

T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DEMİRTAŞ – GAZİPAŞA CİVARININ
JEOLojİK, MİNERALojİK ve PETROGRAfİK
ÖZELLİKLERİ

78784

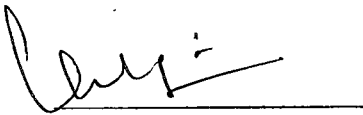
GAZANFER ERBAY

DOKTORA TEZİ

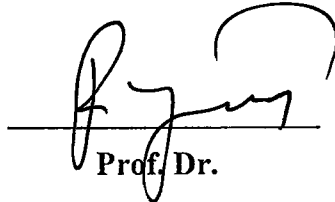
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

78784

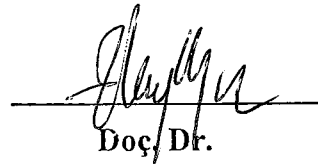
Bu tez 3.7.1998 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği / oy çokluğu ile kabul edilmiştir.



Prof. Dr. Ali BİLGİN
DANIŞMAN



Prof. Dr.
Fuzuli YAĞMURLU



Doç. Dr.
Muazzez ÇELİK

ÖZET

Orta Toroslar'da Demirtaş ve Gazipaşa ilçelerinin kuzeyinde yer alan inceleme alanı yaklaşık 375 km²'lik bir alanı kapsar. Bu çalışma ile Alanya masifinin petrografik özelliklerinin ve çalışma sahasında izlenen diğer birliklerin birbirleriyle olan ilişkilerinin aydınlatılması amaçlanmaktadır.

İnceleme alanında Kambriyen'den Kuvaterner'e kadar yüzeyleyen magmatik, metamorfik ve sedimanter kayalar, Alanya Birliği, Antalya Birliği, Aladağ Birliği, Bolkardağı Birliği ile Paleo – Otokton ve Neo – Otokton örtü kayaları adları atında incelenmişlerdir.

Bu birliklerin en altında yer alan görelî otokton Antalya Birliği Kambriyen – Tersiyer aralığında çökelmiş sedimanter kayalar ile toleyitik bazaltlardan oluşmuştur.

Antalya Birliği'ni tektonik olarak üzerleyen Alanya Birliği'nde orta ve düşük dereceli metamorfizma ile mavişist metamorfizması izlenir. Bu metamorfizma Üst Kretase'de Alanya Birliği altına dalarak tüketilen okyanusun dalma – batma zonunda gelişmiştir. Daha sonra Alanya ve Antalya Birliği birlikte Üst Kretase – Üst Paleosen aralığında gerileyen düşük dereceli metamorfizma geçirmişlerdir. Metamorfizma derecesi güneyden kuzeye azalmaktadır. Antalya Birliği bir, Alanya Birliği iki defa metamorfizmaya uğramışlardır.

Lütesiyenden sonra Alpin Orojenezinin Pireniyen evresinde paroksizma safhasına ulaşmasıyla bölge kuzey ve güney yönünden sıkışma kuvvetlerinin etkisinde kalmış bu tektonik kuvvetler neticesi Alanya Birliği Antalya Birliği sırtında kuzeye doğru beraberce hareket ederek Geyikdağı Birliği'ne bindirmişlerdir.

Orta – Geç Miyosen'de Arabistan, Avrasya levhalarının çarpışması sonucu oluşan yatay ve dikey yönde hareketler ile Aladağ ve Bolkardağı Birlikleri kuzeyden güneye doğru hareket ederek Alanya ve Antalya Birlikleri ile bu birlikleri uyumsuz olarak örten Paleo – Otokton örtü kayalarına bindirmişlerdir.

Bölge Kuvaterner'de yükselerek karasallaşmış, bu karasallaşma neticesi kireçtaşlarında yoğun karstlaşmalar gelişmiştir.

ABSTRACT

The study area, located at the east of Demirtaş and west of Gazipaşa cities, covers approximately 375 km² area. The aim of this study is to find out the petrographical properties of Alanya massive and to investigate the relations of another units.

Igneous, metamorphic and sedimentary rocks from Cambrian to Quaternary outcrop in the study area have been investigated under the name of Alanya, Antalya, Aladağ and Bolkardağ units, Paleo-Autochthonous and Neo-Autochthonous cover rocks.

Medium grade, low grade and blue schist metamorphism are seen at the Alanya unit which overlies Antalya unit. This metamorphism developed at the subduction zone formed with subduction of oceanic crust under Alanya unit at upper Cretaceous time. The metamorphism grade lower from south to north. Antalya unit has been affected once and Alanya unit has been affected from the metamorphism twice.

After the Upper Eocene this region has undergone the NE-SW trending compressional forces. At the end Alanya unit has moved towards, north with Antalya unit and overthrusts Geyikdağ unit. At Medium – Late Miocene time, because of horizontal and vertical movements formed with the collision of Arabian and Anatolian plates, Aladağ and Bolkardağ units has moved towards south and overthrusts Alanya, Antalya, Paleo-Autochthonous rock which overlies the Alanya and Antalya units.

The Central Taurides have become terrestrial place by uplifting during Quaternary.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda ve Prof. Dr. Ali BİLGİN'in denetiminde doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

Tez konumun seçiminden hazırlanmasına kadar beni teşvik eden, araştırmalarımı yönlendiren, saha ve laboratuvar çalışmalarında bilimsel yardımlarını esirgemeyen, karşılaştığım değişik sorunlarımın çözümüne değerli fikirleriyle ışık tutan, her zaman desteğini yanımda hissettiğim Danışman Hocam Prof. Dr. Ali BİLGİN'e en içten teşekkürlerimi sunmayı borç bilirim.

Bu çalışmalarım sırasında M.T.A. Genel Müdürlüğü'nün tüm imkanlarından faydalanılmıştır. Arazi çalışmalarımın büyük bir kısmı M.T.A. Genel Müdürlüğü Jeoloji Dairesi'nin Orta Toroslar Projesi kapsamında yürütülmüştür. Çalışmalarımın her aşamasında görevli bulunduğum M.T.A. Orta Anadolu II. Bölge Müdürlüğü tarafından her türlü destek ve kolaylık sağlanmıştır. Tüm imkanlarından faydalandığım M.T.A. Genel Müdürlüğü'ne, Jeoloji Dairesi Başkanlığı'na ve M.T.A. Orta Anadolu II. Bölge Müdürlüğü'ne teşekkürlerimi sunarım.

Orta Toroslar Projesi'nde birlikte çalıştığım, bilgi birikimlerinden yararlandığım Sayın Dr. Necati AKDENİZ, Abdulkadir BULDUK olmak üzere diğer tüm çalışma arkadaşlarıma şükranlarımı sunarım.

Çalışma alanında derlenen numunelerin jeokimyasal ve XRD analizleri Etibank Seydişehir Laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Bu analizlerin yapılmasında büyük ilgi ve yardımlarını gördüğüm Jeoloji Yüksek Mühendisleri Adil DOĞAN ve Nurdoğan SERTEL'e teşekkür ederim.

Şekillerimin büyük bir kısmını çizen, değerli fikirleriyle katkı sağlayan, tezimin hazırlanmasında büyük yardımlarını gördüğüm Jeoloji Mühendisi Fatma KİREMİTÇİ'ye teşekkürüm sonsuzdur.

Petrografik analizlerde büyük yardımlarını gördüğüm, tezimin her aşamasında desteğini benden esirgemeyen sevgili arkadaşım Arş. Gör. Ömer ELİTOK'a sonsuz teşekkür ederim.

Şekillerimin büyük bir kısmını bilgisayarda titizlikle çizen sevgili arkadaşım Ümit UÇMAN'a ve bu tezi titizlikle daktilo eden Hakan İLTAŞ'a teşekkürü borç bilirim.

Bu çalışmamın her safhasında manevi desteklerini her zaman yanımda hissettiğim sevgili eşim Aygöl ERBAY ile çocuklarım Furkan ve Betül ERBAY'a minnet ve şükranlarım sonsuzdur.



İÇİNDEKİLER

ÖZET	i
ABSTRACT	ii
TEŞEKKÜR	iii
İÇİNDEKİLER	v
ŞEKİLLER LİSTESİ	vii
ÇİZELGE LİSTESİ	xii
1. GİRİŞ	1
1.1. İNCELEME ALANININ YERİ	1
1.2. KONU VE AMAÇ	1
1.3. COĞRAFYA	1
1.3.1. İklim ve Bitki Örtüsü	3
1.3.2. Yerleşme ve Ekonomik Yaşam	3
1.4. İNCELEME YÖNTEMİ VE SÜRESİ	5
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	6
3. GENEL JEOLJİ	16
3.1. BÖLGESEL JEOLJİ	16
3.2. STRATİGRAFİ	20
3.2.1. ALANYA BİRLİĞİ	22
3.2.1.1. Gevinde Formasyonu (Kog)	24
3.2.1.1.1. Kaotik Seri (Krka)	27
3.2.1.2. Topraktepe Kuvarsitleri (Pmt)	29
3.2.1.3. Karatepe Formasyonu (Pmk)	30
3.2.1.4. Asmaca Formasyonu (Tra)	31
3.2.2. ANTALYA BİRLİĞİ	34
3.2.2.1. Lordlar Formasyonu (Kol)	34
3.2.2.2. Narlıca Formasyonu (Dn)	37
3.2.2.3. Bıçkıcı Formasyonu (Pmb)	38
3.2.2.4. Çamlıca Formasyonu (Trç)	39
3.2.2.5. Çiğdem Dağı Kireçtaşı (Jçk)	42
3.2.2.6. Keçili Formasyonu (Krk)	44
3.2.2.6.1. Soğukoluk Ofiyolit Topluluğu (Krs0)	46
3.2.3. ALADAĞ BİRLİĞİ	48
3.2.3.1. Pazaralanı Formasyonu (Dnp)	50
3.2.3.2. Köserelik Formasyonu (Pmk2)	51
3.2.3.3. Akçaldağı Formasyonu (Jkra)	53
3.2.4. BOLKARDAĞI BİRLİĞİ	54
3.2.4.1. Killik Formasyonu (Dpmk)	55
3.2.5. ÖRTÜ KAYALARI	58
3.2.5.1. Paleo – Otokton Örtü Kayaları	58
3.2.5.1.1. Belbağ Formasyonu (Teb)	58
3.2.5.1.2. Sarıtaş Formasyonu (Tes)	62
3.2.5.2. Neo-Otokton Örtü Kayaları	63
3.2.5.2.1. Mut Formasyonu (Tmm)	63

3.2.5.2.2. Kuvaterner Oluşukları	64
3.2.5.2.2.1. Taraça (Qt)	64
3.2.5.2.2.2. Alüvyon (Qal)	64
3.2.5.2.2.3. Yamaç Döküntüsü (Qym)	64
3.2.5.2.2.4. Karstik Şekiller	64
4. PETROGRAFİ VE PETROLOJİ	66
4.1. Metamorfik Kayaçlar	66
4.2. Magmatik Kayaçlar	98
4.3. Sedimanter Kayaçlar	110
4.3.1. Epiklastik Kayaçlar	110
4.3.2. Karbonatlı Kayaçlar	111
5. METAMORFİZMA	114
5.1. Alanya Birliği'nde Metamorfizma	117
5.2. Antalya Birliği'nde Metamorfizma	120
6. YAPISAL JEOLojİ	122
6.1. Tabakalanma	123
6.2. Uyumsuzluklar	125
6.3. Kıvrımlar	126
6.4. Faylar	129
7. JEOLojİK EVRİM	133
8. EKONOMİK JEOLojİ	142
9. SONUÇLAR	146
KAYNAKLAR	151
EKLER	
EK – 1 : Demirtaş – Gazipaşa dolayının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası	
EK – 2 : Demirtaş – Gazipaşa dolayına ait jeoloji enine kesitleri	

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1: İnceleme alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 1.2: Torosların ana bölümleri ve yayılımı	4
Şekil 3.1: Batı ve Orta Torosların, tektono-stratigrafik birliklerinin yayılımlarını gösteren basitleştirilmiş haritası	17
Şekil 3.2: Geyikdağı Birliği'nin Seydişehir ve Hadim ilçeleri dolaylarındaki yüzeylemelerinin genelleştirilmiş dikme kesitleri	19
Şekil 3.3: Bozkır Birliği'nin çeşitli dilimlerinin dikme kesitleri	19
Şekil 3.4: İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti	21
Şekil 3.5: Alanya Birliği'nin genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti.	23
Şekil 3.6: Gevinde formasyonunun genel görünüşü.	24
Şekil 3.7: Gevinde formasyonundaki kalkıştillerin görünümü.....	26
Şekil 3.8: Kaotik seri içerisinde gözlenen serpantinler.	27
Şekil 3.9: Gevinde formasyonu şistleri içindeki Ordovisyen yaşını veren Focoides Fosili	28
Şekil 3.10: Karatepe formasyonunun kalsit dolgulu, orta – kalın tabakalı kireçtaşlarının görünümü	31
Şekil 3.11: Asmaca formasyonu kalkıştillerinin görünümü	32
Şekil 3.12: İnceleme alanındaki tektono-stratigrafik birimlerin ilişkisini gösteren şematik kesit	33
Şekil 3.13: Antalya Birliği'nin genelleştirilmiş dikme kesiti.	35
Şekil 3.14: İnceleme alanında Antalya, Alanya ve Aladağ Birlikleri'nin ilişkisini gösteren şematik kesit.....	36
Şekil 3.15: Çamlıca formasyonunun genel görünümü.	39
Şekil 3.16: Çamlıca formasyonu kumtaşlarının görünümü.	41
Şekil 3.17: Çiğdemdağı kireçtaşlarının görünümü.	43
Şekil 3.18: Soğukoluk ofiyolit topluluğunda izlenen bazaltların görünümü.....	47

Şekil 3.19: Soğukoluk ofiyolit topluluğunda izlenen bazaltik yastık lavların Görünümü	47
Şekil 3.20: Aladağ Birliği'nin genelleştirilmiş dikme kesiti	49
Şekil 3.21: Pazaralanı ve Köserelik formasyonlarının (Siyah Aladağ Napı) Görünümü	51
Şekil 3.22: Köserelik formasyonu kireçtaşlarının görünümü	52
Şekil 3.23: Akçaldağı formasyonunun uzaktan görünümü	54
Şekil 3.24: Bolkardağı Birliği'nin genelleştirilmiş dikme kesiti	55
Şekil 3.25: Killik formasyonu dolomitik kireçtaşlarının yakından görünümü	56
Şekil 3.26: Faylar ile kırılmış olan dikey tabakalı Killik formasyonu kireçtaşlarının görünümü	57
Şekil 3.27: Killik formasyonunun ve diğer birliklerin ilişkisini gösteren şematik Kesit	57
Şekil 3.28: Paleo-Otokton örtü kayaçlarının genelleştirilmiş dikme kesiti	59
Şekil 3.29: Alanya ve Antalya Birliklerinin dokanakları boyunca örten Belbağ formasyonunun görünümü	60
Şekil 3.30: Belbağ Formasyonu nummulitli kireçtaşlarının görünümü.	61
Şekil 3.31: Gökkuzluk yaylasında gözlenen karstik şekil	65
Şekil 4.1: Feldispat – kuvars – muskovitşişlerdeki, muskovit, kuvars, Albit minerallerinin görünümü	68
Şekil 4.2: Feldispat – kuvars – muskovitşişlerde izlenen muskovit bandı	68
Şekil 4.3: Feldispat – kuvars – muskovitşişlerin XRD difraktogramı.	70
Şekil 4.4: Kuvars – albit – muskovit alt fasiyesinde görülen mineral toplulukları..	70
Şekil 4.5: Albit – mikaşişlerdeki, albit, muskovit, kuvars minerallerinin Görünümü	71
Şekil 4.6: Feldispatlar içindeki, şiştözitenin ondülasyonuna uygun opak mineral inklüzyonlarının görünümü	71
Şekil 4.7: Albit – mikaşişlerin XRD difraktogramı	72

Şekil 4.8: Kloritşiştlelerdeki klorit minerallerinin görünümü	73
Şekil 4.9: Kloritşiştlelerde, altıgen köşeli epidot minerallerinin görünümü	74
Şekil 4.10: Kloritşiştlelerin XRD difraktogramı.	75
Şekil 4.11: Albit – kuvarsşiştlelerde şiştöziteye uygun opak minerallerin görünümü .	75
Şekil 4.12: Kuvars – albit – epidot – biyotit alt fasiyesinde görülen mineral Toplulukları	76
Şekil 4.13: Orto kloritlerin kimyasal bileşimlerine göre gruplandırılmaları	77
Şekil 4.14: Klorit – kuvars – muskovit şiştlerdeki muskovit albit, kuvars minerallerinin görünümü	78
Şekil 4.15: Serisit - kuvarsşiştlelerde serisit ve kuvars minerallerinin görünümü.....	78
Şekil 4.16: Serisitşiştlelerde izlenen granolepidoplastik doku ve kuvars ve serisit minerallerinin görünümü.....	80
Şekil 4.17: Kuvars serisit şiştlerde serisit, kuvars ve feldispat minerallerinin Görünümü.....	80
Şekil 4.18: Fillitlerde birbirlerine paralel olarak uzanan klorit ve serisit minerallerinin görünümü	81
Şekil 4.19: Kuvars fillitlerde serisit albit ve kuvars minerallerinin görünümü.....	82
Şekil 4.20: Epidot – aktinolit şiştlerde klinoklorları keser şekilde aktinolit minerallerinin görünümü	83
Şekil 4.21: Albit – aktinolit – klorit zonu	83
Şekil 4.22: Aktinolit şiştlerde eşkenar dörtgen şekilli sfen mineralinin görünümü... 84	84
Şekil 4.23: Kuvarsitlerde çatlakların arasına hidrotermal sıvıların girmesiyle oluşmuş opak minerallerin görünümü	85
Şekil 4.24: Mermerlerde mozaik dokunun görünümü	86
Şekil 4.25: Kalkşiştlerde karslıbad ikizlenmesi gösteren albit ve kalsit minerallerinin görünümü	87
Şekil 4.26: Kalkşiştlerde basınç istikametinde yönlenmiş feldispat porfiroblastı içindeki kuvars ve apatit inklüzyonları.....	88
Şekil 4.27: Kalkşiştlerin XRD difraktogramı	88

Şekil 4.28: Granatlı mikaşıstlerde almandin mineralleri içinde kıvrımlanmış kuvars, klorit inklüzyonları	89
Şekil 4.29: Granatlı mikaşıstlerde izlenen glokofan minerallerinin görünümü	90
Şekil 4.30: Granatlı mikaşıstlerde izlenen uzun prizmatik kristaller şeklindeki fengit ve granat mineralinin görünümü	90
Şekil 4.31: Granatlı mikaşıstlerin XRD difraktogramı	91
Şekil 4.32: Glokofanşıstlerde izlenen glokofan aktinolit minerallerinin görünümü..	92
Şekil 4.33: Glokofanşıstlerdeki mavi, sarı, mor renkli, c eksenine dik yönde bölünme gösteren glokofan mineralinin görünümü.....	92
Şekil 4.34: Glokofanşıstlerin XRD difraktogramı	93
Şekil 4.35: Serpantinitlerde ağ dokusu içinde izlenen lifsel krizotil mineralinin Görünümü	94
Şekil 4.36: Serpantinitler içindeki klinoklor mineralinin görünümü	94
Şekil 4.37: Alanya Birliği şistlerinin ACF ve A'FK diyagramlarındaki dağılımları.....	96
Şekil 4.38: Alanya Birliği şist örneklerinin OSANN diyagramlarındaki dağılımları.....	97
Şekil 4.39: Alanya şistlerinin R. De La Roche diyagramındaki dağılımları	98
Şekil 4.40: Diyabazlarda plajiyoklaz minerallerinin birbirine dayanmasıyla oluşan doloritik dokunun görünümü.....	99
Şekil 4.41: Diyabazların XRD difraktogramları	100
Şekil 4.42: Bazaltlarda piroksen, plajiyoklaz minerallerinin görünümü	101
Şekil 4.43: Bazaltlarda parçalanmış piroksen fenokristalinin görünümü	102
Şekil 4.44: Bazaltlardaki boşluklar etrafında gelişen kloritleşmelerin görünümü... 102	
Şekil 4.45: Bazaltların XRD difraktogramları	103
Şekil 4.46: Soğukoluk magmatik kayaçlarının Na ₂ O+K ₂ O/SiO ₂ diyagramındaki konumları.....	105
Şekil 4.47: Soğukoluk bazaltlarının K ₂ O (wt %) / SiO ₂ (wt %) diyagramındaki Konumları	105

Şekil 4.48: Soğukluk bazaltlarının Na ₂ O + K ₂ O (wt %) / SiO ₂ (wt %) diyagramındaki konumları.....	106
Şekil 4.49: Soğukluk bazaltlarının AFM diyagramı	107
Şekil 4.50: Soğukluk bazaltlarının SiO ₂ (wt %) - FeO / MgO diyagramındaki Konumları.....	107
Şekil 4.51: Log τ / Log \int diyagramı	109
Şekil 4.52: Soğukluk bazaltlarının FeO/MgO-TiO ₂ diyagramındaki dağılımı	109
Şekil 4.53: İnceleme alanındaki kumtaşlarının mikroskopda görünümü.....	110
Şekil 4.54: Dolomitlerde Hipidiotopik dolomit dokusunun görünümü	112
Şekil 4.55: Gloubotruncanalı mikritik kireçtaşlarının görünümü	113
Şekil 5.1: Türkiye'nin başlıca metamorfik masifleri	115
Şekil 5.2: Dalma – batma zonunda gelişen olayların şematik kesiti.....	117
Şekil 5.3: Metamorfizma derecesinin 4 türü: Çok düşük, düşük, orta ve yüksek dereceli metamorfizma alanlarının T ve P durumları.....	118
Şekil 5.4: Toplam bileşimin değişik FeO/(MgO+FeO) oranları için Crd+Alm+Sil+Qz birlikteliğinin P-T diyagramı	119
Şekil 6.1: Kireçtaşlarında izlenen yatık kıvrımlanma ve faylanma	127
Şekil 6.2: Kalkıştırlardaki küçük ölçekli izoklinal kıvrımlanmalar.....	128
Şekil 6.3: Kıvrımlanma sonrası gelişen ters fay	130
Şekil 7.1: Türkiye kuzey ve güneyinde Alt Paleozoyik istiflerinin karşılaştırılması.....	134
Şekil 7.2: Erken-Paleozoyikte Türkiye'nin durumu	135
Şekil 7.3: Türkiye'de Permo – Triyas'da gelişen olaylar ve Alanya masifinin Durumu.....	140
Şekil 7.4: Üst Kretase Paleosen'de gelişen olaylar ve Alanya Birliği'nin Antalya Birliği'ne bindirmesi	140

ÇİZELGE LİSTESİ

Çizelge 1: İnceleme Alanındaki Metamorfik Kayaçların Anaoksit (%) Miktarları.....	95
Çizelge 2: Magmatik Kayaçların Kimyasal Analiz ve Parametre Sonuçları.....	104
Çizelge 3: Dünya'daki Değişik Tektonik Ortamlardaki Toleyitik Karakterli Volkanik Kayaçların Element İçeriklerinin Soğukluk Volkanik Kayaçları Element İçerikleri ile Karşılaştırılması.....	108



1. GİRİŞ

1.1. İNCELEME ALANININ YERİ

İnceleme alanı Akdeniz Bölgesinde, Antalya iline bağlı, Demirtaş ilçesinin doğusunda, Gazipaşa ilçesinin kuzeyinde yer alır. 1/25.000 ölçekli Alanya P28-b1 paftasının yarısı ile Alanya P28-b2, O28 c3 paftalarının tümünü kapsayan inceleme alanı yaklaşık 375 km² genişliktedir.

Antalya – Demirtaş – Gazipaşa ve Gazipaşa Mersin Karayolu iyi vasıflı asfalt yoldur. İnceleme alanına Demirtaş ve Gazipaşa ilçelerinden stabilize yollar ile ulaşılır. Şekil (1.1).

1.2. KONU VE AMAÇ

Alanya masifinde çeşitli zamanlarda bugüne kadar yapılan araştırmalar yeterli olmayıp sınırlı veriler sağlamaktadır.

Bu çalışma ile Alanya masifinin mineralojik ve petrografik özelliklerinin irdelenmesi metamorfizma evreleri ve bu evrelerin fiziksel koşullarının araştırılması, metamorfizma yaşının ortaya konulması metamorfik kayaçların kökeni, masifin yapısal konumunun ortaya konulması, çalışma sahasında gözlenen Antalya, Aladağ ve Bolkardağ istiflerinin stratigrafik, yapısal özelliklerinin ortaya konulması ve bu istiflerin birbirleriyle olan ilişkilerinin aydınlatılması amaçlanmaktadır.

Bu amaçla tüm bu kayaç grupları içeren geniş bir alan çalışma alanı olarak seçilmiştir.

1.3. COĞRAFYA

İnceleme alanı, Özgül (1976) tarafından batıda Kıkkavak ile doğuda Ecemiş fayları arasında sınırlandırılan Orta Toroslarda yer alır (Şekil 1.2). İnceleme alanı oldukça engebeli bir morfolojiye sahiptir. Daha çok karbonatlı kayaçlardan oluşan Çiğdem Dağı, Killik Dağı, Karasay Tepe, Yumruadağ, Pınarlıkır Dağı, Cula Dağı, Akçal Dağı, bölgenin önemli yükseltileridir ve KB – GD ile KKD – GGB gidişli dorukları oluştururlar. İnceleme alanının bazı kesimleri akarsular tarafından derin ve sarp vadiler oluşturacak şekilde aşındırılmıştır. Akarsu ağı detrifiktir. Akarsu ağını kuzey – güney istikametli sulu ve



Şekil 1.1 İnceleme alanının yer buldu ru haritası

kurudereler oluşturur. Bu dereler mevsimlik yağışlar ile beslenir. Kışları yağışların fazla olması nedeniyle zaman zaman sellenmelere sebebiyet verir. Sellenmelerin oldukça fazla olması tarım faaliyetlerine zarar verir, dolayısıyla insan ve hayvan yaşamını güçleştirir.

1.3.1. İklim ve Bitki Örtüsü

İnceleme alanında sahile yakın kesimlerde yazları çok sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlı olan Akdeniz iklim tipi hakimdir. Yüksek dağlık kesimler karasal iklim tipi içindedir. Yazları sıcak ve kurak, kışlar soğuk ve yağışlıdır.

Yağışlar kışın yüksek kesimlerde kar şeklindedir. Bu da sahil şeridinin su ihtiyacını karşılar.

Çalışılan bölgede alçak kesimlerde Akdeniz bölgesine has makiler bulunmakta, yüksek kesimlerde çam, meşe, köknar, sandal ağaçları bulunur.

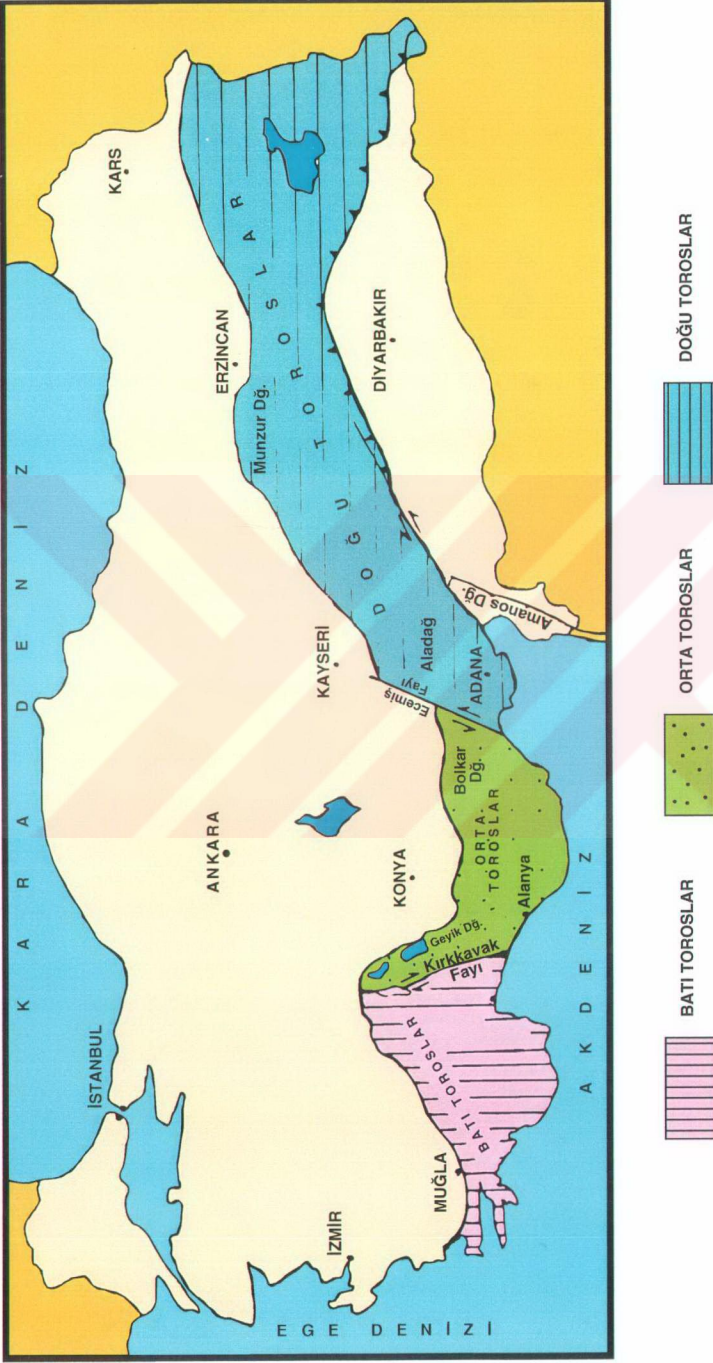
1.3.2. Yerleşme ve Ekonomik Yaşam

İnceleme alanında yerleşme merkezleri sahile yakın kesimlerde dir. Köyler birbirine çok yakındır ve idari taksimata göre merkezi yerleşme yerlerine köy, diğerlerine mahalle denilmektedir. Bu mahalle ve köyler arasındaki ulaşım stabilize yollar ile sağlanır.

Karatepe köyü, Sugözü, Kaman, Çamlıca, Akkaya, Şahnallar gibi mahalleler önemli yerleşim merkezleridir.

Daha yüksek kesimlerde insanların yaz aylarında kaldığı birçok yaylalar mevcuttur. Bu yaylaların bazılarında elektrik mevcuttur.

Ekonomik yaşam genelde tarım ve birazda hayvancılığa bağlıdır. Topraklar verimlidir. Yılda iki kez ürün alınabilir. Seracılık gelişmiştir. Tarım meyve ve sebzeçilik şeklindedir. Gazipaşa ve çevresinde yetiştirilen başlıca tarım ürünleri arasında muz ilk sırayı alır. Tahıl üretimi yaygın ise de yetersizdir. Yaylalık olan yüksek kesimlerde kuru tarım ve bahçecilik önde gelir. Türk el sanatlarından halıcılık ve kilim dokumacılığı gelişmiştir.



Şekil 1.2: Torosların ana bölümleri ve yayılımı (Özgül, 1983).

Bölgenin diğ er önemli bir geçim kaynağı hayvancılık olup hayvancılık içerisinde özellikle küçük baş hayvancılık yaygındır. Arıcılıkta bölgede önemli bir uğ raştır. “Sünne balı” oldukça meşhur olup adaçayları çiçeklerinden elde edilir.

Komşu ilçe Alanya sahil turizmi ve dağ turizmi açısından çok gelişmiş olmasına rağmen Gazipaşa ve çevresi turizm açısından gelişmemiştir.

1.4. İNCELEME YÖNTEMİ VE SÜRESİ

Çalışmalarda 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritaları kullanılmış ve zaman zaman 1/35.000 ölçekli hava fotoğraflarından yararlanılmıştır.

Jeolojik harita alımı, kaya – stratigrafi birimlerinin ayırt edilmesine dayandırılmıştır. Harita alanı içinde, paleontoloji ve petrografi amaçlı 300 yakın örnek derlenmiştir. Uygun ince kesitlerden faydalanarak fasiyes ve ortam analizleri yapılmıştır. Metamorfik ve magmatik kayalarda derlenen 15 adet örneğin jeokimyasal analizi, 20 adet örneğin x-ray analizleri yapılmıştır. Tüm bu incelemelerde elde edilen sonuçlar rapor yazım kurallarına uygun biçimde özetlenmeye çalışılmış, tez halinde düzenlenmiştir. Tez dokuz bölüm halinde düzenlenmiştir.

1. Giriş
2. Önceki İncelemeler
3. Genel Jeoloji
4. Petrografi ve Petroloji
5. Metamorfizma
6. Yapısal Jeoloji
7. Jeolojik Evrim
8. Ekonomik Jeoloji
9. Sonuç

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Çalışma alanı ile ilgili ilk önemli bilgiler, Toroslarda olduğu gibi Türkiye'nin birçok yerinde jeolojik araştırmalar yapmış olan İsviçreli jeolog Maurice Blumenthal'in araştırmalarıdır.

Blumenthal Toroslardaki incelemelerine 1940 senesinde başlamış, 1951 senesinde bu incelemelerini tamamlayarak revizyonunu yapmıştır.

Blumenthal (1942), Anamur civarında yaptığı 1/100.000 ölçekli çalışmasında, Alanya metamorfik serilerinin Silüriyen yaşında olduğunu belirtmiş, üstüne gelen tortul seriler ile dokunağının faylı olduğunu belirtmiştir.

Blumenthal (1947), Torosları, Doğu Toroslar, Orta Toroslar ve Batı Toroslar diye üç kısma ayırır. Doğu Toroslar, Bolkar dağları ile Aladağlar arasında, Orta Toroslar Silifke ile Anamur arasındaki bölgede, Batı Toroslar Anamur ile Antalya Körfezi doğusu arasındaki bölgede yer alır.

Blumenthal ve Göksu (1949), Akseki civarındaki dağlarda Boksit zuhurlarının jeolojik durumu ve jenezi hakkında araştırma yapmışlardır. Boksitlerin oluşumunu daimi marin – neritik sedimantasyondan bir emersion safhası neticesi meydana gelen Terrarosso materyalinden gelişmesine bağlamışlardır.

Blumenthal (1951), Alanda ard ülkesindeki jeolojik araştırmalarında, alta “temel şistli kısım” ile üstte “örtü kalker” olmak üzere iki farklı kayaç topluluğunu farkederek bu topluluğa “Alanya Masifi” adını vermiştir. Mikaşist, granatlı şist, fillit ve mermerleri kapsayan şistli kısmın daha çok sahil bölgesinde, kalkerlerin güney ve batıda olduğunu söylemiştir.

Şistli kısmın tayini hususunda organik izlere dayanmak mümkün olmadığı halde, kalker içinde Permiyen olmasını icap ettiren izlere rastlandığını söylemiştir. Güneydoğuya doğru Fuzulinedeler ve Mizzia velebitina türü alglerin çoğaldığını görmüştür. Kuzey kesimde ise Triyas emareleri olduğunu ileri sürer. Bu verilere göre Blumenthal Alanya Masifi'nin yaşını Permiyen, hatta olasılı olarak Triyas'a kadar çıkartmaktadır.

Wippert (1962, 1965), Toroslarda üç ayrı devreden kalma boksitleri ayırmıştır. Bunların en yaşlıları Permiyen, bir derece daha gençleri Alt – Üst Kretase döneminde ve en gençleri de Eosendedir. Permiyene ait boksitlere, genelde Üst Kretase boksitlerinin yakınlarında görmüştür. Yaşlarının ileriliği yüzünden bu boksitlerin senklinal ile birlikte derinlere düştüğünü ve bu arada metamorfizma sonucunda diasporit halini aldığını belirtmiştir.

Striebel (1965), Gazipaşa, Karalar civarındaki kurşun cevheri – barit yataklarında yaptığı doktora çalışmasında, bölgede iki kayaç serisi ayırt etmiştir. Tabanda metamorfik kalker, dolomit ve kuvarsitli fillitlerin bulunduğunu, bu kayaçların metamorfizma derecelerinin değiştiğini, bir konodont bulgusuna göre yaşlarının Üst Karbonifer olduğunu; tavan serisinin ise büyük kısmının dolomitleşmiş kalın kütleli kalkerlerden meydana geldiğini, ikinci derecede kuvarsitlerin var olduğunu, bu serinin hafif bir metamorfizma göstererek, yaşının Üst Permiyen olduğunu söyler.

Araştırmacı tarafından bölgede iki dağ oluşumu tespit edilmiştir. Taban serisi kayaçlarının Variskik oluşumlu olduğunu, tavan serisi kayaçların ise tesirini en fazla Oligosende gösteren Alpinik fazla oluştuğunu ve her iki dağ oluşumunda kıvrım eksenlerinin hemen hemen aynı yönde olduğunu belirtir.

Petrasccheck (1966, 1967), Batı Toros kalkerlerindeki kurşun, çinko, barit yataklarında çalışmalar yapmıştır. Bütün yatakların şistlerin altındaki kalkerler içinde bulunduğu ve bir çoğunun KG – GD yönlü büyük fayların hemen yakınında olduğunu belirtir. Cevherler, kalkerler içinde kısmen konkordan (Burhan mah, Karalar aşağı ocakları), kısmen de transversal durumlu (Karalar açık işletmesi, Aydop, Ortakonuş) bulunduğunu belirtir.

Gazipaşa ilçesinin 8 km kuzeyinde ve Karalar mahallesinin 1 km doğusundaki yatağın en ümitli yatak olduğunu ve buradaki zuhurun kuvarsitler, kalkerlerin veya şistlerin silişleşme ürünü olduğunu söyler.

Yazar Gazipaşa çevresinin jeolojik yapısının bir hayli karışık olduğunu belirtip 1/25000 lik harita ile tefrik olunabilen tabaka serisinin, altta koyu gri bol kuvars damarlı fillit, üstünde bir kalker horizonu ve daha yukarda sarı esmer renkli fillitik bir şistten ibaret olduğunu tesbit etmiştir.

Peyronnet (1965,1971), Alanya bölgesinde yaptığı çalışmalarda, Alanya masifinde 3 stratigrafik seri ayırtlanmıştır.

Şistli seri

Karbonatlı seri

Neojen

Peyronnet, şistli seride, aşağıdan yukarı, granatlı mikaşist (pirop-almandin) (200m), bundan sonra, kumtaşlı şist ve mikaşist (250-300m), mavi kireçtaşı, şistli serinin en yüksek katı olarak, karasal alterasyondan ileri gelen demirli kuvarsitik kumtaşı ayırtlamıştır.

Şistli serideki koyu mavi kireçtaşlarının Üst Karbonifer yaşında kabul etmiştir. Şistli serinin çoğunlukla detritik muhtemel olarak kumlukilin transformasyonundan ileri geldiğini belirtmiştir. Kumlukilin de incelenen alanda, detritik anduluzite dayanarak, bilinmeyen metamorfik kayaların erozyonundan meydana geldiğini belirtmiştir.

Karbonatlı serinin yaşını Permo-Triyas olarak vermiştir. Alttaki şistli seriden diskordons ile ayırmıştır. Permiyen zirvesindeki kireçtaşlı ve dolomitik boksit formasyonunun bulunmasının denizin kuzeye doğru yaklaşık 20 km çekilmesi olarak yorumlamıştır.

Boksit formasyonunu hâlâ metamorfizma izlerini taşıyan Alanya serisinin en yüksek seviyesi olduğu kanısına varmıştır ve boksit formasyonunu oluşturan malzemenin Antepermiyen şistli kumtaşlı kompleksin evriminden ileri geldiğini ileri sürer. Boksit yataklarının tavanının transgresif olup yaşının Triyas olduğunu söyler.

Neojeni ise sahile yakın kesimlerde konglomera ile temsil edildiğini belirtir.

Brunn ve diğerleri (1973), Toroslarda, Antalya naplarının kökenleri üzerine çalışma yapmışlardır. Metamorfik arazilerden oluşan Alanya masifinin yalnız doğu dalında, tamamıyla dış durumda bulunduğunu alloktan niteliğinin tartışma götürmediğini, bu masifin iç köken varsayımına benzerlikler gösterdiği Bolcardağ ile bağlantılı olabileceğini, fakat bunun için, otoktonun olduğu kadar (ya da otoklardan arta kalan), napların da geri kalan tümü üzerinde geçmiş olması gerektiğini belirtir. Ancak ne

metamorfik ne de özel biçimde laminalı olan bütün toplulukların bu masifin “ezici sürtünme” geçiş izlerini taşımadıklarını söyler.

Her şekilde, Alanya masifinin kuramsal olarak güney (dış) kökenli olmasının güç olduğunu, iç ve dış kökenli olması ile ilgili varsayımları engelleyen olgular bulunduğunu savunurlar.

Argyriadis (1973, 1974), Afrika yönünde, geçiş sığ bir denizde çökelmiş olan büyük kalınlıktaki çökellerin oluşturduğu serilerin bulunduğu alanın bazı kısımlarının, Mesozoyik metamorfizmasına uğradığını, Torosların metamorfik masiflerinin, Permokarbonifer serilerinin çoğunun (Alanya, Bolkar Dağı, Bitlis) bu alana ait olduğunun tartışma götürmez bir gerçek olduğunu savunur. Alanya Masifi Bolkar Dağı, Bitlis Masifi'nin Permo karbonifer yaşlı serilerinin aynı şekilde benzer karakterler gösterdiğini, ortaya konan benzerliklerin paleoğrafik – palinspatik inşaaın kurulmasında önemli yer tuttuğunu Bolkar Dağı Masifinin, Batı Toros birimlerine göre iç kısımda bulunduğunu, bu nedenle Alanya Masifinin kökenin yerinin Bolkar Dağı'nın tip zonlarında, silsilenin iç kısımlarında bulunması gerekmesinden dolayı, bu masifin Torosların dış bölgelerinde ve uzaklarda yüzen dev bir klip olduğunu savunur.

Ricau ve diğerleri (1974), Alanya Masifi metamorfitleleri ile Torosların kuzeyinde iç kuşakta bulunan Bolkar Dağı metamorfitlelerinin benzer özelliklerini göz önüne alarak bu metamorfitleleri birbirinin eşdeğeri kabul ederler. Bu benzerlikler her ikisinin de hafif metamorfizma göstermeleri, yersel olarak Triyas ve Üst Kretase dışında mesozoyik kayalarını kapsamadıkları, her iki metamorfik istifin, diskordans olarak transgresif bir üst Kretase örtüsünü kapsadıkları Permiyen metamorfik boksit kapsamaları gibi özelliklerdir.

Araştırmacılar, Antalya naplarıyla, Torosların kuzeyinde yer alan Beyşehir, Hoyran naplarıyla benzerlikleri gözönüne alarak, napların dış kökenli olmaları lehinde ileri sürülen görüşlere karşı çıkararak, Antalya ve napları ile Alanya masifinin başlangıçta Toros Anadolu platformunun kuzeyinde yeraldıklarını, yani iç kökenli olduklarını ve her ikisinin de Eo-oligosen fazıyla platformu aşarak bugünkü konumlarını kazandıklarını söylerler.

Gedik (1977, 1981), Orta Toroslarda konodont biyostratigrafisi ile ilgili çalışmalarıyla, fauna bölgeselliğine dayalı olarak Torosların tektonik durumunu incelemiştir. Araştırmacı Türkiye konodont faunalarında iki ayrı bölgesellik saptamıştır. Bu

bölgeselliklerin geniş çerçevede değerlendirildiğinde, birinin, Alpler – Dinoridler – Kuzey Anadolu – Kafkaslar – Himalayalar – Timor kuşağını içeren Asya fauna bölgesine, diğerinin ise, İspanya – Kuzey Afrika – İsrail yörelerini kapsayan Akdeniz fauna bölgesinde uygunluk gösterdiğini görmüştür. Gedik, Alanya Napları (Antalya ve Alanya Birlikleri) diye tanımlanan Torosların alloktan; serilerinin bu bölgeselliğe dayanarak, kuzey kökenli olmaları gerektiğine; otkton serilerin ise Afrika plakası şelfi konumunda olabileceklerini savunmuştur.

Araştırmacı Ryon ve diğerleri (1970), Akdeniz yöresinde yaptıkları jeofiziksel araştırmalarda, Torosların güneyine yakın kesimlerde saptanan, negatif graviteyi, kabuk kışılması (crustal shurtening) elastılığını ortaya atarak açıklamaya çalıştıkları;

Yazarda, söz konusu negatif gravitenin kabuk kışılması yerine, yörede yerleşmiş yaygın bir nap sistemi ile (Alanya napları) açıklanmasını daha akılcı bulmuştur.

Araştırmacı, Ricau ve diğerleri (1974), gibi Alanya napları adı altında birleştirdiği, yörenin metamorfik olan ve olmayan tüm birimlerinin Torosların kuzeyinden gelmiş olabileceğini savunur.

Dalkılıç (1982), Gazipaşa ilçesi civarının temel jeoloji özelliklerinin ortaya çıkarılması amacı ile çalışma yapmıştır. İnceleme alanındaki kaya birimlerini, değişik stratigrafi ve ortam koşullarını yansıtan üç birliğe ayırmıştır. Antalya Birliği, Alanya Birliği ve Aladağ Birliği olarak adlandırılan bu istiflerin birbirleriyle tektonik dokanaklı olup, üst üste binmiş yapısal bir konum gösterdiğini savunmuştur.

En alta yer alan ve diğer birliklere göre “görelî otkton” konumlu olan Antalya Birliği “Alt Paleozojik – Üst Kretase” zaman aralığında çökelmiş ve şelf türü çökellerden bloklar kapsayan, derin deniz çökellerine geçiş gösteren kaya birimlerinden oluştuğunu belirtir.

Antalya Birliği üzerinde yer alan Gürçam biriminin Alt Devoniyen yaşlı şelf türü kırıntılı ve Üst Permiyen yaşlı neritik karbonatlardan oluştuğunu ileri sürer.

Bunların üzerine oturan ve geniş alanlar kapsayan Alanya Birliği Üst Permiyen yaşta neritik karbonat ve Üst Permiyen ve daha yaşlı? olabilecek yeşilist fasiyesinde kırıntılı kayaçları kapsadığını; Alanya Birliğinin çalışma alanı kuzeyinde transgressif olarak

Eosen yaşlı şelf türü kayalar tarafından örtüldüğünü, bunun üzerine Aladağ Birliğinin tektonik bir dokanakla oturduğunu bunların da yatay bir Miyosen ile örtüldüğünü belirtmiştir.

Ayhan (1982), Gazipaşa, Burhan mahallesi – Yuları Köyü arasında, Permiyen yaşlı kayalar içinde bulunan, galenit içerikli barit zuhurlarının kökensele yorumunu ilişkin çalışmalarında, bu zuhurların yataklanma şeklinin sedimenter olduğunu, magmatik faaliyetler ile doğrudan ilişkisi olmadığını, zuhurların içerdiği metal iyonlarının ekshalatif – sedimenter faaliyetlerden çok, NaCl’ce zengin formasyon sularından kaynaklandığını ve doğrudan selektif çökelmeler ile oluştuğunu, bölgenin başlıca kayalarının Permiyen yaşlı değişik türde şistler (serisit şist, kuvars – serisitşist, klorit şist ve kalkışist), kuvarsit, dolomit, baritli kireçtaşı baritli şistler, killi şistler, tabakalı kireçtaşlarından oluştuğunu, çalışılan sahada bölgesel metamorfizmanın yeşilşist fasiyesine ait kaya serilerinde yerleşen baritlerin metamorfizma sırasında belirli pH ve Eh koşullarına bağlı olarak mobilize olduklarını, Batı Toroslarda Alp Orijenezi sırasında ve öncesinde ana deformasyon fazları ile ortaya çıkan deformasyonlarla oluşan kırık tektoniğinin karstlaşma fazlarının karbonatlı kayalarda iyi gelişmesine ve cevher remobilizasyonuna zemin hazırladığını, ve saha gözlemleri ile farklı jeolojik devirlerde, en az iki karstlaşma fazının etkinliği ile Gazipaşa yöresi yataklarının büyük ölçüde remobilize olduklarını belirtmiştir.

Özgül (1983), Toroslarda 1969 yılı başlarında başladığı çalışmalarını 1982 yılı başlarında bitirerek doktora tezi olarak vermiştir.

