

12000

T. C.  
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**TOROSLAR'DA HADİM (KONYA) ve  
GÜNEYBATISININ JEOLJİSİ,  
STRATİGRAFİSİ ve TEKTONİK GELİŞİMİ**

**DOKTORA TEZİ**

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

T. C.

Yükseköğretim Kurulu  
Dokümantasyon Merkezi

**Ahmet TURAN**  
Jeoloji Yüksek Mühendisi

Danışman :  
**Prof. Dr. Fikret KURTMAN**

KONYA — 1990



**Jeoloji mesleğine adım atışımın ilk anlarında bana bu mesleği tanıtop sevdiren, Türk jeoloji camiasının genç yaşta kaybettiği rahmetli ustam, meslektaşım Jeoloji Yüksek Mühendisi Mustafa SELİM'in aziz anısına...**

## ÖZET

Orta Toroslar'ın iç-batı bölümünde, Hadim (Konya) çevresinde yer alan inceleme alanında, Devoniyen-Eosen zaman aralığında çökelmiş değişik kaya birimleri yüzeylemektedir. Birimler biri otokton ve diğerleri alloktonlar olmak üzere iki ana bölüm halinde incelenmiştir.

1- Otokton birlik: Çalışma sahasının kuzeyinde sıg şelf karbonatlarından oluşan ve birbirleriyle uyumsuz olan Ovacık kireçtaşı (Üst Jura) ile Saytepe formasyonu (Senomaniyen-Maestrihtiyen) otokton konumludur. İnceleme alanının güneyinde ise yine otokton olan Saytepe formasyonunun (Senomaniyen-Monsiyen) çökeli mi esnasında, Geç Kampaniyenden sonra derinleşme sürecine girilmiş ve bu derinleşme Monsiyene kadar sürmüştür. Böylece otokton birliğin güney kesiminde kalın bir fliş istifli şeklindeki Karaköy formasyonu (Maestrihtiyen), Saytepe formasyonu ile yanal ilişkili olarak şekillenmiştir. Karaköy formasyonu en altta kırıntılı kireçtaşları (Kurttepe kireçtaşı üyesi) ile başlar, üste doğru pelajik marnlarla ardalanmalı kumtaşı ve konglomeralara (Sarıkavak üyesi) geçtikten sonra en üstte kaotik iç yapılı çökellerle (Belistir üyesi) son bulur. Mesozoyik yaşlı formasyonlar, kuzeyde neritik fasiyesli Çobanağacık kireçtaşı (Lütesiyen), güneyde de flişo-id-fliş tortulları ile başlayıp olistostromal oluşuklarla son bulan Beden formasyonu (Lütesiyen) ile uyumsuz olarak örtülürler.

2- Allokton birlikler: Alloktonlar otokton birlik ile birbirlerinin üzerinde örtüler şeklinde dört naptan oluşmaktadır. Bunlar tektonostratigrafik konumlarına göre aşağıdaki gibi incelenmiştir.

2.1. Taşkent napı: Bu nap, otoktonun üzerinde genel olarak değişik boyut ve özellikli bloklar içeren bir tektonik melanj karakteri taşımaktadır. Matriks, bol miktarda ofiyolitik kırıntılar içeren flişimsi oluşuklar şeklindedir ve bu değişik kökenli bloklardan yapıllı kaotik çökeller içinde, çört yumrulu killi kireçtaşı-radyolarit ve tüfit şeklinde gelişmiş dev olistolitler olağandır. Taşkent karışığı olarak adlandırılan bu melanjin oluşum yaşı Üst Kretasedir.

2.2. Hocalar napı: Bu nap Zindancık karmaşığı ve Kayraklıtepe kuvarsiti olarak incelenen iki stratigrafik düzeyden oluşur. Zindancık karmaşığı, mermer ve kireçtaşı blokları içeren fillit ve sleytlerle başlar. Üste doğru değişik özellikli kireçtaşı blokları içeren metaşeyl-metakumtaşı ardışımına geçer. Zindancık karmaşığını uyumlulukla üstleyen ve düzgün taba-

kalı kumtaşlarından oluşan Kayraktepe kuvarsiti ile istif sona erer. İstif içinde Devoniyen, Karbonifer ve Üst Permiyen yaşlarını veren kireçtaşı blokları mevcut olduğundan bu topluluğun ? Triyas yaşlı olabileceği düşünülmüştür.

2.3. Sinatdağı napı: Nap kuvars arenit ve şeyl arakatkılı lagüner kireçtaşlarından oluşan Kahtepe formasyonu (Üst Permiyen) ile başlar. Üzerinde açılı uyumsuzlukla duran ve rekristalize karbonatlardan ibaret Kartallıca kireçtaşı (Orta Triyas) görülür. Bunların üzerinde ise konglomera ile transgresif olarak başlayan ve neritik kireçtaşları ile devam eden Sinatdağı formasyonu (Jura-Alt Kretase) yer alır. Bu karbonatlarda arada bir çökelmezliğin olduğu, çörtlü ve palajik fasiyesli Türbetepe kireçtaşına (Turoniyen-Koniasiyen) geçmektedir. Napın en üst bölümünü ise, alttaki formasyonları açılı uyumsuzlukla örten Söğütyaylası formasyonuna (Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen) ait flişoid-fliş tortulları oluşturmaktadır.

2.4. Gevne napı: Bu napa ilişkin birimler, Üst Devoniyenden-Orta Triyas sonlarına kadar çökelen formasyonları kapsayan Gevne grubu ve Jura-Alt Kretase boyunca çökelmiş İshaklı grubu olarak ikiye bölünmüştür.

Gevne grubunun tabanında kuvarslı kumtaşı-şeyl nöbetleşmesi ve çok bol makrofosilli kireçtaşı merceklerinden oluşan Asarlıkyaylası formasyonu (Üst Devoniyen) yer alır. Asarlıkyaylası formasyonunun tabanında bazen dolomitleşmiş düzenli karbonatlar (Gölbağazı kireçtaşı üyesi) da görülür. Bu formasyon, neritik kireçtaşı ve kuvars kumtaşı ardalanmasından oluşan Yarıcak formasyonu (Karbonifer) ile uyumlu olarak örtülür. Gevne napının kuzey kanadında Yarıcak formasyonunun alt seviyelerinde, mercek geometrili ve kalın bir düzey halinde bitümlü kireçtaşları (Kirazpınarı kireçtaşı üyesi) izlenmektedir. Yarıcak formasyonunu uyumlulukla örten Arpalık formasyonu (Alt Permiyen) ise, bol algli onkoidal kireçtaşı ve kuvars arenit seviyelerinden oluşur. Kuşakdağı formasyonu (Üst Permiyen) çok az kuvars arenit ve bitümlü şeyl aradüzeyleri haricinde tamamen algli, lagüner karbonatlardan oluşmaktadır. Gevne napında Mesozoyik, Üst Paleozoyik ile uyumlu stromatolitik-oolitik karbonatlardan oluşan Gökçepınar kireçtaşı (Alt Triyas) ile başlar. Bunları Göztaşı formasyonu (Alt-Orat Triyas) izler. Göztaşı formasyonu en altta alacalı şeyller (Tepeçayır üyesi) ile, üste doğru killi kireçtaşları (Sivritömek üyesi) şeklinde ve en üstte şeyl arakatkılı dolomitleşmiş kireçtaşları (Aliefendi üyesi) olarak temsil edilir. Bu formasyon, üstten kumtaşı-şeyl-marn-kireçtaşı ardalanmasından yapıllı Beyreli formasyonu (Orta-Üst Triyas) ile uyumlu olarak örtülür.

Beyreli formasyonunun üzerinde uyumsuzlukla işaklı grubuna ilişkin birimler bulunur. Bu grubun tabanında konglomera, kumtaşı ve çamurlardan oluşan karasal Çamiçi formasyonu (? Jura) yer alır. Karasal oluşuklardan sonra, çok ince kırıntılı ara düzeyler de içeren ve çamurtaşı-killi kireçtaşı litolojilerinden oluşan Dedebeleni formasyonu (Jura-Üst Jura) konkordan olarak görülür. Gevne napının en üst litolojilerini ise, dolomitik kireçtaşı ve sığ şelfi karakterize eden mikritlerden yapıları Cihandere kireçtaşı (Üst Jura-Alt Kretase) oluşturur.

Yörede tesbit edilen açılı ya da açısız uyumsuzlukların stratigrafik yerlerine göre, Hadim bölgesi Erken Alpin ve özellikle Orta Alpin orojenik hareketlerinden büyük ölçüde etkilenmiştir. Bu hareketler sonucu, bölgede çoğunlukla NW-SE gidişli kırıntılı, kırıklı ve bindirmeli yapılar gelişmiştir. Yörede allokonlar, Geç Lütesiyen-Erken Oligosen dönemindeki yoğun yatay sıkışma hareketlerine bağlı olarak ayrı ayrı naplar şeklinde bölgeye taşınmışlardır. Pireniyen dağ oluşumu evresindeki kompresyonel tektonik rejimde naplar yerleştikten sonra, bölge tansiyonel tektonik rejimde eğim atımlı faylarla kırılarak esas yapısını kazanmıştır.

Bölgede bindirme sınırları, büyük fay ve kırım eksenini gidişleri ile bir uygunluk içinde olup bu gidişler, genelde bölgenin orohidrografisine paralel olarak NW-SE yönündedir.

## SUMMARY

In the study area, which is located in western interior part of the Central Taurus Hadim (Konya), formations ranging from Devonian through Eosen in age crop out. One of the formations has been described as autochthonous and others as allochthonous units.

1- Autochthonous unit: At the northern part of the study area, the Saytepe formation (Cenomanian-Maestrihtian in age) at the Ovacık limestone (Upper Jurassic in age) are autochthonous and shallow shelf carbonates. At the southern part of the study area, the sedimentation of the autochthonous Saytepe formation (Senomanian-Monsian in age) which was started to deepen after Late Campanian. The sea continued to deepen until Monsian. As a consequence, at the southern part of the autochthonous unit, the Saytepe formation graded laterally into the Karaköy formation (Maestrihtian in age) which is a thick flych sequence. The Karaköy formation consists of detritic limestone (Kurttepe limestone member) at the bottom, sandstone and conglomerate interbedded with pelagic marl (Sarıkavak member) in the middle and sediment with chaotic interior structure (Belistir member), at the top. The Mesozoic formations, are unconformably overlaid by neritic Çobanağacık limestone (Lütecian in age) at the north and by Beden formation (Lütecian in age) at the south.

2- Allochthonous units: Allochthonous units consist of four nappes which covers the autochthonous units and each other as well. They are examined according to their tectonostratigraphic position as follow:

2.1. Taşkent nappe: This nappe is a tectonic melange which is formed blocks with different size and peculiarity. Matrix is flyschoid substances having abundant detrital ophiolitic fragment. In this chaotic sediments consisted of by blocs of different origin, gigantic olistoliths of radiolarite, tuff and clayey limestone with chert nodules are common. The age of this melange named as "Taşkent karışığı" is Upper Cretaceous.

2.2. Hocalar nappe: This nappe forms two stratigraphic units. Zindancık karmaşığı and Kayraklıtepe quartzite. Zindancık karmaşığı begins with phyllite and slate comprising marble and limestone blocs. It changes upward into slate-metasandstone sequences, which have limestone blocs with different characters. The Kayraklıtepe quartzite formed by regularly layered sandstone overlies the "Zindancık karmaşığı". Because of having

blocks of Devonian, Carboniferous and Upper Permian aged limestone this group is considered to be Triassic (?) in age.

2.3. Sinatdağ nappe: This nappe begins with the Kahtepe formation (Upper Permian in age), which is a lagoonal limestone interbedded with quartz arenite and shale. The recrystallized carbonate of Kartallıca limestone (Middle Triassic in age) overlies the Kahtepe formation with an angular unconformity. The Sinatdağı formation (Jurassic-Lower Cretaceous in age) appears as transgressive conglomerate at the bottom and grades into neritic limestone. It lies on Kahtepe formation and Kartallıca limestone. This carbonate passes into the Türbetepe limestone (Turonian-Coniacian), which is pelagic, contains chert and has few nondeposition periods. At the uppermost part of the nappe flychoid-flysch sediments of the Söğütyaylası formation (Campanian-Lower Maestrichtian in age) cover the formations at the bottom with an angular unconformity.

2.4. Gevne nappe: Units of the nappe have been subdivided into two groups; Gevne group comprising the formations formed from Upper Devonian through Middle Triassic, İshaklı, group having the formation deposited during Jurassic-Lower Cretaceous time.

At the base of the Gevne group, there is Asarlık yaylası formation (Upper Devonian in age) formed by quartzose sandstone and shale succession and limestone lenses with abundant macrofossils. In some places, at the base of the Asarlık yaylası formation, dolomitized carbonate layers have been observed and the unit named as Gölboğazı limestone member. This formation is conformably covered by interbedded limestone and quartzose sandstone layers of the Yarıcak formation (Carboniferous in age). At the northern location of Gevne nappe the lens shaped bituminous limestone of the Kirazpınarı limestone member are observed in a thick zone at the lower part of the formation. Arpalık formation (Lower Permian in age) covering conformably the Yarıcak formation is formed by onchoidal limestone with abundant algae and quartzose arenite layers. Kuşakdağı formation (Upper Permian in age) other than a few layers of quartzose sandstone and bituminous shale, is composed of algal lagunar carbonates wholly Mesozoic at the Gevne nappe begins with stromatolitic-collitic carbonates of Gökcepinar limestone (Lower Triassic) and is conformable with Paleozoic. The Göztaşı formation.

(Lower - Middle Triassic in age) conformably comes over Gökçepinar limestone. The Göztaş formation is represented by speckled shale (Tepeçayır member) at the bottom, clayey limestone (Sivritömek member) at the middle and dolomitized limestone inter bedded with shale (Aliefendi member) at the top. This formation is conformably overlaid by sandstone-shale-marl-limestone succession of Beyreli formation (Middle-Upper Triassic in age).

The units of İshaklı group overlies unconformably the Beyreli formation. The conglomerate, sandstone and mudstone layers of continental Çamiçi formation (? Jurassic in age) are observed at the base of the group. On the top of the continental formation, mudstone-clayey limestone as very fine detritous layers of Dedebeğeni formation (Jurassic-Upper Jurassic) comes conformably. Dolomitic limestone and micritic limestone, characterizing a shallow shelf, of Cihandere limestone (Upper Jurassic-Lower Cretaceous in age) are formed the litologies of uppermost part of the Gevne nappe.

By means of the disconformities and unconformities observed in the study area, the region of Hadım has been considered to be affected by Early Alpin and especially by Middle Alpin orogenic activities. As a result of these activities, NW-SE trending structures, such as folds, overthrusts, fractures, were developed. The allochthons in the study area are carried as separate nappes in associated with intensive horizontal compressional movement during Late Lutetian-Early Oligocene time. After the nappes were placed under compressional tectonic regimes during Pre-Alpin orogenic phase, region were faulted under the tensional tectonic regime.

In the region, overthrust boundaries are in accord with the elongation of big faults and folding axes. Their direction is NW-SE and is parallel to orography of the region.



ÖNSÖZ

Toroslar'da Hadim (Konya) bölgesinde yapılan bu çalışma, Selçuk Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından desteklenmiş ve S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü doktora programı çerçevesinde gerçekleştirilmiştir.

Araştırmayı parasal yönden destekleyen Selçuk Üniversitesi Rektörlüğü'ne, çalışmanın gerçekleştirildiği S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğüne, arazi çalışmaları sırasında arazi aracı ihtiyacını karşılayan Hadim Belediyesine ve Kaymakamlığına teşekkürü borç bilirim.

Çalışmalarımı yerinde kontrol edip karşılaşılan problemlerin çözümüne yardımcı olan, çalışmayı baştan sona titizlikle yöneten, kıymetli deneyim ve bilgilerinden faydalandığım, tez yöneticisi sayın hocam Prof.Dr.Fikret KURTMAN'a en derin şükranlarımı arz ederim.

Arazi seçiminden tezin yazımına kadar her aşamada yardımına koşan, çalışmalarım sırasında her türlü yardımlarını esirgemeyen, sayın hocam Prof.Dr. İhsan SEYMEN'e petrografik incelemelerde yardımlarını gördüğüm sayın Doç. Dr.Yüksel AYDIN'a, Doç.Dr.Halil BAŞ'a, K.T.Ü.'den sayın Yrd. Doç.Dr.Sadettin KORKMAZ'a, tezin yazımında yardımcı olan Jeo.Yük.Müh.Osman ŞEN'e ve mesai arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Paleontolojik problemlerin çözümünde yardımlarını gördüğüm İ.T.Ü.'den sayın hocam Prof.Dr.Engin MERÇ'e, D.E.Ü.'den sayın Prof.Dr.Erol AKYOL a, A.Ü.'den sayın Prof.Dr.Vedia TOKER'e ve Doç.Dr. Yavuz OKAN'a, O.D.T.Ü.'den sayın Doç.Dr.Demir ALTINEL'e, İ.Ü.'den sayın Yrd.Doç.Dr.İzver TANSEL'e ve C.Ü.'den sayın Doç.Dr.Fuat ÖNDER'e ayrı ayrı teşekkür ederim.

Ayrıca ihtisaslarına giren paleontolojik örneklerin determinasyonlarında cömertce yardımlarını gördüğüm T.P.A.O. Araştırma Merkezi Paleontoloji servis şefi sayın Murat KÖYLUOĞLU'na, M.T.A. Paleontoloji servis şefi sayın Şükrü ACAR'a ve paleontolog sayın Tufan SÖNER, Dr.Zeki DAĞER, Kemal ERDOĞAN, Meserret BAYDAR ve Yakut GÖNÇÜOĞLU'na en içten teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmaları süresince konukseverliğin en mükemmel misalini gösteren yöre halkına da burada ayrıca teşekkür etmeden geçemeyeceğim.

Başından sonuna kadar bu yoğun çalışmaları esnasında karşılaştığım güçlüklerin yenilmesinde bana manevi bir güç kaynağı olan, her türlü meşekate katlanmasını bilen, eşim Sema TURAN'a ayrıca sevgi ve şükranlarımı sunarım.

İ Ç İ N D E K İ L E R

	Sayfa
ÖZET .....	I
SUMMARY .....	IV
ÖNSÖZ .....	VII
İÇİNDEKİLER .....	VIII
1. GİRİŞ .....	1
1.1. AMAÇ VE KAPSAM .....	1
1.2. KULLANILAN YÖNTEMLER .....	2
1.3. COĞRAFİ KONUM .....	2
1.4. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR .....	10
2. STRATİGRAFİ .....	14
2.1. OTOKTON BİRLİĞE AİT BİRİMLER .....	15
2.1.1. OVACIK KİRETAŞI .....	15
2.1.2. SAYTEPE FORMASYONU .....	19
2.1.3. KARAKÖY FORMASYONU .....	28
2.1.3.1. KURTTEPE KİREÇTAŞI ÜYESİ .....	30
2.1.3.2. SARIKAVAK ÜYESİ .....	31
2.1.3.3. BELİSTİR ÜYESİ .....	35
2.1.4. ÇOBANAĞACIK KİREÇTAŞI .....	44
2.1.5. BEDEN FORMASYONU .....	46
2.2. ALLOKTON BİRLİKLERE AİT BİRİMLER (HADİM NAPLARI) .....	54
2.2.1. TAŞKENT NAPINA AİT BİRİMLER .....	54
2.2.1.1. TAŞKENT KARIŞIĞI .....	56
2.2.1.1.1. KAOTİK BÖLÜM .....	57
2.2.1.1.2. ÇÖRTLÜ KİREÇTAŞI BÖLÜMÜ .....	65
2.2.1.1.3. RADYOLARİTLİ-TUFİTLİ BÖLÜM .....	66
2.2.2. HOCALAR NAPINA AİT BİRİMLER .....	70
2.2.2.1. ZİNDANCIK KARMAŞIĞI .....	70
2.2.2.2. KAYRAKLİTEPE KUVARSİTİ .....	83
2.2.3. SİNATDAĞI NAPINA AİT BİRİMLER .....	85

2.2.3.1. KAHEPE FORMASYONU .....	87
2.2.3.2. KARTALLICA KİREÇTAŞI .....	92
2.2.3.3. SİNATDAĞI FORMASYONU .....	95
2.2.3.4. TÜRBETEPE KİREÇTAŞI .....	100
2.2.3.5. SÖĞÜTYAYLASI FORMASYONU .....	101
2.2.4. GEVNE NAPINA AİT BİRİMLER .....	105
2.2.4.1. GEVNE GRUBU .....	106
2.2.4.1.1. ASARLIKAYLASI FORMASYONU .....	106
2.2.4.1.1.1. GÖLBOĞAZI KİREÇTAŞI ÜYESİ .....	106
2.2.4.1.1.2. YARICAK FORMASYONU .....	112
2.2.4.1.1.2.1. KİRAZPINARI KİREÇTAŞI ÜYESİ .....	112
2.2.4.1.3. ARPALIK FORMASYONU .....	118
2.2.4.1.4. KUŞAKDAĞI FORMASYONU .....	123
2.2.4.1.5. GÖKÇEPİNAR KİREÇTAŞI .....	130
2.2.4.1.6. GÖZTAŞI FORMASYONU .....	132
2.2.4.1.6.1. TEPEÇAYIR ÜYESİ .....	135
2.2.4.1.6.2. SİVRİTÖMEK ÜYESİ .....	135
2.2.4.1.6.3. ALİEFENDİ ÜYESİ .....	136
2.2.4.1.7. BEYRELİ FORMASYONU .....	139
2.2.4.2. İSHAKLI GRUBU .....	142
2.2.4.2.1. ÇAMIÇI FORMASYONU .....	142
2.2.4.2.2. DEDEBELENİ FORMASYONU .....	148
2.2.4.2.3. CİHANDERE KİREÇTAŞI .....	152
2.3. YAMAÇ MOLOZU .....	156
2.4. ALÜVYON .....	156
3. YAPISAL JEOLojİ .....	157
A- OTOKTON BÖLÜGELER .....	159
B- ALLOKTON BÖLGELER .....	160
3.1. YAPRAKLANMA .....	161
3.2. KIVRIMLAR .....	162
3.3. KIRIKLI YAPILAR .....	175
3.3.1. ÇATLAKLAR .....	175
3.3.2. FAYLAR .....	177
3.3.2.1. GRAVİTE FAYLARI .....	177
3.3.2.2. DOĞRULTU ATIMLI FAYLAR (YIRTIK FAYLARI) .....	188
3.3.2.3. BİNDİRME FAYLARI .....	189

3.3.2.3.1. TERS FAYLAR .....	189
3.3.2.3.2. BİNDİRMELER-NAPLAR (SÜRÜKLENİMLER) .....	190
3.3.2.3.2.1. TAŞKENT NAPI BİNDİRMESİ .....	191
3.3.2.3.2.2. HOCALAR NAPI BİNDİRMESİ .....	191
3.3.2.3.2.3. SİNATDAĞI NAPI BİNDİRMESİ .....	191
3.3.2.3.2.4. GEVNE NAPI BİNDİRMESİ .....	194
3.3.2.3.3. TEKTONİK PENCERE VE KLİPLER .....	195
3.3.2.3.4. BÖLGEDEKİ BİNDİRMELERİN OLUŞUMU VE NAPLARIN YERLEŞMESİ İLE İLGİLİ GÖRÜŞLER .....	197
3.4. DİSKORDANSLAR .....	201
4. JEOLOJİK GELİŞİM .....	204
5. EKONOMİK JEOLOJİ .....	212
6. SONUÇLAR .....	215
7. DEĞİNİLEN BELGELER .....	222
8. ÖZGEÇMİŞ .....	229

## 1. GİRİŞ

### 1.1. AMAÇ VE KAPSAM

"Toroslarda Hadim ve güneybatısının jeolojisi, stratigrafisi ve tektonik gelişimi" konulu bu araştırmada, ayrıntılı jeoloji haritasının yapımı ile birlikte, bölgenin jeolojik tektonik ve sedimantolojik nitelikleri ortaya konulmaya çalışılmış, ayrıca yörede literatürden beliren bir çok jeolojik problemin çözüme kavuşturulması amaçlanmıştır. Bu nedenle 1986-1988 yılları arasında üç yaz arazi çalışması yapılmıştır. Arazi çalışmaları yaklaşık 550 km<sup>2</sup>'lik bir alanda ve 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalar üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Farklı litoloji özellikleri dikkate alınarak ve litostratigrafik birim ayırtlama esasına göre yörede yüzeylenen tektono-stratigrafik birimler tanımlanmış ve sınırları çizilmiştir. Bazı formasyonlar içinde üye mertebesinde birim ayırtlamasına gidilmiştir. Formasyonlardan yeterli sıklıkta tabaka ve yapraklanma konumları ölçülmüş, faylı ve bindirmeli dokonaklar haritalanmıştır. Bölgenin jeoloji ve yapı haritası yapılarak jeoloji en kesitleri de hazırlanmış ve stratigrafik istiflenme, her litostratigrafi birimi için pusulaşeritmetre yöntemi ile ölçülü kesitler halinde çıkartılmıştır.

Çeşitli jeolojik problemleri çözmek ve stratigrafik durumu ortaya koyabilmek için, her formasyondan yeterince örnek toplanmış, bu örneklerden ince kesitler ve yıkama numuneleri hazırlanmıştır. Daha sonra ince kesitler ve yıkama numuneleri üzerinde paleontolojik çalışmalar yapılarak, stratigrafik yerleri arazide belirlenmiş tüm birimlerin yaş konakları tesbit edilmiştir.

Hazırlanan ince kesitler üzerinde yapılan sedimanter petrografik çalışmalar neticesinde kayaçların çökelme ortamları ve çökelme şartlarına ilişkin bilgiler toplanmış olup karbonat kayaçlarda mikrofasiyes çalışmalarına gidilmiştir.

İnceleme alanındaki oluşukların ekonomik jeoloji açısından değerlendirilebilirliği üzerinde de durulmuştur. Özellikle, yer yer gözlenen asfaltit ve kömür emarelerinden toplanmış örneklerde bir dizi analizler yapılarak bu zuhurların ekonomikliği araştırılmıştır.

## 1.2. KULLANILAN YÖNTEMLER

Hope marka jeolog pusulası, 1/25000 ölçekli baz harita ve jeolog çekici ile bölgede yapılan arazi çalışmalarının yanısıra, laboratuvar çalışmalarına da önem verilerek, paleontolojik ve petrografik amaçlı ince kesitler mikroskopta incelenmiştir. Paleontolojik verileri çoğaltmak için bazı stratigrafik düzeylerden yıkama numunesi hazırlanmış, konodont ve nannoplankton tayini ile spor-polen analizi gibi özel fosil arama yöntemleri uygulanmıştır. Ayrıca bazı makrofosilli düzeylerden alınan örneklerden de parlatma kesitleri yapılmıştır. Böylece hemen hemen her stratigrafik seviye fosil bulgularına dayanarak yaşlandırılmıştır.

Araştırma sahasında yaygın olan kırıntılı kayalara ilişkin ince kesitlerdeki bileşinlerin, görsel abaklar yardımıyla yüzdeleri ve bağıl oranları bulunarak, üçgen diyagramlar üzerinde Dott (1964) sınıflamasına göre kayaç adlanması yapılmıştır. Yine kırıntılı kayaçların mikroskopik tanımlarında kullanılan yuvarlaklık derecesi Compton (1962)'a göre, toparlaklık derecesi de Kurumbein ve Sloss (1962)'a göre seçilmiştir. Karbonatlı kayaçlardan oluşan birimlere ait ince kesitler, Folk (1959) sınıflamasına göre değerlendirilmiş ve çökelme ortamları hakkında bilgiler edinilmiştir. Ayrıca karbonatlı ortamlar, enerji zonları açısından Irwin (1965)'e göre ve özel karbonat fasiyes kuşakları açısından da Wilson (1975)'a göre bölümlendirilmişlerdir.

Çalışma sahasında mostra veren çeşitli formasyonlardan ölçülen tabaka, yapraklanma ve çatlak doğrultu-eğimleri için ayrı ayrı doku diyagramı yapılmıştır. Çatlak doğrultuları için de ayrıca gül diyagramı hazırlanmıştır. Böylece bölgede etkin olmuş tektonik deformasyonların yönleri ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Gerek bilimsel açıdan gerekse ekonomik açıdan önemli olabilecek maden ve hammadde zuhurlarından alınan örnekler, gerekli kimyasal testlere tabi tutulmuştur.

## 1.3. COĞRAFİ KONUM

İnceleme alanının büyük bir kısmı Hadim ve Taşkent (KONYA) ilçe sınırları içinde yer almakta, batı ve güney kesimindeki yaylalar ve köyler ise Alanya ve Gündoğmuş (Antalya) ilçe sınırları içinde kalmaktadır (Şekil 1). Hadim ve Taşkent ilçeleri, Konya ilinin güneybatısında yer almaktadır ve

Konya'ya 120-135 km'lik bir asfalt yolla bağlanmışlardır. Çalışılan bölgeye Konya-Hadim, Konya-Bozkır-Üçpınar, Mersin-Ermenek-Taşkent güzergahları ile kuzeyden ve doğudan ulaşılabilir (Şekil 1). Bu yollar, her mevsimde TCK tarafından ulaşım için açık tutulmaktadır. Çalışma sahasına Antalya-Manavgat-Gündoğmuş-Köprülü, Antalya-Alanya-Oba, Antalya-Alanya-Mahmutlar ve Antalya-Alanya-Demirtaş güzergahlarından da ulaşılabilir (Şekil 1). Fakat bu yolların Oba, Mahmutlar ve Demirtaş'tan sonraki bölümleri orman idaresince açılmış olup kış aylarında ulaşım için kapalıdır.

Çalışma alanı içinde büyük yerleşim merkezleri olan Hadim (Foto 1) ile Taşkent dışında Kongul, Beyreli (Hadim) ile Beyreli'ye ait Göztaş ve Çamiçi mahalleleri kuzey kesimde, Beden, Karaköy (Gündoğmuş) ve bu köye ait Karaağmada Mahallesi, incelenen alanın güneybatı köşesinde yer almaktadır (Ek 1). Çalışma alanında ayrıca Hadim, Bozkır, Gündoğmuş, Alanya ve Gazipaşa ilçelerinin ve bu ilçelere bağlı bazı köylerin çok sayıda yaylası ve yazlık yurtları bulunmaktadır.

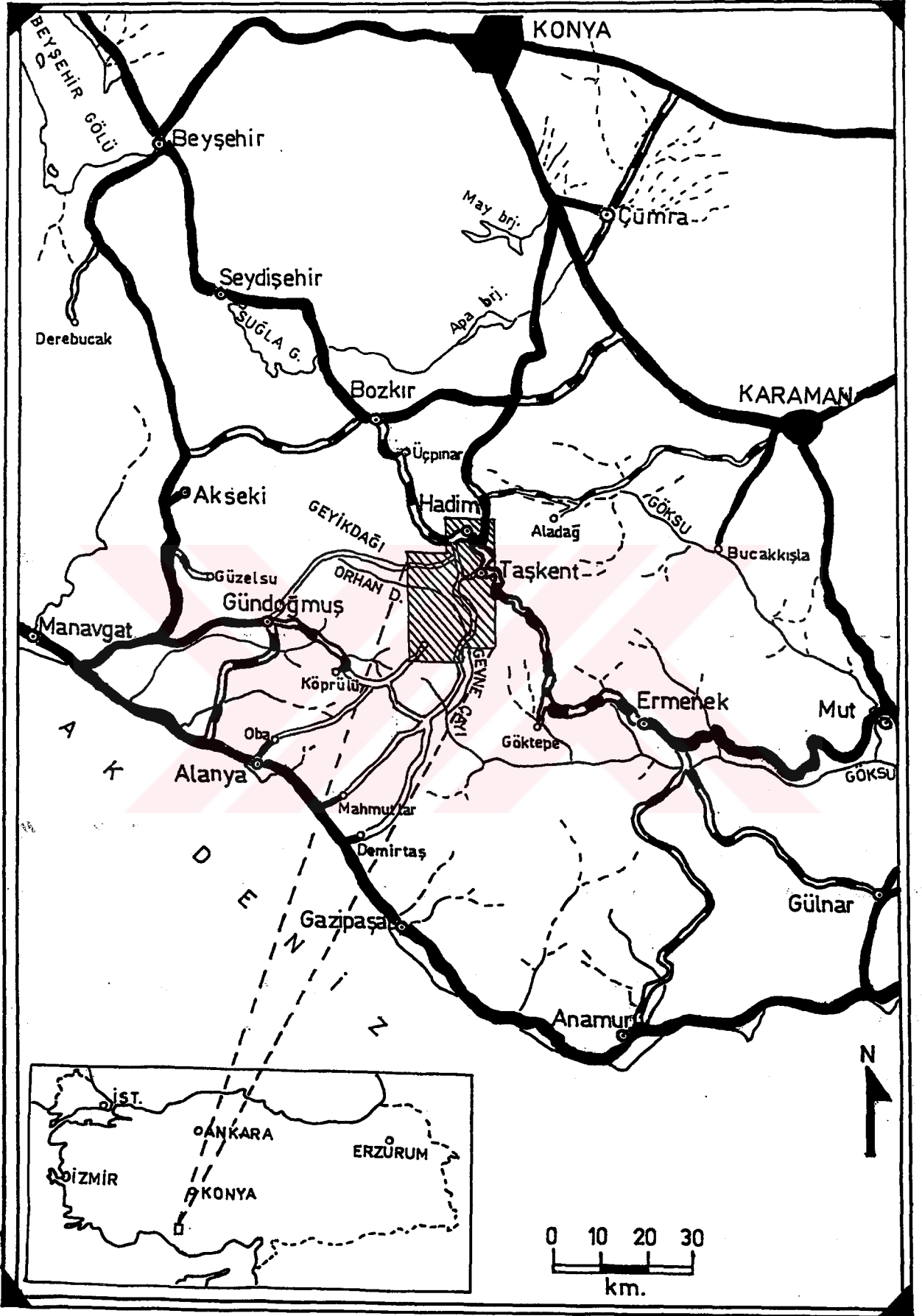
Bölge kısmen tektonik hatlara kısmen de litolojiye bağlı olarak doğu-batı ve kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı, birbirine paralel yükselimler ve bunlar arasında yer alan alçalış ve vadilerle oldukça engebeli morfoloji arzeder. Önemli yükselimler, kuzeyden güneye şöyle sıralanırlar :

Çalıdağı yükselimi : Doğu-batı uzanımlı olan bu yükselim üzerinde en yüksek nokta, Sinat T.(2127m)'dir ve doğuya doğru yumuşak litolojilerden oluşan bir boyundan sonra ortalama 1650 m yüksekliğinde devam eder.

Karabük T.-Saytepe-İbrimdağı yükselimi : Batı kuzeybatı-doğu güneydoğu uzantısında izlenen bu yükselim hattı üzerinde en yüksek nokta İbrim Dağıdır ve 1944 m. yüksekliğindedir. Bu yükselim üzerinde yumuşak ve sert litolojilerden oluşan kesimler arasında boyunlar izlenir.

Yeni Y.-Sinatdağı-Harzacın yükselimi: Kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı bu yükselim üzerinde en yüksek yer Sinatdağı (2071 m.) olup bu yükselim, doğuda Şalgamcık D. ile ayrılmıştır. Bu hattın ortalama yüksekliği 1900 ile 1950 m. arasındadır.

Çam T.-Sinat T.-İncekır T.-Yüksekeğrik T.dizisi : Yer yer boyunlarla birbirinden ayrılan bu yükselim, kuzeybatıdan güneydoğuya doğru izlenir. Ortalama 2000 m. yüksekliğindeki bu dizi üzerinde Çam T. (2101 m.) ve Karadelik T. (2053 m.) zirveler oluşturur.



Şekil 1. İnceleme alanının coğrafi konum haritası



Çekiçdağı-Kuşakdağı yükselimi : Araştırma sahasının en yüksek kesimini oluşturan bu yükselim kuşağı, Orhan D. ve Karapınar D. tarafından yarılmıştır. Kuzeybatıdan güneydoğuya doğru uzanan bu hat üzerinde Büyüksinekkıran T. (2288 m) Çekiçdağı (2276 m), Gülbahar T.(2429 m.) Karagöl T.(2369 m), Kuşakdağı (2453 m) ve yörenin en yüksek yeri olan Sulugöl T.(2579 m) yer alır (Ek 1).

Sarıçal T.-Ateğriği T. yükselimi : Yaklaşık kuzey-güney uzanımlı bu yükselim, Çekiçdağı-Kuşakdağı hattından Ayan D ile ayrılmıştır. Bu hattaki belli başlı yükseltiler Sarıçam T.(2442 m), Yügülük T.(2430 m) Çobanece T.(2378 m) ile Ateğriği T.(2019 m) dir.

Çalalanı T. yükselimi : Kuzeybatı-güneydoğu istikametli bir yükselti durumundaki morfolojik ünite, güneydoğuya doğru alçalan bir kuşak şeklindedir. Güneydoğuda Harmancık D.(1500 m) ile kesilen yükselim, kuzeybatıya doğru Yaylacık Kepiri (2200 m), Çalalanı T. (2539 m) Dolamaç Kepiri istikametini takip ederek çalışma alanı dışında Geyik Dağı (2900 m) zirvesine bağlanarak devam eder.

Kartlankaz T.yükselimi : Kuzey-güney doğrultusunda uzanan, bu yükseltinin en yüksek noktası 2291 m.'ye kadar varmaktadır.

Yörenin çukurda kalan kesimleri ise önemli yükselim hatları arasında yer alan Hadim(1500 m.), Şalgamcık D.sinin oluşturduğu dar vadi ve bu vadinin doğusunda yer alan Taşkent (1500 m.), Gevne çayı vadisi ile güneyde Ayan D., Saylıca D. ve Beden D.'nin açtığı dar vadilerdir (Foto 1,2). Gevne Çayı vadisinde yer alan Göztaş Mahallesi yükselti 1600 m, Beyreli'de 1500 m, Çamiçi'nde 1400 m. Doğaca'da ise 1350 m' dir. Rakım inceleme alanının güneybatı köşesinde daha da düşmekte olup Ziraatbağı Y.'sında ve Ayan D. nin tabanında 1250 m., Beden ve Karaköy'de 1100 m., Karaağmada mahallesi de ise 850 m.dir.

Yörenin en büyük akarsuyu, Orhan D. adı altında doğar ve Karapınar D. ile birleştikten sonra Gevne çayı adını alır (Ek 1). Kuzeybatıdan güneydoğuya doğru akan bu çay, Ermenek yakınlarında Göksu ismini alarak Silifke den Akdeniz'e dökülür. Çalışma alanında yer alan Değirmen D., Şalgamcık D. Ayan D., Saylıca D. gibi derelerde bol suludurlar. Genelde kıvrım eksenleri ve fay çizgilerini izleyen dereler, kuzeybatıdan güneydoğuya akarlar. Gevne çayı ve kolları durumundaki Ekşielma, Arpalık, Karapınar ve Orhan derelerinin suları bol, temiz ve soğuk olup doğal olarak alabalık yaşamına elveriş-



Foto 1 : Hadım İlçe Merkezini batıdan doğuya doğru genel bir görüntüsü.



Foto 2 : Kuşakdağı formasyonu içinde Gevne çayının oluşturduğu derin ve dar vadinin doğudan batıya doğru görünümü

lidir. Su yönünden zengin olan yörede ayrıca çok sayıda pınar, kaynak ve gözler mevcuttur. Kaynak ve gözler, sularını eksereyetle derelere boşaltarak, yöredeki büyük akarsu ağına kavuşmaktadırlar. Bazı kaynak ve dereler ise saha içindeki mağaralarda kaybolmaktadır. Kireçtaşlarının yayılım gösterdiği alanlarda, karstik yeraltı drenaj ağı gelişmişken, kısmen şistilik

gösteren kayaçların yüzelediği yerlerde de paralel-dentritik drenaj sistemi görülür. Kırıntılı kayaçların, özellikle şeyl-marn türü litolojilerin hakim olduğu kesimlerde ise dentritik drenaj sistemi izlenir.

Bölgede yüzelenen birimlerin ekserisi karbonatlı olduğundan karst oluşuklarına yaygın biçimde rastlanmamaktadır (Foto 3). Özellikle Permian, Jura ve Kretase yaşlı karboratlar içinde lapye, dolin, uvala, obruk ve düdenler sık görülür. Kırık ve çatlakların yoğunlaştığı bölümlerde karst şekilleri de sıklaşır. Karstik erimeler neticesinde halkın "in" olarak tanımladığı mağaralar da gelişmiştir. Yeraltında bir kaç yüz metre devam eden bu mağaralardan bazılarının, birbirleriyle irtibatlı olduğu sanılmaktadır ve yöredeki bazı bol sulu derelerin böylesi mağaralarda kaybolduğu vakidir (Söğüt Y.'nın doğusunda, Orhan D.'nin membaında, zaman zaman Gevne çayında, İnönü Y., Arkıtça ve Çobanacık dolaylarında olduğu gibi). Ekşielme D.nin kaynağında da görüldüğü gibi bazı dereler, mağaralardan doğmaktadır.



Foto 3 : Boğazoluk Y. civarında, Kurttepe kireçtaşı üyesi içinde gelişen karst şekillerinden mikro ölçekte erime dolinleri.

İnceleme alanında göl karakterinde küçük su birikintilerine rastlanır. Bunlardan Çobanağacık, Gölboğazı ve Kurucagöl birikintileri mevsimsel olup yaz aylarında kumaktadır. Karagöl, Gölekan, Yüremece, Gülbahar gölleri ise dört mevsim suludur ve bir uçtan karstik kaynaklarla beslenirken diğer uçtan sularını düdenler aracılığı ile yine yeraltına boşaltırlar.

Bölge yayla ikliminin etkinliğinde olup yazları sıcak ve kurak, kışları ise soğuk ve karlıdır. Hadim meteoroloji istasyonu kayıtlarına göre sıcaklık ortalaması, yaz aylarında 19.6°C, kış ayları için 0.3°C dolayındadır. Yıllık yağış ise 650 mm.'yi bulur.

Bitki örtüsü açısından bölge yer yer ormanlarla kaplıdır (Foto 2,4). Ormanların gür olarak geliştiği kesimler Gevne çayı, Ayan D., Şalgamcık D. ile Taşkent'in batısındaki Asar D. vadisidir. Yine güneybatıda Saylıca D., Harmancık D., Seynitkaya Y., Gengercik Sırtı ve Kaynarca'nın kuzey kesimlerinde iğne yapraklı ormanlar gözlenebilmektedir (Foto 2,4). Orman örtüsünü çam, ladin, köknar, katran, ardıç ile az miktarda karaağaç, şimsir ve meşe oluşturur. Ayrıca Hadim ilçesini çevreyeyen sırtlarda meşelikler görülmektedir.

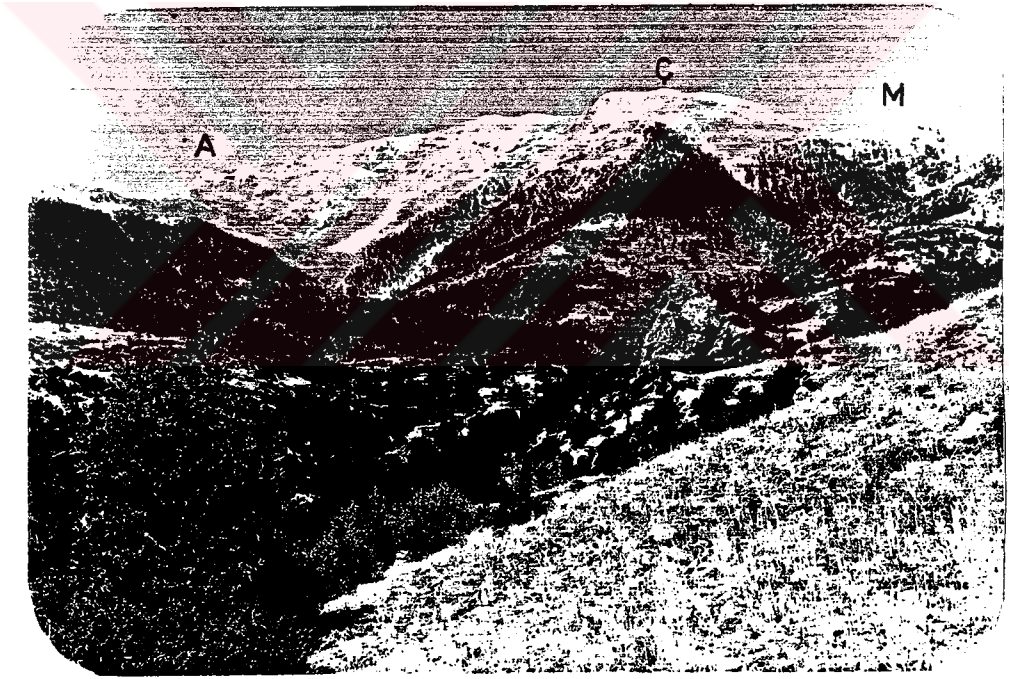
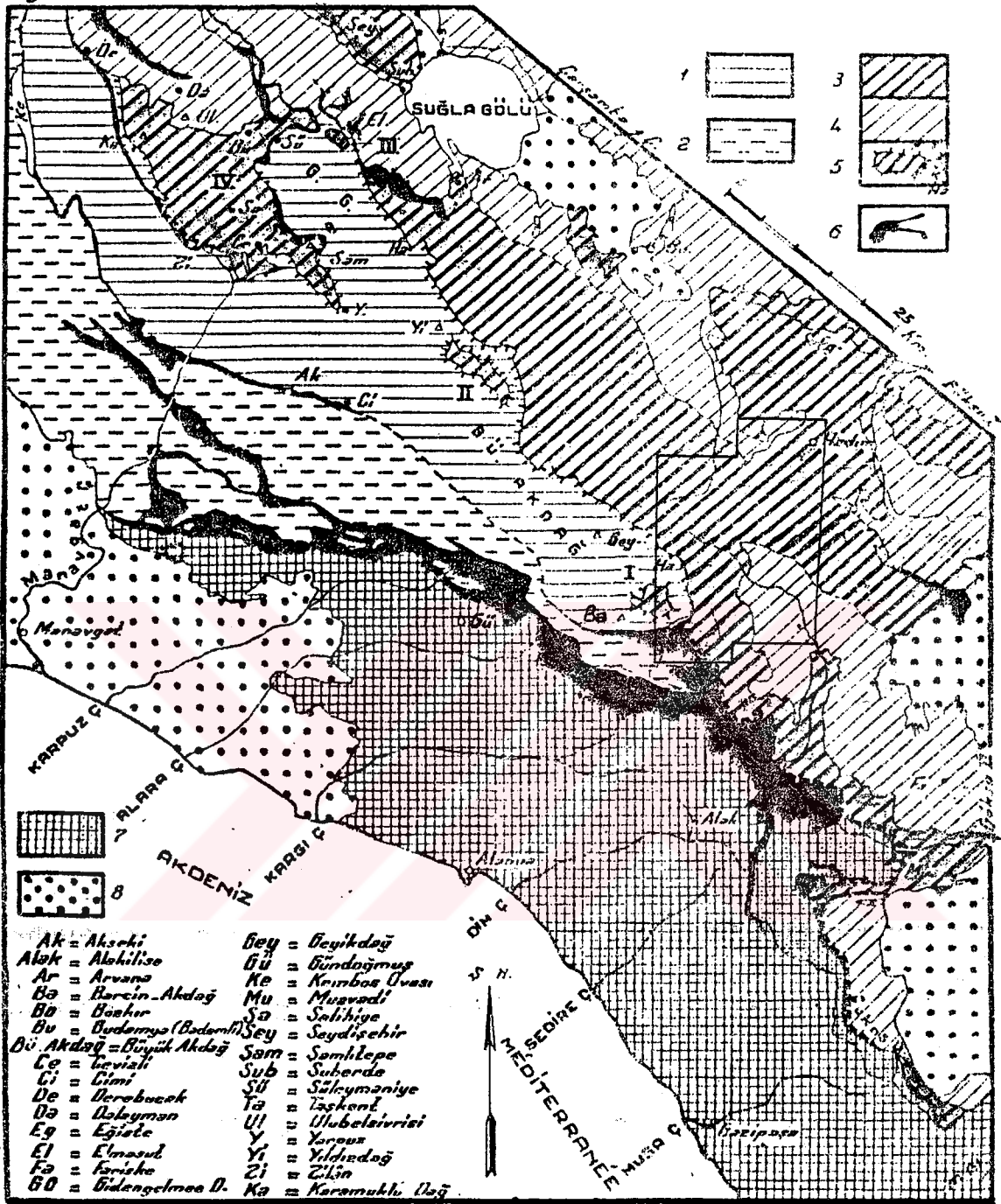


Foto 4 : Beden köyü civarının jeomorfolojik yapısını ve bitki örtüsünü yansıtan bir görüntü. Çekim yönü güneyden kuzeydir ve arka plandaki yükseltiler A: Atuçan T.,Ç: Çobanece T.,M: Maldancık T.

Yöre halkı geçimini hayvancılık, tarım ve ormandan sağlamaktadır. Bölgenin yüksek, ekilebilir alanların dar ve verimsiz olması, yöre halkını diğer şehirlerde çalışmaya, bazen de göçe zorlamaktadır.



Şekil 2. Alanya sahili ile Göller bölgesi arasındaki Torosların tektonik krokisi (Blumenthal, 1949'dan).

#### 1.4. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İnceleme alanında daha önceden yapılmış ayrıntılı bir çalışma mevcut değildir. Yakın çevrede yapılan çalışmalarla ilgili olarak az sayıda literatüre rastlanmaktadır.

Bölgedeki jeolojik çalışmalar, ilk olarak Blumenthal (1944) tarafından başlatılmıştır. Daha sonra Özgül (1971,1976,1983 ve 1984) tarafından yapılan çalışmalarla bölge jeolojisine ilişkin değişik bulgular ortaya konmuştur.

Blumenthal (1944) Bozkır ve güneyindeki Toros silsileleri üzerinde ilk kez Hadim napını tesbit etmiş ve yatay yer değiştirmenin 80 km. kadar olabileceğini ileri sürmüştür. Blumenthal (1949) daha sonra Göksu Irmağı ile Göller bölgesi arasında, birbirine az çok uyumlu NW'dan SE'ya doğru uzanan orojenik ve tektonik zonların bulunduğunu tesbit etmiş ve "Paleozoyik Hadim zonunun" Mesozoyik yaşlı formasyonlar üzerinde tamamen şariye bir vaziyette yeraldığını belirtmiştir. Hadim zonunu oluşturan formasyonlar 1-Bol fosilli ve şistli kalkerler ile gre ve kuvarsit bantlarının oluşturduğu "Devoniyen formasyonu" 2-Fusulün ve algler bakımından zengin, mavi esmer "Permiyen kalkerleri" olmak üzere iki bölüme ayrılmıştır. Bu formasyonların altında Hadim hattı boyunca ayrılmayan bir komprehensif serinin varlığını ve bu serinin Liyastan Alt Lütasiyene kadar devamlı olduğunu ileri sürmüştür. Yazar bu araştırmasında, Paleozoyik Hadim zonunun kendi içinde ekaylanmış Otokton kalkerleri örttüğünü ve aşınma neticesinde zamanla kalkerlerin tektonik örtü altından yüzeye çıktığını açıklamıştır. Ayrıca bölgenin basitleştirilmiş bir tektonik haritasını da veren Blumenthal, Toros kuşağında Hadim napına ilişkin olarak bazı klipleri görerek bunları haritalamıştır (Şekil 2). Blumenthal (1951) inceleme alanının kuşucuşu 35 km güneybatısında Alanya ard ülkesinde de araştırmalar yapmış ve bu çalışmasında bölgenin göneyinde "Alanya Masifi" adı altında toplandığı metamorfik birimlerden oluşan bir kompleksin varlığını ortaya koymuştur. Masifin kuzeyinde bol fosilli Devoniyen, Karbonifer, Permiyen yaşlı formasyonların bulunduğunu ve bu formasyonların Hadim napına ait olduklarını belirtmiştir. Blumenthal bu makalesinde Alanya masifi ile kuzeydeki kalın Mesozoyik kalkerleri arasında, dar bir kuşak şeklinde uzanan bir zonun varlığına değinmiş "Ayırıcı zon" olarak tanımlanan bu kuşağın pelajik kireçtaşları, bazaltlar, radyolaritler ile bir çok küçük kireçtaşı tepeciklerini kapsayan Kretase-Tersiyer yaşlı bir flişten yapıldığını vurgulamıştır (Şekil 2). Yine

Blumenthal (1956), Hadim bölgesinin kuzeyinde kalan kesimlerde Bozkır-Karaman arasında da çalışmıştır. Bölgede stratigrafik durum ve kalınlıkları farklılıklar arzeden şist-radyolarit formasyonları, kalker formasyonları ve küçük aflormanlar halinde bazik-ultrabazik arakatkıların görüldüğünü, kalker sedimantasyonunun gerek yanal, gerekse düşey olarak radyolaryalı-silisli tabakalara geçiş gösterdiğini belirtmiştir. Bölgenin paleocoğrafik gelişimine bakıldığında Mesozoyikten Eosene kadar devamlı bir çökelmenin olduğunu ve Eoseni müteakip bir yükselme hareketinin başladığını söylemiştir. Mesozoyik sonlarında bir yükselme olmuşsa da Senoniyedeki bir transgresyonun onu takip etmiş olduğunu, ayrıca başlangıçta egemen olan kalker depolanmasının giderek gre-marn çökelimine dönüştüğünü ve bununla bölgede yayılım yönünden bir önem arzetmeyen Tersiyer flişine geçişi sağlandığını vurgulamıştır. Komşu bölgeleri dikkate alarak bu flışı Eosen sonu paroksizma evresiyle ilişkili gören yazara göre, bölgede Oligosen yoktur ve Miyosen post-paroksizmal örtüler oluşturmaktadır. İnceleme alanımızı da içine alan 1/500000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasının kompilasyonunu da Blumenthal (1963) yapmıştır.

Özgül (1971), Hadim-Bozkır dolaylarında yeralan değişik havzalarda çökelmiş kaya birimlerini, birlikler adı altında toplamıştır. Birliklerin faylı dokanaklarla birarada bulunduğunu belirten Özgül, yörede otokton olarak Hadim ve Geyikdağı birliklerini, allokton olarak, Güney iç Anadolu ve Orta Toros birliklerini ayırtlamıştır. Bölgenin yapısal gelişiminde, düşey blok hareketlerinin önemli olduğu yazar tarafından savunulmaktadır. Bölgedeki allokton birliklerin, Lütésiyen sonu-Miyosen öncesi bir zaman aralığında, yatay hareketlerle yerleşmiş olduğunu ileri sürmüştür. Özgül, sonra daha geniş alanlarda yaptığı çalışmalarda, Orta Toroslarda yeralan birlikleri Bozkır birliği, Geyikdağı birliği, Bolkardağı birliği, Aladağ birliği, Antalya birliği ve Alanya birliği şeklinde tanımlamıştır. Ona göre bu birliklerden Geyikdağı birliği, diğer birliklere göre otokton olup kuzeyden Bozkır, Bolkardağı ve Aladağ birlikleri, güneyden de Antalya ve Alanya birlikleri Geyikdağı birliğine bindirmiş durumdadır. Özgül (1984), Alanya bölgesinde doktora tezi yapmış, metamorfizma ve yapı özellikleri ile birbirinden farklı iki kaya birimi topluluğunun bölgede varlığını ortaya koymuştur. Antalya ve Alanya birliği olarak tanımlanan bu topluluklardan Alanya birliğinin, herbiri üzerinde yataya yatın konumlu üç naptan oluşmuş olduğunu ve bunların başlıca tortul kökenli kayalardan türeyerek yeşil şist fasiyesinde metoformik bulduklarını sergilemiştir. Özgül (1984)'e göre Antalya birliği, Anisiyen-Ladiniyen arasında kıtasal bir parçalanmanın ve riftleşmenin

izlerini taşımakta olup Karniyen-Noriyende havza olistolit dilimleri, moloz akması birikintileri ve türbiditlerle tamamen dolmuştur. Yazar bölgede Re-siyen-Liyas döneminde bir transgresyonun olduğunu ve bu transgresyonun ardından Dogger-Kretase sürcünde, radyolarit ve pelajik karbonatlarla temsil olunun ikinci bir derinleşmenin başladığını belirtmektedir. Özgül, Gündoğmuş yöresinde Alanya birliğinin tabanında yeralan ofiyolit dilimlerine dayanarak, bu derinleşmenin Senoniyenden önce okyanuslaşma aşamasına ulaştığını göstermektedir. Alanya birliğinin Antalya birliği üzerine ofiyolitli karışık dilimiyle beraber bindirmesinin, Maestrihtiyen sonu-Lütesiyen öncesi bir üzerleme hareketine bağlanabileceğini savunan Özgül, Antalya ve Alanya birliklerinin, Geyikdağı birliği üzerine yerleşmesini ise bu üzerlemenin bir devamı şeklinde düşünmektedir.

Alp (1976), Bozkır-Hadim dolaylarında Pb-Zn yataklarına yönelik incelemeler yapmış olup Aladağ birliği içinde zengin Pb-Zn yataklarının bulunduğunu ortaya koymuş, cevherleşmenin tektonik ve stratigrafi ile olan ilişkilerini açıklamıştır.

Koçyiğit (1976-1977), Karaman-Ermenek arasında yeralan ofiyolitli karışıklar ile diğer oluşukları incelemiştir. Koçyiğit yöredeki kayaçların, bir ofiyolitli melanj hamuru ile bu hamur içinde yüzen çeşitli irilikte ve değişik yaşlı (Permiyen-Maestrihtiyen) kireçtaşı bloklarından oluştuğunu belirtmektedir. Kireçtaşı bloklarının melanj içinde belirli bir dizi oluşturduğunu da savunan Koçyiğit, bu karbonat serisini "Hacıbabadağı birliği" olarak tanımlamış ve yaşını da Liyas-Maestrihtiyen olarak düşünmüştür. Hacıbabadağı birliğini dev bir olistolit olarak düşünen bu araştırmacı, sözü edilen olistolit, melanjın bölgeye yerleşmesi esnasında veya karışma sürecinde gravitasyonel çekim kaymaları ile yerleştiğini düşünmektedir. Yöredeki melanj oluşukları, açılı uyumsuzlukla denizel Miyosen tortulları tarafından örtülmüştür

Gedik (1977), Orta Toroslarda konodont biyostratigrafisi üzerinde çalışmış ve inceleme alanında yüzeylenen Devoniyen-Karbonifer yaşlı formasyonlara, bulduğu konodontlarla yaş vermiştir. Üst Karbonifer ve Permiyen yaşlı formasyonlarda ise konodont faunasına rastlanamadığını rapor etmiştir.

Monod (1978), inceleme alanın batı kesimlerinde Alanya-Akseki arasında incelemelerde bulunmuş ve dar bir kuşakta daha önceleri benimsenen



otokton görüşün tersine, üst üste bindirmiş birkaç napın varlığını tesbit etmiştir. Ayrıca bu napların iç kökenli olduklarını vurgulamıştır.

İnan ve Uğur (1981), Bozkır-Hadim-Ermenek-Gazipaşa çizgisinde yer alan Pb-Zn zuhurlarını incelemişler ve cevherleşmenin stratigrafik yerinin Alt Permien yaşlı Girvenella'lı kireçtaşları, Üst Permien yaşlı Mizya'lı kireçtaşları ve Alt Triyas yaşlı stromatolitik-oolitik kireçtaşları olduğunu belirtmişlerdir.

Kuşçu (1983), Göktepe (Ermenek) yöresinin jeolojisi ve Pb-Zn yataklarını incelemiştir. Doktora tezi olarak sunulan bu çalışmada, yöredeki zuhurların özellikleri, jeokimyası ve jenezi üzerinde durulmuştur. Ayrıca cevherleşmenin stratigrafisi ve tektonikle olan ilişkilerine değinilmiştir.

Özçelik (1984), Bozkır yöresinin jeolojisini, petrol olanaklarını ele alan bir doktora tezi hazırlamış ve yöredeki kaya-stratigrafik birimlerini "Geyikdağı otoktonu" ile "Bozkır alloktonu" adı altında iki büyük tektonik üniteye ayırarak incelemiştir.

Zorlu (1984), Bozkır-Hadim dolaylarının kömür imkanlarını değerlendirmek amacıyla, yörede kömür jeolojisine ilişkin araştırmalarda bulunmuştur.

## 2. STRATİGRAFİ

İnceleme alanında Üst Devoniyen-Tersiyer aralığında çökelmiş kaya birimleri yüzeyler. Bölgede yüzeyleyen litoloji birimleri iki ayrı birlik şeklinde ele alınmıştır. Bu birlikler, bugünkü tektonostratigrafik konumlarına göre alttan üste aşağıdaki gibi izlenmişlerdir (Ek 1-7).

1- Otokton birlik : Bu birlik inceleme alanı dahilinde beş ayrı formasyon olarak bölümlendirilmiş olup Malm-Eosen zaman aralığında çökelen kayalardan oluşur.

2- Allohton birlikler : Bölgede Hadim napları şeklinde tanımlanan allohtonlar, dört ayrı napa ait birimlerden oluşmaktadır.

2.1. Taşkent napı : Bu nap, okyanusal topluluk şeklindeki bir karışıktan yapıdadır. Karboniferden Üst Kretaseye kadar değişik yaş konağı ve çökme ortamlarını yansıtan kaya birimleri kapsar.

2.2. Hocalar napı : Nap başlıca fillit, sleyt ve altta değişik kökenli olistolitlerden, en üstte ise kuvarsitlerden yapıdadır. İçerdiği kireçtaşı bloklarına göre Triyasta çökeldiği sanılan bu olistostromal topluluk, bölgesel bir metamorfizma geçirmiştir.

2.3. Sinatdağı napı : Bu nap Üst Permiyen-Maestrihtiyen aralığında çökelmiş düzenli tortullardan oluşur. Kırıntılı ve karbonat kayaların yer aldığı nap içinde beş formasyon ayırtlanmıştır. Formasyonların tabanlarında çökme boşlukları izlenmektedir.

2.4. Gevne napı : Nap tabandan tavana kadar, düzenli sedimanter istif şeklindedir. Üst Devoniyen-Alt Kretase aralığında çökelen istif, kırıntılı ve karbonatlı kayaçların oluşturduğu dokuz formasyona ayırtlanmış olup bu formasyonlar, iki grup altında toplanabilir.

İnceleme alanında ayırtlanan litostratigrafi ve litodem birimleri, yörede daha önce birim adlamasına gidilmediğinden, ilk kez bu çalışmada adlandırılmışlardır.

Hadim bölgesinde belirlenen birlikler ve bunlara ilişkin değişik litolojik ve litodemik özelliklere sahip istifler, jeolojik konumları da dikkate alınarak alttan üste doğru ayrı ayrı inceleneceklerdir.

## 2.1. OTOKTON BİRLİĞE AİT BİRİMLER

Otokton birlik, bölgede Malm ve Üst Kratase yaşlı self karbonatları, Maestrihtiyen yaşlı bir fliš ve olistostromal oluşuklar, Alt-Orta Paleosen yaşlı pelajik karbonatlar, Lütésiyen yaşlı resif karbonatları ve fliš fasiyesli kırıntılarla kireçtaşı olistolitlerinden oluşmaktadır. Birliğin temel, çalışma alanı dışında kuzeyde Bağbaşı kasabası civarında çıkmaktadır ve literatürden de bilinen Orta-Üst Kambriyen yaşlı Çaltepe kireçtaşları ile Üst Kambriyen Ordovisiyen yaşlı Seydişehir formasyonuna ilişkin epimetamorfik şeyl ve kumtaşları yüzeyler (Özgül ve Gedik, 1973).

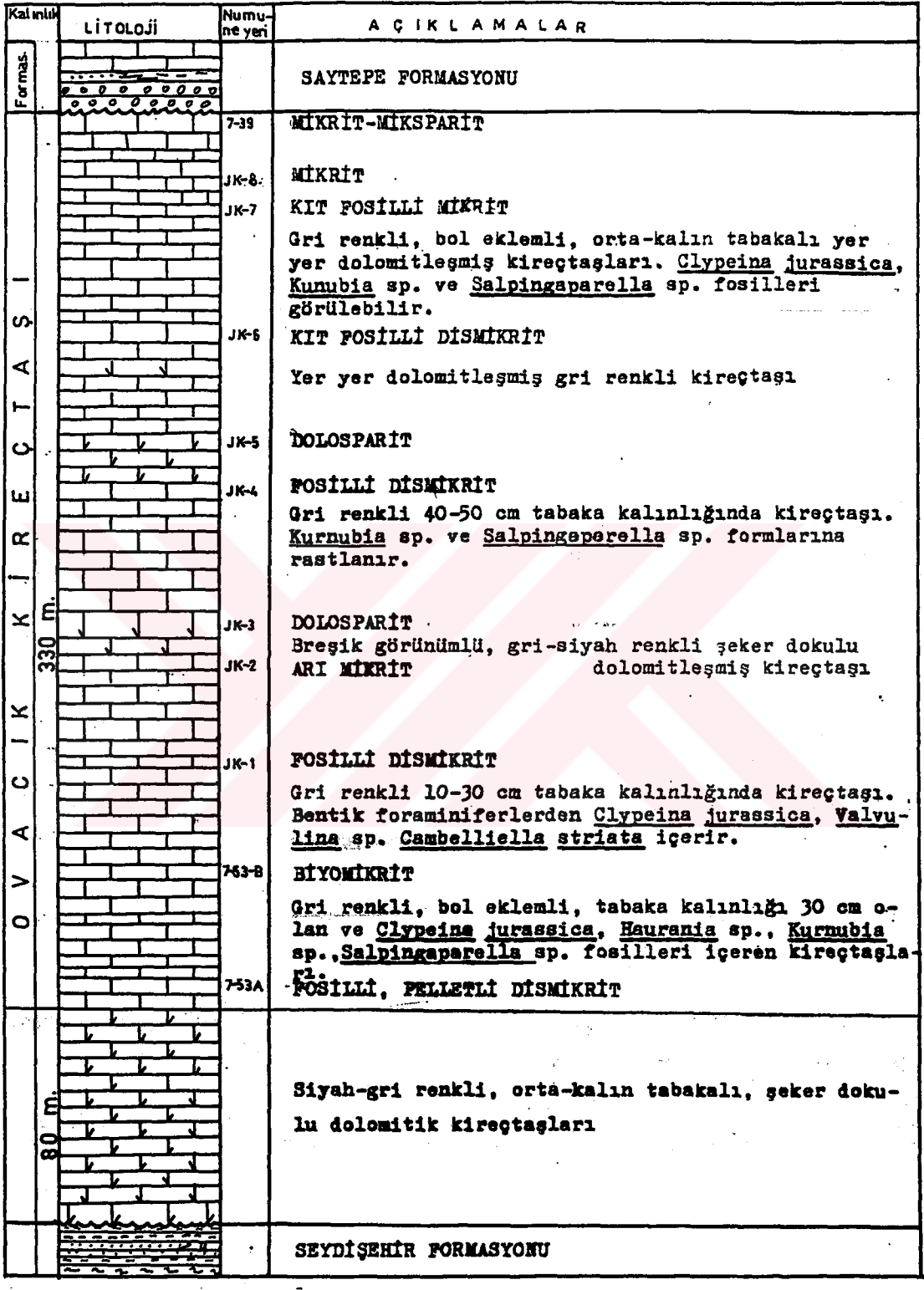
Otoktona ait litolojiler, Hadim ilçesi yakınlarında ve güneybatıda Beden köyü ile Orhan D. hattı boyunca izlenir (Ek 1).

Birlik ilk olarak bölgede Blumenthal tarafından ele alınmış ve Alt Paleozoyik birimleri Devoniyene, Mesozoyik karbonatları ile Permo-Karbonifere atfedilmiştir. Blumenthal (1956) doğuda yaptığı çalışmalarda ise Mesozoyik karbonatlarını, "Çarşamba çayı muntıkasının kalker örtüsü" adı altında toplamış ve Orta-Üst Kretase yaşlı olduklarını vurgulamıştır.

Özgül (1971) ise otokton birimleri, Hadim ve kuzeyi için "Hadim birliği" güneybatı kesimleri için "Geyikdağı birliği" olarak tanımlanmıştır. Otokton birlik, Toros kuşağında genel olarak "Geyikdağı birliği" (Özgül, 1976 ve 1983) olarak bilinirken; Antalya dolaylarında "Beydağları otoktonu" (Graciansky, 1972; Şenel ve diğ. 1987). Isparta kuzeyinde "Hoyran grubu" (Kocyiğit, 1983), Dinar-Homa çevresinde "Homa Akdağ serisi" (Öztürk, 1981), Akseki dolaylarında "Akseki serisi" (Monod, 1967) ve "Otokton birimler" (Demirtaşlı, 1976), Akseki-Seydişehir yöresinde "Komprehensif seri" (Blumenthal, 1947), Bozkır çevresinde de "Geyikdağı otoktonu" (Özcelik, 1984) olarak bilinir.

### 2.1.1. OVACIK KİREÇTAŞI (Jo)

Otokton birliğin inceleme alanında gözlenebilen en alt düzeylerinde gri renkli, orta-kalın tabakalanmalı bir karbonat istifi yer almaktadır. Aşağı Hadim Mahallesi'nin kuzeyindeki tip yerine göre Ovacık kireçtaşı adı altında haritalanan ve ölçülü kesiti de gerçekleştirilebilen bu formasyon, Hadim kent merkezinin güneybatısında Arkıtca ile Kaytanlıca arasında aflormanlar sunmaktadır (Ek 1).



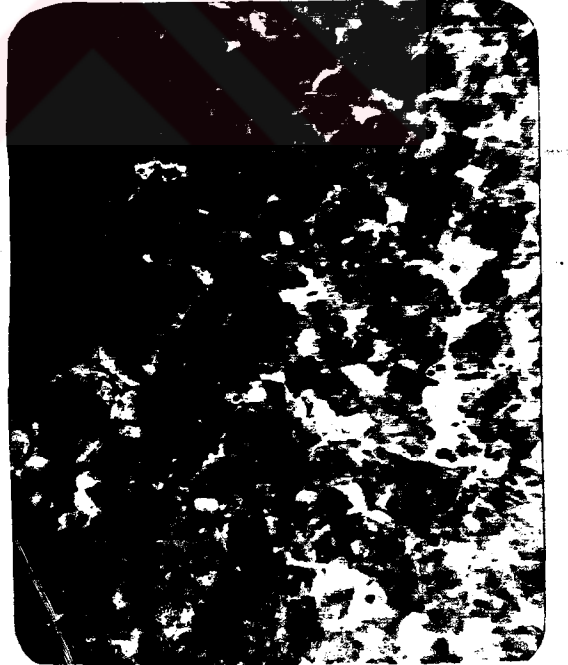
Şekil 3. Ovacık kireçtaşlarının tip mevkisinde ölçülen dikme kesit : (Tabandaki dolomitleşmiş kireçtaşları inceleme alanında yüzeylemediğinden birim adlaması yapılmamıştır).

Ovacık kireçtaşı, 10-30 cm. tabaka kalınlığında, gri renkli kireçtaşları ile başlar. Üste doğru yine gri renk tonlarına sahip, bol çatlaklı, düzgün tabakalı, yer yer dolomitleşmiş kireçtaşları ile devam eder. Daha üstlerde açık gri renkli kireçtaşları izlenir. Birim içinde özellikle çatlaklı kesimlerde karst breşleri de gözlenir.

Ovacık kireçtaşlarından düzenli bir şekilde toplanan örnekler, mikroskopik olarak, genelde % 80-90 oranında karbonat çamurundan oluşmaktadır. Mikrit içinde yer yer kahverenkli kil yaygıları ile bazen % 10'a kadar çıkan, bentik foraminiferler ve algler görülebilir (Mikrofoto 1). Alt kesimlerden alınan örneklerde % 5 pelloidal tane görülmüşken, hemen her düzeyde kuşgözü yapıları ile bazı seviyelerde stromataktoid yapı görülmektedir. Mikritik numunelerde bazen bir kaç tane halinde opak kırıntılar, karbonat çamurunun yıkanmasından veya rekristalizasyondan ötürü oluşan mikrosparitik-sparitik gözler ile ramplasman sonucu oluşmuş dolomit tanelerine rastlanır. Anadüzeyler halinde gözlenen dolomitleşmiş numuneler koyu gri renkli, ince çatlaklı ve şeker doku lu olup taşın tamamına yakın bölümünü öz-yarı öz şekilli, klivajlı düzgün dolomit kristalleri oluşturur (Mikrofoto .2).



Mikrofoto 1



Mikrofoto 2

Mikrofoto 1: Ovacık kireçtaşlarına ait fosilli dismikritlerin ince kesitte görünümü (çift nikol, 40X).

Mikrofoto 2: Ovacık kireçtaşlarına ilişkin dolomitleşmiş aratabakalardan alınan dolosparitlerin mikroskop görüntüsü (tek nikol. 40X).

0.1-0.5 mm. iriliğindeki dolomit taneleri birbirleriyle dokanak halindedirler ve alizarin ile yapılan boyamada bazı romboederlerin boyandığı görüldüğünden, kayacda didolomitleşmeden de bahsedilebilir.

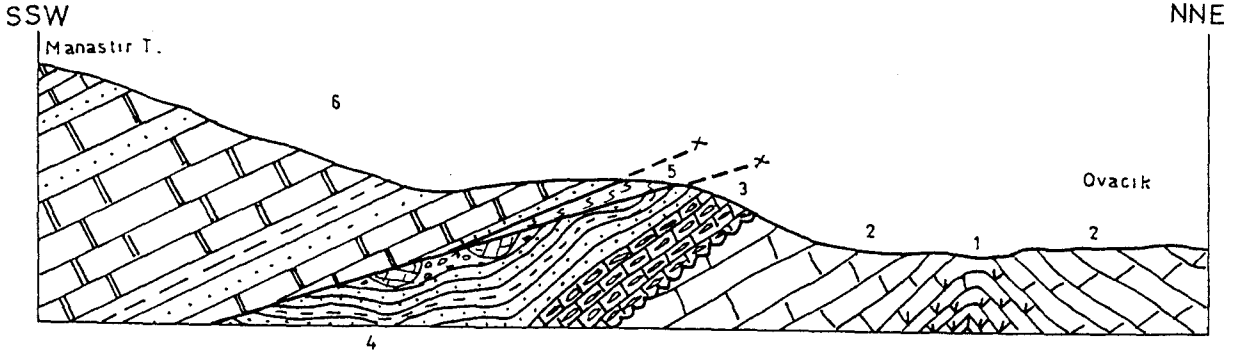
Formasyonun ölçülü stratigrafik kesitinden toplanan örnekler sırayla pelloidli fosilli dismikrit, seyrek biyomikrit, fosilli dismikrit, fosilli mikrit, dolosparit, fosilli dismikrit, dolosparit, dismikrit, kıt fosilli mikrit, mikrit, mikrosparit olarak tanımlanmışlardır (Şekil 3).

Tektonik pencereler şeklinde antiklinal bölgelerinde yüzeylenen Ovacık kireçtaşının tabanı incelme alanı dahilinde görülmemekle birlikte; formasyonun kuzeyde koyu gri-siyah renkli, 80-100 m kalınlığında ve olasılıkla Dogger yaşlı (Özgül, 1976 ve 1983) dolomitik seviye üzerine uyumlulukla oturduğu izlenir. Bu dolomitik seviye ise Üst Kambriyen-Ordovisiyen yaşta Seydişehir formasyonu üzerinde açılı uyumsuzlukla gelir (Özgül ve Gedik, 1973), Ovacık kireçtaşları Üst Kretase-Paleosen yaşlı Saytepe formasyonu ve bazen de Lütesiyen yaşlı Çobanağacık kireçtaşı tarafından düşük açılı bir uyumsuzlukla örtülmektedir (Ek 3, Şekil 4).

Formasyonun kalınlığı, tip mevkisinde ölçülen stratigrafik kesitte 330 m. olarak bulunmuştur. Birimin üst sınırı aşınmalı olduğundan, kalınlık yanal olarak değişmektedir.

Ovacık kireçtaşından toplanan örneklerin paleontolojik determinasyonlarında Clypeina jurassica FAVRE, Cambelliella striata (CARROZI), Valvulina, lugeoni SEPTFAUNTAIN, Haurania sp., Siphovalvulina sp. Valvulina sp., Kurnubia sp., Salpingoporella sp., Miliolidae gibi bentik faunaya rastlanmış ve birime Üst Jura yaşı verilmiştir (fosiller M.Köylüoğlu, TPAO., tarafından tayin edilmiştir).

Ovacık kireçtaşları uzun bir karalaşma döneminden sonra, tamamen pe-nepnleşmiş bir kara üzerine transgresyon yapan bir denizde koyu gri dolomitlerin ardından çökelmeye başlamıştır. Juradaki bu transgresyona ilişkin bulgular, çalışma alanı dışında gözlenir (Özgül, 1971; Özgül ve Gedik, 1973; Karadağ, 1987). Birimde izlediğimiz bentik fosilli, yer yer pelloidal dismikrit mikrofasiyesleri ile bu kireçtaşlarında görülen kuşgözü ve stromataktoid yapıları, ortamın son derece sığ, lagüner bir deniz olduğuna delildir. Çökelme ortamı Irwin (1965)'e göre canlı yaşamına uygun, düşük enerjili Z kuşağı olduğu halde, Wilson (1975)'un karbonat fasiyes kuşaklarından 8.bölgeye (sınırlanmış platform) karşılık gelir.




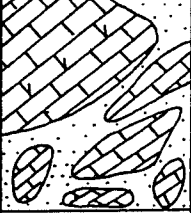

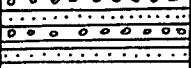

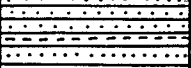










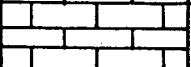
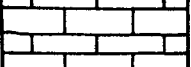
Şekil 4 : Ovacık-Manastır Tepe arasındaki şematik jeoloji kesiti.

1- Ovacık kireçtaşlarının altında yer alan siyah renkli kristalize dolomitler. 2- Ovacık kireçtaşı. 3- Çobanağacık kireçtaşı 4- Beden formasyonunun kırıntılı kesimleri. 5- Taşkent karışığına ilişkin ofiyolitli dilim. 6. Kahtepe formasyonu.

Ovacık kireçtaşları Isparta kuzeyinde Koçyiğit (1983)'in "Dogger-Alt Kretase yaşlı" Ergenli ve Eskigençali kireçtaşları", Akseki yöresinde Martin (1969)'in Jura yaşlı "Hendos kireçtaşı ve Akkuyu formasyonu", Beyşehir yöresinde Monod (1967 ve 1977)'un "Mesozoyik kalker serisi" ve Şen (1989) in Dogger-Lütesiyen yaşlı "Asmakalık formasyonu", Seydişehir dolayında Karadağ (1987)'in Jura yaşlı "İçerikışla formasyonu" ve Bozkır civarında Özçelik (1984) in "Dibektaş kireçtaşı" birimleri ile tektonik birlik, litofasiyes ve yaş yaş konağı bakımından denestirilebilir.

#### 2.1.2. SAYTEPE FORMASYONU (Ks)

Otokton birlik içinde bulunan ve alttan Malm yaşlı Ovacık kireçtaşı, üstten ise Lütesiyen yaşlı Çobanağacık kireçtaşı ve Beden formasyonu ile uyumsuz olan Üst Kretase -Orta Paleosen yaşlı karbonat çökelleri, sınır ilişkileri ile birlikte en iyi gözlendiği Saytepe'ye izafeten Saytepe formasyonu olarak tanıtılacaktır. Formasyon, Hadim'in 2-4 km güneyinde Kaytanlıca, Saytepe, İnönü Y. ile inceleme alanının güneybatı köşesinde de Dolamaç Kepiri ve Seynitkaya Y. arasında yüzeyler (Ek 1). Formasyonun en altında yer yer görülen konglomeralar, "formasyonun taban bölümü" ve güneybatıda formasyonun en üst seviyelerini oluşturan Alt-Orta Paleosen yaşlı pelajik tortullarda "formasyonun tavan bölümü" şeklinde ayrılarak anlatımda kolaylık sağlanmıştır. Formasyonun tip mevkisi olarak Saytepe civarları önerilmiş olup ölçülü stratigrafik kesitide Saytepe'den güneye doğru gerçekleştirilmiştir.

Kalınlık	LİTOLOJİ	Numune Yeri	AÇIKLAMALAR
		x	TAŞKENT KARIŞIĞI TEKTONİK DOKANAK
50 - 100 m			Kötü boylanmış heterojen-polijenik konglomera, kaba taneli kumtaşı, miltası ve irili ufaklı kireçtaşı olistolitlerinden oluşan olistolitrom
125 m		L-6	Mikroçakıltaşı, paralel laminalı kumtaşı ve çok ince şeyl aradüzeyleri
		L-5	LİTİK ARENİT İnce çamur ara düzeyleri içeren kumtaşı
		L-4	LİTİK ARENİT Sarı-boz renkli laminalı kumtaşı, kumlu çamurtaşı
		8-33	LİTİK ARENİT İSTİFLENMİŞ KİLLİ BİYOMİKİRİT Pembe renkli, laminalı karbonat çamurtaşı
55 m		L-3	ÇOBANAĞACIK KİREÇTAŞI ÜYESİ: BİYOSPARİT
		L-2	Çok bol mikrofosilli, gri renkli, orta-kalın tabaka BİYOSPARİT
		L-1	Fosiller: <i>Nummulites aturicus</i> , <i>N. globulus</i> , <i>Discocycli- na</i> sp., <i>Actinocyclus</i> sp., <i>Assilina</i> sp., <i>Operculina</i> sp., BİYOSPARİT
			<i>cyprina</i> sp.
214 m		8-34	İNTRABİYOSPARİT
		K-6	FOSİLLİ MİKİRİT 10-30cm tabaka kalınlığında bol rudist kavkuları i- çeren gri renkli kireçtaşı. <i>Orbitoides</i> sp., <i>Lepidorbi- toides</i> sp., formlarına rastlanır.
		K-5	BİYOMİKİRİT
		K-4	SEYREK BİYOMİKİRİT
		K-3	KIT FOSİLLİ MİKİRİT-DİSMİKİRİT Yer yer rudist kavkı parçaları ve kırıntıları içe- ren gri renkli 20-30 cm kalınlığında düzgün tabaka- lardan oluşan kireçtaşları. <i>Nezzata</i> sp., <i>Cuneolina</i> sp., <i>Scandonea</i> sp., <i>Triloculina</i> sp., fosilleri içerir.
		K-2	MİKROSPARİT
20m		K-1	FOSİLLİ MİKİRİT-DİSMİKİRİT
			Kırmızı matriksli homojen-polijenik taban kong. OVACIK KİREÇTAŞI



Şekil 5. Saytepe formasyonunun tip mevkisinde ve Beden formasyonunun Çobanağacık dolaylarındaki danışma kesitinden ölçülen dikme kesit.



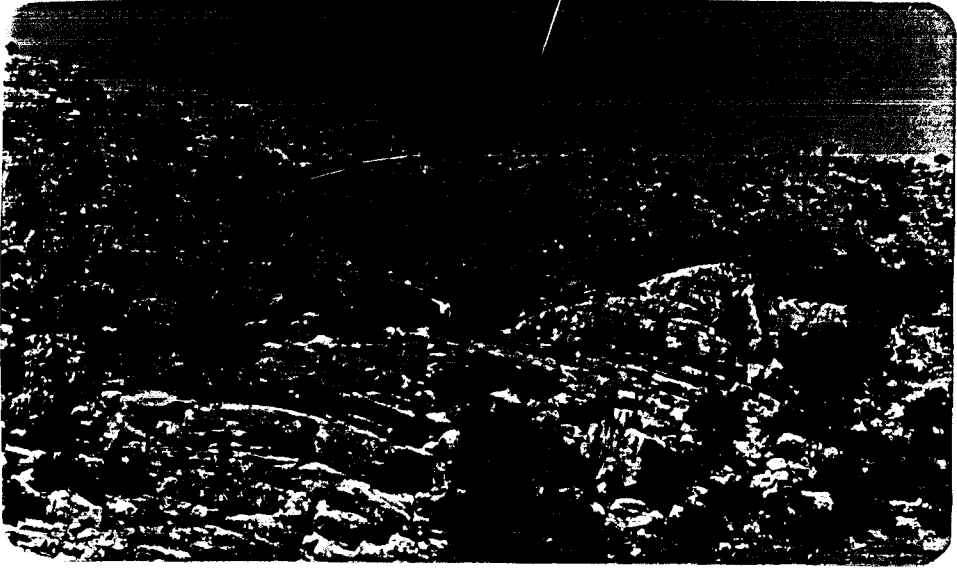


Foto 5 : Çıkrılı'da Ovacık kireçtaşı ile Saytepe formasyonunun faylı bir dokanakta birlikte görünümü. Çekim doğudan batıya doğrudur.

Formasyonun taban bölümünü oluşturan konglomeralar inceleme alanında merceksi geometrili ve yerel yayımlı olarak gözlenir. Bunlar yanal ve düşey istikamette çakıl yüzdelerinin değişebildiği kırmızı-bordo rekli yer yer düzenli, yer yer de düzensiz tabakalanmalı kum ve çamur merceklerinin yer aldığı konglomeralar ile başlar (Foto 6). 20-60 cm kalınlıklı tabakalardan oluşan bu çakıltaşları, yanal istikametlerde yine aynı tane özelliklerini gösteren fakat kırmızı gerecin bulunmadığı gri renkli, karbonat çimentolu konglomeralara geçerek sonlanır. Konglomeraların çakılları orta derecede yuvarlaklaşmış, kısmen de iyi boylanmıştır. Uzun eksenleri genelde 3-4 cm. olup 7 cm.'ye kadar ulaşmaktadır. Kısa eksenleri ise 1.5 - 2 cm. dolayındadır. Böylece çakıllar çoğunlukla yassı-uzun şekilli ve olgundur. Tamamen açık gri renkli Ovacık kireçtaşlarından türemişlerdir.

Formasyon tip yerindeki konglomeralardan sonra, yer yer rudist kavkıları içeren, gri renkli, 20-30 cm kalınlığındaki düzgün tabakalı kireçtaşlarına geçerek daha üstlerde çok bol rudist kalıntıları içeren 10-30 cm. kalınlıklı gri, hafif kristalize kireçtaşı tabakaları ile son bulur (Foto 5).

Formasyonun güneyde kalan bölümü daha değişik özellikler arzettiğidir. Renk tonu genelde açık gridir. Tabaka kalınlıkları 3-5 cm ile 20 cm arasında değişir. Bazı kesimlerde 0.5-1 cm kalınlığında laminalı, sık kıvrımlı düzeyler ile bordo renkli ve fazlaca ezikli laminalı düzeyler daha çok sinsedimanter deformasyonun etkin olduğu kesimlerde gözlenmekte olup formasyon içi mikro ölçekli ekaylanmalara yine sık sık rastlanmaktadır. Ça-

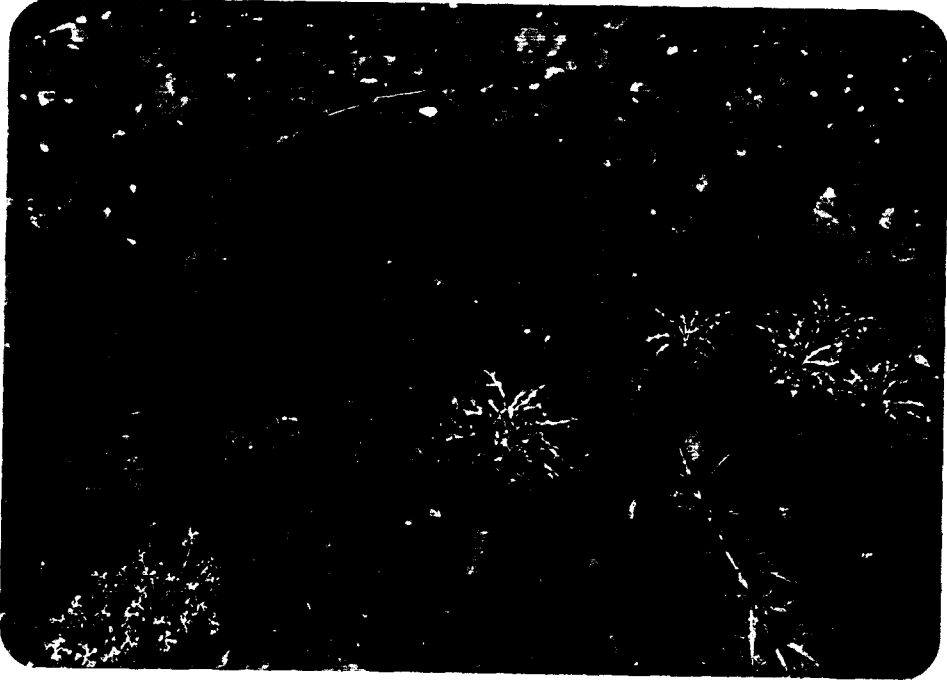


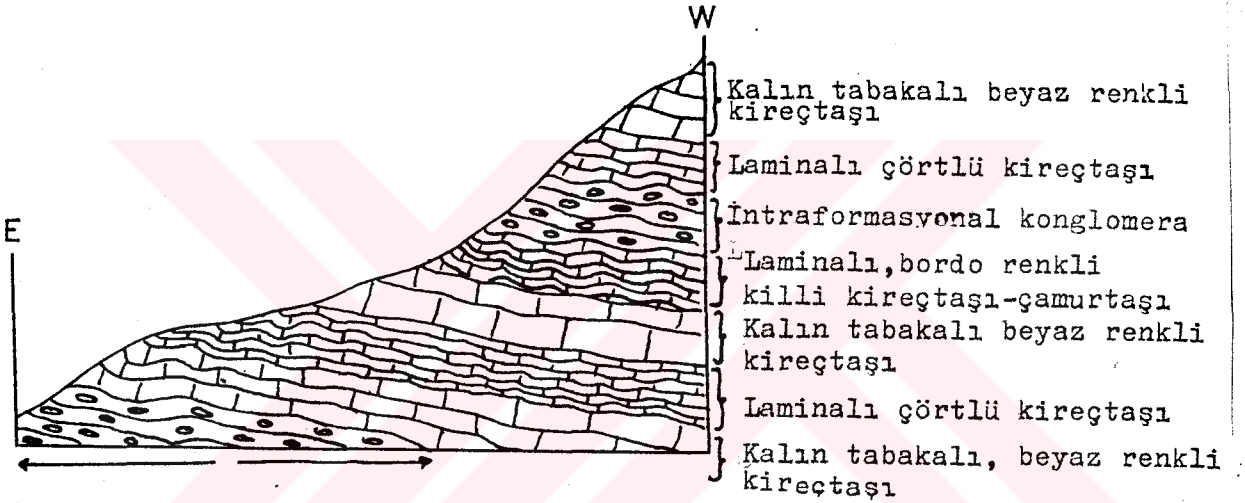
Foto 6: Saytepe formasyonunun tabanını oluşturan kumlu çamurlu düzeylerle ardalanmalı konglomeralar.

lışma alanının kuzeyinde gözlenmemesine karşın güneydeki kireçtaşlarında bu tür akma yapıları (slump) yanısıra, çört yumrularına ve ayrıca formasyon içi konglomeralarına rastlanır (Şekil 6). Olistostromal nitelikli bu devresel seviyeler içindeki çakıl irilikleri genelde 2-3 cm., seyrek olarak da 8-10 cm'ye varır. Çakıllar yarı yuvarlak olup dolomitleşmiş kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, gri-açık gri ve sarı-boz renkli kireçtaşlarından türemişlerdir. Bunlarda çakıllar birbirlerine sıkı bir şekilde bağlanmıştır ve bağlayıcı, kalsit çimentodur. Konglemarayı oluşturan bileşenlerin hepsi havza içinden türemişlerdir ve bu düzeylerde görülen egemen renk gridir. Bu olistostromların hem altında hem de üstünde, aynı nitelikli laminalı ve çörtlü kireçtaşları görülebilmektedir (Şekil 6). Konglomera seviyelerinden çörtlü kireçtaşlarına yanal geçişler olağandır.

Formasyonun tavan bölümüne ilişkin litolojiler ise yeşilimsi gri, oksidasyondan ötürü bazen sarı boz renkte olan, 2-5 cm. tabaka kalınlığında, laminalı, killi, çört yumrulu kireçtaşı ile başlar. Üste doğru yine ince tabakalı, bitüm kokulu, gri boz renkli kırıntılı kireçtaşları ile çört yumrulu kireçtaşı aratabakaları öncekilere eşlik eder. En üst düzeylerde ise çörtlü kireçtaşı ve şeyllerinde refakat ettiği, bordo ve boz renkli, 3-5 cm kalınlıklı killi kireçtaşı tabakaları gözlenir.

