

**T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KUMLUCA (ANTALYA) KUZEYİNDE YER ALAN OFİYOLİT
TOPLULUĞUNUN JEOLojİK KONUMU VE EKONOMİK
POTANSİYELİ**

Mehmet USLU

**Danışman
Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
ISPARTA - 2014**

© 2014 [Mehmet USLU]

TEZ ONAYI

Mehmet USLU tarafından hazırlanan " Kumluca (Antalya) Kuzeyinde Yer Alan Ofiyolit Topluluğunun Jeolojik Konumu ve Ekonomik Potansiyeli " adlı tez çalışması aşağıdaki jüri üyeleri önünde Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak başarı ile savunulmuştur.

Danışman

Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU
Süleyman Demirel Üniversitesi

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Nevzat ÖZGÜR
Süleyman Demirel Üniversitesi

Jüri Üyesi

Doç. Dr. Züheyr KAMACI
Süleyman Demirel Üniversitesi

Enstitü Müdürü

Prof. Dr. Ahmet ŞAHİN

TAAHHÜTNAME

Bu tezin akademik ve etik kurallara uygun olarak yazıldığını ve kullanılan tüm literatür bilgilerinin referans gösterilerek tezde yer aldığını beyan ederim.

Mehmet USLU

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER	i
ÖZET	iii
ABSTRACT	v
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	viii
ÇİZELGELER DİZİNİ	x
1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK ÖZETLERİ	2
3. OFİYOLİTLER.....	4
3.1. Ofiyolit Kavramı ve Oluşumu.....	4
3.2. Ofiyolit Tipleri ve Modelleri.....	6
3.3. Tetis'in Evrimi	8
3.4. Türkiye'deki Ofiyolitlerin Yerleşimi	9
3.4.1 Akdeniz ofiyolit kuşağı	11
3.4.2. Kuzey anadolu ofiyolit kuşağı	13
3.4.3. Toros ofiyolit kuşağı	14
3.4.3.1. Likya napları	15
3.4.3.2. Antalya ofiyoliti	15
3.4.3.3. Beyşehir – Hoyran – Hadim napları.....	16
3.4.4 Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı.....	16
4. ÇALIŞMA ALANI KONUMU VE MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ.....	18
5. ÇALIŞMA ALANININ BÖLGESEL JEOLojİK YAPI İÇİNDEKİ KONUMU.	20
6. ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİK ÖZELLİKLERİ	22
6.1. Beydağları Formasyonu	23
6.2. Garipçe Formasyonu	24
6.3. Karabayır Formasyonu.....	25
6.4. Karakuştepe Formasyonu.....	26
6.5. Antalya Napları	27
6.5.1. Alakırçay melanji	28
6.5.2. Tekirova peridotitleri	29
6.5.3. Tahtalıdağ napı.....	29
7. PETROGRAFİK İNCELEMELER	30
7.1 Otokton Birimler	30
7.1.1 Karabayır formasyonu birimi.....	30
7.2 Allohton Birimler	32
7.2.1 Alakırçay melanji.....	32

8. EKONOMİK JEOLojİ.....	38
8.1 Alakırçay melanjı.....	38
8.1.1 Mangenez.....	38
8.1.2 Kromit.....	42
8.1.3 Bakır.....	43
9.SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	45
KAYNAKLAR.....	46
ÖZGEÇMİŞ.....	54

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

KUMLUCA (ANTALYA) KUZEYİNDE YER ALAN OFİYOLİT TOPLULUĞUNUN JEOLojİK KONUMU VE EKONOMİK POTANSİYELİ

Mehmet USLU

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Bu çalışmada Isparta açısı içerisinde Kumluca (Antalya)'nın kuzeyinde yer alan ofiyolit birimlerinin araştırılması amaçlanmıştır. Çalışma bölgesindeki ofiyolit birimleri, Güneybatı Türkiye'de Antalya napları olarak bilinen allokton konumlu kaya topluluğu içinde yer almaktadır

Çalışma alanı içinde yer alan kaya birimleri otokton ve allokton olmak üzere iki grup içinde toplanabilir. Otokton birimler alttan üste doğru Bey Dağları formasyonu, Garipçe formasyonu, Karabayır formasyonu ve Karakuştepe formasyonu olarak sıralanmaktadır. Allokton birimler ise Antalya napları içerisinde bulunan Alakırçay karmaşığı, Tekirova peridotitleri ve Tahtalı Dağ birimleri olarak alttan üste doğru doğru sıralanmaktadır. Allokton kaya birimleri içerisindeki ofiyolit kayalar en çok göze çarpan bileşenlerdir.

Beydağları formasyonu Jura-Kretese arasında değişen pelajik ve neritik kireçtaşlarından oluşur. Garipçe formasyonu Kretase yaşlı karbonat kaya birimlerini uyumsuz olarak üstleyen Eosen yaşlı türbiditik tortullardan oluşmaktadır. Karabayır formasyonunu oluşturan Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları, Beydağları formasyonuna ait Kretase yaşlı kireçtaşları ile Antalya naplarına ait Triyas yaşlı tortulları transgressif olarak üstler. Otokton birimlerin en üstünde bulunan Burdigliyen yaşlı Karakuştepe formasyonuna ait tortullar, çalışma bölgesinde çoğu yerde Antalya naplarına ait ofiyolitik kaya birimleri tarafından bindirmeli bir dokanakla üstlenir.

Alakırçay melanji, daha çok karmaşık içyapı özelliğine sahip tabakalı çört, radyolarit, kırmızımsı çamurtaşı, diyabaz, serpantinleşmiş peridotit, gabro ve ince katmanlı Halobia'lı pelajik kireçtaşlarından yapıldır. Tahtalıdağ napı ise, büyük bölümü ile çok kalın katmanlı ve masif yapıli kireçtaşlarından (Triyas- Jura) oluşmaktadır. Tekirova peridotitleri olarak ayırt edilen ultrabazik kayalar egemen olarak serpantinleşmiş harzburgit ve dunitlerden yapıldır.

Otokton birimlerden Karabayır formasyonu ve allokton birimlerden Alakırçay karmaşığı çalışma alanı içinde geniş yayılım göstermektedir. Bu birimlerden 96 noktadan alınan el numunelerinin 14 tanesinde ince-kesit yapılarak petrografik özellikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

Araştırmaların ışığında bölgede ekonomik olarak Mangan ve Krom cevherleşmeleri tespit edilmiştir. Alakırçay karmaşığı içerisinde bulunan tabakalı çörtler içerisinde yersel olarak Mangan ve hematitli Mangan oluşukları bulunmaktadır. Alakırçay karmaşığı içerisinde gözlenen Tekirova peridotit kütleleri yer yer kromit zuhurları içermektedir. Kromitler daha çok dünit bileşimli peridotitler içinde düzensiz damarcıklar ve dissemine halde saçılmış tanecikler şeklinde gözlenmektedir.

Anahtar kelimeler: Kumluca, Alakırçay melanji, ofiyolit, ekonomik potansiyel.

2014, 54 sayfa

ABSTRACT

M.Sc. Thesis

GEOLOGICAL SETTING AND ECONOMICAL POTENTIAL OF THE OPHIOLITE ASSEMBLAGES IN THE NORTH OF KUMLUCA (ANTALYA)

Mehmet USLU

**Süleyman Demirel University
Graduate School of Applied and Natural Sciences
Department of Geophysical Engineering**

Supervisor: Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

In this study, in terms of Isparta in Kumluca (Antalya) to the North, we aimed to investigate the ophiolite units of the region. Ophiolite unit in the area, in southwestern Turkey, Antalya nappes are well known as allochthonous nappes located within the rock community.

In the study area, autochthonous and allochthonous rock units can be grouped as the two main rock found. Autochthonous unit from the lower to the upper are Bey dağ formation, Garipçe formation, Karabayır formation, and Karakuştepe formation. While the allochthonous unit are found in Antalya nappes of Alakakırçay complex, Tekirova peridotite, and Tahtalı mountain units are listed from lower to the upper. The ophiolite rocks are the most prominent component in allochthonous rock unit.

Beydağ formation was formed from the pelagic and neritic limestone variation in Jurassic-Cretaceous time. Garipçi formation of Eocene units consist of turbiditic sediments that Cretaceous carbonate rocks unit unconformably overlying it. Karabayır formation make up of the Aquitanian reef limestone, the Cretaceous limestone belonging to Beydağ formation overlying with Antalya nappes of Triassic age sediments transgressive. In the uppermost of Autochthonous unit are some sediments of Buldugarian Karakuştepe formation, mainly in the study region ophiolite rocks unit of Antalya nappes overlain by overlapped is assumed.

Alakırçay melange, mainly consist of more complex microstructure feature; bedded chert, radiolarite, reddish mudstone, diabase, serpentinised peridotite, gabbro and Halobia thin layer is made up of pelagic limestone. While Tahtalı mountain nappe, with the majority made very thick bedded and consist of massive limestone (Triassic-Jurassic). Tekirova peridotite be distinguished as ultrabasic rock are dominantly made of serpentinised harzburgite and dunite.

Autochthonous and allochthonous units from Karabayır formation units of the nappe complex in the study area shows a wide spread. This unit is taken from the point of 96 samples, 14 were used in making thin-section petrographic characterization has been attempted.

As a results of this reaseache in the area, economically manganese and chrome mineralization was detected. Nappe complex in bedded cherts locally contained in manganese and manganese ores are Hematite. Tekirova peridotite nappe complex that was observed in places contains chromite occurrences. Dunite and peridotite composition of chromite in more irregular veinlets and disseminated grains are observed as though scattered.

Keywords: Kumluca, Alakırçay melange, ophiolite, economically potantial.

2014, 54 pages

TEŞEKKÜR

Bu araştırma için beni yönlendiren, karşılaştığım zorlukları bilgi ve tecrübesi ile aşmamda yardımcı olan değerli Danışman Hocam Prof. Dr. Fuzuli Yağmurlu'a teşekkürlerimi sunarım. Arazi ve laboratuvar çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen arkadaşlarım Jeofizik Yüksek Mühendisi Ceyda NARMAN, Jeofizik Mühendisliği bölümü öğrencilerinden Uğur DAĞLI ve Galip ÇINAR' a teşekkür ederim.

Tezimin her aşamasında beni yalnız bırakmayan aileme sonsuz sevgi ve saygılarımı sunarım.

Mehmet USLU
Isparta, 2014

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 3. 1 Tipik ofiyolit istifi ve okyanusal kabuk ile karşılaştırılması	5
Şekil 3. 2 Permiyen'den günümüze kıtaların konumları.....	9
Şekil 3. 3 Türkiye görülen ofiyolitik oluşukların dağılımı	10
Şekil 4. 1 Çalışma alanının bölgeye ait uydu görüntüsü üzerindeki konumu.....	18
Şekil 4. 2 Çalışma alanının Kumluca-Kemer yörelerinin yükselti haritası üzerindeki konumu.	19
Şekil 5. 1 Çalışma alanının bölgesel jeolojik yapı içindeki konumu	21
Şekil 6. 1: Çalışma bölgesi ve yakın çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti	22
Şekil 6.2 Kumluca yöresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası ve çalışma alanının konumu, cam = Alakırçay melanji, ctp = Tekirova peridotitleri, cb= Beydağı formasyonu, tk = Karabayır formasyonu, jt = TahtalıDağ birimi, eg= Garipçe formasyonu, Tka= Karakuştepe formasyonu	23
Şekil 7. 1 Kumluca yöresinin jeoloji haritası ve ve numune yerleri. cam = Alakırçay melanji, ctp = Tekirova peridotitleri, cb = Beydağı formasyonu, tk = Karabayır formasyonu, jt = TahtalıDağ birimi, eg= Garipçe formasyonu, Tka = Karakuştepe formasyonu K1-K12 numuneleri alındığı bölümler	30
Şekil 7. 2 Karabayır formasyonundan alınan kireçtaşı örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K1).....	31
Şekil 7. 3 Karabayır biriminden alınan kireçtaşı örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K2).....	32
Şekil 7. 4 Karabayır biriminden alınan kireçtaşı örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K3).....	32
Şekil 7. 5 Alakırçay melanji biriminden alınan serpantin örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K4), bast=bastit.....	33
Şekil 7. 6 Alakırçay melanji biriminden alınan serpantin örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K5), cr=kromit	33
Şekil 7. 7 Alakırçay melanji içerisinde alınan serpantin örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K8), cr=kromit	34
Şekil 7. 8 Alakırçay melanjından alınan diyabaz örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K6).....	34
Şekil 7. 9 Alakırçay melanjından alınan diyabaz örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K7).....	35
Şekil 7. 10 Michel-Levy yöntemine göre çift sönmeli plajioklasların sağ ve sol dönme açılarının durumları ve tek tip aydınlanma durumu	35
Şekil 7. 11 Michel-Levy yöntemine göre plajioklasların sönmeye açılarına göre bileşimlerinin tespitinde kullanılan grafik.....	36
Şekil 7. 12 Alakırçay melanji içerisinde alınan gabro örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K9).....	36
Şekil 7. 13 Alakırçay melanji içerisinde alınan gabro örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K10).....	37
Şekil 8. 1 Çalışma sahasında tespit edilen Mangan ve Kromit cevherlerinin uydu görüntüsü üzerinde konumları	40
Şekil 8. 2 Çaltı mevkinde tespit edilen mangan oluşumu	41
Şekil 8. 3 Güneyce mevkinde tabakalı çörtler içinde bulunan mangan oluşukları. ...	41

Şekil 8. 4 Kuzca ve Güzören mevkilerinden alınan kromit el numuneleri	42
Şekil 8. 5 Antalya-Kıbrıs ve Hatay yöresi ofiyolitlerinin bölgesel korelasyonu	43
Şekil 8. 6 Basitleştirilmiş Kıbrıs jeoloji haritası ve Bakır cevherlerinin konumları .	44

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 8. 1 Asmad madenciliğe ait mangan cevherlerinin kimyasal analiz sonuçları.....	38
Çizelge 8. 2 Mikay madenciliğe ait Krom ve Mangan cevherlerinin kimyasal analiz sonuçları.....	39
Çizelge 8. 3 Asmad madenciliğe ait Krom cevherlerinin kimyasal analiz sonuçları.....	42

1. GİRİŞ

Türkiye'nin güneyinde bulunan Toros kuşağı ofiyolitleri batıdan doğuya doğru Likya, Antalya, Beyşehir, Mersin, Pozantı-Karsantı, Pınarbaşı ve Divriği ofiyolitleri olarak sayılabilir. Bu ofiyolitler Mesozoyik yaşlı Neotetis okyanusunun kalıntıları olup Geç Kretase sürecinde okyanus içi yitim olaylarıyla kapanmaya başlamış, daha sonra Toros karbonat platformu üzerine yerleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Tüm Toros kuşağı boyunca okyanus içi yitim olaylarının yaşı, son yapılan hassas radyometrik yaş tayinleri ile 91 – 93 My olarak belirlenmiştir (Çelik vd., 2006).

Antalya körfezinin batısında ve Isparta bükümü içinde yer alan Alakırçay melanjı genel olarak Geç Triyas ile Geç Kretase yaşlı (Marcoux, 1987; Tekin ve Yurtsever, 2003) kalın pelajik sedimanter dizi ile ofiyolitik kayaçlar ve Geç Triyas volkaniklerinden oluşmaktadır. Birim içerisinde jeolojik ilişkiler tektoniktir. Ofiyolitik melanj toplulukları farklı tipte kayaç birimlerinden oluşmaktadır. Bünyesinde metamorfik kayaçlar olmasına karşın kendisi metamorfizma göstermemektedir.

Ofiyolitik melanj içerisinde yüzeyleyen ve ilişkileri genel hatları ile tektonik olan volkanik kayaçların hangi tektonomagmatik ortam içerisinde oluştuklarını sadece arazi çalışmaları ile anlamak mümkün görülmemektedir. Diğer taraftan genellikle manto peridotitleri ile ofiyolitik melanj arasında tektonik olarak yer alan ofiyolitlerle ilgili metamorfik kayaçların oluşumları ve köken kayaçları merak uyandırmış ve bunlarla ilgili bir çok çalışma yapılmıştır (Çelik vd., 2006; Çelik, 2007). Bu kayaçların okyanus içi yitim süreçlerinde oluştukları ve köken kayaçlarının çoğunlukla bazaltik kayaçlar oldukları saptanmıştır (Çelik ve Delaloye, 2003; Parlak vd., 2006). Metamorfik kayaçların köken kayaçları araştırıldığında, okyanus ortası sırtı bazaltları, okyanus adası bazaltları ve ada yayları gibi farklı tektonomagmatik ortam koşullarından türedikleri tespit edilmiştir (Çelik, 2008).

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Altınlı (1944), Antalya bölgesinin stratigrafik etüdü konulu çalışmasında, bölgede fasiyes benzerlikleri nedeniyle, stratigrafik birliklerin birbirinden ayrılmasındaki güçlükleri belirtmiştir.

Blumenthal (1951), Serik-Beşkonak civarında yapmış olduğu jeolojik araştırmada, alanın Miyosen yaşlı çökellerini haritalamıştır.

Colin (1962), Fethiye, Antalya, Kaş ve Finike bölgelerinde yaptığı jeolojik araştırmalarda, bölgede genç Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimleri tanımlamıştır.

Pisoni (1967), Kaş (Antalya) bölgesinin jeolojik etüdünü yapmıştır.

Lefevre (1967), Antalya naplarını ilk defa tanımlamış ve tek bir nap sistemi olarak belirlemiştir.

Brunn vd., (1971; 1973), Teke ve Batı Toroslarda yapmış oldukları çalışma ile, bölgenin bir otokton kuşağı ile birlikte üç ana napla karakterize edildiğini ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar, Beydağları ile birlikte, Akseki-Seydişehir civarında kalın Mesozoyik karbonatlarının otokton kuşağını oluşturduğunu belirtmiştir. Bunların üzerinde kuzeybatından itilen ve çeşitli birimleri kapsayan Langiyen yaşlı Likya napları, kuzeydoğudan itilen ve değişik kaya birimlerini kapsayan Lütesiyen-Priaboniyen bindirme yaşlı Beyşehir-Hoyran-Hadim napları ve geliş yönü tartışmalı olan değişik birimlerden oluşan Üst Kretase bindirme yaşlı Antalya naplarının allohton olarak bulunduğunu ifade etmişlerdir.

Kalafatçıoğlu (1972), Antalya Körfezinin güneybatısında yaptığı araştırmada en altta Üst Permiyen yaşlı kireçtaşı ve dolomitlerin bulunduğunu, bunların üzerinde Triyas ritmik serisi olarak tanımladığı kumtaşı, radyolarit, çört, çörtlü kireçtaşı ve kireçtaşının bulunduğunu, bu çökellerin yer yer denizaltı lav ara katkılı içerdiğini belirtmiştir.

Juteau (1975), detaylı harita çalışması ile Antalya ofiyolit karmaşığını tektonitleri ve ultrabazikleri içeren ve sayısız diyabaz dayklar tarafından kesilen iri taneli bir birim ile Üst Triyas Alakırçay sedimanter birimi ile birincil kontak halinde bulunan özellikle yastık lavlardan oluşan volkanik birimler olmak üzere iki ana masife ayırmıştır.

Dumont (1976), Antalya napının kökeninin Isparta kıvrımının kökeni ile ilişkili olduğunu belirterek, Isparta kıvrımının doğu-batı kolları arasındaki yapısal farklılıklar, kıvrımın orta kısmı ile Batı Torosların allokton ve otokton ünitelerinde bulunan istifler arasındaki benzerlikler görmüş ve yeni bir yapısal model önermiştir.

Özgül (1976), Torosların bazı temel jeoloji özellikleri isimli çalışmasında Toros kuşağında değişik havza koşullarını yansıtan birlikler tanımlamış. Tekirova (Antalya) ofiyolitini Antalya birliğine dahil etmiştir.

Poisson (1977), Antalya çevresinde ve Antalya güneybatısında geniş bir yayılım sunan travertenleri Antalya traverteni olarak isimlendirmiş, açık kahve renkli masif, orta-kalın, yer yer ince tabakalı sık erime boşluklu bazen sıkı, bazen de sümgerimsi dokulu, 300m kalınlığa ulaşan bir birim olarak tanımlamıştır.

3. OFİYOLİTLER

3.1. Ofiyolit Kavramı ve Oluşumu

Aydal (2005)'e göre okyanusal litosferin yeryüzü üzerinde mostra veren birimleri temsil eden ofiyolitler, okyanus kabuğu veya üst manto parçası olarak kabul edilmekte ve bulundukları bölgenin jeodinamik evrimi ile ilgili bilgiler vermesi açısından önem taşımaktadır. Ofiyolit terimi, yeşilimsi rengi, benekli yapısı ve parlak görünümünden dolayı yılanla benzetilen serpantinitle için ilk defa Brongniart (1813) tarafından serpantinileri tarif etmek için Yunanca yılan anlamına gelen “ofis” kelimesinden kaynaklanarak ofiyolit terimini kullanmıştır.

