

**T.C.
PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**DENİZLİ VOLKANİTLERİNİN JEOLJİK,
PETROGRAİK VE PETROKİMYASAL OLARAK
İNCELENMESİ**

Barış SEMİZ

Yüksek Lisans Tezi

DENİZLİ-2003

**DENİZLİ VOLKANİTLERİNİN JEOLJİK,
PETROGRAİK VE PETROKİMYASAL OLARAK
İNCELENMESİ**

**Pamukkale Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Taraından kabul Edilen
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Yüksek Lisans Tezi**

Barış SEMİZ

Tez Savunma Tarihi: 15 / 07 / 2003

DENİZLİ-2003

TEZ SINAV SONUÇ FORMU

Bu tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından Yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Yahya ÖZPINAR
Tez Yöneticisi

Prof. Dr. Yaşar KİBİCİ
(Jüri Üyesi)

Doç.Dr. Hulusi KARGI
(Jüri Üyesi)

Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun
.....tarih vesayılı kararıyla onaylanmıştır.

Prof. Dr. Güngör ÜLKÜ
Müdür
Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans Tezi olarak hazırlanan bu çalışmanın konusunu öneren, çalışmanın her safhasında değerli görüş ve bilimsel katkılarını esirgemeyen, tezin tamamlanmasında maddi ve manevi destek olan sayın danışman hocam Prof. Dr. Yahya ÖZPINAR'a teşekkürlerimi sunarım.

Bu çalışma TUBİTAK Yurtiçi yüksek lisans programı tarafından desteklenmiştir. Desteklerinden dolayı Türkiye Bilimsel Araştırma Kurumu (TUBİTAK)'na teşekkürü bir borç bilirim.

Petrografi çalışmalarında kullandığım ince kesitlerin hazırlanmasında yardımcı olan Araş Gör. M. Serkan AKKİRAZ (DEÜ)'a ve MTA Ege Bölge Müdür yardımcısı Turgay KARAMAN'a, XRD ve DTA analizlerinin Çimento Müstahsilleri Birliğinde yapılmasını sağlayan Denizli Çimento Genel Müdürlüğüne, örneklerin analize hazırlanmasında yardımcı olan Denizli Çimento Kimya laboratuvarı personeline şükranlarımı sunarım.

Tez yazımı sırasındaki yapısal problemlerin çözümündeki yardımlarından dolayı Yard.Doç.Dr. Ali KAYA (PAÜ) ve Yard.Doç.Dr. Mete HANÇER (PAÜ)'e, Laboratuvar deneyleri sırasındaki desteğinden dolayı Araş.Gör.Ali BÜLBÜL (DEÜ), Araş.Gör.Sefer B.ÇELİK (PAÜ) ve tezi okuyup değerli görüşlerini benimle paylaşan Prof.Dr. Mehmet ÖZKUL (PAÜ) ve Yard.Doç.Dr. Halis MANAV (PAÜ)'a teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmaları sırasında benimle birlikte araziye çıkan Araş.Gör. Tamer KORALAY (AÜ), Murat SİNAN, Hidayet DÖNMEZ, Zafer DOYGUN, İbrahim KÖSE, Fırat ÖZDEMİR'e, ayrıca arazi çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen Yukarıkaraçay köylülerine ve eski köy muhtarı Hasan TOKGÖZ'e teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında maddi ve manevi yardımlarını esirgemeyen Eşim Yüksek Jeoloji Mühendisi Özgür Sanem SEMİZ ve SEMİZ ailesine minnettarım.

ÖZET

Bu çalışmada Denizli il merkezinin yaklaşık 40 km güneydoğusunda yüzeyleyen volkanitlerin ve yakın çevresinin jeolojisi, petrografisi ve petrokimyasal özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır.

İnceleme alanında temeli, Üst Kretase-Üst Eosen yaşlı, fliş fasiyesinde gelişen Alçıboğazı formasyonu oluşturur. Orta-Üst Eosen (?) yaşlı, karbonat ve evaporitlerin araldanmasından oluşan, Kızılyer formasyonu Alçıboğazı formasyonu üzerine uyumlu ve geçişli olarak gelir. Bu birimler üzerine Jura-Kretase yaşlı Çökelez Kireçtaşı, Üst Kretase yaşlı Karatepe melanji ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Honaz Ofiyoliti yatay ve yataya yakın tektonik dokanıklı olarak gelmektedir. Bu tektonik dilimlerin bölgeye yerleşiminin Üst Eosen-Oligosen arası bir dönemde olduğu söylenebilir. Oligosen yaşlı Karadere ve Bayıralan formasyonları, tektonik dilimleri açısız uyumsuzlukla üzerlerken kendi aralarında geçişli bir dokanak ilişkisine sahiptirler. Altındaki tüm birimler üzerine açısız uyumsuzlukla Neojen yaşlı kırıntılı çökeller gelmektedir. Neojen yaşlı çökeller, altta Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Kızılburun Formasyonu ve üzerinde yanal ve düşey yönde geçişli olarak Alt Pliyosen yaşlı Sazak Formasyonundan oluşur. Sazak Formasyonu üzerine, Paton (1992) tarafından $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ metoduna göre, $4,88\pm 2,19$; $5,13\pm 0,6$; $6,00\pm 1,54$; $6,16\pm 0,25$ ve $6,28\pm 0,48$ My'lık (Üst Miyosen-Alt Pliyosen) sonuçlar veren Denizli volkanitleri gelmektedir. Tüm bu birimler üzerinde ise açısız uyumsuzlukla Kuvaterner yaşlı çökeller gözlenmektedir.

Çalışma alanındaki Honaz Ofiyoliti, tektonitler ve bunları kesen damar kayaçları olmak üzere iki ana bileşenden oluşan ve eksik dizi karakterli bir ofiyolitik topluluğunu temsil eder. Tektonitler, başlıca harzburjitler ve bunların içindeki dünitler ve dünitik kılıflı podiform kromit kütlelerinden oluşmuştur. Tektonitler, gabro ve meta dolerit daykları ile kesilmiştir.

Sazak formasyonunun üst kesimlerinde yer alan Magnezyumlu kilitaşlarının X-ışınları Difraksiyon analizi yöntemiyle incelenmesinde kil minerali olarak kaolen, montmorillonit ve paligorskitten oluştukları anlaşılmıştır. Magnezyumlu kilitaşları zaman zaman su seviyesi değişen kapalı bir göl ortamında oluşmuşlardır. Bu killerin oluşumunda bazaltik volkanik aktivite etkili olmuş ve ortama silis, demir ve alüminyum elementleri sağlamıştır.

Denizli volkanitleri lav akıntıları ve volkanoklastiklerden oluşmaktadır. Lavlarda yapılan Toplam alkali (K_2O+Na_2O)- SiO_2 diyagramında, lavların alkalen nitelikte ve fonolitik tefrit, bazaltik trakiandezit ve trakiandezit bileşimde oldukları tespit edilmiştir.

Denizli volkanitlerindeki lavlar içerisinde elipsoidal şekilli anklavlar bulunur. Anklavlar feldispatoyidli monzodiyorit olarak adlandırılmıştır.

Sazak formasyonunun üst düzeylerinde ve Kızılburun Formasyonun bazı kesimlerinde yer yer tüfit düzeylerine rastlanılması, volkanik aktivitenin sedimantasyon esnasında da devam ettiğini ve birkaç evrede oluşabileceğine işaret etmektedir.

Denizli volkanitlerinde magma karışımı (hibritasyon) sonucu gelişen dengesiz dokular da tespit edilmiştir. Yapılan jeokimyasal veriler volkanitlerin manto kökenli magma veya magmalardan türediklerini, kıtasal kabuktaki bir magma odasının gelişimi sırasında etkili olan fraksiyonel kristallenme, asimilasyon ve magma karışımı olayları ile ilişkili olduklarını göstermektedir. Manto kökenli magmanın kabuktan geçerken kirlendikleri söylenebilir.

İnceleme alandaki egemen normal fay sistemleri KB-GD ve KD-GB ve/veya K-G doğrultuludur. Denizli volkanitlerinin de bu K-G gidişli açılmalar boyunca yer yüzüne çıkmış olabileceği düşünülmektedir.

ABSTRACT

In this study, it is to purpose of investigating of geologic, petrographic and petrochemical features of the Denizli Volcanics and its surrounding areas. The study area cover southeastern part of Denizli district and the distance of center of Denizli city is about 40 km.

At the basement of the study area, represented by Late Cretaceous-Late Eocene aged Alçıboğazı formation which developed in flysh facies. Alçıboğazı formation comformably overlain by Middle-Late Eocene? aged Kızılyer formation which is characterized by carbonates and evaporates alternation. These units are autochthonous and they are overlain by tectonic slides which are from bottom to top Late Jurassic- Cretaceous aged Çökelez Limestone, Late Cretaceous aged Karatepe mélangé and Late Jurassic-Lower Cretaceous aged Honaz Ophiolite. The settlement age of the tectonic slides is the period between Late Eocene and Oligocene. All these formations at the basement are overlain with an angular disconformity by Oligocene aged Karadere and Bayıralan formations respectively. The relation of the boundary between the Karadere and the Bayıralan formations is transitive. All these units are overlain with an angular disconformity by Neogene aged clastic sediments. These units are Late Miocene-Early Pliocene aged Kızılburun formation and Early Pliocene aged Sazak formation from bottom to top. Kızılburun formation is comformably overlain by Sazak formation. Using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method, Denizli lavas, have been dated by Paton (1992) and the age intervals change from $4,88\pm 2,19$; $5,13\pm 0,6$; $6,00\pm 1,54$; $6,16\pm 0,25$ and $6,28\pm 0,48$ Ma. All units in the investigated area are overlain with an angular comformity by Quaternary alluvium deposits.

Honaz Ophiolites take place in the study area, are composed of two main components. These are tectonites and vein rocks (mafic dyke) which cut through the tectonites. It represents an incomplete ophiolitic assemblage. Tectonites contain harzburgite, dunites and podiphorm cromite masses. Tectonites cut by gabbro and metadolerite dykes.

Magnesian claystones located in upper parts of the Sazak Formation consist of kaolin, montmorilloinite, polygorskite clay minerals according to X-Ray diffraction method. Magnesian claystones formed in lake and in formation of these clay basaltic volcanic activity important role.

Denizli volcanics consist mainly of lava flows and volcanoclastics. On the basis of Total alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- SiO_2 diagram, lavas are alkaline character. According to the result, they named as phonotephrite, basaltic trachyandesite and trachyandesite.

In Denizli Volcanics lavas contain various ratios of enclaves which are ellipsoidal in shape. Enclaves named as foid-monzodiorite.

At the upper levels of Sazak formation and the lower levels of Kızılburun formation tuffits levels were determined. This situation indicates that volcanic activite have been continued during the sedimentations, so volcanism may be formed in several phases in this region.

Denizli volcanics developed result of magma mixture and have irregular textures. According to geochemical data, volcanics formed from mantle origin magma and related to fractional crystallization, assimilation and magma mixing in magma chamber continental crust. It can be said that mantle originated magma contaminated while passing through the continental crust.

In study area, normal fault trends are NW-SE, NE-SW and N-S. it is thought that Denizli volcanics are located along these normal fault systems.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İçindekiler	IX
Şekiller Dizini	XIV
Çizelgeler Dizini	XVIII
Simgeler Dizini	XIX

Birinci Bölüm

GİRİŞ

1

1.1. Çalışma Alanının Konumu	1
1.2. Çalışmanın Amacı	1
1.3. Önceki Çalışmalar	1
1.4. Çalışma Yöntemleri	5
1.4.1. Giriş	5
1.4.2. Arazi Çalışmaları	6
1.4.3. Laboratuvar Çalışmaları	6
1.4.4. Büro Çalışmaları	7
1.5. Coğrafya	7
1.5.1. Morfoloji	7
1.5.2. Hidroloji	7
1.5.3. İklim	8
1.5.4. Bitki Örtüsü	8
1.5.5. Yerleşim Yerleri	8
1.5.6. Ulaşım Olanakları	9
1.6. Çalışma Alanının Bölgesel Jeolojik Konumu	9
1.6.1. Giriş	9
1.6.2. Menderes Masifi	9

1.6.3. Batı Toros (Likya) Napları	10
1.6.3.1. Giriş	10
1.6.3.2. Likya Napları	11
1.6.3.3. Likya Melanjı	12
1.6.3.4. Likya Peridotit Napı	12
1.6.4. Beydağları Otoktonu	12
1.6.5. Antalya Napları	13
1.7. Batı Anadolu Volkanitlerinde Denizli Volkanitlerinin Yeri	13

İkinci Bölüm

GENEL JEOLJİ-STRATİGRAFİ 16

2.1. Giriş	16
2.2. Neojen Öncesi Temel Kayalar	19
2.2.1. Giriş	19
2.2.2. Alçıboğazı Formasyonu (Ka)	19
2.2.3. Kızılyer Formasyonu (Kf)	21
2.2.4. Çökelez Kireçtaşı (JKç)	22
2.2.5. Karatepe Formasyonu (Kf)	24
2.2.6. Honaz Ofiyoliti (HO)	26
2.2.7. Karadere Formasyonu (Tok)	27
2.2.8. Bayıralan Formasyonu (Tob)	30
2.3. Neojen Yaşlı Çökeller	31
2.3.1. Giriş	31
2.3.2. Kızılburun Formasyonu (Tk)	31
2.3.3. Sazak Formasyonu (Ts)	33
2.3.4. Denizli Volkanitleri (Tdv)	35
2.4. Kuvaterner Yaşlı Çökeller	42
2.4.1. Giriş	42
2.4.2. Alüvyon (Qal)	43
2.4.3. Alüvyon Yelpazesi (Qaly)	43

2.4.4.Yamaç molozu (Qym)	43
2.5. Tartışma ve Sonuçlar	44

Üçüncü Bölüm

MİNERALOJİ-PETROGRAFI

3.1. Giriş	46
3.2. Honaz Ofiyoliti	46
3.2.1. Giriş	46
3.2.2. Harzburjit	46
3.2.3. Dünit	48
3.2.4. Bazik Kayalar (Mikrogabro / Metadolerit)	49
3.3. Magnezyumlu Kıltaşı	51
3.3.1. Giriş	51
3.3.2. Kaolinit- Simektit grubu (Montmorilyonit)- Paligorskit oluşumu	51
3.3.3. Çalışma alanı Magnezyumlu kıltaşı	52
3.4. Denizli Volkanitleri	58
3.4.1. Giriş	58
3.4.2. Lavlar	58
3.4.3. Anklavlar	65
3.5. Sonuçlar ve Tartışma	71

Dördüncü Bölüm

JEOKİMYA

4.1. Giriş	73
4.2. Majör Oksit (Ana), İz ve Nadir Toprak Element Jeokimyası	73
4.2.1. Giriş	73
4.2.2. Majör Oksit Değişim diyagramları	76
4.2.3. İz ve Nadir Toprak Element Değişim Diyagramları	76
4.3. Sınıflandırma diyagramları	76

4.4. Jeotektonik Diyagramlar	81
4.5. Petrojenez	85
4.6. Anklavlar	91
4.7. Tartışma ve Sonuçlar	94

Beşinci Bölüm

YAPISAL JEOLJİ

97

5.1. Giriş	97
5.2. Ege'deki Kıtasal Genişlemenin Oluşumu Konusunda İleri Sürülen Modeller	97
5.2.1. Tektonik Kaçış Modeli	97
5.2.2. Yay Ardı Havza Yayılımı Modeli	98
5.2.3. Orojenik Çökme Modeli	98
5.2.4. İki Safhalı Grabenleşme Modeli	99
5.3. Denizli il Merkezi ve Yakın Dolayının Tektoniği	99
5.4. İnceleme Alanı ve Yakın Dolayının Tektoniği	100
5.4.1. Giriş	100
5.4.2. Uyumsuzluklar	101
5.4.3. Tabaka Eğim ve Doğrultuları	101
5.4.4. Faylar, Bindirme ve Naplar	102
5.4.4.1. Naplar	102
5.4.4.2. Faylar	103
5.4.5. Çatlaklar	105
5.5. Tartışma ve Sonuçlar	108

Altıncı Bölüm

EKONOMİK JEOLJİ

111

6.1. Giriş	111
6.2. Magnezyumlu Kilitaşı	111
6.2.1. Giriş	111

6.2.2. Jeokimyasal Özellikler	111
6.2.3. Jeoteknik özellikler	112
6.2.3.1. Tane Boyu dağılımı, Zemin sınıfı ve kıvam özellikleri	113
6.2.3.2. Tane birim hacim ağırlığı, Hacimce ve ağırlıkça su emme	115
6.2.3.3. Killerin Aktivitesi ve şişme potansiyelleri	115
6.2.4. Ekonomik Özellikler	116
6.3. Bazaltlar	116
6.3.1. Giriş	116
6.3.2. Fiziko-mekanik deneyler	117
6.3.2.1. Giriş	117
6.3.2.2. Kuru Birim Hacim Ağırlık	117
6.3.2.3. Görünür Porozite	117
6.3.2.4. Su Emme Deneyleri	118
6.3.2.5. Tek Eksenli Basma Dayanımı	118
6.3.2.6. Fiziko-mekanik Deney Sonuçları	119
6.3.3. Beton Dayanımları	119
6.3.3.1. Giriş	119
6.3.3.2. Agreganın Tane Büyüklüğü Dağılımı	119
6.3.3.3. Beton Karışım Hesabı	121
6.4. Kromit Yatakları	123
6.5. Alçıtaşı (Jips-Anhidrit)	123
6.6. Kömür	124
6.7. Tartışma ve Sonuçlar	124

Yedinci Bölüm

SONUÇLAR

126

KAYNAKLAR

132

ÖZGEÇMİŞ

140

EK 1. Denizli volkanitleri ve yakın çevresinin jeoloji haritası ve enine jeoloji kesitleri

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1: Yer Bulduru Haritası	2
Şekil 1.2: Çalışma alanının bölgesel konumu	10
Şekil 1.3: Batı Anadolu volkanitleri yaş haritası	14
Şekil 2.1: Çalışma alanı ve yakın çevresinde saptanmış stratigrafik birimlerin korelasyonu	17
Şekil 2.2: Denizli volkanitleri ve yakın çevresinin genelleştirilmiş tektonostratigrafik dikme kesiti	18
Şekil 2.3: Aydınlar ve yakın çevresinin Jeoloji Haritası	20
Şekil 2.4: Özdenler Maden ocağındaki Kızılyer Formasyonun görünen jips-dolomitik kireçtaşı ardalanması	21
Şekil 2.5: Yukarıkaraçay ve yakın çevresinin jeoloji haritası	22
Şekil 2.6: Alçıboğazı mevkiinde görülen Çökelez kireçtaşlarının genel görünümü	23
Şekil 2.7: Aşağıkaraçay ve yakın çevresinin Jeoloji haritası	25
Şekil 2.8: Yeşilyuva ve yakın çevresinin Jeoloji Haritası	27
Şekil 2.9: Çarşafdüzü mevki doğusunda bulunan Honaz Ofiyolitindeki serpantinleşmiş Harzburjitlerin genel görünümü	28
Şekil 2.10: Çarşafdüzü mevki doğusunda sert çıkıntılar oluşturan metadolerit daykları	28
Şekil 2.11: Ofiyolitik elemanlardan oluşan blok ve iri çakıl içerikli Karadere Formasyonunun arazide görünümü	29
Şekil 2.12: Yeşilyuva'nın kuzeyindeki Sarıkaya pınarı mevkiindeki ufak çakıltaşı kilitaşı ve gölsel kireçtaşından oluşan Kızılburun formasyonun görünümü	32
Şekil 2.13: Yukarıkaraçay köyü kuzeyindeki Beyaz ve Kırmızı renkli kilitaşının genel görünüşü	34
Şekil 2.14: Yukarıkaraçay köyünün güneyindeki Böbeş tepedeki lavların Huykırın tepeden görünümü. (güneye bakış)	35
Şekil 2.15: Yukarıkaraçay kuzeyindeki Gözleyik tepedeki lavların görünümü ..	36

Şekil 2.16: Güvercinlik tepedeki lavların genel görünümü	36
Şekil 2.17: Yukarıkaraçay köyünün güney kesimindeki lav (a) ve kuzey kesim- lerindeki tüfit (b) yüzeylemelerinin arazide görünümü	37
Şekil 2.18: Yukarıkaraçay köyü kuzeyindeki aglomera ve onlar üzerinde yer alan lavların yakından görünümü	37
Şekil 2.19: Denizli Volkanitlerinde gözlenen soğuma (a) (Y.karaçay güneyi) ve akma yapısı (b) (Yeşilyuva-Çatırık tepe doğusundaki dere içerisi)	38
Şekil 2.20: Yeşilyuva kuzeyindeki Bilmecegürü mevkiindeki volkanitlerin sokulum yaptığı Kızılburun biriminde oluşturdukları pişme nedeniyle oluşan değişim	38
Şekil 2.21: Lavlar içersindeki diyopsitit anklavı (a) ve açık yeşil renkli anklav(b)	39
Şekil 2.22: Lavlar içersindeki elipsoidal şekilli anklavlar (a) ve kuvarsit anklavı(b)	39
Şekil 2.23: Yeşilyuva kuzeyindeki Bilmecegürü mevkiinde bulunan Kızılburun Formasyonu'ndaki metadolerit çakılları içersindeki volkanit çakılı ...	40
Şekil 2.24: Yeşilyuva kuzeyindeki Bilmecegürü mevkiindeki Kızılburun For- masyonu içindeki farklı boyutta bazaltik lav parçalarının görünümü ...	40
Şekil 2.25: Yeşilyuva kuzeyindeki Bilmecegürü mevkiindeki Kızılburun formas- yonu içindeki farklı boyutta lav akıntıları ve çakıllarının görünümü ...	41
Şekil 2.26: Yukarıkaraçay mevkiindeki Sazak formasyonunu kesen tüfit daykı	42
Şekil 3.1: Serpantinleşmiş harzburjit örneğinin mikroskopta görünümü	47
Şekil 3.2: Metadolerit dayklarında gözlenen kloritleşme	50
Şekil 3.3: Metadolerit dayklarında gözlenen prehnit damarı	50
Şekil 3.4.a: Magnezyumlu Kiltaşlarının çekilen difraktogram	53
Şekil 3.4.b: Magnezyumlu Kiltaşlarının çekilen difraktogram	54
Şekil 3.5.a: Sazak Formasyonuna ait Beyaz renkli magnezyumlu Kiltaşlarının DTA Grafikleri	55
Şekil 3.5.b: Sazak Formasyonuna ait Kırmızı renkli magnezyumlu Kiltaşlarının DTA Grafikleri	56
Şekil 3.6: Trakiandezit türü lavlarda gözlenen trakitik doku plajiyoklas mikrolit- lerinin yönlenimi (px:piroksen, pl: plajiyoklas)	59
Şekil 3.7: Trakiandezitlerde piroksen minerallerinde gözlenen zonlu doku	59
Şekil 3.8: Piroksen kristalleri etrafında gelişen hornblend ve biotit mantolanması	60

Şekil 3.9: Piroksen etrafında gelişmiş biyotit mantolanması ve biyotit bükülme yapısı	61
Şekil 3.10: Piroksen kristalleri ortası kloritleşmiş (a) ve piroksen içinde piroksen kapanımı (b). (Px:piroksen)	61
Şekil 3.11: Biyotit minerallerinin dilinim düzlemleri ve çevresinde gözlenen opasitleşme	62
Şekil 3.12: Hornblend minerali ve dilinimleri boyunca gelişen opasitleşme	63
Şekil 3.13: Hornblend ve manyetit minerallerinin görünümü	64
Şekil 3.14: Yukarıkaraçay örneklerinde gözlenen ikincil kalsit (a) ve analsim (b) minerali (Ca:Kalsit, An:Analsim, Px:Piroksen)	65
Şekil 3.15: Bir anklav ve lav dokanağının mikroskoptaki görünümü	66
Şekil 3.16.a: Anklavların XRD incelemeleri	67
Şekil 3.16.b: Anklavların XRD incelemeleri	68
Şekil 3.17: Bazı lav örneklerinde tespit edilen mikro anklavlar ve ksenokristaller	69
Şekil 3.18: Zinwaldit minerali	71
Şekil 4.1. Lavların % majör oksit - %SiO ₂ değişim diyagramları	77
Şekil 4.2: Lavların iz element - %SiO ₂ değişim diyagramı	78
Şekil 4.3: Örneklerin toplam alkali silika diyagramındaki dağılımları	79
Şekil 4.4: Örneklerin toplam alkali silika diyagramındaki dağılımları	79
Şekil 4.5: Lavların Winchester ve Floyd (1977)'ye göre adlandırılması	80
Şekil 4.6: Volkanitlerin SiO ₂ ve K ₂ O içeriklerine göre Peccerillo Taylor (1976) diyagramında adlandırılmaları	80
Şekil 4.7: SiO ₂ - K ₂ O diyagramı	81
Şekil 4.8: Örneklerin Ti-Zr diyagramında dağılımı	82
Şekil 4.9: Örneklerin Ti-Zr-Y-Sr diyagramında dağılımı	82
Şekil 4.10: Örneklerin Nb/Y-Zr/(P ₂ O ₅ *1000) diyagramında dağılımı	83
Şekil 4.11: Denizli Volkanitleri lavlarının kayaç/Primitif Manto spider diyagramı	84
Şekil 4.12: Denizli Volkanitleri lavlarının kayaç/MORB spider diyagramı	85
Şekil 4.13: Lavların FeO-Ni, FeO-Co ve FeO- TiO ₂ diyagramları	86
Şekil 4.14: Lavların TiO ₂ -Co ve TiO ₂ -Ni diyagramları	87
Şekil 4.15: K /Rb-Rb ve K/Rb-K/Ba değişim diyagramları	87
Şekil 4.16: Lavların ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ile SiO ₂ ve 100/Sr değişim diyagramları	88

Şekil 4.17: Lavların Y/Nb-Zr/Nb diyagramı	88
Şekil 4.18: Örneklerin Y/15-La/10-Nb/8 diyagramında dağılımı	89
Şekil 4.19: Nb-Nb/Zr diyagramı	90
Şekil 4.20: Ba/Zr- Ba, Ba/Y-Ba ve K/Y-K değişim diyagramları	90
Şekil 4.21: Anklav örneklerinin toplam alkali silika diyagramı	92
Şekil 4.22: Anklav örneklerinin sınıflandırma diyagramı	92
Şekil 4.23: Anklavların kayaç/Primitif Manto spider diyagramı	93
Şekil 5.1: Türkiye'nin neotektonik haritası	98
Şekil 5.2: Denizli ve yakın çevresinin sismotektonik haritası	100
Şekil 5.3: Kızılburun ve Sazak formasyonlarından alınan 122 adet tabaka ölçümü sonucu oluşturulan kontur diyagramı	102
Şekil 5.4: Çalışma alanı ve yakın çevresinin tektonik haritası	103
Şekil 5.5: Yeşilyuva kuzeyindeki Bilmecегүrü mevkiindeki Kızılburun formasyonu içersinde tespit edilen faylanmalar	104
Şekil 5.6: Çatırık tepe güneydoğusundaki Denizli volkanitlerini kesen fay	105
Şekil 5.7: Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarından alınan 232 adet çatlak ölçümü sonucu oluşturulan doğrultu gül diyagramı	106
Şekil 5.8: Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarından alınan 232 adet çatlak ölçümü sonucu oluşturulan kontur diyagramı	106
Şekil 5.9: Kızılburun ve Sazak formasyonlarından alınan 78 adet çatlak ölçümü sonucu oluşturulan doğrultu gül diyagramı	107
Şekil 5.10: Kızılburun ve Sazak formasyonlarından alınan 78 adet çatlak ölçümü sonucu oluşturulan kontur diyagramı	107
Şekil 6.1: Çalışma alanındaki kırmızı (YK5) ve beyaz (YK9) killere ait tane boyu dağılım eğrileri	113
Şekil 6.2. Kil numunelerinin birleştirilmiş zemin sınıflamasına göre sınıflandırılmaları	114
Şekil 6.3. Çalışma alanı killерinin aktivite abağı üzerindeki dağılımları (a). Şişme abağı üzerindeki dağılımları (b)	116
Şekil 6.4: Elek analizi ve TS 706 sınır değerleri ile oluşturulan granülometri grafiğı	121

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 3.1: Killerin Mineralojik Analiz Sonuçlarının Karşılaştırması	52
Çizelge 3.2: Killerin DTA Analiz Sonuçlarının Karşılaştırması	57
Çizelge 4.1: Denizli volkanitleri kayaç örneklerinin major oksit (ana), iz ve nadir toprak element analiz sonuçları	74
Çizelge 4.2: Denizli volkanitleri kayaç örneklerinin CIPW normları	75
Çizelge 4.3: Denizli volkanitleri ile bazı jeotektonik ortamlardaki volkanitlerin karşılaştırılması	84
Çizelge 4.4: Anklav örneklerinin major oksit (ana), iz ve nadir toprak element analiz sonuçları	91
Çizelge 4.5: Anklav örneklerinin CIPW normları	91
Çizelge 6.1: Magnezyumlu kiltaşlarının kimyasal analiz sonuçları	112
Çizelge 6.2: Çalışma alanı killerinin tane boyu dağılımları	113
Çizelge 6.3: Çalışma alanında bulunan killerin bazı jeoteknik parametreleri ...	114
Çizelge 6.4: Çalışma alanındaki killerin diğer jeoteknik parametreleri	115
Çizelge 6.5: Çalışma alanındaki killerin aktivite ve şişme potansiyelleri	116
Çizelge 6.6: Çalışma alanı volkanitlerinin fiziko-mekanik deney sonuçları	119
Çizelge 6.7: Agrega Elek Analizi Sonuçları. Sınır değerleri	120
Çizelge 6.8: Çalışma alanındaki volkanitlerin beton karışım hesapları	122
Çizelge 6.9: Çalışma alanındaki volkanit ve mermerlerin basınç dayanımları ...	123

SİMGELER DİZİNİ

XRD	: X-Ray Difraktometre
DTA	: Diferansiyel Termik Analiz
km	: Kilometre
m	: Metre
mm	: Milimetre
My	: Milyon yıl
Ol	: Olivin
Kr	: Kromit
Hd	: Hornblend
Mt	: Manyetit
Bi	: Biyotit
Px	: Piroksen
Ca	: Kalsit
An	: Analsim
Zi	: Zinvaldit
REE	: Nadir toprak Elementler
ppm	: Milyonda bir kısım
LİLE	: Büyük İyon yarıçaplı elementler
LREE	: Hafif Nadir Toprak Elementler
MREE	: Orta Nadir Toprak Elementler
HFSE	: Yüksek Değerlikli Katyonlar
HREE	: Ağır Nadir Toprak Elementler
MORB	: Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları
OIB	: Okyanus Adası Bazaltları
AFC	: Asimilasyon Fraksiyonel Kristallenme
LL	: Likit Limit
PL	: Plastik limit
PI	: Plastisite İndisi

BİRİNCİ BÖLÜM

GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanının Konumu

Çalışma alanları, Güneybatı Anadolu'da, Denizli il sınırları içerisinde ve Denizli il merkezi güneydoğusunda yer almaktadır. Çalışma alanları Denizli volkanitlerinin yüzlekler verdiği Denizli M22-c1 M22-c2, M22-c3 ve M22-c4 paftalarında bulunur ve 150 km²'lik bir alanı kapsar. Çalışılan alanlar içinde yerleşim yerleri olarak Aydınlar ve Yukarıkaraçay (Kocapınar) köyleri, Aşağıkaraçay ve Yeşilyuva kasabaları bulunur (Şekil 1.1).

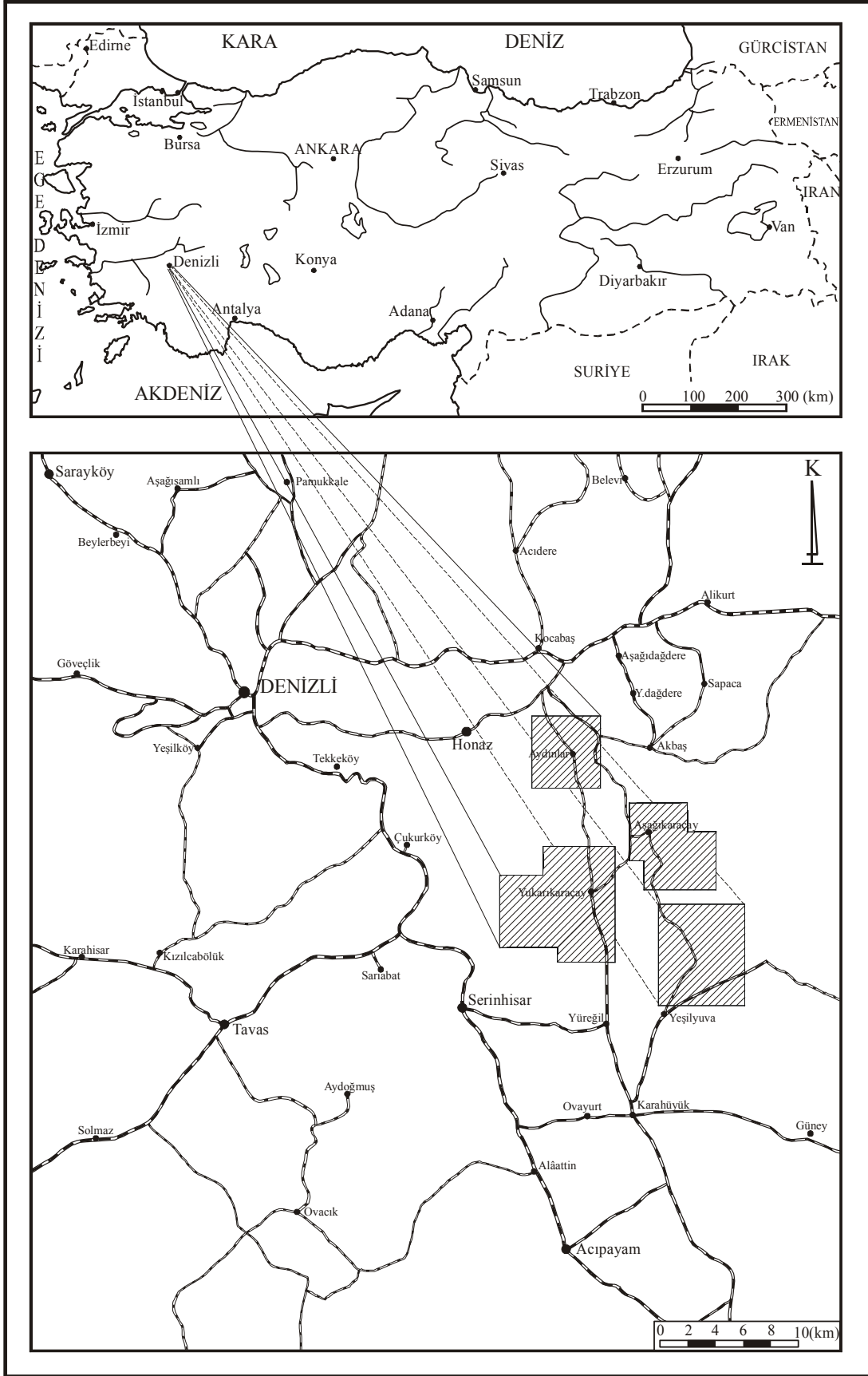
1.2. Çalışmanın Amacı

Çalışmanın amacı, Denizli volkanitlerinin jeolojisi, petrografisi ve petrokimyasal özelliklerinin incelenmesi ve kökenleri hakkında yorum yapılmasıdır. Bu amaca yönelik olarak, Neojen çökelleri ile olan ilişkiler saptanmış ve bölgedeki tektonik hatlar detaylı olarak incelenmiştir. Bu çalışmada, kökenleri volkanik faaliyetle ilişkili olduğu düşünülen killerin yayılımları belirlenmiş ve bunlarında petrografik ve petrokimyasal özellikleri tespit edilmiştir.

1.3. Önceki Çalışmalar

Bugüne kadar çalışma alanları ve yakın çevresinde birçok çalışmalar yapılmıştır. Fakat bölgedeki volkanik kayalar üzerinde ayrıntılı çalışmalar azdır.

Çalışma alanları ve çevrelerinde bugüne kadar yapılan çalışmaların belli başlıları şunlardır;



Şekil 1.1: Yer Bulduru Haritası

Altınlı (1954), Denizli güneyinin jeolojik incelemesini yapmış, Tersiyer altındaki temelin Elmalı serisi, Komprehensif seri ve ultrabazik kayalardan oluştuğunu, Ultrabazik kayaları Jura ve Alt Kretase olmak üzere ikiye ayırmıştır. Oligosen çökellerinin çakıltaşlarıyla başladığını ve marnlarla devam ettiğini söylemiştir.

Kastelli (1971), Denizli güneyinde yaptığı jeotermal amaçlı çalışmalarda bölgedeki temel kaya birimlerinin ve Tersiyer çökellerinin stratigrafik konumlarını belirlemiştir. Mesozoyik'den Paleosen'e kadar oluşmuş tüm kireçtaşlarının uyumlu ve komprehensif seri olduğunu ifade etmiştir.

Bingöl (1976), Batı Anadolu'nun temel kayalarının Antekambriyen'de oluştuğunu ve Menderes, Kazdağ ve Uludağ Metamorfik masiflerinden oluştuğunu söylemiştir. Menderes masifinin Üst Kretase'de Kazdağ ve Uludağ masifleri altına daldığını, bu dalma sonucunda kuzeyde E-W ve NE-SW sıralanımli Alt Tersiyer yaşlı granodiyoritleri meydana getirmiştir. Eosen-Oligosen'de Kuzeybatı Anadolu tümüyle yükselmiş ve masif kenarında molas havzaları oluşmuştur. Orta Miyosen'den itibaren felsik ve asit volkanizma gelişmiş, kalkalkali volkanik kayaların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları nedeniyle üst kabuk ve üst kabuk ile okyanus tabanı karışımından türediğini söylemiştir. Pliyosen'de de bölgesel yükselme devam etmiştir. Yükselme ile E-W doğrultulu grabenler oluşmuştur. Anadolu'nun Ege adaları ile birlikte bir plaka oluşturduğu ve güneybatıya doğru hareket ettiğini belirtmiştir.

Dumont ve diğ., (1979), güneybatı Anadolu'da yaptıkları çalışmada Geç Miyosen'den sonraki dönemde, bölgede dört grabenleşme evresi saptanmış ve bölgedeki grabenlerin oluşumunu bir sıkışma fazını izleyen ve ona dik çekme gerilmelerine bağlı olarak oluşan normal faylarla açıklanmışlardır. Bu grabenleşmeler; Miyosen sonu - Erken Pliyosen, Pliyosen, Eski Kuvaterner ve Genç Kuvaterner dönemlerinde meydana gelmiştir.

Ercan ve diğ., (1983), Aydınlar, Yukarıkaraçay ve Aşağıkaraçay bölgesinde yer alan Üst Pliyosen yaşlı volkanitlerin, şoşonitik bazalt, latit ve trakit türünde olduklarını ve

volkanizmanın tansiyon rejimi sonucu oluşan kıtasal riftleşme ürünü olarak meydana geldiklerini söylemişlerdir.

Özpinar (1987), Acıpayam (Denizli) batısının jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerini incelemiştir. Bölgede Mesozoyik döneminde sığ denizel ortamda kalın bir karbonat çökelişi ve Paleosen sonuna kadar ise derin deniz çökellerinin meydana geldiğini söylemiştir. Ofiyolitik kayaların harzburjit ve bunları kesen dolerit dayklarından oluştuğunu, eksik dizi karakterli ofiyolitik serinin bölgedeki yerini Lütesiyen-Oligosen arasında aldığını belirtmiştir.

Okay (1989), Denizli güneyinde, Honaz dağı çevresinde yaptığı çalışmada beş ana tektonik birimin olduğunu, bunların alttan üste doğru; Paraotokton Göbecik tepe birimi, Honaz şeyli, allokton konumlu Menderes masifi, Sandak birimi ve Honaz ofiyolitidir. Honaz dağının doğuya doğru devrik büyük bir kapalı antiklinal yapısı olduğunu söylemiştir.

Konak ve diğ., (1990), temel kayaları iki gruba ayırmışlardır. Menderes masifinin düşük metamorfizma geçirmiş birimlerini Bekilli grubu, Mesozoyik yaşlı olan karbonatlı kayaları Çökelez grubu olarak tanımlamışlardır. Çökelez grubunun allokton olduğunu ve Bekilli grubu üzerine bindirmeli olarak geldiğini, Oligo-Miyosen yaşlı istifleri Bayıralan Formasyonu olarak ayırtlamışlardır. Neojen birimleri ise Killik, Sakızcılar ve Ulubey Formasyonu olarak ve Kuvaterner yaşlı çökelleri Asartepe Formasyonu olarak tanımlamışlardır.

Güleç (1991), Batı Anadolu'da Miyosen-Pliyosen yaşlı kalkalkalen kayaların genellikle andezit ve riyolit bileşiminde olduğunu ve plaka kenarı volkanitleri özelliklerini gösterdiğini ve Kuvaterner yaşlı alkalin kayalar ise bazik bileşimde oldukları ve plaka içi volkanitleri özelliklerini gösterdiklerini söylemiştir.

Sözbilir (1995), Denizli'nin doğusunda yer alan Tersiyer yaşlı birimlerin sedimantolojik özelliklerini incelemiş ve Denizli molası olarak tanımlanan birime Çaykavuştu Formasyonu adını vermiştir.

Özler (1996), Çürüksu havzasının komşu havzalarla ilişkisi, bu havzalardaki kaynakların beslenimi, bölgedeki hidrotermal aktivite alanlarının belirlenmesi ve yer altı sularına etkisini araştırmıştır. Grabenleşmenin halen devam ettiğini, bölgede magma yaklaşımı ve volkanik aktivitelerle yeryüzüne büyük miktarda ısı transferi gerçekleştiğini, faylar boyunca sıcak su ve gazların yükselmesi, yeryüzüne yakın hazne kayaların konveksiyon yoluyla ısılarını temin ettiklerini söylemektedir.

Özpinar ve diğ., (1996), Salda gölü (Yeşilova-Burdur) ve çevresinde en altta Geç Jura-Erken Kretase yaşlı Yeşilova ofiyolitinin yer aldığını, bunun üzerine tektonik dokanaklı olarak Kızılıcağ Melanjı ve Jura yaşlı Doğanbaba kireçtaşlarını geldiğini söylemişlerdir. Salda gölü çevresindeki manyezitlerin kışın göl sularının çekilmesi ile kıyıda kalan çamurların atmosferle temas etmesi ve atmosferdeki CO₂'i bünyelerine absorbe etmeleri sonucu oluştuklarını belirtmişlerdir.

Pekuz (1998), Denizli güneydoğusunda yer alan Mesozoyik yaşlı kırıntılı ve karbonatlı tortul kayaların, Neojen yaşlı birimlerin stratigrafik ve sedimantolojik özelliklerinin araştırılması ve Kızılyer bölgesindeki evaporitlerin çökeltme ortamını ve petrografik özelliklerini incelemiştir.

Akgün ve Sözbilir (2001), Kale-Tavas ve Denizli molas havzalarında yaptıkları palinostratigrafik çalışma sonucunda iki farklı palinomorf topluluğunun bulunduğunu ve Geç Oligosen-Erken Miyosen zamanında K-G genişleme tektoniği ile bu havzalarda depolanmanın başladığını belirtmişlerdir. Tortulların Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin dolgularından daha yaşlı olduğunu belirtmişlerdir.

1.4. Çalışma Yöntemleri

1.4.1. Giriş

Çalışma alanındaki volkanitlerin özelliklerinin belirlenmesine yönelik çalışmalar arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olarak üç aşamada yürütülmüştür.

1.4.2. Arazi Çalışmaları

Çalışma alanının jeoloji haritası yapılırken bölgede daha önce MTA, DSİ ve önceki çalışmacılar tarafından yapılan jeolojik haritalar derlenmiştir. Tektonik hatların belirlenmesinde hava fotoğrafları kullanılmıştır. Derlenen haritalardan yararlanarak ve dokanak takibi yöntemi kullanılarak çalışma alanının 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır. Yukarıkaraçay bölgesindeki magnezyumlu kilitaşları ayrıntılı olarak haritalanmış ve 1/10.000 ölçekli jeoloji haritası oluşturulmuştur. Volkanitlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla değişik lokasyonlardan örnekler alınmıştır. Örnek alınan yerler harita üzerine işaretlenmiş ve örnek haritası hazırlanmıştır.

1.4.3. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları iki aşamada gerçekleştirildi. Birinci aşamada çalışma alanında bulunan birimlerden toplam 150 adet kayaç numunesinin ince kesitleri SDÜ (Süleyman Demirel Üniversitesi), DEÜ (Dokuz Eylül Üniversitesi) ve İzmir MTA'da yaptırılmıştır. İkinci aşamada ise yapılan ince kesitlerin kayaç ve mineral tayinleri Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümündeki Nikon marka polarizan mikroskopla yapılmıştır.

Anklav örneklerinden alınan 5 adet örneğin XRD (X-Ray Difraktometre) analizleri ve magnezyumlu kilitaşlarından alınan 10 adet örneğin XRD ve DTA analizleri Çimento Müstahsilleri Birliğinde yaptırılmıştır.

İnce kesit özelliklerine göre seçilen Aydınlar (3 adet), Yukarıkaraçay (2 adet), Yeşilyuva (3 adet) ve anklav örneklerinden 3 adet olmak üzere toplam 11 adet örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri Acme Analytical Lab. (Kanada) tarafından ICP-MS tekniği kullanılarak belirlenmiştir.

1.4.4. Büro Çalışmaları

Çalışma alanında ve daha önce Batı Anadolu'da yapılan bilimsel çalışmalar ve raporlar derlenmiş ve incelenmiştir. Bu çalışmalarda aynı litolojilerin farklı isimlendirildiği görülmüş ve birime en uygun adlandırma seçilmiştir. Elde edilen bulgular ve analiz sonuçlarının değerlendirilmesi yapılmıştır. Harita ve şekiller bilgisayar ortamında çizilmiş ve tez yazımına geçilmiştir.

1.5. Coğrafya

1.5.1. Morfoloji

Çalışma alanının morfolojik bünyesini oldukça sarp bir topografya oluşturmaktadır. Ancak yerleşim yerleri yakınlarında hafif dalgalı düzlükler ve ovalar bulunmaktadır. Çalışma alanındaki önemli sayılabilecek yükseltiler: Kale Tepe (1355m), Güven Tepe (1422m), Tavşancı Tepe (1395m), Tuğlu Tepe (1514m), Böbeş Tepe (1540m), Ömerdede Tepe (1792m), Oyuk Tepe (1750m) ve Güvercinlik Tepe (1635m)'dir.

Çalışmanın asıl konusunu oluşturan volkanitler tepelerde şapka şeklinde gözlenmektedir. Üzerinde volkanik kayaç bulunan tepeler: Kuyluk Tepe, Keltepe, Böbeş Tepe, Çatılıbaş Tepe, Müftü Tepe, Güvercinlik Tepe, Çatırık Tepe ve Çatal Tepelerdir.

1.5.2. Hidroloji

Çalışma alanında birçok akarsu kaynağı mevcuttur. Bu akarsuların kışın debileri artmakta, yazın ise azalmaktadır. Fakat yaz-kış akış vardır. Ayrıca mevsimlik akarsularda vardır. Çalışma alanındaki belli başlı akarsular şunlardır: Kavaklı Dere, Acıarmut Dere, Söğüt Dere ve Güvercinlik Deresidir.

1.5.3. İklim

Çalışma alanında Ege, Akdeniz ve İç Anadolu iklim kuşaklarının etkisi görülmektedir. Yazlar sıcak ve kurak, kışlar soğuk ve yağışlıdır. Bölgenin deniz seviyesinden yüksekliğinin fazla oluşu iklimin sert geçmesinde en büyük etkendir. Kış aylarında yağışlar genellikle yağmur, nadiren kar şeklindedir. Çalışma alanının batısında yer alan Ege bölgesinin en yüksek dağı olan Honaz Dağı yılın uzun zamanında karla kaplıdır. Akarsular ilkbahar aylarında maksimum akıma ulaşır ve kış aylarında ise derelerin çoğu kurumaktadır.

Çalışma alanının 1964-1994 yılları arasındaki deneştirmeli PENMAN yöntemine göre su bilançosu (Özler, 1996);

Yıllık ortalama yağış	:	554mm
Yıllık ortalama sıcaklık	:	14°C
Potansiyel buharlaşma-terleme(Etp)	:	481mm
Su noksanı	:	204mm
Su fazlası	:	223mm
Gerçek buharlaşma terleme(Etr)	:	332mm

1.5.4. Bitki Örtüsü

Çalışma alanının yüksek kesimleri ormanlarla kaplıdır. Bu ormanlarda karaçam, kızılçam, sarıçam, ardıç, karaçalı, meşe ve selvi yaygın olarak bulunur. Kiraz, elma ve üzüm gibi meyve üretimi yönünden de zengin bir bölgedir. Çalışma alanının düzlük alanları sebze, mısır, buğday, tütün ve pamuk üretimi yapılmaya elverişlidir.

1.5.5. Yerleşim Yerleri

Çalışma alanlarında en önemli yerleşim yerleri Honaz ilçesine bağlı Aydınlar (Kösten) köyü, Serinhisar ilçesine bağlı Kocapınar (Yukarıkaraçay) köyü, Honaz ilçesine bağlı Aşağıkaraçay beldesi ve Acıpayam ilçesine bağlı Yeşilyuva kasabasıdır. Yerleşim birimlerinin nüfusu fazla değildir. Genç nüfus yok denecek kadar azdır.

Çalışma alanlarının yakın çevresindeki diğer yerleşim yerleri Honaz, Serinhisar ilçeleri, Yatağan beldesi ve Akbaş, Menteşe, Kızılyer, Yüreğil ve Ayaz köyleridir.

1.5.6. Ulaşım Olanakları

Çalışma alanlarına ulaşım sorunsuzdur. Köylere asfalt yollar mevcuttur. Çalışma alanlarının her tarafında stabilize orman yolları mevcuttur.

1.6. Çalışma Alanının Bölgesel Jeolojik Konumu

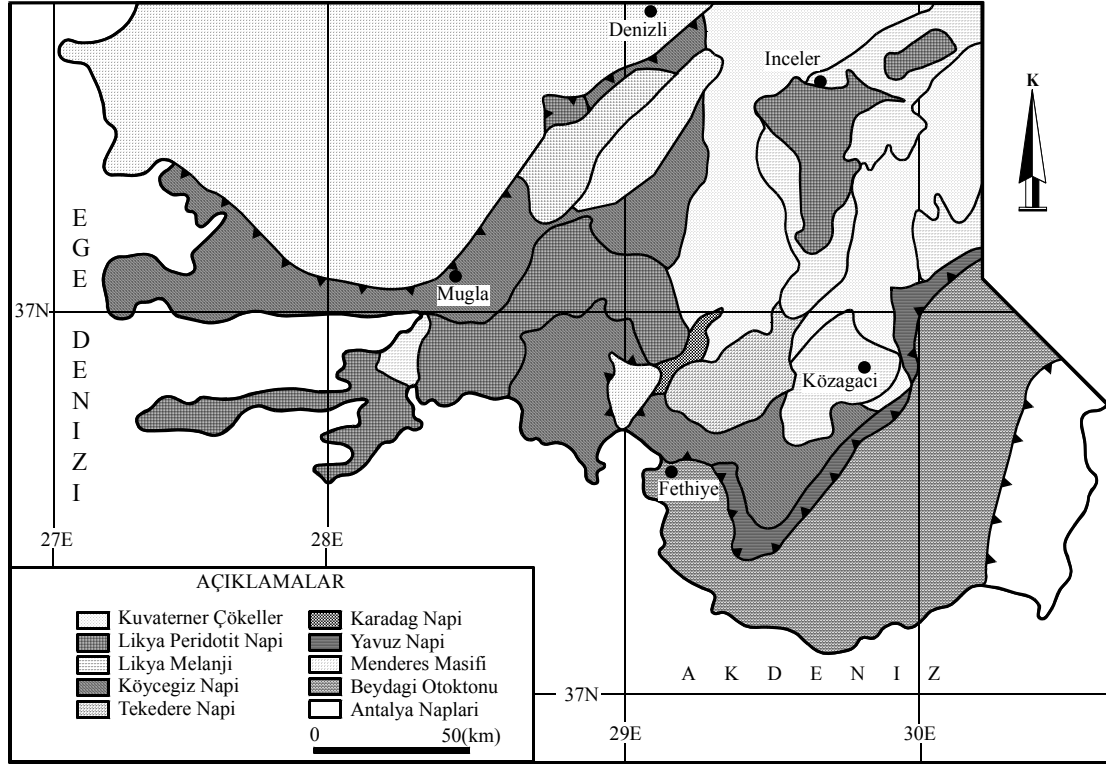
1.6.1. Giriş

Çalışma alanı güneybatı Anadolu'da Menderes Masifinin örtü kuşağının güneydoğusunda Batı Toros (Likya) Naplarının içinde yer almaktadır. Güneybatı Anadolu'da yer alan tektonik birlikler kuzeybatıdan güneydoğuya doğru Menderes Masifi ve örtü kuşağı, Batı Toros (Likya) Napları, Beydağı Otoktonu ve Antalya Napları şeklinde sıralanabilir (Şekil 1.2).

1.6.2. Menderes Masifi

Menderes Masifi, KD-GB doğrultulu uzanan elips görünümlü metamorfik bir topluluktur. Menderes Masifi güneyinde Batı Toros (Likya) Napları, kuzeyinde ise genellikle ofiyolitik kaya topluluklarından oluşan İzmir-Ankara Zonu ile çevrilidir. Batıdaki uzantısı Ege denizindeki Siklad adalarında gözlenir. Doğuda ise Neojen örtünün altında kaybolur (Dora ve diğ., 1987).

Menderes Masifi esas olarak gnaysik çekirdek ve onun üzerine gelen örtü kayaçlarından oluşur. Örtü kayaçları değişik şist ve mermerlerden oluşur. Masifin merkezi çekirdek kısmı gözlü gnays (ortognays) yüksek derecede şist paragnayslar, eklojit fasiyesi kalıntılarından olan metagabrolardan oluşur. Örtü şistleri, feldispatlı gnayslar, mikaşist, granatşist, amfibolit, gözlü şistlerden oluşur.



Şekil 1.2: Çalışma alanının bölgesel konumu (Collins ve Robertson, 1998)

Menderes masifindeki bilinen Metamorfizma yaşları farklıdır. Prealpin metamorfizması özellikle çekirdek kayaların etkilemiştir. İkinci evre metamorfizma ise amfibolit fasiyesi koşullarında gerçekleşmiş olup, yer yer masifte anateksi olaylarını başlatmıştır. Üçüncü metamorfizma ise granitik sokulumların oluşumunu sağlayan ve yeşilşist fasiyesi koşullarında gerçekleşen metamorfizmadır.