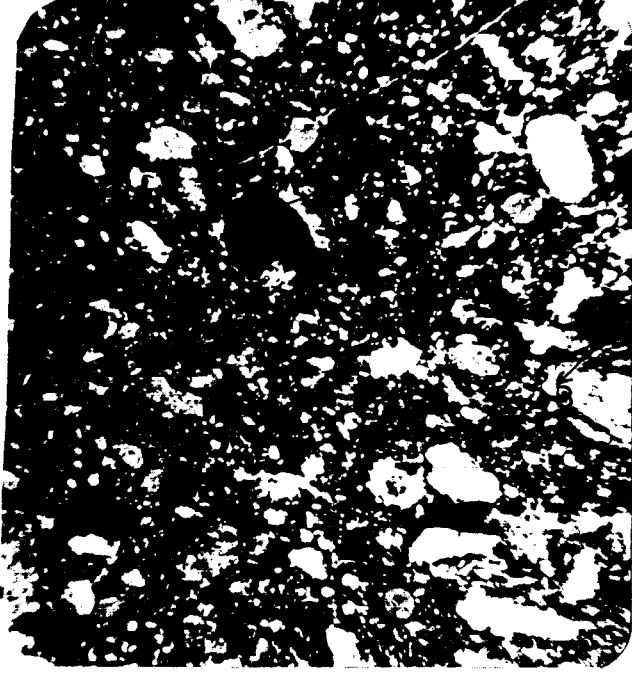
İstiflenme özellikleri kuzey ve güneybatı kesimler için yukarıda açıklanan Saytepe formasyonunun en altında yer yer yüzeylenen konglomerala-

rın kumlu çamurlu düzeylerinden alınan örnekler, % 40 oranında açık kahve renkli, demiroksitçe zengin, killi-karbonatlı bir matrikse sahiptirler. Bağlayıcı içinde iriden çok inceye kadar değişen silt boyutunda duru kalsit taneleri mevcuttur. Kayaç dokusunun % 45'ini farklı tane boylarına sahip kireçtaşı parçaları, % 10 'unu konsantrik iç yapılı böhmüt % 5'ini de köşeli opak taneler oluşturur. Böhmütlerin terrejen nitelikte oldukları ve üyenin kumlu düzeylerinin karbonat elemanlı litik vake bileşiminde bulunduğu saptanmıştır (Mikrofoto 3). Buna karşılık konglomeralardan kireçtaşlarına geçişlerden alınan örneklerle, kireçtaşı çakılları arasındaki bağlayıcının, konsantrik büyümüş oolit, pelletoyit ve intraklastlar içeren kalsit çimento olduğu görülmüştür.



Şekil 6 : Saytepe formasyonunun güney kesiminde izlenen intraformasyonel konglomeratik düzeylerinden şematik bir kesit.

Saytepe formasyonunun kuzey kesiminden toplanan karbonatlı numunelerin çoğu, % 80-90 oranında mikrit hamurundan ve % 5-10 bentik foraminifer iskeletinden oluşmaktadır. Kesitlerde yer yer karbonat çamurunun yıkanarak duru kalsite dönüştüğü görülür. Bazı örnekler, mikrosparitik dokuludur ve seyrek olarak dolomit romboederleri içerir (Mikrofoto 4). İstifin orta kesiminden alınan bir kısım numunelerde karbonat çamurunun oranı azalmakta ve fosil allokemler, % 45'e kadar artmaktadır (Mikrofoto 5). Kuşgözü yapılarına ve stilolit oluşumlarına sık rastlanılan bu kesimde, istifin en üst bölümlerinde ise mikritin yerini sparikalsit almaktadır. Bazı örneklerde karbonat çamurunun iyice yıkanamamasından dolayı, ince kesitlerde hamur mat bir görünüme sahiptir ve 0.2-0.7 mm iriliğindeki mikrit intraklastlarının oranı % 25'e kadar ulaşır. Orbitoid, miliolid, alg ve rudistlerden oluşan fosiller ise % 15-40 arasında değişir.



Mikrofoto 3



Mikrofoto 4

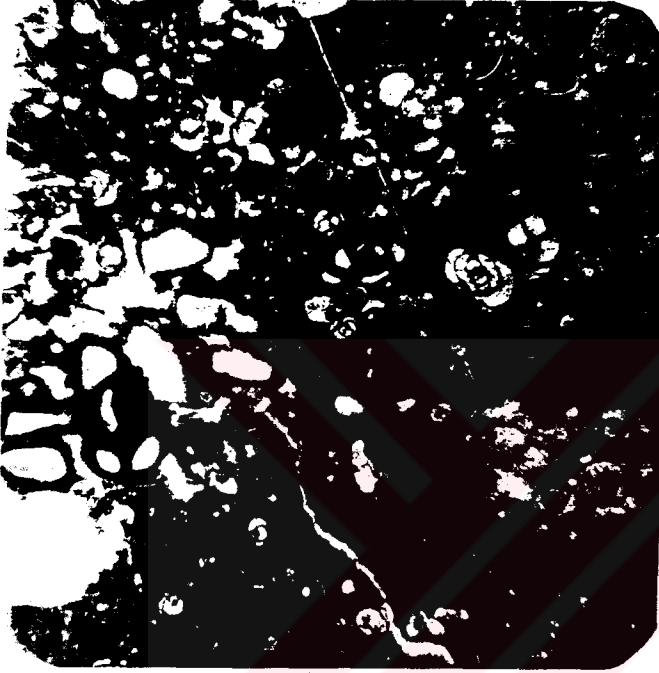
Mikrofoto 3 : Saytepe formasyonunun alttaki kumlu-çamurlu bölümlerini temsil eden litik vake örneğinin ince kesitte görünümü (tek nikol 40X).

Mikrofoto 4 : Saytepe formasyonu içinde yer alan kalın kalsit damarlı mikrosparitlerden bir görüntü (çift nikol, 40X).

Formasyonun güneybatıdaki yüzeylemelerinden toplanan mikritik dokulu örneklerin arasında sparikalsit çimentolu numunelerin de aradüzeyler halinde yer aldığı gözlenmiştir. Bu numunelerde de % 10'a kadar varan oranlarda foraminifer kavkıları ve kalsisiferler görülür. Mikritik dokulu örneklerde siyah renkli silt boyutlu opak zerrecikler, demiroksitli kırıntılar kil topçukları, dalgacıklı mikrolamina yapıları ve mikrosparitik-sparitik gözler yer alır. Sparitik örneklerde karbonat çamurunun yer yer yamalar halinde yıkanamadığı görülürken; bu kesimlerde % 15-60 oranında mikritik intraklastlarla alg parçalarına da rastlanmaktadır (Mikrofoto 6).

Formasyonun tavan bölümüne ait kayaçların mikroskop çalışmalarında numunelerin % 70-90 killi karbonat çamuru ile % 10-30 arasında planktonik fosil ve onların kavkı kırıntılarını içerdiği görülür. Bu fosillerden bazıları silisli kavkı duvarına sahiptirler. Boyutları 0.1-0.3 mm. civarında ve % 3-5 oranında kuvars kırıntılı ile yine aynı irilikte ve oranlarda siyah organik parçalar olağandır (Mikrofoto 7). Tavan bölümünün kırıntılı karbonatlarından alınan örnekler, % 45 kalsit çimentonun yanında boyutları 0.3-2

mm. arasında değişen % 25 kireçtaşı parçasından yapılmış olup % 20 planktonik foraminifer, taşınmış alg ve tanıtman olmayan bazı fosilleri kapsarlar. Ayrıca yer yer dağılmış % 5 organik kırıntı içeriği yanısıra % 7 oranında, 0.6-0.7 mm. iriliğindeki çört kırıntıları da taşın bileşimine katılır. Taneler köşeli ve az yuvarlak olup kırıntılı karbonatlar, çört içerikli fosilli kalkarenit olarak tanımlanmışlardır (Mikrofoto 8).



Mikrofoto 5



Mikrofoto 6

Mikrofoto 5 : Saytepe formasyonunun kuzey kesimini temsil eden bir biyomikritin ince kesitte görünüşü (Çift nikol, 40X).

Mikrofoto 6 : Saytepe formasyonunun güney kesimini temsil eden bir biyointrasparitin ince kesit fotoğrafı (Tek nikol, 40X).

Bunlara göre Saytepe formasyonunun kuzeyinde yapılan ölçülü kesitte istiflenmenin sırayla mikrit, mikrosparit, fosilli dismikrit, seyrek biyomikrit, istiflenmiş biyomikrit, seyrek biyomikrit, intrabiyosparit, biyointrasparit mikrofasiyeslerinden yapıldığı saptanmıştır (Şekil 5).

Formasyonun güneydeki mostralaraından toplanan nokta numunelerinden de istiflenme alttan üste kırı fosilli mikrit, kırı fosilli intrasparit, biyointrasparit, kırı fosilli mikrit, mikrit, fosilli mikrit, seyrek biyomikrit, fosilli kalkarenit, fosilli killi mikrit, seyrek biyomikrit mikrofasiyesleri ile tanımlanmıştır.



Mikrofoto 7



Mikrofoto 8

Mikrofoto 7 : Saytepe formasyonunun tavan bölümünde izlenen killi, seyrek biyomikritlerin ince kesitte görünüşü (çift nikol 40X).

Mikrofoto 8 : Saytepe formasyonunun tavan bölümündeki, çört kırıntılı fosilli kalkarenitlerin mikroskopta görünüşü (çift nikol, 40X).

Saytepe formasyonu Ovacık kireçtaşlarını uyumsuzlukla örtmekte, bazı kesimlerde bu uyumsuzluğa taban konglomeraları eşlik etmektedir. Formasyonun üst sınırı ise Maestrihtiyen yaşlı Karaköy formasyonu ile uyumludur. Paleosen sonundaki kıvrımlanma ve aşınmalara bağlı olarak Saytepe formasyonunun çoğunlukla Lüttesiye yaşlı Çobanağacık ve Beden formasyonları tarafından diskordansla örtüldüğü görülür (Şekil 5; Ek 2,3,4).

Saytepe formasyonunun üst sınırları erozyonal olduğundan, birimin kalınlığı yanal olarak değişir. Ölçülü kesit yerinde stratigrafik kalınlık 235 m. olarak ölçülmüştür. Güney kesimde ise bu kalınlık tahminen 400 m.'ye varır. Ayrıca tip yerinde tabandaki konglomeraların kalınlığı 20 m., çalışma alanının güneyinde Seynitkaya Y. civarlarında izlenen tavan bölümüne ilişkin kireçtaşlarının kalınlığı da 100 m olarak belirlenmiştir.

Formasyonun alt kesimlerinde Pseudoraphydionina cf. laurensis (de CASTRO), Triloculina sp., Quinqueloculina sp., Scandonea sp., Chrysalidina sp., Minoxia sp., Nezzata sp., Cuneolina sp., Hedbergella sp.. Globotruncanidae, Miliolidae, Textularidae ve alglere rastlanmış ve bu faunaya dayanarak birimin alt düzeylerine Senomaniyen yaşı verilmiştir. Formasyonun üstlerinden alınan örneklerde ise Orbitoides medius (d'ARCHIAC), Lepidorbitoides sp. ve rudist kavkılarına rastlanmış olup bu seviyeye ise Üst Kampaniyen Maestrihtiyen yaşı verilmiştir (fosiller E. MERİÇ, İTÜ, tarafından tanımlanmıştır).

Güney bölümde formasyonun alt seviyelerinden alınan numunelerde Discorbis sp., Cuneolina sp. ile rudist kabuklarına rastlanmış ve Üst Kretase yaşı verilmiştir. Yine güneyde üst kesimlerde ise Globotruncana bulloides VOGLER, Globotruncana sp.(Grup lapparenti), Rugoglobigerina sp., Heterohelicidae formlarına rastlanmış ve formasyonun üst kesimleri için Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşı belirlenmiştir. Formasyonun tavan bölümlerini oluşturan litolojilerde de Morzovella uncinata (BOLLI), Morzovella angulata (WHITE), Morzovella pseudobulloides (PLUMMER), Morzovella conicotruncana (SUBBOTINA), Planorotalites pusilla pusilla, Globigerina triloculinoides PLUMMER, Globigerina spiralis BOLLI, Globigerina sp, Globorotalia sp. gibi planktonlara rastlanmış olup bu seviyelere Monsiyen yaşı verilmiştir (Planktonik fosiller i. TANSEL, İÜ, tarafından belirlenmiştir).

Saytepe formasyonunun fosil muhtevası ve litolojik gelişimi, birimin Senomaniyenden Maestrihtiyene hatta Orta Paleosene kadar sürekli bir karbonat istifli şeklinde çökeldiğini göstermektedir.

Formasyonun tabanında yeralan kızıl konglomeraların çökelişi, Senomaniyen öncesindeki bir karalaşmaya bağımlı olarak, olasılıkla akarsu-alüvyal yelpaze ve lagün geçişindeki bir kıyıda Senomaniyen transgresyonu ile son bulacak şekilde gerçekleşmiştir. Bundan sonra inceleme alanının sadece kuzeyinde gözlenebilen en alttaki karbonat düzeyleri, litofasiyes özellikleri yanısıra alg ve bentik foraminifer içerikleriyle (Mikrofoto 5), karbonat sedimantasyonunun kıyı ve duraylı sığ shelfte, sıcak iklim şartlarında başladığını belgeler. Üste doğru ardalanan sparitik düzeyler, dingin sığ su ortamının (Z-zonu) zaman zaman sedde (Y-zonu, Irwin, 1965) haline geçtiğini gösterir. Formasyonun bundan sonraki fasiyes gelişimi incelenen alanın güneybatısında izlenir. Güneyde yukarıda belirtilen litofasiyeslere (Mikrofoto 5-6) eşlik eden olistostromal gelişim, laminalı kireçtaşı çökelişi ve

özgün Globotruncana'lı pelajik faunanın ortaya çıkışı Kampaniyen-Maestrihtiyen sürecinde havzanın olistostromal oluşumları destekleyen tektonizma ile güneye doğru derinleştiğini (X-zonu) göstermektedir. Yine güneyde formasyonun en üst düzeylerini oluşturan tavan bölümünün pelajik fosilli, çörtlü, killi kireçtaşı ve şeyllerle arakatkılı olarak kalkarenitleri buldurması, genelde düşük olan su enerjisinin periyodik olarak yükseldiğine ve türbit akıntılarının ortamda varlığına bir delildir.

Diğer bir yaklaşımla Wilson (1975)'un fasiyes ayırtlamasına göre ; Saytepe formasyonu gelişimini 8.kuşakta (sınırlanmış platform) başlatmış, dikme kesitlerde resif düzlüğü ya da belirgin bir şekilde sedde gözlenememekle birlikte, güneyde 4.bölge (yamaç önü), 3.bölge (yamaç karbonatlarının eteği) ve ilerleyen zaman içinde 2.bölge (açık şelf) ortam koşullarında çökelimini sürdürmüştür.

Saytepe formasyonu, Akseki-Seydişehir-Beyşehir yörelerinde "Komprensif serinin Hippurites'li kalkerleri" (Blumenthal, 1947), Akseki dolaylarında "Seyrandağı kireçtaşı" (Demirtaşlı, 1979), Isparta kuzeyinde "Kılıçhan kireçtaşı" (Kocyiğit, 1983), Seydişehir dolayında "Katrangediği ve Doğankuzu formasyonları" (Karadağ, 1987), Bozkır civarında "Çobankara kireçtaşları" (Özçelik, 1984) ile karşılaştırılabilir.

### 2.1.3. KARAKÖY FORMASYONU (Mk)

İnceleme alanının güneybatı köşesinde, Otokton birliğin Senomaniyen-Paleosen zaman aralığındaki gelişimiyle ilgili, fakat Saytepe formasyonu ile faylı sınır oluşturan ve ondan daha değişik ortamsal koşullarda depolanmış ofiyolit içerikli ve genelde olistostromal aratabakalı kırıntılı kireçtaşları, çakıltası-kumtaşı-marn-şeyl nöbetleşmesi ayrı bir formasyon olarak gözlenmektedir (Ek 1,3,4). En iyi gelişimiyle çalışılan alanda Karaköy dolaylarında görüldüğünden bu birimlere Karaköy formasyonu adı önerilmiştir. Formasyonun görüldüğü kadarıyla en alt kesimini oluşturan sert morfolojili kırıntılı kireçtaşları Kurtepe kireçtaşı üyesi, orta kesimini oluşturan egzotik ofiyolit ve kireçtaşı bloklu çakıltası-kumtaşı aratabakalı marn-şeyl ardışımı Sarıkavak üyesi ve çok hızlı bir yığılım ortamında kireçtaşı-çörtlü kireçtaşı, radyolarit, gabro-diyabaz ve serpantin bloklarından oluşan kaotik iç yapılı üst kesim ise Belistir üyesi şeklinde ayırtlanarak haritalanmıştır (Ek 1 ve 4).



Yer	Kıta	LİTOLOJİ	Numarası	AÇIKLAMALAR
KARAKÖY	Sarıkavak Üyesi	940 m	1-5A	<b>BELİSTİR ÜYESİ :</b> SEYREK BİYOMİKRİT Gri renkli 10-30 cm tabaka kalınlığında bazen çört yumruklulu bazen de bresik görümlü dev kireçtaşı olistolit. <i>Archeolina alpinus</i> , <i>Nautilonulina</i> sp., <i>Nautilonulina</i> sp. gibi fosilleri görülmektedir. POSİLLİ İNTRAKRİT İNCE TANLI BEKRİSTALİZE KIREÇTASI
			1-5B	RADYOLARİT Çörtlü kireçtaşı, radyolarit, serpentin ve gablo blokları içeren kaotik iç yapılı sedimanlar
			7-5	TÜFİT İri gablo ve serpentin bloklerinin yer aldığı konglomera, kumtaşı, marn ve tüfler
KARAKÖY	Sarıkavak Üyesi	940 m	1-6A	<b>SARIKAVAK ÜYESİ :</b> Gablo ve serpentin kırıntıları içeren konglomera ve marn ardışımı Bordo renkli şeyl arekatiklerinin yer aldığı çört-radyolarit-kireçtaşı çakıllarından türemiş, 60 cm kalınlığında tabakalardan oluşan konglomeralar
			1-6B	LİTİK ARENİT Bordo renkli şeyl-marn ve yeşilimsi gri kumtaşı ardalanması Büyük ölçüde serpentin radyolarit kırıntıları içeren mikrokonglomera ve kumtaşları Detritik kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşı aradüzeyleyir
			7-6A	LİTİK ARENİT Konglomera-kumtaşı ardalanması Çörtlü kireçtaşı blokları da içeren, büyük ölçüde serpentin ve radyolaritten türemiş kumtaşı ve konglomeralar
			7-6B	SİLİŞLEŞMİŞ KİLLİ BİYOMİKRİT Çakıltaşı-kumtaşı-kireçtaşı blokları içeren kısmen silişleşmiş marnlar
			7-6C	MİLTASI-KİLTASI Serpentin-radyolarit ve karbonat kırıntılarında oluşan mikrokonglomera ve kaba kumtaşları Çört, kireçtaşı ve kalkarenit blokları içeren marn ile düz ve çapraz laminalı kumtaşları ardalanması
			7-6D	KALSİLİTİT Konvolüt çapraz laminalama ve soğanı ayrılmış yapıları arsadan yumuşak, kumlu marn ve kumtaşı ardalanması
			7-6E	KİLLİ MİKİRİT Yer yer konglomera ve kireçtaşı bloklarıyla birlikte <i>Globotruncana</i> cf. <i>stuarti</i> (de LAPPARENT), <i>Globotruncana</i> sp. ve radiolarlerin bulunduğu marnlar.
			7-6F	LİTARENİT Radyolarit, serpentin ve kireçtaşı kırıntıları içeren kumtaşı-mikroçakıltaşı. KALSİLİTİT Kumtaşı-marn üstetleşmesi Bej renkli yer yer silişleşmiş olmuş marnlar ile <i>Globotruncana stuarti</i> (de LAPPARENT), <i>Globotruncana</i> sp. ( <i>CUSHMAN</i> ), <i>G. conica</i> WHITE, <i>Rugoglobigerina</i> sp., <i>Heteronella</i> sp. fosilleri görülür.
KARAKÖY	Kurttepe Kireçtaşı Üyesi	600 m	7-7A	<b>KURTTİPE KİREÇTASI ÜYESİ :</b> İSTİPLENİŞ KİLLİ BİYOMİKRİT Laminallı, çörtlü kireçtaşı, detritik kireçtaşı ve marn arekatikleri. <i>Globotruncana</i> sp., <i>Rugoglobigerina</i> sp., <i>Siderolites</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp. formlarına rastlanır.
			7-7B	POSİLLİ KALKARENİT 5-20 cm tabaka kalınlığında, laminallı yer yer killi ve kumlu kireçtaşı. Çok az konglomera arekatikleri, marn ve çörtlü kireçtaşı arekatikleri içeren kumtaşı-kumtaşları. <i>Globotruncana</i> cf. <i>stuarti</i> (de LAPPARENT), <i>G. conica</i> WHITE, <i>Rugoglobigerina</i> sp., <i>Heteronella</i> sp. gibi fosilleri de görülmektedir. KALKARENİT-KALSİRUDİT
				<b>SAYTEPE FORMASYONU</b>

Şekil 7. Karaköy formasyonunun tip yerinde ölçülen dikme kesit.

Çalışma sahasında Saylıca D., Beden D., Nanlı D., Karaköy ve Kale T. boyunca izlenen formasyonun üyelerine ait tip yerleri, alt üye için Kurttepe, orta üye için Sarıkavak Y., üst üye için de sahanın 2 km. dışında yer alan Belistir köyü (Gündoğmuş) civarlarında olup, üyelerin ölçülü kesitleri de buralardan gerçekleştirilmiştir.

#### 2.1.3.1 KURTTEPE KİREÇTAŞI ÜYESİ (Mkk)

Karaköy formasyonunun alt düzeyini oluşturan istif, renk ve sert morfoloji özellikleri ile üstteki Sarıkavak üyesinden ayrılabilir. Kurt T. dolaylarındaki istiflenme özelliklerine dayatılarak formasyonun bu kesimi, Kurttepe kireçtaşı üyesi adı altında incelenmiştir. Kurttepe kireçtaşı üyesi, genelde gri bir görünüme sahip 5-20 cm kalınlıklı tabakalardan oluşur (Foto 7,8). Üyenin kireçtaşlarında radyolarit, çört, serpantinitle değişik özelliklere sahip ve değişik görüntülü kireçtaşı kırıntıları yer almaktadır. Bu kırıntılar, ince kum boyutundan yer yer 0.5 cm. iriliğe kadar değişmektedir. Kırıntılı kireçtaşları içinde marn, kumtaşı, mikrokonglomera ara düzeyleri de izlenir (Foto 8). Kalınlığı 10 m.'ye kadar ulaşabilen marn aradüzeyleri 3-5 cm. tabaka kalınlığındadır ve yeşilimsi gri, bej, açık kahverengi ve bordo renkler sunarlar. Kireçtaşları içinde yer alan mikrokonglomera aradüzeylerinde beyazımsı gri renkli çört, kırıntılı ve değişik görünüşlü kireçtaşları ile radyolaritlerden oluşan çakıllar gözlenir. Tamamen mikritlerden oluşur, çört yumrulu tabakalar, yine kırıntılı kireçtaşları içinde araseviyeler halinde görülebilmektedir.

Kurttepe üyesinden yapılan muhtelif kireçtaşı ince kesitlerinde yoğun bir biçimde köşeli-yarı yuvarlak kireçtaşı klastları ile seyrek olarak serpantin parçaları gözlenir. Bu kırıntıların oranları değişik seviyelerde farklılıklar arz etmektedir ve stratigrafik kontrollü değildir. Taşların önemli bileşeni şeklindeki karbonat kırıntıları açık ve koyu gri, beyaz, bazen pembemsi renkli olup genelde mikritik kökenlidirler. Bordo ve soluk yeşil renkli radyolarit-çört kırıntıları yanısıra örneklerin bir kısmında taşınmış Orbitoides, Siderolites ve rudist parçaları ile bazen de üyenin kesin çökme yaşını verebilecek pelajik foraminiferler görülür. Fosillerin ve gri renkli mikrik klastlarının kayaçtaki oranları bazen ayrı ayrı % 20 ye kadar ulaşır (Mikrofoto 9). Kırıntıların kalsit çimento içinde yüzdüğü numuneler, genel anlamda ve tane boyutuna göre kalkarenit-kalsirudit olarak tanımlanmışlardır. Kırıntılı düzeyler arasında yer alan mavimsi gri renkli çörtlü kireçtaşlarının; % 90 mikrobillüsal CaCO<sub>3</sub> çamuru ve % 10 oranında



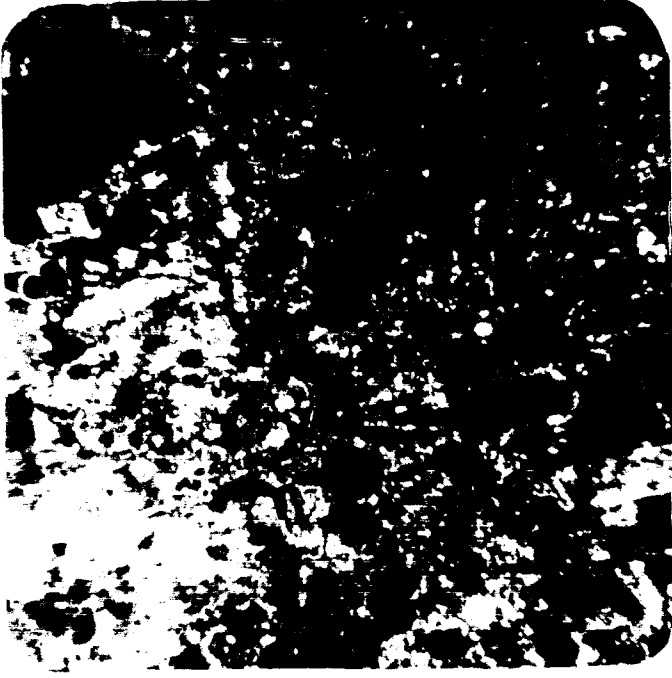
Foto 7 : Kurttepe kireçtaşı üyesini oluşturan litolojilerin genel bir görünümü (K:Kurttepe, A:Asar T., Ç:Çalalanı T., S:Saylıca D.).

da pelajik fosil iskeletlerinden yapıldığı gözlenmiştir. Kil haleleri ile stilolit oluşumlarını da içeren çörtlü kireçtaşlarından kırıntılı kireçtaşlarına geçişlerde, intraklastların ve çok az fosil parçalarının kalsitle çimentolandığı intrasparitler görülür. Üyenin en üstünde fosilli kalkarenitlerle (Mikrofoto 9) ardalanmalı olan laminalı marnların % 60 Globotruncana ve Rugoglobigerina gibi pelajik foraminiferler içerdiği ve tanelerin killi karbonat çamuru ile bağlandıkları görülmüş ve örnekler istiflenmiş biyomikrit olarak tanımlanmıştır (Mikrofoto 10). Sonuçta Kurttepe üyesinin ölçülü kesitinden toplanmış örnekler, mikroskop çalışmalarında sırayla kalsirudit-kalkarenit, biyomikrit, intrasparit, kalkarenit, fosilli kalkarenit ve istiflenmiş biyomikrit olarak izlenebilmektedir (Şekil 7).

Üyenin alt sınırı inceleme alanı içinde net olarak görülmezken, üst sınırı Sarıkavak üyesi ile uyumludur ve üyenin kendi içinde de düşey fasiyes değişimleri olağandır (Şekil 7). Kurt T. dolaylarından gerçekleştirilen kesit ölçümünde, üyenin stratigrafik kalınlığı 600 m. olarak bulunmuştur.

#### 2.1.3.2. SARIKAVAK ÜYESİ (Mks)

Marn-kumtaşı-konglomera-kırıntılı kireçtaşı çört yumrulu kireçtaşı litolojilerinden oluşan ve Karaköy formasyonunun orta düzeyini oluşturan



Mikrofoto 9



Mikrofoto 10

Mikrofoto 9: Kurttepe kırıntılı kireçtaşı üyesine ilişkin fosilli kal-karenitlerin mikroskopta görünümü (çift nikol, 40X).

Mikrofoto 10: Kurttepe üyesi içindeki killi seviyelerde görülen istif-lenmiş biyomikritlerin ince kesitte görünüşü (çift nikol 40X).

istif, renk ve yumuşak morfoloji özellikleri ile formasyonun alttaki Kurttepe ve üstteki Belistir üyesinden kolayca ayrılabilir. Böylece, çalışma alanının güneybatı köşesinde Sarıkavak Yaylasındaki gözlenen istiflenmesine dayatılarak formasyonun bu kesimi, Sarıkavak üyesi adı altında incelenmiştir.

Sarıkavak üyesinin stratigrafik gelişimi 5-10 cm. tabaka kalınlığında yeşilimsi gri ayrıştıklarında kahvemsî renkli olan kiltası ve marnlarla başlar. Bunlara yer yer kumtaşı aratabakaları eşlik eder. Marnlarda silisleşmelere sık rastlanır. Üste doğru radyolarit, çört, serpantin, marn kırıntıları içeren konglomera-kumtaşı-marn ardışımı görünür. Daha sonra küçük boyutta konglomera ve kireçtaşı bloklarının yer aldığı kumlu çamurtaşlarına rastlanır. Konvolut ve çapraz laminalı, ince taneli kumtaşı-marn ardışımını izleyen kireçtaşı-çört bloklu bir kesimden sonra istif yukarıya doğru laminalı kumtaşı ve ofiyolitik kırıntılı kaba taneli kumtaşı-mikrokonglomera şeklinde devam eder. Daha üstlerde yine çörtlü kireçtaşı blokları içeren

kumtaşı, konglomera, killi ve çört yumru lu kireçtaşı bantları ve kısmen silisifiye marn tabakaları izlenir. Üye en üst kesimlerde bordo renkli şeyl, kumtaşı ile birlikte ağırlıklı litolojisi çakıltası olan ve tabaka kalınlıkları 60 cm. ye varan heterojen polijenik breşlerle son bulur(Şekil 7). Bu konglomeratik düzeyler, % 50-60'a ulaşan kumlu, killi bir matrikse sahiptir ve çakılların % 80 'i bej renkli, köşeli, heterojen killi kireçtaşı kırıntılarıdır.

Seyrek olarak Kurttepe üyesinde ve ekseriyetle de Sarıkavak üyesinin marn-kumtaşı geçişlerinde; akıntı kırışığı, konvolut laminalanma, derecelenme gibi tabaka içi yapılarıyla oluk izi ve kaval yapıları olağandır. Ayrıca üstten yontulmuş Bouma tabakaları (Bouma, 1962)'nin Ta, Ta-b, Ta-c ve bazen Ta-d bölümleri görülmüştür.

Sarıkavak üyesine ait marnların mikroskopta genellikle killi karbonat çamurundan oluştukları, silt boyutlu kalsit-kuvars ile pelajik foraminifer, sünger spikülleri ve radioler içerdikleri görülür. Bazı numunelerde kuvars siltleri % 5, fosiller ise % 10'a kadar ulaşır. Bazı silisleşmiş marnların % 20 oranında silisli kavkı duvarına sahip organizmalar içerdiği de bilinmektedir (Mikrofoto 11). Marn ve diğer kırıntılarla aralanmalı bej ve yeşilimsi renkli çörtlerin ise kriptokristalen silisten oluştukları, çok ince kil bantları içerdikleri ve dalgalı lamina yapısı arzettikleri görülmüştür. Mavimsi gri renkli, kriptokristalen dokulu, silisli örneklerin bazılarının ince kesitlerinde; soluk kahve ve gri renkli, çokgen şekilli silis alanlarının kalsit kristallerinden oluşmuş bir kılıfla çevrildiği izlenir (Mikrofoto 12). Çok az orandaki organik malzeme kapsamına göre redüktör bir ortamda çökeldiği anlaşılan çört ve silisli marnlarla birlikte, Sarıkavak üyesinde; % 40 kuvars mili, % 5 opak kırıntı, % 3 hornblend parçası ile % 50 kalsit çimentodan oluşan ve tane irilikleri 0.1-0.04 mm. arasında değişen kuvarslı kalsilutitlere de tesadüf edilir. Birim içinde muhtelif seviyelerde izlenen kalkarenit ve kalsiruditler, alttaki üyeye özgü mikroskop özelliklerini arzederler. Üyenin orta-üst kesimlerindeki derecelenme ve laminalanma sunan kumtaşı örneklerinde, % 40 karbonat kayaç parçası, % 15-25 çört ve radyolarit kırıntıları, % 15 serpantin parçaları, bazen oranı % 15 'e çıkan opak mineral kumları ile % 15 civarında killi-karbonatlı bir bağlayıcı görülür. Litik arenit olarak tanımlanan bu numunelerde, kuvars ve opak kırıntılarının toparlakça olmasına karşın, diğer taneler çubuksudur. Boylanmanın orta-kötü derecede olduğu bu kumtaşlarında tane irilikleri

0.1-1.5 mm. arasında değişmektedir. Heterojen polijenik mikrokonglomeraların ince kesitlerinde ise tanelerin farklı büyüklükte çört, kireçtaşı, siltli-killi metamorfik kayac parçacıkları (Mikrofoto 13) ve serpantinit kırıntılarında olduğu görülür. Köşeli ince çakıllar ile iri kumlardan teşekkül etmiş kırıntılar, kalsit çimentoyla bağlanmışlardır. Böylece Sarıkavak üyesinin tip mevkisinde yapılan ölçülü stratigrafi kesitinden toplanan numuneler, alttan üste doğru killi seyrek biyomikrit, fosilli kalkarenit, litikarenit, siltli-killi mikrit, kuvarslı kalsilutit, killi mikrit, silisleşmiş killi biyomikrit ve litikarenit olarak tanımlanmıştır.



Mikrofoto 11



Mikrofoto 12

Mikrofoto 11: Sarıkavak üyesine ait sünger spiküllü ve radyolaryalı silisifiye marnların ince kesit görüntüleri (tek nikol, 40X).

Mikrofoto 12: Sarıkavak üyesinin mavimsi renkli çörtlü düzeylerinden alınan bir örneğin ince kesitte görünüşü (tek nikol, 40X). Beyaz kuşaklar kalsit billurlarından oluşmuştur.

Sarıkavak üyesi altta Kurttepe kireçtaşı üyesi ile üstte de Belistir üyesi ile uyumludur (Şekil 7) Sarıkavak üyesi bazen Beden formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Ek 1). Sarıkavak üyesi içinde düşey yönde sık olarak litofasiyes değişimleri izlenir.

Sarıkavak Y.-Karaköy hattındaki tip mevkisinden yapılan ölçülü stratigrafik kesitte üyenin kalınlığı, 940 m civarında bulunmuştur (Şekil 7).



Foto 8: Kurttepe üyesi içinde kırıntılı kireçtaşları ile ardalanmış marn kumtaşı aratabakalarından bir görünüş. Fotoğraf Beden D. içinden kuzeydoğudan güneybatıya doğru çekilmiştir.

#### 2.1.3.3. BELİSTİR ÜYESİ (Mkb)

Sarıkavak üyesinin üzerinde uyumlu bir sedimanter dokanıktan sonra, magmatik ve sedimanter kökenli değişik kayaç bloklarıyla, çakıl-kum-çamur içerikli bir matriksten oluşan kaotik iç yapılı bir istif yer alır (Şekil 7, Ek 4) Güneybatıda çalışma alanı dışındaki Belistir köyü çevresinde en iyi gelişimini sunan bu kaotik oluşuklar, Belistir üyesi adı altında tanıtılmıştır.

Belistir üyesi evrimini çörtlü kireçtaşı, kırıntılı kireçtaşı, radyolarit, serpantin, gabro ve diyabaz bloklarının yoğun olarak gözlenebildiği, ofiyolitik elemanlı kırıntılardan türemiş, düzensiz tabakalı ve kötü boylanmalı çakıltaşı-kumtaşı birimleriyle sürdürür. Tabanında bazen yeşil renkli tuf arakatkıları da görülen bu olistostromal nitelikli Belistir üyesi, çalışma alanı dışında düzenli bir türbidit istifine geçtikten sonra napla örtülür (Foto 9).

Belistir üyesinin matriksinden alınan kumtaşı numunelerinde eşit oranlarda kuvars, serpantin ve mikrit klastları görülmüştür. Bu klastlar



Foto 9: Belistir köyü civarında Belistir üyesini oluşturan litolojilerin genel görünümü ve üyenin Alanya metamorfikleri tarafından tektonik olarak örtülmesi. Fotoğrafın çekim yönü kuzeyden güneydir.

ince kum ve silt boyuda taneler olup karbonatlı, killi bir bağlayıcı ile tuturulmuşlardır. Kayaç oluşturan taneler yuvarlakça, köşeli şekilli, az olgundur. İnce taneli litikarenit özelliği gösteren bu kayaçlar, tane boyunun daha da küçülmesi ile kaba taneli siltttaşlarına geçiş sunarlar. Üyenin matriksine katılan yeşil renkli volkanojen numunelerin ise tamamen mikrolit ve volkanik camdan yapıları olduğu görülmüştür. Plajiyoklas mikrolitleri ve volkanik cam, hamur malzemesini meydana getirmektedir. Killeşme ileri derecede izlenir ve bunların altere olmuş, vitrik tüf oldukları anlaşılmaktadır. Blokların yoğun bir şekilde yer aldığı üst kesimlerden alınan detritiklerde % 45 kuvars, % 25 kristalize kireçtaşı parçası, % 5 opak tane, % 5 serpantin kırıntısı, % 3 plajiyoklas taneleri ile bu taneleri birbirine bağlayan % 15-17 oranında karbonatlı, killi bağlayıcı görülür. Taneler az yuvarlak-köşeli, az olgun ve kötü boylanmışlardır. Tane boyları iri kum ile silt arasında değişmektedir ve kayaç, litik arenit olarak yorumlanmıştır. Mağmatik kayaç bloklarının yoğunlaştığı bölümlerdeki yeşil kırıntılı kayaçlar ise daha farklı özellikler arz eder. Dikkatlice incelendiğinde tümünün aynı kaynak bölgeden gelen kırıntılardan oluştuğu ve aynı nitelikli magmatik kayaçların ayrışım ürünü bir gereçle bağlandığı görülmüştür. Bu taşlarda feldspat ve amfibol içerikli çakılların yanında amfibol, epidot ve feldspattan oluşmuş bir kumlu matriks izlenmektedir (Mikrofoto 14). Bunlar da, tane boyuna göre kaba litik arenit ile mikrokonglomera arasında özellikler arz etmektedir.





Mikrofoto 13



Mikrofoto 14

Mikrofoto 13: Sarıkavak üyesine ilişkin mikrokonglomeraların ince kesitte görünümü. Sağ alt köşede iri bir metamorfik kayaç parçası (K).

Mikrofoto 14: Belistir üyesi içinde yeralan mağmatik elemanlı mikrokonglomeralardan bir görüntü (çift nikol, 40X).

Karaköy formasyonunun özellikle Belistir üyesi içinde, olistolitler halinde çok sayıda magmatik ve sedimanter bileşenlerin yeraldığını belirtmiştik. Şimdi de bu olistolitlerin özelliklerinden kısaca bahsedelim.

Üst Jura yaşlı kireçtaşı olistolitleri (Jkb); gri, açık gri-beyaz renklidirler ve tabaka kalınlıkları 6-7 cm. den 15-20 cm'ye kadar değişir. Karaköy'ün doğusunda ve güneyinde haritalanabilir boyutlara varan bu kireçtaşı blokları, inceleme sahasına bitişik Asar T. dolayında 4-5 km<sup>2</sup> alan kaplayan ve tahmini 200 m. kalınlık arzeden dev bir olistolit şeklindedir (Ek 1, Şekil 7). Blokların bazı düzeylerinde 10-15 cm. çaplı çakıllardan oluşan ve matriks içermeksizin birbirlerine sıkı bir şekilde bağlanmış breşler ile çört tabaka ve yumruları içeren kireçtaşı seviyeleri de izlenebilir. Mikroskop çalışmalarında fosilli intramikrit, seyrek biyomikrit, ince-orta taneli kristalize kireçtaşı, fosilli pelletoidli intraosparit, fosilli oo-intrasparit mikrofasiyeslerinden yapıldığı anlaşılan bu olistolitler, içerdikleri Trocholina alpina LEUPOLD, Natuloculina sp., Valvulina sp.,

Protopeneloplis sp. gibi fosillerle Üst Jura olarak yaşlandırılmışlardır (fosil tayinlerini K.ERDOĞAN, MTA, yapmıştır) ve sığ karbonat şelfinde çökeldikten sonra egzotik bloklar şeklinde bugünkü yerlerini almışlardır.

Çörtlü kireçtaşı olistolitleri (Kç); açık gri-gri renklidir ve 5-15 cm. kalınlıklı tabakalardan oluşurlar. Çalışma alanında bir kaç metreden bir kaç yüz metreye kadar değişen bu bloklar, incelenen sahanın dışında çok daha büyük boyutlara erişirler (Şekil 9). Mikroskopta tamamen mikrokristalen karbonattan oluşan ve düşük oranda çok ince kavkı kesitleriyle kalsiferlerin de gözlendiği bu taşlar, mikrit olarak tanıtılmıştır. Çörtlü kireçtaşları içinde bordo renkli aradüzeyler halinde pelajik fosil kırıntılılarıyla tanınabilir pozisyonda sünger spikülleri, Globotruncana sp., Hedbergella sp., Heterohelicidae gibi formlar içeren seyrek biyomikritlere de rastlanmıştır. Kapsadığı fosillerle Üst Kretasede çökeldiği anlaşılan bu kireçtaşları, düşük enerjili pelajik bir havzada çökelmişlerdir.

Belistir üyesinde görülen radyolarit blokları, inceleme alanında 50-60 m<sup>2</sup>'lik alanlar kaplarken, çalışma alanı dışında haritalanabilir iriliklere ulaşmaktadırlar. Mikroskopta radyolaritlerin yüksek oranda kriptomikristalin silis jelinden yapıldığı ve silisifiye olmuş kolloidal bantlar içerdiği de gözlenmiştir. İnce kesitlerde az oranda sünger spikülleriyle çok sayıda radiolaritler izlenmektedir. Radyolaritler bölgede pelajik ortam ürünü olarak düşünülür.

Kırıntılı kireçtaşı blokları (Mkç); bir kaç metre büyüklükten haritalanabilir boyutlara kadar değişmekte olup Belistir üyesi içinde sık görülür. Karaköy formasyonunun en alt üyesinden kopmuş bu parçalar, yine aynı formasyonun üst üyelerine olistolitler şeklinde aktarılmışlardır.

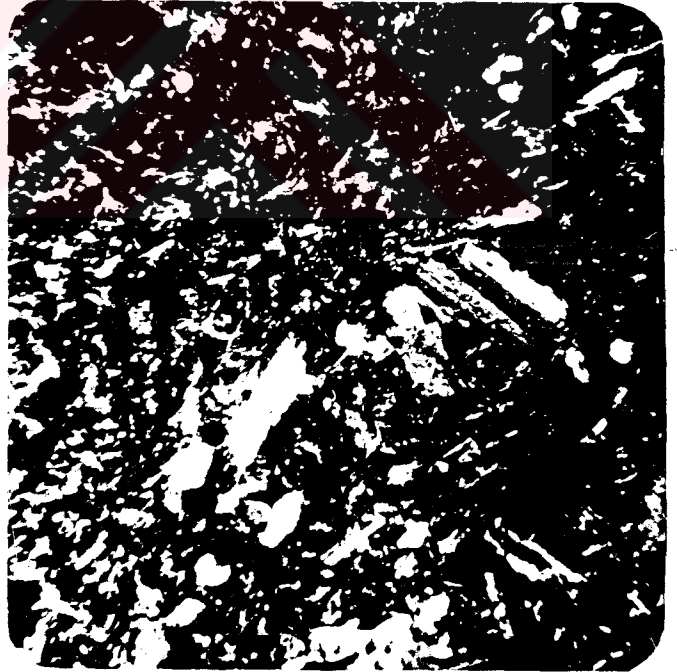
Karaköy formasyonu içinde yeralan mağmatik kayaç bloklarından serpantinler (Sr), yeşilin değişik tonlarıyla oksidasyondan ötürü koyu sarı-kahverengi bir görünüme sahiptirler. İnceleme alanında çoğunlukla bir kaç on metre iriliğinde olan bu bloklar, bazen daha büyük boyutta ve haritalanabilir kütleler şeklindedir (Ek 1). Optik özellikleri tamamen antigorite uyan minerallerin dışında az oranda lifsel yapıldığı krizotil ile opak tanelere de rastlanır (Mikrofoto 15).

Diyabaz blokları; jeoloji haritasında görülmemekle birlikte Belistir üyesinin yüzeylediği her yerde izlenebilir. Koyu yeşil renkli bu blokların el numunelerinde gayet küçük boyutlu kristallerden ibaret olduğu görülmüş-

tür. Islatılmış taze yüzeylerde, koyu yeşil bir ortam ve içerisinde serpilmiş beyaz renkli mineraller ayırt edilebilmektedir. Plajioklas mikrolitlerinden müteşekkil mikrolitik hamur içinde 0.1-0.7 mm. boyutunda plajioklas lamelleri ile 0.08-0.5 mm boyutundaki epidot kümeleri, gelişmiş güzel serpilmişlerdir. Ayrıca kayaca esas yapısını kazandıran piroksen kristalleri, yine rastgele dağılmışlardır. Diyabazik dokulu kayacın hacimsel olarak % 40 unu hamur oluşturur. Ortalama % 30 oranında kayaca iştirak eden labrador birleşimli pyajioklaslarda bazen karlspat ve polisentetik ikizlenmeler görülür. Kayada görülen % 25 piroksen kristalleri ekseri ojittir ve taş içerisinde değişik boyuttadırlar. Genelde hamur ile bazen de diğer kristallerle piroksenler arasında reaksiyonel sınırlar mevcuttur ve birden fazla kristallenme fazına ait izler görülür. Uralitizasyon sonucu piroksenler yer yer aktinoto dönüşmüşlerdir. Ayrıca diyabazlarda daha ziyade hamur ile piroksen lamellerinin sınırında gelişmiş % 5 epidot kümeleriyle birlikte kloritleşmeler de olağandır (Mikrofoto 16).



Mikrofoto 15



Mikrofoto 16

Mikrofoto 15 : Karaköy formasyonu izlenen serpantinlerin ince kesitte görünümü (çift nikol, 40X).

Mikrofoto 16 : Karaköy formasyonu içinde görülen diyabaz örneklerinin mikroskopta çift nikoller altında görünüşü (40X).

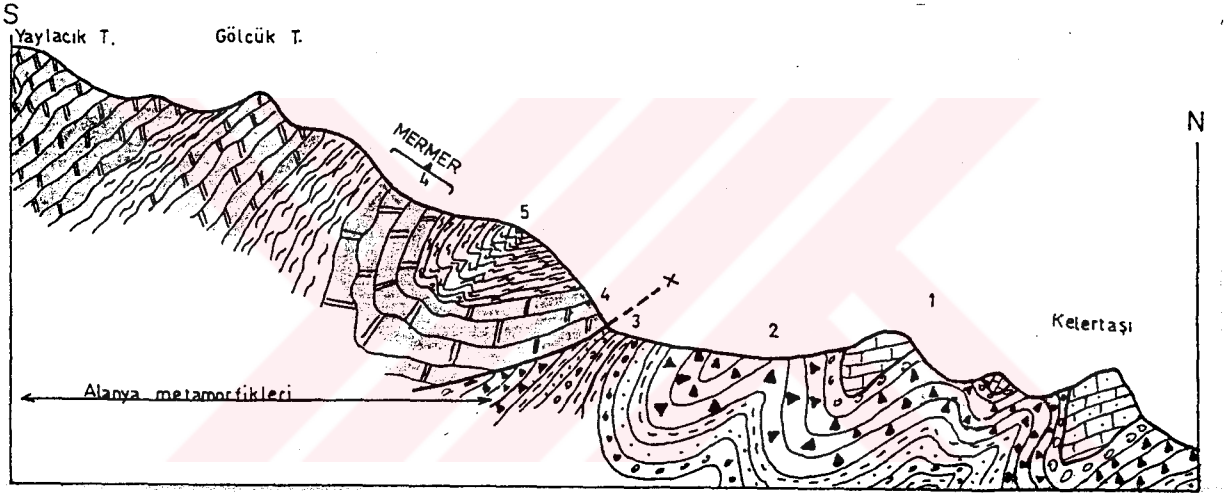
Gabro blokları; Karaköy formasyonu içinde sık rastlanan mağmatik kayac parçalarından olup irilikleri 1-2 metreden birkaç yüz metreye kadar değişir. Bu bloklar makro olarak koyu yeşil-siyah renkli, izogranüler dokudur ve yoğun olarak piroksen ile plajioklas kristalleri kapsar. Mikroskopta granüler dokulu kayacın % 75 plajioklas lamelleri ile yaklaşık % 25 piroksen kristallerinden meydana geldiği görülür. Albit ve polisentetik ikizli olan plajioklaslar, idiomorf-hipidiomorf kristaller sunarlar (Mikrofoto 17). Labrodoru teyit eden plajioklaslar, yer yer piroksenler aliyhine büyümüşler ve bazen piroksen lamellerini ikiye bölmüşlerdir. Piroksenler 0.5-1.3 mm boyutlu ojitten ibaret olup yer yer plajioklas içinde inklizyon halinde izlenebilir (Mikrofoto 17). Bazen iri gabro bloklarının kenar fasiyesleri olarak, bazen de müstakil parçalar halinde izlenen mikrogranüler dokulu mikrogabrolar ise % 60 plajioklas ile % 40 piroksenlerden yapıldırlar.



Mikrofoto 17 : Karaköy formasyonu içindeki gabro bloklarını temsil eden bir numunenin ince kesit fotoğrafı (çift nikel, 40X).

Belistir üyesi alt sınırı boyunca Sarıkavak üyesini uyumlu olarak örter. Üyenin üst dokanak ilişkisi inceleme alanı içinde gözlenemez. Belistir üyesinin inceleme alanı içinde kalan kesiminin görünen kalınlığı 200 m. civarında olduğu halde, üyenin toplam kalınlığının 1000 m'ye varabileceği tahmin edilmektedir.

Çalışma alanında Saytepe formasyonundan bir eğim atımlı fayla ayrılan Karaköy formasyonu, Saytepe formasyonunun muhtemelen Alt Maestrihtiyene kadar biriken kesimi üzerinde tedrici geçişlidir. Güneyde Saytepe formasyonunun Alt Maestrihtiyene kadarki gelişimi ve Karaköy formasyonuna geçişi, Karaköy formasyonunun kendi içindeki fasiyes gelişimleri (kırıntılı kireçtaşlarından olistostromal fasiyeslere kadarki tedrici gelişim) bu görüşümü zü desteklemektedir. Üyeleri arasında tedrici geçişler sunan formasyon, dikey yönde de fasiyes değişiklikleri sunar. Araştırılan sahada Beden formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülen Karaköy formasyonu, çalışma alanının dışında yine, güneyden Alanya metamorfikleri (özgül, 1984) ile kuzeyden ise Gevne napı tarafından tektonik olarak örtülmektedir (Şekil 8).



Şekil 8 : Araştırma sahasının güneyinde Karaköy f. üzerine Permiyen yaşlı Alanya metamorfiklerinin tektonik dokanakla gelmesi  
1- Değişik kökenli kireçtaşı blokları 2- Radiolaritler  
3- Ofiyolitik kökenli kırıntılılar 5- Fillitler.

Karaköy formasyonuna ilişkin üyelerin tip yerlerinde yapılan kesit ölçümlerinden formasyonun araştırma sahası dahilindeki toplam kalınlığı 1750 m olarak bulunmuştur (Ek 4; Şekil 7).

Formasyonun Kurttepe üyesinden alınan kırıntılı kireçtaşlarında Globotruncana cf. stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana lapparenti (BROTZEN), Globotruncana cf. bulloides VOGLER, Globotruncana conica WHITE, Globotruncana cf. arca CUSHMAN, Globotruncana sp., Globotruncanita cf. calcarata (CUSHMAN), Hedbergella sp., Rugoglobigerina sp., Heterohelix sp. gibi pelajik fosiller görülmüş ve bu seviyelere Alt-Orta Maestrihtiyen yaşı verilmiştir. Sarıkavak üyesine ilişkin marnlarda Globotruncanita stuarti (de LAP-

PARENT), Globotruncana cf. conica WHITE, Globotruncana arca (CUSHMAN) ve bol miktarda sünger spikülleriyle radiolerler görülerek bu seviyelere Orta Maestrihtiyen yaşı öngörülmüştür. Formasyonun üst bölümünü oluşturan Belistir üyesinden alınan bloklarda ise Malmı karakterize eden Orbitolina sp., Protopeneroplis sp., Valvulina sp., Pseudocyclaminina sp. ve Üst Kretaseyi temsil eden Globotruncana sp., Hedbergella sp., Heterohelicidae gibi foraminiferlere rastlanmıştır (planktonik foraminiferler i.TANSEL, iü; bentik fosiller de K.ERDOĞAN, MTA, tarafından saptanmıştır). Ayrıca Belistir üyesinin doğuya doğru devamından alınan üyenin matriksine ait marnlarda V.TOKER Watznaueria barnasea (BLACK), Micula staurophora (GARDET), Creterhabdus orenulatus (BRMLETTE ve MARTINI), Eiffellitus turrisefelli (DEFLANDRE) gibi kokolit türlerini belirlemiş ve üst seviyeleri yine Üst Kretase olarak yaşlandırmıştır.

Neticede Karaköy formasyonunun Üst Kampaniyenden sonra tüm Maestrihtiyen boyunca çökelindiği kanaatine varılmıştır.

Karaköy formasyonunun yüksek oranda karbonat kırıntısı taşıyan yoğunluk akıntıları (Daly, 1936)'nin etkinliğinde, enerjisi yüksek bir havzada birikmiş kalın kalsitürbiditler şeklinde başlaması, Globotruncana vb., planktonları içermesi ve aradüzeyler halinde izlenen marn ve kumtaşlarında görülen tabaka içi-tabaka altı yapılarını kapsaması, derin denizel türbidit havza koşullarını yansıtmaktadır.

İstifin orta kesimini oluşturan pelajik faunalı marnlarla ardalanmalı olarak görülen radiolerli çörtler, çörtlü ve detritik karbonatlar, çamurtaşı arakatlı kumtaşı ve çakıltaşları, çökme havzasının yine türbidit akıntılarının kontrolünde gelişimini sürdüren derin denizel bir yığılım kuşağı olduğunu belgeler. Ayrıca Sarıkavak üyesinin orta kesimlerinde izlenen konvolut çapraz laminalar (Şekil 7), kumtaşlarında görülen kaval yapısı ve oluk izi gibi taban yapıları, akıntı ripolları, üyenin alt ve üst düzeylerinde üstten eksik fakat orta düzeylerde rastlanan tüm Bouma tabakaları bu görüşümüzü daha da kuvvetlendirmektedir. Ayrıntıda Sarıkavak üyesinin alt bölümleri, genelde bir türbidit tabakasının Tc-e, Td-e bölümlerinin yer aldığı "ıraksak türbiditleri" (Walker, 1975) karakterize eder. Üyenin orta kesimleri ise "ortaç türbiditlere" benzer niteliktedir. Üyenin üst bölümü ise genelde "yakınsak türbiditleri" temsil etmekte olup bu bölümde tabaka kalınlıkları 50-60 cm.'den 150 cm.'ye kadar ulaşan çakıltaşları, türbidit kanal çökeltileri (türbiditimsiler) şeklinde değerlendirilmişken; istifin özel-

likle orta-üst bölümlerinde değişik kökenli bloklar da (Ek 4) kayma yıkılma çökelleri olarak yorumlanmışlardır.

Formasyonun üst kesimi ise neritik, pelajik, türbiditik fasiyeslerde ve bazik-ultrabazik magmatik ortamlarda oluşmuş kayaçların parçalarını, iri olistolitlerden çakıl-kum boyutlarına kadar kapsamaktadır. Belistir üyesini oluşturan bu bloklar, çört-radyolarit ve ofiyolitik kırıntıların yoğun olduğu düzensiz ve çok kalın tabakalı heterojen polijenik çakıltası-kumtaşı ile yer yer pelajik çamurlu oluşuklar, denizel havzaya yakın bir kaynaktan göçmeler yoluyla bol miktarda ve değişik boyutlu materyallerin taşındığını göstermektedir. Bu kalın ve olistostromal yığılmanın, tektonik olarak duraysız bir bölgede geliştiği kanaati ortaya çıkmaktadır.

Sonuç olarak Karaköy formasyonunun, otokton karbonat platformunun güneyinde ve kıta kenarı tarafında gelişimini regresif olarak Maestrittiyen boyunca sürdüren bir istif olduğu görülür. Bu istifin kırıntılı kireçtaşlarında; rudist, Orbitoides, Siderolites gibi taşınmış bentik foraminifere rastlanması bölgede orojenik hareketlerin başladığını ve üst Kretase yaşlı bazı alanların su üstü olarak Karaköy formasyonuna kırıntı gönderdiğini belgeler. Böylece çökme ortamımız, petrografik-paleontolojik verilere ilaveten tektonik verilerin de teyit ettiği gerçek bir fliš havzasıdır. Fliš havzasında çökelen Karaköy formasyonunun alt bölümünde yer alan kalsitürbiditler "kireç fliš", Sarıkavak üyesine ait marınlı "çamur fliš" kumtaşı-çamurtaşı-çakıltalarının yaklaşık eşit dağıldığı orta kesimler "normal fliš", çakıltası ağırlıklı bölümler "çakıl fliš" (Yüksel, 1984) olarak değerlendirilirken, Belistir üyesi de "wild-flış" (Bouma, 1962) olarak yorumlanabilir. Karaköy formasyonu içinde özellikle Sarıkavak ve Belistir üyelerinin jeolojik evrimi, aynı zamanda Walker (1976) tarafından söylenen "yükarı doğru kabalaşan ve kalınlaşan türbidit istifleri" modeline de uymaktadır.

Karaköy formasyonu, Gündoğmuş-Muzvadi(Ermenek) hattı boyunca Bulumenthal (1951) tarafından Kretase-Tersiyer yaşlı "Ayırıcı zon" olarak tanımlanmıştır. Akseki-Manavgat yöresinde "Geriş-Güzelisu-Köprülü fliš koridoru" şeklinde Demirtaşlı (1977) tarafından tanıtılan birimler, Karaköy formasyonunun alt-orta kesimlerine karşılık gelirken; aynı yörede yine Demirtaşlı (1977) tarafından tanımlanan Maestrihtiye-Paleosen yaşlı "Sinanhoca formasyonu" ise Karaköy formasyonunun Belistir üyesine karşılık gösterilebilir. Karaköy formasyonunun orta-üst kesimleri Göktepe-Muzvadi (Ermenek)

dolaylarında Kuşçu (1983) tarafından da incelenmiş ve "Muzvadi karmaşık zonu" olarak tanımlanmıştır.

#### 2.1.4. ÇOBANAĞACIK KİREÇTAŞI (Eç)

İnceleme alanında Saytepe formasyonu ve bazen de Ovacık kireçtaşı üzerine uyumsuzlukla gelen ve Beden formasyonunun altında uyumlu olarak yer alan, otokton istifin Lütesiyen yaşlı bölümlerine ilişkin gri renkli bol nummulit ve discocyclinli kireçtaşları, Çobanağacık kireçtaşı adı altında ilk olarak bu çalışmada bir litostratigrafi birimi şeklinde tanımlanarak sınırları jeoloji haritasına geçirilmiştir (Ek 1). Çaldağı ile Aşağı Hadim mahallesinin kuzeyinde, Çalca antiklinalinin kanatlarında da mostraları olan formasyonun tip kesit yeri Çobanağacık'ın doğusunda olup ölçülü kesiti burada gerçekleştirilmiştir.

Formasyon Göynük T. batısında tamamen kireçtaşı çakıllarından oluşan ve birkaç metrelik bir konglomera düzeyi ile görülmüş olup, bağlayıcısında bol miktarda nummulit ve discocyclinler izlenir. Fakat genelde, koyu sarı-kırmızı renkli paleotopraklaşmanın gözlendiği bir aşınma yüzeyi üzerinde gri renkli orta kalın tabakalı kireçtaşları ile başlar ve üste doğru bol mikrofosilli tabakalar ile son bulur.

Çobanağacık kireçtaşının ölçülü kesitinden alınan biyosparitlerde % 60 fosil ile % 5-10 koyu gri mikrit intraklastların % 30 civarında spari-kalsitle çimentolandığı görülürken, bazı örneklerin miksparitle birlikte matriks bile içerdiği görülür. Bazı örneklerin % 90-95 fosil allokemlerle % 5 mikrit intraklastlarından oluştuğu ve sitilolitik sınırlara sahip taneler arasında bağlayıcının olmadığı görülmüş olup, biyostromal kireçtaşı niteliğindeki bu örnekler, biyolitit (bağlantı) olarak adlandırılmıştır. Birime ait bazı nokta numunelerinde; % 80 bentik foraminiferlerin % 20 oranında karbonat çamuru ile bağlandığı görülmüş olup bu örnekler istiflenmiş biyo-mikrit şeklinde tanımlanmış (Mikrofoto 18) ve bunların pelsparitik laminalar da içerdiği müşahade edilmiştir (Mikrofoto 19).

Çobanağacık birimi ile altında bulunan Saytepe formasyonu ve Ovacık kireçtaşları arasında bariz bir açısalılık olmamakla birlikte bir çökelmezlik mevcuttur. Formasyon üst sınırı boyunca Beden formasyonu ile uyumludur.

Çobanağacık kireçtaşlarının stratigrafik kalınlığı tip yerinde yapılan kesit ölçümünde 55 m. olarak bulunmuştur.





Mikrofoto 18



Mikrofoto 19

Mikrofoto 18 : Çobanağacık kireçtaşlarına ait istiflenmiş biyomikritlerin ince kesitte görünüşü (çift nikol, 40X). N: Nummulites'in D: Discocyclina'nın aksiyal kesitleri.

Mikrofoto 19 : Mikrofoto 18'deki numunenin, tabakalanmaya dik kesitlerde, mikrit laminaları arasında görülen pelsparit laminalarıyla birlikte çapraz nikoller altında görünüşü (40X).

Kireçtaşlarından alınan paleontolojik örneklerde Nummulites globulus LEYMERIE, Nummulites aturicus JOLY and LEYMERIE, Nummulites sp., Discocyclina sp., Asterocyclina sp sp., Assilina sp., Gypsina sp., Operculina sp. Rotalia sp., Eorupertina sp., Actinocyclina sp., Atoxhphragmidae, Miliolidae, Textularidae, kırmızı alg, ekinid plakları ve taşınmış Globorotalia sp., Globigerina sp. gibi fosillere rastlanmış formasyona Alt Lütesiyen yaşı verilmiştir (fosil tayinleri Ş. ACAR, MTA; M. KÖYLÜOĞLU, TPAO, tarafından yapılmıştır).

Çobanağacık kireçtaşı, bir erozyon döneminin ardından sığ denizel havzada çökelmeye başlamıştır. Formasyonda belirlenen biyosparit, istiflenmiş biyomikrit ve biyolitit mikrofasiyesyeri ise ortamın organizma yönünden iyice zenginleştiğini ve zaman zaman da biyostromal bir resif fasiyesi ha-

line geldiğini gösterir. Dingin dönemlerde, karbonat çamuru allokemlerin arasını doldururken denizin çalkantılı olduğu esnada da çamurun yerini sparikalsit almıştır. Başlangıçta resif ardı durumundaki çökel havzası, ilerleyen zaman diliminde organik resif haline gelmiştir (Wilson 1975'e göre 5.bölge).

#### 2.1.5. BEDEN FORMASYONU (Eb)

Araştırma alanının kuzeydoğusunda kendisiyle aynı yaşta Çobanağacık kireçtaşı üzerinde uyumlu, güneybatıda ise kendisinden yaşlı birimlerle açılı uyumsuz olan ve otokton birliğin en genç formasyonunu oluşturan bir istif yer almaktadır. Türbiditler ile başlayıp olistostromal bir fasiyesle gelişimini sürdürmüş bu istif, en iyi Beden köyü civarında gözlemlendiğinden Beden formasyonu adı altında incelenmiştir. Formasyonun ölçülü stratigrafik kesiti, tip yeri olan Beden köyünün hemen kuzey batısından ve ayrıca Çobanağacık düzlüğünün 500 m. doğusundaki danışma kesitinden gerçekleştirilmiştir (Şekil 5). Formasyon Hadim dolaylarında Ovacık antiklinalinin güney kanadında ve Çobanağacık antiklinallerinin kanatlarında izlenirken, güneybatıda Orhan D., Sulucameydan Y., Boğazoluk Y. Beden Köyü ve Torlas Y. civarlarında görülür (Ek 1, 2).

Hadim ilçesi yakınlarında formasyon, çamur aradüzeylerinden yoksun ve genelde altları aşınmalı koyu sarı ile kırmızımsı alterasyon renkleri sunan, taze yüzeyleri gri boz renkli, kaba taneli, 10-30 cm kalınlıklı tabakalardan oluşan, kötü boylanmış kumtaşları ile başlar. Üste doğru ince çamur aradüzeyleri içeren kumtaşlarında paralel laminasyonlar ve taban izleri gözlenir (Foto 10). Daha üstte mikro taneli konglomera-kumtaşı-silt taşı ardışıklı olan bu türbidit istifi, en üst kesimlerde çoğunlukla Üst Kretase yaşlı kireçtaşı bloklarının yer aldığı olistostromal bir fasiyese geçer (Şekil 5).

Kuzeydeki bu gelişime karşılık güneyde formasyon, kireçtaşı, çört, serpantin, kırıntılı kireçtaşı blok ve çakıllarının yer aldığı kötü boylanmalı heterojen-polijenik konglomeralarla başlar. Çakıllar ile yer yer 1 m. iriliğe ulaşan blokların ekseriyeti kireçtaşlarından türemişlerdir. Bu konglomeralar arasında 3-5 cm. tabaka kalınlığında bordo renkli çamurtaşları görülür (Foto 11). Konglomeralarla yanal ve düşey olarak dereceli geçişler gösteren bu çamurtaşları yer yer laminalıdır ve üste doğru çamurtaşı konglomera ardışımına dönüşür. Daha üstlerde istif, içlerinde çakıltaşı,

kumtaşı, detritik kireçtaşı bloklarının izlendiği çamurtaşı ve laminalı kumlu marn nöbetleşmesine geçer. Bunları bir düzey halinde 2-15 cm. iriliğinde çört-marn-kireçtaşı çakıl ve kumlarının karbonatla bağlanmasından oluşan kaba ve ince taneli konglomeralar ile bunlara refakat eden ince kumtaşı, kırıntılı kireçtaşı ardalanması izler. Bunlardan sonra formasyon, en üst bölümlerine kadar soluk kahverengi-bej görünümlü mikroçakıltaşı, şeyl az oranda da bordo yer yer bej renkli kireçtaşı ve kumlu kireçtaşı ardışımıyla gelişimini sürdürür (Şekil 9). İstif tip mevkisinde yoğun kireçtaşı olistolitlerinin mevcut olduğu olistostromlarla son bulur.

Çakşirevi-Sulucameydan dolaylarında birimin tamamen olistostromal karakterde görülmesine karşın, çamurlu düzeyler içinde yüzer durumda çok sayıda üst Kretase yaşlı kireçtaşı, yer yer splitik-bazalt ve serpantinleşmiş ultrabazik kayaç çakıl ve bloklarından yapıldığı da gözlenmiştir. Orhan D. boyunca kuzeybatıya doğru uzanan tektonik pencerelerde (Ek 1,2), istif içindeki pelajik ve ofiyolitik kırıntılıların giderek azaldığı ve yok olduğu gözlenir. Bu kesimde formasyonun tabanı, farklı kireçtaşından türemiş 20-25 m. kalınlığında çakıltaşlarından oluşurken üste doğru çamurtaşı-şeyl ardışımına geçilir.

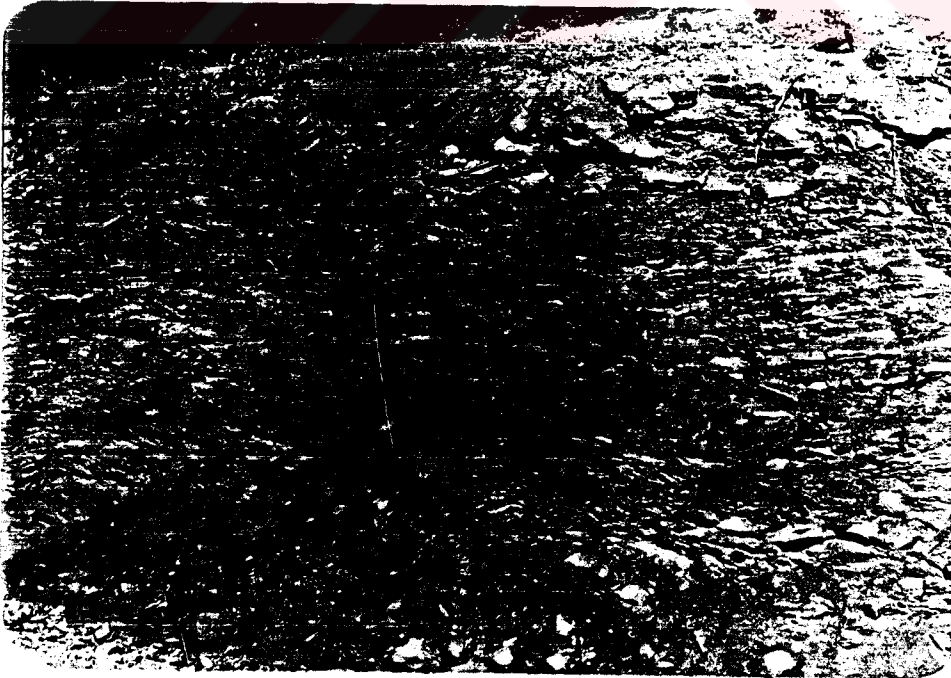
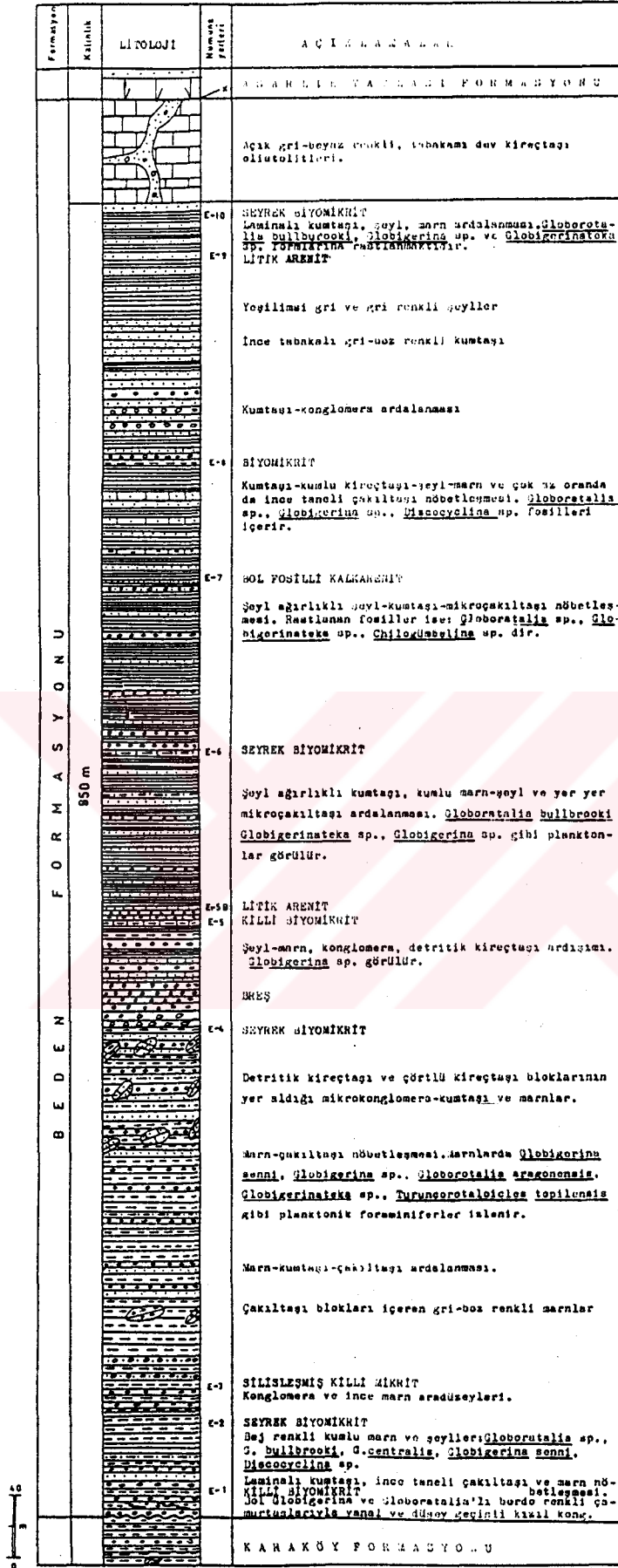


Foto 10: Çobanağaçık civarında Bozkır-Hadim yol yarmasında Beden formasyonuna ilişkin kumtaşı-silttaşı ardışımından bir görünüş. Bakış güneydoğudan kuzeybatıya doğrudur.



Şekil 9. Beden formasyonunun Beden köyü civarındaki tip mevkiinde ölçülen dikme kesiti.



Foto 11



Foto 12

Foto 11: Beden formasyonunun tabanındaki çamurlu, kumlu, çakıllı ve bloklu oluşuklardan bir görüntü.

Foto 12: Beden formasyonunun orta kesimlerinde izlenen nöbetleşmeli litolojilerden şeyllerde gelişen ince laminasyonlardan bir görünüş.

Bouma (1962)'nin türbidit sıralanımından Ta ve Ta-b bölümlerinin ancak izlenebildiği kuzey kesimde kumtaşlarında derecelenme ve bazı tabaka altı yapıları görülmüşken, güneyde dereceli tabakalanmayla birlikte, dalga-cıklı konvolut ve paralel lamina yapıları ve akıntı izleri yoğun olarak gözlenir. Ayrıca; Beden köyünün doğusundaki Arpalık sırtında ideal Ta-e tipi türbidit tabakasına da rastlanmıştır.

Çamurlu düzeyleri temsil eden örneklerin mikroskop çalışmalarında, % 70-90 arasında killi mikrite rastlanmış ve bunların % 10-20 arasında da çoğunlukla Globorotalia ile Globigerina gibi planktonlardan oluşan fosilleri kapsadığı görülmüştür (Mikrofoto 20). Bazı numunelerde tüp şekilli silisli organizmalara ve kalsisiferlere rastlanmaktadır. Çamurlu numunelerde ayrıca % 2-5 arasında değişen silt boyutlu kuvars, kil haleleri, siyah opak kırıntılar görülebilir. Tabakalanmaya dik kesitlerde dalgalı lamina yapısıyla stilolitik oluşumlar da görülür.

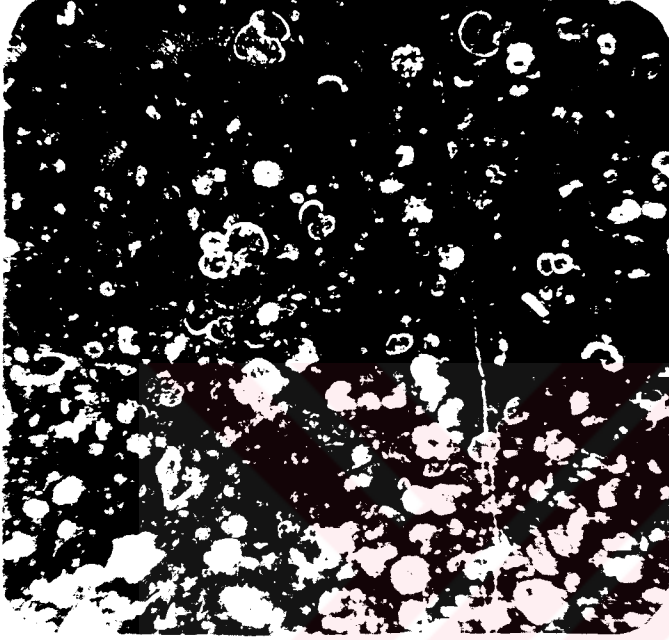
Ara düzeyler halinde izlenen kırıntılı kireçtaşları, % 10-50 arasında değişen mikritik kireçtaşı parçaları içerir. Örneklerde % 50-80 arasında fosil kırıntılılarına ve bazen de % 5-15 civarında çört ve kuvars parçalarına rastlanmaktadır. Fosiller çoğunlukla taşınmış olup tüm ve parça formlar halinde; Nummulites, Discocyclina, Asterocyclina kalıntıları şeklindedir. Bu kayaçlar % 5'ten % 30'a kadar değişen oranlarda, duru-yarı mat görünümlü kalsitle çimentolanmıştır. kırıntılı kireçtaşlarındaki tane irilikleri de 0.1 - 0.8 mm. arasında değişmektedir.

Çamurtaşı ve kalkarenit nitelikli kırıntılı kireçtaşlarıyla ardalanmalı olarak gözlenen kumtaşlarındaki kırıntılar, % 20 oranında kalsitle çimentolanmışlardır. Kumtaşlarının dokusal bileşiminde % 25 karbonat, % 30 silttaşı, toplam oranları % 20'ye ulaşan kloritletmiş kayaç ve serpantin, plajiklas ve bozuşmuş piroksen parçaları gözlenir. irilikleri 0.1-1 mm. arasında değişen taneler; köşeli, toparlakça ve kötü boylanmalı tanelerdir. Böylece birimin kumtaşları, litik arenit grubundandır.

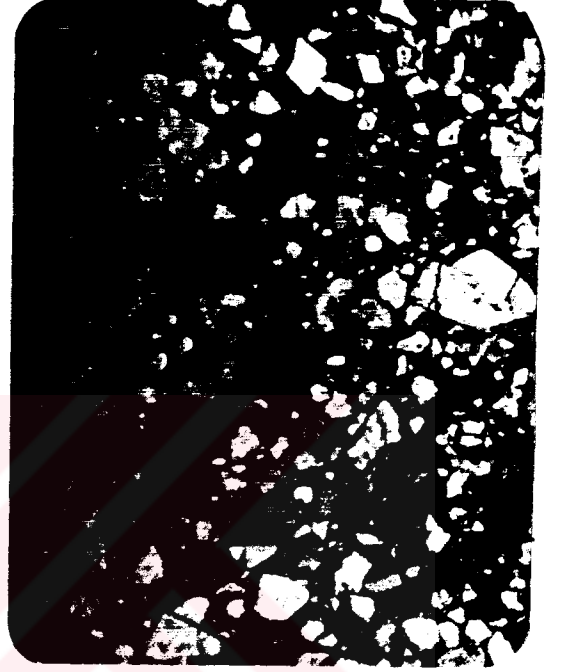
Hadim yakınlarında formasyonun litolojileri genelde kumtaşı olup bağlayıcısı % 20 oranındaki az killi ve demiroksit içerikli kalsit çimento- dur. Çimento bazı numunelerde % 40'a kadar çıkmaktadır. Örneklerde % 20 - 25 oranında volkanik kökenli kuvars kumları yine % 20-25 oranında karbonat kayaç parçaları, % 20-30 oranında yüksek kuvars - az kalsit ve klorit içerikli silttaşı kökenli kayaç parçaları görülür. Bazı kumtaşlarında oranları % 5'e kadar çıkan plajiklas, mafik mineral parçaları ve opak taneler görülür. Kumtaşlarında tane irilikleri değişken olup 0.1-2 mm arasında değişir (Mikrofoto 21). Kum taneleri küt köşeli az yuvarlak, toparlak-toparlakça ve kötü boylanmalıdırlar. Bazı örneklerin ince kesitlerinde parça ve tüm formlar halinde mikrofosiller izlenebilir. Türbidit istifinin alt kesimlerinde kuzeyde yer yer görülen kırıntılı kireçtaşlarında % 50 tüm ve parça halinde fosil kırıntısı, % 30 kireçtaşı parçası, % 5 ince taneli kuvarslı taş parçaları ile % 10 oranında da kalsit çimento mevcuttur. Kötü boylanmış, küt köşeli, toparlakça kırıntılar, 0.3-1 mm. iriliğindedirler. istifin bordo renkli çamurtaşlarında ise killi mikrit içinde % 50'ye varan oranlarda fosiller görülür. Fosillerin ekserisi Globorotalia ve Globigerina'lar olup bazen taşınmış algler de görülür (Mikrofoto 20).

Formasyonun tip kesitinden toplanan örnekler alttan üstte sırayla; seyrek biyomikrit, bol fosilli kalkarenit, fosilli killi mikrit, az kumlu marn, fosilli mikrit, killi biyomikrit, litik arenit, seyrek biyomikrit,

bol fosilli kalkarenit, killi biyomikrit, litik arenit ve seyrek biyomikrittir. Çobanağacık yakınlarındaki danışma kesitinden alınan örnekler de fosilli kalkarenit, istiflenmiş killi biyomikrit, litik arenit, çok kaba taneli litik arenit, kalsilutit, litik arenit, litik arenit şeklinde belirlenmiştir (Şekil 5-9).



Mikrofoto 20



Mikrofoto 21

Mikrofoto 20 : Beden formasyonuna ilişkin killi biyomikritlerin ince kesitte çapraz nikoller altında görünüşü (40X).

Mikrofoto 21 : Beden formasyonunundan alınan bir litik arenitin ince kesitte görünüşü (tek nikol 40X).

Formasyonun olistostromal üst kesiminde çoğunlukla kireçtaşları bazende diyabaz, bazalt ve serpantinitlerden oluşan değişik boyutlarda bloklara rastlanmaktadır (Ek 1; Foto 13).

Üst Kretase kireçtaşı blokları (Kbo); inceleme alanında, flişin içinde haritalanabilen olistolitlerden olup, açık gri beyaz renklidirler ve güneyde bazen çört yumruları içerirler. Değişik olistolitler hem güney hem de kuzeyde görülürler (Ek 1). Güneyde Beden Köyünden Sulucameydan Y.'sına kadar izlenen bu olistolitler, Hadim'in güney ve batı kesimlerinden yüzlekler vermektedirler. Olistolitlerin alt bölümleri; ezik-breşik, ileri derecede kristalize olmuş ve bol çatlaklıdır. Genelde tabakalanma belli olmakla birlikte bazı kesimlerde kalınlığı 20-30 cm. olan tabakalar bulunabil-

mektedir. Muhtelif olistolitlerden alınan kireçtaşları, mikroskopta seyrek biyomikrit ve rekristalizasyon izleri taşıyan mikrit olarak tanımlanmıştır. Kireçtaşı bloklarının görünür kalınlıkları en fazla 100 m'ye kadar varır. Bu olistolitlerin bazılarında Globotruncana sp., Orbitoides sp., ve rudist gibi Üst Kretaseyi temsil eden formlara rastlanmıştır. Resif gerisindeki karbonat düzlüğünde ve kısmen de yamaç önünde çökelen bu kireçtaşları, orajenik dönemde karbonat platformundan koparak fliş havzasına olistolit dilimleri şeklinde taşınmışlardır.

Diyabazlar, haritalanamaz irilikte birkaç metrelik bloklar halinde dir. Bedenin kuzeyinde ve Sulucameydan Y. dolayında rastlanan koyu yeşil renkli diyabazlar, mikroskopta; anortitçe zengin plajiolklas , ksenomorf piroksen ve kloritleşmiş karbonatlaşmış ayrışma ürünleriyle birkaç tane halinde opak mineral içermektedirler.

Birkaç metrelik bloklar halinde muhtelif yerlerde görülebilen bazaltlar, Çakşırevi-Sulucameydan arasında haritalanabilir iriliktedir. Taze yüzeyleri siyah, oksidasyon yüzeyleri kahve renkli ve çok çatlaklı olan bazaltların mikroskopta uzun çubuklar şeklinde plajiolkast kristallerinden oluştuğu görülür. Plajiolkast kristalleri birbirleriyle dokanak halinde olup aralarında çokgen boşluklar oluşturulmuştur. Hamur fazında oluşmuş mikrolitler, ayrışarak yerlerini kalsit ve kahverenkli siderite bırakmışlardır. Kayaçta ayrıca iri kalsit gülleri de görülür.



Foto 13 : Beden formasyonuna ilişkin kireçtaşı olistolitlerinin Ardıçlıkıkepir T.(A)'den Gengercik Sr.(G)'na doğru genel bir görüntüsü.



Beden formasyonu inceleme alanının güneybatısında alttaki formasyonların üzerine açılı bir uyumsuzlukla otururken, Hadim yakınlarında ise Çobanağacık kireçtaşı üzerine uyumlu olarak gelir (Ek 1, 3, 4, Şekil 5). Ayrıca formasyon hem güneyde hem de kuzeyde, Hadim napları tarafından örtülmektedir (Ek 1, 3; Şekil 11).

Formasyonun kalınlığı Beden civarındaki tip yerinde yapılan ölçülü stratigrafi kesitinde 850 m. olarak bulunmuştur (Şekil 9). Çobanağacık yakınındaki danışma kesitinde ise kalınlık 175 m. civarındadır (Şekil 5).

Beden formasyonundan alınan örneklerle Globorotalia cf. centralis CUSH ve BERMUDEZ, Globorotalia bullbrooki BOLLI, Globortelia aragonensis NUTTAL, Globorotalia cf. spinulosa CUSHMAN, Globorotalia sp. Globigerina senni (BERCKMANN), Globigerina sp., Globigerapsis kuçleri LOEBLICH ve TAPPAN, Truncorotaloicles topilensis (CUSHMAN), Globigerinateka sp., Chilogümbelina sp., gibi planktonlarla, taşınmış vaziyette Nummulites aturicus JOLY ve LEYMERIE, Nummulites globulus LEYMERIE, Nummulites sp., Alveolina sp., Discocyclus sp., Actinocyclus sp. gibi bentik foraminiferler gözlenmiş ve formasyona Lütesiyen yaşı verilmiştir (fosil tayinleri Ş. ACAR, MTA, M. KÖYLÜOĞLU, TPAO, tarafından yapılmıştır).

Beden formasyonu bulantı akıntılarının etkinliğinde oluşan bir türbidit istifidir. Muhtemelen Alt Lütesiyendeki bir deniz istilasından sonra, havzanın güney kesiminin aniden derinleşmeye başladığı, taban kırıntıları içindeki bol Globigerina ve Globorotalia içeren çamurlu ara düzeylerden anlaşılmaktadır (Foto 11). Kuzeyde türbiditlerin yine Lütesiyen yaşlı karbonatlar üzerinde çökelmiş olması, derinleşmenin bu kesimde kademeli olarak gerçekleştiğini gösterir. dolayısıyla kuzeyde neritik kireçtaşları çökelerken havzanın güneyi, bir türbidit yelpazesinin üzerinde geliştiği ortam durumunda idi. Özellikle formasyonun tabanı yakınsak türbidit niteliği taşıırken, formasyonun orta kesimleri pelajik çamurlu kanal dolgusu fasiyesleri ile birlikte ortaç türbiditler (Şenalp ve Fakıoğlu 1977) olarak yorumlanmakta olup üstten yontuk Bouma tabakaları içerirler. Formasyonun olistotromal nitelikli en üst kesimini oluşturan çok kalın ve düzensiz tabakalı, heterojen polijenik çakıltaşları ile birlikte görülen kireçtaşı olistolitleri, bazalt-yer yer serpantinleşmiş ultrabazik kayalar ve bunlar arasında yeralan pelajik fosilli kırmızı çamurlar, flakso türbiditler (Walker, 1975) olarak yorumlanır. Böylece formasyonun Lütesiyen esnasında kuzeyde Çobanağacık kireçtaşının çökmesini müteakip regresif ve fliş fasi-

yesinde, güneyde ise; tabandaki açılı uyumsuzluktan itibaren alttaki flakso türbiditleri kapsayacak şekilde ortaç türbidit fasiyesine kadar transgresif ve fliş öncesi fasiyeste, fakat ortaç türbidit fasiyesi ile daha üst fasiyelerde Çobanağacık kireçtaşından çökelme ortamına malzeme aktarılmasının başlaması ile birlikte regresif ve fliş fasiyesinde gelişmiş olduğu anlaşılmaktadır.

Beden formasyonu tektonik birlik, litoloji, oluşma ortamı ve yaş konağı açısından Akseki dolaylarında "Zilan-Ibradı flişleri" (Blumenthal, 1951, Martin 1969), Akseki-Seydişehir-Beyşehir dolaylarında "Nummulitesli fliş" (Brunn ve diğ.1971; Monod, 1977; Gutnic, 1977), Akseki-Manavgat yöresinde "Bakalasay ve Gümüşdamla formasyonları" (Demirtaşlı, 1977-1979), Seydişehir civarında "Ağaçtepesi formasyonu" (Karadağ, 1987), Bozkır çevresinde de "Saytaş formasyonu" (Özçelik, 1984) olarak tanımlanan birimler ile korele edilebilir.

## 2.2. ALLOKTON BİRLİKLERE AİT BİRİMLER (HADİM NAPLARI)

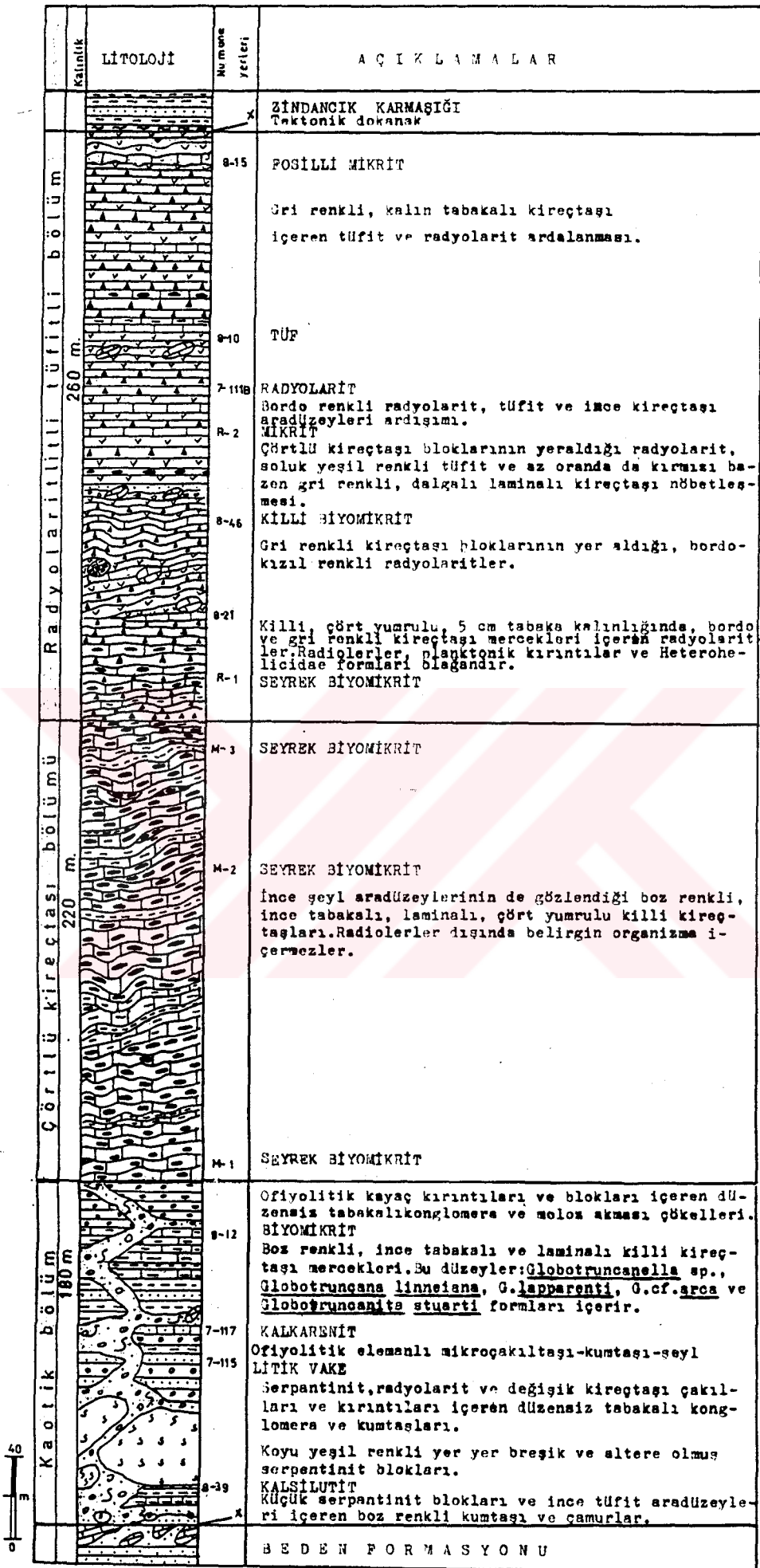
İnceleme alanında yüzeyleyen ve Hadim napları adı altında toplanan alloktan birimler, otokton birlik ve kendi birbirleri üzerinde paketlenmiş dört naptan oluşmuştur. Bunlar bugünkü konumları itibarıyla alttan üste doğru: Taşkent napı, Hocalar napı, Sinatdağı napı ve Gevne napıdır. İlk olarak bu çalışmada inceleme alanı içindeki yer adlarına bağlı kalınarak isimlendirilen bu naplara ait birimlerin stratigrafik nitelikleri sırayla anlatılacaktır.