Steinmann (1927), başta peridotit (serpantinit), gabro-diyabaz ve derin denizel sedimanter kayalarla (çört, çamurtaş, pelajik kireçtaş) birlikte gözlenen spilitler (gaz boşluklu, albitleşmiş bazaltik masif-yastık lavlar) için ofiyolit kelimesini kullanmıştır. Bu şekilde, Steinmann, ofiyoliti bir kayaç ismi olarak değil bir kayaç grubunun ismi olarak kullanmıştır. Literatürde Steinmann üçlüsü (serpantin - yastık lav - radyolarit) olarak tanımlanmıştır.

Ofiyolit, mafik ve ultramafik kayaların oluşturduğu bir birliğin adı olarak karşımıza çıkmaktadır. Bütün birimleriyle oluşan bir ofiyolitte dört grupta incelenebilecek kayaç grupları oluşması beklenebilir. Bunlar;

(1) Ultramafik karmaşık; harzburgit, lertzolit ve dünitin çeşitli oranlarda olduğu genellikle metamorfik tektonik fabrikli (yapı+doku) az ya da ileri derecede serpantinleşme gösteren kısım.

(2) Gabro karmaşığı; genellikle ultrabazik dokusu gösterir. Peridotit ve proksenit içerirler. Ultramafik karmaşığa göre daha az deforme olmuşlardır.

(3) Mafik dayk tabakası karmaşığı.

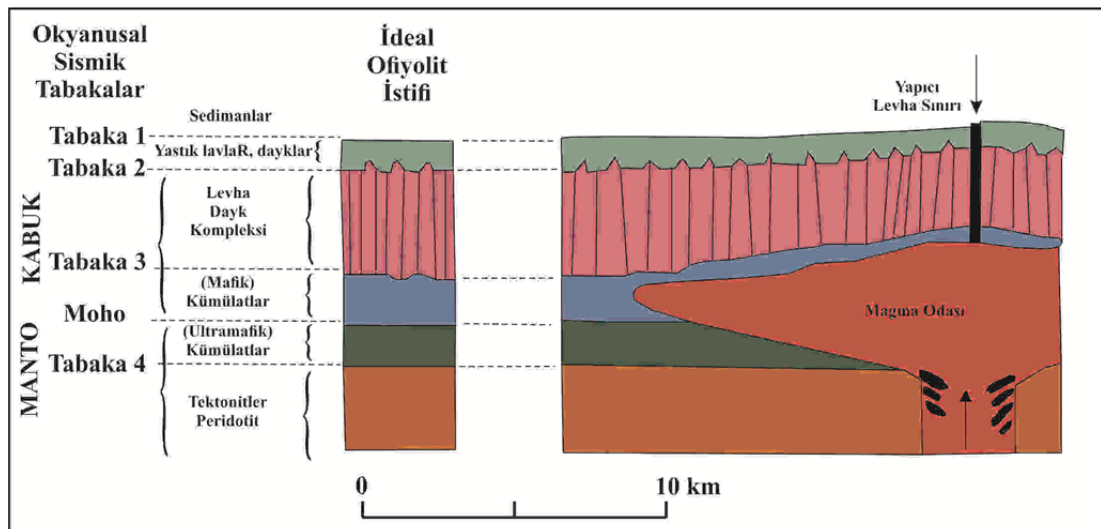
(4) Mafik volkanik karmaşığı, yastık lavlar.

Birlikte olduğu kayaç grupları; Çört, ince tabakalı şeyl, kireçtaş ve solid - felsik intrüzif, ekstrüzif kayalar ile podiform yapıli kromitler.

Ofiyolitler yapısal ve kimyasal özellikleri bakımından incelendiğinde ideal ofiyoliti oluşturan (tektonitler, ultrabazikler, dayk karmaşıkları, bazaltik yastık lavlar, derin

deniz sedimanları) birimler her zaman bir arada bulunmayabilir. Eğer bir ofiyolitte tüm bu kayaçların hepsi bir arada bulunmuyorsa kısmi, parçalanmış veya eksik ofiyolitten söz edilir. Belirgin ölçüde bir metamorfizma söz konusu ise başkalaşmış (metamorfik) ofiyolitten söz edilebilir. Ofiyolit terimi ile eş anlamlı kullanılan diğer isimler yeşil kayaçlar (green roks), ofiyolit topluluğu (ophiolite suite / ophiolite sequences), ofiyolit birliği (ophiolite association) ve ofiyolit karmaşığıdır (ophiolite complex). Ofiyolit topluluğuna ait birimlerin tektonik kuvvetlerle tamamen karışması, normal dizilimin kısmen veya tamamen bozulması, karmakarışık olması ile ofiyolitik melanj tanımı ortaya çıkmıştır. Ofiyolitik melanjın matriksi ofiyolit tanımındaki birimlerden biri olan pelajik sedimanlar, bloklar ise diğer birimlerdir. Yabancı bloklar genellikle kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Çoğu modern tanım ofiyolitleri, tabanda harzburjit, lertzolit ve dünitin (genellikle serpantinitleşmiş) çeşitli oranlarda bulunduğu ultramafik kayaçlarla başladığı, bunun üzerine tabakalı ve tabakalı olmayan gabroların geldiğı, levha dayk karmaşığı ile devam ettiğı, pelajik derin deniz sedimanları ile örtüldüğü bir okyanusal magmatik karmaşık olarak belirtilmektedir. Sismik çalışmalar, okyanus tabanında tarama ile alınan örnekler, okyanus sondaj projeleri, derin deniz sondaj projeleri ile yapılan sondajlar okyanusal kabuğı ve manto dört kattan oluşmaktadır. Bu okyanusal kabuğı ve manto modeli, ofiyolitlerin içyapıları bileşenleri bakımından okyanusal kabuk ile büyük benzerlikler bulunduğunu göstermektedir (Şekil 3.1). Böylece



Şekil 3.1 Tipik ofiyolit istif ve okyanusal kabuk ile karşılaştırılması (Gass vd., 1975)

ofiyolitler okyanus ortası sırtlarda deniz tabanı yayılmasına bağılı olarak oluşan okyanusal litosferin kıta üzerindeki parçaları olarak değerlendirilmektedir. Ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarda oluştuğu görüşü özellikle levha daykları karmaşığının bulunmasına dayandırılmaktadır (Gass, 1967; Coleman, 1971; Dewey ve Bird, 1971). Ofiyolitlerin okyanusal litosferin kıta üzerindeki parçaları olduğu görüşünün kabul eski kenet kuşaklarının veya levha sınırlarının tanınmasında ofiyolitlerden büyük ölçüde yararlanıldığını göstermektedir.

Levha tektoniği kuramındaki gelişmeler ışığında ofiyolitlerin çoğunlukla okyanus ortası sırtlarda (N-MORB), kenar denizi havzalarında, dönüşüm faylarına bağılı olarak yay öncesi (pre-arc), yay n (fore-arc) ve yay gerisi (back-arc) havzalarında oluştuğu kabul edilmektedir. 1980’lerde yapılan jeokimyasal çalışmalar, birçok ofiyolitinin normal okyanus ortası sırtı açılımları ile açıklanamayacak dalma-batma zonu (Supra-Supduction Zone, SSZ) magmatik süreçleri içerdiklerini göstermiştir. Dalma-batma zonu etkisi içeren bu ofiyolitler ilk defa Pearce vd., (1984) tarafından dalma batma zonu ofiyolitleri olarak adlandırılmıştır.

Tektonik ortamlarına göre de ofiyolitler Tetis ve Kordilleren ofiyolitleri olmak üzere iki kısma ayrılmaktadır (Moores, 1982). Tetis ofiyolitleri tektonik olarak kıtasal kabuğu üzerlemekte, sığ deniz kıtasal kenarlar veya platform sedimanlarından oluşmakta, pelajik sedimanter kayaçlar ve volkanosedimenter (az veya hiç gelişmemiş) kayaçlar ile üzerlenmektedir. Eski kıtasal taban veya platform-miojeoseklinal sedimanter kayaçlar ile ilişkisi olmayan Kordilleren tip ofiyolitler ise, tektonik olarak melanj, yüksek dereceli metamorfik kayaçlar ve yay tipi volkanaklastik malzeme ile ekstrüzif kayaçlar içinde bulunmaktadır. Bazı Kordilleren ofiyolitlerinde ekstrüzif ve intrüzif kayaçlar, yaşlı ve fazla deformasyona uğrayan okyanusal kabuğa sokulum yaparak depolanır. Bu bize ada yayları ile ilişkili olarak ofiyolitlerin pek çok oluşum modeline sahip olduğunu gösterir.

3.2. Ofiyolit Tipleri ve Modelleri

Aydal (2005)’e göre günümüzde ofiyolit oluşumu için iki temel oluşum ortamı önerilmektedir. Birincisi ada yayı olmayan ortamlarda deniz tabanı yayılması ile oluşan yapısal ve stratigrafik kanıtlara dayandırılan okyanus ortası sırt ofiyolitleri,

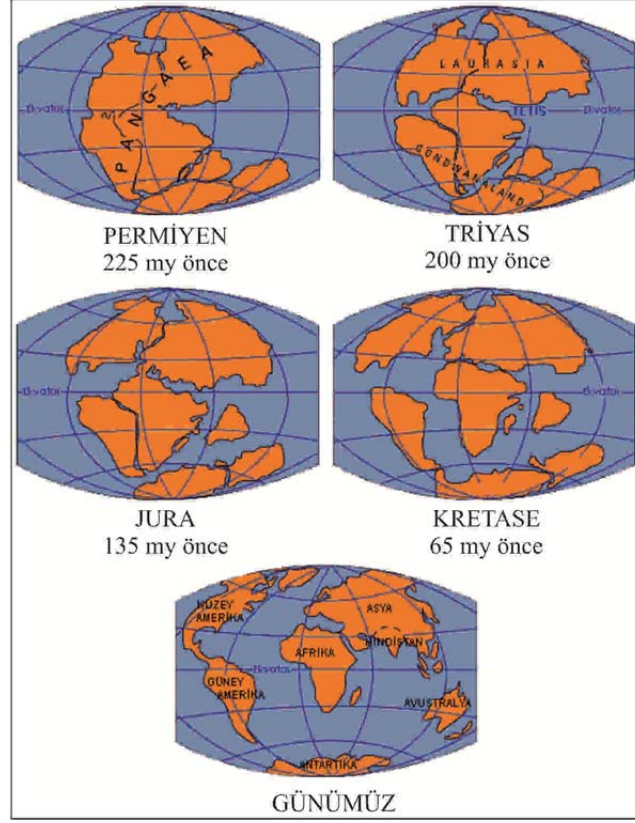
ikincisi ise oldukça fazla tüketilen mantodan türeyen magmaların jeokimyasal verileri ile desteklenen bugünkü dalma-batma zonu üzerinde oluşan dalma-batma üstü ofiyolitleridir.

1960'lı yıllarda deniz tabanı yayılması hipotezinin kabulü Alpin tipi peridotitler için klasik yolu açmış, bunların yaygın olarak Steinmann üçlüsü serpantiniteri, mafik intrüzifleri ve orojenik kuşaklardaki okyanus ortası sırtlarda yerini alan olarak yorumlanan radyolaryalı çörtleri göstermiştir. Doğu Akdeniz'de Troodos (Kıbrıs) ofiyolitinde yapılan çalışmalar ile bu ofiyolitinin Kıbrıs, Afrika ve Avrasya arasında yer alan Tetis okyanusu içindeki okyanus ortası sırtında oluştuğu belirtilmiştir (Gass,1968; Moores ve Vine, 1971). Jeokimyasal tekniklerin gelişmesiyle, ofiyolitlerin ekstrüzif kayaçları ile modern tektonik ortamlardaki okyanusal volkaniklerle birlikte karşılaştırılması yapılmıştır (Pearce, 1980). Troodos ofiyoliti, Bay adaları, Newfoundland gibi bir çok ofiyolitlerin (Jenner vd., 1991) okyanus ortası sırt ekstrüziflerinden farklı seriler gösterdiği, ancak çoğunun güncel dalma-batmanın etkili olduğu ortamlarda, özellikle volkanik yaylarda bulunduğu açıkça anlaşılmıştır. Ofiyolit magmalar dalma-batmadan dolayı su nedeniyle yüksek derecede kısmi erime gösterirler. Sulu erime sonrası üst manto kalıntıları dalma-batma zonu üstü ofiyolitlerindeki kalın tüketilmiş manto harzburjit serisi ile temsil edilir. Tetis veya herhangi bir yerdeki ofiyolitler, dalma-batma ile ilgili ofiyolitler ve dalma-batma ile ilgili olmayan ofiyolitler olmak üzere ikiye ayrılır (Pearce vd., 1984). Fakat çoğu araştırmacı Güney Türkiye'de Geç Kretase Toros ofiyolitlerini (Whitechurch vd., 1984; Dilek vd., 1999) okyanus ortası sırtta oluştuğu şeklinde yorumlamaya (Coleman, 1981; Nicolas, 1989) devam etmişlerdir.

Okyanus ortası sırt modelini savunanların tartışmaları sonucu, bileşimsel olarak ofiyolitler iki kısma ayrılmıştır. (1) yavaş yayılma ile oluşan sırttaki başlıca lerzolitik ofiyolitler ve (2) hızlı yayılma ile oluşan harzburjitik ofiyolitler (Nicolas, 1989). Batı Alplerdeki ofiyolitlerin baskın litolojisi lerzolit olduğu için Lerzorit tipi ofiyolitler (LOT), Doğu Akdeniz kuşağındaki ofiyolitlerin ise baskın litolojisinin Harzburjit olduğu için Harzburjit tipi ofiyolitler (HOT) olarak adlandırılmıştır. Her iki ofiyolit türü ofiyolit birimlerini eksiksiz içermesine rağmen harzburjit tipi ofiyolitler letrozit tipi ofiyolitlere göre daha kalın bir istif sunmakta, yüksek sıcaklıkta oluşan amfibolitik metamorfik birim ofiyolitlerin altında yer almaktadır.

3.3. Tetis'in Evrimi

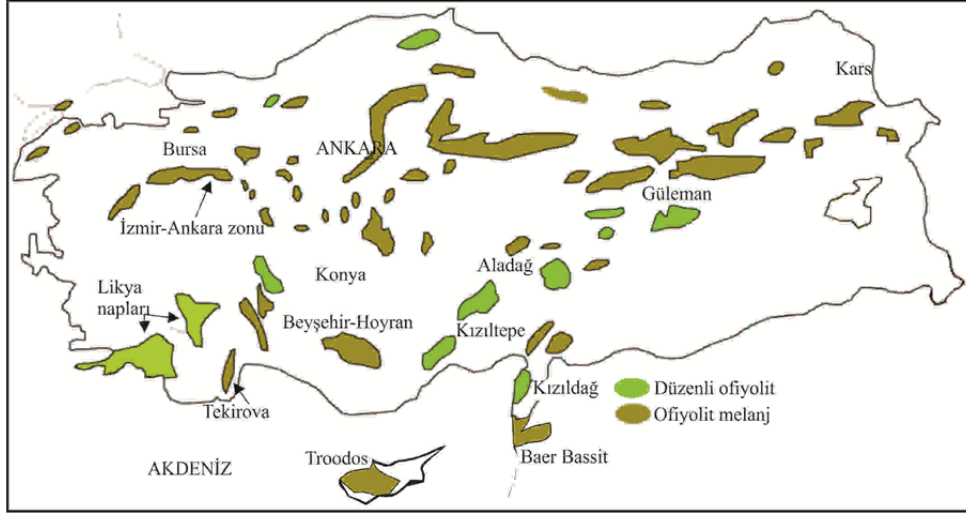
Tetis'in evrimi İnan ve İnan (2013)'a göre yaklaşık 250 milyon yıl önce, bugünkü kıtalar Pangea (Ulukıta) adı verilen tek bir kara parçası halindeydi (Şekil 3.2) ve bu kara parçasının etrafı Pantalassa olarak adlandırılan bir okyanusla çevriliydi. Daha sonra Pangea'nın kuzey kısmının (Lavrasya) ve güney kısmının (Gondwana) arasında da, yaklaşık doğu-batı uzanımlı, dar bir okyanus (Tetis) gelişmişti. Tetis Okyanusu önceleri kuzey kıtası Lavrasya'nın (Kuzey Amerika ve Avrasya kıtaları) kuzeye, güney kıtası Gondwana'nın (Güney Amerika, Afrika, Hindistan, Antartika ve Avustralya kıtaları) güneye hareketine bağlı olarak giderek genişledi. Daha sonra Erken Jura devrinde (206-180 milyon yıl önce) kollara ayrılmaya başlayarak, Geç Jura döneminde (180-144 milyon yıl önce) kuzey ve güney Atlantik okyanuslarının açılmasıyla küçülmeye başlamıştı. Kretase döneminde (144-65 milyon yıl önce) ise hem süper kıta Pangea'nın parçalanma sürecindeki hızlanma, hemde Lavrasya kıtasının güneye, Afrika kıtasının ise kuzeye doğru hareketlenmelerinin hızlanmasıyla Tetis giderek kapanmaya başladı. Tetis Denizi'nin yavaş yavaş kapanması, ülkemizin de içinde bulunduğu pek çok coğrafyanın oluşumuna sebep olmuştur (Şekil 3.2).



Şekil 3. 2 Permiyen’den günümüze kıtaların konumları.

3.4. Türkiye’deki Ofiyolitlerin Yerleşimi

Ülkemizde, Tetis Denizi’nin açılma izlerinin kanıtı olan ofiyolitik diziler, kuzeyde ve güneyde birbirine paralel iki hat boyunca uzanmaktadır (Şekil 3.3). Paleotetis’e ait izleri, yani Permo-Triyas’ta açılıp Jura’da kapanan denizin izlerini, batıdan doğuya doğru Biga yarımadası, Kazdağları, Sakarya civarı, Bolu, Ankara’nın kuzey kesimleri, Elmadağ ve Kırıkkale civarları, Ilgaz Dağı, Erzincan ve Bayburt yörelerinde, gerek ana yollar üzerinde gerekse dağlık alanlardaki kayaçlarda görmek mümkündür. Bu kayaçlar uzaktan koyu yeşil renkleriyle fark edilen, tabakalanma göstermeyen, başkalaşıma uğramış ofiyolitik kayaçlar ile bunlarla aynı yaştaki çakıltaş, kumtaş, kiltaş, kireçtaş, marn, fliş, türbidit gibi çökel kayaçlardır (İnan ve İnan, 2013).



Şekil 3. 3 Türkiye görülen ofiyolitik oluşukların dağılımı (Robertson, 2004)

Neotetis Denizi'nin İzmir-Ankara-Erzincan-Kars hattı boyunca uzanan kuzey kolunda (Kazdağları güneyi, Kocaeli yarımadası özellikle Gebze-Hereke arasında, Bursa, Bilecik, Bolu, Sünnüce Dağı, Abant, Ereğli Zonguldak arasında, Ankara-Haymana arasında, Erzincan, Bayburt, Erzurum yörelerinde) bir deniz açılmasının kanıtları olan çökel istifleri gözlenmektedir. Uzaktan bakıldığında tabakalı, gri-beyaz çökel kayalarla temsil edilen bu istifler, Üst Triyas'tan başlayıp Kretase'ye kadar yaşanmaktadır. Bu çökel istiflerin hemen güney kesimlerinde yeşil-gri ofiyolitik kayalar onlara eşlik ediyor (İnan ve İnan, 2013).

Neotetis Denizi'nin Bodrum, Köyceğiz, Antalya-Mersin-Bitlis-Pötürge hattı boyunca uzanan güney kolunda da deniz açılmasını kanıtlayan benzer istifler özellikle Bodrum Yarımadası, Marmaris, Köyceğiz, Beyşehir, Seydişehir, Hoyran, Kütahya, Tavşanlı, Afyon, Konya'nın güneyi, Toroslar'ın kuzeyi, Niğde'nin güneyi, Adana'nın kuzeyi, Pozantı, Amanos Dağları, Guleman, Yüksekova ve Hakkâri yörelerinde görülmektedir.

Ülkemizde Neotetis'in kuzey kolunun kapanmasına işaret eden ofiyolitik melanjlar İzmir, Tavşanlı, Kütahya, Eskişehir'in güneyi, Abant, Ankara, Kırıkkale, Yozgat'ın güneyi, Sivas'ın kuzeyi, Erzincan, Aşkale, Erzurum yol boylarında ve yakın yörelerinde görülüyor. Neotetis Denizi'nin güney kolunun kapanma izleri olan ofiyolitik melanjlar Afyon'un güneyi, Seydişehir, Beyşehir, Hadım, Antalya körfezinin batı kıyıları-Beydağları, Alakırçay Vadisi, Karaman-Ermenek arası,

Mersin'in kuzeyi, Adana-Pozantı, Amanos Dağları, Adıyaman-Diyarbakır arasında, Bitlis'in güneyi ve Mutki yöresinde, Ergani-Maden-Guleman arasında, Yüksekova ve Hakkâri yörelerinde görülmektedir (İnan ve İnan, 2013).

3.4.1 Akdeniz ofiyolit kuşağı

Akdeniz ofiyolit kuşağının özelliklerine ilişkin bilgiler daha çok Bağcı (2004) dan derlenmiştir.