Orta Torosların, özellikle Üst Paleozoyik Tersiyer aralığında stratigrafi, metamorfizma ve yapı özellikleri bakımından farklı havza koşullarını yansıtan ve birbirleriyle tektonik dokanaklı olan çok sayıda kaya birimleri topluluğundan oluştuğunu, Senoniyen ve Lütesiye hareketleriyle, bazılarının yüzlerce kilometreye varan yer değiştirmeler ile üst üste yerleşen bu kaya birimleri topluluklarının Orta Toroslara karmaşık ve naplı bir yapı kazandırdığını ileri sürer. Bu kaya birimleri araştırmacı tarafından; Geyikdağı Birliği, Aladağ Birliği, Bolkadağı Birliği, Bozkır Birliği, Antalya Birliği, Alanya Birliği olarak adlandırılmıştır.

Özgül, Alanya masifini yaşı ve yapısal konumu itibarıyla eski bir temel özelliği taşımadığı için masif terimini kullanmayı sakıncalı görmüş ve metamorfizmlerden oluşan bu

topluluğa “Alanya Birliği” adını vermiştir. Antalya Birliğini tektonik olarak üstleyen Alanya Birliğinin, alt nap Mahmutlar Formasyonu, orta nap Sugözü Formasyonu ve üst nap Yumrudağ Gurubu olmak üzere her biri ayrı bir kaya – stratigrafi birimi adıyla adlandırılan, üst üste duran üç metamorfik naptan oluştuğunu belirtir. Bu naplardan alt nap Mahmutlar Formasyonu Permiyen, üst nap Yumrudağ Grubu Permiyen ve Alt Triyas yaşlı kaya birimlerini kapsadığını ve her iki napında yeşilşist metamorfizması gösterdiğini, orta nap Sugözü Formasyonunun ise yeşilşist metamorfizması ile üstlenen YB/DS tipi mavi şist metamorfizması gösterdiğini ve eklojit merceklerini kapsayan başlıca granatlı mikaşistlerden oluştuğunu, Alanya Birliğinin üç napını birlikte etkileyen yeşilşist metamorfizmasının yaşının Erken Triyas – Maestrihtiyen aralığına karşılık geldiğini, mavi şist metamorfizmasının ise yaşının bilinmediğini söyler.

Alanya Birliği tarafından tektonik olarak üstlenen ve Alanya ile Anamur ilçeleri arasında, Alanya Birliği metamorfikleri içinde açılmış olan büyük bir tektonik pencerede de gözlenen, Antalya Birliğinde ise yaşlıdan gence doğru Lordlar Formasyonu (Üst Kambriyen – Alt ordovisyen) Yüglük Tepe Kireçtaşı (Üst Permiyen), Sapadere Formasyonu (Triyas) ve İnasar Formasyonunu ayırmıştır.

Yazar, stratigrafi özelliklerinin karşılaştırılması sonucu Alanya ve Antalya birliklerinin, Aniziyen başlarına kadar, birbirleriyle bağlantılı olarak, tek bir platform üzerinde yer aldıklarını, Aniziyen ortalarında platformun parçalanarak, Antalya Birliği ile temsil edilen havzada riftleşme ve derinleşme sürecine girildiğini, bu riftleşmenin Geç Triyas'ta (Resiyen öncesi) olasılıkla bölgesel bir sıkışma tektoniğinin etkisiyle okyanuslaşma evresine ulaşmadan durduğu ve havzanın Resiyen – Liyasda epikontinental karbonat çökelimine elverişli sığ deniz özelliği kazandığı, aynı havzada Doggerde başlayan ikinci bir derinleşme sürecinin, Senoniyenden önce, okyanuslaşma aşamasına ulaşmış olduğunu ve Alanya Birliği'nin Maestrihtiyen Erken Tersiyer (?) de güneyden kuzeye doğru ilerleyerek Antalya Birliği'ni üstlemesi ile bu okyanusun kapandığını savunur.

Şengün (1986), Alanya masifinin petrolojik ve yapısal sorunlarını çözmek amacıyla çalışma yapmıştır. Alanya masifinin, Gondvana levhasının Pan-Afrikan temelinin karşılığı olduğu düşünülen Prekambriyen yaşlı bir temel ile Paleozoyik – Mesozoyik yaşlı metasedimanter bir örtüden oluştuğunu savunmuştur. Alanya ile Antalya birliklerini biri

diğerinin stratigrafik ve yapısal devamı, fasiyes farklılıklarını ise yanal değişimlere bağlı olarak düşünmüştür.

Metamorfizma yaşının Permiyen öncesi, metamorfizma derecesinin ise ankimetamorfizma ile düşük dereceli metamorfizmanın yüksek sıcaklık kesimi arasında değiştiğini belirtmiştir. Gündoğmuş bölgesinde yüksek, Alanya bölgesinde ise olasılı olarak orta, yüksek basınçlar önermiştir.

Şengün, Alanya masifinin Batı Torosların stratigrafik ve yapısal temelini oluşturduğunu ve Üst Triyas yaşda kırıntılı kayaçlar ile transgresif olarak örtülü bulunduğunu dolayısıyla Alanya masifinin özellikle Triyas'dan bu yana alloktonluğunun söz konusu edilemeyeceğini ileri sürer.

Ulu (1986), Alanya, Gazipaşa ve Anamur yörelerinde başlatılmış, fakat henüz sonuçlandırılmamış eski çalışmaları tamamlamak ve yörenin bazı temel özelliklerini ortaya çıkartılmasını konu alan çalışmaları gözden geçirerek eksikliklerini tamamlamaya çalışmış, daha sonra bu çalışmalarını doktora tezi olarak vermiştir.

Alanya Birliği'nde, Paleozoyik'te Bağlıca ve Pınarlıkır Formasyonu, Mesozoyik'de Sivastıyayla formasyonu olmak üzere üç formasyon ayırtlamış ve adlandırmıştır. Sivastıyayla Formasyonu ile Pınarlıkır Formasyonu arasında yersel uyumsuzluk gözlemiştir. Antalya Birliği'nde Paleozoyik'te Çakmak, Narlıca ve Bıçkıcı formasyonlarını, Mesozoyik'te Çamlıca ve Karaçukur formasyonlarını ayırtlamış ve adlandırmıştır. Bıçkıcı Formasyonunun, Çakmak ve Narlıca formasyonları ile diskordanslı, Çamlıca Formasyonu ile geçişli olduğunu, Çamlıca Formasyonunun üstteki Karaçukur Formasyonu ile diskordanslı olduğunu belirtir. Aladağ Birliği'nde, Mesozoyikte Çokazdağı Formasyonu ve Akçaldağı Formasyonunu ayırtlamış ve adlandırmıştır. Çokazdağı Formasyonunun, Akçaldağı Formasyonu ile diskordanslı olduğunu belirtir.

Ulu, örtü kayalarını, Paleo-otoktan ve Neo-otoktan örtü kayaları olarak ikiye ayırmıştır. Paleo-otoktan kaya birimlerinde Tersiyerde Belbağ Formasyonu ve Sarıtaş Formasyonunu ayırtlamış ve adlandırmıştır. Neo-otoktan örtü kayaları içinde Mut Formasyonu ile Kuvaterner oluşukları bulunduğunu belirtir.

Alanya Birliğinin yeşilşist metamorfizması gösterdiğini, metamorfizma derecesinin düşük dereceli metamorfizmasının yüksek sıcaklık kesiminde olduğu ve metamorfizma yaşının st permilyen-st Kretase yaş aralığında olduğu kanısına varmıştır.

Ulu, Alanya Birliği'nin güneyden kuzeye doğru st Kretase - st Paleosen yaş aralığında ilerleyerek bugünkü konumunu aldığı sonucunu varmıştır.

Demirtaşlı (1987), Batı Toros kuşağının kuzeyde Batı Toros otoktonu ve güneyde Alanya Masifi arasında kalan ve tümüyle Antalya napları olarak bilinen Murtiçi-Güzelsu, Gündoğmuş-Köprülü ara bölgesinin temel jeoloji sorunlarını czmek amacıyla çalışma yapmıştır. Batı Toros otoktonunu kendi içinde farklı paleocoğrafik özellikler gösteren alt bölümlerine ayırmıştır. İncelediği alanın en kuzeyinde Akseki bloğunun bulunduğunu, bu bloğun en yaşlı biriminin Liyas yaşlı üzümlere formasyonu olduğunu, Karbonat ckeliminin bu blokta Orta Jura'dan Orta Eosen'e kadar sürekli devam ettiğini, st ltesiyenden sonra bu blokta detritik ckeliminin başladığını ve st Eosen'de Kuzey naplarının (Beyşehir, Hoyran ve Hadim napı) yerleşimini tamamladığını belirtmiştir.

Yazara göre, Akseki Bloğunun Akseki bindirmesi boyunca Akdağ – Yelekdağ Bloğu zerine bindirmiş ve Akdağ – Yelekdağ Bloğunda Karbonat ckelimi st Kretase'ye kadar devam etmiş ve bu blok Paleosende detritik almaya başlamış, Akdağ – Yelekdağ bloğu da Akdağ bindirmesi boyunca Pinos – Tepedağ Bloğu zerine bindirmiştir. En güneyde bulunan Pinos – Tepedağ bloğunda ise platform karbonatları Kampaniyen – Maestrichtiyen'den itibaren pelajik – kalsirdit – crt aralanmasına dönüşmüş ve özellikle Antalya naplarından türeyen detritikler ile aralanmaya başlamıştır.

Demirtaşlı, st Maestrichtiyen'de Pinos – Tepedağ bloğunun güney kenarında ckme ve derinleşme devam ederken, Antalya naplarına ait olistostrom ve olistolitlerin Pinos Tepe Bloğu'nun güney kenarında gelişen vahşi fliş havzasında ckelerek Çukurköy Formasyonunu oluşturduğunu, st Antalya Napının Murtiçi – Güzelsu – Gündoğmuş ara bölgesinin en güneyinde, Çukurköy Formasyonu üzerinde ve Alanya napının altında tektonik bir dilim olarak bulunduğunu belirtir.

Erbay (1994), Alanya kuzeyinde Dereköy ve çevresinde yapmış olduğu yüksek lisans çalışmasında, Alanya Masifinde Devoniyen ve st Triyas'ın varlığını ilk defa belirtmiş, Çukuryurt mahallesinde bulunan, sarı, kahve, koyu gri renkli dolomitlerde

Amphipora fosili bularak, bu birime ukuryurt Sarı Dolomitleri adını vermiş, bu birimin altında bulunan şistlerinde Ordovisyen yaşında olduğunu ve Kambriyen dolomitleri içerdiğini, Özgöl (1976) tarafından adlandırılan Alt Triyas yaşlı Asmaca Formasyonu üzerinde gözlemlendiği, ince kristalli dolomitlerde Orta Üst Triyas yaşını veren İnvolutino fosili bularak bu birime de Küllün dolomitleri adını vermiştir. Erbay bölgedeki metamorfizmanın, Borrow tipi metamorfizmanın yeşil şist fasiyesine ait Kuvars – Albit – Muskovit – Klorit alt fasiyesinde geliştiğini belirtmiştir.

Öztürk ve diğerleri (1995), Alanya ve çevresinde yürüttükleri araştırmada, Alanya napını oluşturan yapısal birimlere farklı yorumlar getirebilecek yeni ve ilginç bilgiler elde etmişlerdir. Alanya napının stratigrafik ve yapısal özellikleri birbirinden farklı üç tektonostratigrafik birimden oluştuğunu, bu napı transgresif olarak örten ve metamorfik olmayan Üst Paleosen – Alt Eosen yaşlı çökeller içinde bazik volkanik kayaların bulunduğunu saptamışlardır.

Alanya napının tabanında yer alan Payallar biriminin Kambro – Ordovisyen yaşlı kaya birimlerinden meydana geldiğini, Antalya naplarından, Alakırçay napına karşılık olabilecek metamorfik Üst Triyas ve / veya Üst Kretase yaşlı, fliş karakterli bir dilim tarafından tektonik (?) olarak üzerlendiğini; bu birimi tektonik olarak üzerleyen Kambriyen Kretase (?) sonlarına kadar kaya birimlerinden oluşan Çukuryurt biriminin, Antalya naplarından Tahtalıdağ napının metamorfik karşılığı olduğu, Alanya napı içinde ayırtlanan içekoluk biriminin Alakırçay napının metamorfik karşılığı olduğunu belirtmişlerdir.

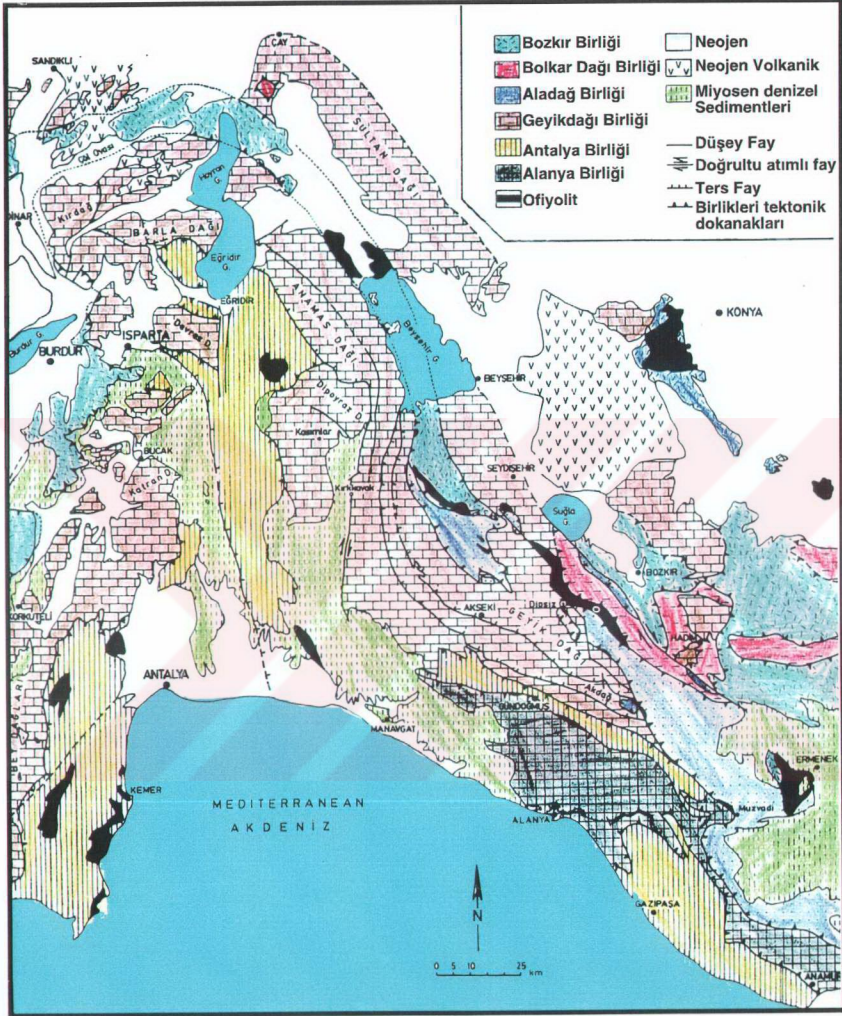
3. GENEL JEOLJİ

3.1. BÖLGESEL JEOLJİ

İnceleme alanı Özgül (1976) tarafından batıda Kırkkavak Fayı ile doğuda Ecemiş Fayı arasında sınırlandırılan Orta Toroslarda yer alır. Orta Toroslar stratigrafik,yapısal ve metamorfik özellikleri birbirinden farklı,birbirleri ile tektonik dokanaklı çok sayıda kaya birimini kapsar. Her biri ayrı bir tektono-stratigrafik birlik özelliği taşıyan bu kaya toplulukları Özgül ve Arpat (1973) tarafından Geyikdağı Birliği, Aladağ Birliği, Bolkar Dağı Birliği, Bozkır Birliği Antalya Birliği ve Alanya Birliği adlarıyla sınıflandırılmışlardır. Şekil 3.1'de bu birliklerin Batı ve Orta Toroslardaki genel yayılımları ve tektonik durumları gösterilmiştir.

Bu birliklerden, diğer birliklerin tabanında yer alan Geyikdağı Birliği, Kambriyen – Tersiyer aralığında çökelmiş şelf türü kırıntılı ve karbonatlı kayaları kapsar. Geyikdağı Birliğinde Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe Formasyonuna ait dolomitik kireçtaşı, yumrulu kireçtaşı çökeltileri üzerine Seydişehir Formasyonuna ait Ordovisyen yaşlı mikalı türbiditik kırıntıları gelir. Kambriyen ve Ordovisyen çökeltileri, uyumsuz olarak Triyas ve Jura yaşlı platform tipi karbonatlar tarafından transgresif olarak üstlenir. Senoniyen, Lütesiyen aralığı, sıg, resifal karbonatlar, Lütesiyen ise içinde olistostrom ve olistolit bulunduran fliş fasiyesi ile temsil edilir. (Şekil 3.2.). Olistolit ve olistostromlar bu birliğe bindiren naplardan ve birliğin yaşlı formasyonlarından gelen parçalardır. Geyikdağı Birliği'nin ayırt edici özelliklerinden bazıları, Üst Triyas yaşlı kırmızı kumtaşları ve konglomeralar (Çayır ve Üzümdere Formasyonları) ile Senomoniyen – Senoniyen aralığındaki boksit oluşumlardır (Özgül, 1983).

Orta Torosların değişik kesimlerinde Geyikdağı, Bolkar Dağı ve Alanya birliklerinin üzerinde allokon örtüleri halinde yer alan Hadim napı (Blumenthal, 1944) adıyla da bilinen Aladağ Birliği, Üst Devoniyen – Üst Kretase aralığında çökelmiş, şelf tipi kırıntılar ve karbonatlardan oluşur ve naplı bir yapı ortaya koyarlar. Aladağlar'da Üst Devoniyen'den Senoniyen başlangıcına kadar, herhangi bir orojenik etkinliğin bulunmadığı duraylı bir dönem etkin olmuştur. Senoniyen başlanıcında ise, karbonat istifli blok faylanmaya uğrayarak çökmüş ve bu temel üzerinde gelişen havzada, büyük çoğunluğu ofiyolit malzemesi içeren türbiditik, kırıntı akmalarından oluşan, melanj türünde olan Senoniyen istifleri çökelmiştir. Bunlar da ortamın tektonik etki altında bulunduğunu gösterir.



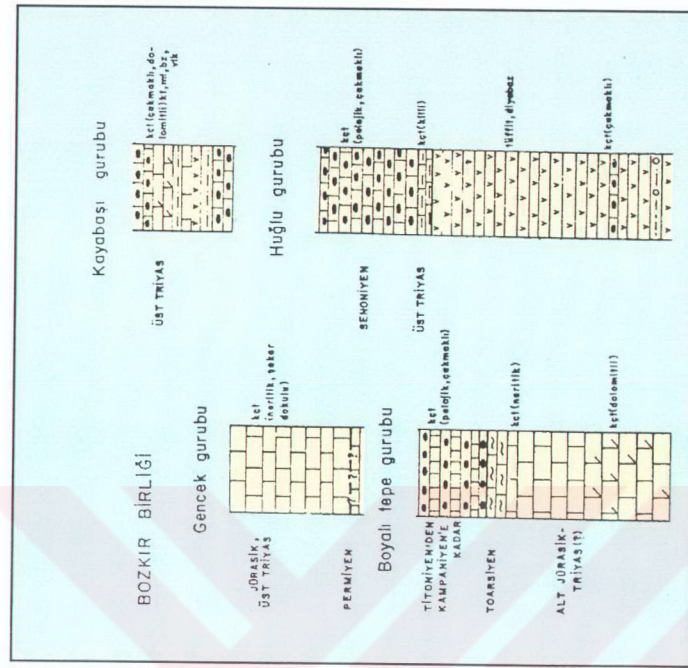
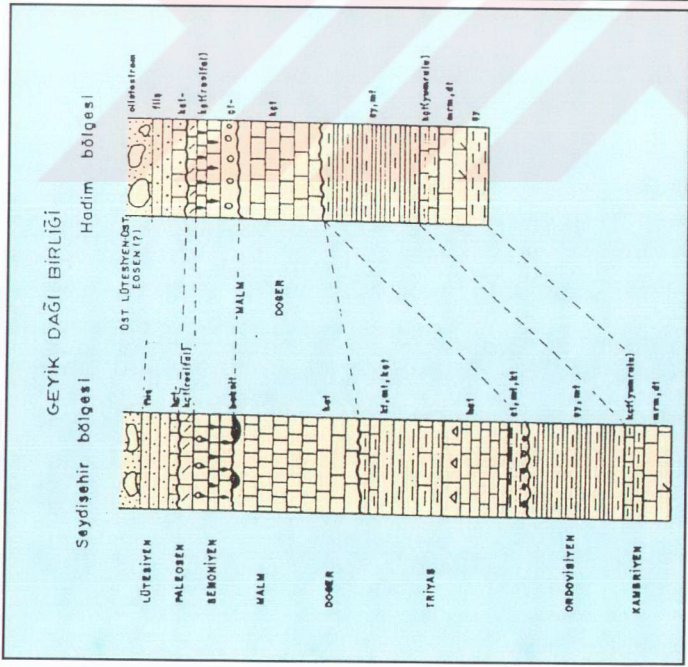
Şekil 3.1: Batı ve Orta Torosların, tektono-stratigrafik birliklerinin yayılımlarını gösteren basitleştirilmiş haritası (Özgül, 1983).

Maestrihtiyen sonunda Senoniyen havzası sıkışma etkisinde kalmış ve havza temeli ile birlikte naplı bir yapı kazanmıştır. Aladağ napları alttan üste doğru Yahyalı, Siyah Aladağ, Minaretepeler, Çatal oturan, Beyaz Aladağ (Blumenthal, 1952) ve Aladağ ofiyolit napı olarak adlanmıştır. İnceleme alanı ve yakın çevresinde, Siyah Aladağ ve Beyaz Aladağ naplarına ait birimler gözlenir. Siyah Aladağ Napı, Üst Devoniyen – Üst Permien aralığını kapsayan bir istif sunar. Aladağlarda geniş yayılım gösteren Beyaz Aladağ Napı, Triyas – Kretase arasında oluşmuş, kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomitlerden oluşur.

Devoniyen, Üst Kretase aralığında şelf tipi kırıntılar ve karbonatları kapsayan Bolkar Dağı Birliği Alanya Birliği Metamorfitlerine benzer şekilde metamorfik kayalara sahiptir. Bolkardağı Birliği yeşil şist fasiyesinde metamorfizma gösterir. Metamorfizma etkisi güneyden kuzeye artar. Örneğin Konya'nın kuzeyinde Bolkardağı Birliğinin Kretase dahil tüm birimleri metamorfe olmuştur. (Özgül, 1983). Bolkardağının ofiyolitik kayalarında Kampaniyenden sonra Alt Lütseyiyenden önce yeşilşist ve glokofan yeşilşist fasiyesinde metamorfizma izlenir. Yüksek basınçlı bu metamorfizma tipi, Bolkar dağı Birliğine ait Alihoca ofiyolit birimi içinde gözlenir (Çalapkulu, 1978).

Aladağ ve Bolkar Dağı birliklerinin Senoniyen yaşlı olistostromal oluşukları üzerinde tektonik olarak yeralan Bozkır Birliği, Üst Triyas – Üst Kretase arasında, değişik yaşlarda ve değişik boyutlarda, derin deniz çökelleri, spilit, pietrarverda tipi yeşil tuf diyabaz ve ultrabazik kayaların bloklarından oluşan bir melanj görünümü sergiler. (Özgül, 1983). Bozkır Birliğine ait kaya toplulukları inceleme alanında gözlenmez (Şekil 3.3).

Antalya Napları (Brunn ve diğerleri, 1971) adıyla da tanımlanan Antalya Birliği, Kambriyen-Kretase aralığında kaya topluluklarını içerir. Antalya Birliği'nde Alt Paleozoyik'te, Geyikdağı Birliği'ne benzer şekilde yumrulu kireçtaşı, dolomitler ve türbiditik mikalı kumtaşları gözlenir. Bu birimler yer yer diyabaz dayk ve silleri tarafından kesilmiştir. Kambro - Ordovisyen yaşlı bu birimler Devoniyen'e ait silttaşı ve dolomit ve Üst Permien yaşlı neritik karbonatlar tarafından üzerlenir. Antalya Birliği Skitiyen sonuna kadar Geyikdağı Aladağ ve Bolkardağı birliklerine benzer şekilde platform tipi kırıntılı ve karbonatlı kaya birimlerini kapsar. Ancak Orta Anisiyenden itibaren daha değişik havza koşullarını yansıtan kaya birimlerini kapsar. Örneğin Anisiyen, moloz akması ve şeyl, Ladiniyen, radyoloritler, şeyl ve volkanik kayalar, Kamriyen – Noriyen bitkili türbiditik



Şekil 3.2 Geyik Dağı Birliğinin Seydişehir ve Hadım ilçeleri dolaylarındaki yüzeymelerinin genelleştirilmiş dikme kesitleri (Özgül, 1976)

Şekil 3.3 Bozkır birliğinin çeşitli dilimlerinin dikme kesitleri (Özgül, 1976)

kçf: Kireçtaşı çt: Çakıllıtaşı mrm: Mermer bz vlk : Bazık volkanit
 kt: Kumtaşı şv: Seyilli dt: Dolotaşı kst: Kuvarsit
 mt: Militaşı şst: Şist klt: Kilitaşı

kumtaşları içerir. Kumtaşları Geyikdağı Birliği türbiditik kumtaşlarından farklı olarak, moloz akmaları, olistostromlar, büyük bloklar halinde kireçtaşları içerir. Resiyen - Liyas aralığı resifal karbonatlar, Dogger - Senoniyen aralığı ise pelajik çökeller ile temsil edilir. Senoniyen de ise ofiyolitik blokla olistostromal oluşukları kapsayan kırıntılılar yaygındır (Özgül, 1983).

Antalya Birliği'nde Alanya Tektonik Penceresinde sahile yakın kesimlerde düşük dereceli metamorfik şistler gözlenir. Antalya Birliği'nin metamorfik karşılığı olan Alanya Birliği Kambriyeden Eosen'e kadar, stratigrafik ve yapısal özellikleri birbirinden farklı tektonostratigrafik birimlerden oluşmuştur. Birimler düşük ve orta dereceli metamorfizmaya uğramıştır. Metamorfizma derecesi güneyden kuzeye doğru azalır.

Alanya Birliği'nin birimleri en az iki kez metamorfizmaya uğramışlardır. Alanya Birliği'nde Özgül (1973) tarafından Sugözü Formasyonu, Öztürk ve diğ. (1995) tarafından Kaotik seri olarak adlandırılan birim ise, önce düşük sıcaklık, yüksek basınç, metamorfizmasına sonra da diğer birimler ile birlikte düşük dereceli yeşilışt metamorfizmasına uğramışlardır.

3.2. STRATİGRAFİ

İnceleme alanında, Paleozoyik'ten Tersiyer'e kadar hemen her döneme ait, kaya toplulukları yüzeyler. Bu kaya toplulukları birbirlerinden stratigrafik, yapısal ve metamorfizma özellikleriyle birbirinden ayrılırlar ve birbirleri ile tektonik dokanaklı olup, bölgede kompleks naplı yapılar sunarlar. Her biri ayrı bir tektono-stratigrafik birim olan kaya toplulukları inceleme alanında dört büyük kaya birimi topluluğuna ayrılmıştır. Özgül ve Arpat (1973) tarafından, tektonostratigrafik nitelikleri nedeniyle "Birlik" terimi ile adlandırılan bu dört büyük kaya topluluğu, Alanya Birliği, Antalya Birliği, Bolkar Dağı Birliği ve Aladağ Birliği adıyla adlandırılmışlardır.

İnceleme alanındaki napların üzerine diskordans olarak gelen Paleosen, Eosen ve daha genç birimler Ulu (1986) tarafından örtü kayaları adı altında toplanmışlardır. Örtü kayalarından Miyosen öncesi örtü kayaları Paleo-otokton örtü kayaları, Miyosen ve sonrası birimlerden oluşan örtü kayaları Neo – otokton örtü kayaları olarak gruplandırılmışlardır (Şekil 3.4).

BİRİMLER		AÇIKLAMALAR	YAŞ
NEO-OTOKTON ORTU KAYAÇLARI	Alüvyon, Taraça Yamaç molozu	Kuvaterner birikme oluşukları	Kuvaterner
	Mut Formasyonu	Uyumsuzluk Yatay tabakalı, killi, kireçtaşı, kumtaşı	Miyosen
BOLKARDAĞI BİRLİĞİ		UYUMSUZLUK	
ALADAĞ BİRLİĞİ	Beyaz Aladağ Nanı	Akçaldığı Formasyonu	Orta kalın tabakalı, beyaz, koyu gri, siyah renkli dolomit
		Köserelik Formasyonu	Açık gri, beyaz, kızıl renkli, ince kristalli dolomit
	Siyah Aladağ Nanı	Pazaralanı Formasyonu	Orta kalın tabakalı, kireçtaşı ve dolomitler
		TEKTONİK DOKANAK	
PALE-OTOKTON ORTU KAYAÇLARI	Sarıtaş Formasyonu	Mercanlı kireçtaşı, şeyl, kuvarsit, brokipodlu kireçtaşı	Jura-Kretase
	Belbağ Formasyonu	Uyumsuzluk Nümmütlü marn ve kireçtaşı	Üst Permiyen
		UYUMSUZLUK	
ALANYA BİRLİĞİ	Asmaca Formasyonu	Kalkışit, kloritşit, kireçtaşı Boksit	Devoniyen
	Karatepe Formasyonu	Uyumsuzluk Koyu gri, gri renkli, dolomitik kireçtaşı dolomit ve kireçtaşı	Lütesiyen
	Topraktepe kuvarsitleri	Nümmütlü marn ve kireçtaşı	Üst Paleosen-Orta Eosen
	Gevinde Kaotik Seri	Kızıl renkli demirli kuvarsitler Tektonik Dokanak	Alt Triyas
	Formasyonu	Kaotik Seri: Granatlı, glokofanlı şist, serpantin ve Alanya Birliği birimlerine ait çeşitli olistolitler	Üst Permiyen
		TEKTONİK DOKANAK	
ANTALYA BİRLİĞİ	Keçili Formasyonu	Kuvarsit, mermer, kalkışit, ara bantlı şistler	Kaotik seri: Yerleşme yaşı Üst Kretase
	Çiğdemdağı kireçtaşı	TEKTONİK DOKANAK Killi kireçtaşı marn kumtaşı kireçtaşı Uyumsuzluk	Kambro-Ordovisyen
	Çamlıca Formasyonu	Beyaz, gri renkli oolütlü, pelletli kireçtaşı Uyumsuzluk	Üst Kretase
	Biçkıcı Formasyonu	Radyolorit, çörtlü kireçtaşı, şeyl, kumtaşı, vermes izli killi kumtaşı, killi kireçtaşı, alacalı marn	Jura
	Narlıca Formasyonu	Bol algli biyomikrit. dolomit. kireçtaşı Uyumsuzluk	Triyas
	Lordlar Formasyonu	Brakipod kavkılı şeyl, dolomit Uyumsuzluk	Üst Permiyen
		Mika pullu kumtaşı, şeyl ardalanması	Devoniyen
			Kambro-Ordovisyen

Şekil 3.4: İnceleme alanının genelştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz)

3.2.1. ALANYA BİRLİĞİ

Blumenthal (1951), tarafından “Alanya Masifi” olarak adlandırılan Alanya Birliği, Kambriyen-Kretase aralığında metamorfik kaya birimlerini kapsar (Şekil 3.5) Şiddetli deformasyon izleri taşıyan Alanya Birliği stratigrafik ve yapısal özellikleri farklı tektono stratigrafik birimlerden oluşur. Alanya Birliğinin tabanında inceleme alanının dışında Alanya 027-c2 paftasında Payallar Kuzeydoğusu Türbe çevresinde Alt Kambriyen yaşlı kuvarsitler bulunur. Beyaz, kirli beyaz, açık kirli sarı pembe renkli bu kuvarsitlerin üstüne uyumlu olarak, yer yer çört yumruları ve barit damarları içeren aşınma yüzeyi kalın kahve kıvılcıklı, taze kırık yüzeyi koyu / açık gri renkli kalın tabakalanmalı dolomitler gelir. Dolomitlerin yaşı Orta Kambriyen olup, Seydişehir dolayında yüzeyleyen Çaltepe kireçtaşı ile özdeşdir (Öztürk ve diğ. 1995). Bu birimlerin üzerine de Kambro – Ordovisyen yaşlı şistler gelir. Şistler Seydişehir Formasyonu ile denestirilebilir ve inceleme alanında Gevinde Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Gevinde Formasyonu içinde ekaylı yapılar oluşturan, başlıca granatlı mikaşist, glokofanşistlerden, serpantinler ve Alanya Birliğinin diğer birimlerinden olistostrom ve olistolitler ile tektonik bloklar içeren melanj görünümündeki birim, Öztürk ve diğerleri (1995) tarafından Kaotik seri olarak adlandırılmıştır. Serinin yerleşme yaşı Üst Kretase'dir.

Gevinde Formasyonu üzerine uyumsuz olarak sarımsı, kahve, pembe renkli, orta tabakalı, kalsit damarlı yer yer Amphiopara'lı dolomitler gelir ki, bu dolomitler en iyi Alanya O28 - d1 paftasında Çukuryurt mahallesinde gözlenir ve Erbay (1994) tarafından Çukuryurt Sarı Dolomitleri olarak adlandırılmışlardır. Dolomitler inceleme alanında uğradıkları yoğun tektonik deformasyon sonucu parçalanmışlar, kaotik seri ve Gevinde Formasyonu içinde tektonik bloklar şeklinde yer almıştır.

Alanya Birliği'nde Üst Permiyen'de kuvarsit, kuvarşistler, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşları gözlenir. Bu kuvarsit ve kireçtaşları, Topraktepe Kuvarsitleri ve Karatepe Formasyonu adlarıyla ayrılanmışlardır. Üst Permiyen kayaları üzerine, metaboksit düzeyleri ile başlayan, başlıca klorit – serisit kalkıştı ve kloritoidli şistlerden oluşan, Vermiküler fasiyesli Alt Triyas yaşlı birim Özgül (1983) tarafından Asmaca Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Alt Triyas yaşlı Asmaca Formasyonu kaya birimlerinin üzerinde ikinci bir metaboksit düzeyi ile başlayan koyu gri – gri renkli dolomitler Orta - Üst Triyas yaşlıdır ve bu dolomitler inceleme alanında gözlenmez. Dolomitler Erbay (1994)

P A L E O Z O Y İ K		MESOZOYİK		ÜST SİSTEM	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	FOSİL	
KAMBRİYEN	ORDOVİSİYEN	DEVONİYEN	PERMİYEN	TRİYAS	KALINLIK	AÇIKLAMALAR	FOSİL	
								ALT-ORTA KAMBRİYEN
ALT-ORTA KAMBRİYEN	ALT-ORTA DEVONİYEN	DEVONİYEN	PERMİYEN	TRİYAS	IRK	~40m	Boksit	Involutina
HÜDAI ÇALTEPE	G E V İ N D E	ÇUKURMURTI	ÜST PERMİYEN	ASMACA	IRa	~100m	Kireçtaşı arakatlı sarı, yeşil renkli kalker. Boksit	
			KARATEPE		Pmk	~400m	Koyu gri, gri, siyah renkli, orta tabakalı, dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı.	Alg Gastropod Foraminifer Bryozoa
			TOPRAK TEPE		Pmt	~40m	Kızıl kahverenkli, demirli kuvarsit, kuvarşşist.	
					Dç	~60m	Sarı, kahverenkli, orta-kalın tabakalanmalı dolomit	Brakyopod Mercan Amphiopora
					Kog	~600m	Fillit Klorit serisitsist Kuvars serisitsist Klorit-serisit-kuvarşşist Kaotik seri Kuvars-klorit-muskovitsist Kuvars-Albit-kuvarşşist	Facoides
							Mermer, kuvarsit, kalker bantları Albit Mikasist Feldispat-Kuvars-Muskovitsist Kordiyeritsist, Sillimanitsist Sarı renkli kalker Kalın tabakalanmalı, barit damarlı koyu gri renkli dolomitler	Trilobit Brakyopod
							Kızıl, pembe sarı, beyaz renkli kalın tabakalanmalı kuvarsit	

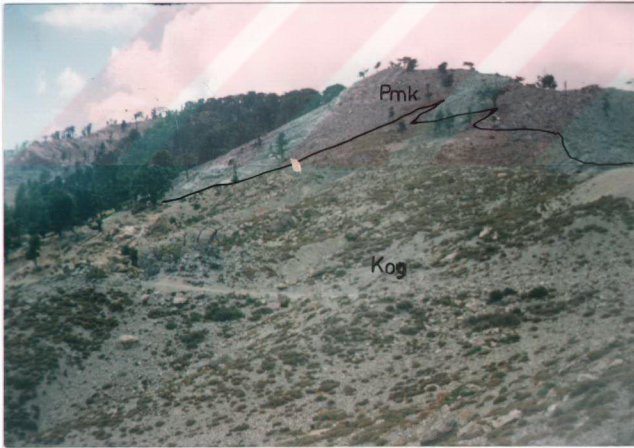
Şekil 3.5: Alanya Birliği'nin genelleştirilmiş tektono-stratigrafik dikme kesiti. (ölçeksiz)

tarafından Küllüin dolomitleri olarak adlandırılmıştır. Öztürk ve diğerleri (1995) tarafından Küllüin dolomitlerinin üstünde metaboksit düzeyi ile başlayan, orta – kalın tabakalı, koyu gri – siyah renkli dolomitlerin yaşı Jura – Üst Kretase olarak düşünülmüştür. Alanya kuzeyinde Susuzdağ zirvesini kaplayan bu birim Erbay (1994) tarafından Permiyen yaşlı Susuzdağ Bindirmesi olarak tanımlanmıştır. Susuzdağ bindirmesi inceleme alanında bulunan Bolkardağı birliğine ait, Killik formasyonunun eşdeğeridir.

3.2.1.1. Gevinde Formasyonu (Kog)

Tanım ve Dağılım: İncelenen alanda Alanya Birliğinin en alt tektono-stratigrafik birimini oluşturur. Üst Kambriyen Ordovisyen yaşlı şistler ve birimin şistleri ile ekaylı yapılar oluşturan Kretase yerleşim yaşlı kaotik bir seriden oluşan istif inceleme alanında Gevinde Formasyonu olarak ayırtlanmış ve adlandırılmıştır (Şekil 3.6.).

Gevinde Formasyonu inceleme alanında yumuşak bir topoğrafya oluşturur ve Gevinde yayla, Beldibi yayla, Biladan mahallesi, İnasar mahallesi, İncegiz yayla, Sekili yayla, Tokar yayla ve Hocalar yaylada yayılım gösterir ve yaklaşık 70 km²'lik bir alana yayılır.



Şekil 3.6: Gevinde formasyonunun genel görünüşü. (Gevinde Yayla, Yarın Tepe arası)

Pmk: Karatepe formasyonu Kog: Gevinde formasyonu

Gevinde Formasyonunun tipyeri olarak en iyi Alanya P28-b2 paftasında Gevinde yaylasındaki mezarlık, ile Yarın tepe arasındaki alan verilebilir.

Litoloji: İnceleme alanında geniş bir alana yayılan Gevinde Formasyonunun ince, kaba yapraklanmalı, yer yer kuvars damarlı şistleri, açık / koyu yeşil, sarımsı renkleri ile sahada gözlenir. Başlıca mineralleri feldispat, serisit, muskovit, klorit, kuvars olan şistler, feldispat – kuvars – muskovitşist, albit – mikaşist, kloritşist, klorit – albit – kuvarsşist, kuvars – klorit – muskovitşist, klorit – serisit – kuvarsşist, kuvars – serisitşist, klorit – serisitşist ve fillitlerden oluşan metamorfik bir istif sunarlar. Gevinde formasyonunu oluşturan bu istifde kuvarsit, kristalize kireçtaşı ve sarı renkli, yumru, kıvrımcıklı, kalkşist düzeylerine rastlanır. Yumru kalkşistler, Antalya napında gözlenen Kambriyen yaşlı yumru kireçtaşlarının metamorfik karşılığıdır. (Şekil 3.7) İstifdeki meta-kuvarsitler ise kirlili beyaz, kırmızı ve açık kül renkli olup, orta tabakalı ve yer yer masif görünümündedir. Gevinde Formasyonunu oluşturan metamorfik istif ayrıca şisti yapı kazanmış, koyu yeşil, koyu kahverenkli diyabaz dayk ve silleri tarafından kesilmiştir. Kayaçlarda yaygın olarak epidot, aktinolit, kuvars ve opak minerallere rastlanır. Gevinde formasyonu inceleme alanının dışında sahile yakın kesimlerde orta dereceli metamorfizma geçirmiştir. Orta dereceli metamorfizma geçiren şistlerde, metamorfizma ürünleri olarak kordiyerit, sillimanit, kumingtonit, anduluzit, korund mineralleri mevcuttur (Kansun, 1993). Sonuçta metamorfizma derecesi bölgede kuzeyden – güneye doğru artmaktadır.

Dokanak ilişkileri: Gevinde Formasyonunun altında inceleme alanının dışında Alt Kambriyen yaşlı, kirlili beyaz, açık kirlili sarı renkli kuvarsitler yer alır. Kuvarsitlerin üstüne uyumlu olarak Orta Kambriyen yaşlı, bozunma renkleri koyukahve, taze yüzey rengi koyu / açık gri dolomitler yer alır ki, bu dolomitler kısmen barit damarları içerir ve bazı alanlarda da dayklar ile kesilmişlerdir. Dolomitler, Çaltepe Kireçtaşlarının, kuvarsitler, Hüdai kuvarsitlerinin (Özgül, 1976) karşılığıdır.

Gevinde Formasyonunun üstüne uyumsuz olarak Devoniyen yaşlı sarı renkli dolomitler gelir. Bu dolomitler inceleme alanında yoğun tektonik deformasyona uğrayarak parçalanmışlardır. İnceleme alanında Gevinde Formasyonu Topraktepe kuvarsitleri ve Karatepe Formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenir.



Şekil 3.7: Gevinde formasyonundaki kalkışistlerin görünümü. (Gevinde yayla yol kenarı)

Fosil Kapsamı ve Yaş: Gevinde Formasyonun şistleri içinde inceleme alanının dışında Ordovisyen yaşını veren *Facoides* iz fosili bulunmuştur (Şekil 3.8). Ayrıca Gevinde Formasyonunun, Orta Kambriyen yaşlı trilobit fosilleri bulunan dolomitlerin üstünde, Amphiporalı Devoniyen yaşlı dolomitlerin altında bulunması, birimin yaşının Kambro – Ordovisyen olmasını gerektirir.

Yorum: Gevinde Formasyonunun kaya birimleri, Orta Kambriyen başında, Türkiye güneyinde deniz seviyesinin yavaş yavaş yükselmesi ile, transgressif olarak kumtaşı, silttaşı, şeyl kiltası ve kireçtaşı çökelmesinden oluşan birimlerin metamorfizma geçirmesi ile oluşan pelitik şistler ve şistler içinde bantlar halinde gözlenen mermer ve kuvarsit düzeylerinden oluşmuştur.



Şekil 3.8: Gevinde formasyonu şistleri içindeki Ordovisyen yaşını veren Focooides fosili

3.2.1.1.1. Kaotik Seri (Krka)

Tanım ve Dağılım: Gevinde Formasyonu içinde ekaylar oluşturan Kaotik seri, metaşeyl, bazik volkanit bir hamur ile bunun içinde gelişigüzel dağılmış bir şekilde kalkışit, kireçtaşı, dolomit, serpantin, yoğun bazik kayalar ile glokofan ve granatlı mikaşitlerden oluşmuştur (Şekil 3.9). Kaotik seride mavişist ve yeşilşist metamorfizması gözlenir. Birimde, glokofan, eklojit (Özgül, 1983) ve serpantinlerin görülmesi dalma – batma zonlarında görülen yüksek basınç metamorfizmasına işaret eder. Kaotik seride görülen Devoniyen yaşlı dolomit, kuvarsit, Üst Permiyen yaşlı kuvarsit, kireçtaşı, Alt Triyas yaşlı kalkışitler, kaotik serinin Gevinde Formasyonunu üzerine hareketi sırasında Alanya Birliğinin bu yaşdaki birimlerinden kopardığı parçalarıdır. Seri bu görünümü ile bir melanjdir. İnceleme alanının dışında kaotik seri Üst Permiyen yaşlı Karatepe Formasyonu üzerinde de tektonik olarak gözlenir.

Çalışma alanında Kaotik seri Bağlıca mahallesi, Hocalar yayla ve Darı derece izlenir.



Şekil 3.9: Kaotik seri içerisinde gözlenen serpantiniterler (Hocalar Yayla).

Litoloji: Kaotik serideki kayalar yoğun tektonik deformasyon geçirmişlerdir. Kataklastik dokulu kayalarda glokofan, ve granatların yanında, muskovit, klorit, serisit, tremolit-aktinolit, albit, epidot mineralleri yaygın olarak bulunur. Granatlı şistler sarı, yeşil renklidir ve üzerlerinde iri granat mineralleri izlenir. Serpantiniterler uğradıkları düşük dereceli metamorfizma sonucunda şişleşmişlerdir. Koyu yeşil ve yağimsı, parlağımsı özellikleriyle göze çarparlar.

Dokanak İlişkileri: Kaotik seri Gevinde formasyonu içinde ekaylar şeklinde izlenir. İnceleme alanı dışında Karatepe formasyonunu tektonik olarak üzerler.

Fosil Kapsamı ve Yaş: Gevinde Formasyonu içinde ekaylar halinde gözlenen kaotik seri içinde yaş verecek mikrofauna gözlenememiştir. Ancak seri içinde Devoniyen Permiyen ve Alt Triyas yaşlı koyu birimlerine ait parçalar ile serpantinlerin görülmesi kaotik serinin yaşımlı Üst – Kretase olmasını gerektirir.

Yorum: Formasyon içinde ekaylı yapılar oluşturan Kaotik seride gözlenen, serpantinler ve yüksek basınçlı metamorfizma, kaotik serinin dalma – batma zonunda hendek bölgesinde geliştiğini gösterir. Serpantinler okyanusal kabuk parçalarıdır. Bu

dalma-batma olayı Senoniyen-Paleosen esnasında Alanya Birliğinin Antalya Birliği üzerine hareketi sırasında, okyanusal levhanın tüketilmesi ile oluşmuştur. Dalan levha üzerinde, benioff zonu boyunca yüksek basınçlı metamorfizmaya uğrayan kayalar sonra ters açılı bir fayla Gevinde formasyonu şistleri üzerine itilmişler ve bu hareket sırasında, Alanya Birliğinin, Devoniyen, Permiyen ve Triyas yaşlı kaya birimlerinden parçalar koparmışlardır. Kaotik serinin Gevinde formasyonuna bindirmesinden sonra Alanya Birliği düşük dereceli yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış ve her iki birim yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmişlerdir. Lütésiyyende sonra Alanya Birliğinin, Antalya Birliği ile birlikte kuzeye hareketleri sırasında, Kaotik seri ile Gevinde formasyonu ekaylar halinde birbirleri üzerine bindirmişlerdir. Her iki birimin beraberce metamorfizma geçirmeleri, geçirdikleri tektonik deformasyonlar nedeniyle dokanak ilişkileri çoğunlukla bozulmuştur.

3.2.1.2. Toprakepe Kuvarsitleri (Pmt)

Tanım ve Dağılım: Kirlili beyaz, kızılı kahve, gri renkli demirli kuvarsitler ile, kuvarşışt ar dalanmasından oluşan birim inceleme alanında Toprakepe Kuvarsitleri olarak ayırtlanmıştır.

Toprakepe Kuvarsitleri inceleme alanında fazla yayılım göstermez. Birim genelde Üst Permiyen yaşlı kireçtaşları altında yer yer gözlenir. Başlıca İnceğiz yayla, Yaylacık Tepe, Sekili yayla yayılım alanlarıdır.

Toprakepe kuvarsitlerini oluşturan kuvarsit ve kuvarşıştleri en iyi Alanya P28-b2 paftasında Sivastı yayla ile İnceğiz yayla arasındaki Toprakepede gözlemlendiğinden burası tip yeri olarak verilebilir.

Litoloji: Kuvarsitler, beyaz kirlili, beyaz, kızılı, kahve renkler sunarlar. Sert ve kırılığandırılar. Orta-kalın tabakalıdırılar. Tabakalanmaları düzenli değildir. Çoğunlukla masifdirler ve kısmen zayıf şisti yapı gösterirler. Kuvarşıştler gri, yeşil, kızılı, kahverenkli diriler. Kuvars, serisit, klorit ve muskovit minerallerinden oluşurlar. Muskovit, klorit ve serisitler kayaca şisti yapı kazandırır.