### 2.2.1. TAŞKENT NAPINA AİT BİRİMLER

Taşkent napı, bölgede farklı çökelme yaşı ve değişik litoloji özelliklerine sahip sedimanter, bazik-ultrabazik kayaç bloklarıyla ofiyolitik kırıntılar içeren bir matriksten oluşmuş tektonik bir melanjdır.

Bu melanj nitelikli okyonusal topluluk ise litodemik esasa dayalı olarak yine "Taşkent karışığı" adı altında burada incelenecektir.

İnceleme sahasında Hadim ilçesinin kuzeyinde ve güneyinde otokton birlik üzerinde Hocalar napı altında kuşaklar şeklinde izlenen ve genel yayılımı kuzeybatı-güneydoğu istikametli olan nap, Taşkent civarında daha geniş bir yayılıma sahiptir (Ek 1). Ayrıca çalışma alanı dışında kuzeybatıya ve güneydoğuya doğru daha geniş mostralara halinde ve daha kalın bir tektonik dilim şeklinde izlenmektedir.



Şekil 11. Taşkent karışığına ait birimlerin Yılanlıca

T.-Asar D. arasında ölçülen dikme kesiti.

Bu nap, Blumenthal (1956) tarafından Konya-Karaman havzasının güney batısındaki Toros kenar silsileleri için "şist radyolarit formasyonları ve yeşil sahrələr" olarak tanımlanmıştır. Blumenthal'ın kısaca FSR (schiefer hornstein-formation) olarak tanımladığı bu seri, Alt Kretase-Senoniyen yaşlıdır ve kalker serisi de içerir. FSR, Senoniyen ile sona eren komprehen-sif kalker serilerini mekanik olarak örtmektedir.

Bozkır-Hadim yöresinde çalışan Özgül (1971), napı üzerinde yer alan metamorfik napla birlikte "Güney iç Anadolu birliği" olarak tanımlamıştır. Bu yerbilimci daha sonraki çalışmalarında aynı napı "Bozkır birliği" şeklinde ayırmıştır (Özgül, 1976).

Buna karşılık Taşkent napı, Batı Toros kuşağında Fethiye-Köyceğiz dolaylarında "Batı Likya napları" (Graciansky, 1967; Brunn ve diğ., 1971), Korkuteli dolaylarında "Doğu Likya napları" (Brunn ve diğ., 1971). Beyşehir yöresinde "Beyşehir-Hoyran napı" (Gutnic, ve diğ., 1968) olarak isimlendirilmiştir. Ayrıca Özçelik (1984), Bozkır dolaylarında üzerindeki diğer tektonik dilimlerle beraber birliği "Bozkır alloktonu" olarak belirtmiştir. Fakat nap, tüm iç Toros kuşağı için Koçyiğit (1983) tarafından ise jenetik ilişkiler göz önünde tutulmaksızın "İç Toros ofiyolitli karışığı napı" olarak isimlendirilmiş bulunmaktadır.

### 2.2.1. TAŞKENT KARIŞIĞI (Ktk)

Otokton birliğe ait Üst Kretase ve Alt Tersiyer yaşlı oluşukları tektonik olarak üstleyen ve genelde Triyas yaşlı epimetamorfik birimler tarafından yine tektonik olarak örtülen okyanusal topluluk, en iyi gözlendiği Taşkent'e izafeten "Taşkent karışığı" olarak incelenmiştir.

Topluluk Karboniferden Maestrihtiyene değin değişik yaş, litoloji, boyut, oluşum ortamı ve fasiyes özelliklerini taşıyan kaya türlerinin tektonik olarak karışımından oluşmuş olup çalışma alanı içinde bir renkli melanj "coloured melange" (Gansser, 1974) görünümündedir.

Taşkent karışığı, serpantin, piroksenit, amfibolit, diyabaz-meta-diyabaz ve bazaltlardan oluşan mağmatik-metamorfik kayaç bloklarıyla birlikte radyolarit, çört, değişik özellikli kireçtaşı olistolitleri ve yer yer "wild fliš" (Bouma, 1973) karakterli tabakalı düzeyler ile kocataş-çakıl kum ve çamurlardan oluşan bir matriksten yapılmıştır (Şekil 11). Ofiyolitik kökenli kırıntıların yoğun olduğu ve bazen köşeli, bazen yönlenmiş

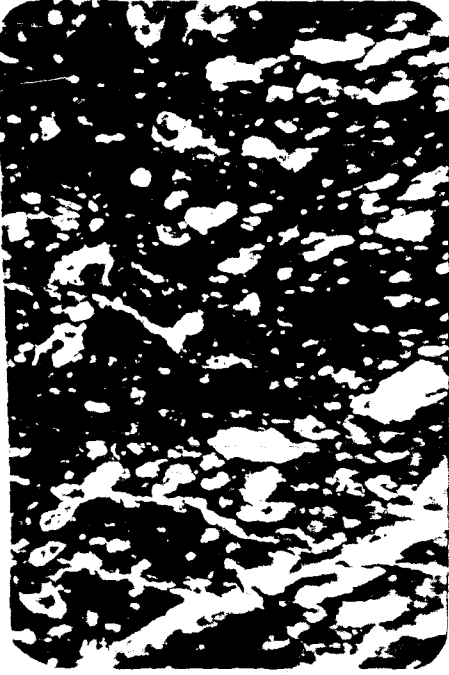
(Foto 14) yabancı parçaların da içinde gözlenebildiği hamur makaslanmalıdır. Kaotik yapılu bu oluşukların üzerinde tektonik dokanakla duran, hem konum hem de stratigrafik açıdan egzotik nitelikli olan çört yumrulu kireçtaşlarıyla başlayıp pelajik kireçtaşları-tüfit aradüzeyle radyolaritlerle sonlanan gravite naplı bir bölüm de mevcuttur (Ek 1, 5). Böylece Taşkent karışığı Şekil 11'de de görüldüğü gibi Kaotik bölüm, Çörtlü kireçtaşı bölümü ve Radyolaritli-tüfitli bölüm olmak üzere üçe ayrılmış olup bu bölümler, jeoloji haritasında da ayrı ayrı gösterilmiştir. Şimdi de bu bölümlerin litolojik özelliklerini bugünkü konumlarına göre alttan üste doğru sırayla anlatalım.

#### 2.2.1.1. KAOTİK BÖLÜM (KTK)

Taşkent napının dikme kesitinde kaotik kesim olarak görülen bölüm, mağmatik ve sedimanter kökenli blokların dışında çok az izlenebilen sleyt ve mermer parçalarını da içerir. Kireçtaşı blokları; koyu gri-siyan kireçtaşı, açık gri kristalize kireçtaşı, çört yumrulu ince-orta tabakalı kireçtaşı ve kırıntılı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bloklar altta ince tüfit arakatkılı boz renkli kumlar ve gri renkli çamurlu gereçten oluşan bir matriks içinde bulunurken orta kesimlerde bu matriks; serpantinit radyolarit ve değişik kireçtaşı çakılları içeren düzensiz tabakalı çakıllı ve kumlu bir yığın halindedir. Bu yığışımında taneler kötü boylanmış köşeli parçalardan oluşmaktadır ve yüksek oranda çamur-kil içerirler. Orta-üst bölümlerde ise matriksin eşit oranda çakıl, kum içeriğinden yapılu olduğu gözlenirken bu düzeylerin bol Globotruncana'lı, ince tabakalı ve laminalı killi çamurtaşı marn-aratabakalarını yer yer kapsadığı belirlenmiştir (Mikrofoto 22). Kaotik kesimin en üst bölümünde ise matriksin yine ofiyolitik kökenli, köşeli blok-çakıl ve kumlar içeren düzensiz geometrili breş ve moloz akması çökellerinden oluştuğu görülür.

Birimin tabanındaki çamurlu kesimleri temsil eden numunelerde yaygın biçimde silt boyutlu kuvars ile koyu sarı-kahverenkli silt-kil taneleri dışında az oranda demiroksitli kırıntılar ve mikrosparitik kalsit gözlenir. Kayaç kuvars silti içeren çamurtaşı olarak tanımlanmıştır (Mikrofoto 23).

Wild fliş karakterli tabakalı kesimden alınan kırıntılı kireçtaşlarında taş parçalarının kalsitle çimentolandığı görülür. Kayaçta 0.1-0.2 mm. irilikte % 5 köşeli kuvars taneleriyle, bol miktarda 0.4-1.3 mm. irililikteki kireçtaşı parçaları da mevcuttur. Taşta diyajenez etkileri fazla olup



Mikrofoto 22

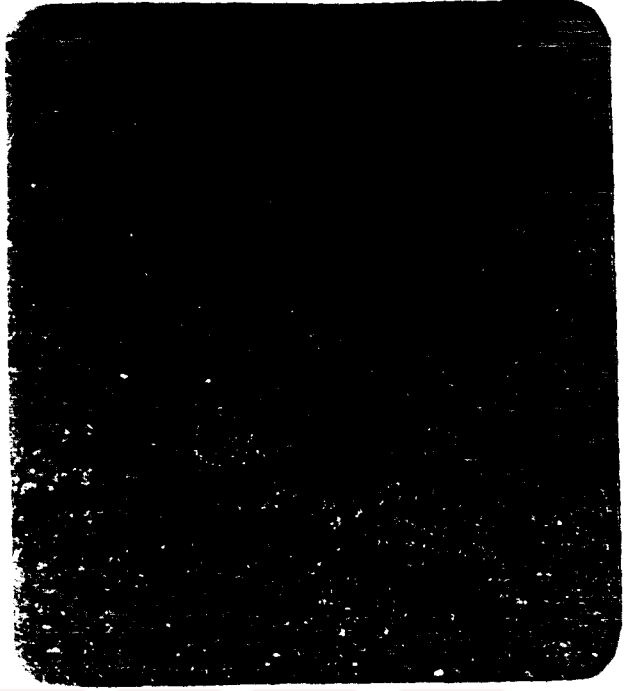


Foto 14

Mikrofoto 22 : Taşkent karışığının kaotik bölümündeki çamurlu kesimlerinden alınan bol Globotruncana'lı killi mikritlerin ince kesitlerinin mikroskopta görünüşü (çift nikol, 40X).

Foto 14 : Taşkent karışığının matriksini oluşturan yer yer yönlendirilmiş çakıllı-kocataşlı düzeylerden bir görüntü.

cimento ve tane sınırları giriftir. Taşın, el numunesi özellikleri de dikkate alınarak kalkarenit olduğu belirlenmiştir. Kalkarenit numunelerinin alındığı seviyelerdeki kumtaşı numunelerinde ise % 60 oranında kuvars ile % 15 oranında kireçtaşı parçaları görülür. Tanınamayan yüksek rölyefli ağır mineraller ve demiroksit kırıntılarınının da izlendiği kayaçta, % 25 oranında kalsit çamuruyla killerden oluşan bir bağlayıcı izlenir. 0.08-0.4 mm. irilikteki kırıntılar az yuvarlak ve köşeli olup boylanma dereceleri orta-kötüdür. Kayaç litik vake olarak adlandırılır (Mikrofoto 24).

Kaotik dilimin üst kesimlerindeki çakıllı kumlu yığılımlar arasındaki marnlı-çamurlu düzeylerden alınan numunelerin % 60 oranında killi karbonat çamuru içerdiği görülmüştür. Soluk kahverenkli karbonat çamuru içinde % 40 oranında Globotruncana formları yeralır. Globotruncana'lar yer yer kırılmış ufalanmış ince döküntüler halinde de izlenmekte olup kayaç killi biyomikrit olarak tanımlanmıştır (Mikrofoto 22).



Mikrofoto 23



Mikrofoto 24

Mikrofoto 23 : Kaotik bölümün hamurunu oluşturan çamurlu kesimleri temsil eden kuvars siltli çamurtaşlarının ince kesit fotoğrafı (40X)

Mikrofoto 24 : Taşkent karışığının wild fliş kesimine ait litik vakelerin mikroskopta tabi ışıkta görünüşü (40X).

Litodemik birimin matriksi durumundaki en üst düzeylerin şisti görünüşlü, makaslanmalı, koyu yeşil renkli kumlu numuneleri ise, % 40 az yuvarlak, çubuksu, basınç etkisiyle kısmen uzayıp yönlenmiş kuvars, % 20 koyu yeşil renkli serpantin kırıntısı, % 10 karbonat kayaç parçası % 7 metamorfik kayaç kırıntısı ve % 5 koyu kahverenkli köşeli opak tanelerden yapıldır. Boylanmanın kötü olduğu kayaçta tanelerde bir yönlenme göze çarpar. Kum taneleri az karbonat kil ve kloritten oluşan bir matriks içinde yüzer vaziyette dağılmışlardır. Kayaçta ince tanelerin yığılması ile oluşan silt ve kil laminaların varlığı ince kesitlerde bile görülebilmektedir. Bu örnekler de litik vake olarak tanımlanmışlardır.

Daha öncede değinildiği gibi Kaotik bölüm sedimanter, magmatik ve metamorfik kökenli birçok blok içermektedir. Aşağıda bu bloklar ve özellikleri sırasıyla anlatılacaktır.

Karbonifer kireçtaşı blokları; koyu gri renkli en fazla bir kaç on metre iriliktir ve haritaya işlenmemiş olarak yer yer gözlenebilirler. Bunlarda rekrizalizasyondan ötürü ilkel dokuya ilişkin izler büyük ölçüde kaybolmuştur. Numunelerde; % 50 nisbetinde fusulinid ve sarı algler dışında % 10 oranında da gri mikrit intraklastları mevcuttur. Sığ, sıcak ve

bir denizde çökelmiş olan bu kireçtaşları, Dunham (1962)'a göre tanetaşıdır ve bunlara içerdikleri Tubiphites sp., Pseudstafella sp., fosillerine dayanılarak Karbonifer yaşı verilmiştir (fosiller D.ALTINER, ODTÜ, tarafından tanımlanmıştır).

Üst Permiyen kireçtaşı blokları (PT) ; çoğunlukla haritalanamaz boyuttadır. Bunlarda litoloji gri-koyu gri renkli karbonatlar şeklindedir. Dokusal bileşiminde % 35 mikrit intraklastları, % 10 pelloidal tane ve % 10 alg mevcuttur. Allokemlerde deformasyon ve kataklastik etki sonucu yönlenme ve parçalanıp ufalanmalar husule gelmiştir. Tanetaşı olarak tanımlanan ve Mizzia velebitana SCHUB fosili içeren kayacın çökme yaşı Üst Permiyendir (alg tayini Y. OKAN, AÜ, tarafından yapılmıştır). Buna göre bu kireçtaşlarının sığ sıcak bir denizde çökeldiği anlaşılmıştır.

Kaotik bölümde birkaç metre irilikte açık gri renkli, çört yumrulu kireçtaşı blokları da olağandır. Bu blokların mostra ve mikroskop özellikleri "çörtlü kireçtaşı" bölümünde anlatılacak olan litolojilere benzemektedir.

Orbitoides'li kireçtaşı bloklarına melanj içinde seyrek olarak rastlanır. Bu bloklar gri renkli, sık çatlaklı ve bireşiktirler. Kayaçta stilolit oluşumlarıyla beraber rekristalizasyon izleri görülür. İnce kesitlerde dolomitleşimin yanısıra ilksel dokunun tamamen silindiği ve kayacın ilerleyen rekristalizasyon ve kataklastlaşma sonucu breşik bir yapı kazandığı gözlenir. Neomorfik kireçtaşı olarak tanımlanan örneklerde Orbitoides sp. parçalarına rastlandığından çökme yaşının Üst Kretase, çökme ortamının ise sıcak ve neritik olduğu söylenebilecektir.

Kırıntılı pelajik kireçtaşı blokları, laminalı ve sık mikro kırıntılıdır. Kalın ile ince kalsit damarları yoğun olarak gelişmişlerdir. Kayaç dokusunda % 5-15 oranında görülen kuvars ve kalsit kristalcikleri, uzayarak taşın dokusunda bir lineerliğin oluşumunu sağlamışlardır. Yaklaşık % 80'i karbonat çamurundan oluşmakta olan bu örneklerden bazıları kalsilutit olarak tanımlanmışlardır. Bunlardan bazıları da % 5-10 civarında pelajik fosil kırıntıları içeren fosilli mikritler olarak yorumlanır (Mikrofoto 15). Fosil parçacıkları Üst Kretase planktonlarına benzer olup taşın çökme ortamının ise açık shelf olabileceği düşünülmüştür.

Çakıllı kırıntılı kireçtaşı blokları, gri boz renklidir ve birkaç metrelik parçalar şeklinde izlenir. Yine haritalanmamış olan bu bloklar,



melanjın içinde seyrek olarak bulunurlar. Kırıntı boyları ince çakıl-ince kum arasındadır. Kuvars, radyolarit, serpantinit ve ekseri kireçtaşı kırıntılarından türeyen % 45-50 nisbetindeki taneler, duru kalsitle bağlanmışlardır. Kum ve mikroçakıl taneleri köşeli olup kötü boylanmışlardır. Kalkarenit ve kalsirudit arasında değişim sunan bu kayalar fosilsizdirler.

Taşkent karışığının kaotik taban bölümünde yer alan mağmatik metamorfik kayaç bloklarıyla bunların özelliklerinden de kısaca bahsedelim.

Serpantinit blokları, Kaotik kesim içinde her yerde yaygın bir biçimde gözlenir ve irilikleri birkaç yüz metreye kadar ulaşır. Serpantinler yeşilin değişik tonlarıyla, oksidasyondan dolayı koyu sarı-kahva rengi renkler sunarlar. Serpantinitler çok sayıda çatlak ve yarıklarla dilimlenmiş olup çatlak zonlarında krizotil oluşumları da mevcuttur. Mikroskop altında soluk yeşil renklidir ve kısmen levhamsı olmakla beraber genelde karmaşık bir antigorit agregatı şeklindedir. Kalın klivajlı antigoritin yanında az oranlarda krizotil lifleri de bulunur. Ayrıca düzensiz şekilde dağılmış çubuksu-yuvarlak geometrili opak taneler (kromit) olağandır.



Mikrofoto 25



Mikrofoto 26

Mikrofoto 25 : Kırmızı pelajik kireçtaşı bloklarını ilişkin fosilli mikritlerin ince kesitte görünüşü (çift nikol, 40X).

Mikrofoto 26 : Taşkent karışığı içindeki serpantinit blokların mikroskop resimleri (tek nikol, 40X). K: Kromit taneleri.

Piroksenit blokları; kaotik bölüm içinde birkaç metre boyutta ve ender olarak görülürler. Piroksenitler mostralarda soluk yeşil, kirli sarı renk tonunda olup holokristalen taneseli doku belirgindir. Faneritik doku-  
daki kayaç piroksen fenokristallerinden oluşur. Alterasyondan dolayı güç tanımlanabilen pseudomorfların yaygın olarak klorite dönüştüğü görülür. Ayrıca çatlaklarda hidrotermal kuvarsa da rastlamak mümkündür.

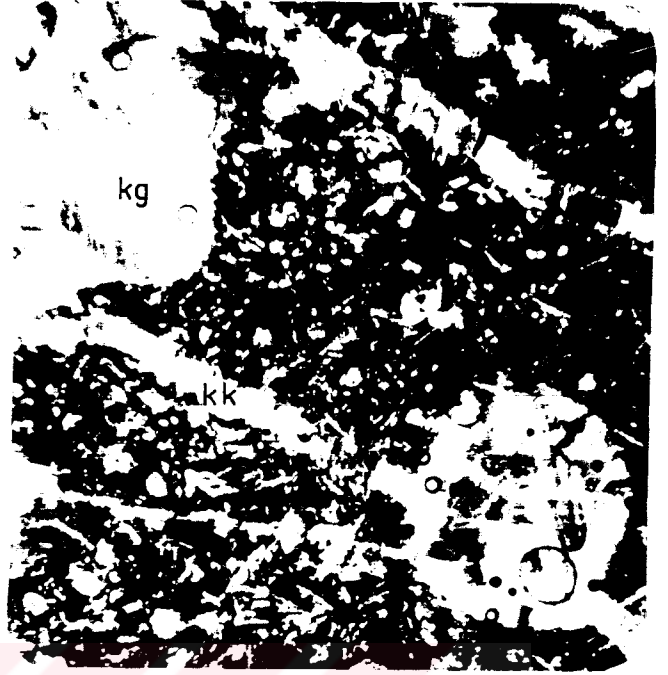
Diyabazlar; serpantinlerden sonra melanj içinde en sık görülen mağmatik kökenli bloklardır. Birkaç metreden birkaç yüz metreye kadar değişen iriliktelerdir. Koyu yeşil renkli kayaç, oksidasyondan dolayı bazen kahverengidir. Yumuşak morfolojili litodem birimi içinde diyabaz blokları küçük diklikler oluştururlar. Diyabazların kenarları boyunca yer yer serpantinleşmeye başlamış olduğu da gözlenir. Mikroskop çalışmalarıyla kayacın % 65 hipidiomorf ve allotriomorf 0.05-0.4 mm. iriliğinde plajioklas, % 20 plajioklas mikrolitleri, % 10 klorit ve % 5-6 oranında da opak mineral içerdiği belirlenmiştir. Anartotit oranı % 60 olan plajioklaslarda alterasyon belirgindir ve kristal sınırlarında kelfitik zonlar oluşmuş olup bu zonda da kloritler gelişmiştir. Genelde mikrolitik ve doleritik dokuların izlendiği diyabazlarda bazen % 30'a varan nisbetlerde ojite de tesadüf edilebilir (Mikrofoto 27).

Bazalt blokları; Taşkent karışığı içinde az oranda ve birkaç metre iriliğinde spilitik bazalt niteliğindedir. Siyah renkli ve bol gözenekli kayaçta 0.2-0.3 mm. irilikte plajioklas iğnecikleri, kalsitleşmiş bir hamur içinde dağılmışlardır. Soğuma çatlakları ve plajioklas taneleri arasındaki boşluklar ile küresel gaz boşlukları kalsitle dolgulanmıştır. Işınsal kalsit kristalleriyle dolmuş olan küresel boşlukların dolgusu başlangıçta zeolit olabilir. Bu bazaltlarda intersertal doku tipine raslanmaktadır (Mikrofoto 28).

Metadiyabazlara özellikle melanjın üst dokanağına yakın kesimlerde fazla iri olmayan bloklar halinde rastlanır. Koyu yeşil renkli kayaç çekiç darbesiyle 1 cm. kalınlığında levhalar halinde ayrılmaktadır. İnce kesitte diyabazların % 60 oranında 0.1-1 mm. iriliğinde ksenomorf plajioklas, % 10 klorit, % 10 ojit, % 5 opak mineral ve % 15'de hamur içerdiği görülmüştür. Kataklastik etki ve deformasyon neticesinde plajioklaslar kırılmışlar, sıkışmışlar ve birbirine kenetlenmişlerdir. Kayaçta ayrışma ürünü olarak ve özellikle piroksenlerin alterasyonu ile hasıl olan geniş klivajlı epidot kümeleri göze çarpar. Ayrıca plajioklas kristalleri içinde inklizyonlar halinde ojite rastlanabilir.



Mikrofoto 27



Mikrofoto 28

Mikrofoto 27: Taşkent karışığında bulunan bloklardan diyabazların mikroskopta çapraz nikoller altında görünüşü (40X).

Mikrofoto 28: Bazalt bloklarına ilişkin numunelerin ince kesitlerinin mikroskopta görünüşü (Çift nikol, 40X). kg: küresel gaz boşluklarını dolduran kalsit gülleri, kk: çatlakları dolduran iri kalsit.

Seyrek olarak rastlanan metamorfik bloklardan olan anfibolitler koyu yeşil renklidirler. Kayaçta koyu ve açık renkli mineral bantlaşmalarının oluşturduğu şistsel yapı belirgin bir şekilde görülür (Mikrofoto 33). Bu bloklar fazla büyük olmayıp en çok birkaç on metre karelik alanlar kaplar. Kayacın dokusal bileşenlerinin % 60 'unu yeşil renkli hornblent, kalan bölümünü ise plajioklastlar oluşturur. Hornblendlerde çift yönde iyi gelişmiş klivajlar ve belirgin mineral oriyantasyonları izlenir. Hornblendler çubuk ve lifler şeklindedir. Plajioklastlar ise damuriteze olmuşlardır (Mikrofoto 29) ve kayaç nematoblastik tekstüre sahiptir.

İnce taneli, sarımtırak renkli ve çok ince yapraklanmalı sleyt blokları inceleme alanında bir iki yerde görülebilmektedir. Birkaç metre iriliğinde olan sleyt bloklarının çakılları melanj hamurunda da yer almaktadır.

Genelde 50-100 m<sup>2</sup> lik alanlar kaplayan mermer blokları, birkaç yerde haritalanmış olmakla birlikte (Ek 1) çok az tesadüf edilen bir bloktur. Makroskopik ve mikroskopik nitelikleri ileride Zindancık karmaşığında anlatılacak mermerlere uymaktadır.



Mikrofoto 29 : Taşkent karışığında yer alan bloklardan amfibolitlerin mikroskop altında tabii ışıktaki görünüşleri (40X).

Buraya kadar kısa tanımları yapılan ve küçük boyutlu oldukları için haritalanamayan kireçtaşı blokları yanısıra, inceleme alanının genelinde, fakat özellikle doğusunda ve Taşkent güneyinde hem haritalanabilen hem de kendi içinde istiflenme özellikleri gösteren, çok büyük ve dev bloklar da mevcuttur (Ek 1, 5). Jeoloji haritasında birkaç kilometre karelik alanlar kaplayan ve yaklaşık 500 m.'lik kalınlıklar sunan bu bloklardaki litolojik gelişim, yörenin jeoloji evrimine ışık tutacak önemli veriler sağladığından burada ayrıntılı olarak ve iki bölüm halinde incelenecektir.

Sözkonusu bloklar, altta çörtlü kireçtaşlarından (KTç) ve üstte tüfit-radyolarit ve pelajik kireçtaşı (KTr) bölümlerinden yapılandır (Ek 1, 5).



Foto 15 : Taşkent batısındaki Asar D. civarında Taşkent karışığı içindeki dev olistolitlere ilişkin çörtlü kireçtaşı (Kçt) ve Rayolaritli tüfitli bölümlerin (ftr) batıdan doğuya doğru umumi görünüşü.

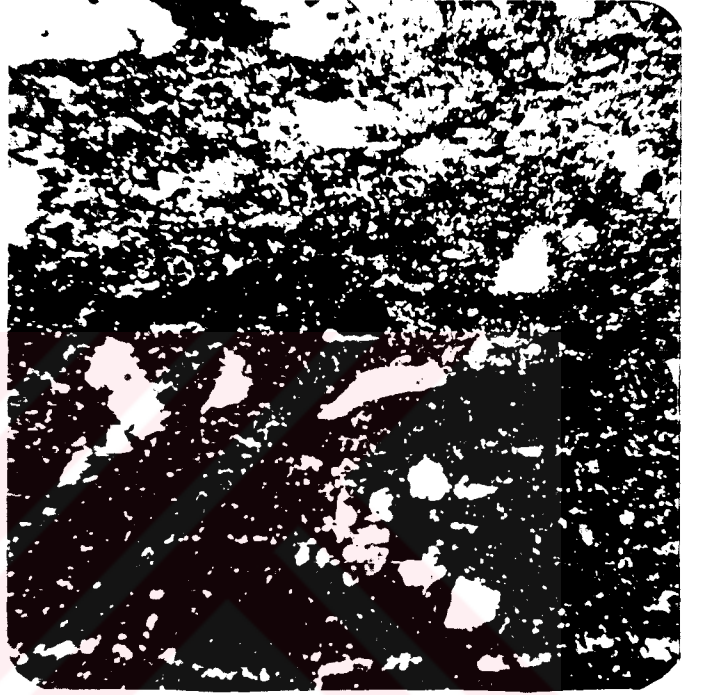
#### 2.2.1.1.2. ÇÖRTLÜ KİREÇTAŞ BÖLÜMÜ (KTç)

Çörtlü kireçtaşları gri-boz renkli, ince tabakalı ve laminalı, killi düzeylerle başlar ve orta kesimlerde bunlara şeyl arakatkıları eşlik eder. Çört yumrulu kireçtaşlarınının değişik düzeylerini temsil eden örneklerin mikroskopta büyük ölçüde killi mikritten ibaret olduğu görülür. Bunlarda karbonat çamuru içinde yüzer vaziyette küresel ve eliptik şekilli organizma kalıntıları % 20 oranında yer almaktadır (Mikrofoto 30). Radiolerler ve sünger spiküllerinden oluşan bu taneler, 0.05-0.3 mm. arasında değişmektedir ve kayaç seyrek biyomikrit olarak tanımlanmıştır. Çörtlü kireçtaşları bazı olistolitlerin tüm litolojisini oluştururken bazılarında karışığın kaotik

bölümü üzerinde mekanik bir dokanakla durur (Foto 16, Şekil 11-12) ve üst sınırı boyunca uyumlu sedimenter bir dokanakla radyolaritli, tüfitli serilere geçerek sonlanır. Olistolitler içindeki bu düzeyin Yılanlıca T-Asar D. arasındaki ölçülebilir kalınlığı 220 m. olarak bulunmuştur. Çörtlü kireçtaşlarında radyolarya dışında kesin yaş verebilecek herhangi bir tanıtman fosile rastlanamamıştır.



Mikrofoto 30



Mikrofoto 31

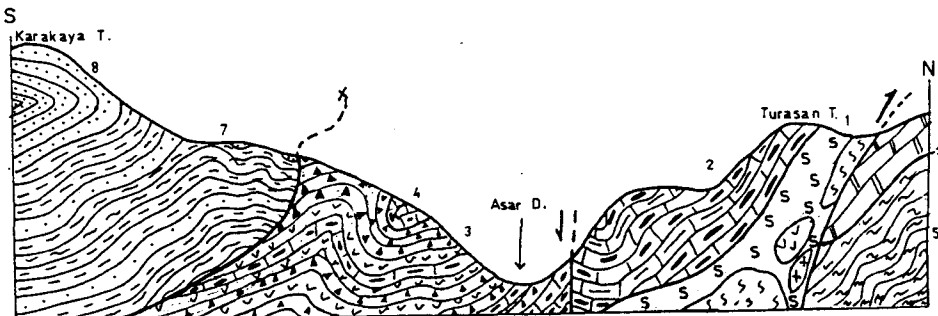
Mikrofoto 30 : Çörtlü kireçtaşlarından alınan killi biyomikritlerin mikroskopta görünümü (çift nikol, 40X).

Mikrofoto 31 : Taşkent karışığına ait dev olistolitlerin üst kesimindeki tüfitlerin ince kesitte görünüşü (çift nikol, 40X).

#### 2.2.1.1.3. RADYOLARİTLİ-TÜFİTLİ BÖLÜM (Ktr)

Radyolaritli-tüfitli bölüm ; kırmızı-bordo renkli radyolarit, yeşil renkli tüfit, beyaz ve bordo renkli kireçtaşı ardaalanmasından oluşur (Foto 15). Asar ve Şalgamcık dereleri dolaylarında çörtlü kireçtaşları üzerinde uyumlu olarak yüzeyler (Ek 1). Bu seviye 5 cm. tabaka kalınlığında, kırmızı renkli, sık kıvrımlı radyolaritlerle başlar. Üste doğru radyolarit ve soluk yeşil, oksidasyondan dolayı kahvems renkli tüfit ardaalanmasına geçilirken

ince aradüzeyler halinde kırmızı, bazen gri renkli, dalgalı laminalı kireçtaşları da görülür. Yukarıya doğru radyolarit, yeşil renkli tüfit ve çok ince kireçtaşı ardalanması şeklinde devam eder. Son derece ardalanmalı bu düzeylerin altından alınan kireçtaşı numuneleri, % 80 az killi mikrit ile % 20 radyolaryaya ve tanınamayan fosil kırıntılarından yapıları seyrek biyomikrittir. Bordo renkli kireçtaşı örneklerinde ise bağlayıcı yine killi mikrittir. % 5-10 arasında değişen oranlarda sünger spikülleri, radiolerler ve planktonik fosil kırıntıları dışında ince kesitlerde kil yaygıları da gözlenir. Bu örnekler killi biyomikrit ve fosilli mikrit olarak tanımlanmışlardır (Mikrofoto 32). Orta-üst bölümlerden alınan sık çatlaklı radyolaritlerde kalınca damarlar halinde siyah renkli opak mineral oluşumları (manganlı bileşikler) gözlenir. Kayaç büyük ölçüde kriptokristalen kuvarstan oluşmuştur ve belirgin radyolaryaya formları içerir (Mikrofoto 33). Volkanik arakatkılardan alınan soluk yeşil renkli ve gözle ayrılabilir irilikte kırıntılar içeren örneklerin ince kesitinde, plajioklast mikrolitlerinden oluşan bir matriks içinde plajioklast ve kuvarslar yüzer bir vaziyettedirler (Mikrofoto 31). Plajioklastlar kayada en fazla bulunan mineraldir ve yer yer 1 mm.'ye varan taneler izlenir. Kuvarsların az olduğu kayada volkanik cam ve opak mineral parçalarının da görülmüş olmasıyla, volkanik arakatkıların olasılıkla dasitik bileşimli tüfitlerden yapıları olduğu anlaşılmaktadır. Birimde radyolaryaya, sünger spikülleri ve fosil kırıntıları haricinde Heterohelicidae familyasından fosillere rastlanmış ve bu dev olistolitlerin en genç çökme yaşı üst Kretase olarak belirlenmiştir.



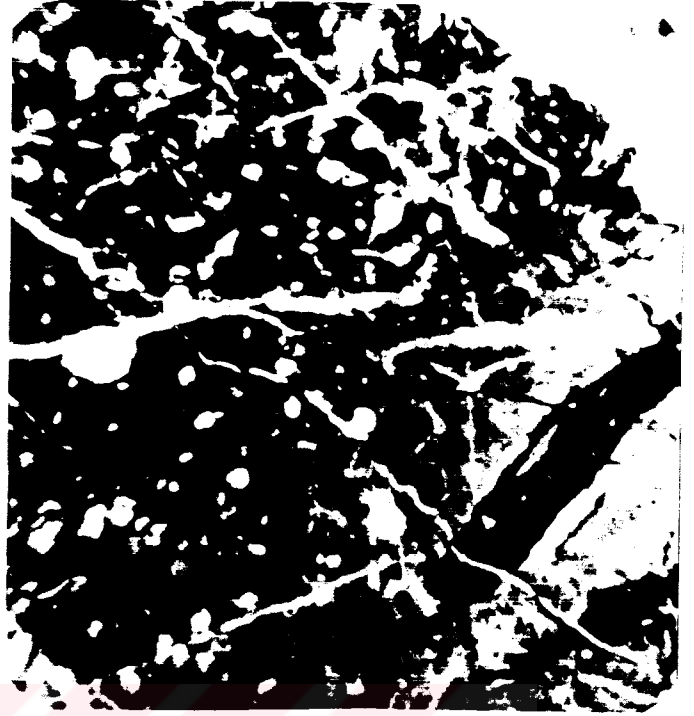
1-Taşkent karışığının kaotik taban bölümü. 2- Dev olistolitlere ilişkin çörtlü kireçtaşları. 3- Dev olistolitlerin tüfitli-radyolaritli kesimi. 4- Tüfitli-radyolaritli seri içindeki kireçtaşları. 5- Zindancık karışığının tabanına ilişkin fillit-sileyt. 6-Kahtepe f. 7-Zindancık karışığının üst kesimlerine ait metasilttaş-kumtaşı ve şeyller. 8-Kayraklıtepe kuvarsitleri.

Şekil 12 : Taşkent karışığının Turasan T.-Karakaya T. arasındaki ölçeksiz jeoloji kesiti ve diğer birimlerle olan ilişkileri.

Taşkent karışığı alt sınır boyunca otokton birliğe ait Lütesiyen yaşlı Beden formasyonu üzerine bindirmiştir (Şekil 11, Ek 1; 2, 3). Karışı-



Mikrofoto 32



Mikrofoto 33

Mikrofoto 32 : Taşkent karışığına ilişkin dev olistolitlerin Radyolaritli, tüfitli kesiminden alınan bordo renkli fosilli killi mikritlerin ince kesitte görünüşleri (tek nikol, 40X).

Mikrofoto 33 : Olistolitlerin Radyolaritli, tüfitli seviyelerini temsil eden radyolaridlerin ince kesit fotoğrafı (tek nikol, 40X).

ğın üst sınırı ise genelde Hocalar napı ile, bazen de Sinatdağı napına ait Kahtepe formasyonu ile tektonik ilişkilidir (Ek 1, 2, 3). Topluluk içinde büyüklü küçüklü bloklar dışında matriksi oluşturan diğer çakıllı, kumlu, çamurlu oluşuklar arasında yanal fakat genelde keskin sınırlı fasiyes değişimleri de gözlenebilmektedir.

Dikme kesitte de görüldüğü gibi karışığın Yılanlıca T.-Asar D. güzergahı boyunca ölçülebilen görünür kalınlığı toplam 650 m'yi bulur. Fakat birimin melanj oluşu gözönüne alındığında bu kalınlığın izafi olduğu ve yanal olarak çok büyük değişimler arzedeceği de muhakkaktır.

Kaotik bölümde yer alan bloklardan bazılarında Karbonifer, Üst Permiyen ve Üst Kretaseyi karakterize eden fosiller görülmüştür. Bunlara karşı-



lık, Yılanlıca Tepe kuzeyinden alınan ve topluluğun matriksi durumunda olan laminali çamurtaşlarında Globotruncanita stuarti (de LAPPARENT), Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY), Globotruncana lapparenti (BROTZEN) Globotruncana cf. arca (CUSHMAN), Globotruncanella sp. gibi planktonlar görülmüştür. Böylece bu karışığın düzensiz istiflenmesindeki çökелmenin Maestrihtiyen sonlarına kadar sürdüğü kesinlik kazanmıştır. Sonuçta karışma ve yerleşme yaşının eldeki bulgulara göre ancak Genç Kretase sonrası olduğu söylenebilecektir.

Taşkent karışığının egzotik litolojileri, başlangıçta duraylı bir kıta kenarında çökelmeye başlamışlardır. Tabanı gravite naplı olan kalın çörtlü kireçtaşları (Ktç), açık denizde düşük enerjili bir ortamda Genç Kretase öncelerinde çökelerken; Radyolarya'lı killi mikrit mikrofasiyesi, gri-yeşil renk tonu, şeyl-marn aradüzeyleri ve düzgün ince tabakalanma şekli, çökелme ortamının açık deniz şelfi olduğunu gösterir. Karışığın çörtlü kireçtaşı üzerinde uyumlu olan Radyolaridli-tüfitli bölümü (Ktr) ise, karbonat sedimantasyonunun ilerleyen zaman sürecinde yavaş yavaş havzaya doğru kaydığını göstermektedir. Pelajik kireçtaşı ve radyolaritler arasında izlenen yeşil renkli tüf ve tüfitler ise ada yayına yakın bir ortamda çökелmenin olduğunu ayrıca belgeler niteliktedir. Tüf ve tüfitler, volkanizma faaliyetinin hüküm sürdüğü alanlardan türbit akıntıları vasıtasıyla, malzeme aktarımının olduğu bir yay önü havzasına işaret ederler. Burada biriken bu materyaller, daha sonra tektonik hareketlere bağlı olarak dilimlenip irili ufaklı parçalar halinde melanj havzasına taşınacaklardır.

Karışığın kaotik taban bölümünde yer yer dereceli tabakalı çakıltaşı kumtaşı ve laminalı pelajik çamurtaşı ardalanmasından oluşan türbiditlerin gözlenmesi, ortamın hareketlenerek flišimsi oluşukların da çökelebildiği bir havza durumuna geldiğine delildir. Kaotik iç yapılu topluluğun sığ ve derin deniz ortamlarını karakterize eden sedimanter bloklar yanısıra, okyanusal riftleşmeye özgü ultrabazik blokları da kapsaması, bu blokların ilk oluştukları ortamdan tektonik olaylarla yığışım bölgelerine taşındıktan sonra, hızlı bir çökme ve birikimin olduğu hendekte birbirine karışarak bir melanj topluluğuna dönüştüğünü göstermektedir. Daha sonra bu karmaşık iç yapılu çökeller devam eden kompresyonel tektonik rejimin etkisiyle deforme olmuş, dilimlenmiş ve yamanma veya yığışım zonlarında kıtasal kabuk üzerine bindirmişlerdir.

Karaman-Ermenek dolaylarında Koçyiğit (1976, 1977) tarafından incelenen ve coğrafi bir ad kullanılmaksızın "ofiyolitli melanj" olarak tanıttı-

lan birimlerle, Bozkır civarında Özçelik (1984) tarafından incelenen "Sülek karmaşığı", Taşkent karışığı ile mukayese edilebilir.

### 2.2.2 HOCALAR NAPINA AİT BİRİMLER

Hocalar napı bölgede, Devoniyen-Karbonifer-Üst Permiyen yaşlı kireçtaşı blokları içeren ve kırıntılı bir kökenden türeyen epimetamorfik kayac topluluğu şeklindedir. Bu birlik Hadim ilçe merkezi ile onun çevresinde Taşkent napı üzerinde ve Sinatdağı napı altında tektonik dokanaklarla sınırlı olarak, değişik kalınlıkta ve yayılımında bir kuşak halinde izlenmektedir (Ek 1, 2).

Bu nap Özgül (1976) tarafından "Bolkardağı birliği" Okay (1984) tarafından ise "Afyon-Bolkardağı zonu" içinde incelenmiştir. Ancak bu tezde, içerdiği egzotik bloklara göre oluşum yaşı en erken Triyas olarak belirlenebilen epimetamorfik olistostromal topluluğun; hem diğer birliklerin evrimiyle uyuşmaması, hem de alt ve üstteki tektonik sınırları itibarıyla bir nap olarak incelenmesi uygun görülmüştür.

Hocalar napı, tanımından da anlaşılacağı gibi karmaşık bir topluluktur. Bu düzensiz metatortul istifin kaotik görünüşlü taban bölümü Zindancık karmaşığı ve onun üstündeki düzenli istiflenme sunan ve haritada ayırtlanabilen kuvars kumtaşları ise Kayraklıtepe kuvarsiti adları altında incelenmişlerdir.

#### 2.2.2.1. ZİNDANCIK KARMAŞIĞI (Thz)

Çalışma sahasında alttan Taşkent napı ve otokton birlik, üstte ise Sinatdağı napı ile tektonik olarak sınırlanan, belirlenebildiği kadarıyla Devoniyenden Üst Permiyene kadar değişen yaşlarda kireçtaşı olistolitleriyle birlikte fillit-metapelitik ve psammitik birimlerden yapıları olan Triyas yaşlı olması muhtemel bir istif bulunur. En iyi gelişimini Hadim'in güneybatısındaki Zindancık Yaylası dolaylarında gösterdiğinden bu istif, Zindancık karmaşığı olarak adlandırılarak haritalanmıştır (Ek 1). Kuzeyde; Hocalar Mahallesi, Hadim ilçe merkezi, Kongul Köyü ve Taşkent hattı boyunca izlenen karmaşığın yoğun kireçtaşı bloklu bölümü de Zindancık-Ekinlik ve Kongul yaylaları boyunca kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanmaktadır (Ek 1).

Karmaşığın Taşkent karışığı üzerine oturduğu bölümleri beyaz mermer bloklarının da bulunduğu (Foto 16), yeşilimsi gri, gri-koyu gri renkli fil-

Birim adı	Kalınlık	LİTOLOJİ	Numune yerleri	AÇIKLAMALAR
				<b>K A H T E P E F O R M A S Y O N U</b> Tektonik dokanak
			X	
			Ş-10	<b>METASİLTTAŞI</b> Demiroksitli ve killi nodüller içeren gri-siyah renkli şeyl-metaseyl ve sarı boz renkli ince tabakalı kuvarsit ardışımı.
			Ş-9	Rekristalize kireçtaşı ara bantları içeren metaseyller. <b>YARI MERMER</b>
			Ş-8	Blok ve mercekler halinde kireçtaşı içeren gri seyller. Epimetamorfik şeyl ve beyaz renkli kuvarsit mercekleri <b>KUVARS FİLLİT</b> Şeyl-metaseyl, kuvarsit nöbetleşmesi.Yer yer fillitler görülür.
			Ş-7	<b>SLEYT</b> Kireçtaşı blokları ve kuvarsit ara düzeyleri içeren metaseyl-sleyt.
			Ş-6	Sarı-boz renkli, bregik rekristalize kireçtaşı. <b>KUMLU, METAÇAMURTAŞI</b> Yeşilimsi gri ve alterasyondan dolayı sarı-boz renkli metaseyl-sleyt ve koyu gri renkli kristalize kireçtaşı blokları.
			Ş-5	<b>İNCE TANELİ MERMER</b> Kuvarsit mercekleri, ince rekristalize kireçtaşı bantları ve demiroksitli killi nodüller içeren sarı-boz renkli fillitler.
			Ş-4	<b>KUVARSLI SLEYT</b> Değişik boyutlu süt renkli kuvarsit merceklerinin yer aldığı, yeşilimsi gri renkli fillitler.Aralarda çok ince yapraklanmış sleyt düzeyleri olağandır.Buruşma klivajı ve lineasyon yapıları gözlenir.
			Ş-3	<b>KUVARSİT</b>
			Ş-2	<b>SLEYT</b>
			Ş-1	<b>KUVARS FİLLİT</b> Beyaz renkli, yer yer kumlu ve kırmızı laminalı,bol eklemli mermer blokları
			X	Tektonik dokanak
				<b>T A Ş K E N T K A R I Ş I Ő I</b>

Şekil 13. Zindancık karmaşığına ilişkin dikme kesiti.

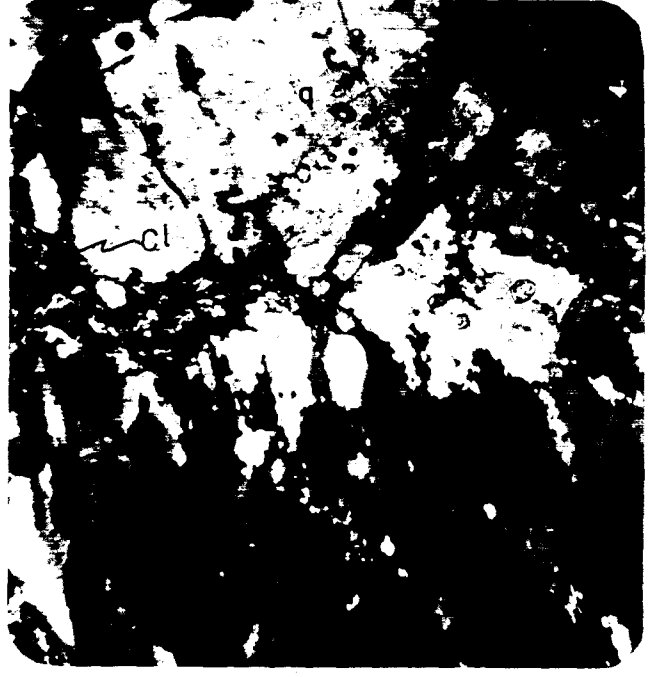
litlerden ve çok ince yapraklanmış, pembemsi renkli sleytlerden oluşur (Foto 17). Bu düzeylerde süt beyazı renkli, değişken boyutlu ve yer yer budinleşmeler arzeden kuvarsit mercikleri de olağandır. Özellikle bu taban bölümündeki fillit ve sleytlerde belirgin buruşma klivajları ( $S_2$ ) ve arakesit lineasyonları görülmektedir (Foto 46). Ölçülü kesit güzergahında üste doğru fillitlerin arasında rekristalize gri renkli kireçtaşı bantlarıyla demiroksitlerce zengin sarımtırak killi çört nodülleri gözlenir. Üstte ve özellikle yanıl istikametlerde fillit ve sleytler yerlerini daha düşük derecede metamorfizma gösteren metaseyl-metasilttaşı ve metakumtaşı ardışımına bırakmaktadır. Bu metatortul istif, Zindancık Y.-Kongul Y. hattı boyunca gelişimini; yoğun bir biçimde değişik boyutlu ve nitelikli kireçtaşı ender olarak da kuvarsit ve volkanik kayaç blokları içeren sık kıvrımlı seyl-arduvaz, metakumtaşı, silttaşı-metasilttaşı litolojilerinin ardalanması ile devam ettirir (Foto 18, 19). Bu kuşakta organik maddece zengin siyah metaseyller ve araseviyeler halinde demiroksitlerce zengin budine kuvarsitlerle killi çört nodülleri de izlenebilmiştir.

Karmaşığın bazı kesimlerinden alınan koyu yeşil renkli ve taneleri gözle zor ayırtılabilen zengin kuvarslı numuneler, % 65-80 arasında kuvars içermektedir). 0.4-0.8 mm. iriliğindeki kuvarslar, kataklastik etkiye maruz kalarak, parçalanıp ufalanmışlar ve çok düzensiz tane sınırları oluşturmuşlardır (Mikrofoto 34). Bazen de belirgin dalgalı sönme gösteren kuvarslar birbirleriyle kenetlenmiş vaziyettedir (Mikrofoto 35). Bu kayaçların bileşiminde % 15-20 oranında klorit görülebilir. Klorit mineralleri, kuvars taneleri arasında çok düzensiz bir şekilde dağılmışlardır. İnce kırıntılı bir kökenden türeyen taş parçaları da kuvars taneleri arasında izlenebilir (Mikrofoto 34). İri kuvarslar arasındaki boşluklar ise mika ve kuvars zerrecikleri tarafından doldurulmuş vaziyettedir. Kuvarsitik örneklerde killeşme ve karbonatlaşma yer yer görülmektedir. Karbonatlaşmayla açığa çıkan kalsitin kayaçtaki oranı % 5'e kadar ulaşır. Heteroblast-porfiroblastik tekstür gösteren bu örnekler, kuvarsitik metakumtaşı olarak tanımlanmışlardır.

Karmaşıktan alınan yeşilimsi tonlardaki fillitlerde kuvars oranı % 50 dolayında olup kuvarslar deformasyon etkisi sonucu büyük ölçüde akarak yönlenmişlerdir. Uzamış kuvars tanelerinin boyları 0.04-0.2 mm arasında değişir ve serisit-klorit bileşimli matriks içinde yüzer vaziyette gözlenirler. Fillitlerin bazılarının ince kesitlerinde belirgin biçimde buruşma klivajı da izlenebilir (Mikrofoto 36). Fillitlerde oranları toplamı % 50'ye varan serisit ve klorit ile birkaç tane halinde plijioklastlara da rastlan-



Mikrofoto 34



Mikrofoto 35

Mikrofoto 34: Zindancık karmaşığı içindeki kuvarsitik metakumtaşlarının ince kesit fotoğrafı (çift nikol, 40X). K:Kayaç parçası.

Mikrofoto 35: Zindancık karmaşığında yer alan kuvarsitlerin mikroskop resimleri (çift nikol, 120X). Cl:Klorit, q: Kuvars.

mıştır. Klorit ve serisit pulcukları üst üste dizilerek ince bantlaşmalar oluşturmuşlardır. Fillitlerde görülen yaygın doku tipleri ise lepidoblastik ve gronoblastik tip dokulardır.

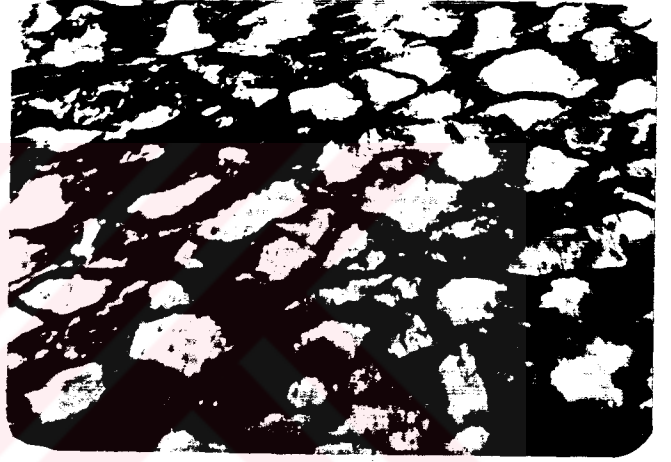
Karmaşığın içinde yer alan bir diğer kayaç çeşiti de ipeksi parlaklıkta soluk yeşil ve gri tonlarında renkler sunan ince yapraklı, homoblast-porfiroblastik dokulu sleytlerdir. Bu örneklerde % 30-40 arasında kuvars görülmektedir. Kuvarslar çoğunlukla deformasyon etkisiyle yassılaşmış ince uzun çubuklar halindedir (Mikrofoto 38). Bu kuvars tanelerinin uzun eksenleri 0.04-0.02 mm. dolayındadır. Sleytlerde yaklaşık % 40 serisit, klorit ve mika pulcukları ince uzun lameller halinde dizilerek taşın ince bir yapraklanma kazanmasına neden olmuşlardır.

Karmaşığın orta kesimlerini temsil eden heteroblastik dokulu kumlu metaçamurtaşlarındaysa % 50 oranında, değişik tane iriliğine sahip, kataklastik kırılımlı kuvars, çok ince serisit pullarıyla az oranda da klorit

görülür. Serisit pulcukları üst üste dizilerek kayacda ince bantlaşmalar oluşturmuştur ve demiroksitlerinden oluşan opak taneciklerde görülebilir. Karmaşığın kireçtaşı arabantlarını temsil eden, gri renkli, laminalı, rekristalize numunelerde ise % 90-95 oranında ince-orta irilikte kalsit kristalleriyle, % 4-5 oranında kuvars tanelerine ve çok az miktarda da klorit ve opak taneye rastlanır. kayacın ilksel dokusu tamamen bozulmuş olup bazı numunelerde % 25'e kadar varabilen ekinit plağı dışında herhangi bir allokem görülmez. Bazı numunelerde düzensiz geometrili sınırlar arzeden kalsitler gözlenmişken bazılarında ise deformasyon etkisinde uzayarak ince uzun levhalar halinde dizilmiş kalsit taneleri izlenir (Mikrofoto 39).



Mikrofoto 36



Mikrofoto 37

Mikrofoto 36 : Zindancık karmaşığı içinde bulunan lepidoblatik dokulu kuvars fillitlerinin mikroskop görünüşü (tek nikol, 40X)

Mikrofoto 37 : Zindancık karmaşığında görülen granoblastik dokulu kuvars fillitlerin ince kesitte görünüşleri (nikol, 120X).

Bu karbonatlarda mozaik ve kataklastik doku tipleri görülmekte olup kayalar ince taneli mermer ve krinoidli resristalize kireçtaşı olarak tanımlanmışlardır.

Zindancık karmaşığının ölçülmüş kesitinden sistematik bir şekilde toplanan örnekler sırasıyla kuvarsitik metakumtaşı, kuvars fillit, kuvarslı sleyt, kloritli kuvarsit, kuvarslı sleyt, ince taneli mermer, kumlu metaçamurtaşı, sleyt, kuvars fillit, kataklastik dokulu krinoidal rekristalize kireçtaşı şeklindedir (Şekil 13).



Foto 16 : Çaldağı'nın kuzey eteklerinde Zindancık karmaşığında bir görünüş.

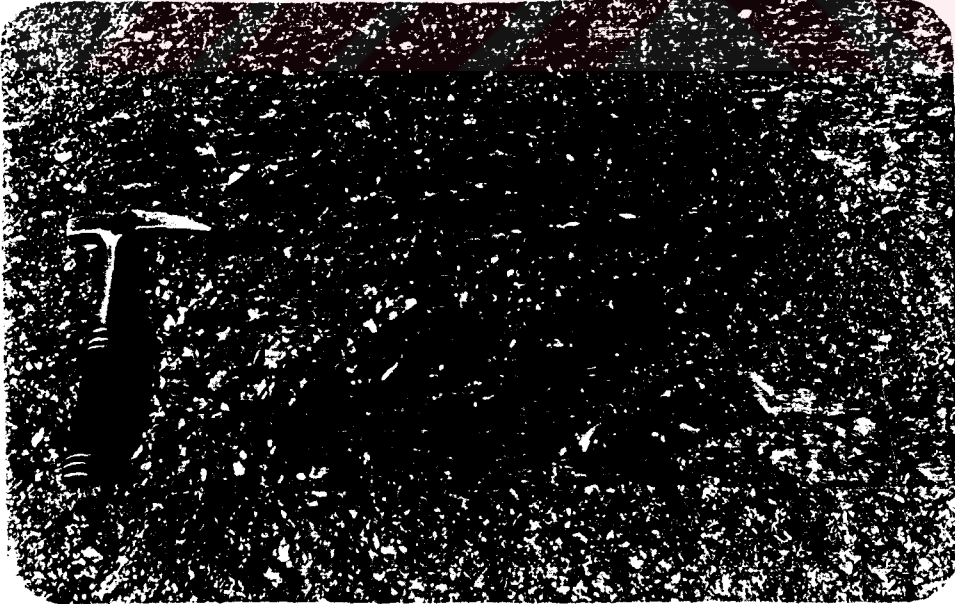


Foto 17 : Zindancık karmaşığına ilişkin ince yapraklanmalı sleytlerle, bunlarda gelişmiş bir S ve Z kıvrımı.



Foto 18 : Zindancık karmaşığının kumtaşı arakatlılı sık kıvrımlı şeyllerinden bir görüntü. Kalemler kıvrım eksenlerini göstermektedir.

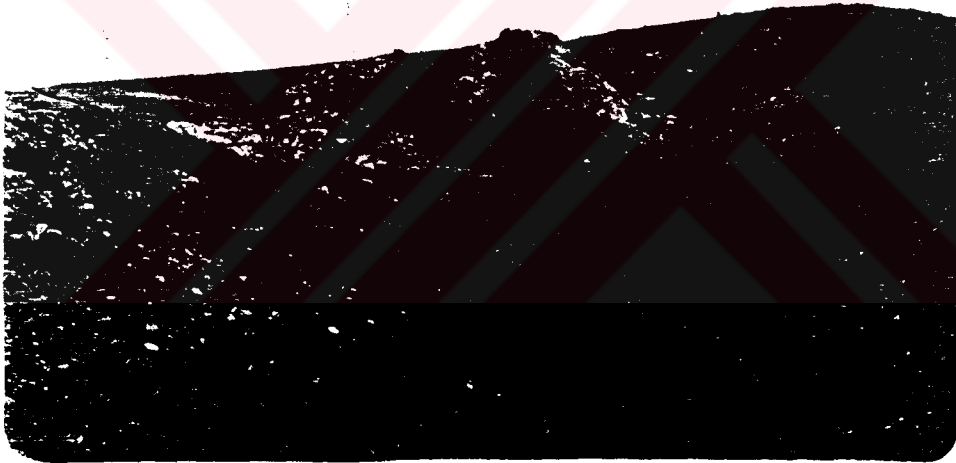


Foto 19: Zindancık karmaşığı içinde yeralan değışik kireçtaşı bloklarından bir görünüş.

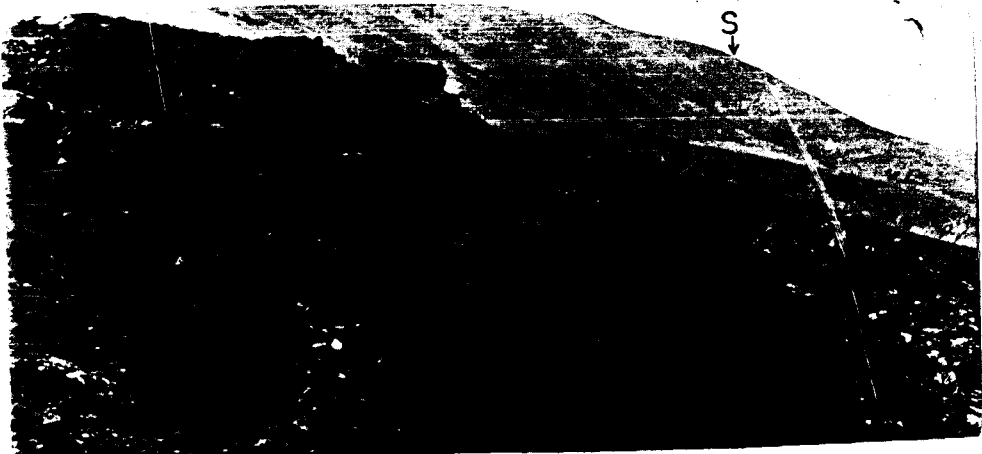
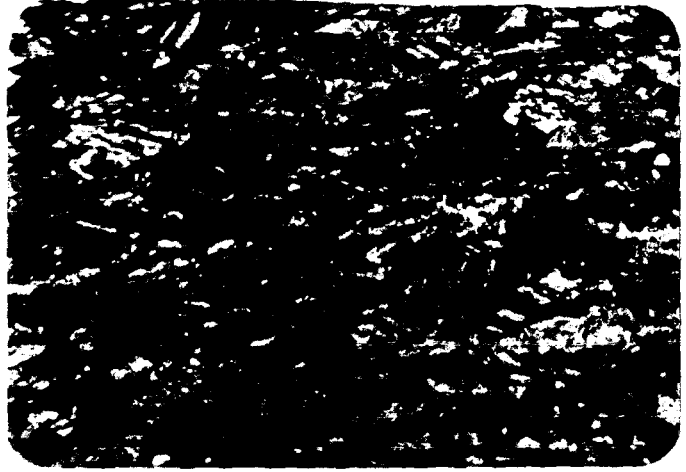


Foto 20 : Zindancık karmaşığı içindeki Karbonifer kireçtaşı bloklarının Kongul Y. civarından batıya doğru genel görünüşü. S:Sinatdağı





Mikrofoto 38



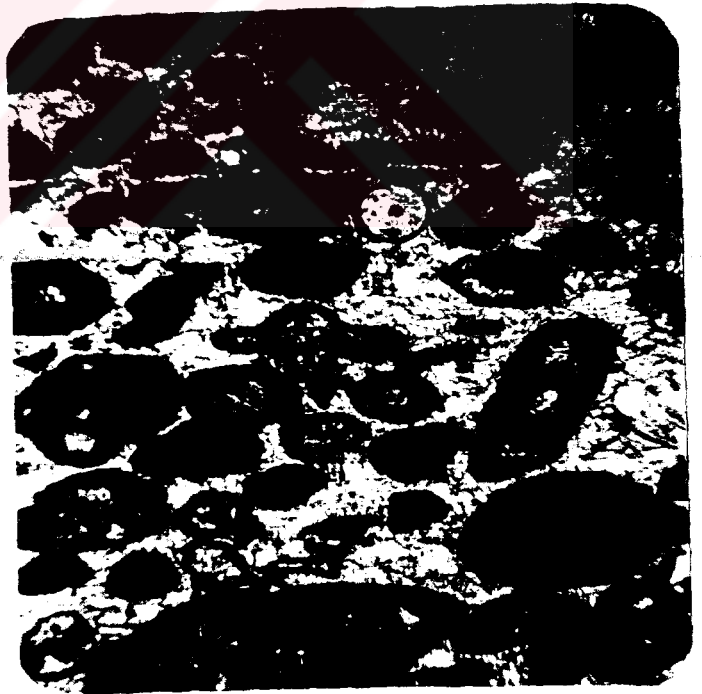
Mikrofoto 39

Mikrofoto 38 : Zindancık karmaşığının litolojilerini oluşturan kuvars içerikli sleytlerin mikroskop görüntüsü (çift nikol, 40X).

Mikrofoto 39 : Mozaik dokulu, az kumlu mermerlerin ince kesitte görünüşü çift nikol, 120X).



Mikrofoto 40



Mikrofoto 41

Mikrofoto 40 : Zindancık karmaşığına ilişkin kuvarslı silttaşlarının mikroskopta görünümü (tabii ışık, 120X).

Mikrofoto 41 : Zindancık karmaşığı içindeki Karbonifer kireçtaşı olistolitlerini temsil eden rekristalize oolitik ta-netaşlarının ince kesitte görünüşü (tek nikol, 40X).

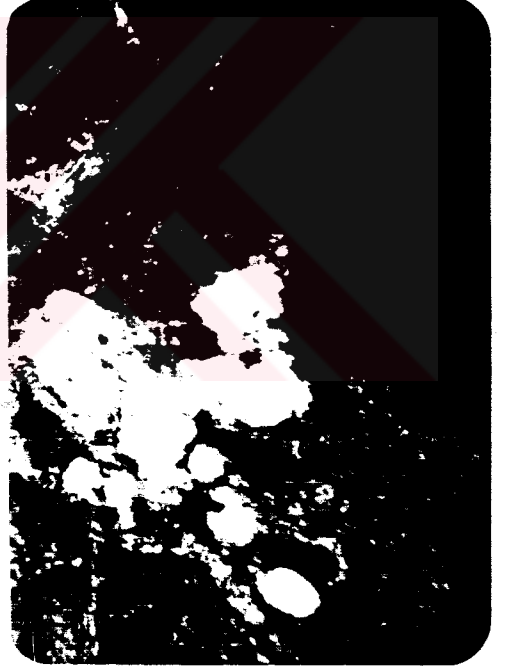
Karmaşığın tip kesit yeri dışından sistematik olarak alınan nokta numunelerinin ekserisi ise kuvarsça zengin olup silttaşı, kaba taneli silt taşı, metasilttaşı, kumtaşı ve metakumtaşı şeklindedir. Sonuçta; dikey istikametteki tane boyu değişiminin yanısıra batıdan doğuya doğru yanal yönde de metamorfizma şiddetinin değiştiği fikri hasıl olmuştur (Mikrofoto 40).

Şimdi de Zindancık karmaşığı içinde yer alan olistolitler ve özellikleri ise yaş sırasında göre verilecektir.

Devoniyen kireçtaşları; metatortul istif içinde haritalanamaz boyutta, birkaç metre irilikte bloklar halinde gözlenir. Açık gri renkli, kristalize olan bu olistolitlerde tabakalanma belirgin değildir. Kayaç tamamen mercanlardan oluşmuş biyolitit niteliğindedir ve Alveolites sp., Hexagonaria sp. gibi mercanlar saptanmıştır.



Mikrofoto 42



Mikrofoto 43

Mikrofoto 42 : Zindancık karmaşığına ait Karbonifer yaşlı kireçtaşı bloklarına ilişkin oolitli, fosilli, intraklastlı kristalize kireçtaşlarının mikroskopta görünüşü (çift nikol, 40X).

Mikrofoto 43 : Zindancık karmaşığı içinde gözlenen Üst Permiyen kireçtaşı olistolitlerinden alınan kısmen silis içerikli mikritlerin mikroskopta görüntüsü (çift nikol, 40X).

Karbonifer kireçtaşları (Kz) ; Zindancık karmaşığı içinde en sık rastlanan olistolittir. Bu olistolitlerin bazıları iri olup jeoloji haritasında gösterilebilmiştir (Ek 1). Açık ve koyu gri renk tonları arzeden bu bloklar 20-30 cm kalınlığında tabakalardan oluşurken (Foto 20) bazen gözle ayırtedilebilecek boyutlarda oolit, krinoid sapları, bryozoa parçaları, mercan ve brakriyopod kavkıları görülebilir. Rekrystalizasyon belirgin olup el örneklerinde kalın kalsit damarları ve stilolitik oluşumlar olağandır. Mikroskopta kristalizasyondan dolayı taşın ilksel dokusu tanınamamaktadır ve % 20 oranında fusulinid, bryozoa ile bazı makro kavkı kesitleri gözlenir. Rekrystalizasyondan dolayı fosillerde erimeler, kataklastik etki nedeniyle de kırılmalar meydana gelmiştir. Kayaç dokusunun % 20 'si ise mikritik kökenli, girik tane sınırlarına sahip intraklastlardan oluşmaktadır. Bu taşlarda % 10 nisbetinde de kalsit çekirdek etrafında konsantrik sarıımlı oolitler görülür. Oolitler az yuvarlak bazen köşeli ve genelde deformasyondan ötürü yassılaşıp uzayarak elipsoidal bir şekil kazanmışlardır (Mikrofoto 41). Karbonifer kireçtaşı bloklarında bazen % 5-10 kuvars kumunun yanı sıra zarflı tanelerin oranlarınının % 50'ye kadar vardığı da gözlenir. İri likleri yer yer 2-3 mm'yi bulan (pizolit) bu zarflı tanelerin çekirdeklerinde krinoid ve mercan parçaları da mevcuttur. Oolitli, intraklastlı, fosilli rekrystalize kireçtaşları ve oolitli tanetaşı olarak tanıtılan bu örnekler, muhtemelen oosparit, oointrasparit ve biyoosparit mikrofasiyesli kireçtaşlarıdır. Tubertina sp., Millerelle sp., Earlandia sp. Endothridae ve Archaeodiscidae gibi organizmalar içeren bu kireçtaşları, Karbonifer yaşında olup sıg, sıcak, çalkantılı bir denizde, resif düzlüğü-resif ardı bölgelerinde çökelmişlerdir.

Üst permien kireçtaşları (Pz); Zindancık karmaşığı içinde sık rastlanan ve haritalanabilen bloklardandır (Ek 1). Bu olistolitler açık gri ve koyu gri renk tonlarında ve ekseri tabakalı olup yer yer kumtaşı ve şeyl aradüzeylerini de kapsarlar (Foto 21). Bu bloklarda kristalize olmuş gastropod ve brakriyopod kavkı kesitleriyle 3-4 cm çapında onkoidal oluşumlar gözlenebilmektedir. Permien bloklarından alınan örnekler mikritik dokuda olup rekrystalizasyon izleri taşırlar. Taşın dokusal birleşiminde % 5 mikritik intraklast ve % 20 oranında da sarımsı gri renkli, mikrokristalen dokuda silis görülmektedir. Ayrıca numunelerde stromatolitik düzeyler olağandır. Böylece kayaçların bazıları çörtlü mikrit olarak tanımlanmışken bazı örneklerde de % 40 oranında fusulinid, bryozoe ve alglerden oluşan allokemlere rastlanır. Bu örneklerde kataklastlaşma neticesinde fosiller kırılmış ve çeşitli yönlerde gelişen yoğun çatlaklarla adeta milonitik bir yapı

kazanmıştır. Bunlarda rekristamizasyona uğramış seyrek biyomikritler şeklinde tanımlanmışlardır. Hemigordius sp., Gymnocodium sp., Baisalina sp. ve Epimastopora sp. gibi formlar ihtiva eden bu olistolitler, Üst Permiyen yaşlı olup sığ, ılık, enerjisi düşük algal düzlük-lagün ortamında çökelmişlerdir.

Açık gri kireçtaşı blokları (Tz) ; Zindancık karmaşığı içinde seyrek olarak gözlenir ve haritalanabilir boyutlara kadar varır (Ek 1; Foto 19). Bu kireçtaşlarında genelde tabakalanma belirgin olmamakla birlikte bazen kumlu aradüzeyler ve lamina yapıları gözlenir. Mikrostopla pelloidal oluşuklarla birlikte yer yer korunabilmiş mikritik doku izlenebilmektedir. Fakat bu bloklar, ekseri rekristalizasyon ve kataklastlaşma neticesinde ilkel dokularını kaybederek iri taneli ikincil kalsit kristallerinin yoğun olarak bulunduğu kataklastik dokulu neomorfik kireçtaşı haline gelmişlerdir. Bazı bloklardan alınan örneklerde kayaç dokusuna % 5'e kadar kuvarsın da katıldığı görülür. Bu olistolitlere yaş verebilecek bir organizmaya tesadüf edememekle beraber litoloji ve fasiyes özellikleriyle ileride anlatılacak olan Orta Triyas yaşlı Kartallıca kireçtaşlarına benzemektedirler.

Zindancık karmaşığı içinde burada yaşları saptanan bloklar dışında hem yaş hem de kaynak bölgesi belirlenememiş diğer bloklara da rastlamak olağandır. Bunlar da deskriptif olarak sırayla incelenecektir.

Mermer blokları (Tm); metatortul karmaşığın sleyt ve fillitleri içinde çoğunlukla haritalanabilen irili ufaklı bloklar halinde gözlenir. Mermerler ekseriyetle beyaz renkli, yer yer kırmızı damarlı olup renk tonu alterasyondan dolayı sarımsı kahverengi ve pembeye dönüşülebilmektedir. Zindancık karmaşığının taban kesimlerinde her yerde izlenirken özellikle Hadim kent merkezi, Armağanlar Mahallesi ve Sırmalı T. dolaylarında yüzlekleri bulunan (Ek 1) mermerler, kalınlıkları 10-40 cm arasında değişen tabakalardan yapıldırlar. Lamina yapıları da arzeden bu mermerler kumlu aradüzeyler de ihtiva ederler. Bazen, breşik yapı ve dolomitize mermerlere alterasyon zonlarında barit, pirit ve spekülait mineralizasyonları da eşlik eder. Hafif pembemsi renkli ve laminalı örneklerin mikroskopta % 80 oranında neomorfik kalsit kristallerinden oluştuğı gözlenir. İnce kesitlerin bazılarında kalsitlerin tane boyları incelmekte ve daha koyu renkli mikrobillursal kalsit görünümünü kazanmaktadır. Kayaçta % 20 civarında kuvars görülür. Dalgalı sönmeli kuvarsların boyları, 0.04-0.2 mm. arasındadır. Kuvars-kalsit sınırları genelde düz olmakla beraber, bazı kesimlerde bu sınırlar giriftleşmektedir. Kayaç kuvars mermer olarak tanımlanmıştır.

Haritalanamaz boyutta bloklar halindeki kumtaşları, taze yüzeylerde sarımtırak ve kirli beyaz renkler arzederler. Mikroskopta tanelerin % 85 oranında az yuvarlak-yuvarlak, iyi boylanmış kuvarslardan ve % 8 dolaylarında da opak kırıntılardan meydana geldiği izlenir. Tanelerinin silisli çimentoyla bağlandığı bu kumtaşları, kuvars arenit niteliğindedirler.

Volkanik bloklar; Zindancık karmaşığının orta-üst kesimlerinde gri siyah şeyller arasında en çok 4-5 m. irilikli parçalar halinde gözlenir (Foto 21). Karakaya T. ve Birağızlıca T.'nin eteklerinde izlenen diyabazlar, kahverengi tonlarında alterasyon renkleri sunarlar. Kayac, taze yüzeylerde koyu yeşil renktedir ve bazen yoğun gözeneklerle birlikte pirrotin mineralizasyonu da izlenir. Mikroskop altında kayacın % 70 plajioklas içerdiği görülür. Plajioklas kristalleri, öz ve yarı öz şekilli olup albit ikizlenmesine sahiptirler. Anortit oranı ise % 50-55 civarındadır (labrador). Kayada ikinci ana mineral olarak % 20 oranında altere olmuş piroksenler izlenebilir. Piroksenler daha çok ortopiroksen şeklinde olup tamamen ksenomorfturlar. Numunelerde % 5 civarında da opak taneler görülür. Diyabazik tekstür arzeden örneklerde karbonatlaşma ile oluşmuş ksenomorf kalsit yığılması ve kayacı kateden kalsit damarı gözlenir.



Foto 21 : Zindancık karmaşığında Karbonifer kireçtaşı (Kz) ve diyabaz (Di) olistolitlerinin Kayrakaya T. güneyinde dokanak halinde duruşları.

Zindancık karmaşığı, alt sınırı boyunca Taşkent karışığı, Beden formasyonu ve ender olarak da Ovacık kireçtaşı üzerine bindirmiştir (Ek 1, 2; Foto 15). Bu metatortulların üst sınırı, genelde Sinatdağı napına ilişkin Üst Permiyen yaşlı karbonatlarla yine tektonik iken, bazen de Kayraklıtepe kuvarsitleriyle uyumludur (Ek 1,2,3; Foto 22, 23).

Karmaşığın alt ve üst sınırları tektonik olduğundan stratigrafik kalınlığı da değişmektedir. Yapılan kesit ölçümlerinden karmaşığın toplam kalınlığının en çok 820 m'ye varabileceğı tahmin edilmiştir (Ek 4).

Zindancık karmaşığının matriksini oluşturan epimetamorfitlerin çeşitli kesimlerinden çok sayıda örnek alınarak, bu örneklerde yaş tayini için gerekli işlemler uzmanlarınca yapılmıştır. Fakat bu yöntemlerin hiçbirisinde karmaşığın kesin çökelme yaşını verebilecek herhangi bir paleontolojik veri elde edilememiştir. Ancak konodont elde etmek için yapılan analizlerde, metaşeyller içinde cins ve tür tayini için yetersiz iki konodont parçasına tesadüf edilebilmiştir (konodont analizleri Y.GÖNCÜOĞLU, MTA, tarafından yapılmıştır).

Buna karşılık metatortullar içinde yeralan kireçtaşı bloklarından alınan örneklerin ince kesitlerinde Karboniferi temsil eden; Earlandia sp., Tubertina sp., Millerella sp., Archaeodocidae, Endothyridae gibi formlarla Üst Permiyeni gösteren; Hemigordius renzi (REICHEL), Baisalina pulchra (REITLINGER), Stafella sp., Eolasiodiscus sp., Ungdarella sp., Nagatoella sp., Gymnocodium sp., Girvenella sp., Epimastapora sp., Pseudovermiporella sp., fosil cins ve türlerine rastlanmıştır. Bazı bloklarda ayrıca Devoniyeni simgeleyen Favosites sp., Alveolites sp., Hexagonaria sp., ve Disphyllium sp. gibi mercanlar görülmüştür (Mikrofosiller Y.OKAN, A.Ü ; mercanlar M. BAYDAR, MTA, tarafından tayin edilmiştir).

Karmaşık içinde yaş veren en genç blok Üst Permiyeni gösterdiğinden karmaşığın yaşı görelî olarak Üst Permiyenden daha genç ve olasılıkla Triyas olarak verilmiştir.

Zindancık karmaşığı; kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan bir türbidit istifidir. Türbit akıntılarının egemenliğindeki bir havzada ortamın nisbeten dinginleştiğı dönemlerde kumlu karbonat mercakleri çökelmiştir (Şekil 13). Karmaşığın litolojik gelişimine bakıldığında, tabanda şeyl-çamurtaşı, yukarıya doğru ise milttaşı-kumtaşı ağırlıklı olduğu göze çarpar.

Aşınma ve taşınma işleminin hızlı olduğu ve bulanık akıntıların etkinlik kazandığı bir dönemde çökelme havzasına karalardan bol miktarda kırıntılı gereç gelirken, blok faylanmaların ve gravite kaymalarının da mevcut olduğu havzada irili ufaklı değişik yaş ve fasiyesli kireçtaşları olistolitler halinde çökelme ortamına taşınmıştır. Kireçtaşlarının yanında ender olarak volkanik kayaç ve kuvarsit bloklarına da tesadüf edilmesi, olistostromal havzaya taşınan blokların çeşitliliğini gösterirken; karmaşığı üstten sınırlayan Kayraklıtepe kuvarsitleri, olistostromal havza oluşuklarının üstten normal tortul tabakalarla uyumlu olarak örtüldüğünü göstermektedir.

Yüksek enerjili bir su da ve tektonik yönden duraysız ortam koşullarında çökelen Zindancık karmaşığı, daha sonra bölgesel metamorfik olaylar sonucu Barrow tipi düşük dereceli yeşil şist fasiyesinin; kuvars-albit-muskovit-klorit alt fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır.

Zindancık karmaşığı, Kütahya-Bolkardağı kuşağında "Skitiyen yaşlı bloklu seri" (Özcan ve diğ., 1987) olarak tanımlanan ve araştırmacılarca doğuya doğru volkanotortullar da içerdiği savunulan türbidit karakterli epimetamorfik birimlerle korole edilebilir. Zindancık birimi Bolkardağlarının güneyinde yüzeylenen ve Permiyen yaşlı kireçtaşı olistolitleri içeren silttası şeyl-sleyt ve kumtaşlarından oluşan "Karagedik formasyonu" ile de karşılaştırılabilir. Karagedik formasyonu, Bolkar Dağı yöresinde Üst Permiyen yaşlı "Öşün formasyonu" ile uyumlu, Jura-Kretase yaşlı "Cehennemdere formasyonu" da açılı uyumsuzdur (Demirtaşlı ve diğ., 1983).

#### 2.2.2.2. KAYRAKLITEPE KUVARSİTİ (Thk)

Hocalar napı içinde ve olistostromal Zindancık karmaşığı üstünde; birimdeki karmaşık iç yapının giderek ve dereceli olarak düzenlilik kazanmasıyla uyumlu olarak gelişen kumtaşlarından yapıları bir istif izlenir. Bu düzenli ve metamorfizması düşük olan istif, ayrı bir litostratigrafi birimi olarak incelenerek haritalanmıştır (Ek 1). Kuzeybatıdan güneydoğuya doğru Kayraklı T., Katran T., Karakaya T., Aktaş T. boyunca uzanan büyük bir senklijinal içinde izlenen bu formasyonun ölçülü bir kesiti de Kayraklıtepe dolayından gerçekleştirilmiş ve buraya izafeten Kayraklıtepe kuvarsiti adı verilmiştir.

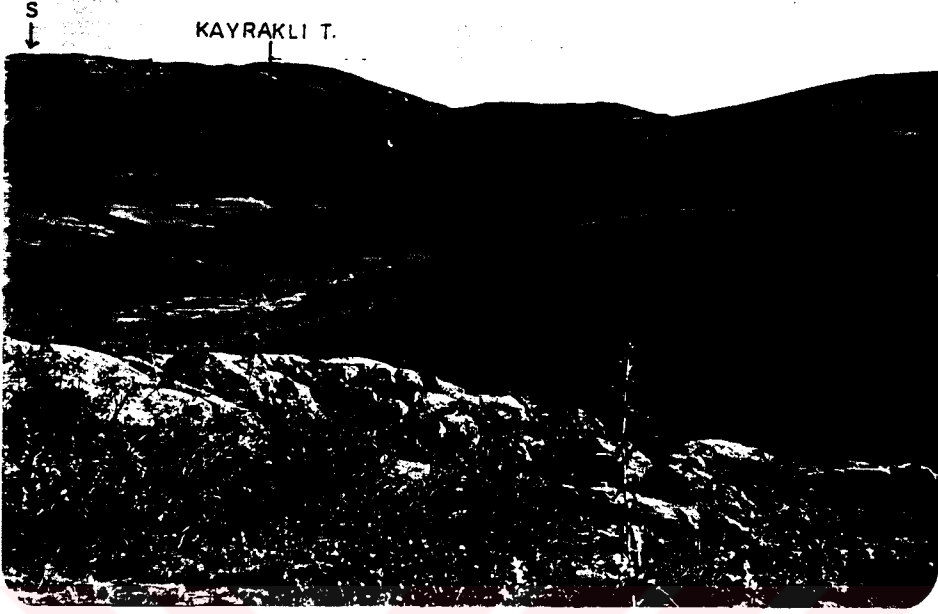


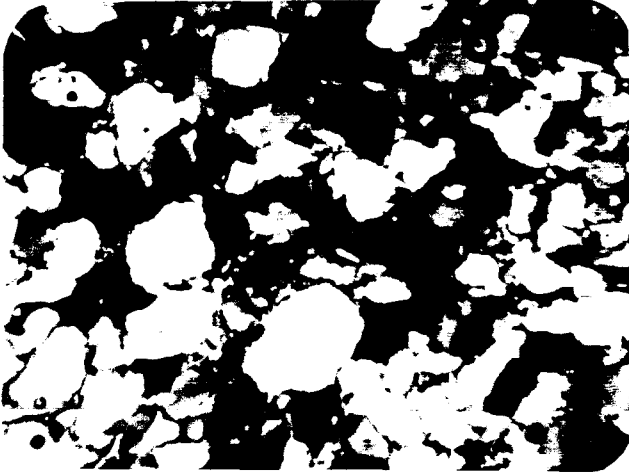
Foto 22 : Zindancık karmaşığı ve üzerinde uyumlu olarak duran Kayraklıtepe kuvarsitlerinden umumi bir görünüş. Fotoğraf kuzeydoğudan güneybatıya doğru çekilmiştir S: Sinatdağı.

Kayraklıtepe biriminin litolojisi, büyük ölçüde koyu sarı, kırmızımsı ve mor oksidasyon renkleri sunan kuvarsitik kumtaşlarından oluşmaktadır. Kumtaşları arasında birkaç santimetre kalınlığında siltaşı düzeyleri de geçilebilir. Kumtaşlarında 5-20 cm kalınlığında, düzgün tabakalanma ve 0.3-0.6 cm. kalınlığında çapraz lamina yapıları gözlenir.

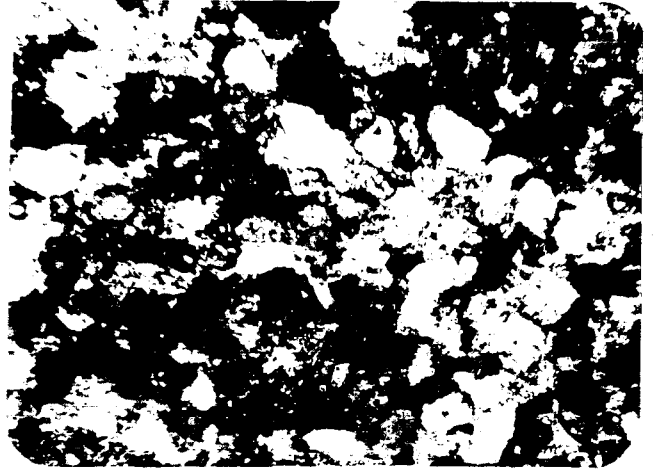
Formasyondan alınan örneklerin mikroskopta ; % 90 kuvars tanesi, % 8 silis çimento ve % 2 opak parçalardan yapılu olduğu görülmüştür. Kuvarlar 0.2-0.4 mm. iriliktedir ve tane sınırları belirgindir. Kuvars kırıntıları az yuvarlak, toparlakça ve az olgun-olgun taneler olup boylanma iyidir. Kayaç normal-ince taneli kuvars arenit (ortokuvarsit) olarak tanımlanmıştır (Mikrofoto 44). Kuvarsitleri temsil eden bazı laminalı numunelerde ise % 86 kuvars, % 3 opak parça ve % 10 kalsit çimento gözlenmiştir. Burada kuvars tanelerinin ortalama irilikleri 0.1 mm. civarındadır. Taneler az yuvarlak, toparlakça, az olgun-olgun olup boylanma iyidir. Kayaç kalsit çimentolu, ince taneli kuvars arenit olarak tanımlanmıştır (Mikrofoto 45).

Kayraklıtepe kuvarsitleri Zindancık karmaşığını uyumlu olarak örten Sinatdağı napı birimleri tarafından tektonik olarak üstlenir (Foto 22).





Mikrofoto 44



Mikrofoto 45

Mikrofoto 44: Kayraklıtepe kuvarsitlerine ilişkin ortokuvarsitlerin mikroskopta görünüşü (çift nikol, 40X).

Mikrofoto 45: Kayraklıtepe kuvarsitleri içinde ara düzeyler halinde yer yer izlenen kalsit çimentolu kuvars arenitlerin çapraz nikoller altında mikroskopta görünüşü (40 X).

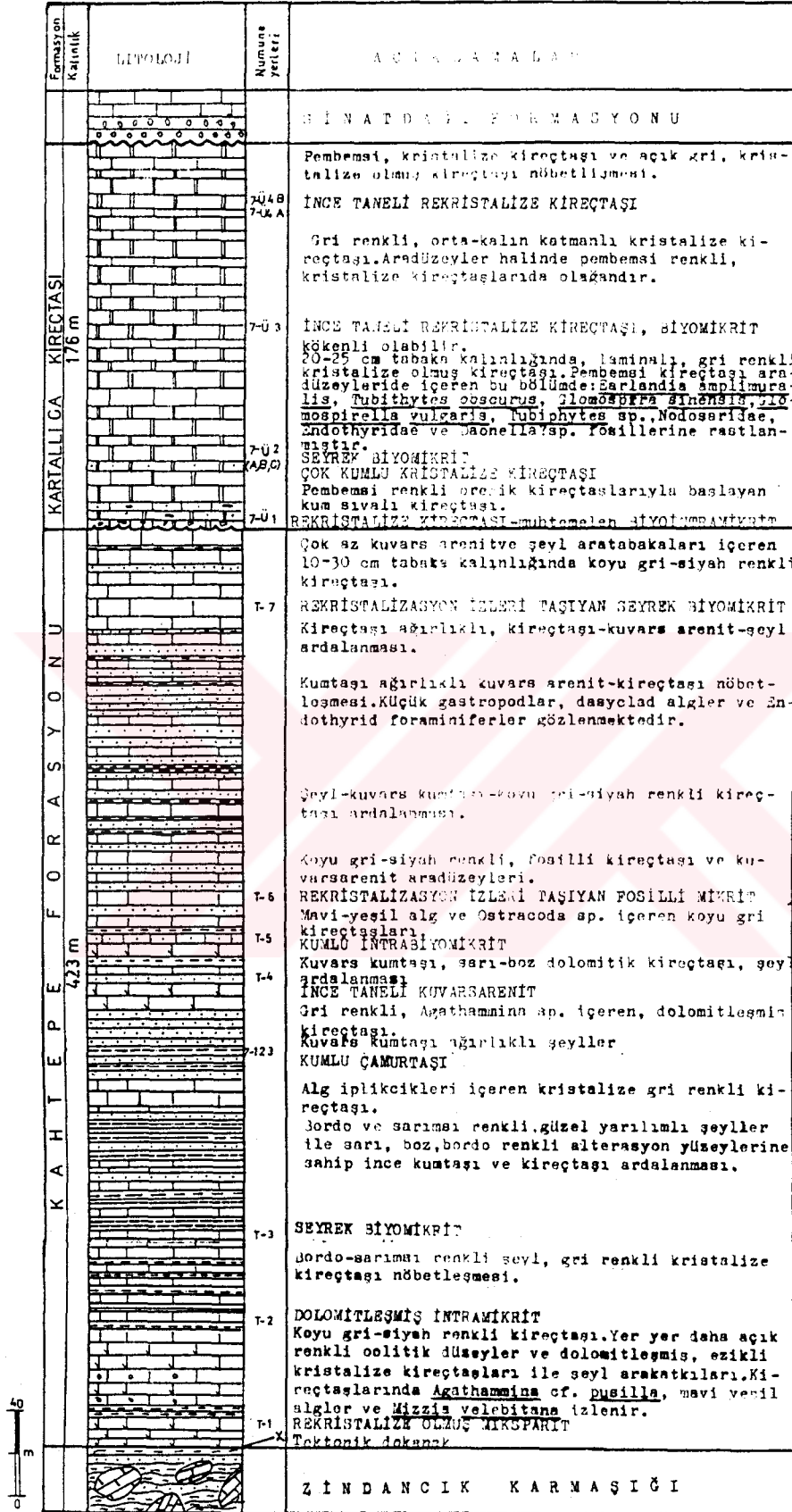
Bu kuvarsitlerin tip kesit yerindeki kalınlığı 100 m. olarak ölçülmüştür (Ek 6).

Kayraklıtepe kuvarsitleri fosil yönünden sterildir. Siltli aradüzeylerde bazı makro kavkı parçaları (brakiyopod veya pelesepod olabilir) seyrek olarak gözlenmiştir. Birim muhtemelen Triyas yaşlıdır.

Olistostromal metatortulları uyumlulukla örten bu düzenli çökeller, kırıntılı kıyı ortamında (Selley, 1976) biriken plaj çökelleri olarak yorumlanmıştır.

### 2.2.3. SİNATDAĞI NAPINA AİT BİRİMLER

Sinatdağı napı bölgede üst Permiyenden Maestrihtiyene kadarki süre içinde değişik zaman dilimlerinde çökelen ve düzenli istif özelliği gösteren bir naptır. Bu napın litolojilerini ise kırıntılı arakatkılar içeren karbonatlar ve türbitik çökeller oluşturur. Bu birlik diğer naplar gibi kuzeybatıdan güneydoğuya doğru bir kuşak şeklinde Söğüt Y.-Sinatdağı-Taşkent istikametinde izlenirken ayrıca Çaldağı ve İbrimdağı dolaylarında da napın klipleri görülebilir (Ek 1, 2). Alttan Hocalar napı ile tektonik olarak sınırlanan bu nap üstten de Gevne napı ile tektonik olarak örtülür.



Şekil 14. Kahtepe formasyonunun Ekinlik Y.-Sinatdağı arasında seçilen tip kesitinden ve Kartallıca kireçtaşlarının tip yerinden ölçülmüş dikme kesitler.

Sinatdağı napı metamorfik bir karmaşık şeklindeki Hocalar napı ile birlikte yörede Özgül (1976) tarafından "Bolkardağı birliği" şeklinde tanımlanmıştır. Bu nap, Bolkar dağlarında Demirtaşlı ve diğerleri 1973, 1983) ile Pampal (1988) tarafından "Bolkar gurubu" olarak tanımlanan birimlere de benzemektedirler. Bu araştırmacılara göre, Bolkar gurubu, şeyl ve dolomit arakatkıları içeren kireçtaşlarından yapılu bir istifdir ve Üst Permiyenden Turoniyene kadar çökelmiş formasyonları kapsar. Sinatdağı napına benzerlik arzeden diğer bir istif ise, Okay (1984) tarafından alttaki metamorfitle beraber "Afyon-Bolkardağı zonu" olarak tanımlanmıştır. Afyon-Bolkardağı zonu genelinde karbonatlardan oluşan bu üst kesiminin yaş konağı, Üst Permiyenden Üst Kretaseye kadar olduğu da Okay tarafından vurgulanmıştır.