Alp-Himalaya orojenik kuşağı boyunca gözlenen ofiyolitler oluşum yaşları ve oluştukları jeodinamik ortam açısından Batı Alpler ve Doğu Akdeniz ofiyolitleri olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. Bu orojenik kuşak boyunca Neotetis ofiyolitleri (Mesozoyik), Hersiniyen ofiyolitleri (Paleozoyik ve Kadomiye) ve Pan Afrikan ofiyolitleri (Neoproterozoyik) gözlenmektedir.

Whitechurch vd. (1984), Doğu Akdeniz ofiyolitlerini iki ana gruba ayırmıştır. Bunlar; Toros kuşağı ofiyolitlerini ve Bear Bassit (Suriye) ofiyolit masifini içine alan, oldukça karmaşık birimler olan Toros tipi ofiyolitler, Troodos (Kıbrıs) ve Kızıladağ (Hatay) ofiyolitlerini içine alan çok basit yapıları olan Troodos tipi ofiyolitlerdir. Bu ofiyolit türlerini karşılaştırdığımız zaman Toros tipi ofiyolitlerin altında ofiyolitik melanj ve metamorfik dilimin gözleendiği, harzburjitik tektonitlerin, iyi korunmuş ve bütün ofiyolitik masiflerin % 60-90 'nını temsil etmekte olduğu bilinmektedir. Bu kayalar iki manto sürecini göstermektedirler. Birincisi yapraklanma (foliasyon), lineasyon ve kıvrımlanmanın gözlenmesidir. Bu olay yüksek sıcaklık 1200 °C civarında, düşük stres koşulları altında plastik akışı göstermektedir. İkinci olarak Klinopiroksen mercleklerinin ve gabroların dunitik harzburjitle tarafından çevrelenmesi kısmi erime süreci olan diğeri bir manto sürecidir.

Ultrabazik kayalara baktığımız zaman ultramafik ve mafik ultrabaziklerin deforme olmamış birimleri 3-5 km kalınlığında iyi gelişmiş olup, Antalya, Pozantı-Karsantı ve Bear Basit (Suriye) ofiyolitleri için ultramafik kayaların mafik kayalara oranı nadiren yüksektir. Ultrabazikler yüksek Mg içeriğine sahiptir. Dayk kompleksi ve yastık lavlar Toros tipi ofiyolitlerin hepsinde gözlenmemektedir. Bu ofiyolitlerin en

önemli özelliklerinden biri de genellikle 1-10 m kalınlığında izole toleyitik ve ince taneli diyabaz dayklarının bütün Toros tipi ofiyolitik masiflerde tektonitler ve kümülatlar ve bazen de peridotitlerin altındaki metamorfik dilimlerinde kesmeleridir. Troodos tipi ofiyolitlerinin ise öncelikle kümülat serisi Toros tipine göre daha incedir ve çok daha az ultramafik kayaç içermektedir. Tabakalı gabbro ve masif gabbro daha fazladır. Ultrabaziklerin jeokimyasına bakıldığında bunların demirce zengin olduğu bulunmuştur. İzole diyabaz daykları içermeyenler, metamorfik dilim yoktur, levhamsı dayk karmaşığı ise çok iyi gelişmiştir.

Doğu Akdeniz ofiyolitlerini, ofiyolit istifleri ile karşılaştırıldığımızda Troodos ofiyolitinde ofiyolitik melanj ve metamorfik dilimin bulunmadığı, Bear Bassit ve Kızıldağ ofiyolitlerinin ise tam bir istif sunduğu gözlenmektedir (Dilek ve Moores, 1990).

Arnavutluk, Helenidler ve Dinaridler'in batısında yer alan ofiyolitleri içine alan Batı Alpler kuşağı Jura yaşlı olup okyanus ortası sırta (MORB) oluşmuşlardır (Koller ve Höck, 1990). Doğu Akdeniz ofiyolitleri ise Alp-Himalaya orejini üzerinde kıtasal çarpışma zonu olan Bitlis-Zagros kenet kuşağının hemen kuzeyinde ve Toros kuşağında devamsız hatlar şeklinde yüzeylenirler. Bu ofiyolitler Afrika-Arap ve Avrasya levhaları arasında Mesozoyik'te açılan ve kapanan Neotetis okyanusunun kalıntılarıdır. Pindos sıradağları (Yunanistan), Troodos (Kıbrıs), Türkiye'deki ofiyolitlerin tamamı, Bear-Bassit (Suriye) ve daha güneydoğuya doğru Umman ofiyoliti Doğu Akdeniz ofiyolit kuşağı içindedirler. Bu ofiyolitler Üst Kretase yaşlı olup okyanus içi dalma-batma zonu (SSZ) üzerinde oluşmuşlardır (Pearce vd., 1984; Yalın vd., 1996; Robertson, 1994; 2002; Parlak, 1996; Parlak vd., 2000; 2002; Parlak ve Kozlu, 2000).

Türkiye'nin Neotetis evrimi içerisinde önemli bir yere sahip olan ofiyolitler, Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı, Toros Ofiyolit Kuşağı ve Arap Kıtası Önü Ofiyolit Kuşağı olmak üzere üç farklı coğrafik bölgeye ayrılmıştır (Juteau, 1980).

3.4.2. Kuzey anadolu ofiyolit kuşağı

Kuzey Anadolu ofiyolit kuşağı Menderes masifinin kuzeyi İzmir – Eskişehir - Ankara üzerinden Erzincan’a kadar yaklaşık D-B doğrultusunda uzanmaktadır. Bu kuşağın doğusu Erzincan ve Erzurum arasında Kuzey Anadolu Fayı tarafından kesilmekte ve Erzincan alanı Orta Toros Ofiyolit Kuşağına bağlanmaktadır. Bu kuşağın ofiyolitleri eksik bir seri oluşturmakta ve mavi şist metamorfizması altında gelişmiştir (Okay, 1980). Ofiyolitlerin %70 ‘den fazlasını oldukça serpantinleşmiş ultramafik kayalar oluşturmaktadır. Bu kayalar tekil diyabaz daykları tarafından değişik yapısal seviyelerde kesilmektedir. Ofiyolitlerin tabanında ince bir dilim halinde metamorfik temel kayaları ile ofiyolit kayalar, volkanik ve sedimanter birimlerden oluşan melanjda yine bu kuşak içinde ayırtman bir özellik olarak gözlenmektedir (Juteau, 1980).

Kuzey ofiyolit kuşağında, Orta ve Doğu Pontidlerdeki ofiyolitler, Paleotetis ve Neotetis ofiyolitleri olarak sınıflandırılmıştır (Ustaömer ve Robertson, 1997). Orta Pontidlerin kuzeyinde bulunan Küre ofiyoliti oldukça fazla eksik bir seri olup, serpantinize harzburjit, kümülat, masif gabro, levha dayk ve bazaltik ekstrüziyonlardan oluşmaktadır. Güney kısımda ise Küre ofiyoliti ve türbiditler, ana volkanik birim Çangaldağ yayı ile tektonik kontak halindedir. Bu kısım eksik meta-ofiyolit ile başlamakta levha dayk ile minör gabroyik sokulumlardan oluşmakta ve bazaltik yastık lavlar ile az miktarda radyolaryalı çörtler tarafından üzerlenmektedir (Bağcı, 2004).

Orta-Doğu Pontidlerde bulunan Geç Kretase yaşlı Neotetis ofiyolitleri tabanında metamorfik dilim ile onun üzerine gelen ofiyolitik melanj ile başlamakta ve ofiyolit birimleriyle devam etmektedir (Kızılırmak ofiyoliti). Ofiyolit istifinin tabanında harzburjit içeren masif serpantinize peridotitler bulunmakta, sonrasında mikrogabro ve levha dayk kompleksine geçiş yapmakta (K-G gidişli daykları), bazik ekstrüziyon radyolaryalı çörtler ve şeyler ile üzerlenmektedir. Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanjlar da Doğu Pontidlerde oluşmaktadır. Tokat masifi içinde yer alan ofiyolitik melanj (Çamlıbel birimi) okyanusal kabuk ve kıtasal kabuktan (litolojilerinden) türeyen altere bazalt, radyolaryalı çörtler, pelajik ve neritik kireçtaşı, kumtaşı, şeyl, kıltaşı ve serpantinler gibi farklı litolojilerden oluşmaktadır (Bağcı, 2004).

Anadolunun bir tarafından diğ er tarafına bir kuşakta oluşan Geç Kretase ofiyolitleri ve ofiyolitik melan  Ana Neotetis s tur zonunun batıda İzmir-Ankara ve doğuda Ankara-Erzincan parçasına işaret etmektedir. Bu kuşağın doğı kısmında Geç Kretase yaşlı Orta Anadolu ofiyolit kompleksi Kırşehir ve Niğde metamorfik masiflerini yapısal olarak  zerlemektedir. Orta Anadolu'nun doğusunda eksik bir seri oluşturan ofiyolitler batı kısmında ise Ankara yakınında Geç Kretase eksik bir seri olan ofiyolitler ile ofiyolitik melan  içinde oluşmaktadır (Ankara melan ı). Metamorfik ve metamorfizmadan etkilenmeyen ofiyolit melan lar Menderes masifinin kuzey kenarında bulunmakta ve Geç Kretase-Erken Tersiyer yaşlı metamorfize olmayan Bornova melan ını işaret etmektedir (Okay vd., 2001). Bu eksik ofiyolitler ultramafik kayaçlarla başlamakta tabakalı ve sonrasında izotrop gabrolarla  zerlenmektedir. Bunu plajiyogranit, dolerit dayklar ve yastık lavlar ile olivince fakir plajiyoklaz klinopiroksenden oluşan toleyitler izlenmektedir. Y ksek seviyedeki gabrolar tronjemit ve sayısız dayk tarafından kesilmektedir. (Yalınız vd., 1996). Kırşehir ve Niğde metamorfik masiflerinin  zerindeki Geç Kretase eksik ofiyolitler ve Ankara melan ı Neotetis okyanusal havzanın kuzey kolunda Geç Kretasede dalma-batma tipi ofiyolitler olarak oluşmuşlardır. Bu kuşağın batısında İzmir-Ankara s tur zonu ile ilişkili oluşan metamorfik ofiyolitler bulunmaktadır. İzmir-Ankara s tur zonu Geç Kretase-Erken Tersiyer'de Neotetis okyanusunun kuzey kolunun kapanması evresinde oluşmakta hem metamorfik hem de metamorfik olmayan ofiyolitler ve ofiyolitik melan  içermektedir. Meta ofiyolitik kayaçlar, kuzeyde Sakarya metamorfik masifinin çekirdeğine ve Anatolidler içinde s turun g ney sınırı boyunca uzanan iki ana yapısal pozisyonda bulunmaktadır (Bağcı, 2004).

3.4.3. Toros ofiyolit kuşağı

Toros ofiyolit kuşağı Bağcı (2004)'e g re batıda Likya napları ile başlamakta doğuda Pınarbaşı ofiyolitlerine kadar uzanmaktadır. Bu ofiyolitler; Likya, Antalya, Beyşehir-Hoyran, Mersin, Pozantı-Karsantı, Pınarbaşı tektonik dokanakla D-B uzanımlı olan Toros karbonat platform ekseninin kuzey ve g neyinde yer almaktadırlar. Toros kuşağındaki ofiyolitler tabandan tavana doğı ofiyolitik melan , metamorfik dilim ve ofiyoliti oluşturan birimler olmak  zere   tektonik dilimden meydana gelmektedir. Ofiyolitik melan , ofiyolit kayaç parçaları, Permiyen- st Kretase yaşlı kireçtaşı blokları, metamorfik dilime ait parçalar, radyolarit ve  st Jura-Alt Kretase yaşlı

volkanik kayalardan oluşmaktadır. Bu birim tektonik olarak kalınlıkları 100-250 m arasında değişen, amfibolit fasitesinden yeşil şist fasiyesine doğru ters metamorfik zonlanma gösteren, yoğun deformasyona maruz kalmış ve tekil diyabaz daykları tarafından kesilmiş metamorfik dilim tarafından üzerlenmektedir. Metamorfik dilimin üzerine tektonik dokanakla harzburgitlerin baskın litoloji olarak gözlendiği tektonitler gelmektedir. Bunun zerine ultramafik ve mafik kümülatlar gelmektedir. Levha dayk karmaşığı ve volkanikler Toros kuşağındaki ofiyolitlerde her yerde görülmemektedir.

3.4.3.1. Likya napları

Batıda Menderes metamorfik masifi Likya ofiyoliti (De Graciancky, 1972) ile aradaki melanj (Collins ve Robertson, 1997; 1998) tarafından üzerlenmektedir. Likya ofiyolitinin kalınlığı 2 km'den fazla olup, 45.000 km²'nin üzerinde bir alanda yayılım göstermektedir. Serpantinize harzburgit ile az miktarda piroksen, podiform kromit ve çok nadir gabrolardan oluşan ofiyolit birimleri izole K-KB gidişli altere diyabaz dayklar tarafından kesilmektedir. Podiform kromitlerden ve harzburgitlerden analizi yapılan krom spinellerin Cr miktarının Al miktarına göre zenginleşmesi (Collins ve Robertson, 1998) modern ada yayı kayalaları ve dalma-batma zonu üstünde ortaya çıkan ofiyolitlerle (Dick ve Bullen, 1984) benzerlik gösterdiğine işarek etmektedir. Likya peridotitlerinin altında çok iyi gelişmiş amfibolit fasiyesinden yeşil şist fasiyesine doğru ters metamorfik zonlanma gösteren 1500 m kalınlıkta metamorfik dilim bulunmaktadır (Thuizat vd., 1981)

3.4.3.2. Antalya ofiyoliti

Antalya ofiyolit kompleksi Antalya naplarının orta birimlerine ait olup, batı Toroslardaki en büyük nap sistemlerinden biridir (Lefevre, 1967; Brunn vd., 1971). Detaylı haritalanması Juteau (1975) tarafından yapılan Antalya ofiyoliti iki ana birime ayrılmaktadır. Bunlar; 1) Tektonitler, kümülatlar ve bunları kesen diyabaz dayklarından oluşan iri taneli toleyitik birim. 2) Mafik yastık lavlardan oluşan volkanik ve sedimanter birim (Alakırçay serisi). Antalya ofiyoliti hemen hemen tam bir ofiyolit serisi olup birkaç masife ayrılmaktadır.

Güneyde (Adrasan-Çıralı alanı) harzburjitik tektonitler, piroksenit, dünit ile kromit içeren tabakalı ultramafiklerden oluşmaktadır. Kuzey kesimler (Kemer alanı) kümülat gabrolar, masif amfibolitik gabrolar ve diyabaz dayklar ile pegmatitik gabrolardan meydana gelmektedir. Levhamsı diyabaz ile izole diyabaz dayklar toleyitik diyabaz, kuvars diyabaz dayklar, az miktarda plajiyogranit ve pegmatitik gabrolardan meydana gelmektedir (Juteau vd., 1977 Juteau ve Whitechurch, 1980; Reuber, 1984; Yılmaz, 1981). Batı kesimlerinde (Gödene zonu) ofiyolit oldukça eksik, fakat ultramafik-mafik kümülatlar, gabrolar, az oranda levha dayk ile metamorfik dilime ait parçalar içermektedir (Robertson ve Woodcock, 1977; Yılmaz, 1984; Yılmaz, 1991; Çelik ve Delaloye, 2001).

3.4.3.3. Beyşehir – Hoyran – Hadim napları

Doğuda bölgesel olarak genişleyen Beyşehir – Hoyran napları, büyük bindirme tabakaları, serpantinize harzburjit ile az miktarda dünit veya piroksenit ile nadir olarak kümülat gabro içermektedir. Ofiyolit her biri 1 m kalınlığa kadar ulaşabilen KD gidişli bazik dayklar tarafından kesilmektedir (Monod, 1977; Whitechurch vd., 1984). Büyük ofiyolit bindirme tabakaları daha çok batı kısmında ortaya çıkmaktadır. Beyşehir gölünün güneydoğusunda, ofiyolit ile iyi gelişmiş metamorfik dizilim gözlenmektedir. Serpantinize melanj ise daha çok Orta Toros dağlarının doğu kısmında gözlenmektedir (Bağcı, 2004)

3.4.4 Arap kıtası önü ofiyolit kuşağı

Batıda Troodos (Kıbrıs) ofiyoliti ile başlayıp doğuda Kızılbaş (Hatay), Zagros (İran) ve Semail (Oman) ofiyoliti ile devam etmektedir. Bu kuşak üzerinde bulunan ofiyolitler tam bir ofiyolit istifini sunmakta ve otokton konumda bulunan Arap platformu üzerine Üst Kretase’de bindirmiştir. Bu kuşağın önemli ofiyolitleri Kızılbaş (Hatay), Baer Bassit (Suriye), Troodos (Kıbrıs) ve Güneydoğu Anadolu ofiyolitleridir (Bağcı, 2004).

Türkiye ofiyolitlerinin en eksiksiz ve en iyi korunmuş olan Kızılbaş ofiyoliti Arap yarımadasına ait Kambriyen-Kretase yaşlı kalın bir otokton napı üzerine yerleşmiştir. Kızılbaş ofiyolitinin oluşum yaşının jeokimyasal ve jeokronolojik çalışmalar sonucu

Erken Üst Kretase yaşı olarak hesaplanmıştır (Delaloye vd., 1976). Kızılbaş ofiyolitinin tabandan tavana doğru (tektonitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları, volkanitler, ultramafik-mafik kümülatlar, izotrop gabrolar, levha daykları, volkanikler ve örtü sedimanları) tam bir istif sunduğu belirtmişlerdir. Kızılbaş ofiyoliti büyük açılı Tahtaköprü fayı ile büyük kuzeybatı eğimli masif ve daha küçük kuzeydoğu masifi olmak üzere iki kısma ayrılmaktadır (Delaloye ve Wagner, 1984; Tekeli ve Erendil, 1984).

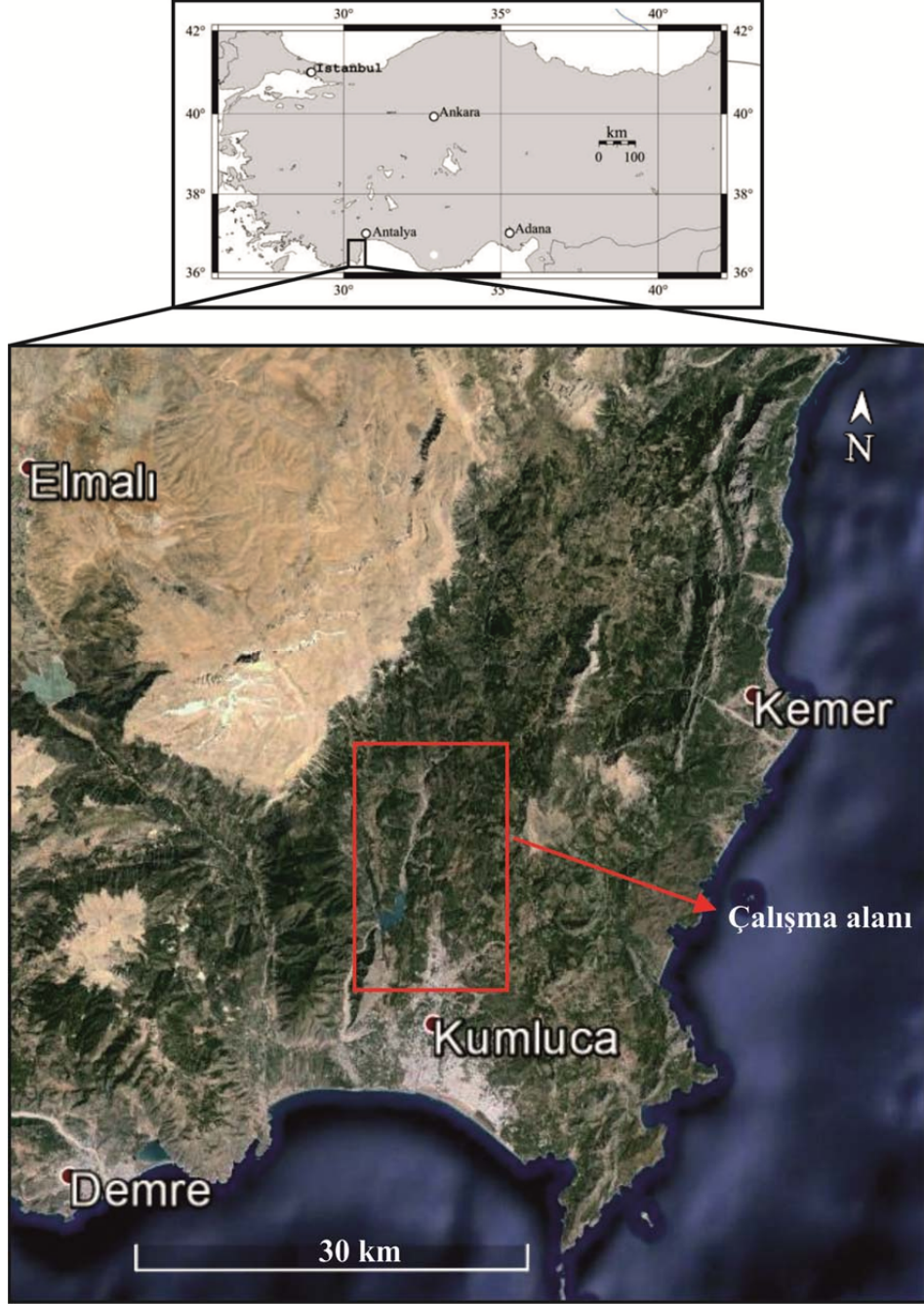
Oldukça eksik bir seri olan Baer-Bassit (Suriye) ofiyoliti farklı bindirme tabakalarının kuzeydoğuda Bear ve güneybatıda kıyı boyunca Bassit ve bölgenin güneyinde güneydoğu birimlerinin bir araya gelmesiyle tam bir ofiyolit serisi oluşmaktadır (Al-Riyami vd., 2002).

