

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

SOMA HAVZASI VE ÇEVRESİNDEKİ NEOJEN
YAŞLI VOLKANİK KAYALARININ
PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI

Fulya DİNDİ

Ekim, 2011

İZMİR

**SOMA HAVZASI VE ÇEVRESİNDEKİ NEOJEN
YAŞLI VOLKANİK KAYALARININ
PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ekonomik Jeoloji Anabilim Dalı

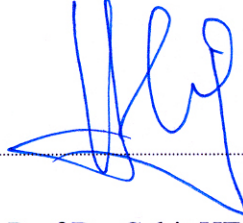
Fulya DİNDİ

Ekim, 2011

İZMİR

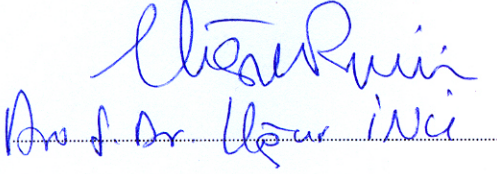
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

FULYA DİNDİ tarafından Prof.Dr. CAHİT HELVACI yönetiminde hazırlanan “SOMA HAVZASI VE ÇEVRESİNDEKİ NEOJEN YAŞLI VOLKANİK KAYALARIN PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

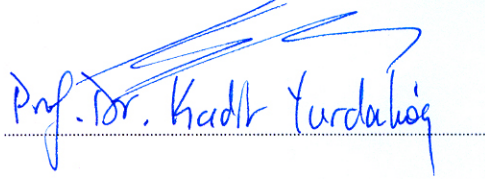


Prof.Dr. Cahit HELVACI

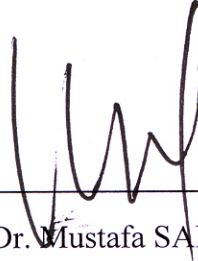
Yönetici



(Jüri Üyesi)



(Jüri Üyesi)



Prof.Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu alıŐma 2009.KB.FEN.026 numaralı Dokuz Eylöl Üniörsitesi Bilimsel AraŐtırma Projeleri (BAP) tarafından desteklenmiŐtir. Arazi ve ofis çalıŐmalarındaki yardımlarından ötürü Cahit HELVACI, E. Yalçın ERSOY ve Özgür KARAOĞLU'na içtenlikle teşekkür ederim.

Fulya DİNDİ

SOMA HAVZASI VE ÇEVRESİNDEKİ NEOJEN YAŞLI VOLKANİK KAYALARININ PETROGRAFİSİ VE JEOKİMYASI

ÖZ

Soma Havzası, Batı Anadolu'daki, Neojen volkano-sedimenter havzalardan biridir. Bu çalışmada, (1) Neojen yaşlı volkanik birimlerle havza çökellerinin stratigrafik ilişkisi, (2) volkanik birimlerin petrografik ve jeokimyasal özelliklerini ortaya konmuştur.

Soma Havzası'nın Neojen temel kayalarını (1) Kuzeyde Sakarya Zonu'na ait Karakaya Kompleksi (2) Güneyde İzmir Ankara Zonu'na ait Bornova Karmaşığı oluşturur. Soma Havzası'nın Miyosen stratigrafisi Yuntdağ ve Dededağ volkanitleri ile arakatlı Soma ve Deniş formasyonlarından oluşmaktadır. Bu volkano-sedimenter istif Adilköy volkanitleri olarak isimlendirilen bazaltik andezit bileşimli volkanitler ile kesilir.

Yuntdağ volkanitleri pembemsi kırmızı renkli ve andezitik, dasitik ve riyolitik bileşimli porfirik lav akıntılarında ve ilişkili piroklastik kayalardan oluşur. Yuntdağ volkanitleri petrografik olarak plajiolas, sanidin, amfibol, biyotit ve az oranda klinopiroksen içermektedir. Yuntdağ volkanitleri, ortaç potasik kalk alkalin bileşimli andezit, latit, trakiandezit, trakit, riyolit olarak sınıflanır. Dededağ volkanitleri gri-siyah bazaltlardan oluşmaktadır. Plajiolas, klinopiroksen, amfibol ve biyotit içerirler. Dededağ volkanitleri ortaç potasik kalk alkali bileşimli andezit, latit, trakiandezit, trakit, riyolit olarak sınıflanır. Adilköy volkanitleri, plajiolas, klinopiroksen ve olivin içeren bazaltik dayklardan ve lav akıntılarında oluşmaktadır. Birim, potasik kalk alkali bileşimli bazalt ve bazaltik andezit olarak sınıflanmaktadır. Volkanik kayaların jeokimyasal özellikleri, kökenlerinde, bileşimsel farklılaşmaya neden olan ayrımlaşmalı kristalizasyon işlevlerinin rol aldığını gösterir.

Anahtar Kelimeler: Batı Anadolu, Soma Havzası, Neojen Volkanizması

PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE NEOGENE VOLCANIC ROCKS IN SOMA BASIN

ABSTRACT

The Soma Basin is one of the Neogene-volcano-sedimentary basins in western Anatolia. In this study, it is revealed that (1) the stratigraphic relations of the Miocene volcanic units with the basin-fill units, (2) the petrographic and geochemical features of the volcanic units.

The pre-Neogene basement rocks of the Soma basin comprise (1) Karakaya complex belongs to Sakarya Zone in the north, and (2) Bornova Melange belong to İzmir-Ankara zone to the south. The Miocene stratigraphy of the Soma Basin is made up of Soma and Deniz formations which are intercalated with the volcanic rocks of the Yuntdağ and Dededağ volcanics. These volcano-sedimentary succession is cut by the basaltic andesitic rocks of the Adilköy volcanics.

The Yuntdağı volcanites are composed of red to pink colored porphyritic lava flows and domes which are andesite, dacite and rhyolite in composition and related pyroclastic rocks. They contain plagioclase, sanidine, amphibole and biotite and less clinopyroxene. The Yuntdağı volcanites are classified as medium-potassic calc-alkaline andesite, latite, trachydacite, trachyte, rhyolite. The Dededağ volcanites are composed of greyish black basalt-like columnar lava flows. They contain plagioclase, clinopyroxene, amphibole and biotite. The Dededağ volcanites are classified as medium-potassic calc-alkaline andesite. The Adilköy volcanites are made up of basaltic dikes and lava flows which contain plagioclase, clinopyroxene and olivine. They are classified as medium-potassic calc-alkaline basalts or basaltic andesites. Geochemical features of the volcanites show that fractional crystallisation processes have been operated in their genesis giving rise to their compositional varieties.

Keywords: western Anatolia, Soma Basin, Neogene volcanism

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	v
BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışma Alanının Yeri.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı ve Yöntemler	1
1.3. Önceki Çalışmalar	2
1.3.1. Batı Anadolu'da Pliyo-Kuvaterner Graben ve Neojen Havzalarının Genel Özellikleri.....	2
1.3.2. KD-GB Uzunlmlı Havzaların Oluşum Modelleri.....	14
1.3.3. Batı Anadolu'da Diğer Neojen Yaşlı Magmatik Bölgeler	15
1.3.3. Batı Anadolu'da Neojen Magmatik Aktivitesinin Kökeni	17
1.3.4. Soma Havzasında Yapılan Önceki Çalışmalar	21
BÖLÜM İKİ - SOMA HAVZASININ JEOLJİSİ	26
2.1. Neojen Öncesi Kaya Birimleri	26
2.2. Neojen Kaya Birimleri	28
2.3. Yapısal Jeoloji	34
2.3.1. Neojen Öncesi Sıkışma Tektoniği	34
2.3.2. Neojen Tektoniği	34
2.3.3. Pliyo-Kuvaterner Tektoniği	35

BÖLÜM ÜÇ - VOLKANİK KAYALARIN PETROGRAFİSİ..... 38

3.1. Yuntdağ Volkanitleri.....	38
3.1.1. Tanımlama	38
3.2. Dededağ Volkanitleri	44
3.2.1. Tanımlama	44
3.3. Adilköy Volkanitleri.....	45
3.3.1. Tanımlama	45
3.4. Yorum.....	46

**BÖLÜM DÖRT - VOLKANİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASI VE
PETROLOJİSİ 48**

4.1. Ana element oksit jeokimyası ve sınıflandırma	48
4.2. İz element jeokimyası.....	55
4.3. Petrojenez.....	57
4.3.1. Kristal Ayrışması (Fractional Crystallisation).....	58
4.3.2. Kristal Ayrışması ve Kabuksal Kirlenme (Fractional Crystallisation and Assimilation).....	60

BÖLÜM BEŞ - SONUÇLAR..... 62

KAYNAKÇA..... 64

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanının Yeri

Çalışma alanı Manisa ilinin Kırkağaç ve Soma ilçelerinin de yer aldığı Balıkesir iline bağlı Savaştepe güneyi ve Sındırgı batısında yer alır. Daha batıda Kınık ve Göçbeyli bulunur. Çalışma alanı 1/25,000 ölçekli Balıkesir J18-c2, J18-c3, J19-a4, J19-d1, J19-d2, J19-d3 ve J19-d4 paftalarını kapsar. Jeolojik açıdan çalışma alanındaki Neojen yaşlı birimler, doğu ve kuzeydoğuda Gelenbe ve çevresinde yüzlek veren volkanik kayalar ile, güneybatıda Yunt dağı ve çevresinde yüzlek veren volkanik kayalar ile, batıda ise Kozak volkano-plütonik kompleksi ile sınırlandırılır.

1.2. Çalışmanın Amacı ve Yöntemler

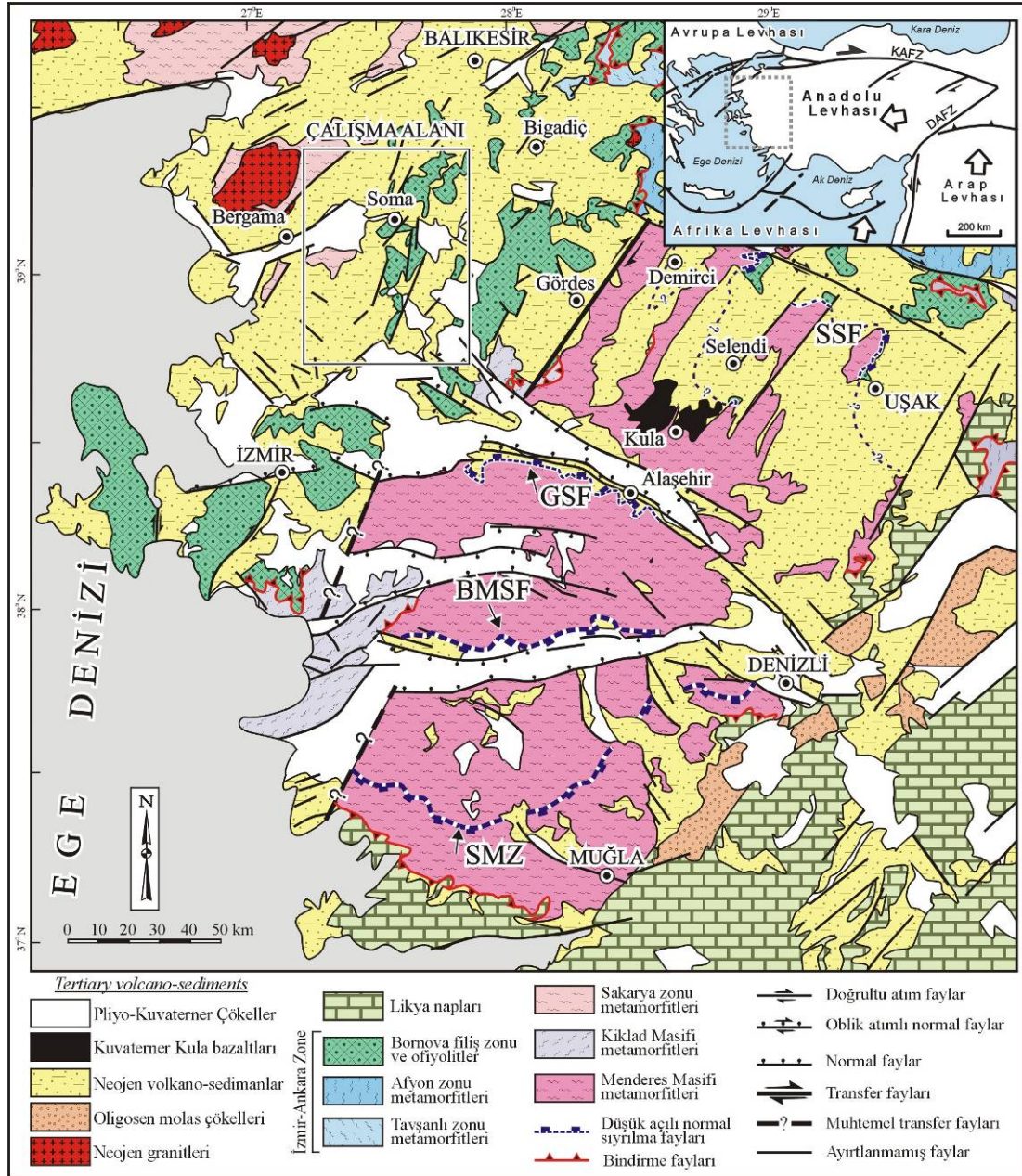
Bu çalışmanın amacı Soma ve çevresinde yüzlek veren Neojen yaşlı volkanik birimlerin havza çökelleri olan ilişkisini, volkanik kayaların petrografik ve jeokimyasal incelemesini amaçlar. Bu amaçla Soma ve çevresinde Neojen yaşlı birimlerin yüzlek verdiği alanlarda dokanak ilişkileri incelenmiş, birimlerden petrografik ve jeokimyasal amaçlı örnekler toplanmıştır. Petrografi amaçlı örneklerden 40 adet ince kesit Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit laboratuvarında hazırlanmış ve uygun görülen 37 örnek Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Örnek Hazırlama Laboratuvarında jeokimyasal analiz için hazırlanmıştır. Jeokimyasal analize gönderilecek örneklerin öncelikle altere olan kesimleri taş kesme makinasında temizlenmiş, taze olan kısımları 3-5 cm çaplarında olacak şekilde hazırlanmıştır. Bu örnekler daha sonra çeneli kırıcılardan geçirilerek 0,2-0,7 cm çapında olacak şekilde parçalanmış ve daha sonra tungstenkarbid halkalı öğütücüde ortalama 1,5-2,0 dakika öğütülerek pudra haline getirilmiştir. Hazırlanan pudra örnekleri jeokimyasal analizleri için Kanada'da bulunan ACME laboratuvarına gönderilmiştir.

1.3. Önceki Çalışmalar

Bu bölümün ilk kısmında öncelikle Batı Anadolu'daki Neojen yaşlı havzaların stratigrafik ve yapısal özellikleri verilecektir. Daha sonra havzaların oluşumları ile ilgili önerilmiş modeller özetlenmiştir. İkinci kısımda ise Batı Anadolu'daki Neojen yaşlı magmatik ürünler bölgelere göre özetlenecek ve magmatik aktivitenin kökeni ile ilgili önerilen jeodinamik modeller verilecektir. Son olarak Soma Havzası'nda yapılan önceki çalışmalar ayrıntılı olarak verilecektir.

1.3.1. Batı Anadolu'da Pliyo-Kuvaterner Graben ve Neojen Havzalarının Genel Özellikleri

Batı Anadolu' da başlıca iki tip havza bulunur: D-B gidişli Pliyo-Kuvaterner grabenler (örn., Gediz Grabeni, Şengör, 1987; Cohen ve diğ., 1995; Sarıca, 2000; Yılmaz ve diğ., 2000; Bozkurt, 2001; Sözbilir, 2001, 2002; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Çiftçi ve Bozkurt, 2009, 2010; Çiftçi ve diğ., 2011; Simav Grabeni, Seyitoğlu, 1997; Büyük Menderes Grabeni, Şengör, 1987; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Cohen ve diğ., 1995; Yılmaz ve diğ., 2000; Sarıca, 2000; Bozkurt, 2001) ve KD-GB uzanımlı havzalar (Soma Havzası, İnci, 1998a, 1998b, 2002; Bigadiç Havzası, Helvacı, 1995; Erkül ve diğ., 2005a, 2005b; Gördes Havzası, Seyitoğlu ve Scott, 1994; Ersoy ve diğ., 2011; Demirci Havzası, Yılmaz ve diğ., 2000; Ersoy ve diğ., 2011; Selendi ve Uşak-Güre havzaları; Ercan ve diğ., 1978, 1983; Seyitoğlu, 1997; Bozkurt, 2003; Ersoy ve Helvacı 2007; Ersoy ve diğ., 2008; Karaoğlu ve diğ., 2010) (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Batı Anadolu'nun geliştirilmiş tektonik haritası (Ersoy ve diğ. 2011'den). KAFZ-Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ-Doğu Anadolu Fay Zonu, SSF-Simav Sınırlama Fayı, GSF-Gediz Sınırlama Fayı, BMSF-Büyük Menderes Sınırlama Fayı, SMZ-Selimiye Makaslama Zonu.

1.3.1.1. Gediz Grabeni

Gediz grabeni Küçük Menderes Grabeni'nin kuzeyinde Alaşehir-Bornova arasında yer alır. Yaklaşık 150 km uzunluğunda D-B uzanımlı olan ve güncel olarak deformasyona uğrayan ve gelişen graben, genelde güney kenarında yer alan normal

faylar nedeniyle asimetrik bir yapıya sahiptir (Şekil 1.1; Koçyiğit ve diğ., 1999; Bozkurt ve Sözbilir, 2004).

Gediz grabeninde yapılan çalışmalar Bozkurt ve Sözbilir (2004) tarafından ayrıntılı olarak özetlenmiştir. Çalışmacılara göre grabende gözlenen tortullar şu şekilde gruplandırılır: (a) güneye eğilimlenmiş (*tilted*) ve kalk-alkali volkanik arakatıklar içeren alt Miyosen-alt Pliyosen yaşlı karasal kırıntılılar (Kurşunlu Formasyonu, Seyitoğlu ve Scott, 1996; Salihli grubu, Koçyiğit ve diğ., 1999; Alaşehir ve Kızıldağ grupları, Yılmaz ve diğ. 2000; Alaşehir ve Kurşunlu formasyonları, Seyitoğlu ve diğ., 2002); (b) bu birimlerin üzerine uyumsuzlukla gelen Pliyo-Kuvaterner yaşlı az pekleşmiş karasal kırıntılılar ve bazaltik lav akıntıları (Kula volkanitleri).

1.3.1.2. Küçük Menderes Grabeni

Küçük Menderes Grabeni Menderes Masifinin orta kesimlerinde, masifin çekirdeğini oluşturan metamorfik kayalar üzerinde gelişmiş D–B uzanımlı bir grabendir (Şekil 1.1). Küçük Menderes grabeni genel olarak Kuvaterner yaşlı çökelleri kontrol eden D–B uzanımlı normal faylardan oluşur. Ancak grabenin doğu kesimlerinde, Kiraz çevresinde Miyosen yaşlı volkanik ve tortul birimler de bulunmaktadır.

Rojay ve diğ. (2005) 'ne göre, Küçük Menderes Grabeni'inde, Neojen-Kuvaterner yaşlı çökeller bulunur. Bozkurt ve Rojay (2005) ve Rojay ve diğ. (2005)' nin Kiraz havzasında ayırtladıkları tortul ve volkanik kaya birimlerinin yaşları ile ilgili veri bulunmamaktadır. Bu çökeller ile ilgili en detay çalışma Emre ve Sözbilir (2005 ve 2006) tarafından verilmiştir. Çalışmacılara göre havza çökellerinin altında, 14.3 ± 0.1 ve 14.7 ± 0.1 My yaş veren andezitik kayalar bulunmaktadır. Bu birimler üzerine uyumsuzlukla orta Miyosen yaşlı Suludere Formasyonu gelmektedir. Bu birim görsel kireçtaşları ve kırıntılılardan oluşur. Suludere Formasyonu, kaba kırıntılı tortullardan oluşan Aydoğdu Formasyonu tarafından uyumsuz üstlenir. Bu birimler güncel alüvyon tarafından üstlenir.

1.3.1.3. Simav Grabeni

Simav Grabeni, Demirci, Selendi ve Uşak-Güre havzalarının kuzeyinde, Eğrigöz granitinin güney ucunda yer alan yaklaşık BKB–DGD uzanımlı Pliyo-Kuvaterner yaşlı bir grabendir (Şekil 1.1). Simav grabeninin güney sınırını oluşturan normal faylar, Demirci ve Selendi havzalarını keser ve ötelere konumdadır. Grabenin güney kenarındaki yaklaşık D–B uzanımlı normal faylar, çok iyi gelişmiş alüvyal yelpazeleri oluşturmuştur (Seyitoğlu 1997). Alüvyal yelpazeler çakıltaşları ve bloklular çakıltaşları ile uzak kesimlerinde daha ince taneli sedimanlardan oluşur.

1.3.1.4. Bigadiç Havzası

Bigadiç Havzası, Gördes ve Soma havzalarının kuzeyinde yer alır (Şekil 1.1). Türkiye'nin ve dünyanın en önemli bor yataklarını içeren Bigadiç Havzası'nın stratigrafisi Helvacı (1995), Helvacı ve Yağmurlu (1995), Helvacı ve Alonso (2000) ve Erkül ve diğ. (2005a ve 2005b) tarafından ortaya konmuştur. Buna göre Bigadiç Havzası'nın stratigrafisi erken Miyosen yaşlı ve bor içeren gölsel çökeller ve bunlarla giriklilik sunan farklı bileşimlerdeki volkanik birimlerden oluşur.

Bigadiç Havzası'nın temel kaya birimleri İzmir-Ankara Zonu'na ait kayalardan oluşur. Bu kaya birimleri Eosen yaşlı Başlamış Formasyonu ve Oligosen yaşlı kırıntılılar tarafından uyumsuz üstlenir. Neojen yaşlı volkano-sedimanter istif, tabanda andezit bileşimli volkanik kayalar ile başlar. Bu birimler Kocaışkan volkanitleri olarak isimlendirilmiştir (Erkül ve diğ. 2005a, 2005b). Bu volkanik birimler, bor mineralleri içeren gölsel tortullar ve eş yaşlı volkanik birimler tarafından uyumsuz üstlenir. Kocaışkan volkanitlerinden 23.0 ± 2.8 My yaş elde edilmiştir (Erkül ve diğ. 2005a, 2005b). Bu birimler Bigadiç volkano-sedimanter istifi olarak tanımlanır. Bigadiç volkano-sedimanter istifi altta alt kireçtaşları ile başlayıp, alt tuf birimi, alt borat zonu, üst tuf birimi ve üst borat zonu şeklinde devam edip üst kireçtaşları ve bunları üstleyen Şahinkaya volkanitleri ile son bulur. Bor mineralleri içeren gölsel tortul birimler ayrıca Kayırlar, Gölcük ve Sındırgı volkanitleri ile giriktir. Sındırgı volkanitleri 19.0 ± 0.4 ve 20.2 ± 0.5 My, Gölcük

bazaltı 19.7 ± 0.4 ve 20.5 ± 0.1 My, Kayırlar volkanitleri 20.6 ± 0.7 My, Şahinkaya volkanitleri ise 17.8 ± 0.4 My yaşlar vermiştir (Erkül ve diğ. 2005a, 2005b). Bütün bu birimler geç Miyosen–Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı tortullar ile uyumsuz üstlenir.

Erkül ve diğ. (2005a, 2005b) Bigadiç Havzası'nın KD–GB uzanımlı ve baskın olarak doğrultulu atımlı faylardan oluşan bir transfer zonu içinde oluştuğunu önermiştir.

1.3.1.5. Gördes Havzası

Gördes Havzası'nın temelini batıda İzmir-Ankara Zonu, doğuda ise Menderes Masifi'ne ait volkanik kayalar oluşturur (Şekil 1.1). Helvacı ve Yağmurlu (1995) ve Seyitoğlu ve Scott (1994)'e göre havza istifi üç formasyondan oluşur. Bunlar: Dağdere Formasyonu, Tepeköy Formasyonu ve Kuşlukköy Formasyonu'dur. Dağdere Formasyonu altta ofiyolitlerden türeme çakıllar içeren çakıltaşları ile başlayıp normal derecelenme ile üste doğru Menderes Masifine ait metamorfik kırıntılar içeren çakıltaşları ve kumtaşlarına geçer. İstifin en üstü çamurtaşları ve linyit ve marn düzeyleri ile son bulur.

Tepeköy Formasyonu, ofiyolitik temelden türeme çakıltaşları ile başlayıp üste doğru kırmızı renkli kumtaşları ile devam eder. İstifin en üstünde Kuşlukköyü Formasyonu ile yanal-düşey giriklilik sunar. Kuşlukköyü Formasyonu, tüfler, kumtaşları ve silisifiye kireçtaşlarından oluşur. Havza istifi kalk-alkali volkanik kayalar ile kesilir. Bu volkanik kayalar 17 ve 20 My arasında değişen radyometrik yaşlar vermiştir (Purvis & Robertson 2004). Purvis ve Robertson (2004) havzanın Erken Miyosen'de, Menderes Masifi'nin yüzeylenmesini kontrol eden sıyrılmaya faylarının üzerinde gelişen büyük ölçekli kıvrımların (*corrugation*) oluşturduğu çöküntülerde çökeldiğini ileri sürer.

Ersoy ve diğ. (2011), Gördes Havzası'nın stratigrafisini yenileyerek havza istifinin havza kenarları boyunca yüzlek veren Kızıldam Formasyonu ile başladığını, bu birimin havza içine doğru yanal ve düşey geçişli dokanak ile Kuşlukköyü

Formasyonuna değiştiğini, bu birimlerin de havza batısında küçük alanlarda yüzlek veren Gökçeler Formasyonu ile uyumsuz üstlendiğini göstermiştir. Ayrıca Kuşlukköyü Formasyonu havza kuzeyinde geniş yüzlekler veren ve başlıca riyolitik bileşimdeki Güneşli volkanitleri ile girik olduğunu belirtmişlerdir. Kızıldam ve Kuşlukköyü formasyonları ayrıca havza içinde yüzlek veren ve başlıca dasit-riyolit bileşimli Kayacık volkanitleri (merkezi volkanitler) tarafından kesildiğini yinelemişlerdir. Kızıldam Formasyonu havza kenarları boyunca yüzlek veren kırmızı-bordo renkli iyi pekleşmiş orta-iyi yuvarlaklaşmış çakıltaşlarından oluşur. Çakıltaşlarının bileşenleri havza batısında başlıca İzmir-Ankara zonu kayalarından türeme kireçtaşlarından, havza doğu kenarında ise Menderes Masifi'nden türeme gnays ve şistlerden yapıldır.

Purvis & Robertson (2004) tarafından önerildiğinin aksine, Ersoy ve diğ. (2011) Gördes Havzası'nın erken Miyosen'de düşük açılı sıyrılma fayları ile değil, havza kenarlarında izlenebilen doğrultu atımlı fay sistemleri ile kontrol edildiğini göstermiştir.

