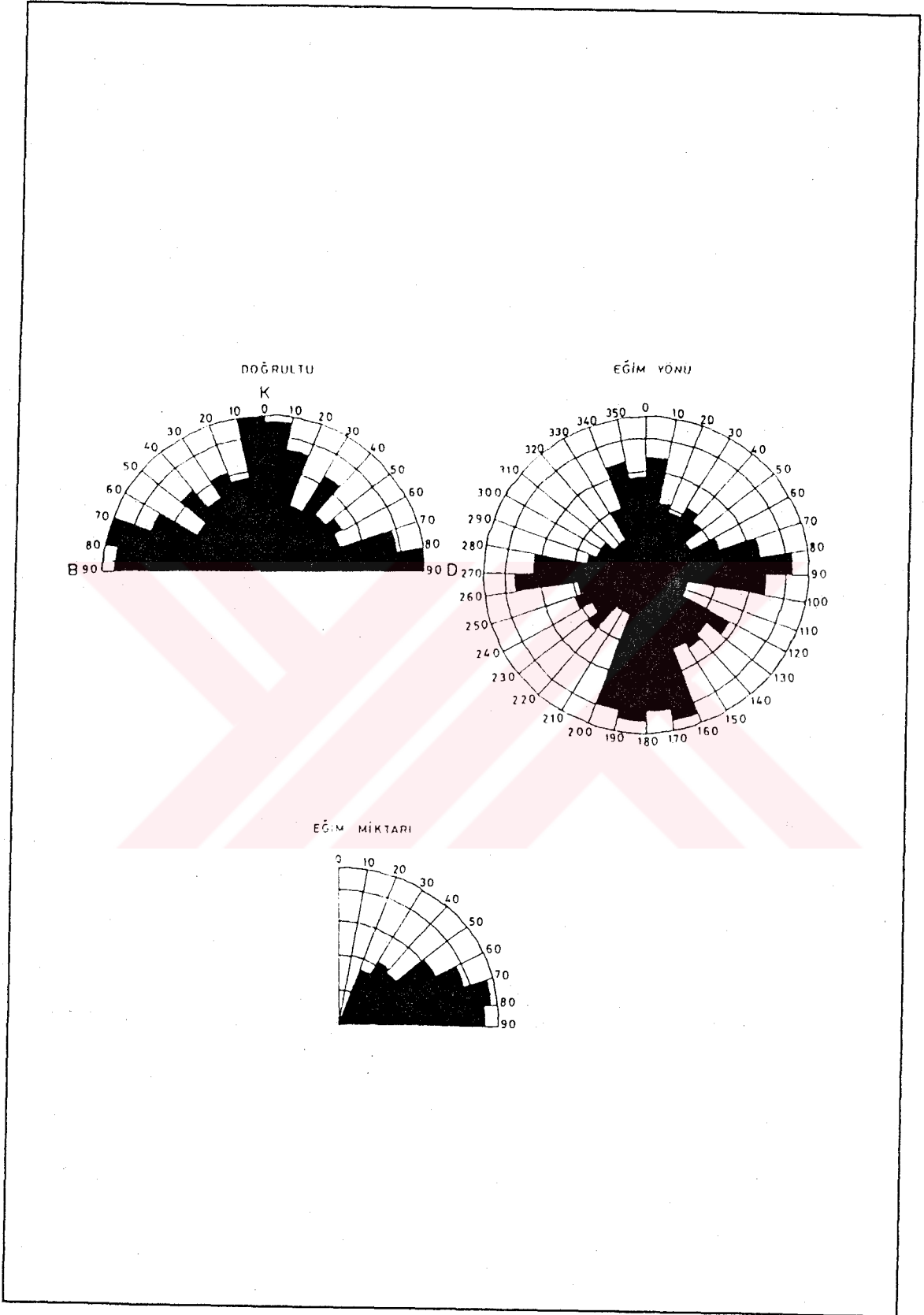
yapılarla birlikte düşünüldüğünde K-G ve KD-GB doğrultulu eklem takımlarının ise makaslama çatlakları olabileceği söylenir. Çünkü bunlar egemen çatlak sistemini yaklaşık çapraz olarak kesmektedirler. Oluşum mekanizmaları ise Alt Miyosen sonrasındaki yaklaşık D-B yönlü sıkışma tektoniğidir. Makaslama çatlağı olarak yorumlanan K-G doğrultulu çatlak takımı Üst Miyosen sonrasındaki K-G doğrultulu sıkışma tektoniği sonucu gelişen tansiyon çatlağı olarak da düşünülebilir. Sonuçta Alt Miyosen sonundaki yaklaşık D-B yönlü sıkışma tektoniği ile formasyonda eklem takımları gelişmiştir. Tansiyon çatlakları birimde gelişen kıvrım eksenlerini dik olarak kesmeleriyle enine çatlaklar sınıfına girerler. Makaslama çatlakları ise kıvrım eksenlerini verev olarak kestikleri için oblik çatlaklar gurubuna dahil edilirler. Çatlaklar arası mesafeler 1-15 cm. arasında değişirken aralarında kil dolgusu bulunur. Küçük çatlaklarda ise kalsit ve aragonit dolgusu gözlenir (Şekil 3.46).

### 3.2.5.3. Ağlasun formasyonundaki çatlak sistemleri

Ağlasun formasyonunun özellikle kumtaşı seviyelerinde 226 adet çatlak düzlemi ölçümü yapılmıştır. Bunların gül diyagramında irdelenmesi sonucu egemen çatlak doğrultularının K-G( $K0^{\circ}-10^{\circ}D$  ve  $K0^{\circ}-10^{\circ}B$ ) ile D-B( $K70^{\circ}-89^{\circ}B$  ve  $K80^{\circ}-89^{\circ}D$ ) olduğu tespit edilmiştir. Bunun yanında egemen doğrultulara çapraz olarak gelişen tali çatlak takımları da bulunur. Eklem takımlarının egemen eğim yönleri ise D ve yaklaşık G olup, eğim miktarları da çoğunlukla  $70^{\circ}$  ile  $80^{\circ}$  arasındadır.

Egemen çatlak takımlarından doğrultusu D-B olanlar, D-B yönlü sıkışma, K-G yönlü çekme tektoniği sonucu oluşmuşlardır. Bu eklem takımlarının Alt Miyosen sonundaki D-B yönlü sıkışma tektoniği sonucu oluştukları düşünülür. K-G doğrultulu diğer egemen çatlak takımı ise K-G yönlü sıkışma ve D-B yönlü çekme tektoniği sonucu meydana gelmiştir. Bu ise Üst Miyosen sonundaki K-G yönlü sıkışma ile ilgilidir. Bu iki egemen çatlak düzlemi tansiyon çatlakları olup D-B doğrultulu olan yaşlı, K-G doğrultulu olan eklem takımı ise diğerine göre gençtir. Her iki çatlak sistemi arasında gelişen tali eklem takımları ise tansiyon çatlaklarını çapraz olarak kesen makaslama çatlaklarıdır. Her iki eklem takımının Ağlasun formasyonunda gelişen farklı gidişli kıvrımları her yönde kesmelerinden dolayı kıvrım eksenlerine göre boyuna, enine ve oblik çatlaklar sınıflarına girerler. Çatlaklar arası mesafeler 0,5-10 cm. arasında olup çoğunlukla killi ve kumlu malzemelerle doludurlar. Küçük çatlak aralarında ise kalsit dolgusu bulunur (Şekil 3.47).





Şekil 3.47 Ağlasun formasyonundan alınan 226 adet çatlak ölçümü sonucu hazırlanan gül diyagramı.

### 3.2.5.4. Aksu formasyonundaki çatlak sistemleri

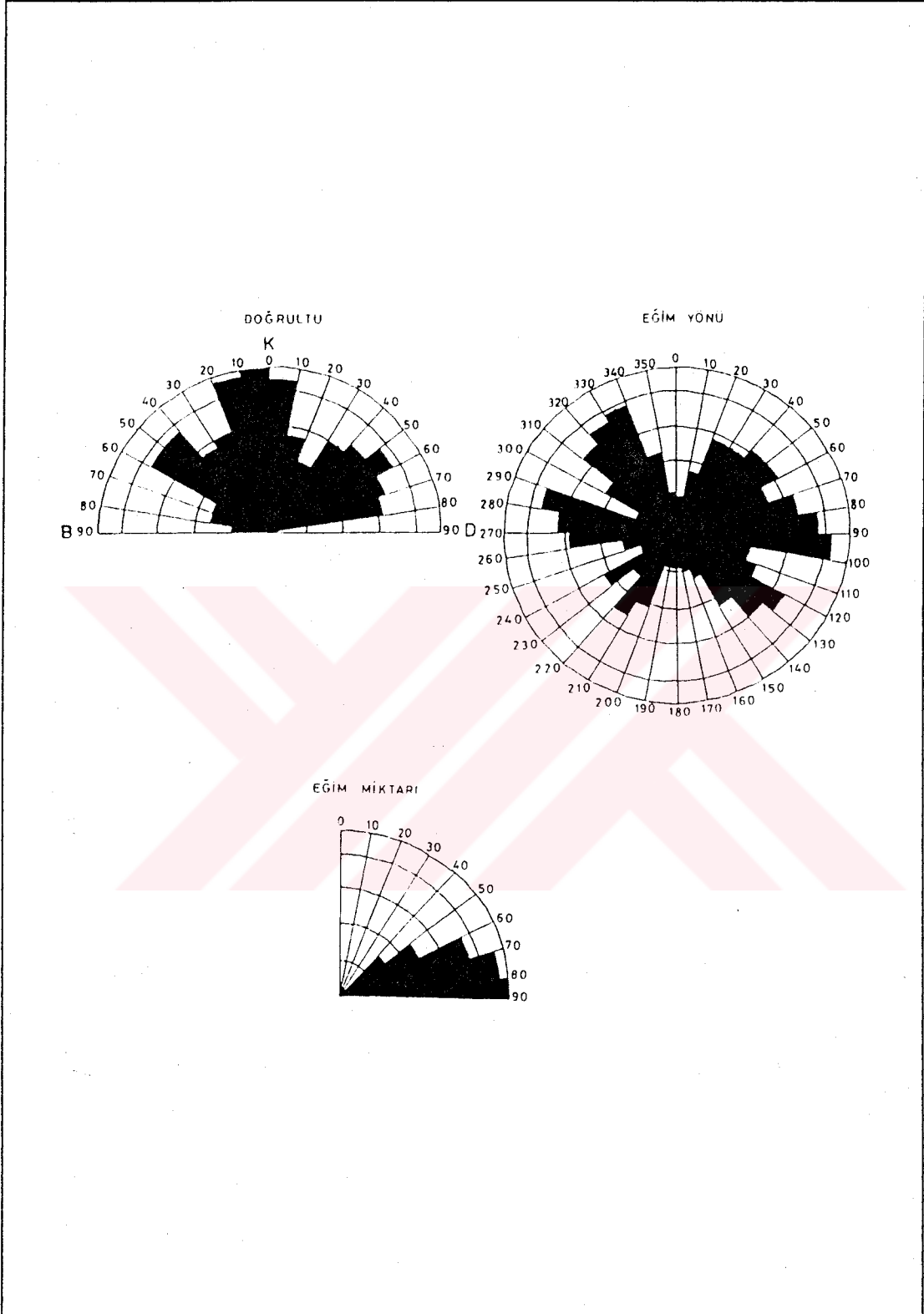
Formasyonun sıkı ve sert olan kesimlerinden alınan 135 adet çatlak ölçümü gül diyagramında irdelenmiştir. Buna göre egemen çatlak doğrultuları KKB-GGD( $K0^{\circ}-10^{\circ}B$ ), KD-GB( $K50^{\circ}-60^{\circ}D$ ) ve KB-GD( $K40^{\circ}-60^{\circ}B$ ) olarak tespit edilmiştir. Eğim yönleri ise  $K45^{\circ}D$ ,  $G85^{\circ}D$  ve yaklaşık  $K45^{\circ}B$ 'dir. Eğim miktarları da çoğunlukla  $70^{\circ}$  ile  $90^{\circ}$  arasında değişir.

Formasyondaki egemen çatlak sistemlerinden KKB-GGD doğrultulu olanlar yaklaşık K-G yönlü bir sıkışma ve D-B yönlü bir çekme tektoniği neticesinde meydana gelen tansiyon çatlaklarıdır. Bölgesel deneştirmeler, birimin yaşı ve diğer tektonik yapılar da göz önüne alınarak çatlakların Üst Miyosen sonundaki yaklaşık K-G yönlü sıkışma tektoniğinden dolayı meydana geldikleri düşünülür. Ayrıca bu egemen çatlak sistemini yaklaşık çapraz olarak kesen KD-GB ve KB-GD doğrultulu tali çatlak takımları ise sıkışma tektoniği sonucu oluşan makaslama çatlakları olarak yorumlanabilir. Tansiyon çatlakları Aksu formasyonunda gelişen yaklaşık DKD-BGB gidişli kıvrımlara dik olarak gelişmesi nedeniyle kıvrım eksenlerine göre enine çatlaklar gurubuna girerler. Ayrıca makaslama çatlakları da kıvrım eksenlerini verev olarak kesmeleri sonucu oblik çatlaklar sınıfına dahil olurlar. Formasyonda gelişen çatlak aralıkları bozuşmadan dolayı bazı kesimlerde sıhhatli ölçülememiş ancak 5-25 cm. arasında değişen çatlak aralıklarına rastlanmıştır. Aralarında ise killi, kumlu ve yer yer de çakıllı malzemelerle doldurulmuştur (Şekil 3.48).