Troodos (Kıbrıs) ofiyoliti litolojik ve kimyasal olarak Kızılbaş (Hatay), Baer-Bassit (Suriye) ofiyolitleriyle benzerlik göstermektedir. Bu ofiyolitler benzer üst manto ve kabuk istifine sahiptirler. Troodos ofiyoliti Arap burnunun batısında Neotetis okyanusunun içindeki kalıntısıdır. Troodos ofiyoliti dört ana birimden oluşmaktadır. Tabandan tavana doğru metamorfik harzburjitler, tabakalı plütonik kompleks, levha dayk kompleksi ve yastık lav serilerinden oluşmaktadır (Pantazis, 1980).

Güneydoğu Anadolu kuşağında Geç Kretase Göksun ofiyoliti tektonik olarak güneyde Göksun-Sürgü fay zone ve kuzeyde Malatya metamorfikleri ile sınırlanmakta, Göksun ve Afşin (Kahramanmaraş) arasında Anadolu orojenik kuşağında güneydoğusunda nap zone olarak yer almaktadır (Parlak ve Kozlu, 2000)

4. ÇALIŞMA ALANI KONUMU VE MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

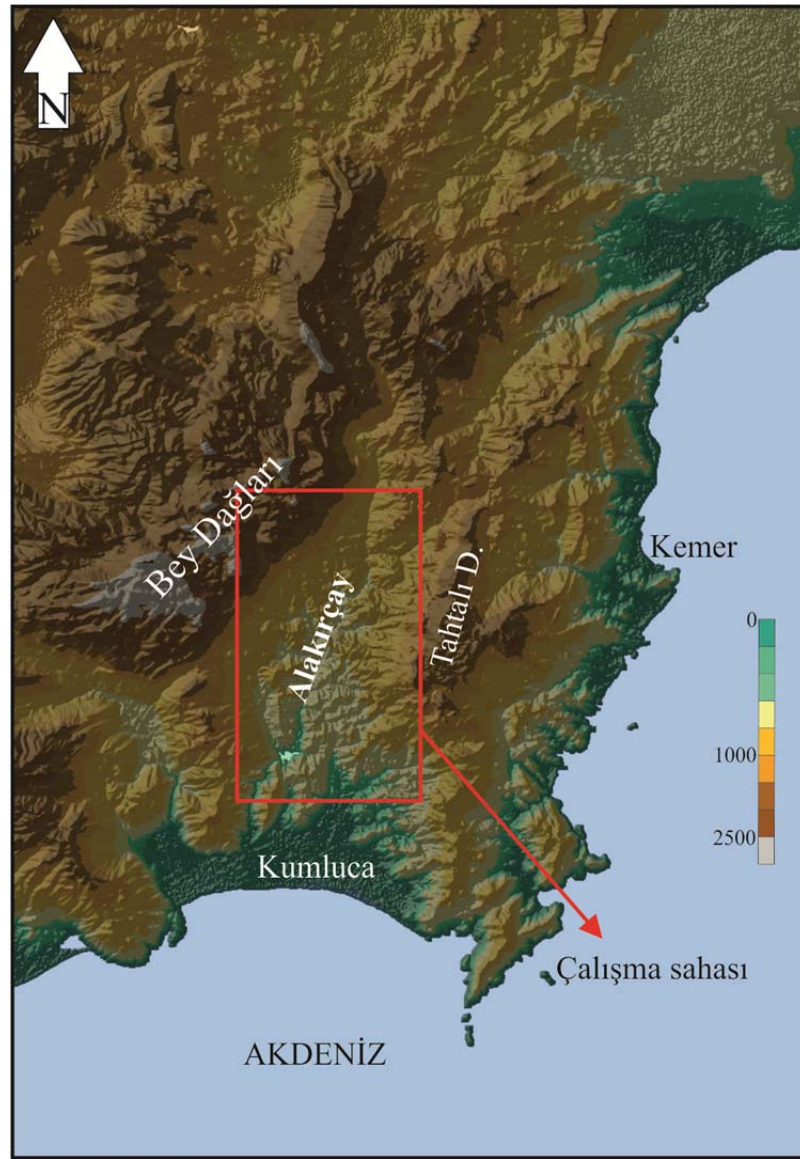
İnceleme alanı; Antalya iline bağlı Kumluca ilçesinin kuzeyinde bulunan Alakırçay barajı ve bu alan çevresinde yaklaşık 359 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. Çalışma alanı büyük bölümü ile Antalya O24-c1, O24-C4,O24-d3, P24-a2, P24-b1 ve P24-b2 numaralı paftalar içerisinde yer almaktadır (Şekil 4.1).



Şekil 4. 1 Çalışma alanının bölgeye ait uydu görüntüsü üzerindeki konumu

İnceleme alanında yerleşim birimleri olarak Altınyaka, Büyükalan, Çaltı, Çayıçi, Erentepe, Gölcük, Güzören, İncircik, Karaağaç, Karacaören, Kuzca, Ortaköy, Sarıcasu, Toptaş, Yenikışla köyleri yer almaktadır. Ulaşım köyler arası asfalt yol olmasına karşın inceleme alanının çoğu yerinde orman yolları ve patikalar ile ulaşım sağlanmaktadır.

İnceleme alanı oldukça engebeli bir arazide bulunmaktadır. Bölgede başlıca Beydağı (2774 m), Tahtalıdağ (2366 m), Dazkır Tepesi (2104 m), Teke Dağı (2155 m), Bakırdağ (2547 m) belli başlı yükseltileri oluşturmaktadır (Şekil 4.2).



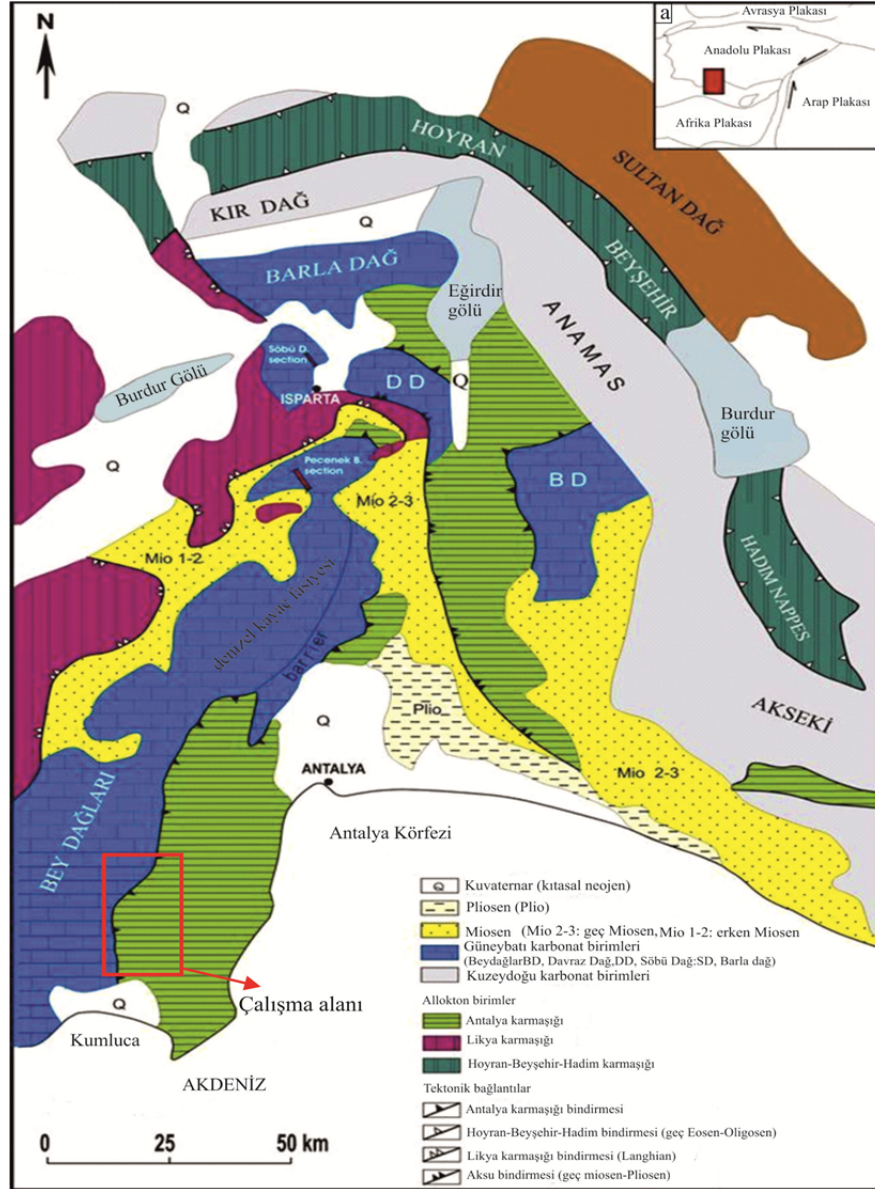
Şekil 4. 2 Çalışma alanının Kumluca-Kemer yörelerinin yükselti haritası üzerindeki konumu.

5. ÇALIŞMA ALANININ BÖLGESEL JEOLJİK YAPI İÇİNDEKİ KONUMU

Çalışma alanı GB-Anadoluda Isparta açısı olarak bilinen bölgenin batı kanadı üzerinde yer alır. GB-Anadolu'da "Isparta Açısı" olarak bilinen ve Antalya Körfezinin geometrisine uyan coğrafik yapı, Batı Toroslar bölgesinin en önemli yörelerinden biridir. Torosları oluşturan Mesozoyik karbonat ekseninin Neotektonik dönemde Antalya Körfezinin kuzeyinde bükülmesi ile oluşan Isparta Açısı, ana çizgilerde, batıdan Fethiye-Burdur fayı, doğudan ise Akşehir-Simav fayları ile sınırlıdır (Yağmurlu ve Şentürk, 2005). K-G uzanımlı Eğirdir - Kovada grabeni Isparta Açısını iki farklı simetrik bölgeye ayırır. Eğirdir - Kovada simetri ekseninin batısında yeralan Mesozoyik karbonat istifini önceki araştırmacılar tarafından (Poisson, 1984; 1986; Şenel, 1984; Poisson vd., 2003) Beydağları Otoktonu; doğu bölümünde yayılım gösteren otokton karbonatlar ise, Akseki - Anamas platformu olarak adlandırılmıştır.

Isparta Açısının bulunduğu bölgede yeralan allokton kaya toplulukları yörede çalışan önceki araştırmacılar tarafından başlıca üç grup içinde toplanmıştır (Poisson, 1984; Şenel, 1984; Robertson ve Woodcock, 1984). Bunlar batıdan doğuya doğru Likya, Antalya ve Beyşehir - Hoyran naplarıdır. Isparta Açısının batı kanadını üzerleyen Likya napları ile doğu kanadı üzerine gelen Beyşehir - Hoyran napları için Orta - Geç Eosen ile Geç Miyosen yerleşim yaşı öngörülmesine karşın Antalya naplarının yerleşimi için Geç Kretase-Erken Paleosen yaşı uygun görülmüştür (Şenel, 1984; Dilek ve Rowland, 1993; Glover ve Robertson, 1998). Kissel ve Poisson (1986) ile Piper vd., (2002) paleomanyetik verilere dayanarak, Isparta Açısının batı kanadını oluşturan Beydağları karbonat masifini Miyosen dönemi boyunca saat dönüşünün tersi yönde yaklaşık 35-40 derecelik bir rotasyona uğramış olabileceğini belirtirler. Buna karşın başlıca Akseki-Anamas karbonat platformu tarafından oluşturulan Isparta Açısının doğu kanadı, Eosen döneminden bu yana saatin dönüş yönünde olmak üzere yaklaşık 45 derecelik bir rotasyona uğramıştır (Kissel ve Poisson 1986).

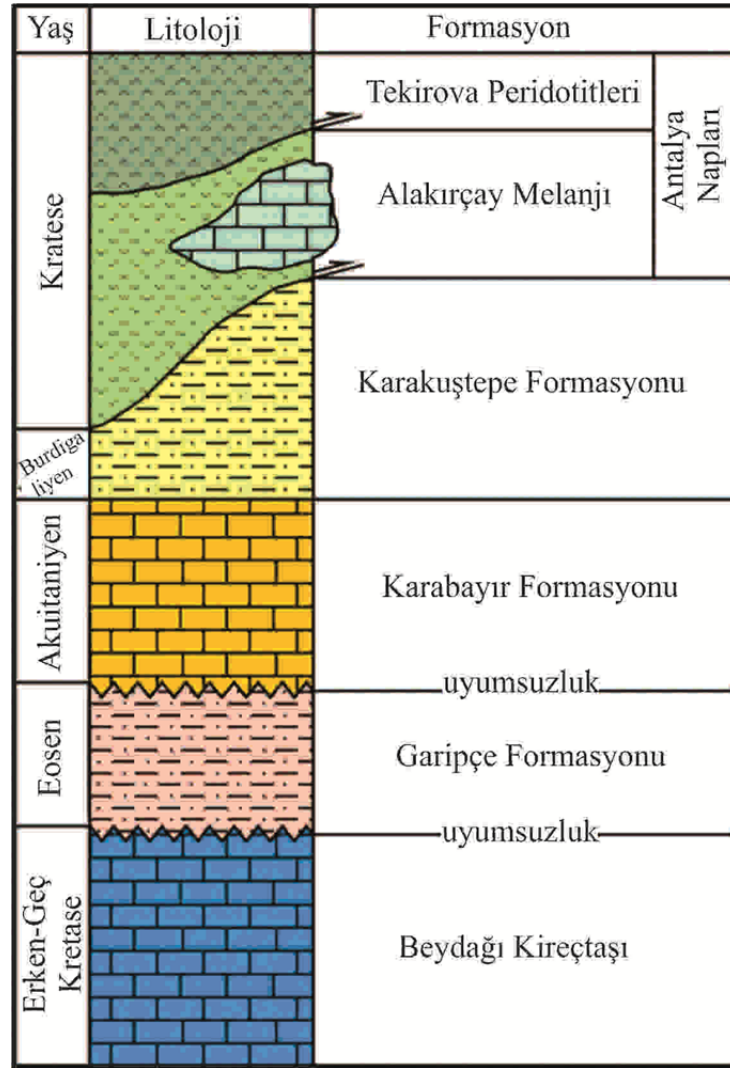
Şekil 5.1'de görüldüğü gibi, Çalışma alanı Antalya Körfezinin ve Isparta Açısının batı bölümünde yer alır. Çalışma alanı içinde Antalya naplarına ait ofiyolitler ve Beydağlarına ait otokton kaya birimleri yayılım gösterir.



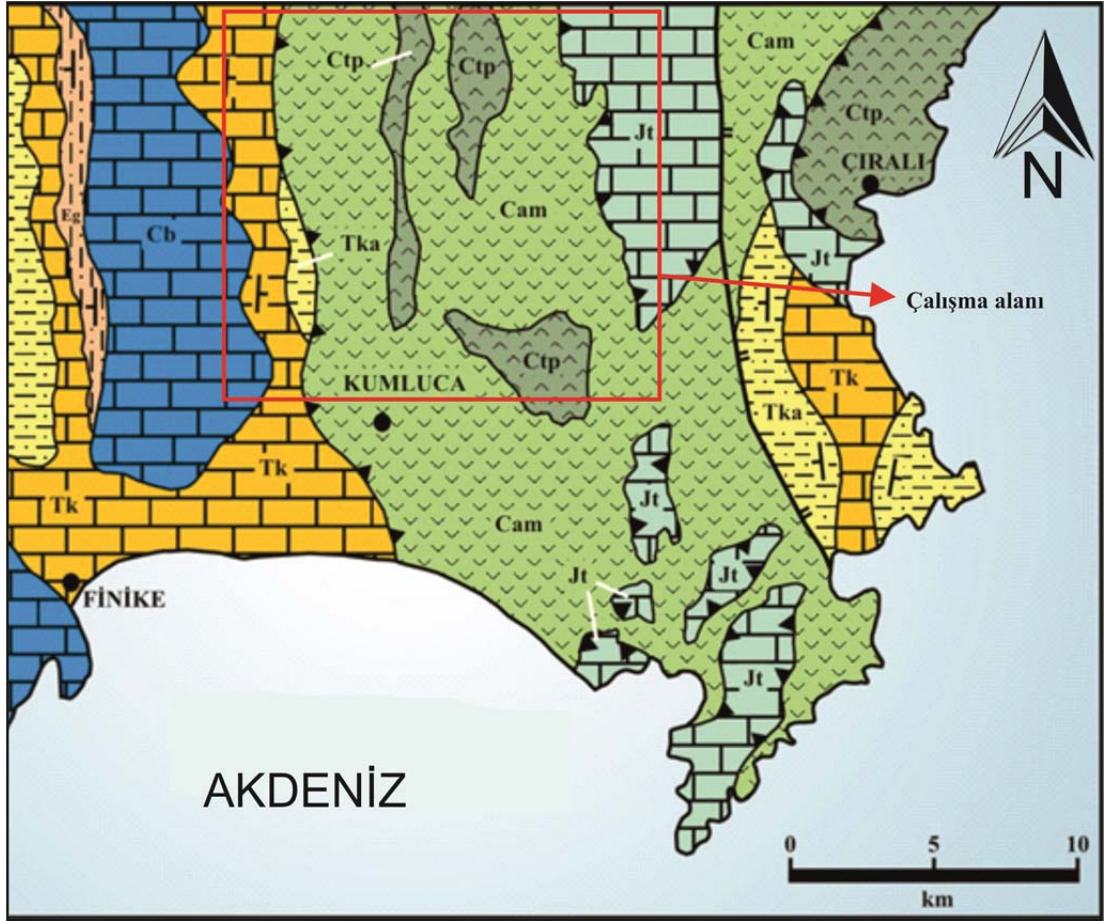
Şekil 5. 1 Çalışma alanının bölgesel jeolojik yapı içindeki konumu (Yağmurlu ve Toker, 2014)

6. ÇALIŞMA ALANININ JEOLojİK ÖZELLİKLERİ

Çalışma bölgesinde yer alan kaya birimleri otokton ve allohton olmak üzere iki grup içinde toplanabilir. Otokton birimler alttan üste doğru (Şekil 6.1); (1) Beydağı formasyonu, (2) Garipçe formasyonu, (3) Karabayır formasyonu ve (3) Karakuştepe formasyonundan yapılıdır (Yağmurlu ve Toker, 2014). Bunun yanı sıra bolgede yer alan allohton birimlerin tümü önceki araştırmacılar tarafından (Yılmaz, 1981; 1984; Şenel vd., 1992), Antalya napları olarak tanımlanmıştır. Antalya napları içinde çalışma alanında alttan üste doğru (Şekil 6.1); (1) Alakırçay karmaşığı, (2) Tekirova peridotitleri ve (3) Tahtalı Dağ birimleri ayırt edilmiştir (Yağmurlu ve Toker, 2014). Ayrıca bu birimleri içine alan bölgesel jeoloji haritası Şekil 6.2’de verilmiştir.



Şekil 6.1 Çalışma bölgesi ve yakın çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (Yağmurlu ve Toker, 2014)



Şekil 6.2 Kumluca yöresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası ve çalışma alanının konumu, cam=Alakırçay melanjı, ctp=Tekirova peridotitleri, cb=Beydağı formasyonu, tk=Karabayır formasyonu, jt=TahtalıDağ birimi, eg=Garipçe formasyonu, Tka=Karakuştepe formasyonu (Yağmurlu ve Toker, 2014)

6.1. Beydağları Formasyonu

Güneybatı Anadolu’da özellikle Isparta Açısının batı bölümünde ve Antalya-Beydağları yöresinde geniş yayılım gösteren Beydağları formasyonu, Jura - Kretase arasında değişen ve kalınlığı 1000 metreyi aşan pelajik ve neritik kireçtaşlarından oluşur. Beydağları istifinin üst bölümünü meydana getiren karbonatlı istif alttan üste doğru, egemen olarak kalın katmanlı Rudistli kireçtaşları ile bunların üzerine gelen Globotruncana’lı pelajik kireçtaşları ve bunlara eşlik eden şeyl ve çamurtaşı arakatmanlarından yapıldır (Poisson 1984, Şenel, 1984). Kuyubaşı dolomitleri ile Paleozoyik yaşlı tortul kaya birimleri, Antalya’nın batısında Beydağları Formasyonu altında yer alır. Kumluca batısında Salurdağ yöresinde Beydağları birimine ait neritik kireçtaşları Akitaniyen resifal kireçtaşları tarafından uyumsuz olarak üstlenir (Yağmurlu ve Toker, 2014).