1.3.1.6. Demirci Havzası

Demirci Havzası batıda Gördes doğuda Selendi havzalarının arasında yer alır (Şekil 1.1). Havzanın kuzey bölümünün stratigrafisi ilk olarak İnci (1984) tarafından çalışılmıştır.

İnci (1984) Demirci Havzası'nın kuzey kesimlerinde yaptığı çalışmada, Neojen yaşlı sedimanter birimlerin, Paleozoyik yaşlı metamorfik ve Mesozoyik yaşlı metamorfik olmayan kayalar üzerine uyumsuz geldiğini belirtir. Metamorfik kayalar Menderes Masifi'ne ait granitik gnayslar, kuvarsitler, muskovit şistler, bantlı mermerlerden oluşur. Mesozoyik yaşlı birimler ise kristalize kireçtaşlarından yapıldır (Eskihisar kireçtaşı birimi). Bu temel kayaları tektonik bir dokanak boyunca bir araya gelmiştir. Temel birimleri üzerine uyumsuz gelen Neojen istifi yaklaşık 1000 m dir.

Demirci Havzası'nın bu kesimlerindeki Neojen istif yaklaşık 1000 m'dir ve Kürtköyü Formasyonu, Yeniköy Formasyonu, Mahmutlar Formasyonu, Demirci Formasyonu ve Sevinçler volkanitlerinden oluşur. Kürtköyü ve Yeniköy formasyonları, Ercan ve diğ (1978) tarafından Uşak Havzası'nda yapılan çalışmaya göre adlandırılmıştır. Demirci Havzası'nda Kürtköyü Formasyonu, başlıca gnays bileşenli çakıldaşları ve sarımsı kumtaşlarından oluşur. Çakıl bileşenleri ayrıca şist, kuvarsit ve rekristalize kireçtaşlarından yapıldır. İnci (1984), Kürtköyü Formasyonu'nun alt dokanağının metamorfik kayalar ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarıyla uyumsuz olduğunu belirtir. Kürtköyü Formasyonu'nun sedimentolojik özellikleri, birimin alüvyal yelpaze şeklinde çökeldiğini gösterir. Birim içinde fosil bulunamamış ve Uşak Havzası'ndaki Kürtköyü ile korele ederek yaşının erken-orta Miyosen olduğu belirtilmiştir. Kürtköyü Formasyonu üzerinde uyumlu gelen Yeniköy Formasyonu kumtaşları, kalkerli şeyl, az oranda kireçtaşı ve çakıldaşları ile tüfitten oluşur. Ercan ve diğ. (1978) baz alınarak yaşı Orta Miyosen olarak kabul edilmiştir. Birimin özellikleri alüvyal düzlük ortamında çökeldiğini belirtir.

Kürtköyü ve Yeniköy formasyonları üzerine uyumsuz gelen Mahmutlar Formasyonu Örcüler üyesi ve Akdere tüfünü içerir. Örcüler üyesi yeşilimsi renklere çakıldaş ve kumtaşlarından oluşur. Yaşı Orta-Geç Miyosen olarak kabul edilmiştir. Akdere tüfü ise kristal tüflerden oluşur. Yaşı Geç Miyosen olarak kabul edilmiştir. Bu birimler Demirci Formasyonu tarafından uyumlu üstlenir.

Demirci Formasyonu çakıldaşları, kumtaşları, şeyl, kireçtaşları ve tüfitten oluşur. Kireçtaşlarından elde edilen ostrakod yaşları, birimin Geç Miyosen-Erken Pliyosen'de çökeldiğine işaret eder. Yaklaşık 200m kalınlığındaki birim sığ ve durgun göl ortamında çökelmiştir. Birime ait ince kırıntılarda görülen çapraz katmanlanmalar, beslenmenin K-G ve KB-GD olduğuna işaret eder.

Sevinçler volkanitleri andezit, riyolit bleşimli lavlar ve tüflerle karakterize olur. Andezitler plajiyoklas, kuvars ve biyotit içerir. Sferulitler yaygındır. Riyolitler kahve-kırmızı renklidir. Bu birimler, Uşak Havzası'ndaki Karaboldere volkanitleri ile (Ercan ve diğ. 1978) korele edilmiştir.

İnci (1984), havzadaki yapısal unsurları başlıca KD-GB faylar ve bunları kesen KB-GD uzanımlı faylar şeklinde değerlendirmiştir.

Yılmaz ve diğ. (2000) Demirci Havzası'nın Neojen istifinin tabanda 1 m den iri bloklar içeren çakıldaşları (50–300 m kalınlığında) ile başladığını belirtir. Bu birim Borlu Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Çakıldaşlarının bileşenleri tabandaki Menderes Masifi'ne ait yüksek dereceli şistler ve gnayslardan oluşur. Bu birim yığın akması (*debris flow*) ve alüvyal fan (*alluvial fan deposits*) çökelleri şeklinde yorumlanmıştır. Birim K-KD gidişli en-echelon oblik faylarla sınırlandırılmıştır. Faylar sağ doğrultu atımlıdır. Faylardan havza içine doğru gidildikçe kaba taneli çökellerden düzgün katmanlı kumtaşı-silttaşı ardanmasına geçilir. 250 m kalınlığındaki bu birim Köprübaşı Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. İstif üstte marn ve şeyllerden oluşan Demirci Formasyonu ile biter.

Demirci Formasyonu üst kısımlarında kireçtaşları da içerir. Havzanın güney kesimlerinde ince taneli kırıntılı kayaçlar kül yağış çökellerinden (*ash-fall deposits*) oluşan piroklastik kayaçlar ile ardanır. Piroklastik kayaçların kalınlıkları daha kuzeyde, KD-uzanımlı faylar üzerinde yerleşmiş olan volkanik merkezlere gidildikçe artar. Volkanik merkezlerin çevresi latit ve dasit bileşimli lavlar, akma breşleri ve lahar breşleriyle çevrelenir. Bu volkanik kayaçlar Okçular Volkanitleri olarak isimlendirilmiştir. Bu volkanik kayaçlar İnci (1984) tarafından tanımlanan Sevinçler volkanitlerine karşılık gelir. Yılmaz ve diğ. (2000), bu volkanik kayaçların ve çevre bölgelerdeki volkanik birimlerin radyometrik yaşlarının 18–14 My olduğunu belirtmiş ve birimi Erken–Orta Miyosen olarak yaşlandırılmıştır.

Yılmaz ve diğ. (2000), Demirci Havzası'nda KD–GB uzanımlı havza sınırlayan fayların yanı sıra ikincil KB-uzanımlı sol doğrultu atımlı faylar bulunduğunu belirtir. Bu iki fay sistemi, erken-orta Miyosen döneminde K–G yönlü sıkışma rejimi altında oluşmuş fay sistemleri olarak yorumlanmıştır. Ayrıca, bu iki fay sistemi D–B uzanımlı faylar tarafından kesilir. Bu faylar ise K–G genişlemeye bağlı olarak Gediz ve Simav Grabenleri'nin oluşumu sırasında gelişmiştir.

Yılmaz ve diğ. (2000), Demirci Havzası'nda, yukarda anlatılan erken-orta Miyosen yaşlı volkano-sedimanter istifin uyumsuzlukla Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Adala Kireçtaşı (İnci (1984)'ün Demirci Formasyonu) tarafından üstlendiğini belirtir. Adala Kireçtaşı bazı bölgelerde metamorfik temeli üstler.

Ersoy ve diğ. (2011) Demirci Havzası'nın stratigrafisini yenilemiştir. Çalışmacılara göre havza istifinin temel kayalarını oluşturan Menderes Masifine ait metamorfik ve İzmir-Ankara Zonu'na ait ofiyolitik melanj birimleri arasındaki dokanak düşük açılı bir normal (sıyırılma) faydır ve bu fay Işık ve Tekeli (2001) tarafından Simav kuzeyinde tanımlanan Simav Sıyırılma fayı (SSF) ile koreledir. Ersoy ve diğ. (2011)'ne göre Demirci Havzası'nın istifi birbirinden açılmal uyumsuzluk ile ayrılan Hacıbekir ve İnay gruplarından oluşur. Hacıbekir grubu, tıpkı adını aldığı Selendi ve Uşak-Güre havzalarında olduğu gibi metamorfik kayalar üzerine SSF boyunca gelirken ofiyolitik melanj birimlerini uyumsuzlukla üstler. Çalışmacılara göre Hacıbekir grubu tabanda çakıltaşlarından oluşan Kürtköyü Formasyonu ve bunu uyumlu üstleyen ve başlıca kumtaşı-çamurtaşı aralanmasından oluşan Yeniköy Formasyonu'ndan yapılıdır. Hacıbekir Grubu ayrıca Sevinçler volkanitleri olarak isimlendirilen asidik volkanik kayalar ile giriklilik sunar. Hacıbekir grubu üzerine uyumsuzlukla gelen İnay grubu tabanda Akdere piroklastikleri ve Borlu Formasyonu'na ait çakıltaşları ile başlayıp havza içine yanal ve düşey geçiş ile Köprübaşı Formasyonu ve bunu uyumlu üstleyen Demirci Formasyonu'ndan oluşur. Ayrıca Borlu ve Köprübaşı formasyonları Asitepe volkanitlerine ait andezitik-dasitik volkanik kayalar ve Naşa bazaltına ait bazaltik kayalar ile giriklilik sunar. Aslında Naşa bazaltı Demirci Havzası'nın kuzeyinde, Simav grabeninin kuzeyinde kalmasına karşın Ersoy ve diğ. (2011) Pliyo-Kuvaterner yaşlı Simav grabeninin Demirci Havzası'nı kestiğini önerir. Bu nedenle daha kuzeyde Akdere Havzası (Seyitoğlu, 1997) olarak da bilinen bölgede yüzlek veren Naşa bazaltı Demirci Havzası'na dahil edilmiştir. Havzada ayrıca muhtemelen üst Miyosen yaşlı bazaltik lavlar (Taşokçular bazaltı) tanımlanmıştır. Tüm bu birimler Kuvaterner yaşlı Kula bazaltları ve güncel alüvyon ile örtülüdür.

Ersoy ve diğ. (2011)'ne göre Demirci Havzası'nın yapısal evrimi farklı fazlardan oluşmaktadır: (1) Hacıbekir grubunun çökelişini denetleyen SSF boyunca deformasyon; (2) İnay grubunun çökelişini denetleyen KD-GB gidişli oblik fayların meydana getirdiği deformasyon; (3) KB-GD gidişli doğrultu atımlı fayların meydana getirdiği deformasyon ve son olarak (4) D-B gidişli ve Simav grabenin oluşumunu denetleyen normal fayların meydana getirdiği deformasyon.

1.3.1.7. Selendi ve Uşak-Güre Havzaları

Selendi Havzası batıda Demirci ve doğuda Uşak-Güre havzaları arasında yer alır (Şekil 1.1). Havzanın kuzeyinde Simav, güneyinde Gediz grabenleri bulunur. Selendi Havzası'nın stratigrafisi ilk olarak Ercan ve diğ. (1983) tarafından çalışılmıştır. Araştırmacılara göre, Selendi Havzası'nın Neojen istifi, Paleozoyik–Mesozoyik yaşlı Menderes Masifi metamorfikleri ile Mesozoyik yaşlı İzmir-Ankara Zonu'na ait ofiyolitik melanj kaya birimleri üzerine uyumsuz gelmektedir. Ercan ve diğ. (1983) Selendi Havzası'nın Neojen istifinin, birbirinden açısız uyumsuzlukla ayrılan iki ana volkano-sedimanter seri halinde incelemiştir. Bunlar, orta–geç Miyosen yaşlı Hacıbekir grubu ve erken–geç Pliyosen yaşlı İnay grubudur. Hacıbekir grubu, tabanda genelde ofiyolitik çakıllardan oluşan Kürtköyü Formasyonu'na ait çakıltaşları ile bunları geçişli olarak üstleyen ve genelde sarı renkli kumtaşlarından oluşan Yeniköy Formasyonu'ndan oluşur. Yeniköy Formasyonu dasit-riyolit bileşimli Dikendere volkanitleri ile giriktir ve yine asidik bileşimli Karaboldere volkanitleri tarafından uyumlu üstlenir. Hacıbekir grubunu uyumsuz üstleyen İnay grubu, tabanda Ahmetler Formasyonu ve bunu uyumlu üstleyen Ulubey Formasyonu ile bu birimlerle girik Beydağ volkanitlerinden oluşur. Ahmetler Formasyonu, tabanda çakıltaşları ile başlayıp üste doğru kıltaşlarına geçer. Ulubey Formasyonu gölsel kireçtaşlarından oluşur. Beydağ volkanitleri andezitik lav ve piroklastik kayalardan oluşur. Ercan ve diğ. (1983), bu birimlerin Kuvaterner yaşlı Payamtepe volkanitleri, Asartepe Formasyonu'na ait çakıltaşları ve Kula volkanitleri ile uyumsuz üstlendiğini belirtir.

Seyitoğlu (1997), Selendi Havzası'ndaki volkanik kayalardan radyometrik yaşlar elde ederek birimlerin yaşlarını düzeltmiştir. Hacıbekir grubu içindeki volkanik kayalardan 18.9 My (K-Ar), İnay grubu içindeki volkanitlerden 15.5–14.9 My (K-Ar) yaşlar elde etmiştir. Buna göre Hacıbekir grubunun yaşı erken Miyosen, İnay grubunun yaşı ise erken–orta Miyosen'dir. Seyitoğlu (1997), Selendi Havzası'nın yaklaşık K–G gidişli yüksek açılı faylar ile kontrol edildiğini önermiştir. Buna karşın Ersoy ve diğ. (2010) bölgede metamorfik kayalar ile ofiyolitik melanj birimleri arasındaki dokanağın düşük açılı normal fay olduğunu ve Hacıbekir grubunun çökelimin bu fay ile kontrol edildiğini önermiştir.

Purvis ve Robertson (2004) ise havza istifini, tortulların fasiyes özelliklerine göre incelemiş ve alüvyal düzlük çökelleri ile başlayıp tuf arakatlı gölssel fasiyesle devam eden Miyosen yaşlı tek bir havza dolgusu önermişlerdir. Purvis ve Robertson (2004), havzanın, daha güneyde yer alan ve D–B uzanımlı kabuksal ölçekli bir sıyrılma fayının üzerinde gelişen senklinal yapılı çöküntü alanlarında pasif olarak çöktüğünü ileri sürmüştür. Ersoy ve Helvacı (2007), Hacıbekir grubunun metamorfik kayaları düşük açılı bir normal fay boyunca üzerlediğini, ancak İnay grubunun metamorfikleri uyumsuzlukla üstlediğini göstermiştir. Ayrıca havzada 6 farklı volkanik birim ayırtlamışlardır.

Ersoy ve diğ. (2008), Selendi Havzası'nın stratigrafisini yenileyerek havzanın evrimini farklı evrelerde incelemiştir. Çalışmacılara göre havza istifi Hacıbekir ve İnay gruplarından oluşmaktadır. Hacıbekir grubu, Ersoy ve diğ. (2008)'ne göre asidik bileşimli Eğreldağ volkanitleri ve mafik karakterli Kuzayır lamproiti ile giriklilik sunan Kürtköyü ve Yeniköy formasyonlarından oluşur. İnay grubu ise andezitik-dasitik Yağcıdağ volkanitleri ve bazaltik Orhanlar bazaltı ile giriklilik sunan Ahmetler ve Ulubey formasyonlarından yapıldır. Ayrıca bu birimler Kocakuz Formasyonu ve Kabaklar bazaltı ile uyumsuz olarak üstlenir. Ersoy ve diğ. (2008)'ne göre Selendi Havzası'nın evrimi erken Miyosen'de Simav Sıyrılma fayı (SSF) ile korele olan düşük açılı normal fayın deformasyonu ile başlamıştır. Daha sonra orta Miyosen'de İnay grubunun çökelimin denetleyen KD-GB uzanımlı oblik atımlı faylar ile deforme olan havza üst Miyosen'de Kocakuz ve Kabaklar bazaltının

yerleşimini kontrol eden KD-GB ve KB-GD uzanımlı faylar ile deforme olmuştur. Pliyo-Kuvaternerdeki son evrede ise havza Simav grabeni ile kesilmiştir.

Uşak ve Güre havzaları Batı Anadolu'da Menderes Masifi'nin en doğu ucunda yer alır. Havza istifi Menderes Masifi'ne ait metamorfik kayalar ve İzmir-Ankara Zonu'na ait melanj kayaları üzerinde gelişmiştir (Ercan ve diğ. 1978; Seyitoğlu 1997; Karaoğlu ve diğ., 2010). Havza istifi, volkanik arakatıklar içeren iki büyük birimden oluşur. Bunlar Hacıbekir ve İnay gruplarıdır. Hacıbekir grubu, altta çakıltaşlarından oluşan Kürtköyü Formasyonu ve daha üstte kumtaşlarından oluşan Yeniköy Formasyonu'ndan oluşur. Bu birimler, açılı uyumsuzlukla İnay grubuna ait Ahmetler Formasyonu tarafından üstlenir. Ahmetler Formasyonu, gölsel kireçtaşlarından oluşan Ulubey Formasyonu tarafından uyumlu üstlenir. Bu birimler Beydağ volkanitleri olarak isimlendirilen andezitik volkanik kayalar ile giriklilik sunar. Ayrıca Payamtepe volkanitleri olarak isimlendirilen bazik lav akıntıları, İnay grubunu uyumlu üstlemektedir. Seyitoğlu (1997)'ya göre, Hacıbekir grubu erken Miyosen (20.0–18.9 My), İnay grubu ise orta Miyosen (>14 My yaşlıdır). Bu birimler, karasal çakıltaşlarından oluşan Asartepe Formasyonu tarafından uyumsuzlukla üstlenir. Tüm birimler üzerine Pliyo-Kuvaterner yaşlı Kula volkanitlerine ait bazaltik lavlar ve güncel sedimanlar gelir. Seyitoğlu (1997), Uşak-Güre havzalarının yaklaşık K-G doğrultulu oblik-atımlı faylar ile kontrol edildiğini önermiştir.

Karaoğlu ve diğ. (2010), Uşak Havzası'ndan elde ettiği stratigrafik verilere göre havza istifinin tabanında bulunan Kürtköyü Formasyonu'nun sıyrılma fayı ile metamorfik kayaları üstlediğini, ancak ofiyolitik melanj birimlerini uyumsuz üstlediğini göstermiştir. Ayrıca daha önce erken Miyosen yaşlı Hacıbekir grubuna dahil edilen volkanik birimlerin aslında İnay grubu içinde yer aldığını önermiştir. Çalışmacılar İnay grubu içerisinde Beydağ volkanitleri ve Payamtepe volkanitlerini ayırtlamışlardır. Havza içinde yer alan volkanik birimlerden elde edilen radyometrik yaşlara göre İnay grubu orta Miyosen değil erken Miyosenin sonundan itibaren oluşmaya başlamıştır.

1.3.2. KD-GB Uzanımlı Havzaların Oluşum Modelleri

İlgili literatür ışığında Batı Anadolu KD uzanımlı havzalarının oluşum mekanizmaları ve yaşları ile ilgili görüşleri şu şekilde özetlenebilir:

1. Erken Miyosen yaşlı KD-uzanımlı havzalar, Neo-tetis okyanusunun İzmir-Ankara Zonu boyunca kapanmasını takiben, Anatolid bloğu ve Sakarya kıtasının devam eden yaklaşması sonucu, Paleojen K-G sıkışma rejimi altında paleo-tektonik Tibet-tipi çapraz grabenler şeklinde oluşmuşlardır ve Tortoniyen' den itibaren gelişen neo-tektonik dönemde, K-G açılma rejimi altında Ege-tipi çapraz grabenler olarak bir önceki yapıların yerini almışlardır (*replacement structures*; Şengör, 1979, 1987; Şengör ve diğ., 1985; Bozkurt, 2003).

2. Hem KD-uzanımlı havzalar, hem de D-B gidişli grabenler en geç Oligosen-erken Miyosen' den itibaren K-G açılma rejimi altında eş yaşlı biçimde oluşmaya başlamışlardır (Seyitoğlu and Scott 1991; 1992, 1994; 1996; Seyitoğlu, 1997; Okay and Satır, 2000).

3. Soma Havzası'nda çalışan İnci (2002) KD-GB uzanımlı havzaların, K-G açılma rejimi ile değil, Anadolu-Avrasya levhalarının çarpışmasını takiben dağ arası çöküntü havzaları şeklinde geliştiğini iddia eder.

4. Purvis ve Robertson (2004)'a göre, KD-GB uzanımlı havzaların, Menderes Masifi'nin yüzeylemesini kontrol eden bölgesel ölçekli Simav Sıyrılma Fayının üzerinde gelişmiş olan çöküntü alanlarında, genişleme tektoniğinden sonraki aktivitesini takiben oluşmaya başlamış ve bu *supra-detachment* havzalarda pasif olarak klastik sedimantasyon gelişmiştir.

5. Yukarıdaki modellerden birçoğunun sadece bazı durumlarda geçerli olduğunu ifade eden Ersoy ve diğ. (2010 ve 2011)'e göre KD-GB uzanımlı olan Demirci, Selendi, Emet ve Güre havzaları, Menderes Masifi'nin erken Miyosen'deki ilk çöküşü sırasında, Purvis ve Robertson (2004) tarafından önerildiği gibi SSF'in tavan bloğundaki geniş ölçekli kıvrımlarda pasif olarak değil, fayın aktivitesi ile eş yaşlı (aktif) oluşmaya başlamıştır (Hacıbekir grubunun çökelişi). Daha sonra masifin orta Miyosen'deki ikinci evre çöküşünü simgeleyen Gediz Sıyrılma fayının tavan bloğunda meydana gelen KD-GB uzanımlı oblik faylar ile deforme olan havzalarda, Şengör (1979)'un modeline uygun olarak, KD-GB uzanımlı oblik ve doğrultu atımlı

fay sistemleri orta Miyosen sedimantasyonunu ve volkanizmasını kontrol etmiştir (İnay grubunun çökelişi). Diğer modellerden farklı olarak, Ersoy ve diğ. (2010 ve 2011)'e göre, geç Miyosen'deki üçüncü evrede, KD-GB ve KB-GD uzanımlı doğrultu atımlı faylanma ile deforme olan havzalarda yersel karasal çökeller ve bazaltik çıkışlar meydana gelmiştir. Ayrıca Ersoy ve diğ. (2010 ve 2011), diğer modellerden farklı olarak, Gördes Havzası'nın erken Miyosen'de Menderes Masifinin batı kenarında, masifin yükselmesine yardımcı olan KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylanmalar ile meydana geldiğini gösterir. Tüm lar Pliyo-Kuvaternerdeki son evrede is D-B uzanımlı normal faylar ile kesilmiştir. Bu bakımdan masifin yükselmesi ve havza oluşumu arasında sıkı bir ilişki vardır. Menderes Masifinin yüzeylemesini batıda Gördes havzasını oluşturan KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı faylar, kuzeyde ise SSF (erken Miyosen) ve GSF (orta Miyosen) kontrol etmiştir.

1.3.3. Batı Anadolu'da Diğer Neojen Yaşlı Magmatik Bölgeler

1.3.3.1. Biga Yarımadası ve Çevresi

Biga yarımadasındaki ilk volkanik aktivite Bayramiç volkanitleri ile simgelenir (Genç, 1998). Bayramiç volkanitleri başlıca andezitik-dasitik lav ve piroklastik kayalardan oluşur. Bayramiç volkanitleri ince taneli kırıntılılardan oluşan sedimanter kayalar ile arakatkılıdır. Birbirleri ile geçişli olan volkanik ve sedimanter kayalar “alt volkanik topluluk” olarak isimlendirilmiştir (Genç, 1998). Alt volkanik topluluk üzerine uyumsuz gelen andezit, latit, riyolit, bazaltik andezit, bazaltik trakiandezit lavları ve bunların piroklastik eşleniklerinden oluşan istif (Ayvacık volkanitleri) “üst volkanik topluluk” olarak isimlendirilmiştir. Üst volkanik topluluk gölgesel kireçtaşları ile ardalanmalıdır.

Bayramiç volkanitlerinden elde edilen radyometrik yaşlar 31.1 ± 0.7 ve 27.6 ± 0.6 My arasında değişmektedir (Ercan ve diğ., 1985, 1996). Üst volkanik topluluk olarak isimlendirilen kayaların radyometrik yaşları 21.9 ± 1.4 ve 15.3 ± 0.3 My arasında değişir (Borsi ve diğ., 1972; Ercan ve diğ., 1996). Karasal çökeller ile ardalanmalı

olan alkali bazaltların yaşları $9 \pm 0,4$ ile 3,85 My arasında değişmektedir (Borsi ve diğ., 1972; Ercan ve diğ., 1996). Alt ve üst volkanik topluluğa ait kalk-alkali kayaçların sıkışma; alkali bazaltların ise açılma tektoniği altında oluştuğu kabul edilmiştir (Genç, 1998).

1.3.3.2. Kozak Bölgesi

Kozak plütununun yerleşimi ile başlayan magmatik aktivite geç Oligosen-Erken Miyosen boyunca etkin olmuştur. Plüton, yarı derinlik eşdeğerleri çevresinde gözlenmektedir. Kısmen erken Miyosen boyunca granitin bölgeye yerleşimi ile eş yaşlı olan volkanik kayalar tarafından çevrelenmiştir (Akal ve Helvacı, 1999; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998).

Bu bölgede görülen volkanik kayaçlar başlıca piroklastikler ve lavlar şeklinde gelişmiştir. Volkanik kayaçların bileşimleri, dasitik-riyolitik bileşimden bazaltik andezite kadar değişim gösterir. Volkanizma altta felsik bileşimden başlayıp üste doğru ortaç bileşime doğru değişim sunar. İstifin en üstünde bazaltik andezit ve bazalt bileşimli lav akmalari görülür.

Kalk-alkali karakterdeki ortaç ve asidik volkanik kayaçlardan alınan radyometrik yaşlar (20.8-15 My; Borsi ve diğ., 1972) volkanik aktivitenin Erken-Orta Miyosen döneminde geliştiğini gösterir.

1.3.3.3. Ezine-Ayvacic Bölgesi

Ezine-Ayvacic alanında magmatik kayaçlar baskındır. Bölgede magmatizma metamorfik temel kayaçların içine yerleşmiş olan Kestanbol graniti ile başlar. Volkanik kayaçlar litolojik özelliklerine göre iki ana gruba ayrılır. Güney kesimde ignimbritler baskın iken kuzey kesimde lavlar ve piroklastik çökeller baskındır (Karacık ve Yılmaz, 1998).