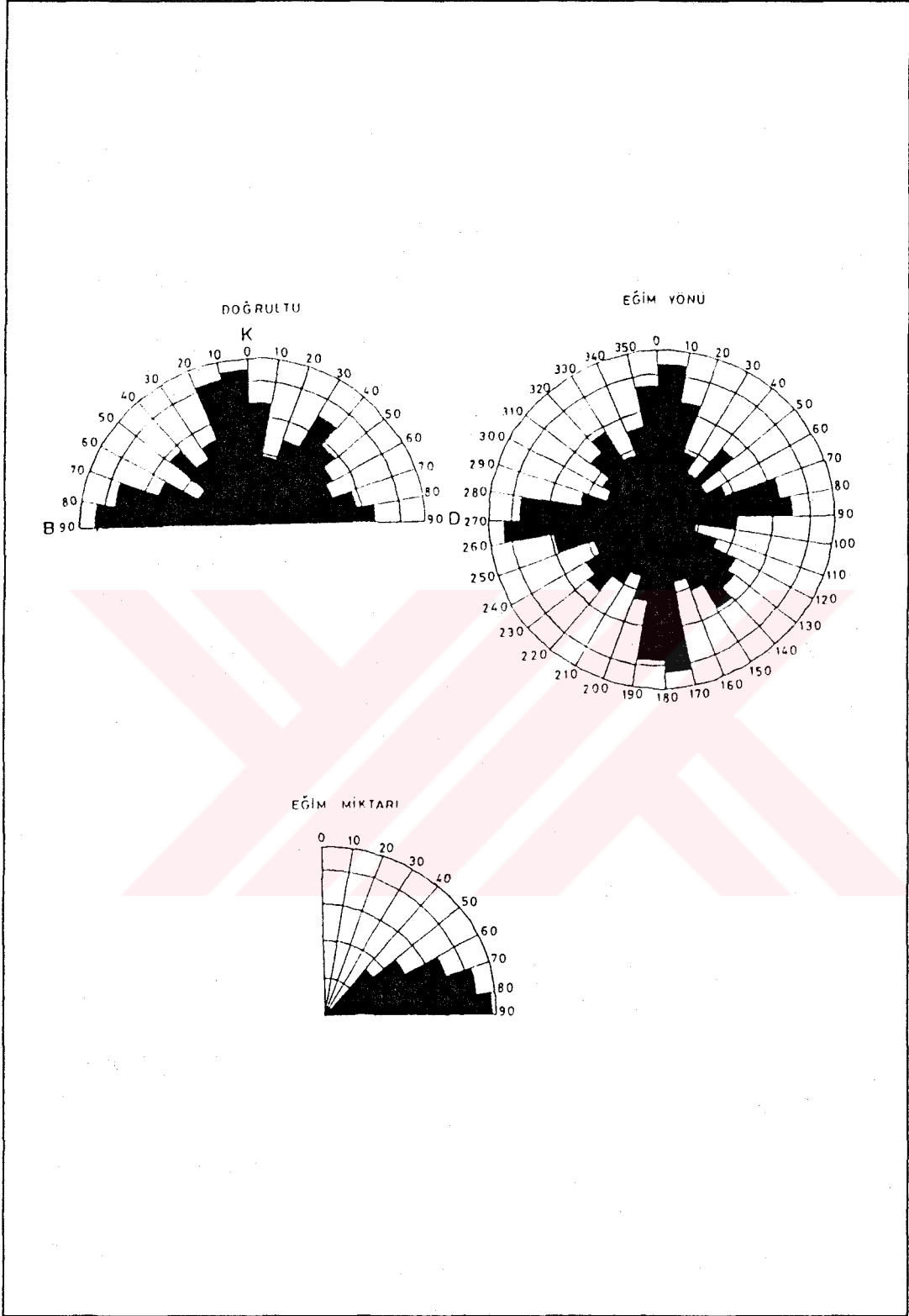
### 3.2.5.5. Akdağ kireçtaşındaki çatlak sistemleri

Bölgede allokton konumlu Akdağ kireçtaşının değişik seviyelerinden alınan 285 adet çatlak düzlemi gül diyagramında irdelenmiştir. Buna göre egemen çatlak doğrultuları KKB-GGD( $K0^{\circ}-20^{\circ}B$ ), D-B( $K80^{\circ}-89^{\circ}B$ ) ve KD-GB( $K30^{\circ}-40^{\circ}D$ ) olarak tespit edilmiştir. Ayrıca  $K40^{\circ}-50^{\circ}B$  doğrultulu tali bir çatlak sistemi daha bulunmaktadır. Çatlakların eğim yönleri ise  $K5^{\circ}D$ ,  $K85^{\circ}D$ , G ve yaklaşık B olarak tespit edilmiştir. Eğim miktarları da çoğunlukla  $80^{\circ}$  ile  $90^{\circ}$  arasında değişir.

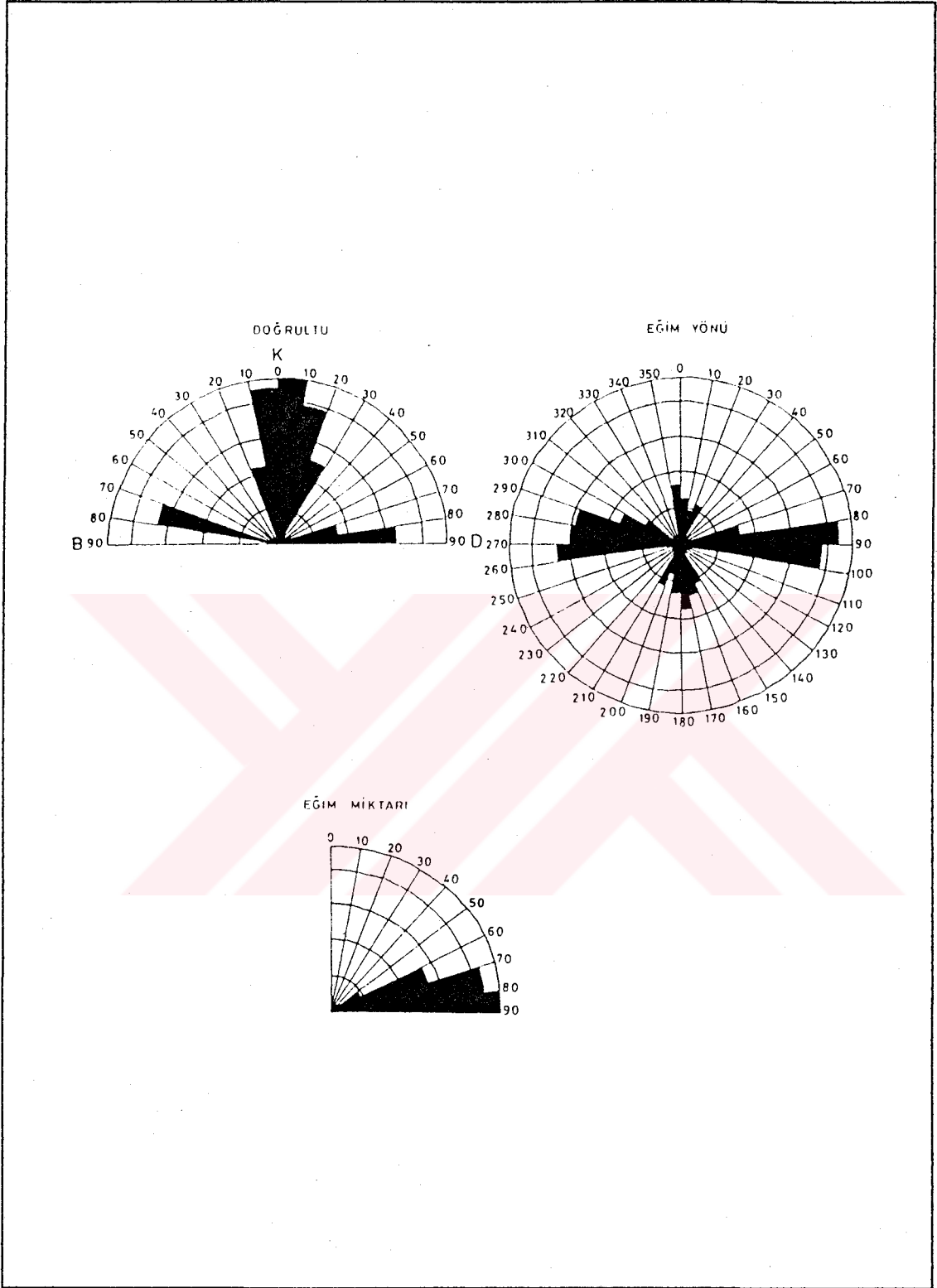
Bölgesel deneştirmeler, diğer tektonik yapılarla olan ilişkiler ve allokton konumlu Akdağ kireçtaşının bölgeye yerleşimi göz önünde tutularak D-B ve KKB-GGD doğrultulu çatlakların tansiyon çatlağı olduğu tespit edilmiştir. Ancak D-B doğrultulu olan çatlak



Şekil 3.48 Aksu formasyonundan alınan 135 adet çatlak ölçümü sonucu hazırlanan gül diyagramı.



Şekil 3.50 Akdağ kireçtaşından alınan 285 adet çatlak ölçümü sonucu hazırlanan gül diyagramı.



Şekil 3.49 Çamlık travertenlerinden alınan 48 adet çatlak ölçümü sonucu hazırlanan gül diyagramı.

sistemi diğerine göre yaşıdır. Bunlar Alt Miyosen sonunda allokton birimlerin bölgeye yerleşmesinden sonra bir müddet devam eden D-B yönlü sıkışma neticesinde K-G yönlü çekme tektoniği ile oluşmuşlardır. Üst Miyosen sonundaki K-G veya KKB-GGD yönlü sıkışma tektoniği neticesinde ise DKD-BGB yönlü çekme tektoniği meydana gelmiş, böylece KKB-GGD doğrultulu tansiyon çatlakları oluşmuştur. Ayrıca KD-GB ve tali orandaki K40°-50°B doğrultulu eklem takımları ise her iki tansiyon çatlağını çapraz olarak kesmelerinden dolayı makaslama çatlakları olarak geliştikleri düşünülür. Çatlak aralıkları 1,5-30 cm. arasında değişen birimde, aralıklar çoğunlukla kil ve kalsit dolguludur (Şekil 3.50).

### 3.2.5.6. Çamlık travertenlerindeki çatlak sistemleri

Bu birimden alınan 48 adet çatlak ölçümü gül diyagramında irdelenmiştir. Sonuçta egemen çatlak doğrultusu K-G(K0°-10°D ve K0°-10°B) olarak bulunmuştur. Ayrıca D-B(K80°-89°D) ve KB-GD(K70°-80°B) doğrultulu tali çatlak sistemleri de gelişmiştir. Çatlak düzlemlerinin eğim yönleri D ile B'ya doğrudur. Eğim miktarları da 80° ile 90° arasında değişir. Travertenlerdeki egemen çatlak doğrultusunun K-G yönlü olması, muhtemelen D-B yönlü bir çekme tektoniğinin birimi etkilediğini gösterir. Neotektonik dönemde etkin olan D-B yönlü çekme gerilmeleriyle meydana gelen K-G doğrultulu egemen çatlak sistemleri tansiyon çatlaklarıdır. Travertenlerdeki tabaka doğrultuları da K7°D konumlu olup, çatlaklara yaklaşık paralel konumludur. Buna göre çatlaklar, tabaka ile olan ilişkilerine göre doğrultu çatlakları sınıfına girerler. Arazi gözlemlerinde çatlak aralıkları 2-10 cm. arasında değişir ve bu kesimler çoğunlukla killi malzemelerle dolguludurlar (Şekil 3.49).

Sonuç olarak Alt Miyosen ve öncesi birimler, Alt Miyosen sonrasındaki D-B yönlü sıkışmanın etkisiyle çoğunlukla D-B doğrultulu tansiyon çatlakları ile KD-GB ve KB-GD doğrultulu makaslama çatlaklarını oluşturmuşlardır. Üst Miyosen sonrasında meydana gelen yaklaşık K-G veya KKB-GGD yönlü sıkışma tektoniği ise Üst Miyosen ve öncesi birimlerde genellikle KKB-GGD doğrultulu tansiyon çatlakları, KB-GD ve KD-GB doğrultulu makaslama çatlaklarını oluşturmuşlardır. Buna göre Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu hariç Üst Miyosen öncesi birimler her iki tektonik deformasyondan da etkilenmişlerdir. Aksu formasyonu ise Üst Miyosen sonundaki sıkışmadan etkilenmiştir. Travertenlerde gelişen çatlaklar da oldukça genç olup bölgede neotektonik dönemde

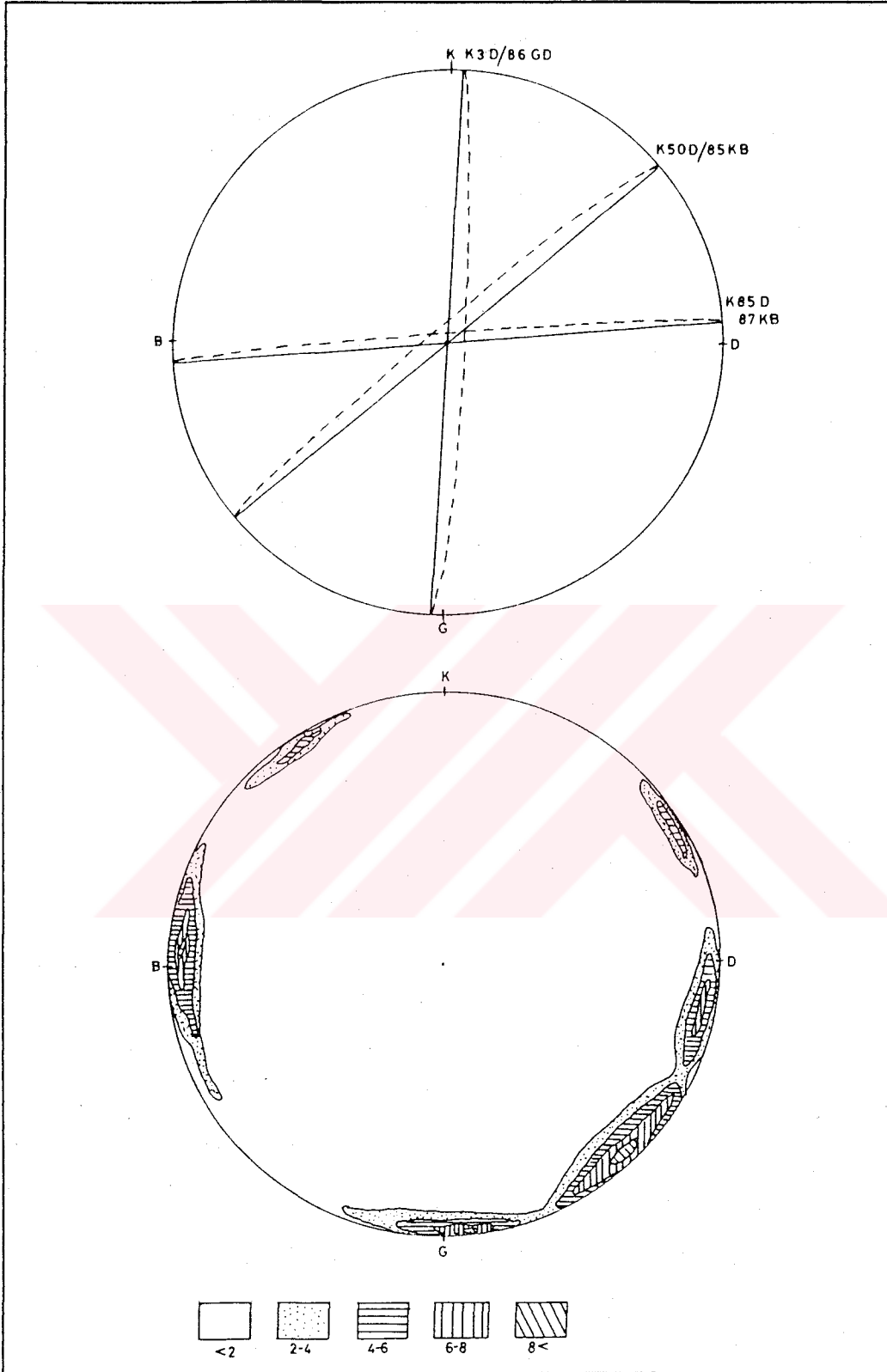
meydana gelen ve eğim atımlı normal fayların oluşumuna da neden olan çekme gerilmeleri ile meydana gelmişlerdir.

### 3.2.6. Yorum

Buraya kadar anlatılan ve yapısal jeoloji bölümünü oluşturan uyumsuzluklar, tabakalanma, kıvrımlar, faylar ve eklem takımları bölgesel tektonizma dahilinde birbirleriyle korele edilerek sunulacaktır. Buna göre yörede meydana gelen deformasyonlar ve bunların birimler üzerinde bıraktıkları etkiler oluşum sırasına göre verilecektir.