6.2. Garipçe Formasyonu

Finike havzasının kuzey bölümünde ve Kaş-Kasaba havzasında geniş bir yayılım gösteren ve alttaki Kretase yaşlı karbonat kaya birimlerini uyumsuz olarak üstleyen türbiditik tortullar, Poisson (1984) ile Şenel, (1984) tarafından Garipçe Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Ispartaçay yöresinde ve Sav Kasabasının güneyinde Erken Miyosen yaşlı tortulları bindirmeli bir dokanakla üstleyen Eosen yaşlı türbiditik tortullar, Poisson vd.,(2003) tarafından “Yavuz napı” olarak isimlendirilmiştir. Diğer taraftan, benzer stratigrafi konumuna sahip olan ve başlıca türbiditik tortullardan oluşan tortul kaya topluluğu, Isparta çevresinde Karaman (1990) ve Yağmurlu (1991) tarafından Kayıköy formasyonu olarak tanımlanmıştır. Adı geçen yazarlar, karbonatlı tortul düzeyler içinden bulunan bentik foraminifer içeriğine göre birime Lütisiyen (Orta Eosen) yaşı uygun görülmüştür (Yağmurlu ve Toker, 2014).

Garipçe Formasyonuna ait tortullar Finike havzasının kuzey bölgelerinde geniş bir alan içinde yüzeyler ve bazı kesimlerdeki kalınlığı 500 metreye ulaşır. Formasyona ait tipik görünüler Finike- Elmalı karayolunun kuzeyinde ve Avlan Gölü çevresinde yaygın olarak bulunur (Yağmurlu ve Toker, 2014).

Birimin yaygın bileşeni olan kumtaşları yeşilimsi gri, ince ile kaba taneli, orta ile kalın düzenli katmanlı ve şeyl arakatlıdır. Egemen olarak ofiyolitlerden ve karbonat kayalardan türemiş kaya kırıntıları içeren kumtaşları çoğunlukla litarenit bileşimli ve üste doğru tane incelmelidir. Kumtaşlarının tabanında yer alan tortul yapılar (akıntı ve gereç izleri) olağan biçimde gözlenir. Tortullaşma ile yaşıt gelişen intra-formasyonal breş oluşukları ile convulite yapıları yersel olarak gözlenir (Yağmurlu ve Toker, 2014).

Garipçe formasyonunun ana bileşeni olan şeyller, genellikle açık-orta grimsi, açık yeşilimsi, düzensiz yarılmı ve ince kumtaşı arakatlıdır. Kömürleşmiş bitki kalıntıları ve organik maddece zengin çamurtaşı arakatlıları şeyl kesiti içinde olarak bulunur. Birimin özellikle alt ve orta bölümlerinde yer alan kireçtaşı ara düzeyleri, büyük bölümü ile açık-orta grimsi, pembemsi, ince ile orta düzenli katmanlı, afanitik dokulu ve yersel çörtlüdür. Çoğunlukla vaketaşı ile istiftaşı arasında bileşime sahip

olan kireçtaşları seyrek olarak türbiditik kumtaşı arakatkıları içerir (Yağmurlu ve Toker, 2014).

6.3. Karabayır Formasyonu

Finike'nin kuzey yörelerinde ve Kaş-Kasaba çevresinde geniş yayılım gösteren ve başlıca kalın katmanlı Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşlarından oluşan birim, Poisson (1984) ve Şenel (1984) tarafından Karabayır Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Isparta güneyinde ve Kışla Köyü çevresinde geniş yayılım gösteren benzer özellikteki kesif bitümlü resifal kireçtaşları Karaman (1990) ve Yağmurlu (1994) tarafından “Yazır Kireçtaşı” olarak adlandırılmıştır. Tipik kesit yerinde başlıca orta ile koyu grimsi, kalın katmanlı, bitümlü ve yersel mercan yığışımlı kireçtaşlarından oluşan birim, Beydağları Kireçtaşına ait karbonat kayaları ve Garipçe Formasyonuna ait Eosen yaşlı türbiditik tortulları uyumsuz olarak üstler. Karabayır Formasyonuna ait alt ve üst dokanak tip kesitleri, Kaş-Kasaba havzasının kuzey ve güney bölümlerinde ve Finike'nin kuzey kesimlerinde açık olarak gözlenir (Yağmurlu ve Toker, 2014).

Bölgede Garipçe Formasyonuna ait Eosen yaşlı türbiditik tortulları uyumsuz olarak üstleyen Karabayır Formasyonuna ait tortullar, Antalya-Çıralı yöresinin güneyinde ve bunun yanı sıra, Finike havzasının kuzey bölgelerinde ve Kaş-Kasaba havzasında geniş bir alan içinde yüzeyler ve bazı kesimlerdeki kalınlığı 500 metreye ulaşır (Yağmurlu ve Toker, 2014).

Karabayır Formasyonunun ana bileşenini oluşturan resifal kireçtaşları, büyük bölümüyle bağlamtaşı ve istiftaşından yapılıdır. Çoğunlukla mercan, bivalvia, alg ve gastropodlardan oluşan fosilleşmiş organik kalıntılar daha çok mikrospar kalsitten oluşan bir matriks içinde bulunur (Yağmurlu ve Toker, 2014).

Karabayır formasyonunu oluşturan Akitaniyen yaşlı resifal kireçtaşları, Isparta güneyinde ve Ağlasun çevresinde (Yazır kireçtaşı) Beydağları Formasyonuna ait Kretase yaşlı kireçtaşları ile Antalya naplarına ait Triyas yaşlı pelajik tortulları transgressif olarak üstler. Elde edilen saha verileri, Isparta ve Ağlasun çevresinde en çok 50 metre kalınlık gösteren Karabayır formasyonuna ait resifal kireçtaşlarının

güneye doğru kalınlığının giderek arttığını ve Finike çevresinde 500 metreye ulaştığını gösterir. Bu durum, Akitaniyen döneminde Tetis okyanusunun kuzey bölümünde, güneye doğru tedrici olarak derinleşen, onlarca kilometre genişlikte bir shelf ortamının varlığını göstermesi bakımından önemlidir (Yağmurlu ve Toker, 2014).

6.4. Karakuştepe Formasyonu

Yağmurlu ve Toker (2014) yaptıkları çalışmada, egemen olarak şeyl, kumtaşı ve kalkerli şeyl bileşenlerinden yapıları olan türbiditik özellikteki tortul istifini Karakuştepe Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Formasyon adı Poisson (1984) ile Şenel (1984) tarafından Kaş-Kasaba havzasında yer alan türbiditik tortullar için kullanılmıştır. Diğer taraftan Karaman (1990), Isparta güneyinde benzer stratigrafi ve litoloji özellikleri gösteren tortulları Ağlasun Formasyonu olarak ayırt etmiş ve mikrofauna içeriğine göre, bu birimi Burdigaliyen (Erken Miyosen) olarak yaşılandırmıştır.

Birime ait tipik görünüler Kaş-Kasaba havzasının orta bölümleri ile Finike havzasının orta ve kuzey bölümlerinde ve Çıralı güneyinde yer alır. Karakuştepe formasyonuna ait tortullar, alttaki Akitaniyen yaşlı denizel fasiyeste çökelmiş kireçtaşlarını (Karabayır Formasyonu) uyumlu ve dereceli bir dokanakla üstler. Çıralı güneyinde, Antalya naplarına ait ofiyolitik oluşuklar, Karakuştepe formasyonunu bindirmeli bir dokanakla üstler. Diğer taraftan, Finike havzasının kuzey bölgelerinde Karakuştepe Formasyonuna ait tortullar, Likya naplarına ait başlıca ofiyolit karmaşığında oluşan allohton birimler tarafından tektonik bir dokanakla üstlenir. Bindirmeli dokanaklara ilişkin açık görünüler, Çıralı güneyinde ve Elmalı çevresinde açık olarak gözlenir (Yağmurlu ve Toker, 2014).

Tipik kesit lokasyonlarında, Karakuştepe formasyonu içinde çok belirgin litofasiyes özellikleri ile birbirinde kolaylıkla ayrılabilen tortul düzeyler alttan üste doğru; şeyl filiş ve kumlu filiş litofasiyeslerinden yapılarıdır (Yağmurlu ve Toker, 2014).

Şeyl-filiş litofasiyesine ait tortullar, egemen olarak şeyl, kalkerli şeyl, kalkerli çamurtaşı bileşenlerinden ve ince taneli kumtaşı arakatmanlarından oluşur. Bu

fasiyesin ana bileşenini oluşturan şeyller çoğunlukla orta ile koyu grimsi, yersel siyahımsı, ince-düzgün yarılımlı ve yersel kömürleşmiş bitki kalıntılıdır. Büyük olasılıkla Nereites fasiyesinde daha çok Helminthoides sp.'ye ait biyoturbasyon izleri şeyl düzeyler içinde yaygın olarak bulunur. Toplam kalınlığı 200 metreye ulaşan şeyl-filiş fasiyesine ait tortullar Akitaniyen yaşlı Yazır kireçtaşı olarak isimlendirilen sığ denizel karbonat kayaları uyumlu ve dereceli bir dokanakla üstler. Dokanak aralığında koyu grimsi renkte kesif bitüm kokulu kalkerli şeyl ve kalkerli çamurtaşından oluşan tortul bileşenler yaygın olarak bulunur (Yağmurlu ve Toker, 2014).

Karakuştepe formasyonu içinde kumlu filiş olarak ayırt edilen tortullar, egemen olarak kumtaşı, şeyl ve yersel türbiditik kireçtaşı bileşenlerinden oluşur. Kumtaşları genellikle açık-orta grimsi, ince ve kaba taneli, 10 – 100 cm arasında değişen kalınlıkta ince ile kalın düzenli katmanlı ve çok kötü boylanmalıdır. Egemen olarak ofiyolit ve karbonat kayalardan türemiş kaya kırıntıları içeren kumtaşları bileşim bakımından Folk (1968)'un kumtaşı sınıflaması içinde litarenit alanına düşer. Üste doğru tane incilmesi, keskin ve derecelenmesiz alt sınır ile akıntı ve gereçlerin neden olduğu tortul yapılar ve yük kalıpları kumtaşlarının tabanında yaygın olarak gözlenir (Yağmurlu ve Toker, 2014).

6.5. Antalya Napları

Antalya Körfezi'nin kuzeyinde ve batısında geniş yayılım gösteren ve başlıca ofiyolitik kayalardan ve pelajik tortullardan oluşan allohton kaya topluluğu Poisson (1977) tarafından Antalya Napları olarak isimlendirilmiştir. Antalya Napları, Antalya Körfezi'nin batısında Beydağlarını oluşturan otokton karbonat kayalar üzerine bindirmeli bir dokanakla oturur. Antalya Körfezi'nin doğu bölgelerinde Antalya Naplarına ait ofiyolitik kayalar Alanya Masifini oluşturan düşük dereceli metamorfikleri yine bindirmeli bir dokanakla üzerler (Yağmurlu ve Toker, 2014).

Çıralı-Finike arasında ki bölgede geniş yayılım gösteren Antalya naplarına ait birimler Yılmaz (1984) tarafından başlıca üç grup içinde toplanmıştır. Bunlar, batıdan doğuya doğru; (1) Alakırçay melanji, (2) Tahtalıdağ napı ve (3) Tekirova peridotitlerinden oluşmaktadır.

Alakırçay melanjı, daha çok karmaşık içyapı özelliğine sahip tabakalı çört, radyolarit, kırmızımsı çamurtaşı, diyabaz, serpantinleşmiş peridotit, gabro ve ince katmanlı Halobia'lı pelajik kireçtaşlarından yapılıdır. Tahtalıdağ napı ise, büyük bölümü ile çok kalın katmanlı ve masif yapıli kireçtaşlarından (Triyas- Jura) oluşmaktadır. Tekirova peridotitleri olarak ayırt edilen ultrabazik kayalar egemen olarak serpantinleşmiş harzburgit ve dunitlerden yapılıdır (Yağmurlu ve Toker, 2014).

6.5.1. Alakırçay melanjı

Çelik (2009)'e göre, Alakırçay melanjı genel olarak serpantinize ofiyolitik kayaçlar, sığ ve derin deniz sedimanter kayaçlar ve çok daha az oranda amfibolitik kayaçlardan meydana gelmektedir. Melanjın matriksi pelajik marn kırıntıları, yastık yapıli bazaltik kayaçlar ve serpantinitten meydana gelmektedir. Volkanik kayaçlar mafik yastık yapıli lavlar ve volkanik breşlerden meydana gelmektedir. Bu kayaçlar Üst Triyas yaşli pelajik kireçtaşları ve radyolaritler ile arakatkılıdır (Robertson ve Woodcock 1981; Woodcock ve Robertson 1982). Ofiyolitik kayaçlar serpantinize ultramafik kayaçlar ile mafik kayaçlardan meydana gelmektedir. Çeşitli araştırmalarda (ör: Robertson ve Woodcock 1981) melanj içinde gözlemlenen diğ er birimler; Paleozoyik yaşli kırıntılı ve karbonatlı kayaçlar, Mesozoyik yaşli kireçtaşları, Triyas yaşli evoporit içeren derin deniz sedimanları, Jura ve Kretase yaşli volkanik kökenli sedimanter kayaçlar, türbititik kumtaşları ve bitki içeren kumtaşları olarak sayılabilir.

Melanj içerisinde Kuzey – Güney yönlü ve doğuya eğimli faylar yaygın olarak tespit edilmiştir (Woodcock ve Robertson 1982; Dilek ve Rowland 1993). Antalya karmaşığının ilk yerleşmesi Geç Kretase - Geç Paleosen sürecinde gerçekleşmiştir (Poisson 1977; Robertson 1993). Alakırçay melanjının Bey Dağları platform karbonatları üzerine en son bindirmesi ise Geç Miyosen esnasında gerçekleşmiştir (Poisson 1977; Robertson 1993). Alakırçay melanjı içerisinde yüzeyleyen volkanik kayaçlar genellikle yastık yapıli olup boyutları çok fazla olmayan tektonik dilimler halinde gözlenirler.

6.5.2. Tekirova peridotitleri

Tekirova peridotiti Juteau (1975) ve Reuber (1982)'e göre, egemen olarak serpantinit, lerzolitik harzburgit, masif harzburgit, harzburgit, dunit, kromlu dunit, verlit, piroksenit, plajiyoklaslı verlit, tabakalı gabro, izotropik gabro, plajiogranit, diyabaz dayk karmaşığı ve izole diyabaz daylarından oluşur.

Reuber (1982), Tekirova peridotitini egemen kaya türlerine göre 5 grupta haritalanmıştır. (1) Serpantinitler; genelde tektonik zonlarda belirgindir. Serpantinit, serpantinleşmiş harzburgit ve dunitlerden oluşur. Az oranda harzburgit, dunit, gabro, diyabaz vb. kaya türlerini kapsar. (2) Harzburgitler; genelde lerzolitik harzburgit, masif harzburgit ve bantlı harzburgitlerden oluşur. Az oranda serpantinit, serpantinleşmiş harzburgit, dunit, gabro, diyabaz vb. kaya türlerini de kapsar. (3) Dunitler; genelde dunitlerden oluşur. Bunlar harzburgit-dunit bantları ve serpantinleşmiş dunitler olarak görülür. Bu dunitler de izole diyabaz daykları ve az oranda harzburgit, piroksenit, verlit gibi kayalarda bulunur. (4) Verlitler; Kısıtlı yüzeylemeleri bulunan verlitler, dunit ve piroksenitlerle ardalanma gösterirler. (5) Gabrolar; ultrabazik dokulu tabakalı gabro ve izotrop gabrolar ile temsil edilir.

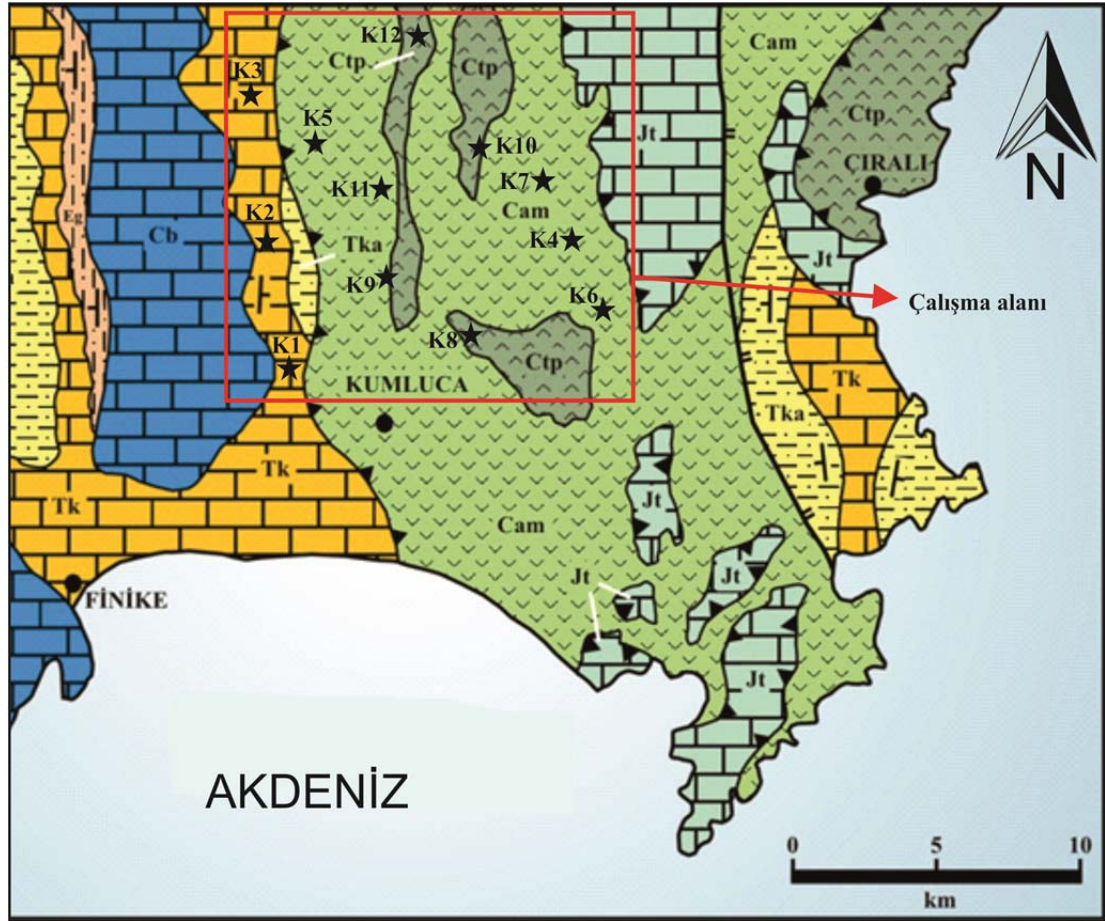
Tekirova peridotiti çalışma alanında, Tahtalıdağ napına bindirmiş olarak bulunur. Ancak küçük bir alanda da Tahtalıdağ napının Tekirova ofiyolitine bindirdiği görülür. Peridotit kütesinin gerçek kalınlığı ölçülememektedir. Üst manto kökenli olup Tekirova ofiyolitinin, Neotetisin güney koluna ait olduğu ve geç Kretase oluşum yaşı olduğu kabul edilir (Juteau, 1975; Reuber, 1982).

6.5.3. Tahtalıdağ napı

Bozkaya ve Yalçın (2007)'a göre Tahtalıdağ napı yapısal olarak Alakırçay napı üzerinde, Tekirova peridotitlerinin altında bulunur. Tahtalıdağ napı, genelde Jura-Kretase yaşlı platform tipi karbonatları kapsaması ile anılır. Fakat Alakırçay melanjı üzerinde yer yer ilksel ilişkili olarak bulunan Jura-Kretase yaşlı platform tipi karbonatlar, Tahtalıdağ napındaki Jura-Kretase yaşlı platform tipi karbonatlar ile benzer özelliktedir.

7. PETROGRAFİK İNCELEMELER

Çalışma alanında otokton ve allokon kaya birimlerinden petrografik inceleme amacıyla gereksinme duyulan noktalardan örnekler derlenmiştir. Çalışma bölgesinden derlenen örneklere ait lokasyonlar Şekil 7.1 üzerinde gösterilmiştir.