Volkanik kayaçlar iki ana grupta toplanmıştır (Karacık ve Yılmaz, 1998). Bunlar kuzeyde Ayvacic volkanitleri ve güneyde Balabanlı volkanitleridir. K/Ar yöntemi ile

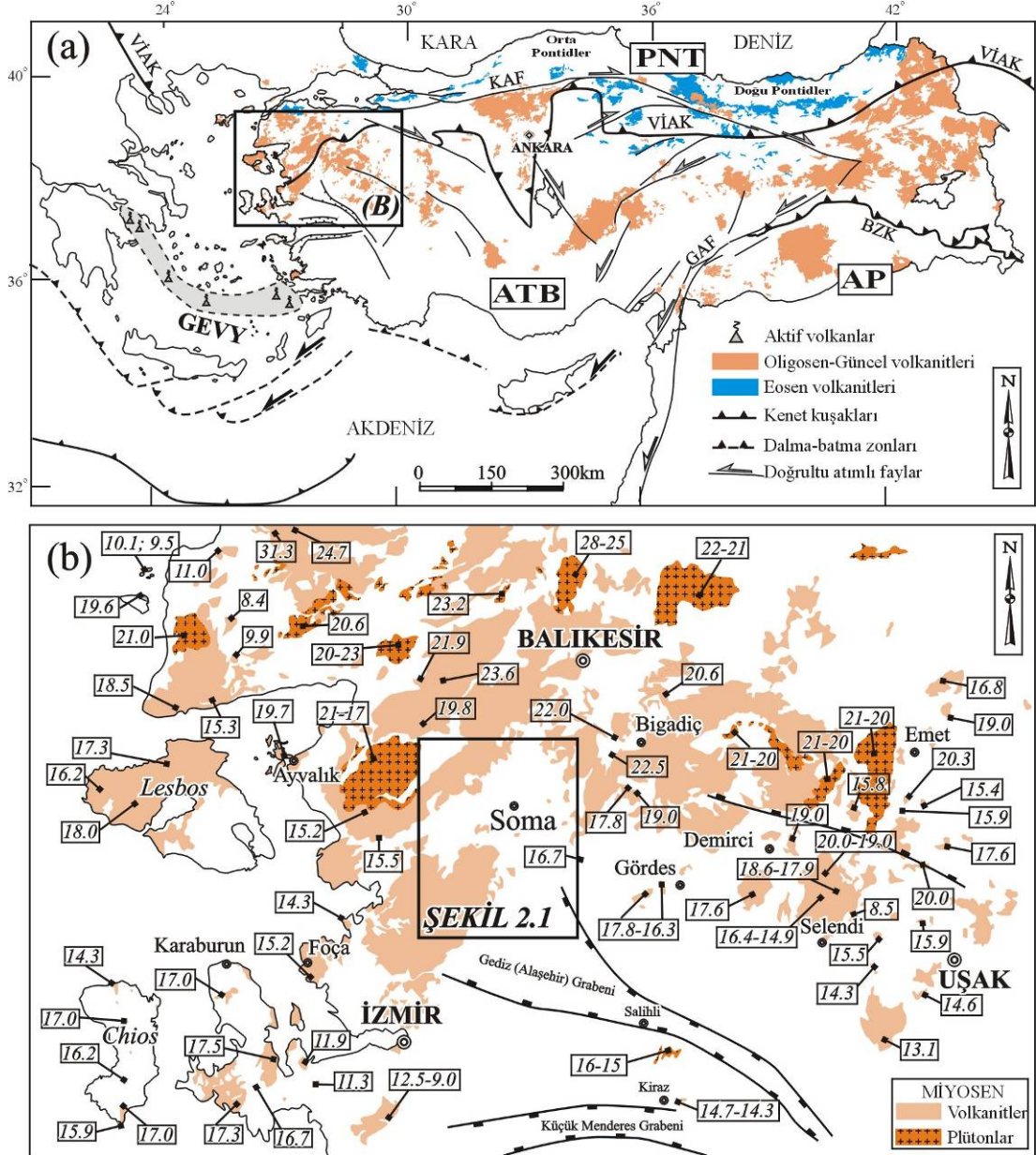
bunların $21.5-15.9 \pm 0.4$ (Borsi ve diğ., 1972; Ercan ve diğ., 1996) yaşında oldukları saptanmıştır. Ayvacık volkanitleri iyi tabakalanmış piroklastik döküntü çökelleri ve lav ardalanması içerir. Balabanlı volkanitleri ise piroklastik kayalardan oluşmuştur. Kayalar arasında ignimbiritler baskındır (Karacık ve Yılmaz, 1998). Ezine-Ayvacık bölgesindeki plütonik, hipabisal ve volkanik kayaların kısmen eşyaşlı ve eşkökenli topluluklarının, bir kaldera çöküntüsü ile ilişkili olduğu düşünülmüştür (Karacık ve Yılmaz, 1998).

1.3.3. Batı Anadolu'da Neojen Magmatik Aktivitesinin Kökeni

Batı Anadolu Neojen volkanizması ve tektonizma arasındaki ilişki birçok yönüyle araştırmacıların ilgisini çeken bir konudur. Magmatik kayaların kimyalarındaki zamana bağlı değişimin tektonik aktivite ile ilişkisi ve değişim mekanizması tartışılan bir konudur. Genel olarak, Batı Anadolu'da kalk-alkali ortaç-asidik volkanitler Erken-Orta Miyosen yaş aralığında toplanırken, alkali karakterli bazaltik volkanitler Geç Miyosen-Pliyosen döneminde görülür. Diğer taraftan tektonik faaliyetlerdeki değişimin yaş aralığı hakkında henüz bir fikir birliği yoktur. Çalışmacıların bir grubu (Yılmaz, 1989; Güleç, 1991; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Yılmaz ve diğ., 2001) volkanizmanın karakterindeki bu değişimi, K-G yönlü sıkışma rejiminin Orta Miyosen'den sonra K-G yönlü açılma rejimine bırakmasına bağlarken, bir grup çalışmacı ise (Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve diğ., 1997) açılma rejiminin başlangıcını en Geç Oligosen-Erken Miyosen olarak yorumlamakta ve volkanizmanın karakterindeki bu değişimi astenosferik katkının artması ve giderek alkali karakter kazanması şeklinde açıklamaktadır .

Batı Anadolu'daki Neojen volkanizmasının petrojenetik kökeni ve evrimi son 30 yıldır birçok çalışmaya konu olmuştur. Yapılan çalışmaların sonuçlarına göre Oligosen'den günümüze doğru volkanik kayalar zamansal, konumsal ve bileşimsel farklılıklar sunarlar. Batı Anadolu'nun en kuzeyinde Eosen yaşlı volkanik kayalar yüzlek verirken güneye doğru Oligosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanik kayalar görülür (Şekil 1.2). Erken Miyosen'den orta Miyosen'e kadar olan volkanizma yüksek-K'lu kalk-alkaliden şösonitik karaktere değişen bazaltik andezit-

andezit-dasit-riyolit topluluğu ile simgelenir. Volkanik kayaların bileşimleri yaşlıdan gence doğru bazikleşir. Orta Miyosenden itibaren görülen volkanitler şoşonitik, ultrapotasik ve yer yer lamproitik karakterdedir. Üst Miyosen’de alkali bazaltlar, Pliyo-Kuvaterner’de ise Na-alkali bazaltlar (örn. Kula volkanitleri) görülür.



Şekil 1.2. (a) Anadolu'nun tektonik haritası ve bölgedeki Senozoik magmatik kayalarının dağılımı. GEVY: Güney Ege Volkanik Yayı; VİAK: Vardar-İzmir-Ankara-Erzincan Kenedi; BZK: Bitlis-Zagros Kenedi; PNT: Pontidler; ATB: Anatolid-Torid Bloğu; AP: Arap Platformu; KAF: Kuzey Anadolu Fayı; GAF: Güney Anadolu Fayı. (b) Batı Anadolu'da Miyosen magmatik kayalarının dağılımı ve radyometrik yaşları.

Fytikas ve diğ. (1984) Batı Anadolu ve Ege adalarındaki Neojen volkanizmasının Ege dalma-batma zonu ile ilgili olduğunu önermiştir. Eosen'den orta Miyosen'e kadar olan volkanizma tipik olarak dalma-batma zonu volkanizmasıdır. Volkanizmanın kuzeyden güneye gençleşmesi ise dalma batma zonunun zaman içinde güneye göçü ile açıklanır (Borsi ve diğ., 1972; Fytikas ve diğ., 1984; Floyd ve diğ., 1998; Ring ve diğ., 1999; Okay ve Satır, 2000; Erkül ve diğ., 2005a, 2005bb; Innocenti ve diğ., 2005). Pliyo-Kuvaterner alkali bazaltik volkanizması ile yiten levhanın kopması ve astenosferik ergime modeli şeklinde düşünülür (Fytikas ve diğ., 1984).

Yılmaz (1989, 1990), geç Oligosen-erken Miyosen kalk-alkali volkanizmasının, orta Miyosene kadar olan sıkışma tektoniği sonucunda (A-tipi dalma batma) kabuktaki kalınlaşmalara bağlı olarak gelişen anatektik ergiyikler ve manto malzemesinden türeyen mafik ergiyiklerin karışması sonucunda oluştuğunu önermiştir. Orta Miyosen'den itibaren ortaya çıkan genişlemeli tektonik ise litosfer tabanında basınç azalmasına bağlı ergimeleri tetiklemiş ve alkali bazik bileşimli volkanizmayı üretmiştir (Yılmaz, 1989, 1990; Güleç, 1991; Ercan ve diğ., 1996; Genç, 1998; Altunkaynak ve Yılmaz, 1998; Yılmaz ve diğ., 2001; Akay ve Erdoğan, 2004).

Seyitoğlu ve diğ. (1997), Batı Anadolu'da genişleme tektoniğinin, aşırı kalınlaşan litosferin orojenik çöküş süreçleri ile geç Oligosen'den itibaren başladığını öneren Seyitoğlu ve Scott (1991)'i temel alarak Batı Anadolu Neojen volkanizmasının orojenik çöküşü sırasında litosferde meydana gelen ergimelere bağlamıştır. Volkanik kayaların bileşimlerinin zaman içinde asidikten baziğe doğru değişmesi, litosferin incilmesi ve böylece kabuk katkısındaki azalmaya bağlanmıştır.

Aldanmaz ve diğ. (2000), KB Anadolu'da yüzlek veren Neojen volkanik kayaları üzerine yaptığı ayrıntılı çalışmada geç Oligosen-erken Miyosen volkanizmasını, çarpışma sonrası kalınlaşmış olan litosferin köklerinin kısmen kopması yoluyla (delamination) litosferdeki termal bozunuma ve ergimesine bağlamıştır.

Altunkaynak ve Dilek (2006) ve Altunkaynak (2007) KB Anadolu'daki volkanik kayalarda $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranlarını kullanarak, bölgedeki çarpışma sonrası volkanizmanın evrimini yorumlamışlardır. Eosen'den itibaren sıkışma rejiminin etkisinde kalan kabuğun kalınlaşmasına bağlı olarak volkanik kayalarda Eosen'den Oligosen'e doğru Sr izotop içeriklerinde artış meydana gelmiştir. Bununla birlikte, erken Miyosen'den itibaren volkanik kayalardaki azalan $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ içerikleri kabuğun incilmesi ve böylece azalan kabuksal etki şeklinde yorumlanmıştır.

Innocenti ve diğ. (2005), Tonarini ve diğ. (2005) ve Agostini ve diğ. (2005), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ve $\delta^{11}\text{B}$ izotop analizlerini kullanarak Ege bölgesindeki orojenik volkanizmanın gelişiminde Ege dalma-batma zonunun önemini vurgulamışlardır. Çalışmacılar, Batı Anadolu'daki Miyosen volkanizmasının aktif dalma-batma zonu üzerinde geliştiğini, Pliyo-Kuvaterner yaşlı OIB tipi volkanizmanın ise yiten levhanın kıvrımlanmış ve yırtılmış kesiminde gerçekleşen astenosferik yükselmelere bağlamışlardır.

Ersoy ve Helvacı (2007), Selendi çevresinde erken Miyosen yaşlı alkali lamproitik lavların varlığını göstermiştir.

Ersoy ve diğ. (2008) ve Helvacı ve diğ. (2009), sırasıyla Selendi (Manisa) ve Karaburun yarımadası (İzmir) çevresindeki Miyosen volkanizmasının amfibol içerikli granat-lerzolitik bir manto kaynağından türediğini önermişlerdir.

Pe-Piper ve diğ. (2009), Batı Anadolu ve Ege Denizi adalarındaki yaygın geç Senozoyik volkanizmasının post-orojenik olduğunu ve bu evrede meydana gelen şoşonitik kayaların levha altına Mesozoyik öncesi bir dönemde yerleşmiş olan bazaltik bir magmanın (*underplated basalt*) meydana getirdiği amfibolitik bir kaynak kayacının ergimesi ile oluştuğunu öne sürmüştür.

Ersoy ve diğ. (2011), batı Anadolu'daki yüksek Mg'lu ve nispeten ilksel bileşimli bazaltik lavların jeokimyasalını incelemiş ve Miyosen volkanik kayalarının K (ve diğer uyumsuz element) içeriklerinin batıdan doğuya gittikçe arttığını ve batıda

yüksek-K karakterli volkanitlerin, doğuda ise şoşonitik ve ultra-K karakterli volkanitlerin varlığını ortaya koymuştur. Çalışmacılar, tüm volkanik kayaların zenginleşmiş ve böylece ilksel mantoya benzeyen bir mantodan türediğini ve hepsinin kökeninde yitim ilişkili zenginleşmenin varlığını önermiştir. Ayrıca, bütün kaya gruplarının benzer izotop içeriklerine sahip olması nedeniyle, doğudaki şoşonitik ve ultra-K karakterli volkanitlerin iz element içeriklerinin ise orojenik çöküşün olduğu (Menderes Masifinin yüzeylemesini kontrol eden çöküş) bu bölgede daha kalın olan litosferik manto içinde meydana gelen çoklu ergime ve ergiyik-yankayaç etkileşimi ile meydana gelebileceğini önermiştir.

1.3.4. Soma Havzasında Yapılan Önceki Çalışmalar

Bölgedeki en eski çalışmalardan Philippon (1910) ve Kleinsorge (1941), Soma çevresinde yüzlek veren Tersiyer birimlerinin yaşının Miyosen olduğunu belirtmiştir.

Brinkmann ve diğ. (1970) Soma ve çevresinde yaptıkları jeolojik çalışmada bölgenin en yaşlı kaya grubunun filiş fasiyesi kayalarına yakın benzerlik gösteren “grovak-şist” birimi olduğunu ve bunların kuvars (%50-60), az oranda mika, feldispat (%10-25), kumtaşı, şist ve migmatit kırıntıları (%10-20), ile bunları saran karbonatlı hamurdan oluştuklarını belirtir. Birim siyah kalker ve koyu yeşil renkli volkanik arakatkıları içerir. Grovaklar içindeki foraminifer ve ekinoderm kalıntıları denizel kökene işaret eder. Çalışmacılar, bu birim içerisinde çeşitli büyüklüklerde karbonat bloklarının da bulunduğuna dikkat çekmiştir. Çalışmacılara göre bu birimlerin yaşı Karbonifer-Devoniyen arasındadır. Ancak kalkerlerin üst Kretase’ye kadar çıktığını belirtirler. Brinkmann ve diğ. (1970) bölgede yüksek kotlu tepeleri oluşturan breşik karbonatlı kayaların fosil içeriklerine göre Jurasik yaşlı olduğunu göstermiştir. Çalışmacılar, Tersiyer yaşlı ve kömür içeren birimleri daha ayrıntılı incelemişlerdir. Buna göre, Tersiyer yaşlı birimler, temel kayaları üzerinde gelişen taban çakıltaşı üzerine gelen killi ve kömür içerikli “alt linyit” tabakası, bunun üzerinde bulunan marnlar ve kireçtaşlarından oluşan bir birim, daha üstte “orta linyit” tabakası ve “kum-kil” birimi ile bunları üzerleyen “üst linyit” tabakası gelmektedir. Bu birimler, Brinkmann ve diğ. (1970)’ e göre Miyosen yaşlı olup

Pliyosen yaşı tuf-marn, silisli kireçtaşı ve andezit lavlarından oluşan birimler tarafından üstlenir. Çalışmacılara göre tüm bu birimler Kuvaterner yaşı bazalt ve alüvyonlar tarafından uyumsuz üstlenir.

Nebert (1978), Soma bölgesinde başlıca Paleozoik yaşı grovak ve Mesozoyik yaşı karbonatlardan oluşan temel kayaları üzerine uyumsuz gelen Neojen yaşı birimleri Orta-Üst Miyosen Soma Formasyonu ile Alt Pliyosen Deniz Formasyonu olarak inceler. Çalışmacıya göre bu birimler ayrıca Kuvaterner sedimanter birimler ile uyumsuz üstlenir. Neojen birimler ilk tektonik evrede çökelmiş ve ikinci tektonik evrede deforme olarak hors-graben yapıları meydana gelmiştir. Araştırmacıya göre Soma Formasyonu 5 formasyon serisinden oluşur. Bunlar (1) taban serisi, (2) alt linyit serisi, (3) marn serisi, (4) kireçtaşı serisi, (5) orta linyit serisi. Bazal seri yer yer bloklar içeren taban çakıltaşlarından ve bunları üzerleyen çakıltaşı, kumtaşı ve kilaşı ardalanmasından oluşur. Alt linyit serisi yaklaşık 20 m kalınlığındadır. Marn serisi ortalama 100 m kalınlığa ulaşabilmektedir. Kireçtaşı serisi ortalama 50-60 m kalınlıktadır. Nebert (1978), Deniz Formasyonu'nu da beş ayrı birimde inceler. Bunlar, (1) kum-kil serisi, (2), üst linyit serisi, (3) tuf-marn serisi, (4) ince çakıllı (silisli) kalker serisi, (5) tuf-aglomera serisi. Bu birimler Pleistosen yaşı seri ile üstlenir. Bu birimler (1) Pleistosen taban serisi, (2) Pleistosen linyit serisi, ve (3) Pleistosen kalker serisidir. Nebert (1978)'e göre bölgedeki volkanik kayalar, andezitler ve daha genç olan bazaltlardan oluşur.

Ercan ve diğ., (1985 ve 1987), Batı Anadolu'da yüzlek veren Senozoik yaşı volkanitlerin jeokimyasını incelemiş ve Soma Havzası'nda yüzlek veren volkanik kayalardan Dededağ bazaltının latit ve trakiandezitik bileşimlere, Adilköy bazaltının ise bazaltik ve trakibazaltik bileşimlere sahip olduğunu göstermiştir.

Gemici ve diğ. (1997), Soma kömür havzasının fosil makro ve mikrofaunasını incelemişlerdir. Araştırmacılara göre kömür içeren istifin yaşı Orta Miyosen'dir (Erken Serravaliyen).

İnci (1998a), Soma Formasyonu'nda Orta Linyit serisi olarak isimlendirilen karbonatça baskın birimlerin fasiyes özelliklerini inceleyerek iki fasiyes topluluğu ve sekiz fasiyes ayırtlamıştır. Bu birimler ince taneli silisiklastik kayalar, linyit ve tatlı-su karbonat kayaları içerir. Çalışmacı, birimlerin sedimentolojik, stratigrafik ve paleontolojik özellikleri ve bölgesel jeolojik özellikler temelinde bölgedeki temel kayaları üzerinde alüvyal ve taşkın düzlüğü, sığ tatlı-su karbonat gölleri ve göl kenarı ortamlar ile orman ve bataklık ortamlarının geliştiğini önermiştir. İnci (1998a), bu çökelim ortamlarının “dağ-arası” havzada (intramontane basin) geliştiğini önerir.

İnci (1998b), Soma Havzası'ndaki linyit içeren Miyosen sedimantasyonunun kalk-alkali volkanizma ve volkaniklastik çökelimle kontrol edildiğini önerir. Çalışmacıya göre Soma Formasyonu'nu uyumsuzlukla üzerleyen ve volkanizma ile ilişkili gelişen Deniz Formasyonu iki kaya topluluğu ile simgelenir. Bunlar (1) havzanın çökelim eksenini boyunca gelişen yeşil renkli ve ince taneli, kumtaşı baskın alüvyal-gölsel çökeller ile (2) havzanın kuzey kesimlerinde görülen ve volkanik püskürmeler ile eş-yaşlı gelişmiş olan volkaniklastik apron çökelleridir. Volkanoklastik apron çökelleri inceden kabaya değişen tane büyüklüklerinde volkaniklastik/piroklastik kayalar ile lavlardan oluşur. Birincil volkanik kayalar, muhtemelen düşük rölyefli volkanları çevreleyen ve baca-yakını topluluklarla simgelenen andezitik, riyolitik ve bazaltik lavlar ile eş kökenli piroklastik kayalardır. Bu volkanik kayalar püskürme ile eş yaşlı “yığın akmalari” (debris flow) ve hiperkonsantre akarsu/taşkın (stream/flood) işlevleri ile volkaniklastik apron çökellerine geçiş gösterir.

Arpalıyığıt ve İnci (2000) Kırkağaç-Soma arasında yer alan 10 km uzunlukta ve 1–1,5 m genişlikte K-G gidişli yüksek eğimli oblik atımlı “Kırkağaç diri fay zonu”nu ve fay zonu boyunca çökelmiş alüvyal yelpazeleri haritalamış ve Kuvaterner'deki aktivitesi hakkında yorumlarda bulunmuştur. Bölgede tarihsel dönemlerde meydana gelişmiş olan 6 büyüklüğündeki depremlerin varlığı ve son yüzyılda oluşmuş olan 3,5–4 büyüklüğünde sığ odaklı depremlerin varlığı fay zonunun aktif olduğunu göstermektedir.

İnci (2002), Soma Havzası'nda üç farklı kömür seviyesi içeren (Alt, Orta ve Üst kömür istifleri) Miyosen istiflerinin çökelim ortamlarını incelemiştir. Araştırmacıya göre 900 m kalınlığa ulaşan kömürlü istif içinde 15 farklı fasiyes görülür. İlk üç fasiyesten oluşan ve 20 m kalınlıkta linyit kömürü içeren “Alt Kömür” istifi alüvyal fan/kısa süreli gölssel (alluvial fan/ephemeral lacustrine) ve orman-bataklık (forest-mire) ortamlarında gelişmiştir. Tatlı su karbonatlarınca baskın olan “Orta Kömür” istifi, karbonat çamur düzlükleri ve gölleri ile sık sık kuruyan orman bataklık ormanları içeren ağzlaşmalı (anastomosed) akarsu sistemlerinde gelişmiştir. Volkanizmadan da etkilenen “Üst Kömür” istifi, flüvyal kanal, taşkın düzlüğü ve alloktan turba bataklık çökellerinden oluşur. “Üst Kömür” istifi, çabuk kuruyup volkaniklastik apron çökellerince aşındırılan ve karbonatça baskın geniş gölssel çökellerle sonlanan örgülü akarsu (braided river) sistemleri ile ilişkilidir. Çalışmacıya göre bu sedimanter ortamlar, Erken Avrasya ve Anatolid levhalarının Tersiyer çarpışmasından sonra, yavaşça çökelen (subsiding) ve fay kontrolünde karstlarla ilişkili paleo-vadilerde ve alçak kotlarda meydana gelmiştir.

İnci ve diğ. (2003), BGB–DKD gidişli Soma ve Dereköy ile K–G gidişli Kırkağaç grabenlerinin yapısal ve neo-tektonik dönem havza dolgularının özelliklerini incelemiştir. Çalışmacılara göre Soma Havzası ve çevresinin temel kaya birimleri, (1) İzmir-Ankara Zonu'na ait Üst Kretase–Paleosen yaşlı filiş fasiyesi kayaları ile bunun içinde yer alan daha yaşlı kireçtaşı blokları (Şengör ve Yılmaz, 1981; Erdoğan, 1990; Okay ve Siyako, 1991), (2) İzmir-Ankara Zonu'na ait kayaları uyumsuz örten Eosen–Oligosen yaşlı Başlamış Formasyonu (Akdeniz, 1980) ile simgelenir. Bu birimler Soma Formasyonu'na ait Erken Miyosen yaşlı kömür içeren birimler ile uyumsuz üstlenir. Soma Formasyonu üzerine, birikim uyumsuzluğu ile geç Miyosen yaşlı volkanizma ile eş yaşlı oluşmuş olan Deniz Formasyonu gelir. Deniz Formasyonu Kumköy Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla üstlenir. Kumköy Formasyonu kırmızı-kahve ve yeşilimsi renkli kaba ve ince taneli kırıntılı kayalar ve üstte onkolitli kireçtaşı üyesinden oluşur. Kumköy Formasyonu, içerdiği Gastropod faunası temelinde Geç Pliyosen (Romaniyen) olarak yaşlandırılmıştır (Yeşilyurt ve Taner, 1999). Çalışmacılar, DSİ sondaj verileri temelinde, Soma grabeninin çökel kalınlığını 240–250 m olarak vermiştir. İnci ve diğ. (2003)'e göre

Soma grabenini oluşturan Soma fayı yüksek açılı verev atımlı normal faylardır. Soma grabenine koşut gelişen Dereköy grabeni sağ veya sol yanal atım bileşenine sahip normal faylarla denetlenir. Kırkağaç grabenini denetleyen faylar, yanal doğrultu atım bileşenli normal faylardır.

Agostini ve diğ. (2005), Adilköy bazaltından aldıkları 3 örneğin ana element oksit içeriklerini, ikisinin iz element ve Sr-Nd izotopik bileşimini vererek Batı Anadolu'daki diğer yüksek-Mg volkanik kayaların jeokimyasal içerikleri ile birlikte değerlendirmiştir. Çalışmacılara göre bu volkanik kayalar orojenik volkanizmanın jeokimyasal özelliklerini taşımaktadır. Mafik volkanik kayaların Sr-Nd izotop bileşimlerinin diğer evrimleşmiş volkanik kayalar ile yaklaşık aynı olması, çalışmacılar tarafından volkanik kayalardaki jeokimyasal farklılığın kabuksal kirlenme değil de ayrımsal kristalizasyonun (fractional crystallisation) sonucunda meydana geldiği yorumlanmıştır.