Dokanak ilişkileri: Toprakepe Kuvarsitleri inceleme alanı dışında Devoniyen dolomitleri üzerine uyumsuz olarak gelir. Bu ilişki en iyi Alanya O28-d1 paftasında,

Çukuryurt mahallesinden Susuzdağ'a çıkan patika üzerinde izlenir. İnceleme alanında birim Gevinde Formasyonunu üzerinde tektonik olarak yer alır. Üstüne gelen Karatepe Formasyonu ile uyumlu,geçişlidir.

Fosil Kapsamı ve Yaş: Birimde yaş verebilecek fosile rastlanmamıştır. Yaş izafi olarak verilmiştir. Üst Permiyen yaşlı Karatepe Formasyonu ile uyumlu geçiş göstermesi ve Devoniyen dolomitleri üzerinde uyumsuz olarak yer almaları nedeniyle birimin yaşı Üst Permiyen olarak verilebilir.

Yorum: Topraktepe Kuvarsitleri bölgenin Devoniyen sonunda yükselmesi sonucu karasal alterasyona uğramış kayaç ürünlerinin, Permiyen'de denizin transgresif olması nedeniyle, çökelip, daha sonra metamorfizma geçirmeleri sonucu oluşmuşlardır.

3.2.1.3. Karatepe Formasyonu (Pmk)

Tanım ve Dağılım: Koyu gri, gri, siyah renkli, kalsit damarlı, orta tabakalı, orta-iri kristalli, bitümlü, dolomitik kireçtaşı, dolomit, kristalize kireçtaşı araldanmasından oluşan birim en iyi Karatepe ve çevresinde gözleendiği için Karatepe formasyonu olarak ayırtlanmıştır.

Karatepe formasyonunu oluşturan kaya birimleri, inceleme alanında kuzeybatı – güneydoğu yönünde uzanır ve yaygın olarak, Olucaktepe, Keçeli Tepe, Karatepe, Gölçüktepe, Yumruadağ, Yavşan mevki de gözlenir ve yaklaşık 55 km²'lik bir alana yayılır.

Birimin tip yeri, Alanya P28-b2 paftasında bulunan Karatepe'dir. Formasyonun toplam kalınlığı yaklaşık 400 m'dir.

Litoloji: Karatepe Formasyonunu oluşturan, yer yer bitümlü, kalsit damarlı, spartleşmiş dolomitik kireçtaşları, dolomit ve kireçtaşları, koyu gri, kurşuni gri, yer yer beyaz, siyah renkleri ile sahada gözlenirler. Yer yer sakkaroid dokulu, orta kalın tabakalı, orta - iri kristalli bu kireçtaşları bol eklemlidirler ve orta sertlikte kırılğan bir yapı sunarlar (Şekil 3.10).

Dokanak İlişkileri: Karatepe Formasyonu altındaki Topraktepe kuvarsitleri ile uyumludur. Dokanak üstüne gelen Asmaca formasyonu tarafından ise uyumsuz olarak

örtülür ve inceleme alanında Karatepe formasyonu, birçok yerde Gevinde formasyonu üzerinde uyumsuz olarak, Antalya Birliği birimleri üzerinde tektonik dokanakla izlenir.



Şekil 3.10: Karatepe formasyonunun kalsit dolgulu, orta – kalın tabakalı kireçtaşlarının görünümü. (Sekili Yayla yol kenarı)

Fosil Kapsamı ve Yaş: Formasyonda *Mizzia Sp.*lere sıkça rastlanır ve çıplak gözle gözlenebilmektedir. Formasyonun değişik kesimlerden alınan örneklerde tanımlanan *Pachyphloia sp.*, *Permocalculus sp.*, göre formasyon Üst Permiyen yaşındadır.

Yorum: Karatepe Formasyonunun bitümlü, dolomitik kireçtaşları, dolomit ve kireçtaşları fosil kapsamına göre Üst - Permiyen'de denizin transgresyonu sonucu çökelmiş epikontinental karbonat çökelleridir.

3.2.1.4. Asmaca Formasyonu (Tra)

Tanım ve Dağılım: Gelişmiş yapraklanmalı, kireçtaşı arakatlı, kalkıştı, kloritşist ve kloritoyidistlerden oluşan birim Özgül (1983) tarafından Asmaca Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Asmaca Formasyonu inceleme alanında yaygın olarak, karakütük Sırtı, Murtlın yayla, Sivastı yayla, Kılıpınar sırtında gözlenir ve yaklaşık 13 km²'lik bir alanı kaplar.

Litoloji: Karatepe Formasyonunu, Üst Permiyen yaşlı kireçtaşları üzerinde, metaboksit düzeyleri ile başlayan başlıca serisit klorit-kalkışt, kloritışt, kloritoyid şistlerden oluşan ve kireçtaşı arakatıklarını kapsayan Asmaca Formasyonu, Karatepe Formasyonunun sert topoğrafyası üzerinde yumuşak bir topoğrafya oluşturur.

Kalkıştler, sarı, sarımtırak yeşil, yeşil renkli, ince – orta tabakalı, gelişmiş yapraklanmalıdır ve çoğunlukla klorit ve serisit pulları ile sıvanmıştır. (Şekil 3.11).

Kalkıştler ve kloritıştler arasında yer yer gözlenen, rekristalize kireçtaşları, ince – orta tabakalıdır, kül rengi ve gri kül rengi ve gri renkleri ile dikkati çeker. Formasyonun üst seviyelerinde kloritıştler gözlenir. Kalkıştlerde yer yer izoklinal kıvrımcıklar izlenir.

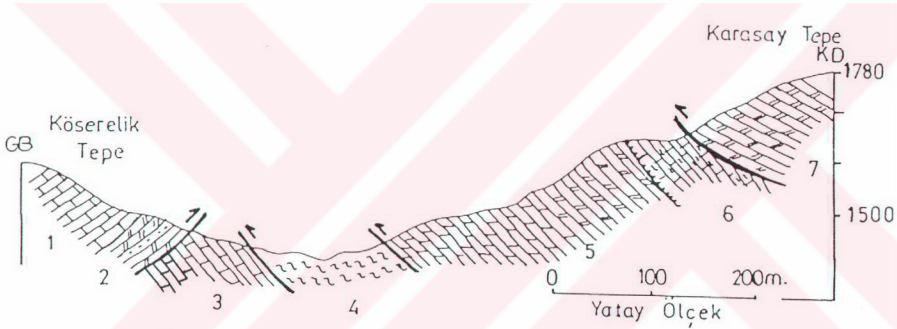
Asmaca Formasyonunun tabanında gözlenen kızıl kahverenkli, pisolitik dokulu metaboksitler korindon, kloritoyid, klorit, serisit ve opak taneler içerir ve mercekler şeklindedir.



Şekil 3.11: Asmaca formasyonu kalkıştlerinin görünümü. (Sapadere yayla yol kenarı)

Dokanak İlişkileri: Asmaca Formasyonu inceleme alanını bir çok kesiminde Karatepe Formasyonu üzerinde uyumlu gözükür. Fakat yer yer iki formasyonun dokanakları boyunca gözlenen metaboksit mercekleri, iki formasyon arasında bir aşınma evresinin geçtiğini dolayısıyla bir uyumsuzluğu göstermektedir.

Asmaca Formasyonu inceleme alanında Killik Dağı Formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenir ve Belbağ formasyonu örtü kayaçları tarafından uyumsuzluk ile örtülür (Şekil 3.12). İnceleme alanı dışında ise koyu gri, gri, kül renkli, Orta – Üst Triyas yaşlı dolomitler tarafından uyumsuz olarak örtülür. Asmaca Formasyonun üst dokanağı ile bu dolomitler arasında 3-4 m kalınlığında metaboksit cepleri görülür. Bu ilişki en iyi Alanya O28-d1 paftasında, Susuzdağ'da Küllün tepe civarında gözlenir.



Şekil 3.12: İnceleme alanındaki tektono-stratigrafik birimlerin ilişkisini gösteren şematik kesit 1. Köserelik formasyonu, 2. Pazaralanı formasyonu (Aladağ Birliği), 3. Bıçkıcı formasyonu (Antalya Birliği), 4. Gevinde formasyonu, 5. Karatepe formasyonu (Alanya Birliği), 6. Asmaca formasyonu (Alanya Birliği), 7. Killik formasyonu (Bolkardağı Birliği)

Fosil Kapsamı ve Yaş: Asmaca Formasyonun bazı kesimlerinde gözlenen Alt Triyas'ın belirgin fasiyeslerinden olan Vermiküler fasiyese ait Vermes izleri (Kurt izi) görülmesi ve Üst Permiyen kireçtaşları üzerinde yer alması nedeniyle, formasyonun yaşı Özgül (1983) tarafından Alt Triyas (Skitiyen) yaşda kabul edilmiştir.

Asmaca Formasyonu Toroslarda Alt Triyas yaşlı, Akıncıbeli, Kesmeköprü, Çandır formasyonları ile benzerlik gösterir.

Asmaca Formasyonu sığ kıyı denizinde, gel – git arası bir ortamda çökelmiştir (Özgül 1983).

3.2.2. ANTALYA BİRLİĞİ

İnceleme alanı içerisinde diğer birlikler tarafından tektonik olarak üzerlenen, Antalya Napları (Lefevre, 1962, Brunn ve diğerleri, 1971) olarak adlandırılan, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı yer yer metamorfizma gösteren kaya toplulukları Özgül ve Arpat (1973), tarafından Antalya Birliği olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanında, Antalya Birliğine ait birimler güneyde Alanya tektonik penceresinde ve kuzeyde Blumenthal (1949) tarafından “Ayrırdım Zonu” olarak adlandırılan, Monod (1977) tarafından Antalya Birliği kapsamına alınan fliş koridorunun doğu kısmında yüzeyler. Antalya Birliğinde, tektonik pencerenin sahile yakın kesimlerinde yeşilist fasiyesinde metamorfik kayalar gözlenir. Metamorfizma etkisi güneyden kuzeye doğru azalmaktadır.

İnceleme alanında Antalya Birliğinde Lordlar Formasyonu (Kambro – ordovisyon), Narlıca Formasyonu (Devoniyen) Bıçkıcı Formasyonu (Üst Permiyen), Çamlıca Formasyonu (Triyas), Çiğdemdağı Kireçtaşı (Liyas) ve Keçili Formasyonu (Kretase) birimlerini kapsar (Şekil 3.13).

3.2.2.1. Lordlar Formasyonu (Kol)

Tanım ve Dağılım: Genelde koyu kahve renkli yer yer boz, koyu gri, siyahımsı gri, mikalı şeyl, silttaşı ve kumtaşı aralanmasından oluşan ve yer yer kırmızı pembe renkli yumrulu kireçtaşları içeren birim Özgül (1983) tarafından Lordlar Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Lordlar Formasyonu çalışma alanında fazla bir yayılım göstermez. Kaş yaylası, Sapadere yaylası ve Yüçlük tepe eteklerinde izlenir.

Litoloji: Lordlar formasyonunu, bol mikalı kumtaşı, kiltası ve şeyl aralanmasından oluşan kırıntılılardan oluşur. Koyu yeşil, koyu gri, yeşilimsi siyah, kahverengi sarı renklerden oluşan bu birimler, ince tabakalanmalı, ince dokulu olup yer yer diyabaz dayk ve silleri içerir. Formasyonun alt seviyelerinde kırmızı, pembe renkli, kalın tabakalı, taze kırık yüzey rengi kırmızı beyaz, yumrulu kireçtaşı gözlenir.

UST SİSTEM	SİSTEM	SİSTEM	SERİ	FORMASYON	ÜYE	SİMGE	KALINLIK	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	FOSİL	
P A L E O Z O Y İ K	Devoniyen	Permiyen	Kambriyen	Ordavisyen	Alt Devoniyen	Narlıca	Bekici	Kop	~ 100 m	Yumrulu kireçtaşı arakatlı mikapullu, kumtaşı, şeyl araldanması	Brakyopod Konodont Trilobit
M E S O Z O Y İ K	T R İ Y A S	ALT ORTA ÜST TRİYAS	Çamlıca	Trç	~ 700 m	Kırmızı renkli çörtlü kireçtaşı Radyolarit Vermes(kurt) izli killi kireçtaşı Şeyl, silttaşı araldanması Alaca renkli marn Sarı renkli, oolitle, killi kireçtaşı	Radiobria Lamelibras Gastropod				
								JURA	ORTA JURA	Çiğdemdağı Kireçtaşı	Jçk
KRETASE	ÜST KRETASE	Keçili Sogukoluk Ofiyolit Topluluğu	Krk	~ 400 m ?	Çeşitli Olistolitler kapsayan, şeyl, kiltası, kumtaşı, çakıltası, kireçtaşı araldanması ve diyabaz, bazalt ve yastık bazaltlardan oluşan ofiyolitik topluluk Kumlu, killi kireçtaşı Sarı renkli, ince tabakalı marn Radyolarit Globotruncana'lı pelajik, çörtlü kireçtaşı	Foraminifer Mercan Alg Molluska					

Şekil 3.13: Antalya Birliği'nin geliştirilmiş dikme kesiti. (Ölçeksiz)

Lordlar Formasyonu oluşturan kırıntılılar bol mikali olmalarından dolayı parlak yüzeylidirler. Örneklerde, tanelerin kuvars, feldispat, mikalar ile opak minerallerde olduğu görülür. Feldispatlarda kloritleşme ve serisitleşme gözlenir. Demiroksitler çatlak dolgusu olarak teşekkül etmiştir. Lordlar formasyonu, tabakalanma, laminalanma, akıntı yapıları gibi sedimanter yapılar gösterir.

Formasyonda gözlenen yumrulu kireçtaşları bol trilobit kavkaları içerir ve kırmızı boz renkli kalın tabakalıdır.

Dokanak ilişkileri: Lordlar formasyonunun tabanı inceleme alanında gözlenmez. Alt dokunağı faylı olup, birim Alt Triyas yaşlı Çamlıca formasyonunu tektonik olarak üzerler (Şekil 3.14). İnceleme alanı dışında Lordlar formasyonu ile denestirilebilen Seydişehir Formasyonu, Erken Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe formasyonu üzerinde bulunur.

Formasyon inceleme alanında Aladağ Birliği birimleri tarafından tektonik olarak üzerlenir. Yer yer Permiyen ve Jura yaşlı kireçtaşları tarafından transgrasif olarak örtülür.



Şekil 3.14: İnceleme alanında Antalya, Alanya ve Aladağ Birlikleri'nin ilişkisini gösteren şematik kesit. 1. Karatepe formasyonu (Alanya Birliği), 2. Çamlıca formasyonu, 3. Lordlar formasyonu (Antalya Birliği), 4. Pazaralanı formasyonu, 5. Köserelik formasyonu (Aladağ Birliği).

Fosil kapsamı ve Yaş: Lordlar Formasyonu kıt fosillidir. Gedik (1977) tarafından çalışma alanında iz fosil ve konodont türleri tayin edilerek birime Üst Kambriyen. - Alt Ordovisyen yaşı verilmiştir. Araştırmacı iz fosillerden "*Cruziana furcifera*", konodont

türlerinden, “*Drepanaistodus forceps*, *Microzarkodina flabellum*, *Baltoniodus triangularis*, *Prioniodus evae*” gibi konodontlarla Alt Arenigiyen yaşını, “*Cordylodus ongulus*” konodont türü ile Alt Tremodosiyen yaşını saptamıştır.

Lordlar formasyonunun yumrulu kireçtaşları bol trilobit kavkuları içerir ve formasyonun kırıntılı birimleri arasında Focoides iz fosili saptanmıştır. Bu fosil türlerine göre formasyonun yaşı Kambro-Ordovisyendir.

Yorum: Kambriyen sonu, Ordovisyen başında Türkiye güneyi transgresif seriler ile örtülmüştür. Kenar havzada alt seviyede yer alan Orta Kambriyen yaşlı karbonatlı fasiyesin üzerinde yaygın kumtaşı-şeyl kiltası birimleri çökelmiştir. Çökellerin taşınması Gondavana karası kuzeyinde olmuştur (Tolluoğlu,1995). Lordlar formasyonunu oluşturan şeyl, ince kumtaşı, miltaşı ar dalanması, tanelerin küçüklüğü, ince tabakalanma, laminalanma formasyonun platformun açık deniz yönünde çökeldiğini, kumtaşı seviyelerinde gözlenen akıntı yapıları ortama zaman zaman bulantı akıntılarının egemen olduğunu gösterir.

3.2.2.2. Narlıca Formasyonu (Dn)

Tanım ve Dağılım: Sarı, kahverenkli şeyl, ve dolomitlerden oluşan birim Ulu (1986) tarafında Narlıca Formasyonu olarak adlanmıştır.

Birim inceleme alanında Üst Kretase yaşlı Keçili Formasyonu içinde olistolitler şeklinde izlenir. Fazla yayılım göstermezler. İnceleme alanının güneyinde, Çamlıca mahallesi ile Akkaya tepe eteklerinde yayılım gösterirler.

Litoloji: Narlıca Formasyonu, sarı, kahverenkli, gri siyah renkli şeyl ve dolomitlerden oluşmuştur. Dolomitlerin taze yüzey renkleri, gri, yeşilimsi gridir. Orta taneli ve tabakalıdır ve brakyopod kavkuları içerirler. Şeyller ise ince tabakalı olup yeşil, gri renkleri ile gözlenirler.

Dokanak İlişkisi: Narlıca Formasyonu Kambro-Ordovisyen yaşlı Lordlar Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir. Bazen Triyas yaşlı Çamlıca Formasyonunu tektonik olarak üzerler. Birim Bıçkıcı Formasyonu tarafından ise uyumsuz olarak örtülür.

Fosil kapsamı ve Yaş: Narlıca formasyonunda sarı renkli dolomitlerde brakyopod kavkaları çıplak gözle gözlenebilmektedir. Birimin yaşı Ulu (1986) tarafından konodont bulgusuna göre Devoniyen olarak verilmiştir.

3.2.2.3. Bıçkıcı formasyonu (Pmb)

Tanım ve Dağılım: Siyah, siyahımsı gri, orta-kalın tabakalanmalı, kalsit damarlı, kireçtaşlarından oluşan birim Ulu (1986) tarafından, Bıçkıcı Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Bıçkıcı formasyonu inceleme alanında geniş bir alanda yüzeyleyler. Yalman tepe, Maha yayla, Çiğdem Dağı, Kardeliği tepe, başlıca yayılım alanlarıdır ve 30 km²lik bir alanı kapsar.

Litoloji: Bıçkıcı Formasyonunda koyu gri-gri, kül renkli, kalsit damarlı bol eklemlili, çatlaklı, orta-kalın tabakalı, bol algli biyomikrit türü kireçtaşları ile üste doğru, fosili kıt, siyah-gri renkli, orta-kalın tabakalanmalı dolomitler ve yeniden kristallenme gösteren, yer yer çörtlü, spartik kireçtaşları gözlenir.

Dokanak İlişkileri: Bıçkıcı Formasyonu, Lordlor formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Birim Skitiyen yaşlı Çamlıca formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Fosil Kapsamı ve Yaş: Bıçkıcı Formasyonu bol fosillidir. Çıplak gözle yeşil alglerden Mizzia velebitano ve mercanlardan Fenestella görülür. Formasyonda derlenen numunelerden şu fosiller tespit edilmiştir.

Mizzia velebitano

Permacalculus sp.

Gymnocodium sp.

Puchyphloria sp.

Nankinella sp.

Stafella sp.

Glomospira sp.

Schwagerina sp.

Modasarüduee.

Tuberitino sp.

Ostrorocoda

Bu fosil kapsamına göre Bıçkıcı formasyonunun yaşı Üst Permiyendir.

Yorum: Bıçkıcı formasyonunda gözlenen Kırmızı Algler (*Permucolculus*, *Gymnocodium*) ve mercanlar, resif yapan organizmalar olup, ılık, sıg ve çalkantılı denizlerde yaşarlar (Şenel, 1986).

Buna göre Bıçkıcı formasyonu, karada malzeme getiriminin az olduğu sıg ve ılık denizlerde çökeltmiştir.

3.2.2.4. Çamlıca Formasyonu (Trç)

Tanım ve Dağılım: İnceleme alanında yüzeyleyen en yaygın kaya birimidir. Altta pembe kırmızı alacalı marınlar, sarı renkli vermes (kurt) izli killi kireçtaşı üste doğru radyolorit, bitkili kumtaşı, şeyl, kireçtaşı gibi kaya türlerini kapsayan formasyon Ulu (1986) tarafından Çamlıca formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 3.15.)

Çamlıca formasyonu inceleme alanında, Kaş, Çingensekisi, Maha, İkizarası, Dikmetaş, İmamlı, Kızılgüney yaylaları ile Manavlı, Kaman, Hıdırlı, Payamağacı, Cırbat mahalleleri ile Çamlıca köyü ve civarında yayılım gösterir.



Şekil 3.15: Çamlıca formasyonunun genel görünümü. (Kaş yayla) Trç: Çamlıca formasyonu, Pmk: Karatepe formasyonu, Kog: Gevinde formasyonu

Litoloji: Çamlıca formasyonu alta, ince tabakalı açık gri, pembe, sarı renkli killi kireçtaşları ve alacalı marnlar ile başlar. Kireçtaşları yer yer oolitiktir, gastropod ve lamelli branş kavkı izleri taşır. Killi kireçtaşları ve alacalı marnların üzerine şeyl, silltaşı ve kumtaşı ile ardalanmalı, gri, sarımsı gri, sarı renkli vermes (kurt) izli killi kireçtaşları gelir. Vermes izli fasiyes Marcoux (1977) tarafından vermiküler fasiyes olarak adlandırılmıştır. Vermes izli kireçtaşları orta tabakalıdır, yer yer çatlakları kalsit dolguludur.

Bu birimlerin üzerine ise kızıl kahve renkli radyalorit ile kırmızı renkli çörtlü kireçtaşları gelir. Radyaloritler kırmızı, kızıl, kahve renkleriyle göze çarparlar ve ince tabakalı olup, yer yer mangan yumruları içerirler.

Gri, kırmızı renkli çörtlü kireçtaşları ince – orta tabakalıdır ve bazı düzeylerinde Halobiyalar gözlenir. Pelajik kireçtaşları orta sert ve kırılğandır ve tabaka yüzeylerinde lamelli branş kavkı izleri gözlenir.

Kırmızı renkli çörtlü kireçtaşlarının üstüne fliş fasiyesinde, bitkili kumtaşı, şeyl, kıltaşı, kireçtaşı ardalanması gelir. Şeyl ve kıltaşı yeşil, gri, yeşilimsi gri, kahverengi renklere olup ince tabakalıdır. Bitkili kumtaşlar gri, siyahimsi gri renklerdedir ve orta tabakalıdır (Şekil 3.16). Taneler başlıca kuvars, feldispat, mika ve opak minerallerdir. Kırıldığı zaman tabaka yüzeylerinde yoğun olarak bitki kırıntıları gözlenir. Tabaka altlarında akıntı yapıları gözlenir. Kumtaşları ve şeyller içinde moloz akması birikintileri bloklar yer alırlar.

Ordovisyen mikalı şeylleri ve Permiyenin kireçtaşları kumtaşları içinde bloklar şeklinde gözlenirler. Bu bloklar metre ile birkaç metre arasında değişen büyüklüktedir. Bunlar kıvrımın ve kırılmaların sonucu oluşmuş tektonik bloklar olabilir.

Çamlıca formasyonunun üstünde ise beyaz, gri renkli, orta-kalın katmanlı sert, ince kalsit damarlı, yer yer oolitli kireçtaşı gözlenir. Kireçtaşları Üst Triyas yaşındadır (Ulu, 1986).

Dokanak ilişkileri: Çamlıca formasyonun Bıçkıcı formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alır. İki formasyonun dokanaklarında yer yer demirli killi oluşuklar gözlenir. Çamlıca Formasyonu üzerine Jura yaşlı Çiğdemdağı Kireçtaşı uyumsuz olarak gelir.

İnceleme alanında, Çamlıca formasyonu Keçili formasyonu ile Aladağ ve Alanya birliklerine ait birimler tarafından tektonik olarak üzerlenir.



Şekil 3.16: Çamlıca formasyonu kumtaşlarından bir görünüm. (Kaplanhanından Hocalar yaylaya giden yol üzeri)

Fosil Kapsamı ve Yaş: Çamlıca formasyonun altında gözlenen alacalı marnlar ve vermes izli kireçtaşları Toroslarda çalışan çeşitli araştırmacılar tarafından Alt Triyas yaşı olarak belirlenmişlerdir. (Marcoux, 1977, Demirtaşlı, 1978, Özgül, 1983, Ulu, 1986). Daha üste gelen, kireçtaşlarında ise *Halobiyalar* ve *Daonella* fosilleri bulunmuştur. Çamlıca formasyonun radyolorit, kırmızı kireçtaşı, bitkili kumtaşı, şeyl ve kireçtaşlarından oluşan birimleri yine yukarıda adı geçen araştırmacılar tarafından Orta – Üst Triyas olarak belirtilmiştir. Buna göre Çamlıca formasyonunun yaşı Triyasdır.

Yorum: Permiyen sonu, Triyas'ın başlarında bölgede neritik karbonatlardan oluşan platform parçalanmış riftleşme başlamıştır. Buna göre bölgede Permiyen sonundaki regresyon sonucundaki aşınma evresini izleyen transgresyon başlamıştır.

Bu transgresyon ile Çamlıca formasyonun Skitiyen yaşı alt birimlerini oluşturan killi kireçtaşı, alacalı marn ve vermes izli, şeyl kumtaşı ardalanmalı kireçtaşları sığ kıyı denizi, duraylı şelf ortamında çökelmiştir. Birimde gözlenen kumtaşıları riftleşme sonucu

oluşan grabenlerin yükselen platformlarından türeyen detritik malzemelerin birikimi sonucu oluşmuşlardır (Demirtaşlı, 1987).

Şeyller, radyolorit ve kırmızırenkli pelajik kireçtaşları, ortamda hızlı derinleşmeyi gösterir. Triyas'da platformun parçalanması sonucu oluşan deniz tabanı yayılmasıyla, bazik magma teşekkül etmiş, deniz tabanına yayılan bazik lavlar deniz suyunu silisce zenginleştirerek radyolaritlerin çoğalmasına yardımcı olmuştur. Çamlıca formasyonunda, inceleme alanının dışında ultrabazik ve bazik magmatik kayalar bulunur.

Bu ultrabazik ve bazik magmatik kayalar alkalin niteliklidirler ve platform parçalanırken, riftleşme sırasında oluşmuşlardır. (Özgül, 1983).

Formasyonun üst seviyelerinde türbiditik kumtaşlarındaki çapraz tabakalanma, tabaka altı yapıları, yer yer alglerin bulunuşu ortamın yükseldiğini ve derin olmayan, dip akıntılarının olduğu bir ortamı yansıtır.

Kumtaşlarında gözlenen az çok kömürleşmiş bitki kalıntılarının korunmuş olmasında, kaynak alanda deniz yönünde ilerleyen delta ve bataklık ortamının geliştiğini gösterir (Özgül, 1983).

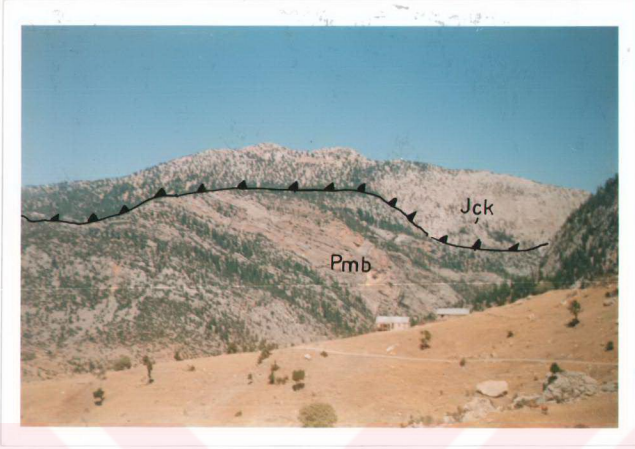
3.2.2.5. Çiğdem Dağı Kireçtaşı (Jçk)

Tanım ve Dağılım: Açık gri, beyazımsı, grimsi kısmen oolitik kireçtaşlarından oluşan birim Çiğdemdağı Kireçtaşı olarak adlandırılmış ve ayrırtlanmıştır.

Çiğdemdağı Kireçtaşı'nın adı tip yeri olan, Alanya O28-c3 paftasında bulunan Çiğdem dağından alınmıştır.

Litoloji: Çiğdemdağı Kireçtaşı, açık gri, beyaz, bej, yer yer pembemsi renklidir. Alt seviyeleri daha koyu renkli ince tabakalı olup, üste doğru oolittli, intraklastlı, pelletli intrasparitli, bol algli olup ince – orta tabakalıdır ve ince çatlaklıdır. Bu çatlaklar kalsit dolguludur.

Dokanak İlişkileri: İnceleme alanının bazı kesimlerinde Çiğdemdağı Kireçtaşı, Çamlıca ve Bıçkıcı formasyonlarını üzerinde tektonik olarak üzerler (Şekil 3.17). Genelde bu birimler üzerinde uyumsuz olarak izlenir.



Şekil 3.17: Çiğdemdağı Kireçtaşları'nın görünümü. (Lordlar yaylasından Çiğdem Dağı'na kuzeybatı yönünde bakış). Jçk: Çiğdemdağı Kireçtaşı, Pmb: Bıçkıcı formasyonu.

Fosil kapsamı ve yaş: Çiğdemdağı Kireçtaşı'ndan alınan örneklerde aşağıdaki fosiller bulunmuştur.

Keskinotullina Sociolis

Solpingoporello sp.

Cornuspira sp.

Earlandio sp.

Echinoidea

Ostracada

Volvulinidae Endothyridae

Bu fosil kapsamına göre Çiğdemdağı Kireçtaşının yaşı Juradır.

Yorum: Çiğdemdağı Kireçtaşı sığ, karbonat şelfinde çökelmıştır. Şenel (1986), bölgedeki Jura-Kretase yaşlı, kireçtaşlarının, denizaltı dağlarının üzerinde çökeldiğini savunur.

3.2.2.6. Keçili Formasyonu (Krk)

Tanım ve Dağılım: Kırmızı gri renkli kireçtaşı, sarı yeşil renkli killi kireçtaşı, marn, silttaşı kumtaşı, ardalanması ile ofiyolitik topluluktan oluşan birim Şenel ve diğerleri (1981) tarafından Keçili formasyonu olarak adlanmıştır. Formasyonda gözlenen ofiyolitik topluluk Soğukoluk Ofiyolit Topluluğu olarak ayrılanmıştır.

Keçili Formasyonu inceleme alanında Hıdırlı, Karaburun, Hocaseki mahalleleri, Sumaklı hanı civarı, Kaş, Topseki, Gökkuzluk, Maha, Lordlar yaylalarında yüzeyler ve yaklaşık 55 km²lik bir alanı kapsar.

Litoloji: Keçili Formasyonunun alt seviyelerinde kırmızı, yeşil, gri renkli, ince – orta tabakalı, hafif yapraklanmalı, pelajik ortamı yansıtan, Gloubotruncanalı kireçtaşları gözlenir. Kireçtaşları içinde yer yer radyolorit ve çörtlü seviyeler yer alır. Üstüne sarı, gri, kahvemsı gri renklerde ince tabakalı marn ve kumlu killi kireçtaşları gelir. Sarı renkli killi kireçtaşları, kalkıştı görünümü arzeder. İnce tabakalı marn ve kireçtaşlarında da Gloubotruncana ve çörtlü izlenir. Marn ve kireçtaşlarının üzerine silttaşı, kilttaşı, şeyl, kumtaşı ve kireçtaşı gelir. Silttaşı, kilttaşı, şeyllerin rengi sarı, yeşil, gri, açık kahverengi, kül renklerinde olup, bu kayaçlar ince tabakalanma, laminalanma gösterirler. Sarı, kahverengi yeşil renklerde gözlenen kumtaşları iri taneli olup, ince – orta tabakalıdır. Grovak türü olan kumtaşları yer yer çakıltaşları ile ardalanırlar. Çakıltaşlarının çakıl boyları mm – dm arasında değişen boyutlardadır. Kireçtaşları bol eklemli, çatlaklı ve yer yer çörtlüdürler. Bozunma renkleri gri, açık gri, beyaz, bej, taze yüzey rengi pembemsi, açık gridir ve genelde ince kristallidirler.

Keçili Formasyonunu oluşturan bu kaya birimleri içinde Antalya Birliğinin daha yaşlı kaya birimlerinden olistolitler ve olistostromal oluşuklar yer alır. Bunlar Alanya Birliğinin Antalya Birliğini üzerlerken, Antalya Birliğinin çeşitli yaştaki kaya birimlerinden kopardığı parçalardır. Antalya Birliğinin Devoniyen yaşlı sarı renkli, bol brakyopodlu dolomitleri, Permiyen yaşlı kireçtaşları, Triyasın bitkili kumtaşları ve alacalı marnları Alanya Birliğinin, Antalya Birliğini üzerlemesi sırasında bu birimlerden koparılarak, Keçili Formasyonunun içine karışmışlardır. Formasyon bu özelliğiyle melanj görünümündedir.

Keçili Formasyonunda hafif düşük dereceli metamorfizma izlenir. Bu metamorfizma ile pelajik kireçtaşları ile killi kireçtaşlarında kaba yapraklanmalar gelişmiştir. Metamorfizma formasyonunu altında yer alan Çamlıca formasyonu birimlerini de etkilemiştir.

Dokanak İlişkileri: Keçili formasyonu, Çamlıca formasyonu üzerinde tektonik konumlu olarak yer alır. Payamağacı, Karaburun mahallelerinden geçen hat boyunca ise Triyas yaşlı Çamlıca formasyonu, Keçili formasyonunu tektonik olarak üzerler.

İnceleme alanında Keçili Formasyonu Aladağ ve Alanya birlikleri tarafından tektonik olarak üzerlenir ve Paleosen – Eosen yaşlı örtü kayaları tarafından uyumsuz olarak örtülür. İnceleme alanı batısında, Gökkuzluk, Soğukoluk yaylaları arasında Keçili formasyonu, Paleosen – Eosen örtü kayaları üzerinde tektonik dokanakla izlenir. Bunun nedeni Aladağ Birliği'nin Lütésiyen – Miyosen aralığında Antalya Birliği ve Paleosen – Eosen örtü kayalarına, kuzeydoğu – güneybatı yönünde bindirmesi sırasında, örtü kayalarına nazaran daha doğuda yer alan Antalya Birliği'ne ait Keçili formasyonu, bu bindirme nedeniyle oluşan tektonik kuvvetle daha batıda yer alan örtü kayaları üzerine itilmişler, yer yer ekaylanmışlardır.

Fosil Kapsamı ve Yaş: Formasyondan alınan numunelerde aşağıdaki fosiller bulunmuştur.

Rosita sp.

Globotruncanidae

Globotruncana sp.

Lagenidae

Heterohelicidae

Stomiosphaera sp.

Rotalidae

Marsonella sp.

Globigerinidae

Yukarıda tanımlanan fosil kapsamına göre Keçili formasyonunun yaşı Kampaniyen - Maestrihtiyendir.

Yorum: Keçili formasyonunu oluşturan birimlerde pelajik ortamı yansıtan Gloubotruncanalar oldukça boldur. Pelajik kireçtaşlarında, radyolarit ve çörtlerin bulunması, düşük enerjili, açık deniz koşulları ile duraylı derin denizel ortamı yansıtır. Gözlenen olistolitler, ofiyolitik topluluk, ve ekaylanmalar bu duraylı ortamdan, duraysız, hareketli bir ortama geçişi gösterir. Formasyon bu görünümüyle melanj özelliği taşıy ve bu özelliği Alanya Birliği'nin Antalya Birliği üzerine yerleşmesi sırasında Antalya Birliği'nin çeşitli yaştaki kaya birimlerinden parçalar koparması ile kazanmıştır.

3.2.2.6.1. Soğukoluk Ofiyolit Topluluğu (Krsso)

Tanım ve Dağılım: Diyabaz, bazalt ve bazaltik yastık lavlardan oluşan birim, Alanya P28-b2 paftasında Soğukoluk yaylasında ve civarında gözleendiğinden Soğukoluk Ofiyolit Topluluğu olarak adlandırılmıştır. Ofiyolitik toplulukta peridotit grubuna ait kayaçlar gözlenmez. Birimde gabro ailesine ait bazik kayaçlar ile bazaltik yastık lavlar gözlenir. Yastık lavlar deniz sedimentleri tarafından örtülmüştür. Soğukoluk Ofiyolit Topluluğu tam bir ofiyolitik topluluğu yansıtmaz.

Soğukoluk Ofiyolit Topluluğu inceleme alanında, Arapbaba gediği, Topseki, Gökkuzluk, Lordlar yaylaları ile Payamağacı mahallelerinde yüzeyler ve yaklaşık 10 km²lik bir alanı kapsarlar.

Litoloji: Soğukoluk Ofiyolit Topluluğunu %45-52 arası SiO₂ içeren, gabro ailesine mensup dolerit, bazalt ve yastık lavlar oluşturur. Kırmızı, yeşil, kahverengi olan bu kayaçlar, orta – iri taneli doku gösterirler (Şekil 3.18) Ayrışma türleri serpantinleşme, uralitleşme ve kloritleşmedir. Kayaçlardaki çatlaklar ve gaz boşlukları karbonat ve kil mineralleri ile doldurulmuştur. Sert ve kırılğındırlar. Ofiyolit topluluğun üst seviyeleri oluşturan yastık bazalt lavlar orta – iri tanelidirler. (Şekil 3.19)

Dokanak İlişkileri: Soğukoluk Ofiyolit topluluğunun alt dokanağı tektoniktir. Ofiyolitler Keçili Formasyonu birimleri üzerine bindirmişlerdir. Yine Keçili Formasyonuna ait derin deniz sedimentleri tarafından uyumsuz olarak örtülmüşlerdir.



Şekil 3.18: Soğukoluk ofiyolit topluluğunda izlenen bazaltların görünümü. (Lordlar yaylası)



Şekil 3.19: Soğukoluk ofiyolit topluluğunda izlenen bazaltik yastık lavların görünümü. (Soğukoluk yaylasından Gökkuşluk yaylasına giden yol kenarı)

Yorum: Soğukoluk Ofiyolit Topluluğu, Antalya ofiyolit Karmaşığı (Reuber, 1982), Tekirova ofiyolitleri (Robertson ve Hoodcock, 1981) ve Karadağ formasyonuna (Şenel ve diğ. 1981) karşılık gelir. Ofiyolitlerin Keçili formasyonuna yerleşme yaşı Üst Kretasedir. Çünkü yastık bazalt lavları örten pelajik kireçtaşlarından Maestrihtiyen yaşı alınmıştır. Ofiyolitler, Alt Triyas'da parçalanmış muhtemelen Jura'da okyanus aşamasına ulaşmış platformun parçalanması sonucu oluşan okyanus ürünleridir. Ofiyolitik topluluğu oluşturan bazaltik yastıklavlar, bazaltlar ve diyabazlar toleyitik niteliktedir. Bunlar okyanus ortası sırtlardaki toleyitik volkanizmaya bağlı olarak gelişmişlerdir. Bu okyanus Senomonyende kapanmıştır, Alt Triyas'da havzadan ayrılan Alanya Birliği, bu okyanusun kapanması ile Antalya Birliği üzerine bindirmiştir. Bölgedeki ofiyolitlerin oluşum yaşı Üst Triyas'ta başlayıp Senoniyen ortalarına kadar sürmüştür Soğukoluk Ofiyolit Topluluğu Üst Triyas – Alt Kretasede açılıp kapanan okyanus ürünleridir. Bu okyanus Neo-Tetis'e bağlı kenar bir okyanus olarak gelişmiştir.

3.2.3. ALADAĞ BİRLİĞİ

Hadım Napı olarak da adlandırılan (Blumenthal, 1944), Üst Devoniyen – Üst Kretase yaşlı şelf tipi çökeller Özgül (1976) tarafından Aladağ Birliği olarak adlandırılmıştır.

Aladağlar Doğu Toroslarda, Ecemiş Fayının doğusunda yer alan yüksek dağ silsilesidir. İnceleme alanında Aladağ Birliği, Devoniyen, Permiyen ve Jura – Kretase yaşlı kaya birimleri ile temsil edilir.

Aladağ Birliği incelenen alanda, Paleosen – Eosen örtü kayaçları ve, Antalya Birliğini tektonik olarak üzerler. Aladağ Birliğinin Jura – Kretase yaşlı birimleri inceleme alanının batısında, Mevlütlü yaylasında yatay tabakalı Miyosen kireçtaşları tarafından uyumsuz olarak örtülür. Aladağ Birliği bölgedeki diğer birimler üzerine Lütseyen – Miyosen aralığında bindirmiştir. Aladağ Birliği'nde inceleme alanında Devoniyen'de Pazaralanı formasyonu, Üst Permiyen'de Köserelik formasyonu, Jura – Kretase'de ise Akçaldağı formasyonu ayırtlanmıştır. Bu birimlerden Devoniyen, Permiyen yaşlı birimler Blumenthal (1952) tarafından Siyah Aladağ Napı, Jura – Kretase yaşlı birimler ise Beyaz Aladağ Napı olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.20).

P A L E O Z O Y I K		M E S O Z O Y I K		S E N O Z O Y I K		ÜST SİSTEM
Devoniyen-Karbonifer		JURA-KRETAZE		M I Y O S E N		SİSTEM
Pazaratani		Akçalıdağı		Langiyen-Sertavaliyen		SERİ
Dnp		Köserelilik		Mut		FORMASYON
Dnp		JKra		Tmm		SİMGE
						LİTOLOJİ
Siyah Aladağ Napı		Beşirli		Sarı, kahverenkli, brakypodlu dolomit, kuvarsit ardalanması		AÇIKLAMALAR
Siyah Aladağ Napı		Köserelilik		Gri, yeşil renkli, ince tabakalı şeyl, kumtaşı		
Tektonik Dokanak		Köserelilik		Sarı, gri renkli, yatay tabakalı kireçtaşları		NEO-OTOKTON ÖRTÜ KAYACI
Bol kalsit damarlı, koyu gri, siyah renkli kireçtaşı		Köserelilik		Açık gri, beyaz, sarı, pembe renkli, intraklast, ince kristalli kireçtaşı dolomitik kireçtaşı		
Alg Gastropod Foraminife		Köserelilik		Tektonik Dokanak		BEYAZ ALADAĞ NAPI
Alg Gastropod Foraminife		Köserelilik		Bol kalsit damarlı, koyu gri, siyah renkli kireçtaşı		
Alg Echinoide Foraminifer Bryozoa Alg		Köserelilik		Açık gri, beyaz, sarı, pembe renkli, intraklast, ince kristalli kireçtaşı dolomitik kireçtaşı		NEO-OTOKTON ÖRTÜ KAYACI
Alg Echinoide Foraminifer Bryozoa Alg		Köserelilik		Açık gri, beyaz, sarı, pembe renkli, intraklast, ince kristalli kireçtaşı dolomitik kireçtaşı		
Alg Mercan Gastropod		Köserelilik		Çapraz tabakalanmalı kumtaşı		FOSİL
Alg Mercan Gastropod		Köserelilik		Sarı, gri renkli, yatay tabakalı kireçtaşları		

Şekil 3.20: Aladağ Birliği'nin geliştirilmiş dikme kesiti. (Ölçeksiz)

3.2.3.1. Pazaralanı Formasyonu (Dnp)

Tanım ve Dağılım: Kireçtaşı, şeyl, kumtaşı, dolomit, kuvarsit ar dalanmasından oluşan birim inceleme alanında Pazaralanı Formasyonu olarak ayrırtlanmıştır.

Formasyonun tip yeri olarak Alanya P28-b2 paftasında Pazaralanı deresinden Köserelik tepeye kadar olan alandır. Formasyon ismini Pazaralanı deresinden almıştır.

Pazaralanı formasyonu inceleme alanında Pazaralanı deresinde, Köserelik tepe eteklerinde, Maha yaylasında ve Berem mahallesinde gözlenir ve yaklaşık 8 km²lik bir alanı kapsar.

Litoloji: Formasyonun alt seviyelerinde, koyu gri, siyah kahve, sarı renkli, ince – orta tabakalanmalı ve mercanlı kireçtaşları yer alır.

Kireçtaşlarının üstüne gri, pembe, yeşilimsi gri, ince tabakalanmalı şeyller, kumtaşları gelir. Bu şeyller brakyopodlu ve mercanlıdır. Daha üste doğru kuvarsitler ile ar dalanmalı, sarı, kahverenkli, gri, orta tabakalanmalı, bol, brakyopod, bryozoa, krinoid saplı, taze yüzey rengi açık gri yeryer kalsit dolgulu dolomitler gelir.

Kuvarsitler sarı, pembe, kırmızı, beyaz renkli, ince – orta tabakalanmalıdır.

Dokanak İlişkileri: Pazaralanı formasyonu, inceleme alanında, Antalya Birliğini tektonik olarak üzerler. Üstüne gelen Köserelik formasyonu ile uyumlu geçişlidir (Şekil 3.21).

Fosil Kapsamı ve Yaş: Pazar alanı Formasyonunda, brakyopodlu kireçtaşlarında Gedik (1977) tarafından aşağıda belirtilen konodont faunası saptanmıştır.

Neopriodontus bicuratus

Icriodontus Wrtschmidti

Ozarkodina media

Konodont bulgularına göre birimin yaşı Alt Devoniyendir. Dolomitlerin üstüne gelen kuvarsitler ise muhtemelen Orta – Üst Devoniyen yaşında olmalıdır.

Yorum: Pazaralanı Formasyonunda, düzenli tabakalanmalı şeyl ve kuvarsitlere rastlanması ve formasyonda bol brakyopod makrofosillerinin görülmesi formasyonun duraylı şelf ortamında çökeldiğini gösterir.



Şekil 3.21: Pazar alanı ve Köserelik formasyonlarının (Siyah Aladağ Napı) görünümü. (Kaş yayla çeşme kenarı). Pmk₂ : Köserelik formasyonu Dnp: Pazaralanı formasyonu Kol: Lordlar formasyonu Trç: Çamlıca formasyonu

3.2.3.2. Köserelik Formasyonu (Pmk2)

Tanınım ve Dağılım: Pazaralanı Formasyonu üzerine gelen, bol kalsit damarlı, koyu gri – siyah renkli orta kalın tabakalanmalı kireçtaşları, en iyi Alanya P28-b2 paftasında Köserelik tepede gözlemlendiği için, Köserelik Formasyonu adıyla adlandırılmıştır.

Formasyon inceleme alanında tip yeri olan Köserelik tepesi ve Gökkuşluk yaylasında gözlenir (Şekil 3.22).

Litoloji: Köserelik Formasyonu kireçtaşları, siyah, gri, açık gri renkli ve orta kalın tabakalıdır. Taze yüzey renkleri gridir ve orta iri kristallidirler.

Yer yer tabakalanmaya paralel yarılmalı ve çatlaklı olup, kalsit dolguludur. Daha üstlere doğru dolomitleşme gösterirler.



Şekil 3.22: Köserelik formasyonu kireçtaşlarının görünümü. (Kuzeyde güneye Köserelik Tepeye bakış), Pmk₂ : Köserelik formasyonu, Dnp: Pazaralanı formasyonu Trç: Çamlıca formasyonu, Tra: Asmaca formasyonu

Dokanak İlişkileri: İnceleme alanında Köserelik formasyonu Pazaralanı formasyonu üzerinde uyumlu olarak yer alır. Formasyonun üstü inceleme alanında gözlenmemiştir.

Fosil Kapsamı ve Yaş: Köserelik Formasyonunda brakyopod kavkı izleri, mercanlar ve *Mizzia spaler* çıplak gözle izlenebilmektedir. Formasyondan derlenen numunelerde

Mizzia sp.

Staffello sp.

Dafmarito sp.

Globivalvulino sp.

Pisolin sp.

gibi fosiller tanımlanmıştır. Fosil içeriğine göre formasyon Üst Permiyen yaşındadır.

Yorum: Kireçtaşlarında görülen mizzia ve brakyopodlar birimin neritik ortamda, ılık sığ kıyı denizinde çökeldiğini gösterir.

3.2.3.3. Akçaldağı Formasyonu (Jkra)

Tanım ve Dağılım: Aladağ Birliğinde, Blumenthal, (1952) tarafından Beyaz Aladağ Napı olarak tanımlanan, kızıl, açık gri, beyaz renkli, ince kristalli, kireçtaşları ve dolomitik kireçtaşları Ulu (1986) tarafından Akçaldağı Formasyonu olarak tanımlanmıştır.