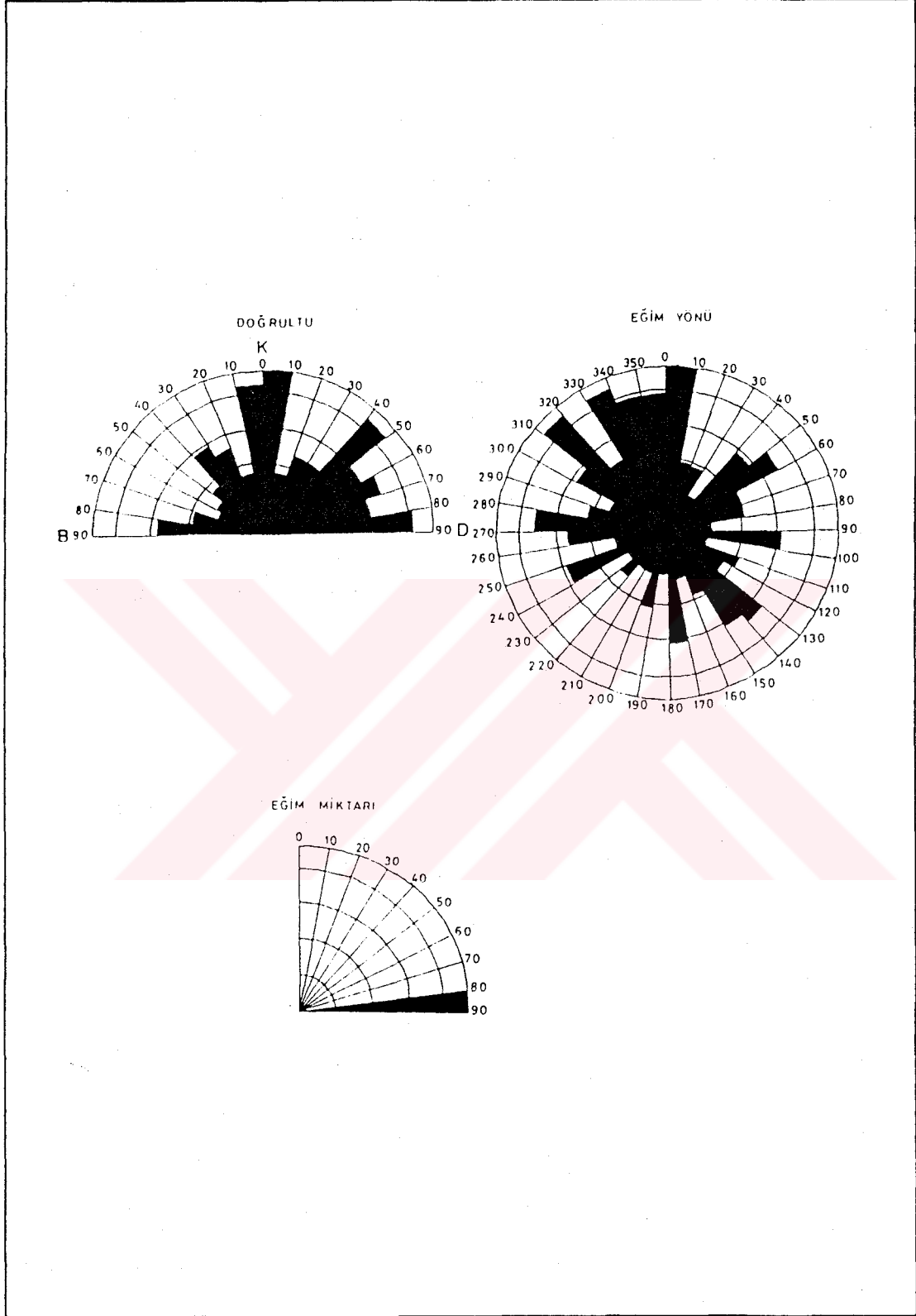
Çalışma bölgesinde Üst Kretase'den Eosen sonuna kadar devam eden istif, Alt Miyosen'de transgresyonla tekrar başlar. Oligosen'e karşılık gelen ve inceleme alanında gözlenemeyen bu uyumsuzluk, Alp orojenezinin orta fazı olan Saviyen fazıyla oluşmuştur. Bu olay aynı zamanda bölgede allokton birimlerin Eosen sonunda ikinci yerleşimini yaptığı dönemdir. Bu dönemin sonlarında ve Miyosen başlarında inceleme alanında normal faylar gelişmiştir. Çoğunlukla Ağlasun formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülen bu faylar, K-G ve KB-GD doğrultulu olmak üzere iki ayrı evrede gelişmişlerdir. Yaklaşık KKB-GGD yönlü bir sıkışma tektoniği ile ortaya çıkan faylardan KB-GD doğrultulu olan normal faylar, K-G doğrultulu fayları kesmişlerdir. Buna göre Miyosen başında yada muhtemelen Oligosen sonlarında, önce K-G, sonra KB-GD doğrultulu normal faylar gelişmiştir.

Bölgede transgresyonla başlayan Miyosen, Burdigaliyen sonlarında allokton birimlerin batıdan doğuya doğru tektonik olarak yerleşmesiyle kesikliğe uğrar. Bu olay inceleme alanında yeralan birimlerin yapısal konumlarının esas olarak değiştiği tektonik deformasyondur. Buna göre Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe, Kayıköy, Hüyük ve Ağlasun formasyonlarında tabaka konumlarının genellikle K-G doğrultuludur. Ayrıca Davraz kireçtaşı ile Çiğdemtepe ve Ağlasun formasyonlarında düzenli olarak gelişen yaklaşık K-G gidişli kıvrım yapıları da bu olayı destekler. Bu arada tabaka eğim yönlerinin genelde batıya doğru olması ve çoğunlukla kıvrım eksenlerinin doğu kanatlarındaki eğimin batı kanatlara göre fazla olması da hareketin batıdan doğuya doğru geliştiğini destekleyen verilerdir. Alp orojenezinin Stiriyen fazıyla ilgili olan ve bölgesel olarak allokton birimlerin yöreye nihai yerleşmesi diye bilinen, yada Lisiyen (Likya) naplarının bir parçası olarak yorumlanan bu tektonik deformasyon, Burdigaliyen sonrasında bir müddet daha devam etmiştir.

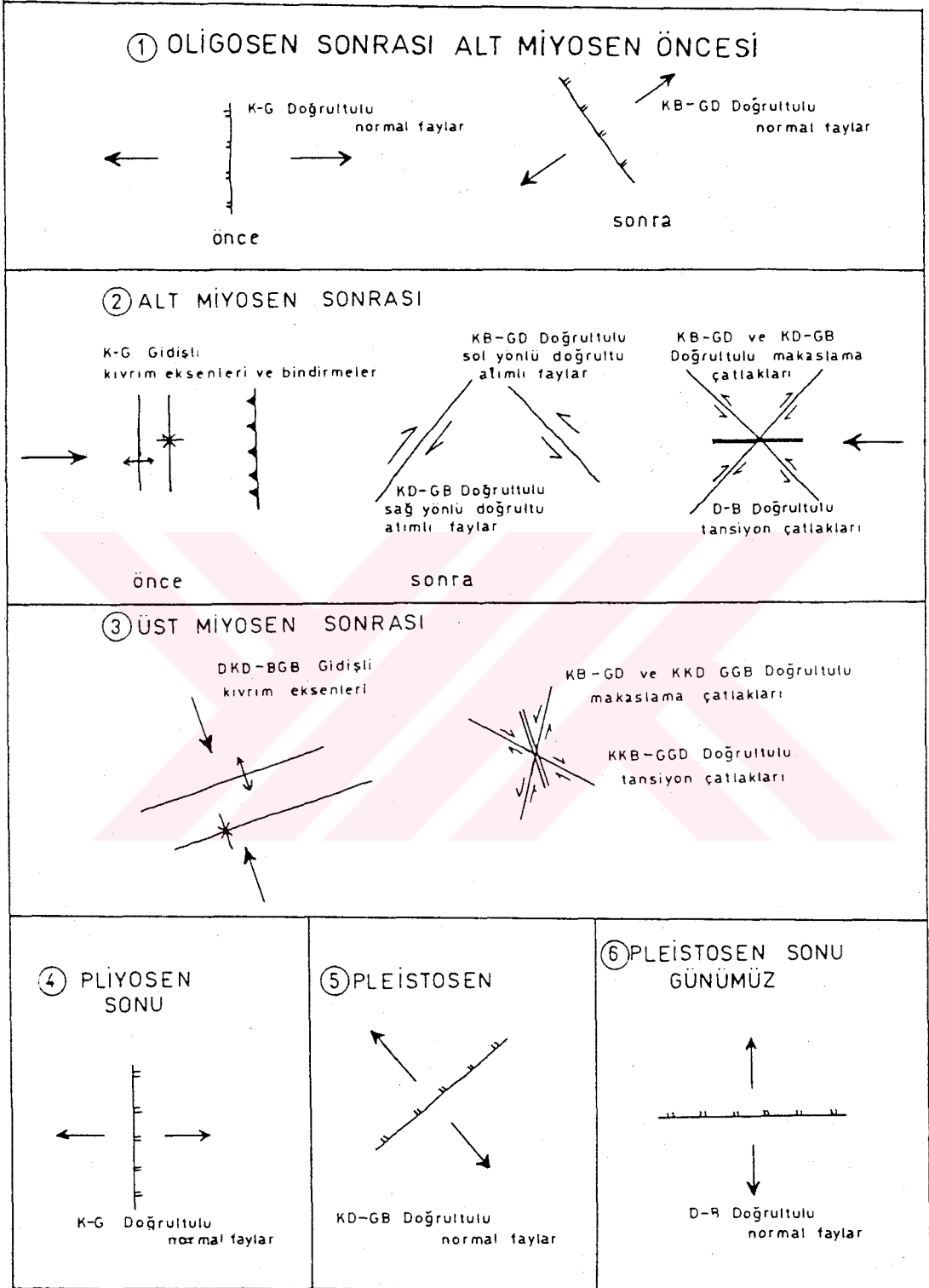


Şekil 3.43 İnceleme alanında yer alan normal fayların fay düzlemlerine göre hazırlanan kontur diyagramı.





Şekil 3.44 İnceleme alanında yer alan normal fayların fay düzlemlerine göre hazırlanan gül diyagramı.



Şekil 3.51 İnceleme alanındaki tektonik yapıların oluşum zamanlarına göre konumları.

Bu dönemde allokton konumlu Akdağ kireçtaşının doğrultu atımlı faylar tarafından ötelenmesi ve ayrıca Akdağ kireçtaşında D-B doğrultulu tansiyon çatlaklarının oluşması sıkışmanın devam ettiğini kanıtlar. Buna göre inceleme alanında KD-GB doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar ve KB-GD doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar Alt Miyosen sonrasındaki henüz daha devam eden D-B yönlü sıkışma tektoniği ile oluşmuşlardır. Yöredeki Alt Miyosen ve öncesindeki birimlerde oluşan eklem takımları da D-B yönlü sıkışma tektoniğini destekler. Davraz kireçtaşı, Çiğdemtepe ve Ağlasun formasyonları ile Akdağ kireçtaşında genellikle D-B doğrultulu tansiyon çatlakları ve KB-GD ile KD-GB doğrultulu makaslama çatlakları bu dönemdeki D-B yönlü sıkışma tektoniği ile oluşan yapısal şekillerdir.

Bölgede Aksu formasyonunun uyumsuz olarak çökmesinin ardından Üst Miyosen sonunda kısa süreli ve KKB-GGD yönlü son bir sıkışma evresi daha izlenir. Poisson'un (1977), Aksu fazı adını verdiği evrede Orta-Üst Miyosen yaşlı birim ilk olarak, Orta Miyosen öncesindeki tüm birimler ise ikinci defa tektonik deformasyona uğramışlardır. Bu dönemde Davraz kireçtaşı ile Kızılkırma, Ağlasun ve Aksu formasyonlarında çoğunlukla D-B veya DKD-BGB doğrultulu tabaka konumları izlenirken, bu birimlerde yaklaşık D-B veya DKD-BGB gidişli kıvrım yapıları gelişmiştir. KKB-GGD yönlü bir sıkışma tektoniği sonucu oluşan bu yapılar, yörede daha yaşlı yapılarla birlikte, ancak onları yer yer kesecek şekilde yer alırlar. Bu sıkışma tektoniğinin izleri eklem takımlarında da görülür. Bunlar, Akdağ kireçtaşı ile Ağlasun ve Aksu formasyonlarında belirgin, ancak Davraz kireçtaşında ise tali oranda ortaya çıkan yaklaşık K-G doğrultulu tansiyon çatlaklarıdır ve Üst Miyosen sonundaki KKB-GGD yönlü sıkışmanın etkisiyle meydana gelmişlerdir. Ayrıca bu birimlerde tansiyon çatlaklarına çapraz olarak gelişen KB-GD ve KD-GB doğrultulu makaslama çatlakları da bu yorumu destekler.

Pliyosen'de volkanizma ile başlayan çekme tektoniği yörede farklı zamanlarda ve değişik istikametlerde izlenir. Çoğunlukla normal faylarla kendini gösteren genleşme tektoniği, Pliyosen sonunda D-B yönlü olarak meydana gelmiştir. Pleistosen veya sonlarında ise KB-GD yönlü ve en son olarak da K-G yönünde etkili olan çekme tektoniği, bölgede sırayla K-G, KD-GB ve D-B doğrultulu normal fayları oluşturmuştur. Bunlardan D-B doğrultulu olan normal faylar, yöredeki tüm birimleri ve yapıları kesmişlerdir (Şekil 3.51).

### 3.3 EKONOMİK JEOLJİ

#### 3.3.1. MÜHENDİSLİK JEOLJİSİ

Bucak kuzeybatısında Onaç Çay'ı üzerinde Onaç Barajı adıyla küçük bir gölet bulunmaktadır. Esas olarak taşkın önleme amacıyla yapılan bu gölette yağışlı mevsimlerde su birikirken yaz aylarında çoğunlukla kuraktır. Gölet Ağlasun formasyonu üzerinde kurulmuş olup hemen yanında Davraz kireçtaşı dokanağı geçer. gölet yerinin duraylılığı formasyonun geçirimsiz kil ve şeylleri ile sağlanır. Ancak göletin çoğu zaman su tutmadığı ve kurak mevsimlerde göl alanında karstik boşlukların geliştiği gözlenir.

İnceleme alanının dışında doğuda Aksu Çay'ı üzerinde Karacaören I ve II barajları bulunmaktadır. Enerji üretimi amaçlı bu barajların yakınından geçen yeni Isparta-Antalya karayolunda şev eğiminin fazla olması ve yeraltı su seviyesinin yüksek olmasından dolayı yer yer heyelanlar meydana gelmiştir.



Foto. 3.1 Ağlasun güneyindeki Kocagöl dolaylarında yağışlı mevsimlerde biriken sular.  
(Güneydoğuya bakış)

Ağlasun güneyindeki Kocagöl civarında alüvyonun çoğunlukla kilden oluşması nedeniyle yağışlı mevsimlerde su birikintileri bulunmaktadır (Foto. 3.1). Killerin geçirimsiz olması nedeniyle alüvyonun altına geçemeyen sular, ovada yeraltı su seviyesinin yüksek olmasına neden olur. Bu bölgedeki killer, yakın civarlarda yapılacak olan mühendislik yapılarında geçirimsiz malzeme olarak kullanılabilir.