Özgül'ün Bolkardağı birliğinin, Hocalar napı olarak tanımlanan meta-tortul-tortul istifin üzerinde yine bir tektonik dokanakla duran Üst Permiyen-Maestrihtiyen arasında çökelmiş sedimenter topluluk için geçerli olacağı kanaatine varılmıştır. Diğer bir deyişle Özgül'ün Bolkardağı birliği bu bölgede iki nap oluşturduğu için bu çalışmada, iki ayrı birliğe bölünerek incelenmiştir.

Araştırılan sahada yüzeylenen Sinatdağı napı içinde beş formasyon ayırtlanmış ve bunların özellikleri yaş sırasıyla incelenmişlerdir.

#### 2.2.3.1 KAHEPE FORMASYONU (Pka)

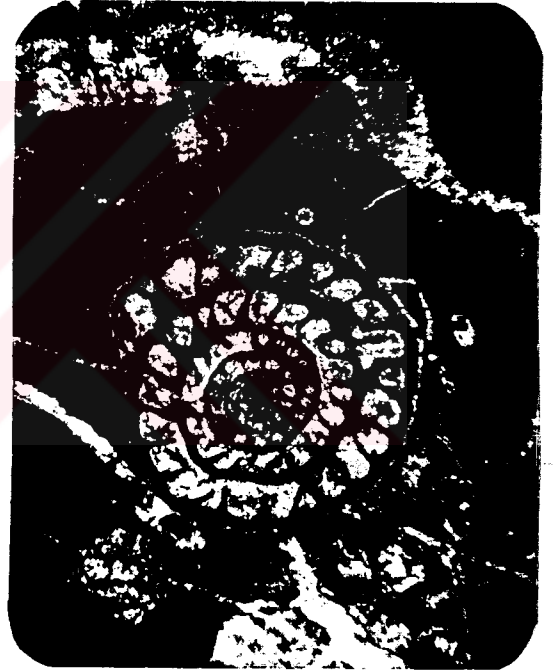
Çalışma alanında Hocalar napına ait litolojileri tektonik olarak örten, üstten de Orta Triyas yaşlılardan başlayarak daha genç oluşuklar tarafından aşmalı olarak açılı uyumsuzlukla örtülen ve yer yer şeyl ile kumtaşı aratabakaları da içeren, gri koyu gri renkli Üst Permiyen yaşında bir karbonat istifi görülür. En iyi yayılımını Kahtepe dolaylarında sunan bu litoloji topluluğu ilk kez formasyon mertebesinde ayırtlanmış ve tanımlanmıştır (Ek 1). Hadim'in kuzeyinde Çaldağı ile doğusundaki İbrimdağı civarlarında iri klipler şeklinde yayılan formasyon, günybatıda ise Kahtepe'den Şalgamcık D.'sine doğru kuşak şeklinde devam eder (Ek 1). Formasyonun Ekinlik Y.-Sinatdağı arasında önerilen tip kesit yerine karşılık, birisi Kongul köyü ile İbrimdağı arasında ve diğeri Çaldağı'nın kuzey etekleri ile Aktepe arasında olmak üzere birer danışma kesiti bulunmakta olup buralardan da kesit ölçümü yapılmıştır.

Formasyonun tip mevkisinde 5-30 cm. tabaka kalınlığında, koyu gri renkli, yer yer oolitik ve bazen de dolomitleşmiş yer yer bol fosilli ki-

reçtaşları ile aradüzeyle halinde şeyl ve kumtaşları içeren kireçtaşlarından yapıldırlar (Foto 23). Rekristalizasyon ve dolomitleşme nedeniyle kireçtaşlarında renk açılmakta ve tabakalanmalar kaybolmaktadır (Foto 24). Az kristalize olmuş tabaka yüzeylerinde onkoidal ve algal yapılar ile mercan, brakliyopod, gaströpodlardan oluşan makrofosil izleri görülür. Kireçtaşları bazı seviyelerde çok bol alg ve fusulinid içerirken, bazı seviyelerde ise fosiller iyice azalmaktadır. Çaldağı kesiminde ise renk tonu tamamen açılarak açık gri ve griye dönüşmektedir (Foto 24). Bu kesimde kireçtaşları kötü tabakalanmalıdır ve yer laminalanma sunan kumlu kireçtaşları şeklindedir. Sarı boz ve bordo renkli şeyllerde ince laminyasyonlar iyi gelişmiştir. Ayrışma renkleri sarı, kırmızımsıtrak ve bordo, taze yüzeyleri açık gri olan kumtaşları ise aynı zamanda lamina yapıları sunarlar.



Foto 23



Mikrofoto 46

Foto 23 : Kahtepe formasyonunun alt düzeylerinde bulunan kireçtaşı -şeyl ve kumtaşı nöbetleşmesinden bir görüntü. Çekim kuzeyden güneyedir.

Mikrofoto 46 : Kahtepe formasyonunun Çaldağı danışma kesitinden alınan biyomikritlerin ince kesitte görünüşü. Ortada bir fusulinidin ekvatorial kesiti izlenmekte (çift nikol, 40X).

Formasyonun tip kesitinden toplanan örneklerle bağlayıcı çoğunlukla mikrit olup volumetrik olarak taşın % 65'i ile % 90'ını oluşturur. Bazı

örneklerde bağlayıcı mikrospardır (Mikrofoto 47). örneklerde hafif ve orta derecede rekristalizasyon izleri mevcut olup bazen kayacın bağlayıcısının tamamen yeniden şekillenmiş kalsit olduğu da görülür. Numunelerde % 5-40 oranlarında fosil allokemlere rastlanır. Fosiller çoğunlukla fusulinid ve alglerdir. Gastropod kavkı kesitleriyle miliolidler de olağandır. Ayrıca seyrek bir biçimde bryozoer ve ostrakodlarla dasyclad alglere tesadüf edilebilmektedir. Bu kesite ilişkin bazı numunelerde % 4-12 nisbetinde mikritik intraklastlar izlenirken bir kısım numunelerde de % 50 oranında ışınal ve konsantrik büyümüş oolitler gözlenir. Oolitler çoğunlukla yuvarlak ve elips şeklindedir. Ender olarak iğ şeklinde oolitler de görülür. Oolitler tamamen yeniden şekillenmiş kalsit billurları içinde yüzer vaziyettedirler ve çekirdeklerinde çoğunlukla fusulinid parçaları yer alır. Numunelerde; ileri diyajenetik etkilere bağlı olarak rekristalizasyonla duru kalsit gözler meydana gelirken, metasomatik olaylarla da sekonder dolomit kristalleri gelişmiştir. Ayrıca bu kesimin karbonatlarında orta-iri taneli kalsitlerle dolgunlaşmış damarlar ile demiroksitli, killi materyal ile dolmuş stilolitik boşluklar sık görülür. Bazı numunelerde de alg iplikçiklerinin oluşturduğu dalgalı lamina yapıları ile mavi-yeşil alg sargılarının (Y.OKAN, AÜ,- kişisel görüş) oluşturduğu onkoidal oluşumlara rastlanır. Şeyl aradüzeylerinden alınan örnekler mikroskopta büyük ölçüde killi, limonitli karbonat çamurundan oluşmaktadır. Şeyllerde % 20 oranında duru kalsit, % 10 oranında da köşeli yarı yuvarlak kuvars litoklastları mevcuttur. Kayaç kumlu çamurtaşı niteliğindedir.

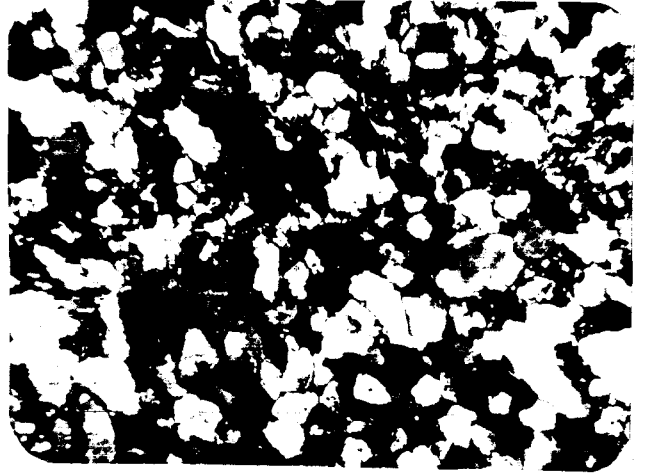
Kumtaşı arakatıklarına ilişkin paralel laminalı örnekler % 93-95 oranında kuvars tanesi içerirler. 0.2-0.4 mm iriliğindeki kuvars taneleri az yuvarlak, toparlakça, iyi boylanmış, az olgun-olgun kumlardır. Bağlayıcı ise silis çimentodur ve oranı % 7 ye kadar çıkmaktadır. Taş ince taneli kuvars arenit olarak tanımlanmıştır (Mikrofoto 48).

Ekinlik Y.-Sinatdağı ölçülü kesitinden toplanan örneklerin alttan üste doğru sırayla; rekristalize mikrosparit, dolomitleşmiş kumlu intramikrit seyrek biyomikrit, kumlu çamurtaşı, kuvars arenit, kristalize oolitik kireçtaşı, kumlu intrabiyomikrit, az kristalize fosilli mikrit, rekristalize biyomikrit olarak adlandırılmışlardır (Şekil 14).

İbrimdağı başvuru kesitinden alınan bir grup numunede de % 55-60 fosil allokemlere rastlanmış olup rekrestalizasyon daha belirgin bir biçimde izlenir. Taş mikritik kökenli olmakla beraber ileri diyajenez neticesinde



Mikrofoto 47



Mikrofoto 48

Mikrofoto 47 : Kahtepe formasyonuna ilişkin biyomiksparitlerin ve içerdiği *Stafella* sp. fosillerinin mikroskopta görünüşü (tek nikol, 40X).

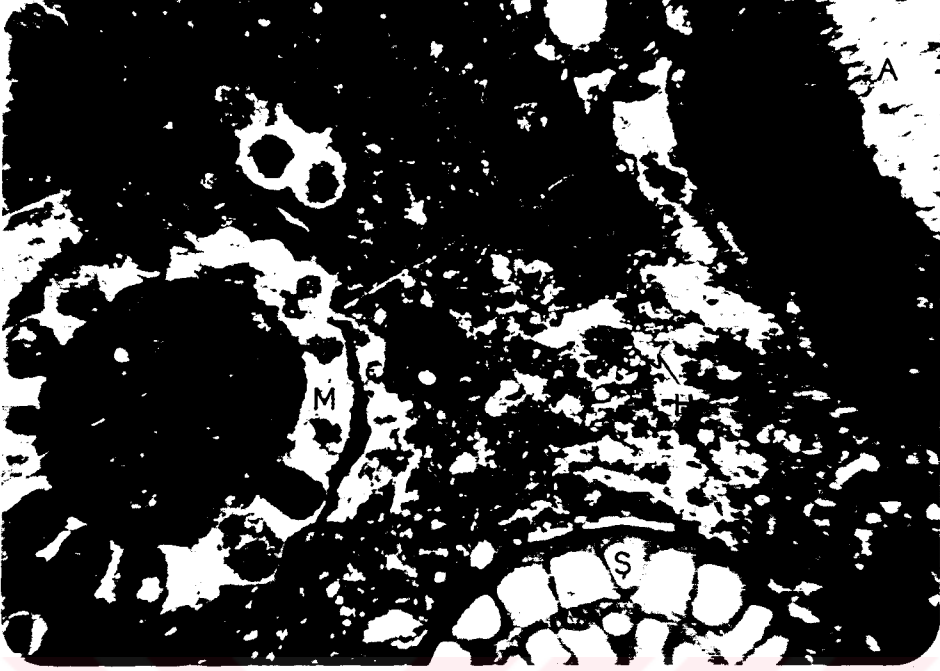
Mikrofoto 48 : Kahtepe formasyonunun kuvars arenitlerinin mikroskopta görünüşü (çift nikol, 40X).

bağlayıcı mikrosparikalsite dönüştüğünden taş istiflenmiş biyomiksparit olarak tanımlanabilir (Mikrofoto 49).

Diğer Çaldağı-Aktepe başvuru kesitinden toplanan numunelerde % 30 oranında fusulinidler görülür. Fosil allokemler ilksel olarak karbonat çamuru ile bağlanmışlardır. Rekrystalizasyon ve kataklaslaşma sonucu taşın ilksel çatısı bozulmuş ve kayaç yoğun çatlak ve fisürlerle katedilerek yer yer milonitleşmiştir. Fosiller de kırılıp deforme olmuşlardır. Rekrystalizasyona maruz kalan kayacın, ilksel dokusu yer yer korunabilmiş kesimlerine göre, seyrek biyomikrit mikrofasiyesli olduğu söylenebilecektir (Mikrofoto 46).

Kahtepe formasyonunun tabanı, çalışma alanı içinde Zindancık karmaşığı ile tektonik ilişkilidir (Ek 1, 2, 3; Foto 24). Üst sınırı ise Orta Triyas yaşlı Kartallıca kireçtaşı ile açılı uyumsuzdur (Ek 3, Foto 25; Şekil 15).

Formasyonun kalınlığı alt ve üst sınırlarının düzensiz oluşundan ötürü değişkendir. Kalınlık tip mevkisinde 420 m. civarında ölçülmüşken ib-



Mikrofoto 49 : Kahtepe formasyonundan alınan istiflenmiş biyomiksparit örneklerinin tabi ışıkta mikroskopta görünüşü (40X). M: Mizzia H:Hemigordius, S:Schwagerina, A: Duru kalsit kristallerinin etrafını çevreleyen sarı alglerin oluşturduğu alg laminası.

rimdağı başvuru kesitinde 800-850 m olarak tahmin edilmiştir. Çaldağı başvuru kesitinde ise birimin kalınlığı 500 m'ye varır.

Kahtepe formasyonundan toplanan nokta ve ölçülü kesit numunelerinde rastlanan Stafella trensiens (K.DAVIDE), Stafella sp., Mizzia velebitana SCHUB, Agathammina cf. pusilla (GEINITZ), Schwagerina sp., Nagatoella sp., Ungdarella sp., Tubifites sp., Ammodiscus sp., Globivalvulina sp., Climacamina sp., Pseudovermiporella sp., Epimastapora sp., Girvanella sp., Paletotextularidae, Hemigordiopsidae fosilleriyle birime üst Permiyen yaşı verilmiştir (fosiller Y.OKAN, AÜ, tarafından tayin edilmiştir).

Kahtepe formasyonunun fosil içeriği ve mikrofasiyes özelliklerine bakarak formasyonun sığ, bir denizde çökeldiğini söyleyebiliriz. Formasyonun fusulunid, miliolid ve alglar yönünden çok zengin oluşu, yer yer brakiyopod ve gastrapodların varlığı; çökeltme ortamının canlılar yönünden çok zengin "iç neritik bölge" (Laporte, 1962) olduğunu belgeler. Karbonat yığılmasının zaman zaman sekteye uğratan temiz kuvars kumtaşları (Mikrofoto 48), çökeltmenin duraylı bir kıta şelfi üzerinde gerçekleştiğini ayrıca gös-

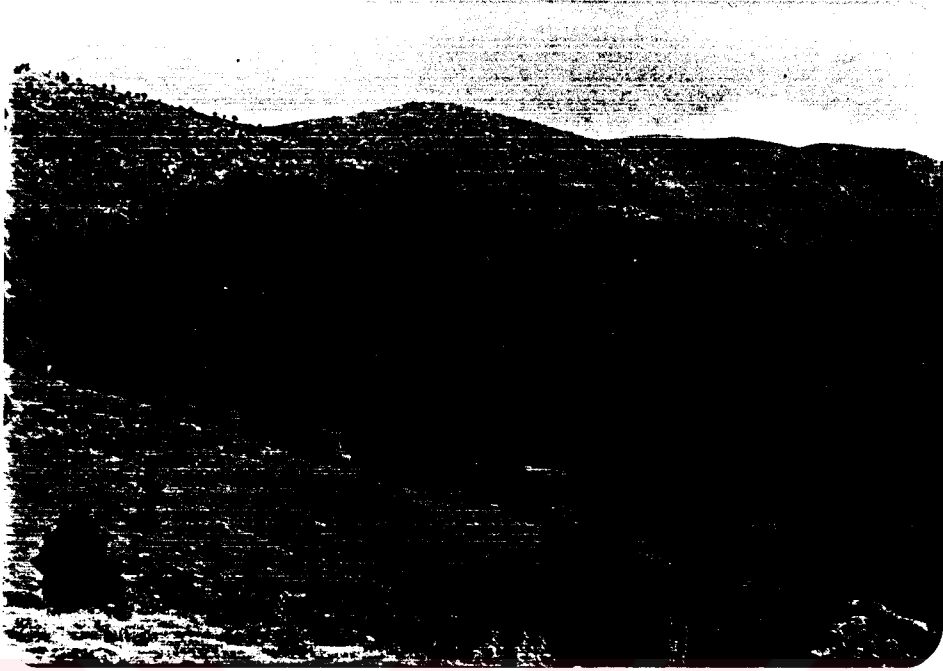


Foto 24 : Çaldağı'nın güneyinde Kahtepe formasyonunun, Zindancık karmaşığı üzerinde tektonik olarak duruşu. Bakış güneyden kuzeye doğrudur.

terir. iklimsel değışim ve yağışlara bağılı olarak karalardan bol miktarda kırıntının denizlere taşınmasıyla karbonat sedimantasyonu zaman zaman durmuş ve bu esnada kuvars kumtaşlarıyla şeyller çökelmiştir. Formasyonu oluşturan karbonatlarda yaygın olarak biyomikrit fasiyesi görülürken bazen oolitik fasiyeslerin de görülmesi; genelde, düşük enerjili Z-zonunda olan çökelmenin, zaman zaman yüksek enerjili Y-zonunda gerçekleştiğini belgeler. Kahtepe formasyonunun, litoloji, fasiyes, renk, tortul yapı ve biyota özelliklerinin tümü dikkate alınarak sedimantasyonun resif ardılagün bölgesinde gerçekleştiğini söyleyebiliriz. Burası Wilson (1975)'un karbonat çökeli için önerdiği fasiyes kuşaklarından 8.bölgeye (sınırlı platform) karşılık gelir.

Kahtepe formasyonu; Bolkar Dağları'nın kuzey kesiminde Dedeköy formasyonu, güney kesiminde Öşün formasyonu olarak tanımlanan birimlerle korele edilebilir. Demirtaşlı ve arkadaşlarınınca (1973,1983) tanımlanan bu formasyonların tabanları her iki kesimde de görülmemektedir.

#### 2.2.3.2. KARTALLICA KİREÇTAŞI (Tk)

Kahtepe formasyonunun üzerinde, Sinatdağı formasyonunun altında iki uyumsuzluk arasında yer alan gri ve pembemsi renkli kristalize kireçtaşı ta-



bakalarından oluşan ayrı bir karbonat istif, en iyi gözleendiği Kartallıca T.'sine atfen Kartallıca kireçtaşı olarak tanımlanarak sınırları jeoloji haritasına çizilmiştir (Ek 1). Sinatdağı doğusunda ve batısında kuzeybatıdan güneydoğuya doğru uzanan bu kireçtaşlarının ölçülü stratigrafik kesiti, Kartallıca T. dolaylarındaki tip mevkisinden gerçekleştirilmiştir.

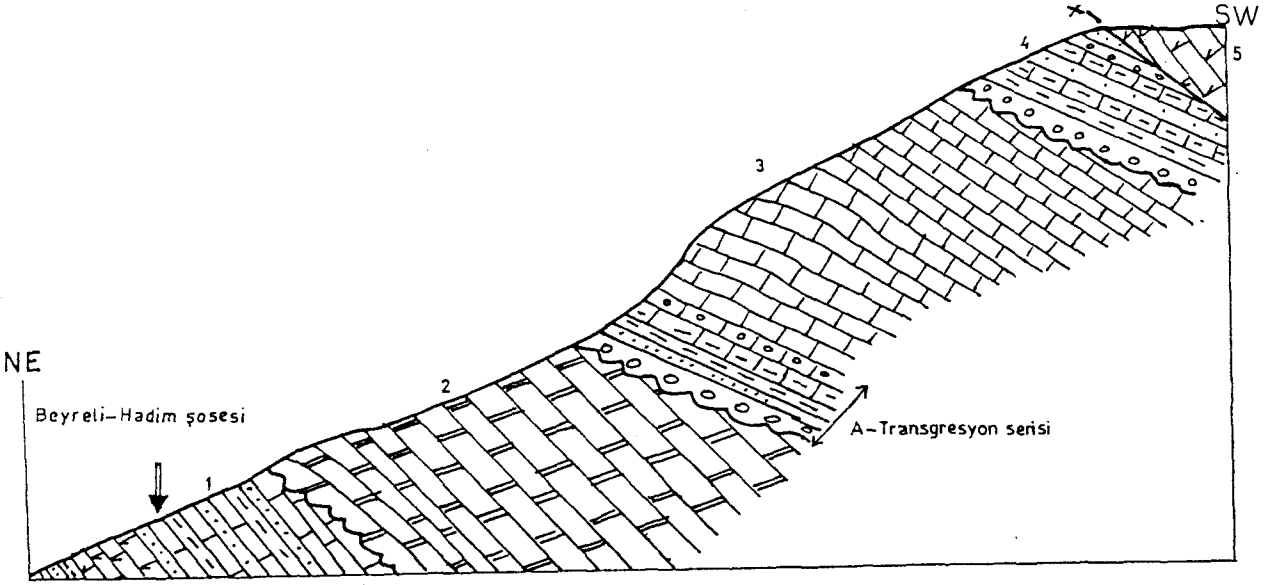
Formasyon kırmızımsı renkli lateritik kalıntılar içeren breşik görünümü, kumtaşı katkılı kireçtaşlarının bulunduğu bir taban seviyesiyle başlar. Üste doğru açık gri beyaz renkli kristalize kireçtaşlarına geçilir. Biraz daha üstlerde ise pembemsi aradüzeylerin izlenebildiği laminalı, yer yer 20-25 cm. tabaka kalınlığında gri kireçtaşları yer alır. Birimin en üst kesimleri pembe ve gri kireçtaşı nöbetleşmesi şeklindedir (Şekil 15).

Polarizan mikroskopta örnekler çoğunlukla rekristalizasyon izleri taşımakta olup bağlayıcı duru kalsittir. Bazen mikritik bağlayıcı ile birlikte, yeniden billurlaşmış kalsit çimento içinde başlangıç dokusunu yansıtan mikrit kalıntıları izlenir. Numunelerin bir kısmında % 10 civarında girvanellid tipi alglerle (Y.OKAN, AÜ, kişisel görüş), kristalleşmiş fosil kalıpları ve % 10-12 dolayında farklı irilikte koyu gri mitrit intraklastları görülebilir. Rekristalizasyon etkileri tüm örneklerde görülmekle beraber, bazı numunelerde ileri derecede gelişmiş olup ince taneli kalsitin yanında orta-iri taneli yeniden durulmuş kalsitler yer alır. Bazı mikritik kökenli numunelerde, rekristalizasyon esnasındaki kısmi erimelerden dolayı, az durulmuş-bulanık ve düzensiz şekilli kalsit taneleri izlenir. Numuneler kalsit damarlarının yoğunlaşması ile bazen breşik görünümündedirler.

istifin alt-orta kesimini temsil eden kumlu numunelerde %55 oranındaki yuvarlak, toparlakça, olgun-üst olgun ve iyi boylanmış kuvars kumları, % 40 nisbetindeki kalsit çimento içinde yüzer durumdadır. Kalsit çimentolu, kuvarslı kumtaşı olarak yorumlanan kayacda gözenekler, siyah renkli organik kalıntılarla doludur.

Kartallıca kireçtaşlarının ölçülü kesitinden toplanan örnekler alttan üste doğru kristalize biyointramikrit, kalsit çimentolu kuvarslı kumtaşı, kristalize fosilli mikrit, kataklastik dokulu rekristalize kireçtaşı hafif kristalize fosilli mikrit, kataklastik dokulu rekristalize kireçtaşı hafif kristalize biyomikrit, ince taneli rekristalize kireçtaşı ve mikrokristalin kireçtaşı şeklinde tanımlanmışlardır (Şekil 14).

Kartallıca kireçtaşı, Kahtepe formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla oturur (Şekil 15; foto 25). Birimi Jura-Alt Kretase yaşlı Sinatdağı for-



Şekil 15 : Sinatdağının kuzey eteğinden şematik bir jeolojik kesit.

- 1- Kahtepe f. 2-Kartallica kireçtaşları 3-Sinatdağı f.  
4- Söğütyaylası f. 5- Gölboğazı kireçtaşı üyesi

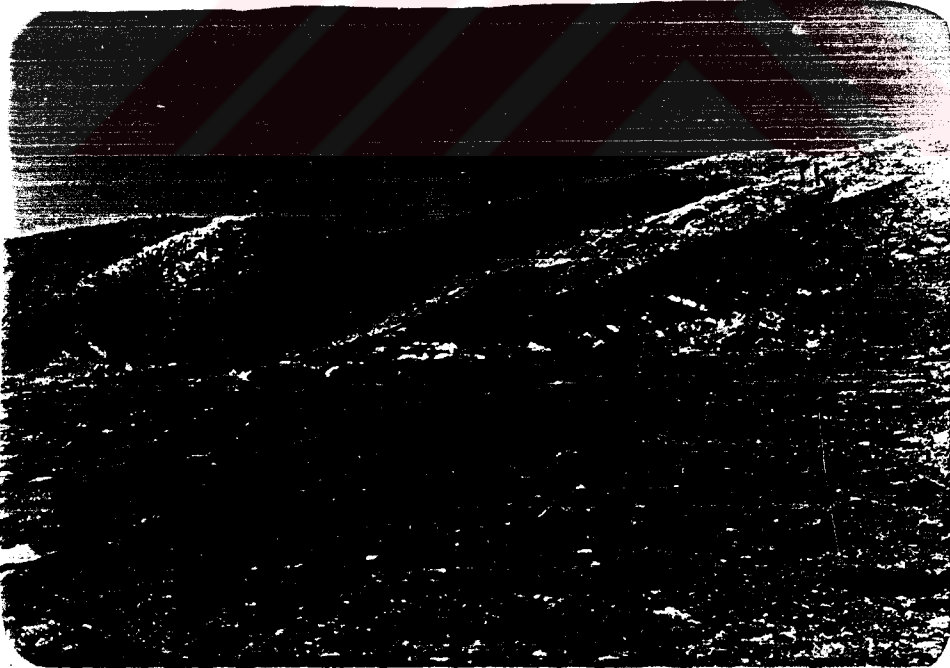


Foto 25 : Kartallica T.'nin güneyinden kuzeye doğru çekilen fotoğrafta Kahtepe formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla Kartallica kireçtaşlarının oturduğu ve Kartallica kireçtaşları-Sinatdağı formasyonu ile Sinatdağı formasyonu-Türbetepe kireçtaşlarının sınır ilişkileri.

masyonunu yine açılı uyumsuzlukla üstlemektedir (Ek 2,3; Şekil 15). Kartallıca kireçtaşının stratigrafik kalınlığı tip yerinde 175 m.olarak ölçülmüştür. Formasyonun üst sınırları aşınmalı olduğundan kalınlık yanal olarak değişir. Birimde yanal fasiyes değişikliği görülmez.

Glomospira sinensis HO, Glomospirella vulgaris HO, Earlandia amplimuralis PANTIC, Tubiphytes obscurus NETTI-BRONNIMAN, Tubiphytes sp., Nodosaridae ve bivalvlerden Daonella sp. gibi fosillerle formasyona Anisiyen-Ladiniyen yaşı verilmiştir (fosil tayinleri D.ALİNER, ODTÜ, tarafından yapılmıştır).

Formasyonun litoloji özelliklerine ve fosil içeriğine dayanarak, birimin kıta şelfi üzerinde iç neritik bölgede çökeldiği düşünülür. İstifin alt-orta kesimlerinde gözlenen kumtaşı laminaları havzada başlangıçta türbit akıntılarının varlığını belgeler. Birimin tabanından tavanına kadar görülen veya tahmin edilen biyomikrit-intramikrit mikrofasiyesleri, karbonat yağışının alçak enerjili Z-zonunda (Irwin, 1965) gerçekleştiğini gösterir. Litoloji, fasiyes, biyota ve renk gibi özellikler dikkate alınır formasyonun resif gerisinde çökelmiş olduğu düşünülür. Bu kesim, karbonat çökelimi için Wilson (1975) tarafından önerilen karbonat kuşaklarından 7.- bölgedir (açık platform).

Kartallıca kireçtaşı Bolkar Dağı'nda Demirtaşlı ve diğerlerinin (1973, 1983) tanımladığı Berendi kireçtaşı ile korele edilebilir. Konya civarında Özcan ve diğerleri (1987)'nin adladığı Lorasdağı kireçtaşı yine Kartallıca kireçtaşı ile karşılaştırılabilir.

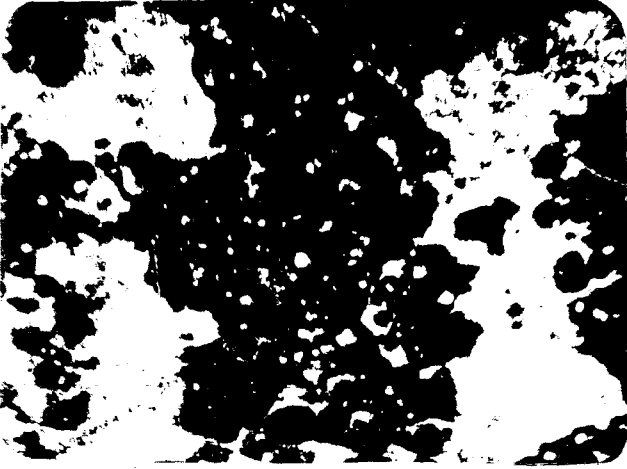
### 2.2.3.3 SİNATDAĞI FORMASYONU (Js)

İnceleme alanında Kahtepe ve Kartallıca formasyonlarını açılı uyumsuzlukla örten ve yer yer kırmızı matriksli taban konglomeralarıyla başlayan bir kireçtaşı istifini yeralır. En iyi gelişimini Sinatdağı dolaylarında sunan bu istif, Sinatdağı formasyonu adı altında haritalanmıştır (Ek 1). Yeni Y. - Sazak Y.hattı boyunca yüzeylenen formasyonun tip mevkisi Sinatdağı civarında olup ölçülü stratigrafik kesiti buradan yapılmıştır. Formasyonun tabanında yer yer izlenebilen konglomeralar ise formasyonun taban bölümü şeklinde incelenmiştir (Ek 1, 6; Şekil 16).

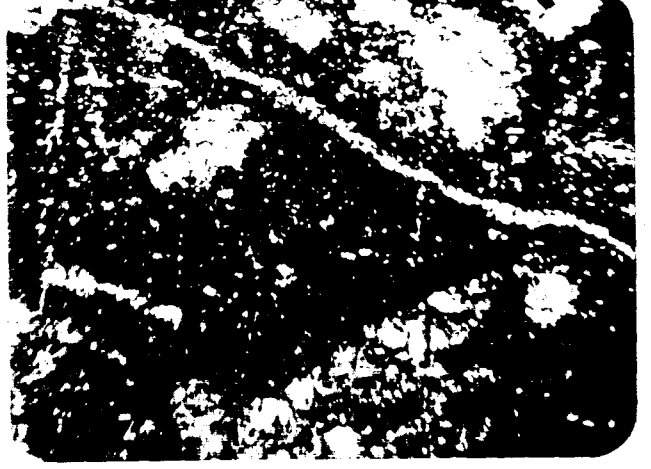
Tip kesit yerinde formasyon, kırmızı renkli, kumlu çamurlu bir matriks içinde yüzen yarı yuvarlak-yuvarlak çakıllardan oluşan homojen-polije-

Formasyon Kalınlık	LİTOLOJİ	Numune yerleri	AÇIKLAMALAR
			ASARLIK YAYLASI FORMASYONU Tektonik dokanak
SÖĞÜTYAYLASI E 80 m.		OK-3 (A,B)	KİLLİ, SEYREK BİYOMİKRİT
		UK-2 (A,B)	KİLLİ MİKİRİT Az kumtaşı, seyl ve bordo çamurtaşı nöbetleşmesi
SİNATDAĞI FORMASYONU 340 m.		6-K1 UK-1	KİLLİ, SEYREK BİYOMİKRİT KALSİLİTİT-KALSİLÜTİT Bordo çamurtaşı düzeyleriyle ardalı konglomera ile dereceli tabakalı, çapraz laminalı kumtaşı. Çamurlu düzeylerde: <u>Globotruncana sp.</u> , <u>G. Lapparenti</u> , <u>G. arca</u> , <u>Globotruncana cf. stuartiformis</u> , <u>Heteronelix sp.</u> ve radiolerler görülür. LİTİK <b>ARENİT</b> FOSİLLİ, KİLLİ MİKİRİT (Bordo renkli ve dalgalı laminalı)
		7-J10	FOSİLLİ PELİNTRAMİKİRİT
		7-J9	FOSİLLİ MİKİRİT Açık gri renkli, orta-kalın tabakalı, bol eklemli kireçtaşı <u>Cretacicladius sp.</u> , <u>Pseudotextulariella sp.</u> , <u>Cuneolina sp.</u> , <u>Textularidae</u> , <u>Miliolidae</u> formlarına rastlanır.
		7-J8	ARI MİKİRİT 20-30 cm kalınlığındaki katmanlardan oluşan, laminalı, açık gri renkli kireçtaşları. <u>Kurnubia sp.</u> ve <u>Valvulammina cf. lugeoni</u> gibi bentik foraminiferler görülür.
		7-J7	DİSMİKİRİT Kısmen dolomitleşmiş, koyu gri kireçtaşları.
			20-30 cm tabaka kalınlığı arzeden, koyu gri-siyah renkli, laminalı kireçtaşları.
		7-J6	SEYREK BİYOMİKİRİT Belirgin laminalanma gösteren gri renkli kireçtaşı.
		7-J5	İNTRAPELMİKİRİT 5-10 cm tabaka kalınlığında gri kireçtaşları. Koyu gri renkli, <u>Pseudocyclammina sp.</u> ve <u>Miliolidae</u> içeren kireçtaşları.
		6-9 7-J4 7-J3 7-J2 7-J1	FOSİLLİ İNTRAOOSPARİT KALSİLÜTİT İNTRABİYOMİKİRİT DOLOMİKİRİT DİSMİKİRİT
	25 m.		
			KARTAL LİCA KİREÇTAŞLARI

Şekil 16. Sinatdağı formasyonunun tip mevkisinde, üzerinde yer alan Söğütyaylası formasyonu ile birlikte ölçülen dikme kesiti.



Mikrofoto 50



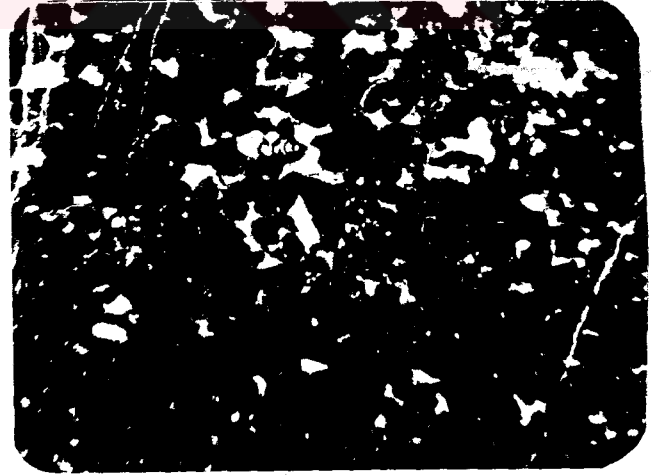
Mikrofoto 51

Mikrofoto 50 : Sinatdağı formasyonunun alt kesimlerine ilişkin dismikrikritlerin ince kesitte görünüşü (çift nikol, 40X). d:Dolomit

Mikrofoto 51 : Sinatdağı formasyonunun alt düzeylerine ait dolomitlerin mikroskop görüntüsü (çift nikol, 40X). D:Dolomit kümeleri.



Mikrofoto 52



Mikrofoto 53

Mikrofoto 52 : Sinatdağı formasyonunda izlenen fosilli mikritlerin mikroskopta çapraz nikoller altında görünüşü (40X).

Mikrofoto 53 : Sinatdağı formasyonunda kuşgözü yapıları içeren biotramikritlerin mikroskopta görünüşü (çift nikol, 40X).

nik konglomeralar ile başlar (Ek 6; Şekil 16). Çakıllar ekseri yassı şekilli ve çok kaba taneli olup koyu gri-gri, açık gri kireçtaşı ile, daha az oranda da kumtaşı çakıllarından ibarettir. Konglomeralardan karbonatlara geçişte kaba taneli litik kumtaşı, kumlu silttaşı ve çamurtaşları görülebilir (Şekil 16). Formasyon konglomeralardan sonra intraklastlı, onkoidal ince bir kireçtaşı seviyesiyle 5-10 cm tabaka kalınlığında, koyu ve açık gri renk tonlarına sahip kireçtaşlarına geçer. Daha üstlerde ise belirgin laminalanma gösteren kireçtaşlarıyla devam eder. Bu laminalı kesimde de renk tonu yer yer koyulaşmakta ve tabaka kalınlığı 20-30 cm.'ye ulaşmaktadır. Dolomitleşmiş aradüzeylerin de yer yer görüldüğü üst kesimler, çoğunlukla açık gri renkli, orta-kalın tabakalı kireçtaşları ile son bulmaktadır (Şekil 16). Formasyon konglomeralardan sonra intraklastlı, onkoidal ince bir kireçtaşı seviyesiye 5-10 cm tabaka kalınlığında, koyu ve açık gri renk tonlarına sahip kireçtaşlarına geçer. Daha üstlerde ise belirgin laminalanma gösteren kireçtaşlarıyla devam eder. Bu laminalı kesimde de renk tonu yer yer koyulaşmakta ve tabaka kalınlığı 20-30 cm.'ye ulaşmaktadır. Dolomitleşmiş aradüzeylerin de yer yer görüldüğü üst kesimler, çoğunlukla açık gri renkli, orta-kalın tabakalı kireçtaşları ile son bulmaktadır (Şekil 16).

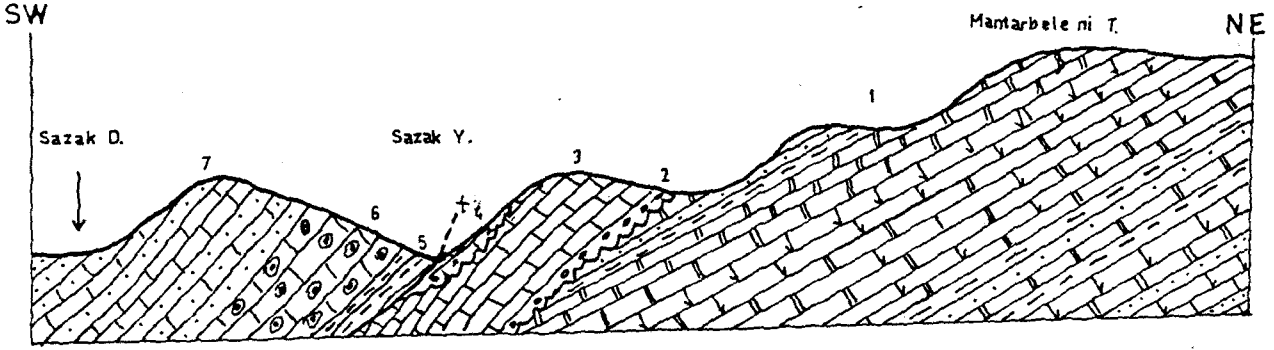
Mikroskopta karbonat istifinin en altında, kuvars milleri etrafında sarılmış alglerin oluşturduğu onkoidal taneler duru kalsit içinde yüzmektedir. Daha üst düzeyleri temsil eden numunelerin bağlayıcısı çoğunlukla mikrittir (Mikrofoto 50, 51, 52). Bazı ince kesitlerde bunların yıkanmış mikritlere geçiş gösterdiği saptanmıştır (Mikrofoto 53, 54). Formasyonun alt bölümlerini temsil eden örneklerde tekçe ve kümeler halinde dağılmış dolomit romboederlerine rastlanır (Mikrofoto 50, 51). Kireçtaşlarında % 5- 10 arasında bentik foraminifer, ostrakod kavkı kesitleri ve alglere tesadüf edilirken % 40'a varan oranlarda 0.5-1 mm.'ye varabilen iriliklerde mikrit intraklastları görülür (Mikrofoto 52, 53). Bazı ince kesitlerde % 10-15 nisbetinde peloidal taneler de izlenebilmiştir.

Biyotürbasyon neticesinde oluşmuş kuşgözü yapıları her seviyeden alınan örneklerde görülebilirken, jeopedal yapıya seyrek olarak rastlanır.

Sinatdağı formasyonunun ölçülü kesitinden toplanan numuneler alttan üste doğru; dismikrit, dolomikrit, intrabiyomikrit, kalsilit, fosilli intraoosparit, intrapelmikrit, seyrek biyomikrit, dismikrit, mikrit, fosilli mikrit ve fosilli pelintramikrit şeklinde tanımlanmışlardır (Şekil 16).

Sinatdağı formasyonu, Kartallıca kireçtaşını ve Kartallıca kireçtaşının tamamen aşındığı kesimlerde de Kahtepe formasyonunu açılı uyumsuzluk-

la üstler (Foto 25, Şekil 16-17). Formasyonun üst sınırı yine bir aşınma yüzeyi şeklindedir ve Üst Kretase yaşlı Türbetepe kireçtaşı (Foto 25) veya Söğütyaylası formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür (Ek 2, 3, Şekil 16, 17). Sinatdağı formasyonu içinde yanıl olarak gözle görülen bir litoloji değişimi yoktur.



Şekil 17 : Mantarbeleni T.-Sazak Y.-Sazak D. güzergahından bir jeolojik kesit 1- Kahtepe f. 2-Sinatdağı formasyonuna ait taban konglomerası 3-Sinatdağı f.'nun karbonatları 4-Söğütyaylası f. 5-Asarlık-yaylası formasyonu 6-Kirazpınarı kireçtaşı üyesi 7- Yarıcak f.'nin ardışıklı litolojileri.

Sinatdağı formasyonunun üst kesimleri daha önce de değinildiği gibi aşınmalı olduğundan birimin kalınlığı yanıl olarak fazlaca değışmekte fakat tip kesit yerinde stratigrafik kalınlık 360 m. olarak ölçülmektedir.

Formasyonun orta kesimlerinde görülen *Valvulammina* cf. *lugeoni* SEPT-FAUNTAIN, *Ophthalmidium* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Kurnubia* sp. ve Miliolidae gibi fosillerle birime Orta-Üst Jura yaşı verilirken daha üst seviyelerde rastlanan *Cuneolina* sp., *Cretacicladius* sp., *Pseudotextulariella* sp. ve Textularidae fosilleriyle Hotriviyen-Apsiyen yaşı verilmiştir (fosiller M.KÖYLÜOĞLU, TPAO, tarafından tanımlanmıştır). Bu verilerle Sinatdağı formasyonunun Jura-Alt Kretase zaman aralığında çökeldiği kesinlik kazanmıştır.

Sinatdağı formasyonu bir karalaşma ve aşınma döneminden sonra transgresyon yapan bir denizde, yer yer merceksel geometrilerle izlenen taban konglomeralarıyla çökelmeye başlamıştır. Formasyonun litolojik gelişimine bakıldığında çökelmenin karbonat platformu üzerinde sığ neritik ortam koşullarında gerçekleştiği anlaşılır. Pelajik organizma içermeyen dismikrit, biyomikrit, intramikrit, pelintramikrit mikrofasiyesleri düşük enerjili dingin bir deniz ortamını yani Z-kuşağını (Irwin, 1965) gösterir. Bu

mikrit mikrofasiyeslerinde görülen kuşgözü yapıları (Mikrofoto 53), su derinliğinin çok az olduğunu gösterirken, bazı örneklerde karbonat çamururur kısmen yıkanmış olması, hatta oolitli fasiyesyere geçişler ve intraklastların artışı, dalga hareketlerine bağlı olarak enerjinin yükseldiğini ve ortamın sıcak, çalkantılı bir deniz haline geldiğini belgeler niteliktedir. Genelde resif ardı-lagün bölgesinde depolanan bu karbonatlar, Wilson (1975) tarafından önerilen çökeltme kuşaklarından 8.bölgede (sınırlanmış platform) çökelmiş shelf karbonatlarıdır. Çökeltme zaman zaman 7.bölgede (açık platform) da gerçekleşmiş olabilir.

Sinatdağı formasyonu Bolkar dağlarının kuzeyinde Üçtepeler kireçtaşı ve güneyde ise Cehennemdere formasyonu (Demirtaşlı ve diğerleri, 1983) ile karşılaştırılabilir. Ayrıca Konya civarında tanımlanan Midos formasyonu (Özcan ve diğerleri, 1987) da, Sinatdağı formasyonu denestirilebilir.

#### 2.2.3.4 TÜRBETEPE KİREÇTAŞI (Kt)

Sinatdağı formasyonunun üzerinde uyumsuzlukla duran ve çörtlü kireçtaşlarından oluşan bir litostratigrafik birim izlenir. İnceleme sahasında sadece Buzyeri Y. ve Türbetepe dolaylarında izlenen bu karbonatlar ilk kez Türbetepe kireçtaşı olarak tarafımızdan incelenmiştir.

Türbetepe kireçtaşı, bir iki metrelik kırmızı renkli lateritik bir düzey üzerinde gri renkli, tıkız dokulu çört yumrulu, 5-10 cm. kalınlıklı tabakalardan oluşan kireçtaşlarına geçer ve tek düze bir istif şeklinde devam eder.

Birimin altından alınan kireçtaşlarının tamamen kriptokristalen kalsitten oluştuğu görülür. Orta kesimlerden alınan kayaçlar, bir kaç kriptokristalin silis yumrucukları dışına tamamen karbonat çamurundan oluşmaktadır. Üstten alınan numunelerde ise % 5-8 civarında Globotruncana ve pelajik kırıntıların mikrit içinde yüzdüğü görülmüştür. Bu birimden alınan örnekler alttan üste doğru sırayla; arı mikrit, çörtlü mikrit ve fosilli mikrit olarak tanımlanmışlardır.

Türbetepe kireçtaşıyla Sinatdağı formasyonu arasında bariz bir açıklığın olmayışına karşın, formasyonun tabanındaki lateritik oluşuklara ve Senomaniyenin bulunmayışına istinaden bir karalaşmanın olduğu anlaşılmıştır. Türbetepe birimini, Söğütyaylası formasyonu ise düşük açıklı bir uyumsuzlukla üstlemektedir (Ek 3).



Formasyonun stratigrafik kalınlığı maksimum 50 m.'ye ulaşabilir.

Birimden alınan örnekler, radiolerler ve tanınamayan pelajik fosil kırıntılarıyla Marginotruncana cf. coronata (BOLLI), Globotruncana lapparenti (BROTZEN), Globotruncana sp., Globotruncanidae gibi planktınları kapsamaktadır. Bu fauna ile birime Turoniyen-Koniasiyen yaşı verilmiştir (fosil tayinleri i.TANSEL, İÜ, tarafından yapılmıştır).

Türbetepe kireçtaşı, Sinatdağı formasyonunu aşınmaya uğratan ve onları yer yer lateritleştiren bir karalaşma döneminden sonra, aşamalı olarak gerçekleşen bir deniz istilasının ardından, duraylı ve düşük enerjili bir açık deniz ortamında çökelmeye başlamıştır. Daha sonra karbonat havzası giderek derinleşmiş ve çört yumrulu, pelajik fosilli karbonatlar yığılmıştır. Diğer bir deyişle büyük ölçüde Irwin (1965)'in X-zonunda, aynı zamanda Wilson (1975)'un fasiyes kuşaklarından 3. bölge (derin şelf kenarı) de çökelmiş olmalıdır.

Türbetepe kireçtaşı, Demirtaşlı ve arkadaşları (1983) tarafından Bolkar dağları'nın kuzeyinde incelenen üçtepeler kireçtaşlarının üst kesimleriyle ve daha güneyde Cehennemdere formasyonunun en üst dilimini oluşturan çörtlü kireçtaşları ile tektonik birlik, litoloji, fasiyes ve yaş benzerliği içindedir.

#### 2.2.3.5 SÖĞÜTYAYLASI FORMASYONU (Üks)

inceleme alanında altta Türbetepe ve Sinatdağı formasyonları ile uyumsuz üstte ise Üst Devoniyen yaşlı oluşuklar ile tektonik ilişkili olan bir türbidit istifini mevcuttur. Söğüt Y. Gölboğazı Y. ve Sazak Y. istikametine kuzeybatıdan güneydoğuya doğru ince bir şerit halinde izlenen bu istif, en kalın ve geniş yayılımını Söğüt Y. dolaylarında gösterdiğinden Söğütyaylası formasyonu olarak tanımlanmış ve haritalanmıştır (Ek 1). Formasyonun tip mevkisi olarak önerilen Söğüt Y. civarında bir ölçülü stratigrafik kesit yapılmıştır. Ayrıca Gölboğazı Y.'nin kuzeyinde de formasyonun bir danişma kesiti belirlenerek, buradan da kesit ölçülmüştür.

Söğütyaylası formasyonu, ince çakıl ve kum içerikli taban kırıntıları ile başlar. Birimin tabanında bordo-şarabi renkli, laminalı çamurtaşları birkaç metrelik klavuz bir seviye halinde izlenir. Bu klavuz seviyeden sonra gri boz renkli çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ve koyu gri renkli, killi, karbonatlı çamurtaşları izlenir. çakıltaşları ince taneli, yarı yuvarlak köşe-

li kireçtaşı çakıllarından ve % 40 oranında da killi, çamurlu ve kumlu bir matriksten oluşmuştur. Formasyonun orta kesimleri ise bordo renkli, laminalı çamurtaşı aradüzeyleri ve çapraz laminalı, boz renkli ince kumtaşı tabakaları ile çakıltası ardışımından ibarettir. Formasyonun üste doğru kireçtaşı konglomeralarından sonra yer yer irili ufaklı kireçtaşı olistolitleri içerdiği görülür (Şekil 16). Formasyonun özellikle kumtaşı litolojilerinde dereceli tabakalanma, mikroçapraz laminalanma ve akıntı izleri gibi tabaka içi ve tabaka altı yapılarını da kapsadığı görülür.

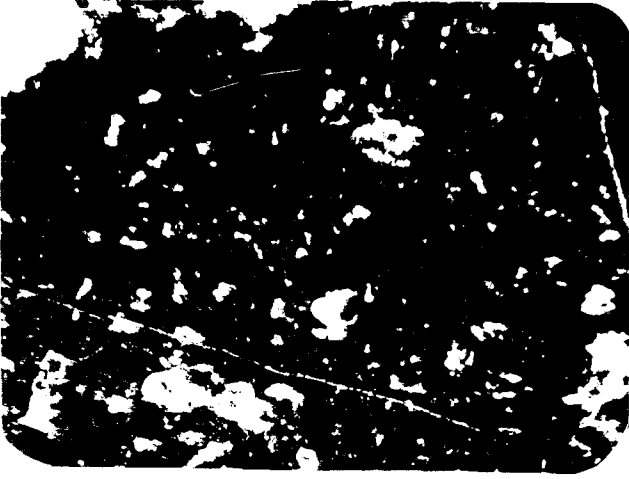
Mikroskopta birimin karbonatlı seviyelerini oluşturan örneklerin matriksi çoğunlukla killi mikrittir (Mikrofoto 55). Allokem olarak sadece % 5-15 oranlarında planktonik foraminiferler ve radyolerler gözlenir (Mikrofoto 55). Karbonatlı örneklerin tamamında lamina yapıları olağandır ve sırtık dalgalı laminalanma şekilleri de görülebilir.

Formasyonun milli kesimlerini temsil eden laminalı örneklerin doku-sal bileşiminde % 15 kuvars mili, % 10 düzensiz şekilli organik kırıntılar ve % 30-35 oranında da mikrit litoklastları görülür. Kayaçta organizma izi olarak sadece radiolerlere rastlanmaktadır. Numunelerdeki kırıntılar, % 40 nisbetindeki ince taneli kalsit çimento ile bağlanmışlardır. Bu örnekler kalsilutit olarak tanımlanmışlardır.

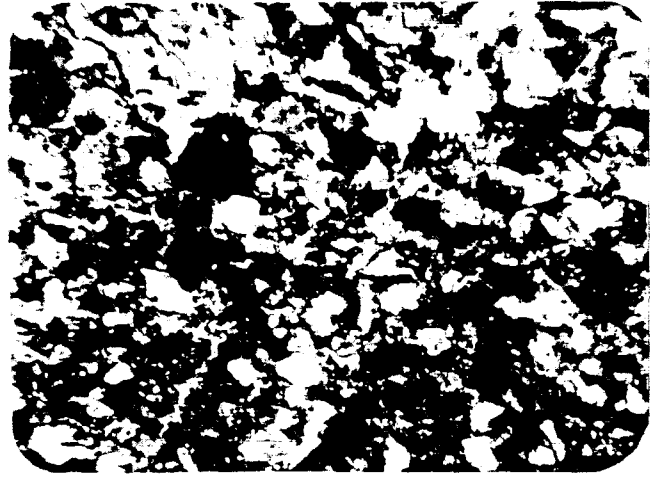
Formasyonun kumtaşlarında taneler, % 30 oranındaki kalsit çimento ile bağlanmışlardır. Kayaçta % 30 karbonat kayaç parçası, % 30 kuvars, % 5 kalsit ve kuvars mikrotanelerinden oluşan siltaşı ve % 5 kloritleşmiş kayaç parçası görülür (Mikrofoto 54). Kum taneleri yarı yuvarlak köşeli, toparlakça, az olgun ve kötü boylanmış olup tane irilikleri 0.1-2 mm. arasındadır. Diyajenetik etki sonucu tane sınırlarında giriftlikte gözlenir. Kayaçlar litik arenittir.

Formasyonun ölçülü kesitinden alınan örnekler alttan üste doğru kırı fosilli mikrit, litik arenit, kalsilutit, seyrek biyomikrit, killi mikrit, killi seyrek biyomikrit türünde litolojilerden meydana gelmişlerdir.

Söğütyaylası formasyonunda yer yer haritalanabilir boyutlarda ve açık gri renkli kireçtaşı olistolitleri (Jol) görülmektedir. Daha ziyade Söğüt Y. ve Arapçimeni dolaylarına izlenen bu olistolitler, yer yer dolomitleşmiş durumdadırlar. Bir kısım olistolitler, çok yüksek porozitelidir ve sünger dokuludur. Kireçtaşı olistolitleri mikroskopta kırı fosilli mikrit olarak adlandırılmışlardır ve bazılarında Orta-Üst Jura yaşlı organizmalara



Mikrofoto 54



Mikrofoto 55

Mikrofoto 54 : Söğütyaylası formasyonunu kumlu düzeylerini temsil eden litik arenitlerin mikroskopta görünüşü (çift nikol, 40X).

Mikrofoto 55 : Söğütyaylası formasyonunun üst düzeylerinden alınan killi seyrek biyomikritlerin mikroskop resmi (çift nikol, 40X).

rastlanmıştır. Lito ve biyofasiyesler açısından Sinatdağı formasyonunun karbonatlara benzeyen bu bloklar, sıg sıcak ve dingin bir denizde çökeldikten ve diyajenezlerini tamandıktan sonra blok faylanmalar ile parçalanıp, gravite kaymaları ile türbiditik havzaya taşınmışlardır.

Tabanı bir uyumsuzluk düzlemi olan formasyon, Türbetepe kireçtaşı ve genellikle Sinatdağı formasyonu ile stratigrafik ilişkilidir. Bazen Kahtepe formasyonunun üzerine oturduğu da görülen Söğütyaylası formasyonu, alttaki birimleri açılı uyumsuzlukla örterken üst sınırı da üst Devoniyen yaşlı Asarlıkyaylası formasyonu ile tektoniktir (Ek 1, 2, 3; Foto 26).

Söğütyaylası formasyonunun kalınlığı nap örtüsü altında yanıl olarak büyük değişiklikler gösterir. Tip kesit yerinde kalınlık 150 m. civarında ölçülmüştür. Gülboğazı yaylası civarındaki danışma kesitinde ise bu kalınlık 80 m. olarak bulunmuştur (Ek 6; Şekil 16).

Formasyonun laminalı bordo çamurtaşlarında bulunan Globotruncana lapparenti (BROTZEN), Globotruncana arca (CUSHMAN), Globotruncana sp., Globotruncanita cf. stuartiformis (DALBIEZ), Heterohelix sp., Radiolaria sp. ve

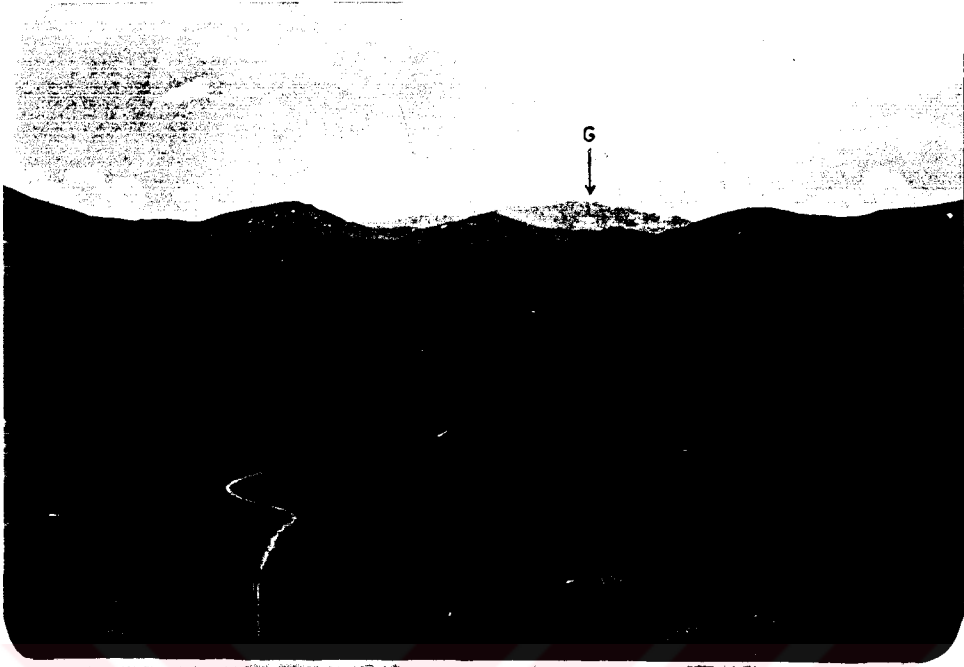


Foto 26 : Söğütyaylası formasyonu ve üzerine tektonik olarak gelen Asarlıkyaylası formasyonundan umumi bir görünümü. Fotoğraf Söğüt yaylası güneybatıya doğru çekilmiştir. G:Geyikdağı

sünger spiküllerine dayanılarak birime Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşı verilmiştir (fosilleri i.TANSEL, iü, tayin etmiştir).

Söğütyaylası formasyonu tektonik yönden aktif, yüksek enerjili bir su ortamında çökelmiştir. Formasyonda görülen devamlı çakıltası, kumtaşı, şeyl-çamurtaşı nöbetleşmesi ve çökeltme yapıları, formasyonun türbid akıntılarının etkin olduğu bir havzada biriktiğini belgelemektedir. İstifin dereceli tabakalı örneklerinde Bouma (1962)'nin ideal türbidit tabakasının Ta-b bölümlerinin sıkça görülmesine karşılık Ta-c bölümleri daha seyrek görülür. Genel olarak formasyonun alt bölümlerinde kumlu ve çakıllı düzeylerin çamurlu düzeylere oranı daha fazla olduğundan formasyonun taban bölümü yakınsak türbiditleri gösterir. Üst kesimlerde ise çamurlu düzeylerin çakıllı kumlu düzeylere oranı eşit olup bu kesim de ortaç türbiditleri simgeler. Formasyonun en üst kesimde görülen çakıllı, kireçtaşı bloklu olistostromal bölüm ise flaxo türbidit (Walker, 1976) fasiyesini gösterir niteliktedir. Başlangıçta transgresif olarak gelişmeye başlayan istifin ilerleyen zaman dilimi içinde giderek derinleşen bir çökeltme havzası durumunu aldığı çamurtaşı arakatkılarında rastlanan planktonik foraminiferlerden anlaşılmakta-

dır. Yakınsak ve ortaç türbiditleri yansıtan çökeltilerden sonra formasyonun üst kesimlerini oluşturan flaxo türbiditlerin mevcudiyeti, bölgede orojenik hareketlerin başlamasına bağlı olarak regresif bir gelişimin başladığını ve bu esnada olistostromal oluşuklarla havzanın dolduğunu gösterir. Havzanın dolmasıyla birlikte formasyon kıvrımlanıp, su üstüne çıkarak kara haline gelmiş olmalıdır.

Sonuç olarak formasyonun, Santoniyen sürecindeki bir karalaşma evresinden sonra ani sübsidans olaylarına bağlı olarak derinleşen ve prefliş-fliş-wild fliş fasiyeslerine ilişkin değişik evreleri kapsayan bir istif olduğu söylenebilecektir.

Söğütyaylası formasyonu, Demirtaşlı ve arkadaşlarınınca (1983) Bolkar Dağları'nda incelenen Senoniyen yaşlı Arslanköy formasyonu ile yaş konağı ve litofasiyes açısından bir benzerlik içindedirler.

#### 2.2.4. GEVNE NAPINA AİT BİRİMLER

Gevne napı, bölgede Üst Devoniyenden Alt Kretaseye kadarki zaman dilimi içinde çökelmiş olan kırıntılı ve karbonatlı kayaçların oluşturduğu düzenli istifleri kapsar. İnceleme alanının orta kesiminde çok geniş bir yayılıma sahip olan bu nap kuzeybatıdan güneydoğuya doğru genişleyerek devam eder. Alt sınırı boyunca kuzeyde Sinatdağı napı ve güneyde otokton birlik üzerine bindirmiş olan Gevne napı, yörede büyük bir senklinal yapısı oluşturmaktadır (Ek 1).

Bu nap, Aladağlar ve Yahyalı civarında "Siyah Aladağ serisi" (Blumenthal, 1941), Akseki-Bozkır-Hadim-Ermenek çizgisinde "Paleozoyik Hadim zonu veya Hadim napı" (Blumenthal 1944, 1951; Blumenthal ve Göksu, 1949), Fethiye (Muğla) kuzeyinde "Karadağ serisi" (Graciansky, 1968) olarak incelenmiştir. Bozkır-Hadim-Seydişehir dolaylarında çalışan Özgül (1976), bu nap birliğini "Aladağ birliği" olarak adlandırmıştır. Ermenek dolaylarında çalışan Demirtaşlı (1978) da aynı napı "Ermenek grubu" olarak isimlendirmiştir. YahyalıDemirkazık (Aladağlar yöresi) dolaylarında Ayhan ve Lengeranlı (1986) ise bu napı "Siyah Aladağ napı" olarak tanımlamışlardır.

Gerçek bir nap şeklinde yöredeki tüm birlikleri örten bu topluluk, bu tezde Gevne napı şeklinde isimlendirilmiş ve bu nap birliği içinde, stratigrafik grup mertebesinde iki istif tanımlanmıştır. Bu gruplar ise yine aynı adı taşıyan Gevne grubu ve İshaklı grubu şeklinde isimlendirilerek incelenmişlerdir.

#### 2.2.4.1 GEVNE GRUBU

Üst Devoniyenden Orta Triyas sonlarına kadar devamlı olarak çökelen kırıntılı ve karbonatlı kayaçlar, Gevne napının en yaşlı istifini oluşturur. Alttan tektonik olarak sınırlanan bu istif üstten de bir uyumsuzluk düzlemiyle sınırlıdır ve stratigrafik-sedimanter gelişimiyle bir grup oluşturur. Grup ismi istifin yayılım gösterdiği yayla ve yerli köylerin genel tabirle Gevne olarak bilinmesinden dolayı yazar tarafından verilmiştir. Gevne grubu içinde; Üst Devoniyen yaşlı Asarlıkyaylası, Karbonifer yaşlı Yarıcak, Alt Permiyen yaşlı Arpalık, Üst Permiyen yaşlı Kuşakdağı, Alt Triyas yaşlı Gökçepınar, Alt-Orta Triyas yaşlı Göztaş ve Orta-Üst Triyas yaşlı Beyreli formasyonları ayırtlanmıştır. Bu formasyonlardan bazıları içinde üye mertebesinde birimler tamamlanmış, özellikleri incelenmiştir.

##### 2.2.4.1.1. ASARLIKAYLASI FORMASYONU (Da)

İnceleme alanında otokton birliğe ait Beden formasyonu ve Sinatdağı napına ilişkin Söğütyaylası formasyonu ile alttan tektonik olarak sınırlı bulunan ve dolomitleşmiş kireçtaşı, kuvarslı kumtaşı, gri-siyah şeyller ile bunlar arasında merceksel geometrili, lümaşelli kireçtaşlarından ibaret bir istif görülür. Yörede en iyi gelişimini Asarlık Y. civarlarında gösteren bu istif, ölçülü stratigrafik kesitinin yapıldığı tip mevkisini izafeten Asarlıkyaylası formasyonu adı altında incelenmiştir. Kuzey kanatta kuzeybatıdan güneydoğuya doğru Asarlık Y.-Çitgediği T.- Tokluca Y. istikametinde yayılan formasyon, güneyde ise genelde kuzey-kuzeybatıdan güney-güneydoğuya doğru Orhan D.-Harmancık D.-Kaynarca istikametinde izlenmektedir (Ek 1). Sulucameydan Y.-Pınarca T. arasında da formasyon için bir danışma kesiti önerilmiş ve ikinci bir ölçülü kesit ise buradan gerçekleştirilmiştir. Formasyonun en alt düzeylerini oluşturan dolomitleşmiş kireçtaşları "Gölboğazı kireçtaşı üyesi" olarak tanımlanmıştır.

##### 2.2.4.1.1.1. GÖLBOĞAZI KİREÇTAŞI ÜYESİ (Dag)

Asarlık yaylası formasyonunun tabanında bazen görülen dolomitleşmiş kireçtaşları, renk ve sert morfolojisi ile formasyonun diğer litolojilerinden kolayca ayrılabilirdiği için üye mertebesinde tanımlanarak sınırları jeoloji haritasına işlenmiştir. Üyenin tip kesit yeri olarak da Gölboğazı Y. civarları seçilmiştir.

Gölboğazı üyesi koyu gri ve mavimsi gri renkli dolomitli kireçtaşları ile başlar. Dolomitli kireçtaşları bindirme düzlemine yakın noktalarda

ufalanmış, ezilmiş, çok gözenekli ve ayrışmadan ötürü sarımsı-kırmızımsı renkler arzeden bir taban bölümünden sonra, paralel laminalı ve 10-30 cm. kalınlıklı düzgün tabakalardan oluşan düzeylere geçer. Gölboğazı üyesi en üst bölümlerde çok az kum içeren dolomitli kireçtaşları şeklindedir. Har-mancık Y.'nin batısında dolomitik kireçtaşlarında 1 cm<sup>3</sup>'lük hacimler kapla-yan, dissemine vaziyette, öz şekilli kübik kristallerin oluşturduğu galen-lere de rastlanır.

Mikroskop çalışmalarında Gölboğazı kireçtaşı üyesinin alt bölümleri-ni temsil eden kayaçların boşluklu bir yapı arzettikleri ve ekseri yeniden kristalleşmiş, öz şekilli dolomitlerden oluştukları görülmüştür. Bu üyenin üst seviyelerinden alınan, 0.5-1 mm. kalınlığında dalgalı lamina yapısı arz eden örneklerde ikincil olaylarla kayaç dokusunun büyük ölçüde değiştiği müşahade edilmiştir. Dolomitleşmiş rekrystalize kireçtaşı şeklinde tanımla-nan örneklerin bazılarının intrasparit kökenli olabileceği düşünülmüştür.

Gölboğazı üyesi alttan tektonik olarak sınırlandırılırken üstten de içinde yer aldığı formasyonun diğer litolojileri ile uyumlu olarak örtülür (Ek 3, 7; Şekil 18,19, Foto 27).

Gölboğazı üyesinin kalınlığı tip yerinde 100 m olarak ölçülmüşken bu kalınlık, Sulucameydan Y. Pınarca T. dolaylarında 60-65 m. olarak belir-lenmiştir (Ek 7; Şekil 18).

Şimdi de, Asarlıkyaylası formasyonunun Gölboğazı kireçtaşı üyesi üzerinde veya yanal devamında yer alan bol fosilli kireçtaşı mercikleri ile kırıntılılarından oluşan diğer bölümünün litolojik özellikleri verilecektir.

Formasyon içinde her seviyede rastlanan mercек geometrili kireçtaş-larının ayrıntıda; mercan kolonileri içeren gri kireçtaşı, boz renkli bol brakiyopod ve yer yer krinoidli kireçtaşı ile 5-10 cm. kalınlıklı ve tamamen kavkı yığılından oluşmuş kokina tabakalarından yapıları oldukları görülür. Bu merceksi kireçtaşları yanal yönde 1 km. kadar devam ederken, düşey istika-mette de 50-60 m. boyunca takip edilebilir.

Asarlıkyaylası formasyonunun kırıntılı aradüzeyleri, en altta sarım-sı kahverengi alterasyon yüzeylerine sahip kuvarslı kumtaşları ile başlar. Daha üstlerde bu düzeyler yeşilimsi gri renkli, laminalı şeyller ile arda-lanmalı olarak izlenir. Kuvars kumtaşları formasyonunun üstüne doğru gide-rek azalmakta ve zaman zaman mikrokonglomera düzeylerine de geçebilmekte-

dir. Şeyller formasyonunun en üst kesimlerinde koyu gri siyah renkli olup organik maddece zengindir. Bu seviyelerde yumru ve merccekler şeklinde asfaltitler gelişmiştir. Siyah şeyllerle birlikte yine ince kireçtaşı ve kuvarsa zengin silттаşı-kumtaşı nöbetleşmesi izlenir (Şekil 18).

Formasyonun kireçtaşı mercceklerini temsil eden kayaçlar, genellikle neomorfik kalsit kristallerinden oluşur. İnce kesitlerde yoğun fosil kavkılarının tamamen iri taneli ikincil kalsite dönüştüğü görülür. Bazı ince kesitlerde limonitli benekler ve otijenik kuvars taneleri gözlenir. Kireçtaşı örneklerinin tamamı bol makrofosilli rekristalize kireçtaşı olarak tanımlanmışlardır.

Kırıntılı kesime ait silттаşlarında ise 0.02-0.05 mm. iriliğindeki kuvars siltleri % 90 nisbetindeki silisli killi bir çamur içinde dağılmış vaziyettedir. Kuvarslar az yuvarlak, toparlakça tanelerdir. Daha üstlerden alınan ince taneli örneklerde % 60-85 arasında kaba silt-çok ince kum boyutlarında kuvars kırıntıları izlenir. Kuvarslara % 5-10 nisbetinde opak kırıntılar da katılır. Bu kum ve silt tanecikleri % 10-40 arasında değişen, yer yer kloritleşmiş yeşilimsi kahverenkli killi bir matriks içinde yüzer durumdadır (Mikrofoto 56). Kum ve silt taneleri; köşeli, azyuvarlak, toparlakça olup boylanma derecesi ortadır. Formasyondan alınan kuvarsitlerde taşın % 95 kuvars, % 5 de opak tanelerden ibaret olduğu görülmüştür. Düzensiz şekilli ve çoğunlukla birbirleriyle dokanak halindeki taneler, köşeli ve toparlakçadır. İrilikleri 0.3-1.2 mm. arasında değişen kuvarslar, basınç altında kısmen yassılaşıarak birbirleriyle kenetlenmişlerdir (Mikrofoto 57) ve dalgalı sönme göstermektedirler. Formasyon içindeki çok kaba taneli, kirli beyaz renkli kumtaşlarının % 85 kuvars, % 10 karbonat kayaç parçacığı ve % 5 oranında demiroksitli çimento içerdiği görülmüş olup, taneler yarı yuvarlak, toparlakça, az olgun-olgun tanelerdir ve boylanma orta derecededir.

Altından üste doğru sırayla toplanan kırıntılı örnekler, kuvarslı silттаşı-kiltaşı, kuvarslı kumlu silттаşı, kuvarsit, çok ince taneli kuvars vake, kaba taneli yarı litikarenit, kuvarslı silттаşı olarak adlandırılmışlardır.

Asarlıkyaylası formasyonu çalışma alanının kuzeyinde Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Söğütyaylası formasyonu üzerine, güneyde ise Lütesiyen yaşlı Beden formasyonu üzerine tektonik olarak gelmektedir (Foto 27). Üst-



ten kuzeyde Alt Karbonifer yaşlı Kirazpınarı üyesi ile uyumlu olarak örtülen formasyon, güneyde de bu üyenin içinde yer aldığı Yarıcak formasyonu ile konkordandır. Formasyonun içinde özellikle mercer geometrili resif kireçtaşı, silttaşı ve kumtaşlarıyla şeyllere geçiş gösterir (Şekil 19).



Mikrofoto 56



Mikrofoto 57

Mikrofoto 56 : Asarlıkyaylası formasyonu içinde yer alan kuvarslı silttaşlarının mikroskofta görünüşü (tabii ışık, 40X).

Mikrofoto 57 : Asarlıkyaylası formasyonuna ilişkin kuvarsitlerin ince kesitlerinin mikroskop altında görünüşü (çift nikol, 40X).

Formasyonun kalınlığı yanal olarak değişmektedir. Kuzeyde yapılan ölçülü stratigrafik kesitte formasyonun toplam kalınlığı 450 m. olarak ölçülmüştür. Güneydeki danışma kesitinde yapılan ölçümde ise stratigrafik kalınlık toplam 180m. kadar bulunmuştur (Ek 7, Şekil 18).

Formasyonun kireçtaşı mercerlerinde bryozer, çok bol miktarlarda spiriferit tipi brakliyopodlar ve mercanlar görülmüştür. Mercan örneklerinde Disphyllum goldfussi (GEINITZ) ve Hexagonaria sp. formlarına rastlanmıştır ve birime Jivesniyen-Frasniyen yaşı verilmiştir (mercan tayinleri M.BAYDAR, MTA, tarafından yapılmıştır). Gedik (1977), Muzvadi (Ermenek) yöresinde de yüzeylenen bu birimlerin üst bölümündeki şeyller içinden topladığı kumlu kireçtaşlarında Icriodus brevis STAUFFER, Polygonathus cf. xlyus STAUFFER ve Spathognathodus sp. gibi konodontlara rastlayarak birime benzer şekilde Üst Jivesniyen-Frasniyen yaşını vermiştir. Bu fosil bulgularına dayanarak formasyonun Üst Devoniyen yaşında olduğu kesinleşmiştir.

Formasyon Kalınlık	LİTOLOJİ	Numune yerleri	AÇIKLAMALAR
			ARPA L I K F O R M A S Y O N U
YARICAK FORMASYONU 234 m.		6-22	DEMİROKSİT ÇİMENTOLU, KABA TANELİ KUVAR SARENİT Bordo kırmızı renkli kuvars kumtaşı, mikroçakıltaşı
		6-14	REKRİSTALİZE BİYİNTRASPARİT Pembemsi-krem ve sarı-boz renkli, bol mercanlı brakiyopodlu ve Krinoidli 15-60 cm tabaka kalınlığına sahip kristalize kireçtaşı. <i>Endothyra</i> sp., <i>Fusulinella</i> sp., <i>Pseudoendothyra</i> sp., <i>Diplosphaerina</i> sp., <i>Asterocarchaeiscus</i> sp., <i>Eotubertina</i> sp. görülür.
		DK-15B	AZ KUMLU FOSİLLİ OOSPARİT Bordo renkli kaba taneli kumtaşı-mikroçakıltaşı.
		DK-45A	ÇOK KUMLU OOSPARİT Bordo renkli kuvars arenit-laminallı kumlu kireçtaşı.
		6-5	REKRİSTALİZE, KUMLU FOSİLLİ OOSPARİT 15-50 cm kalınlıklı, sarı-boz taze yüzeylerde gri renkli yumru lu kireçtaşı tabakaları.
		6-4B	KUVAR SARENİT Çapraz laminallı, kirli beyaz-gri renkli kuvars kumtaşıları.
		6-4 A	KUMLU, OOLİTLİ KRİSTALİZE KİREÇTAŞI Koyu gri-siyah renkli bitümlü kireçtaşı. Bu düzeylerde <i>Bradyina</i> sp., <i>Paleotextularia</i> sp., <i>Neoarcheodiscus</i> sp., <i>Eurlandia</i> sp., <i>Pseudoendothyra</i> sp., <i>Endothyra</i> sp., <i>Tubertina</i> sp. ve <i>Archaediscus</i> sp. fosillerine rastlanmaktadır.
		DK-14	BİYOOOSPARİT Beyaz renkli, çapraz laminallı, yer yer kaba taneli kuvars kumtaşı.
		6-8 B	LİMONİT ÇİMENTOLU KUVAR SARENİT
		DK-13	BİYOOOSPARİT, siyah renkli krinoidli hafif kris.kçt.
ASARLIK YAYLASI FORMASYONU 116 m.		DK-12	KUVARSLI MİLT AŞI Çok ince kumtaşı bantları ve kireçtaşı mercekleri içeren siyah renkli bitümlü şeyller.
		DK-11	KABA TANELİ YARI LİTİK ARENİT Yeşilimsi gri şeyl ve sarı-boz renkli, çapraz laminallı kuvars kumtaşı ardalanması.
		DK-40	ÇOK İNCE TANELİ KUVAR S VAK E-KUVARSLI MİLT AŞI 5-10 cm kalınlıklı krinoid, brachiopod, mercan ve bryozoa parçaları içeren kristalize kireçtaşı.
		6-12	KUVAR SİT Bol makrofosilli, kumlu, koyu sarı-kahverenkli oksidasyon yüzeylerine sahip mercek geometri li kçt.ler
		DK-8	KUMLU KUVARSLI SİLT AŞI
		DK-7	KUVAR S VAK E
	DK-6	KUVARSLI SİLT AŞI	
63 m.		DK-4	Q Ö L B O Ğ A Z I K İ R E Ç T A Ş I Ü Y E S İ : İNTRASPARİT(ileri dolomitleşme ve hafif krist. gör.) Koyu gri-gri renkli, bazen laminallı, çok çatlaklı dolomitli kireçtaşı.
		6-20A	DOLOMITLEŞMİŞ REKRİSTALİZE KİREÇTAŞI Breşik, ezik, çok poroz, sarı-boz renkli dolomitli kireçtaşıları. Tektonik dokanak
			B E D E N F O R M A S Y O N U

Şekil 18. Asarlık yaylası ve Yarıcak formasyonlarının Pınarca T. yakınlarındaki başvuru kesitinden hazırlanan dikme kesitleri.

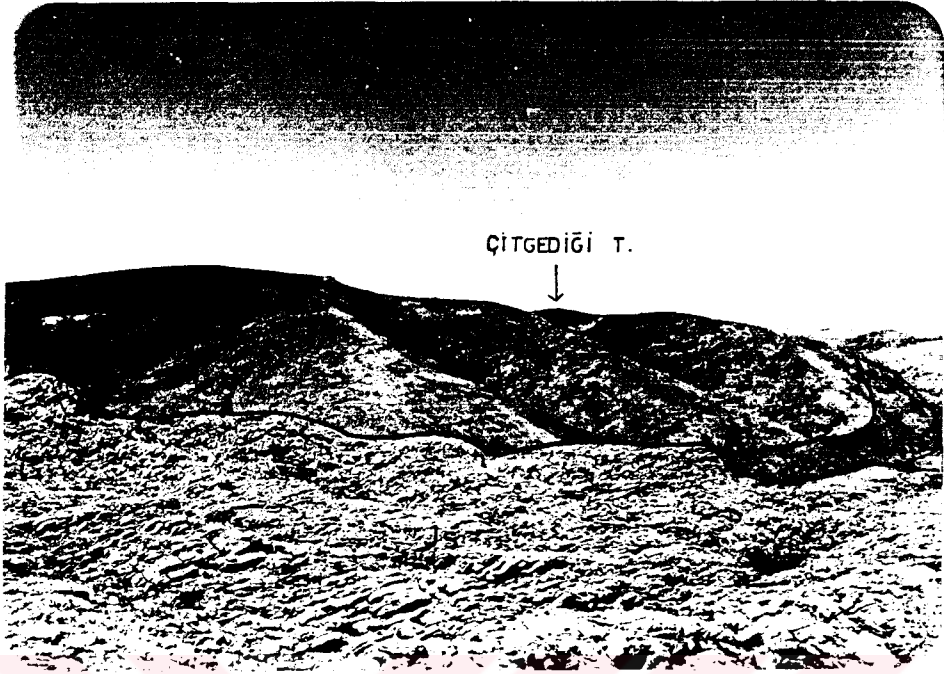
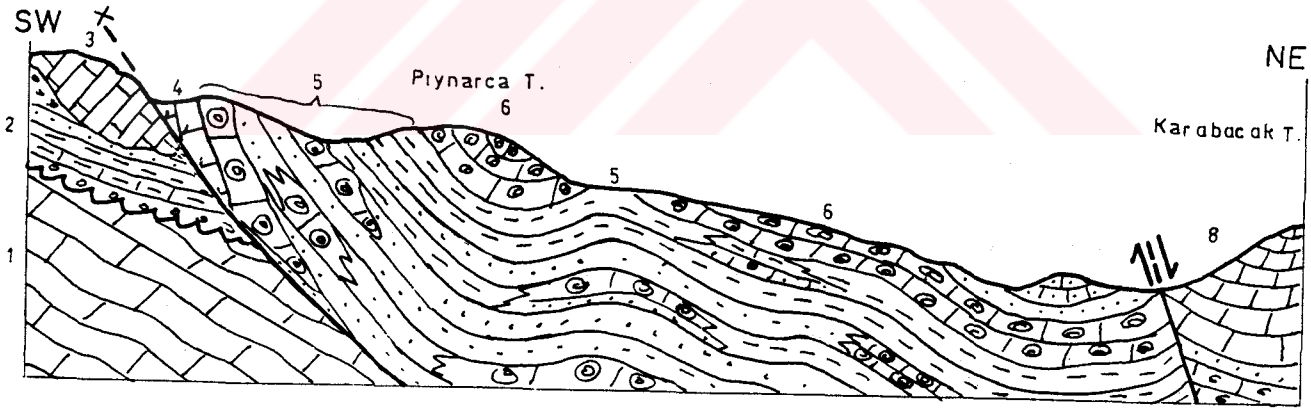


Foto 27 : Gölboğazı Y. civarında Sinatdağı ve Söğütyaylası formasyonları üzerinde Asarlıkyaylası formasyonunun tektonik dokanakla duruşu.



Şekil 19. Pınarca T.-Karabacak T. arasından şematik jeolojik kesit. 1- Saytepe f. 2- Beden f. 3- Kireçtaşı olistolitleri 4- Gölboğazı üyesi 5- Asarlıkyaylası f.'nun kireçtaşı mercekli ve kırıntılı bölümü 6- Yarıcak f.'nun ardalımalı birimleri 7- Arpalık f. 8- Kuşakdağı f.

Formasyonun litoloji özellikleri ve biyotası sedimantasyonun neritik bölgede olduğunu gösterir. Tektonik alt sınır, özellikle Gölboğazı kireçtaşında gelişen ileri diyajenez neticesinde görülen rekristalizasyon ve dolomitleşme gibi parametrelere bağlı olarak, başlangıçtaki çökelme koşulları iyi bilinmemektedir. Kumtaşı-silttaşı-şeyl ardımıışı, kumtaşlarında görülen

paralel ve çapraz laminalar çökelme havzasının gelgit akıntılarının (Selle, 1976) etkinliğinde bulunduğunu belgelerken, kırıntılılar içindeki irili ufaklı kireçtaşı merceklerinin yer yer kavkı lapyası halinde çok bol makrofosiller içermesi, ortamın yaşam yönünden zenginliğini, sıcak, sıg ve çalkantılı olduğunu ayrıca gösterir. Irwin (1965)'in Y-zonuna karşılık gelen çökelme havzası aynı zamanda Wilson (1975)'un 5. (organik resif) ve 6. (platform kenarındaki kumlar) bölgelerini kapsar.

Silifke yöresinde Karaütük formasyonu (Gökten, 1976), Ermenek batısında Mulumu formasyonunun (Demirtaşlı, 1978) alt bölümü, Mut-Ermenek-Silifke arasında Akdere formasyonu (Gedik ve diğ.1979), Göktepe (Ermenek) yöresinde Göksu formasyonunun (Kuşçu, 1983) taban bölümleri ile Aladağlarda Yahyalı civarında Çalmardı formasyonu (Ulakoğlu, 1983) ve Harabe formasyonu (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) Asarlıkyaylası formasyonu ile tektonik birlik, yaş konağı ve litoloji açısından karşılaştırılabilir.

#### 2.2.4.1.2. YARICAK FORMASYONU (Ky)

Araştırılan bölgenin orta kesimlerinde Asarlıkyaylası formasyonunu uyumlulukla üstleyen, yer yer koyu gri-siyah kireçtaşlarıyla başlayıp genelde kumlu kireçtaşı, kumtaşı, kireçtaşı nöbetleşmesi ile gelişimini sürdüren bir tortul istif görülür. Bu istif Asarlıkyaylası formasyonunun sedimenter gelişimine benzemekle birlikte; morfolojisi, rengi, şeylden yoksun fakat daha kalın kumlu aradüzeyler içermesi ile ondan kolayca ayrılabilir. En iyi litolojik gelişimini Yarıcak Yaylası dolaylarında gösteren bu istif, Yarıcak formasyonu olarak tarafımızdan adlandırılmıştır. Gevne napı içinde iki kuşak şeklinde yüzeyleyen formasyon, kuzeyde Çam T.-Keltaş T.-Yarıcak Y.-Sazak Y.-Harzadın hattı boyunca, güneybatıda ise Orhan D.-Pıynarca T.-Çakşirevi Y.-Gengercik sırtı-Kaynarca istikametinde izlenir (Ek 1). Formasyonun ölçülü stratigrafik kesiti Yarıcak tip mevkisinden ve ayrıca Pıynarca T. civarında seçilen başvuru kesitinden yapılmıştır. Kuzey kesimde formasyonun en altında yer alan ve karbonatlardan oluşan litolojiler, formasyonun bir üyesi olarak incelenmiştir (Ek 1).

##### 2.2.4.1.2.1. KIRAZPINARI KİREÇTAŞI ÜYESİ (Kyk)

Gevne napının kuzey kanadında Yarıcak formasyonunun alt kesimlerinin koyu gri-siyah renkli, düzgün tabakalı, bitümlü kireçtaşlarından oluştuğu görülmüştür. Merceksel geometrili olan bu kireçtaşları en iyi gözlendiği

Kirazpınarı Y.'sına istinaden üye mertebesinde bir litostratigrafi birimi olarak tanımlanarak haritalanmıştır (Ek 1).

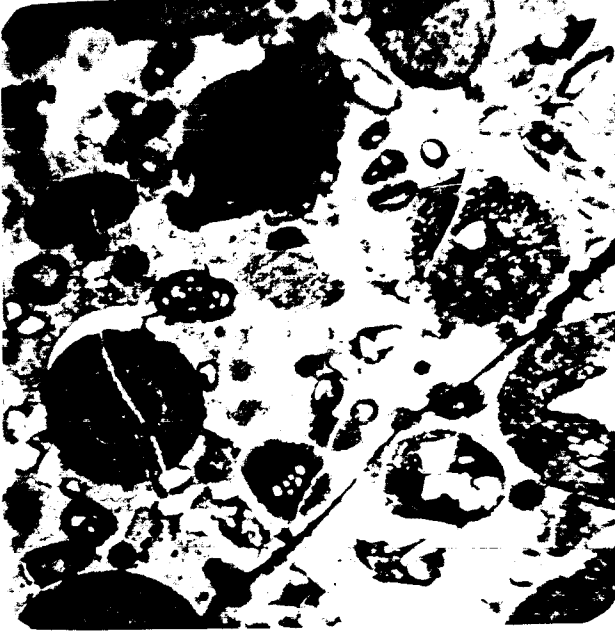
Kirazpınarı üyesi, 15-20 cm tabaka kalınlığında ve özellikle aşınmış tabaka yüzeylerinde, çok bol mercan ve brakiyopod kavkılılarıyla krinoid sapsarı içeren koyu gri-esmer renkli, yer yer kristalize olmuş kireçtaşlarından yapılandır. Bu kireçtaşı istifi içinde laminalı ve kumlu düzeyler de olağandır.

Kirazpınarı kireçtaşlarını kapsayan örnekler, rekrystalizasyondan etkilenmiş olup bağlayıcı çoğunlukla kristalize kalsittir. Bazı örneklerde rastlanan sparit çimento ve ince kesitlerde belirlenen oolitli-intraklastlı fasiyesler, kum laminaları orijinal çökelme dokusunun sparit olduğuna delildir. Bu örneklerde % 5-10 arasında yarı yuvarlak, eş boy taneli otijenik kuvars tanelerine, % 10 civarında fusulunid, krinoid, brakiyopod kavkı parçalarına ve en çok % 30'a çıkan oranlarda da oolit ile intraklastlara rastlanmaktadır. Oolitler 1 mm. iriliğe kadar ulaşabilirler ve genelde konsantrik sarılmış yuvarlak taneler halinde olup bazen oval şekiller de arzedebilirler (Mikrofoto 58). Oolitlerin çekirdeğinde kuvars kırıntısı ve fosil parçası görülmektedir. İnce kesitlerde kuvars kumlarının artışına bağlı bir şekilde derecelenme de görülür. Bu üyeye ilişkin ölçülü kesit numunelerinin alttan üste doğru; kumlu fosilli kristalize kireçtaşı, biyointrasparit, kumlu fosilli oosparit mikrofasiyesli oldukları görülmüştür.

Asarlık yaylası formasyonunun uyumlu olarak örten Kirazpınarı üyesi üste doğru ve bazen de yanıl yönde Yarıcak formasyonunun kırıntılı litolojilerine geçerek sonlanır (Ek 1,3; Şekil 19).

Kirazpınarı Y. civarında üyenin 120 m.'ye varan kalınlığı, yanıl olarak değişmektedir.

Yarıcak formasyonu, Kirazpınarı kireçtaşı üyesinin haritalanamadığı kesimlerde ise aynı özellikli kireçtaşlarından oluşan 2-3 m.'lik bir klavuz düzeyden sonra, ayrışan yüzeylerde koyu sarı-kırmızımsı kahverengi, taze yüzeyleri ise gri-kirli beyaz renkli kuvars kumtaşlarıyla devam eder. Bu kumtaşları 10-20 cm. tabaka kalınlığındadır ve çapraz laminalıdır. Bu düzeyler üste doğru birkaç metrelik aradüzeyler halinde gri renkli, kumlu, laminalı kireçtaşlarıyla nöbetleşmeli olarak devam etmektedir (Foto 28). Kırılınca keskin bitüm kokusu neşreden koyu gri kireçtaşı arakatkılarının da izlendiği formasyonun orta kesimlerinde gri renkli, yumrulu kireçtaşları



Mikrofoto 58



Mikrofoto 59

Mikrofoto 58 : Kirazpınarı üyesi içinde yer alan kumlu fosilli oospiritlerin ince kesitte görünüş (tabii ışık, 40X).

Mikrofoto 59 : Yarıcak formasyonunda gözlenen çok kumlu oospiritlerin ince kesitlerinin mikroskop fotoğrafı (çift nikol, 40X).

gözlenir. 15-50 cm. kalınlığındaki yumrulu kireçtaşı tabakaları da bordo sarabi renkli kuvars kumtaşlarına geçerken, bu kumtaşlarının üzerinde de 20-60 cm.kalınlıklı tabakalardan oluşan pembe ve sarı boz renkli, laminalı, kumlu kireçtaşları görülür. Formasyonun en üst litolojileri ise bordo renkli, çapraz laminalı kuvarsit ve kuvars elemanlı mikrokonglomeralardan ibarettir (Ek 7 Şekil 18).

Mikroskopta kumtaşı örneklerinde % 3-5 nisbetinde limonitli bir çimento görülmüştür. % 3 demiroksitli kırıntılar dışında kayaç esas olarak % 90-95 kuvars tanesinden oluşmaktadır. Kuvarslar genellikle normal kum boyutunda olup bazı örneklerde ince kum ve çok kaba kum boyutlu taneler izlenmektedir. Bazen birbirleriyle dokanak halinde olan taneler, kısmen basınca maruz kalarak yassılaştırmış ve birbirleriyle girintili sınırlar oluşturmuşlardır. Kumlar yarı yuvarlak, toparlakça, olgun tanelerdir ve iyi boylanmışlardır.