Akçaldağı Formasyonu inceleme alanında Akçal Dağı, Gölge Tepe, Çatalkatran Tepe de gözlenir ve yaklaşık 40 km²lik bir alanı kapsar.

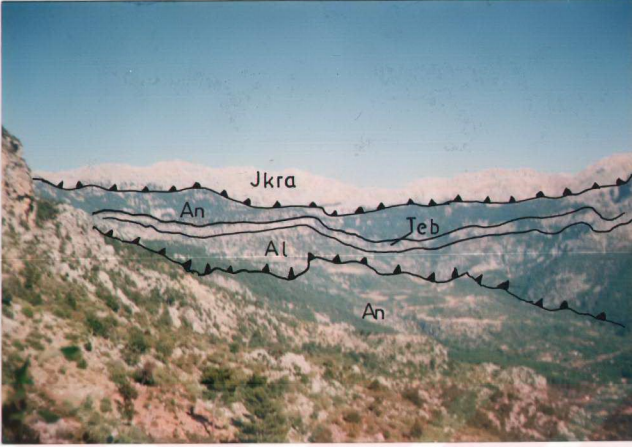
Litoloji: Akçaldağı Formasyonu bozunma renkleri, gri, kirli beyaz, yer yer kırmızı, taze yüzey rengi, sarımsı, kırmızımsı, bol eklemli, çatlaklı yer yer ipliksi kalsit dolgulu, ince kristalli, kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur.

Dokanak İlişkileri: Akçaldağı Formasyonu inceleme alanında Alanya, Antalya birlikleri ile Eosen yaşlı örtü kayaçlarını tektonik olarak üzerler ve uzaktan beyaz rengi ile göze çarpar. (Şekil 3.23)

Formasyon Miyosen yaşlı Mut formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür.

Fosil Kapsamı ve Yaş: Akçaldağı Formasyonunun yaşı Ulu (1986) tarafından Jura – Kretase olarak verilmiştir.

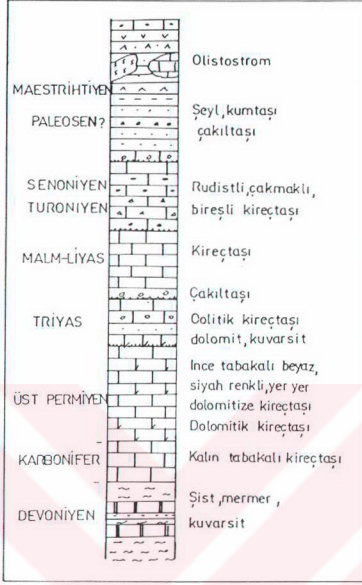
Yorum: Akçaldağı Formasyonu, kıyıya yakın platform, sınırlı şelf lagün ortamında çökelmiş karbonatlardan oluşmuştur. Formasyon Lütisiyen hareketleri ile Miyosen öncesinde bölgeye, naplar şeklinde gelerek, Antalya, Alanya ve Eosen örtü kayaçlarına bindirmiştir. Daha sonra Miyosende bölgenin transgresyona maruz kalmasıyla, Miyosen yaşlı Mut formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür.



Şekil 3.23: Akçaldağı formasyonunun uzaktan görünümü. (Aydoğdu tepeden doğuya Akçaldağı'na bakış). Jkra: Akçaldağı formasyonu, An: Antalya Birliği, Teb: Belbağ formasyonu, Al: Alanya Birliği.

3.2.4. BOLKARDAĞI BİRLİĞİ

İnceleme alanında, diğer kaya birimlerinin üstünde tektonik olarak, şapkalar şeklinde duran kalın bir karbonat istifi gözlenir (Şekil 3.24). Siyah, beyaz, gri renkli dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı ar dalanmasından oluşan birimin kalınlığı yaklaşık 500 metredir ve bölgedeki diğer birlikleri tektonik olarak üzerler. Bu kalın kireçtaşı istifi, Bolkar Grubunun (Demirtaşlı, 1975) kaya birimleriyle benzer özellikler taşır. Bu benzer özellikler ve diğer birlikleri tektonik olarak üzerlemesi nedeniyle birim Bolkaradağı Birliğine ait kaya birimi olarak düşünülmüş ve inceleme alanında Killik Formasyonu olarak ayırtlanmıştır.



Şekil 3.24: Bolkardağı Birliği'nin genelleştirilmiş dikme kesiti. (Özgül, 1983'den değiştirilmiştir). (Ölçeksiz).

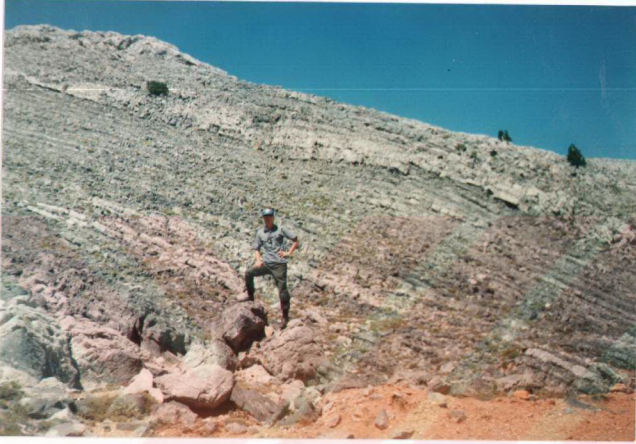
3.2.4.1. Killik Formasyonu (Dpmk)

Tanım ve Dağılım: Siyah gri, beyaz renkli, orta – kalın tabakalı dolomit, dolomitik kireçtaşları ve kireçtaşları inceleme alanında Killik Formasyonu olarak ayrırtlanmıştır. Formasyon adını, incelenen alanın kuzeyinde, Alanya O28-c3 paftasında bulunan, tip yeri olan, Killik Dağı'ndan almıştır. Formasyonun kalınlığı yaklaşık 500 metredir.

Killik Formasyonu, Cula Dağı, Evliyabelen Tepe, Karasay tepe, Boncuk tepe, Karıküşağı Dağı, Killik Dağı gibi bölgenin önemli yükseltilerini oluşturan tepe ve dağların zirvesini kapsar ve yaklaşık 23 km²lik bir alana yayılmıştır.

Litoloji: Killik Formasyonu, siyah, gri, koyu mavi, beyaz renkli dolomit arakatlı kireçtaşlarından oluşur. Bu kireçtaşları iri kristalli, bol eklemli, çatlaklı, kalsit dolgululu ve

orta kalın tabakalıdır. Formasyon beyaz ve koyu gri tabakaların ardalanması ile dikkati çeker. (Şekil 3.25). Bu tabakalar bazen dikey konumludur ve faylar ile kırılmışlardır. (Şekil 3.26) İstifte alta beyaz renkli dolomitik kireçtaşı, onun üstünde koyu renkli, iri kristalli, kalın tabakalı, fosilli dolomitik kireçtaşları izlenir. Daha üstte ise ince tabakalı açık renkli dolomitler izlenir.



Şekil 3.25: Killik formasyonu dolomitik kireçtaşlarının yakından görünümü. (Sivastı yayla).

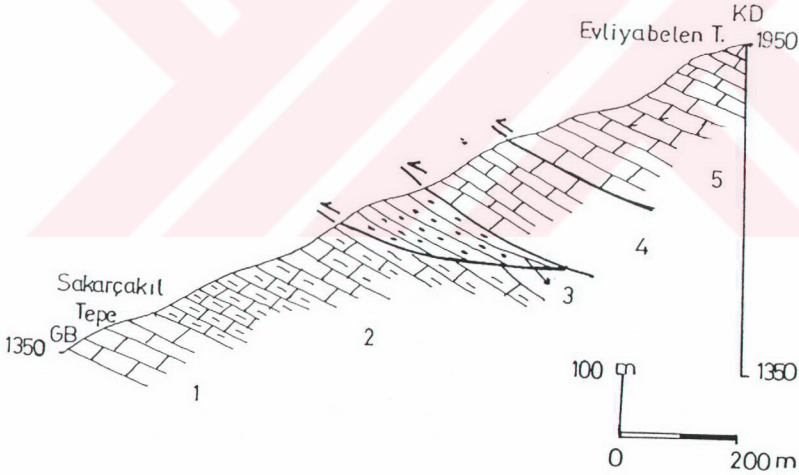
Dokanak İlişkileri: Killik Formasyonu, inceleme alanında diğer birliklere ait birimleri tektonik olarak üzerler. (Ek-1) İnceleme alanında Formasyonun üst dokanağı gözlenmez (Şekil 3.27).

Fosil Kapsamı ve Yaş: Formasyondan alınan örneklerden yaş alınamamıştır. Killik Formasyonu ile aynı özelliklere sahip olan Dedeköy Formasyonunun yaşı Üst Permiyen'dir. Yine aynı özellikteki kireçtaşlarında, Konya'nın kuzeyinde Sızma'da Üst Devoniyen fosilleri bulunmuştur. (Demirtaşlı ve diğerleri, 1973).

Buna göre formasyon Üst Devoniyen ile Üst Permiyen aralığında çökelmiş karbonatlardan oluşmuştur.



Şekil 3.26: Faylar ile kırılmış olan dikey tabakalı Killik formasyonu kireçtaşlarının görünümü. (Tokar yayladan batıya Killik Dağı'na bakış).



Şekil 3.27: Killik formasyonunun ve diğer birliklerin ilişkisini gösteren şematik kesit.

1. Karatepe formasyonu, 2. Asmaca formasyonu (Alanya Birliği), 3. Çamlıca formasyonu (Antalya Birliği), 4. Akçaldağı formasyonu (Aladağ Birliği), 5. Killik formasyonu (Bolkardağı Birliği)

Yorum: Killik Formasyonu duraylı, sığ şelf ortamında çökelmiştir ve Miyosende Arabistan Anadolu levhasının çarpışması sonucu oluşan yatay ve dikey yönde hareketler ile birim güneydoğuya doğru itilerek bölgedeki diğer birimlerin üzerine yerleşmiştir.

3.2.5. ÖRTÜ KAYALARI

İnceleme alanındaki birlikleri uyumsuz olarak örten Paleosen – Eosen ve daha genç birimler Ulu (1986) tarafından “Örtü Kayaları” adı altında toplanmıştır. Yazar, örtü kayalarını Paleo-otoktan ve Neo-otoktan örtü kayaları olarak iki topluluğa ayırmıştır.

3.2.5.1. Paleo-otoktan Örtü Kayaları

Miyosen öncesi kaya topluluğunda oluşan, Paleosen-Eosen yaşlı kaya topluluklarıdır. Bu kaya toplulukları inceleme alanında Belbağ ve Sarıtaş formasyonları adları altında toplanmışlardır (Şekil 3.28).

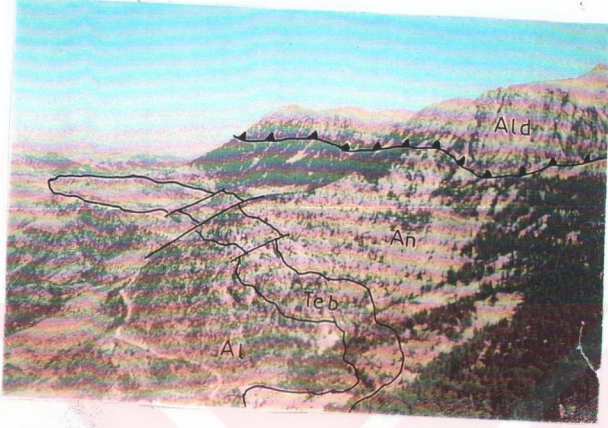
3.2.5.1.1. Belbağ Formasyonu (Teb)

Tanım ve Dağılım: Alanya Birliği üzerinde, Alanya Birliğinin Permiyen yaşdaki kireçtaşlarından bolca olmak üzere, diğer birimlerinden de çakıllar içeren, taban konglomerası ile başlayan, kireçtaşları ve marnlardan oluşan birim Ulu (1986) tarafından Belbağ Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyon adını Alanya P28-b2 paftasında tip mevkii olan Belbağ tepeden almıştır.

Belbağ Formasyonu inceleme alanında zaman zaman faylar ile kırılarak bir hat boyunca Alanya ve Antalya birliklerini örter şekilde iki birliğin dokanakları boyunca yerleşmiştir.(Şekil 3.29). Birim aynı zamanda Alanya Birliğinin Alt Triyas yaşlı, Asmaca formasyonu üzerinde uyumsuz olarak klipler şeklinde gözlenir. Eğircik Tepe, Morcalar Tepe, Kırgın sırtı, Dazlak sırtı, Belbağ Tepe, Maha yaylası Yüğük Tepe güneyi Ladin Tepe kuzeyinde gözlenir, yaklaşık 15 km²lik bir alanı kaplar ve 100-150 m kalınlıktadır.

UST SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	FOSİL
S E N O Z O Y İ K T E R S İ Y E R	E O S E N	L Ü T E S İ Y E N	S A R I T A Ş	Teb		D İ S K O R D A N S	Nummulites sp. Rotalidae Echini d diken Discocyclina sp Acorinina
PALEOSEN - EOSESEN	ÜST PALEOSEN - ALTEOSEN	Tes		Bol nummulit fosilli, iri taneli kumtaşı, çakıltası, kireçtaşı ardalanması	Nummulit Assilina sp. Discocyclina sp. Miliolidae Alveolina sp. Rotalidae		
						Siyah renkli iri taneli dolomitik kireçtaşı	
						Kırmızı renkli, çörtlü kireçtaşı	
						Alanya Birliğinin çeşitli birimlerinden çakıllar içeren taban konglomerası	

Şekil 3.28: Paleo-Otokton örtü kayaçlarının genelleştirilmiş dikme kesiti (Ölçeksiz)



Şekil 3.29: Alanya ve Antalya Birliklerinin dokanakları boyunca örten Belbağ formasyonunun görünümü. (Gökkuzluk yaylasından kuzeybatıya Çingensekisi yaylasına bakış). Ald: Aladağ Birliği, An: Antalya Birliği, Teb: Belbağ formasyonu, Al: Alanya Birliği.

Litoloji: Belbağ Formasyonu, gri renkli, çörtlü, fosil kavkıları içeren marnlar ile ince kristalli, gri, beyaz bozunma renkli, taze yüzey rengi sarı, pembe çörtlü kireçtaşlarının araldanmasından oluşur. Bazen kireçtaşlarının altında kırmızı renkli mikritler görülür (Şekil 3.30). Kireçtaşlarında nummulit ve alveolines fosilleri görülür. Kireçtaşlarının altında Maha yaylasından Murtlin yaylasına giden patika üzerinde, koyu gri, siyah renkli, iri taneli nummulitli dolomitler görülür. Dolomitlerin hemen üstüne ise beyaz, gri renkli kireçtaşları gelir. Kireçtaşları bol eklemli ve çatlaklıdır. Kireçtaşlarının altında Alanya Birliği'nin değişik yaştaki kayalarına ait çakıllarından oluşan taban konglomerası bulunur.

Dokanak İlişkisi: Belbağ Formasyon, Alanya ve Antalya birliklerini uyumsuz olarak örter. Birimin üzerine Sarıtaş Formasyonu uyumsuz olarak gelir.



Şekil 3.30: Belbağ Formasyonu nummulitli kireçtaşlarının görünümü. (Topseki yaylası, Morcalar tepe)

Fosil Kapsamı ve Yaş: Belbağ Formasyonu bol fosillidir. Litolojide de değinildiği gibi çıplak gözle nummulit ve alveolina fosilleri gözlenir. Formasyondaki gri renkli mamlarından alınan örneklerin fosil kapsamı aşağıda verilmiştir. Fauna tamamen planktonik foraminiferlerden oluşmuştur.

Morozovella sp.

Globigerina sp.

Acarinino

Rosalıidae

Kireçtaşlarından alınan örneklerde;

Nummulites sp.

Discocylina sp.

Rotalidae,

Textulariidae

Ekinid dikenli

Morozovella sp.

fosilleri bulunmuştur. Fosil kapsamına göre Belbağ Formasyonunu yaşı Üst Paleosen – Orta Eosen yaşındadır.

Yorum: Belbağ Formasyonu, fosil kapsamına göre dış şelf, havzaya geçiş kuşağında, neritik ortamda 50 m – 200 m arasındaki sirkalitoral bölgede çökelmiştir.

3.2.5.1.2. Sarıtaş Formasyonu (Tes)

Tanım ve Dağılım: Gri, beyaz renkli bol fosilli, kumtaşı, kireçtaşları Ulu (1986) tarafından Sarıtaş Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyon adını Gazipaşa ilçenin 30 km kadar kuzeydoğusunda, Alanya P28-b2 paftasında bulunan Sarıtaş tepeden almıştır.

Sarıtaş Formasyonu inceleme alanında, tip mevkii olan Sarıtaş tepe ve civarında gözlenir.

Litoloji: Birim, kızıl gri, yeşilimsi gri, kirlili beyaz, sarı renkli, bol fosilli, orta tabakalı kumtaşı, kireçtaşı ardalıması şeklindedir. Kumtaşları iri taneli, konglomeratik kumtaşıdır ve yer yer çakıltaşlarına geçiş gösterir. İri taneli konglomeratik kumtaşları ve çakıltaşlarında çok iri boyutlu bol nummulitlere rastlanır.

Dokanak İlişkisi: Sarıtaş formasyonu, Belbağ formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir. Uyumsuzluğu oluşturan regrasyon sonucu, bol nummulit fosili içeren çakıllar oluşmuştur. Sarıtaş formasyonunun üst dokanağı inceleme alanında gözlenmez.

Fosil Kapsamı ve Yaş: Formasyonda iri boyutlu nummulitler gözlenir. Birimden alınan örneklerde, aşağıdaki fosiller tanımlanmıştır.

Nummulites sp.

Assilina sp.

Discocyclino sp.

Eurupestia Magno

Milliolidae

Ratulidae

Alveolina sp.

Tanımı yapılan fosillere göre birimin yaşı Lüttesiye'dir.

Yorum: Formasyonda iri çakılların, kumtaşlarının görülmesi, hızlı yükselim ve aşındırma sonrası transgresifi gerektirir. Birim, fosil içeriğine göre kıta şelfi üzerinde, neritik ortamın epineritik bölgesine yakın kesimlerinde çökeltmiştir.

3.2.5.2. Neo-otokton Örtü Kayaları

İnceleme alanında Miyosen ve daha genç yaşlı birimler Ulu (1986) tarafından "Neo-otokton Örtü Kayaları" adı altında toplanmışlardır. İnceleme alanında bu toplulukta Miyosen yaşlı Mut Formasyonu ve Kuvaterner'de birikme (alüvyon, yamaç molozu, taraça) şekilleri ve kireçtaşlarının erimesinden oluşan karstik şekiller ayrırtlanmıştır.

3.2.5.2.1. Mut Formasyonu (Tmm)

Tanım ve Dağılımı: Yatay tabakalı kireçtaşları, killi kireçtaşları ile kumtaşlarından oluşan birim, Gedik ve diğerleri (1979), tarafından Mut Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Mut Formasyonu inceleme alanında Mevlütlü yaylasında gözlenir. Fazla bir yayılım göstermez.

Litoloji: Formasyondaki kireçtaşları, sarı, gri, beyazımsı gri renklidir ve genelde yatay tabakalıdır. Orta sert, orta kalın tabakalı olan bu kireçtaşlarında, makro ve mikro olarak, gastropod, mercan gibi fosiller izlenir. Kumtaşları gri renkli, fosilli yer yer çapraz tabakalanmalı olup, orta boylanmalı ve tanelidir.

Dokanak İlişkileri: Mut formasyonu inceleme alanında, Aladağ Birliğine ait Akçaldağı Formasyonunu uyumsuz olarak örter. İnceleme alanında formasyonun üst sınırı görülmez.

Fosil Kapsamı ve Yaş: Formasyonda Gedik ve diğerleri (1979) tarafından aşağıdaki fosiller tanımlanmıştır.

Operculina sp.

Borelis sp.

Microcodium sp.

Echinid diken

Textularidue

Fosil içeriğine göre Mut formasyonunun yaşı Orta – Miyosendir.

Yorum: Mut formasyonu, neritik ortamda sığ kıyı denizinde çökelmiştir. Formasyon Aladağ Birliği'ni uyumsuz olarak örter. Birim inceleme alanına Aladağ Birliği ile birlikte taşınmıştır.

3.2.5.2.2. Kuvaterner oluşukları

İnceleme alanında Kuvaterner'de birikme şekillerinden taraçalar, alüvyon ve yamaç döküntüleri ile karstik şekillerden lapyalar, dolinler, obruklar ve polyeler görülür.

3.2.5.2.2.1. Taraça (Qt)

İnceleme alanın güneyinde, Kızıldüz sırtı, Sivastı köyü, Sanır sırtında gözlenir. Akarsuların getirdiği, az çok çimentolu blok, çakıtaşı, ve kumtaşları, dere yataklarında asılı kalarak taraçaları oluşturmuşlardır.

3.2.5.2.2.2. Alüvyon (Qal)

Tutturulmamış çakıl, kum ve kilden oluşan genelde akarsu yataklarında gözlenen birikme oluşumlarıdır.

3.2.5.2.2.3. Yamaç Döküntüsü (Qym)

Dağların, tepelerin yamaçları aşağısında dağlardaki ve tepelerdeki birimlerden kopan çakıl, blok boyutundaki parçaların birikmesi ile oluşmuşlardır. Genelde kireçtaşlarından kopan parçalardır. Yer yer çimentolanmışlardır.

3.2.5.2.2.4. Karstik Şekiller

Kireçtaşlarında erime şekilleri Kuvaterner'in başlangıcından itibaren Toroslar'da yükselmeler ile başlamış, bu yükselme akarsu aşındırmasıyla şiddetlenmiş ve karstlaşma ilerlemiştir. Akarsuların yataklarını derinlere kaydırmasıyla karstlaşma yüzeyden derinlere

dalmış, yer altı akarsu ve mağara sistemleri oluşmuştur. Toroslar'da gözlenen karstik Şekiller, lapyalar, dolinler, obruklar ve polyelerdir. (Şekil 3.31)



Şekil 3.31: Gökkuzluk yaylasında gözlenen karstik Şekillerden Sağacak ddeni.

4. PETROGRAFI VE PETROLOJİ

İnceleme alanında, sedimanter, magmatik ve metamorfik kayalar yer almıştır. Magmatik ve metamorfik kayalar Alanya ile Antalya Birliklerinde izlenir. Magmatik kayalar ofiyolitik topluluktan ibarettir.

Sözkonusu kayaların mineralojik, petrografik jeokimyasal özellikleri ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu amaçla inceleme alanında, toplanan el örneklerinden 250 adet örneğin mineralojik – petrografik incelenmesi, 40 adet örneğin XRD difraktogramları çekirtilmiş, 16 adet örneğin ana element oksit kimyasal analizi yaptırılmıştır.

4.1. Metamorfik Kayalar

İncelenen alanda Alanya Birliğinin tamamı metamorfizma geçirmiştir. Alanya Birliği bölgede geniş alanlarda yüzeyler ve Antalya Birliğini tektonik olarak üzerler. Birliğin düşük ve orta dereceli metamorfizma, geçirmiş, genelde yeşil renkli, şistozite kazanmış kayaları, Gevinde formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Gevinde Formasyonu içinde ekaylar şeklinde izlenen, düşük ve orta dereceli metamorfizmaya uğramış, Alanya Birliğinin değişik yaşdaki birimlerinden olistolitler içeren Kaotik seri, Alanya Birliği'ne Kretasede ters açılı bir fayla bindirmiştir. Birimin yerleşme yaşı Kretasetir.

Gevinde formasyonu, düşük, orta dereceli metamorfizma geçirmiş, yeşil, sarı, kahve, kül renkli, ince / kaba yapraklanmalı şistler ile bu şistler içinde bantlar şeklinde izlenen kuvarsit ve mermerlerden oluşur.

Gevinde formasyonu alttan üste doğru feldispat – kuvars – muskovitşist, albit – mikaşist, kloritşist, klorit – albit – kuvarsşist, kuvars – klorit – muskovitşist, klorit – serisit – kuvarsşist, kuvars – serisitşist klorit – serisitşist ve fillitlerden oluşur ve bu metamorfik istifte kalkışist, kuvarsit, mermer, albit – epidot – aktinolitşist ara düzeylerine rastlanır. Albit – epidot aktinolitşistler ve kloritşistler magmatik kayaların metamorfizma geçirmeleri sonucu oluşmuştur. Kalkışistler Gevinde formasyonunun altındaki dolomitik kireçtaşlarının metamorfizma geçirmesi sonucu oluşmuştur. Alanya Birliği'nin Alt – Triyas yaşlı Asmaca formasyonu da kalkışist ve klorit kalkışistlerden oluşur ve bu birimler killi kireçtaşları ve dolomitik kireçtaşlarının metamorfizma geçirmeleri sonucu oluşmuşlardır.

Feldispat – kuvars – muskovitşişt: Bu kayaçlar genellikle %30-35 muskovit, %30-25 kuvars, %10 feldispat, %8 Klorit, %5-8 opak mineraller ile tali miktarlarda epidot, hematitlerden ibarettir. Kayaç granolepidoblastik doku gösterir (Şekil 4.1.)

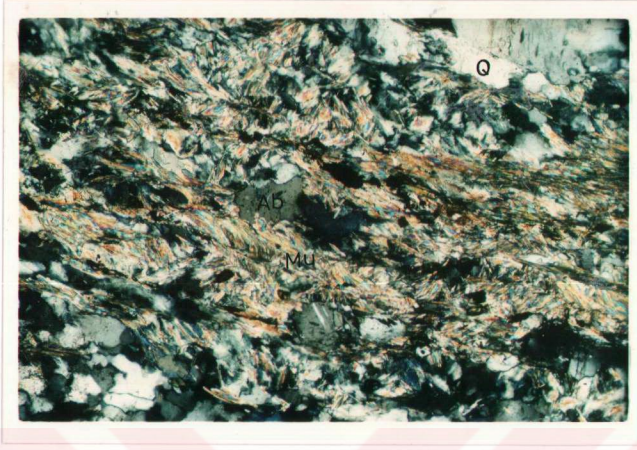
Muskovitler ince kesitle genelde renksizdir ve düzensiz bir şekile sahip olup, ince levha, yaprak, iğnecikler şeklinde izlenir. Çift nikolde ise pembe, sarı, mavi, yeşil renklerde. Muskovit kristallerinin paralel dizilimleri ve tekrarlanmaları, kayaca şiştik bir yapı kazandırmıştır. Kayaç, kuvars ve feldispatların oluşturduğu, granoblastik doku ile paralel dizimli muskovitlerin oluşturduğu lepidoblastik dokulu kesimlerin tekrarlanması ile, granolepidoblastik doku kazanmıştır. Muskovit yapraklanmaları, bazen eğilme, bükülme ve kıvrımlanma gösterirler. Muskovitler kayaçada kuvars ve feldispatca zengin bantlar ile ardaşıklı olarak bulunan belirgin bantlar şeklinde de bulunabilir (Şekil 4.2) Ender olarak muskovit şiştlerde üst üste bindirmiş kaya klivajları izlenir.

Kayaçada izlenen kuvarslar ince kesitte renksizdirler ve kayaçada özşekilsiz, ksenoblastik taneler halinde izlenir. Kuvars kristoloblastik serinin en zayıf minerallerinden birisidir ve çok ender olarak kristal yüzeylerine rastlanır. Kristalleri mercekseldir ve şiştleşme düzlemlerin paralel olarak dizilmişlerdir.

Feldispatlarda ince kesitte renksiz ve ksenoblastik taneler şeklinde izlenirler. Birbirlerine paralel ince lameller halinde polisentetik ikizlenme gösterirler. Feldispat minerali anortit içeriği az olan albittir. Düşük dereceli metamorfik kayaçlarda, anortit içeriği az olan feldispat minerali, albit izlenir. Metamorizma derecesinin artması ile feldispatların anortit içeriği artar. XRD kayaç analizinde feldispat minerallerinden albit, klorit grubundan klinoklar bileşiminde saptanmıştır. XRD kayaç analizinde ayrıca sodyumlu mika olan paragonit tespit edilmiştir. (Şekil 4.3.)

Kayaçdaki klinoklar ince kesitte renksiz, soluk, yeşilimsi renklerde izlenir. Daha çok pulsu, yapraksı şekillerdedirler. Kahverengi girişim rengi gösterirler. Kayaçada az miktarda gözlenir. Klorit grubu minerallerden Mg-klorit grubuna girerler.

Kayaçada izlenen mineral topluluğuna göre, feldispat – kuvars – muskovitşiştler, düşük dereceli metamorfizmanın Barrow tipi yeşilşişt fasiyesinin kuvars – albit – muskovit – klorit alt fasiyesinde gelişmiştir (Şekil 4.4)

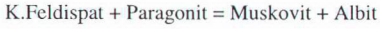


Şekil 4.1: Feldispat – kuvars – muskovit şistlerdeki, muskovit (Mu), kuvars (Q), Albit (Ab) minerallerinin görünümü. (çap nikol, x 40, numune no: 104)



Şekil 4.2: Feldispat – kuvars – muskovit şistlerde izlenen muskovit bandı (çap nikol, x 100 numune no: 106).

Bu alt fasiyes bölgesel metamorfizmanın başlangıcı ile başlar. Çok düşük sıcaklıklı bu fasiyesde, basınçlar yüksek olsa da biotit bulunmaz. Pirofillitlere de bu fasiyesde rastlanmasına rağmen, kayaçada albit olması nedeniyle, ince kesitlerde gözlenmemiştir. Çünkü albit ile pirofillit yanyana bulunmazlar, aralarında reaksiyon yaparak paragoniti verirler. Sodyumlu mika olan paragonit yeşilışt fasiyesinin başlangıcında görülür. Paragonit çok düşük dereceli metamorfizma ile, düşük ve kısmen orta dereceli metamorfizmada izlenir. Paragonit potasyumlu feldispat olan mikroklin ile beraber bulunmaz. Çünkü aralarında reaksiyon yaparak muskovit ve albiti verirler.

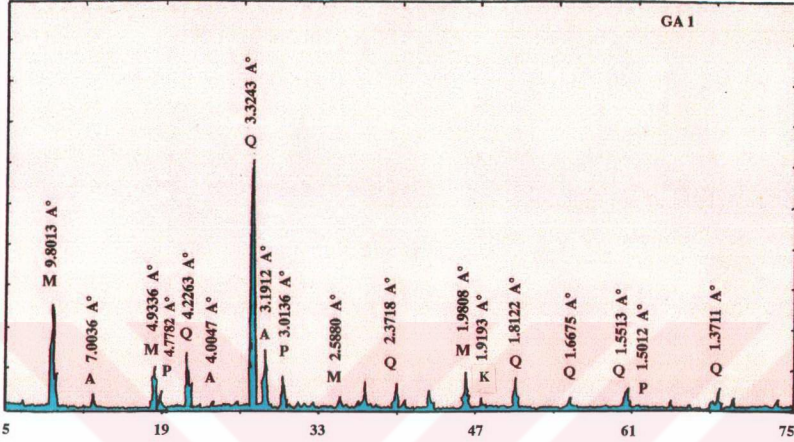


Bu nedenle kayaçada paragonit, mikroklinle reaksiyona girerek muskovit + albiti oluşturmuşlardır ve kayaçada çok az olarak izlenirler. Paragonit ve pirofillit pelitik kayaçların metamorfizma geçirmesi sonucu oluşurlar. Kayaçdan yaptırılan kimyasal analiz sonuçlarının, ACF, A'FK, Oseann, R. De La Roche diyagramlarında değerlendirilmesi sonucu kayacın kökeni kil olarak belirlenmiştir (Şekil 4.37, 38, 39 G1 no'lu örnek).

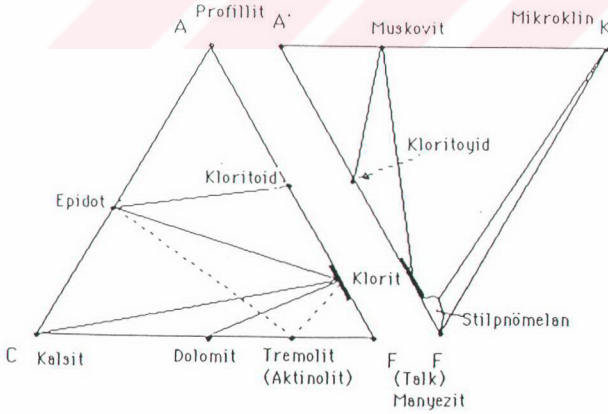
Killer alüminyumca zengindir. Killerin alüminyumca zengin olması nedeniyle, kuvars – albit – epidot – muskovit – klorit alt fasiyesinde gözlenen, Fe⁺² bakımından zengin Mg ve Al'ca fakir olan stilpnomelan kayaçada izlenmemiştir.

Albit Mikaışit: Birimin hakim mineralojik bileşimini, %35-40 muskovit, %25-30 feldispat, %15 klorit, %10 kuvars ve %8 opak mineralleri oluşturmuştur. Kayaçada lepidoblastik doku izlenir (Şekil 4.5). Muskovit ve klorit mineralleri şiştöziteye uygun olarak yönelmişlerdir. Feldispatlar alkali feldispat türü ve albit türündedirler. Kuvars ve feldispatlar içinde şiştözitenin ondülasyonuna uygun opak mineral inklüzyonları izlenir. (Şekil 4.6) Kuvars ve feldispatlar pretektoniktir.

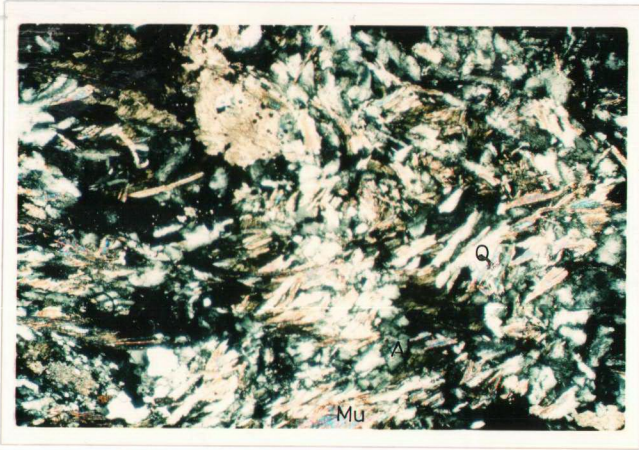
Klorit, mika ve opak mineraller klivaj düzlemlerinde yoğunlaşmıştır ve yer yer tektonik hareketler sonucu ondüleli yapı kazanmışlardır. Bu ondülasyon albit içindeki inklüzyonlarda da izlenmektedir. Bu durum kristalizasyonun pretektonik olduğuna işaret eder. Kayaçada kloritlere az miktarda rastlanılır ve kloritler klinoklor türündedir. Opak mineraller olarak rutil ve hematit izlenir.



Şekil 4.3: Feldspat – kuvars – muskovit şistlerin XRD difraktogramı. M: Muskovit, A:Albit, Q: Kuvars, K: Klinoklor, P: Paragonit



Şekil 4.4: Kuvars – albit – muskovit alt fasiyesinde görülen mineral toplulukları.



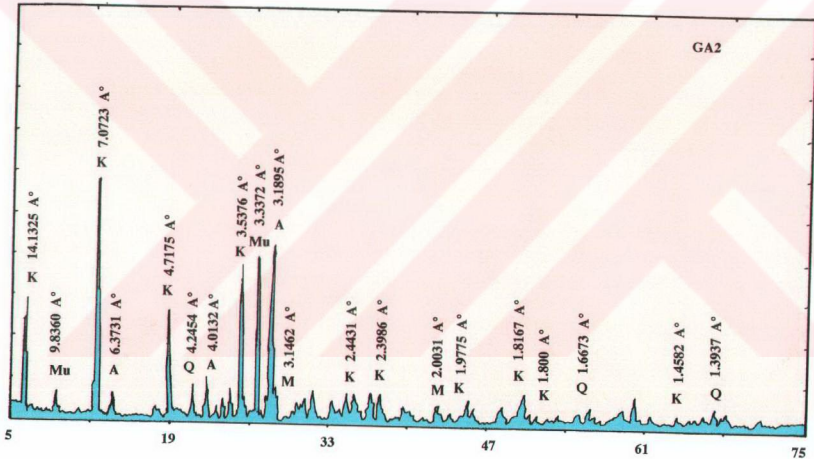
Şekil 4.5: Albit – mikaşıstlerdeki, albit (A), muskovit (Mu), kuvars (Q) minerallerinin görünümü. (çap nikol, x 40 numune no: 222).



Şekil 4.6: Feldispatlar içindeki, şiştözitenin ondülasyonuna uygun opak mineral inklüzyonları. (çap nikol, x 100 numune no: 220).

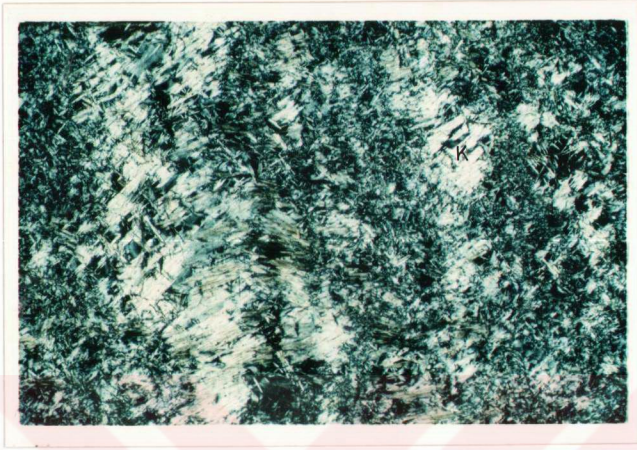
Kayacın XRD difraktomlarında, albit, klinoklar, muskovit, kuvars, mikroklin mineralleri tespit edilmiştir (Şekil 4.7).

Kayaç mineral topluluğuna göre, Barrow tipi yeşilışt fasiyesinin kuvars – albit muskovit – klorit alt fasiyesinde gelişmiştir. Kayaçta kloritlerin az görülmesi, mikroklinin izlenmesi, amfibol minerallerinin gözlenmemesi köken kayacın pelitik kayaç olduğuna işaret eder. Kayacın kimyasal analizi sonuçlarına göre de, köken kayaç, kil olarak belirlenmiştir (Şekil 4.37, 38, 39, G2 no'lu örnek).



Şekil 4.7: Albit – mikaşıstlerin XRD difraktogramı. A: albit, K: Klinoklor, M: Mikroklin, Mu: Muskovit, Q: Kuvars.

Kloritışt: Kayacın ana bileşenini kloritler oluşturur. Kloritle beraber daha az oranlarda serisit, kuvars, epidot, albit ve hematit izlenir. Kloritler koyu yeşil renklere ve özşekilsiz yapraklar halinde bulunurlar. (Şekil 4.8). Kayaçta yaygın olarak kloritleşme izlenir ve kloritin fazlalığı nedeniyle kayaç yağimsı, parlak özellik gösterir.



Şekil 4.8: Kloritşistlerdeki klorit (K) minerallerinin görünümü. (çap nikel, x 40 numune no:6).

Serisitlerde ikincil foliasyon düzlemi izlenir. Genelde renksiz olup ince levha, iğnecikler şeklinde izlenirler. Albitler mikrofenokristaller halinde izlenir ve kuvars ile beraber kataklastik doku gösterirler. Bu kataklazma ile kuvarslar dalgalı sönme gösterir. Epidotlar ince kesitte soluk yeşilimsi renkleriyle gözlenirler ve zoizit türündedirler. Psödohekzagonal, altıgen köşeli kesitleri görülür ve optik engebeleri yüksektir. (Şekil 4.9).

Hipidiomorf oluşumlar halinde sfen ve az miktarda hematit, ilmenit gözlenir. Sfen eşkenar dörtgen şekli ve yüksek rölyefi ile izlenir. Yer yer ikincil mineral olarak kalsit bulunur. Opak mineraller şiştöziteye paralel düzlemler boyunca sıralanmışlardır. Kayaçada porfiro granoblastik doku izlenir.

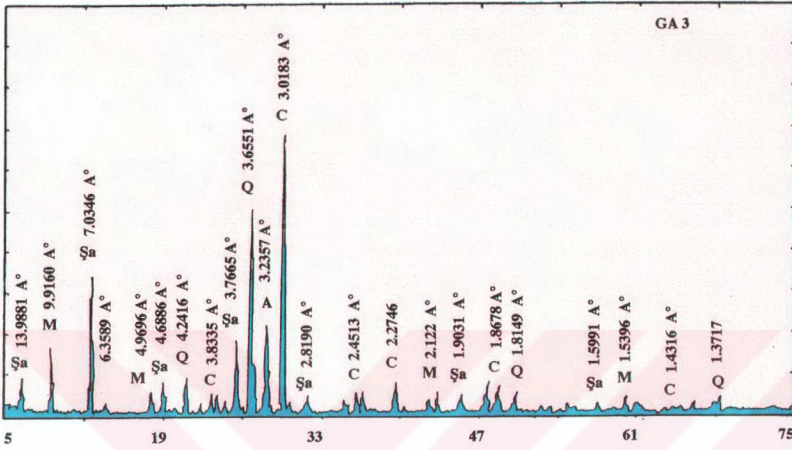


Şekil 4.9: Kloritşişterlerde, altıgen köşeli epidot minerallerinin görünümü. (Tek nikol x 100 numune no: 99)

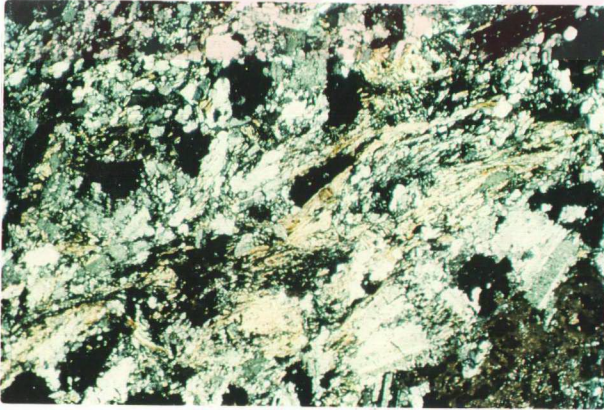
XRD kayaç analizinde klorit, albit, muskovit mineralleri tespit edilmiştir. Kloritler, leptokloritlerden şamozit olarak belirlenmiştir (Şekil 4.10).

Bu mineral topluluğuna göre kayaç magmatik kayaçlardan türemiştir. Klorit – albit – epidot – serisit topluluğu, magmatik kayaçlardan türeyen kloritin ana bileşen olarak bulunduğu metamorfik kayaçların karakteristik mineral topluluğudur. Kayacın kimyasal analiz sonuçlarına göre de köken kayaç bazaltik kayaç olarak belirlenmiştir. (Şekil 4.37, 38, 39, G3 no'lu örnek).

Klorit – albit – kuvarşışit: Kayaçada en fazla kuvars (%50), daha az oranlarda albit (%20), klorit (%15), muskovit (%10), biyotit (%5), epidot (%5) mineralleri, tali olarak hematit, ilmenit mineralleri gözlenir. Kayaçada porfiroblastik doku izlenir (Şekil 4.11). Kuvarslar ince kesitle renksizdirler ve özşekilsiz taneler halinde gözlenirler. Kataklastik olup, bantlar ve mercceklerde yoğunlaşmışlardır. Albitler porfiroblastlar halindedir ve kısmen yuvarlaklaşmış olup şiştoziteye uygun bant serilerinde yoğunlaşır ve yer yer tektonik hareketler sonucu dönme gösterirler. Klorit ve mika mineralleri yer yer bantlar halinde yoğunlaşır ikinci foliasyon düzlemlerini oluştururlar.



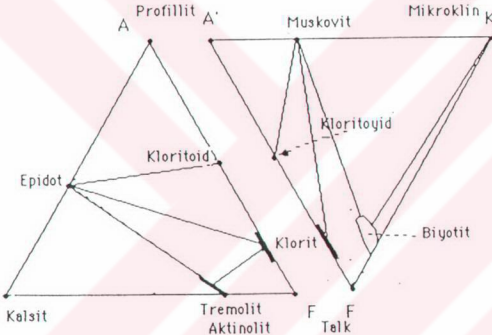
Şekil 4.10: Kloritşistlerin XRD difraktogramı. Şa: Şamozit, M: Muskovit, Q: Kuvars, A:Albit, C: Kalsit.



Şekil 4.11: Albit – kuvarsşistlerde şistoziteye uygun opak minerallerin görünümü. (çap nikel x 40 numune no: 215).

Epidotlar, ince kesitler yeşil, sarımsı yeşil, renklerde dirler ve prizmatik kristaller halinde izlenirler. Optik engebeleri yüksektir, (100) yüzeyinde paralel iyi dilinim gösterirler. Biotitler yeşil renklidir ve çoğunlukla retrograd metamorfizma sonucu kloritlere dönüşmüşlerdir. Optik engebeleri yüksektir.

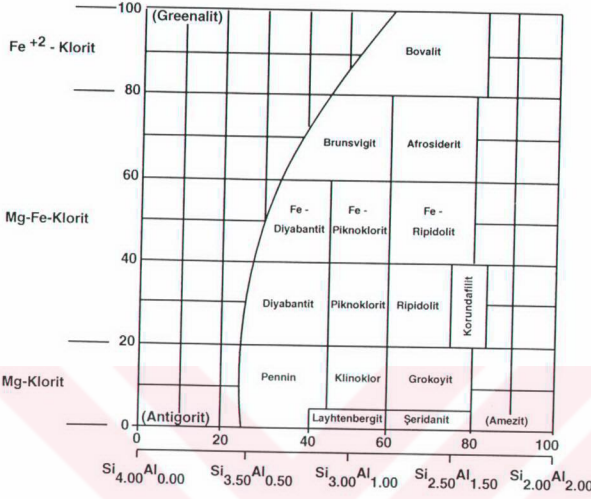
Opak mineraller kayaçada bazen yoğunlaşmış şistoziteye uygun olarak dizilim gösterirler. Kayaç mineral topluluğuna göre Barrow tipi yeşil şist fasiyesinin kuvars – albit – epidot – biyotit alt fasiyesinde gelişmiştir (Şekil 4.12). Kayacın kimyasal analiz sonuçlarına köken kayaç kumtaşı olarak belirlenmiştir. Şekil (4.37, 38, 39, G4 no'lu örnek)



Şekil 4.12: Kuvars – albit – epidot – biyotit alt fasiyesinde görülen mineral toplulukları.

Klorit – Kuvars – Muskovitişist: İnce / kaba yapraklanmalı şistlerden oluşan birim feldispat – kuvars – muskovitişte benzer. Albit yerine, klorit fazla miktardadır. Çok az yeşil renkli biyotit izlenir. Kloritler Mg – kloritlerden, klinoklor bileşimindedir (Şekil 4.13).

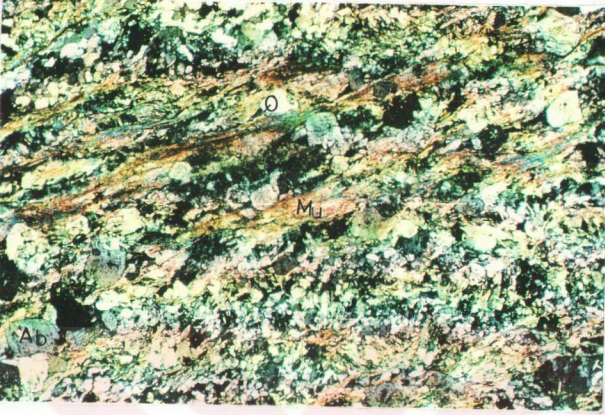
Sedefsi grimsi, gri, soluk yeşil rengi ve muskovit içeriği kayaca parlak bir görüntü verir. Birim, yer yer kuvarsit damarları içerir. Klorit – albit – kuvarsistler ile ardalanmalı olan birimde fazla miktarda muskovit (%35) daha az oranlarda kuvars (%25), klorit (%20), albit (%10) tali miktarlarda, epidot, hematit, ilmenit izlenir. Kayaçada granolepidoblastik doku izlenir (Şekil 4.14).



Şekil 4.13: Orto kloritlerin kimyasal bileşimlerine göre gruplandırılmaları (Tröger, 1969).

Muskovit ve klorit kristallerinin paralel dizilimleri kayaca şişik bir yapı kazandırmıştır. Kuvarsların oluşturduğu gronblastik dokulu kesimler ile levhamsı, yapraksak şekilli, paralel dizimli muskovit ve kloritlerin oluşturduğu lepidoblastik dokular paralel tekrarlanmalar göstererek kayaca gronolepidoblastik doku kazandırmıştır. Kayaç, feldispat – kuvars – muskovitşişte benzer şekilde, pelitik kayaçların metamorfizması sonucu oluşmuştur. Kayacın anaoksit değerlerinin ACF, A'FK, Oseann, R. De La Roche diyagramlarında değerlendirilmesi sonucu köken kayaç kil olarak belirlenmiştir (Şekil 4.37, 38, 39, G5 no'lu örnek).