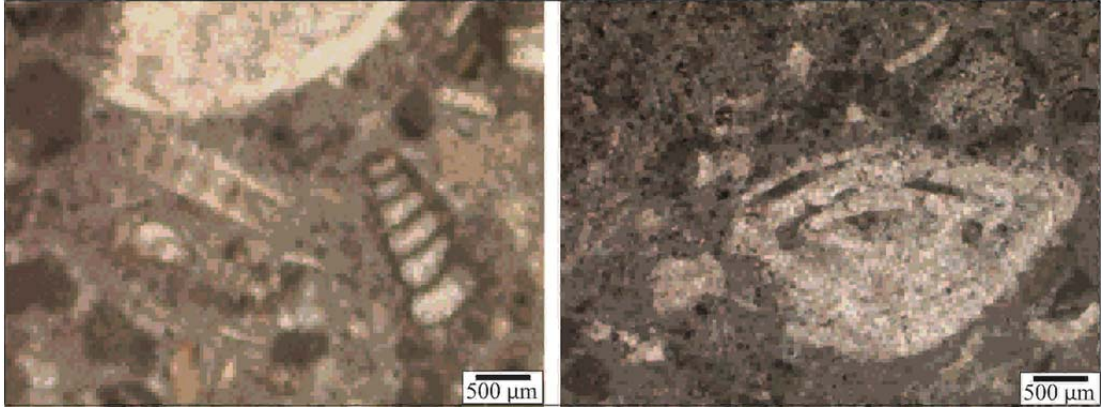
Şekil 7. 1 Kumluca yöresinin jeoloji haritası ve numune yerleri. cam=Alakırçay melanjı, ctp=Tekirova peridotitleri, cb=Beydağı formasyonu, tk=Karabayır formasyonu, jt=TahtalıDağ birimi, eg=Garipçe formasyonu, Tka=Karakuştepe formasyonu K1-K12 numuneleri alındığı bölümler (Yağmurlu ve Toker, 2014)

7.1 Otokton Birimler

7.1.1 Karabayır formasyonu birimi

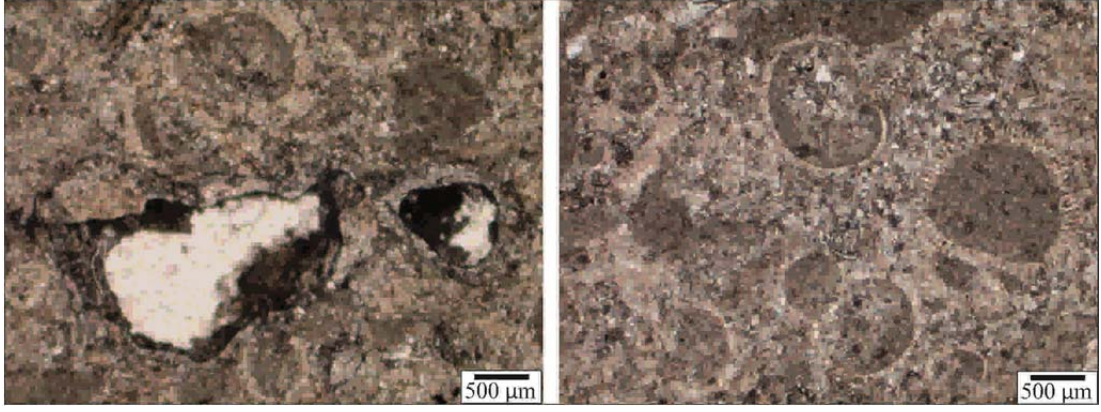
Karabayır formasyonundan alınan kireçtaşı örneği, egemen olarak istifışı özelliğine sahip dokusal özellikler gösterir. Büyük bölümü ile resifal özellik gösteren

kireçtaşlarında mikritik bir ara dolgu maddesi içinde dağılmış olan, foraminiferler (Miliolidae, Turritella ve Nummulites), algler, fosil kavkı kırıntıları (pelecepod) ve intraklast bileşenler gözlenir (Şekil 7.2). Kireçtaşı içinde mikritik ara dolgu maddesi içinde bulunan allokemler çoğunlukla, ince çakıl boyutunda olup yersel olarak tane değişimlidir.

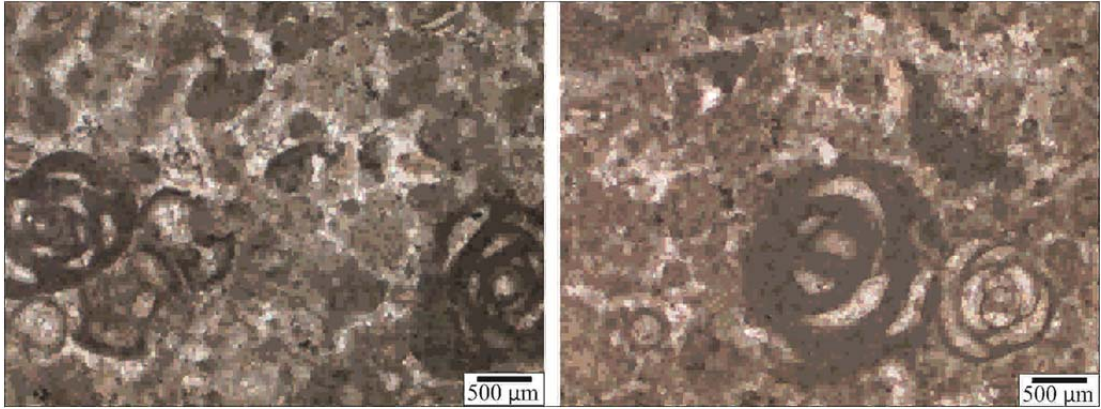


Şekil 7.2 Karabayır formasyonundan alınan kireçtaşı örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K1)

Karabayır formasyonuna ait kireçtaşlarından alınan diğer örneklerin ince kesit görünümleri Şekil 7.3 ve Şekil 7.4'te verilmiştir. Örneklerde görüldüğü gibi, incelenen kireçtaşı örnekleri bol gözenekli ve foraminifer içerikli karbonat kayalardan oluşur. Kireçtaşı içinde bulunan foraminiferler (globegerina, miliolidae, quinqueloculina) çoğunlukla mikrospar kalsit mozayiginden oluşan bir doku içinde bulunur. Foraminiferlerin yanı sıra, algal kırıntılar, intraklastlar, peleoidler ve tanınamayan pelecepod kavkı kırıntıları, kireçtaşı içinde yaygın olarak bulunan diğer allokimyasal bileşenlerdir.



Şekil 7.3 Karabayır biriminden alınan kireçtaşı örneğinin mikroskopik görünümü (örnek no K2)



Şekil 7.4 Karabayır biriminden alınan kireçtaşı örneğinin mikroskopik görünümü (örnek no K3)

7.2 Allohton Birimler

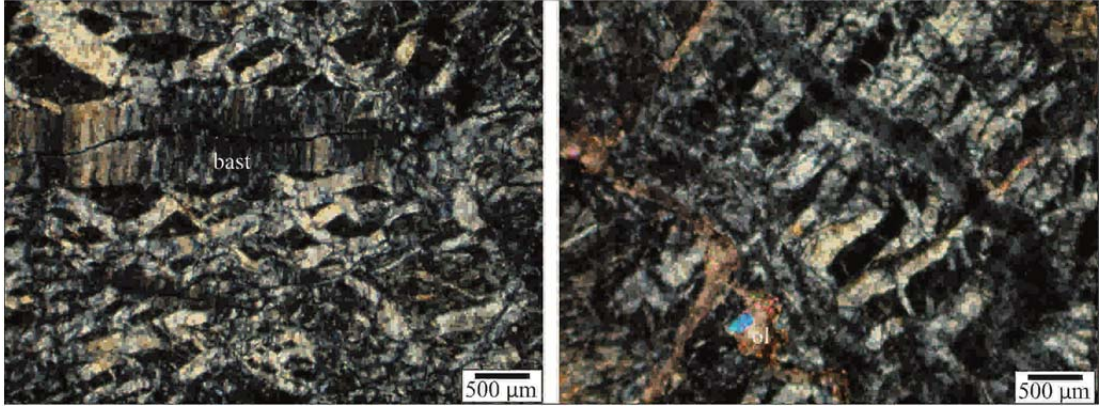
7.2.1 Alakırçay melanjı

Alakırçay melanjı, daha öncede bahsedildiği gibi, tabakalı çört, radyolarit, kırmızımsı çamurtaşı, diyabaz, serpantinleşmiş peridotit, gabro ve ince katmanlı Halobia'lı pelajik kireçtaşlarından yapıldır.

7.1.2.1 Serpantinit

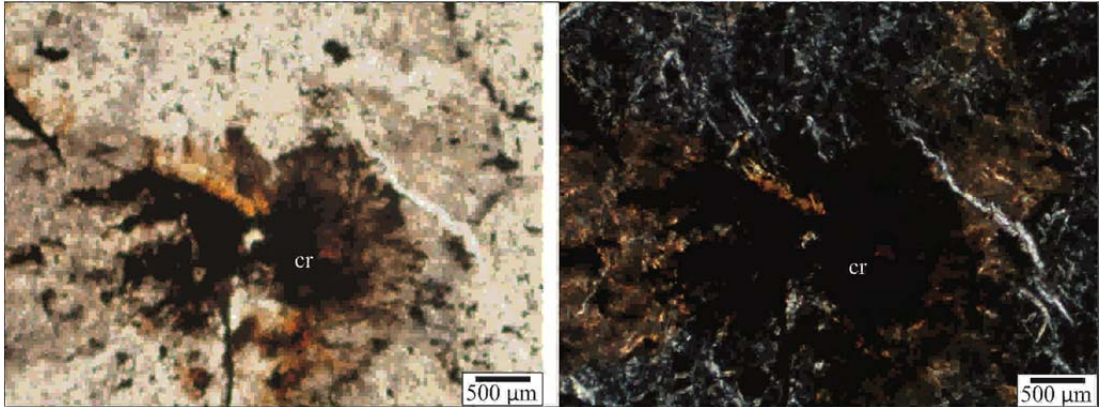
Alakırçay melanjı içerisinde İncirlik civarından alınan serpantinit örneğinde; tümüyle serpantinleşmiş doku içinde yeralan sarımsı- kahverengi olivin kalıntıları gözlenmektedir. Serpantinitler, büyük bölümüyle ağ şekilde dağılmış ince

damarcıklar şeklinde bulunur. Serpantinit damarları içinde, damar çeperine dik gelişmiş krizotil aspest lifleri mikroskop altında açık olarak gözlenir. Bunun yanı sıra, serpantinleşmiş alanlar içinde daha çok dissemine halde olabilen opak kromit taneleri ve bastit yapılar gözlenebilmektedir (Şekil 7.5).



Şekil 7.5 Alakırçay melanjı biriminden alınan serpantinit örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K4), bast=bastit

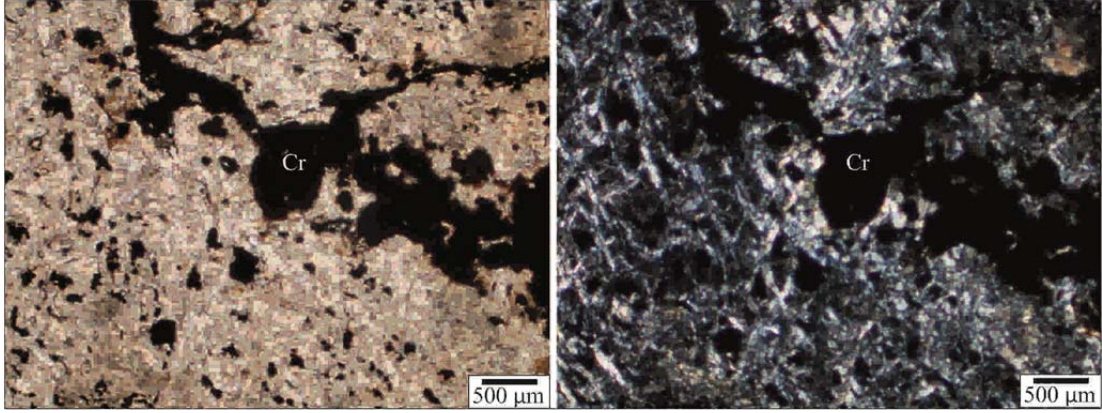
Alakırçay melanjı içerisinde Karaağaç civarından alınan serpantinit örneğinde tümüyle serpantinleşmiş olivin kalıntıları görülmektedir. Ayrıca dissemine halde saçılmış kromit tanecikleri gözlenmiştir (Şekil 7.6)



Şekil 7.6 Alakırçay melanjı biriminden alınan serpantinit örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K5), cr=kromit

Ortaköy mevkinden alınan serpantinit örneğinde tipik olarak elek dokusu gözlenmektedir. Olivin ve piroksen minerallerini tamamiyle serpantinleşmiştir. Ayrıca dissemine halde saçılmış ve damar şeklinde gelişmiş kromit kalıntıları serpantinit dokusu içinde olağan olarak bulunur. Daha çok opak minerallerin

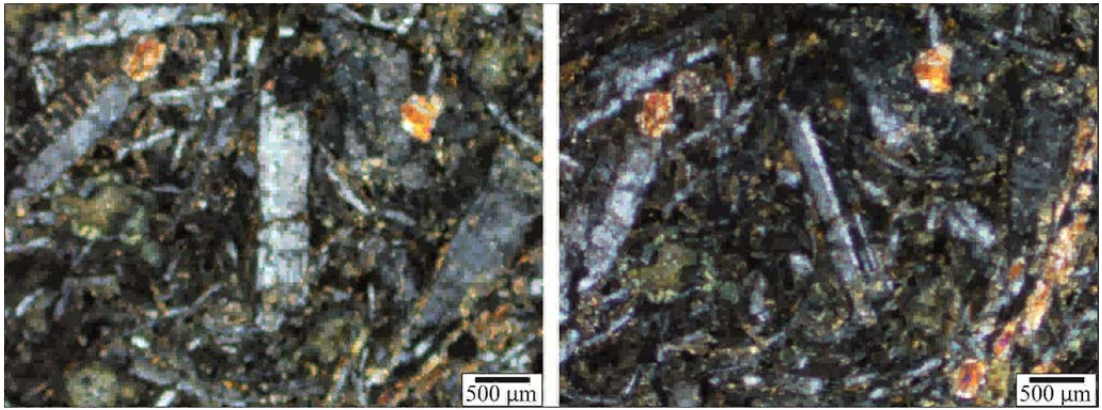
görüldüğü Şekil 7.7’de damar şeklinde saçılmış dissemine kromitler yoğun olarak gözlenmektedir.



Şekil 7.7 Alakırçay melanji içerisinde alınan serpantin örneklerinin mikroskopik görünümü (örnek no K8), cr=kromit

7.1.3.2 Diyabaz

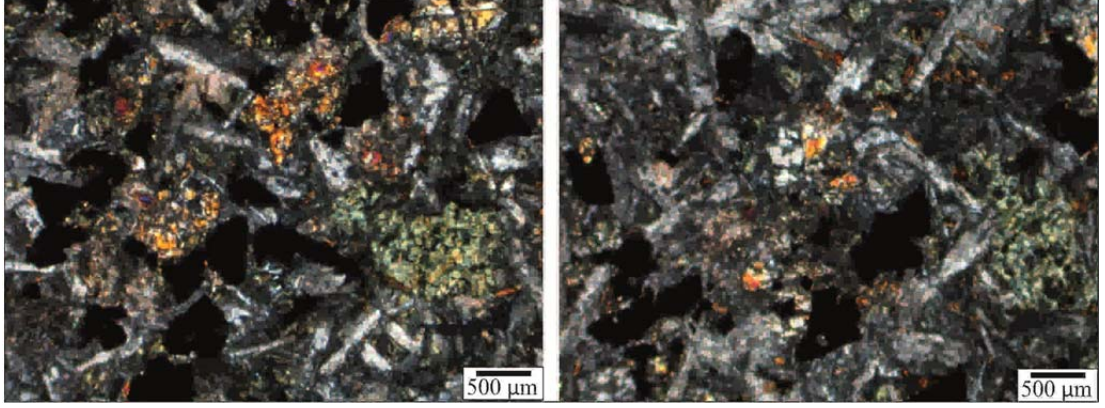
Alakırçay melanjından Erentepe civarında alınan diyabaz örneğinde (Şekil 7.8) düz sönmeli plajyoklastlar görünmektedir. Bu plajyoklastların sönmeye açısı 20° olarak hesaplanmıştır.



Şekil 7.8 Alakırçay melanjından alınan diyabaz örneğinin mikroskopik görünümü (örnek no K6)

Alakırçay melanji içerisinde İncirlik civarında alınan diyabaz örneğinde içerisinde plajyoklastlar ayrılmış olarak görünmektedir. Bunun yanı sıra, altere olmuş piroksenler ve çubuk şeklinde plajyoklastlar (manyetiteli) ofitik doku içinde bulunur.

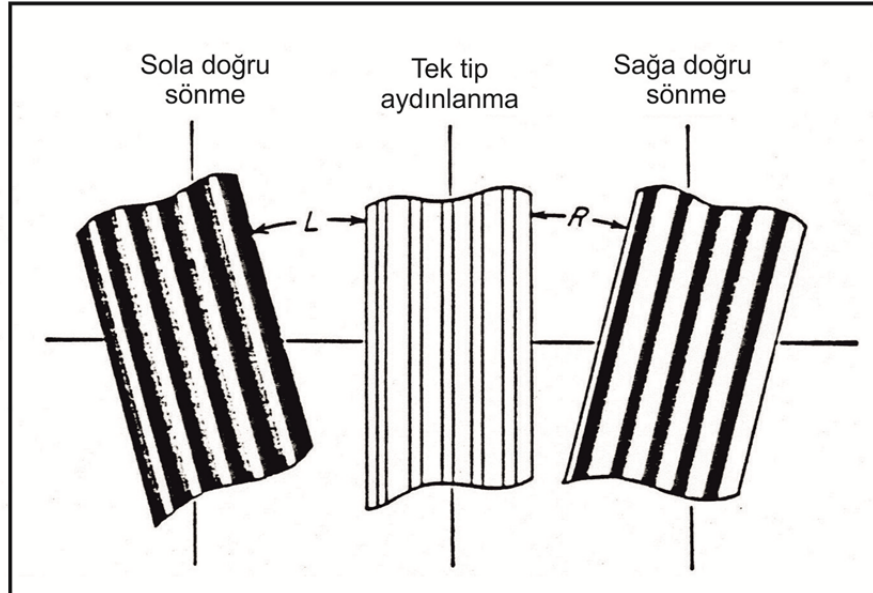
İncelenen diyabazlar içinde %10'dan fazla opak mineral (manyetit) bulunmaktadır. (Şekil 7.9).



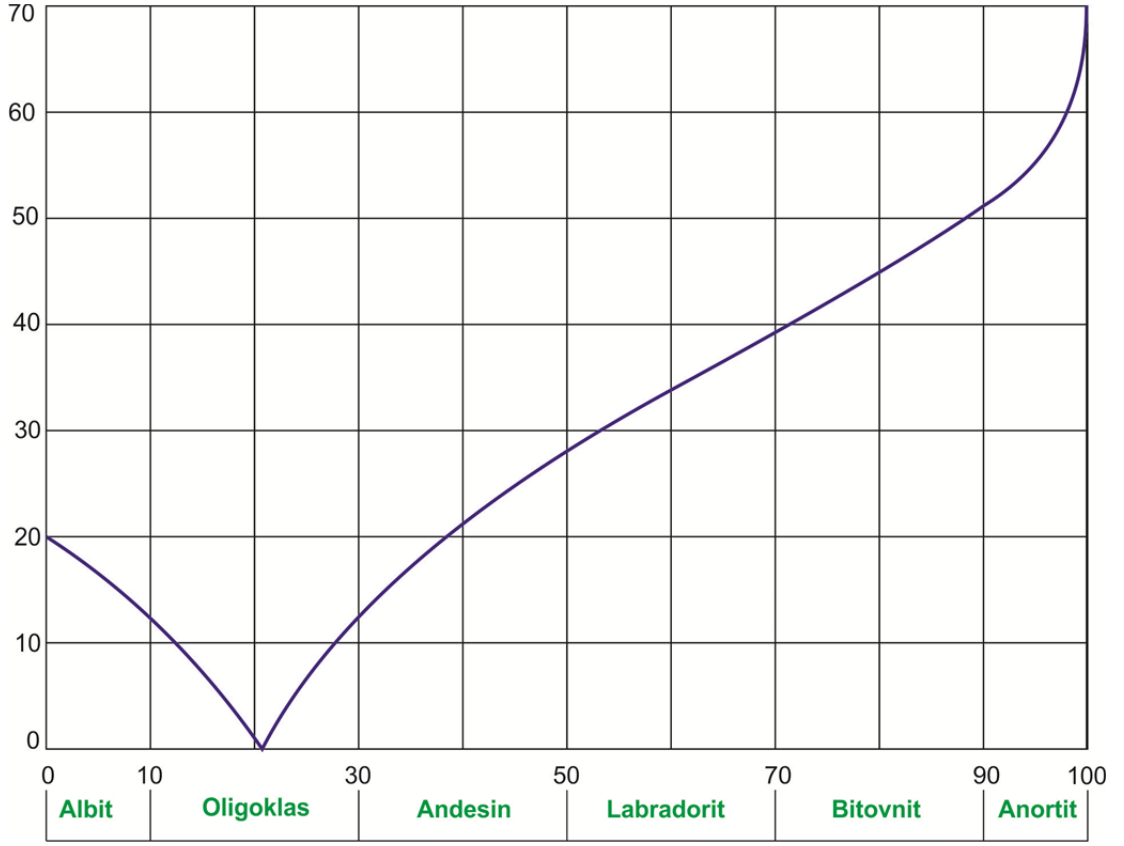
Şekil 7. 9 Alakırçay melanjından alınan diyabaz örneğinin mikroskopik görünümü (örnek no K7)

7.1.3.3 Gabro numuneleri

Gabro numunelerindeki plajioklasların sönme açılarının hesaplanmasında (Şekil 7.10) ve bileşimlerinin tespitinde (Şekil 7.11) Michel-Levy yöntemi (Kerr, 1977) kullanılmıştır.