Otokton konumlu Davraz kireçtaşında bol karstik yapılar gelişmiştir. Susuz Köy dolaylarında bu karstik yapılardan bir düdene Bucak ilçesinin kanalizasyon atıkları verilmektedir. Ayrıca Kestel ovasında yer üstü suları sözkonusu karstik yapılarla yeraltına gider.

Allokton konumlu Akdağ kireçtaşı ve Isparta ofiyolitli karışığının bulunduğu kesimlerde yeraltı suyu bol miktarda bulunur ve çoğunlukla kaynak şeklinde yüzeye çıkar. Özellikle Kartalpınar ve İncirdere Köyleri'nde allokton kireçtaşları içerisinde altta geçirimsiz ofiyolitli karışıkların bulunması nedeniyle yeraltı suyu boldur.

İnceleme alanı deprem bakımından oldukça risklidir. Bölgede ve çalışma alanında aktif diri faylar bulunmaktadır. Güneybatı Türkiye'deki depremlerin çoğunun nedeni aktif faylardır. Bölgenin depremselliği üzerine yapılan çalışmalarda Afrika Levhasının Ege-Anadolu Levhası altına daldığı, dolayısıyla deprem aktivitesinin Ege-Anadolu Levhası içindeki deformasyon ve yitme olaylarıyla ilgili olduğu kanıtlanmıştır. Yani deprem odak derinlikleri güneyden kuzeye doğru dalımı destekleyecek biçimde derinleşmektedir (Yılmaztürk ve Kenar, 1986). Yitme kuşağı olan bölgede aktif faylar çoğunluktadır. dolayısıyla deprem enerjisi birikmeden sık bir biçimde açığa çıkmaktadır. Bölgede Neotektonik dönemde ve farklı yönlerde gelişen çekme gerilmeleri blok faylanmaları oluşturmuştur. Bu bölgelerde çöküntü alanları ve göllerin oluşması ise fayların aktif olduğunun kanıtıdır (Koçyiğit, 1984). Bu aktif faylar Güneybatı Türkiye'de özellikle Isparta, Burdur, Dinar ve Dazkırı dolaylarında şiddetli depremlere neden olmuştur (Şekil 4.2). 1963 Tefenni, 1971 Burdur ve 1995 Dinar depremi bunlardan belli başlı olanlarıdır. Çalışma bölgesi 2. ve 3. derece deprem bölgesi olup kuzeyde Burdur dolaylarındaki 1. derece deprem bölgesine de yakındır. Nedeni deprem aktivitesinin Burdur faylarının denetiminde gelişmesidir. İnceleme alanında bu faylara paralel ve aynı zamanda geliştiği sanılan aktif faylar depremsellik bakımından oldukça önemlidir. Dolayısıyla deprem riski fazla olan inceleme bölgesindeki mühendislik yapıların projelendirilmesinde bu husus göz önüne alınmalıdır (Şekil 4.1).



### 3.3.2. MADEN JEOLJİSİ

Çalışma bölgesinde ekonomik olan, işletilen veya işletilmeyen yada bulunması muhtemel metalik maden yatakları ve endüstriyel hammaddeler şu şekilde sıralanabilir.

#### 3.3.2.1. Traverten

Bucak doğusundaki travertenler, Çamlık Köyü ve Hacıbağ Mahallesi dolaylarında bulunmaktadır. Çamlık travertenleri olarak adlandırılan birim çoğunlukla açık sarı, beyazımsı ve kahverengi renk tonlarında görülürler. Açık olarak işletilen ocaklarda travertenlerin renklerinin yanal yönde devamlı olduğu, düşey yönde ise değiştiği gözlenmiştir (Foto.3.2). Düşey yönde alttan üste doğru kahverenginden açık sarı renge doğru bir geçiş vardır. Travertenlerde tabakalanma ve çatlak düzlemleri işletme için oldukça elverişlidir. Birimde orta-kalın tabakalanma izlenirken, çatlaklar tabaka düzlemlerine yaklaşık dik olarak gelişmişlerdir. Çatlak aralıkları 1-6 m. arasında değişir. Toplam kalınlığı çalışma alanında 120 m. olarak ölçülen travertenler, yatay veya yataya yakın konumladurlar.



Foto. 3.2 Çamlık travertenlerinde yapılan açık ocak işletmeciliği. (Hacıbağ dolayında güneybatıya bakış)

1990 yılının ilk 8 aylık döneminde 355 adet çıkarılan traverten bloklarının % 56'sı  $1 \text{ m}^3$ - $2.5 \text{ m}^3$  arasında değiştiği, en büyük blok boyutunun ise  $7.5 \text{ m}^3$ - $9.5 \text{ m}^3$  arasında olduğu belirtilmektedir. Fizikomekanik deneyler sonucu travertenlerin birim hacim ağırlığı  $2.39$ - $2.44 \text{ gr/cm}^3$ , su emme oranı % $1.3$ - $2.7$ , gözeneklilik % $3.2$ - $6.4$ , eğilme mukavemeti  $48.8 \text{ kgf/cm}^2$ - $39.6 \text{ kgf/cm}^2$  arasında değişirken basınç mukavemeti  $350 \text{ kgf/cm}^2$ - $453.7 \text{ kgf/cm}^2$  olduğu tespit edilmiştir. Sonuçta muhtemel rezerv ise  $659$  milyon  $\text{m}^3$  olarak bulunmuştur. Buna göre travertenlerin Türk standartlarına uyduğu (TS.1910 ve TS.2513) ortaya çıkarılmıştır (Varkal, 1991).

Çoğunlukla Orta doğu ülkelerine ihraç edilen travertenler, kaplama taşı olarak kullanılır. Endüstriyel özellikleri ise iyi cila kabul edebilirler ve levha- fayans haline getirilebilirler.

### 3.3.2.2. Kil

Ağlasun güneyinde Kocagöl dolaylarında ekonomik kil yatakları bulunmaktadır. Çoğunlukla sarı-gri ve açık kahverenginde izlenen killer alüvyon içerisinde dirler. Killer, yakın civarda bulunan ofiyolitli karışıklar ve Ağlasun formasyonunda bulunan kumtaşlarındaki feldspatların bozuşmasıyla, ayrıca Ağlasun formasyonu içerisindeki kiltası ve şeyllerin de taşınarak ovada depolanmasıyla oluşmuşlardır. Alüvyonda bulunan killer geçirimsiz olmaları nedeniyle yağışlarla gelen suları alta geçirmezler. Dolayısıyla ovada, çok kurak geçen yaz ayları dışında çoğunlukla su birikintileri bulunur. Bu killer, hemen yakında bulunan Kibrit Köyü ve biraz daha güneyde Çeltikçi yakınlarındaki tuğla-kiremit fabrikalarında hammadde olarak kullanılmaktadırlar.

Karstlaşmanın yoğun olarak geliştiği karbonatlı kayalarda kırmızımsı renkli killer bulunmaktadır. Terra-rosa olarak bilinen bu killer, aynı zamanda karstlaşmanın da bir belirtecidirler. Bucak-Kocçaliler ve Sazak Köyü yol ayrımında bulunan kırmızı renkli killer de civardaki tuğla fabrikalarında kullanılmaktadır (Foto. 3.3-3.4).

Kocagöl dolayındaki killerde  $\text{SiO}_2$  ağırlıkça fazladır (%55). Terra-rozalarda bu oran daha az olup bunlarda CaO oranı fazladır. Ağlasun dolayındaki Sagalassus harabelerinde bulunan çanak-çömlekler analiz edilmiş ve bunların Kocagöl killeri ile aynı olduğu ortaya çıkmıştır. Dolayısıyla Kocagöl killerinin eskiden çanak-çömlek yapımında kullanıldığı tahmin edilmektedir. Killerin mineralojik bileşimleri ise montmorillonit ve illit ağırlıklıdır.



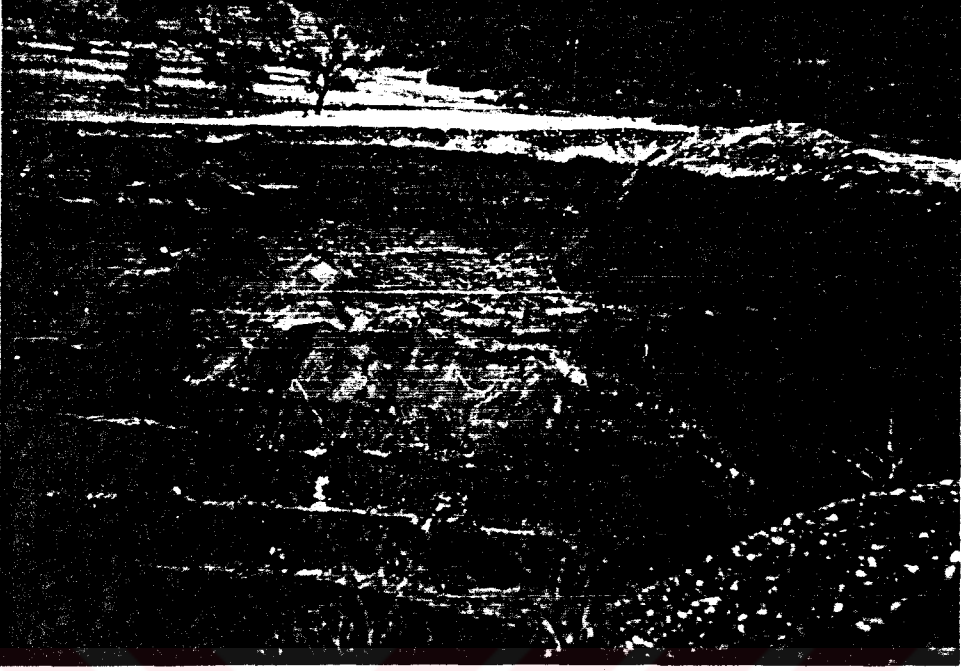


Foto. 3.3 Bucak doğusundaki kil yatakları. (Güneydoğuya bakış)

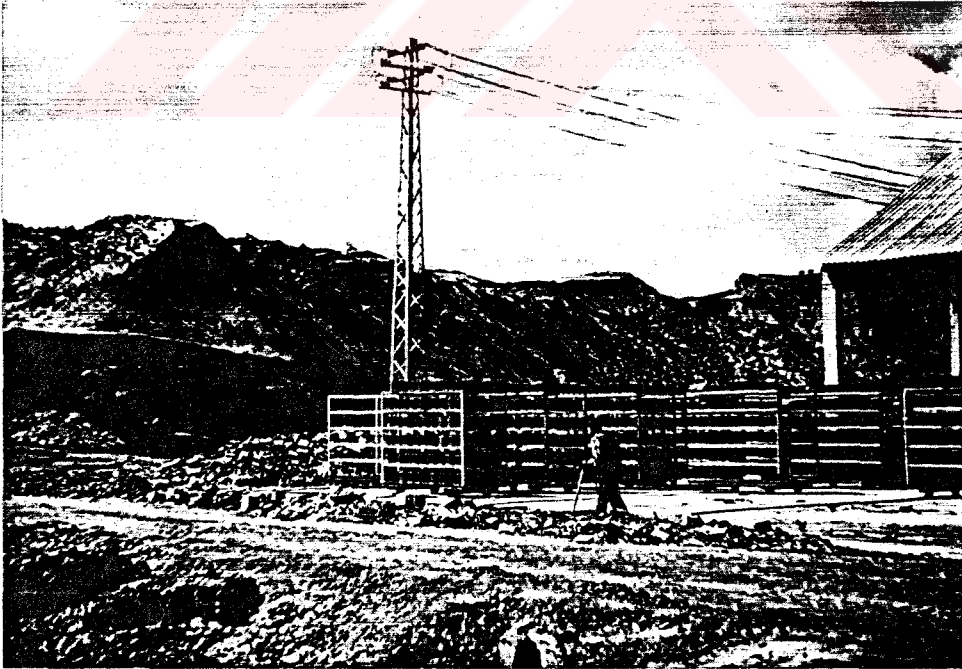


Foto. 3.4 Killerin değerlendirildiği Kibrit Köyündeki tuğla fabrikası. (Güneybatıya bakış)

Nedeni ise Kocagöl'ün kapalı bir havza olması ile açıklanabilir. Eğer ortam kapalı olmasaydı K ve Mg katyonları yıkanma yoluyla ortamdan uzaklaşacak ve killer kaolinit bileşimine girecekti. Killerin tuğla yapımına elverişli, ancak bazılarının da kiremit yapımına elverişli olduğu tespit edilmiştir (Söylemez, 1996).

### 3.3.2.3. Diğer yataklar

Isparta ofiyolitli karışığı içerisinde tipik olarak kromit asbest talk gibi yataklar beklenebilir. Ayrıca karbonatlı kayalarda kolay kırılabilen ve ulaşımı elverişli olan kesimleri yol için mıcır üretiminde kullanılabilir. Bucak güneyinde bulunan Susuzköy bazaltları da inşaat sektöründe yapıtaşı olarak kullanılabilir.



### 3.4. JEOLJİK EVRİM

Güneybatı Türkiye’de Isparta Büklümü civarında bulunan bölgede temelde Mesozoyik yaşlı karbonatlar yer almaktadır. Bölgesel olarak Liyas’dan, ancak inceleme alanında ise Senomaniyen’den başlayan, Turoniyen ve Alt Senoniyen’e kadar devam eden transgresyon neticesinde sığ denizel, neritik ortamı karakterize eden karbonatlar çökelmiştir. Çalışma bölgesindeki bu karbonatları Davraz kireçtaşı temsil eder. Alt Senoniyen sonunda transgresyonun devam etmesiyle ortam gittikçe derinleşmiş ve yarı pelajik-pelajik tortullar çökelmeye başlamıştır. Çörtlü mikritik kireçtaşları ile karakterize edilen Maestrihtiyen yaşlı pelajik karbonatlar, alttaki kireçtaşları üzerine su altında uyumsuz olarak çökelmişlerdir. Formasyon, neritik ortamdan pelajik ortama geçerken muhtemelen çökeltme havzasında sedimantasyon koşullarındaki değişim neticesinde inceleme alanında Santoniyen ve Kampaniyen’de tortul birikimi engellenmiştir.

Mesozoyik karbonatları üzerine çoğu kesimlerde uyumsuz olarak yerleşen, ancak inceleme alanında uyumlu olarak tespit edilen Senozoyik dönemi, Daniyen’den İpresiyen’e kadar devam eden kırıntılı tortullarla başlar. Senozoyik başlarında allokton birimler bölgeye ilk yerleşimlerini yapmışlardır. Ancak çalışma alanında bu yerleşimin herhangi bir belirtisi gözlenmez. Bununla birlikte Mesozoyik boyunca çökelen karbonatlı birimlerin yerini Senozoyik’de kırıntılı birimlere bırakması, bölgede başlayan bir duraysızlığın ilk belirtileridir. İpresiyen-Priaboniyen aralığında derin denizel ortam ürünü kırıntılı ve yer yer de karbonatlı birimler çökelmeye devam etmişlerdir. Bu arada genel olarak, Lütseyen yaşlı derin denizel ortam ürünü birimlerde nadiren Nummulites sp. fosillerine rastlanması da ortamın yer yer sığlaştığını belgeler. Nedeni ise bölgede Lütseyen sonunda ofiyolitli karışıkların kuzeyde ikinci yerleşimlerini yapmalarıdır.