Klorit – serisit – kuvarşşişt: Kayaçta kuvars ana bileşeni oluşturur. Daha az oranlarda, serisit, klorit, albit, epidot – biyotit ve opak mineraller izlenir. Birim klorit – albit – kuvarşşiştler benzer. Klorit – albit – kuvarşşiştlerdeki albitler ayrılarak serisitleri oluşturmuştur. Serisit ve kloritler, yapraksı, ince levhalar halinde ve kuvars mineralleri etrafında bükülmüş şekilde izlenirler. (Şekil 4.15). Klorit, serisit, epidot mineralleri kayaca zayıf şişik bir yapı kazandırmıştır.



Şekil 4.14: Klorit – kuvars – muskovit şistlerdeki muskovit (Mu) albit (Ab), kuvars (Q) minerallerinin görünümü. (çap nikol, x 40 numune no: 89).



Şekil 4.15: Serisit - kuvarşistlerde serisit (S) ve kuvars (Q) minerallerinin görünümü. (çap. nikol, x 40 numune no: 52).

Kuvarslar porfiroblastik şekilde izlenir ve kataklazma etkileri gösterirler. Kataklazma etkisi sonucu kuvarslar dalgalı, yanıp sönme gösterir ve şiştözite boyunca yönleme izlenir. Biotitler yeşil renklidir, levhamsı şekilleri ile izlenir ve çoğunlukla kloritlere dönüşmüşlerdir.

Serisitlerin büyüklüğü 0,1 mm altındadır. Serisit ve kloritler, tekdüze dağılmış olarak, yer yer çok ince seviyelerde zenginleşmiş olarak bulunurlar. Birim Barrow tipi yeşilşist fasiyesinin, kuvars – albit – epidot – biyotit alt fasiyesinde gelişmiştir. Kayacın köken kayacı killi kumtaşıdır. Kayacın kimyasal analiz sonuçlarına göre de köken kayaç kumtaşı olarak belirlenmiştir. (Şekil 4.37, 38, 39, G6 no'lu örnek).

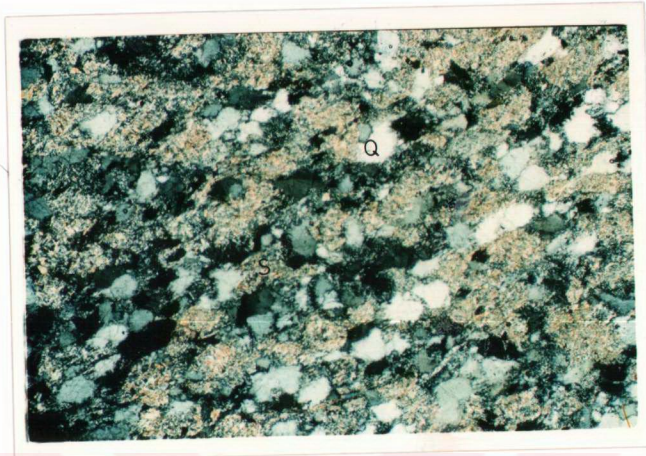
Serisitşişt: Kuvars – serisitşişt ve klorit – serisitşişlerden oluşan birim, inceleme alanının kuzeyinde Tokar yayla, Söğütlü yayla, Hocalar yaylada izlenir ve kuvarsit ara bantları içerirler. Kayaç, grimsi, yeşil renklerdedir ve parlaksı, kaygan bir görünüşe sahiptir. Kayaca dokunulduğu zaman kayganlık hissi verir. Tane boyu incedir ve arazide fillitler ile ar dalanmalı olarak bulunurlar. Serisitşişler, klorit – serisit şişt ve kuvars – serisit şişt olarak gözlenirler.

Serisit, klorit, kuvars ana bileşen olmak üzere tali olarak albit, epidot ve opak minerallerden, hematit ve piritte rastlanır. Klorit – serisitşişlerde, serisit, klorit, hematit ve piritte rastlanır ve serisit ve klorit minerallerinin paralel dizilimleri sonucu kayaçada lepidoblastik doku izlenir. Kuvars serisitşişlerde ise porfiroblastik doku hakimdir (Şekil 4.16). Kuvars ve feldispatlar, serisitlerin içinde yüzer gibi gelişigüzel dağılmışlardır (Şekil 4.17).

Serisitler kayaçada subtomorf ve ksenomorf kristaller şeklinde görülür. Tane büyüklükleri 0,1 mm altındadır, ince kesitte renksizdirler ve çift kırılmaları zayıftır.

Kayaç, killi kayaçların düşük dereceli metamorfizması sonucu oluşmuştur. Kimyasal analiz sonuçlarından köken kayaç kil olarak belirlenmiştir (Şekil 4.37, 38, 39, G7 no'lu örnek).

Fillit: Kayaç ince tanelidir ve ince yapraklanma gösterir. Belirgin bir yönlü doku ve foliasyona sahiptirler. Bol miktarda serisit içerirler. Serisitler kayaca ipek parlaklığı vermiştir. Renkleri yeşil, grimsi yeşildir. Serisitten başka kayaçta kuvars, klorit, albit, epidot mineralleri izlenir. Bileşenler ince tanelidir ve tane boyları genelde 0,2 mm den küçüktür. Kuvarslar ve albitler silt boyundadır. Birim incelenen alanda iki seviye halinde izlenir.



Şekil 4.16: Serisitşistlerde izlenen granolepidoplastik doku ve kuvars (Q) ve serisit (S) minerallerinin görünümü. (çap nikol, x 40 numune no: 76).



Şekil 4.17: Kuvars serisit şistlerde serisitlerin içinde yüzer gibi gelişigüzel dağılmış kuvars (Q) ve feldispat (F) minerallerinin görünümü.(çap nikol, x 40 numune no: 48).

Klorit – fillit: Kayaçada serisit, klorit ve daha az oranlarda albit, kuvars mineralleri izlenir.

Klorit ve serisitler birbirlerine paralel olarak bantlar halinde dizilerek kayaca lepidoblastik doku kazandırmışlardır. (Şekil 4.18). Kloritler yapraksı agregatlar halinde izlenir ve ince kesitte yeşil renklidir. Mg – kloritlerden klinoklor bileşimindedir. Serisitler çok küçük iğnecikler şeklinde izlenir.

Yer yer buruşma klivajı izlenir. Klorit minerallerinin fazlalığı kayaca yeşil bir renk vermiştir. Klorit – fillitler bazik bileşimli killerin düşük dereceli metamorfizma sonucu oluşmuştur.



Şekil 4.18: Fillitlerde birbirlerine paralel olarak uzanan klorit (K) ve serisit (S) minerallerinin görünümü. (çap nikol, x 40 numune no: 12).

Kuvars – albit – fillit: Kayaçada, serisit bol olmak üzere küçük porfiroblastlar halinde, mercekşekillerde kuvars ve albitler izlenir. Kuvarslar ince kesitte ksenoblastik taneler şeklinde ve ince kesitte renksiz olarak izlenir. Albitler karslıbad ikizlenmesi gösterirler. Kayaçada porfiroblastik doku hakimdir (Şekil 4.19). Daha az oranlarda klorit ve

epidot mineralleri izlenir. Epidotlar çubuksu, levhamsı şekillerde ve ince kesitte soluk yeşilimsi renkte izlenirler.

Kuars – albit – fillitler killi kayaların düşük dereceli metamorfizma geçirmesi sonucu oluşmuştur. Birim yeşilist fasiyesinin Barrow tipi kuvars – albit – epidot – muskovit alt fasiyesinde gelişmiştir.



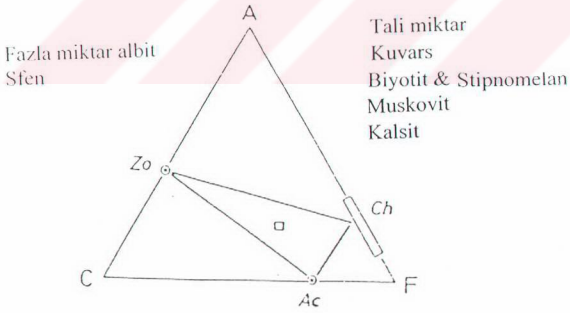
Şekil 4.19: Kuvars fillitlerde serisit mineralleri içinde albit ve kuvars minerallerinin görünümü. (çap nikol, x 20 numune no: 11).

Epidot – Albit – Aktinolitşişt: Kayaçada belirgin bir lepidoblastik doku izlenir. Fazla miktardaki aktinolitler şiştözite boyunca ve yer yer klinokları keser şekilde izlenir (Şekil 4.20) Aktinolitler ince kesitte soluk yeşilimsi bir renge sahiptirler ve uzun prizmatik şekillerde izlenirler. Az miktarda porfiroblastlar halinde albit, epidot ve tali miktarlarda klorit, muskovit ve çok az miktarda mikrolitler halinde sfen izlenir. Albit, aktinolit, epidot, klorit kümelenmeleri yer yer gnays dokusunu andırırlar.

Aktinolitler genelde mafik kayaların düşük dereceli metamorfizma geçirmesi sonucu oluşur. Kayaçta izlenen albit – aktinolit – klorit zonu, bazik volkanik kayaların, düşük dereceli metamorfizması sonucunda oluşan yeşilist fasiyesinde görülmektedir (Şekil 4.21).

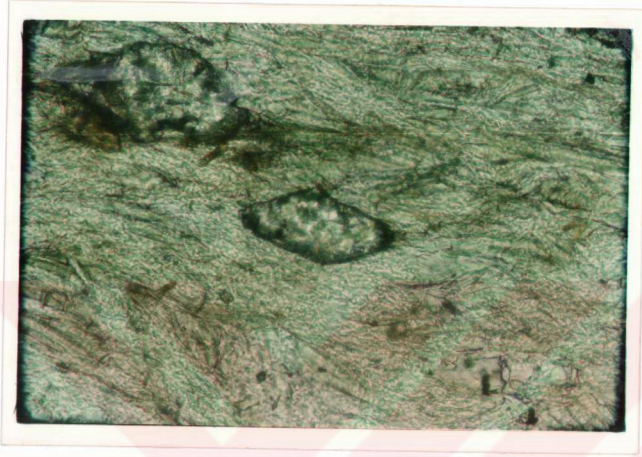


Şekil 4.20: Epidot – aktinolit şistlerde klinoklorları (K) keser şekilde aktinolit (Ak) minerallerinin görünümü. (çap nikol, x 100 numune no: 250a).



Şekil 4.21: Albit – aktinolit – klorit zonu (Winkler, 1979) Zo: Zoizit, Ac: Aktinolit, Ch: Klorit

Kayaçta aktinolit, klorit ve epidot mineralleri fazla miktarda albit ve biraz kuvars ile beraber bulunurlar. Biyotit, stilpnomelan muskovit (Fenjit) kalsit ve sfen bazen görülür (Şekil 4.22).



Şekil 4.22: Aktinolit şişlerde eşkenar dörtgen şekilli sfen mineralinin görünümü. (Tek nikol, x 400 numune no: 9).

Kayaç mineral içeriğine göre mafik volkanik kayaçların düşük sıcaklık ve basınçta metamorfizma geçirmesi sonucu oluşmuştur. Kimyasal analiz sonuçlarına göre köken kayaç bazalt olarak tespit edilmiştir. (Şekil 4.37, 38, 39, G8 no'lu örnek).

Kuvarsit: Kuvarsitlerin büyük bir kısmı masif görünümlüdür. Yer yer zayıf bir şiş doku gösterirler.

Kayaçtaki oranı %80 olan kuvarslar, çoğunlukla eş boyutlu, merceksel, yuvarlak, köşeli, küçük kristaller halindedir. Tali olarak, serisit, klorit, feldispat ve opak mineraller izlenir. Serisit ve klorit kayaçta dağınık halde bulunurlar. Yer yer belirli seviyeler oluşturacak şekilde zenginleşmeler görülür. Feldispatlar beyaz, pembe, gri renklerde bulunur ve kuvarsla eşit tane boyuna sahiptirler.

Kayaç gronoblastik dokulu olup, zayıf bir şişit yapısı gösterir. Basınç etkisiyle kuvarslarda belli bir yönlenme göze çarpar. Şiştoziteye paralel düzlemler boyunca, hidrotermal sıvıların girmesiyle kayaçada, şiştoziteye uygun seviyeler halinde opak minerallere rastlanır (Şekil 4.23). Kuvarsitlerin kökeni feldispatça zengin kumtaşlardır.

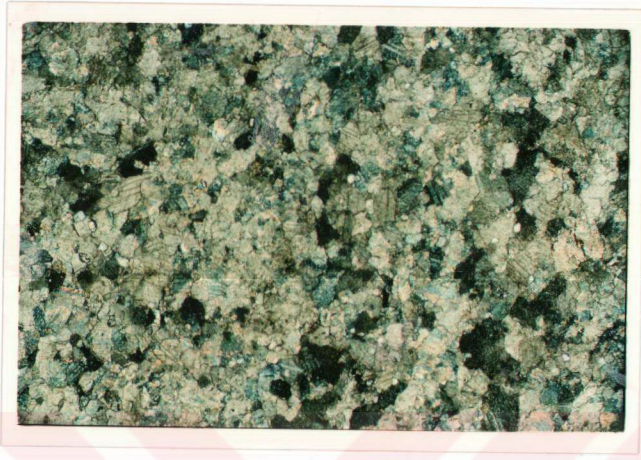


Şekil 4.23: Kuvarsitlerde çatlakların arasına hidrotermal sıvıların girmesiyle oluşmuş opak minerallerin görünümü. (Tek nikol, x 40 numune no: 69).

Mermer: kayacın ana bileşenini kalsit oluşturur. Kalsitten başka tali miktarlarda dolomit, kuvars, feldispat, muskovit, epidot mineralleri izlenir. Kalsitler özşekilsiz eş boyutlu taneler halinde bulunur ve taneler birbirleri ile kenetlenerek mozayik dokusunu oluşturmuşlardır (Şekil 4.24)

Muskovitler kayaçada nadir olarak yapraksal şekilde, epidotlar sarı, yeşil renkli küçük taneler halinde izlenir. Kuvarslar da çok küçük taneler halinde, özşekilsiz olarak gözlenir.

Kayaç, az miktarda kil içeren kireçtaşlarının düşük dereceli metamorfizma geçirmesi sonucu oluşmuştur.

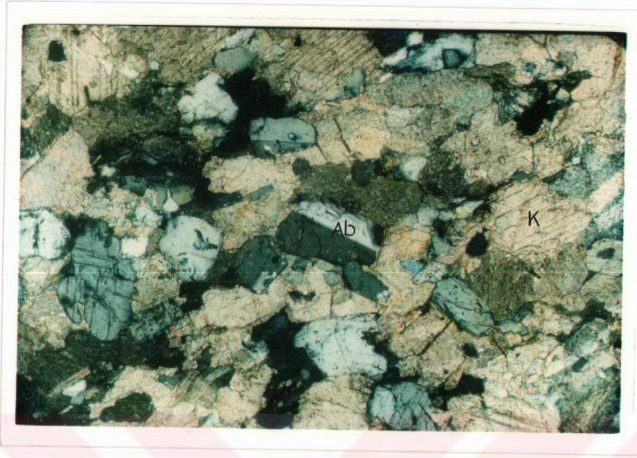


Şekil 4.24: Mermerlerde kalsit mineralleri, birbirleriyle kenetlenerek mozaik dokusunu oluşturmuşlardır. (çap nikol, x 40 numune no: 14).

Kalkışt: İncelenen alanda kalkıştler Asmaca ve Gevinde formasyonlarında izlenir. Gevinde formasyonu içindeki kalkıştler yumrulu dolomitik kireçtaşlarının; Asmaca formasyonu içindeki kalkıştler ise killi kireçtaşlarının düşük dereceli metamorfizma geçirmeleri sonucu oluşmuştur.

Kalsitler kayacın ana bileşenini teşkil eder. Kalsit ile birlikte albit, kuvars, muskovit, klorit daha az miktarlarda epidot, tremolit izlenir. Yer yer kayaç içerisindeki klorit miktarı fazlalaşır, kayaç yeşil bir renk alır. Böyle kayaçlar klorit – kalkışt olarak tanımlanmıştır. Kayaç granolepidoblastik doku gösterir.

Kalsitler özşekilsiz, ksenoblastik taneler halinde, yer yer yassılaştırmış olarak bulunur ve ikizlenme gösterirler. Bu ikizlenmeler deformasyonla gelişen kayma ikizleridir. Tanelerin birbirleri ile olan sınırı düzensizdir. Albitler özşekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenirler ve karşlıbad ikizlenmesi gösterirler (Şekil 4.25)



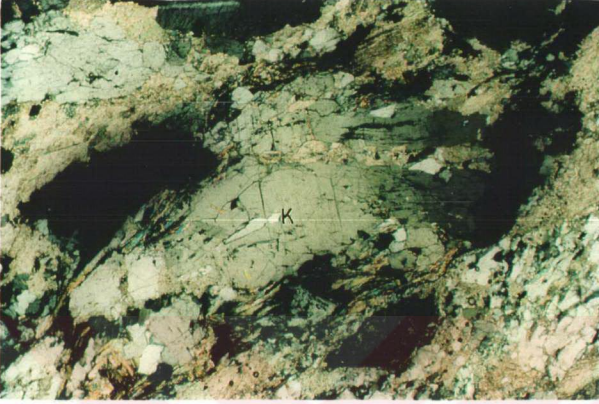
Şekil 4.25: Kalkşıtlerde karslbad ikizlenmesi gösteren albit (A) ve kalsit (K) minerallerinin görünümü. (çap nikol, x 100 numune no: 55).

Albitler, kalsitler ile beraber yer yer basınç istikametinde yönelme gösterirler ve içlerinde apatit ve kuvars inklüzyonları izlenir (Şekil 4.26).

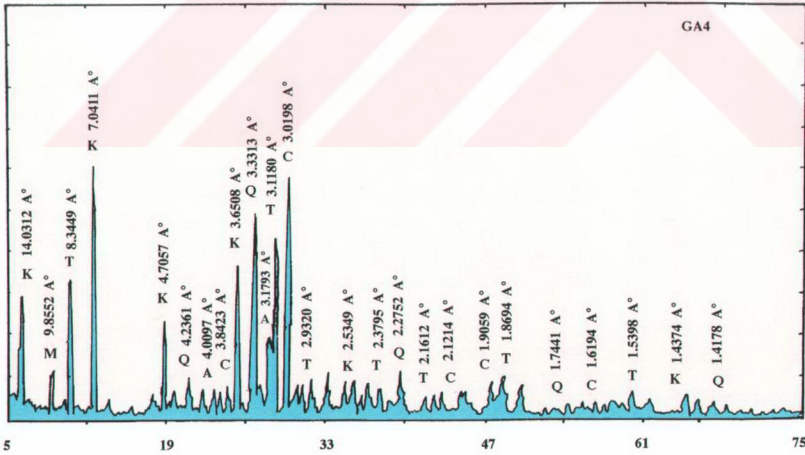
Tremolitler ince – uzun prizmatik şekillerde rastlanır ve ince kesitte soluk yeşilimsi renkdendirler. Muskovitler ve kloritler ince yaprak, iğne şeklinde ksenoblastik taneler halinde olup kayaçdaki oranları azdır. İnce kesitte sarı, yeşil renklerde izlenen epidot ise özşekilsiz taneler halinde bulunur.

Kayaçada kuvars mineraline çok az miktarda rastlanır. Bunlar metamorfik reaksiyonlar sonucu serbest kalan silisdir. Bu serbest silis ortamdaki dolomitler ile birleşerek tremoliti vermiştir.

Kayaçın XRD analizi sonucu kayaçada, kalsit, albit, klorit, tremolit, muskovit, kuvars mineralleri tespit edilmiştir (Şekil 4.27). Tremolit ve epidotun görülmesi köken kayaçın silisli dolomitik kireçtaşı, dolomit ve killi kireçtaşı olduğuna işaret eder.



Şekil 4.26: Kalkıştırlarda basınç istikametinde yönelmiş feldispat porfiroblastı içindeki kuvars inklüzyonları (çap nikol x 100, numune no: 165).

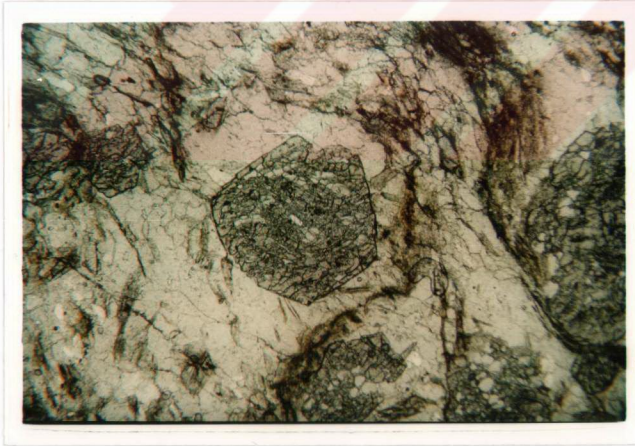


Şekil 4.27: Kalkıştırların XRD difraktogramı K: Klinoklor, M: Muskovit, T: Tremolit, C: Kalsit, Q: Kuvars.

Granat – mikaşışt: Birim, Gevinde formasyonu içinde ekaylar şeklinde izlenen kaotik seri içinde, serpantin, glokofan şıştler ile beraber bulunur.

Granatlı mikaşıştlerde başlıca, albit – oligoklaz bileşimli feldispat, granat, kuvars, fenjit olmak üzere daha az oranlarda, klorit, glokofan, epidot, aklinolit-tremolit kalsit ve sfen mineralleri görülür. Kayaç da lepidoblastik doku izlenir.

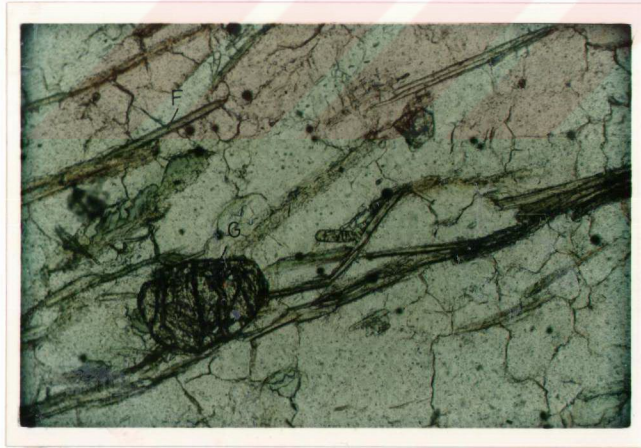
İnce kesitte, soluk yeşilimsi renkte ve altı, sekiz köşeli porfiroblastlar halinde izlenen granatlar almandin bileşimindedir. Optik engebeleri çok yüksektir. Granatlar içinde inklüzyonlar halinde bulunan kuvars, fenjit, klorit kapanımları, belirli bir yönde kıvrımlanma göstererek poikoblastik dokuyu oluştururlar (Şekil 4.28). Granatlarda retrograd metamorfizma sonucu yer yer kloritleşme izlenir. Plajyoklaslar albit – oligoklaz bileşiminde olup, eş boyutludurlar. Kuvarslar, plajyoklaslar gibi eş boyutludur ve ince kesitte renksizdirler. Şıştozite boyunca glokofan, epidot, aktinolit, fenjit, kalsit izlenir. Glokofanlar ince kesitte, soluk yeşilimsi, çift nikolde sarı, mor, mavi, renklerde, uzun prizmatik şekillerde izlenir (Şekil 4.29). Epidotlar pistazit türünde olup çubuksal agregatlar ve özşekilsiz taneler halinde izlenir. Aktinolitler, hornblendlerin gerileyen metamorfizması sonucu oluşmuştur. Fenjitler uzun prizmatik kristaller halinde izlenir (Şekil 4.30).



Şekil 4.28: Granatlı mikaşıştlerde almandin mineralleri içinde kıvrımlanmış kuvars, klorit inklüzyonları Poikoblastik dokuyu oluşturur (Tek nikel, x100 numune no: 100)

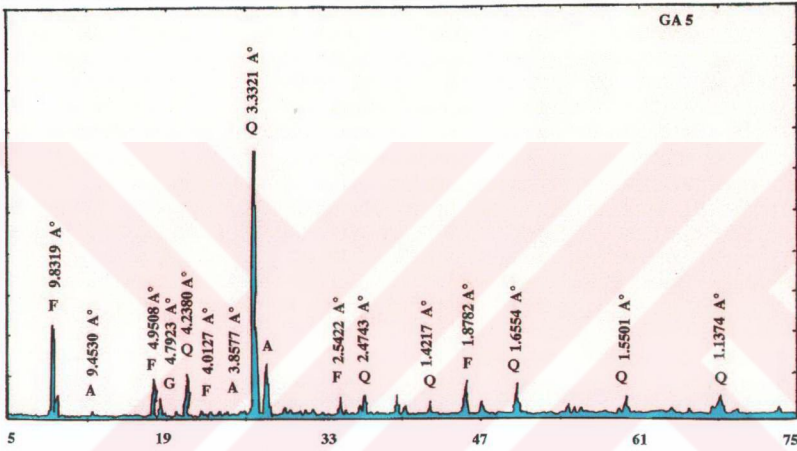


Şekil 4.29: Granatlı mikaşıstlerde izlenen glokofan minerallerinin görünümü. (Tek nikol, x 100 numune no: 96-101).



Şekil 4.30: Granatlı mikaşıstlerde izlenen uzun prizmik kristaller şeklindeki fenjit (F) ve granat (G) mineralinin görünümü. (Tek nikol, x 100 numune no: 101).

Granatlı mikaşıstlerin XRD analizi sonucu kayaçta almandin, fenjit, kuvars, albit, kalsit mineralleri tespit edilmiştir (Şekil 4.31). Kayacın kimyasal analiz sonuçlarına göre, köken kayaç, grovak olarak belirlenmiştir. (Şekil 4.37, 38, 39, G9 no'lu örnek)



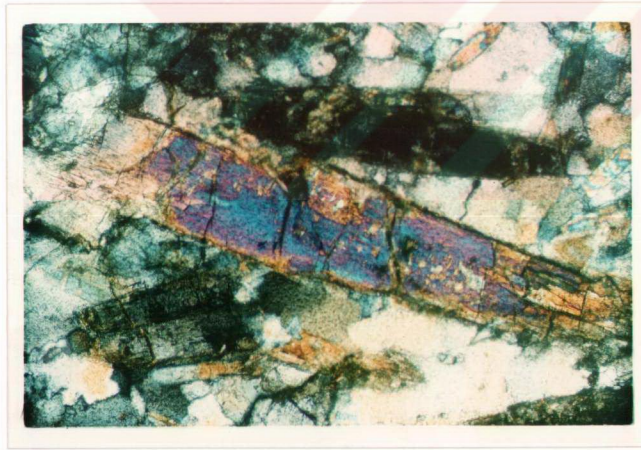
Şekil 4.31: Granatlı mikaşıstlerin XRD difraktogramı F: Fenjit, A: Almandin, G:Glokofan, Q: Kuvars.

Glokofanşıst: Kayaçta, glokofan, epidot, aktinolit, albit, kuvars, klorit mineralleri izlenir (Şekil 4.32).Glokofanlar ince kesitte sarı, mor, mavi renkleri ve uzun prizmatik kristal şekilleri ile gözlenir. Optik engebeleri yüksektir ve c eksenine dik yönde gelişmiş bölünme gösterirler (Şekil 4.33).

Kayaçta glokofan şist fasiyesinin tipik minerali olan lavsonit tespit edilmemiştir. Lavsonitler düşük dereceli yeşilşist fasiyesine geçişte epidot ve kloritlere dönüşmüş olabilirler.

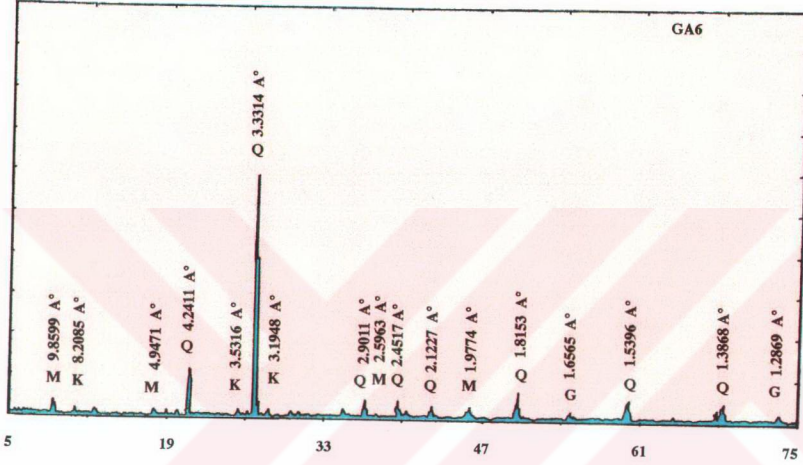


Şekil 4.32: Glokofanışitlerde izlenen glokofan (G), aktinolit (A) minerallerinin görünümü. (Tek nikol, x 40 numune no: 95).



Şekil 4.33: Glokofanışitlerdeki mavi, sarı, mor renkli, c eksenine dik yönde bölünme gösteren glokofan mineralinin görünümü. (çap nikol, x 400 numune no: 96).

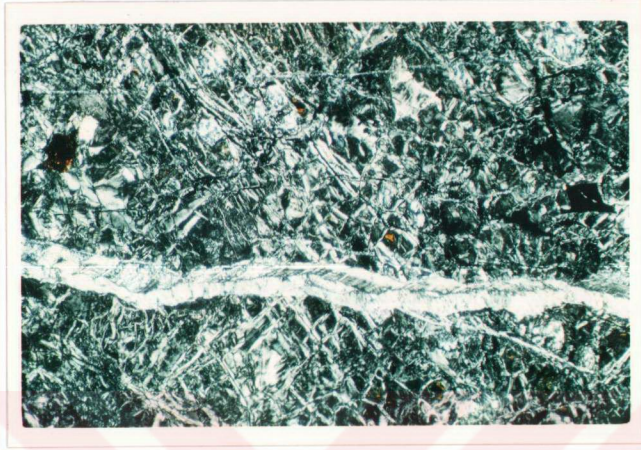
Kayaçın XRD analizlerinde, glokofan, muskovit, kaolinit, kuvars tespit edilmiştir (Şekil 4.34). Kayaç splitik magmatik kayaçların yüksek basınçlı metamorfizma geçirmesi sonucu oluşmuştur.



Şekil 4.34: Glokofanşıstlerin XRD difraktogramı. G: Glokofan, M: Muskovit, K:Kaolinit, Q: Kuvars.

Serpantiniter: Serpantinler, koyu yeşil, yeşil renkli olup lifsel, yapraklı, şiştleşmiş ve yer yer masif olarak izlenirler. Serpantiniter peridotit familyasındaki kayaçların en önemli ayrışım ürünleridir. Serpantinleşme hidratlaşma olayıdır, antigorit lizartit, krizotil, gibi hidratlı silikatların oluşumuna sebebiyet verirler. Dinamo metamorfizma serpantinleşme olayının şiddetini artırır. Bu esnada antigorit serpantinler oluşur. Şişt yapısı gösteren serpantinlerde, belirli bir ağ dokusu ve yer yer elek dokusu içinde, ince damarcıklar şeklinde lifsel krizotil mineralleri ile ağ dokusu şeklinde antigorit mineralleri izlenir (Şekil 4.35).

Nadir olarak bastit psödomorfları halinde ortorombik piroksen ve Mg kloritlerden klinoklor izlenir. Klinoklorlar, serpantin mineralleri arasında, özşekilsiz, yarı özşekilli, çubuksal agregatlar halinde izlenir (Şekil 4.36). Opak mineral olarak tali miktarda kromit gözlenir.



Şekil 4.35: Serpantinitlerde ağ dokusu içinde izlenen lifsel krizotil mineralinin görünümü. (çap nikel, x 100 numune no: 33).



Şekil 4.36: Serpantinitler içindeki klinoklor mineralinin görünümü. (çap nikel, x 100 numune no: 223).

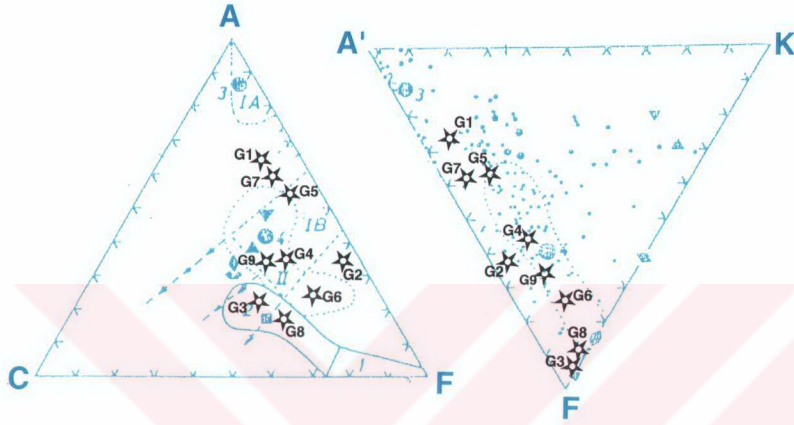
Serpantiniter incelenen alanda yoğun şekilde deformasyona uğramıştır. Serpantinler Orta-Üst Triyas'da platformun parçalanmasıyla oluşan riftleşmenin Orta Jura'da okyanus aşamasına ulaşmasıyla ve bu okyanusun Üst Kretase'de kapanmasıyla oluşan okyanus ürünleridir.

Alanya Birliği'ndeki metamorfite kökenini bulmak için Kaotik seri ve Gevinde formasyonunun çeşitli birimlerinden alınan dokuz adet örneğin ana element analizleri yaptırılmıştır (Çizelge 1). Petrokimyasal hesaplamalar ile köken kayacın belirlenmeye çalışılmış, petrografik gözlemler ile bu çalışma desteklenmiştir. Bu amaçla örneklerin anaoksite değerleri ACF, A'FK, Oseann ve R. De La Roche diyagramlarında değerlendirilmiştir.

Çizelge – 1: İnceleme Alanındaki Metamorfik Kayaların Ana Oksit (%) Miktarları

ANAOKSİT	G ₁	G ₂	G ₃	G ₄	G ₅	G ₆	G ₇	G ₈	G ₉
SiO ₂	60.62	49.42	38.00	77.90	69.80	74.15	70.20	43.80	69.09
TiO ₂	1.05	1.47	2.43	0.45	0.25	0.75	0.60	2.21	0.86
Al ₂ O ₃	15.30	5.62	13.85	8.70	15.35	8.43	15.70	14.5	10.20
Fe ₂ O ₃	8.90	11.91	5.70	2.80	1.15	3.17	3.10	4.50	4.44
FeO	3.01	5.12	8.70	1.85	2.01	1.80	2.20	9.20	5.20
MnO	0.05	0.11	0.20	0.04	0.65	0.12	0.05	0.20	0.14
MgO	2.52	8.76	7.16	1.90	2.55	2.93	2.10	8.40	1.51
CaO	0.56	1.40	13.57	1.07	0.90	2.10	0.80	11.20	3.50
Na ₂ O	1.25	3.00	2.63	1.53	1.30	2.75	1.10	2.80	1.13
K ₂ O	1.60	0.25	0.23	1.35	1.70	0.90	1.20	0.40	1.60
AZ	3.57	11.34	7.60	1.69	2.50	1.20	4.20	2.59	2.58
Toplam	98.43	98.4	100.07	99.28	98.16	98.3	101.25	99.6	100.25

Örneklerin analiz sonuçlarının ACF ve A'FK diyagramlarında değerlendirilmesi sonucu G₃ ve G₈ no'lu örnekler her iki diyagramda da bazaltik kayacın bölgesine düşmüşlerdir. G₉, G₄, G₆ no'lu örnekler grovak, G₁, G₂, G₅, G₇ no'lu örnekler kil alanına düşmüştür. G₂ no'lu örnek karbonatlı kil alanındadır. G₁, G₅, G₇ no'lu örnekler alüminyum bakımından zengin kil alanına yakın düşmüştür (Şekil 4.37).

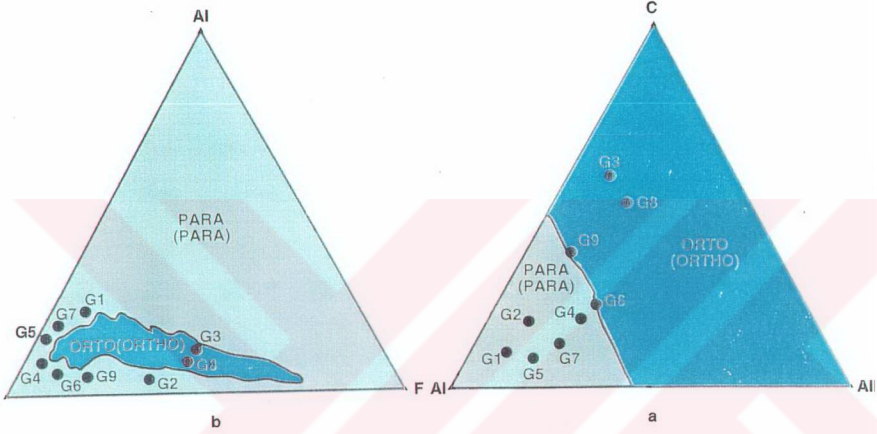


- IA: Killler ve Alüminyumca zengin kil taşları.
- IB: Karbonatsız yahut % 35 oranına kadar karbonatlı, killler ve yaprakal kil taşları. Oklar arasında: % 35-65 oranında karbonat içeren marınlar.
- II: Grovaklar
- 1) Ultrabazik kayalar
 - 2) Bazaltik ve andezitik kayalar.
 - 3) Bazaltik kayalar
 - 4) Tonalitler
 - 5) Granodioritler
 - 6) Kalko-alkali granitler
 - 7) Alkali Granitler (NOCKOLDS'a göre)
 - 8) Grovak alanı
 - Killler
 - 9) Tropikal bölgelerden alınmış kıtasal killler.
 - 10) Denizsel killler. (3 ve 4, RONOVA ile KHLEBNİKOVA'ya göre)

Şekil 4.37: Alanya Birliği şistlerinin ACF ve A'FK diyagramlarındaki dağılımları

Örneklerin Oseann diyagramlarında değerlendirilmesi sonucunda G3 ve G8 no'lu örnekler Orto köken G1, G2, G5, G6 ve G7 no'lu örnekler para köken, G9 ve G4 no'lu örnekler Oseann, C, Al, Alk diyagramında orto para köken sınırında yer almıştır. Al, S, F diyagramında ise orto köken alanına yakın düşmüşlerdir. Bu örnekler ACF ve A'FK

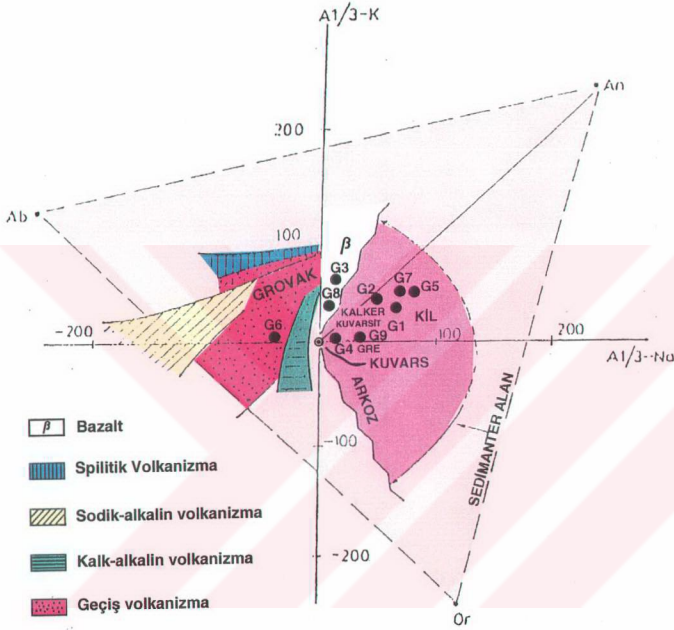
diyagramlarında grovak alana düşmüştür. Buna göre grovaklar magmatik ve sedimanter kayaç parçaları içermektedir (Şekil 4.38).



Şekil 4.38: Alanya Birliği şist örneklerinin OSANN diyagramlarındaki dağılımları.

Örneklerin anaoksit değerlerinin R. De La Roche diyagramında değerlendirmesi sonucu G3 ve G8 no'lu örnekler bazalt, G6 no'lu örnek grovak, G4 ve G9 no'lu örnekler kuvars, kumtaşı, G2 no'lu örnek kalker, kil, G1, G5, G7 no'lu örnekler kil alanına düşmüştür (Şekil 4.39).

Bu sonuçlara göre Alanya Birliği'ni oluşturan şistler kil, karbonat, kumtaşı ve bazaltik kayaçların metamorfizma geçirmeleri sonucu oluşmuşlardır.



Şekil 4.39: Alanya şitlerinin R. De La Roche diyagramındaki dağılımları

4.2. Magmatik Kayaçlar

İncelenen alanda magmatik kayaçlar Soğukoluk Ofiyolit Topluğunda izlenir. Bu ofiyolitik toplulukta, diyabaz, bazalt ve yastık lavlar izlenir.

Diyabazlar: Kayaçada, dikdörtgen şekilli plajiyoklaz minerallerinin payanda gibi birbirlerine dayanması ile oluşan doleritik doku izlenir. (Şekil 4.40)

Kayaç %45-50 plajiyoklaz, %35-40 piroksen, %6 opak mineral, ve az miktarda amfibol, biyotit, mineralojik bileşimindedir. Çok az miktarda zoizit ve eser miktarda sfen kayaçada izlenir.



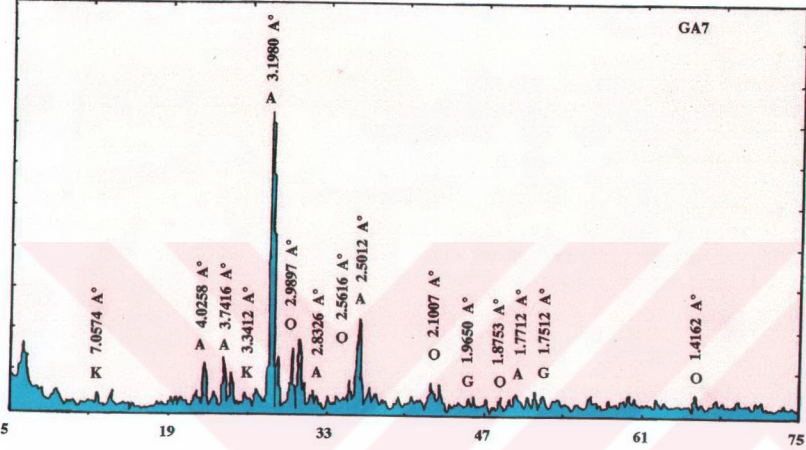
Şekil 4.40: Diyabazlarda plajiyoklaz (P) minerallerinin birbirine dayanmasıyla oluşan doleritik doku. Pr: Piroksen. (çap nikol, x 100 numune no: 63).

Plajiyoklazlar, özşekilli ve yarı özşekilli, büyük ve küçük fenokristaller halindedir. Polisentetik ikizlenme ve yer yer zonlu yapı gösterirler. Plajiyoklazlar da Kloritleşme, serisitleşme, sossuritleşme, albitleşme gösterirler.

Kayaçdaki bazik plajiyoklazlar albitleşme sonucu albit ve kalsite dönüşmüşlerdir. Zoizit ve serisitler, diyaforez sonucu sossuritleşme ile oluşmuşlardır. Kayacın XRD analiz sonuçlarında da plajiyoklazlar albit olarak tespit edilmiştir. (Şekil 4.41)

Piroksenler küçük ve büyük fenokristaller halinde izlenir ve iri plajiyoklaz fenokristalleri arasında hapsedilmiş olarak bulunurlar. Ojit ve nadir olarak diyopsit bileşiminde izlenirler ve uralitleşme, opasitleşme ve kloritleşme gösterirler. Uralitleşme sekonderdir. Kayaç katılaştıktan sonra piroksenler başkalaşıma maruz kalarak, ayrıışmış amfibollere dönüşmüşlerdir.

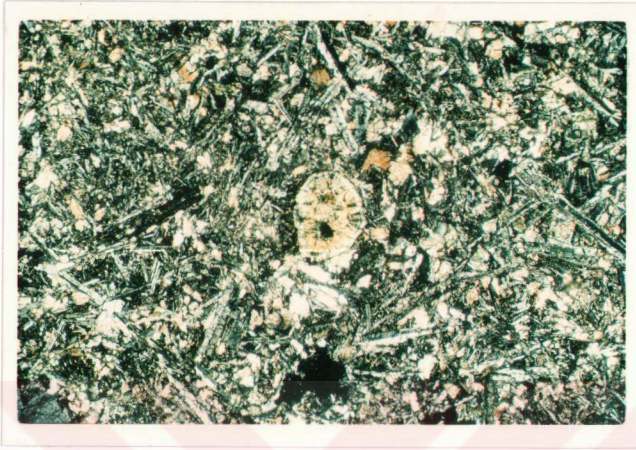
Kayaçada yaygın olarak izlenen opak mineraller yarı özşekillidir, ilmenit ve titanca zengin manyetitler içerir. Manyetitler kataklazma ile ufalanmış ve yer yer hematite dönüşmüşlerdir.



Şekil 4.41: Diyabazların XRD difraktogramları. K: Klorit, A: Albit, O: Ojit, G: Götite

Bazaltlar: Bazaltik kayalar inceleme alanında, yastık lavlar ve bazaltlar olarak izlenir. Porfirik dokunun hakim olduğu kayalarda, iri ve küçük fenokristaller halinde labrador cinsi plajiyoklaz, klinopiroksen ve opak mineraller hakimdir. Kayaçta nadir olarak amfibol ve olivin izlenir (Şekil 4.42).

İdiomorf plajiyoklaz kristalleri subofitik doku oluşturacak şekilde aralarında mikrolitler halinde monoklinik piroksenleri hapsedmişlerdir. Plajiyoklazlar özşekli polisitetik ikizlenmeli olup yer yer zonlu yapı gösterirler ve yoğun bir şekilde albitleşme, kloritleşme gösterirler. Hamurda da yaygın bir şekilde, kloritleşme ve opasitleşme izlenir. Bazen hamurda kırmızı renkli klorofeit izlenir. Bu da kayacın yer yer alterasyona uğradığını gösterir.

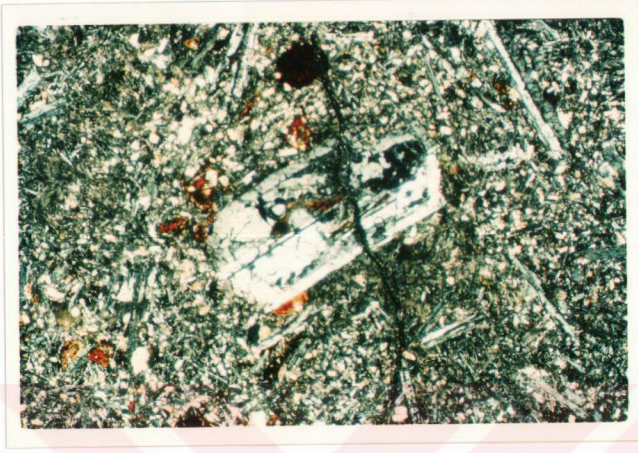


Şekil 4.42: Bazaltlarda piroksen, plajiyoklaz minerallerinin görünümü. Piroksenlerin kenarlarından itibaren kloritleşme izleniyor. Doku porfiriktir. (çap nikol, x 100 numune no: 60).

Piroksenler, genelde ojit bileşimli olup, özşekli, iri ve küçük fenokristaller halinde izlenirler (Şekil 4.43). Piroksenlerde, kloritleşme, uralitleşme, karbonatlaşma ve kısmen opasitleşme izlenir. Yer yer zonlu yapı ve basit ikizlenme gösterirler.

Kayaçada nadir olarak görülen olivinler, tamamen serpantinleşmişlerdir ve kenarları iddingsitleşmiştir. Mafik bileşenler de tamamen opasitleşme ve kloritleşme gösterirler.