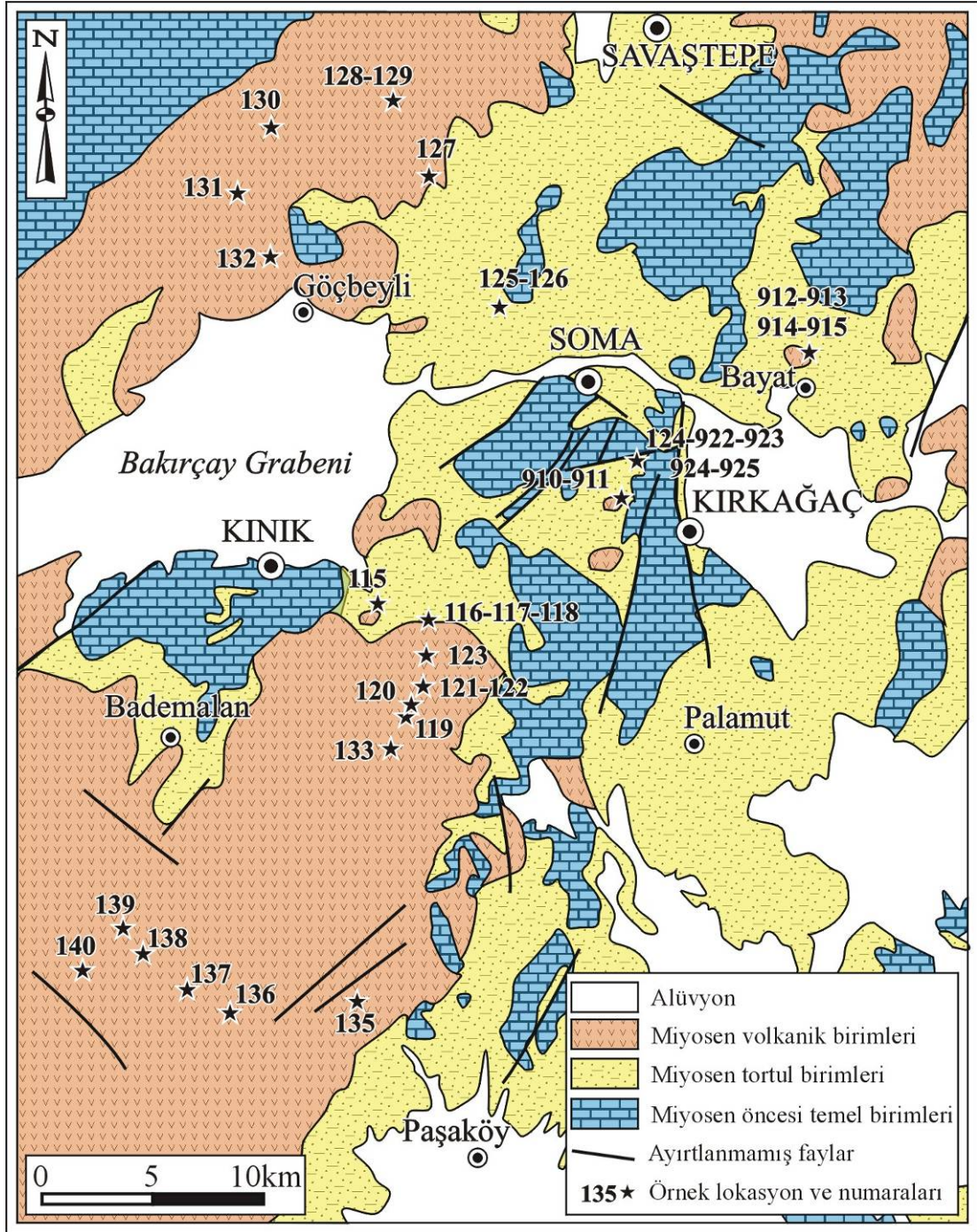
BÖLÜM İKİ

SOMA HAVZASININ JEOLJİSİ

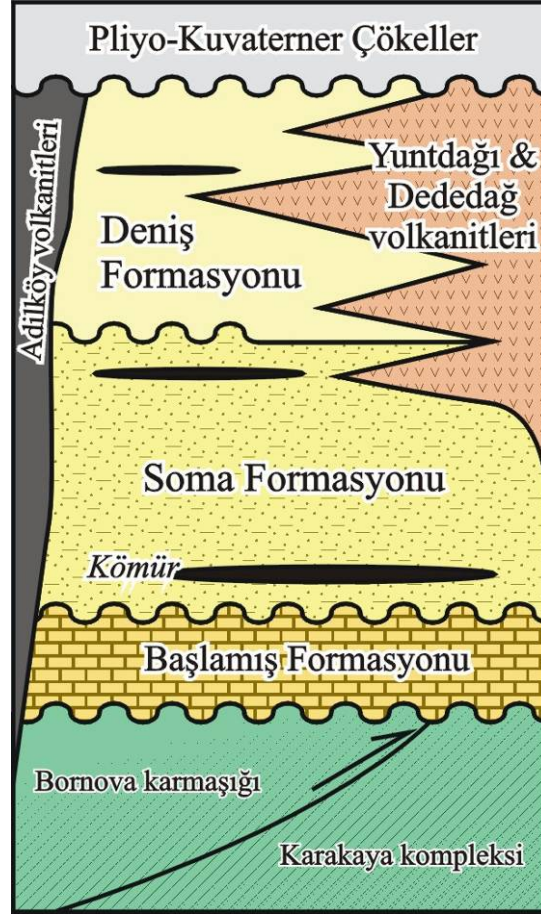
Batı Anadolu'daki ekonomik linyit yatakları içeren Soma Havzası, batıda Kozak volkano-plütonik kompleksi, doğuda Gördes Havzası ve güneybatıda Yuntdağı volkanik kompleksi arasında yer alır ve Miyosen'den Kuvaterner'e kadar olan dönemlerdeki tektonik olaylarla şekillendirilmiş bir havzadır (Brinkmann ve diğ., 1970; Nebert, 1978; İnci, 1998, 2002; Arpalıyığıt, 2000; İnci ve diğ., 2003).

2.1. Neojen Öncesi Kaya Birimleri

Soma Havzası'nın jeoloji haritası Şekil 2.1'de, stratigrafik kolon kesiti Şekil 2.2'de verilmiştir. Havza çevresinde yüzlek veren Neojen öncesi temel kayaları (a) Sakarya kıtasına ait Karakaya Karmaşığı'nın ve (b) İzmir-Ankara Zonu'na ait Bornova Karmaşığı'nın (Bornova Filiş Zonu) tektono-stratigrafik birimleri ve (c) bunları uyumsuz üzerleyen Eosen yaşlı Başlamış Formasyonu ile simgelenir (Akkök, 1980; Erdoğan, 1990; Okay ve Siyako, 1991; Okay ve Tüysüz 1999). Bölgede Karakaya Karmaşığı geç Triyas yaşlı olistostromal birimlerden oluşur. Bunlar Kınık güneyinde ve Bergama kuzeyinde yüzlek verirler. Bornova Karmaşığı'na ait birimler ise geç Kretase-Paleosen yaşlı filiş fasiyesinde çökelmiş kumtaşı-şeyl araldanmaları ve bunların içinde yer alan, blok konumlu ve yaşları Triyas'tan Kretase'ye kadar değişen kireçtaşlarından oluşur. Filiş fasiyesi kayaları genelde Soma kuzeyinde, kireçtaşları ise Soma güneyi ve Kırkağaç çevresinde geniş yüzlekler verirler. Tüm bu birimler Miyosen yaşlı volkanik ve kömür içeren sedimanter kayalar tarafından uyumsuzlukla üstlenir. İzmir-Ankara Zonu'na ait ofiyolitik melanj birimlerini uyumsuzca üzerleyen Eosen yaşlı Başlamış Formasyonu ise çalışma alanının doğusunda (Gelenbe doğu ve güneydoğusu) Başlamış ve Kurtulmuş kasabaları çevresinde yüzlek veren ve tabanda ofiyolitik malzemelerden türeme çakıltası ile başlayıp üste doğru kumtaşı, marn ve kireçtaşlarına geçen kayalardan oluşmaktadır.



Şekil 2.1. Soma ve çevresinin jeoloji ve volkanik birimlerden alınan örneklerin lokasyonlarını gösteren harita (MTA (2002) 1:500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasından değiştirilerek).



Şekil 2.2. Soma ve çevresinin stratigrafik kolon kesiti (İnci 2002'den değiştirilerek).

2.2. Neojen Kaya Birimleri

Soma Havzası'nın Miyosen istifi İnci (1998) tarafından iki birimde incelenmiştir: (1) Alt-Orta Miyosen Soma Formasyonu ve (2) Üst Miyosen Deniş Formasyonu. Bu birimler Kuvaterner yaşlı tortullar tarafından uyumsuz üstlenir. Soma Formasyonu tabanda çakıltaşları ile başlayıp üst seviyelere doğru kumtaşları, çamurtaşları ve marn ile devam eder ve kireçtaşı ile son bulur. Birim içinde iki linyit seviyesi bulunur (Şekil 2.3).



Şekil 2.3. Soma güneyinde işletilen bir kömür ocağının uzaktan görünümü.

Soma Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelen Deniz Formasyonu çakıltaşları ile başlar ve ince bir kömür seviyesi içeren yeşil renkli alüvyal-gölsel çökeller ile devam eder. Daha üst seviyelerde volkaniklastik çökeller ile giriklilik sunan birim marmlar ve silisleşmiş kireçtaşı ile son bulur. Tüm bu birimler, Soma güneyinde yer alan açık kömür işletmelerinde yüzlek veren bazaltik sokulum ile kesilir.

İnci (1998a), Soma Formasyonu'nda Orta Linyit serisi olarak isimlendirilen karbonatça baskın birimlerin fasiyes özelliklerini inceleyerek, birimlerin sedimentolojik, stratigrafik ve paleontolojik özellikleri temelinde, bölgedeki temel kayaları üzerinde alüvyal ve taşkın düzlüğü, sığ tatlı-su karbonat gölleri ve göl kenarı ortamlar ile orman ve bataklık ortamlarının geliştiğini önermiştir. İnci (1998a), bu çökelim ortamlarının “dağ-arası” havzada (intramontane basin) geliştiğini göstermiştir.

Soma Havzası ve çevresindeki volkanik birimler, saha çalışmalarında elde edilen verilere göre 3 birimde incelenmiştir: (1) Yuntdağı volkanitleri, (2) Dededağ volkanitleri ve (3) Adilköy volkanitleridir. Yuntdağı volkanitleri çalışma alanının başlıca güneybatısında (Bademalan güneyi, Şekil 2.1) ve batısında (Bakırçay grabeni kuzeyinde, Göçbeyli çevresinde) yüzlek verirler. Yuntdağı volkanitlerine ait lavlar genel olarak kırmızı-pembe renkli porfirik dokulu andezit-dasit bileşimli lavlardan ve piroklastik kayalardan ve bunları kesen lav domlarından oluşur (Şekil 2.4).



Şekil 2.4. Soma kuzeyinde, Yuntdağı volkanitlerine ait dasitik bir dom.

Ayrıca Kınık'ın ~5 km güneydoğusunda yer alan Asartepe'de yüzlek veren siyah renkli ve bazalt görünümlü lavlardan oluşan volkanik çıkış bileşimi temelinde Asartepe andeziti olarak isimlendirilmiş ve Yuntdağı volkanitlerine dahil edilmiştir (Şekil 2.5). Bu bölgede Yuntdağı volkanitlerine ait andezitik-dasitik lav ve piroklastiklerin Deniz Formasyonu'na ait ince kırıntılı birimleri uyumlu üstlediği görülür (Şekil 2.6).



Şekil 2.5. Soma ilçesine bağlı Kınık güneydoğusunda görülen Asartepe andezitine ait bir görünüm.



Şekil 2.6. Soma ilçesine bağlı Kınık güneydoğusunda Asartepe volkanitleri (üstte) ile Deniz Formasyonu (altta) arasındaki uyumlu dokanak ilişkisi.

Yuntdağı volkanitlerinden radyometrik yaş verisi bulunmamaktadır. Ancak Yuntdağı volkanitlerinin eşleniği olarak kabul edilebilecek volkanik birimlerin baskın olarak erken Miyosen yaşlı oldukları bilinmektedir (örn., Bigadiç Havzası: Erkül ve diğ. 2005a, 2005b; Karaburun yarımadası: Helvacı ve diğ., 2009; Gördes ve Demirci havzaları: Ersoy ve diğ., 2011).

Dededağ volkanitleri Soma ilçesinin batısında, Bayat köyünün ~1 km kuzeyinde küçük bir alanda yüzlek veren gri-siyah renkli ve çoğunlukla sütun çatlaklar sunan andezitik lavlardan (bazalt görünümü) oluşur (Şekil 2.7). Birime ait lavlar Deniz Formasyonu'na ait tortulları uyumlu üstler.



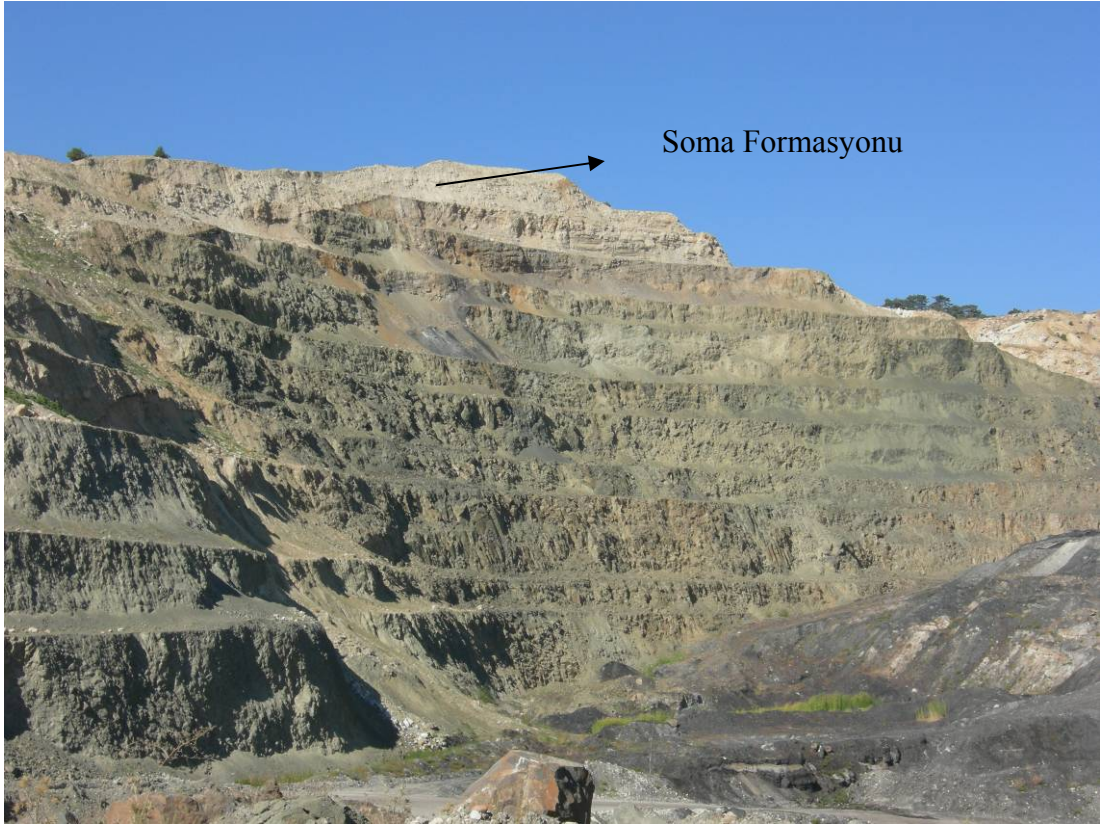
Şekil 2.6. Soma ilçesine bağlı Bayat köyünün 1 km kuzeyinde görülen Dededağ volkanitlerine ait sütunsal çatlaklar sunan lavların görünümü.

Adilköy volkanitleri Soma güneyinde iki farklı lokasyonda yüzlek veren bazaltik dayk ve lavlardan oluşur: (a) Adilköy çevresinde sütun çatlaklı bazaltik lavlar (910 ve 911 numaralı örneklerin alındığı lokasyon; Şekil 2.7) ve (b) Soma açık kömür işletmeleri içinde Sarıkaya T. Çevresinde Soma Formasyonu'na ait kireçtaşlarını

kesen dayk (922-925 numaralı örneklerin alındığı lokasyon; Şekil 2.8). Birime ait lavlar yüzey ayrışmasından oldukça etkilenmiştir.



Şekil 2.7. Adilköy volkanitlerinin, Soma ilçesine bağlı Adilköy çevresinde görülen lav akmaları.



Şekil 2.8. Adilköy volkanitlerine ait bazaltik bir daykın Sarıkaya T. çevresindeki görüntüsü.

2.3. Yapısal Jeoloji

Soma Havzası ve çevresi yoğun tektonik olaylardan etkilenmiş ve bugünkü şeklini almış bir bölgedir. Çalışma alanındaki ana yapısal olaylar 3 ana başlıklar altında incelenebilir: (1) Neojen öncesi sıkışma tektoniği, (2) Neojen tektoniği ve (3) Piyokuvaterner tektoniği.

2.3.1. Neojen Öncesi Sıkışma Tektoniği

Batı Anadolu Neojen'den önce, kuzeyde Sakarya kıtasına ait tektonik birimler ile güneyde Anatolid-Torid bloğuna ait tektonik birimlerin aralarındaki Neo-Tetis okyanusunun kapanarak bir araya gelmesini denetleyen sıkışma kuvvetleri altında şekillenmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Siyako, 1991; Okay ve diğ., 1996; Okay ve Satır, 2000). Neo-Tetis okyanusunun kapanması, İzmir-Ankara kenet kuşağı boyunca meydana gelmiş ve okyanus tabanında ve hendeğinde oluşan birimler bugünkü , İzmir-Ankara kenet kuşağına ait Bornova Karmaşığı'nı oluşturmuştur (Erdoğan, 1990; Okay ve Siyako, 1991). Bornova Karmaşığı'na ait birimler çarpışma sonrasında Menderes Masifi'ne ait metamorfikler üzerine itilerek güneye taşınmışlardır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve diğ., 1996). Soma Havzası'nın bugünkü konumu Sakarya Zonu'na ait tektonik birimler ile (Karakaya Kompleksi) ile Bornova Karmaşığı'na ait tektonik birimlerin arasında yer almaktadır. Ancak kenet kuşağına ait bindirme fayları inceleme alanında Neojen örtü altında kalmış olduğundan bu bölgede gözlenememiştir (Şekil 2.1).

2.3.2. Neojen Tektoniği

Batı Anadolu, Neojen döneminde, erken Miyosen'den itibaren etkin olan genişlemeli tektonik rejim altında şekillendirilmiştir. Bu dönemde, geniş alanlarda gölsel havzalar gelişmiş ve göllerde meydana gelen sedimantasyona karasal volkanizma eşlik etmiştir (Şengör, 1979, 1987; Şengör ve diğ., 1985; Seyitoğlu ve Scott 1991; 1992; 1994; 1996; Seyitoğlu, 1997; Bozkurt, 2003; Purvis ve Robertson, 2004; Ersoy ve diğ., 2010 ve 2011; Karaoğlu ve diğ., 2010). Neojen havzalarının

oluşum modelleri ve gelişim tarihçeleri halen tartışmalı olsa da, Soma Havzası da dahil olmak üzere KD-GB uzanımlı havzaların erken Miyosen'den itibaren genişlemeli tektonik rejim altında oluşmaya başladıkları yaygın olarak kabul edilmektedir. Bununla birlikte, Soma Havzası ve çevresinde yüzlek veren Neojen yaşlı volkano-sedimanter birimlerin çökelimlerini ve yerleşimlerini kontrol eden faylar arazide gözlenmektedir. Bunun başlıca sebebi tüm havza istifinin Neojen'den sonra etkin olan Pliyo-Kuvaterner fayları ile kesilip deforme edilmiş olmasıdır. Nitekim Şekil 2.1'de gösterilen fayların büyük bir kısmı Neojen yaşlı birimleri kesip deforme ettiklerinden Neojen dönemine ait değil daha genç (Pliyo-Quaterner) oldukları düşünülmektedir (örn. İnci ve diğ. 2003).

2.3.3. Pliyo-Kuvaterner Tektoniği

Batı Anadolu, Neojen'den itibaren başlamış olan K-G yönlü genişlemeli tektoniğin, Pliyo-Kuvater'de meydana getirdiği yaklaşık D-B gidişli ve yüksek açılı normal faylar ile sınırlandırılmış graben tipi havzalar ile simgelenir (örn. Gediz, Simav, Büyük Menderes ve Küçük Menderes grabenleri: Cohen ve diğ., 1995; Emre, 1996; Hakyemez ve diğ., 1999; Bozkurt, 2000; Sarıca, 2000; Bozkurt ve Sözbilir, 2004; Emre ve Sözbilir, 2006; Şekil 1.1). Ancak daha sonra yapılan çalışmalar, Batı Anadolu'da Pliyo-Kuvaterner döneminde D-B gidişli yüksek açılı normal fayların yanısıra İzmir ve Balıkesir arasında kalan bölgede (Soma Havzası'nı da içeren) yaklaşık KD-GB gidişli bir transfer zonu olduğunu ortaya koymuştur. Bu zon içinde başlıca KD-GB gidişli doğrultu ve oblik atımlı fayların yanı sıra KB-GD gidişli doğrultu ve oblik atımlı faylar ile D-B gidişli normal faylar da görülür (Sözbilir ve diğ., 2003; Erkül ve diğ., 2005a; Uzel ve Sözbilir, 2008). Çalışmacılara göre bu transfer zonu geç Kretase'den kalan bir zayıflık zonu olup Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner dönemlerinde farklı şekillerde aktiftir. Ayrıca, Ersoy ve diğ. (2011) bu zonun doğu kenarının, erken Miyosen'de düşük açılı sıyrılma fayları boyunca yüzeyleyen Menderes Masifi'nin erken Miyosende'ki batı kenarı olduğunu göstermiştir.

Çalışma alanında özellikle genç tektonik döneme (Pliyo-Kuvater) ait tektonik hatlar görülür. Bunlardan en bariz olarak gözlenenler Soma (veya Bakırçay) grabeni'ni güneyden kontrol eden ve yaklaşık D-B gidişli normal fay sistemleri ile Kırkağaç ve Palamut arasında kalan bölgede görülen yaklaşık K-G gidişli oblik faylardır (Şekil 2.1). Soma grabeni'ni güneyden kontrol eden ve yaklaşık D-B gidişli normal fay sistemlerine ait fay düzlemleri Soma kömür işletmeleri içerisinde görülebilmektedir (Şekil 2.9).



Şekil 2.9. Soma ilçesi güneyinde kömür işletmeleri içinde görülen bir normal fay (fay çiziklerinin rake açıları yaklaşık 90° olup İzmir-Ankara Zonu'na ait kireçtaşlarını kesen normal bir faydır).

Çalışma alanında görülen ikinci tip genç tektonik unsur yaklaşık K-G gidişli faylardır. Bunların en iyi örneğini K-G gidişli Kırkağaç fayı oluşturur (Şekil 2.1; 2.10 ve 2.11). Şekil 2.10'da Kırkağaç fayının fay foğrultusu boyunca çekilmiş bir fotoğrafı görülmektedir. Kırkağaç İlçesi fayın hemen yanında, taban bloğunda gelişen alüvyal düzlük üzerinde kurulmuştur. Kırkağaç fayı tek bir faydan oluşmayıp birbirine paralel birkaç fay düzleminde meydana gelmektedir.



Şekil 2.10. Kırkağaç fayının fay doğrultusu boyunca görünümü (fotoğraf B-D yönündedir).

Bunlar, Kırkağaç doğusundaki yükseltiyi oluşturarak basamaklar şeklinde gelişmiştir. Kırkağaç fay sistemine ait bir fay düzlemi Şekil 2.11’de görülmektedir. K-G gidişli olan fay düzlemi üzerinde görülen çizikler 45° K olup İzmir-Ankara Zonu’na ait kireçtaşlarını kesmektedir. Fay düzlemi önünde iyi gelişmiş kolüvyal çökeller görülmektedir.



Şekil 2.11. Kırkağaç fayının yakından görünümü. Fay çiziklerinin rake açıları yaklaşık 45° K olup İzmir-Ankara Zonu’na ait kireçtaşlarını kesen K-G gidişli normal atımlı oblik bir faydır.

BÖLÜM ÜÇ

VOLKANİK KAYALARIN PETROGRAFİSİ

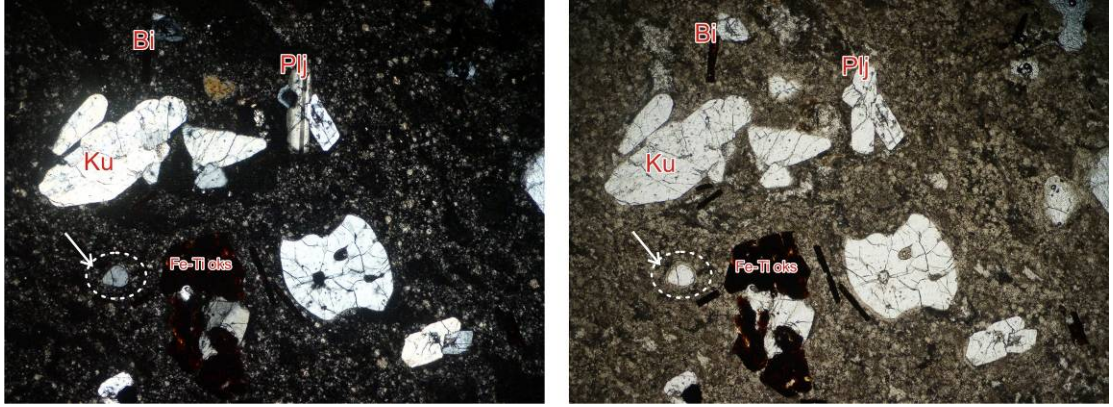
3.1. Yuntağ Volkanitleri

3.1.1. Tanımlama

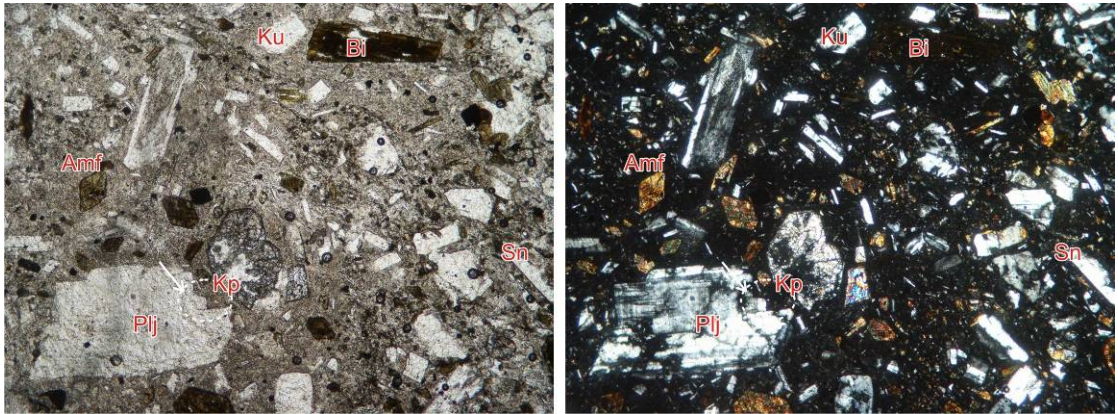
Soma Havzası ve çevresinde yüzlek veren volkanik birimlerin petrografik özellikleri Yuntağ, Dededağ ve Adilköy volkanitleri olmak üzere 3 grup altında incelenmiştir.