Menderes Masifinde en son metamorfizma Eosen yaşlı Barrowiyen tipte metamorfizmadır. Bu metamorfizma önceki araştırmacılar tarafından esas Menderes metamorfizması olarak adlandırılmaktadır. Bölgesel metamorfizma Batı Toros (Likya) Naplarının Menderes masifi üzerine yerleşmesine bağlı olarak gelişmiştir (Okay 1989).

1.6.3. Batı Toros (Likya) Napları

1.6.3.1. Giriş

Menderes Masifi ile Beydağları Otoktonu arasında Kızılca teknesi adı verilen alan bulunmaktadır. Bu tekneye Kızılca teknesi yerine daha geniş anlamda Batı Toros

teknesi demek uygun görülmüştür. Bu teknenin oluşum yaşı doğuda Liyas başı iken batıda Üst Liyas'tır. Bu teknenin kuzeyinde Menderes Masifi, güneyinde ise Beydağları otoktonu yer alır (Ersoy 1990).

Bu tekne içindeki allokton kayaç topluluklarına, Likya, Elmalı ya da Teke Torosları Napları, Batı Toros Napları gibi adlar verilmiştir. Batı Toros (Likya) Napları farklı zaman aralıklarında tektonik hareketler sonucunda bugünkü yerlerine gelmişlerdir. Batı Toros (Likya) Napları Orta-Üst Eosen'de Menderes Masifi üzerine, Erken Langiyen (Orta Miyosen)'de Beydağları otoktonu üzerine yerleşmiştir (Ersoy 1990).

Batı Toros (Likya) Napları alttan üste doğru Likya Napları, Likya Melanjı ve Likya Peridotit Napları olmak üzere 3 bölümden oluşmaktadır (Collins ve Robertson, 1998).

1.6.3.2. Likya Napları

Likya napları otokton konumlu Menderes Masifi ve Beydağları Otoktonunu üzerler. Yapısal olarak dört tektonik dilimden oluşur. Üst Paleozoyik - Paleojen sedimentleri ve volkanik kayaçları içermektedir. Bu birim düşük derecede yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir (Collins ve Robertson, 1998).

a) Yavuz Napı: Beydağları otoktonu üzerinde yer alır. Bunlar litik arenitler (kumtaşı), yeşil renkli şeyl ve mikritik kireçtaşlarından oluşur. Bu kayaçlardaki fosillerden birime Lütesiyen (Orta Eosen) yaşı verilmiştir (Collins ve Robertson, 1998).

b) Tekedere Napı: Yavuz Napı üzerinde yer alır. Bu nap içersinde Permilen yaşlı volkanik kayaçlar, sedimanter kayaçlar ve Alt Triyas sığ denizel kireçtaşları yer almaktadır. Üstlerde Jura-Kretase yaşlı derin sedimanter kayaçlar içerirler. En üstte ise Paleosen yaşlı planktik foraminifer içerikli kırmızı renkli pelajik kireçtaşları yer alır (Collins ve Robertson, 1998).

c) Köyceğiz Napı: Bu Tekedere napını üzerler ve hem Jura öncesi ve hem de Üst Kretase yaşlı kayaçlar içerir. Bu nap istifinde Triyas'tan daha yaşlı kayaçlar yer almaz. Alt düzeylerde iyi korunmuş yastık bazaltları yer alır (Collins ve Robertson, 1998).

1.6.3.3. Likya Melanji

Likya melanji kendi arasında iki alt birime ayrılır.

a. Tabakalı Tektonik Melanj: Tektonik Melanjda kumtaşı matriksli fazlıca makaslanma gerilmesi altında kalmış rekristalize pelajik kireçtaşlarından oluşan düzlemsel inkrüzyonlar içerir. Ayrıca yeşil renkli şeyl ve kırmızı-siyah renkli çörtler de içerir.

b. Ofiyolitik Melanj: 200 km kalınlıkta olup kumtaşı, konglomera ve şeyl matrikslidir. Bazalt, amfibolit, serpantin, radyolarit, pelajik ve neritik kireçtaşından oluşan bir karışımdan meydana gelir. Bu melanj napının ön kısımlarında yer alan kayaçlar düşük derecede metamorfizma geçirmiştir (Collins ve Robertson, 1998).

1.6.3.4. Likya Peridotit Napı

Güneybatı Toroslarda 4500 km²'lik alan ve 2 km kalınlığı olan ve geniş bir alan kaplayan naptır. Bu nap genellikle serpantinleşmiş harzburjit, çok az piroksenit, podiform dünit ve kromitlerden meydana gelir. Bu birimler dolerit daykları ile kesilir. Bu dayklar soğuma kenarları gösterirler ve yer yer kalsiyumlu metasomatik değişim (rodenjitleşme) izlenir (Collins ve Robertson, 1998). Likya peridotit Napı şimdiki buldukları yerlere kuzeyden gelmişlerdir. Senomaniyen'den Üst Eosen'e kadar Menderes Masifi üzerine ilerlemişler ve Üst Eosen'de Batı Toros (Likya) Naplarına aktarılmışlar ve Oligosen Molası ile örtülmüşlerdir (Ersoy, 1990).

1.6.4. Beydağları Otoktonu

Bazı araştırmacılar tarafından Beydağları zonu ve Beydağları Masifi olarak da adlandırmışlardır. Güneybatı Anadolu'nun en güneyindeki kuşak olup, göreceli otoktondur. Üst Triyas'dan başlayan neritik karbonatlar Kretase sonuna kadar devam eder. Bu istif, Üst Kretase sonundaki tektonik hareketler sonucunda yanal yönde fasiyes değişikliklerine uğramışlardır (Ersoy, 1990).

Beydağları Otoktonu duraylı bir karbonat platformu yani bir ön ülke olup, doğuya doğru Orta Toroslar boyunca napların önünde ve gerisinde yüzeyleir (Ersoy, 1990).

Alt Jura-Alt Miyosen'e kadar devam eden sığ denizel kireçtaşlarını içerirler. Bunlar Burdigaliyen-Tortoniyen (Alt-Üst Miyosen) yaşlı şeyl ve kumtaşları tarafından üzerlenir. Bu otokton sedimantler Yavuz napının doğu kenarında Eosen-Oligosen yaşlı kayalar tarafından tektonik olarak üzerlenir.

Collins ve Robertson, (1998) tarafından yapılan çalışmada Menderes Masifi ve Beydağları Otoktonunu tek bir birim olarak yorumlanmıştır. Allokon birimlerin arasında yatay devamlılıkları olduklarını belirlemişlerdir. Bu şu sebeplerden dolayıdır: (1) Hem Menderes Masif kompleksi hem de Beydağları otoktonu üzerinde Likya napları vardır ve bunlarla direkt ilişkilidir. (2) Her iki ünite de sığ denizel kireçtaşlarından meydana gelen Mesozoyik yaşlı istif benzer özellikler göstermektedir. (3) Napların güneye doğru ilerlemesine uygun olarak oluşan tortul havzaların meydana gelmesi.

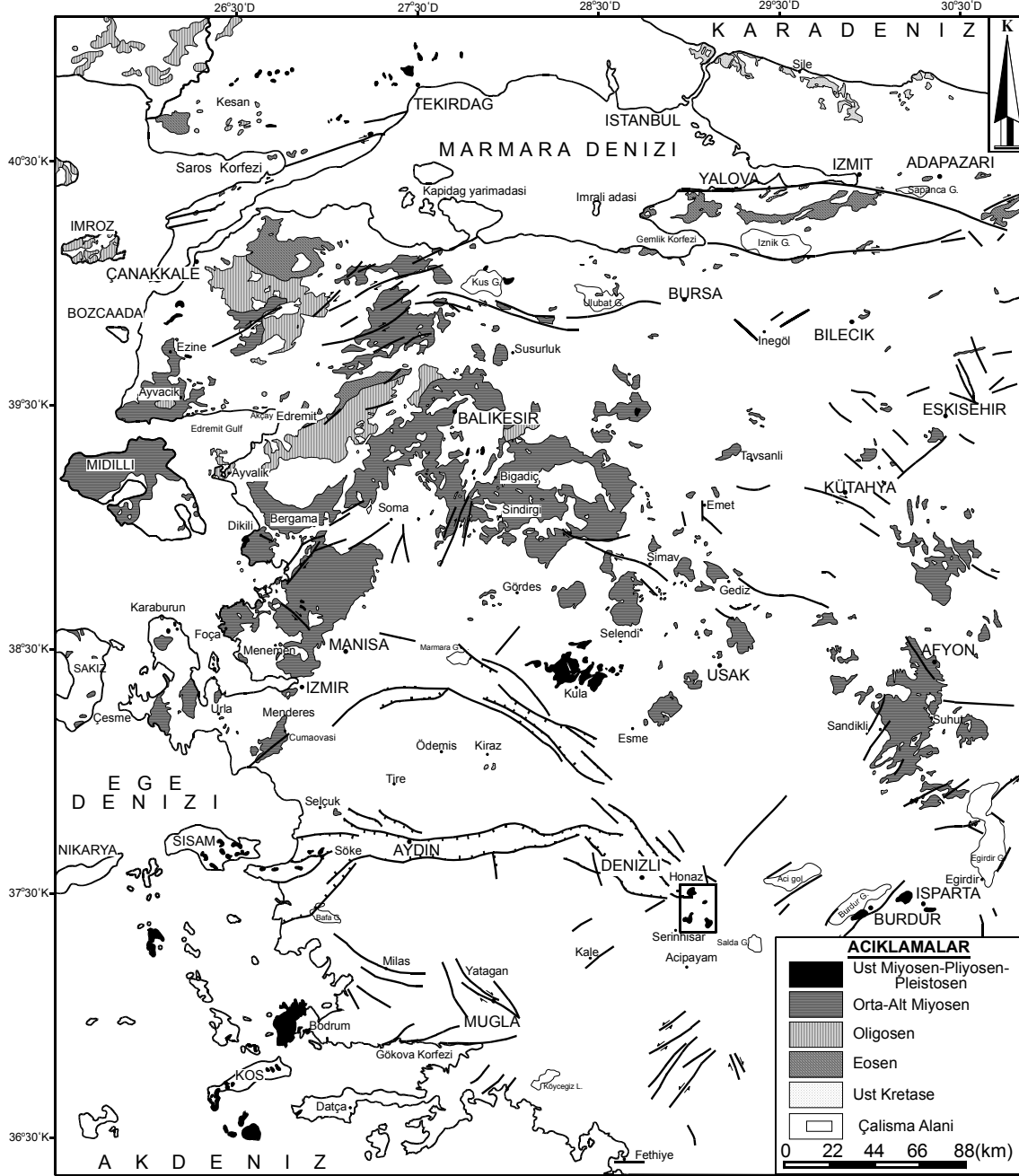
1.6.5. Antalya Napları

Antalya Napları üç farklı birliğe ayrılmaktadır. Antalya Naplarının temelini oluşturan Çataltepe birimidir. Triyas yaşlı kumtaşı, killi kireçtaşı ile Jura-Kretase yaşlı radyolarit ara katkılı neritik karbonatlardan oluşur. Antalya Naplarının ara seviyesinde Alakırçay-Ispartaçay birimi yer alır. Üst Triyas yaşlı çörtlü kireçtaşı, kumtaşı, radyolarit, kireçtaşı arakatkılı bazik denizaltı volkanitleri ve ofiyolitik kayalarla beraber Üst Kretase yaşlı kırıntılı kayalardan oluşur. Antalya Naplarının üst seviyesini Tahtalıdağ birimi oluşturur. Kambriyen-Kretase aralığında çökelmiş şelf türü karbonat ve kırıntılı kayalardan oluşur (Brunn ve diğ., 1971).

1.7. Batı Anadolu Volkanitlerinde Denizli Volkanitlerinin Yeri

Batı Anadolu ve Ege adalarında Tersiyer ve Kuvaterner volkanizması geniş yer kaplar. Batı Anadolu'daki volkanizma kalkalkalen, şoşonitik ve alkalen özellikler

göstermektedir. Batı Anadolu’da volkanik aktivite kuzeyden güneye doğru gençleşir (Ercan ve diğ., 1996) (Şekil 1.3).



Şekil 1.3: Batı Anadolu volkanitleri yaş haritası (Ercan ve diğ., 1996'dan revize edilmiştir)

Batı Anadolu ve Ege adalarındaki volkanik kayaların oluşumunda farklı modeller ortaya atılmıştır. Bu modeller başlıca üç kısımda toplanabilir. Bunlar;

1. Volkanik kayaçlar Geç Oligosen’de başlayan K-G açılma rejimine bağlı olarak oluşmuştur (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Seyitoğlu ve diğ., 1997).

2. Doğu Akdeniz okyanusal kabuğunun Helen Hendeği boyunca kuzeye doğru yitime bağlı olarak meydana gelmişlerdir (Fytikas ve diğ., 1984).

3. Batı Anadolu’daki magma oluşumu farklı tektonik olaylara bağlı olarak farklı dönemlerde meydana gelmiştir. Oligosen-Orta Miyosen’deki volkanitler K-G sıkışma rejimine bağlı olarak oluşmuş Geç Miyosen’den sonra ise K-G açılma rejimine bağlı olarak meydana gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1989; Güleç, 1991).

Ancak son yıllarda Batı Anadolu’daki alkali ve kalkalkali volkanizmada etkili olan açılma tektoniğinin başlama yaşı tartışılmaktadır.

Batı Anadolu’daki asidik-ortaç volkanizmanın Erken Miyosen döneminde geliştiği kabul edilmektedir (Yılmaz, 1989; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve diğ., 1997). Batı Anadolu’da D-B uzanımlı grabenler Erken Miyosen’de gelişmeye başlamıştır. Kuzey-Güney açılma tektoniği Geç Oligosen-Erken Miyosen döneminde etkili olduğu ortaya konulmuştur (Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve diğ., 1997).

Batı Anadolu’da Geç Oligosen-Erken ve Orta Miyosen volkanitlerinin kalkalkali ve şoşonitik karakterde olduğu, Geç Miyosen-Pliyosen-Kuvaterner volkanitlerinin ise alkalik karakterde olduğu bir çok araştırmacı tarafından kabul edilmektedir (Güleç, 1991; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve diğ., 1997). Geç Oligosen-Orta Miyosen yaşlı kalkalkali karakterli volkanizmanın litosferik manto tarafından şekillendirildiği ve Geç Miyosen-Pliyosen-Kuvaterner’de Batı Anadolu volkanitlerinde astenosferik katkının gençleştikçe artarak devam ettiği birçok araştırmacı tarafından belirtilmektedir (Güleç, 1991).

Geç Oligosen-Orta Miyosen yaşlı volkanitler özellikle alt kıta kabuğundan fazlaca kirletilmiştir. Güleç, (1991)’e göre bu kirlilik miktarı % 9-23 arasında değişmektedir. Batı Anadolu’da kıtasal kabuk inceldikçe ve normal fay sistemleri devam ettikçe kabuk kirlenmesi azalmaktadır.

İKİNCİ BÖLÜM GENEL JEOLJİ-STRATİGRAFİ

2.1. Giriş

Çalışma alanındaki, Neojen öncesi temel kayalar alttan üste doğru şu şekilde sıralanabilir; En altta Üst Kretase-Üst Eosen yaşlı otokton konumlu olan fliş fasiyesinde gelişen Alçıboğazı Formasyonu yer alır. Bunun üzerine uyumlu ve geçişli olarak Orta-Üst Eosen yaşlı olarak Kızılyer Formasyonu gelir. Bu birim üzerine yatay ve yataya yakın tektonik dokanakla Jura-Kretase yaşlı Çökelez Kireçtaşı, Üst Kretase –Alt Eosen yaşlı ofiyolitik melanj özelliği gösteren Karatepe Formasyonu ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı olarak Üst Eosen- Oligosen arası bir dönemde bölgeye yerleşen, eksik dizi karakterli ofiyolitik seri gelmektedir. Allohton konumlu birimler üst üstte gelmiş tektonik dilimlerden oluşmaktadır ve üzerlerine açısız uyumsuz olarak Oligosen yaşlı Karadere Formasyonu ve bunun üzerine de uyumlu ve geçişli olarak Oligosen yaşlı Bayıralan Formasyonu gelmektedir.

Çalışma alanındaki Neojen öncesi temel kayalar üzerine otokton konumlu ve açısız uyumsuz olarak Neojen yaşlı kırıntılı çökeller gelmektedir. Neojen yaşlı çökeller, en altta Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Kızılburun Formasyonu, bu birim üzerine de yanal ve düşey geçişli olarak Alt Pliyosen yaşlı Sazak Formasyonu gelmektedir. Sazak Formasyonu üzerinde altta bulunan tüm birimleri keserek yüzeye ulaşan Üst Miyosen – Alt Pliyosen yaşlı Denizli Volkanitleri gelmektedir.

Tüm bu birimler üzerine, açısız uyumsuzlukla çakıl, kum ve silt boyutundaki malzemelerle temsil olunan Kuvaterner yaşlı Alüvyon, Alüvyon yelpazesi ve Yamaç Molozu gelmektedir (Ek I).

Çalışma alanı ve yakın çevresinde önceki araştırmacıların tanımlamış olduğu jeolojik birimler korele edilmiştir (Şekil 2.1). Bu korelasyon sonucunda aynı formasyona verilen diğer adlamalar tespit edilmiştir. Bölgeyi karakterize eden formasyon adlamaları kullanılarak çalışma alanı ve yakın çevresinin genelleştirilmiş tektonostratigrafik kesiti oluşturulmuştur (Şekil 2.2).

Üst Sistem	Sistem	Formasyon	Litoloji	Açıklamalar	Çökelme Ortamı	Yapısal Durum			
	Seri	Simge					Kalınlık(m)		
SENOZOYİK	Kuvaterner	—	Qal	100	Alüvyon(Qal), Alüvyon Yelpazesi(Qaly) Yamaç Molozu(Qym) <i>Açısal uyumsuzluk</i>	Alüvyon Yelpazesi	Otokton		
	Üst Miyosen- Alt Pliyosen	Denizli Vol.	Tdv	100	Lav, tüf ve aglomera				
	Alt Pliyosen	Sazak	Ts	200-250	Kiltaşı (Tsk), Marn (Tsm), Gösel Kireçtaşı (Tsg)	Göl			
	Üst Miyosen- Alt Pliyosen	Kızılburun	Tk	250-300	Çakıltası, Kumtaşı, Kiltaşı Killi kireçtaşı(Tkm), Silttaşı, Gösel kireçtaşı(Tkg) <i>Açısal uyumsuzluk</i>	Alüvyon Yelpazesi & Örgülü Akarsu			
	Oligosen	Bayıralan	Tob	250-300	Ufak çakıltası, Çakıllı kumtaşı, Kumtaşı, Çamurtaşı ardalanması	Sığ Denizel			
		Karadere	Tok	400	Kızıl kahverengi renkli bloklu çakıltası, Kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması	Alüvyon Yelpazesi			
	MESOZOYİK	Üst Jura- Alt Kretase	Honaz Ofiyoliti	Ho	400	Tektonitler: Harzburjit, dünit, kromit Mikro gabro ve dolerit daykları			Allokton
		Üst Kretase- Alt Eosen	Kara tepe	Kf	60	<i>Tektonik Dokanak</i> Ofiyolitik Karmaşık <i>Tektonik Dokanak</i>		Denizel	
		Jura- Kretase	Çökelez kireçtaşı	Jkç	300-500	Dolomit, Dolomitik Kireçtaşı Mikritik Kireçtaşı, Çörtlü Kireçtaşı		Sığ Denizel	
		Orta-Üst Eosen	Kızılyer	Tek	240	<i>Tektonik Dokanak</i> Jips-anhidrit, Dolomit ardalanması		Denizel	
Üst Kretase- Üst Eosen			Alçı boğaz	Tf	80	Kumtaşı, konglomera, şeyl ardalanması (fliş)			

Şekil 2.2: Denizli volkanitleri ve yakın çevresinin geliştirilmiş tektonostratigrafik dikme kesiti (Konak ve diğ., 1990'dan faydalanılmıştır)

2.2. Neojen Öncesi Temel Kayalar

2.2.1. Giriş

Çalışma alanında bulunan Neojen öncesi temel kayalar tabanda otokton konumlu olan Alçıboğazı ve Kızılyer Formasyonu ile başlar. Allohton konumlu Çökelez Kireçtaşı, Karatepe Formasyonu ve Honaz Ofiyoliti ile devam eder. Bu birimler üzerine ise tekrar otokton konumlu ve uyumsuz olarak Karadere ve Bayıralan Formasyonu gelmektedir (Semiz ve Özpınar, 2003).

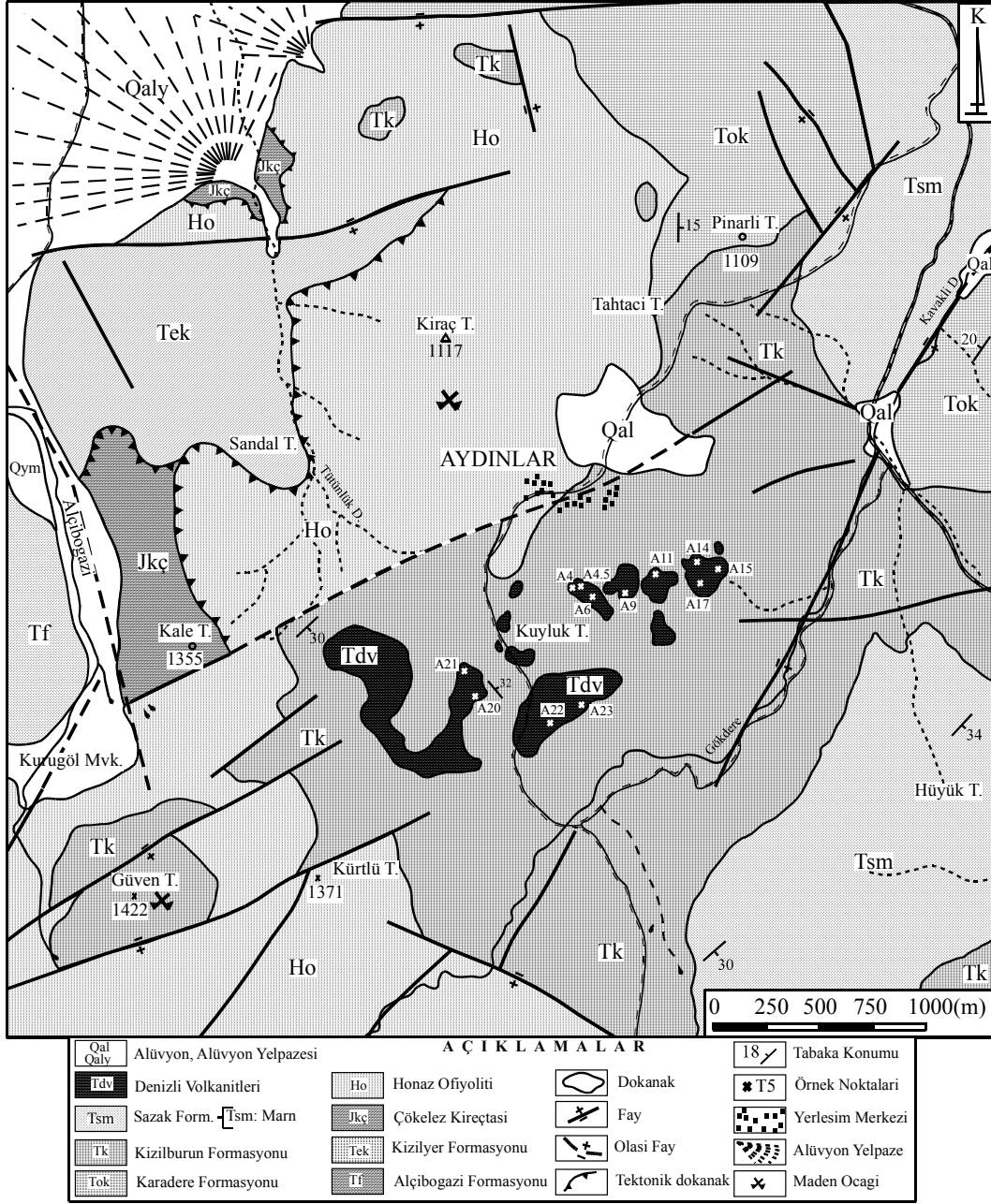
2.2.2. Alçıboğazı Formasyonu (Ka)

Alçıboğazı Formasyonu fliş fasiyesinde gelişmiş çökellerden oluşmaktadır. Formasyon ilk kez Okay (1989) tarafından Alçıboğazı Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyon çalışma alanında Aydınlar köyü batısında yer alan Alçıboğazı mevkiinde gözlenmektedir (Şekil 2.3).

Alçıboğazı Formasyonu kuvarsit, çört, serpantin, volkanit ve karbonat taneli kumtaşı, kaba kumtaşı, konglomera ve şeylden oluşan ve üste doğrudan fliş özelliği gösteren birimdir. Formasyonun üst kesimlerinde kireçtaşı, mermer ve radyolarit blokları yer alır. Formasyonun yaklaşık kalınlığı 70-100 m civarındadır (Okay 1989). Alçıboğazı Formasyonu çalışma alanının en altında bulunan otokton konumlu birimdir. Üzerine uyumlu ve geçişli olarak Kızılyer Formasyonu gelmektedir.

Alçıboğazı Formasyonu içersindeki olistrostromal kireçtaşlarında Sözbilir (1995) tarafından bulunan *Discocyclus* sp., *Asterigerina* sp., *Textulariidae*, *Miliolidae*, *Nummulitidae* fosillerine göre Orta-Üst Eosen olarak bulunmuştur. Çalışma alanı çevresinde Geç Kretase-Orta/Geç Eosen yaşta Göbecik Tepe birimi adında pelajik bir sedimanter istif yer almaktadır. Alçıboğazı formasyonu, bu birimin en üst kısmını oluşturmaktadır. Bu istifin yaşı Üst Kretase-Üst Eosen olarak kabul edilmiştir (Okay, 1989).

Formasyonun litolojik özelliklerinden ve fliş özelliği göstermesinden dolayı derin denizel ortamı karakterize etmektedir.



Şekil 2.3: Aydınlar ve yakın çevresinin Jeoloji Haritası (MTA haritalarından revize edilmiştir).

Alçıboğazi formasyonunun stratigrafik ve litolojik özellikleri göz önüne alındığında Kaklık yakınlarındaki Üst Kretase-Üst Eosen yaşlı Malıdağ Flişi (Özpinar ve diğ., 2002) ve Kale (Denizli) güneyindeki Üst Paleosen-Alt Eosen flişi (Özpinar, 1995) ile denestirilebilir.

2.2.3. Kızılyer Formasyonu (Kf)

Evaporit mineralleri (jips, anhidrit), dolomit ve dolomitik kireçtaşı ardalanmasından oluşan birimi ilk kez Pekuz (1998) Kızılyer Formasyonu olarak adlandırmıştır. Çalışma alanında, Aydınlar köyünün kuzeybatısındaki Sandal tepe kuzeyinde yer alır (Şekil 2.3).

Kızılyer formasyonundaki evaporitler, laminalı jips, masif jips, tabakalı jips, kırıntılı jips, yumrulu jips ve tabakalı anhidritten oluşur. Laminalı jipsler kıvrımlaşmış ve aralarında çeşitli boyutlarda mercekler şeklinde dolomitler yer alır. Dolomitler siyah, gri renkli ve ince kristallidirler. Dolomitik kireçtaşları gri renkli ve bol çatlaklıdır. Yaklaşık kalınlığı 240 m'dir (Alçıçek, 2002) (Şekil 2.4). Kızılyer Formasyonunun altında uyumlu olarak Alçıboğazı Formasyonu yer alır. Üzerine ise yatay ve yataya yakın bir tektonik dokanakla (bindirme) Çökelez Kireçtaşları gelmektedir. Sandal tepenin doğusundaki tütünlük dere yatağında ise Kızılyer Formasyonun üzerine tektonik dokanaklı olarak Honaz ofiyoliti gelmektedir (Şekil 2.2).

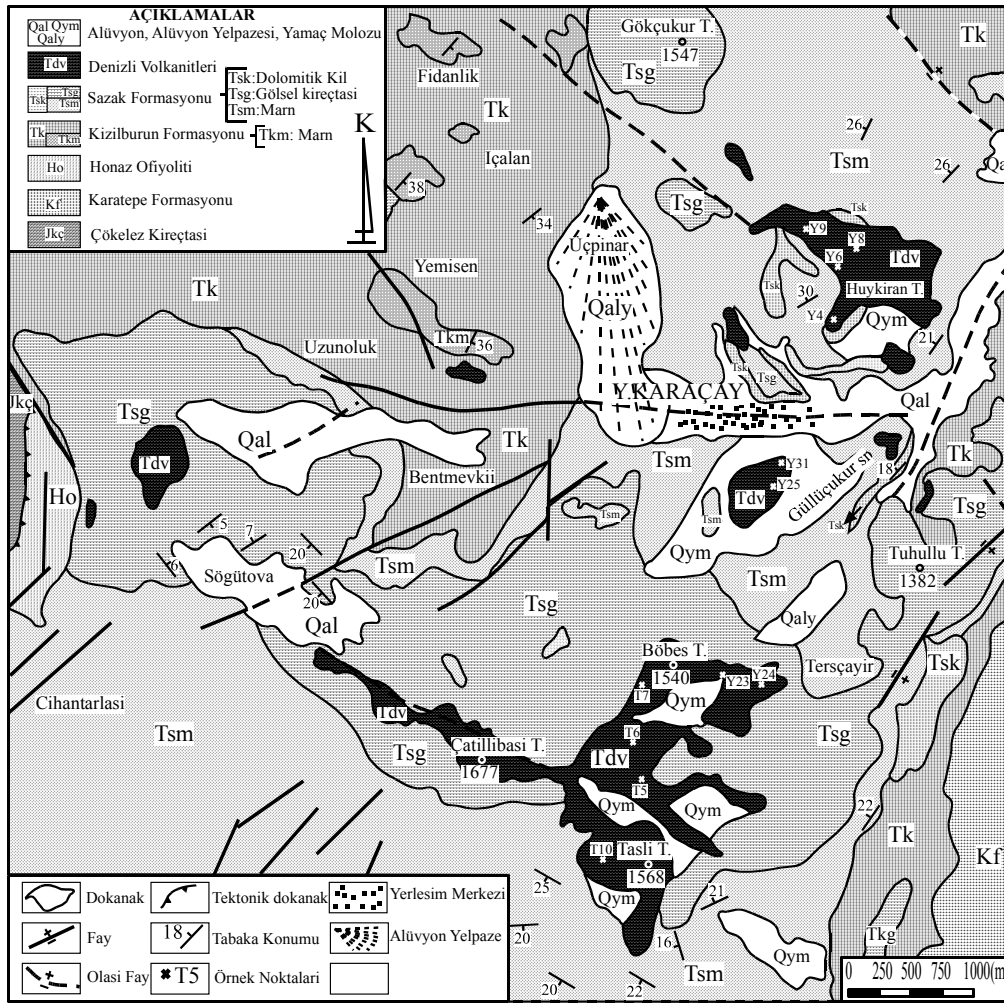


Şekil 2.4: Özdenler Maden ocağındaki Kızılyer formasyonun görünen jips-dolomitik kireçtaşı ardalanması.

Kızılyer Formasyonu içerisinde herhangi bir fosile rastlanmadığı için stratigrafik konumuna göre Orta-Üst Eosen yaşında olabileceği sonucuna varılmıştır (Pekuz, 1998). Kızılyer formasyonundaki evaporitler yüksek evaporitizasyon koşulları altında bulunmayan tatlı su girişi ile seyreltilen denizel ortamda çökelmişlerdir (Alçiçek, 2002).

2.2.4. Çökelez Kireçtaşı (JKç)

Çökelez kireçtaşı alttan üste doğru dolomit, dolomitik kireçtaşı, mikritik kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşları ile temsil edilen birime Konak ve diğ., (1990) tarafından Çökelez Kireçtaşı ismi verilmiştir. Çökelez Kireçtaşı çalışma alanında Aydınlar köyünün batısında bulunan Kale Tepe (Şekil 2.3) ve Yukarıkaraçay köyü batısındaki Devçukur mevkiinde (Şekil 2.5) gözlenmektedir.



Şekil 2.5: Yukarıkaraçay ve yakın çevresinin jeoloji haritası (MTA haritalarından revize edilmiştir).

Çökelez Kireçtaşının en alt seviyesini koyu gri - siyahımsı renkli ve orta-kalın tabakalı dolomitler oluşturur. Üste doğru renkleri açılarak dolomitik kireçtaşlarına geçerler (Şekil 2.6). Alterasyon yüzeyleri pürüzlüdür. Tektonik dokanağa yakın alt kesimlerinin kırıklı ve parçalı bir yapısı vardır. Bej ve gri renkli mikritik kireçtaşları içersinde yer yer ince dolomitik seviyeler vardır. En üstte ise çörtlü kireçtaşı gelmektedir. Formasyonun yaklaşık kalınlığı 300-500 m'dir (Gürel, 1997). Çökelez Kireçtaşlarının alt ve üst sınırı yatay ve yataya yakın bir tektonik dokanaktır. Stratigrafik istifte altında Kızılyer Formasyonu, üzerine ise Karatepe Formasyonu gelmektedir. Çalışma alanında Sandal tepe ve Devçukur mevkiinde üzerine yataya yakın tektonik dokanakla Honaz Ofiyoliti gelmektedir.



Şekil 2.6: Alçıboğazı mevkiinde görülen Çökelez kireçtaşlarının genel görünümü.

Çökelez Kireçtaşının yaşı Okay (1989) tarafından alınan numunelerde *Ostracoda*, *Milliolidae*, *Ophthalmidiidae*, *Gastropoda*, *Brachiopoda*, *Clodocoropsis* sp., fosilleri ile Üst Jura-Alt Kretase yaşını vermiştir. Konak ve diğ., (1990) tarafından alınan mikritik kireçtaşı örneklerinde *Trocholina* sp., *Lituolidae* ve *alg* fosilleri ile Jura-Kretase yaşını bulmuştur. Bu yaş verilerine göre birimin yaşı Jura-Kretase olarak kabul edilmiştir (Özpınar ve diğ., 2001, 2002).

Çökelez Kireçtaşları litolojik, paleontolojik ve stratigrafik konumlarına göre ele alındığında sığ bir denizel ortamda çökdikleri söylenebilir. Üst kısımlarda yer alan çörtlü kireçtaşlarının bulunması ile de ortamın giderek derinleştiği söylenebilir.

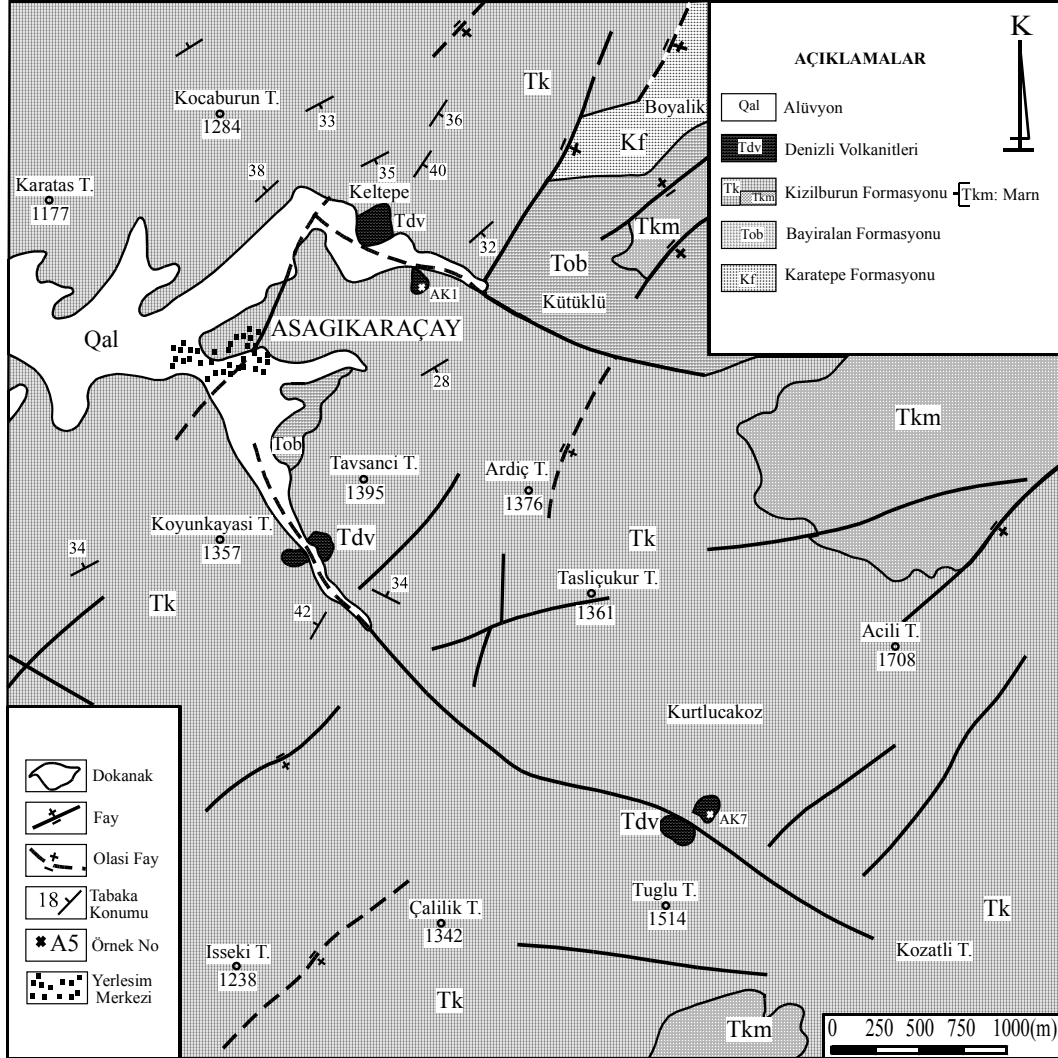
Çökelez kireçtaşına Mesozoyik kireçtaşları, Çatalcatepe Kireçtaşı, komprehensif seri halinde Masif Mikrokristalen Kalkerler ve Çökelez formasyonu gibi değişik isimlerde adlandırılmışlardır (Kastelli, 1971, Özler, 1996). Ayrıca Çökelez Kireçtaşı litolojik ve paleontolojik özelliklerine göre Acıpayam (Denizli) batısındaki Mesozoyik sığ denizel karbonatlar, Kale (Denizli) güneyindeki Üst Triyas-Alt Kretase karbonatları (Özpınar 1988; 1995) ve Yeşilova (Burdur) yakınlarındaki Üst Triyas-Liyas yaşlı Dolomitik Kireçtaşları (Özpınar ve diğ., 1996) ile deneştirilebilir.

2.2.5. Karatepe Formasyonu (Kf)

Karatepe Formasyonu, yerli ve yabancı blokların yer aldığı ve parçalanmış-ezilmiş serpantinden oluşmuş bir matriks içinde bulunan melanj türündedir. Birimi ilk kez Erişen (1971) de Karatepe mevkiinde tanımlamış ve adına da Şist-Radyolarit-Serpantin-Hornştayn Formasyonu denmiştir. Daha sonra Konak ve diğ., (1990) tarafından yapılan çalışmada da Karatepe Formasyonu adı benimsenmiştir. Karatepe Formasyonu, çalışma alanında Yukarıkaraçay güneyindeki Taşlı Tepe doğusunda (Şekil 2.5) ve Aşağıkaraçay kasabası doğusundaki boyalık mevkiinde (Şekil 2.7) mostra vermektedir.

Arazide kırmızı, kahverengi ve yer yer yeşilimsi ve mavimsi renkte görülür. Karatepe Formasyonu ezilmiş ve bozulmuş tektonitler, gabro, radyolarit, çörtlü kireçtaşı, dolerit blokları, kırmızı pelajik kireçtaşlarından oluşur. Serpantinit melanjin matriksini oluşturur. Melanjin matriksi arazide düz bir topografya oluştururken içinde yer alan bloklar çıkıntılar oluşturur (Özpınar ve diğ., 1996). Radyolaritler, genellikle 4-5 m'lik bloklar şeklinde, genellikle kırmızı renklerde görülür. Formasyonun görünür kalınlığı 50- 60 m'dir (Gürel, 1997). Karatepe Formasyonu altındaki ve üstündeki birimlerle yatay ve yataya yakın tektonik dokanakla gelmektedir. Karatepe Formasyonu altına Çökelez Kireçtaşı ve üzerine ise Honaz ofiyoliti gelmektedir. Çalışma alanında

Taşlıtepe doğusunda bulunan Karatepe Formasyonu üzerine Kızıllburun Formasyonu, boyalık mevkiinde ise Kızıllburun ve Bayıralan Formasyonu gelmektedir.



Şekil 2.7: Aşağıkaraçay ve yakın çevresinin Jeoloji haritası (MTA haritalarından revize edilmiştir).

Karatepe formasyonu içindeki kırmızı renkli kireçtaşı bloklarındaki *Globo truncana fornicata* (Flummer), *Globo truncana arce* (Cushman), *Globo truncana* sp., fosillerine göre Üst Kretase (Kampaniyen-Maestrihtiyen) yaşlı olduklarını söylenmiştir (Konak ve diğ., 1990, Özpinar ve diğ., 2001, 2002). Karatepe formasyonunun bölgeye yerleşim yaşı Üst Eosen-Oligosen arası bir dönemdedir (Özpinar ve diğ., 1996).

Melanj birimi Şistli-hornştayn formasyonu ve Bozkaya Melanjı olarak adlandırılmıştır (Özler, 1996). Karatepe Formasyonu, Yeşilova-Burdur civarındaki Kızılcadağ Melanjı (Özpinar ve diğ., 1996) ile denestirilebilir.

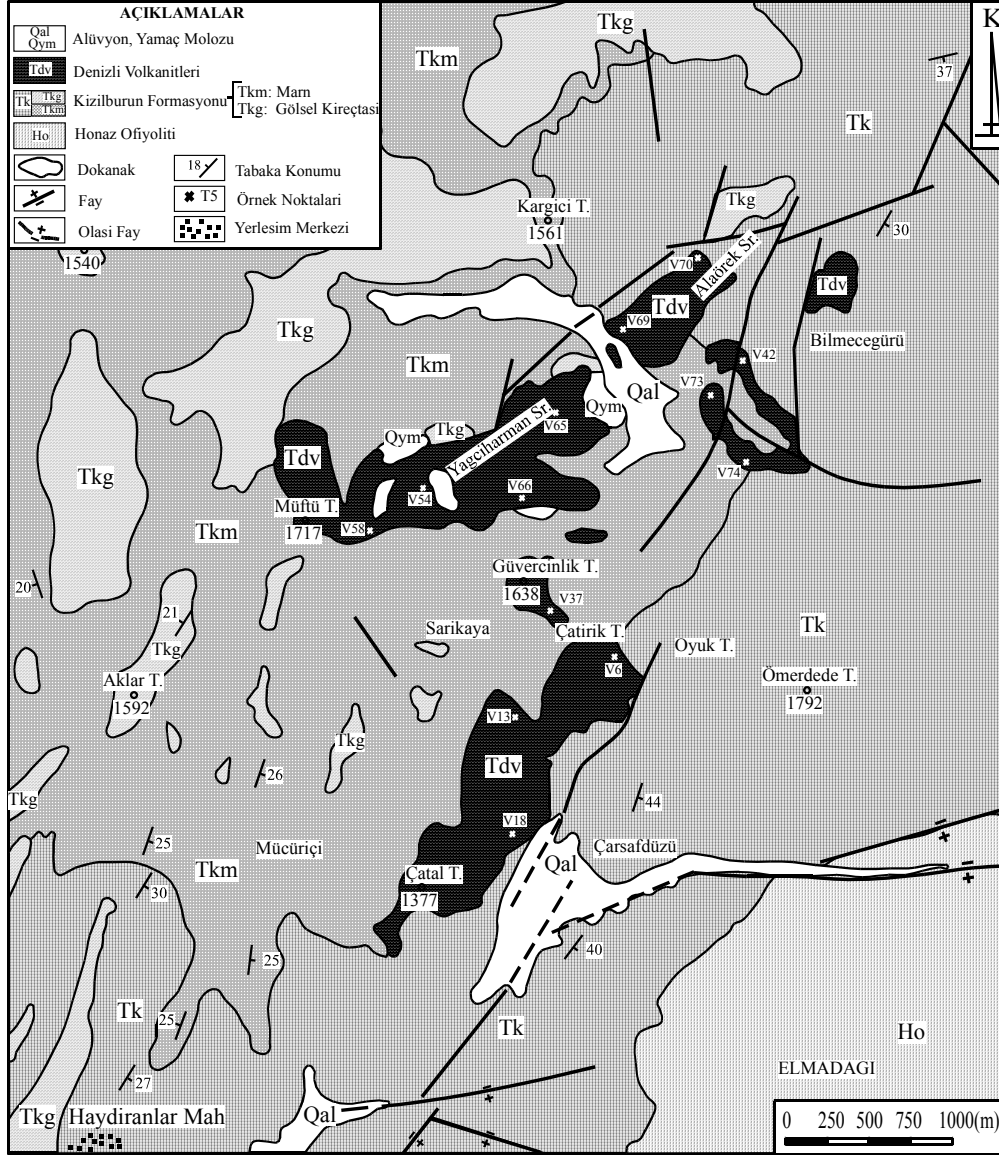
2.2.6. Honaz Ofiyoliti (HO)

Honaz Ofiyoliti, tektonitler ve bunları kesen damar kayaçları olmak üzere iki ana bileşenden oluşan ve eksik dizi karakterli bir ofiyolitik topluluğu karakterize eder. Serpantinleşmiş peridotitlerden oluşan birime Okay (1989) tarafından Honaz Ofiyoliti adı verilmiştir. Honaz Ofiyoliti çalışma alanında geniş bir yayılıma sahiptir. Aydınlar köyü ve çevresindeki Kıraç Tepe ve Kürtlü tepede (Şekil 2.3), Yukarıkaraçay köyünün batısındaki Asar tepe doğusunda (Şekil 2.5) ve Yeşilyuva kasabasının doğusunda bulunan Elmadağ da (Şekil 2.8) gözlenmektedir.

Honaz ofiyolitindeki tektonitler, başlıca harzburjitler ve bunların içindeki dünitler ve dünitik kılıflı podiform kromit kütleleri ile temsil edilirler. Harzburjitler aşırı derecede serpantinleşmiştir (Şekil 2.9). Tektonitler, mikro gabro ve dolerit daykları ile kesilmiştir (Özpinar, 1995). Dayklar sert yapıda olduklarından arazide sert çıkıntılar oluşturmaktadırlar (Şekil 2.10). Çalışma alanında geniş bir yayılıma sahip olan Honaz Ofiyoliti bölgedeki nap istifinin en üst birimini oluşturur. Honaz Ofiyoliti altındaki Karatepe formasyonu üzerine yatay ve yataya yakın tektonik dokanaklı olarak gelmektedir. Üzerine ise uyumsuz olarak Karadere Formasyonu gelmektedir. Aydınlar köyü güneyinde ve Yeşilyuva kasabası doğusundaki Elmadağında üzerine Kızılburun Formasyonu, Yukarıkaraçay batısındaki Karadoru mevkiinde ise Sazak Formasyonunun marn ve gölsel kireçtaşları gelmektedir.

Honaz ofiyolitinin oluşum yaşı Üst Jura-Alt Kretase'dir. Honaz ofiyolitinin bölgeye yerleşim yaşı Üst Eosen – Oligosen arası bir dönemde olduğu tahmin edilmektedir (Özpinar, 1995). Çalışma alanındaki Honaz Ofiyoliti, Kastelli (1971) tarafından Serpantinleşmiş peridotitler, Çakmakoglu (1990) tarafından Ultrabazik Kayaçlar ve Özler (1996) tarafından ise Menteşe Ofiyoliti olarak adlandırılmışlardır. Honaz ofiyoliti litolojik özelliklerine göre Yeşilova-Burdur civarındaki Yeşilova ofiyoliti (Özpinar ve

diğ., 1996) ve Acıpayam-Denizli güneyindeki Acıpayam Ofiyoliti (Özpinar 1987) ile denestirilebilir.



Şekil 2.8: Yeşilyuva ve yakın çevresinin Jeoloji Haritası (MTA haritalarından revize edilmiştir).

2.2.7. Karadere Formasyonu (Tok)

Karadere Formasyonu kızıl-kahverengi renkli, blokluk çakıltası-kumtaşı, çamurtaşı birimlerinin düzensiz olarak ardalanmasından oluşan birim ilk kez Hakyemez (1989) tarafından adlandırılmıştır. Çalışma alanında Aydınlar köyü kuzeybatısında Pınarlı tepede mostra vermektedir (Şekil 2.3).



Şekil 2.9: Çarşafdüzü mevki doğusunda bulunan Honaz Ofiyolitindeki serpantinleşmiş Harzburgitlerin genel görünümü.



Şekil 2.10: Çarşafdüzü mevki doğusunda sert çıkıntılar oluşturan metadolerit daykları.

Karadere Formasyonu kötü boylanmalı, genellikle ofiyolitik elemanlardan oluşan bloklu çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ve çakıllı çamurtaşı birimlerinin düzensiz arılanmasından oluşur (Şekil 2.11). Karadere formasyonunda beş fasiyes ayırt edilmiştir. Bloklu çakıltaşı-çamurtaşı fasiyesi matriks destekli, kötü boylanmalı çakıltaşı ve çamurtaşlarından oluşur. Çapraz katmanlı çakıltaşı-kumtaşı fasiyesi tane destekli, kötü boylanmalı çapraz tabakalı çakıltaşı ve teknemsi çapraz tabakalı çakıllı kumtaşından oluşur. Paralel katmanlı çakıltaşı fasiyesi tane destekli, orta iyi boylanmalı çakıltaşlarından oluşur. Paralel laminalı ve çapraz tabakalı katmanlı kumtaşı fasiyesi laminalı ve çapraz tabakalı kaba kumtaşlarından oluşur. İnce katmalı çamurtaşı fasiyesi orta boylanmalı ince paralel katmanlı çamurtaşından oluşur. Karadere Formasyonu, yukarı doğru tane boyu incelen bir istif gösterir. Yaklaşık kalınlığı 400 m'dir. (Hakyemez 1989).



Şekil 2.11: Ofiyolitik elemanlardan oluşan blok ve iri çakıl içerikli Karadere Formasyonunun arazide görünümü.

Karadere Formasyonu kendinden önceki tüm birimleri açısız uyumsuz olarak örter. Stratigrafik istifte Karadere Formasyonu altına uyumsuz olarak Honaz ofiyoliti, üzerine ise yanal ve düşey geçişli olarak Bayıralan Formasyonu gelmektedir. Çalışma alanında

Aydınlar köyü kuzeyindeki Pınarlı tepede üzerine uyumsuz olarak Sazak formasyonu gelmektedir.

Hakyemez (1989) tarafından yanal geçişli olduğu formasyonlara göre bu birimin yaşı Oligosen olarak bulunmuştur. Bölgeye Üst Eosen-Oligosen arasında yerleşen Honaz Ofiyoliti ofiyolitik eleman vermiştir.

Karadere Formasyonunun bir yarı kurak tipde alüvyon yelpazesidir (Hakyemez, 1989). Karadere Formasyonunu, Sözbilir (1995) tarafından Çaykavuştu formasyonu ve Özler (1996) tarafından ise Dağdere Formasyonu olarak adlandırılmışlar ve Oligosen yaşlı olduklarını belirtmişlerdir.

2.2.8. Bayıralan Formasyonu (Tob)

Bayıralan Formasyonu, ufak çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ve çamurtaşı ar dalanmasından oluşan birim ilk kez Konak ve diğ., 1990 tarafından adlandırılmıştır. Çalışma alanında Aşağıkaraçay kasabası güneyinde ve doğusundaki Kütüklü mevkiinde az bir alanda mostra vermektedirler (Şekil 2.7).

Bayıralan Formasyonu, kızıl, sarı, kahverengi, bej ve zeytin yeşili renkli, ufak çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ar dalanmasından oluşmaktadır. Çakıltaşları ofiyolit, radyolarit, çört ve kireçtaşı çakıllarından oluşup 1mm-10cm arasında değişen boyutlardadır. Çakıltaşları çakıllı kumtaşı ve çamurtaşı birimleri ile geçişlidir. Pembe rengin görüldüğü yerlerde kuvarsit çakıllarının egemen olduğu çakıllı kumtaşı görülür. Sarı renkli olan yerlerde ise ince taneli kumtaşı ve silttaşı görülür. Mika pulları oldukça fazladır. Ara düzeylerde görülen çakıltaşları yeşilimsi-kahverengimsi bej renkli ve kötü boylanmalıdır. Çakılların çoğunluğu kireçtaşıdır. Radyolarit ve ofiyolit çakılları azdır. Kumtaşlarında kum daykları gözlenmektedir. Formasyonun görünür kalınlığı 250-300 m'dir (Konak ve diğ., 1990). Kumlu-killi seviyelerde bol mollusk ve resifal seviyelerde zengin mercan faunasına rastlanılmıştır (İslamoğlu ve diğ., 2003). Bu birim, altında yer alan Karadere Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Karadere Formasyonu üzerine ise açısız uyumsuz olarak Kızılburun Formasyonu gelmektedir.

Bayıralan Formasyonu yaşı Oligosen olarak belirlenmiştir (Konak ve diğ., 1990). Bayıralan formasyonu içindeki kumlu ve killi seviyeler, *Tympanotonus margaritaceus* (Brocchi), *Gigantostrea* sp. Vb. gibi mollusk faunası içermesi ve resifal seviyelerde *stylophora* sp. Vb gibi mercenler bulunması sebebiyle Alt oligosen olarak yaşlandırılmıştır (İslamoğlu ve diğ., 2003). Bayıralan Formasyonu tortullaşması, esas olarak sahil şeridi ve sığ denizel koşullarda gerçekleşmiştir (Konak ve diğ., 1990). Bayıralan Formasyonu Hakyemez (1989) tarafından Mortuma Formasyonu, Sözbilir (1995) tarafından Sağıdere Formasyonu ve Özler (1996) tarafından Çambaşı Formasyonu olarak tanımlanmışlardır.

2.3. Neojen Yaşlı Çökeller

2.3.1. Giriş

Neojen yaşlı çökeller kendinden önceki birimler üzerine aşıl uyumsuzlukla gelmektedir. Denizli grubu ve Denizli Volkanitlerinden oluşmaktadır (Semiz ve Özpınar, 2003). Denizli Grubu Kızılburun Formasyonu ve Sazak Formasyonundan oluşmaktadır (Göktaş, 1990).