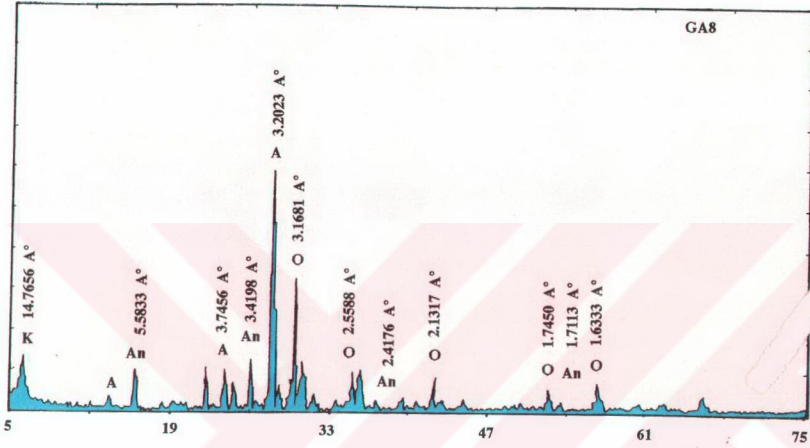
Amigloidal doku şeklinde izlenen bazaltlardaki boşlukların etrafında ikincil mineral olarak, kloritleşmeler görülür (Şekil 4.44.) Kayaçdaki gaz boşlukları kalsit ve zeolit mineralleri ile doldurulmuştur. XRD analizinde zeolit minerallerinden analsim tespit edilmiştir (Şekil 4.45).



Şekil 4.43: Bazaltlarda parçalanmış piroksen fenokristalinin görünümü. (çap nikol, x 100 numune no: 57).



Şekil 4.44: Bazaltlardaki boşluklar etrafında gelişen kloritleşmelerin görünümü. (Tek nikol, x 400 numune no: 96-56).



Şekil 4.45: Bazaltların XRD difraktogramları. K: Klorit, A: Albit, O: Ojit, An: Analsim.

Kimyasal analiz sonuçlarına göre bazaltlar toleyitik karakterli olarak belirlenmiştir. Diyabaz, bazalt ve bazaltik yastık lavlarda alınan 6 adet örneğin ana element kimyasal analiz sonuçları ve bu sonuçlardan hesaplanan C.I.P.W. normları Çizelge 2’de verilmiştir.

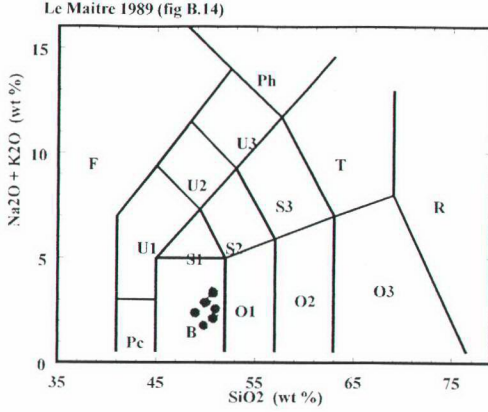
Soğukoluk Ofiyolit Topluluğuna ait magmatik kayaların SiO₂ oranı %49.73-51, Al₂O₃ oranı %14.97-15.34, FeO oranı %7.59-9.66, CaO oranı %10.4-11.81, MgO oranı %7.18-7.54, Na₂O oranı %1.83-2.99, K₂O oranı %0.33-0.55, TiO₂ oranı %2.33-2.58 arasında değişmektedir.

Çizelge 2: Magmatik Kayaçların Kimyasal Analiz ve Parametre Sonuçları

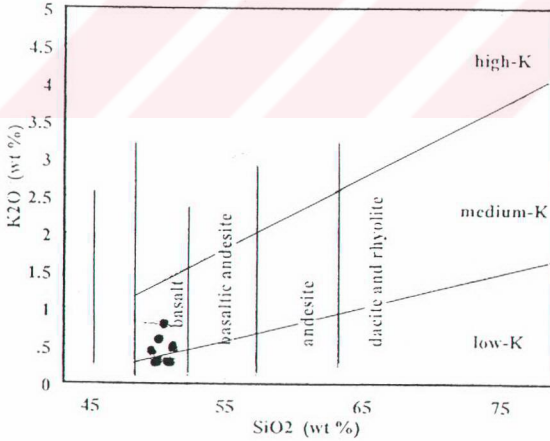
ANAOKSİT	B1	B2	B3	B4	B5	B6
SiO ₂	50.76	50.06	49.95	51	49.73	50.61
TiO ₂	2.36	2.58	2.53	2.24	2.45	2.33
Al ₂ O ₃	14.97	15.34	15.05	14.89	15.14	15.05
Fe ₂ O ₃	1.49	1.89	1.77	1.75	1.87	1.69
FeO	7.59	9.66	9.05	8.94	9.54	8.63
MnO	0.12	0.15	0.13	0.12	0.13	0.12
MgO	7.54	7.49	7.34	7.49	7.18	7.54
CaO	11.81	10.4	11.3	10.99	11.43	11.66
Na ₂ O	2.99	1.83	2.43	2.03	2.19	1.91
K ₂ O	0.37	0.6	0.45	0.55	0.33	0.47
C.I.P.W. Norm						
Q	2.21	2.39	0.57	2.46	0.62	2.35
Or	---	3.52	2.68	3.28	1.97	2.76
Ab	25.3	15.49	20.55	17.15	18.55	16.14
An	26.33	31.87	28.82	29.88	30.48	31.13
Di	26.09	16.09	22.18	20.08	21.44	21.72
Hy	8.85	22.97	17.61	20.35	19.56	19.02
Ol	4.58	---	0.77	---	---	---
Mt	2.16	2.75	2.57	2.54	2.71	2.45
Il	4.48	4.91	4.81	4.26	4.66	4.43

Magmatik kayaçların isimlendirilmesi için analizler çeşitli diyagramlara düşürülmüştür. Le Maitre (1989)un hazırladığı SiO₂/Na₂O+K₂O diyagramına göre örneklerin hepsi bazalt bölgesine düşmüştür (Şekil 4.46).

Yine Le Maitre (1989)un önerdiği K₂O/SiO₂ diyagramında örneklerin ikisi düşük potasyumlu dört tanesi orta potasyumlu bölgede yer almıştır (Şekil 4.47).



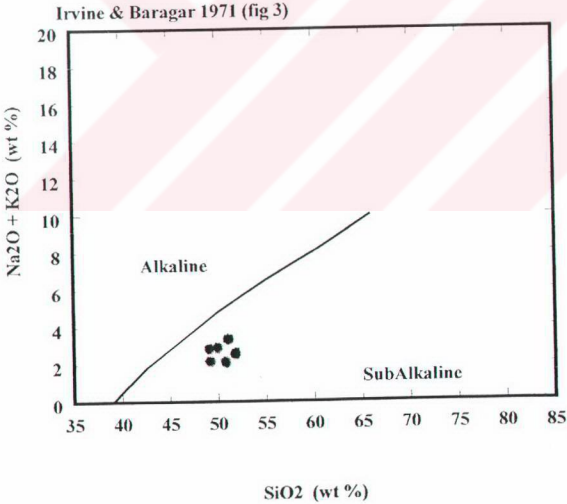
Şekil 4.46: Soğukoluk magmatik kayaların Na₂O+K₂O/SiO₂ diyagramındaki konumları. (Le Maitre 1989). Ph: Fonolit, T: Trakit, R: Riyolit, O3: Dasit, O2: Andezit, O1: Bazalt Andezit, B: Bazalt, U1: Tefrit, S1: Trakibazalt, S2: Bazaltik trakiandezit, S3: Trakiandezit, U3: Tefrifonolit, U2: Fonotefrit, F: Foidit.



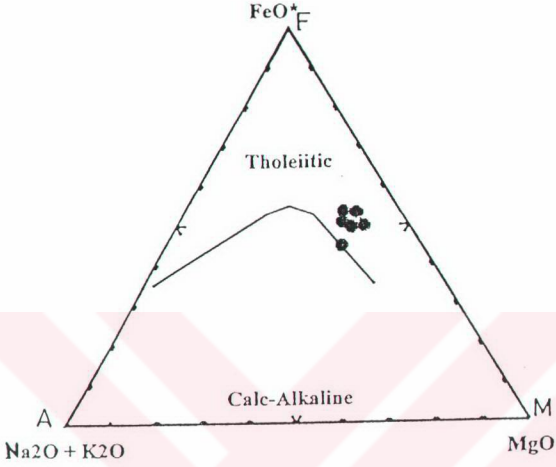
Şekil 4.47: Soğukoluk bazaltlarının K₂O (wt %) / SiO₂ (wt %) diyagramındaki konumları. (Le Maitre, 1989).

İncelenen alandaki bazaltların MgO içerikleri %8'in altındadır. Maelge (1979)a göre bu durumda kaynak magma toleyitik niteliktedir. Jakes ve White (1972)'ye göre toleyitik volkanitlerde K_2O/Na_2O oranı 0.5'ten küçüktür (Çelik, 1989). Soğukoluk bazaltlarının K_2O/N_2O oranları da 0.5'ten küçüktür. Irvine ve Baragar (1971) tarafından önerilen Na_2O+K_2O/SiO_2 diyagramında örnekler subalkalin alana düşmüştür (Şekil 4.48). Yine Irvine ve Baragar (1971) tarafından önerilen AFM diyagramında örneklerin beş tanesi toleyitik bölgede, bir tanesi (B1 no'lu örnek) toleyitik, kalkalkalen sınırında yer almıştır (Şekil 4.49).

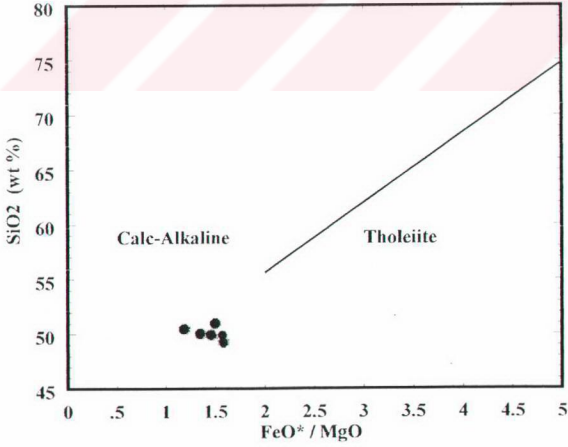
Miyashiro (1974) tarafından önerilen $SiO_2 - FeO/MgO$ diyagramında örnekler kalkalkali sınıra yakın olarak toleyitik alana düşmüşlerdir (Şekil 4.50).



Şekil 4.48: Soğukoluk bazaltlarının $Na_2O + K_2O$ (wt %) / SiO_2 (wt %) diyagramındaki konumları. (Irvine and Baragar, 1971).



Şekil 4.49: Soğukoluk bazaltlarının AFM diyagramı. (Irvine and Baragar, 1971).



Şekil 4.50: Soğukoluk bazaltlarının SiO_2 (wt %) - FeO / MgO diyagramındaki konumları. (Miyashiro, 1974).

Dünyadaki değişik tektonik ortamlardaki toleyitik karakterli volkanik kayaların çeşitli element içerikleri Miyashiro (1975) tarafından verilmiştir. (Çelik, 1989). Çizelge 3'te bu değerler ile Soğukluk magmatik kayalarının karşılaştırılması verilmiştir.

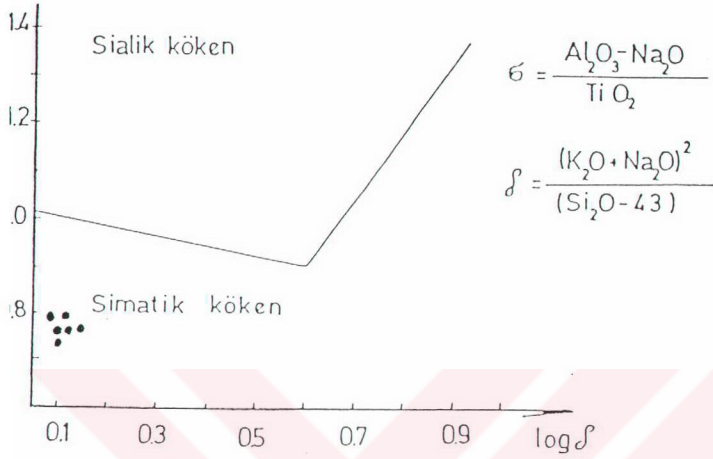
Çizelge 3: Dünya'daki Değişik Tektonik Ortamlardaki Toleyitik Karakterli Volkanik Kayaların Element İçeriklerinin Soğukluk Volkanik Kayaları Element İçerikleri ile Karşılaştırılması (AYT: Adayayı Toleyitleri; OOAT: Okyanus Ortası Abisal Toloyitleri; OAT: Okyanus Adası Toloyitleri)

ANAOKSİT	AYT	OOAT	OAT	Soğukluk Bazaltları
FeO/MgO	1-7	.8-2.1	.5-2.1	1-1.5
SiO ₂ (%)	46-76	47-51	45-65	49.95-50.76
FeO (%)	6-16	6-14	8-16	7.59-9.66
Na ₂ O (%)	1.1-3.6	1.7-3.6	.07-4.5	1.8-2.99
K ₂ O (%)	.1-2.0	.07-.04	0.6-2.0	0.33-0.55
TiO ₂ (%)	.3-2.0	.07-2.3	.02-5	2.21-2.50

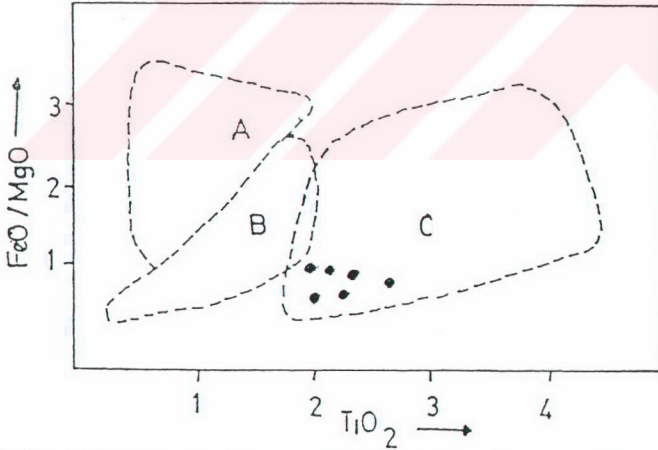
Çizelgeye göre Soğukluk bazaltları diğer tektonik ortamlardaki Okyanus Ortası Abisiyal Toloyitleriyle benzerlik gösterir. Bazaltlar yüksek TiO₂ içeriğine sahiptir. Sun ve Nesbitt (1978) tarafından yüksek TiO₂ içerikli bazaltların (%0.7'den fazla) en fazla bölünlenmeye uğramış oldukları belirtilmiştir. (Çelik 1989). Buna göre Soğukluk bazaltları önemli ölçüde bölünlenmeye uğramışlardır.

Soğukluk volkaniklerinin kökenini belirlemek için Gottini (1969) diyagramı kullanılmıştır. (Şekil 4.51). Diyagramda τ değerleri 0.7 ile 0.8 arasındadır. Araştırmacıya göre $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O / TiO_2)$ değerinin 0.9 altındaki değerleri simatik kökeni yansıtır. Soğukluk volkanitlerinin τ değerleri 0.7 civarındadır. Diyagrama göre Soğukluk volkanitleri simatik kökenlidir.

Glassley (1974) tarafından volkanitlerin tektonik ortamını belirlemek için kullanılan TiO₂ – FeO / MgO diyagramında Soğukluk bazaltlarının tamamı okyanus ortası bazaltları alanında yoğunlaşmıştır (Şekil 4.52).



Şekil 4.51: Log τ / Log f diyagramı (Gottini, 1969).



Şekil 4.52: Soğukluk bazaltlarının FeO/MgO-TiO₂ diyagramındaki dağılımı. A: Adayayı toleyitleri, B: Okyanus sırtı toleyitleri, C: Okyanus ortası bazaltları (Glassley, 1974).

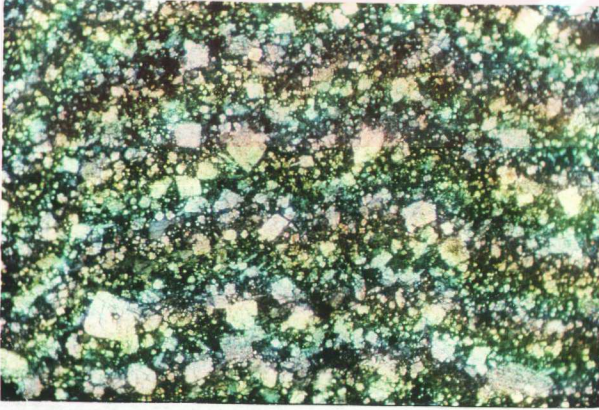
Tüm bu verilere göre Soğukoluk bazaltlarının Orta-Üst Triyas'da parçalanmaya başlayan platformun Üst Triyas'tan sonra Okyanus aşamasına ulaşmasıyla oluşan Okyanus ürünleridir.

4.3. Sedimanter kayaçlar:

İncelenen alanda sedimanter kayaçlar en fazla yayılıma sahiptirler ve epiklastik ve karbonatlı kayaçlar olarak ayırtlanmıştırlar.

4.3.1. Epiklastik kayaçlar

Kumtaşları: Antalya Birliği'ne ait Çamlıca formasyonu ve Lordlar formasyonunda izlenen kumtaşlarının ana bileşenleri kuvars, feldispat muskovit, serisit ve tali olarak da klorit ile opak minerallerdir. Kayaç parçaları %10-25 arasındadır. Bu bileşenler silis, karbonat ağırlıklı ve kısmen kil bileşimli bir çimento ile tutturulmuşlardır. Bazen silişleşmiş serisitik çimento izlenir (Şekil 4.53).



Şekil 4.53: İnceleme alanındaki kumtaşlarının mikroskopda görünümü. (çap nikol, x 100 numune no: 201).

Kuvarslar, çoğunlukla, dalgalı, sönme gösterirler ve genelde monokristalin nadir olarak polikristalindirler. Yarı köşeli kısmen yuvarlaklaşmış, taneler halinde gözlenen kuvarslar serisit ve karbonat mineralleri tarafından sarılmış olarak bulunurlar.

Kayaçada izlenen feldispat mineralleri plajiyoklaslar ve ortaklas mineralleridir. Plajiyoklaslar yer yer polisentetik ikizli, yuvarlaklaşmış, taneler şeklinde görülür.

Mikroskopda, polisentetik ikizlenme göstermeyen plajiyoklaz ile ortaklas minerallerinin ayırt edilmesi zordur. Ortaklas ve plajiyoklaslar minerallerinde ileri derecede serisitleşme, karbonatlaşma, killeşme izlenir. Plajiyoklaslar genelde albit bileşimlidir.

Muskovit ve serisit mineralleri kayaçada feldispat ve kuvars tanelerini etrafını sarar şekilde izlenmektedir. Kayaçada muskovit ve serisitlerin bol miktarda bulunması, kumtaşlarının düşük dereceli metamorfizmaya uğradığını gösterir. Antalya Birliği birimlerine ait kumtaşları, Alanya Birliği'nin, Antalya Birliği'ne bindirmesi sırasında ve bu bindirmeden sonra, her iki birliğin, Üst Kretase, Paleosen – Eosen aralığında düşük dereceli metamorfizma geçirmelerinden etkilenmişlerdir.

İncelenen alandaki şeylerde de bu metamorfizma etkileri gözlenir. Şeylerde zayıf yapraklanmalar izlenir. Marnlarda ise sahile yakın bölgelerde metamorfizma derecesinin daha yüksek olması nedeniyle, gelişmiş foliasyon düzlemleri görülür.

4.3.2. Karbonatlı Kayaçlar

İnceleme alanında her yaşda karbonatlı kayaca rastlanır. Genelde, dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı mermer olarak izlenen karbonatlı kayaçlar, geniş bir alana yayılmışlardır.

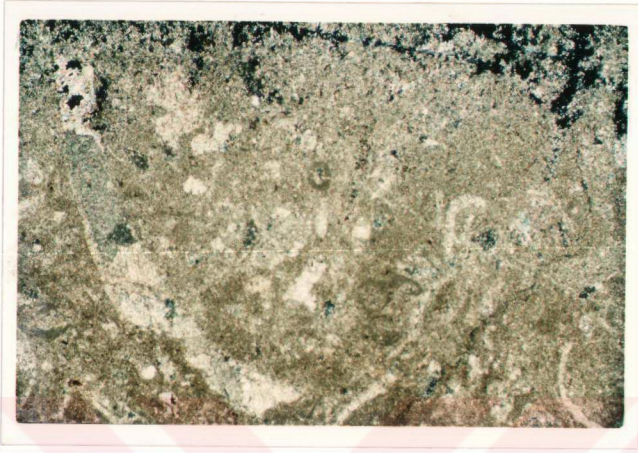
Dolomitlerde genelde hipidiotopik tip dolomit dokusu izlenir. Dolomit kristallerinin bir kısmı özşekilli, bir kısmı özşekilsiz olarak izlenir. (Şekil 4.54) Dolomit kristalleri arasındaki sınır düzenlidir. Kayaçada dolomit ve kalsit minerallerinde basınç ikizlenmeleri izlenir. Dolomit mineralleri kayacın %75'ini oluşturur. Tali olarak, kalsit, kuvars ve albit izlenir.



Şekil 4.54: Dolomitlerde Hipidiotopik dolomit dokusunun görünümü. (çap nikol, x 40 numune no: 240).

Çoğunlukla fosilli olan, sparikalsit, mikritik çimento ile tutturulan kireçtaşları, bol çatlaklı olup, bu çatlaklar kalsit dolguludur. Kayaçlar genelde kalsit, dolomit, tali olarak kuvars, muskovit içerirler. Kalsitler, yarı özşekli tanesel agregatlar halinde, birbirleri ile düzenli sınırlar oluşturacak şekilde kenetlenmiş olarak görülürler. Kalsit ve dolomitlerde basınç ikizlenmeleri izlenir. Kuvars ve muskovitler kayaçada nadir olarak dağınık küçük taneler halinde görülür.

Kireçtaşlarından, Üst Permiyen yaşlı kireçtaşları yer yer dolomitize olmuşlardır ve gri renkli olup bol foraminifer ve alg türü mikrofosil içerirler. Neritik, sıg ve çalkantılı bir ortamda çökmüşlerdir. Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarında derin denizel ortamlarda oluşan planktonik organizmalar görülür (Şekil 4.55). Bu kireçtaşları yer yer killi kireçtaşlarına geçiş gösterirler. Triyas, Kretase yaşlı olup, Radyoloritler ile ardalanmalı olarak gözlenirler. Jura'da beyaz renkli, ooliteli, pelletli, intraklastlı kireçtaşları izlenir. Pelletler küçük olup oval şekillerde görülür. Oolitler 0,1 mm ile 0,5 mm çapında olup, konsantrik tanecikler şeklinde bulunur. Bu kireçtaşları dalgalı denizel ortamlarda çökmüştür.



Şekil 4.55: Gloubotruncanalı (G) mikritik kireçtaşlarının görünümü. (çap nikel, x 100 numune no: 96-208).

5- METAMORFİZMA

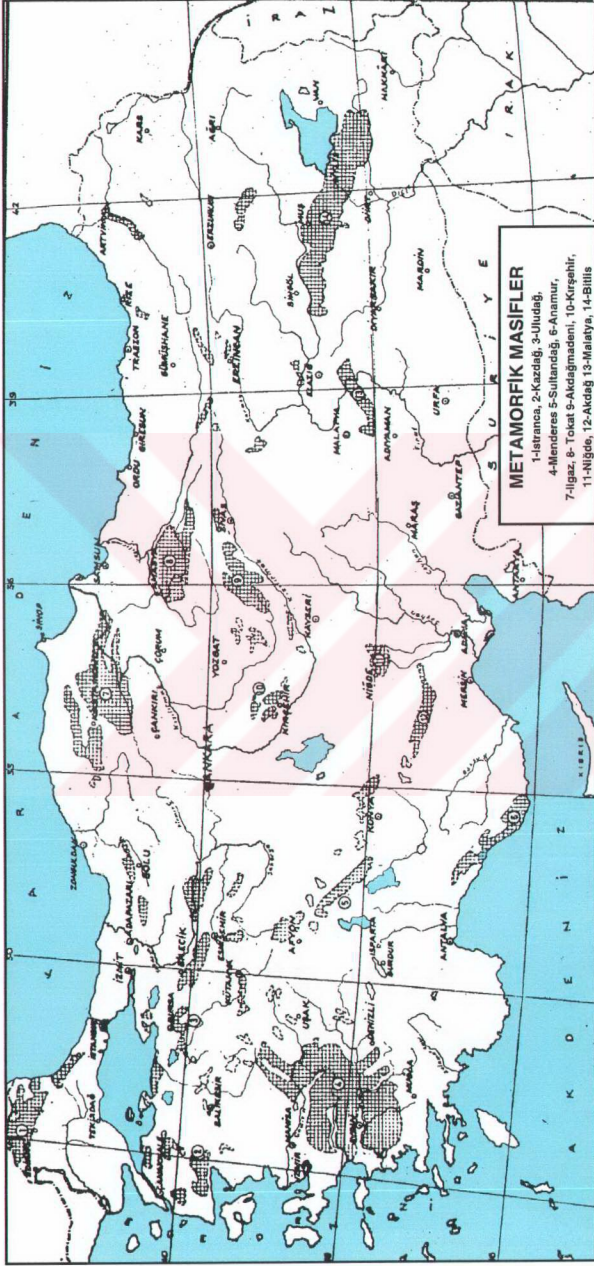
Türkiye’de yer alan metamorfik masifler, yurdun hemen hemen her tarafında, dağınık bir şekilde izlenir. Bu masiflerin çoğu her derecede metamorfizmaya uğramış kayaçlardan oluşmuş, bazıları ise çok düşük ve düşük dereceli metamorfizmaya uğramışlardır. Türkiye’deki belli başlı metamorfik masifler şunlardır (Şekil 5.1).

1- Istranca (Yıldız Dağları)	2- Kazdağ
3- Uludağ	4- Menderes
5- Sultandağı	6- Alanya
7- Ilgaz	8- Tokat
9- Akdağmadeni	10- Kırşehir
11- Niğde	12- Akdağ
13- Malatya	14- Bitlis

Bu masiflerden Menderes, Bitlis ve Kırşehir Masifleri (Orta Anadolu Masifi), Tolluoğlu, (1995) tarafından Erken Paleozoyikte Arabistan yarımadasının kuzey konumunda jeolojik evrim geçiren Anadolu mikrokıtası olarak kabul edilir.

Araştırma kapsamına giren Alanya Birliği orta dereceli ve düşük dereceli metamorfizma, Antalya Birliği düşük dereceli metamorfizma geçirmiştir. Alanya Birliği iki kez, Antalya Birliği bir kez metamorfizmaya uğramıştır. İnceleme alanındaki Bolkardağı Birliği’ne ait Killik formasyonu metamorfizma geçirdikten sonra kuzeyden güneye hareket ederek, bölgedeki diğer birimlere bindirmiştir. Aladağ Birliği’nde metamorfizma etkileri, Pazaralanı formasyonunda izlenir.

Alanya Birliği ile bu birlik içinde ekaylar şeklinde izlenen kaotik seri iki kez metamorfizmaya uğramıştır. Kuvarlarda izlenen kataklazma izleri, granatlardaki kloritleşmeler, biyotitlerdeki kloritleşme ve serisitileşmeler birimin iki kez metamorfizmaya uğradığını ve ikinci metamorfizmanın gerileyen (retrograd) metamorfizma olduğunu gösterir. Bu gerileyen metamorfizma sonucu hornblendler aktinolitlere dönüşmüştür. Gerileyen metamorfizma ürünleri olarak albit, klorit, aktinolit, epidot mineralleri izlenir. Bu retrograd metamorfizma Alanya Birliği’nin kendi içindeki bindirme dokanaklarını etkilemiştir.



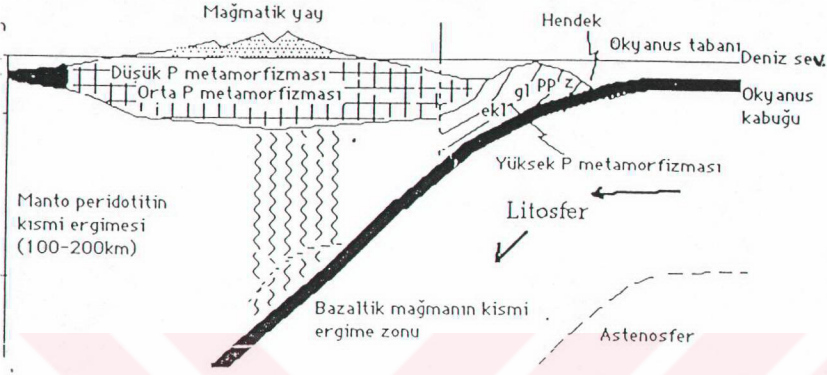
Şekil 5.1: Türkiye'nin başlıca metamorfik masifleri. (Ketin, 1983)

Alanya, Antalya Birlikleri, Alt Triyas'a kadar, aynı platformda, aynı havzada yer almıştır. Alt Triyas'da platformun parçalanması ile Alanya Birliği, havzadan ayrılmıştır. Alanya Birliği ilk metamorfizmaya havzadan ayrıldıktan sonra uğramıştır. Bu nedenle Antalya Birliği'nde birinci metamorfizma etkileri izlenmez.

Alanya Birliği, Alt Triyas'da platformun parçalanması ile, Neo-Tetise bağlı olarak gelişen okyanusun Üst Kretase'de kapanması ile Antalya Birliği'ne bindirmiştir. Bu okyanusun güneye doğru Alanya Birliği altına dalmasıyla, dalma batma zonlarında izlenen çiftli metamorfik kuşaklar gelişmiştir. Okyanus tarafında yüksek basınç – düşük sıcaklık metamorfizması gelişmiştir. Dalan okyanus tarafında yüksek basınç – düşük sıcaklık metamorfizmasına uğramış kayalar serpantinler ile beraber ters açılı bir fayla Alanya Birliği'ne bindirmiş ve bindirirken Alanya Birliği birimlerinden parçalar kopartarak kaotik seriyi oluşturmuşlardır. Okyanus tarafında düşük basınç – yüksek sıcaklık metamorfizması oluşurken, olgunlaşmamış adayayı konumunda bulunan Alanya Birliği'nin alt kesimleri orta dereceli metamorfizmaya, üst kesimlere doğru sıcaklığın azalmasıyla bu kesimlerde düşük dereceli metamorfizmaya uğramıştır (Şekil 5.2). Bu sırada oluşan magmatik kayalar düşük dereceli metamorfizmaya uğramışlar, Alanya Birliği'ndeki bazik kökenli şişterli oluşturmuşlardır. Alanya Birliği'nde izlenen kloritşişterlerin ve aktinolitşişterlerin köken kayacı bazaltik ve andezitik kayalardır.

Buna göre Alanya Birliği ilk metamorfizmaya Üst Kretase'de okyanusun kapanmasıyla Antalya Birliği'ne bindirirken uğramıştır.

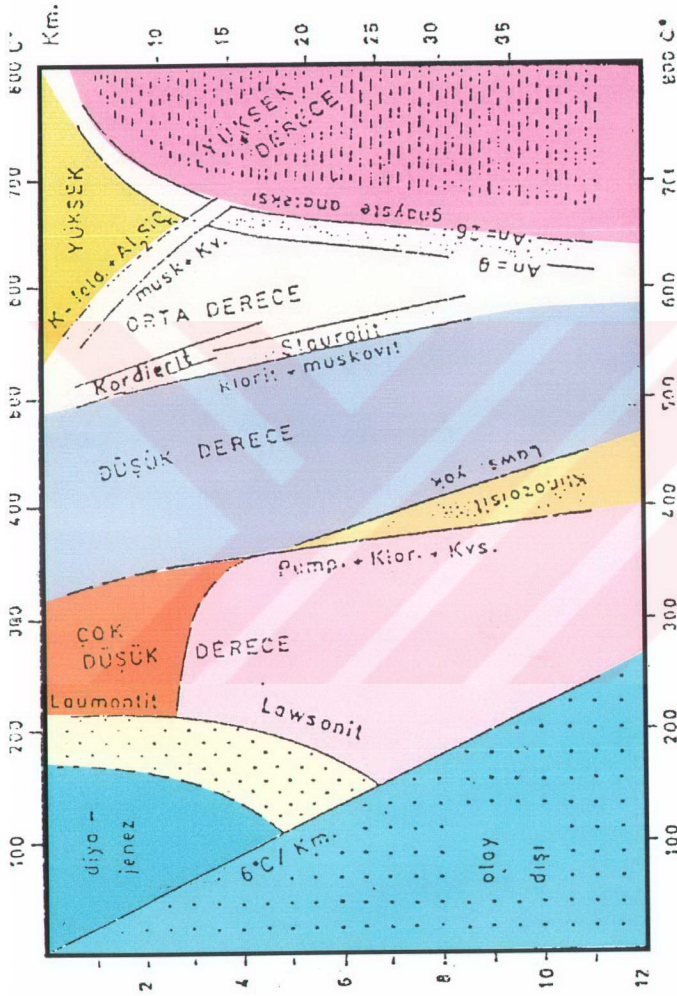
Alanya Birliği Üst Kretase'de Antalya Birliği'ne bindirirken, kendi içinde naplaşmalar olmuş ve kaotik seride Alanya Birliği üzerine ters açılı bir fayla itilmiştir. Bu bindirmeden sonra her iki birlikte düşük dereceli yeşilşişter fasiyesinde metamorfizma geçirmişlerdir. Bu birlikleri örten Üst Paleosen – Eosen örtü kayalarından ise metamorfizma etkileri izlenmez. Buna göre ikinci metamorfizmanın yaşı Üst Kretase ile Üst Paleosen aralığına, Orta Alpinin Laramiyen evresine karşılık gelir.



Şekil 5.2: Dalma – batma zonu ve gelişen olaylar. (Baş ve Koçak, 1994). Z: zeolit, pp:prehnit-pumpellyit, gl: lavsonit-glokofan, ekl: eklojit fasiyesi.

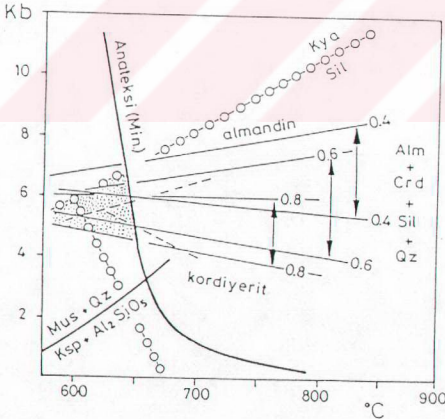
5.1. Alanya Birliği'nde Metamorfizma

Alanya Birliği'ndeki metamorfizmayı Antalya Birliği'ne bindirmeden önce ve bindirdikten sonra diye sınıflarsak bindirmeden önceki birinci metamorfizma, orta dereceli (Amfibolit fasiyesi) ve düşük dereceli (Yeşilist fasiyesi) metamorfizma olarak izlenir (Şekil 5.3). Orta dereceli metamorfizma Alanya Birliği'nin alt kesimlerinde, güneyde sahile yakın kesimlerde etkili olmuştur. Bu metamorfizma bölgenin kuzeyinde yer alan inceleme alanında izlenmemiştir. Orta dereceli metamorfizma ürünleri olarak Kansun (1993) tarafından, anduluzit, kordiyerit, sillimanit, kümingtonit, almandin mineralleri tespit edilmiştir. Bu mineral topluluğuna göre Alanya Birliği başlangıçta orta dereceli metamorfizmanın Abukuma tipi Kordiyerit – Amfibolit fasiyesinin, anduluzit – kordiyerit – muskovit alt fasiyesi ile sillimanit – kordiyerit – muskovit – almandin alt fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Kordiyerit, amfibolit fasiyesinin başlangıcında görülür ve düşük yoğunluklu, düşük basınçlı bir mineraldir. Anduluzit de düşük basınçlı bölgesel metamorfizmanın amfibolit fasiyesinde oluşur. Buna göre orta dereceli kordiyerit – amfibolit fasiyesi 4-5 kbar basınç ve 550-750°C aralığında gelişmiştir (Şekli 5.4).



Şekil 5.3: Metamorfizma derecesinin 4 türü: Çok düşük, düşük, orta ve yüksek dereceli metamorfizma alanlarının T ve P durumları. (Winkler, 1974-1976).

Abukuma tipi metamorfik bölgelerde artan sıcaklığa bağlı olarak biyotit, anduluzit (Yeşilışt fasyesi), kordiyerit, sillimanit, ortaklas (Kordiyerit ambifolit fasyesi) zonları izlenir. Alanya Birliği'nin alt kesimlerinde görülen kordiyerit, sillimanit, anduluzit mineralleri üst kesimlerde bölgenin kuzeyinde izlenmemiştir. Bu kesimlerde düşük dereceli yeşil şist fasyesinde izlenen klorit, albit, aktinolit, kloritoid, zoizit / klinozoitit mineralleri ile beraber muskovit, biyotit, mikroklin, paragonit, kalsit, apatit ve turmalin mineralleri tespit edilmiştir. Mineral topluluğuna göre Alanya Birliği'nin üst kesimleri düşük dereceli metamorfizmanın Barrow tipi yeşilışt fasyesinin kuvars – albit – muskovit – klorit alt fasyesi ile kuvars – albit – epidot – biyotit alt fasyesinde metamorfizma geçirmiştir. Sahile yakın kesimlerde ise Erbay (1994) tarafından almandin, epidot mineraller tespit edilmiştir. Alanya Birliği'nin bu kesimlerinde Barrow tipi yeşilışt fasyesinin kuvars – albit – epidot – almandin alt fasyesi etkili olmuştur. Sıcaklıklar 200-400°C arasındadır. Basınçlar 6-7 kbar civarındadır. Böylece Alanya Birliği güneyde orta dereceli metamorfizma geçirmiş, daha sonra sıcaklıklar kuzeye doğru azalmış, düşük dereceli yeşilışt fasyesi etkili olmuştur. Alanya Birliği'nde metamorfizma derecesi güneyden kuzeye doğru azalmaktadır.



Şekil 5.4: Toplam bileşimin değişik FeO/(MgO+FeO) oranları için Crd+Alm+Sil+Qz birlikteliğinin P-T diyagramı (Winkler, 1979). Ksp: k-feldspat Kya: Disten, Sil: Sillimanit, Q: Kuvars, Alm: Almandin, Crd: Kordiyerit, Mus: Muskovit.

Alanya Birliği içinde ekaylar şeklinde izlenen kaotik seride ise granatlı mikaşistler çoğunlukta olmak üzere serpantinitler ve glokofanlı şistler izlenir. Birimde granat, glokofan, krizotil / antigorit, fenjit, mineralleri başta olmak üzere klorit, aktinolit, kuvars, epidot ve opak mineralleri izlenir.

Serpantinitler dalan okyanus parçalarıdır. Bu dalma batma olayı sırasında düşük sıcaklık / yüksek basınç metamorfizması gelişmiştir. Özgöl (1983) tarafından Mavişist metamorfizması olarak nitelendirilen bu metamorfizmada granat, glokofan ve fenjit minerallerinin yanında omfosit minerali ile omfosit ve granat kristallerinden oluşan eklojitler tespit edilmiştir. Böylece dalan levha üzerinde derinliğe bağlı olarak serpantinitler, mavişistler ve eklojitler oluşmuştur (şekil 5.2). Eklojitler çok yüksek basınçlar altında oluşmuşlardır. Dalma-batma zonunda okyanus hendeğinde gelişen çok düşük dereceli gömölme metamorfizması bölgede izlenmez. Çünkü Üst-Paleosen, Üst-Kretase aralığında gelişen düşük dereceli metamorfizma, gömölme metamorfizması için ilerleyen metamorfizma etkisi göstermiş, bu metamorfizmanın izlerini silmiştir.

Kaotik seri ilk önce düşük sıcaklık / yüksek basınç metamorfizmasına uğramış, sonra Alanya Birliği'nin diğer birimleri ile birlikte düşük dereceli metamorfizmaya uğramışlardır. Bu düşük dereceli metamorfizma Barrow tipi yeşilşişt fasiyesinde gelişmiştir.

5.2. Antalya Birliği'nde Metamorfizma

Üst Kretase – Üst Paleosen aralığındaki düşük dereceli metamorfizma etkileri Antalya Birliği birimlerinde de izlenir. İncelenen alanın güneyinde Gazipaşa ilçesi yakınlarında Çamlıca formasyonuna ait marnlarda ve killi kireçtaşlarında belirgin bir yapraklanma gelişmiştir. Yine kumtaşlarında metamorfik dokular izlenir ve metamorfizma sonucu muskovit ile serisitler oluşmuştur. Jura yaşlı Çiğdemdağı kireçtaşları metamorfizma sonucu yer yer mermerleşmiştir. Üst Kretase yaşlı Keçili formasyonunda izlenen killi kireçtaşları da kalkşişt görünümü arzeder. Birlik içinde yer alan magmatik kayalarla metamorfizma sonucu piroksenlerde uralitleşmeler tespit edilmiştir.

Bu verilere göre Antalya Birliği'nin tüm birimleri düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmiştir. Bu metamorfizma güneyde daha çok etkili olmuştur. Demirtaş – Gazipaşa karayolu boyunca Triyas ve Permiyen yaşlı birimlerde iyi gelişmiş yapraklanmanın ve biyotit mineralinin gözlenmesi (Ulu, 1986) bu biotit mineralinin daha

kuzeyde izlenmemesi ve buralarda yapraklanmanın iyi gelişmemesi metamorfizma derecesinin güneyden kuzeye doğru azaldığını gösterir. Güneyde Barrow tipi yeşilışt fasiyesinin kuvars – albit – epidot – biyotit alt fasiyesindeki metamorfizma, kuzeyde kuvars – albit – epidot – muskovit – klorit alt fasiyesinde metamorfizma izlenir.



6. YAPISAL JEOLJİ

Alp Orojenik kuşağının, Türkiye'deki güney bölümünü oluşturan Toroslar, çok karmaşık ve engebeli bir topoğrafyaya sahiptir. Toros kuşağının Orta Toroslar bölümünde yer alan inceleme alanı, Alp Orojenezinin Oligosen sonlarına doğru paraksizma safhasına ulaşması ile yoğun sıkışma, tektonik hareketlerine maruz kalmış kıvrımlanıp kırılmıştır. Bu Alpin Orojenik hareketleriyle, Toroslarda bloklar halinde itilmeler, büyük bindirmeler ve naplaşmalar gerçekleşmiştir. Bu dönemde Özgül (1976)'e göre bölgenin kuzeyinde yer alan Aladağ ve Bolkadağı Birlikleri güneye doğru hareket ederek, otokton Geyikdağı Birliği'ne, Antalya ve Alanya Birliklerine bindirmişlerdir. Yine bu dönemde Eosen sonrası yoğun kuzey – güney yönlü sıkışmalar neticesinde Alanya Birliği, Antalya Birliği sırtında kuzeye doğru hareket ederek otokton Geyikdağı Birliği'ne bindirmiştir. Alanya Birliği, Antalya Birliği'ne bindirirken ve daha sonra ikisi beraber Geyikdağı Birliği'ne bindirirken, kendi içlerinde de naplaşmalar olmuştur.

Tüm bu birliklerin birarada görüldüğü inceleme alanı yoğun tektonik kuvvetlere maruz kalmış, kuzey ve güney yönlü hareketler ile sıkışmış ve bu sıkışma tektonik kuvvetleri neticesinde “sıkışma zonu” haline dönüşmüştür.

İnceleme alanındaki ilk önemli tektonik olay Orta-Jura'da okyanus açılmasıyla Antalya ve Geyikdağı Birlikleri ile beraber bulunduğu platformdan ayrılan Alanya Birliği'nin Üst Kretase'de bu okyanusun kapanması ile Antalya ve Geyikdağı'nın bulunduğu platforma bindirmesidir. Bindirme sırasındaki tektonik kuvvetler neticesi platformda kırılmalar olmuş, Antalya Birliği oluşmuş ve Alanya Birliği tarafından üzerlenmiştir. Bindirme sırasında Alanya Birliği içinde devrik kıvrımlar gelişmiş, kıvrımlar daha sonra bindirmelere dönüşmüştür. Antalya Birliği içinde de ters fay ve bindirmeler gelişmiştir.

Alanya Birliği'nin platformdan ayrılmasına neden olan okyanusun kapanması sırasında dalan okyanusal levha üzerinde oluşan serpantinitle ve yüksek basınç - düşük sıcaklıklı metamorfik kayalar ters açılı bir fayla Alanya Birliği üzerine itilmişler ve hareket esnasında Alanya Birliği birimlerinden parçalar kopartarak Kaotik Seriyi oluşturmuşlardır.

Bölgedeki ikinci önemli tektonik olay Üst Kretase – Üst Paleosen aralığında Erken Alpin Orojenezinin etkisiyle, Laramiyen fazında bölge sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kalmış, yükselip karasallaşmıştır. Tektonik kuvvetler neticesi Alanya ve Antalya Birliği'nde kıvrımlanmalar ve faylar gelişmiştir.

Üçüncü önemli tektonik olay Alpin Orojenezinin Pireniyen fazıyla paraksizma safhasına ulaşmasıyla bölge kuzey – güney yönde sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kalmış, yükselip karasallaşmıştır. Bu kuvvetler neticesi Alanya Birliği, Antalya Birliği sırtında kuzeye doğru hareket ederek beraberce otokton Geyikdağı Birliği'ne bindirmişlerdir. Hareket esnasında Alanya ve Antalya Birliği içinde ekaylanmalar, kıvrımlanmalar gelişmiştir.

Bölgedeki dördüncü tektonik olay Üst Miyosen'de Arabistan ve Avrasya levhalarının Bitlis kenet kuşağı boyunca çarpışması sonucu oluşan yatay ve dikey yöndeki hareketler ile Bolkardağı ve Aladağ Birlikleri güney – güneybatıya doğru hareket ederek inceleme alanındaki ve bölgedeki diğer birimleri tektonik olarak üzerlemişlerdir.

İncelenen alandaki tektonik öğeler tabakalanmalar, uyumsuzluklar, kıvrımlar ve faylardır.

6.1. Tabakalanma

İnceleme alanındaki sedimanter kayaçlarda genelde belirgin tabakalanma izlenir. Metamorfik kayaçlarda yapraklanma gelişmiştir. Tabakalanma ve yapraklanmalardan ölçümler alınarak jeoloji haritasına işlenmiştir.

Sedimanter kayaçlar en fazla Antalya Birliği'nde yayılım gösterir. Birlikte izlenen şeyl ve kiltaşları ince tabakalanma gösterirler. Tabakalanmalar düzenli olup genelde KB – GD doğrultulu olmakla beraber, uğradıkları yoğun tektonik hareketler sonucu kısa mesafelerde değişim gösterirler. Daha rijit ve orta kalın tabakalı karbonat istiflerinde kısa mesafedeki bu değişimler daha azdır.

Tabakaların eğimleri 40-70° arasındadır. Tabaka doğrultuları daha çok KB – GD eğimler KD, kıvrımlanma izlenen bölgelerde GB yönündedir. Yer yer KD - GB doğrultulu GD eğimli tabakalanmalara da rastlanır. Tabaka doğrultularının çoğunlukla KB – GD

yönünde olması, DKD – BGB yönlü sıkışmanın varlığını ve eğimlerin genelde KD'ya olması sıkışmanın GB'den olduğunu gösterir.

Alanya Birliği'nin büyük bir bölümünü oluşturan şistlerdeki yapraklanmalar genelde Antalya Birliği'ndeki sedimanter kayaçlardaki gibi KB – GD yönlü, KD eğimli olmakla beraber kıvrımlarmalar yüzünden doğrultu ve eğim yönlerinde sık sık değişiklikler izlenir. Devrik kıvrımlanmalar sonucu bu şistlerde devrik yapraklanmalar gelişmiştir.

Alanya Birliği'ndeki karbonat istifleri ise orta – kalın tabakalanma olup, tabakalanma doğrultu ve eğimleri şistlerdeki yapraklanma doğrultu ve eğimleriyle paralellik arzeder.

Alanya ve Antalya Birliklerinde izlenen yapraklanma ve tabakalanmaların genelde KB – GD yönlü olması bölgenin KKD - GGB yönünde sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kaldığını gösterir. Alanya Birliği'nde izlenen devrik yapraklanma ve tabakalanmalar Alanya Birliği'nin Antalya Birliği üzerine hareketi sırasındaki kıvrımlanmalar sonucu oluşmuştur. KKD – GGB yönlü sıkışma kuvvetleri, Erken Alpinin Laremiyen fazında gelişmiştir.

İnceleme alanında Aladağ Birliği'nde izlenen şeylerde ince tabakalanma, karbonatlarda orta – kalın tabakalanma izlenir. Tabakalanma doğrultuları değişkendir, yoğun tektonik hareketlere maruz kalmışlardır.