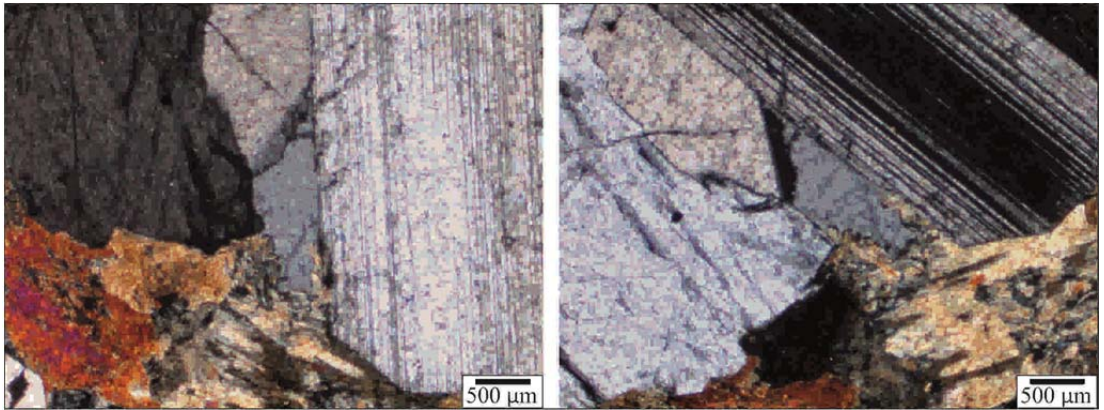


Şekil 7.10 Michel-Levy yöntemine göre çift sönmeli plajioklasların sağ ve sol dönme açılarının durumları ve tek tip aydınlanma durumu (Kerr, 1977)



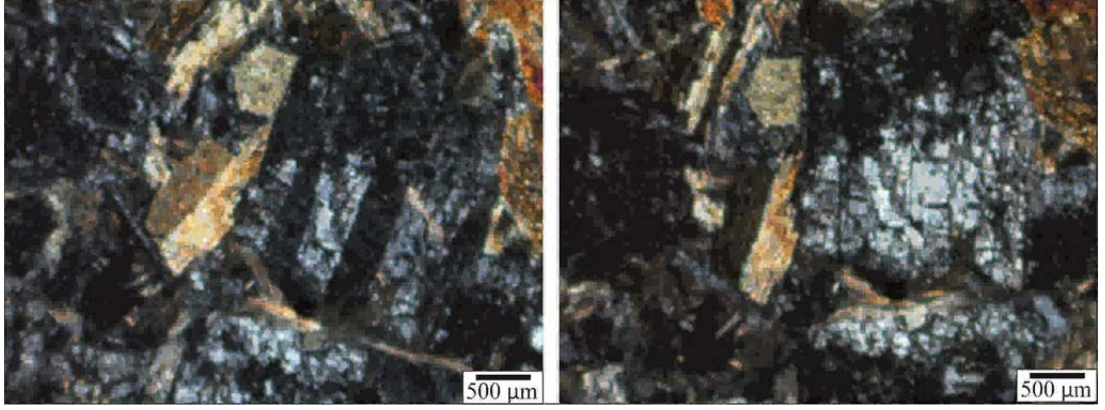
Şekil 7.11 Michel-Levy yöntemine göre plajioklasların sönme açılarına göre bileşimlerinin tespitinde kullanılan grafik (Kerr, 1977).

Ortaköy mevkinden alınan gabro örneği ana çizgilerde holokristalin doku özelliği göstermektedir. Gabro dokusu içinde egemen olarak, albit ikizlenmesi gösteren plajioklaslar, piroksenler ve yersel olivinler gözlenir. Gabroyu oluşturan plajioklasların sönme açısı yaklaşık olarak 40-42° arasında değişir. (Şekil 7.12). Buna göre gabro içindeki plajioklasların bileşimi bitovnit olarak tespit edilmiştir.



Şekil 7.12 Alakırçay melanjı içerisinde alınan gabro örneğinin mikroskopik görünümü (örnek no K9)

Alakırçay melanjı içinde Gölçük mevkinden alınan mikro gabro örneğinin içerisinde düzensiz gelişmiş ve çeperleri albitleşmiş plajiooklastlar görünmektedir. Mikrogabrolar içinde bulunan plajiooklastların sönme açısı 36° olarak hesaplanmıştır (Şekil 7.13). Buna göre, mikrogabroların içindeki plajiooklastların bileşimi labrador olarak belirlenmiştir.



Şekil 7.13 Alakırçay melanjı içerisinde alınan gabro örneğinin mikroskobik görünümü (örnek no K10)

8. EKONOMİK JEOLJİ

Bu bölümde çalışma bölgesi içinde Alakırçay melanjı içerisinde ekonomik potansiyelleri bulunan cevherler değerlendirilecektir.

8.1 Alakırçay melanjı

Alakırçay melanjı yukarıda belirtildiği gibi, Antalya napları içinde ofiyolit karmaşığı tarafından temsil edilen bir birimdir. Alakırçay ofiyolit karmaşığı içinde yer alan tabakalı çörtler içinde yersel olarak mangan ve hematitli mangan oluşukları bulunur. Bunun yanı sıra, Alakırçay melanjı içinde yer alan diyabaz bileşimli yastık lavlar bakır içeriği açısından Kıbrıs örneği göz önünde bulundurularak değerlendirilmiştir.

8.1.1 Mangenez

Alakırçay karmaşığında bulunan tabakalı çörtler içerisinde yersel olarak mangan ve hematitli mangan oluşukları bulunmaktadır. Çalışma sahasında iki firmaya ait mangan ocakları bulunmaktadır. Bu firmalardan Asmad maden firmasına ait Güneyce, Karaağaç ve Güzören mevkillerinde bulunan yataklarda toplam olarak 400.000 ton mangan rezervi yer almaktadır. Bu mevkillerde yer alan 3 adet mangan ocağından elde edilen cevherin analiz sonuçlarına göre (Çizelge 8.1) , ortalama mangan oranları %50.12 ile % 46.49 Mn arasında değişmektedir.

Çizelge 8. 1 Asmad madencilğe ait mangan cevherlerinin kimyasal analiz sonuçları

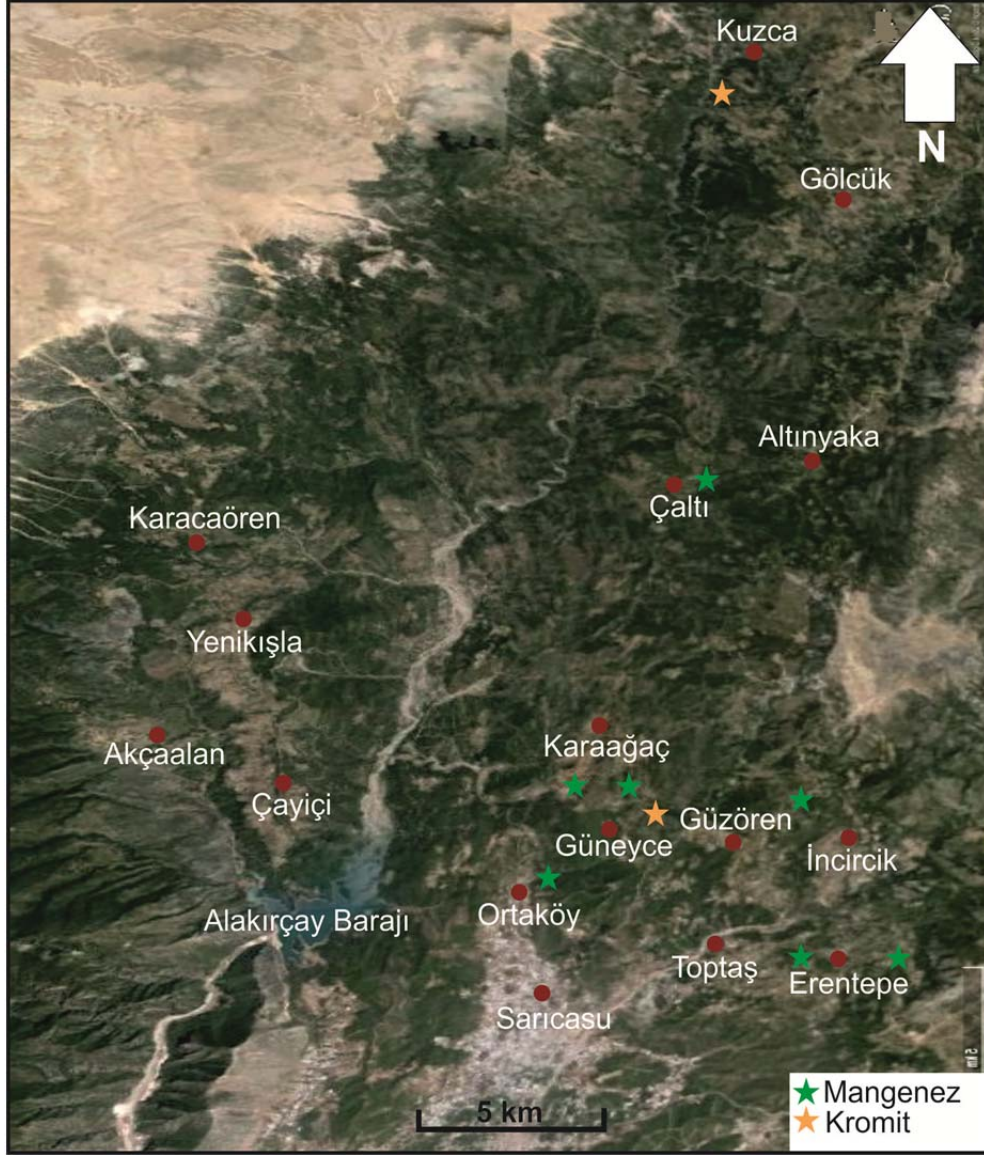
Ocak Yeri	Mn %	Fe %	SiO ₂ %	P %	S %
Güneyce	50.12	0.45	15.91	0.051	0.021
Güzören	46.96	21.43	0.039	0.48	0.012
Karaağaç	46.49	?	?	?	?

Karaağaç mevkinde Minkay maden firmasına ait verilere göre 50.000 ton mangan rezerv tespit edilmiştir. Elde edilen kimyasal analiz sonuçlarına göre, Karaağaç mevkiinden çıkarılan cevherler ortalama % 51.87 düzeyinde Mn içermektedir (Çizelge 8.2).

Çizelge 8.2 Mikay madencilige ait Krom ve Mangan cevherlerinin kimyasal analiz sonuçları

Örnek 	Cr-3	Mn
 Majör oksitler		
SiO ₂	6.55	10.30
Al ₂ O ₃	9.68	1.55
Σ Fe ₂ O ₃	13.35	11.83
MgO	12.08	1.25
CaO	3.80	1.47
Na ₂ O	0.103	0.08
K ₂ O	0.090	0.223
TiO ₂	0.24	0.33
MnO	0.265	51.87
Cr₂O₃	52.07	-----
Kızd. Kaybı	1.23	20.82
TOPLAM	99.458	99.723

Özel firmalara ait mangan ocaklarının dışında 7 noktada mangan oluşumuna rastlanmıştır (Şekil 8.1). Bu noktalardan Çaltı mevkinde (Şekil 8.2) ve Güneyce mevkinde (Şekil 8.3) olan mangan oluşumları gösterilmiştir.



Şekil 8. 1 Çalışma sahasında tespit edilen Manganez ve Kromit cevherlerinin uydu görüntüsü üzerinde konumları



Şekil 8. 2 Çaltı mevkinde tespit edilen mangan oluşumu



Şekil 8. 3 Güneyce mevkinde tabakalı çörtlür içinde bulunan mangan oluşukları.

8.1.2 Kromit

Alakırçay melanjı içerisinde gözlenen Tekirova peridotit kütleleri yer yer kromit zuhurları içermektedir. Kromitler daha çok dünit bileşimli peridotitler içinde düzensiz damarcıklar ve dissemine halde saçılmış tanecikler şeklinde gözlenmektedir. Çalışma bölgesinde özel firmalara ait Ortaköy ve Karaağaç mevkileri arasında kromit sahalarına mevcuttur. Bu firmalar tarafından işletilen kromitlerin kimyasal analiz sonuçları, cevher içeriğindeki kromit oranlarının %55.86 ile % 49,78 Cr_2O_3 arasında değiştiğini gösterir (Çizelge 8.2 ve Çizelge 8.3). Bu sahaların dışında çalışma bölgesinde Kuzca ve Güzören mevkilerinde kromit oluşumlarına rastlanmıştır (Şekil 8.1). Buralardan alınan el numuneleri şekilde gösterilmiştir (Şekil 8.4)

Çizelge 8. 3 Asmad madenciliğe ait Krom cevherlerinin kimyasal analiz sonuçları

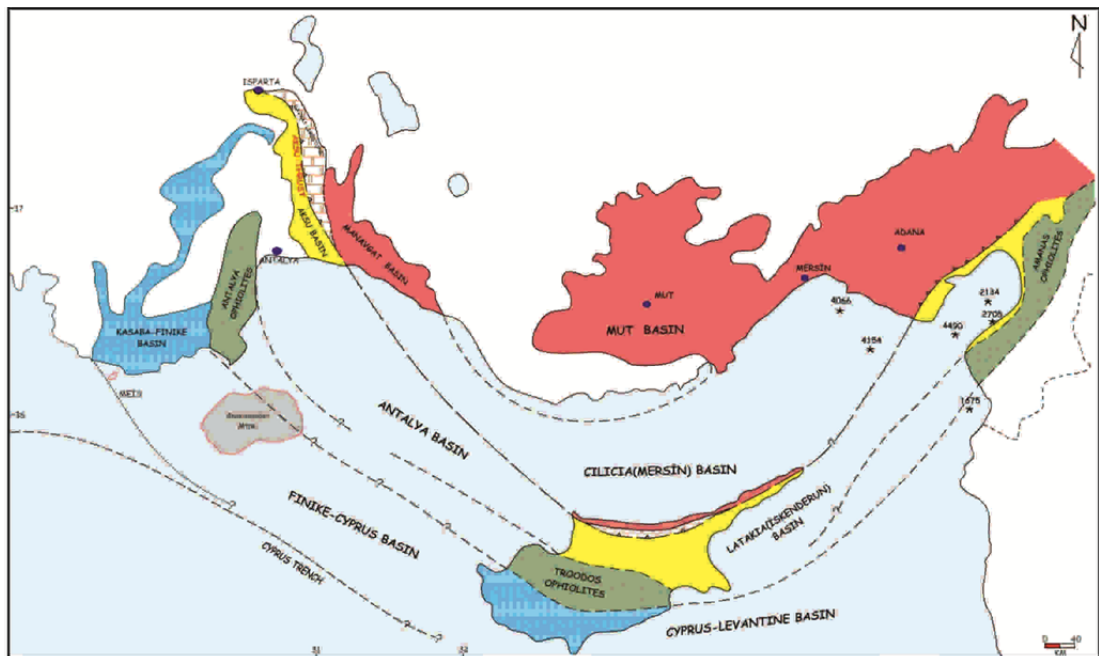
Ocak Adı	Cr_2O_3 %	FeO %	SiO_2 %	Al_2O_3 %	Cr/FeRatio
Krom ocağı 1	55.86	15.64	3.02	14.75	3.14
Krom ocağı 2	50.03	13.60	3.42	13.60	3.24



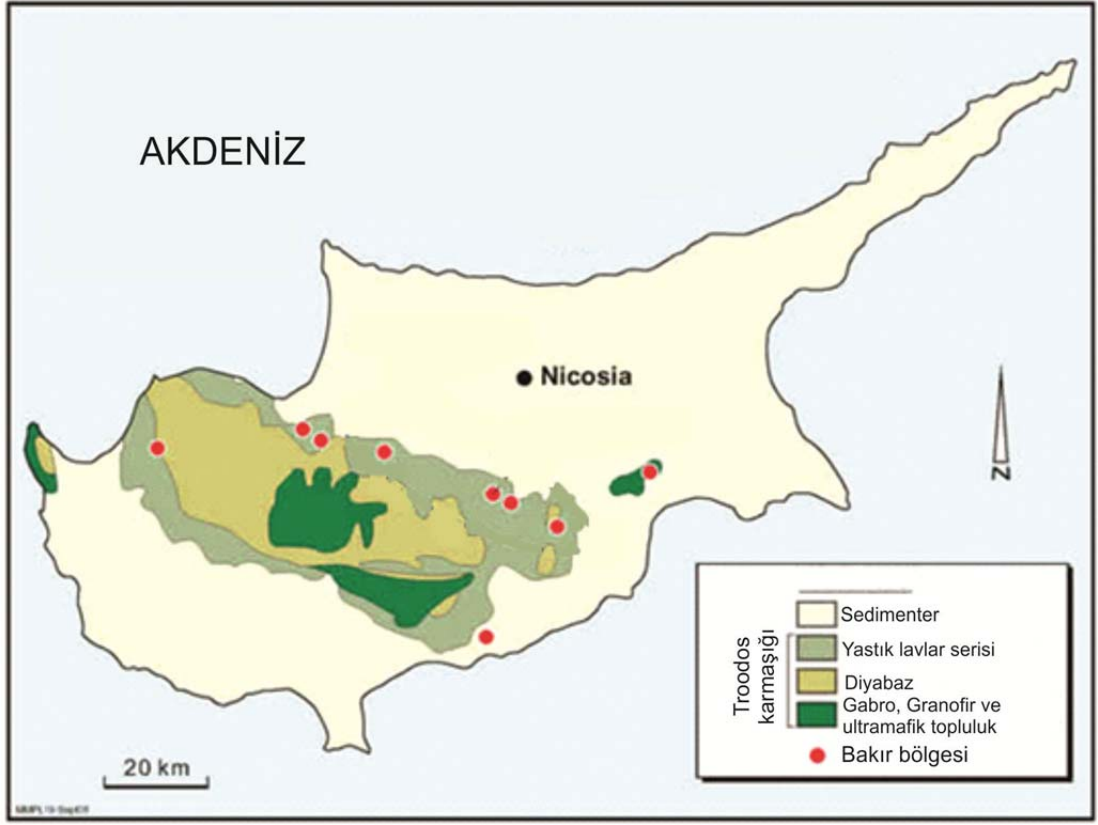
Şekil 8. 4 Kuzca ve Güzören mevkilerinden alınan kromit el numuneleri

8.1.3 Bakır

Antalya, Kıbrıs ve Hatay yöresindeki ofiyolitler jeolojik konum ve bileşim bakımından kolere edilebilir kaya topluluklarını oluşturmaktadır (Yağmurlu ve Toker, 2012). Her üç ofiyolit topluluğuna (Antalya, Kıbrıs ve Hatay) ait kaya birimlerinin yanal yöndeki korelasyonları Şekil 8.5 te verilmiştir. Buna göre Antalya, Kıbrıs ve Hatay yöresindeki ofiyolitler aynı kuşak içinde yer alan kaya topluluklarını meydana getirmektedir. Kıbrıs yöresindeki ofiyolitlerin içindeki kaya birimlerinin dağılımı ve bunlar içerisinde bulunan bakır yataklarının lokasyonları Şekil 8.6'da verilmiştir. Şekil 8.6'da görüldüğü gibi Kıbrıs yöresindeki masif bakır yatakları daha çok ofiyolitlerin en üst bölümünü oluşturan yastık lavlar içerisinde bulunmaktadır. Bu nedenle Antalya napları içerisindeki yastık lavlar bakır açısından önemli bir potansitel olarak değerlendirilebilir. Çalışma bölgesi içinde ve dışında olmak üzere Antalya napları içinde yastık lavlar geniş yayılım göstermektedir. Bu yastık lavların önümüzdeki dönemlerde bakır içeriği bakımından ayrıntılı biçimde araştırılması yararlı olacaktır. Bu konuda detaylı jeokimyasal analizlere, jeofizik etütleri ve sondaj çalışmalarına ihtiyaç bulunmaktadır.