Yuntağ volkanitleri riyolit, dasit, riyodasit, latit, trakit, trakidasit ve andezit gibi geniş bir petrografik aralıkta kendini göstermektedir. Riyolitler genelde vitrofirik porfirik dokuda olup, akma dokusunun izlerini taşımakta ve volkanik cam içinde kuvars (Ku) + plajiyoklas (Plj) ± biyotit (Bi) fenokristallerinden oluşmaktadır. Bazı akma yapılarında ana bileşendeki minerallere ait miktolitlerin, volkan hamurunda akma yönüne paralel yönlendiği dikkati çekmektedir. Bazı riyolitik lav akmaları afirik doku özelliği göstermekte olup kayacın neredeyse tamamında silisik volkan camı gözlenmektedir. Kuvars fenokristali başta olmak üzere köşelerden itibaren kemirilmeler ve yuvarlaklaşmalar gözlenmektedir (Şekil 3.1). Plajiyoklas minerallerinde ise zonlanmalar ve içi içe büyümeler dikkat çekmektedir. Biyotitlerde kenarlarından ve dilinimlerinden itibaren opasitleşmeler ve yer yer kloritleşmeler izlenmektedir.

Dasitler iki mineral parajenezi sunar. Daha akışkan lavların oluşturduğu dasitleri Plj + Ku + Bi ± amfibol (Amf) fenokristalleri ana bileşenler olarak gözlenirken viskozitesi nispeten daha yüksek olan dom yapılarında Plj + Q + Bi + Amf + klinopiroksen (Kpr) ± sanidin (Sn) fenokristalleri gözlenir (Şekil 3.2). Porfirik dokunun yanı sıra sferülit dokular kayacın ana dokusal özellikleri arasındadır. Bazı örneklerdeki feldispat grubu minerallerinde ileri derecede killeşme gözlenir. Ayrıca tüm dasitik kayaçlarda daha mafik bir anklavın dokusal özellikleri dikkati çekmektedir.



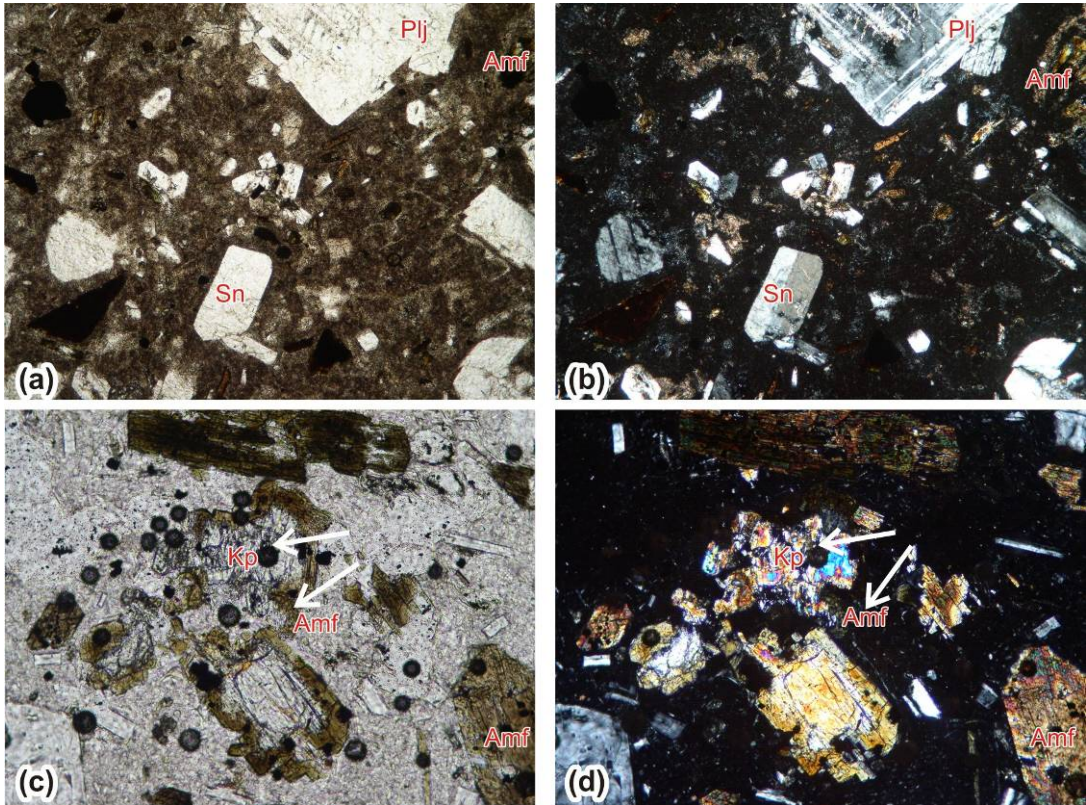
Şekil 3.1. Porfirik dokulu ve akma dokusu gösteren Riyolitik lav örneği (Tek Nikol ve Çift Nikol görüntüleri, büyütme: 4x10. Kısaltmalar: Ku: kuvars; Plj: Plajiyoklas; Bi: biyotit; Fe-Ti oks: Fe-Ti oksitler). Akışkan magmatik hamur'da mikrolitlerin yanı sıra volkancaamlarıda gözlenmekte olup kuvars kristallerindeki yuvarlaklaşmalar ve magma tarafından kemirmeler ve sonucundaki tüketilmeler açıkça ilenmektedir. Fe-Ti oksit mineralleride feslik mineraller üzerinde büyüme yapıları gösterir. Ok ile gösterilen kuvars kristali çevresinde, klinopiroksen sarılımları net bir şekilde gözlenir (Örnek: 136).



Şekil 3.2. Porfirik dokulu dasitik lav içerisinde özşekli klinopirosken ve amfibol kristalleri. (Tek Nikol ve Çift Nikol görüntüleri, büyütme: 4x10. Kısaltmalar: Ku: Kuvars; Plj: Plajiyoklas; Bi: Biyotit; Amf: Amfibol; Sn: Sanidin; Kp: Klinopiroksen (Örnek: 121).

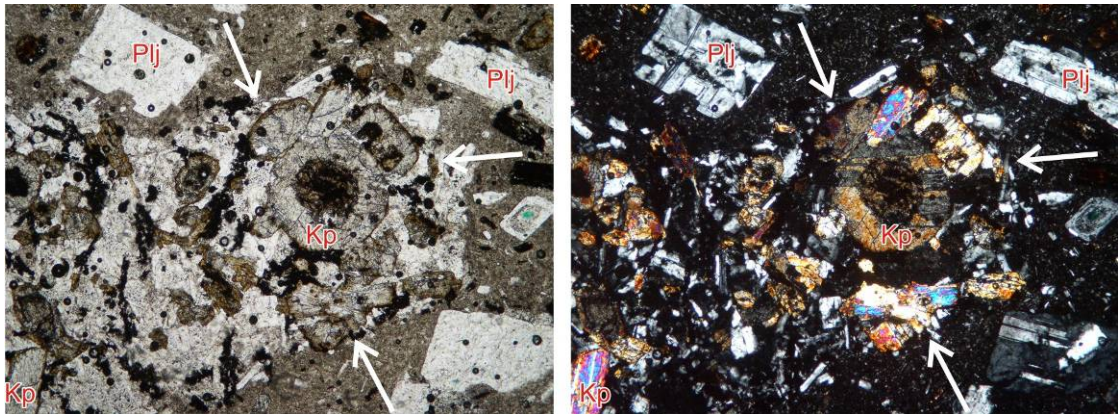
Anklav içerisinde klinopiroksen oranı oldukça yüksek olup, biyotit minerallerinde uzama yapıları ve iskelet piroksenlerde diğer önemli dokusal özellikler arasındadır. İskelet piroksen ve plajiyoklazlar dasitik kayaç içerisinde de sıklıkla gözlenmektedir. Diğer dikkat çekici dokusal özellik ise klinopiroksen üzerinde biyotit ve amfibol fenokristallerindeki büyümeleri ve bıçağımsı biyotit minerallerinin varlığıdır.

Trakitler iki mineral parajenezi özelliği göstermektedir. Tıpkı dasitlerde olduğu gibi lav akmaları ve dom yapıları farklı mineralojik özellikler sunmaktadır. Lav akmalarında Plj + Sn ± Ku ± Bi ± Amf gözlenirken; vizkozitesi nispeten daha yüksek olan volkanik dom yapıları Plj + Sn + Kpr ± Q ± Bi ± Amf + mikrolitler kayacın ana mineralojik bileşenlerini oluşturmaktadır (Şekil 3.3). Biyotit ve amfibol minerallerinde kenarlarından itibaren yüksek derecede opasitleşmeler mevcut olup Fe-Ti oksit mineralleri ile yer yer kümülatlar oluşturmaktadır. Porfirik doku, vitrofirik porfirik dokunun yanı sıra mikrolit ve sanidin fenokristallerindeki yönlenmelerin dikkati çektiği akma dokuları gözlenmektedir. Plajiyoklazlarda zonlanmalar, piroksenli trakitlerdeki piroksenlerin ve plajiyoklazlar fenokristallerinin iç içe büyümeleri, ayrıca piroksen minerallerinin plajiyoklaz minerallerini kuşatacak şekilde üzerlerinde büyümeler dikkat çekicidir.



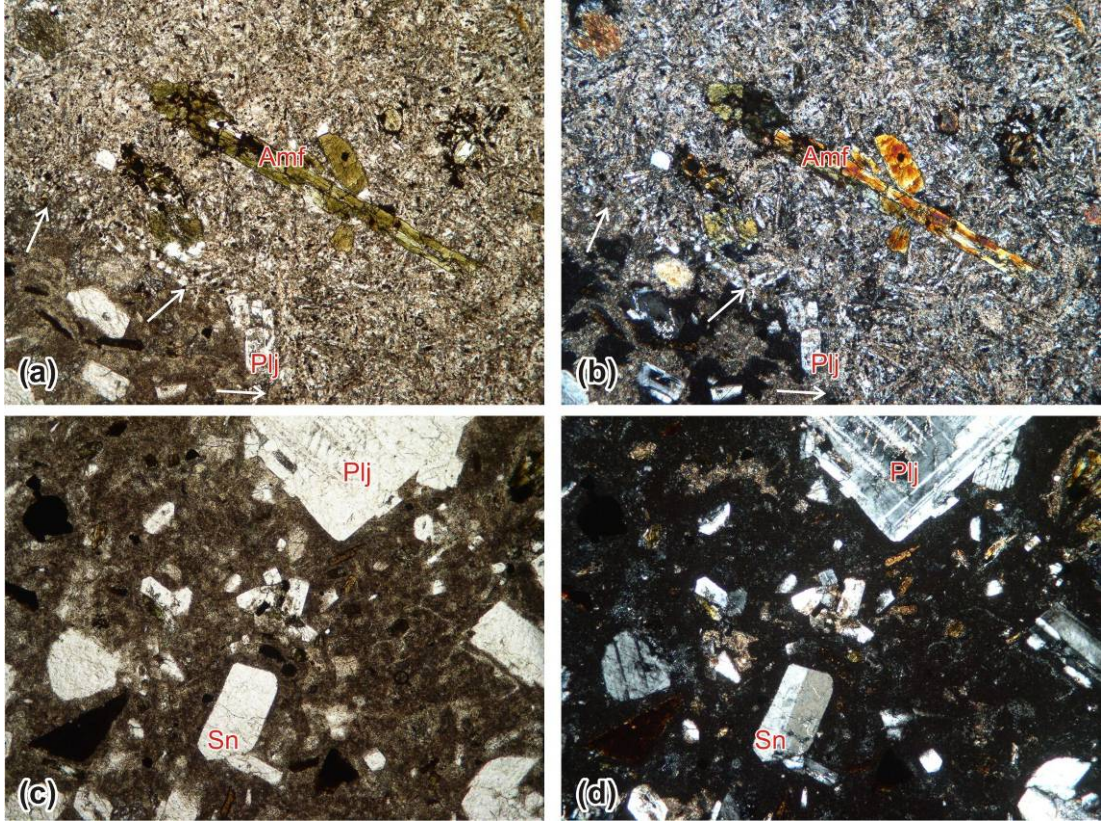
Şekil 3.3. (a-d) Porfirik dokulu trakitik lav örneği. Dokusal olarak volkan hamurunda volkan camı miktarı daha fazladır. Mikrolit gelişimleri görülmemekte olup klinopiroksenler çevresinde amfibol dönüşümleri 3c’de okla gösterildiği şekilde dikkati çekmektedir (Tek Nikol ve Çift Nikol görüntüleri, büyütme: 4x10. Kısaltmalar: Plj: plajiyoklas; Sn: sanidin; Amf: amfibol; Kp: klinopiroksen; Örnek: 119).

Plajiyoklaslarda killeşmeler yaygın olarak görülür. Bazı plajiyoklasların çevresinde biyotit ve amfibollerin oluşturduğu korona dokuları ile birlikte tam tersine amfibol mineralleri çevresinde de K-feldispat (sanidin) kuşatmaları ve dönüşümleri gözlenmektedir. K-feldispatlar içinde Biyotit ve Amfibol mineral kapanımları olağandır. Amfibol minerallerinin önemli bir çoğunluğu özşekillidir. Amfibol, biyotit ve kuvars minerallerinin çevrelerindeki magma yenilmeleri ve yuvarlaklaşmalar dikkat çekicidir. Ayrıca diğer volkanik kayaç gruplarında olduğu gibi trakitlerde de anklavlar fazlasıyla gözlenirken nispeten daha mafik anklav içerisindeki piroksen minerallerinde sektör zonlanmaları da önemli dokusal özelliklerdendir (Şekil 3.4).



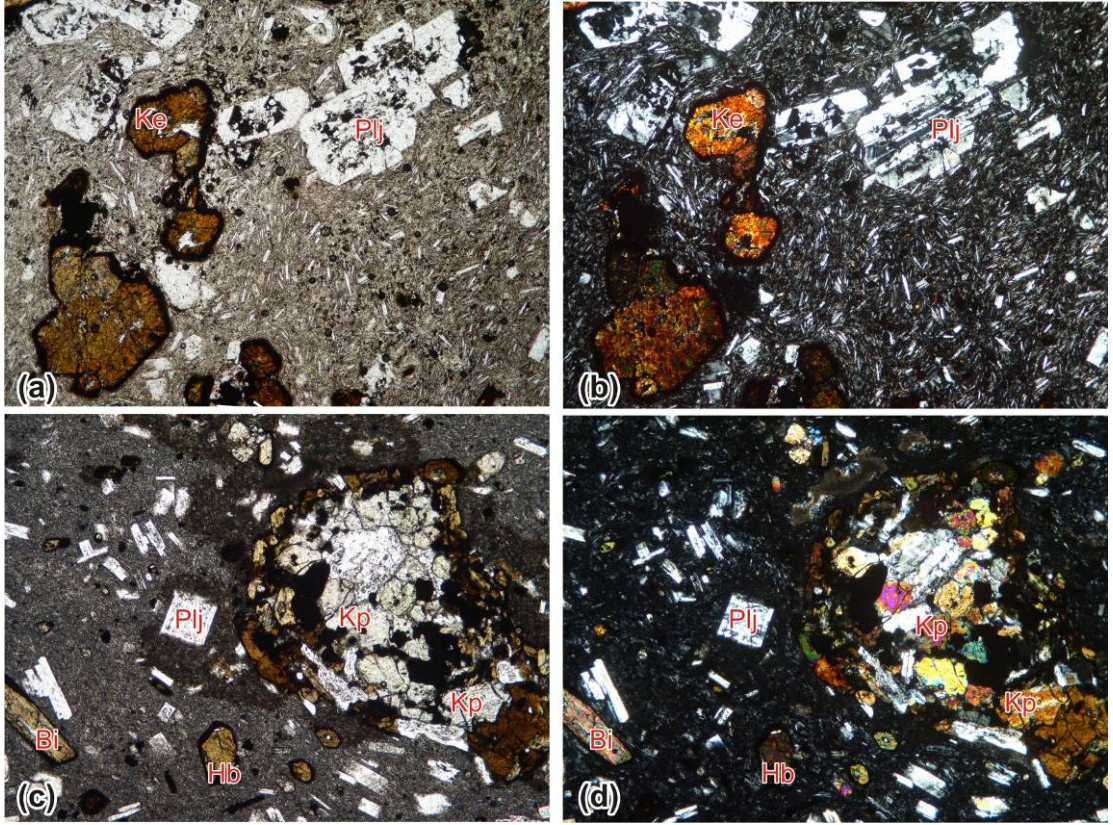
Şekil 3.4. Trakitik lav içerisinde mafik bir anklav gözlenmektedir. Anklav içerisinde sektör zonlanması ile özşekilli klinopyroksenler dikkati çekmektedir (Tek Nikol ve Çift Nikol görüntüleri, büyütme: 4x10. Kısaltmalar: Plj: Plajiyoklas; Kp: klinopyroksen; Örnek: 139).

Trakidasit kayaçları $Sn+Plj+Q+Bi\pm Amf$ mineral bileşeni sunarken içerisinde latitik bileşime yakın anklavlar gözlenmektedir. Tamamen yuvarlaklaşmış Anklav ofitik dokulu olup $Plj+Sn$ fenokristalleri yine aynı minerallerden oluşan mikrolitlerden oluşan bir hamur içerisinde gözlenir. Plajiyoklazlar zonlu dokulu ve iç içe büyüme yapıları sunmaktadır (Şekil 3.5).



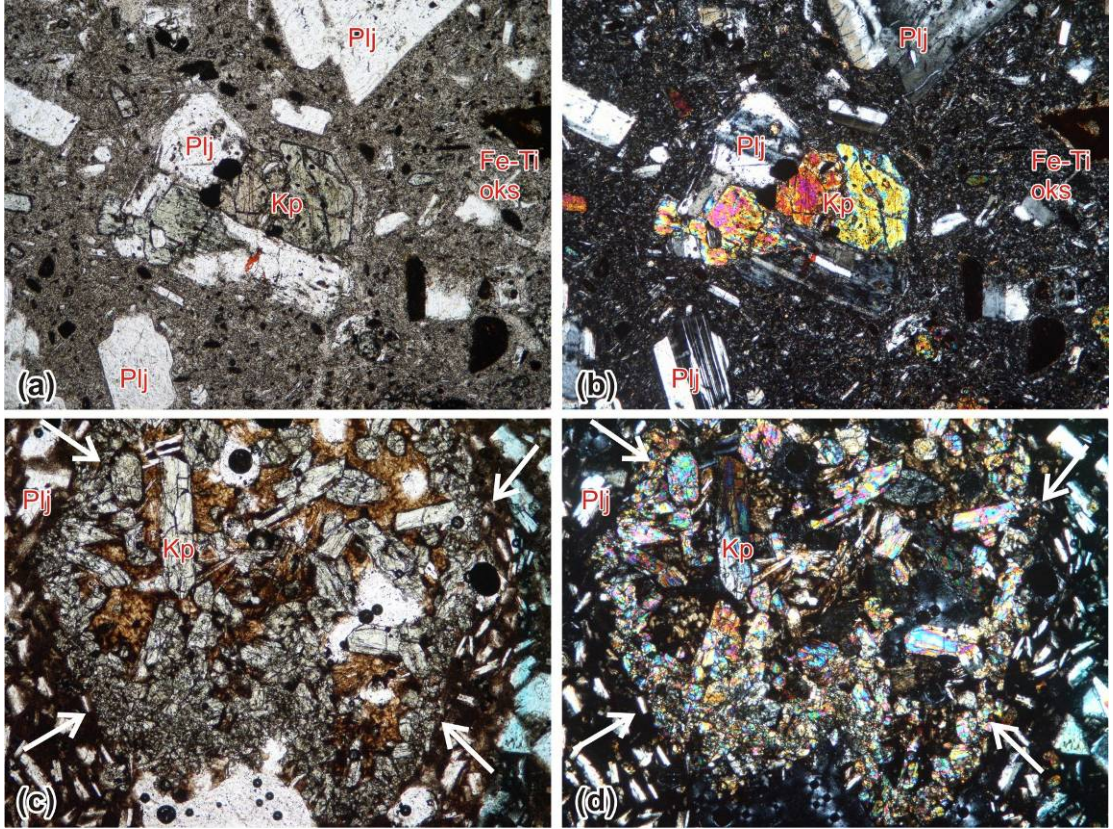
Şekil 3.5. Trakidasit içerisindeki anklav (a, b). Tipik bir porfirik doku örneği, volkan hamuru içerisinde plajiyoklaz ve sanidin mineralleri dağılmış durumda (c, d). (Tek Nikol ve Çift Nikol görüntüleri, büyütme: 4x10. Kısaltmalar: Plj: plajiyoklaz; Sn: sanidin; Amf: amfibol; Örnek: 117).

Latit kayalarında da iki mineral parajenezi gözlenmektedir. $Sn + Plj + Bi \pm Amf + Kp$ ilk mineral parajenezini oluştururken diğerini $Sn + Plj + Amf$ (Kersutit) + $Amf + mikrolitler$ oluşturmaktadır. Kersutit mineralleri tipik bir amfibol mineralidir ve tıpkı hornblend minerallerinde olduğu gibi c eksenine dik kesitlerinde dilinimler arası 123 derece olması ve kızılımsı pleokroizma renkleri sunması ile ayırt edilir (hornblendlerde yeşil pleokroizma görülür). Amfibol ve biyotitlerde yoğun bir şekilde opasitleşmeler ve Fe-Ti oksit mineral dönüşümleri izlenirken bu minerallerde içi içe büyümeler gözlenmektedir. Ayrıca hornblend ve kersutit mineralleri baskın şekilde özşekilli formlarda izlenir. Plajiyoklazlarda zonlanmalar, killeşmeler ve üst üste büyüme yapıları dikkati çekmektedir. Amfibol ve piroksen minerallerinin birbirlerini ve plajiyoklaz minerallerince kuşatıldığı gözlenir. Ayrıca kayaç plajiyoklaz minerallerinde kenarlarında itibaren magma yenilme dokuları sunmaktadır. Diğer dikkat çekici özelliklerden biriside nadiren de olsa magma içerisinde iskelet olivin yapılarının varlığıdır (Şekil 3.6).



Şekil 3.6. Latit bileşimli volkanik kayaç içerisinde mikrolitlerin zayıf yönlenmesi gözleniyor. Özşekli kersutit mineralleri kenarlarından itibaren magmatik korozyona uğramışlar (a,b). Özşekli amfibol klinopiroksen ve plajiyoklas minerallerinin gösterdiği glomero-porfirik doku (c, d). Volkan hamurunda mikrolitler nispeten daha düşük oranlarda izleniyor (Tek Nikol ve Çift Nikol görüntüleri, büyütme: 4x10. Kısaltmalar: Plj: plajiyoklas; Ke: kersutit; Kp: klinopiroksen; Hb: hornblend; Örnek: 122 (a, b) 133 (c, d).

Andezit kayaçları bazaltları andıran bir mineralojik bileşene sahiptir. Kayacı Plj + + Kp + Olv + Bi + mikrolitler oluşturmaktadır. Çok belirgin bir akma dokusu göstermektedir. Klinopiroksenlerde sektör zonlanmaları iç içe büyüme yapıları ve oldukça yaygın özşekli formları belirgin dokusal özelliklerindedir. Ayrıca piroksenler etrafında ergiyikle olan reaksiyon yapıları da gözlenmektedir. Klinopiroksenler volkanik hamur içerisinde yer yer kümülatlar oluşturmakta olup bu kümülatlarında yer yer etrafında korona dokusu gözlenen başka piroksenler tarafından sarıldığı gözlenmektedir (Şekil 3.7).



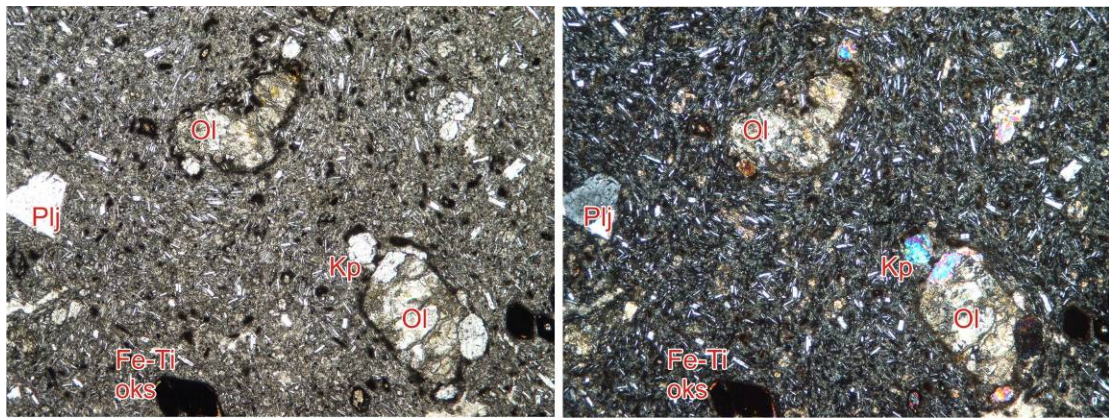
Şekil 3.7. Porfirik dokulu andezit içerisinde klinopiroksen ve pljiyoklas minerallerinin gösterdiği glomeroporfirik doku (a,b). Klinopiroksenlerin yoğunlukta olduğu mafik anklav ok işaretleriyle volkanik hamurdan ayırt ediliyor (c,d). (Tek Nikol ve Çift Nikol görüntüleri, büyütme: 4x10. Kısaltmalar: Plj: Plajiyoklas; Kp: klinopiroksen; Amf: amfibol; Fe-Ti oks: Fe-Ti oksitler; Örnek: 123).

3.2. Dededağ Volkanitleri

3.2.1. Tanımlama

Dededağ volkanitleri veya andezitleri mineralojik olarak bazalt kayacına oldukça benzer özellikler sunar. Kayacı $Plj + Kp + Olv + Bi \pm Amf + Fe-Ti$ oksitler + mikrolitler oluşturmaktadır (Şekil 3.8). Plajiyoklazlarda yer yer zonlanmalar, killeşmeler ve iç içe büyüme yapıları gözlenirken nadiren de olsa kloritleşmeler dikkati çeker. Biyotitler ve amfiboller aşırı şekilde opasitleşmiş olup kayaç içerisinde amfibol mineralleri ender de olsa gözlenmiştir. Klinopiroksenler bazı andezitlerde ender olarak veya hiç gözlenmezken diğerlerinde nispeten kaya içerisinde daha yüksek oranla bulunur. Fe-Ti oksitlerin plajiyoklaz mineralleri üzerinde büyümeler

gösterdiği dikkati çekmektedir. Olivinlerin bir kısmı özşekilli formlarını korurken aynı zamanda iskelet olivinlerde kayaç içerisinde gözlenmektedir. Ayrıca Fe-Ti oksitlerle beraber olivinlerde de reaksiyon dokuları korona yapıları gözlenmektedir. Olivinlerin çoğunda iddingsitleşmeler izlenmektedir. Ayrıca Dededağ volkanitlerine ait andezitlerin önemli karakteristik özelliklerinde biriside başta plajiyoklas fenokristalleri olmak üzere olivin ve Fe-Ti oksit minerallerinin aşırı şekilde yuvarlaklaşmasıdır. Ayrıca bazı kayaçlarda ikincil karbonatlaşmalarda gözlenmektedir.