Formasyonun kumtaşlarıyla ardalanmalı olan kireçtaşları sparikalsit çimentolu olup orta-ileri derecedeki rekrizalizasyondan ötürü yeniden şekillenmeler görülmektedir. Bazı rekrizalize numunelerde allokemlerden oolitler % 5-50, intraklastlar % 5-30, fosiller ise % 5-15 arasında değişmektedir. Oolitler bazen demirhidroksitlerle kirlenmiş olup bir fosil parçası (çoğunlukla fusulinid) ve kuvars kırıntısı etrafında konsantrik olarak bü-

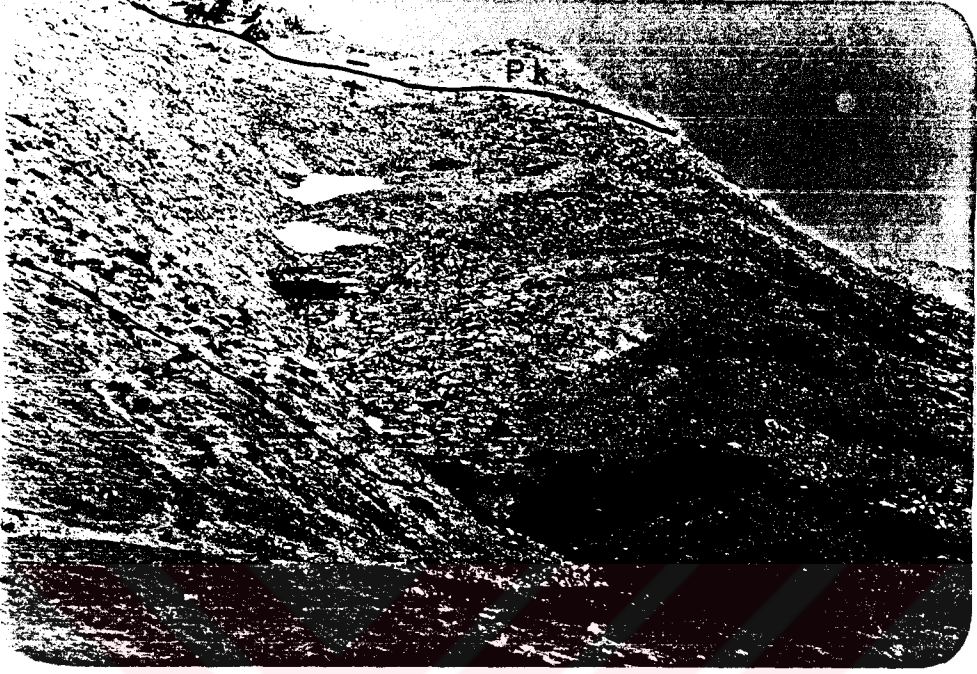


Foto 28 : Çakşirevi Y. civarında batıdan doğuya doğru çekilen bir fotoğrafta; Yarıcak formasyonunu oluşturan kumtaşı kireçtaşı nöbetleşmesinden bir görüntü ve Yarıcak formasyonu ile Kuşakdağı formasyonları arasında gelişmiş bir çekim fayı

yümüşlerdir. Genelde, küresel olan oolitlerin iriliği 1-2 mm'ye ulaşır. Zarflı tanelerden yarı küresel, elips ve iç şekilli onkoidal oluşumlar da görülebilir (Mikrofoto 60). Fosil allokemler ise çoğunlukla fusulinidler, seyrek olarak krinoid sapı ve brakiyopod kavkılarından oluşur. Örneklerin tamamında % 8-35 arasında değişen kuvars kumu görülür (Mikrofoto 59). Kuvarslar, köşeli-az yuvarlak tanelerdir. Kireçtaşlarında % 10'a varan oranda yüksek rölyefli killi topakçıklarla opak kırıntılar da mevcuttur (Mikrofoto 59). Formasyonun orta üst kesimlerinde görülen koyu sarı renkli, konkoidal kırılımlı silisli kiltaşının ise silis çamurundan oluştuğu ve kuvars milleri içerdiği gözlenmiştir.

Formasyonun Kirazpınarı üyesinden sonraki kesiminden toplanan ölçülü kesit numunelerinin alttan üste doğru; biyoosparit, limonit çimentolu kuvars arenit, biyoosparit, oolitli kumlu sparit, kuvars arenit, silisli kil-

dadır. Güneyde Pıynarca T. dolayındaki danışma kesitinde ise formasyonun kalınlığı 234 m. olarak bulunmuştur (Şekil 18).

Yarıcak formasyonunun Kirazpınarı üyesinden derlenen örneklerde Endothyra parakosvensis LIPINA, Earlandia minima (BIRINA), Earlandia elegans (R-CHERNOSOVA), Tournayellina beata MALAKHOVA, Avesnella pusilla CONIL ve LYS, Millerella pressa THOMSON, Kamaenella tenuis (VON MOLLER), Monotaxinoides sp., Stacheia sp. gibi Missisipiyan-Erken Pensilvaniyan yaşını veren mikrofosillerle Siphonophillia cylindrica Mc COY, Siphonophillia sp., Sryngopora sp. gibi Turnesiyen-Viziyeni gösteren mercanlara rastlanmıştır (mikrofosiller Y.OKAN, AÜ, mercanlar M.BAYDAR, MTA, tarafından tanımlanmıştır). Bu faunalar ile formasyonun alt kesiminin Alt Karboniferde çökelmiş olduğu kesinlik kazanmıştır.

Formasyonun diğer kesimlerinden alınan örneklerde ise, Fusulinella sp., Schubertella sp., Diplosphaerina sp., Globivalvulina sp., Archaediscus sp., Neoarchaediscus sp., Eurlandia sp., Tubertina sp., Pseudoendothyra sp., Endothyra sp., Palotextularia sp., Ozowainella sp., Archaediscidae gibi formlara rastlanmış ve bu fauna ile formasyona Alt-Orta-Üst Karbonifer yaşı verilmiştir (fosilleri T.SÜER, MTA, tayin etmiştir).

Formasyonda heksakorallar, brakliyopod kavkıları, krinoid sapları ve ender olarak ta nautuloid tipi ammonitler görülmektedir (Foto 29, 30). Formasyonun orta- üst kesimlerindeki pembemsi kireçtaşı düzeylerinden ayıklanabilen makrofosiller ise şunlardır : Fenestella sp., Linoproductus sp., Distyoclostus-Productus sp., Zaphrentis sp., Productidae (dorsal kalıp) ve Spirifereridae (makrofosiller C.SAYAR, İTÜ, tarafından belirlenmiştir). Bu makrofosillerde genelde Karboniferi göstermektedir ve sonuçta formasyonun Karbonifer devrinin tüm çağlarını kapsayacak şekilde çökelmiş olduğu anlaşılmıştır.

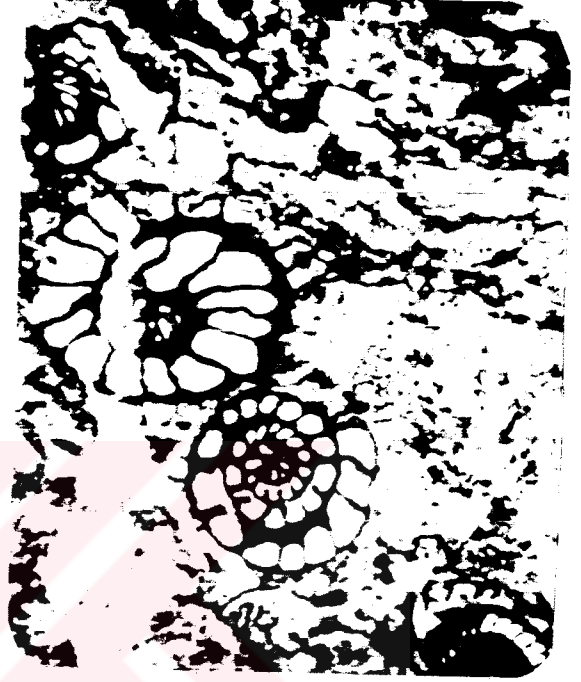
Kirazpınarı kireçtaşı üyesinin litolojik gelişimi ve makrofasiyes özellikleri formasyonun başlangıçta sıg, sıcak, yüksek enerjili bir ortamda ve canlılar yönünden zengin olan resifal bölgeye yakın bir yerde çökelmeye başladığını belgelemektedir. Formasyonun kumtaşlarında yer yer görülen derecelenme, paralel ve mikroçapraz lamina yapıları, mikroçakıllı ve killi arakatkılar havzada gelgit akıntılarının da zaman zaman etkili olduğuna işarettir. Kumtaşlarındaki demiroksitli kırıntılar, limonitik çimento, bordo-kırmızı renk konsantrasyonları ve az yuvarlak-köşeli kuvars taneleri, kaynak bölgenin yakın bir oksidasyon alanı olduğunu gösterir. Kuvars arenitlerde az olarak bulunan mercanlar ve duruş şekli kumtaşlarının su ortamında çökelmişine işarettir. Kilttaşlarında görülen kırmızımsı-pembe renk tonları,



taşı, çok kumlu oosparit, az kumlu fosilli oosparit, hafif kristalize biyo-intrasparit ve demiroksit çimentolu çok kaba taneli kuvars arenitten yapıldıkları görülmüştür (Şekil 18).



Mikrofoto 60



Mikrofoto 61

Mikrofoto 60 : Yarıcak formasyonunda bulunan ve kristalize olmuş muhtemelen biyo-intrasparitlerin mikroskop görüntüsü (tek nikol, 40).

Mikrofoto 61 : Yarıcak formasyonunda yeralan hafif kristalize, laminalı kireçtaşlarından ve içerdiği ekvatorial fusulinid kesitlerinden mikroskopik bir görünüş (tabii ışık 50X).

Yarıcak formasyonunun tabanı stratigrafik sınır oluşturan kesimlerde Asarlıkaylası formasyonu ile konkordandır. Alt sınır bazen hem güneyde hem de kuzeyde mekaniktir. Bu mekanik dokanağın altında kuzeyde Zindancık karmaşığı, Kahtepe, Sinatdağı ve Söğütyaylası formasyonlarıyla; güneyde Beden formasyonu görülür (Ek 1, 2; Şekil 20). Yarıcak formasyonu üstten Alt Permiyen yaşlı Arpalık formasyonu ile uyumludur. Formasyonun kendi içindeki kireçtaşı üyesinin, yanal ve dikey istikamette kırıntılı fasiyeslere geçtiği görülür.

Yarıcak formasyonunun stratigrafik kalınlığı yanal yönde değişmektedir. Formasyonun tip yerinde yapılan kesit ölçümünde kalınlık 400 m. civarındadır.

demiroksit ve hidroksitli kolloidler çökelme ortamının yine sığ ve sıcak olduğuna delildir. Biyosparit, oosparit, kumlu oosparit, biyointraspavit alt fasiyesleri çökelme ortamının sığ, çalkantılı, ılık veya sıcak bir deniz olduğunu belgeler.

Yüksek enerjili Y-zonuna (Irwin, 1965) ait değişik alt fasiyesleri yansıtan çökelme ortamı Wilson (1975) tarafından önerilen fasiyes kuşaklarından 6. bölgeye (Platform kenarındaki kumlar) karşılık gelmektedir. Görüldüğü gibi genelde resifal olan çökelme ortamı, ayrıntıda resif düzlüğü ve resif gerisidir.

Yarıcak formasyonu ; Ermenek batısında Mulumu formasyonunun (Demirtaşlı 1978) Karbonifer yaşlı üst bölümüyle, Mut Ermenek-Silifke bölgesinde Belpınartepeler formasyonunun (Gedik ve diğ., 1979) alt kesimleriyle, Göktepe (Ermenek) dolaylarında Göksu formasyonunun (Kuşçu, 1983) Karbonifer yaşlı bölümleriyle, Doğu Toroslarda Yahyalı çevresinde Ağcaşar (Ulakoğlu, 1983) ve Köşkdere (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) formasyonları ile tektonik birlik ve litostratigrafik açıdan denestirilebilir.

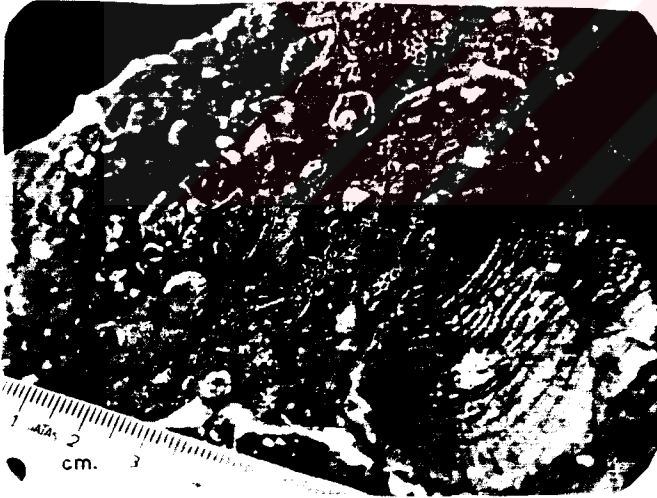


Foto 29

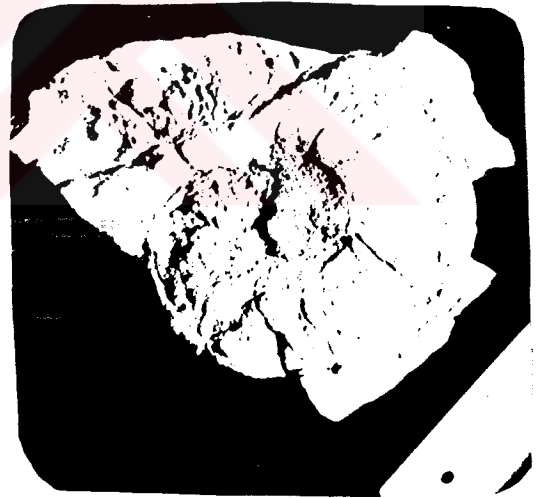


Foto 30

Foto 29 : Yarıcak f.'nun bol makrofosilli düzeylerinden alınan el örneğinin görüntüsü. P: Productus F: Fenestella K: Krinoid

Foto 30 : Yarıcak f.'nunda görülen ilkel bir nautiloid.

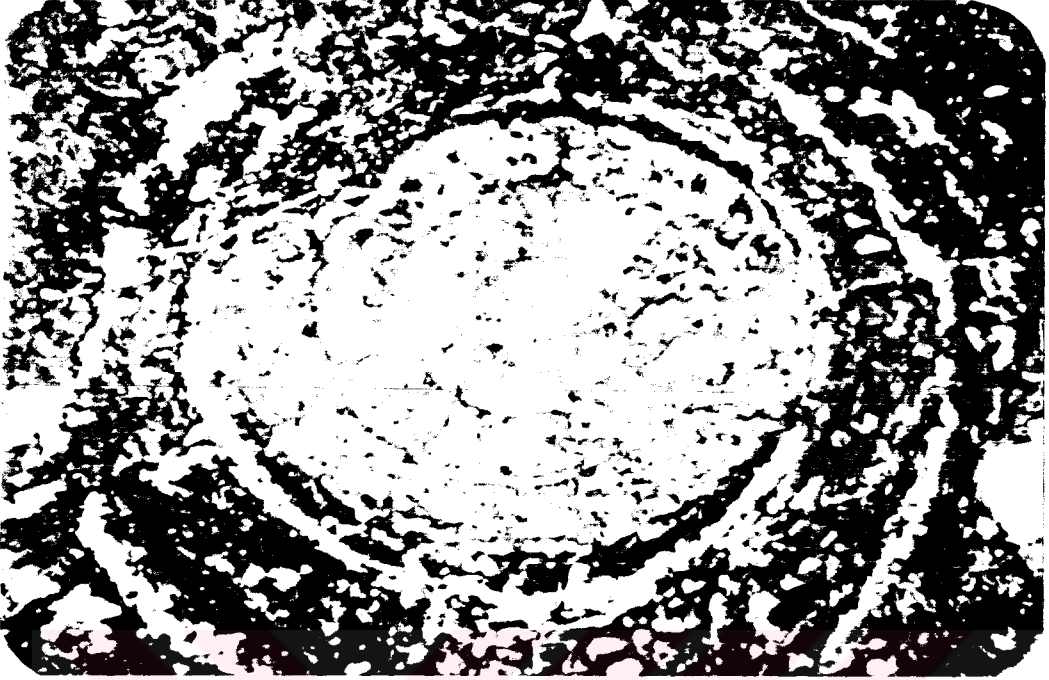
#### 2.2.4.1.3. ARPALIK FORMASYONU (Pa)

Yörede Yarıcak formasyonu üzerinde uyumlu olarak duran (Şekil 20, 21) ve onkolitli, fusulunudli, krinoidli kireçtaşları ile kuvars arenitlerden yapıları bir tortul istif mevcuttur. Litolojik ayrıcalıkları, çok yoğun

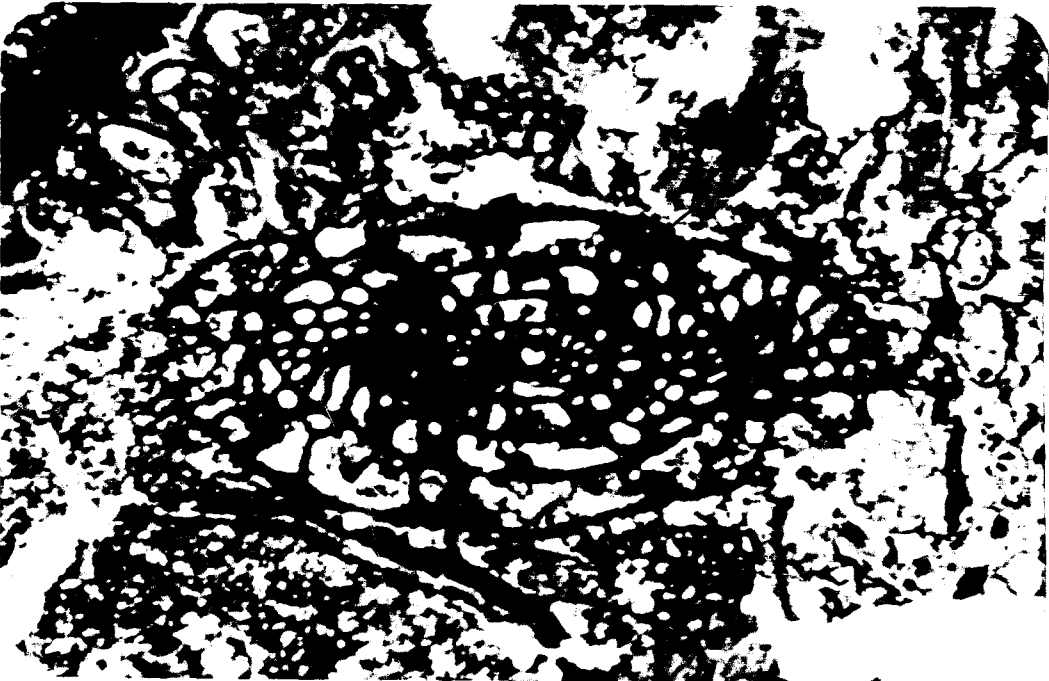
bir biçimde alg ve diğer organizma kalıntıları içerdiği ve renk tonuyla altındaki formasyondan ayrılabilen bu istif, en iyi görüldüğü Beyreli köyü yakınındaki Arpalık deresine istinaden Arpalık formasyonu olarak adlandırılmıştır. Kuzeyde Çam T.-Çamalanı-Kokartekne-Harzadın boyunca izlenen formasyon, güneybatıda Payallar Y.Çakşirevi Y.-Harmancık Y.-Gengercik sırtı boyunca Torlas Y.'sına doğru uzanır. Ayandere antiklinalinin kanatlarında da formasyonun yüzlekleri mevcuttur. Formasyonun ölçülü stratigrafik kesiti, Arpalıklık D.'sinin kuzeyindeki tip mevkisinden gerçekleştirilmiştir (Ek 1; Şekil 21).

Yeşilimsi-sarı renkli, orta-kalın tabakalı Girvenella'lı kireçtaşları, Gevne napında Karbonifer-Permiyen geçişinde kilometrelerce takip edilebilen klavuz bir seviyedir. Tabaka yüzeylerinde Girvenella alg tüplerinin oluşturduğu 0.5-1 cm. çaplı onkolitler çok belirgindir (Foto 31). Küçük bir çekirdek etrafında dışa doğru genişleyen alg sargılarının çekirdeğinde ekseri schwagerinid tipi fusulinid parçaları vardır. Bu schwagerinidlerin etrafı Girvenella alg tüpleriyle sarılmıştır (Mikrofoto 62). Aynı zamanda onkoidal kireçtaşı olarak nitelendirilen Girvenella'lı kireçtaşları, çekiç darbesiyle kolayca parçalanıp ufalanabilmektedir. Girvenella'lı kireçtaşlarının üzerindeki ayrışma rengi hafif sarımsı, taze yüzeyleri koyu gri renkli, 10-30 cm. tabaka kalınlığındaki kireçtaşı tabakalarında ise, irilikleri 7 mm'ye kadar varabilen çok bol miktarda pirinç fusulinidlerle az oranda da krinoid sapları izlenir. Daha üst kesimlerde fusulinid miktarı azalırken, krinoid saplarının artış gösterdiği koyu gri renkli kireçtaşları gözlenir (Foto 33). Fusulinidli-krinoidli düzeylerde bryozoa mercan ve brakiyopodlar da görülür. Girvenella'lı, fusulinidli kireçtaşları arasında mercer ve bantlar halinde kumtaşları izlenebilir. Formasyonun en üst litolojilerini ise kırmızımsı ve koyu sarı alterasyon renkleri sunan laminalı kuvars kumtaşları oluşturur. Yer yer kireçtaşı mercerleri de içeren bu kumtaşları, taze yüzeylerde sarımsı gri renklidir ve 15-20 cm. kalınlığındaki tabakalardan oluşur. Mikroskopta kumtaşı numunelerinin % 90-95 oranında kuvars tanesi içerdiği ve tanelerin çoğunlukla silisli bazende demiroksitli bir çimento ile bağlandıkları görülmüştür. Kuvars taneleri iyi bir minerolojik seçilme geçirmiş, oldukça olgun, iyi boylanmış toparlak tanelerdir. Kumtaşı örnekleri kuvars arenit sınıfındadırlar.

Kireçtaşlarından toplanan örnekler ise yüksek oranda organizma, bir kaç tane halinde intraklastlar ile % 10 civarında sparikalsit çimentodan ibarettir. Numuneler sırayla biyoosparrudit-biyosparrudit, biyoinsparparit ve biyolitit olarak tanımlanmıştır (Mikrofoto, 63).



Mikrofoto 62 : Arpalık formasyonuna ait biyoosparruditlerde (onkolitli kireçtaşı) Girvenelle alg tüplerinin Schwagerinidli bir çekirdek etrafını sararak oluşturdukları organik yapının ince kesitte görünümü (tek nikol, 55X).



Mikrofoto 63 : Arpalık formasyonuna ilişkin biyolititlerin mikroskopta görünüşü (tek nikol, 55X).  
S: Bir schwagerinidin aksiyal kesiti.



Foto 31

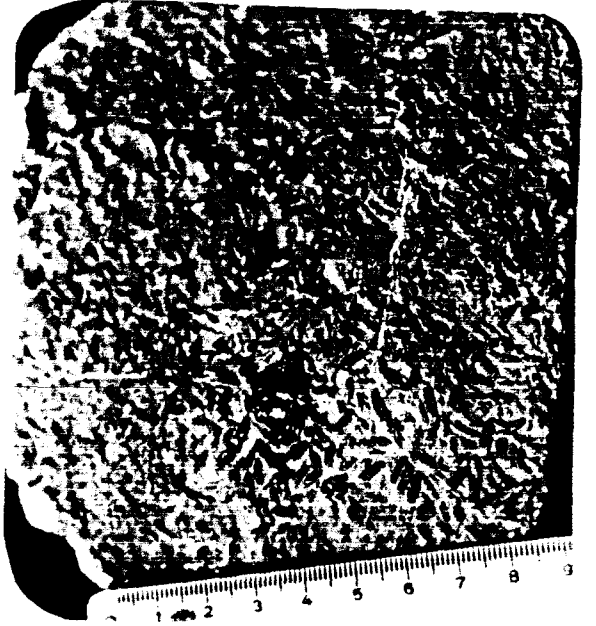


Foto 32

Foto 31 : Girvenella'lı kireçtaşlarına ait parlatılmış yüzeylerin görünüşü.

Foto 32 : Arpalık formasyonunda yeralan fusulinidli kireçtaşlarının parlatılmış tabaka yüzeylerinden bir görünüş.

Arpalık formasyonu, Yarıcak formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. (Şekil 20, 21). Formasyon üstten, Üst Permiyen yaşlı Kuşakdağı formasyonu tarafından yine uyumlu olarak örtülmektedir (Ek 3, 7; Şekil 20-22).

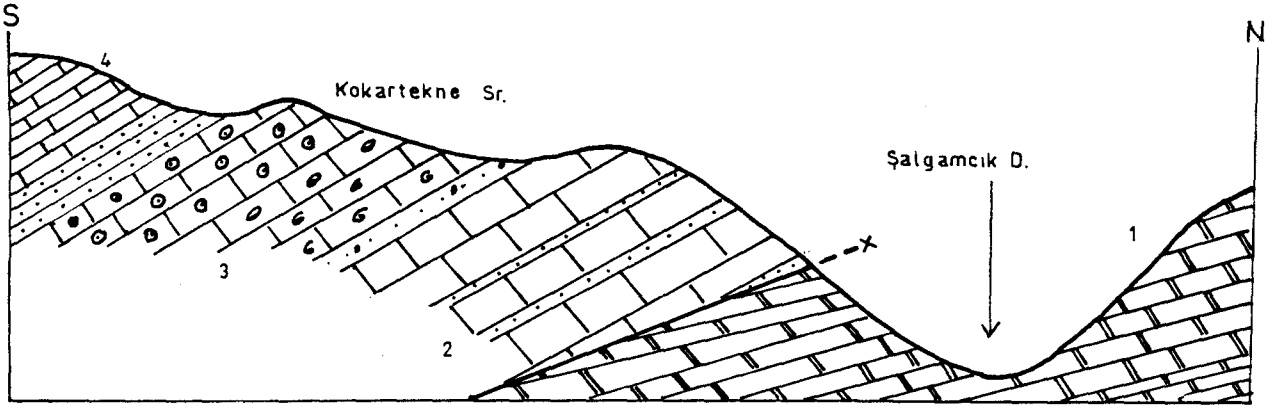
Arpalık formasyonunun stratigrafik kalınlığı tip yerinde 120 m. olarak ölçülmüştür. Bu kalınlık yanal yönde değişim arz etmektedir (Ek 1).

Formasyonun muhtelif kesimlerinden alınan örneklerin ince kesitlerinde Eotubertina reitlingerae M-MAKLAY, Globivalvulina parva CHERNOSOVA, Globivalvulina sp., Robustoschwagerina tumida LIKHAREV, Kwantoella fujimotoi SAKAGAMI ve OMATA, Nodosinelle sp., Bradyna sp., Paleotextularia sp. Tubiphytes sp., Cacivertella sp., Girvenella sp., Tetrataxis, Pseudoschwagerina sp., Tiriticites sp., Schwagerinidae, Schurbertellidae, Nodosaridae fosillerine rastlanarak birime Alt Permiyen yaşı verilmiştir (tür tayinleri Y.OKAN, AÜ, cins ve familya tayinleri ise T. SÜER, MTA, tarafından yapılmıştır).

Form.	Kalın	LİTOLOJİ	Numu- ne y.	AÇIKLAMALAR
				GÜZTAŞI FORMASYONU
Kuşakdağı FORMASYONU	800-1000 m		3-A6	İnce ve orta tabakalı, koyu gri renkli, kısmen kristalize olmuş bol algli gastropodlu kireçtaşları. KISMEN KRİSTALİZE BİYOMİKSPARİT
			3-A3	Kuvars arenit ve dolomitleşmiş aratabakalar içeren koyu gri renkli, bol alg ve gastropodlu kireçtaşları. KRİSTALİZASYON İZLERİ TAŞIYAN, BİYOMİKRUĞİT
			6-47	FOSİLLİ, İNCE TANELİ KRİSTALİZE KİREÇTAŞI (Muht. BİYOMİK.) Formasyonun her seviyesinde görülmekte olan mikrofosiller: <i>Globivalvulina</i> sp., <i>Permocalculus</i> sp., <i>Hemigordius</i> sp., <i>Paraglobivalvulina</i> sp., <i>Kamurana</i> sp., <i>Geinitzina</i> sp., <i>Dagmarita</i> sp., <i>Gymnocodium</i> sp., <i>Pseudovermiparella</i> sp., <i>Mizzia</i> sp. ve <i>Nodosaridae</i> ' dir.
			6-41	FOSİLLİ, ÇOK KURLU KİREÇTAŞI Koyu gri-siyah renkli kireçtaşı-seyl-kumlu kireçtaşı ve sarımsı gri renkli kuvarslı kumtaşı ardalanması. Seyller içinde irili ufaklı merccekler halinde organik maddece zengin asfaltit türü oluşuklara rastlanıf.
			6-42	LAMİNALİ, FOSİLLİ REKRİSTALİZE KİREÇTAŞI Bol Miliolidli kırıntılı ve karbonatlı kayaç ardışımı.
			6-40	FOSİLLİ, REKRİSTALİZE KİREÇTAŞI
			6-52	İRİ TANELİ, REKRİSTALİZE, DOLOMITLİ KİREÇTAŞI Yer yer dolomitize olmuş, ince-orta tabakalı, koyu gri renkli hafif kristalize kireçtaşları ve kuvars arenit kamaları.
			3-K11	BİYOMİKRİT
			3-E41	ORTOKUVARSİT
			3-P1	KALSİT ÇİMENTOLU KUVARS ARENİT Koyu gri-siyah renkli, keskin bitüm kokulu, çok çatlaklı Mizzielli kireçtaşları.
ARPALIK FORMASYONU	120 m		3-E3	Oksidasyon yüzeyleri bordo-kırmızı, taze yüzeyleri sarımsı-boz ve kirli beyaz renkli ince-orta katmanlı kuvarslı kumtaşları. KUVARS ARENİT
			3-G5	Algli fusulinidli kireçtaşı merccekleri içeren kuvars kumtaşları. Koyu gri renkli 20-30cm tabaka kalınlığına sahip, kristalize olmuş krinoidal kireçtaşları. Koyu gri ve sarımsı renkli, çok bol fusulinidli kireçtaşı. <i>Tetrataxis</i> sp., <i>Paleotextularia</i> sp., <i>Triticites</i> sp., <i>Girvenella</i> sp. görülür. BİYOLİTİT
			3-E6	Orta-kalın tabakalı, değişik oksidasyon renkleri arzeden <i>Girvenella</i> 'lı onkoidal kireçtaşları. BİYOSPARRUDİT
				YARICAK FORMASYONU



Sekil 21. Arpalık ve Kuşakdağı formasyonlarının tip yerlerinden ölçülen sütun kesitler.



Sekil 20 : Şalgamcık D.-Kokartekne Sr. arasındaki şematik jeoloji kesiti. 1- Kahtepe f. 2- Yarıcak f. 3- Arpalık f. 4- Kuşakdağı f.

Birimin tabanında yer alan biyosparruditler ve biyolititler, çökelme ortamının genelde resifal, ayrıntıda resif ardı-resif düzlüğü alt fasiyelerini içeren bir resif karmaşığı şeklinde olduğunu gösterir. Bu ortamın canlı topluluğunu başlıca fusulinler, algler, bryozoa, brakiyopod ve krinoidler oluşturmuştur. Formasyonun üst düzeylerini temsil eden kireçtaşı mercekli kuvars arenitler, gelgit akıntılarıyla (Selley, 1976) zaman zaman plajda kırıntılı çökeliminin olduğunu göstermektedir. Bu verilerle çökelme ortamının 50-60 metreden sığ ve sıcak bir deniz olduğu kolayca söylenebilir. Yüksek enerjili Y-zonunda gerçekleşen sedimentasyon, aynı zamanda Wilson (1975)'un 5. ve 6. bölgelerini de kapsamaktadır.

Arpalık formasyonu; Silifke yöresinde Ağılderesi (Gökten, 1976) ve Göktepe-Ermenek dolaylarında Dumlugöze (Demirtaşlı, 1978; Kuşcu, 1983) formasyonlarının alt bölümleriyle, Aladağlarda Yahyalı çevresinde Sarıoluk formasyonu (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) ile Akbaş formasyonunun (Ulakoğlu, 1983) alt kesimleriyle tektonik birlik, çökelme ortamı ve litostratigrafik açıdan karşılaştırılabilir.

#### 2.2.4.1.4. KUŞAKDAĞI FORMASYONU (PK)

Çalışılan bölgede Alt Permiyen yaşlı Arpalık formasyonunu uyumlu olarak örten, büyük ölçüde koyu gri renkli algli kireçtaşlarından oluşan kalın bir karbonat istifi izlenir. Tipik özellikleriyle Kuşakdağı dolayında tabandan tavana kadar incelenebilen bu litoloji topluluğu, ölçülü stratigrafik kesitinin de gerçekleştirildiği bu lokaliteye izafeten Kuşakdağı formasyonu olarak tanımlanmış ve haritalanmıştır (Ek 1). Çalışma sahasında çok

geniş bir yayılıma sahip formasyon, kuzeyde Büyüksinekkıran T.-Çekiçdağı -Kocaalan Y.-Kurucagöl-Behrizli T.-Develi kepiri-Sugöllü kepiri boyunca kuzeybatıdan güneydoğuya doğru uzanırken, güneybatı kesimde de Orhan D.-Karpınar Y.-Gülbahar T.-Karagöl T.-Kuşak Dağı-Sulugöl T.-Çağşırđibi hattını takip ederek kuzey-kuzeybatı ve güney-güneydoğu istikametinde uzanır (Ek 1).

Kuşakdağı formasyonunu oluşturan kireçtaşları genelde koyu gri-siyah renklidirler ve kırıldığında organik maddeden kaynaklanan bir koku hissedilir. Kireçtaşları oldukça sık çatlaklı ve kırıklı olup breşik ve erimeli yapılara çok rastlanır. Sert ve tıkrız dokulu kireçtaşları arasında 50-60 m.'lik bir seviye halinde organik maddece zengin, kumlu ve miliodli şeyller ile fazlaca kumlu kireçtaşı, kireçtaşı ve kuvarslı kumtaşları ardalanmalı olarak izlenmektedir (Foto 35). Bu seviyelerde yer yer kalınlıkları 20-30 cm.'ye ulaşan asfaltitli mercekler olağandır. Bu mercekler formasyon içinde bir kuşak oluşturmaktadır (Şekil 22). Bu kuşak içindeki kumlu kireçtaşı-kireçli kumtaşı düzeylerinde paralel ve çapraz laminalar ile ince kumtaşı arabantları gözlenebilir. Özellikle formasyonun alt kesimlerinde dolomitleşme olayına sık rastlanmaktadır (Mikrofoto 65).



Foto 33

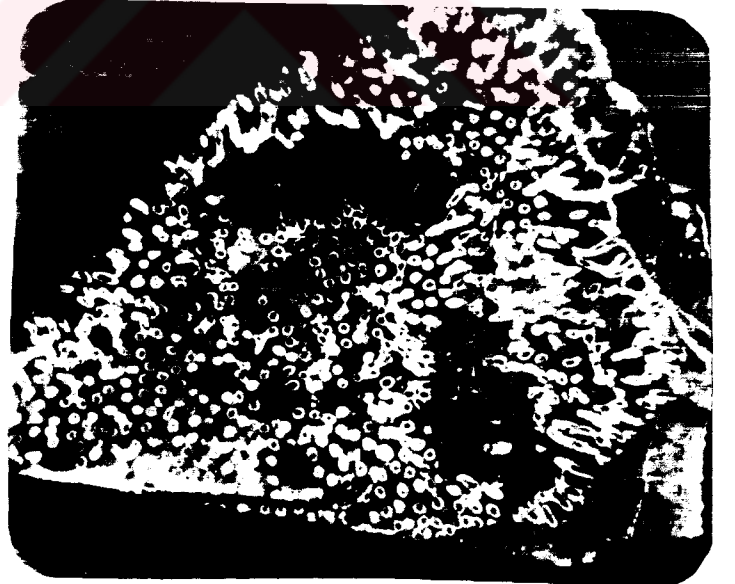


Foto 34

Foto 33. Arpalık formasyonunun içinde yer alan krinoidli kireçtaşlarının parlatılmış bir el örneğinde görünüşü.

Foto 34. Kuşakdağı formasyonu içinde bulunan Syringopora kolonilerinin parlatılmış bir el örneğinde görünüşleri.



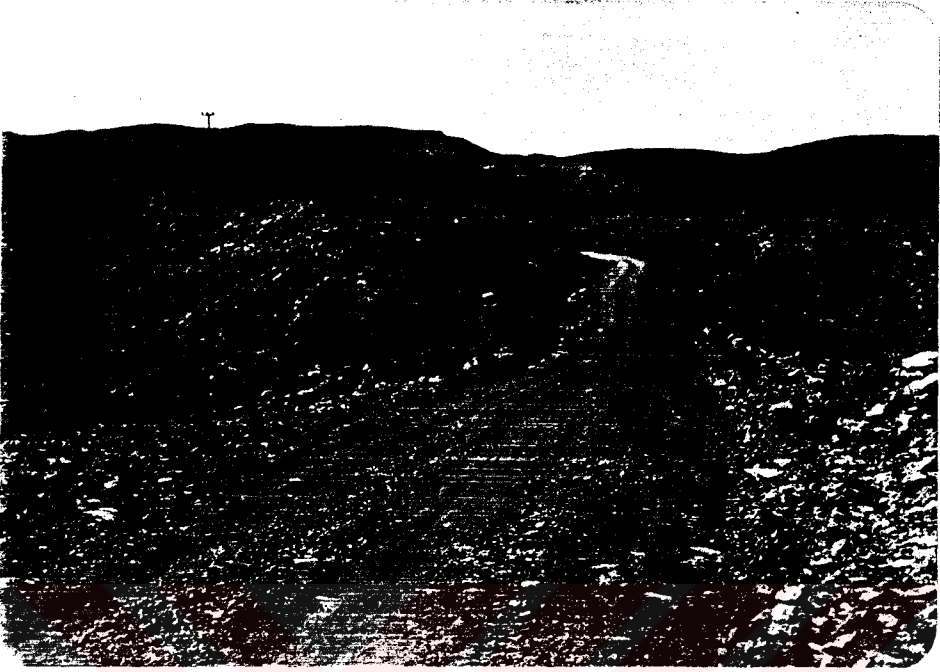


Foto 35. Kuşakdağı formasyonlarıyla Arpalık formasyonunun sınır ilişkisi ve Kuşakdağı formasyonu içinde yer alan kırıntılı kuşaktan bir görüntü. Fotograf Çamalanı'nın güneyinden kuzeye doğru çekilmiştir.

Mikroskop çalışmalarında örneklerin büyük ölçüde rekrystalizasyona maruz kaldıkları gözlenmiş olup ilksel doku kaybolmuştur. Kırıntılı kesimlerden alınan kireçtaşlarının tabakalanmaya dik kesitlerinde, mikrit ve sparit mikrodüzeylerinin mütemediyen ardalandıkları ve spartik düzeylerde siyah organik kırıntılarla Hemigordius'ların varlığı izlenmiştir. İlksel dokunun kısmen korunabildiği kireçtaşlarında biyomikrit, biyomikrudit, biyosparit-biyointrasparit mikrofasiyesleri belirlenebilmiştir (Mikrofoto 64).

Kireçtaşları arasında gözlenen dolomişleşmiş seviyeler, tamamen kristalize olmuşlar ve öz şekilli-yarı öz şekilli, iri kristalli, çift yönde dilinimlenmiş, yaklaşık eş boyutlu kristallerden meydana gelmişlerdir (Mikrofoto 65).

Formasyonun karbonat çökelleri arasında bulunan kumtaşlarının (Foto 36) mikroskop çalışmalarında; % 90-95 oranında kuvas içerdikleri ve % 5 oranında da kalsit çimentoyla bağlandıkları görülmüştür. Az miktarda demir oksit kırıntılarının gözlendiği taneler; orta derecede yuvarlak, toparlakça, iyi boylanmalı ve olgun tanelerdir. Kuvars arenit olarak tanımlanan bu taneler, kuvars miktarının azalması ile kumlu kireçtaşlarına geçiş göster-



Mikrofoto 64



Mikrofoto 65

Mikrofoto 64. Kuşakdağı formasyonu içinde izlenen biyomikritlerin ince kesitte görünüşü (tek nikol, 55X). H:Hemigordius, M:Mizia, B:Bryozoa.

Mikrofoto 65. Kuşakdağı formasyonunda bulunan iri kristalli, dolomitleşmiş kireçtaşlarının mikroskopta görünüşü (çift nikol, 40X).

rir. Buna karşılık bazı kuvars arenitlerde karbonat çimento, yerini tamamen silise bırakır.

Kuşakdağı formasyonu tabanda Alt Permiyen yaşlı Arpalık formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir (Şekil 22). Üstten ise Alt Triyas yaşlı Gökçepınar kireçtaşı ile yine uyumlu olarak örtülmektedir (Ek 3, Şekil 23).

Çalışma alanı içinde formasyonu stratigrafik kalınlığı 800-1000 m. arasında değişmektedir (Ek 7, Şekil 21).

Bol ve değişik algler içeren bu formasyona ait kireçtaşlarının Mizzia'lı oluşu ayırtman özelliğidir (Mikrofoto 64). Mizzia'ların irilikleri yer yer 1 mm.'ye çıkmaktadır. Formasyondan toplanan örneklerde; Paraglobivalvuliana sp., Globivalvulina sp., Permocalculus sp., Hemigordius sp., Pachypholia sp., Daqmarita sp., Geinitzina sp., Kamurana sp., Mizzia sp.,

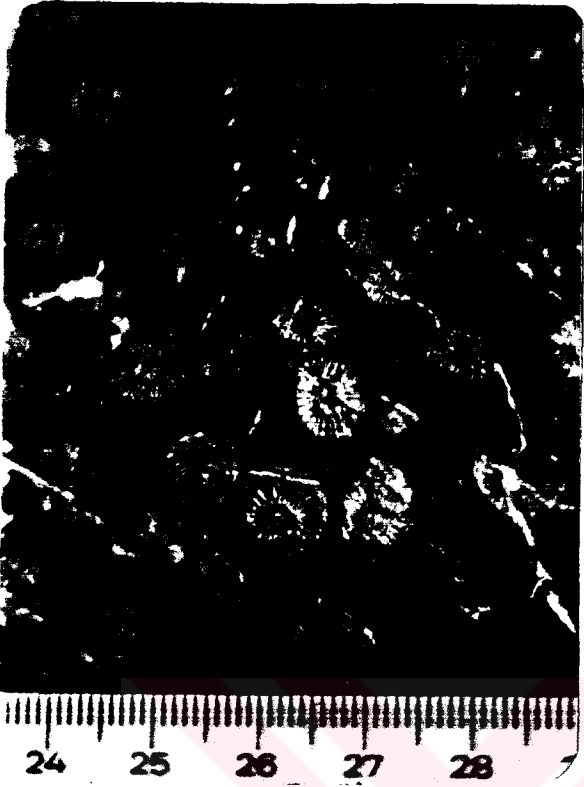


Foto 36

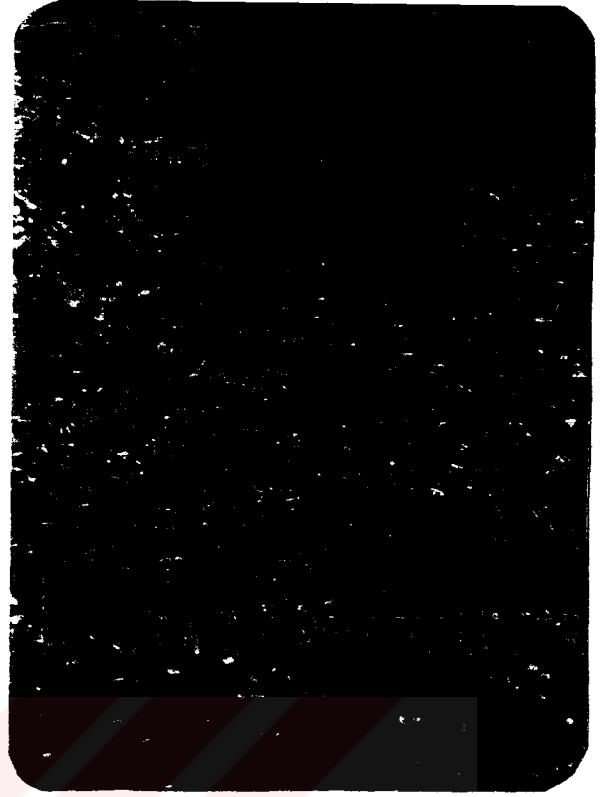


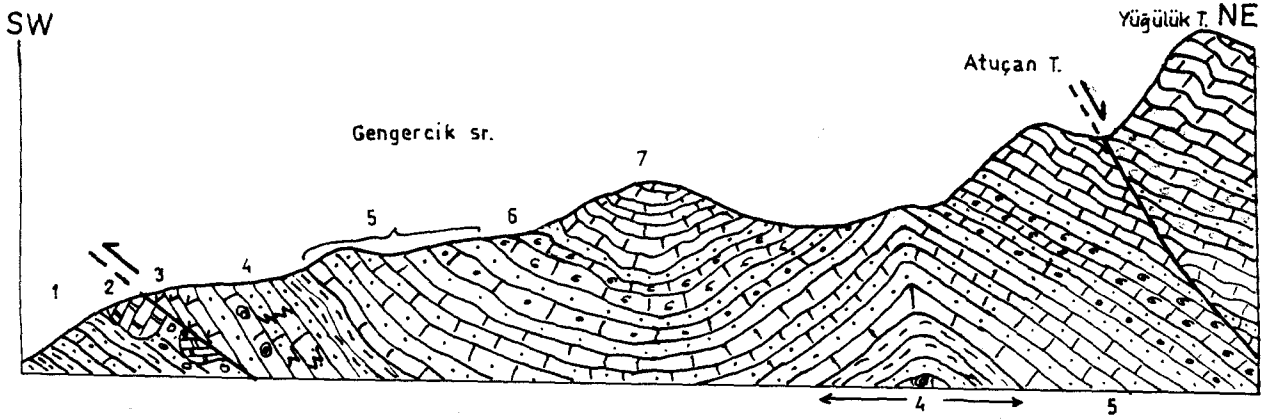
Foto 37

Foto 36. Kuşakdağı formasyonunda Mizzia'lı kireçtaşları ile kuvars arenit mercek ve kamalarının birlikte görünüşü.

Foto 37. Kuşakdağı formasyonundan alınan el örneklerinin parlatılmış yüzeylerinde gözlenen mercan kolonileri.

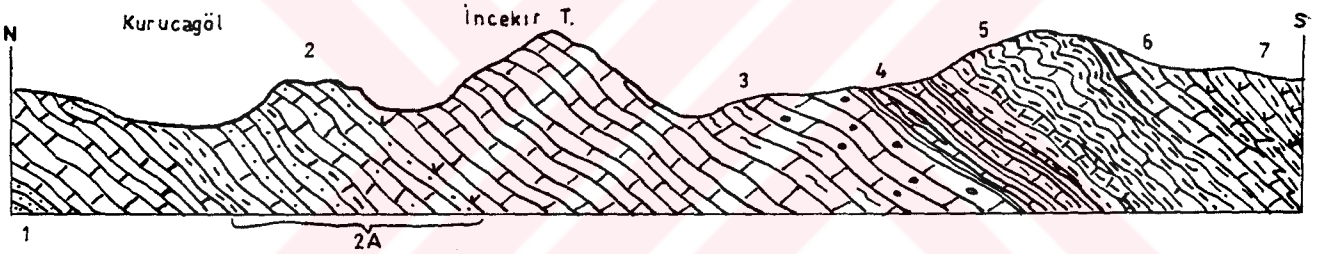
Gymnocodium? sp., Pseudovermiporella sp., Hemigordiopsidae, Nodosaridae gibi fosil topluluğuyla birime Üst Permiyen yaşı verilmiştir (fosil tayinleri T. SÜER, MTA tarafından yapılmıştır). Ayrıca formasyon içinde Syringopora sp. ve koloni halinde yaşayan bazı heksakorallar (Foto 34, 37) ile yer yer brakiyopod ve kristalize olmuş bol gastrapod izlerine rastlanmıştır.

Formasyonu oluşturan litolojilerin fasiyes özellikleri, tabandan tavana kadar görülen Mizzia ve diğer algler ile Hemigordius'ların bolluğu, mercan-brakiyopod ve gastropodların mevcudiyeti çökelme ortamının resif ardı-lagün şeklinde olduğunu kanıtlar. Ancak; karbonat çökelimini zaman zaman kesintiye uğratan kireçli kırıntılar ve kuvars arenitlerin yığılması, onların tabaka geometrilerinden ötürü türbidit nitelikli olduklarını gösterir. Formasyon enerji kuşakları açısından genelde Z-kuşağında (Irwin, 1965) çökelirken, zaman zaman Y-kuşağında da çökelimini sürdürmüştür. Formasyonun renk, litoloji, fasiyes, çökelme dokusu, tortul yapı ve biyota özellikleri



Şekil 22. Gengercik sırtı ve Yüğülük T. arasında bir şematik jeolojik kesit.

- 1- Beden f. 2- Kireçtaşı olistolitleri 3- Gölboğazı üyesi  
4- Asarlık yaylası biriminin kırıntılı ve kireçtaşı mercekli kesimi 5- Yarıcak f. 6- Arpalık f. 7- Kuşakdağı f.



Şekil 23. Kurucagöl ve İncekır T.'den güneye doğru devam eden şematik bir en kesiti. 1- Arpalık f. 2- Kuşakdağı f. 2A:Kuşakdağı f.'nun orta kesimlerinde yer alan bitümlü şeyl, kireçli kumtaşı ve kireçtaşı ardalanması. 3- Gökçepınar kçt. 4- Tepeçayar üyesinin bordo şeylleri 5- Tepeçayar üyesinin yeşilimsi gri şeylleri. 6- Sivritömek üyesi 7- Aliefendi üyesi

karbonat yapılarının 8. bölgede (sınırlı platform) gerçekleştiğini ve sedimentasyonunun zaman zaman da Wilson (1975)'un 7. bölgesine (açık platform) kaydığını gösterir.

Kuşakdağı formasyonu; Silifke civarında Ağılderesi formasyonunun (Gökten, 1976) orta-üst bölümleriyle, Mut-Silifke çevresinde Belpınartepe formasyonunun (Gedik ve diğ., 1978) üst kesimleriyle, Göktepe (Ermenek) dolaylarında Dumlugöze formasyonunun (Demirtaşlı, 1978; Kuşçu, 1983) orta-üst dilimleriyle, Aladağlarda Yahyalı-Demirkazık civarlarında Zindandere (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) ve Akbaş (Ulakoğlu, 1983) formasyonlarıyla korele edilebilir.

#### 2.2.4.1.5. GÖKÇEPINAR KİREÇTAŞI (Tg)

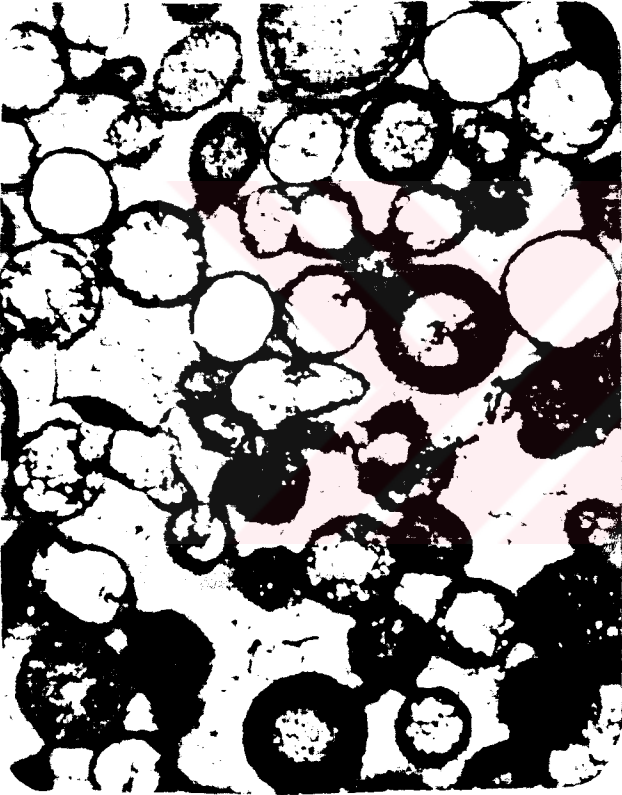
Gevne napı içinde Üst Permien yaşlı Kuşakdağı formasyonunu uyumlulukla örten gri-açık gri renkli ayrı bir karbonat topluluğu görülür. Alt-üst sınıır ilişkileriyle birlikte litolojik gelişiminin net bir biçimde izlenebildiği Gökçepınar Yaylasına istinaden Gökçepınar kireçtaşı şeklinde tanımlanarak haritalanan bu karbonat biriminin, ölçülü stratigrafik kesiti de Kuşakdağı'nın güneybatı etekleri ile Gökçepınar Y. arasında gerçekleştirilmiştir. Gökçepınar kireçtaşları inceleme alanının orta kesimlerinde inlice Y., Göztaşı Mahallesi, Tepeçayır Y., Belenyurt T. ile güneyde Topular Y. civarlarında mostralar verir (Ek 1).

Gökçepınar kireçtaşı en altta açık gri, pembemsi-krem renkli, 5-10 cm. kalınlığında, düzgün tabakalardan oluşan, laminalı ve kristalize kireçtaşları ile başlar. Bu kireçtaşlarının, üste doğru yer yer demiroksitli bileşenlerden oluşan opak parçacıkları da içeren bol oolitli kireçtaşlarına geçtiği gözlenmiştir (Mikrofoto 66). Oolitlik kireçtaşları da üstte kırmızı benekli, kalsit damarlı, açık gri renkli kireçtaşı olarak devam eder. Bu kireçtaşları dikkatlice incelendiğinde, kırmızı beneklerin demiroksitler tarafından ornatılmış çok küçük gastrapod kavkıları olduğu görülmüştür. Bu düzeyler ince bir seviye halinde takip edilebilen parçalı kireçtaşlarına geçer (Şekil 24).

Mikroskop çalışmalarında tabandan alınan örneklerin ilksel doku özelliklerini yitirdiği görülmüştür. Kristalize olmuş alglerin oluşturduğu lamina dışında iri taneli kalsit kristalleriyle dolu damarlara ve yer yer de stilolit oluşumlarına tesadüf edilmektedir. Oolitlik düzeylerden alınan örneklerde yine rekristalizasyon etkileri belirgindir. Oolitlerin çekirdeğinde mikritik veya sparitik bir parça mevcut olup, oolitler konsantrik olarak bu çekirdekler etrafında büyümüşlerdir. Oolitlerin çapları çoğunlukla 0.2-0.4 mm. arasında (Mikrofoto 66) olup 1.5-3 mm.'ye kadar vardığı, hatta 8-16 mm. irilikte pizolitlerin mevcudiyeti görülmüştür. Bu çok iri zarflı taneler, yuvarlak ve ovale yakın, girintili sınırlar oluşmakta olup bunların canlılarca meydana getirilen onkoidal oluşumlar olduğu sanılmaktadır. Oolitler aynı zamanda yerinde oluşmuş catlaklı tanelerdir ve mikrofaylar ile bunların parçaları birbirinden uzaklaşmıştır. Bu örneklerde bazen fosil kavkıları da izlenebilir. Numuneler; oosparit, biyoosparit kökenli olmakla birlikte rekristalize olmuş fosilli oolitlik kireçtaşı şeklinde tanımlanmışlardır (Mikrofoto 66).

Gastropodlu kireçtaşlarından alınan örneklerde % 50-60 oranında gastropod tanelerinin % 40-50 oranında yeniden durulmuş, orta irilikte ki kalsitle çimentolandığı görülmüştür (Mikrofoto 67). Gastropod kavkılarının içi kalsit ve dolomit kristalleriyle dolmuştur. Bazı örneklerde gastropod kavkılarında, az oranda bivalv kavkuları ile oolitik oluşumlar ve glokoni tanelerinin de eşlik ettiği görülmüştür. Bu düzeyin örnekleri de fosilli, rekrystalize kireçtaşları olarak tanımlanmıştır (Şekil 24).

Gökçepınar kireçtaşı; alttaki Kuşakdağı formasyonu ve üstteki Göztaş formasyonunun Tepeçayır üyesi ile uyumludur (Şekil 24, Foto 38, Ek 3).



Mikrofoto 66



Mikrofoto 67

Mikrofoto 66. Gökçepınar kireçtaşlarına ilişkin kristalize olmuş oolitik tanetaşlarının mikroskopta görünüşü (tek nikol, 55X).

Mikrofoto 67. Gökçepınar kireçtaşlarına ait kristalize olmuş gastropodlu kireçtaşlarının alizerin kırmızısı ile boyandıktan sonraki mikroskop görüntüsü (tek nikol, 55X). G: Gastropod, Gl: Glokoni.

Formasyonun kalınlığı tip mevkisinde 80 m. olarak ölçülmüştür. Kalınlık yanal yönde 50 m.'ye kadar iner (Ek 3).

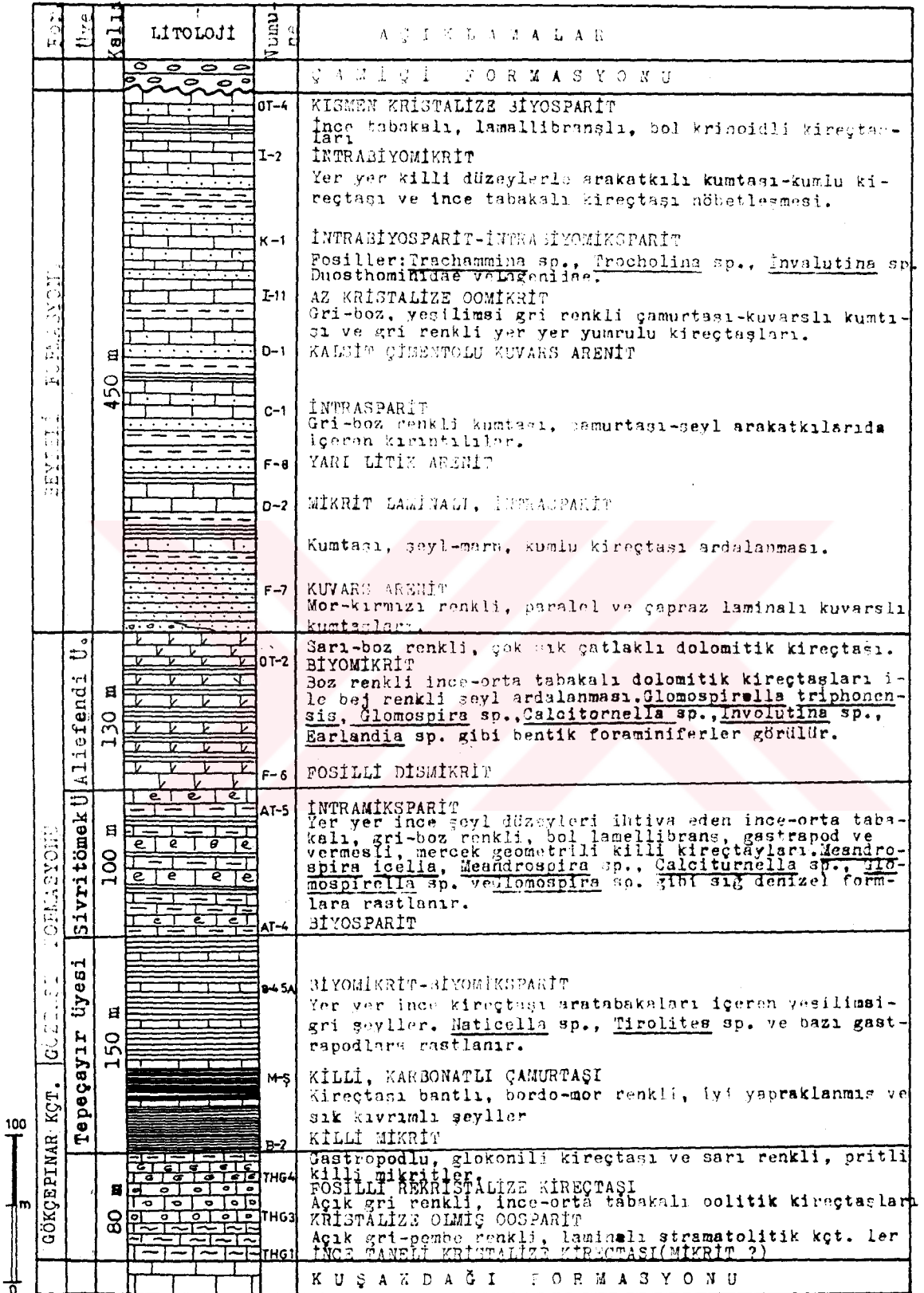
Gökçepınar kireçtaşında bazı alg, gastropod ve bivalv izlerine tesadüf edilmekle beraber bu örnekler cins ve tür tayini için yetersiz olduklarından birimin yaşı, stratigrafik konumu da dikkate alınarak korelasyon yoluyla Alt Triyas olarak verilmiştir (Özgül, 1976; Kuşçu, 1983).

Kireçtaşı biriminin tabanındaki alg laminaları ve muhtemelen mikrit olması gereken mikrofasiesler, başlangıçta ortamın düşük enerjili olduğunu gösterir. İstifin orta kesimlerinde izlenen oolitik seviyeler ise bu süku-netin fazla devam etmediğini ve ortamın çalkantılı hale geçtiğini göstermektedir. Daha üstlerde görülen glokonili ve gastropodlu kireçtaşları yine denizel bir sedimantasyona işaret ederler. Formasyonun çökelişi esnasında sığ, sıcak bir deniz niteliğindeki çökeltme ortamı, Irwin (1965)'in enerji kuşakları açısından başlangıçta kısa bir müddet Z-kuşağı iken daha sonra Y-kuşağı haline gelmiştir. Ortam Wilson (1975)'a göre de başlangıçta 7. bölge (açık platform) durumundayken daha sonra 6. bölge (platform kenarı) durumuna gelmiş olmalıdır.

Gökçepınar kireçtaşı; Ermenek batısında Göktepe (Demirtaşlı, 1978) ve Haydar (Kuşçu, 1983) formasyonları, Ermenek-Mut-Silifke yörelerinde Kızılkuzlukdere formasyonu (Gedik ve diğ., 1979) ile Doğu Toroslar'da Yahyalı çevresinde Kavak formasyonu (Ulukoğlu, 1983) şeklinde tanımlanan birimlerin en alt düzeylerini oluşturan oolitik kireçtaşı seviyeleri ve yine Yahyalı çevresinde Dişdöken formasyonunun Oolitik kireçtaşı üyesi (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) ile tektonik birlik, litoloji ve fasies benzerliği açısından karşılaştırılabilir.

#### 2.2.4.1.6. GÖZTAŞI FORMASYONU (Tgö)

Araştırma sahasının orta kesimlerinde alttaki Gökçepınar kireçtaşı ile uyumlu şekilde geniş bir yayılım arzeden alacalı şeyller, bol makrofosilli kireçtaşları ve en üst seviyelerinde de dolomitik kireçtaşı-şeyl ar-dışımından yapılu bir istif görülür. Alt-Orta Triyas boyunca çökelmiş bu istif; litolojik farklılığı, rengi ve morfolojik özellikleri ile altındaki kireçtaşlarından kolayca ayrılmakta olup en iyi görüldüğü Göztaşı Mahallesi sine atfen Göztaşı formasyonu olarak tanımlanarak haritalanmıştır (Ek I). Formasyonun tip yeri Göztaşı ile Aliefendi Güzlesi arasında olup ölçüllü stratigrafik kesitte bu güzergah boyunca yapılmıştır. Bozisa T., Sivritömek T., Tepeçayır Y., Gölyeri Y. ve Beylertoprakdöktüğü dolaylarında mostraları bulunan formasyon ayrıca güneybatıda İshaklı Y. ile Gökçepınar Y. dolaylarında da yüzylemektedir.



Şekil 21. Gökçepınar kireçtaşlarıyla Göztaşı ve Beyreli formasyonlarının tip mevkilerinden ölçülen stratigrafik sütun kesitleri.



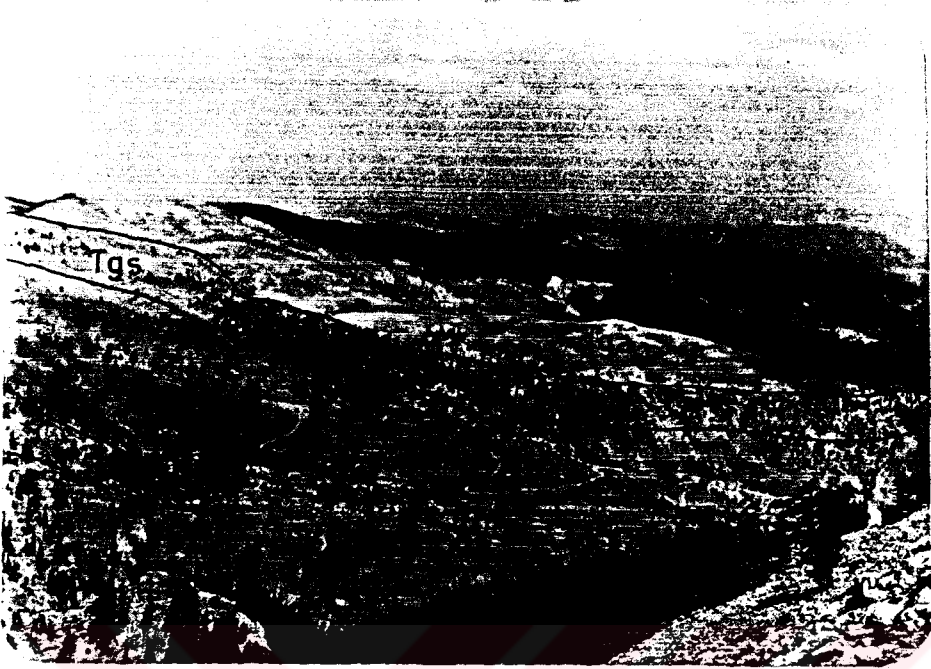


Foto 38. Göztaşı'nın kuzeybatısında Göztaşı formasyonunun alttaki birimlerle ve kendi üyeleri arasındaki uyumlu sınır ilişkileri ile altta Kuşakdağı formasyonu üzerine Gökçepınar kireçtaşının konkordan olarak gelişi.



Foto 39: Tepeçayır üyesini oluşturan kireçtaşı arakatkılı şeylerden umumi bir görüntü. Bakış kuzeyden güneydir.

Göztaşı formasyonunun alt bölümünü oluşturan kireçtaşı arakatkılı alacalı şeyller Tepeçayır üyesi (Tgte), ortalarda yeralan şeyl arakatkılı killi kireçtaşları Siritömek üyesi (Tgs) ve üstte bulunan dolomitik kireçtaşı-şeyl nöbetleşmesi de Alifendi üyesi (Tga) şeklinde litostratigrafik anlamda bölümlendirilerek her üye ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir (Ek 1,7).

#### 2.2.4.6.1. TEPEÇAYIR ÜYESİ (Tgte)

İnce kireçtaşı arakatkılı şeyllerden ibaret bir istif, Göztaşı formasyonunun tabanında ve çoğunlukla kuzeybatıdan güneydoğuya doğru uzanan bir kuşak şeklinde izlenmektedir. En iyi gelişimini Tepeçayır Y. dolaylarında sunan bu istif, Tepeçayır üyesi olarak tanıtılmış ve haritalanmıştır (Ek 1). Tip yeri Tepeçayır Y. dolayında olan üyenin, stratigrafik kesiti de buradan ölçülmüştür.

Tepeçayır üyesi ile Gökçepınar kireçtaşları arasında 1-2 m.'lik klavuz bir seviye halinde koyu sarı-kahverenkli mikritik dokulu bir kireçtaşı düzeyi bulunur. Üye sık kıvrımlı, bordo renkli, iyi yapraklanmış şeyller (Foto 39) ile başlayıp üste doğru yeşilimsi gri şeyllere geçer. Şeyllerin arasında boz renkli, bazen de gri 6-7 cm. kalınlıklı tabakalardan oluşan kireçtaşı aradüzeylerine de rastlanmaktadır.

Tepeçayır üyesine ait ince kesit çalışmalarında şeyllerin tamamen killi kireç çamurundan oluştuğu görülmüştür. Kireçtaşı aradüzeylerinin ince kesitlerinde ise birkaç tane halinde kuvars ve opak tane kırıntıları ile % 10 civarındaki bivalv ve gastropod kavkı parçalarının mikrosparit içinde yüzdüğü görülür. Biyotürbasyon izleri taşıyan bu kireçtaşları biyomiksparit şeklinde tanımlanmıştır.

Tepeçayır üyesi, Gökçepınar kireçtaşını uyumlu olarak örter. Üye üst sınırı boyunca genellikle Siritömek üyesi ile bazende Aliefendi üyesi ile tedrici geçişlidir (Ek 3, 7).

Tip mevkisinde üyenin stratigrafik kalınlığı 150 m olarak ölçülmüştür (Şekil 24).

#### 2.2.4.1.6.2. SİVRİTÖMEK ÜYESİ (Tgs)

Göztaşı formasyonunun orta kesimlerinde ince şeyl arakatkılı killi kireçtaşlarının oluşturduğu ayrı bir litoloji topluluğu izlenmiştir. Mer-

ceksi bir geometriye sahip olan bu litolojiler, geniş ve kalın bir yayılım gösterdikleri Sivritömek T.'sine izafeten, Göztaşı formasyonunun bir üyesi olarak ayrılmış ve haritalanmıştır (Ek 1). Tip yeri Sivritömek T. civarında olan üyenin yayılımı da kuzeybatıdan güneydoğuya doğrudur.

Sivritömek üyesinin litolojileri ise, mostralarda açık gri ve sarımsı-boz renkli bir dış görünümüne sahip ve ince-orta tabakalı, killi kireçtaşlarından oluşurlar. Bol miktarda lamellibrans, gastopod ve az oranda da ammonit kavkıları içeren bu killi kireçtaşları arasında yeşilimsi gri, bej şeyller ince aradüzeyler halinde görülmektedir.

Mikroskop çalışmalarında Sivritömek üyesinden alınan karbonatların rekristalizasyondan etkilendikleri ve bazen demiroksitli bir çekirdek etrafında büyümüş oolitleri ihtiva ettikleri de görülmüştür. Kayaçların matriksini genellikle killi karbonat çamuru oluştururken bazı örneklerde mikropardan oluşan bağlayıcı da görülmektedir ve bu üyeye ait numuneler kristalize olmuş fosilli kireçtaşı, intramiksparit şeklinde tanımlanmışlardır (Şekil 24).

Sivritömek üyesi altta, Tepeçayır üyesi, üstte de Aliefendi üyesi ile uyumludur. Sivritömek üyesinin litolojileri, yanal yönde mercek ve kamalar halinde formasyonun diğer üyelerine geçer (Ek 1,3,7).

Sivritömek üyesinin kalınlığı, tip mevkisinde 100 m olarak belirlenmiştir. Bu kalınlık üyenin geometrisinden ötürü yanal istikametlerde azalmakta ve bitmektedir.

#### 2.2.4.1.6.3. ALIEFENDİ ÜYESİ (Tga)

Göztaşı formasyonunun gelişimi içinde Sivritömek üyesinden sonra veya bu üyenin haritalanmadığı yerlerde alttaki Tepeçayır üyesinden sonra dolomitik kireçtaşı-şeyl ardışımından oluşan bir istif izlenir. Sarımsı-bej renk tonu ve kırılğan gözenekli dolomit araseviyeleri ile alttaki ve üstteki üyelerden ayrılan bu istif, en iyi incelenebildiği ve ölçülü stratigrafik kesitinin de gerçekleştirildiği tip yerine atfen Aliefendi üyesi şeklinde tanımlanmıştır (Ek 1).

Aliefendi üyesi altta sarımsı-boz renkli ve 15-20 m. kalınlığındaki bir dolomitli kireçtaşı seviyesi ile başlar. 8-40 cm. kalınlıklı dolomitli tabakaları çeşitli açılarla kesen yoğun çatlak düzlemleri boyunca kalsitin

yanısına kahverenkli-siyah kil dolguları gözlenmektedir. Üste doğru gözlenen dolomitli kireçtaşları ile ardışıklı şeyller ise, sarı-bej ve hafif yeşilimsi tonlarda bir görünüme sahiptirler. Şeyllerde laminalanma çok iyi gelişmemiştir. Yumuşak şeyler arasında kalan dolomitli kireçtaşları, yer yer koparak sucuk yapıları oluşturmuştur. Üyenin ve dolayısıyla Göztaşı formasyonunun en üst düzeyini, 15-20 m. kalınlığındaki sarı-bej renkli dolomitik kireçtaşları oluşturur.

Aliefendi üyesinden toplanan örneklerin ince kesitlerinde dolomitleşme yaygın olup dismikrit, mikrit ve biyomikrit mikrofasiyeleri belirlenmiştir (Şekil 24).

Aliefendi üyesi, alttaki Sivritömek üyesi ve bazen Tepeçayır üyesi ile uyumludur. Sivritömek üyesi ile yanıl geçişler de sunan Aliefendi üyesi, üstten ise Beyreli formasyonu ile uyumlu olarak örtülür.

Aliefendi üyesinin stratigrafik kalınlığı tip kesit yerinde 130 m. olarak ölçülmüştür.

Göztaşı formasyonu içinde yeralan üyelerin litolojik özelliklerini tanıttıktan sonra şimdi de formasyonun buraya kadar verilmeyen diğer özelliklerini açıklayalım.

Göztaşı formasyonu, altta Gökçepınar kireçtaşı ile üstte de Beyreli formasyonu ile uyumludur (Foto 38). Formasyonunun üyeleri arasında yanıl ve düşey yönde dereceli geçişler vardır. Özellikle mercek geometrili Sivritömek üyesi yanıl yönde kamalanarak, alt ve üst üyeleri kontak haline getirmektedir.

Göztaşı formasyonunun toplam kalınlığı tip yerinden yapılan kesit ölçümünden 380 m. olarak bulunmuştur (Şekil 24; Ek 7). Jeoloji harita ve kesitlerinde de görüldüğü üzere, formasyonun kalınlığı yanıl yönde değişebilmektedir (Ek 1, 3).

Göztaşı formasyonunun alt üyesinin şeyllerinde ammonitlerden Titrolites sp. ile gastropodlardan Naticella sp. fosillerine rastlanmıştır. Triyası gösteren bu fosillerle birlikte, üyenin stratigrafik yeri ve çevrede çalışanların görüşleri de dikkate alınarak alt üyeye, Alt Triyas yaş konağı verilmiştir. Formasyonun Sivritömek üyesinin ince kesitlerinde rastlanan; Meandrospira pusilla (HO), Meandrospira sp., Glamospirella sp., Glamospira

sp., Calcitornella sp. topluluğu ile formasyonun bu seviyelerine Alt Triyas (Üst Verfeniyen) yaşı verilmiştir. Bu düzeyde ayrıca bol miktarda bivalv kavkuları, gastropod, vermes ve bazende ceratid iskeletleri görülür. Göztaş formasyonunun üst üyesine ait dolomitik kireçtaşlarında Orta Triyası simgeleyen Glomospirella triphonensis BAVN-ZANI, Glomospira sp., Glomospirella sp., Earlandia sp., Involitina sp., Calcitornella sp. gibi bentik foraminiferler görülmüştür (fosiller Z. DAĞER, MTA, tarafından belirlenmiştir). Böylece Göztaş formasyonunun Alt-Orta Triyas boyunca çökeldiği sonucuna varılmıştır.

Başlangıçta yarı kurak iklim şartlarında, ince kırıntı getiriminin hakim olduğu bir su ortamında çökelmeye başlayan Göztaş formasyonunda; ortama gelen ince kırıntı desteğinin azaldığı dönemlerde terrijen malzeme geliminin durması ile şeyl yerine kireçtaşları çökelmiştir. Bu kireçtaşlarında görülen biyotürbasyon izleri, denizin oldukça sığlığına işaret ederken, şeyllerdeki kırmızı renk tonunun yukarıya doğru yeşilimsi griye dönüşmesi ise, yarı kurak iklimin yerini nisbeten yağışlı bir iklime bıraktığını gösterir. Sözkonusu ılık, yağışlı iklim ve sığ denizel şartlar, Sivritömek üyesinin çökelişi esnasında dahada belirginleşerek bol lamellibrans, gastropod yer yer de ammonit ve bentik foraminiferleri kapsayan şeyl arakatkıllı, killi kireçtaşlarının çökmesine neden olmuştur. Aliefendi üyesinin lito ve biyofasiyes özellikleri, birimin genelde lagüner bir denizde çökeldiğine işaret etmektedir. Dolomitik kireçtaşları ile ardışık şeyler ise, ılık ve yağışlı bir klimada sellenmeler ile ortama periyodik olarak ince kırıntıların taşındığını göstermektedir.

Sonuçta; Göztaş formasyonunun litoloji, fasiyes, renk, çökme konusu, tortul yapı ve biyota özelliklerinin tamamı gözönünde bulundurulduğunda, bu birimin karışık bir kıyı ortamında (Selley, 1976) çökeldiği anlaşılacaktır. Diğer bir yaklaşımla zaman zaman 9. kuşakta (platform kenarındaki evaporit fasiyesi)'da çökeldiği sanılan formasyon, gelişimini yer yer de Wilson (1975)'a göre 8.kuşakta (sınırlanmış platform) sürdürmüştür.

Göztaş formasyonu; Ermenek batısında Göktepe (Demirtaşlı, 1978), Mut-Ermenek-Silifke yörelerinde Kızılkuzlukdere (Gedik ve diğ., 1979) ve Göktepe (Ermenek) civarında Haydar (Kuşçu, 1983) formasyonlarının alt-orta kesimleriyle karşılaştırılabilir. Doğu Toroslar'da Yayhalı çevresinde tanımlanan Dişdöken (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) ve Kavak (Ulakoğlu, 1983) formasyonlarının orta-üst kesimleri yine Göztaş formasyonu ile tektonik birlik, litoloji benzerliği ve çökme yaşı bakımlarından korelatiftir.

#### 2.2.4.1.7. BEYRELİ FORMASYONU (Tb)

Gevne napı içinde Göztaş formasyonu üzerinde uyumlu olarak duran ve kumtaşı-çamurtaşı-şeyl-kireçtaşı nöbetleşmesinden oluşan bir türbidit istifi, inceleme alanının orta kesimlerinde doğu-batı istikametinde yayılım gösterir. En iyi incelendiği Beyreli köyüne istinaden Beyreli formasyonu olarak tanıtılan ve ölçülü stratigrafik kesiti de buradan gerçekleştirilen bu formasyon, ilk defa bu çalışmada tanıtılarak haritalanmıştır (Ek 1). İspatlı ve Keşefli güzleleri, Sıcakçukur, Taşlıkaya T. dolayları ile kuzeydoğuda Elmağaççığı fayının (Ek 2) düşen kuzeydoğu bloku, formasyonun mostra verdiği belli başlı yerlerdir (Ek 1).

Formasyonun tabanında mor-kırmızı renkli, paralel ve çapraz laminalı (Foto 39, 40), 15-25 cm. kalınlığında kumtaşı tabakaları yeralır. Bu seviyede bazen mor renkli mikroçakıltaşı düzeyleri de görülebilir. Kumtaşları ile ardalanmalı olarak devam eden orta-kalın tabakalı kumlu kireçtaşları, sarımsı kahverenkli bir dış görünüme sahiptirler. Kumlu kireçtaşlarının yanında gri renkli, ince tabakalı yer yer lamellibrans kavkuları ve krinoid sapları içeren taneli yapıda kireçtaşları ile gri boz renkli, orta tabakalanmalı, yumrulu kireçtaşları görülür. Kumtaşı-kireçtaşı-çamurtaşı nöbetleşmesi içinde oolitik tanetaşlarına da rastlanır. Bazen oolitlerin boyları 1.5-2 mm.'ye kadar ulaşmaktadır. Formasyonun çamurlu düzeylerini sarımsı gri-bej renkli şeyller, kilttaşları ve killi marnlar oluşturmaktadır. Laminalı ve ince tabakalı olan bu düzeylerde bitki izleride görülebilir (Foto 41). Kumtaşı ve kumlu çamurtaşlarının tabaka yüzeylerinde biyojenik izler (boring yüzeyleri) ve ripplmarklar yaygın bir biçimde görülür. Kırıntılardan karbonatlara geçişte erozyonal tabaka yüzeyleri ile kumtaşlarında akıntı izleri ve tekne tipi çapraz laminalar izlenmektedir.

Mikroskop çalışmalarında kumtaşlarının % 90-95 oranında kuvarstan oluştuğu görülürken bazı örneklerde % 3-5 oranında plajiolit ve dolomit kırıntısı da görülmüştür. Ayrıca kumtaşlarında ekseri demiroksit bileşimli olan opak tanecikler de vardır. Kumtaşlarının bağlayıcısı, oranı % 10'a varan çoğunlukla silis bazen de kalsit çimentodur. Kumtaşlarındaki kalsit tanelerinin ve çimento oranının formasyonun altından üstüne doğru arttığı müşahade edilmiştir. Kayaç tekstüründeki kuvars taneleri, çoğunlukla birbiriyle dokanak halindedir. 0.1-0.3 mm. iriliğindeki kum taneleri; köşeli-azyuvarlak, toparlakça ve orta derecede boylanmışlardır (Mikrofoto 69). Sonuçta bu örneklerin Dott (1964)'a göre kuvars arenit oldukları görülmüştür. Bazı kumtaşı numunelerinde, özellikle kireçtaşı geçişlerinden



Foto 39. Beyreli formasyonunu oluşturan kumtaşı-çamurtaşı-kireçtaşı nöbetleşmesi ve formasyon içinde gelişen bir çekim fayından görünüş.

alınan numunelerde, bir miktar (% 10-15) karbonat kayaç parçası görülmüş olup bu örnekler de yarılitik arenit olarak tanımlanmıştır.

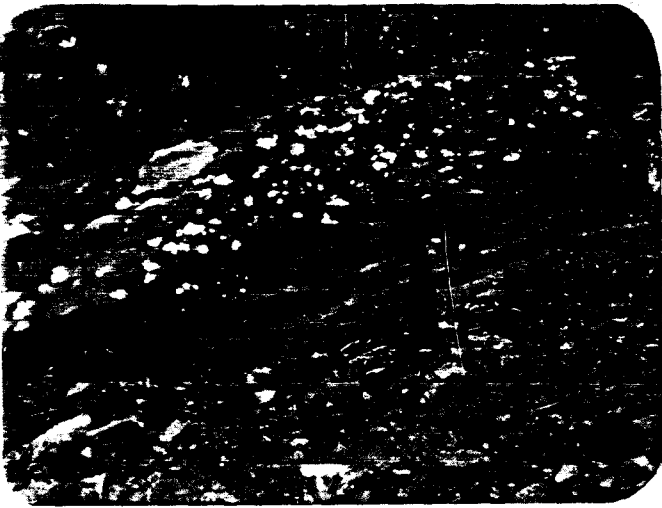


Foto 40

Foto 40. Beyreli formasyonunun çapraz laminalı kumtaşlarından bir görüntü.

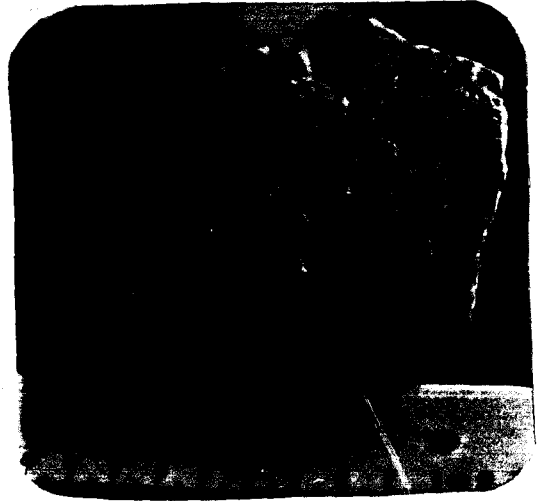
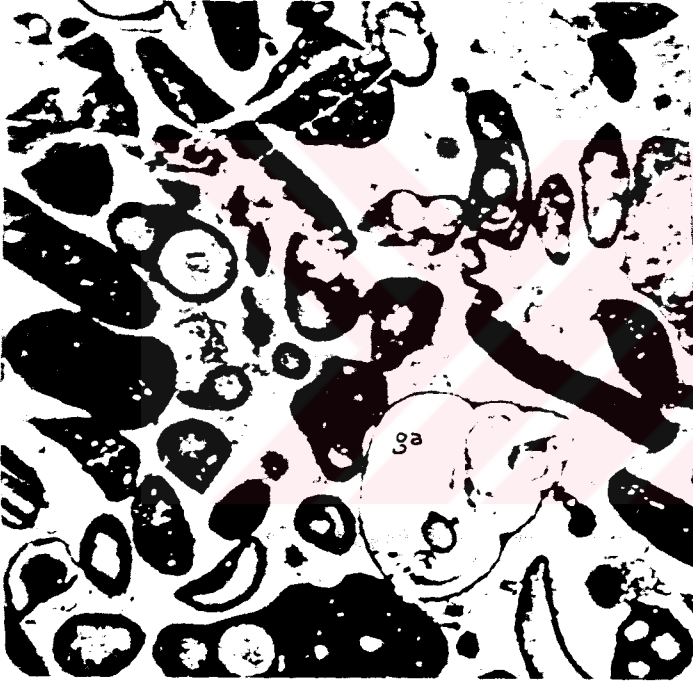


Foto 41

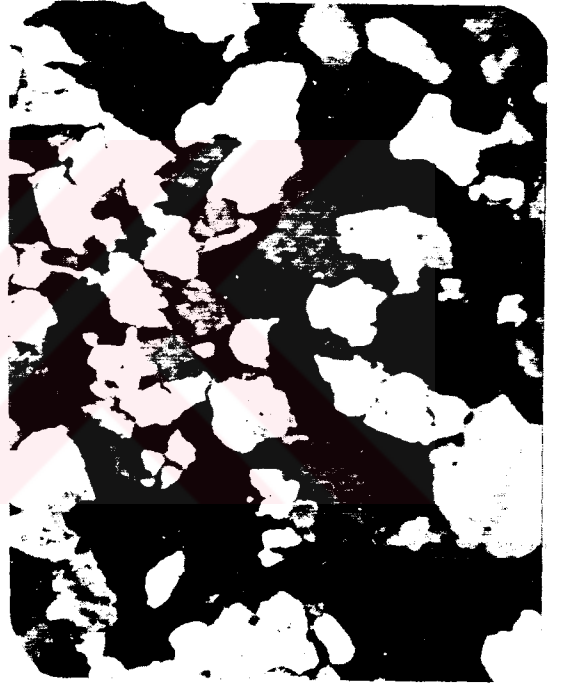
Foto 41. Beyreli formasyonunun bitki izli marnlarından bir görünüş.

Çoğunlukla sparitik, kısmen de mikritik kökeni yansıtan kireçtaşı örneklerinde rekrystalizasyon ve tektonizmadan dolayı neomorfik değişimler ve milonitleşmeler görülmektedir. Formasyondan toplanan numunelerin ince kesit determinasyonlarında; kuvars arenit, intrasparit, kalsit çimentolu kuvars arenit, kristalize oomikrit, intrabiyosparit-intrabiyomiksparit, intrabiyomikrit, biyosparit, yarılitik arenit gibi taşlar görülür (Şekil 24).

Beyreli formasyonu Göztaşı formasyonuna ait Aliefendi üyesini alt sınırı boyunca uyumlu olarak örter (Şekil 24). Formasyonun üst sınırı ise Çamiçi formasyonunun konglomeraları ile açılı uyumsuzdur. Formasyonun içinde düşey yönde fasiyes değişimlerine sık rastlanır.



Mikrofoto 68



Mikrofoto 69

Mikrofoto 68. Beyreli formasyonunun kristalize biyosparitlerinin mikroskopta görünüşü (tabii ışık, 55X). G:Gastropod, K:Krinoid.

Mikrofoto 69. Beyreli formasyonunun alt kesimlerinde yer alan kuvars arenitlerin ince kesit fotoğrafı (çift nikol, 55X).

Beyreli formasyonunun kalınlığı tip yerinde yapılan kesit ölçümünde 450 m. olarak bulunmuştur. Formasyonun üst sınırı erozyonal olduğu için bu kalınlık yanal yönde değişim arzeder.

Birimin kireçtaşı düzeylerinde görülen Involitina sp., Trocholina sp., Trochammina sp., Doustominidae ve Lagenidae gibi foraminiferlerle bi-



rime Orta-üst Triyas yaş konağı verilmiştir (fosiller Z. DAĞER, MTA, tarafından tayin edilmiştir).

Beyreli formasyonunda izlenen bivalvler, krinoid sapları ve gastropadlar ile bentik foraminiferler, neritik bölgeyi yansıtmaktadır. Kumlu intraklastlı kireçtaşlarıyla ardalanmalı olarak çökelen kumtaşları ve pelajik olamayan çamurlar (Foto 39, 41), yağışların bol olduğu dönemlerde karalardan bol miktarda ince kırıntıların çökme ortamına taşındığını gösterir. Aratabakalar halinde oolitik tanetaşlarının mevcudiyeti yine çalkantılı sığ ve sıcak bir deniz ortamına işaretler. Mütemadiyen ardalanma gösteren litolojiler, erozyonal tabaka yüzeyleri, tekne tipi tabakalanma örnekleri, çapraz lamina yapıları, akıntı izleri, ripplmarklar ve ardışıklı litolojiler ortamın türbit akıntılarının etkisinde olduğunu göstermektedir. Bulantı akıntıları (Daly, 1936) ile havzaya taşınan kırıntılılar, karbonat çökelişini periyodik olarak kesintiye uğratmışlar ve bu esnada çökme havzasında kumtaşları ve çamurtaşları yığılmıştır.

Beyreli formasyonu, Orta Toros kuşağında; Göktepe (Demirtaşlı, 1978), Kızılkuzlukdere (Gedik ve diğ., 1979) ve Haydar (Kuşçu, 1983) formasyonlarının orta-üst bölümleriyle karşılaştırılabilir.

#### 2.2.4.2. İSHAKLI GRUBU

Juradan Alt Kretaseye dek sürekli olarak çökelen kaba-ince kırıntılar ve karbonatlı kayalar, Gevne napının en genç istiflerini oluşturur. Alttan ve üstten açılı uyumsuzluklarla sınırlanan bu istifler, sedimentolojik ve stratigrafik evrimleriyle bir grup oluştururlar. Bu istifler net bir biçimde görüldükleri ishaklı yöresinde atfen ishaklı grubu şeklinde adlandırılmıştır. Bu üst grup Çamiçi formasyonu (? Jura), Dedebeledi formasyonu (Jura-Üst Jura) ve Cihandere kireçtaşları (Üst Jura-Alt Kretase) olarak nitelendirilen üç formasyona ayrılmıştır. Sözkonusu formasyonlar, alttan üste sırayla inceleneceklerdir.

##### 2.2.4.2.1. ÇAMIÇİ FORMASYONU (Jç)

ishaklı grubunun tabanında konglomera ağırlıklı olarak konglomera, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluşan kızıl renkli karasal bir istif bulunur. En iyi gelişim ve yayılımını Çamiçi Mahallesi dolaylarında arzeden bu karasal çökeller, ayrı bir litostatigrafik birim özelliği taşımakta olup, altındaki ve üstündeki formasyonlardan kolayca ayrılabilir. Çamiçi tip

mevkisine dayanılarak Çamiçi formasyonu şeklinde ilk kez tanımlanan bu istifin, ölçülü stratigrafik kesiti de Çamiçi-Boztepe istikametinden gerçekleştirilmiştir (Ek 1). Formasyon batıdan doğuya doğru Gökbelen Sırtı, İshaklı Güzlesi, Kuyubeleni T., Doğanca mevkisi, Kozağaç ve Hocataşı Y. do-laylarında geniş bir alanda yayılmaktadır (Ek 1).

Çamiçi formasyonu kiremit kırmızısı bir görünüşe sahip alacalı renkli, çapraz tabakalı konglomera, kumtaşı ve çamurlardan oluşmaktadır (Foto 42). Çakıllar orta derecede yuvarlak ve yassı olup; uzun eksenleri 5-6 cm., orta eksenleri ise 3-4 cm. civarındadır. Boylanma derecesi orta kısmen de iyidir (Foto 42). Çakıllar ekseriyetle koyu gri, açık gri-beyaz, yer yer kırmızımsı kireçtaşı çakılları ile daha az miktarlarda da kahvemsî, yeşilimsî ve kirli beyaz görünümlü, darbeli yüzeyli silisli tanelerdir. Çakıl oranı % 80 dir. Bağlayıcı malzeme kaba kumdan ince silte kadar değişir. Çakıllar birbirine iyice bağlanmıştır. Bileşen ve tane boyu açısından "homojen-polijenik konglomera", çakıl-çimento oranına göre ise "ortokonglomera" (Abdüsselamoğlu, 1978) niteliğindeki konglomeralar, yanıl ve düşey yönde formasyonun diğer litolojilerine geçer.