Bolkar Birliği'nde izlenen karbonatlar ise orta – kalın tabakalanmalıdır. Tabaka doğrultuları genelde KD – GB yönündedir. Bu tabakalarda kıvrımlanmalar nedeniyle kısa mesafelerde doğrultu ve eyimlerinde değişimler gözlenir.

Çalışılan alanın doğusunda Mevlütlü yaylasında Orta Miyosen yaşlı Mut formasyonunda yatay tabakalanmalar izlenir.

Bölgede tabaka doğrultuları uğradıkları yoğun tektonik hareketler sonucu kısa mesafelerde değişiklikler arzeder. Tabakalanmalar genelde Alanya Birliği'nin Antalya Birliği'ne güneyden kuzeye bindirmesi ve Erken Alpinin Laramiyen fazındaki KD – GB yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kalmışlardır. Bu nedenle tabaka doğrultuları ile Eosen öncesi oluşan fay ve kıvrım eksenlerinin doğrultuları paralellik arzeder. Bolkardağı Birliği'ne ait kireçtaşlarının bazı düzeylerinin daha yoğun tektonizma özellikleri

göstermesi, mermerleşmiş olması, Bolcardağı Birliği'nin bölgeye yerleşmeden önce makaslama kuvvetlerinin etkisi altında kaldığını gösterir.

6.2. Uyumsuzluklar

İncelenen alanda birinci uyumsuzluk, Kambro – Ordovisyen yaşlı istifler ile Devoniyen istifleri arasında izlenir. Silüriyen'in eksikliği uyumsuzluğu gösterir. Bu uyumsuzluk ile Antalya Birliği'nde Narlıca formasyonu Lordlar formasyonu üzerine Alanya Birliği'nde Çukuryurt dolomitleri Gevinde formasyonu üzerinde paralel uyumsuzluk ile gelmiştir. Gevinde formasyonunun, Lordlar formasyonunun metamorfik karşılığı olduğu ve Alanya ile Antalya Birlikleri'nin Alt Triyas'a kadar aynı havzada yer aldıkları göz önüne alınırsa, Ordovisyen sonunda bölge yükselip karasallaşmıştır ve Kaledoniyen Orojenezinin Takoniyen fazından etkilenmiştir.

İkinci uyumsuzluk Devoniyen ile Üst Permiyen istifleri arasındadır. Bu uyumsuzluk Alt Permiyen ile Karbonifer istiflerinin eksikliği ve demirli kuvarsitler ile belirgindir. Kuvarsitler karasallaşma sonucu oluşan kırıntıların metamorfizma geçirmesi sonucu oluşmuşlardır. Üst Permiyen bazen direkt olarak Ordovisyen istifleri üzerine oturmuştur ve arada taban konglomerası izlenmez. Permiyenin altında kuvars arenitler gözlenir. (Özgül 1983). Buna göre Ordovisyen sonundaki karasallaşma, penepleşme aşamasına ulaşmıştır. Üst Permiyen ile Devoniyen arasındaki uyumsuzluk ise bölgenin Üst Permiyen öncesinde Herseniyen Orojenezinin Saaliyen fazından etkilendiğini gösterir.

Alt Triyas'la, Üst Permiyen incelenen alanda uyumlu gibi gözükmesine rağmen Alanya Birliği'nde Alt Triyas yaşlı Asmaca formasyonu ile Üst Permiyen yaşlı Karatepe formasyonu dokanaklarında izlenen boksit mercekleri açısız uyumsuzluğa işaret eder. Aynı boksit oluşumları Antalya Birliği'nde Üst Permiyen yaşlı Bıçkıcı formasyonu ile Triyas yaşlı Çamlıca formasyonu arasında gözlenir. Bölge Üst Permiyen sonu, Alt Triyas'ın başında epirojenik hareketler ile yer yer alçalıp, yükselmiştir.

İncelenen alanda Antalya Birliği'nde Jura yaşlı Çiğdemdağı Kireçtaşları diğer birimleri genelde tektonik olarak üzerlemesine rağmen, yer yer Çamlıca formasyonu üzerinde açısız uyumsuzlukla izlenir. Bölge Jura öncesi Erken Alpinin, Erken Kimmeriyen fazından etkilenmiştir. Bu sırada Alanya Birliği havzadan ayrılmış ve karasallaşmıştır. Alanya Birliği'nde Üst Triyas'tan daha genç çökeller tespit edilmemiştir.

Antalya Birliği'nde Üst Kretase yaşı Keçili formasyonu Jura ve Triyas yaşı birimleri uyumsuz olarak örter. Bu beşinci uyumsuzluğun yaşı Erken Kretase'dir. Bölge bu dönemde Erken Alpinin Geç Kimmeriyen fazından etkilenmiştir. Keçili formasyonu oluşurken bölgeye ofiyolitler yerleşmiştir. Ofiyolit yerleşimi Alp Orojenezinin Laramiyen fazında gerçekleşmiştir (Şenel, 1986). Bu sırada jeosenkinalde biriken sedimanlar sıkışma kuvvetlerinin etkisiyle kıvrımlanıp yükselmiş, Toroslar yükselerek büyük sıradağları oluşturmuştur.

Bölgedeki altıncı uyumsuzluk, Üst Paleosen – Eosen yaşı Belbağ formasyonu ile Alanya Birliği birimleri arasında gözlenen açısız uyumsuzluktur. Belbağ formasyonunun alt seviyelerinde gözlenen taban konglomerasında Alanya Birliği'ne ait Permiyen yaştaki kayalar daha bol olmak üzere, değişik yaştaki birimlerine ait metamorfik çakıllar izlenir. Taban konglomeraları en güzel biçimde Alanya P28-b2 paftasında Arapbaba tepede izlenir. Taban konglomerası Alt Triyas'da havzadan ayrılan Alanya Birliği'nin Üst Kretase'de Antalya Birliği'ne bindirmesine güzel bir örnek teşkil eder. Taban konglomerasında Antalya Birliği birimlerine ait çakıllar izlenmez. Uyumsuzluğa göre bölge Alp Orojenezinin Laramiyen fazından etkilenmiştir. Alanya Birliği, Antalya Birliği'ne bindirdikten sonra bölge yükselmiş, sıradağlar oluşmuştur.

Yedinci uyumsuzluk Paleo – Otokton örtü kayalarının kendi içlerinde izlenen uyumsuzluktur. Üst Lutesiyen yaşı Sarıtaş formasyonu, Belbağ formasyonu üzerinde uyumsuz olarak oturmuştur. Arada iri çakıllar izlenir. Uyumsuzluk çok kısa bir zaman aralığında oluşmuştur.

İnceleme alanındaki sekizinci uyumsuzluk paralel uyumsuzluktur. Orta Üst Miyosen yaşı Mut formasyonu ile Aladağ Birliği'ne ait Akçaldağ formasyonu arasında izlenir. Uyumsuzluğun yaşı Lüttesiye sonrası, Langiyen öncesidir ve Alp Orojenezinin Paraksizma safhasına ulaştığı Pireniyen fazına karşılık gelir.

En genç uyumsuzluk Kuvaterner yaşı birikme oluşuklarının inceleme alanındaki diğer birimleri uyumsuz olarak örtmesidir.

6.3. Kıvrımlar

İncelenen alanda faylar ile parçalanmış irili ufaklı birçok kıvrımlar izlenir (Şekil 6.1.). Bölgede iki farklı dönemdeki sıkışma kuvvetlerinin etkisiyle kıvrımlanmalar gelişmiştir. Devrik kıvrımların kıvrım eksenleri genelde KB – GD doğrultusunda uzanır.

Bu kıvrımlar Alanya Birliği'nin Antalya Birliği'ne Üst Kretase'de bindirmesi sırasında oluşmuşlardır. Alpinin Orejenezinin Pireniyen fazında bölgenin BKB – DGD yönünde sıkışmasıyla KKD – GGB doğrultulu kıvrımlar gelişmiştir. Bu kıvrımların eksenleri çoğunlukla Bolkardağı Birliği tarafından örtülmüştür. Bölgede büyük ölçekte kıvrım yapıları ile beraber çok sayıda küçük ölçekli izoklinal kıvrımlara da rastlanır (Şekil 6.2). Alanya Birliği'ndeki devrik kıvrım inceleme alanında Alanya P28-b2 paftasında Gevinde yaylasında izlenir. Kıvrım kuzeydoğuya dalımlı, devrik, antiklinal niteliğindedir. Bu kıvrımın devamında gözlenen devrik senklinal ve antiklinaler faylar ile parçalanmışlardır. Bu devrik kıvrımlanma devrik kıvrım eksen doğrultusunun KB – GD yönlü olması ve devrik tabakalanmaların kıvrım ekseninin kuzeyinde izlenmesi ve kuzeye doğru devrilmeleri Alanya Birliği'nin güneyden kuzeye doğru hareket ederek Antalya Birliği'ne bindirdiğini gösterir. Alanya Birliği'ndeki devrik kıvrımlanmalar genelde Üst Kretase'de oluşmuştur.



Şekil 6.1: Kireçtaşlarında izlenen yatık kıvrımlanma ve faylanma.



Şekil 6.2: Kalkıştılerdeki küçük ölçekli izoklinal kıvrımlanmalar.

Alanya P28-b2 paftasında Pınarlıkır dağında Alanya Birliği'ne ait Karatepe formasyonunda K 10 D, 10 KD dalımlı asimetrik antiklinal ve senkinal kıvrımları izlenir. Pınarlıkır zirvesini kaplayan Bolkardağı'na ait Killik formasyonunda bu tür kıvrımlara rastlanmaz. Yine incelenen alan dışında Alanya O28-d1 paftasında Alanya Birliği'nde devrik kıvrımlar görülür. Bu devrik kıvrım eksenleri Susuzdağ zirvesini kaplayan Bolkardağı bindirmesi ile örtülmüştür. Bindirmenin kuzeyinde ve güneyinde Alanya Birliği'ndeki devrik kıvrımlar tekrar izlenir. İncelenen alanda da Pınarlıkır ve Cula dağındaki Bolkardağı birimleri Alanya Birliği'nde izlenen kıvrımları etkilemiş, kıvrım eksenlerini örtmüştür. Geometrik sınıflamaya göre asimetrik antiklinal ve senkinal şeklindeki bu kıvrımların eksenleri genelde kuzey – güney doğrultuludur. Alanya Birliği'ndeki kıvrımlanmaların Bolkardağı Birliği tarafından örtülmesi bu birliğin bölgeye hareketinin Oligosen sonrası olduğunu gösterir. Çünkü Alanya ve Antalya Birlikleri Oligosen'de Alpin Orojenezinin Pireniyen fazından etkilenerek kıvrımlanmışlardır.

Çalışma alanında Antalya Birliği birimleri içinde küçük ölçekli birçok kıvrım izlenir. Bu kıvrımlardan en önemlisi güneyde KB – GD doğrultulu geometrik sınıflamaya göre asimetrik kıvrım grubuna giren antiklinaldir. Kıvrım eksenleri 2-3 km uzunlukta olup

eksenin güney tarafındaki tabakalanmalar K 30-50 B / 30-40 GB kuzey tarafındaki tabakalanmalar K 20-40 B / 25-30 KD olarak tespit edilmiştir.

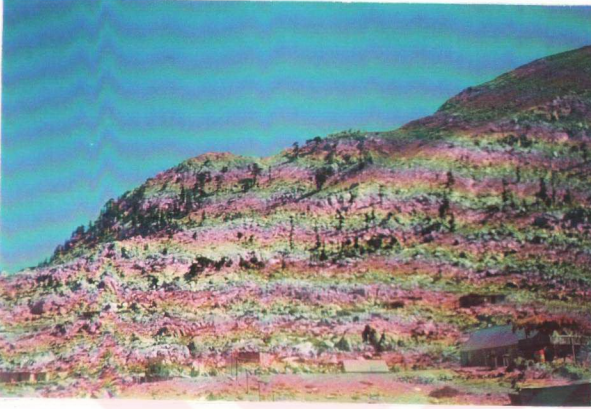
İncelenen alandaki bazı kıvrımlar Üst Lütésiyen sonrası oluşmuş KB – GD doğrultulu faylardan etkilenmişlerdir. Lütésiyenden önce de bölge sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kalmıştır. Tektonik kuvvetler Erken Alpinin Laramiyen fazında etkili olmuştur. Üst Paleosen Lütésiyen yaşlı Belbağ formasyonunda kıvrımlar izlenir. Kıvrımlanma bölgenin Lütésiyenden sonra sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında kaldığını gösterir. Sıkışma kuvvetlerinin etkisiyle Alanya Birliği ve Antalya Birliği beraberce Lütésiyenden sonra kuzeye doğru hareket ederek otokton Geyikdağı Birliği üzerine itilmişlerdir. Kıvrımlanmalar Alpinin Pireniyen fazında bölgenin sıkışma kuvvetleri etkisi altında kalmasıyla oluşmuştur.

6.4. Faylar

İnceleme alanında önemli tektonik olaylar Üst Kretase'deki bindirme ile başlamış, daha sonra Alpin Orojenezinin çeşitli fazlarında gelişen değişik yönlü kuvvetler, farklı özellikteki faylanmalara neden olmuştur. Tektonik kuvvetler Paleo tektonik dönemde sıkışma kuvvetleri olarak bölgede etkili olmuş, ters faylar, bindirmeli faylar, doğrultu atımlı faylar ve nadiren de düşey atımlı faylar gelişmiştir (Şekil 6.3.).

Neo tektonik dönemde ise bölgede çekme kuvvetleri etkili olmuş, normal faylar ile horst ve grabenler gelişmiştir.

Bu kadar çok tektonik kuvvetlerin etkisi altında kalan inceleme alanında birçok fay gelişmiş, birbiri üzerine bindirmiş birlikler ile büyük ve küçük ölçekli doğrultu atımlı faylar, ters faylar ve normal faylar jeolojik haritaya işlenmiştir. Fayların çoğu birbirini etkilemiş ve ötelemiştir. Büyük ölçekteki fayları dar açıyla kesen birçok küçük ölçekli faylar tespit edilmiştir ve genelde KB–GD ve KKD – GGB doğrultuludurlar. KD – GB doğrultulu faylar KB – GD doğrultulu faylardan etkilenmişlerdir ve daha çok sağ yönlü doğrultu atımlı faylar ile ters faylar olarak izlenirler. Doğrultu atımlı faylarda fay çizgileri faylanma doğrultusuna uygunluk gösterirler. Faylardan en fazla Paleo tektonik dönemdeki birimler etkilenmiştir. İnceleme alanının doğusunda KD – GB yönünde bir hat boyunca uzanan Paleo – Otokton örtü kayaçları sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı faylar ve ters faylardan etkilenmişlerdir.



Şekil 6.3: Kıvrımlanma sonrası gelişen ters fay.

Faylardan en önemlisi Alanya P28-b2 paftasında Tahtacılar mahallesinden başlayan kuzeybatı yönünde Kaş, Beldibi yaylasına kadar uzanan yaklaşık 6 km uzunluktaki ters faydır. Bu fay ile Alanya Birliği'nde izlenen Gevinde formasyonu şistleri Aladağ Birliği'ne ait Pazaralanı formasyonu dolomitleri üstüne itilmiştir. İtilme ile karbonatlarda öğütülme ve ufalanma izlenir. Fay güneybatıya doğru doğrultu atımlı faya dönüşür. Ilica köyü yakınlarında bu faydan 24.5°C sıcaklıkta Ilica kaynak suyunun çıkışı izlenir. Fayın doğrultusu KD – GB yönündedir. Fay horst görünümündeki Pınarlıkır ve Cula dağlarının zirvesini kaplayan Bolkardağı Birliği'ni etkileyen daha genç KB – GD doğrultulu normal bir fay tarafından etkilenmiştir. Fayın uzunluğu yaklaşık 5 km.dir. Fayla aynı doğrultuda daha kuzeyde aynı özelliklere sahip güneybatıda Akçaldağı'ndan başlayarak kuzeydoğuya doğru Beşkaklık dağlarına kadar devam eden bölgedeki Miyosen öncesi tüm birimleri etkileyen normal atımlı fay izlenir. İki fay arası horst şeklinde yükselmiştir. Faylar Üst Miyosen ve sonrasında Neo - tektonik dönemde oluşmuş faylardır. Faylardan aynı doğrultuda Hocalar yaylasında birbirine paralel olarak uzanan 5-6 km uzanan normal faylar izlenir. İki fay arasında Alanya Birliği birimleri bulunur. Alanya Birliği'nin üzerinde bulunduğu bu alan horst şeklinde yükselmiştir. Fayların

alçalan blokları üzerinde Antalya Birliği birimleri izlenir. Faylar Alanya Birliği'nin bindirme dokanakları boyunca gelişmiş, bindirme dokanaklarını etkilemiştir.

İnceleme alanındaki KB – GD doğrultulu normal faylar bölgenin Neo tektonik dönemde genişleme tektoniği etkisi altında kaldığını gösterir.

Paleo tektonik dönemde oluşmuş, genelde KD – GB doğrultulu faylar KB-GD doğrultulu normal faylardan etkilenmişlerdir. Bu KD – GB doğrultulu faylar Lütésiyen yaşlı Paleo – Otokton örtü kayaçlarını etkilemesine rağmen Bolkardağı ve Aladağ Birliklerini etkilememiştir ve Lütésiyen sonrası Oligosen'de Alpin Orojenezinin Pireniyen fazında KB – GD yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisiyle oluşmuşlardır. GD – KB yönlü sıkışma kuvvetleri neticesi Antalya ve Alanya Birlikleri kuzeybatıda Isparta dirseğine yerleşmiş olabilirler. Bolkardağı ve Aladağ Birlikleri faylar oluştuktan sonra bölgeye yerleşmişlerdir, hareketleri Oligosen sonrasıdır.

Alanya Napı: İncelenen alanın güneydoğusunda Alanya P28-b2 paftasında Olucak Tepe, Bekere Tepe, Yaylacık Tepe boyunca kuzeybatı yönünde uzanan Alanya napı Aydalönü tepede V yaparak kuzeybatı ve kuzeydoğu yönlerinde uzanır. Kuzeydoğu yönünde Üst Paleosen – Eosen örtü kayaçları tarafından uyumsuz olarak örtülür ve Gevinli alan tepeden O28-C3 paftasına geçerek Söğütlü yaylada Antalya Birliği'ne bindirir. Kuzeybatı yönünde Karatepe, Hatıptepe ve Yumruadağ'da izlenir ve buradan doğuda Alanya P28-b1 paftasında tektonik pençerede açığa çıkan Antalya Birliği'ne bindirir. Yine Alanya P28-b2 paftasında Kaş ve Gevinde yaylasında Alanya napı Antalya Birliği birimlerine bindirir. Bu bölgede Siyah Aladağ napı da Antalya Birliği'ne bindirir. Alanya napı incelenen alanın kuzeyinde Söğüt yayla, Sekili yayla, Topseki yayla boyunca fiş koridorunda Antalya Birliği'ne bindirmiştir.

Aladağ Napı: İncelenen alanda Aladağ napları Siyah Aladağ ve Beyaz Aladağ napı olarak izlenir. Beyaz Aladağ napı Siyah Aladağ napının tektonik olarak üzerler ve Alanya P28-b2 noktasında Gölgele tepe ve Akçaldağı'nda izlenir. KKB – GGD doğrultusu boyunca Antalya Birliği'ne ve Paleo – Otokton örtü kayaçlarına bindirir. Nap düzlemi milonitik ezilme zonu ile belirgindir. Bindirme sonucu oluşan tektonik kuvvetler ile Paleo – Otokton örtü kayaçlarının doğusunda yer alan Antalya Birliği'nin Keçili formasyonu ters bir fayla Paleo – Otokton örtü kayaçları üzerine itilerek ekaylanmıştır. Bu

ekaylanma Ulu (1986) tarafından Maha Ekayı olarak isimlendirilmiştir. Bu ekayda yaşlı olan Keçili formasyonunda metamorfizma etkileri izlenir.

Beyaz Aladağ napı Üst Lütesiyenden sonra Miyosen de KKD – GGB yönünde hareket ederek bölgeye yerleşmiştir. Beyaz Aladağ napı üzerinde yatay tabakalar şeklinde paralel uyumsuzluklu duran Orta Miyosen yaşlı Mut formasyonunda Beyaz Aladağ napıyla birlikte sürüklenmiş olma ihtimali kuvvetlidir. Beyaz Aladağ napı Alanya O28-c3 paftasında Çatakatran tepede KB – GD doğrultusunda bir hat boyunca izlenir.

Beyaz Aladağ napı tarafından tektonik olarak üzerlenen Siyah Aladağ napı ise Alanya P28-b2 paftasında tektonik pencerede, Köserelik tepe ve Gökkuzluk yaylasında izlenir. Burada Siyah Aladağ napının Devoniyen ve Permien yaşlı birimleri gözlenir. Nap düzlemi yer yer ezilme zonuyla belirgindir.

Bolkardağı Napı: İncelenen alanda önemli yükselteleri oluşturan ve diğer birliklerin üzerinde tektonik şapkalar gibi izlenen, horst görünümü arzeden Bolkardağı napı Cula dağı, Pınarlıkır dağı, Karasay tepe, Karıkuşağı dağı, Killik dağında izlenir. KKB – GGD doğrultusunda uzanır. Nap düzlemi çizgisellik sunar, belirgin bir şekilde izlenir. Bolkardağı Birliği bölgeye KD – GB yönünde hareket ederken Aladağ ve Antalya Birlikleri'ne ait tektonik birimleri de beraberinde sürüklemiştir. Böylece genelde Alanya Birliği'nin altında gözlenen Antalya Birliği, Alanya Birliği üzerinde tektonik olarak izlenir. Bu ilişki en güzel biçimde Alanya P28-b2 paftasında Evliyabelen tepenin altında, Sivastı yaylaya giden yol üzerinde izlenir (Şekil 3.27).

7. JEOLJİK EVRİM

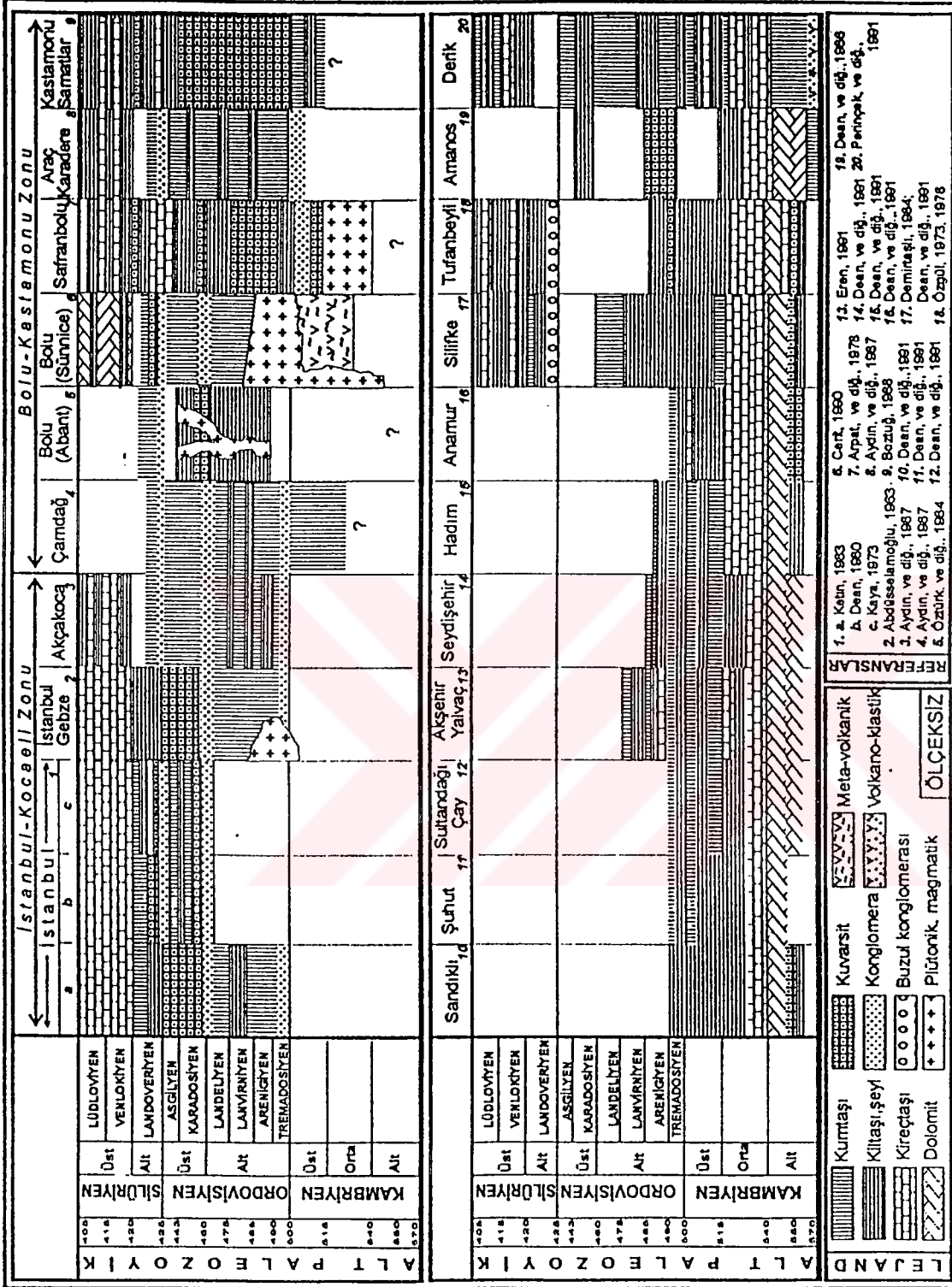
Yoğun tektonizma izlerini taşıyan inceleme alanında Kambriyenden, Kuvaternere kadar kaya birimleri yüzeyler. Toros kuşağının çok küçük bir bölümünü oluşturan inceleme alanında bölgenin jeolojik evrimine ışık tutacak önemli veriler izlenmesine rağmen yeterli değildir. Bu nedenle Orta Toroslar'ın değişik bölgelerinde daha önceden yaptığımız çalışmalardan ve diğer araştırmacıların çalışmalarından faydalanılarak bölgenin jeolojik evrimi Kambriyen'den Kuvaternere kadar aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Kambro – Ordovisyen

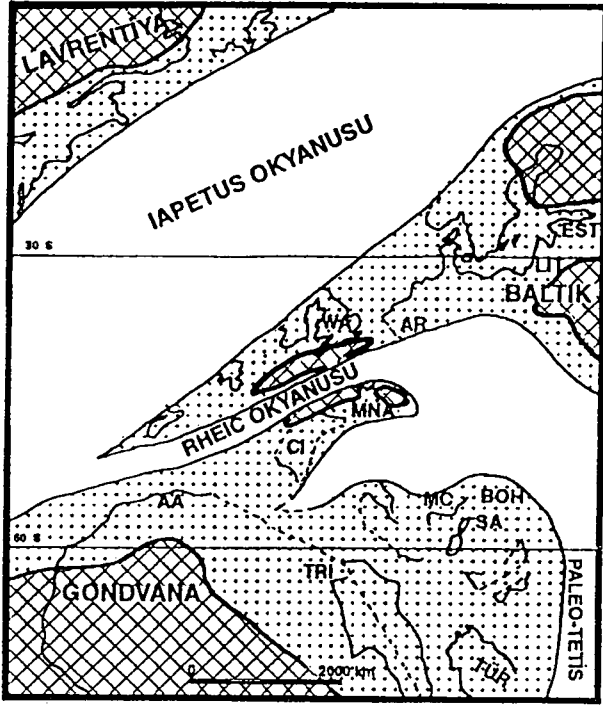
İnceleme alanında gözlenen en yaşlı birimler Üst Kambriyen – Ordovisyen yaşlı Lordlar formasyonu ile bu formasyonun metamorfik karşılığı olan Gevinde formasyonudur. Formasyonu oluşturan kaya birimleri daha kuzeyde yer alan Geyikdağı Birliği'nde Seydişehir formasyonu adı altında izlenir (Şekil 3.2).

İnceleme alanı dışında Gevinde formasyonunu altında Orta Kambriyen yaşlı dolomitler ile bu dolomitlerin altında Alt Kambriyen yaşlı kuvarsitler izlenir. Kuvarsit ve dolomitlere Toroslar'ın başka kesimlerinde de rastlanılır. Şekil 7.1.de Türkiye'nin kuzeyinde ve güneyinde yer alan Erken Paleozeyik yaşlı istiflerin karşılaştırılmalı genel özellikleri verilmiştir. Alt Kambriyen yaşlı kuvarsitlerin üzerine gelen dolomitler Seydişehir'de Çaltepe yüzeyleyen Çaltepe kireçtaşıyla özdeştir. Bu bilgiler ışığında ve Tolloğlu ve Sümer (1995) tarafından önerilen "Anadolu Mikrokitasının Erken Paleozoyik Evrim modellemesi"nden yararlanılarak bölgenin Erken Paleozoyik modeli oluşturulmaya çalışılmıştır.

Türkiye güneyi İfrakambriyen sonu, Kambriyen başında Gondavana karası, kuzey ve kuzeydoğusunda kırıntılı fasiyes çökellerinin (Kuvarsit) egemen olduğu duraylı bir kıta platformunu temsil eder (Şekil 7.2). Platformda Orta Kambriyende duraylı şef ortamında trilobit fosilleri içeren karbonatlar çökelmiştir. Orta Kambriyenden itibaren deniz seviyesinin yükselmesiyle Türkiye güneyinde Geç Kambriyen – Ordovisyen'de transgresyon ile kumtaşı, şeyl, kiltası, kireçtaşı çökelmiştir. Üst Kambriyen – Ordovisyen yaşlı bu çökeller Gondavana karası kuzeyinden taşınmıştır. Transgresif istifin metamorfizma geçirmesiyle kuvarsit ve mermer ara bantları içeren pelitik şistler oluşmuştur.



Şekil 7.1: Türkiye kuzey ve güneyinde Alt Paleozoyik istiflerinin karşılaştırılması. (Tolluoglu ve Sümer, 1995)



Şekil 7.2: Erken Paleozoyikte Türkiye'nin durumu. (Tolluoğlu ve Sümer, 1995).

Peyronnet (1971) bu şistli serinin kumlu kilin transformasyonundan ileri geldiğini; kumlu kilin de detritik andulizit ve kordiyerit mineraline dayanarak eski bir metamorfik kütlelerin erozyonundan meydana geldiğini belirtir. Şenel (1986) tarafından metamorfizma geçirmemiş Ordovisyen yaşlı tanelerin homojen oluşu ve litik tanelerin bulunmayışı nedeniyle kaynak kayalarının magmatik veya metamorfik kökenli olabileceği belirtilir. Şengün (1986) tarafından Alanya bölgesinde Cebireis dağıının güneyinde granit çakılları tesbit edilmiştir. Bu granitler kaynak kayadan olabileceği gibi, Üst Kretase'de okyanusun tüketilmesiyle oluşan adayayı volkanizması sonucu oluşmuş olabilir.

Bu verilere göre Toroslarda izlenen Kambro – Ordovisyen çökelleri Gondavana karasında Prekambriyen yaşlı magmatik (granit) ve metamorfik kıtasal bölgelerden taşınan klastiklerdir.

Devoniyen:

İnceleme alanında Silüriyen yaşlı istiflere rastlanmamıştır. İnceleme alanı dışında da çok az gözlenir. Devoniyen istifleri Alanya, Antalya Birlikleri'nin her ikisinde de izlenir. Devoniyen demirli kuvarsitler ile başlar ve genelde sarı renkli dolomitler ile temsil edilir. Silüriyenin izlenmemesi ve Devoniyenin demirli kuvarsitler ile başlaması

Ordovisyen sonunda bölgenin yükselmesine ve karasallaşmasına işaret eder. Bununla beraber deniz seviyesinin altında kalan az bir alanda Silüriyen istifleri çökelmiştir. Orta Toroslar'da Silüriyen istifleri çok az izlenirken Batı Toroslar'da Silüriyen boyunca sığ deniz şelfi ortamında çökme izlenir. Sığ deniz şelfi ortamı Silüriyen başında regrasyonu, yükselmeyi belirtir. Bu dönemde Orta Toroslar Batı Toroslar'a nazaran daha fazla yükselmiştir. Bu nedenle Orta Toroslar'da Silüriyen daha az izlenir. Batı Toroslar Silüriyen sonunda tamamen kara haline geçmiştir.

Bu verilere göre Ordovisyen sonu, Devoniyen öncesi Kaledoniyen Orojenezinin Takoniyen ve Ardeniyen fazlarıyla bölge sıkışma tektoniği etkisiyle yükselip, karasallaşmıştır. Bu sırada kuzeyde, Ordovisyen'de Geyikdağı Birliği'nin yayılım gösterdiği, Sandıklı, Sultandağları, Seydişehir, Hadım ve Mansullar da Torid yükselimi başlamış, Devoniyen'de bu yükselime ortaya çıkmıştır. Yükseltinin güneyinde Güvenç ve diğerleri (1994)'e göre Toros Oluğu gelişmiştir.

İnceleme alanında Devoniyen denizel ve karasal olarak izlenir. Duraylı sığ denizel şelf ortamında Devoniyen dolomitleri çökelmiştir. Dolomitlerin altındaki Alt Devoniyen yaşlı demirli kuvarsitler Ordovisyen sonunda bölgenin yükselmesi ile oluşmuş karasal kırıntılılardır.

Permien – Triyas:

İncelenen alanda Karbonifer ve Alt Permien istifleri gözlenmez. Üst Permien'de neritik ortamda çökelmiş karbonatlar ve kırıntılı kayalar izlenir. Kayaların altında yer yer demirli kuvarsitler izlenir. Kuvarsitler Toprak tepe kuvarsitler olarak adlandırılmıştır. Üst Permien birimleri bölgenin bazı kesimlerinde (Gündoğmuş, Murtiçi bölgesi, Alanya tektonik penceresi) Kambro – Ordovisyen yaşlı çökeller üzerine doğrudan oturmuştur (Özgül, 1983). Arada taban konglomeraları izlenmez, kuvars arenitlerin gözlenmesi Ordovisyen sonundaki karasallaşmanın penepleşme aşamasına ulaştığını gösterir. Üst Permien karbonatlarının altında gözlenen demirli kuvarsitler ile Devoniyen dolomitlerinin altındaki demirli kuvarsitler, Ordovisyen sonu karasallaşmanın ürünleridir. Bölgede Ordovisyen sonundaki karasallaşma bölgenin bazı kesimlerinde Üst Permien'e kadar sürmüştür. Transgresyon Devoniyende başlamış ve çok yavaş ilerlemiştir. Karbonifer ve Alt Permien Orta Toroslar'ın kuzeyinde yer alan Geyik dağı Birliği'nde denizeldir. Batı Toroslar'da daha çok sığ denizel ortamda gelişmiştir. Alt

Permiyen'in Üst seviyelerinde kömürlerin bulunması sığ kıyı denizinde zaman zaman delta ortamının geliştiğini ve delta ortamında da çeşitli bitkilerin bulunduğunu ve iklimin tropikal olduğunu gösterir.

Ordovisyen ve Üst Permiyen boyunca inceleme alanının yer aldığı Orta Toroslar, Batı Toroslar'a göre daha yüksek kesimleri oluşturmuştur. Denizin yavaş yavaş ilerlemesi sonucu bölgede Üst Permiyen'de tamamen sığ deniz ortamında karbonatlar çökelmiştir. Üst Permiyen'de Alt Triyas arasında gözlenen boksit mercekleri ise bölgenin epirojenik hareketler ile alçalıp yükselmesi sonucu oluşmuştur.

Alt Triyas'da sığ kıyı denizinde gel-git ortamında vermiküler fasiyesli killi kireçtaşları, marnlar ve kilttaşları çökelmiştir. Birimlerin metamorfizma geçirmesiyle kalkıştılar oluşmuştur. Alanya, Antalya ve Geyikdağı Birlikleri'nin Alt Triyas'a kadar olan tüm birimleri benzerlik gösterir. Birlikler Alt Triyas'a kadar aynı platform üzerinde yer almışlar ve tek bir epikontinental denizin çökellerini kapsamışlardır. Alanya Birliği'nde Alt Triyas'tan sonra Orta – Üst Triyas'lı yaşlı, sığ kıyı deniz ortamında çökelmiş neritik karbonatlar izlenir ve Alt Triyas'la olan dokanağında boksit mercekleri gözlenir. Alt Triyas'dan sonra Alanya Birliği'nde genel bir yükselme olmuştur.

Antalya Birliği'nde Anisiyen sonuna doğru izlenen pelajik kireçtaşı ve Ladiniyen yaşlı manganlı radyoloritler ortamın derinleştiğini gösterir. Bu olay horst ve grabenleşme ile açıklanabilir. Alanya Birliği yükselirken, Antalya Birliği'nde grabenleşme ile derinleşme başlamıştır. Antalya Birliği'nde Anisiyen Ladiniyen sınırında, Pietra – Verda tipi alkali bazaltların egemen olduğu volkanizma gelişmiştir (Özgül, 1983).

Derinleşmeler birçok araştırmacı tarafından Alanya, Antalya ve Geyikdağı Birlikleri'nin üzerinde yer aldığı platformun Anisiyen sonu, Ladiniyen başında parçalanması olarak yorumlanmıştır. Riftleşme sonucu horst ve grabenler oluşmuştur. Bu esnada horst ve grabenlerdeki derin yarıklardan gelen mafik magma yastık lavları oluşturmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1983).

Karniyen – Noriyen yaşlı bitkili kumtaşlarının bölgede fazla yayılım göstermesi ve kömürleşmiş bitki kırıntıları buldurması genel bir yükselimle beraber delta ortamının geliştiğini ifade eder. Bitkili kumtaşları deniz altındaki horstlar üzerinde çökelmişlerdir.

Jura

Alanya Birliği Anisiyen sonu, Ladiniyen başındaki riftleşme ile horst şeklinde yükselmiş Jura'da tamamen kara haline geçmiştir. Alanya Birliği'nde Jura yaşlı istifler tespit edilmemiştir.

Riftleşme ile Antalya Birliği, grabenleşme ile derinleşmiş Resiyen ve Erken Jura'da grabenlerin çökellerle dolmasıyla ve yükselimler ile sığ kıyı denizi ortamına dönuşmüştür. Düşük dereceli sığ kıyı denizinde Jura'da oolitli, intraklastlı, pelletli mikritik ve sparitik karbonatlar çökelmiiştir. Sığlaşma Anisiyen, Ladiniyen'deki riftleşmenin okyanus aşamasına ulaşamadığına işaret etmekle beraber; Orta Toroslar'da ve Batı Toroslar'ın kuzeyinde Orta Jura, Kretase aralığında radyolarit, çört ve pelajik kireçtaşları gibi derin deniz çökellerinin izlenmesi, inceleme alanında da Kretase yaşlı Keçili formasyonu içinde toleyitik bazaltların tespiti, Orta Jura ile Üst Kretase aralığında okyanusun varlığını gerektirir.

Ladiniyen başındaki Alanya, Antalya ve Geyikdağı Birlikleri'nin üzerinde bulunduğu platformdaki riftleşmeler, bu esnada Türkiye'nin güneyinde Neotetis'in oluşmasına yol ačan (şengör ve Yılmaz, 1983) riftleşmelere bağlı olarak gelişen tali riftleşmelerdir. Orta Toroslar'da Erken Jura'da genelde yükselme olmuştur. Erken Jura'daki sığlaşma riftleşme omuzları önünde gelişen erozyonla eşdeğer çökellerin ve derin deniz çökellerinin, riftleşme sonucu oluşan derin deniz havzalarına dolmasıyla bu havzalarda sığlaşma olmuştur. Toroslar'da Erken Liyas'ta polijenik konglomera çökelimleri izlenir.

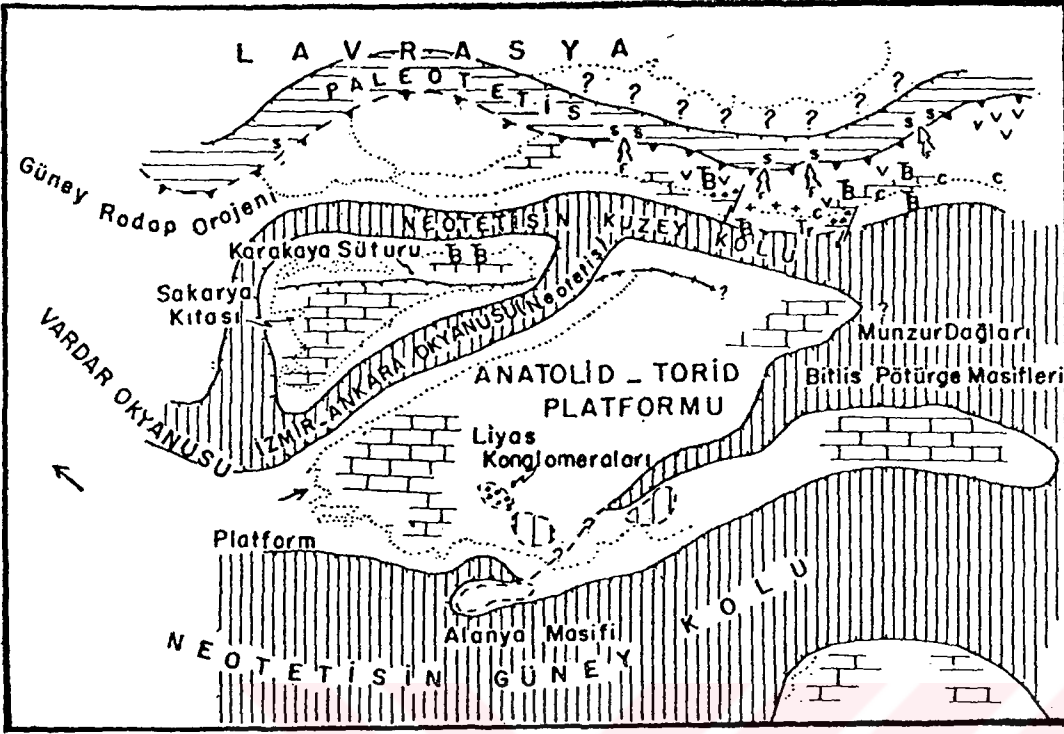
Platformda Ladiniyen başındaki riftleşme Orta Jura'da güneydeki Neotetis okyanusuyla bağlantılı küçük bir kenar okyanusuna dönuşmüştür (şekil 7.3.). Neotetis'in küçük bir kolu olarak gelişen bu okyanusun oluşmasıyla Alanya Birliği, platformdan ayrılmıştır. Bu esnada Antalya ve Geyikdağı Birlikleri bu platform üzerinde yer almışlardır. Antalya Birliği'ne göre daha kuzeyde yüzeyleyen Geyikdağı Birliği'nde Geç Kimmeriyen hareketlerine bağlı olarak yükselimler olmuştur. Yükselimler ile Üst Kretase'de boksitler oluşmuştur. Platformun güneyinde Antalya Birliği'nde ise yerel olarak yükselimler olmakla beraber Malm – Kretase aralığında derin denizel çökeller izlenir.

Kretase

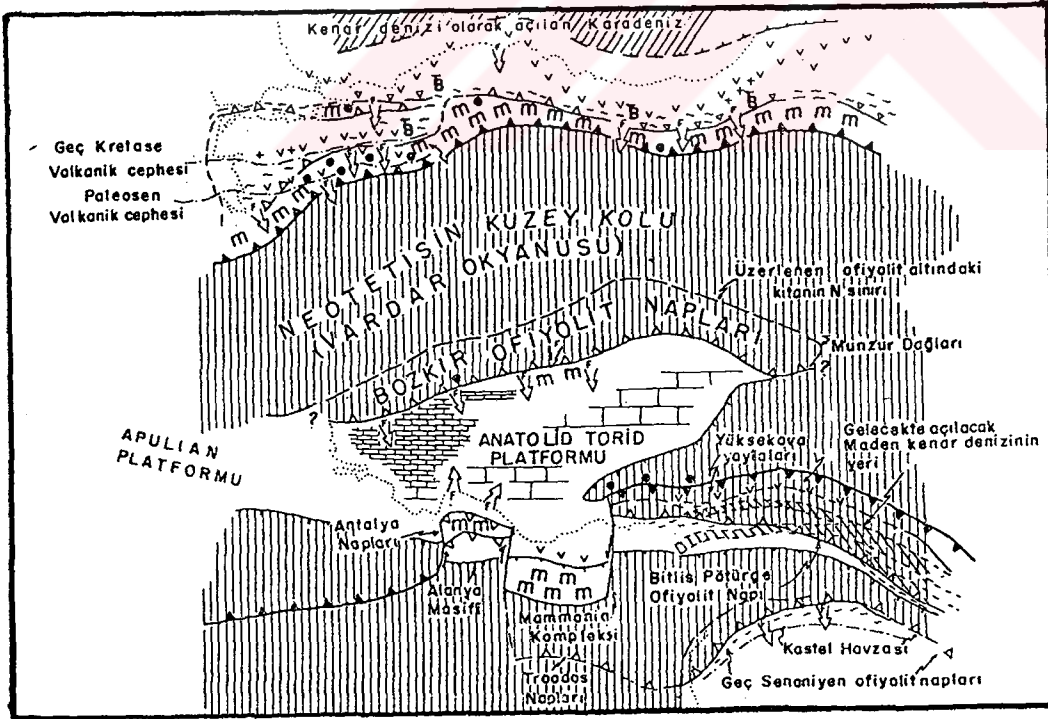
İncelenen alanda Üst Kretase yaşlı Keçili formasyonunda radyoloritler, çörtler, pelajik kireçtaşları gibi derin denizel ortamı yansıtan çökeller izlenir. Derin denizel çökellerine, Soğukoluk Ofiyotik Topluluğu'na ait bazaltik kayaçlar bindirmiştir. Antalya Birliği'nde Üst Kretase sonrası çökelim izlenmez. Üst Paleosen – Eosen örtü kayaçlarının tabanında, Alanya Birliği birimlerine ait çakılların bulunması, Antalya Birliği'ne ait çakılların gözlenmemesi, Antalya Birliği'nin Üst Kretase'de Alanya Birliği tarafından tektonik olarak üzerlenmesini gerektirir. Üzerleme Alanya Birliği'nin platformdan ayrılmasına neden olan Neotetisle bağlantılı kenar okyanusun Üst Kretase'de kapanmasıyla meydana gelmiştir. Alanya Birliği bu kenar okyanusun üzerinde ilerleyerek Antalya ve Geyikdağı Birlikleri'nin bulunduğu platforma bindirmiştir (Şekil 7.4). Bu bindirme neticesinde Alanya Birliği'nin kendi içinde ve platformda kırılmalar, tektonik dilinimlenmeler oluşmuştur. Antalya Birliği'nin oluşumu bu tektonik dilinimlenmeler sonucudur. Kırılmaların gözlenmediği platformun daha kuzeyindeki birimler Geyikdağı Birliği olarak adlandırılmıştır.

Alanya Birliği ile Anatolid / Torid platformu arasında yer alan bu kenar okyanusun tüketilmesi, Alanya Birliği'nin güneyden kuzeye hareketi, güneye doğru gelişen dalma zonunun varlığını gerektirir. Dalma batma zonunda da adayayı metamorfizması gelişmiştir. Okyanus tarafından, yitim zonunda ilk önce serpantinler daha sonra yüksek basınç, düşük sıcaklık metamorfizması (çok düşük dereceli metamorfizma) biraz daha derinlerde eklojitler oluşmuştur. Adayayı niteliğinde olan Alanya Birliği'nin alt kesimleri adayayı metamorfizmasına bağlı olarak orta dereceli (amfibolit) üst kesimleri sıcaklığın biraz daha azalmasıyla düşük dereceli (Yeşilşist) metamorfizmasına uğramıştır. Metamorfizmanın yaşı Üst Kretase'dir.

Özgül (1983) tarafından Kıbrıs'ın kuzeyindeki Beşparmak dağlarındaki Üst Senoniyen – Alt Tersiyer yaştaki volkanikli çökeller adayayı gerisi havzası olarak nitelendirilmiştir. Alanya metamorfizmaları içinde bazik kökenli şişmeler, adayayı volkanizması sonucu oluşan magmatik kayaçların daha sonra gelişen düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmeleri ile oluşmuşlardır. Alanya Birliği'nin Antalya Birliği'ne bindirmesinden sonra gelişen düşük dereceli metamorfizma Üst Kretase – Üst Paleosen arasında gerçekleşmiştir. Bu esnada Alpin Orojenezinin Laramiyen evresine ait tektonik kuvvetlerin etkisiyle Orta Toroslar sıkışmış, yükselerek karasallaşmıştır.