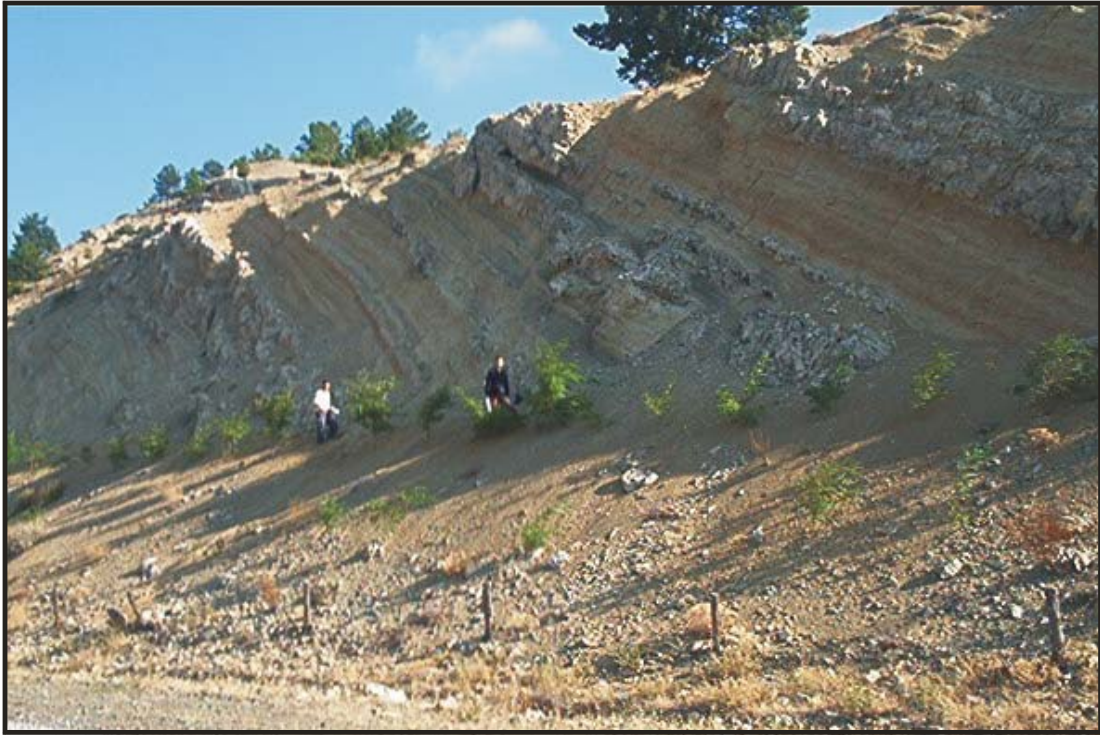
2.3.2. Kızılburun Formasyonu (Tk)

Kızılburun Formasyonu, çakıltaşı, kumtaşı, kiltası ve silttaşı birimlerinden oluşan ve Şimşek (1984) tarafından adlandırılan birimdir. Çalışma alanında geniş bir yayılıma sahiptir. Aydınlar köyü etrafında, Yukarıkaraçay köyü batısında, Aşağıkaraçay kasabası etrafında ve Yeşilyuva kasabasının kuzeydoğusunda gözlenmektedir (Şekil 2.3; 2.5; 2.7; 2.8). Üst seviyelerindeki Kızılburun Formasyonuna ait marnlar (Tkm) ve gölsel kireçtaşları (Tkg) Yeşilyuva kasabası kuzeybatısında gözlenmektedir.

Kızılburun Formasyonu kendisinden yaşlı tüm kaya birimlerini aşıl uyumsuzlukla örten, alüvyon yelpazesi kökenli karasal kırıntılardan oluşur. Çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşının düzensiz ardalanması başlıca kaya türü topluluğunu oluşturur. Kızılburun

Formasyonunun tabanında kızıl kahve-yeşilimsi bej renkli moloz akması kökenli, bloklı çakıltaşları bulunur. Çakıltaşları tane destekli olup matris (kumtaşı-çamurtaşı) azdır. Çakıllar yarı köşeli, yuvarlaklaşmış olup genellikle kireçtaşı, kuvarsit, az olarak da serpantin, diyabaz bileşenlidir. Üst düzeylerde sarımsı boz renkli silttaşı-kıltaşı gelmektedir. Kızılburun Formasyonu üst kesimlerine doğru tane boyunda azalma ve renkte bir açılma meydana gelmektedir.

Kızılburun Formasyonu alt kesimlerindeki bloklı çakıltaşı, kaba kumtaşı ve kumtaşı tipik alüvyon yelpazesi çökellerini, üst kesimlerinde yer alan ufak çakıltaşı-çakıllı kumtaşı-kıltaşı topluluğu ise örgülü akarsu çökellerini karakterize eder(Şekil 2.12). Kızılburun Formasyonunun en üstünde, menderesli ırmak ortamında oluşan gri yeşil renkli, kil-silt boyutunda malzemeler yer alır. Daha üste altta 25-30 cm kalınlığında linyit seviyeleri içeren killi kireçtaşı ve gölsel kireçtaşı yer alır.



Şekil 2.12: Yeşilyuva'nın kuzeyindeki Sarıkaya pınarı mevkiindeki ufak çakıltaşı-kıltaşı ve gölsel kireçtaşından oluşan Kızılburun formasyonunun görünümü.

Kızılburun Formasyonunun üst seviyelerinde tane boyu incelik ve karbonat miktarı artar (Göktaş 1990). Çalışma alanındaki Kızılburun Formasyonu üst seviyelerinde yer

alan killi kireçtaşı-marn (Tkm) ve gösel kireçtaşı (Tkg) olarak ayırtlanmıştır. Formasyonun yaklaşık kalınlığı 250-300m'dir (Gürel, 1997).

Kızılburun Formasyonunun yaşı, Taner (1984), Şimşek (1984) ve Kastelli (1971) 'e göre Alt Pliyosen, Sun (1990) 'a göre Üst Miyosen olarak verilmiştir. Taner (2001) önceki tanımlamış olduğu fosillerle yeni Neojen kronostratigrafisine göre Üst Miyosen'e dahil etmiştir. Yatağan Formasyonunda omurgalı fosil verileri ve radyoaktif yaş verileri ($9,25\pm 0,2$ ve $10,2\pm 0,15$ my) esas alınarak Üst Miyosen kabul etmiştir (Okay, 1989). Özpinar ve diğ., (2001) yaptıkları çalışmada Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşını kabul etmişlerdir. Alçıçek, (2001) yaptığı çalışmada, Çameli Formasyonun alt kesimlerinde bulunan Derindere ve Kumafşarı üyelerinin yaşının Üst Miyosen-Orta Pliyosen yaşlı olabileceğini belirtmiştir. Bu çalışmada da Neotektonik dönemdeki bölgenin gelişimi ve Denizli volkanitlerindeki tüflerle eş yaşlı oluştukları göz önüne alınırsa Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı oldukları kabul edilmiştir.

Kızılburun Formasyonu alüvyon yelpazesi çökelleriyle başlayıp örgülü akarsu çökelleriyle devam eder ve menderesli akarsu çökelleriyle sona erer (Göktaş, 1990). Kızılburun Formasyonu, Kastelli (1971) tarafından Kızıl Seri, Taner (1984) tarafından Kırmızı kaide çakıltaşları ve Pekuz (1998) tarafından Karaçay formasyonu olarak adlandırılmıştır. Kızılburun Formasyonu, Muğla civarındaki Yatağan formasyonu ve Denizli-Çameli civarındaki Çameli Formasyonunun alt kesimlerini oluşturan Derindere ve Kumafşarı üyeleri (Alçıçek, 2001) ile deneştirilebilir.

2.3.3. Sazak Formasyonu (Ts)

Sazak Formasyonu, kiltası, siltaşı, killi kireçtaşı ve gösel kireçtaşı çökellerinden oluşur ve Şimşek (1984) tarafından adlandırılan bir birimdir. Çalışma alanında en geniş yayılıma Yukarıkaraçay köyü güneyinde sahiptir (Şekil 2.5).

Sazak Formasyonu, altta kiltası, kumtaşı ve konglomera ardalması, silisifiye marn, beyaz sarımsı marn ve gösel kireçtaşlarından oluşur. Kiltası, kumtaşı ve çakıltaşı ardalması dar bir alanda yüzeyleyir. Marnlar sarımsı ve boz renklerde ve gastropod içeriklidirler. Gösel kireçtaşları ise beyaz, kırıklı, orta kalın tabakalı olup alg ve

gastropod fosilleri içerir (Özler 1996). En üstte dolomitik ve yeşil kilaşları vardır ve kireçtaşları ile ardalanmalıdır. Dolomitik kilaşları mat beyaz ve krem renkte, orta sertlikte ve kırılmalıdır. Dolomitik kilaşlarında egemen kil minerali simektittir. Bunlara ek olarak paligorskit ve/veya sepiyolit, dolomitik paligorskit ve dolomitik sepiyolit vardır. Dolomitik kilaşları konkoidal kırılma yapıları içerirler. Ayrıca kahverengi sepiyolit, paligorskit ve dolomitik sepiyolit seviyeleride mevcuttur. Kırmızı dolomitik kilaşları, yanal ve düşey geçişlidir (Akbulut ve Kadir, 2001). Dolomitik killerin simektit, montmorilyonit ve paligorskit türde oldukları belirtilmiştir (Özpınar ve Semiz, 2002). Çalışma alanındaki beyaz ve kırmızı renkli kilaşları (Tsk) (Şekil 2.13), beyaz marn (Tsm) ve gösel kireçtaşları (Tsg) olarak ayrılmıştır (Şekil 2.3; 2.5).



Şekil 2.13: Yukarıkaraçay köyü kuzeyindeki Beyaz ve Kırmızı renkli kilaşının genel görünüşü

Yukarıkaraçay köyü batısındaki Sazak Formasyonu tabanında 1-2 m'lik linyit ara katmanlı kilaşları mevcuttur. Sazak Formasyonu içersinde evaporasyon ürünü olan jipsler de mevcuttur. Formasyonun yaklaşık kalınlığı 200-250 m'dir. (Taner, 1974). Sazak Formasyonu altında bulunan Kızılburun Formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Üzerinde tüm birimleri kesen ve Sazak Formasyonu ile eş yaşlı Denizli Volkanitleri gelmektedir.

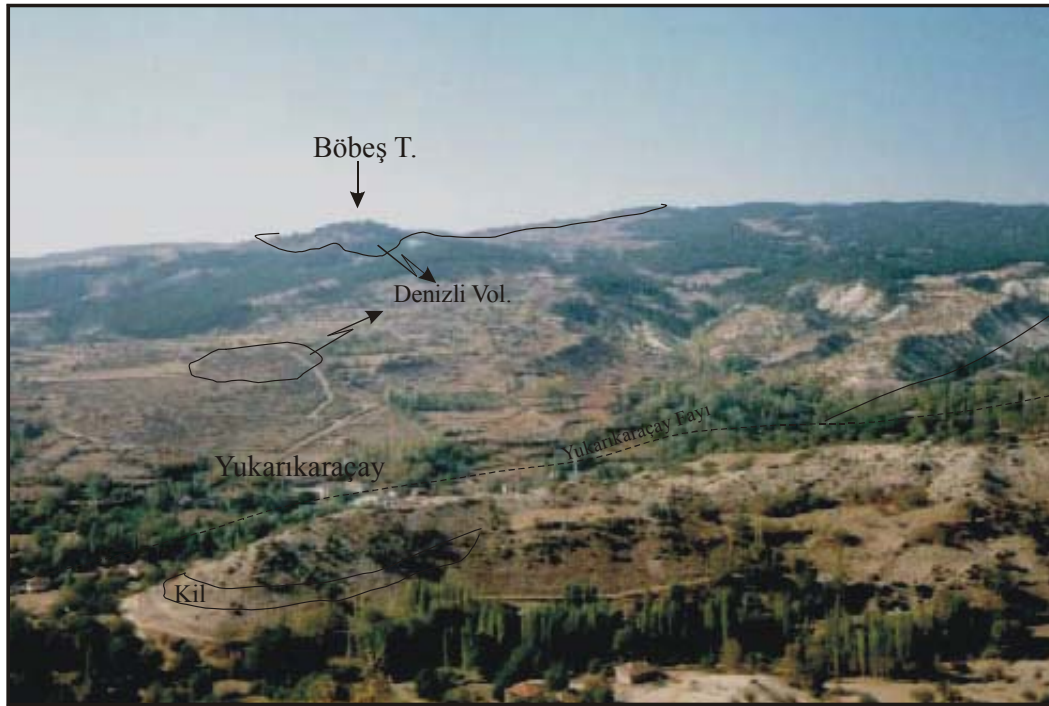
Sazak Formasyonunun yaşı omurgalı fosil verilerine göre Yüroliyen (Üst Miyosen üstü)-Pliyosen olarak verilmiştir (Okay, 1989). Konak ve diğ., (1990) tarafından Alt Pliyosen olarak bulunmuştur. Erişen (1971) ise *Candeina kinkelini* TRIEBEL fosiline göre Alt Pliyosen olarak bulmuştur. Çameli Formasyonun üst seviyelerindeki Değne Üyesinde yapılan mikro memeli çalışmalarına göre birimin yaşının Üst Pliyosen'e kadar

çıkabileceği belirtilmiştir (Alçıçek, 2001). Bu çalışmada Alt Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

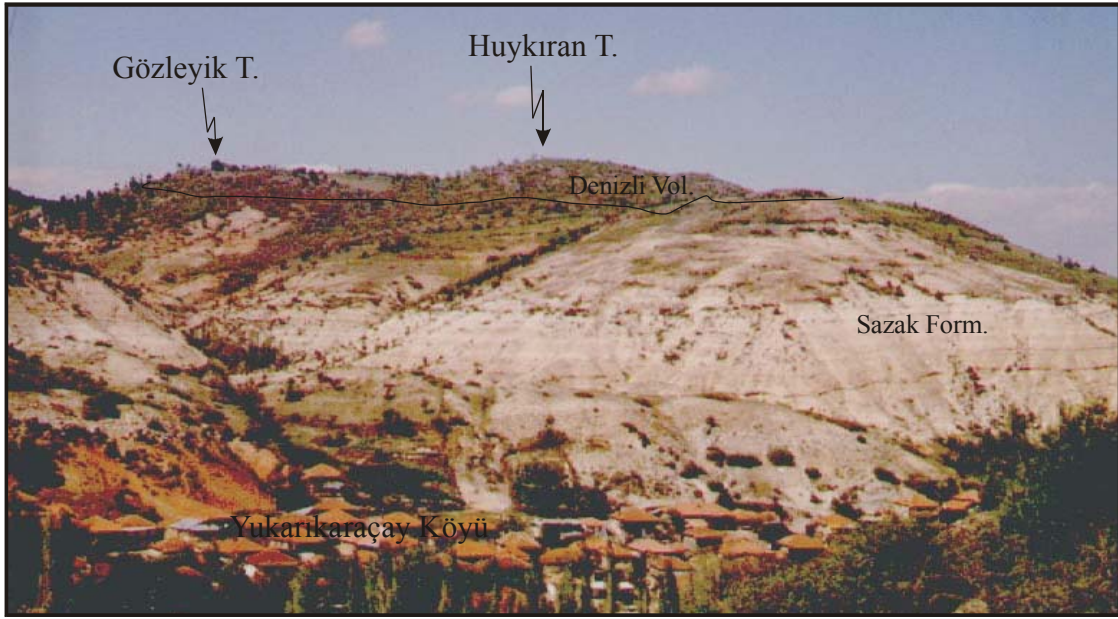
Sazak Formasyonu karbonat çökellerinin fazla olduğu düşük enerjili bir göl ortamında çökelmiştir. Sazak Formasyonu, Taner (1984) tarafından sıkı kalker, Sun (1990) tarafından Neojen tatlı su kalkerleri ve Konak ve diğ., (1990) tarafından Killik Formasyonu olarak adlandırılmışlardır. Sazak Formasyonu Kale-Kurbalık bölgesindeki Milet Formasyonu (Hakyemez, 1989) ve Çameli Formasyonunun üst seviyelerini oluşturan Değne Üyesi (Alçıçek, 2001) ile deneştirilebilir

2.3.4. Denizli Volkanitleri (Tdv)

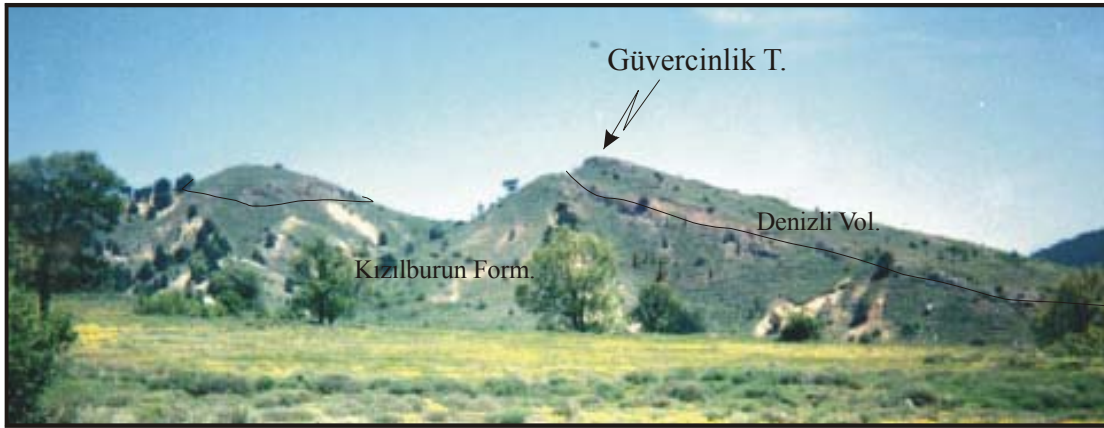
Denizli Volkanitleri Ercan ve diğ., (1983) tarafından isimlendirilen tüfit, aglomera ve lav akmlarından oluşan bir birimdir. Çalışma alanında volkanitler Aydınlar köyü, Yukarıkaraçay köyü (Şekil 2.14; 2.15), Aşağıkaraçay kasabası ve Yeşilyuva kasabasında (Şekil 2.16) olmak üzere dört ayrı alanda yüzlek vermektedir (Şekil 2.3; 2.5; 2.7; 2.8). Yukarıkaraçay bölgesinde volkanik lavlar altında tüfler bulunmaktadır.



Şekil 2.14: Yukarıkaraçay köyünün güneyindeki Böbeş tepedeki lavların Huykırın tepeden görünümü. (güneye bakış)



Şekil 2.15: Yukarıkaraçay kuzeyindeki Gözleyik tepedeki lavların görünümü.

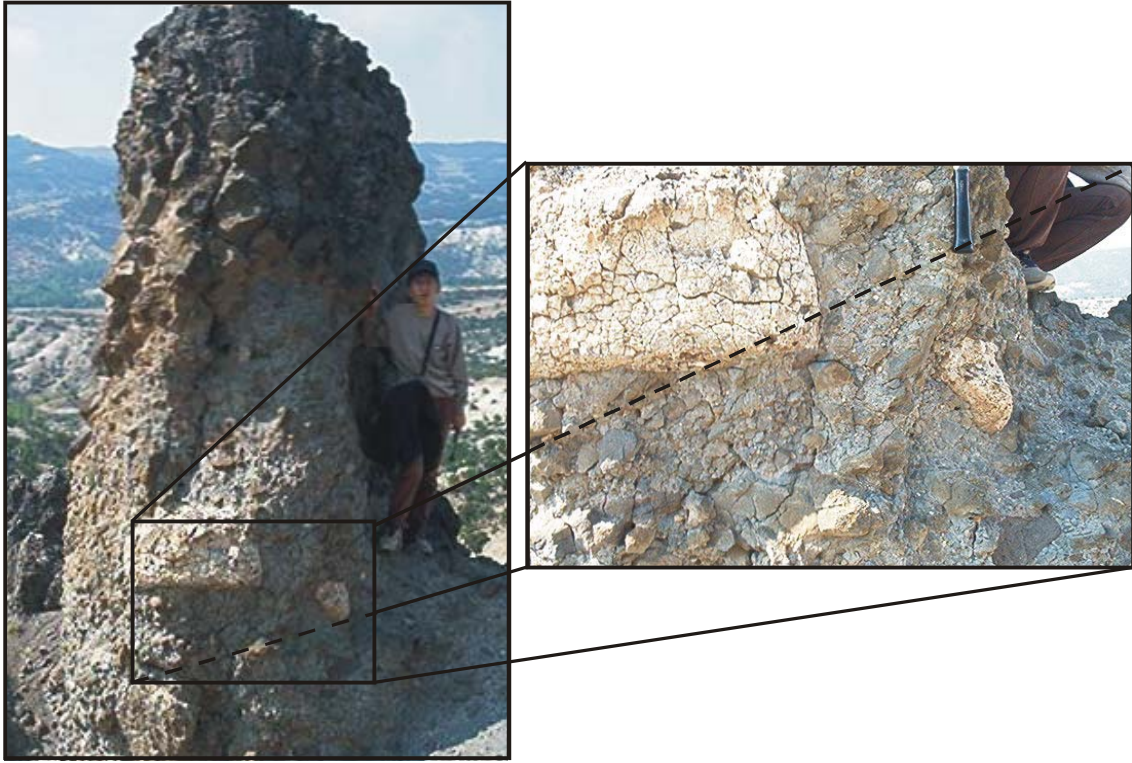


Şekil 2.16: Güvercinlik tepedeki lavların genel görünümü.

Denizli Volkanitleri koyu gri, gri, yeşilimsi, kırmızımsı kahverengi renklerde lav, tüfit (Şekil 2.17) ve aglomeralardan (Şekil 2.18) oluşmaktadır. Denizli Volkanitleri alttaki kaya birimleri üzerinde lav akıntıları şeklinde tepelerde yer alır. Makroskopik olarak lavlarda piroksen, altere olmuş biyotit fenokristalleri ayırt edilebilir. Lavlarda yapılan gözlemler sonucunda trakiandezit, ve bazaltik trakiandezit türde lavlar oldukları tespit edilmiştir. Lavlar çoğunlukla sıkı dokulu olup yer yer çok boşluklu lavlarda mevcuttur.

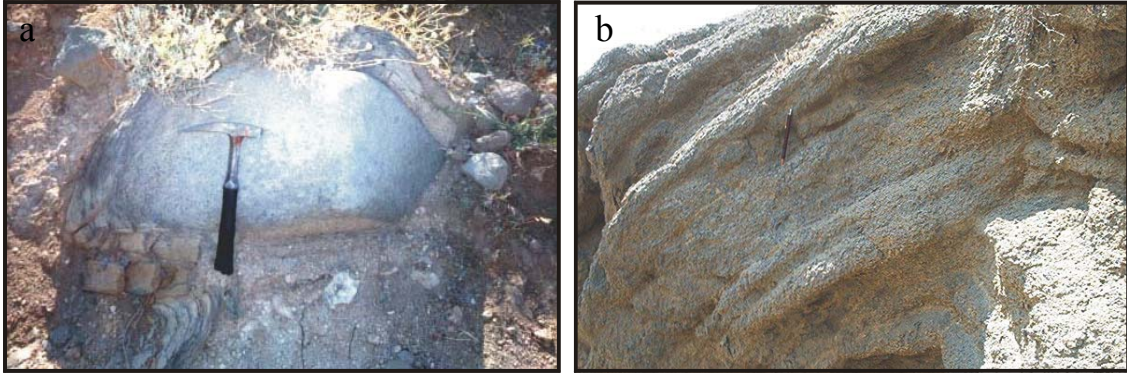


Şekil 2.17: Yukarıkaraçay köyünün güney kesimindeki lav (a) ve kuzey kesimlerindeki tüfit (b) yüzeylemelerinin arazide görünümü.



Şekil 2.18: Yukarıkaraçay köyü kuzeyindeki aglomera ve onlar üzerinde yer alan lavların yakından görünümü

Lavlarda soğuma ve akma yapıları gözlenmektedir (Şekil 2.19). Arazide lavlar çoğunlukla koyu renkli olup, yan kayaç dokanaklarında kırmızı renkte pişme yapısı gösterir (Şekil 2.20).

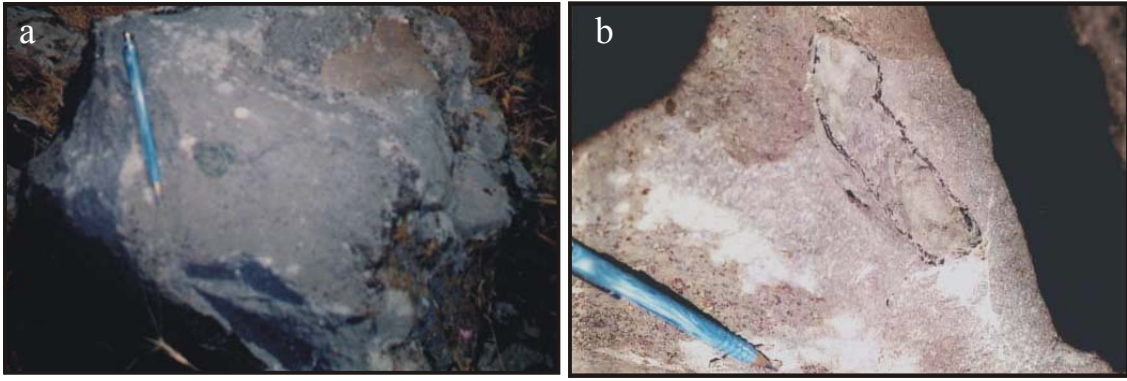


Şekil 2.19: Denizli Volkanitlerinde gözlenen soğuma (a) (Y.karaçay güneyi) ve akma yapısı (b) (Yeşilyuva-Çatırık tepe doğusundaki dere içeri)



Şekil 2.20: Yeşilyuva kuzeyindeki Bilmecegürü mevkiindeki volkanitlerin sokulum yaptığı Kızılburun biriminde oluşturdukları pişme nedeniyle oluşan değişim.

Volkanitler içerisinde yeşil, gri boşluklu 1-12 cm boyutunda anklav parçaları gözlenmiştir (Şekil 2.21). Anklavlar çoğunlukla elips şeklindedir (Şekil 2.22a). Anklavlar üzerindeki gözlemler sonucunda bunların yarı derinlik kayacı (mikro gabro/fiod monzodiyorit) olabilecekleri sonucuna varılmıştır. Ayrıca Yukarıkaraçay bölgesinde olasılıkla üst kıtasal kabuktan koparılarak bünyesine dahil edilmiş ve asimile edilmemiş kuvarsit anklavları da belirlenmiştir (Şekil 2.22 b).

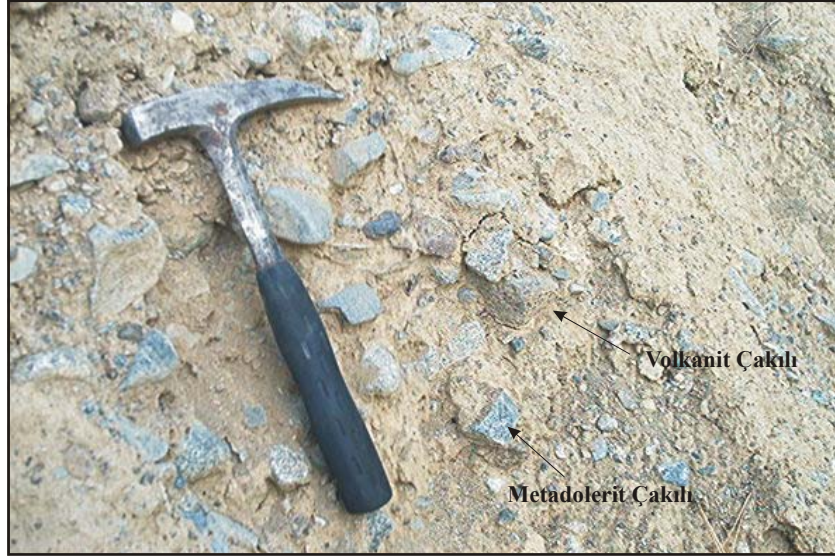


Şekil 2.21: Lavlar içersindeki diyopsitit anklavı (a) ve açık yeşil renkli anklav (b)



Şekil 2.22: Lavlar içersindeki elipsoidal şekilli anklavlar (a) ve kuvarsit anklavı (b).

Neojen yaşlı çökellerde volkanit çakıllarına rastlanmıştır (Şekil 2.23; 2.24; 2.25). Sazak Formasyonu içindeki dolomitik killere tüfitli seviyelere rastlanmıştır. Yaklaşık kalınlığı 100m'dir. Yukarıkaraçay su deposu mevkiinde Sazak formasyonunu düşey yönde kesen tüfitli seviyeler belirlenmiştir (Şekil 2.26).



Şekil 2.23: Yeşilyuva kuzeyindeki Bilmecegürü mevkiinde bulunan Kızılburun Formasyonu'ndaki metadolerit çakılları içerisindeki volkanit çakılı.



Şekil 2.24: Yeşilyuva kuzeyindeki Bilmecegürü mevkiindeki Kızılburun Formasyonu içindeki farklı boyutta bazaltik lav parçalarının görünümü.



Şekil 2.25: Yeşilyuva kuzeyindeki Bilmecegürü mevkiinde yer alan Kızılburun formasyonu içindeki farklı boyutta lav akıntıları ve çakıllarının görünümü.

Denizli volkanitleri kendisinden yaşlı tüm birimleri keserek, fay kırıkları boyunca yüzeye çıkmışlardır. Denizli volkanitleri ile Kızılburun ve Sazak Formasyonu eş yaşlı olarak oluşmuşlardır. Üzerinde ise açısız uyumsuz olarak Kuvaterner yaşlı çökeller gelmektedir.

Denizli Volkanitlerinin yaşı Ercan ve diğ., (1983) tarafından kesen kesilen kuralına göre Üst Pliyosen olarak ve Paton (1992) tarafından ise yapılan radyometrik yaş tayinine göre $6,16 \pm 0,25$, $4,88 \pm 2,19$, $6,28 \pm 0,48$, $6,00 \pm 1,54$ my (Üst Miyosen-Alt Pliyosen) yaşlı olduklarını söylemişlerdir. Radyometrik yaş sonuçlarına ve arazi verilerine göre Denizli Volkanitlerin yaşı Üst Miyosen-Alt Pliyosen olmalıdır.

Sarıkaya (1986) tarafından Denizli volkanitleri Taşlıtepe mevkiindeki yayılımları nedeniyle “Taşlıtepe bazaltları” olarak da adlandırılmıştır.



Şekil 2.26: Yukarıkaraçay su deposu mevkiindeki Sazak formasyonunu kesen tüfit daykı

2.4. Kuvaterner Yaşlı Çökeller

2.4.1. Giriş

Kuvaterner yaşlı çökeller kendinden önceki tüm birimler üzerine uyumsuz olarak gelir. Alüvyon, Alüvyon yelpazesi ve yamaç molozu çökellerinden oluşmaktadır.

2.4.2. Alüvyon (Qal)

Alüvyonlar tutturulmamış çakıl, kötü boylanmış kum, silt ve kil boyutunda malzemelerden oluşmaktadır. Blok ve çakıl boyutundaki elemanlar radyolarit, çört, diyabaz, serpantinleşmiş harzburjit ve kireçtaşıdır.

Çalışma alanında Aydınlar köyü kuzeyinde (Şekil 2.2), Yukarıkaraçay köyündeki mezaraltı dere yatağında (Şekil 2.3), Aşağıkaraçay kasabası söğüt dere yatağında (Şekil 2.4) ve Yeşilyuva kasabası Elmadağı dere yatağında, Yağcıharman sırtı kuzeyinde (Şekil 2.5) gözlenmektedirler.

2.4.3. Alüvyon Yelpazesi (Qaly)

Alüvyon yelpazesi çökelleri kötü, çok kötü boylanmalı çakıl, kum ve çamurlardan oluşur.

Çalışma alanında Aydınlar köyü batısında kaleboğazı dere (Şekil 2.2) ve Yukarıkaraçay köyündeki güllüçukur, söğütova, civcık mevkiilerinde (Şekil 2.3) gözlenmektedirler. Kalebogazı deresinden başlayıp Menteşe köyü çevresine kadar uzanan Alüvyon yelpazesinin boyu 3 km'dir. Yamaç eğimi 7°'dir (Semiz 2000). Alüvyon yelpazesi çökelleri içerisinde radyolarit, serpantinit, diyabaz, çört çakılları bulunmaktadır.

2.4.4.Yamaç molozu (Qym)

Yamaç molozu tutturulmamış iri, köşeli çakıl ve bloklardan oluşmaktadır. İçerisinde volkanik, serpantinit, diyabaz çakılları bulunmaktadır.

Çalışma alanında Yukarıkaraçay köyündeki Huykıran tepe güneyinde, Böbeş tepe güneyinde ve güllüçukur mevkiinde (Şekil 2.3) gözlenmektedirler.

2.5. Tartışma ve Sonuçlar

Bu alışma sonucunda elde edilen jeolojik bulgu ve sonuçlar aşağıda sıralanmıştır;

Çalışma alanında en altta otokton konumlu olan Alçıboğazı ve Kızılyer Formasyonu bulunmaktadır. Alttaki bu birimler üzerine yatay ve yataya yakın tektonik dokanaklı olarak okelez Kireçtaşı, Karatepe Formasyonu ve Honaz Ofiyoliti gelmektedir. Honaz ofiyoliti üzerine otokton konumlu ve uyumsuz olarak Karadere ve Bayıralan Formasyonu gelmektedir. Bu birimler üzerine açısal uyumsuz ve birbirleriyle geçişli ve eş yaşlı olarak oluşan Kızılburun, Sazak ve Denizli Volkanitleri gelmektedir. Çalışma alanında Kuvaterner yaşlı çökeller, alüvyon, alüvyon yelpazesi ve yamaç molozu ile temsil edilmiştir.

Ofiyolitik melanj karakterinde olan Karatepe formasyonu serpantin matrislidir. Melanjın bölgeye yerleşimi st Eosen-Oligosen arası bir dönemde olduğu düşünülmektedir.

Çalışma alanındaki Honaz Ofiyoliti, tektonitler ve bunları kesen damar kayaçları olmak üzere iki ana bileşenden oluşan ve eksik dizi karakterli bir ofiyolitik topluluğu karakterize eder. Tektonitler, başlıca harzburjitler ve bunların içindeki dünitler ve dünitik kılıflı podiform kromit kütlelerinden oluşmuştur. Tektonitler, gabro ve meta dolerit daykları ile kesilmiştir. Honaz ofiyolitinin oluşum yaşının st Jura-Alt Kretase olabileceği, bölgeye yerleşim yaşı ise st Eosen – Oligosen arası bir dönemdedir (zpınar, 1995).

Denizli volkanitlerinin Kızılburun Formasyonu içersinde kıltaşı ve kumtaşları katmanları içersinde blok ve çakıllarına rastlanması volkanik aktivitenin Kızılburun formasyonun çökelim esnasında devam ettiğini göstermektedir.

Sazak formasyonun st kesimlerinde yer alan kırmızı ve beyaz renkli magnezyumlu killerin bölgedeki bazaltik volkanizma ile ilişkili olduğu tespit edilmiş ve volkanik aktivitenin Sazak formasyonu çökelimi esnasında da devam ettiğini göstermektedir.

Denizli volkanitlerinin lav, tüfit ve aglomeralardan oluştukları belirlenmiş olup, lavların özellikle Aydınlar ve Yukarıkaraçay bölgelerinde yeşil, gri boşluklu ve elips şekilli anklav yanında kıtasal kabuktan da koparılarak getirilen anklav içerdikleri belirlenmiştir.

Denizli volkanitlerinin Orta (?) -Geç Miyosen de oluşan normal fay sistemleri ile beraber yüzeye çıktıkları, Kızılburun ve Sazak formasyonlarının çökelişi esnasında da volkanik aktivitenin devam ettiği sonucuna varılmıştır.

Denizli Volkanitlerinde Paton (1992) tarafından yapılan radyometrik yaş tayinlerine göre $4,88 \pm 2,19$, $6,00 \pm 1,54$, $6,16 \pm 0,25$, $6,28 \pm 0,48$ my (Üst Miyosen -Alt Pliyosen) yaşlı olduklarını söylemiştir. Bu yaşların Kızılburun ve Sazak Formasyonları ile uyumlu olması ve arazi verileri bu yaş verilerini kanıtlar niteliktedir.

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM MİNERALOGİ-PETROGRAFI

3.1. Giriş

Bu çalışmada çalışma alanında geniş yayılıma sahip Honaz ofiyoliti ve çalışmanın asıl amacını oluşturan Denizli volkanitlerine ait lavların ve lavlar içinde yaygın olarak yer alan anklavların taze yüzeylerinden alınan örneklerden yapılan ince kesitler üzerinde petrografik incelemeler yapılmıştır. Mikroskopik incelemeler sonucunda kesin tayini yapılamayan bazı mineraller X-ışınları difraksiyonu yöntemi ile incelenmiştir. Ayrıca Magnezyumlu kilaşları XRD ve DTA yöntemleri ile incelenerek mineralojik bileşimleri saptanmıştır.

3.2. Honaz Ofiyoliti

3.2.1. Giriş

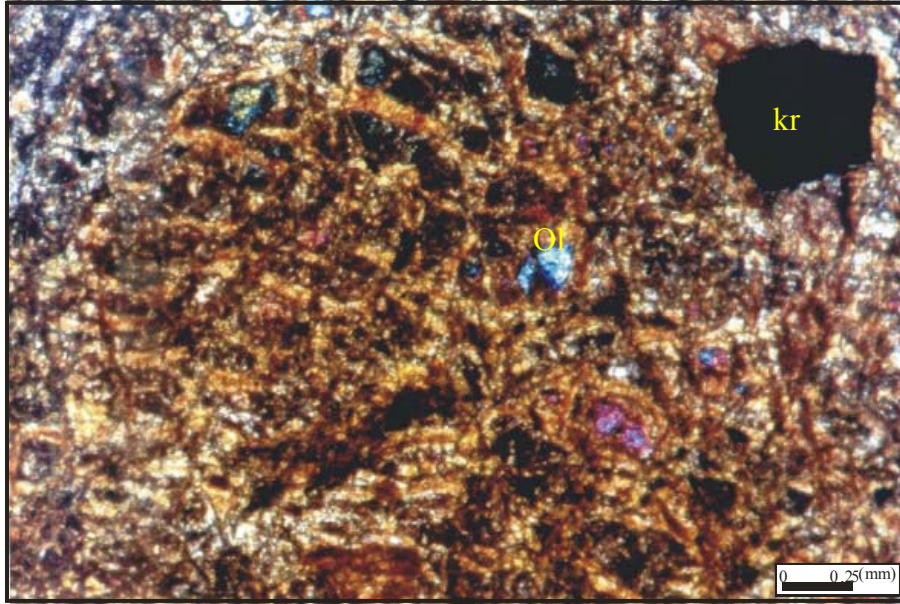
Honaz ofiyoliti çoğunlukla serpantinleşmiş harzburjit ve az olarak da dünitten meydana gelmektedir. Dünitler kromit kütlelerinin etrafında yer alırlar. Peridotitler çok sayıda irili ufaklı mikrogabro ve metadolerit daykları ile kesilmektedirler. Peridotitlerin serpantinleşme derecesi oldukça fazladır. Harzburjitler içinde dünitik kılıflı podiform kromit kütleleri bulunmaktadır.

3.2.2. Harzburjit

Harzburjitler arazide, yüzeyinin altere olması nedeniyle kırmızımsı kahverengi renklerde gözlenirler. Çalışma alanında yüksek tepeler meydana getirmektedirler. Genellikle masif kütleler halinde bulunurlar. Yer yer çok kırıklı yapı gösteren kesimler de gözlenmiştir. Harzburjitlerden alınan taze el örnekleri yeşil renkte, serpantinleşme olan kesimleri ise koyu yeşil ve siyahımsı renklerdedirler. Harzburjitler içinde özşekilli piroksen kristalleri net olarak gözlenmektedir. Mikroskopik incelemeleri sonucunda

taneli bir dokuda oldukları ve ortopiroksen (enstatit), olivin, serpantin, manyetit ve kromit mineralleri saptanmıştır (Şekil 3.1).

Olivin, genellikle renksiz, öz şekilsiz ve küçük taneler şeklindedirler. Düzensiz çatlaklar boyunca serpantinleştikleri görülmektedir. Bazı örneklerde tanelerin etrafı serpantin şeridiyle çevrili olarak belirlenmişlerdir.



Şekil 3.1: Serpantinleşmiş harzburgit örneğinin mikroskopta görünümü. (Ol: Serpantinleşmiş olivin, kr: kromit, Çift Nikol)

Enstatit-bronzit, çoğunlukla renksiz, yarı özşekilli ve özşekilli fenokristaller halinde görülürler. Paralel sönme gösterirler. Tek yöndeki dilinimleri çok belirgindir. Dilinim düzlemleri boyunca ince olarak klinopiroksen eksolüsyon lamelleri bulunur. Piroksenlerin konoskopik incelemeleri sonucunda optik açısı $2V=65-80^\circ$ olarak bulunmuş ve optik işaretinin pozitif ve negatif olarak belirlendiğinden enstatit, bazen de bronzit olabilecekleri tespit edilmiştir.

Serpantin mineralleri, tüm kesitlerde olivin kristallerin alterasyonu sonucunda oluşmuşlardır. Serpantinleşme olivin kristallerinde kenardan merkeze doğru ve kristalin kırıklarında gelişmiştir. Bazı kesitlerde tipik elek dokusu çok güzel izlenmiştir (Kesit no: A40). Piroksenlerde ise serpantinleşme dilinim düzlemleri boyunca gerçekleşmiştir.

Manyetit, çoğunlukla tane etrafında, olivinlerin kırık sistemlerinde ve piroksenlerin dilinimleri boyunca geliştikleri saptanmıştır.

Kromitler kırmızımsı, kırmızımsı kahverengi, siyahımsı renktedir. İrili ufaklı öz şekilsiz taneler şeklinde çok az gözlenmiştir.

3.2.3. Dünit

Dünitler arazide, az eğimli bir morfoloji oluştururlar ve genellikle kromit yataklarının yakınlarında bulunurlar. Alterasyonu harzburjitlere göre çok daha fazla miktarda olmuştur. Alterasyon yüzeyleri yeşilimsi kahverengi renklidir. Taze yüzeylerinden alınan el örneklerinde ise açık yeşil ve yeşilimsi renklerde olup taneli doku gösterirler. İçerisindeki kromit tanelerini çıplak gözle görmek mümkün olup, taneler sık saçınımlı haldedirler. Mikroskopik incelemeleri sonucunda olivin, piroksen, kromit, serpantin mineralleri, manyetit, kalsit ve demir oksit minerallerinden oluştukları belirlenmiştir.

Olivin, çoğunlukla renksiz, küçük kristaller halinde ve bol miktarda bulunurlar. Kırılma indisi yüksektir. Dilinim göstermezler. Olivinlerde serpantinleşme tespit edilmiştir. Çift nikolde 2. ve 3. mertebenin renklerinde polarize olurlar.

Enstatit-bronzit, genellikle yarı özşekilli fenokristaller halinde görülürler. Tek nikolde renksiz olup, paralel sönme gösterirler. Tek yöndeki dilinimleri çok belirgindir. Kinkband yapıları görülmüştür (Kesit no:A43). Piroksenlerin konoskopik incelemeleri sonucunda optik açısı $2V=75-85^\circ$ olarak bulunmuş ve optik işaretinin pozitif ve negatif olarak tespit edildiğinden enstatit, bazen de bronzit olabilecekleri tespit edilmiştir.

Kromit, çoğu kez özşekilsiz, az olarak da özşekilli olarak bulunur. Kırmızımsı kahverengi renkli ve küçük taneler halindedir.

Manyetit, küçük taneler halinde ve bazen de olivin tanelerinin çatlakları boyunca ve tane sınırında ince damarlar şeklinde gözlenmektedir.

Kalsit, birkaç kesitte ince damar dolgusu şeklinde gözlenmiştir.

3.2.4. Bazik Kayalar (Mikrogabro / Metadolerit)

Çalışma alanında bir yerde mikro gabro, diğer yerlerde ise meta dolerit daykları şeklinde peridotitleri kesen küçük sokulumlar şeklinde gözlenmiştir. Meta dolerit daykları açık-koyu yeşil ve koyu gri renklerde görülürler. Dayklar arazide sert çıkıntılar oluşturmakta olup dokanaklarında yer yer ezik zonlar izlenebilmektedir. Tektonizmanın etkisiyle parçalanmışlar ve çoğunlukla ayrıışmış olduklarından kırılmaları kolaydır. El örneklerindeki mikro çatlakların beyaz renkli minerallerle doldurulduğu tespit edilmiştir. Mikroskobik incelemeleri sonucunda subofitik ve entersertal dokuda oldukları tespit edilmiştir. Mineralojik bileşimlerinin plajiyoklas (labrador), piroksen (ojit), klorit, prehnit, epidot, sfen, kalsit ve ilmenit'ten oluşmaktadır.

Plajiyoklas (labrador) hakim mineraldir. Plajiyoklaslar özşekilli ve yarı özşekilli olup albit ikizlenmesine sahiptir. Plajiyoklaslar küçük kristaller halinde de gözlenmektedirler. Albit ikizi üzerinde yapılan sönme açısı tayinine göre plajiyoklasların labrador oldukları anlaşılmıştır.

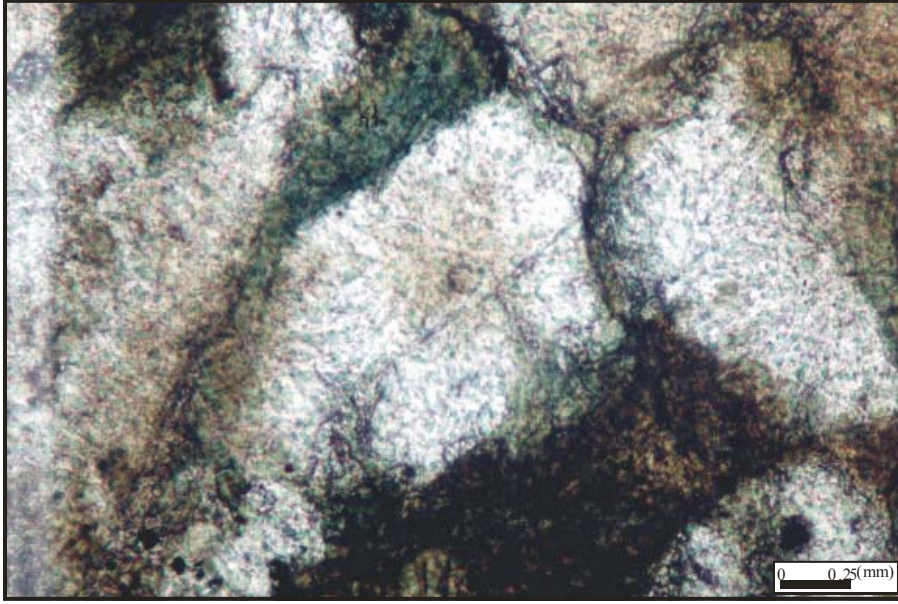
Ojit, plajiyoklaslardan sonra en fazla bulunan mineraldir. Genellikle uçuk sarı renkte olup özşekilli ve yarıözşekilli kristaller halinde gözlenir. İki yönlü iyi dilinime sahiptir. Değişime uğramamış kesitlerde zonlanma ve ikizlenmeye rastlanılmıştır. Ojitlerin uralitleştiği ve çoğunlukla sferulitik klorite dönüştükleri belirlenmiştir (Şekil 3.2).

Klorit, çift nikolde mor, koyu mavi bazen kahverengi renklerde anormal polarizasyon renklerinde gözlenirler. Çatlak ve taneler arasındaki boşluklarda özşekilsiz olarak gözlenmiştir. Kloritler pennin olarak bulunurlar.

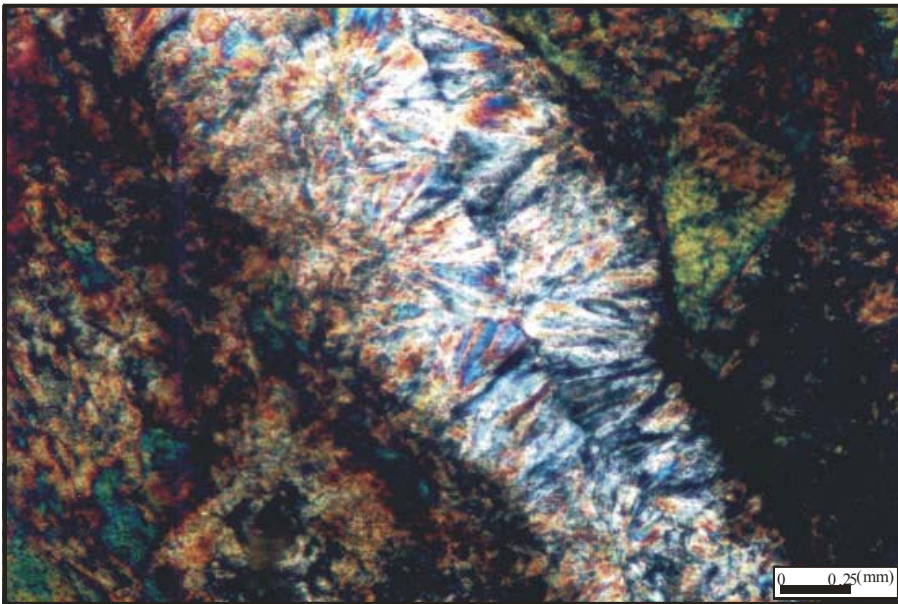
Prehnit, çift nikolde ikinci sıranın polarizasyon renklerine sahiptir. Genellikle çatlak ve boşluklarda ışımsal kristaller halinde görülürler (Şekil 3.3).

Sfen, özşekilsiz, yarı özşekilli küçük taneler halindedir.

Kalsit, damar ve çatlaklarda ikincil olarak oluşmuşlardır.



Şekil 3.2: Metadolerit dayklarında gözlenen kloritleşme (Çift Nikol).



Şekil 3.3: Metadolerit dayklarında gözlenen prehnit damarı (Çift Nikol).

Epidot, küçük taneler halinde çoğunlukla kloritle beraber, damar şeklinde ve özşekilsiz kristaller halindedir. Çift nikolde anormal polarizasyon renkleri sunarlar. Çoğunlukla pistaşit türde epidotlardır.

İlmenit, iskeletimsi ve küçük taneler şeklindedir.

3.3. Magnezyumlu Kilitaşı

3.3.1 Giriş

Çalışma alanında Sazak formasyonu içinde ekonomik öneme sahip kil yatağı oluşturmuşlardır. Bu kil yatakları incelenmiş ve bunların kaolinit, montmorilyonit ve paligorskit içerikli killerden oluştuğu belirlenmiştir. Aşağıda kısa olarak kil minerallerinin özellikleri ve çalışma alanı kil yataklarının oluşum koşullarına değinilmektedir.

3.3.2. Kaolinit- Simektit grubu (Montmorilyonit)- Paligorskit oluşumu

Kaolen killeri asidik kayalardaki alüminyum silikatların özellikle feldispatın düşük sıcaklıkta hidrotermal alterasyonu sonucu oluşan bir mineraldir. Montmorilyonit minerali ise volkanik malzemelerin çoğunlukla volkanik tüf ve tüfit ve volkanik küllerin hidrotermal alterasyonu sonucu oluşur.

Kimyasal eriyiklerden itibaren ortamın pH derecesine göre Si/Al oranı Alüminyum-hidro-silikatlar oluşmaktadır. Simektitin oluşması için ortamın pH'ı 8-9, Si/Al oranı ise 3-4 olmalıdır. Karbonatlı birimlere bağlı simektitler kimyasal çökelmeyle oluşabilirler. Kıvrıntılı kökeni ifade eden Fe ve Al'ca kayacın zengin olması simektitlerin oluşumunda ortama getirilen kıvrıntılı malzemenin hidrolizinin de katkısı olabileceğini düşündürmektedir (Yıldız, 1988).

Paligorskit liflerinin uzunlukları demir içeriklerine göre değişmektedir. Demir içeriği fazla olan paligorskitlerin boyu, demir içeriği az olanlara göre daha uzundur (Yıldız, 1988).

Paligorskit minerallerinin genel olarak üç ortamda oluşabildikleri ifade edilmiştir.

Bu oluşum şekilleri;

a) Kimyasal olarak kara içi göllerde

b)Killerin, bazaltik camların hidrotermal alterasyonu ile okyanus ortası yükselimlerde

c)Direkt kristalleşme sonucu karbonatlı topraklarda

Havza kenarlarından havza ortalarına doğru Al'lu materyaller bakımından bir azalma, Mg'lu silikatlar bakımından bir artma olmaktadır. Ayrıca kırıntılı sediman miktarı azaldığı zaman havza kenarlarından havza ortalarına doğru aşağıdaki mineralojik sekans ortaya çıkmaktadır. Kaolinit – illit – simektit - klorit, simektit - paligorskit, paligorskit - sepiyolit, sepiyolittir (Yıldız, 1988).