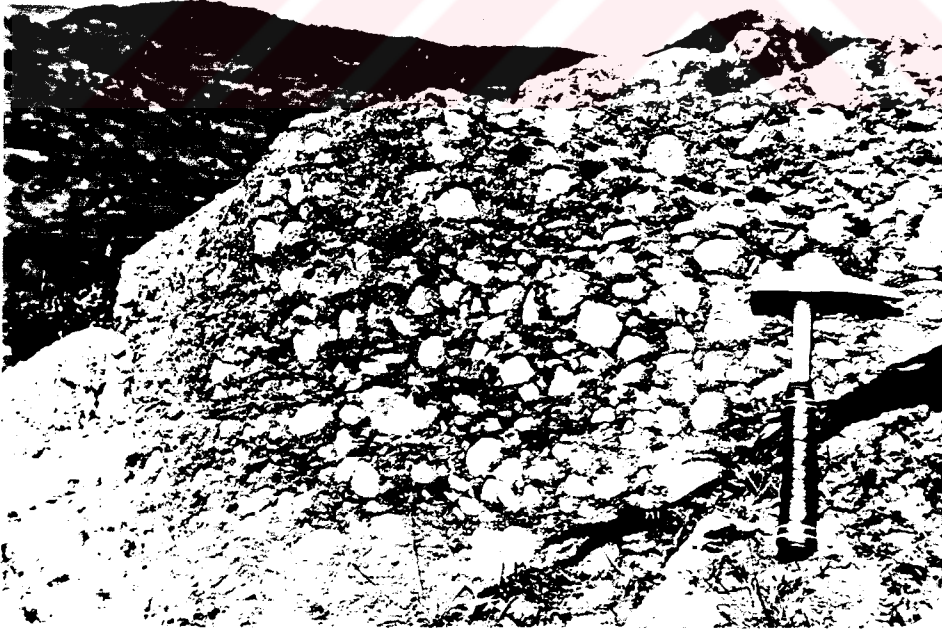


Foto 42. Çamiçi formasyonunun homojen-polijenik konglomeralarının yakından görünüşü.

Formasyon en alt bölümlerinde sarımsı, gri boz renkli, ince kalsit damarlı killi karbonatlar da görülür. Atmosfere açık yüzeyleri fazlaca gîrintili çıkıntılı olan bu karbonatların taze tabaka yüzeylerinde, kabuk ka-

buk ayrılan çok güzel kavlama yapıları ve laminasyonlar gözlenmiştir (Foto 43). Görülen özellikleri ile bu karbonatların kalış olduğu anlaşılmıştır.

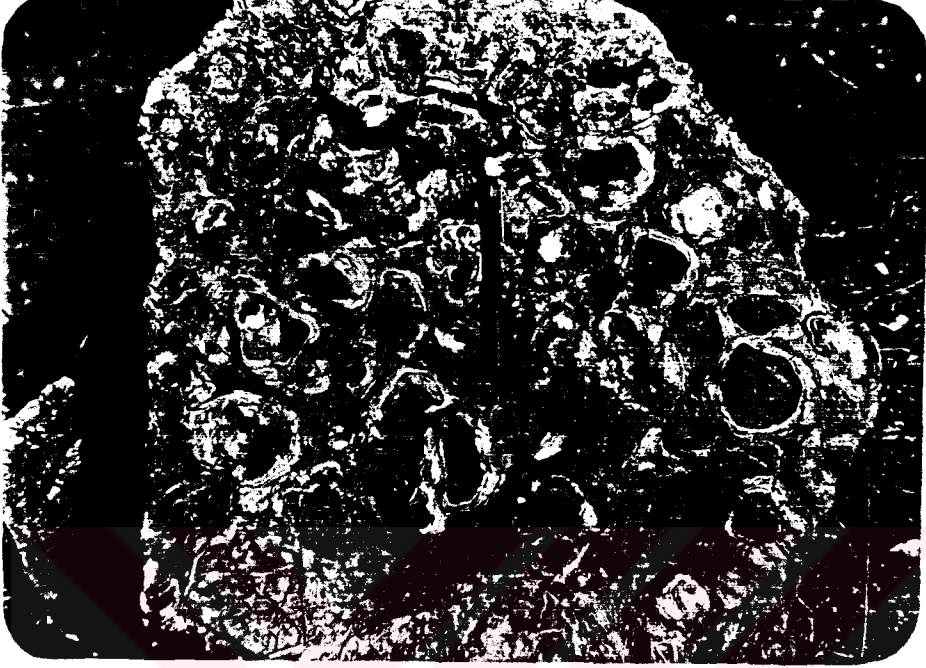


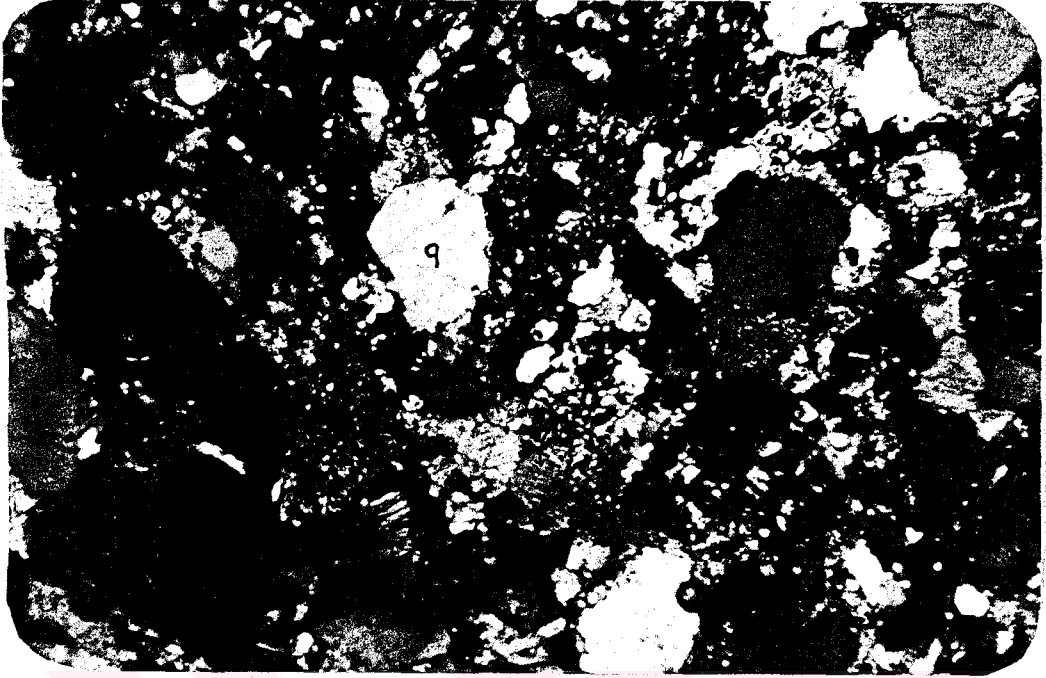
Foto 43. Çamıçi formasyonunda yer alan kalışlerde gelişmiş kavlama yapıları ve laminasyonların bir el örneğinde görülmüştür.

Çakıllı, killi kireçli litolojilerle geçişli olan mor-kırmızı renkli, kaba taneli, kalın tabakalı ve bazen de dereceli tabakalanma örnekleri sunan kumtaşlarına formasyonun her düzeyinde tesadüf etmek mümkündür. Az yuvarlak-köşeli, toparlakça, kötü boylanmalı kumtaşları ekseri kuvars daha az karbonat ve metamorfik kayaç parçaları ile çok az plajyoklas tanelerinden oluşmakta olup, kırıntılar kalsitle çimentolanmıştır. Kayaçta ölçülebilen tane boyları, çoğunlukla 0.3 mm. civarındadır. Kayaç yarılitik arenit olarak tanımlanır (Mikrofoto 70).

Formasyonun orta-üst kesimlerinde iri mercekler halinde yer alan gri renkli kireçtaşları, oksidasyondan dolayı kırmızımsı bir görünüm de arzedebilirler. İnce kesitlerde bu kireçtaşlarının algal sarılımlar, ostrakod kavkı kesitleri ve gastropod kavkıları içerdiği görülmüş olup, örneklerde karbonat çamuruyla birlikte kil topçukları, kuşgözü yapıları ve stilolit oluşumları da görülmektedir. Dismikrit mikrofasiyesli olan bu kireçtaşlarının alt ve üst kesimlerinde ayrışma renkleri kırmızımsı, taze yüzeyleri soluk yeşil-gri renkli olan kumlu çamur düzeyleri izlenebilir.

FOF.	Kalınlık	LİTOLOJİ	NUMUNESAYI	AÇIKLAMALAR
CİHANDEFE KİREÇTAŞLARI	600 m			YAMAÇ MOLOZU VE ALUVYON
			5J4	SEYREK BİYOMİKİRİT Valvulina sp., Kurnubia sp. gibi foraminiferler içeren gri-boz renkli, ince-orta tabakalı kireçtaşları.
			5J3	FOSİLLİ MİKİRİT Yer yer dolomitleşmiş gri-boz ve deve tüyü renkli, orta katmanlı kireçtaşları. <i>Ophthalmidium</i> sp., <i>Salpingoparella</i> sp. foram ve alglerle makro kavki parçalarına rastlanır.
			5J2	HAFİF KRİSTALİZE MİKİRİT
			5J1	MİKİRİT-DİSMİKİRİT Yumruklulu kireçtaşları ile arakatlı gri-boz renkli, orta-kalın tabakalı kireçtaşları.
			4J7	DOLOMİTLEŞMİŞ BİYİNTRAMİKİRİT <i>Kurnubia Jurassica</i> , <i>Nautiloculina</i> sp., <i>Valvulina</i> sp., <i>Caprolit</i> sp. ve <i>Textularia</i> sp. içeren kalın tabakalı kçt.
			4J6	FOSİLLİ İNTRAMİKİRİT Pembemsi-kırmızı renkli nodüller içeren yumruklulu kireçtaşı ve gri renkli kalın tabakalı kireçtaşı ardalanması.
			4J5	İNTRASPARRUDİT
			4J4	DİSMİKİRİT Orta-kalın tabakalı, pürüzlü tabaka yüzeylerine sahip, açık gri renkli tamamen kristalize olmuş dolomitli kçt.
			4J2	DOLOSPARİT Kalın tabakalı, gri renkli, kristalize dolomitli kçt.
DEDEBELENİ FOF.	260 m		KK7	REKRİSTALİZE KİREÇTAŞI Bej renkli, kısmen dolomitleşmiş killi kireçtaşları ve kilttaşları ile beyaz renkli, kristalize, sert kireçtaşı arakatlıları. <i>Glomospirella</i> sp. ve <i>Salpingoporella annulata</i> fosillerine tesadüf edilir.
			KK5	Muhtemelen BİYİNTRASPARRUDİT kökenli REKRİSTALİZE KÇT.
			KK42	Gri-boz renkli killi kireçtaşı-kilttaşı ve seyiller.
			KK44	İNCE TANELİ REKRİSTALİZE KİREÇTAŞI Sarı-boz renkli yer yer dolomitleşmiş kçt., killi kçt. ve çok ince kumtaşı-mikroçakilttaşı ile seyiller. <i>Glomospirella</i> sp. görülür.
				İRİCE TANELİ REKRİSTALİZE KİREÇTAŞI Yeşilimsi gri ve kırmızimsı çamurtaşları ile killi kçt. ardalanması. Çok ince jips ve kömür merccekleri görülür. Çok kalın tabakalı, kırmızı benekli, az kumlu, killi kçt.
ÇAMIÇI FORMASYONU	530 m		7-74C	DİSMİKİRİT Yer yer merccek ve diller şeklinde killi kireçtaşı aradüzeyleri de ihtiva eden kumtaşı-mikroçakilttaşları. Kireçtaşlarında bazen yaygın bir biçimde küçük gastropodlar görülür.
			7-74B	DİSMİKİRİT Bordo-kırmızı renkli konglomera-mikrokonglomera ve kaba taneli, kötü boylanmış kumtaşları ile kumlu çamurlar. Çamurlar içinde bazen linyit mercceklerinde rastlanır.
			7-74A	MİKİRİT Kızıl renkli konglomera, kumtaşı, çamurtaşı ve kalış oluşumları.
			4-85	KALSİT ÇİMENTOLU YARI LİTİK ARENİT Alacalı renkli, iri taneli, kalın tabakalı çakilttaşları. Dereceli tabakalanmış da arzeden çakilttaşları içinde kamalar halinde kumlu, çamurlu tabakalar ile kalış oluşumlarında görülür.
				B E Y R E L İ F O R M A S Y O N U

Şekil 25. Çamiçi ve Dedebeleni formasyonlarının tip yerleri ile Cihandere kireçtaşlarının danışma kesitinden hazırlanan ölçülü stratigrafik dikme kesitler.



Mikrofto 70. Çamiçi formasyonunun kumtaşlarını temsil eden yarılitik arenitlerin mikroskop resmi (çift nikol, 70X). Pl:Plajiolklas

Bu formasyonun orta kesimlerinde Doğanca mevkisi ve Dikenli Y. do-  
laylarında gözlemlendiği gibi çamurlu killi düzeyler içinde çok ince linyit  
mercekleri görülmüştür.

Çamiçi formasyonu Beyreli formasyonu üzerine düşük açılı bir uyum-  
suzlukla gelir. Çakıllar çoğunlukla tabandaki formasyonlardan türemişler-  
dir. Çamiçi formasyonunu, Jura-Üst Jura yaşlı Dedebeledi formasyonu uyumlu  
olarak örter (Foto 44, 45; Şekil 25; Ek 3, 7).

Formasyonun tip mevkisinde yapılan stratigrafik kesit ölçümünden bi-  
rimin toplam kalınlığı 530 m. olarak bulunmuştur. Bu kalınlık yanal olarak  
pek değişmemektedir.

Formasyonu oluşturan konglomeraların çakıllarında Karbonifer-Permi-  
yen ve Alt-Orta Triyası gösteren organizmaları rastlanmakla beraber çamurlu  
düzeylerde ve kireçtaşı merceklerinde bazı ostrakod ve gastropod kavkuları  
dışında karakteristlik fosil bulunmamıştır. Formasyonun kömürlü düzeylerinde  
bazı spora rastlanmış olmakla beraber yaş alınamamıştır (spor-polen ta-  
yinleri E. AKYOL, DEÜ, tarafından yapılmıştır).

Daha önce Orta Toros kuşağında çalışan araştırmacılar, bu formasyonun üstündeki Dedebeleli formasyonu ile beraber Üst Triyas yaşta olduğunu belirtmişlerse de (Özgül, 1976; Gedik ve diğ., 1979; Kuşçu, 1983) bu tezde formasyonun daha genç olduğu kanısına varılmıştır. Çünkü üstte bulunan Dedebeleli formasyonunun Üst Juraya kadar çıktığını gösteren somut fosil bulguları mevcuttur. Ayrıca Orta Toros kuşağında Orta Triyas-Üst Triyas geçişinde etkin olan bir orojenik evre bilinmemekte olduğundan, formasyonun tabanındaki uyumsuzluk, Liyas dönemindeki Erken Kimmeriyen orojenik hareketlerine bağlanabilir. Dolayısıyla formasyon; Liyas belki de, Dogger yaşlıdır.

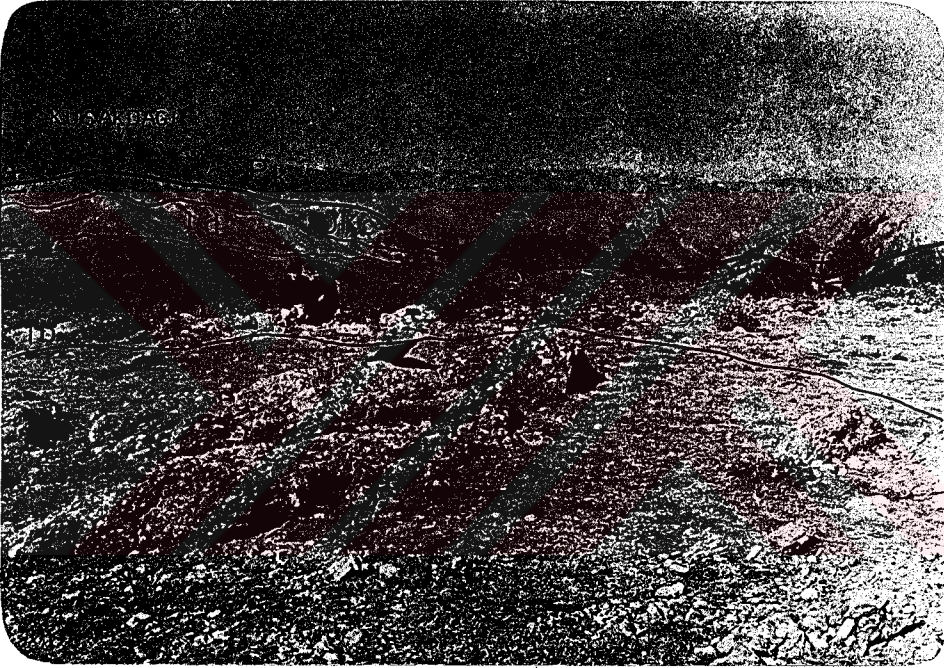


Foto 44. Çamiçi formasyonunun Beyreli formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla geliş ve uyumlu olarak Dedebeleli formasyonu ile örtülmesi. Fotoğraf Hocataşı Y.'dan Beyreli'ye doğru çekilmiştir.

Konglomera ve kırıntılı sedimanlar, yüksek alanlardan bol miktarda malzemenin genelde kara durumundaki çökme ortamına geldiğini gösterir. Muhtemelen faylanmaların kontrolünde paleotopografyanın pozitif hale gelmesi sonucu, erozyon ile tabandaki daha yaşlı birimler üzerine, Çamiçi formasyonuna ait litolojiler, açılı uyumsuz olarak çökelmişlerdir. Birim üstte doğru giderek incelen tane boyuna sahip litolojilere geçer. Böylece zamanla paleotopografyanın olgunlaştığı ve tektonizmanın sakinleştiği anlaşılır.

Sonuçta Çamiçi formasyonunun bir aşınma dönemini takip eden devrede kara üzerine bir alüviyal yelpaze dizisini oluşturan örgülü, geçici akarsuların etkili olduğu paleocoğrafik şartlarda çökelediği anlaşılır.

Linyit oluşumları ve çapraz tabakalanma örnekleri ile kırmızı çamurların var olduğu karasal-yarı karasal çökme ortamında; kırıntılı birimlere yer yer kalış arakatkılarının da eşlik etmesi, iklimin sıcak ve kurak olduğunu ayrıca belgeler. Formasyon içinde görülen gastropod, ostracod. ve alg içerikli killi dismikritler, sedimantasyon esnasında denizin diller halinde bölgeye sokularak şu ortamında karbonatları çökelttiğini göstermektedir.

Ermenek batısında Göktepe formasyonu (Demirtaşlı, 1978)'nin üst kesimleri ve Balçılar formasyonu (Kuşçu, 1983)'nin alt bölümleri, Ermenek--Mut-Silifke yörelerinde ise Boztepe formasyonu (Gedik ve diğ., 1979)'nin kırmızı renkli çakıltası seviyeleri, Orta Toros kuşağında Çamiçi formasyonuna karşılık gelen litostratigrafik düzeylerdir.

#### 2.2.4.2.2. DEDEBELENİ FORMASYONU (Jd)

İshaklı grubu içinde alttaki Çamiçi formasyonu üzerinde uyumlu bir şekilde duran, kireçtaşı-dolomit arakatkıları da içeren çamurtaşlarından oluşmuş yumuşak morfolojili, yarı karasal bir istif görülür. Altındaki formasyondan renk ve litoloji özellikleri ile kolayca ayrılabilen bu çökeller, alt-üst sınır ilişkileri ile birlikte düzenli bir biçimde gözlemlendiği Dede-beleni T.'ye izafeten ilk kez formasyon mertebesinde tanımlanarak haritalanmıştır. Ölçülü stratigrafik kesiti, Dede-beleni T. ile Hocataşı Y. hattındaki tip mevkisinden gerçekleştirilen Dede-beleni formasyonu; Boztepe, Küçüklü Güzlesi, Dikenli Y. dolaylarında geniş bir yayılıma sahiptir (Ek 1).

Formasyon tabanda, 50-100 cm. tabaka kalınlığında kırmızı kil yumruları ve kuvars milleri içeren killi kireçtaşları ile başlar. Üste doğru sarı-boz renkli kireçtaşı, killi kireçtaşı ve nodüllü çamurtaşı nöbetleşmesi şeklinde olan seviyelerde, kumtaşı ve mikrokonglomera aratabakaları da gözlenir. Renk tonları açık kahverengi, soluk bordo, sarımsı ve kirli beyaz olan bu çamurlu seviyelerde üste doğru jips yumrulu ve kömürlü düzeyler izlenmektedir. 10 cm. kalınlığında merccekler halinde izlenen jips tabakaları bazen beyaz renkte ve saftır. Bazen de çamurlarla karışık vaziyettedir. Birkaç defa tekrarlanan jipsli seviyelerden sonra 2-3 cm. kalınlığında lin-

Yit bantları içeren çamurlu, kumlu, kötü tabakalı yığılımlara geçilmektedir. Bu çamurlu kırıntılı düzeylerin üzerinde kül renkli killi kireçtaşları ve şeyl-marnlarla ardalanmalı olarak dolomitli karbonatlar da geçilmektedir. Dolomit taneleri ve kil yumruları içeren kireçtaşlarında kil yumrularının eriyip dağılması ile kayacın adeta sünger dokusu gösteren boşluklu bir taş haline gelmiştir. Formasyonun üst kesimlerinde boz renkli, yumuşak morfolojili çamurtaşarakatkılı düzeylerde dolomitli kireçtaşlarının (Mikrofoto 71) oranı giderek artar. Dolomitli düzeylerin üzerinde beyaz renkli, kristalize, tıknaz bir kireçtaşı seviyesinden sonra, birkaç on metrelik kilitaş-şeyl düzeyleri ile formasyon sona erer (Ek 7, Şekil 25).

Formasyonun altında alınan kırmızımsı kireçtaşlarının mikroskop çalışmalarında, demiroksitli kil topacıkları nodüller halinde izlenirken, kuvars millerine ve biyotürbasyon neticesinde oluşmuş kuşgözü yapılarına da rastlanmaktadır. Bu kırmızımsı örnekler, killi dismikrit olarak tanımlanır.

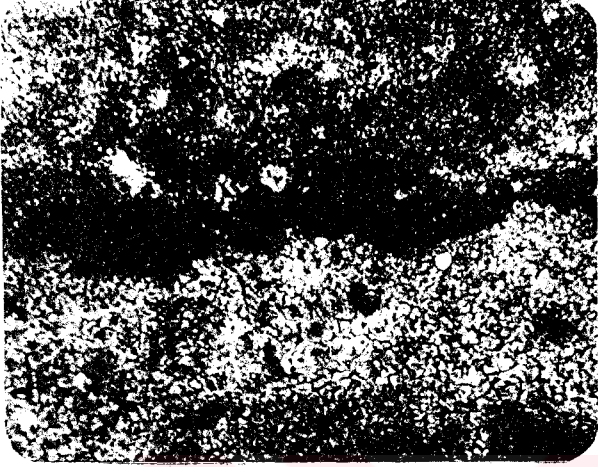
Formasyonun biraz üstünden alınan boz renkli dolomitli numunelerin ise tamamen 25-75 mikron arasında değişen dolomit tanelerinden oluştuğu ve sarı-boz bir renk arzettiği görülmüş olup kayacın dolosparit olarak tanımlanmıştır (Mikrofoto 71).

Çamurlu-kırıntılı düzeyler arasından alınan killi kireçtaşları ise koyu sarı renkli karbonat çamurundan ibaret olup içinde % 5 oranında pelloidal tane ile % 10 oranında kristalize olmuş küresel fosil izleri görülür. Kesitin bazı bölümlerinde rekristalizasyon izleri belirgindir ve bu örnekler, pelloidli killi biyomikrit şeklinde adlandırılmıştır (Mikrofoto 72).

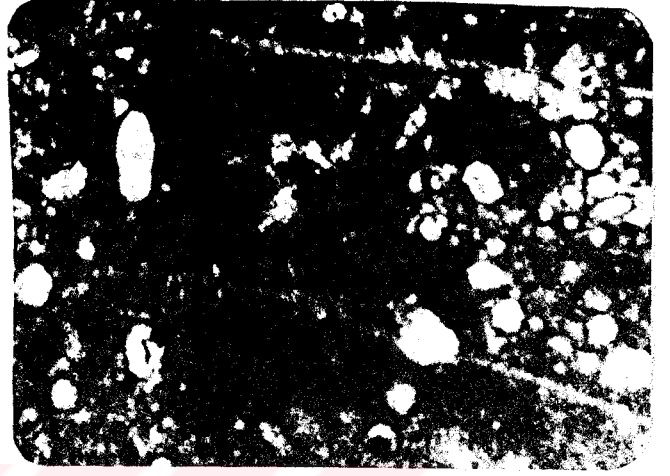
Üste doğru toplanan örneklerin ince kesitlerinde kuvars siltli, kil topacıklı çamurtaşları ile seyrek olarak litik vake örneklerine de rastlanmakta olup, bunlarla ardalanmalı vaziyette killi rekristalize kireçtaşları geçilir. Rekristalizasyon ilksel dokuyu tahrip ettiğinden bariz olmamakla beraber mikritik dokulu ve bazen de intrasparit mikrofasiyesli kireçtaşları görülmektedir. Formasyonun üst devamından alınan bazı karbonatların ise, % 50'ye varan oranlarda allokem içerdiği ve rekristalizasyon neticesinde allokemlerin bile başkalaştığı görülmüştür. Allokemler; % 20 oolit, % 20 fosil ve % 10 mikrit intraklastlarından yapıldıkları. Kireçtaşlarından ilksel veya ikincil oluşumlu dolomitler de sözkonusudur. Rekristalize durumdaki bu kireçtaşlarının, muhtemelen intraklastlı biyoosparit oldukları sanılmıştır (Mikrofoto 73). Formasyonun en üst dilimindeki litolojileri temsil eden bazı kireçtaşı örneklerinde ise kayacın rekristalizasyondan büyük ölçüde et-



kilendiği ve yer yer dolomitleşmelerin olduğu gözlenir. Ayrıca kayada tamamen kristallenmiş dairesel olmayan taneler % 50-60 nisbetinde yer almakta olup, bunların fosil oldukları sanılmaktadır. Yeniden kristallenmiş bu kireçtaşları, istiflenmiş biyomikrit kökenli olabilir (Mikrofoto 74).



Mikrofoto 71



Mikrofoto 72

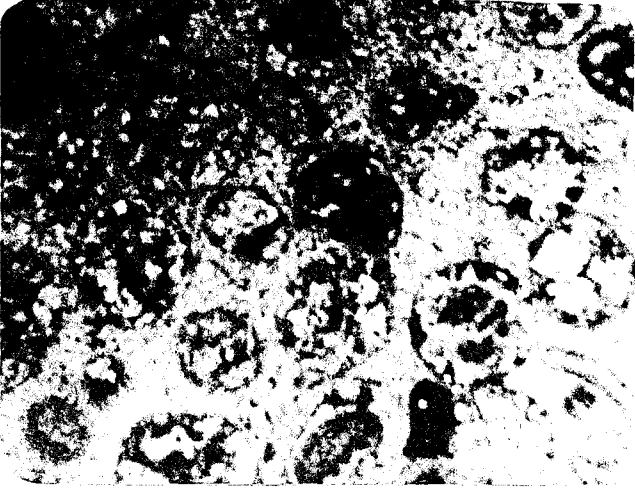
Mikrofoto 71. Dedebeleni formasyonunda izlenen dolosparitlerin mikroskopta görünüşleri (çift nikol, 40X).

Mikrofoto 72. Dedebeleni formasyonunun orta kesimlerini temsil eden pelloidli, killi biyomikritlerin mikroskop resmi (çift nikol 40X).

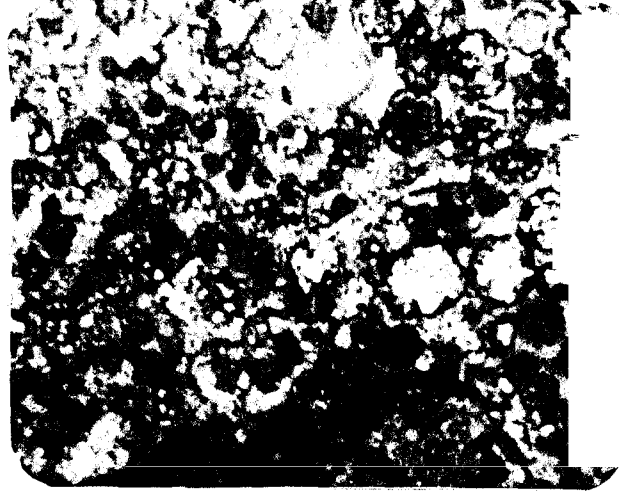
Dedebeleni formasyonu alt sınırı boyunca Çamiçi formasyonunu uyumlu olarak örter. Üstten ise Cihandere kireçtaşı tarafından yine uyumlulukla üstlenen Dedebeleni formasyonu içinde, düşey fasiyes değişiklikleri ve alt-orta kesimlerde yanıl geçişler görülebilir (Foto 44).

Tip kesit yerinde yapılan ölçümlerden formasyonun kalınlığı 240 m. olarak bulunmuştur (Şekil 25; Ek 7).

Formasyonun çamurtaşı düzeylerinden alınan örnekler fosil bakımından sterildir. Killi kireçtaşı-kireçtaşı numunelerinde ise fosiller mevcut olmakla birlikte, rekrystalizasyondan ötürü çoğunlukla tanınamaz durumdadır (Mikrofoto 73, 74). Foraminiferlerden; Glomospirella sp. ve Glomospira sp. ile formasyonun üst düzeylerinde alglerden Salpingoporella annulata CAROZZI türüne rastlanmıştır (fosiller M. KÖYLÜOĞLU, TPAO, tarafından belirlenmiştir). Bu fosil bulguları ile formasyonun Jura döneminde Malma kadar çökelmiş olduğu anlaşılmıştır.



Mikrofoto 73



Mikrofoto 74

Mikrofoto 73. Dedebeleni formasyonundaki muhtemelen biyoosparit kökenli kristalize karbonatların mikroskop görüntüsü (tek nikol, 40X).

Mikrofoto 74. Dedebeleni formasyonunun en üst düzeylerine ait dolomitleşmiş rekrystalize fosilli kireçtaşlarının mikroskopta çapraz nikoller altında görünüşü (40X).

Formasyonun litolojik gelişimine bakıldığında karbonatlı ve kırıntılı fasiyeslerin iç içe olduğu görülür. Formasyonun kireçtaşı litolojilerinin çoğunlukla dismikrit mikrofasiyesli ve dolomitli oluşu, sınırlı bentik foraminefer ve alg içermesi ortamın çok sığ, sıcak bir deniz olduğunu göstermektedir. Çamurlu kumlu düzeyler arasında izlenen jips yumruları, ortamdaki sıcaklığın yüksekliğini ayrıca belgeler. Kömür oluşumları ise genelde yarı karasal-lagüner bir ortam durumundaki çökelme havzasının zaman zaman bataklık halini aldığını gösterir. Selley (1976)'e göre karışık kıyı ortamı durumundaki çökelme havzası enerji kuşakları açısından da Z-kuşağı (Irwin, 1965)'nin gerisinde karaya yakın bir yerdedir. Formasyonun fasiyes, litoloji, çökelme dokusu, tortul yapı, renk ve biyota özellikleri, çökelmenin Wilson (1975)'un fasiyes kuşaklarına göre 9. bölgede (Platform evvaporitleri) gerçekleştiğini vurgular.

Dedebeleni formasyonu; Göktepe formasyonu (Demirtaşlı, 1978)'nin en üst kesimleriyle, Balçılar (Kuşçu, 1983) ve Boztepe (Gedik ve diğ., 1979) formasyonlarının üst seviyelerine, litolojik ve stratigrafik bir uygunluk gösterir.

#### 2.2.4.2.3. CİHANDERE KİREÇTAŞI (Jkc)

Araştırılan sahanın güneydoğusunda Gevne napının en üst düzeylerini oluşturan ve dolomitik kireçtaşı-kireçtaşı litolojilerinden oluşan bir karbonat istifini mevcuttur. İnceleme alanımızın doğusunda Göktepe (Ermenek) dolaylarında Kuşçu (1983) tarafından Cihandere formasyonu olarak adlandırılan bu litolojiler, tarafımızdan Cihandere kireçtaşı şeklinde benimsenmiştir. Tip yeri Cihandere (Göktepe-Ermenek) dolaylarında olan bu kireçtaşının haritalanan alan içinde İshaklı güzlesi-Köktaş kepiri boyunca bir danışma kesiti bulunmakta olup, buradan da bir ölçülü stratigrafik kesit yapılmıştır (Ek 1). Cihandere kireçtaşı, çalışma alanı içinde kuzeybatı-güneydoğu gidişli senklinal yapıları içinde Köktaş Kepiri-Denizçam T. ve Dedebeleli T.-Bozdağ T. çizgileri boyunca izlenir (Ek 1).

Formasyon tabanda açık gri renkli, çok çatlaklı, tamamen kristalize, sekersi dokuda, 20-30 cm. kalınlıklı dolomitli kireçtaşı tabakaları ile başlar. Dolomitli seviyenin üzerine açık gri renkli, ince taneli kireçtaşları ve boz renkli 10-20 cm. kalınlığında tabakalardan oluşan irice taneli karbonatlar gelir. Bu seviyelerin üzerinde rekristalizasyon ve dolomitizasyon izleri taşıyan kırmızımsı ve açık gri-beyaz yumruların oluşan yumrulu kireçtaşları izlenir. Bu yumrulu kireçtaşları daha üstlerde boz renkli, ince taneli-tıkız ve 15-20 cm. kalınlıklı kireçtaşı tabakaları ile ardalanmalı bir şekilde devam etmekte olup, yumruların irilikleri yer yer 1 cm.'ye kadar varır. Dolomitleşmiş ara tabakaların da izlendiği formasyonun en üst bölümünde deve tüyü ve gri-boz renk tonlarındaki mikritik dokulu kireçtaşları izlenir (Ek 7).

Mikroskopta, en alttaki kristalize olmuş dolomitli kireçtaşının; 0.20-0.3 mm. irilikte, eşboy taneli, yarı öz şekilli, belirgin klivajlı, dolomit ve kalsit kristallerinden oluştuğu görülmüştür (Mikrofoto 75).

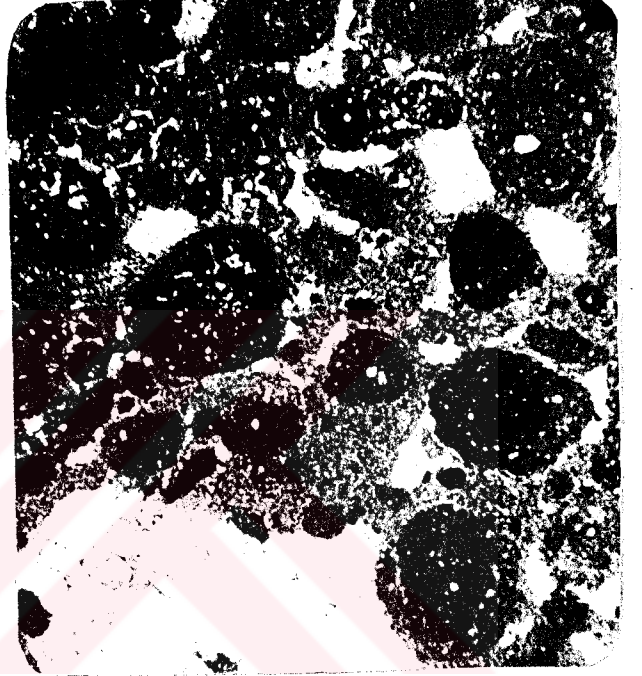
Yumrulu kireçtaşı örneklerinde kristalize-dolomitik yumruların yanında toparlak ve 0.05-0.5 mm. arasında değişen iriliklerde mikritik intraklastlar görülmektedir. Yumrular ve intraklastlar mikritle bağlanmışlar ve karbonat çamuru içinde sparitik gözler oluşmuştur. Bu örnekler intramikrit-intramikrudit olarak tanımlanmıştır (Mikrofoto 76). Yumrulu seviyelere ait bazı örneklerde sparit çimento da görüldüğünden bu örnekler, intraspar-rudit olarak yorumlanmışlardır. Yumrulu düzeylerde dolomitli kireçtaşı seviyelerinin üzerinde dismikrit ve biyointrasparrit mikrofasiyeslerine ilişkin karbonatlar da görülmektedir (Mikrofoto 77, 78). Dismikritlerde birkaç

tane halinde koyu gri mikrit intraklastları ile ince kavkı kesitleri görü-  
lür. intrasparitlerde ise yer yer karbonat çamurunun iyice yıkanamadığı  
izlenmiştir.

Formasyonun en üst bölümünü oluşturan monoton karbonat seviyesinden  
alınan örneklerde de, diyajenezden sonra rekrystalizasyon başlamış olup ör-  
nekler üste doğru sıra ile dismikrit, arı mikrit, seyrek biyomikrit olarak  
tanımlanmıştır.



Mikrofoto 75



Mikrofoto 76

Mikrofoto 75. Cihandere kireçtaşının tabanında yer alan kristalize, domitli kireçtaşlarının mikroskopta görünüşü (çift ni-  
nikol, 70X).

Mikrofoto 76. Cihandere kireçtaşının yumrulu kesimlerinden alınan  
intramikrit - intramikruditlerin mikroskop fotoğrafı  
tek nikol, 70X).

Cihandere kireçtaşı, alt sınırı boyunca Dedebeleli formasyonu üze-  
rinde uyumludur (Foto 45). Formasyonun üst sınırı ise çalışma alanının doğusunda Mi-  
yosen yaşlı Göktepe formasyonu ile açılı uyumsuzdur (Kuşçu, 1983). Cihande-  
re kireçtaşlarının örten bu formasyon çalışma sahasında görülmez.

Danışma kesitinde 500 m. olarak ölçülen formasyonun kalınlığı, ça-  
lışma alanı dışında doğuya doğru artabilir.



Mikrofoto 77



Mikrofoto 78

Mikrofoto 77. Cihandere kireçtaşlarına ait dismikritlerden bir görüntü (tek nikol, 55X).

Mikrofoto 78. Cihandere kireçtaşlarına ilişkin biyointrasparritle-  
rin tabi ışıktaki mikroskop altında görünüşü (tek nikol,  
55X).

Cihandere kireçtaşının ince kesitlerinde rastlanan; Kurnibia jurasica (HENSON), Valvulina sp., Ophthalmidium sp., Pfenderia sp., Nautiloculina sp., Salpingoporella sp., Textularidae, Miliolidae, Dasycladae gibi Malm ve Alt Kretaseyi karakterize eden formlar ile formasyonun Malm-Alt Kretase boyunca çökeildiği anlaşılmıştır (Fosiller M. KÖYLÜOĞLU, TPAO; Z. DAĞER ve K. ERDOĞAN, MTA, tarafından belirlenmiştir).

Cihandere kireçtaşlarının litolojik gelişimi gözden geçirildiğinde karbonat yığılmasının duraylı bir kıta şelfi üzerinde gerçekleştiği anlaşılır. Formasyon içinde görülen dismikrit fasiyesleri, kuşgözü yapıları ve bentik foraminiferler, dasyclad algler, karbonat çökeliminin "sığ neritik bölge" (Laporte, 1962)'de olduğunu belgeler. Formasyonun tabanındaki dolomitli seviyeler, başlangıçta iklimin sıcak, ortamın ise lagün olduğuna işaret edebilir. Dolomitli seviyenin üzerinde bulunan intramikrudit ve fosilli intrasparrit fasiyesleri (Mikrofoto 76, 78), enerjinin zaman zaman yükseldiğine işarettir. Formasyonun en üst litolojilerinin tamamen dismikrit-biyomikrit fasiyesli oluşu, favreina içeren çok ince taneli dolomitize litolo-

jilerin görünmesi ortamın genelde Z-zonuna karşılık geldiğini yansıtır. Yığılım zonu Wilson (1975)'un karbonat fasiyesi kuşaklarından başlangıçta 8. bölge (sınırlanmış platform) durumundayken, daha sonra çökme 7. bölgeye (açık platform) kaymış olmalıdır.



Foto 45 : Çamiçi, Dedebeleni ve Cihandere formasyonlarının uyumlu olarak birbirleri üzerinde duruşları. Fotograf Deliahmetli'den çalışma alanına bitişik Asar T.' ye doğru çekilmiştir.

Silifke yöresinde Gedikdağı formasyonu (Gökten, 1978), Ermenek -Mut-Silifke civarında Çambaşıtepe formasyonu (Gedik ve diğ., 1979) ve Gök-tepe (Ermenek) dolayında aynı ad altında Kuşçu (1983) tarafından tanımlanan birimler, Cihandere kireçtaşı ile karşılaştırılabilir. Ayrıca Yahyalı çevresinde tanımlanan Çobankaya formasyonu (Ayhan ve Lengeranlı, 1986) tektonik birlik, litoloji ve yaş bakımından Cihandere kireçtaşına benzemektedir.

### 2.3. YAMAÇ MOLOZU (Qy)

Yamaç molozları değişik boyutta blok, koca taş ve çakıllardan oluşmaktadır. Birim içinde molozların birbirlerine kaynarak oluşturdukları yamaç breşleri de olağandır.

Litostatigrafik bir adlanmaya gidilmeden yamaç molozu adı altında incelenen birim, daha çok yüksek zirvelerin eteklerinde ve fay dikliklerine yakın kesimlerde gözlenmektedir (Ek 1). Kartlankaz, T. etekleri, Harmancık, Mescitli, Sulucameydan, Yüremece yaylaları, Atuçan T., Karaopuk dolayları, Arpalık deresinin vadisi, Taşkent'in güneydoğusu ve Çaldağı'nın etekleri birimin görüldüğü yerlerdir (Ek 1).

Genelde gevşek yer yer tutturulmuş olan yamaç molozu, % 9 oranında kireçtaşı blok ve parçalarından oluşmuştur. Az oranda da kumtaşı şeyl gibi bazı litolojik kırıntıları rastlanabilmektedir.

Yamaç molozu diyajenetik formasyonları uyumsuzlukla üstlenmektedir. Molozun kalınlığı bazı yerlerde 50 m.'ye kadar ulaşmaktadır.

Birimin yaşı stratigrafik konumundan ötürü Kuvaterner-Günce l olarak düşünülür.

### 2.4. ALÜVYON (Qa)

Birim iri çakıl, çakıl, kaba ve ince kum ile silt-kil boyu malzemelerden ibarettir.

Alüvyon malzemesi Beden D., Arpalık D., Gevne Çayı, Kuma D., Şalgamcık D. ve Hadim'in içinde bulunduğu vadi boyunca görülmektedir.

Alüvyon birimi büyük ölçüde çakıldan oluşmaktadır. Çakıllar iyi yuvarlaklaşmış yassı-uzun çakıllardır. Alüvyonunun % 80'i kireçtaşı parçalarından oluşurken; kalan kısmı da kumtaşı ve şeyl fazla olmak kaydıyla çalışma alanından türemiş diğer litolojilerden meydana gelmektedir.

Alüvyonun kalınlığı birkaç metre ile birkaç on metreler arasında değişim arzeder.

Alüvyon tüm formasyonları açılı uyumsuzlukla örter.

Alüvyonun yaşı, Kuvaterner-Günce l olarak kabul edilmiştir.

### 3. YAPISAL JEOLOJİ

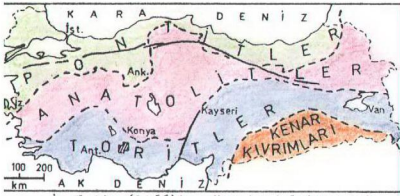
Çalışma alanı, Toridler tektonik birliğinin (Ketin, 1966) Orta Toroslar (Özgül, 1984) bölümünde yer alır. Bilindiği gibi Toroslar, Pangea'dan türeyen Gondvana ile Kimmeriyen kıtası (Şengör v.d., 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981) arasında güney Tetis okyanusunun açılması ve kapanmasına ilişkin sık kıvrımlı, yoğun bindirmeli ve naplı yapısı ile Anadolu'nun diğer tektonik birliklerinden ayrılmaktadır (Şekil 26). Türkiye'nin tektonik tarihçesi içinde Toroslar'la birlikte ele alınan çalışma alanının, yapısal sınıflamada Kimmerid ve özellikle Alpid evresi (Şengör, 1984) içinde yer aldığı görülmür. Alpid evresi içinde Laramiyenden sonra ikinci şiddetli orojenik olay, Pireniyen paraksizma safhası ile kendini göstererek, Kuzey Anadolu sıra dağları ile Toroslar'da büyük ölçüde deformasyonlara neden olurken (Ketin, 1978) aynı orojenik evre çalışılan yöreyi de çok şiddetli bir şekilde etkilemiştir.

Orojenik bir kuşakta bulunan Hadim bölgesinde, otokton bir tektonik ünite ve Hadim napları olarak tanımladığımız üst üste paketlenmiş dört nap diliminden oluşan alloktonlar yer almaktadır. Bölge de genel bir prospeksiyon yapan Blumenthal (1949), napları çalışma alanının kuzeyinde yüzeyleyen otokton kütleleri de içine alacak şekilde "Hadim napı" olarak tanımlamıştır (Şekil 2). Özgül (1976, 1983) ise otokton üniteyi "Geyikdağı birliği", alloktonları "Bozkır birliği", "Bolkardağı birliği" ve "Aladağ birliği" olarak tektonik anlamda bölümlenmiştir. Özgül, bu birliklerin hepsinin tam anlamıyla birer nap olmadıklarını, yüksek açılı itki fayları ile sınırlandıklarını da savunmaktadır. Tarafımızdan yürütülen çalışmalarda, bu tektonik dilimlerin bazı kesimlerinde yüksek açılı itki fayı olarak görünmesine rağmen, genelde birer nap oldukları anlaşılmıştır. Bu naplar bugünkü tektono-stratigrafik konumları itibarıyla alttan üste doğru; Taşkent napı, Hocalar napı, Sinatdağı napı ve Gevne napı olarak ayrılmışlardır (Ek 1,2).

Bölgede kıvrımlı ve kırıklı yapılar, napların genel uzanımına da az çok paralel olup NW-SE istikametlidirler (Ek 2).

Çalışma alanı, tektonik açıdan 1- Otokton bölgeler 2- Allokton bölgeler olarak ikiye bölünmüştür. Otokton bölgeler kendi içinde a- Kuzey otokton b- Güney otokton bölge olarak bölümlendirilirken, allokton kesim ise yukarıda da değinildiği gibi dört napa bölünmüştür (Şekil 26).





I. Ketin (1966)'e göre Anadolu'nun tektonik birlikleri ve yayılımları.



Şekil 26: Çalışma alanında yer alan otkoton ve alloktonların yayılımını gösteren harita.

## A- OTOKTON BÖLGELER

İnceleme alanımızın kuzeydoğusunda ve güneybatısında domlar şeklinde izlenen otokton, çalışma alanı dışında daha geniş ve kalın bir yayılıma sahiptir. Çalışma sahasında tam ve yarım tektonik pencereler şeklinde alloktton örtüler altında yüzeye çıkan otokton bölgeler (Ek 1,2), birbirleriyle araştırma alanı dışında bağlanmaktadır.

### A.1. KUZEY OTOKTON BÖLGE

Jeoloji ve yapı haritasında da görüldüğü gibi bu bölge, Aşağı Hadim Mahallesi ile Hadim ilçe merkezinin kuzeyinde ve güneyinde izlenebilir. Kuzeye doğru araştırma alanının dışında çok geniş alanlar kaplayan otokton bölgenin temelinde, Kambriyen ve Ordovisiyen yaşlı formasyonlar ve bunları açılı uyumsuzlukla üstleyen Jura yaşlı dolomitize karbonatlar yer alır. Çalışma alanı dahilinde ise ancak Üst Jura ve daha genç yaşlı formasyonlar gözlenir. Aralarında düşük açılı ve boşluklu uyumsuzlukların izlenebildiği Üst Jura (Ovacık kireçtaşı), Üst Kretase (Saytepe formasyonu) ve Lütesiyen (Çobanağcık kireçtaşı) birimleri sıg neritik karbonat sedimantasyonunun olduğu duraylı bölgelerde çökelirken; Çobanağcık kireçtaşı üzerinde uyumlu olarak fliş havvzalarına özgü tortullar birikmiştir (Beden formasyonu).

Otoktonun kuzey bölümünü oluşturan formasyonların egemen tabaka doğrultuları N 50-75° W, eğimleri ise 20-25° civarında yoğunlaşmaktadır. Kıvrım eksenini yönelimleri de, N 50-75° W değerlerine yakındır ve kıvrımlar yaklaşık N 20-35° E yönlü bir kuvvet çiftinin etkinliğinde gerçekleşmiştir. Kıvrımlar ekseriyetle kıvrım eksenini gidişlerine az çok paralel gelişmektedir (Ek 2).

### A.2. GÜNEY OTOKTON BÖLGE

Bu bölüm, inceleme alanının güneybatı kesimlerinde Karaköy, Beden Köyü ve kuzeybatıya doğru devam eden otokton kesimi kapsar (Şekil 26). Çalışma alanı dışında güneydoğuya doğru giderek daralan ve kuzeyden Gevne napı güneyden de Alanya napları (Ketin, 1984) ile örtülen güney otokton bölge, kuzeybatıya doğru ise genişleyerek devam etmektedir. Özellikle Gevne napına ilişkin büyük klipler hem çalışılan bölgede (Ek 2) hem de çalışılan bölge haricinde izlenmektedir (Şekil 2). Otoktonun bu kesiminde görülen en yaşlı birimi, Saytepe formasyonuna ilişkin sıg ve derin şelfi karakterize eden karbonatlardır. Bu kesimde Saytepe formasyonunun Monsiyene kadar çık-

tığı ve Üst Kampaniyenden itibaren pelajik fasiyeste gelişimini sürdürdüğü görülür. Neticede sözkonusu derinleşmeye paralel olarak bu bölümün güneyi blok faylanmalarla çökerek daha da derinleşip duraysızlaşmış ve Maestrihtiyen boyunca Karaköy formasyonunu oluşturan flišler çökelmiştir. Çöküntü alanının kuzeyindeki blok ise Monsiyene kadar açık karbonat selfi durumunda kalmıştır. Tanesiyen-İpresiyen döneminde Anadolu kıvrımlanma fazı ile yükselerek kara haline gelen bölge, Lütesiyen transgresyonu ile tekrar deniz istilasına uğramıştır. Kuzey otoktondan farklı olarak güneyde Lütesiyen (Beden formasyonu), hızlı bir sedimantasyonun olduğu preflış-fliš-wild fliš evrelerini kapsayacak şekilde tektonik yönden tamamen duraysız ortam şartlarında gelişmiştir.

Otoktonun güney kesiminde egemen tabaka doğrultuları N 30-40° W, eğimleri de 35-40° arasında kümelenmektedir (Ek 2). Kıvrım eksenleri, tabaka doğrultularına yakındır. Otoktonun güney bölümündeki fay ve çatlakların doğrultuları, kıvrım eksenleri gidişlerine genelde paralel gelişmişken; kıvrım eksenlerine dik ve çapraz olan enine fayların da ikinci derecede önem arzettiği görülür (Ek 2).

## B. ALLOKTON BÖLGELER

Çalışma sahasında çok geniş alanlar kaplayan allokton bölüm, kendi içinde dört dilimden oluşmaktadır.

Tektonik melanj niteliğindeki Taşkent napında flišimsi oluşuklardan ve matriksten ölçülebilen tabakaların konumları N 50° W, 25° SW değerinde yoğunlaşmıştır. Burada oluşan kıvrım eksenleri ve faylar N 55-60° W yönünde uzanmaktadır.

Olistostromal nitelikli metatortul bir karmaşık durumdaki Hocalar napında yapraklanma ve tabakalanma doğrultuları birbirlerine yakın olup N 70-80° W arasında kümelenirken eğim 20-30° civarında yoğunlaşmaktadır. Kıvrım eksenlerinin yönelimi de N 70-80° W olup büyük ölçüde N 10-20° E doğrultusunda çalışan bir kuvvet çiftinden etkilenmiştir.

Duraylı sedimantasyon ortamlarını yansıtan sığ neritik karbonat ve kırıntılar yanısıra, pelajik karbonatlar ile çok hızlı ve hareketli depolanma koşullarını gösteren preflış-fliš-wild fliš tortullarından yapılu Sinatdağı napında, tabaka doğrultuları N 40-55° W değerleri arasında sıklaşırken eğimler 20-40° SW arasında yoğunlaşmaktadır. Kıvrım eksenleri yönelimleri;

N 40-65° W (Şekil 36, 38, 39) arasında değişen ve N 25°-50° E istikametli kuvvet çiftinden etkilenen bu birlikte Orta Triyas yaşlı kireçtaşlarının kıvrım eksenini konumunun N 48° E, 22° SW olduğu müşahade edilmiştir (Şekil 37). Sinatdağı napısında izlenen fayların genel gidişleri, NW-SE'dur. Birlik içinde Orta Triyas, Jura, Turoniyen ve Kampaniyenin tabanında açılı ve açısız olan uyumsuzluklar mevcuttur (Ek 6).

Bölgede en geniş yayılıma sahip olan Gevne napı duraylı çökeltme havzalarına özgü neritik-lagüner karbonatlar ve kırıntılılar, plaj çökelleri, yarı karasal-karasal nitelikli ince-kaba klastiklerle karbonatlardan oluşur. Büyük bir senklinal yapısını oluşturan bu birlikte senklinalin kuzey kanadında tabaka doğrultuları N 50-70° W, güney kanadında ise N 40-45° W arasında yoğunlaşmaktadır. Tabaka eğimleri; kuzey kanatta 20-30°, güney kanatta ise 30-40° arasında kümelendir. Gevne napısında kıvrım eksenini yönelimlerinin N 50-70° W, eksen dalımlarının da en çok 10-12°'ye kadar ulaşabildiği izlenmiştir (Şekil 40-45). Kıvrımların oluşumu N 20-40° E doğrultusunda çalışan bir kuvvet çiftiyle ilgilidir. Bu birlikte fayların çoğunlukla kıvrım eksenlerine paralel geliştiği ve güneybatıda NNW-SSE olan gidişin, kuzeydoğuda WNW-ESE olduğu gözlenir. Gevne napı birliğinde de Juranın tabanında düşük açılı bir uyumsuzluk söz konusudur.

Sonuçta otokton birlikte ve allokton birliklerde tabaka-klivaj doğrultularının, kıvrım eksenini konumları ve sıkışma yönlerinin, kırıkların istikamet ve eğimlerinin az çok birbirine uyduğu görülmektedir. Dolayısıyla bölgenin tektonik gelişimine esas teşkil eden napıların oluşum ve yerleşmesinde, yatay yönde sıkışan ve kıvrımlanan bölgenin B-kıvrım eksenlerine paralel olarak kopup bir orojenik dönemde birbirleri üzerine yerleştikleri anlaşılmaktadır.

Otokton ve allokton birliklerde gözlenen tektonik yapılar ve özellikleri yeri geldikçe beraberce anlatılacaktır.

### 3.1. YAPRAKLANMA

Yapraklanma Hocalar napısında sadece Zindancık karmaşığının alt kesimlerinde belirgindir. Deformasyon şiddetine ve ilksel kayacın özelliklerine bağlı olarak yapraklanma düzlemlerinin bir mostradan diğer mostraya doğru değiştiği görülür. Sleyt ve fillitlerde belirgin bir şekilde gözlenen yapraklanma (S<sub>1</sub>) tabakalanmaya (S<sub>0</sub>) paralel olarak gelişmiştir. Bir deformasyon evresinde oluşmuş yapraklanma düzlemleri daha sonra ikinci bir evrede

tekrar deforme olmuşlar ve neticede kırışma klivajları ( $S_2$ ) gelişmiştir (Mikrofoto 36; Foto 46).

Zindancık karmaşığının içindeki yapraklanma düzlemlerine ( $S_1$ ) ait ölçülerden elde edilen kontur diyagramında (Şekil 33)  $N 10^\circ E$  yönünde bir büyük kuşak ( $\pi$ -daresi; Ramsay, 1967) simetrisi elde edilmiştir. Bulunan  $\pi$ -daresine karşılık gelen B-tektonik ekseninin gidişi yaklaşık  $N 80^\circ W$ 'dir (Şekil 33).

Zindancık karmaşığından yapılan kontur diyagramında yapraklanma düzlemlerinin  $N 74^\circ E$ ,  $22^\circ SE$  ve  $N 84^\circ W$ ,  $28^\circ NE$  değerlerinde yoğunluk kazandığı görülmüştür. Metamorfitletlerde içindeki antiklinoryum ve senklinoryumların kıvrım eksen düzlemlerine yaklaşık paralel bir biçimde gelişen buruşma klivajı ( $S_2$ )'nin ise genellikle  $N 20^\circ W$ - $N 5^\circ E$  doğrultuları arasında geliştiği görülür.



Foto 46. Zindancık karmaşığının fillitik düzeylerinde meydana gelen kırışma klivajları ( $S_2$ ).

### 3.2. KIVRIMLAR

Çalışma sahasında yüzeyleyen birimlerin tamamı diyajenezlerini tamamladıktan sonra farklı evrelerde deformasyonlara maruz kalarak kıvrımlanmışlardır. Bölgede etkin olan altı kıvrımlanma fazı belirlenmiş olup bu fazlardan bazıları bölgeyi çok az etkilemişlerdir. Alpin orojenezinin deği-

şik fazlarını yansıtan kıvrımlanma evrelerine bağlı olarak formasyonlar arasında genellikle düşük açılı ve boşluklu uyumsuzluklar meydana gelmiştir. Bölgede etkileri görülen bu kıvrımlanma fazları şöyle sıralanabilir:  $A_1$  fazı (Palatiniyen fazı),  $A_2$  fazı (Erken Kimmeriyen fazı),  $A_3$  fazı (Austriyen fazı),  $A_4$  fazı (Subhersiniyen fazı),  $A_5$  fazı (Anadolu fazı),  $A_6$  fazı (Pireniyen fazı).

Bölgede etkin olan Palatiniyen ve Erken-Orta Alpin hareketleri neticesinde simetrik, asimetrik, izoklinal, devrik ve yatık kırıklara sık sık rastlanmaktadır (Foto 10, 17, 18, 39, 48). Monoklinal kıvrımların da (Foto 47) izlenebildiği yörede, bindirme zonlarında ayrıca süriüklenme kıvrımları da görülür. Zindancık karmaşığını oluşturan epimetamorfitlerde ve mermerleşmiş kireçtaşı bloklarında akma kıvrımlarıyla birlikte zig-zag kıvrımlar da gelişmiştir.

Kireçtaşı, kuvars kumtaşı gibi rijit litolojilerden oluşan formasyonlarda kıvrım eksen gidişine paralel olarak oluşmuş kırıklar ve çatlaklar gözlenirken, sünümlü ve daha az rijit olan formasyonlarda kıvrımlar kırıklardan daha az etkilenmiş durumdadır.

Genelde NE-SW yönlü teğetsel kuvvetlerin etkinliğinde oluşan kıvrımların B-eksenleri NW-SE gidişlidir. Formasyonların B-kıvrım eksen yönelimleri genelde  $N 45^{\circ}-75^{\circ} W$ , eksen dalımları ise  $0-12^{\circ}$  arasındadır ve çoğunlukla SE veya NW'ya doğru dalarlar (Şekil 50). Eksen dalımları Kartallıca kireçtaşlarında da  $22^{\circ} SE'$ dur. İnceleme alanında az oranda ve küçük boyutlarda gelişmiş  $N 10-15^{\circ} E$  yönelimli ve  $10-15^{\circ}$  ile SW veya NE'ya dalımlı kıvrım eksenleri gözlenmektedir (Ek 2).

Çalışma sahasında yüzeyleyen formasyonların herbirine ilişkin olarak hazırlanmış kontur diyagramlarıyla bu diyagramlardan istifade ile çizilen  $\pi$ -daresi, B-kıvrım ekseninin konumunu veren B-noktası ve bunlara ilişkin olarak kıvrım eksen gidişleri ve kıvrım eksen dalımı, eksenin dalım yönü ve de maksimum sıkışma yönleri şekillerle verilmiştir (Şekil 27-49).

Kıvrımlanmaya bağlı olarak inceleme alanında çok sayıda ve küçük ölçekte antiklinoryum ve senklinoryum yapıları oluşmuştur. Antiklinoryum ve senklinoryum yapıları özellikle sünümlü olan killi, şeylli formasyonlar ile fliš sedimanları ve epimetamorfitlerde çok yaygındır.

Bölgede asimetrik-simetrik ve dalımlı olan antiklinaller (Foto 49) ile senklinaller bazen çift yönde dalarak kapalı strüktürler oluşturmakta-

dırlar (Ek 2). Yörede az dalımlı veya dalımsız kıvrımların yanında devrik ve yatık yapılar da izlenir. İnceleme alanında oluşmuş belli başlı antiklinaller ve senklinallerle bunların belirgin yapısal nitelikleri araştırma sahasının kuzeyinden güneyine doğru özlü bir biçimde anlatılacaktır.

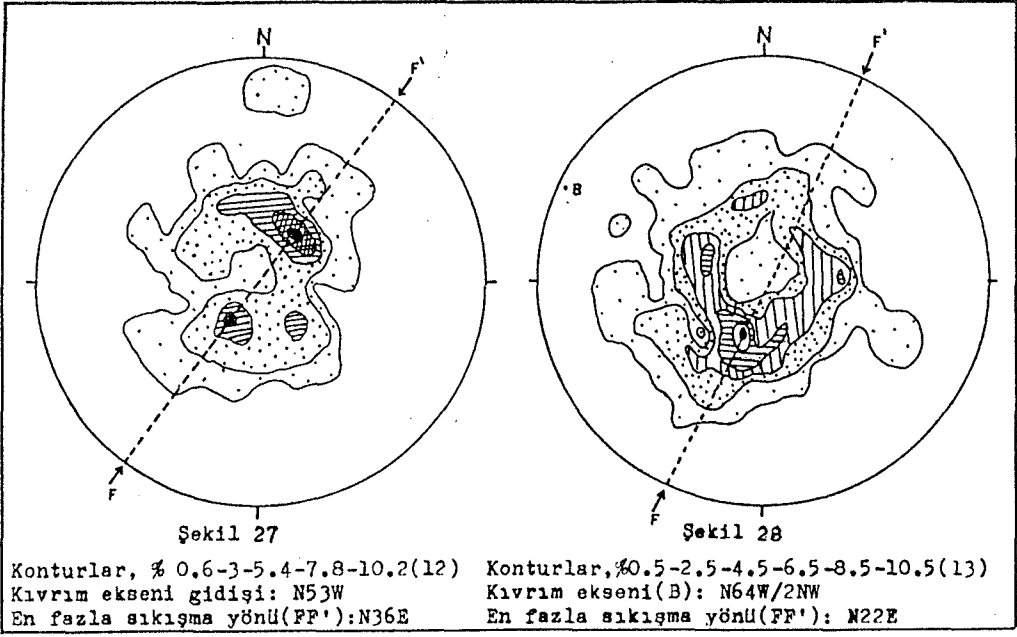
Çaldağı senklinali: Yer yer bükülerek yaklaşık E-W istikametinde uzanan senklinal Çaldağı yükselimi boyunca devam eder. Topoğrafyada kuş uçuşu 4.5 km.'lik bir hat boyunca izlenebilen yapının güney kanadındaki tabakalar devriktir. Senklinal Kahtepe formasyonu içinde kalmaktadır ve kanatlardaki tabaka eğimleri, doğrultu boyunca değişmektedir. Yapı yatık bir senklinaldir (Ek 2,3).

İbrimdağı senklinali: N 30° W doğrultulu olan yapı, İbrimdağı dolayında doğuya doğru dönerek E-W istikametinde devam eder. Kahtepe formasyonu içinde oluşan yapının uzunluğu kuş uçuşu 4.5 km.'dir. Senklinalin kanatlarındaki tabakaların meyilleri 11-34° arasında değişmektedir (Ek 2).



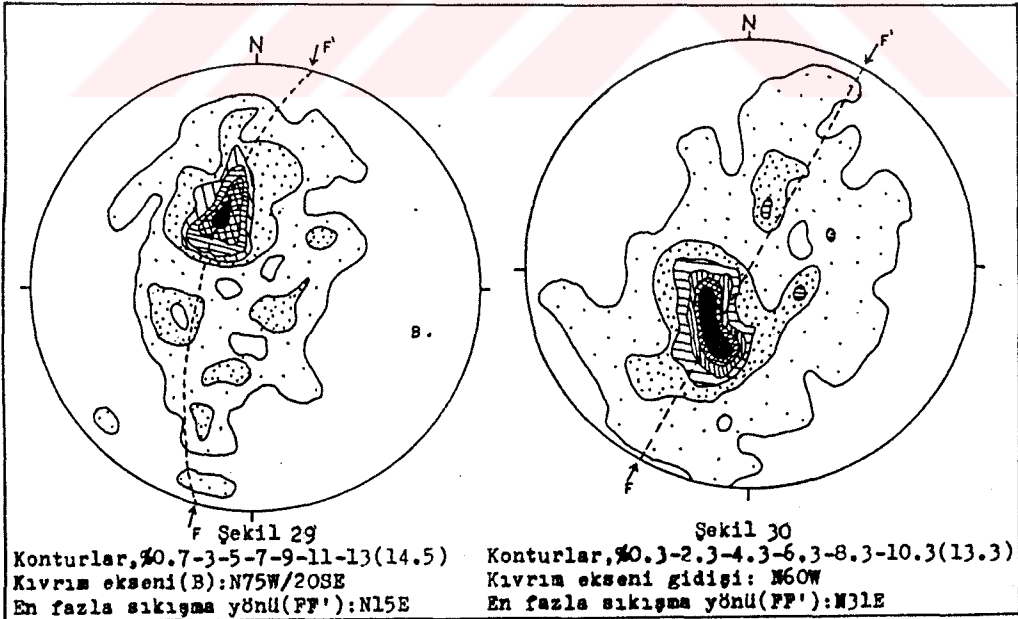
Foto 47. Beden formasyonunda gelişen monoklinal bir kıvrım

Kayraklıtepe senklinali: Zindancık Y.'sından başlayan yapı, Kayraklı T. ve Karakaya T.'den geçerek güneydoğuya devam eder. Senklinal Zindancık karmaşığı ile Kayraklıtepe kuvarsiti içinde gelişmiştir ve kuş uçuşu 12.5 km.'lik bir hat boyunca izlenir. Yer yer bükülmeler arzeden eksenin yönelimi N 50-80° W, kıvrımın kanatlarındaki tabaka eğimleri ise 25-45° arasında değişir. Yapının eksenini boyunca NW'ya doğru eksen alçalımları görülür (Ek 2). Senklinal yapısı içinde Karakaya T. dolaylarında olduğu gibi yatık kıvrımlar izlenebilir (Şekil 12).



Şekil 27 : Ovacık kireçtaşlarının tabaka duruşlarına ilişkin kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 75).

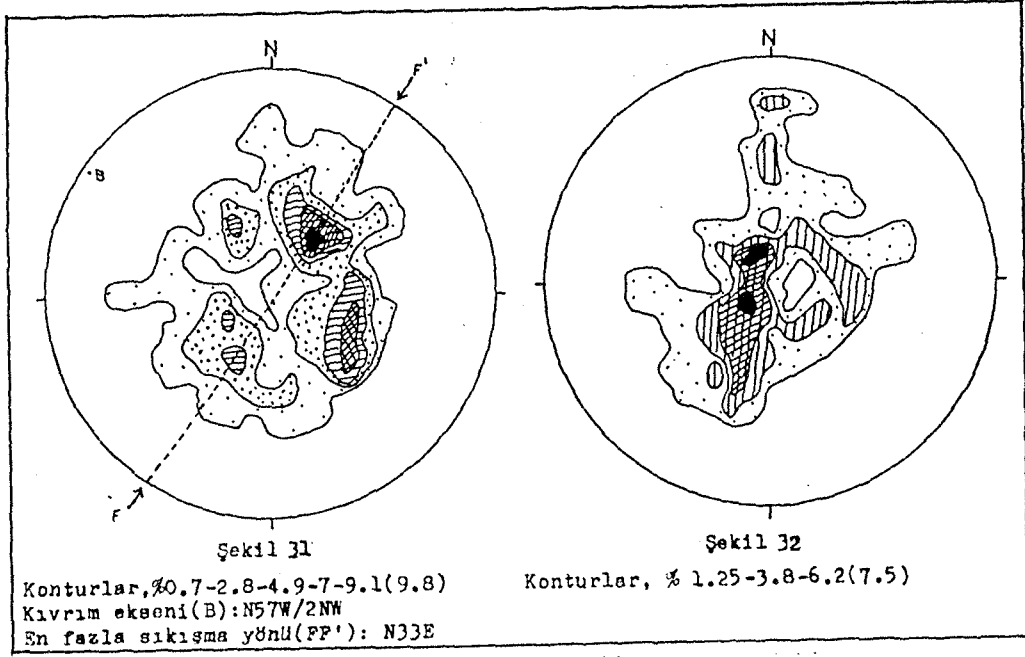
Şekil 28 : Saytepe formasyonunun tabaka duruşlarına ilişkin kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 105).



Şekil 29 : Karaköy formasyonunun tabaka duruşlarına ilişkin kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 90).

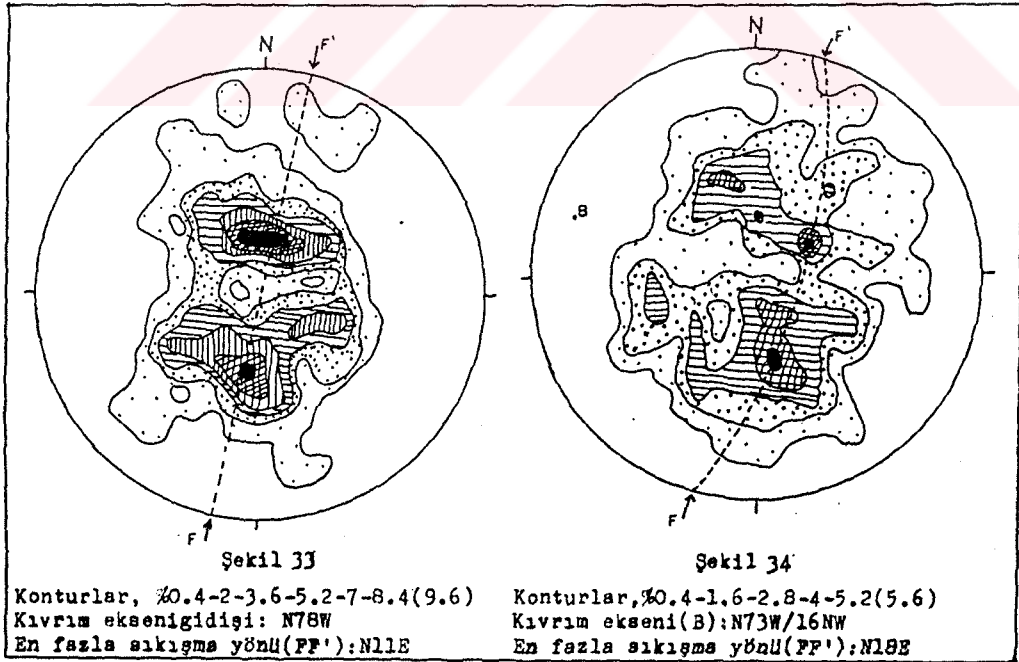
Şekil 30 : Beden formasyonunun tabaka duruşlarına ilişkin kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 90).





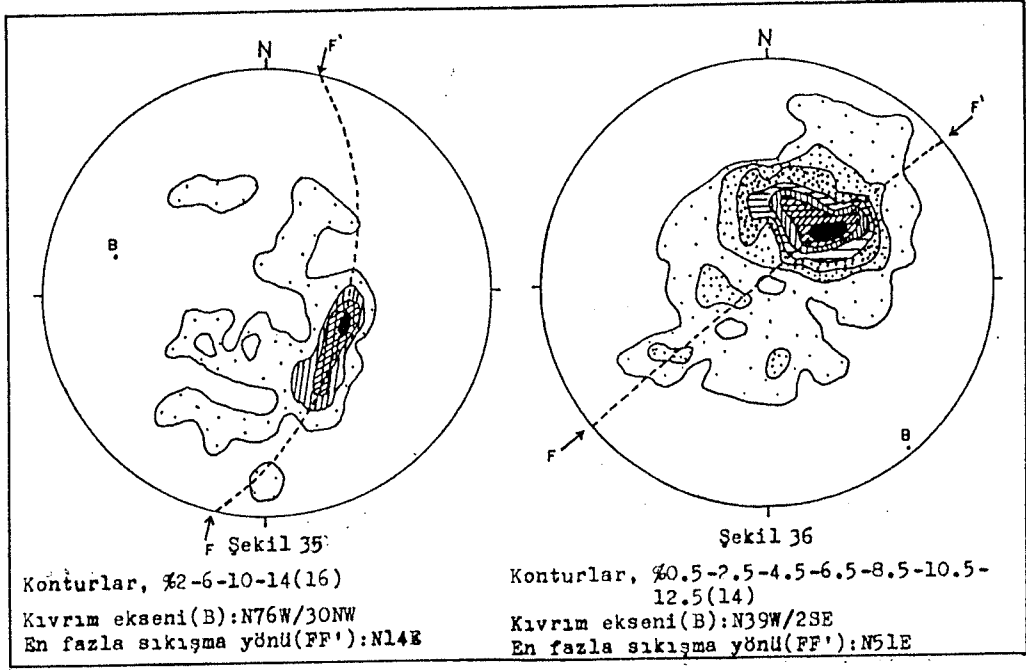
Şekil 31 : Taşkent karışığından alınan tabaka ölçülerine ilişkin kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 70).

Şekil 32 : Zindancık karmaşığı içinde yer alan mermer bloklarının tabaka konumları için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 40).



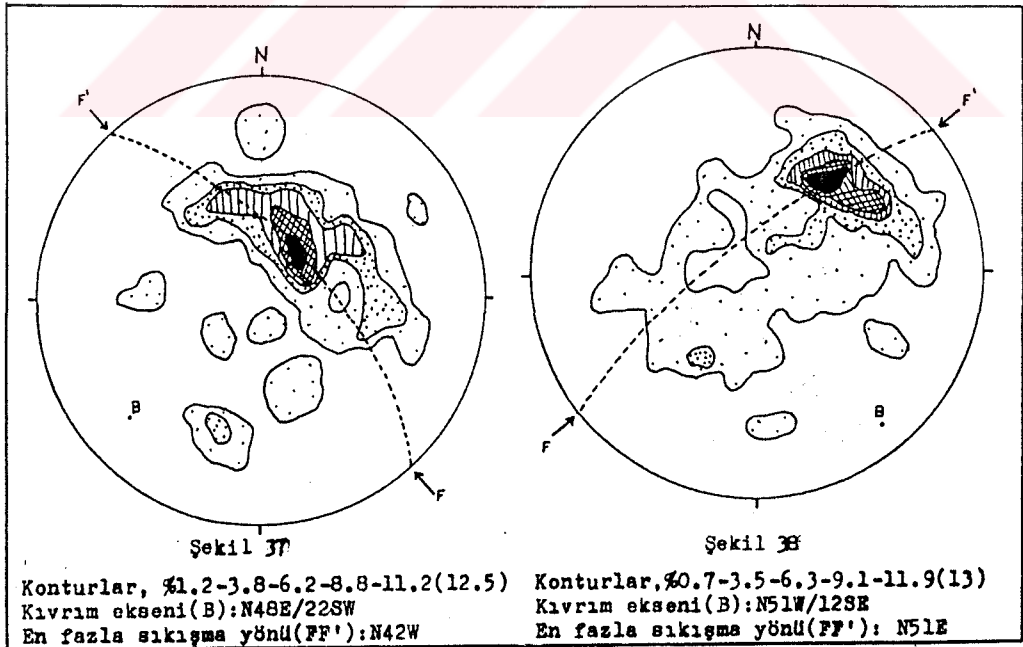
Şekil 33 : Zindancık karmaşığının yapraklama düzlemlerine ilişkin kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 120).

Şekil 34 : Zindancık karmaşığı tabaka konumları için kontur diyagramı (125 ölçü).



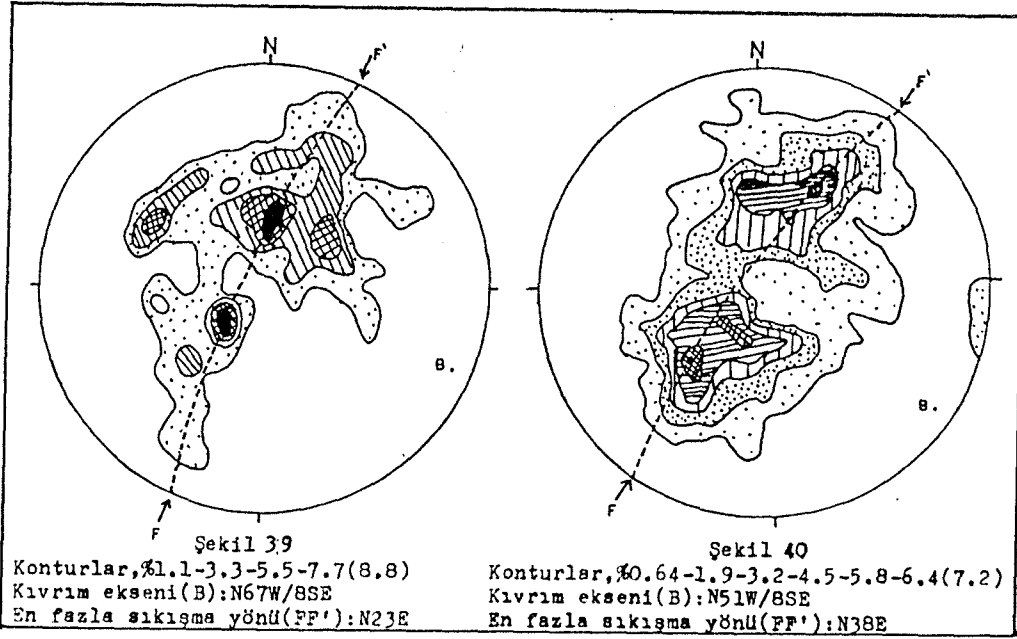
Şekil 35 : Kayraklıtepe kuvarsitlerinin tabaka konumlarına ait kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 25).

Şekil 36 : Kahtepe formasyonunun tabaka konumlarına ilişkin kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 100).



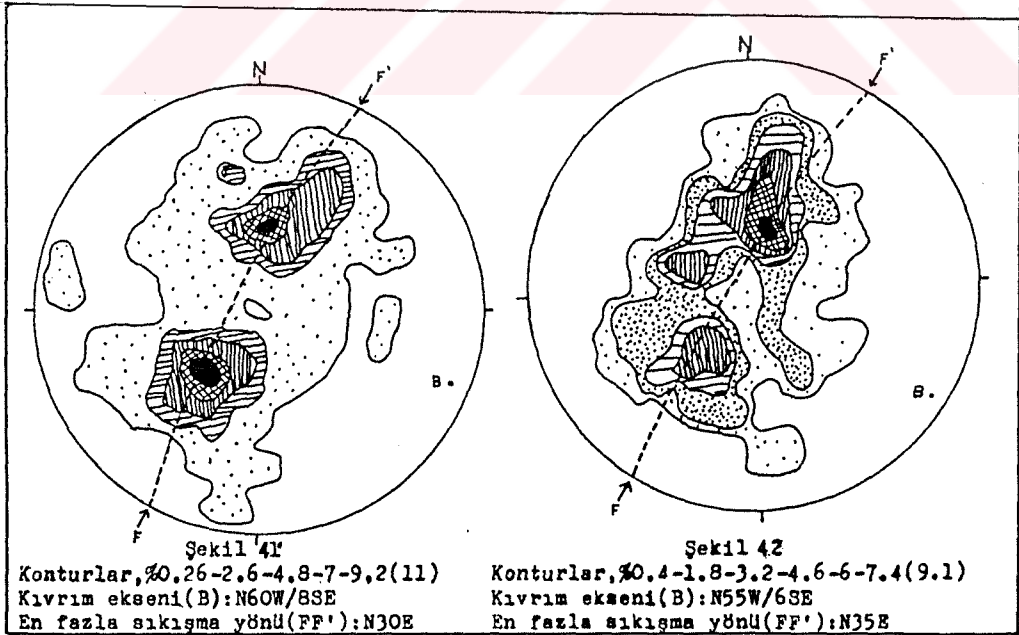
Şekil 37 : Kartallıca kireçtaşlarında ölçülen tabaka konumları için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 35).

Şekil 38 : Sinatdağı formasyonunda ölçülen tabaka konumları için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 70).



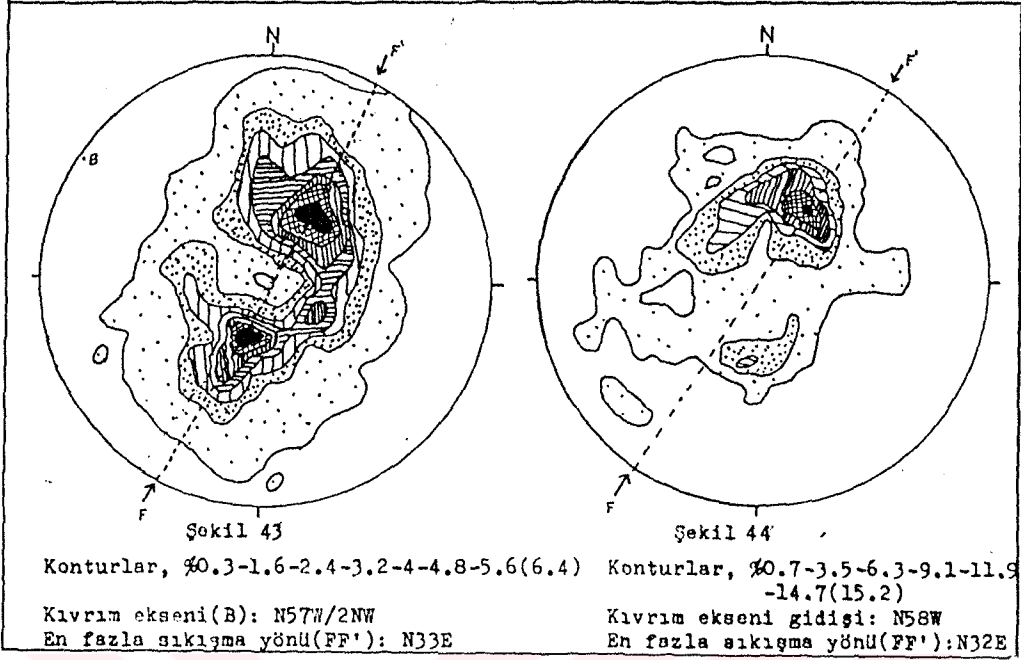
Şekil 39 : Söğütyaylası formasyonunda ölçülen tabaka konumları için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 45).

Şekil 40 : Asarlıkyaylası formasyonunda ölçülen tabaka konumları için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 156).



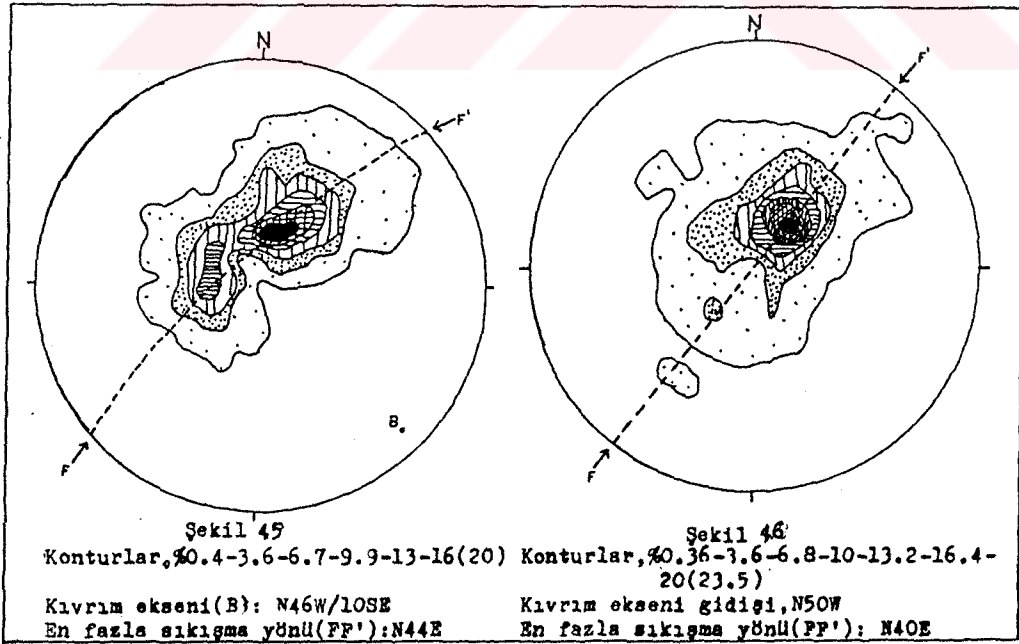
Şekil 41 : Yarıcak formasyonunda ölçülen tabaka konumları için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 190).

Şekil 42 : Arpalık formasyonunda ölçülen tabaka konumları için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 145).



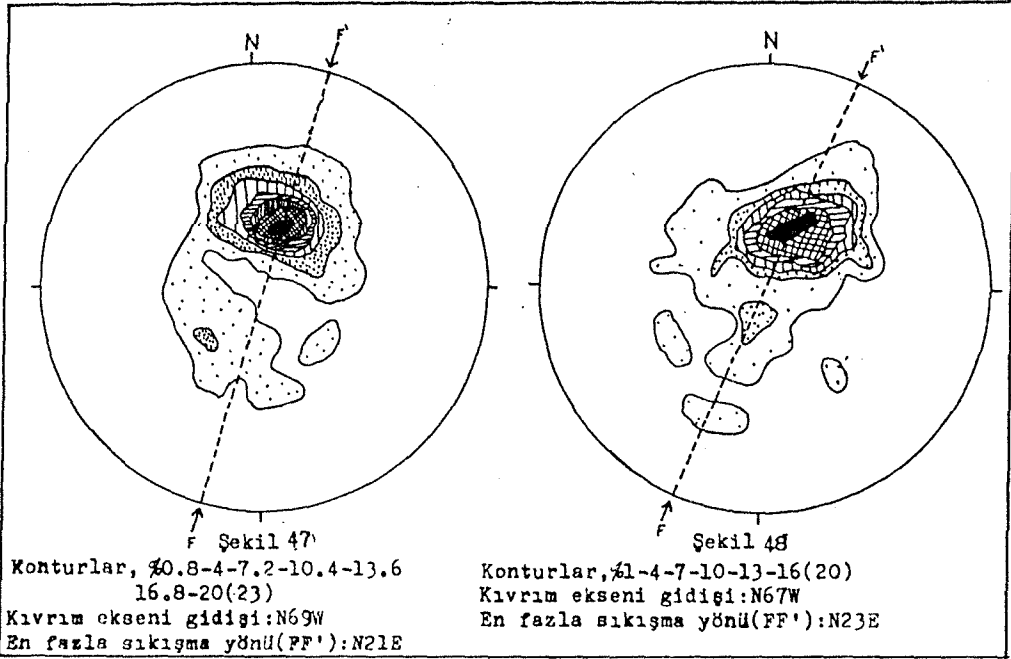
Şekil 43 : Kuşakdağı formasyonunun tabaka konumlarına ilişkin kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 500).

Şekil 44 : Gökçepinar kireçtaşlarına ait tabaka konumlarına ilişkin kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 70).



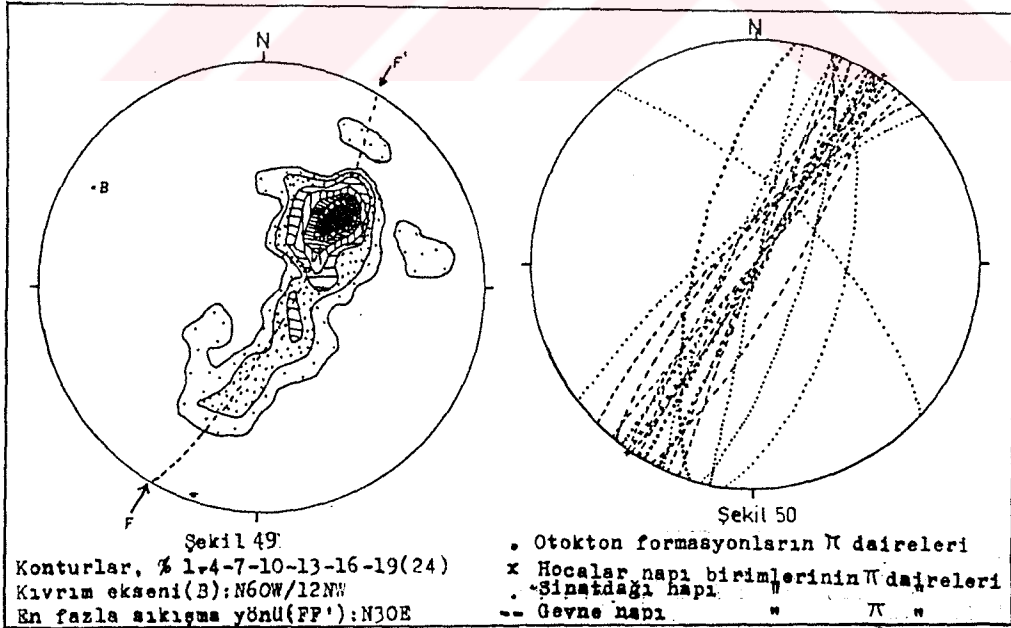
Şekil 45 : Göztaşı formasyonunda ölçülen tabakalar için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 110).

Şekil 46 : Beyreli formasyonunda ölçülen tabakalar için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 138).



Şekil 47 : Çamiçi formasyonunda ölçülen tabaka konumları için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 65).

Şekil 48 : Dedebeleni formasyonundan ölçülen tabaka konumları için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 51).



Şekil 49 : Cihandere formasyonunda ölçülen tabaka konumları için kontur diyagramı (Ölçü sayısı : 52).

Şekil 50 : Yörede yüzeyleyen formasyonların kontur diyagramlarından elde edilen  $\pi$ -dairelerinin topluca Schimit ağı üzerinde görünüşleri.

Yılanlıca-Karakaya antiklinali: Kavaklar D.-Yılanlıca D.-Kongul Y.-Karakaya T.-Kuşakyüzü istikametinde 12.5 km.'lik bir hat üzerinde izlenen antiklinal, Kayraklıtepe senklinaline paralel olarak gelişmiştir. Yapı ekseninin yönelimi N 50-80° W'dır. Antiklinalin kanatları boyunca ölçülen tabakaların eğimleri ise 25-30° dolayındadır.

Değirmendere antiklinali: Ada T.-Değirmendere vadisi-Keltaş T. güzergahını izleyen antiklinal, Asarlıkyaylası ve Yarıcak formasyonları içinde gelişmiş olup 5 km.'lik bir mesafe boyunca izlenebilmiştir. Büklümlü ve dalımsız olan yapı ekseninin yönelimi N 50-70° W'dır. Antiklinalin kanatlarındaki tabakaların eğimleri 20-40° arasında değişmektedir (Ek 2).

Kazancı senklinali: Kızıl T-Kazancı-Gücüksu arasında yer alan ve Kuşakdağı formasyonu içinde görülen yapı yaklaşık olarak 4.5 km. izlenebilmiştir. Kıvrımın eksen yönelimi N 70-80° W'dır. Dalımsız olan senklinalin kanatlarında tabaka eğimleri 35-50° arasında yoğunlaşır.

Kocaalan antiklinali: Kazancı senklinaline paralel olarak gelişen yapı, Deliktaş-Kocaalan Y. güzergahında gözlenir. Kuşakdağı formasyonu içinde oluşan antiklinal, 4.5 km. kadar takip edildikten sonra SE'ya doğru kapanır. Kıvrım ekseninin yönelimi N 70-80° W olup antiklinal eksenini, 16° ile SE'ya dalar. Yapı üzerinde SE'ya doğru eksen alçalımları izlenir. Yapının kanatları boyunca tabaka eğimlerinin 35-60° arasında değiştiği görülür.

Deretaş senklinali : Düzbaş T.-Topular Y. ve Deretaş dolaylarından geçen senklinal, Aliefendi üyesi içinde gelişmiş olup senklinal içinde Beyreli formasyonu da görülebilmektedir (Ek 1,2). Kanatlardaki tabaka eğimlerinin 15-30° arasında değiştiği yapının yeryüzündeki uzunluğu 2.5 km. kadardır. Senklinal ekseninin konumu ise N 70-75° W, 20° SE'dur (Ek 2).