Şekil 7.3: Türkiye’de Permo – Triyas’da gelişen olaylar ve Alanya masifinin durumu. (Şengör ve Yılmaz, 1983).



Şekil 7.4: Üst Kretase Paleosen’de gelişen olaylar ve Alanya Birliği’nin Antalya Birliği’ne bindirmesi. (Şengör ve Yılmaz, 1983).

Üst Paleosen – Miyosen

İncelenen alanda Alt Paleosen çökelleri gözlenmemiştir. Üst Kretase – Üst Paleosen aralığında karasallaşma ile gelişen aşınmalar izlenir. Karasallaşma ile karbonatlarda karstlaşma başlamış, akarsu ağı kurulmuştur. Üst Paleosen’de transgresyon izlenir. Üst Paleosen’den Oligosen’e kadar bölgede sığ kıyı denizinde nummulitli kireçtaşları çökelmiştir. Eosen sonunda Alp Orojenizinin Pireniyen fazında paraksizma safhasına ulaşmasıyla Anadolitlerde yükselmeler olmuş, sığ Eosen denizleri regrasyona uğramıştır. Anadolitlerdeki yükselmeyle birlikte kuzey – güney yönünde sıkışmalar başlamış, sıkışmalar neticesi Alanya ve Antalya Birliği, birlikte kuzeye hareket ederek Geyikdağı Birliği otoktonunun Paleosen – Eosen çökellerine bindirmişlerdir (Özgül, 1976). Hareket esnasında her iki birliğin kendi içlerinde de ekaylanmalar gelişmiştir. Batıda Alanya ve Antalya Birlikleri bu dönemde birlikte kuzeydeki Isparta dirseğine yerleşmişlerdir (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Miyosen’de Toroslar’ın güneyi Miyosen transgresyonu ile deniz altında kalmıştır. Toroslar’ın güneyinde geniş alanlarda Miyosen çökelleri izlenir. Bu sırada Orta Geç Miyosen’de Arabistan ve Avrasya levhalarının çarpışması ile oluşan yatay ve dikey yönde oluşan hareketler ile bölgenin kuzeydoğusunda yer alan Bolkardağı ve Aladağ Birlikleri güneye doğru itilerek bölgedeki diğer birimlere bindirmişlerdir. Bindirmeler sırasında her iki birlik kendi aralarında da ekaylanmıştır.

Pliyosen – Kuvaterner

Pliyosen sonu Kuvaterner başlarından itibaren Toroslar yükselmiş, yükselmeler ile Toroslar’da karstlaşma ilerlemiştir. Akarsu aşındırması hızlanmış, taraçalar oluşmuştur. Kuvaternerdeki epirojenik hareketler ile kuzey ve güney yönlü faylar teşekkül etmiştir.

8. EKONOMİK JEOLJİ

Gazipaşa ve çevresinde ekonomik değere sahip kuvarsit barit ile birlikte, kurşun-çinko gibi metal sülfidlere rastlanır. Cevherleşme açısından en önemli zuhurlar Gazipaşa yakınlarındaki Aydop – Burhan – Karalar yatakları olup ilk işletmeler bu zuhurlarda olmuştur. Zuhurlardan ilk arama ve işletme 1875 yılında kurşun – çinko madenciliği ile Konyalı Thomos tarafından başlatılmıştır. 1907 senesinde Frederick Spaydel U. Co Firması çinko – demir ve bakır için işletme hakkı almıştır. 1960 yılından itibaren bölgede özel şirketler ve Etibank tarafından barit arama ve işletme faaliyetlerine başlamıştır.

Barit: Genelde beyaz, açık gri renkli olan baritlere karbonatlı kayalar içinde ve bu kayaların şistler ile olan dokanaklarında rastlanır. Kireçtaşı ile dolomitler içindeki baritler daha yoğun olup ekonomik değer arzederler ve merccek, kama, damarlar şeklinde bulunurlar.

Ayhan (1979)'a göre bölgedeki barit yatakları magmatik faaliyetler ile ilgili değildir ve barit oluşumlarının birincil yataklanma şekli sedimanterdir. Araştırmacı barit yataklarındaki yaptığı ayrıntılı çalışmada Ba / Sr oranları değerlerini % 0.87 ile % 4.6 arasında bulmuştur. Bu değerler de sedimanter yapıyı belirtir.

Gazipaşa ve çevresindeki barit zuhurlarının çoğu küçük çaplıdır ve özel şahıslar tarafından yarma faaliyetleriyle işletilip terkedilmişlerdir. Karalar, Burhan, Aydop, Eğrikaya bölgelerindeki baritler bölge için önem arzeder. Eğrikaya baritleri %90-95 BaSO₄ içerir ve sondaj ile kimya sanayiinde kullanılır. Diğer bölgelerdeki zuhurlardan karalar bölgesinde %89.79, Burhan bölgesinde %92.42, Aydop bölgesinde %94.99, Akkaya bölgesinde %92 oranlarında BaSO₄ bulunmuştur (Gülseren, 1987). Türk ve Çötelli (1974) tarafından Karalar, Burhan ve Aydop bölgesi zuhurlarında 5-6 milyon ton tüvenan cevher mevcut olduğu belirtilmiştir.

Bölgedeki zuhurlar Etibank ve özel şirketler tarafından işletilip terkedilmişlerdir.

İnceleme alanında ekonomik değerde barit zuhurlarına rastlanmaz. Küçük çaptaki barit oluşumlarına da Kambriyen yaşlı kireçtaşları içinde rastlanılır.

Demir Alüminyum: Bölgede Üst Permiyen Alt Triyas yaşlı birimlerin dokanaklarında merccekler şeklinde boksit cevherlerine rastlanılır. Cevherleşme böhmit – diaspor şeklindedir. Ünver (1979) tarafından yaptırılan kimyasal analizler neticesinde boksitlerin %24.26-51.62 arası Al_2O_3 , %5.58-39.45 arası SiO_2 , %8.38-23.61 arası FeO_3 , %1.55-2.41 arası TiO_2 içerdikleri tesbit edilmiştir. Verilere göre bölgedeki boksitlerin tenörleri yetersizdir.

Bölgedeki boksitlerin sertlikleri 4-7 arasında değişir. İçerdikleri demir miktarına göre renkleri değişir. Genelde sarı, kırmızı ve siyah renklerde izlenirler, korindon, kloritoyit, klorit ve opak mineraller içerirler.

Bölgedeki boksitler gerek rezervleri, gerek tenörleri bakımından ekonomik önem arzetmez.

İncelenen alanda O28-c3 paftasında Tokar yaylası güneydoğusunda şistler içerisinde magnetit oluşumuna rastlanır. Yataklanma tipi sedimanterdir. Bol silisli olan oluşumun uzanımı 40-50 m. arasındadır ve doğu – batı yönündedir. Tenör ve rezervi yetersizdir, ekonomik önem arzetmez. Ünver (1979) tarafından oluşumdan alınan örneklerde; Fe %42.07, SiO_2 %23.05, Al_2O_3 %6.27, TiO_2 %0.46 olarak tespit edilmiştir.

Alanya P28-b2 paftasında Kaş yaylasında oolitik demir yatağı görülür. Cevherin kalınlığı 2 m, uzunluğu 30 m kadardır. Ünver (1979) tarafından yataktan alınan örneklerde %33.32 demir tespit edilmiştir. Cevherin minerali hematittir ve ekonomik önem arzetmez.

Kurşun – Çinko: Bölgedeki önemli kurşun – çinko yataklarına Gazipaşa ve çevresinde rastlanır. Cevherleşmeler genelde kurşun – çinko ve barittir. Daha önceleri baritin önemi bilinmediğinden kurşun – çinko ve yan ürün olarak da altın – gümüş işletmeciliği yapılmıştır. 1950 senesinden itibaren bu yataklarda barit işletmeciliğine geçilmiştir.

Bölgedeki başlıca kurşun – çinko zuhurları, Karalar, Madentepe, Burhanlar – Aydop köyleri arası Küçüklü köyünün kuzeyinde bulunur. Zuhurlar Etibank ve özel şahıslar tarafından işletilip terk edilmişlerdir.

İnceleme alanında Alanya O28-c3 paftasında Berem çayının güneyindeki Akçaldağı yamaçlarında galenit cevheri mevcuttur. Galenit çeperlerinde serisitleşme ($PbCO_3$) ve simitsonit teşekkülü ($ZnCO_3$) görülür. (Akçakoca, 1973).

Cevhere dolomitik kireçtaşları içinde rastlanır. Galenitler dolomitik kireçtaşları ile aynı rengi alarak kamufle olmuşlardır. Akçakoca (1973) tarafından zuhurlardan alınan örneklerde %63.25 Pb, %5.20 Zn, %0.0087 Ag ve eser miktarda Sp tespit edilmiştir.

Zuhurlardan toplanan parçalar köylüler tarafından eritilip saçma imal edilmektedir. Zuhur yerli ve yabancı işletmeciler tarafından zaman zaman çalıştırılmıştır, şimdi terkedilmiştir. Detay jeolojik çalışmalar yapılarak yeni rezervlerin bulunması mümkün olabilir. Bölgenin genelinde de kurşun – çinko, barit yataklarının yeniden değerlendirilmesiyle yeni rezervlerin bulunması mümkündür.

Kuarsit: Çalışma alanında Üst Permiyen yaşlı kireçtaşlarının altında yer alan kuarsitler bol demir içerirler ve kızıl kahverenkli dirler. Kuarsitlerden alınan numunenin kimyasal analiz sonucu %71.47 SiO_2 , %16.31 Fe_2O_3 , %4.78 Al_2O_3 tesbit edilmiştir. Kuarsitler grovakların bölgesel metamorfizma geçirmeleri sonucu oluşmuştur. İleri derecede alterasyon geçirmiş olan kuarsitler bol demir içerirler ve ekonomik öneme haiz değillerdir.

Bölgedeki ekonomik değer arzeden kuarsit mostraları daha çok sahile yakın kesimlerde Antalya Birliği'ne ait Ordovisyen yaşlı Lordlar formasyonu içinde izlenir. Kuarsitlerin tabanında şist ve fillitler bulunur. Kuarsitler beyaz renklidir ve altında kırmızı, mor renkli kalitesi düşük kuarsitler daha üste doğru daha az kaliteli gri renkli kuvars ve kuvarsşistler gözlenir.

Alanya, Demirtaş ve Gazipaşa civarında yaklaşık 3 milyon ton kuarsit rezervi bulunur (İmamoğlu, 1991).

Dolomit ve Kireçtaşı: İnceleme alanında ve bölgede geniş alanlarda yüzeyleyen dolomit, kireçtaşı ve mermerlere rastlanır. Mermerler açık renkleri ile güzel bir görünüm arzeder. Fakat uğradıkları yoğun deformasyonlar neticesi bol kırıklı ve çatlaklıdır, blok vermezler. Bununla beraber ekonomik önem arzeden mermer yataklarının bulunması mümkündür.

Bölgede kireçtaşı ve dolomitlerde genelde yapıtaşı olarak faydalanılmaktadır. Kireçtaşı ve dolomitleri çimento sanayii metalurji, kırmataş kireç yapımı, kağıt sanayii, şeker endüstrisi, cam sanayii, kimya sanayii gibi birçok kullanım alanı bulunduğu gözönüne alınırsa bölgede geniş alanlarda yüzeyleyen kireçtaşı ve dolomitlerin araştırılıp değerlendirilmesi ülke ekonomisine katkı sağlayacaktır.

Kömür: Toroslarda Permiyen kireçtaşlarının altında kömür oluşumlarına rastlanır. Zuhurların bir kısmı işletilmiştir ve halen işletilmektedir. İnceleme alanında kömür oluşumlarına rastlanmaz. Bununla beraber dolomit ve kireçtaşları içinde tabaka ve mercekler şeklinde metamorfik grafit yataklarına rastlanır. Fakat bu yataklar ekonomik değer arzedecek kadar rezerve sahip değildir. Grafitler, dolomit ve kireçtaşları içindeki organik karbonun metamorfizma sırasındaki kristalizasyonu ile oluşmuş olabilirler. Bölgesel metamorfizmada 650°C sıcaklıkta grafit kristalleşir (Temur, 1994).

Bölgede madenlerin yanında, inceleme alanında Alanya P28-b1 paftasında Ilıca köyünde sıcak su çıkışları izlenir. Kaynaklar Erzenoğlu (1991) tarafından etüd edilmiş ve koruma alanları belirlenmiştir. Sıcak su çıkışı Sinad dere vadisinden çıkar ve debisi 2 lt/sn, sıcaklığı 24,5°C'dir. Tufan deresi doğusunda Sarısu dere vadisinde ise 0.5 lt/sn, 18°C sıcaklık ile Sarı su maden suyu çıkışı izlenir. Her iki kaynak da Antalya Birliği'ne ait Çamlıca formasyonu içinde gözlenir. Kaynaklardan Ilıca kaynak suyunun toplam mineralizasyonu 5600 mg/lt Sarı su maden suyunun mineralizasyonu 1330.81 mg/lt'dir. Toplam mineralizasyonlar 1000 mg/lt'den fazla olduğu için her iki kaynak da mineralize sular kapsamına girerler. Ilıca kaynak suyunda bol miktarda H₂S çıkışı izlenir. Su yöre halkı tarafından şifalı su olarak kullanılır. Bu sular işletilmemektedir.

Ilıca kaynak suyunun sıcaklığı 24.5°C oluşu bölgede gömülü bir volkanizma ihtimalini kuvvetlendirir. Volkanizma Alanya Birliği'nin Üst Kretase'de Antalya Birliği'ni üzerlemesiyle tüketilen okyanusa bağlı olarak gelişen adayayı volkanizmasıdır.

9. SONUÇLAR

Orta Toroslar'da Demirtaş ve Gazipaşa ilçelerinin kuzeyinde yapılan bu çalışma ile bölgenin Jeolojisine katkı olarak şu sonuçlar elde edilmiştir.

1. 1/25.000 ölçekli Alanya P28-b2, O28-c3 paftalarının tamamı ile P28-b1 paftasının yarısını kaplayan 375 km²'lik bir alanın jeolojik haritası hazırlanmış, litostratigrafik ve kronostratigrafik birim ayırtlama yöntemlerine göre yaklaşık 20 kaya birimi ayırtlanmıştır.

2. Gevinde formasyonu içinde ekaylar şeklinde izlenen Kaotik Seri litodem olarak ayırtlanmıştır.

3. İncelenen alandaki bu kaya birimleri Alanya, Antalya, Aladağ ve Bolcardağı Birlikleri ve Örtü Kayaları adları altında gruplandırılarak ayırtlanmışlardır.

4. İncelenen alanda en alt tektono-stratigrafik birimi oluşturan Antalya Birliği'nde Kambro – Ordovisyen'de Lordlar, Devoniyen'de Narlıca, Üst Permiyen'de Bıçkıcı, Triyas'da Çamlıca, Jura'da Çiğdemdağı Kireçtaşı, Üst Kresate'de Keçili formasyonları ayırtlanmıştır.

5. Keçili formasyonunun derin deniz çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülen, diyabaz, bazalt ve yastık lavlardan oluşan topluluk Soğukoluk Ofiyolit Topluluğu olarak bölgede ayırtlanmış ve adlandırılmıştır.

6. Soğukoluk Ofiyolit Topluluğunun varlığı bu çalışma ile ortaya konmuş, birimden alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçlarının değerlendirilmesi ile bu kayalar toleyitik olarak tespit edilmiştir. Toleytik bazaltların Orta Jura - Üst Kretase aralığında açılıp kapanan okyanus ürünleri olduğu belirtilmiştir.

7. Orta Jura – Üst Kretase aralığında açılıp kapanan Neotetis'in küçük bir kolu olarak gelişen okyanusun varlığı bu çalışma ile ortaya konmuş, bu kenar okyanusun Orta

Jura'da açılmasıyla Alanya Birliği'nin Antalya Birliği ile Üst Triyas'a kadar beraber bulunduğu havzadan ayrıldığı tespit edilmiştir.

8. Alanya Birliği Üst Triyas'da horst şeklinde yükselip karasallaşmıştır. Üst Triyas sonrası Alanya Birliği'nde çökelim izlenmemiştir.

9. Antalya Birliği'nin Üst Triyas'a kadar metamorfik karşılığı olan Alanya Birliği'nde Kambro – Ordovisyen'de Gevinde formasyonu, Üst Permiyen'de Topraktepe Kuvarsitleri ve Karatepe formasyonu, Alt Triyas'da Asmaca formasyonu ayırtlanmıştır. İnceleme alanı dışında izlenen Alanya Birliği'ndeki Devoniyen ve Üst Triyas'ın varlığı belirtilmiş, Devoniyen'de Çukuryurt dolomitleri, Üst Triyas'da Küllün dolomitleri ayırtlanmıştır.

10. Gevinde formasyonu içinde ekaylar şeklinde izlenen, bazik bir volkanik hamur içinde granatlışışt, serpantinit, glokofanşıştlerden ve çeşitli olistolitlerden oluşan birim Kaotik Seri olarak ayırtlanmıştır.

11. Kaotik Serinin Alanya Birliği'ni, Antalya Birliği'ni üzerlerken Orta Jura'da açılan okyanusun Üst Kretase'de kapanması ile dalan okyanusal levha üzerinde yitim zonunda oluşan serpantinit ve derinliğe bağlı olarak gelişen yüksek basınç – düşük sıcaklık (çok düşük dereceli metamorfizma), yüksek basınç – yüksek sıcaklık metamorfizmasına (Orta-yüksek dereceli metamorfizma) uğramış kayaçlardan oluştuğu ve bu kayaçların ters açılı bir fayla Alanya Birliği'ne bindirdiği ve bindirme sırasında Alanya Birliği birimlerinden parçalar kopararak karmaşık bir melanj görünümü aldığı tespit edilmiştir.

12. Orta Jura'da açılan kenar okyanusun Üst Kretase'de tüketilmesi sonucu dalma – batma zonunda gelişen olaylar Alanya Birliği'nin metamorfizmasından sorumlu olmuştur. Dalma – batmanın yitim zonunda düşük sıcaklık – yüksek basınç metamorfizması, adayayı niteliğinde olan Alanya Birliği'nde orta ve düşük dereceli metamorfizmanın etkili olduğu bu çalışma ile ortaya konulmuştur.

13. Alanya Birliği'nde etkili olan bu birinci metamorfizmanın yaşı bugüne kadar yapılan çalışmalarda Üst Triyas – Üst Kretase aralığında verilmiştir. Bu çalışma ile metamorfizmanın yaşının Üst Kretase olduğu belirlenmiştir.

14. Alanya Birliği'nde metamorfizma derecesi güneyden - kuzeye (alttan – üste) doğru azalmaktadır. Alanya Birliği'nin alt kısımları dalan okyanus tarafındaki çarpışma ve ergime sonucu oluşan basınç ve sıcaklıklardan daha fazla etkilenmişler, basınç ve sıcaklıklar üst kesimlere doğru etkisini azaltmıştır. Alanya Birliği'nin alt kısımları orta dereceli amfibolit fasiyesinde, üst kısımları barrow tipi yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır.

15. Alanya Birliği içindeki Kaotik Seri dalan okyanusun derinliğine bağlı olarak derinliğin az olduğu yerlerde yüksek basınç - düşük sıcaklık metamorfizmasına, derinliğin artmasıyla, yüksek basınç – yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğramıştır.

16. Alanya Birliği Antalya Birliği'ne bindirdikten sonra Üst Kretase – Üst Paleosen aralığında gerileyen düşük dereceli metamorfizmaya uğradığı ve metamorfizmanın Alp Orojenezinin Laramiyen fazına karşılık geldiği belirlenmiştir. Metamorfizma Kaotik Serideki çok düşük dereceli metamorfizma için ilerleyen metamorfizma etkisi göstermiştir. Metamorfizma Antalya Birliği'ni de etkilemiştir ve bu ikinci metamorfizmanın derecesi güneyden kuzeye azalmaktadır. Barrow tipi yeşilşist fasiyesinde gelişmiştir. Metamorfizma yaşının Alp Orojenezinin Laramiyen fazına karşılık geldiği belirlenmiştir.

17. Alanya Birliği'nde Gevinde formasyonundaki şistlerden alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçlarına göre kayaların köken kayacı pelitik ve bazaltik kayalar olarak, Kaotik Seriyi oluşturan şistlerin köken kayacı grovaklar olarak tespit edilmiştir.

18. Alp Orojenezinin Laramiyen fazında bölge kuzey güney yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisinde kalmış, yükselerek karasallaşmıştır. Alanya ve Antalya Birliği bu dönemde düşük dereceli metamorfizmaya uğramışlardır.

19. Üst Paleosen'deki transgresyon ile Alanya Birliği'nin değişik birimlerinden metamorfik çakılları içeren taban konglomerasıyla başlayan Paleo – Otokton örtü kayaçları Alanya ve Antalya Birlikleri'ni uyumsuz olarak örtmüşlerdir. Konglomeralarda Antalya Birliği birimlerine ait çakılların izlenmemesi bu dönemde Alanya Birliği'nin Antalya Birliği'ni tektonik olarak üzerlediğini gösterir.

20. Paleo – Otokton örtü kayaçlarında Belbağ ve Sarıtaş formasyonları ayırtlanmış, Belbağ formasyonunun Üst Paleosen–Lütesiyen, Sarıtaş formasyonunun Lütesiyen yaşlı olduğu tespit edilmiştir. Sarıtaş formasyonu Belbağ formasyonunu uyumsuz olarak örter.

21. Lütesiyen sonrası, Oligosen'de Alp Orojenezinin Pireniyen fazında paraksizma safhasına ulaşmasıyla bölge kuzey – güney yönlü sıkışmalara uğramış, sıkışma kuvvetleri sonucu Alanya Birliği Antalya Birliği sırtında beraberce kuzeye doğru hareket ederek Geyikdağı Birliği'nin Eosen yaşlı kayaçlarına bindirmişlerdir. Alanya ve Antalya Birliklerinde bu dönemde KB – GD yönlü ters faylar ve doğrultu akımlı faylar gelişmiştir.

22. Miyosen'de Arabistan, Avrasya levhalarının Bitlis kenet kuşağı boyunca çarpışmalarıyla oluşan yatay ve dikey yöndeki hareketler ile Bolkar ve Aladağ Birlikleri'nin kuzeyden güneye hareket ederek bölgedeki Alanya, Antalya Birlikleri ile Paleo – Otokton örtü kayaçlarına bindirdikleri tespit edilmiştir. Bolkar ve Aladağ Birliklerinin hareketleri bu çalışma ile Miyosen'deki yatay ve dikey yöndeki hareketlere bağlanmıştır.

23. Aladağ Birliği'nin Siyah Aladağ ve Beyaz Aladağ naplarından oluştuğu; Siyah Aladağ Napının Devoniyen – Üst Permiyen yaşda, Beyaz Aladağ Napının Jura Kretase yaşda olduğu ve Siyah Aladağ Napını tektonik olarak üzerlediği saptanmıştır.

24. Siyah Aladağ Napının bölgedeki varlığı bu çalışma ile ortaya konulmuş, Siyah Aladağ Napında Devoniyen yaşlı Pazaralanı formasyonu, Permiyen yaşlı Köserelik formasyonu, Beyaz Aladağ Napında Akçaldağı formasyonu ayırtlanmıştır.

25. Aladağ Birliği'ni uyumsuz olarak örten Miyosen yaşı killi kireçtaşı ve kumtaşı Mut formasyonu olarak ayırtlanmış ve Aladağ Birliği üzerinde bölgeye geldiği belirtilmiştir.

26. İnceleme alanındaki tüm birlikleri tektonik olarak üzerleyen Devoniyen – Permiyen yaşı karbonatlardan oluşan birim Bolkardağı Birliği olarak saptanmıştır. Birlik içindeki karbonatlar Killik formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Bolkardağı Birliği'nin bölgedeki varlığı bu çalışma sonucu ortaya çıkartılmıştır. Bundan önceki araştırmacılar Bolkardağı Birliği'ni Alanya Birliği'ne ait Üst Permiyen yaşı kireçtaşı olarak ayırtlamışlardır. Bolkardağı Birliği'nin Alanya Birliği birimlerinin kıvrım eksenlerini örtmesi (Ek-2) ve Paleosen – Eosen örtü kayalarına bindirmesi bölgede birimin farklılığını gösterir.

27. Alpin Orojenezinin Oligosen'de Pireniyen fazında oluşmuş tektonik ögelerin Bolkar ve Aladağ Birliklerini etkilememesi, birliklerin hareketinin Oligosen sonrası olduğunu gösterir.

28. Pliyosen sonunda Kuvaternerde, bölgenin yükselip karasallaştığı, karasallaşma neticesi inceleme alanındaki kireçtaşlarında karstlaşma ve akarsuların hızlı aşındırmaları neticesi taraçalar tespit edilmiştir.

29. Neo – tektonik dönemde bölge KD – GB yönlü çekme kuvvetlerinin etkisi altında kalmış, düşey atımlı faylar ile horst ve grabenler oluşmuştur. Bu faylar bölgedeki en genç faylardır ve tüm birimleri etkilemişlerdir.

30. İnceleme alanı Üst Kretase'den Kuvaterner'e kadar yoğun tektonik kuvvetlerin etkisi altında kalmış, çok arızalı, engebeli bir görünüm almıştır.

KAYNAKLAR

- AKAY, E., 1981, Beyşehir yöresinde (Orta Toroslar) olası Kimmeriyen dağ oluşmuş izleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 24, 2, 25-38.
- AKAY, E., ve UYSAL Ş., 1988, Orta Torosların Post – Eosen tektoniği, Maden Tetkik ve Arama Dergisi, sayı 108, s. 57-65.
- AKÇAKOCA, A., 1973, Antalya – Gazipaşa ilçesi Kahyalar yaylası Berem mahallesi yöresindeki kurşun sahasına ait ön jeolojik rapor., M.T.A. II. Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rap. no: 243, s. 5, Konya
- AKKÖK,R., 1981, Çok evreli metamorfizma, Türkiye Jeoloji Kurumu,Konferans dizisi 15.
- ALTINLI, E., 1944. Antalya bölgesinin stratigrafik etüdü: İ.Ü.F.F. Mecmuası, Seri B-C, IX, 3, 227-238.
- ARGYRIADIS, I., 1975, Akdeniz doğusunun Permiyen Tarihçesi ve Muhtemel Anlamı: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Ankara, 1973 M.T.A., 151-158.
- ASLANER, M., 1989, Kor ve Kor Kırıntılı Kayaçlar, KTÜ Yayını, No: 140, Trabzon.
- ATAMAN, GÜROL., 1974, Plaka tektoniği ilkeleri, Hacettepe Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, C. 4, s. 133-178.
- AYHAN, A., 1981, Burhan – Yuları Köyü (Gazipaşa – Antalya) yöresi Kurşunlu Barit yataklarının kökensel yorumu, T.J.K. 35. Bilimsel ve Teknik kurultayı Bildiri özetleri, s. 5-6.
- AYHAN, A., 1982, Burhan Mahallesi – Yuları köyü Arasında Bulunan Galenitli Barit Yatakları (Gazipaşa – Antalya), T.J.K. Bült., C. 25, 105-116.
- BAŞ, H., ve KOÇAK K.,1994, Metamorfik Kayaçlar, S.Ü. Müh-Mim Fak. Jeol. Böl,128 s.
- BAYKAL, F., ve KALAFATCIOĞLU, A., 1973, Antalya körfezi batısında yeni jeolojik müşahadeler, Maden Tekik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 80, 33-43.
- BİLGİN, A., 1986, Denizli-Babadağ dolayındaki metamorfizma, Akdeniz Ün. İsparta Müh. Fak. Dergisi, 2, 11-13

- BİLGİSU, A., 1976, Gazipaşa - Karalar bölgesi jeolojik etüd raporu, M.T.A. II. Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rap no: 325, s. 6, Konya.
- BİNGÖL, E., 1983, Prekambriyen-Jura arasında Türkiye'nin olası jeotektonik evrimi. 37. Türk Jeol. Kur. Bil. ve Tek. Kur. Bildiri Özetleri, 36-38
- BLUMENTHAL, M.M., 1942, Cenubi Anadolu Toroslarının Sahil Sıradağlarında Silifke – Anamur arasında jeolojik incelemeler, M.T.A. Derleme, No: 2823, Ankara.
- BLUMENTHAL, M.M., 1947, Seydişehir – Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi: M.T.A.E. Yayınlarından, 0,2, 242 s.
- BLUMENTHAL, M.M., 1949, Batı Torosların Örtü lamboları: T.J.K. Bült. 2,1, 30-40.
- BLUMENTHAL, M.M., 1951, Batı Toroslarda Alanya ard ülkesinde jeolojik araştırmalar: M.T.A. Yayınları D, 5, 134. S.
- BORAY, A., 1975, Bitlis Metamorfitleri (Masifi) üzerine. Yer. Yuv. İnsan, Şubat 1976, Ankara.
- BRUNN, J.H., ARGYRIADIS, I., MARCOUX, J., MONOD, O., POISSON, A. ve RICAU, L.E., 1975, Antalya'nın ofiyolitik naplarının orijini lehinde ve aleyhinde kanıtlar: Cumhuriyetin 50. Yılı yerbilimleri kongresi, Ankara, 1973, M.T.A.E., 58-69.
- BRUNN, J.H., 1976, L'arc concore zograturigie et les arcs convetes taurigie et ageen: Collision et arcs induits: Bull. Soc. Geol. France, 01. 17, 2. 553-567.
- ÇALAPKULU, F., 1978(a), Bolkardağ bölgesinin jeolojik evrimi, T.J.K. 32. Kurultayı.
- ÇALAPKULU, F., 1978(b), Bolkardağ bölgesi metamorfitleri, T.J.K. 32. Kurultayı.
- ÇALAPKULU, F., 1980, Geological study of the Horoz granodiorite, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23-59-68.
- ÇELİK, M., 1989, Ankara Doğu Kesiminin Mineralojik Petrografik ve Jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

- ÇOĞULU, E., 1976, Petrografi ve Petroloji, İTÜ Müh. Mim. Fak. Yay. No: 111, İstanbul.
- ÇÖTELİ, A., 1974, Alanya Gazipaşa arasında bulunan kurşun – çinko – barit zuhurları hakkında M.T.A. II. Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rap. no: 240, s. 11, Konya.
- DALKILIÇ H., 1982, Gazipaşa İlçesi (Antalya İli) civarının jeolojisi: M.T.A. Genel Müdürlüğü, Jeoloji Dairesi Raporu, No: 157.
- DALKILIÇ, H., 1980, Gazipaşa dolayının jeolojisi: M.T.A. Rapor No: 7617 (Yayımlanmamış), Ankara.
- DEMİRTAŞLI, E., 1976, Toros kuşağının petrol potansiyeli: Türkiye 3. Petrol kongresi. Ankara, tebliğler, 55-62.
- DEMİRTAŞLI, E., 1977, Toros kuşağının batı kesimindeki olistolitler, olistostromlar ve ofiyolitik melanj ile çeşitli nap varsayımlarının tartışılması: VI. Ege bölgeleri Jeolojisi Simpozyumu, İzmir, bildiri özetleri, 46.
- DEMİRTAŞLI, E., 1980. Toros Kuşağının farklı kesimlerindeki Permian ve Triyas yaşlı kaya stratigrafi birimlerinin ve jeoloji olaylarının korelasyonu: T.J.K., 34. Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özetleri, s. 46-47.
- DEMİRTAŞLI, E., 1987, Batı Toroslarda Akseki, Manavgat ve Köprülü arasında kalan bölgenin Jeoloji incelemesi, M.T.A., II. Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rap. no: 322, s. 35-37.
- DEMİRTAŞLI, E., TURHAN, N., BİLGİN, A., and SELİM, N., Geology of the Bolkar Mountains, Geology of the Taurus Belt, International Symposium in the Turkey, Ankara.
- DORA; Ö., 1975, Feldispatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması, T.J.K. Bülteni 22/1.
- DUMONT, J.F. 1976, Isparta kıvrımı ve Antalya naplarının orijini; Torosların Üst Kretase tektojenezi ile oluşmuş yapısal düzeninin büyük bir dekroşman, transtorik arızayla ikiye ayrılması varsayımı: M.T.A. Enst. Dergisi, sayı 86, sayfa 56-67.

- DUMONT, J.F., ve KEREY, E., 1975. Eğridir Gölü güneyinin (Isparta İli) temel jeolojik etüdü: T.J.K. Bülteni, cilt 18, sayı 2, 1-10.
- DUMONT, J.F. ve MONOD, O., 1976, Dipoyraz Dağ masifinin Triyasik karbonatlı serisi (Batı Toroslar, Türkiye) M.T.A. Dergisi, 87, 26-38,
- ERBAY, G., 1994, Dereköy (Alanya) dolayının Jeolojik ve Petrografik özellikleri, yüksek lisans tezi, Süleyman Demirel Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü, s. 47, Isparta.
- ERKAN, Y., 1974, Metamorfizma ve Metamorfik kayaçların tanımlanmaları, M.T.A. 2. Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rap. no: 186, s. 41-46, Konya.
- ERKAN, Y., 1976, Kırşehir Çevresindeki rejiyonal matemorfik bölgede saptanan isogradlar ve bunların petrolojik yorumlanmaları. Yer bilimleri 2/1, 23-54.
- ERKAN, Y., 1978, Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopla incelenmeleri. Hacettepe Üniv. Yay., 290 s.
- ERKAN, Y., 1978, Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmeleri. H.Ü. yayını.
- EROL, O., Geomorphology and tectonics of the area between Silifke and Anamur Central Taurus Belt and South Central Anatolia, Geology of the Taurus Belt, International Symposium in the Turkey , s. 119, Ankara.
- ERZENOĞLU., 1991, Antalya Gazipaşa Ilıcaköy (Gevinde) ılıcası ve Sarısu maden suyunun hidrojeoloji etüdü, M.T.A. II. Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rap. no: 301, Konya.
- FYFE, W.S., TURNER, F.J., 1958, Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. Am. Memoir.
- GEDİK, İ., 1977, Orta Toroslar'da Konodont Biyostratigrafisi: T.J.K. Bült., C. 20, 35-48.
- GEDİK, İ., 1983, Fauna Bölgeselliğine dayalı olarak Torosların tektonik durumu, Türkiye Jeoloji Kurumu 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri özetleri, s. 20.

- GENÇ, S., 1990, Bitlis Masifi, Çökekyazı – Gökay (Hizan Bitlis) yöresi metamorfizması ve kökeni, Türkiye Jeoloji Bülteni, cilt 33, sayı 2, s. 12-13.
- GLASSLEY, W., 1974, Geochemistry and tectonic of the Crascend volcanic rocks. Olympic Peninsula, Washington: Geol. Soc. Am. Bult., 85, 785-794.
- GÖTTİNİ, V., 1969, Serial character of the volcanic rocks of pantelleria. Bull. Volcanologie, 3. 817-827.
- GÜLSEREN, E., 1987, Gazipaşa ve civarı barit zuhurlarının maden jeolojisi, M.T.A. II. Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rap. no: 275, s. 22, Konya.
- GÜVENÇ, T., 1981, Tetis'in Permiyen ve Triyas stratigrafisi ve Paleocoğrafyası, H. Üniv. Yerbilimleri Ens. Yerbilimleri, 7, 27-42.
- IRVINE, T.N., and BARAGAR, W.R.A., 1971, A quide to the chemical classification of the common volcanic rock, Can. Journ. Earth Sci., 8. 523-548.
- İMAMOĞLU, Ş., 1991, Antalya – Alanya – Gazipaşa bölgesi 1991 yılı kuvarsit aramaları ile ilgili ön rapor, M.T.A. II. Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rap. no: 2729, Konya.
- İMAMOĞLU, Ş., 1991, Antalya – Alanya – Gazipaşa Bölgesi 1991 yılı Kuvarsit aramaları ile ilgili ön Rapor: M.T.A. Genel Müdürlüğü Rapor No: 6830.
- JAKES, P., and WHITE, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 28-40.
- KANSUN, G., 1993, Alanya – Demirtaş (Antalya) arasının jeolojisi ve minerolojik, petrografik incelenmesi, yüksek lisans tezi, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, s. 120, Konya.
- KARAMAN, T., 1989, Magmatik ve Matamorfik Kayaç Dokuları, MTA 2. Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rap. no: 464, s. 47, Konya.
- KETİN, I., 1966, Teknoic Unicts of Anatolia (Asia Minor), MTA Bült, 66, 23-35.
- KETİN, I., 1983, Türkiye Jeolojisine genel bir bakış, İTÜ Kütüphanesi, sayı 12-59.

- KETIN, I., ve CANITEZ, N., 1972, Yapısal jeoloji, İTÜ Kütüphanesi, 869, İstanbul.
- KOÇYİĞİT, A., 1976, Karaman-Ermenek (Konya) bölgesine ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar. T.J.K. Bülteni., 19,2, 103-117.
- KUN, N., CANDAN, O., DORA, Ö., 1988, Kiraz – Birgi yöresinde (Ödemiş – Menderes Masifi) metavolkaniterin (leptitlerin) varlığı, Türkiye Jeoloji Bülteni, cilt 31, sayı 2, s. 25-27.
- LA, MAITRE, R.W., 1976, The chemical variability of some common igneous rocks, Journ. Petrol., 17, 589-637.
- LA, MAITRE, R.W., 1984, A proposal by the IUGS subcommission on the systematic, of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica (TAS) diagram, Australian Journ of Sci., 31, 243-255.
- LA, ROCHE, H. DE., 1972, Revue sommaire quelques diagrammes chimico-mineralogiques pour l'étude des associations igneuses sedimentaires et de leurs derives metamorphiques, Sciences de la Terre Tome XVII, No 1-2, s.34-45.
- LAIRD, L., 1982a, Amphiboles in metamorphosed basaltic rock: Greenschist facies, in Amphiboles: Petrology and experimental phase relations Reviews in Min., Min. Soc. of America.
- LAIRD, L., 1982b, Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks: Blueschist – greenschist – eclogite relations, in Amphiboles: Petrology and experimental phase relations Reviews in Min., Min. Soc. of America.
- LEAKE, B.E., 1964, The Chemical distinction between ortho-and para-amphibolites; J. Petrol., s. 238-256.
- MARCOUX, J., 1979. Antalya naplarının genel yapısı ve tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri, Türkiye Jeol. Kur. Bült. 22, 1, 1-6.
- MIYASHIRO, A., 1972, Levha tektoniğinde metamorfizma ve bununla ilgili magmatizma, MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Şubesi bilimsel yayın çevirileri, no: 6, s. 44.

- MIYASHIRO, A., 1973, *Metamorphisim and Metamorphic Belts*. John Wiley and Sons, Newyork 492 p.
- MIYASHIRO, A., 1975, Classification characteristics and origin of ophiolites J. Geol., 83, 249-381.
- MONOD, O., 1977, Recherces geologigues dans le Taurus occidental ausud de Beyşehir (Turquie) These, Üniv., Paris, Sud Orsay, 442 s.
- MONOD, O., 1978, Güzelsu-Akseki bölgesinin Antalya napları üzerine açıklama, T.J.K. Bülteni, c.21,s.2.
- OKAY, A.İ., 1981, Kuzeybatı Anadoludaki ofiyalitlerin jeolojisi ve mavişist metamorfizması (Tavşanlı-Kütahya) T.J.K. Bült., C. 24, 85-95.
- ÖZGÜL, N., 1971, Orta Torosların Kuzey Kesiminin Yapısal Gelişiminde blok hareketlerinin önemi. T.J.K. Bült., 14. 75-87
- ÖZGÜL, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri: T.J.K. Bült., 19, 1, 65-78.
- ÖZGÜL, N., 1983, Alanya Bölgesinin Jeolojisi: Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı.
- ÖZGÜL, N., 1983, Stratigraphy and tectonic evulation of the Central Taurides, Geology of the Taurus Belt, International Symposium in the Turkey , s. 78, Ankara.
- ÖZGÜL, N., ve GEDİK, İ., 1973, Orta Toroslar'da Alt Paleozoyik yaşta Çaltepe Kireçtaşı ve Seydişehir Formasyonu'nun stratigrafisi ve konodont faunası hakkında yeni bilgiler: Türkiye Jeol. Kur., Bült., 16, 39-52.
- ÖZTÜRK, E. M., ÖZTÜRK, Z., ACAR, Ş., AYAROĞLU, A., 1981, Şarkikaraağaç (Isparta) ve dolayının jeolojisi: M.T.A. Raporu, 7045 (Yayımlanmamış), Ankara.
- ÖZTÜRK, E.M., ve Diğerleri, 1991, Orta Torosların Jeolojisi: M.T.A. II. Bölge Müdürlüğü, Rapor No: 321, KONYA.

- ÖZTÜRK E. M., ve diğerleri., 1995, Alanya Napının stratigrafisine farklı bir yaklaşım, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, sayı 10, s. 3-6.
- ÖZYARDIMCI, N., 1973, Söğütlüayla (Alanya) Dolayının Jeolojisi, Jeoloji Dairesi Arşivi Rapor No: 120, M.T.A..
- PETRACHEK, W.E. 1967., Batı Toros Kalkerlerindeki Kurşun – Çinko Yatakları, M.T.A. Der. No: 68, 38-48.
- PETRASCHECK, W.E., 1968, Gazipaşa ve Anamur çevresi – Pb – Barit yatakları M.T.A. Raporu No: 681.
- PEYRONNET, P. DE., 1965, Alanya masifindeki boksitlere bitişik kloritli şistlerin kökeni: M.T.A. Dergisi, 68, 154-160.
- PEYRONNET, P. DE., 1971, Alanya bölgesinin (Güney Toroslar) Jeolojisi, metamorfik boksitin kökeni: M.T.A. Dergisi., 76, 98-123.
- PEYRONNET, P. DE., 1971, Alanya kuzeyindeki Toros'un Jeolojisi hakkında gözlemler: M.T.A. Dergisi., 65, 26-30.
- RİCOU, L.E., 1971, Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ceinture de nappes mises en placeau cretace superier, Rev. Geographic Phys. Et Geol. Dynum., 8. 327-349.
- RİCOU, L.E., 1980. Toroslar'ın Helenidler ve Zagridler arasındaki yapısal rolü: Türkiye Jeol. Kur. Bült. Cilt 23, sayı 2, 101-118.
- SADIKLAR, M.B., 1982, Akkaya (Gazipaşa/Antalya) Kurşunlu Barit Zuhurunun Oluşumu Üzerine, T.J.K. Kurultayı Bildiri Özetleri, s. 32.
- SADIKLAR, M.B., AMSTUTZ, G.C., 1981, Kıcık, Güney ve Seyfe (Gazipaşa) yöresindeki barit ve kurşun minerallerinin jenezi üzerine Türkiye Jeoloji Kurumu 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, s. 7.
- SEYMEN, İ., 1981, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin stratigrafisi ve matomrfizması, T.J.K. Bült., C. 24, s. 2, 101-108.

- SEYMEN, İ., 1984, Kırşehir Masifi metamorfitlelerinin jeoloji evrimi: T.J.K. Ketin Sempozyumu, s. 133-148.
- SUN, S. S., and Nesbitt, W., 1978, Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. *Geology*, 6, 689-693.
- ŞENEL, M., 1984, Discussion on the Antalya nappes. In: *Geology of the Taurus belt. International Symposium in the Turkey*, 45-51, Ankara.
- ŞENEL, M., 1980, Finike – Kumluca – Kemer (Teke Torosları) dolayının jeolojisi; Antalya, M.T.A. Raporu No: 6874, 114 s.
- ŞENGÖR, A.M.C., ve YILMAZ, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey a plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- ŞENGÖR, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983 Türkiye’de Tetis’in evrimi; Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. *Türkiye Jeol. Kur. Yerbilimleri özel dizisi*, No: 1, 75 s.
- ŞENGÜN, M., 1986, Alanya Masifinin Jeolojisi: M.T.A. İl Bölge Müdürlüğü, Rapor No: 328, Konya.
- ŞENGÜN, M., ACARLAR., ÇETİN, F., DOĞAN, O.Z. VE GÖK, A., 1978, Alanya Masifinin Yapısal Sorunu: T.M.M.O.B. Jeoloji Müh. Odası Yayını, Sayı 6, 39, 4. 4, Ankara.
- TEKELİ, O., AKSOY, A., ÜRGÜN, B., and IŞIK, A., 1983, *Geology of Aladağ Mountains, Geology of the Taurus Belt, International Symposium in the Turkey*, Ankara.
- TEMUR, S., 1994, *Endüstriyel hammaddeler*, S.Ü. Mühendislik – Mimarlık Fakültesi Yayını.
- TILLEY, C. E., 1924, The Facies classification of metamorphic rocks, *Geol. Mag* V61, s. 167-171.
- TOLLUOĞLU, A.Ü., ve SÜMER E.Ö., 1995, Gondavana kuzeyi Anadolu Mikrokitası Erken Paleozoyik evrim modeli, *Türkiye Jeolojisi Bülteni*, cilt 38, sayı 2.

- TOLLUOĞLU, Ü., ve diğerleri., 1997, Afyon metasedimanter grubunun Mesozoyik öncesi metamorfik evrimi, Türkiye Jeoloji Bülteni, cilt 40, sayı 1, s. 12-13.
- TRÖGER, W.E., 1969, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale Teil II (Textband).E. scwe izerbortsche Verlagsbuch handlung Stuttgart, 88 s.
- TURNER, F.J., and VERHOOGEN, J., 1960, Igneous and metamorphic petrology 2. ed: Mc Graw-Hill Book Co., New York, 694 s.
- TURNER, F.J., 1981, Metamorphic Petrology 2'nd ed., Mc Graw – Hill Book Comp., Newyork.
- ULU, Ü., 1986, Gazipaşa – Sugözü (Antalya) Alanının Jeolojisi: M.T.A. II. Bölge Müdürlüğü, Rapor No: 327, Konya.
- UZ, B., 1992, Maden ve Jeoloji Mühendisliği'nde Petrografi Prensipleri, Genişletilmiş 2. Baskı, İ.T.Ü. Maden Fak.
- ÜNVER, F., 1979, Alanya Masifi demir – alüminyum prospeksiyonu, M.T.A., II. Bölge Müdürlüğü Kütüphanesi, Rap. no: 239, s. 26, Konya.
- ÜNVER, F., 1979, Alanya Masifi Demir – Alüminyum Prospeksiyon Raporu: M.T.A. II. Bölge Müdürlüğü Rapor No: 107, Konya.
- WINKLER, H. G. F., 1965, Petrogenesis of Metamorphic rocks Spri. Verlag Newyork – Berlin.
- WINKLER, H. G. F., 1974, Petrogenesis of Metamorphic rockss, 3'nd ed. Springer – Verlag, Berlin.
- WINKLER, H. G. F., 1976, Petrogenesis of Metamorphic rocks, 4'th ed. Springer – Verleg – Berlin.
- WINKLER, H. G. F., 1979 Petrogenesis of Metamorphic rocks, 5'th ed. Springer – Verleg, Newyork.
- WIPPERN, J., 1962, Toros Boksitleri ve Bunların Tektonik Durumu: M.T.A. Dergisi., No: 58, 47-80.

WIPPERN, J., 1964, Türkiye'nin aliminyum hammaddeleri, M.T.A. Der., No: 62, 80-87.

WIPPERN, J., 1965, Boksit teşekkülünün, başlangıç kayaçları: M.T.A. Dergisi., 64, 37-42.

WHITECHURTCH, H., JUTEAU, T., MONTIGNY, R., 1983, Toros ofiyolitleri ve doğu akdeniz çevresinde okyonus açılımları ve kapanımlarının tanımlanmasına katkısı, yeryuvarı ve insan c.8, s.1, Ankara.



ÖZGEÇMİŞ

1966 yılında Kastamonu'nun Araç ilçesinde doğdu.

İlk, orta ve lise tahsilini Karabük'te tamamladı ve 1984 yılında Karabük Demirçelik Lisesi'nden mezun oldu.

Aynı yıl Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünü kazandı. 1989 yılında MTA Genel Müdürlüğü bursunu kazandı ve 1990 yılında Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünden mezun olarak, aynı yıl MTA Orta Anadolu II Bölge Müdürlüğü'nde (Konya) göreve başladı.

1991 yılında Akdeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yüksek lisans öğrenimine başladı.

1994 yılında, daha sonradan Süleyman Demirel Üniversitesi'ne bağlanan Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesinden mezun oldu ve aynı yıl Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mineraloji-Petrografi dalında doktora öğrenimine başladı.

Halen MTA Orta Anadolu II. Bölge Müdürlüğü'nde Jeoloji Yüksek Mühendisi olarak görev yapmakta olup, evli ve iki çocuk babasıdır.