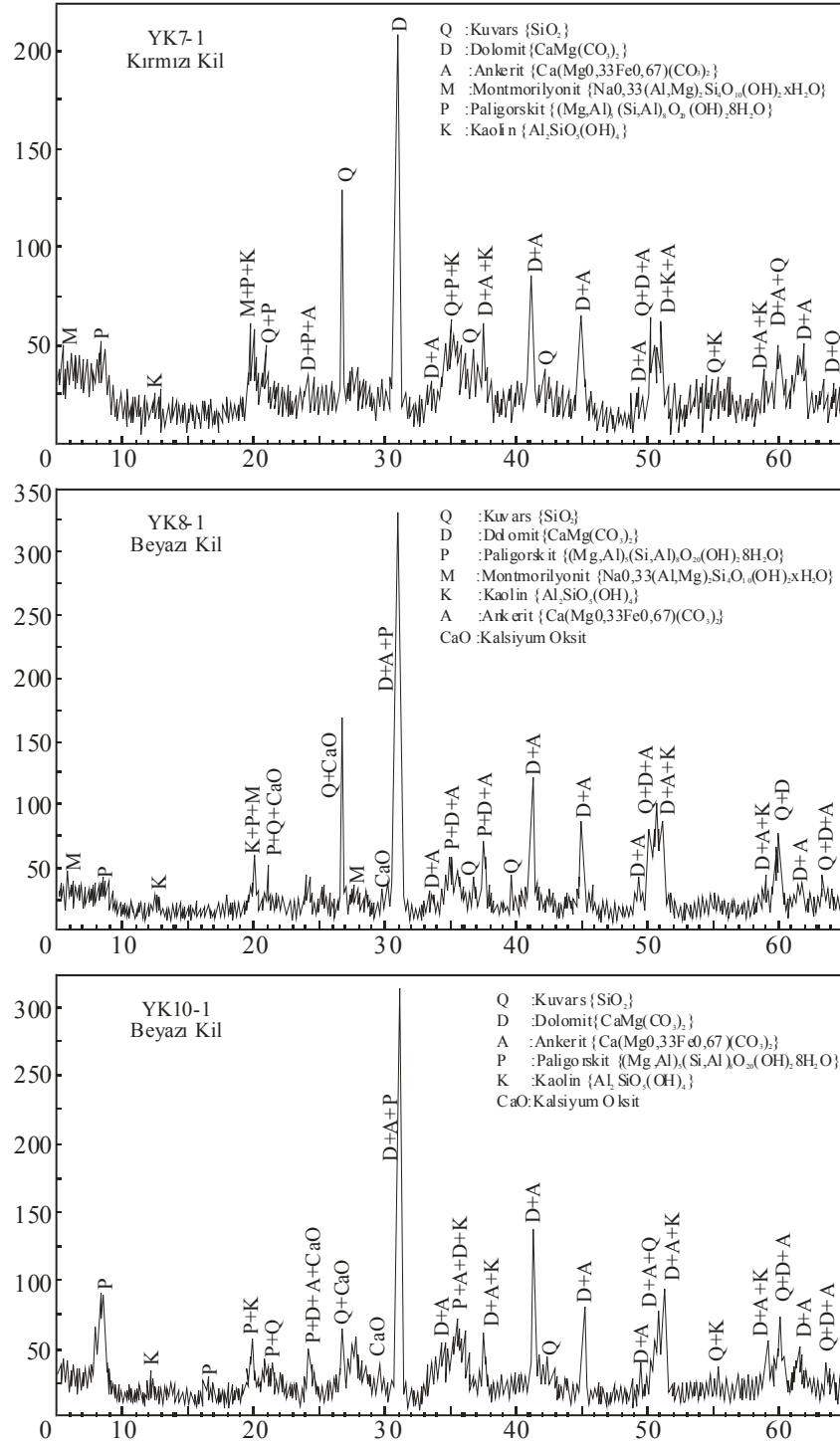
3.3.3. Çalışma alanı Magnezyumlu kıltaşı

Sazak formasyonunun üst seviyelerinde kırmızı ve beyaz renklerde Magnezyumlu kıltaşları yer almaktadır. Magnezyumlu kıltaşlarından alınan örnekler üzerinde yapılan X-Işınları Difraksiyon analizi sonucunda kuvars, dolomit, ankerit, montmorilyonit, paligorskit, kaolin ve kalsiyum oksit bileşenlerden oluştukları tespit edilmiştir. Magnezyumlu Kıltaşlarının egemen kil minerali kaolen, Simektit (Montmorilyonit) ve paligorskittir (Çizelge 3.1; Şekil 3.4 a-b).

Çizelge 3.1: Killerin Mineralojik Analiz Sonuçlarının Karşılaştırması

Örnek No	Renk	Kuvars	Dolomit	Ankerit	Montmorilyonit	Paligorskit	Kaolen	CaO
YK1	Kırmızı	+	+	+	+	+	-	-
YK2	Kırmızı	+	+	+	+	+	+	-
YK3	Beyaz	+	+	+	+	+	-	-
YK4	Kırmızı	+	+	+	+	+	+	-
YK5	Kırmızı	+	+	+	+	+	+	+
YK6	Beyaz	+	+	+	+	+	-	-
YK7	Kırmızı	+	+	+	+	+	+	-
YK8	Beyaz	+	+	+	+	+	+	+
YK9	Beyaz	+	+	+	-	+	+	+
YK10	Beyaz	+	+	+	-	+	+	+

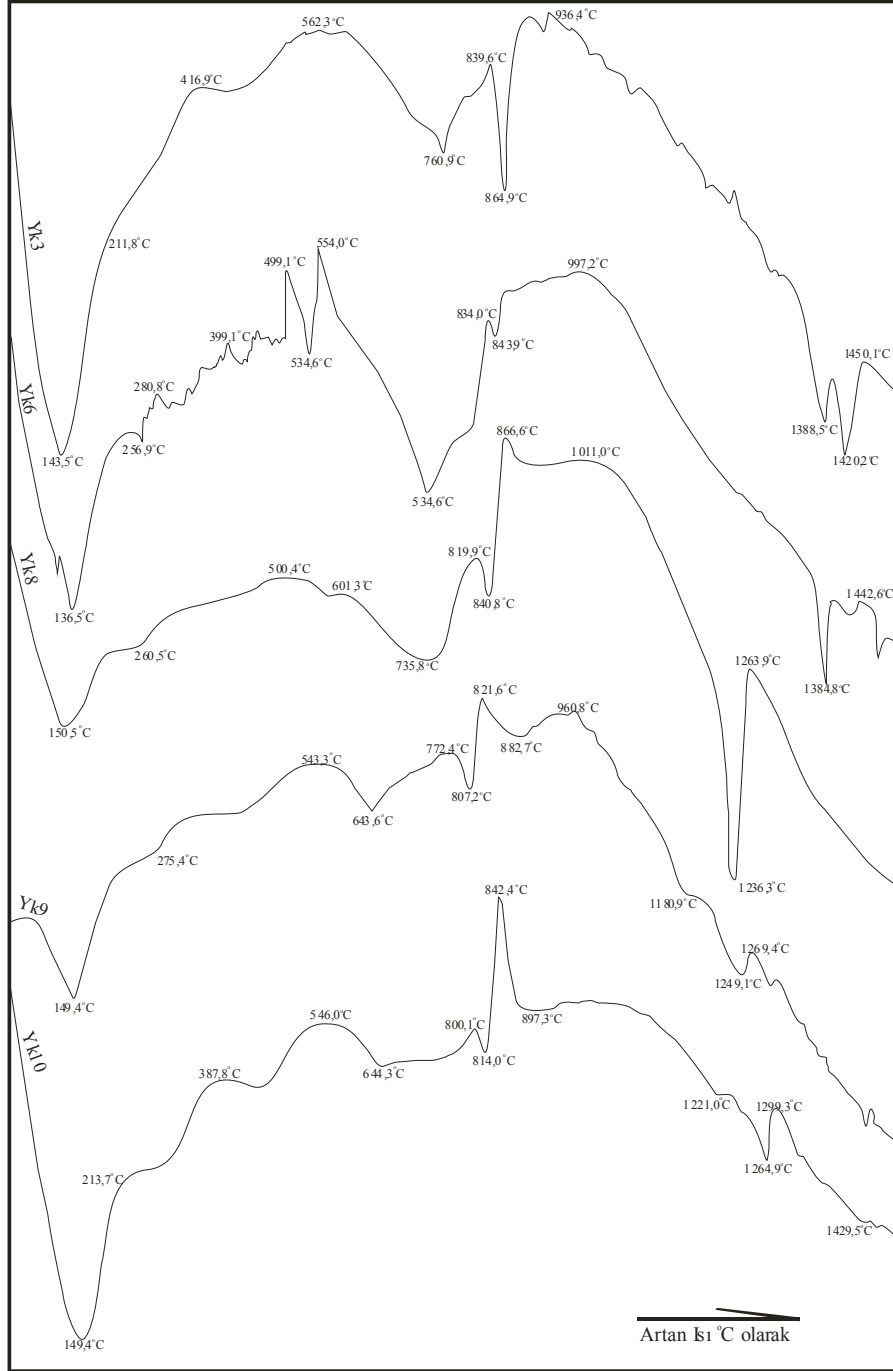
Magnezyumlu killerin DTA analizi sonucunda ortaya çıkan termal eğriler incelendiğinde (Şekil 3.5) absorbant suyu yaklaşık olarak 100°C civarında mineralde kaybolmaktadır. Paligorskit mineralinde 150°C den 475°C ye kadar devamlı su kayıpları



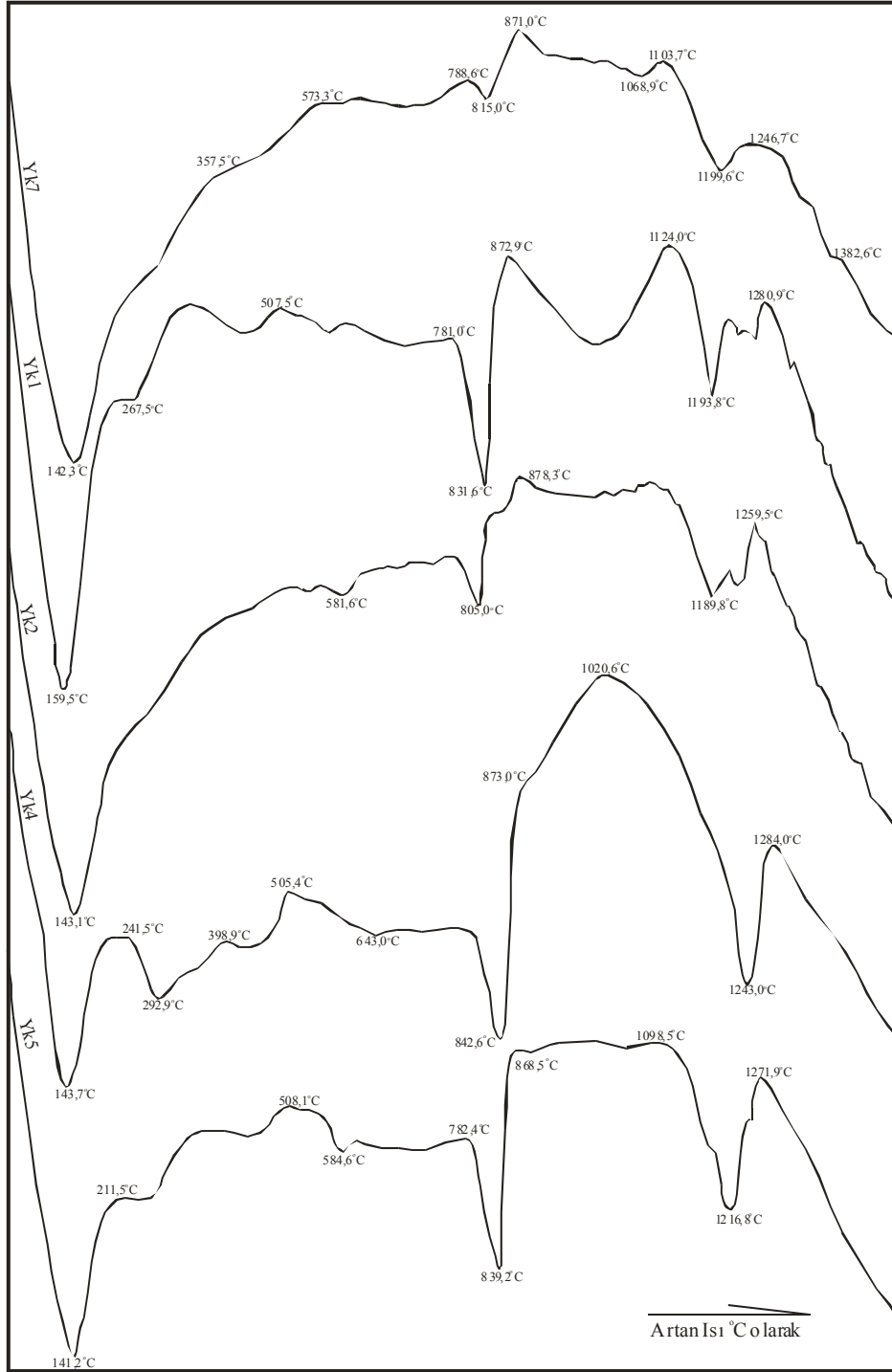
Şekil 3.4.b: Magnezyumlu Kiltaşlarının çekilen difraktogram.

Montmorilyonit mineralinde düzenli dehidratasyon eğrileri oluşmamaktadır. Çünkü bunların dioktoeder ve/veya trioktoeder formu oluşur ve kristal kafeslerinde Mg'un yer alıp almamasıyla ilişkili olmaktadır. Örneğin dioktoeder formu montmorilyonit strüktürde su kaybı 450-650°C arasında oluşur. Kaolinitte ise hidroksil kaybı 450-650°C

arasında yada $\pm 500^{\circ}\text{C}$ civarında meydana gelir. Gerek montmorilyonit gerekse de Paligorskitte hidroksil suyu kaybı $400-700^{\circ}\text{C}$ arasında gerçekleşir. 775°C de Paligorskit hidroksil suyu kaybından sonra kristal formunda kristal lifleri daha da uzatarak yeni bir kristal formu oluşturmaya çalışır. Bu olay kristal formunda büzölmeye neden olur.



Şekil 3.5.a: Sazak Formasyonuna ait Beyaz renkli magnezyumlu Kiltaşlarının DTA Grafikleri



Şekil 3.5.b: Sazak Formasyonuna ait Kırmızı renkli magnezyumlu Kilttaşlarının DTA Grafikleri

Paligorskit 800°C'den sonra, kaolinit 1200°C civarında mullite dönüşür. Mullit tüm kil minerallerinde (kaolinit, montmorilyonit, Paligorskit) 1100°C civarında β kuvarsa

dönüştür ve 1200°C de β kristobaliti oluşturur. Tüm minerallerde 1450°C ve üzerinde tüm fazlar kaybolur (Grim, 1962).

Diferansiyel termal eğrilerden oluşturulan çizelge 3.2'ye göre, en çok su kaybı 600-800°C arasındaki sıcaklıklarda meydana gelmiştir (% 8,24-21,77). Yaklaşık 800°C civarında dolomit ve ankeritin bozulduğunu görmekteyiz. Bu bozulmayla oluşan CaO yaklaşık 1400°C sıcaklıklarda %0,02-0,28 arasında kalıntı faz olarak kaldığını görmekteyiz (Grim, 1962).

Çizelge 3.2: Killerin DTA Analiz Sonuçlarının Karşılaştırması

Sıcaklık(°C)	Kütle Kaybı									
	YK1	YK2	YK3	YK4	YK5	YK6	YK7	YK8	YK9	YK10
30-150	2,93	1,33	1,13	1,28	2,06	1,72	1,72	0,29	2,53	2,79
150-400	1,91	4,7	5,03	3,15	3,12	4,04	4,04	2,14	4,36	5,12
400-600	3,45	-	-	-	3,09	2,23	2,23	-	3,59	4,09
600-800	8,54	8,21	26,85	9,57	19,18	7,32	7,32	21,77	9,63	13,26
800-1200	3,3	1,08	3,98	4,65	8,76	4,44	4,44	3,79	1,26	1,68
1200-1500	0,28	0,32	0,16	0,34	0,04	1,49	1,49	0,04	0,02	0,18

Arazi çalışmaları ve mineralojik veriler magnezyumlu kilttaşlarının kapalı göl ortamında ve hidrotermal alterasyon sonucu oluştuğunu göstermektedir.

Paligorskit oluşumu kısaca özetlenecek olursa,

Magnezyumlu kilttaşları zaman zaman su seviyesi değişen kapalı bir göl ortamında oluşmuşlardır. Bu killerin oluşumunda bazaltik volkanik aktivitenin de etkin olduğunu ve ortama silis, demir ve alüminyum elementleri ilave ettiği söylenmektedir (Akbulut ve Kadir, 2001). Mg'un hemen göl ortamı kıyısında yüzeylenen Jura-Kretase yaşlı dolomitik kireçtaşları (Çökelez kireçtaşı) ve ofiyolitik serideki (Honaz Ofiyoliti) minerallerin alterasyonu sonucu olabileceği düşünülmektedir. Göl kıyısında daha yüksek pH ve Al içeriği ile simektit ve kaolen oluşurken, gölün merkezinde daha düşük Al'lu ve pH'lı paligorskit oluştuğu anlaşılmıştır.

Bu şekilde Mg ve Si iyonları Magnezyumlu silikat olan Paligorskit oluşumunu sağlamıştır.

3.4. Denizli Volkanitleri

3.4.1. Giriş

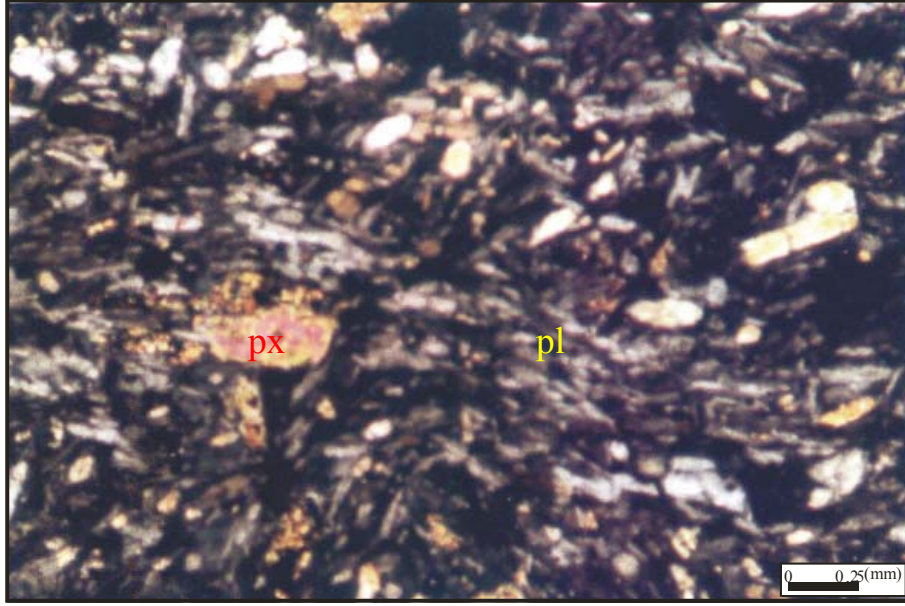
Denizli Volkanitleri masif, kırıklı ve çok sert bir yapıya sahip lavlar ile aglomera ve tüfit düzeylerinden oluşmaktadır. Aydınlar ve Yukarıkaraçay bölgelerinde lavlar içersinde değişik boyutlarda değişen ve elipsoidal şekilli anklavlar bulunmaktadır.

3.4.2. Lavlar

Lavların arazide masif, kırıklı, akma yapılı ve yer yer soğan kabuğu biçimli ayrışmalı bir yapıya sahiptir. Lavların taze yüzeyleri genelde koyu gri-gri renkli olup yer yer kırmızı-kahverengi ve yeşilimsi renkli olarak izlenmişlerdir. Lavlar üzerinde çok küçük boyutlu ve cm boyutunda gaz boşlukları da bulunmaktadır. Bazı kesitlerde gaz boşlukları yeşilimsi, beyazımsı renklerde sekonder mineraller tarafından doldurulmuştur. El örneklerinde koyu kahverengi renkli piroksenler ve siyahımsı renkte altere olmuş biyotit fenokristalleri gözle görülmektedir.

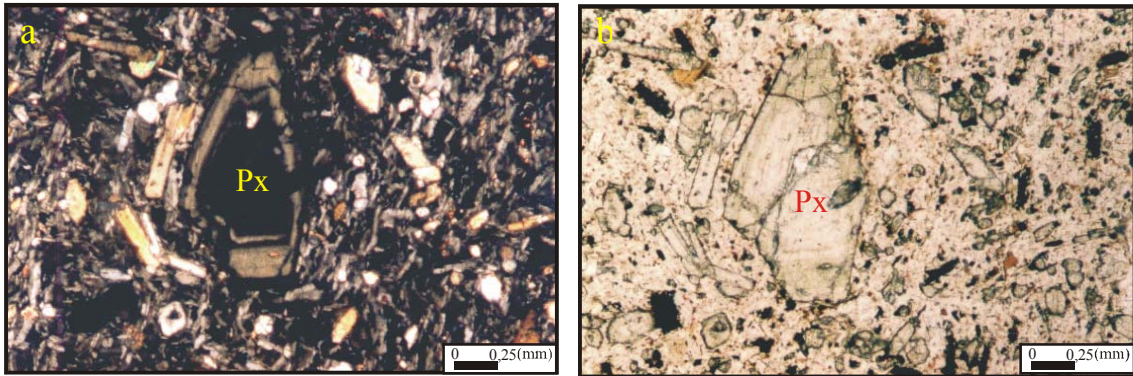
İnce kesitler üzerinde yapılan mikroskobik incelemeler sonucunda lavlar trakiandezit, fonolitik tefrit ve bazaltik trakiandezit olarak tanımlanmışlardır. Lavlar mikrolitik porfirik, mikrolitik, mikrolitik yönlü, hiyalopilitik ve az olarak da pilotaksitik dokudadırlar (Şekil 3.6). Fenokristal olarak piroksen, biyotit, amfibol ve plajiyoklas içerirler. Bazı kesitlerde az sayıda olivin fenokristallerine rastlanılmıştır (Kesit no: V69). Yukarıkaraçay örneklerinde ise aşırı bir piroksen çoğalması göze çarpmaktadır. Tali mineral olarak manyetit ve apatit tespit edilmiştir. Matriks volkanik cam dışında piroksen, biyotit, nefelin ve sanidin mikrolitlerinden oluştukları belirlenmiştir. Nefelin özşekilsiz ve ara dolgusu şeklinde gözlenmektedir. Volkanik cam az oranda bulunur. Bazı örneklerde boşluk dolgusu şeklinde, kil mineralleri, kalsit, klorit, epidot, analsim gibi ikincil minerallere rastlanılmıştır.

Mikroskobik incelemeler sonucunda tespit edilen mineraller ve özellikleri şunlardır:



Şekil 3.6: Trakiandezit türü lavlarda gözlenen trakitik doku plajiyoklas mikrolitlerinin yönlenimi (px:piroksen, pl: plajiyoklas; Çift Nikol)

Ojit, renksiz, sarımsı, soluk yeşil, grimsi yeşil renklerde gözlenmektedir. Genellikle özşekilli ve/veya yarı özşekilli iri fenokristal, mikrofenokristal ve ayrıca hamur içinde mikrolitler halinde izlenmektedir. Çift yönde mükemmel dilinimli piroksenler yanında tek yöndeki dilinimi belirgin olan piroksenler egemendir. Polisentetik ikizlenme, ender olarak kum saati ikizlenmesi ve zonlu doku tespit edilmiştir (Şekil 3.7). Zonlu doku

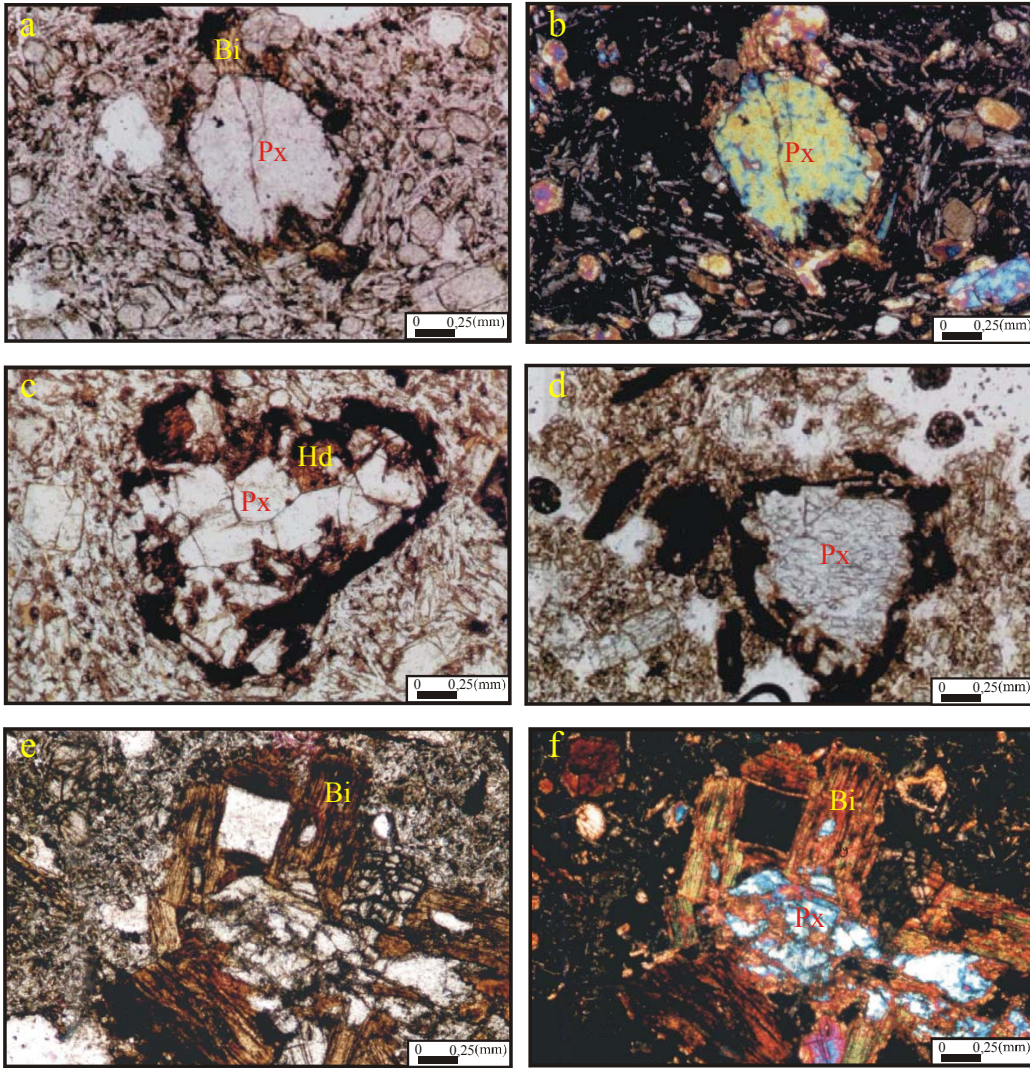


Şekil 3.7: Trakiandezitlerde piroksen minerallerinde gözlenen zonlu doku.

(a: Çift Nikol - b:Tek Nikol)

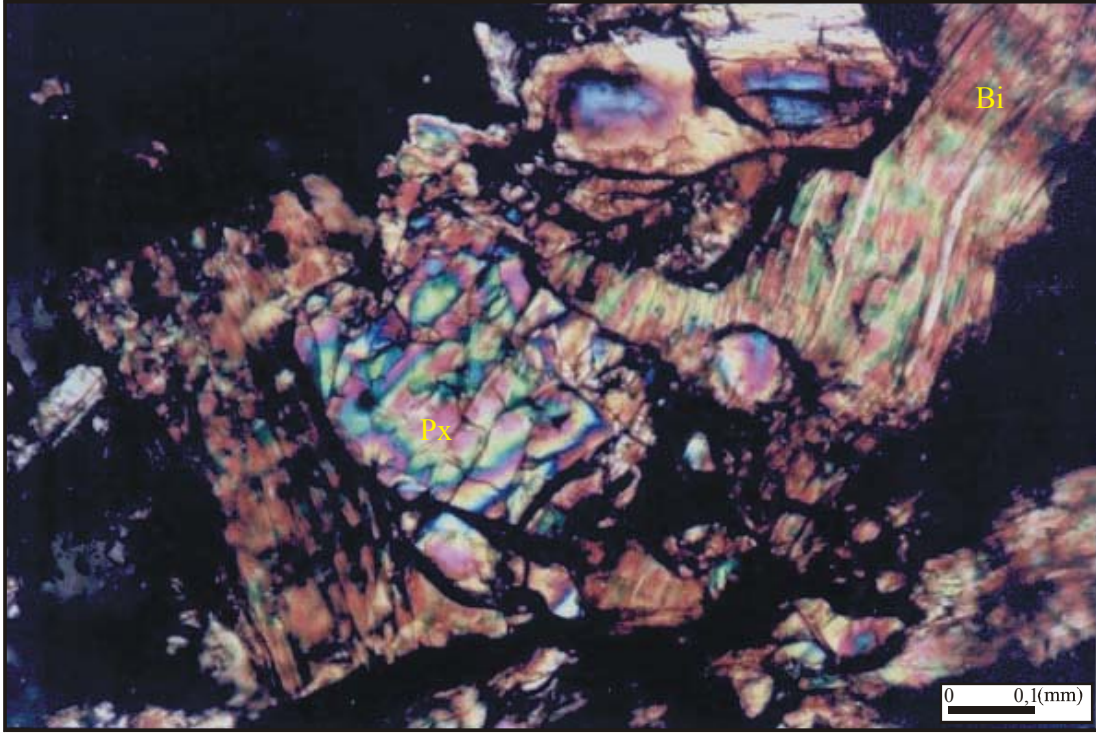
Yeşilyuva ve Aydınlar örneklerinde gözlenmektedir. 35°-41°'lik bir eğik sönme göstermektedir. Kuvvetli bir çift kırılma değerine sahip olup uzanım işareti pozitifdir.

Optik eksene dik kesitlerde yapılan incelemelerde, çift optik eksenli (biaks) ve pozitifdir. 2V açısı yaklaşık 50-60° arasındadır. Bu özelliklerden dolayı klinopiroksenler ojit ve diyopsit serisi piroksenler olarak tespit edilmiştir. Piroksenler yaklaşık %25-35 oranında olup Yukarıkaraçay örneklerinde bu oran %40-50 oranlarına kadar çıkmaktadır. Ayrıca yer yer ince ve kısa piroksen kristalleri bir arada toplanarak kümelenmeler oluşturmaktadır. Bazı prizmatik şekillerde bulunan klinopiroksenler kenarlarından opak minerallere dönüşmüşlerdir. Kloritleşme, karbonatlaşma ve epidotlaşma piroksenlerdeki alterasyonlardır. Bazı ince uzun piroksenlerde corono tip doku gelişmiştir (Kesit no: V54). Bazı örneklerde piroksen kristalinin etrafında biyotit ve hornblend mantolanmış (Şekil 3.8-3.9) ve piroksen kristalinin üzerinde biyotit ve piroksen kapanımları gözlenmektedir (Şekil 3.10).

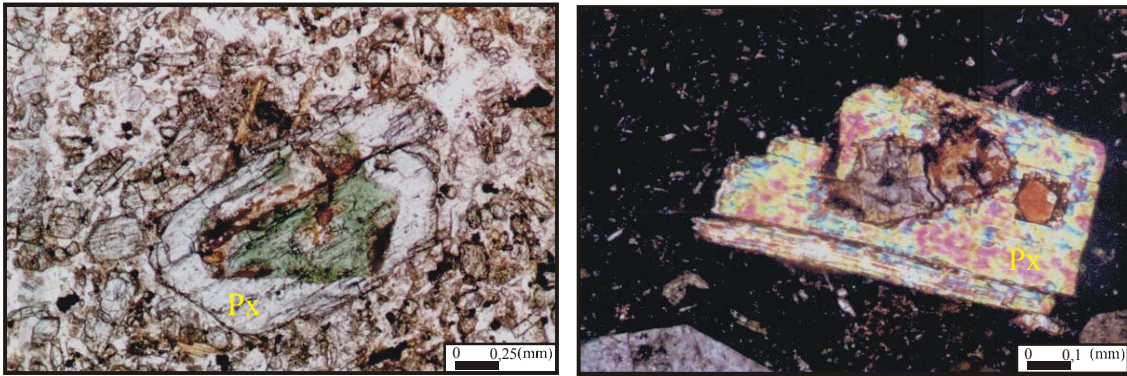


Şekil 3.8: Piroksen kristalleri etrafında gelişen hornblend ve biyotit mantolanması.

(Bi:Biyotit, Hd:Hornblend, Px:Piroksen) (a,c,d,e: Çift Nikol -b,f: Tek Nikol)



Şekil 3.9: Piroksen etrafında gelişmiş biyotit mantolanması ve biyotit bükülme yapısı.
(Çift Nikol)

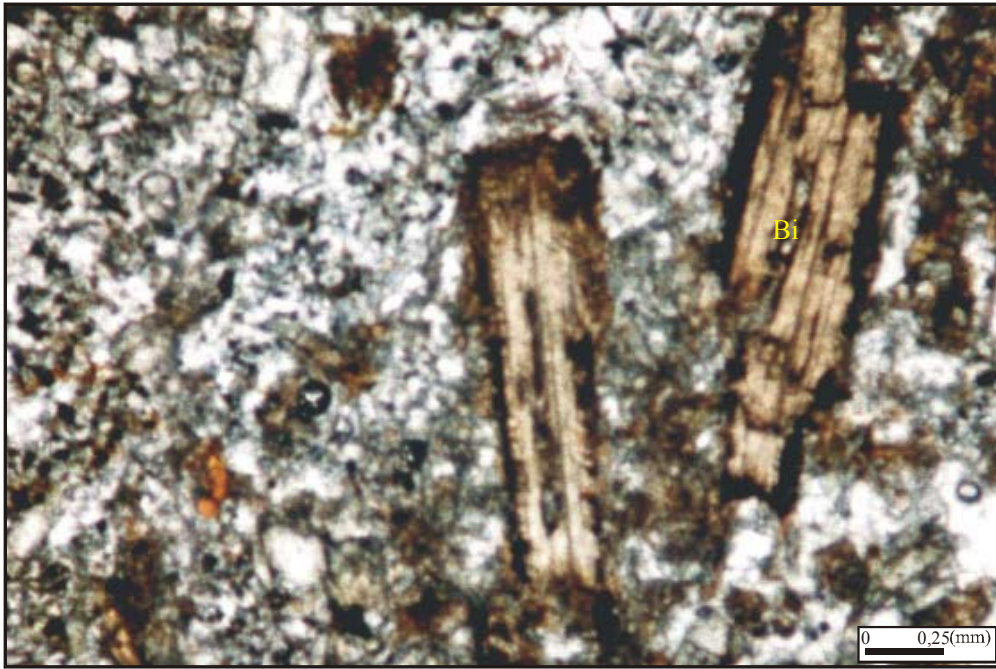


Şekil 3.10: (a) Piroksen kristalleri ortası kloritleşmiş (Tek Nikol) ve (b) Piroksen içinde piroksen kapanımı (Çift Nikol) (Px:piroksen)

Enstatit-Bronzit, renksiz, soluk yeşil renklerde ve yarı özşekilli olarak görülmektedir. Genellikle ince ve uzun mikrofeno-kristaller halindedirler. Tek yöndeki dilinimleri belirgindir. İkizlenme tespit edilememiş ve uzanım işareti pozitifdir. Optik eksene dik kesitlerde yapılan tayinlerde çift optik eksenli (biaks), $2V=60-65^\circ$ ve optik işaretinin negatif bazen pozitif olduğu tespit edilmiştir. Optik işaretin negatif ve pozitif

olmasından dolayı bronzit ve bazen enstatitten oluştuğu anlaşılmıştır. Ortopiroksenler genellikle Aydınlar örneklerinde fazlalık göstermektedir. Ortopiroksenler %1-3 arasındaki oranındadır.

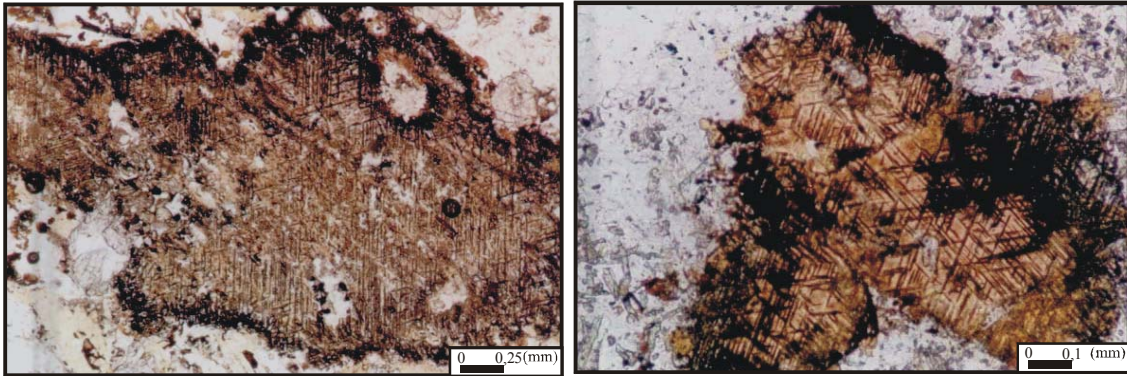
Biyotit, kırmızımsı kahverengi ve kahverengi renkte olup belirgin bir pleokroizmaya sahiptirler. Öz şekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde olup, fenokristal ve mikrofenokristal halinde gözlenirler. Tek yönde mükemmel bir dilinime sahiptirler ve paralel sönme gösterirler. Çift kırılma değeri yüksektir. Uzanım işareti pozitiftir. Biyotit kristallerinin kenarlarından itibaren belirgin olarak opasitleştikleri tespit edilmiştir (Şekil 3.11). Biyotitlerin bazıları tamamıyla opaklaşmıştır. Biyotitlerdeki opasitleşme Yukarıkaraçay ve Yeşilyuva örneklerinde fazladır. Ayrıca dilinimleri boyunca da opak mineral gelişimleri gözlenmektedir. Biyotitler yaklaşık %10-15 oranındadır. Biyotitlerde yer yer bükülme yapıları gözlenmiştir (Şekil 3.9). Biyotit kristalleri piroksenlerde olduğu gibi bir arada toplanarak kümeler oluşturmaktadır. Biyotit fenokristali üzerinde piroksen kapanımları tespit edilmiştir.



Şekil 3.11: Biyotit minerallerinin dilinim düzlemleri ve çevresinde gözlenen opasitleşme (Tek nikol)

Hornblend, kahverengi renkte olup yüksek pleokroizma gösterir. Özşekilsiz olarak kristallenmişler ve fenokristal olarak gözlenmektedirler. Çift yönde dilinime sahiptir ve dilinim açıları 54° - 58° 'dir. İkizlenme göstermektedir. Eğik sönme gösterir ve sönme açısı 12° olarak ölçülmüştür. Çift kırılma değeri yüksektir. Pozitif uzantıya sahiptir. Rengi ve çift kırılma değerinden dolayı bazaltik hornblend olarak adlandırılmıştır. Hornblend kristallerinin çevrelerinden itibaren opak bir manto tarafından kuşatılmış (opasitleşmiş) olarak gözlenirler (Şekil 3.12). Dilinimleri boyunca çizgisel opaklaşmalar meydana gelmiştir. Hornblend yaklaşık %5-8 oranındadır.

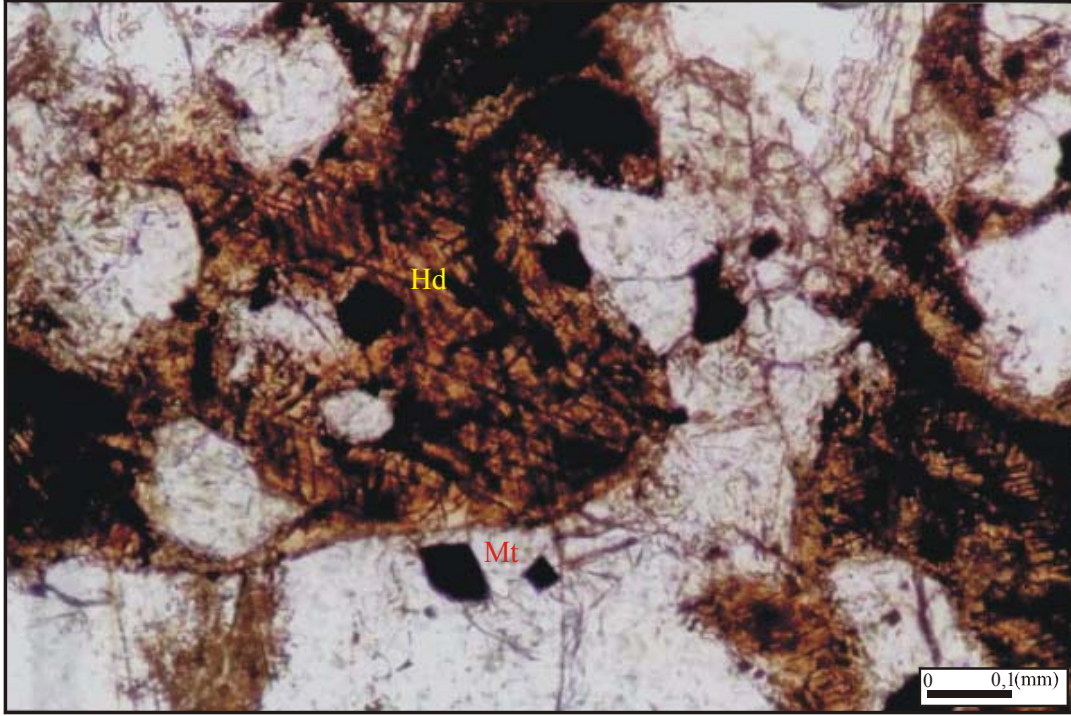
Plajiyoklas, özşekilli mikrofenokristaller ve mikrolitler şeklindedir. Plajiyoklaslar polisentetik ikizlenme ve zonlu doku göstermektedirler. Plajiyoklaslar, Michel-Levy yöntemine göre yapılan sönme açılarına göre andezin (An35-40) ve labrador (An45-55) bileşimlidirler. İri olanları ojit ve az oranda biyotit kapanımları içerir. Bazı örneklerde plajiyoklasların az olarak killeştiği belirlenmiştir.



Şekil 3.12: Hornblend minerali ve dilinimleri boyunca gelişen opasitleşme (Tek Nikol).

Olivin (?), genellikle renksiz ve rölyefi yüksektir. Yarı özşekilli ve öz şekilli fenokristaller şeklindedir. Çift kırılma değeri çok yüksektir. Fenokristaller kırıklı bir yapıdadır. Olivinler Yeşilyuva örneklerinde tespit edilmiştir ve yaklaşık %1-2 oranındadır (Kesit no: V58).

Manyetit, kübik şekillerde ve küçük siyah renkli olarak görülürler. Hamurda dağınık bir şekilde ve tüm kesitlerde gözlenmektedir. Bazı kesitlerde taneler kümeler oluşturmaktadır (Şekil 3.13).



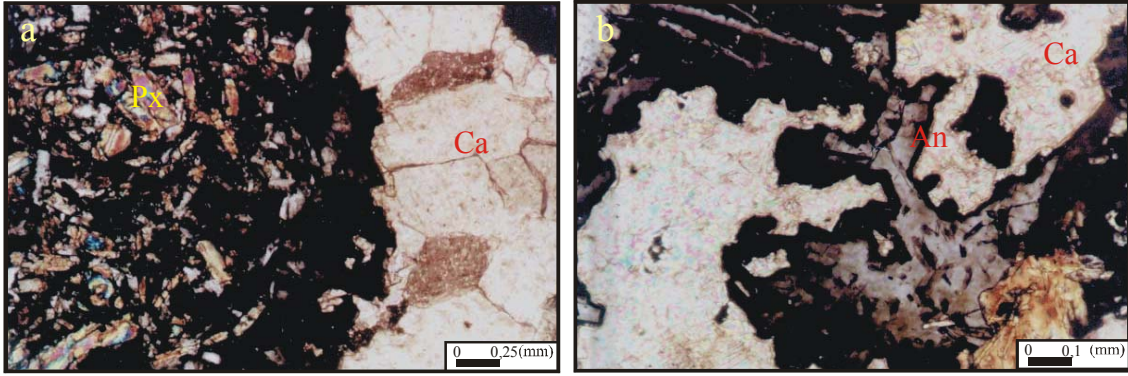
Şekil 3.13: Hornblend ve manyetit minerallerinin görünümü (Tek Nikol).

Apatit, yarı özşekilli, prizmatik ve yuvarlağımsı taneler halindedir. Paralel sönme gösterir.

Sanidin, hamurda mikrolitler olarak az miktarda izlenmektedir. Karlsbad ikizlenmesi göstermektedir. Sanidinler sadece Aydınlar örneklerinde ve birkaç kesitte gözlenmiştir (Kesit no: A15).

Nefelin, renksiz ve çok açık sarı renklere ve paralel sönme göstermektedir. Fenokristalli minerallerin arasını dolduran bir hamur şeklinde gözlenmiştir. İri nefelin mineralleri üzerinde piroksen, apatit ve opak mineraller bulunmaktadır. Çoğunlukla Yeşilyuva örneklerinde tespit edilmişlerdir (Kesit no: V69).

Kalsit, Yukarıkaraçay örneklerinde çatlaklarda ve boşluk dolgusu şeklinde oluşmuş ikincil mineraller şeklinde gözlenmişlerdir (Şekil 3.14).



Şekil 3.14: Yukarıkaraçay örneklerinde gözlenen ikincil kalsit (a) ve analsim (b) minerali (Ca:Kalsit, An:Analsim, Px:Piroksen) (Çift Nikol)

Klorit, çok az örnekte tespit edilmiş olup, ojitin değişim ürünü olarak görülmüştür. Tek nikolde açık yeşil renkli olarak tespit edilmiştir. Ayrıca, boşluklarda ikincil olarak oluştuğu tespit edilen, ışınsal yapılu klorit mineralleri de tespit edilmiştir. Bu kloritin optik incelemesi sonucunda klinoklor olduğu saptanmıştır.

Epidot, alterasyon ürünü olarak kloritle beraber gözlenmektedirler. Bir kesitte tespit edilmiştir (Kesit no: Y28).

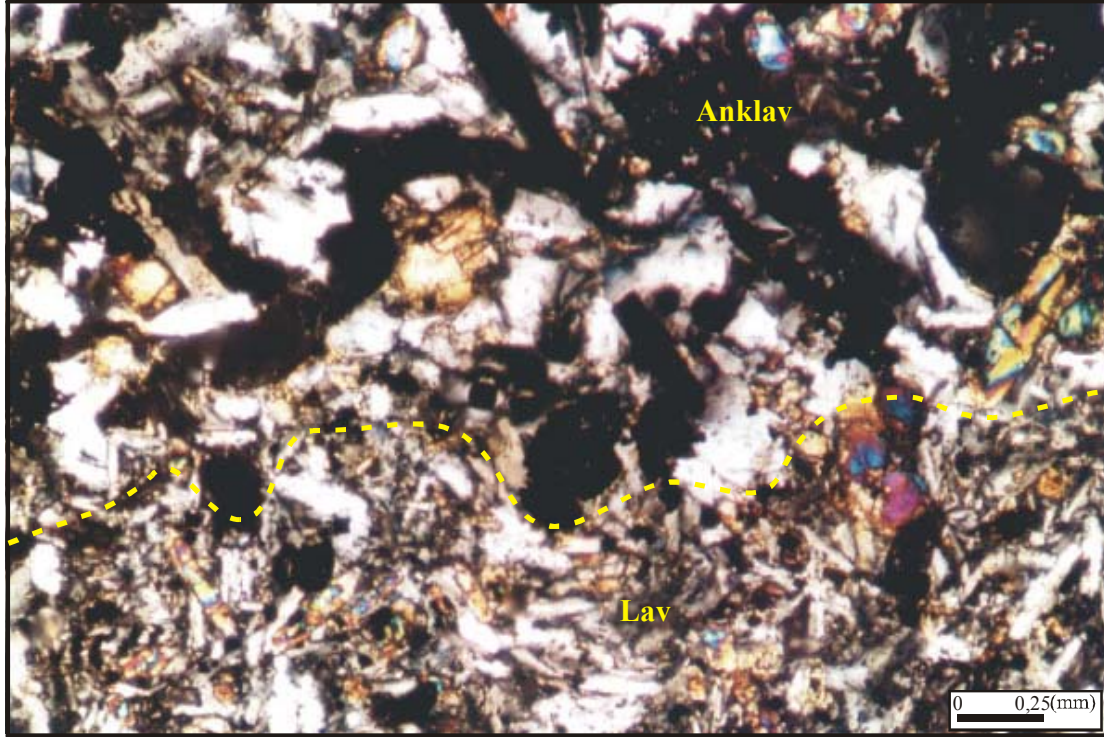
Analsim, örneklerin çok azında az veya çok olarak izlenmiştir. Kırılma indisi kanada balzamından küçük olup çift nikolde daima sönüktür. Kalsit minerali ile birlikte tespit edilmiştir (Şekil 3.14b).

Demir oksit, az miktarda bazen çatlaklarda ve bazen düzensiz lekeler şeklinde gözlenir.

3.4.3. Anklavlar

Anklav terimi ana kayaç kütesinin homojen görünümünü bozan ve ana kayacın kütesinden farklı özellik gösteren kayaç parçalarını tanımlamak için kullanılır. Boyutları birkaç mikrondan birkaç yüz metreye kadar değişebilmektedir. Anklavların büyük çoğunluğu farklı minerallerden meydana gelebildiği gibi tek bir mineralden de meydana gelebilmektedir (Yılmaz ve Boztuğ, 1994; Kadioğlu ve Güleç, 1993; Yılmaz-Şahin ve Boztuğ, 2001). Anklavlar arazide koyu gri, gri ve yeşil renkli, elipsoidal şekilli

ve 0,5x12 cm arasında değişen boyutlardadır. Lavlarla olan sınırları oldukça nettir. Aydınlar, Aşğıkaraçay ve Yukarıkaraçay lavları çok sayıda anklav içerirler (Şekil 3.15). Yeşilyuva örneklerinde ise hiç anklava rastlanmamıştır.

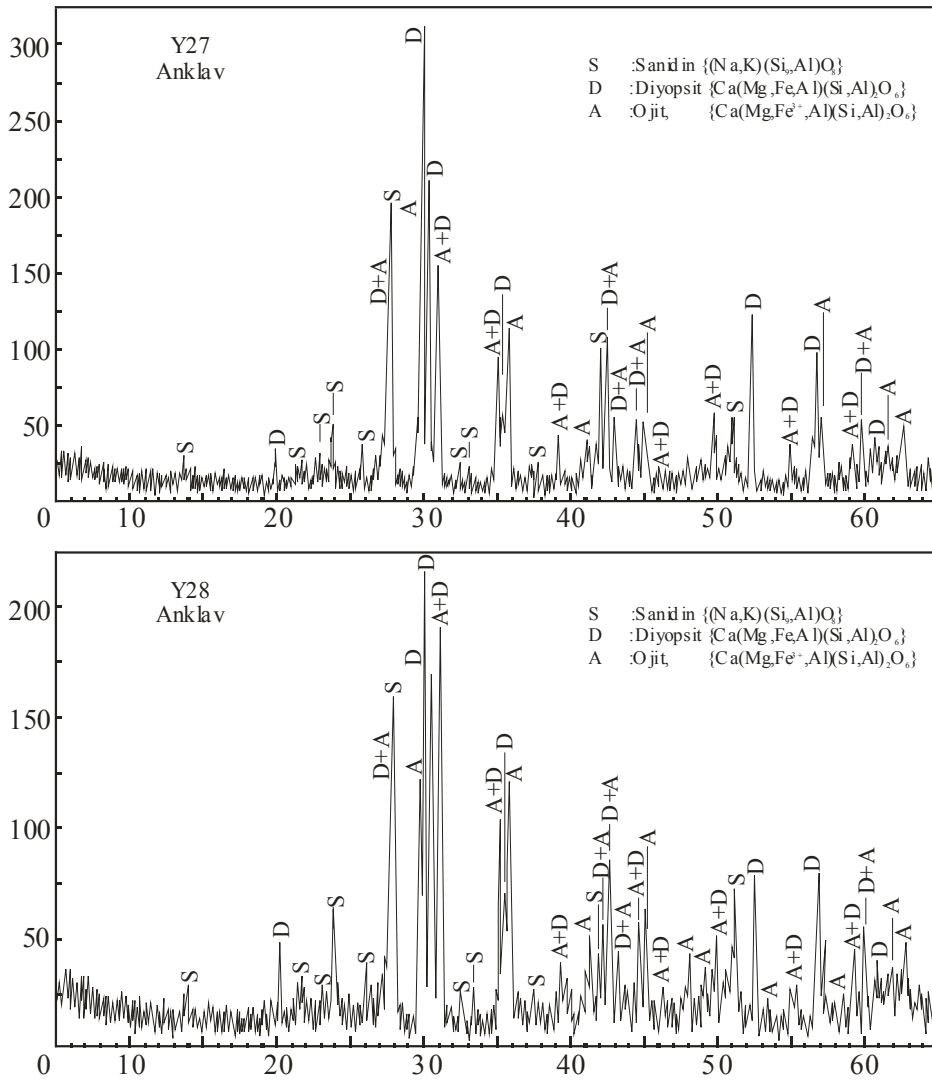


Şekil 3.15: Bir anklav ve lav dokanağının mikroskoptaki görünümü (Çift Nikol).

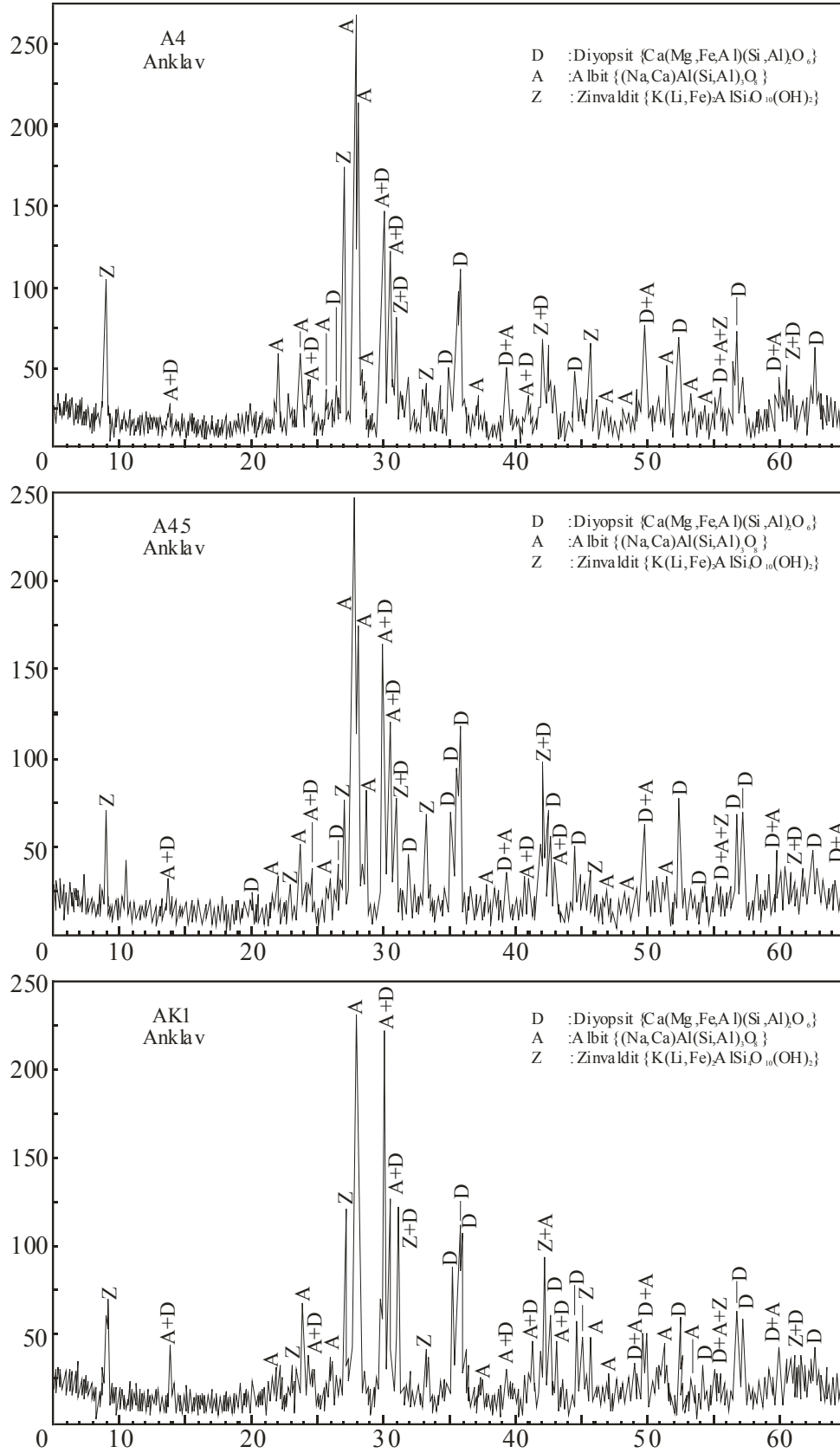
Anklavlar üzerinde yapılan ince kesitlerin mikroskopik incelemeleri ve X-ışınları difraksiyonu sonucunda ojit-diyopsit, biyotit, plajiyoklas (albit), hornblend, bronzit, zinvaldit, sanidin, manyetit, klorit ve opak mineraller saptanmıştır (Şekil 3.16 a-b). Anklavlar porfirik dokuludurlar. Bu mineralojik bileşimleri, dokuları ve içersinde bulunan normatif lösit ve nefelin mineralinden dolayı mikro Foid-Monzodiyorit olarak adlandırılmışlardır. Yukarıkaraçay bölgesinden alınan bir anklav örneği ise piroksenit olarak tanımlanan peridotitik anklav olduğu belirlenmiştir. Lavlar içersinde sadece ince ve kısa piroksen kristallerinin oluşturduğu ksenolitler ve tek iri kristalden oluşan ksenokristallerde saptanmıştır (Şekil 3.17).