Kattepe senklinali: Yelliçam T.'nin doğusundan başlayıp Kattepe'den geçerek Keşefli güzlesine doğru uzanan senklinal ekseninin konumu N 40-50° W, 13° SE'dur. Kanatlardaki tabaka eğimleri 15-25° olup bu değer kuzey kanttada daha fazladır. Asimetrik ve dalımlı olan kıvrımın yeryüzündeki izi 2 km. kadardır. Bu senklinal Deretaş senklinalinin devamı durumundadır. Fakat Yelliçam T. dolaylarında yapı eksenini belirginliğini kaybetmektedir. Deretaş senklinalinin NW'ya doğru, Kattepe senklinalinin de SE'ya doğru kapandığı düşünüldüğünde; bu iki senklinalin birtek kapalı senklinal oldukları söylenebilir (Ek 2). Kattepe senklinali, Beyreli formasyonu içinde meydana gelmiştir.

Dedebeleni senklinali: İshaklı grubunu oluşturan formasyonlar içinde oluşan yapı, Dedebeleni T.-Bozdağ T. istikametinde uzanır. Kavisli olan kıvrım ekseninin konumu N 45-75° W, 14° SE'dur. Senklinal ekseninin topoğrafyadaki izi, yaklaşık 5.5 km. olup yapı NW'da kapanmaktadır. Kıvrım kanatlarındaki tabaka eğimleri 25-50° arasındadır. Yapı simetrik, dalımlı bir kıvrımdır (Ek 2).

Suuçtuğu senklinali: Derinyalak T.-Suuçtuğu-Denizçam T. yönünde uzanan yapı ekseninin konumu N 40 W, 15° SE'dur. Senklinalin kanatlarındaki tabaka eğimleri 35-45° civarında olup, eksen bölgesinden uzaklaştıkça bu eğimler azalır (Ek 2). Simetrik bir kıvrım olan senklinal, NE'da kapanmaktadır ve yapının yeryüzündeki uzanımı 5.5 km. kadardır. Senklinal oluşumu İshaklı grubu içinde izlenir.

Çekiçdağı senklinali: Araştırma sahasının kuzeybatı köşesinden başlayan yapı, Büyüksinekkıran T.'den geçtikten sonra güneye doğru bükülerek Çekiçdağı'ndan geçer ve güneydoğuya doğru devam eder. Eksen yönelimi Büyüksinekkıran T. dolayından N 80-85° W iken bu değer, Çekiçdağı dolayında N 10-25° W arasında değişir (Ek 2). Faylarla yer yer ötelenen kıvrım ekseninin yer yüzündeki uzunluğu 10 km.'yi bulur. Senklinal eksenini Kocaalan Y.'nin güneybatısına kadar belirgin olarak izlenirken güneydoğuya doğru yer yer belirsizleşerek muhtemelen Beyreli fay zonunun doğusundaki Bozisa senklinali ile birleşir. Simetrik bir kıvrım olan Çekiçdağı senklinalinin kanatlarındaki tabakaların eğimleri ise 30-40° arasında oynamakta olup, yapı Kuşakdağı formasoyunu içinde kalmaktadır (Ek 2).

Gevneçayı-Şehirarası antiklinali: Tamamen Kuşakdağı formasyonu içinde oluşan strüktür, Tosmur Yurdu-Gevne Çayı vadisi-Şehirarası güzergahlarından geçerek Oyukkoyağı Kepiri yönünde devam eder. Yer yer faylarla ötelenen yapı ekseninin yönelimi N 20-50° W'dır. Kuş uçuşu 10.5 km.'lik bir hat boyunca izlenen antiklinalin kanatlarındaki tabakaların eğimleri, 20-30° arasında kümelenmekte olup, yapı genel olarak simetriktir.

Eşşekketiri senklinali: Kuşakdağı formasyonunda gelişen kıvrım, Payallar Y.-Eşşekketiri T.-Orhan D.-Kızılyar istikametinde uzanır. Daha sonra belirginliğini yitirerek Menevrek yönünde devam eder. Senklinalin kanatlarındaki tabakalar, 20-30°'lik eğimler sunarlar. Simetrik olan kıvrımın eksen yönelimi, N 35-65° W arasında değişmektedir. Yapı kuş uçuşu 5.5 km. takip edilebilmiştir (Ek 2).

Pıynarca-Topular senklinali: Kıvrım Asarlıkyaylası, Yarıcak, Arpalık, Kuşakdağı, Gökçepınar, Göztaş formasyonları içinde olmuştur. Orhan D.'nin kuzeybatısından başlayan senklinal, Pıynarca T.-Kovanlık çizgisini takip ettikten sonra Gökçebelen T., Topular ve Kelebekli Göl'ün güneyinden geçerek Çağşırđıbi fayı ile sonlanır. Faylarla kesilen yapı eksenini kavisli olup yönelimi; N 85° W ile N 5° W arasında değişmekle beraber genelde N 40° W'dir. Kanatlarındaki tabaka eğimleri 25-50° olan senklinal, simetrik ve dalımsız bir kıvrımdır. Yapı topoğrafyada 17 km.'lik bir hat boyunca devam etmektedir.

Ayandere antiklinali: Yarıcak, Arpalık ve Kuşakdağı formasyonları içinde meydana gelen antiklinal, yaklaşık B-kıvrım eksenini boyunca kırılarak Gülbahar fayının oluşumuna imkan sağlamıştır. Gülbahar T.'nin güneyinden başlayan bu antiklinal, Şalbalı T. dolaylarında fayla atıma uğradıktan sonra Burmaini Kepiri'nden geçerek Dereyurt Y.'sına iner ve oradan da Ayan Dere boyunca devam eder (Ek 2). Antiklinalin kanatlarında yer alan tabakaların eğrileri, 20-60° arasındadır. Faylanmalarla bükülerek kavisli bir şekil kazanan yapı ekseninin yönelimi, N 40° W ile N 20° E arasında değişirken dalımın da 11° ile SE'ya ve 18° ile NW'ya doğru olduğu gözlenmiştir. Kapalı bir antiklinal olan kıvrım, topoğrafyada kuş uçuşu 11 km. izlenebilmiştir (Ek 2).

Gengercik senklinali: Harmancık Y.-Gengercik Sırtı-Maldancık T. güzergahını izleyen yapının kanatları boyunca tabaka eğimleri, 20-50° arasında değişmektedir. Kıvrım eksenini, faylarla atıma uğradığından kavisli olup yönelimi N 10-70° W arasında değişir. Ancak eksenin genel gidişini, N 45° W olup uzunluğu da 4.5 km 'ye varır. Yapı Gevne grubunun Paleozoyik formasyonları içinde oluşmuş dalımsız bir kıvrımdır

Atuçan antiklinali: Antiklinal Harmancık Y'nin kuzeybatısından başlar ve Harmancık fayı tarafından sağ yönlü bir yırtılmaya maruz kaldıktan sonra Atuçan T., Çobanece.T. boyunca devam eder. Arpalık ve Kuşakdağı formasyonları içinde meydana gelen yapının eksenini, 4.5 km. uzunlukta olup yönelimi de N 30-60° W arasında değişir. Antiklinalin kanatlarındaki tabaka eğimleri 25-35° arasındadır ve güney kanattaki tabakaların eğimi daha fazladır. Dolayısıyla antiklinal; asimetrik, dalımsız bir kıvrımdır (Ek 2).

Yügülüktepe senklinali: Havadeligi T.-Sarıçal T.-Yügülük T.-Çobanece T. ve Maldancık T. istikametinde izlenen yapı, Kuşakdağı formasyonu içinde



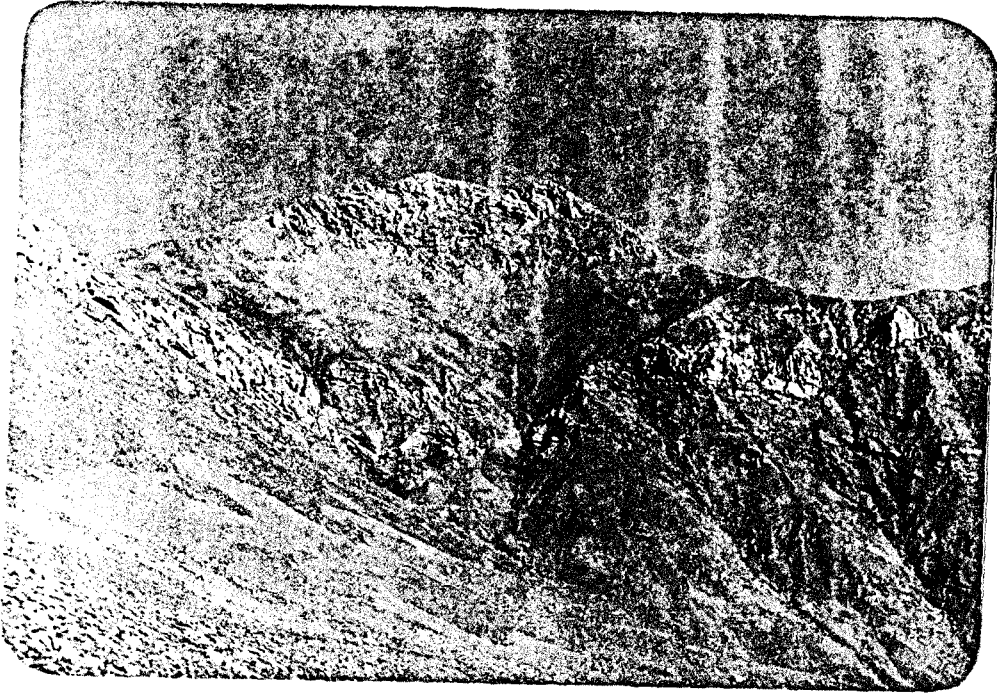


Foto 48. Yüğüllük T. batısından doğuya doğru çekilen fotoğrafta, Yüğüllüktepe senklinalinin batı kanadında gelişen ve çoğunlukla güneye devrik kıvrım stillerinden (S ve Z kıvrımları) bir görünüş.

gözlenmektedir. Faylarla ötelenen kıvrım eksenini kavisli olduğundan yönelimi N 10-35° W arasında değişirken, yapı 14° ile NW'ya doğru dalar. Senklinalin kuzey kanadındaki tabaka dalımları daha fazla olmak üzere, dalım açıları 20-40° arasında değişir. Asimetrik ve dalımlı kıvrım niteliğindeki yapının yer yüzündeki uzanımı 9 km.ye yaklaşır (Ek 2).

Çalalanı antiklinali: Saytepe formasyonu içinde oluşan ve kuzeybatıda çalışma sahasının dışında da devam eden yapı, Dolamaç Kepiri-Çalalanı T.-Harmancık güzergahını takip ederek Gevne napı altında dalar. Dalgalanma gösteren yapı ekseninin yönelimi N 5-35° W arasında değişirken, topoğrafyadaki izi de 7 km.'yi bulmaktadır. Simetrik şekilli antiklinalin kanatlarındaki tabaka eğimleri 30-50° arasındadır (Ek 2).

Ballıktepe antiklinali: Karaköy formasyonunun Kurttepe ve Sarıkavak üyeleri içinde meydana gelmiş olan kıvrım, Ballık T.-Saylıca D.-Beden D. boyunca izlenir. Yapı Nanlı D.'nin membayına doğru genç birimlerin altına dalarak sonlanır. Kıvrımın kanatları boyunca görülen tabaka eğimleri 25-30° arasındadır. Antiklinalin yeryüzündeki izi yaklaşık 4.5 km.'dir. Bükülmeler

arzeden kıvrım ekseninin yönelimi  $N 35^{\circ} W$  ile E-W aralığında değişmektedir. Antiklinal  $24^{\circ}$  ile SE'ya dalan simetrik bir kıvrım karakterindedir (Ek 2, Foto 49).

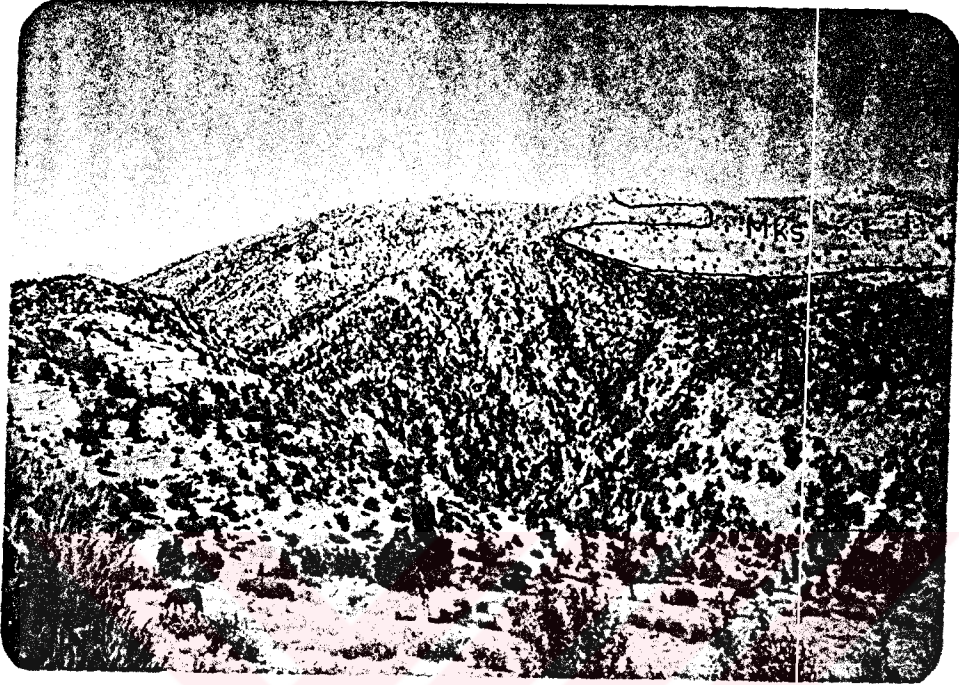


Foto 49 : Karaköy formasyonu içinde oluşan simetrik ve dalımlı Ballıktepe antiklinalinin görüntüsü.  
B: Ballık T.

### 3.3. KIRIKLI YAPILAR

inceleme alanında Alpin dağ oluşum hareketlerine bağlı olarak kompresyonel ve tansiyonel basınçlarla çok sayıda kırıklı yapılar oluşmuştur. Çatlaklar, faylar ve sürüklenimler bölgenin başlıca kırıklı yapılarını oluştururlar.

#### 3.3.1. ÇATLAKLAR

inceleme alanında 1300 adet çatlak konumu ölçülerek, tüm çatlakların doğrultusu için gül diyagramı, ölçüldükleri formasyon ve as alanlara ait olmak üzere de kontur diyagramları yapılmıştır (Şekil 51-58).

Otokton birliği ait Saytepe formasyonunun yüzelediği Çalalanı T.-Karadelik T.-Harmancık D. dolaylarında seçilen as alanda 175 adet çatlak ölçülmüştür. Yapılan kontur diyagramında egemen çatlak düzlemlerinin konumları  $\mathcal{C}_1$ :  $N 32^{\circ} W, 80^{\circ} SW$ ;  $\mathcal{C}_2$ :  $N 70^{\circ} W, 79^{\circ} SW$ ,  $\mathcal{C}_3$ :  $N 10^{\circ} E, 60^{\circ} NE$  olarak be-

lirilenmiştir (Şekil 58). Bu çatlak düzlemleri söz konusu as alanda oluşmuş faylarla uyumluluk arz etmektedir (Ek 2).

Sinatdağı'nın batısı ile güneybatısını içine alacak şekilde seçilen as alanda, Sinatdağı formasyonundan 210 adet çatlak ölçülerek kontur diyagramı hazırlanmıştır. Sonuçta egemen çatlak düzlemleri  $\zeta_1$ : N 60° E, 71° NW  $\zeta_2$ : N 17° E, 69° SE;  $\zeta_3$ : N 71° W, 61° NE;  $\zeta_4$ : N 71° E, 61° SE olarak belirlenmiştir (Şekil 57). Seçilen as alan içinde egemen çatlak doğrultuları, formasyonun üstünde izlenene diskordans yüzeyine ve bindirme düzlemlerinin doğrultularına hem paralel hem de dike yakın çapraz gelişmiştir.

Asarlık yaylası formasyonunun yüzelediği Pıynarca T.-Taşgirik T.-Çakşırevi Harmancık Y. as alanından 205 adet çatlak düzlemi ölçülmüş ve çatlaklara ilişkin kontur diyagramı yapılmıştır. Bulunan egemen çatlak düzlemleri  $\zeta_1$ : N 10° W, 70° NE,  $\zeta_2$ : N 20° E, 70° SE'dur. Bu çatlak düzlemleri sözkonusu as alanda görülen ana fay düzlemlerine ve bu fayları kesen enine faylara paraleldir (Ek 1, 2; Şekil 52).

Mescitli Y.-Gülbahar T.-Kepenekbucağı Y.-Gökin Y.-Yüğülük T.-Sarıçal T. arasında kalan as alanda 250 adet çatlak düzlemiyle Kuşakdağı formasyonu için kontur diyagramı yapılmıştır ve egemen çatlak düzlemleri  $\zeta_1$ : N 40° W, 60° NE;  $\zeta_2$ : E-W, 80° S,  $\zeta_3$ : N 71° E, 79° SE,  $\zeta_4$ : E-W, 80° N'dir. Bu çatlak sistemleri de NW-SE gidişli ve NE'ya eğimli ana faylara ve ana fayları kesen genç fay sistemlerine uygun düşmektedir (Şekil 53, Ek 2).

Beyreli köyü as alanından ölçülen 140 adet çatlak doğrultusu ve eğiminden Beyreli formasyonu için hazırlanan kontur diyagramında belirlenen egemen çatlak düzlemleri ise  $\zeta_1$ : N 19° W, 70° NE;  $\zeta_2$ : N 51° E, 71° NW'dir. Burada  $\zeta_1$ 'in konumu, Beyreli fayının bu kesimindeki konumuna uygun düşmektedir (Şekil 54; Ek 1, 2).

Cihandere kireçtaşları içinde Derinyalak T.-Köktaş Kepiri-İshaklı Y. as alanında ölçülen 125 adet çatlak düzlemine ilişkin olarak yapılmış kontur diyagramından elde edilen egemen çatlak düzlemleri ise  $\zeta_1$ : N 30° W, 76° NE ve  $\zeta_2$ : N 30° E, 88° SE olarak bulunmuştur. Yine  $\zeta_1$ 'in konumu batıdan geçen Beyreli fayına uygundur.  $\zeta_1$  ve  $\zeta_2$  arasındaki açı değeri kesme çatlaklarına uyumaktadır (Şekil 55).

Beyreli fay zonu üzerinde Göztaş Mahallesi ile Gökbelen Sırtı arasında seçilen as alanda sistemli olarak 165 adet çatlak ölçülmüştür ve kon-

tur diyagramı yapılmıştır. Bulunan egemen çatlak düzlemleri  $\text{Ç}_1$ : N 20° W, 79 NE'dur (Şekil 54). Bu konum yine Beyreli fayının bu güzergahtaki konuma yakındır (Ek 1, 2; Şekil 54).

Sonuç olarak tüm birimlerdeki çatlakları, oluşum mekanizması açısından iki grupta toplayabiliriz:

1- NW-SE istikametli yaşlı çatlaklar veya boyuna çatlaklar: Bu çatlaklar, ana fay ve kıvrım eksenine gidişlerine paralel olarak gelişmişlerdir. Bu gruptaki çatlaklar, çoğunlukla antiklinallerin eksen bölgelerinde ve faylı kesimlerde yoğunlaşmaktadır. Bu durumda bu çatlakların, deformasyon şiddetinin kayacın dayanma direncinden fazla olduğu, kıvrımlanmanın ileri safhalarında ve de bir sıkışma dönemini takip eden evrede gerilme kuvvetleriyle oluştuğu ortaya çıkmaktadır.

2- NE-SW yönlü genç çatlaklar veya enine çatlaklar : Bu çatlaklar NW-SE yönlü ana çatlak sistemlerini kesmekte olup NE-SW gidişli faylara yakın kesimlerde yoğunlaşmaktadır. Bölgede ana tektonik deformasyon Lütesiyenden sonra Burdugaliyenden önce meydana geldiği düşünüldüğünde (Özgül, 1976; Koçyiğit, 1983), bu çatlakların ekseriyetle Burdugaliyen sonrası teşekkül ettiği söylenebilir.

Çatlak sistemleri, rijit formasyonlarda, özellikle kireçtaşlarında değişik yönlerde ve sık bir şekilde gelişmişlerdir (Foto 5, 27, 39, 48). Kireçtaşı ve rijit kumtaşlarından oluşan formasyonlar için hazırlanan diyagramlardan elde edilen NW-SE istikametli çatlaklar, yaşlı çatlaklar olup I. sınıfa dahildirler. Bunlara teğet olmayan, NE-SW gidişli çatlaklar ise daha genç çatlaklardır ve 2. sınıfa dahildirler.

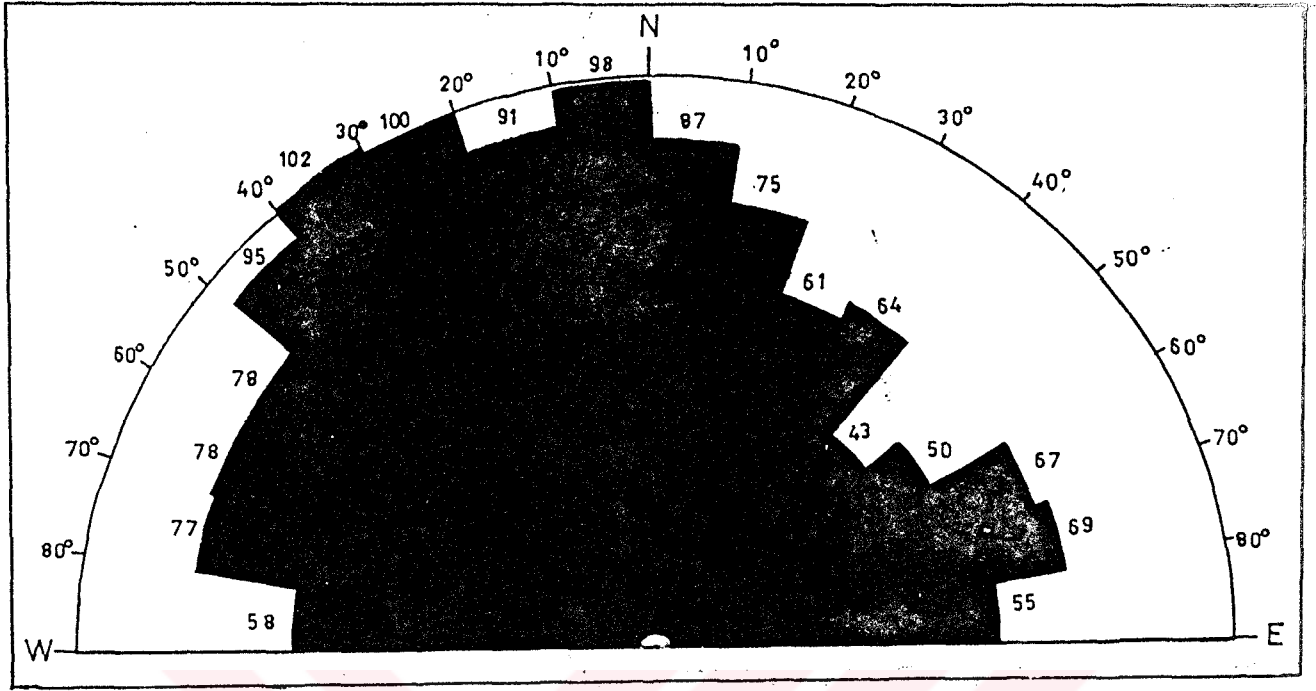
### 3.3.2. FAYLAR

Çalışma alanında görülen faylar, oluşum mekaniği açısından üç ana grupta toplanabilir.

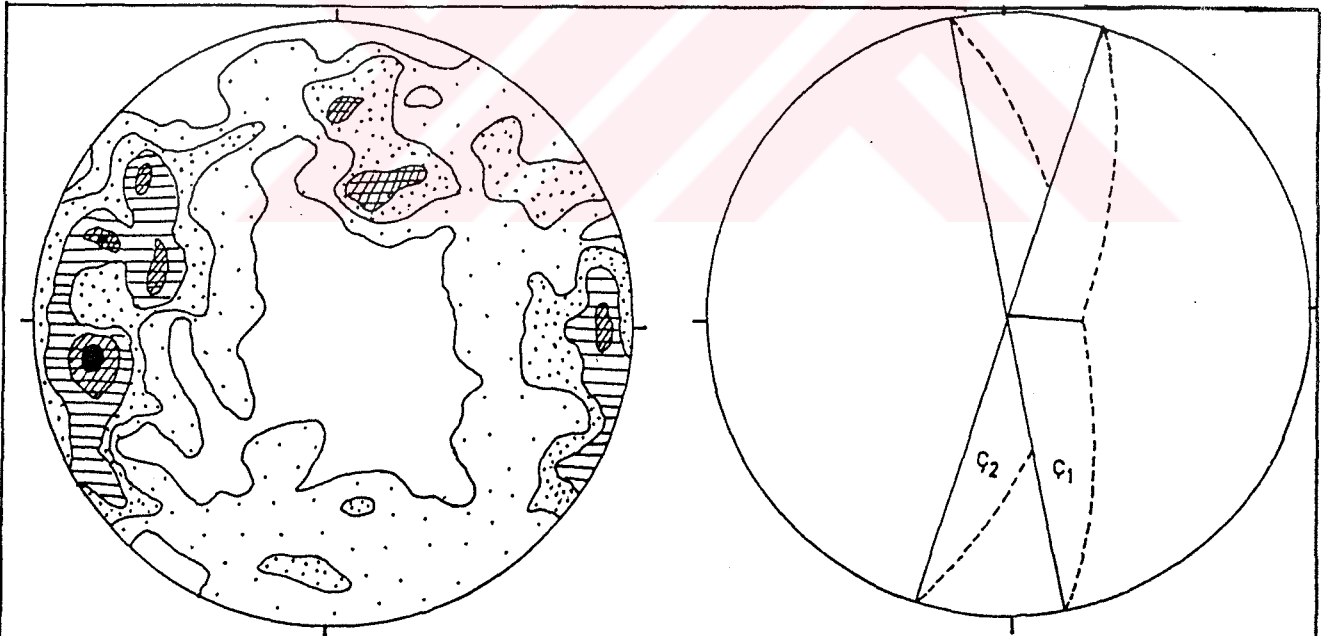
- 1- Gravite fayları (çekim fayları, tansiyon fayları),
- 2- Doğrultu atımlı faylar (yırtılma fayları)
- 3- Bindirme fayları.

#### 3.3.2.1. GRAVİTE FAYLARI

İnceleme sahasında gözlenen belli başlı gravite fayları ve bu fayların geometrik özellikleri araştırma alanının kuzeyinden güneyine doğru sırayla anlatılacaktır.



Şekil 51 : İnceleme alanında ölçülen çatlaklara ilişkin gül diyagramı (1300 çatlak ölçüsü için).



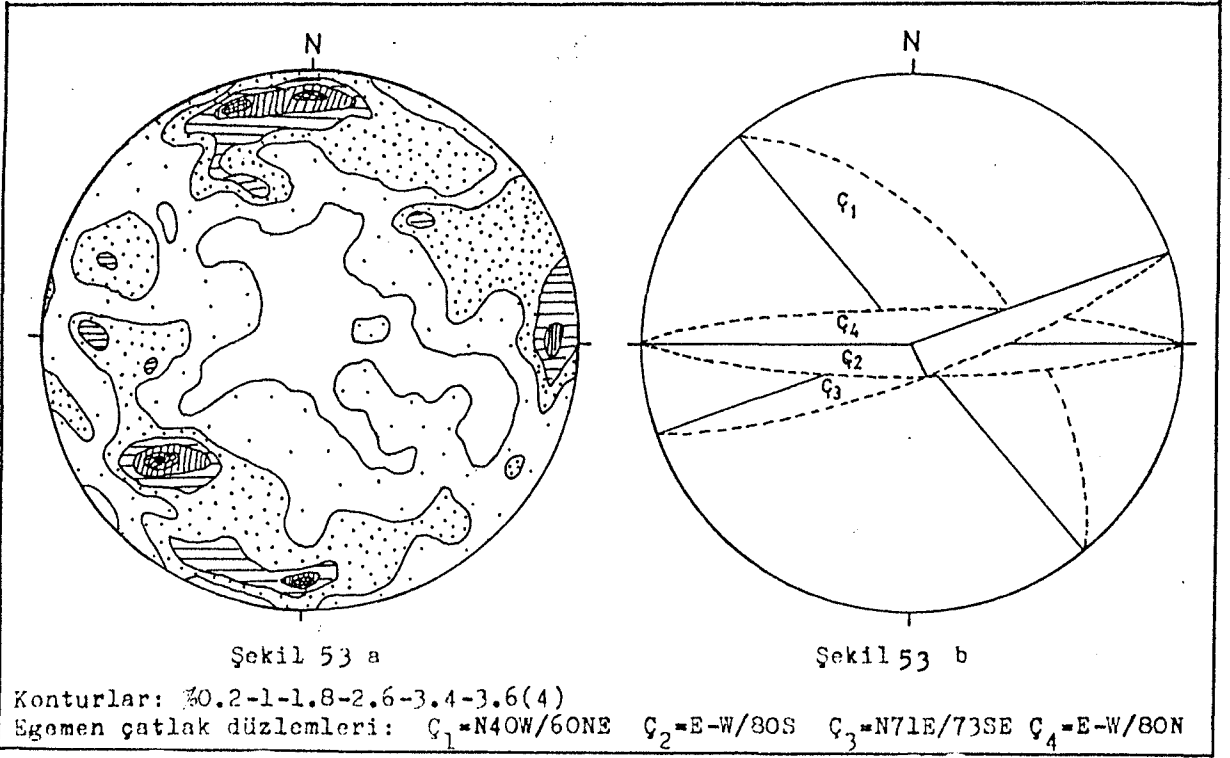
Şekil 52 a

Şekil 52 b

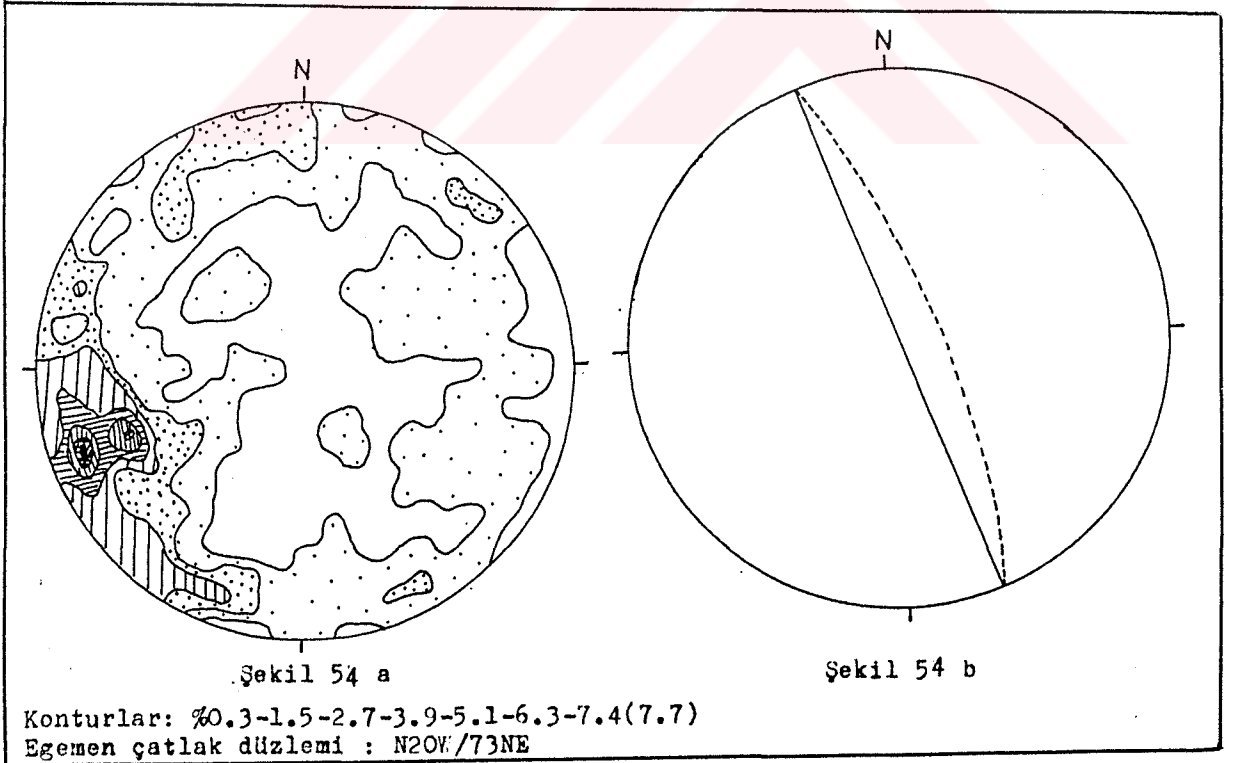
Konturlar, % 0.3-1.3-2.3-3.3-4.3(5)

Egemen çatlak düzlemleri:  $\text{Ç}_1 = \text{N10W}/\text{T0NE}$   $\text{Ç}_2 = \text{N20E}/\text{T0SE}$

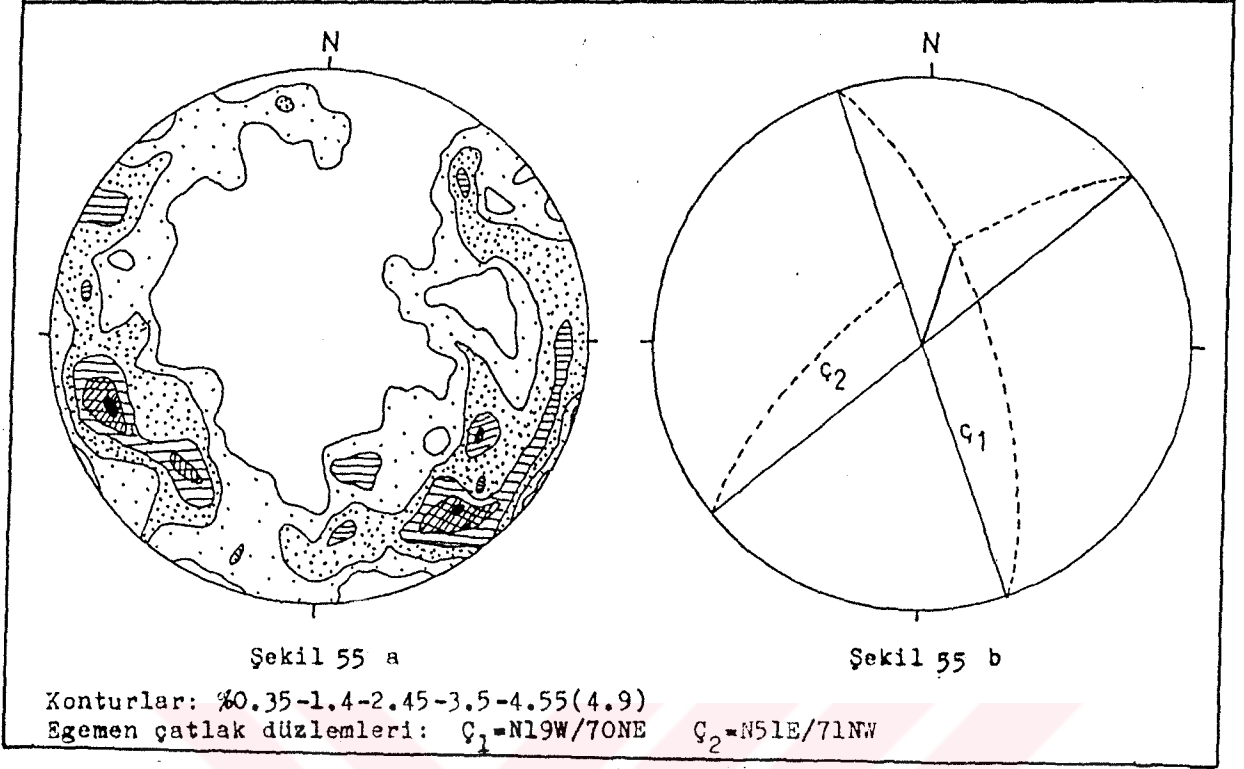
Şekil 52 : Asarlık Yaylası formasyonunda ölçülen çatlaklar için hazırlanmış kontur diyagramı (Şekil 54a) ve egemen çatlak düzlemleri (Şekil 54b) (Ölçü sayısı: 203, ölçüler güney asalandan alınmıştır).



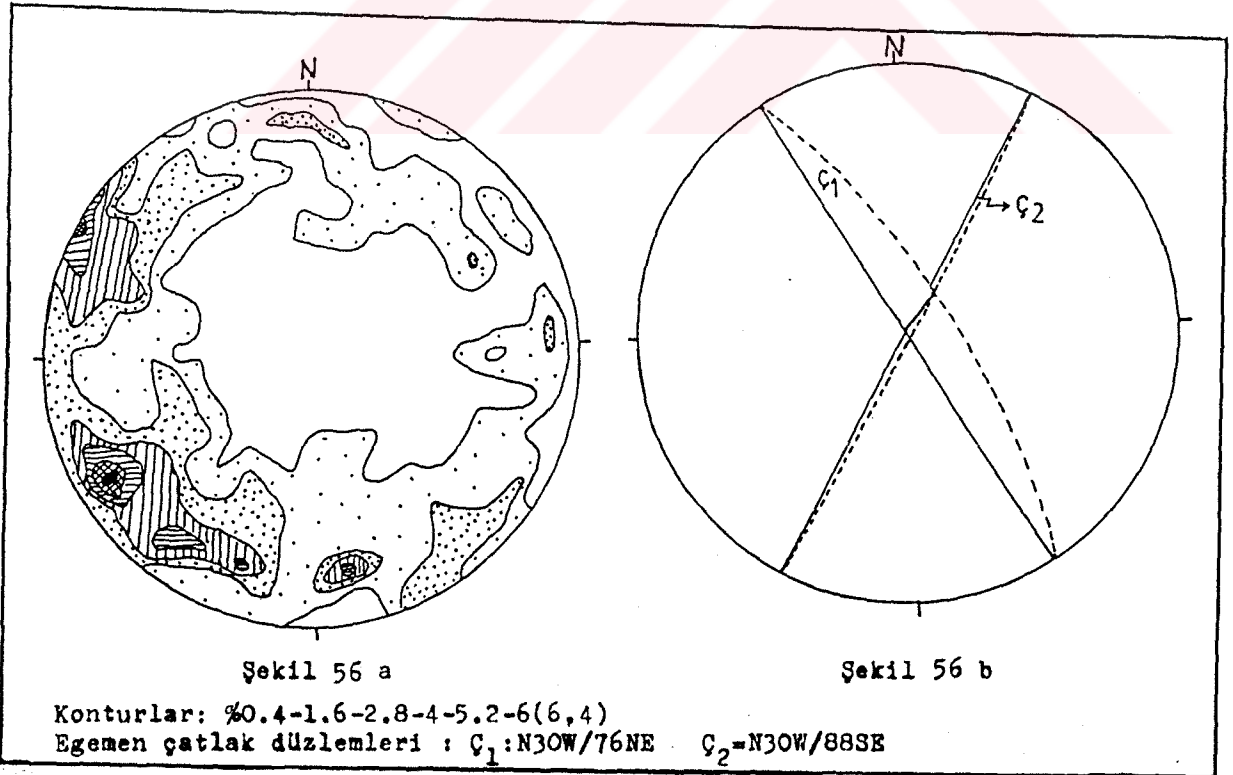
Şekil 53 : Kuşakdağı formasyonunda ölçülen çatlaklar için hazırlanmış kontur diyagramı (Şekil 53a) ve egemen çatlaklar düzlemleri (Şekil 53b). Ölçü sayısı: 250, ölçüler güney asalandan alınmıştır.



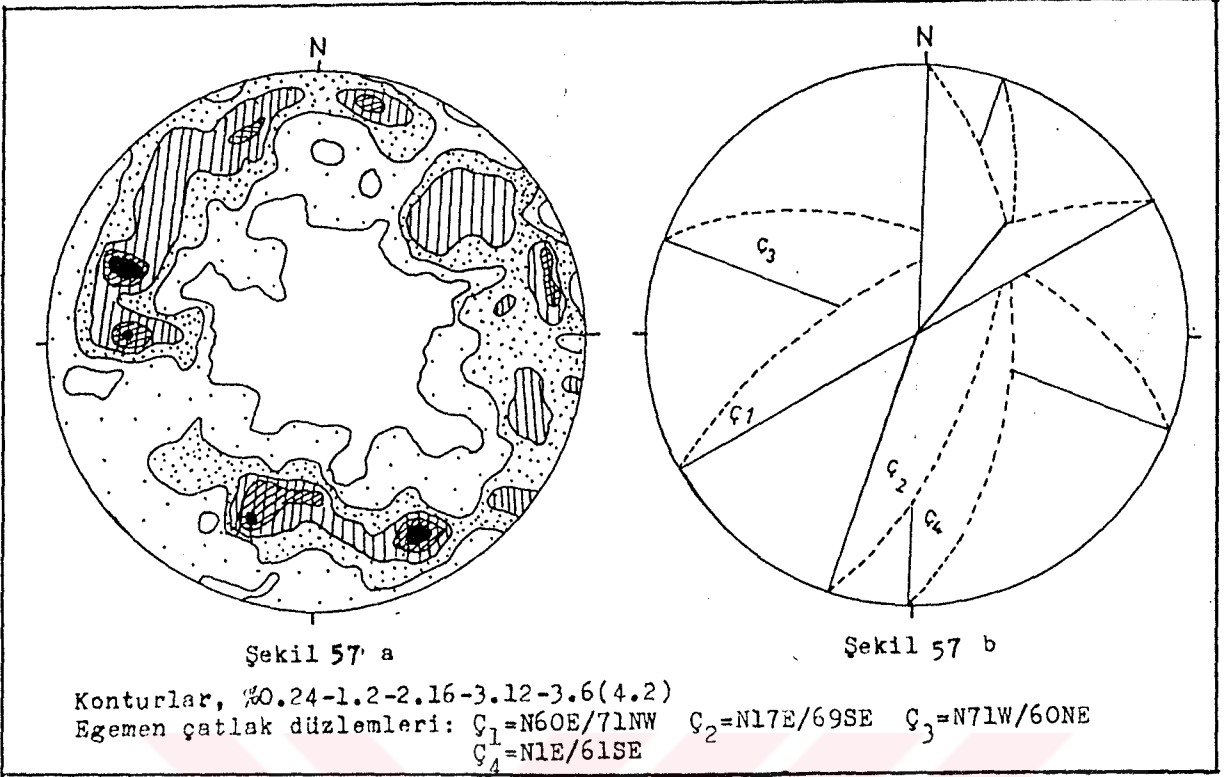
Şekil 54 : Beyreli fay zonundan ölçülen çatlaklara ilişkin kontur diyagramı (Şekil 54a) ve egemen çatlak düzlemleri (Şekil 54b). Ölçü sayısı: 165.



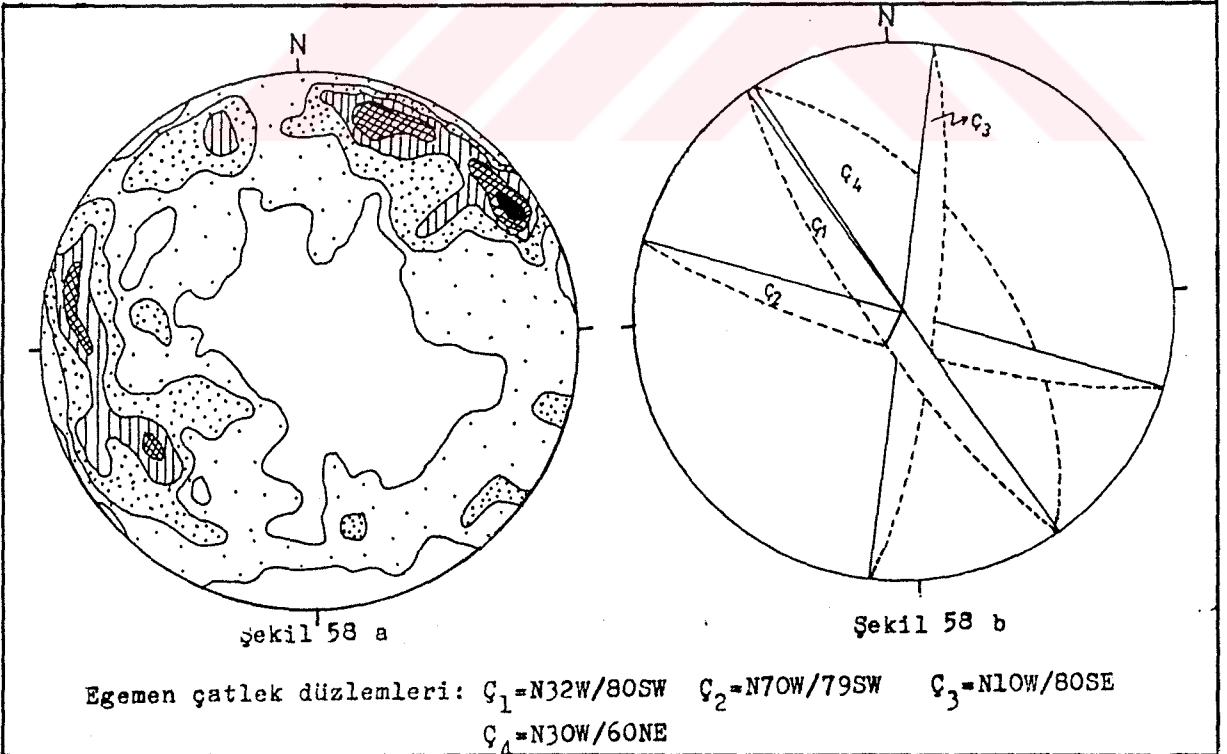
Şekil 55 : Beyreli formasyonunda ölçülen çatlaklar için kontur diyagramı (Şekil 55a) ve egemen çatlak düzlemleri (Şekil 55b). Ölçü sayısı: 140.



Şekil 56 : Cihandere formasyonunda ölçülen çatlaklar için hazırlanmış kontur diyagramı (Şekil 56a) ve egemen çatlak düzlemleri (Şekil 56b). Ölçü sayısı: 125.



Şekil 57 : Sinatdağı formasyonunda ölçülen çatlaklar için hazırlanmış kontur diyagramı (Şekil 57a) ve egemen çatlak düzlemleri (Şekil 57b). Ölçü sayısı: 210.



Şekil 58 : Saytepe formasyonunda ölçülen çatlaklar için hazırlanmış kontur diyagramı (Şekil 58a) ve egemen çatlak düzlemleri (Şekil 58b). Ölçü sayısı: 176, ölçüler güney asalandan alınmıştır.



Çobanağacık fayı: Çıkrıklı'nın kuzeydoğusundan başlayan fay, Çobanağacık mevkisinde alüvyon ile Üst Kretase çökellerini sınırladıktan sonra Kaytanlıca ve Çokharman yönünde devam eder. Yeryüzündeki uzunluğu 4 km.'yi bulan kırığın gidişi, N 20-55° W arasında değişir. Bu fayın kuzey bloku çökmüş olup eğimi 75-80° ile NE'yadır. Faylanma ile Beden, Saytepe ve Ovacık formasyonlarının sınırlarında kırılmalar husule geldiğinden, fay Lüte-siyen veya daha genç bir süreksizliktir. Çobanağacık fayı, güneydoğu ucunda kollara ayrılarak tali faylara geçmektedir (Ek 1, 2).

Körüktaşı fayı: Borboğaz-Ortaada Sırtı-Körüktaşı güzergahını izleyen fay, Borboğaz ve Ortaada Sırtı dolaylarında tali kollara ayrılmaktadır. Fay hattı boyunca bazen belirginliğini kaybeden kırık, yeryüzünde 19.5 km. takip edilmiş olup, fayın doğrultusu N 50-60° W arasındadır. Bu değer Borboğaz dolaylarında daha çok değişir. Fay düzlemi 65-70° ile NE'ya meyil-lidir. Fay Gevne grubunu oluşturan birimlerde kırılmalara sebebiyet verdiği için Üst Permiyen'den daha gençtir ve NE-SW yönlü enine faylarla yırtılmış-tır (Ek 2).

Gökçepınar fayı: Ortaada Sırtı-Damla-Gökçepınar ve Toprak T. hattı boyunca takip edilen fay, bazı kesimlerde kuşku lu olup yer yer tali kollara ayrılır ve enine faylarla ötelenir. Kırılma olayı ile Kuşakdağı formasyonu ve Gökçepınar kireçtaşı yan yana gelmiş, hatta Gökçepınar kireçtaşlarının yer aldığı blok alçalmıştır. Fayın doğuya doğru Elmağaçığı fayı ile birleş-tiği sanıldığından, kırılma olayının Alt Kretaseden daha genç olduğu düşü-nülmüştür. Fayın doğrultusu, yırtılma ve bükülmelerden ötürü N 20-50° W arasında değişirken, eğimi 65-70° ile NE'yadır. Fay topoğrafyada 6.75 km. lik bir hat boyunca takip edilebilmektedir.

Elmağaçığı fayı: Elmağaçığı D.-Toprak T.-Yüksekeğrik T. hattını izleyerek çalışma alanını terkeden fay, büyük bir süreksizliktir. Çalışma alanında Kuşakdağı formasyonu içinde başlayan kırık, Kuşakdağı, Gökçepınar, Göztaşı ve Beyreli formasyonlarını yan yana getirmiş olup, genç formasyon-ların bulunduğu kuzey blok, büyük ölçüde alçalmıştır. Çalışma alanı dışında sürdürülen çevre gezileri esnasında güneydoğuya doğru fayın atımının arttı-ğı ve fay zonunda Kuşakdağı formasyonu ile Çamiçi ve Dedebeleli formasyon-larının kontak oluşturduğu görülmüştür. Bu kesimlerde fayın dikey atım bi-leşenin 1800 m.'ye kadar çıktığı anlaşılmıştır. Enine faylarla kesilen ve bükülmeler gösteren Elmağaçığı fayının genel konumu N 40° W, 75° NE'dur.

Beyreli fayı: Çıplaklı Güzlesi dolayında güneydoğudan inceleme alanına giren fay, çalışma alanı içinde İshaklı Y.-Çamurluk-Arpalık D. güzergahını izledikten sonra Beyreli'nin 0.8 km. kadar batısından geçerek Gevne Çayına iner ve Kuşakdağı formasyonu içinde devam eder. Bir müddet Gevne Çayı vadisinin batısını takip eden fay, Saytepe'nin batısındaki boyundan geçtikten sonra tekrar Gevne Çayını keser ve bu defa vadinin doğusunu izler. Burada fay, Kuşakdağı ve Gökçepınar formasyonlarının sınırını takip ederek Kuşyuvası T.'nin batısında Kocaalan Y.'sına ulaşır. Kocaalan dolaylarında yırtılmalara maruz kalan kırık birkaç kuşak halinde bir fay zonu oluşturur. Deliktaş'tan itibaren bir müddet kuşku bir zon olarak takip edildikten sonra aynı doğrultuda devam eden Yağlıpınar fayı belirginleşir. Geometrik anlamda eğim atımlı, normal fay durumundaki Beyreli fayı, kuşku zondan sonra takip edilmeye başlanan ve eğim atımlı ters fay pozisyonunda olan Yağlıpınar fayının güneydoğudaki devamı olarak düşünülebilir (Ek 1, 2).

Beyreli fayı inceleme alanı içinde Kuşakdağı formasyonu ile Gökçepınar, Göztaş, Beyreli-Çamiçi ve Dedebeledi formasyonlarını yan yana getirir (Ek 1; Foto 44, 50, 51). Ayrıca güneydoğuda Göztaş formasyonu ile Dedebeledi formasyonunun da sınır teşkil ettiği görülür (Ek 1; Foto 50). Kuzey bloku büyük ölçüde alçalan fayın dikey atım bileşeni 1500-1800 m.'ye kadar varabilmektedir. Fayın doğrultusu genelde N 30-40° W iken, bu değer Beyreli yakınlarında N-S'e çok yaklaşır. Fayın eğim açısı 75-80°, eğim yönü ise NE yadır. 16 km. boyunca belirgin olarak izlenebilen bu fay zonunda parlama yüzeylerine ve kayma çiziklerine sık rastlanır (Foto 51). Beyreli fayı, kuzeybatı devamındaki Yağlıpınar fayının kestiği formasyonlara göre Maestrihtiyenden daha genç bir kırık olmalıdır.

Tosmuryurdu fayı: Keseyol T.'nin güneyinden ve doğusundan iki kol halinde başlayan fay, Ardıçlıtaş T.-Tosmur Yurdu-Yılanlıca T.-Gevne Çayı istikametini takip ederek Beyreli fayına birleşir. Enine faylarla ötelenen ve tali kollara ayrılan kırık, bükülmeler gösterdiğinden doğrultu açısı değişken olup N 20-60° W arasındadır. Fay düzleminin eğimi 70-80° ile NE'yadır. Bazı kesimlerde morfolojik belirginliğini kaybeden fay, 11.5 km.'lik bir mesafe boyunca izlenebilmekte olup tamamen Kuşakdağı formasyonu içinde kalır.

Payallar-Gülbalar-Dereyurt fayı: Ayrı ayrı isimlendirilen bu faylar, muhtemel sınırlarla birbirlerine bağlanmış aynı doğrultuda birtek fay sistemi olup kuzeydoğu blokları düşmüştür. Bu fay sistemi Çatmalı Y.-Orhan D.-Karapınar Y.-Gülbahar T.-Burmaini Kepiri istikametini takip ettikten

sonra sağ yanal atımlı Harmancık fayı ile atılarak Dereyurt istikametinde devam eder. Fay Payallar Y. ve Dereyurt civarında Arpalık ve Kuşakdağı formasyonlarını sınırlarken, Gülbahar T. dolaylarında tamamen Kuşakdağı formasyonunda gelişen bir formasyon içi kırık karakterindedir. Enine faylarla kesilen, kavisler yapan fay sisteminin genel doğrultusu N 20-35° W, eğimi ise 75° ile NE'ya doğrudur. Bu fayların inceleme alanındaki toplam izleri 18 km.'yi bulmaktadır (Ek 1, 2).



Foto 50. Araştırma sahasının güneydoğu ucunda Beyreli fayı ve fayın tali kollarından birinin görüntüsü. Fotoğraf doğudan batıya doğru Denizçam T.'nin batısından çekilmiştir.



Foto 51. Beyreli Köyü'nün batısında Beyreli fay zonundan bir görünüş. Fotoğraf Göztaş Mahallesi'nden batıya doğru çekilmiştir.

Yüremece fayı: Kuzeybatıda Şipşirli Yurt'tan başlayan kırık, Eşşekketiri T.-Orhan D. güzehgahından sonra Kartal T.-Karapınar D. güzergahında kuşkulu bir zon şeklinde izlenir. Karapınar D.'den sonra morfolojik olarak tekrar belirginleşen fay, Gülbahar Gölü-Yüremece çizgisini takip ederek Gölakan fayına birleşir (Ek 1, 2). Kuzey bloku alçalan fay, tamamen Kuşakdağı formasyonu içinde kalır. Fayın konumu N 30-50° W, 70° NE'dur. Yüremece fayının uzunluğu kuşkulu kesimler dahil 9.5 km.'ye yaklaşır.

Gölakan fayı: Muhtemelen Topaktaş T. dolaylarından başlayan fay, Gevne Çayını keserek Uzunsırt T. dolaylarında bir yırtılma fayı ile kesilir. Daha sonra güneydoğuya dönen fay, Yüremece Y.'nin doğusundan ve Gölakan'dan geçerek Sarıtuzlaya doğru uzanarak yamaç molozları altında kaybolur. Fayın doğrultusu N 10° W ile N 20° E arasında değişir. Fayın eğimi ise 65-70° ile E.'yadır. Kuşucuşu 5 km. takip edilen kırık tamamen Kuşakdağı formasyonu içinde oluşmuştur.

Kuşakdağı fayı: Fay İshaklı Y.'nin kuzeydoğusundan başlar ve Kuşakdağının kuzey eteklerini takip ettikten sonra Ayıpınarı ve Gökin Yaylaları yakınlarında çatallanarak ve enine faylarla ötelenerek Gölakan ve Yüremece kırıkları ile bağlantılı hale geçer. Kuşakdağı fayı güneydoğu ucunda da Beyreli fayına bağlanmaktadır (Ek 1, 2). Kuşakdağı fayının genel konumu ise N 50-60° W, 70° NE'dur. Kırığın Gölakan ve Beyreli fay kavşakları arasındaki kuşucuşu uzunluğu 7.5 km. dolayındadır. Kuşakdağı fayı E-W ve çoğunlukla NE-SW yönlü yırtılmalarla ötelenmiştir (Ek 1, 2). Fay güneydoğu ucunda Göztaş formasyonu ile Kuşakdağı formasyonunun sınırlarken, diğer kesimlerde tamamen Kuşakdağı formasyonu içinde kalmaktadır. Atımın arttığı bazı yerlerde Arpalık formasyonunun tavanı ince şeritler halinde çıkabilmektedir. Beyreli fayı ve dolayısıyla Yağlıpınar fayı ile irtibatlı olan ve kuzey bloku çöken Kuşakdağı fayı Maestrihtiyenden genç bir süreksizlik olmalıdır.

Kartalalanı fayı: Gökçepınar Y.-Kartalalanı-Şalbalı T.-Kepenekbucağı Y. istikameti boyunca izlenen fay, Gökçebelen T. dolaylarında kuşkulu bir zon olarak takip edilir (Ek 1, 2). Konumu genel olarak N 35° W, 80° NE olan fayın doğrultusu, Kepenekbucağı civarında N 15° W'dır. Kırık boyunca Kuşakdağı formasyonu ile yer yer Gökçepınar kireçtaşı ve Tepeçayır üyelerinin kontak halinde oldukları görülmüştür (Ek 1). Kırılmanın yaşı Alt Triyastan daha gençtir. Kartalalanı fayının yeryüzündeki izi 9 km.'yi bulur.

Çağşirdibi fayı: Çağşirdibi ve Öküztokmağı'nın kuzeyinden geçen fay, Gökçepınar kireçtaşları ile Kuşakdağı formasyonunun sınırında gelişmiş olup

kuzey bloğu alçalmıştır. Alt Triyastan genç olan fayın doğrultusu, N 20°-45° W arasında değişirken eğimi 75° ile NE'yadır. Fay topoğrafyada 4.25 km.'lik bir uzanıma sahiptir.

Çakşirevi fayı: Araştırma sahasının kuzeybatısındaki Taşoluk Sırtından başlayan fay, Topakeşme T.-Orhan D.-Höyükli Sırtı-Çakşirevi Y.-Sarıçal T. batısını izleyerek devam eder. Fay bazı kesimlerde morfolojik belirginliğini kaybederken enine faylarla da örtelenmektedir (Ek 1, 2). Kırılma hareketi Gevne grubunun tamamını, hatta otokton birliğe ait Lütesiyeen yaşlı birimleri bile etkilemiştir. Fayın düşen kuzeydoğu blokunda çoğunlukla Kuşakdağı formasyonu yer alır (Foto 52). Dolayısıyla kırıklanma Lütesiyeeni takip eden tansiyonel tektonik rejimde gerçekleşmiştir. Çakşirevi fayı topoğrafyada, kuşucuşu 15 km. boyunca izlenmiş olup fayın genel doğrultusu N 10-35° W arasında oynarken eğimide 60-65° ile NE'yadır. Çakşirevi fayının Sulucameydan Yaylası yakınlarında tesbit edilen dikey atım bileşeni 750 m. ye yakındır.



Foto 52. Çakşirevi fayının Havadeligi T. kuzeyindeki görüntüsü. Fotoğraf batıdan doğuya doğru çekilmiştir.

Sulucameydan fayı: Kuzeybatı sınırını inceleme alanının dışında kalan fay, Dolamaç Kepiri-Sulucameydan Y. istikametini izler ve sağ yönlü bir yırtılma fayı ile sonlanır. Sulucameydan fayı topoğrafyada 8.5 km. boyunca izlenebilmekte olup, doğrultusu N 40-65° W eğimi ise 70-80° arasındadır. Kuzeydoğuya doğru eğimli olan fay, Gevne grubu birimlerini ve otoktona ait

Saytepe ve Beden formasyonlarını kestiğinden Lütesiyen sonrası oluşan bir süreksizliktir.

Eğerbel fayı: Dolamaç Kepirinin batısından başlayan kırık, Kaşanak T. ile Karadelik T.'den geçerek Eğerbel Y.'sından gelen çekim fayı ile birleşir ve birtek fay olarak güneydoğuya doğru devam eder. Bu fay daha sonra Gürlevik Y.'sından gelen N-S uzanımlı fayla kesildikten sonra doğuya doğru bir müddet daha devam ederek sonlanır (Ek 1, 2). Fayın yeryüzündeki uzanımı 5 km. civarındadır. Kavisli olan Eğerbel fayının doğrultusu, N 10-50° W arasında değişirken, eğimi de 65-75° ile SW'yadır. Faylı sınırlarda Beden ve Saytepe formasyonları yanyana geldiğinden kırılma olayı, Lütesiyenden genç bir olaydır. Güneybatı bloku büyük ölçüde alçalan Eğerbel fayı ile kuzeydoğu bloku düşmüş olan Sulucameydan fayları arasında tipik bir horst oluşumu dikkati çeker (Ek 1, 2, 3).

Boğazoluk fayı: Kuzey ucu Asartepe horstunun (Ek 2) kenar fayı ile sınırlanan Boğazoluk fayı, Asar T.-Boğazoluk Y.-Ballık T. dolaylarından geçerek inceleme alanının terkeder. Kuşucuşu 4 km. takip edilen fayın doğrultusu N-S ve N 20° E arasında değişirken eğimi de 75° ile W'yadır. Batı bloku alçalan fay boyunca Saytepe formasyonu ve Kurttepe kireçtaşı üyesi ile Beden formasyonunun yan yana geldiği ve ayrıca Kurttepe üyesi ile Sarıkavak üyesinin de faylı sınır oluşturduğu gözlenmiştir (Ek 1, 2). Dolayısıyla kırılma olayı, Lütesiyenden sonraki tansiyonel dönemde gerçekleşmiştir.

Buraya kadar anlatılmaya çalışılan çekim faylarına ilave olarak daha küçük ölçekte çok sayıda fay, inceleme alanında mevcut olup bu faylar; jeoloji ve yapı haritaları ile jeoloji kesitlerinde de görülmektedir (Ek 1, 2, 3). Bu küçük ölçekli faylar da diğer büyük faylara benzer özelliktedir.

Çalışma alanındaki çekim fayları geometrik anlamda eğim atımlı faylardır ve genel olarak bölgede yeralan bindirme kuşakları, kıvrım eksenleri ve formasyon sınırlarına paraleldirler. Dolayısıyla bu faylar çevredeki yapılarla mukayese edildiğinde "boyuna faylar" veya "paralel faylar" olarak da sınıflandırılabilir (Ketin ve Canitez, 1972).

Çalalanı antiklinalinin nap örtüsü altına aldığı güneydoğu kesimde oluşmuş olan ve yapı eksenine hem paralel, hem de verev gelişen gravite fayları (Ek 2) ise "ışınal-radiyal faylara" bir örnek teşkil eder.

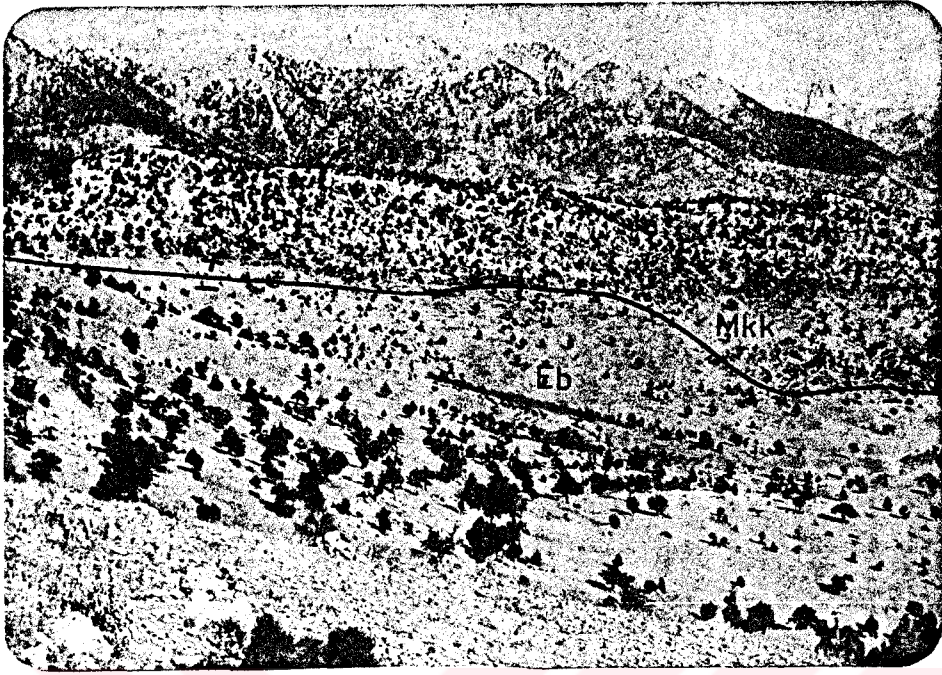


Foto 53. Kurttepe-Saltepe güzergahı boyunca Boğazoluk fayından bir görüntü. Çekim batıdan doğuya doğrudur.

### 3.3.2.2. DOĞRULTU ATIMLI FAYLAR (YIRTILMA FAYLARI)

Araştırma sahasında büyük ölçekte birkaç yırtılma fayı gözlenebildiği halde, küçük ölçekte çok sayıda yırtılma fayı görülür (Ek 1, 2). Yırtılma fayları çoğunlukla büyük çekim fayları ve kıvrım eksenlerine yakın bölgelerde kümelenirken; bindirme ve formasyon sınırlarına yakın kesimlerde de gözlenir. Genel gidişleri NE-SW olan yırtılmaların oluşturduğu kırık düzlemlerinin eğimleri,  $90^{\circ}$ 'ye yakındır. İnceleme alanında yer alan faylardan bazıları özellikleriyle birlikte aşağıda anlatılacaktır.

**Köygediği fayı:** Köygediği T.-İsbatlı Y.-Kabalak D. istikametinde izlenen fay, hafif kavisli olup doğrultusu  $N 25^{\circ} W$ 'dir. Faylanma ile Göztaş formasyonunun üyeleri ile Beyreli formasyonunun sınırlarında kaymalar olmuştur. Sol yönde yaklaşık 1 km.'lik bir doğrultu atım kazanan Köygediği fayı, topografyada 3 km.'lik bir çizgi boyunca izlenebilmektedir (Ek 1). Köygediği fayı Triyastan daha genç bir tektonik unsurdur.

**Harmancık fayı:** NE-SW uzanımlı yırtılmanın, Karagöl T.-Burmaini Ke-piri-Harmancık D. istikametini takip eden yaklaşık 7 km.'lik bir fay hattı olduğu görülür (Ek 1, 2).  $N 60^{\circ} E$  doğrultulu fay, antiklinal ve senklinal

eksenlerini dike yakın açılarla kesmiş ve 400 m.'ye yakın sağ yönlü bir atım oluşturmuştur. Gevne grubu ve otoktona ait Üst Kretase ve Lütesiyen yaşlı formasyonları kesen yırtılma fayı, Lütesiyenden sonraki bir sıkışma evresine ait olmalıdır.

### 3.3.2.3. BİNDİRME FAYLARI

Bilindiği üzere eğim açısı  $35-75^{\circ}$  arasında olan bindirme faylarına ters fay, eğim açısı  $35^{\circ}$ 'den küçük olanlara da asıl bindirme, şariyaj, sürüklenme veya eğim açısının daha da azalması ile nap denilmektedir (Ketin ve Canitez, 1972). Bu ayırımı göre inceleme alanındaki bindirme fayları iki alt başlıkta incelenecektir.

#### 3.3.2.3.1. TERS FAYLAR

Çalışma alanında çok sayıda küçük ölçekli ters faylar görülmektedir. Bu ters faylardan haritalanabilenler 1/25.000'lik jeoloji ve yapı haritasında işaretlenmiştir (Ek 1, 2).

İnönü fayı: Arkıtça'nın güneyinden başlayan fay, İnönü Yaylası'ndan geçtikten sonra Kadıotluğu dolaylarında sönümlenir. Doğrultusu N  $50-70^{\circ}$  W arasında değişen fayın eğimi de  $45-50^{\circ}$  ile NE'ya doğrudur. Faylanma ile Ovacık kireçtaşı ve Saytepe formasyonu eğim yukarı hareket ederek Beden formasyonu ile kontak oluşturmuşlardır. Yeryüzündeki izi 4.5 km.'yi bulan fay Lütesiyen'den sonraki bir sıkışma döneminde gerçekleşmiştir (Ek 1, 2; Şekil 59; Foto 54).

Taşkent fayı: Turasan T.-Taşkent-Kıblekayası T. dolaylarından geçen fay, güneydoğuya doğru inceleme alanı dışında da devam eder. Morfolojik belirginliği inceleme alanı dışında daha bariz olan fayın doğrultusu değişken olmakla birlikte eğim açısı  $50-60^{\circ}$  arasındadır ve fay düzlemi güneybatıya eğimlidir. Fayın inceleme alanındaki uzunluğu 3.5 km. kadardır. Kırılma olayı ile Üst Permian yaşlı Kahtepe formasyonu eğim aşağı hareket ederken daha altta bulunması gereken Taşkent karışımını litolojileri eğim yukarı hareket etmişlerdir (Ek 3). Taşkent fayı, napların bölgede en son hareket ettikleri Geç Lütesiyen-Erken Oligosenden daha genç bir kırıktır.

Yağlıpınar fayı: Yağlıpınar Y.-Büyükasarlık Y. istikametini izleyerek kuzeybetıdan inceleme alanına giren fay, Asarlık Y.'nin batısından geçip Mıholuk D. boyunca muhtemelen Deliktaş'ın batısına kadar devam eder.



Fayın Deliktaş'a kadar olan kuzeybatı bölümü; yüksek açılı, eğim atımlı bir ters fay pozisyonundadır ve eğim açısı  $65-75^{\circ}$ 'dir. Deliktaş batısından itibaren bir süre morfolojik belirginliğini yitiren kırık, daha sonra güneydoğuya doğru aynı istikamette bir eğim atımlı normal fay zonu şeklinde devam eden Beyreli fayına geçer. Doğrultusu  $N 20-40^{\circ} W$  arasında değişen süreksizlik, topoğrafyada ters fay şeklinde 5 km. kadar izlendikten sonra inceleme alanı dışında kuzeybatıya doğru kilometrelerce devam eder. İnceleme alanında yapının yükselen blokunda Kuşakdağı formasyonu yerilirken, alçakta kalan yaşlı blokta ise Asarlıyaylası, Yarıcak ve Arpalık formasyonları izlenir (Ek 1, Foto 26). Araştırma sahası dışındaki Yağlıpınar Y. civarında ise yükselen blokta yine Kuşakdağı formasyonu izlenirken, alçalmış blokta Söğütyaylası formasyonu yerilir.

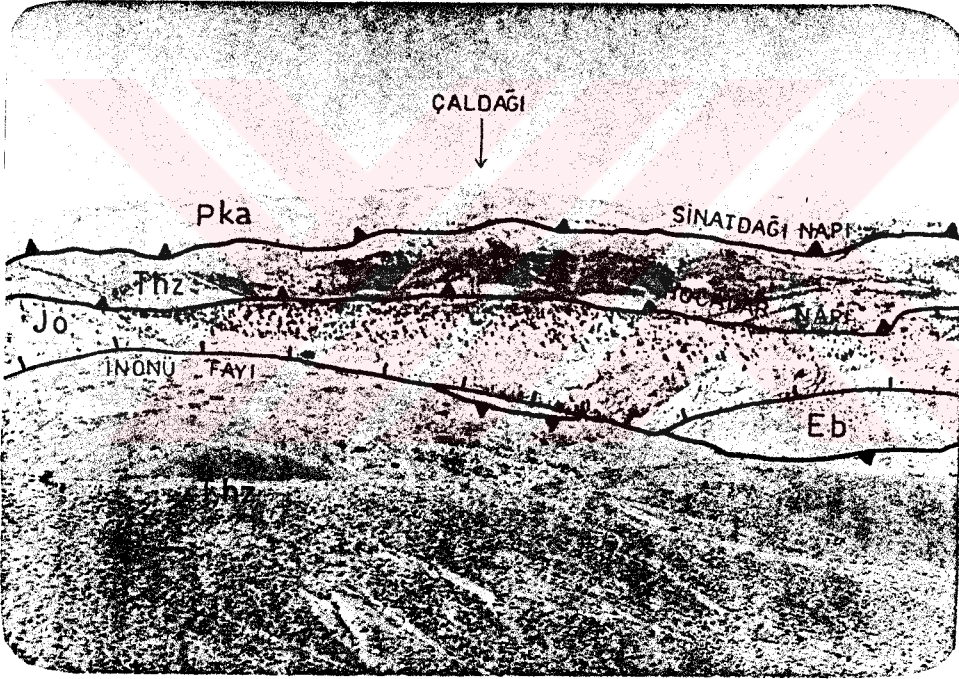


Foto 54. Çaldağı'nın güney eteklerinde Hocalar ve Sinatdağı napı bindirmeleri ile Arkıtça güneyinde İnönü ters fayı ve yine Hocalar napı bindirmesine ait küçük bir zonun görünüşü.

### 3.3.2.3.2. BİNDİRMELER - NAPLAR (SÜRÜKLENİMLER)

Çalışma sahasında büyük ölçekte dört bindirme cephesi belirlenmiştir. Bu bindirmeler veya sürüklenimler şunlardır :

- 1- Taşkent napı bindirmesi
- 2- Hocalar napı bindirmesi

3- Sinatdağı napı bindirmesi

4- Gevne napı bindirmesi

### 3.3.2.3.3. TAŞKENT NAPI BİNDİRMESİ

Bindirme otokton konumlu birliğin Lütesiyen yaşlı genç birimleri ile Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanj oluşukları arasındadır. Taşkent napı bindirmesi inceleme alanında Büvelekkışlağından başlayıp Kasnak T.'nin batı ve güney eteklerinden geçerek Sivri T. eteklerinden devam eder. Daha sonra güneye dönen bindirme Döşeme Boğazı ve Örencik batısında yaklaşık N-S istikametinde takip edildikten sonra tekrar batıya dönerek Kumluçukur dolaylarına kadar izlenir. Kadıotluğu dolaylarında Hocalar napına ait bindirme fayı ile çakışarak tek bir bindirme şeklinde takip edilir (Ek 1, 2). Taşkent napı bindirmesinin ikinci bir kolu da Aşağı Hadim ilkokulu civarında başlayıp kuzeybatıya doğru bir süre izledikten sonra; Ovacık kireçtaşları ile ofiyolitik melanjın sınırını izleyerek inceleme alanını terkeder (Ek 1, 2).

Bindirme sınırı boyunca çoğunlukla Lütesiyen yaşlı Beden formasyonunun olistostromal üst kesimiyle, Taşkent karışığının Maestrihtiyeen yaşlı taban kesiminin üst üste geldiği görülür (Ek 1, 2, 3). Bazen bu durum bozulmakta ve Taşkent karışığı; Çobanağacık kireçtaşları, hatta Ovacık kireçtaşları ile sınır oluşturmaktadır (Ek 1, 2, 3).

Taşkent napının tabanına ait bindirme fayı, yaklaşık 20 km.'lik bir zon boyunca takip edilmiştir. Otokton birimleri bir kuşak şeklinde saran fay, bir nap geometrisi arz etmektedir. Fay düzleminin eğimi, muhtelif kesimlerde yapılan hesaplamalara göre, 5-20° arasında değişmektedir (Ek 3).

### 3.3.2.3.2.2. HOCALAR NAPI BİNDİRMESİ

Hocalar napına ilişkin bindirme fayı, Taşkent karışığı birimleri ile Zindancık karmaşığı arasında izlenen bir kırıktır. Bazen de Hocalar napı ile otoktona ait birimler arasında izlenebilen bindirme, (Ek 1, 2; Şekil 59; Foto 54), çalışma alanında dört kuşak halinde izlenir.

Birinci kuşak; Demirtaş Y.-Karabük T. istikametini izledikten sonra bükülerek tekrar kuzeybatıya doğru devam eder (Ek 1, 2).

ikinci kuşak; Taşkent napı bindirmesine paralel olarak Büvelekkışla-ğrı-Kasnak T. etekleri boyunca izlendikten sonra, Armağanlar Mahallesinden geçerek, Peynirli T.-örencik istikametini takip eder. Sırmalı T.'den itibaren batıya dönen fay, Efendilertaşı T.-Dikmen T. istikametini izleyerek İnönü Y.'nin güneyinde Taşkent napına ilişkin bindirme ile birleştikten sonra tek bir fay şeklinde kuzeybatıya doğru devam eder. Buldurcak T. civarında tekrar kuzeye dönen bindirme, Bozkır-Hadim yol yarmasında belirgin olarak gözlenir.

Üçüncü kuşak; Aşağı Hadim'in batısından başlayarak, Hadim ilçe merkezi yakınlarından geçer ve kuzeybatıya doğru bir süre devam ettikten sonra Aktepe'nin kuzeyinden geçip inceleme sahasını terkeder. Üçüncü kuşağın alüvyon örtüsü altında kalan bir dilimi de Aşağı Hadim'in güneybatısında kuzeye eğimli bir dere boyunca V kaidesine uygun olarak bir süre izlendikten sonra Sinatdağı bindirmesi ile birleşir. Hocalar napının tabanındaki bindirme sınıırı, Aşağı Hadim'in kuzeyinde ve Savsal T. dolaylarında bir süre izlenebilmiştir (Ek 1, 2).

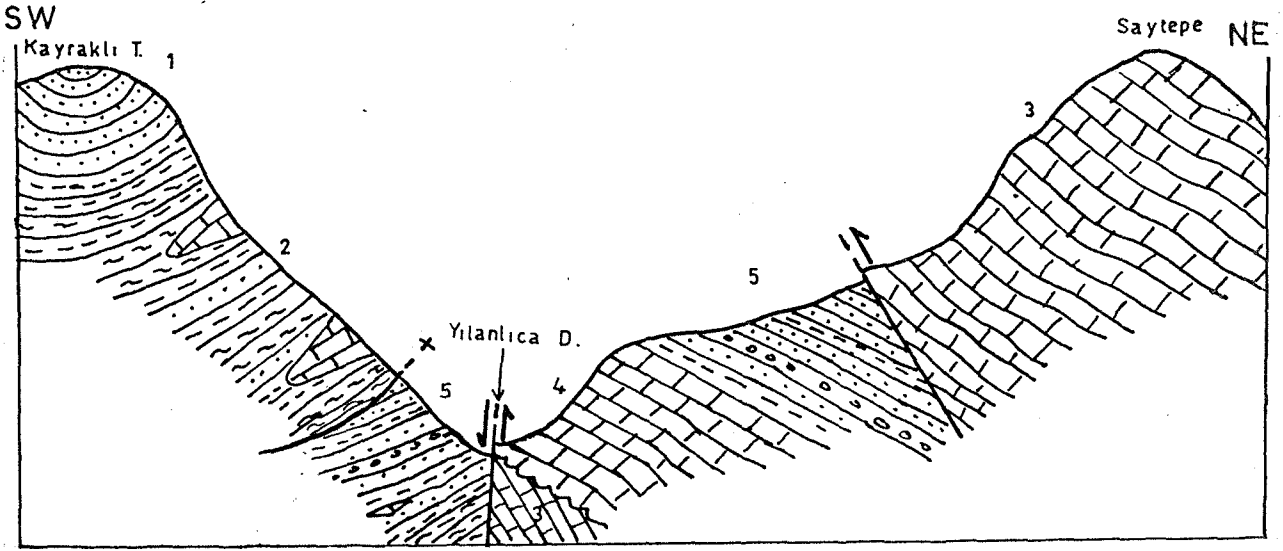
Dördüncü kuşak; Taşkent batısındaki Asar D.'nin membaından başlar ve güneydoğuya doğru devam ederek Karıcık mevkinin kuzeyinden inceleme alanının dışına çıkar. Yarım tektonik pencere şeklinde açılan bu kuşağın kuzey sınıırı, güneye eğimli Taşkent ters fayı ile sınıırlanmıştır (Ek 1, 2).

Sık sık doğrultu atımlı faylarla kesilen ve dere içlerinde V kuralına uygun bir biçimde kazağı geometrisi gösteren Hocalar bindirmesi, inceleme alanı dahilinde yaklaşık 40 km.'lik bir uzunluğa sahiptir. Morfolojik olarak bir nap geometrisi sunan bindirme fayının eğimi, yapılan ölçüm ve hesaplara göre 5-25<sup>0</sup> arasında değişmektedir. Bu bindirmeye bağlı olarak küçük ölçekte pencere ve klipler de oluşmuştur (Ek 1, 2).

### 3.3.2.3.2.3. SİNATDAĞI NAPI BİNDİRMESİ

Bu bindirme genellikle Zindancık karmaşığı ve Kahtepe formasyonlarının sınıırlarını biribirinden ayırır (Foto 24, 54). Sinatdağı napı bindirmesi yer yer Kahtepe formasyonu ile ofiyolitli serileri üst üste getirirken, bazen de Kahtepe formasyonu ile Lütesiyen ve Üst Jura yaşlı otokton birimlerin üst üste geldiğı gözlenir (Ek 1,3).

Sinatdağı napı bindirmesi çalışma alanı içinde dört kuşak halinde izlenir.



Şekil 59. Saytepe-Kayraklı T. arasında yüzeyleyen birimlerin birbirleriyle ilişkilerini gösteren şematik jeoloji kesiti. 1-Kayraklıtepe kuvarsiti 2- Zindancık karmaşığı 3-Saytepe f. 4- Çobanağacık kireçtaşı 5- Beden formasyonu.

Birinci kuşak; Hocalar Mahallesi'nin kuzeyinden başlayarak batıya doğru Çile sırtı ve Kızılseki Y. istikametinde devam eder. Demirtaş Y. dolaylarında küçük klipler oluşturduktan sonra kuzeye dönen bindirme, Çaldağı'nın kuzey eteklerinden geçerek jeoloji ve yapı haritalarında da görüldüğü gibi Çaldağı'nı çevrelemektedir (Ek 1,2).

İkinci kuşak; Savsal T.-Aşağı Hadim-Küçükkuşan T. hattı boyunca izlendikten sonra İbrimdağı'nın batı ve güney eteklerini takip ederek, Kongul köyünün kuzeyinden inceleme alanının dışına çıkar (Ek 1, 2).

Üçüncü kuşak ise Kalleme T.-Taşkent boyunca izlenir ve sol yönlü bir yırtılma fayı ile ötelenerek inceleme alanı dışına çıkar.

Dördüncü kuşak ise; Kavaklar D.-Ekinlik Y.-Kongul Y.-Cükgele T. hattı boyunca Şalgamcık D.'sine iner ve burada Gevne napına ait bindirme fayı ile örtülür (Ek 1, 2).

Sinatdağı napına ait bindirme fayı, inceleme sahası dahilinde 40 km. lik bir mesafe boyunca izlenebilmektedir. Fay düzleminin eğimi  $0-30^{\circ}$  arasında değişmektedir. Bindirme düzleminin eğim yönü; I. ve II. kuşakta oluşan kliplere bağlı olarak değişik yönlere olduğu halde; III. ve IV. kuşakta

eğim açıları daha büyüktür ve eğim yönleri de güneybatıya doğrudur. Sinatdağı bindirmesi, çoğunlukla NE-SW yönlü yırtılma fayları ile kesilmiştir. Bu bindirme kuşağında alttaki blokta sık olarak devrik ve yatık kırılmalara rastlanırken, üstte kalan blokta kireçtaşlarının büyük ölçüde ezilip breşleştiği görülür.

#### 3.3.2.3.2.4. GEVNE NAPI BINDİRMESİ

Gevne napına ilişkin bindirme fayı, kuzeyde Sinatdağı napıyla, Asarlıkaylası ve Yarıcak formasyonlarının sınırında izlenir. Fayın atımına bağlı olarak Söğütyaylası, Türbetepe, Sinatdağı, Kahtepe formasyonları ve Hocalar napı birimleri bindirme düzlemi altında yer almaktadır (Ek 1, 2). Görüldüğü gibi bu kuşakta kuzeybatıdan güneydoğuya doğru gidildikçe taban blokta yer alan formasyonlar gençleşmekte ve dolayısıyla, yatay yer değiştirme miktarları da artmaktadır.

Bu bindirmenin güney cephesi Blumenthal (1944) tarafında "Hadim şariyajı" olarak tanımlanmış ve literatüre "Hadim napı" olarak geçmiştir. Şariyajın güney cephesinde genellikle Lütésiyen yaşlı otokton birimlerle Üst Devoniyen yaşlı Asarlıkaylası formasyonunun sınır oluşturduğu görülür (Ek 1, 2). Sözkonusu bindirme inceleme alanı içinde üç büyük kuşak şeklinde izlenmektedir.

Birinci kuşak; Asarlık Y.-Buzyeri Y.-Kocagüney T.-Türbetepe-Sazak Y. Kokartekne sırtı-Harzadın güzergahını takip etmekte olup, bu kesimde bindirme düzlemi güneybatıya eğimlidir.

İkinci kuşak; Akeşme T. güneyinde N-S istikametinde bir süre takip edildikten sonra NW-SE istikametinde Pıynarca T.-Sulucameydan Y.-Yellibel Y.-Kabahanay Sırtı-Torlas Y. hattını takip eder. Bindirme düzlemi bu kuşakta NE'ya eğimlidir.

Üçüncü kuşak ise; Egerbel Y.-izikara Sırtı ve Acıceviz Y. güzergahını izledikten sonra kuzeyden ve güneyden çalışma alanı dışına çıkar. Çalışma sahası dışında bu sınırlar birleşerek bir klip oluşturur (Foto 55).

İnceleme alanı içinde üç kuşak halinde uzanan şariyaj cephesinin toplam uzunluğu yaklaşık 50 km.'dir. Bindirme düzleminin eğimi ise 0-25° arasında çeşitli değerler taşımaktadır.

Gevne napı bindirmesi, çoğunlukla NE-SW yönlü doğrultu atımlı faylarla ötelenmiştir. Sınır bölgelerinde yumuşak litolojilerde belirgin S ve Z kıvrımları gelişmişken, sert litolojilerden oluşmuş kesimler, fazlaca ufalanıp ezilip breşleşerek, karbonatlı kısımlar rekristalizasyon ve dolomitleşmeye maruz kalmıştır.

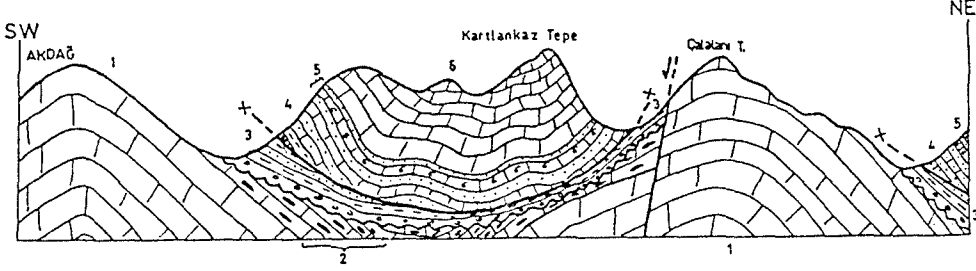
### 3.3.2.3.3. TEKTONİK PENCERE VE KLİPLER

Çalışma alanında bindirme kuşaklarına yakın kesimlerde çok sayıda küçük ölçekli tektonik pencere ve kliplere rastlanır. Bu klipler ve tektonik pencereler, bindirme hatlarının sıklığı kuzeydoğu kesimde daha çok görülür. Tektonik pencereler, otokton ve üstteki napa göre yarı otokton konumlu birliklerin yüzeylediği dere içlerinde ve antiklinal çekirdeklerinde görülürken; klipler de otokton ve parotokton konumlu birliklerin mostra verdiği kesimlerde tepeciklerde ve senklinal eksenlerinde yer alırlar (Ek 1, 2; Şekil 60; Foto 55).

İnceleme alanında görülen büyük ölçekteki klip ve pencereler, kuzeyden güneye doğru sırayla anlatılacaktır.

Çaldağ klipi: Zindancık karmaşığı üzerinde ezik, breşik ve neomorfiye olmuş bir dokanağa sahip Kahtepe formasyonuna ait kireçtaşı litolojilerini kapsamaktadır. Klipin güneybatı köşesinde küçük boyutlu örtmeler de görülmekte olup küçük kliplerle büyük Çaldağ klipi arasında ince serpantinli düzeyler de yer alır (Ek 1). Çaldağ klipi kuzeydoğuda olduğu gibi Taşkent karışığı üzerine de oturur. Çaldağ yükselimi üzerinde, güney kanadı devrik bir senklinal yapısı oluşturan klipin sınırları, Çaldağ'ın eteklerini takip eder.

Çobanağacık tektonik penceresi: Hadim İlçesinin güney ve güneybatısında açılan pencerede; otokton birliğe ait Ovacık, Saytepe, Çobanağacık ve Beden formasyonları yüzeylemektedir. Pencerenin kuzey, kuzeydoğu ve güneydoğu cephelerinde Lütesiyen yaşlı Beden formasyonu, tektonik olarak Taşkent karışığı tarafından üstlenirken; batıda Ovacık kireçtaşları üzerinde yine tektonik olarak Taşkent karışığı ile Zindancık karmaşığı görülebilir. Çobanağacık tektonik penceresinin güneybatısında ise Beden formasyonunun Zindancık karmaşığı tarafından örtüldüğü de müşahade edilmiştir (Ek 1, 2). Çobanağacık tektonik penceresi, çekirdeğini SE'ya dalımlı Çalca antiklinalinin oluşturduğu NW-SE eksen gidişli antiklinoryum yapısı üzerinde açılmıştır.



Şekil 60. Çalalanı T. ile Barcin-Akdağ arasında yer alan Kartlankaz klipinden geçen jeolojik kesit. 1- Saytepe f. 2- Saytepe formasyonunun tavan bölümü. 3- Beden f. 4- Yarıcak f. 5- Arpalık f. 6- Kuşakdağı f.

Kartlankaz klipi: Blumenthal (1949) tarafından da sözü edilen bu klip, Beden formasyonu üzerinde durmaktadır (Şekil 60). Genel olarak bir enklinal yapısı arzeden klipin alt sınırı, inceleme alanında Kaşanak T.'in güneyinden başlar ve Kartlankaz T.'nin eteklerini takip ederek inceleme alanı dışında kapanır. Kartlankaz klipinin litolojilerini Gevne grubunun Paleozoyik yaşlı formasyonları oluşturmaktadır. Foto 55'de görüldüğü gibi Kartlankaz klipi, renk kontrastı ile kolayca otokton birimlerden ayırtlanabilmektedir.

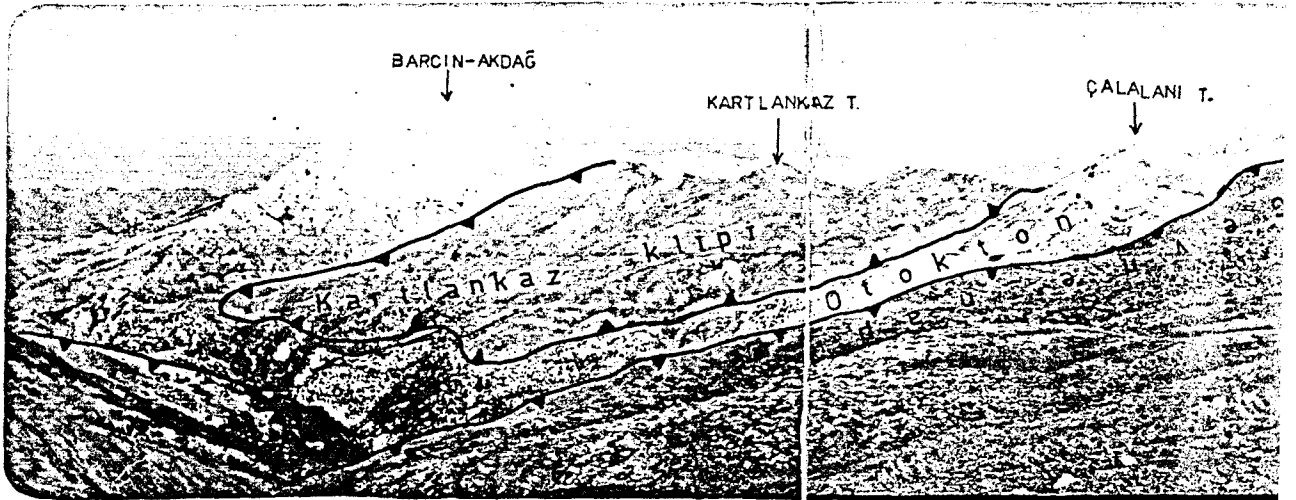


Foto 55. Barcin-Akdağ ile Çalalanı T. arasında Kartlankaz klipinin görüntüsü. Fotoğraf E-W istikametinde Çalalanı T.'den Kartlankaz T.'sine doğru çekilmiştir.