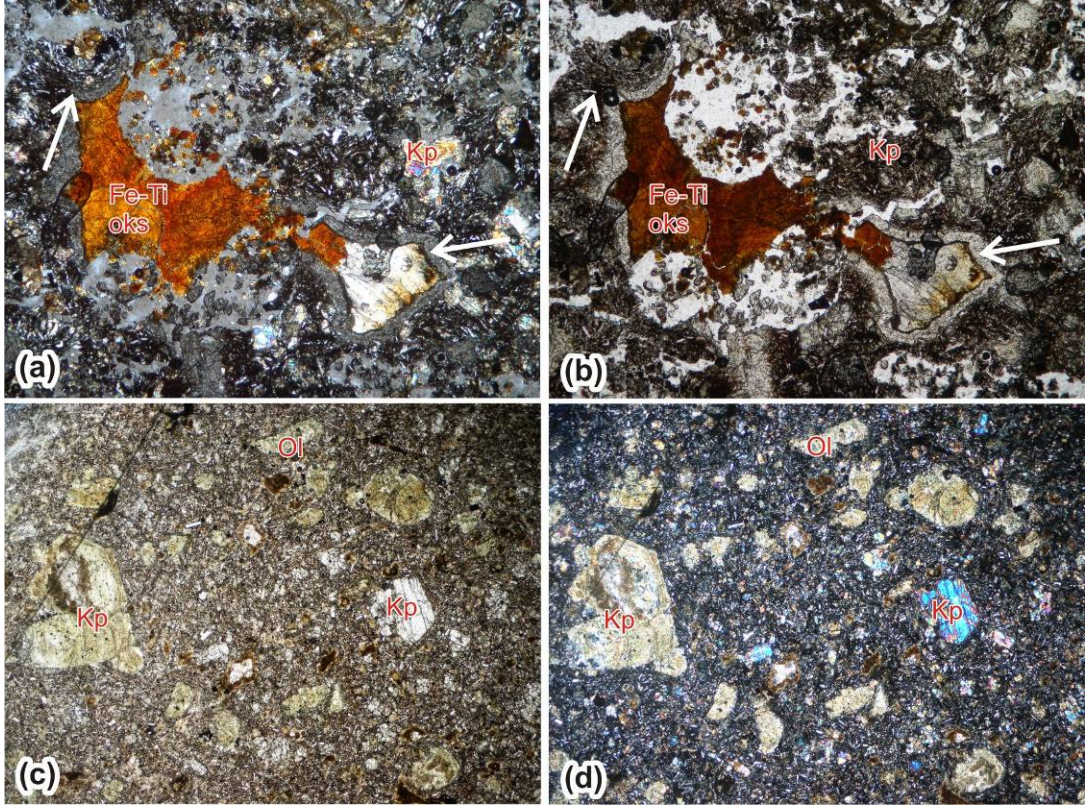
Şekil 3.8. Özşekilli iddingsitleşmiş olivin mineralleri Dededağ volkanitlerinde çok tipik bir şekilde izlenmektedir. (Tek Nikol ve Çift Nikol görüntüleri, büyütme: 4x10. Kısaltmalar: Plj: Plajiyoklaz; Ol: Olivin; Kp: klinopiroksen; Fe-Ti oks: Fe-Ti oksitler; Örnek 920).

3.3. Adilköy Volkanitleri

3.3.1. Tanımlama

Kayaçın ana bileşenini Plj + Olv + Kp + Fe-Ti oksitler + mikrolitler oluşturur. Kayaç porfirik dokudadır. İskelet olivinler ve olivinlerdeki reaksiyon dokuları dikkat çekicidir. Bazı olivinlerin klinopiroksenler üzerinde kristalleştiği gözlenmektedir. Plajiyoklaz fenokristalleri gözlenmesine karşın volkan hamuru içinde oldukça az oranda bulunmaktadır. Kayaca büyük oranda alterasyon hakimdir. Killeşme, karbonatlaşma ve hematitleşmeler gözlenir. Tüm minerallerde magma kemirilmeleri ve yuvarlaklaşmalar çok açık şekilde izlenmektedir. İkincil karbonat getirimlerinin kayaçtaki boşlukları doldurduğu gibi iskeletimsi yapıdaki minerallerin geride kalan

boşluklarında mineralleri kuşatacak şekilde iri kristal formları gözlenmektedir (Şekil 3.9).



Şekil 3.9. (a-d) Dededağ volkanitlerine ait mikroskop görüntüleri. (Tek Nikol ve Çift Nikol görüntüleri, büyütme: 4x10. Kısaltmalar: Ol: olivin; Kp: klinopiroksen; Fe-Ti oks: Fe-Ti oksitler; Örnek: 911).

3.4. Yorum

Soma Havzası'ndaki volkanik kayaçlarda magma karışımını işaret eden önemli ipuçları gözlenmiştir. Burada dikkat edilmesi gereken en önemli husus, birbirinden farklı bileşimdeki magma karışımlarının homojen mi (mixing) yoksa heterojen mi (mingling) gerçekleştiğidir. Soma volkanitlerinde magmaların homojen karışımını destekleyen çok önemli petrografik veriler gözlenmiştir. Plajiyoklas minerallerinde tekrarlanmalı zonlu yapılar, elek dokusu, plajiyoklazlarda amfibol, klinopiroksen ve Fe-Ti oksit mineral kapanımları, amfibol ve piroksenlerin birbirileri tarafından kuşatılmaları, biyotit ve amfibol minerallerinde opasitleşmeler, kuvars fenokristalleri çevresindeki magma yenilmeleri ve reaksiyon kuşakları, klinopiroksenlerdeki

reaksiyon yapıları ile birlikte sektör zonlanmaları, bıçağımsı biyotitlerin varlığı magma karışımını işaret edecek en önemli dokusal veriler arasındadır.

Soma Havzası'ndaki volkanik kayalara ait bazı örneklerde çok net bir şekilde anklavlar gözlenmiştir (Şekil 3.4, 3.5 ve 3.7). Anklavların varlığı ortamdaki heterojen magma karışımlarının en tipik verilerindedir. Genelde anklavlar bazik bileşimde olup, kenarlarından itibaren yuvarlaklaşmalar gözlenmiştir. Anklav içindeki mikrolitler, magmanın ergiyik halindeyken kendinden daha mafik olan başka bir magma ile girdiği ilişkiyi göstermektedir (Şekil 3.4 ve 3.5). Yuntdağ volkanitlerine ait dasitik kayalar içerisinde gözlenen anklavlarda yaygın olarak iskelet piroksen ve plajiyoklas mineralleri gözlenmiş olup bu dokusal özellik bazik ana magma kütleleri içerisinde kendisine göre nispeten daha silisik olan başka bir magmatik eriyiği bünyesine aldığı işaret edebilir. Ayrıca biyotit sanidin ve bazı Fe-Ti oksit minerallerinde gözlenen iğnemsî formlar heterojen magma karışımı sırasında termal farklılıktan dolayı hızlı büyümeyi göstermektedir.

BÖLÜM DÖRT

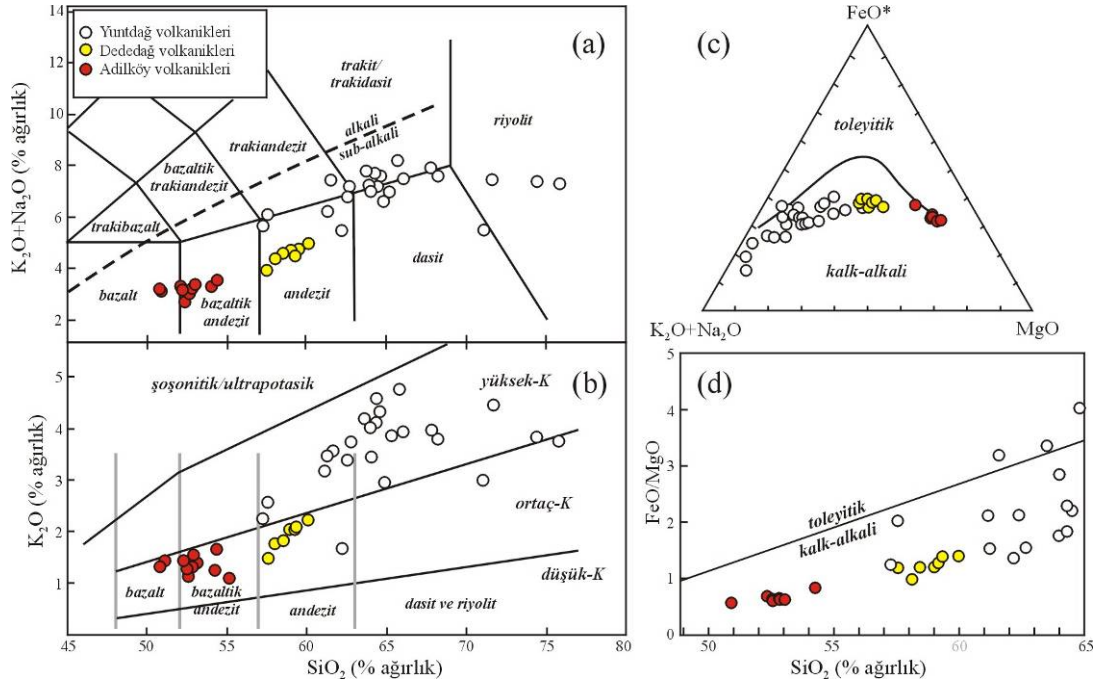
VOLKANİK KAYAÇLARIN JEOKİMYASI VE PETROLOJİSİ

4.1. Ana element oksit jeokimyası ve sınıflandırma

Çalışma alanından toplanan 37 adet volkanik kaya örneğinin lokasyonları Şekil 2.1'de, örneklerin ana element oksit bileşimleri önceki çalışmalarda sunulan analiz sonuçları ile birlikte Tablo 4.1'de verilmiştir. Yuntdağ volkanitlerine ait örneklerin SiO₂ bileşimleri 53,1 ile 74,5 arasında (takip eden kısımlarda da ana element oksit bileşim değerleri % ağırlık cinsinden verilmiştir), MgO bileşimleri ise 0,3 ile 4,8 arasında değişmektedir (Tablo 4.1). Yuntdağ volkanitleri susuz olarak hesaplanan toplam alkali (Na₂O+K₂O) ve silis (SiO₂) bileşimleri temelinde latit, andezit, trakit, trakidasit, dasit ve riyolit olarak (Şekil 4.1a) sınıflandırılır. AFM diyagramında (Şekil 4.1a) kalk-alkali gidiş sunan Yuntdağı volkanitleri, K₂O ve SiO₂ bileşimleri temelinde ortaç veya yüksek potasyumlu olarak sınıflandırılır (Şekil 4.1c). Kayaların kalk-alkali afiniteleri SiO₂-FeO/MgO diyagramı ile de desteklenir (Şekil 4.1d). Böylece Yuntdağı volkanitlerine ait örnekler ortaç-yüksek potasyumlu kalk-alkali seriler olarak sınıflandırılabilir. Ayrıca, ana element oksit bileşimlerine göre tüm örnekler normativ kuvars (6,9-37,4) ve hipersten (1,7-9,5) içerir (Tablo 4.1). Örneklerin Mg# değerleri ($Mg\# = \frac{MgO}{[MgO+FeO_{toplam}]}$) 19,4 ile 59,22 arasında değişmektedir. Bu özellikleri temelinde, Yuntdağı volkanitlerine ait örneklerin silise aşırı doygun ve ileri derecede evrimleşmiş bir magmadan itibaren farklılaştığı ortaya konur.

Dededağ volkanitlerine ait örneklerin SiO₂ bileşimleri 52,8 ve 58,1 arasında, MgO bileşimleri ise 3,9 ve 5,8 arasında değişmektedir (Tablo 4.1). Birime ait tüm örnekler Şekil 3'de verilen sınıflandırma ve ayırtman diyagramları temelinde ortaç potasyumlu kalk-alkali andezit olarak sınıflandırılır ve isimlendirilir. Örnekler normativ kuvars (11,4-14,6) ve hipersten (4,6-12,9) içerir ve Mg# değerleri 56,1-64,0 arasındadır. Bu özellikleri temelinde Dededağ volkanitlerinin de, tıpkı Yuntdağı volkanitleri gibi aşırı doygun ve ileri derecede evrimleşmiş bir magmadan farklılaştığı anlaşılır. Ancak Yuntdağı volkanitleri ile karşılaştırıldığında, daha ilksel

magma bileşimlerini temsil ettikleri görülür. Bu nedenle ve aynı yaşta oldukları kabulü temelinde, bu kayaların, Yuntdağı volkanitlerinin daha ilksel magma bileşimlerini temsil ettikleri düşünülebilir.



Şekil 4.1. Soma Havzası ve çevresindeki Miyosen volkanitlerinin ana element sınıflandırma/ayırtlama diyagramları: (a) toplam alkali-silis (TAS) diyagramı (LeMaitre, 2002) ve alkali-subalkali ayrımı (Irvine ve Baragar, 1971); (b) SiO_2 - K_2O ayırtlama diyagramı (LeMaitre, 2002); (c) Subalkali örneklerin AFM diyagramına göre (Irvine ve Baragar, 1971) toleyitik ve kalk-alkali şeklinde sınıflaması; (d) SiO_2 - FeO/MgO diyagramı (Miyashiro, 1974). Örneklerin bileşimleri susuz olarak yeniden hesaplanmıştır.

Jeolojik veriler temelinde Soma ve çevresindeki en genç volkanizmayı (muhtemelen geç Miyosen yaşlı) temsil eden Adilköy volkanitlerine ait örnekler silisçe çok daha fakir ($\text{SiO}_2=44,6-51,8$), magnezyumca zengin ($\text{MgO}=9,1-12,7$; $\text{Mg}\#=68,3-75,8$) olup susuz ana element oksit bileşimleri temelinde ortaç potasyumlu kalk-alkali bazalt (2 örnek) ve bazaltik andezit (8 örnek) olarak sınıflandırılırlar (Şekil 4.1). Ancak bazalt olarak isimlendirilen 910 ve 911 numaralı iki örneğin LOI değerleri (*kızdırma kaybı*) diğerlerine göre çok yüksektir ($\sim\%12$). Bu iki örneğin silis içeriği de diğer örneklerden oldukça yüksek sapma sunar. Bu nedenle bu iki örnek göz ardı edildiğinde silis içeriklerinin 49,6 ve 51,0 arasında değiştiği ve tüm örneklerin bazaltik andezit olduğu kabul edilmelidir.

Tablo 4.1. Soma Havzası ve çevresindeki volkanik kayaların ana element oksit (% ağırlık) ve iz element (ppm) bileşimleri ile normativ mineralojik bileşimleri. (*) Agostini ve diğ. (2005); (**) Innocenti ve diğ. (2005). Birimler: AV: Adilköy volkanitleri; DV: Dededağ volkanitleri; YV: Yuntdağı volkanitleri (AL: Asartepe latiti). Sınıflandırma: B: bazalt, BA: Bazaltik andezit, A: Andezit, L: Latit, T: Trakit, D: dasit, TD: Trakidasit, R: riyolit, Kimyasal afiniteler: OKKA: Ortaç-K Kalk-alkali, YKKA: Yüksek-K Kalk-alkali. Mineraller: Kuv: Kuvars, Pl: plajiolklas, Ort: Ortoklas, Di: Diyopsit, Hip: Hipersten, Ol: Olivin.

Örnek	IZ193*	IZ194*	IZ 195*	910	911	922	923	924	925	124	IZ 197**	912	913	914	915	920	921	115	116	117
Birim	AV	AV	AV	AV	AV	AV	AV	AV	AV	AV	DV	DV	DV	DV	DV	DV	DV	YV(AL)	YV	YV
Sınıflandırma	BA	BA	BA	B	B	BA	BA	BA	BA	BA	A	A	A	A	A	A	A	A	D	TD
Afiniteler	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	OKKA	YKKA	YKKA
SiO ₂	50,40	50,98	50,66	44,71	44,63	50,10	49,88	50,75	50,55	49,57	57,19	56,33	56,51	58,06	54,96	52,81	55,76	60,64	67,41	66,80
Al ₂ O ₃	12,07	12,18	12,14	11,26	11,27	12,25	12,20	12,81	12,54	12,07	15,14	15,07	15,36	15,58	14,86	14,53	15,10	15,77	15,85	16,20
Fe ₂ O ₃	8,35	8,50	8,55	7,62	7,50	8,13	8,03	8,06	7,89	7,84	6,30	5,98	6,05	6,19	6,14	5,54	6,43	5,33	3,23	3,39
MgO	9,07	11,87	12,10	11,83	11,79	12,02	12,67	11,80	11,71	11,56	4,41	4,53	3,94	3,99	4,64	4,17	5,76	3,52	1,06	0,82
CaO	8,76	8,98	9,08	8,95	8,97	8,98	8,73	8,71	8,93	8,33	8,44	8,16	8,06	7,26	8,40	10,36	7,84	6,15	3,23	3,07
Na ₂ O	1,73	1,65	1,75	1,53	1,54	1,77	1,50	1,65	1,87	1,83	2,40	2,55	2,55	2,72	2,60	2,27	2,51	3,67	3,77	3,82
K ₂ O	1,55	1,38	1,42	1,20	1,21	1,28	1,08	1,49	1,28	1,33	1,97	1,97	1,99	2,13	1,73	1,35	1,72	1,65	3,77	3,93
TiO ₂	0,63	0,63	0,65	0,56	0,56	0,60	0,59	0,64	0,62	0,59	0,58	0,54	0,55	0,54	0,54	0,53	0,56	0,54	0,39	0,40
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,14	0,10	0,10	0,12	0,11	0,13	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,09	0,15	0,16
MnO	0,14	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,10	0,12	0,08	0,04	0,05
LOI				11,60	11,70	4,00	4,50	3,20	3,80	6,10		4,20	4,40	2,80	5,50	7,70	3,70	2,30	0,80	1,10
Mg#	68,28	73,44	73,72	75,47	75,70	74,55	75,76	74,36	74,62	74,50	58,10	60,01	56,34	56,08	59,96	59,86	63,96	56,68	39,40	32,40
Kuv	5,04	1,36					1,13	0,88	0,27	0,60	14,21	12,83	13,84	14,60	11,63	11,67	11,43	16,02	22,62	21,82
Pl	42,29	41,67	41,87	42,68	42,78	43,31	42,78	43,18	44,43	43,62	49,57	50,74	51,42	51,44	52,01	52,15	51,52	56,89	48,20	47,97
Ort	11,59	10,05	10,34	9,58	9,71	9,42	7,98	10,84	9,38	9,94	13,52	13,63	13,79	14,46	12,23	9,84	11,94	10,99	23,80	24,88
Di	17,37	16,76	17,67	19,78	19,94	17,09	14,98	14,70	16,53	15,51	11,79	11,55	10,65	7,98	12,80	19,34	9,69	5,83		
Hip	20,31	26,79	26,18	16,86	16,21	26,52	29,96	27,17	26,23	27,13	8,38	8,80	7,85	9,07	8,82	4,61	12,85	8,17	3,88	3,49
Ol			0,54	7,87	8,16	0,45														

Tablo 4.1. *devamı*

Örnek Birim	118 YV	128 YV	129 YV	130 YV	131 YV	133 YV	134 YV	135 YV	136 YV	137 YV	138 YV	139 YV	140 YV	119 YV	120 YV	121 YV	122 YV	123 YV	125 YV	126 YV	127 YV
Sınıflandırma	TD	T	R	D	D	L	A	R	R	T	A	T	T	TD	D	D	L	A	L	A	T
Afi nite	YKKA	YKKA	YKKA	OKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA	YKKA
SiO ₂	64,34	61,40	68,71	67,78	62,23	61,71	59,76	74,52	73,34	64,76	61,07	63,91	63,26	62,53	63,18	62,39	59,97	59,32	52,90	53,07	62,49
Al ₂ O ₃	16,06	16,49	15,46	14,18	16,93	16,43	16,81	12,54	13,06	15,51	15,99	15,58	15,14	15,83	15,64	15,90	17,68	16,34	14,78	14,48	16,70
Fe ₂ O ₃	3,53	4,40	1,45	3,85	4,53	4,84	5,94	1,96	2,67	4,97	5,82	5,02	5,11	4,45	4,21	4,51	5,50	5,32	6,33	6,48	4,78
MgO	1,59	1,18	0,56	0,46	1,01	2,84	2,53	0,33	0,36	1,00	2,50	2,04	2,00	2,18	2,02	2,30	1,56	3,20	2,83	4,75	1,51
CaO	3,96	4,67	2,30	3,14	4,03	4,86	5,45	1,42	1,46	3,41	5,06	4,27	4,38	4,33	4,19	4,58	4,61	5,55	8,32	7,58	4,07
Na ₂ O	3,60	3,42	2,88	2,43	3,53	3,35	3,13	3,43	3,57	3,34	3,22	3,13	3,07	3,06	3,09	3,04	3,75	2,72	3,24	3,12	3,71
K ₂ O	3,82	4,06	4,29	2,86	2,86	3,68	3,14	3,67	3,76	4,65	3,30	4,30	4,49	3,99	3,75	3,90	3,47	3,36	2,38	2,06	3,36
TiO ₂	0,40	0,60	0,18	0,45	0,65	0,51	0,69	0,21	0,23	0,49	0,63	0,54	0,56	0,61	0,60	0,61	0,55	0,67	0,78	0,77	0,61
P ₂ O ₅	0,16	0,31	0,06	0,19	0,25	0,17	0,18	0,06	0,07	0,32	0,19	0,23	0,29	0,21	0,18	0,18	0,28	0,26	0,29	0,29	0,33
MnO	0,10	0,09	0,05	0,05	0,04	0,08	0,08	0,03	0,06	0,09	0,08	0,07	0,09	0,08	0,07	0,07	0,10	0,08	0,10	0,11	0,06
LOI	2,10	3,10	3,90	4,40	3,70	1,20	2,00	1,70	1,30	1,10	1,90	0,60	1,30	2,50	2,80	2,20	2,20	2,80	7,70	6,90	2,00
Mg#	47,16	34,70	43,35	19,14	30,64	53,76	45,77	25,01	21,08	28,50	45,98	44,60	43,68	49,25	48,73	50,26	35,98	54,37	46,97	59,22	38,49
Kuv	18,55	15,38	31,01	37,41	21,50	14,01	14,34	37,43	34,63	18,98	15,74	17,68	17,06	17,68	19,70	17,41	12,35	14,92	7,12	6,87	17,53
Pl	49,02	49,46	37,22	37,38	51,78	49,71	52,28	36,70	38,07	43,56	49,67	44,02	42,30	46,08	46,46	46,44	55,91	48,84	53,69	53,22	52,12
Ort	24,65	26,62	27,71	18,97	18,94	23,90	20,75	23,02	23,61	29,79	21,73	27,58	29,07	26,08	24,52	25,44	22,68	22,37	17,09	14,77	21,83
Di	1,56	2,46				2,80	2,31			0,81	3,10	2,66	3,82	1,70	1,32	2,27		2,36	15,69	12,37	
Hip	4,64	3,74	1,99	3,09	4,50	7,53	7,74	1,74	2,26	4,50	7,26	5,84	5,33	6,28	5,95	6,30	6,51	8,91	3,13	9,49	5,76

Tablo 4.2. Soma Havzası ve çevresindeki volkanit kayaların iz element (ppm) bileşimleri. (*) Agostini ve diğ. (2005); (**) Innocenti ve diğ. (2005).