İnceleme alanında izlenemeyen Oligosen, kuzeyde molaslar ile temsil edilir. Allokton konumlu ofiyolitli karışıkların bölgeye ikinci yerleşimlerini yaptıktan sonra derin denizel ortam Oligosen’de yerini sığ denizel ortama bırakmıştır.

Çalışma alanında Oligosen’de formasyon çökelişi izlenemezken, bir dizi tektonik yapılar gelişmiştir. Bu dönemin sonlarında bölgenin sığlaşması ile kısa süren bir çekme tektoniği neticesinde önce K-G, sonra KB-GD doğrultulu normal faylar gelişmiştir. Dolayısıyla çekme tektoniği iki ayrı evrede kendini gösterirken KB-GD doğrultulu faylar, diğer fayları yer yer kesmişlerdir.

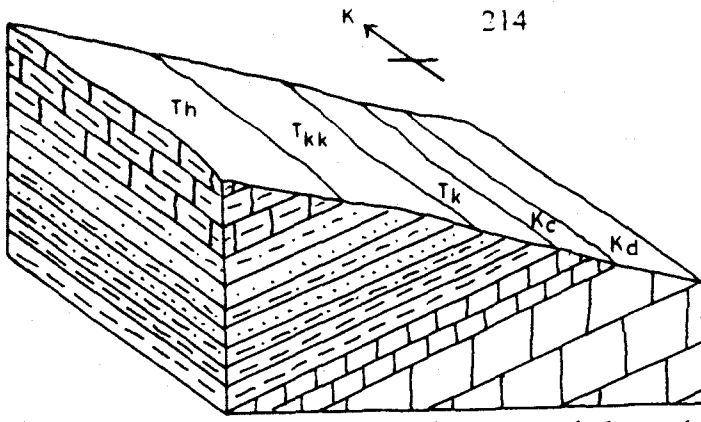
Buraya kadar anlatılan tüm birimler ve yapısal şekiller, Akitaniyen'de başlayan Miyosen transgresyonu ile uyumsuz olarak örtülmüştür. Koyu renkli resifal kireçtaşları ile başlayan transgresyon, Burdigaliyen'de ortamın yeniden derinleşmesiyle fliş fasiyesinde çökelen oldukça kalın bir istifile devam eder. Ancak Burdigaliyen sonunda allokton konumlu Akdağ kireçtaşı ve Isparta ofiyolitli karışığı, bölgeye üçüncü ve nihai yerleşmesini yaparak transgresyonu sona erdirmiştir.

Inceleme alanında batıdan doğuya doğru ilerleyen allokton birimler, Alt Miyosen ve öncesindeki tüm birimleri etkilemişlerdir. Tektonik olarak ilerlemenin ilk safhalarında K-G gidişli kıvrımlar gelişmiş, deformasyonun ileri safhalarında ise KD-GB doğrultulu sağ yönlü, KB-GD doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar gelişmişlerdir. D-B yönlü sıkışma tektoniğini destekleyen çatlak sistemleri ve ekaylanmalar, yine bu deformasyonun bölgede bıraktığı izlerdir. Doğrultu atımlı faylar, kendileri ile aynı deformasyon sonucu oluşan kıvrımları yer yer keserek ötelemişlerdir.

Allokton birimler bölgeye yerleşimlerini tamamladıktan sonra Orta-Üst Miyosen'de sığ denizel ortamda çakıltası ağırlıklı kaba kırıntılı tortullar, Orta-Üst Miyosen öncesi tüm birimleri uyumsuz olarak örtmüşlerdir.

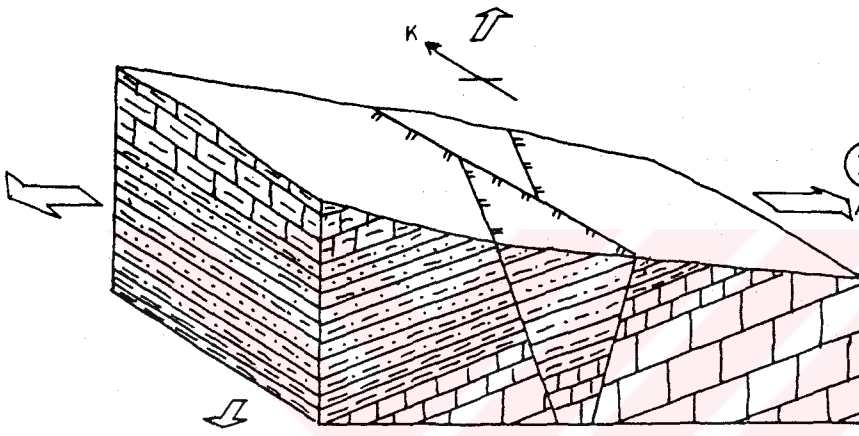
Üst Miyosen sonunda bölgede kısa süreli ve son bir sıkışma evresi daha meydana gelmiştir. KKB-GGD doğrultulu bu sıkışma evresi Üst Miyosen öncesi birimleri etkilemiş ve DKD-BGB gidişli kıvrımların oluşmasını sağlamıştır. Bu sıkışma evresi çatlak sistemlerinde de yer yer izlenmiştir.

Pliyosen, bölgenin tamamıyla çekme tektoniği denetimine girdiği dönemdir. Bu dönemde karasal tortullaşma, volkanizma ve blok faylanma evrelerinin tümü çalışma alanında gözlenir. Pliyosen başlarında bazaltların ortaya çıktığı volkanizma gelişirken, Pliyosen sonlarında ise K-G doğrultulu normal faylar gelişmiştir. Bölgenin tümüyle karasallaştığı bu dönemde Pleistosen'de karasal-görsel travertenler, çakıltaları ve kireçtaşları çökelmişlerdir. Yine bu dönemde KD-GB doğrultulu normal faylar gelişmiş olup bunlar kuzeybatıdaki Burdur grabenini sınırlayan faylara paralel ve aynı dönemde gelişmiş yapılarıdır. Dolayısıyla aktif olan bu faylar, Pleistosen sonu-günümüz aralığında oluşan D-B doğrultulu genç aktif faylar tarafından kesilmişlerdir. Bölgenin bugünkü morfolojisini kazandığı dönemde yüksek kesimlerden aşınan malzemeler taşınarak, yamaçlarda ve daha alçak kesimlerde depolanmış, böylece yamaç molozu ve alüvyonlar oluşmuşlardır (Şekil 4.3).



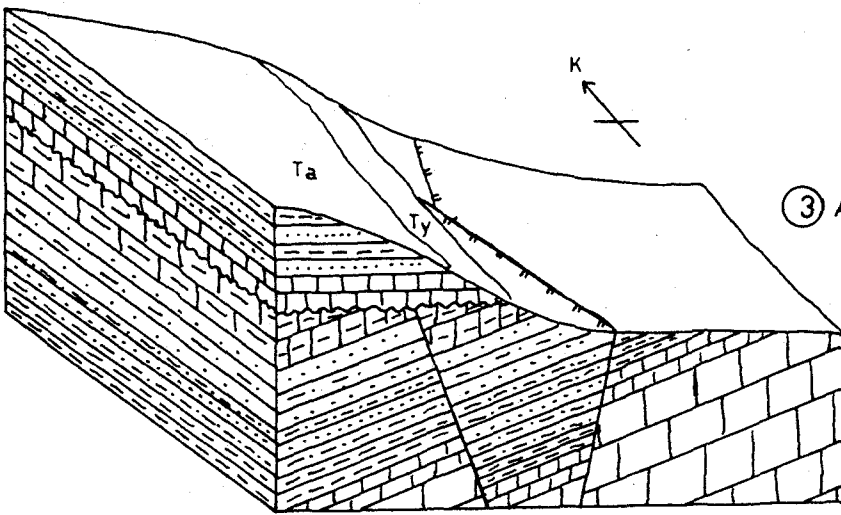
① EOSEN SONRASI

Üst Kretase'den Eosen'e kadar çökelen birimler.(Kd: Davraz kireçtaşı, Kç: Çiğdemtepe formasyonu, Tk: Kızılkırma formasyonu, Tkk: Kayıköy formasyonu, Th: Hüyük formasyonu)



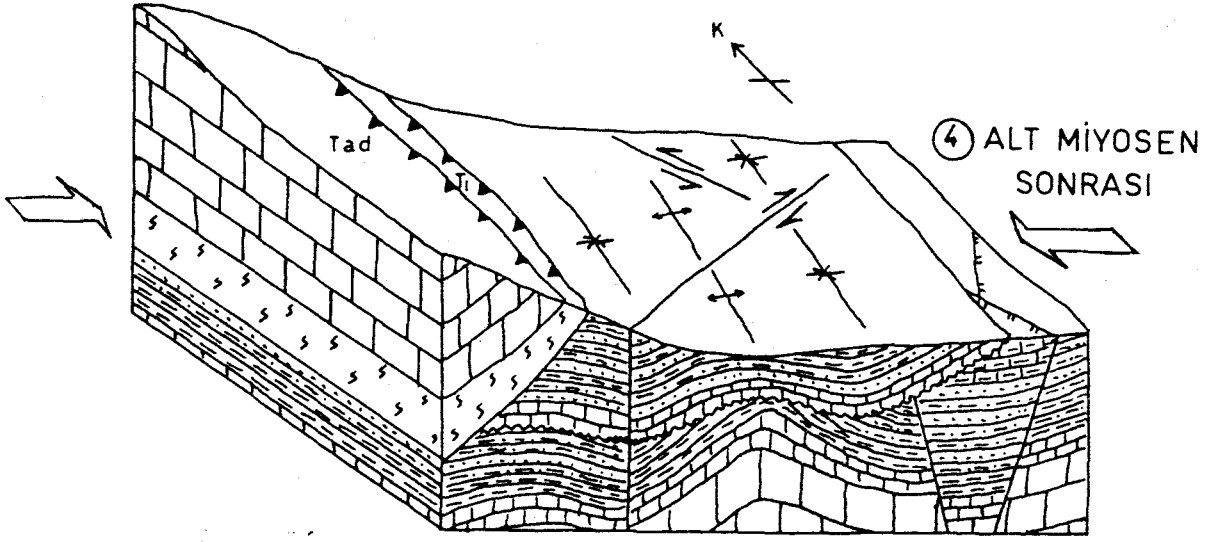
② ALT MİYOSEN ÖNCESİ

Önce K-G, sonra KB-GD doğrultulu normal fayların gelişimi.

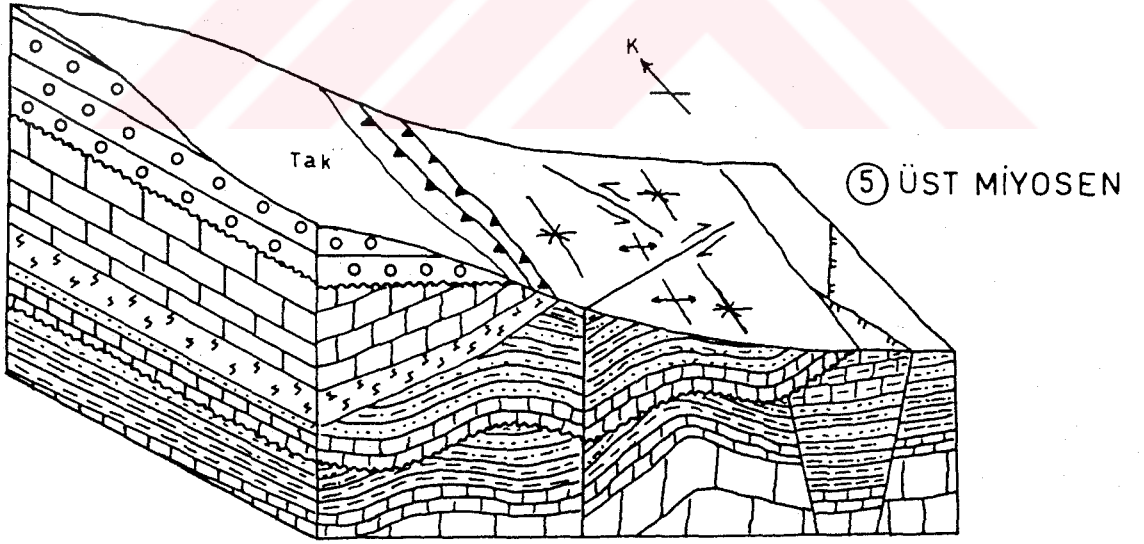


③ ALT MİYOSEN

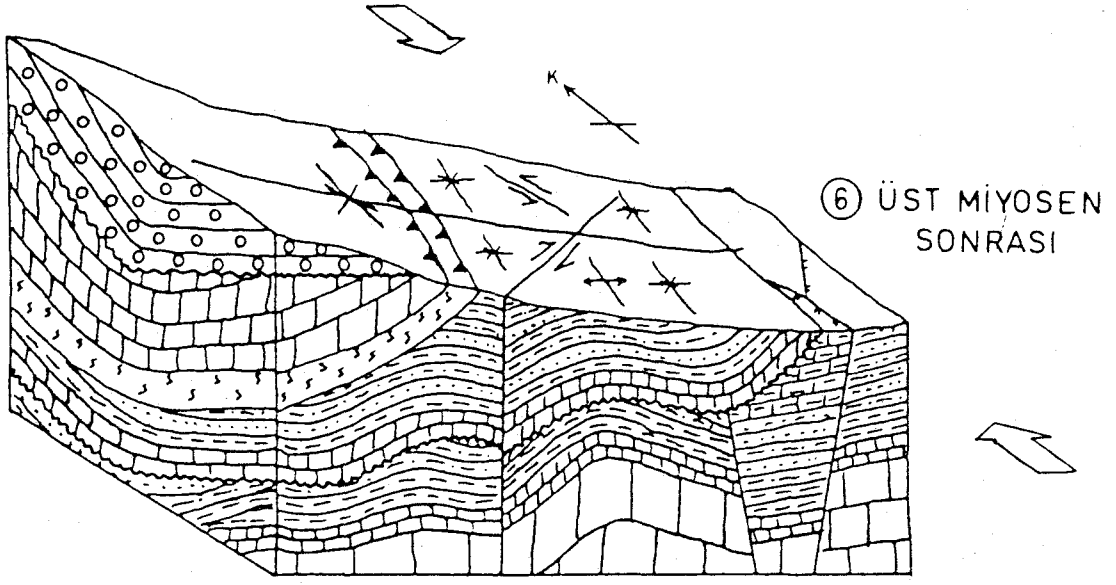
Miyosen transgresyonu ile resifal kireçtaşı ve fliş serisinin uyumsuz olarak bölgeye yerleşmesi.(Ty: Yazır kireçtaşı, Ta: Ağlasun formasyonu)