#### 3.3.2.3.4. BÖLGEDEKİ BİNDİRMELERİN OLUŞUMU VE NAPLARIN YERLEŞMESİ İLE İLGİLİ GÖRÜŞLER

Bölgenin bindirmeli, naplı yapısı ilk olarak Blumenthal (1944) tarafından ortaya konulmaya çalışılmıştır. Blumenthal Gevne napını oluşturan şariyajın güney cephesini "Hadim şariyajı" olarak tanımlamış ve şariyajın Hadim-Muzvadi (Ermenek)-Anamur hattı boyunca izlenebildiğini vurgulayarak, yatay yerdeğiştirmenin bazı yerlerde 80 km.'yi bulduğunu ileri sürmüştür. Blumenthal, bindirme hareketinin bölgede Üst Kretasede veya daha önceden başladığını, fakat hareketin Alt Miyosenden önce bittiğini kabul etmektedir.

Benzer olarak Monod ve arkadaşları (1969) ise Hadim napının kuzeybatı ucunda "Beyşehir-Hoyran napı" olarak adlandırdıkları ve güneybatı yönünde ilerlemiş büyük bir napın bulunduğu görüşünü savunmaktadırlar.

Öte yandan yörede çalışan Özgül (1976, 1983, 1984) bölgedeki birliklerden Geyikdağı birliğinin otokton, diğer birliklerin birbirleri üzerinde veya Geyikdağı birliği üzerinde allokton örtüler oluşturduğunu savunur. Ayrıca Özgül (1971) yöredeki Orta Toros birliğinin (Aladağ birliği) inceleme alanı içinde tümüyle bir nap olmadığını, ancak kuzey sınırı boyunca kuzeydoğuya, güney sınırı boyunca da güneybatıya ilerlediğini ileri sürmüştür. Özgül bu yayınında bölgenin yapısal gelişiminde düşey blok hareketlerinin önemli olduğunu ve yabancı birliklerin yerçekimi kaymaları ile yöreye yerleştiğini ileri sürmektedir. Özgül (1976, 1983), Orta Toroslar'da Bozkır birliğinin Bolkardağı birliği üzerine ve Alanya birliğinin Antalya birliği üzerine bindirmesini Senoniyen-Alt Tersiyer dönemindeki yatay hareketlere bağlamaktadır. Bu araştırmacı ayrıca Bozkır, Aladağ ve Antalya birliklerinin Geyikdağı birliğine bindirmesini ise Eosen sonu-Alt Miyosen öncesindeki yatay hareketlere bağlamaktadır. Özgül bu allokton birliklerden Bolkardağı ve Bozkır birliklerinin kuzey kökenli, Alanya ve Antalya birliklerinin ise güney kökenli olduğunu savunurken Aladağ birliğinin de NE'ya ve SW'ya doğru hareket ettiğini vurgulamıştır.

Orta Toroslar'da Karaman-Ermenek bölgesinin genel yapısının bir tektonik melanj olduğu ve yörenin yapısal gelişiminde birinci derecede düşey hareketlerin rol oynadığı, Koçyiğit (1977) tarafından savunulmuştur. Çekim kaymaları neticesinde dev kireçtaşlarının olistolitler halinde yerleştiği bu melanjin oluşumu Maestrihtiyende tamamlanmış ve üzerine denizel Miyosen klastikleri açısız uyumsuzlukla gelmişlerdir. Koçyiğit (1981, 1983 ve



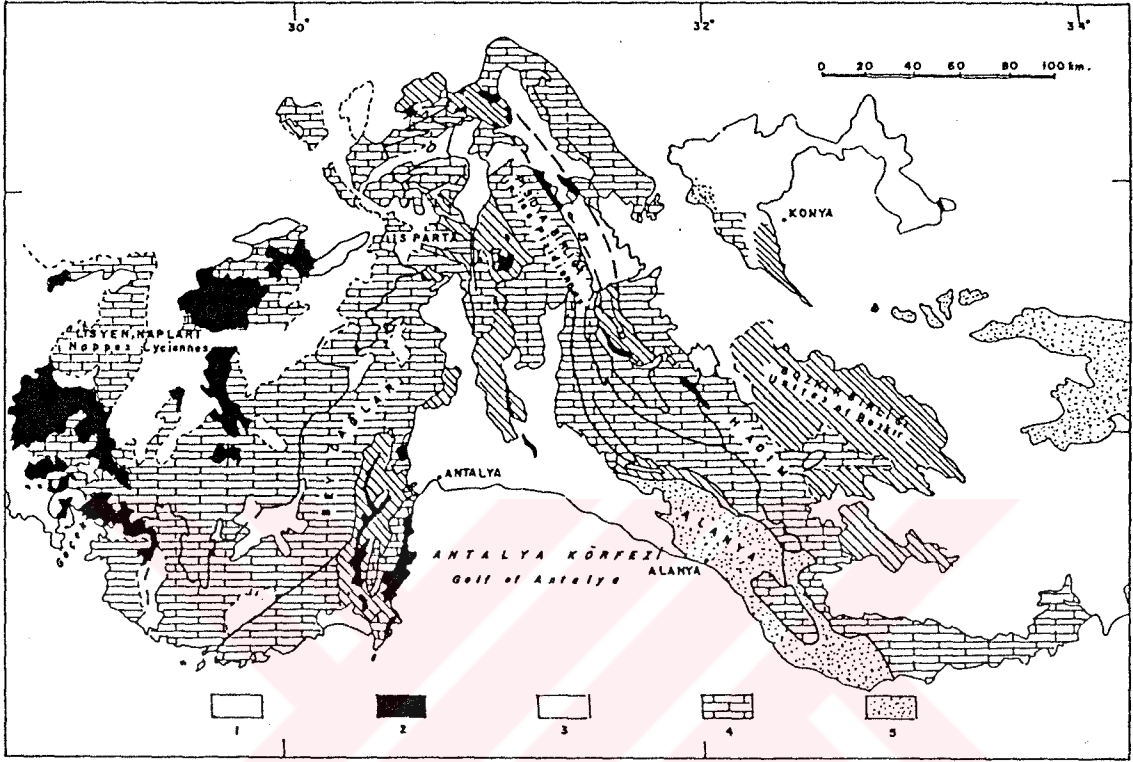
1984), Toros karbonat platformu üzerine Maestrihtiyen sonu, Üst Lütésiyen sonu ve Burdugaliyen sonu olmak üzere üç ayrı evrede ofiyolitli karışıkların yerleştiğini ileri sürer. Karaman-Ermenek çizgisinin doğusunda, ofiyolitli karışıkların oluşturduğu naplar, Maestrihtiyen yaşlı karbonatlar veya flišler üzerine yerleşerek, Lütésiyen birimleriyle transgresif olarak örtülmüşlerdir. Karaman-Ermenek batısındaki alanda ofiyolitli serilerin yerleşme yaşı ise Üst Lütésiyen sonudur. Isparta dirseğinin batısında Burdugaliyen sonunda da ofiyolitli karışıklar yerleşmiştir. Üst Lütésiyen ve Burdugaliyen sonunda ofiyolit dilimlerinin tektonik olarak yerleşmesine Oligosen ve Üst Miyosenin tabanında görülen uyumsuzluklar delil gösterilebilir (Koçyiğit 1981). Liyastan Lütésiyen sonuna kadar ki zamanı içine alan "Eski tektonik dönemin" izlerine Batı Toroslar'da yoğun bir şekilde rastlandığı yine Koçyiğit (1983, 1984) tarafından belirtilmektedir. Yörede, Eski tektonik dönemin son evreleri yoğun sıkışma dönemi olarak bilinmekte olup napların yeğin bir biçimde yerleşmesine neden olmuştur. Bu bilgiler ışığı altında Koçyiğit, "İç Toros ofiyolitli karışığı napı" olarak adlandırdığı ofiyolitli napın bölgeye büyük bir olasılıkla Priaboniyende yerleştiğini ve kuzey kökenli olduğunu ileri sürmektedir.

Demirtaşlı (1978) ise Orta Toroslar'da ana tektonik deformasyonun Üst Paleosenden önce, Batı Toroslar'da ise Eosen sonunda meydana geldiğini kabul etmektedir. Demirtaşlı'ya göre bu orojenik evreleri yansıtır durumda, Orta Toroslar'da üst Kretase yaşlı, Batı Toroslar'da ise Paleosen-Eosen yaşlı otokton flišler görülmektedir.

Antalya naplarını inceleyen Marcoux (1979) ise bölgede ilk kırılmaların Üst Kretasede başladığını ve Tersiyerdeki tektonik olayların Üst Kretase kırılmalarını yeniden etkilediğini göstermiş ve böylece napların yerleşme yaşınının Tersiyer olduğunu ortaya koymuştur.

Ricou (1980) Batı Toroslar'ın bağıl otokton güney kanadında olduğu gibi kuzey kanadında da Kretase sonundan Miyosene kadar çeşitli aşamalarda yerleşmiş radyolarit ve ofiyolitleri kapsayan napların yeraldığını, tüm bu napların kuzeyden geldiğini ve iki grupta toplandıklarını ileri sürmüştür. Bunlar; a- Uzak kökenli ve özellikle ofiyolitik kayaçlardan oluşan naplar (Likya'nın diyabaz ve serpantin napları, Huğlu napları, Beyşehir-Hoyran peridotitleri, Bozkır radyolaritik ve ofiyolitik birimleri). b- Daha yakın kökenli ve I. gruptakilere tektonik bakımdan daha alçak bir konum gösteren naplar (Köyceğiz, Bademli ve Hadim napları). Ricou'ya göre bu II. gruptaki-

ler, bağıl otoktonla birlikte ilksel olarak bir kireçtaşı ön ülkesi oluşturarak radyolarit ve ofiyolitlerin güneyinde yer almaktadır (Şekil 61).



Şekil 61. Batı Toroslar'ın yapısal şeması. 1- Post tektonik, 2- Ofiyolit 3- Radyolarit ve melanj, 4- Kireçtaşı birimleri, 5- Metamorfik birimler (Ricou, 1980'den).

Buraya kadar Orta ve Batı Toroslar'da çalışan yerbilimcilerin, yöredeki tektonik birlik ve napların gelişimi hakkında görüşlerini vermeye çalıştık. Şimdi de; inceleme alanınında yer alan napların oluşması ve yerleşmesi hakkında kişisel görüşlerimizi kısaca belirtelim.

Alp-Himalaya dağ kuşağında, Orta Toroslar'ın batı-iç bölümünde yer alan inceleme alanımız, tümüyle orojenik bir bölgede bulunmaktadır. Bölge jeolojik konum itibariyle otokton konumlu bir birlikle birbiri üzerinde paketlenmiş dört nap demetinden yapılandır. Napların tabanında Lütesiyen yaşlı otokton bir fliş yer alır. Alttaki Taşkent napı, oluşum yaşı Maestrihtiyene çıkan ofiyolitli karışıktan oluşurken Hocalar napı ile Sinatdağı napının sınırında ofiyolitli karışığa ilişkin ince dilimlere yer yer tesadüf edilir. Gevne napının kuzey cephesi, Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı dar bir fliş koridoru üzerinde dururken kuzeybatıya doğru inceleme alanı dışında bu

flişin serpantinit ve diyabaz blokları içerdiği görülmektedir. Gevne napının güney cephesi ise Lütesiyen yaşlı otokton fliş üzerindedir. Gevne napının inceleme alanı dışında otokton birliğe ait Maestrihtiyen yaşlı Karaköy formasyonunun olistostromal üst kesimlerini örttüğü de gözlenmiştir. Bu olistostromal kesimde yine gabro, diyabaz, serpantinit ve radyolarit blokları yoğun olarak izlenmektedir. Görüldüğü gibi napların tabanı; yakın veya uzak bölgelerden aktarılmış devamlı veya az devamlı, ince ve kalın ofiyolitik kayaç dilimleriyle sınırlanmıştır. Bu ofiyolitik dilimlerin oluşma yaşları da Maestrihtiyene kadar çıkmaktadır.

Bu verilere göre bölgede Geç Kretasede bir derinleşme sürecinin başladığı ve bu derinleşmeye bağlı olarak en geç Erken Maestrihtiyen sonunda okyanuslaşma aşamasına ulaşıldığına dair deliller vardır. Bu okyanuslaşmanın izleri olarak Maestrihtiyen kırıntıları içinde yeralan serpantinit, diyabaz, gabro, piroksenit, radyolarit parçaları gösterilebilir. Bu dönemde Anatolit-Torit platformunun kuzeyinde Neotetisin kuzey kolu, güneyinde ise Neotetis okyanusunun güney kolu bulunmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Maestrihtiyende gerilmeli tektonik rejimde blok faylanmalarla kırılıp çökerek derinleşen havzalarda fliş ve melanjlar oluşurken, ilk önemli kırılma ve dilimlenmeler de başlamıştır. Daha sonra Anadolu kıvrımlanma fazı ile sıkışan bölgede mevcut kırıklar, daha da büyük atımlar kazanarak kırılıp dilimlenmeye devam etmiştir. İpresiyenden sonra otokton birlik üzerinde yeni bir orojenik havza oluşmaya başlamış ve bu havza Lütesiyen sonunda fliş tortulları ve olistostromlarla tamamen dolmuştur. Geç Lütesiyenden itibaren kompresyonel rejimde şiddetli bir şekilde sıkışan bölge, Geç Lütesiyen-Priaboniyen döneminde yoğun bir orojenik aktivite kazanmıştır. Alpin orojenezinin paroksizma safhasına ulaştığı Preniyen fazı (Ketin, 1978) ile bölge büyük olaylara sahne olmuştur.

Maestrihtiyenden beri oluşmaya başlayan nap dilimleri, Lütesiyen sonlarına doğru yerçekimine karşı harekte geçerek, asıl yerlerinden itilme ile sökülmeğe başlamıştır. İlk harekete geçen kütle, bugünkü bulunduğu yere en uzak bir noktada yeralan Gevne napıdır. Gevne napı kütlelerinin hareketi esnasında Sinatdağı kütleleri daha önceden var olabilecek bir kırık boyunca yerinden kopup sökülerek üstteki napa eklenir ve iki nap paketi birlikte hareket edebilecek bir konuma gelir. Sıkışmanın devam etmesi ile kısalan ve kalınlaşan kabuğa daha sonra yeni nap dilimleri eklenecektir (Şengör, 1977). Nitekim sıkışma ile kabuğun daha da kısılması, Gevne ve Sinatdağı nap dilimlerinin buldukları mekanı yatay yönde daha da daraltacağından,

bu hacim genişlemesinin dikey olarak karşılanması gerekecektir. Hal böyle olunca Gevne ve Sinatdağı nap paketi, altta yeralan ve kısmen kırılmış olan Hocalar napı dilimini de yerinden sökerek yerçekimine zıt yönde üç nap birlikte hareket edecektir. Dolayısıyla Hocalar napı, Sinatdağı ve Gevne naplarının ilksel olarak buldukları yerlerden daha yakın bir mesafeden taşınmıştır. Yatay kuvvetlerle bölge sıkışmaya devam ederken, kıtasal kabuğun dilimlenerek kısalıp kalınlaşma işlemi de devam edeceğinden; bu süreçte hareket halindeki nap paketine alttan yeni nap dilimleri de eklenmeye devam edecektir. Kabuk kısalması nedeniyle ortaya çıkan itilme modeline (Şengör, 1977) uygun olarak, hareket halindeki üçlü nap kütleleri, daha altta bulunan birimleri de yerlerinden söküp dördüncü bir nap dilimi şeklinde beraberinde sürükleyecektir. En alt dilimi oluşturan ofiyolitik melanj karakterindeki Taşkent napı, yapılan hesaplamalara göre inceleme alanı içinde minimum 5 km. sürüklenmiştir.

Netice olarak napların yerleşmesi ile ilgili ilk kırılmalar Maestrihtiyende başlamış ve naplar, Geç Lütesiyen ile Erken Oligosen döneminde bugünkü buldukları esas yerlerine yerleşmişlerdir. Ermenek, Bozkır ve Hoyran Gölü çevresinde postparoksimal örtüler halinde, molas fasiyeslerinden oluşmuş, az yayımlı, ince Oligosen mostralalarına rastlanırken (Özçelik, 1984; Koçyiğit 1983-1984); genelde Orta-Batı Toroslar'da napların Burdugaliyen transgresyonuna ait tortullarla örtüldüğü görülmektedir (Özgül, 1976; Gökten, 1976; Koçyiğit, 1976; Gedik ve diğ., 1979; Kuşçu, 1983). Bu verilerden de anlaşılacağı üzere bölgemizdeki nap hareketleri, Priaboniyen sonuyla Erken Oligosende tamamlanmıştır.

### 3.4. DISKORDANSLAR

Yörede özellikle Alpin orojenezinin değişik fazlarına bağlı olarak; yüksek açılı, düşük açılı ve boşluklu uyumsuzluklar meydana gelmiştir. Çalışma alanında gözlenen uyumsuzluklar, burada oluşum sırasına göre anlatılacaktır.

Bölgedeki formasyonları etkileyen en eski orojenezine ait bulgular, Üst Permiyen yaşlı Kahtepe formasyonu ile Orta Triyas yaşlı Kartallıca kireçtaşları arasında  $A_1$  fazı ile gelişen açılı diskordanstır. Bu formasyonlar arasında, kırmızı renkli çok ince bir alterasyon zonu mevcuttur. Ayrıca iki formasyon arasında bariz bir açı oluşmaktadır (Şekil 15; Foto 25). Şekil 36 ve 37'de görüldüğü gibi, Kahtepe formasyonunda B-kıvrım ekseninin

konumu N 39° W, 2° SE iken, üstteki Kartallıca kireçtaşlarında N 48° E, 22° SW'dır.

Yörede Erken Kimmeriyen orojenik fazı (A<sub>2</sub> fazı) ile ilgili olarak iki diskordans hattı izlenir.

1- Sinatdağı napında Orta Triyas yaşlı Kartallıca kireçtaşları ile Jura-Alt Kretase yaşlı Sinatdağı formasyonu arasında açısız bir uyumsuzluk sözkonusudur. Bu uyumsuzluğa ait kırmızı matriksli taban konglomeraları oluşmuştur ve Beyreli-Hadim karayolu yarmasında 15 m.lik bir kuşakta çakıllı, kumlu, siltli-çamurlu düzeyleriyle tipik transgresif istif görülmektedir. Diskordans hattı yanal olarak takip edildiğinde Kartallıca kireçtaşlarının tamamen aşındığı da görülür. Diskordans yüzeyinde konglomeraların yanal olarak kamalanıp bitmeleri eski taban topoğrafyasına bağlanabilir. kıvrım eksenlerinin konumu uyumsuzluk düzlemleri altında N 48°E, 22° SW iken uyumsuzluğun üzerinde N 51° W, 12° SE dur (Şekil 37, 38).

2- Gevne napında Beyreli formasyonu ile Çamiçi formasyonu arasında yine düşük açılı bir uyumsuzluk vardır. Erken Kimmeriyen dağ oluşumu evresinde yükselen bölge, uzun süre kara halinde kalmış ve bu dönemde Çamiçi formasyonunu oluşturan kırmızı renkli, kalın çakıltaşları oluşmuştur. Çakıllar alttaki formasyonlardan türemişlerdir. karalaşma ile ilgili olarak formasyonun içinde kırmızı çamurlar, demiroksit ve hidroksitli nodüller, kömür oluşumları ve çapraz tabakalanma görülür. Beyreli formasyonunun B-kıvrım eksenini gidişi N 50° W iken uyumsuzluğun üstünde yer alan Çamiçi formasyonunda bu değer N 67° W dır. (Şekil 46, 47).

Yörede Austriyen fazına (A<sub>3</sub> fazı) karşılık gelen kıvrımlanma evresiyle ilgili olan uyumsuzluklar, iki ayrı birlikte görülmektedir.

1- Otokton birlikte Ovacık kireçtaşları ile Saytepe formasyonu arasında düşük açılı bir uyumsuzluk gözlenir. Bu uyumsuzluğa ilişkin olarak kırmızı renkli konglomeralar, sınır boyunca yer yer izlenmektedir (Ek 1) . Konglomera düzeylerinde kırmızı çamurlarla birlikte boksit de görülür. Diskordans hattı boyunca kırmızı renkli oluşuklar, sınır boyunca her yerde görülmezler. Diskordans hattının altındaki Ovacık kireçtaşında B-kıvrım eksenini gidişi N 50° W iken, üstteki saytepe formasyonunda B-ekseninin konumu N 65° W, 2° NW'dır (Şekil 27, 28).

2- Sinatdağı napında Jura-Alt Kretase yaşlı Sinatdağı formasyonu ile Turo-niyen-Koniasiyen yaşlı Türbetepe kireçtaşları arasında bir karalaşma ve aşınma dönemi mevcuttur. Jeoloji haritasında da görüldüğü gibi Sinatdağı formasyonunun yanıl olarak aniden incelmesi, sınırda Sinatdağı formasyonu-nun tabaka yüzeylerinde yoğun olarak götit ve limonit oluşumlarının görül-mesi, formasyonlar arasında kırmızı renkli lateritik bir zonun varlığı, Se-nomaniyene tesadüf edilemeyeişi bu diskordansı gösteren delillerdir.

Türbetepe kireçtaşları ile Söğütyaylası formasyonu arasında Subher-siniyen fazında (A<sub>4</sub> fazı) oluşmuş açılı uyumsuzluk vardır. Türbetepe kireç-taşları çoğu yerde aşınmış olduğundan, Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Söğütyaylası formasyonu, ekseri Sinatdağı formasyonu üzerine oturur (Ek 1). Ayrıca Söğütyaylası formasyonunun tabanında transgresyonla ilgili olarak yer yer kalınlığı 2-3 m'ye varan seviyeler halinde yüksek matriksli mikro-çakıltaşları ve breşler izlenebilmektedir. Bazı kesimlerde Söğütyaylası formasyonu ile alttaki kireçtaşı tabakaları arasındaki açısallık belirgin-dir. Şekil 38 ve 39'da görüldüğü gibi Sinatdağı formasyonunun kıvrım eksen-i N 50° W, 12° SE konumlu iken, Söğütyaylası biriminde ekseninin konumu N 67° W, 8° SE'dur.

Anadolu kıvrımlanma fazı (A<sub>5</sub> fazı) ile Çobanağacık kireçtaşı ve Be-den formasyonunun tabanında görülen açılı-düşük açılı uyumsuzluk meydana gelmiştir. Otokton birlik içinde yeralan bu diskordans düzleminin altında genellikle Saytepe formasyonu yeralır. Çalışma alanının kuzeydoğusunda, uyumsuzluğun altında Ovacık kireçtaşları görülürken güneybatı kesimlerinde de Karaköy formasyonu izlenir (Ek 1,2). Diskordans düzleminin altında ve üstünde yeralan formasyonların tabaka duruşları için hazırlanan diyagramlar ve kıvrım eksenlerinin durumları Şekil 28, 29, 30 ve 31'de verilmiştir. Araştırma sahasının kuzeyinde bir çökelme boşluğu şeklinde izlenen uyumsuz-luk, diyagramlardan da anlaşılacağı üzere düşük açılıdır. Kuzeyde bu uyum-suzluk sınırları litolojik olarak ta belirgin değildir. Çalışma alanının güneyinde ise uyumsuzluk açılı olup taban konglomeraları izlenir.

Yörenin en genç diyajenetik formasyonu olan Lütési-yen yaşlı Beden formasyonu, Pireneik dağoluşum hareketleri ile kıvrımlanıp su üstü olduktan sonra uzun süre çökelme olmamıştır. Bölgenin çok yeni litolojilerini oluş-turan ve günümüzde de oluşmaya devam eden Kuvaterner-Günceş yaşlı yamaç mo-lozları ve alüvyonlar, alttaki yaşlı formasyonları uyumsuz olarak örterler (Ek 2, 3).

#### 4. JEOLOJİK GELİŞİM

Otokton birliğin gözlenebildiği kadarıyla en alt düzeylerinde bulunan kumtaşı-şeyl (Hüdaî formasyonu) ile kireçtaşları (Çaltepe kireçtaşları), bölgenin en eski kaya birimlerini oluşturur (Gedik, 1989; Özgül ve Gedik, 1973). Araştırma alanının kuzeyinde Bağbaşı kasabası (Hadim) dolayında Gökusu vadisi boyunca açılan stratigrafik bir pencerede mostra veren bu litolojilerle bunlar içinde görülen konodont türleri bölgenin Kambriyen de bir denizle kaplı olduğunu göstermektedir (Özgül ve Gedik, 1973). Sublitoral bir ortamda çökelmiş Kambriyen tortullarından sonra aynı ortam şartlarını yansıtan Ordovisiyen yaşlı kumtaşı-şeyl ardışımı ile kireçtaşı aradüzeyleri (Seydişehir formasyonu), bir kesiklik olmadan Kambriyendeki çökelimin Ordovisiyende de uyumlu ve sürekli bir şekilde geliştiğini göstermektedir (Monod, 1967; Özgül ve Gedik, 1973). Ordovisiyenden sonra otokton birliğin Jura'ya kadarki paleolojik gelişimiyle ilişkili litolojiler süprülme ve erozyonla yokolma sonucu Hadim bölgesinde gözlenemezken;Gevne napına ait birimlerin çökeldiği paleocoğrafik alanda Geç Devoniyenden sonra ki jeolojik olaylar, inceleme alanı içinde izlenebilmektedir. Çalışma sanasındaki en yaşlı birim olan Asarlıkyaylası formasyonundaki şeyl-kumtaşı aratabakaları ve kumtaşlarının iç yapısı gelgit akıntıları ile denize yoğun terrijen malmeme geliminin olduğunu gösterir. Formasyon içinde mercer ve diller halinde gözlenen kireçtaşlarında çok bol mercan ve brakliyopodlar, krinoid ve bryozoenlerin varlığı ortamın makrofauna yönünden zenginliğini gösterir. Bu veriler üst Devoniyen de çok sıg, sıcak ve çalkantılı bir denizin bölgede varlığını ortaya koyarken ayrıca bu denizde resif oluşumlarının da sözkonusu olduğunu belgeler.

Devoniyenden Karbonifere geçiş, çökelmede bir kesiklik olmadan yaklaşık aynı ortam şartlarında olmuştur. Bu geçiş çalışma alanının kuzeyinde Kirazpınarı üyesine ilişkin Siphonophyllia'lı kalın kireçtaşları ile gerçekleşirken, güneyde bu kireçtaşları birkaç tabaka halindedir. Karbonifer boyunca çökelen Yarıcak formasyonu, üste doğru mercanlı brakliyopodlu, krinoid ve bryozoenli, fusulinidli kireçtaşları ve kuvars arenit nöbetleşmesi şeklinde jeolojik gelişimini sürdürür. Formasyonun içerdiği fosiller ve litolojik karakterleri, Karboniferde denizin resifal olduğunu vurgular. Karbonifer sonlarında deniz çok sıglaşmış ve plaj ortamında kırmızı renkli demiroksit çimentolu, kuvarsitik kumtaşlarının çökelişi ile sedimantasyon sürmüştür.

Karboniferden Erken Permiyene geçiş devamlı olup aynı denizel şartlar sürmüş ve Arpalık formasyonuna ilişkin litolojiler çökelmeye başlamıştır. Bu dönemde sıcak, çalkantılı ve sığ denizde algler ve fusulinidler, biyozonlar oluşturacak ölçüde bol miktarda yaşamışlardır. Yine çok sığ bir denizde çökelmiş algli, fusulinli kireçtaşlarının yanında, gelgit akıntılarının etkinliğinde set adası-plaj ortamlarında (Selley, 1976) çökelmiş kumtaşları görülür.

Yörede Geç Permiyene ilişkin jeolojik gelişim iki ayrı birlikte izlenebilir. Gevne napında Arpalık formasyonunun çökeliminden sonra uyumlu bir şekilde Kuşakdağı formasyonuna ilişkin litolojiler, Geç Permiyende de çökelmeye devam etmiştir. Sinatdağı napının tabanındaki Kahtepe formasyonu, bu birlikte de Geç Permiyen boyunca platform tipi çökelmenin varlığını gösterirken, tabanın tektonik dokanaklı oluşu birliğin çökeldiği alandaki Geç Permiyen öncesi paleocoğrafyası hakkında birşey söylememizi engellemektedir. Formasyonların üst kesimlerinde izlenen kuvars arenit ve şeyller (Foto 23, 35, 36), karbonat sedimantasyonunun zaman zaman kesintiye uğradığını göstermektedir. Kuşakdağı ve Kahtepe formasyonlarının litoloji ve mikrofasiyes özellikleri (algli, pelletli mikrit ve oolitik fasiyesler), Geç Permiyende bölgenin sığ, sıcak, lagüner ve yer yer deniz yönünde kanal ağzı fasiyeslerini içeren bir denizle kaplı olduğunu gösterir. Neticede Paleozoyik bol algli, fusulinidli kireçtaşı sedimantasyonu ile sona erer.

Gevne napının gelişimine bakıldığında, Permiyendeki sığ denizel şartların herhangi bir değişim olmadan Erken Triyasta da sürdüğü anlaşılır. Gökçepinar birimini oluşturan stromatolitik-oolitik kireçtaşı (Mikrofoto 66), glokonili ve gastropodlu kireçtaşı düzeyleri (Mikrofoto 67) çökelmenin sıcak sığ, çalkantılı bir denizde olduğunu ve denizin ilerleyen zaman dilimi içinde dinginleşerek laminalı killi mikritlerin de çökelimine fırsat verdiğini gösterir. Gökçepinar kireçtaşı üzerine uyumlu olarak gelen Tepecayır üyesinin laminalı şeylleri ise Erken Triyas ortalarına doğru yağışlı bir iklimin neden olduğu sellenmeler sonucu, çökelme havzasına ince kırıntı geliminin hakim olduğunu belgelemektedir. Erken Triyas sonlarına doğru yer yer şeyl ve oolitik düzeylerle arakatlı olarak bol gastropodlu, lamelli-ranşlı killi kireçtaşlarından oluşan Sivritömek üyesi çökelmiştir. Buradan da iklimin nisbeten yağışlı ve sıcak, denizin ise sığ ve zaman zaman çalkantılı olduğu ortaya çıkmaktadır. Orta Triyas başlarında dolomitik kireçtaşları ile arakatlı bir şekilde çökelen şeyller, bu dönemde de yağışlı bir iklimin varlığını ve havzaya periyodik olarak bol miktarda pelitik mal-



zemenin taşındığını gösterir. Aliefendi üyesine ait olan birimlerin fasiyes özellikleri (pelloidler, dolomitli dismikrit mikrofasiyesi), Orta Triyas başlarında bölgede lagünlerin oluşabileceğini göstermektedir. Tepeçayır, Sivritömek ve Aliefendi üyelerinin çökelişi esnasında bölgede sedimantasyonun büyük ölçüde bulantı akıntılarının (Daly, 1936) kontrolünde gerçekleştiği görülmektedir.

Orta Triyas çapraz laminalı kumtaşı, ripmarklı kumlu kireçtaşı, ince orta tabakalı sparit çimentolu kireçtaşı ve marn-şeyl nöbetleşmesi şeklinde izlenen Beyreli formasyonunun çökelişi ile sonlanmaktadır. Bu litolojiler ve tabaka altı-tabaka üstü yapıları (kaval yapıları, oluk izleri, yük kalıpları) sığ bir denizle örtülü olan yörede türbid akıntılarının egemen olduğunu gösterir. Beyreli formasyonuna ait birimleri oluşturan çökellerin üst düzeylerinden alınan kireçtaşlarında Orta-Üst Triyas yaş konağına ait denizel foraminiferlerin varlığı, bölgenin Orta Triyas sonlarında hala sığ bir denizle kaplı olduğuna işaret eder. Orta Triyas döneminde de Gevne napına ilişkin birimler, Üst Devoniyenden beriki gelişimlerini herhangi bir kesiklik olmadan yine sığ denizel şartlarda sürdürürken, diğer birliklerde durum farklılıklar arzeder.

Hocalar napını oluşturan Zindancık karmaşığının litolojik gelişimine bakıldığında, karmaşığın kırıntı destekli bir türbidit istifi şeklinde meydana geldiği ve irili ufaklı bloklar içerdiği görülür. Kumtaşı, silttası ve şeyl şeklindeki yerli çökellerin fosil yönünden steril oluşu, içindeki blokların en genç yaş vereninin de Üst Permian olmasına rağmen litoloji ve mikrofasiyes açısından Anisiyen-Ladiniyen yaşlı Kartallıca kireçtaşlarına benzer blokların var olması, Hocalar napının yer aldığı paleoğrafik alanda Triyasta belki de Anisiyen-Ladiniyenden sonra hızlı bir sedimantasyon alanı mevcuttu. Olistostromal bir karakter taşıyan zindancık karmaşığının çökeltme döneminde büyük bir çoğunlukla duraylı platform çökellerinin bloklar halinde gravite kaymaları ile sedimantasyon havzasına taşınması, tektonik olarak ayrıca bir duraysızlığın bu dönemde var olduğunu gösterir. Bu olistostromal nitelikli oluşuklardan sonra plaj ortamında Kayraklıtepe kuvarsitlerini oluşturan kumtaşları çökeltmeye devam etmiştir. Hocalar napına ait olan oluşuklar, metamorfizma şartlarının daha çok yanıl olarak değiştiği düşük dereceli bir metamorfizma geçirmişlerdir. Yöredeki bu metamorfik karmaşığın bölgesel metamorfizmasının düşük dereceli yeşil şist fasiyesinde başkalaşarak epimetamorfik bir topluluk haline geldiği anlaşılmıştır. Konya yakın çevresine izlenen ve yer yer metamorfizmlerle kesilen metamorfizmlerle ben-

zerliği düşünölen bu karmaşığın, oradaki gibi bir mağmatik yay bölgesinde (i.SEYMEN, S.Ü., kişisel görüş) metamorfizmaya uğramış olabileceği tahmin edilmiştir.

Paleozoyik-Mesozoyik geçisinde Sinatdağı napına ait paleocoğrafik alanlar, Permiiyen-Triyas geçişindeki dağoluşum fazı ile kıvrımlanıp yükselerek kara haline gelmiş ve neticede bu olaylar, Kahtepe formasyonu ile Kartallıca kireçtaşları arasındaki açılı uyumsuzluğun olmasına neden olmuştur. Alt Triyas boyunca çökelenin olmadığı bu su üstü alanlar, Anisiyende transgresif aşma ile yeniden denizle örtölür. Anisiyen-Ladiniyen boyunca sadece karbonat sedimantasyonunun olduğu bölgede çökelmiş Kartallıca kireçtaşlarının fauna ve fasiyes özellikleri, bunların dingin su ortamında çökelen platform tipi karbonatlar olduğuna işareti eder. Elimizde olan verilere göre inceleme alanında mevcut tüm birliklerin çökeldiği paleocoğrafik alanlarda Orta Triyastan sonra belki de Geç Triyas ortalarında bir regresyon ile karalaşma olmuştur. Geç Triyas Liyas döneminde Erken Kimmeriiyen hareketleri ile kıvrımlanıp yükselen bölge, tamamen su üstü olarak kara halinde kalmıştır. Bu orojenik dönemin izlerine Bozkır-Seydişehir ve Isparta dolaylarında da rastlanır (özgül, 1976; Koçyiğit, 1983 ; Karadağ, 1987). Erken kimmerik dağ oluşum fazının belirtileri olarak otokton birlikte Dogger-Malm yaşlı kireçtaşları Seydişehir formasyonu üzerinde açılı uyumsuzlukla baőtarken Sinatdağı napında Malm yaşlı Sinatdağı formasyonu ile Orta Triyas yaşlı Kartallıca kireçtaşları arasında hem açılı uyumsuzluk vardır hem de transgresyona iliőklin taban konglomeraları yer alır. Bu karalaşma döneminde Gevne napında, karasal kökenli Çamiçi formasyonu çökelmiştir. Kızıl konglomera, kırmızı çamur, kaliő ve kömür oluşukları içeren ve çapraz tabakalanma örnekleri sunan bu birim içinde, mercek ve diller halinde yaygın olarak izlenen gastropodlu, dismikrit fasiyesli kireçtaşları, muhtemelen Liyas-Dogger boyunca gelişimini devam ettiren karasal havzada denizin yer yer diller halinde bölgeye sokulduğuna işareti edebilir.

Bölgenin penetlenleőip tektonik hareketlerin yavaőtaması sonucu olasılıkla Liyastan sonra baőtlayan bir transgresyon ile yeniden denizel ortamı geçilir. Tüm birliklerde Jura çökellerinin tabanında Liyas ve Doggere iliőklin faunaları olmayıőı, deniz basmasının bölgede hemen Liyasla baőtlanmadıđını göstermektedir. Bu denizel ortam otokton birlik ve Sinatdağı napında saf kireçtaşı sedimantasyonu ile belirginleőtirken; Gevne napında silttaşı, şeyl-marn, bazen de kumtaşı ve mikroçakılları aradızeylelerinin karbonat sedimantasyonuna eşlik ettiği görölür. Bentik foraminifer ve alglere içeren

Sinatdağı ve Ovacık formasyonlarının alt bölümlerinde yaygın bir biçimde kuşgözü yapılarının izlenmesi, Jura esnasında bölgenin çok sıg sıcak bir denizle örtülü olduğunu gösterirken; yer yer oolit fasiyeslerine rastlanması, denizin zaman zaman yüksek enerjili olduğuna delildir. Gevne napı birliğinde yer alan Dedebeleni formasyonu içinde seyrek olarak gözlenen 2-3 cm kalınlığındaki kömür bantları ile jips-anhidrit yumruları ve yoğun olarak izlenen dolomitli kireçtaşı-dolomit aradüzeyleri, Jurada bu paleocoğrafik alanda iklimin sıcaklığını ve lagünlerin varlığını ayrıca belgelemektedir. Gevne napında Dedebeleni formasyonundan sonra kalın dolomitli kireçtaşları ile başlayan Cihandere kireçtaşı formasyonu, uyumlulukla çökelmeye devam ederek gelişimini sürdürmüştür. Jura formasyonlarının üste doğru dismikrit, biyomikrit, intramikrit fasiyeslerini göstermesi, neritik karbonat sedimentasyonunun dingin su ortamında Malın boyunca tüm birliklerde sürekli olduğunu gösterir. Bu karbonat platformdaki paleocoğrafik şartlar Malmden sonra Erken Kretase boyunca sürmüş ve devamlı bir karbonat yığılması olmuştur. Fakat Erken Kretaseye ilişkin tortullar, büyük ölçüde aşınmış olduklarından inceleme alanında pek görülmezler.

Erken Kretaseden sonraki paleocoğrafik gelişim Gevne napında görülmezken otokton birlikte ve Sinatdağı napı birliğinde Senomaniyenden önce yine bir orojenik evrenin izleri görülür. Erken Kretase sonlarında etkinleşen bir Erken Alpin fazı ile kıvrımlanıp yükselen ve karalaşan bölgede, otokton birlikte Senomaniyenin tabanındaki kızıl konglomera, çamur ve lateritler bu dağoluşum evresinin en tabii izleridir. Bu karalaşma dönemi aynı kuşak içinde bulunan Seydişehir-Akseki boksitlerinin oluşum evresine karşılık gelmektedir (Karadağ, 1987). Bu karalaşma Sinatdağı napı birliğinde de Türbetepe kireçtaşlarının tabanındaki limonit, götit, boksit oluşumlarının gözlenebildiği birkaç metrelik lateritik zonla karakterize olunmaktadır. Otokton birlikte Senomaniyende başlayan transgresyondan sonra neritik fasiyesli şelf karbonatları, inceleme sahasının kuzeyinde Maestrihtiyene kadar çökelişini sürdürmüştür. Saytepe formasyonunun içerdiği bentik foraminiferler ve rudist kavrıkları bu görüşümüzü destekler. Türbetepe kireçtaşlarının ince bir kırmızı düzeyden sonra çörtlü Globotruncana'lı mikrit fasiyesine geçmesi bu formasyonun çökeldiği paleocoğrafik alanda Senomaniyenden sonraki aşmalı deniz istilasının ardından Turoniyen-Koniasiyen döneminde denizin bir derinleşme sürecine girdiğini ortaya koymaktadır. Daha sonra Sinatdağı napının çökeldiği alanlarda; Erken Alpin hareketlerinin Santoniyende etkinlik kazanması ile yine bir yükselme ve karalaşma olmuştur. Altındaki formasyonları düşük açılı bir uyumsuzlukla örten Söğütyaylası formasyonu, ince

bir taban kırıntısıyla birlikte bölgede çökelmeye başlar. Kampaniyen-Maestrihtiyen boyunca prefliş-fliş-wild fliş fasiyesinde oluşan bu çökeller Maestrihtiyende orojenik bir evrenin tekrar başladığını göstermektedir. Otokton birliğin güney kanadında da Geç Kampaniyenden itibaren karbonat platformu derinleşmeye başlar. Bu derinleşmenin belirtileri olarak Saytepe formasyonu içinde Globotruncana'lı mikritler görülmeye başlanır. Güney kesim Maestrihtiyen boyunca blok faylanmalarla kırılmaya başlamış ve çöken blok üzerinde yeni bir havza şekillenmiştir. Ürünlerinin Karaköy formasyonu olarak tanıtıldığı bu havzada başlangıçta kalsitürbiditler çökelirken, daha sonra sıra ile pelajik marnlarla birlikte kırıntılı çökeller ve olistostromal oluşuklar yığılmışlardır. Tektonik olarak duraysız bir dönemde oluşan derin fliş havzalarına özgü çökeller, ofiyolitik bir kaynaktan aktarılmış gereçleri de kapsamaktadır. Böylece çekme tektoniğinin ağırlık kazandığı Maestrihtiyende otokton birliğin güney kanadı aktif bir kıta kenarına doğru yaklaşmakta olup, kıta şelfine ait platform tipi karbonat temeli üzerinde, blok faylanmaların etkisiyle yeni bir havza meydana gelmiştir. Yerçekimine bağlı karmaşık çökelleme mekanizmalarının etkinliğinde oluşan Karaköy formasyonunun kırıntılı pelajik çökellerden ibaret taban bölümü ile olistostromal ve kaotik özellikli tavan bölümü, "Aladağlar ofiyolitik serilerine" (Teke- li, 1981) benzer şekilde tabanıyla çökelleme dokanaklıdır ve otokton bir birimdir. Geç Kretasede oluşan bu orojenik havza, tüm Maestrihtiyen boyunca gelişimini sürdürmüştür.

Maestrihtiyende otokton birlikte Karaköy, Sinatdağı napında Söğüt- yaylası formasyonları çökeldikleri paleocoğrafik alanlardaki gelişimlerini sedimantolojik ve tektonik açıdan hareketli, aktif bir havzada sürdürürken, benzer özellikli bir havzada oluşan Taşkent karışığına ilişkin litolojiler tektonik olarak karışmışlar ve renkli bir melanaj (Gansser, 1974) oluşturmuşlardır. Bu durum, sıg platform tortullarıyla birlikte çörtlü, planktonik fosilli kireçtaşı, radyolarit, bazik tüf-tüfit ve denizaltı yıkılma kayma çökellerinin (Walker, 1975) egemen olduğu olistostromal-türbiditik özellikli flişlerle temsil edilen pelajik fasiyeslerin gelişimiyle kanıtlanır.

Görüldüğü gibi Maestrihtiyende bölgede bir yandan neritik karbonatlar çökelirken, diğer taraftan da orojenik dönemleri ve dalma-batma kuşaklarını temsil eden fliş ile melanajlar yığılmışlardır.

Bölgede Mesozoyik-Senozoyik geçişi uyumlu bir şekilde Saytepe formasyonu üzerinde küçük mostralarda halinde izlenen şeyl-marn ve kalkarenit arakatlı kireçtaşları ile temsil olunur. Araştırma sahasının güneyinde

görülen ve Alt-Orta Paleosen yaşlı olan bu kireçtaşları içerdiği Globigerina, Globorotalia ve Morzowella gibi planktonlarla pelajik bir denize işaret eder.

Bölgede yeralan formasyonlar, Geç Paleosen ve İpresiyen döneminde Anadolu kıvrımlanma fazı ile kıvrılarak yükselmiş ve su üstüne çıkmışlardır. Bu sıkışma ve yükselme evresinden sonra bölge Lütesiyende yeniden deniz istilasına uğrayarak Çobanağacık kireçtaşı ve Beden formasyonuna ilişkin birimler çökelmeye başlamıştır. Beden formasyonu alttaki formasyonları uyumsuzlukla örtmektedir ve transgresyona ilişkin olarak güneyde formasyonun tabanında kıvılcımlı renkli konglomeralar izlenmektedir. Lütesiyen transgresyonu Hadim ilçesi yakınlarında aşmalı olarak gelişmiştir. Tamamen çentilmiş bir taban topografyası üzerinde ilerleyen bir denizde Çobanağacık kireçtaşları çökelmiştir. Bu karbonatların litofasiyes özellikleri (istiflenmiş biyomikrit, biyolitit, biyosparit, pelsparit fasiyesleri), çökelimin resif ardında zaman zaman da resif üzerinde olduğunu gösterir. İnceleme alanının kuzeyinde Çobanağacık kireçtaşının çökeliminden sonra araştırma sahasının güneyinde ise daha Çobanağacık kireçtaşlarının çökelimi sırasında bir derinleşme süreci başlar. Lütesiyen döneminde etkili olan tansiyonel tektonik rejimde sübsidans olayları ile çökerek derinleşen havzaya, değişik kökenli bloklar da gravitasyonel kaymalarla yerleşmeye başlamıştır. İkinci bir orojenik çökeltme kuşağının şekillenmeye başladığı Lütesiyende, türbidit çökelleri içindeki çamurlu düzeylerde bulunan Globorotalia, Globigerina, Globigerinateka gibi planktonlar, çökelmenin dalga tabanı altında başlangıçta prefliş, daha sonra da fliş fasiyesinde gerçekleştiğini belgelemektedir. Fliş havzası Lütesiyen boyunca tamamen dolarak Lütesiyen sonlarında kapanmaya başlamıştır.

Lütesiyenden sonra yatay hareketlerle duraylılığını yitiren bölge, kıvrımlanıp yükselirken Arap-Afrika ve Avrasya kıtalarının birbirine yaklaşması nedeniyle Orta-Batı Toros kuşağı kuzeydoğu ve güneybatıdan büyük ölçüde sıkışmaya başlamıştır (Özgül, 1971, 1976; Koçyiğit, 1983). Maestrihtiyenden itibaren duraysızlaşan kuşakta çekme ve sıkışma gerilmelerinin etkinliğinde kırılmalarla birlikte bölge büyük kitleler halinde dilimlenmeye başlamıştır. Üst Lütesiyenden sonra Alp orojenezinin paroksizma evresini oluşturan Pireniyen fazında daha önceki tektonik dilimlenmelerle birbirlerinden kopmaya başlayan kıtasal kabuk parçaları ve bunlar arasında sıkışıp kalmış okyanusal topluluk dilimleri, birbirleri üzerinde hareket ederek karşılaşmaya neden olmuşlardır. Kabuk kısalmasıyla ortaya çıkan itilme modeline

uygun bir biçimde en üst nap dilimi, ilksel olarak en uzak bir noktadan taşınıp gelen dilim olmak üzere naplar yerleşmeye başlamıştır. Naplar Erken Oligosende hareketlerini tamamlayarak bugünkü yerlerini almışlardır. Bölge esas yapısını bu dönemdeki yatay hareketler ve bu evreyi takip eden normal faylanma dönemindeki düşey hareketlerle kazanmıştır.

Tektonizmanın yavaşlamasından sonra, inceleme alanı dışında bazı yörelerde Oligosende bir deniz istilası olmuştur (Özçelik, 1984). Buna mukabil bölgede yaygın olarak izlenen transgresyon Erken Miyosendedir. Burdugaliyen transgrasyonu ile ilgili emareler, inceleme alanında görülmemekle beraber doğuda Karaman ve güneydoğuda Göktepe-Ermenek dolaylarında görülür (Koçyiğit, 1976; Kuşçu, 1983). Buralarda kaba ve ince klastiklerle birlikte resifal kireçtaşları da çökelmiştir.

Burdugaliyenden sonra özellikle Torosların 1500 m'ye varan yükselmeleri (Ketin, 1983) nedeniyle deniz bölgeden çekilmiş ve tekrar karasal ortama dönmüştür. Bu dönemde daha çok düşey hareketlerle küçük ölçekte kırılmalar ile gravite fayları oluşmuştur. Bu hareketleri izleyen dönemlerden itibaren erozyon işlevleri günümüze kadar devam etmekte olup özellikle Kuaternerde fay dikliklerinin eteklerinde gözlenen yamaç molozları birikmiştir. Çakıl, kum ve çamurlardan oluşan güncel akarsu tortulları vadi tabanlarında gelişimlerini sürdürmektedirler.

## 5. EKONOMİK JEOLJİ

Çalışma alanı içinde işletilen bir maden veya hammadde sahası mevcut değildir.

Araştırma sahası içinde Harmancık Y. civarlarında Üst Devoniyen yaşlı Gölboğazı kireçtaşlarında 1 cm. boyutlu benekler halinde saçılmış galenlere rastlanmıştır. Bindirme düzlemine yakın küçük bir mostrada dolomitli kireçtaşları içinde izlenen cevherleşme aynı kuşakta başka yerlerde görülmemiştir. Ayrıca yakın çevrede kuzeybatıda Kızılgiriş (Hadim)-Küçüksu (Bozkır) civarlarında Alt Permien yaşlı Arpalık formasyonuna karşılık gelen stratigrafik düzeyler ile doğu-güneydoğuda Sarıpınar (Ermenek)-Fakırcalı Yurdu (Alanya) dolaylarında Üst Permien-Alt Triyas yaşlı Kuşakdağı ve Gökçepınar formasyonlarına karşılık gelen stratigrafik seviyelerde çok sayıda karbonatlı ve sülfürlü Pb-Zn zuhurlarının varlığı bilinmektedir (Alp, 1976; İnan ve Uğur, 1981; Kuşçu, 1983). Sözü edilen Pb-Zn cevherleşmelerinin hepsi bindirme kuşaklarına yakın kesimlerde görülmektedir. Bindirme faylarının oluşumu esnasında ısınan formasyon suları, içinden geçtikleri kayalardan bünyelerine aldıkları Pb-Zn iyonlarını kireçtaşlarının içine kadar taşımışlardır. Burada soğuma, seyrelme ve yeraltı sularının karışımı ile Pb-Zn minerallerinin oluşumunu sağlamışlardır. Alterasyon ve karstlaşmalara bağlı olarak galen (PbS) ve sfalerit (ZnS) cevherleşmesi, yüzeye yakın kısımlarında bunların ikincil minerali olan, serüsit ( $PbCO_3$ ) ve simitsonit ( $ZnCO_3$ )'e dönüşmüştür.

Türbetepe kireçtaşları ile Kirazpınarı kireçtaşı üyesinin tektonik kontağında barit damarları görülmüştür. Beyaz renkli saf baritler, sadece Sinatdağı'nın güneyinde bir tek yerde izlenebilmiştir. Bu kesimde de cevher oluşumunun tektonik kontrollü olduğu ve kaynağı bilinmeyen hidrotermallerle ilgili olabileceği düşünülmüştür. Yine Taşkent karışığının taban bölümünde Dikmen T.'nin kuzeyinde ve Taşkent'in batısında küçük barit zuhurlarına rastlanmıştır. Cevher ayrılmış ultrabazik kayalar parçaları ile kireçtaşlarının sınırlarında ve kireçtaşları içinde çatlak ve yarıkları dolduran damarlar şeklindedir. Demiroksitlerle kirlenmiş olan cevher, hidrotermal yolla çökelmiş olmalıdır. Çok küçük rezervler oluşturan baritlerin ekonomikliği düşünülmemektedir.

İnönü Y'nin kuzeyinde Saytepe formasyonunun taban kesimlerinde boksit nodülleri içeren lateritli oluşumlar görülür. Ana bileşenini kalsitin

oluşturduğunu bu oluşukluklarda az miktarda böhmit, anataz ( $TiO_2$ ) ve hematite rastlanmıştır. Sinatdağı'nın güneyinde Türbetepe kireçtaşının altında pizolitik boksit oluşumları izlenmiş ve yapılan analizlerde yüksek orandaki kalsitle birlikte ikinci ana bileşen durumunda diyaspora ve az oranlarda da hematit ( $Fe_2O_3$ ) ve anataza rastlanmıştır (M.KARADAĞ, SÜ, kişisel görüş). Rezerv açısından küçük hacimdeki bu boksitli oluşumlar, tenör açısından da düşük değerlidir.

Zindancık karmaşığının alt kesimlerinde yer yer barit içerikli spekülarite rastlanır. Spekülaritler fillitler içinde ince damarlar halinde izlenirken, mermerlerin fillit kontağına yakın kısımlarında kalın damarlar halindedirler. Bakıoğlu Kepiri civarında fay açıklıklarını doldurmuş vaziyette kalınlığı yer yer 0.5m'ye varan spekülarit damarları gelişmiştir. Kristalize karbonatlardan oluşan koyu sarı kahverenkli yantaş içinde breşik yapılu barit oluşumları ile dissemine pirit kristallerine rastlanır. Alterasyon kuşaklarında dolomitleşme de yaygındır. İlksel olarak hidrotermal damar tipi bir cevherleşme örneği sunan spekülaritlerin oluşumu; Zindancık karmaşığının metamorfizmasından önce oluşan hematitlerin metamorfizmayla yapraklı yapı kazanması şeklindedir. Kalın olmayan damarlar şeklinde izlenen cevherleşme, lokal olarak çok küçük rezervler oluştururlar.

Karasal Çamiçi formasyonunda küçük mercekler halinde kömür oluşumlarına rastlanmaktadır. Doğanca mevkinde büyükçe bir mostra sunan kömür oluşumlarından kısmen istihsal yapılmışsa da sonradan terk edilmiştir. Ayrıca Dedebeleşme formasyonu içinde 3-5 cm. kalınlıklı tabakalar halinde de kömürleşmelere rastlanır. Yapılan ölçümlerde bu kömürlerin 4000 kcal/kg ısı verdiği belirlenmiştir. Isı değerinin yüksek olmasına karşılık inceleme alanında istihsale yetecek bir kömür rezervi yoktur.

Üst Devoniyen yaşlı Asarlıkyaylası ve Üst Permiyen yaşlı Kuşakdağı formasyonları içinde organik madde muhtevası yüksek şeyllere rastlanmaktadır. Bu şeyllerin içinde bazen, tamamen organik maddeden ibaret olan mercekler mevcuttur. Asfaltit türü bir bileşimi olan söz konusu organik artıklar, yanarken köpürmektedirler. Organik maddece zengin bazı kesimlerden alınan numunelerin ısı değeri 4000-4500 Kcal/kg'a kadar ulaşmaktadır. Bu organik maddece zengin kısımlar, Asarlıkyaylası formasyonu içinde Meydancık Y. yakınlarında, kuvars kumtaşları ile bitümlü kireçtaşları arasında yer alan şeyllerde izlenir. Kuşakdağı formasyonu içinde çoğu yerde izlenen asfaltitli kesimler, formasyonun kumtaşı-kumlu kireçtaşı-şeyl nöbetleşmesi



şeklinde izlendiği orta kesimlerde gözlenir. Bu özellikli en belirgin most-  
ralar, Kuma D. boyunca ve Yüğülük T, eteklerinde izlenmektedir. Asfaltlı  
maddeler küçük rezervler oluşturmaktadırlar ve genelde düşük tenörde orga-  
nik madde içerirler.

Saytepe formasyonunun Beden Köyü kuzeyindeki mostralarında keskin  
bir şekilde hissedilen petrol kokusu, yörede petrolü seviyelerin var ola-  
bileceğine işarettir. Bu kesimde büyük bir yapı olan Çalalanı antiklinali-  
nin mevcutiyeti, yapısal ve stratigrafik unsurların kapan oluşumuna imkan  
sağlayabileceğini göstermektedir. Bölgedeki kireçtaşları rezervuar olabile-  
cek özelliklerde olup, yüksek oranda sekonder porozite ve permeabiliteye  
sahiptirler. Yörede petrol jeolojisine yönelik jeofizik, jeokimya çalışma-  
ları yapıp ayrıntılı jeoloji ve fasiyes araştırmaları ile birleştirilirse  
olumlu bir sonuç alınabilir. Otokton kuşak içerisinde batıdan doğuya doğru  
Torosların çeşitli kesimlerinde petrol emarelerinin varlığı bu görüşü daha  
da kuvvetlendirmektedir.

Bölgede mermer olarak değerlendirilebilecek taşlar mevcuttur. Özel-  
likle Zindancık karmaşığının taban kesimlerindeki beyaz renkli, kırmızı da-  
marlı, ince taneli ve mozaik dokulu mermerler, parlatılınca güzel cila tut-  
maktadır. Renk, desen ve parlatılması, ulaşım ve işletme kolaylığı açılarınd-  
an olumlu olan bu mermerler; çok yönlü sık eklemelerle bölünmüş durumda ol-  
duklarından, ancak küçük ebadta değerlendirilebilirler. Yine Kirazpınarı  
üyesini oluşturan düzgün tabakalı krinodli siyah kireçtaşları, Arpalık for-  
masyonunun Girvenellalı, fusulinidli ve krinoidal kireçtaşları ile Cihande-  
re kireçtaşının orta kesimlerinde yeralan ve kırmızı renkli parçalar içeren  
yer yer dolomitleşmiş, breşik görünümlü, yumru kireçtaşları, cilalanınca  
çok güzel tabii bir görünüm arzemektedirler. Çok bol eklemli olan bu bi-  
rimlerin daha az çatlaklı bölümleri, küçük ebadlı mermer olarak kullanıla-  
bilirler.

Bölgede çok büyük rezervler oluşturan ve hiçbir işletme problemi ol-  
mayan saf kristalize kireçtaşlarından iyi kaliteli kireç üretilebilir.

Kahtepe formasyonunun Zindancık karmaşığına bindirdiği kuşakta, ku-  
zeybatıda Kavaklar D.'sinden Korualan Kasabası (Hadim)'na doğru ve güneydo-  
ğuda Cükkele T.'den Taşkent'e doğru kireçtaşlarının iyice ezilip ufalanarak  
kırmataş-mıdır halini aldığı görülür. Ulaşım problemi de olmayan bu alan-  
lardan kırmataş olarak faydalanılabilir.

## 6. SONUÇLAR

Hadim ve güneybatısında yapılan bu jeolojik çalışma ile aşağıdaki sonuçlar çıkarılmıştır :

1- Yörede 550 km<sup>2</sup>'lik bir alanın 1/25000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası yapılmış ve yörenin litolojik birimleri ayırtlanmıştır. Stratigrafik ilişkiler ve litolojik özellikler dikkate alınarak; a-Otokton birlik b- Allohton birlikler olmak üzere yörenin birimleri iki ana bölümde toplanmış ve allohtonlarda kendi içlerinde ; b<sub>1</sub>-Taşkent napı birimleri, b<sub>2</sub>-Hocalar napı birimleri, b<sub>3</sub>-Sinatdağı napı birimleri, b<sub>4</sub>-Gevne napı birimleri, olmak üzere ayrı ayrı bölümlendirilmişlerdir (Ek 1).

2- Çalışma alanının yapı birimleri tesbit edilerek yapı haritası hazırlanmış ve bölgenin yapısal konumu çıkarılmıştır (Ek 2).

3- Her napa ve otokton birliğin inceleme alanında yüzeyleyen Mesozoyik-Senozoyik yaşlı bölümlerine ait stratigrafik istiflenme çıkartılarak ölçülü stratigrafik dikme kesitler halinde verilmiştir (Ek 4-7).

4- Çalışma sahası içinde çeşitli güzergahlar boyunca jeoloji kesitleri çıkartılarak yörede yüzeylenen formasyonların birbirleriyle olan tektonostratigrafik ilişkileri daha sıhhatli bir şekilde ortaya konmuştur (Ek 3).

5- Litostratigrafik bir çalışma yapılan Hadim bölgesinde üst Devoniyenden Lütesiyene kadar değişik yaş konağına sahip birimler, formasyon ve üye mertebesinde ayırtlanarak tanımlanmıştır.

Otokton birlikte üst Jura yaşlı Ovacık kireçtaşları, Senomaniyen-Mon-siyen yaşlı Saytepe formasyonu, Maestrihtiyen yaşlı Karaköy formasyonu ve bu formasyonun içinde de alttan üste doğru Kurttepe kireçtaşı üyesi, Sarıkavak üyesi, Belistir üyesi, Lütesiyen yaşlı Çobanağacık kireçtaşı ve Beden formasyonu ayırtlanmıştır.

Taşkent napı bir ofiyolitik melanaj karakterinde olduğundan Taşkent karışığı olarak adlandırılmış ve bu karışık içinde litodemik birimler şeklinde Çörtlü kireçtaşları ile Radyolarit-tüfit aralanmasından oluşan seviyeler ayrılarak haritalanmıştır (Ek 1).

Hocalar napını oluşturan bloklu epimetamorfik birimler, Zindencık karmaşığı olarak tanıtılırken; üzerindeki kuvarsitler de Kayraklıtepe ku-

varsiti şeklinde, formasyon mertebesinde ayrı bir litostratigrafik birim olarak verilmiştir.

Sinatdağı napında üst Permiyen yaşlı Kahtepe formasyonu, Orta Triyas yaşlı Kartallıca kireçtaşı, Jura-Alt Kretase yaşlı Sinatdağı formasyonu, Turoniyen-Koniasiyen yaşlı Türbetepe kireçtaşı ve Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşlı Söğütyaylası formasyonlarından oluşan litostratigrafi birimleri ayırtlanmıştır.

Gevne napında ise üst Devoniyen yaşlı Asarlıkyaylası formasyonu ve bu formasyonun tabanında Gölboğazı kireçtaşı üyesi, Karbonifer yaşlı Yarıcak formasyonu ve tabanında Kirazpınarı kireçtaşı üyesi, Alt Permiyen yaşlı Arpalık formasyonu, üst Permiyen yaşlı Kuşakdağı formasyonu, Alt Triyas yaşlı Gökçepınar kireçtaşı, Alt-Orta Triyas yaşlı Göztaşı formasyonu ve bu formasyon içinde Tepeçayır üyesi, Sivri tömek üyesi ile Aliefendi üyesi, Orta-Üst Triyas yaşlı Beyreli formasyonu, Jura yaşlı Çamiçi formasyonu, Jura-Üst Jura yaşlı Dedebeledi formasyonu ve Malm-Alt Kretase yaşlı Cihandere kireçtaşından oluşan litoloji birimleri ayırtlanarak tanımlanmıştır.

Kuvaterner-Güncel yaşlı klastikler de Yamaç molozu ve Alüvyon olarak iki alt bölümde incelenmişlerdir.

6- Her formasyondan yeterli sayıda paleontolojik amaçlı numuneler toplanarak değişik fosil ayıklama yöntemleri ile incelenmiş ve her formasyona somut verilere dayanarak yaş verilmiştir. Yalnız Zindancık karmaşığının matriksinden ve karasal Çamiçi formasyonundan yaş alınamadığından, bu formasyonlara görece olarak yaş verilmiştir.

7- Her formasyonun tip yerinde yapılan ölçülü stratigrafik kesitlerden ve yanal devamlarından sistematik olarak alınan nokta numunelerinden yeterince petrografik ince kesitler yapılmıştır. Bu kesitlerin petrografik determinasyonları yapılarak, bu taşların oluşma ortamları hakkında bilgiler toplanmıştır.

Karbonat kayaçları, Folk (1959) sınıflamasına uyularak tanımlanmış ve mikrofasiyes özellikleri belirlenmiştir. Fasiyes, litoloji, renk, çökeltme dokusu, tortul yapılar ve biyota özellikleri dikkate alınarak bu kayaçları oluşturan formasyon ve üyelerin çökeldikleri fasiyes kuşakları (Wilson 1975'e göre) ile enerji zonları (Irwin 1965'e göre) belirlenmiştir.

Kumtaşlarını oluşturan bileşenlerin yüzdeleri ve bağıl oranları bulunarak; bu değerler üçgen diyagramlar üzerine aktarılmış ve Dott (1964)'un kumtaşları sınıflamasına uygun olarak, bölgede çeşitli stratigrafik düzeylerde görülen kumtaşları adlandırılmıştır. Kırıntılı kayaçların tanımlanmalarında kullanılan tane boyu Wentworth'a göre, yuvarlaklık ve olgunluk Pettijohn'a göre, toparlaklık ise Krumbain ve Sloss'a göre seçilmiştir.

Zindancık karmaşığını oluşturan metamorfik kayaçlar da yapı ve doku özellikleri dikkate alınarak, minerolojik bileşimlerine ve bu bileşenlerin oranlarına göre tanımlanmış olup metamorfik kayaç ve fasiyes tanımları yapılmıştır. Yöredeki epimitamorfiklerde ayrıntılı fasiyesleri gösterecek kritik minerallere rastlanmamakla birlikte; metamorfizmanın bölgesel başkalaşım olayları ile bir mağmatik yay bölgesinde olduğu ve Grubenman (1904) ın epizon kuşağını karakterize ettiği anlaşılmıştır. Hadim bölgesindeki metamorfizmanın Barrow tipi fasiyes serisi içinde düşük dereceli yeşil şist fasiyesinin, kuvars-albit-muskovit-klorit alt fasiyeslerine (Winkler, 1967) karşılık geldiği söylenebilir.

Bölgede direk mağmatizma ile ilişkili kayalar mevcut olmamakla birlikte bloklu formasyonlar, ofiyolitli karışıklar ve fliş oluşukları içinde bloklar halinde izlenen volkanik ve intrüzitif kayaçlardan da ince kesitler yapılarak Streckisen (1967)'in üçgen diyagramlarında yerlerine konarak isimlendirilmişlerdir.

8- Tabakalı birimlerden 2300 adet tabaka doğrultusu ve eğimi, metamorfik birimlerden de 150 adet yapraklanma ölçülmüştür. Tektonik analizler için bu ölçülerden faydalanılarak her bir formasyona ilişkin kontur diyagramı hazırlanarak B-kıvrım eksenini gidişleri ve dalımları belirlenmiştir. Buna göre yörede egemen tabaka doğrultuları  $N 35^{\circ} W$  ile  $N 70^{\circ} W$  arasında değişmekte olup eğim yönleri çoğunlukla güneybatıyadır. Eğim yönleri ikinci derecede de kuzeydoğuya doğru yoğunluk kazanır. Yapraklanmalar ise değişen konumlara sahip olmakla birlikte egemen olan doğrultular sırayla  $N 70^{\circ} E$ ,  $N 80^{\circ} W$  ve  $N 20^{\circ} E$ 'dir. Yapraklanma düzlemlerinin eğim açıları ise  $20-30^{\circ}$  arasında yoğunlaşır.

9- Sert, gevrek litolojilerden oluşan formasyonlardan da 1300 adet çatlak doğrultusu ve eğimi ölçülmüş olup, bunlardan da ilgili oldukları formasyonlara ve as alanlara ilişkin çatlak diyagramları (göl ve kotur diyagramları) hazırlanmıştır. Böylece bölgede etkin olan tektonik kuvvetlerin yönleri çıkarılmaya çalışılmıştır.

Egemen çatlak doğrultuları N 10° W ile 40° W arasında değişirken, çatlak düzlemlerinin eğimi de 60-80° arasındadır ve eğim yönleri çoğunlukla kuzeydoğuyadır. Çatlak düzlemlerinin eğimleri temsil ettikleri as alanlarda ki büyük fay ve kıvrım eksenlerine paralel olarak gelişmiştir.

10- Otokton birliğe ait Saytepe formasyonu ve Çobanağacık kireçtaşı, Özgül (1971, 1976) tarafından stratigrafik bir adlama yapılmadan Maestrihtiyen-Paleosen yaşlı karbonatlar olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada sözkonusu kireçtaşlarının birbirleriyle aralarında çökeltme boşluğu olan iki ayrı formasyon olduğu belirlenmiş ve tarafımızdan Saytepe formasyonu olarak tanımlanan birimin Senomaniyenden Monsiyene kadar çökelmiş bir kireçtaşı istifi olduğu sonucuna varılmıştır. Bu devamlı kireçtaşı istifi, Hadim civarında Maestrihtiyene kadar çıkar ve bunların üzerine bir erozyon döneminden sonra Lütesiyen yaşlı resifal kireçtaşlarından oluşan Çobanağacık kireçtaşları çökelmiştir.

11- Saytepe formasyonunun litolojik gelişimine bakıldığında kuzeyde sığ neritik platform tipi Orbitoides'li karbonatlar görülürken güneyde aynı dönemde killi, çörtlü ve Globotruncana'lı karbonatlarda görülmektedir. Yine güney kesimde Maestrihtiyen başlarında bir blok faylanma ile havza ikiye ayrılmış ve bu blok fayın kuzeydoğusunda karbonat sedimantasyonu sürekli olarak Maestrihtiyen-Daniyen ve Monsiyen boyunca devam ederken, güneyde Maestrihtiyen boyunca blok faylanmalarla basen, giderek derinleşen bir fliš-wild fliš-olistostrom havzası haline gelmiştir. Bu derinleşme, ilerleyen zaman dilimi içinde kademeli olarak gerçekleşmiş olup, fliš fasiyesinde alttan üste doğru; kırıntılı kireçtaşı (kireç fliš), pelajik ve kumlu marnlar (çamur fliš), litik kumtaşları (kum fliš), heterojen-polijenik çakıltaşları (çakıl fliš) ve olistostromal oluşuklar (wild fliš) görülmektedir.

Özgül (1976) tarafından Antalya birliğinin doğuya doğru devamı şeklinde mütala edilen ve tarafımızdan Karaköy formasyonu olarak tanımlanan bu birimler, inceleme alanı içinde ayrı bir tektonik dilim olmayıp otokton karbonat platformu üzerinde Maestrihtiyen boyunca devam eden bir derinleşme sonucu oluşmuş otokton bir fliš ve olistostromdur. Maestrihtiyendeki blok faylanmalar ile tektonik yönden duraysızlaşan havza, muhtemelen üst Maestrihtiyende tamamen olistostromal bir karektere bürünmüş ve gravite kaymaları ile havzaya çok sayıda irili ufaklı, değişik kökenli bloklar taşınarak fliš havzası kaotik yapılı oluşuklarla dolmuştur.

12- Taşkent napını oluşturan Taşkent karışığı Karbonifer-Üst Kretase aralığında çökelmiş değişik kayaç birimleri içeren bir melanjdır. Bu melanj Özgül (1971) tarafından Üst Kretase yaşlı "ofiyolitli seri" olarak verilmiştir. Tektonik bir melanj olan karışığın oluşum yaşının Maestrihtiyene değin çıktığı, fosil bulgularına dayanarak kesinlik kazanmıştır.

13- Yörede çalışan araştırmacılardan Özgül (1976)'ün tanımladığı Bolkardağı birliği, iki tektonik üniteye bölünmüştür. Bolkardağı birliğinin Devoniyen ve Karbonifere atfedilen epimetamorfik ve kırıntılı kesimi, Hocalar napı olarak ayrılmıştır. Hocalar napını oluşturan mermer, fillit, şeyl ve kumtaşları Özgül (1971, 1976)'ün belirttiği gibi Devoniyen ve Karbonifer yaşlı olmayıp Devoniyen, Karbonifer, Üst Permiyen, belki de Triyas yaşlı kireçtaşı blokları içeren epimetamorfik-olistostromal bir topluluktur.

Özgül (1976)'ün Bolkardağı birliği içindeki Üst Permiyen-Maestrihtiyen aralığında çökelen ve metamorfik olmayan kesimi (Sinatdağı napı) ise, alt dokanakları boyunca ezik ve breşik olup yer yer ofiyolitik dilimler içerdiklerinden ayrı bir tektonik dilim olarak ele alınmıştır. Özgül tarafından Üst Kretase-Paleosen olarak yaşlandırılan bu dilimlerin en üst kesimini oluşturan fliş karakterindeki tortullar, tarafımızdan Söğütyaylası formasyonu olarak tanımlanmış ve yaş konağının da Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen olduğu somut fosil bulguları ile desteklenmiştir.

14- Gevne napına ait ishaklı grubu içinde yeralan Çamiçi formasyonunun karasal olduğu ve bu formasyonun alttaki Orta-Üst Triyas yaşlı Beyreli formasyonunu bazen açılı olan bir uyumsuzlukla üstlendiği belirlenmiştir. Yörede Özgül (1976) tarafından Üst Triyas olarak yaşlandırılan Çamiçi ve Dedebeleni formasyonlarının yaş konağının Üst Triyas olamayacağı kanaatine varılmıştır. Çünkü yörede diğer tektonik birliklerde etkileri görülen Erken Kimmeriyen dağ oluşum hareketleri, bu birliğide etkilenmiş olmalıdır. Ayrıca Dedebeleni formasyonunda Malmı karakterize eden alglere rastlanmıştır. Dedebeleni formasyonunun litolojik özellikleri, kömür ve jips arakatıkları ortamın son derece ılg, sıcak lagünler olduğunu gösterirken; bu formasyondan önce çökelen karasal nitelikli Çamiçi formasyonunun da Lias-Dogger boyunca çökelmiş olması, jeoloji mantığına daha uygun düşmektedir. Çünkü bu iki formasyon birbirleri ile uyumlu bir geçişe sahip durumdadırlar.

15- Bölgede bir otokton birlik ve otoktonun üstünde birbiri üzerinde paketlenmiş dört ayrı tektonik dilimin varlığı belirlenmiş ve tektonik dilimle-

rin özellikleri itibarıyla birer nap oldukları sonucuna varılmıştır. Güney cephesi Blumenthal (1944) tarafından Hadim napı olarak tanıtılan bu naplar için, "Hadim napları" deyiminin kullanılmasının daha uygun olacağı kanaatine varılmıştır. Napların oluşumunda ve yerleşmesinde Maestrihtiyenden Oligosen kadar çeşitli dönemlerde etkinleşen, çekme ve sıkışma tektoniği denetimindeki kırılmaların rol oynadığı anlaşılmıştır.

16- Napların oluşumunda ana tektonik deformasyonların yatay yönde geliştiği ve napların şiddetli sıkışmalar neticesinde buldukları yere sığamayarak, alttaki kabuk dilimlerini yerlerinden söken ve birbirleri üzerine iten dilimler olduğu fikrine varılmıştır.

17- Yörede kökü en uzakta olan Gevne napı, ilksel konumunu ilk olarak bozan tektonik ünedir. Köklü inceleme alanına en yakın bir yerde bulunan nap ise, Taşkent napıdır ve ilksel olarak bulunduğu yerden en son hareket eden dilimdir.

18- Napların esas hareketi, Geç Lütesiyen-Erken Oligosen dönemindeki Pireniyen dağ oluşum evresinde vukua gelmiş ve naplar bugünkü buldukları yerlerine yerleşmişlerdir.

19- inceleme alanında Geç Permiyen sonu Orta Triyas öncesi etkili olan  $A_1$ , Erken Kimmeriyen ( $A_2$ ), Erken Kretase sonu Senomaniyen döneminde etkinleşen  $A_3$ , Santoniyede etkili olan  $A_4$ , Anadolu ( $A_5$ ) ve Pireniyen ( $A_6$ ) orojenik fazlarının etkileri görülmekte olup bu orojenik dönemlerle ilişkili olarak yörede açılı, düşük açılı ve boşluklu diskordanslar meydana gelmiştir.

20- Bölgenin paleocoğrafik evrimine bakıldığında yörede çökeltme ortamları açısından karasal, litoral, neritik, batiyal ve kısmen de abisal ortamları karakterize eden sedimanlar görülmektedir.

21- Bilimsel bir araştırma mahiyetindeki bu çalışmada, bölge ekonomik jeoloji açısından da gözden geçirilmiş olup Asarlıkyaylası ve Kuşakdağı formasyonları içinde yataklanmış asfaltit içerikli şeyller ile Çamiçi formasyonu içinde yataklanmış ince kömür merceklerinin varlığı belirlenmiştir. Lokal olarak yataklanmış bu kaynaklar, çok az bir rezerv oluşturduklarından günümüz teknolojik şartlarında rantabl olarak işletilemez durumdadır.

Mermer olarak işletilebilecek bazı taşlar mevcuttur. Özellikle sistisel kayaçlar içinde güzel cila tutan, yer yer kırmızı laminalı mermerler ve

diğer bazı fosilli kireçtaşları vardır. Fakat bölgenin tektonik aktivitesine bağlı olarak gelişen kırık ve çatlaklar, iri blok alınmasını engellemektedir.

Zindancık karmaşığının taban kesimlerinde özellikle fillitlerle mermerlerin kontaklarında spekülarit oluşumlarına ve Taşkent karışığının alt dilimleriyle Türbetepe kireçtaşı-Kirazpınarı kireçtaşının tektonik dokanalarında barit damarlarına rastlanmışsa da bunlar çok küçük lokal cevherleşmelerdir ve ekonomik değildirler.

Özellikle Alt Permiyen yaşlı Arpalık formasyonu Pb-Zn cevherleşmesi yönünden ilginç olabilir. Bunun için de ayrıntılı jeokimyasal çalışmalar yapılması gerekmektedir.





## 7. DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1978, tortul kayaç petrografisi : İ.T.Ü. yayını, sayı: 1222, 211 s.
- Ayhan, A. ve Lengeranlı, Y., 1986 Yahyalı-Demirkazık (Aladağlar Yöresi) arasının jeolojisi : J.M.O. yayını, sayı:27, 31-45 s.
- Alp, C., 1976, Hadim (Konya) yöresinin Maden jeolojisi ve Pb-Zn etüdleri ön raporu : M.T.A. Orta Anadolu 2.Bölge (Konya) Müdürlüğü arşivi rapor no : 30.
- Blumenthal, M., 1944, Bozkır güneyinde Toros sıradağlarının serisi ve yapısı İ.Ü.F.F. Mec., seri : B. 9. 95-125 s.
- 1947, Seydişehir-Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi : M.T.A. derg., seri: D, no:2, 242 s.
  - 1949, Batı Torosların örtü lamboları: T.J.K. bült., Cilt:2, Sayı:1, 30-40 s.
  - 1951, Batı Toroslar'da Alanya ard ülkesinde jeolojik araştırmalar : M.T.A. derg., seri: D, no:5 194 s.
  - 1956, Karaman-Konya havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ve şist-radyolarit formasyonunun stratigrafi meselesi : M.T.A. derg., no:48, 1-36 s.
- Blumenthal, M. ve Göksu, E., 1949, Akseki civarındaki dağlarda boksit zuhuratu, bunların jeolojik durumu ve jenezi hakkında izahat : M.T.A. derg., seri:B, no:14.
- Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some flysch : Elsevire publ., 168 s.
- 1973, Conturites in Nysen flysch, switzerland : Eclog., Geol. Helv., 66: 315-323 s.
- Brunn, J. H., Dumont, J.H., Graciansky, P.Ch., Gutnic, M., Juteau, Th., Marcoux, J., Monod, O and Poisson, A., 1971, Outline of the geology of the Western Taurides in "Geology and history of Turkey" : Ed. A. S. Campell, Petroleum Exploration Society of Libya, Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-255.
- Compton, R. R., 1962, Manual of field geology, 214-215 s.

Daly, R. A., 1936, Origin of submarine "canyons" : Amer. jour. sci., 5 th series v.31, p.401-420

Demirtaşlı, E., 1977, Akseki-Manavgat-Köprülü bölgesinin temel jeolojisi T.J.K. 31.bilimsel ve teknik kurultayı, bildiri özetleri.

- 1978 a, Ermenek batısında Göktepe-Dumlugöze-Tepebaşı arasında kalan sahanın jeolojisi : T.J.K. 32. Bil. ve Tek. Kur. bildiri özetleri, 9 s.

- 1978 b, Toros kuşağının batı ve orta kısımlarının jeolojik evriminde yeni veriler : T.J.K. 32. Bil. ve Tek. Kur. bildiri özetleri, 14 s.

Demirtaşlı, E., Bilgin A. Z., 1973, Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, D., Selim, M ve Turhan, N., 1973 Bolkar Dağları'nın jeolojisi: 50.yıl Yerbl. Kongr. tebliğ., 42-57 s.

Demirtaşlı, E., Gedik, i., Ergin, A., Altuğ, S. ve Dirik, K., 1979 Batı Toros kuşağının (Akseki yöresi) petrol olanakları : J.M.O. yayını, no:6, 187-190 s.

Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A. Z. ve Selim, M., 1983, Geology of the Bolkar Mountains : Geology of the Taurus belt, Internat. Symposium, p. 125-142, Ankara.

Dott, R. H., 1964, Wacke, graywacke and matrix-wacke approach to immature sandstone classification : Jour. sedimentary petrology, v.34., p. 625-632.

Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.1, p. 108-121.

Folk, R. L., 1959, Practical petrographic classification of limestone: Amer. Assac. Petroleum Geologist, bull. v.43, p. 1-38.

Gansser, A., 1974, The ophiolitic melange, a world-wide problem on Tethyan examples : Eclogal Geol. Helv., 67, p. 479-507.

- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979, Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları: T.J.K. bült., 22-1, 7-26 s.
- Gedik, İ., 1977, Orta Toroslar'da konodont biyostratigrafisi T.J.K. Bült., 20-1, 35-48.s.
- 1989, Batı Toroslar Kambriyeninde Hadimopanellid biyostratigrafisi: Kambriyende yeni bir biyostratigrafik zonlanma: Türkiye Jeoloji Bült. Cilt:32, sayı: 1-2, 56-75 s.
- Gökten, E., 1976, Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi : T.J.K. bült, 19-2, 103-117 s.
- Graciansky, P. Ch., 1967, Existence d'une nappe ophiolitique a dextremite occidentale de la chain Sud-Anatolienne: C. R. Acad. Sci. Paris, 264, p.2876-2879.
- 1972, Recherches geologiques dans le Taurus Lycien occidental : These Univ. Paris-Sud centre d'Orsay, Ser. A.no: 896-571 s.
- Gutnic, M., 1977. Geologie du Taurus Pisidien au Nord d'Isparta (Turquie) : Pub. Geol. His. Fac. Sci. Orsay France.
- Gutnic, M., Kelter, D. et Monod, O., 1968, Decouverte de nappes de charriage dans le lord du Taurus occidental (Turquie): C. R. Acad. Sci. Paris. 226 p.
- Irwin M. L., 19675 General theory of epeiric clear water (sic) sedimentation: Amer. Assoc. Petroleum Geologists, bull. v.49, p.445-459.
- İnan, A., Uğur, M., 1981, Konya-Hadim (Kızılderin)-Bozkır (Küçükusu)-Ermenek (Göktepe), Antalya-Gazipaşa (Muzvadi-Berem) yörelerindeki Pb-Zn cevherleşmelerine ait jeoloji raporu: M.T.A. Orta Anadolu 2.Bölge (Konya) Müdürlüğü arşivi, Rapor no:280.
- Karadağ, M. M., 1987, Seydişehir bölgesi boksitlerinin jeolojik, petrografik ve jenetik incelemesi: S.Ü. Fen Bil. Ens. doktora tezi, 265 s. (yayınlanmamış).

Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri (Tectonic units Anatolian Asia minor): M.T.A. derg., no:66, 20-34 s.

- 1978, Türkiye'nin başlıca orojenik olayları ve paleocoğrafik evrimi ; MTA Der., 88, 1-4 s.
- 1983, Türkiye Jeolojisine genel bir bakış: İ.T.Ü. Kütüphanesi, sayı: 1259, 595 s.
- 1984, Türkiye'nin bindirmeli-naplı yapısında yeni gelişmeler ve bir örnek: Uludağ Masifi : T.J.K. bült., Ketin simp., 19-36 s.

Ketin, İ., Canıtez, N., 1972, Yapısal Jeoloji; İ.T.Ü. Kütüphanesi, sayı:869 520 s.

Koçyiğit, A., 1976, Karaman-Ermenek (Konya) bölgesinde ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar : T.J.K. bült., 19-2, 89-103 s.

- 1977, Karaman-Ermenek(Konya) arasındaki bölgenin tektoniği: T.J.K. bült. 20-1, 1-8 s.
- 1981, Isparta büklümünde (Batı Toraslar) Toras karbonat platformunun evrimi : T.J.K. bült; 24-2.
- 1983, Hoyran Gölü (Isparta) dolayının tektoniği: T.J.K. bült., 26-1, 1-10 s.
- 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim bült. T.J.K. bült., 27-1, 1-13 s.

Krumbein, W. C. and Sloss, L. L., 1963, Stratigraphy and sedimentation, 2 nd. ed., San Francisco and London, W. H., Freeman and Co., 660 p.

Kuşçu, M., 1983, Göktepe (Ermenek) yöresinin jeolojisi ve Pb-Zn yatakları S.Ü. Müh.-Mim.Fak. doktora tezi, 181 s. (yayınlanmamış).

Laporte, L. F., 1962, Paleoecology of the Cottonwood limestone (Permian), northern Mid-Continent, bull. Geol. Soc. Amer., 73: 521-544 p.

Marcoux, J., 1979, Antalya naplarının genel yapısı ve Tetis güney paleocoğrafyasındaki yeri : T.J.K. bült., 22-1, 1-7 s.

Martin, Ch., 1969, Akseki kuzeyindeki bir kısım Toroslar'ın stratigrafik ve tektonik incelenmesi : M.T.A. derg., 72,158-175 s.

Monod, O., 1967, Batı Toros kalkerlerinin temelindeki Seydişehir şistlerinde bulunan Ordovisiyen bir fauna : M.T.A. derg., 69, 76-87 s.

- 1977, Recherches geologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie) : Univ. Paris-Sud, C.d'Orsay, Docteur essciens, 442 p.

- 1978, Güzelsu-Akseki bölgesindeki Antalya napları üzerine açıklama (Orta-Batı Toroslar, Türkiye): T.J.K. bült., 19-1; 65-78 s.

M.T.A. Genel Müdürlüğü, 1963, 1.500.000'lik Türkiye Jeoloji haritası (Konya paftası) : M.T.A. Yay., Ankara.

Okay, A. i., 1984, Kuzeybatı Anadolu'da yeralan metamorfik kuşaklar: T.J.K. bült., Ketin simp., 83-90 s.

Özcan, A., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş., Göncüoğlu, M. C., Işık, A., Turşucu, A., 1987, Konya çevresinin jeolojisi: T.J.K. 41, Bil. Tek. Kur. bildiri özetleri.

Özçelik, O., 1984, Toroslar'da Bozkır yöresinin jeolojisi, tektonik evrimi ve petrol olanakları : S.Ü. Müh. Mim.Fak., doktora tezi, 221 s., Konya (yayınlanmamış).

Özgül, N., 1971, Orta Toroslar'ın kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi : T.J.K. bült., 14-1, 85-101 s.

- 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri : T.J.K. bült., 19-1, 65-78 s.

- 1983, Geology of the Taurus (between Hadim and Alanya): Intern. Symp. on the Geol. of the Taurus, 78-91 p.

- 1984, Alanya bölgesinin jeolojisi : T.J.K. bült., Ketin simp., 97-120 s.

- Özgül, N. ve Gedik, İ., 1973, Orta Toroslar'da Alt Paleozoyik yaşta Çaltepe kireçtaşı ve Seydişehir formasyonunun stratigrafisi ve konodont faunası hakkında yeni bilgiler : T.J.K. bült., 16-2, 39-52 s.
- Öztürk, A., 1981, Hama-Akdağ (Denizli) yöresinin stratigrafisi: T.J.K. bült., 24-1, 75-84 s.
- Pampal, S., 1988, Ereğli-Ayrancı (Konya) arasında bulunan metamorfik Bolkar grubu ve Tersiyer yaşlı tortullarının stratigrafisi: 42.Türkiye Jeo. Kur. bildiri özetleri 45 s.
- Ramsay, J. G., 1967, Folding and fracturing of rocks: Mc.Graw-Hill Book Co. Newyork.
- Ricou, E., 1980, Toroslar'ın Helenidler ve Zagridler arasındaki yapısal rolü: T.J.K. bült., 23-2, 101-110 s.
- Selley, R. C., 1976, An introduction to sedimentology : Acad. Pres, London.
- Streckeisen, A., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks. N. Jb. Mineral. Abh., 107, 144-240.
- Şen, O., 1989, Beyşehir (Konya) güneybatısının jeolojisi : S.Ü. Fen Bil. Ens., Yüksek lisans tezi, 78 s. (yayınlanmamış).
- Şenalp, M. ve Fakıoğlu, M., 1977, Bulantı akıntıları ve türbiditler : T.J.K. Yeryuvarı ve İnsan derg., 2-2, 25-39 s.
- Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, Z. R., Şen, A. M., Karaman, T., Erkan M., Kaymakçı, H., Ölçen, S., Bilgi, C., 1987, Likya napları ön cephe özellikleri (Güneybatı Türkiye) : T.J.K. 41. Bil. ve Tek. Kur., bildiri özetleri, 6 s.
- Şengör, A. M. C., 1977, Orojenik kuşaklarda tektonik taşınma : T.J.K. Yeryuvarı ve İnsan derg., 2-4, 23-35 s.
- 1984, Türkiye'nin tektonik tarihinin yapısal sınıflaması: T.J.K. bült., Ketin simp., 37-62 s.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y., Ketin, İ., 1980, Remnants of a Pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey. Fragments of Permian

-Triassic Paleo-Tethys: Geol. Soc. Amer. Bull. 91, 599-609 p.

Şengör, A. M. C. and Yılmaz Y, 1981, Tethyan evolution of Turkey. A Plate tectonic approach : Tectonophysics, 75, 181-241.

Tekeli, O., 1981, Toroslarda Aladağlar'ın yapısal evrimi: T.J.K. bült. 23-1, 11-14 s.

Ulakoğlu, S., 1983, Aladağlar'da Yahyalı (Kayseri) bölgesinin jeolojisi : i.Ü. Müh. Fak., Yerbilimleri derg., Cilt:4, sayı 1-2, 1-44 s.

Yüksel, S., 1984, başlıca fliş türleri : T.J.K. Yeryuvarı ve insan derg., 9-2, 14-16 s.

Walker, R. G., 1975, Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association: Geol. Soci. Amer. Bull., 86- 105-112

- 1976, Facies Models 2. Turbidites and Associated Coarse Clastic Deposits: Geoscience Canada, 3,0.1. 25-36 p.

Wilson, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history: Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-Newyork, 447 p.

Winkler, H. G. F., 1967, Petrogenesis of metamorphic rocks; Berlin, Heidelberg, Newyork.

Zorlu, D., 1983, Hadım çevresindeki kömür ruhsat sahalarının etüd raporu : M.T.A. Orta Anadolu 2. Bölge Müdürlüğü arşivi, rapor no: 255

## 8. ÖZGEÇMİŞ :

1957'de Beyreli (Hadim-KONYA)'de doğan Ahmet TURAN, ilkokul ve ortaokul öğrenimini Hadim'de yaptıktan sonra 1972 yılında Konya Gazi Lisesinde lise öğrenimine başlamıştır. 1975 yılının bahar döneminde aynı lisenin edebiyat kolundan iyi derece ile mezun olduktan sonra, girdiği ÜSYM sınavında başarılı olmuş ve Adana İ.T.İ. Akademisinde yüksek öğrenime başlamıştır.

1977 yılında Elazığ F.Ü. Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Jeoloji eğitime başlayan A.TURAN, 1978'de Konya Selçuk Üniversitesine naklen gelmiş ve Ekim 1981'de S.Ü. Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümünden iyi derece ile "jeoloji Mühendisi " olarak mezun olmuştur.

1983'de S.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği bölümüne araştırma görevlisi olarak atandıktan sonra, aynı yıl S.Ü.Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Anabilim dalında yüksek lisans eğitime de başlayan A.TURAN, hazırladığı "Beyreli (Hadim) dolayının jeoloji incelemesi" adlı tezle, bu enstitünün jeoloji anabilim dalı Genel Jeoloji Programından pekiyi ile mezun olup "Jeoloji Yüksek Mühendisi" ünvanını almıştır. 1985 'de S.Ü.Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Anabilim dalı Genel Jeoloji programında doktora öğrenimine başladıktan sonra, Mayıs 1987'de "Toroslarda Hadim ve SW'sının jeolojisi, stratigrafisi ve tektonik gelişimi" konulu tez çalışmalarına başlamış olup bu çalışmayı sürdürmektedir.

S.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji bölümünde hala araştırma görevlisi olarak çalışan A.TURAN, bu bölümde verilen Genel Jeoloji, Tektonik, Sedimentoloji, Saha Jeolojisi, Petrol Jeolojisi ve Yeraltı Jeolojisi derslerinin asistanlığını da yapmış olup, Tektonik, Petrol Jeolojisi ve Yeraltı Jeolojisi derslerinin yardımcılığını devam ettirmektedir.

Ahmet TURAN, evli olup Fransızca bilmektedir.