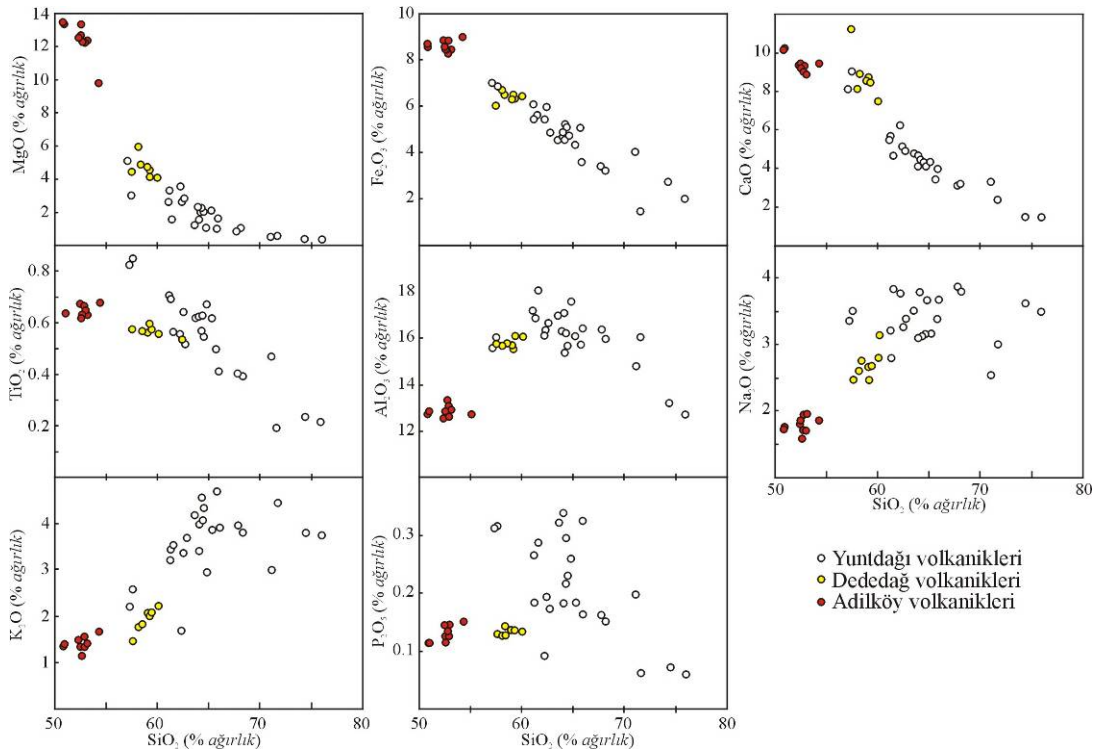
Örnek	IZ194*	IZ 195*	910	911	922	923	924	925	124	IZ 197**	912	913	914	915	920	921	115	116	117	118
Cs	5,72	3,43	2,80	2,60	2,80	2,10	3,30	3,10	2,20		7,80	10,60	6,60	10,80	22,00	6,10	1,00	5,60	4,60	4,90
Rb	38,60	38,30	24,00	23,80	34,70	20,00	38,70	37,90	34,80	52,00	56,80	60,00	60,90	57,00	45,40	49,40	44,50	145,00	150,80	151,40
Ba	839,00	901,00	456,00	471,00	746,00	729,00	807,00	739,00	762,00	901,00	951,00	947,00	1022,00	883,00	2073,00	971,00	616,00	1311,00	1331,00	1361,00
Sr	894,00	999,00	842,00	859,40	853,10	850,40	885,50	851,70	871,80	613,00	624,90	619,30	620,40	649,90	634,30	614,40	346,80	507,10	513,40	508,90
Pb	21,00	22,00	11,30	11,10	15,90	15,80	17,90	18,60	15,10		3,10	2,50	2,50	4,40	6,20	5,80	4,60	6,00	5,90	10,70
Th	7,60	7,40	5,20	5,20	6,00	6,10	6,80	6,40	7,30	12,00	9,40	9,20	9,20	8,40	9,00	9,00	5,20	31,70	31,60	35,10
U	3,71	3,64	2,00	1,80	3,30	3,40	3,60	3,30	3,40		2,40	2,30	2,60	2,20	1,90	2,20	1,60	5,10	6,00	6,50
Zr	67,00	67,00	56,00	58,10	73,80	65,70	74,70	71,20	65,30	125,00	118,90	108,10	116,30	111,50	102,50	110,30	87,20	198,50	186,30	180,10
Hf	1,83	1,98	1,40	1,60	2,30	1,90	2,20	2,20	1,90		3,30	3,10	2,70	3,40	3,10	3,10	2,80	5,70	5,10	5,20
Ta	0,28	0,27	0,20	0,20	0,30	0,30	0,30	0,30	0,20		0,40	0,50	0,50	0,40	0,40	0,50	0,40	1,10	1,10	1,10
Y	16,30	16,20	12,60	12,10	16,10	14,50	15,70	15,50	13,90	17,00	16,30	16,50	16,30	16,60	15,60	16,90	18,80	17,20	17,40	20,90
Nb	4,05	3,91	3,10	3,10	3,80	3,80	4,10	4,00	3,90	7,00	6,10	5,80	6,20	5,80	5,60	6,00	5,00	11,50	12,50	12,80
Sc	31,00	30,00	27,00	28,00	30,00	30,00	31,00	30,00	29,00		19,00	20,00	20,00	20,00	20,00	21,00	18,00	7,00	6,00	7,00
Cr	778,00	562,00	738,99	745,83	780,05	793,73	766,36	766,36	718,46		260,02	232,65	280,54	246,33	280,54	294,23	102,64			
Ni	239,00	229,00	152,90	154,80	167,40	158,00	143,30	163,60	189,70	53,00	54,50	52,90	48,50	57,50	30,60	56,60	7,80	3,10	2,80	3,70
Co	39,00	39,00	63,70	63,80	45,80	46,10	42,80	45,90	48,00		45,90	55,90	90,00	69,20	45,00	51,10	40,30	28,10	35,50	28,00
V	184,00	177,00	189,00	188,00	181,00	177,00	187,00	173,00	190,00	124,00	145,00	139,00	139,00	135,00	133,00	139,00	111,00	49,00	33,00	56,00
W			174,30	181,40	55,70	32,20	22,80	43,00	68,20		218,70	298,70	554,30	288,50	140,20	200,20	194,20	196,20	262,90	186,40
Ga	13,20	11,20	10,90	10,70	11,80	12,30	13,10	12,50	12,00		14,80	14,70	15,00	15,00	14,50	15,20	17,00	14,90	14,40	15,40
Zn	47,00	27,70	34,00	35,00	40,00	39,00	40,00	40,00	40,00		20,00	23,00	23,00	23,00	26,00	24,00	29,00	26,00	18,00	41,00
Cu			42,10	44,10	50,30	48,80	57,10	32,50	50,70		15,80	17,70	13,30	18,40	18,10	19,10	28,10	6,10	5,40	4,60
La	19,20	19,00	14,50	14,80	16,00	15,80	17,10	16,50	15,50		23,00	22,10	23,10	22,30	20,60	22,70	15,20	44,20	45,70	48,80
Ce	39,00	39,00	30,70	31,20	33,30	32,80	35,20	34,50	32,60		45,40	43,60	45,60	44,20	41,40	43,70	31,30	84,90	88,20	94,70
Pr	4,30	4,30	3,50	3,59	3,79	3,68	4,00	3,82	3,71		4,81	4,83	4,93	4,66	4,41	4,80	3,57	8,59	8,81	9,67
Nd	16,70	16,50	13,00	14,50	15,00	13,70	16,30	14,40	14,10		17,40	17,80	18,50	17,40	17,00	17,60	13,80	29,30	30,20	33,10
Sm	3,10	3,50	2,63	2,58	2,95	2,74	3,05	2,95	2,82		3,17	3,26	3,31	3,24	3,09	3,25	2,96	4,73	4,95	5,22
Eu	0,58	0,29	0,78	0,80	0,82	0,79	0,89	0,81	0,76		0,87	0,90	0,90	0,89	0,88	0,91	0,76	0,85	0,88	0,94
Gd	2,80	3,10	2,29	2,31	2,76	2,75	2,85	2,81	2,68		2,96	2,94	3,05	3,01	2,74	3,10	3,06	3,75	3,90	4,07
Tb	0,46	0,46	0,38	0,39	0,46	0,44	0,48	0,47	0,45		0,50	0,50	0,51	0,50	0,49	0,50	0,55	0,56	0,56	0,62
Dy	2,72	2,53	2,15	2,19	2,41	2,52	2,73	2,45	2,56		2,76	2,87	2,73	2,78	2,56	2,91	3,02	2,84	2,94	3,33
Ho	0,58	0,59	0,47	0,47	0,56	0,52	0,59	0,57	0,54		0,55	0,60	0,58	0,60	0,56	0,60	0,68	0,56	0,58	0,66
Er	1,55	1,50	1,33	1,31	1,58	1,50	1,68	1,65	1,54		1,71	1,68	1,65	1,62	1,63	1,80	1,96	1,63	1,68	1,86
Tm	0,22	0,23	0,22	0,21	0,23	0,24	0,25	0,24	0,23		0,26	0,25	0,26	0,25	0,21	0,27	0,30	0,27	0,27	0,29
Yb	1,53	1,56	1,32	1,27	1,56	1,60	1,60	1,58	1,49		1,74	1,77	1,81	1,78	1,63	1,95	1,95	1,77	1,75	1,92
Lu	0,22	0,20	0,20	0,20	0,24	0,24	0,26	0,25	0,23		0,26	0,26	0,27	0,26	0,24	0,26	0,31	0,28	0,27	0,31

Tablo 4.2. devamı

Örnek	119	120	121	122	123	125	126	127	128	129	130	131	133	134	135	136	137	138	139	140
Cs	5,90	5,40	5,70	3,50	6,70	1,80	3,10	3,50	1,70	3,70	11,00	3,80	6,10	6,30	4,70	4,10	6,80	4,60	6,00	6,90
Rb	142,80	137,60	134,40	136,80	146,70	62,30	46,70	123,40	116,60	144,20	101,90	104,40	170,40	130,50	144,80	145,20	195,80	136,20	193,00	208,50
Ba	1061,00	952,00	1062,00	1593,00	1106,00	1137,00	1087,00	1407,00	1290,00	1193,00	1099,00	1090,00	979,00	900,00	1065,00	1113,00	2003,00	1148,00	1225,00	1125,00
Sr	444,00	399,60	462,30	683,60	553,40	923,60	894,00	588,00	574,60	277,10	389,70	543,70	471,00	443,30	192,20	198,00	540,70	529,30	506,00	460,60
Pb	1,00	1,10	0,90	8,80	2,10	4,80	7,10	4,70	10,20	14,30	4,30	3,20	2,60	2,80	2,90	3,50	1,70	4,60	7,20	7,10
Th	22,80	18,70	19,30	29,50	20,70	12,80	12,50	23,00	22,70	24,20	17,10	19,60	26,60	17,10	24,60	26,90	29,70	25,90	35,00	36,90
U	5,60	5,00	5,00	6,60	5,80	3,20	3,10	4,00	4,20	5,20	3,20	3,90	7,60	4,90	4,70	6,40	6,90	6,10	9,50	9,90
Zr	174,00	169,80	181,90	207,30	172,40	138,40	128,70	212,00	202,10	162,70	127,10	221,40	178,80	175,10	113,50	131,30	225,00	181,40	223,10	202,00
Hf	5,00	4,80	5,00	5,40	4,90	3,50	3,20	6,20	5,60	4,60	3,80	6,30	5,00	4,70	4,10	4,30	6,10	5,40	6,40	5,90
Ta	1,00	0,90	0,80	1,00	0,80	0,60	0,70	0,80	0,70	0,90	0,60	0,80	1,10	1,00	1,10	1,30	1,10	0,80	1,10	1,20
Y	23,70	29,30	25,10	22,10	22,60	19,40	19,80	14,40	18,00	13,80	13,20	17,20	21,00	23,90	19,50	26,30	25,00	25,20	28,50	23,30
Nb	11,60	11,10	10,90	12,30	10,60	11,10	10,90	12,70	11,70	11,30	7,80	12,90	12,00	10,60	11,90	12,20	14,50	11,40	13,00	13,90
Sc	12,00	11,00	12,00	11,00	17,00	18,00	18,00	13,00	12,00	3,00	10,00	12,00	13,00	15,00	4,00	4,00	9,00	16,00	13,00	13,00
Cr	20,53	20,53	13,69	20,53	41,06	198,43	205,28	41,06	61,58		27,37		54,74	34,21				61,58	41,06	88,95
Ni	6,50	6,90	5,20	5,60	7,40	74,80	74,20	12,20	29,40	0,40	4,30	8,40	8,70	9,00	1,10	0,80	4,30	20,30	9,80	33,40
Co	31,50	25,70	32,80	29,80	36,00	32,60	39,70	29,70	32,70	17,30	23,10	37,50	14,30	16,00	1,80	1,90	10,90	12,20	14,80	15,60
V	88,00	86,00	94,00	96,00	139,00	142,00	144,00	67,00	100,00		59,00	110,00	102,00	121,00	12,00	9,00	63,00	124,00	83,00	94,00
W	181,60	135,60	178,00	133,60	147,40	77,70	130,10	166,00	174,30	142,00	146,30	176,30	2,40	1,90	1,30	1,20	2,60	2,60	2,10	2,70
Ga	16,40	16,70	16,80	17,10	16,30	15,10	14,60	18,10	16,80	15,60	14,00	16,80	18,80	18,20	14,10	13,90	16,60	16,70	16,20	16,70
Zn	24,00	26,00	23,00	32,00	17,00	54,00	49,00	23,00	49,00	22,00	9,00	52,00	18,00	33,00	10,00	11,00	24,00	34,00	24,00	28,00
Cu	8,40	9,30	10,10	12,00	12,50	16,80	14,00	15,50	15,80	4,10	11,60	12,80	15,60	12,70	1,80	4,70	12,90	22,70	21,00	23,70
La	42,10	38,50	39,90	55,70	37,90	33,10	31,80	43,60	44,20	43,00	32,90	47,00	40,30	36,20	41,90	43,10	54,40	38,50	40,00	38,90
Ce	82,70	78,20	76,60	106,10	77,70	65,40	64,20	91,20	90,50	82,20	64,90	98,00	80,10	72,20	81,20	84,30	104,00	75,70	77,90	81,10
Pr	8,83	8,44	8,80	11,13	8,51	7,17	7,00	9,06	9,79	8,05	6,73	10,66	8,40	7,94	8,17	8,63	11,23	8,41	8,69	8,66
Nd	31,80	30,20	33,20	39,70	31,20	27,50	25,90	31,30	34,40	25,60	23,60	37,50	27,90	28,30	27,90	27,60	42,00	29,80	29,30	30,00
Sm	5,70	5,72	5,86	6,41	5,93	5,08	5,05	4,91	5,75	3,96	4,16	6,32	5,12	5,50	4,70	4,85	7,08	5,43	5,28	5,33
Eu	1,13	1,11	1,18	1,27	1,24	1,23	1,26	1,01	1,13	0,80	0,93	1,16	1,03	1,10	0,76	0,79	1,47	1,15	1,11	1,15
Gd	5,05	5,25	5,14	5,04	5,18	4,35	4,42	3,77	4,49	3,03	3,25	4,81	4,19	4,55	3,75	4,16	5,73	4,80	4,49	4,48
Tb	0,77	0,84	0,82	0,75	0,78	0,67	0,66	0,52	0,64	0,45	0,48	0,69	0,64	0,73	0,57	0,68	0,81	0,73	0,72	0,68
Dy	4,11	4,85	4,36	3,86	4,12	3,50	3,63	2,61	3,32	2,44	2,52	3,51	3,60	4,16	3,12	4,05	4,32	4,23	4,08	3,79
Ho	0,82	1,00	0,92	0,77	0,79	0,71	0,73	0,50	0,64	0,48	0,48	0,66	0,73	0,79	0,64	0,82	0,83	0,80	0,81	0,76
Er	2,39	2,93	2,56	2,23	2,20	2,09	2,01	1,40	1,70	1,46	1,44	1,78	2,00	2,17	1,92	2,50	2,46	2,22	2,49	2,18
Tm	0,38	0,44	0,40	0,34	0,33	0,32	0,31	0,22	0,26	0,24	0,21	0,27	0,30	0,35	0,32	0,42	0,37	0,36	0,39	0,32
Yb	2,48	2,95	2,55	2,26	2,16	1,98	1,97	1,43	1,70	1,59	1,40	1,77	1,88	2,20	1,98	2,80	2,35	2,33	2,62	2,29
Lu	0,38	0,46	0,41	0,35	0,34	0,30	0,30	0,22	0,27	0,26	0,22	0,27	0,30	0,33	0,33	0,42	0,38	0,36	0,43	0,35

Adilköy volkanitlerine ait bazı örnekler normativ kuvars (0,3-5,0) içerirken diğerleri normativ olivin içerirler (0,5-8,2) ve bu temelde silise doymun veya aşırı doymun magma bileşimlerini temsil ederler. Bu özellikleriyle Adilköy volkanitlerine ait örnekler bölgedeki en ilksel magma bileşimine sahiptir.

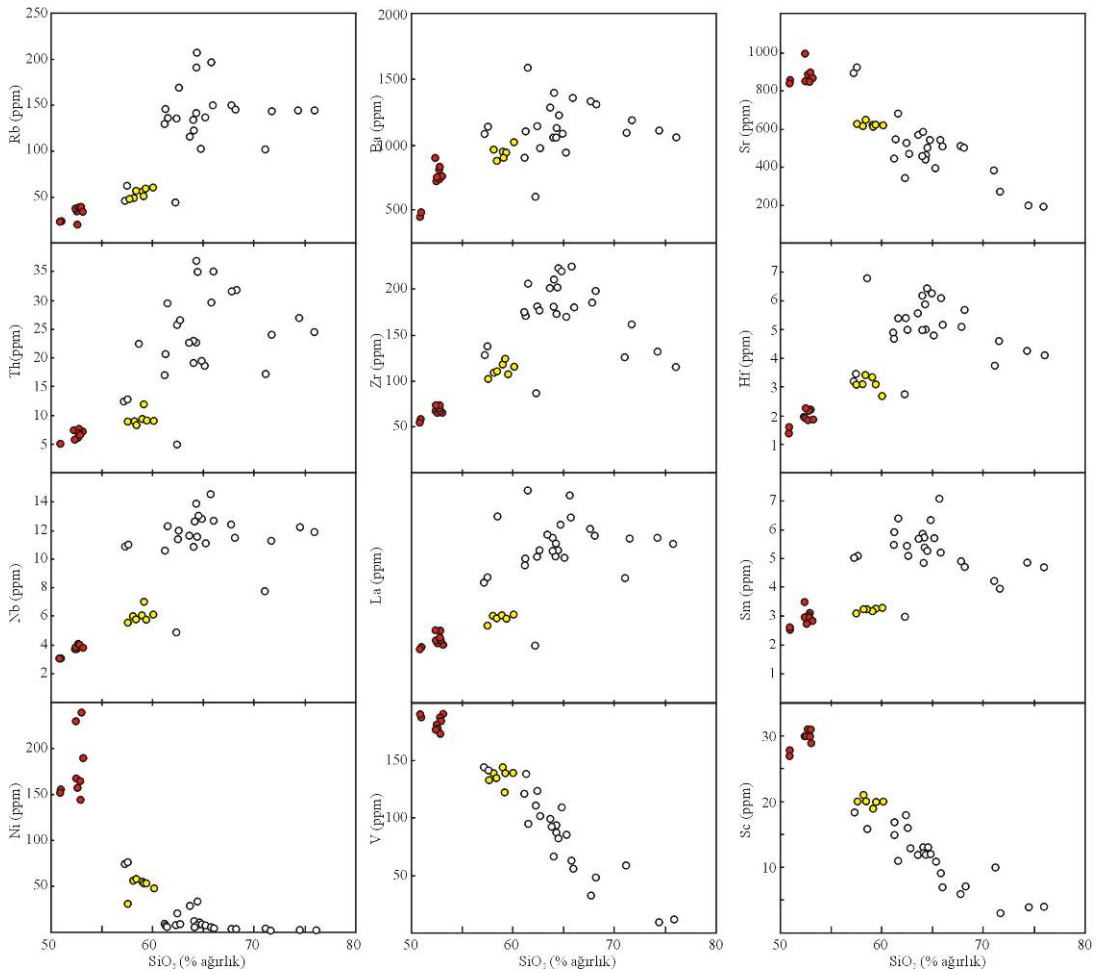
Soma Havzası ve çevresindeki Miyosen volkanitlerine ait örneklerin ana element oksit bileşimlerindeki değişimler SiO_2 içeriklerine göre Şekil 4.2'de verilmiştir. Adilköy volkanitlerine ait örnekler sınırlı SiO_2 aralığına sahip olduklarından net bir trend sunmazlar. Bununla birlikte, Dededağ ve diğer Yuntdağı volkanitlerine ait örneklerin MgO , Fe_2O_3 , CaO , ve TiO_2 içerikleri artan SiO_2 içeriklerine göre düzgün biçimde azalış gösterir. Al_2O_3 ve P_2O_5 içerikleri ise, SiO_2 içerikleri $\sim\%62$ 'ye kadar artmakta, $\sim\%62$ 'den itibaren azalmaktadır. Örneklerin Na_2O ve K_2O içerikleri ise $\text{SiO}_2 = \sim\%67$ 'ye kadar düzgün artış gösterirken $\sim\%67$ 'den itibaren düzgün olmayan azalış sunar.



Şekil 4.2. Soma Havzası ve çevresindeki Miyosen volkanitlerinin SiO_2 içeriklerine göre ana element oksit değişim diyagramları. Örneklerin bileşimleri susuz olarak yeniden hesaplanmıştır.

4.2. İz element jeokimyası

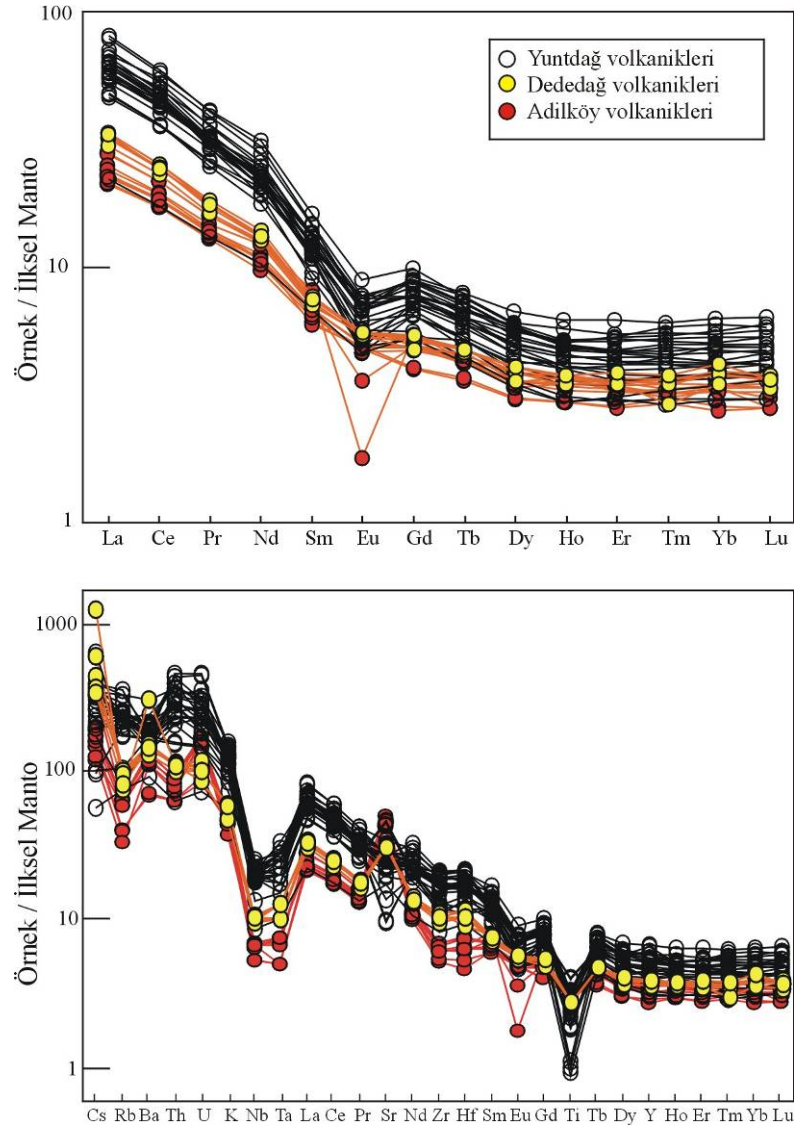
Yuntdağı ve Dededağ volkanitlerine ait örneklerin manto mineralleri için uyumlu olan elementlerden Ni içerikleri 13,7-205,3 ve 30,6-57,5 arasında değişmektedir. Adilköy volkanitlerinin ise Ni içerikleri daha yüksek olup 143,3-239,0 arasındadır. Benzer durum Cr içerikleri için de geçerlidir. Soma Havzası ve çevresindeki Miyosen volkanitlerinin iz element içeriklerindeki değişimler artan SiO_2 içeriklerine göre Şekil 4.3'de SiO_2 içeriklerindeki artışa bağlı olarak gösterilmiştir. Örneklerin Rb, Ba, Zr, Hf, Nb, La ve Sm içerikleri $\text{SiO}_2 \approx \sim\%62$ 'ye kadar artış gösterirken daha yüksek silis bileşimleri için azalma sunarlar. Sr, Ni, V ve Sc içerikleri ise artan silis oranına paralel olarak düzgün azalma sunar.



Şekil 4.3. Soma Havzası ve çevresindeki Miyosen volkanitlerinin SiO_2 içeriklerine göre iz element değişim diyagramları. Örneklerin bileşimleri susuz olarak yeniden hesaplanmıştır.

Yuntdağı volkanitlerine ait örneklerin La/Yb değerleri, Asartepe andeziti (La/Yb=7,8) hariç 13,1-30,5 arasındadır. Dededağ volkanitlerinin La/Yb oranları da Yuntdağı volkanitlerine benzerlik sunar (11,6-13,2). Asartepe andezitinin lantanid grubu element içeriği diğer Yağcıdağ volkanitlerine oranla çok daha düşüktür (Dededağ volkanitleri ile yaklaşık aynı bolluklara sahiptir). Buna karşın Adilköy volkanitlerin La/Yb oranları çok daha düşüktür (9,9-12,6). Örneklerin ilksel mantoya (*primitive mantle*) göre normalleştirilmiş lantanid grubu element (LGE) diyagramı Şekil 4.4a'da verilmiştir. Tüm örnekler, hafif LGE'den (HLGE) orta LGE'ye (OLGE) doğru azalan bir desen sunarken, ağır LGE (ALGE) içerikleri düz bir desen sunar. Volkanik birimlerin HLGE içerikleri Adilköy volkanitlerinden Yuntdağı volkanitlerine doğru belirgin bir artış gösterir. Tüm volkanik birimlerin ALGE içerikleri yaklaşık aynı iken, Yuntdağı volkanitlerine ait örneklerinin ALGE içerikleri artacak şekilde geniş bir aralık sunar. Dededağ volkanitleri hariç tüm birimler Eu elementi için negatif aykırılık (*anomaly*) gösterir.

Çalışma alanındaki volkanik birimlerin ilksel mantoya göre normalleştirilmiş çoklu element diyagramı Şekil 4.4b'de verilmiştir. Tüm volkanik birimler yaklaşık aynı desenleri sunar. Bu diyagrama göre örneklerin tümü Cs, Rb ve Ba gibi geniş iyon çaplı litofil elementler (GÇLE) bakımından ileri derecede zenginleşme, Nb, Ta ve Ti gibi yüksek değerlikli katyonlar (YDK) bakımından ise bu elementlere komşu GÇLE ve YDK'a göre tüketilme sunar. Yuntdağı volkanitlerine ait örneklerdeki GÇLE zenginleşmesi (tıpkı HLGE de olduğu gibi) diğer birimlerinkine oranla daha yüksektir.



Şekil 4.4. Soma Havzası ve çevresindeki volkanik kayaların İlkse Mantoya (PM) göre normalleştirilmiş (a) lantanid grubu element (LGE) diyagramı ve (b) çoklu element diyagramı (İlkse manto değerleri: Palme ve O'Neil, 2004).

4.3. Petrojenez

Soma Havzası'nda yüzlek veren Neojen yaşlı volkanik birimler, (a) ana element sınıflama diyagramlarında (Şekil 4.1), (b) SiO₂ içeriklerine göre çizilen Harker varyasyon diyagramlarında (Şekil 4.2 ve 4.3) ve (c) İlkse Mantoya göre normalleştirilmiş LGE ve çoklu element diyagramlarında (Şekil 4.4) görüldüğü gibi geniş bir bileşimsel aralık sunarlar. Ana ve iz element içeriklerindeki sistematik

olarak görülen bu değişim ve farklılıklar volkanik kayaların gelişimi sırasında (1) kristal ayrımlaşması, (2) kabuksal kirlenme, (3) magma karışması, (4) manto kaynağı bölgesinde meydana gelen (a) heterojen zenginleşmeler (örn. Jeodinamik açıdan yitim ilişkili) ve (b) farklı kısmi ergime dereceleri ile ilişkili olabilir. Magmatik aktivitenin gelişimi sırasında meydana gelen bu işlevler jeokimyasal açıdan ana ve iz elementler ile izotopik bileşimlerin değerlendirilmesi ile belirlenebilmektedir (örn. DePaolo, 1981).