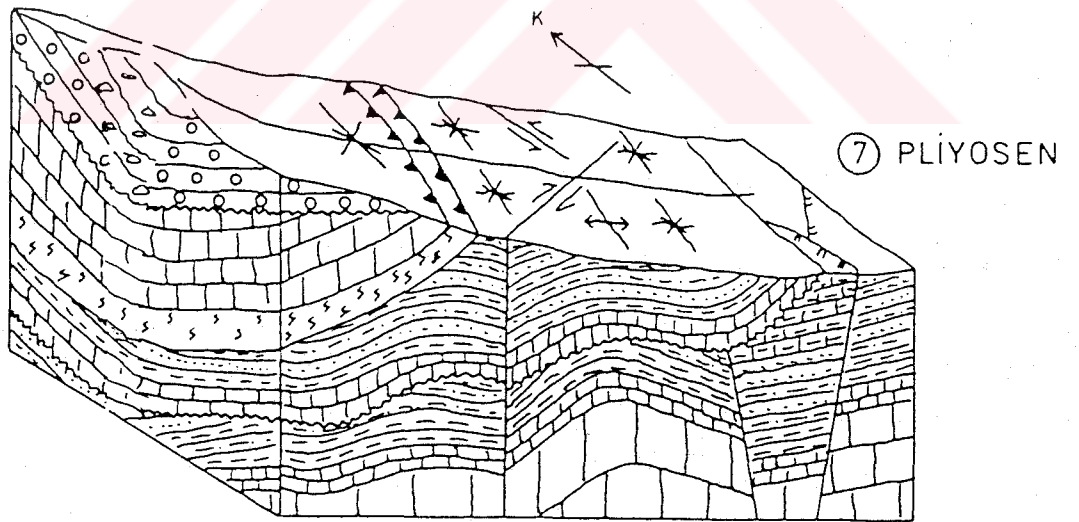
Isparta ofiyolitli karışığı ile Akdağ kireçtaşı'nın bölgeye allohton olarak yerleşmesi ve K-G gidişli kıvrımlar ile KD-GB doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar, KB-GD doğrultulu ise sol yönlü doğrultu atımlı fayların oluşumu.(Tı:Isparta ofiyolitli karışığı, Tad:Akdağ kireçtaşı)



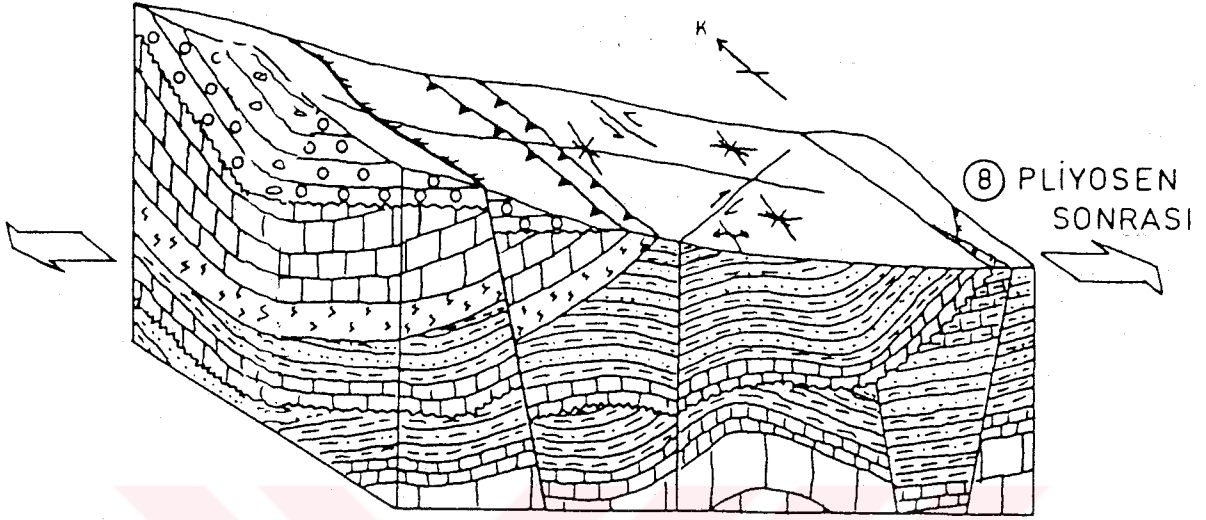
Büyük bindirme sonrası sığ denizel kaba kırıntılı tortulların bölgeye uyumsuz olarak yerleşmesi.(Tak:Aksu formasyonu)



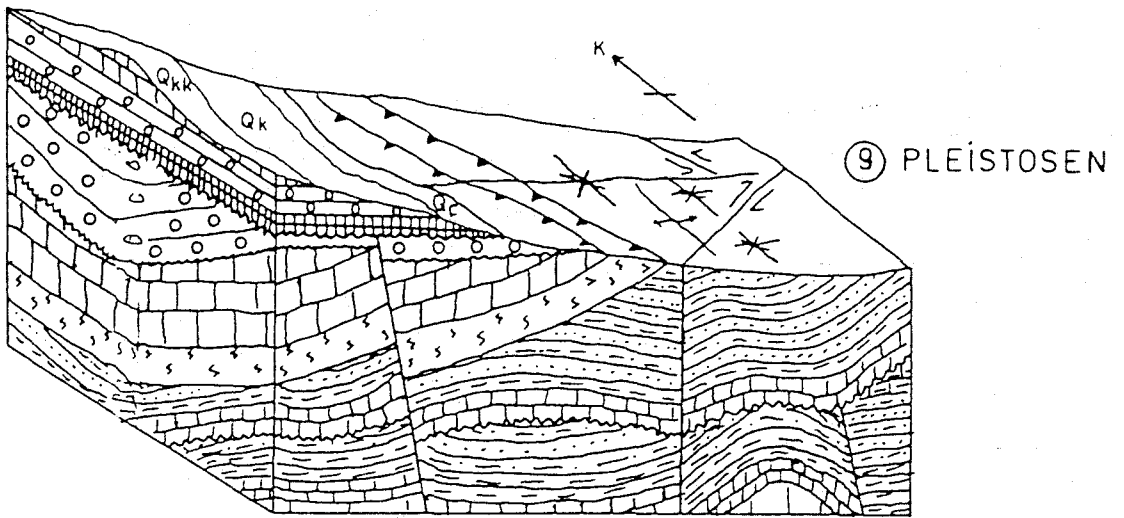
KKB-GGD yönlü sıkışma tektoniği sonucu DKD-BGB gidişli kıvrımların meydana gelmesi.



Çekme tektoniğinin egemen duruma geçmesi

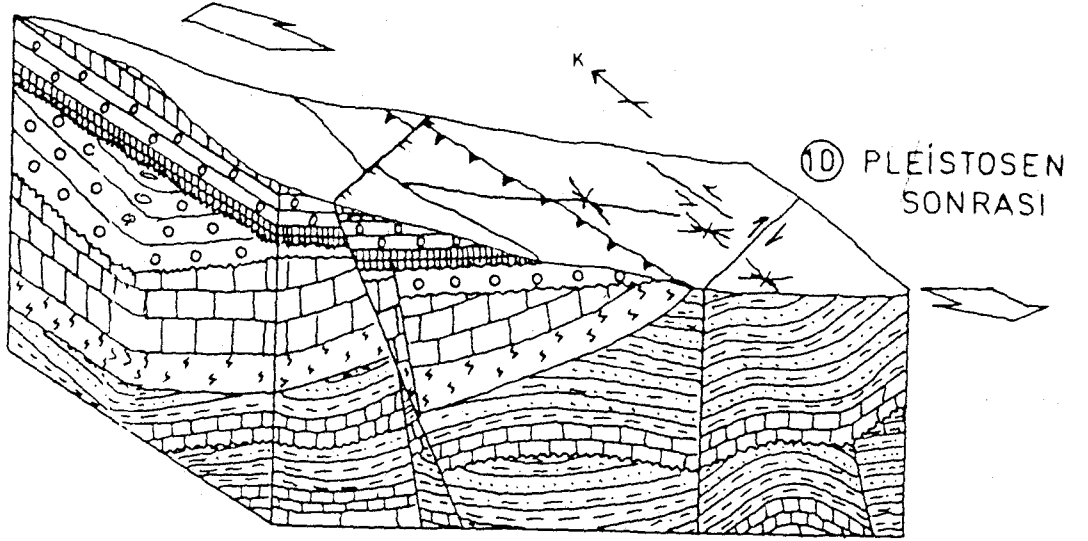


Bölgenin karasallaşması ile K-G doğrultulu normal fayların gelişimi.

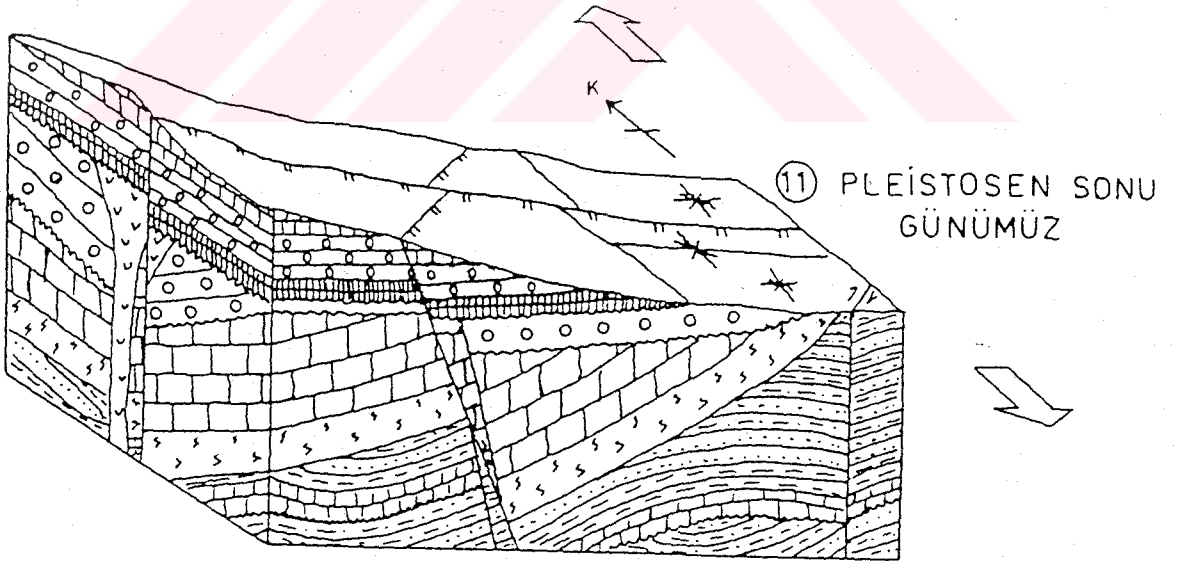


Bölgenin karasallaşması ile karasal-gösel birimlerin uyumsuz olarak yerleşimi. (Qç: Çamlık traverteni, Qk: Karaçal formasyonu, Qkk: Karyağdı kireçtaşı üyesi)





KD-GB doğrultulu aktif normal fayların gelişimi.



D-B doğrultulu aktif normal fayların gelişimi.

Şekil 4.3 Bölgenin jeolojik evrim modeli

#### 4. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Isparta Güneyinde bulunan Ağlasun-Bucak dolayının jeolojisinin ve tektonik özelliklerinin araştırıldığı bu çalışmada elde edilen sonuçlar ve öneriler şu şekilde sıralanabilir.

- 1- Bölgenin 1/25 000 ölçekli detay jeoloji haritası yapılmıştır. Dolayısıyla litostratigrafik, biyostratigrafik ve kronostratigrafik birim ayırtlama yöntemleri göz önünde bulundurularak kaya birimlerinin dokanakları çizilmiştir.
- 2- Bölgenin 1/25 000 ölçekli yapı haritası hazırlanmıştır. Bu haritada çalışma alanında bulunan tüm tektonik yapılar çizilmiştir. Birimler ise Miyosen öncesi otokton, Miyosen otoktonu, Lisiyen napları ve Miyosen sonrası otokton olarak sınıflandırılmıştır.
- 3- Bölgedeki en yaşlı otokton birim, neritik ortamı karakterize eden Davraz kireçtaşı olup yaşı Senomaniyen-Alt Senoniyen'dir.
- 4- Daha üstte ise uyumsuz olarak çörtlü, mikritik derin denizel kireçtaşından oluşan Çiğdemtepe formasyonu bulunur. Yaşı ise Maestrihtiyen olarak tespit edilmiştir.
- 5- Tersiyer yaşlı birimler ise bölgede çoğunlukla Kretase üzerinde uyumsuz olarak kabul edilmesine rağmen bu çalışmada uyumlu olduğu ortaya çıkmıştır. Çünkü Kızılkırma formasyonunun tabanı Alt Paleosen'e kadar indirilmiştir. Derin denizel ortamda çökelen Kızılkırma formasyonu çamurtaşı, killi kireçtaşı, kiltası ve kumtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Yaşı ise Paleosen-Alt Eosen'dir.
- 6- Daha üstte ise uyumlu olarak Orta Eosen (Lütesiyen) yaşlı Kayıköy formasyonu yer alır. Killi kireçtaşı, şeyl, kumtaşı ve çakıltası ardalanması gösteren birim, derin denizel ortam ürünüdür, ancak yer yer ortamın sığlaştığı da gözlenir. Kayıköy formasyonu üzerinde ise Üst Eosen (Priaboniyen) yaşlı Hüyük formasyonu uyumlu olarak bulunur. Killi kireçtaşlarından oluşan birim, derin denizel ortam ürünüdür ve Miyosen öncesinde çökelen birimlerin en gencidir.
- 7- Bölgedeki Miyosen transgresyonu Akitaniyen yaşlı Yazır kireçtaşı ile başlar. Koyu renkli resifal kireçtaşlarından oluşan birimin üzerine uyumlu olarak Ağlasun formasyonu gelir.
- 8- Fliş fasiyesinde izlenen Ağlasun formasyonu Burdigaliyen yaşlıdır. Derin denizel ortamda çökelen birim, kumtaşı, şeyl ve killi kireçtaşı ardalanması şeklindedir.