Mikroskopik incelemeler ve X-ışınları difraksiyonu yöntemi sonucunda tespit edilen mineraller ve özellikleri şunlardır:

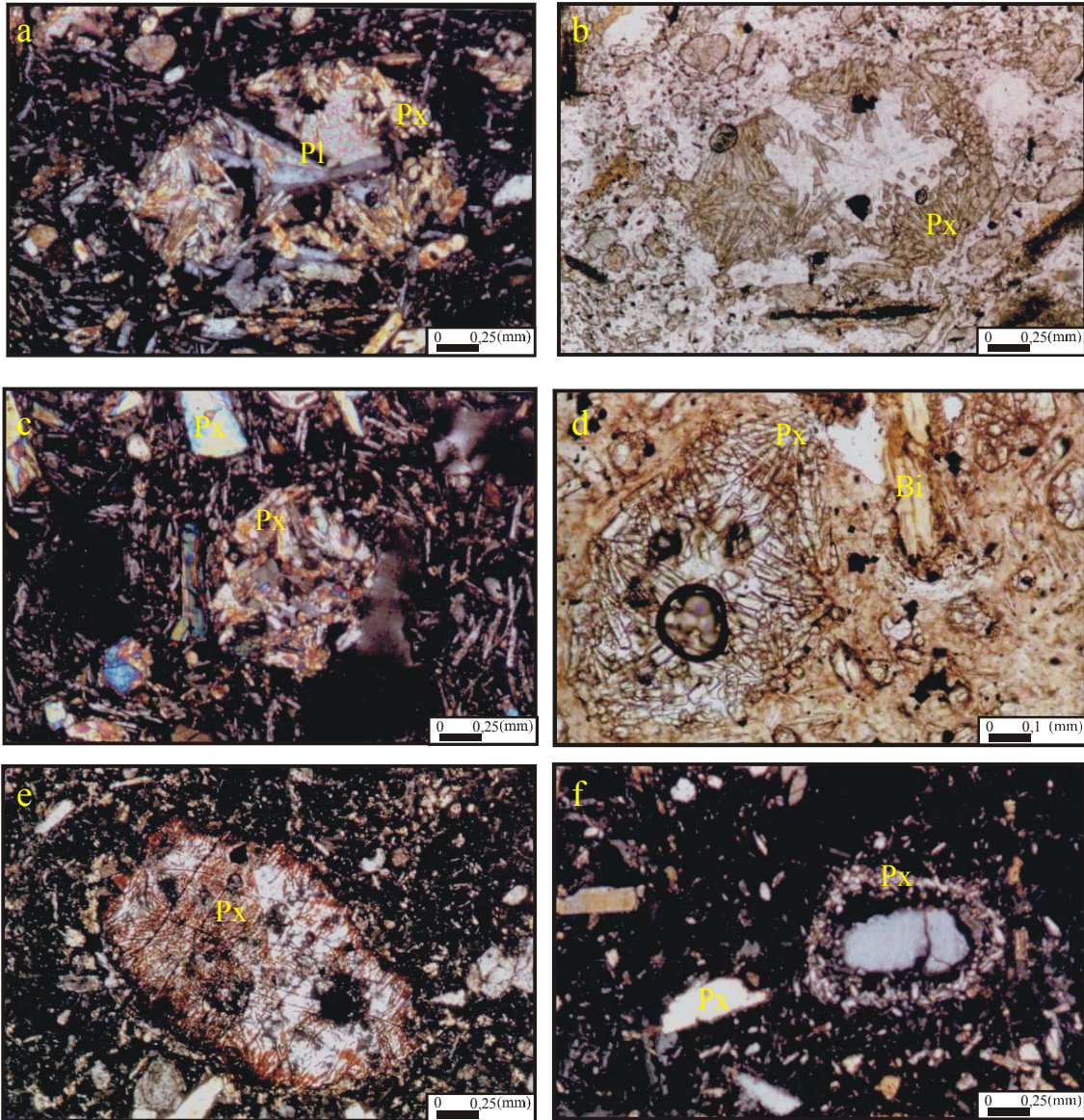
Ojit-Diyopsit, renksiz ve açık yeşil renklerde gözlenmektedir. Genellikle özşekilli ve/veya yarı özşekilli iri fenokristal, mikrofenokristal halinde izlenmektedir. Çift yönde mükemmel dilinimli piroksenler yanında tek yöndeki dilinimi belirgin olan piroksenler egemendir. Polisentetik ikizlenme ve zonlu doku tespit edilmiştir. 38° - 45° 'lik bir eğik sönme göstermektedir. Kuvvetli bir çift kırılma değerine sahip olup uzanım işareti pozitifdir. X-ışınları difraksiyon analizi sonucunda diyopsit ve ojit serisi piroksenler olarak tespit edilmiştir. Piroksenler yaklaşık %15-25 oranındadır. Yukarıkaraçay bölgesinden alınan anklav örneğinde bu oran %90 olup kayaç piroksenit (Diyopsit) olarak adlandırılmıştır (Kesit no: Y27). Piroksenlerde kloritleşme ve karbonatlaşma gözlenmektedir.



Şekil 3.16.a: Anklavların XRD incelemeleri



Şekil 3.16.b: Anklavların XRD incelemeleri



Şekil 3.17: Bazı lav örneklerinde tespit edilen mikro anklavlar ve ksenokristaller.
(Px:piroksen, Bi:biyotit, Pl; plajiyoklas) (a,c,e,f; Çift Nikol - b,d:Tek Nikol)

Biyotit, kahverengi renkte olup belirgin bir pleokroizmaya sahiptirler. Öz şekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde olup, fenokristal ve mikrofenokristal halinde gözlenirler. Tek yönde mükemmel bir dilinime sahiptirler ve paralel sönme gösterirler. Biyotit kristallerinin kenarlarından itibaren belirgin olarak opasitleştikleri ve bazı örneklerde ise tamamıyla opaklaşmalar meydana gelmiştir (Kesit no: A4.1). Biyotitler yaklaşık %30-35 oranındadır.

Bronzit-Enstatit, soluk yeşil renkte ve özşekilli olarak görülmektedir. Mikrofenokristaller halinde ve tek yöndeki dilinimleri belirgindir. Optik eksene dik kesitlerde yapılan tayinlerde çift optik eksenli (biaks) ve optik işaretinin negatif bazen pozitif olduğu tespit edilmiştir. Optik işaretin negatif ve pozitif olmasından dolayı bronzit ve bazen enstatitten oluştuğu anlaşılmıştır. Ortopiroksenler sadece iki anklav örneğinde tespit edildi.

Hornblend, kahverengi renkte ve yüksek pleokroizma gösterir. Özşekilsiz olarak kristallenmiş ve fenokristal olarak gözlenmektedirler. Çift yönde dilinime sahiptirler. Çift kırılma değeri yüksektir ve pozitif uzantıya sahiptir. Rengi ve çift kırılma değerinden dolayı hornblend olarak adlandırılmıştır. Hornblend kristallerinin çevrelerinden itibaren hafif bir opak bir manto tarafından kuşatılmış (opasitleşmiş) olarak gözlenirler. Hornblend bir-iki kesitte görülmektedir (Kesit no: A4.5).

Plajiyoklas, fenokristal ve mikrofenokristaller şeklindedir. Plajiyoklaslar polisentetik ikizlenme ve zonlu doku göstermektedirler. Plajiyoklaslar, Michel-Levy yöntemine (Kerr, 1959) göre yapılan sönme açılarına göre labrador (An55-65) bileşimlidirler. Plajiyoklaslar yaklaşık %50 oranındadırlar. Ayrıca X-Işınları difraksiyon analizi sonucunda albit türü plajiyoklaslar da belirlenmiştir.

Manyetit, kübik şekillerde ve küçük siyah renkli olarak görülürler. Bazı kesitlerde taneler kümeler oluşturmaktadır.

Zinwaldit, tek nikelde kahverengimsi renkte görülürler. Çift kırılma değeri yüksektir. Bu özelliklerinden dolayı zinwaldit olabileceğinden şüphelenilmiş ve X-ışınları difraksiyon analizi yaptırılmıştır. Analiz sonucunda zinwaldit tespit edilmiştir (Kesit no:A4.5) (Şekil 3.18).

Klorit, çatlaklarda ikincil olarak oluşmuştur.

Kalsit, anklavlardaki boşluklarda oluşmuş ikincil mineraller şeklinde gözlenmişlerdir.



Şekil 3.18: Zinwaldit minerali (Tek Nikol)

3.5. Sonuçlar ve Tartışma

Mineralojik ve petrografik incelemeler sonucunda aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir;

Honaz ofiyolitinin eksik dizi karakterinde olduğu ve çoğunlukla harzburjitik tektonitlerden oluştuğu, aşırı derecede serpantinleştiği ortaya çıkmıştır. Bölgedeki ofiyolitik serilerle deneştirildiğinde incelenen alandaki serpantin minerallerinin krizotil ve lizardit türü serpantin minerallerinin egemen olduğu ortaya çıkmıştır.

Metadolerit dayklarında saptanan prehnit, epidot (pistaşit), klorit (penin) parajenezi bunların düşük derecede metamorfizma koşullarından etkilendiğini ortaya çıkarmıştır.

Magnezyumlu kilaşlarının X-ışınları Difraksiyon analizi yöntemiyle incelenmesinde kil minerali olarak kaolen, montmorilyonit ve paligorskitten oluştukları ayrıca kuvars, dolomit ve ankerit gibi bileşenlerden meydana geldikleri anlaşılmıştır.

Magnezyumlu kilitaşları 6nceki araştırmacılar tarafından da belirtildiği gibi (Akbulut ve Kadir, 2001) zaman zaman su seviyesi değişen kapalı bir g6l ortamında oluşmuşlardır. Bu killerin oluşumunda bazaltik volkanik aktivitenin etkin olduğunu ve ortama silis, demir ve al6minyum elementleri sağlanmıştır. Mg'un hemen g6l ortamı kıyısında y6zeylenen Jura-Kretase yaşlı dolomitik kireçtaşları (Ç6kelez kireçtaşı) ve ofiyolitik serideki (Honaz Ofiyoliti) minerallerin alterasyonu sonucu olabileceği d6ř6n6lmektedir. G6l kıyısında daha y6ksek pH ve Al içeriği ile simektit ve kaolen oluşurken, g6l kıyısından uzaklaştıka daha d6ř6k Al'lu ve pH'lı ortamda ise Paligorskit oluştuğu anlaşılmıştır.

Denizli volkanitlerinin trakiandezit (Aydınlar b6lgesi), bazaltik trakiandezit (Yukarıkaraçay b6lgesinde) ve fonolitik tefrit (Yeşilyuva b6lgesinde) bileşimde oldukları ve kuzeyden g6neye doğru daha bazik karakter g6sterdiği tespit edilmiştir. Diğer taraftan anklav yoğunluğu açısından da kuzeyden g6neye doğru azalma ve makro 6lekte Yeşilyuva b6lgesindeki volkanitlerin anklav içermedikleri ortaya çıkmıştır.

Petrografik incelemelere g6re anklavlar genellikle feldispatoidli monzogabro/monzodiyorit bileşimde oldukları tespit edilmiştir. Bu 6rneklerde bol miktarda zinvaldit minerali belirlenmiştir. Bazı anklav 6rneklerinde diyopsit içeriğinin % 85'in 6zerinde olması nedeniyle diyopsitit olarak adlandırılmıştır. Ayrıca lavların kuvarsit gibi kabuktan koparılarak getirilen anklav ve ksenokristal içerdikleri saptanmıştır.

İnce kesitlerde yapılan dokusal analizlerde aynı kesitlerde hem opasitleşmiş ve hem de taze olan biyotit ve hornblend kristallerine rastlanması, piroksenler etrafında biyotit ve hornblend mantolanmalarının oluşumu gibi dengesiz dokularda tespit edilmiştir.

Elde edilen bulgular çerçevesinde Denizli volkanitlerinin gelişiminde magma karışımının olduğu anlaşılmaktadır. Zamanla alt kıtasal kabuktan kontaminasyon (etkilenme) azaldığı ve Yeşilyuva b6lgesindeki daha bazik karakterli nefelinli lavları oluşturduğu sonucuna varılmıştır.

Biyotit ve hornblend kristallerinde g6r6len dekompozisyon kristallenmekte olan magmanın ısı ve basınç koşullarında ani değişimlerin meydana geldiği y6n6nde bir sonuca gidilmesini sağlamıştır.

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM JEOKİMYA

4.1. Giriş

Bu çalışma kapsamında Denizli volkanitlerinden arazide derlenen toplam 11 adet örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Ana element analizlerinden yararlanılarak örneklerin CIPW normları hesaplanmıştır.

Agat havanda toz haline getirilmiş 0,5gr toz örneklerin kimyasal analizleri ACME Analytical Laboratories Ltd. (Kanada) tarafından yapılmıştır. Kimyasal analizler için 3 ml'lik 2-2-2 oranında HCl-HNO₃-H₂O karışımında, 95°C sıcaklıkta ayrıştırılmış ve ICP-MS tekniği kullanılarak analizleri yapılmıştır.

Analiz yapılan örneklerin bölgelere göre dağılımı Aydınlar (Örnek No: A11, A21, A22), Yukarıkaraçay (Örnek no: Y23, Y29), Yeşilyuva (Örnek No:V42, V54, V70) ve anklav örneklerinden ise Aydınlar (Örnek No: A4, A4.5) ve Yukarıkaraçay (Örnek No:Y25) olmak üzere toplam 11 adettir. Bu bölümde Denizli volkanitlerinin önce kimyasal sınıflamalarda adlandırılmaları incelenecek ve daha sonrada petrojenezi tartışılacaktır.

4.2. Majör Oksit (Ana), İz ve Nadir Toprak Element Jeokimyası

4.2.1. Giriş

Denizli volkanitleri lavlarına ait sekiz örneğin tüm kayaç ana, iz ve nadir toprak element içerikleri çizelge 4.1 ve normatif mineralojik bileşimleri (CIPW) çizelge 4.2'de verilmiştir.

Çizelge 4.1: Denizli volkanitleri kayaç örneklerinin major oksit (ana), iz ve nadir toprak element analiz sonuçları.

Örnek No	A11	A21	A22	V42	V54	V70	Y23	Y29
Kaya Türü	Traki	Traki	Traki	Fonolitik	Fonolitik	Fonolitik	Tefrit	Baz Traki
	andezit	andezit	andezit	Tefrit	Tefrit	Tefrit		Andezit
SiO ₂	56,03	55,99	56,26	49,17	48,34	50,18	48,93	52,15
Al ₂ O ₃	14,5	13,92	14,26	11,67	11,72	11,12	10,62	11,88
Fe ₂ O ₃ *	5,35	5,39	5,62	6,98	6,9	6,86	6,1	5,39
MgO	4,09	4,27	4,13	7,97	8,15	7,92	8,21	6,14
CaO	6,56	6,75	6,42	8,85	9,43	8,18	11,26	9,87
Na ₂ O	3,81	3,8	3,79	2,81	3,14	2,51	2,38	2,46
K ₂ O	5,27	5,16	5,23	5,36	5,33	5,83	4,59	5,58
TiO ₂	0,96	0,97	0,98	1,64	1,63	1,9	1,44	1,16
P ₂ O ₅	0,78	0,78	0,81	1,6	1,65	1,41	1,5	1,3
MnO	0,08	0,08	0,07	0,1	0,1	0,09	0,08	0,08
Cr ₂ O ₃	0,019	0,018	0,019	0,045	0,038	0,046	0,055	0,039
L.O.I.	1,9	2,2	1,7	3,1	3	3,2	3,9	3,1
Total	99,53	99,51	99,48	99,5	99,61	99,47	99,37	99,38
ppm								
Ba	1535	1555	1586	1513	1465	1725	2576	1945
Ni	63	42	47	221	145	281	133	83
Sc	14	14	15	16	16	15	18	16
Co	20,4	20,9	16,7	35,9	30,5	33,8	28	25,8
Cs	3,6	2,4	2,3	8,8	9,7	19	45	6,2
Ga	22,1	21,4	20,8	19,8	19,9	18,5	17,8	19,1
Hf	9,3	8,5	8,4	11,6	11,4	12,8	9,8	9
Nb	63,2	60,6	55,4	102,3	103,2	139,1	69,3	63,3
Rb	141,5	145,6	133,9	152,5	147,8	102,2	58,9	137,6
Sr	2449,5	2543,7	2473,1	2404,3	2403,4	1966,7	3314,9	3504,6
Ta	3,4	3,3	2,9	5,6	5,1	7,5	3,5	3,2
Th	30,3	26,9	26,4	17,3	17,1	16,9	27	25,5
U	7,3	9,7	8,8	5,4	5,6	5,4	3,4	6,2
V	98	120	115	140	137	120	124	130
Zr	340,8	342	326	442,2	435,9	499,6	371,6	309,4
Y	23,1	22,3	20,4	23	23,4	20,5	20,9	21,3
La	157	144,8	140,9	136,9	136,4	128,2	170,1	172
Ce	277,7	260,3	250,1	256,3	254,1	236,1	317,4	313,2
Pr	28,3	26,42	25,74	26,07	26,07	24,16	33,03	32,15
Nd	110,7	103,7	98,4	102,8	98,2	97	132,1	125,6
Sm	15,1	14,4	14	15,3	14,8	14,1	20,2	19,2
Eu	3,64	3,51	3,33	3,5	3,61	3,29	4,75	4,42
Gd	7,65	7,64	6,85	7,19	7,2	6,96	9,47	9
Tb	0,97	1	0,89	1,03	1,04	0,89	1,13	1,19
Dy	4,99	4,86	4,21	4,67	4,81	4,34	4,69	4,64
Ho	0,77	0,72	0,69	0,73	0,75	0,7	0,64	0,68
Er	1,95	1,94	1,8	1,86	1,83	1,65	1,53	1,58
Tm	0,3	0,28	0,27	0,28	0,25	0,25	0,23	0,26
Yb	1,86	1,69	1,6	1,67	1,59	1,58	1,33	1,33
Lu	0,27	0,25	0,22	0,27	0,22	0,18	0,17	0,18
Cu	42	31	31	29	31	32	40	32
Pb	13	8	8	10	7	14	13	2
Zn	34	45	47	62	64	61	54	52

* Toplam demir Fe₂O₃ olarak ifade edilmiştir.

Aydınlar, Yukarıkaraçay ve Yeşilyuva örneklerinin ortalama major oksit değerleri birbirlerine göre bazı farklılıklar gösterir. Ortalama SiO₂ (%56,09) ve Al₂O₃ (%14,23) değerleri Aydınlar örneklerinde yüksek, Yukarıkaraçay SiO₂ (%50,54) Al₂O₃ (%11,25) ve Yeşilyuva SiO₂ (%49,23) ve (%Al₂O₃ 11,50) örneklerinde ise düşüktür. Fe₂O₃, MgO

ve CaO ortalamalarında ise tam tersi bir durum vardır. Diğer majör oksit değerleri ise hemen hemen aynıdır.

İncelenen alandaki lavların ağırlık olarak %SiO₂ içerikleri %48,34 ile %56,26 arasında değişmektedir. %SiO₂ miktarına bağlı olarak yapılan sınıflamalarda Aydınlar örnekleri ortaç, Yukarıkaraçay ve Yeşilyuva örnekleri ise bazik karakterdedir. Genel olarak kayalar, yüksek potasyumlu (K₂O= %4,5-5,5)'dur. K₂O/Na₂O oranları %1,36-2,32 arasındadır. Örneklerin Al₂O₃ içerikleri ortalama %12,46, MgO içerikleri %6,36, TiO₂ içerikleri ise %1,34 değerindedir.

Aydınlar, Yukarıkaraçay ve Yeşilyuva örneklerinin ortalama iz element değerleri de birbirlerine göre bazı farklılıklar gösterir. İz elementlerde Co, Hf, Nb, Ta, Zr ve Ni'in Yeşilyuva örneklerinde yüksek Sr, Th, La, Ce, Nd, Sm ve Ba'un Yukarıkaraçay örneklerinde ve U ise Aydınlar örneklerinde yüksektir (Çizelge 4.1)

İncelenen alandaki volkanitlerin normatif mineralojik bileşimleri (Çizelge 4.2), kimyasal sınıflamalarda olduğu gibi önemli farklılıklar sunmaktadır. Örneğin Aydınlar bölgesindeki volkanitler, normatif olarak lösit ve nefelin içermez iken, normatif olivin ve hipersten içerdikleri belirlenmiştir. Bir örnek (Örnek no: A22) normatif kuvars içerikli olup, sonuç olarak da normatif olivin içermemektedir. Yukarıkaraçay ve Yeşilyuva lavlarının normatif mineralojik bileşimleri normatif olivin ve normatif nefelin içerikli oldukları belirlenmiştir.

Çizelge 4.2. Denizli volkanitleri kayaç örneklerinin CIPW normları.

Örnek No	Q	Or	Ab	An	lc	ne	c	Di			En		Ol		mt	he	il	ap
								Wo	en	fs	en	fs	fo	fa				
A11	-	30,8	31,8	6,76	-	-	-	8,71	6,89	0,81	1,76	0,21	1,01	0,13	7,66	-	1,8	1,68
A21	-	30,2	31,8	5,58	-	-	-	9,62	7,64	0,87	2,16	0,25	0,54	0,07	7,74	-	1,82	1,69
A22	0,2	30,4	31,5	6,3	-	-	-	8,5	6,69	0,84	3,47	0,44	-	-	8,02	-	1,83	1,74
V42	-	31,3	11,8	3,32	-	6,32	-	12,9	10,7	0,5	-	-	6,29	0,32	10,00	-	3,08	3,45
V54	-	31,1	7,08	2,07	-	10,4	-	14,4	12	0,54	-	-	5,66	0,28	9,87	-	3,06	3,55
V70	-	34,2	13,6	1,79	-	4,01	-	12,6	10,7	0,22	-	-	6,24	0,14	9,86	-	3,58	3,05
Y23	-	27,3	10,2	4,72	-	5,42	-	17,8	14,9	0,57	-	-	4,02	0,17	8,89	-	2,75	3,29
Y29	-	33	16	4,85	-	2,64	-	15,3	12,6	0,74	-	-	1,94	0,13	7,82	-	2,21	2,84

4.2.2. Majör Oksit Değişim diyagramları

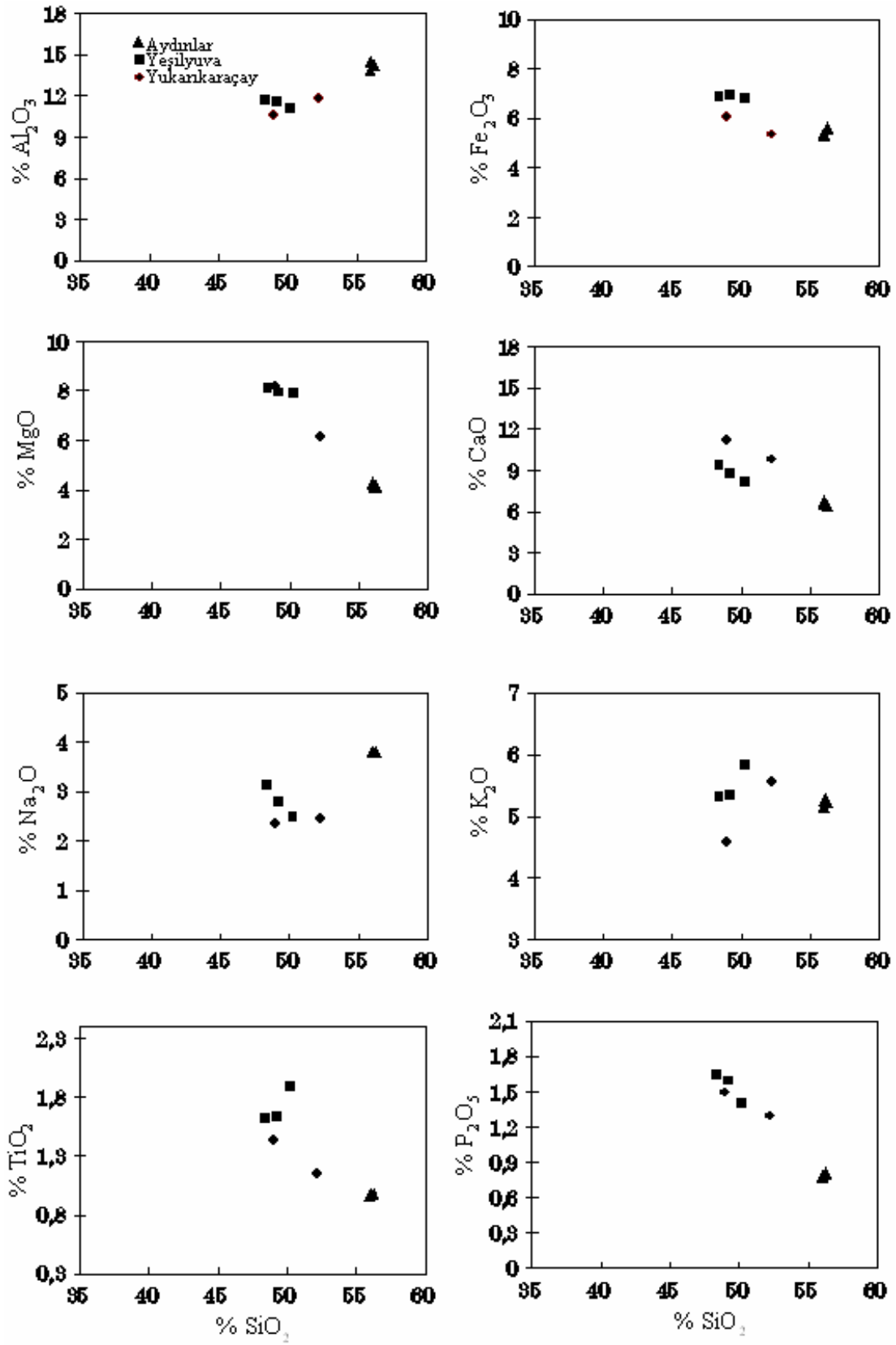
Majör oksit - %SiO₂ diyagramları (Harker Diyagramı) şekil 4.1' de verilmektedir. %Al₂O₃-%SiO₂ diyagramında düzenli pozitif ilişki yer almaktadır. %MgO, Fe₂O₃, CaO, TiO₂, P₂O₅ karşı %SiO₂ diyagramlarında ise düzenli negatif ilişki göstermektedir. %Na₂O-%SiO₂ diyagramında ise pozitif ilişki görülmesine karşın düzenli değildir. Benzer şekilde %K₂O-%SiO₂ diyagramında negatif ilişki bulunmasına karşın ilişki düzenli değildir. Harker diyagramlarındaki bu çok düzenli olmasa da gözlenen yönelimler magma içerisindeki diferansiasyona işaret etmektedir.

4.2.3. İz ve Nadir Toprak Element Değişim Diyagramları

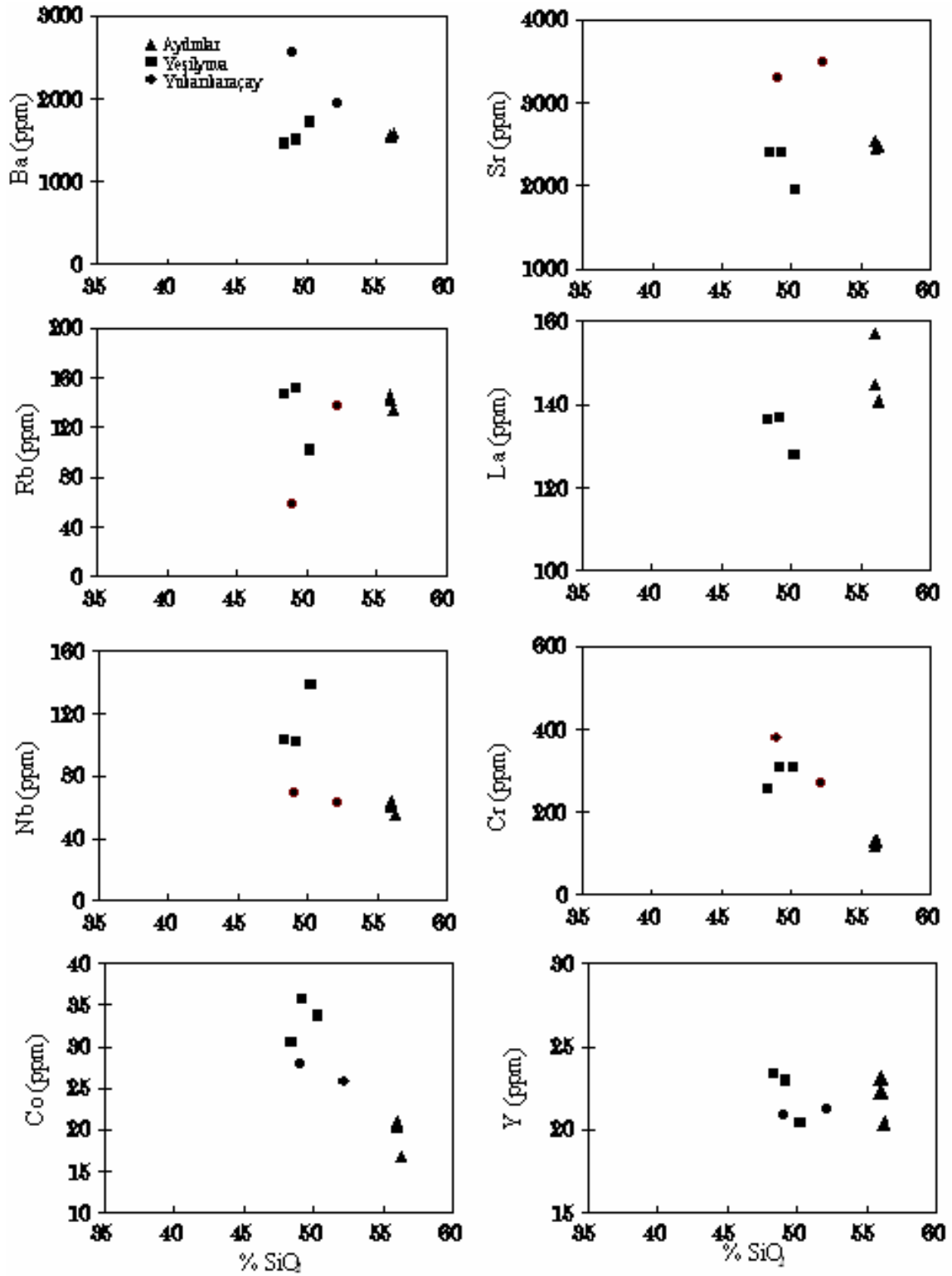
Ba, Rb, Sr, Th, Nb, Cr, Co ve Hf (ppm) - %SiO₂ değişim diyagramları şekil 4.2' de verilmektedir. Tüm diyagramlarda Aydınlar lavları Yukarıkaraçay ve Yeşilyuva lavlarına göre farklı alanlarda toplandığı görülmektedir. Lavlarda %SiO₂'nin artmasıyla beraber Co, Cr, Nb, Sc, Hf, Cs, Zn içerikleri azalarak negatif bir ilişki göstermektedir. %SiO₂'nin artmasıyla Ni, Rb, Th içeriği pozitif bir ilişki göstermektedir. SiO₂ ile La ve Ce içerikleri belirgin olmamakla birlikte pozitifdir. %SiO₂ - Ba ve %SiO₂ - Sr diyagramlarında düzenli bir ilişki bulunmamaktadır.

4.3. Sınıflandırma diyagramları

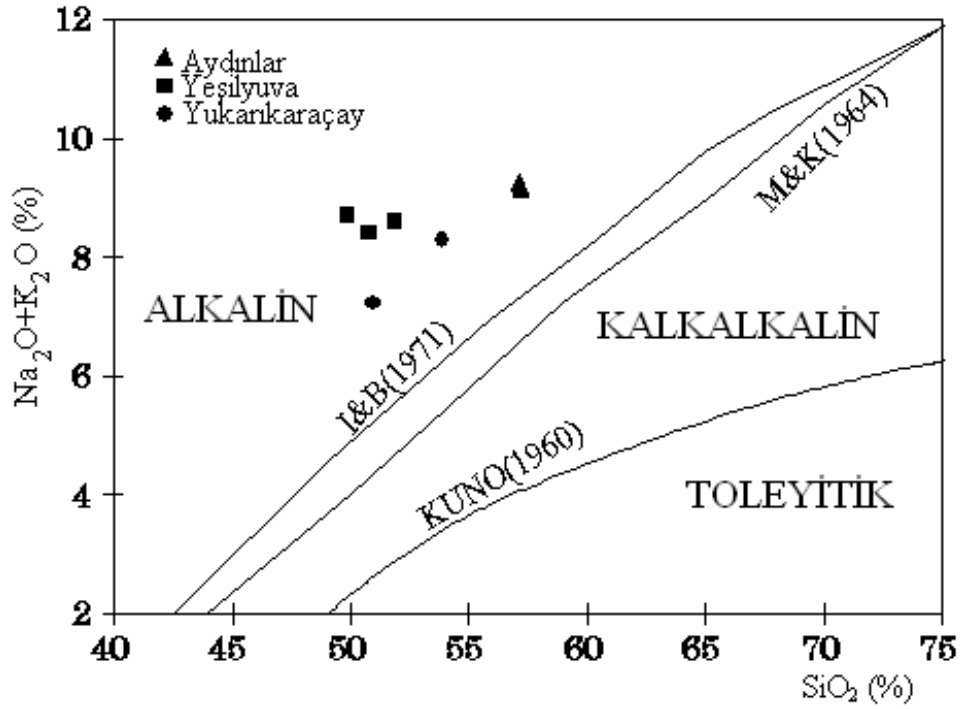
Örneklerin, majör elementlerinden SiO₂ - toplam alkali (Na₂O+K₂O) (Şekil 4.3) içerikleri kullanılarak yapılan alkali-silika diyagramında Macdonald ve Katsura (1964), Kuno (1960) ve Irvine ve Baragar (1971)'in önerdiği ayırtman hatlar göz önüne alındığında alkalin alana düşmektedirler. Kaya türü, Le Maitre ve diğ., (1989) tarafından önerilen toplam alkali silika diyagramında (Şekil 4.4), Trakiandezit, Fonolitik Tefrit ve Bazaltik trakiandezit alanlarına, Winchester ve Floyd (1977) tarafından verilen Zr/TiO₂-Nb/Y diyagramında (Şekil 4.5) ise trakiandezit, bazanit alanlarına düşmektedir. Aydınlar örnekleri trakiandezit, Yukarıkaraçay örnekleri bazaltik trakiandezit ve Yeşilyuva örnekleri ise fonolitik tefrit karakterlidir. Bununla beraber Peccerillo ve Taylor (1976)'un önerdiği SiO₂ - K₂O diyagramında, örneklerin şösonitik bazalt ve latit alanlarına düştükleri görülmektedir (Şekil 4.6).



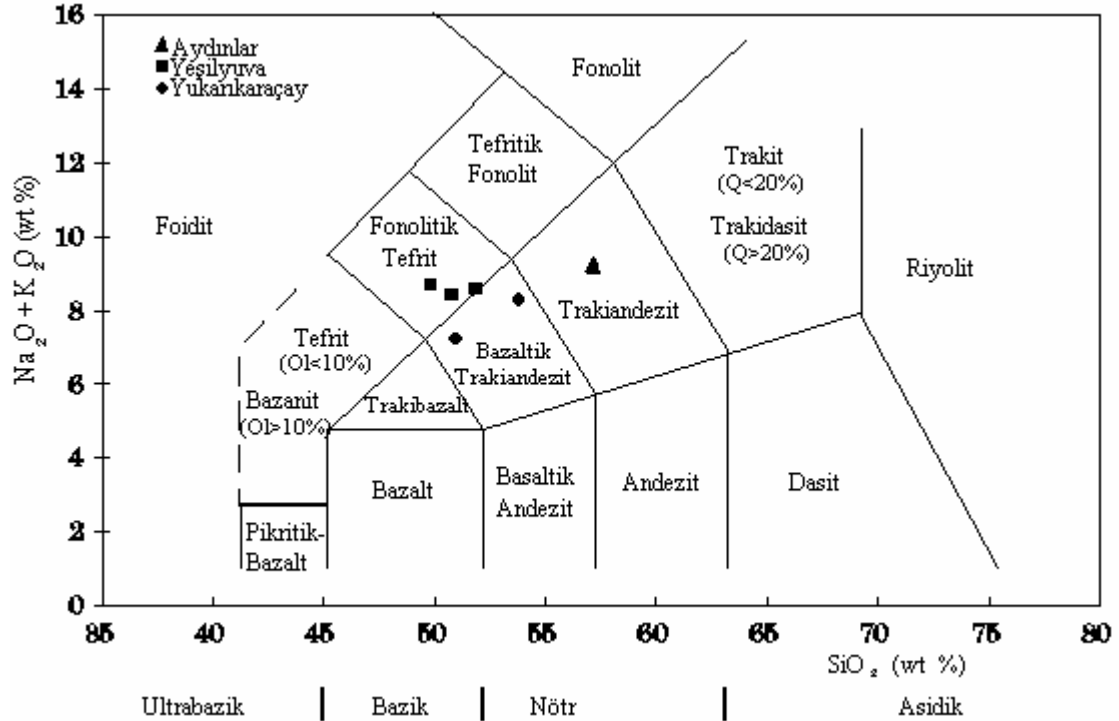
Şekil 4.1. Lavların % majör oksit (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 ve P_2O_5)- \%SiO_2 değişim diyagramları.



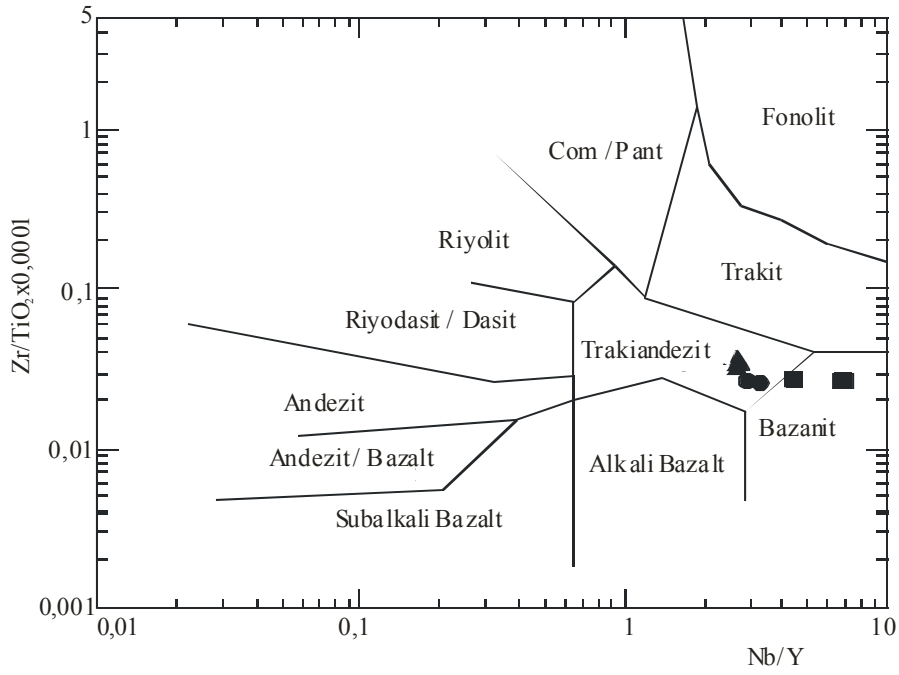
Şekil 4.2: Lavların iz element (Ba,Sr,Rb,Th,Nb,Cr,Co ve Hf)-%SiO₂ değişim diyagramı.



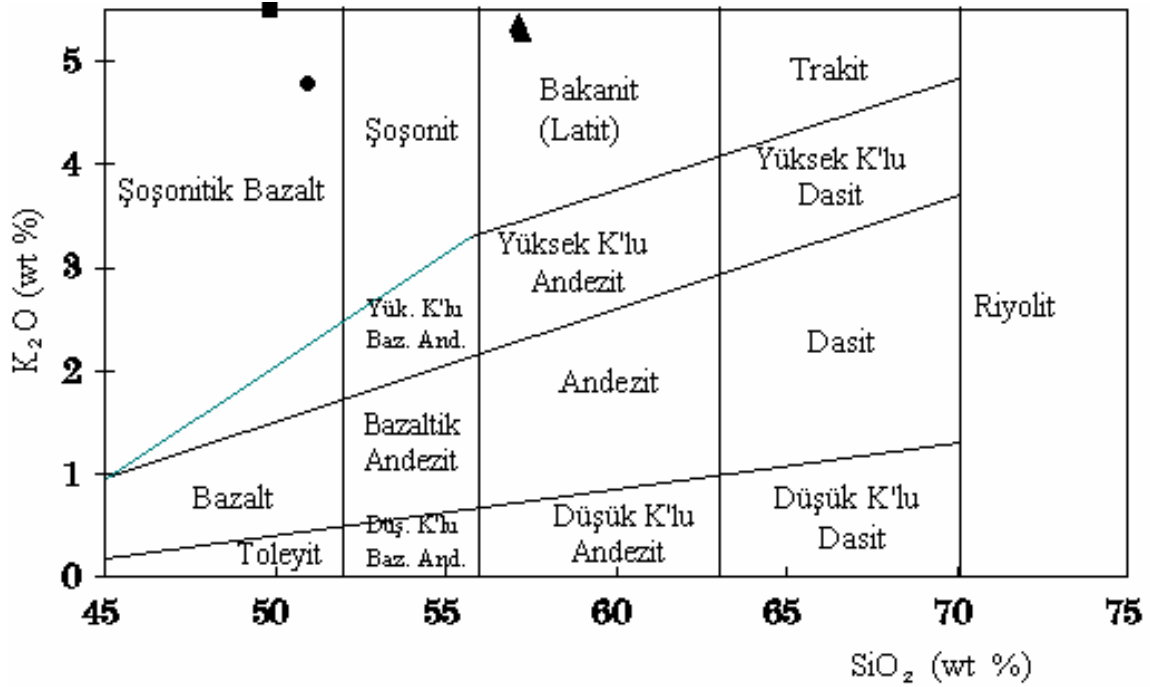
Şekil 4.3: Örneklerin toplam alkali silika diyagramındaki dağılımları (Irvine ve Baragar, 1971).



Şekil 4.4: Örneklerin toplam alkali silika diyagramındaki dağılımları (Le Maitre, 1989).

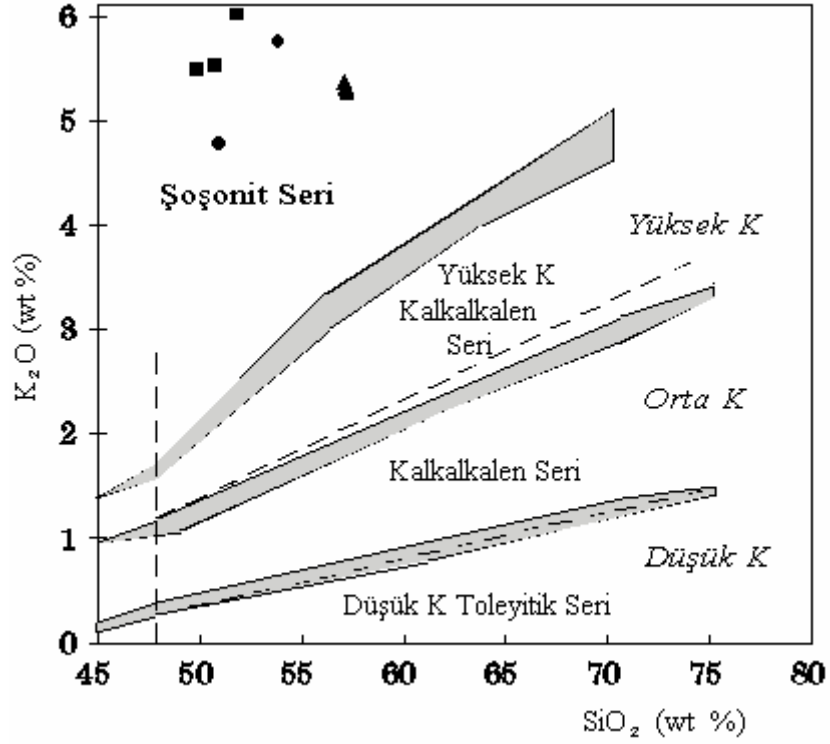


Şekil 4.5: Volkanitlerin $Zr/TiO_2-Nb/Y$ diyagramına göre adlandırılması (Winchester ve Floyd, 1977)



Şekil 4.6: Volkanitlerin SiO_2 ve K_2O içeriklerine göre Peccerillo Taylor (1976) diyagramında adlandırılmaları.

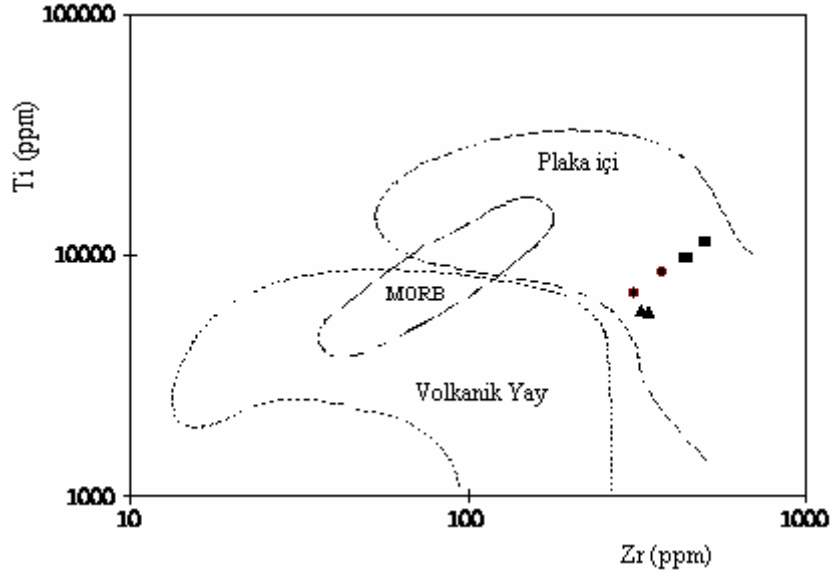
Örnekler SiO_2 - K_2O diyagramında Le Maitre (1989) ayırtman hattına göre yüksek potasyum, Rickwood (1989) ve Peccerillo ve Taylor (1976) ayırtman hatlarına göre ise Şoşonit Seri alanına düştükleri görülmektedir (Şekil 4.7).



Şekil 4.7: SiO_2 - K_2O diyagramı. (Le Maitre, 1989).

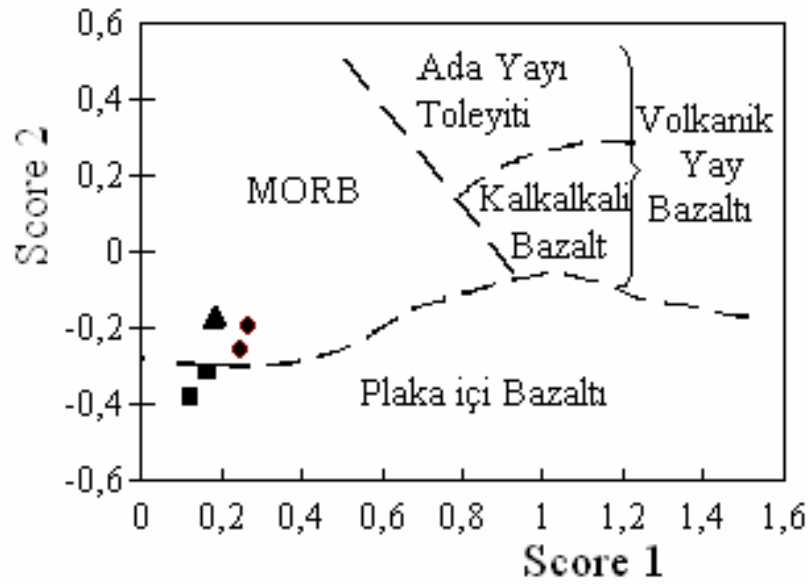
4.4. Jeotektonik Diyagramlar

Volkanitlerin oluştuğu jeotektonik ortamı belirlemede Ti, Zr, Nb ve Y gibi kalıcılığı yüksek elementlerin kullanılması güvenilir sonuçlar vermektedir. (Pearce ve Cann, 1973; Floyd ve Winchester, 1975). Pearce 1982 tarafından önerilen Ti-Zr içeriklerine göre yapılan diyagramda plaka içi bazaltlar alanına düşmektedir (Şekil 4.8) (Rollinson, 1993).



Şekil 4.8: Örneklerin Ti-Zr diyagramında dağılımı (Pearce 1982).

Pearce ve Cann, 1973 tarafından Ti-Zr-Y-Sr içeriklerine göre hazırlanan diyagramda MORB ve plaka içi bazalt alanlarına düşmektedirler (Şekil 4.9).

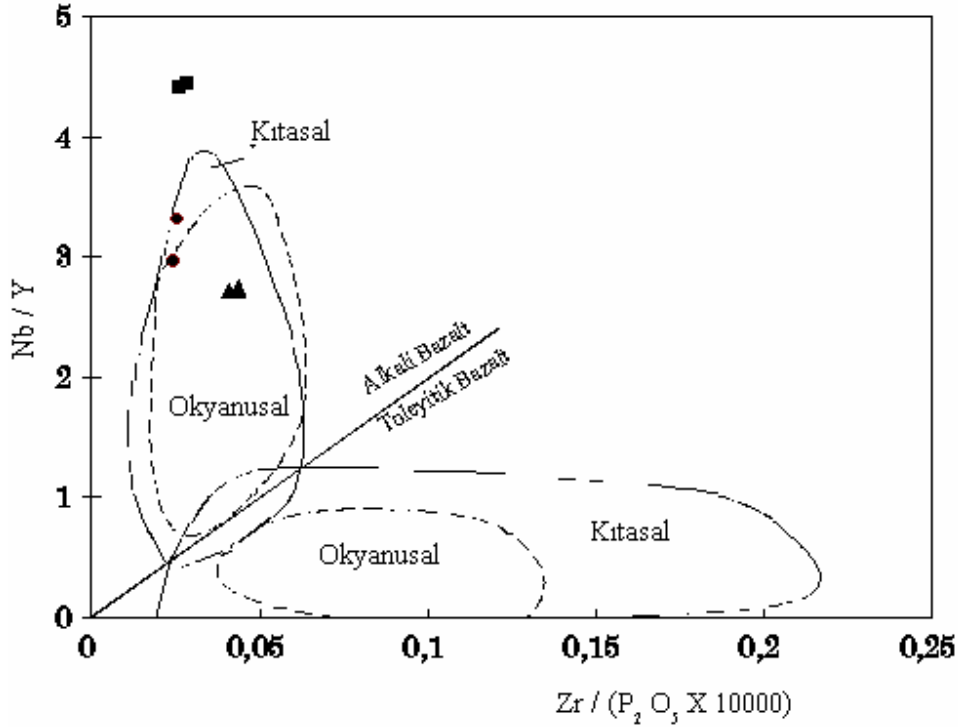


$$\text{Score 1: } -0,03707\text{Ti} - 0,0668\text{Zr} - 0,3987\text{Y} + 0,8362\text{Sr}$$

$$\text{Score 2: } -0,3376\text{Ti} - 0,5602\text{Zr} + 0,7397\text{Y} + 0,1582\text{Sr}$$

Şekil 4.9: Örneklerin Ti-Zr-Y-Sr diyagramında dağılımı (Pearce ve Cann, 1973).

Floyd ve Winchester (1975) tarafından Nb/Y-Zr/(P₂O₅*1000) içeriklerine göre hazırlanan diyagramda kıtasal kökenli alkali bazalt alanına düşmektedir (Şekil 4.10).

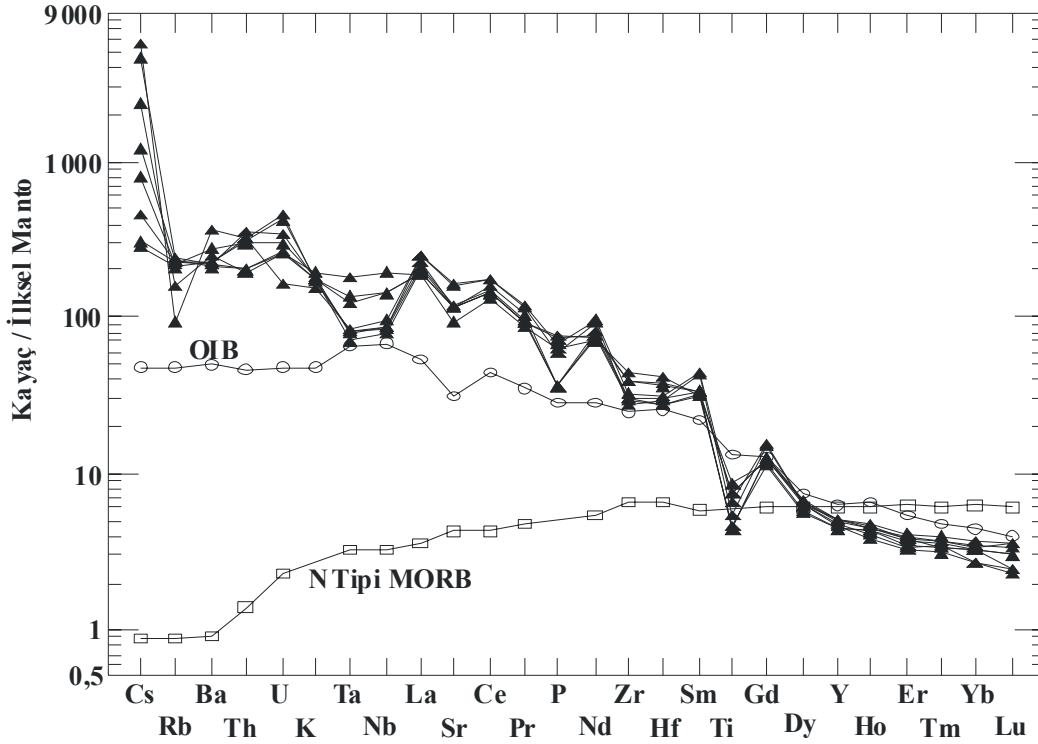


Şekil 4.10: Örneklerin Nb/Y-Zr/(P₂O₅*1000) diyagramında dağılımı
Floyd ve Winchester (1975).

Örneklerin tüm bu diyagramlar incelendiğinde plaka içi alkali bazalt karakterde oldukları görülür. Plaka içi bazaltlar yüksek Ti/Y(560), Zr/Y(7,4) ve düşük Y/Nb(<1) oranları ile diğer tektonik ortam bazaltlarından ayrılırlar (Pearce ve Cann 1973). İncelenen volkanitlerde Ti/Y oranı 251-556, Zr/Y oranı 14-25 ve Y/Nb oranı 0,14-0,37 olarak tespit edilmiş ve özellikleri plaka içi bazaltlara benzerlik göstermektedir.

İnceleme alanı volkanik kayaların primitif mantoya göre normalize edilmiş multi-element diyagramı şekil 4.11'de verilmektedir. Diyagram da, incelenen alandaki lavların, LILE bakımından LREE, HFSE ve HREE'e göre önemli zenginleşmeler olduğu görülmektedir. Ancak, Rb, Ba, Ta, Nb, P, Zr, Hf ve Ti içerikleri bakımından negatif anomali sergilemekte görülmektedir. Diğer taraftan inceleme alanı volkanitleri

N-tipi MORB ve OIB ile karşılaştırıldıklarında OIB lavlarına daha fazla benzerlik gösterdiği ancak eğimin onlardan daha fazla olduğu gözlenmektedir. Ancak HFSE (Y,Lu) ve HREE (Dy, Y, Ho, Er, Yb ve Lu) bakımından OIB'lara göre hafifçe tüketildiklerini de görülmektedir.



Şekil 4.11: Denizli Volkanitleri lavlarının kayaç/Primitif Manto spider diyagramı (▲: Denizli volkanitleri, ○: Okyanus adası bazaltları, □: N tipi MORB)

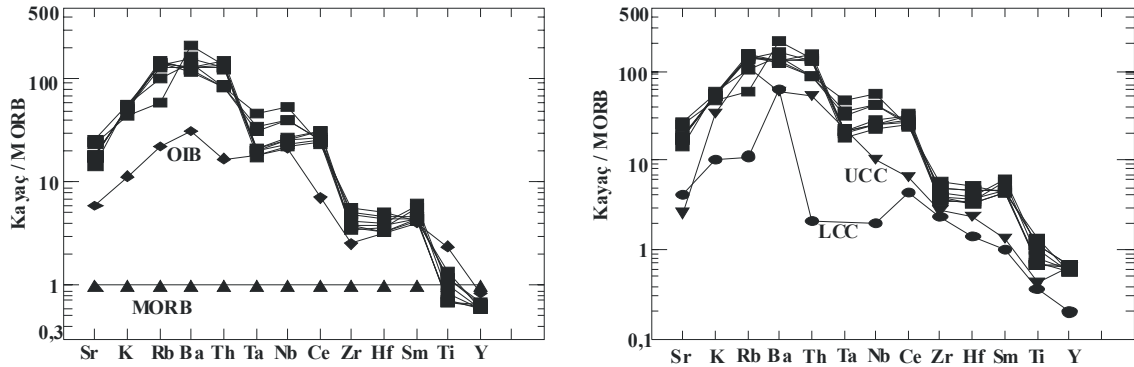
Kayaç/MORB diyagramlarında gözlenen özellikler, Denizli volkanitlerinin ortalama değerleri ve bazı jeotektonik ortamlardaki volkanitlerin iz element içeriklerinin karşılaştırılması çizelge 4.3 de verilmektedir.

Çizelge 4.3. Denizli volkanitleri ile bazı jeotektonik ortamlardaki volkanitlerin karşılaştırılması.

	1	2	3	4	5	6	7	8
Sr	2632.50	800.00	136.00	350.00	569.00	503.00	21.100	11.800
K	43925.00	9600.00	830.00	27393.00	8301.00	17430.00	240.000	120.000
Rb	127.50	22.00	1.00	110.00	11.00	61.00	0.635	0.350
Ba	1737.50	380.00	12.00	700.00	757.00	707.00	6.990	6.900
Th	23.40	3.40	0.20	10.50	0.42	5.70	0.084	0.042
Ta	4.30	3.00	0.16	-	-	-	0,041	0.020
Nb	82.10	53.00	2.50	25.00	5.00	13.00	0,713	0,350
Ce	270.70	72.00	10.00	64.00	44.00	57.00	1.833	0,865
Zr	383.40	220.00	88.00	240.00	202.00	210.00	11,200	6,840
Hf	10.10	-	2.50	5.80	3.60	4.70	0.309	0.200
Sm	15.90	13.00	3.30	4.50	3.30	4.10	0,380	0.203
Ti	8012.50	20000.00	8400.00	3597.00	2997.50	3597.00	1280.000	620.000
Y	21.90	30.00	35.00	22.00	7.00	14.00	4.550	2.000
Yb	1.60	-	-	2.20	1.20	1.53	-	0.220

1. Denizli Volkanitleri; 2. Plaka içi Alkalen (Sun, 1980); 3. MORB (Saunders ve Tarney, 1984; Sun, 1980); 4. Üst Kıtasal Kabuk (Taylor ve McLennan, 1981); 5. Alt Kıtasal Kabuk (Weaver ve Tarney, 1984); 6. Ortalama kıtasal Kabuk (Weaver ve Tarney, 1984); 7. İlkse Manto (McDonough ve diğ., 1992); 8. Kondrit (Thompson, 1982)

Denizli volkanitleri ile bazı değişik jeotektonik ortamlardaki lavların ve kıtasal kabuk iz element içeriklerinin Sun, (1980); Taylor ve McLennan, 1981; Weave ve Tarney, 1984'e göre normalize edilmiş kayaç/MORB diyagramında, Denizli volkanitlerinin, büyük iyon yarıçaplı elementler (LİLE) açısından zenginleştikleri izlenmektedir (Şekil 4.12) (Rollinson, 1993).



Şekil 4.12: Denizli Volkanitleri lavlarının kayaç/MORB spider diyagramı (■:Denizli volkanitleri, ◆:Okyanus adası bazaltı (OIB), ▲:Okyanus ortası sırt bazaltları (N tipi MORB) ▼:Üst Kıta kabuğu (UCC), ●:Alt kıta Kabuğu (LCC)).

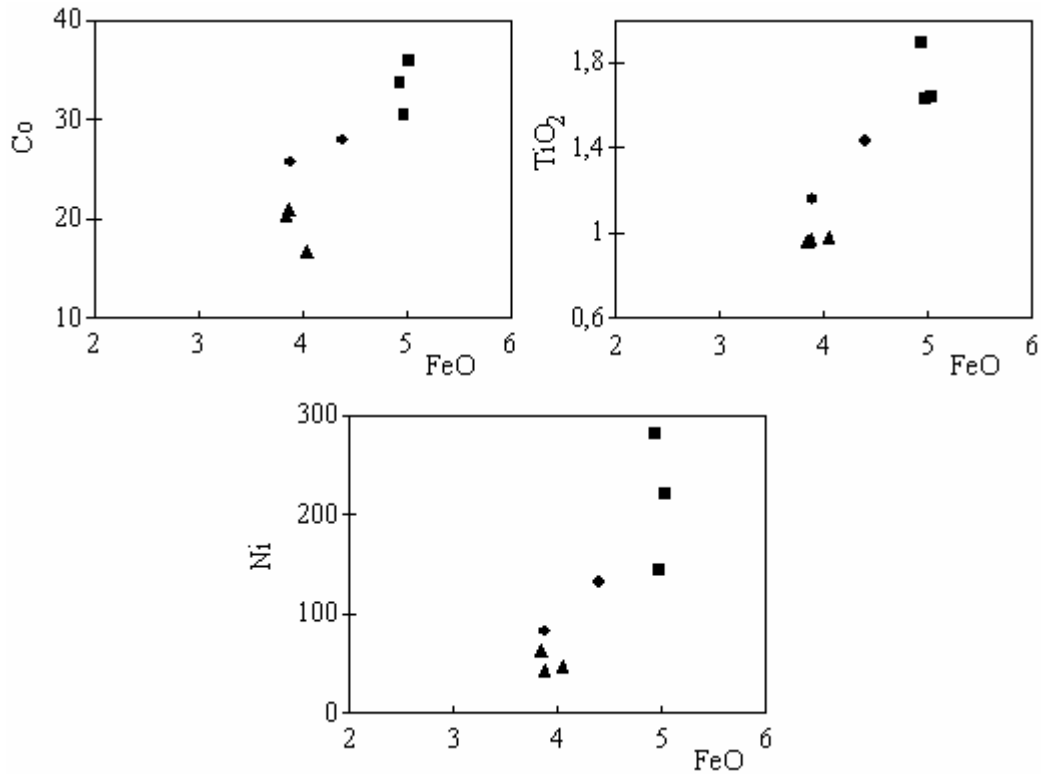
4.5. Petrojenez

Önceki bölümlerde de değinildiği gibi inceleme alanı volkanitleri ultrapotasik / şoşonitik özellikte ve alkalin karakterde oldukları görülmektedir. Lavların (LİLE) büyük iyon yarıçaplı element (Cs, Rb, K, Ba, Pb, Eu ve Sr) içerikleri bakımından dikkate alındığında hem OIB ve hem de N - tipi MORB'a göre yüksek olduğu görülmektedir. Anklavların MgO, Cr, Ni ve Co içerikleri açısından değerlendirildiğinde Aydınlar civarında yüzeylenen lavların Yukarıkaraçay ve Yeşilyuva lavlarına göre daha düşük değerlerde oldukları görülür. Genel olarak değerlendirildiğinde yüksek değerde MgO, Cr, Ni ve Co içerikleri inceleme alanı lavlarının manto kökenli magma ve / veya (magmalardan ?) türemiş olduğunu göstermektedir.

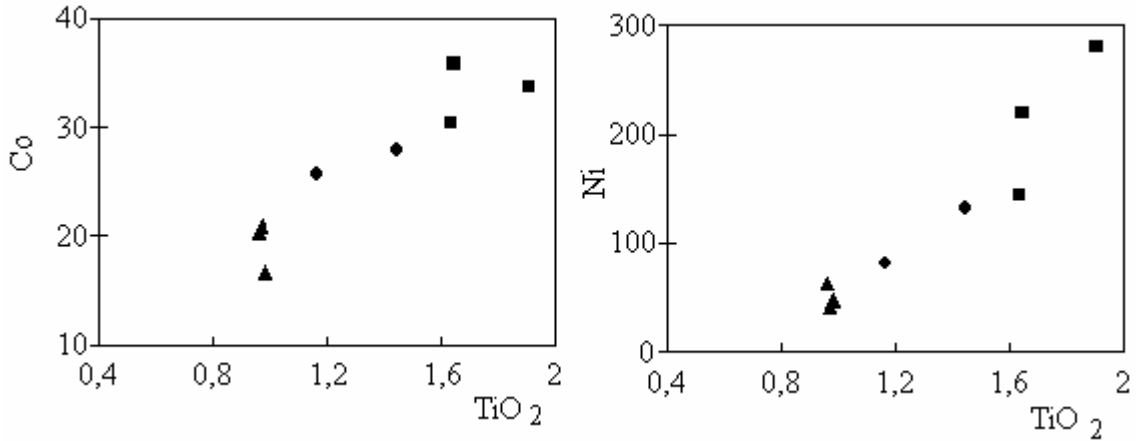
İncelenen alandaki lavlarda LİLE ve HFSE içerikleri bakımından fazlalık kaynak bölgede yitim bileşeninin varlığını belirtebilir. İnceleme alandaki lavlarda Sr, K, Ba, Rb

içerikleri üst kıtasal kabuk kayalarından da fazla olduğunu görmekteyiz (Çizelge 4.1). Bilindiği gibi Sr, Ba, K, Rb metasomatize ortamda hatta düşük metamorfizma ortamında bile hareketlenerek ortamdaki uzaklaşabilmektedirler. İnceleme alanı lavları düşük Ti, Nb anomalisi sunması da kaynak bölgedeki yitim bileşeninin varlığını belirtmektedir.

Lavlardaki, FeO-Ni, FeO-Co ve FeO- TiO₂ değişim diyagramlarında pozitif bir ilişki vardır (Şekil 4.13). Ayrıca TiO₂-Co ve TiO₂-Ni değişim diyagramlarında da iyi derecede gelişmiş pozitif bir ilişki göze çarpmaktadır (Şekil 4.14). Bu durum titanojit bileşimli klinopiroksenin egemen olduğu fraksiyonel kristalleşme ile açıklanabilir. Fraksiyonel kristalleşmenin erken evrelerinde olivin, az piroksen ve manyetit yapılarına giren Ni'in FeO ve TiO₂ ile düzenli pozitif ilişki bu elementin piroksenlerin yapısında tutulduğunu göstermektedir (Akgül ve diğ., 2001).

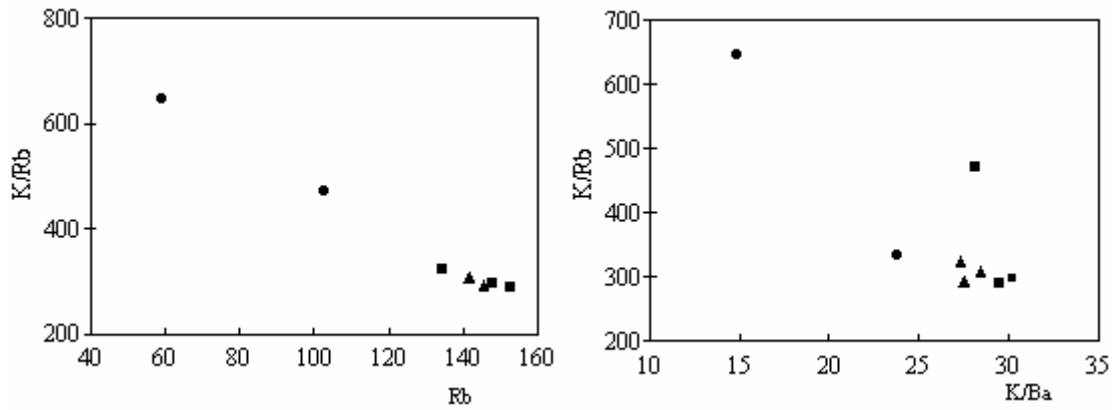


Şekil 4.13: Lavların FeO-Ni, FeO-Co ve FeO- TiO₂ diyagramları.



Şekil 4.14: Lavların TiO₂-Co ve TiO₂-Ni diyagramları.

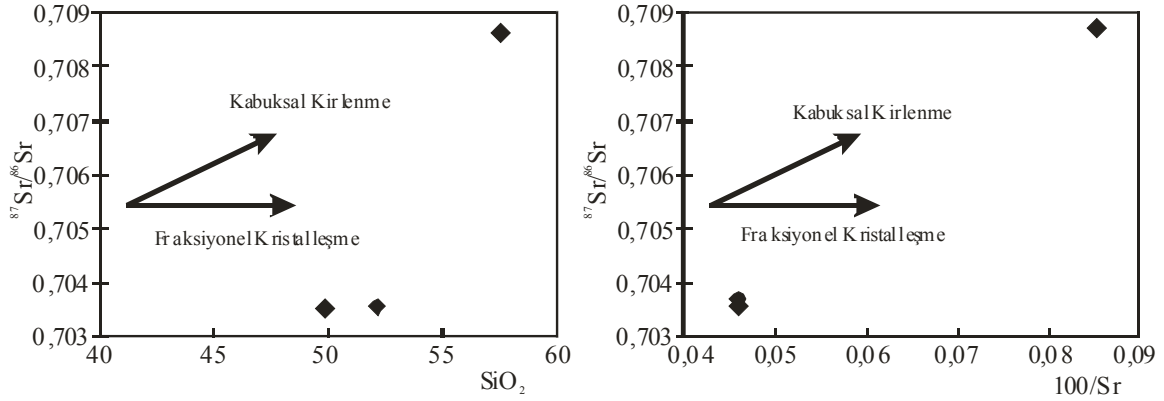
Lavlar üzerinde yapılan K/Rb-Rb ve K/Rb-K/Ba diyagramlarında negatif bir ilişki göze çarpmaktadır. Bu diyagramlar sayesinde ortaya çıkan sonuç fraksiyonel kristallenme olayını desteklemektedir (Tatar ve Boztuğ, 1997) (Şekil 4.15).



Şekil 4.15: K /Rb-Rb ve K/Rb-K/Ba değişim diyagramları.

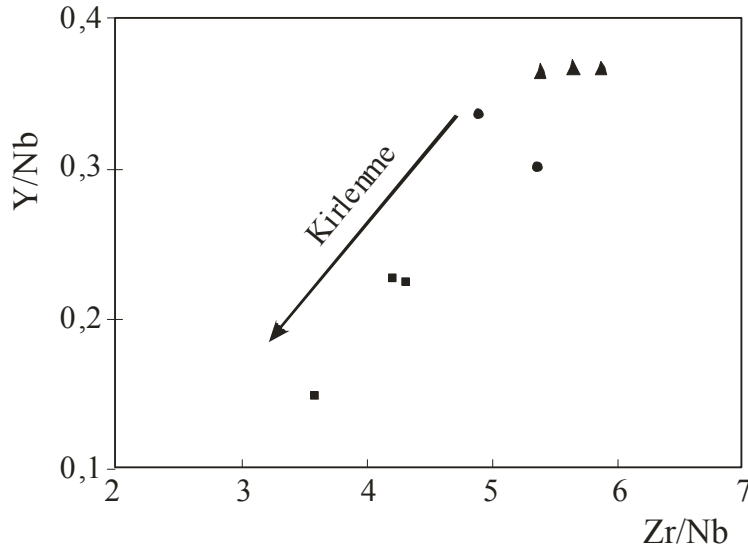
Lavlarda yapılan ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ile SiO₂ ve 100/Sr diyagramlarında (Şekil 4.16) pozitif bir ilişki görülmektedir. Bu ilişkiler lavların oluşumunda fraksiyonel kristallenme ile birlikte kabuksal kirlenmenin de etkili olduğunu göstermektedir. Manto kökenli magmaların kabuksal kirlenme sırasında, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotop oranlarının artışı ile birlikte 100/Sr oranları da artmaktadır. Burada meydana gelen kabuksal kontaminasyon, magmanın kabuksal kayaları kesip yukarı çıkarken meydana gelmiştir (Temel, 2001).

Ayrıca büyük iyon yarıçaplı elementlerde (Rb, Ba, Sr, K, Th) gözlenen zenginleşmeler kabuksal kirlenmeyi göstermektedir (Alpaslan, 1997).



Şekil 4.16: Lavların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ile SiO_2 ve $100/\text{Sr}$ değişim diyagramları (Veriler Ercan ve diğ., 1985; Güleç 1991 'den alınmıştır)

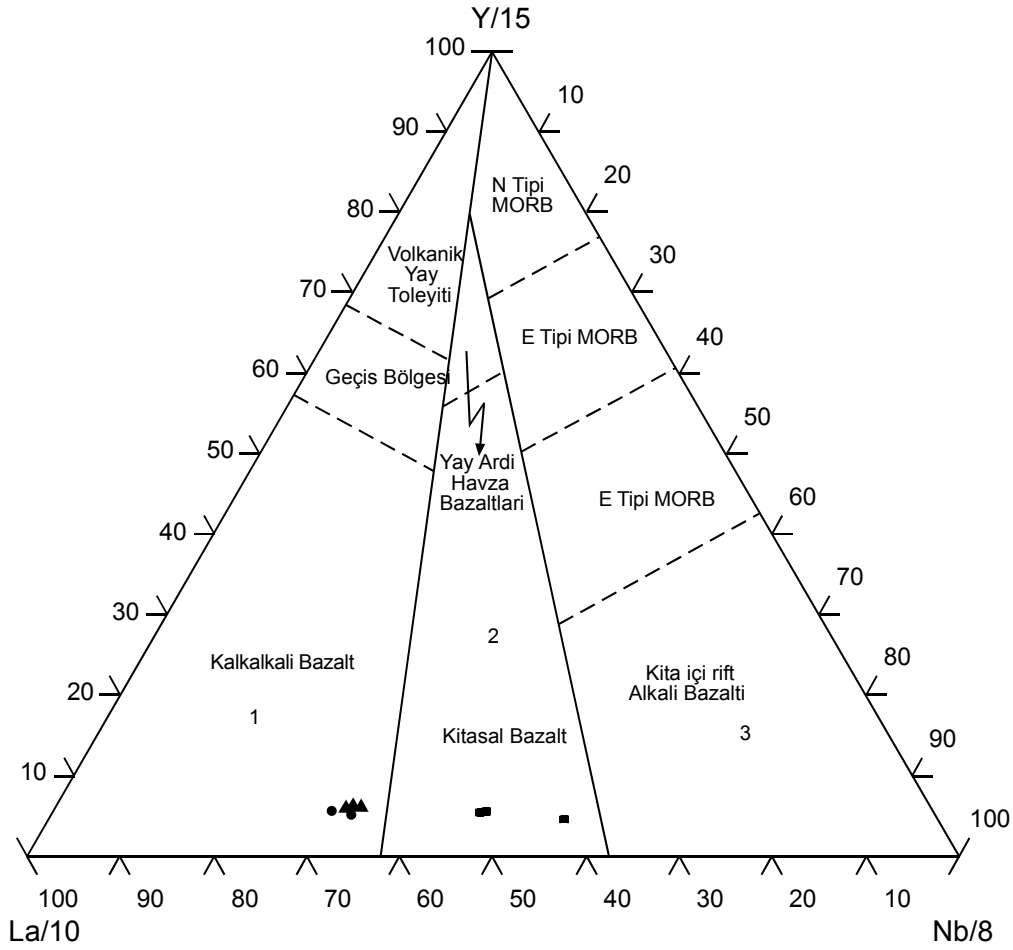
Wilson, 1989 tarafından oluşturulan Y/Nb-Zr/Nb diyagramında lavların yönlenimi magmanın kabuktan kirlendiğini belirtmektedir (Şekil 4.17).



Şekil 4.17: Lavların Y/Nb-Zr/Nb diyagramı (Wilson, 1989).

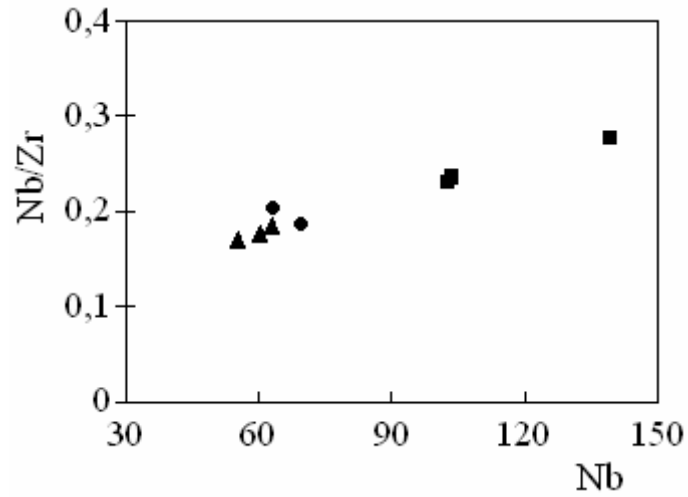
Lavlarda kuvars ksenolitlerinin bulunuşu ve genelde yüksek oranda La ve Ce içerikleri, magmanın kabukla yaptığı etkileşime işaret etmektedir. Bu elementlerdeki zenginleşme magmanın yükselimi sırasındaki kıtasal kabuk asimilasyonu veya fraksiyonel kristalleşme ile birlikte gelişen asimilasyon (AFC) ile açıklanabilir (Kurt ve Aslan 2001). Cabanis ve Lecolle (1989) tarafından $\text{Y}/15\text{-La}/10\text{-Nb}/8$ içeriklerine göre hazırlanan diyagramda lavlar kalkalkalen bazalt ve kıtasal bazalt alanlarına

düşmektedirler (Şekil 4.18). Lavlar, üst kıtasal kabuk bileşimine doğru bir yönelim göstererek, bunların gelişiminde artan kabuk bileşiminin etkisini göstermektedir. Lavların gelişiminde etkili olan kabuk kontaminasyonu, çevre kayaların tümüyle ergitilmesinden ziyade, kısmi ergiyiklerin girişi şeklindedir. Bu olay, belli uyumsuz elementlerde (örnek K) bir zenginleşme oluşturmuştur (Tindle ve Pearce, 1983; Kurt ve Aslan, 2001).



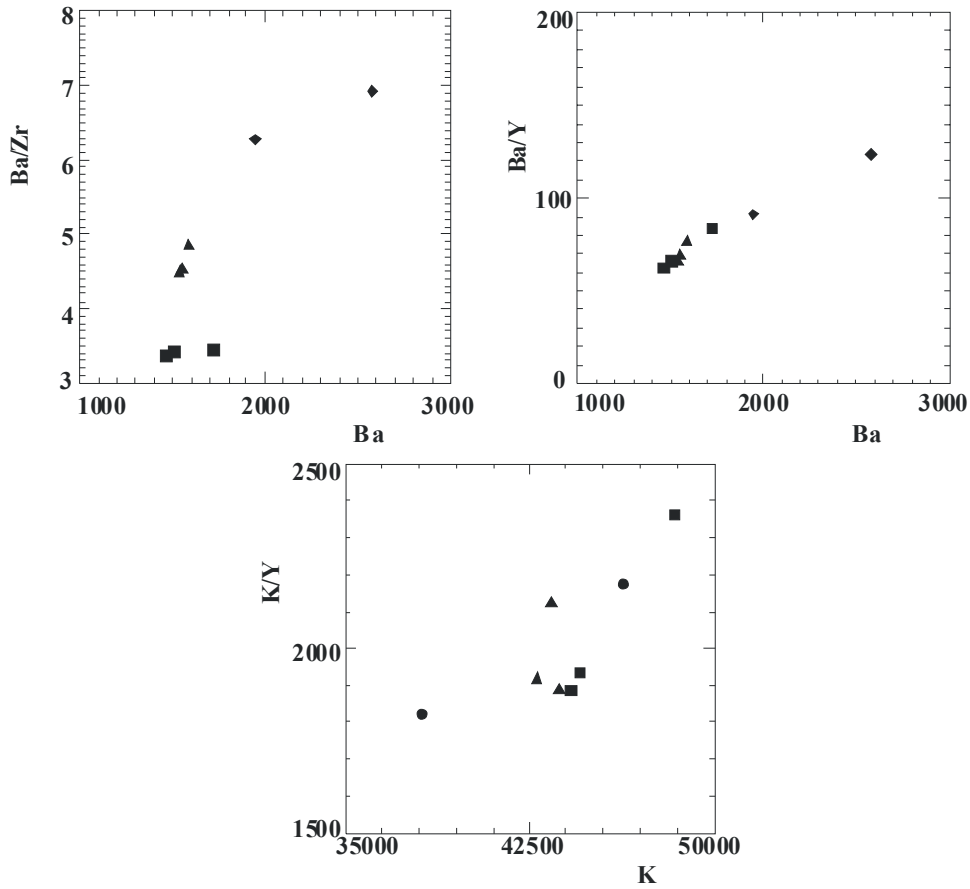
Şekil 4.18: Örneklerin Y/15-La/10-Nb/8 diyagramında dağılımı 1.orojenik bölge, 2.kıtasal kabuk etkileri gösteren geç-post orojenik bölge, 3. orojenik olmayan bölge (Cabanis ve Lecolle 1989).

Bölümsel ergimenin etkilerini belirlemek amacıyla örnekler Nb-Nb/Zr diyagramında değerlendirilir. Nb/Zr değerleri fraksiyonlaşma ile değişmemektedir (Wilson, 1989; Akgül ve diğ., 2001). Nb-Nb/Zr diyagramında Denizli lavları pozitif bir ilişki sunmaktadırlar (Şekil 4.19). Bu durumda bize Denizli lavlarında bölümsel ergimenin etkili olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.19: Nb-Nb/Zr diyagramı.

Lavları Ba/Zr- Ba, Ba/Y-Ba ve K/Y-K diyagramlarında değerlendirdiğimizde (Şekil 4.20), yaklaşık orijine yakın pozitif olan yönlendirmeleri Denizli lavlarının evriminde fraksiyonel kristallenme yanında bölümsel ergimenin de esas faktör olduğunu gösterir (Ceyhan ve diğ., 2001).



Şekil 4.20: Ba/Zr- Ba, Ba/Y-Ba ve K/Y-K değişim diyagramları.

4.6. Anklavlar

Bu kapsamında Denizli volkanitleri içerisinde tespit edilen anklav örneklerinden Aydınlar (2) ve Yukarıkaraçay (1) adet olmak üzere toplam 3 adet örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Ana element analizlerinden yararlanılarak örneklerin CIPW normları hesaplanmıştır (Çizelge 4.4-4.5).

Çizelge 4.4. Anklav örneklerinin major (ana) oksit, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları.

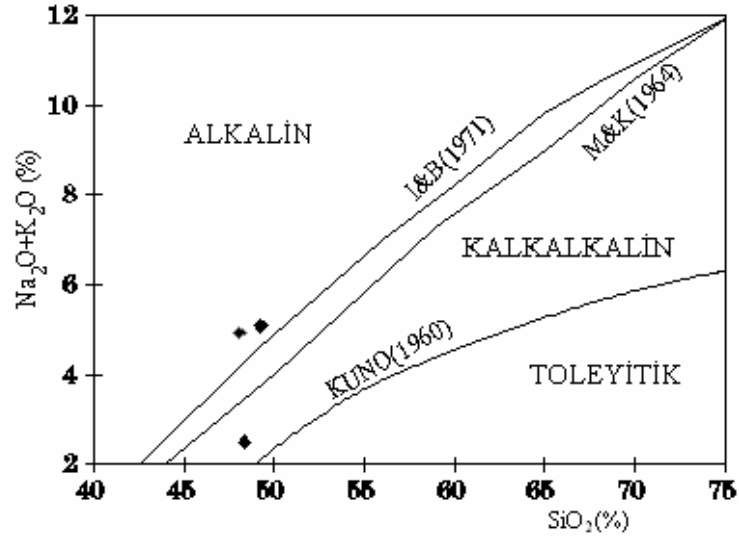
Örnek No	A4	A4.5	Y25	Örnek No	A4	A4.5	Y25
SiO ₂	48,23	47,3	46,2	Sr	3208,2	3155,3	1077,1
Al ₂ O ₃	12,82	12,81	7,28	Ta	3,3	3,7	1
Fe ₂ O ₃	7,67	8,07	5,07	Th	26	27,8	7,5
MgO	8,29	8,77	15,14	U	6,6	6,2	1,8
CaO	12,08	12,78	16,4	V	180	195	104
Na ₂ O	2,95	2,63	0,42	Zr	330,4	328	143,4
K ₂ O	2,03	2,23	1,97	Y	28,4	29,1	10,7
TiO ₂	1,48	1,6	1,48	La	188,8	187,1	65,9
P ₂ O ₅	1,41	1,33	0,56	Ce	343,6	342,3	138,9
MnO	0,1	0,1	0,06	Pr	36,1	35,64	15,05
Cr ₂ O ₃	0,051	0,069	0,332	Nd	145,3	139,9	67,1
L.O.I.	2,1	1,6	4,5	Sm	21,3	19,9	10,4
Total	99,46	99,52	99,68	Eu	4,93	5,17	2,55
ppm				Gd	10,85	10,76	5,58
Ba	2126	1837	1967	Tb	1,37	1,24	0,66
Ni	113	111	306	Dy	5,91	5,76	2,68
Sc	27	29	47	Ho	0,9	0,94	0,35
Co	32,9	37,2	32,2	Er	2,28	2,44	0,81
Cs	3,3	1,5	0,8	Tm	0,31	0,36	0,12
Ga	20	18,6	10,8	Yb	2,08	2,24	0,71
Hf	9,2	8,4	4,8	Lu	0,27	0,29	0,09
Nb	58,5	70,3	22,9	Cu	34	44	30
Rb	89,2	60,2	53,3	Pb	3	7	2
				Zn	54	56	25

Çizelge 4.5. Anklav örneklerinin CIPW normları.

Örnek No								Di			Hy		Ol					
	Q	Or	Ab	An	lc	ne	c	Wo	en	fs	en	fs	fo	fa	mt	he	il	ap
A4	-	11,7	20,8	15,3	-	1,92	-	14,6	12	0,89	-	-	5,78	0,47	10,8	-	2,74	3,00
A45	-	12,8	14,7	16	-	3,7	-	15,8	12,9	0,91	-	-	5,8	0,45	11,3	-	2,94	2,81
Y25	-	11,1	-	12,4	0,57	1,96	-	28	24,1	0,11	-	-	10,1	0,05	7,48	-	2,86	1,24

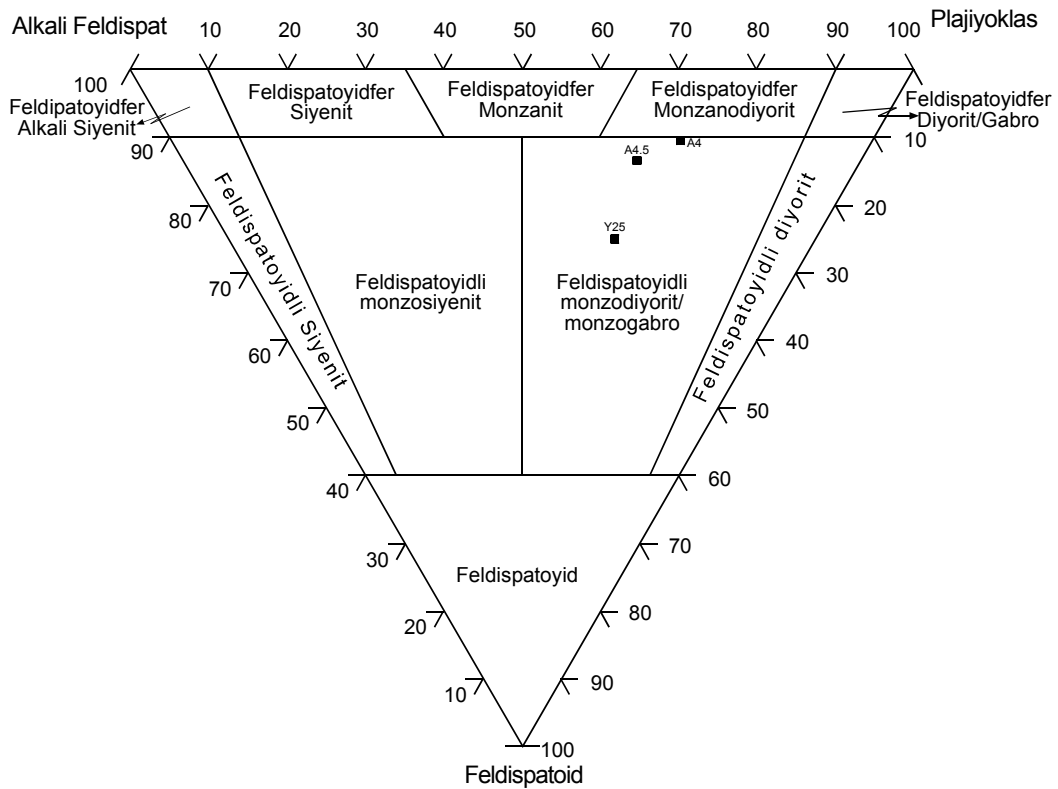
Örneklerin, majör elementlerinden SiO₂' ye karşı toplam alkali (Na₂O+K₂O) (Şekil 4.21) içerikleri kullanılarak yapılan alkali-silika diyagramında Macdonald ve Katsura (1964), Kuno (1960) ve Irvine ve Baragar (1971)'in önerdiği ayırtman hatlar göz önüne alındığında Aydınlar örnekleri alkalin alana düşmesine karşın ayırım çizgisinin yakın bir

konumda yer almış ve Yukarıkaraçay'dan alınan örnek ise kalkalkalen alanda yer almaktadır.



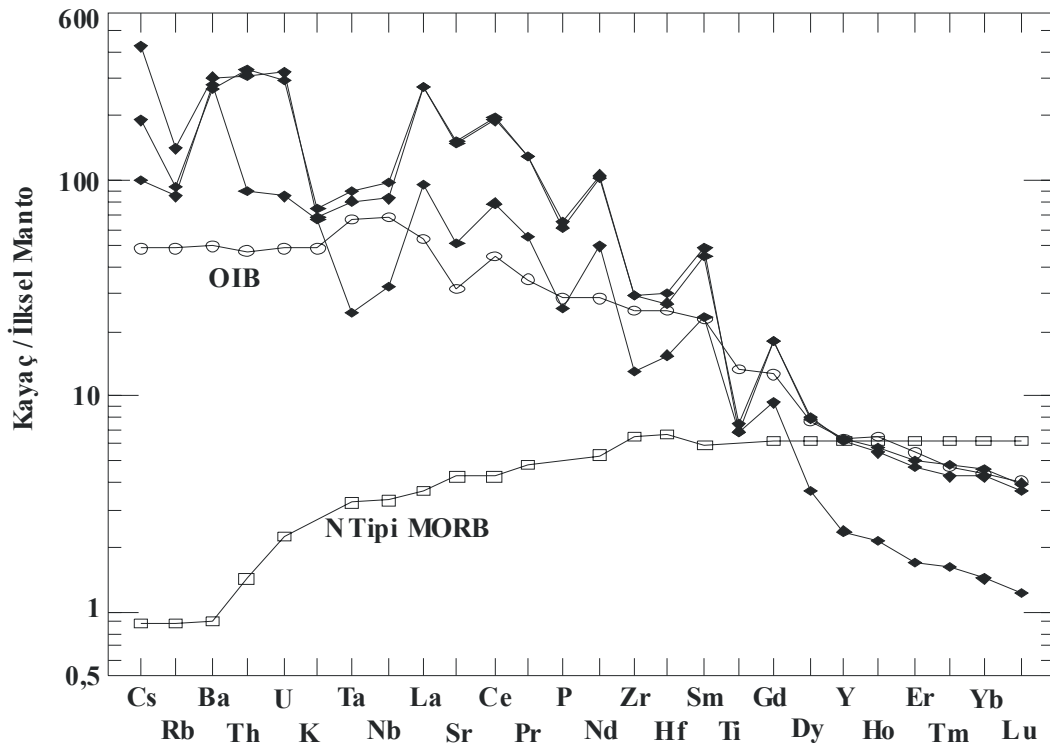
Şekil 4.21: Anklav örneklerinin toplam alkali silika diyagramı.

Kaya türü, Streikeisen, 1967 tarafından önerilen CIPW normlarına göre hazırlanan üçgen diyagramda feldispatoyidfer monzodiyorit / monzogabro alanına düştükleri görülmektedir (Şekil 4.22).



Şekil 4.22: Anklav örneklerinin sınıflandırma diyagramı (Streikeisen, 1967).

Şekil 4.23’de primitif mantoya göre normalize edilmiş multi-element diyagramı verilmektedir. Anklav ve lavların kimyasal bileşimleri karşılaştırıldığında gerek major element oksit ve gerekse de iz ve nadir toprak element içerikleri bakımından önemli farklılıklar olduğu görülmektedir. Örneğin anklavlar, SiO₂ açısından (SiO₂=%46.2-48.23) lavlardan (SiO₂= % 48.34-56.03) daha düşük değerlerde bulunmaktadır. Özellikle Yukarıkaraçay anklav örneği iz ve nadir toprak element bileşimi bakımından OIB değerlerine daha fazla uyumluluk gösterdiği görülmüştür. Yukarıkaraçay örneğinin OIB’a göre Nb, Nd, Ti ve Y elementlerce tüketildiği görülmektedir. Diğer taraftan anklavlar normatif nefelin ve olivin içerikli olup, Yukarıkaraçay örnekleri ise, normatif lösit ve nefelin içerikli oldukları belirlenmiştir (Çizelge 4.5). Diğer taraftan Yukarıkaraçay anklavlarında Th ve Ta değerleri de oldukça düşüktür. Genel olarak anklavlarda MgO, Cr, Ni, Co içerikleri yüksektir. Ancak Yukarıkaraçay bölgesinden alınan anklav örneğinin MgO, Cr, Ni, Co değerleri lavlardan daha fazla olduğu görülmektedir.



Şekil 4.23: Anklavların kayaç/Primitif Manto spider diyagramı (◆:Anklavlar, ○: Okyanus adası bazaltları, □: N tipi MORB).

4.7. Tartışma ve Sonuçlar

Bu b3l3mden elde edilen sonuçlar aşağıda kısaca 3zetlenmektedir.

Alkalen karakterde olan Denizli lavları kimyasal sınıflamalara g3re trakiandezit, bazaltik trakiandezit ve fonolitik tefrit olarak adlandırılmış ve ultrapotasik-şoşonitik 3zellikte oldukları belirlenmiştir.

Lavlar SiO₂ miktarına bağlı olarak yapılan sınıflamalarda Aydınlar lavları n3tr, Yukarıkaraçay ve Yeşilyuva lavları ise bazik bileşimli olup, bir başka ifade ile incelenen alandaki lavların kuzeyden g3neye bazikleştiği s3ylenebilir.

Aydınlar lavlarının MgO, Cr, Ni, Co değerlerinin Yukarıkaraçay ve Yeşilyuva lavlarından daha d3ř3k olması ve genel olarak değerlendirildiğinde her 3 b3lgedeki lavların MgO, Cr, Ni ve Co içerikleri y3ksek olmaları incelenen alanı lavlarının manto k3kenli magma ve/veya (magmalardan ?) t3remiş olabileceğini işaret etmektedir. Her 3 b3lgedeki lavların az çok farklılık g3stermeleri bu lavların farklı diferansiyasyon işlemlerine maruz kaldığını ve bir birinden az çok farklılık g3steren magma ve/veya magmalardan t3reyebileceğini işaret etmektedir.

Diğer taraftan y3ksek K, uyumsuz element içerikleri incelenen alandaki lavların oluşumunda metazomatize olmuş manto kaynağı ve / veya manto kaynaklarından değişik kısmi ergimeler ile de katkı sağlandığını işaret etmektedir.

İncelenen alandaki volkanik kayaçların tekd3ze gelişmedikleri fraksiyonel kristallenme ve asimilasyon işlemleri ile beraber geliştiklerini g3stermektedir. Y3ksek oranda La ve Ce içerikleri ana magmanın kabuk elemanları ile girişim yaptıklarını kabuk asimilasyonu ve fraksiyonel kristallenme ile gelişen asimilasyon (AFC) gerçekleşmiş olabileceğini g3stermektedir. Diğer taraftan La, Y ve Nb değerleri de kabuktan etkilenebileceğini işaret etmektedir.

İnceleme alanındaki lavların CaO ve Y değerleri volkaniklerin oluşumunda klinopiroksen denetimli bir ayrılaşmanın olduğu, Sm ve Rb değerleri de serbest amfibol ayrılaşmasından meydana geldiğine işaret etmektedir.

İncelenen alanda Aydınlar ve Yukarıkaraçay lavları içinde yer alan dm boyutundaki anklavlardan yaptırılan kimyasal analiz sonuçları ile lavların kimyasal analiz sonuçları karşılaştırıldığında özellikle iz ve nadir toprak element içerikleri bakımından benzerlik sundukları anlaşılmıştır. Hatta Yukarıkaraçay anklavlarının OIB benzerlikleri daha fazla olduğu görülmüştür.

Batı Anadolu'da Geç Oligosen-Erken-Orta Miyosen volkanitleri kalk-alkali ve şoşonitik, Geç Miyosen-Pliyosen volkanitleri alkali karakter sergilemektedir. Geç Oligosen-Erken Miyosen'de Batı Anadolu'da ekstansiyonel rejimin başlaması ile birlikte oluşan kalk-alkali volkanitlerin kaynağı litosferik mantodan oluşturulan eriyiklerle değişmeğe başladığı ve zamanla N-tip MORB ve peridotitik komponent içeriğinin arttığı, LILE, LREE ve HFSE zenginleşmeleri ile bazaltdan riyolite kadar değişik kimyasal bileşimli volkanik kayaların olduğu genel olarak kabul görmüştür (Seyitoğlu ve diğ., 1991; 1992; 1996; Seyitoğlu ve diğ., 1994; Seyitoğlu, 1996; Aldanmaz, 2000). Büyük Menderes grabeninde de Erken Miyosen'de ekstansiyonel rejimin başlaması ile birlikte normal fay sistemlerinin oluşmaya başladığını gerek palinolojik ve gerekse de radyometrik yaş tayinleri ile kanıtlanmıştır (Seyitoğlu, 1996). İnceleme alanındaki lavların radyometrik yaşları 4.88-6.19 My olarak belirlenmiştir (Paton, 1992). Ancak incelenen bölgedeki volkanik aktivitenin normal fay sistemlerinin oluşumu ile beraber başladığı, daha önceki bölümlerde değinilmiştir.

Eldeki bulgular ışığında Denizli volkanitlerinin gelişimi aşağıda şekilde özetlenebilmektedir. İnceleme alanı ve yakın çevresinde ekstansiyonel tektoniğin başlaması ile birlikte normal fay sistemleri oluşmaya başlamış ve kıtasal kabuğun belli derinliklerinde magma odası ve/veya magma odaları meydana gelmiştir. Bu magma odalarında ortomagmatik evre tamamlanmış ve/veya pegmatitit-pnömatolitik evreye ulaşılmıştır. Anklavlarda saptanan mineralojik bileşim de bunu desteklemektedir (A4.5 ve A4 örneklerinde Zinvaldit varlığı). Sonuç olarak incelenen alan ve yakın dolayında

olasılıkla Orta Miyosen -Geç Miyosen'de astenosferik kaynaktan gelen sıvılarla kıtasal kabukta magma odaları oluşmaya başladığı düşünülmektedir. Çünkü sokulum yapmış magmatik kayaların kimyasal bileşimleri OIB karakteri taşımakla beraber bazı iz element özellikleri ile de litosferik manto karakteri de taşımaktadır. Ekstansiyonel tektoniğin gelişmesi ile birlikte normal fay sistemleri daha da gelişmiştir. Aydınlar bölgesinde olduğu gibi ilk evrelerde kabuk kontaminasyonu daha fazla olmuştur. Zamanla kabuk kontaminasyonu azalmış ve normatif nefelin ve olivin bileşimli magmalar yeryüzüne çıkmıştır. İncelenen bölgede magmatik aktivitenin normal fay sistemleri ile beraber oluşmaya başlayan sedimantasyon esnasında da devam ettiği daha önceki bölümlerde de değinilmişti. Denizli volkanitlerinde LILE, HFSE, LREE ve MREE bakımından zenginleşmeler ve HREE bakımından kısmen tüketilmeleri zamanla nefelin normatif bileşimlere dönüşmeleri ile OIB iz element karakteri oluşmuştur.

BEŞİNCİ BÖLÜM YAPISAL JEOLJİ

5.1. Giriş

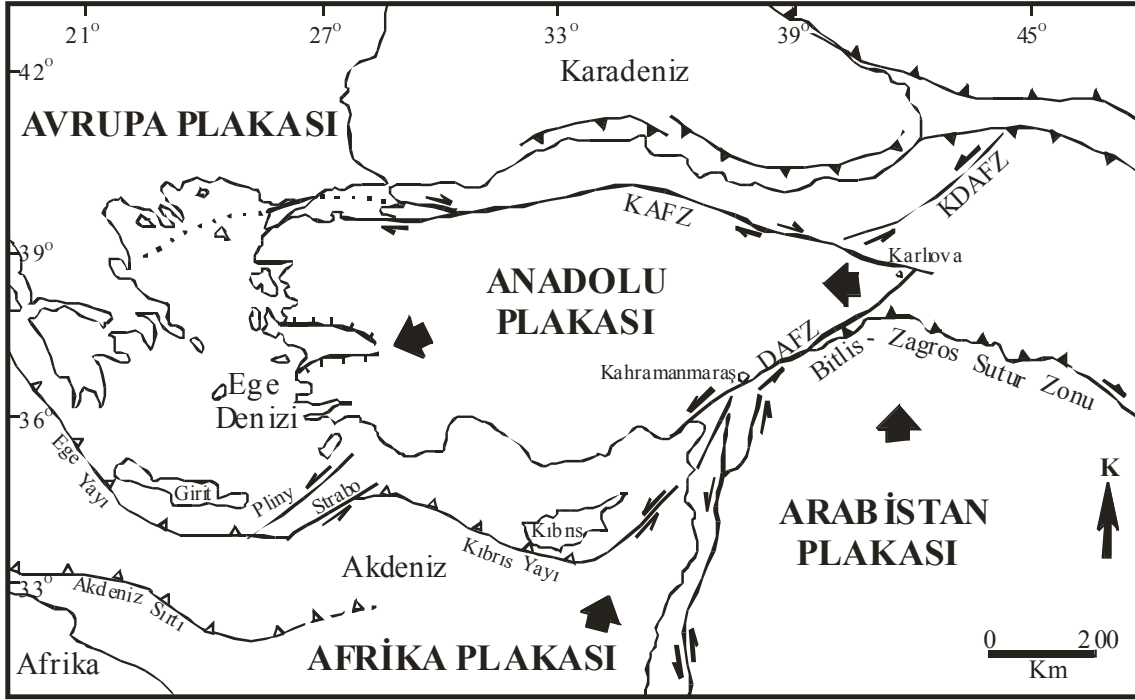
Batı Anadolu, dünyada sismik aktivitenin en yoğun olduğu ve hızlı bir genişlemeye maruz kalan bölgelerden biridir. Batı Anadolu'daki kıtasal genişleme miktarı 30-40 m/yıl olarak bilinmektedir (Mc Kenzie, 1978). Batı Anadolu "Ege genişleme bölgesi" olarak adlandırılan bölgenin bir parçasını oluşturmaktadır. Yunanistan, Makedonya, Bulgaristan ve Arnavutluk gibi ülkeler de bu Provens' in içinde yer almaktadır. Batı Anadolu'da yaklaşık D-B gidişli grabenler yer almaktadır. Bu çöküntü alanları (Edremit, Bakırçay, Simav, Gediz, Küçük Menderes ve Gökova) aktif normal fay zonları ile sınırlanmıştır. Batı Anadolu'da D- B gidişli egemen çöküntü alanları dışında daha az egemen olan KKD çöküntü alanları da yer almaktadır. Bunlar Gördes, Demirci, Selendi ve Uşak-Güre çöküntü alanlarıdır.

Ege'deki kıtasal genişlemenin kökeni ve/veya oluşumu konusu oldukça fazla tartışmaya neden olmuştur. Bu konuda farklı modeller önerilmiştir. Aşağıda Ege'deki kıtasal genişleme üzerine ileri sürülen modeller üzerinde kısaca değinildikten sonra çalışma alanının tektoniği verilecektir.

5.2. Ege'deki Kıtasal Genişlemenin Oluşumu Konusunda İleri Sürülen Modeller

5.2.1. Tektonik Kaçış Modeli

Geç Serravaliyen'den (12 my) beri Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı (DAF)'nın sınırladığı Anadolu Bloğunun batıya doğru kaçışı devam etmektedir (Şengör, 1980; 1982, Dewey ve Şengör, 1979) (Şekil 5.1).



Şekil 5.1: Türkiye'nin neotektonik haritası (Barka ve diğ., 1995)

5.2.2. Yay Ardı Havza Yayılımı Modeli

Yay ardı ekstansiyonu, Ege Hendek sisteminin güney ve güneybatıya doğru göç etmesine neden olmuştur. Buna rağmen "Roll-Back Prosesi"nin başlangıcı konusunda araştırmacılar arasında bir fikir birliği sağlanamadığını görmekteyiz. Önerilen yaşlar 60 my ile 5 my arasında değişmektedir (Le Pichon ve Angiller, 1979; 1981; Mc Kenzie, 1978).

5.2.3. Orojenik Çökme Modeli

Geç Paleosen'de Neotetisin kapanmasının ardından aşırı kabuk kalınlaşması oluşmuştur. Kalınlaşan kabuğun incelmeye ve yayılmasını kapsayan Geç Oligosen ve Erken Miyosen'de de genişleme rejimi başlamıştır. Büyük Menderes grabenindeki K-G doğrultulu genişleme tektoniği, yapılan palinolojik ve radyometrik yaş verilerine göre Geç Oligosen-Erken Miyosen'dir (Seyitoğlu ve Scott, 1991; 1992; 1996; Seyitoğlu ve diğ., 1994; Seyitoğlu, 1996).

5.2.4. İki Safhalı Grabenleşme Modeli

Batı Anadolu'da grabenleşme iki evreli olarak meydana gelmiştir. Birinci evre Miyosen-Erken Pliyosen olup bu evrede grabenlerin oluşumunda “orojenik çökme” rol oynamış ve ikinci evre olan Pliyosen-Kuaterner'de ise Anadolu bloğunun batıya kaçışı ile ilişkili olarak gerçekleşen K-G doğrultulu açılmanın ikinci safhası meydana gelmiştir (Koçyiğit ve diğ., 1999; Koçyiğit, 2000).

Batı Anadolu'nun Neotektoniği üzerinde ortaya atılan modeller ışığında Batı Anadolu'daki grabenlerin oluşum yaşları üzerinde de farklı görüşler ve öneriler de bulunmaktadır. Bunlar;

1) Batı Anadolu'daki grabenler Tortoniyen'de oluşmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

2) Batı Anadolu'daki çöküntü havzaları Erken Miyosen'de oluşmaya başlamıştır. O zamandan beri gelişmelerini devam ettirmektedir (Seyitoğlu ve Scott, 1991).

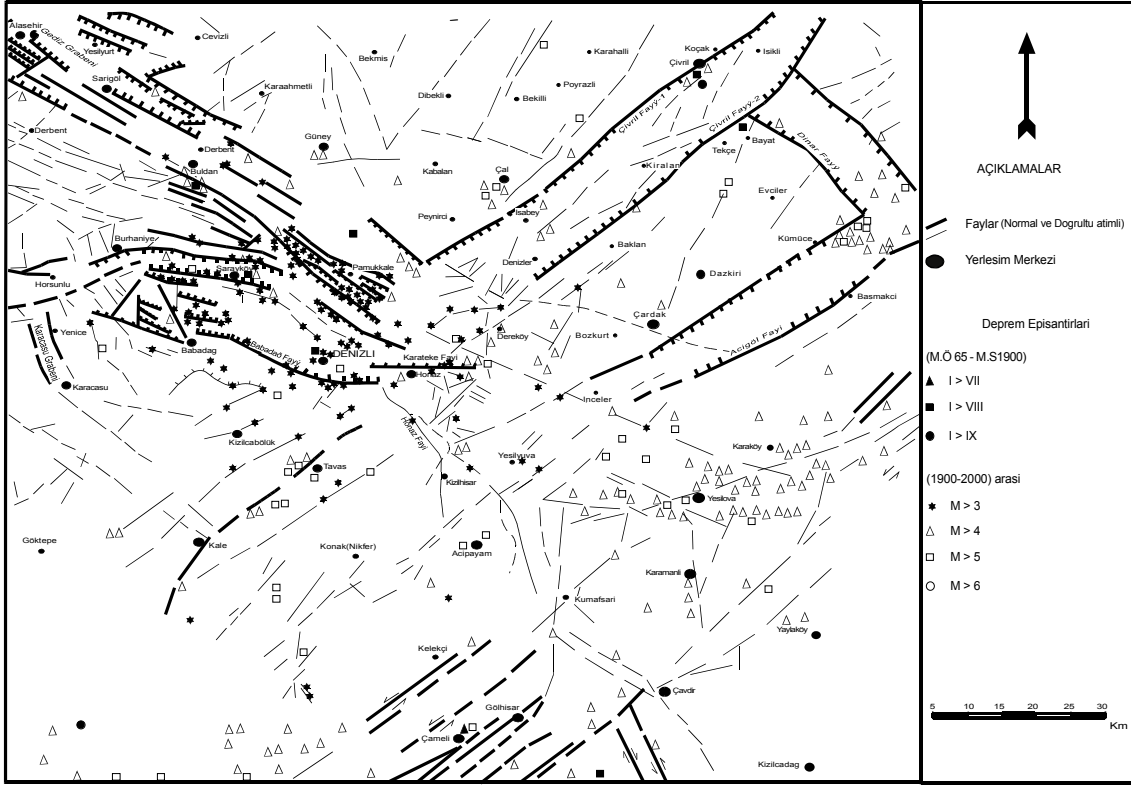
3) Batı Anadolu'daki grabenler Plio- Kuaterner strüktürü taşımaktadır (Koçyiğit ve diğ., 1999).

5.3. Denizli il Merkezi ve Yakın Dolayının Tektoniği

Büyük Menderes ve Gediz grabenlerinin kesiştiği bölgenin doğusunda kalan çöküntü alanına Denizli Havzası adı verilmektedir (Westeway, 1993; Çakır, 1999). Denizli Havzası 50 km uzunluğunda, 24 km genişliğinde KB-GD uzanımlı bir çöküntü havzasıdır. Havzanın kuzey ve güneyi normal faylarla sınırlandırılmıştır. Sınır fayları Çakır, 1999'a göre tek bir parça olmayıp, fay segmentlerinden oluşmaktadır.

Denizli il merkezi ve yakın dolayının sismo-tektonik haritasında, bölgede egemen normal fay sistemleri D-B, K-G, KD-GB ve KB-GD oldukları görülmektedir (Özpınar ve Gökgez, 1999) (Şekil 5.2). Özpınar (1994)'e göre bölgedeki düşey devinim miktarı 0.5 mm/yıl ile 2.5 mm/yıl olarak değişmektedir. Altunel (1996)'ya göre Karahayıt-

Pamukkale travertenlerinin U/Th yöntemiyle saptanan yaşları en az 418.000 yıldır. Özellikle Karahayıt -Pamukkale ve Denizli İl merkezi Güneyinde yer alan traverten ve çimentolanmış yamaç molozlarında KKB-GGD, D-B yönlü olan gerilme çatlakları bölgedeki aktif tektoniğin devam ettiğini gösteren verilerdir.



Şekil 5.2: Denizli ve yakın çevresinin sismotektonik haritası (Özpinar ve Gökğöz, 1999)

5.4. İnceleme Alanı ve Yakın Dolayının Tektoniği

5.4.1. Giriş

Çalışma alanında gelişmiş başlıca tektonik yapılar uyumsuzluklar, tabakalanma, fay ve çatlaklarıdır. Bu yapılar aşağıda anlatılmıştır;

5.4.2. Uyumsuzluklar

Çalışma alanında bulunan kaya birimleri arasında farklı dönemlerde geliştiği saptanan üç adet açısız uyumsuzluk vardır.

Çalışma alanındaki birinci açısız uyumsuzluk, Honaz Ofiyoliti ile Oligosen yaşlı Karadere Formasyonu arasındadır. İkinci açısız uyumsuzluk Oligosen yaşlı Bayıralan Formasyonu ile Neojen yaşlı kırıntılı çökellerden oluşan Kızılburun ve Sazak Formasyonları arasında gözlenmektedir.

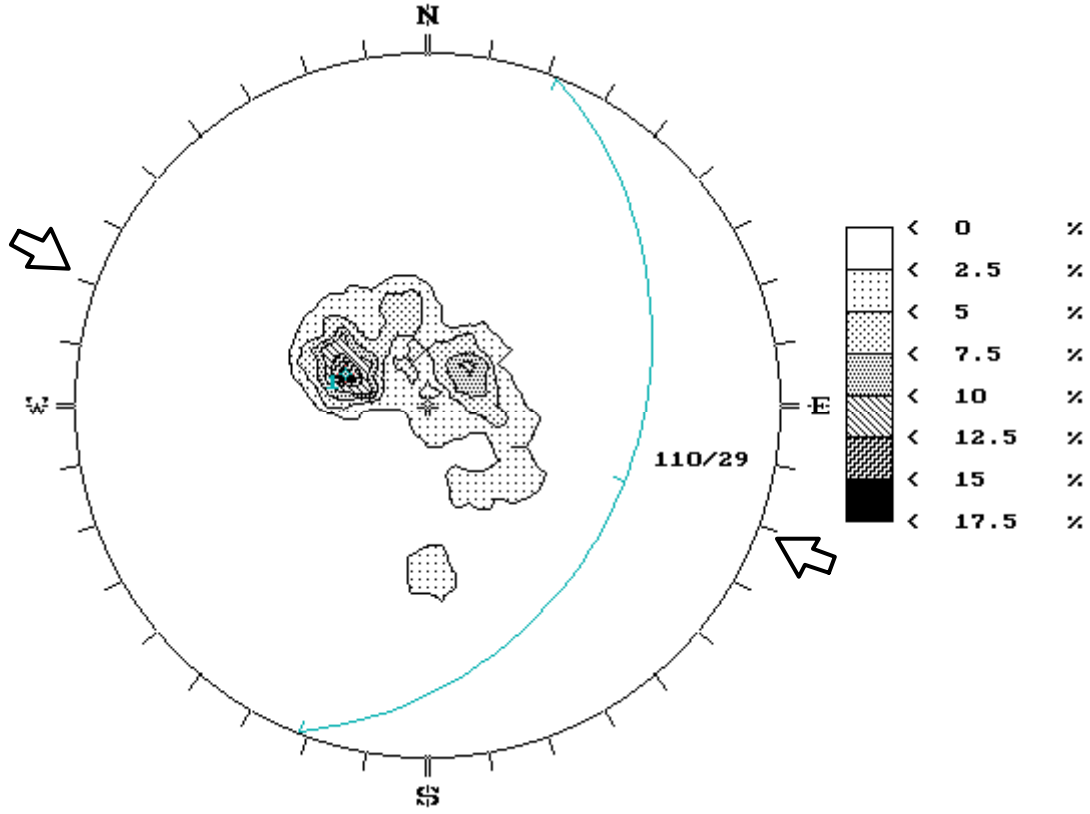
Çalışma alanında yer alan diğer açısız uyumsuzluk ise Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Denizli volkanitleri ile Kuvaterner yaşlı Alüvyon, Alüvyon yelpazesi ve yamaç molozu çökelleri arasında gelişmiştir (EK I).

5.4.3. Tabaka Eğim ve Doğrultuları

Çalışma alanındaki Neojen yaşlı birimlerin yapısal özelliklerini belirlemek amacıyla tabakaların duruşları ölçülmüştür.

Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Kızılburun Formasyonu ve Alt Pliyosen yaşlı Sazak formasyonundan alınan 122 adet tabaka ölçüsü kullanılarak yapılan kontur diyagramına göre, hakim tabaka düzlemlerinin duruşu $K20^{\circ}D / 29^{\circ}GD$ olarak belirlenmiştir (Şekil 5.3).

Hakim tabaka duruşuna göre çalışma alanında $K70^{\circ}B-G70^{\circ}D$ doğrultulu bir sıkışma gerilmesi ve buna dik yönde gelişen $K20^{\circ}D-G20^{\circ}B$ doğrultulu bir açılma gerilmesinin varlığı tespit edilmiştir.



Şekil 5.3: Kızılburun ve Sazak formasyonlarından alınan 122 adet tabaka ölçümü sonucu oluşturulan kontur diyagramı.

5.4.4. Faylar, Bindirme ve Naplar

Çalışma alanlarının bugünkü morfolojik yapısı üzerinde normal faylar, bindirme fayları ve naplar etkili olmuştur. Çalışma alanındaki kırıklı yapılar; faylar ve bindirme-naplar olmak üzere iki başlık altında incelenmesi uygun görülmüştür.

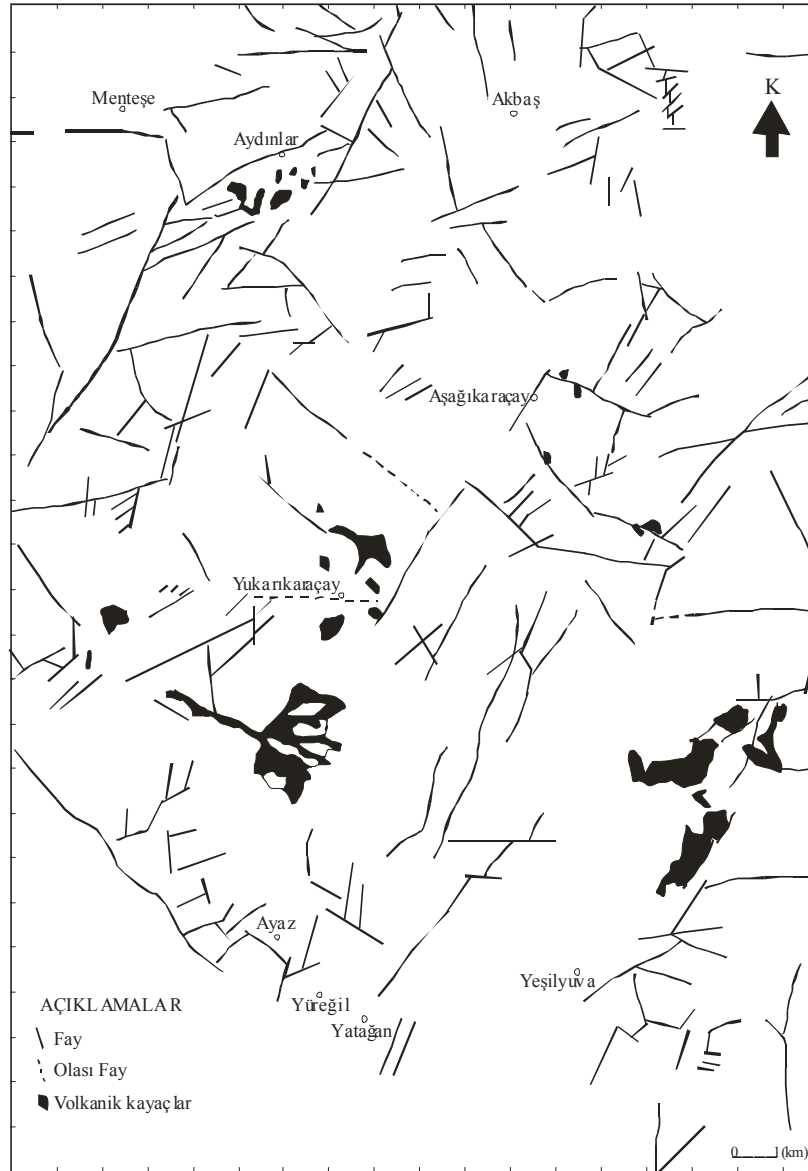
5.4.4.1. Naplar

Çalışma alanlarında gözlenen allokton konumlu birimler üst üste gelmiş tektonik dilimlerden oluşmaktadır. Bu nap dilimlerinin en altında Jura-Kretase yaşlı Çökelez Kireçtaşları yer alır. Çökelez Kireçtaşları üzerine Üst Kretase–Alt Eosen yaşlı ofiyolitik melanj özelliği gösteren Karatepe Formasyonu gelmektedir. Karatepe Formasyonu üzerine ise Üst Jura-Alt Kretase yaşlı, eksik dizi karakterli ofiyolitik bir seriden meydana gelen birim, Üst Eosen- Oligosen arası bir dönemde bölgeye yerleşmiştir.

Yukarıda belirtilen napların bölgedeki bugünkü yerlerine yerleşme yaşlarının olasılıkla Üst Eosen- Oligosen arası bir dönemde olduğu düşünülmektedir.

5.4.4.2. Faylar

Çalışma alanı ve çevresinde hava fotoğraflarının incelenmesi ve arazi gözlemleri sonucunda çok sayıda eğim atımlı normal fay tespit edilmiştir (Şekil 5.4). Bu fayların K-G, KD-GB ve KB-GD doğrultulu oldukları saptanmıştır. Faylar Honaz fayı, Sınırcam fayı ve Kaletpe fayı olarak önceki çalışmacılar tarafından isimlendirilmişlerdir (Okay, 1989).



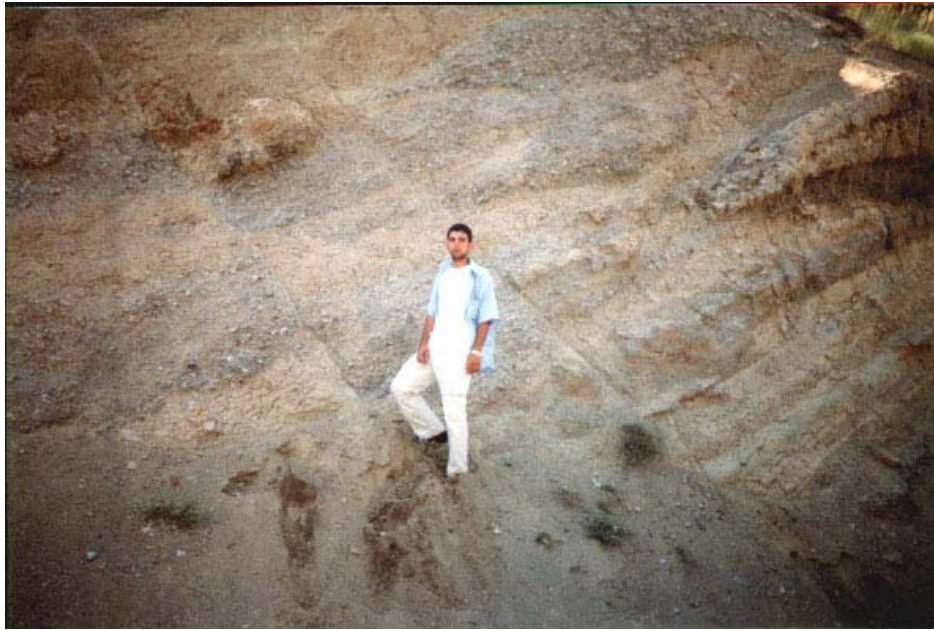
Şekil 5.4: Çalışma alanı ve yakın çevresinin tektonik haritası

Honaz fayı, yaklaşık D-B doğrultulu olup, 40-60° kuzeye eğimlidir. Batıda Karateke köyünden başlayıp, doğuya doğru Honaz üzerinden Mentеше ve Kızılyer'e kadar uzanır. Uzunluğu 13 km olan fay aktif olup, zaman zaman büyük ve orta büyüklükte depremler üretmektedir (Bozkuş ve diğ., 2001). Honaz fayının bir kısmı çalışma alanının kuzeydoğusunda gözlenmektedir (Şekil 5.4).

Diğer önemli sayılabilecek faylar ise Aydınlar köyünün kuzeyinden geçen Honaz Ofiyoliti ve Kızılburun formasyonu sınırından geçen yaklaşık KD-GB doğrultulu Aydınlar fayıdır. Bir diğeri ise Yukarıkaraçay köyü içinden geçen ve yaklaşık D-B uzanımlı Karaçay fayıdır. Fayların eğimleri yaklaşık olarak 60-80° olarak belirlenmiştir. Fay alüvyon malzemeleri ile örtülmüştür.

Kızılburun formasyonu içersinde küçük boyutta birçok fay tespit edilmiştir. Bu fayların konumları K65°D/50°GD olarak ölçülmüştür (Şekil 5.5). Bu faylar arazide tespit edilen ana faya bağlı olarak gelişen faylar oldukları belirlenmiştir.

Diğer bir fay ise Çatırık tepe güneydoğusunda yer alan K30°D doğrultulu ve 90° eğimli faydır. Bu fay Denizli volkanitleri ile Kızılburun formasyonu arasında gelişmiştir (Şekil 5.6).



Şekil 5.5. Yeşilyuva kuzeyindeki Bilmecегürü mevkiindeki Kızılburun formasyonu içersinde tespit edilen faylanmalar.



Şekil 5.6. Çatırık tepe güneydoğusundaki Denizli volkanitlerini kesen fay.

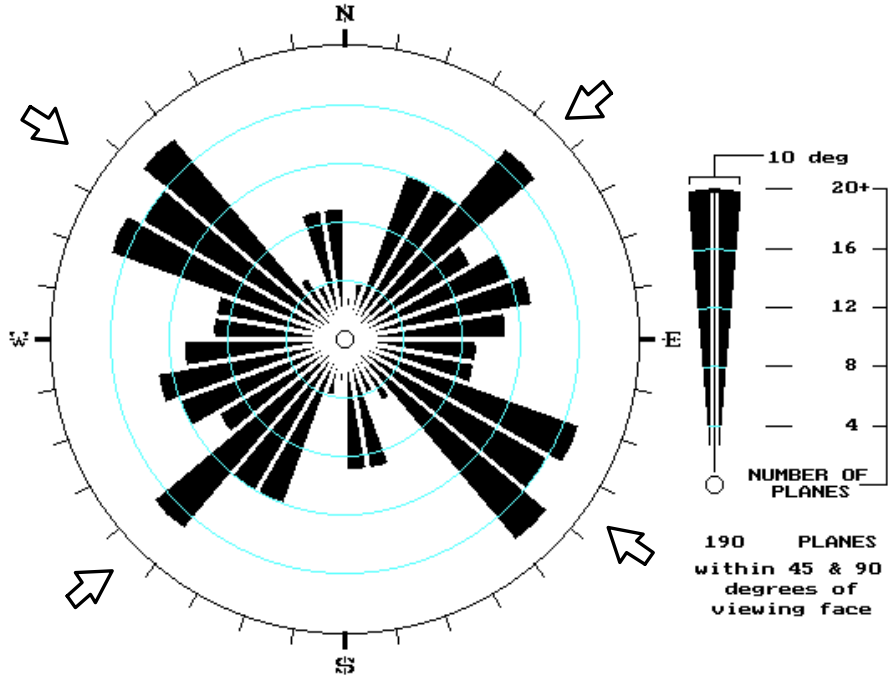
5.4.5. Çatlaklar

Çalışma alanlarındaki fiziksel ve litolojik özelliklerine göre farklılıklar gösteren çatlaklar mevcuttur. Kireçtaşları, Dolomitik kireçtaşları, peridotitlerin, Neojen yaşlı kayalara göre daha fazla çatlak içerdikleri tespit edilmiştir. Mesozoyik yaşlı dolomitik kireçtaşları ve kireçtaşlarından alınan 232 adet, Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Kızılburun formasyonu ve Alt Pliyosen yaşlı Sazak formasyonlarından alınan 78 adet çatlak ölçüleri ile doğrultu gül ve kontur diyagramı yapılmıştır.

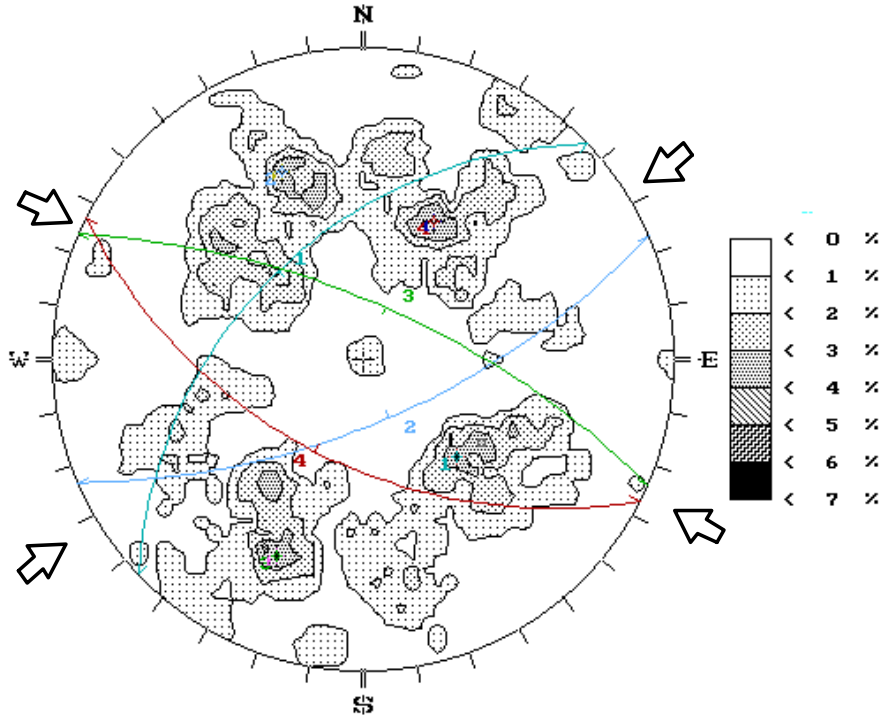
Mesozoyik yaşlı birimlerde birbirine yakın iki sıkışma doğrultusu belirlenmiştir. Doğrultu gül diyagramından elde edilen verilerin makaslama çatlağı olmadığı, yapılan kontur diyagramıyla bunların açılma çatlakları (tansiyon) oldukları belirlenmiştir. Mesozoyik yaşlı birimlerdeki çatlaklar üzerinde tespit edilen 1. sıkışma doğrultusu $K57^{\circ}D-G57^{\circ}B$, 2. sıkışma doğrultusu ise $K65^{\circ}B-G65^{\circ}D$ olarak belirlenmiştir (Şekil 5.7; 5.8).

Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Kızılburun formasyonu ve Alt Pliyosen yaşlı Sazak formasyonlarından ise bir sıkışma doğrultusu belirlenmiştir. Bu sıkışma iki farklı açıda

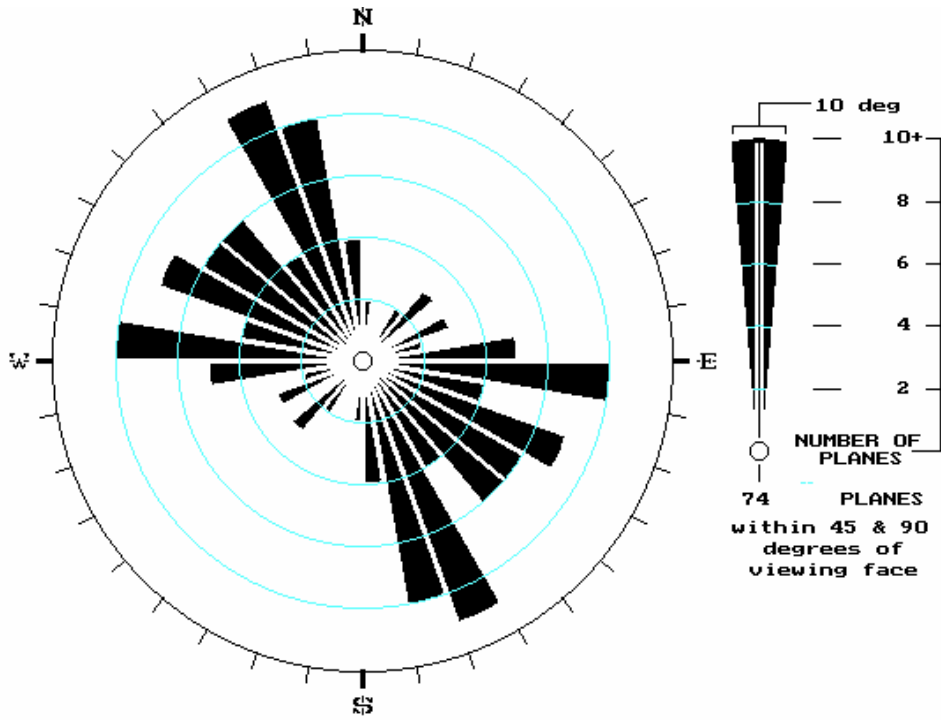
etkili olmuştur. Sıkışma doğrultusu $K40^{\circ}B-G40^{\circ}D$ ve $K65^{\circ}B-G65^{\circ}D$ olarak belirlenmiştir (Şekil 5.9; 5.10).



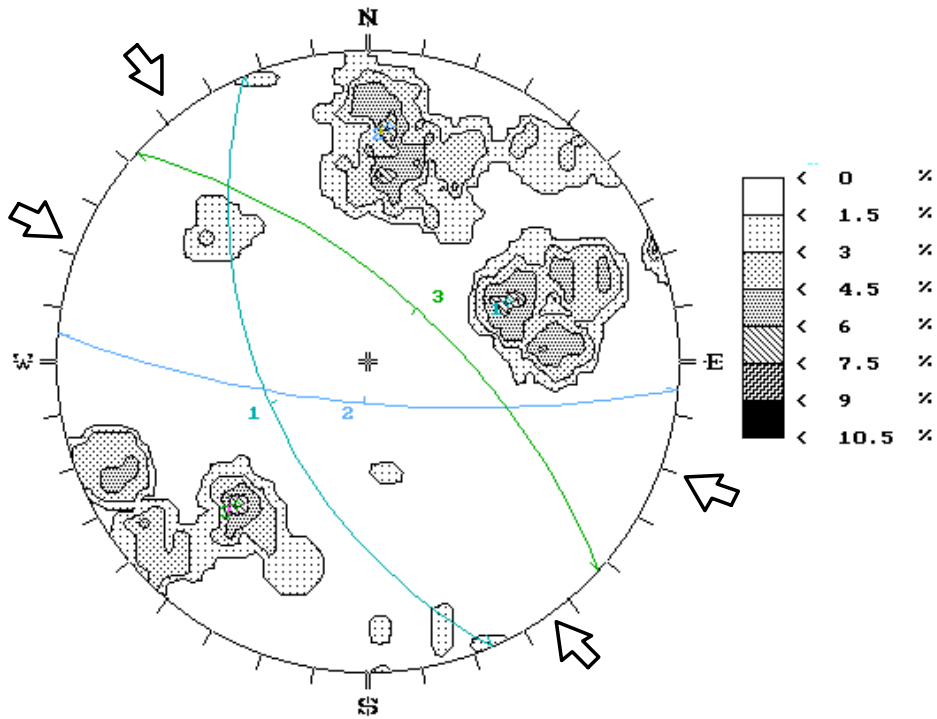
Şekil 5.7: Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarından alınan 232 adet çatlak ölçümü sonucu oluşturulan doğrultu gül diyagramı.



Şekil 5.8: Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarından alınan 232 adet çatlak ölçümü sonucu oluşturulan kontur diyagramı.



Şekil 5.9: Kızılburun ve Sazak formasyonlarından alınan 78 adet çatlak ölçümü sonucu oluşturulan doğrultu gül diyagramı.



Şekil 5.10: Kızılburun ve Sazak formasyonlarından alınan 78 adet çatlak ölçümü sonucu oluşturulan kontur diyagramı.

5.5. Tartışma ve Sonuçlar

İncelenen bölgede üç farklı stratigrafik istif bulunmaktadır. Bunlar, alttan üste doğru, Oligosen öncesi temel kayalar, Üst Oligosen-Alt Miyosen ve Orta?-Üst Miyosen- Pliyosen yaşlı birimlerdir. Alttaki istif Likya Napları olarak bilinmektedir. Likya naplarının bölgeye yerleşim yaşları stratigrafik verilere göre Üst Eosen-Oligosen (Üst Oligosen ?) arası bir dönemde olduğu söylenebilir. Collins ve Robertson (1998), Likya naplarının Üst Oligosen'de Menderes masifi güneyine ulaştığını, Geç Oligosen-Erken Miyosen'de Kale Tavas baseninde riftleşme ile ilişkili çökellerin meydana geldiğini belirtmektedir. Yazarlara göre Likya naplarının hinderlanda ilerlemesi ekstansiyonel tektoniği tetikleyici görev yapmıştır.

Menderes masifinde riftleşmenin Geç Oligosen- Erken Miyosen'de oluştuğu bir çok araştırmacı tarafından kabul edilmektedir. Seyitoğlu ve Scott (1992) Nazilli- Hasköy linyitleri ile ara katkılı olarak lav ve tüflerin bulunduğunu ve bunlardan yapılan radyometrik yaş tayininde (K/Ar) 19-20 ile 14-15 milyon yıllık yaş aralığı saptandığını ve bu bölgede yapılan palinolojik yaş tayinleri ile de aynı yaş aralığının saptandığı belirterek Büyük menderes havzasında D-B uzanımlı normal fay sistemlerinin Geç Oligosen- Erken Miyosende oluştuğunu belirtmektedir.

İnceleme alandaki egemen normal fay sistemleri KB-GD ve KD-GB ve/veya K-G doğrultuludur. Yılmaz ve Yılmaz (2001) Kale-Tavas havzasını sınırlandıran KD-GB doğrultulu normal fay sistemlerinin daha yaşlı olduğunu ve Yeşilyuva -Kocabaş havzasını sınırlandıran yaklaşık K-G doğrultulu normal fay sistemlerinin ise daha genç olduğunu belirtmektedir. Denizli volkanitlerinin de K-G doğrultulu normal faylar boyunca yeryüzüne çıkmış olabileceğini işaret etmektedir.

Denizli il merkezi yakın dolayında egemen olan fay sistemleri D-B, KD-GB, KB-GD ve K-G dir. İncelenen alandaki normal fay sistemlerinde D-B gidişli fay sistemleri egemen olarak yer almamaktadır. Çalışma alanının kuzeyine gidildikçe D-B gidişli normal fay sistemleri daha egemen olduğu görülmektedir.

Çalışma alanındaki Mesozoyik yaşlı birimlerde iki sıkışma doğrultusu varken Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı birimlerde tek sıkışma doğrultusu vardır. Bu durumda Üst Miyosen Pliyosen döneminde bölgede KD-GB yönlü bir açılmanın varlığını göstermektedir.

Çalışma alanındaki Miyosen Pliyosen yaşlı birimleri kesen eğim atımlı normal fayların doğrultuları, Mesozoyik yaşlı birimlerde gelişmiş olan fayların doğrultuları ile uyumludur. Bu fayların K-G, KD-GB ve KB-GD doğrultulu faylar oldukları belirlenmiştir.

Çalışma alanında Üst Eosen-Oligosen (Üst Oligosen ?) arasındaki bir dönemde ofiyolitik serinin yerleşimiyle ilişkili, KKB-GGD yönlü sıkışma gerilmelerinin etkisinde kalmıştır (Özpinar, 1987). Orta Miyosen ?-Geç Miyosen'den sonraki dönemlerde bölge değişik grabenleşme evrelerinin etkisinde kalmıştır (Dumont ve diğ., 1979). Kısaca KB-GD dan KD-GB'ya değişen sıkışma fazlarını izleyen ve ona dik yönde gelişen çekme gerilmelerinin etkisiyle Orta Miyosen? - Geç Miyosen'den sonra çalışma alanındaki egemen normal faylar sistemleri oluşmuştur.

Sonuç olarak inceleme alanı ve çevresinde yer alan Neojen yaşlı çöküntü alanlarını çok farklı deformasyon evrelerine bağlı olarak oluştuğu anlaşılmaktadır. Bir taraftan Çalışma alanı kuzey kesimlerini kapsayan bölgede (Menderes Masifinde) havza oluşumu başlarken diğer taraftan da inceleme alanı ve güney kesimlerini kapsayan Likya naplarında da havza oluşumu başlamıştır. Menderes Masifi ile Beydağları otoktonu arasında oluşan havzalar Likya naplarının ilerlemesine bağlı olarak gelişmişlerdir. Bölgede (Menderes Masifi) D-B uzanımlı graben sistemlerinin oluşumları Erken Miyosende başlamıştır. Erken Miyosen'den -Geç Miyosen ? e kadar devam eden birinci ve ikinci sedimantasyon Erken Miyosen'de oluşan yüksek açılı normal fay sistemleri ile kontrol edilmiştir. Pliyosen -Kuvaterner esnasında ikinci ve üçüncü fay sistemleri gelişmiş ve bunlarda daha sonra oluşan sedimantasyonla kontrol etmişlerdir. Ancak her oluşan fay sistemi bir önceki oluşan fay sistemlerinin rotasyonuna neden olmuştur. İlk fay sistemlerinin rotasyonu ile oluşan aktivite büyük miktardaki kayaç birimlerinin ortaya çıkmasına neden olmuştur (Seyitoğlu ve diğ.,

2001). İncelenen alan ve yakın dolayının tektonik gelişimde önemli katkılar yaptığı düşünülen Gediz grabenini sınırlandıran normal fayların, Geç Miyosen'de olduğu belirtilmektedir (Emre ve Sözbilir, 1995). Diğer taraftan Menderes Masifinin domlaşmaya başlaması da Geç Miyosen olarak düşünülmektedir. Aynı şekilde Buldan Horstu'nun da Geç Miyosen'de olduğu düşünülmektedir (Gürer ve Yılmaz, 2001). MTA raporlarına göre Denizli havzasındaki Neojen yaşlı sedimentlerin kalınlıkları 2800 m olarak kabul edilmektedir. Özpınar (1994)' e göre Denizli Baseninde düşey hareket miktarı 0.5 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Bu duruma göre havzanın gelişimi en erken Orta Miyosen ve en geç olarak da Geç Miyosen'de geliştiği söylenebilir. Koçyiğit ve diğ (1999) belirttiği gibi Denizli ili ve çevresindeki grabenlerin bir kısmı Kuvaterner de oluşmuştur. Denizli ili ve çevresinde yer alan basenleri sınırlandıran normal fay sistemlerinin uzanımları göz önüne alındığında bölgede K-G, D-B, KB-GD ve KD-GB olmak üzere dört grabenleşme yönü bulunmaktadır. Dumont ve diğ (1979) göre, bölgedeki grabenleşmenin en etkin olduğu dönemler Miyosen sonu-Erken Pliyosen, Pliyosen, Erken Kuvaterner ve Geç Kuvaterner'dir. Çalışma alanındaki normal fay sistemlerinin gidişleri göz önüne alındığında bölgenin Miyosen sonu-Erken Pliyosen, Pliyosen, Erken Kuvaterner ve Geç Kuvaterner de sıkışma ve onu izleyen çekme gerilmelerinin etkisinde kaldığı söylenebilir. Yukarıdaki açıklamaların ışığında Miyosen sonunda oluşan sıkışma fazlarının daha önce oluşan normal fay sistemlerinin aktivite kazanmasının da sağlamış olabileceği düşünülmektedir.

ALTINCI BÖLÜM EKONOMİK JEOLJİ

6.1. Giriş

Çalışma alanları ve yakın çevresinde ekonomik yönden çok önemli endüstriyel hammadde oluşumları bulunmaktadır. Bunları önem sırasına göre alçıtaşı (jips), magnezyumlu kilaşı ve genç linyit oluşumları olarak sıralanabilir. Ayrıca beton sektöründe son senelerde kullanımı oldukça artan bazaltlarda ekonomik öneme sahiptir. Ofiyolitik seri içinde yer alan birçok kromit yataklarının detaylı etüdlerinin yapılması gerektiği düşünülen oluşumlardır.

Çalışma alanı ve yakın çevresinde en çok öneme sahip alçıtaşı (jips) yataklardır. Ege bölgesindeki bir çok çimento fabrikasına ham madde sağlamaktadır. Magnezyumlu kilaşları ise sanayide birçok kullanım alanı olan fakat değeri tam olarak bilinmeyen bir zenginliktir.

6.2. Magnezyumlu Kilaşı

6.2.1. Giriş

Yukarıkaraçay bölgesindeki magnezyumlu kilaşlarından alınan örselenmiş örnekler üzerinde jeokimyasal analizler ve birimlerin jeoteknik özelliklerini belirlemeye yönelik testler yapılmıştır. Ayrıca bu kilaşlarının ekonomideki kullanım alanları araştırılmıştır.

6.2.2. Jeokimyasal Özellikler

Magnezyumlu kilaşlarından alınan kil boyutundaki numunelerin kimyasal analiz sonuçları çizelge 6.1’de verilmiştir. Örnekler beyaz ve kırmızı renklindedir. Örneklerin

beyaz olanlarında % SiO₂ değerleri 39,25-49,52 arasında ve kırmızı renklilerde ise bu değerler 19,72-43,5 arasında değişmektedir. Aynı şekilde örneklerin beyaz renkli örneklerin % MgO içerikleri 12,53-16,77 arasında iken kırmızı renklilerde bu oran 8,36-11,68 arasında bir değere sahiptir. % Al₂O₃ oranlarında da aynı olay söz konusudur. Beyaz renklilerde 5,87-9,68 gibi yüksek değerler varken kırmızı renklilerde 1,02-5,67 arasında değişmektedir. %Fe₂O₃ değerlerinde ise ters bir oran vardır. Kırmızı renklilerde 7,07-9,03 arasında iken beyaz renklilerde 3,06-9,19 arasında değişmektedir.

Çizelge 6.1: Magnezyumlu kiltaşlarının kimyasal analiz sonuçları.

Numune	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	S.M.	A.M.
YK1-2	47,53	7,71	7,97	8,34	9,76	0,08	0,23	1,02	0,000	3,03	0,97
YK1-3	49,05	8,24	8,35	7,17	9,61	0,03	0,23	1,09	0,00	2,96	0,99
YK2-2	49,52	9,68	9,03	5,97	8,36	0,08	0,27	1,60	0,000	2,65	1,07
YK3-2	21,85	1,16	3,32	23,51	16,6	0,07	0,22	0,00	0,007	4,88	0,35
YK3-3	19,72	1,02	3,06	24,97	16,91	0,02	0,21	0,00	0,000	4,83	0,33
YK4-2	40,32	6,17	7,07	11,6	12,87	0,06	0,33	0,92	0,000	3,05	0,87
YK4-3	39,25	5,87	7,24	12,06	13,1	0,04	0,29	0,89	0,000	2,99	0,81
YK5-2	42,79	6,76	8,04	10,03	11,68	0,08	0,3	1,03	0,000	2,89	0,84
YK5-3	43,5	7,19	8,22	9,67	11,58	0,03	0,28	1,08	0,000	2,82	0,87
YK6-2	23,8	1,66	3,59	22,17	16,77	0,07	0,23	0,03	0,005	4,53	0,46
YK6-3	25,95	1,89	3,83	21,07	16,7	0,01	0,21	0,07	0,000	4,54	0,49
YK7-2	43,17	7,25	7,64	9,6	10,84	0,06	0,23	1,14	0,000	2,90	0,95
YK7-3	42,63	7,15	7,6	9,96	11,26	0,02	0,22	1,14	0,000	2,89	0,94
YK8-2	30,92	5	5,6	17,03	12,99	0,07	0,25	0,90	0,000	2,92	0,89
YK8-3	33,66	5,67	5,51	15,76	12,53	0,02	0,22	1	0,00	3,01	1,03
YK9-2	43,97	3,37	8,61	10,07	15,1	0,06	0,24	0,03	0,000	3,67	0,39
YK9-3	45,14	3,38	9,19	8,52	16,29	0	0,23	0,02	0,000	3,59	0,37
YK10-2	41,67	3,12	6,67	11,83	16,11	0,1	0,23	0,05	0,008	4,26	0,47
YK10-3	42,28	3,04	6,68	11,13	16,16	0	0,2	0,00	0,000	4,35	0,46
YK 11	29,89	3,18	4,66	18,54	15,38	0,05	0,24	0,36	0,000	3,81	0,68
YK 12	26,90	1,18	5,07	18,24	20,60	0,02	0,23	0,00	0,000	4,30	0,23

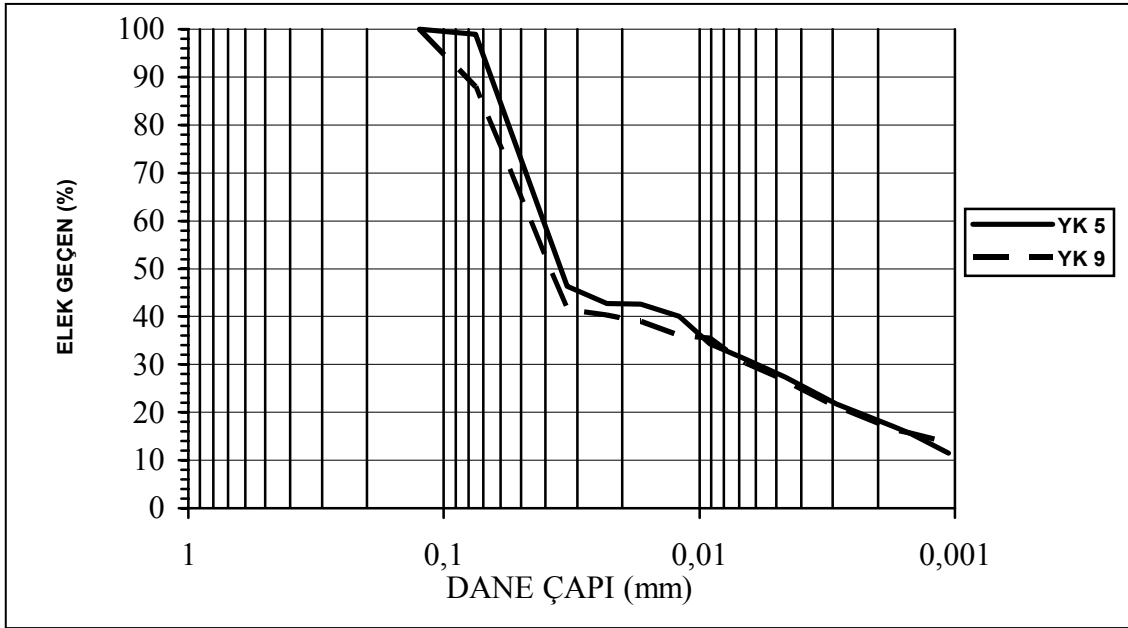
Demir oksit değerlerindeki yüksek yüzdeler montmorilyonitin demir yönünden zengin olduğunu gösterir. Magnezyum ve Alimünyum değerlerinin yüksekliği ise paligorskit türü killerin varlığı ile açıklanabilir. Kalsiyumun fazla oluşu ise killerin içerisinde tespit edilen ankerit minerali ile ilişkili olabilir.

6.2.3. Jeoteknik özellikler

Çalışma alanında belirlenen 10 adet örselenmiş örnek üzerinde gerçekleştirilen deneylerle birimlerin çeşitli dayanım ve indeks özellikleri belirlenmiştir.

6.2.3.1. Tane Boyu dağılımı, Zemin sınıfı ve kıvam özellikleri

Kil numuneleri üzerinde yapılan elek analizi sonuçlarına göre % 88-99'lara varan ince tane içerdikleri belirlenmiştir. İnce taneli zeminlerde beyaz ve kırmızı renkli örnekleri temsil eden örnekler üzerinde hidrometre analizi yapılmıştır. Hidrometre analizi sonucunda elde edilen granülometri eğrileri Şekil 6.1'de, granülometri eğrilerine göre bulunan ince tanelerin tane boyu dağılımı Çizelge 6.2'de verilmiştir.



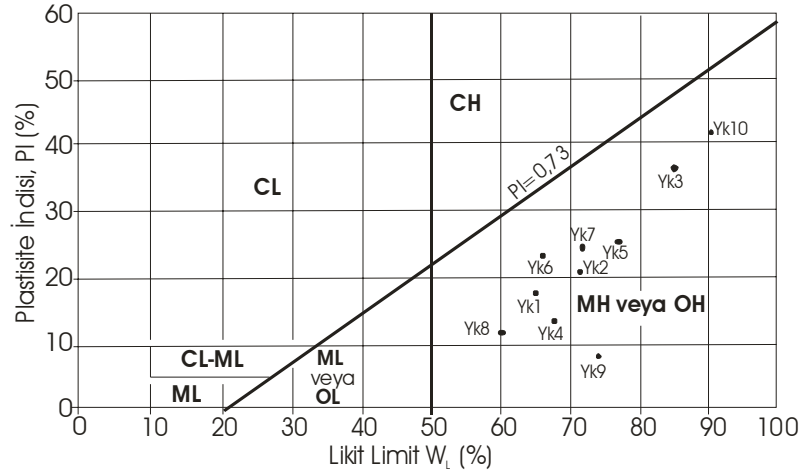
Şekil 6.1: Çalışma alanındaki kırmızı (YK5) ve beyaz (YK9) killere ait tane boyu dağılım eğrileri

Çizelge 6.2: Çalışma alanı killерinin tane boyu dağılımları

Numune No	Tane Boyu Dağılımı		
	Kum (%)	Silt (%)	Kil (%)
YK5	1	81	18
YK9	12	71	17

Kil numuneleri üzerinde yapılan kıvam deneylerinde minimum LL değeri %60 ile YK8'de, maksimum LL değeri ise %90 ile YK10'da elde edilmiştir. Minimum PL değeri %42 ile YK6'da, maksimum PL değeri ise %64 ile YK9'da elde edilmiştir. PI değeri ise %9 ile %36 arasında değişmekte olup minimum değer YK9'da maksimum değer ise %36 ile YK3'dedir. Numunelerden seçilen 5 örnek üzerinde yapılan rötre (büzülme) limiti %15,82-20,56 arasında tespit edilmiştir (Çizelge 6.3). Birleştirilmiş

zemin sınıflamasına göre organik killer OH veya MH grubuna girmekte olup, “plastisitesi orta ve yüksek organik kil ve silt ve inorganik ve elastik silt” sınıfına girmektedir (Şekil 6.2).



Şekil 6.2: Kil numunelerinin birleştirilmiş zemin sınıflamasına göre sınıflandırılmaları

Killer üzerinde plastisite indeksine göre yapılan Leonards (1962) sınıflamasına göre kırmızı renkli killerin plastik, beyaz renkli killerin ise az plastik, plastik ve çok plastik özellikler göstermektedirler (Ulusay, 2001).

Çizelge 6.3. Çalışma alanında bulunan killerin bazı jeoteknik parametreleri

Numune No	200 No'lu Elekten Geçen (%)	LL (%)	PL (%)	PI (%)	RL (%)	PI göre sınıflama (%)	Toprak Sınıfı
YK1 _{kırmızı}	94	75	57	18	-	Plastik	MH-OH
YK2 _{kırmızı}	97	71	50	21	19,67	Plastik	MH-OH
YK3 _{beyaz}	97	85	49	36	17,14	Plastik	MH-OH
YK4 _{kırmızı}	98,5	67	52	15	-	Plastik	MH-OH
YK5 _{kırmızı}	99	76	53	23	20,56	Plastik	MH-OH
YK6 _{beyaz}	94	66	42	24	15,82	Plastik	MH-OH
YK7 _{kırmızı}	88	71	48	23	-	Plastik	MH-OH
YK8 _{beyaz}	96	60	48	12	19,55	Az Plastik	MH-OH
YK9 _{beyaz}	90	73	64	9	-	Az Plastik	MH-OH
YK10 _{beyaz}	99,5	90	48	42	-	Çok Plastik	MH-OH

6.2.3.2. Tane birim hacim ağırlığı, Hacimce ve ağırlıkça su emme

Killer üzerinde diğer jeoteknik özelliklerini belirlemek amacıyla örselenmiş 4 adet numune üzerinde tane birim hacim ağırlık deneyi yapılmıştır. Killerin ortalama tane birim hacim ağırlıkları $2,42 \text{ gr/cm}^3$ olarak bulunmuştur.

Killer üzerinde yapılan bir diğer jeoteknik deney ise ağırlıkça ve hacimce su emme deneyidir. Araziden alınan örselenmiş numunelerden 4 adeti üzerinde bu deneyler uygulanmıştır. Doğal ve kuru halde olmak üzere iki şekilde hacimce ve ağırlıkça su emme deneyleri yapılmıştır. Bu deney sonucunda killerin kuru su emme oranları doğal su emme oranlarına göre daha yüksek oldukları belirlenmiştir. Ortalama ağırlıkça doğal su emme oranları %23,07 ve hacimce doğal su emme oranları %41,45 olarak bulunmuştur (Çizelge 6.4).

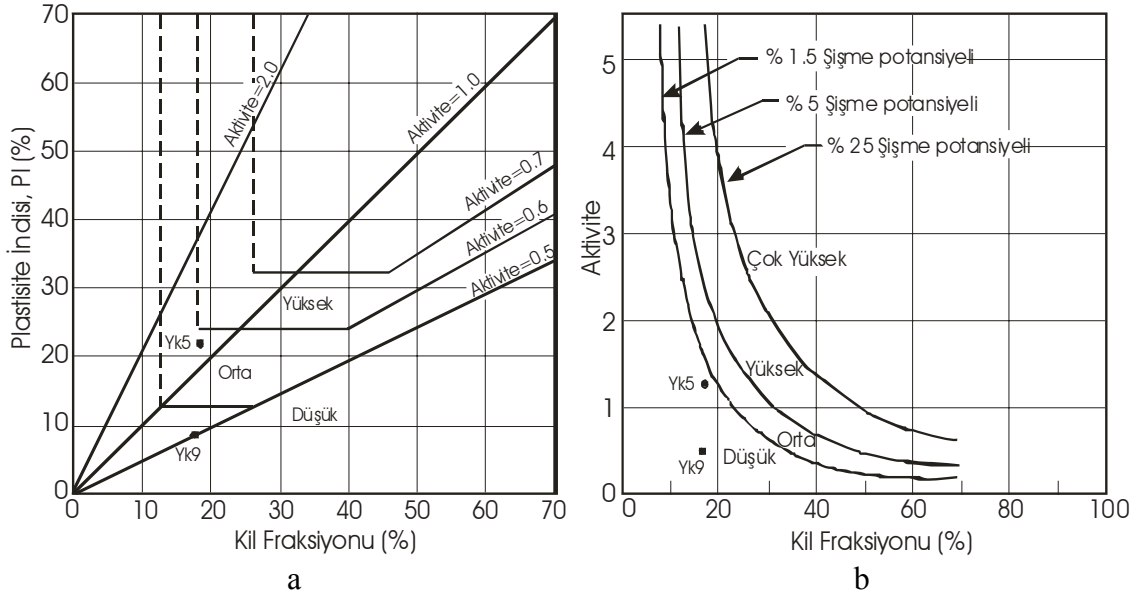
Çizelge 6.4: Çalışma alanındaki killerin diğer jeoteknik parametreleri

Numune No	Tane birim hacim ağırlığı (gr/cm^3)	Ağırlıkça Su Emme (%)		Hacimce Su Emme (%)	
		Kuru	Doğal	Kuru	Doğal
YK5	2,50	30,43	21,48	48,90	37,20
YK6	2,49	-	-	-	-
YK7	2,37	46,30	21,20	77,10	42,70
YK9	-	42,20	27,00	60,40	43,30
YK10	2,31	51,04	22,60	78,10	42,60

6.2.3.3. Killerin Aktivitesi ve şişme potansiyelleri

Çalışma alanındaki kırmızı ve beyaz renkli killeri temsil eden iki adet numune üzerinde hidrometrik analiz yapılmış ve ince taneli zemin dağılımı belirlenmiştir. Bu iki örnek aktivite açısından sınıflandırıldığında, kırmızı renkli killeri temsil eden YK5 numaralı örneğin aktivitesi 0,75-1,25 değerleri arasında bulunan “normal kil” ve beyaz renkli killeri temsil eden YK9 numaralı örneğin aktivitesi $<0,75$ değerinden az olan “aktif olmayan kil” özelliğindedir (Şekil 6.3a).

Şişme potansiyeli sınıflamasına göre ise, kırmızı killerden (YK5) %1,4 şişme potansiyeli ile “düşük”, beyaz killer (YK9) de %1 şişme potansiyeli ile “düşük” potansiyele sahip kil grubunda yer almaktadır (Şekil 6.3b; Çizelge 6.5).



Şekil 6.3: Çalışma alanı killerin aktivite abağı üzerindeki dağılımları (a). Şişme abağı üzerindeki dağılımları (b).

Çizelge 6.5: Çalışma alanındaki killerin aktivite ve şişme potansiyelleri

Numune No	Zemin Türü	PI (%)	200µm'den küçük (%)	Aktivite	Tanım	Şişme Potansiyeli
YK5 _{kırmızı}	MH	23	18	1,27	Normal kil	Düşük
YK9 _{beşaz}	MH	9	17	0,53	Aktif olmayan kil	Düşük

6.2.4. Ekonomik Özellikler

Paligorskit sondaj çamurunda, tarım ilaçlarında, hayvan topraklarında, boya sanayinde, rafineride koku ve renk giderici olarak bir çok kullanım alanına sahiptir (Çelik ve Karakaya, 1998).

6.3. Bazaltlar

6.3.1. Giriş

Yapı sektöründe özellikle yüksek dayanımlı beton üretiminde kullanılan önemli endüstriyel hammadde bazaltlardır. Bazaltlar, yapı malzemesi olarak yüksek dayanımlı

beton üretiminde kullanılabilirliği araştırılmıştır. Bu kapsamda araziden derlenen bazalt örnekleri üzerinde, laboratuarda fiziksel ve mekanik özellikleri belirlenmiş ve üretilen betonların beton dayanımları tespit edilmiştir.

6.3.2. Fiziko-mekanik deneyler

6.3.2.1. Giriş

Yukarıkaraçay bölgesindeki lavlar üzerinde gerçekleştirilmiştir. Numuneler PAÜ Jeoloji Mühendisliği bölümündeki kesme makinesi ile kesilmiş ve laboratuvarında aşağıdaki deneyler yapılmıştır.

6.3.2.2. Kuru Birim Hacim Ağırlık

6x6x6 cm boyutundaki bazalt numuneleri etüvde 105 °C’ de kurutularak ağırlıkları hassas terazide tartılmıştır. Elde edilen değerlerin aritmetik ortalaması alınmıştır.

$$\gamma_{\text{kuru}} = W_{\text{kuru}} / V \quad (1) \quad \text{formülü ile bulunmuştur.}$$

γ_{kuru} : Numunenin kuru birim hacim ağırlığı (gr/cm³)

W_{kuru} : Etüvde 105 °C de kurutulmuş numunenin ağırlığı (gr)

V : Numunenin hacmi (cm³)

6.3.2.3. Görünür Porozite

6x6x6 cm boyutundaki bazalt numuneleri etüvde 105 °C’ de kurutulmuş ve ağırlıkları tartılmıştır. Daha sonra 24 saat suda bırakılarak doymuş ağırlıkları tartılmış ve buna göre aşağıdaki formülle görünür porozite bulunmuştur. Elde edilen değerlerin aritmetik ortalaması alınmıştır.

$$n = (V_b / V) \times 100 \quad (2) \quad \text{formülü ile bulunmuştur.}$$

n : Görünür porozite (%)

V_b : Boşluk Hacmi (gr/cm³)

V : Toplam Hacim (gr/cm³)

6.3.2.4. Su Emme Deneyleri

6x6x6 cm boyutundaki bazalt numuneleri etüvde 105 °C değişmez ağırlığa kadar kurutulmuş, kurutulan numuneler su içersine konularak değişmez ağırlığa kadar su emmeleri sağlanmıştır.

Numunenin ağırlıkça (kütlece) su emme oranı;

$$A_w = [(W_d - W_k) / W_k] \times 100 \quad (3) \quad \text{formülü ile bulunur.}$$

Numunenin hacimce su emme oranı;

$$H_w = [(W_d - W_k) / V] \times 100 \quad (4) \quad \text{formülü ile bulunur.}$$

A_w : Numunenin ağırlıkça su emme oranı (%)

H_w : Numunenin hacimce su emme oranı (%)

W_d : Numunenin doygun haldeki kütlesi (gr)

W_k : Numunenin kuru ağırlığı (gr)

V : Numunenin hacmi (cm³)

6.3.2.5. Tek Eksenli Basma Dayanımı

6x6x6 cm boyutundaki bazalt numunelerine basınç uygulanarak kırılmaya başladığı andaki basınç değeri okunur.

$$\Gamma = P / A \quad (5) \quad \text{formülü ile bulunur.}$$

Γ : Numunenin basma dayanımı (kg_f/cm²)

P : Kırılmaya sebep olan yük (kg_f)

A : Numunenin yük uygulanan yüzünün alanı (cm²)

6.3.2.6. Fiziko-mekanik Deneysel Sonuçları

Alınan volkanit numuneleri üzerinde yapılan bazı fiziko-mekanik deneysel sonuçları çizelge 6.6'da verilmiştir. Yukarıkaraçay bölgesindeki volkanitlerden 3 tür numune alınmıştır. Bu örnekler boşluk oranlarına göre adlandırılmış ve sonuçlar ayrı ayrı değerlendirilmiştir.

Çizelge 6.6: Çalışma alanı volkanitlerinin fiziko-mekanik deneysel sonuçları

NO	DENEYİN ADI	FİZİKO-MEKANİK ÖZELLİKLER		
		Masif	Az Boşluklu	Çok Boşluklu
1	Kuru Birim Hacim Ağırlığı (gr/cm^3)	2,96	2,59	2,25
2	Görünür Porozite (%)	0,25	0,7	10,22
3	Su Emme (%)	0,06	0,4	1,8
4	Tek Eksenli Basma Dayanımı (kg/cm^2)	1685	1076	524

6.3.3. Beton Dayanımları

6.3.3.1. Giriş

Çalışma alanından alınan numuneler üzerinde beton içerisinde agrega olarak kullanılabilirliğini araştırmak için beton deneyleri yapılmış ve hazırlanan betonun dayanımı bulunmuştur.

6.3.3.2. Agreganın Tane Büyüklüğü Dağılımı

Agrega olarak mermerler ve masif bazaltlar kullanılmıştır. Numuneler $105\text{ }^\circ\text{C}$ de etüvde 24 saat değişmez ağırlığa gelinceye kadar kurutulmuşlardır. Kurutulan numuneler oda sıcaklığına gelinceye kadar bekletildikten sonra hassas terazide tartılırlar. Daha sonra elek analizi için elek seti üzerine boşaltılır ve elek seti üzerinde kalan numuneler tartılır. Elek analizi sonuçları Çizelge 6.7'de gösterilmektedir. Çizelgede 4 no'lu eleğin üstünde kalan malzemeler kaba agrega, altına geçen malzemelere ise ince agrega denilmektedir.

İdeal tane dağılımı bulmak için en fazla sıklığı sağladığı düşünülen Fuller bağıntısı kullanılmıştır.

$$P=100 (d / D)^n$$

P: Elekten Geçen

d: Elek boyutu

D: Agreganın en fazla boyutu

n: istenen incelik ve kalınlığa göre ayarlanabilen bir katsayı

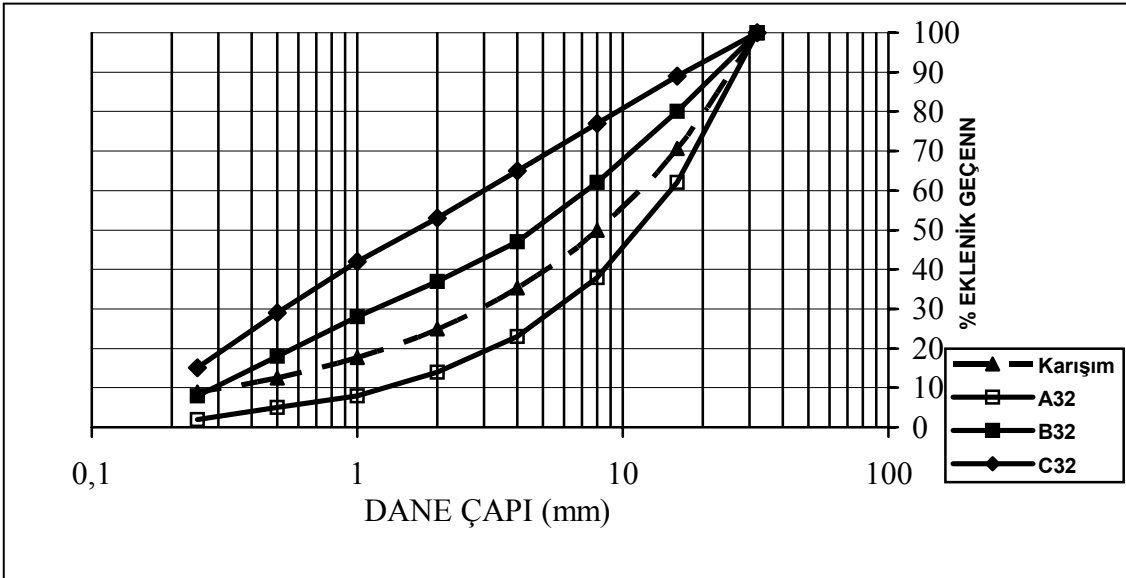
$$\begin{aligned} P_{32} &= 100 \times (32 / 32)^{0.5} = 100,00 \\ P_{16} &= 100 \times (16 / 32)^{0.5} = 70,71 \\ P_8 &= 100 \times (8 / 32)^{0.5} = 50,00 \\ P_4 &= 100 \times (4 / 32)^{0.5} = 35,36 \\ P_2 &= 100 \times (2 / 32)^{0.5} = 25,00 \\ P_1 &= 100 \times (1 / 32)^{0.5} = 17,68 \\ P_{0,5} &= 100 \times (0,5 / 32)^{0.5} = 12,50 \\ P_{0,25} &= 100 \times (0,25 / 32)^{0.5} = 8,84 \end{aligned}$$

Çizelge 6.7: Agrega Elek Analizi Sonuçları. Sınır değerleri Güner ve Süme, 2000'den alınmıştır).

Elek aralığı (mm)	Elekten Geçen (%)	Elekte Kalan (%)	TS 706 Sınır Değerleri		
			Alt Sınır A ₃₂	Orta Sınır B ₃₂	Üst Sınır C ₃₂
32	100.00	0.00	100	100	100
16	70.71	29.29	62	80	89
8	50.00	50.00	38	62	77
4	35.36	64.64	23	47	65
2	25.00	75.00	14	37	53
1	17.68	82.32	8	28	42
0,5	12.50	87.50	5	18	29
0,25	8.84	91.16	2	8	15
İncelik Modülü: 4.80			5,48	4,20	3,30

Elek analizi deneyi sonucu elekler üzerinde kalan agregaların ağırlık yüzdeleri toplanarak incelik modülü 4,80 olarak bulunmuştur (Çizelge 6.7). TS 802'ye (1985) göre en büyük tane çapı 32 mm olan beton agregası için incelik modülü 3.30 ile 5.48 arasında değişmektedir (Güner ve Süme, 2000). Çalışma alanından alınan agregalarda bu sınırlar içersinde kalmaktadır.

Elek analizi sonucu bulduğumuz elekten geçen yüzdeler ile TS 706 sınır değerlerini işlediğimiz granülometri grafiği şekil 6.4'de verilmektedir. Granülometri eğrisi alt sınıra daha yakın olduğundan daha çok iri agregaya sahiptir. Sınır değerlerinde A₃₂ - B₃₂ ile gösterilen eğriler arasında kalan alan ideal kullanım alanı, B₃₂ - C₃₂ arasında kalan alan ise granülometrideki malzemenin ince olduğunu fakat kullanılmasında bir sakınca olmadığını göstermektedir. Elek analizi sonuçlarına göre oluşturulan granülometri eğrisi A₃₂-B₃₂ arasında kalmakta olup ideal kullanım alanı olarak söylenebilmektedir.



Şekil 6.4: Elek analizi ve TS 706 sınır değerleri ile oluşturulan granülometri grafiği

6.3.3.3. Beton Karışım hesabı

Yeterli dayanıma sahip ve ekonomik beton elde etmek için beton karışım hesabı yapılmıştır. Beton karışımında su, çimento, agrega ve katkı maddesi yeterli oranlarda kullanılmıştır. Beton karışım hesabı Fuller eğrisine göre çıkarılmıştır. Fuller eğrisine

bağlı olarak agregalar ayarlanmış, katkı karışım malzemesi olarak FMN25 (Viscosvertes) ve karışım suyu olarak da memba suyu kullanılmıştır. Beton karışım hesabında elde edilen değerlerle ön karışım hazırlanmış ve hazırlanan bu karışımla deney yapılarak sonuçlar kontrol edilmiştir. Yaklaşık 20 dm³ lük ön karışım yapılmıştır (Çizelge 6.8).

Ön karışım deney sonuçlarından elde edilen veriler ışığında hesaplanan karışım hesabı uygun görülerek mermer ve bazalt numunelerinden oluşan 15 x 15 x 15 boyutundaki küp numuneler hazırlanmıştır. Küp numuneler üzerinde yapılan dayanım testleri çizelge 6.9’ da verilmiştir. Dayanım sonuçlarına göre ortalama mermerlerde 827,00 kg/cm², bazalt agregalarından hazırlanan numunelerde ise 944,50 kg/cm²’lik dayanımlar elde edilmiştir. Beton deneyleri sonucunda çalışma alanındaki bazaltların yüksek dayanımlı beton elde edilmesinde kullanılabileceği sonucu ortaya çıkmıştır.

Çizelge 6.8: Çalışma alanındaki volkanitlerin beton karışım hesapları

BETON KARIŞIM HESABI										
ÜRETİM BİLGİLERİ			GRANÜLOMETRİ BİLGİLERİ							
Numune Tarihi	12/05/2001	Agrega	ELEKLER (mm)							
Çimento Tipi	PÇ 42,5	Cinsi	32	16	8	4	2	1	0,5	0,25
Agrega	Y.karaçay	Bazalt	100	70,71	50,00	35,36	25,00	17,68	12,50	8,84
D max	32 mm									
Kimyasal Katkı	Viscosvertes	TS 706	100	80	62	47	37	28	18	8
BETON İÇİN HESAPLANMIŞ MALZEME MİKTARLARI				KARIŞIM BİLGİLERİ						
Malzemeler	Özgül Ağırlık kg/cm ³	1 m ³ Betondaki Miktar (Kg)	20dm ³ ön Karışım miktarı (Kg)							
Çimento	3,13	425	8,500	Hava Miktarı			% 2			
Karışım Suyu	1,00	127,5	2,550	Slump			20 cm			
Kaba Agregası	2,68	1042	20,839	İncelik Modülü			4,80			
İnce Agregası	2,68	858	17,156	W/C oranı			0,30			
Hava	0	0	0	Toplam Agr. Ağırlığı			1900 Kg			
Silica Füme	2,00	37,6	0,751	Agrega Hacmi			0,718 m ³ *			
Katkı %3	0,03	12,75	0,255	Bazalt Özgül Ağırlığı			2,70 kg/cm ³			
TOPLAM		2502,85	50,051							
* Agregası Hacmi: 1-(8425/3,13)+(127,5/1,00)+(37,6/2,00)= 0,718 olarak bulunmuştur.										

Çizelge 6.9: Çalışma alanındaki volkanit ve mermerlerin basınç dayanımları

Numune No	Basınç Dayanımları (kg/cm ²)	
	Mermer	Volkanit
1	836	960
2	818	929
Ortalama	827	944.50

6.4. Kromit Yatakları

Çalışma alanındaki, kromit kütleleri dünitik kılıfla çevrilmiş olarak tektonitler (harzburjit) içersinde yer almaktadır. Kromit oluşumları masif, bantlı ve saçınımlı yapıda bulunurlar. Bölgede halen çalışılan kromit ocağı bulunmamaktadır. Daha önce işletilen 4 ocak kapanmış durumdadır. Ocaklar terk edildiği için galeriler göçmüştür.

Literatürde bölgedeki kromit ocakları ile ilgili olarak “maden yataklarına yönelik” bir çalışma yapılmamıştır. Ocaklar hakkında detaylı bilgi bulunmamaktadır.

6.5. Alçıtaşı (Jips-Anhidrit)

Çalışma alanı içersinde kalan, Aydınlar köyü kuzeyinde ekonomik değeri fazla olan diğer bir endüstriyel hammadde alçıtaşlarıdır.

Alçıtaşı işletilmesi yapılan alan milli park sınırları içinde bulunmaktadır. İşletilen ocaklar dışında yatağın devamlılığı konusunda herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Detaylı etüdlerle ocakların geliştirilmeleri mümkün görülmektedir.

Çalışma alanında bulunan alçıtaşı ocakları Özdenler Madencilik Ltd. tarafından açık işletme şeklinde işletilmektedir. Alçıtaşı ocakları toplam 39.621.160 ton rezerve sahiptir. Ocaklardan yıllık yaklaşık olarak 450.000 ton üretim yapılmaktadır. Bu üretim

miktarı göz önüne alındığında ocaklardan yaklaşık 85 yıl süre ile üretim yapılabilecektir (Pekuz, 1998).

6.6. Kömür

Çalışma alanlarında Yukarıkaraçay ve az miktarda Aşağıkaraçay bölgelerinde Kızılburun ve Sazak formasyonları içersinde, mercek ve ince damarlar şeklinde genç yaşlı kömür oluşumları bulunmaktadır. Yukarıkaraçay köyü çevresindeki kömür oluşumları, Huykırın Tepe doğusu, İçalan, Akbayır, Kavak ve Tersçayır mevkilerinde ve yaklaşık 5-35 cm kalınlıklarındadır. Bazı bölge kömür damarlarının birkaç metre kalınlıkta izlenmesi faylanmalar nedeniyledir.

İncelenen alandaki kömürler mostrada ve taze el örneklerinde siyah, siyahımsı kahverengi renklidir. Çıplak gözle kömür içinde yer yer bitki kalıntıları görülmektedir. Atmosfer ile temas ettiğinde çabuk dağılan, kahverengi bir görünüm alan ve pul pul ayrılan bir yapıda oldukları belirlenmiştir.

Yukarıkaraçay bölgesindeki kömürler işletilmek istenmiş fakat yapılan ön çalışmalar sonucunda kalori değerinin yüksek olmasına karşın, kömür kalınlıklarının yetersiz olmasından dolayı işletilmeye değer görülmemişlerdir.

6.7. Tartışma ve Sonuçlar

Çalışma alanında bulunan birimlerden elde edilen ekonomik sonuçlar aşağıdaki şekilde özetlenebilir:

Yukarıkaraçay bölgesindeki magnezyumlu kilttaşları birleştirilmiş zemin sınıflamasına göre organik killer OH veya MH grubuna girmekte olup, “plastisitesi orta ve yüksek organik kil ve silt ve inorganik ve elastik silt” sınıfına girmektedir. Plastisite

indeksine göre yapılan sınıflamalara göre ise kırmızı renkli killerin plastik, beyaz renkli killerin ise az plastik, plastik ve çok plastik özellikler göstermektedirler.

Killerin ortalama tane birim hacim ağırlıkları $2,42 \text{ gr/cm}^3$, ağırlıkça doğal su emme oranları %23,07 ve hacimce doğal su emme oranları %41,45 olarak bulunmuştur.

Kırmızı renkli killerin aktivitesi 0,75-1,25 değerleri arasında bulunan “normal kil” ve beyaz renkli killerin ise aktivitesi $<0,75$ değerinden az olan “aktif olmayan kil” özelliğindedir. Şişme potansiyeli sınıflamasına göre ise, kırmızı ve beyaz killerin şişme potansiyeli “düşük” potansiyele sahip kil grubunda yer almaktadır.

Çalışma alanındaki magnezyumlu kiltaşları (Paligorskit) fiziksel ve mekanik özelliklere göre sondaj çamurunda, tarım ilaçlarında, hayvan topraklarında, boya sanayinde, rafineride koku ve renk giderici olarak bir çok alanda kullanılabileceği anlaşılmaktadır.

Denizli lav örnekleri üzerinde yapılan fiziko mekanik deneyler sonucunda, ortalama kuru birim hacim ağırlığı $2,96 \text{ gr/cm}^3$, Görünür porozite %0,25, su emme oranı %0,06 ve tek eksenli basma dayanımı 1685 kg/cm^2 olarak bulunmuştur.

Denizli lavları ile üretilen betonun 28 günlük basınç dayanımı $944,50 \text{ kg/cm}^2$ olarak saptanmış ve yüksek dayanımlı beton üretiminde kullanılabileceği ortaya çıkmıştır.

Çalışma alanındaki, kromit kütleleri dünitik kılıfla çevrili olarak tektonitler (harzburjit) içersinde küçük boyutlu kütlelerden oluştuğu ortaya çıkarılmıştır.

Yukarıkaraçay bölgesindeki kömür oluşumlarının fazla olması kömür jeolojisine yönelik detaylı çalışmaların yapılması gerektiği sonucunu ortaya koymaktadır.

YEDİNCİ BÖLÜM SONUÇLAR

Çalışma alanlarında yapılan çalışmalar sonucunda aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir;

1. Çalışma alanının 150 km²'lik 1/25.000 ölçekli MTA haritaları revize edilerek jeoloji haritası yapılmıştır. Önceki çalışmacılar tarafından tanımlanmış 10 adet litolojik birim tespit edilmiş ve birimlerin stratigrafik konumları belirlenmiştir. Ayrıca Yukarıkaraçay bölgesinde yüzeyleyen magnezyumlu kilitaşları ayrıntılı olarak haritalanmış ve 1/10.000 ölçekli jeoloji haritası oluşturulmuştur.

2. Çalışma alanında en altta otokton konumlu olan Alçıboğazı ve Kızılyer Formasyonu bulunmaktadır. Alttaki bu birimler üzerine yatay ve yataya yakın tektonik dokanaklı olarak Çökelez Kireçtaşı, Karatepe Formasyonu ve Honaz Ofiyoliti gelmektedir. Honaz ofiyoliti üzerine otokton konumlu ve uyumsuz olarak Karadere ve Bayıralan Formasyonu gelmektedir. Bu birimler üzerine açısız uyumsuz ve birbirleriyle geçişli ve eş yaşlı olarak oluşan Kızılburun, Sazak ve Denizli Volkanitleri gelmektedir. Çalışma alanında Kuvaterner yaşlı çökeller, alüvyon, alüvyon yelpazesi ve yamaç molozu ile temsil edilmiştir.

3. Karatepe Formasyonu, serpantinleşmiş harzburjit, gabro, meta dolerit, radyolarit ve genellikle Mesozoyik yaşlı kireçtaşı bloklarından oluşan serpantin matrisli melanjdir. Bölgeye yerleşim yaşı Üst Eosen-Oligosen arası bir dönemdedir.

4. Çalışma alanındaki Honaz Ofiyoliti, tektonitler ve bunları kesen damar kayaları olmak üzere iki ana bileşenden oluşan ve eksik dizi karakterli bir ofiyolitik topluluğu karakterize eder. Tektonitler, başlıca harzburjitler ve bunların içindeki dünitler ve dünitik kılıflı podiform kromit kütlelerinden oluşmuştur. Tektonitler, gabro ve meta

dolerit daykları ile kesilmiştir. Honaz ofiyolitinin oluşum yaşının Üst Jura-Alt Kretase olabileceği, bölgeye yerleşim yaşı ise Üst Eosen – Oligosen arası bir dönemdedir.

5. Honaz ofiyolitinin eksik dizi karakterinde olduğu ve çoğunlukla harzburjitik tektonitlerden oluştuğu, aşırı derecede serpantinleştiği ortaya çıkmıştır. Honaz ofiyoliti aşırı derecede serpantinleştiği, serpantin minerali olarak krizotil ve lizardit türü serpantin minerallerinden oluştuğu anlaşılmıştır.

6. Metadolerit dayklarında saptanan prehnit, epidot (pistaşit), klorit (penin) parajenezi bunların düşük derecede metamorfizma koşullarından etkilendiğini ortaya çıkarmıştır.

7. Sazak formasyonunun üst kesimlerinde yer alan kırmızı ve beyaz renkli magnezyumlu killerin X-ışınları Difraksiyon analizi yöntemiyle incelenmesinde kil minerali olarak kaolen, montmorilyonit ve paligorskitten oluştukları ayrıca kuvars, dolomit ve ankerit gibi bileşenler içerdikleri belirlenmiştir.

8. Magnezyumlu kilaşları zaman zaman su seviyesi değişen kapalı bir göl ortamında oluşmuşlardır. Bu killerin oluşumunda bazaltik volkanik aktivitenin etkin olduğunu ve ortama silis, demir ve alüminyum elementleri sağlanmıştır. Mg'un hemen göl ortamı kıyısında yüzeylenen Jura-Kretase yaşlı dolomitik kireçtaşları (Çökelez kireçtaşı) ve ofiyolitik serideki (Honaz Ofiyoliti) minerallerin alterasyonu sonucu olabileceği düşünülmektedir. Göl kıyısında daha yüksek pH ve Al içeriği ile simektit ve kaolen oluşurken, göl kıyısından uzaklaştıkça daha düşük Al'lu ve pH'lı ortamda ise Paligorskit oluştuğu anlaşılmıştır.

9. Denizli Volkanitlerinde Paton (1992) tarafından ise yapılan radyometrik yaş tayinine göre $6,16 \pm 0,25$, $4,88 \pm 2,19$, $6,28 \pm 0,48$, $6,00 \pm 1,54$ my (Üst Miyosen-Alt Pliyosen) yaşlı olduklarını belirlemiştir. Kızılburun ve Sazak Formasyonu içerisinde bulunan kilaşı ve kumtaşları seviyelerinde volkanit çakıllarına rastlanması, Denizli volkanitlerinin Kızılburun ve Sazak formasyonu ile eş yaşlı olarak oluştuğu söylenebilir.

10. Denizli Volkanitlerinin çoğunluğu lav akıntıları ve daha az olarak tüfit ve aglomeralarla temsil edildikleri belirlenmiştir.

11. Denizli volkanitlerinin petrografik ve jeokimyasal sınıflamalarında trakiandezit (Aydınlık bölgesi), bazaltik trakiandezit (Yukarıkaraçay bölgesinde) ve fonolitik tefrit (Yeşilyuva bölgesinde) bileşimde oldukları ve kuzeyden güneye doğru daha bazik karakter gösterdiği tespit edilmiştir. Diğer taraftan lavların içerdikleri anklav yoğunluğu açısından da kuzeyden güneye doğru azalma olduğu ve Yeşilyuva bölgesindeki lavların makroskopik olarak anklav içermedikleri belirlenmiştir.

12. Petrografik incelemelere göre anklavlar genellikle feldispatoidli monzogabro/monzodiyorit bileşimde oldukları tespit edilmiştir. Bu örneklerde bol miktarda zinvaldit minerali belirlenmiştir. Bazı anklav örneklerinde diyopsit içeriğinin % 85'in üzerinde olması nedeniyle diyopsitit olarak adlandırılmıştır.

13. Aydınlar lavlarının MgO, Cr, Ni, Co değerlerinin Yukarıkaraçay ve Yeşilyuva lavlarından daha düşük olması ve genel olarak değerlendirildiğinde her üç bölgedeki lavların MgO, Cr, Ni ve Co içerikleri yüksek olmaları incelenen alanı lavlarının manto kökenli magma ve/veya (magmalardan ?) türemiş olabileceğini işaret etmektedir. Her üç bölgedeki lavların az çok farklılık göstermeleri bu lavların farklı diferansiyasyon işlemlerine maruz kaldığını ve bir birinden az çok farklılık gösteren magma ve/veya magmalardan türeyebileceğini işaret etmektedir.

14. Diğer taraftan yüksek K, uyumsuz element içerikleri incelenen alandaki lavların oluşumunda metazomatize olmuş manto kaynağı ve / veya manto kaynaklarından değişik kısmi ergimeler ile de katkı sağlandığını işaret etmektedir.

15. İncelenen alandaki volkanik kayaların tekdüze gelişmedikleri fraksiyonel kristallenme, magma karışımı ve asimilasyon işlemleri ile beraber geliştiklerini göstermektedir. Yüksek oranda La ve Ce içerikleri ana magmanın kabuk elemanları ile girişim yaptıklarını kabuk asimilasyonu ve fraksiyonel kristallenme ile gelişen

asimilasyon (AFC) gerçekleşmiş olabileceğini göstermektedir. Diğer taraftan La, Y ve Nb değerleri de kabuktan etkilenebileceğini işaret etmektedir.

16. İnceleme alanındaki lavların CaO ve Y değerleri volkaniklerin oluşumunda klinopiroksen denetimli bir ayrışmanın olduğu, Sm ve Rb değerleri de serbest amfibol ayrışmasından meydana geldiğine işaret etmektedir.

17. İncelenen alanda Aydınlar ve Yukarıkaraçay lavları içinde yer alan dm boyutundaki anklavlardan yaptırılan kimyasal analiz sonuçları ile lavların kimyasal analiz sonuçları karşılaştırıldığında özellikle iz ve nadir toprak element içerikleri bakımından benzerlik sundukları anlaşılmıştır. Hatta Yukarıkaraçay anklavlarının OIB benzerlikleri daha fazla olduğu görülmüştür.

18. İnceleme alanı ve yakın çevresinde ekstansiyonel tektoniğin başlaması ile birlikte normal fay sistemleri oluşmaya başlamış ve kıtasal kabuğun belli derinliklerinde magma odası ve/veya magma odaları meydana gelmiştir. Bu magma odalarında ortomagmatik evre tamamlanmış ve/veya pegmatitit-pnömatolitik evreye ulaşılmıştır. Anklavlarda saptanan mineralojik bileşim de bunu desteklemektedir (A4.5 ve A4 örneklerinde Zinvaldit varlığı). Sonuç olarak incelenen alan ve yakın dolayında olasılıkla Orta Miyosen -Geç Miyosen'de astenosferik kaynaktan gelen sıvılarla kıtasal kabukta magma odaları oluşmaya başladığı düşünülmektedir. Çünkü sokulum yapmış magmatik kayaların kimyasal bileşimleri OIB karakteri taşımakla beraber bazı iz element özellikleri ile de litosferik manto karakteri de taşımaktadır. Ekstansiyonel tektoniğin gelişmesi ile birlikte normal fay sistemleri daha da gelişmiştir. Aydınlar bölgesinde olduğu gibi ilk evrelerde kabuk kontaminasyonu daha fazla olmuştur. Zamanla kabuk kontaminasyonu azalmış ve normatif nefelin ve olivin bileşimli magmalar yeryüzüne çıkmıştır. LILE, HFSE, LREE ve MREE bakımından zenginleşmeler ve HREE bakımından kısmen tüketilmeleri zamanla nefelin normatif bileşimlere dönüşmeleri ile OIB iz element karakteri oluşmuştur.

19. İnce kesitlerde yapılan dokusal analizlerde aynı kesitlerde hem opasitleşmiş ve hem de taze olan biyotit ve hornblend kristallerine rastlanması, piroksenler etrafında

biyotit ve hornblend mantolanmalarının oluşumu gibi dengesiz dokularda tespit edilmiştir. Elde edilen bulgular çerçevesinde Denizli volkanitlerinin gelişiminin tek düze olmadığı, kayaçların gelişimi esnasında fraksiyonel kristallenme, magma karışımı ve asimilasyon olaylarının beraber geliştiği anlaşılmaktadır. Zamanla alt kıtasal kabuktan kontaminasyon (etkilenme) azaldığı ve Yeşilyuva bölgesindeki daha bazik karakterli nefelinli lavları oluşturduğu sonucuna varılmıştır.

20. Çalışma alanında Üst Eosen-Oligosen (Üst Oligosen ?) arasındaki bir dönemde ofiyolitik serinin yerleşimiyle ilişkili, KKB-GGD yönlü sıkışma gerilmelerinin etkisinde kalmıştır (Özpınar, 1987). Orta Miyosen ?-Geç Miyosen'den sonraki dönemlerde bölge değişik grabenleşme evrelerinin etkisinde kalmıştır (Dumont ve diğ., 1979). Kısaca KB-GD dan KD-GB'ya değişen sıkışma fazlarını izleyen ve ona dik yönde gelişen çekme gerilmelerinin etkisiyle Orta Miyosen? - Geç Miyosen'den sonra çalışma alanındaki egemen normal faylar sistemleri oluşmuştur.

21. Yukarıkaraçay bölgesindeki magnezyumlu kiltaşları birleştirilmiş zemin sınıflamasına göre organik killer OH veya MH grubuna girmekte olup, “plastisitesi orta ve yüksek organik kil ve silt ve inorganik ve elastik silt” sınıfına girmektedir. Plastisite indeksine göre yapılan sınıflamalara göre ise kırmızı renkli killerin plastik, beyaz renkli killerin ise az plastik, plastik ve çok plastik özellikler göstermektedirler.

22. Killerin ortalama tane birim hacim ağırlıkları $2,42 \text{ gr/cm}^3$, ağırlıkça doğal su emme oranları %23,07 ve hacimce doğal su emme oranları %41,45 olarak bulunmuştur. Kırmızı renkli killerin aktivitesi 0,75-1,25 değerleri arasında bulunan “normal kil” ve beyaz renkli killerin ise aktivitesi $<0,75$ değerinden az olan “aktif olmayan kil” özelliğindedir. Şişme potansiyeli sınıflamasına göre ise, kırmızı ve beyaz killerin şişme potansiyeli “düşük” potansiyele sahip kil grubunda yer almaktadır.

23. Bu özelliklere göre paligorskit sondaj çamurunda, tarım ilaçlarında, hayvan topraklarında, boya sanayinde, rafineride koku ve renk giderici olarak kullanılabilceği anlaşılmaktadır.

24. Denizli lav örnekleri üzerinde yapılan fiziko mekanik deneyler sonucunda, ortalama kuru birim hacim ağırlığı $2,96\text{gr/cm}^3$, Görünür porozite %0,25, su emme oranı %0,06 ve tek eksenli basma dayanımı $1685\text{ kg}_f/\text{cm}^2$ olarak bulunmuştur. Denizli lavlarından elde edilen betonun 28 günlük basınç dayanımı $944,50\text{ kg}_f/\text{cm}^2$ olarak belirlenmiş ve Denizli lavları ile yüksek dayanımlı beton üretilebileceği ortaya konmuştur.

KAYNAKLAR

- Akbulut, A., and Kadir, S., (2001), Sedimentology and depositional environment of clay beds in the vicinity of Serinhisar-Acıpayam Denizli, SW Turkey, 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, 29-30 pp.
- Akgül, B., Kürüm, S., ve Erdem, E., (2001), Elazığ volkanitlerinin (Alt Pliyosen) Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri, Geosound, 39, 69-84.
- Akgün, F., and Sözbilir, H., (2001), A palynostratigraphic approach to the SW Anatolian molasse basin: Kale-Tavas molasse and Denizli molasse, Geodinamica Acta, 14, 71-93.
- Alçıçek, M.C., (2001), Çameli havzasının sedimentolojik incelenmesi (Geç Miyosen-Geç Pliyosen, Denizli, GB Anadolu), Ankara Üniv., Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 110s (Yayımlanmamış).
- Alçıçek, H., (2002), Kızılyer Evaporitlerinin sedimentolojik incelenmesi, Pamukkale Üniv., Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi, 62s. (Yayımlanmamış)
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell. J.G., (2000), Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in Western Anatolia, Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102; 1-2, 67-95.
- Alpaslan, M., (1997), Çakmak trakit-porfirinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri, Geosound, 30, 765-778.
- Altınlı, E., (1954), Denizli güneyinin jeolojik incelenmesi, Maden tetkik Arama Enst., Derleme Rapor No:2794. (Yayımlanmamış).
- Altunel, E., (1996), Pamukkale travertenlerinin Morfolojik Özellikleri, Yaşları ve Neotektonik Önemler. MTA Derg., 118, 47 - 64.
- Barka, A.A., Reilinger, R., Şaroğlu, F., and Şengör, A.M.C., (1995), The Isparta Angle: Its importance in the neotectonics of the Eastern Mediterranean Region, In. Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, İzmir-TURKEY, 3-19.
- Bingöl, E., (1976), Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi, M. T. A. Derg., 86, 14 - 34.

- Bozkuş, C., Kumsar, H., Özkul, M., and Hançer, M., (2001), Seismicity of active Honaz fault under an extensional tectonic regime, International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, İzmir-TURKEY, 7-16.
- Brunn, J.H., Dumont, J.H., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O., and Poisson, A., (1971), Outline of Geology of western Taurides, in Campbell A.S., Geology and history of Turkey: Petroleum Exploration society of Libya, Tripoli., 225-255.
- Ceyhan, F., Helvacı, C., ve Önal, M., (2001), Gürün (Sivas) volkanitlerinin Petrografi, Jeokimya ve Petrojenez Özellikleri, Geosound, 39, 1-12.
- Cabanis, B., and Lecolle, M., (1989), Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale, C.R. Acad. Sci. Ser. II, 309, 2023-2029.
- Collins, A.S, and Robertson, A. H. F., (1998), Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey, Journal of Geological Society, London, 155, 759-772.
- Çakmakçoğlu, A., (1990), Denizli M22-a2 ve M22-b4 paftaları ile M22-a3 paftası Güney Yarısının Jeolojisi, M.T.A. Raporu, No: 9487. (Yayımlanmamış).
- Çakır, Z., (1999), Along-Strike Discontinuity Normal Faults and its Influence on Quaternary Travertine Deposition; Examples From western Turkey, Tr. J. Of Earth Science, 8, 67-80.
- Çelik, M., ve Karakaya, N., (1998), Sistematik Mineraloji, Selçuk Üniv. Yayını, ISBN: 975-96541-0-5, 434sy, Konya.
- Dewey, J.F., and Şengör, A.M.C., (1979), Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonic in a convergent zone, Geological Society of America Bulletin, 90, 84-92.
- Dora, O.Ö., Savaşın, M.Y., Kun, N., ve Candan, O., 1987, Menderes Masifinde Post Metamorfik Plütonlar, Yerbilimleri, 14., 79-89.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, S., & Karamandereci, İ.H., (1979), Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu: MTA Enstitüsü Dergisi, 92, 7-17.
- Emre, T., and Sözbilir, H., (1995), Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes Grabens, western Anatolia, Proc. Int. Earth. Sci. Con. Aegean Region, Izmir, 73-95.

- Ercan, T., Güney, E., ve Baş, H., 1983, Denizli volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından bölgesel yorumu, Türkiye Jeol. Kurumu Bülteni, 26/2, 153-159.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., ve Can, B., 1985, Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28/2, 121-136.
- Ercan, T., Satır, M., Sevin, D., ve Türkecan, A., (1996), Batı Anadolu'daki Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalarda yeni yapılan radyometrik yaş ölçümlerinin yorumu, MTA Dergisi 119, 103-112.
- Ersoy, Ş., (1990), Batı Toros (Likya) Naplarının Yapısal Ögelerinin ve Evriminin Analizi, Jeoloji Mühendisliği, 37, 5-16.
- Erişen, B., (1971), Denizli – Dereköy Sahasının Jeolojik Etüdü ve Jeotermal Enerji İmkanları, M.T.A. Raporu, No:4665. (Yayımlanmamış)
- Floyd, P.A., and Winchester, J.A., (1975), Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements, Earth. Planet. Sci. Lett., 27, 211-218.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., and Villari, L., (1984), Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region, Geological Society Special Publications, 17, 687-701.
- Grim, (1962), Applied Clay Mineralogy, Mc Graw Hill, New York.
- Göktaş, F., (1990), Denizli M22-b1 , M22-b2 ve M22-b3 paftalarının Jeolojisi, M.T.A. Raporu, No: 9114. (Yayımlanmamış).
- Güleç, N., (1991), Crust-mantle interaction in western anatolia: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. Geol. Mag.128, 417-435.
- Güner, M.S., ve Süme, V., (2000), Yapı malzemesi ve Beton, Aktif Yayınevi, ISBN:975-6755-21-0, 150 s, Erzurum.
- Gürel, H., (1997), Kaklık ve Dolayının Jeolojik İncelenmesi, Pamukkale Üniv. Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, 73s. (yayımlanmamış).
- Gürer, Ö.F., and Yılmaz, Y., (2001), Geology and Development of the Denizli Basin, Forth International Turkish Geology Symposium, (ITGS IV), 33s.
- Hakyemez, Y. H., (1989), Kale - Kurbalık (GB Denizli) bölgesindeki Senozoyik yaşlı çökel kayaların jeolojisi ve stratigrafisi, M.T.A. Derg., 109, 9 - 21.

- Irvine, T.N., and Baragar, W.A.R., (1971), Aguide to chemical classification of common volcanic rocks, *Earth Sci.*, 8, 523-547.
- İslamoğlu, Y., Babayiğit, S., ve Sarıkaya, H., (2003), Bayıralan Formasyonunun Mollusk ve Mercan Faunası ile yeni stratigrafik düzeyi (KD Denizli, Türkiye), 56th Türkiye Jeoloji kurultayı Bildiri özleri, 206s.
- Kadioğlu, Y.K., ve Güleç, N., (1993), Granitoidler içindeki anklavların kökeni ve Türkiye'den örnekler, *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 8, 113-119.
- Kastelli, M., (1971), Denizli vilayeti güneyinin jeoloji incelemesi ve jeotermal alan olanakları, MTA rapor no:4573. (Yayımlanmamış).
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H., and Bozkurt, E., (1999), Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey, *Journal of Geological Society*, London, 156, 605-616.
- Koçyiğit, A., (2000), Güneybatı Türkiye'nin deprenselliği, Batı Anadolu'nun deprenselliği Sempozyumu, 30-38.
- Konak, N., Akdeniz, N., ve Çakır, M.H., (1990), Çal – Çivril – Karahallı dolayının jeolojisi, MTA Raporu No: 8945. (Yayımlanmamış).
- Kurt, H., ve Arslan, M., (2001), Bodrum (GB Anadolu) volkanik kayaçlarının jeokimyasal ve petrografik özellikleri: fraksiyonel kristalleşme, magma karışımı ve asimilasyona ilişkin bulgular, *Yerbilimleri*, 23, 15-32.
- Le Maitre, R.W., (1989), *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford. 193pp.
- Le Pichon, X., and Angelier, J., (1979), The Hellenic arc and trench systems: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Le Pichon, X., and Angelier, J., (1981), The Aegean sea. *Philosophical Transactions of Royal Society*, London, Ser. A, 300, 357-372.
- McKenzie, D. P., (1978), Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt, the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 55, 217-254.
- Okay, A.İ., (1989), Denizli'nin Güneyinde Menderes Masifi ve Likya naplarının jeolojisi, *M.T.A. Dergisi* 109, 45-58.
- Özler, H.M., (1996), Büyük menderes Havzası Yukarı Çürüksu kesiminin hidrojeoloji incelemesi, İstanbul Üniv., Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 175s. (Yayımlanmamış).

- Özpinar, Y., (1987), Denizli – Acıpayam Batısının Jeolojik, Petrografik ve Petrokimyasal İncelemesi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü. Doktora Tezi, 220 s.
- Özpinar, Y., 1988, Acıpayam (Denizli güneyi) dolaylarının bazı tektonik özellikleri, Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Dergisi, 4, 344-360.
- Özpinar, Y., (1994), Denizli ili Jeotermal sahalarının tektoniği, Pamukale Üniv. Jeotermal Uygulamalar Sempozyumu, 114-129.
- Özpinar, Y., (1995), Kale (Denizli) güneyindeki bölgenin jeolojik ve petrografik incelemesi, Pamukkale Üniv. Müh. Fak. Dergisi, 1/1, 15-25.
- Özpinar, Y., Tayfun, E., ve Kılıç, A.D., (1996), Salda gölü (Yeşilova-Burdur) Çevresindeki ofiyolitlerin Jeokimyasal özellikleri, Geosound, 28, 125-142.
- Özpinar, Y., ve Gökgöz, A., (1999), Denizli ve yakın dolayının doğal afetler açısından incelenmesi, TMMOB Makine Müh. Odası, Denizli’de Sanayileşme ve Kentleşme Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Denizli, 92-116.
- Özpinar, Y., Heybeli, H., Semiz, B., Koçan, B., ve Baran, A., (2001), Kocabaş (Denizli) Travertenleri ve Kömürcüoğlu Travertenlerinin Jeolojik ve Petrografik İncelenmesi ve Bunların Teknolojik açıdan değerlendirilmesi, MERSEM 2001, Türkiye III. Mermer Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 133-152.
- Özpinar, Y., Hançer, M., and Semiz, B., (2002a), Clays in Denizli Region (Southwestern Anatolia), Turkey, *Geologica Carpathica*, Bratislava 53 (2), 109-116.
- Özpinar, Y., Kargı, H., Akyol, E., Özkul, M., Hançer, M., Manav, H., Topal, S., Erten, H., Alçiçek, H., Semiz, B., Gökgöz, F., Türker, E., Kumsar, H., Köseoğlu, M., Çelik, S.B, Gülbaş, E., Topaloğlu, S., İmançlı, O., Gökgöz, A., Taşdelen, S., Bülbül, A., Kaya, M., Baran, H.A., (2002b). Denizli Belediyesi yerleşim Alanlarının Jeolojik, Jeoteknik ve Hidrojeolojik Özellikleri, 666 s., EKLER: 711s A4boyutlu , 152 pafta boyutlu, Denizli. *Denizli Belediyesi’ne Rapor*
- Özpinar, Y., and Semiz, B., (2002), Geological, Mineralogical and Petrographical Investigation of Yukarıkaraçay (Honaz) Dolomitic Clays in Denizli Region (Southwestern Anatolia, In Turkey), Third Mediterranean Clay Meeting Jerusalem, Israel, Semp.30-Oct.3.
- Paton, S.M., (1992), The relationship between extension and volcanism in western Turkey, the Aegean Sea and central Greece, PhD thesis, Cambridge University.

- Pearce, J.A., (1982), Trace element characteristics of Lavas from destructive plate boundaries, J.Willey and sons, Chichester, 525-548.
- Pearce, J.A., and Cann, J.R., (1973), Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, Earth and Plane. Sci. Lett., 19, 290-330.
- Peccerillo, R., and Taylor, S.R., (1976), Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, Contrib. Mineral. Petrol.,58,63-81
- Pekuz, Ü., (1998), Honaz (Denizli) çevresinde evaporit içeren Neojen tortulların stratigrafisi ve depolanma özellikleri, Süleyman Demirel Üniv., Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 180s. (Yayımlanmamış).
- Rickwood, P.C., (1989), Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements, Lithos, 22, 333-344.
- Rollinson, H.R., (1993), Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman Scientific and Technical, John Wiley and sons, Inc., New York, 352p.
- Sarıkaya, H., (1986), Denizli M22-c2-c3-c4-d3 paftalarının jeoloji haritaları. (Yayımlanmamış).
- Semiz, B., (2000), Kocabaş (Denizli) ve yakın çevresi travertenlerinin jeolojisi, Pamukkale Üniv., Lisans Tezi, 52s. (Yayımlanmamış)
- Semiz, B., ve Özpınar, Y., (2003), Denizli volkanitlerinin jeolojik ve petrografik incelenmesi, 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri özleri, 14-15s.
- Seyitoğlu, G., and Scott, B.C., (1991), Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey, Geological Magazine,128, 155-176.
- Seyitoğlu, G., and Scott, B.C., (1992), Late Cenozoic volcanic evolution of northeastern Aegean region, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 54, 157-176.
- Seyitoğlu, G., Benda, L., and Scott, B.C., (1994), Neogene palynological and isotopic age data from Gördes basin, west Turkey, Newletters on Stratigraphy, 149, 133-142.
- Seyitoğlu, G., (1996), Ege'nin Geç Senozoyik K-G yönlü genişlemeli tektoniği: Bölgesel tektonik ve volkanik evrim modelleri üzerine bir tartışma, 49. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 31-33s.
- Seyitoğlu,G., and Scott, B.C., (1996), The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: Tectonic escape vs. back-arc spreading vs. oregenic collapse, J. Geol. Soc. London, 149, 359-362.

- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., and Scott, B., (1997), The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 127-147.
- Seyitođlu, G., Ően, Ő., Tekeli, O., Ćemen, İ., and IŐık, V., (2001), Stratigraphy and structure of the major E-W trending Turkish graben system, *Forth International Turkish Geology Symposium, (ITGS IV)*, 22s.
- Sözbilir, H., (1995), Stratigraphy and provenance of the Paleocene-Eocene Alakaya Basin in the Denizli Province, southwestern Turkey, *IESCA*, 1, 309-329.
- Sun, S., (1990), Denizli - UŞak arasının jeolojisi ve linyit olanakları. M.T.A. raporu, No.9985. (yayınlanmamıŐ).
- Streikeisen, A., (1967), Classification and nomenclature of igneous rocks, *Neues Jb. Miner. Abh.*, 107, 144-240.
- Şengör, A.M.C., (1980), Türkiyenin neotektoniğinin Esasları, *Türkiye Jeol. Kur. Konf. Ser.*, 2.
- Şengör, A.M.C., (1982), Egenin Neotektonik evrimini yöneten etkenler; T.J.Kurultayı Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması, *Panel Kitabı*. 59-72.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., (1981), Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şimşek, Ő., (1984), Denizli-Kızıldere-Tekkehamam-Tosunlar-Buldan-Yenice alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları, *MTA Raporu*, No:7846. (YayınlanmamıŐ).
- Taner, G., (1974), Denizli bölgesi Neojenin paleontolojik ve stratigrafik etüdü, *MTA dergisi*, 82, 89-27.
- Taner, G., (2001), Denizli bölgesi Neojenine ait katların stratigrafik konumlarında yeni düzenleme, 54. *Jeoloji Kurultayı*, Bildiri Cd No:54-79.
- Tatar, S., ve Boztuğ, D., (1997), Yozgat batoliti GB kesimindeki (Őeftali-Yerköy arası) monzonitik birlikte fraksiyonel kristalleşme ve magma karışımı (Magma Mingling/ Mixing), *Geosound*, 30, 539-562.
- Temel, A., (2001), Volkanik kayaąların Jeokimyasal özellikleri, *Magmatik Petrojenez Lisans üstü yazokulu kitabı*, 196-220.

- Tindle, A.G., and Pearce, J.A., (1983), Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths, *Lithos*, 16, 185-202.
- Ulusay, R., (2001), Uygulamalı Jeoteknik Bilgiler, Jeoloji mühendisleri odası yayınları: 38, ISBN: 975-395-107-8, 358s, Ankara.
- Westaway, R., (1993), Neogene Evolution of the Denizli Region of Western Turkey. *Structural Geology*, 15, 1, 37 -53.
- Wilson, M., (1989), *Igneous petrogenesis*, Unwin Hyman, 466pp.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., (1977), Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chem. Geol.*, 20, 325-343.
- Yıldız, M., (1988), Yukarıpınarbaşı/Sarıcalar (Konya Kuzeyi) yöresi paligorskitli serilerin mineralojik incelenmesi, Ankara Üniv. Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, 55s (Yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y., (1989), An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey, İn: Şengör,A.M.C. *Tectonic Evolution of the Tethyan Reg.* Kluwer, 159-189
- Yılmaz, S., ve Boztuğ, D., (1994), Granitoyid Petrojenezinde Magma Mingling/Mixing Kavramı, *Jeoloji Mühendisliği*, 44-45, 1-20.
- Yılmaz, K., ve Yılmaz, Y., (2001), Tertiary Geology of the Yeşilyuva and Kocabaş region (Denizli, SW Turkey), Fourth İn. *Turkish Geology Symposium*, Abstract, 37.
- Yılmaz-Şahin, S., ve Boztuğ, D., (2001), Magma karışması (Magma mingling/mixing), *Magmatik Petrojenez Lisans Üstü Yazokulu Kitabı*, 543-580.

ÖZGEÇMİŞ

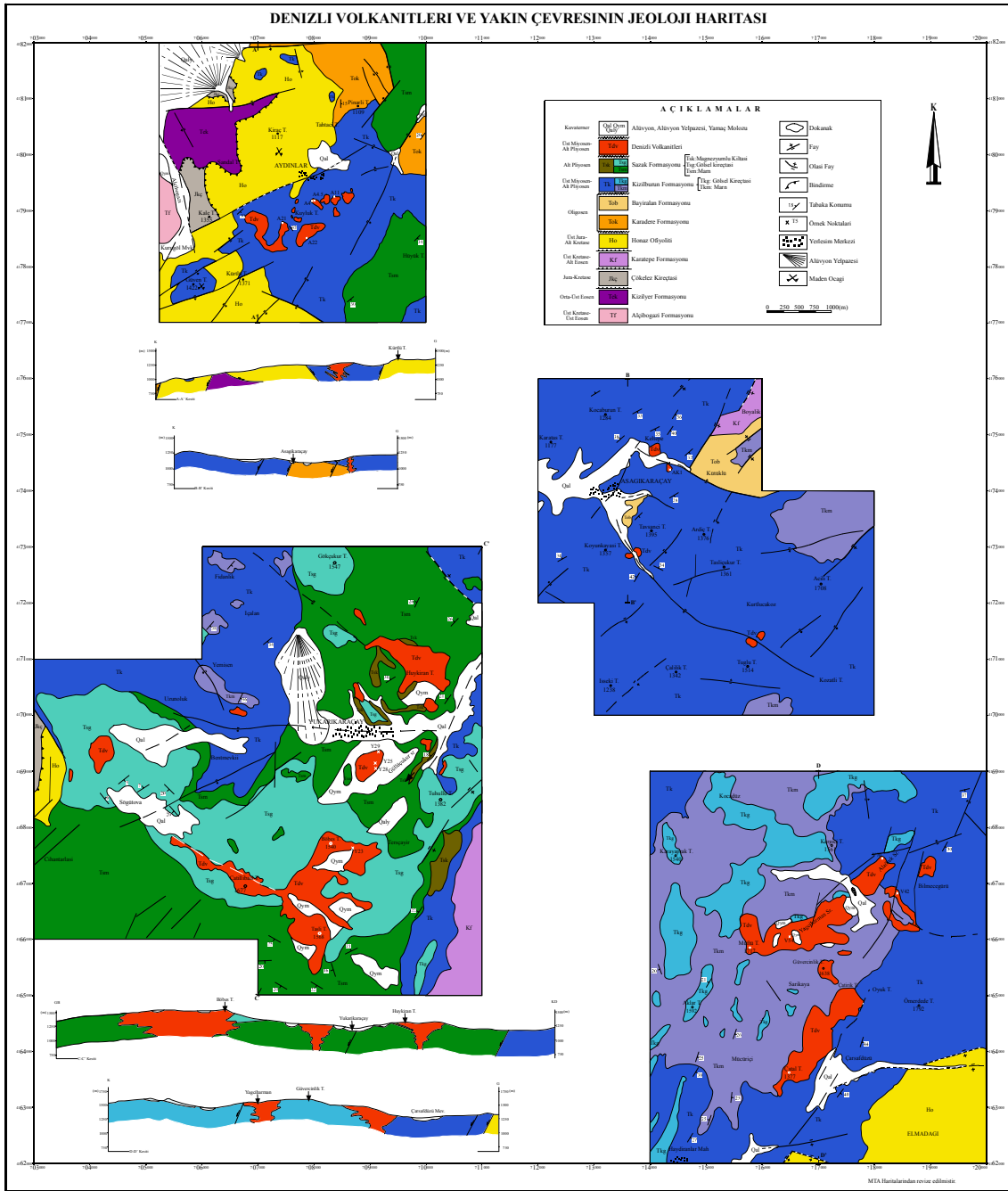
Adı, soyadı	: Barış SEMİZ
Ana adı	: Ayşe
Baba adı	: Durmuş Ali
Doğum yeri ve tarihi	: Ermenek – 20/06/1976
Medeni Hali	: Evli
Önlisans Eğitimi ve Mezuniyet Tarihi	: MEÜ Mut Meslek Yüksekokulu, Harita Kadastro Programı, 1995
Lisans Eğitimi ve Mezuniyet Tarihi	: PAÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 2000
Çalıştığı Yer	: PAÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü
Bildiği yabancı dil	: İngilizce
Mesleki Etkinlikleri	:

Bildiriler

1. **Semiz, B.**, & Özpınar, Y., 2003, Denizli volkanitlerinin jeolojik ve petrografik incelenmesi, *56th Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri özleri*, 14-15s.
2. Özpınar, Y., & **Semiz, B.**, 2002, Geological, Mineralogical and Petrographical Investi-gation of Yukarıkaraçay (Honaz) Dolomitic Clays in Denizli Region (Southwestern Anatolia, In Turkey), *Third Mediterranean Clay Meeting Jarusalem, Israel*.

Makaleler

1. Özpınar, Y., Hançer, M., & **Semiz, B.**, 2002, Clays in Denizli Region (Soutwestern Anatolia), Turkey, , *Geologica Carpathica*, Bratislava 53 (2), 109-116.
2. Özpınar, Y., Heybeli, H., **Semiz, B.**, Koçan, B., & Baran, A., 2001, Kocabaş (Denizli) Travertenleri ve Kömürcüoğlu Travertenlerinin Jeolojik ve Petrografik İncelenmesi ve Bunların Teknolojik açıdan değerlendirilmesi, *MERSEM 2001, Türkiye III. Mermer Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 133-152.
3. Özkul, M., Alçıçek, M.C., Heybeli, H., **Semiz, B.**, & Erten, H., 2001, Denizli Sıcak Su Travertenlerinin Depolanma Özellikleri ve Mermercilik Açısından Değerlendirilmesi, *MERSEM 2001, Türkiye III. Mermer Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 57-72.



EK-I: Denizli volkanitleri ve yakın çevresinin jeoloji haritası ve enine jeoloji kesitleri