4.3.1. Kristal Ayrımlaşması (Fractional Crystallisation)

Bir örnek magma odasında, magmanın yavaş yavaş soğuması ile birlikte farklı mineraller seğimli olarak (oluşum sıcaklıklarına göre) katılaşıp yoğunluk farklılıkları nedeniyle magmadan ayrılabilirler. Bu durumda kalan magmanın bileşimi, oluşan ve ayrılan mineralleri oluşturan ana ve iz elementler bakımından fakirleşir. Böylece tek bir magma odasından, kristal ayrımlaşması işlevi eşliğinde farklı zamanlarda meydana gelen lav akıntuları farklı bileşimlere sahip olurlar. Arazide farklı lav seviyelerinden alınan örneklerin, SiO₂ içeriklerine göre çizilen ana veya iz element Harker değişim diyagramlarında ortaya çıkan trendler, bu volkanik kayaları meydana getiren magmanın kristal ayrımlaşması işlevlerine eşlik ettiğini gösterebilir (Gast, 1968).

Dededağ ve diğer Yuntdağı volkanitlerine ait örneklerin MgO ve Fe₂O₃ içerikleri artan SiO₂ içeriklerine göre düzgün biçimde azalış gösterir. Bu durum, lavların oluşumu sırasında olivin ve/veya piroksen (\pm biyotit, amfibol) gibi mafik minerallerin magmadan ayrıldığına işaret edebilir. Klinopiroksen ayrımlaşması ayrıca magmanın CaO, Sc ve V içeriklerini de azaltır. Şekil 4.3'de görüldüğü gibi örneklerin bu elementleri düzgün olarak azalma gösterir. Bu durumda Dededağ ve Yuntdağı volknaitlerine ait örneklerin başlıca klinopiroksen ayrımlaşmasına uğradıkları sonucuna varılır. Bu durum, biręok örnekte petrografik olarak klinopiroksenlerin varlığı ile de desteklenir.

Örneklerin Ni (ve Co) içerikleri ise özellikle Adilköy ve Dededağ volkanitleri için azalma sunar. Adilköy volkanitlerinde petrografik olarak gözlemlenen olivin fenokristalleri, bu volkanik kayaların gelişiminde başlıca olivinin ayrılaştığını gösterir ve bu durum aniden azalan Ni (ve Co) içerikleri ile de desteklenir.

CaO plajiyoklas ve klinopiroksenin yapısını oluşturduğundan azalan CaO değerleri bu minerallerin ayrılaştığına işaret edebilir. Ayrıca plajiyoklas ayrılaşması Na₂O içeriğinin azalmasını da gerektirir, ancak örneklerin Na₂O içeriği (K₂O içerikleri ile birlikte) SiO₂ > ~%67 olan örneklerden itibaren azalış sunar. Bu durumda, plajiyoklas ayrılaşmasının SiO₂ > ~%67 olan Yuntdağı volkanitlerine ait örnekler için geçerli olduğu sonucuna varılabilir. Nitekim, plajiyoklaslar için uyumlu olan Sr elementi de özellikle Yuntdağı volkanitlerinde düzenli azalma göstermektedir. Plajiyoklas ayrılaşmasının diğer destekleyicisi ise örneklerin Al₂O₃ içerikleridir. Şekil 4.2’de görüldüğü gibi örneklerin Al₂O₃ içerikleri ise, SiO₂ içerikleri ~%62’ye kadar artmakta, ~%62’den itibaren azalmaktadır. Bu durumda, plajiyoklas ayrılaşmasının SiO₂ içeriği ~%62’den fazla olan Yuntdağı volkanitlerine ait örnekler için geçerli olduğu desteklenmiş olur.

Magmadan K-feldisat ayrılaşması azalan K₂O ve Al₂O₃ içeriği ile birlikte azalan Ba (ve Sr) içerikleri ile belirlenir. Şekil 4.2 ve Şekil 4.3’de görüldüğü gibi K₂O, Al₂O₃ ve Ba içerikleri SiO₂ ≈%65’den itibaren azalmaktadır. Petrografik olarak örneklerde K-feldispat mineralleri (sanidin) oldukça asidik örneklerde bulunmaktadır. Bu durumda Yuntdağı volkanitlerini oluşturan magmadan K-feldispat ayrılaşmasının oldukça geç evrelerde, magma asidikleşmeye başladıkça ortaya çıktığı sonucuna varılır. Magmadan geç evrede kristalleşen minerallerden birisi de apatittir. Apatit ayrılaşması P₂O₅ içeriğindeki azalış ile desteklenir. Yuntdağı volkanitlerine ait örneklerin P₂O₅ içerikleri SiO₂ ≈%65’den itibaren azalmaktadır. Bu durum, geç evre kristalizasyonda sanidin ve apatitin birlikte ayrılaştığını gösterir. Apatit minerali HLGE elementler (örneğin La ve Ce) için uygun olduğundan bu elementler apatitte yoğunlaşır. Şekil 4.3’de, örneklerin La içeriklerinin ~%65’den itibaren azaldığı görülmektedir. Bu durum asidik örnekler için apatit ayrılaşmasının diğer bir verisidir.

Rb ve Ba (ve Ni) biyotiti için uyumlu elementlerdir. Şekil 4.3'de örneklerin Rb içeriklerinin $\text{SiO}_2 \approx 65\%$ 'e kadar arttığı (biyotit ayrışması yok) $\text{SiO}_2 \approx 65\%$ 'den itibaren sabitlendiği görülür (biyotit ayrışması var). Bu durum biyotit kristalizasyonun da sanidin ve apatitle birlikte olduğunu gösterir. Sm gibi OLGE elementleri amfibol için uyumlu elementlerdir. Şekil 4.3'de örneklerin Sm içeriklerinin $\text{SiO}_2 \approx 65\%$ 'e kadar arttığı (amfibol ayrışması yok) $\text{SiO}_2 \approx 65\%$ 'den itibaren sabitlendiği görülür (amfibol ayrışması var). Aynı şekilde, TiO_2 içeriklerindeki azalış $\text{SiO}_2 \approx 65\%$ 'e kadar normal, $\text{SiO}_2 \approx 65\%$ 'den itibaren daha hızlıdır. TiO_2 , amfiboller (ve klinopiroksenler) için uyumludur. Bu durumda $\text{SiO}_2 \approx 65\%$ 'e kadar olan TiO_2 azalması klinopiroksen ayrışması ile açıklanırken $\text{SiO}_2 \approx 65\%$ 'den itibaren görülen hızlı azalış klinopiroksene ek olarak amfibolün de ayrıştığına işaret eder.

Özet olarak, Soma Havzası'nda yüzlek veren Dededağ ve Yunt dağı volkanitlerine ait örneklerde görülen jeokimyasal farklılıklar kristal ayrışması süreçleri ile açıklanabilmektedir. İlk evrede ($\text{SiO}_2 < \approx 62\%$) olivin(?) + klinopiroksen ayrışması; ikinci evrede ise ($\text{SiO}_2 > \approx 62\%$) klinopiroksen + plajyoklas + biyotit + amfibol + K-feldispat (sanidin) + apatit mineral toplulukları ayrışmıştır. Bu mineral toplulukları minerallerin oluşum sırası (Bowen tepkime serileri) ile uyumludur. İkinci evrede görülen mineral togluluğu, çevre bölgelerde görülen granitik kayaların mineral toplulukları ile eş değerdir (örn. Kozak graniti). Bu durum, özellikle Yunt dağı volkanitlerini oluşturan magma kaynağının kristal ayrışmasına uğrayarak daha derinlerde granitik bir plütonu oluşturduğu sonucuna varılabilir.

4.3.2. Kristal Ayrışması ve Kabuksal Kirlenme (Fractional Crystallisation and Assimilation)

Magma odalarında meydana gelen sıcaklık düşüşüne bağlı kristal ayrışması işlevleri genel olarak çevre kayaların da özümsemesi ile birlikte gelişir (DePaolo, 1981). Kristal ayrışması magmanın bileşimini değiştiren, çevre kayalardan magma haznesine alınan ve eritilen kabuksal malzemeler de magmanın kimyasal bileşimini değiştiren bir etken oluşturur. Kristal ayrışması sırasında magmanın

kimyasal bileşimi değişirken izotop bileşimi değişmez (çünkü her elementin izotopu, mineralin kristal yapısına girerken aynı davranışı sunar).

Buna karşın magmanın izotop bileşiminden farklı izotop bileşimine sahip olan kabuksal kayaların özümsemesi magmanın ilksel izotop bileşimini değiştirir. Kabuksal kirlenme işlevleri genel olarak $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotopik bileşimlerindeki değişimler ile saptanır. Ancak Soma Havzası ve çevresinde yüzlek veren volkanik birimlerden $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotopik analiz yapılmamıştır. Çevre bölgelerde yapılan diğer çalışmalarda sunulan izotop bileşimlerine göre çeşitli araştırmacılar farklı jeokimyasal modeller önermişlerdir. Örneğin Aldanmaz ve diğ. (2000), Biga yarımadası ve güneyinde (Bergama-Dikili çevresi) yaptıkları çalışmada, andezitten riyolite kadar bileşimsel farklılık sunan Miyosen volkanik birimlerinin kabuksal kirlenmeden etkilendiklerini önermişlerdir. Ancak daha sonra Innocenti ve diğ. (2005), andezitik ve daha asidik olan volkanik birimlerin kabuksal kirlenmeden çok az etkilendiğini ve bileşimsel farklılığın başlıca ayrımlaşmalı kristalizasyonla birlikte ortaya çıktığını önermişlerdir.

BÖLÜM BEŞ

SONUÇLAR

Yüksek lisans tezi kapsamında yapılan bu çalışmanın amacı, Batı Anadolu'da'ki Neojen havzalarından biri olan Soma Havzası ve çevresinde yüzlek veren Neojen yaşlı volkanik birimlerin havza çökelleri olan ilişkisini, volkanik kayaların petrografik ve jeokimyasal incelemesini amaçlar. Bu amaçla havzadaki volkanik birimlerin dokanak ilişkileri incelenmiş ve birimlerden alınan 37 adet örneğin petrografisi ve jeokimyası incelenmiştir.

Soma Havzası'nın temel kayaları Karakaya Karmaşığı'nın ve Bornova Karmaşığı'nın tektono-stratigrafik birimleri ve bunları uyumsuz üzerleyen Eosen yaşlı Başlamış Formasyonu ile simgelenir. Havzanın Miyosen istifi Alt-Orta Miyosen Soma Formasyonu ve Üst Miyosen Deniz Formasyonu'ndan oluşur. Ayrıca bu birimler Miyosen yaşlı Yuntdağ volkanitleri ve Dededağ volkanitleri ile giriktir. Tüm bu birimler Adilköy volkanitleri ile kesilir.

Yuntdağı volkanitlerine ait lavlar genel olarak kırmızı-pembe renkli porfirik dokulu andezit-dasit bileşimli lavlardan ve piroklastik kayalardan ve bunları kesen lav domlarından oluşur. Petrografik olarak plajioklas, sanidin, kuvars, amfibol ve biyotit, az oradanda da klinopiroksen içerir. Yuntdağı volkanitlerine ait örnekler jeokimyasal olarak ortaç potasyumlu ve kalk-alkali karakterli andezit, latit, dasit, trakidasit, trakit, riyolit olarak sınıflandırılır. Dededağ volkanitleri gri-siyah renkli ve çoğunlukla sütun çatlaklar sunan bazalt görünümlü andezitik lavlardan oluşur. Petrografik olarak plajioklas, klinopiroksen, biyotit ve opaklaşmış amfiboller içerir. Dededağ volkanitleri jeokimyasal olarak ortaç potasyumlu ve kalk-alkali karakterli andezit olarak sınıflandırılmıştır. Adilköy volkanitleri bazaltik dayk ve lavlardan oluşur. Petrografik olarak plajioklas, klinopiroksen ve olivin içerirler ve jeokimyasal olarak ortaç potasyumlu ve kalk-alkali karakterli bazalt veya bazaltik andezit olarak isimlendirilmiştir.

Dededağ ve Yuntdağı volkanitlerine ait örneklerde görülen jeokimyasal farklılıklar bunların petrolojik kökeninde kristal ayrışması süreçlerine uğradıklarını yansıtmaktadır. İlk evrede ($\text{SiO}_2 < \sim\%62$) olivin(?) + klinopiroksen ayrışması; ikinci evrede ise ($\text{SiO}_2 > \sim\%62$) klinopiroksen + plajyoklas + biyotit + amfibol + K-feldispat (sanidin) + apatit mineral toplulukları ayrışmıştır.

KAYNAKÇA

- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Savaşçın, M.Y. & Tonarini, S. (2005). Tertiary high-Mg volcanic rocks from Western Anatolia and their geodynamic significance for the evolution of the Aegean area. In: Fytikas, M. & Vougioukalakis, G.E., (Eds.), *The South Aegean Active Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives: Amsterdam, Elsevier book series Developments in Volcanology*, 7, 345–362.
- Akal, C. & Helvacı, C. (1999). Mafic Microgranular Enclaves in the Kozak Granodiorite, Western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Science*, 8, 1-17.
- Akay E. & Erdoğan, B. (2004). Evolution of Neogene calc-alkaline to alkaline volcanism in the Aliağa-Foça region (Western Anatolia, Turkey). *J. Asian Earth Science*, 24, 367–387.
- Akdeniz, N. (1980). Başlamış Formasyonu. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 10, 39–47.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirwall, M.F. & Mitchell, J.G. (2000). Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Altunkaynak, Ş. & Yılmaz, Y. (1998). The Mount Kozak magmatic complex, Western Anatolia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 211–233.
- Altunkaynak, Ş. (2007). Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Geology*, 115 (1), 63–82.
- Altunkaynak, Ş. & Dilek, Y., (2006). Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications. *Geological Society of America, Special Paper 409*, 321–351.
- Arpalıyığıt, İ. ve İnci, U. (2000). Kırkağaç diri fay zone. Bat Anadolu'nun Depremelliği Sempozyumu (BAD SEM-2000, 24-27 Mayıs 2000, İzmir), Proceeding, 184–188.

- Borsi, J., Ferrara, G., Innocenti, F. & Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island). *Bulletin of Volcanology*, 36, 473-496.
- Bozkurt, E. (2000). Timing of Extension on the Büyük Menderes Graben, Western Turkey and its tectonic implications. In: Bozkurt, E. Winchester, J.A. & Piper J.A.D. (eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Journal of Geological Society of London*, 173, 385–403.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey, a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16, 61-81.
- Bozkurt, E. & Rojay, B. (2005). Episodic, two-stage Neogene extension and short-term intervening compression in western Anatolia: field evidence from the Kiraz basin and Bozdap Horst. *Geodinamica Acta*, 18, 295–312.
- Bozkurt, E. & Sözbilir, H. (2004). Geology of the Gediz Graben: new field evidence and tectonic significance. *Geological Magazine*, 141, 63-79.
- Brinkmann, R., Feist, R., Marr, W.U., Nickel, E., Schlimm, W. ve Walter, H.R. (1970). Soma dağlarının jeolojisi. *MTA Dergisi, Ankara*, 74, 41–57.
- Çiftçi, N.B. & Bozkurt, E. (2009). Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedimentary Geology*, 216, 49–79.
- Çiftçi, N.B. & Bozkurt, E. (2010). Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: temporal and spatial variation of the graben basin. *Basin Research*, 22, 846–873.
- Çiftçi, G., Pamukçu, O., Çoruh, C., Çopur, S. & Sözbilir, H. (2011). Shallow and Deep Structure of a Supradetachment Basin Based on Geological, Conventional Deep Seismic Reflection Sections and Gravity Data in the Büyük Menderes Graben, Western Anatolia. *Surv Geophys*, 32, 271–290.

- Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S. ve Barka, A. (1995). Syn-Rift Sedimentation and Structural Development of the Gediz and Büyük-Menderes Graben, Western Turkey. *Journal of Geological Society of London* 152, 629–638.
- DePaolo, D.J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsula Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86, 10470–10488.
- Emre, T. (1996). Gediz grabeninin jeolojisi ve tektoniği [Geology and tectonics of the Gediz graben]. *Turkish Journal of Earth Science*, 5, 171–185.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (2005). Küçük Menderes Grabeni Doğu Ucundaki Andezitlerin (Başova-Kiraz/İzmir) Jeolojisi, Petrografisi ve Jeokimyası. *MTA Dergisi*, 131, 1-19.
- Emre, T. ve Sözbilir, H. (2006). Kiraz - Beydağ Çevresinin Neojen- Kuvaterner Stratigrafisi, Küçük Menderes Grabeni, Batı Anadolu. *MTA Dergisi*, 132, 1-32.
- Ercan, E., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A. & Günay, A. (1978). Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi (Geology of the Neogene basins in Uşak region). *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 21, 97-106.
- Ercan, E., Türkecan, A., Dinçel, A. & Günay, E. (1983). Kula – Selendi (Manisa) dolaylarının jeolojisi (Geology of Kula – Selendi (Manisa) area). *Jeoloji Mühendisliği*, 17, 3-28.
- 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 (Interpretation of new chemical, isotopic and radiometric data on Cenozoic volcanics of western Anatolia). *Bulletin of Geological Society of Turkey*, 28, 121-136.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarifakioğlu, E., Adis, C., Walter, H-J. & Yıldırım, T. (1996). Features of the Tertiary volcanism in the Biga Peninsula and in the islands of Gökçeada, Bozcaada and Tavan adası (in Turkish). *Bulletin of the Mineral Research and Exploration, Ankara*, 117, 55–86.

- Ercan, T., Türkecan A., Can, B., Günay, E., Çevikbaş, A. ve Ateş, M. (1987). Batı Anadolu'da Manisa-Balıkesir Arasındaki Tersiyer Yaşlı Yalancı Bazaltların Özellikleri, *Jeoloji Mühendisliği*, 30, 31–42.
- Erdoğan, B. (1990). İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi. *TPJD Bülteni*, 2, 1-20.
- Erkül, F., Helvacı, C. & Sözbilir, H. (2005a). Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadic borate basin and tectonic implications for western Turkey. *Geological Journal*, 40 (5), 545–570.
- Erkül, F., Helvacı, C. & Sözbilir, H. (2005b). Stratigraphy and Geochronology of the Early Miocene Volcanic Units in the Bigadiç Borate Basin, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, vol.14, p. 227-253.
- Ersoy, E. Y. & Helvacı, C. (2007). Stratigraphy and geochemical features of the Early Miocene bimodal (ultrapotassic and calc-alkaline) volcanic activity within the NE-trending Selendi Basin, Western Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Science* 16, 117–139.
- Ersoy, E. Y., Helvacı C. & Palmer M. R. (2011). Stratigraphic, structural and geochemical features of the NE-SW trending Neogene volcano-sedimentary basins in western Anatolia: implications for associations of supradetachment and transtensional strike-slip basin formation in extensional tectonic setting, *J Asian Earth Sci.*, 41, 159–183.
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C. & Sözbilir, H. (2010). Tectono-stratigraphic evolution of the NE-SW-trending superimposed Selendi basin: implications for Late Cenozoic crustal extension in western Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 488, 210-232.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., Sözbilir, H., Erkül, F. & Bozkurt, E. (2008). A geochemical approach to Neogene-Quaternary volcanic activity of western Anatolia: An example of episodic bimodal volcanism within the Selendi Basin, Turkey. *Chemical Geology*, 255, 265–282.

- Floyd, P. A, Helvacı, C. & Mittwede, S. K. (1998). Geochemical discrimination of volcanic rocks associated with borate deposits: an exploration tool. *Journal of Geochemical Exploration*, 60, 185–20.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. & Villari, L. (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: J.E. Dixon, and A. H. F. Robertson, (eds). The Geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society Special Publication*, 17, 687-699.
- Gast, P. W. (1968). Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkalic magma types. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32, 1057–1086.
- Gemici, Y., Akyol, E., Akgün, F. ve Seçmen, Ö. (1997). Soma Kömür Havzası Fosil Makro Ve Mikroflorası, *MTA Dergisi, Ankara*, 112, 161–178.
- Genç, Ş. C. (1998). Evolution of the Bayramic, magmatic complex, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, 233–249.
- Güleç, N. (1991). Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geological Magazine*, 23, 417-435.
- Hakyemez, H. Y., Erkal, T. & Gökteş, F. (1999). Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Review* 18, 549–554.
- Helvacı, C. (1995). Stratigraphy, mineralogy, and genesis of the Bigadiç borate deposits, Western Turkey. *Economic Geology*, Vol. 90, 1237-1260.
- Helvacı, C. & Yağmurlu, F. (1995). Geological setting and economic potential of the lignite and evaporite-bearing Neogene basins of Western Anatolia, Turkey. *Isr. J. Earth Sci.*, Vol. 44, 91-105.
- Helvacı, C., Ersoy, E. Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. & Uzel, B. (2009). Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: implications for amphibole-bearing lithospheric mantle

- source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 185, 181-202.
- İnci, U. (1998a). Lignite and carbonate deposition in Middle Lignite succession of the Soma Formation, Soma coalfield, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 37, 287-313.
- İnci, U. (1998b). Synvolcanic alluvial sedimentation in lignite-bearing Soma basin. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 63–78.
- İnci, U. (2002). Depositional evolution of Miocene coal successions in the Soma coalfield, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 51, 1–29.
- İnci, U. (1984). Neogene oil shale deposits of Demirci and Burhaniye regions. *27th International Geological Congress*, Abs. vol. VII, pp. 13–16, 57.
- İnci, U., Koçyiğit A., Bozkurt, E., & Arpalıyığıt, İ. (2003). Soma ve Kırkağaç Grabenlerinin Kuvaterner Jeolojisi, Batı Anadolu. İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, VI. Kuvaterner Çalıştay1, 84–100.
- Innocenti, F., Agostini, S., Di Vincenzo, G., Doglioni, C., Manetti, P., Savaşçın, M.Y. & Tonarini, S. (2005). Neogene and Quaternary volcanism in Western Anatolia: magma sources and geodynamic evolution. *Marine Geology* 221, 397–421.
- Irvine, N. & Baragar, W.R.A. (1971). A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Işık, V. & Tekeli, O. (2001). Late orogenic crustal extension in the northern Menderes Massif (western Turkey): evidence for metamorphic core complex formation. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 757-65.
- Karacık, Z. & Yılmaz, Y. (1998). Geology of the ignimbrites and the associated volcano–plutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 251–264.

- Karaoğlu, Ö., Helvacı, C. & Ersoy, E. Y. (2010). Petrogenesis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the volcanic rocks of the Uşak-Güre basin, western Türkiye. *Lithos* 119, 193-210.
- Kleinsorge, H. (1941). Manisa vilâyeti, Soma linyit zuhuru ve civarının jeolojisi. *M.T.A. Dergisi, Ankara, A5*, s. 57.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. & Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society, London, 156*, 605-616.
- LeMaitre, R.W. (2002) Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press
- Nebert, K. (1978). Linyit içeren Soma Neojen bölgesi, Batı Anadolu, *MTA Dergisi, Ankara, 90*, 20–70.
- Okay, A. İ. & Satır, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine, 5*, 495-516.
- Okay, A. & Siyako, M. (1991). İzmir Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis kenedinin yeni konumu. Türkiye ve Çevresinin Tektoniği-Petrol Potansiyeli, *Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri*. Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı, Ankara, 333–355.
- Okay, A.İ. & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen (eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), pp. 475–515. *Geological Society of London, Special Publication no. 156*.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. & Akyüz, S. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in northwestern Turkey: Geologic and geochronologic constraints. *The Tectonic Evolution of Asia*, 420-441.

- Palme, H. & O'Neill, H.St.C. (2004). Cosmochemical estimates of Mantle Composition. In: Treatise on Geochemistry. In: Holland HD, Turekian KK (eds), Elsevier, Amsterdam, pp 1–38.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., Koukouvelas, I., Dolansky, L. M., Kokkalas, S. (2009). Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: The Miocene of Limnos, Greece, *Bull. Geol. Soc. Am.* 121, 39–54.
- Philippson, A. (1910). Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Peterm. *Mitt. Erg-Heft 167*. 104 s. Gotha.
- Purvis, M. & Robertson, A.H.F. (2004). A pulsed extension model for the Neogene–Recent E–W-trending Alaşehir Graben and the NE–SW-trending Selendi and Gördes Basins, western Turkey, *Tectonophysics*, 391, 171-201.
- Ring, U., Gessner, G., Güngör, T. & Passchier, C. (1999). The Menderes Massif of Turkey and the Cycladic Massif in Aegean- do they really correlate. *Journal of Geological Society*, London, 156, 3-6.
- Rojay, B., Toprak, V., Demirci, C. & Süzen, L. (2005). Plio-Quaternary evolution of the Küçük Menderes Graben southwestern Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta* 18, 317–331.
- Sarıca, N. (2000). The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in West Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits. *Geological journal* 35, 1–24.
- Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *Journal of the Geological Society*, London, 136, 269-82.
- Şengör, A.M.C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. From Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (eds.), 1987, Continental Extensional Tectonics. *Geological Society Special Publication*, 28, 575-589.

- Şengör, A.M.C. & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K. & Christie-Blick, N. (eds), Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publications 37, 227-64.
- Seyitoğlu, G. (1997). Late Cenozoic tectono-sedimentary development of the Selendi and Uşak-Güre basins: a contribution to the discussion on the development of east-west and north trending basins in western Anatolia. *Geological Magazine*, 134, 163-175.
- Seyitoğlu, G. & Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128, 155-166.
- Seyitoğlu, G. & Scott, B.C. (1992). Late Cenozoic volcanic evolution of the NE Aegean region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54, 157-176.
- Seyitoğlu, G. & Scott, B.C. (1994). Late Cenozoic basin development in west Turkey. Gördes basin: tectonics and sedimentation. *Geological Magazine*, 131, 631-637.
- Seyitoğlu, G. & Scott, B.C. (1996). Age of Alasehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31, 1-11.
- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G. & Scott, B.C. (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.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, S. & Işık, V. (2002). The role of flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alasehir graben, western Turkey. *Geological Magazine*, 139, 15-26.

- Sözbilir, H. (2001). Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz Detachment, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Science* 10, 51–67.
- Sözbilir, H. (2002). Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz Graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 15, 277-288.
- Tonarini, S., Agostini S., Innocenti F. & Manetti P. (2005). $\delta^{11}\text{B}$ as tracer of slab dehydration and mantle evolution in Western Anatolia Cenozoic Magmatism. *Terra Nova*, 17, 259-264.
- Yeşilyurt, S. K. ve Taner, G. (1999). Manisa (Soma) yöresi (Batı Anadolu) Neojen stratigrafisi ve Molluska faunası. I. *Batı Anadolu Hammadde Kaynakları Sempozyumu*. Bildiriler 157–165.
- Yılmaz, Y. (1989). An approach to the origin of young volcanic rocks of Western Turkey. In A. M. C. Şengör (Editor), Tectonic evolution of the Tethyan Region. *Kluwer Academic Publishers*, 159-189.
- Yılmaz, Y., Genç, S.C., Gürer, O.F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. & Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian grabens begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Piper, J. D. A. (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. *Geological Society*, London, Special Publications 173, 353-84.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z. & Altunkaynak, Ş. (2001). Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance, *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.