- 9- Ağlasun formasyonu üzerinde ise bindirmeli olarak allokton konumlu Isparta ofiyolitli karışığı ve Akdağ kireçtaşı yeralır.
- 10- Allokton konumlu birimlerden Isparta ofiyolitli karışığı, serpantin, radyolarit, çört, diyabaz ve kireçtaşı bloklarından oluşur. Akdağ kireçtaşları ise masif, şeker dokulu rekrystalize kireçtaşlarından meydana gelmiştir.
- 11- Allokton birimlerin bölgeye yerleşmesi sonrasında sığ denizel ortamda çökelen Aksu formasyonu bölgedeki birimleri uyumsuz olarak örtmüştür. Çoğunlukla çakıltası ve yer yer kumtaşı-kıltası araseviyelerinden oluşan formasyon Orta-Üst Miyosen yaşlıdır.
- 12- Mesozoyik'de bölgede denizel ortamda bazaltik volkanizma faaliyet göstermiştir. Dolayısıyla bu dönemde inceleme alanının güneyinde Susuzköy dolaylarında mostra veren bazaltlar, Susuzköy bazaltları olarak ayırt edilmiştir.
- 13- Pliyosen'den sonra bölge karasallaşmış ve Pleistosen başında Çamlık travertenleri doğuda çökelmiştir.
- 14- Çamlık travertenlerinin üzerinde ve onlarla yanal geçişli olarak da izlenen Karaçal formasyonu yeralır. Karasal-gösel ortamda oluşmuş ve çoğunlukla çakıltılarından meydana gelen formasyon içerisinde kumtaşı ve kıltası araseviyeleri yeralır. Karaçal formasyonu üzerinde gösel ortamda oluşan Karyagdı üyesi ise kireçtaşından meydana gelmiştir. En üstte ise yamaç molozu ve alüvyon bulunmaktadır.
- 15- Isparta ofiyolitli karışığı ve Akdağ kireçtaşı gibi allokton birimlerin bölgeye D-B yönlü sıkışma tektoniği sonucu yerleştikleri, ve hareketin batıdan doğuya doğru olduğu ortaya çıkarılmıştır. D-B yönlü sıkışma rejimi sonucu ekaylanmalar gelişmiştir. Bucak ile Susuzköy arasında bir tektonik zon bulunduğu ve bunun Alt Miyosen sonrasındaki sıkışma ile meydana gelen bir kırık hattı olduğu tespit edilmiştir. Allokton birimlerin Burdigaliyen yaşlı Ağlasun formasyonu üzerinde bulunduğu, dolayısıyla tektonik olarak yerleşimin Burdigaliyen (Alt Miyosen) sonrası olduğu ortaya çıkarılmıştır.
- 16- Gerek arazi gözlemleri ve gerekse büroda yapılan diyagramlar sonucu Alt Miyosen ve öncesi birimlerde ortalama K-G doğrultulu kıvrım eksenleri tespit edilmiştir.
- 17- Yine Alt Miyosen ve öncesi birimlerin çoğunda çatlaklara ait diyagramlar yapılmış ve genel olarak ortaya çıkan D-B doğrultulu çatlaklar tansiyon, KB-GD ve KD-GB doğrultulu çatlaklar ise makaslama çatlakları olarak yorumlanmıştır.
- 18- Alt Miyosen sonundaki bölgede oldukça etkili olan sıkışma tektoniği neticesinde doğrultu atımlı fayların oluştuğu tespit edilmiştir. Özellikle bölgenin güneyinde yeralan ve

yaklaşık birbirlerine paralel olarak gelişen KD-GB doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar bulunmaktadır. Bu faylar aynı tektonizma sonucu gelişen kıvrım eksenlerini de yer yer kesmişlerdir. Buna göre sıkışmanın ilk safhalarında kıvrımlanmanın, ileri safhalarında ise sağ yönlü doğrultu atımlı fayların geliştiği gözlenmiştir.

19- Aynı sıkışma tektoniği sonucu KB-GD doğrultulu sağ yönlü bir doğrultu atımlı fayın olabileceği, faya ait veriler değerlendirilerek tespit edilmiştir.

20- Orta-Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonunun çökeliminden sonra bölgede son bir sıkışma evresi daha izlenmiştir. Bu evre KKB-GGD yönlü sıkışma evresidir.

21- Aksu formasyonunda arazi gözlemleri ve büröda yapılan diyagramlar sonucunda KKD-GGB gidişli kıvrımlar tespit edilmiştir. Bu yönlü kıvrım eksenleri Davraz kireçtaşı ve Ağlasun formasyonunda da gözlenmiştir.

22- Orta-Üst Miyosen öncesi birimlerde yapılan çatlak ölçümleri sonucu diyagramlarda ikincil olarak gelişen KKB-GGD doğrultulu çatlaklar gözlenmiştir. Bunlar ise Üst Miyosen sonunda oluşan KKB-GGD yönlü sıkışma tektoniği neticesinde meydana gelen tansiyon çatlakları olduğu tespit edilmiştir.

23- Bölgede Miyosen öncesi ve Miyosen sonrası olmak üzere iki gurup normal fay tespit edilmiştir. Bunlardan Alt Miyosen öncesinde oluşan normal faylar K-G doğrultulu ve KB-GD doğrultulu olmak üzere ikiye ayrılmıştır. Bunlardan K-G doğrultulu olan faylar, KB-GD doğrultulu normal faylardan daha yaşlı oldukları ortaya çıkarılmıştır.

24- Miyosen sonrasında gelişen normal faylar ise üçe ayrılmıştır. Bunlardan K-G doğrultulu olan faylar, bu gurup içerisindeki en yaşlı olan normal faylardır. Yaşları ise Pliyosen sonu olarak tespit edilmiştir. Daha sonra gelişen KD-GB doğrultulu fayların Pleistosen'de meydana gelmiş oldukları ortaya çıkarılmıştır. En son olarak oluşan normal faylar da D-B doğrultulu olup tüm birimleri ve yapıları kestiği tespit edilmiş, yaşları ise Pleistosen sonu-günümüz olarak yorumlanmıştır.

25- Miyosen sonrasında meydana gelen normal faylar bölgede aktifdirler. Yakın civarlarda özellikle Burdur dolaylarında ön ceden meydana gelen depremleri oluşturan faylar, çalışma bölgesindeki faylara yaklaşık paralel olarak ve muhtemelen de aynı zamanda gelişmişlerdir. Dolayısıyla bölgedeki deprem riski oldukça yüksektir. Neotektonik dönemde gelişen fayların oluşturacağı olası depremlere karşı mühendislik yapılarındaki projelendirmede bu husus titizlikle göz önüne alınmalıdır.

26- Bölgede yeralan kaya birimlerine önceki çalışmacıların hangi ismi verdikleri, özellikleri ve yaş ilişkileri litoloji anlatımında mümkün olduğu kadar derlenerek ve denştirilerek sunulmuştur.

27- Bilindiği gibi bölgede değişik amaçlara yönelik çok sayıda araştırma bulunmaktadır. Her bir araştırmada çalışmacılar kaya birimlerini farklı isimlerle değerlendirmişlerdir. Çoğunlukla özellikleri aynı olan, fakat farklı alanlarda mostra veren kaya birimleri farklı isimler almalarından dolayı literatürde isim karmaşası ortaya çıkmıştır. Böylece aynı formasyonun birden fazla isimle anılması, bölgedeki jeolojik çatının kurulamamasındaki engellerin başında gelmektedir. Özellikle bu husus göz önüne alınarak formasyon adlamalarında mümkün olduğu kadar önceki çalışmacıların verdikleri isimlere sadık kalınmıştır. Aynı zamanda stratigrafi bölümünde kaya birimlerinin özelliklerinde ulaşılabildiği kadarıyla önceki çalışmacıların kullandıkları adlamalar denştirmeli olarak verilmiştir. Böylece yörede bundan sonra yapılacak olan çalışmalarda, araştırmacıların karmaşıklıktan kurtulması için bu çalışma bir başlangıçtır. Dolayısıyla bundan sonraki çalışmalarda, formasyon adlamalarında karmaşanın devam etmemesi için, stratigrafik adlama kurallarına uygun olarak bölgede yeniden ve kalıcı bir formasyon ismi sadeleştirmesine acilen gidilmelidir.

28- Önceki çalışmacıların çoğunun uyumsuz olarak belirttikleri Kretase-Tersiyer dokanağı bu çalışmada uyumlu olarak kabul edilmiştir. Çünkü Maestrihtiyen yaşlı birimin üzerine gelen Tersiyer yaşlı birimlerde Paleosen'in en alt seviyesi (Daniyen) tespit edilmiştir.

29- Çamlık dolayında bulunan travertenler önceki çalışmalarda Pleistosen'in en üstüne yerleştirilmiştir. Dolayısıyla travertenler, genç ve kaba kırıntılı karasal çökellerin üstünde yer aldığı belirtilmektedir. Ancak bu çalışmada travertenlerin altında bulunan Orta-Üst Miyosen yaşlı çakıltaşlarından ayrı olarak, travertenlerin üzerinde bir çakıltaşı seviyesi daha tespit edilmiştir. Kaba kırıntılı bu karasal çökellerin travertenlerin üzerinde bulunduğu bizzat arazi gözlemlerinden ortaya çıkarılmıştır.

30- Bölgedeki Davraz kireçtaşlarında bulunan karstik yapıların, özellikle atık suların verildiği düdenlerin yayılımları, geometrileri, birbirleriyle ilişkileri ve yeryüzü ile olan bağlantıları dikkatli bir şekilde ortaya çıkarılmalıdır. Çünkü bu düdenlere verilen atık suların nerelere doğru gittiği henüz daha ortaya çıkmamıştır. Bunun tespit edilmesi gerekir.

31- Bölgenin ekonomisinde travertenler önemli bir yer tutmaktadır. Yörede başka traverten yataklarının olup olmadığı detaylı bir biçimde araştırılmalıdır.

32- Turizme açık olan fakat rağbet görmeyen Çamlık dolayındaki Kremna harabelerinin restore edilerek turizmin canlandırılması gerekir. Ayrıca bu harabelerdeki sütunların çoğu granittir. Muhtemelen yakın civardan getirilmiş olan granitin yeri araştırılarak ekonomikliğı irdelenmelidir.



## KAYNAKLAR

- Akay, E., Uysal, Ş., Poisson, A., Cravatte, J., Müller, C., 1985, Antalya Neojen Havzasının stratigrafisi, T.J.K. Bülteni, C 28, 105-119 Ankara.
- Akbulut, A., 1980, Eğirdir Gölü güneyinde Çandır (Sütçüler-Isparta) yöresindeki Batı Torosların Jeolojisi, T.J.K. Bülteni, C 23, 1-9 Ankara.
- Baykal, F., Kalafatçıoğlu, A., 1973, Antalya körfezi batısında yeni jeolojik müşahedeler, M.T.A. Dergisi, S 80, Ankara.
- Bilgin, A., Köseoğlu, M., Özkan, G., 1989, Isparta Gölcük yöresi kayaçlarının mineraloji, petrografi ve jeokimyası, Tübitak Doğa yerb. dergisi, C 14, 343-360 Ankara.
- Bilgin, A., Köseoğlu, M., 1991, Isparta Gölcük yöresindeki kil minerallerinin mühendislik önemi, A.Ü. Isp. Müh. Fak. Dergisi, Jeo. Müh. Seksiyonu, II, S 6, 41-54 Isparta.
- Bilgin, A., Karagüzel, R., Taşdelen, S., Özkul, M., Doğan, A., 1994, Bucak-Burdur kanalizasyon arıtma tesislerinden çıkan suların deşarjının yapıldığı karstik düden ve yakın civarı ile Kikez içme suyu sahalarının yeraltı suyu kirliliğinin araştırılması, S.D.Ü. Müh. Mim. Fak. Döner sermaye final raporu, Proje no: 1994-17, Isparta.
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolunun jeotektonik evrimi, M.T.A. Dergisi, no:86 Ankara.
- Bingöl, E., 1986, Doğruktu atım sorunu ve jeolojisi, M.T.A. Gen. Md. Yay. Eğitim serisi, no: 28 Ankara.
- Blumenthal, M. M., 1951, Batı Toroslarda Alanya ard ülkesinde jeolojik araştırmalar, M.T.A. Enstitüsü, No5, Ankara.
- Blumenthal, M. M., 1963, Le systeme structural de Taurus sud Anatolien: Livre a la mem. Prof. P. Fallot: Mem, hs-ser soc. Geol. France 11, 611-662
- Boray, A., Şaroğlu, F., Emre, Ö., 1985, Isparta büklümünün kuzey kesiminde Doğu-Batı daralma için bazı veriler, T.M.M.O.B., J.M.O., Jeo. Müh. Dergisi, Sayı 23, 9-21 Ankara.
- Brunn, J. H., Argyriadis, I., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., Ricou, Le., 1975, Antalyanın ofiyolit naplarının orjini lehinde ve aleyhindeki kanıtlar, Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri kong., Özel bası, M.T.A. Gen. Md. 58-70 Ankara.
- Crowell, J. C., 1974, Origine of late Cenozoic basins in southern California in. Tectonic and Sedimentation (ed W. R. Dickinson) Spec. Publ. Soc. Econ. Paleon. Miner., 22, 190-204.

- Demirkol, C., Yetiş, C., 1985, Sultandağları kuzeybatısındaki allohton birimler ve jeolojisi, *Jeo. Müh. Dergisi*, S 23, 3-10 Ankara.
- Demirtaşlı, E., 1978, Toros kuşağındaki batı ve orta kısımların jeolojik evriminde yeni veriler, *T.J.K.*, 32. Bilimsel ve Teknik kurultayı bildiri özleri, Ankara.
- Dilek, Y., Rowland, J. C., 1993, Evolution of a conjugate passive margin pair in Mesozoic southern Turkey, *Tectonics*, vol. 12 no:4 P. 954-970.
- Dott, R. H. Jr., 1964, *Jurnal of sedimentary petrology*, v 34, p. 625-632.
- Dumont, J. F., Kerey, E., 1975, Eğirdir Gölü güneyinin temel jeolojik etüdü, *T.J.K. Bülteni*, C 18, 169-174 Ankara.
- Dumont, J. F., 1976, Isparta kıvrımı ve Antalya naplarının orjini: Torosların Üst Kretase tektojenezi ile oluşmuş yapısal düzeninin büyük bir dekoşman, transtorik arızayla ikiye ayrılması varsayımı, *M.T.A. Dergisi*, 84, 56-67 Ankara.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1, 108-21.
- Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M. A., Alkan, H., Öztaş, Y., Akpınar, M., 1982, Kalkan (Antalya)-Muğla ve Burdur illeri arasında kalan alanın jeolojisi, *Türkiye Petrol Kongresi, Prog. ve Bild. özleri*, s 21, Ankara.
- Ersoy, Ş., 1990, Batı Toros (Likya) naplarının yapısal öğelerinin ve evriminin analizi, *T.M.M.O.B., J.M.O.*, *Jeo. Müh. Dergisi*, s 37, 5-16, Ankara.
- Ersoy, Ş., 1991, Daçça (Muğla) yarımadasının stratigrafisi ve tektoniği, *T.J.K. Bülteni*, c 34, s 2, 1-14, Ankara.
- Ersoy, Ş., 1992, Dirmil (Burdur) ve güneyindeki Tektonik ve Neotokton birimlerin stratigrafisi ve ortamsal yorumu, *T.J.K. Bülteni*, c 35, s 2, 9-24 Ankara.
- Fleuty, M. J., 1964, The description of folds, *Geological Associations proceeding* 75-461-492.
- Folk, R. L., 1962, Classification of carbonate rocks, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1, 62-84.
- Folk, R. L., 1974, *Petrology of sedimentary rocks*, Hemphills, Austin Texas.
- Gedikoğlu, A., Kuşçu, M., Türker, F., 1988, Gölcük yöresi pomza yataklarının ekonomik özellikleri, *A.Ü. Isp. Müh. Fak. Dergisi, Jeo. Müh. Seksiyonu*, s 4, 432-449 Isparta.



- Görmüş, M., Karaman, M. E., 1992, Facies changes and new stratigraphical-paleontological data in the Cretaceous-Tertiary boundary around Söbüdağ (Çünür-Isparta), Geosaund, Ç.Ü., 21, 43-47 Adana.
- Görmüş, M., Özkul, M., 1995, Gönen-Atabey (Isparta) ve Ağlasun (Burdur) arasındaki bölgenin stratigrafisi, S.D.Ü. Fen Bil. Enst. Dergisi, s 1, 43-64 Isparta.
- Graciansky, P. Ch., 1968, Teke yarımadası (Likya) Toroslarının üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro-Toroslardaki yeri, M.T.A. Dergisi, 71, 73-93 Ankara.
- Graciansky, P. Ch., 1972, Recherches geologiques dans le Taurus Lycien., Univ. Paris Sud (Orsay), Thessis, 762 s.
- Gutnic, M., 1977, Geologie Du Taurus Pisidien au Nord d'Isparta (Turquie). Publ. Faculte des sciences Üniv. Paris Sud, Orsay 130 p.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont, J. F., 1979, Geologie Des Taurides Occidentales (Turque) Mem. Soc. Geol. Fr., N. Ser., 58-137.
- Günay, Y., Bölükbaşı, A. S., Yoldemir, O., 1982, Beydağlarının stratigrafisi ve yapısı, Türkiye Petrol Kongresi, Prog. ve Bild. Özleri, s 19-20 Ankara.
- Hançer, M., Karaman, M. E., 1993, Kaşıkara (Eğirdir-Isparta) dolayının jeolojisi ve yapısal evrimi, A.Ü. Isp. Müh. Fak. Dergisi, Jeo. Müh seksiyonu, s 7, 305-315 Isparta.
- Hançer, M., Karaman, M. E., 1994, Hoyran Tersiyer (Neojen) havzasının stratigrafisi ve ekonomik potansiyeli, T.J.K. Bülteni, s 9, 201-208 Ankara.
- Hayward, A. B., 1982, Türkiyenin güneybatısındaki Beydağları ve Susuz dağ masiflerindeki Miyosen yaşlı kırıntılı tortulların stratigrafisi, T.J.K. Bülteni, c 25, 81-89 Ankara
- Hayward, A. B., Robertson, A. H. F., 1984, Beydağları otoktonunun Kretase ve Tersiyer çökellerinden elde edilen ofiyolit yerleşim yönü, Yeryuvarı ve İnsan, c 8, s 1, Ankara
- İnan, N., 1985, Antalya travertenlerinin oluşumu ve özellikleri, T.M.M.O.B., J.M.O., Jeo. Müh. Dergisi, s 24, 31-40 Ankara..
- Juteau, T., 1975, Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Yurquie) Mem. Sci. Terre Nancy 32.
- Kalafat, D., 1988, Güneybatı Anadolu ve yakın çevresinin deprenselliği, Aktif tektoniği, Afet İşl. Gen. Md. Deprem araştırma bülteni, s 63, Ankara.
- Karaman, M. E., 1986, Burdur dolayının genel stratigrafisi, A.Ü. Isp. Müh. Fak. Dergisi, s 2, B, 23-26 Isparta.

- Karaman, M. E., 1988, Burdur havzasının jeomorfolojik gelişiminde tektonizmanın etkisi, 12. Türkiye Jeomorfoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, bildiri özleri, Türkiye Jeomorfoloqlar Derneği, s 25, Ankara.
- Karaman, M. E., Meriç, E., Tansel, İ., 1988, Çünür (Isparta) Dolaylarında Kretase-Tersiyer geçişi, A.Ü. Isp. Müh. Fak. Dergisi, Jeo. Müh. Seksiyonu, s 4, 80-100 Isparta.
- Karaman, M. E., 1989, Eğirdir, Kovada, Kaşıkara ve Burdur geç Senozoyik havzalarının yapısal evrimi ve ekonomik potansiyeli, 13. Türkiye Jeomorfoloji Kurultayı, Bildiri özleri, Türkiye Jeomorfoloqlar Derneği, s 42-43 Ankara.
- Karaman, M. E., 1990, Isparta güneyinin temel jeolojik özellikleri, T.J.K. Bülteni, c 33, s 2, 57-67 Ankara.
- Karaman, M. E., Meriç, E., Tansel, İ., 1990, Gönen-Atabey (Isparta) arasındaki bölgenin jeolojisi, C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, seri A, Yerbilimleri, c 6,7, s 1,2, 129-139 Sivas.
- Karaman, M. E., 1994, Isparta-Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri, T.J.K. Bülteni, c 37, s 2, 119-134 Ankara.
- Karaman, M. E., 1996, Temel Yapısal Jeoloji ve uygulamaları, Devran matbaacılık, Sıhhiye, Ankara.
- Kazancı, N., Karaman, M. E., 1988, Gölcük (Isparta) Pliyosen volkanoklastiklerinin sedimanter özellikleri ve depolanma mekanizmaları, A.Ü. Isp. Müh. Fak. Dergisi, Jeo. Müh. Seksiyonu, s 4, 16-36 Isparta.
- Ketin, İ., 1966, Güneydoğu Anadolunun Kambriyen teşekkülleri ve bunların İran Kambriyeni ile mukayesesi, M.T.A. Dergisi, No66, Ankara.
- Ketin, İ., 1977, Türkiyenin başlıca orojenik olayları ve paleocoğrafik evrimi, M.T.A. Dergisi, no: 88, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1980, Hoyran Gölü yöresinin (Afyon-Isparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri, A.Ü. Fen Fak., Doçentlik tezi, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1981, Isparta Büklümünde (Batı Toroslar) Toros Karbonat Platformunun evrimi, T.J.K. Bülteni, c 24, s 2, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1983, Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) dolayının tektoniği, T.J.K. Bülteni, c 26, s 1, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, T.J.K. Bülteni, c 27, s 1, Ankara.

- Kuşçu, M., Gedikoğlu, A., 1990, Isparta Gölçük yöresi Pomza yataklarının jeolojik konumu, T.M.M.O.B., J.M.O., Jeo. Müh. Dergisi, s 37, 69-78 Ankara.
- Lefevre, R., 1967, Un nouvel element de la geologie du Taurus Lycien: Les nappes d'Antalya (Turquie) C.R. Acad. Sci. Paris, ser. D, 265, 1365-1368.
- Lefevre, R., 1983, Presence de leucitites dans le volcanisme Pliocene de la region d'Isparta (Taurus Occidentales Turquie). C.R. Acad. Sc. Paris t. 297 Serie II. 367-372.
- Marcoux, J., 1979, Antalya naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri, T.J.K. Bülteni, c 22, s 1, 1-15 Ankara.
- Monod, O., 1977, Recherches geologique dans le Taurus Occidental au dud de Beyşehir (Turquie), These Üniv. Paris-Sud Orsay 442 s.
- Monod, O., 1978, Güzelsu-Akseki bölgesinin Antalya napları üzerine açıklama, T.J.K. Bülteni, c 21, s 2, Ankara.
- Önalın, M., 1979, Elmalı-Kaş arasındaki bölgenin jeolojisi, İ.Ü. Fen Fak. Monografileri, s 29, İstanbul.
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri, T.J.K. Bülteni, c 19, s 1, 65-78 Ankara.
- Özgül, N., 1984, Alanya bölgesinin jeolojisi, T.J.K. Ketin simpozyumu, Ankara.
- Perejas, E., 1942, Sandıklı, Dinar, Burdur, Isparta ve Eğirdir bölgesinde yapılan jeolojik löveler hakkında rapor, M.T.A. Rapor no: 1390, Ankara.
- Poisson, A., Poignat, A. P., 1974, Korkuteli bölgesindeki Miyosen transgresyonunun tabanı olan Karabayır formasyonunda yeni bir kırmızı alg türü, Lithothamnium pseudomessicium, M.T.A. Dergisi, s 82, Ankara.
- Poisson, A., 1977, Recherches geologiques dans les Taurides Occidentales (Turquie), These presente a l'Universite de Paris sud (Centre D'Orsay) n° d'ordre :1902, Orsay.
- Poisson, A., Akay, E., Cravatte, J., Muller, C., Uysal, Ş., 1984, Antalya naplarının Isparta bölükümü merkezine yerleşmesi zamanı üzerine yeni veriler, Yeryuvarı ve İnsan, c 8, s 1, Ankara.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J., Uysal, Ş., 1984, The Isparta angle e Mesozoic paleorift in the western Taurids, International Symposium geology of the Taurus Belt, M.T.A Yayınları 11-26 Ankara.

- Ricou, L. E., 1980, Toroslari Hellenidler ve Zagridler arasindaki yapisal rolü, T.J.K. Bülteni, c 23, s 2, Ankara.
- Robertson, A. H. F., 1993, Mesozoic-Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms margins and small ocean basins in the Antalya complex southwest Turkey, Spec. Publs. Int. Ass. Sediments 20, 415-465.
- Sarıiz, K., 1985, Keçiborlu kükürt yataklarının oluşumu ve yörenin jeolojisi, Anadolu Üniv. Müh. Mim. Fak Yayınları no 22, Eskişehir.
- Sipahi, M. H., 1984, Antalya Aksu Çayı havzasının karst hidrojeolojisi incelemesi, İ.Ü. Fen Bil. Enst. Doktora tezi, (Yayınlanmamış) İstanbul.
- Söylemez, M., 1996, Isparta Bucak yöresindeki kil ocaklarının mineralojik ve bazı mühendislik özellikleri, S.D.Ü. Fen Bil. Enst. Master tezi (Yayınlanmamış), Isparta.
- Şenel, M., Serdaroğlu, M., Kangil, R., Ünverdi, M., Gözler, Z., 1981, Teke Toroslari güneydoğusunun jeolojisi, M.T.A. Enst. Dergisi, 95-96, 13-43 Ankara.
- Şenel, M., 1984, Discussion on the Antalya nappes: International symposiums, geology of the Taurus belt, M.T.A. Yayınları, 41-51 Ankara.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetisin evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım, T.J.K. Yerbilimleri özel dizisi, no:1, Ankara.
- Şengör, A. M. C., 1984, Türkiye'nin tektonik tarihinin yapisal sınıflaması, T.J.K. Ketin simpozyumu, Ankara.
- Taşdelen, S., 1993, Çine Ovası (Burdur) ve yakın dolayının hidrojeoloji incelemesi, S.D.Ü. Fen Bil. Enst. Doktora tezi (Yayınlanmamış), Isparta.
- T.C. İmar va İskan Bakanlığı 1/1850000 ölçekli Türkiye Deprem bölgeleri haritası, 1972, Ankara.
- Üşümezsoy, Ş., 1987, Kuzeybatı Anadolu yığışım orojeni: Paleotetisin batı kenet kuşağı, T.J.K. Bülteni, 30, 53-62 Ankara.
- Varkal, M., 1991, Çamlık (Bucak-Burdur) travertenlerinin jeolojisi ve mermer olarak kullanılabilirliğinin araştırılması, A.Ü. Fen Bil. Enst., Master tezi (Yayınlanmamış), Isparta.
- Waldron, J. W. F., 1982, Stratigraphy and sedimentary evolution of the NE Antalya complex: Isparta province Turkey, M.T.A. Dergisi, 97-98, 1-20 Ankara.

- Whitechurth, H., Juteau, T., Montigny, R., 1983, Toros ofiyolitleri ve Doğu Akdeniz çevresinde okyanus açılımları ve kapanımlarının tanımlanmasına katkısı, Yeryuvarı ve insan, c8, s1 Ankara.
- Woodcook, N. H., Robertson, A. H. F., 1977, Imbricate thrust belt tectonics and sedimentation as a guide to emplacement of part of the Antalya complex SW Turkey, (Second edition, 1985) abstracts 6<sup>th</sup>. colloquium geology of the Aegean Region, İzmir, Turkey, 661-671.
- Yağmurlu, F., Karaman, M. E., 1987, Kovada güneyinde yer alan linyit içerikli dağarası Neojen havzasının jeoloji özellikleri, A.Ü. İsp. Müh. Fak. Dergisi, Jeol. Müh. Sektörü, s 3, 145-155 Isparta.
- Yağmurlu, F., 1992, Eğirdir güneyi Mesozoyik karbonat istifi içinde yer alan dolomitik hazne kayalarının petrografik özellikleri, Türkiye 9. Petrol Kongresi, Türkiye Petrol Jeologları Derneği, s 102, 112 Ankara.
- Yağmurlu, F., 1994a, Isparta kuzeyinde yer alan Oligosen yaşlı molas tipi kırıntılı tortulların tektono-sedimenter özellikleri, Ç.Ü. Müh. Mim. Fak., 15. yıl simpozyumu bildirileri, 241-252 Adana.
- Yağmurlu, F., 1994b, Isparta güneyinde yer alan Tersiyer yaşlı türbiditik birimlerin fasiyes özellikleri, Yerbilimleri, Geosound s 24, 17-28 Ankara.
- Yağmurlu, F., Savaşçın, M. Y., Dağ, N., İçöz, T., 1995, Relation of Alkaline volcanism and active tectonism within the evolution of Isparta bend, SW Turkey, (IESCA) International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, Programme and Abstract, İzmir, Turkey.
- Yalçın, A., 1993, Yukarı Aksu (Isparta) havzası mühendislik jeolojisi incelemesi, S.D.Ü. Fen Bil. Enst. Doktora tezi (Yayınlanmamış), Isparta.
- Yalçınkaya, S., Ergin, A., Taner, K., Afşar, P. Ö., Dalkılıç, H., Özgönül, E., 1986, Batı Torosların jeolojisi Isparta projesi raporu, M.T.A. Şubat raporu (Yayınlanmamış), Ankara.
- Yalçınkaya, S., 1989, Isparta dolayının jeolojisi, İ.Ü. Fen Bil. Enst., Doktora tezi (Yayınlanmamış), İstanbul.
- Yıldız, A., Toker, V., 1991, Çünür köyü yöresindeki (Isparta kuzeyi) Üst Kretase-Eosen yaşlı birimlerin planktik foraminiferler ile biyostratigrafik incelemesi T.J.K. Bülteni, 34(2), 43-58 Ankara.

Yılmaz, P. O., Maxwell, J. C., Muehlberger, W. R., 1981, Antalya kompleksinin yapısal evrimi ve doğu Akdeniz'deki yeri, Yerbilimleri H.Ü. Yerb. Enst. Bülteni, 7, 119-127  
Ankara.

Yilmaztürk, A., Kenar, Ö., 1986, Göller bölgesinin depremselliği, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Teknik araş. ve uyg. Gen. Md. Deprem araştırma bülteni, s 55, Ankara



## **EKLER**

Ek 1. İnceleme alanının 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası ve enine jeoloji kesitleri.

Ek 2. İnceleme alanının 1/25 000 ölçekli yapı haritası.

Ek 3. Bölgede önceki çalışmaların stratigrafik sütun kesitlerinin korelasyonu.



## ÖZGEÇMİŞ

1967 yılında Sivas'ın Gürün ilçesinde doğdu.

İlk, orta ve lise tahsilini Gürün'de tamamladı ve 1984 yılında Gürün Lisesi'nden mezun oldu.

Aynı yıl Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümünü kazandı.

1988 yılında yukarıda anılan bölümden mezun oldu ve aynı yıl Akdeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalında yüksek lisans öğrenimine başladı.

1991 yılında Jeoloji Yüksek Mühendisi oldu ve su sondajı ile ilgili özel bir şirkette yaklaşık bir yıl şantiye şefi olarak görev yaptı.

1992 yılında Akdeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı, Genel Jeoloji Programında doktora öğrenimine başladı. Aynı yıl sonradan Süleyman Demirel Üniversitesine bağlanan Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesinde de Araştırma Görevlisi olarak göreve başladı.

Halen Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Genel Jeoloji Anabilim dalında Yapısal Jeoloji asistanı olarak görev yapmaktadır.