Şekil 8.5 Antalya-Kıbrıs ve Hatay yöresi ofiyolitlerinin bölgesel korelasyonu (Yağmurlu ve Toker, 2012)



Şekil 8.6 Basitleştirilmiş Kıbrıs jeoloji haritası ve Bakır cevherlerinin konumları (Emed Mining, 2014)

9.SONUÇLAR VE ÖNERİLER

1. Çalışma alanı, Isparta açısının güneyinde yer alan ve Antalya napları olarak bilinen ofiyolit kuşağının batı bölümünde yer alır. Kumluca çevresinde geniş yayılım gösteren Alakırçay melanjı ve Tekirova peridotitleri, çalışma bölgesinde yer alan en önemli kaya birimlerini oluşturmaktadır.
2. Alakırçay melanjı, egemen olarak düzensiz ve karmaşık içyapı özelliği gösteren allokton konumlu kaya topluluğundan meydana gelmektedir. Alakırçay melanjı içinde bulunan allokton konumlu olistolit blokları daha çok ofiyolitik ve türbiditik bir matriks içinde gömülü olarak bulunurlar. Alakırçay melanjı içinde bulunan olistolitler, egemen olarak kireçtaşı, kumtaşı, tabakalı çört, gabro, serpantinit, diyabaz ve radyolaritlerden oluşur.
3. Çalışma bölgesinde bulunan mangan oluşukları genellikle tabakalı çörtler içinde yer almaktadır. Ekonomik sayılabilecek kromit oluşuklar daha çok Tekirova peridotit birimi içinde yer alan dunitlere bağlı olarak gelişmiştir.
4. Alakırçay melanjı içerisinde tabakalı çörtlere eşlik eden mangan ve hematitli mangan oluşumlarının özellikle Ortaköy-Erentepe-İncircik-Karaağaç dörtgeninde yoğunluk gösterdiği göz önünde bulundurularak araştırmalar bu bölgelerde yapılmalıdır. Ayrıca Çaltı mevkiinde karşılaşılan mangan oluşumu o bölge için ayrıntılı bir çalışma ile yapılmalıdır.
5. Alakırçay melanjı içerisinde gözlenen Tekirova peridotit kütleleri yer yer kromit zuhurları içermektedir. Kromit oluşumları Kuzca ve Güzören mevkiilerinde ayrıntılı incelenerek bu cevherlerin ekonomiye kazandırılması sağlanmalıdır.
6. Antalya-Kıbrıs-Hatay ofiyolit kuşağı, jeolojik konum ve bileşim bakımından kolere edilebilir kaya topluluklarıdır. Kıbrıs yöresindeki masif bakır yatakları daha çok ofiyolitlerin en üst bölümünü oluşturan yastık lavlar içerisinde bulunduğu bilinmektedir. Bu nedenle Antalya napları içerisindeki yastık lavlar bakır açısından önemli bir potansiyel olarak değerlendirilebilir.

KAYNAKLAR

- Al-riyami, K., Robertson, A.H.F., Dixon, J., Xenophontos, C., 2002. Origin and Emplacement of the Late Cretaceous Baer Basit Ophiolite and its Metamorphic Sole in Northwestern Syria. *Lithos*, 65, 225-260.
- Altınlı, E., 1944. Antalya Bölgesinin Stratigrafik Etüdü, İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, 3, 227-238.
- Ayda, D., 2005. Ofiyolit Ders Notları. Erişim Tarihi: 25.02.2014. <http://www.doganaydal.com/Ofiyolit.aspx>.
- Bağcı, U., 2004. Kızıldağ (Hatay), ve Tekirova (Antalya) Ofiyolitlerinin Jeokimyası ve Petrolojisi. Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 383s, Adana.
- Blumenthal, M., 1951. Recherches Geologiques Dans Le Taurus Occidental Dans I, Arriere-Pays d' Alanya. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, D, 5.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2007. Antalya Birliği Paleozoyik - Alt Mesozoyik kayaçlarının mineralojisi, Kemer-Kumluca, Batı Toroslar, Güneybatı Türkiye. 60. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 16-22 Nisan, Ankara, 282-285.
- Brongniart, A., 1813. Essai de Classification Mineralogique Des Roches Melanges. *Journal Des Mines*, 5, 190-199.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciaamsky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., 1971. Outline of the Western Taurides. *Geology and History of the Turkey*. Petroleum Exploration Society of Libya, 225-255.
- Brunn, J.H., Argyriadis, L., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., Ricou, L.E., 1973. Antalya Ofiyolit Naplarının Orijini Leşine ve Aleyhine Kanıtlar. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 17-19 Aralık, Ankara, 58-69.
- Coleman, R.G., 1971. Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites Along Continental Edges. *Jurnal Of Geophys*, 76, 1212-1222.
- Coleman, R.G., 1981. Tectonic Setting of Ophiolite Obduction in Oma. *Journal of Geophysical Research*, 86, 2497-2508.
- Colin, J.H., 1962. Fethiye – Antalya – Kaş - Finike (Güneybatı Türkiye) Bölgesinde Yapılan Jeolojik Etütler. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 59, 19-59.
- Collins, A., Robertson, A.H.F., 1997. Lycian Melange, Southwestern Turkey, and Emplaced Late Cretaceous Accretionary Complex. *Geology*, 25, 25-258.
- Collins, A., Robertson, A.H.F., 1998. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene Episodic Thrust-Sheet Translation in the Lycian Taurides, Southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society*, 155, 759-772.

- Çelik, Ö.F., Delaloye, M.F., 2001. Origin of the Ophiolite Related Metamorphic Rocks and Their Postkinematic Mafic Dike Swarms in the Antalya and Lycian Ophiolites. 4th Internat Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Isparta, 61.
- Çelik Ö.F., Delaloye M.F., 2003. Origin of Metamorphic Soles and Their Post-Kinematic Mafic Dyke Swarms in the Antalya and Lycian Ophiolites, Suthwest Turkey. Geological Journal, 38, 235–256.
- Çelik Ö.F, Delaloye M.F, Feraud G., 2006. Precise ^{40}Ar – ^{39}Ar Ages from the Metamorphic Sole Rocks of the Tauride Belt Ophiolites, Southern Turkey: Implications for the Rapid Cooling History. Geological Magazine, 143, 213–227.
- Çelik, Ö.F., 2007. Metamorphic Sole Rocks and Their Mafic Dykes in the Eastern Tauride Belt Ophiolites (Southern Turkey); Implications for OIB-type Magma Generation Following Slab Breakoff. Geological Magazine, 144, 849-866.
- Çelik, Ö.F., 2008. Detailed Geochemistry and K-Ar Geochronology of the Metamorphic Sole Rocks and Their Mafic Dykes from the Mersin Ophiolite, Southern Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 17, 685-708.
- Çelik, Ö.F., 2009. Alakırçay Melanjı İçindeki Yüzeyleyen Volkanik Kayaçların Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri (Güneybatı Türkiye), Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi, 1, 49-60.
- De Graciancky, P.C., 1972. Recherchers Geologiques Dans Les Taurus Lycien. Ph.D Thesis, Universite de Paris Sud, 571p, France.
- Delaloye, M., Vuagnat, M., Wagner, J.J., 1976. K-Ar Ages, from Kızıldağı Ophiolitic Complex (Hatay, Turkey) and Their Interpretation. International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, 25-29 October, Paris, 73-78.
- Delaloye, M., Wagner, J.J., 1984. Ophiolites and Volcanic Activity Near the Wertern Edge of the Arabian Plate, The Geological Evolotion of the Eastern Mediterranean. Special Publications of Geology Society of London, 17, 225-233.
- Dewey, J.F., Bird, J.M., 1971. Origin and Emplacement of Ophiolite Suite, Appalachian Ophiolites in Newfounland. Journal of Geophysical Research, 76, 3179-3206.
- Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984. Chromian Spinel as a Petrogenetic Indicator in Abyssal and Alpine-type Magmas in Ophiolites. Terra Cong, 5, 127.
- Dilek, Y., Moores, E.M., 1990. Regional Tectonics of the Eastern Mediterranean Ophiolites, in Malpas. Ophiolites; Oceanic Crustal Analogues, Proceedings of Troodos Ophiolite Symposium, 1987, 295-309.

- Dilek, Y., Thy, P., Hacker, B., Grundvig, S., 1999. Structure and Petrology of Tauride Ophiolites and Mafic Dyke Intrusions (Turkey); Implications for the Neotethyan Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1192-1216.
- Dilek, Y., Rowland, J., 1993. Evolution of Conjugate Passive Margin Pairs in Mesozoic Southern Turkey. *Tectonics*, 12, 954-970.
- Dumont, J.F., 1976. Isparta Kırırımı ve Antalya Naplarının Orijini, Torosların Üst Kretase Tektonojenezi ile Oluşmuş Yapısal Düzenin Büyük bir Dekroşman, Transtorik Arıza ile İkiye Ayrılması Varsayımı. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 86, 57-67.
- Emed Mining, 2014. Erişim Tarihi: 24.03.2014. <http://www.emed-mining.com/projects/cyprus>.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. The University of Texas, Hemphill's, 1-170.
- Gass, I.G., 1967. The Ultrabasic Volcanic Assemblage of the Troodos Massif, Cyprus, Ultramafic and Related Rocks. John Wiley and Sons, 121-134.
- Gass, I. G., 1968. Is the Troodos Massif of Cyprus a Fragment of Mesozoic Ocean Floor. *Nature*, 220, 39-42.
- Gass, I.G., Neary, C.R., Plant, J., Robertson, A.H.F., Simonian, K.O., Smewing, J.D., Spooner, E.T.C., Wilson, R.A.M., 1975. Comments on The Troodos Ophiolitic Complex was Probably Formed in an Island Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 25, 236-238.
- Glover, C., Robertson, A., 1998. Role of Regional Extensional and Uplift in the Plio-Pleistocene Evolution of the Aksu Basin. Southwest Turkey. *Journal of the Geological Society*, 15, 365-388.
- İnan, N., İnan, S., 2013. Anadolu'yu Doğuran Deniz Tetis'in İzlerini Sürmek. *Bilim ve Teknik Dergisi*, Tubitak, 544, 51-57
- Jenner, G.A., Dunning, G.R., Malpas, J., Brown, M., Brace, T., 1991. Bay of Island and Little Port Complexes, Revisited, Age, Geochemical and Isotopic Evidence Confirms Supra-Subduction Zone Origin, can. *Journal of Earth Science*, 38, 135-162.
- Juteau, T., 1975. Les Ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurides Occidentales, Turquie), Petrologie d'un Fragment de l' Ancienne Croute Oceanque Tethysienne Science Thesis, L'Universite de Nancy, 32, 692, France.
- Juteau, T., Nicolas, A., Dubessy, J., Fruchard, J.C., Bouchez, J.L., 1977. Structural Relationship in the Antalya Ophiolite Complex, Turkey, Possible Model for an Oceanic Ridge. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1740-1748.
- Juteau, T., 1980. Ophiolites of Turkey. *Ophioliti*, 2, 199-235.

- Juteau, T., Whitechurc, H., 1980. The Magmatic Cumulates of Antalya (Turkey) Evidence of Multiple Intrusion in an Ophiolitic Magma Chamber, Ophiolites. Proceedings International Ophiolite Symposium, 1-8 April, Nicosia Cyprus, 377-391.
- Kalafatçioğlu, A., 1972. Antalya Körfezi Batı Kesiminin Jeolojisi. İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Enstitüsü, Doktora Tezi, 128, İstanbul.
- Karaman, M.,E., 1990. Isparta Güneyinin Temel Jeolojik Özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 33, 57-67.
- Kerr P.F., 1977. Optical Mineralogy. McGraw-Hill, 492, New York.
- Kissel, C., Poisson, A., 1986. Etude Paléomagnétique Préliminaire des Formations Néogènes du Bassin d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 302, 711-716.
- Koller, F., Höck, V., 1990. Mesozoic Ophiolites in the Eastern Alps, Ophiolites; Oceanic Crustal Analogues. Proceedings of Troodos Ophiolite Symposium 1987, 253-263.
- Lefevre, R., 1967. Un Nouvel Element de la Geologie du Taurides Lycien: Les Nappes d' Antalya (Turquie). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 263, 1365-1368.
- Marcoux, J. 1987. Histoire et Topologie de la Neo-Tethys. L'Universite Pierre et Marie Curie, Ph.D. Thesis, 569 p, Paris.
- Monod, O., 1977. Recherchers Geologique dans les Taurus Occidental au Sud de Beyşehir (Turquie). Universite de Paris-Sud, Ph.D. Thesis, 442p, France.
- Moore E.M., Vine F.J., 1971. Troodos Massif, Cyprus and Other Ophiolites as Oceanic Crust, Evaluation and Implications. Philosophical Transactions of the Royal Society, 268, 443-466.
- Moore, E.M., 1982. Origin and Emplacement of Ophiolites. Reviews of Geophysics and Space Physics, 20, 735-760.
- Nicolas, A., 1989. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Series in Petrology and Structural Geology 4, Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 367.
- Okay, A.I., 1980. Distribution and Characteristics of the North-West Turkish Blueshist, The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society Special Publications, 17, 455-466.
- Okay, A.I., Tansel, I., Tüysüz, O., 2001. Obduction, Subduction and Collision as Reflected in the Upper Cretaceous-Lower Tertiary Sedimentary Record of Western Turkey. Geology Magazine, 138, 117-142.

- Özgül, N., 1976. Torosların Bazı Temel Jeolojik Özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 19-1,65-78.
- Pantazis, T. M., 1980. Ophiolites of Cyprus. *Ofioliti*, 2, 239-275.
- Parlak, O., 1996. Geochemistry and Geochronology of the Mersin Ophiolite Within the Eastern Mediterranean Tectonic Frame (Southern Turkey). Universite de Geneve, Ph.D. Thesis, 242p, Switzerland.
- Parlak, O., Höck, V., Delaloye, M., 2000. Subsubduction Zone Origin of the Pozantı-Karsantı Ophiolite (Southern Turkey) Deduced from Whole-Rock Mineral Chemistry of the Gabbroic Cumulates. *Geological Society Special Publications*, 173, 219-234.
- Parlak, O., Höck, V., Delaloye, M., 2002. The Suprasubduction Zone Pozantı-Karsantı Ophiolite, Southern Turkey: Evidence for high-pressure Crystal Fractionation of Ultramafic Cumulates. *Lithos*, 65, 205-224.
- Parlak, O., Kozlu, H., 2000. Göksun- Afşin (Kahramanmaraş) Arasında Yüzeyleyen Yüksekova Ofiyolitinin Genel Özellikleri, Güneydoğu Türkiye. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 21-25 Şubat, 278-279, Ankara.
- Parlak, O., Yılmaz, H., Boztuğ, D., 2006. Geochemistry and Tectonic Setting of the Metamorphic Sole Rocks and Isolated Dykes from the Divriği Ophiolite (Sivas, Turkey): Evidence for Melt Generation Within an Asthenospheric Window Prior to Ophiolite Emplacement. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 15, 25-45.
- Pearce, J. A., 1980. Geochemical Evidence for the Genesis and Eruptive Setting of Lavas from Tethyan Ophiolites. *Proceedings of the International Ophiolite Symposium*, 1-8 April, Cyprus, 261-272.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. ve Roberts, S. 1984. Characteristics and Tectonic Significance of Supra-Subduction Zone Ophiolites. *Geological Society of London Special Publication*, 16, 77-94.
- Pisoni, C., 1967. Kaş (Antalya İli) Bölgesinin Jeolojik Etüdü. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 62,44-51.
- Piper, J.D.A., Gürsoy, H., Tatar, O., 2002. Palaeomagnetic Evidence for the Gondwanian Origin of the Taurides and Rotation of the Isparta Angle, Southern Turkey. *Geology Journal*, 37 (4), 317-336.
- Poisson, A., 1977. *Recherches Geologiques dans lens Taurides Occidentales (Turquie)*. Universite de Paris-Sud, M.Sc. Thesis, 795p. France
- Poisson, A., 1984. The extension of the Ionian Trough Into Southwestern Turkey. In *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Special Publication 17. *Geological Society*, 241-250.

- Poisson, A., 1986. Anatolian Micro-Continents in the Eastern Mediterranean Context: The Neo-Tethysian Oceanic Troughs. *Sciences de la Terre*, 47, 311-328.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M., Şentürk, M., 2003. New Insights on the Tectonic Setting and Evolution Around the Apex of the Isparta Angle (Southwest Turkey). *Geological Journal*, 38, 257-282.
- Reuber, I., 1982. Generations Successives de Filons Grenus dans le Complexe Ophiolitique d'Antalya (Turquie), Origine Evolution et Mecanismes d'Injection des Kiquides. *L'Unite de Formaton et de Recherche Sciences de la Terre*, 245.
- Reuber, I., 1984. Mylonitic Ductile Shear Zones Within Tectonites and Cumulates as Evidence for an Oceanic Transform Fault in the Antalya Ophiolite, Southwest Turkey. *Geological Society*, 17, 319-334.
- Robertson, A.H.F., 1993. Mesozoic–Tertiary Sedimentary and Tectonic Evolution of Neotethyan Carbonate Platforms, Margins and Small Ocean Basins in the Antalya Complex, Southwest Turkey. *Geological Society London Special Publications*, 20, 415–465.
- Robertson, A.H.F., 1994. Role of the Tectonic Facies Concept in Orogenic Analysis and its Application to Tethys in the Eastern Mediterranean Region. *Earth Science Reviews*, 37, 139-213.
- Robertson, A.H.F., 1998. 54. Mesozoic-Tertiary Tectonic Evolution of the Easternmost Mediterranean Area, Integration of Marine and Land Evidence. *Proceeding of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 160, 723-782.
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the Genesis and Emplacement of Mesozoic Ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan Region. *Lithos*, 65, 1-67.
- Robertson A.H.F., 2004. Development of Concepts Concerning the Genesis and Emplacement of Tethyan Ophiolites in Eastern Mediterranean and Oman Region. *Earth Science Review*, 66, 331-387.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1977. Imprecate Thrust Belt Tectonics and Sedimentation as a Guide to Emplacement of Part the Antalya Complex, Southwest Turkey. *Aegean Geology*, 98.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N. H. 1981. Alakırçay Group, Antalya Complex, Southwest Turkey, a Deformed Mesozoic Carbonate Margin. *Sedimentary Geology*, 30, 95-131.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1984. The Southwest Segment of the Antalya Complex Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan, Continental Margin: In the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society London Special Publications*, 17, 251-271.

- Steinmann, G., 1927. Die Ophiolitischen Zonen in der Mediterranean Kettengebirgen, International Geological Congress 14th, Madrid, 2, 638-667.
- Şenel, M., 1984. Discussion on the Antalya Nappes. Geology of Taurus Belt. International Symposium, 26-29 September, Ankara, 41-52.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A. Z., Uğuz, M. F., Korucu, M., Özgül, N., 1992. Eğirdir - Yenişar - Bademli - Gebiz ve Geriş - Köprülü (Isparta- Antalya) Arasında Kalan Alanların Jeolojisi. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 3132, Maden Tetkik ve Arama, 9390, Ankara, 559.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey, Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tekeli, O., Erendil, M., 1984. Kızıldağ Ofiyolitinin (Hatay) Jeolojisi ve Petrolojisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 7778.
- Tekin U.K., ve Yurtsever T.S., 2003. Late Triassic (Early to Middle Norian) Radiolarians from Antalya Nappes, Southwest Turkey. Micropaleontology, 22, 147-162.
- Thuizat, R., Whitechurch, H., Montigny, R., Juteau, T., 1981,. K-Ar Dating of some Intra-Ophiolite Metamorphic Soles from the East Mediterranean, New Evidence for Oceanic Thrusting Before Obduction. Earth and Planetary Science Letters, 52, 302-310.
- Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 1997. Tectonic-sedimentary Evolution of the North Tethyan Margin in the Central Pontides of Northern Turkey, Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. American Association of Petroleum Geologists, 68, 255-290.
- Whitechurch, H., Juteau, T., Montigny, R., 1984. Role of the Eastern Mediterranean Ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the History of the Neo-Tethys. Geological Society London Special Publications, 17, 301-317.
- Woodcock N.H., Robertson A.H.F., 1982. Wrench and Thrust Tectonics Along a Mesozoic Cenozoic Continental Margin: Antalya Complex, Southwest Turkey. Journal of the Geological Society, 193, 147-163.
- Yağmurlu, F., 1991. Yalvaç-Yarıkkaya Neojen Havzasının Tektono-Sedimanter Özellikleri ve Yapısal Evrimi, Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 112, 1-13.
- Yağmurlu, F., 1994. Isparta Güneyinde Yeralan Tersiyer Yaşlı Türbitidik Birimlerin Fasiyes Özellikleri. Geosound-Yerbilimleri Dergisi, 24, 17-28.
- Yağmurlu, F. ve Şentürk, M., 2005. Güneybatı Anadolu'nun Güncel Tektonik Yapısı. 5. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 02-03 Haziran, İstanbul, 55-61.

- Yağmurlu, F., Toker, E., 2012. The Geological Setting and Origin of the Natural Gas Seeps in the Kemer-Cıralı Area, Antalya, Southwest-Turkey. International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, 1-5 Ekim, İzmir, 175.
- Yağmurlu, F., Toker, E., 2014. The Geological Setting and Origin of the Natural Gas Seeps in the Kemer-Cıralı Area, Antalya, Southwest-Turkey (yayınlanmamış).
- Yalınız, M.K.Y., Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., 1996. Supra-Subduction Zone Ophiolites of Central Anatolia, Geochemical Evidence from the Sarikaraman Ophiolite, Aksaray, Turkey. Mineralogical Magazine, 60, 697-710.
- Yılmaz, P.O., 1981. Geology of the Antalya Complex, Southwest Turkey, Dissertation, University Microfilms International Michigan, 268.
- Yılmaz, P.O., 1984. Fossils and K-Ar Data Forthe Antalya Complex, Southwest Turkey. Geological Society London Special Publications, 17, 119-127.
- Yılmaz, Y., 1991. Allocthonous Terranes in the Tethyan Middle East Anatolia and Surrounding Regions, Allocthonous Terranes. Cambridge University Press, 155-168.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Mehmet USLU

Doğum Yeri ve Yılı : Antakya, 1985

Medeni Hali : Bekar

Yabancı Dili : İngilizce

E-posta : mehmetuslu85@gmail.com



Eğitim Durumu

Lise : Kurtuluş Lisesi, 2003

Lisans : SDÜ, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği